

Organizado por:
Virginio Mantesso-Neto
Andrea Bartorelli
Celso Dal Ré Carneiro
Benjamim Bley de Brito-Neves

.BeCa

Geologia do Continente Sul-Americano:

Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida

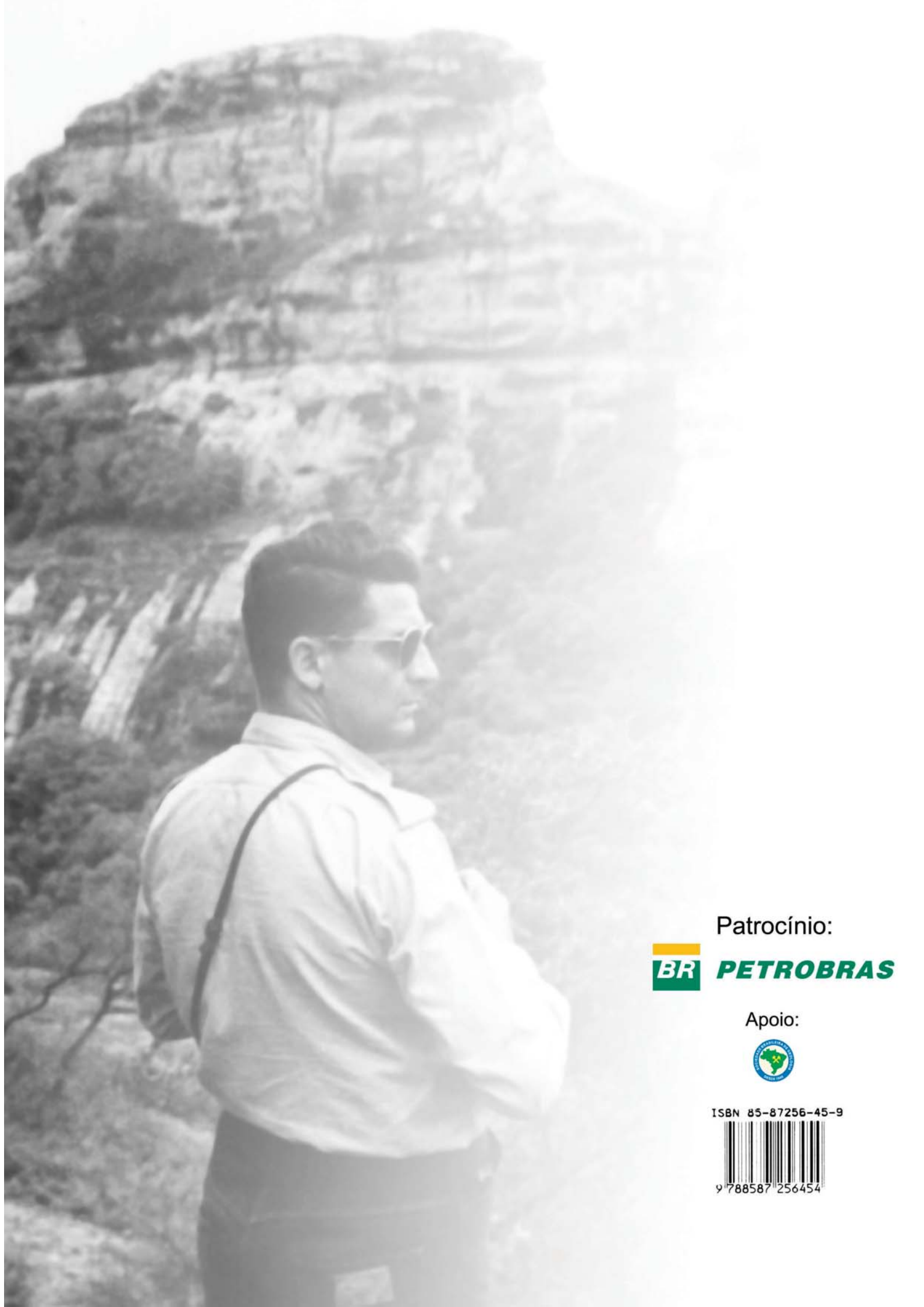




Geologia do Continente Sul-Americano:

Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida





Patrocínio:



Apoio:



ISBN 85-87256-45-9



Índice dos CAPÍTULOS com Título, Autor(es), página inicial nesta versão digital e página inicial na versão impressa

NB1: não há uma relação direta entre a numeração das páginas na edição digital e na edição impressa.

NB2: ao final de diversos capítulos, às vezes na última página, às vezes na página seguinte (sem texto), foi inserida uma foto, sem legenda, do arquivo do Prof. Fernando; essa foto não tem relação nem com o artigo precedente nem com o seguinte.

Cap.	TÍTULO	Autor(es)	Página inicial nesta versão digital <i>n</i> de 570	Página inicial na edição impressa
I	O QUE FAZ DE UM CRÁTON UM CRÁTON? O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E AS REVELAÇÕES ALMEIDIANAS AO DELIMITÁ-LO	Alkmim, Fernando Flecha de	6	17
II	REVISIÓN DEL LÍMITE DE LA PLATAFORMA SUDAMERICANA EN LA ARGENTINA	Almeida, Fernando Flávio Marques de	25	37
III	INUNDAÇÕES MARINHAS FANEROZÓICAS NO BRASIL E RECURSOS MINERAIS ASSOCIADOS	Almeida, Fernando Flávio Marques de Carneiro, Celso Dal Ré	30	43
IV	A BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL MATO-GROSSENSE	Assine, Mário Luiz	47	61
V	OS PALEODESERTOS PIRAMBÓIA E BOTUCATU	Assine, Mário Luiz Piranha, Joseli Maria Carneiro, Celso Dal Ré	62	77
VI	ORIGEM DAS GRANDES CACHOEIRAS DO PLANALTO BASÁLTICO DA BACIA DO PARANÁ: EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA E GEOMORFOLOGIA	Bartorelli, Andrea	79	95
VII	FAIXA PARAGUAI	Boggiani, Paulo Cesar Alvarenga, Carlos José de Souza	99	113
VIII	A HISTÓRIA DOS CONTINENTES – Trajetórias e tramas tectônicas	Brito-Neves, Benjamim Bley de	105	123
IX	GLACIAÇÕES PALEOZÓICAS NO BRASIL	Castro, Joel Carneiro de	132	151
X	FERNANDO DE ALMEIDA E A “SUA” PLATAFORMA BRASILEIRA	Cordani, Umberto Giuseppe	145	165
XI	<i>COLLENIA ITAPEVENSIS</i> , O PRIMEIRO FÓSSIL PRÉ-CAMBRIANO BRASILEIRO E SUA IMPORTÂNCIA NO ESTUDO DE ESTROMATÓLITOS NO BRASIL	Fairchild, Thomas Rich Sallun Filho, William	156	177
XII	INTERMEDIATE TO ACIDIC MAGMATISM AND CRUSTAL EVOLUTION IN THE TRANSVERSAL ZONE, NORTHEASTERN BRAZIL	Ferreira, Valderes Pinto Sial, Alcides Nóbrega Pimentel, Márcio M. Moura, Cândido A. V.	167	189
XIII	PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	Heilbron, Monica da Costa P. Lavalley Pedrosa-Soares, Antônio Carlos Campos-Neto, Mário da Costa Silva, Luiz Carlos da Trouw, Rudolph Allard Johannes Janasi, Valdecir de Assis	180	203
XIV	FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA E A DIVULGAÇÃO CIENTÍFICA	Lopes, Maria Margaret Massarani, Luisa Figueirôa, Silvia F. de Mendonça	213	237
XV	O MAGMATISMO TOLEÍTICO DA BACIA DO PARANÁ	Marques, Leila Soares Ernesto, Marcia	220	245
XVI	COMENTÁRIOS SOBRE A ORIGEM E A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ	Milani, Edison José	239	265
XVII	O MAGMATISMO PÓS-PALEOZÓICO NO BRASIL	Mizusaki, Ana Maria Pimentel Thomaz-Filho, Antonio	254	281

XXVIII	RECURSOS ENERGÉTICOS ASSOCIADOS À ATIVAÇÃO TECTÔNICA MESOZÓICO-CENOZÓICA DA AMÉRICA DO SUL	Mohriak, Webster Ueipass	265	293
XIX	GRANULITOS DO BRASIL	Moraes, Renato Fuck, Reinhardt Adolf Duarte, Beatriz Paschoal Barbosa, Johildo Salomão Figueiredo Leite, Carlson de Matos Maia	292	321
XX	A CONTRIBUIÇÃO DE FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA PARA A PESQUISA PALEONTOLÓGICA DO BRASIL	Petri, Setembrino Campos, Diógenes de Almeida	317	347
XXI	O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	Pimentel, Márcio Martins Jost, Hardy Fuck, Reinhardt Adolf	324	355
XXII	LA PLATAFORMA PATAGÓNICA Y SUS RELACIONES CON LA PLATAFORMA BRASILEIRA	Ramos, Victor Alberto	339	371
XXIII	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL	Riccomini, Claudio Sant'Anna, Lucy Gomes Ferrari, André Luiz	350	383
XXIV	GRANDES FALHAS NO BRASIL CONTINENTAL	Sadowski, Georg Robert Campanha, Ginaldo A. da Cruz	373	407
XXV	PAISAGENS CÁRSTICAS DA SERRA DA BODOQUENA (MS)	Sallun Filho, William Karmann, Ivo Boggiani, Paulo César	388	423
XXVI	OS MAPAS MURAIIS E A MEMÓRIA GEOLÓGICA: 150 ANOS NO BRASIL E NA AMÉRICA DO SUL	Schobbenhaus, Carlos Mantesso-Neto, Virginio	399	435
XXVII	GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO E GEOLOGIA AMBIENTAL	Suguio, Kenitiro Sallun, Alethéa Ernandes Martins	424	461
XXVIII	A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO	Tassinari, Colombo Celso Gaeta Macambira, Moacir José Buenano	433	471
XXIX	BACIAS DO ESTÁGIO DA TRANSIÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA	Teixeira, Antonio Luiz Gaucher, Claudio Paim, Paulo Sérgio Gomes Fonseca, Mônica Marques da Parente, Clovis Vaz Silva Filho, Wellington Ferreira da Almeida, Afonso Rodrigues de	448	487
XXX	GLACIAÇÃO NEOPROTEROZÓICA SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E FAIXAS DOBRADAS ADJACENTES	Uhlein, Alexandre Alvarenga, Carlos José Souza de Trompette, Roland Dupont, Henri Simon Jean Benoît Silva, Marcos Egydio Cukrov, Neven Lima, Otávio Nunes Borges de	499	539
XXXI	AS ILHAS VULCÂNICAS BRASILEIRAS: FERNANDO DE NORONHA E TRINDADE	Ulbrich, Mabel Norma Costas Marques, Leila Soares Lopes, Rosana Peporine	514	555
XXXII	A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA	Valeriano, Claudio de Morisson Dardenne, Marcel Auguste Fonseca, Marco Antônio Simões, Luiz Sergio Amarante Seer, Hildor José	533	575
XXXIII	EVOLUÇÃO FANEROZÓICA DAS BACIAS SEDIMENTARES BRASILEIRAS	Zálan, Pedro Victor	552	595

O QUE FAZ DE UM CRÁTON UM CRÁTON? O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E AS REVELAÇÕES ALMEIDIANAS AO DELIMITÁ-LO

Fernando Flecha de Alkmim
Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto Ouro Preto, MG
alkmim@degeo.ufop.br

Resumo:

À luz do conhecimento atual, crátons são entendidos como partes diferenciadas da litosfera continental, caracterizadas por possuírem espessas e antigas raízes mantélicas. Em virtude disso, exibem alta resistência mecânica e comportamento tectônico marcado por longa estabilidade. O Cráton do São Francisco é definido e delimitado como componente da Plataforma Sul-Americana não envolvido na tectogênese brasileira do final do Neoproterozóico. Embora ainda não tenha a sua estrutura profunda caracterizada, mostra todos os traços superficiais e o comportamento tectônico típicos dos crátons. O seu substrato é constituído por um bloco arqueano que ficou poupado das orogêneses do Proterozóico e partes de um orógeno paleoproterozóico, desenvolvido durante o Evento Transamazônico, por volta de 2,1 Ga. As suas coberturas se distribuem em duas grandes feições morfotectônicas, a Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim. As coberturas, juntamente com as estruturas deformacionais que exibem, registram uma história tectônica em que os episódios mais importantes foram: i) a tafrogênese estateriana em torno de 1,75Ga; ii) a tafrogênese toniana, por volta de 900 Ma; iii) inversão parcial e subsidência flexural durante o Evento Brasileiro; iv) a glaciação do Gondwana no Permo-Carbonífero; e v) renovada tafrogênese durante o evento Sul-Atlântico, no Cretáceo. Ao caracterizar e delimitar o Cráton do São Francisco, o Professor Fernando F. M. Almeida o faz com enorme sofisticação científica, entendendo-o desde já com uma entidade tridimensional e revelando a sua genealogia.

Palavras-chave: Cráton, Raízes Mantélicas, Cráton do São Francisco, Fernando F. M. Almeida.

Abstract:

Cratons are presently viewed as differentiated components of the continental lithosphere, for the fact that they are endowed with thick, cold, old, but buoyant mantle roots. Consequently, they have a very high lithospheric strength that avoids pervasive deformation. The São Francisco craton in eastern Brazil is one of three other major components of the South American continent that were not significantly affected by the Neoproterozoic Brazilian orogenies. As such the São Francisco craton displays the typical attributes and tectonic behavior of the cratons identified worldwide, although its deep structure is not yet characterized. The basement of the São Francisco craton encompasses an Archean block not involved in the Proterozoic orogenies and segments of a Paleoproterozoic orogen, which consists of reworked Archean crust, microcontinents and a magmatic arc. The craton covers define two major morphotectonic units, namely the São Francisco basin and the Paramirim aulacogen. Together with the tectonic structures they display, the cover units record five major tectonic events: i) the 1,75 Ga Statherian taphrogenesis

sis; ii) the ~ 900 Ma Tonian rifting; iii) downwarp behavior and partial inversion of interior structures induced by the Brasiliano collisions during the Neoproterozoic Orogeny; iv) the Permo-Carboniferous glaciation of Gondwanaland; and v) renewed rifting during the South Atlantic event in the Lower Cretaceous. Prof. F.F.M. Almeida in a very sophisticated way defined and traced the boundaries of the São Francisco craton. By doing this, he to a some extent anticipates the view of cratons as 3D-features and brought to the light the genealogy of the São Francisco craton.

Keywords: Craton, Mantle Roots, São Francisco Craton, Fernando F. M. Almeida.

Resumen:

A la luz del conocimiento actual, los cratones son definidos como partes diferenciadas de la litosfera continental, caracterizadas por poseer espesas y antiguas raíces mantélicas. En virtud de eso, presentan alta resistencia mecánica y comportamiento tectónico marcado por gran estabilidad. El Cratón San Francisco es definido y delimitado como componente de la plataforma Sudamericana, no envuelto en la tectonogenesis brasiliana del final del Neoproterozoico. Aunque aún no tenga su estructura profunda caracterizada, muestra todos los trazos superficiales y comportamiento tectónico típico de los cratones. Su substrato está constituido por un bloque arqueano estable y partes de un orógeno paleoproterozoico. Durante el evento Transamazónico, alrededor de 2,1 Ga, el bloque arqueano original fue parcialmente retrabajado y recibió importantes adiciones. Sus coberturas se distribuyen en dos grandes unidades morfotectónicas, la cuenca de San Francisco y el aulacógeno de Paramirim. Las coberturas, juntamente con las estructuras deformacionales que exhiben, registran una historia tectónica en que los episodios más importantes fueron: 1) La tafrogénesis estateriana alrededor de 1,75 Ga; 2) La tafrogénesis toniana alrededor de 900 Ma; 3) Inversión parcial y subsidencia flexural durante el evento Brasiliano; 4) La glaciación del Gondwana en el periodo Permo-Carbonífero; y 5) Renovada tafrogénesis durante el evento Sudatlántico, en el Cretáceo.

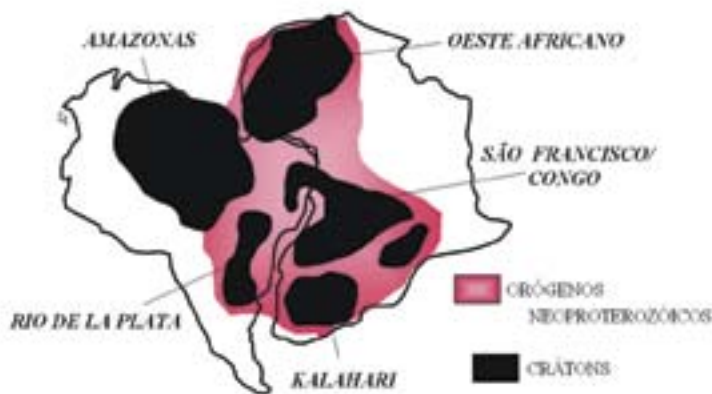


Fig. 1 - Crátos maiores da América do Sul e da África e sua relação com as zonas orogênicas brasileiras-panafricanas que os envolvem, em uma reconstrução esquemática do Gondwana ocidental. Notar que o contorno dos crátos, exceção feita ao do São Francisco-Congo, é aproximadamente elíptico (extraído de Alkmim & Martins-Neto, 2001)

Schematic reconstruction of West Gondwanaland showing the major cratons of South América and Africa and their relationships with the adjacent Brasiliano-PanAfrican orogenic belts. Notice that, except for the São Francisco Congo, the shape of various cratons is in general elliptical (from Alkmim and Martins-Neto, 2001)

Al caracterizar y delimitar el Cratón São Francisco el Profesor Fernando F. M. Almeida, lo hace con gran sofisticación científica, entendiéndolo desde ya como una entidad tridimensional y revelando su genealogía.

Palabras llave: Cratón, Raíces Mantélicas, Cratón San Francisco, Fernando F. M. Almeida.

Introdução

O desenvolvimento do conceito de cráton constitui uma das mais interessantes páginas da história da geologia. A constatação de que nos continentes existiam setores caracterizados por longa estabilidade tectônica partiu de simples observações de campo para chegar aos dias atuais com um robusto suporte de conhecimentos dos mais variados ramos das geociências.

A identificação e delimitação progressivamente mais precisas dos crátos da Plataforma Sul-Americana, especialmente do Cráton do São Francisco, tomam parte da saga do conceito. Nesta história, a contribuição do Professor Almeida, consubstanciada, principalmente, em cinco notáveis artigos (Almeida, 1967; 1977; 1978; 1981; e Almeida *et al.*, 1981), além de operacionalizar o traçado dos limites dos crátos da Plataforma Sul-Americana, antecipa, com grande sofisticação científica, o entendimento dos crátos como entidades tridimensionais, tal como vieram a ser caracterizados mais tarde.

Neste artigo, apresentam-se, em primeiro lugar, os atributos fundamentais das porções da litosfera continental que possuem o status de cráton, discutindo-se as tendências assumidas pela conceituação atual. Descrevem-se, a seguir, os principais traços geológicos do Cráton do São Francisco, demonstrando-se, concomitantemente, que a sua própria geologia encerra uma bateria de testes de “cratonicidade”. Finaliza-se com um breve comentário sobre as incursões que fizera o Professor Almeida no universo dos crátos, especialmente, quando da caracterização do Cráton do São Francisco e do que ele revela em suas publicações sobre o tema.

O que faz de um cráton um cráton ?

Do que se lê em compêndios e dicionários de geologia, conclui-se que crátos são partes relativamente estáveis dos continentes e que não foram envolvidas nas orogêneses do Fanerozóico. As definições correntes enfatizam os aspectos mais importantes da condição cratogênica, que são o caráter continental e a longa estabilidade, mas ainda nada revelam sobre as suas causas. Compilando as principais propriedades dos vários crátos já delimitados no mundo, chega-se à seguinte lista (Brito Neves & Alkmim, 1993):

- Com contornos em geral elípticos, possuem diâmetros variáveis entre as centenas e alguns milhares de quilômetros (Fig.1).

- Isostaticamente positivos, correspondem, porém, aos grandes baixos topográficos dos continentes, exibindo relevo interno relativamente pouco pronunciado (Fig.2).

- O seu substrato é constituído, em maior extensão, por núcleos arqueanos, contendo adições significativas de materiais juvenis paleoproterozóicos, que podem ter experimentado, em graus variáveis, deformação e metamorfismo do Arqueano ao Mesoproterozóico.

- A cobertura compreende unidades cujas idades vão do final do Paleoproterozóico ao Recente, hospedadas em aulacógenos, bacias de antepaís e sinéclises (Fig.2).

- Além das estruturas negativas anteriormente mencionadas, exibem também estruturas positivas, como antéclises, grandes domos e arcos.

- As bacias da cobertura, principalmente as pré-cam-

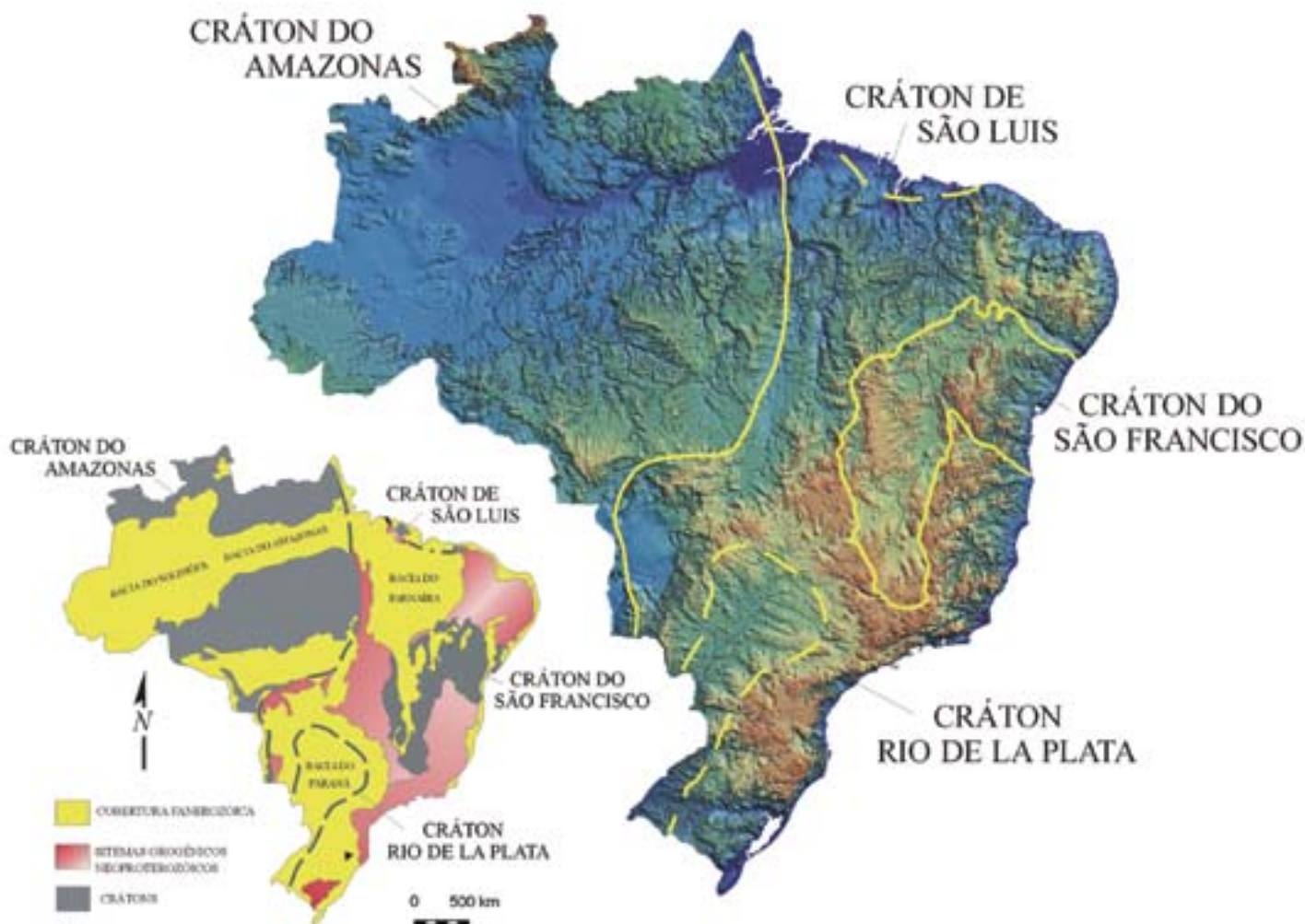


Fig. 2 - Principais crátõs delimitados no território brasileiro e sua expressõo no relevo. Notar que sobre os grandes crátõs estõo as grandes bacias hidrográficas e as grandes sinéclises. Observar também que os grandes altos topogríficos e estruturais correspondem às faixas orogênicas brasileiras. Mapa do relevo do Brasil elaborado por J.B.Françõlin e subdivisõo tectõnica do Brasil baseada em Almeida *et al.* (1977)

Major cratons delimited in Brazilian territory and their topographic expression. The cratons host both the large river systems and sag basins. The major topographic and structural highs on the other hand correspond to the Brasiliano orogenic domains. Shaded relief map of Brazil compiled by J.B.Françõlin. Tectonic subdivision of Brazil based on Almeida *et al.* (1977)

brianas, podem apresentar variados graus de inversõo, conforme a sua natureza, orientaçõo e situaçõo aos limites.

- Possuem uma estrutura sísmica marcada por espessuras crustais ligeiramente superiores à média dos continentes. Porém, as espessuras crustais dos núcleos arqueanos são relativamente delgadas (média de 35 km) e das porções proterozõicas mais espessas (média de 45 km) (Durrheim & Mooney, 1991) (Fig.3).

- Valores de fluxo térmico compreendidos entre 30 e 50 mW/m², representando os mais baixos valores dentre todos os demais tipos crustais.

- Espessura elástica da litosfera de até 100 km (Grotzinger & Royden, 1990; Watts & Burov, 2003).

- Espessura litosférica entre 200 e 400 km, com a zona de baixa velocidade do manto ausente ou muito mal definida (Fig.3).

Com exceçõo dos quatro últimos atributos da lista, todos os demais já eram conhecidos nos anos 60 do século

passado e fundamentavam ou decorriam da delimitaçõo de crátõs feita, até então, nos vários continentes. Dos trabalhos produzidos àquela época decorre uma visõo de crátõs como entidades bidimensionais, correspondentes a regiões, áreas ou setores dos continentes. Não havia ainda incursões nos domínios subjacentes aos mesmos. Além disso, a condiçõo cratogênica era tida, por muitos autores, como transitória (Kay, 1947 e seguidores). Sendo os crátõs partes poupadas dos processos orogênicos, sua existênciam num dado momento da história da Terra seria fruto do acaso, ou seja, ter-se-ia uma tal distribuiçõo dos *fronts* orogênicos pelos continentes que certas partes não seriam por eles atingidas.

Os avanços experimentados, a partir dos anos 70 do século passado, na geofísica, particularmente nas técnicas e aquisiçõo e processamento sísmico, em paralelo ao desenvolvimento e crescente sofisticaçõo dos métodos geocronológicos e petrológicos, permitiram descortinar a tridimensionalidade dos crátõs, o que correspondeu a um passo revolucionário. É mar-

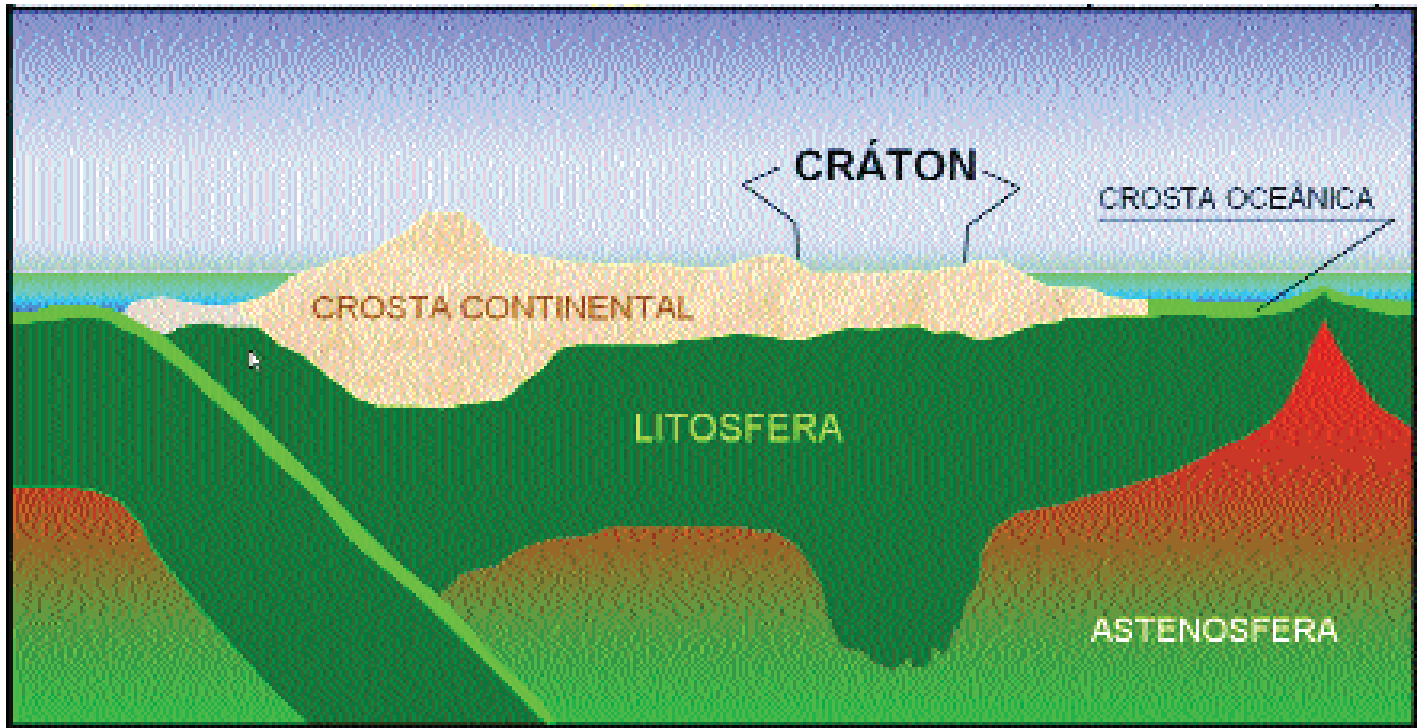


Fig. 3 - Representação esquemática de uma seção em um continente hipotético, mostrando a sua estrutura litosférica. Observe as raízes profundas do manto litosférico sob o cráton e as variações de espessura crustal

Schematic cross-section of a hypothetical continent, illustrating its lithospheric structure. Observe the mantle roots beneath the craton and the crustal thickness variations

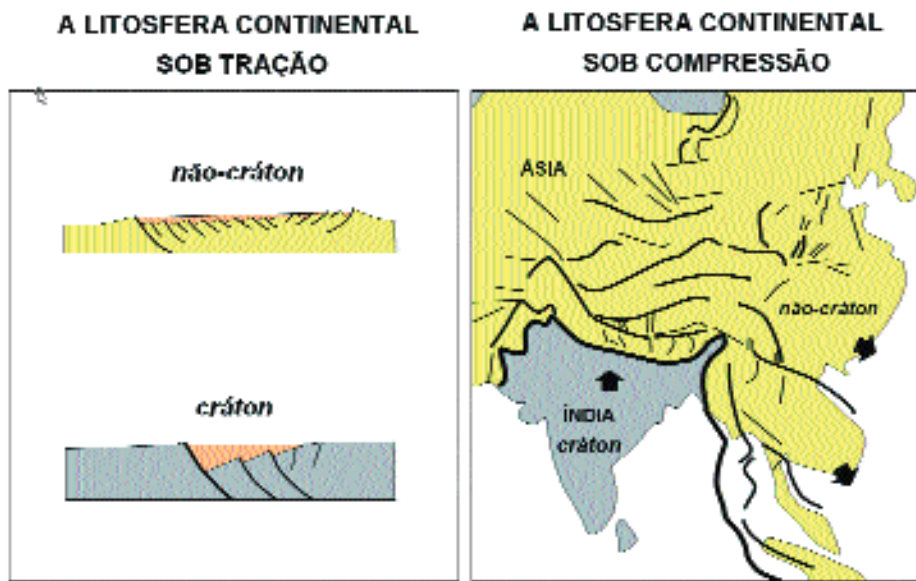


Fig. 4 - Comportamento dos crátons quando submetidos a solicitações trativas e compressivas. O regime distensional é ilustrado pela formação de riftes, os quais possuem uma arquitetura bem distinta, conforme sejam nucleados em crosta não-cratônica ou cratônica (vide texto para explicação). O regime compressional é ilustrado pela interação Índia-Ásia. A Índia, que em maior parte é constituída por núcleos arqueanos estáveis e que tem como porções mais jovens terrenos retrabalhados no Mesoproterozóico (condição idêntica a dos grandes crátons) não sofre influência do processo. Já as porções jovens da Ásia (orógenos paleozóicos) deformam-se a uma distância de até 4000 km do sítio da colisão (elaborado com base em Tapponnier *et al.* 1982 e Sengör & Natal'in 2004)

Tectonic behavior of cratons and non-cratons under extension and compression. The extensional regime produces rifts with distinct geometries, depending on the very nature of the crust (cratonic or non-cratonic). The compressional regime is illustrated by the tectonic interaction between India and Asia. India, made up of stable Archean nuclei and boasting the Mesoproterozoic orogenic belts as its youngest components (like most of the major cratons) is not affected by the collisional tectonism. Asia's young regions (Paleozoic orogens), on the contrary, are deformed over large distances (up to 4000 km from the plate boundaries) (based on Tapponnier *et al.*, 1982, 1986 and Sengör & Natal'in, 2004)

cante, neste sentido, a contribuição de Jordan (1978;1981;1988) e várias outras simultâneas e posteriores, através das quais os crátons passaram pouco a pouco a ser entendidos como peças litosféricas diferenciadas, caracterizadas por possuir raízes mantélicas, que atingiriam a casa dos 400 km ou mais.

Jordan (1978), ao constatar a existência das raízes dos crátons, já tinha deparado com uma intrigante questão: como podiam os crátons manter-se isostaticamente positivos com uma tal raiz litosférica, uma vez que não mostravam anomalias positivas do geóide ou gravitacionais? Ele mesmo resolveu esta questão postulando que o manto litosférico subjacente aos crátons deveria ser menos denso do que o manto sob os oceanos, e isto poderia ser conseguido através de um desfalque em Fe e Al. Dados obtidos à época e posteriormente comprovaram, em primeira instância, a hipótese de Jordan.

A tomografia sísmica comprovou a existência das quilhas mantélicas dos crátons, caracterizando-as, além disso, como litosfera fria (Pollak & Chapman, 1977; Grand, 1987). O estudo dos xenólitos de rochas de derivação mantélica profunda, alcalinas e kimberlíticas, veio constituir uma fonte de dados sobre a composição do manto subjacente aos continentes e para a calibração de resultados obtidos nas investigações geofísicas e da petrologia experimental (vide, entre outros: Allegre *et al.*, 1982; Boyd, 1989; Boyd *et al.*, 1993; Dawson, 1980; Nixon, 1987). Além disso, a datação de inclusões em diamantes e dos próprios xenólitos

tos mantélicos (Richardson *et al.*, 1984; Boyd *et al.*, 1985; e síntese Pearson, 1999), associada ao estudo da anisotropia de velocidades de propagação de ondas S no manto (Babuska & Cahn, 1999; Silver, 1996) possibilitaram a datação das raízes mantélicas sob os núcleos arqueanos dos crátons. Comprovou-se que sua idade é arqueana e que suas tramas cristalográficas correspondem à trama deformacional (também de idade arqueana) das rochas expostas na superfície.

Sabendo-se que a resistência litosférica tem dois controladores fundamentais, quais sejam, estrutura térmica e composição, raízes litosféricas tão profundas, frias e antigas, necessariamente, redundam em grande e duradoura resistência aos processos tectônicos. As implicações disso são enormes. Em primeiro lugar, fica claro que os crátons, enquanto domínios poupados da ação orogênica, o são, não por uma casualidade, mas por serem eles, desde o Arqueano, peças litosféricas reologicamente diferenciadas. Assim sendo, cai por terra, até certo ponto, a concepção de que a condição cratogênica seja transitória e o conceito de cráton torna-se, assim, reológico. O comportamento diferencial da litosfera cratônica sob solicitações distensionais e compressionais é ilustrados na Fig. 4.

Quando submetida a regimes distensionais e entra em deformação (o que só ocorre sob altas tensões ou grande impacto termal), a litosfera cratônica dá origem a riftes estreitos e profundos, com pequeno número de falhas de grande rejeito. O soergimento das ombreiras é desprezível e as taxas de deformação envolvidas são muito altas (Fig.4). A vasta maioria deles termina como aulacógenos, mas, em cenários tectônicos raros, riftes cratônicos podem evoluir para margens passivas. Quando o fazem, guardam todas as características dos riftes precusores.

Quando submetidos a regimes compressionais, os crátons, da mesma forma que sob tração, concentram tensões e deformações em descontinuidades preexistentes, especialmente, nos aulacógenos neles instalados, invertendo-os em variados graus. Gera-se assim o estilo tectônico conhecido como germanótipo. A deformação nestes casos não é penetrativa, mas concentrada em zonas discretas. O comportamento cratônico e não cratônico durante um regime compressional é espetacularmente ilustrado pela interação atual Índia-Ásia. A Índia, essencialmente cratônica é isenta de deformação. Já a Ásia, que tem a sua porção central constituída por orógenos paleozóicos, é intensamente afetada e de várias formas (Fig.4). Por esta razão, no famoso experimento conduzido por Tapponnier *et al.* (1982), a Índia foi representada por um bloco rígido de madeira, ao passo que a Ásia foi reproduzida em plasticina.

Em suma, pode-se dizer que o que faz de um cráton um cráton é a sua constituição. São eles porções da litosfera continental que, diferenciadas desde o Arqueano, ficaram dotadas de grande resistência mecânica, comportando-se, por isto mesmo, de modo peculiar no curso dos processos da dinâmica terrestre. Notável é sua tendência em subsidir e concentrar deformações, que faz com que eles, ainda que de maneira sutil, registrem a maioria dos eventos importantes nos quais os continentes seus hospedeiros se evoluem. A sua antiguidade e geodiversidade os tornam portadores de substancial parte da memória do planeta. Em conjunto, os crátons existentes podem, desta forma, ser entendidos como a “caixa preta” da nave Terra.

Questões em aberto sobre as quais se debruçam os dedicados ao tema dos crátons são as seguintes:

- Como se formaram as suas raízes mantélicas?
- É a gênese dessas raízes um processo uniformitariano?
- Uma vez formadas as raízes, como puderam elas ter sobrevivido? Em função da longa viagem que vêm fazendo, não deveriam ter experimentado, no mínimo, uma grande erosão geoquímica?

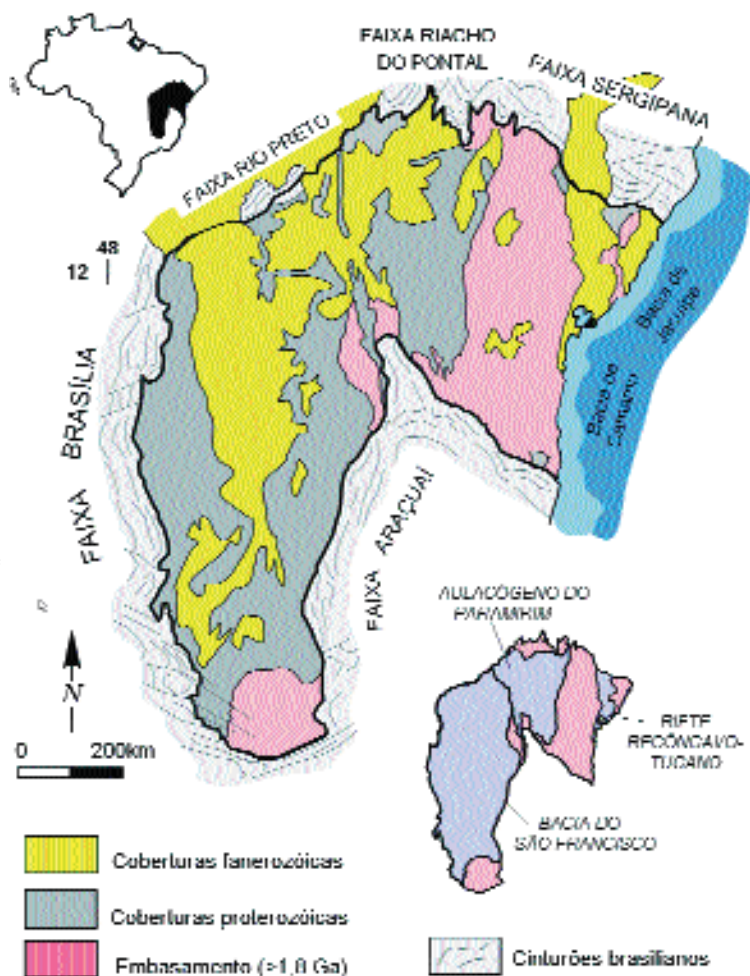


Fig. 5 - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (modificado de Alkmim *et al.* 1993)

Simplified geologic map of the São Francisco craton (modified from Alkmim *et al.* 1993)

- O que pode destruir um cráton ?

Na busca de respostas para estas questões, um enorme volume de dados sobre a estrutura profunda dos crátons tem sido publicado. Neste conjunto, salta aos olhos a grande variabilidade das propriedades do manto litosférico dos crátons quando considerados individualmente e também quando comparados uns com os outros (vide, por exemplo, Jaupart & Mareschal, 1999; Kaban *et al.*, 2003). Além disso, O'Neill & Moresi (2003) em função de dados obtidos por Shimizu & Sobolev (1995) e Spetsius *et al.* (2002) perguntam se é mesmo válido usar idades atribuídas a diamantes para datar as raízes mantélicas. Modelos para a geração das raízes mantélicas com uma abordagem que leva em consideração a geologia de superfície podem ser encontrados em Sengör (1999), Kusky & Polat (1999) e De Wit (1998). No que tange a descratonização, que implicaria entre outros processos na eliminação das raízes mantélicas, há consenso entre os autores que o impacto de uma pluma mantélica seria um dos processos com maior potencial de desencadeá-la (vide Sengör 1999).

O Cráton do São Francisco

Introdução

A história de caracterização e delimitação do Cráton do São Francisco acha-se sintetizada em Alkmim *et al.*

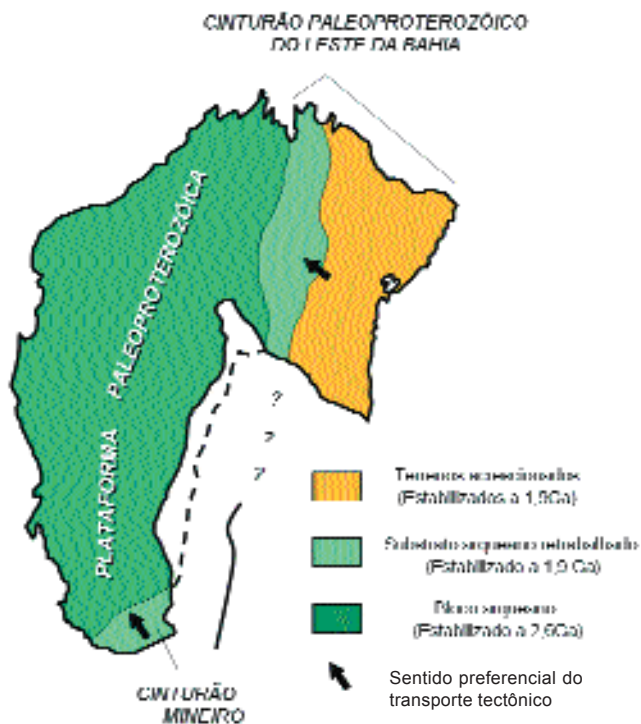


Fig. 6 - Componentes do embasamento do Cráton do São Francisco. Além da plataforma paleoproterozóica, que representa o bloco arqueano estável do cráton, tem-se no interior do cráton dois fragmentos de um orógeno paleoproterozóico, o Cinturão Mineiro e a faixa orogênica do leste da Bahia

Main components of the basement of São Francisco craton. The São Francisco craton encompasses, besides the Paleoproterozoic platform (the stable Archean core), two segments of a Paleoproterozoic orogen, represented by the Mineiro belt and the orogenic domain of eastern Bahia state

(1993). Ela se inicia com a contribuição de Guimarães (1951), quando dos primeiros ensaios de subdivisão tectônica do território brasileiro, dá importantes passos com os trabalhos de Barbosa (1966) e Ebert (1968) - o primeiro responsável por sua denominação atual - e termina com as definitivas publicações de Almeida (1977; 1981). Quando caracterizado por Almeida (1977), o Cráton do São Francisco era entendido como “uma entidade tectônica do Ciclo Brasileiro” por ter seu contorno definido pelas frentes orogênicas do final do Proterozóico (Fig. 3 e 5) e, desta forma, representar uma parte da crosta que fora por eles poupada.

Em 1979, foi realizado o primeiro simpósio dedicado exclusivamente ao Cráton do São Francisco e suas faixas marginais e, em 1993, o segundo encontro sobre o mesmo tema (vide Dominguez & Misi, 1993). Nos últimos anos, centenas de artigos versando sobre os mais diversos aspectos da sua geologia vieram a público. Confirmou-se, plenamente, neste período, a propriedade científica da caracterização de Almeida (1967; 1977) e avançou-se muito no entendimento da constituição, do arcabouço estrutural e, sobretudo, da sua função geotectônica no cenário da Plataforma Sul-Americana e antecedentes.

Uma questão, fonte de grandes polêmicas e que recebeu especial atenção de Almeida nas publicações de 1977 e 1981, foi a dos limites do cráton. Revisado por Alkmim *et al.* (1993), o traçado dos limites deve sofrer uma modificação, justamente numa região alvo de grandes debates, que é a do vale do Paramirim, na Bahia, junto a grande inflexão da Faixa Araçuai (vide Fig.5). Os resultados dos estudos de Danderfer (2000) e Cruz & Alkmim (2004), realizados naquela região,

oferecem uma solução muito boa e convincente para o problema das deformações que lá afetam o embasamento e as unidades pré-cambrianas da cobertura e implicam em uma modificação no traçado do limite local, como será discutido adiante.

As justaposições da América do Sul com a África nas reconstruções da Gondwanalândia (Porada, 1989; Trompette, 1994) e dados paleomagnéticos (D’Agrella & Pacca, 1998; Renne *et al.*, 1990) indicam que o Cráton do São Francisco possui de fato uma contraparte africana e com ela constituiu uma única peça até o surgimento do Atlântico no Cretáceo (Fig.1).

O Cráton do São Francisco-Congo e todos os demais dos continentes sul-americano e africano são hoje entendidos como a porções mais interiores e estáveis das placas que, ao final do Neoproterozóico, se amalgamaram através de uma série de colisões diacrônicas para formar a porção ocidental do continente de Gondwana (Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto, 2000; Alkmim *et al.* 2001). As margens daquelas placas, juntamente com as partes a elas adicionadas correspondem aos cinturões orogênicos brasileiros-panafricanos. A placa São Francisco-Congo, hospedeira do cráton homônimo, é vista como um fragmento desmembrado do supercontinente Rodínia, aglutinado a 1,0 Ga (Brito Neves *et al.* 1999; Campos Neto, 2000), ou como uma peça continental isolada, não participante de Rodínia (Kröner & Cordani, 2003; Pisarevsky *et al.*, 2003). No Brasil, os seus limites podem ser traçados ao longo das zonas de sutura caracterizadas nos orógenos brasileiros em torno do cráton (Alkmim *et al.* 1993, 2001).

Principais traços geológicos

O Cráton do São Francisco fica delimitado pelas faixas brasileiras Brasília, a sul e oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana, a norte e Araçuai a sudeste (Almeida, 1977; 1981). A leste o cráton vai de encontro à margem continental que hospeda as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamu e Jacuípe (Fig.5).

O interior do cráton é, em sua maior parte, coberto por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas. Em duas áreas, no extremo sul e a leste, o embasamento está exposto. As áreas de cobertura compreendem três grandes unidades morfotectônicas, a Bacia do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim e uma grande parte do Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá. Além destes, outros domínios de cobertura são as bacias neoproterozóicas de antepaís do Rio Pardo e da Faixa Sergipana (Fig. 5).

O embasamento

Segundo Almeida (1977), o Cráton do São Francisco, vale dizer, o seu substrato, adquiriu estabilidade ao final do Evento Transamazônico. Face aos dados hoje disponíveis, pode-se assumir que o embasamento do cráton é constituído por rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8 Ga.

Os estudos realizados nos últimos anos permitem a discriminação de duas feições tectônicas no embasamento do cráton que são partes de um orógeno paleoproterozóico (rhyaciano/orosiriano, transamazônico) e o seu antepaís (Fig. 6). Este orógeno paleoproterozóico está presente de forma apenas fragmentária no interior do cráton. Uma pequena porção do seu cinturão externo encontra-se preservada e exposta no extremo sul do cráton, abarcando o Quadrilátero Ferrífero e adjacências. Trata-se do Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 1996) (Fig.6). Um fragmento considerável do mesmo, incluindo internides e extenides, aflora, todavia, na porção norte do cráton, envolvendo parte do substrato do Aulacógeno do Paramirim e toda a área compreendida entre a Chapada

Diamantina e o litoral baiano (Figueiredo, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991; Marinho *et al.*, 1993; Ledru *et al.*, 1994; 1997; Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa & Sabaté, 2001; 2004) (Fig.6).

No interior do cráton, as exposi es da plataforma ou antepaís do orógeno paleoproterozóico são muito reduzidas. Restringem-se a duas áreas, uma a noroeste do Quadrilátero Ferrífero e outra entre a Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim. Partindo do pressuposto da sua continuidade física entre as mencionadas exposi es, seu contorno   especulativamente esboado na Fig. 6. Com estas características ela constitui o núcleo arqueano “intacto” do cráton. Além disso, corresponde   poro o interna de um continente arqueano, estabilizado por volta de 2,6 Ga (Noce *et al.*, 1998), que teve suas margens afetadas pelo Evento Transamaz nico.

A massa continental arqueana, cuja poro o interna   o núcleo arqueano estável (“intacto”), constitui o embasamento da maior parte do cráton, de boa parte da Faixa Arauau  e de grande parte da Faixa Brasília (Fig. 5 e 6). Ela, exceo o feita   poro o oeste e sudoeste da Faixa Brasília, vem a corresponder exatamente ao Cráton do Paramirim de Almeida (1981).

Entendendo os crátons como transit rios, Almeida (1981) postulava que o Cráton do São Francisco teve um ancestral por ele denominado de Cráton do Paramirim. Estabilizado após o Evento Jequié (2,9-2,7 Ga), o Cráton do Paramirim teria suas margens retrabalhadas durante o Evento Transamaz nico e, em parte, novamente no Evento Brasileiro. O que restara do Cráton do Paramirim e das adi es que adquirira no Evento Transamaz nico, após a a o do Evento Brasileiro, viria a ser Cráton do São Francisco.

O Cinturão Mineiro

Tal como delimitado em mapa por Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira *et al.* (1996; 2000), o Cinturão Mineiro fica restrito a uma pequena faixa ao sul do Quadrilátero Ferrífero, junto ao limite cr tonico. Estende-se aqui esta denominao o para toda a poro o do embasamento exposto no sul do cráton que experimentou deformao o (Alkmim & Marshak, 1998; Endo, 1997) e a o termal (Noce *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1992; Oliveira, 2004) no decorrer do Evento Transamaz nico. Entendido desta forma, o Cinturão Mineiro engloba o Quadrilátero Ferrífero e os terrenos adjacentes a sudoeste (Fig.7). As suas extensões nordeste e sudoeste, fora do cráton, foram intensamente retrabalhadas durante o Evento Brasileiro e constituem o substrato das faixas Arauau  e Brasília Sul, respectivamente.

O Cinturão Mineiro, tal como aqui entendido, envolve um complexo metamórfico basal, as supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, o Supergrupo Minas, o Grupo Itacolomi, além de um substancial volume de granitóides arqueanos e paleoproterozóicos (Fig. 7).

O complexo metamórfico ocupa a maior parte da exposi o do embasamento no sul do cráton e, nas áreas vizinhas ao Quadrilátero Ferrífero,   constituído por TTG’s (gnaisse e migmatitos), cujos protólitos formaram-se entre 2,9 e 3,2 Ga, corpos de anfibolitos e ultramáficas, Teixeira *et al.*, 2000; Machado & Carneiro, 1992; Carneiro *et al.*, 1998). Granitóides calcialcalinos com idades em torno de 2,78 Ga e granitóides anorogênicos formados entre 2,7 e 2,6 intrudem os gnaisse e migmatitos mais antigos (Carneiro *et al.*, 1994; Machado *et al.*, 1992; Noce, 1995; Noce *et al.*, 1998).

O Supergrupo Rio das Velhas   composto por uma típica sucessão *greenstone belt*, que congrega metavulcânicas (komatiitos, basaltos, vulcanoclásticas) e metassedimentos, incluindo formao es ferríferas, carbonatos e terrígenos. A idade de vulcânicas félsicas da base desta unidade   de 2,776 Ga (Machado *et al.*, 1992).

  exceo o da gerao o mais jovem de granitóides, todos

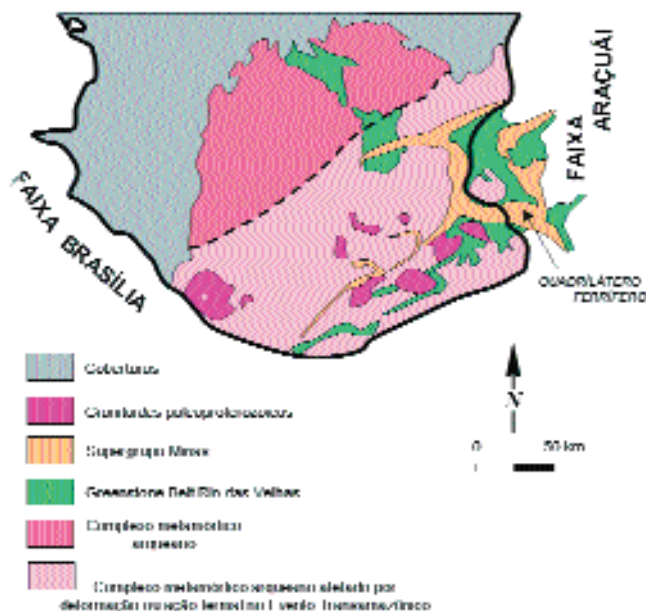


Fig. 7 - Mapa geológico esquemático do extremo sul do Cráton do São Francisco, enfatizando a zona de influência do Evento Transamaz nico (Cinturão Mineiro de Teixeira *et al.* 1996, expandido) e a respectiva plataforma

Schematic geologic map of the southernmost portion of the São Francisco craton, emphasizing the region affected by the Paleoproterozoic Transamazonian Event (the Mineiro belt, expanding the original definition by Teixeira *et al.* 1996) and its foreland

os componentes arqueanos que formam o substrato do Cinturão Mineiro foram deformados e metamorfisados no curso do Evento Rio das Velhas, que teve lugar entre 2,78 e 2,7 Ga (Carneiro *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2000).

O Supergrupo Minas tem como unidades basais quartzitos, filitos, carbonáticas e sua camada-guia, constituída por formao es ferríferas do tipo Lake Superior (Dorr, 1969). Sua idade máxima de 2,65 Ga   estimada com base em rela es de campo com as rochas mais jovens do substrato e datao es de zircões detríticos (Noce 1995; Renger, 1995; Machado *et al.*, 1996). Além disso, rochas carbonáticas da poro o intermediária forneceram uma idade Pb-Pb de 2,42 Ga (Babinski *et al.*, 1993). Estas unidades registram o estabelecimento e evoluo o de uma margem passiva (Alkmim & Marshak, 1998) no “continente” Paramirim, recém consolidado. Já o Grupo Sabará, poro o mais jovem do Supergrupo Minas, constituído por terrígenos e separado das unidades basais por discordância, cont m zircões detríticos de 2,125 Ga (Machado *et al.*, 1992). O Grupo Itacolomi, composto por metarenitos e metaconglomerados aluviais, assenta discordantemente sobre todas as demais unidades. Os grupos Sabará e Itacolomi são interpretados, respectivamente, como depósitos sin e p s-tect nicos (Dorr, 1969) em rela o ao Evento Transamaz nico (Alkmim & Marshak, 1998).

Um substancial volume de rochas granitóides (Noce *et al.*, 1998; 2000) com idades compreendidas entre 2,55 e 2,04 Ga   intrusivo nas rochas do complexo metamórfico, junto ao limite sul do cráton e também fora dele.

Os traos estruturais dominantes do Cinturão Mineiro orientam-se na direo o NE-SW e devem representar a manifestao o do Evento Transamaz nico na região que, segundo Alkmim & Marshak (1998), envolveria metamorfismo regional e deformao o com vergência geral para NW (registrada nas supracrustais Minas) em torno de 2,1 Ga, seguidos de imediato colapso extensional, que teria lugar a 2,06 Ga. O colapso extensional levaria   formao o das estruturas dômicas e dos grandes sinformes que hospedam as supracrustais

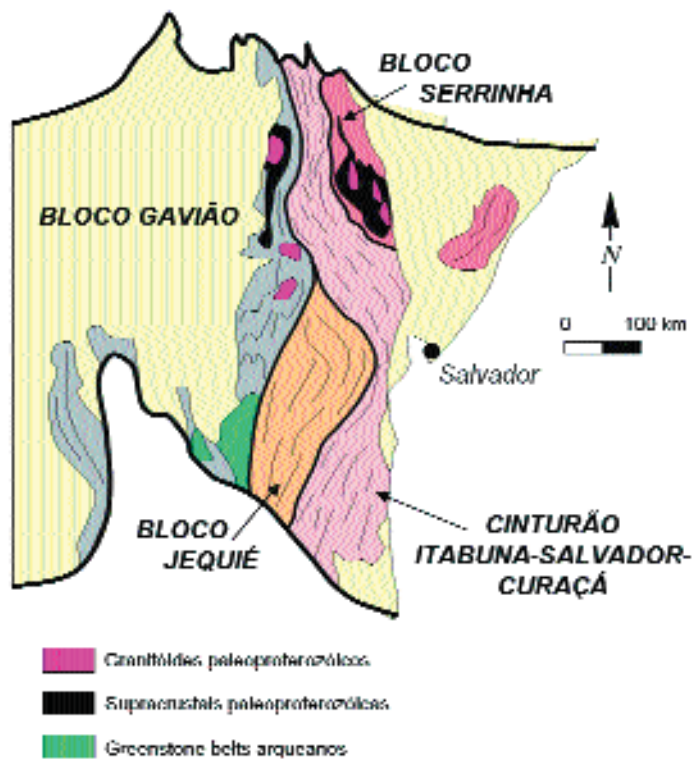


Fig. 8 - Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico exposto na porção norte do Cráton do São Francisco. Os blocos arqueanos Serrinha e Jequié (provavelmente microcontinentes), juntamente com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (arco magmático) foram amalgamados ao bloco arqueano maior do Gavião na transição entre os períodos Rhyaciano e Orosiriano (elaborado com base em Barbosa & Sabaté, 2001)

Simplified geologic map of the segment of the Paleoproterozoic orogen exposed in the northern portion of the São Francisco craton. The Archean Serrinha and Jequié blocks (probably representing microcontinents), together with the Itabuna-Salvador-Curaçá belt (a magmatic arc) were welded to the Archean Gavião block by the end of the Rhyacian and beginning of the Orosirian period (based on Barbosa & Sabaté, 2001)

na região do Quadrilátero Ferrífero. Os granitóides paleoproterozóicos, que não fazem contato com supracrustais Minas e mais jovens, alojaram-se nos estágios sin a pós-tectônicos (Noce *et al.*, 2000).

O fragmento do orógeno paleoproterozóico na porção setentrional do cráton

O fragmento do orógeno paleoproterozóico preservado na porção norte do cráton envolve quatro componentes litotectônicos maiores: os blocos do Gavião, Jequié e Serrinha, bem como o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Dominguez, 1996; Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa & Sabaté, 2001; 2004) (Fig. 8). Todos estes componentes possuem idades arqueanas, porém distintas, como também são a sua constituição e ambiência genética. Segundo Barbosa & Sabaté (2001; 2004), são as seguintes as suas características:

- O Bloco do Gavião, que compreende o núcleo arqueano "intacto" do cráton e sua borda retrabalhada, engloba as rochas mais antigas do cráton, que são TTG's com idades U-Pb SHRIMP compreendidas entre 3,4 e 3,2 Ga. A estas se somam duas gerações de granitóides de 3,2 - 3,1 e

2,8-2,7 Ga. As unidades supracrustais são seqüências *greenstone belt* de 3,3 Ga (dentre elas, a de Contendas Mirante), 3,2 Ga e 3,0-2,8 Ga. Todas essas rochas foram metamorfisadas nas fácies anfíbolito e deformadas entre 2,8 e 2,7 Ga. Como unidade supracrustal Paleoproterozóica tem-se o Grupo Jacobina, interpretado por Ledru *et al.* (1997) como preenchimento de bacia flexural de antepaís.

- O Bloco Jequié tem como formadores principais migmatitos de 3,0-2,9 Ga e granitóides de 2,8-2,7 Ga. Metassedimentos e vulcânicas básicas preencheram riftes sobre eles instalados. O Bloco Jequié experimentou intensa deformação e metamorfismo nas condições da fácies granulito em 2,1 Ga.

- O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá tem como constituintes dominantes tonalitos, trondhjemitos e metassedimentos. Sua origem é um arco magmático (Figueiredo, 1989) desenvolvido na virada do Neoarqueano para o Paleoproterozóico (~2,6 Ga). Estão também presentes no cinturão rochas shoshoníticas de 2,4 Ga, além de tonalitos e trondhjemitos sin-colisionais de 2,1 Ga. Durante a convergência paleoproterozóica, todos os constituintes foram deformados e metamorfisados na fácies granulito.

- O Bloco Serrinha tem o embasamento formado por granitos e tonalitos cujas idades ficam entre 2,9 e 3,0 Ga. Metamorfisadas na fácies anfíbolito, essas rochas são cobertas pelas seqüências *greenstone belt* paleoproterozóicas do Rio Itapicuru e Capim, cuja deposição deu-se em bacias de retro-arco.

Ao que tudo indica, os blocos Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá constituem terrenos participantes de uma história acrescionária do orógeno paleoproterozóico e assim os interpretam Barbosa & Sabaté (2001; 2004). De acordo com Figueiredo (1989), Teixeira & Figueiredo (1991), Ledru *et al.* (1994); Teixeira *et al.* (2000), Barbosa & Sabaté (2004), o orógeno em questão foi edificado, naquele setor do cráton, por volta de 2,0 Ga, a partir de uma convergência entre duas massas continentais representadas pelos blocos do Gavião e do Gabão, este último hoje parte do Cráton do Congo. Essa colisão teve caráter oblíquo e está registrada por empurrões e dobras vergentes para WNW, às quais se superimpõem estruturas de um regime transpressional sinistral (Alves da Silva *et al.*, 1993; Ledru *et al.*, 1997; Barbosa & Sabaté, 2001).

A Bacia do São Francisco

A Bacia do São Francisco ocupa quase todo o segmento de orientação meridiana do cráton e cobre uma área de cerca de 500.000 km² da bacia hidrográfica homônima, nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Alkmim & Martins-Neto, 2001) (Fig. 9). Os seus limites oeste, noroeste e leste coincidem com os limites do cráton. O limite sul é de natureza erosiva. Um trecho do limite nordeste é também marcado pelo contato embasamento-cobertura e, na parte restante, a bacia se justapõe ao Aulacógeno do Paramirim (Fig. 9).

As unidades litoestratigráficas maiores aflorantes são: o Supergrupo Espinhaço de idade paleo/mesoproterozóica, o Supergrupo São Francisco de idade neoproterozóica, o Grupo Santa Fé de idade permo-carbonífera e os sedimentos cretácicos dos grupos Areado, Mata da Corda e Urucuia (Fig. 10). Tais unidades, separadas por grandes lacunas, registram regimes tectônicos muito distintos e conferem à bacia o caráter poli-histórico, típico das suas congêneres intracratônicas (Dominguez, 1993; Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Estratigrafia

O Supergrupo Espinhaço aflora em áreas relativamente

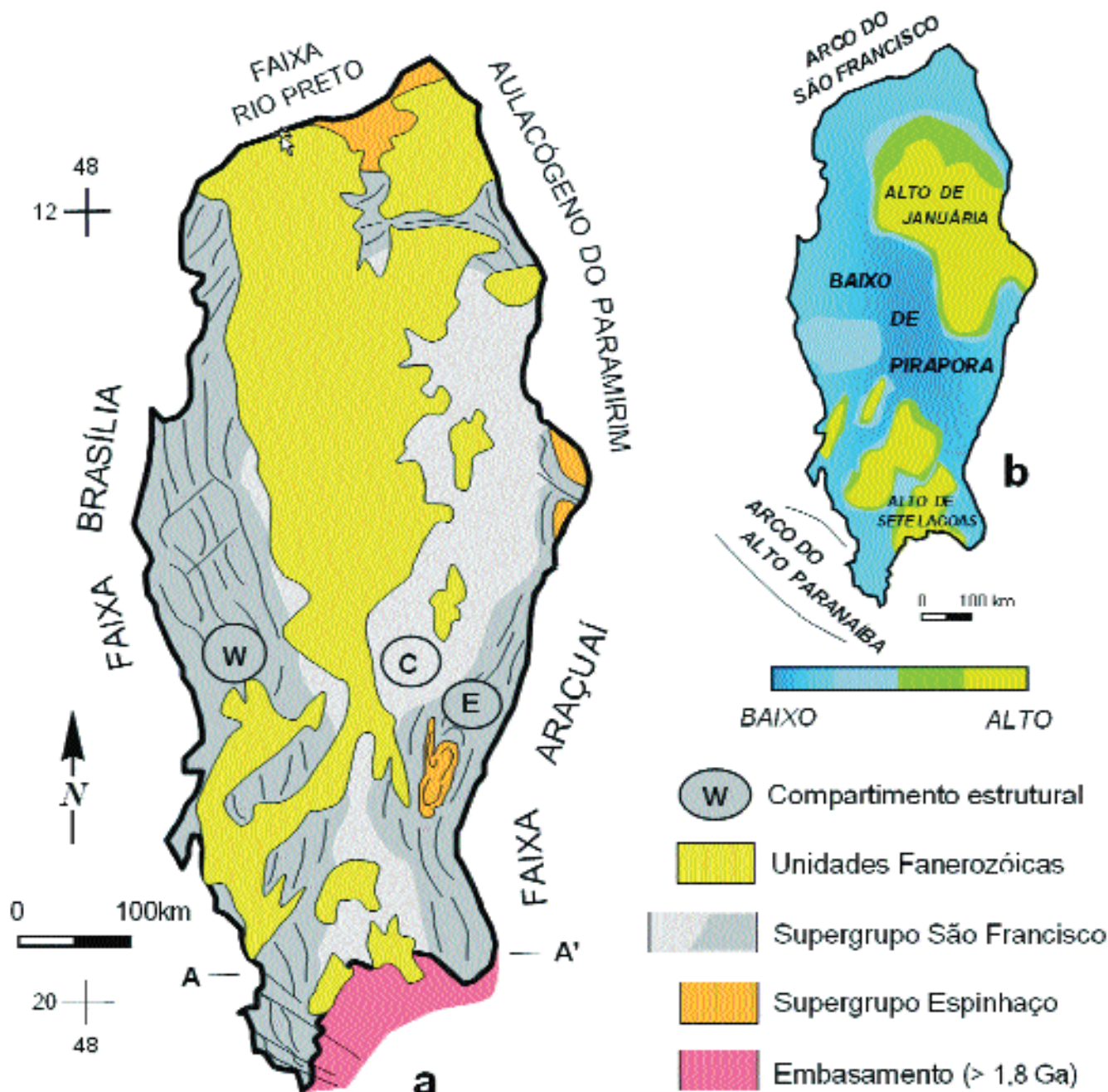


Fig. 9 - a) Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, enfatizando a distribuição das grandes unidades de preenchimento e principais feições estruturais. b) Mapa esquemático das principais feições estruturais do embasamento da bacia (modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2001)

a) Simplified geologic map of the São Francisco basin, showing the distribution of the major fill units main structural features. b) Schematic map of the main basement structures (modified from Alkmim & Martin-Neto, 2001)

pequenas no interior da bacia (Fig. 9). Nestas ocorrências, está exposta somente a parte superior da unidade, caracterizada por depósitos eólicos que passam, no topo, a uma alternância de pelitos e arenitos marinhos (Fig. 10). O Supergrupo Espinhaço, onde totalmente exposto, no Aulacógeno do Paramirim e na Faixa Araçuaí, ficou caracterizado como preenchimento dos ramos de um sistema ensiálico de riftes, desenvolvido no período Estateriano, por volta de 1,75 Ga (Uhlein, 1991; Dussin & Dussin, 1995; Brito-Neves, 1996; Martins-Neto, 1998; 2000). Junto ao limite norte da bacia, o Grupo Rio Preto, constituído por quartzitos e filitos, é correlacionado ao Supergrupo Espinhaço (Inda & Barbosa, 1978; Egydio-da-Silva *et al.*, 1989).

O Supergrupo São Francisco, a unidade de maior expressão areal na bacia (Fig. 9), é composto pelos Grupos Macaúbas e Bambuí. O Grupo Macaúbas, sua unidade basal,

engloba diamictitos, arenitos e pelitos de origem glacio-continental (na atual zona cratônica), com transições para depósitos glacio-marinhos (nas faixas marginais) (Pflug & Renger, 1973; Karfunkel & Hope, 1988; Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; 1998; Trompette, 1994; Ulhein *et al.*, 1999; Martins-Neto & Hercos, 2001) (Fig. 10). O Grupo Macaúbas é separado do Supergrupo Espinhaço por uma discordância angular e dos seus diamictitos foram extraídos zircões detríticos de 900 Ma (Buchwaldt *et al.*, 1999). Além de um evento de glaciação (Sturtiana), o Grupo Macaúbas registra um evento tafrogênico de expressão regional, que teve início por volta de 930 Ma (Porada, 1989; Uhlein *et al.*, 1999; Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; 1998; Martins-Neto & Hercos, 2001; Tack *et al.*, 2001).

O Grupo Bambuí é composto por uma sucessão de rochas marinhas carbonáticas e pelíticas, que, nas bordas da

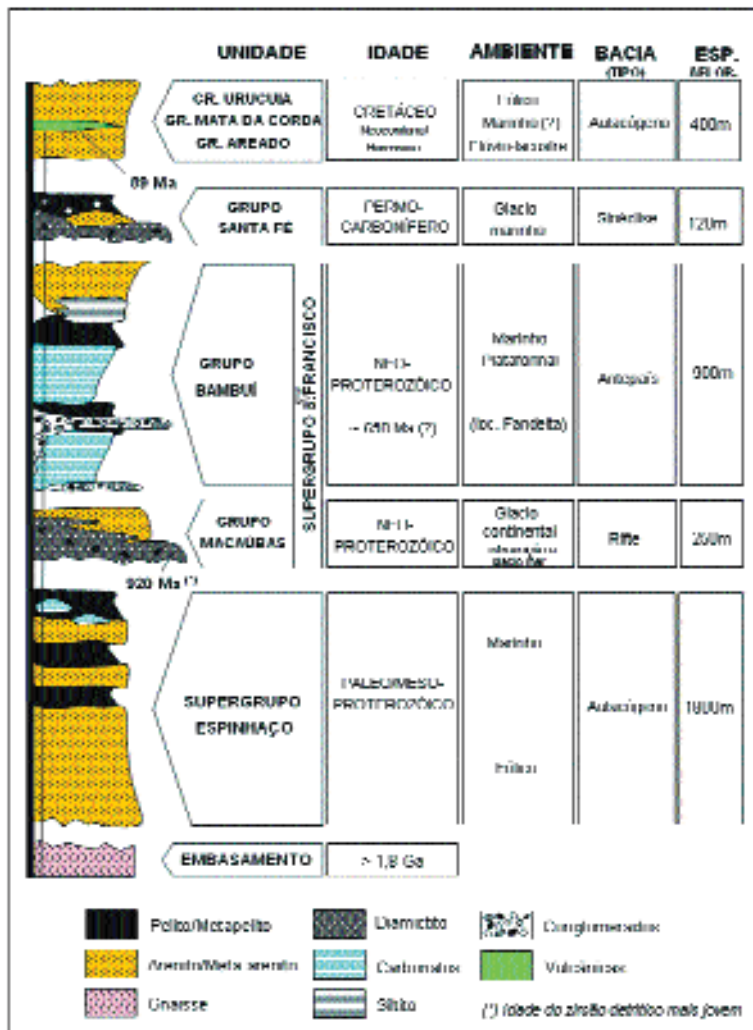


Fig. 10 - Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do São Francisco. Vide texto para explicações e referências. (extraída de Alkmim & Martins-Neto, 2001)

Stratigraphic column of the São Francisco basin. (from Alkmim & Martins-Neto, 2001)

bacia e no topo, passam a conglomerados e arenitos, respectivamente (Dardenne, 1978; Castro & Dardenne, 2000; Dominguez, 1993) (Fig. 10). Registra uma generalizada transgressão marinha e marca o comportamento flexural de antepaís que o interior cratônico passou a exibir como resposta à sobrecarga criada pelo desenvolvimento dos cinturões orogênicos brasileiros à sua volta, iniciando-se pelo desenvolvimento da Faixa Brasília (Chang *et al.*, 1988; Martins-Neto & Alkmim, 2001). A literatura contém um grande número de estimativas de idade para o Grupo Bambuí, todas elas associadas a uma grande margem de erro. Mais recentemente, Babinski *et al.* (1999) obtiveram uma idade Pb-Pb de 689 ± 69 Ma para calcários da Formação Sete Lagoas (Fig. 10), na base da unidade. De acordo com Kaufmann *et al.* (2001), os Calcários Sete Lagoas possuem uma curva de isótopos de C, S, O, e Sr similar à dos Maiberg *cap carbonates* da Namíbia. Eles podem, com essa assinatura isotópica, ter sido depositados após um evento glacial global.

O Grupo Santa Fé (Fig. 10) (Campos *et al.*, 1992; Campos & Dardenne, 1994; 1997a, b; Sgarbi *et al.*, 2001) possui um grande número de pequenas ocorrências na parte central e noroeste da bacia, onde preenche paleovales escavados nas unidades de topo do Grupo Bambuí. É subdividido em duas formações, Floresta e Tableiro, constituídas, respectivamente, por folhelhos com seixos pingados que passam a tilitos e arenitos, e arenitos com intercalações de peli-

tos. A sua idade permocarbonífera foi determinada a partir de icnofósseis (Sgarbi *et al.*, 2001). Envolvero depósitos pró-glaciais e de base de geleiras, o Grupo Santa Fé é mais um registro da passagem da Gondwana pela região circumpolar e, também, da expansão das calotas glaciais, no Permo-Carbonífero (Caputo & Crowell, 1985; Sgarbi *et al.*, 2001).

A seção cretácica da bacia cobre uma grande área das suas regiões central-norte e sudoeste e é subdividida nos grupos Areado, Mata da Corda e Urucua (Fig. 10). O Grupo Areado (Costa & Grossi Sad, 1968; Sgarbi *et al.*, 2001) contém conglomerados e arenitos na base, pelitos e carbonatos na porção intermediária e um pacote relativamente espesso de arenitos no topo. Estes sedimentos foram depositados por sistemas aluviais, que deram lugar a lagos e campos de dunas. Notável é a ocorrência de dois níveis de sillexitos contendo radiolários marinhos na sua porção superior, dominada por arenitos eólicos (Kattah, 1991; Kattah & Koutsoukos, 1992; Dias Brito *et al.*, 1999). Essa ocorrência, de idade barremiana-eoaptiana (Dias Brito *et al.*, 1999), e suas intrigantes implicações paleogeográficas ainda são alvo de debates (vide Sgarbi *et al.*, 2001).

O Grupo Mata da Corda (Grossi Sad *et al.*, 1971) congrega intrusivas, vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas que marcam um evento magmático de filiação alcalina (kamafugítica), ocorrido no Neocretáceo, entre 85 e 80 Ma (Sgarbi *et al.*, 2001).

Os grupos Areado e Mata da Corda ocorrem na porção sudoeste da bacia. Para alguns autores (vide Seer *et al.*, 1989; Campos & Dardenne, 1997a), as porções superiores do Grupo Mata da Corda gradam lateral e verticalmente aos arenitos do Grupo Urucua, que cobrem uma vasta área na porção norte da bacia, estendendo-se, inclusive, para além dos seus limites. Os arenitos Urucua são de origem eólica e aluvial.

As rochas cretácicas representam, na bacia, repercussões da dispersão do Gondwana e geração do Atlântico Sul (o Evento Sul-Atlântico de Schobbenhaus *et al.*, 1984) iniciando-se com a deposição da base do Grupo Areado em um conjunto de semigrabens formados por reativação de falhas neoproterozóicas (Sawasato, 1995). Registram ainda o soergimento principal do Arco do Alto Paranaíba (Fig. 9), que limita a bacia a sudoeste, em concomitância com o vulcanismo Mata da Corda.

Arcabouço estrutural

As unidades pré-cambrianas da bacia foram atingidas pelas frentes orogênicas brasileiras. Formaram-se, ao longo dos seus limites, excetuando-se o sul, cinturões epidérmicos de antepaís, cuja vergência é centrípeta em relação ao cráton (Alkmim *et al.*, 1996) (Fig. 9 e 11). Caracterizam-se, desta forma, quatro compartimentos estruturais na bacia: i) um compartimento oeste (W), que corresponde à porção externa das faixas Brasília e Rio Preto; ii) um compartimento central (C) no qual os sedimentos do Supergrupo São Francisco encontram-se indeformados; iii) um compartimento leste (E), que corresponde à porção externa da Faixa Araçuai.

Os cinturões de antepaís dos compartimentos W e E, tipicamente formados por uma associação de falhas de empurrão e dobras, envolvem somente as unidades pré-cambrianas da cobertura (Fig. 11). Este seu caráter epidérmico é comprovado pelas muitas exposições do descolamento basal na porção sudeste do compartimento E (Magalhães, 1988; D'Arrigo, 1995) (Fig. 11), e pela sísmica, como mostram Fugita & Clark Fo (2001), para o compartimento W. Os cinturões de antepaís dos compartimentos W e E exibem diferenças significativas. Dentre as mais importantes têm-se a ausência de metamorfismo e clivagem penetrativa no compartimento W. Além disso, zonas transcorrentes desempenham um papel importante neste compartimento. No seu

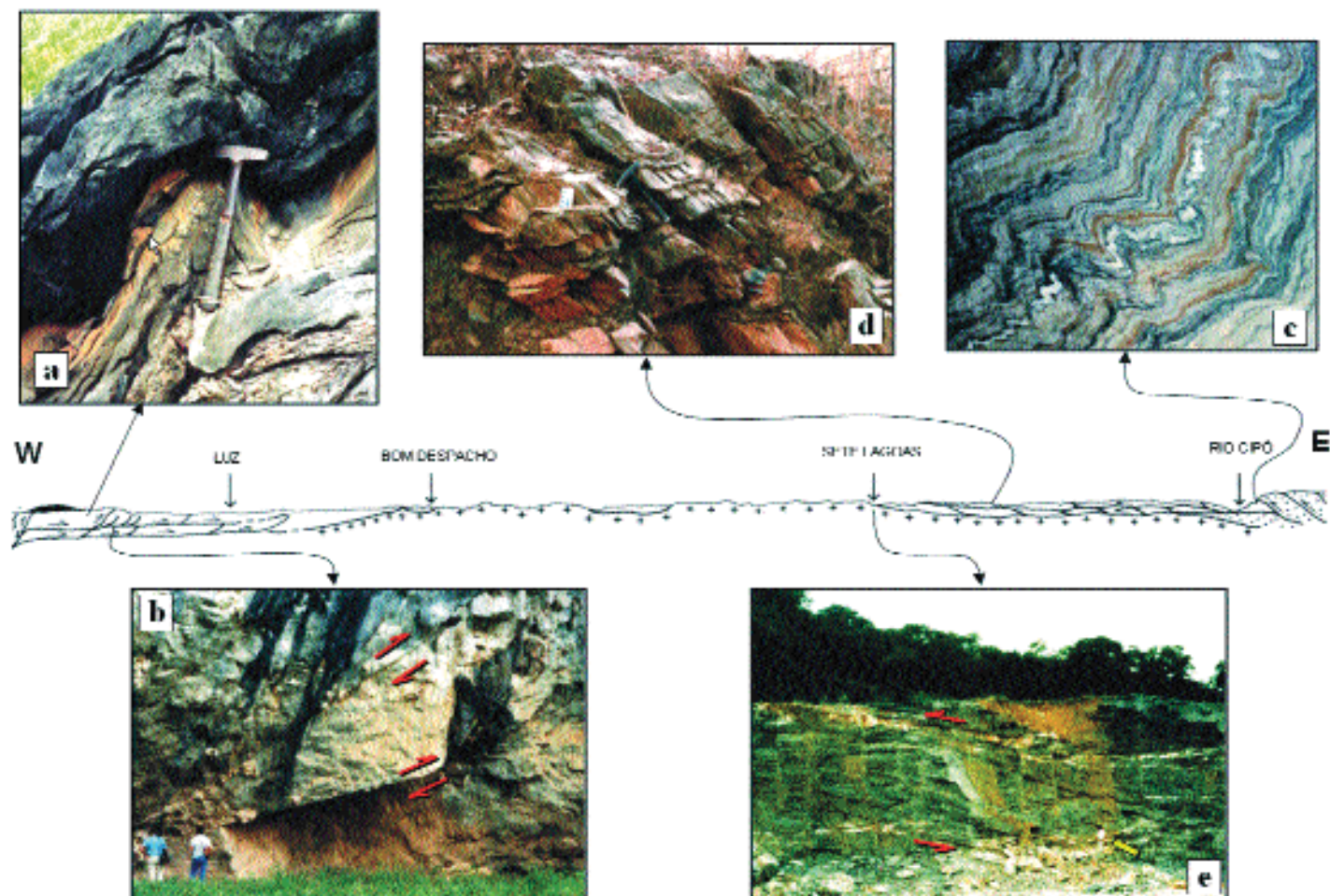


Fig. 11 - Seção geológica esquemática através da porção sul da Bacia do São Francisco. Localização da seção indicada na Fig. 9. Os compartimentos W e E correspondem a cinturões de dobras e falhas de empurrão descolados do embasamento. Notar o grande alto do embasamento na porção central da bacia, o Alto de Sete Lagoas. Nas fotos, notar a ausência de clivagem nas rochas do compartimento W. a) Dobra em calcários da base do Grupo Bambuí; b) Duas falhas de empurrão listricas, componentes de um duplex, em calcários da base do Grupo Bambuí; c) dobras em mármore da formação Sete Lagoas, junto à falha de empurrão que marca o limite do cráton na Serra do Cipó (MG); d) Calcários com intercalações de pelitos (Grupo Bambuí) exibindo clivagem ardósiana; e) zona de cisalhamento que marca o descolamento das rochas Bambuí sobre o embasamento; notar o grande sigmóide de foliação

Schematic cross-section of the southern portion of the São Francisco basin. For location of the section, see Fig. 9. The compartments W and E comprise thin-skinned foreland fold-thrust belts. Notice the large basement high in the central portion of the section, the Sete Lagoas high. a) Fold affecting the basal carbonates of the Bambuí Group. b) Two listric thrusts of a duplex involving the basal carbonates of the Bambuí Group. c) Fold in marbles of the Sete Lagoas Formation, near the major thrust that marks the craton boundary along the Serra do Cipó. d) Limestone interbedded with pelites showing slaty cleavage. e) Shear zone that marks the basal detachment of the Bambuí rocks, containing a large foliation pop

extremo sudoeste, a bacia é atravessada por um feixe de falhas transcorrentes sinistrais, que nucleadas tardiamente em relação às falhas de empurrão e dobras, produzem rotação local destas, dando origem a uma grande complexidade estrutural. Além disso, tais estruturas envolvem o embasamento na deformação e se estendem cráton adentro, para além dos limites da cobertura (Muzzi Magalhães, 1989; Valeriano, 1999).

Às estruturas exclusivas das unidades neoproterozóicas se superimpõem elementos tectônicos formados durante o evento Sul-Atlântico, no Eocretáceo. Na porção sudoeste da bacia, os sedimentos cretácicos têm sua distribuição controlada por um sistema de falhas de orientação NE-SW (Hasui & Haralyi, 1991). Com movimentação sinistral-normal, este sistema é apenas o mais jovem conjunto de estruturas presentes nas unidades cretácicas na região (Sawasato, 1995). Como mencionado, a deposição da base do Grupo Areado deu-se em semi-grabens de orientação preferencial NS, formados às custas da reativação das estruturas brasileiras do embasamento Bambuí. Os sedimentos Areado, ainda parcialmente inconsolidados, foram, em algumas porções da bacia, inten-

samente deformados durante o evento vulcânico Mata da Corda (Sawasato, 1995; Sgarbi *et al.*, 2001).

Outras importantes estruturas da bacia, a maioria nucleada no Neoproterozóico e reativada no Cretáceo, são (Fig. 9): i) o Alto de Sete Lagoas, na porção sul da bacia (D'Arrigo, 1995) (Fig. 11); ii) o Arco do Alto Paranaíba, uma das mais proeminentes estruturas do Sudeste Brasileiro, que separa as bacias sedimentares e hidrográficas do Paraná e São Francisco (Hasui *et al.*, 1975; Barcelos *et al.*, 1989; Campos & Dardenne, 1997b); iii) o Arco do São Francisco (Campos & Dardenne, 1997b; Sgarbi *et al.*, 2001) que separa as Bacias do São Francisco e Paranaíba; iv) o grande Baixo de Pirapora e v) o Alto de Januária (Alkmim & Martins Neto, 2001).

O Aulacógeno do Paramirim

O Aulacógeno do Paramirim, originalmente denominado Aulacógeno do Espinhaço por Moutinho da Costa & Inda (1982), é feição morfotectônica da porção norte do cráton que, na Bahia, compreende a Serra do Espinhaço

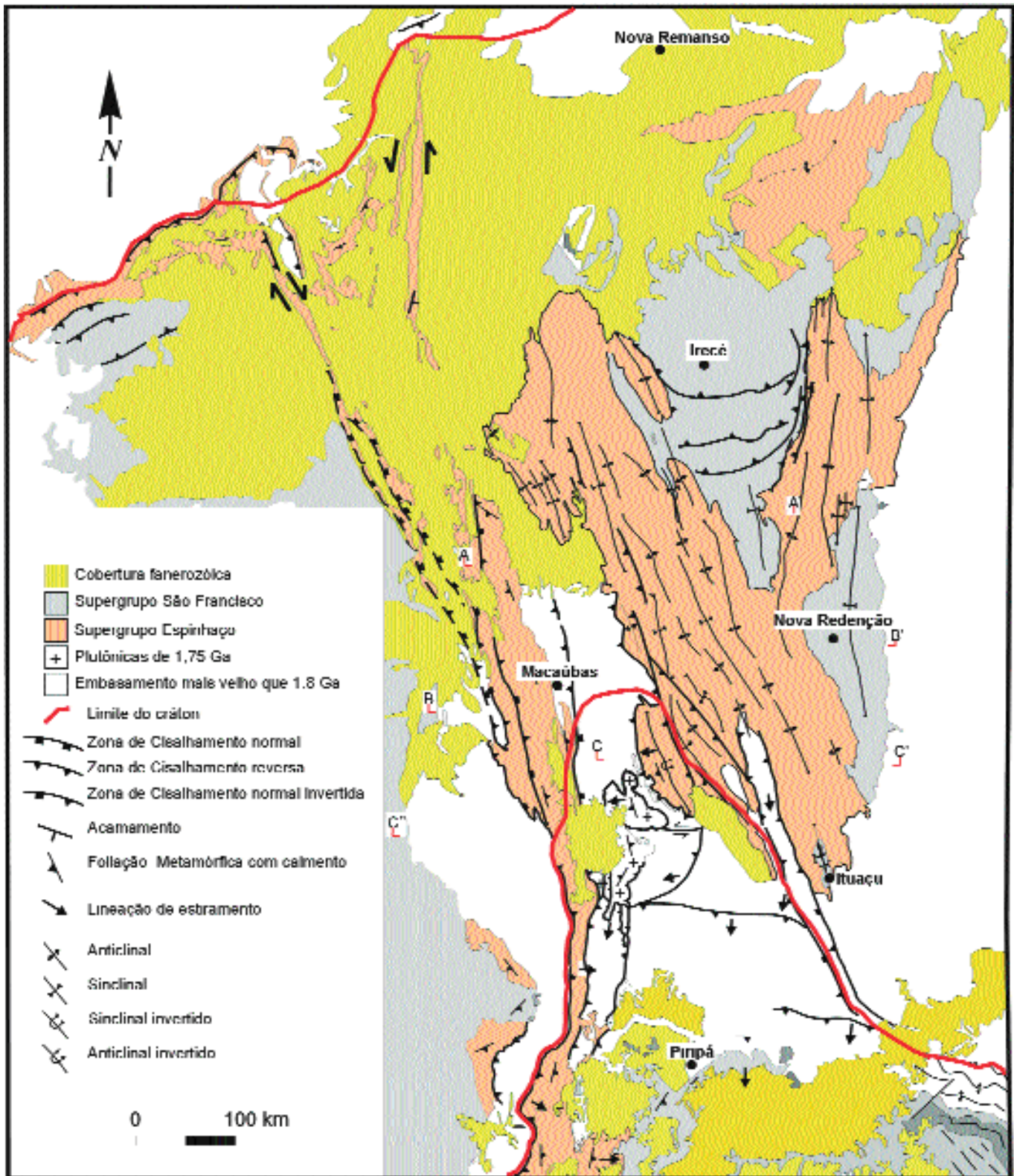


Fig. 12 - Mapa geológico do Aulacógeno do Paramirim. (modificado de Cruz & Alkmim, 2004)

Geologic map of the Paramirim aulacogen (modified from Cruz & Alkmim, 2004)

Setentrional, os vales do Paramirim e do São Francisco e a Chapada Diamantina (Cruz & Alkmim, 2004). A norte e a sul, os limites do aulacógeno coincidem com os limites do cráton e correspondem a zonas de interferência entre ele e as faixas marginais brasileiras Rio Preto, Riacho do Pontal e Araçuaí (Fig. 12).

As unidades de preenchimento do aulacógeno são os supergrupos Espinhaço e São Francisco, que, além de outros, testemunham as suas duas principais fases rífticas de subsidência, ocorridas a 1,75 e 1,0 Ga (Schobbenhaus, 1996; Danderfer Fo, 2000). Durante o Neoproterozóico, o

aulacógeno experimentou intensa inversão tectônica, da qual apenas uma pequena porção do seu setor central foi poupada.

Estratigrafia

O Supergrupo Espinhaço é a unidade de maior expressão no aulacógeno e aquela que registra a sua instalação como um ramo dos riftes estaterianos de 1,75 Ga (Brito Neves *et al.*, 1996; Schobbenhaus *et al.*, 1994; Schobbenhaus, 1996). Encontra-se integralmente exposto e mostra uma significativa diferenciação faciológica entre as porções leste e oeste do aulacógeno, as quais correspondem à Serra do Espinhaço Setentrional e à Chapada Diamantina, respectivamente (Fig. 13). Estas diferenças advêm da arquitetura original do rifte Espinhaço, que deveria ser dotado de grande assimetria (Alkmim *et al.*, 1993; Dominguez, 1993; Danderfer, 2000).

O Supergrupo São Francisco, que também exibe grandes diferenças faciológicas entre as ocorrências de oeste e leste, encontra-se preservado somente nos baixos estruturais do aulacógeno (Fig.12). No Espinhaço Setentrional, o Supergrupo São Francisco é representado pelo Grupo Sto Onofre, o qual, constituído por um espesso pacote de turbiditos, é, de acordo com Schobbenhaus (1996) e Danderfer (2000), correlacionável ao Grupo Macaúbas.

Na região da Chapada Diamantina, o Supergrupo São Francisco engloba o Grupo Una, que se divide nas formações Bebedouro e Salitre (Fig. 13). A Formação Bebedouro contém diamictitos, arenitos e pelitos, cuja deposição deu-se em ambiente glacio-marinho (Guimarães & Dominguez, 1995). A Formação Salitre é composta por um pacote de rochas predominantemente carbonáticas, contendo intercalações de pelitos (Leão & Dominguez, 1992; Misi, 1979; 2001).

O Grupo Santo Onofre e a Formação Bebedouro, correlativas do Grupo Macaúbas, representam, no aulacógeno, um novo pulso de subsidência mecânica, no qual as estruturas do rifte Espinhaço foram intensamente reativadas (Schobbenhaus, 1996; Danderfer, 2000). Para Danderfer (2000) os turbiditos Sto Onofre foram acumulados em um profundo semi-graben formado pela reativação transtrativa, normal sinistral, da metade oeste do rifte Espinhaço preexistente. A Formação Salitre, correlacionada ao Grupo Bambuí da Bacia do São Francisco, é interpretada como produto de uma transgressão marinha generalizada (Misi, 1979; Leão & Dominguez, 1992; Dominguez, 1993) que vigorou no antepaís brasileiro.

Arcabouço estrutural

O arcabouço estrutural do Aulacógeno do Paramirim tem como elementos fundamentais um conjunto de falhas reversas, de empurrão e dobras de orientação preferencial NNW (Fig. 12). Em função disso, Moutinho da Costa & Inda (1982) descreveram-no como um “oroaulacógeno”, quando da sua caracterização. Tais estruturas, claramente resultantes de um processo de inversão, formam, na Chapada Diamantina, um cinturão embrionário de empurrões e dobras vergentes para ENE. A intensidade de deformação cresce em direção a sudoeste, de modo tal que, ao longo da borda da chapada, junto ao vale do Paramirim, já se observa o desenvolvimento de uma clivagem penetrativa e o embasamento passa a participar da deformação da cobertura (Danderfer, 1990).

Ao longo do Espinhaço Setentrional, a inversão, inexistente na altura do vale do Rio São Francisco, cresce progressivamente em direção a sul (Danderfer, 2000). De norte para sul, o semi-graben original que hospeda as seqüências Espinhaço e Sto Onofre experimenta crescente amarroamento interno em concomitância com uma rotação geral antiorária, detalhadamente descrita por Moutinho da Costa & Inda (1982) e Danderfer (2000) (Fig. 14). Dos arredores da

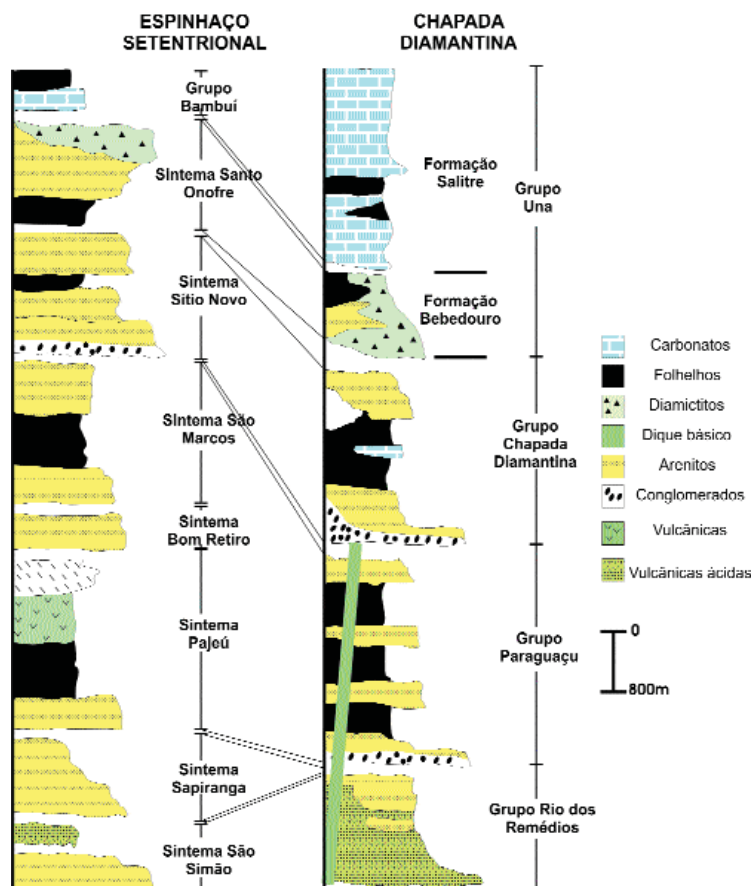


Fig. 13 - Colunas estratigráficas das porções oeste (Espinhaço Setentrional) e leste (Chapada Diamantina) do Aulacógeno do Paramirim. Na coluna para a região do Espinhaço Setentrional, elaborada por Danderfer Fo (2000), são utilizadas unidades alostratigráficas, os sintemas, cujo status equivale ao dos grupos da classificação litoestratigráfica (Reproduzida de Cruz & Alkmim, 2004)

Stratigraphic columns of the western (Northern Espinhaço ridge) and eastern (Chapada Diamantina) portions of the Paramirim aulacogen. The left column by Danderfer Fo (2000) is subdivided according to allostratigraphic units, the sintemas, which correspond to the groups of the lithostratigraphic classification (From Cruz & Alkmim, 2004)

cidade de Caetité para sul, as rochas do Supergrupo Espinhaço constituem uma estreita faixa intensamente deformada, limitada, a oeste, pela falha reversa de Sto Onofre e, a leste, por uma falha de empurrão enraizada no embasamento (Bertholdo *et al.*, 1993; Cruz & Alkmim, 2004) (Fig. 12 e 14). Ao longo do vale do Paramirim, rochas do embasamento e plutônicas de 1,75 Ga acomodaram as deformações de forma heterogênea e diferenciada da cobertura. As principais estruturas são zonas de cisalhamento em todas as escalas, que vergem, preferencialmente, para ENE. Elas são truncadas por uma geração tardia de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Cruz & Alkmim, 2002; 2004). A região que concentra as maiores deformações no aulacógeno define um corredor que corta o cráton de fora a fora na direção NNW, o corredor do Paramirim (Alkmim *et al.*, 1993).

Na porção norte do aulacógeno, as estruturas dominantes são parcialmente obliteradas por um sistema de falhas de empurrão de orientação preferencial EW e vergentes para sul. Este sistema avança de forma epidérmica em direção a sul até quase a metade da área do aulacógeno (Lagoeiro, 1990) (Fig.15).

Por outro lado, no extremo sul, são as estruturas de orientação NNW que obliteram uma geração preexistente de dobras e falhas de orientação EW e vergentes para norte (Cruz & Alkmim, 2004). Nas unidades de cobertura estas

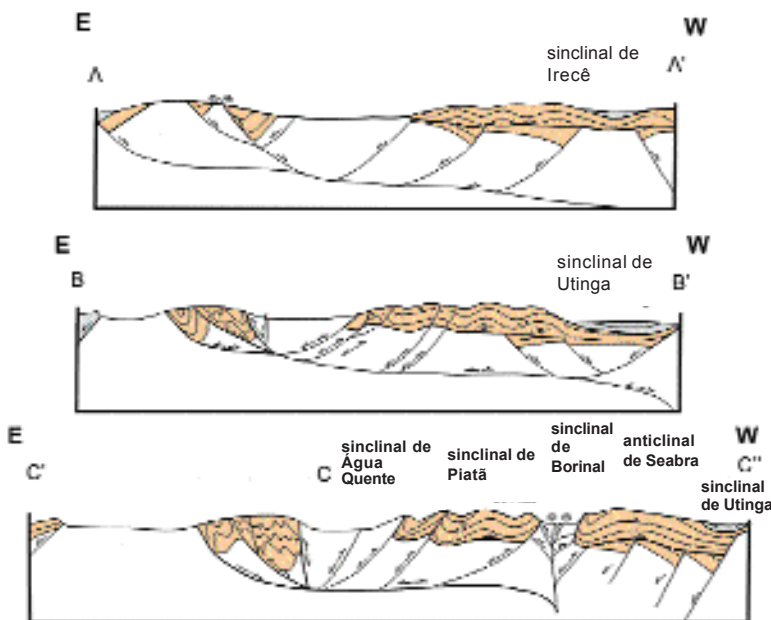


Fig. 14 - Seções geológicas esquemáticas do Aulacógeno do Paramirim. Para localização vide Fig. 9. (reproduzido de Cruz & Alkmim, 2004)

Schematic cross-sections of the Paramirim aulacogen. For location see Fig. 9. (from Cruz & Alkmim, 2004)

estruturas não possuem expressão regional. Nas rochas do embasamento, a principal estrutura desta geração é uma grande zona de cisalhamento de baixo ângulo que marca um descolamento na base dos metassedimentos São Francisco na porção externa da grande curvatura que a Faixa Araçuai descreve ao sul do aulacógeno. Como um todo, o grande arco descrito pela Faixa Araçuai (Almeida *et al.*, 1978) naquela região é também deformado pelas estruturas de orientação NNW dominantes do aulacógeno, o que resulta na trajetória sinuosa dos seus traços em mapa (Fig. 12).

Os estudos realizados por Danderfer (2000) e Cruz (2004) mostram que inversão do aulacógeno deu-se em um campo compressional, no qual a tensão principal máxima estava orientada na direção WSW-ENE. Esta orientação é coerente com o campo geral de esforços aos quais o cráton esteve submetido quando da geração dos orógenos adjacentes Araçuai e Tocantins, durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. Trata-se, portanto, de um caso típico de inversão de rifte interior, neste caso de grande intensidade, devido à orientação notável das estruturas distensionais preexistentes (perpendiculares) em relação aos esforços colisionais transmitidos cráton adentro.

As estruturas que afetam as porções sul e norte do aulacógeno, interferindo com as dominantes, refletem a propagação, nas unidades de cobertura das frentes orogênicas dos cinturões marginais, Rio Preto e Riacho do Pontal, a norte e Araçuai, a sul (Alkmim *et al.*, 1996; Cruz & Alkmim, 2004).

Sendo este o panorama tectônico do Aulacógeno do Paramirim, as implicações dele decorrentes são:

- todas as etapas de sua inversão são manifestações do evento brasileiro, na medida em que as estruturas a elas relacionadas afetam as unidades da Formação Salitre, cuja idade máxima pode ser estimada em 720 Ma;

- a existência de uma zona não invertida na região central do Corredor do Paramirim implica em um Cráton do São Francisco tal como caracterizado por Almeida (1977) e não em dois crátons, tal como postulado por Cordani (1973); Cabi & Arthaud (1987); Trompette *et al.* (1992);

- entretanto, devido ao envolvimento do embasamento

no processo de inversão, acompanhado por metamorfismo nas condições da fácies anfibolito, a porção sul Corredor do Paramirim, deve ser excluída da zona cratônica (Cruz & Alkmim, 2004)(Fig.12).

O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá

O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá representa um ramo não evoluído do sistema de riftes que deu origem ao Atlântico Sul (Magnavita, 1992; Milani & Thomaz Foy, 2000). Com uma largura média de cerca de 80 km, estende-se por cerca de 400 km na direção NS, dos quais mais da metade ficam no interior do cráton. É constituído por uma associação de semi-grabens, as sub-bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, cujas falhas de borda não alinhadas, alternam-se entre o leste e o oeste (Magnavita, 1992; Aragão & Peraro, 1994) (Fig. 16).

O preenchimento do rifte, cuja espessura máxima atinge a casa dos 11.000 m, compreende três megassequências, pré, sin e pós-rifte, que caracterizam os seus estágios evolutivos principais (Milani & Thomaz Fo, 2000; Silva *et al.*, 2000). A sucessão pré-rifte é constituída por sedimentos lacustres, fluviais e eólicos, de idade neojurássica a eo-cretácica. Na fase rifte, que se inicia no Berriasino (135-130 Ma) e perdura até o Aptiano (114-108 Ma), desenvolve-se um grande lago alimentado por correntes de densidade e, mais tarde, por um sistema de deltas gilbertianos, que passam a sistemas fluviais. Junto às falhas de borda dos semi-grabens, depositaram-se enormes espessuras de conglomerados. Cessada a subsidência rifte, o preenchimento da calha prosseguiu com a deposição de cascalhos e areias fluviais em discordância com as unidades inferiores.

Evolução tectônica e testes da condição cratogênica

O que foi compilado nas seções anteriores sobre a geologia do Cráton do São Francisco reflete uma história tectônica que pode ser resumida em termos dos seguintes estágios (Fig. 17):

- Estágio I: Aglutinação e consolidação de uma grande massa continental arqueana

Durante o Evento Rio das Velhas/Jequié, entre 2,9 e 2,7 Ga, núcleos continentais já diferenciados, pelo menos desde 3,4 Ga, agregaram-se por meio de colisões diacrônicas, nas quais arcos juvenis tiveram uma grande participação. O episódio magmático pós-tectônico de 2,6 Ga marca a consolidação final de um bloco continental de proporções consideráveis.

- Estágio II: Individualização do continente Paramirim

Por volta de 2,5 Ga fragmenta-se a massa continental antes aglutinada e desenvolve-se a margem passiva Minas. A margem passiva Minas deveria se estender pelo menos até a porção atual norte do cráton, lá tendo como potencial representante a base do Grupo Jacobina. Ficaria assim individualizado o continente do Paramirim ou Cráton do Paramirim (Almeida, 1981). As suas demais margens são desconhecidas.

- Estágio III: Edificação do orógeno paleoproterozóico, durante o Evento Transamazônico

Ao final do período Rhyaciano e início do Orosiriano do Paleoproterozóico, o continente do Paramirim (Bloco do Gavião) é levado à colisão com o "continente" do Gabão, com a intervenção de arcos magmáticos (Itabuna-Salvador-Curaçá) e, possivelmente, microcontinentes (Jequié, Serrinha). O clímax da convergência dá-se a 2,1 Ga. O Cinturão Mineiro entra em colapso já por volta de 2,06 Ga. No norte, o avanço do front orogênico em direção ao antepaís persiste até o intervalo compreendido entre 2,0 e 1,9 Ga (Ledru *et al.*, 1997) (Fig. 17a).

- Estágio IV: A Tafogênese Estateriana

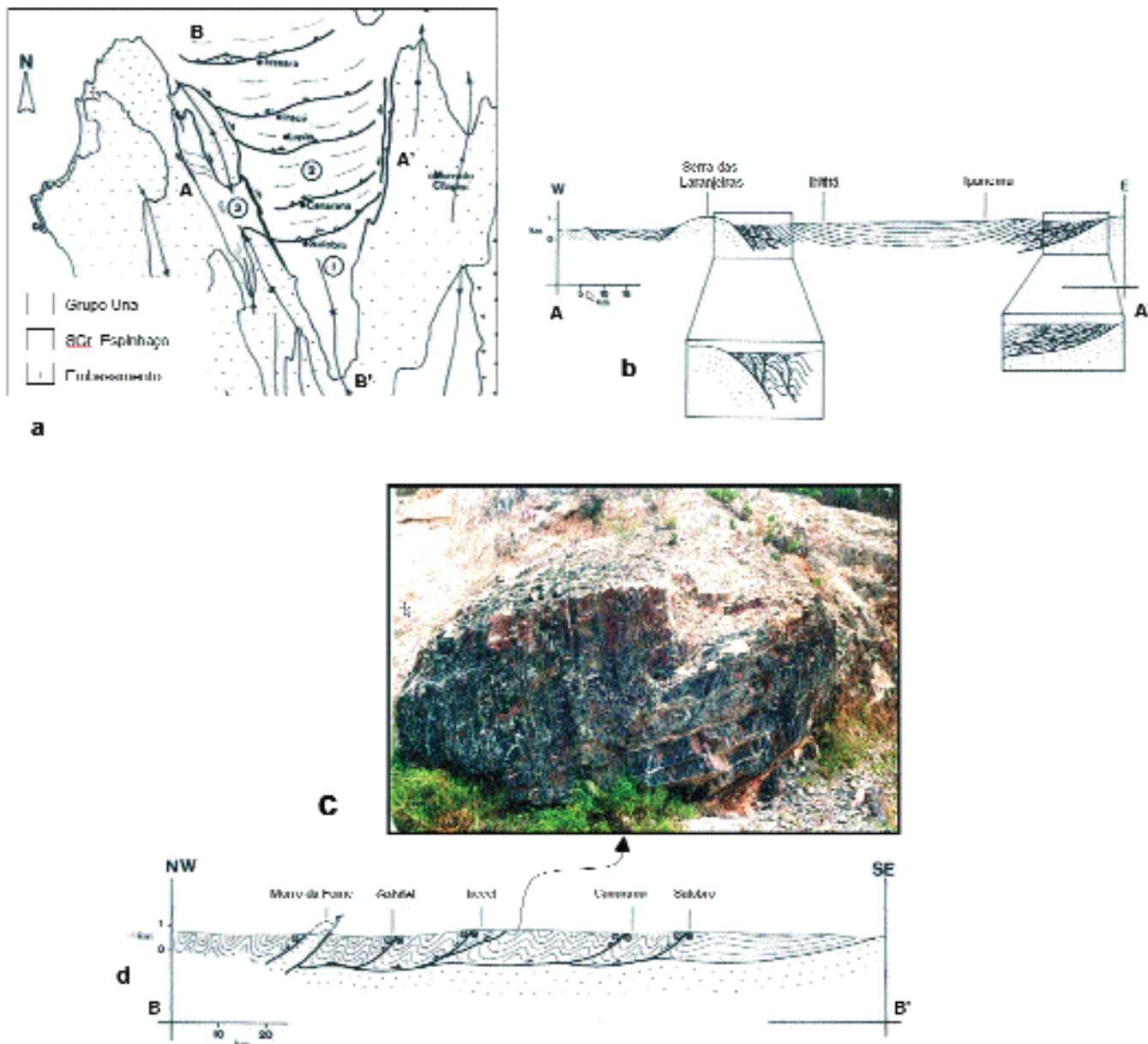


Fig. 15 - Seções geológicas através do Sinclinal de Irecê, porção centro-norte da Chapada Diamantina que evidenciam duas fases de deformação afetando as rochas da Formação Salitre. Durante a primeira fase, concomitante com a geração das estruturas NNW dominantes do aulacógeno, gerou-se o Sinclinal de Irecê. Na segunda fase, as rochas carbonáticas da Formação Salitre, em grande parte descoladas do substrato Espinhaço, foram empurrada em direção a sul, dando origem a um sistema de dobras de falhas de empurrão de traço curvilíneo (Lagoeiro 1991). a) Mapa geológico da região do Sinclinal de Irecê. b) Seção E-W; c) Foto mostrando uma dobra assimétrica vergente para sul nos calcários Salitre. d) Seção NNW-ESE. (Modificado de Alkmim *et al.*, 1996)

Map and cross-sections of the Irecê syncline, central-northern portion of the Chapada Diamantina, in which two phases of deformation affecting the Salitre Formation are recorded. The Irecê syncline nucleated during the first phase, which was responsible for generation of the dominant NNW-trending fabric of the aulacogen. In the course of the second phase, the carbonates of the Salitre Formation were thrust southwards over a detachment located at the point of contact with the underlying Espinhaço rocks (Lagoeiro, 1991). a) Geologic map; b) EW-cross-section; c) Photo showing south verging fold in the Salitre carbonates; d) NNW-ESE-cross-section (Modified from Alkmim *et al.*, 1996)

As colisões que terminaram no período Orosiriano podem ter conduzido à formação de um supercontinente, no qual desenvolveu-se, no período Estateriano, por volta de 1,75 Ga, uma rede de riftes ensiálicos (Brito Neves *et al.*, 1996). Neles depositaram-se os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas e capeados por depósitos marinhos do Supergrupo Espinhaço (Fig. 17b).

- Estágio V: A Tafrogênese Toniana

No período Toniano, aproximadamente a 950 Ma, individualiza-se a placa São Francisco-Congo (Campos Neto, 2000) e delineiam-se os traços do que viria a ser futuramente o Cráton do São Francisco. Responsável por isto é uma nova etapa tafrogenética, a Macaúbas, que se deu em condições inicialmente acompa-

nhada de uma glaciação. Os riftes estaterianos foram reativados e alguns ramos evoluíram para margens passivas (Fig. 17c).

- Estágio VI: As Orogêneses Brasilianas

O continente São Francisco-Congo é envolvido numa sucessão de colisões que terminam com a formação do Gondwana ao final do Neoproterozóico. As margens passivas e ativas são convertidas nos cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton. O seu interior subsidir por ação das sobrecargas laterais, que se iniciam com o desenvolvimento da Faixa Brasília e recebe os sedimentos do Grupo Bambuí e unidades correlativas, no curso de generalizada transgressão marinha. Concomitantemente, os ramos dos riftes lá existentes são parcialmente invertidos e, um

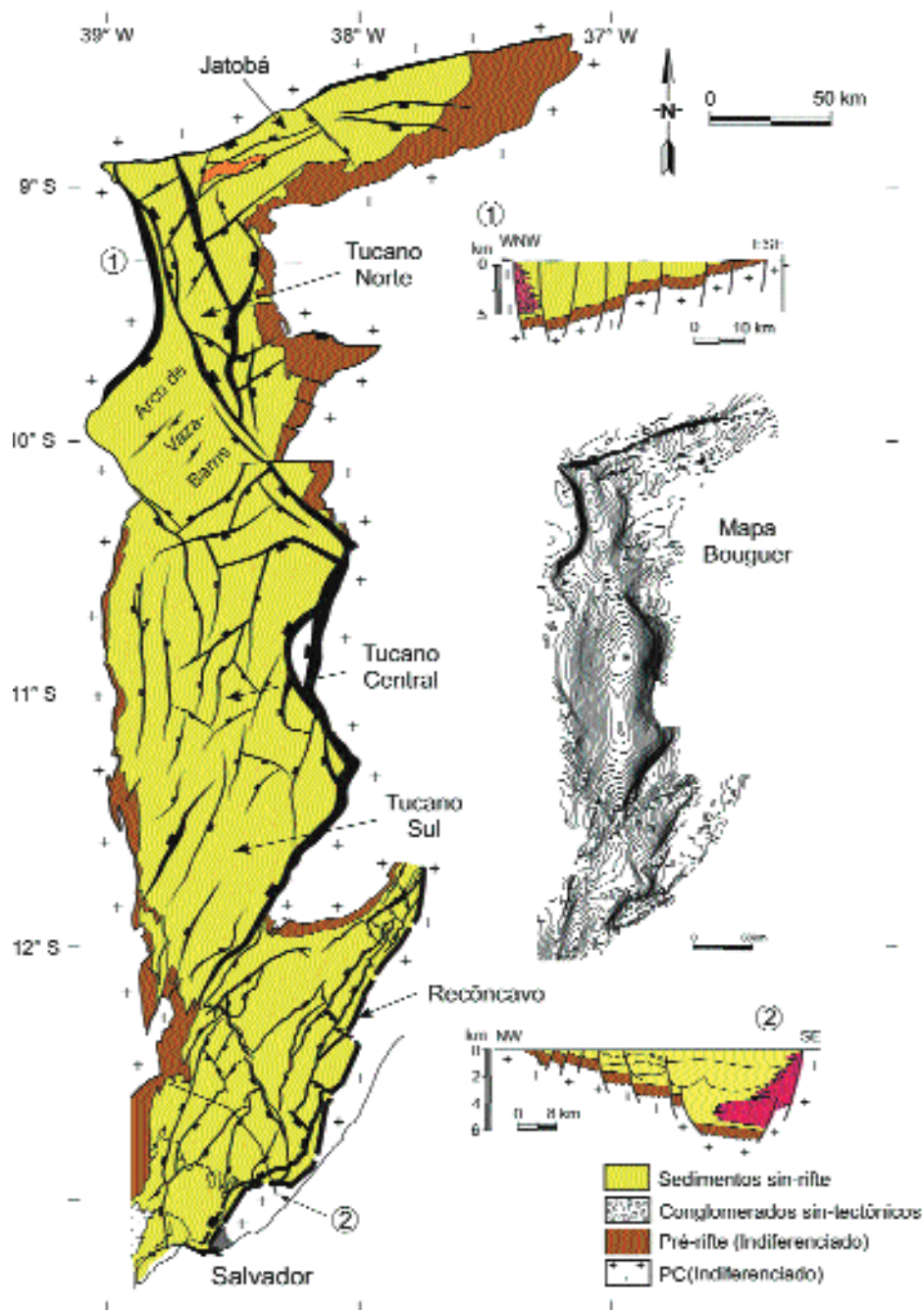


Fig. 16 - Mapas tectônico e bouguer do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. (modificado de Destro, 2002)

Tectonic and gravity Bouguer maps of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift. (modified from Destro, 2002)

pouco mais tarde, os próprios sedimentos Bambuí são colhidos pelas frentes orogênicas brasileiras, formando cinturões epidérmicos (Fig. 17d).

- Estágio VII: O Evento Sul-Atlântico e os riftes Abaeté e Recôncavo-Tucano

Da sua residência gondwânica, o cráton registra a passagem pelas altas latitudes e a glaciação durante o Permiano-Carbonífero. O desmantelamento de Gondwana no Eocretáceo leva à formação do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, à ruptura da conexão São Francisco-Congo e consequente desenvolvimento das bacias marginais de Camamu e Jacuípe. Bem distante destes sítios, nucleia-se, no interior sudoeste do cráton, o rifte Abaeté (Sgarbi *et al.*, 2001), que, mais tarde, no Barremiano-Eoaptiano,

recebe uma rápida e enigmática incursão marinha, sucedida pelo vulcanismo alcalino Mata da Corda (Fig. 17e).

A partir do estágio evolutivo IV, a peça litosférica correspondente ao Cráton do São Francisco, especialmente o seu núcleo arqueano, é submetida a uma série de processos que podem ser vistos como uma bateria de testes de comportamento. Sabe-se hoje que a condição cratônica de um segmento da litosfera é testada, não propriamente quando solicitada por compressão, mas sim, por tração. É também durante a tafrogênese que se individualizam os crátons. O rifteamento continental está, em geral, associado a uma profunda modificação da estrutura tectônica, composicional e, principalmente, termal de toda a litosfera envolvida. A tafrogênese redonda em afinamento e enorme enfraquecimento litosférico.

No caso do Cráton do São Francisco, pode-se dizer, em primeiro lugar, que a sua individualização resulta dos eventos distensionais Espinhaço (Estateriano) e Macaúbas (Toniano) - cujos sítios de atuação são praticamente coincidentes - e, muito remotamente, da tafrogênese que levou à formação da margem passiva Minas no alvorecer do Paleoproterozóico. Ao longo das margens sul e leste do cráton, os cinturões Brasília Sul e Araçuaí seguem rigorosamente a trajetória da margem passiva Macaúbas (Uhlein *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Martins-Neto & Alkmim, 2001). Esta, por sua vez, acha-se, na sua maior extensão, superposta às porções mais desenvolvidas dos riftes Espinhaço, os quais, por seu turno, desenvolveram-se, preferencialmente sobre o Orógeno Atlântico, que vem a ser o produto da inversão da margem passiva Minas. Os ramos ensiálicos do sistema de riftes Macaúbas sofrem inversão apenas parcial através da reativação das suas falhas mestras. Notável em todo esse percurso histórico é como se preserva o núcleo arqueano do cráton (Fig. 17).

A natureza cratônica da litosfera do São Francisco fica, entretanto, explícita quando se analisa o seu comportamento durante a abertura do Atlântico Sul.

Propagando-se de sul para norte, o desenvolvimento das margens leste brasileira e oeste africana (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Chang *et al.*, 1992) encontra, um pouco além do meio do caminho, a ponte cratônica São Francisco-Congo. Ali o sistema de riftes precursores bifurca-se. Um ramo não tem sucesso, convertendo-se no aulacógeno Recôncavo-Tucano-Jatobá. No outro, a evolução prossegue e dá origem aos segmentos mais estreitos das margens leste brasileira e oeste africana.

Várias peculiaridades do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá decorrem e são típicas da sua natureza intracratônica (Matos, 1999; Destro, 2002):

- a sua profundidade muitíssimo grande quando comparada com a largura;
- o enorme rejeito das falhas de borda e subsidiárias;
- a total ausência de soerguimento das ombreiras, combinado com ausência de uma seção de subsidência térmica, indícios de alta rigidez flexural da litosfera (Kamer *et al.*, 1992);
- o seu total controle pelas descontinuidades do

embasamento de orientação preferencial NS (ao deixar o cráton, o seu segmento norte, ajusta-se à trama WSW-ENE da Província Borborema);

- a grande taxa de deformação no desenvolvimento da seção rifte (Magnavita, 1992).

Além disso, as bacias de Camamu e Jacuípe, desenvolvidas a partir da ruptura total da ponte cratônica São Francisco-Congo, possuem arquiteturas totalmente distintas das suas vizinhas formadas sobre domínios orogênicos brasileiros. Assim também ocorre com a Bacia do Gabão, na contraparte africana (Matos, 1999). Chamam a atenção as pequenas larguras das bacias e, conseqüentemente, da plataforma continental que, neste setor, atinge o menor valor de toda a margem (Bacia de Jacuípe) (Fig. 18).

O volume de dados geofísicos disponíveis do Cráton do São Francisco ainda é muito reduzido. O que estava disponível até 1993 foi analisado por Ussami (1993). De lá para cá, uma boa base de dados geofísicos, associada a informações sobre estrutura mantélica foi construída somente para o extremo sudoeste do cráton e áreas adjacentes (vide, dentre outros, Bizzi *et al.*, 1995; James & Assumpção, 1996; VanDecar *et al.*, 1995; Esperança *et al.*, 1995). Vale ressaltar entre estes estudos o de VanDecar *et al.* que mostra a existência de uma quilha mantélica com altas velocidades sob a porção sudoeste do cráton.

As revelações Almeidianas

Nos seus escritos sobre os crátons, especialmente no artigo dedicado ao do São Francisco, de 1977, Almeida, tendo por base a conceituação decorrente da escola de tectônica Kober-Stille, o faz de um modo um tanto peculiar. Ao caracterizá-los e partir para a operação de delimitá-los, tem toda a sua atenção voltada para o comportamento do embasamento, tomando as suas manifestações como critério para discriminação entre cráton e não-cráton. Esta atitude possui duas repercussões maiores. Em primeiro lugar, ela antecipa o entendimento de crátons como entidades tridimensionais, que só viria a se consolidar algum tempo depois. Em segundo lugar, ela redundava em um sofisticado procedimento de mapeamento dos crátons, que consistia em ultrapassar a barreira da cobertura sem ignorá-la, mas usando-a quando possível para detecção do comportamento do embasamento.

Um exemplo desse procedimento pode ser dado pelo traçado do limite leste do Cráton do São Francisco, posicionado por Almeida (1977) ao longo do sopé da escarpa da Serra do Espinhaço Meridional. Tem-se ali uma falha reversa que, como hoje se sabe, corresponde à inversão de uma falha normal notável. Nos riftes Espinhaço e Macaúbas, ela funcionara como falha de borda, separando, portanto, as áreas distendida, a leste e não-distendida, a oeste. Durante a inversão brasileira, a área afetada pelo rifteamento converte-se em um cinturão que tem o embasamento e a cobertura envolvidos na deformação e, portanto, do domínio extra-cratônico. Na área não distendida, somente a cobertura, em estilo epidérmico, se deforma. Estando o embasamento poupado, tem-se ali

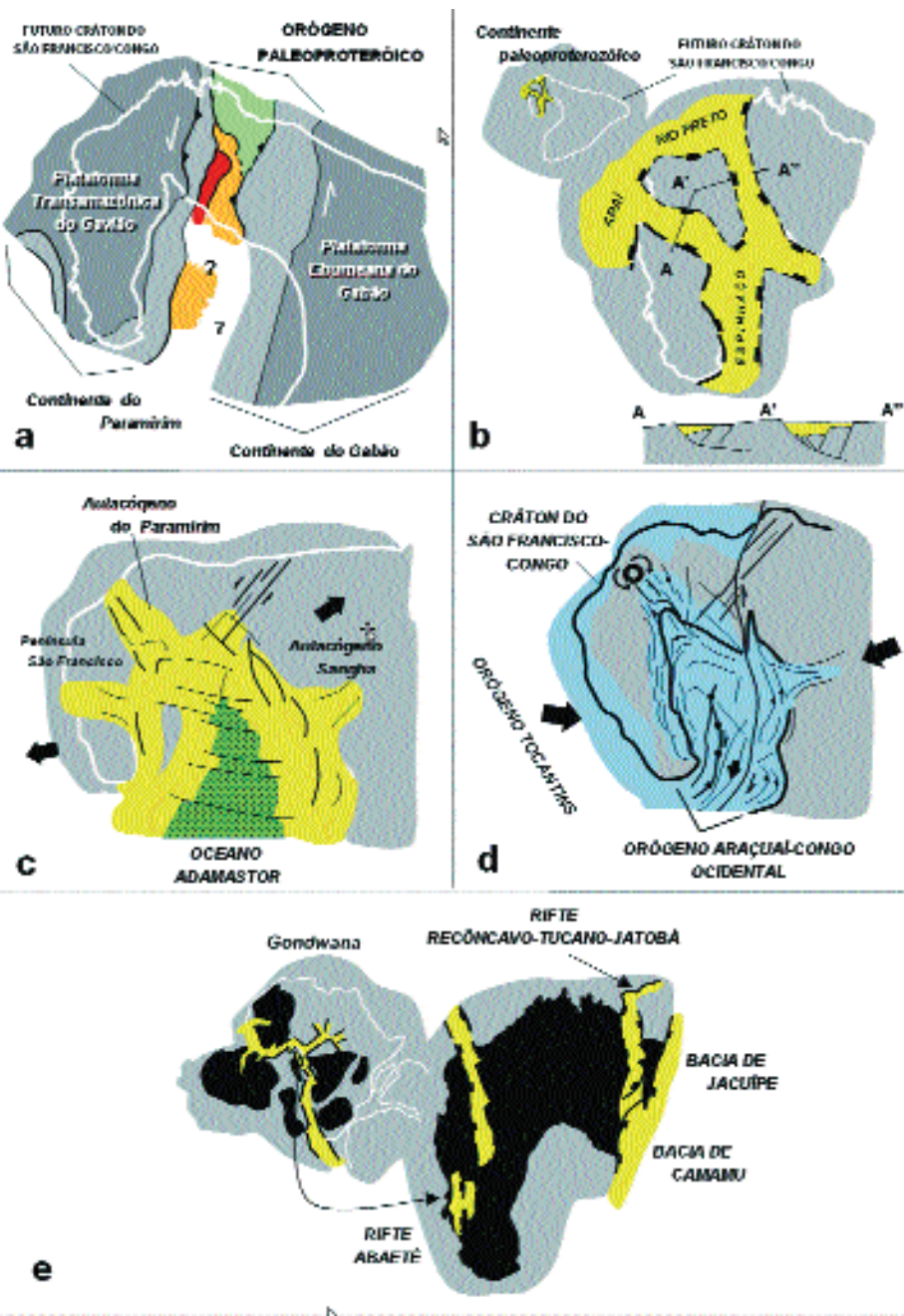


Fig. 17 - Cartoon da história evolutiva do Cráton do São Francisco: a) Formação do orógeno paleoproterozóico pela colisão entre os continentes do Paramirim e do Gabão por volta de 2,1 Ga; b) Tafrogênese Estateriana, a 1,75 Ga, que leva à formação de uma rede de riftes ensialícos nos quais são depositados o Supergrupo Espinhaço e unidades correlativas; c) Tafrogênese Toniana, e formação do sistema de riftes e margens passivas Macaúbas, por volta de 850 Ma; d) As colisões brasileiras levam à aglutinação do Gondwana e formação dos cinturões orogênicos que definem o contorno do Cráton do São Francisco-Congo (~520 Ma); e) início da fragmentação do Gondwana no Eocretáceo e desenvolvimento, no interior do cráton, dos riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá e Abaeté. (modificado de Alkmim & Martins-Neto, 2001)

- Cartoon illustrating the evolution of the São Francisco craton: a) Development of the Paleoproterozoic orogen by the collision of the Paramirim and Gabon block at approx. 2,1 Ga; b) The Statherian rifting at around 1,75 Ga gives rise to the development of an ensialic system, recorded by the Espinhaço Supergroup and correlative units; c) Tonian rifting and formation of interior rifts and Macaúbas passive margins around 850Ma; d) The Brasiliano collisions led to the assembly of Gondwanaland and formation of the orogenic belts that define the boundaries of the São Francisco craton (~520Ma); e) Dispersal of Gondwanaland in the Lower Cretaceous and nucleation of the Recôncavo-Tucano-Jatobá and Abaeté interior rifts (modified from Alkmim & Martins-Neto, 2001)

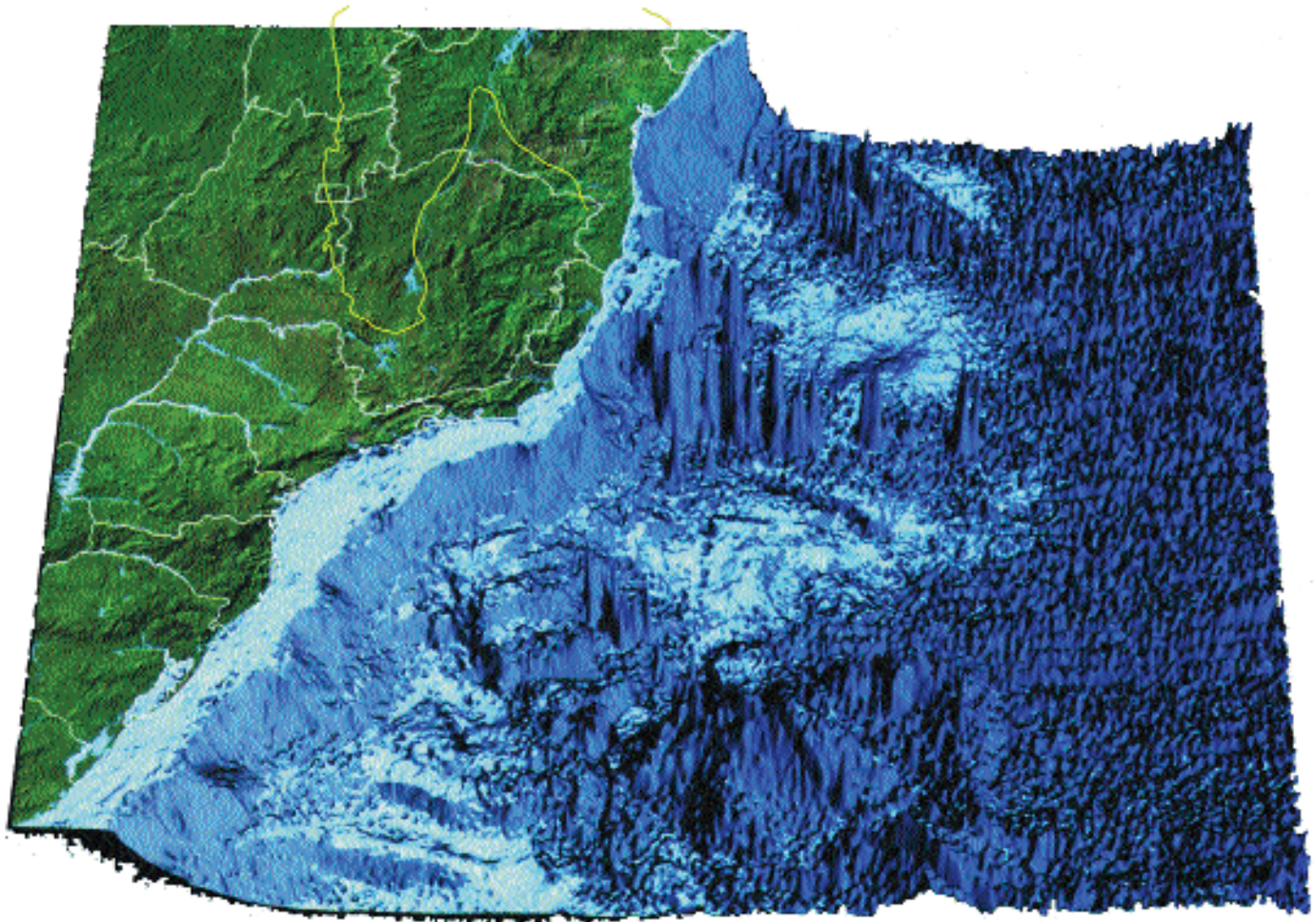


Fig. 18 - Modelo tridimensional do trecho sul da Margem Leste Brasileira e Área Oceânica adjacente, confeccionado por Lauro Saint Pastous Madureira e Christian dos Santos Ferreira (Depto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande). Contorno do cráton em amarelo. Notar a pequena largura da plataforma continental no trecho em que o Cráton do São Francisco vai de encontro à margem leste, no litoral da Bahia, que resulta do pequeno estiramento continental

3D model of the southern sector of the Brazilian continental margin and adjacent oceanic domain, compiled by Lauro Saint Pastous Madureira and Christian dos Santos Ferreira (Dept. of Oceanography, Federal Univeristy of Rio Grande, Brazil); craton boundaries in yellow. Notice the enormous decrease of the width of the continental shelf in the area of the margin where the craton reaches the coast, a consequence of the low amount of lithospheric stretching

a condição cratônica. Ainda que nem todos os detalhes desta geologia fossem conhecidos à época, é admirável a compreensão que tinha Almeida do cenário tectônico com o qual lidava.

Se estas constituem arrojadas incursões do Professor Almeida nas dimensões espaciais dos crátons, contribuições talvez até maiores ele oferece ao explorar a dimensão temporal dos mesmos. Isto se dá em inúmeras passagens dos artigos antes citados. Vale, aqui, entretanto, destacar a caracterização que faz, em 1981, do Cráton do Paramirim, antecessor do São Francisco. A caracterização do “continente” do Paramirim (feitas as devidas atualizações de limites no caso da Faixa Brasília), é totalmente própria e atualíssima.

Conclusões

A persistente investigação dos domínios continentais caracterizados por longa estabilidade tectônica, não envolvidas nas orogêneses do Fanerozóico, levou à conclusão de que eles correspondem a partes diferenciadas da litosfera. A sua diferenciação consiste em terem sido aquinhoados, já no Arqueano, com uma raiz litosférica relativamente fria, mas com uma densidade suficientemente baixa para sofrer empuxo positivo do manto subjacente. Esta constituição

peculiar lhes confere grande resistência mecânica, fazendo-os comportar também de modo diferenciado nos processos da dinâmica terrestre.

O Cráton do São Francisco, definitivamente caracterizado e delimitado por Almeida (1967; 1977; 1981), compartilha de todos os atributos típicos de seus congêneres identificados em outros continentes. Na sua geologia podem ser lidos testes de comportamento tectônico que confirmam totalmente a sua condição de litosfera de alta resistência mecânica. Isto, porém, não o impede de registrar, como fazem também todos os seus equivalentes, todos os eventos tectônicos importantes nos quais se envolveram os continentes seus hospedeiros.

O embasamento do cráton, formado por um núcleo arqueano consolidado a 2,6 Ga, estabilizou-se após o término do Evento Transamazônico. A partir daí forma-se seu complexo de cobertura, que fica armazenado na Bacia do São Francisco e no Aulacógeno do Paramirim. Nestes sítios, registram-se duas fases de rifteamento, de 1,75 Ga e 950 Ma, inversão parcial durante o Evento Brasileiro no Neoproterozóico, a glaciação Permo-Carbonífera da sua residência Gondwânica e marcantes repercussões da abertura do Atlântico no Eocretáceo, com renovado rifteamento.

Ao caracterizar e traçar os contornos do Cráton do São Francisco, Fernando F. M. Almeida o faz de uma tal forma

que antecipa o entendimento dos crátons como feições tridimensionais, revelando ainda a sua história pregressa, ao descrever o seu ancestral, o continente do Paramirim.

Agradecimentos

Do Professor Benjamin Bley de Brito Neves recebi uma excelente revisão que muito enriqueceu o manuscrito original, depurando-o ainda de muitos erros. A Lauro Saint Pastous

Madureira e Christian dos Santos Ferreira (Univ. Federal do Rio Grande) devo a gentileza da permissão de uso do modelo tridimensional da costa leste do Brasil por eles confeccionado. J.B. Françolin (Petrobras) gentilmente cedeu-me a imagem do relevo do Brasil. A Virgínio Mantesso Neto, manifesto os meus agradecimentos pelo incentivo e pelas críticas enriquecedoras ao trabalho original. O autor usufrui atualmente de uma bolsa de produtividade em pesquisa do CNPq.



REVISIÓN DEL LÍMITE DE LA PLATAFORMA SUDAMERICANA EN LA ARGENTINA

Fernando Flávio Marques de Almeida
ffma@uol.com.br

(Artigo originalmente publicado em português na *Revista Brasileira de Geociências*, dezembro de 2003, vol. 33, nº 4, pág. 389-394, com o título de *Revisão do Limite da Plataforma Sul-Americana na Argentina*. Os organizadores agradecem à RBG pela permissão de sua reedição em castelhano)

Resumo:

Face aos modernos conhecimentos sobre a tectônica da Argentina, é feita uma revisão do limite meridional da Plataforma Sul-Americana. O limite extremo sul acha-se coberto sob a Bacia de Claromecó no sudeste da Província de Buenos Aires e o sudoeste deixa fora da plataforma a faixa de dobramentos Pampeana.

Palavras-chave: Plataforma Sul-Americana, Limite, Faixa Móvel Pampeana, Cráton Rio de la Plata, Bacia de Claromecó.

Abstract:

This paper discusses the southern limit of the South American in Argentina with a proposal of revision, according to new data of the regional tectonics. The southern limit is proposed beneath the Claromecó Basin in the southeast of the Buenos Ayres province, and the southwestern limit leaves the Pampean Fold Belts out of the platform.

Keywords: South American Platform, Limit, Pampean Foldbelt, Rio de la Plata Craton, Claromecó Basin.

Resumen:

En vista de los conocimientos modernos sobre la tectónica de la Argentina, se presenta una revisión del límite meridional de la Plataforma Sudamericana. El extremo sur de este límite está cubierto por la Cuenca del Claromecó en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires y el límite sudoeste deja fuera de la plataforma la faja de plegamientos Pampeana.

Palabras llave: Plataforma Sudamericana, Limite, Faja Móvil Pampeana, Cratón del Rio de la Plata, Cuenca del Claromecó.

Introducción

Con el nombre de *Plataforma Brasileira* el autor definió una plataforma antigua de larga duración formada a partir de la consolidación que siguió al Ciclo tectónico-orogénico Baicaliano, al principio del Neogeico (Almeida, 1967; 1970). El territorio brasileño se encuentra totalmente comprendido en esa gran plataforma, que se extiende más allá de sus fronteras para integrar la mayor parte del área extra-andina de América del Sur, área ésta que no estuvo sometida a los episodios orogénicos posteriores al Brasiliano.

Considerando la conclusión de Halpern (1968) de que el basamento de la Patagonia se había consolidado durante el Paleozoico y no en el Precámbrico, constituyendo por lo tanto una plataforma nueva según el concepto de los autores chinos Huang y Chun-Fa (1962), Almeida propuso en 1971 el reconocimiento de la Plataforma Sudamericana que abarca la

gran entidad cratónica precámbrica situada al norte de la Patagonia, la mayor de la Placa Sudamericana, en cuyo borde el continente fue creciendo en ciclos tectónicos y magmáticos sucesivos desde cuando formaba parte de Gondwana. Al año siguiente la definió como habiéndose consolidado entre el final del Precámbrico y el Cámbrico y sugirió que su límite meridional se situaba en el Río Colorado, en la Argentina. El límite sudoeste con la Cadena de Los Andes fue inicialmente bosquejado por Almeida *et al.* en 1976. Debido a que se encontraba totalmente oculto bajo coberturas sedimentarias y volcánicas, la Comisión Coordinadora del Mapa Tectónico de América del Sur en escala 1:5 000 000 que estaba siendo elaborado en esa época bajo la égida de la Commission for the Geological Map of the World (Almeida *et al.*, 1978), adoptó el límite en el valle del Río Colorado como había sido sugerido originalmente, pues la Sierra de la Ventana era considerada como “cobertura de plataforma.... afectada por un plegamiento de edad desconocida, tal vez Jurásica”.

Los conocimientos sobre la geotectónica de la Argentina adquiridos desde entonces, excelentemente sintetizados y actualizados en el libro sobre la evolución tectónica del continente editado por U.G. Cordani y colaboradores en 2000, indujeron al autor a realizar la presente revisión del trecho meridional de ese límite, para tratar de definirlo mejor con base en informaciones modernas. En el interior del continente se encuentra totalmente oculto bajo estratos fanerozoicos, siendo su localización tentativamente inferida a partir de conocimientos geológicos de superficie y subsuelo.

La región sudeste de la plataforma

En la región sudeste de la Plataforma Sudamericana, al sur del paralelo de Porto Alegre (Fig. 1), fueron reconocidas dos entidades tectónicas mayores en el basamento precámbrico (Cordani *et al.*, 2000): un área de consolidación anterior al Ciclo Brasileño denominada Cratón del Río de La Plata (Almeida *et al.*, 1973) que actuó como ante-país de la segunda, la Faja de Plegamientos Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), con orientación NNE-SSW que en el sur del Brasil y Uruguay fue metamorfozada y deformada en el Neoproterozoico entre cerca de 750 y 530 Ma. Este basamento está casi totalmente cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas básicas de la Cuenca del Paraná, dificultando el reconocimiento de los límites de esas entidades.

El Cratón del Río de La Plata es el área cratónica anterior al Brasileño más meridional de la Plataforma Sudamericana. Se encuentra casi totalmente cubierta por rocas sedimentarias y volcánicas fanerozoicas. En la región que está siendo considerada, las rocas del cratón están expuestas al este de Río Grande do Sul, sudeste de Uruguay, Isla Martín García en el Río de La Plata y en la Provincia de Buenos Aires. En la Argentina el límite occidental está cubierto.

El borde del cratón en Río Grande do Sul y las formaciones posiblemente equivalentes de Uruguay (Rivera, Nico Perez y Piedra Alta; Basei *et al.*, 2000) están constituidas sobre todo por gneises y migmatitas, incluyendo el complejo granulítico paleoproterozoico en Río Grande do Sul (bloque Taquarembó). Fueron afectadas por los fenómenos termo-tectónicos de la Orogénesis Brasileña, con calentamiento e intrusión de rocas granitoides.

En la Isla Martín García, localizada en las proximidades de la confluencia de los ríos Paraná y Uruguay en el Río de La Plata, al NE de Buenos Aires, hay gneises, anfíbolitas y esquistos cortados por diques de granito, que Dalla Salda (1981) atribuyó al Cratón del Río de La Plata. Su edad, ~2,0 Ga, fue retomada por un nuevo episodio de deformación y metamorfismo con edades de 1,87 y 1,6 Ga (Cingolani &

Dalla Salda, 2000).

En la Sierra de Tandilia un alto estructural extenso con cerca de 400 km se alzó de la cobertura sedimentaria fanerozoica rocas metamórficas precámbricas, predominantemente gneises, migmatitas y granitoides pertenecientes al Cratón del Río de La Plata, datadas del Paleoproterozoico. En el borde sudoeste de la sierra, están superpuestas por coberturas sedimentarias de plataforma que constituyen el denominado Grupo La Tinta, con dos formaciones datadas del Neoproterozoico y una, la Formación Balcarce, que está expuesta de manera discontinua en gran extensión, en discordancia sobre las dos precámbricas. Fue interpretada originalmente como eo-ordovícica (Dalla Salda *et al.*, 1988), pero estudios modernos sugieren que su edad es neo-ordovícica a eosilúrica (Cingolani & Dalla Salda, 2000). Siendo así, podría representar la sedimentación inicial sobre la Plataforma Sudamericana en la región, como ocurre en la Cuenca del Paraná en ese mismo intervalo de tiempo con la deposición del extenso grupo Ivaí en Brasil y del Grupo Caacupé en el Paraguay oriental.

Dalla Salda *et al.* (1988) mencionan que, de un pozo profundo próximo a la ciudad de Mar del Plata y a 500 metros debajo de la Formación Balcarce, fue retirada una metamorfita de bajo grado que representa una metapelita deformada, datada (K-Ar) en 576-615Ma. Estos valores son interpretados como indicando la edad del último episodio termo-tectónico en la región (Cingolani & Bonhomme, 1982). La metapelita puede ser correlacionada con rocas similares del este de Uruguay pertenecientes al Ciclo Brasileño. Esta correlación sugiere que la faja de plegamientos brasileños en las márgenes del cratón en Río Grande do Sul y en el este de Uruguay prosigue hacia el sur, continuando en la misma posición geotectónica por debajo de la cobertura en la Provincia de Buenos Aires y/o en la margen continental sumergida (Fig. 1).

El límite en el extremo sur

En el sudeste de la Provincia de Buenos Aires, en la Sierra de la Ventana, también conocida por Sierras Australes de Buenos Aires, se encuentra la Faja de Plegamientos y Fallamientos de Empuje Ventana, que Alexander Du Toit en 1937 atribuyó a lo que denominó geosinclinal Samfrau, desarrollado en el borde sur de Gondwana en un territorio que vendría a constituir América del Sur, sur de África y a través de la Antártica se extendería al este actual de Australia (Mpodozis & Kay 1992, *apud* Ramos & Aleman, 2000). La Faja Ventana cuya evolución tectónica ha tenido diversas interpretaciones, es testigo de la orogénesis permo-triásica Gondwanides en el borde activo del megacontinente. Está expuesta únicamente a lo largo de un poco más de 180 km con rumbo medio NW-SE. Está compuesta por estratos de sedimentos metamorfozados en facies de esquistos verdes, con deformaciones con vergencia para nordeste, importantes en el Pérmico y cuyas fases finales son triásicas (Lopez Gamundi *et al.*, 1994). Las deformaciones involucraron el basamento. Se le asocian plutones granitoides y metariolitas paleozoicos datados (Rb/Sr) de 420 ± 30 Ma a 360 ± 12 Ma y granitoide sienítico pos-tectónico con edad (Rb/Sr) de 227 ± 32 Ma (*cit.* en Cingolani & Dalla Salda, 2000). Incluye estratos marinos considerados ordovícico-silúricos (Grupo Curamalal), silúrico-eodevónicos (Grupo Ventana) y neocarbonífero-neopérmicos marinos y continentales (Grupo Pillahuincó). En el basamento de esta secuencia metasedimentaria están poco expuestas las rocas precámbricas, que contienen intrusiones graníticas y derrames riolíticos cuyas dataciones (Rb/Sr) dieron valores de 678 ± 30 Ma, 613 ± 30 Ma y 594 ± 10 Ma (Cingolani & Varela 1975; Varela, *et al.*, 1985 *apud* Cingolani

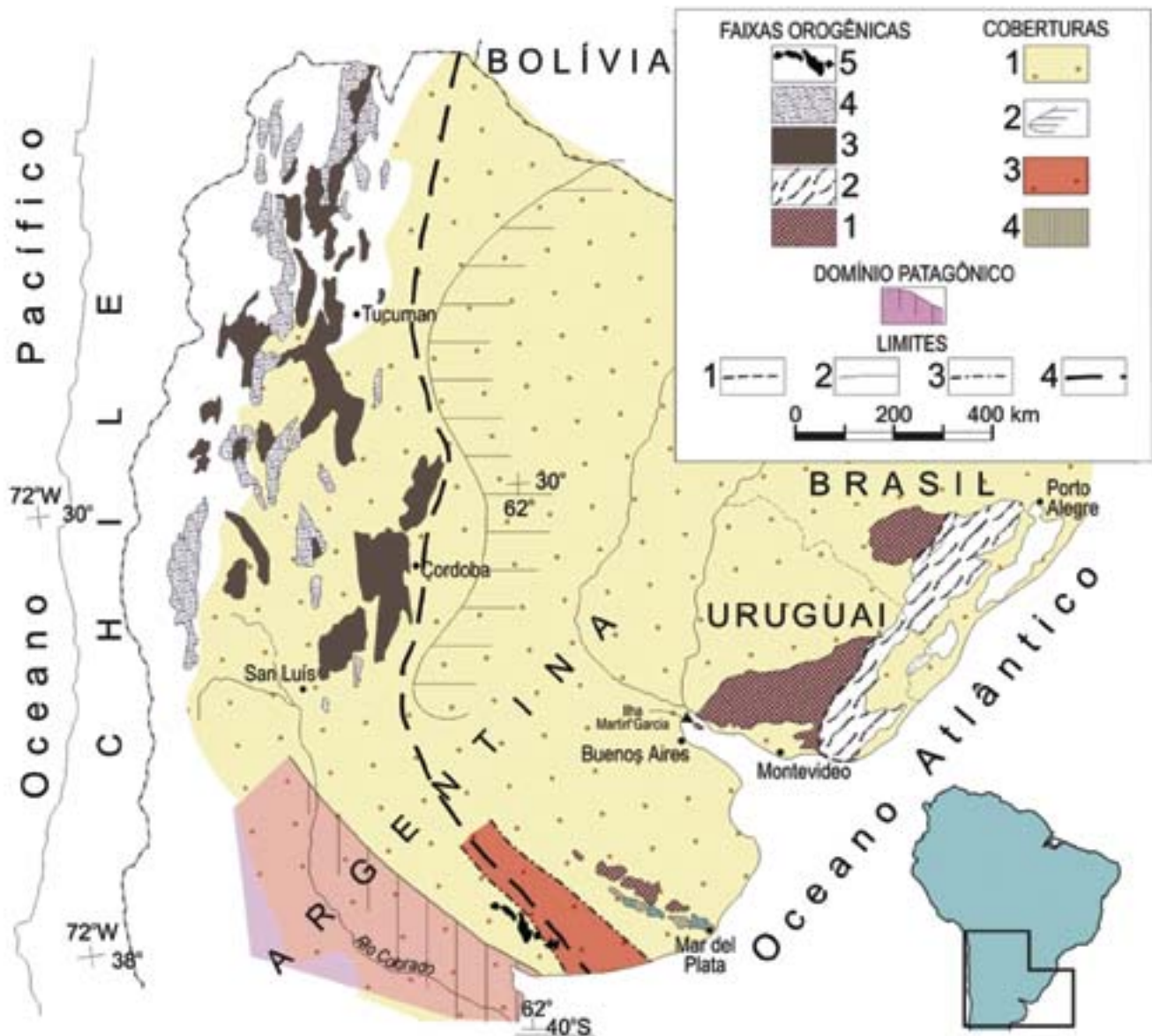


Fig. 1 - A-Fajas orogénicas: 1 - Transamazónico, con inclusiones locales arcaicas en Rio Grande do Sul y Uruguay (afloramientos del Cratón del Río de La Plata); 2 - Faja Dom Feliciano; 3 - Faja Pampeana; 4 - Faja Famatiniana; 5 - Faja Ventana. B - Coberturas sedimentarias y volcano-sedimentarias: 1 - coberturas fanerozoicas indiferenciadas; 2 - Cuenca Chaco-Paraná (borde occidental); 3 - Cuenca de Claromecó; 4 - Coberturas del Neoproterozoico y Neo-ordovícico. C - Dominio Patagónico. D - Límites: 1 - Cratón del Río de La Plata con Faja Dom Feliciano; 2 - límite occidental de la Cuenca Chaco-Paraná (cubierto); 3 - Cuenca de Claromecó (límite supuesto); 4 - límite meridional (inferido, cubierto) de la Plataforma Sudamericana. La geología fue simplificada del Mapa Geológico de América del Sur en escala 1: 5 000 000 (Schobbenhaus & Bellizzia, 2000). Trecho del borde occidental de la Cuenca Chaco-Paraná de acuerdo con Milani & Thomaz Filho, 2000

A - Orogenic belts: 1 - Transamazonian, with archaic local inclusions in Rio Grande do Sul and Uruguay (Rio de La Plata craton outcrops); 2 - Dom Feliciano belt; 3 - Pampeana belt; 4 - Famatiniana belt; 5 - Ventana belt. B - Sedimentary and volcano-sedimentary covers: 1 - undifferentiated phanerozoic covers; 2 - Chaco-Paraná basin (occidental board); 3 - Claromecó basin; 4 - Neoproterozoic and Neo-ordovician covers. C - Patagonic Domain. D - Limits: 1 - Rio de La Plata craton with Dom Feliciano belt; 2 - occidental board of the Chaco-Paraná basin (covered); 3 - Claromecó basin (inferred limit); 4 - southern limit (covered, inferred) of the South American Platform. Geology simplified from the Geologic Map of South America, scale 1: 5 000 000 (Schobbenhaus & Bellizzia, 2000). Stretch of the occidental board of the Chaco-Parana Basin according to Milani & Thomaz Filho, 2000

& Dalla Salda, 2000), indicando la extensión de procesos magmáticos contemporáneos al Ciclo Brasiliano hacia el sur del Cratón del Río de La Plata.

Claromecó, ubicada entre las sierras de la Ventana y Tandil (Fig. 2), es una cuenca sintectónica de antepaís (Lopez Gamundi & Rosello, 1992) adyacente a la faja de plegamientos Ventana. Presenta una cubierta sedimentaria de hasta 4500 metros con sedimentos del Grupo Pillahuincó, de ambiente marino somero y glacial-marino que pasa para continental en la parte superior. Fueron depositados entre el final del Carbonífero y el Kazaniano. Su base reposa en discreta discordancia angular sobre estratos eodevónicos de la cobertura del Cratón, o directamente sobre el basamento cristalino.

Están en su mayor parte ocultos bajo sedimentos neoceno-zoicos, sin embargo se sabe que continúan para el SE, hacia la plataforma continental, donde son cubiertos por los depósitos mesozoicos de la Cuenca del Colorado, y en dirección NW donde los sondeos realizados en la cobertura de la Cuenca de Macachin comprobaron la presencia de sedimentos pérmicos (Russo *et al.*, 1979, *cit.* en López Gamundi *et al.*, 1995). Las deformaciones de la faja Ventana afectaron los estratos de la cuenca con intensidad decreciente para nordeste, en el sentido de la vergencia tectónica. Von Gosen *et al.* (1991), con base en investigaciones detalladas, comprobaron que a partir del este, del área de diagénesis, surge el metamorfismo anquizonal que, en dirección a la Faja Ventana

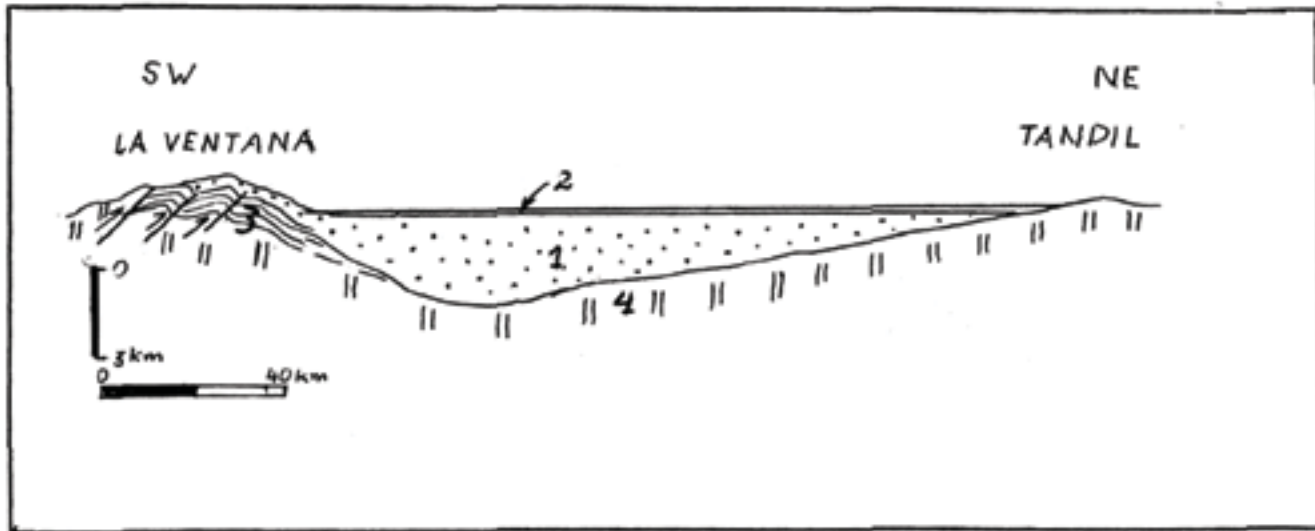


Fig. 2 - Sección geológica esquemática con orientación SW-NE entre las sierras de la Ventana y Tandil. La cuenca de Claromecó (1), oculta bajo los sedimentos neocenoicos (2), ocupa una depresión entre las dos serranías. Los depósitos permocarboníferos que contiene (Grupo Pillahuincó) reposan al sudoeste sobre sedimentos eopaleozoicos (3) preservados en el borde del cratón, que junto con ellos fueron plegados y afectados por fallamientos imbricados y epimetamorfismo durante la orogénesis permotriásica Gondwanide. En dirección al noreste los sedimentos de la cuenca pasan a reposar directamente sobre el basamento cristalino precámbrico del Cratón del Río de La Plata (4). En esa región, el basamento constituye la extensión de la Plataforma Sudamericana, que de ese modo se extiende por debajo de la cuenca hasta el lugar donde pasa a ser afectada por los fenómenos relacionados con la orogénesis mencionada. La figura tiene como base el trabajo de López Gamundí *et al*, 1994. (Los Editores han elegido mantener la figura original, dibujada a mano por el Profesor Fernando de Almeida.)

- Schematic SW-NE cross section between the Ventana and Tandil mountains. The Claromecó basin (1), hidden under the neocenoic sediments (2), occupies a depression between the two ranges. The permocarboniferous deposits therein (Pillahuincó Group) lie on the SW over eopaleozoic sediments (3) preserved in the craton board, which together with them have been folded and affected by imbricated faulting and epimetamorphism during the permotriassic Gondwanide orogenesis. Towards the NE the basin sediments gradually switch to lying directly over the Precambrian crystalline basement of the Río de La Plata craton (4). In this region, the basement is made up of the extension of the South American Platform, which in this way extends under the basin all the way to the place in which it starts hasta el lugar donde pasa a ser being affected by the phenomena related to the above mentioned orogenesis. This figure is based on López Gamundí *et al*, 1994. (The Editors have chosen to keep the original sketch, hand drawn by Prof. Fernando de Almeida.)

pasa para esquistos verdes, afectando tanto la Faja Ventana como el basamento cristalino localmente expuesto. López Gamundí *et al*. (1995) comprobaron que la formación pérmica Tunas, la más nueva del Grupo Pillahuincó, es por lo menos en parte contemporánea con las deformaciones, lo que es comprobado por edades radiométricas.

Consideramos que el límite extremo meridional de la plataforma está oculto debajo de esa cuenca, donde sus sedimentos no fueron afectados por la orogénesis y el metamorfismo.

El límite sudoeste

La extensión para noroeste de las estructuras de la Sierra de la Ventana y con ellas el límite de la plataforma están totalmente ocultos debajo de la cobertura sedimentaria cenozoica de La Pampa.

Tal como ocurre al este, también al oeste el Cratón del Río de La Plata actuó como antepaís de una faja metamórfica de plegamientos y granitoides de dirección submeridiana, desarrollada entre el final del Neoproterozoico y el Cámbrico antiguo durante la Orogénesis Pampeana (600-520 Ma), equivalente al Brasiliano tardío u Orogénesis Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1995). Por otro lado, la Faja Dom Feliciano resultó de los procesos tectono-magmáticos que condujeron al cierre, en el Cámbrico Inferior (~540-530 Ma), del Océano Adamastor que existió entre el Cratón del Río de la Plata y el de Kalahari en África, con lo que se encerraran sus actividades orogénicas, justificando su inclusión en la Plataforma Sudamericana. Ya lo mismo no se aplica, como veremos, a la Faja Pampeana, aproximadamente contemporánea con la de Don Feliciano pero ubicada en el pro-

tomargen de Gondwana, por lo que se sujetó a procesos orogénicos pos-brasilianos.

Las rocas originadas en el Ciclo Pampeano se encuentran en su mayor parte ocultas debajo de coberturas fanerozoicas, aunque están bien expuestas en los bloques de falla erguidos en el Neogeno que constituyen las Sierras Pampeanas y en la Cordillera Oriental, en el extremo noroeste de la Argentina (Fig. 1). Por otra parte esta faja no puede ser incluida en la Plataforma Sudamericana cuya área, por definición, se consolidó con la aglutinación de Gondwana durante el transcurso del Ciclo Orogénico Brasiliano-Pan Africano (cerca de 720-500 Ma, cuando se formó la mayoría de las fajas orogénicas del ciclo, Unrug, 1997), pues fue afectada por la orogénesis eopaleozoica Famatiniana, iniciada al final del Cámbrico. Se manifestó en la margen primitiva de Gondwana y sus efectos se presentan bien claros en la faja de las Sierras Pampeanas occidentales, donde se desarrolló un cinturón magmático con abundante formación de granitoides en el Ordovícico y un par de fajas metamórficas (Ramos, 2000). Efectos atenuados también se sintieron en la zona oriental de la Faja Pampeana en su fase tectónica Ocoyica, desde el final del Ordovícico hasta el principio del Silúrico, cuando se iniciaba la sedimentación continental y las intrusiones marinas en las cinco grandes sinéclises de la plataforma que estaba recién cratonizada (formaciones Benjamín Constant en la cuenca de Solimões, Autás Mirim en la de Amazonas, Ipu en la de Parnaíba, Alto Garças en la de Paraná, Las Breñas y Zapla en la de Chaco-Paraná).

Al este de la Faja Pampeana las coberturas no permiten exposiciones del basamento, probablemente constituido por las estructuras del Cratón del Río de la Plata, estando oculto el límite buscado. Por otro lado la situación geográfica de esa

faja limitando al oeste la Cuenca del Paraná (Milani & Thomaz Filho, 2000) permite estimar aproximadamente la posición de ese límite entre los paralelos 26° y 34° S.

La Cuenca Chaco-Paraná, en el nordeste de Argentina, es una de las cinco grandes sinéclises de la Plataforma Sudamericana, estando cubierta por sedimentos neocenozoicos del Chaco procedentes de los Andes. Entre los referidos paralelos su borde se aproxima a las exposiciones de la Faja Pampeana (Fig. 1), en un intervalo que transpone el límite procurado. Es ella una típica cuenca intracratónica con cerca de 500 000 km², siendo su evolución semejante a la de Paraná (Milani & Ramos, 1998), de la cual se considera una extensión, estando en parte separadas por el Arco de Asunción. Así es que, llegando por debajo de la Cuenca de Claromecó el límite debe curvarse para pasar junto a las Sierras de Córdoba. Éstas tuvieron su basamento Pampeano de alto grado retrabajado en el Ciclo Famatiniano, con plegamientos, fallamientos de empuje para el oeste y fajas de milonitización. Pegmatitas asociadas a zonas de cizalla de esta etapa fueran datadas (K/Ar) en 447 - 435 Ma (Rapella *et al*, 1998 *apud* Rapella, 2000), valores éstos que corresponden al Ordovícico tardío y al Eosilúrico. Son un reflejo de la fase tectónica Oclóyica de la Orogénesis Famatiniana, por lo que esas sierras no pueden ser inclusas en la plataforma que ya estaba consolidada. Ramos (2000), en su figura 6, indica la presencia del Cratón del Río de la Plata junto al arco magmático Pampeano de las Sierras de Córdoba. También en las Sierras de Ancasti y San Luis existen granitoides del Ciclo Famatiniano (Ramos *op.cit.*) penetrando el basamento metamórfico Pampeano. Según ese autor, intenso magmatismo granitoide anorogénico ocurrió entre el final del Ordovícico y el Neodevónico en gran parte de las Sierras Pampeanas. Las Sierras de Córdoba y San Luis fueron afectadas por esas intrusiones, como está indicado en el Mapa Geológico de América del Sur (Schobbenhaus & Bellizzia, 2000).

El límite de la plataforma aquí sugerido, en la expecta-

tiva de nuevos conocimientos, modifica sensiblemente lo que fue propuesto por Almeida *et al.* 1976, en el sentido de que en ella se incluían las Sierras de Córdoba, San Luis, Ancasti y otras próximas, además de ubicarlo al sudoeste de la Sierra de la Ventana.

Conclusiones

El límite sur de la Plataforma Sudamericana se encuentra cubierto por la cuenca permo-carbonífera Claromecó, cuenca de antepaís de la faja orogénica Ventana en la Provincia de Buenos Aires y parcialmente sumergida en la Plataforma continental y no en el valle del Río Colorado, como se suponía originalmente. El límite sudoeste en el trecho entre los paralelos 26° e 34° S se sitúa, cubierto, entre el borde (oculto) de la cuenca intracratónica Chaco-Paraná y el borde de la faja parcialmente expuesta de plegamientos de la Orogénesis Pampeana. Las denominadas Sierras Pampeanas, en las que afloran sus estructuras, se sitúan fuera de la plataforma debido a que esa faja fue tectonizada y penetradas por granitos de la Orogénesis Famatiniana (fase Oclóyica, ordovícica), por lo que no están inclusas en ella, como se suponía en 1976. Para el norte del paralelo 26° S, alejándose del borde de la Cuenca Chaco-Paraná, sugerimos que el límite continúa, oculto, para NNE, siendo encubierto por la Cuenca de Tarija-Noroeste en el antepaís pre-andino, penetrando así en Bolivia.

Agradecimientos: A los consultores de la RBG (Revista Brasileira de Geociencias), al Dr. Benjamín Bley de Brito Neves y al Dr. Celso dal Ré Carneiro por la revisión del manuscrito y por las sugerencias presentadas, a éste último por su ayuda para la confección de la figura 1 y a la Dra. Mabel N.C., Ulbrich por las sugerencias presentadas y por la versión para el castellano.



INUNDAÇÕES MARINHAS FANEROZÓICAS NO BRASIL E RECURSOS MINERAIS ASSOCIADOS

Fernando Flávio Marques de Almeida
ffma@uol.com.br

Celso Dal Ré Carneiro
Depto. Geoc. Aplicadas ao Ensino, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, SP
cedrec@ige.unicamp.br

Resumo:

Apresenta-se síntese concisa baseada em conhecimentos modernos das transgressões marinhas havidas no Brasil durante o Fanerozóico conforme observadas em sua parte emersa. Apontam-se relações entre os estádios da evolução da Plataforma Sul-Americana, as variações do nível eustático, as orogêneses realizadas à borda ativa sudoeste de Gondwana e, finalmente, a aglutinação e emersão de Pangéia e sua consequência no prolongado recuo do mar no Brasil. Com a fragmentação de Pangéia abre-se o Oceano Atlântico e se instala nova procedência de transgressões marinhas. É heterogênea a distribuição de recursos minerais associados às invasões marinhas nas bacias, reconhecendo-se bens não-metálicos como evaporitos (salgema, gipsita e sais de potássio), celestita, barita, fosfatos, calcário, argilas e enxofre, além de combustíveis fósseis (folhelho betuminoso/pirobetuminoso, petróleo e gás) e metais radioativos (urânio/vanádio).

Palavras-chave: Bacias Cratônicas, Transgressões Marinhas, Eustatismo, Períodos Talássicos, Períodos Geocráticos, Gondwana, Pangéia, Oceano Atlântico.

Abstract:

Phanerozoic Marine transgressions in Brazil and Associated Mineral Resources. This paper is a summary of the available record on sea transgressions in Brazil during the Phanerozoic. The revision is based on present-day knowledge on the emerged part. Some relationships are identified among the variations of eustatic levels, the evolution stages of the South American Platform, the orogenesis at the southwestern active edge of Gondwana and, finally, the agglutination and emergence of Pangea and their consequences for the sea provenance for Brazil. After the fragmenting of Pangea the Atlantic Ocean was opened and thus a new origin for the sea transgressions was installed. There is a heterogeneous distribution of mineral resources associated to sea transgressions in the Brazilian part of the platform basins. The geological inheritance related to sea transgressions comprises different elements: non-metallic resources as evaporites (salt, gypsum and potassium salts), celestite, barite, phosphates, limestone, clays, sulphur, fossil fuels (oil, gas and betuminous/pyrobetuminous shales) and radioactive metals (uranium/vanadium).

Keywords: Cratonic Basins, Marine Transgressions, Eustatic Levels, Talassic Periods, Geocratic Periods, Gondwana, Pangea, Atlantic Ocean.

Resumen:

Se presenta una síntesis resumida basada en los conocimientos modernos de las transgresiones marinas ocurridas en Brasil en el Fanerozoico, como ha sido observado en su parte emersa. Son indicadas las relaciones de las etapas de evolución de la Plataforma Sudamericana, las variaciones del

nivel eustático, las orogenias ocurridas en el borde activo del Gondwana sur-oeste y, al final, la aglutinación y emersión de Pangea y su consecuencia en la larga regresión marina en Brasil. Con la fragmentación de Pangea se abre el Océano Atlántico y hay recurrencia de nueva fase de transgresiones marinas. La distribución de recursos minerales asociados a las invasiones marinas es heterogénea, con presencia de minerales no metálicos, como evaporitos (salgema, gipsita y sales de potasa), celestita, barita, fosfatos, calizas, arcillas y azufre, a más de los combustibles fósiles (pizarras bituminosas y piro bituminosas, petróleo y gas, además de metales radioactivos (uranio/vanadio).

Palabras llave: Cuencas Cratónicas, Transgresiones Marinas, Eustatismo, Periodos Talassocos, Periodos Geocráticos, Gondwana, Pangea, Océano Atlántico.

Introdução

As inundações marinhas havidas no território brasileiro no decorrer do Fanerozóico constituem tema de grande interesse por se tratar de eventos significativos na história do País, que se relacionam à origem e evolução estrutural do continente, às oscilações eustáticas e movimentação tectônica, à paleogeografia, paleoceanografia e à geração de variados recursos minerais. A volumosa informação sobre o tema e o contínuo acréscimo de conhecimentos tornam difícil reunir numa síntese tão variados aspectos.

Dois megaciclos de primeira ordem são reconhecidos pelas análises da variação do nível eustático global. Um é do Paleozóico, outro do Mesozóico/Cenozóico. A pintura contida na Fig. 1 reproduz magnífico afloramento de rochas vinculadas ao megaciclo Paleozóico. As camadas devonianas da formação marinha Ponta Grossa, da Bacia do Paraná, situadas nesse local às bordas da Chapada dos Guimarães, no Estado de Mato Grosso, assinalam a mais ampla inundações havidas no interior do continente:

A curva obtida por Hallam (1992) (Fig. 2) que, como a de *Vail et al.*, 1977, é uma aproximação da realidade, mostra para o primeiro megaciclo, máximas elevações entre o Neocambriano e o Eocarbonífero, a partir de quando o nível começou a baixar, a princípio lentamente para se acentuar no Permiano, atingindo um mínimo na passagem deste para o Triásico, quando o nível teria descido abaixo do atual, contribuindo para a emersão do imenso continente Pangéia. O termo aqui adotado, Triásico é a base do erátema Mesozóico, cuja a grafia significa “triádico, composto por três, triplo”; o termo “Triássico”, também usual, sofre óbvia influência do termo “Jurássico” (Houaiss & Vilar, 2001) e da forma *Triassic*, do inglês. No presente trabalho adotou-se a escala de tempo geológico do Fanerozóico publicada por Gradstein & Ogg (1996). Uma nova escala de tempo geológico foi recentemente publicada por Gradstein *et al.*, 2004, na qual foram integradas informações estratigráficas e geocronológicas, dando-se maior precisão numérica para os limites de intervalo. Considerou-se entretanto que os mapas reproduzidos na presente síntese possuem maior correspondência com os intervalos daquela publicada por Gradstein & Ogg (1996) (Fig. 3).

O território brasileiro faz parte inteiramente da denominada Plataforma Sul-Americana, como tal compreendida a área do continente com embasamento consolidado do final do Proterozóico ao Cambriano (Almeida, 1971; Almeida *et al.*, 2000), situada do Cráton do Rio de La Plata na Argentina para norte e fora da Cadeia dos Andes e do Sistema Montanhoso do Caribe. As sinéclises que compõem a plataforma apresentam três seqüências de sedimentos neríti-

cos que atestam inundações causadas em grande parte pelos altos níveis eustáticos de então, com regressões e discordâncias erosivas resultantes de ascensões epirogênicas refletindo orogêneses realizadas na borda ativa de Gondwana adjacente à plataforma.

A grande regressão marinha no começo do Triásico, seguida de rápida transgressão, e os variados reflexos ecológicos dela decorrentes teriam muito contribuído para a maior extinção em massa de metazoários havidas no Planeta, quando cerca de 83% dos gêneros de invertebrados marinhos desapareceram (Sepkoski, 1986), assim como cerca de 75% das famílias conhecidas de anfíbios e mais de 80% das de répteis (Schopf, 1974; Olson, 1982; Sepkoski, 1982). Muitas hipóteses têm sido propostas para explicar os motivos dessa que foi a maior crise que afetou os metazoários (vide artigo de revisão de Erwin, 1994), mas em quase todas se considera como fator preponderante a grandeza da variação do nível eustático.

O segundo megaciclo atingiu o máximo, próximo de 300 metros acima do atual (Van Andel, 1994), em fins do Neocretáceo (Vail *et al.*, 1977), tendo contribuído para a segunda maior extinção em massa da vida marinha e terrestre. No Terciário passou a baixar até o Oligoceno, quando houve uma queda brusca para, com muitas oscilações, descer aos baixos níveis do Quaternário. As grandes inundações no Brasil acompanharam aproximadamente esses dois megaciclos, sem que tenham coincidido precisamente com suas oscilações. A ingressão do mar cretáceo no interior do Brasil deu-se entre o Aptiano e o Albiano, atingindo localmente o Cenomaniano, tendo-se limitado à Bacia do Parnaíba e área vizinha do Nordeste Oriental, e por ora seus testemunhos foram identificados também na Bacia Sanfranciscana. Hoje os continentes apresentam-se quase inteiramente emersos, sendo raros os exemplos de mares epicontinentais, que no Paleozóico constituíram feições destacadas da paleogeografia brasileira.

Os altos níveis eustáticos alcançados durante o Eopaleozóico são em parte responsáveis pelas três seqüências transgressivo-regressivas de inundações marinhas nas sinéclises brasileiras. Essas transgressões provieram do oceano adjacente à margem ativa sudoeste de Gondwana e de bacias do norte atual da África, inundadas pelo oceano Tethys. O desenvolvimento de três ciclos orogênicos maiores teve grande influência nos sucessivos avanços e recuos do mar nessas sinéclises. Um quarto ciclo, Gondwanide, ao qual está relacionada a sutura de Gondwana com Patagônia, refletiu-se na regressão do mar da Bacia do Paraná no final do Permiano.

Os tempos eopaleozóicos em que predominava a dispersão daqueles fragmentos de Rodínia que não haviam sido reunidos para formar Gondwana corresponderam a ocasiões de altos níveis do mar (Fig. 2), quando as terras foram extensivamente submergidas em sucessivos ciclos de transgressão e regressão que sobre elas deixaram importantes depósitos de mares epicontinentais nos quais, a partir do Cambriano, surgiram e prosperaram quase todos os filos animais e vegetais que evoluíram para os hoje existentes.

Pangéia, rodeado pelo oceano universal Panthalassa, era em parte circundado por margens ativas. Sendo a subducção da litosfera oceânica sob a continental e a aglutinação de blocos continentais fatores de aumento do volume do compartimento oceânico (Van Andel 1994) elas contribuíram para a grande depressão do nível eustático do final do Permiano ao início do Triásico. Nos oceanos resultantes da fragmentação de Pangéia a partir do Jurássico Médio, como o Atlântico e o Índico, formaram-se cadeias de montanhas submarinas, as dorsais oceânicas, às bordas de acreção das placas litosféricas que se separavam. Representam apreciável diminuição do volume do compartimento oceânico, uma das principais causas da elevação do nível do mar. A aceleração acentuada



Fig 1 - Escarpa da Chapada dos Guimarães em Mato Grosso, expondo as camadas devonianas da Bacia do Paraná. O paredão rosado é constituído pela formação continental eodevoniana Furnas, que repousa sobre o Grupo Cuiabá, neoproterozóico. As camadas mais elevadas, alcançando cerca de 850 metros de altitude, constituem-se pela formação marinha Ponta Grossa, meso a neodevoniana. O local acha-se próximo ao centro geodésico do continente, cujo marco encontra-se na cidade de Cuiabá, situada na baixada que é representada à esquerda da paisagem. Pintura de Miguel Penha, em quadro de 130 por 45 cm

- Chapada of Guimarães slopes in Mato Grosso, displaying the devonian layers of the Paraná sedimentary basin. The pinkish thick wall is composed of the continental Eodevonian Furnas formation, that rests on the Neoproterozoic Cuiabá Group. The more elevated layers reach about 850 meters of altitude. They consist of the marine Ponta Grossa formation, Meso- to Neodevonian. The place is near the geodesic center of the continent, whose landmark is in the city of Cuiabá, situated in the lowered part to the left of the landscape. Painting from Miguel Penha, in a canvas 130 for 45 cm

da expansão do assoalho oceânico (Van Andel, 1994), o aumento do número, volume e extensão dessas cadeias, o intenso vulcanismo que formou grandes platôs basálticos oceânicos em meados a fins do Cretáceo, foram as causas mais importantes dos altos níveis de então, que respondem em parte pelas inundações havidas na faixa costeira brasileira hoje emersa e que alcançaram o interior do País, como o fizeram em outros continentes.

Há diversos fatores que influem nas flutuações globais e regionais do nível do mar. Assim, a partir do Albiano, e durante o Neocretáceo, aumentaram a extensão e atividade da Cadeia Médio-Atlântica, como de outras similares, atenuando-se esse efeito no decorrer do Cenozóico, quando outras se tornaram inativas e diminuiu o surgimento de novas. Grandes platôs, cristas e alinhamentos vulcânicos submarinos, tornados em maior parte inativos, vêm subsidindo devido à isostasia. Esses fenômenos, entre outros, causaram o aumento do volume dos compartimentos oceânicos, do que decorre o abaixamento global, oscilante, do nível do mar e explicam

sua depressão no Quaternário, acentuada então com a glaciação.

As ingressões marinhas paleozóicas no Brasil

A origem da Plataforma Sul-Americana remonta ao final da orogênese Brasileira/Pan-Africana desenvolvida diacronicamente entre cerca de 725 e 500 Ma, quando blocos continentais resultantes da fragmentação de Rodínia suturaram-se em cinturões móveis, crescendo-se à parte ocidental do que viria a ser a Terra de Gondwana, pois a oriental sobrevivera à fragmentação neoproterozóica de Rodínia (Unrug, 1996). Um sistema de faixas de dobramentos e falhamentos, e arcos magmáticos desse ciclo orogênico, desenvolvido com essas colisões, estende-se ao longo de porções diversas do território brasileiro, envolvendo os referidos blocos, chamados crátons brasileiros. Separando-se a América do Sul da África no Neocretáceo, individualizou-se a Plataforma Sul-Americana como entidade desligada da Terra de Gondwana.

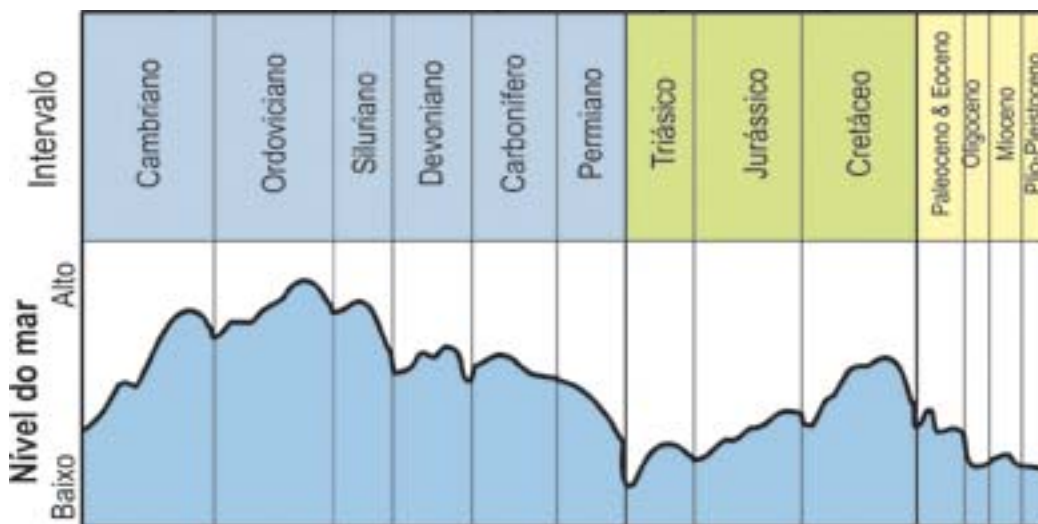


Fig. 2 - Curva da variação eustática do nível do mar fanerozóico (modif. de Hallam, 1992)

- Curve of the eustatic variation of the Phanerozoic sea level (modif. from Hallam, 1992)

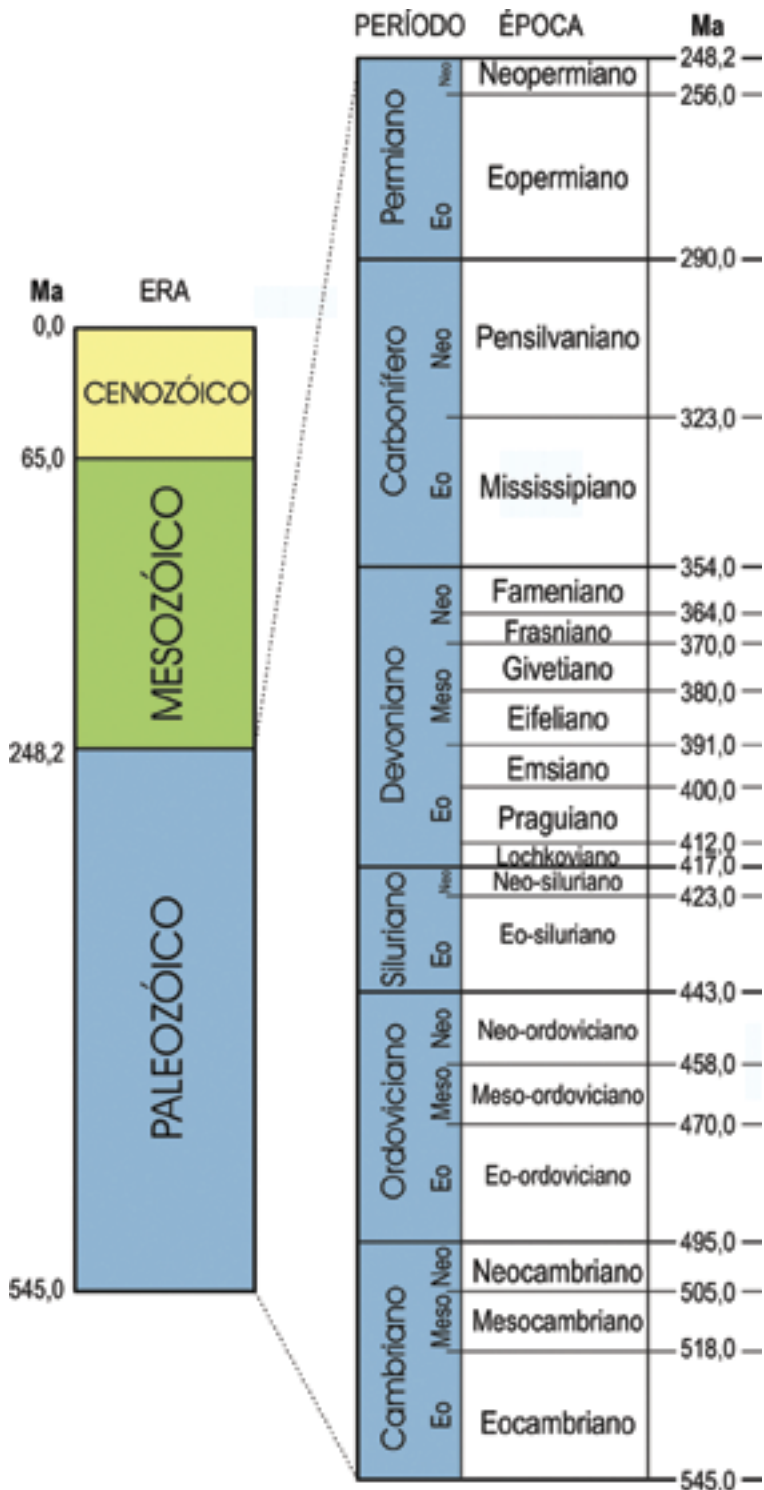


Fig. 3 - Escala numérica do Fanerozóico (baseada em Gradstein & Ogg, 1996)

- Numerical scale of the Phanerozoic (based on Gradstein & Ogg, 1996)

O Estádio de Transição

Nos primeiros tempos da formação do embasamento da plataforma, durante o Cambro-Ordoviciano, apresentavam-se condições instáveis, devidas a deformações e eventos térmicos fini- e pós-orogênicos. As bacias sedimentares que então se formaram no que viria a ser território brasileiro alojavam-se, sobretudo, em zonas deprimidas por falhamentos. Apresentavam extensões muito menores que as grandes bacias que as sucederam a partir de meados do Ordoviciano

(Fig.4), e seu estudo ainda se acha em estado inicial. Acumularam sedimentos de natureza molássica, predominantemente continentais e litologicamente imaturos. Suas camadas, por vezes espessas de milhares de metros, podem apresentar metamorfismo de pressão e temperatura baixas e deformações moderadas. Intrusões de rochas granitóides e outras então se realizaram, às quais se relacionaram fenômenos vulcânicos de natureza andesítica e riolítica ou dacítica, como manifestações pós-tectônicas do ciclo orogênico Brasileiro.

As bacias do estágio de transição acham-se expostas em diversos locais do País, onde foram poupadas pela erosão, ou ocultas sob coberturas, sendo identificadas em sondagens. Têm idades variando do final do Proterozóico ao Ordoviciano antigo. Embora algumas possuam camadas indicativas de deposição marinha, delas não se conhecem fósseis, no Brasil, de maior valor estratigráfico. O caráter tectônico, sedimentar e magmático da plataforma nesse intervalo de tempo caracteriza-a como em progressiva *transição* entre as condições orogênicas do ciclo Brasileiro e as de plena consolidação dos tempos que se seguiram, impossibilitando por ora a análise de conjunto das transgressões e regressões marinhas do Cambriano e Ordoviciano mais antigo no Brasil, diversamente de outras plataformas em que o embasamento de rochas desses períodos consolidou-se em tempos bem mais recuados.

O Estádio de Estabilização

Esse estágio caracterizou-se pelo aparecimento de grandes sinéclises, bacias sedimentares intracratônicas de interior remoto, com centena de milhares a mais de um milhão de quilômetros quadrados de sedimentos ainda em parte preservados, separados por áreas mais elevadas do embasamento pré-cambriano. Tais são as bacias do Acre, Solimões, Amazonas, Alto Tapajós, Parecis, Paraná, Parnaíba e outras menores, dentro e fora do território brasileiro (Fig. 4). Suas camadas têm grande extensão, com espessuras podendo alcançar poucos milhares de metros, tipos litológicos maduros e geralmente possuem fósseis, desde que representem ambientes propícios ao desenvolvimento da vida. As deformações que podem apresentar, por dobramentos ou falhamentos, são de caráter geralmente modesto; metamorfismo regional é ausente e o abundante magmatismo é de natureza sobretudo basáltica ou alcalina. É nessas bacias que se encontram os testemunhos dos mares epicontinentais que no Paleozóico inundaram grandes áreas da plataforma, definindo os períodos dessa era como *talássicos*. Várias características desses mares têm sido reconhecidas no exame de camadas sedimentares e de seu conteúdo fóssilífero, porém seus limites originais não podem ser adequadamente precisados devido à erosão que suas bordas originais sofreram.

Os elevados níveis eustáticos do mar durante o Paleozóico, com suas flutuações, foram importante causa das grandes transgressões nas bacias sedimentares de então. É certo também que as orogêneses realizadas na margem ativa meridional de Gondwana, resultantes das colisões com a litosfera oceânica e menores blocos siálicos refletiram-se no interior continental, causando movimentos epirogênicos que influíram nas regressões do mar e deram origem a hiatos na sedimentação decorrentes da exposição à erosão das camadas preexistentes (ver mapas no *Bol. Geoc. Petrobras* v. 8, n. 1). Além disso, estas afundavam devido ao estiramento litosférico, à sobrecarga representada pelos depósitos que nelas se acumulavam e outros processos mal conhecidos ou desconhecidos da dinâmica continental. Assim sendo, as ascensões eustáticas só em parte respondem pelas sucessivas inundações do mar no Brasil durante o Fanerozóico, seus picos não coincidindo adequadamente com os máximos das curvas

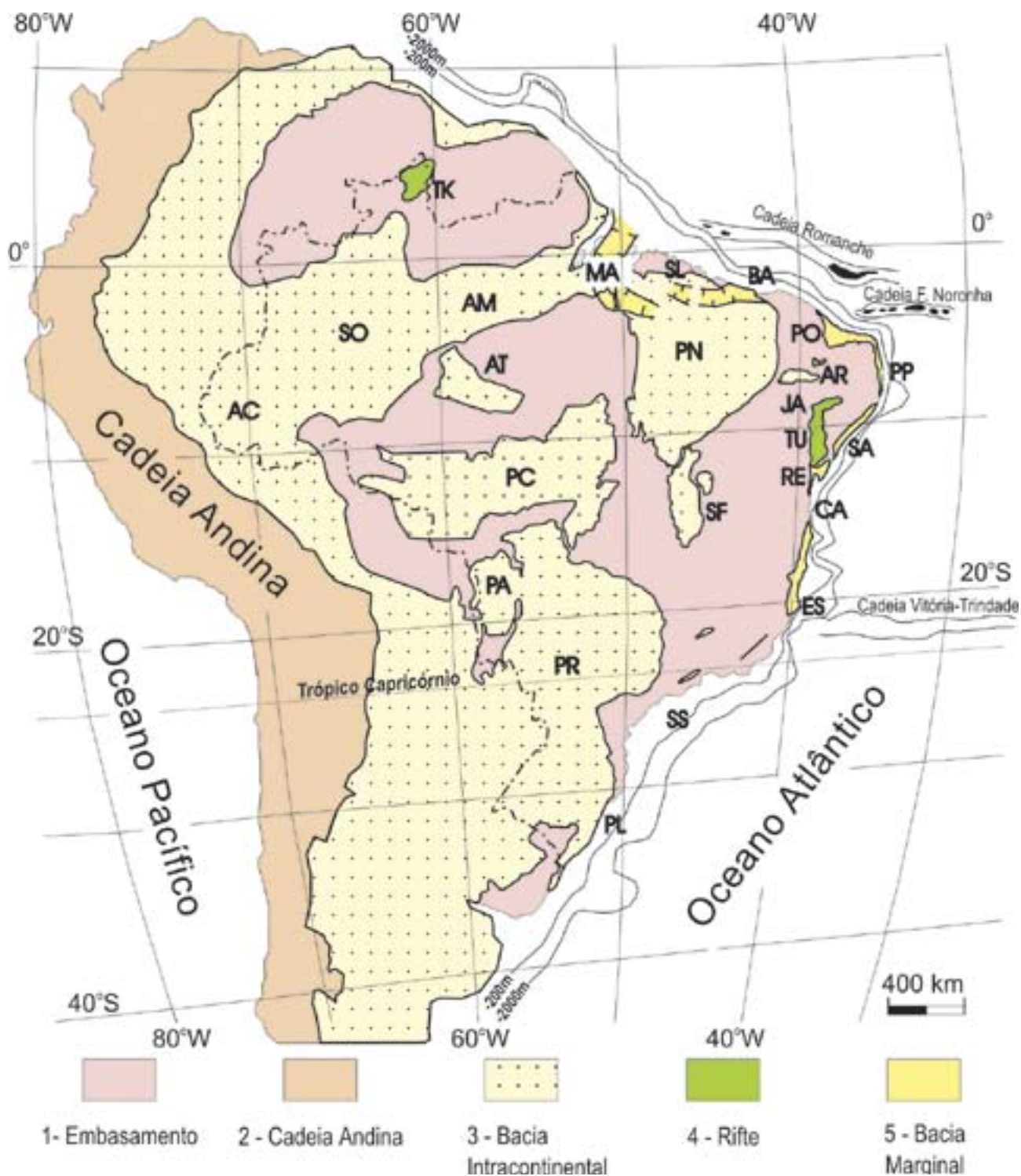


Fig. 4 - Coberturas fanerozóicas intracontinentais do Brasil e bacias da margem continental (emersa ou submersa) referidas no texto. 1 - Embasamento. 2 - Cadeia Andina. 3 - Bacia intracontinental: AC - Acre; AM - Amazonas; AR - Araripe; AT - Alto Tapajós; PC - Parecis; PA - Pantanal; PN - Parnaíba; PR - Paraná; SF - Sanfranciscana; SO - Solimões; 4 - Rifte intracontinental: JA - Jatobá; RE - Recôncavo; TK - Takutu; TU - Tucano; 5 - Bacia marginal: BA - Barreirinhas; CA - Camamu; ES - Espírito Santo; MA - Marajó; PL - Pelotas; PO - Potiguar; PP - Pernambuco-Paraíba; SA - Sergipe-Alagoas; SL - São Luís; SS - Santos

- Phanerozoics intracontinental covers of Brazil and basins (emerged or submerged) of the continental margin mentioned in the text. 1 - Basement. 2 - Andean rift. 3 - Intracontinental basin: AC - Acre; AM - Amazonas; AR - Araripe; AT - Alto Tapajós; PC - Parecis; PA - Pantanal; PN - Parnaíba; PR - Paraná; SF - Sanfranciscana; SO - Solimões; 4 - Rift intracontinental: JA - Jatobá; RE - Recôncavo; TK - Takutu; TU - Tucano; 5 - Marginal basin: BA - Barreirinhas; CA - Camamu; ES - Espírito Santo; MA - Marajó; PL - Pelotas; PO - Potiguar; PP - Pernambuco-Paraíba; SA - Sergipe-Alagoas; SL - São Luís; SS - Santos

de variação eustática do nível do mar obtidas por Vail *et al.* (1977) e Hallam (1992) (Milani & Ramos, 1998).

Os sedimentos depositados durante as transgressões e regressões paleozóicas acham-se conservados sobretudo nas maiores bacias e algumas pequenas bacias do interior cratônico, mas localmente seus restos isolados têm sido identificados

por sondagens sob coberturas pós-paleozóicas, em bacias mesozóico-cenozóicas da margem continental submersa e da faixa marginal emersa a elas adjacente, evidenciando que as transgressões paleozóicas foram mais extensas que o indicam seus restos hoje identificados.

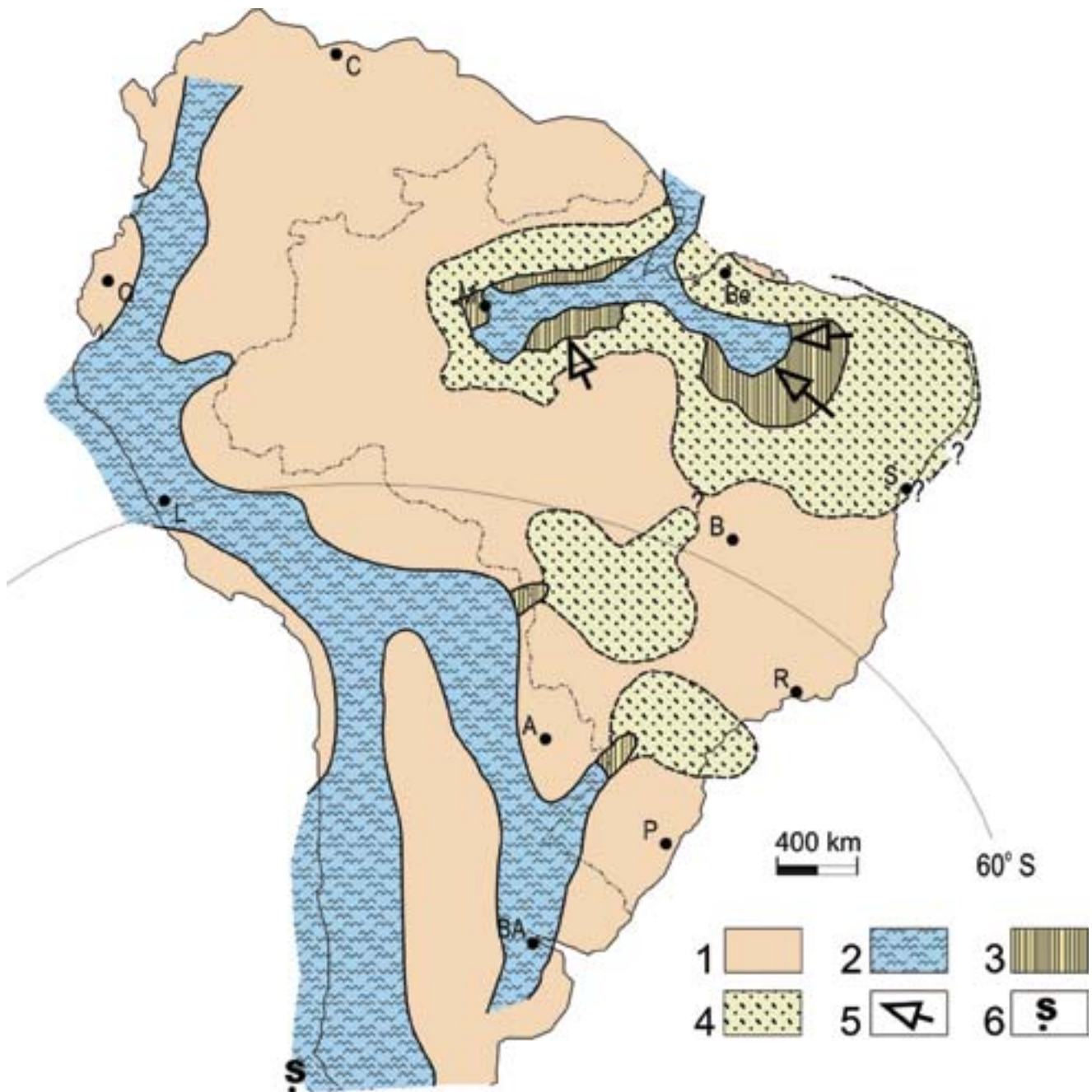


Fig. 5 - Inundação eodevoniana (Praguiano/Eo-emsiano) no Brasil (aprox. 400 Ma). Figura modificada de Melo (1989): 1 - Área emersa; 2 - Ambientes sedimentares marinhos; 3 - Ambientes transicionais; 4 - Ambientes sedimentares não-marinhos; 5 - Setas indicativas das principais direções de suprimento sedimentar; 6 - Posição estimada do Pólo Sul, com base em reconstruções de Li & Powell (2001). Cidades: A - Assunção; B - Brasília; BA - Buenos Aires; Be - Belém; C - Caracas; L - Lima; M - Manaus; P - Porto Alegre; Q - Quito; R - Rio de Janeiro; S - Salvador

- Eodevonian flooding (Praguian/Eo-Emsian) in Brazil (approx 400 Ma). Figure modified from Melo (1989): 1 - Emerged area; 2 - Marine sedimentary environments; 3 - Transitional sedimentary environments; 4 - Non-marine sedimentary environments; 5 - Indicative arrows of the main directions of sediment supply; 6 - Estimated position of the South Pole, as based on reconstructions of Li & Powell (2001). Cities: A - Assunção; B - Brasília; BA - Buenos Aires; Be - Belém; C - Caracas; L - Lima; M - Manaus; P - Porto Alegre; Q - Quito; R - Rio de Janeiro; S - Salvador

A Transgressão Neo-ordoviciana-Siluriana

A Formação Benjamin Constant, da Bacia do Solimões, representa a mais antiga ingressão marinha em bacia cratônica paleozóica brasileira. Constitui-se de camadas depositadas em mar raso a costeiro proveniente da região peruana. Sua idade, estabelecida por fósseis (Quadros, 1986; 1988), corresponde ao Meso-ordoviciano (Arenig/Lanvirn). Foi seguida de uma fase erosiva representando hiato de cerca de 100 Ma. Essa formação não possui equivalentes conhecidos em outras bacias brasileiras.

O primeiro ciclo marinho transgressivo-regressivo nas grandes sinéclises realizou-se a partir de fins do Ordoviciano

a inícios do Siluriano, por volta de 450 a 430 Ma. O mar teria penetrado na Bacia do Amazonas pela região de Marajó (Petri & Fúlvaro, 1983), proveniente da África, estendendo-se até o Arco de Purus que a separa da do Solimões (Caputo, 1988). Esta foi invadida pelo mar proveniente do oceano situado a oeste, entre o Neo-siluriano e o Eodevonian (Eiras *et al.*, 1994), depositando-se a formação nerítica Jutai. As outras bacias também foram inundadas nessa ocasião, porém sua melhor expressão é o Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas, que representa ambiente nerítico alternado com flúvio-deltaico, litorâneo, glacial e glácio-marinho desenvolvido entre fins do Ordoviciano e o Eodevonian (Grahn & Paris, 1992). Na Bacia

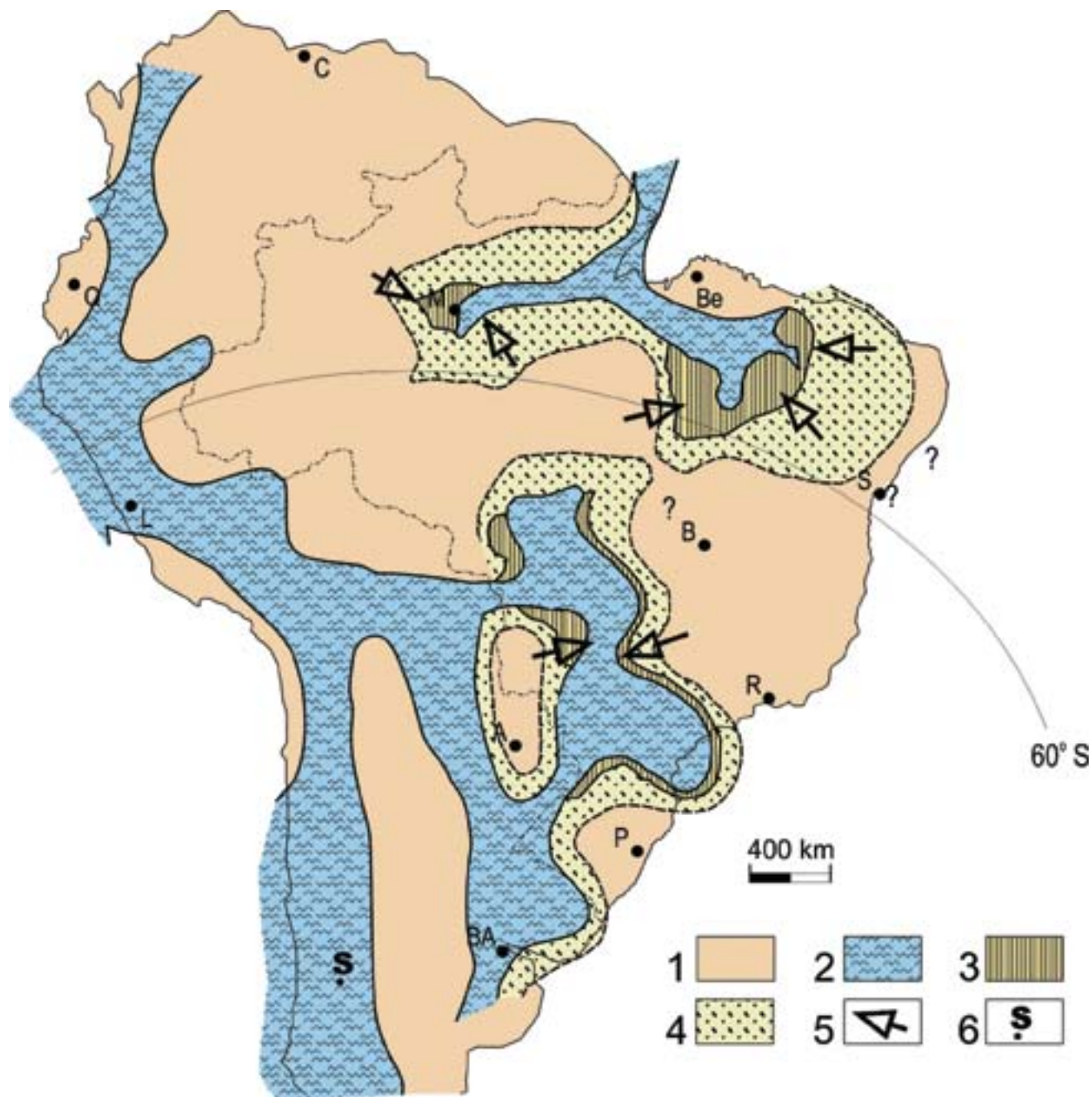


Fig. 6 - Inundação eodevôniana (Emsiano) no Brasil (aprox. 395 Ma), baseada em Melo (1989).
Convenções idênticas às da Fig. 5

- Eodevonian flooding (Emsian) in Brazil (approx. 395 Ma), based on Melo (1989).
Conventions identical to Fig. 5

do Alto Tapajós o mar siluro-devoniano também esteve presente, atestado pela existência de graptólitos e quitinozoários (*apud* Schobbenhaus *et al.*, 1984). Na do Parnaíba essa inundação de mesma procedência africana depositou os sedimentos neríticos venlockianos da Formação Tianguá do Grupo Serra Grande (Góes & Feijó, 1994) e na do Paraná a formação fossilífera siluriana Vila Maria (landoveriana, conforme Gray *et al.*, 1985) do Grupo Rio Ivaí, que ocorre coberto em ampla área da bacia e apresenta evidências de ações glaciais. Ela tem equivalentes bem expostos no Paraguai Oriental (Folhelho Vargas Peña) e representa o pico da transgressão marinha realizada em um grande golfo na área central e norte da bacia, aberto para o oceano situado a sudoeste de Gondwana (ver Fig. 5 do capítulo XVI, neste volume).

Os mares silurianos eram frios, pois durante a maior parte do Paleozóico Gondwana movimentava-se em altas lati-

tudes meridionais. São por isso ausentes formações coralíneas e salinas, quase não há calcários e são numerosos os indícios de ações glaciais. Eram povoados por diversos tipos de organismos: braquiópodes, lamelibrânquios, cefalópodes, foraminíferos, graptólitos e outros animais marinhos, além de algas e outros vegetais. Os reflexos do chamado por alguns geólogos “ciclo orogênico Caledoniano” realizado na margem ativa de Gondwana no Eodevôniano causaram levantamentos epirogênicos que obrigaram o mar a regredir, expondo à erosão boa parte dos sedimentos depositados nessas bacias durante a fase regressiva, pelo que esta nem sempre se acha completa.

A Grande Transgressão Devoniana

O início de novo ciclo transgressivo-regressivo nas bacias paleozóicas do norte do País (Fig. 5 e 6) teve lugar em fins

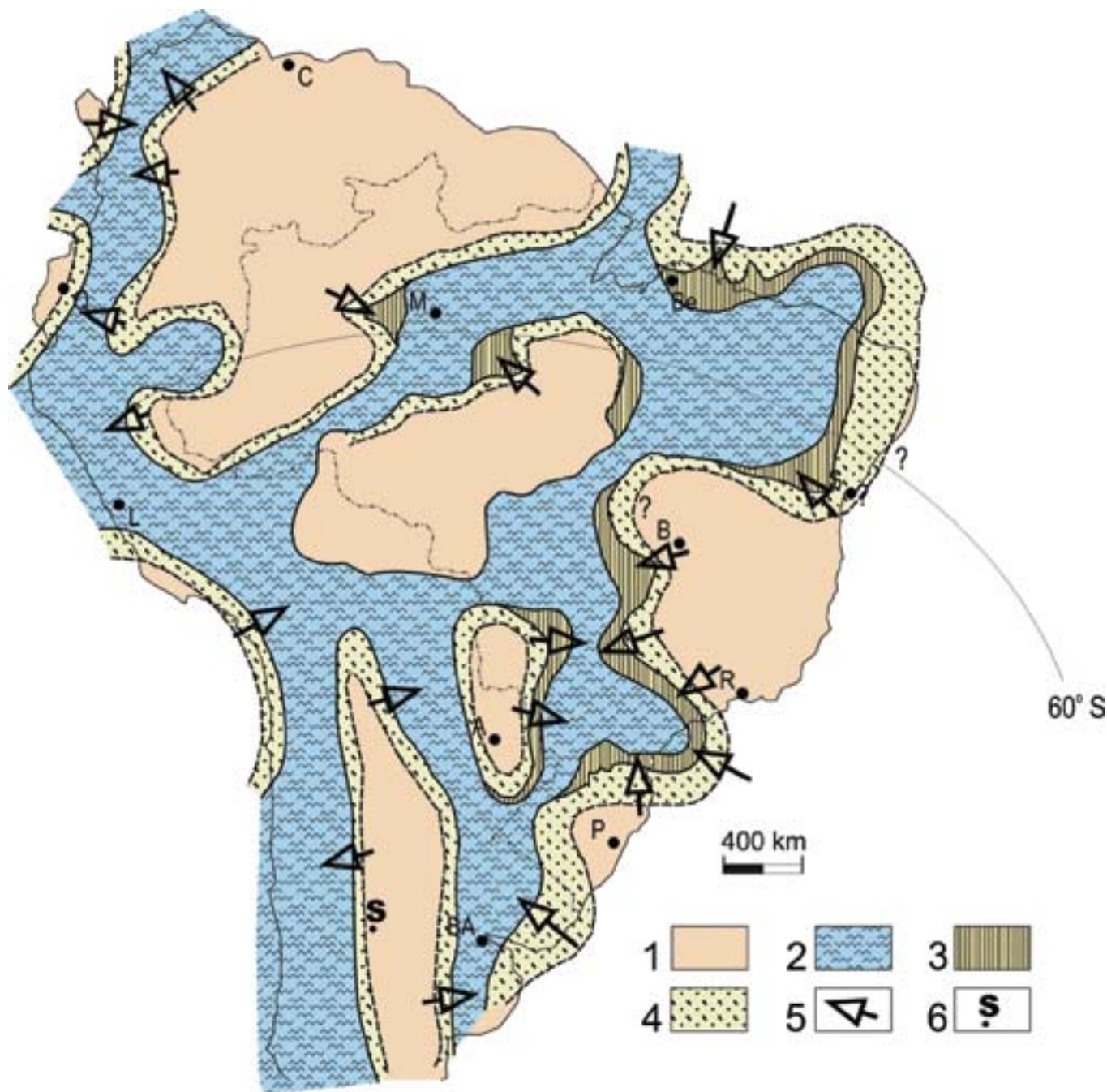


Fig. 7 - Inundação neo-emsiana/eifeliana no Brasil (aprox. 390 Ma), baseada em Melo (1989). Convenções idênticas às da Fig. 5

- Eo- to Mesodevonian flooding (Emsian/Eifelian) in Brazil (approx. 390 Ma), based in Melo (1989). Conventions identical to Fig. 5

do Eodevonian a princípios do Mesodevonian (Emsiano a Eifeliano) tendo o mar, de modo geral, coberto as mesmas áreas que o mar siluriano. Supõe-se que penetrou na Bacia do Amazonas pela região da ilha de Marajó como extensão de bacias africanas (Cunha *et al.*, 1994) inundadas pelo oceano Tethys. Inexistia o Alto de Gurupá, um *horst* erguido possivelmente no Triásico, separando a Bacia do Amazonas do complexo tafrogênico da Bacia do Marajó. A transgressão devoniana estendeu-se pela Bacia do Amazonas até o Arco de Purus, com deposição dos grupos Urupadi e Curuá em ambientes nerítico, glácio-marinho, flúvio-deltaico, lagunares e de mar restrito, regredindo ao final do Devoniano (Fameniano ao Eocarbonífero) (Bless & Streel, 1986 *apud* Cunha *et al.*, *op. cit.*). Em inícios do Mesodevonian (Eifeliano) (Góes & Feijó, 1994), pela mesma via inundou a Bacia do Parnaíba, nela depositando-se o Grupo Canindé, denotando ambientes marinho, deltaico, fluvial e de planícies de maré, para retirar-

se no começo do Carbonífero, após ter-se estendido parcialmente à região oriental do Nordeste, tendo alcançado a bacia de Jatobá em Pernambuco (Formação Inajá, Barreto, 1968). No máximo da inundação teria penetrado na Bacia do Alto Tapajós.

No Mesodevonian, proveniente da borda ativa do continente, o mar ingressou na Bacia do Solimões, onde é representado pelos sedimentos marinhos neríticos e glácio-marinhos contidos no Grupo Marimari. Para sua formação inferior, denominada Uerê, Grahn (1989 *apud* Eiras *et al.*, 1994) sugeriu idade devoniana média a superior (neo-eifeliana a eofameniana). A superior, Jandiatuba, nela em parte intercalada, teve seu topo, muito erodido, datado como tournaiano (Quadros *et al.*, 1992), princípio, portanto, do Carbonífero, quando o mar se retirou, possivelmente como reflexo da orogênese por muitos conhecida como Eo-hercíniana. Seguiu-se hiato erosivo até o advento de nova transgressão marinha a partir de

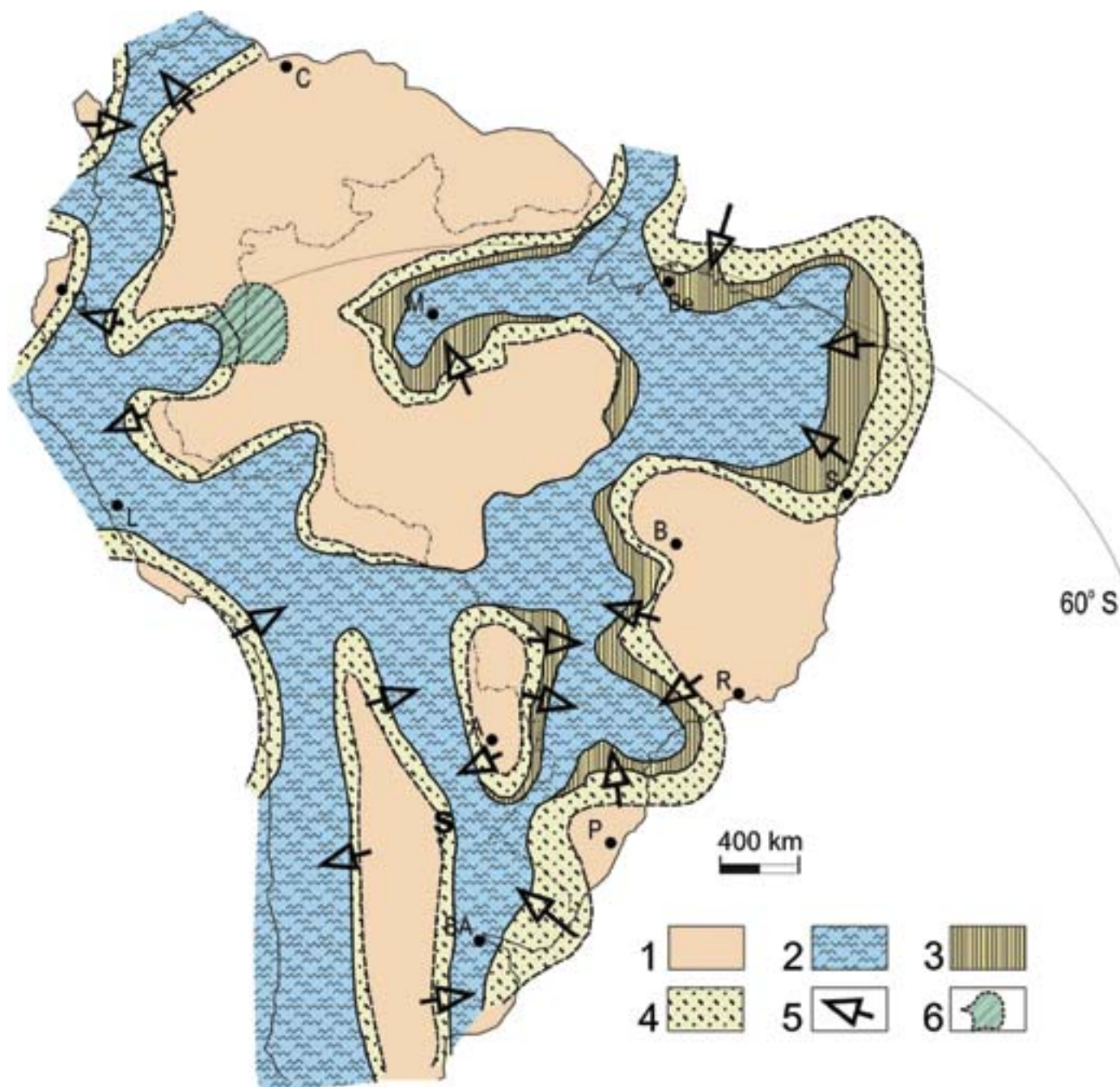


Fig. 8 - Inundação mesodevôniana (Eifeliano/Givetiano) no Brasil (aprox. 380 Ma), baseada em Melo (1989). Convenções idênticas às da Fig. 5, exceto para 6 - provável extensão máxima oriental dos ambientes não-marinhos e transicionais na Bacia do Solimões (Sub-bacia Juruá)

- Mesodevonian flooding (Eifelian/Givetian) in Brazil (approx. 380 Ma), based on Melo (1989). Conventions identical to Fig. 5, except for 6 - Probable eastern maximum extension of non-marine and transitional environments in the Solimões Basin (Juruá Sub-basin)

meados do Neocarbonífero.

A sul, o mar proveniente da borda sudoeste do continente inundou as bacias do Paraná e dos Parecis a partir do Eodevôniano (Praguiano). As bacias do Parnaíba e do Paraná originalmente separavam-se por terras emersas do interior de Goiás e Tocantins, pois suas faunas apresentam diferenças. Com o prosseguimento da inundação, no Mesodevôniano uniram-se as duas bacias provavelmente no Eifeliano (Melo, 1989), por ligação marinha deduzida por dados faunísticos, estabelecendo-se pela primeira vez comunicação entre ambas (Fig. 7). Esta seria um estreito situado entre os crátons Amazônico e do São Francisco, com cerca de 600 quilômetros de extensão. O máximo da inundação devôniana realizou-se no Neodevôniano antigo (Frasniano), como referido por Melo (1989). Nessa ocasião as bacias da Plataforma Sul-Americana constituíam vasto mar epicontinental aberto para

o proto-Pacífico, que possivelmente chegou a cobrir pelo menos a quarta parte do que viria a ser o território brasileiro (Petri & Fúlvaro, 1983), na maior inundação que sofrera em sua história.

Na evolução das bacias marinhas houve, como natural, sucessão de diversos sub-ambientes, em função do assoreamento sedimentar, movimentos epirogênicos e flutuações eustáticas. Em suas partes internas permaneceram condições neríticas, com deposição de sedimentos de granulação fina a média, estabelecendo-se nas zonas vizinhas à costa ambientes de plataforma e deltas, estes particularmente desenvolvidos na Bacia do Parnaíba. Na do Paraná a interpretação da Formação Furnas da base do Grupo Paraná, com até 400 metros de espessura, tem suscitado dúvidas por se tratar de extenso pacote de arenitos de granulação média a grossa, geralmente com estratificação cruzada, destituídos de fósseis. Sua parte

inferior constitui-se de depósitos fluviais, porém no alto passa transicionalmente ou por interdigitações aos sedimentos marinhos fossilíferos da Formação Ponta Grossa, de fins do Devoniano Inferior (Emsiano) a fins do período, quando se processou a regressão. Não existe consenso na interpretação da Formação Furnas, havendo geólogos que a consideram siluriana, representando depósito regressivo da transgressão dessa idade (Zalán *et al.*, 1987).

O mar devoniano no Brasil tinha águas frias desde pelo menos o Mesodevoniano (Fig. 8), em função da posição que Gondwana ocupava em relação ao pólo Sul (Li & Powell, 2001). São escassos, por isso, calcários, corais e briozoários. Às bordas das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba as terras emersas apresentavam-se em fins do Devoniano pelo menos em parte recobertas por gelos, que desciam ao mar onde produziam gelos flutuantes que ao derreterem deixavam cair fragmentos de rochas nos sedimentos do fundo, o que não se observa na Bacia do Paraná, embora fosse frio o clima.

Animais muito variados povoavam o mar devoniano: braquiópodes, lamelibrânquios, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, crinóides, euripterídeos, peixes, entre outros, além de vegetais. No começo do Carbonífero, como possível reflexo no interior cratônico de movimentos relacionados com o ciclo orogênico Eo-herciniano realizado na margem ativa do continente Gondwana, o extenso mar epicontinental retirou-se, com seu nível oscilando. Na Bacia do Paraná a erosão que se manifestou durante o grande hiato de cerca de 45 Ma, que separa os ciclos transgressivo-regressivos devoniano e permo-carbonífero (Daemon *et al.*, 1991 *apud* Milani *et al.*, 1994), destruiu grande parte dos depósitos da fase de regressão devoniana, que nessa bacia teria se iniciado ainda no Frasniano. Eles acham-se bem representados nas bacias do norte por depósitos litorâneos, fluviais, deltaicos, lagunares, planícies de maré, periglaciais e glácio-marinhos que bem caracterizam o recuo do mar e a glaciação havida na passagem do Devoniano para o Carbonífero.

A Transgressão Permo-carbonífera

Após a regressão do mar devoniano teve início novo ciclo transgressivo-regressivo no Neocarbonífero. Nele a sedimentação continental viria a prevalecer amplamente sobre a marinha, num prenúncio da fase geocrática que se seguiria. O mar, entretanto, penetrou em todas as sinéclises.

Unicamente a parte oriental terminal da grande bacia sedimentar do antepaís andino no Peru estendeu-se ao território brasileiro, constituindo a Bacia do Acre, pelo que sua sucessão sedimentar fanerozóica é incompleta. Separa-se da do Solimões pelo Arco de Iquitos. Acha-se grandemente coberta, mas poços executados pela *Petrobras* permitiram aumentar os escassos conhecimentos que dela se tinha. Nela se identificam duas formações marinhas neríticas (Feijó & Souza, 1994). A mais antiga, denominada Cruzeiro do Sul, recobre sedimentos clásticos grossos continentais supostos neocarboníferos, sobrepostos ao embasamento. É constituída de evaporitos, carbonatos e pelitos depositados em ambiente marinho raso, nerítico a restrito. Sua idade determinada a partir de palinomorfos, é eopermiana. É recoberta concordantemente pela Formação Rio do Moura, precariamente datada por palinomorfos como sendo de idade provável neopermiana. Presume-se que represente ambiente marinho nerítico. A orogênese Gondwânica teria deformado as camadas e causado a regressão do mar, expondo-as à erosão. A transgressão proveio do Peru.

Na Bacia do Solimões a transgressão do mar procedente de oeste-sudoeste, realizada a partir do Neocarbonífero antigo, foi precedida de sedimentação flúvio-deltaica a eólica, em condições de grande aridez (Formação Juruá), com crescente influência marinha, passando o mar raso a depositar

camadas carbonático-evaporíticas da Formação Caruaru datadas do Pensilvaniano com base em fusulinídeos e conodontes (Lemos, 1989; Altiner & Savini, 1991 *apud* Eiras *et al.*, 1994). Com o decorrer do tempo essa transgressão ultrapassou o Arco de Purus, inundando a Bacia do Amazonas (Caputo & Silva, 1991). Seqüência regressiva flúvio-lacustre apresentou-se no Eopermiano, refletindo a orogênese tardi-herciniana. Seguiu-se longa fase erosiva estimada em cerca de 170 Ma que perdurou até o Neocretáceo.

O mar proveniente da borda ativa de Gondwana penetrou na Bacia do Amazonas precedido pela deposição de sedimentos eólicos e lacustres do final do Eocarbonífero. Seguiu-se a deposição de sedimentos marinhos neríticos que incluem espessa sedimentação de rochas carbonáticas da Formação Itaituba, rica em fósseis de variados organismos marinhos: cefalópodes, braquiópodes, equinóides, corais, crinóides, trilobitas e outros que acusam idade neocarbonífera. Com a regressão depositaram-se em mares restritos grandes espessuras de evaporitos da chamada Formação Nova Olinda, que alcançam até 400 metros de espessura em sondagens, para então se retirar definitivamente da bacia em fins do Carbonífero, como possível reflexo da orogênese tardi-herciniana (Cunha *et al.*, 1994), seguindo-se sedimentação continental permiana.

Na Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994) o ciclo transgressivo-regressivo permo-carbonífero acha-se representado pelo Grupo Balsas. Iniciou-se em meados do Neocarbonífero por depósitos de ambiente desértico e litorâneo que passam no alto à Formação Pedra de Fogo, permiana, que contém inclusões calcárias de bacia marinha rasa ocasionalmente aberta e evaporitos de mares restritos. As camadas contêm fósseis de peixes ctenacantídeos, lamelibrânquios, ostracóides e outros animais marinhos. No Eopermiano já se processava a regressão, os depósitos fossilíferos de águas marinhas pouco profundas alternando-se com produtos de ambientes de planícies de maré, deltas, lagos e planícies com vegetação de filicíneas e outras plantas terrestres, além de peixes, anfíbios e gastrópodes. No Neopermiano o mar havia se retirado da bacia. Esse mar devia estender-se à Bacia do Amazonas, devido à semelhança dos fósseis.

Após longo hiato originado por perturbações tectônicas que refletem em parte a orogênese Eo-herciniana, teve início na Bacia do Paraná, perdurando do Neocarbonífero ao Eopermiano, a deposição das camadas quase inteiramente siliciclásticas que constituem o Grupo Itararé e sua equivalente na região norte da bacia, a Formação Aquidauana, esta inteiramente continental. O Grupo Itararé originou-se de depósitos de variados ambientes e sub-ambientes glaciais e periglaciais que se alternam horizontal e verticalmente. A presença do mar litorâneo a nerítico, proveniente do sul, acha-se bem comprovada pela ocorrência, em localidades isoladas, bem expostas à borda oriental da bacia, de camadas contendo fósseis de braquiópodes e lamelibrânquios marinhos. Sem que constituam unidades estratigráficas de grande continuidade, dificultam distinguir-se claramente as resultantes de eventos eustáticos das provenientes de glácio-isostasia ou da tectônica regional.

A Formação Rio Bonito, que recobre o Grupo Itararé, representa interrupção momentânea da transgressão marinha permo-carbonífera, tendo sido atribuída ao ingresso, na bacia, de grandes volumes de clásticos arenosos deltaicos, que Zalán *et al.* (1991) consideram resultantes do soerguimento das áreas-fonte, refletindo a orogênese tardi-herciniana que então se realizava na margem ativa do continente a sudoeste. Associam-se-lhes produtos de outros ambientes: fluvial, lagunar, lacustrino, paludal e de planícies costeiras que passavam a ambiente marinho. Em Taió, Santa Catarina, apresentam-se

nessa formação camadas de arenitos contendo impressões de braquiópodes e grandes lamelibrânquios marinhos. A Formação Rio Bonito cresce em espessura para o interior da bacia, alcançando cerca de 350 metros próximo à sua borda centro-ocidental (Zalán *et al.*, 1990).

A transgressão marinha prosseguiu em fins do Eopermiano (Kunguriano) com a inundação da Bacia do Paraná, quando foram depositadas em ambiente de plataforma marinha rasa as camadas da Formação Palermo, que cobrem grande extensão da bacia. Essa inundação teve prosseguimento no Neopermiano, quando se constituiu o Grupo Passa Dois. Ele se inicia com a formação Irati no Kazaniano. Nessa ocasião, em águas de elevada salinidade, formaram-se calcários e dolomitos e localmente anidrita. Em águas anóxicas mais profundas constituíram-se folhelhos pirobetuminosos. Schneider *et al.* (1974) dividem a Formação Irati, da base para o topo, nos membros Taquaral e Assistência; o Membro Taquaral é composto por folhelhos siltosos cinza-escuros, enquanto o Membro Assistência é formado por folhelhos cinza-escuro e folhelhos pretos pirobetuminosos associados a dolomitos e calcários com nódulos de sílex. Nesse ambiente pouco propício ao desenvolvimento da vida animal viveu o pequeno réptil nadador *Mesosaurus* que, tendo existido no Brasil e África do Sul, até onde se estendeu o golfo Irati, certamente incapaz de atravessar os cerca de 5000 quilômetros que hoje separam os dois continentes, serviu de apoio ao geólogo Alexander du Toit para defender em 1927 a hipótese da deriva continental. O restante do Grupo Passa Dois representa a seqüência regressiva desse mar, findando com seu recuo em fins do período, quando o nível do mar baixou acentuadamente e Pangéia emergiu quase inteiramente. (Vide Capítulo V; Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu).

Pangéia e os períodos geocráticos

Há cerca de 1000 Ma, no final do Mesoproterozóico, formou-se um megacontinente denominado Rodínia, que passou a se romper há 720 Ma e teve seus fragmentos dispersados. No Neoproterozóico muitos deles haviam-se reunido, formando a denominada Terra de Gondwana, terminada há 500 Ma, no Cambriano. Ela reunia os atuais continentes do Hemisfério Sul e a Índia, então situada entre Antártica e África. Os fragmentos restantes continuaram a se dispersar com o espalhamento da crosta oceânica, dando motivo aos elevados níveis eustáticos que caracterizam o Paleozóico, causando inundações dos continentes. Esses fragmentos colaram-se entre si e a Gondwana e, há cerca de 280 Ma, em inícios do Eopermiano, o megacontinente Pangéia estava formado (Li & Powell, 2001).

Pangéia situava-se num grande alto térmico mantélico (Anderson, 1982 *apud* Veevers, 1989), possível causa de sua ascensão e quase completa emersão levando à regressão do mar permo-carbonífero. Manifestaram-se profundas alterações geográficas, climáticas e biológicas, além de magmatismo e tectônica tafrogênica que culminaram com a ruptura do megacontinente e surgimento dos continentes e mares modernos.

O termo geocrático é aplicado a terras cuja somatória dos movimentos se manifesta no sentido ascensional. O futuro território brasileiro, como parte de Pangéia, apresentou características geocráticas a partir do final do Permiano (Tatariano), pelo que durante cerca de 130 Ma, até o Eocretáceo pré-Aptiano, permaneceu emerso, com a duvidosa exceção da Formação Rio do Moura na Bacia do Acre, uma bacia do antepaís Andino, apoiada na borda da Plataforma Sul-Americana. Situado na zona climática árida sul-equatorial de Pangéia, essas condições manifestaram-se no futuro território brasileiro com o desenvolvimento do deserto Botucatu.

A fragmentação de Pangéia e a abertura do Oceano Atlântico

Pangéia começou a se fraturar há cerca de 237 Ma em meados do Triásico (Anisiano), justamente quando o megacontinente alcançara sua máxima extensão com a acresção dos blocos Sul da China, Norte da China e Cimeria (Veevers, 1989). Desde há cerca de 175 Ma, no Mesojurássico (Bajociano) iniciou-se na região do Atlântico Central o processo da deriva dos continentes originados de Pangéia, a partir do desenvolvimento de riftes neotriásico/eojurássicos acompanhados de magmatismo toleítico. A mais antiga litosfera oceânica originária de sua ruptura surgiu nessa região, tendo sido datada radiometricamente em 156,55 Ma (Ken & Gradstein, 1986), que na escala do tempo geológico aqui adotada corresponde à parte inferior do Neojurássico (Oxfordiano). O Atlântico Central alargou-se progressivamente por distensão, separando a América do Norte do noroeste da África/América do Sul.

O Estádio de Ativação

Com o fraturamento de Pangéia iniciava-se no Brasil um novo estágio tectônico, o da *Ativação*, que levaria à abertura do Oceano Atlântico. Caracterizou-o, sobretudo, intensa atividade tectônica, com falhas antigas remobilizadas, surgimento de milhares de fraturas que foram preenchidas por diques básicos, penetração de soleiras de diabásio entre as camadas sedimentares e efusão de lava basáltica. Os fenômenos de ativação da Plataforma Sul-Americana foram primeiramente descritos por meio da expressão “Reativação Wealdeniana” (Almeida, 1967), mais tarde referida como Ativação Mesozóica (Almeida, 1972) ou Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Magmatismo alcalino intrusivo e localmente efusivo manifestou-se em diversas regiões entre o Triásico e o Eocretáceo. Na Bacia do Parnaíba surgiram derrames basálticos de idade triásica /eojurássica da Formação Mosquito e os do Cretáceo pré-Aptiano (Formação Sardinha) correlatos dos da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral). Esta, no Brasil e países vizinhos, assim como na região então adjacente da Namíbia (Etendeka) no sudoeste da África, causou verdadeira inundação por derrames de lavas predominantemente basálticas, com curtos períodos de quiescência, entre 137 e 127 milhões de anos passados, portanto no Cretáceo Inferior pré-Barremiano (Turner *et al.*, 1996). Nessa ocasião essas regiões faziam parte do grande deserto Botucatu, extensivamente coberto de dunas, clímax de uma aridez que se vinha acentuando desde o Triásico. A fase rife de que resultou a abertura do Atlântico Central acha-se bem assinalada na atual margem setentrional do Brasil pela presença de grande feixe de diques de diabásio triásicos na região costeira emersa do Amapá (Diabásio Caciporé), assim como na sedimentação flúvio-lacustre associada a vulcânicas básicas eo/mesotriásicas da Formação Calçoene no gráben do Caciporé na bacia submersa da costa do Amapá. Correlaciona-se a essa fase o magmatismo básico Penatecaua das bacias do Solimões e Amazonas, onde formou soleiras e diques (Eiras *et al.*, 1994) de idade neotriásica/eojurássica. Os numerosos diques presentes no Escudo das Guianas também devem estar relacionados a esse episódio de rifting (Almeida, 1986), assim como o magmatismo da bacia tafrogênica de Takutu.

A abertura do Atlântico Sul é uma questão ainda cheia de dúvidas quanto à sua origem, idade e ligação com o Atlântico Central (Mabesoone, 2000). No contexto da Tectônica de Placas uma entumescência relacionada com correntes de convecção mantélicas divergentes teria causado, no Jurássico, um soerguimento dômico litosférico na região onde se situa a saliência

cia nordestina brasileira, então encaixada no Golfo da Guiné na África. Essas correntes teriam causado esforços que originaram três riftes (Windley, 1995), num sistema que nessa teoria constitui uma junção tríplice (Burke & Dewey, 1973). Dois deles abriram-se diacronicamente para formar o Atlântico Sul no trecho do setor leste da costa brasileira e o Equatorial, esse drenado para o Atlântico Central, já então aberto. Na porção correspondente à margem continental sul-brasileira o rifte iniciou-se no Neojurássico na Argentina (Urien & Zambrano, 1996) estendendo-se para norte, precedido por rifteamentos locais precursores neotriásicos/eojurássicos (Keeley & Light, 1993), tendo a crosta oceânica surgido a partir de princípios do Cretáceo.

Na porção correspondente à margem continental leste brasileira o rifte abriu-se gradativamente, os dois continentes tendo ali permanecido ligados durante cerca de 100 a 120 Ma por um gráben continental em processo de extensão e falhamentos (Mizusaki *et al.*, 1998) constituindo um golfo em forma de cunha com vértice na Bacia de Alagoas e base no lineamento vulcânico oceânico de Florianópolis (Asmus, 1984). Nesse rifte abriu-se o oceano no Neo-albiano. O Equatorial evoluiu por uma tectônica dominada por falhamentos transformantes para se abrir também no Albiano. Ambos atuaram na separação de duas placas litosféricas com os continentes nelas contidos, mas o terceiro rifte, abortado, orientou-se para o interior da África como um aulacógeno, formando a fossa de Benuê na Nigéria.

Existem dúvidas quanto à ocasião em que se deu a separação final dos continentes. Uma ligação continental parece ter persistido até certa ocasião no Neocretáceo unindo a Nigéria/Camarões ao alto tectônico do embasamento situado a norte do lineamento Paraíba. Essa ligação não teria impedido o intercâmbio entre faunas marinhas do Atlântico Central com as do Sul em fins do Albiano Médio devido provavelmente ao alto nível eustático dos mares mesocretáceos que inundaram os dois continentes. Rompida a ligação entre eles a partir do rifte neo-aptiano a separação final ter-se-ia realizado no Neocretáceo, refletida provavelmente na discordância bem datada neuturoniana/eoconiaciana (Pereira, 1992) há 89,5 - 88 Ma, segundo esse autor a mais importante perturbação tectônica havida entre o Aptiano e o Paleoceno nas bacias marginais. Desde então passaram a se afastar, derivando a América do Sul para oeste com rotação dextrógiro de até os cerca de 30° atuais. O rifte do Atlântico Sul em inícios de sua abertura recebeu localmente sedimentação jurássica e eocretácea continental (Chang *et al.*, 1992), porém no Neopaptiano foi inundada por mares epicontinentais restritos, provenientes do oceano já então aberto bem a sul, na Argentina. Em clima de extrema aridez essas águas depositaram camadas de evaporitos numa extensão que desde a Bacia de Alagoas se continuavam até à de Santos, representando a seqüência do Golfo, de Asmus (1980). No Neoalbio, já em condições de mar aberto, processou-se a deposição de rochas carbonatadas. Também o rifte equatorial em sua fase proto-Atlântica acumulou inicialmente sedimentos continentais e marinhos.

Ingressões marinhas do oceano Atlântico no Brasil

Desde a fase precoce dos golfos epicontinentais aptianos realizaram-se ingressões marinhas em partes da faixa continental hoje emersa, como extensões das bacias marginais submersas. Não se limitaram a ela, pois está comprovado que a mais antiga estendeu-se a bacias do interior do País. Não se iniciaram simultaneamente em toda a faixa, mas em função do tectonismo local. Apresentam-se os depósitos marinhos intercalados em sedimentos continentais e transicionais, acumulados em variados ambientes de megasseqüências transgressivo-regressivas. Sua exposição na área emersa é devida ao baixo nível eustático atual e/ou à ascensão tectônica.

A sedimentação cenozóica da região de Marajó recobre uma bacia de rifte com forma de bumerangue, constituída por um complexo de depressões tectônicas que, provindo do oceano em sentido SW, estende-se à região da foz do Amazonas, voltando-se para SE sob a ilha. Representa ramificação da extensão meridional do rifte neotriásico/eojurássico originário do Oceano Atlântico Central (Milani & Thomaz Filho, 2000), que adentrou o continente. Em sua primeira fase de desenvolvimento o rifte de Marajó foi contemporâneo às rochas vulcânicas e intrusões basálticas neotriásicas a eojurássicas da Formação Calçoene. Uma nova fase de desenvolvimento do rifte ocorreu no Eocretáceo, relacionada ao rifte de abertura do Atlântico Equatorial. Acumulou sedimentação lacustre e flúvio-deltaica que constitui a Formação Caciporé, de idade eo/meso-albiana (Brandão & Feijó, 1994). Segue-se, em discordância, a Formação Limoeiro, depositada na fase pós-rifte entre o Campaniano/Maastrichtiano e o Paleoceno. Ela contém camadas que atestam o ingresso do mar na bacia, proveniente do Atlântico Equatorial. Nova ingressão do mar realizou-se no Eoceno. A subsidência que afetou a região de Marajó e áreas vizinhas no Mioceno-Plioceno causou a deposição da formação marinha rasa Pirabas (Costa *et al.*, 2002) de idade miocênica.

A maior inundação causada pelo Oceano Atlântico em território brasileiro hoje emerso realizou-se entre o Neopaptiano e o final do Albiano, prosseguindo localmente no Cenomaniano. Essa inundação reflete o alto nível eustático de meados do Cretáceo, mas também movimentos epirogênicos locais e regionais, reflexos da dinâmica associada aos primeiros tempos da distensão do rifte e abertura do Atlântico Sul, pelo que não coincide com o máximo nível marinho eustático do Neocretáceo (Turoniano/Santoniano) indicado nas curvas de Vail *et al.* (1977) e de Hallam (1992).

A partir do Atlântico Equatorial, possivelmente através da Bacia de Barreirinhas hoje em parte emersa, situada na costa do Maranhão, o mar, originalmente com caráter restrito, ingressou na Bacia do Parnaíba onde se espalhou por grande área, tendo depositado os sedimentos neo-aptianos a eoalbianos detríticos, calcários e evaporitos (anidrita e gipsita) presentes na Formação Codó. Interdigitam-se com os sedimentos litorâneos da Formação Grajaú depositados no Aptiano (Pedrão *et al.*, 1993 *apud* Góes & Feijó, 1994), aos quais se seguem condições continentais da fase regressiva albiana. A inundação estendeu-se à área a leste da bacia, onde deixou testemunho representado por parte da Formação Santana na Chapada do Araripe. Nela as camadas de bacia salina restrita possuem muitos fósseis, entre os quais equinodermas, foraminíferos e lamelibrânquios marinhos. Contêm depósitos de gipsita que vêm sendo lavrados. Sendo a chapada unicamente um grande testemunho de erosão, não se pode bem avaliar a extensão dessa inundação no interior do Nordeste oriental.

A Bacia Sanfranciscana é uma depressão tectônica de orientação norte-sul, que se estende por cerca de 1100 km, desde seu limite sul na região do Arco do Alto Parnaíba no Triângulo Mineiro, para ligar-se a norte à Bacia do Parnaíba na região da Chapada das Mangabeiras. Supomos que se tenha originado como reflexo, no interior do Cráton do São Francisco, do campo de esforços desenvolvido no Neocomiano atuantes no rifte que precedeu a abertura do segmento norte do Oceano Atlântico Sul. Acha-se preenchida por sedimentos continentais detríticos cretáceos e, a sul, por lavas ultrabásicas potássicas de idade santoniana-campaniana (Sgarbi *et al.*, 2000). Em anos recentes acumularam-se evidências de que o mar mesocretáceo penetrou pela Bacia Sanfranciscana até seu limite sul, com a descoberta em sua formação inferior, Areado (aptiano-albiana), de silexitos com radiolários e espículas silicosas de esponjas; de foraminíferos e dinoflagelados na

região do Triângulo Mineiro (Kattah, 1991; Pessagno & Dias-Brito, 1996; Dias-Brito *et al.*, 1999; Arai *et al.*, 1998; Arai, 1999; 2000). Estruturas sedimentares dessa formação são sugestivas de deposição marinha em águas rasas. O mar proveio provavelmente da Bacia do Parnaíba, porém Pessagno & Dias-Brito (1996) postularam proveniência do Oceano Pacífico.

Se a suposição de Arai (2000) vier a se confirmar, de que as feições topográficas conhecidas no Brasil como “chapadas” estão relacionadas a um megaciclo transgressivo-regressivo do mar aptiano-cenomaniano, esse teria inundado vasta área do interior do País e possivelmente se ligado às águas do Oceano Pacífico pelo Peru. Na Bacia Potiguar um rifte orientado a NE, contendo camadas continentais do Neocomiano ao Aptiano, é coberto em discordância pela formação transicional neo-aptiana marinha restrita (Alagamar) seguida por camadas marinhas albo-cenomanianas (Formação Açú) e carbonatos da Formação Jandaíra, turonianos a campanianos.

A área emersa da Bacia Pernambuco-Paraíba fez parte, em seu trecho norte, de soerguimento do embasamento, resto, como acima referido, da derradeira ligação continental com a África. Na faixa continental emersa, no trecho entre João Pessoa e Recife, recobrimo arenitos depositados em leques costeiros da Formação Beberibe, ocorrem concordantemente camadas calcárias com dolomitos na base e intercalações arenosas da Formação Gramame, cuja idade maastrichtiana é atestada por numerosos fósseis. Possui importantes depósitos de fosforito. Representam a transgressão que ali só se realizou em fins do Cretáceo. Recobrem-se concordantemente, no limite K/T belamente exposto, pela formação paleocênica Maria Farinha, predominantemente calcária, também marinha e muito fossilífera, constituindo a fácies de regressão. No sul da bacia afloram calcários marinhos albianos da Formação Estiva.

As bordas erosivas das bacias Sergipe e Alagoas incluídas na faixa continental emersa contêm camadas clástico-evaporíticas na parte superior do Grupo Coruripe (Formação Muribeca) (Feijó, 1994), representando ingresso do mar neoptiano em condições restritas e clima árido. São recobertas por depósitos clástico-carbonáticos de mar aberto do Grupo Sergipe, de idade albiana a eoconiaciana. Na faixa costeira da Bahia a sul de Salvador, entre Valença e Ilhéus, expõem-se áreas isoladas de camadas marinhas meso e neocretáceas da borda das bacias submersas de Camamu e Almada. A estreita e longa faixa continental costeira em que se expõem as bacias do Espírito Santo e Mucuri apresenta depósitos de duas transgressões marinhas, sendo a mais antiga também de idade neoptiana a albiana; a outra, do Cenomaniano ao Neo-eoceno, onde se estende à área emersa.

Nas regiões Sul e Sudeste os movimentos tectônicos elevaram relevos montanhosos próximo ao litoral, dificultando o avanço das ingressões marinhas das bacias marginais na faixa continental adjacente hoje emersa, com exceção das bacias do Espírito Santo e Mucuri, a pequena ocorrência coberta no delta do rio Paraíba, e da bacia de Pelotas, também coberta por sedimentos quaternários.

Na Plataforma Bragantina situada na região costeira oriental do Pará há uma cobertura parcial de sedimentos marinhos, predominantemente calcários, muito ricos em fósseis datados do Eomioceno, constituindo a Formação Pirabas. Ela resultou de transgressão importante, cujas camadas ocorrem em outros locais restritos da faixa costeira no Maranhão, Piauí e na bacia de Marajó.

As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá constituem rifte de idade eocretácea pré-aptiana tornado inativo ainda no Eo-aptiano (Milani & Thomaz Filho, 2000). Só acumulou espessa sedimentação continental mesozóica. Unicamente no Mioceno a região do Recôncavo próxima a Salvador foi inundada pelo mar, com a deposição da Formação Sabiá. A sedi-

mentação mesozóica desse rifte recobre camadas de ambiente marinho nerítico a restrito relacionadas com as inundações no Devoniano e Permo-Carbonífero da Bacia do Parnaíba (Ghignone, 1979). Possuem maior desenvolvimento nas bacias do Jatobá e Tucano Norte (Caixeta *et al.*, 1994).

A sedimentação quaternária da grande planície deltaica do Rio Paraíba recobre a Formação Emboré, que representa a parte hoje emersa de sistema deltaico com acentuada contribuição marinha, desenvolvido durante todo o Cenozóico na borda da Bacia de Campos (Rangel *et al.*, 1994). Também na Bacia de Pelotas ocorrem camadas neríticas eomiocênicas na área continental, cobertas pela sedimentação quaternária.

Recursos Minerais relacionados às ingressões marinhas

Depósitos Paleozóicos

Considerando-se unicamente recursos minerais relacionados às camadas marinhas paleozóicas na área continental emersa, ocorrem depósitos de petróleo, gipsita, anidrita, sais de potássio, carbonato, fosforita, minerais pesados etc. Os **agregados** para construção civil não são analisados neste trabalho pela dificuldade de recompor quais pertencem a camadas cuja origem relaciona-se às transgressões.

As bacias do Solimões e do Amazonas possuem em subsuperfície extensos depósitos de **evaporitos**. Nesta última a Formação Nova Olinda representa uma fase de circulação restrita com ampla deposição de evaporitos. A recorrência de condições de alta e baixa salinidade formou onze ciclos de sedimentação, separados por sedimentos clásticos ou químicos. Apenas o ciclo VII atingiu condições de restrição máxima, que propiciaram deposição de sais mais solúveis de K e Mg, na forma de cloretos e sulfatos (Sad *et al.*, 1997). Pertencem a essa unidade os depósitos de K de Fazendinha e Arari, na bacia do Amazonas (Dardenne & Schobbenhaus 2000). As reservas da jazida de Fazendinha, localizada à margem direita do rio Madeira, situam-se a profundidades entre 980 e 1140m.

Minério de **ferro oolítico** tem sido encontrado em camadas devonianas das bacias do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná, depositadas em ambiente costeiro. Nas margens do rio Jatapu (AM) foi reconhecida camada de minério de ferro na Formação Maecuru, com espessura máxima de 9 m, cujos oólitos são compostos de goethita, hematita e magnetita, que contém teor em ferro da ordem de 55,5 % (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Os oólitos são cimentados por goethita e formaram-se a partir de núcleos de quartzo ou outro mineral detrítico. Na borda SW da bacia do Parnaíba, entre Paraíso do Norte e Miracema (TO), há camadas de minério de ferro oolítico na parte basal da Formação Pimenteiros, cujas diversas sub-fácies apresentam teores de Fe entre 11 e 47 %. Na Serra do Roncador (MT) camada de minério de ferro oolítico é recoberta por arenitos da Formação Aquidauana (Hennies, 1969).

A herança mineral vinculada às transgressões marinhas fanerozóicas deixou importantes reservas de **calcário** sedimentar, do tipo III (Brandão & Schobbenhaus, 1997). Na Bacia do Amazonas a Formação Itaituba (Carbonífero) no Pará apresenta reservas nos municípios de Itaituba, Prainha, Aveiro e Monte Alegre (Brandão & Schobbenhaus, 1997). Na Bacia dos Parecis há calcários dolomíticos da Formação Cacoal, na região a SW de Rondônia (Gráben de Pimenta Bueno), relacionados ao Siluriano-Devoniano, com espessuras da ordem de 230 m (Brandão & Schobbenhaus (1997). **Calcários dolomíticos** da formações Irati e Estrada Nova do Grupo Passa Dois (Neopermiano) localizam-se mais próximos a grandes centros consumidores de cimento, cal e corretivo de solos para agricultura. As reservas são explotadas em vários locais, às bordas da Bacia do Paraná, como em São Paulo

(Rio Claro, Limeira, Piracicaba e Laranjal Paulista), Goiás (Jataí e Santa Catarina (Serril e Rio do Campo) (Krebs & Machado, 1997). Restritas ocorrências de **fosfatos** sedimentares paleozóicos de origem marinha foram assinalados nos anos 60 e 70 nas bacias do Baixo Amazonas e Jatobá (Amaral 1997).

Na Bacia do Solimões foram encontradas reservas de **gás** associadas ao alinhamento de Juruá, em 1978; posteriormente, delimitaram-se reservas associadas aos lineamentos de Jutai, Jandiutuba e Itaguaí, até que, em 1986, descobriram-se reservas de **petróleo** na mesma bacia (Brazil 1990), estruturalmente traçadas em reservatórios da Formação Juruá, unidade correlacionável à Formação Monte Alegre da Bacia do Amazonas (Eiras *et al.*, 1994). Na Bacia do Paraná, dobras transpressionais permianas permitiram armazenamento de **gás** abaixo de soleiras de diabásio no Campo de Barra Bonita (Figueiredo & Milani, 2000); essas reservas fazem parte do Megassistema Petrolífero Intracratônico, cujos geradores prováveis são folhelhos pretos marinhos frasnianos (Formação Jandiutuba, Bacia do Solimões) ou emsianos (Bacia do Paraná). Figueiredo & Milani (2000) assinalam o pequeno volume de dados sobre o Megassistema Petrolífero Intracratônico, sendo razoável supor que tais bacias constituam fronteira exploratória, uma vez que são relativamente pouco conhecidas e nem todas produzem hidrocarbonetos.

Na Bacia do Paraná as rochas portadoras de **carvão** não possuem origem marinha *stricto sensu*, mas vinculam-se a condições gerais controladas pelos eventos transgressivo-regressivos do Permo-Carbonífero. As reservas no flanco leste da bacia pertencem à Formação Rio Bonito e vêm sendo extraídas nas regiões de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os carvões formam camadas intercaladas com siltitos e localmente folhelhos carbonosos e piritosos, o que explica o elevado teor de cinzas, que atingem percentagens de 50-65 % (Dardenne & Schobbenhaus 2001). Trata-se de carvões betuminosos alto voláteis, aproveitados como carvões energéticos ou metalúrgicos. Em Santa Catarina e Rio Grande do Sul o carvão associa-se à abertura de vales escavados em contexto de mar baixo durante a glaciação do início do Permiano, sucedidos pelo seu preenchimento progressivo por sistemas deltaicos e lagunas costeiras, nas quais se acumulou matéria orgânica geradora do carvão. Foram posteriormente recobertos por pacotes marinhos transgressivos (Della Fávera *et al.*, 1992 *apud* Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Na base da Formação Rio Bonito o Membro Triunfo contém mineralização de **urânio** em depósito tabular confinado entre camada basal de carvão e arenito médio a grosso no topo. O depósito de Figueira possui reservas da ordem de 8.000 t U₃O₈ (Dardenne & Schobbenhaus, 2000), existindo outras ocorrências em Telêmaco Borba e Sapopema, na mesma região do Paraná. A paleogeografia que controlou a formação dos depósitos corresponde a sistemas deltaicos e lagunas costeiras, nos quais a matéria orgânica dos depósitos sofreu fenômenos de redução durante o enterramento, favorecendo a fixação de urânio na forma de óxido.

Na Bacia do Paraná **folhelhos pirobetuminosos** associam-se às camadas Irati, na base do Grupo Passa Dois, cujos depósitos vêm sendo explorados na região de São Mateus do Sul. As camadas representam o auge da transgressão marinha iniciada pela Formação Palermo. As grandes extensões e características monótonas da unidade refletem a condição de máxima estabilidade da plataforma. Na região de São Mateus do Sul ocorrem duas camadas distintas do Membro Assistência da Formação Irati, separadas por intervalo estéril. As reservas calculadas a partir de um teor de óleo mínimo de 3,4 % em peso são da ordem de 2,8 bilhões de toneladas de óleo recuperável, além de volumes expressivos de óleo combustível, GLP e enxofre (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Depósitos Mesozóicos

Com o encerramento do estágio geocrático no Eocretáceo pré-Aptiano, depositaram-se **evaporitos** aptianos nas bacias costeiras brasileiras e algumas interiores, como a do Araripe. A distribuição em áreas submersas é mais ampla, entre a Bacia de Santos até a Bacia Sergipe-Alagoas, mas as camadas evaporíticas se expõem em condições de exploração somente na região do Nordeste Brasileiro, que concentra a maioria das ocorrências comerciais de gipsita, salgema, sais de potássio e magnésio (Carneiro & Figueira, 1993).

A **gipsita** é formada a partir de salmouras marinhas, em depósitos estratiformes ou lenticulares, intercalados em folhelhos, dolomitos, calcários e margas; no Brasil as ocorrências cretáceas são, economicamente, as mais importantes. Há reservas expressivas de gipsita nos estados do Pará e Pernambuco (Friedrich, 1997), existindo porém registros de ocorrências gipsíferas no Maranhão, Ceará, Rio Grande do Norte, Piauí, Tocantins e Bahia. Na região da Chapada do Araripe, a gipsita situa-se na base de uma fácies argilo-siltosa e evaporítica, podendo ser tomada como nível-guia de prospecção uma camada contendo ictiólitos. As maiores jazidas e minas encontram-se nos municípios de Ipubi e Ouricuri (PE), existindo ocorrências nos municípios de Araripina, Trindade, Exú e Bodocó (Carneiro & Figueira, 1993). Os municípios de Santana do Cariri concentram as principais jazidas do Estado do Ceará: Crato, Barbalha, Missão Velha, Porteiras, Brejo Santo, Abaiara e Jardim. No Piauí, os depósitos localizados nos municípios de Simões, Jaicós e Paulistana relacionam-se à Formação Santana. Na Chapada do Apodi (Bacia Potiguar, RN), os depósitos ocorrem na parte média da Formação Jandaíra, constituindo lentes irregulares ou camadas descontínuas, intercaladas em níveis de calcário dolomítico e marga. As principais ocorrências localizam-se nos municípios de Mossoró, Açu e Dix-Sept Rosado. Em Sergipe há registros de ocorrências de camadas de gipsita e anidrita nas regiões de Socorro, Laranjeiras e Itaporanga D'Ajuda. Os depósitos da Bahia concentram-se no prolongamento sul da Bacia do Recôncavo, onde finas camadas fibrosas de gipsita intercalam-se em folhelhos, em Camamu e na Ilha do Tanque (foz do Rio Maraú).

O **salgema** é formado a partir de soluções salinas saturadas, em massas geralmente estratiformes que podem formar domos ou cilindros, ao deformar sedimentos sobrejacentes. Jazidas de halita localizam-se principalmente em Alagoas, Bahia e Sergipe. Na Bacia Sergipe-Alagoas, ocorre salgema na Formação Maceió, na porção inferior da Formação Muribeca. As principais ocorrências localizam-se em Alagoas, nos evaporitos denominados *Paripueira* nas localidades de Pontal do Cururipe, São Luís do Quitundé e na faixa do Trapiche do Pontal da Barra; em Maceió destaca-se a ocorrência do Bairro do Bebedouro. Em Sergipe há depósitos de grande porte e de alta pureza, relacionados ao Membro *Ibura* da Formação Muribeca (Bruni & Silva, 1983). As principais ocorrências localizam-se na faixa costeira (Socorro-Aracaju) e na área de Reserva Nacional, que abrange os campos petrolíferos de Carmópolis, Sirizinho e parte do Riachuelo.

Silvita é o composto mais importante dentre os **sais solúveis de potássio**, pelo alto teor do elemento e por não ser acompanhado, normalmente, de outros sais. Depósitos de sais de potássio e magnésio são muito solúveis e portanto raros, em comparação com os depósitos de salgema. Embora menos valiosas, carnalita, caianita e langbeinita são também exploradas como fonte de potássio. Em Sergipe, grandes reservas de sais de potássio relacionadas à Formação Muribeca (Limaverde, 1979) intercalam-se nos evaporitos de Carmópolis, sendo os principais minerais de minério a sil-

vinita (mistura de halita e silvita) e carnalita.

Celestita é o mais importante mineral de estrôncio e principal fonte desse elemento. O minério associa-se a níveis evaporíticos, estratigraficamente dispostos entre uma camada de gipsita no topo e uma fácies carbonatada basal (Netto, 1977). A morfologia é estratiforme, filonar ou na forma de nódulos ou massas irregulares. No Nordeste Brasileiro há ocorrências de celestita nos estados do Ceará, em Santana do Cariri, e no Rio Grande do Norte, na localidade de Riacho do Tapuio (município de Governador Dix-Sept Rosado), na Bacia Potiguar. São concreções e agregados associados a seqüência siltico-argilosa intercalada entre calcários da Formação Jandaíra, no topo, e arenitos da Formação Açu, na base. Gomes *et al.* (1981) atribuem a origem desses depósitos a fenômenos que se desenvolveram durante a diagênese dos sedimentos.

Concentrações de **enxofre nativo** na região de Castanhal, na Bacia Sergipe-Alagoas, associam-se a anidrita e gipsita do horizonte evaporítico denominado Membro Ibura (Formação Muribeca). As diversas formas de ocorrência incluem preenchimento de vesículas, fraturas e disseminações, até a substituição de anidrita por enxofre e calcita nas rochas da seção evaporítica. Frota & Bandeira (1997 *apud* Dardenne & Schobbenhaus, 2001) atribuem a origem dos depósitos à ação biogênica de bactérias redutoras de sulfato, sobre anidrita e gipsita, liberando-se H₂S. Posteriormente, houve trapeamento do gás sob folhelhos sobrepostos aos evaporitos, sucedido pela oxidação, que teria fixado o enxofre nativo nos sedimentos.

Depósitos fosfáticos sedimentares são quase exclusivamente marinhos. No Brasil, a Bacia Pernambuco-Paraíba possui o único exemplo de depósito sedimentogênico *stricto sensu*. São fosforitos situados na base da Formação Gramame (Amaral, 1997), que correspondem a recorrências sucessivas de um mesmo horizonte mineralizado. Os depósitos, plataformais, formaram-se durante o Maastrichtiano, no início da instalação de processo transgressivo (Amaral, 1997). Alongam-se segundo a linha atual de costa, existindo outros indícios em João Câmara e nos platôs do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco (Amaral, 1997).

O **calcário** sedimentar do tipo III (Brandão & Schobbenhaus, 1997) compreende reservas expressivas na Formação Jandaíra do Grupo Apodi, na Bacia Potiguar, em Mossoró e em Gov. Dix-Sept Rosado (RN); há reservas significativas também na região do baixo vale do rio Jaguaribe, em Limoeiro do Norte, Jaguaruana e Quixeré. Em ordem decrescente de importância, citam-se as reservas de calcário da Formação Gramame (Maastrichtiano) da Bacia Pernambuco-Paraíba, calcários cretáceos do Grupo Sergipe na Bacia Sergipe-Alagoas (Brandão & Schobbenhaus, 1997) e na Bacia do Parnaíba, em Codó.

Barita de origem sedimentar ocorre intercalada em sedimentos cretáceos da Bacia Camamu, na região das ilhas Grande e Pequena (BA), associados à Formação Taipu-Mirim, uma fácies de transição entre sedimentos continentais da Formação Marizal a W e os evaporitos eo-aptianos a leste, que ocorrem na plataforma continental (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). A mineralização deriva de substituição de íons cálcio por ²⁺Ba; os íons sulfato da barita provêm de anidrita formada sob condições de circulação marinha restrita no Eo-aptiano. Netto (1977), tomando como exemplo a ocorrência de Camamu, explicou sua origem por substituição metassomática, subsequente à abertura do Atlântico Sul. Soluções ascendentes de águas juvenis, ricas em bário, teriam percolado rochas da Formação Marizal. Nos níveis evaporíticos, intercalados entre uma seção terrígena, na base, e uma seção carbonática no topo, teria havido substituição de cálcio por bário, em ambiente marinho restrito. O bário, segundo

Dardenne & Campos (1984), provém da lixiviação preferencial de feldspatos potássicos, associados a granulitos ácidos do embasamento regional, ou de arcóseos ou conglomerados das seqüências terrígenas basais.

Reservas de **petróleo** e **gás** em bacias como a do Recôncavo, Tucano Sul e Potiguar derivam de rochas-geradoras continentais, embora as estruturas que as trapearam sejam mesozóicas ou mais novas.

Depósitos Cenozóicos

Sedimentos **calcários** marinhos, do Eomioceno, que constituem a Formação Pirabas, na pequena bacia homônima, têm sido economicamente aproveitados para produção de cimento e cal, no Pará. Constituem horizonte de espessura máxima de 200 m (Brandão & Schobbenhaus, 1997). Na mesma categoria acham-se as reservas de calcário da Formação Maria Farinha (Paleoceno) da Bacia Pernambuco-Paraíba.

Conclusões e considerações finais

As inundações fanerozóicas da Plataforma Sul-Americana incluem-se em dois grupos, aproximadamente coincidentes com os máximos eustáticos reconhecidos. Diferem em idade, extensão e origem. As do primeiro processaram-se nas sinéclises, provindo o mar da borda sudoeste ativa de Gondwana e também de bacias do norte da África no Siluriano e Devoniano. Formavam extensos mares epicontinentais que no Neodevoniano antigo chegaram a cobrir pelo menos a quarta parte do território brasileiro. Foram grandemente influenciadas por quatro orogêneses maiores realizadas às bordas ativas da plataforma, que causaram recuo dos mares no Neo-ordoviciano/Eo-siluriano, inícios do Carbonífero, passagem do Carbonífero para o Permiano e do final deste para o Triásico, quando se estima que cerca de 90% do megacontinente Pangéia emergiram do oceano Panthalassa, originando no futuro território brasileiro um longo período geocrático.

As três grandes sinéclises, do Amazonas *sensu lato*, Parnaíba e Paraná foram inundadas em três maiores ciclos transgressivo-regressivos de idades próximas: meso-ordoviciano (eo-siluriano na Bacia do Solimões) a eodevoniana; mesodevoniana a eocarbonífera (tournaisiana); neocarbonífera a neopermiana.

Os dois megaciclos de inundações separam-se no Brasil por um intervalo de tempo estimado em cerca de 130 Ma, entre o final do Permiano (Tatariano) e o Eocretáceo (Aptiano), quando toda a sedimentação foi continental. Grandes riftes triásico/jurássicos romperam a crosta continental evoluindo para formar-se o Oceano Atlântico. Com sua abertura as inundações passaram a provir dele. No Aptiano-Albiano penetraram nas bacias do Parnaíba e Sanfranciscana e se estenderam em ampla área do Nordeste oriental, ainda mal definida devido à destruição erosiva. Foi a última ingressão importante havida no interior do País. Depósitos de outras afloram na faixa costeira como menores ingressões e parte emersa das bacias marginais expostas pelo nível do mar excepcionalmente baixo do Quaternário. Foram em maior ou menor escala afetadas pelos processos tafrogênicos da margem continental.

O desligamento da África e América do Sul resultando na deriva desta para oeste deu início a um dramático processo tectônico-magmático. Pereira (1992), pesquisando a estratigrafia do Santoniano ao Cenomaniano, de cinco bacias marginais, de Jaguaribe à de Santos, identificou em todas uma expressiva discordância subaérea e submarina entre o Neoturoniano e o Eoconiaciano. Considerou-a refletir o mais importante evento estratigráfico e tectônico havido entre o Aptiano e o Paleoceno nas bacias marginais e na margem continental

como um todo e teria efeito também no interior do continente. Atribuiu-lhe o início do vulcanismo de 90 Ma e em particular marcaria a data exata da conexão entre os Atlânticos Norte e Sul na altura da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Também Mizusaki *et al.* (1998), baseados na idade do magmatismo, concordaram com essa datação. Raymond *et al.*, 1975, apoiados em estudos paleontológicos, já haviam concluído ter sido no Turoniano Médio que se estabeleceu a conexão marinha permanente entre os dois oceanos.

Alguns fatos reunidos durante a presente investigação parecem indicar claros efeitos da deriva da placa no interior do continente. A maior inundação marinha mundial havida após o Paleozóico realizou-se no Neocretáceo a partir do Turoniano, tendo o nível do mar alcançado quase 300 m acima do atual, quando grandes extensões da Europa, África, América do Norte e Ásia foram inundadas e só pouco mais de metade das terras modernas teria permanecido emersa (Vail *et al.*, 1977). Essa grande inundação somente penetrou na Plataforma Sul-Americana em algumas bacias do antepaís andino e caribenho, favorecidas pela subsidência flexural, e em bacias da margem continental atlântica. Durante o Paleoceno o Atlântico penetrou pela Argentina inundando a Bacia Chaco-Paraná (Formação Mariano Boedo) situada sobre essa plataforma, porém próximo à sua margem sudoeste, e também não alcançou o interior do território brasileiro. A inundação do mar mioceno proveniente do Oceano Tethys a norte e do Atlântico a sul, através da Argentina, alagou bacias das anfossas andina e caribenha durante aquele tempo, porém não penetrou no Brasil e áreas adjacentes da Plataforma Sul-Americana; sedimentos marinhos dessa ocasião só existem expostos num ou noutro sítio da faixa costeira atlântica. Outros depósitos marinhos terciários na plataforma limitam-se igualmente à sua borda ocidental e a ocorrências restritas na faixa costeira.

Os depósitos marinhos neo-aptiano/albianos da Formação Areado na região de Presidente Olegário na Bacia Sanfranciscana situam-se a cerca de 800 m de altitude e os da Formação Santana a cerca de 500 m na Chapada do Araripe (PE/CE). Chapadas em extensas coberturas continentais neocretáceas, como Parecis (MT), Araripe e Serra Geral de Goiás, esta na Bacia Sanfranciscana (MG/BA), acham-se elevadas, nessa ordem, a altitudes próximas de 700 a 1000 metros. A superfície de aplainamento Japi, de fins do Cretáceo, do Planalto Atlântico na Região Sudeste, acha-se a cerca de 1200 m de altitude quando não-deformada, como no sudeste de Goiás e oeste de Minas Gerais, onde nivela as intrusões alcalinas pós-cenomanianas; flexurada eleva-se da região de Serra Negra (SP) para ENE atingindo 1800 m de altitude nos Campos de Ribeirão Fundo (MG); daí para sul, talvez por falhas, ergue-se a 2000-2100 m na Serra da Mantiqueira às bordas do gráben do Paraíba (Almeida & Carneiro, 1998), um belo exemplo das deformações pós-

senonianas no Sudeste do Brasil.

O soerguimento da plataforma após o Eocretáceo foi acompanhado de movimentação tectônica, localmente intensa. Falhas antigas foram reativadas e novas surgiram; flexuras, abaulamentos e arcos, alguns existentes desde o Paleozóico como os de Ponta Grossa e do Alto Paranaíba, foram remobilizados e bacias tafrogênicas formaram-se na região oriental do Sudeste. Entre o Turoniano e o Mioceno manifestou-se magmatismo alcalino de natureza variada, félsica a ultramáfica, representado por mais de meia centena de corpos intrusivos e alguns derrames, expostos mormente em arqueamentos e falhas reativadas às bordas da Bacia do Paraná, na região costeira do Sudeste e no Nordeste oriental (Almeida, 1986; Almeida *et al.*, 1988). Constitui uma fase posterior à associada ao vulcanismo toleítico neocomiano da Formação Serra Geral. Separam-nas clara atenuação do magmatismo havida entre o Aptiano e o Turoniano. Valeu-se dessa movimentação tectônica para surgir em numerosos locais, sendo de destacar o fato de que, com raras exceções, ela se manifestou em áreas das faixas móveis intercratônicas do ciclo Brasileiro ou que durante ele foram termo-tectonicamente reativadas.

Dessa grande atividade tectono-magmática decorre conclusão de maior interesse para o tema deste artigo: durante a deriva da placa litosférica as ações dela resultantes, por motivos a esclarecer, originaram soerguimentos do interior da Plataforma Sul-Americana que não permitiram inundações marinhas se estenderem além de vizinhanças de sua borda ocidental e da faixa costeira. Como consequência, foi-lhe imposto prolongado período geocrático que já perdura uma centena de milhões de anos, durante os quais cessaram as ingressões marinhas no Brasil, fora da faixa costeira.

Os sedimentos depositados por esses mares na área continental hoje emersa possuem diversos bens minerais de valor econômico, com destaque para metais radioativos: urânio e vanádio; combustíveis fósseis: petróleo, gás e folhelhos betuminosos e pirobetuminosos; depósitos salinos associados aos abundantes evaporitos aptianos: salgema, gipsita e sais de potássio, além de celestita, barita, fosfatos, calcário, argilas e enxofre.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Dr. Mitsuru Arai (CENPES-Petrobras) e ao Prof. Dr. Dimas Dias-Brito (IGCE-UNESP) pela gentileza de terem fornecido cópias de textos publicados. Agradecem também aos editores da *Revista Brasileira de Geociências*, à qual o artigo havia sido originalmente submetido, pela gentil compreensão quanto ao redirecionamento dado ao trabalho e a dois anônimos revisores da RBG, cujas pertinentes sugestões muito contribuíram para a melhoria do texto. Agradecem ainda ao pintor Miguel Penha, pela permissão de utilização da sua bela pintura da Chapada dos Guimarães.



A BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL MATO-GROSSENSE

Mario Luis Assine

Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP
assine@rc.unesp.br*Resumo:*

O Pantanal é uma bacia sedimentar quaternária localizada na Bacia do Alto Rio Paraguai, na Região Centro-Oeste do Brasil. A sucessão estratigráfica mostra afinamento textural para o topo e preenchimento essencialmente siliciclástico. O trato de sistemas deposicionais é composto por uma extensa planície fluvial meandrante com pequenos lagos marginais, coletora das águas de vários leques aluviais dominados por rios, dos quais o mais notável é o megaleque do rio Taquari. Na paisagem atual destes leques há muitas feições geomórficas herdadas de diferentes climas pretéritos, que registram uma sucessão de eventos transcorrida do Pleistoceno ao Holoceno. A geometria original dos vários leques aluviais está preservada como formas facilmente reconhecíveis em imagens de satélite, onde são visíveis paleocanais distributários, alguns ainda hoje ativos. Lagoas bordadas por dunas de areia em meia-lua, originalmente depressões de deflação, são formas eólicas reliquias na paisagem do Pantanal, tendo sido geradas provavelmente durante o último período de máximo glacial. A paisagem tem mudado continuamente desde o fim do Pleistoceno, numa adaptação a um ambiente mais úmido e quente dominante no Holoceno, com o surgimento das modernas terras úmidas (wetlands) que caracterizam a paisagem atual do Pantanal. Tectônica é ativa e tem atuado na modelagem da paisagem do Pantanal, mudando níveis de base de erosão e gradientes topográficos, assim como condicionado o curso do rio Paraguai na borda oeste da bacia. Lineações de direção NE, associadas a estruturas do Lineamento Transbrasiliano, indicam atividade tectônica sinsedimentar. Sedimentação atual ocorre principalmente na planície meandrante do Paraguai e no lobo atual do megaleque do rio Taquari, áreas que experimentam forte inundação anual.

Palavras-chave: Pantanal Mato-Grossense, Megaleque do Rio Taquari, Bacia Sedimentar, Quaternário.

Abstract:

The Pantanal is an active Quaternary sedimentary basin located at the left margin of the Upper Paraguay River, west-central Brazil. Basin infilling was mainly by siliciclastic sediments and the stratigraphic succession exhibits an overall fining-upward pattern. A large meandering fluvial plain, small lakes and several alluvial fans, being the Taquari megafan the most striking feature, compose the depositional system tract. The present landscape is a complex tropical wetland, with geomorphic features derived from the present conditions and other inherited from successive Pleistocene and Holocene climates. During the Pleistocene, the sedimentary environment was dominated by braided alluvial fans, the original geometry of which is preserved as relict forms, permitting remarkable patterns of distributary paleochannels to be easily recognized in satellite images. Eolian processes were active in

in some abandoned lobes, contemporaneously with sedimentation in active fan lobes. Closed ponds bordered by lunette sand dunes, originally salt pans produced by eolian deflation, are relict eolian landforms in the Pantanal landscape. Eolian processes were probably more effective at the last glacial maximum. Landscape has been changing in the Pantanal area since the end of the Pleistocene in adaptation to a more humid and warmer environment prevailing during Holocene. Initiation of the modern wetland has occurred during the Pleistocene / Holocene transition, with the change to a more humid climate. Tectonics has been playing an important role in the development of the Pantanal landscape as a whole, changing base levels and topographic gradients, and constraining the Paraguay fluvial plain in the western border of the basin. Sedimentation within the Pantanal wetland is also affected by tectonic activity, especially along faults associated with the Transbrasiliiano Lineament. The Paraguay meandering plain and the active Taquari fan lobe are presently the most important sites of sedimentation, areas that experience annual flooding from summer to fall months.

Keywords: Pantanal Mato-Grossense, Taquari Alluvial Megafan, Sedimentary Basin, Quaternary.

Resumen:

Cuenca sedimentaria del pantanal, región centro-oeste de Brasil. El Pantanal es una Cuenca sedimentaria cuaternaria que se localiza en la Cuenca del Alto Río Paraguay, en la región centro-oeste de Brasil. La sucesión estratigráfica, fundamentalmente siliciclástica, muestra un afinamiento hacia el tope. El sistema sedimentario está caracterizado por una extensa llanura aluvial mendrante con pequeños lagos marginales que abarca varios abanicos aluviales dominados por ríos, de los cuales el más notable es el mega-abanico del río Taquari. En el paisaje actual de estos abanicos hay muchos aspectos geomorfológicos heredados de diferentes climas pretéritos que registran una sucesión de eventos transcurridos del Pleistoceno al Holoceno. La geometría original de estos abanicos aluviales está preservada como reliquias, siendo fácilmente reconocible en imágenes de satélite, donde son visibles paleocanales tributarios. Lagunas bordeadas por dunas de arenas en forma de media luna, originalmente depresiones de deflación, son reliquias eólicas en el paisaje del Pantanal, las cuales fueron generadas probablemente durante el último periodo de máximo glacial. El paisaje ha cambiado continuamente desde el final del Pleistoceno, como adaptación a un ambiente más húmedo y cálido dominante en el Holoceno, con el surgimiento de las modernas tierras húmedas (wetlands) que caracterizan el paisaje actual del Pantanal. La continua actividad tectónica ha modelado el paisaje del Pantanal, cambiando los niveles de base de erosión y gradientes topográficos, así como, condicionando el curso del río Paraguay en el borde oeste de la Cuenca. Los lineamientos con dirección NE asociados a las estructuras del Lineamiento Transbrasiliiano, indican una actividad tectónica synsedimentaria. La actual sedimentación ocurre principalmente en el abanico mendrante de Paraguay y en el actual lóbulo del mega-abanico del río Taquari, áreas que presentan una fuerte inundación anual.

Palabras llave: Pantanal Mato-Grossense, Mega-abanico del Taquari, Cuenca Sedimentaria, Cuaternario.

Introdução

A planície do Pantanal situa-se no oeste do Estado de Mato Grosso do Sul, na bacia hidrográfica do alto rio Paraguai, onde ocupa uma área de aproximadamente 135.000 km² (Fig. 1).

Com altitudes entre 80 e 190 m acima do nível do mar, o Pantanal é uma área deprimida, circundada por planaltos, conectada a sudoeste com a Bacia do Chaco por uma estreita passagem entalhada em terrenos pré-cambrianos (Fig.2).

O Pantanal Mato-grossense é uma extensa área úmida (wetland), sítio de um importante ecossistema, em grande parte quase intacto, mundialmente conhecido pela sua grande biodiversidade.

A planície do Pantanal encontra-se embutida em uma unidade geomorfológica denominada Depressão do Alto Paraguai, que é circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, Guimarães e Parecis a norte, Urucu-Amolar a oeste e Bodoquena a sul (Fig. 3). Com base nas características das inundações, o Pantanal tem sido subdividido em diferentes pantanais, subdivisões que refletem a compartimentação geomorfológica da planície.

Embora muito estudado do ponto de vista ecológico, o Pantanal, como um sistema natural, é ainda muito pouco compreendido. O conhecimento sobre sua geologia é ainda incipiente, havendo poucas informações sobre tectônica, estratigrafia, evolução paleogeográfica e processos sedimentares atuais. Os primeiros passos para a compreensão da natureza geológica do Pantanal foram dados na década de 1940 com os trabalhos do Professor Fernando de Almeida, que percebeu que o Pantanal é antes de tudo uma bacia sedimentar, cuja evolução vem produzindo mudanças constantes numa geomorfologia esculpida no Terciário e remodelada no Quaternário. A considerável contribuição de Almeida ao conhecimento da geologia do Pantanal será evidenciada ao longo deste capítulo, que teve como base o trabalho desenvolvido pelo autor como tese de livre-docência (Assine, 2003).



Fig. 1 - Mapa de localização (altitudes inferiores a 200 m indicadas em verde)

- Location map of the Brazilian Pantanal wetland

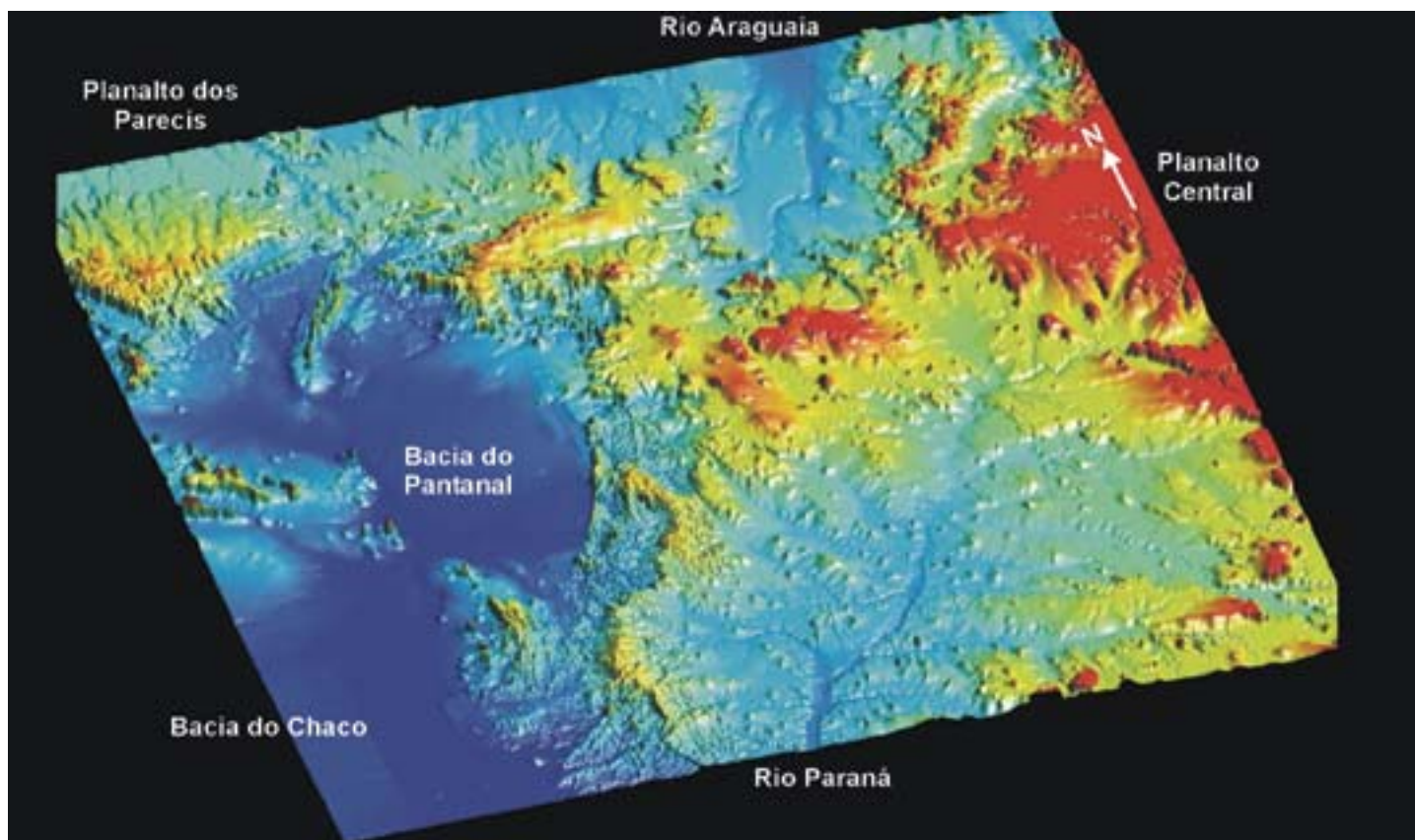


Fig. 2 - Mapa digital do relevo (confeccionado a partir de dados de elevação Dtopo 30) (USGS)

- Shaded relief map based on Global 30 - Arc-Second Elevation Data Set (USGS)

Pantanal: uma bacia sedimentar atual

A percepção de que o Pantanal é uma bacia sedimentar atual derivou em grande parte do registro sedimentar de um poço perfurado para abastecimento de água na região da Nhecolândia, sul do megaleque do Taquari, pois permitiu verificar que a espessura dos sedimentos quaternários era de no mínimo uma centena de metros, conforme descrição de Almeida (1945, p. 104):

“O sub-solo da Nhecolândia é constituído por estratos horizontais de areias e argilas inconsistentes, o conjunto sendo bem apreciado nas Barrancas do rio Paraguai e seus afluentes. Nelas as camadas mostram-se planas e horizontais, às vezes com ondulações originais. Têm cor creme, cinza ou quase negra, raramente avermelhada, arroxeadada, verde, etc.; são constituídas de lâminas sub-milimétricas de material siltítico ou arenoso, e têm por vezes estratificação cruzada típica de corrente. A natureza das camadas mais profundas só pode ser conhecida pelo material retirado durante as sondagens feitas para pesquisa de água subterrânea. Nêles encontramos seixos raros de minério de ferro das montanhas de Urucum. A espessura máxima, conhecida, desses depósitos, fornecida por poços para água abertos na fazenda Ranchinho, próximo do pôrto da Manga, é de 83 metros. Nêsses sedimentos encontram-se restos de gasterópodos pulmonados que ainda hoje vivem na região.”

Idade quaternária foi assumida para a bacia, o que foi expressado de forma clara nos seguintes trechos do trabalho de Almeida (1945, p.110):

“Outro argumento, de caráter geomorfológico, contribue também para situarmos no terciário o falhamento

principal da série Jacadigo: é a idade da depressão paraguai. Identificou o autor, no alto da serra de Maracajú, nome local do bordo ocidental do Planalto Centro-Meridional em Mato-Grosso, exatamente no divisor Paraná-Paraguai, depósitos importantes de cascalhos, possivelmente cretáceos, recobrimdo os traps réticos. Contêm alguns, seixos de rochas que só poderiam provir do Complexo Brasileiro aflorando na depressão paraguai, denunciando assim uma drenagem para E num nível cerca de 400 metros acima do atual Pantanal. Outro elemento leva-nos a considerar a inexistência da depressão paraguai em Mato-Grosso no terciário: a ausência nela de depósitos comprovadamente dessa idade.”

Baseando-se nas considerações acima, Freitas (1951) concluiu que a bacia do rio Paraguai transformou-se numa área de sedimentação somente após o Terciário, devido à subsidência numa estrutura de fossa tectônica.

Mais tarde, percebeu-se que para se compreender a origem e evolução da Bacia do Pantanal é fundamental levar também em consideração o desenvolvimento do relevo da Região Centro-Oeste do Brasil, pois o surgimento da Bacia do Pantanal e da Depressão do Alto Paraguai inserem-se numa história evolutiva que remonta ao Terciário. Segundo Almeida (1965, p. 91):

“A origem do relevo do sul de Mato Grosso deve ser buscada nos tempos cretáceos quando não existia a baixada paraguai, mas sua área atual participava de uma região elevada que separava a zona andina da bacia sedimentar do Alto Paraná”.

Assim, segundo interpretação de Almeida (1965), defendida por Ab’Sáber (1988), a região do Pantanal constituía um alto no Cretáceo, divisor de águas entre as bacias do Paraná e do Chaco. Segundo os referidos autores, isto explicaria a ausência, no Pantanal, da seção paleozóica que aflora

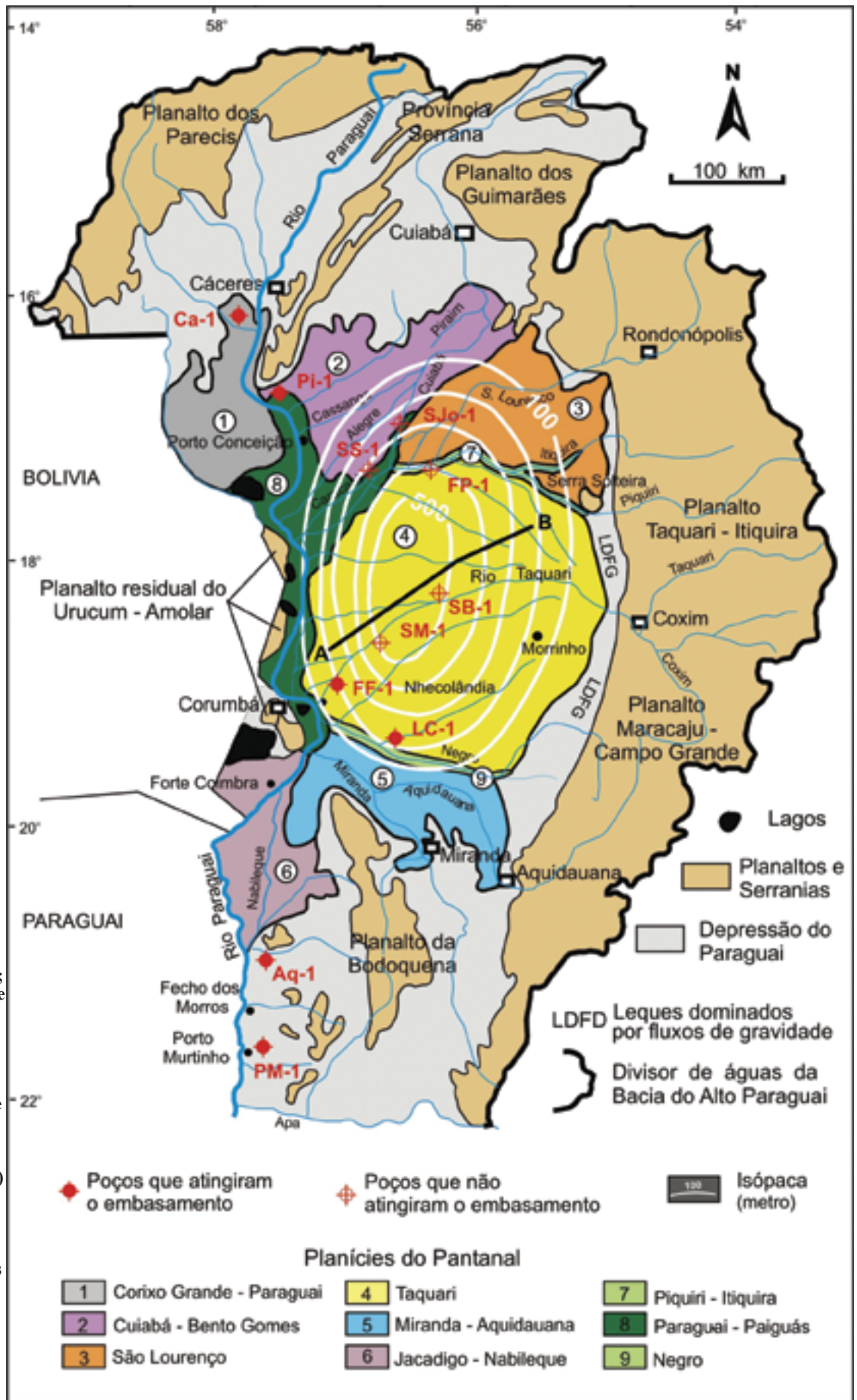


Fig. 3 - Mapa da bacia do Alto Rio Paraguai (modificado de Brasil & Alvarenga, 1989). Divisores de águas estão localizados nos planaltos do leste e do norte. As planícies do Pantanal incluem leques aluviais (1 = Paraguai-Corixo Grande; 2 = Cuiabá; 3 = São Lourenço; 4 = Taquari; 5 = Aquidauana; 6 = Paraguai-Nabileque) e planícies fluviais (7 = Piquiri; 8 = Paraguai-Paiaguás; 9 = Negro). Denominação dos planaltos segundo Franco & Pinheiro (1982). Dados de subsuperfície: 1 = Poços perfurados na bacia pela Petrobrás na década de 60 (Weyler, 1962;1964); 2) Curvas de isópacas da Formação Pantanal (Ussami *et al.*, 1999); 3) A-B são linhas sísmicas levantadas pela Petrobrás na década de 70 (Fig. 6)

- Map of the Upper Paraguay River drainage basin (modified from Brazil and Alvarenga, 1989). Watersheds are located in the eastern and northern plateaus. Lowlands (Depressão do Paraguai) are almost flat, but they are non-inundation areas. Pantanal wetlands experience weak to strong flooding and include alluvial fans (1 = Paraguay-Corixo Grande; 2 = Cuiabá; 3 = São Lourenço; 4 = Taquari; 5 = Aquidauana; 6 = Paraguay-Nabileque) fluvial plains (7 = Piquiri; 8 = Paraguay-Paiaguás; 9 = Negro). Plateaus named according to Franco and Pinheiro (1982). Subsurface data: 1 = Wells drilled in the beginning of the 1960s by Petrobrás (Weyler, 1962;1964); 2) Isopach curves (meters) of the Pantanal Formation (based on Ussami *et al.*, 1999); 3 = A-B seismic lines surveyed in the 1970s by Petrobrás (Fig.6)

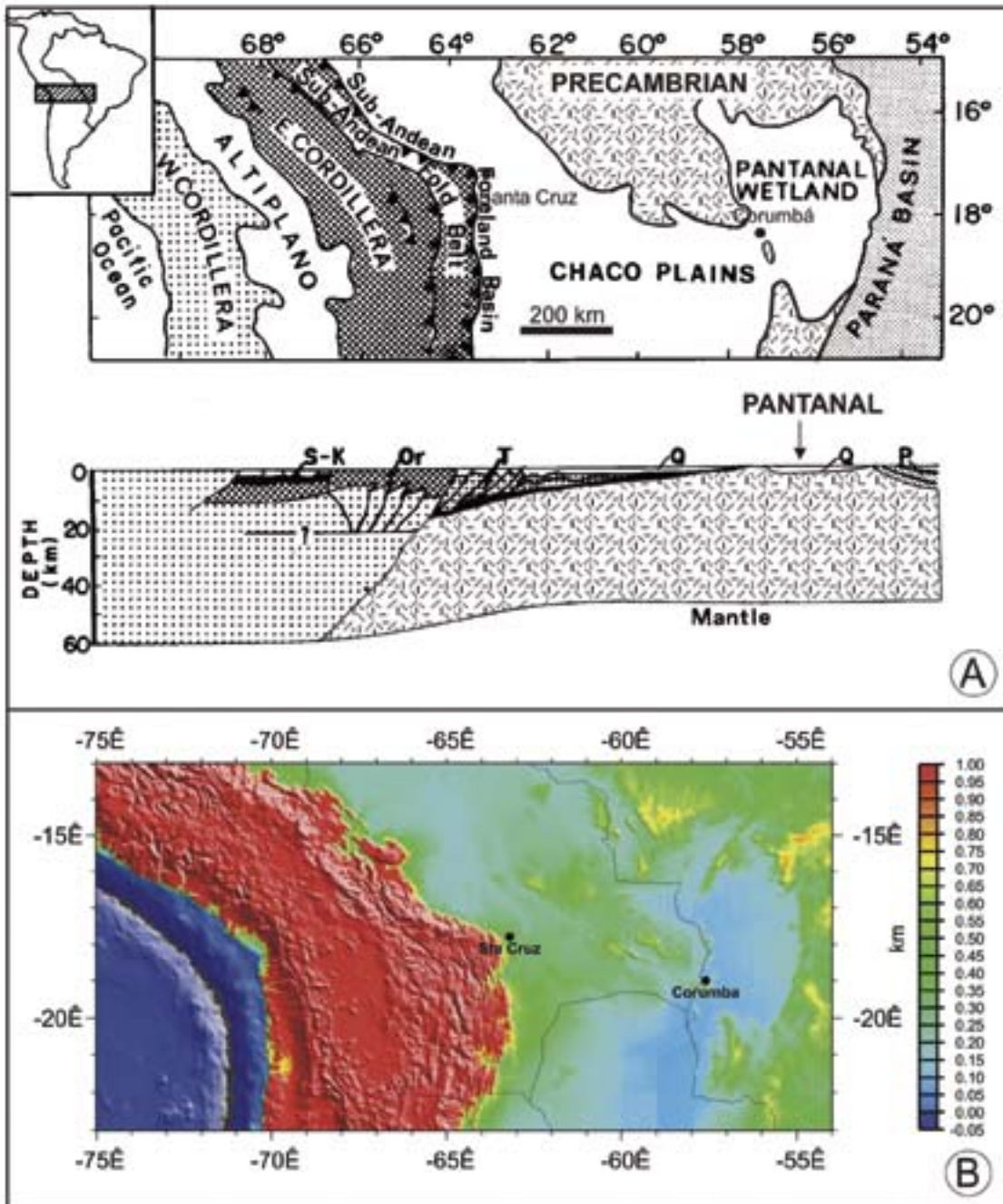


Fig. 4-Transecta E-W, do Pacífico à borda oeste da Bacia do Paraná, onde é evidente conexão da Bacia do Pantanal com a Bacia do Chaco (modificado de Ussami *et al.*, 1999). Na parte superior estão apresentados um mapa e uma seção esquemática, mostrando a posição geotectônica da Bacia do Pantanal em relação ao orógeno andino e bacia foreland do Chaco (Or = Ordoviciano; S = Siluriano; P = Permiano; K = Cretáceo; T = Terciário; Q = Quaternário). Na parte inferior é apresentado um modelo digital do relevo, em que as cores indicam altitudes, sendo representadas em vermelho todas as cotas acima de 1000 m

4 - A) Simplified map and EW crustal section showing the Pantanal wetland as an extensional basin in the forebulge associated with the Chaco foreland basin (modified from Ussami *et al.*, 1999). (Or = Ordovician; S = Silurian; P = Permian; K = Cretaceous; T = Tertiary; Q = Quaternary). B) Shaded relief map based on Global 30-Arc-Second Elevation Data Set (USGS)

a leste nos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira e a oeste na Bacia do Chaco.

Origem da bacia como reflexo da orogenia andina

A concepção de que a bacia teve origem associada com a evolução dos Andes foi inicialmente apontada por Almeida & Lima (1959, p.54):

“No neogeno, à medida que se processavam as derradeiras fases dos movimentos orogênicos no geossinclíneo andino, e o conseqüente soerguimento da cadeia, extensa faixa a oriente dela sofria abatimentos para receber importante sedimentação que ainda hoje se vem processando”

Nesta linha de raciocínio, Shiraiwa (1994) e Ussami *et al.* (1999) propuseram que o surgimento da Bacia do Pantanal foi decorrência de esforços distensionais no arco flexural (*forebulge*) da bacia de antepaís (*foreland*) do Chaco, durante o último evento compressivo no orógeno andino em ~ 2.5 Ma (Fig. 4). Tal posição do *forebulge*, muito distante da frente de cavalgamento do orógeno andino, é viável somente considerando-se uma espessura elástica grande para a litos-

fera, que foi estimada em 125-150 km por Ussami *et al.* (1999).

Numa variante do modelo de subsidência associada aos eventos andinos, Horton & DeCelles (1997) posicionaram o eixo do *forebulge* mais a oeste, interpretando que a Bacia do Pantanal está posicionada no *back-bulge* (Fig. 5).

Tais hipóteses para a origem da bacia são muito elegantes, mas a configuração atual da bacia não está satisfatoriamente delineada. Segundo Ussami *et al.* (1999), o depocentro da bacia possui forma elíptica alongada na direção norte-sul e eixo maior de cerca de 200 km. Entretanto, o mapa de isópacas (Fig.3), que mostra depocentro alongado na direção N-S, aproximadamente paralelo ao alongamento do *forebulge*, é uma aproximação já que baseado em poucas informações de subsuperfície. Além disso, a subsidência não foi essencialmente flexural, como sugere o mapa de isópacas, já que a bacia é estruturada por falhas, como apontado por Almeida (1945) e Freitas (1951).

Preenchimento sedimentar

Muitos outros poços foram perfurados para captação de água em muitas das fazendas, mas na grande maioria dos

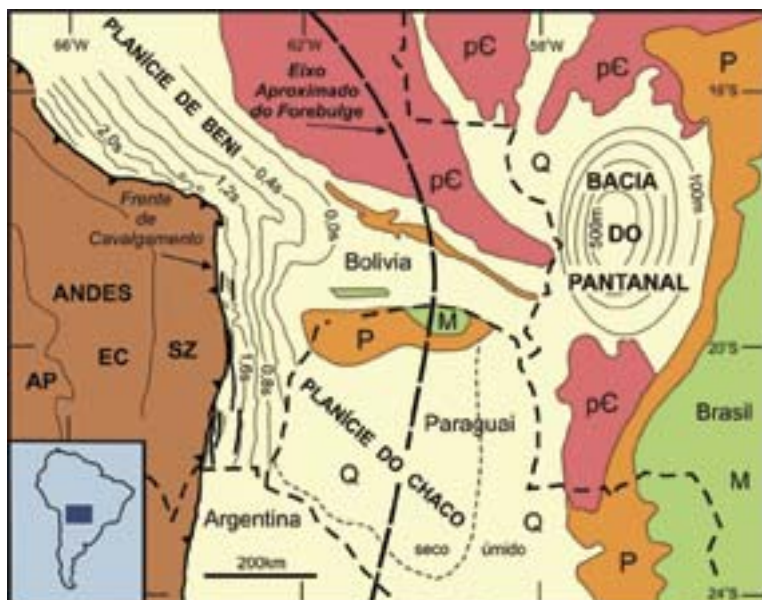


Fig. 5 - Mapa dos Andes e das bacias *foreland* associadas (pC = Pré-Cambriano; P = Paleozóico; M = Mesozóico, Q = Quaternário). Bacia do Pantanal é posicionada no back-bulge andino modificado de (Horton & DeCelles, 1997)

- Map of Central Andes and associated foreland basin system (pC = Precambrian; P = Paleozoic; M = Mesozoic, Q = Quaternary). The Pantanal basin is interpreted as an Andean back-bulge basin modified from (Horton & DeCelles, 1997)

casos são rasos (menos que 100 m) e, infelizmente, as amostras ou não foram preservadas ou não são disponibilizadas pelas companhias de perfuração

Assim, as informações de subsuperfície mais importantes referem-se a onze poços antigos, perfurados no princípio dos anos 60 pela Petrobrás. Seus perfis e respectivas amostras não foram localizadas na Petrobrás, mas felizmente as informações estão registradas nos relatórios de Weyler (1962, 1964). No poço mais profundo (SB-1A) foram perfurados 412,5 m da Formação de Pantanal, não tendo sido alcançado o embasamento cristalino (Tabela 1, Fig. 3). Espessura sedimentar máxima de cerca de 550 m foi inferida a partir de dados sísmicos (Catto, 1975, Fig. 6).

Poço	Profundidade (m)	Embasamento
SJo-1	193.0	não atingido
SSs-1	302.4	não atingido
FP-1	340.7	não atingido
SB-1A	412.5	não atingido
SM-1	217.0	não atingido
Ca-1	86.6	atingido
Pi-1	88.0	atingido
FF-1	182.0	atingido
LC-1	227.3	atingido
Aq-1	62.0	atingido
PM-1	37.0	atingido

Tabela 1 - Poços perfurados no Pantanal pela Petrobrás (dados compilados de Weyler, 1962;1964)

- Wells drilled by Petrobrás in the Pantanal basin (source: Weyler, 1962; 1964)

Da análise do registro dos poços, verifica-se que o preenchimento da bacia é composto essencialmente por sedimentos siliciclásticos grossos (Weyler, 1962; 1964). O empilhamento estratigráfico mostra afinamento textural para o topo. Na parte inferior predominam arenitos grossos e conglomerados, enquanto na parte superior ocorrem principalmente areias quartzosas finas a médias, localmente grossas. Intervalos com cores avermelhadas ocorrem em vários níveis e são caracterizados pela presença de óxido de ferro como cimento, às vezes constituindo lateritas.

A natureza do preenchimento é em grande parte herança das áreas-fonte a leste e a norte, onde, sobre as rochas cristalinas do Grupo Cuiabá e granitos nele intrudidos, ocorrem espessas sucessões de arenitos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, que constituem os planaltos do Taquari-Itiquira e Maracaju-Campo Grande (leste) e os planaltos dos Guimarães e Parecis (norte).

Dados cronostratigráficos não são disponíveis, de forma que não há informação precisa sobre o início de sedimentação na Bacia do Pantanal. Entretanto, considerando que a espessura dos sedimentos é bem maior do que o inicialmente considerado, o que pressuporia uma taxa de subsidência no Quaternário na ordem de 0,22m /1000 anos, postula-se que a sedimentação tenha tido início ainda no Terciário, após o tectonismo que causou desmantelamento de uma superfície de aplainamento, hoje reconhecida em diferentes níveis nos topos dos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, e os topos dos planaltos dos Parecis e dos Guimarães a norte. Possivelmente a superfície constitua o assoalho da bacia, agora coberto por depósitos aluviais cenozóicos da Formação de Pantanal.

A gênese da superfície de aplainamento é posterior à deposição neocretácea do Grupo Bauru, uma vez que recobre estratos deste grupo nos planaltos situados a leste do Pantanal. Depósitos que têm sido referidos como Formação Cachoeirinha, ou ainda como Cobertura Detrito-Laterítica, estão associados à superfície. No Maciço de Urucum (Planalto Residual de Urucum-Amolar), na borda oeste do Pantanal, a superfície é representada por lateritas que recobrem rochas neo-proterozóicas do Grupo Jacadigo.

Esta superfície de aplainamento foi denominada superfície sul-americana por King (1956). Admitindo tratar-se da mesma superfície denominada Japi por Almeida (1964), que foi estabelecida na passagem Cretáceo/Terciário após longo e importante ciclo erosivo (Almeida & Carneiro, 1998), é possível supor que seu modelado final teria se processado no Paleoceno.

À exceção dos aluviões atuais, as areias quaternárias da planície do Pantanal têm sido referidas como Formação Pantanal (Oliveira & Leonardos, 1943). Mas há também depósitos de outra natureza, que ocorrem especialmente nas adjacências de relevos proeminentes existentes nas bordas da depressão paraguaia. Merece destaque a Formação Xaraiés (Almeida, 1945), que ocorre nos arredores de Corumbá e é constituída por depósitos de tufos calcários contendo restos de moluscos e impressões de plantas, ainda não datados.

Trato deposicional atual.

Embora a denominação derive da palavra pântano, o Pantanal “*nada tem o Pantanal de pântano, como o Chaco de charco*” (Almeida, 1945, p. 25). O Pantanal é uma planície ou terra úmida (*wetland*) que experimenta extensa e prolongada inundação sazonal que se prolonga de janeiro a junho, mas com picos de inundação máxima em meses distintos em diferentes compartimentos geográficos da planície.

O Pantanal é um amplo trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, onde o rio Paraguai é o rio tronco,

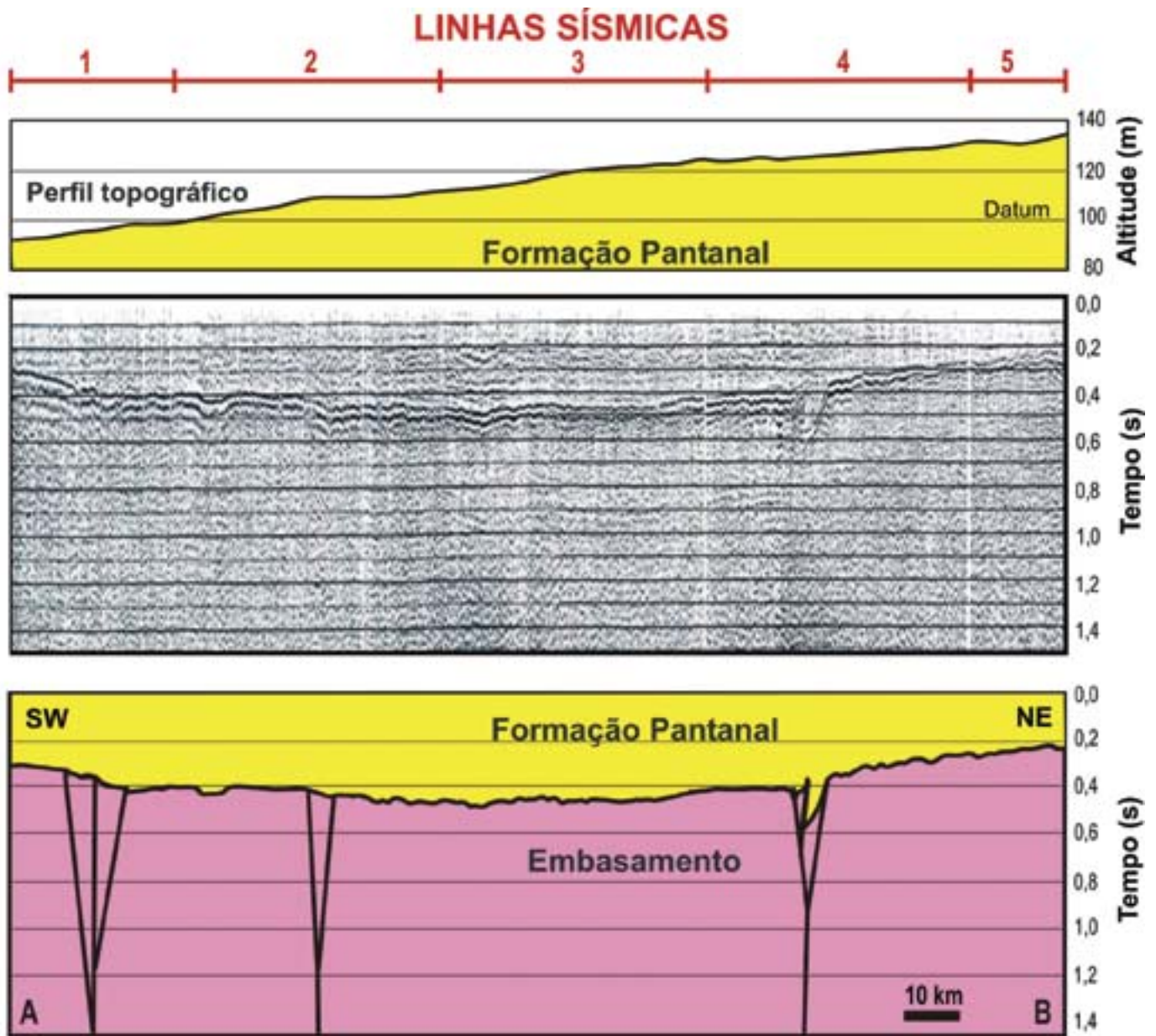


Fig. 6- Seção sísmica A-B, composta a partir de cinco linhas sísmicas (modificada de Catto 1975; localização aproximada na Fig. 3; datum na cota 100m). A seção atravessou algumas falhas, mostradas na seção geológica esquemática apresentada na parte inferior. A falha situada na parte leste da seção afeta a Formação Pantanal e apresenta geometria que sugere natureza transpressiva

- Seismic section A-B (modified from Catto 1975; location on Fig. 3; datum = 100m). Basement faults are represented in the geologic section at the bottom. The easternmost fault cuts the Pantanal Formation and its geometry suggests transpression

coletor das águas de vários leques aluviais, tais como leques dos rios Taquari, Cuiabá, Aquidauana e São Lourenço (Fig. 7).

Dentre os leques aluviais, o mais notável é o megaleque do Taquari (Braun, 1977; Tricart, 1982; Assine & Soares, 1997), um sistema deposicional complexo com forma quase circular e diâmetro de aproximadamente 250 km, o que o coloca entre os maiores leques aluviais do mundo. Facilmente reconhecido em imagens de satélite, o Taquari ocupa cerca de 37% da área da planície pantaneira. Na bacia de drenagem, o relevo é de cuestas e predominam processos erosivos. O limite entre o Planalto (área de denudação) e o Pantanal (área de deposição) é marcado por uma abrupta escarpa (Fig.8), orientada aproximadamente na direção N20E e esculpida em rochas das seqüências ordoviciano-siluriana (formações Alto Garças e Vila Maria) e devoniana (Formação Furnas) da Bacia do Paraná (Assine *et al.*,1998). Dentro do megaleque, as altitudes variam de 190 m no seu ápice (cânion que corta a escarpa dos planaltos a leste) até 85 m na sua base (Rio Paraguai a oeste), o que resulta num gradiente médio muito baixo de 36 cm/km.

Para grande parte dos pesquisadores que estudaram o Pantanal, a formação dos leques aluviais ocorreu sob clima semi-árido no final do Pleistoceno (Braun 1977; Tricart, 1982; Klammer 1982; Ab'Sáber, 1988). Para Clapperton (1993), as características presentemente visíveis só podem ter se formado durante o último intervalo de aridez, presumivelmente correspondente à última glaciação.

Entretanto, como destacado em Assine & Soares (2004), a sedimentação continuou se processando durante o Holoceno. Os leques permaneceram sítios deposicionais ativos com a formação de novos lobos e de cinturões de meandramento nas margens dos leques. Particularmente no caso do megaleque do Taquari, houve a formação e preenchimento de vale entrincheirado na porção superior do leque.

Destacam-se ainda as planícies fluviais dos rios Paraguai, Itiquira/Piquiri e Negro. A planície fluvial do rio Paraguai, especialmente a norte da cidade de Corumbá, tornou-se um típico sistema meandrante com inúmeras pequenas lagoas, cujos níveis d'água flutuam em resposta aos ciclos anuais de inundação (Fig. 9)

Adjacente à planície do rio Paraguai, no limite com a



Fig. 7 - Trato de sistemas deposicionais do Pantanal Mato-grossense, constituído por sistemas de leques aluviais (1 = Paraguai-Corixo Grande; 2 = Cuiabá; 3 = São Lourenço; 4 = Taquari; 5 = Aquidauana; e 6 = Paraguai-Nabileque), de planícies fluviais (7 = Piquiri; 8 = Paraguai-Paiaguás; e 9 = Negro), e lacustres (A = Jacadigo; B = Negra; C = Cáceres; D = Castelo; E = Vermelha; F = Mandioré; G = Guaíba; e H = Uberaba). Composição de imagens de satélite Landsat TM, falsa cor, bandas R3/G4/B7, registradas durante a estação seca de outubro de 1990 (WRS 227/72, 226/72, 225/72, 227/73, 226/73, 225/73, 227/74, 226/74, 225/74)

- Modern Pantanal depositional systems tract composed by large alluvial fans (1 = Paraguay-Corixo Grande; 2 = Cuiabá; 3 = São Lourenço; 4 = Taquari; 5 = Aquidauana; 6 = Paraguay-Nabileque) fluvial plains (7 = Piquiri; 8 = Paraguay-Paiaguás; 9 = Negro) and permanent lakes (A = Jacadigo; B = Negra; C = Cáceres; D = Castelo; E = Vermelha; F = Mandioré; G = Guaíba; e H = Uberaba). Figure is a false color composition (R3/G4/B7) of Landsat satellite images obtained during the dry season of 1990 (WRS 227/72, 226/72, 225/72, 227/73, 226/73, 225/73, 227/74, 226/74, 225/74)

Bolívia, formaram-se vários sistemas lacustres, que recebem a designação local de lagoas. Segundo Bezerra (1999), datações ¹⁴C e resultados de análises palinológicas de amostras recuperadas com vibrotestemunhador nas lagoas do Castelo, Negra e do Jacadigo evidenciam clima mais úmido a partir do início do Holoceno e individualização dos sistemas lacustres entre 10.200 anos (Lagoa Negra) e 5.190 anos AP (Lagoa do Castelo).

Esta interpretação está em consonância com climas progressivamente mais quentes e úmidos constatados em várias áreas da América do Sul para a primeira metade do Holoceno. De acordo com Ledru *et al.* (1996), o período entre 9.500 e 5.000 anos AP foi caracterizado por marcado padrão

sazonal e temperaturas altas no sudeste do Brasil. Um evento úmido de 8.500 a 3.500 anos AP foi reconhecido na parte nordeste da Argentina (Iriando & Garcia, 1993) e na bacia do alto rio Paraná (Stevaux, 1994). Níveis progressivos de aumento na umidade e na temperatura foram também interpretados para a região do médio curso do Rio São Francisco, bem a norte do Pantanal, para o intervalo de 10.540 a 6.790 anos AP (De Oliveira *et al.*, 1999).

O sistema de drenagem foi reorganizado e canais temporários tornaram-se permanentes. Surgiram os pantanais (*wetlands*), ou seja, as terras sazonalmente inundáveis que caracterizam a paisagem atual. Desde o fim do Pleistoceno, portanto, a paisagem tem mudado numa adaptação ao clima

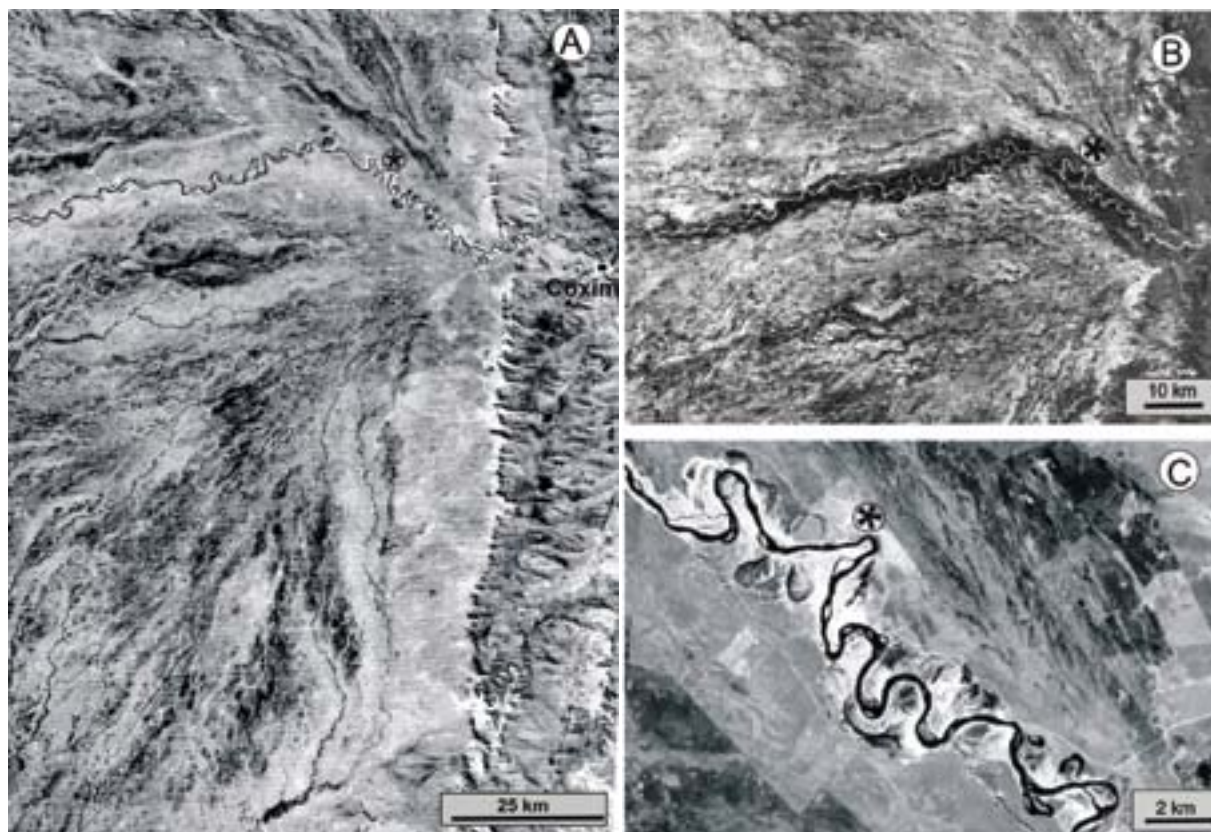


Fig. 8 - Rio Taquari na porção superior do leque: A) Vista geral do cinturão de meandramento, onde são evidentes os paleocanais distributários dos lobos antigos. Leques dominados por fluxos gravitacionais ocorrem como rampas no sopé das escarpas dos planaltos situados a leste (Imagem de satélite Landsat, banda 7, junho de 1975). B) Terraços marginais, indicados por linhas tracejadas, confinam o cinturão de meandramento na parte superior do megaleque do Taquari. (imagem Landsat TM, banda 5, março de 1973). C) Detalhe mostrando meandros abandonados (imagem Landsat TM, banda 4, outubro de 1996). Asterisco em todas as figuras indica a localidade de Barranqueiras

- Taquari River in the upper fan: A) The meander belt is entrenched in deposits of abandoned lobes, in which can be seen distributary paleochannels. Gravity-flow dominated alluvial fans occur associated with the escarpment placed between the Pantanal wetland and surrounding plateaus to the east (Landsat satellite image, band 7, June 1975); B) Marginal terraces confine the meander belt, whose width decreases downstream (Landsat satellite image, band 5, March 1973); C) Detail of B showing abandoned meander loops and oxbow lakes (Landsat satellite image, band 4, October 1996). Asterisk in all images indicates the locality of Barranqueiras

do Holoceno, mais quente e úmido (Assine & Soares, 2004). Muitas formas pleistocênicas permanecem na paisagem, como relíquias da atuação pretérita de outros agentes, como o vento:

“As vicissitudes climáticas por que tem passado a região se fazem sentir pelos vestígios de ações eólicas. Contudo é difícil aquilatar-se a verdadeira intensidade de tais ações, pois seus vestígios vão sendo destruídos pelas águas das inundações, que não se infiltram e se retiram ao longo das vazantes e corixos.” (Almeida, 1945, p. 23).

Nhecolândia: uma paisagem eólica remodelada no Holoceno

Almeida (1945) sugeriu que as areias limpas e bimodais (finas a médias) presentes na área da Nhecolândia foram objeto de retrabalhamento eólico, mas sua preocupação com o retrabalhamento de unidades eólicas da Bacia do Paraná pode ser aquilatada no texto abaixo:

“Todavia na região é visível que os depósitos aluviais, na sua maioria, foram construídos, ou ainda o estão sendo, pelos rios recentes, durante o atual ciclo geomórfico, o mesmo devendo ser dito dos sedimentos eólicos das partes altas da Nhecolândia. Os depósitos que hoje se constituem na região são todos de natureza muito fina, areias finas ou siltes, com porcentagem variável de matéria orgânica. Um característico dominante em todo este material é o arredondamento dos grãos de quartzo, que atinge mesmo os de diâmetro inferior a 0,15 mm. Compreende-se tal fato se não perdermos de vista a natureza da província distributiva,

em grande parte constituída de sedimentos arenosos de origem eólica (série de São Bento). Isto dificulta discernir certos depósitos eólicos atuais dos fluviais.” (p.103).

Para corroborar sua interpretação, Almeida (1945, p.23) relatou a existência de uma lagoa formada pela obstrução de vale fluvial por areias de dunas eólicas:

“Observou o autor na fazenda Campina um aspecto que talvez venha lançar luz sobre o interessante problema da gênese dessas baías. Um pequeno vale que terminava numa baía circular está inteiramente obstruído por uma barragem de dois metros de altura, situada em sua parte terminal, a montante dela tendo se formado um pequeno lago, do qual sòmente ações eólicas poderiam ser responsáveis.” (p.23).

A partir do trabalho de Almeida (1945), a existência de paleodunas eólicas no Pantanal foi assumida como fato em vários trabalhos. Considerando a atuação do vento como agente geológico modelador de parte da paisagem pantaneira, Almeida & Lima (1959) sugeriram que processos de deflação eólica contribuíram para a gênese das lagoas da Nhecolândia (Fig. 10). Valverde (1972) foi mais além, considerando que as cordilheiras são a expressão morfológica de antigas dunas eólicas formadas em condições desérticas pretéritas.

A hipótese foi retomada muitos anos depois por Tricart, (1982), que considerou uma origem para as lagoas a partir de depressões de deflação, fazendo analogia com formas similares existentes na área da Pampa Deprimida, na Argentina. Com base na interpretação de imagens de satélite, mapeou as principais áreas de atuação pretérita de processos eólicos (Fig. 11).

No mesmo ano, Klammer (1982) identificou milhares de dunas longitudinais fósseis, orientadas segundo as direções NNE-SSW e NNW-SSE, com base exclusivamente na interpretação de imagens de radar. Concluiu que predominaram paleoventos constantes de NNE e NNW e que “o relevo do Pantanal é como o de um deserto posto sob influência de clima úmido”. Klammer considerou que as lagoas se formaram em áreas interduna e as denominou, pela primeira vez, de *salt pans*.

Com base no padrão uniforme de dunas identificado por Klammer, Clapperton (1993) interpretou que o Anticiclone do Atlântico Sul estava numa posição mais austral durante a formação do campo de dunas.

A partir de um reestudo da região da Nhecolândia, Soares *et al.* (2003) e Assine & Soares (2004) concluíram que é bastante consistente a interpretação de que existem na paisagem da Nhecolândia formas reliquias, produzidas por deflação eólica. Verificaram que muitas das formas, especialmente as lagoas isoladas (salinas), não podem ser explicadas por processos aluviais.

As lagoas possuem formas diversas (circulares, elípticas, piriformes, crescentiformes e irregulares). Podem ocorrer alinhadas e conectadas, como num rosário, recebendo contribuição de águas superficiais durante as cheias, de forma que suas águas são doces. Na Nhecolândia, a maior parte das lagoas é alongada na direção NE, direção que se ajusta perfeitamente ao padrão distributário do lobo. Algumas lagoas são isoladas da drenagem atual, muito raramente invadidas por águas de inundação e caracterizadas pela presença de águas salobras, recebendo a denominação local de salinas (Fig.10).

As salinas e as lagoas têm cordões descontínuos de areia fina em suas bordas, chamadas cordilheiras na terminologia pantaneira. Tais feições constituem paleodunas de areia fina a muito fina com forma em meia-lua (Fig.12).

Existem muitos exemplos de áreas atuais submetidas à ação do vento que apresentam morfologias semelhantes, podendo ser encontrados nos trabalhos de Goudie (1991) e Goudie & Wells (1995). São áreas com deficiência de areia disponível para o transporte devido a condições de nível freático alto, que é o nível de base para a deflação eólica. Nas depressões, devido à flutuação do freático, podem surgir corpos d'água efêmeros, que secam por evaporação. Por isso, tais depressões de deflação são referidas como *salt pans* na literatura internacional.

As paleodunas estão alinhadas descontinuamente, segundo a direção aproximada NE. Não são retilíneas, uma vez que acompanham a forma das lagoas. Assim, embora a ação do vento tenha impresso sua marca na paisagem pantaneira, muito há ainda por ser caracterizado com relação às paleodunas e às paleodireções do vento, especialmente porque os enxames de dunas longitudinais de direção NNE e NNW, identificados por Klammer (1982) em imagens de radar, não foram constatados em imagens de satélite e em fotografias aéreas (Soares *et al.*, 2003; Assine, 2003; Assine & Soares, 2004).

Tectônica e sedimentação

As informações disponíveis permitem afirmar que a bacia é tectonicamente ativa e estruturada por falhas recentes, cuja existência foi há muito reconhecida:

“Constituiu-se a formação Xaraiés numa época em que a escarpa de Corumbá ainda não tinha sido entalhada pelo rio Paraguai. Este corria em nível muito mais baixo que o atual, pois as suas aluviões têm, na região de Corumbá, pelo menos 83 metros de espessura. Não deixa de ser suges-

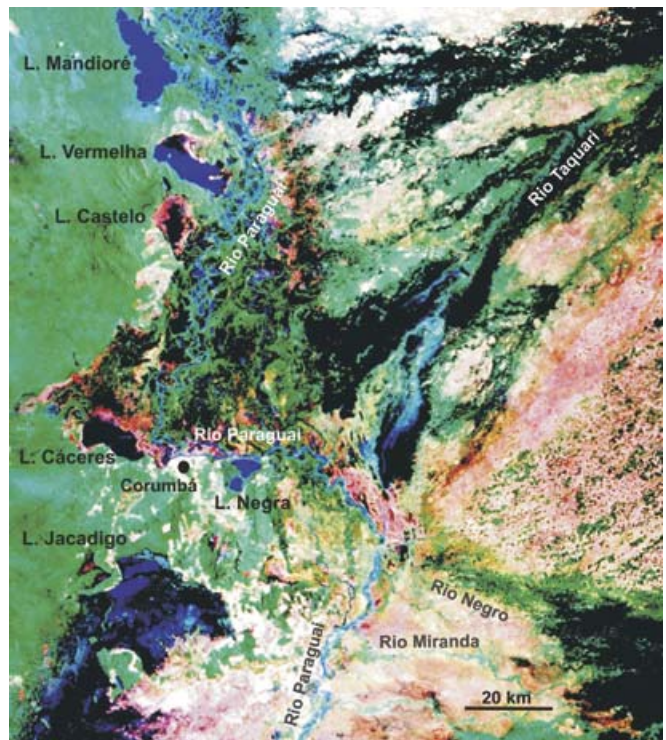


Fig. 9 - A norte de Corumbá, a planície fluvial meandrante do rio Paraguai é larga e frequentemente alagada (Pantanal do Paraguai-Paiaguás), constituindo a paisagem que deu origem ao mito da existência do Lago de Xarayes. Áreas frequentemente inundadas ocorrem também no baixo curso do rio Taquari, na franja do leque, que pode ser visto no centro e no alto do lado direito da imagem. Outra área comumente alagada é planície aluvial dos rios Miranda e Negro, que pode ser vista na parte inferior direita da imagem. Na altura de Corumbá, o rio Paraguai muda abruptamente seu curso devido a importante falha EW. A figura é uma composição de imagens de satélite Landsat TM, falsa cor, bandas R3/G4/B7, registradas durante a estação seca de outubro de 1990

- North from Corumbá, the meandering fluvial plain of Paraguay River is frequently flooded (Pantanal of Paraguay-Paiaguás). The Taquari fan toe can be seen to the right. Dark areas on the Negro and Miranda rivers (bottom right), as well as on the Taquari fan toe, are wet and commonly inundated floodplains. Near Corumbá, the Paraguay River changes abruptly its course, structurally controlled by an EW fault. The figure is a false color composition (R3/G4/B7) of Landsat satellite images obtained during the dry season, October 1990 This image is a detail of figure 7)

tivo aliar esta espessura ao perfil desse rio, ligeiramente convexo para cima, entre Baía Negra e a foz do Paraná, particularmente se atentarmos a que o embasamento do Pantanal, devido a essa espessura de aluviões, situa-se, no mínimo, a 13 metros abaixo da foz do Paraguai, e a 45 metros abaixo da soleira sienítica de Feixe dos Morros, sugerindo estes fatos um levantamento a jusante da Baía Negra, causador não somente das altas barrancas de Lomas Valentinas, na região de Asunción, como da deposição de tão grande espessura de aluviões a montante de Baía Negra. Esse levantamento possivelmente causou grande represamento das águas acima desta vila com formação de urna região lacustre importante no Pantanal. Os últimos traços dessa região lacustre seriam as grandes lagoas de Guaíba, Mandiore e Uberaba. Ainda hoje, as inundações do Pantanal são causadas indiretamente por esta soleira.” (Almeida, 1945, p. 102).

A margem oeste da planície aluvial é, em grande parte, condicionada estruturalmente por falhas de direções NE e

NW, evidentes no relevo, que separam o Pantanal do planalto residual do Urucum-Amolar, no qual afloram rochas cristalinas pré-cambrianas. As lagoas, localizadas na margem direita do rio Paraguai, ocorrem associadas a estes relevos residuais, sendo sugestivo um condicionamento tectônico, dado por subsidência associada a falhas ativas. As áreas onde ocorrem as lagoas de Jacadigo e Cáceres, na parte sul do Pantanal, por exemplo, estão controladas por estruturas NE e NW. Segundo Urban *et al.*, (1992), a lagoa situa-se num gráben entre blocos altos do maciço do Urucum.

O curso do rio Paraguai está, às vezes, ajustado às falhas de borda. Na altura da cidade de Corumbá, por exemplo, o curso do rio sofre uma deflexão de cerca de 90° e passa a correr para leste, direção esta condicionada por falha de direção aproximada EW (Fig. 7 e 9). No bloco alto, situado a sul, erosão é processo dominante. No trecho em que o rio corre para leste, entre as cidades de Corumbá e Ladário, a margem direita do rio é erosiva e caracterizada pela presença de terraços de mais de vinte metros de altura, onde na base afloram rochas metamórficas pré-cambrianas do Grupo Cuiabá e no topo rochas carbonáticas da Formação Xariés. No bloco alto afloram também rochas da seqüência neo-proterozóica do Grupo Corumbá, que formam o Planalto Residual do Urucum-Amolar (altitudes de mais de 1000 m no Maciço do Urucum).

Na altura de Porto da Manga, antiga foz do rio Taquari, ocorre um estrangulamento da planície meandrante do rio Paraguai, que a seguir entra num bloco tectônico diferente, onde se aloja o Pantanal do Jacadigo-Nabileque. Trata-se de área menos subsidente no Quaternário, com feições erosivas atuais, onde é significativamente menor a espessura da Formação Pantanal. O Pantanal do Jacadigo-Nabileque representa o nível de base local para as planícies fluviais dos rios Paraguai e Negro, que, embora situados a montante, apresentam áreas subsidentes com sedimentação ativa.

A borda leste da bacia também é falhada, mas os traços de falha estão cobertos por sedimentos aluviais mais jovens da Formação Pantanal, que recobrem o embasamento em *onlap* de oeste para leste, com a regressão erosiva das escarpas que marcam o limite dos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira. A falha principal está situada a oeste da fazenda Morrinho (Fig.3), localidade em que existe um pequeno morro, que destaca-se na paisagem como uma elevação isolada, 25 m acima da superfície da planície do Pantanal (Soares *et al.*, 1998). Nele ocorrem arenitos avermelhados, provavelmente pertencentes à Formação Alto Garças, que aflora nas escarpas que limitam o planalto a leste. Os arenitos encontram-se muito silicificados e com venulações de quartzo, o que sugere proximidade com o plano de falha.

Os principais sítios de deposição foram, e ainda são, controlados por um nível de base regional situado na porção sul do Pantanal. As áreas a sul da confluência do rio Miranda vêm apresentando pouca subsidência ao longo do tempo geológico, sendo menor que 100 metros a espessura dos sedimentos quaternários no Pantanal do Paraguai-Jacadigo, como o demonstram os dados dos poços Aq-1 e PM-1 (Tabela 1; Fig. 3). Mais a sul, rochas do embasamento cristalino afloram nas proximidades das localidades de Fecho dos Morros e Porto Murtinho. Processos erosivos tornam-se dominantes a partir da confluência do rio Apa, já na divisa com o Paraguai.

A Bacia do Pantanal é sismicamente ativa, o que pode ser constatado nos dados apresentados em Berrocal *et al.* (1984) e IAG condicionado à mudança nas referências bibliográficas (2000). Além da Bacia do Pantanal ser sismicamente ativa por estar situada no antepaís da orogênese andina, é interessante notar que os epicentros estão alinhados com os epicentros da zona sísmica de Goiás (Fig. 13), sugerindo que

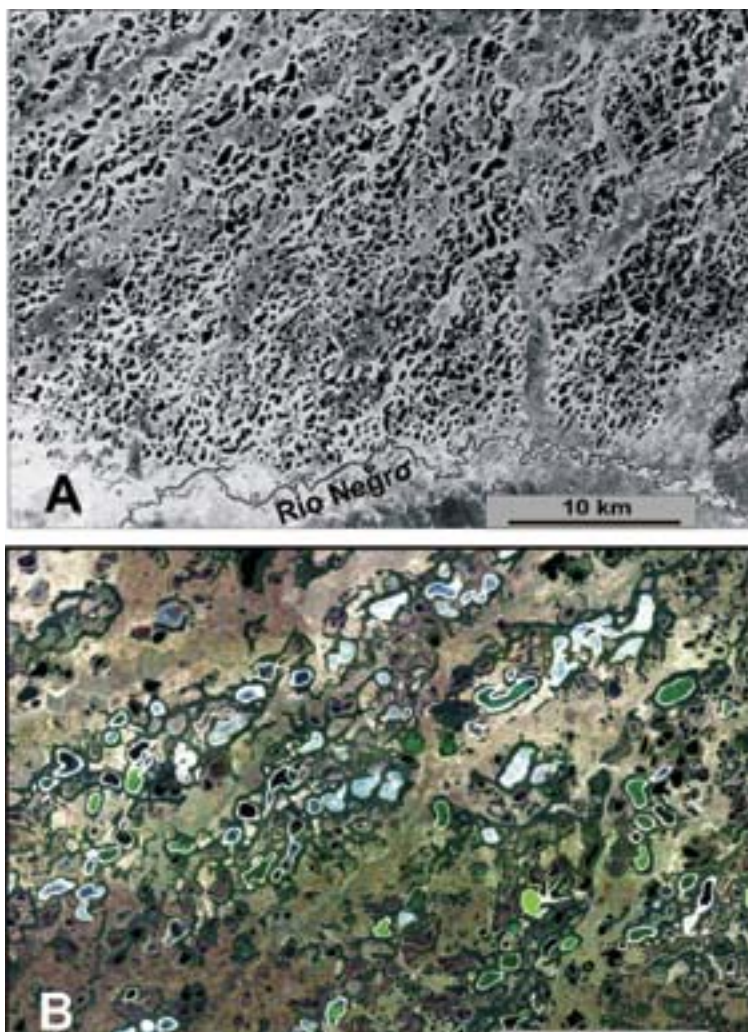


Fig. 10 - Nhecolândia, situada na parte sul do megaleque do Taquari, em imagens de satélite: A) Típica paisagem de lagoas alinhadas na direção aproximada NE, superimpostas pela rede atual de drenagem tributária (vazantes e corixos), que paulatinamente vem conectando e destruindo as lagoas, desfigurando a paisagem eólica reliquiar (Landsat TM, banda 4, outubro de 1990); B) Paisagem em cor natural, onde podem ser observadas várias lagoas isoladas com águas de cores esverdeadas, que por terem águas salobras são conhecidas como salinas (imagem Landsat TM, bandas R3G2B1, outubro de 1996)

- The Nhecolândia area, located in the south portion of the Taquari alluvial fan: A) Typical landscape characterized by hundreds of ponds. Tributary shallow channels (outlets) that flow southwards to the Negro River are fluvial features superimposed to a previous eolian landscape (Landsat TM image, band 4, October 1990); B) Among different kinds of ponds, there are salt-water ponds, known as salinas, which are isolated and have greenish water colors (Landsat TM image, bands R3G2B1, October 1996)

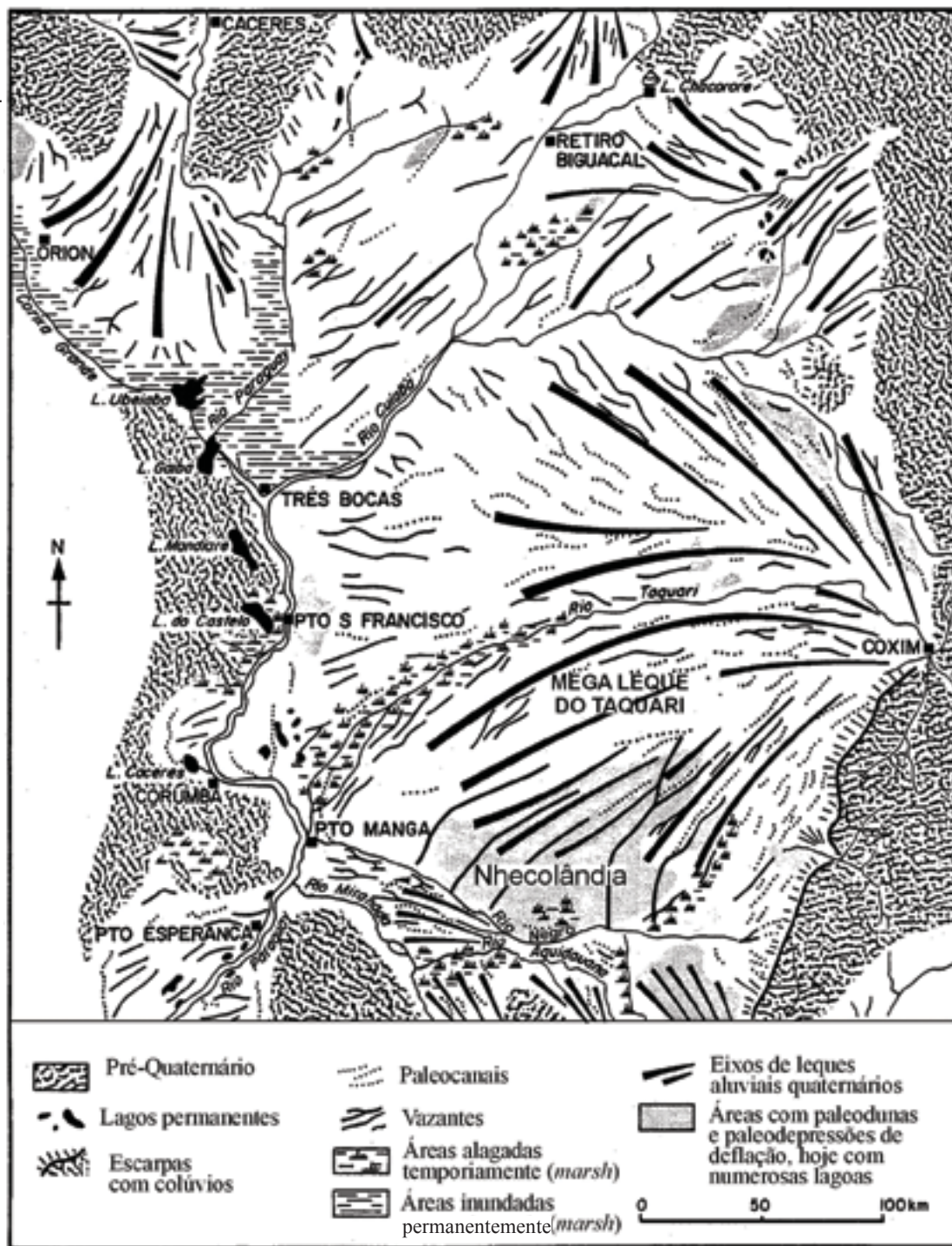
a sismicidade no Pantanal tem relação também com estruturas associadas ao Lineamento Transbrasiliiano, cuja importância como elemento tectônico só foi recentemente reconhecida na área (Soares *et al.* 1998). Trata-se de uma interessante hipótese que deve ser testada à medida que estudos em andamento na área forneçam novas informações sísmicas e estruturais.

Segundo Ussami *et al.* (2000), um terremoto recente, cujo mecanismo focal indica compressão de direção leste-oeste, tem epicentro coincidente com importante falha detectada no interior do Pantanal, a norte do rio Taquari, na parte leste da seção da Fig.6. Sua direção não é conhecida, mas há indicações de se tratar de estrutura transpressiva.

Sedimentação ativa ocorre principalmente no lobo atual de sedimentação do megaleque do Taquari, área de padrão de drenagem fluvial distributário, que experimenta

Fig. 11 - Leques aluviais do Pantanal, cujo padrão distributário é ressaltado pelos paleocanais fluviais. As áreas hoje ocupadas por lagoas constituem paisagem reliquiária produzida por deflação eólica em leques inativos ou lobos abandonados. A principal área de ocorrência de paleodunas é a da Nhecolândia, na parte sul do megaleque do Taquari (modificado de Tricart, 1982)

- Pantanal alluvial fans with their characteristic distributary drainage pattern. In abandoned fan lobes, areas of ponds (dotted shading) preserve relict deflation hollows and eolian dunes, being the Nhecolândia the most widespread of these areas (modified from Tricart, 1982)



forte inundação anual. O lobo tem forma aproximadamente triangular, sendo o lado sul coincidente com o prolongamento do Lineamento Transbrasiliano na planície do Pantanal, sugerindo que o lobo atual está sendo formado por progradação sobre área mais subsidente a norte do Lineamento.

O Rio Taquari apresenta padrão meandrante na porção superior do leque, estando confinado num cinturão de meandramento, entrincheirado em sedimentos de lobos antigos (Fig. 8), margeado por terraços que ultrapassam cinco metros de altura. O entrincheiramento é interpretado como resultado de flutuação do nível de base, incisão e, finalmente, sedimentação por agradação em uma planície de meandramento. Basculamento tectônico poderia ser aventado para explicar a incisão, mas a causa verdadeira está ainda por ser descoberta, porque processos alocíclicos associados a mudanças climáti-

cas também podem alterar níveis de base e a energia hidráulica dos sistemas fluviais, alterando conseqüentemente o perfil de equilíbrio dos rios. Encontrar a causa é problema de difícil solução, porque no mínimo quatro diferentes causas produzem incisão em leques aluviais, sendo um bom exemplo de convergência (Schumm, 1991).

Considerações finais

O conhecimento geológico sobre a Bacia do Pantanal está longe de ser satisfatório. Muitas dúvidas ainda persistem, havendo necessidade de um incremento considerável no volume de informações de subsuperfície, pois "a depressão paraguaia tem sua complexa história geomórfica em grande parte velada pela mortalha quaternária" (Almeida & Lima, 1959, p. 9).

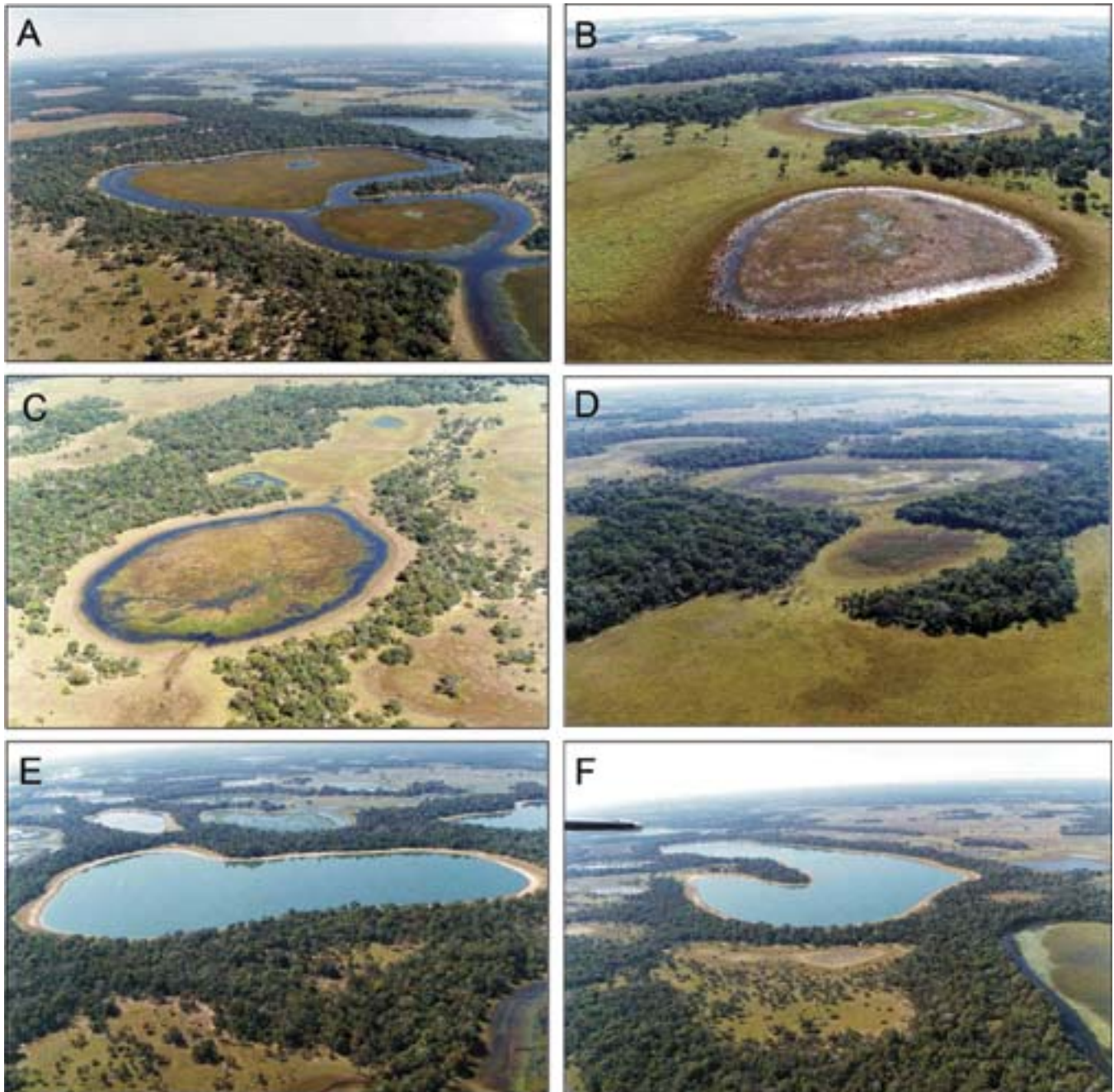


Fig. 12 - Cordões arenosos com dois a quatro metros de altura, cobertos por vegetação arbustiva/arbórea e conhecidos na região pelo nome de “cordilheiras”, e que ocorrem tanto em torno de lagoas de água doce (A, B, C e D) quanto de salinas (E e F), são interpretados como paleodunas em meia-lua. As lagoas podem ser conectadas umas às outras pela drenagem atual, como ilustrado na seqüência de A a D, sendo sazonalmente invadidas pelas águas das inundações e secando, muitas vezes, no período de estiagem,. Ao contrário das lagoas, as salinas são isoladas da drenagem superficial e não apresentam vegetação flutuante

- Sandy strings two to four meters high covered by arboreal vegetation, locally known as “cordilheiras”, occur around both, fresh water ponds (A, B, C and D) and salinas (E and F), as seen in an oblique-aerial photograph. These vegetated ridges of fine sands are interpreted as lunette sand paleodunes. Ponds can be connected with each other seasonally by flooding waters, as illustrated from A to D. Otherwise, salinas are isolated salt-water small lakes without floating vegetation

Muitas questões permanecem à espera de equacionamento e solução. O arcabouço estrutural da Bacia do Pantanal não está ainda delineado, assim como pouco se sabe sobre a neotectônica. Além disso, o embasamento da bacia aparentemente oculta sutura continental, produto da colisão entre o cráton Rio Apa e o bloco Paraná (Woldemichael, 2003). Por outro lado, a possibilidade de estarem preservados estratos paleozóicos no interior do Pantanal adquire nova dimensão

após a descoberta de arenitos paleozóicos na fazenda Morrinho (Fig.3).

Processos recentes estão continuamente modificando a paisagem do Pleistoceno, seja por erosão de formas prévias ou por seu recobrimento por depósitos mais recentes. Apesar disso, muitas das feições morfológicas existentes são formas reliquiares, impressas na paisagem como testemunho de condições pretéritas diferentes das atuais.

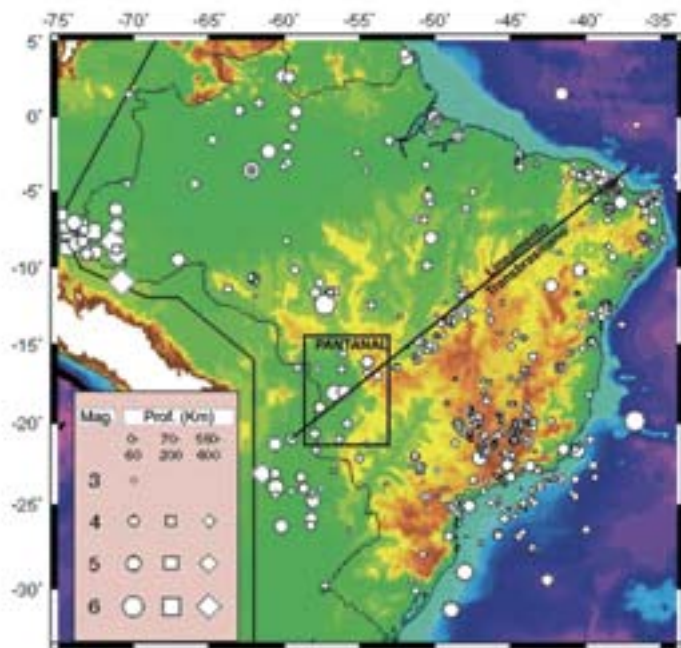


Fig. 13 - Terremotos no Brasil (modificado de IAG 2000). Os epicentros de terremotos no Pantanal estão aproximadamente alinhados com epicentros da zona sísmica de Goiás, sugerindo relação com o Lineamento Transbrasiliiano

- Earthquakes in Brazil (modified from IAG 2000). Epicenters in Pantanal area are roughly aligned with epicenters in central Brazil (Goiás seismic zone) suggesting relationship with NE Transbrasiliiano Lineament

Os sistemas deposicionais continuam ativos e grandes, têm sido as modificações nos cursos dos rios, especialmente no do Taquari, que vem sendo palco de espetaculares transformações nas últimas duas décadas, numa dinâmica sedimentar em parte acelerada pela ação antrópica.

Numa paisagem mutante como a do Pantanal, o conhecimento da história geológica da região e do funcionamento dos diversos sistemas geológicos atuantes pode contribuir significativamente para a ocupação racional e preservação do que é um dos maiores patrimônios nacionais. Nesta linha de pensamento, o passado é a chave para o futuro.

Agradecimentos

O autor externa seus agradecimentos à FAPESP pelo apoio financeiro ao projeto “Dinâmica Sedimentar e Evolução Quaternária do Leque Aluvial do Rio Taquari” (processo 99/00326-4), à EMBRAPA/Pantanal pelo apoio durante os trabalhos de campo, ao CNPq pela concessão de Bolsa de Pesquisa que tem como tema o Pantanal Mato-Grossense, e à Petrobrás pela autorização para publicação das linhas sísmicas.



OS PALEODESERTOS PIRAMBÓIA E BOTUCATU

Mario Luis Assine

Departamento de Geologia Aplicada, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP
assine@rc.unesp.br

Joseli Maria Piranha

Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São José do Rio Preto, SP
joseli@qca.ibilce.unesp.br

Celso Dal Ré Carneiro

Departamento de Geociências Aplicadas ao Ensino, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP
cedrec@ige.unicamp.br

Resumo:

Os arenitos das formações Pirambóia e Botucatu da seção mesozóica da Bacia do Paraná, e de unidades correlatas existentes no oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina, que ocorrem sotopostos às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, distribuem-se por área de aproximadamente 1.300.000 km². Esta extensa província tornou-se conhecida como Paleodeserto Botucatu, graças aos trabalhos pioneiros do Professor Fernando de Almeida, na década de 1950. Neste trabalho, as formações Pirambóia e Botucatu são consideradas dois sistemas desérticos distintos, separados por discordância regional marcada por mudança brusca sobretudo na coloração e nas dimensões dos estratos cruzados. No Rio Grande do Sul, a Formação Botucatu assenta-se em discordância, ora sobre arenitos da Formação Caturrita, ora sobre lamitos da Formação Santa Maria. O contato entre as formações Botucatu e Serra Geral é concordante, na base do primeiro derrame vulcânico, com recorrência de arenitos nas camadas inferiores dos basaltos da Serra Geral. Embora não dispusesse de datações, Almeida salientara a dificuldade de determinação de idade que admitiu ser triásica das formações Pirambóia e Botucatu. Tais deficiências do conhecimento permanecem, revelando a necessidade de novas investigações. A Formação Botucatu parece registrar longo intervalo de tempo, durante o qual o retrabalhamento das areias pode ter levado à elevada maturidade textural e mineralógica e originado descontinuidades na sucessão estratigráfica. A compreensão da geometria, do arcabouço geológico e da evolução dos paleodesertos da Bacia do Paraná assume modernamente enorme interesse para investigação científica nacional e internacional, devido ao fato de que os arenitos constituem excelentes reservatórios do Sistema Aquífero Guarani, que armazenam grandes reservas de água doce. O Sistema Aquífero Guarani exibe espessura média de 200 m na faixa de afloramentos na borda leste da Bacia do Paraná, mas as espessuras apresentam grande variação no interior da bacia, destacando-se dois depocentros principais, um a norte com 600 m e outro a sul com 800 m. O sistema é confinado pelos basaltos da Formação Serra Geral e apresenta volume estocado da ordem de 37.000 km³, com recargas naturais diretas e indiretas estimadas em 166 km³/ano, sendo o volume disponível para exploração da ordem de 40 km³/ano. O gerenciamento do sistema aquífero em vários países do Mercosul é necessário para garantir o uso sustentável das reservas, ameaçadas por acelerada ocupação urbana e rural, crescente e descontrolada exploração da água subterrânea e manejo inadequado das áreas de recarga. As rochas-reservatório do sistema são heterogêneas, em parte devido à origem em sistemas deposicionais distintos, uma vez que representam o registro estratigráfico de dois paleodeser-

tos formados sob diferentes condições de umidade e subsidência. Ao contrário do Paleodeserto Pirambóia, interpreta-se o Paleodeserto Botucatu como grande sistema eólico seco, uma paisagem comparável à de várias partes do deserto do Saara onde existem extensos campos de dunas. São marcantes, nos trabalhos pioneiros do Professor Fernando Flávio Marques de Almeida, as observações abrangentes, as correlações precisas com desertos atuais de outros continentes, e o alcance das interpretações sobre origem e distribuição regional das unidades. Constituem, assim, uma referência essencial aos pesquisadores desses antigos ambientes e dos sistemas aquíferos associados.

Palavras-chaves: Formação Pirambóia, Formação Botucatu, Bacia do Paraná, Sistema Aquífero Guarani, Mesozóico, Deserto.

Abstract:

The Mesozoic sandstones of the Paraná Basin, southern Brazil, became known as the Botucatu paleodesert after the pioneering contributions of F. F. M. de Almeida in the 1950s. As radiometric dating was not available at that time, Almeida has pointed out a Triassic age. However, based on the fact that the contact between Botucatu Formation and the overlying Serra Geral Formation is concordant, with recurrence of sandstones within the Cretaceous Serra Geral basalts, a Juro-Cretaceous age has been attributed to the Botucatu Formation. In this work, the Brazilian section represented by Pirambóia and Botucatu formations are considered two distinct paleodesert environments, separated by a regional unconformity. The facies characteristics and rock-reservoir properties of their sandstones are different due to the origin in distinct depositional systems and under different subsidence conditions. In contrast to the Pirambóia wet eolian system, the Botucatu desert is interpreted as a great dry eolian system comparable to some parts of the Sahara desert, where extensive dune fields do exist. The Botucatu Formation seems to register a long time span, during which the reworking of sands may have led to high textural and mineral maturity of the sediments. Including correlative units in Uruguay, Paraguay and of Argentina, the sandstone beds cover an area of approximately 1,300,000 km². Nowadays, they are a matter of great economic interest because they constitute the excellent reservoirs of the Guarani Aquifer System, which thickness reaches 800 m in subsurface. Basalts of the Serra Geral Formation confine the system and the volume of stored water reaches 37.000 km³. The understanding of the framework and evolution of the desert systems, as well as their rock-reservoir characteristics, is essential to a sustainable management of the aquifer. Considering the original interpretation on the origin and regional distribution of the Mesozoic units of the Paraná Basin, and the precise correlations with modern deserts environments, the scientific contribution of F. F. M. de Almeida is an essential reference to any research focused on these old desert environments and their associated aquifer systems.

Keywords: Pirambóia Formation, Botucatu Formation, Paraná Basin, Guarani Aquifer System, Mesozoic, Desert.

Resumen:

En la sección mesozoica de la Cuenca Sedimentaria del Paraná, debajo de las rocas volcánicas de la formación Serra Geral, las capas de areniscas de las formaciones Pirambóia y Botucatu ocurren en un área de aproximadamente 1.300.000 km², que abarca el centro-sur de Brasil,

oeste de Uruguay, este de Paraguay y noreste de Argentina. La extensa provincia es conocida como el Paleodesierto Botucatu, desde los trabajos pioneros de F.F.M de Almeida, en la década de 1950. Hoy en día, estas rocas asumen gran interés económico, porque constituyen los excelentes depósitos del Sistema Aquífero Guarani. Este trabajo individualiza dos distintos sistemas desiérticos, representados por las formaciones Pirambóia y Botucatu. Esas unidades están separadas por una extensa discordancia regional, marcada principalmente por un cambio abrupto del color y de las dimensiones de la estratificación cruzada. En Rio Grande do Sul, la Formación Botucatu yace discordantemente sobre areniscas de la Formación Caturrita, así como sobre lamitos de la Formación Santa María. El contacto entre las formaciones Botucatu y Serra Geral es concordante en la base del primer flujo volcánico, con repetición de areniscas en las capas basales de los basaltos. Como las determinaciones radiométricas no estaban disponibles en aquella época, Almeida ha precisado la dificultad de la determinación de la edad - que admitió triásica - de las formaciones Pirambóia y Botucatu. Tales deficiencias del conocimiento siguen existiendo, acentuando la necesidad de más investigación. La Formación Botucatu parece sugerir un largo intervalo del tiempo, durante el cual el retrabajamiento de arenas pudo haber conducido a una alta madurez textural y mineral de los sedimentos y provocó además ciertas discontinuidades en la sucesión estratigráfica. La comprensión de la geometría, la estructura y la evolución de los paleodesiertos de la Cuenca del Paraná asume gran interés para la investigación científica nacional e internacional, porque son grandes las reservas de agua almacenadas en estos depósitos. El Sistema Aquífero Guarani muestra un espesor medio de 200 m en los afloramientos en la borda este de la Cuenca del Paraná, pero los gruesos varían en el interior de la cuenca. Dos depocentros principales son identificados, con un espesor de 600 m ubicado en el norte de la borda oeste actual y de 800 m, en el sur. El sistema es confinado por basaltos de la formación de Serra Geral y por rocas sedimentarias paleozoicas de baja permeabilidad. La calidad de las aguas potables es buena con valores cambiables de salinidad. El volumen almacenado alcanza la magnitud de 37,000 km³ con recargas naturales, directas e indirectas, estimadas en 166 km³/año. El volumen disponible para la explotación se sitúa a la orden de 40 km³/año. La gerencia del sistema aquífero en algunos países del Mercosur es necesaria para garantizar el uso sostenible de las reservas, amenazado por la ocupación urbana y agrícola, la explotación creciente e incontrolada del agua subterránea, y el manejo inadecuado de las áreas de recarga. Las rocas-depósitos del sistema son heterogéneas, en la parte debido a un origen en sistemas deposicionales distintos: el registro estratigráfico de dos paleodesiertos formados bajo diversas condiciones de hundimiento. En contraste con el Paleodesierto Pirambóia, el Paleodesierto Botucatu se interpreta como gran sistema eólico seco, un paisaje comparable al que existe en algunas partes del desierto de Saara donde existen campos extensos de dunas. Es sensible que, en los trabajos pioneros del profesor Fernando Flávio Marques de Almeida, sus observaciones amplias, las correlaciones exactas con los desiertos actuales de otros continentes, y las interpretaciones sobre el origen y la distribución regional de las unidades constituyen una referencia esencial a cualquier investigador de estos antiguos ambientes y de los sistemas aquíferos asociados.

Palabras llave: Formación Pirambóia, Formación Botucatu, Cuenca Sedimentaria del Paraná, Sistema Aquífero Guarani, Triásico, Mesozóico, Desierto.

Introdução

Almeida (1953) concebeu que a seção mesozóica da Bacia do Paraná, sotoposta às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, foi depositada numa extensa província desértica, que denominou Paleodeserto Botucatu. Com cerca de 1.300.000 km², em sua maior parte situados em terras do centro-sul do Brasil, o deserto estendia-se também por terras do oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina (Fig. 1).

No sul e sudeste do Brasil, os arenitos do deserto Botucatu encontram-se expostos nas escarpas da borda do Planalto Ocidental, que é sustentado por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Fig.2). No Estado do Paraná, o Planalto Ocidental é também chamado de Terceiro Planalto Paranaense.

Neste capítulo é relatada a evolução dos conhecimentos sobre a subdivisão litoestratigráfica da seção estratigráfica que foi originalmente definida como deserto Botucatu, sendo discutidas as relações de contato entre as unidades e destacadas as controvérsias com relação às suas idades. Ressalta-se a importância econômica dos arenitos, que constituem excelentes rochas-reservatórios do Aquífero Guarani.

A partir das considerações apresentadas, é proposta a individualização de dois sistemas desérticos distintos, representados pelas formações Pirambóia e Botucatu. Por fim, chama-se a atenção para dados de paleoventos, importantes para as reconstruções dos padrões de paleocirculação atmosférica.

Litoestratigrafia

Na acepção original de Almeida (1953), o deserto Botucatu incluía os arenitos Pirambóia, Santana e Botucatu. A denominação Botucatu foi utilizada pela primeira vez por Gonzaga de Campos em 1889 (*apud* Salamuni & Bigarella, 1967), para designar arenitos com estratificação cruzada sotopostos ou interestratificados com os basaltos da Formação Serra Geral.

Entretanto, trabalhos no início do século XX já apontavam a existência de arenitos com características diferentes na parte inferior do arenito Botucatu, denominados fácies Pirambóia por Joviano Pacheco, por ocorrerem na localidade do Pirambóia, não muito distante da cidade de Botucatu (*apud* Washburne, 1930). Como os arenitos Pirambóia foram observados em outras áreas, Washburne (1930) propôs a existência de uma unidade inferior de arenitos fluviais, distinta dos arenitos eólicos Botucatu.

Embora Sanford & Lange (1960) já tivessem anterior-



Fig. 1 - Deserto Botucatu: extensão original inferida a partir do registro sedimentar da Formação Botucatu e de unidades correlatas no Paraguai, Uruguai e Argentina. Convenções: 1. Embasamento pré-cambriano, 2. Sequências fanerozóicas, 3. Cadeia Andina, 4. Formação Botucatu e unidades correlatas

- Botucatu Desert: original extent inferred from occurrences of the Botucatu Formation and correlative units in Paraguay, Uruguay and Argentina Symbols: 1. Precambrian basement, 2. Phanerozoic sequences, 3. Andean Chain, 4. Botucatu Formation and correlative units

mente considerado os arenitos Pirambóia e Botucatu como duas formações, coube, entretanto, a Soares (1975) caracterizá-las e formalizá-las como duas formações distintas (Fig.3), mapeando-as separadamente na faixa de afloramento do centro do Estado de São Paulo.

Almeida (1953) propôs como unidade estratigráfica distinta o arenito Santana, assim denominado por ter sido descrito na serra da Santana, entre as cidades de Rio Claro e São Carlos. Sua caracterização como unidade independente decorreu do fato de os arenitos apresentarem finas intercalações de siltitos e folhelhos, portadores de fauna fóssil constituída por conchostráceos e ostracóides (Almeida, 1950). Todavia, tendo em vista que estes arenitos têm ocorrência restrita e descontínua, e espessura de poucos metros, Soares (1975) considerou-os pertencentes à Formação Pirambóia.

O contato basal da Formação Botucatu é uma discordância regional (Zalán *et al.*, 1987). Entre as formações Botucatu e Pirambóia há mudança brusca na coloração e nas



Fig. 2 - Arenitos da Formação Botucatu na escarpa que limita a Depressão Periférica Paulista do Planalto Ocidental, Ipeúna-SP. - Botucatu sandstones in the scarp of the Occidental Plateau, Ipeúna-SP.

características dos arenitos, sobretudo com relação à dimensão dos estratos cruzados (Fig.4-A). No Estado do Rio Grande do Sul, a Formação Botucatu assenta-se em discordância, ora sobre arenitos da Formação Caturrita, ora sobre lamitos da Formação Santa Maria (Fig. 4-B/C). Em algumas áreas, na faixa de afloramentos no Estado de São Paulo, há camadas de conglomerados ou pavimentos de seixos na base da Formação Botucatu (Fig. 5-A/B).

O contato entre as formações Botucatu e Serra Geral é concordante e marcado na base do primeiro derrame vulcânico. Camadas do topo da Formação Botucatu recorrem entre as camadas inferiores dos basaltos da Formação Serra Geral, mostrando que os primeiros derrames de lavas foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do deserto Botucatu. Este contato concordante constituiu o principal argumento estratigráfico para a definição do Grupo São Bento.

O fato de que os derrames basálticos recobriram campos de dunas foi documentado por Almeida (1953), que mostrou, inclusive, que fluxos de lava recobriram concordantemente algumas dunas, preservando-lhes a forma original (Fig.6).

Cronoestratigrafia

Embora não dispusesse de datações, Almeida (1953) atribuiu inicialmente idade neotriásica (Rhaetiano) ao deserto Botucatu, devido ao fato de que a Formação Botucatu se sobrepõe à seção sedimentar mesotriásica da Formação Santa Maria na faixa aflorante do Estado do Rio Grande do Sul (Fig.4).

Muitas novas contribuições à estratigrafia do Mesozóico da Bacia do Paraná foram apresentadas desde então, mas a idade das formações Pirambóia e Botucatu permanece tema não devidamente solucionado. Concepções conflitantes têm sido apresentadas, especialmente no que concerne ao contato da Formação Pirambóia com unidades estratigráficas do Grupo Passa Dois.

Ainda são válidas as palavras de Almeida (1980, p.126): “A estratigrafia dos sedimentos mesozóicos pré-basálticos na Bacia do Paraná apresenta-se ainda confusa, por falta de estudos sistemáticos e pela própria natureza dessas rochas, quase sempre destituídas de fósseis ou outros elementos seguros de correlação, geralmente feita à base de litologia e de discontinuidades cuja persistência pode ser duvidosa”.

Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia foi posicionada no Triásico por vários autores (Vieira, 1973; Schneider *et al.*, 1974; Soares, 1975; entre outros), por admitirem idade jurássica para a Formação Botucatu, a ela sobreposta. Os escassos dados paleontológicos existentes não permitem uma definição segura (Bertini, 1993). Souza *et al.* (1971), por exemplo, reportaram a descoberta do vegetal *Lycopodiopsis derbyi*, típico do Permiano, em afloramento em que também foram encontrados espécimes de ostrácodos do gênero *Cypridea*, característico de andares mesozóicos.

A Formação Pirambóia apresenta faixa contínua de afloramentos até o sul do Estado do Paraná, havendo ainda boas exposições em Porto União, desaparecendo na faixa de afloramentos do Estado de Santa Catarina, onde a Formação Botucatu assenta-se diretamente sobre estratos neopermianos da Formação Rio do Rasto (Grupo Passa Dois).

No Estado do Rio Grande do Sul, entre a Formação Botucatu e o Grupo Passa Dois, além da seção mesotriásica da Formação Santa Maria, existe também uma seção inferior de arenitos predominantemente eólicos, anteriormente

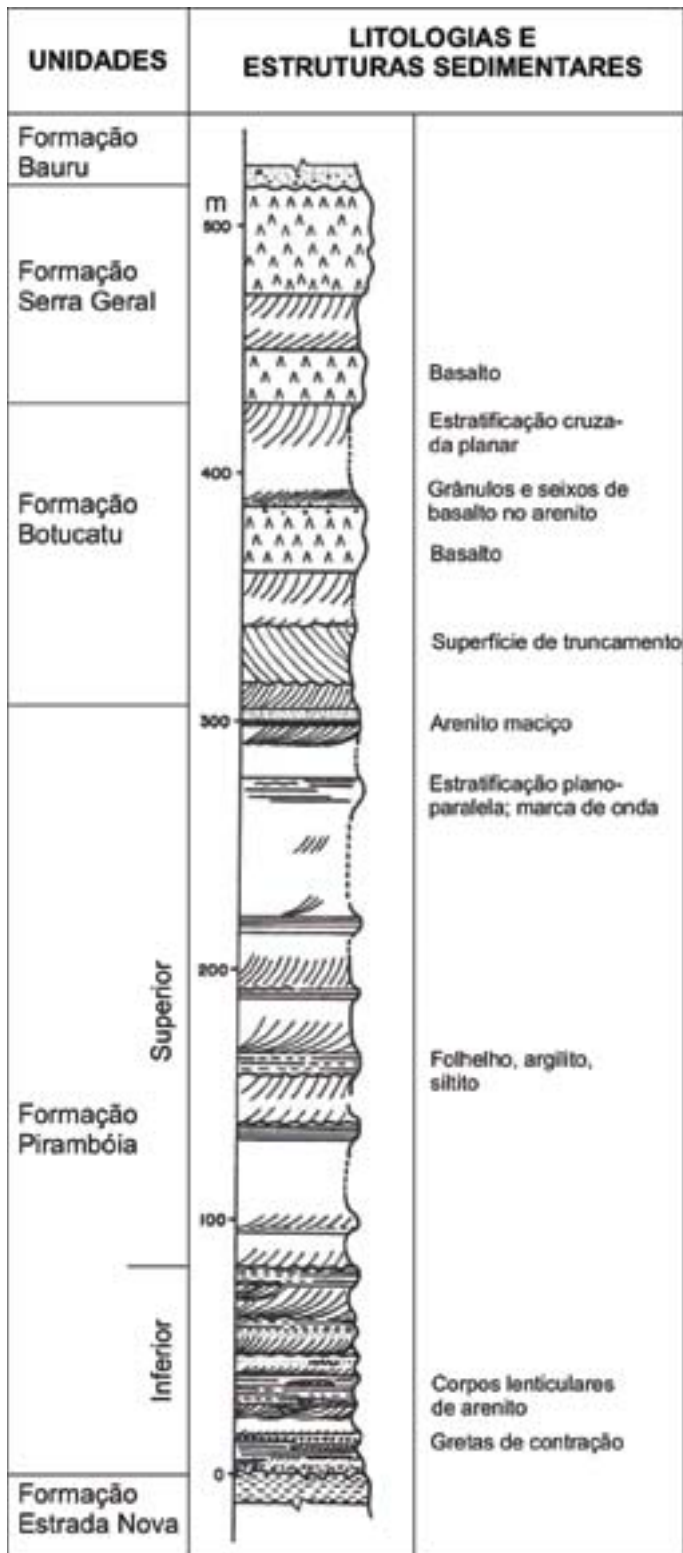


Fig. 3 - Seção-tipo das formações Pirambóia e Botucatu (Soares, 1975)

- Type-section of the Pirambóia and Botucatu formations (Soares, 1975)

englobada sob a denominação Formação Rosário do Sul (Gamermann, 1972), mas agora classificada como Formação Sanga do Cabral (Andreis *et al.*, 1980). Desde o trabalho de Soares (1975), a referida seção arenosa inferior tem sido correlacionada à Formação Pirambóia e posicionada no Triásico.

A descoberta de fósseis de vertebrados do Scythiano (Eotriásico) no topo da Formação Sanga do Cabral (Lavina, 1984), tem servido de argumento para alguns autores considerarem que as formações Sanga do Cabral e Pirambóia são cronocorrelatas e de idade neopermiana/eotriásica

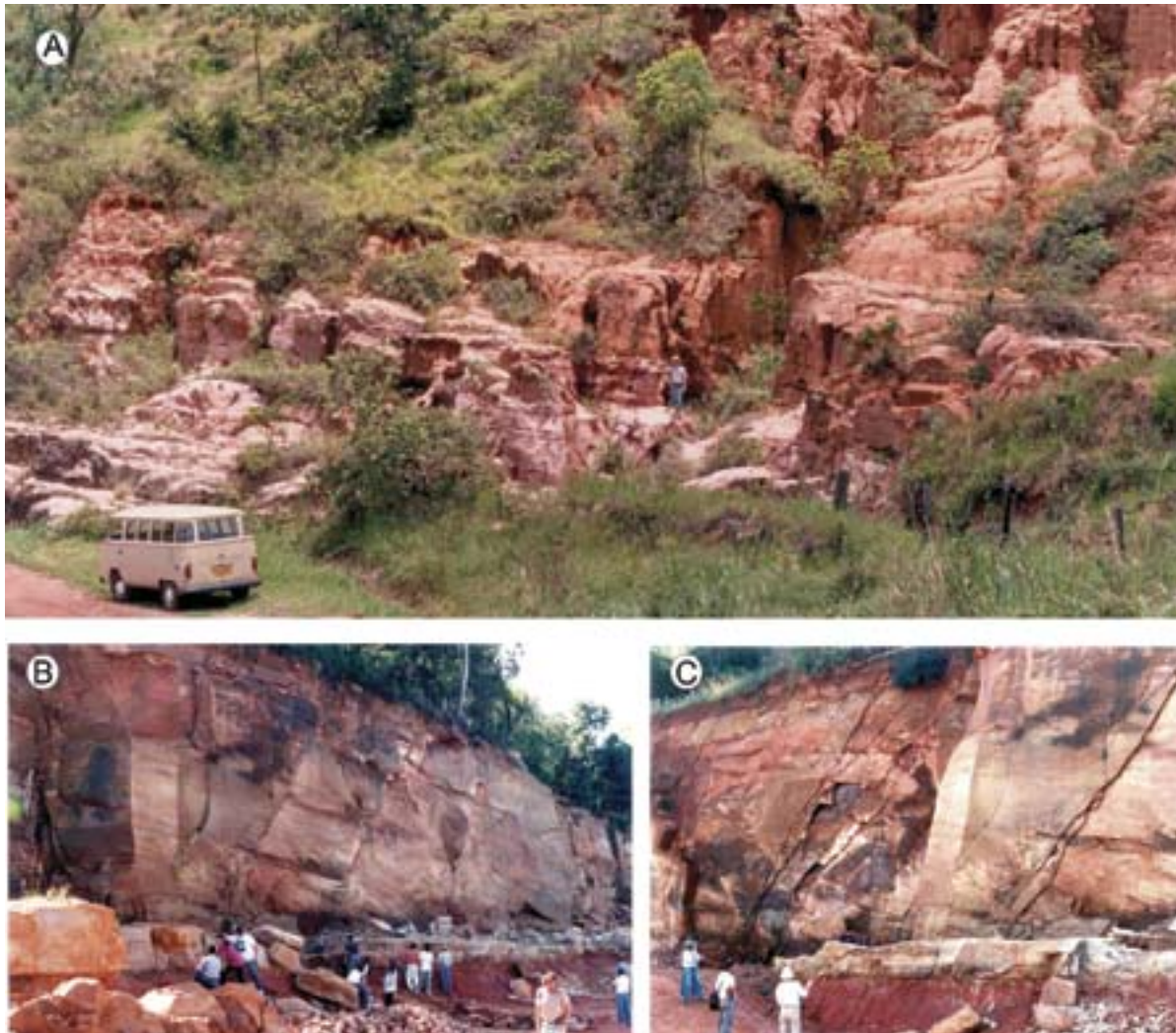


Fig. 4 - Contato basal da Formação Botucatu: A) Descontinuidade entre as formações Pirambóia e Botucatu, Charqueada-SP; B e C) Dunas eólicas da Formação Botucatu em contato discordante sobre lamitos da Formação Santa Maria, Santa Maria-RS

- Basal contact of the Botucatu Formation: A) Disconformity between the Pirambóia and the Botucatu formations, Charqueada-SP; B and C) Disconformity between eolian sand dunes of the Botucatu Formation and Triassic mudstones of the Santa Maria Formation, Santa Maria-RS

(Tatariano/Scitiano). Com base nessa concepção, surgiram nos últimos anos interpretações que postulam a interdigitação lateral da Formação Pirambóia com o Grupo Passa Dois (Milani & Ramos, 1998).

Como não existe datação segura da Formação Pirambóia e como não há continuidade física com a Formação Sanga do Cabral na faixa de afloramento, a correlação e a idade da Formação Pirambóia são questões ainda não adequadamente solucionadas, assim como a natureza do seu contato inferior. Concepções alternativas podem ser assim aventadas, como a cronocorrelação, proposta por Soares & Assine (1992), da Formação Pirambóia com as formações Santa Maria e Caturrita (conforme Andreis *et al.*, 1980).

Formação Botucatu

A Formação Botucatu é mais nova que Meso-Triásico já que, no Estado do Rio Grande do Sul, recobre estratos das formações Santa Maria e Caturrita, cuja idade triásica é comprovada pela presença de fósseis de vertebrados característicos do período.

Datações radiométricas de rochas da Formação Serra Geral, que sobrepõe concordantemente os arenitos da Formação Botucatu, contribuíram significativamente para o avanço na cronoestratigrafia da seção mesozóica. Com base em datações de basaltos (Cordani & Vandoros, 1967), que revelaram idades entre 119 e 147 Ma, concentradas entre 120 e 130 Ma, a Formação Botucatu passou a ser considerada de idade jurássica, com topo no limite Jurássico/Cretáceo.

Estudos sistemáticos de pegadas de vertebrados existentes nos arenitos trouxeram informações cronoestratigráficas adicionais. Leonardi & Oliveira (1990), com base na

existência de pegadas de terápsides, atribuídos a Theriodontia (Tritylodontoidea?), concluíram que, pelo menos no Estado de São Paulo, particularmente no Município de Araraquara, parte da Formação Botucatu é muito provavelmente de idade eo- a mesojurássica. Segundo Bertini (1993), a associação de arcossauros (celurossauróides e ornitopodóides), terápsidos (tritylodontóides) sugere idade neotriásica/eojurássica (Rhaetiano/Hettangiano).

De outra parte, Scherer (1998) considerou idade cretácea para a Formação Botucatu no Rio Grande do Sul, com base no fato de que o contato com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral é concordante e que a idade destas é eocretácica, conforme datações entre 131 e 133 Ma (Renne *et al.*, 1992) e entre 127 e 137 Ma (Turner *et al.*, 1994).

Uma vez que Leonardi & Oliveira (1990) e Scherer (1998) estudaram áreas geograficamente separadas, podem ter estudado seqüências deposicionais distintas dentro da Formação Botucatu. Como destacou Scherer (2000), não há super-superfícies internas na Formação Botucatu no Rio Grande do Sul, que assim representa o registro de um único evento de acumulação eólica na área.

É fato conhecido que a espessura da Formação Botucatu é menor na porção sul da bacia, estando ausente na porção central do Estado do Rio Grande do Sul, onde as vulcânicas da Formação Serra Geral recobrem diretamente depósitos lacustres triásicos da Formação Santa Maria. Para norte há espessamento da unidade, onde podem ocorrer seqüências eólicas mais antigas, mesmo porque em um deserto não existe necessariamente sincronismo dos campos de dunas. Determinados campos de dunas podem parar de migrar e se estabilizar, devido a causas tão diversas como subsidência diferencial, elevação do lençol freático,

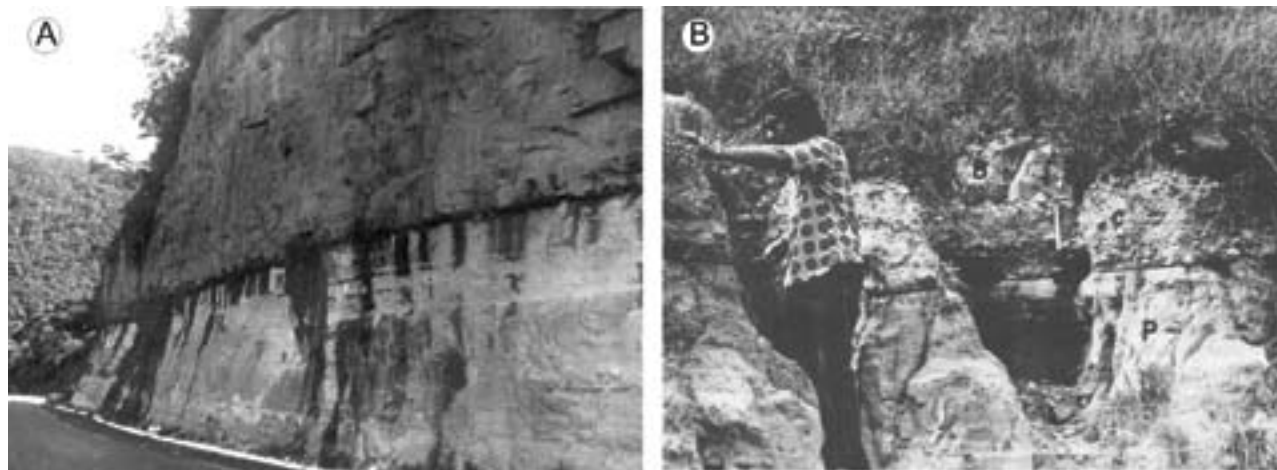


Fig. 5 - Camadas de conglomerados no contato entre as formações Pirambóia e Botucatu: A) Serra da Boa Esperança no Estado do Paraná, e B) Itirapua-SP (Soares, 1975)

- Conglomerate beds in the contact between Pirambóia and Botucatu formations: A) Serra da Boa Esperança, Paraná State, e B) Itirapua-SP (Soares, 1975)

mudanças na intensidade e direção dos ventos, ou ainda pelo desenvolvimento de vegetação.

A questão referente à idade permanece assim controversa, apontando para a necessidade de novas investigações que contribuam para seu esclarecimento. A possibilidade de existência de diacronismo deve ser investigada porque a Formação Botucatu pode, no seu conjunto, representar o registro de um intervalo de tempo longo, durante o qual fração significativa das areias foi repetidamente erodida, transportada e redepositada, adquirindo elevada maturidade textural e mineralógica e originando descontinuidades deposicionais no interior da sucessão estratigráfica.

Sistema Aquífero Guarani

O Sistema Aquífero Guarani (Rocha, 1997), originalmente denominado Mercosul (Araújo *et al.*, 1995) é constituído, em território brasileiro, pelos arenitos das formações Botucatu, Pirambóia e Sanga do Cabral (Formação Rosário do Sul de Gamermann, 1972), mas engloba também arenitos das formações Tacuarembó e Buena Vista (Uruguai e Argentina) e Misiones (Paraguai). Estende-se por uma área de 1.195.500 km², perfazendo cerca de 839.800 km² no Brasil, 71.700 km² no Paraguai, 225.500 Km² na Argentina e 58.500 km² no Uruguai (Araújo *et al.*, 1999).

O Aquífero Guarani apresenta área de recarga com espessura média de aproximadamente 200 m na faixa de afloramentos na borda leste da Bacia do Paraná, mas as espessuras apresentam grande variação, especialmente no interior da bacia, destacando-se a presença de depocentros principais situados a norte e a sul, que registram espessuras respectivamente de 600 e 800 m (Fig. 7).

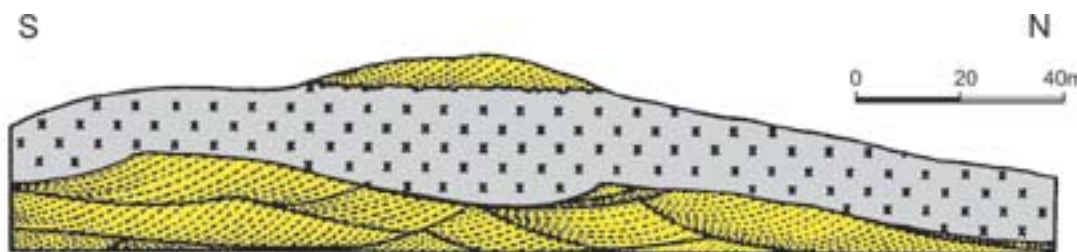
Rebouças (2003) destacou o confinamento exercido pelos basaltos da Formação Serra Geral e por rochas sedimentares de baixas permeabilidades que constituem as unidades paleozóicas da bacia. Este confinamento regional confere condição de artesianismo a aproximadamente 70% da área de ocorrência, delimitada pela superfície piezométrica virtual, que corresponde à altitude média entre 450 e 500 m.

Quanto à qualidade, as águas possuem potabilidade bastante adequada, e valores variáveis de salinidade. São classificadas como bicarbonatadas sódicas e cálcio-magnesianas nas proximidades da área de recarga direta e bicarbonatadas sódicas a cloro-sulfatadas sódicas nas porções confinadas. Registram-se algumas ocorrências de valores anômalos de fluoreto nos estados do Paraná e São Paulo. A temperatura também varia, registrando aumento em direção à porção confinada, onde chega a apresentar valores próximos a 50° e 65°C.

O confinamento, associado a fatores estruturais e, ainda, relacionados às características litológicas dos reservatórios, impõe características hidráulicas distintas em diferentes segmentos do Aquífero. Em sua porção confinada são registrados valores médios de coeficiente de permeabilidade da ordem de 3 m/dia, coeficientes de armazenamento entre 10-4 e 10-6, porosidade efetiva de 15% e velocidades de fluxo variando entre 0,75 a 0,5 cm/dia. O volume estocado é da ordem de 37.000 km³ com recargas naturais diretas e indiretas estimadas em 166 km³/ano, sendo o volume disponível para exploração da ordem de 40 km³/ano (Rocha, 1997).

O gerenciamento deste importante sistema aquífero deve ser otimizado com vistas ao uso sustentável das reservas. Riscos de degradação são oriundos da acelerada ocupação urbana e rural, que causa crescente e descontrolada

Fig. 6 - Duas dunas cobertas por basaltos, com forma original preservada em seção paralela ao paleovento proveniente de norte, em corte de estrada de ferro na Serra de Botucatu-SP (Almeida, 1953)



- Two dunes covered by lava flows, exposed in a section parallel to the deduced paleowind from north, as exposed in a railway roadcut at the Serra de Botucatu-SP (Almeida, 1953)

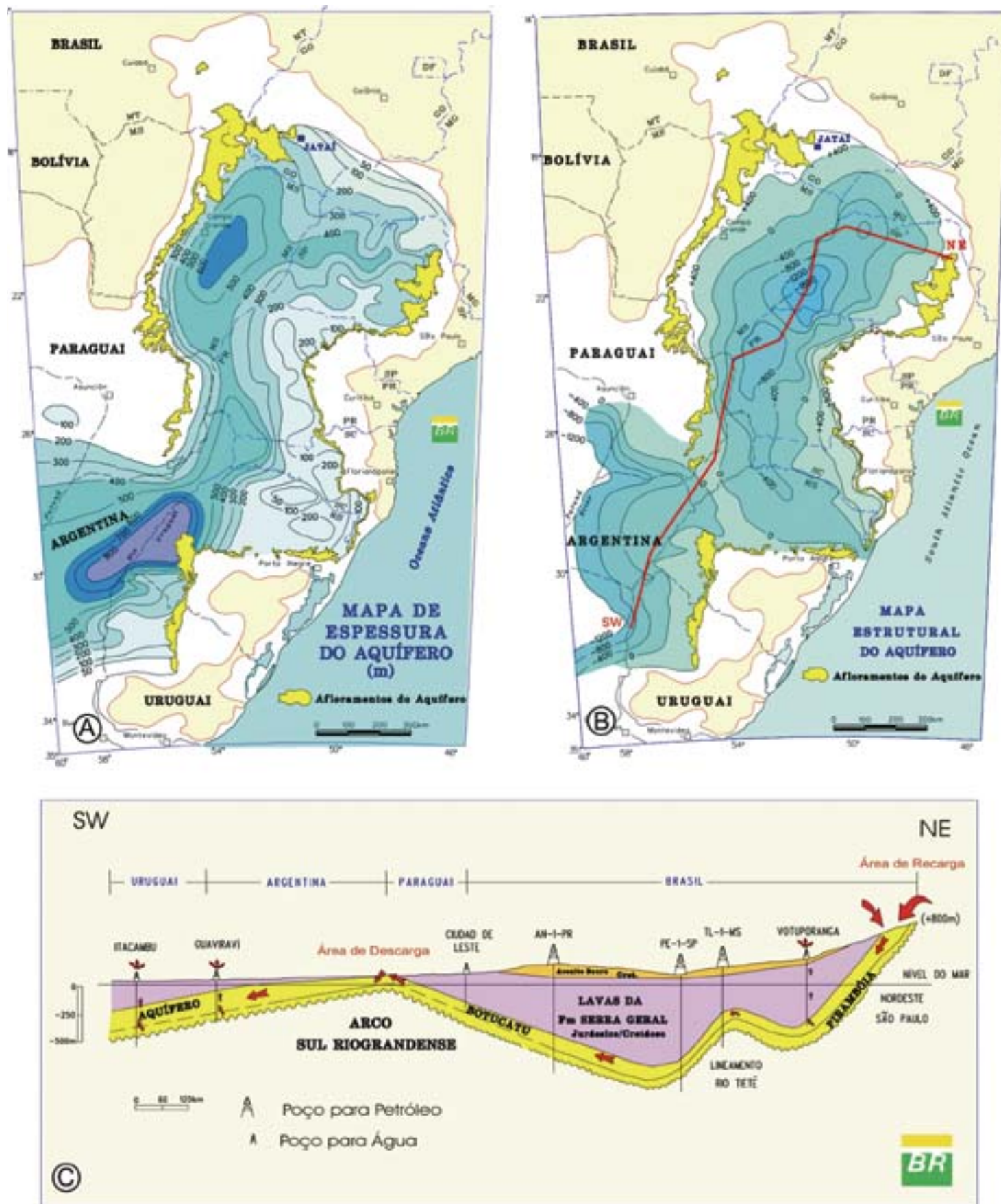


Fig. 7 - Sistema Aquífero Guarani: A) Mapa de isoessura; B) Mapa de contorno estrutural do topo do aquífero; C) Seção geológica NE-SW (localização em B), mostrando áreas de recarga e descarga (Araújo *et al.*, 1995)

- Guarani Aquifer System: A) Isopach map; B) Structural contour map of the top of the water-bearing zone; C) NE-SW geologic section (location in B), showing areas of recharge and discharge (Araújo *et al.*, 1995)

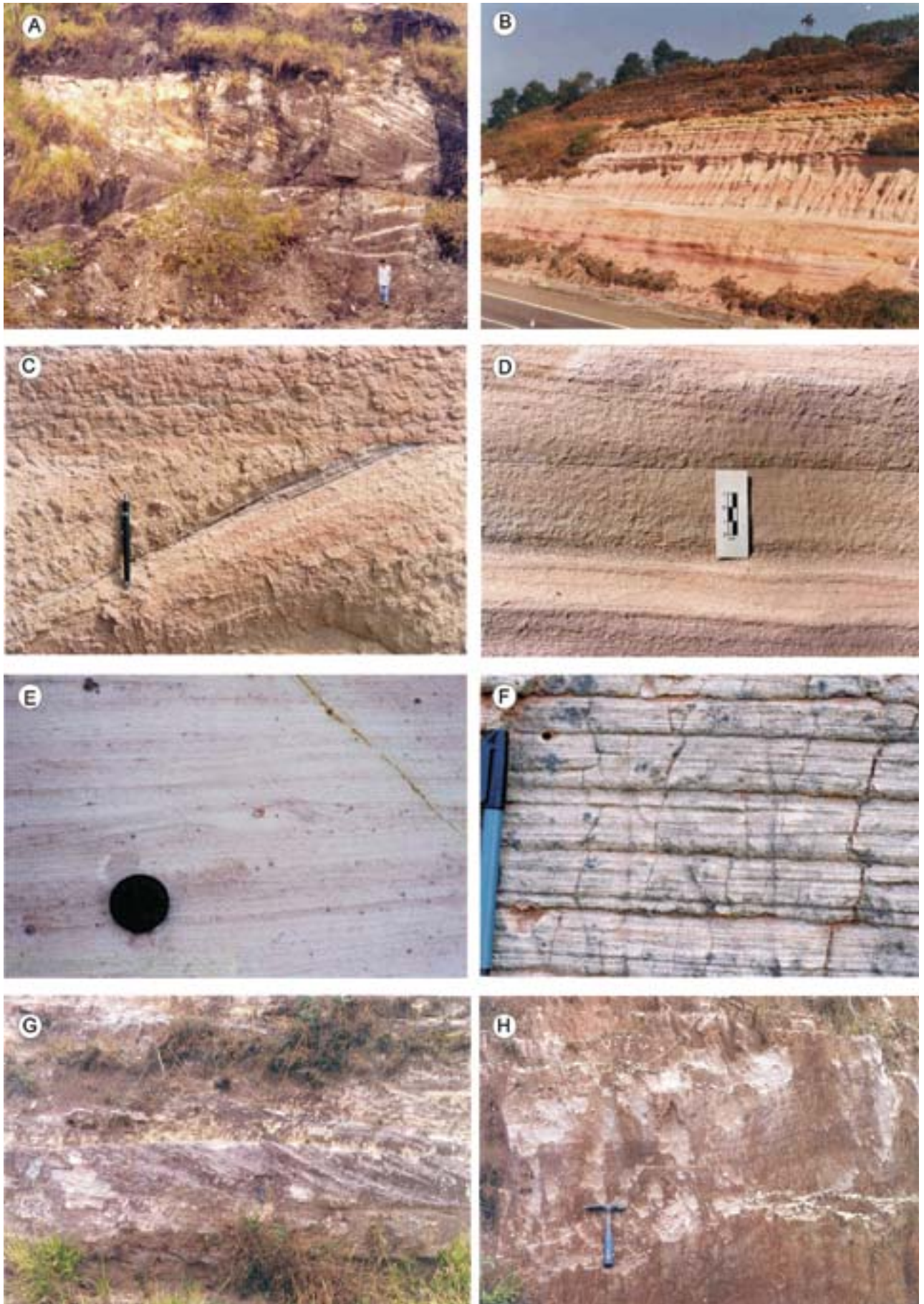
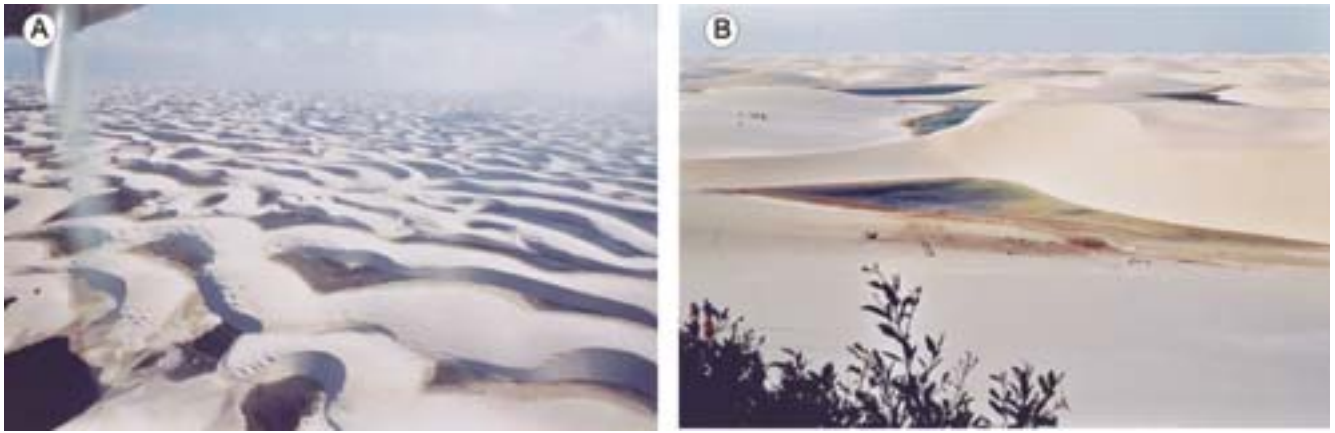


Fig. 8 - Fácies da Formação Pirambóia: Arenitos com estratificação cruzada de médio porte (A) e com estratificação horizontal e de baixo ângulo (B), que apresentam feições de origem eólica, tais como cunhas de fluxo de grãos (C e D), foresets com laminações bimodais e ondulações de corrente (E) e laminação cruzada translátente (F). Arenitos seixosos com estratificação cruzada (G e H)

- Facies of the Pirambóia Formation: Medium sized sandstones with cross-bedding (A) and horizontal to low angle stratification (B), which present features of eolian origin, like grain-flow wedges (C and D), foresets with bimodal laminations and current ripples (E) and translatent-ripple lamination (F). Cross-bedded pebbly sandstones (G and H)



**Fig. 9 - Campos de dunas atuais dos Lençóis Maranhenses, Nordeste do Brasil
- Present-day eolian dune fields of the Lençóis Maranhenses, Northeast Brazil**

exploração da água subterrânea, assim como manejo inadequado das áreas de recarga.

Neste contexto, é importante enfatizar a heterogeneidade das rochas-reservatório do sistema, derivada em parte do fato de que o Aquífero Guarani compreende unidades estratigráficas formadas em sistemas deposicionais distintos, particularmente aqueles representados pelas formações Pirambóia e Botucatu. Tais formações constituem o registro estratigráfico de dois paleodesertos distintos no tempo, formados sob condições de subsidência diferenciadas. A Formação Botucatu apresenta espessuras menores que 200 m, sendo os depocentros, observados no mapa de isoessuras do Aquífero Guarani, decorrência de acentuadas variações de espessura do conjunto representado pelas formações Pirambóia e Sanga do Cabral.

Paleodeserto Pirambóia

A Formação Pirambóia aflora principalmente na porção nordeste da bacia, nos estados de São Paulo e Paraná, mas tem ampla área de ocorrência, sendo reconhecida em subsuperfície em grande parte da bacia. Sua espessura é muito variável, apresentando apenas alguns metros na faixa de afloramento do Estado do Paraná até mais de 400 m em subsuperfície nos estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul.

A Formação Pirambóia é constituída predominantemente por arenitos com estratificação cruzada de médio porte, ocorrendo localmente *sets* com estratificação cruzada de grande porte. Igualmente comuns são arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou com estratificação plano-

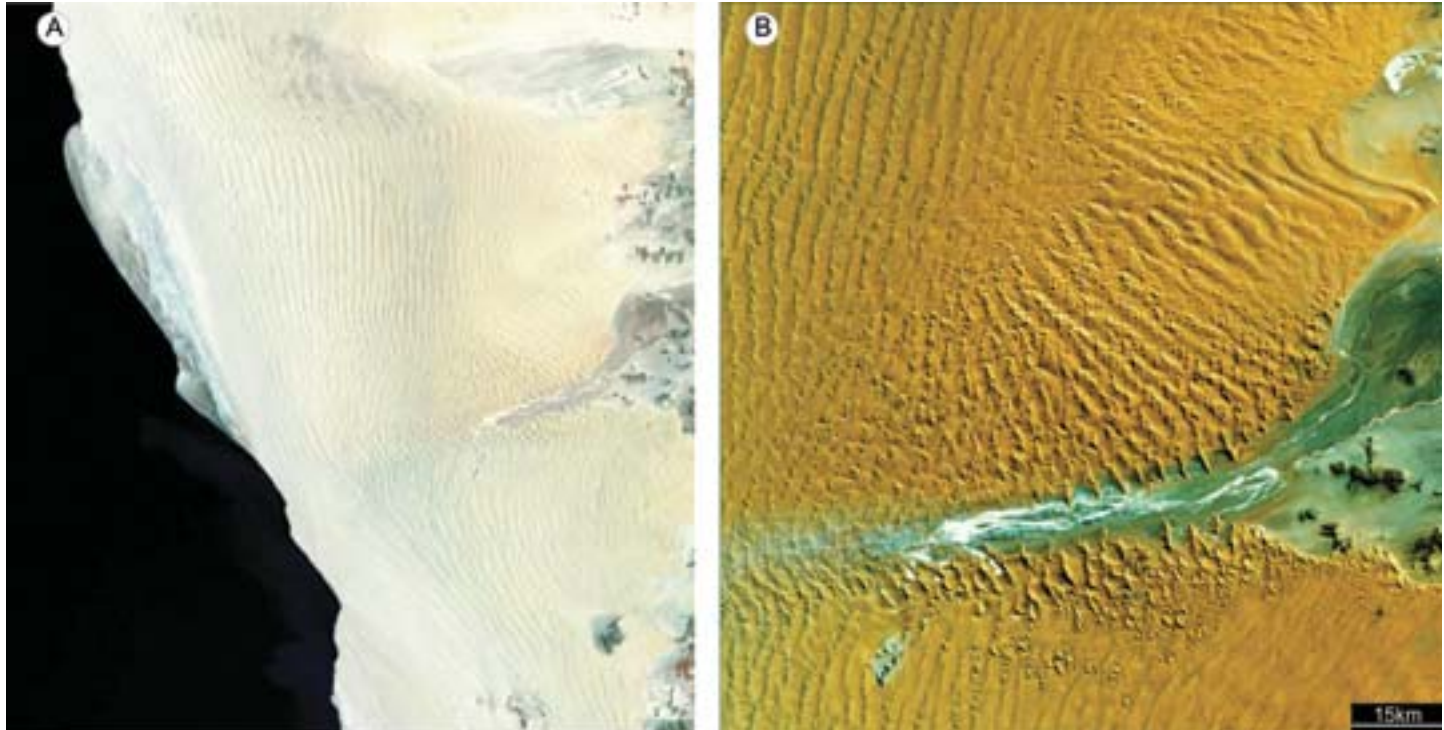


Fig. 10 - Deserto da Namíbia (Costa do Esqueleto), onde ventos costeiros criaram um impressionante campo de dunas muito altas, algumas atingindo 300 m de altura (imagens de satélite Landsat 7 da NASA). Na parte direita das imagens podem ser vistos sistemas fluviais que avançam por sobre o campo de dunas, em um exemplo de interação flúvio-eólica (10B é um detalhe de 10A)

- Namibia Desert (Skeleton Coast), where coastal winds have created an impressive field of very high dunes, some of them reaching 300 m in height (NASA's Landsat 7 satellite images). In the right part of the images, fluvial systems flowing onto the dune field are a very good example of fluvial-eolian interaction (10B is a detail of 10A)

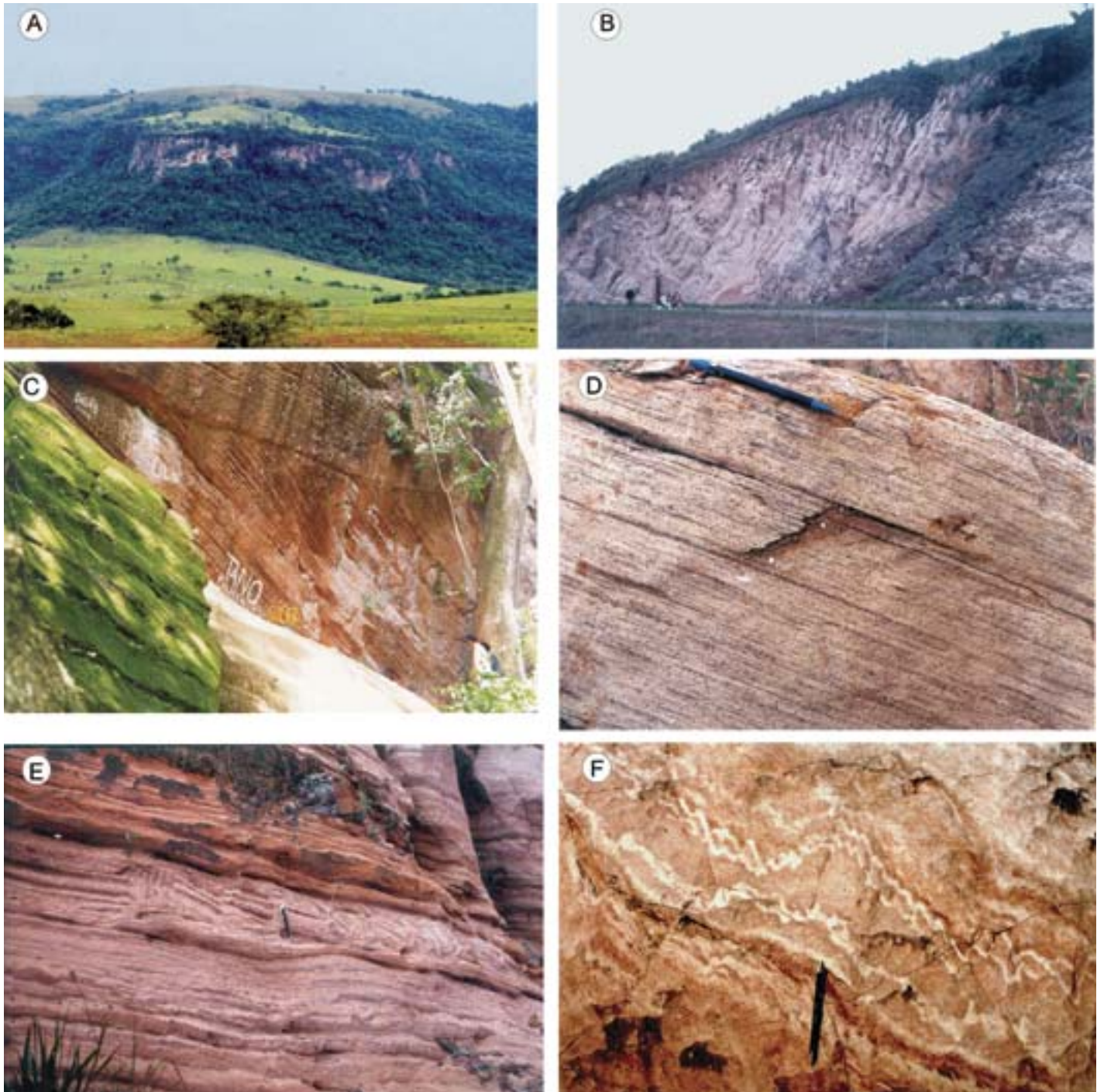


Fig. 11 - Arenitos da Formação Botucatu com estratificação cruzada de grande porte na Serra de São Pedro (A) e na Serra da Fartura, onde está cortado por dique de diabásio (B). Frequentemente os foresets apresentam ângulo alto de mergulho (C) e característica bimodalidade textural (D), ocasionalmente com feições de escorregamento (E e F)

- Sandstones of the Botucatu Formation with large sized cross-bedding in the Serra de São Pedro (A) and in the Serra da Fartura, where it is cut by a diabase dyke (B). Commonly, the beds show high-angle foresets (C) and characteristic textural bimodality (D), occasionally with slumping features (E and F)

paralela. Todas essas fácies são caracterizadas pela existência de estruturas sedimentares características de processos de sedimentação eólicos (Fig. 8-A/F), o que permitiu a interpretação de tratos deposicionais compostos por campos de dunas (arenitos com estratificação cruzada) e interdunas úmidas (Caetano-Chang *et al.*, 1991; Caetano-Chang & Wu, 1992; Brighetti & Caetano-Chang, 1992; Caetano-Chang & Wu, 1994).

Segundo Brighetti (1994), a Formação Pirambóia apresenta, no centro-leste do Estado de São Paulo, uma sucessão sedimentar que registra tendência a condições progressivamente mais áridas em direção ao topo da unidade. Na parte inferior, predominam depósitos de dunas associados a interdunas úmidas e amplos lençóis de areia, que persistem na

parte intermediária, onde há intercalações de arenitos de sistemas fluviais temporários. Na parte superior da unidade, os depósitos de interdunas são raros e a sedimentação ocorreu em campo de dunas de médio a grande porte.

Como as fácies produzidas por ação eólica são as predominantes, e considerando a grande distribuição em área, é consistente a interpretação de Caetano-Chang (1997) de que a Formação Pirambóia teve origem em um paleoambiente desértico.

A presença marcante de depósitos de interduna, comumente de interduna úmida, permite que se interprete predominância de sistema eólico úmido (*wet eolian system*), conforme concepção apresentada por Kocurek & Haveholm

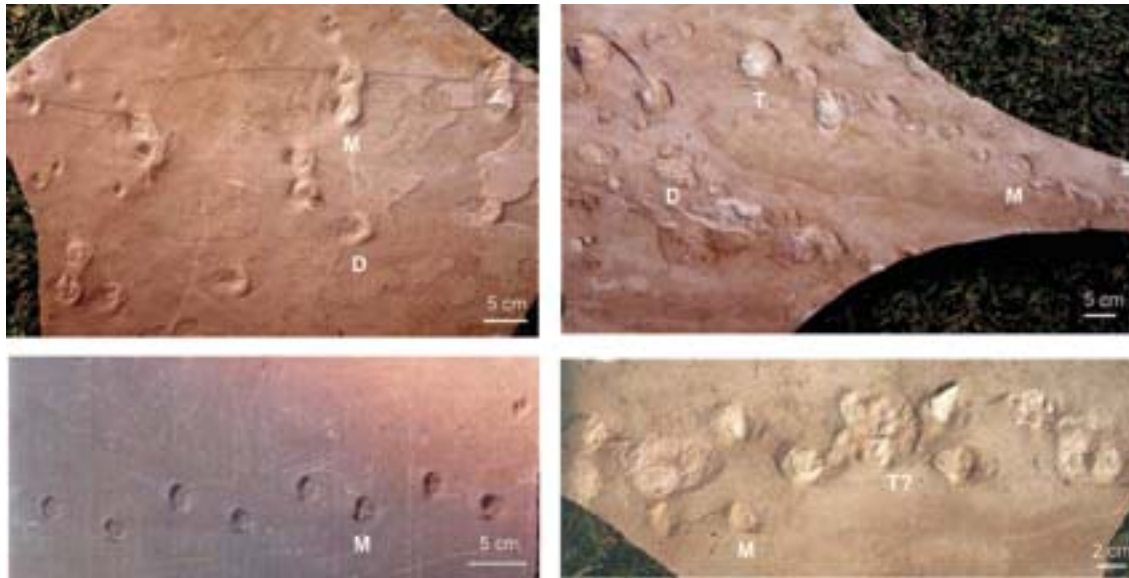


Fig. 12 - Pistas de vertebrados em arenitos da Formação Botucatu: M= mamíferos (*Brasilichnium elusivum*); T= terapsóides; D= dinossauros (fotos: Reinaldo J. Bertini)

- Vertebrate tracks on sandstones of the Botucatu Formation: M= mamifers (*Brasilichnium elusivum*); T= therapsoids; D= dinosaurs (pictures: Reinaldo J. Bertini)

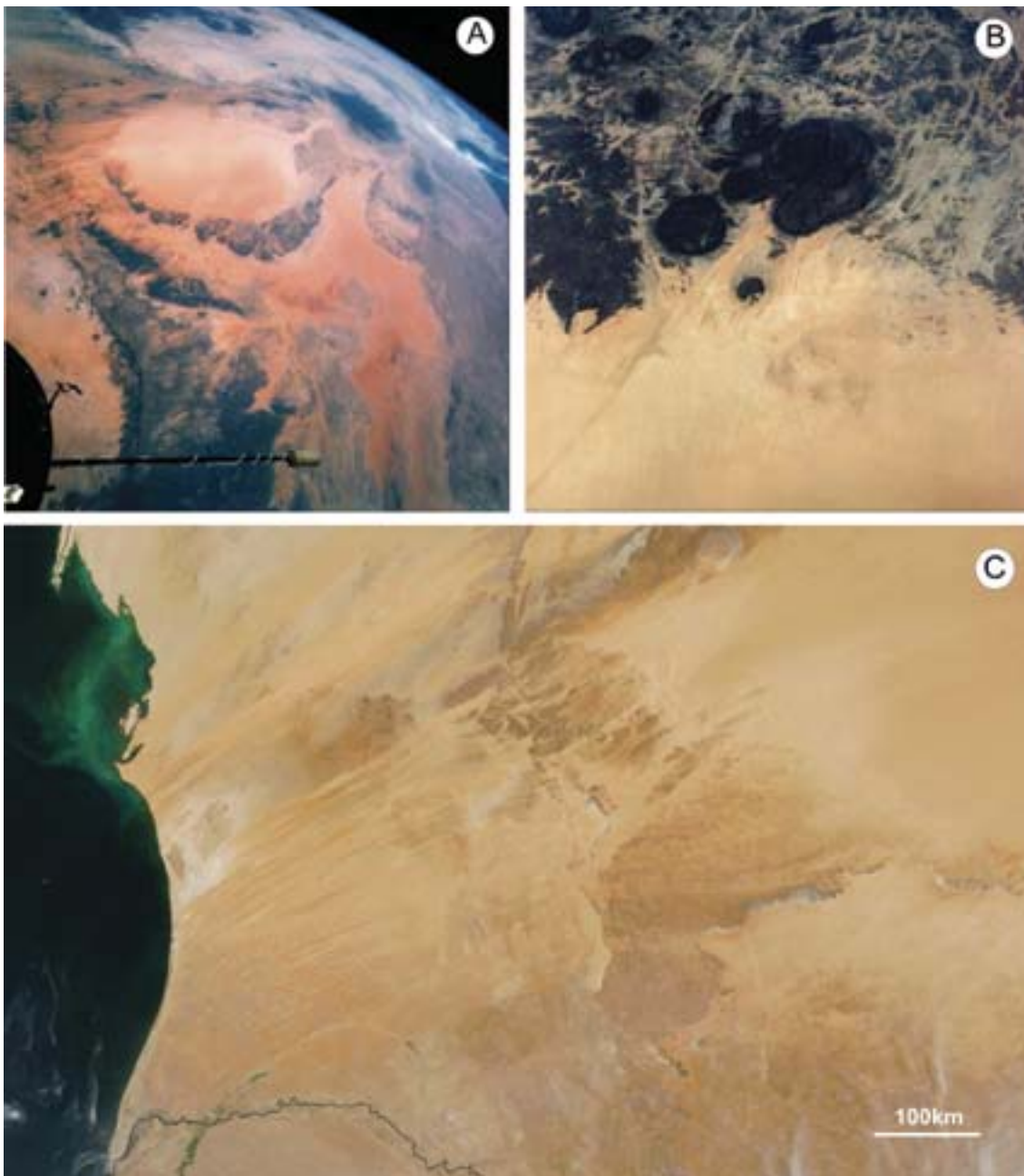


Fig. 13 - Sistemas eólicos do deserto do Saara vistos em imagens de satélite: A) Campos de dunas da Argélia, do Níger, do Chad e da maior parte da Líbia, em imagem com visada oblíqua para leste. As montanhas vulcânicas do Tibesti são vistas como áreas escuras na margem direita da imagem (imagem NASA S66-54525; Gemini XI); B) Dunas de areia do Tenere avançando sobre rochas vulcânicas das montanhas Air-Au-Azbine no Níger (imagem NASA). C) Campos de dunas na Mauritânia, situadas a norte do rio Senegal (imagem NASA)

- Dry eolian sysms of the Sahara desert as seen in satellite images: A) Dune fields of Algeria, Niger, Chad and largest part of Libya, in an oblique image with an eastward view The volcanic mountains of the Tibesti are seen as dark areas in the right side of the image (image NASA S66-54525; Gemini XI); B) Tenere sand dunes advancing on volcanic rocks of the Air-Au-Azbine mountains in Niger (NASA image). C) Dune fields in Mauritânia, north of the Senegal River (NASA image)



Fig. 14 - Deserto do Saara na Argélia, com formas de acumulação em campos de dunas eólicas (A, B e C) e superfície de deflação com ventifactos (D) (fotos: Fernando F. M. de Almeida)

- Algeria Sahara desert, in showing accumulation features on eolian dune fields (A, B and C) and deflation surface with ventifacts (D) (pictures: Fernando F. M. de Almeida)

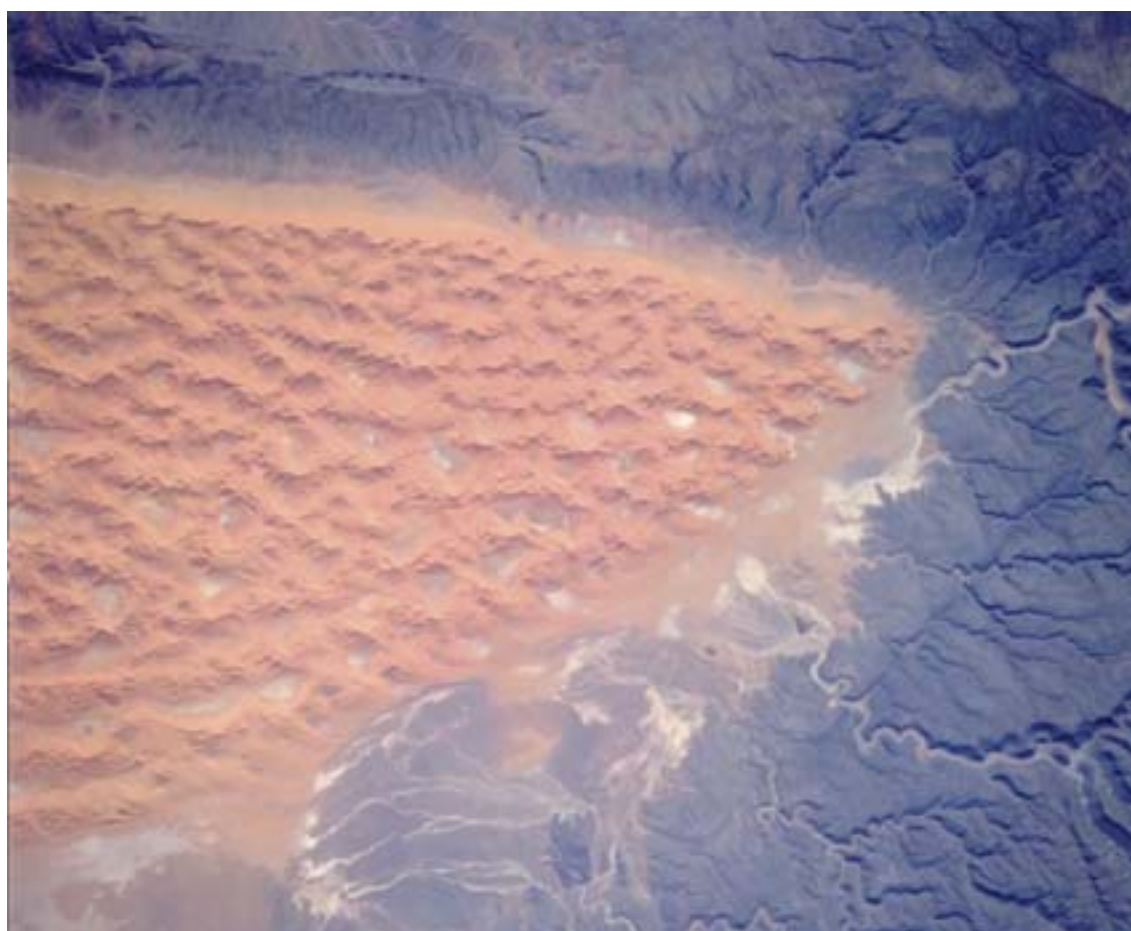


Fig.15 - Campo de dunas de Tifernine, no deserto do sudeste da Argélia (imagem STS 070-705-094, obtida de ônibus espacial da NASA em julho de 1995). Canais fluviais intermitentes ocorrem na borda do campo de dunas

- Tifernine Dune Field in the desert of southeastern Algeria (STS 070-705-094 image, taken by NASA Space Shuttle in July, 1995). Intermittent fluvial channels occur at the edge of the dune field

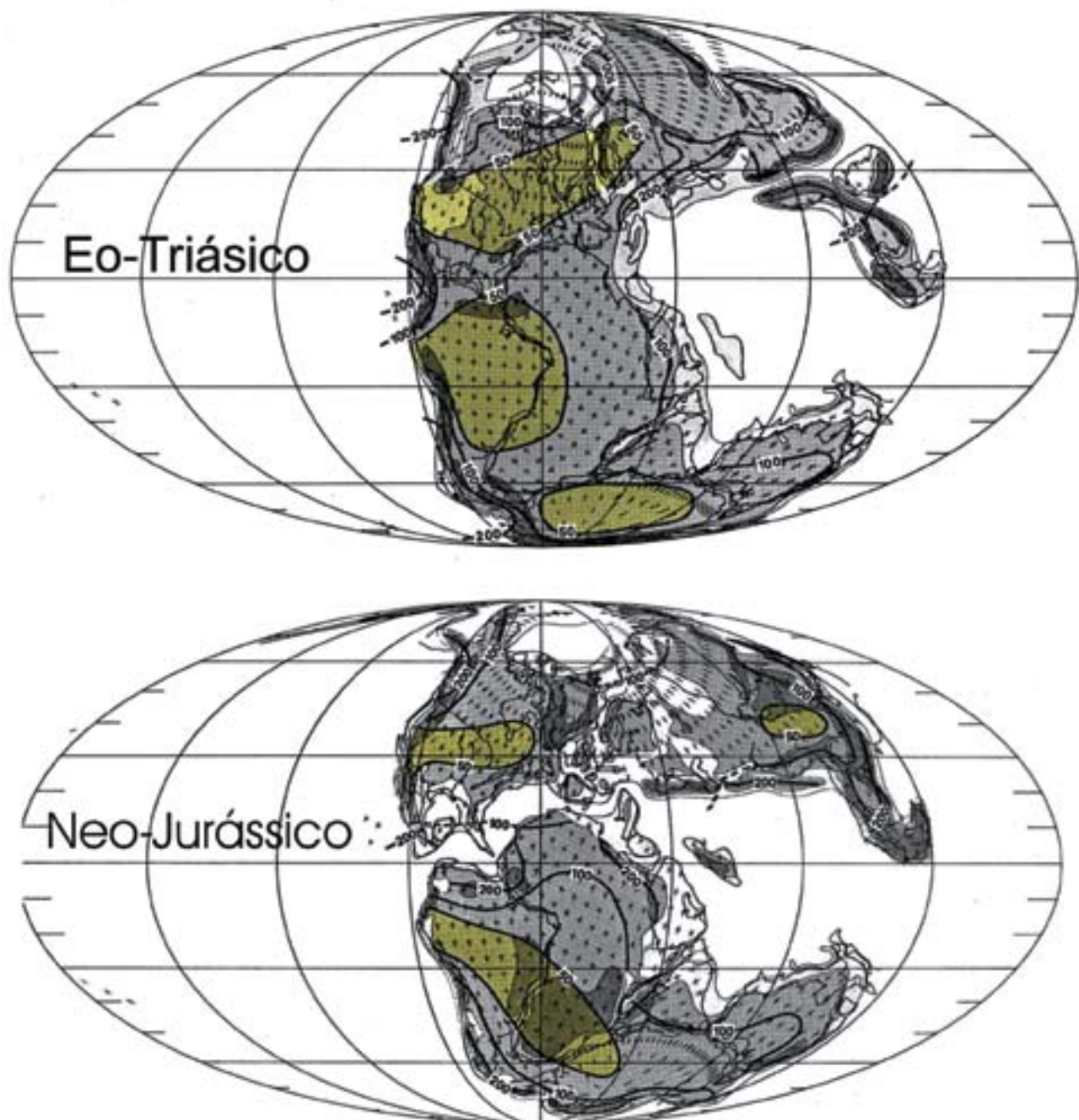


Fig. 16 - Modelos de precipitação atmosférica propostos por Parrish *et al.* (1982) para o início do Triásico (A) e para o final do Jurássico (B). Números são relativos, não indicando valores de precipitação

- Rainfall patterns for the Early Triassic (A) and for Late Jurassic period (B), as proposed by Parrish *et al.* (1982). Numbers are relative values only; no units are implied

(1993). Sistemas eólicos úmidos são caracterizados por nível freático constantemente alto, com muitos depósitos de interduna úmida, onde podem ocorrer lagoas. Tais sistemas não se restringem, contudo, a áreas desérticas, ocorrendo frequentemente em tratos deposicionais costeiros, como é o caso do campo de dunas eólicas dos Lençóis Maranhenses no nordeste do Brasil (Fig. 9).

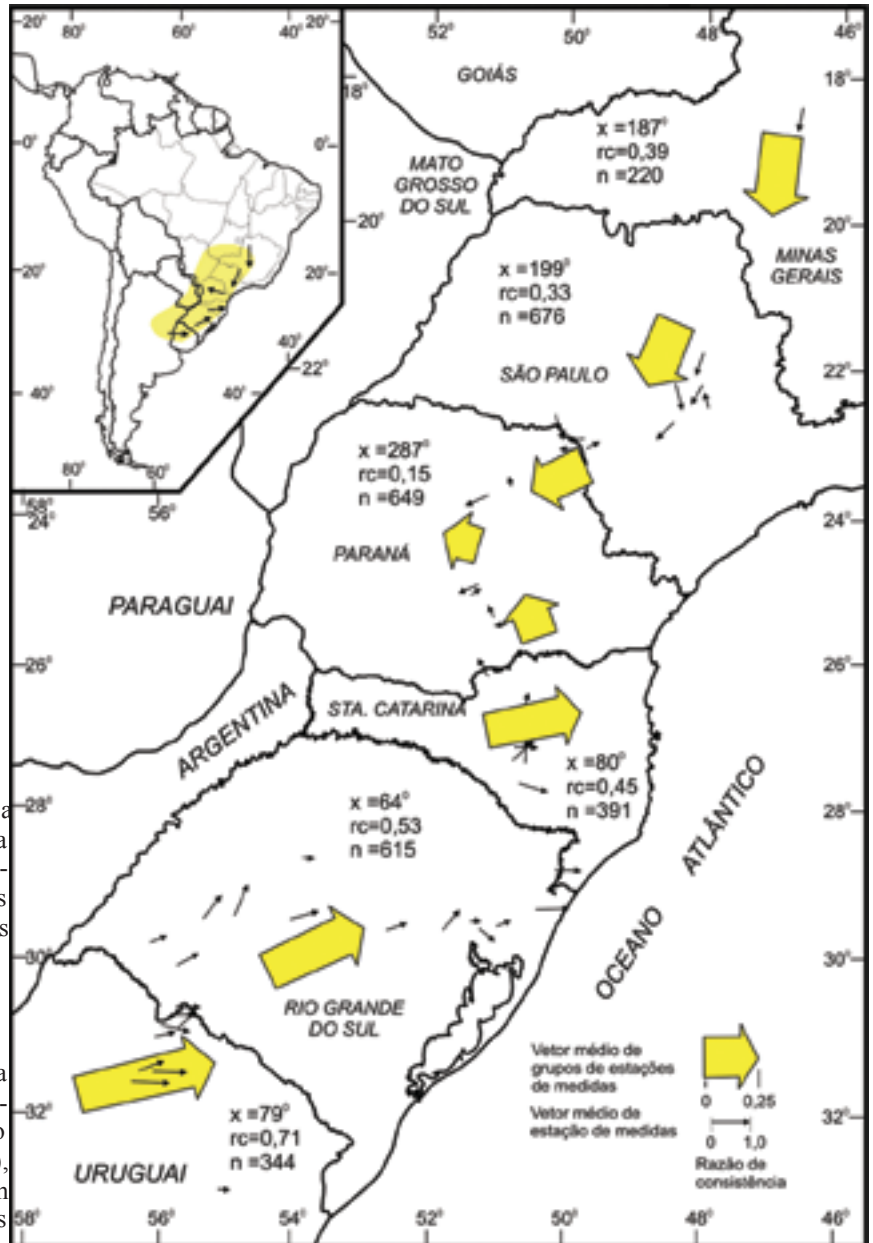
Fácies de canais fluviais (Fig.8-G/H), representados por arenitos com seixos dispersos, às vezes conglomeráticos, intercalados entre as fácies eólicas, evidenciam a ocorrência de interação flúvio-eólica durante a deposição dos sedimentos que deram origem à Formação Pirambóia. Merece destaque a ocorrência de arenitos conglomeráticos de origem fluvial na parte superior da unidade, relatada por Assine (1993).

Paleocorrentes destas fácies fluviais indicam mergulho deposicional da bacia para oeste, apontando para um cenário paleogeográfico de leques de rios entrelaçados provindos do leste, que avançavam e se dissipavam em direção a oeste, onde o vento retrabalhava as areias e edificava campos de dunas (Assine & Soares, 1995). Trato deposicional semelhante foi interpretado por Caetano-Chang (1997), que detalhou várias ocorrências de arenitos conglomeráticos presentes na parte superior da formação no centro-leste do Estado de São Paulo.

Embora esteja em contexto geológico distinto daquele que originou a Formação Pirambóia, na Fig. 10 é mostrada, como ilustração, exemplo de interação flúvio-eólica no deserto da Namíbia (sudeste da África). Neste deserto, rios inter-

Fig. 17 - Mapa de paleocorrentes eólicas, indicativas dos paleoventos reinantes durante o deserto Botucatu (Bigarella & Salamuni, 1967)

- Map of eolian paleocurrents, showing the prevailing winds at the time of the Botucatu desert (Bigarella & Salamuni, 1967)



mitentes, oriundos de áreas montanhosas a leste, avançam sobre as dunas durante a estação das chuvas, retrabalhando-as e introduzindo sedimentos de granulação mais grossa, que posteriormente são recobertos pelo avanço de novas dunas.

Paleodeserto Botucatu

A Formação Botucatu é constituída essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, sendo frequentemente tangenciais na base, o que reflete diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos sets. Além disso, apresentam comumente alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, o que resulta em característica bimodalidade textural. Devido aos ângulos altos e a condições de umidade momentânea, que causa coesão dos grãos, podem ocorrer estruturas de escorregamento nos foresets (Fig. 11).

Nos arenitos da Formação Botucatu são encontradas pegadas e pistas de vertebrados (Fig. 12). A associação apresenta pegadas arredondadas pequenas e em pares de mamíferos (*Brasilichnium elusivum*) que se locomoviam de maneira quadrúpede ou bípede aos saltos. Encontram-se ao lado de pegadas pequenas e arredondadas de dinossauros “celurosauróideos”, que eram bípedes e se locomoviam com ângulo de passada de 170°. Também existem pegadas arredondadas maiores de terápsides, classificados como *Tritylodontoidea*, um grupo de répteis semelhantes a mamíferos, por Leonardi & Oliveira (1990).

Ao contrário do Paleodeserto Pirambóia, o Paleodeserto Botucatu é interpretado como um grande sistema eólico seco (*dry eolian system*), na linha da interpretação dada por Scherer (2000). Segundo Kocurek & Haveholm (1993), é um sistema que apresenta nível freático constantemente baixo, com raros depósitos de interduna e freqüente cavalgamento de dunas cons-

tituindo *draas*. A paisagem do deserto Botucatu pode ser comparada à de várias partes do deserto do Saara (Fig.13 e 14), onde existem extensos campos de dunas, numa concepção já vislumbrada por Almeida (1953).

Sistemas eólicos úmidos e secos podem se alternar no tempo em função de mudanças nas condições climáticas e de precipitação atmosférica. Ciclos de melhoria climática de centenas a milhares de anos, caracterizados por maior precipitação atmosférica, promovem elevação do nível do lençol freático no campo de dunas devido a afluxo de água trazida por rios. O fenômeno origina áreas de interduna úmida, que alteram a dinâmica dentro do sistema eólico, a começar pela redução na disponibilidade de areia susceptível de ser transportada pelo vento.

Sistemas eólicos secos podem se tornar sistemas eólicos úmidos devido a mudanças climáticas, que causam avanço de sistemas aluviais e elevação do nível freático. O inverso também ocorre, como é o caso do campo de dunas de Tifernine no deserto do sudeste da Argélia, caracterizado por uma acumulação colossal de dunas de areia que forma grandes *draas*, com mais de trezentos metros de altura. Profundos vales fluviais entalhados em terrenos elevados a sul, com fluxo atual intermitente, indicam condições climáticas pretéritas mais úmidas (Fig. 15).

As condições desérticas continuaram prevalecentes no início do intenso vulcanismo fissural, associado à ruptura

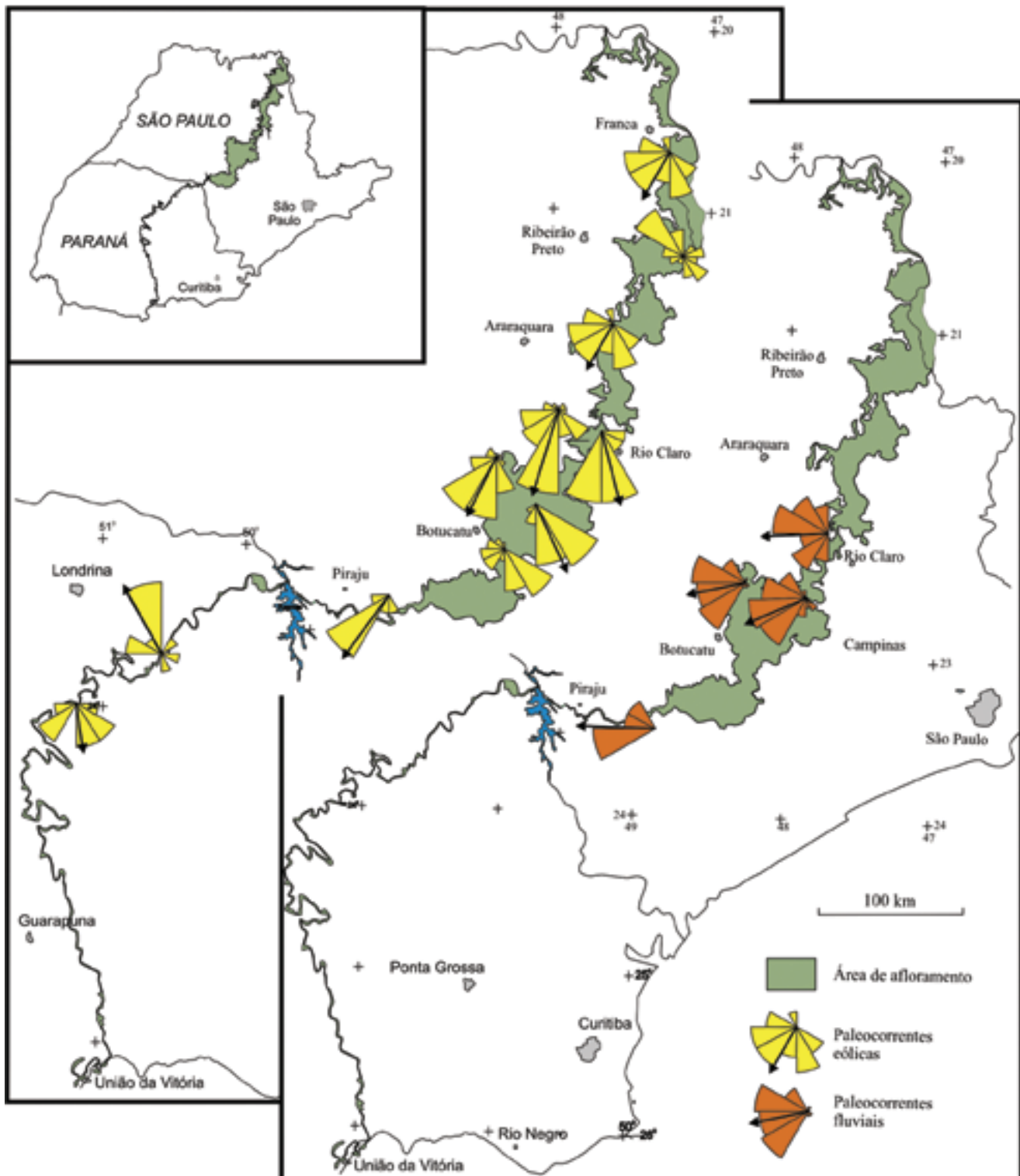


Fig. 18 - Mapa de paleocorrentes eólicas e fluviais da Formação Pirambóia

- Map of eolian and fluvial paleocurrents of the Pirambóia Formation

de Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral recobriram rapidamente a paisagem eólica preexistente, permanecendo preservada de maneira completa a forma de muitas dunas (Fig. 6). Os derrames foram preenchendo primeiramente as áreas entre os campos de dunas, para depois ocupar as áreas de interduna, e, finalmente, recobrir os *draas*, as maiores acumulações eólicas nos desertos.

Assim, a variação de espessura da Formação Botucatu é, em grande parte, função da distribuição dos campos de

dunas e da sua preservação devido ao recobrimento pelos derrames vulcânicos. As espessuras variam normalmente entre 50 e 150 m na faixa de afloramento na borda leste da bacia, podendo alcançar 200 m em subsuperfície (Soares, 1975).

Paleogeografia e Paleoclimatologia

A origem dos desertos Pirambóia e Botucatu foi consequência da geografia delineada no final do Permiano com a formação da Pangea. A nova distribuição das massas conti-

mentais e a prevalência de condições de nível eustático de mar baixo até o início do Cretáceo as correntes marinhas e atmosféricas, o que alterou significativamente o clima durante o Mesozóico.

No Triásico e no Jurássico, extensas áreas nos continentes foram palco de condições acentuadas de aridez, como mostram várias reconstituições paleoclimáticas. Mapas de padrões de precipitação atmosférica, como os apresentados na Fig. 16, permitem visualizar o contexto paleogeográfico e paleoclimático reinantes na Bacia do Paraná durante o desenvolvimento dos paleodesertos Pirambóia e Botucatu, caracterizados como regiões interiores com valores de pluviosidade muito baixos.

Tais mapas são resultado da conjugação do registro sedimentar e de simulações de circulação atmosférica, de forma que é fundamental que sejam testados. Para tanto, de grande importância são os sentidos de paleoventos, que podem ser deduzidos de medidas de paleocorrentes em fácies de dunas eólicas. Neste aspecto, o trabalho de Bigarella e Salamuni (1967) continua sendo a principal referência sobre a Formação Botucatu, pois apresenta dados levantados em vários estados das regiões sul e sudeste do Brasil, mostrando interessante padrão de circulação atmosférica, com duas células de convecção de paleoventos superficiais e convergência na altura do atual Trópico de Capricórnio (Fig. 17).

A partir do trabalho apresentado por Assine & Soares (1995), que chamou a atenção para os diferentes padrões de paleocorrentes fluviais e eólicas na Formação Pirambóia, novos dados surgiram a partir de trabalhos desenvolvidos nos últimos anos (Caetano-Chang, 1997; Giannini *et al.*, 1999; Donatti, 2002), permitindo avanços no que concerne ao entendimento da paleogeografia ao tempo do deserto Pirambóia.

No mapa da Fig.18 são apresentados diagramas em rosa de dados inéditos de paleocorrentes medidas por um dos autores (Assine) na Formação Pirambóia. No mapa, a faixa de afloramentos da Formação Pirambóia foi estendida até a divisa com o Estado de Santa Catarina e os diagramas estão discriminados segundo medidas em fácies fluviais e eólicas.

Algumas conclusões podem ser extraídas dos dados apresentados na Fig.18. Com relação às paleocorrentes deduzidas a partir de medidas nos *foresets* de dunas eólicas, verifica-se que os vetores médios dos paleoventos na Formação Pirambóia apresentam padrão consistente para sul, fato constatado anteriormente por Caetano-Chang (1997) no centro-leste do Estado de São Paulo. Embora o desvio-padrão seja grande, é notável a semelhança com o sentido de paleoventos na Formação Botucatu (Fig.17), evidenciando que o padrão de circulação atmosférica foi similar nos dois paleo-

desertos.

O número de diagramas em fácies fluviais ainda é reduzido e concentrado no Estado de São Paulo, mas os vetores médios dos diagramas apresentados na Fig.18 mostram claro sentido de fluxo para oeste, com tendência para o quadrante sudoeste. paleocorrentes fluviais para sudoeste persistem no Estado do Paraná, conforme dados levantados por Donatti (2002) em afloramentos nos municípios de Jacarezinho, Guarapuava e União da Vitória. paleocorrentes fluviais são muito importantes porque indicam que o paleomergulho deposicional da bacia era para oeste-sudoeste, e que as áreas-fonte estavam situadas a leste-nordeste, onde atualmente afloram terrenos pré-cambrianos.

Considerações Finais

Com base nas informações disponíveis na literatura e brevemente sintetizadas neste capítulo, propõe-se a individualização de dois sistemas desérticos distintos representados pelas formações Pirambóia e Botucatu. A compreensão dos paleodesertos da Bacia do Paraná, em termos de geometria, arcabouço geológico e evolução, assume enorme interesse para investigação científica nacional e internacional, devido às expressivas reservas de água doce armazenadas nesses depósitos, em países do Mercosul.

Do ponto de vista da exploração de água do Sistema Aquífero Guarani, é importante levar em consideração que o sistema é constituído pelos reservatórios dos paleodesertos Pirambóia e Botucatu, cujas fácies apresentam tipos litológicos e arquiteturas estratigráficas diferentes, o que pode resultar em distintos comportamentos hidrogeológicos. Assim, para gerenciamento racional dos recursos, seria importante considerar e estudar separadamente os comportamentos hidrogeológicos dos reservatórios dos dois paleodesertos.

Do exposto, verifica-se que há ainda muito por ser investigado e esclarecido com relação aos paleodesertos Pirambóia e Botucatu. Constata-se também que os trabalhos originais do professor Fernando Flávio Marques de Almeida constituem uma referência essencial a todo pesquisador que pretenda conhecer esses antigos ambientes e os sistemas aquíferos associados, graças ao pioneirismo da abordagem, abrangência das observações, precisão das correlações com desertos atuais de outros continentes, além do alcance das interpretações que obteve sobre a origem e a distribuição regional das unidades estratigráficas triásico-jurássicas da Bacia do Paraná. Ressalta-se também sua preocupação em divulgar tais conhecimentos à comunidade em geral, apresentando a Formação Botucatu como o grande deserto brasileiro (Almeida & Carneiro, 1998).



ORIGEM DAS GRANDES CACHOEIRAS DO PLANALTO BASÁLTICO DA BACIA DO PARANÁ:
EVOLUÇÃO QUATERNÁRIA E GEOMORFOLOGIA

Andrea Bartorelli
São Paulo, SP
bartorelligeo@uol.com.br

Resumo:

Vários autores se dedicaram à descrição morfológica de algumas das maiores cachoeiras da Bacia do Paraná, sendo poucos, entretanto, os que buscaram explicar os fatores intrinsecamente ligados ao seu aparecimento.

O estudo sobre a origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná envolve, obrigatoriamente, o entendimento da evolução cenozóica do relevo regional, sobretudo com relação ao Pleistoceno. É nesse período que foram impressas as características atuais da paisagem, tanto no que se refere às feições geomorfológicas quanto ao padrão de drenagem, num processo fortemente controlado pelo arcabouço tectônico da bacia do Paraná. A modelagem do relevo está atrelada à atividade neotectônica, caracterizada por um incremento no soerguimento epirogenético a partir do fim do Terciário, sob influência de alternâncias climáticas e marcante controle lito-estrutural.

No presente artigo, são omitidas descrições individuais das cachoeiras, sendo feitas apenas referências a algumas delas no decorrer das discussões sobre evolução do relevo e origem dessas formidáveis quedas d'água nos cursos dos grandes rios do sistema Paraná. Relacionam-se a seguir, assim mesmo, as principais cachoeiras, para maior facilidade de compreensão na leitura do texto. São elas as correspondentes aos Saltos de Sete Quedas, Rebojo do Jupιά e Saltos de Urubupungá, no Rio Paraná; Saltos de Yucumán e Estreito, no Rio Uruguai; Cataratas do Iguaçu, Salto Caxias, Salto Osório e Salto Santiago, no Rio Iguaçu; Água Vermelha e Cachoeira do Marimbondo, no Rio Grande; e Canal São Simão e Cachoeira Dourada, no Rio Paranaíba.

As cachoeiras exibem morfologias distintas e muitas dividem-se em múltiplos canais e braços, além de quedas em degraus, de acordo com o seu estágio evolutivo e as condições lito-estruturais do substrato basáltico. Em todas elas ocorre, invariavelmente, um estreitamento do canal fluvial a jusante dos saltos, numa razão que varia desde 1,4 vezes, nos Saltos de Yucumán, até ao redor de 50 vezes, como em Sete Quedas.

Palavras-chave: Grandes Cachoeiras, Cataratas, Evolução Geomorfológica, Depósitos Aluviais Quaternários, Alinhamentos Tectônicos, Rio Paraná, Bacia Hidrográfica do Paraná.

Abstract:

Several authors dedicated their attention to the geomorphologic aspects of some of the greatest waterfalls of the Paraná Basin, but only a few of them pursued the explanation of the factors intrinsically responsible for their origin. Among these may be mentioned Washburne (1930), Putzer (1954), Almeida (1949; 1956), Maack (1968), Barcha & Arid (1975), Ab'Sáber (1988) and Bartorelli (1997). The study of the origin of the Basaltic Plateau Waterfalls of the Paraná Basin

requires the understanding of the Cenozoic evolution of the regional relief, regarding mainly the Pleistocene. It was during this Period that the present landscape features were modeled - not only the geomorphologic forms, but also the drainage pattern - through a process strongly controlled by the tectonic framework of the Paraná Basin. The sculpturing of the relief is related to the neotectonic activity, characterized by an increase of epirogenetic uplifting since the end of the Tertiary, under the influence of climatic changes and strong lithologic and structural control. Based on analysis of the relief evolution and of the Quaternary deposits associated to the biggest rivers, and on literature available from other countries (Bretz, 1923 ; 1969; Bond, 1975; Clark, 1975; Cox, 1989; Gilbert, 1896; King, 1956; Reed Jr. et al., 1980), the Author proposes a mechanism to explain the formation of the waterfalls and estimates their ages and upstream erosion rates.

Keywords: Great Waterfalls, Cataracts, Geomorphologic Evolution, Quaternary Alluvial Deposits, Tectonic Alignments, Paraná River, Paraná Hydrographic Basin.

Resumen:

Diversos autores se dedicaron a la descripción de algunas de las más imponentes cataratas de la Cuenca del Río Paraná, pero fueron pocos los que buscaran las causas intrínsecamente ligadas a su apareamiento. Para el estudio del origen de las grandes cascadas de la Altiplanicie Basáltica de la Cuenca del Paraná se hace necesaria, obligatoriamente, la comprensión de la evolución cenozoica del relieve regional, sobretudo con relación al Pleistoceno. Pues, es en este Período que fueron impresas las características actuales del paisaje, no solamente en lo que se refiere a los rasgos geomorfológicos como al padrón de drenaje, en un proceso fuertemente controlado por la armazón tectónica de la Cuenca del Paraná. El modelaje del relieve resulta vinculado a actividad neotectónica, caracterizada por un incremento en el alzamiento epirogenético desde el fin del Terciario, bajo la influencia de sucesivos cambios climáticos y fuerte control lito-estructural. Con base en el análisis de la evolución del relieve y de la sedimentación cuaternaria asociada a los grandes ríos, además de la consulta a datos de estudios emprendidos en otros países, fue posible comprender los mecanismos de formación de las cascadas y hacer una estimación de sus edades y velocidades de regresión erosiva.

Palabras llave: Grandes Cascadas, Cataratas, Evolución Geomorfológica, Depósitos Aluviales Cuaternarios, Lineamentos Tectónicos, Río Paraná, Cuenca Hidrográfica del Paraná.

Grandes Traços Estruturais da Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná foi identificada uma complexa malha de alinhamentos estruturais por diferentes autores, tendo sido as informações sistematizadas por Soares *et al.* (1982) e Zalán *et al.* (1990). Soares *et al.* (1982) agruparam os fotolineamentos da Bacia do Paraná em seis sistemas preferenciais, que denominaram de Médio Ivaí (N45°W), Médio Piquiri (N65°W), Goioxim (N25°W), Médio Paraná (N35°E), Tapiracuí (N5°W) e Pitinga (N60°E). Esses autores sugerem que: 1) a alta densidade de lineamentos bem definidos da direção Médio Ivaí, correlacionáveis com falhas, enxames de diques e zonas de cisalhamento, com idade pré-basáltica, indica zonas de fraqueza do embasamento que foram reativadas nas sucessivas fases de evolução da bacia; 2) às faixas estruturais identificadas correspondem zonas de maior mobilidade tectônica, num processo que foi ativo durante toda a evolução da bacia, condicionando a sua geometria e controlando a sedimentação desde o Siluro-Devoniano; 3) algumas direções superpõem-se a megaestruturas do embasamento, como a direção Pitanga (N60°E), que se relaciona com as falhas de Taxaquara e Inconfidentes-Jacutinga, e a faixa Médio Paraná (N35°E), de notável paralelismo com o Cinturão Dobrado Ribeira; 4) algumas faixas estruturais ca-

racterizam-se por soerguimentos unilaterais, conformando flexuras falhadas, enquanto outras apresentam altos sistemáticos em seu interior, à semelhança de anticlinais alongados; 5) algumas faixas encontram-se associadas a conspícua intrusão de diques básicos, como as direções Médio Ivaí e Médio Piquiri.

Zalán *et al.* (1990) também referem-se aos elementos tectônicos orientados segundo NW e NE identificados por Soares *et al.* (1982), salientando a forte reativação do sistema NW durante a abertura do Atlântico Sul, ao contrário do sistema NE, que teria sido pouco afetado. O padrão estrutural das zonas de falha NW é caracterizado por extenso trecho retilíneo, com concentração de falhas e diques que se distribuem por faixa com largura de várias dezenas de quilômetros, como as zonas de falha de Guapiara, Candido de Abreu-Campo Mourão e Rio Piquiri (Fig. 1 e 2). O padrão estrutural das zonas de falha NE, por sua vez, é caracterizado pela presença de uma única falha larga ou zona de falha retilínea, onde estão ausentes os diques de diabásio. Predominam movimentações do tipo transcorrente, sendo que se encontram mais intensamente deformadas as falhas Cubatão-Lancinha, Transbrasileira, Guaxupé, Jacutinga, Leão e Açotea. Ambos os sistemas de falhamento controlaram a sedimentação da Bacia do Paraná, por meio de movimentações com componentes verticais e horizontais, delineando um padrão de *horsts* e *grábens*. As zonas de falha de Guapiara, Curitiba-Maringá, Candido de Abreu-Campo Mourão, Transbrasileira, Taxaquara, Lancinha-Cubatão, Leão e Açotea são particularmente ricas em estruturas relacionadas a tectônica transcorrente. Segundo os autores acima citados, existem lineamentos E-W subordinados, pouco compreendidos, que se desenvolveram a partir do Triássico e cujo paralelismo com as zonas de fratura oceânicas sugere alguma



Fig. 1 - Pormenor de espessa zona brechada de falha com algumas dezenas de metros de largura, associada ao Alinhamento do Rio Piquiri, em área entre Iretama e Campo Mourão (PR). Associam-se a ele planos verticais com intensa estriação horizontal na direção N60°W, decorrentes de deslocamentos transcorrentes. Os fragmentos são de basalto maciço e a matriz é calcítica

- Detail of a thick brecciated fault zone. It has a width of several tens of meters and it is associated with the Rio Piquiri Alignment, between Campo Mourão and Iretama (PR). Also associated are vertical fault planes striking N60°W that show intense horizontal grooving due to transcurrent displacements. The breccia fragments are of massive basalt and the matrix is calcite

ligação com a abertura do Atlântico Sul.

Aos lineamentos acima referidos deve-se acrescentar os Alinhamentos orientados segundo WNW ou E-W do Rio Camaquã (Asmus, 1978), Torres-Posadas (Leinz, 1949), do Rio Uruguai (Asmus, 1978), do Rio Iguacu (Fúlfaro *et al.*, 1982), do Rio Piquiri (Ferreira, 1982), do Rio Amambai-Ribeirão do Veado (Pires Neto *et al.*, 1994), do Rio Alonzo (Vieira, 1973), São Jerônimo-Curiúva (Vieira, 1973), do Rio Paranapanema (Fúlfaro, 1974), Guapiara (Algarte, 1972 e Ferreira *et al.*, 1981), do Rio Tietê (Coimbra *et al.*, 1977) e de Cabo Frio (Sadowski e Dias Neto, 1981; Almeida, 1991).

As cachoeiras da Bacia do Paraná encontram-se geralmente associadas a esses megalineamentos, sendo o exemplo mais marcante o dos Saltos das Sete Quedas, que se instalaram na interseção do curso do Rio Paraná com o Alinhamento do Rio Piquiri, orientado segundo WNW. Esse importante acidente geográfico consiste no limite natural entre duas grandes unidades geomorfológicas, representadas pela Bacia do Alto Paraná e pela Zona das Missões (Almeida, 1956).

A associação das principais cachoeiras da Bacia do Paraná com megalineamentos tectônicos reveste-se de grande significado se for levado em conta que elas podem refletir atividade neotectônica (Bartorelli, 1997). Apesar de não terem sido observadas manifestações de estruturas tectônicas francamente desenvolvidas nos locais das cachoeiras, a sua influência graças à presença de soleiras interpostas nos cursos dos rios já havia sido notada por Washburne (1930), Almeida (1956) e Ruiz (1963). Washburne (1930) reconheceu a existência de suaves anticlinais em Sete Quedas e Marimbondo, tendo atribuído a existência dos Saltos de Urubupungá, no Rio Paraná, à presença de estrutura tipo monoclinial.

Neotectônica e Morfogênese da Bacia Hidrográfica do Paraná

A compartimentação morfológica da bacia do Paraná resultou de atividade neotectônica que provocou a reativação de descontinuidades e falhas pré-existentes, segundo os preceitos de Hasui (1990), Saadi (1993) e Mörner (1993).

A geomorfologia da Bacia do Paraná é consequência de sua compartimentação e limites estruturais, cujos reflexos na organização da drenagem foram delineados essencialmente durante o Quaternário. Como decorrência de processos de denudação marginal e circundenudação pós-cretáceos, foram esculpidas escarpas estruturais nas bordas da bacia sedimentar, conformando sistemas de cuestas concêntricas de *front* externo (Ab'Sáber, 1972). Enquanto a leste dominam rios consequentes epigênicos que transpõem as escarpas basálticas da Serra de Botucatu através de *percées*, como as dos rios Tietê, Paranapanema, Ivaí, Iguacu e outros, na margem ocidental da Bacia do Paraná as linhas de cumeada das cuestas constituem áreas de divisores de água. Nessa região, a partir das frentes das cuestas da Serra de Amambai-Maracaju, forma-se uma rede em treliça de rios subseqüentes e obseqüentes, adaptada ao controle das sucessivas escarpas sedimentares menores e mais externas.

Com relação ao Estado de São Paulo, vale ressaltar que Moraes Rego (1932 *apud* Almeida, 1964) foi provavelmente o primeiro a propor uma subdivisão do relevo, já então reconhecendo o Planalto Ocidental e a faixa rebaixada a leste das escarpas basálticas, à qual deu o nome de Depressão Periférica. Inspirado no mapa de Moraes Rego (1932), Almeida (1964) concebeu a Divisão Geomorfológica do Estado de São Paulo, definindo as cinco províncias até hoje consagradas: Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental. Na versão mais recente do mapa geomorfológico do estado, na escala 1:500.000 (Ross *et al.*, 1977), a unidade das Cuestas Basálticas foi excluída.

O planalto basáltico da Bacia do Paraná divide-se em duas grandes províncias geomorfológicas, em função da geografia e do arcabouço tectônico da bacia. Almeida (1956) reconheceu um limite natural entre essas duas províncias coincidente com estruturação regional de direção E-W, a qual



Fig. 2 - Brecha de falha com matriz calcítica e direção N80°W, sub-vertical, em basalto. Canal principal do Rio Iguacu em Salto Santiago (PR) ensecado pela barragem homônima, logo a montante.

- Fault breccia with calcitic matrix in basaltic rock. It is sub-vertical and oriented along a N80°W direction. Main Iguacu River channel at Salto Santiago dam site (PR), dried up because of the dam built just upstream.

passa pelas cachoeiras de Sete Quedas. À porção ao norte das cachoeiras, com preenchimento de depósitos do Grupo Bauru, deu a denominação de Bacia do Alto Paraná, enquanto a parte ao sul foi subdividida em Zona da Missões e Planalto das Araucárias, mais a leste. São palavras desse eminentemente pesquisador (1956, p. 15): “Reconhecida a distinção dos dois setores, procuraremos delimitá-los, problema que se não apresenta fácil, pois que há transição entre ambos. A linha indicada na Figura 2 parece-nos responder a tal objetivo, pelo menos na área mais conhecida do Estado do Paraná. Vê-se, na figura, que os depósitos arenosos suprabasálticos, conforme mapeados por Maack, se estendem a norte dela; a eles corresponde relevo característico não existente a sul. Sob outros aspectos, é tal linha importante limite geográfico. Aí findam as matas de araucárias, bem como a área cultivável do café. É essa divisa também um limite climático no planalto, separando os climas tropicais mega e mesotermiais, com inverno seco, que caracterizam o setor norte, dos climas temperados úmidos com chuvas distribuídas em todo o ano, que se estendem pelo setor sul do planalto. Fazemo-la atravessar as cachoeiras de Sete Quedas, que consideramos o mais natural limite entre o alto e o médio cursos do rio Paraná”.

Essa marcante subdivisão morfológica e tectônica da bacia foi igualmente reconhecida por diversos autores, como Washburne (1930), Leinz (1949), Putzer (1954), Maack (1968), Ab'Sáber (1972), Barcha & Arid (1975), Picirillo & Melfi (1988) e outros. As feições assinaladas por esses autores referem-se a diferenças morfo-estruturais entre os setores setentrional e meridional da Bacia do Paraná, com limite passando pela área das Sete Quedas, represamento da sedimentação Bauru pelo abaulamento transversal ao Rio

Fig. 3 - Paleopavimento exposto pela drenagem atual (Córrego Prata) no km 88,3 da Rodovia Três Lagoas-Alto Sucuriú (MS). Consiste em pequenos blocos mal arredondados de calcedonite e arenito silicificado etc.



- Paleopaviment exposto in the surface by the present drainage system (Córrego Prata) at km 88.3 of the Três Lagoas - Alto Sucuriú road (MS). It consists of small poorly rounded blocks of chalcidinite and silicified sandstone etc.

Paraná (Alinhamento do Rio Piquiri), diferenças altimétricas da base da seqüência Serra Geral, variações geoquímicas e petrográficas dos basaltos ao norte e ao sul do Alinhamento do Rio Piquiri, inexistência de coberturas ao sul do referido alinhamento etc.

Ao lado da compartimentação geomorfológica da Bacia do Paraná, existe um condicionamento estrutural da drenagem, a qual se encontra controlada por extensos megalignamentos, sobretudo nas direções NW e WNW. Diversos pesquisadores reconheceram sua influência no traçado dos principais tributários antecedentes do Rio Paraná, os quais emprestaram seu nome aos alinhamentos estruturais e os acompanham, principalmente no setor geomorfológico correspondente à Bacia do Alto Paraná, ao norte do Alinhamento do Rio Piquiri. No Planalto das Araucárias ainda há imposição dos Alinhamentos dos Rios Iguazu e Uruguai no sistema de drenagem, o qual, nessa sub-província geomorfológica, é encaixado e controlado por arcos tectônicos e descontinuidades dos derrames basálticos, desenvolvendo cotovelos abruptos entre curtos segmentos retilíneos.

É bem evidenciado o distinto comportamento morfológico entre as vertentes ocidental e oriental da Bacia do Paraná, em função de atuação diferenciada dos processos morfogenéticos, possivelmente como decorrência do acelerado levantamento da Serra de Amambai-Maracaju e basculamento mais acentuado de blocos a oeste do eixo da bacia hidrográfica. A vertente oriental do Rio Paraná caracteriza-se pela influência mais marcante, no traçado dos rios antecedentes, dos mega-alinhamentos NW e WNW, cuja assinatura magnética, fotogeológica e estrutural diminui sensivelmente em direção a oeste. Já na vertente a leste são ainda preservados no relevo extensos planaltos escarpados, como nas regiões de Marília e São José do Rio Preto, além de morros testemunhos (Morro do Diabo, Três Irmãos, Três Morrinhos e outros) já próximos à calha do Rio Paraná; o relevo da vertente ocidental encontra-se muito suavizado e com espessas coberturas arenosas, quase inexistindo afloramentos do Grupo Bauru, que só aparecem localmente no fundo de algumas drenagens.

A evolução do relevo, talvez como consequência da imposição de drenagem pós-cedente, foi mais acelerada no lado ocidental da bacia, com total arrasamento de escarpas e generalizada deposição de espessas coberturas regolíticas de blocos e fragmentos de arenitos silicificados, testemunhando um acelerado processo de regressão de escarpas, sob clima árido. Esses paleo-pavimentos foram recobertos por espessos colúvios arenosos, originados a partir de intenso processo de pedogênese e coluvionamento, sob influência de clima úmido (Fig. 3).

Uma questão para a qual houve pouco interesse de elucidação é a concernente à idade e ao processo de implantação da Bacia Hidrográfica do Rio Paraná, que resultou na fisiografia atual. Potter (1994), em *How Old is a River?*, considera que, na moderna era da geologia global, a paleodrenagem de todo um continente merece muito mais atenção do que tem recebido da comunidade geológica. No Brasil, o Rio Paraná é o que maiores desafios oferece com relação a idade e origem.

Com base na análise da evolução do relevo e da sedimentação quaternária ao longo dos grandes rios, além de consulta a dados de estudos realizados no exterior (Bretz, 1923 e 1969; Bond, 1975; Clark, 1975; Cox, 1989; Gilbert, 1896; King, 1956; Reed Jr. et al., 1980), foi possível compreender os mecanismos de formação das cachoeiras, bem como estimar suas idades.

Para se esboçar uma história da evolução da drenagem do sistema Paraná até a conformação do panorama atual, deve-se procurar resgatar o quadro paleogeográfico, que remonta à drenagem responsável pela deposição do Grupo Bauru, passando pela evolução cenozóica, sob a ação dos diversos fatores tectônicos e climáticos. Os indícios de atividade tectônica ressurgente podem, se entendida a sua cronologia, contribuir muito para a compreensão dos mecanismos de implantação da rede hidrográfica do Paraná e sua idade.

Paleodrenagem no Cretáceo

A evolução da drenagem no Cretáceo que ensejou a deposição do Grupo Bauru encontra-se consubstanciada em trabalho de Barcelos (1984), que procura delinear um quadro do padrão de drenagem que prevalecia no Mesozóico Superior. Na síntese desse autor, a movimentação tectônica ao longo do Arco de Ponta Grossa, com limite sul definido pelo Alinhamento do Rio Piquiri e associada ao soergimento dos arcos marginais durante a Reativação Sul Atlântica (Almeida, 1969; Cox, 1989), provocou o adernamento da Plataforma Brasileira para oeste e sudoeste, originando zona suavemente deprimida, com máximo abatimento ao longo da direção WNW, acompanhando o flanco setentrional do referido alinhamento. Esse embaciamento da porção setentrional da Bacia do Paraná, com depocentro pouco ao norte da atual área de Sete Quedas (Fernandes, 1992), envolveu quase exclusivamente o domínio dos basaltos Serra Geral, os quais vieram a conformar o substrato do Grupo Bauru.

Almeida (1956) procurou demonstrar que a superfície de erosão Pratinha trunca em bisel a borda dos derrames basálticos, ao mergulhar por baixo da cobertura Bauru a oeste de Araxá, supondo que no início da subsidência da bacia Bauru, após a penplanização da região basáltica, a drenagem não teve dificuldade em se acomodar à nova situação. À medida que se continuava o movimento diastrófico, forte retomada de erosão encravou a drenagem na região periférica à bacia, ao mesmo tempo em que, nesta, estabelecido o nível de base interior, processava-se a acumulação do Grupo Bauru, à custa dos detritos provenientes dessa erosão das bordas nordeste e leste, atuando principalmente sobre os arenitos da Formação Botucatu.

Concomitantemente aos processos tectônicos decorrentes da abertura oceânica e da deriva continental, o clima de extrema aridez que prevaleceu no tempo São Bento cedeu lugar a clima semi-árido, que possibilitou a implantação de sistema de drenagem dirigido essencialmente para o ocidente, buscando a depressão neoformada a sudoeste. Essa drenagem foi controlada pelo substrato tectônico irregular e deu início à deposição das seqüências basais do Grupo Bauru, na parte central da depressão tectônica, recobrando os derrames basálticos de idade juro-cretácea. As partes mais aprofundadas desse substrato irregular foram inicialmente preenchidas pela Formação Caiuá, a partir de áreas-fonte constituídas pelo arenito Botucatu e basaltos Serra Geral. A Formação Caiuá representa sistema de sedimentação arenosa em frentes progracionais do tipo deltaico, com fluxo predominante de correntes de leste para oeste, cujos altos valores de consistência obtidos a partir de medidas de estratificações cruzadas (Freitas, 1973; Consórcio Themag-Engea-Umah, 1994), são indicativos de transporte sub-aquoso.

É possível que a parte setentrional da bacia Bauru tivesse caráter parcialmente endorréico, sendo drenada mais a oeste do atual escoamento do Alto Paraná (Soares *et al.*, 1979), em área ao sul de Campo Grande, no divisor entre os cursos atuais dos rios Paraná e Paraguai. Segundo Almeida (1956), *apud* Ab'Sáber (1988), a atual área do Chaco Paraguai e Pantanal Matogrossense representava um arco

(*bouttonnière* de Ruellan, 1952, *apud* Ab'Saber, 1988) que separava a Bacia Sedimentar do Alto Paraná, no Cretáceo, da zona andina, podendo ter fornecido detritos a partir de noroeste. Além da bacia do Alto Paraná, só a Bacia Pampeana recebeu sedimentação cretácea sincrônica à do Grupo Bauru, a ele correlacionável, identificando-se também com o arenito Guinchón, no oeste do Uruguai (Almeida, 1956). A fonte de sedimentação parece estar associada ao Arco do Rio Grande.

Em síntese, é sugerido, assim, que a drenagem da época Bauru processava-se por intermédio de cursos fluviais migratórios, sob clima tropical semi-árido, inexistindo bacias hidrográficas fixas e bem definidas. O escoamento era dirigido para WSW, em direção à atual área Chaco-Pampeana, onde hoje são encontrados sedimentos com idade correlacionável à do Grupo Bauru (Almeida, 1956; Barcelos, 1984).

Paleodrenagem no Terciário

A sedimentação cenozóica consiste no elo para o entendimento da evolução da drenagem que resultou no presente sistema hidrográfico da Bacia do Rio Paraná. Após o encerramento da deposição Bauru, ao menos no que se refere ao território paulista (Ponçano *et al.*, 1981), seguiu-se fase erosiva sob condições de clima árido, que levou à conformação de um pediplano de expressão regional, cujo desenvolvimento teria se processado até o Eoceno e ao qual deve corresponder a superfície do Japi (Almeida, 1949) ou Sul Americana (Freitas, 1951 a; King, 1956).

Essa superfície apresenta resquícios de coberturas cuja área fonte, propiciada pelo escudo atlântico, ensejou a deposição de sedimentos de caráter fanglomerático (Formação Itaqueri) e das coberturas das regiões de Piratininga, Gália, Garça, Monte Alto e outras (Barcelos *et al.*, 1983), transportados para noroeste por rios intermitentes, sujeitos a bruscas variações de energia.

O arcabouço tectônico do Paleógeno teria sido o mesmo que comandou a deposição Bauru, com clima do tipo semi-árido, em continuação ao que predominou no Cretáceo Superior. De acordo com Almeida (1956), não há dúvida de que a subsidência da Bacia do Alto Paraná continuou após a deposição do Grupo Bauru, facilitando ainda mais a acomodação da drenagem conseqüente iniciada no Cretáceo, que passou a se desenvolver sobre cobertura detrítica.

Segundo Fúlfaro & Suguio (1974), a idade dos depósitos de espigão recobrimo arenitos Bauru, representados por areias e colúvios desprovidos de estruturas sedimentares e indicativos de pequeno transporte sob regime torrencial, estaria compreendida entre o Neocretáceo e o Mioceno, época de reconhecida reativação tectônica. Mezzalira (1974), em vista da falta de continuidade em sub-superfície da Formação Itaqueri, além da natureza quartzosa dos conglomerados e da posição altimétrica sempre acima de 700 m, atribui idade pós-Bauru à referida formação.

Ponçano *et al.* (1981) atribuem idade, para os falhamentos tafrogênicos que afetaram a Superfície do Japi, correspondente ao intervalo de tempo entre o Oligoceno e o Plioceno. Como resultado dessa reativação tectônica, foi se entalhando uma drenagem conseqüente, com esculpimento de relevo caracterizado pela presença da Depressão Periférica e cuestras (Moraes Rego, 1932 *apud* Almeida, 1964), além de preservação do Planalto do Alto Paraná, a ocidente das cuestras. A Formação Itaqueri ficou preservada nos interflúvios do reverso das cuestras, devendo ter ocupado, originalmente, superfícies muito grandes, sobretudo na área onde atualmente encontra-se a Depressão Periférica.

Ponçano *et al.* (1981) referem-se também a condições climáticas muito severas na época de deposição da Formação Itaqueri, bem como Barcelos *et al.* (1983), concordantes com as que teriam predominado durante a elaboração do vasto pediplano que constituiu a Superfície do Japi. Levando-se em conta que essa superfície já existia antes do início da subsidência do gráben do Paraíba, o qual abriga fôsseis oligocênicos, e sabendo-se que ela nivela intrusões alcalinas senonianas (Neocretáceo), pode-se admitir que a Formação Itaqueri e feições correlatas (couraças ferruginosas) tenham

idade eocênica. O fato de que essa formação sobrepõe-se discordantemente às formações Adamantina e Marília, do Neocretáceo (Barcelos, 1984), reforça tal datação.

Soares & Landim (1976) procuraram determinar as idades dos depósitos cenozóicos da região centro-sul do Brasil por meio de análise da evolução desde o Paleoceno, quando iniciou-se a esculturação da Superfície Sul Americana, que prolongou-se até o fim do Oligoceno, como sugerido pela sedimentação terrígena da bacia de Santos, indicando grande suprimento de material pelo continente em soerguimento. Somente no Mioceno aparecem indícios de rebaixamento da área costeira e, conseqüentemente, interiorana, registrados pelo avanço da sedimentação carbonática na plataforma marinha. Contemporaneamente ao final do processo de denudação e início da agradação que reveste a Superfície Sul Americana, no limite Mioceno-Plioceno, depositaram-se os pelitos da Formação Tremembé, considerada hoje como oligocênica (Riccomini, 1989).

Concluem Soares & Landim (1976) que o soerguimento do continente e os falhamentos do gráben do Paraíba e da Serra do Mar são posteriores à transgressão miocênica, devendo ser pliocênicos, com início no Mioceno Superior. A fase agradacional do Ciclo Sul Americano deve ter idade, assim, correspondente ao intervalo Mioceno-Plioceno. Todas as superfícies de erosão (terraceadas) embutidas na Superfície Sul Americana são, portanto, posteriores a esse período e resultam de soerguimento que deu origem a outros ciclos erosivos. O cálculo da razão entre as taxas de soerguimento e rebaixamento erosivo feito por Soares e Landim (1976), a partir do incremento do soerguimento continental do Mioceno-Plioceno e do nível da Superfície Sul Americana, em relação às outras superfícies mais baixas, permitiu deduzir idades de 4,5 a 6,2 Ma para a Superfície dos Altos Interflúvios (depósitos dos planaltos Garça-Marília, Monte Alto, Santana e outros), 1,2 a 1,7 Ma para as superfícies de Interflúvios Médios (Formações Rio Claro, Rio Grande etc.) e 500 mil anos para os Terraços Intermediários.

Fase de Transição Mioceno-Plioceno ao Pleistoceno e implantação do atual sistema de drenagem sob influência da neotectônica

As grandes diferenças entre as características evolutivas da paisagem no Terciário e no Quaternário permitem vislumbrar uma reorganização bastante brusca da drenagem da Bacia do Rio Paraná nessa interface temporal, que passou de um escoamento possivelmente para sudoeste, buscando nível de base na região Chaco-Pampeana (Almeida, 1956; Iriondo, 1984), a demandar nível de base mais a oeste. Essa reorganização parece coincidir com atividade neotectônica bastante intensificada, desnivelando blocos e conformando o grande vale fluvial do Rio Paraná.

O registro sedimentar do Quaternário, por seu lado, fornece elementos que possibilitam a configuração bastante plausível da drenagem nesse período, ajudando a compreender os processos que delinearão a rede hidrográfica atual da Bacia do Rio Paraná (Pires Neto *et al.*, 1994).

Mörner (1993) reuniu dados que evidenciam uma significativa mudança no regime tectônico global, permitindo identificar uma intensificação da atividade tectônica nos últimos 3 Ma. Extensas áreas foram soerguidas entre 3,0 e 2,5 Ma atrás, de modo a realçar, através dessa reorganização tectônica, os efeitos das eras glaciais do Neógeno, a mais antiga delas datada em cerca de 3,0 Ma. O autor acima sugere uma redefinição da neotectônica, em função de um novo estilo tectônico, introduzindo o conceito de Período Neotectônico, relativo aos derradeiros 3,0 Ma, em substituição à definição vaga de tectônica jovem, atuante ou potencialmente ativa.

Essa atividade global parece não ter poupado a região sudeste do Brasil, pelo que pode ser verificado por observações de diversos autores sobre manifestações neogênicas e quaternárias na vasta Bacia do Paraná e suas bordas, principalmente no que diz respeito ao embasamento que a delimita a oriente (Freitas, 1951a e b; Almeida, 1964; Björnberg *et al.*, 1971; Freitas, 1972; Suárez, 1973; Fúlfaro, 1974a; Hasui *et al.*,

1978; Fúlvaro, 1979; Iriondo, 1984; Ab'Sáber, 1988; Riccomimi, 1989; Bacocoli & Macedo, 1990; Hasui, 1990; Assumpção, 1990; Souza Filho, 1991; Jabur, 1992; Saadi, 1993; Fúlvaro & Perinotto, 1994a e b; Pires Neto *et al.*, 1994).

Já Gorceix (1879), com relação à região do rio Jequitinhonha, referia-se a depósitos de aluviões: “*de que compreendo muito bem a formação datando de época quaternária. Esta época foi assinalada no Brasil por oscilações do solo e uma elevação da cota que se continua talvez em nossos dias. Esses movimentos seriam a continuação, muito enfraquecida, das convulsões vulcânicas às quais é devida, no fim da época terciária, a formação do eixo vulcânico dos Andes*”.

Um dos primeiros pesquisadores modernos a reconhecer a existência de movimentação cenozóica no sudeste do Brasil foi Moraes Rego (1932 *apud* Almeida, 1964), que apresentou uma análise do relevo paulista baseada na constituição geológica dos terrenos, nos movimentos epirogênicos e nos ciclos geomórficos que o afetaram. Freitas (1951a) descreveu epirogênese positiva associada a duas superfícies pediplanadas, às quais atribuiu respectivamente idades cretácea e plio-pleistocênica, com falhamentos acompanhando o alçamento epirogênico. Esse mesmo autor (1951b) atribuiu também à epirogênese cenozóica a perfuração das cuestas basálticas por epigenia, pelos rios Tietê, Mogi-Guaçu e outros, além do surgimento de escarpas de falha que passam a divisores de água, como a escarpa divisora entre as bacias do Paraná e Paraguai.

Almeida (1948 *apud* Saadi, 1993) discorre sobre o reconhecido soerguimento cenozóico do divisor de águas da Bacia Amazônica com a do Prata (Chapada dos Parecis), cujo caráter recente e contemporaneidade com o levantamento das bordas N e NW da Bacia do Paraná é indicado pelas características geomorfológicas e hesitação da drenagem nas cabeceiras dos afluentes da margem direita do Alto Paraná.

Almeida (1949, 1956 e 1964) atribui a movimentos diastróficos verticais o entalhamento da rede de drenagem e o realce das cuestas situadas à borda oriental do planalto basáltico. O soerguimento do Planalto Atlântico em relação à bacia do Alto Paraná causou a embudadura dos vales de antiga superfície erosiva, ensejando a captura da primitiva drenagem conseqüente do tempo Bauru, em favor de três rios principais: Paranapanema, Tietê e Grande. A elevação do Planalto Atlântico e a ruptura da antiga superfície de pediplanação permitiu a persistência da drenagem para o interior da bacia do Paraná, abrindo a grande depressão periférica no domínio dos sedimentos paleozóicos.

A *boutonnière* do Alto Paraguai de Ruellan (1952 *apud* Ab'Sáber, 1988) corresponde a uma estrutura dômica de grande extensão, cuja inversão topográfica deu origem à ampla depressão alongada do Pantanal. Em oposição ao longo lapso de tempo que envolveu o soerguimento e a erosão da vasta abóbada regional, expondo rochas do embasamento Pré-Cambriano, o tempo transcorrido durante a instalação da depressão pantaneira envolveu no máximo de 1 a 3 Ma. A partir do fim do Cretáceo até o Plioceno, iniciou-se o soerguimento em bloco da plataforma brasileira, que deslançou a ação de falhamentos nos arcos marginais das grandes bacias sedimentares fanerozóicas. Seria difícil a concepção de soerguimentos da ordem de centenas de metros para o conjunto do Planalto Brasileiro, sem a contrapartida de uma desestabilização tectônica, originando falhas neogênicas que transformaram a Bacia do Paraná em região de cuestas concêntricas de frente externa (Ab'Sáber, 1988).

Segundo esse autor, falhamentos em bloco e vales pós-cedentes, amarrados a um mergulho regional da superfície para SSW, a par da presença de um nível de base mais baixo e estimulante de processos de erosão regressiva generalizada, contribuíram para criar um novo e restrito quadro de drenagem centrípeta, onde outrora existiu a abóbada dotada de drenagens *grosso modo* radiais ou, pelo menos, divergentes, demandando o Alto Paraná, Parecis e Bolívia-Paraguai.

A abóbada de Ruellan (1952 *apud* Ab'Sáber, 1988) corresponderia a uma interiorização do Arco de Assunção em

relação à Bacia do Paraná, em direção a leste, como resposta flexural da crosta aos primeiros movimentos orogênicos dos Andes. Zalán *et al.* (1990) também consideraram o processo de dobramento dos pacotes rochosos dos Andes como responsável pela geração de um arco flexural mais para o interior do continente. Bartorelli (1997) atribui o aparecimento da Serra de Maracaju-Amambaí como resultado da etapa mais moderna da migração para leste desse arco flexural, em decorrência da orogênese andina. Essa etapa corresponderia à fase neotectônica Yarmouthian (Saadi, 1993), que teria provocado o abaulamento da *boutonnière* do Alto Paraguai e seu sucessivo abatimento na região do Pantanal, delegando à Serra de Maracaju-Amambaí o papel de divisor de águas das bacias do Paraná e Paraguai.

Shiraiwa (1994) e Ussami *et al.* (1999) *apud* Assine (ver Capítulo IV), associam o surgimento da Bacia do Pantanal Matogrossense aos esforços distensionais no arco flexural *forebulge* da bacia de antepaís do Chaco, durante o último evento compressivo do orógeno andino, há cerca de 2,5 Ma.

Almeida (1956) sugere que, enquanto na borda oriental da bacia do Alto Paraná as cuestas basálticas eram perfuradas por epigenia, à borda ocidental da bacia afundava-se a depressão paraguaia, acompanhando a ascensão da cadeia andina. Os movimentos, suficientemente rápidos, não permitiram à drenagem procedente de oeste manter o curso de seus rios, que foram decapitados, explicando a ausência de entalhes conseqüentes nas cuestas ocidentais da bacia.

Assumpção (1990) associa os movimentos epirogênicos com a taxa de convergência entre as placas de Nazca e Sul Americana. Assim, enquanto no Plioceno o regime tectônico nos Andes era distensivo com orientação ENE-WSW, no Quaternário Inferior foram registrados grandes esforços compressivos E-W em toda a Cordilheira Andina, em decorrência da alta taxa de convergência da Placa de Nazca.

Hasui (1990) considera o Mioceno Médio como a época de início das manifestações neotectônicas no Brasil, inserindo o território nacional no contexto de placa litosférica em movimento para WNW, que provoca movimentos epirogênicos negativos e, principalmente, positivos, por reativação de falhas pré-existentes, num processo que denominou de tectônica ressurgente. Nessa linha, Saadi (1993) considera que o Brasil foi, em toda a sua extensão, palco de deformações tectônicas cenozóicas que aproveitaram preferencialmente as linhas de fraqueza crustal herdadas de eras anteriores, sem prejuízo de formação de novas estruturas, conforme demonstrado em outras regiões do planeta (Angelieri, 1989 *apud* Saadi, 1993). O resultado final é expresso por um mosaico de unidades neotectônicas (microplacas?), delimitadas por descontinuidades crustais resultantes da reativação, geralmente em regime transcorrente, dos mais expressivos lineamentos pré-cambrianos. O autor acima indica a existência de grande descontinuidade crustal, limitando blocos denominados de Dois Brasis, constituindo um rasgo fundamental da Plataforma Brasileira a partir do qual se organizou a hidrografia moderna e, conseqüentemente, a evolução geomorfológica cenozóica.

As proposições de Hasui (1990) e Saadi (1993) condizem com a inclusão do Brasil no quadro de soerguimento epirogênico global sugerido por Mörner (1993), com movimentação da placa litosférica através de falhas reativadas por movimentação ressurgente ao longo de zonas de cisalhamento ligadas à estruturação antiga da crosta. Esses deslocamentos são predominantemente transcorrentes, podendo ocorrer falhas normais nas áreas de maior atividade epirogênica.

As diversas asserções acima delineadas possibilitam vislumbrar importantes transformações fisiográficas na região sudeste do Brasil, associadas a movimentos de epirogênese positiva generalizada e remobilização tectônica de blocos, com máxima intensidade no intervalo de tempo entre o fim do Plioceno e o início do Pleistoceno. Antes do estabelecimento do novo padrão de drenagem centrípeta na bacia do Alto Paraná, a drenagem devia escoar, tendo em vista o anteparo da *boutonnière* de Ruellan (1952 *apud* Ab'Sáber, 1988), a oeste, em direção à área a sudeste de

Ponta Porã, entre a Serra de Maracaju e o médio curso do Rio Paraguai (Bartorelli, 1997). Essa suposição parece ser corroborada pelas observações de Almeida (1944), que descreve morrotes de cascalho com seixos centimétricos de quartzo perfeitamente arredondados, recobrendo a Serra de Maracaju ao norte do Rio Apa, na fronteira do Brasil com o Paraguai. Apesar do autor acima ter considerado esses cascalhos como conglomerados cretáceos que foram desnudados dos arenitos friáveis que os envolviam, é possível que possam ser interpretados como produto de drenagem terciária, como os cascalhos da Formação Ponta Porã (Fúlfaro & Perinotto, 1994), ilustrados na Fig. 4.

Caracterização dos Depósitos Quaternários e considerações sobre sua gênese e idade

Associados aos vales do Rio Paraná e principais afluentes ocorrem expressivos depósitos aluviais, com características distintas dos depósitos terciários de interflúvio. Esses depósitos representam testemunhos do estabelecimento da atual rede de drenagem e ocorrem em diversos níveis, desde as planícies de inundação sub-atuais até terraços mais antigos, mapeáveis até a algumas dezenas de quilômetros de distância das margens dos rios que hoje drenam a bacia. É de se ressaltar que esses depósitos são significativos apenas na Bacia do Alto Paraná, sendo que para a jusante das cachoeiras de Sete Quedas são poucas as referências sobre a presença de terraços aluviais, os quais, quando existem, ocupam áreas reduzidas se comparadas às do Alto Paraná.

A maioria dos estudos sobre depósitos quaternários de planície aluvial associados à drenagem do rio Paraná geralmente enfoca trechos bastante específicos, resultando em distintas interpretações quanto a natureza, idade e significado desses depósitos. Entre os autores desses estudos, destacam-se Ruiz (1963), Arid & Barcha (1971), Guidicini & Silva (1972), Stein (1972), Guidicini (1973), Fúlfaro (1974), Soares & Landim (1976), Eletrosul/Themag (1980), Dehira *et al.* (1981), Fúlfaro *et al.* (1983), Melo & Ponçano (1983), CESP/Themag (1983), Boggiani *et al.* (1991), Souza Filho (1991), Bartorelli (1991), Stevaux (1991) e Jabur (1992).

As interpretações de Pires Neto *et al.* (1994) envolveram um panorama mais amplo da Planície Aluvial do Rio Paraná, possibilitando aos autores o estabelecimento de um quadro evolutivo de maior abrangência com relação à deposição dos diversos níveis de cascalheiras da bacia do Alto Paraná. É salientada, nesses estudos, a importância dos processos neotectônicos na organização da drenagem durante a passagem do Terciário para o Quaternário, os quais são fundamentais no esclarecimento das alterações do sistema hidrográfico nessa época.

No trecho do Rio Paraná entre Três Lagoas e Guaíra (Sete Quedas) foi reconhecida a existência de quatro patamares com depósitos aluviais de planície associados a esse grande rio, que receberam a denominação de Terraço Superior, Terraço Intermediário, Baixo Terraço e Planície de Inundação (Pires Neto *et al.*, 1994).

O Terraço Superior conforma patamares entre as cotas de 290 e 320 m e é constituído por areias médias a grossas conglomeráticas, com seixos pequenos de quartzo e quartzito esparsos ou concentrados em níveis ou lentes (Fig. 5). Essa unidade contém cascalho grosso sob a forma de espessas camadas lenticulares, além de camada basal, contendo seixos de calcedônias diversas e material silicificado, misturados a seixos menores e mais bem arredondados de quartzo e quartzito (Fig. 6). Esses aluviões, depositados sob clima árido correspondente à glaciação Gunz (1,1 a 1,0 Ma atrás), foram capeados por depósitos de leques aluviais coalescentes associados à desembocadura de pequenos afluentes do Rio Paraná, originados sob clima úmido semelhante ao atual (interglacial Gunz-Mindel). Os leques aluviais caracterizam-se por apresentarem delgada camada de cascalho basal contendo seixos exclusivamente de quartzo e quartzito (Fig. 7), com eventuais intercalações de camadas de argila variegada, de até 2 m de espessura. Sobre esse cascalho basal ocorrem camadas de areias médias a finas homogêneas, com pequenos seixos (0,5



Fig. 4 - Cascalho da Formação Ponta Porã no topo da Serra de Maracaju, entre Ponta Porã e Bela Vista (MS). Contém unicamente seixos bem arredondados de quartzo e quartzito e representa provável paleobarra em contato com aluvião pedogenizado contendo grânulos e seixos esparsos de quartzo

- Pebbly deposits of the Ponta Porã Formation at the top of the Serra de Maracaju, between Ponta Porã and Bela Vista (MS). It's made up exclusively of well-rounded quartz and quartzite pebbles and probably represents a river paleobar in contact with pedogenized alluvium, bearing quartz granules, and scattered quartz pebbles

a 1 cm) e grânulos de quartzo dispersos, que vão desaparecendo em direção ao topo. Essas areias chegam a acumular 10 m de espessura e recobrem quase integralmente os depósitos do Terraço Superior, mostrando coalescência dos antigos leques aluviais das numerosas pequenas drenagens originadas sob clima úmido. O seu conteúdo em argila, em parte como resultado de pedogênese, confere-lhes características de latossolos avermelhados iguais às de colúvios. Apesar das coberturas arenosas terem sua origem ligada essencialmente a leques aluviais, é sugestiva a contribuição de rampas de colúvio em sua formação.

O Terraço Intermediário sustenta patamares entre as cotas 250 e 270 m e contém cascalho basal grosso com características muito semelhantes às dos cascalhos do Terraço Superior (Fig. 8). Sobre o cascalho basal ocorrem espessas camadas de areias médias a grossas com pouco cascalho fino de quartzo e quartzito (Fig. 9), podendo conter níveis de argila e areia fina argilosa. O Terraço Intermediário foi depositado sob clima seco correspondente à glaciação Mindel (ca 0,40-0,33 Ma atrás). À semelhança do Terraço Superior, os

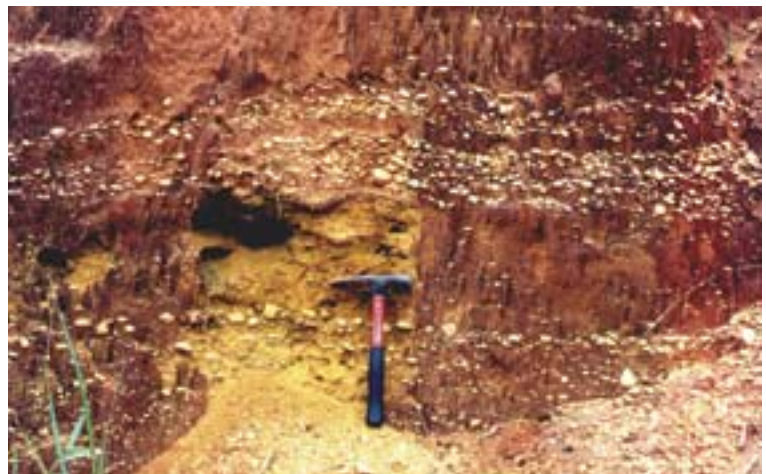


Fig. 5 - Areia grossa conglomerática do topo da cascalheira de Três Lagoas (MS), correspondente ao Terraço Superior, na cota 320 m

- Conglomeratic coarse sand of the top of the Três Lagoas deposit (MS), that belongs to the Upper Terrace, in the 320 m level



Fig. 6 - Cascalho grosso com seixos de calcedônia e quartzo, em bolsão embutido nos depósitos rudáceos de Três Lagoas, pertencentes ao Terraço Superior

- Coarse gravel containing chalcedony and quartz pebbles that form a thick layer within the rudaceous deposits of Três Lagoas (MS), in the Upper Terrace

aluviões do Terraço Intermediário encontram-se parcialmente recobertos por leques aluviais depositados no interglacial Mindel-Riss, que podem igualmente conter intercalações de leitos de argila variegada, e por rampas de colúvio (Fig. 10).

O Baixo Terraço, com altitudes entre 235 e 268m, é constituído por espessas camadas de areia fina a média, com intercalações de areia fina argilosa. Contém bolsões de argila arenosa no topo, além de camada basal de cascalho grosso com composição e características semelhantes aos dos terraços mais antigos (Fig. 11). Sua deposição corresponde a clima árido vigente durante o período glacial Riss (ca 0,28-0,14 Ma atrás).

A Planície de Inundação, nas altitudes variando de 230 a 263 m, compartilha com o Baixo Terraço o mesmo cascalho basal, depositado no glacial Würm (0,07-0,01 Ma) sobre uma única superfície erosiva (Fig. 12). Esse cascalho também contém seixos de vários tipos de calcedônia, material silicificado e quartzo, com características semelhantes às dos outros níveis terraceados (Fig. 13). É constituída essencialmente de areia fina a média lavada, com intercalações de areia argilosa e extensas camadas de argila, com até 5 m de espessura.

Pires Neto *et al.* (1994) reconheceram uma compartimentação dos depósitos da Planície Aluvial do Rio Paraná entre Três Lagoas e Sete Quedas, dividindo-os em quatro trechos distintos, delimitados por estruturas tectônicas transver-



Fig. 7 - Cascalho com seixos de quartzo da base de leque aluvial depositado no inter-glacial Gunz-Mindel, recobrendo aluviões do Terraço Superior, cerca de 15 km a montante de Paulicéia (SP)

- Gravel containing exclusively quartz pebbles at the base of an alluvial fan deposited during the Gunz-Mindel interglacial epoch. It overlies the Upper Terrace deposits, about 15 km upstream from Paulicéia (SP)

sais associadas aos grandes alinhamentos NW e WNW que afetaram a Bacia do Paraná desde o início da sedimentação paleozóica. Definiram os autores acima os seguintes compartimentos: 1) Ilha Grande, entre o Alinhamento do Rio Piquiri e o fotolineamento do Rio Amambaí-Ribeirão do Veado, definido pelos autores (1994); 2) Ivinhema, delimitado pelo fotolineamento do Rio Amambaí-Ribeirão do Veado e pelo Alinhamento do Rio Paranapanema; 3) Presidente Epitácio, entre os Alinhamentos do Rio Paranapanema e Guapiara; 4) Três Lagoas, a montante do Alinhamento de Guapiara. Identificaram ainda a influência de lineamentos NNE, que limitam a Planície de Inundação e condicionam paredão retilíneo na margem esquerda do Rio Paraná, com mais de 60 km de extensão, na região de Ilha Grande, além de conformarem o Paredão das Araras, próximo à foz do Rio do Peixe (Suárez, 1973) e condicionarem a borda escarpada do Terraço Superior por uma extensão de quase 30 km. O controle estrutural dos depósitos de planície na região do Pontal do Paranapanema é sugerido por Pires Neto *et al.* (1994), que assinalaram um significativo e brusco alargamento da Planície Aluvial do Rio Paraná a jusante de foto-lineamento com orientação E-W, possivelmente ligado a deslocamentos por falha (Fig. 14).

Em programa para determinação dos condicionantes estruturais de depósitos de argila, turfa, areia e cascalho na área do Reservatório de Porto Primavera para a CESP, o Consórcio Themag-Engea-Umah (1994) sugere que o Rio Paraná ainda não adquiriu a sua identidade, sendo o resultado da união de vários compartimentos estruturais, o que lhe confere características singulares.

A idade dos depósitos aluviais da Planície do Paraná pode ser deduzida pelo emprego de modelos evolutivos sugeridos por diversos autores, todos eles concordantes com eventos ocorridos no Pleistoceno. A superfície de pediplanação que recebeu os depósitos do terraço mais antigo é a Superfície de Guaíra (Baltermess, *apud* Ab'Sáber, 1969) ou Pd1 (Bigarella e Andrade, 1965 *apud* Pires Neto *et al.*, 1994), correspondente à superfície do Ciclo Paraguaçu de King (1956), conforme colocado por Pires Neto *et al.* (1994). A idade dessa superfície é considerada pleistocênica inferior-média pela maioria dos autores (Melo e Ponçano, 1983; Bigarella, 1985 *apud* Jabur, 1992; King, 1956; Pires Neto *et al.*, 1994). Esse limite inferior para a idade dos terraços da Planície do Paraná permite sugerir o início de sua formação possivelmente no Pleistoceno Médio, sendo o registro mais antigo, ainda preservado, de processos deposicionais, correspondente ao dos depósitos do Terraço Superior (Glaciação Gunz).

O limite cronológico superior é bem estabelecido por datações absolutas de sedimentos da Planície de Inundação, cuja fase deposicional coincide com a última glaciação (Würm), encerrada há cerca de 10 mil anos AP (Nogueira Jr., 1988 *apud* Stevaux, 1991; Turcq *et al.*, 1987; Jabur, 1992). Esses dados permitem sugerir, com boa margem de segurança, o período entre, no mínimo, o início da glaciação Gunz (Kansas), há cerca de 1,0 Ma atrás, e o término da glaciação Würm (Wisconsin), há 10 mil anos, como o transcorrido durante a acumulação dos quatro níveis de terraço até hoje reconhecidos na Planície Aluvial do Rio Paraná.

Como discutido a seguir, os processos evolutivos do Quaternário são indicativos de idades um pouco mais antigas para o início da deposição dos terraços, correspondentes a no mínimo 1,5 Ma. É possível, assim, que pudessem ter existido terraços mais antigos, de idade pleistocênica inferior, hoje obliterados por erosão e/ou inumação durante os longos intervalos de biostasia (interglaciais) do início do Pleistoceno.

Clark (1975) obteve idades absolutas dos depósitos de terraço do Rio Zambezi, na região das Cataratas de Vitória, no platô basáltico da África Centro-Meridional, por associação correlativa de antigas culturas representadas por artefatos líticos encontrados nas cascalheiras de terraço, com datações dessas mesmas culturas feitas em outros sítios arqueológicos, de idade bem determinada por meio de datações radiométricas a partir de cinzas vulcânicas coevas aos primitivos habitantes da região (Cultura Olduvai). Foi possível, assim, determinar idades que remontam ao Plioceno Superior-Pleistoceno

Inferior para as cascalheiras mais antigas, a montante das Cataratas de Vitória. Tendo em vista a simultaneidade na pediplanação das superfícies erosivas cenozóicas na América do Sul e África (King, 1956) e na evolução das drenagens dos rios Zambezi e Paraná (Cox, 1989), pode-se admitir a correlação entre os terraços desses dois grandes sistemas de drenagem e o desenvolvimento de grandes cachoeiras em seus cursos, embora devido a mecanismos distintos.

Mörner (1993) situa a primeira glaciação global, nos moldes das eras glaciais quaternárias, no intervalo entre 2,5 e 2,3 Ma de anos atrás, iniciada no limite dos eventos Gauss e Matuyama e teria atingido todos os continentes, com paroxismo no Plioceno Médio-Superior. Reed Jr *et al.* (1980) relacionam o aparecimento de cachoeiras e a formação do *canyon* do Rio Potomac, na divisa dos estados de Maryland e Virginia, nos EUA, ao início de glaciação continental do Pleistoceno, há cerca de 2,0 Ma atrás, quando o nível do mar baixou sensivelmente e o Rio Potomac principiou a afundar o seu vale.

No Platô de Columbia foi descrito sistema de profundos *canyons* entrelaçados (*Scablands*) escavados em rocha basáltica dura por eventos catastróficos relacionados às glaciações quaternárias da área das Montanhas Rochosas (Bretz, 1923 & 1969). O primeiro evento relacionado a esses episódios estaria associado a rompimento por degelo de dique natural que barrava grande lago glacial (Lago Missoula), há cerca de 0,1 Ma de anos atrás, seguindo-se vários outros eventos, cada um com duração muito curta (poucas semanas), que foram aprofundando os *canyons*. Segundo Maack (1968) o *canyon* do Rio Paraná à jusante de Sete Quedas teria sido aprofundado em concomitância com a ascensão quaternária pronunciada da costa brasileira. Bartorelli (1997), com base em dados à jusante de Sete Quedas, considera que a escavação do *canyon* do Paraná foi brusca, num processo geológico semelhante ao que deu origem aos *Scablands* do noroeste dos EUA, se bem que obedecendo a padrões de origem e mecanismos diferentes.

Com base na ruptura da Superfície Sul Americana a partir do Mioceno-Plioceno, Soares & Landim (1976) consideraram todas as superfícies terraceadas nela embutidas posteriores a esse período (7-5 Ma atrás). Melo & Ponçano (1983) partem da elaboração da Superfície do Japi (Sul Americana), no Eoceno, sob influência de epirogênese ascensional e clima árido, a qual foi falhada entre o Eoceno e o Plioceno, desnivelando-se através de *horsts* e *grábens*. A partir desse episódio, houve deposição de coberturas detriticas na passagem do Terciário para o Quaternário, sendo que, do início do Pleistoceno em diante, a morfogênese e a sedimentação foram ditadas pelas variações climáticas, a par de epirogênese positiva.

Jabur (1992) calculou uma taxa de soerguimento em torno de 0,5 mm/ano para a zona do Alto Rio Paraná, em função do processo ascensional que vem sofrendo a região desde o Plioceno Superior. Considerando-se o alívio de tensões verticais do *canyon* do rio Paraná em Itaipu, equivalente à remoção erosiva de uma espessura de, pelo menos, 150 m de basaltos (Paes de Barros & Guidicini, 1981), e imaginando que o canal do rio foi sendo aprofundado à medida que se processava o soerguimento à taxa indicada por Jabur (1992), conclui-se que o início do entalhamento teria se desencadeado no mínimo a partir de 300 mil anos atrás. Se, por sua vez, for considerada a cota de 830 m da antiga Superfície Sul Americana antes de sua remoção pelo Rio Paraná, num rebaixamento por erosão da ordem de 800 m, a idade do início de entalhamento da drenagem corresponderia a 1,66 Ma (Pleistoceno Inferior).

Saadí (1993), ao propor correspondência dos pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira com eventos orogênicos andinos, ressalta soerguimentos de várias áreas no Plioceno, ligados ao evento Quechuan II, e soerguimento generalizado da plataforma no Pleistoceno Médio a Inferior, devido ao pulso andino Yarmouthian. Iriondo (1984), por sua vez, reuniu evidências que mostram ter o Rio Paraná atingido as planícies argentinas, na confluência com o Rio Paraguai, somente a partir do Pleistoceno, com aporte de sedimentos



Fig. 8 - Cascalheira da base do Terraço Intermediário próximo a estrada para Bataguçu (MS), com abundância de seixos de calcedônia, além de quartzo, mais arredondados

- Gravel of the base of the Intermediate Terrace close to the road to Bataguçu (MS), with abundant chalcedony pebbles, along with quartz pebbles, that are better rounded

aluviais provindos do Escudo Brasileiro, especialmente do grande platô basáltico da Bacia do Paraná (recém soerguido?).

Origem e idade das Cachoeiras da Bacia do Paraná e sua relação com megaestruturas tectônicas

A origem das cachoeiras e os múltiplos processos erosivos que resultaram na sua morfologia são interdependentes, levando-se em conta que a morfologia das cachoeiras reflete as características geológicas e estruturais do substrato litológico sem, necessariamente, estar ligada à sua gênese, a qual está mais intimamente associada à tectônica regional. Almeida (1949, pág. 31) reconheceu a influência tectônica na origem de cachoeiras como segue: “*Os fenômenos de abatimento do primitivo divisor foram de tal ordem, que não permitiram superimposição da antiga drenagem que buscava o Rio Paraná vinda de oeste. Este chegou, mesmo, a ser capturado para a depressão paraguaia, o que conduziu ao aparecimento das grandes cachoeiras de Sete Quedas e Iguazu, além de outras menores, bem como o cotovelo de Posadas e certamente uma intensa reativação de toda a drenagem da bacia hidrográfica, cujos efeitos parecem ainda*



Fig. 9 - Depósitos do Terraço Intermediário recobrimdo Arenito Caiuá em Presidente Epitácio (SP). Contem cascalho basal igual ao ilustrado na Fig. 8

- Deposits of the Intermediate Terrace covering the Caiuá Sandstone at Presidente Epitácio (SP). They contain a basal layer of gravel similar to that illustrated in Fig. 8

hoje se fazer sentir”.

Reforçando suas convicções anos mais tarde, Almeida (1956, pág. 24) escreveu: “*Tais abatimentos, estabelecendo baixos níveis de base no interior do continente, devem ter provocado intensas retomadas de erosão na Bacia do Alto Paraná, com encravamento de sua drenagem radial, realce das cuestas periféricas e ativação da drenagem subsequente a elas ligada. Deve datar de então o início do aparecimento das grandes cachoeiras da bacia e da Zona das Missões*”.

Um volumoso rio, ao transpor um obstáculo constituído por feição tectono-estrutural (alto morfo-estrutural, alinhamento tectônico, deformações formando anticlinais e monoclinais etc.), sofre significativo aumento de velocidade de fluxo a jusante e tende a aprofundar o seu canal longitudinalmente à direção do fluxo de água, originando *canyon* a partir, preferencialmente, da parte central do leito, formando



Fig. 10 - Leque aluvial, com cascalho basal de quartzo e espessa camada de argila, recobrimdo aluviões do Terraço Intermediário na área de empréstimo da Barragem de Porto Primavera (MS). Foi depositado sob clima úmido no interglacial Mindel-Riss

- Alluvial fan with basal gravel containing only quartz pebbles, showing a thick layer of clay, covering deposits of the Intermediate Terrace in the borrow area of the Porto Primavera Dam (MS). The fan was deposited in humid climate in the Mindel-Riss interglacial epoch

cachoeiras como as do Canal São Simão, Sete Quedas e Saltos de Yucumán (Fig. 15, 16 e 17). Estruturas como falhas, diaclases, contatos inter-derrames, estruturas internas dos derrames, diques e outras, terão influência no modelado das cachoeiras, não devendo ser, entretanto, consideradas como responsáveis por sua origem (Bartorelli, 1997).

O comportamento de muitas cachoeiras da Bacia do Paraná está ligado ao processo gerador de Sete Quedas, uma vez que elas consistem no nível de base do Alto Paraná, estando todos os processos a montante sujeitos ao controle estrutural do Alinhamento do Rio Piquiri. Esse alinhamento representa grande descontinuidade transversal ao curso do Rio Paraná e nele instalaram-se as cachoeiras de Sete Quedas, ao conformar-se a bacia endorréica do Alto Paraná após o alçamento da Serra de Maracaju-Amambaí a oeste. A rápida escavação do profundo e longo canal a jusante das cachoeiras fez com a drenagem tributária a SSW do Alinhamento do Rio Piquiri não tivesse condições de acompanhar o seu aprofundamento, dando origem a vales suspensos com cachoeiras a distâncias de suas desembocaduras diretamente proporcionais às respectivas vazões. As regressões erosivas desses afluentes correspondem assim a recuos desde poucas centenas de metros até perto de 6 km, nos rios com maiores vazões, sendo que o rio Iguaçu, que consiste no único grande rio a jusante de Sete Quedas, recuou 21 km a partir de sua foz no Rio Paraná, dando origem às majestosas Cataratas do Iguaçu (Maack, 1968). As Fig. 18, 19 e 20 correspondem respectivamente à imagem de satélite mostrando regressão do rio Iguaçu a partir da foz, no *canyon* do Rio Paraná, e a vistas aéreas das cataratas.

Há indícios de que a implantação do *canyon* a jusante de Sete Quedas decorreu de processo catastrófico sob o ponto de vista geológico, à semelhança do que foi demonstrado em relação aos *scablands* do Platô de Columbia, no extremo noroeste dos EUA (Bretz, 1923 e 1969). Bartorelli (1997) propõe uma escavação bastante brusca do *canyon* do Paraná após a inversão do relevo que tornou a drenagem endorréica a montante, baseando-se nos indícios a seguir:

a. existência de profundo canal abandonado no lado direito do atual *canyon* do Paraná (Laguna Verá), que foi escavado antes do estabelecimento do curso definitivo do rio no *canyon* basáltico, num processo semelhante ao descrito por Bretz (1923 e 1969) nos *scablands* do Platô de Columbia;

b. presença de feições de alívio de esforços como empenamento do fundo do *canyon* do Paraná e zonas sub-horizontais de cisalhamento (falhas em bigode) na barragem de Itaipu, indicativas de brusco entalhamento do canal fluvial e conseqüente liberação de energia deformacional acumulada, agindo na horizontal (Paes de Barros & Guidicini, 1981; Cabrera, 1986);

c. ausência de planície aluvial margeando o *canyon* do Paraná a jusante de Sete Quedas, sugerindo não ter havido

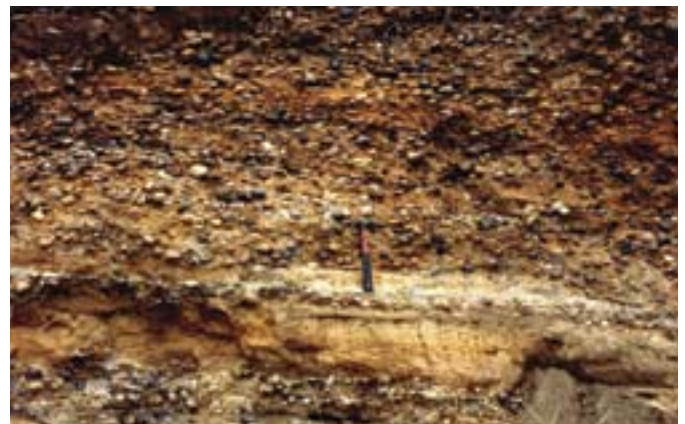


Fig. 11 - Cascalho da base do Baixo Terraço na margem esquerda do Rio Paraná, entre Jupia e a foz do Rio do Peixe (SP)

- Basal gravel of the Lower Terrace at the left bank of the Rio Paraná, between Jupia and the mouth of the Rio do Peixe

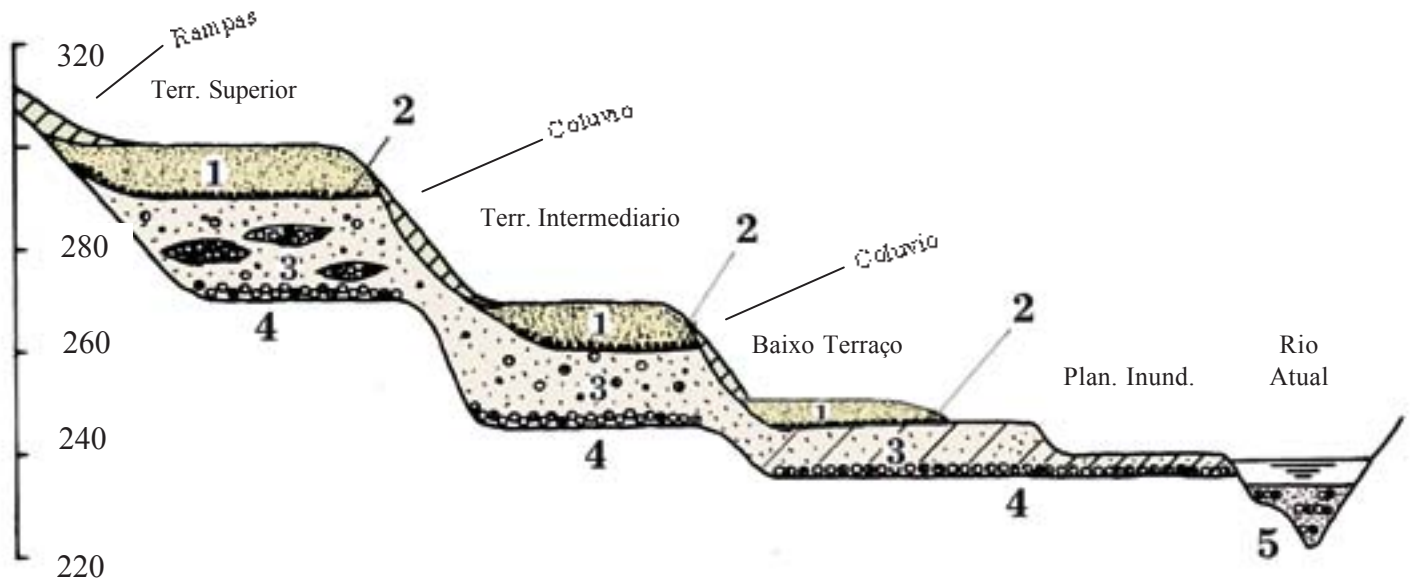


Fig. 12 - Relação crono-estratigráfica dos quatro níveis deposicionais da Planície Aluvial do Alto Rio Paraná. Seção modelo na área do Pontal do Paranapanema, baseada em Bartorelli (1997)

- 1-cobertura de leques aluviais depositados nos intervalos interglaciais (areia fina, às vezes com níveis argilosos, contendo grânulos e seixos pequenos de quartzo esparsos na base)
 2-cascalho basal dos leques aluviais, com seixos bem arredondados de quartzo e quartzito
 3-depósitos aluviais dos diferentes níveis de terraço, sendo que no Terraço Superior são comuns lentes de cascalho em toda a seção do depósito, além do onipresente cascalho basal, com abundantes seixos de calcedônia
 4-substrato rochoso (Arenito Bauru e/ou basalto) 5-aluviões da calha atual do Rio Paraná

- Chronostratigraphic relationship of the four depositional horizons of the Alto Paraná Alluvial Plain. Section at the Pontal do Paranapanema area, showing the schematic pattern and distribution of the different terraces and colluvium covers (based in Bartorelli, 1997)

- 1-cover of alluvial fans deposited in the interglacial intervals (fine sand, occasionally with argillaceous layers, containing sparse granules and small quartz pebbles at the base)
 2- basal gravel of the alluvial fans with well rounded quartz and quartzite pebbles 3-alluvial deposits of the different terrace horizons; in the Upper Terrace are common gravel lenses all over the deposit section, besides the always present basal gravel, with abundant chalcedony pebbles
 4-geologic bedrock (Bauru Sandstone and/or basalt)
 5-alluvial deposits of the present Rio Paraná riverbed

processo de recuo das cachoeiras desde a sua origem;

d. as distâncias de regressão das cachoeiras dos afluentes suspensos do *canyon* do Paraná em relação às suas respectivas desembocaduras não têm correspondência com a posição relativa desses rios a jusante de Sete Quedas; se as cachoeiras de Sete Quedas tivessem recuado por erosão remontante, os afluentes mais a jusante teriam tido mais tempo para erodir, recuando mais suas cachoeiras a partir de suas desembocaduras em relação aos afluentes mais a montante; o que se observou, no entanto, é que a velocidade de regressão está mais diretamente ligada à vazão específica de

cada tributário do *canyon* do Paraná, do que a suas respectivas distâncias de Sete Quedas (Maack, 1968; Antunes Sobrinho & Infanti, 1986; Bartorelli, 1997);

e. existência de extensos depósitos quaternários na região da foz do Rio Paraná (Formação Ituzaingó), que conforma grande delta na desembocadura junto ao Rio Paraguai, sugerindo ter o médio curso do Rio Paraná uma idade quaternária, tendo iniciado a fluir na Zona das Missões de modo repentino somente a partir do Pleistoceno (Iriando, 1984), após conseguir transpor o abaulamento de Sete Quedas (Bartorelli, 1997).

Almeida (1956, pág. 31), ao abordar o *canyon* do Rio Paraná, exprime-se da seguinte maneira: “A origem do grande ‘canyon’ e das cachoeiras é assunto controvertido. A idéia, que perfilhamos em trabalhos anteriores, de resultarem tais feições de uma captura em favor do rio Paraguai, de águas que antes buscavam o rio Uruguai, não nos parece hoje aceitável, ante o que conhecemos do terreno e do exame foto-estereoscópico de fotografias aéreas. Pensamos caber razão a C.



Fig. 13 - Cascalho grosso da base da Planície de Inundação, próximo à foz do Rio do Peixe (SP)

- Coarse gravel at the base of the Flood Plain deposits, near the mouth of the Rio do Peixe

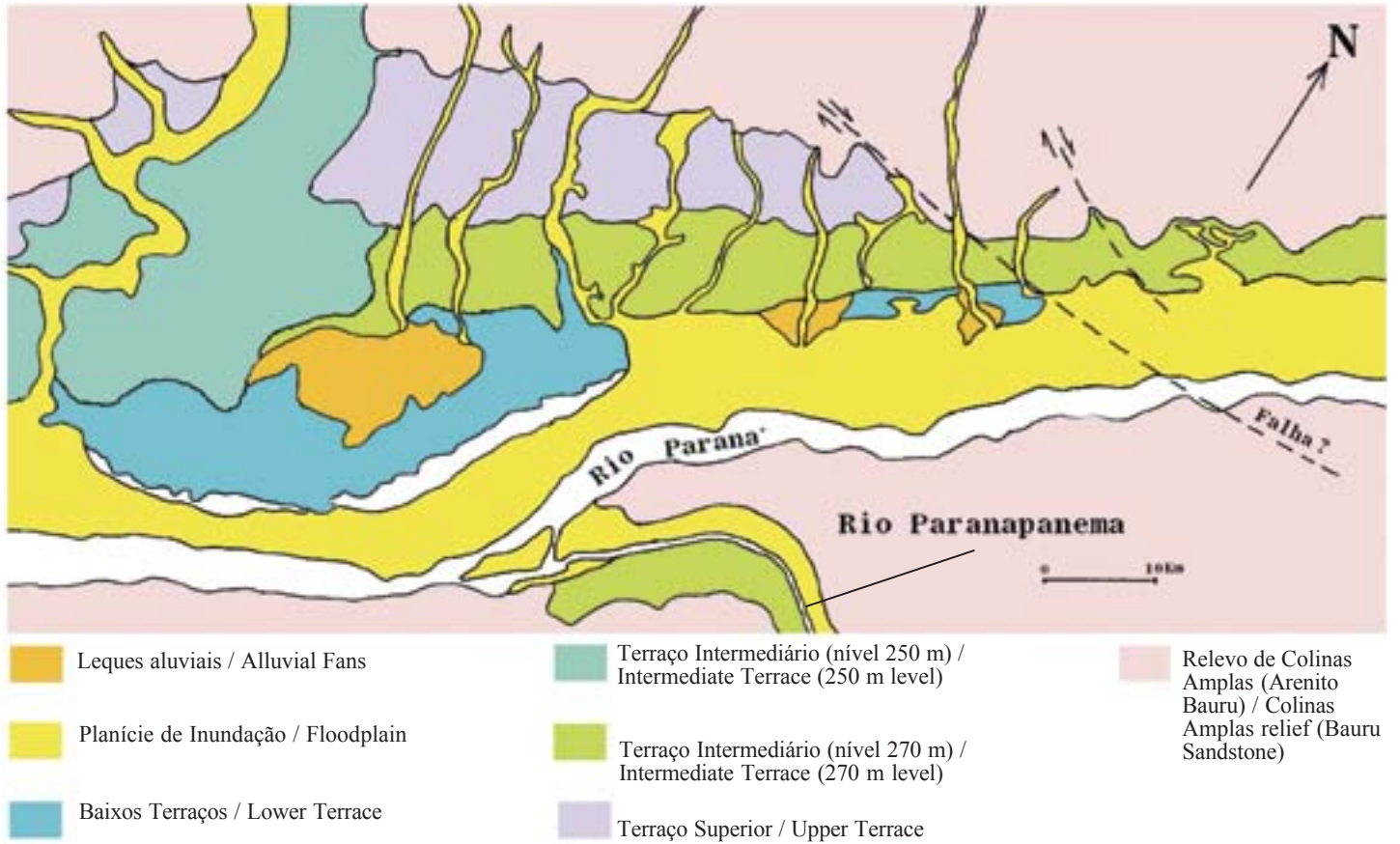


Fig. 14 - Planície Aluvial do Rio Paraná na área da foz do Rio Paranapanema (simplificado de Pires Neto *et al.*, 1994)

Flood Plain of the Rio Paraná in the area of the mouth of the Rio Paranapanema (simplified from Pires Neto *et al.*, 1994)



Fig. 15 - Foto aérea das cachoeiras do Canal São Simão, que se precipitam ao longo do eixo longitudinal do Rio Paranaíba (Aerofoto Natividade, 1961)

- Air photo of the Canal de São Simão waterfalls area, which precipitate along the longitudinal axis of the Rio Paranaíba (Aerofoto Natividade, 1961)



Fig. 16 - Foto aérea das cachoeiras de Sete Quedas, ilustrando o controle estrutural das quedas transversais ao canal principal (Aerodata, 1963)

- Air photo of the Sete Quedas waterfalls showing the structural control of the falls that are transversal to the main channel (Aerodata, 1963)



Fig. 17 - Vista aérea dos saltos de Yucumán, no Rio Uruguai, em direção a montante, ilustrando morfologia semelhante à das cachoeiras do Canal São Simão (Fig. 15)

- Air view of the Saltos Yucumán falls, in the Rio Uruguai, looking upstream and showing morphology similar to that of the Canal São Simão falls (see Fig. 15)



Fig. 18 - Imagem de satélite ilustrando o estreito *canyon* do Rio Paraná a jusante de Sete Quedas e regressão das Cataratas do Iguazu a partir da foz do Rio Iguazu, na parte inferior da imagem, à direita do *canyon*. À esquerda denota-se a pequena regressão dos saltos do Rio Mondaí (ERTS/INPE, 1973)

Satellite image showing the narrow *canyon* of the Rio Paraná, downstream from the Sete Quedas waterfalls and, at the bottom of the image, to the right of the *canyon*, the regression of the Iguazu Falls from the mouth of the Rio Iguazu. To the left the little regression of the Rio Mondaí falls can be noticed. (ERTS/INPE, 1973)



Fig. 19 - Vista aérea das Cataratas do Iguazu, que regrediram 21 km a partir da foz do Rio Iguazu, no *canyon* do Rio Paraná

- Air view of the Iguazu Falls, that receded 21 km from the mouth of the Rio Iguazu, at the Rio Paraná *canyon*



Fig. 20 - Vista aérea das Cataratas do Iguazu, denotando-se o estreito canal do rio a jusante das cachoeiras

- Air view of the Iguazu Cataracts showing the narrow gorge downstream from the falls

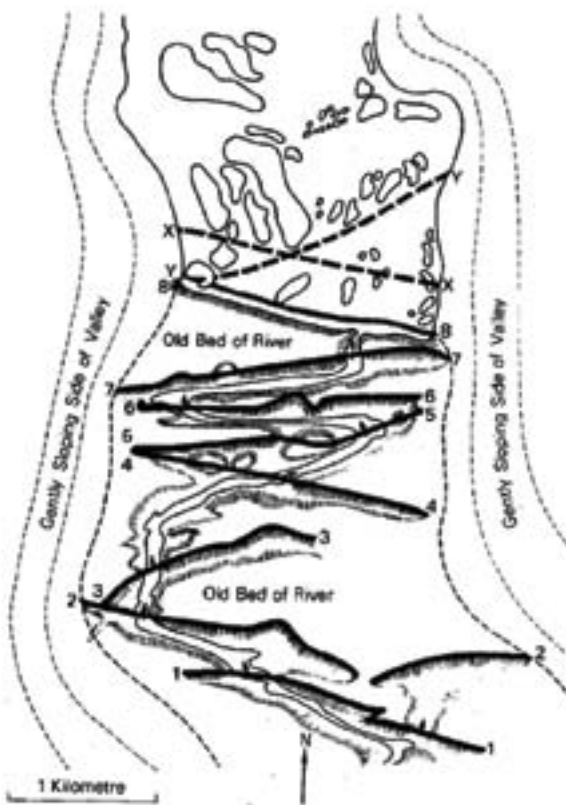


Fig. 21 - Recuo das Cataratas de Vitória, no Rio Zambezi. As linhas pretas numeradas de 1 a 7 indicam antigas frentes de cachoeiras abandonadas durante o processo de regressão do rio, enquanto a linha 8 é a atual posição das cataratas. X e Y são prováveis frentes de futuras quedas (Bond, 1975)

The retreat of the Victoria Falls in the Zambezi river. The heavy line numbered 1 to 7 are abandoned lines of the falls; 8 is the present position of the falls; X and Y are probable future fall-lines (Bond, 1975)



Fig. 22 - Vista aérea dos saltos do Rio São Francisco, que regrediram 4,5 km a partir da foz do rio, na parede esquerda do *canyon* do Rio Paraná

- Air view of the Rio São Francisco falls, that receded 4.5 km from the mouth of the river, in the left bank of the Rio Paraná *canyon*

Washburne (1930, pgs. 119-120) quando supôs ter-se tal *canyon* originado por erosão linear vertical, processada por uma profunda corrente, carregada de areia, que se diz ter 70.000 m³/sg nas águas médias, e que em certos trechos a jusante de Sete Quedas não tem mais que 80 m de largura”.

A idade das grandes cachoeiras da Bacia do Paraná, levando-se em conta diversos dados, como datações realizadas na região das Cataratas de Vitória na África Centro-Meridional (2,0 Ma segundo Clark, 1975), evolução das superfícies de pediplanação, idades das cascalheiras da Planície do Paraná e outros, corresponde seguramente ao Quaternário, desde o Pleistoceno Inferior ou Médio (ca 1,5 Ma) até, no caso de algumas cachoeiras secundárias, a última Era do Gelo, representada pela glaciação Würm (0,1 Ma). Às Cataratas do Niagara foi atribuída idade de 17 mil anos AP (Gilbert, 1896) e origem associada ao fim da última era glacial pleistocênica, quando a retração do espesso pacote de gelo continental expôs escarpa dolomítica de falha, permitindo o escoamento do Lago Erie para dentro do Lago Ontário, rebaixado de 100 m em relação ao primeiro.

Estabelecida, mesmo que aproximadamente, a idade das cachoeiras, é possível proceder-se a uma estimativa da velocidade de recuo das cachoeiras por erosão remontante, desde que sejam preservados os registros (depósitos aluviais a jusante e outros) da regressão das cachoeiras desde o ponto de origem. No caso das Cataratas de Vitória (Fig. 21), datadas em 2,0 Ma (Clark, 1975), os cascalhos de terraços marginais ao *canyon* do Rio Zambezi estendem-se por 130 km a jusante da atual posição das cataratas, a partir do ponto onde elas se originaram, na borda do platô basáltico do Karroo (Bond, 1975). A velocidade média de regressão, desde a origem das cataratas, corresponderia, assim, a 6,5 cm/ano. O processo erosivo, contudo, não é uniforme, pois, através da presença de artefatos líticos, foi possível datar em 45 mil anos a idade de cascalheiras mais novas, situadas até 12 km a jusante da posição atual das Cataratas de Vitória, o que corresponderia a uma velocidade de regressão da ordem de 25 cm/ano.

Para as Cataratas do Niagara, registros históricos sugerem que do lado canadense, onde os volumes de água são muito grandes, as quedas d'água têm regredido à razão de 1,2 a 1,5 m por ano, enquanto as modestas quedas do lado estadunidense, num mesmo período, retrocederam à razão de apenas 5,0 a 7,5 cm/ano (Gilbert, 1896 *apud* Leet & Judson, 1960).

Na Bacia do Paraná, não havendo fatores circunstanciais que impeçam a regressão de cachoeiras, como é o caso de Sete Quedas que, em função do contínuo soerguimento da região do Alinhamento do Rio Piquiri não recuaram do seu local de origem nesse alinhamento, as velocidades de erosão remontante das cachoeiras são diretamente proporcionais à vazão de cada rio (Maack, 1968; Antunes Sobrinho & Infanti, 1986; Bartorelli, 1997). Essa constatação é reforçada tendo em vista a homogeneidade litológica das áreas das grandes cachoeiras da bacia, ditada pela presença exclusiva de basaltos da Formação Serra Geral.

A velocidade de regressão das Cataratas do Iguaçu (ver Fig. 18), desde seu local de origem, no *canyon* do Paraná, até sua posição atual, 21 km Rio Iguaçu acima, foi estimada entre 1,4 cm/ano e 2,1 cm/ano (Bartorelli, 1997). Os afluentes do *canyon* do Paraná com vazões menores, como os rios São Francisco, Acaraí e Mondaiá, regrediram a velocidades sensivelmente menores, correspondentes respectivamente aos intervalos de 0,30 a 0,45 cm/ano, 0,35 a 0,52 cm/ano e 0,45 a 0,67 cm/ano (Fig. 22, 23 e 24). Alguns tributários pequenos regrediram apenas poucas centenas de metros, como é o caso do Rio São Luis (Fig. 25).

As cachoeiras do Canal São Simão (Fig. 26) e as Cataratas do Iguaçu regrediram distâncias equivalentes num mesmo intervalo de tempo, compreendido entre 1,0 e 1,5 Ma. As vazões médias dos rios Paranaíba e Iguaçu, nos locais das quedas d'água acima referidas, são da mesma ordem de grandeza, variando de 2000 a 3000 m³/s (Antunes Sobrinho & Infanti, 1986), sendo que também as velocidades de regressão dessas duas cachoeiras são iguais, da ordem de 2 cm/ano.

A associação das principais cachoeiras da Bacia do

Paraná com megalineamentos tectono-estruturais, apesar desses últimos não se manifestarem através de estruturas francamente desenvolvidas nas áreas de cachoeiras, mas com influência marcada pela presença de soleiras interpostas nos cursos dos grandes rios, foi sugerida por alguns pesquisadores, como Washburne (1930), Almeida (1956), Ruiz (1963), Maack (1968), Ab'Sáber (1988) e Bartorelli (1997). Washburne (1930) reconheceu a existência de suaves anticlinais em Sete Quedas e Marimbondo (Rio Grande), enquanto que atribuiu a existência dos saltos de Urubupungá, no Rio Paraná, à presença de estrutura tipo monoclinal. Essas estruturas representam reflexos atenuados de estruturas tectônicas profundas e mega-lineamentos (Bartorelli, 1997), como é o caso do Alinhamento do Rio Piquiri, que intercepta o Rio Paraná na altura de Sete Quedas.

Do mesmo modo como a origem das cachoeiras de Sete Quedas está relacionada ao Alinhamento do Rio Piquiri, ou-tras cachoeiras da Bacia do Paraná associam-se a diferentes megaestruturas que afetam o substrato basáltico. O Rebojo do Jupuí representa paleocachoeira (Ruiz, 1963) do Rio Paraná em soleira relacionada a megaestrutura transversal ao curso do rio, que corresponde, possivelmente, a prolongamento do Alinhamento de Guapiara, do mesmo modo que os Saltos de Urubupungá, mais a montante, originaram-se em monoclinal (Washburne, 1930) associado ao Alinhamento do Rio Tietê (Bartorelli, 1997).

O Salto Santiago situa-se próximo ao cruzamento do Alinhamento do Rio Iguazu com a Zona de Falha Lancinha-Cubatão, enquanto que as cachoeiras do Canal São Simão teriam regredido cerca de 20 km de seu local de origem, junto a morfoestrutura possivelmente associada ao Alinhamento Araxá-Rio Grande (Paulipetro-GID, 1982).

A influência das feições tectônicas do embasamento sobre algumas cachoeiras da Bacia do Paraná pode ser verificada por meio da análise de mapas de anomalias gravimétricas Bouguer do Estado de São Paulo (IPT/Prominério, 1989) e do sul de Minas Gerais (Haralyi, 1978). Foi reconhecida, assim, a correspondência de cachoeiras e estreitamentos dos Rios Paraná, Tietê, Paranaíba e Grande com lineamentos gravimétricos que coincidem com anomalias isogálicas de máximo gradiente, ou de cachoeiras que se situam a montante das anomalias, provavelmente devido a erosão remontante a partir das estruturas onde se originaram. É o caso das cachoeiras do Canal São Simão, no Rio Paranaíba, que teriam regredido cerca de 25 km a partir de anomalia onde teriam se originado (Bartorelli, 1997).

Independente da morfologia das cachoeiras, observa-se que muitas delas despencam em frentes preferencialmente orientadas a NW e WNW, numa tendência a coincidir com direções de alívio de tensões a que estaria submetida atualmente a Bacia do Paraná (Assumpção, 1990). Os dados reunidos sugerem ser admissível a relação de muitas áreas associadas às grandes cachoeiras da Bacia do Paraná com atividade neotectônica, estando sua origem ligada à reativação ao longo da malha de megaestruturas da plataforma brasileira, sob influência de pronunciada epirogênese a partir do Plioceno-Pleistoceno (Bartorelli, 1997).

Sumarizando-se os elementos apresentados no presente capítulo, desponta o caráter tectono-estrutural da Bacia do Rio Paraná no controle da drenagem e na implantação das grandes cachoeiras desse majestoso rio e principais afluentes. A atividade neotectônica, manifestada por epirogênese generalizada e deslocamento diferencial de blocos tectônicos, foi a principal responsável pela fisionomia atual da Bacia do Rio



Fig. 23 - Cachoeira do Rio Acaraí, que remontou 5,3 km a partir da foz, na margem esquerda do *canyon* do Rio Paraná

- The Rio Acaraí falls, that receded 5.3 km upstream from the mouth of the river, at the left bank of the Rio Paraná



Fig. 24 - Saltos do Rio Mondaí, que retrocederam 6,7 km a partir da foz do rio, na margem direita do *canyon* do Rio Paraná (Paraguai), próximo à Barragem de Itaipu (vide Fig. 18)

- Falls of the Rio Mondaí, that receded 6.7 km from the mouth of the river, at the right bank of the *canyon* of the Rio Paraná (Paraguai), next to Itaipu Dam (see Fig. 18)

Paraná e corresponde a eventos do Plio-Pleistoceno.

Este assunto intrigou o jovem pesquisador Fernando de Almeida desde o início de sua carreira acadêmica; ele já havia atribuído a movimentos diastróficos verticais o entalhamento da drenagem e o realce das bordas da Bacia do Paraná. A complexidade da evolução morfológica, aliada à escassez de informações e à inacessibilidade aos modernos recursos de interpretação na época, levaram o ilustre cientista a reconsiderar sua posição com relação à presumida captura de afluentes do Rio Uruguai pelo Rio Paraguai.

Este episódio demonstra o desprendimento em acatar outras interpretações e rever posicionamentos, na incansável busca de acompanhar a evolução do conhecimento.



Fig. 25 - Salto do Rio São Luiz, com pequena vazão, recuados apenas 200 m da desembocadura desse pequeno rio, na margem esquerda do *canyon* do Rio Paraná

- Falls of the Rio São Luiz, with little outflow, that receded only 200 m from the mouth of this small river, at the left bank of the Rio Paraná *canyon*



Fig. 26 - Canal São Simão. Vista para jusante, a partir de promontório basáltico situado na parte média do trecho encachoeirado

- View of the São Simão Channel waterfalls looking downstream from a basaltic promontory situated at the middle of the falls tract



Vista aérea da Garganta do Diabo, mostrando o ímpeto da enorme massa d'água na busca inexorável do perfil de equilíbrio do Rio Iguaçu. Para se ter idéia do volume de água note-se a pessoa indicada pelo círculo à direita

Air view of "Garganta do Diabo" (Devil's Gorge) showing the impetus of the huge water mass in the inexorable seek for the equilibrium profile. For scale see person in white circle in the bottom right

A foto abaixo é uma vista do canal São Simão (foto Fernando de Almeida, ca. 1950)

Photo below is a view of "Canal São Simão" (photo by Fernando de Almeida, ca. 1950)



FAIXA PARAGUAI

Paulo César Boggiani

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IGc - USP, São Paulo, SP

boggiani@usp.br

Carlos José Souza de Alvarenga

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, IG- UnB, São Paulo, SP

alval@unb.br

Resumo:

A Faixa Paraguai constitui unidade geotectônica Brasileira-Pan-Africana de destaque na região central do continente sulamericano onde bordejia, pelo lado oriental, o Cráton Amazônico e o Bloco Rio Apa. Estratigraficamente, a faixa dobrada subdivide-se em duas: a meridional, com exposições do Grupo Corumbá e a setentrional, com os grupos Araras e Alto Paraguai com idade Ediacariana. Os grupos Corumbá e Araras são predominantemente carbonáticos, mas com conteúdos litológicos, paleontológicos e assinaturas de isótopos de C distintos. Ambas unidades carbonáticas assentam-se sobre diamictitos da Formação Puga (Varanger-Marinoan) através de típicas capas carbonáticas, onde o Grupo Corumbá se diferencia por apresentar fósseis metazoários (Cloudina e Corumbella) e rochas fosfáticas. A geologia da Faixa Paraguai e das unidades estratigráficas associadas representam especial significado ao Prof. Fernando de Almeida, pois foi nesta região, em especial nas serranias de Corumbá, que sua vocação para a geologia foi despertada.

Palavras-chaves: Grupo Corumbá, Grupo Araras, Formação Puga, Ediacariano, Faixa Paraguai.

Abstract:

The Paraguay Belt is a Brazilian-pan-African mobile belt in the inner part of South America, on the edge of Amazon Craton and Rio Apa Block. This mobile belt has different stratigraphic units in the southern part (Corumbá Group) and northern (Araras Group and Alto Paraguai Group), both of Ediacarian ages. The Corumbá and Araras groups are both carbonatic and overlay glacial diamictites of Puga Formation (Varanger-Marinoan) by cap-carbonates, but have distinctive faciological, paleontologic and C-isotopes contents. In the Corumbá Group, there are metazoan fossils (Cloudina and Corumbella) and phosphatic rocks. The geology of Paraguay Belt and the related stratigraphic units are special importance to Professor Fernando de Almeida, as it was in this region, in particular the hillranges of Corumbá, that his vacation to geology was born.

Keywords: Corumbá Group, Araras Group, Puga Formation, Ediacarian, Paraguay Mobile Belt.

Resumen:

El Cinturón Paraguay constituye una importante unidad geotectónica Brasileira-Pan Africana en la región central del continente sudamericano, donde bordea en su lado oriental al Cratón Amazónico y al Bloque Río Apa. Estratigráficamente, el cinturón se subdivide en dos partes, una meridional con exposiciones del Grupo Corumbá y una septentrional con los grupos Araras y Alto Paraguai, de edad Neoproterozoico III. Los grupos Corumbá y Araras son predominantemente carbonáticos, pero con litologías, contenido paleontológico y signatura isotópica de carbono diferentes. Ambas unidades carbonáticas se sobreponen diamictitas de la Formación Puga (Varangeriano-Marinoano) a través de típicos "cap carbonates", donde el Grupo Corumbá se diferencia por presentar fósiles de metazoos (Cloudina y Corumbella) y rocas fosfáticas. La geología del Cinturón Paraguay y de las unidades estratigráficas asociadas tienen especial significado para el Profesor Fernando de Almeida, pues fue en esta región, especialmente en las serranias de Corumbá, donde se despertó su vocación por la Geología.

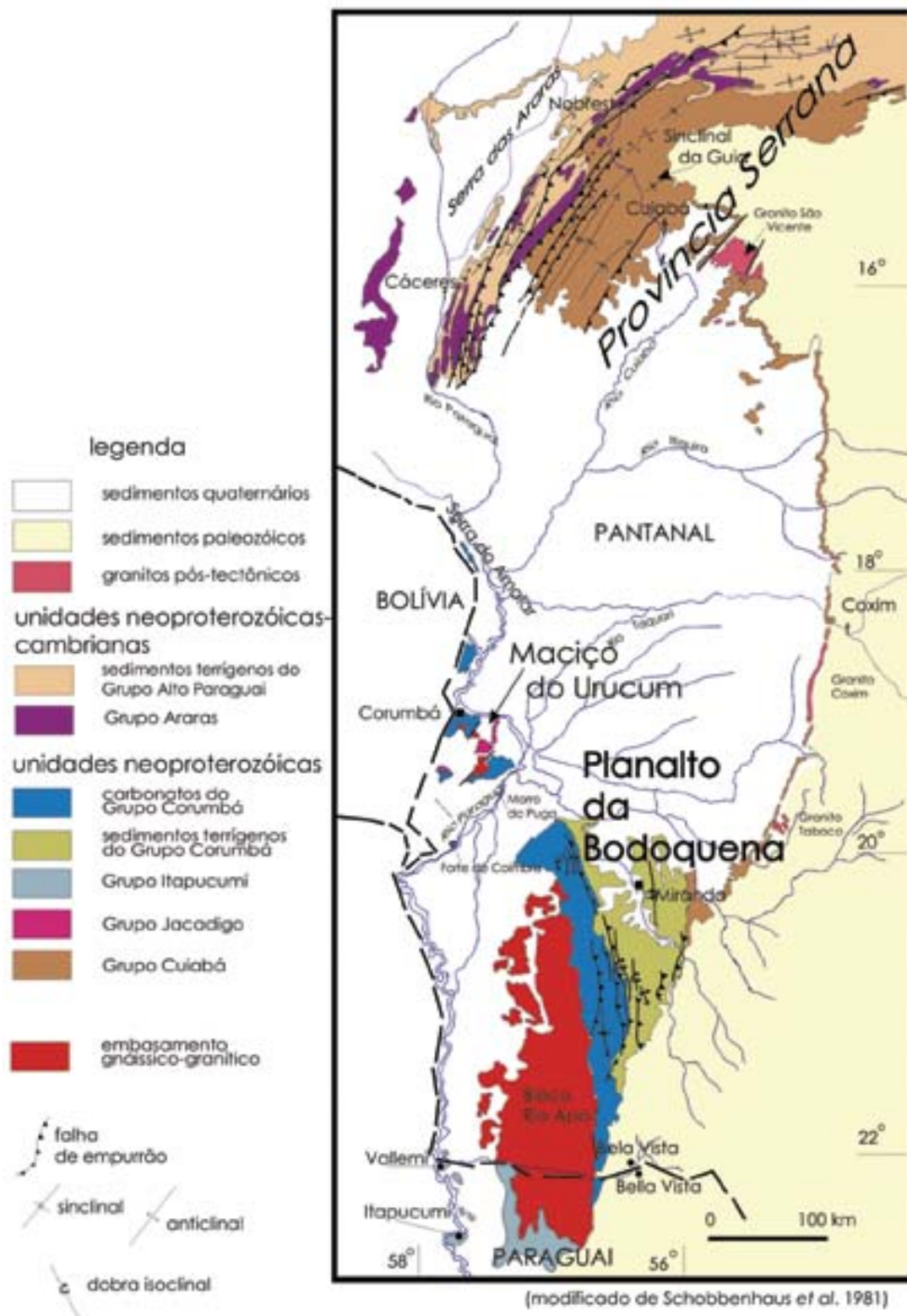


Fig. 1 - Esboço geológico da Faixa Paraguai com destaque para unidades neoproterozóicas carbonáticas dos grupos Corumbá, Araras e Itapucumi (modificado de Schobbenhaus *et al.*, 1981)

- Geologic sketch of the Paraguay Belt, with emphasis on the carbonatic units of Corumbá, Araras and Itapucumi groups (modified from Schobbenhaus *et al.*, 1981)

Palabras llave: Grupo Corumbá, Grupo Araras, Formación Puga, Neoproterozoico III, Cinturón Paraguai.

Introdução

É difícil identificar a região brasileira onde a contribuição geológica do Prof. Fernando de Almeida tenha sido maior. Destaque, porém, deve ser dado à Faixa Paraguai, onde seu trabalho abrange desde os primeiros traços geológicos até o estabelecimento dos principais fundamentos estratigráficos e geotectônicos.

A Faixa Paraguai (Fig.1) constitui uma faixa de dobramentos de aproximadamente 1.200 km de comprimento que se estende desde a região do Rio das Mortes em Mato Grosso, passando pela região de Cuiabá, onde inflete para a direção norte-sul e se prolonga até Corumbá e, daí, para a Serra da Bodoquena, no Estado de Mato Grosso do Sul. Antigamente interpretava-se que este cinturão de dobramentos se prolongava para o norte, motivo pelo qual era denominado Faixa Paraguai-Araguaia, tendo sido desmembrada em duas faixas distintas por Almeida (1985): a Paraguai ao sul e Araguaia ao norte.

Os trabalhos de Fernando de Almeida em Mato Grosso do Sul e Mato Grosso não ficaram restritos à geologia do Pré-Cambriano, tratada no presente capítulo, tendo contribuído efetivamente para entendimento da borda Oeste da Bacia do Paraná e também para a evolução da Bacia do Pantanal (Almeida, 1959).

No presente capítulo, é apresentada uma evolução dos conhecimentos sobre a geologia da Faixa Paraguai e respectiva cobertura cratônica a oeste, passando pelas interpretações do Professor Fernando de Almeida e de como estas foram fundamentais para o desenvolvimento dos trabalhos recentes na região, em especial dos autores deste capítulo, durante a realização de seus projetos de pós-graduação (Alvarenga, 1990; Boggiani, 1990; 1998).

O primeiro contato de Fernando de Almeida com a região foi em julho de 1939, ao integrar uma caravana de estudantes, passando a dedicar suas férias escolares em expedições pela região (Almeida, 1945).

Em janeiro e fevereiro de 1942, iniciou pesquisas mais sistemáticas e detalhadas na região de Corumbá, para onde voltou em junho de 1942, tendo no mês subsequente adentrado na Bolívia e, em 1943, por duas vezes retornado à Corumbá, em fevereiro e agosto.

Em sua participação em banca de defesa de dissertação de mestrado de Boggiani (1990), mencionou que foi em Corumbá (Fig. 2) que encontrou sua vocação para a geologia. E não seria por menos, dada a fascinante manifestação da geologia tanto pela qualidade dos afloramentos como pela beleza da paisagem, como as morrarias de Urucum contrastadas à planície pantaneira. Foi também sobre Corumbá que publicou seu primeiro trabalho científico, a respeito da sua geomorfologia (Almeida, 1945).

Corumbá não significou apenas o despertar para sua vocação científica e os primeiros afloramentos com os quais teve contato, foi lá também que conheceu a Sra. Beatriz, que viria a ser sua esposa.

A geologia da região recebeu as primeiras menções em publicações relativas às viagens científicas ao longo do Rio Paraguai, quando foram descritos pioneiramente os calcários que afloram ao longo deste rio por Castelnau (1857) e Evans (1894). No início do século XX, os interesses pela expansão territorial da região oeste e os estudos para o traçado da Ferrovia Noroeste, com os trabalhos de Arrojado Lisboa durante a "Expedição Emilio Schnoor", ofereceram importantes contribuições, até que nas décadas de 30 e 40, as guerras mundiais conduziram a uma investigação geológica mais detalhada da região, dado o potencial em mineralizações feríferas e manganíferas. Foi nesta fase que os trabalhos de Fernando de Almeida tiveram início, tendo praticamente palmilhado a geologia do Estado de Mato Grosso Uno, enquanto membro do Departamento Nacional da Produção Mineral.

Na fase dos estudos de Fernando de Almeida, foram



Fig. 2 - Vista da região do Casario do Porto, às margens do Rio Paraguai, em Corumbá

- View of the region of the Casario do Porto, on the Paraguay river, in Corumbá

estabelecidas as subdivisões estratigráficas das unidades da Faixa Paraguai, as quais foram modificadas pelos mapeamentos geológicos sistemáticos subsequentes, realizados pela CPRM na década de 70 e os do Projeto RADAM, na década de 80.

A fase dos mapeamentos geológicos sistemáticos (Projeto Bodoquena, Projeto Bonito Aquidauna, Projeto Cuiabá) foi sucedida pelas pesquisas científicas vinculadas a projetos de pós-graduação, com a utilização dos novos conceitos de fácies sedimentares, além da aplicação de investigações de isótopos de C, O e Sr, quando também ocorreram importantes descobertas paleontológicas (Alvarenga, 1990; Zaine, 1991 e Boggiani, 1990; 1998).

A aplicação de estudos de fácies sedimentares demonstrou que as definições estratigráficas propostas pelos mapeamentos sistemáticos não eram funcionais e de difícil aplicação. Esta constatação implicou na retomada das definições originais de Fernando de Almeida.

Um perfeito exemplo do que foi apresentado acima é a subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá. Esta unidade foi inicialmente subdivida por Almeida (1965a), em seu clássico trabalho sobre a Geologia da Serra da Bodoquena, e recebeu inúmeras subdivisões posteriores, mas somente com a retomada de sua subdivisão original (Boggiani 1998) é que os conceitos modernos da geologia sedimentar puderam ser aplicados.

Outro exemplo, no contexto da porção setentrional da Faixa Paraguai, refere-se às rochas carbonáticas do Sinclinal da Guia, exposição isolada a leste da Serra das Araras. Segundo Almeida (1964a), estes carbonatos pertenceriam ao Grupo Araras enquanto no mapeamento do Projeto Cuiabá (Luz *et al.*, 1980) eles foram colocados como pertencentes ao Grupo Cuiabá. Trabalhos posteriores (Alvarenga 1990, Boggiani 1998, Nogueira 2003), inclusive com investigações de isótopos de C e O, comprovam que os mesmos pertencem ao Grupo Araras, como havia sido proposto inicialmente por Fernando de Almeida.

Diante do exposto é que deve ser ressaltada a importância do trabalho de Fernando de Almeida. O cuidado em separar descrição de interpretação torna a produção científica de Almeida sempre útil, a qualquer época, pois cabe apenas extrair, das minuciosas descrições geológicas, as informações necessárias e aplicar os novos conceitos e modelos que vão surgindo nas ciências geológicas.

Evolução dos conhecimentos sobre a Geologia da Faixa Paraguai

A primeira referência sobre a geologia da região deve-se a Castelnau (1857), ao estudar os calcários de Corumbá, entre 1843 e 1847, em complementação às

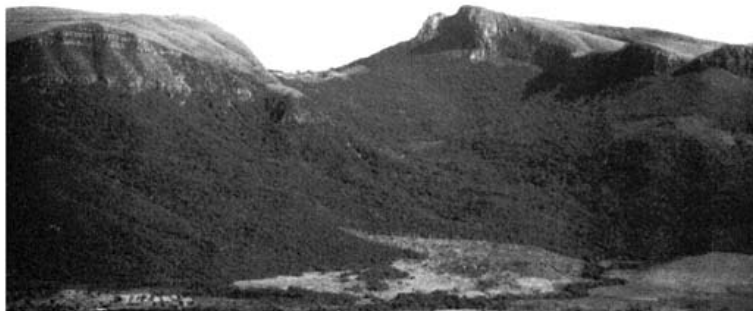


Fig. 3 - Visão do Maciço de Urucum (Serra de Santa Cruz) em Corumbá em cuja porção superior encontram-se as jazidas de Mn

- View of the Urucum Massif (Serra de Santa Cruz) in Corumbá. In the upper part of the mountains there are Mn and Fe ores of the Jacadigo Group

pesquisas de Alcides d'Orbigny, restritas mais ao oeste, em território boliviano. Posteriormente, Evans (1894) nomeou os calcários da Província Serrana, ao norte, em Mato Grosso, como Araras Limestone, e os do sul, em Corumbá, como Corumbá Limestone, denominações estas empregadas atualmente para diferenciar as duas distintas unidades carbonáticas da Faixa Paraguai.

Derby (1895), com base em amostras destes calcários coletadas por outros pesquisadores, destacou a semelhança entre estes e os calcários dos grupos São Roque e Açungui de São Paulo e Paraná. Com base nesta comparação, questionou a idade cambriana a siluriana inferior interpretada para os carbonatos de Corumbá.

Através da "Comissão Emilio Schnoor", Miguel A. R. Lisboa percorreu, ao final de 1907, o traçado da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, dando início aos trabalhos de correlação entre as unidades da Serra da Bodoquena e as exposições ao longo do Rio Paraguai, até então único meio de acesso à região. Lisboa (1909) considerou os calcários e dolomitos da Serra da Bodoquena como correspondentes aos de Corumbá e os definiu como "Série" Bodoquena. Ainda neste trabalho, as formações ferríferas de Urucum foram definidas como "Série" Jacadigo.

Em 1915, o engenheiro de minas Euzébio Paulo de Oliveira participou da expedição científica sob chefia de Candido Rondon que ficou conhecida como "Expedição Roosevelt-Rondon", devido a participação do ex-presidente dos EUA, com breves descrições sobre os calcários de Corumbá, Forte de Coimbra e Serra da Bodoquena (Oliveira, 1915).

A confirmação da importância econômica dos minérios de ferro e manganês do Maciço do Urucum (Fig.3), na década de 40, em plena II Guerra Mundial, promoveu significativo aumento do interesse sobre a geologia da região. A esta fase atribui-se os trabalhos de Oliveira & Leonardos (1943), Oliveira & Moura (1944), Lisboa (1944), Dorr II (1945), Almeida (1944, 1945, 1946) e Barbosa (1949).

A década de 40 é marcada também pelo início dos estudos do Professor Fernando F. M. de Almeida. Em Corumbá, Almeida (1945) subdividiu a "Série" Bodoquena nos grupos Bocaina, basal, predominantemente dolomítico, e Tamengo, superposto ao primeiro, caracterizado por calcários cinza-escuros, folhelhos, siltitos e arenitos. Na "Série" Jacadigo, Almeida (1946) individualizou os arcóseos e conglomerados basais como Grupo Urucum e os jaspelitos como Grupo Santa Cruz, empregando denominações já utilizadas por Lisboa (1909). Correlacionou, ainda, os calcários de Corumbá com as rochas carbonáticas expostas às margens do Rio Paraguai, ao sul da foz do Rio Apa, posteriormente definidas como Grupo Itapucumí por Harrington (1950).

Os trabalhos pioneiros de Fernando de Almeida na região de Corumbá caracterizam-se pela riqueza de detalhes,

não restrito aos aspectos geológicos, mas também sobre o relevo, vegetação e aspectos humanos, o que demonstra sua versatilidade nas ciências desde os primeiros trabalhos.

Octávio Barbosa descobriu ocorrência de tubos calcários milimétricos em pedra de calcário em Ladário, cidade vizinha a Corumbá, posteriormente coletados por Luciano Jacques de Moraes e estudados por Beurlen & Sommer (1957), identificados como *Aulophycus lucianoii*, pertencente ao gênero de algas *Aulophycus* (Fenton & Fenton, 1939) do Cambriano Médio a Superior. Estes fósseis foram comparados a *Hyolithes* por Barbosa (1957), que considerou os calcários de Corumbá mais novos que os da Serra da Bodoquena.

Almeida (1965a) reuniu as exposições carbonáticas das duas localidades (Serra ou Planalto da Bodoquena e Corumbá) num único grupo, mantendo a denominação Corumbá, já empregada por Evans (1894), subdividindo-o da base para o topo nas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Cerradinho, basal, foi descrita como constituída de arenitos e folhelhos que gradam para calcários e dolomitos da Formação Bocaina, os quais se encontram sob a Formação Tamengo, caracterizada pela alternância de folhelhos e calcários que transicionam para espessos pacotes de folhelhos da Formação Guaicurus. A idade cambriana, atribuída ao Grupo Corumbá em trabalho anterior (Sommer, 1957), foi questionada em função da ausência de demais fósseis característicos desse período. Em trabalhos posteriores, foram mencionadas ocorrências de estromatólitos (Almeida, 1957, 1958a, 1958b, 1965a), todavia sem significado cronoestratigráfico.

A presença de eventos glaciais durante a sedimentação das unidades da Faixa Paraguai e cobertura cratônica, inicialmente aventada por Dorr II (1945) para parte das formações ferríferas bandadas do Grupo Jacadigo, foi confirmada por Maciel (1959), que descreveu diamictitos com clastos estriados e facetados no Morro do Puga, às margens do Rio Paraguai, a sudeste de Corumbá.

Na parte norte da Faixa Paraguai (Província Serrana), os paraconglomerados foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhos. Por outro lado, Vieira (1965) interpretou a Formação Puga como marinha formada por correntes de turbidez, considerando difícil a hipótese de origem glacial.

Almeida (1965b) subdividiu o Grupo Jangada nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão, sendo esta última relacionada à Formação Puga, de Maciel (1959). O termo Jangada foi empregado por Rocha-Campos & Hasui (1981), apesar de Vieira (1965) ter estendido anteriormente a denominação Puga às exposições da Província Serrana. Del Arco *et al.* (1982) e Barros *et al.* (1982) redefiniram como Formação Moenda os mesmos litotipos que Almeida (1965b) havia nomeado como Formação Marzagão.

Almeida (1984), ao empregar a denominação Puga, sugeriu o abandono do termo estratigráfico Jangada, e manteve a individualização da Formação Bauxi (arenitos, siltitos, folhelhos, arcóseos, grauvacas e delgadas lentes de conglomerados). Alvarenga (1990) e Alvarenga & Saes (1992) consideraram os arenitos da Formação Bauxi como variação faciológica lateral da Formação Puga.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1992) consideraram os sedimentos glaciogênicos da Formação Puga como relacionados à última glaciação do Neoproterozóico, no início do Vendiano. Desta forma, os sedimentos da Formação Puga seriam relacionados à glaciação Varanger (~610-590 Ma).

Almeida (1964a) nomeou os calcários e dolomitos, posicionados sobre a Formação Puga, como Grupo Araras (Fig. 4), individualizando nos 200 metros inferiores a predominância de calcários e sedimentos pelíticos seguidos por aproximadamente 500 metros inteiramente dominados por dolomitos. Considerou-os como unidade à parte dos carbonatos expostos ao sul, na Serra da Bodoquena e em Corumbá, devido à distância geográfica e ausência de continuidade física entre as exposições. Sobre o Grupo Araras, definiu e

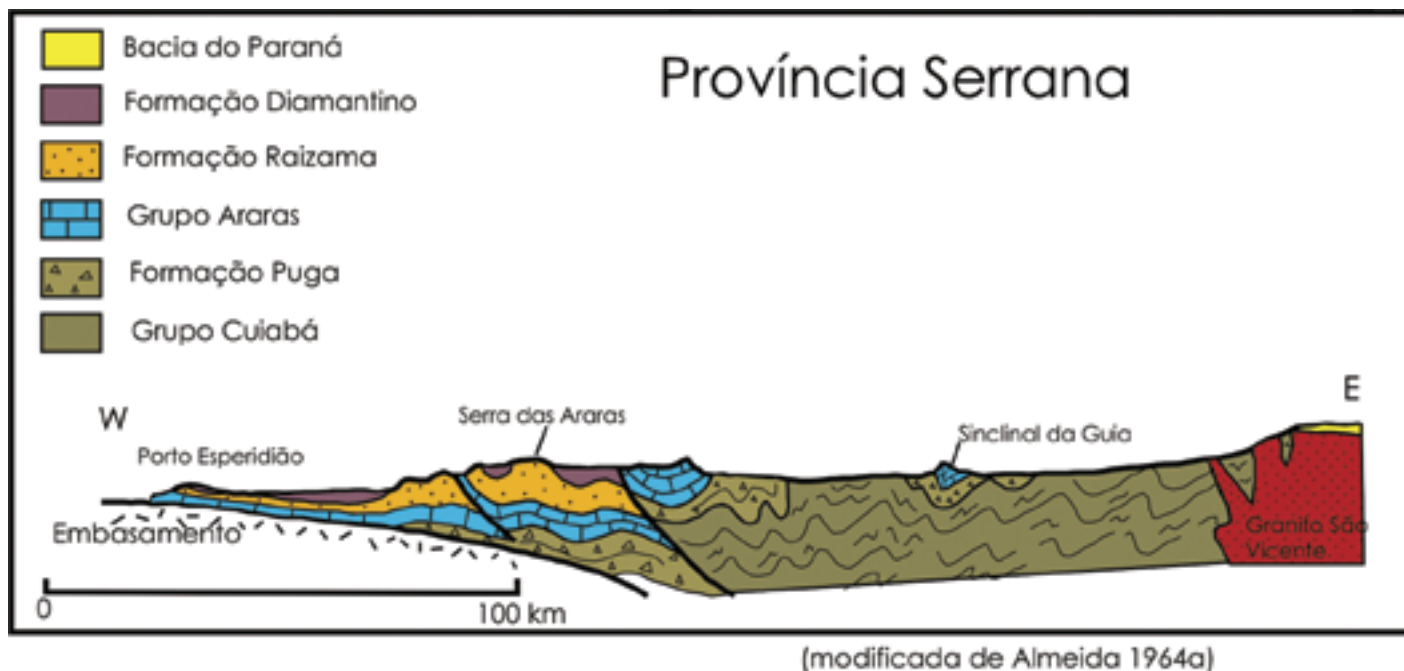


Fig. 4 Perfil esquemático de Almeida (1964a) transversal à estruturação da Faixa Paraguai na sua porção nordeste

- Schematic profile by Almeida (1964a) of the northeastern part of the Paraguay Belt

englobou no Grupo Alto Paraguai as Formações Raizama, Sepotuba e Diamantino, utilizando denominações empregadas por Castelnau (1857) e Evans (1894) para designar as rochas da região. A menção de provável origem “molássica” para as rochas do Grupo Alto Paraguai foi aventada por Almeida (1964a) e detalhada nos trabalhos de Almeida (1974a,b). Hennies (1966), considerando a subdivisão de Almeida (1964a), aplicou a denominação Formação Guia (pelitos e calcários) e Formação Nobres (dolomitos) para a subdivisão do Grupo Araras.

Almeida (1968) distinguiu três estágios estruturais na evolução da Faixa Paraguai, separados por discordâncias e mudanças contrastantes de litologia, associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton. O estágio supostamente mais antigo (Grupo Cuiabá) é formado por rochas metamorfoseadas na fácies xisto-verde, intensamente dobradas, pelíticas com caráter de *flysch* (turbiditos), tendo na base camadas de quartzitos e calcários subordinados. O estágio médio foi definido pelos diamictitos do Grupo Jangada (atualmente referidos como Formação Puga), recobertos pelas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá. O estágio superior é representado pelo Grupo Alto Paraguai, com sedimentação continental “molássica” em sua parte superior.

Mudanças drásticas à estratigrafia foram implementadas por Corrêa *et al.* (1976), ao mapearem na escala 1:250.000 o sudoeste de Mato Grosso do Sul, com síntese apresentada em Corrêa *et al.* (1979), e mantidas por Nogueira *et al.* (1978) em mapeamento na escala 1:50.000 na Serra da Bodoquena (Projeto Bonito-Aquidauana), porém não aplicáveis e, por isso, abandonadas.

Del’Arco *et al.* (1982) e Almeida (1984) reafirmaram a presença de passagem gradativa dos dolomitos da Formação Bocaina para a base dos calcários pelitos alternados com folhelhos da Formação Tamengo, demonstrando, assim, a inviabilidade da proposta de Corrêa *et al.* (1976, 1979) e Nogueira *et al.* (1978) (Quadro 1).

Fairchild (1978), Zaine & Fairchild (1985) e Hahn & Pflug (1985) estudaram os fósseis na forma de tubos carbonáticos identificado como algas *Aulophycus lucianoi* (Sommer, 1957; Beurlen & Sommer, 1957; Sommer, 1971) e os redefiniram como sendo de exoesqueleto de animais invertebrados do gênero *Cloudina*. Tal redefinição, juntamente com a descoberta do invertebrado *Corumbella wernerii* (Walde *et al.*, 1982; Hahn *et al.*, 1982), permitiu inferir idade vendiana a cambriana inferior para a Formação Tamengo

(Zaine & Fairchild, 1987). Ainda nesta unidade, Zaine (1991) identificou o gênero *Vandalosphaeridium* e, posteriormente, a alga macroscópica *Tyrasotenia* sp. e o microfóssil *Sphaerocongregus variabilis* (= *Bavlinella faveolata*). Mais recentemente, Gaucher (1999, 2000) identificou o fóssil *Eoholynia corumbensis* na base da Formação Guaicurus e o foraminífero aglutinante *Titanoteca coimbrae* nos fosforitos da Formação Bocaina (Gaucher *et al.*, 2003).

Todas as unidades estratigráficas dobradas e em aparente continuidade geográfica, no limite oriental do Cráton Amazônico, foram reunidas no que Almeida (1965a) definiu como “Geossincline Paraguai-Araguaia”.

Posteriormente, Almeida (1985) reconheceu a falta de continuidade entre as faixas Paraguai e Araguaia, as quais passaram a ser tratadas como unidades geotectônicas distintas. A do norte, ao longo do Rio Araguaia, foi denominada Faixa Araguaia-Tocantins (Silva *et al.* 1974), denominação posteriormente simplificada para Faixa Araguaia (Hasui *et al.*, 1980).

A Faixa Paraguai, restrita à porção meridional, onde acompanha o Rio Paraguai, foi subdividida em Brasilides metamórficas e não-metamórficas, antepaís (Cráton Amazônico) e

Quadro 1- Subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Corumbá no Estado de Mato Grosso do Sul (Planalto Bodoquena e Maciço Urucum)

Table 1 - Suggested stratigraphic subdivisions for the Corumbá Group in Mato Grosso do Sul (Bodoquena Plateau and Urucum Massif)

ALMEIDA (1965a) formações	CORRÊA et al. (1976) formações	DEL'ARCO et al. (1982) formações	ALMEIDA (1984) formações	ESTE TRABALHO formações
Guaicurus				Guaicurus
Tamengo		Tamengo	Tamengo	Tamengo
Bocaina	Bocaina	Bocaina	Bocaina	Bocaina
Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho
	Puga	Puga		Cadiueus

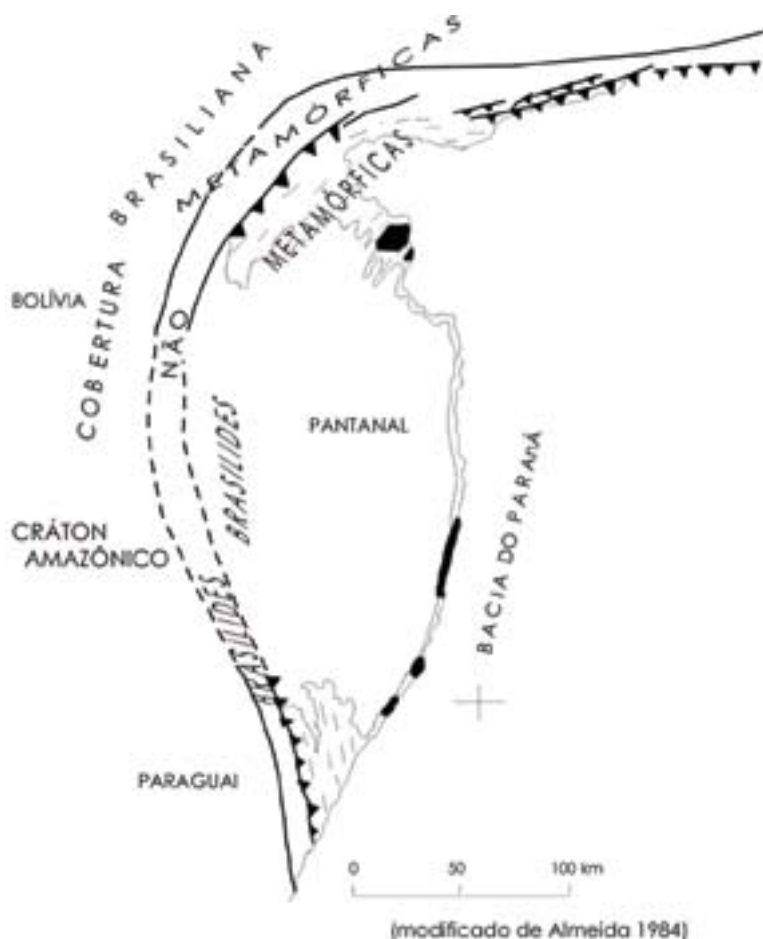


Fig. 5 Estruturação geotectônica do Neoproterozóico do sudoeste da Província Tocantins segundo Almeida (1984). Em preto, estão indicados os corpos graníticos pós-tectônicos aflorantes na borda da Bacia do Paraná

- Geotectonic arrangement of the southwest Neoproterozoic Tocantins Structural province (according to Almeida, 1984). Post-tectonic granites exposed at the border of the Paraná Basin are shown in black

coberturas brasileiras por Almeida (1984), (Fig. 5).

Alvarenga (1988) também apresentou estruturação da faixa de dobramentos, subdividindo-a em zona externa (ocidental, menos deformada) e zona interna (oriental, mais deformada), cujos limites foram posteriormente modificados por Alvarenga & Trompette (1992, 1993, 1994), retomando os limites das zonas estruturais definidas inicialmente por Almeida (1984).

Estudos geocronológicos e geoquímicos, desenvolvidos por Pimentel & Fuck (1992) em rochas metavulcânicas e metaplutônicas de Bom Jardim de Goiás, possibilitaram novas interpretações sobre a Faixa Paraguaí e a relação desta com o Maciço Mediano de Goiás e a Faixa Brasília. Estes autores concluíram que o “Maciço Mediano de Goiás” teria sido originado, em parte, por acreção de arcos de ilha, culminada com estabilização e cratonização por volta de 600 Ma, associada a fechamentos de bacias e colisão continental.

Em exposições orientais da Faixa Paraguaí, próximo ao contato com os sedimentos da Bacia do Paraná, ocorrem granitos pós-tectônicos e raros registros vulcânicos estudados por Almeida (1954) e Almeida & Mantovani (1975) (Granito São Vicente, SE de Cuiabá), Beurlen (1956) (Granito Taboco) e Penalva (1971) (Granito Taboco). Amaral (1966) obteve, pelo método K-Ar em biotita do Granito São Vicente, idade de 504 ± 12 Ma.

Del’Arco *et al.* (1982) denominaram estes corpos graníticos como Intrusivas Ácidas Cambro-ordovicianas, e os

dacitos, riódacitos e riólitos associados foram definidos como Vulcânicas de Mimoso. Posteriormente estas rochas ou partes delas foram classificadas como pertencentes a um complexo alcalino datado por Rb/Sr em $100 \text{ Ma} \pm 1,1$ (Souza, 1997).

Nogueira *et al.* (1978) descreveram metabasitos e possíveis cinzas vulcânicas a leste da Serra da Bodoquena, estas já mencionadas por Almeida (1968) e, posteriormente, notificadas por Carvalho & Moraes (1992) em Cuiabá.

Em nova fase de estudos, marcada pela análise de fácies sedimentares e investigações isotópicas do Grupo Corumbá, esta unidade foi interpretada como depositada em margem continental passiva sujeita a ressurgências marinhas e eventos fosfogênicos (Boggiani, 1990; Boggiani *et al.*, 1992; 1993, Boggiani & Coimbra, 1996). Neste contexto, as associações estromatolíticas, tidas como recifes de borda de plataforma (Boggiani *et al.*, 1996a), demarcariam o limite do paleocontinente (Bloco Rio Apa) com o oceano a leste.

A restrição das exposições do Grupo Corumbá no Planalto a oeste das falhas de empurrão, na cobertura cratônica, e a colocação de metacalcários e metapelitos com Grupo Cuiabá, como estabelecido nos mapas geológicos disponíveis (Corrêa *et al.*, 1976; 1979, Nogueira *et al.*, 1978 e Araújo *et al.*, 1982), foram questionadas por Boggiani *et al.*, (1996b). Desta forma, os metacalcários e filitos presentes em dobras isoclinais, expostos a leste da estrada Bonito-Bodoquena, foram definidos novamente (Boggiani, 1998) como formações Tamengo e Guaicurus, conforme proposta original de Almeida (1965a).

Trompette *et al.* (1998) interpretam o sistema de grabens da região de Corumbá, preenchido por unidades siliciclásticas na base (Formação Urucum) seguidos por intercalações de sedimentos químicos (Fe e Mn) e sedimentos siliciclásticos (Formação Santa Cruz), como formado por uma tectônica extensional paralela à borda do Cráton Amazonas e ao Bloco Rio Apa. A idade deste evento extensional tem sido sugerida como em torno de 590-600 Ma, o que corresponde às idades de deformação da Faixa Brasília (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996, Trompette *et al.*, 1998).

A Faixa Paraguaí interpretada segundo os conceitos da Tectônica Global e os novos modelos da evolução neoproterozóica

Durante o período em que o Professor Fernando de Almeida trabalhou na região, até meados da década de 60, os conceitos da Tectônica Global eram apenas aplicados para unidades geotectônicas fanerozóicas, mesmo assim com controvérsias. Para o Precambriano, prevaleciam ainda idéias fixistas, centradas na Teoria Geossinclinal.

Os autores deste capítulo iniciaram suas pesquisas na região na década de 80, quando os princípios da Tectônica Global começaram a ser aplicados para o Precambriano. Além deste fato, encontraram a região em franco desenvolvimento econômico e, ao contrário do Prof. Fernando de Almeida, tiveram a possibilidade de observar inúmeros cortes de estradas e de lavras, principalmente na região de Nobres (Serra das Araras), e tiveram à sua disposição técnicas modernas de investigação geológica, como análises de isótopos de C, O e Sr.

Modelos evolutivos, dentro do conceito da Tectônica Global, foram inicialmente propostos por Brito Neves *et al.* (1985) e Jones (1985) que, ao interpretarem a evolução das unidades da Faixa Paraguaí em conjunto com unidades expostas na Bolívia, propuseram o modelo de junção triplíce, em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120° (Fig. 6).

A proposição de uma possível abertura oceânica como sítio deposicional para as unidades da Faixa Paraguaí incentivou Boggiani (1990) a conduzir seus estudos de fácies sedimentares do Grupo Corumbá sob esta hipótese, tendo formulado um modelo de evolução em margem passiva de uma bacia do tipo rifte, ao longo da qual teriam ocorrido ressurgências marinhas, responsáveis pelo suprimento de fósforo e formação de depósitos de rochas fosfáticas (Boggiani *et al.*, 1993).

A aplicação dos estudos de fácies sedimentares men-

cionados conduziu ao questionamento das subdivisões propostas para o Grupo Corumbá e retomada da proposta original de Almeida (1965), com a inclusão dos conglomerados da Formação Cadieus. Desta forma, o Grupo Corumbá passou a ser considerado como constituído, da base para o topo, pelas formações Cadieus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus no contexto de evolução de uma bacia *rift-drift* (Boggiani, 1998) (Fig. 7).

Estudos de seqüências carbonáticas neoproterozóicas demonstraram que significativas variações dos valores de isótopos de C teriam ocorrido nos oceanos precambrianos (Tucker, 1986; Magaritz *et al.*, 1986 e Knoll *et al.*, 1986), ao contrário do que já se conhecia para o Fanerozóico, onde as variações de valores de $\delta^{13}C$ são de amplitudes relativamente menores.

A constatação das variações significativas de $\delta^{13}C$ deu início a uma nova fase de estudos das seqüências neoproterozóicas, principalmente após Kaufman & Knoll (1995) demonstrarem que as assinaturas isotópicas de C, O e Sr de carbonatos refletem as da água dos oceanos no momento da deposição. A partir destes estudos, as investigações quimioestratigráficas passaram a constituir importante ferramenta para correlações estratigráficas e refinamento da subdivisão do Neoproterozóico III, como também para estudo das mudanças globais que teriam ocorrido neste intervalo de tempo.

Com base nestas descobertas, investigações de isótopos de C, O e Sr foram realizadas no Grupo Corumbá, em conjunto com levantamentos estratigráficos, quando se obteve a constatação de incursão positiva de valores de $\delta^{13}C$ na Formação Tamengo (Boggiani *et al.*, 1996a, 1997), relacionada à incursão ediacariana, ou seja, variação de valores negativos para positivos, encontrada em demais seqüências neoproterozóicas, como já sugeriam os dados obtidos por Zaine (1991), Chang *et al.* (1994) e Kawashita (1996).

Estudos de isótopos de C, O e Sr foram também realizados para os carbonatos do Grupo Araras por Boggiani (1998), Nogueira (2003) e Alvarenga *et al.*, (2004). Com relação a esta unidade carbonática, cuja metade inferior é formada por calcários calcíticos e ritmitos (calcário/folhelho car-



Fig. 6 -Arranjo das faixas Paraguai e Tucavaca (paralela ao Lineamento Chiquitos) sugerindo junção triplíce de rifts (extraído de Jones 1985)

- Arrangement of Paraguay and Tucavaca belts (parallel to Chiquito Lineament) as triple junction of rifts (taken from Jones, 1985)

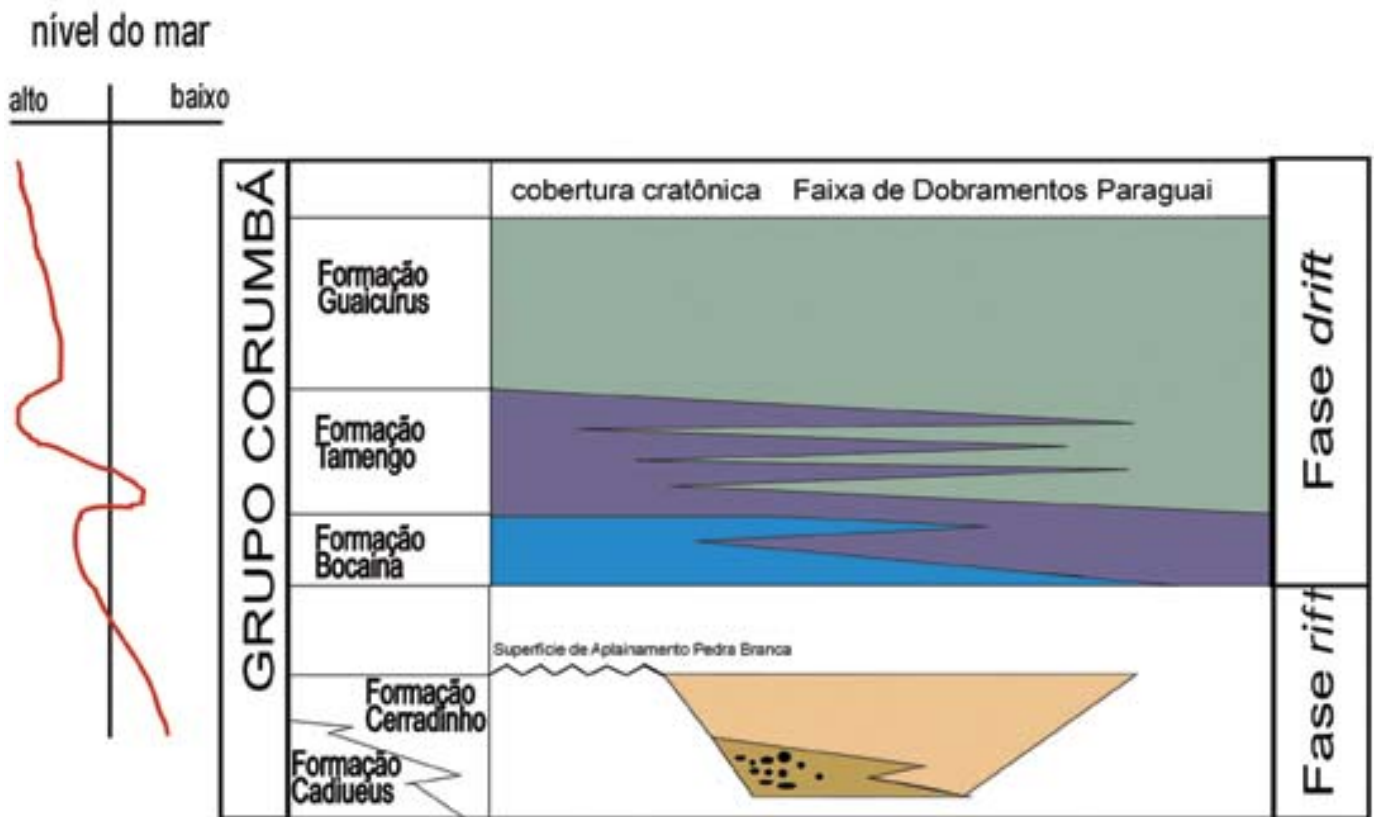


Fig. 7 - Subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá no contexto de evolução de uma bacia do tipo rift-drift

- Stratigraphic subdivisions of the Corumbá Group in the context of a rift-drift basin

bonoso) e a superior por dolomitos com estromatólitos, Boggiani *et al.* (1997) havia interpretado que provavelmente esta unidade teria se depositado em uma bacia isolada, sem comunicação com o Oceano Neoproterozóico. Desta forma, os dados isotópicos obtidos não poderiam ser correlacionados às curvas de variação global.

A interpretação de que a evolução da sedimentação do Grupo Araras teria se dado em bacia isolada seria corroborada ainda pelos próprios dados de isótopos de C e O, os quais apresentam-se com valores relativamente maiores para o topo, o que estaria relacionado às condições mais restritas da bacia e às condições evaporíticas mais intensas no topo, concomitantes à diminuição da profundidade da coluna d'água.

Os estudos de Nogueira (2003) permitiram caracterizar uma seção de capa carbonática sobre a Formação Puga em Mirassol do Oeste (MT), onde o contato dos carbonatos com os diamictitos apresenta-se com deformações plásticas, o que comprovaria o acelerado processo de deglaciação, seguido pela deposição dos típicos carbonatos que comumente recobrem os sedimentos glaciais neoproterozóicos (Nogueira *et al.*, 2003).

Investigações isotópicas realizadas por Alvarenga *et al.* (2004) demonstraram que valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre -10.5 e +0.6‰ são encontrados nos primeiros 200-250 metros de calcários cinza escuros (Formação Guia) do Grupo Araras. Na região de Mirassol d'Oeste, com boas exposições de uma capa dolomítica sobre diamictitos, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variam entre -10.5 e -2.7‰ (Nogueira *et al.*, 2003, Alvarenga *et al.*, 2004). Os dolomitos da porção superior (Formação Araras) incluem valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre +1.9 e +2.4‰, mas no topo desses dolomitos, onde ocorrem intercalações de areia quartzosa nos dolomitos, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ atingem +9.6‰ passando para valores negativos de -1.0‰. Estes valores de isótopos de Carbono, associado aos dados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.70753 e 0.70803, foram considerados como comparáveis aos carbonatos que recobrem os depósitos relacionados à glaciação Marinoan-Varanger, em torno de 600 Ma Alvarenga *et al.*, 2004.

Capa carbonática também foi observada no contexto de sedimentação do Grupo Corumbá (Boggiani & Coimbra, 1996; Boggiani *et al.*, 2003), o que conduz à hipótese de que após a Glaciação Puga, com a conseqüente elevação no nível do mar, as capas carbonáticas dos grupos Corumbá e Araras

teriam se depositado em águas conectadas. Porém, face às diferenças faciológicas e paleontológicas entre os dois grupos, Boggiani (1998) interpretou que o Grupo Araras teria se depositado em uma bacia fechada, e o Grupo Corumbá sob condições oceânicas.

Modelo contrário à hipótese de uma bacia restrita para o Grupo Araras seria a de que a deposição desta unidade teria sido diferente da do Grupo Corumbá, mas com comunicação com o oceano neoproterozóico III, devido à maior proximidade das cadeias de montanhas que se formavam em resposta à colisão do final do Brasileiro, ocorrida entre 600 e 500 Ma (Pimentel *et al.*, 1996 ; Alvarenga *et al.*, 2000). Este segundo modelo poderia explicar o fato de ainda não terem sido descobertas ocorrências de rochas fosfáticas na porção norte da Faixa Paraguai, uma vez que o aporte terrígeno poderia ter impedido a formação destas rochas.

Investigações paleomagnéticas das unidades da Faixa Paraguai estão permitindo a obtenção de novas interpretações sobre sua evolução, Trindade *et al.* (2003) demonstram que a deposição da Capa Carbonática de Mirassol do Oeste teria ocorrido em baixa latitude durante o Ediacatiano.

Novas pesquisas prosseguem no âmbito da Faixa Paraguai, e trabalhos conjuntos vêm sendo desenvolvidos para melhor definir as relações entre as unidades de sua porção norte e sul com as demais unidades neoproterozóicas, como o Grupo Arroyo del Soldado no Uruguai (Gaucher, 2000 ; Gaucher *et al.*, 2002), Grupo Itapucumi no Paraguai e as Bacias do Estágio de Transição do Sul e Sudeste Brasileiro (Teixeira, 2000; Teixeira & Petri, 2001).

Estes novos estudos relacionam as interpretações sobre a Faixa Paraguai no âmbito das mudanças globais do final do Neoproterozóico, tais como fragmentação do supercontinente Rodínia e posterior formação do Gondwana, glaciações globais e possibilidade de resfriamento do globo terrestre como um todo (Hipótese do "Snowball Earth") quando provavelmente a Terra teria ficado totalmente coberta pelo gelo. O entendimento destas modificações globais tem sido considerada necessária para explicar o rápido surgimento e extinção de grupos faunísticos que antecederam a explosão de vida cambriana e, sem dúvida, estas novas interpretações encontram respaldo em bases sólidas dos grandes traços geotectônicos e geológicos estabelecidos pelo Professor Fernando de Almeida.



A HISTÓRIA DOS CONTINENTES
- Trajetórias e tramas tectônicas -

Benjamim Bley de Brito Neves
Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, SP
bbleybn@usp.br

Resumo:

A análise comparativa dos continentes atuais traz à tona uma série de afinidades e semelhanças composicionais (tectono-estratigráficas) e evolutivas que não podem ser consideradas fortuitas.

A crosta continental tem crescido de forma contínua e associativa desde as pequenas células microcontinentais formadas e docadas no Hadeano, consignando sucessivamente massas maiores, continentes e supercontinentes. Como os continentes atuais compartilharam de outras massas e “super-massas” pretéritas, o estudo comparativo dos continentes permite encontrar estas afinidades e semelhanças e, reversamente, fomentar a teoria dos supercontinentes. Embora Pangea (ca. 230 Ma) seja a referência supercontinental mais próxima de nós no tempo, acessível e concreta, há outras referências anteriores a serem investigadas.

Em primeiro lugar, foi tentativamente traçada uma espécie de roteiro básico esquemático da evolução dos continentes, tendo a América do Sul (por razões óbvias) como parâmetro de partida, e procurando respeitar afinidades e mesmo contigüidades reconhecidas (de um continente com outro) em trabalhos prévios. Foi possível reconhecer e destacar cerca de 17 eventos/episódios maiores, presentes na evolução da maioria dos continentes atuais. Esta série de processos/eventos discriminados procurou incluir, da melhor forma, os principais marcos de evolução crustal, processos acrecionários e colisionais, colagens e fusões, tafrogêneses e fissões etc., que apresentaram repercussão em nível global.

A partir desta análise individual (continente por continente) e do posterior exercício de comparação (entre os diversos continentes), foi possível ousar estabelecer um decálogo dos processos, ao nosso ver auto-explicativo, assim como alguns corolários principais. Este decálogo com seus corolários são considerados válidos para a maioria dos continentes. Os objetivos desta identificação são primeiramente de cunho didático, e depois de receber crítica construtiva (esperada da comunidade) a estas considerações, há pretensão futura de republicar aprimoramento. Isto foi tentado já nesta oportunidade, mas certamente há perspectivas e haverá receptividade para críticas, e com estas, o caminho para melhor entendimento do contexto global das grandes massas continentais.

Palavras-chave: História dos Continentes, Supercontinentes, Pangea, Evolução Continental, Evolução Crustal, Continente sul-americano.

Abstract:

The analysis of comparison of the present continental masses brings into consideration a series of affinities and sim-

ilarities in terms of composition (tectonic-stratigraphic features) and geologic evolution, that cannot be fortuitous

The continental crust has continuously grown, in accumulative and associative ways, since the first microcontinental cells, docked in Hadynian time, so unceasingly and successively forming larger continental masses. As the present continents have shared larger supercontinental landmasses in the geological past, the comparative study of the continents allows us to find affinities and similarities, then provides a better support for the Theory of the Supercontinents. Although Pangea (ca. 230 Ma) has been the closest reference, there are some other previous supercontinental references to be considered and checked out. Firstly, a kind of general scheme of evolution was drawn for the continents, having South America as paradigm (for obvious reasons) as well as taking into consideration other known affinities and previous (pre-Pangea) contiguities already proposed. So, it was possible to recognize and to discriminate 17 major episodes of crustal evolution for most of the present continents. This set of episodes tries to include the main processes of crustal growth and evolution, such as accretionary and collisional events, orogenic collages and fusions, taphrogeneses and fissions and so on, all of which have presented some kind of global repercussion.

Based on individual analyses and the subsequent exercise of comparison among evolutionary trajectories, it was feasible to dare and to propose a decalogue, as well as some major corollaries, with self-explaining reasonings, according to our point of view.

First, the objectives of such an identification are didactical. Secondly, we expect the communitys academically endorsed constructive criticism on this study in order to improve it. We remain open to and welcome such criticism, which will certainly pave the way to a better understanding of the global context of great continental masses.

Keywords: History of Continents, Supercontinents, Pangea, Continental Evolution, Crustal Evolution, South American Continent.

Resumen:

El análisis comparativo de los continentes actuales trae a tona una serie de afinidades y semejanzas composicionales (tectono-estratigráficas) y evolutivas que no pueden ser consideradas casuales.

La corteza continental ha estado creciendo de forma aglutinada y continua desde las pequeñas células microcontinentales ancladas en el Hadeano, formando sucesivamente masas mayores, continentes y supercontinentes. Como los continentes actuales formaron parte de otras masas y "super-masas" pretéritas, el estudio comparativo de los continentes permite encontrar estas afinidades y semejanzas y, recíprocamente, fomentar la teoría de los supercontinentes. Aunque Pangea (ca. 230 Ma) es la referencia supercontinental más próxima en el tiempo, asequible y concreta, hay otras referencias anteriores a ser investigadas.

En primer lugar fue tentativamente esbozada una especie de trazado básico esquemático de la evolución de los continentes, tomando Sudamérica (por razones obvias) como punto de partida, y procurando respetar afinidades e inclusivas contigüidades reconocidas (de un continente a otro) en trabajos previos. Fue posible reconocer y destacar cerca de 17 eventos/episodios mayores, presentes prácticamente en la evolución de la mayoría de los continentes actuales. Esta serie de procesos/eventos discriminados procuró incluir, de la mejor manera, los principales marcos de evolución crustal, procesos acrecionales y colisionales, coalición y fusión, tafrogénesis y fisiones etc., que representaran repercusión a

escala global.

A partir de este análisis individual (continente por continente) y del posterior ejercicio de comparación (entre los diversos continentes) fue posible atreverse a establecer un decálogo de los procesos, a nuestro modo de ver auto-explicativo, así como algunos corolarios principales. Este decálogo y estos corolarios son considerados válidos para la gran mayoría de los continentes. Los objetivos de esta identificación son primeramente de cuño didáctico, y después de la crítica constructiva (esperada de la comunidad) a estas consideraciones, se pretende llegar, con respaldo académico, a un perfeccionamiento. Esto fue anhelado ya en esta oportunidad, pero ciertamente abre muchas perspectivas y receptividad para críticas, y con estas, el sendero para mejor comprensión del contexto global de las grandes masas continentales.

Palabras llave: Historia de los Continentes, Supercontinentes, Pangea, Evolución Continental, Evolución de la Corteza, Continente Sudamericano.

Introdução

O presente trabalho se propõe a um exercício de revisão e síntese para reflexão sobre tema importante, muito presente na literatura geológica, mas muitas vezes sob óptica mais geográfica que geológica, em geral insatisfatória, sem o aprofundamento mínimo desejável. A abordagem do tema continentes e, por extensão, da crosta continental, carece desta incursão no seu estado de arte. Alguns complementos que se fazem necessários serão trazidos para a definição de continente, assim como uma análise da diversidade dos tipos crustais e da natureza da crosta continental neles contida.

Não obstante esta diversidade que será reiterada desde o princípio, a análise comparativa dos continentes atuais traz à tona uma série de semelhanças e afinidades que certamente não são fortuitas. Suas razões serão apreciadas. Isto tem sido observado no trato das frações do embasamento pré-Cambriano e/ou pré-Ordoviciano, representado por núcleos cratônicos e faixas móveis proterozóicas de diversas idades. O que havia sido feito com frequência, no passado, no tocante às coberturas plataformais proterozóicas e fanerozóicas (estudo estratigráfico, análises de correlação de um continente a outro) serviu de estímulo e exemplo para que os mesmos tipos de estudos comparativos viessem a ser feitos nos respectivos substratos do pré-Ordoviciano.

Numa primeira investida de análise, estas observações selecionadas permitiram traçar uma espécie de histórico de organização tectônica dos continentes, tendo por respaldo e retaguarda uma tabulação comparativa genérica de seus principais termos tectônicos e elementos lito-estruturais através do tempo. Certamente este histórico de evolução (trajetória) e organização (trama) é a expressão superficial de determinantes sub-crustais (dinâmica interna, criadora sobretudo) e de tudo aquilo que determinou suas leis, consorciado com os determinantes subsequentes da dinâmica externa (modeladora por excelência).

Estes ensaios de comparação (que serão abordados *a posteriori*, e serão objetos dos quadros esquematizados nas Fig. 4, 5, 6 e 7 adiante inseridas) trazem algumas descobertas até surpreendentes de identidades, que fazem sentido por dois motivos básicos maiores, expostos nos parágrafos seguintes.

Por um lado, sabe-se que a evolução da crosta continental seguiu roteiro irreversível (não obstante algumas recorrências ostensivamente reconhecidas e alguns *short cuts* locais) de crescimento vertical e lateral, a partir do manto (e de obediência às leis da termodinâmica), embora não haja sempre consenso sobre as taxas (crescimento por unidades de

tempo) e formas deste crescimento. Por outro lado, os dados da geologia básica regional, da geocronologia e do paleomagnetismo, entre muitos outros, têm indicado que os continentes partilharam contigüidades em grandes massas continentais pretéritas. Por conta disto, a teoria dos supercontinentes (Murphy & Nance, 1992) foi a marca/bandeira mais avançada da última década do século passado no campo da Tectônica Global, chegando ao início deste século em plena efervescência: ver o Simpósio Programa Internacional de Correlação Geológica UNESCO/IGCP 440, em Perth, na Austrália 2001, e aqueles que servirão de fechos deste IGCP conduzidos em Florença, 2004.

Os magnos processos de aglutinação (fusão episódica ou delongada) das grandes massas continentais ocorreu meia dúzia de vezes, a partir do Neoarqueano, e tem sido possível monitorar algumas dessas grandes *landmasses* (vide Hoffman, 1991; Unrug, 1996; Dalziel, 1997; Rogers, 1996; Powell et al., 2001; Rogers & Santosh, 2002, entre muitos outros). Assim, a discriminação de identidades entre os continentes, co-irmãos destes fatos/processos maiores, é observação esperável sempre, e mais ainda, para ser pesquisada quando não se mostrar conspícua.

Os exercícios de comparação devem ser conduzidos com serenidade, ter uma data (referência para bibliografias) e serem revistos com freqüência, pois a dinâmica do conhecimento geológico é muito grande, e as ameaças de especulação exagerada costumam rondar alguns autores. A palavra correlação deve ser evitada, ou melhor conduzida, por sua conotação forte em estratigrafia (“demonstração de equivalência e mesma posição na seqüência...”, Hedberg 1976), e porque, mesmo que haja estágios evolutivos semelhantes e relativamente coevos, a experiência tem demonstrado que a diacronia prevalece nos acontecimentos geológicos de um trato a outro das mesmas massas continentais. Muitas vezes persiste entre os pesquisadores a expectativa de encontrar sincronia absoluta nos processos geotectônicos de um continente a outro, de um trato a outro do mesmo continente, e isto não é possível, tendo em vista a heterogeneidade dos processos subcrustais e outros do crescimento crustal, lateral e vertical.

Depois de uma revisão necessária no tema crosta continental (características, tipos crustais, diversidade etc.) e de auferir ao máximo do ensaio de comparação entre as grandes massas continentais, será feita uma espécie de roteiro geral de constituição e organização destas aglutinações maiores do presente momento geológico. Toda a lida de análise dos continentes (composição, estrutura e evolução no tempo) e das comparações propostas manteve suas bases no que se sabe da evolução irreversível do planeta e das sucessivas etapas que são naturalmente consequentes dos processos tectônicos, do Arqueano ao Neógeno. Todos estes processos são, em última análise, a expressão de diferenciação do manto e resfriamento do planeta como um todo, ou seja, a expressão final da inexorável faina da dinâmica interna.

Nestes termos e tendo por base esta trajetória “média” de evolução será proposto - com objetivos de síntese, razões expositivas (razões didáticas subtendidas) e riscos calculados - um decálogo para a evolução dos continentes e alguns dos principais corolários serão considerados. A divulgação nesta oportunidade do que foi auferido na nossa análise, em termos de observações, idéias e propostas, automaticamente abre espaço para receber críticas, sugestões e adendos. Tudo que possa servir para uma revisão com aprimoramento para o futuro será bem-vindo.

O legado profícuo de Professor Fernando F. M. de Almeida

Nos meados do século passado, Professor Fernando F. M. de Almeida figurou como pioneiro na comparação entre a evolução de nosso continente e os continentes africano

(Gondwana) e norte-americano (Laurentia). Seus clássicos trabalhos (Almeida, et al., 1967; Almeida, 1974; Almeida 1967, em Hurley et al., 1967) de comparação dos elementos tectônicos da América do Sul com o de outros continentes foram empreendimentos ousados (para as respectivas épocas), seriamente respaldados em conhecimento geológico ímpar.

Estes marcantes trabalhos estavam, na realidade, sem o pretender, traçando caminhos e antecipando as disciplinas da tectônica dos continentes e dos supercontinentes, que vieram a desabrochar somente na última década do século passado. Dizer que este capítulo com nosso trabalho é uma continuidade (espécie de *day after*) da obra de Professor Fernando Flávio, daqueles pontos chaves por ele levantados com sua notável cultura e descortino, é em parte uma pretensão (a ser perdoada) e um fato concreto (a ser devidamente consignado).

Quando Dr. Fernando esboçou para conjecturas o seu Cráton do Paramirim, na década de 70, ele estava antevendo as grandes transformações continentais a partir de uma mesma célula primordial, e de certa forma dando passos para o fanal da teoria dos supercontinentes (deslanchada somente quase três lustros depois). Os que criticaram duramente na época (e não foram poucos) devem ser compreendidos e perdoados, pois eram desprovidos do alcance tão antecipado do Professor Fernando.

Na verdade, os exemplos, os incentivos constantes e o caráter sempre amistoso de abordagem de Professor Fernando foram sempre catalisadores de toda produção geocientífica da minha geração, que teve o privilégio de tê-lo como referencial.

Continente e os complementos necessários ao seu entendimento

Continente, Supercontinentes, Microcontinente, Terreno

Apesar de quase dois séculos de estudos geológicos sistemáticos centrados muito mais no universo da crosta continental, ainda persistem numerosas questões concernentes à natureza (composição e estrutura) e à evolução da crosta continental. Muitas questões permanecem não respondidas por completo, carecendo investimentos de pesquisas, e algumas destas questões subsistem por razões de preconceitos científicos.

Neste último caso, isto tem acontecido devido ao rescaldo da disputa científica entre as escolas dos “fixistas” (soviéticos sobretudo, escola dos “geossinclinais”) e “mobilistas” (norte-americanos sobretudo, escola da “Tectônica de Placas”, nos seus primórdios e na década de 70). Enquanto os geólogos da escola “fixista” se aprofundaram (de forma mais qualitativa, é verdade) no estudo do interior dos continentes e da crosta continental, os geólogos da escola “mobilista” tiveram durante muito tempo sua atenção dirigida exclusivamente para feições, processos e fenômenos afins desenvolvidos em margens de placas. As observações e conclusões meritórias de uma escola passavam a ser denegadas (em alguns casos, até ironizadas) por militantes da outra escola, e somente a partir dos anos 80 estes problemas/rivalidades foram sendo gradativamente superados. Esta falta de integração de estudos científicos veio em detrimento do tema agora tratado.

Nesta esteira, os tipos de crosta continental, os tipos crustais (revistos e atualizados a partir de Condie, 1989), sintetizados no quadro das Fig. 2, mais à frente, são temas que merecem atenção primeiramente e um pouco de aprofundamento. Estes conceitos são fundamentais, mas têm sido um pouco marginalizados, a despeito da caracterização geológica e geofísica cada vez mais robusta.

Por seu turno, a definição de continentes dos clássicos dicionários geológicos é no mínimo incompleta e destituída de todos os conhecimentos e progresso auferidos nas últimas



Fig. 1 - A "Equação" Fundamental da Geotectônica: a interação de placas, principais processos e termos da evolução tectônica global

- The fundamental "Equation" of Geotectonics: plate interactions, main processes and elements of the global tectonic evolution

décadas: "... one of the Earth's major landmass, including both dry land and continental shelves...", ver Bates & Jackson (1987) e Jackson (1997). Em geral, os continentes e seus limites têm sido definidos de vários modos, com critérios genéricos, sem contemplar o acervo de implicações geológicas e tectônicas.

O conhecimento da moderna Tectônica Global requer bem mais desses conceitos (continentes e tipos crustais), seja em termos de litosfera (relação deles com o cenário das placas continentais e oceânicas), dimensões (noções complementares de supercontinente, microcontinente e terreno), crescimento (taxas de crescimento com o tempo), diversidade composicional, trajetória evolutiva (articulação e desarticulação das massas continentais) e outros aspectos de relativa monta. Como exemplo, falta o laudo geográfico de climatologia continental (Sengör, 1999), a possibilidade de conexões de continentes através de istmos. Interessante acrescentar aqui que desde o clássico livro de Edward Suess (1885), a definição dos seis continentes atuais estava relativamente bem estabelecida, cabendo a Kossinna (1933) ratificá-la praticamente, com os critérios da época (considerou sete continentes, discriminando Europa da Ásia).

Os continentes constituem o segmento continental das grandes placas litosféricas (placas maiores > 10⁸ km²), podendo ficar em posição lateral (vide América do Sul) ou central em relação a esta placa (vide África) considerada.

A aglutinação ou grande aproximação episódica destes segmentos continentais das placas litosféricas pode coalescer massas muito extensas, ou supercontinentes (Murphy & Nance 1992), e isto parece ter ocorrido algumas vezes na história do planeta, a última delas no início do Triássico, quando da formação de Pangea (ca. 230 ± 5Ma), da qual todos os continentes atuais foram derivados.

Como previamente mencionado, é aqui reiterado (na chamada equação fundamental da Geotectônicas, ver Fig. 1, que o fenômeno de aglutinação (fusão) e posterior desarticulação (fissão, dispersão) de grandes massas continentais é tema de relevância na Tectônica Global, e que vive em pleno estágio de fluxo em nossos dias, sendo foco de diversos fóruns de IUGS/UNESCO, como IGCP 440, por exemplo.

A Teoria dos Supercontinentes imprime de comentários, como aqueles já colocados no item introdutório. A concepção de Pangea no Triássico (Idade Ladiniano, ca. 230 Ma) é praticamente unânime por razões óbvias, de boa qualidade e diversidade dos registros, e pela maior proximidade no tempo. A concepção de Gondwana, no final do Neoproterozóico (e início do Fanerozóico) é aceita, mas com muitas divergências de formas e arranjos. As concepções de Rodínia (final do Mesoproterozóico/início Neoproterozóico, de vários autores, a partir do pioneiro trabalho de Hoffman, 1991) de NENA/Colúmbia (~ 1,5 Ga, Gower, 1992; Rogers & Santosh, 2002) e outros supercontinentes propostos para o Paleoproterozóico (Atlântica, Ártica, Ur; Rogers, 1996) etc., vão ganhando em dificuldade e massa crítica de objeções ou de ceticismo na proporção do avanço do conhecimento. Embora isto seja compreensível, o negativismo não é aceitável. A noção, a concepção e o referencial dos supercontinentes são conquistas e marcos de progresso das Ciências da Terra, uma ajuda inestimável. Com estes elementos, os ganhos são maiores e o entendimento da evolução dos continentes, os estudos comparativos e globais fluem melhor. Negá-los e renegá-los (já existem vários *papers* neste caminho) não é a melhor forma de fazer o progresso do conhecimento científico, mas sim confrontá-los reiteradamente com os avanços do conhecimento geológico, imbuídos da busca da crítica construtiva.

O tema supercontinentes voltará a ser comentado tendo

Tipos Crustais	Area %	Volume %	Estabilidade Tectônica	Fluxo Termico MW/m ²	Anomalia Bouguer mgal	Espes. crustal	V _p Km/s
Crátons							
Área de Escudo	6	11	Estável	38 -50	-20 /-30	35-40	8,1
Área de cobertura	18	35		38- 50	-10/ -50	41	8,1
Faixas Móveis							
Arco Magmático	2	4	Instável	50 - 70	-50/-100	38	8,0
Orógeno Paleozóico	8	13	Intermediário / Estável	57-60	-100/-200	>43	8,1
Orógeno Meso-Cenozóico	6	14	Instável	68-75	-200/-300	>50	8,0
Rifte Continental	<1	<1	Instável	60-80	-300/-300	28-30	< 7,8
Bacia Oceânica	38	12	Estável	50	+250/+350	7- 11	8,2
Crista Meso-oceânica	10	2	Instável	>> 100	+200/ 250	5-6	< 7,5
Fossa	2	1	Instável	< 45	-100/-150 -150	8	8
Bacia Marginal ("back arc")	4	2	Variável (Estável / Instável)	50-150	50-100	9	7,5-8,0
Ilha Vulcânica	<1	<1	Muito variável	60- 80	Variável (=> 250)	14-12	7-8,5

Fig. 2 - Principais Tipos Crustais. Baseado em Condie (1989)

- Main Crustal types. Based on Condie (1989)

em vista que aquelas super-aglutinações mais comumente propostas (mais amplamente divulgadas na literatura especializada) foram utilizadas como marcos nos quadros de evolução comparativa (nos quadros das Fig. 6, 7 e 8, a seguir)

A designação de microcontinente se aplica para pequenas massas /fragmentos da litosfera continental (< 104 km², proposição informal de Condie, 1989), geradas no fracionamento de placas maiores, e que são delimitadas inteiramente por margens passivas. Estes fragmentos continentais pequenos quando balizados por uma margem ativa são convencionalmente chamados de "microplacas".

A designação de "terrenos" e/ou "terrenos suspeitos" também tem sido aplicada para estas pequenas peças continentais e oceânicas, quando elas são de proveniência remota, quando elas são alóctones e migraram de sua posição original para o sítio orogênico consoante trajetórias percorridas muito longas, que são muitas vezes superiores à sua dimensão. Devemos acrescentar que esta é apenas uma das definições de terrenos, e que este tema é muito variado e controverso (e tem desenvolvido uma incessante bibliografia), mas têm sido resguardadas as características de pequeno fragmento continental (às vezes oceânico), o histórico de grande mobilidade no espaço geográfico-geológico e de considerável retrabalhamento (tectônico-termal) sobreposto.

Para outro grupo de autores (como Kearey & Vine, 1990, por exemplo) a designação de terrenos deve ser aplicada para pequenas frações da litosfera continental ou oceânica, balizadas inteiramente por falhas importantes (normais, inversas ou transcorrentes) e que são distintas, compostas por

unidades lito-estruturais distintas de todas aquelas que lhe são circum-adjacentes. Dificilmente há consenso quando o termo terreno é evocado. Há, ainda outro grupo de autores que é bastante crítico deste conceito, até desaconselhando veementemente o seu uso (e. g. Sengör & Dewey, 1990), devido a esta multiplicidade de conceitos não-genéticos e genéticos.

Crescimento da Crosta Continental

No tocante ao crescimento da crosta continental, sabe-se que ela cresce de forma contínua e associativa desde as mais remotas frações/células primitivas do Hadeano (desde 4,4 Ga, vide Wilde et al., 2001). As taxas de crescimento com o tempo, as curvas que expressam este crescimento não são consensuais (vide Gastil, 1960; DePaolo, 1980; Taylor & McLennan, 1985; Cordani et al., 1988; Albarède, 1998, entre muitos outros), e isto ainda será alvo de muitos debates e discussões. Consoante Sengör (1990), os continentes constituem a memória da Terra, graças à absoluta predominância dos eventos de criação (ainda que lentos) sobre aqueles de destruição e remoção (subducção A, senso lato).

Modernamente, Condie (2000), baseado na vasta bibliografia precedente e em dados isotópicos de crosta continental juvenil, propôs três magnos episódios (*bangs*) de crescimento, a saber: 2,7 Ga ; 1,9 Ga e 1,2 Ga ("bangs" moderados" de ca. 0,1 Ga de duração). Ao mesmo tempo, este autor advoga que nem o modelo de "big bangs" nem o de "steady state" são totalmente aceitáveis, havendo um misto complexo entre eles. Adicionalmente, Condie volta a enfatizar e ratificar a diferença fundamental entre as taxas de

crescimento continental (e sua natureza) do Arqueano - bem maiores - em relação ao Proterozóico.

Em termos de formação e taxas de crescimento de crosta continental, todas as pesquisas mais aprofundadas conduzem à conclusão desta supremacia do Eon Arqueano sobre os demais. A maioria dos autores advoga que as grandes taxas de crescimento da crosta continental no Arqueano se devem tão somente ao maior contingente de calor produzido pelo interior da Terra, o que é fato, mas isto não é a causa exclusiva, como será complementado no item seguinte. Isto acontece mesmo quando, devido aos processos sobrepostos de retrabalhamento, este fato não fica claro de imediato, e sejam bastante delongadas as circunstâncias do reconhecimento pleno dele.

Baseado na ampla bibliografia sobre este tema, pode-se considerar que as muitas divergências são fatos menores (escala, metodologia, amostragem), e reconhecendo o campo amplo de pesquisas que este tema requer e vai abrigar ainda para o futuro, pode-se adiantar como próximos do consensual os aspectos seguintes:

a. O volume crustal tem crescido sempre através do tempo geológico, apesar de ser reconhecida a erosão e a subducção (“*A subduction*”). Em complemento, se reconhece que a reciclagem no manto é um fato.

b. O crescimento crustal foi mais rápido no Arqueano (ca. 70% em 56% do tempo geológico), em razão direta e atendendo às condições mais elevadas de fluxo térmico durante esse Eon.

c. Para um mesmo período de tempo, ao longo do Proterozóico, o crescimento foi consideravelmente menor, na faixa de 20%. Para todo Fanerozóico, as estimativas de crescimento continental são em torno de 10%.

d. Em todos os casos acima, as taxas de crescimento de crosta continental estipuladas devem ser gradativamente reavaliadas e modificadas, em função do crescimento natural e esperado da massa crítica de dados disponíveis (que é pequena em relação à grandeza do problema).

e. A formação da crosta continental, ainda que contínua, teve a tendência de se concentrar preferencialmente em torno de alguns períodos (orogênicos) determinados. À medida que o levantamento geocronológico dos continentes progride, muitos períodos antes considerados praticamente estéreis (“*lull*” = pausa temporária ou declínio de atividade) vêm sendo sido gradativamente descartados.

A geração de toda a crosta continental hoje preservada é produto da interação das placas litosféricas (Fig. 1), nas zonas de convergência (produção de magmas cálcio-alcalinos por meio fusão de protólitos em zonas de subducção B). Isto é postulado usual e enfatizado no princípio do atualismo. Ainda que isto deva responder pela maioria incontestada da crosta continental já formada, já existem algumas contestações e novas luzes, advindas de vários campos do conhecimento geotectônico e litogeoquímico.

Os processos usuais dos arcos vulcânicos e magmáticos sozinhos não seriam capazes de responder por todo o volume de crosta continental acumulado através do tempo geológico. Alguns mecanismos auxiliares ou específicos da subducção (“*hot subduction*”; “*oceanic plateau accretion*”) e outros do interior de placas (“*loose plate loading*”) devem ser considerados (Albarède, 1998) no cômputo geral da crosta continental até hoje formada. Estes processos/mecanismos estão abrigados na colocação “processos conexos” da Fig. 1.

Nestes novos adendos ao conhecimento da tectônica das massas continentais, é notável o reconhecimento da participação de parcelas derivadas dos tipos crustais oceânicos, transformados e anexados às massas continentais. Recentemente, vários autores têm se preocupado com este tema, como Albarède (1998), que apresentou inúmeros argu-

mentos científicos e algumas propostas interessantes, com exemplos. Especialmente, Kusky & Polat (1999) fizeram uma ampla análise do problema e dos processos acrecionários em geral, com vários exemplos de todo o mundo para o Arqueano (com ênfase, mas também para o Proterozóico e Fanerozóico), destacando a efetiva participação de platôs basálticos, arcos de ilhas, crosta oceânica/remanescentes ofiolíticos, bacias de retro-arco e prismas acrecionários. Sem dúvida, todos estes são “processos conexos” à interação de placas; o que deve ser comentado como novo é o reconhecimento da riqueza e da importância dos processos de “docagem” e de continentalização de tratos oceânicos. Condie (2000) também enfatizou a importância da participação de platôs basálticos (afinidades MORB-OPB) na constituição dos *greenstone belts* arqueanos, apontando esta participação de forma efetiva em cerca de 54% do total, contra 36% de derivados de arco, como habitualmente divulgado.

Na mesma linha de argumentação, deve ser mencionado o trabalho de Windley (1998), mostrando a grande diversidade de “contribuintes” oceânicos (mais alguns continentais, como algumas espessas pilhas sedimentares) no cômputo das altas taxas de crescimento continental no Arqueano. Com o passar do tempo geológico a acreção de materiais continentais foi gradativamente sendo incrementadas e dominantes, e a contribuição dos arcos vulcânicos e magmáticos foi ficando mais importante. No Congresso Geológico Internacional do ano 2000, no Rio de Janeiro, o Professor Windley ratificou e complementou oralmente seu trabalho de 1998, mostrando toda esta diversidade composicional nas construções primordiais da crosta continental.

Assim, os termos da chamada “equação fundamental da Geotectônica”, experimentalmente aqui postulada (Fig. 1), permanecem válidos, visto que todos estes processos acima mencionados (operadores do crescimento continental) estão visceralmente ligados, são parcelas de um todo conexo e não podem ser dissociados do fenômeno de interação de placas litosféricas. Só que estes processos são mais ricos e mais complexos do que podem expressar uma simples equação e/ou modelos gráficos, estes últimos muito comuns nos primórdios da Tectônica Global.

Consoante Murphy & Nance (1992), do ponto de vista da Física, o verdadeiro motor da tectônica global é a perda de calor do planeta e a formação dos oceanos seria a intenção primordial da “máquina Terra”, e nestes termos, a formação de tratos continentais seria apenas mero subproduto muito complexo. Isto se explicaria porque é através dos tipos crustais oceânicos que mais facilmente se pode dissipar o calor do interior do planeta.

Complemento necessário nesta oportunidade será o de enfatizar a diversidade da crosta continental. Da margem continental “passiva” à cadeia de montanha, do interior do cráton ao interior de uma região de rifte, as características geológicas gerais e geofísicas da crosta continental variam. Este complemento necessário foi separado e será discutido no próximo item.

Da Diversidade da Litosfera Continental

Da margem continental passiva (tipo “Atlântico”) à cadeia de montanha, considerando-se todos os tipos crustais de um continente, as características e propriedades geológicas (perfil, espessura crustal, natureza e composição, densidade, idade termal) e geofísicas (fluxo térmico, comportamento gravimétrico, sísmico etc.) da crosta continental variam bastante e guardam diferenças substanciais. No mesmo tipo crustal (cráton, faixa móvel acrecionária ou colisional, rifte, zonas reativadas etc.) são conhecidas diferenças significativas, geológicas e geofísicas (e geocronológicas) de um trato a outro.

Esta diversidade, exposta no quadro de tipos crustais (Fig. 2) foi adaptada de Condie (1989), e constitui uma evolução de várias versões anteriores do livro-texto deste autor. Este quadro serve adicionalmente para confrontar as diferenças evocadas entre os tipos crustais continentais e oceânicos. Especial, referência é feita ao tipo predominante entre os tipos crustais oceânicos, ou seja, a planície abissal, considerada o tipo mais “homogêneo”, mais adequado e factível ao processo de subducção, entre muitas outras diferenças de monta.

Esta diversidade da crosta continental e de seus tipos é o resultado natural, combinado e caprichoso da diversidade de sua origem, idade, histórico tectônico e metamórfico dos processos de trâmite por vários tipos crustais (ver quadros das Fig. 2 e 4, mais à frente) e as diferentes incidências de acreção lateral (crescimento por arcos, aglutinação/docagem de outros tipos crustais) e vertical (espessamento por magmatismo e sedimentação) e perdas por disrupção (tafrogênese, fissão) e subducção.

Os tipos crustais são definidos como determinadas frações da crosta (continental e oceânica), que compõem conjuntos mais ou menos ordenados de características geológicas e geofísicas, e que se evidenciam também por uma determi-

nada feição fisiográfica. Cada tipo encerra uma série de elementos geológicos próprios (natureza, composição, espessura, posição e função na placa litosférica) e características geofísicas gerais próprias, como já dissertado e exposto (Fig. 2), e, da mesma forma que procedem de origens as mais variadas, apresentam várias possibilidades de formação de novos tipos crustais com o decorrer do tempo e processos geológicos.

Todos os tipos crustais são efêmeros, se transformam sucessivamente com o tempo e a dinâmica das placas litosféricas, consoante a gradativa e irreversível perda de calor do interior do planeta (ver fluxotectonograma, Fig. 3). E isto é válido para os tipos crustais continentais e oceânicos. O “congelamento” de um tipo crustal para sempre é impensável, ele pode manter muitas de suas características, mas já no interior de um novo tipo crustal maior em que se entranhou eventualmente. Este seria, por exemplo, o caso dos núcleos cratônicos arqueanos preservados no interior de cratons neoarqueanos e paleoproterozóicos. Todo tipo crustal tem de ser descrito sob égide do tempo geológico (que? de quem? quando?), seja ele cráton, faixa móvel, tafrógeno etc.

O trinômio de tipos crustais continentais, a saber: cráton - faixa móvel - rifte é predominante na composição da crosta

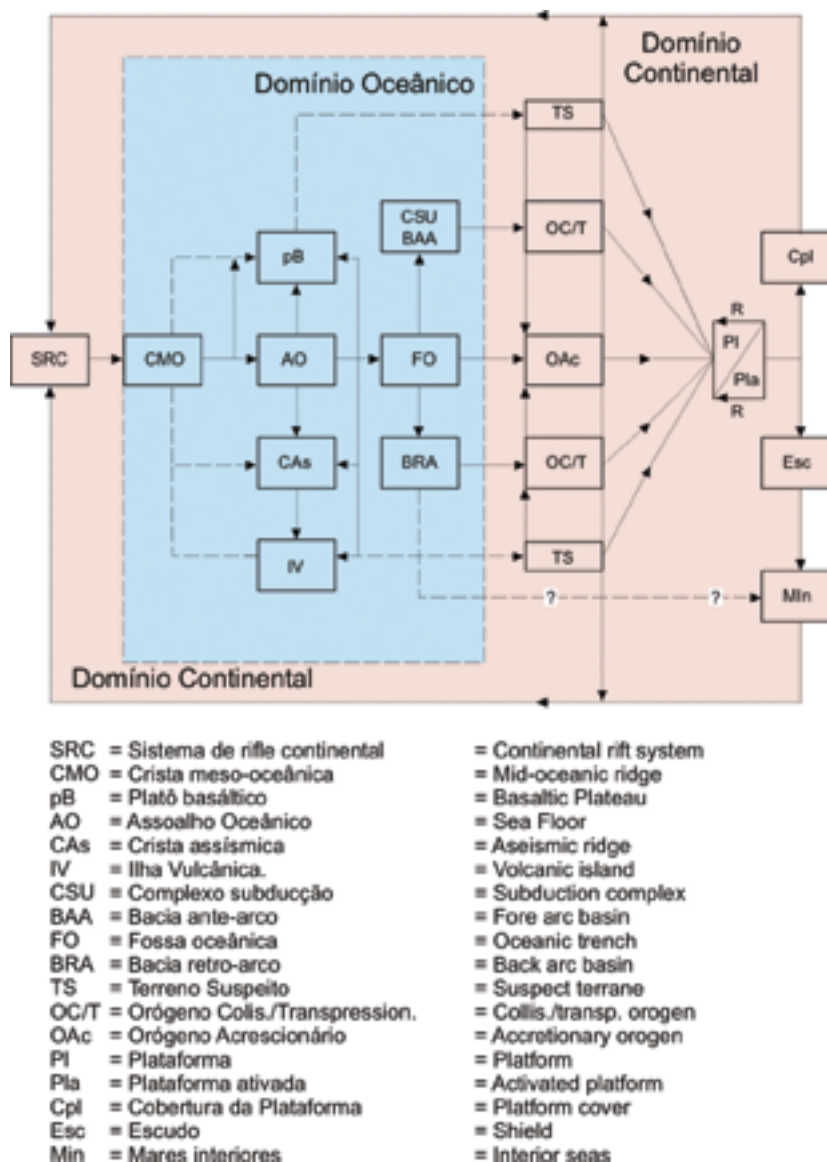


Fig. 3 - Fluxotectonograma dos tipos crustais, em função do tempo e da perda de calor do interior do Planeta

-Tectonic Flow Chart for the MAIN crustal types, taking in account geological time and heat loss of the interior of the Planet

A - CROSTA EM ORÓGENO DE MARGEM CONTINENTAL ATIVA	Faixa móvel acrecionária ou periférica	CENOZÓICO
B. - CROSTA EM ORÓGENO COLISIONAL ATIVO	Faixa móvel colisional ou interior	"
C - CROSTA EM RIFTE ATIVO	Rifte/tafrógeno ativo	"
D - CROSTA EM UMA MARG. TRANSFORMANTE	Faixa móvel transpressional, interior	"
E - CROSTA REATIVADA (NÃO ATIVA TERMO-TECTONICAMENTE DESDE O MESOZÓICO)	Várias possibilidades: margens cratônicas, maciços "medianos"	MESOZÓICO
F - CROSTA EM ORÓGENO DE MARGEM CONVERGENTE (NÃO AFETADO POR TECTONISMO DE MARGEM DESDE O MESOZÓICO)	Faixa móvel acrecionária mesozóica, não retrabalhada desde então	"
G - CROSTA CONTINENTAL EM RIFTE MESOZÓICO, AGORA ADJACENTE A MARGEM CONTINENTAL PASSIVA OU RIFTE INATIVO	Margens continentais do tipo Atlântico e/ou margens de riftes mesozóicos abortados.	"
H - CROSTA AFETADA POR ATIVIDADE TERMO-TECTÔNICA PALEOZÓICA E NÃO MAIS RETRABALHADA	Várias possibilidades, faixas móveis hercínicas, embasamento das faixas hercínicas/variscanas	PALEOZÓICO
I - CROSTA AFETADA POR DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO PENETRATIVOS PROTEROZÓICOS E NÃO MAIS RETRABALHADA	Crátons sinbrasilianos, sinpanafricanos e entidades similares. (Plataformas no sentido da Carta Tectônica do Mundo)	PROTEROZÓICO
J - CROSTA AFETADA POR ATIVIDADES TERMO-TECTÔNICAS ARQUEANAS EXCLUSIVAMENTE	Alguns núcleos cratônicos arqueanos, núcleo-sementes arqueanos de crátons do Proterozóico (Paleo, Meso e Neoproterozóico)	ARQUEANO

Fig. 4 - Tipos de Crosta Continental. Marschak *et al* (1999), modificado

-Types of continental Crust. Marshak *et al* (1999), modified

continental (mas não exclusivo), e estes tipos constituem os tratos fundamentais de onde todos os outros tipos derivam. As transições entre o que é considerado faixa móvel/área instável (acrecionária, colisional, transformante, vestigial etc.) e cráton/área estável é um dos temas mais ricos e sem interpretações consensuais qualitativas da Tectônica. Mais modernamente, os subsídios de certa forma quantitativos da geofísica estão trazendo possibilidades de discriminação menos conflitante, usando os parâmetros espessura crustal e litosférica e de fluxo térmico. Os crátons tendem a ter espessura crustal moderada (ca. 35 km), mas com grande espessura da litosfera (>300 km), e baixo fluxo térmico em geral, sendo os domínios crustais mais frios, fluxos térmico igual ou inferior a 1 HFU. As faixas móveis mostram em geral crosta espessada, espessura litosférica "normal" e fluxo térmico elevado, até valores próximos ao dobro daquele dos domínios cratônicos (ver Brito Neves & Alkmim, 1993 e Fig. 2), caso daquelas faixas móveis mais jovens.

Descendo à escala de detalhe desta diversidade (e do conflito de opiniões acima apresentado), é necessário destacar o progresso observado na sistematização do conhecimento resultante da Penrose Conference de Utah, 1997, em diversas contribuições (publicadas na revista *Tectonophysics* 305, n. 1-3, de 1999).

Particularmente, deve ser destacada a retomada da discussão e o reconhecimento dos processos de ativação termo-tectônica (e afins) da crosta continental, perto ou longe das margens continentais. Isto deve ser saudado como novo marco na busca do equacionamento dos muitos problemas vigentes nesta seara. O reconhecimento de atividade termo-

tectônica proterozóica, paleozóica e mesozóica retrabalhando tratos continentais mais antigos, saindo desta forma dos esquemas livrescos e inadequados da "Tectônica de Placas" dos anos 1960 e 1970, é acontecimento extremamente salutar, mais ainda numa reunião no interior dos Estados Unidos. Preexistiu, por muito tempo, na literatura norte-americana (principalmente) uma certa negligência com quaisquer processos distantes das margens de placas

Os processos de ativação, regeneração (ver Brito Neves, 1992) e reestabilização foram amplamente discutidos, desdobrados e consagrados no seio da escola Kober-Stille-Aubouin, escola européia de tectonistas, e possuem ampla bibliografia e respaldo de conhecimento na regionalização tectônica em todo o mundo (no Brasil, por excelência, tendo Fernando Flávio M. Almeida como principal divulgador). Mas estas discussões e estes termos foram simplesmente banidos da maioria dos livros-textos do mundo ocidental, e da maioria das seções técnico-científicas e de reuniões de especialistas, por indevidos preconceitos científicos e políticos.

A bem da verdade, Sengör (1990) já havia feito notável consideração a respeito dos problemas acima mencionados, enfatizando a pertinência e a qualidade da obra de Hans Stille (o "pai" do termo regeneração) em vários trabalhos. Mas em nome desta verdade, é justo acrescentar que a maioria dos autores ocidentais desconheceu por muito tempo os fenômenos de cratonização, transição (estágio intermediário, de passagem das condições de instabilidade/faixa móvel para as condições cratônicas), regeneração (perda da estabilidade de um domínio cratônico, o que modernamente vem sendo designado de descratonização, ductilização), ativação (eventos

tectônicos e termais, crises de estabilidade dos domínios cratônicos) e reestabilização (volta às condições de estabilidade ou ortoplataforma de um cráton, após a ativação).

Em outras palavras, toda a rica contribuição e nomenclatura descritiva da escola fixista foi sempre relegada, quando não desdenhada pelos tectonistas ocidentais.

A discussão e a lista proposta por Marshak *et al.* (1999) para os tipos de crosta continental reconhecíveis, contrapondo posição tectônica versus tempo, aqui reproduzida na Fig. 4, com modificações e adaptações, é de boa qualidade, e auspiciosa, pelo histórico do tema. Pode ser que esta não seja uma figura completa, ou pode ser considerada muito burocrática, mas merece respeito e não pode ser ignorada doravante. Esta classificação deve ser complementar às observações da Fig. 2, referente aos tipos crustais e à constatação das mudanças incessantes destes tipos com o tempo geológico, expressa na Fig. 3. Esta transitoriedade dos tipos crustais deve ser reiterada em função da perda de calor do interior do planeta, que é o condutor de todos os processos tectônicos (Brito Neves, 1995).

A discriminação e o reconhecimento encetado por Marshak *et al.* (1999), sintetizados na Fig. 4, são virtuosos e já foram devidamente saudados com satisfação. Além de um elo importante com a nomenclatura fixista, vem consubstanciar um passo inicial importante para as classificações em futuro, a partir dela. Assim sendo, pela diversidade dos tipos de crosta continental encontrados na natureza (no varejo), é possível apontar algumas lacunas no quadro de componentes da Fig. 4, por um lado, e por outro, certo preciosismo em algumas discriminações. Compreende-se que há muita influência do paradigma (o continente norte-americano) no exercício de classificação/discriminação ali encetado, mas sem dúvida é um bom recomeço.

Como exemplo, podemos destacar o tipo I, que pela experiência em vários continentes, necessita uma subdivisão, pelo menos para o Paleoproterozóico (onde entrariam vários crátons da América do Sul e da África, pelo menos), Mesoproterozóico (ver a importância das orogêneses grenvillianas e afins na consolidação de zonas estáveis) e Neoproterozóico (casos de Gondwana Ocidental e Oriental, com as orogêneses brasileiras e panafricanas). Já o tipo J é raríssimo, para muitos continentes, ou isto é apenas questão de falta de aprofundamento devido nos dados tectono-termais e isotópicos dos núcleos arqueanos de vários continentes.

Os percalços de uma tentativa de discriminação como esta de Marshak *et al.* (1999), sem antes ter considerado os conjuntos relativamente interdependentes (como os tipos crustais de Condie, 1989, por exemplo) são muitos. Se considerarmos o simples exemplo de um tipo crustal relativamente bem conhecido, como é o caso do Cráton do São Francisco na Plataforma Sul-Americana, a composição é deveras complexa: núcleos cratônico/microplacas arqueanas, faixas móveis paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, soto-postos às coberturas paleoproterozóicas, mesoproterozóicas, neoproterozóicas e fanerozóicas, de diversos e diferentes estágios evolutivos. O grau de retrabalhamento sobreposto pela atividade termo-tectônica neoproterozóica varia bastante, de imperceptível ou muito fraca (áreas C1 e C2, domínio centro - oriental, II, de Alkmim *et al.* (1993), consideradas “full” cratônicas ou ortoplataformais) até muito forte a generalizada no interior (caso do “corredor do Paramirim”, francamente re-estruturado, Alkmim *et al.* 1993, tendo o Cráton do São Francisco em tela). Cada componente do arcabouço do cráton mostra um comportamento relativamente diferenciado em relação àquela atividade termo-tectônica sobreposta.

Mesmo para a cobertura neoproterozóica do Cráton do São Francisco, na área dita ortoplataformal (*full cratonic*),

estudos em andamento mostram que houve vários outros tipos de ativação, como circulação generalizada de fluidos, homogeneização isotópica etc. Tudo isto torna difícil avaliar e classificar o cráton perante o quadro/esquema proposto, por melhor que ele seja.

Deve, pois, ser reiterado que o esquema de Marshak *et al.* (1999) tem inúmeras qualidades e é uma contribuição significativa ao estudo do problema, mas fatalmente deixa escapar várias outras questões tectônicas de interesse para o histórico regional do segmento litosférico considerado. Se isto é verdade para o Cráton do São Francisco (e seus congêneres), como acima exemplificado (que é considerado como o que melhor conhecemos), por maioria de razões será verdade para quaisquer faixas móveis proterozóicas.

Esquema Evolutivo “Médio” dos Continentes

A diversidade da crosta continental, já devidamente enfatizada, mostra que o tema é amplo e que uma análise do problema é praticamente inesgotável. Mas quando se observa os conjuntos, os tipos crustais e como eles estão articulados, e quando se faz uma comparação da trajetória evolutiva dos continentes, algumas luzes e possibilidades lógicas de liames são lançadas no entendimento desta diversidade. Não que haja regras e esquemas pré-estabelecidos, mas há muitas analogias a considerar, principalmente quando são analisados os continentes com afinidades há muito reconhecidas, aqueles que são parcelas mais próximas da dispersão de Pangea (e/ou de outros supercontinentes pretéritos).

O tema também é rico, em várias escalas, e polêmico, e a tentativa aqui feita foi estimulada por uma série de coerências observadas, e deve ser considerada apenas como uma contribuição ao problema. A designação entre aspas de esquema evolutivo “médio” tem que ser enfatizada e de ser entendida na sua devida escala de exercício de comparação, sujeita a muitos percalços.

Tendo a América do Sul como paradigma, por razões óbvias, e após cotejo preliminar dos marcos tectônicos e cronológicos principais da evolução dos continentes, o passo seguinte foi o exercício de tentar montar, com todos os cuidados e ciência dos riscos possíveis, um quadro da evolução “média” dos continentes (Fig. 5). Ou seja, foi procurado estabelecer uma tendência na evolução que pudesse traduzir a trajetória evolutiva das articulações litosféricas do globo, do Arqueano ao Neógeno, consultando as informações mais modernas dos principais blocos continentais (condensadas nos quadros das Fig. 6, 7 e 8, que virão a seguir). Investindo na máxima proferida por Sengör (1990), a crosta continental é a memória da Terra, da história dos continentes, deve ser haurido um conjunto/roteiro harmônico das tendências de evolução.

Na tarefa de comparação de trajetória evolutiva, chegou-se a discriminar cerca de 17 estágios/etapas de desenvolvimentos maiores, comuns de certa forma a todos os continentes (ou à grande maioria deles).

Para os dois primeiros estágios, foram discriminados aqueles da formação das primeiras peças (arcos e núcleos mais remotos, tipos crustais afins e complementares) e que vieram compor os primeiros tratos continentais, com certa estabilidade relativa. As idades desta docagem e acreção microcontinental variam realmente de continente a continente, mas também em função do acervo disponível de dados geocronológicos, sendo que valores na ordem de 4,1 Ga são os mais antigos conhecidos (ver evidência de valores mais antigos em Wilde *et al.*, 2001).

O último estágio considerado (que ganhou incidentalmente o número 17) se refere ao presente quadro geológico-geográfico, considerado um flagrante instantâneo (instância


17 -	Quadro geográfico-geológico atual (efêmero) de 6 continentes desenvolvimento de orogenias acrescionárias (Circum-Pacífico, arcos) e colisionais (sistema himalaiano)
16 -	Tafrogênese e dispersão de Pangea. Desenvolvimento de oceanos (Atlântico, Índico, Mar da Tasmânia) e fechamentos em processo (Pacífico, Tethys) .
15 -	Formação de Pangea, com singularidade ca. 230 Ma
14 -	Sucessão de orogenias do Paleozóico Inferior (Famatiniã, Taconiana, et.) e Paleozóico Superior/Eo-Triássico (Variscana/ Allegharianas), a nível mundial, e subsequente colagem.
13 -	Tafrogenia Neoproterozóico Superior/Eo-Paleozóico, instalação-de oceanos (Iapetus, Rheic, etc), sistemas de riftes
12 -	Individualização de continentes (Báltica, Sibéria) e supercontinentes (Gondwana/Pannotia).
11 -	Sucessão de orogenias a nível global - Brasilianas/Pan Africanas, Cadomiana/Avaloniana, Virgílica, Balkânica, Adelaideana/ Paterson/Petterman, Ross-Delameriana e subsequente colagem.
10 -	Processos de tafrogenia a nível global, no Toniano ao Criogeniano, ampla formação de oceanos e sistemas riftes. Quatro ou cinco episódios de glaciação.
9 -	Máximo de aglutinação continental - Supercontinente Rodínia - aglutinação diacrônica e alongada, culminação discutível -
8 -	Bacias mesoproterozóicas interiores, cratônicos + AMCGR Sucessão de orogenias acrescionárias e colisionais do Ectasiano ao Toniano (já no Neoproterozóico) - grevillianas- e subsequente colagem.
7 -	Bacias mesoproterozóicas + AMCGR Massas supercontinentais eventuais. Orogenias locais
5/6 -	Tafrogênese do Estateriano (+ AMCGR)  Sistemas acrescionários estaterianos
4 -	Agglutinação das primeiras grandes massas continentais Bacias paleoproterozóicas, enxames de diques, compl. máfico-ultramáficos.
3' -	Desenvolvimento e consolidação das faixas móveis riacianas e orosirianas
3 -	Formação de bacias paleoproterozóicas e de arcos siderianos e riacianos.
2 -	Formação dos primeiros núcleos micro-continentais, núcleos-sementes (3,8 a 2,5 Ga)
1 -	Docagem de terrenos, processos "arc-related" e processos associados complementares (4,1 a 2,5 Ga)

Fig. 5 - Trajetória Evolutiva "Média "dos Continentes

-The trajectory of the Continents, an " average"

Obs. AMCGR = Associação anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi
Anorthosite-mangerite-charnockite- rapakivi granite association

“congelada”) de um processo dinâmico, iniciado no Triássico (pós-Pangea) e ainda em franco andamento, que possibilita inclusive teorizar e modelar esquemas geográfico-geológicos futuros.

Os estudos em andamento das aglutinações supercontinentais do passado demarcam a importância de alguns estágios do tempo na consolidação de grandes massas continentais. Estes são os casos específicos da parte média do Paleoproterozóico, pré-estateriano (Atlântica, Artica e Ur, de Rogers, 1966), do final do Paleoproterozóico (Nena-Colúmbia, Gower, 1992; Rogers & Santosh, 2002), do final do Mesoproterozóico (Rodínia, de varios autores, de 1991 à 2002) e do Eo-Triássico (Pangea, vários autores, p.ex. Veevers, 1989). Todos estes magnos eventos de aglutinação/fusão excepcional

de massas continentais foram utilizados como pontos de apoio importantes na proposta experimental da trajetória “média” exposta no quadro da Fig. 5 (assim como no deslanche dos quadros das Fig 6 , 7 e 8 a serem comentados). A pesquisa bibliográfica sobre os eventos orogênicos (orogêneses e colagens orogênicas) entre os diferentes estágios supercontinentais foi naturalmente o suporte complementar.

Esta proposta de designação de etapas é tarefa feita com certa dose de ousadia e com algumas simplificações necessárias para compatibilizar os quadros de evolução e seus estágios, após examinar as versões mais atualizadas de diversos autores. Os autores utilizados para a montagem dos quadros das Fig. 5, 6,7 e 8 são muitos, e estão todos nas referências (ao final do volume), sendo inviáveis discrimi-

GONDWANA OCIDENTAL

AMÉRICA DO SUL	ÁFRICA	
SISTEMA CARIBE-ANDINOS	SISTEMA ALPINO-TURCO - IRANIANO	17
DISPERSÃO AFRO-BRASILEIRA SUBDUÇÃO DO PACÍFICO	DISPERSÃO AFRO-BRASILEIRA FECHAMENTO DO TETHYS	16
SUPERCONTINENTE	PANGEA	15
OROGENIA HERCÍNICA - LA VENTANA	OROG. HERCÍNICA { NW ÁFRICA MAURITANIDES SW ÁFRICA (ARCO SAMFRAU)	14'
OROGENIA FAMATINIANA		14
TAFROGÊNESE/ LINEAGÊNESE EOPALEOZOICA	TAFROGÊNESE/LINEAGÊNESE EOPALEOZOICA	13
SUPERCONTINENTE	GONDWANA (OCIDENTAL)	12
COLAGEM OROGÊNICA BRASILIANA 0,93 → 0,50 Ga	COLAGEM OROGÊNICA PANAFRICANA 0,88 → 0,50 Ga	11
TAFROGÊNESES TONIANA /CRIOGENIANA	TAFROGÊNESES TONIANA /CRIOGENIANA	10
SUPERCONTINENTE	RODÍNIA	9
FAIXAS SUNSÁS/AGUAPEÍ E CARIRIS VELHOS	FAIXAS KIBARIDES E IRUMIDES - LURIO	8'
SANTA HELENA FAIXAS MÓVEIS SAN IGNÁCIO, "ESPINHAÇO"	FAIXA MÓVEL NAMACQUA - NATAL	8
BACIAS MESOPROTEROZOICAS	BACIAS MESOPROTEROZOICAS	7
SUPERCONTINENTE NENA ?		
OROGENESE RIO NEGRO- JURUENA		6
TAFROGÊNESE ESTATERIANA	TAFROGENESE ESTATERIANA	5
SUPERCONTINENTE	ATLÂNTICA	4
FAIXAS MÓVEIS "TRANSAMAZÔNICAS" (2.2 - 2.1 Ga ; 2.0 → 1.8 Ga)	FAIXAS MÓVEIS EBURNEANAS UBENDIANA - USAGARANA - RWENZORI	3'
BACIAS PALEOPROTEROZOICAS	↓ "SISTEMA TRIÁDE DO RAND" ↓	3
MICROCONTINENTES ARQUEANOS XINGU, PAKARAIMA, LENÇÓIS, ETC	-(SUPER) CONTINENTE UR →	2
DOCAGEM DE TERRENOS : 3,45 → 2,5 Ga	DOCAGEM DE TERRENOS 3,8 → 2,5 Ga	1

Fig. 6 - Trajetória Evolutiva de Gondwana Ocidental -- Evolutionary trajectory of Western Gondwana

Obs. AMCGR = Associação anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi - Anorthosite-mangerite-charnockite-rapakivi granite association

SAMFRAU = South America, Antarctica, Africa, Australia

LAURENTIA		+ BÁLTICA +		SIBÉRIA			
NORTE AMÉRICA		GROENLÂNDIA		BÁLTICA E MACIÇOS PRÉ-HERCÍNICOS		SIBÉRIA	
17 OROGÊNESES MESO - CENOZÓICAS				OROGÊNESE ALPINO-PYRÉNICA - OROGÊNESE HIMALAIANA, ARCOS PACÍFICO (fechamento do Tethys)			
16 TAFROGÊNESES E FISSÃO				DE PANGEA → FORMAÇÃO DO ATLÂNTICO E DO ÍNDICO			
15 SUPERCONTINENTE				PANGEA			
14 b. OROGÊNESES PAL. SUPERIOR (VARISCANA-ALLEGHANIANAS) a. OROGÊNESES PAL. INFERIOR (PENOBSCOTIANA, TACONIANA, ACADIANA)				= SUL EUROPA, URALIANA (HERCÍNICA) -ALPES ESCANDINÁVIOS, CALEDÔNIA N. ÁFRICA		= CIRCUM-SIBERIANA = ÁSIA CENTRAL-MONGÓLIA	
13 TAFROGÊNESE NEOPROTEROZÓICA - EOPALEOZÓICA (IAPETUS)				TAFROGÊNESES EOPALEOZÓICAS		TAFROGÊNESES EOPALEOZÓICAS	
12 CONTINENTE LAURENTIA				CONTINENTE BÁLTICA		CONTINENTE SIBÉRIA	
11 OROGÊNESE VIRGÍLINA, DISCRETA, LOCAL (AVALONIANA-CADOMIANA)				OROGÊNESE CADOMIANA		OROGÊNESES BAIKALIANAS	
10 TAFROGÊNESES PÓS-RODÍNIA (DQPC)		TAFROGÊNESES PÓS-RODÍNIA (DQPC)		TAFROGÊNESES PÓS-RODÍNIA (DQPC)		TAFROGÊNESES PÓS-RODÍNIA SISTEMA DE RIFTES RIFEANO-VENDIANO	
9 SUPERCONTINENTE				RODÍNIA			
8' FAIXA MÓVEL GRENVILLE (+) AMCG (OR. OTAWAN, OR. ELZEVR)		FAIXA MÓVEL CAROLÍDIA (1,2-0,95 Ga) SUB - CALEDÔNIANA		FAIXA MÓVEL SUECO-NORUEGUESA (+) AMCGR		COBERTURAS RIFEANAS (BURZYAN → YUMAIAN)	
8 BACIAS MESOPROTEROZÓICAS + AMCG				BACIAS MESOPROTEROZÓICAS + AMCG			
7 SUPERCONTINENTE NE (NORTH EUROPE) NA (NORTH AMERICA)				ANTÁRTICA ORIENTAL + NORTE AMÉRICA - GROENLÂNDIA + BÁLTICA			
6 FAIXAS ACRÉSC. TRANSCONTINENTAL b. "INNER" (N) 1,5 - 1,7 Ga c. "OUTER" (S) 1,7 - 1,8 Ga		ORO. GOTHIAN - KONGSBERGIANA		ORO. GOTHIAN - KONGSBERGIANA		ORO. TURUKH-NORLSK EORIFEANAS	
5 TAFROGÊNESES PALEO-MESOPROTEROZÓICAS (1,8 → 1,2 Ga), Subin AMCGR				TAFROGÊNESES PALEO-MESOPROTEROZÓICA (GARDAR)		TAFROGÊNESES PALEO-MESOPROTEROZÓICAS (1,8 → 1,09 Ga), Subin AMCGR	
4 SUPERCONTINENTE				ÁRTICA			
3' FAIXAS MÓVEIS TRANS-HUDSONIANAS/ PENOCUEANAS E EQUIVALENTES		FAIXAS MÓVEIS VESTIGIAIS E OROGÊNICAS		FAIXAS MÓVEIS SUECO-FENNÍDES		FAIXA MÓVEL JUVENIL: AKHTAN-THELOV-ADIGIT FAIXAS MÓVEIS EOPALEO-PROTEROZÓICAS	
3 BACIAS PALEO-PROTEROZÓICAS EPICONTINENTAIS E OCEÂNICAS				BACIAS KARELIANAS (+ 2,6 Ga)			
2 AGLUTINAÇÕES MICROCONTINENTAIS				AGLUTINAÇÕES MICROCONTINENTAIS (NAN)			
1 DOCAGEM DE TERRENOS: 4,01 → 2,5 Ga				DOCAGEM DE TERRENOS: 3,8 → 2,5 Ga		DOCAGEM DE TERRENOS: 3,1 → 2,5 Ga	

Fig. 7 - Trajetórias Evolutivas de Laurentia, Báltica e Sibéria - Evolutionary trajectories of Laurentia, Baltica and Siberia

Obs. AMCGR = Associação anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi - Anorthosite-mangerite-charnockite-rapakivi granite association

D QPC = Associação Diamictito, quartzito-pelito-carbonato - Diamictite, quartzite-pelite-carbonate association

nações detalhadas em cada quadro. A diacronia entre os processos evolutivos de um continente e outro (mesmo se tratando das mesmas etapas consideradas), e até mesmo no interior do mesmo bloco continental, é um fato real, inescapável, e isto foi óbice percebido em várias oportunidades, e que deve ser contemplada compreendendo o intuito de comparação, na leitura dos diversos quadros.

Deve-se deixar claro também que muitas células continentais surgidas no Arqueano e no Paleoproterozóico jamais seguiram este roteiro ou outro de outro tipo qualquer, sendo dispersadas e retrabalhadas no interior de faixas móveis posteriores. É o caso daqueles diversos núcleos continentais presentes na China (se considerada isoladamente), não incluída em nossos quadros, e que não será discutido por representar uma particularização, de uma grande massa continental com muitos "saltos"/lacunas no esquema de evolução "médio" da maioria dos continentes. Neste caso, a China funciona como uma exceção da regra, e do esquema "médio" aqui proposto.

Caso interessante a ser considerado é o da Índia, cuja massa continental principal estava praticamente formada desde as orogenias paleoproterozóicas, havendo só um caso de acreção significativa (Ghats Orientais), no final do Mesoproterozóico. Como será visto, o Paleoproterozóico Superior e a maior parte do Mesoproterozóico estão restritos a eventos de cobertura daquela importante massa continental peninsular.

A "correlação" cronológica das etapas está demonstrada e representada nos diversos quadros (Fig. 6, 7 e 8), dentro do possível, sempre respeitando conjuntos de eventos, pois está sobejamente demonstrado que a diacronia é regra em processos de colagens orogênicas e processos anorogênicos, de uma parte a outro do mesmo continente (ver recente trabalho de Condie, 2002). O caso dos eventos grenvillianos (América do Norte, Escandinávia, Austrália, Antártica, Índia etc.) e Brasileiros/Pan Africanos s.l. (em Gondwana) são exemplos muito bons, melhor conhecidos, e que demonstram que não se pode esperar sincronia nestas amplas costuras orogênicas de complexos contextos paleogeográficos e tectônicos. Mas isto não impede a comparação e o trato em conjunto. Como pode ser observado, e é nosso objetivo demonstrar isto, os eventos maiores de amalgamento (orogênese e colagem) e separação (tafrogênese e disrupção) ocorreram relativamente em paralelo, globalmente, à medida que a crosta continental evoluiu e se arremontou em diferentes tipos e continentes ao longo do tempo geológico.

Os processos magmos de aglutinação continental das partes média e final do Paleoproterozóico, do Mesoproterozóico, do Neoproterozóico, e mais ainda do Triássico, estão sempre marcados de alguma forma, apesar das flagrantes diacronias entre eles, em todos os continentes (ver Gower, 1992; Rogers 1996; Unrug, 1996; Dalziel, 1997, entre muitos outros, já citados). Estes eventos de formação de massas supercontinentais

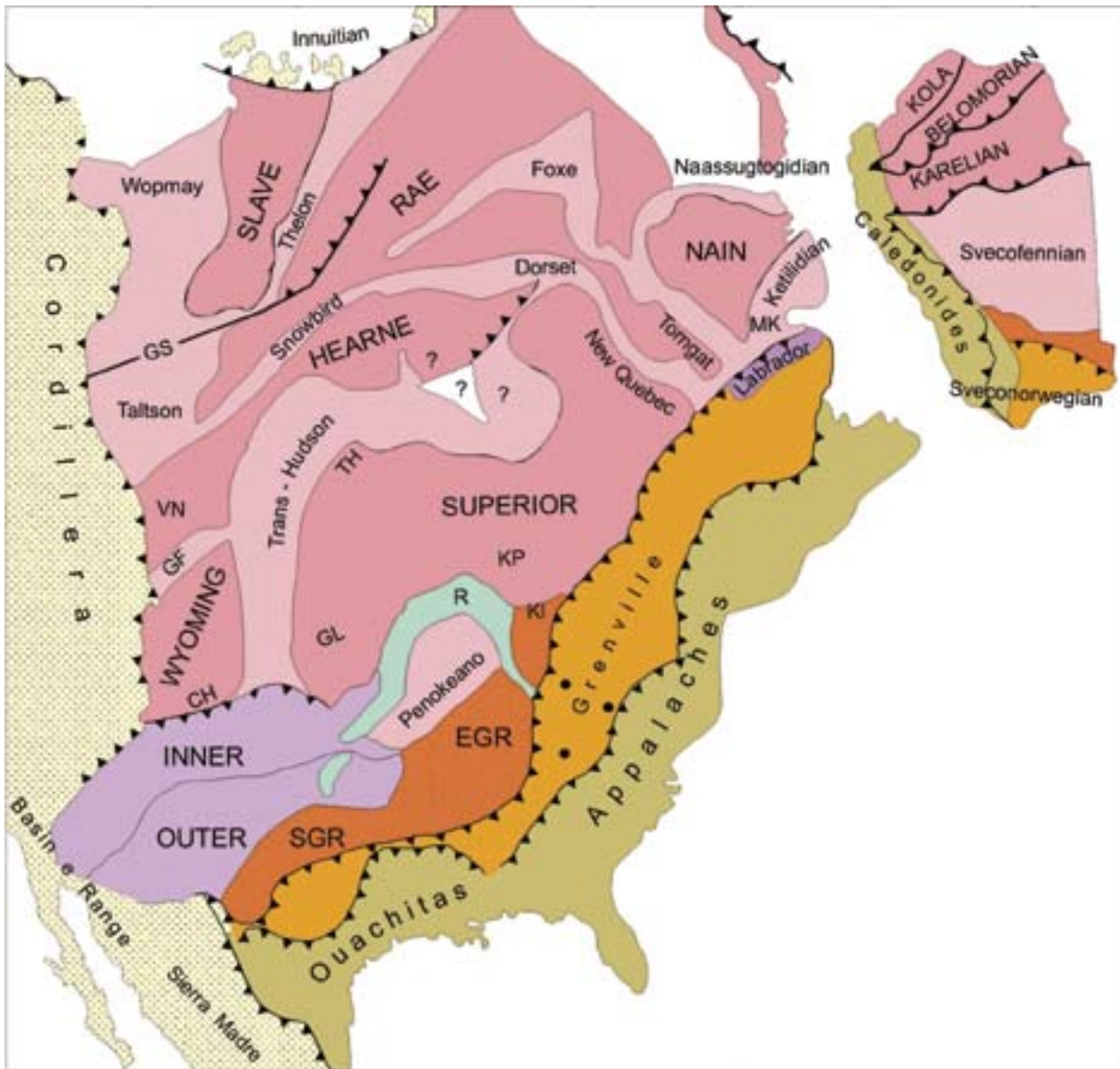


Fig. 9 - Mapa tectônico esquemático da América do Norte. Modificado de Hoffman (1989) e Van Schmus *et al* (1993), e sua comparação com a do bloco fenno-scandinavo. A legenda acima serve para todos as figuras subsequentes.

"R" (verde pálido) - " Midcontinent Rift System" , Mesoproterozóico Superior Keweenaw

SGR - Southern Granite-Rhyolite Prov. 1,41-1,34 Ga

EGR - Eastern Granite-Rhyolite Prov., 1,50-1,42 Ga

- Tectonic sketch-map of North America. Modified from Hoffman (1989) and Van Schmus *et al* (1993), and its comparison with the fenno-scandinavian block. This legend will be the same for all the next figures

chamado “Cráton Hudsoniano”, ao sul do qual se instalaram as faixas móveis chamadas transcontinentais, do Paleoproterozóico Superior (período Estateriano), respectivamente a *Inner Accretionary* (arco associada, 1,8-1,7 Ga, também chamada de Mojave e Yavapai) e *Outer Tectonic* (supracrustais e plutões, 1,7-1,6 Ga, orogenia Mazatzal), as quais se acham ladeadas por amplas áreas de retrabalhamento tectono-magmático intenso do Calimaniano-Ectasiano, chamadas de Granito-Riolito Oriental (EGR: 1,48-1,40 Ga) e Granito-Riolito Sul (SGR: 1,40-1,34 Ga), mostradas na Fig.9.

Estas faixas estaterianas e áreas mesoproterozóicas foram identificadas e são conhecidas, em sua maior parte, consoante testemunhos de sondagem, tendo em vista que elas são acobertadas por sedimentos fanerozóicos. A faixa do Labrador, situada mais ao norte (1,68-1,64 Ga), parece representar equivalente ou continuidade da faixa acrecionária (*Inner*).

Conseqüente ao final da ampla configuração supercontinental (NENA-COLÚMBIA, vide Gower, 1992 ; Rogers & Santosh, 2002) estabelecida com a anexação destas faixas e áreas transcontinentais ao “Cráton Hudsoniano”, que praticamente antecedeu o Mesoproterozóico, advieram vários estágios de atividade anorogênicas, magmatogênicas (tipo AMCGR e tipo granito-riolito, como EGR, SGR) e de rifteamento (*Mid-Continent Rift*).

Ao mesmo tempo, em diferentes passos durante o final do Mesoproterozóico evoluía o cinturão grenvilliano, que se estende hoje por todo leste do continente (do México ao sul da Fenno-Scândia), culminando seu desenvolvimento já no início do Neoproterozóico. Este cinturão, como se sabe, que tem localidade típica no continente norte-americano (lado oriental), é parte apenas da grande costura orogênica de caráter mundial que logrou arregimentar a maioria das massas continentais até então formadas, o que constitui o cerne da teoria sobre o Supercontinente Rodínia.

É inevitável chamar atenção a como todos estes passos evolutivos e trama tectônica acima discutidos poderiam ser aplicados ao trato do bloco amazônico, no continente sul-americano. Por isto, são várias as propostas e hipóteses desta ligação Báltica-Amazônia por grande parte do Proterozóico.

A participação de frações mais orientais do bloco norte-americano nas interações do final do Neoproterozóico (“orogêneses Virgilinana”, “Cape Breton” etc.) são reconhecidas localmente, com algumas dificuldades. Na verdade, estas interações contemporâneas do Brasileiro e do Panafricano - tão importantes em Gondwana Ocidental e Oriental - existem em menor monta e se acham bastante mascaradas pela sobreposição dos desenvolvimentos orogênicos fanerozóicos (apalachiano), e estão em fase de catalogação ainda. Desenvolvimentos neoproterozóicos outros, de natureza sedimentar, são conhecidos, por exemplo aqueles circunscrevendo a Groenlândia e toda a atual margem pacífica, com notáveis contingentes de depósitos glaciais e carbonáticos, mas que não foram atingidos por processos orogênicos.

As orogêneses/faixas paleozóicas (Ouachita-Apalachiana) contribuíram decisivamente na arregimentação de Pangea no início do Triássico e apresentam notável representação estratigráfica e tectônica no continente norte-americano, e continuidades sugeridas na América do Sul (famatiniano + herciniano e chanico), Europa (caledonides, hercinides) e África. Desde o início da fissão de Pangeas se estabeleceram os capítulos finais de evolução do continente, com o desenvolvimento das cadeias orogênicas meso-cenozóicas (Cordillera - Montanhas Rochosas, *Innutian*) nas margens pacífica e ártica.

De forma que, como já dito, há uma representação muito consistente e didática no continente norte-americano

para pautar aqueles 17 passos postulados para a sua história (Quadro da Fig. 7).

Eurásia

O continente eurasiático é a maior fração preservada de Pangea (acrescida dos orógenos meso-cenozóicos a sul, oeste e noroeste) e é bastante palmilhado por coberturas diversas, havendo três porções estáveis maiores onde pode ser verificada a estruturação pré-Cambriana. São elas: a porção mais ocidental (“cráton do oeste europeu”), a porção siberiana (escudos de Aldan e Anabar) e a porção sino-coreana, de evolução muito complexa, ainda muito discutível em composição e evolução.

Oeste Europeu

No oeste europeu, a pequena área de escudo ucraniana mostra um mosaico de blocos arqueanos colados por faixas paleoproterozóicas, de interpretação global difícil e de conexão ainda problemática com a área mais expressiva de elementos tectônicos do escudo Báltico, mais ao norte, o qual, em linhas gerais, retrata a continuidade da estruturação vista para o continente norte-americano. Esta continuidade está consignada não só em termos de crátons e faixas móveis no tempo (trajetória), como também na ordenação do processo quelogenético (trama tectônica), organizado de nordeste (Arqueano) para o sul-sudoeste (Meso-neoproterozóico).

Dois núcleos cratônicos distintos são identificados no norte da Fenno-Scândia, os chamados domínios de Kola e da Karélia (este admitindo quádrupla subdivisão em terrenos, Fig. 10), respectivamente a oeste e sul do Mar Branco.

Ao sul destes domínios cratônicos sementes se desenvolveram as faixas móveis acrecionárias do Paleoproterozóico (orosirianas, 1,9 - 1,79 Ga) e a Bacia do Bothnia. A faixa sueco-fennides central (C) é formada de unidades arco-derivadas (1,9 - 1,87 Ga) e extensionais e deformacionais posteriores (1,8 - 1,77 Ga). A parte meridional (C') compreende uma série de faixas vulcano sedimentares diversas (1,9 - 1,79 Ga), incluindo granitos e migmatitos gerados por colisão. A “bacia” de Bothnia é preenchida por metagrauvascas e turbiditos (10 km) deformadas, situada entre as duas faixas principais, com pico de metamorfismo em torno de 1,83 Ga (como em C').

O *Transcanadinavian igneous belt* ou TIB é um cinturão plutônico essencialmente do Estateriano (de 1,85 a 1,65 Ga), de origem muito controvertida (arco continental? deslaminção? ativação tectônica?) que se posiciona ortogonal em relação às faixas móveis paleoproterozóicas e prossegue para noroeste para o embasamento da faixa caledoniana, onde aflora algumas vezes. Trata-se de uma larga província ígnea (tipo LIP, *large igneous province*), sem equivalentes conhecidos nos demais continentes.

Como na América do Norte, a argamassa arqueano-paleoproterozóica (ali designada de “Cráton Hudsoniano”) e fundamental da Fennoscândia foi também acrescida no Estateriano por uma faixa móvel acrecionária do Paleoproterozóico Superior ao Eo-mesoproterozóico (1,75-1,55 Ga), constituída essencialmente de magmatismo cálcio-alcálico, com indicações de subducção para leste. Trata-se de um equivalente das faixas transcontinentais da América do Norte (com muitas semelhanças com o que é verificado no Rio Negro-Juruena na Amazônia), designada como Gothian no sul do bloco fennoscandinavo. Posteriormente, todos os elementos geotectônicos da Fenno-Scândia foram cingidos por importante deformação na parte mais ao sul, pela orogenia sueco-norueguesa (1,15 - 0,9 Ga), equivalente do Grenville.

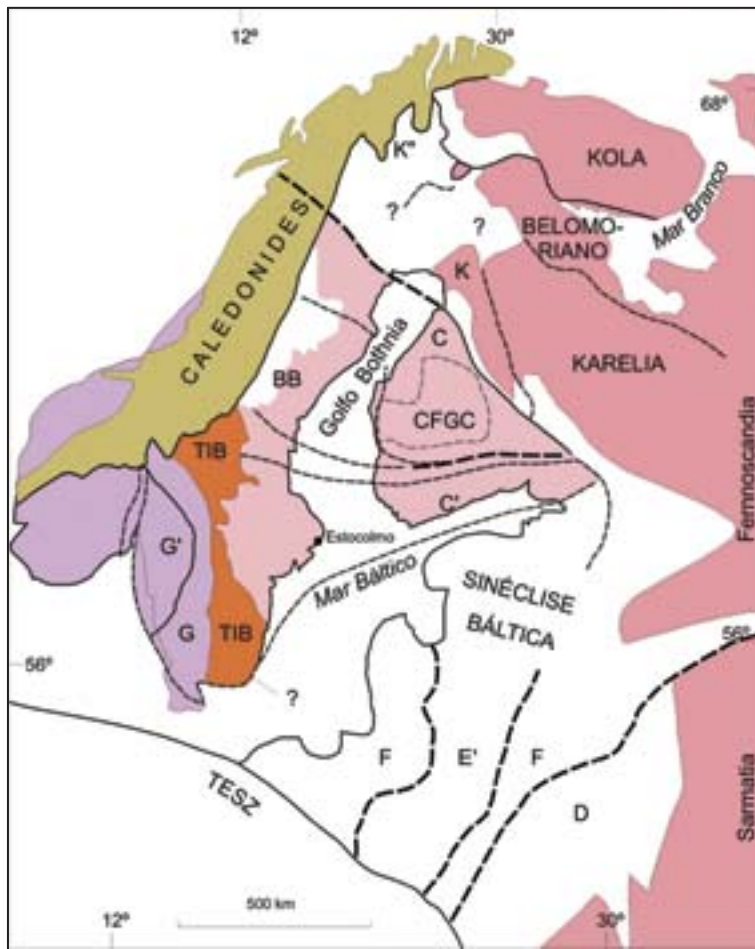


Fig. 10 - Mapa tectônico esquemático da Europa Ocidental (Bloco da Fennoscândia), modificado de Nironen *et al* (2000) e Gorbatshev & Gaál (1987). Legenda como na Fig. 3
 K = Domínio Kareliano, Terreno Pudasjärvi
 C / C' / BB / CFGC = Domínio Sueco-Fennides: Central / sul / Bacia de Botthnia / Complexo Acrecionário Finlândia Central
 G = Orogenia Gothiana. G = Segmento Oriental (1,69-1,65 Ga); G' = Terreno Idefjorden (1,66 -1,59 Ga)
 TIB - "Trans-Sandinavian Igneous Belt"
 D = Western Sarmatia ; E/E' = Central Belarus-Vitebsk;
 F = West Lithuanian Granulite Belt
 TESZ = Trans-European Suture Zone

- Tectonic sketch-map of Western Europe (Fennoscandinavian Block), modified from Nironen *et al* (2000) and Gorbatshev & Gaál (1987). Legend as in Fig. 3

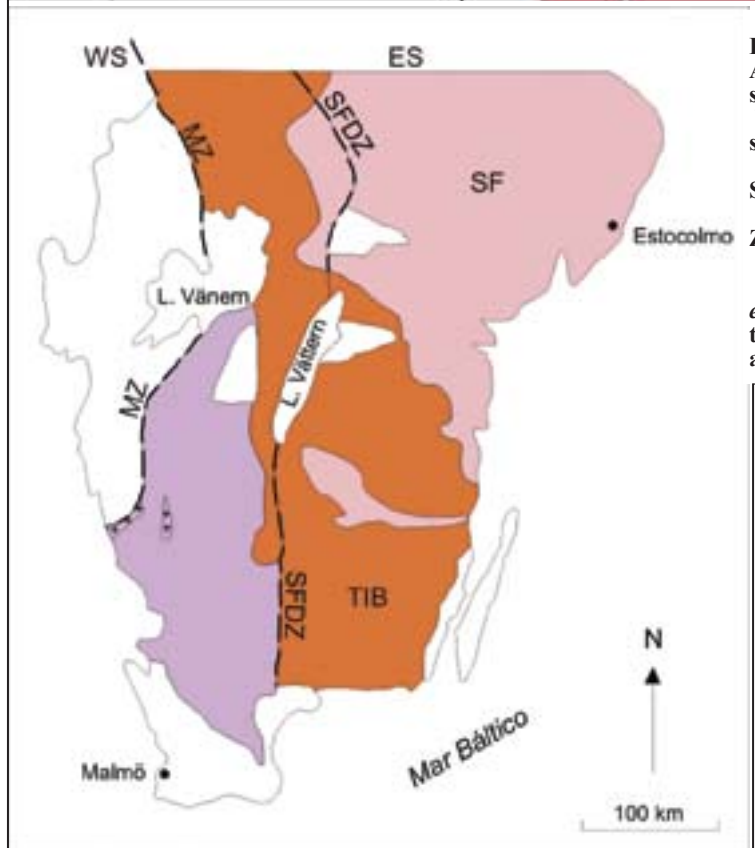


Fig. 11 - Principais unidades crustais do sul da Suécia, baseado em Andersson *et al* (1999), com o tectonic "imprint" da orogenia sueco-norueguesa sobre todos os terrenos pré-1,6 Ga.

WS = Segmento Ocidental ; ES = Segmento Oriental - Domínios sueco-noruegueses
 SF = Suecofennides (Paleoproterozoico); TIB = Trans-Scandinavian Igneous Belt
 SFDZ = Zona de deformação central sueco-norueguesa; MZ = Zona milonítica

- Principal crustal units of southern Sweden, based on Andersson *et al* (1999), in order to show the tectonic overprint of the Sveconorwegian Orogen on all previous 1.6 Ga terranes

Na Fig. 11 se verifica a frente de deformação desta colagem meso-neoproterozóica passando longitudinal ao Lago Värten, atingindo todas as faixas anteriormente descritas. Pouco mais a oeste, uma consistente zona milonítica divide toda a porção continental sul em dois segmentos distintos (oriental e ocidental). A real formação (acrecção) de rochas neste ciclo do neomesoproterozóico/grenvilliano foi mínima neste bloco do oeste da Europa.

Em complemento ao panorama de quelogênese para o sul, seria esperável a presença de uma faixa móvel neoproterozóica. Devido às circunstâncias da sobreposição/deslocamento promovidos pelas orogenias fanerozóicas e das muitas coberturas proterozóicas e fanerozóicas, esta presença não pode ser conspiciamente registrada, mas é necessário fazer menção ao cinturão avaloniano-cadomiano, disposto a sul-sudoeste do Bloco Báltico, produto de margem continental ativa, peri-Gondwanica (vide Nance & Murphy, 1994), do qual vários segmentos ocorrem dispersados em janelas de exposição dos embasamentos hercínico e alpino da Europa.

Os conjuntos estruturados nas orogenias paleoproterozóicas e mesoproterozóica (Fig.10) apresentam notório

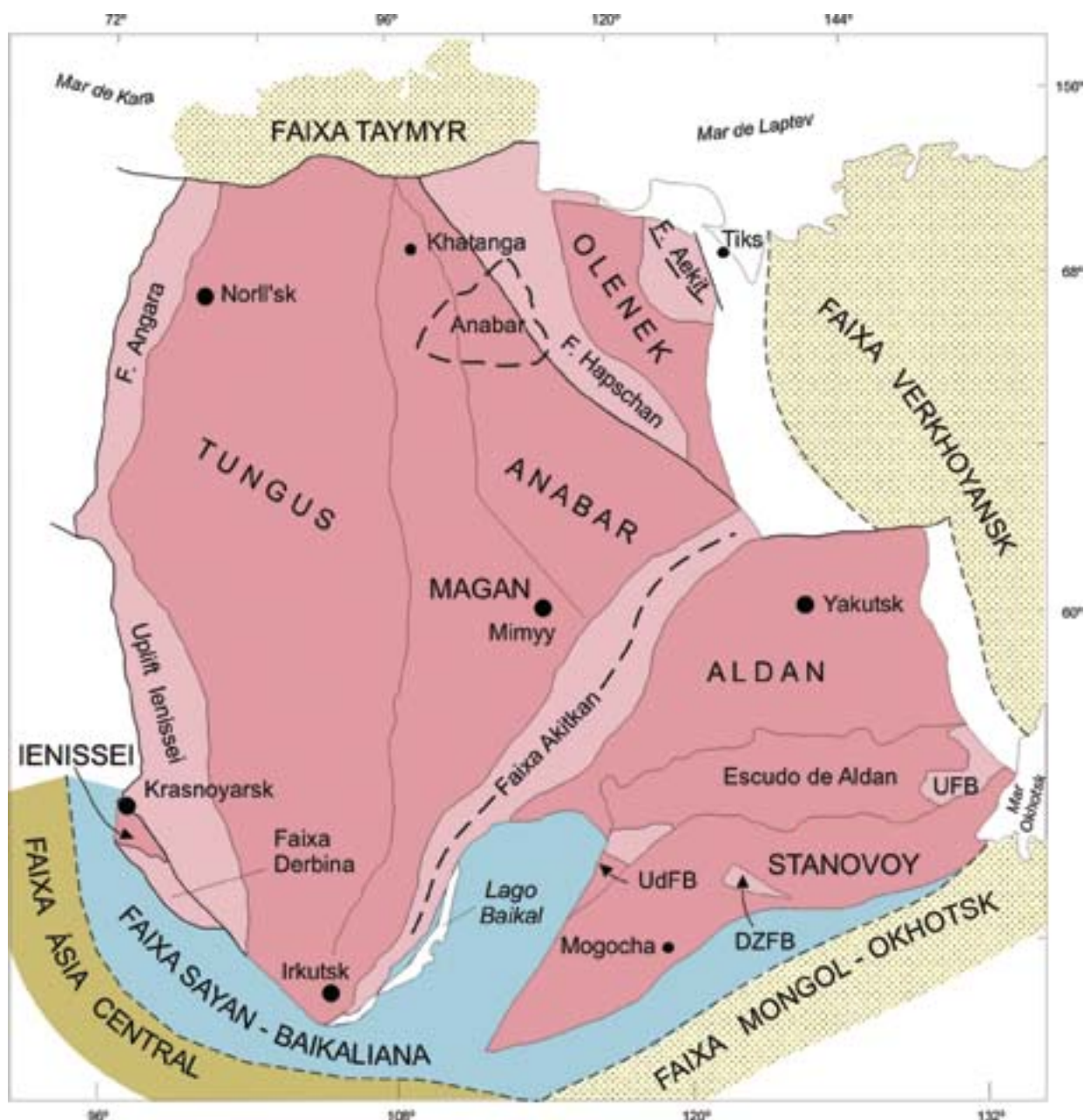
acervo de coberturas cratônicas e riftes interiores (Volhyn, Ladoga, Vättern, Hedmark, Mar Branco) desenvolvidos (do Rifeano ao Vendiano). Além disto, depósitos vendianos (do Ediacarano) ocorrem na parte sul e noroeste (além do caledonides) do Bloco Báltico, consoante Vidal & Moczydłowska (1995).

Esta porção pré-cambriana européia durante o fanerozóico foi inteiramente circunscrita por faixas móveis caledonianas e hercínicas, estando cingido pelas faixas colisionais dos Alpes Escandinavos (+ Caledoniano do Leste da Groenlândia), do Caledonides (Rüger-Pomeriano) e do Hercínico da Europa, e ainda (mais para leste) pelos Urais, com os quais veio a se ordenar na ampla fusão de Pangea (vide Murphy & Nance, 1994) nos primórdios do Triássico.

Na história subsequente ao Pangea, no Meso-cenozóico, consta o fechamento do Tethys (e formação das faixas alpinas) e da separação Alpes Escandinavos-Leste da Groenlândia (abertura do Atlântico Norte), que são os complementos da evolução

Fig. 12 - Mapa tectônico esquemático do Norte da Ásia (Bloco Siberiano), adaptado de Salop (1977) e Condie & Rosen (1994). As faixas paleoproterozóicas de Akitkan e Aekit estão diferenciadas para expressar o caráter juvenil (e a provável ligação com a Faixa Thelon da América do Norte)
UdFB = Faixa Udokan; UFB = Faixa Ulkan; DZ FB - Faixa Dzeltulak

Fig. 12- Tectonic sketch-map of Northern Asia (Siberian Block), based on Salop (1977) and Condie & Rosen (1994). Akitkan and Aekit are being discriminated as Paleoproterozoic accretionary fold belts (as probable extension of Thelon fold belt of North America)



desta porção ocidental do continente euro-asiático.

Na outra zona de escudo da Europa - a Ucrâniana, o panorama tectônico não é diferente, mas limitado (em expressão geológica e em exposição) apenas à colagem de blocos arqueanos por faixas móveis paleoproterozóicas.

Bloco Siberiano.

A exuberante presença de coberturas proterozóicas e fanerozóicas, além do retrabalhamento tectônico periférico do anel de cinturões orogênicos fanerozóicos, são restrições consideráveis na observação e entendimento do substrato pré-cambriano desta porção continental. Ainda assim, os termos gerais de evolução e trama observados podem ser delineados e objeto de comparação com aqueles dos demais blocos continentais (Fig. 7, Fig. 12). Duas áreas francamente escudais apenas são disponíveis, respectivamente Anabar (norte/noroeste) e Aldan (a sul/sudeste).

A presença de blocos arqueanos (tratos até 3,5 Ga) é notável, em dois conjuntos principais, a oeste - Tungus, Magan e Anabar- e a a leste e sudeste- Aldan e Stanovoy, separados entre si por suturas importantes, e no geral pela faixa móvel acrecionária paleoproterozóica de Akitkan. Outros blocos menores e janelas arqueanas (Ienessei, Olenek) são localmente reconhecidos.

O retrabalhamento destes blocos coalescidos no Arqueano é fato notório em extensividade e intensividade, no Proterozóico e no Fanerozóico. O bloco de Stanovoy, por exemplo, teve toda sua porção oriental regenerada no paleoproterozóico, e ainda foi penetrado por deformação e rochas ígneas da evolução do cinturão Ural-Mongoliano (reestruturado no Mesozóico).

A articulação dos blocos arqueanos foi concatenada pelas interações do Paleoproterozóico (do Orosiriano, principalmente entre 2,0 e 1,9 Ga), destacando-se aquelas faixas acrecionárias (crosta juvenil importante) de Atiktan e Aeikit, consideradas como ramificações prévias da Faixa Thelon (do bloco norte-americano, vide Fig. 9), consoante Condie & Rosen (1994). As demais faixas paleoproterozóicas (Angara- Ienessei- Derbina, Hapschan, Dzeltulak-Udokan, Ulkan) se caracterizam pela frequência do retrabalhamento de rochas arqueanas preexistentes.

No Paleoproterozóico Superior e no Mesoproterozóico principalmente, a característica marcante foi o abundante desenvolvimento de coberturas cratônicas (e pericratônicas), siliciclásticas diversas e carbonáticas, classicamente dissertadas pelos geólogos soviéticos para o "Rifeano" (Mesoproterozóico, ca. 1,65-1,0 Ga) e "Vendiano" (0,65-0,57), como em Salop (1977) e Chumakov & Semikathov (1981), em bacias marginais, aulacógenas e outras bacias mais interiores.

Uma faixa móvel neomesoproterozóica equivalente ao Grenville era esperável (vide Fig. 7), mas não é registrada concretamente, havendo apenas dados isotópicos esparsos em torno de 1,0 Ga, principalmente sobrepostos ao embasamento das faixas Angara-Ienessei. Nos usuais esquemas de reconstituição do supercontinente Rodínia, como em Hoffman (1990) e Unrug (1996) a presença de uma faixa móvel mesoproterozóica está preconizada para aquela margem do bloco siberiano (retrabalhada pelo Baikaliano, do neoproterozóico), hipótese que permanece em aberto. A expectativa existe e é procedente, mas registros geológicos e tectônicos ainda estão sendo procurados.

Como dito de início, é imponente o acervo de coberturas meso e neoproterozóicas, cujas porções mais

periféricas foram envolvidas em anel de orogenias neoproterozóicas significativas, do embasamento do Taymyr (ao norte) ao Lago Baical (ao sul). No embasamento do Taymyr, do Ienessei, do Sayan Oriental têm sido reconhecidas rochas ofiolíticas e granitoides orogênicos neoproterozóicos (Vernikovsaky *et al.*, 2003), muito bem controlados geocronologicamente. Na área do Baical, os sistemas de dobramentos (ditos "eu" e "mio" geossinclinais proterozóicos, Salop, 1977) estão impressos sobre até 10 km de sedimentos. As partes mais internas destas faixas estão encobertas e foram retomadas pelo anel subsequente de cinturões fanerozóicos, do Taymyr, ao norte, ao Uraliano-Ásia Central, a oeste e sul e Mongoliano (sul e sudeste).

O cinturão mesozóico Verkhoyansk a nordeste, assim como o de Taymyr-Zemlia, ladeando o Mar de Leptev, são os testemunhos das etapas pós-Pangea, de consumo das placas do Pacífico.

Nessa etapa tectônica pós-Pangea, ocorreu o fechamento do Tethys, causado pela colisão ao sul da península da Índia, o que impingiu uma revolução estrutural em toda a Eurásia, com reativação tectônica e soerguimento marcante de todas as faixas móveis paleozóicas preexistentes (ali foi cunhado o termo ativação tectônica).

Trata-se de um processo global ainda em andamento, que leva vetores compressionais e cisalhantes até as cercanias do Lago Baical (cerca de 4.000 km ao norte do front colisional) e que promove uma extraordinária tectônica de escape lateral das massas deformadas, ensejando fenômenos neotectônicos de diversas naturezas, extensivamente espalhados por todo sul e sudeste do continente em epígrafe. Muitos destes fenômenos neotectônicos estão sendo alvos de monitoramento contínuo nos dias atuais.

Gondwana Ocidental

América do Sul

A evolução da América do Sul, seguindo todos os passos da trajetória de referência para os continentes, já tem sido contemplada com suficiência em trabalhos recentes, como os de Brito Neves (1999); Almeida *et al.* (2000) e Cordani *et al.* (2000). De certa forma, estas sínteses evolutivas se encontram resumidas no quadro da Fig. 6, e grande parte do que se tem a dizer pode ser auferido da comparação com a África (cuja estruturação será discutida a seguir).

A estruturação geral se dá consoante núcleos cratônicos pré-mesoproterozóicos (arqueanos, paleoproterozóicos), na porção mais oriental e mesoproterozóicos, na porção norte-ocidental, caso da Amazônia. Estes núcleos cratônicos sin-Brasilianos se encontram contornados por faixas móveis diversas, marginais (pelítico-carbonáticas) e distais (vulcano-sedimentares s. l.), de evolução final do Neoproterozóico para o Eo-Ordoviciano. De certa forma, ao se dissertar o continente africano se estará repetindo muito da ordenação, trajetória evolutiva e trama tectônica do pré-ordoviciano sul-americano.

O reconhecimento das faixas móveis mesoproterozóicas apresenta muitos problemas, entre reais de conhecimento e muitos outros, devido ao fato de terem sido (na maioria) palcos de sobreposição privilegiada pela ação das orogenias do Brasiliano e do ciclo andino (dos Andes Setentrionais até a Patagônia).

O registro da trama orogênica que amalgamou Pangea está bem marcado, ao longo dos Andes e na Faixa de La Ventana, na Argentina. A abertura do Atlântico (equatorial, central e meridional) e o desenvolvimento principal do Ciclo Andino, grosso modo, andaram em paralelo no tempo (de 250-230 Ma para os nossos dias). De um lado (ocidental) e do outro (oriental) do continente há registros notáveis da trajetória tectônica desenvolvida ao longo das fases sucessoras do Pangea. Uma ampla e facilmente exequível bibliografia (neste volume inclusive) atual e pretérita tornam desnecessários comentários adicionais neste item.

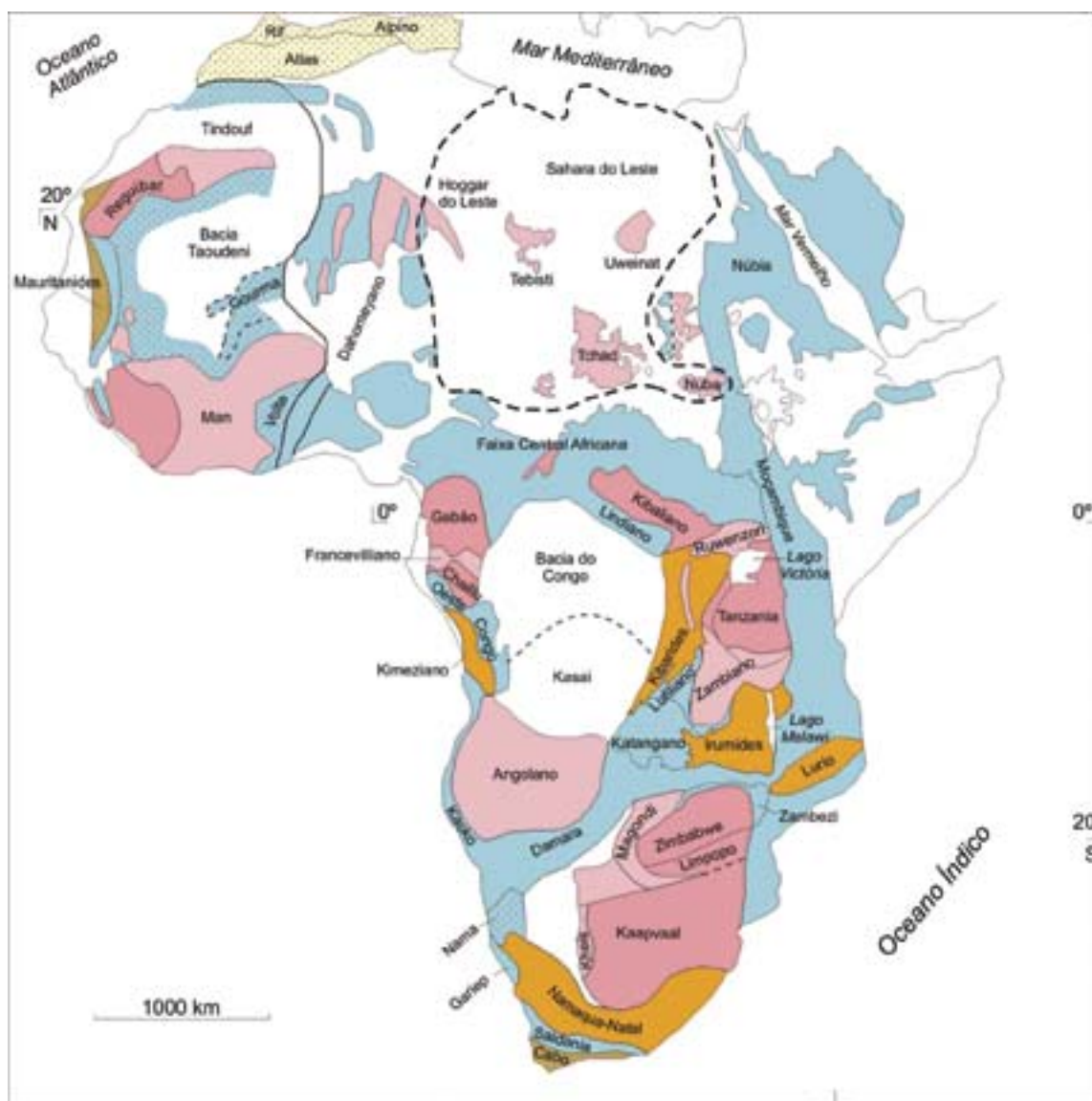


Fig. 13 - Mapa tectônico esquemático da África, baseado principalmente em Chouber & Faure-Muret (1976) e Goodwin (1991), com várias outras observações menores de diferentes fontes. Legenda como na Fig. 9. O "Cráton Uweinat-Nilo" está especulativamente tracejado entre o Dahomeyano e o Escudo árabe-nubiano (parte norte da "E A O" ou "Moçambicano")

- Tectonic sketch-map of Africa, based mainly on Choubert & Faure-Muret (1976) and Goodwin (1991), with many other minor observations from different sources. Legend as Fig. 9. The "Uweinat- Nile Craton" is speculatively placed between the Dahomeyan belt and the Arab-Nubian shield (northern part of the East African Orogen or Mozambique Belt)

CONTINENTE AFRICANO

Todos os passos da evolução "média" dos continentes estão consignados no território africano (+ Madagascar), sendo preferível observar a ordenação tectônica dos elementos do embasamento sob a óptica de uma plataforma epipanafricana (ou seja, só consubstanciada com o Ciclo Pan

Africano). A organização do arcabouço tectônico pré-Cambriano (Fig. 13) fica melhor discriminada na distribuição, composição e arranjo dos núcleos cratônicos sinpanafricanos: África Ocidental, Uweinat-Nilo (Oeste Saara), Congo-Angola, Tanzânia-Zâmbia (Bangweulu), além de outros blocos análogos menores (Gabão, Kibaliano), estes com certo envolvimento/regeneração nas orogenias panafricanas. Estas orogenias acrecionárias ou colisionais se

distribuíram circunscrevendo caracteristicamente todos esses núcleos cratônicos, quase todas elas dispondo sobre eles pilhas vulcano-sedimentares equivalentes não dobradas, bacias molássicas, aulacógenos e outras construções lito-estratigráficas e estruturais de antepaís.

No interior do cráton de Kalahari (Calaári) já se encontram exemplos concretos de quelogênese, com dois núcleos-sementes arqueanos antigos (Zimbabwe e Kaapvaal) arregimentados por uma faixa móvel ainda arqueana (Limpopo). Este núcleo arqueano (pré-2,5 Ga) então composto é sucessivamente circunscrito por terrenos e faixas móveis do Paleoproterozóico (Kheiss-Magonde, pré-1,7 Ga) e do Mesoproterozóico (Namaqua-Natal-Ghand Chobe, 1,3 Ga). Todos este conjunto assim estruturado serviu de antepaís e se encontra circundado pelo anel de faixas móveis panafricanas, a saber Zambezi-Damara-Gariep-Saldania.

Com pequenas modificações (vide Fig. 6 e Fig. 13), este esquema pode ser aplicado para os crátons do Zâmbia e Tanzânia e as faixas que os circunscrevem. Nos crátons da África Ocidental e do Congo-Kasai-Angola, observa-se a falta de faixas móveis mesoproterozóicas, e os núcleos arqueanos estão deveras subordinados à trama e organização estrutural predominante das faixas paleoproterozóicas. Este tipo de configuração é muito particular para Gondwana Ocidental (Brasil e África) e deve ser destacado como bastante diferente daquela configuração traçada para os continentes do hemisfério setentrional já discutidos. Nas coberturas proterozóicas e fanerozóicas destes núcleos cratônicos são notáveis os registros da evolução tectônica com o tempo geológico.

Na parte mais oriental do Saara, algumas exposições esparsas do embasamento pré-1,8 Ga têm sido consideradas parte do embasamento pré-panafricano (preservado tectônica e isotopicamente), tendo sido reunidas - por vários autores- na presunção de uma fração cratônica continental maior, muito encoberta, entre as faixas móveis Dahomeyanas (a oeste) e àquelas acrecionárias do escudo árabe-nubiano (mais a leste), o que é uma atitude procedente e aqui endossada (“Cráton Uweinat-Nilo”).

Mais ao sul, no domínio panafricano do Hoggar Central e adjacências (do Níger ao Chad), é muito comum a presença de rochas da crosta continental pré-neoproterozóica, em diferentes graus de regeneração, o que fez alguns autores evocarem a presença de um antigo núcleo cratônico (“Sahara Metacraton”), o que é uma proposição inadequada ao nosso ver.

As faixas móveis mesoproterozóicas (Irumides, Kibarides), como visto acima, estão contidas no interior dos núcleos cratônicos, embora haja muitos problemas de conceituação tectônica acerca destas unidades. Mas, consoante as reconstruções usuais de Rodínia mais divulgadas, estes seriam também frações/segmentos da grande costura orogénica grenvilliana. Para Hoffman (1991), estas faixas seriam da continuidade direta do próprio Grenville da América do Norte, enquanto que para Unrug (1996), estes seriam segmentos com continuidade franca na Austrália, Antártica e Amazônia Ocidental (vide esquema de Antártica, Fig. 18, mais na frente).

A riqueza e a diversidade de feições das faixas móveis acrecionárias e colisionais do panafricano, e suas estruturas conexas, produtos da interação destes núcleos cratônicos (de estruturação pré-neoproterozóica) que arregimentaram e arquitetaram a plataforma africana, devem ser ressaltadas. A descrição das mesmas deve ser buscada em outros trabalhos específicos, mesmo porque a maioria destas faixas móveis (e até parte dos seus crátons de referência) apresentam registros de continuidade na plataforma sul-americana, objeto de muitos trabalhos de correlação.

Da história fanerozóica e das interações que culmi-

naram com a aglutinação de Pangea, foram auferidas duas faixas móveis (permo-carboníferas), com bacias sedimentares associadas no cráton contíguo, a do Mauritanides (da Serra Leoa ao Marrocos), a noroeste, e a faixa do Cabo (extremo sul). Elas permitem identificar continuidades lito-estratigráficas francas com suas homólogas da América do Sul, Antártica etc. (SAMFRAU) e com as da América do Norte (Apalachiana/Groenlândia Oriental).

Na história pós-Pangea, são marcantes o fechamento do Tethys (desenvolvimento da faixa móvel alpino-himalaiana) cujo registro está conspícuo nos montes Atlas e áreas adjacentes, e o desenvolvimento do sistema de riftes do leste africano, o qual ocorre privilegiando a faixa panafricana árabe-nubiana-moçambicana, ou também chamada EAO = “*East African Orogen*”. A história cenozóica é particularmente marcada por várias centenas de centros vulcânicos intracratônicos e processos conexos, de causas sublitosféricas (plumas e devido ao lento movimento para norte da placa africana), o que consigna diferenças consideráveis de comportamento (apenas neste decurso do tempo geológico) para com o da outra fração (América do Sul) de Gondwana Ocidental.

Gondwana Oriental

Austrália

Não obstante o grande número de coberturas e a dimensão pequena das áreas de escudo e dos esparsos “inliers” (designação australiana usual para as janelas de exposição do embasamento), o conhecimento geológico do pré-Cambriano da Austrália sobrepuja todos os demais, pelos investimentos feitos, pela elevada qualificação de seus pesquisadores e meios laboratoriais.

Numa primeira análise, deve ser feito destaque de três grandes núcleos cratônicos, pré-1,8 Ga: Norte (CNA), Oeste (COA) e Sul-Australiano (CSA), onde figuram núcleos arqueanos antigos (Kimberley, Lucas, Altjwarra, Arnhem; Pilbara, Yilgarn; Kimberley; Proto-Gawler, Proto-Curnamona) que foram arregimentados em diversas (tempo e forma) por uma colagem de orogenias paleoproterozóicas, orosirianas sobretudo (a saber, Hooper, Halls Creek; Capricórnio; Kimbana e conexas, Myers et al., 1996). Estes grandes crátons, esquematizados na Fig. 14, estão articulados pelos terrenos centrais australianos e pelas faixas Albany-Fraser/Musgrave (da parte central para sudoeste), de evolução posterior, formando em conjunto o arcabouço fundamental do embasamento.

A proposição de que esta porção continental esteve articulada (parcialmente) com partes da Índia e da Antártica (e parte sudeste da África) é uma possibilidade inegável, de comprovação difícil, o que está na proposta arrojada de “Supercontinente Ur” de Rogers (1996), que pelo próprio autor foi cunhada como “altamente especulativa”, e foi esquematizada no quadro da Fig. 8.

Durante o Paleoproterozóico Superior (Estateriano), em etapas distintas, este conjunto fundamental (continentalizado pré-1,8 Ga) sofreu vários processos de deformação extensional e compressional, entre 1,8 e 1,7 e entre 1,7 e 1,6 Ga, muito variadas, com formação de bacias intracratônicas e sua deformação, penetração de granitos etc., muitas vezes com o reaproveitamento de antigas linhas de fraqueza, outras vezes consoante processos sub-litosféricos de *underplating* e fenômenos associados (vide Etheridge et al., 1987; Myers et al., 1996). Estas estruturas intracontinentais conferem à evolução do Estateriano da Austrália diversidade incomum, tendo servido de base para teorias e modelos de orogenias intracontinentais de grande divulgação.

Ocorreram vários processos intracratônicos, extensionais, magmatogênicos (intrusivas fissurais, alcalinas, graníticas, extrusivas félsicas), e mesmo alguns outros de deformação e metamorfismo (p.ex. Orogenia Isan no CNO, deformação nas faixas McArthur e Georgetown). Esta concorrência de processos anorogênicos (sobrepujantes) e “parorogênicos” nos tempos mesoproterozóicos (Calimínio e Ectasiano) é marca singular do bloco australiano, ou pode vir a ser apenas o resultado de um melhor conhecimento, que ainda não pode luzir nos demais continentes.

No final do Mesoproterozóico (1,3-1,1 Ga) os três grandes blocos cratônicos pré-1,8 Ga, já bastante modificados pelos eventos Estaterianos e Eo-Mesoproterozóicos, interagiram convergentemente entre si, culminando com a formação dos terrenos/faixas móveis australianos centrais (Musgrave / Proto-Patterson) e do sul e sudoeste (Albany-Fraser), tudo isto como parte de um conjunto mais amplo de fusão, de magnitude global (vide Fig. 8 e 15). Estas faixas móveis neomesoproterozóicas mostram continuidades claras e francas para a Índia (*Ghats Orientais*) - que compartilha com a Austrália a mesma grande placa litosférica e para o leste da Antártica, além de outras conexões apontadas e propostas nas várias versões do supercontinente Rodínia.

Interna e lateralmente aos grandes crátons, durante estes magnos eventos fusão supercontinental, ocorreram processos reflexos diversos, extensionais (formação de bacias), de cisalhamento e mesmo de deformação intracratônica (p.ex. “Orogenia” Yampi), havendo muitos reajustes estruturais em linhas de fraqueza preexistentes.

Este concerto de orogenias com final colisional levou a significativo espessamento crustal e a circunstâncias maiormente geocráticas. Durante o Toniano e início do Criogeniano, se desenvolveu uma extensa bacia intracontinental (Fig. 16) onde foram acumulados até mais de uma

dezena de quilômetros de sedimentos continentais (glaciais, fluviais), marinho rasos (siliciclásticos, carbonatos, evaporitos) da Superbacia Centraliana. Processos de rifteamento e magmatismo básico foram associados comuns desta ampla bacia, que parece constituir o mais completo registro litocrono-estratigráfico (entre outros vários aspectos) do Neoproterozóico do mundo (Walter et al., 1995).

Esta superbacia foi segmentada *fault-bounded sub-basins* em diversas parcelas menores, que vieram a ser deformadas diversamente, consoante antigas e novas linhas de falhas, ao longo do cotejo de orogenias intracratônicas (King Leopold, Patterson, Pinjarra, Adelaideana, Petermann etc.), situadas ao longo dos terrenos centrais australianos, e mesmo no interior e borda dos grandes crátons pré-1,8 Ga (na borda do COA, deu-se o desenvolvimento final da Orogenia Pinjarra). Estes interessantes eventos orogênicos (0,75-0,54 Ga) estão ligados à formação de Gondwana Oriental, em nível global, com equivalentes nos continentes vizinhos, a serem comentados.

Da história do paleozóico e da formação do Pangea, Austrália guarda, na sua porção mais oriental (a leste da chamada *Tasman Line*) um consórcio de faixas móveis (Kanmantoo, Lachland, Thomson, New England, Gray 1997, Foster & Gray, 2000) de parte da trama do chamado cinturão orogênico SAMFRAU, característico dos continentes meridionais, já comentado.

Da fissão de Pangea para os dias atuais, deve ser destacada a evolução dos mares Tasmânico e dos Corais (separando a Nova Zelândia), e do Oceano Índico (separando a Antártica e África), consoante processos de deriva continental tipo Atlântico. Concomitante a estes fenômenos de cerne extensional, houve a instalação dos processos de subducção ao norte e a leste do Pacífico Sul (do Timor e Nova Guiné para a falha “alpina” da Nova Zelândia), interações da placa

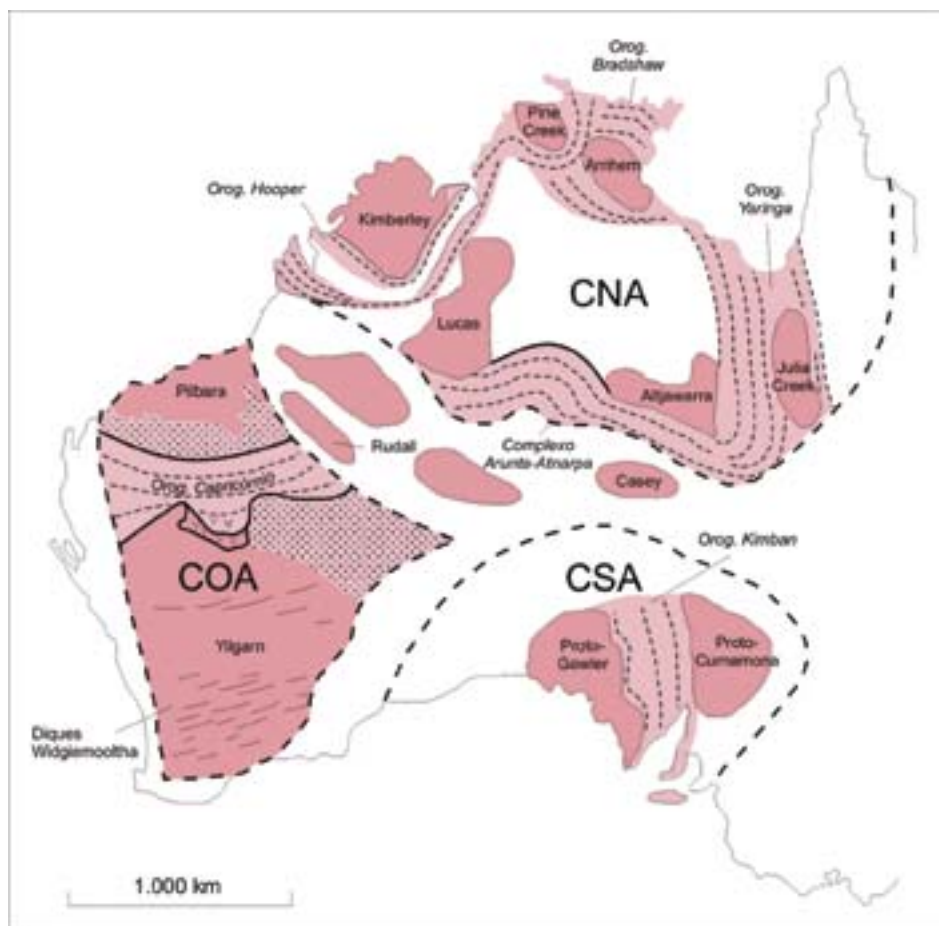


Fig. 14 - Esquema tectônico pré-1,7 Ga da Austrália, com assembleia dos principais crátons australianos pelas faixas móveis paleoproterozóicas (orosirianas principalmente). Na costura entre os crátons ficam os terrenos australianos centrais. Modificado de Myers et al (1996)

CNA - Cráton Norte Australiano; COA - Cráton Oeste Australiano; CSA - Cráton Sul Australiano
Coberturas vulcano-sedimentares paleoproterozóicas no COA são assinaladas

Fig. 14 - Pre-1.7 Ga tectonic sketch-map of Australia, with the assembly of the main cratonic blocks by the Paleoproterozoic (mainly Orosirian) mobile belts. Modified by Myers et al (1996)
CNA - North Australian Craton; COA - West Australian Craton; CSA - South Australian Craton. Paleoproterozoic volcano-sedimentary sequences of COA are being remarked

Fig. 15 - Mapa tectônico esquemático da assembléia final do Mesoproterozóico (de Rodínia), orogenias de 1,3 - 1,0 Ga, e da sedimentação neoproterozóica subsequente (1,0-0,75 Ga), como observado no território australiano. Modificado de Myers et al. (1996). Sedimentos mesoproterozóicos são representados com pequenos pontos

Fig. 15 - Tectonic sketch map of the assembly of Rodinia (1.3-1.0 Ga orogeneses) and the subsequent Neoproterozoic sedimentation (1.0-0.75 Ga), as they are seen in the Australian continent. Modified from Myers et al. (1996). Mesoproterozoic sediments are represented by small dots

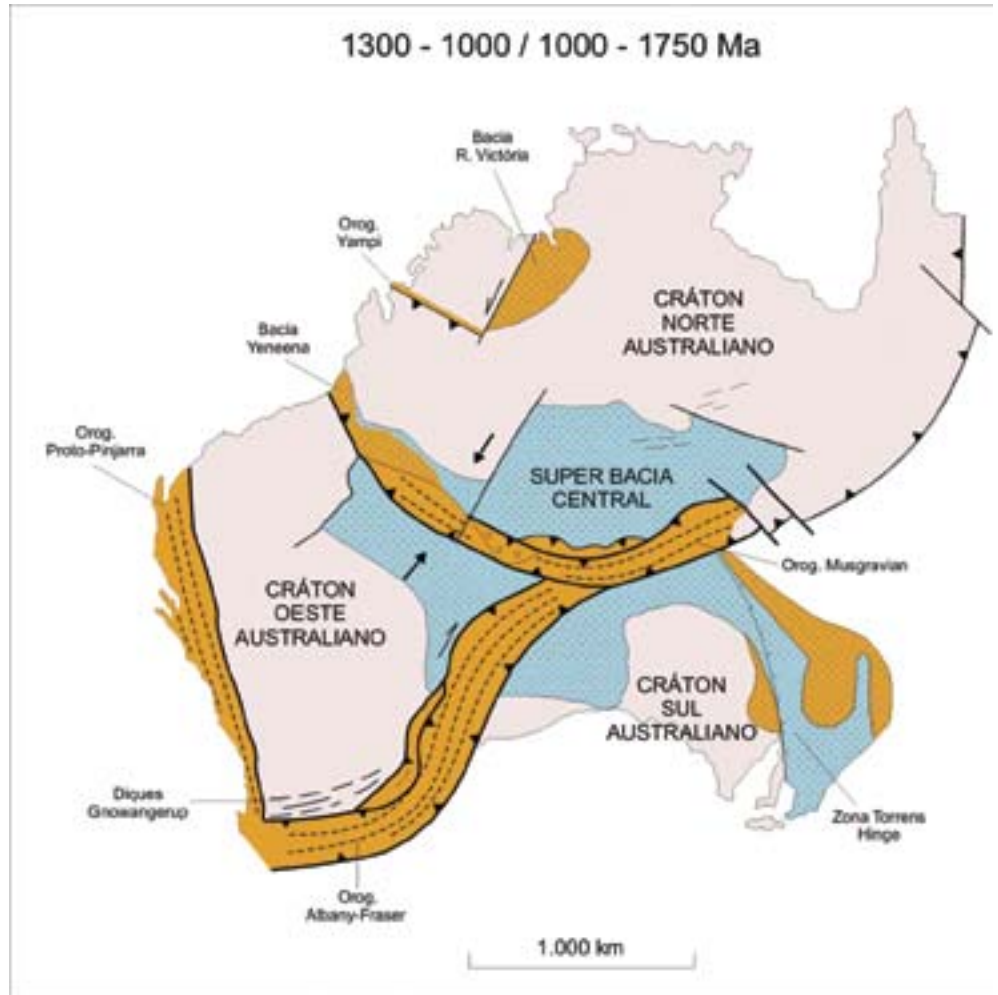
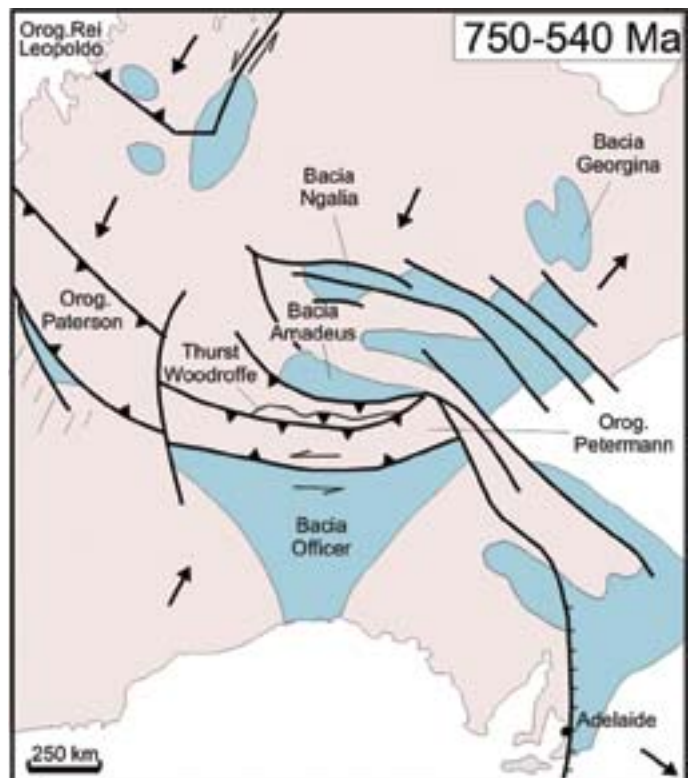


Fig. 16 - Esquema das bacias e faixas móveis neoproterozóicas (0,75- 0,54 Ga) da Austrália. Modificado de Myers et al. (1996). A orogenia Pinjarra, a oeste do COA foi já assinalada na Fig. 9

Fig. 16 - Scheme of the Neoproterozoic basins and (0.75 - 0.54 Ga) of Australia. Modified from Myers et al. (1996). Pinjarra Orogeny, west of the COA, was remarked before, in Fig. 9



do Pacífico com a Indo-Australiana, com os quais ainda convivemos.

Índia

A península da Índia, acoplada ao continente euroasiático, tem uma origem remota ao sul, como porção de Gondwana Oriental, individualizada (uma das frações continentais da Placa da Austrália), que derivou, desde latitudes antárticas para o hemisfério norte, até o fechamento do Tethys e a edificação do Himalaia, eventos globais de muitas outras conseqüências. A identidade desta parcela continental com

Austrália (comprovada) e Antártica (especulada e provável) é relevante.

Na descrição deste continente, destacamos uma série de núcleos sementes arqueanos coalescidos entre si por faixas móveis e suturas paleoproterozóicas. Dois grandes conjuntos de blocos são reconhecidos ao norte e a o sul do CITZ - *Central Indian Tectonic Zone*) que é considerado (Acharyya, 2003) como um misto de orógeno proterozóico (colisional, pré-1,5 Ga) e zona de suturas profundas (sub-Moho), que serviram como corredor de ativações e deformação por todo o Mesoproterozóico (Fig. 8, Fig. 17).

No conjunto norte, destaca-se um núcleo de emba-

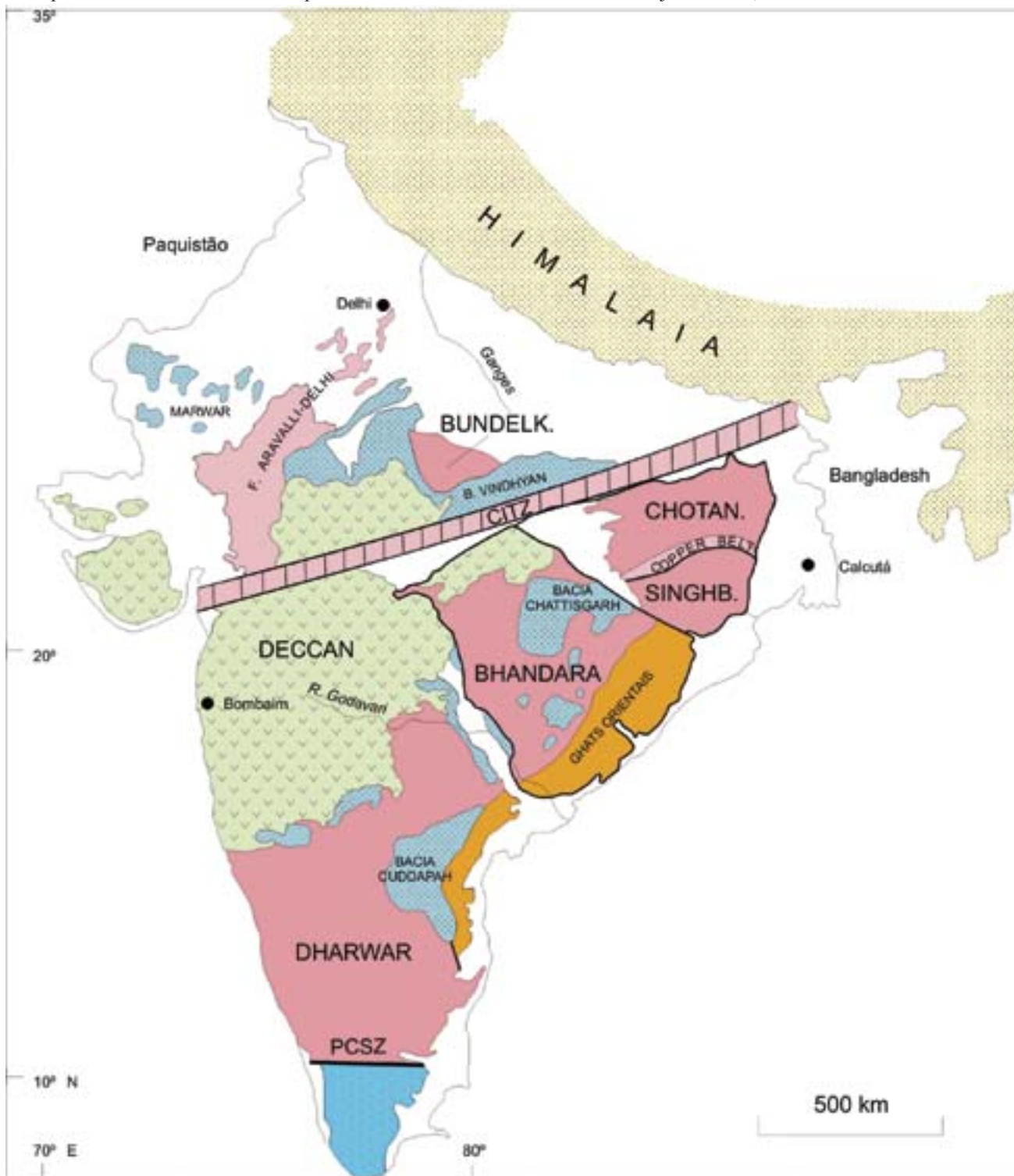


Fig. 17 - Mapa tectônico esquemático da Índia, baseado em Goodwin(1991) e Mazumder et al (2000), com modificações de vários outros autores (vide referências no texto)

Fig. 17 - Tectonic sketch-map of India, based on Goodwin (1991) and Mazumder et al (2000) with many other observations from different authors (see references in the text)

mento arqueano (Bundelkhand), ladeado pela faixa móvel (eminentemente QPC) do Aravalli-Delhi. Neste contexto fica o acervo de coberturas meso-neoproterozóicas (Bacia Vindhyan) e dos depósitos mais modernos de antepaís advindos do Himalaia (Indo-Gangetica, Panjab-Rajasthan, Planícies de Bengala e Brahmaputra, de oeste para leste), que separa a cadeia colisional da chamada Índia peninsular.

No conjunto ao sul do CITZ, temos outro contexto de núcleos cratônicos, o Darwhar, o Bhandara ou Bastar e o Singhbhum, separados por linhas de suturas (Godavari, Mahanadi) que vieram a sediar bacias meso-neoproterozóicas em instâncias subseqüentes. O núcleo Singhbhum é formado pela coalescência colisional de dois núcleos arqueanos, as micropalacas de Chotaagpur e Singhbhum que interagiram formando a faixa móvel paleoproterozóica do “*Copper Belt*”.

A partir deste contexto Paleoproterozóico fundamental, que se assume como parte de uma massa supercontinental (“Ur” ou Proto-Rodínia), no intervalo de 2,0 a 1,0 Ga (pelo menos) predominaram na Índia (vide quadro da Fig. 8) atividades intracratônicas, pois a maior parte do bloco continental estava desenvolvida. São deste período de geocracia as grandes bacias paraplataformais, como a de Cuddapah e correlatas, compostas de siliciclásticos continentais sobretudo, com apenas intercalações carbonáticas locais, que atinge espessuras de até 6000 m, e cujos estratos mais inferiores são datados do início do Mesoproterozóico. A Bacia de Vindhyan (acima de 100.000 km²) e associadas possuem uma série de depósitos marinhos rasos e de planícies de maré, e apresentam dados geocronológicos dos depósitos iniciais do fim do Mesoproterozóico, e sedimentos neoproterozóicos mais jovens são encontrados na sua co-irmã, Chattisgahr.

A faixa móvel mesoproterozóica dos Ghats Orientais, composta essencialmente de rochas granulíticas aluminosas, cinge e acavala os blocos cratônicos do sul, de Dharwar/Basthar/Bandara, e leva uma série de ativações termo-tectônicas por todo o resto da área peninsular. Ela tem equivalência direta, e deve ser o registro da continuidade das faixas (grenvillianas) Albany-Fraser/Musgraviana da Austrália, como já mencionado, e também o marco da integração da Índia no Supercontinente Rodínia.

Este apêndice de desenvolvimento mesoproterozóico foi complementado apenas por atividades de ativação termo-tectônica de vulto e diversificada no Neoproterozóico, incluindo *resetting* isotópico de rochas granulíticas arqueanas do sul da península (e do Sri Lanka), principalmente ao sul da linha de sutura Bhavani-Palghat ou Palghat-Cauvery (Santosh et al., 2003), como esquematizado na Fig. 17. Esta linha é um marco para a presença de rochas regene-radas termo-tectonicamente, em diferentes níveis, pelos processos orogênicos e faixas móveis neoproterozóicos/panafricanos, cujas presenças são ostensivas na Austrália e África, acima dissertados. Esta presença do panafricano no sul da Índia (e no Sri Lanka) deve ser compreendida como atestado e marca de uma história pretérita desta península em outro contexto continental (supercontinental de fato, no final do Neoproterozóico, em Gondwana oriental).

Se houve desenvolvimentos de cinturões de dobramentos neoproterozóicos com presença de supracrustais, estes foram completamente varridos. A presença de depósitos neoproterozóicos nas grandes bacias intracontinentais é uma advertência para não se excluir esta possibilidade.

Da história de Pangea, a Índia não trouxe e não comporta registros tectônicos significativos, apenas registros lito-estratigráficos intracontinentais.

No pós-Pangea, a Índia condicionou a mais espetacular (e prototípica) orogenia colisional da face da Terra, na sua (como parte da placa Indiana-Australiana) fuga de milhares de quilômetros para o norte, fechando o Tethys. O bloco da

Eurásia foi completamente reestruturado ao longo desta colisão (ca. 40-10 Ma) e ainda hoje sofre os efeitos dela (extrusão, tectônica de escape), enquanto que o bloco da Índia (consoante Coward & Ries, 1986) foi relativamente poupado, devido à sua constituição pré-Neoproterozóica, ou seja, devido a sua idade termal bem mais antiga do que a da Eurásia (que era permo-triássica)

Além disto, é necessário registrar a trapa vulcânica do Deccan, no centro noroeste da Índia, de idade maestrichtiana/daniana (pré-Himalaia), ca. 66-65 Ma, na ordem de 500.000 km² e com ca. 2Mkm³ de materiais ígneos consignados, que se expandiu sobre o norte e o sul do CITZ, como manifestação tectônica extensional e que constitui um dos *flood basalt events* clássicos da literatura especializada.

Antártica

Às adjetivações usuais de mais frio, mais ventoso, mais alto (maiores cotas médias), mais isolado dos continentes, deve ser imputado também a de mais desconhecido, tendo em vista que apenas menos de 2% do seu embasamento tem possibilidade de exposição, nos verões mais imponentes. São vários os esquemas propostos para a Antártica, mas em grande parte fundados em exposições distanciadas e de conexão difícil e mais ainda em reconstituições pré-derivadas, tendo a Índia e Austrália como referenciais.

Os dados esparsos e as analogias traçadas para com Índia, África e Austrália (Fig. 8 e Fig. 18) permitem reiterar a manutenção da trajetória evolutiva e a trama tectônica conhecida dos demais continentes.

Nos recentes trabalhos de Fitzsimons (2000a e 2000b, 2003) ele revisou muitos dos conceitos e trabalhos anteriores, trazendo uma proposta nova para a parte chamada de “escudo antártico”. Ele identificou um núcleo central cratônico, Mawson Craton, que a leste pode ter tido continuidade com o Sul Australiano (Proto-Gawler), considerado como entidade estável desde 1,6 Ga (Arqueano e Proterozóico). Este trabalho discrimina pela primeira vez três distintas faixas mesoproterozóicas acopladas ao núcleo cratônico principal e suas conexões prováveis, e não apenas uma faixa única, circunscrevendo todo o continente, como apresentado usualmente na maioria de trabalhos anteriores.

Estas faixas grenvillianas (segmentos da grande costura orogenética neo-mesoproterozóica) seriam Maud, a oeste do Mar de Ross (conexão com Namaqua, Natal da África), Rayner, ao norte (conexão pretérita com Ghats Orientais da Índia) e a nordeste, na província Wilkies (conexão pretérita com Albany-Fraser da Austrália). Elas portam registros isotópicos e lito-tectônicos de diferentes processos acionários e colisionais de 1,25 a 0,98 Ga (e até alguns de 0,9 Ga). Uma faixa mesoproterozóica uma cingindo todo o oriente da Austrália, e que é comum em diversos trabalhos prévios, foi descartada desde o trabalho de Dirks & Wilson, identificando em 1995 uma evolução tectônica delongada (0,6-0,5 Ga) em Prydz Bay e adjacências, sobre terrenos mesoproterozóicos e arqueanos.

Na verdade, estas faixas móveis mesoproterozóicas estão interceptadas, segmentadas e retrabalhadas francamente pelos desenvolvimentos orogênicos do Neoproterozóico/Eo-Paleozóico das faixas de Moçambique (*East African Orogen*), Prydz Bay-Denman- Pinjarra (advinda do oeste da Austrália) e a Faixa Ross-Delameriana (Foster & Gray, 2000) ou “Terra Australis”. Esta última, no senso lato a ela impingido por Cawood & Leitch (2001) seria apenas uma fração que teria cingido também o sul da Austrália e se estenderia pela península Antártica para a América do Sul (teria equivalente/continuidade com o Pampeano Oriental e o Paraguai-Araguaia). O esquema da Fig. 18 auferida de Fitzsimons (2000a; 2000b

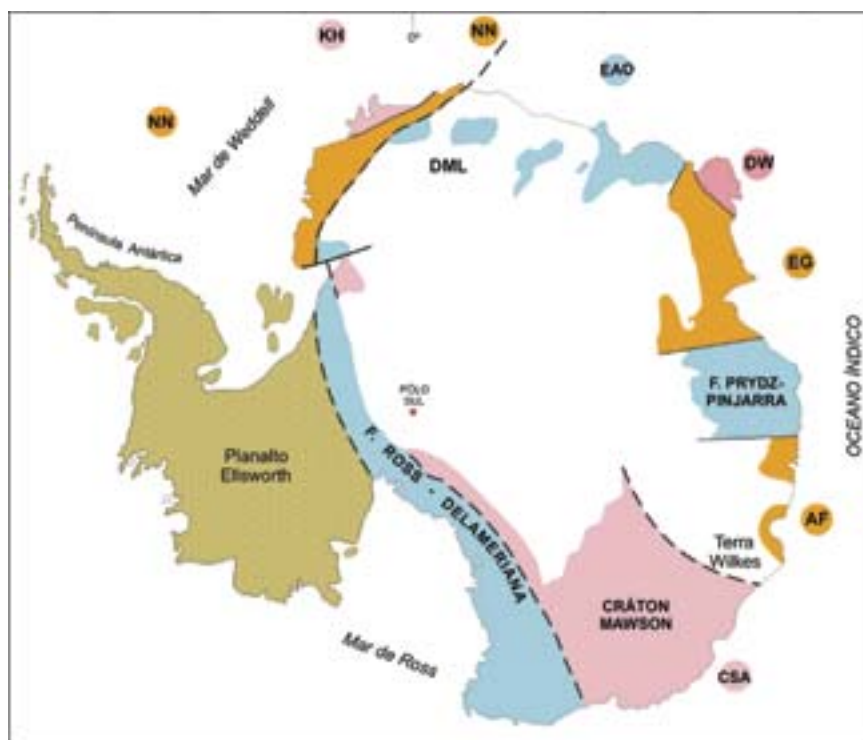


Fig. 18 - Mapa tectônico esquemático da Antártica, baseado em Choubert & Faure-Muret (1976) e Fitzsimmons (2000 a, 2000b e 2003). No interior dos círculos estão as iniciais dos crátons e das faixas móveis dos continentes co-irmãos, para correlação lateral: NN = Namaqua Natal; KH = Kalahari; EAO = East African Orogen (Moçambicano); DW = Dharwar; EG = Eastern Ghats; AF = Albany-Fraser; CSA = Cráton Sul Australiano

- Tectonic sketch-map of Antarctica, based on Choubert & Faure-Muret (1976) and Fitzsimmons (2000a, 2000b and 2003). In the interior of the circles are the initial letters of cratons and fold belts of other continents for correlation (see names above in Portuguese)

e 2003), tem que ser olhado com a cautela, no aguardo de novos conhecimentos. É importante observar nesta figura as possibilidades assinaladas de conexões das faixas proterozóicas da Antártica com aquelas de continentes co-irmãos mais próximos.

Da história paleozóica e da estruturação de Pangea, a Antártica guarda importantes registros lito-estratigráficos e tectônicos que se estendem da Planície Antártica para o planalto de Ellsworth (chamados Orógenos da Antártica Ocidental) e daí mais para o sul e com continuidade para Tasmânia e sul da África (Serra do Cabo) e oeste da América do Sul (La Ventana, Andes Centrais), dentro do já comentado SAMFRAU.

Subseqüente a Pangea, o continente antártico restou na maior parte no extremo sul na placa homônima, com a deriva de Austrália e Índia. Somente a oeste das faixas hercínico-variscanas, da ilhas Shetland (Península Antártica) até a Ilha Balleny (sul do Mar de Ross) há ocorrência de eventos orogênicos ligados à evolução meso-cenozóica andina (com ramificações para a Nova Zelândia). Não é possível apontar nos esquemas das Fig. 8 e 18, mas são vários os registros de eventos extensionais e de magmatismo (do Jurássico em diante) ao de arco consorciados com este último capítulo orogênico meso-cenozóico. Mas os registros precedentes são mais significativos em termos estratigráficos, daí a opção pela destaque de faixa móvel paleozóica retrabalhada.

Por todo o contexto ocidental deste continente, uma separação precisa dos eventos neoproterozóicos/cambrianos (Ross Delameriano, Terra Australis), Variscanos e da

sobreposição meso-cenozóica (vide Storey et al., 1992; Fitzsimmons, 2003) é ainda difícil e controversa.

O decálogo dos continentes e principais corolários

Como exercício de síntese das considerações anteriores e dos diversos quadros em anexo, acredita-se ser possível arrematar em 10 itens gerais os processos de evolução dos continentes. Trata-se de tentativa de síntese das observações conduzidas em todos os continentes, com suporte bibliográfico relativamente atualizado (referências nos trabalhos da última década). E para este ensaio, certa dose de ousadia é necessária e reconhecida e têm de ser assumidas algumas condições essenciais, que devem ser consideradas por todos os leitores e críticos potenciais:

a. Trata-se de trabalho experimental; das críticas e discussões sobre ele é esperado que advirão aprimoramentos

b. A existência de uma data limite para encerramento das consultas (trabalho encerrado em dezembro de 2003); a dinâmica do conhecimento é grande e veloz, não se pode pretender acompanhar tudo publicado

c. Existe a necessidade imperiosa de revisão dos conceitos, propostas e eventos, com o avanço natural e inexorável do conhecimento; a validade da proposta tem tempo limitado

Nestes termos e condições foram esquematizados 10 itens gerais (decálogo) e algumas observações complementares (corolários), organizados numericamente (em ordem estratigráfica, como devem ser lidos) discriminados a seguir.

10. A presente configuração geográfico-geológica - mapa mundi - dos continentes (e oceanos) é apenas o flagrante holocênico de uma delongada história de evolução de 4,5 Ga, e em particular, a partir de um processo de dispersão supercontinental, que inclui formação e crescimento de novos assoalhos oceânicos (desde os últimos 220Ma) e destruição de outros mais antigos (partes do Panthalassa) iniciado no Triássico Superior; processo em franco andamento com várias possibilidades de futuro geológico presumíveis.

09. Cada continente constitui a soma algébrica positiva dos processos de fusão e fissão de massas continentais dos últimos 2,5 Ga. Cada colagem grande foi seguida por uma tafrogênese de iguais proporções e a estabilidade/preservação dos segmentos gerados guarda certa razão direta com as dimensões destes segmentos criados nas partilhas.

08. Por todas as eras, em todas as fusões e fissões, os fenômenos desenvolvidos nas margens continentais envolvem contingentes importantes de porções litosféricas dantes/previamente consolidadas. Igualmente, estes fenômenos de interação sempre desencadearam no interior dos continentes processos coevos de retrabalhamento crustal, tectonismo, com magmatismo e sedimentação (ditos intra-placa).

07. O fecho da colagem completada do Paleozóico/Eo-Triássico foi consignado por notável e ramificada costura orogênica (> 28.000 km lineares), sem precedentes na história da Terra, onde a somatória de sistemas colisionais (não exclusivos) teve por clímax a aglutinação supercontinental de Pangea e por conseqüência a coalescência de Panthalassa. O Meso-Cenozóico documenta a retomada e continuidade destes fatos, com abertura (tafrogênese e dispersão de Pangea) de alguns oceanos ainda hoje em crescimento (Atlântico, Índico, Tasmânico) e o fechamento gradativo de outros (Tethys, Pacífico s. l.) que são remanescentes do Panthalassa.

06. No Paleozóico foi desenvolvido importante contexto de faixas móveis circunscrevendo as plataformas pré-cambrianas, em duas etapas distintas, a partir da tafrogênese e dispersão do Eo-Paleozóico. Muitas das faixas móveis atingiram o estágio colisional (incluíram subducção e posteriormente colisão) e hoje estão interiores aos continentes. A criação dos oceanos paleozóicos remontou ao Cambriano, e alguns destes oceanos em parte concorreram no tempo com oceanos remanescentes do Neoproterozóico. A primeira das etapas destes ciclos “wilsonianos” realizou-se no Paleozóico Inferior (Caledoniano/Famatiniano) e uma segunda, mais vigorosa e global, no Eo-Triássico (formação de Pangea).

05. O Neoproterozóico começou registrando a desarticulação de um supercontinente anterior (Rodínia) e a posterior formação de outros (Gondwana, Laurentia, Báltica, Sibéria etc.) perfazendo notável Ciclo de Wilson. Foi amplo o desenvolvimento de margens continentais, passivas e ativas, consorciadas com mares interiores (e glaciações). Gradativamente do início ao final da era, foram sendo fechados seus oceanos e braços de oceanos, numa sucessão ramificada de orógenos acrecionários e colisionais, processos estes que só se completaram no Eo-Ordoviciano (principalmente nos casos dos continentes meridionais).

04. O final do Mesoproterozóico foi marcado por ampla colagem orogênica (Grenvilliana), com possível fusão de praticamente todos os segmentos crustais antes elaborados, e retrabalhamento intenso das unidades intra-placas - de embasamento e de cobertura- desenvolvidas desde o final do Paleoproterozóico. Os marcos desta colagem (>20 000Km) multiforme, ramificada e diacrônica ocorrem na forma de segmentos diversos (em dimensões, posição geográfica, papel geotectônico), e diversamente preservados em praticamente todos os continentes atuais, são as chamadas faixas grenvillianas.

03. A história do final do Paleoproterozóico (1,8-1,6 Ga) e da maior parte do Mesoproterozóico é predominantemente de eventos intra-placas/intracratônicos, de magmatismo e sedimentação, permitindo boa preservação dos tratos das colagens anteriores paleoproterozóicas. Os eventos orogenéticos ocuparam um papel importante, mas subsidiário, ganhando maior expressão gradativamente no tempo, do Ectasiano para o Esteniano.

02. O Paleoproterozóico foi importante etapa de orogenias/colagens orogênicas em todo mundo. Vários ciclos são identificados, em diferentes porções da litosfera, entre 2,35 e 1,8 Ga, consubstanciando importantes *landmasses* continentais. Os núcleos arqueanos preexistentes foram arregimentados e embutidos no interior destas colagens, e assim novos núcleos-sementes de crescimento quelogênico surgiram. A partir destas colagens, pela primeira vez na história do planeta pode-se falar em abundância de massas continentais estáveis, com todas as naturais e esperáveis conseqüências tectônicas, magmáticas e sedimentares deste fato.

01. Todos os continentes estão embrionados a partir de núcleos-sementes ou hospedeiros coalescidos no Arqueano, em várias etapas, principalmente no Neoarqueano. Estes núcleos arqueanos retratam condições especialíssimas (estágio permóvel) de formação, composição e de grande, e jamais igualada, eficiência na produção de crosta continental. O crescimento das massas continentais foi feito de forma quelogênica a partir destes núcleos primordiais, os quais, apesar do retrabalhamento por todos os ciclos subseqüentes, (muitos deles) se preservaram até o presente, em diversas circunstâncias geológico-tectônicas.

Principais corolários

De tudo que foi discutido anteriormente e depois sintetizado no decálogo para os continentes, é possível que alguns aspectos tenham ficado obscuros, assim como é possível que outros fatos conseqüentes e dedutivos imprescindam de complementos. Desta forma, os itens seguintes foram colocados (sem uma ordem definida) na condição de corolários. Nestes itens estão muitos dos requisitos/aprendizados modernos da Tectônica Global, a saber e considerar:

A. A análise comparativa entre os continentes atuais mostra uma série de semelhanças composicionais (lito-estruturais) e evolutivas, embora algumas peculiaridades sejam resguardadas. Estas semelhanças foram adquiridas e compartilhadas em arranjos supercontinentais do passado geológico. As peculiaridades são, em primeiro lugar, contingências das irregularidades naturais e desigualdades que remontam aos processos de fissão (partilha) ou foram feições adquiridas posteriormente a esta, em circunstâncias geológicas específicas e intransferíveis.

B. A representatividade dos elementos tectônicos congêneres está na proporção direta da dimensão da massa continental considerada. Segmentos de grande porte territorial (p.ex. América do Norte), portes intermediários (p.ex. Groenlândia) e pequenos portes (p. ex. Madagascar, Península Arábica) vão apresentar número e variedade de elementos tectônicos distintos (e são mais factíveis de testemunhar todo o decálogo) na proporção direta às dimensões de suas respectivas massas.

C. A participação de massas oceânicas, arremetidas na composição dos tratos continentais, sempre existiu (obdução, docagem e processos conexos), sendo extremamente expressiva em taxas, área e volume nos tempos arqueanos, e foram decaindo significativamente através do tempo geológico. As frações oceânicas envolvidas em processos orogênicos passam a ser incorporadas e tratadas como partes da crosta continental.

D. Nos contextos continentais (a fração continental de uma placa litosférica) e supercontinentais (mais de uma placa litosférica coalescidas ou aproximadas), quanto mais antiga a porção considerada, mais espessa é a litosfera, a crosta se aproxima de espessuras mínimas, de forma que é menor o fluxo térmico e maior a vocação para a estabilidade relativa. As exceções a esta observação, em geral, indiciam sintomaticamente a presença de processos geológicos sub-crustais em atividade.

E. A recíproca do exposto acima é verdadeira, no contexto das faixas móveis: mais jovens, maior espessamento crustal, maior fluxo térmico, maior instabilidade relativa. Isto também é fato para pequenos fragmentos crustais (microcontinentes, terrenos), onde as possibilidades de estabilidade são sempre menores, e as possibilidades de retrabalhamento (tectono-termal, magmático) são sempre maiores.

F. A análise da evolução contínua dos continentes e da ciclicidade dos oceanos no tempo, dos processos irreversíveis de perda de calor do planeta e do presente padrão convectivo do manto apontam para a possibilidade de uma aglutinação supercontinental para o futuro geológico. Diante da diversidade, disposição e composição dos tipos crustais e litosféricos atuais, a forma, o tempo e a posição deste supercontinente são na realidade inacessíveis a qualquer previsão científica concreta, mas este tema já é alvo das primeiras especulações (formação no futuro de Amásia, fusão de América + Ásia, quando do fechamento completo do Pacífico).

G. O crescimento das massas continentais tem sido contínuo, com alguns picos mais expressivos de taxas de crescimento, estando no Eon Arqueano as cifras mais expressivas (ca. 70%), secundado pelo Proterozóico (ca. 20%), vindo o Fanerozóico em terceiro lugar (ca. 10%). Esta curva de crescimento geral das massas continentais guarda estreita correlação com as curvas de perda de calor do interior da Terra. A reciclagem no manto das massas continentais sempre existiu em pequenas quantidades, não contradizendo os rankings de porcentagem acima estabelecidos.

H. A observação dos processos de formação (e do crescimento contínuo) de crosta continental através do tempo geológico traz à baila e reitera o princípio do atualismo, mas advoga a adoção de termo complementar. Como a evolução tem se mostrado como processo irreversível, ligado às perdas de calor (irreversíveis) do interior do planeta, e como as feições paleogeográficas têm mudado sistematicamente com o tempo geológico, é possível diagnosticar que o presente é a chave do passado, mas não pode necessariamente ser tomada como seu espelho.

I. Nestes termos, o limite Arqueano-Proterozóico é um *turning point* importante na história do planeta, quando houve a mudança substancial da curva de perda de calor da Terra, e que foi acompanhada de mudanças significativas (algumas delas de forma brusca) em todas as geoesferas (e nas inter-relações delas), resultando modificações substanciais nos processos litogenéticos e metalogenéticos.

J. A Tectônica é global e admite, mediante a observação irreversível da evolução da litosfera (+ atmosfera + hidrosfera + biosfera, em conjunto), e consoante os registros verificados nos continentes, estabelecer algumas subdivisões básicas para análise da história do planeta, com fins didáticos e descritivos, separando por exemplo:

(a) o Arqueano remoto (pré-4,0 Ga), espécie de estágio absolutamente próprio (permóvel) e pouco conhecido.

(b) o Arqueano p. d. (3,8 a 2,5 Ga, correspondendo mais ou menos ao Arqueano formal da subdivisão do IUGS). Formação das células primordiais microcontinentais.

(c) o Paleoproterozóico,

(d) o Mesoproterozóico,

(e) o Neoproterozóico e

(f) o Fanerozóico.

Cada um destes seis grandes estágios tem feições características, com registros absolutamente próprios e sinalizadores, algumas marcas intransferíveis. A identificação destes estágios evolutivos maiores, em termos da Tectônica Global, com suas especificações na análise dos eventos da evolução crustal de todos os continentes, não deve jamais implicar ou demandar suspeição sobre o caráter absolutamente contínuo, global e irreversível da história do nosso planeta.

Agradecimentos

O autor teve o privilégio de contar com a crítica dura e construtiva de três revisores que (espontaneamente se identificaram) muito contribuíram positivamente para esta versão final do trabalho. Foi um trabalho denodado, sério, paciente, sob o escudo do espírito de colaboração efetiva das partes dos colegas Umberto G. Cordani, Fernando Flecha Alkmim e Reinhardt Adolfo Fuck, que muito contribuiu para o resultado final. Não pude concordar com todos os argumentos e críticas, mas de todo este conjunto precioso de observações o autor auferiu decisivamente muito ensinamento. A todos eles, o agradecimento sensibilizado do autor.

Joel Carneiro de Castro
IGCE, UNESP, Rio Claro, SP
jocastro@rc.unesp.br

Resumo:

Três episódios glaciais são marcantes no Paleozóico das bacias cratônicas brasileiras. No Neo-Ordoviciano, um delgado intervalo de diamictito ocorre na mesma posição estratigráfica nas bacias do Amazonas (próximo ao topo da Formação Nhamundá) e do Paraná (conhecido como Formação Iapó). Tal evento glacial é menor quando comparado ao notável registro glacial cronoequivalente que se desenvolve no norte da África, em particular na Argélia. A glaciação do Neo-Devoniano parece restrita, em termos de Gondwana, às bacias do Amazonas e Parnaíba, no norte do Brasil. Três ciclos, cada qual composto de diamictito e localmente arenito canalizado, formam o Membro Curiri da Formação Curuá. Aquelas litofácies ocorrem como lobos glaciais entrando em uma bacia marinha rasa; os lobos foram supridos principalmente da margem norte da Bacia do Amazonas. O intervalo Neo-Carbonífero/Eopermiano é marcado pelo importante registro glacial do Grupo Itararé, na Bacia do Paraná. Tal grupo é formado por três grandes ciclos de argilosidade crescente para cima, ciclos esses denominados de formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba. O oeste paulista constitui o principal depocentro do grupo, enquanto a área leste aflorante caracteriza um contexto mais marginal. Neste, Fernando F. M. de Almeida contribuiu ao conhecimento do Itararé em dois aspectos, ao desenvolver estudos estratigráficos para o grupo e ao estudar feições glaciais localizadas.

Palavras-chave: Glaciação, Paleozóico, Bacia do Amazonas, Bacia do Paraná.

Abstract:

Three major glacial episodes develop in the Brazilian Paleozoic record. In Late Ordovician a thin diamictite interval occurs both in the Amazon Basin, near the top of Nhamundá Formation, and Paraná Basin, known as Iapó Formation. These glacial events cannot be compared with the major chronoequivalent glacial record developed in North Africa, especially Algeria. The Late Devonian glaciation seems restricted to Amazonas and Parnaíba basins in northern Brazil. Three cycles, each composed of diamictite and channelized sandstone, form the Curiri Member of Curuá Formation. These lithofacies occur as glacial lobes accessing a shallow marine basin; the lobes were sourced mainly from the northern margin of Amazonas Basin. The Late Carboniferous-Early Permian is marked by an important glaciation in Paraná Basin, also characteristic of southern Gondwana. It is represented by the Itararé Group, which is composed of three major fining-, muddier-upward cycles assigned to Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba formations. The main depocenter of Itararé Group occurs in western São Paulo, while the eastern outcropping area of the unit characterizes a more marginal setting. Fernando de Almeida contributed in two different

ways to the expertise of the Itararé group.

Keywords: Glaciation, Paleozoic, Amazonas Basin, Paraná Basin.

Resumen:

Tres grandes episodios glaciales se manifiestan en el Paleozoico de las cuencas cratónicas brasileñas. En el Ordovícico Superior un delgado intervalo de diamictito es observado en las cuencas del Amazonas (próximo al tope de la Formación Nhamundá) y Paraná (conocida por la Formación Iapó). Este evento es mucho menor comparado al notable registro glacial cronoequivalente desarrollado al norte de África, especialmente en Argelia. La glaciación del Devonico Superior parece ser restringida a las cuencas del Amazonas y Parnaíba, al norte de Brasil. Tres ciclos compuestos de diamictitos y areniscas canalizadas forman el Miembro Curiri de la Formación Curuá. Estas litofacies aparecen en forma de lóbulos glaciales introduciéndose en una cuenca marina rasa; los lóbulos fueron provenientes principalmente del margen norte de la cuenca del Amazonas. El intervalo Carbonífero Superior-Pérmico Inferior está marcado por un importante registro glacial del Grupo Itararé, en la cuenca del Paraná. Tal grupo está formado por tres grandes ciclos de arcillosidad creciente para el tope, pertenecientes a las formaciones Lagoa Azul, Campo Mourão y Taciba. El oeste paulista constituye el principal depocentro del grupo, mientras que el área que aflora al este caracteriza un contexto más marginal. Aquí F.F.M. de Almeida contribuyó al conocimiento de Itararé en dos aspectos, desarrollando estudios estratigráficos para el grupo y estudiando los aspectos glaciales localizados.

Palabras llave: Glaciación, Paleozoico, Cuenca del Amazonas, Cuenca del Paraná.

Glaciação Neo-Ordovicianiana

Bacia do Amazonas

Na coluna sedimentar da Bacia do Amazonas, o Grupo Trombetas representa o intervalo Ordoviciano-Siluriano, sendo constituído de quatro formações (em ordem ascendente): Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Próximo ao topo da Formação Nhamundá, ocorre localmente um intervalo de diamictito acastanhado, que representa a glaciação em epígrafe. A Fig.1 ilustra, por meio da correlação de perfis raio-gama de dois poços, as quatro unidades do Grupo Trombetas, e em especial o nível de diamictito do poço AI-2.

Deve-se destacar a cronocorrespondência entre o diamictito do poço AI-2-AM e o folhelho marinho do poço AM-1-AM. Imediatamente acima do diamictito, o arenito flúvio-litorâneo do topo da Fm. Nhamundá seguido do folhelho marinho da Formação Pitinga representam o evento de deglaciação que sucede a fase glacial. Nesse evento basicamente transgressivo, nota-se uma zona de transição entre o Nhamundá e o Pitinga, marcada pela ocorrência de minerais autigênicos de ferro (chamosita oolítica, hematita e siderita); a transgressão é concluída com a deposição do folhelho radioativo da base da Formação Pitinga, um nível de inundação máxima que se constitui no gerador de petróleo da seção siluriana (Carozzi *et al.*, 1973).

O mapa da Fig.1A mostra a área de ocorrência dos diamictitos; nesta porção oeste da Bacia do Amazonas, é restrita a três poços, SL-1, MN-1 e AI-2. Carozzi *et al.* (*op. cit.*) consideram os diamictitos como tilitos continentais, por suas características litológicas e localização marginal, e que passariam, para o centro da

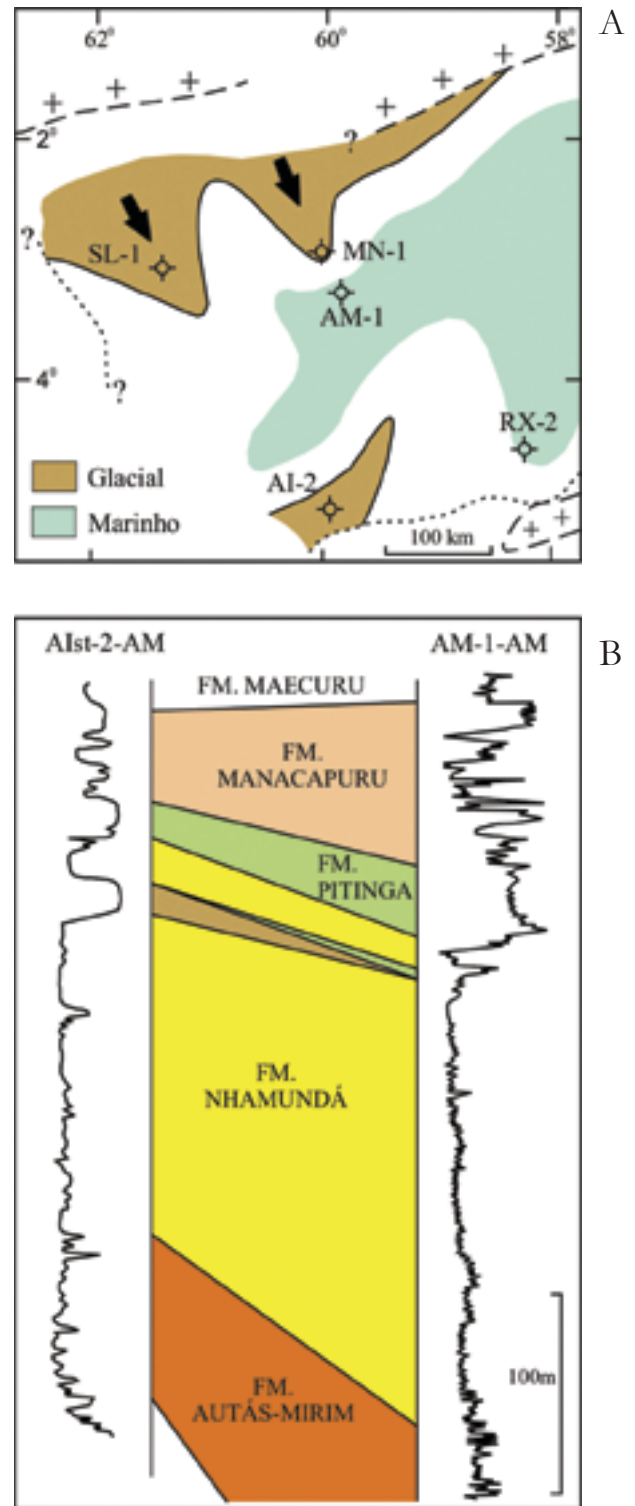


Fig. 1 - Deposição glacial neo-ordovicianiana na Bacia do Amazonas)
A. Mapa com as faixas de ocorrência dos depósitos glaciais. B. Correlação das unidades do Grupo Trombetas; nota-se a equivalência entre o diamictito do poço AI-2 e o folhelho do AM-1, próximo ao topo da Formação Nhamundá (modificado de Carozzi *et al.*, 1973)

- Late Ordovician glacial deposition in Amazonas Basin. A. Map with the occurrence belts of glacial deposits. B. Well correlation of Trombetas Group units; notice the equivalence between diamictite in AI-2 and shale in AM-1, near the top of Nhamundá Formation (modified from Carozzi *et al.*, 1973)

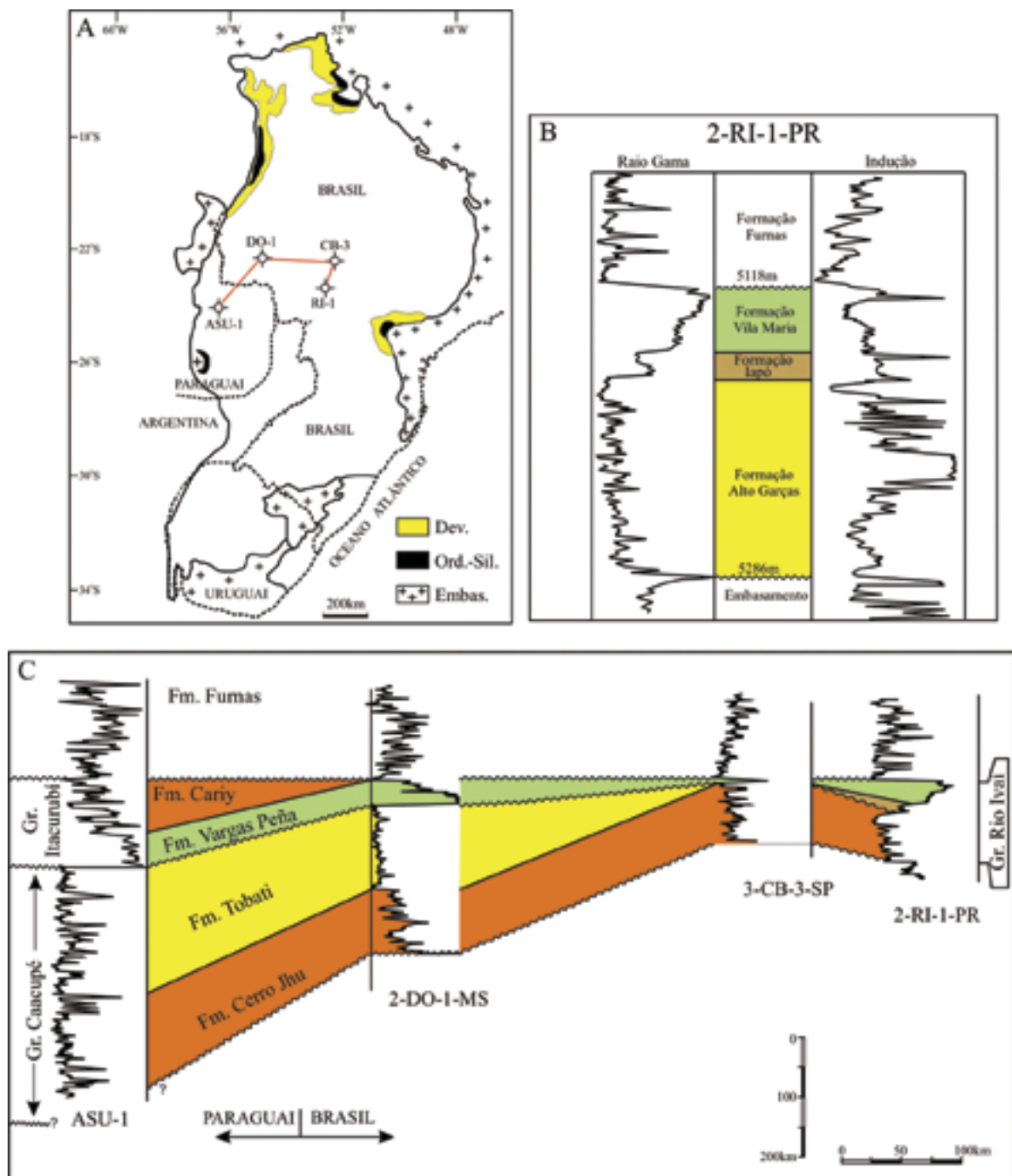


Fig. 2 - Deposição glacial neo-ordoviciana na Bacia do Paraná. A. Mapa com as quatro faixas de ocorrência das rochas do Ordoviciano-Siluriano. B. Estratigrafia do Grupo Rio Ivaí, calibrada com perfis raio-gama e elétrico, no poço 2-RI-1-PR (Milani *et al.*, 1994). C. Seção estratigráfica com a correlação das unidades do Ordoviciano-Siluriano; ver localização na Fig. 1-A (Assine *et al.*, 1994)

- Late Ordovician glaciation in Paraná Basin. A. Map with the four belts of occurrence of Ordovician-Silurian rocks. B. Rio Ivaí Group stratigraphy in 2-RI-1-PR well, tied with gamma-ray and electric log (Milani *et al.*, 1994). C. Stratigraphic section showing correlation of Ordovician-Silurian units; see localization in figure 1-A (Assine *et al.*, 1994)

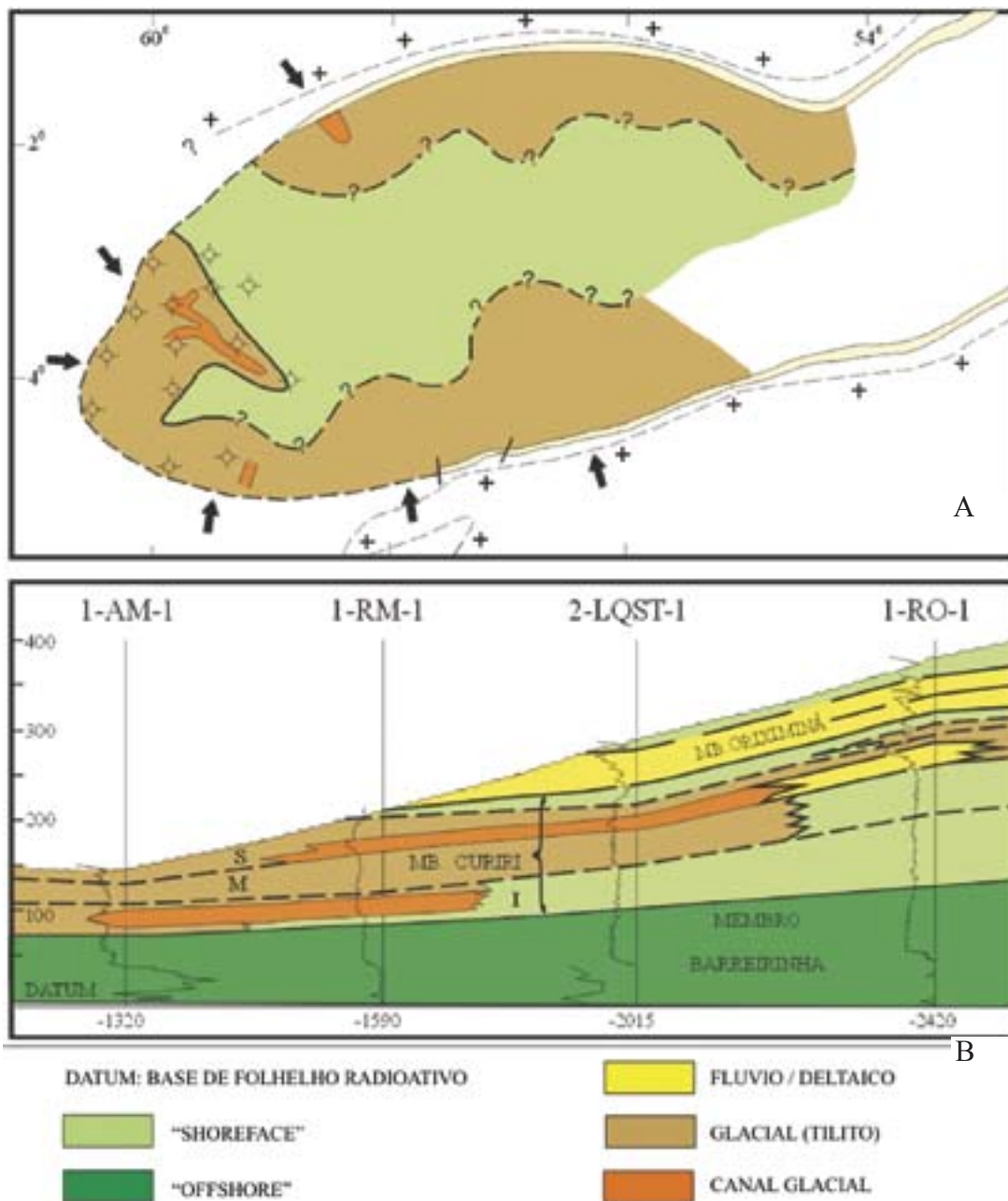
bacia, a depósitos flúvio-litorâneos (?) e marinhos.

É oportuno constatar a ampla distribuição dessa glaciação no Gondwana. O norte da África, especialmente a Argélia, abriga um de seus principais registros, e provavelmente com a mesma idade, Caradociano-Ashgiliano (os dois últimos andares do Ordoviciano); o folhelho marinho equivalente ao Pitinga é datado como Llandoveryano (base do Siluriano) (Beuf *et al.*, 1971). Na Bolívia também ocorre um intervalo de diamictito, Formação Cancañiri, de características marinhas, mas que tem sido atribuído ao Llandoveryano.

Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná, é expressiva a ocorrência de unidade glacial correspondente, tanto em superfície (estados de MS, MT, GO, PR e no Paraguai, a leste de Assunção) como em subsuperfície (Fig. 2A). O poço 2-RI-1-PR revela, como seção de referência, três das unidades que compõem o Grupo Rio Ivaí, de idade ordoviciana-siluriana: formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria (Fig. 2B). O diamictito da Formação Iapó

Fig. 3 - Deposição glacial do Neodevoniano da Bacia do Amazonas. A. Mapa com a distribuição dos diamictitos e arenitos de canais glaciais, e dos siltitos marinhos em direção ao centro da bacia. B. Seção estratigráfica mostrando a correlação, por raio-gama, das unidades do Grupo Curuá; localização da seção na fig. 1-A (Carozzi *et al.*, 1973)



- Late Devonian glacial deposition in Amazonas Basin. A. Map showing the distribution of diamictites and glacial channel sandstones, as well as marine siltstones towards basin center. B. Stratigraphic section showing gamma-ray correlation of Curuá Group units; localization of section in figure 1-A (Carozzi *et al.*, 1973)

representa a glaciação em epígrafe; nota-se que não existe um arenito interpondo-se entre o diamictito e o folhelho marinho sobrejacente, do Llandoveryano (Milani *et al.*, 1994).

A seção estratigráfica da Fig. 2C revela uma coluna mais preservada no Paraguai, inclusive contendo a unidade siluriana de topo, a Formação Cariy, mas por outro lado sem a unidade glacial. Essa situação é freqüente na Bacia do Paraná, onde Assine *et al.* (1974) observam a ausência da unidade glacial em diversos poços (por exemplo, no 3C-B-3-SP); aqueles autores advogam uma discordância entre as formações Alto Garças e Iapó (Fig. 2C).

É ainda oportuno ressaltar a semelhança, inclusive quanto às espessuras, entre as colunas sedimentares do Amazonas e Paraná (grupos Trombetas e Rio Ivaí), conforme observado por Edson J. Milani (informação verbal).

Glaciação Neodevoniana

A glaciação neodevoniana é pouco conhecida no Gondwana, parecendo estar restrita às bacias do Amazonas e Parnaíba.

O seu principal registro é na Bacia do Amazonas, sendo representado pelo Membro Curiri da Formação Curuá (na carta mais recente da Petrobras, tais unidades foram pro-

movidas a Formação e Grupo, respectivamente, e a Formação Faro foi incluída no Grupo Curuá, que abrange do Neodevoniano ao Eocarbonífero; Cunha *et al.*, 1994).

A Formação/Grupo Curuá é composta dos membros/formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná. O Membro Barreirinha é dominado por folhelhos marinhos, destacando-se uma espessa seção radioativa na sua porção inferior. O Membro Curiri contém depósitos glaciais e marinhos *shoreface*, enquanto o Membro Oriximiná é representado por sedimentos deltaicos pós-glaciais. A idade do Membro Curiri vai do Frasniano ao Fameniano.

A correlação dessas unidades é mostrada na seção da Fig. 3B, notando-se a ausência da parte superior da coluna devido a erosão causada pela discordância pré-neocarbonífera.

O Membro Curiri foi dividido em três intervalos cronostratigráficos, que revelam a distribuição tempo-espacial de seus dois sistemas principais, glaciário, com tilitos e arenitos canalizados, e marinho raso (Carozzi *et al.*, 1973). Nota-se na seção da Fig. 3B, que tem quase 100km, a passagem dos diamictitos para os siltitos marinhos, estes caracterizados pela bioturbação cônico-espiralada *Spirophyton* e o microfóssil *Protosalvinia* (relacionado a alga); assim, os diamictitos representariam lobos glaciais adentrando a bacia

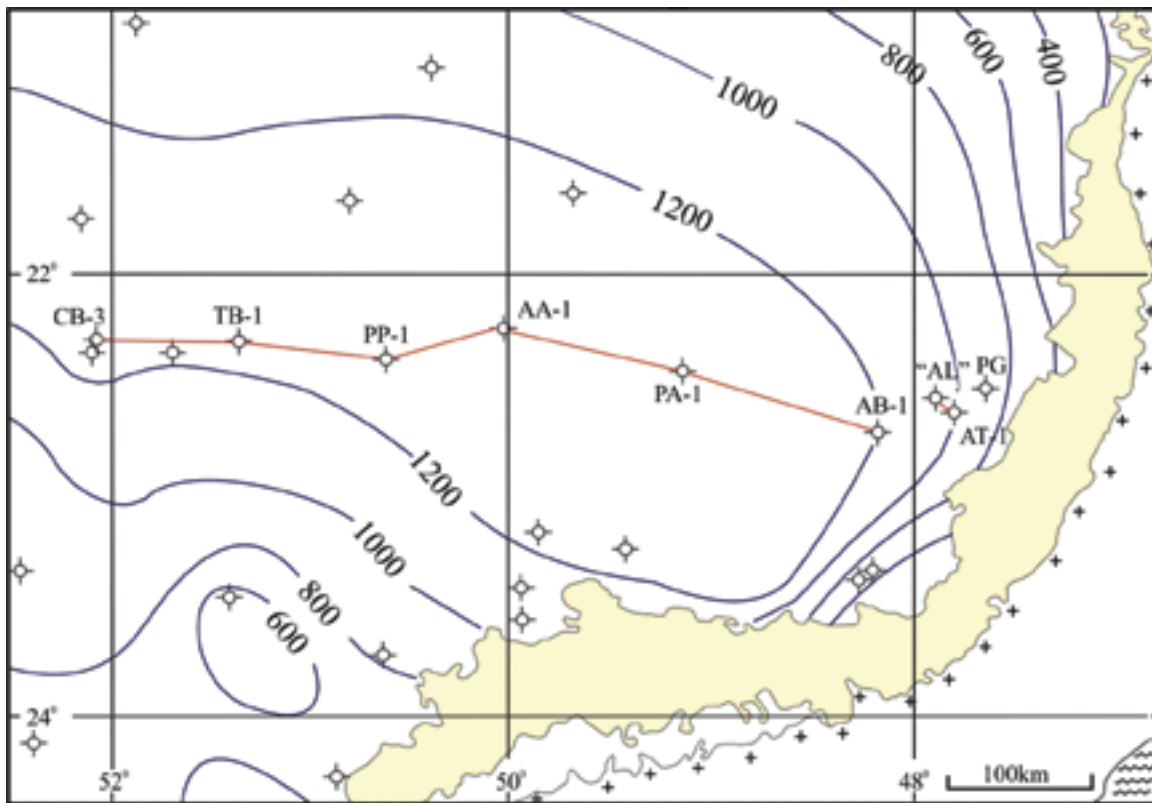


Fig. 4 - Mapa de isópacos do Grupo Itararé no Estado de S. Paulo. Destaque para a faixa aflorante do grupo (em amarelo) e para a orientação da seção da Fig. 5

Isopach map of Itararé Group in S. Paulo State, displaying the outcrop belt of the Group (yellow) and orientation of the section of Fig 5

marinha. Destaca-se ainda a geometria transversal lenticular dos corpos arenosos dentro dos diamictitos, e uma correlação longitudinal dos arenitos limitada a dois poços consecutivos; também é sugerida, no intervalo superior, a passagem lateral do arenito canalizado para uma sucessão deltaica progredante, entre o LQ-1 e o RO-1 (Carozzi *et al.*, *op. cit.*) (Fig.3B).

Na Bacia do Parnaíba os depósitos glaciais são raros, correspondendo a alguns intervalos localizados da Formação Cabeças (Neodevoniano). Intervalos com diamictito têm ocorrência bastante restrita, limitando-se a poucos poços da margem sudoeste da bacia, do mesmo modo que varvito com clastos caídos, verificado em apenas um poço. Mas é em superfície que ocorrem as melhores evidências, como estrias glaciais no sul do Piauí, orientadas para norte e leste; arenitos com estruturas de liquefação, como pseudonódulos (*slurry*), associados a canais erosivos; ou ainda arenitos gradando a diamictitos, e arenitos deformados com grandes clastos caídos (Carozzi *et al.*, 1975). O esboço paleogeográfico para o Neodevoniano, em grande parte correspondendo à Formação Cabeças, é formado por um grande sistema flúvio-deltaico proveniente de sul e leste, tendo a sua porção distal na margem oeste da Bacia do Parnaíba; a eventual ocorrência glacial restringe-se à uma frente de geleira vinda de sul (Carozzi *et al.*, *op. cit.*).

Glaciação Neopaleozóica da Bacia do Paraná

O Neopaleozóico (Neocarbonífero ao Eopermiano) revela uma importante diferença de sedimentação entre a Bacia do Paraná, ao sul, e as bacias do Solimões/Amazonas e Parnaíba, ao norte. Nestas, é representada por sedimentos de um clima quente e árido, expresso por depósitos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos das formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda (nomes extraídos da coluna da Bacia do Amazonas, como exemplo), enquanto na Bacia do Paraná houve o domínio de um clima glacial, refletido na sedimentação do Grupo Itararé.

Tal grupo guarda um dos mais expressivos registros da glaciação do Gondwana Sul, e seus depósitos distribuem-se

na Bacia do Paraná através de oito estados, nas regiões Sul (RS, SC, PR), Sudeste (SP, MG) e Centro-Oeste (GO, MS, MT); a espessura máxima alcançada em subsuperfície alcança 1300 m, no oeste paulista. A idade do Grupo vai do Neocarbonífero (Westphaliano) ao Eopermiano (Artinskiano) (Milani *et al.*, 1994).

A coluna estratigráfica de Schneider *et al.* (1974) propõe uma divisão ternária para o Grupo Itararé, principalmente com base em levantamentos de superfície em Santa Catarina e no sul do Paraná: as formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul, esta tendo os folhelhos várvidos do Membro Lontras em sua porção basal.

O mapeamento do Grupo Itararé em subsuperfície deve-se a A. B. França, em sua Tese de Doutorado, sintetizada em França & Potter (1988). Aquele autor identificou três grandes ciclos de afinamento granulométrico ascendente (granodecrescência), designando-os como unidades litocronoestratigráficas: as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, da base para o topo. Os termos arenoso e lamítico-argiloso do ciclo/Formação Lagoa Azul foram designados membros Cuiabá Paulista e Tarabai, enquanto as mesmas litologias, no ciclo/Formação Taciba, formam os membros Rio Segredo (arenito), Chapéu do Sol (diamictito) e Rio do Sul (folhelho e ritmito fino). O ciclo/Formação Campo Mourão não foi dividido, por conta de sua natureza bastante arenosa: ressalte-se, entretanto, que o autor reconheceu o "Folhelho Lontras" no topo da unidade.

A correlação entre as propostas de Schneider *et al.* e de França & Potter (*op. cit.*) beneficiou-se do trabalho de França *et al.* (1996), que reconheceu a Formação Campo do Tenente como equivalente ao Membro Tarabai; já as formações Mafra e Campo Mourão se correspondem, desde que se exclua o "Folhelho Lontras" do topo da segunda unidade. As formações Rio do Sul e Taciba são comparáveis, desde que se exclua da primeira o "Membro Lontras" basal. Ressalte-se que França & Potter (1988) nomearam como Membro Rio do Sul a unidade argilosa da parte superior da Formação Taciba no sul do Brasil, equivalente do diamictito do Membro Chapéu do Sol dos estados do Paraná e São Paulo, equivalente do diamictito do Membro Chapeu do Sol dos estados do

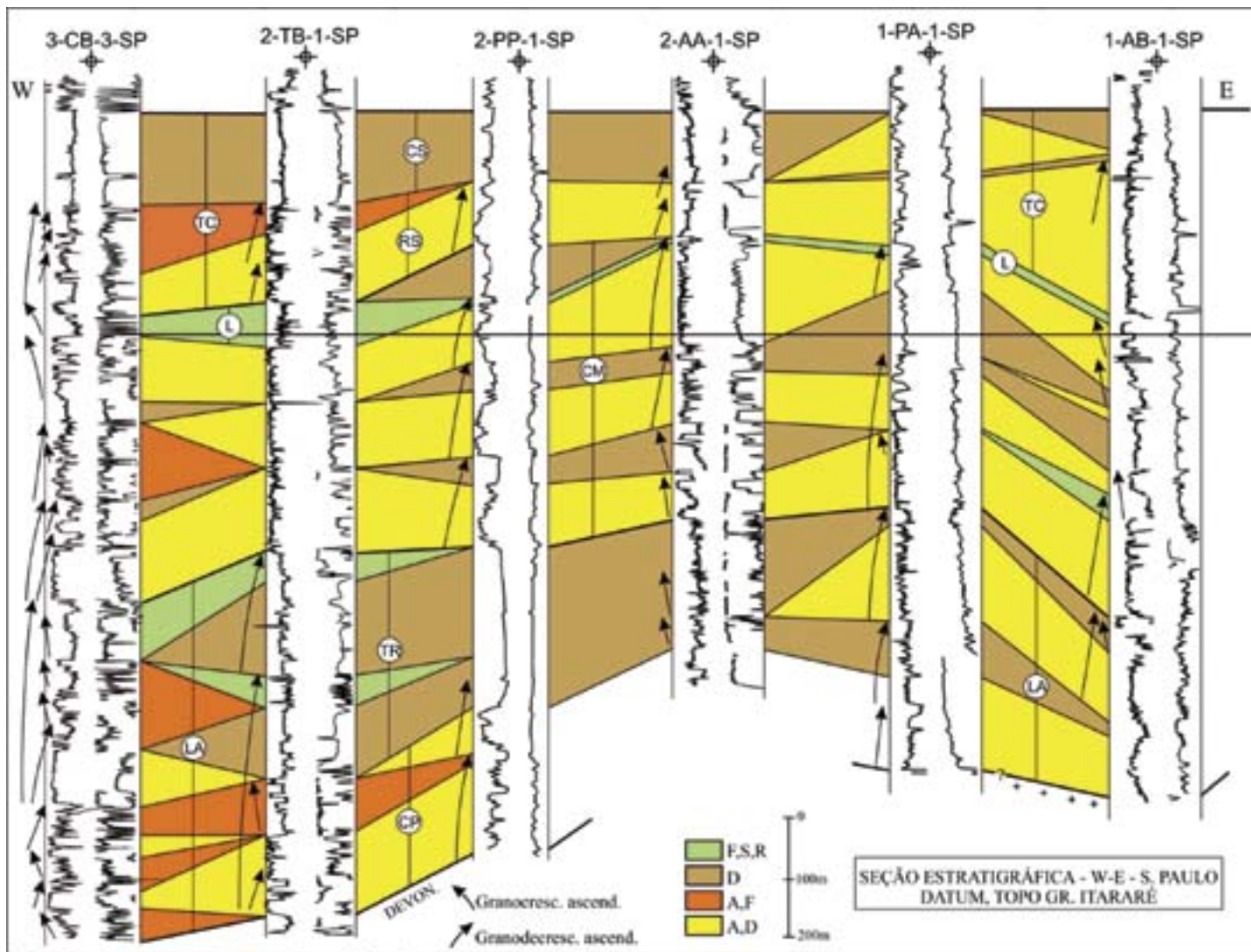


FIG. 5 - Seção estratigráfica oeste-leste de S. Paulo. Distribuição espacial de quatro sistemas, folhelho-siltito-ritmito (F,S,R), diamictito (D), arenito-folhelho (A,F) e arenito-diamictito (A,D). Linhas mais espessas delimitam três ciclos/formações, Lagoa Azul (LA), Campo Mourão (CM) e Taciba (TC), com seus respectivos membros Cuiabá Paulista, Tarabai, Lontras, Rio Segredo e Chapéu do Sol (CP, TR, L, RS, CS) (modificado de França & Potter, 1988)

West-east stratigraphic section in S. Paulo State, with the spatial distribution of four systems: shale-siltstone-rhythmite (F, S,R), diamictite (D), sandstone-shale (A,F) and sandstone-diamictite (A,D). Thicker lines separate three cycles/formations, Lagoa Azul, Campo Mourão and Taciba (LA, CM, TC), with their respective members Cuiabá Paulista, Tarabai, Lontras, Rio Segredo and Chapéu do Sol (CP, TR, L, RS, CS) (modified from França & Potter, 1988)

Paraná e S. Paulo. Outra importante contribuição de França & Potter (*op.cit.*) foi no posicionamento estratigráfico correto da Formação Aquidauana, unidade esta caracterizada por sedimentos marron-avermelhados (diamictitos, arenitos, ritmitos, folhelhos) que ocorrem lateralmente ao Grupo Itararé, no sentido norte da Bacia do Paraná, incluindo o nordeste de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Schneider *et al.* (1974) haviam posicionado a Formação Aquidauana na base do Grupo Itararé, como correspondente da Formação Campo do Tenente".

É oportuno observar que as unidades do Grupo Itararé mostram um *onlap* progressivo sobre o substrato devoniano ou o embasamento no sentido do sul do Brasil; assim, as formações Lagoa Azul e Campo do Tenente restringem-se a São Paulo e Paraná, as formações Campo Mourão e Mafra alcançam a porção central de Santa Catarina, e a formações Taciba e Rio do Sul atingem o sul-catarinense. No Rio Grande do Sul só ocorre esta última unidade, e assim mesmo

restrita a baixos estruturais ou paleogeomórficos (grábens ou fiordes?), enquanto o Grupo Guatá geralmente assenta-se sobre o embasamento.

O Grupo Itararé em São Paulo

O Grupo Itararé está bem representado em São Paulo, principalmente no oeste do Estado, que abriga o principal depocentro da unidade nas áreas de Cuiabá Paulista e Taciba, poços 3-CB-3-SP e 2-TB-1-SP (Fig. 4).

Uma seção estratigráfica de oeste a leste do Estado, apresentada originalmente por França & Potter (1988), revela a disposição espacial de quatro grandes sistemas deposicionais e dos padrões de sedimentação dos ciclos (granodecrescência ou granocrescência ascendente, sob diferentes escalas), dentro das formações litocronoestratigráficas propostas pelos autores (Fig. 5). Entre os quatro sistemas, o flúvio-deltaico é formado por arenito fino a grosso e diamict-

tito subordinado (A, D), sendo representado por espessas “caixas” no perfil raio-gama; glacimarinho, com diamictito espesso (D); frente deltaica-prodelta (?), formado por arenito e folhelho (A, F) em perfis de granocrescência (forma de funil); marinho ou lacustre, de textura mais fina, com folhelho, siltito e ritmito delgado arenito-folhelho (F, S, R), normalmente em arranjos transgressivos em perfis de granocrescência (forma de sino; Fig. 5).

Nota-se uma certa dificuldade em identificar os ciclos/formações na margem leste paulista, como no poço 1-AB-1-SP, Anhembi, margem esta dominada por uma sedimentação mais proximal, predominantemente arenosa; é justamente aí que Fernando F. M. de Almeida desenvolveu a maioria de seus trabalhos, razão pela qual caracterizaremos oportunamente essa importante margem da Bacia do Paraná.

A Formação Lagoa Azul constitui o primeiro grande ciclo do Grupo Itararé, sendo formada pelas seções arenosa inferior e lamítica/argilosa superior dos membros Cuiabá Paulista e Tarabai, respectivamente. A unidade apresenta uma grande espessura no oeste paulista (TB-1, Fig. 4), e a partir daí decresce gradualmente de espessura para o sul da bacia; este fato, aliado ao progressivo *onlap* no mesmo sentido, faz com que aquela formação seja representada na divisa PR/SC apenas por seu segmento superior, a Formação Campo do Tenente, equivalente do Membro Tarabai (França *et al.* 1996). A Formação Lagoa Azul está assentada sobre o Devoniano, ou localmente sobre o embasamento (ver poço AB-1, Fig. 5). Três ciclos menores de granocrescência são identificados (por exemplo no PA-1), com o ciclo da base predominantemente arenoso, flúvio-deltaico, e o do topo lamítico, glacimarinho, enquanto o ciclo intermediário apresenta essas duas litologias características dos membros Cuiabá Paulista e Tarabai (Fig. 5).

Deve-se realçar o expressivo sistema lamítico glacimarinho do Membro Tarabai, bem representado nos poços TB-1 e AA-1. Tal sistema chega a alcançar 140 m de espessura na parte superior daquele membro, onde apresenta intercalações do sistema marinho (ver perfil do TB-1); tal valor é semelhante ao encontrado no mesmo sistema no Membro Chapéu do Sol/Formação Taciba (ver poços CB-3 e TB-1, Fig. 5).

Mudanças faciológicas expressivas ocorrem no Membro Tarabai: o poço mais a oeste, CB-3, é dominado pelos sistemas de frente deltaica e marinho, com espessos intervalos de granocrescência/ progradação deltaica seguido de retrogradação marinha. Vale a pena caracterizar tais sistemas “baciais”, através de testemunhos: o sistema de frente deltaica está representado no poço CB-3, testemunhos 3 a 10, enquanto o marinho se faz presente no TB-1, testemunho 9. Os testemunhos do CB-3 exibem arenito maciço a laminado, às vezes com aleitamento gradacional até siltito; raramente o arenito exibe estratificação cruzada a sigmoidal (?). Também se observa uma sucessão granocrescente com folhelho, siltito com aleitamento gradacional, siltito arenoso maciço e liquefeito (*slurry*), e arenito maciço. A presença de sucessões progradantes, com turbiditos sucedidos por depósitos tracionais, indica prováveis lobos de suspensão de frente deltaica. O testemunho 9 do TB-1 exibe ritmito muito delgado de siltito e folhelho (aspecto de varve), ou ritmito delgado de arenito grosso gradando a siltito, além de siltitos com feições de escorregamento; essa associação indica processos de suspensão, provavelmente representando condições mais distais do que as da associação anterior no poço CB-3 (Fig. 5).

Enquanto isso, um sistema mais arenoso predomina a leste, poços PA-1 e AB-1, indicando maior proximidade das áreas-fontes (Fig. 5).

A Formação Campo Mourão é dominada amplamente por sistemas arenosos de origem flúvio-deltaica ou turbiditos associados à frente deltaica, devendo-se destacar em seu topo o

Folhelho Lontras, um grande marco cronoestratigráfico do Grupo Itararé (bem representado no poço TB-1, Fig. 5). Pode-se observar três ciclos granocrescentes na unidade, conforme demonstrado no poço 2-PP-1, onde também ocorre um espesso diamictito sobre o Folhelho Lontras. Destaca-se, no ciclo intermediário, a ocorrência de espesso diamictito (130 m) no poço PA-1, e um sistema de frente deltaica (A,F) no poço CB-3 (Fig. 5).

A Formação Taciba consiste dos sistemas arenosos e lamíticos dos membros Rio Segredo e Chapéu do Sol, nos poços PP-1 e AA-1. Já o poço TB-1 apresenta um sistema de frente deltaica interposto entre aqueles extremos; o testemunho 7 deste poço, representativo do Membro Rio Segredo, revela conglomerado afinando para arenito, ambos com estratificação cruzada, reforçando parcialmente a proposta flúvio-deltaica. O poço CB-3, mais para oeste, mostra a presença dos sistemas de frente deltaica e marinho, lateralmente correspondentes do Membro Rio Segredo, e assim indicando condições mais distais. Por outro lado os poços de leste, PA-1 e AB-1, demonstram um predomínio de sistemas arenosos mais proximais, predominantemente fluviais a deltaicos (Fig. 5).

Também deve-se mencionar a ampla distribuição do Membro Chapéu do Sol ao longo do eixo da bacia, do oeste paulista ao centro-oeste catarinense (cerca de 500 km), e com uma espessura bastante uniforme em torno de 140 m, assim caracterizando uma ampla plataforma glacimarinha.

A estratigrafia nas margens da bacia e a contribuição de Fernando F. M. de Almeida

Cinco trabalhos do Professor Fernando Flávio de Almeida abordam a temática glacial do Grupo Itararé, dos quais três têm um enfoque estratigráfico: dois na margem aflorante leste de São Paulo, e um na parte superior da unidade no sul do Paraná. Completam a obra do autor dois trabalhos de cunho sedimentológico, também na faixa aflorante paulista.

Destacaremos em seguida a importante contribuição do Professor Almeida ao conhecimento estratigráfico da margem aflorante do Grupo Itararé, em especial a paulista, bem como uma tentativa de comparar a citada estratigrafia com a de França & Potter (1988), de caráter mais regional.

Dois trabalhos do Professor Almeida, em parceria com Otávio Barbosa, fornecem uma estratigrafia para a “Série Tubarão” na faixa de afloramentos do leste paulista (Barbosa & Almeida, 1949; Almeida & Barbosa, 1953). O primeiro trabalho propõe cinco formações para aquela “série”, das quais quatro (Itu, Capivari, Gramadinho e Tietê) estão contidas no atual Grupo Itararé, e a quinta, Formação Itapetininga, é relacionada à fase pós-glacial (atualmente, Formação Tatuí). Os autores reconhecem a importância de dados de sondagem para o empilhamento estratigráfico e assim utilizam a sondagem no 1, executada no vale do Rio Araquá (conhecida como Araquá-Lima, “AL-1” na Fig. 4) e descrita em 1938 por Jesuíno Felicíssimo Jr., do Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo.

Soares (1972) mapeia uma expressiva discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Tatuí, e assim define a separação entre o glacial e o pós-glacial; a Formação Tatuí, que é cronocorrelata ao Grupo Guatá (formações Rio Bonito/Membro Paraguaçu e Palermo), deve ser considerada “não-glacial”, e assim reservando -se o termo “pós-glacial” ao Membro Triunfo, que é a divisão inferior da Formação Rio Bonito e sucede transicionalmente ao sistema glacial Itararé. Posteriormente Soares *et al.* (1977) formulam uma nova divisão estratigráfica para o Grupo Itararé, com as formações Itu, Capivari e Tietê, e com isso suprimem a Formação Gramadinho de Barbosa & Almeida (1949) e Barbosa & Gomes (1958).

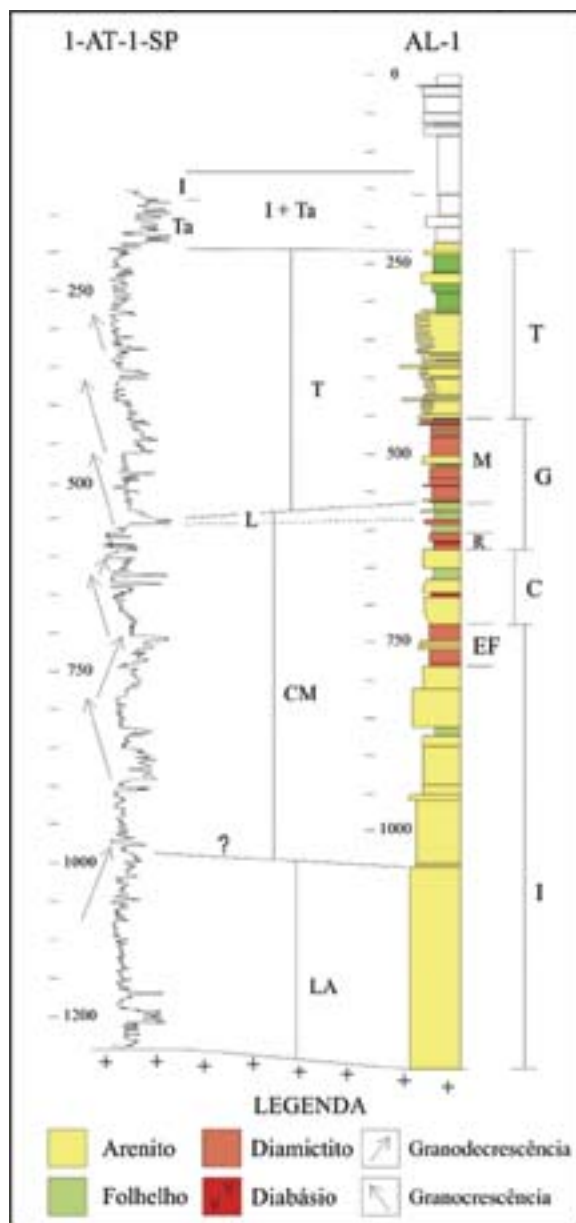


FIG. 6 - Correlação estratigráfica do Grupo Itararé nos poços 1-AT-1-SP (perfil raio-gama) e "AL-1" (perfil litológico). Neste poço estão assinaladas as formações Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê (I, C, G, T) e os tilitos Elias Fausto, Rafard, Mombuca (EF, R, M), identificados por Barbosa & Almeida (1949)

Stratigraphic correlation of Itararé Group between 1-AT-1-SP and "AL-1" wells (gamma-ray and lithological logs, respectively). In the latter the Itu, Capivari, Gramadinho, Tietê formations are indicated (I, C, G, T), as well the Elias Fausto, Rafard, Mombuca tilitos (EF, R, M) which were identified by Barbosa and Almeida (1949)

A Fig. 6 mostra a correlação dos poços "AL-1", representado pelo seu perfil litológico reproduzido em Barbosa & Almeida (1949) e 1-AT-1-SP (Artemis). Este último é facilmente correlacionável ao poço 1-AB-1-SP da fig. 5, e nele estão marcadas as unidades de França & Potter (1988). A coluna estratigráfica da sondagem "AL-1" ressalta três unidades consideradas de origem flúvio-glacial a glacial, graças a presença dos horizontes tiliticos Salto e Elias Fausto na Formação Itu, Rafard e Mombuca na Formação Gramadinho, e Jurumirim na Formação Tietê (Barbosa & Almeida, 1949). A outra unidade, Formação Capivari, foi considerada marinha por conter um nível fossilífero com braquiópodes, lamelibrânquios, gastrópodes, e restos de peixes e de plantas.

O Folhelho Lontras (L) é o marco que correlaciona os

dois poços, e possibilita trazer as formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (LA, CM, T) à margem da bacia. A seção inclui as unidades sobrejacentes, formações Tatuí e Irati (Ta, I).

Na correlação com a estratigrafia de França & Potter (1988), nota-se claramente: (a) a equivalência das formações Lagoa Azul e Itu, esta bem menos espessa que a proposta por Barbosa & Almeida (*op. cit.*); (b) um intervalo de varvitos na sondagem "AL-1" correspondendo ao Folhelho Lontras do poço AT-1, assim tornando a parte inferior da "Formação Gramadinho" equivalente ao topo da Formação Campo Mourão; (c) a correspondência entre as formações Taciba e Tietê, que são recobertas discordantemente pela Formação Tatuí (Fig. 6). Verifica-se a validade de se estender a estratigrafia de ciclos com argilosidade crescente (França & Potter, 1988) até a faixa aflorante, como se pode observar com as formações Itu e Tietê (cf. Mezzalana, 1969). Resta identificar em superfície o nível argiloso correspondente ao Lontras, e assim demonstrar o equivalente do ciclo/Formação Campo Mourão: um candidato a isso é a sucessão varvito - folhelho marinho, aflorante no início da rodovia Capivari-Montemor, próximo ao seu cruzamento com a rodovia do Açúcar.

Outro trabalho de cunho estratigráfico do Professor Almeida foi realizado na região de Teixeira Soares, sul do Paraná (Almeida, 1945). Nele o autor destaca o trabalho pioneiro de Euzébio de Oliveira nessa região, que a considerou como "o distrito mais importante até hoje conhecido para estudos estratigráficos e paleontológicos das séries Itararé e Tubarão". No perfil levantado por Almeida (*op. cit.*) notam-se dois intervalos distintos (Fig. 7): (a) um inferior, correspondendo à "Série" Itararé de Euzébio de Oliveira, com um tilito basal recoberto pela sucessão marinha do Arenito Baitaca e Folhelho Passinho, e (b) um superior, chamado de "Grupo Bonito" por Oliveira, com duas sucessões fluviais recobertas respectivamente por carvão e pelo tilito "Teixeira Soares" (Fig. 7).

Poços testemunhados pela CPRM na região de Imbituva, 30 km a noroeste de Teixeira Soares, são facilmente correlacionáveis ao perfil de Almeida (1945) e ajudam a esclarecer o problema. Duas seqüências deposicionais que ocorrem na parte superior do Grupo Itararé (demonstrado no poço IV-1; Lopes, 2003) podem ser correlacionadas ao "tilito basal" (topo da primeira seqüência) e à sucessão "arenito Baitaca - folhelho Passinho" (seqüência marinha S4 de Castro, 1999). O Professor Almeida relaciona esta unidade marinha a uma transgressão vinda de sudoeste (cf. Castro, *op. cit.*). O Membro Triunfo da Formação Rio Bonito sobrepõe-se discordantemente à seqüência 4 do Grupo Itararé e é formado por pequenos ciclos fluviais, cada qual podendo ter, no topo, horizontes transgressivos como carvão ou tilito (Fig. 7).

Finalmente, os dois trabalhos sedimentológicos de Fernando F. M. de Almeida abordam a *roche moutonnée* de Salto (Almeida, 1948) e as "camadas deformadas por gelos" da rodovia de acesso a Boituva, a partir do "km 135" da rodovia Marechal Rondon entre Porto Feliz e Tietê (Almeida, 1953).

No primeiro título, Almeida (1948) inicialmente creditou ao geólogo M. Gutmans, do Instituto Agrônomo de Campinas, a descoberta do afloramento de Salto. A *roche moutonnée* é uma feição esculpida pelo ação erosiva do gelo no substrato granítico; tal feição apresenta-se na forma de um domo alongado, cuja superfície mostra-se polida, estriada e sulcada (*crescentic gauges* côncavos para sudeste). Almeida (*op. cit.*) também destaca o recobrimento dessas "colinas" de granito por tilitos seguidos de varvitos, e o movimento do gelo para noroeste.

No segundo título, Almeida (1953) dá o crédito inicial a C. W. Washburne, que em 1930 determinou pela primeira vez o senti-

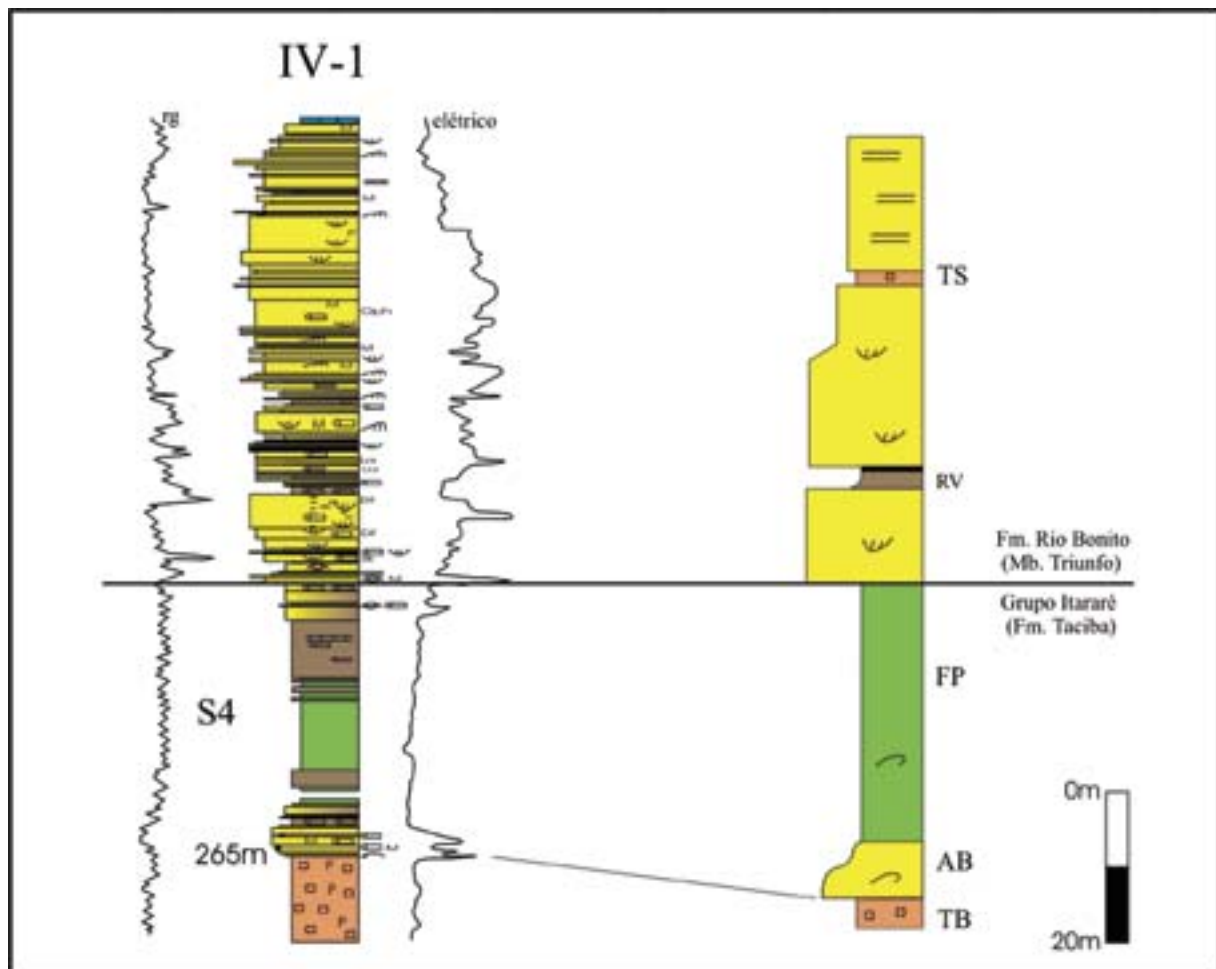


FIG. 7 - Correlação entre o perfil levantado em Teixeira Soares (Almeida, 1945) e o poço IV-1, região de Imbituva (Lopes, 2003). Nota-se a correspondência dos diamictitos, da seqüência marinha S4 com o Arenito Baitaca-Folhelho Passinho (AB, FP), e do Membro Triunfo; neste se destacam intervalos transgressivos como o folhelho “minhocão” e carvão (RV) e o tilito “Teixeira Soares” (TS)

- Correlation between the Teixeira Soares section described by Almeida (1945) and the IV-1 well, Imbituva área (Lopes, 2003). Notice the equivalence of diamictites, of marine sequence S4 and the Baitaca Sandstone-Passinho Shale (AB, FP), and the Triunfo Member; in the latter there are two transgressive intervals, the coaly shale “minhocão” (RV) and the “Teixeira Soares” tillite (TS)

do do movimento da geleira continental “permiana” no Estado. O Professor Almeida relata que um intervalo de 30 m, contendo arenito, folhelho, siltito e varvito, é deformado plasticamente por esforços compressoriais horizontais relacionados ao movimento de gelos, resultando em dobras assimétricas, recumbentes, de arraste (*drag folds*), e também falhas de empurrão (*thrust faults*) com descolamento na base. Essa interpretação também se baseou no fato de que os sedimentos situados imediatamente abaixo e acima daquele intervalo, mostram-se não-deformados. Por meio de medidas dos planos axiais das dobras, Almeida (*op. cit.*) identificou o sentido de movimento dos gelos para noroeste, o mesmo verificado na rocha *moutonnée*. O autor, ainda, identificou um nível tilítico acima daqueles sedimentos, relacionando-o ao Tilito Elias Fausto e assim posicionando o intervalo estudado no topo de sua “Formação Itu”.

Fácies glaciais do Grupo Itararé na faixa aflorante

Neste item serão apresentadas fácies e sucessões faciológicas características do Grupo Itararé, por meio de afloramentos do leste e sudeste paulista. A documentação fotográfica das Fig. 8 e 9 é extraída de trabalhos de Rosada Jr. (1999; 2003). Serão caracterizados folhelho e siltito fossilíferos (marinho), ritmitos areno-argilosos episódico (turbidito) e

anual (varvito), sucessão granocrescente ritmito arenito-siltito a arenito (frente deltaica), sucessão granodecrescente de arenito a siltito (canal fluvial), e diamictito (gláciotransicional, transgressivo), também associado a conglomerado e arenito (vários contextos). Clastos caídos, comumente facetados, são diagnósticos do contexto glacial, assim como feições subglaciais = pavimento estriado e rocha *moutonnée* (Almeida, 1948).

Folhelhos e siltitos, às vezes com aspecto interlamina-do/“várvido”, contêm foraminíferos arenáceos, braquiópodes e restos de peixes, caracterizando ambiente marinho. Dois afloramentos da Rodovia Raposo Tavares (SP-270), kms. 121,5 e 121,9, ilustram a fácies, ambos apresentando concreções carbonáticas diminutas e esparsas, portadoras de restos de peixes, no km.121,5 (Fig. 8A), ou grandes, discoidais, concentradas em nível estratigráfico (siltito estratificado do km.121,9). Já se referiu ao folhelho Passinho e arenito Baitaca, fossilíferos, do sul-paranaense (Almeida, 1945).

Ritmitos médios a espessos de arenito fino gradando a folhelho, intercalam-se com ritmitos delgados predominantemente siltico-argilosos (turbiditos). Afloramentos característicos ocorrem no km.119 da rodovia Raposo Tavares (Fig. 8B) e na rodovia Marechal Rondon (na saída de acesso a

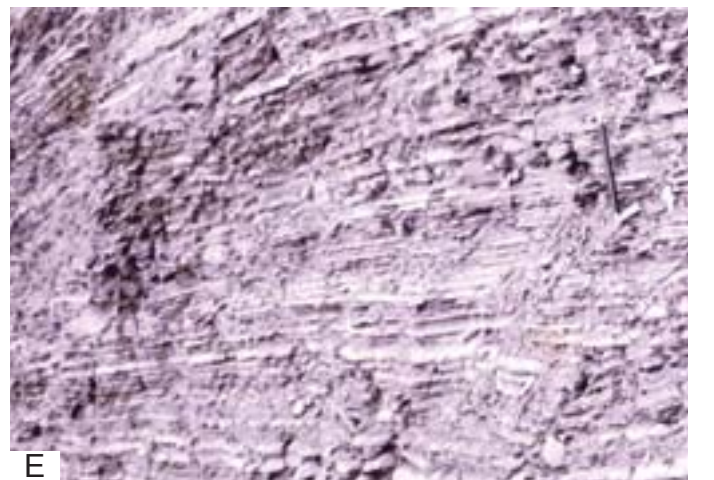
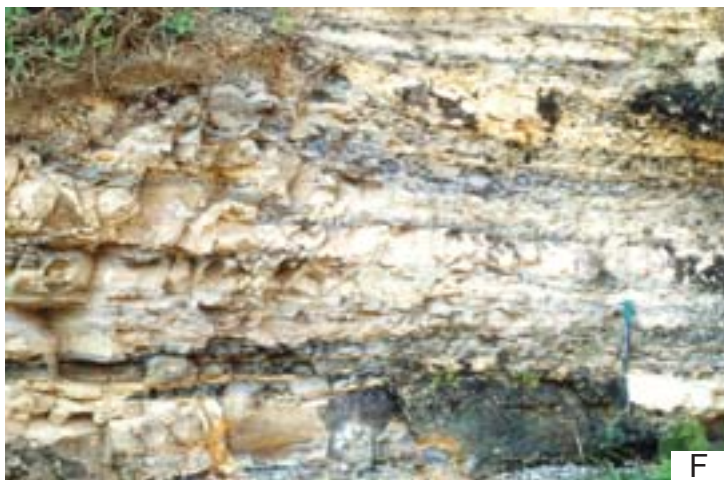


Fig. 8 - Litofácies do Grupo Itararé (Extraído de Rosada Jr., 1999, 2003)

- A. Folhelho e siltito finamente laminados, com concreções (setas). SP-270, km. 121,5
- B. Turbiditos arenoso (espessura média) e siltico-argiloso. SP-270, km. 119
- C. Ritmito siltito-folhelho (varvito). Rodovia José E. de Morais (SP-79), km. 29,2
- D. Ritmito arenito-folhelho (varvito). Rodovia José E. de Morais (SP-79), km. 29,2
- E. Ritmito arenito-folhelho (turbidito). Pedreira da Cerâmica Colonial, noroeste de Itu
- F. Ritmito arenito-siltito de frente deltaica distal. Rodovia SP-270, km. 125,8

- Itararé Group lithofacies (From Rosada Jr., 1999, 2003)

- A. Thinly laminated shale and siltstone; concretions (arrowed). SP-270, km. 121,5
- B. Sandy and silty-shale turbidites. SP-270 highway, km. 119
- C. Siltstone-shale rhythmite (varvite). José E. de Morais highway (SP-79), km. 29,2
- D. Sandstone-shale rhythmite (varvite). José E. de Morais highway, km. 29,2
- E. Sandstone-shale rhythmite (turbidite). Ceramica Colonial quarry, northwest from Itu
- F. Sandstone-siltstone rhythmite from distal delta front. SP-270 highway, km. 125,8

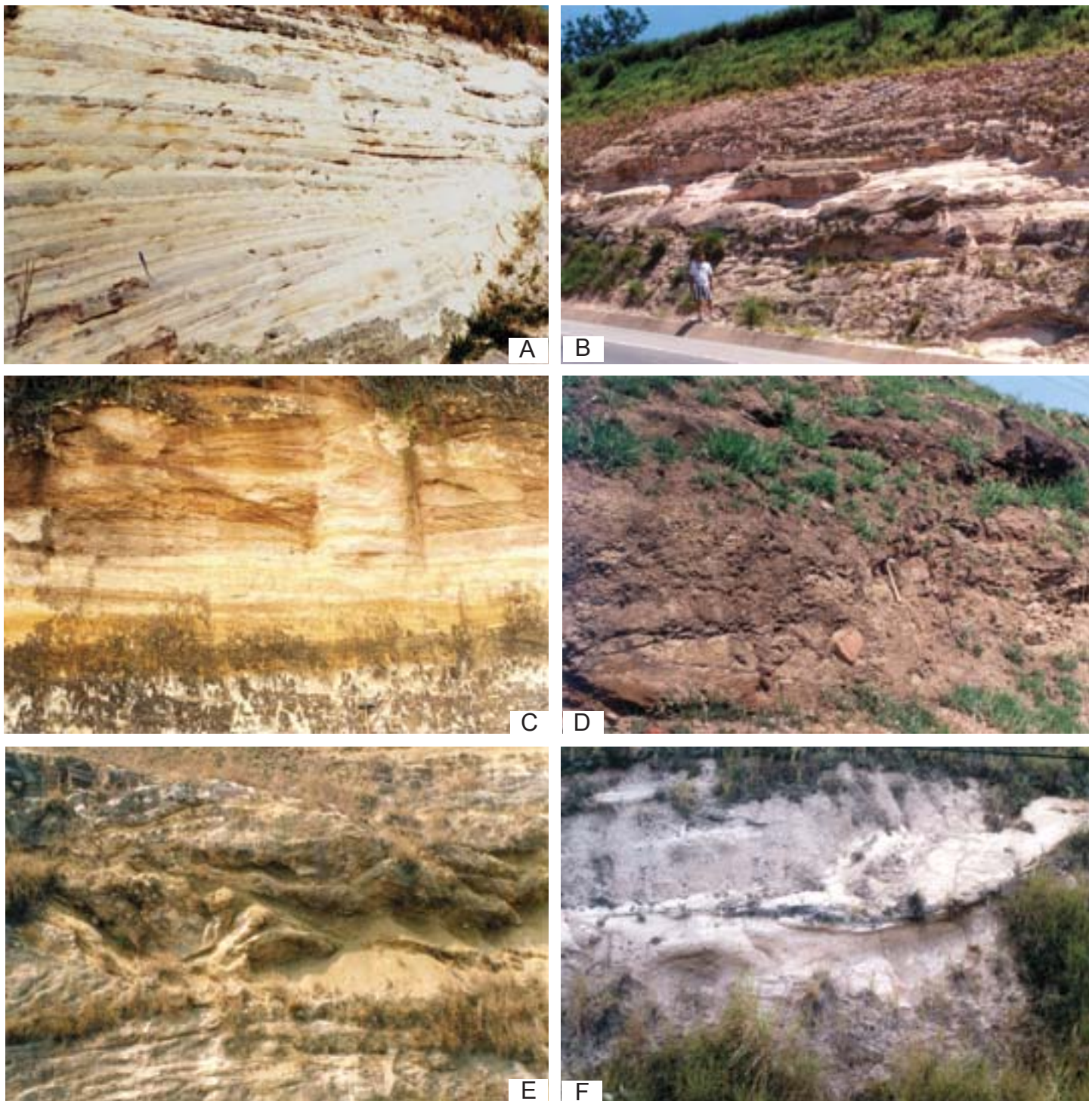


FIG. 9. Litofácies do Grupo Itararé (Extraído de Rosada Jr., 1999, 2003).

- A. Arenito fino/médio intercalado com arenito muito fino. Rodovia SP-79, km. 21
 B. Arenito fino/médio com estratos cruzado e horizontal. Rodovia SP-79, km. 22
 C. Arenito com estratificação cruzada acanalada. Saída de Alambari para Rodovia SP-127
 D. Diamictito com lentes de conglomerado e arenito. Rodovia SP-270, km. 124,2
 E. Canal com sigmóides de conglomerado, arenito e ritmito. Entroncamento SP-308-SP-79
 F. Arenito sigmoidal e siltito, seixos caídos. Corte da ferrovia ao lado do km.19, SP-79

Itararé Group lithofacies (from Rosada Jr., 1999, 2003).

- A. Interbedded fine to medium and very fine sandstones. SP-79 highway, km. 21
 B. Cross-bedded and horizontally laminated fine to medium sandstone. SP-79, km. 22
 C. Trough cross-bedded sandstone. Leaving Alambari heading towards SP-127 highway
 D. Diamictite with conglomerate and sand stone lenses. SP-270, km. 124,2
 E. Channel with sigmoidal cycles of conglomerate, sandstone and rhythmite. Intersection of SP-308 and SP-79 highways
 F. Sigmoidal sandstone and siltstone, with dropstones. Railway cut near km.19, SP-79

Boituva). Outro afloramento digno de menção é o do km.140 da Raposo Tavares, onde se observa no ritmo uma passagem abrupta do arenito para o folhelho, este sob a forma de *drapes* e *flasers*. O contexto estratigráfico dos turbiditos da Raposo Tavares sugere um ambiente relativamente raso, provavelmente distal de uma frente deltaica.

Ritmos “regulares”, ou pares siltito-folhelho e arenito-folhelho, constituem varvitos característicos da porção inferior do Grupo Itararé, como na região de Itu; tais ritmos “anuais” estão documentados na Fig. 8C e 8D, onde se nota respectivamente a regularidade das espessuras do par siltito-folhelho (Fig. 8C), e a variabilidade das espessuras decimétricas do termo arenoso *versus* espessura milimétrica e constante do termo argiloso (Fig. 8D). Nota-se, no arenito do centro da Fig. 8C, um arranjo granocrescente com siltito arenoso laminado passando a arenito com laminação cruzada clino-ascendente, e podendo terminar com siltito laminado, quando o estrato é completo; esse arranjo pode ser comparado a uma Sequência Bouma T_{DCD} pouco usual, mas talvez característica de contexto glaciolacustre. Alguns ritmos delgados apresentam aleitamento gradacional, ou seja, passagem gradual do arenito para o folhelho (Fig. 8E); podem corresponder ao *surge rhythmite* de Smith & Ashley (1985), diferenciável do *annual rhythmite* (varvito) anteriormente ilustrado.

Sucessões com granocrescência ascendente arenito-siltito a arenito são constituídas de três litofácies, como se observa no conjunto de cortes da estrada de ferro e do km.21 a 22 da vizinha rodovia José Ermírio de Morais, SP-79: (a) ritmo arenito-siltito, com laminação cruzada clino-ascendente no arenito e gradação para siltito (Fig. 8F); (b) intercalações de arenito fino/médio com laminação horizontal ou estratificação cruzada (níveis claros mais resistentes) e arenito muito fino, micáceo, com laminação cruzada clino-ascendente (níveis mais escuros, recessivos; fig. 9A); (c) arenito fino/médio com estratificação cruzada tabular passando a laminação horizontal (Fig. 9B). Tal sucessão evolutiva de processos de suspensão para tração unidirecional indica ambiente de frente deltaica dominada por rio.

Sucessões granodecrescentes variam desde conglomerado até arenitos fino a grosso com estratificação cruzada acanalada, e muito fino com laminação cruzada clino-ascendente, indicando um ambiente fluvial; como exemplos os afloramentos do entroncamento das rodovias Santos Dumont SP-79 e do Açúcar SP-308 (“Salto”) e da saída de Alambari, na rodovia que dá acesso à rodovia SP-127 (Fig. 9C).

Diamictitos geralmente mostram pequenas espessuras quando em associação com conglomerados e arenitos. Em alguns casos, como o do km124,2 da rodovia Raposo Tavares, o diamictito apresenta lentes de conglomerado e arenito grosso com estratificação cruzada acanalada (Fig. 9D). Já no entroncamento das rodovias Santos Dumont e do Açúcar (“Salto”), o depósito fluvial anteriormente referido é recortado por um canal erosivo: este mostra um preenchimento por acreção lateral de diamictito (na base) e sigmoides, cada qual formada por conglomerado, arenito e ritmo regular arenito-folhelho (varvito?) (Fig. 9E). Os depósitos de canal passam lateralmente, e são recobertos, por ritmos espessos arenito-siltito com pseudonódulos arenosos (*slurry*).

Outro tipo de “diamictito” ocorre em corte da estrada de ferro, adjacente ao km19 da rodovia José Ermírio de Morais (SP-79): consiste de corpo sigmoidal de arenito

grosso a fino gradando a siltito maciço, liquefeito (Fig. 9F). Na verdade, a grande quantidade de clastos caídos no arenito e principalmente no siltito, empresta a este um aspecto de diamictito.

Diamictitos mais característicos, relacionados a chuva de detritos, ocorrem em situações transgressiva ou regressiva. No primeiro caso, os diamictitos recobrem sucessões deltaicas (km 149 e 153,1 da rodovia Raposo Tavares, SP-270) ou fluvial (sobreposto ao arenito da saída de Alambari, acesso à SP-127), ou são recobertos por varvitos glaciolacustres (acesso, a partir da SP-79, ao Parque do Varvito, em Itu). Sob condições “regressivas”, um corpo de diamictito (4m) assenta-se sobre ritmo regular (varvito?) e é recoberto erosivamente por conglomerado e arenito fluvial (pedreira da Cerâmica Colonial, a noroeste de Itu); situação semelhante se verifica em pedreira próxima à Fábrica Schincariol de Itu (acesso a partir da rodovia Mal. Rondon, SP-300), com a sucessão varvito - diamictito (1 m de espessura) - arenito muito fino/fino sigmoidal, localmente com abundantes clastos caídos.

Conclusões

Os três episódios glaciais do Paleozóico estão representados nas bacias cratônicas brasileiras, inclusive o do Neodevoniano, pouco conhecido em outros setores do Gondwana.

O episódio glacial do Neo-ordoviciano é pouco expressivo, quando comparado ao mesmo evento no norte da África. Ocorre tanto na Bacia do Amazonas como na do Paraná, e consiste de um intervalo pouco espesso de diamictito, presente na parte superior da Formação Nhamundá na Bacia do Amazonas, ou reconhecido formalmente como Formação Iapó, na Bacia do Paraná.

Para o Neodevoniano, a manifestação glacial é bastante expressiva nas bacias do Amazonas e Parnaíba. Três ciclos compõem o Membro/Formação Curiri, cada qual com lobos de diamictito e arenitos canalizados adentrando uma plataforma marinha rasa.

No Neocarbonífero/Eopermiano encontra-se um dos maiores registros de glaciação, e que é exclusivo do domínio sul-gondwanico. É representado na Bacia do Paraná pelo Grupo Itararé, o qual consiste de três grandes ciclos de granodecrescência ascendente. Tais ciclos/formações têm seu depocentro deposicional em subsuperfície do oeste paulista, enquanto suas porções marginais situam-se a leste do Estado, no sentido da faixa de afloramentos.

Neste contexto mais proximal foi onde o Professor Fernando Flávio de Almeida desenvolveu seus trabalhos, e que muito contribuíram para o conhecimento do Grupo Itararé. Do ponto de vista regional, visando o mapeamento e a compreensão da coluna estratigráfica do grupo; por outro lado realizando estudos de natureza local, como os de caracterização da *roche moutonnée* de Salto ou das deformações sinsedimentares provocadas pela ação dos gelos.

Agradecimentos

O autor agradece ao desenhista Antonio Cesário Porta Jr. e ao colega Francisco Manoel W. Tognoli pela confecção das ilustrações, e à colega Ana Marina Escobar Castro pelo resumo em espanhol.



Resumo:

Este capítulo deve ser considerado como um testemunho e uma contribuição para a historiografia da Geologia brasileira. Desde 1964 acompanho a trajetória científica do Professor Fernando de Almeida, que na época foi um dos mais assíduos colaboradores nas pesquisas geocronológicas da USP. Ele já tinha produzido duas monografias antológicas sobre as ilhas vulcânicas brasileiras, Fernando de Noronha e Trindade, trabalhos completos sobre a sua geologia, petrologia, geoquímica e situação tectônica, com um detalhamento nunca antes verificado em pesquisas do gênero no Brasil. Em seguida, grande conhecedor da geologia brasileira, produziu o que considero o trabalho fundamental para o tema da evolução geológica do Pré-cambriano brasileiro. "A origem e a evolução da Plataforma Brasileira", publicado em 1967 como boletim 241 do DNPM (Almeida, 1967), é o trabalho mais importante sobre o assunto, a síntese original, precursora de todas as publicações posteriores sobre Geologia do Brasil na escala continental. Entendo que, para a materialização dessa obra, o Dr. Fernando conseguiu indicar com total clareza o arcabouço estrutural de uma área de dimensões continentais, caracterizando suas províncias de idade, apesar de contar apenas com algumas poucas determinações radiométricas. No mapa tectônico que acompanha o seu trabalho estão identificadas as unidades geotectônicas básicas, cujos limites pouco mudaram, apesar da enorme quantidade de dados adicionais de todo tipo obtidos nas últimas quatro décadas. Além disso, as suas observações factuais, as evidências geológicas levantadas, bem como suas deduções em termos de evolução geológica regional, permanecem absolutamente válidos, cerca de 40 anos após a elaboração da síntese em questão. No final dos anos 60, ocorreu a grande revolução mobilista das Ciências da Terra. O Professor Fernando, convidado pela UNESCO a participar de um colóquio itinerante a respeito dos granitos da África Ocidental, e posteriormente organizador do Simpósio Internacional sobre os granitos do Nordeste brasileiro, teve um papel essencial na correlação entre Brasil e África, que mostrou as possibilidades de uma ligação anterior à existência do Atlântico, suportando assim as idéias da deriva continental. Em 1967, após o estudo geocronológico resultante da colaboração entre o MIT e a USP, a correlação foi confirmada além de possíveis dúvidas, e foi publicado um trabalho de certo destaque, na revista Science, com P.M. Hurley como autor sênior. A repercussão na comunidade internacional da época foi muito grande, pois as conclusões do artigo se inseriam de modo perfeito nas idéias mobilistas então emergentes da Tectônica de Placas. No ano 2000, por ocasião do 31^o Congresso Geológico Internacional, no Rio de Janeiro, foi editada uma obra-síntese com o título "Tectonic Evolution of South America". Com o pleno consenso de editores e autores, essa obra foi dedicada ao Professor Fernando de Almeida.

Palavras-chave: Correlações Brasil-África, Deriva Continental, Geocronologia, História da Geologia, Ilhas Vulcânicas, Plataforma Brasileira, Tectônica Global.

Abstract:

This chapter must be considered to a witness and a contribution to the historiography of Brazilian Geology. Since 1964 I have accompanied the scientific trajectory of Professor Fernando de Almeida, who was, at that time, one of the most assiduous collaborators for the geochronological researches at USP. He had already produced two anthological monographs about Brazilian volcanic islands, namely Fernando de Noronha and Trindade, both of which represent complete works of geology, petrology, geochemistry and tectonic settlement of the islands. Such studies had never been carried out before in Brazil. Later, demonstrating his great expertise on Brazilian geology, he produced what I consider to be the most important work on Brazilian Precambrian geologic evolution, "A Origem e a Evolução da Plataforma Brasileira", published in 1967 as the 241st DNPM bulletin Almeida (1967), that represents the most important work on this subject, an original synthesis, precursory of all further publications regarding Brazilian geology on a continental scale. I understand that, for the materialization of this work, Doctor Fernando was successful in indicating very clearly the structural framework of an area of continental dimensions, characterizing its age provinces, even though there were only a few radiometric determinations. In the tectonic map that accompanies his work the basic tectonic units are identified, with limits that have little changed, in spite of the huge quantity of all kind of additional data obtained in the last four decades. Besides, his factual observations, the geological evidences gathered, as well as his deductions in terms of regional geologic evolution, remain absolutely valid for about 40 years after the elaboration of the synthesis under consideration at the end of the sixties occurred. The great mobilistic revolution of the Earth Sciences occurred at the end of the sixties. Professor Fernando, invited by UNESCO to join an international colloquium on Western Africa's granites, and further organizer of the International Symposium on granites of Northeastern Brazil, had a relevant role in the correlation between Brazil and Africa, showing the possibilities of a previous liaison before the Atlantic's origin, thus supporting the ideas of continental drift. In 1967, after the geochronological study as a result of the MIT and USP collaboration, the correlation was confirmed beyond any doubts and a publication was made of certain notability in the Science magazine, with P.M. Hurley as senior author. The repercussion in the international community at that time was very relevant, once the conclusion of the article perfectly matched the mobilistic ideas emerging from Plate Tectonics. In the year 2000, during the 31st International Geologic Congress, held in Rio de Janeiro, a synthesis work was edited entitled "Tectonic Evolution of South America". With full agreement among the editors and authors, this work was dedicated to Professor Fernando de Almeida.

Keywords: Brazil-Africa Correlations, Continental Drift, Geochronology, History of Geology, Volcanic Islands, Brazilian Platform, Global Tectonics.

Resumen:

Este capítulo debe ser considerado como un testigo y una contribución a la historiografía de la Geología Brasileña. Desde 1964 he acompañado la trayectoria científica del Profesor Fernando de Almeida, quien, en la época, fue uno de los más asiduos colaboradores en las investigaciones geocronológicas de la USP. El había ya producido dos

monografías antológicas sobre las islas volcánicas brasileñas, Fernando de Noronha y Trindade, que representan trabajos completos sobre su geología, petrología, geoquímica y contexto tectónico, con un detalle jamás notado antes en investigaciones de este tipo en Brasil. A seguir, como gran conocedor de la geología brasileña, ha producido lo que considero el trabajo fundamental para el tema de la evolución geológica del precámbrico de Brasil. "A origem e a evolução da Plataforma Brasileira", publicada en 1967 como boletín 241 del DNPM Almeida (1967), es el trabajo más importante sobre el asunto, una síntesis original, precursora de todas las publicaciones sobre Geología de Brasil en escala continental. Entiendo que, para la materialización de esta obra, el Doctor Fernando ha logrado indicar con total evidencia el armazón estructural de un área con dimensiones continentales, caracterizando sus provincias de edad, aunque contaba solamente con algunas pocas determinaciones radiométricas. En el mapa tectónico que acompaña su trabajo se encuentran identificadas las unidades geotectónicas básicas, cuyos límites poco cambiaron, no obstante la gran cantidad de datos adicionales de todo tipo obtenidos en las últimas cuatro décadas. Además, sus observaciones factuales, las evidencias geológicas levantadas, bien como sus deducciones en términos de evolución geológica regional, permanecen absolutamente válidas, cerca de 40 años después de la elaboración de la síntesis en cuestión. En el final de los años 60 ocurrió la grande revolución mobilista de las Ciencias de la Tierra. El Profesor Fernando, invitado por UNESCO a participar de un colóquio itinerante con respecto a los granitos de África Occidental y, posteriormente, como organizador del Simpósio Internacional sobre los Granitos del Nordeste de Brasil, tuvo un papel esencial en la correlación entre Brasil y África, que ha mostrado las posibilidades de una ligación anterior al Atlántico, soportando, por lo tanto, las ideas de deriva continental. En 1967, después del estudio geocronológico resultante de la colaboración entre el MIT y la USP, la correlación fue comprobada más allá de posibles dudas y fue publicado un trabajo con cierta evidencia, en la revista Science, con P.M. Hurley como autor sénior. La repercusión en la comunidad internacional de la época fue muy grande, pues las conclusiones del artículo se insertaban perfectamente en las ideas mobilistas entonces emergentes de la Tectónica de Placas. En el año 2000, en la ocasión del 31o Congreso Geológico Internacional, de Rio de Janeiro, fue editada una obra-síntesis con el título "Tectonic Evolution of South America". Con el pleno consenso de los editores y autores, esta obra fue dedicada al Profesor Fernando de Almeida.

Palabras llave: Correlaciones Brasil-Africa, Deriva Continental, Geocronologia, Historia de la Geología, Islas Volcánicas, Plataforma Brasileira, Tectónica Global.

Introdução

Quero agradecer aos organizadores desta obra pelo convite que fizeram para oferecer meu testemunho a respeito do que considero o mais profícuo e significativo período de produção acadêmica do Professor Fernando Flavio Marques de Almeida, possivelmente a figura mais importante das Ciências da Terra do Brasil. Digo isto porque neste período, que vai desde o final da década de 50 até os meados da década de 70, a interação com ele foi muito grande. No transcurso de minha vida científica, o mencionado intervalo de tempo vai desde os bancos escolares da primeira turma de geólogos da USP, passando pela iniciação em geocronologia, pelo desenvolvimento da operação do Laboratório de Geocronologia da USP e pela utilização dos primeiros resul-

tados das datações oriundas desse laboratório, os quais ocasionaram mudanças importantes, algumas drásticas, no conhecimento da Geologia do Brasil. Meu desenvolvimento como pesquisador da Geologia ocorreu neste período, quando fui muito influenciado pelo Professor Fernando. Diversas importantes atividades da época foram por nós compartilhadas, quase sempre em benefício de minha formação. É por esse motivo que peço desde já a compreensão dos leitores se este relato estiver muito encaminhado para o lado pessoal, e se por isto mesmo este meu texto estiver crivado de certa emoção.

Entendo que os comentários que se seguem devem ser considerados menos como um ensaio sobre o conteúdo da produção científica de Almeida, e mais como um testemunho e uma contribuição para a historiografia da Geologia brasileira.

Devido ao envolvimento pessoal, ainda estão muito claras em minha memória diversas situações relacionadas com os trabalhos do professor que serão comentados, e muitas das circunstâncias relevantes que os condicionaram. Dessa forma, pretendo reunir aqui, classificados de modo bastante subjetivo, comentários mais ou menos livres a respeito do que considero serem as mais importantes realizações de Almeida, no auge de sua criatividade, justamente na época em que se iniciaram no Brasil os cursos de Geologia, e conseqüentemente muito grande foi, no país, o desenvolvimento das Ciências Geológicas.

O Curso de Geologia da FFCL-USP e a instalação do laboratório de Geocronologia

Vários dos grandes nomes da Geologia do Brasil foram meus professores no Curso de Geologia da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras (FFCL) da USP, aos quais devo muito de minha formação e de meu entusiasmo pela Geologia. Entre os que mais me marcaram estão Viktor Leinz, Rui Ribeiro Franco, Josué Camargo Mendes, José Moacyr Vianna Coutinho, Setembrino Petri, Geraldo Conrado Melcher, Henno Martin, Gene Tolbert, Rudolph Kollert, Mauro Ricci e Norman Herz. Eles são os responsáveis pelo meu interesse em praticamente todos os campos da Geologia. O Professor Fernando de Almeida não deu aulas no curso de Geologia da FFCL, pois na época lecionava na Escola Politécnica da USP. No entanto, tinha ele presença indireta nas aulas, por causa das suas muitas contribuições para a Geologia do Brasil.

Em 1963, por força de um acordo acadêmico entre o Dr. John H. Reynolds, professor de Física da Universidade da Califórnia em Berkeley, e a então Cadeira de Geologia da FFCL da USP, seria instalado em São Paulo um Laboratório de Geocronologia operando inicialmente com o método Potássio-Argônio. Este laboratório seria o primeiro na América do Sul, e os recursos haviam sido outorgados ao Professor Reynolds pela US National Science Foundation. Nesse ano, o Professor Viktor Leinz, Professor Catedrático de Geologia, deu-me a grande responsabilidade de, inicialmente, obter treinamento específico em Berkeley e, posteriormente, contribuir na operação do laboratório em São Paulo. A instalação desse laboratório na USP em fins de 1963 ensejou a aproximação maior do Professor Fernando com a equipe de pesquisadores, e desde o começo foi ele um dos mais assíduos colaboradores no planejamento das pesquisas a serem efetuadas em Geocronologia. Além disso, quando foi criado o Centro de Pesquisas Geocronológicas, em 1965, com certa autonomia de pesquisa em relação à antiga Cadeira de Geologia, o Professor Fernando de Almeida foi eleito Presidente do Conselho Deliberativo do centro, posição que manteve até 1972. Embora o trabalho analítico do recém-

instalado laboratório estivesse sob a coordenação do Professor Reynolds, a operação dos instrumentos cabia a mim e aos dois outros colegas que estiveram desde o início no empreendimento, o físico Koji Kawashita e o geólogo Gilberto Amaral, do qual lamento a perda prematura ocorrida há poucos anos. Entretanto, o aconselhamento a respeito dos problemas geológicos a serem escolhidos para as primeiras datações era fornecido por um número relativamente restrito de pesquisadores, entre os quais o Professor Fernando era um dos mais entusiasmados. Lembro-me que, além dos principais nomes da casa, Leinz, Melcher, Ribeiro Franco e Herz, e do Professor Fernando da Escola Politécnica, ainda contribuíram bastante nessa época, inclusive com oferecimento de amostras críticas, os Drs. Octavio Barbosa e Heinz Ebert, interessados no Pré-Cambriano brasileiro.

Os dois programas de maior fôlego para o início do laboratório foram a respeito de rochas magmáticas relativamente jovens, com história geológica simples: as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, na época consideradas de idade triássica, e os inúmeros maciços de rochas alcalinas, considerados genericamente de idade meso-cenozóica. Embora o Professor Fernando tivesse demonstrado grande interesse por ambos os programas, a sua colaboração mais intensa e enriquecedora deu-se em três outros, que foram também iniciados quase concomitantemente com os dois mencionados: datações de rochas das ilhas vulcânicas brasileiras, datações de rochas da região Nordeste e datações de outras rochas do Pré-Cambriano. O importante vínculo que Almeida manteve, desde a instalação do Laboratório de Geocronologia em São Paulo, não poderia estar mais bem caracterizado pelo artigo que ele escreveu para o primeiro número da então recém-lançada *Revista Brasileira de Geociências* (Almeida, 1971), contendo suas idéias sobre a divisão geocronológica da América do Sul, que viriam a ser empregadas nos trabalhos publicados pelos integrantes da comunidade geológica brasileira daí em diante.

Almeida e as ilhas vulcânicas brasileiras do Atlântico Sul

No programa de datações K-Ar de rochas das ilhas vulcânicas brasileiras, Fernando de Noronha e Trindade, nossa interação foi muito grande, visto que o Professor Fernando de Almeida era, e continua sendo, o maior conhecedor da geologia destas ilhas. Seus trabalhos a respeito, que resultaram em duas monografias (Almeida, 1955 e 1961) são antológicos. Trata-se de trabalhos completos sobre a geologia, petrologia, geoquímica e situação tectônica dessas ilhas oceânicas brasileiras, com um detalhamento nunca antes verificado em pesquisas do gênero no Brasil. Por outro lado, as primeiras datações, pelo método K-Ar, das rochas de Fernando de Noronha e Trindade estiveram entre as pesquisas iniciais de meu interesse pessoal direto, e resultaram em minha tese de doutoramento (Cordani, 1970). O Professor Fernando cedeu-me amostras de sua coleção e acompanhou-me na coleta de amostras na Ilha de Trindade, após viagem que fizemos em 1966 no destróier "Bauru", da Marinha brasileira. Muito me aconselhou no planejamento da amostragem, e também na interpretação dos resultados obtidos. Finalmente, foi um dos cinco examinadores, por ocasião da defesa de minha tese.

As monografias mencionadas, sobre Fernando de Noronha e Trindade, são trabalhos científicos de qualidade, excepcionais para a época em que foram elaboradas. (Ver capítulo XXXI).

No início dos anos 60, o conhecimento sobre vulcanismo oceânico era apenas incipiente. Ainda não existia em Geologia uma teoria unificadora para o funcionamento do planeta, e as idéias sobre a gênese do assoalho oceânico

encontravam-se apenas em gestação, pelos trabalhos de R. Dietz (1961) e H. Hess (1962). Pouco havia sobre a evolução de magmas basálticos de ilhas oceânicas (OIB), e muito menos sobre as características dos *hot spots*, como são descritos presentemente. Apesar disso, Almeida caracteriza de modo completo a petrogênese e até certo ponto a evolução química das rochas de Fernando de Noronha e Trindade e de seus magmas parentais. Além disso, associa o condicionamento tectônico dos edifícios vulcânicos em questão com as grandes fraturas de direção E-W no assoalho oceânico do Atlântico, e os alinhamentos de altos fundos, considerados acertadamente de origem semelhante. Devo esclarecer que as interpretações de Almeida a respeito dos edifícios vulcânicos foram essenciais para a elaboração de minha tese de doutorado, que foi elaborada em 1967-68, quando os novos paradigmas da Tectônica de Placas e do *sea floor spreading* já haviam sido enunciados e estavam sendo testados em muitas áreas oceânicas.

O trabalho fundamental: “Origem e evolução da Plataforma Brasileira”

É no tema da evolução geológica do Pré-Cambriano brasileiro que considero fundamental a contribuição do Professor Fernando de Almeida. A meu ver, o seu trabalho sobre a origem e a evolução da Plataforma Brasileira, publicado em 1967 como boletim 241 do DNPM (Almeida, 1967), é o mais importante de todos sobre o assunto, a síntese primeira, mãe de todos os trabalhos posteriores sobre Geologia do Brasil na escala continental. Trata-se de um divisor de águas, separando o antes do depois do trabalho de Almeida.

O que eu aprendi a respeito da geologia do Brasil, em fins dos anos 50, era algo ao mesmo tempo fragmentário e dogmático. Se o que se conhecia a respeito de muitas unidades e sistemas rochosos do Brasil era bastante razoável para a época, a sua colocação no tempo era empírica e presa a correlações com sistemas crono-estratigráficos desenvolvidos em outros continentes. Para o Pré-Cambriano, aprendi que havia uma grande divisão, biunívoca, entre dois sistemas antigos do Brasil, separados pela sua feição metamórfica: gnaisses e rochas de médio e alto grau no Arqueano, e rochas epimetamórficas no Algonqueano. Esses sistemas estariam separados por grandes discordâncias, marcadas por meta-conglomerados polimictos, tais como aquele que ocorre no Km 19 da rodovia Anhanguera, perto da cidade de São Paulo. Mais ainda, todas as rochas epimetamórficas brasileiras seriam correlacionáveis com a “Série Minas”, a unidade paradigmática, melhor representante do “Algonqueano”, que vinha de ser mapeada por geólogos do USGS, entre os quais o Professor Norman Herz.

Este modelo levou um golpe fatal no início dos anos 60, quando se fizeram disponíveis as primeiras determinações de idade sobre as rochas da “Série Minas”. Algumas dezenas de amostras coletadas pelo pessoal do USGS, durante seus trabalhos fundamentais no Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais (Dorr II *et al.*, 1957; Dorr II *et al.*, 1959) foram datadas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr nos renomados laboratórios norte-americanos do MIT e do Carnegie, os mesmos em que haviam sido efetuadas centenas de datações no Escudo Canadense, de onde saíram os critérios para a subdivisão do Pré-Cambriano. Os resultados para o Quadrilátero Ferrífero foram surpreendentes, incluindo muitos valores entre 500 e 600 Ma, além de alguns valores muito mais antigos, entre os quais aquele encontrado nas micas do granodiorito de Engenheiro Correia, considerado intrusivo em rochas da “Série Minas”, com mais de 2400 Ma. (Herz *et al.*, 1961). Como? A “Série Minas” não deveria ser mais jovem? Por

outro lado, a dificuldade de encontrar-se uma interpretação tectônica razoável para essas primeiras determinações de idade em rochas do Brasil, obtidas no fim dos anos 50, levou à publicação de P.M. Hurley (1961), cujo título terminava com: “*How not to date a continent*”, sugerindo que regiões de evolução tectônica complexa não deveriam ser escolhidas para os primeiros estudos de reconhecimento geocronológico.

Com a instalação do Laboratório de Geocronologia da USP, apareceu a possibilidade de serem iniciadas e desenvolvidas pesquisas no Pré-Cambriano brasileiro, visando a estabelecer os principais períodos de sua evolução tectônica. Um dos projetos iniciais foi localizado na região Nordeste, com o objetivo de obter dados quantitativos para possibilitar o aprimoramento das correlações com a região africana que estaria adjacente ao Brasil, numa configuração anterior à deriva continental. Isto no contexto de uma pesquisa internacional, patrocinada pela UNESCO, da qual era o principal pesquisador F. F. M. de Almeida, e da qual resultariam diversos trabalhos, como aqueles produzidos em co-autoria com R. Black (Almeida e Black, 1968; Almeida, 1968; Almeida e Black, 1972). As amostras do Nordeste brasileiro que foram datadas na oportunidade resultaram de algumas expedições de coleta realizadas por P. Vandoros, G. C. Melcher, G. Amaral, e de outras amostras fornecidas pelo próprio Almeida, e também por O. Barbosa e H. Ebert.

Entre outras coisas, tais datações ensinaram um trabalho de síntese (Almeida *et al.*, 1968), além de se constituírem em elementos cruciais para uma série de trabalhos importantes a respeito de temáticas mais amplas, como a da deriva continental e que serão comentados adiante. Além do projeto já mencionado, envolvendo rochas do Nordeste brasileiro, para ensinar correlação com as suas congêneres africanas, foram também datadas algumas rochas da Bahia, do Pará e de algumas localidades da região sudeste. Foi nesta época que, contando com não mais do que algumas dezenas de resultados geocronológicos, incluindo aqueles obtidos em Minas Gerais, o Professor Fernando conseguiu produzir a sua síntese fundamental, a “Origem e evolução da Plataforma Brasileira”, que foi apresentada primeiro em algumas palestras e conferências (por exemplo, Almeida, 1966), e em seguida foi materializada para a posteridade no boletim 241 do DNPM, já mencionado (Almeida, 1967). Eu estive presente em conferência por ele proferida no Depto. de Geologia da FFCL, em 1965, e foi nessa oportunidade que tive pela primeira vez a visão completa do mega-sistema de dobramentos que atravessa o continente sul-americano, bordejando o que hoje se denomina de Cráton Amazônico.

Entendo que, para a materialização de sua obra mestra, o Professor Fernando foi iluminado com uma dose fantástica de erudição e cultura geológica, mais intuição e criatividade, e conseguiu indicar com total clareza o arcabouço estrutural de uma área de dimensões continentais, apesar de contar apenas com algumas poucas determinações de idade, a grande maioria obtidas em micas, pelo método K-Ar. O mapa tectônico que acompanha o seu trabalho está aqui reproduzido na Fig. 1. Nele estão identificadas as unidades geotectônicas básicas, cujos limites pouco mudaram, apesar da enorme quantidade de dados adicionais de todo tipo obtidos nas últimas quatro décadas. Esta figura retrata a situação, por ele concebida, dos grandes elementos tectônicos presentes no final do Pré-Cambriano: as áreas tectonicamente estáveis, mais antigas, por ele denominadas de plataformas (São Francisco, Guaporé e São Luiz), e as áreas tectonicamente ativas, mais jovens, por ele denominadas faixas tectogênicas baicalianas (Caririana, Sergipana, Paraíba, Brasília, Paraguai e Araguaia). No Brasil Central, está também indicada uma área com maciços antigos e reativados no final do Pré-Cambriano.

Com o seu conhecimento completo a respeito dos aflo-

ramentos rochosos de praticamente todas as regiões do Brasil, e em modo particular da região Centro-Oeste (Almeida, 1954, 1964 e 1965) o Professor Fernando utilizou os poucos resultados geocronológicos disponíveis que estavam a indicar as áreas de reativação e aquecimento do que ele denominou “Ciclo Baicaliano”, e valeu-se de seu conhecimento de campo e de fotografias aéreas regionais (na época não havia imagens de satélite!), para as estruturas dobradas nos estados de Mato Grosso e Goiás, que considerou corretamente atribuíveis ao mesmo ciclo. Para caracterizar o que considerou plataformas antigas, levou em conta a existência de algumas poucas datações, e também a existência de sedimentos antigos não dobrados e sem metamorfismo, que constituiriam coberturas de regiões tectonicamente estáveis.

Se compararmos esta figura (Fig.1) com qualquer outra publicada mais recentemente, e que trate dos elementos tectônicos da América do Sul, em escala similar, as congruências são notáveis. Se tomarmos por exemplo o trabalho de Cordani *et al.* (2000) e compararmos as figuras análogas, a correspondência é total. As plataformas do São Francisco e de São Luiz de Almeida (Almeida, 1967) mantêm as mesmas denominações, sendo apenas classificadas como “crátons”, mas com a mesma significação geotectônica. A plataforma do Guaporé de Almeida nada mais é do que a parte meridional do grande “*Amazonian Craton*” de Cordani *et al.* (2000). Com relação aos sistemas de dobramentos do Ciclo Brasileiro, eles aparecem com toda clareza e precisão no trabalho de Almeida. As unidades tectônicas que nos trabalhos mais recentes são denominadas de províncias estruturais *quod* os trabalhos originais de 1977 e 81, de Almeida e outros (Almeida *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1981), como a Borborema, Tocantins e Mantiqueira, denominações estas mantidas em Cordani *et al.* (2000), aparecem com praticamente os mesmos limites, como regiões tectonicamente ativas adjacentes às áreas estáveis dos crátons (ou “plataformas”) sin-brasileiros. Dessa forma estão caracterizadas no trabalho fundamental de Almeida (Almeida, 1967) as faixas de dobramentos Caririana, Sergipana, Paraíba, Brasília, Paraguai e Araguaia.

Neste volume, totalmente dedicado à evolução da obra do Professor Fernando de Almeida, o trabalho “Origem e evolução da Plataforma Brasileira” é seu artigo mais mencionado.

A obra mestra de Almeida não se resume ao Pré-Cambriano, que de qualquer forma eu julgo ser a parte do trabalho que precisou de grande visão e poder sintetizador. Após construir a “Plataforma Brasileira”, no final do Pré-Cambriano, Almeida iniciou a sua destruição, primeiro com o que chamou de fase de paraplateforma, logo após os processos de cratonização, no Eo-Paleozóico, processo que, posteriormente, considerou com mais profundidade em artigo sobre a diferenciação da plataforma (Almeida, 1969). Em sua obra, Almeida caracterizou ainda o fraturamento generalizado da plataforma, que ele denominou de “Reativação Wealdeniana”, iniciado justamente no Jurássico, e associado ao vulcanismo de grande escala que se manifestou em várias áreas da plataforma. Por outro lado, na obra esta reativação tectônica ainda não está relacionada com os eventos de escala global, como o fraturamento do supercontinente Pangea e a formação do Atlântico Sul, o que Almeida viria a reconhecer alguns anos mais tarde.

É necessário lembrar que, no início dos anos 60, quando foi concebida a idéia da origem e evolução da plataforma brasileira, não existia a teoria unificadora da Tectônica Global, e as possibilidades de grandes movimentos de continentes tangenciais à superfície do planeta eram contestadas pela grande maioria dos geofísicos teóricos da época (com exceção daqueles envolvidos em paleomagnetismo). Dessa forma, as idéias na escala maior do planeta eram essen-

cialmente verticalistas, a grande parte delas era originária da escola soviética, a qual tinha como seu laboratório particular justamente o maior conjunto de países da Terra, a União das Repúblicas Socialistas Soviéticas. Como o Professor Fernando de Almeida havia desenvolvido sua vida acadêmica no Brasil, país-continente de território muito grande, foi muito natural que seguisse os preceitos da escola verticalista, como é facilmente dedutível pelas suas conferências e publicações, em que as referências mais mencionadas eram de pesquisadores soviéticos, e especialmente Belousov (1962), Salop e Scheinkman (1969), Peyve (Peyve & Sinitzyn, 1950; Peyve, 1960) e outros, ou também chineses como Huang (Huang & Chun-Fa, 1962). Isto é facilmente entendível, visto que muitas das feições geotectônicas que ocorrem nas enormes extensões dos escudos e plataformas com substrato continental são essencialmente as mesmas, ou seja, movimentos verticais epirogenéticos, positivos ou negativos, aulacógenos, vales de afundamento, falhamentos de rejeito direcional etc. Eram também os anos em que se ensinava em todas as escolas brasileiras, inclusive a USP, a teoria geossinclinal, de Aubouin (1965), com seu fatalismo envolvido nos episódios de inversão das bacias sedimentares de margem continental. Por causa das reuniões internacionais da época, muitas delas relacionadas com a Comissão da Carta Geológica Mundial (CGMW), e com o Projeto do Manto Superior (UMP), Almeida conheceu pessoalmente as figuras geológicas internacionais proeminentes da época, como por exemplo Belousov e Aubouin, com os quais teve interações e intercâmbio direto.

Em vista disso, os conceitos verticalistas e a teoria geossinclinal permeiam a obra mestra de F. F. M. de Almeida. Por exemplo, a nomenclatura por ele escolhida inclui o termo “Dobramentos Baicalianos”, denominação adotada na Carta Geológica do Mundo editada pela UNESCO. Além disso, muitas das suas interpretações sobre a origem de certas feições geotectônicas seguem as idéias preconizadas pela escola soviética e pelo trabalho de Aubouin. No trabalho sobre a “Plataforma Brasileira”, Almeida não fala em deriva continental, ou no Oceano Atlântico Sul. Por outro lado, as suas observações factuais, as evidências geológicas levantadas, bem como suas deduções em termos de evolução geológica regional, permanecem absolutamente válidas, cerca de 40 anos após a elaboração da síntese em questão.

As primeiras sínteses sobre o Pré-Cambriano brasileiro

Entre os anos de 1964 e 1968 foi muito intensa a interação entre os principais interessados nas datações que estavam sendo obtidas de rochas do Pré-Cambriano brasileiro, e foram inúmeras as discussões e interpretações da evolução tectônica de regiões diversas do Brasil. Em especial, muito participamos, o Professor Fernando e eu, além dos dois outros colegas responsáveis pela operação do laboratório, Kawashita e Amaral, dos já mencionados professores Geraldo Melcher e Norman Herz. e de outros pesquisadores como Yociteru Hasui, Bruno Minioli, Octavio Barbosa, Heinz Ebert, Reinhardt Helmbold, Jacques Delhal, Igor Bittencourt, Celso Gomes, Adolpho Melfi, e outros. Foram produzidos no período muitos trabalhos de cunho regional, vários deles com a participação do Professor Fernando (por exemplo Almeida *et al.*, 1968; Hasui & Almeida, 1970; Almeida & Mantovani, 1975).

Algumas sínteses gerais, das quais participei como um dos co-autores, também foram preparadas com a participação fundamental de Almeida. A primeira delas (Cordani *et al.*, 1968) se refere a uma apresentação por mim efetuada na *First Geochronology Conference*, em 1967, em Edmonton, no

Canadá. Uma adaptação com praticamente o mesmo conteúdo (Cordani, 1968) foi apresentada no ano seguinte na reunião a respeito do *Upper Mantle Project* organizada pela Academia Brasileira de Ciências, no Rio de Janeiro. Finalmente, uma versão pouco mais abrangente (Almeida *et al.*, 1973) constituiu um dos capítulos do livro *"The Ocean basins and margins"*, publicado nos EUA. Nesta última aparece pela primeira vez a caracterização do Cráton do Rio de La Plata.

Como profissional ligado ao Departamento Nacional da Produção Mineral, desde muitos anos, o Professor Fernando de Almeida foi instado a participar, e também a coordenar, os vários mapas geológicos nacionais que foram elaborados nos anos 70. No plano internacional, em adição, foi indicado pela CGMW a coordenar os mapas geológico e tectônico da América do Sul. Nessa época ele havia publicado o trabalho-síntese já mencionado (Almeida, 1971), com suas idéias e sua sugestão a respeito da divisão geocronológica do Pré-Cambriano, para a América do Sul. Como coordenador das referidas cartas geológicas, Almeida empregou essa subdivisão temporal nesses trabalhos, cristalizando-a para a posteridade. Cabe mencionar que, nas cartas sul-americanas, foram utilizados os mesmos critérios que serviram para a construção do mapa da "Origem e evolução da Plataforma Brasileira". No entanto, visto que a "Plataforma" incluía partes da Venezuela, da Colômbia, da Bolívia, as Guianas, o Paraguai, o Uruguai e partes da Argentina, esta passou no texto correspondente a denominar-se "Plataforma Sul-Americana".

Durante os anos 70, e início dos anos 80, Fernando de Almeida, na esteira do trabalho sobre a Plataforma Brasileira, e na mesma escala continental, publicou, como autor único, ou acompanhado de alguns destacados colegas na Geologia brasileira, diversos outros artigos fundamentais, que se tornaram referências para a posteridade. Sem prejuízo de outros trabalhos não menos relevantes, quero nessa condição destacar apenas alguns deles.

De início, merece menção a apresentação feita por ele no Congresso Geológico Internacional de Montreal, em 1972, a respeito da evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana, ocasião em que foi ali inserida, adicionalmente, uma síntese sobre as mineralizações brasileiras principais (Almeida, 1972). Em seguida, vale a pena recordar os dois trabalhos em que as unidades tectônicas antigas do território brasileiro são comparadas com as de seus homólogos do hemisfério Norte (Almeida, 1974; Almeida, 1978). Nestes trabalhos, a visão de Almeida antecipa as correlações que seriam efetuadas mais de uma década mais tarde, já no contexto das reconstruções de supercontinentes (Nance *et al.*, 1988), e em especial do Supercontinente de Rodínia de Hoffman (1991), em que o Cráton Amazônico é colocado adjacente ao Escudo Báltico e às províncias tectônicas antigas do Canadá. É importante assinalar também os trabalhos a respeito da caracterização do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), bem como da evolução tectônica das faixas móveis relacionadas com o Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.*, 1976), que são conseqüências do aprofundamento das idéias que levaram à concepção da "Plataforma Brasileira". Finalmente, destaque-se o trabalho-síntese já indicado sobre as províncias estruturais do Brasil (Almeida *et al.*, 1981), publicado na revista *Earth Science Reviews*, com a co-autoria de Y. Hasui, B. B. Brito-Neves e R. Fuck, que tornou-se referência na literatura geológica internacional.

Da deriva continental à tectônica global

Conforme salientado no item anterior, a obra "Origem e evolução da Plataforma Brasileira" foi um divisor de águas para a Geologia do Brasil. No imediatamente "depois", isto é,

nos anos entre 1965 e 1970, houve grandes avanços no conhecimento do território brasileiro, muitos projetos foram materializados pelo governo, através do DNPM e pela recém-chegada CPRM, e foi também o período em que houve a inserção internacional definitiva do Brasil no cenário geológico. Por outro lado, esse também foi o período em que ocorreu a grande revolução mobilista das Ciências da Terra, que teve gestação relativamente curta, de menos de uma década, a partir dos trabalhos de R. S. Dietz (1961) e H. H. Hess (1962), e culminou com a série de publicações sobre tectônica de placas (Wilson, 1965; Isacks *et al.*, 1968; Dewey & Bird, 1970), que levou ao novo paradigma das Geociências, cujo trabalho-síntese mais representativo poderia ser o de Le Pichon (1968).

O Professor Fernando mantinha-se continuamente a par do que ocorria na ciência internacional, e seguramente estava a par das novidades que estavam aparecendo, como a idade jovem dos oceanos, as reversões do campo geomagnético, as falhas transformantes e o Ciclo de Wilson, as anomalias magnéticas ligadas às dorsais médio-oceânicas e finalmente a hipótese do "sea floor spreading", cujo mecanismo foi praticamente demonstrado no trabalho de Vine & Matthews (1963). Este conjunto de evidências, que estavam progressivamente conduzindo para uma solução mobilista para o padrão geodinâmico do planeta Terra, ao mesmo tempo tinham o cunho de abalar as convicções verticalistas predominantes até então.

Em 1965 o Professor Fernando foi convidado pela UNESCO a participar de um colóquio itinerante a respeito dos granitos da África Ocidental (Costa do Marfim, Nigéria, Camarões), em companhia de pesquisadores regionais, como Russell Black, com o intuito de verificar possíveis elementos de correlação entre tais regiões e o Nordeste brasileiro, no contexto de uma possível união pretérita dos dois continentes. A visita foi extremamente profícua, e foi seguida por outra atividade de grande importância, com muitos dos mesmos participantes, desta vez no Nordeste brasileiro, novamente patrocinada pela UNESCO e coordenada justamente pelo Professor Fernando: o Simpósio Internacional sobre os granitos do Nordeste Brasileiro, que ocorreu em 1967. Após vários trabalhos preparativos, deu-se a reunião de campo, da qual participaram eminentes geólogos do Brasil interessados na comparação continental. Muitos elementos de correlação foram encontrados e caracterizados no campo, tais como as importantes zonas de lineamentos (Patos, Pernambuco, Adamawa etc.), alguns tipos especiais de rochas graníticas, e suas idades, essencialmente do Neoproterozóico (Brasilianas - Pan-Africanas). Após os devidos relatórios para a UNESCO, Almeida e Black escreveram os artigos já referidos, que tiveram grande repercussão (Almeida & Black, 1968; Almeida, 1968; Almeida & Black, 1972), e que apontavam em especial para muitas semelhanças regionais. Estas suportavam a possibilidade de uma ligação anterior à existência do Atlântico, e portanto eram francamente favoráveis à Teoria da Deriva Continental. A Fig. 2 reporta o mapa principal do trabalho de Almeida (1968) com os principais elementos de correlação assinalados.

Com as novidades que estavam aparecendo nos oceanos, recolocando em discussão as questões da mobilidade da litosfera, e da deriva continental, os pesquisadores ingleses da Universidade de Newcastle Upon Tyne, com a utilização dos primeiros computadores, já haviam tentado, em 1965, uma reconstrução dos continentes em volta do Atlântico, com base em sua forma e dimensões, a qual resultou num ajuste muito além da expectativa inicial (Bullard *et al.*, 1965). Várias instituições internacionais voltaram-se então para testar correlações entre regiões continentais hoje separadas pelo Atlântico, mas que estiveram adjacentes na reconstrução pré-deriva. Uma delas foi o teste geocronológico-

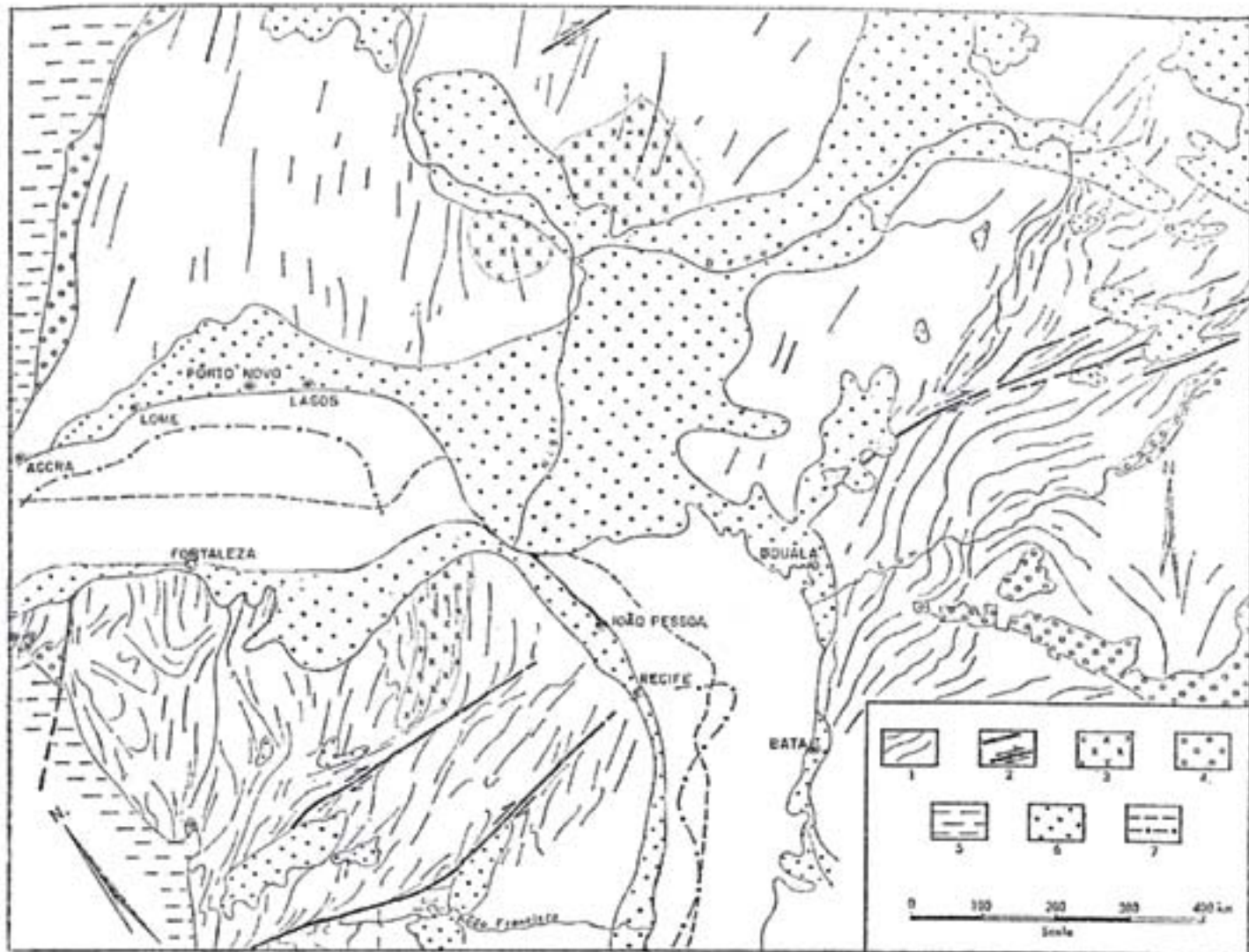


FIG. 1. Comparison of some geological features of Western Africa and North-eastern Brazil.

1. Trends of bedding planes and schistose or gneissic structures.
2. Wrench fault.
3. Pegmatite metallogenetic provinces.
4. Cambrian (?) series, little folded.
5. Lower Palaeozoic sediments.
6. Mesozoic and Cenozoic sedimentary and volcanic cover.
7. 2,000 metres isobaths.

Fig. 2 - Diversos elementos de correlação entre o Nordeste do Brasil e a região côncava da África ocidental: zonas de lineamentos, tipos especiais de rochas graníticas e suas respectivas idades, que suportavam a possibilidade de uma ligação anterior à existência do Atlântico, e portanto eram francamente favoráveis à teoria da deriva continental. Fonte: Almeida (1968), com legenda original

- Various elements of correlation between northeastern Brazil and the concave region of Western Africa: alignment zones, special types of granitic rocks and their respective ages, which supported the possibility of a connection prior to the existence of the Atlantic, and therefore were frankly favorable to the theory of continental drift. Source: Almeida (1968), with original legend

co, em que o recém-criado Laboratório de Geocronologia da USP pôde participar, em vista das boas relações do Professor Reynolds na esfera internacional. Nosso parceiro principal foi o Massachusetts Institute of Technology (MIT), cujo grupo de geocronologia era então liderado por P. M. Hurley, o mesmo que anos antes havia participado das datações de rochas do Quadrilátero Ferrífero. No esforço de colaboração científica, o MIT seria responsável pela obtenção das rochas do Oeste africano, das Guianas e da Venezuela, através de seus vários projetos de colaboração científica, e a USP deveria obter as rochas do embasamento adequadas para datação de toda a região costeira brasileira, entre o Amapá e a Bahia. Para o projeto, estando disponíveis as rochas, o MIT realizaria as datações pelo método Rb-Sr, enquanto a USP faria as análises K-Ar. Todo o grupo de São Paulo colaborou com entusiasmo no projeto de cooperação internacional, e acima de tudo o Professor Fernando esteve sempre solícito e presente nas atividades, no oferecimento de amostras disponíveis do

Nordeste Brasileiro, nas sugestões dos locais para coleta de amostras adicionais e, posteriormente, na interpretação dos resultados obtidos.

Além de rochas já disponíveis, obtidas em levantamentos anteriores, várias viagens de coleta foram realizadas em 1964 e 65, das quais participaram, além de geólogos locais, os professores Geraldo Melcher, Gilberto Amaral e Paul Vadoros. Realizadas as coletas e efetuadas as determinações geocronológicas, em Cambridge (EUA) e São Paulo, os resultados revelaram-se de uma coerência impressionante, e indicaram a existência de excelentes correlações entre províncias tectônicas inter-continentais, além de possíveis dúvidas. Por exemplo, a região costeira entre Belém e São Luiz, com idades radiométricas antigas, mostrava ser uma pequena porção do enorme Cráton do Oeste Africano, que ficou agarrada à América do Sul quando da formação do Atlântico. Por outro lado, todo o Nordeste brasileiro, em que predominavam idades radiométricas mais novas (ver Almeida

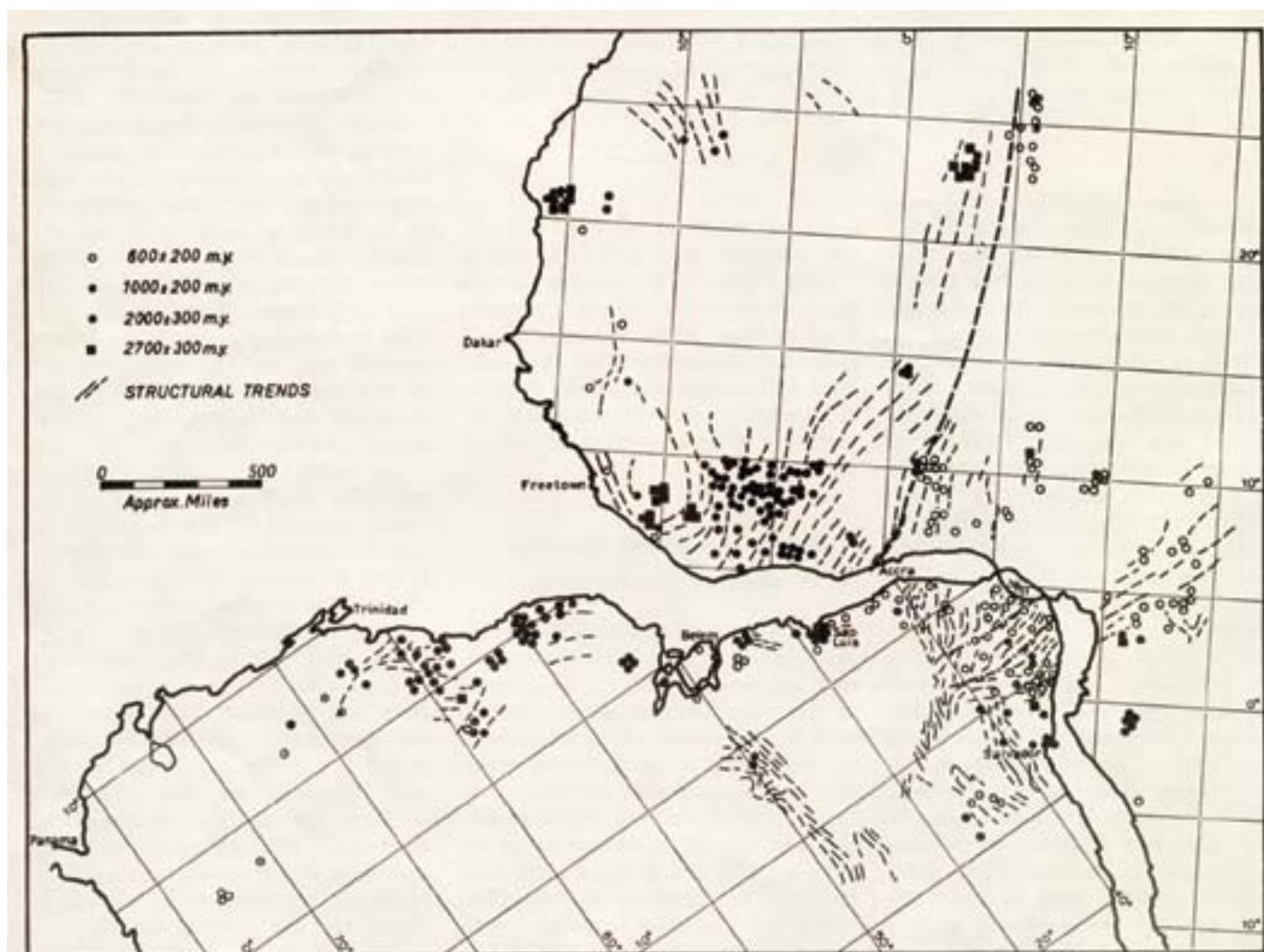


Fig. 1. West Africa and South America shown fitted together according to the reconstruction of Bullard *et al.* (13). In West Africa the 2000-million-year Eburnean age province (solid circles) adjoins the 550-million-year Pan-African age province (open circles); the boundary between them is shown by the heavy dashed line. If Africa and South America were once joined together, this line would have entered Brazil near São Luis. The age measurements for Brazil appear to show the same age provinces as those in West Africa, with the boundary at the predicted location. There may be a similar correlation between West Africa and the east coast of Brazil north of Salvador.

Fig. 3 - Correlações geocronológicas encontradas em numerosas amostras, deixando poucas dúvidas sobre uma possível união pré-deriva entre Brasil e África, perfeitamente de acordo com as idéias mobilistas então emergentes da Tectônica de Placas. Figura originalmente publicada em um artigo que se tornou uma importante referência na produção do grupo de geocronologia da USP. Fonte: Hurley *et al.* (1967), com legenda original

- Geochronological correlations found in various samples, leaving little doubt about a possible pre-drift union between Brazil and Africa, perfectly in accordance with the mobilistic ideas about Plate Tectonics, then emerging. Figure originally published in an article that became an important reference in the production of the geochronology group of the University of São Paulo. Source: Hurley *et al.* (1968), with original legend

et al., 1968), correlacionava-se perfeitamente com a região da África ocidental que compreende Nigéria, Benin, Camarões e outros países vizinhos. O principal artigo resultante, que foi escrito em tempo muito reduzido e do qual constam como co-autores Almeida, Melcher, Cordani, Kawashita e Vandoros, foi publicado, com certo destaque, na revista *Science*, em 1967 (Hurley *et al.*, 1967), com P. M. Hurley como autor sênior. A Fig. 3, que fez parte do artigo referido, mostra bem as correlações geocronológicas encontradas, as quais deixaram poucas dúvidas sobre uma possível união pré-deriva entre Brasil e África. A repercussão na comunidade internacional da época foi muito grande, visto que as conclusões do artigo se inseriam de modo perfeito nas idéias mobilistas então emergentes da Tectônica de Placas. Até hoje, entre todas as publicações resultantes do grupo de geocronologia da USP, creio que essa contribuição é a que teve maior

relevância para as Ciências da Terra, como indica o grande número de citações obtido nas revistas especializadas. Em 1968, P. M. Hurley foi convidado pela revista *Scientific American* a escrever um texto a respeito do tema, o qual teve por título "The confirmation of Continental Drift" (Hurley, 1968).

Entendo que, a partir (1) das correlações geológicas verificadas entre o Nordeste Brasileiro e o Oeste Africano; (2) dos resultados geocronológicos muito favoráveis a uma união pretérita entre Brasil e África, em época portanto anterior à existência do Oceano Atlântico; e (3) dos novos conhecimentos que estavam sendo obtidos nos oceanos, em especial a sua idade jovem, o Professor Fernando de Almeida integrou-se plenamente nas idéias mobilistas e nos mecanismos geodinâmicos incluídos na recém-chegada teoria de Tectônica Global.

No final da década de 60 e até meados da década

seguinte, houve vários encontros científicos, quase sempre relacionados com os programas internacionais do Manto Superior (*Upper Mantle Project*) ou do Projeto Geodinâmica (*Geodynamics Project*), nos quais participamos juntos, o Professor Fernando e eu. Em tais reuniões científicas, as idéias a respeito da evolução de continentes e oceanos foram muito debatidas, quase sempre no contexto das teorias emergentes, que levavam em conta a possibilidade de grandes movimentos tangenciais à superfície da Terra. Diversas sessões nesses eventos incluíram a apresentação dos novos dados radiométricos que estavam sendo obtidos para a América do Sul, e especialmente no território brasileiro.

Em junho de 1967 foi organizada a “*First Geochronology Conference*”, em Edmonton, Canadá, da qual participei apresentando um trabalho-síntese incluindo os resultados até então obtidos para as rochas do Pré-Cambriano no Brasil, em co-autoria com Melcher e Almeida (Cordani *et al.*, 1968). No mesmo ano, em setembro, ocorreu em Montevidéu, Uruguai, o “*Symposium on Continental Drift*”, cujo organizador principal foi o geofísico J. Tuzo Wilson. Nesse evento Almeida, ainda em co-autoria com R. Black, apresentou uma comparação das estruturas maiores entre o Nordeste do Brasil e o Oeste Africano (Almeida & Black, 1972). Eu também estive no simpósio, apresentando dois trabalhos, ambos essencialmente inspirados em Almeida: as datações de Fernando de Noronha e Trindade no contexto do “*sea floor spreading*” (Cordani, 1972), e a comparação entre as províncias geocronológicas de Brasil e África (Melcher *et al.*, 1972), na esteira do trabalho recém-publicado na revista *Science*. Os resumos desse simpósio, ocorrido em 1967, foram publicados muito mais tarde, somente em 1972.

No primeiro semestre de 1968, tive a oportunidade de apresentar diversas palestras em instituições norte-americanas sobre os mesmos temas, dando visibilidade aos resultados das datações radiométricas da América do Sul, que até a época representava um “branco” nos mapas do mundo. Em setembro e outubro do mesmo ano, ocorreram dois simpósios de grande importância para a divulgação dos resultados das pesquisas do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. O primeiro deles foi uma iniciativa da Academia Brasileira de Ciências, que reuniu no Rio de Janeiro algumas dezenas de pesquisadores brasileiros interessados no *Upper Mantle Project* (UMP), e possibilitou a interação com diversos estrangeiros de renome. Nessa oportunidade, foi apresentada por mim uma versão atualizada (Cordani, 1968) do mesmo teor do trabalho apresentado um ano antes em Edmonton, enquanto Almeida apresentava os resultados de seus trabalhos, sempre em parceria com R. Black, sobre a correlação geológica entre o Nordeste Brasileiro e a África Ocidental (Almeida & Black, 1968). O segundo evento, ocorrido na Cidade do México, foi o Simpósio Panamericano do Manto Superior, inserido também no UMP, no qual tive a oportunidade e a honra de participar em companhia do Professor Fernando e também do Professor Othon Henry Leonardos, outro grande nome da Geologia brasileira. Nesse evento, Almeida levou uma síntese a respeito da dinâmica da margem continental brasileira (Almeida, 1969), que apresentou com a sua costumeira facilidade de comunicação para um público extremamente interessado na evolução do Atlântico Sul. Como a palestra foi em português, vários dos pesquisadores europeus e norte-americanos presentes solicitaram uma pequena síntese em inglês, que o Professor Othon Leonardos pediu-me que fizesse, em nome do trio brasileiro. Dessa forma, considero-me um grande privilegiado, por ter podido, em 10-15 minutos, apresentar as idéias de Almeida para uma platéia ávida de dados sobre a margem continental brasileira. O último evento importante ainda relacionado com o UMP, na América Latina, foi a Conferência sobre Terra sólida que

ocorreu em Buenos Aires, em 1970, e da qual ambos participamos, Almeida e eu, apresentando alguns trabalhos (Almeida, 1971b; Cordani, 1971).

O engajamento de Almeida com a escola mobilista pode ser visto ao examinar as referências bibliográficas de seus trabalhos, a partir do final dos anos 60. Apesar de reconhecer a importância de mecanismos verticalistas ligados a grandes fenômenos distensivos, na crosta continental, os modelos e as escolas seguidas são as da tectônica global, e os autores russos e chineses são gradualmente substituídos por autores ocidentais. Se examinarmos as listas de referências, nas publicações da década de 60, até início da década de 70 (por exemplo Almeida, 1967; Almeida, 1972) ainda aparecem alguns autores soviéticos ou chineses. Entretanto, nos trabalhos posteriores, estes vão diminuindo paulatinamente, até desaparecer por completo, por exemplo no trabalho sobre as províncias estruturais (Almeida *et al.*, 1981).

Nos anos 70, continuei meu relacionamento com o Professor Fernando em várias atividades, o que foi aumentado pelo fato do professor, face à reforma da Universidade de São Paulo, ter optado por sua inclusão no Departamento de Geologia Geral e de Aplicação do recém-criado Instituto de Geociências, ao qual também pertencia. Dessa época é o aparecimento da *Revista Brasileira de Geociências*, que ele lutou para criar, com recursos do CNPq, junto à Sociedade Brasileira de Geologia, da qual eu era Diretor de Publicações. Dessa forma, ele como Editor Principal e eu como Editor Associado, demos início à revista, a qual continua até hoje como a principal publicação brasileira do setor.

Tivemos também importante interação junto à Comissão Brasileira de Geodinâmica, uma das comissões científicas oficiais do país no setor de Ciências da Terra, instituída pelo CNPq para possibilitar uma participação importante dos pesquisadores brasileiros no Projeto Internacional de Geodinâmica, que havia sido implantado sob os auspícios de duas Uniãos Internacionais, a de Ciências Geológicas e a de Geodésia e Geofísica. O objetivo principal do Projeto Geodinâmica era o de fornecer testes cada vez mais completos a respeito da Tectônica Global, através de levantamentos geológicos e geofísicos de preferência realizados nos domínios oceânicos. A comissão brasileira, que funcionou durante a vigência daquele projeto, em toda a década de 70, foi muito ativa, tendo promovido diversos eventos, entre os quais o Simpósio sobre margens continentais do tipo Atlântico, organizado em parceria com a Academia Brasileira de Ciências, em 1975, em São Paulo, e que teve uma participação internacional muito expressiva. Fiz parte da comissão organizadora, da qual o presidente era F. F. M. de Almeida. Esse evento resultou uma publicação da ABC de grande importância, que incluiu como um dos trabalhos principais um artigo de Almeida a respeito do sistema de riftes continentais bordejando a Bacia de Santos (Almeida, 1976). Este trabalho mostra-se plenamente inserido na linha mobilista, em que a formação da Bacia de Santos e a própria evolução tectônica da Serra do Mar estão ligadas com a tafrogênese associada à separação continental de Brasil e África e aparecimento do Atlântico Sul. Todas as citações principais desse trabalho são de autores ocidentais e, a meu ver, esse trabalho indica a completa adesão de Fernando de Almeida ao novo paradigma da tectônica.

Comentários conclusivos

Nos itens anteriores, creio que deixei muito claro o porque me considero discípulo do Professor Fernando de Almeida, e de que forma minha própria vida acadêmica muito deve às suas idéias. Muitos outros pesquisadores das Ciências Geológicas também foram influenciados por ele, durante sua

atuação acadêmica na Escola Politécnica, no Instituto de Geociências da USP, no Instituto de Geociências da UNICAMP, no Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo e durante suas atividades em muitos projetos coletivos do DNPM e das cartas geológicas continentais. Pelo conteúdo dos artigos publicados por muitos entre os mais ativos geólogos brasileiros, em que pode ser notada a influência de Almeida, creio que posso indicar como “discípulos” diretos, em virtude da sua atuação como professor de pós-graduação na USP, no DNPM, no Projeto Goiás etc., e com pouco medo de errar, os colegas Yociteru Hasui, Benjamin Bley de Brito Neves, Miguel Basei, Celso Dal Ré Carneiro, Faustino Penalva, Georg Sadowski, Edilton Santos, Claudio Riccomini, Carlos Oiti Berbert, Raimundo Montalvão, Hardy Jost, Antonio Thomaz Filho, Colombo Tassinari, Reinhardt Fuck, Augusto Pedreira, Carlos Schobbenhaus, Gilberto Amaral, Wilson Teixeira, entre muitos outros. Vários deles inclusive foram co-autores do Mestre em artigos de grande importância para a Geologia brasileira. Além disso creio ser possível também indicar como seus “discípulos indiretos”, através da influência que tiveram as suas idéias e conceitos, muitos pesquisadores da Geologia brasileira, de gerações mais novas, como Enio Soliani Jr., Antonio Carlos Pedrosa Soares, Mario Figueiredo, Edison Milani, Alexandre Uhlein, Monica Heilbron, Mario Campos Neto, Carlos Alvarenga, Marcio Pimentel, Fernando Alkmin, entre outros.

No ano de 2000, por ocasião do 311 Congresso Geológico Internacional, do Rio de Janeiro, foi editada por mim, em companhia dos colegas Diógenes de Almeida Campos,

Edison J. Milani e Antonio Thomaz Filho, uma obra-síntese com o título “*Tectonic Evolution of South America*” (Cordani *et al.*, 2000), para a qual colaboraram muitos pesquisadores sul-americanos, entre os mais ativos e experientes. Com o pleno consenso de editores e autores, essa obra foi dedicada ao Professor Fernando de Almeida. Entendo ser oportuno repetir aqui, numa tradução livre para o português, o primeiro parágrafo da dedicatória e breve resenha biográfica a respeito de Almeida, preparada por mim e pelo colega Diógenes de Almeida Campos. Esse breve texto espelha bem o que todos sentimos em relação à sua importância para a Geologia do Brasil:

“Este livro foi escrito em homenagem de Fernando F. M. de Almeida, cuja vida tem sido dedicada à Geologia do Brasil. Geocientista e educador, em sua carreira viajou por todo o Brasil e produziu uma série de publicações científicas a respeito de suas pesquisas, a mais destacada das quais trata da Origem e Evolução da Plataforma Brasileira, a referência essencial dos pesquisadores brasileiros para o entendimento da estrutura geotectônica do país. Mais do que isto, ele foi pioneiro na aplicação de idéias mobilistas para a América do Sul e para o Oceano Atlântico Sul, contribuindo para o melhor entendimento dos processos de deriva continental e de tectônica de placas.”

Entendo que me cabe aqui utilizar o mesmo arremate da mencionada dedicatória:

“Fernando de Almeida deve ser considerado o mais eminente pesquisador brasileiro das Ciências da Terra do século XX.”



COLLENIA ITAPEVENSIS, O PRIMEIRO FÓSSIL PRÉ-CAMBRIANO BRASILEIRO E SUA IMPORTÂNCIA NO ESTUDO DE ESTROMATÓLITOS NO BRASIL

Thomas Rich Fairchild

Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IG-USP
trfairch@hotmail.com

William Sallun Filho

Programa de Geoquímica e Geotectônica do IG-USP
wsallun@usp.br

Resumo:

O estudo de estromatólitos no Brasil iniciou-se em 1944 com a descrição feita por F.F.M. de Almeida de Collenia itapevensis, ao sul de Itapeva, SP, o et al fóssil de idade comprovadamente pré-cambriana encontrado na América Latina. Estromatólitos são depósitos microbianos bênticos laminados, litificados ou não. Embora a utilização de estromatólitos na correlação intercontinental de terrenos pré-cambrianos tenha perdido credibilidade, seu emprego na análise de bacias tem sido amplamente aproveitado para correlações dentro de uma mesma bacia e na caracterização de fácies, ambientes de deposição, paleocorrentes, paleogeografia e mudanças no nível do mar.

Em 1944, Almeida intimou que novas ocorrências de estromatólitos seriam descobertas no Brasil, o que de fato aconteceu em ampla escala geográfica e cronológica, embora paulatinamente. Nas décadas de 1950 e 60, Almeida registrou novas ocorrências de estromatólitos no Proterozóico de SP, PR, MS e MT, bem como os primeiros estromatólitos em rochas fanerozóicas brasileiras em MT. Outros pesquisadores, principalmente a partir de 1970, ampliaram o conhecimento de estromatólitos no Pré-Cambriano e Fanerozóico do Brasil.

Desde 1944, diversos conceitos estratigráficos, biológicos e paleontológicos referentes a estromatólitos evoluíram, de modo que, atualmente é possível desmembrar a Collenia itapevensis, como descrita em 1944, em pelo menos duas formas distintas de estromatólitos colunares, uma das quais parecida com Conophyton garganicum, de distribuição geológica do Mesoproterozóica a Neoproterozóico inferior. Apesar disso, o trabalho de 60 anos atrás de Almeida permanece informativo e útil devido à riqueza e clareza das observações e argumentos, sempre precisos, detalhados e inseridos dentro de um contexto geológico amplo. Os trabalhos de F.F.M. de Almeida enfocando estromatólitos são emblemáticos da qualidade de toda a produção científica dele, independentemente do assunto tratado.

Palavras-chave:

Estromatólitos, Conophyton, Grupo Itaiacoca, Proterozóico, Fósseis Pré-Cambrianos, Brasil.

Abstract:

The study of stromatolites in Brazil began in 1944 with F.F.M. de Almeida's description of Collenia itapevensis, south of Itapeva, SP, the first fossil of proven Precambrian age discovered in Latin América. Stromatolites are laminated benthic microbial deposits, which may be lithified or not. Although their use in intercontinental correlation of Precambrian terrains has lost credibility, their utility in basin analysis has been widely demonstrated for correlation within a basin and for characterizing facies, depositional environments, paleocurrents, paleogeography, and sea level changes.

In 1944, Almeida suggested that new occurrences of

stromatolites would be discovered in Brazil, which in fact did occur on a broad geographic and temporal scale, although rather slowly. In the 1950's and 60's, Almeida described new Proterozoic stromatolite sites in the states of SP, PR, MS, and MT, as well as the first Phanerozoic stromatolites in Brazil in MT. Since 1970, other researchers have considerably augmented our knowledge of Precambrian and Phanerozoic stromatolites in Brazil.

Since 1944, many stratigraphical, biological and paleontological concepts have evolved, such that it is now possible to recognize in *Collenia itapevensis*, as described in 1944, at least two distinct forms of columnar stromatolites, one of which is quite similar to *Conophyton garganicum*, with a known range from Mesoproterozoic to early Neoproterozoic. Even so, Almeida's publication from sixty years ago continues to be an informative and useful document owing to the richness and clarity of its observations and arguments, which are always detailed, precise, and inserted within an ample geological context. The papers from F.F.M. de Almeida on stromatolites are emblematic of the quality of all his scientific publications, regardless of their content.

Keywords:

Stromatolites, Conophyton, Itaiacoca Group, Proterozoic, Precambrian fossils, Brazil.

Resumen:

El estudio de los estromatolitos en el Brasil se inició en 1944 con la descripción hecha por F.M.M. de Almeida de *Collenia itapevensis*, al sur de Itapeva, SP, el primer fósil de edad comprobadamente precámbrica encontrado en América Latina. Estromatolitos son depósitos microbianos béticos laminados, litificados o no. Aunque la utilización de estromatolitos en la correlación intercontinental de terrenos precámbricos haya perdido credibilidad, su empleo en análisis de cuenca ha sido ampliamente aprovechado para correlaciones dentro de una misma cuenca y en la caracterización de fácies, ambiente deposicional, paleocorrientes, paleogeografías y cambios en el nivel del mar.

En 1944, Almeida intimó que nuevas ocurrencias de estromatolitos serían descubiertas en el Brasil, lo que de hecho ocurrió en grande escala geográfica y cronológica, aunque paulatinamente. En las décadas 1950 y 60, Almeida registró nuevas ocurrencias de estromatolitos del Proterozoico en SP, PR, MS y MT, así como los primeros estromatolitos en rocas fanerozoicas brasileñas en MT. Otros investigadores, principalmente a partir de 1970, ampliaron el conocimiento de estromatolitos del Precámbrico y Fanerozoico en el Brasil.

Desde 1944, diversos conceptos estratigráficos, biológicos y paleontológicos referentes a estromatolitos evolucionaron, de modo que, actualmente es posible desmembrar a *Collenia itapevensis*, como descrita en 1944, por lo menos en dos formas distintas de estromatolitos columnares, una de las cuales parecidas con *Conophyton garganicum*, de distribución geológica del Proterozoico medio a Neoproterozoico inferior. A pesar de esto, el trabajo de Almeida de 60 años atrás permanece informativo y útil, debido a la riqueza y claridad de las observaciones y argumentaciones, siempre precisas, detalladas e inseridas dentro de un contexto geológico amplio. Los trabajos de F.F.M. Almeida sobre estromatolitos son emblemáticos de calidad científica con todas las publicaciones hechas por él, independientemente del asunto tratado.

Palabras llave:

Conophyton, Grupo Itaiacoca, Proterozoico, Fósiles Precámbricos, Brasil.

Introdução

Fernando Flávio Marques de Almeida, como em tantos outros aspectos da geologia brasileira, foi pioneiro também no reconhecimento e estudo de fósseis pré-cambrianos brasileiros. Ao identificar estromatólitos em metacalcários ao sul de Itapeva, SP, designando-os de *Collenia itapevensis*, Almeida (1944) registrou, pela primeira vez na América Latina, essa categoria de fóssil, interpretando corretamente sua origem microbiana e seu significado paleoambiental e reconhecendo, ainda, sua idade pré-cambriana. *Collenia Itapevensis* foi, portanto, o primeiro fóssil pré-cambriano descoberto no Brasil.

Nessa época, estromatólitos não eram muito conhecidos mundialmente. Para se ter uma idéia, foram publicados em toda a década de 1940 apenas 11 trabalhos contendo a palavra “estromatólito” no título (Riding, 1999). Que a verdade seja dita: o trabalho de Almeida não consta dessa lista, pois a palavra “estromatólito” não aparece nem no título nem no texto. No entanto, isso ilustra o estado incipiente do estudo de estromatólitos em 1944 e demonstra, mais uma vez, o caráter presciente da produção científica do Professor Almeida.

Esse trabalho de 60 anos atrás permanece informativo e útil para o geólogo moderno devido à clareza do texto e às observações cuidadosas e detalhadas ali registradas, outra característica dos trabalhos do Professor Almeida. Diversos conceitos estratigráficos, biológicos e paleontológicos evoluíram, mas os dados básicos e argumentos apresentados permanecem claros e corretos, mesmo após tanto tempo. Por exemplo, Almeida refere aos estromatólitos como “estruturas organógenas” (= biogênicas) (p.89), compostas de “colônias cilíndricas” (= colunas) (p. 99) com “estrutura interna constituída por lâminas descontínuas[sic] com espessura milimétrica ou sub-milimétrica, concêntricas, com concavidade voltada para baixo” (p.100). Menciona e ilustra a alternância de lâminas internas claras e escuras. Descreve, em detalhe, a distribuição regional das estruturas, a morfologia das “colônias” e a petrografia dos dolomitosossilíferos e interpreta seu modo de ocorrência como “recifes de grandes dimensões horizontais e verticais” (p. 100), formados em águas límpidas e quentes. Cita os principais trabalhos sobre estromatólitos disponíveis na época para fundamentar a identificação das estruturas como fósseis, inferir uma idade proterozóica para os dolomitosossilíferos e classificá-las taxonomicamente. Atribui, corretamente, a formação das “colônias” à ação de “certas algas Cyanophyceae” (p. 98), que teriam causado a precipitação uniforme de carbonato em torno do local que ocupavam. Conclui que “estes fósseis não têm outro interesse estratigráfico senão para correlações locais, constituindo, porém, um importante indício da vida [proterozóica] e fornecendo-nos uma idéia sobre o ambiente em que ela se desenvolveu” (p. 101). Finaliza seu trabalho afirmando que outros depósitos semelhantes devem ser muito mais abundantes e de muito maior distribuição geográfica que a até então verificada, previsão esta que veio a ser confirmada somente na década de 1970.

Alguns conceitos mudaram desde a publicação deste trabalho e precisam ser esclarecidos para o máximo proveito do texto de Almeida (1944). A sucessão estudada, atribuída naquela ocasião à “Série Assungui”, hoje em dia faz parte do Grupo Itaiacoca, nome este proposto, como formação, em 1957 pelo próprio Almeida para designar a estreita faixa de metassedimentos com carbonatos estromatolíticos que estende desde a região de Itapeva, SP, até Castro, a SW, no Paraná. Na biologia, o conceito de “cianofíceas” como algas mudou radicalmente quando estudos da microscopia eletrônica demonstraram sua ultraestrutura claramente bacteriana (procaríótica) e não algácea (eucariótica). Se, por isso, são mais conhecidas atualmente como cianobactérias, deve-se salientar

que ainda não se extirpou, do meio geológico, a idéia errônea de que os estromatólitos representariam “algas calcárias” (ver discussão abaixo). A maior mudança conceitual diz respeito à sofisticação da terminologia morfológica aplicada aos estromatólitos, que permitiu a caracterização de centenas de morfotipos de estromatólitos, enquanto o número de formas descritas em 1944 talvez não passasse de duas dezenas. Por esse motivo, Fairchild (1977) pôde diferenciar pelo menos duas formas distintas onde Almeida, com base na reduzida literatura disponível para a época, tinha distinguido uma, a *Collenia Itapevensis*.

Neste capítulo, esclareceremos a natureza e utilidade dos estromatólitos e resumiremos a história do estudo dos estromatólitos ao sul de Itapeva, terminando com um breve histórico do estudo de estromatólitos no Brasil e comentários sobre a contribuição de F.F.M. de Almeida a mais esse campo da geologia.

Estromatólitos: Conceitos gerais

Embora a primeira descrição de estromatólitos date do início do século XIX (Steel, 1825) e especulações quanto ao seu caráter biológico surgissem nas últimas décadas desse século e primeiras décadas do século XX, sua origem microbiana só foi corroborada por Black em 1933 ao estudar estromatólitos modernos nas Bahamas (Hofmann, 1973; Riding, 1999).

O termo estromatólito foi empregado pela primeira vez em 1908 por Kalkowsky, mas até hoje ainda se debate o que Kalkowsky queria dizer por esse termo e qual a natureza verdadeira de um estromatólito. Na análise mais recente desse problema, Riding (1999) afirma que, na concepção de Kalkowsky, estromatólitos seriam estruturas laminadas e de origem microbiana. Após Kalkowsky, o termo foi aplicado também a depósitos microbianos não-laminados (trombólitos, por exemplo) e, por outro lado, a rochas finamente laminadas mas não microbianas (como espeleotemas e outras incrustações minerais; vide Thrailkill, 1976; Semikhatov *et al.*, 1979; Krumbein, 1983). Para contornar essa situação, Riding (1991; 1999 p.328) opta por uma definição genética e não meramente descritiva, apoiado pelo fato do termo ter sido usado na literatura quase que exclusivamente nesse sentido nos últimos cinquenta anos: um estromatólito é um depósito microbiano bêntico laminado. Essa definição permite que tanto os depósitos modernos com essas características, mas ainda não consolidados, como os antigos já litificados, sejam chamados de estromatólitos. Juntamente com outros objetos externamente semelhantes, mas não-laminados, por exemplo os trombólitos (Riding, 1991; Shapiro, 2000), os estromatólitos fazem parte de uma categoria maior, os microbialitos (Burne & Moore, 1987).

Apenas a partir da década de 1950 é que o estudo dos estromatólitos começou a se desenvolver mais intensamente, inicialmente na antiga União Soviética por geólogos interessados na utilização estratigráfica desses objetos para correlacionar e datar os imensos terrenos pré-cambrianos daquele país. Fora do antigo bloco soviético, novos estímulos para o estudo de estromatólitos surgiram no início da década de 1960, a) com a descoberta da extensa ocorrência de estromatólitos modernos em Shark Bay, Austrália (Logan, 1961; Logan *et al.*, 1964); b) com o interesse despertado pelos estromatólitos como, potencialmente, os fósseis mais antigos do planeta (Winter, 1963); e c) com a intensificação da corrida espacial, e a possibilidade de vida fora da Terra assemelhar-se aos fósseis da vida terrestre primitiva, os estromatólitos (Cloud, 1983). Porém, para os geólogos, com os pés mais no chão, interessava mais a utilidade sedimentológica e paleogeográfica dessas estruturas (Logan *et al.*, 1964;

Hofmann, 1973).

Sabemos agora que estromatólitos são estruturas biossedimentares produzidas por uma mescla de processos sedimentológicos e biológicos, resultantes da interação de comunidades microbianas bentônicas (principalmente de cianobactérias e bactérias) com o meio em que vivem (Hofmann, 1969; Walter, 1976; Burne & Moore, 1987). Sua laminação se deve ao acúmulo de sucessivas lâminas delgadas de sedimento ou/e matéria orgânica através da precipitação, aprisionamento ou/e aglutinação de sedimento em consequência das atividades metabólicas (fotossíntese, decomposição) e padrões de crescimento dos microorganismos presentes no diversificado ecossistema que caracteriza os estromatólitos.

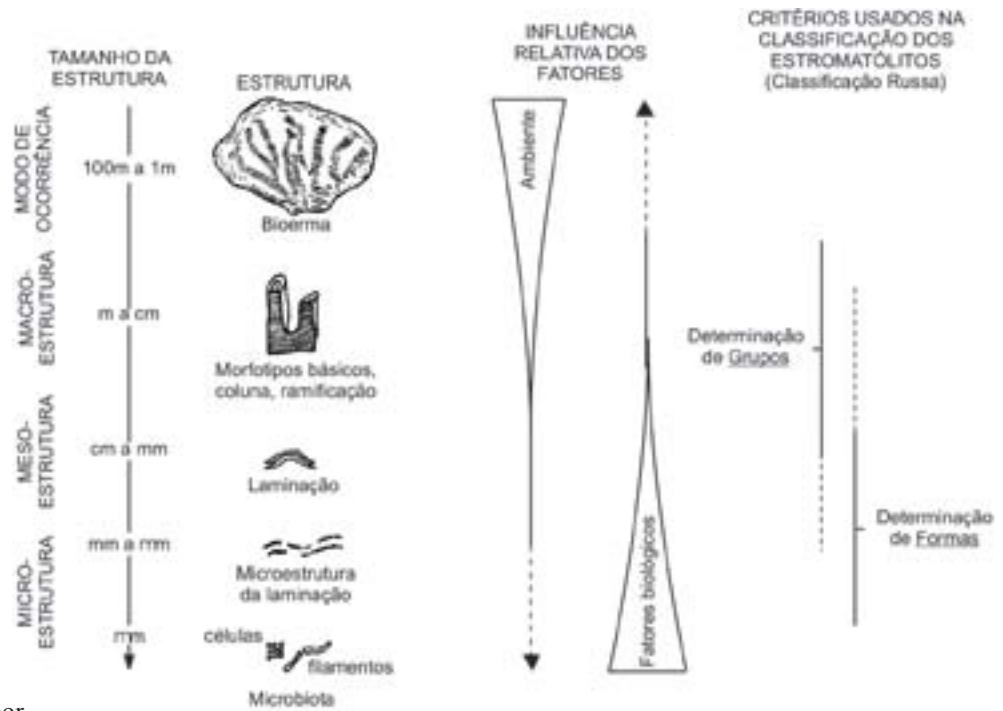
Estromatólitos interessam, portanto, tanto paleontólogos como sedimentólogos (Hofmann, 1973). As formas antigas são fósseis porque se tratam de evidências de atividades biológicas pretéritas. Mas não são fósseis no sentido mais comum desse termo pois, ao contrário dos invertebrados fósseis, por exemplo, não representam os restos de indivíduos de uma espécie biológica qualquer. Representam, sim, os vestígios das atividades de uma diversificada comunidade microbiana poliespecífica, que raramente é preservada nos estromatólitos. São, portanto, evidências indiretas da vida pretérita, como os icnofósseis. Seriam mais análogos, por exemplo, a uma parede romana antiga do que aos restos mortais de Júlio César.

Dessa forma, é errado referir-se a estromatólitos como “algas fósseis” (ou “algas calcárias”), mesmo que Black em 1933 tenha utilizado esse termo no estudo que demonstrou a origem microbiana de estromatólitos modernos nas Bahamas. Podemos perdoar essa prática nos trabalhos mais antigos, pois até o início da década de 1970 ainda se consideravam os principais microrganismos responsáveis pela formação de estromatólitos como cianofíceas, ou “algas azuis”. Mas de lá para cá, não se justifica mais, pois, o caráter procariótico (bacteriano) desses microrganismos foi amplamente demonstrado, justificando seu nome atual de cianobactérias.

Estromatólitos são encontrados em quase todas as unidades carbonáticas proterozóicas, mas também foram registrados em fosforitos, formações bandadas de ferro e, raramente, em arenitos (Walter *et al.*, 1992). Para entender sua gênese, seus correspondentes atuais têm sido estudado embora se reconheça que, em alguns sítios modernos, é considerável a influência de microrganismos eucarióticos, organismos pouco evidentes em estromatólitos pré-cambrianos (Walter, 1994). Os estromatólitos se formam por três processos, nem sempre exclusivos, relacionados principalmente às atividades metabólicas e de crescimento de microrganismos fotossintetizantes, sobretudo cianobactérias filamentosas ou/e cocoidais, reunidos em lâminas coesas submilimétricas a milimétricas compostas de matéria orgânica e grãos finos (“esteiras microbianas”), coladas ao substrato pela mucilagem copiosamente produzida pelas cianobactérias (Golubic, 1976a; 1976b). Em alguns casos, a fotossíntese induz a precipitação de carbonato, iniciando um processo precoce de litificação da estrutura. Alternativamente, e talvez mais frequentemente, a precipitação ocorre mais afastada da superfície fotossintetizante do estromatólito inorgânicamente ou na zona de decomposição, sob a influência de bactérias heterotróficas (Burne & Moore, 1987). As lâminas podem se agregar também em função da pegajosidade da mucilagem secretada pelas cianobactérias, o que resulta na aglutinação de pequenos grãos na superfície das esteiras e crescimento da estrutura. Por fim, as cianobactérias filamentosas em estromatólitos exibem certa motilidade e crescimento heliotrópico que permitem seu movimento em direção à luz quando cobertas por uma capa finíssima de grãos translúcidos

Fig.1: Influência relativa de fatores biológicos e ambientais na formação e morfologia de estromatólitos (Trompette, 1982)

- Relative influence of biological and environmental factors in the formation and morphology of stromatolites (Trompette, 1982)



do tamanho de silte ou areia fina, o que pode resultar no aprisionamento desses grãos pelo emaranhado dos filamentos.

Estromatólitos se formam somente onde as condições físicas, químicas e biológicas permitem. Precisa haver uma população de microrganismos bentônicos (por exemplo, cianobactérias) capazes de colonizar um substrato subaquático com nutrientes e fonte de energia (por exemplo, luz solar) adequados. Os organismos que constroem estromatólitos atualmente formam comunidades complexas que incluem grande variedade de cianobactérias, outras bactérias fotossintetizantes, bactérias heterotróficas e até microalgas e algas eucarióticas (Golubic, 1976b). Para entrar para o registro geológico, precisam existir, também, condições que favoreça a preservação da estrutura laminada, como a precipitação de carbonato ou outro mineral, ou/e o suprimento de grãos finos que possam ser aglutinados ou aprisionados (Hofmann, 1973). Por outro lado, sedimentos clásticos em demasia podem soterrar os estromatólitos ou, durante o transporte, erodi-los pelo atrito. Por essas razões, estromatólitos são raros em arenitos e comuns em carbonatos.

Assim, o desenvolvimento e a morfologia dos estromatólitos estão condicionados a um balanço de fatores ambientais e biológicos. Costuma-se dizer que os fatores ambientais influem, fortemente, a morfologia do estromatólito em escala centimétrica ou maior (macroestrutura), ou seja, o formato básico e simetria da estrutura. Esses fatores incluem agitação da água, correntes, profundidade, tipo e topografia do substrato, luminosidade, salinidade, temperatura, exposição sub-aérea, entre outros. Os fatores biológicos exercem mais influência em escala milimétrica a submilimétrica (meso e microestrutura), principalmente na laminação. Esses fatores incluem composição taxonômica da microbiota, hábito e taxa de crescimento dos microrganismos, quantidade e tipo de mucilagem produzida, decomposição e bioerosão por outros organismos, etc. (Walter, 1977).

Já no século XIX, os paleontólogos começaram a designar os estromatólitos por nomes binomiais, seguindo a prática rotineiramente aplicada a outros fósseis para sistematizar seu estudo e facilitar comunicação. O auge dessa prática ocorreu entre 1960 e 1990, visando, especialmente, o uso de estromatólitos em tentativas de correlação e datação de sucessões pré-cambrianas. Mas, ao contrário de trilobites e ossos fósseis, um estromatólito representa o resultado das atividades de uma comunidade microbiana, não parte do corpo de um organismo. Portanto, a nomenclatura taxonômica dos estromatólitos é uma parataxonomia binomial de conveniência que distingue grupos (táxon equivalente ao gênero), tipi-

camente definidos por características macroestruturais (morfologia colunar, ramificação, etc.), e formas (equivalente à espécie), estas de acordo com as feições meso e microestruturais (detalhes da laminação) (Fig.1) (Krylov, 1976; Semikhatov, 1976; Trompette, 1982). Táxons acima do nível de grupo (Srivastava, 2000) podem ser convenientes para agrupar morfótipos semelhantes mas carecem de qualquer justificativa filogenética.

Sem nenhum controle genético sobre a morfologia dos estromatólitos, há muita variedade morfológica dentro de um mesmo táxon; e sem nenhuma hierarquia filogenética para ordenar as feições utilizadas na caracterização de estromatólitos, a própria interpretação da diagnose de muitos táxons torna-se, comumente, muito subjetiva, mesmo para especialistas. Tentativas de quantificar a descrição de estromatólitos têm sido propostas, principalmente por Hans Hofmann *et al.*, (Hofmann, 1994), mas pouco aproveitados pela comunidade geológica. Dessa forma, a classificação taxonômica de estromatólitos é pouco vista na literatura recente. Mais valem descrições informais bem feitas (Fairchild & Rodrigues, 2001) do que a obsessão de identificar os estromatólitos de acordo com a precária nomenclatura formal atual.

Como dito acima, os estromatólitos interessam também aos sedimentólogos e geólogos de campo por causa da óbvia influência dos fatores ambientais na macroestrutura estromatolítica, como observada em estromatólitos modernos e inferida a partir do contexto sedimentológico de exemplares antigos. Três casos ilustrarão esse ponto. Um dos estudos mais esclarecedores foi realizado por Hoffman (1976) que analisou os estromatólitos recentes numa baía rasa e hipersalina em Shark Bay (Austrália), demonstrando que lá:

- Estromatólitos estratiformes ocorrem onde a abrasão, provocada pela movimentação de sedimento do fundo pela água (ondas, maré), é fraca.
- Formas colunares discretas ocorrem onde a abrasão, provocada pela agitação da água (ondas, maré), é forte.
- O relevo das colunas é proporcional à intensidade da ação das ondas.
- O desenvolvimento assimétrico (alongado) de estromatólitos ocorre paralelo à direção, geralmente perpendicular à

Morfologia	Estruturas					Turbulência	Inframaré	
	^	▨	○	■	人		baixa	supramaré
						baixa		
	✓	✓	✓		✓	baixa		
	✓	✓	✓	✓	✓	baixa		
	✓	✓				baixa		
	✓	✓			✓	baixa		
	✓	✓	✓			baixa		
	✓	✓				baixa		
						baixa		

Fig.2: Interpretação paleoambiental a partir de tipos distintos de estromatólitos e estruturas sedimentares associadas no Grupo Dismal Lakes (Mesoproterozóico), Canadá (Donaldson, 1976)

- Paleoenvironmental interpretation based on distinct types of stromatolites and associated sedimentary structures in the Dismal Lakes Group (Mesoproterozoic), Canada (Donaldson, 1976)

- Marcas onduladas
- Estratificação cruzada
- Oólitos
- Moldes de halita e gipsita
- Grelas de dessecação
- Clastos intraformacionais

linha de costa, de correntes relativamente constantes que fornecem sedimento aos estromatólitos.

Donaldson (1976) estudou o contexto sedimentológico de estromatólitos morfologicamente diversos do Grupo Dismal Lakes (Mesoproterozóico), do Canadá, com especial atenção às outras estruturas sedimentares primárias associadas, como resumido na Fig.2. Nesta figura, é confrontada a morfologia macroscópica dos estromatólitos com diferentes graus de turbulência, profundidade e movimento da água; exposição sub-aérea e outros fatores físico-químicos, que, no conjunto, permitiram inferir o ambiente de formação das diferentes morfologias.

Por fim, Grotzinger (1989) registrou, em escala mais ampla, a variação morfológica de estromatólitos em ambiente de rampa, um contexto característico de muitas sucessões carbonáticas do Proterozóico (Fig. 3). Com base nos trabalhos de Hoffman (1976), Donaldson (1976), Donaldson & Taylor (1972) e outros, os estromatólitos cônicos estão localizados em águas profundas e os estratiformes (esteiras microbianas) e ramificados em águas mais rasas. É bom notar aqui que os três exemplos citados servem para orientar as interpretações do geólogo de campo, mas nunca sem fazer observações cuidadosas próprias ou aplicar o bom senso.

Outra aplicação interessante dos estromatólitos foi desenvolvida inicialmente na antiga União Soviética onde se verificou em diversas províncias geotectônicas meso e neoproterozóicas que diferentes associações de estromatólitos morfologicamente distintos sucederam-se na mesma ordem. O reconhecimento dessas associações em outras regiões permitia uma certa correlação e datação relativa. Através da geocronologia radiométrica, estabeleceu-se que os intervalos de tempo assim determinados eram muito amplos, da ordem de 150 a 350 milhões de anos (Ma) (Semikhatov, 1976). Tentativas de correlação intercontinental foram realizadas na África (Bertrand-Sarfati, 1972) e na Austrália (Preiss, 1973; 1976; Walter, 1972) com certo êxito na década de 1970. Mas depois disso, sua aplicação em outras áreas ficou complicada pelo aumento inflacionário de novos táxons e os problemas inerentes à caracterização desses táxons, como discutido acima; e principalmente com a percepção da forte influência ambiental sobre a macroestrutura dos estromatólitos, o pilar fundamental na caracterização taxonômica da maioria dos "grupos" estromatolíticos.

Contudo, segundo Walter (1994), certos padrões são reconhecíveis no registro dos estromatólitos desde o Arqueano até hoje e talvez reflitam mudanças ecológicas complexas entre os microrganismos nas comunidades for-

madoras de estromatólitos. Isso talvez explique também o relativo sucesso inicial das correlações soviéticas.

Se por um lado a "bioestratigrafia" intercontinental baseada em estromatólitos tenha perdido credibilidade, por outro lado, a utilidade de estromatólitos na análise de bacias tem sido comprovada, particularmente, na correlação estratigráfica dentro de uma mesma bacia (aplicação já anotada por Almeida em 1944) (Bertrand-Sarfati & Trompette, 1976) e na caracterização de ambientes de deposição (Preiss, 1973; Hoffman, 1974; Altermann & Herbig, 1991), associações de fácies (Fairchild & Herrington, 1989), paleocorrentes (Hoffman, 1967), paleogeografia (Trompette & Boudzoumou, 1981) e até mudanças eustáticas no nível do mar (Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine, 1985; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1991).

Temporalmente, os estromatólitos ocorrem desde o Arqueano (Walter, 1994), onde seu registro é parco e restrito em grande parte ao final do eon, entre 3,0 e 2,5 bilhões de anos atrás (Ga). Lowe (1994) até questionou a biogenicidade dos estromatólitos mais antigos que 3,2 Ga, mas a descoberta mais recente de estromatólitos coniformes e pseudo-colunares no Grupo Warrawoona (Austrália) com 3,45 Ga (Hofmann *et al.*, 1999) reafirma a importância de estromatólitos como uma das evidências mais antigas de vida no planeta.

No Proterozóico os estromatólitos apresentaram sua maior abundância e diversidade. Seu declínio no Neoproterozóico (Walter *et al.*, 1992) foi interpretado por Awramik (1971) como reflexo do aparecimento dos metazoários. Mas é mais provável que o fenômeno tenha resultado de uma conjunção de diversos fatores, em adição a esse, como, por exemplo, a competição por espaço com as algas eucarióticas macroscópicas, em expansão nessa época, e fatores ambientais, como mudanças climáticas (Walter *et al.*, 1992).

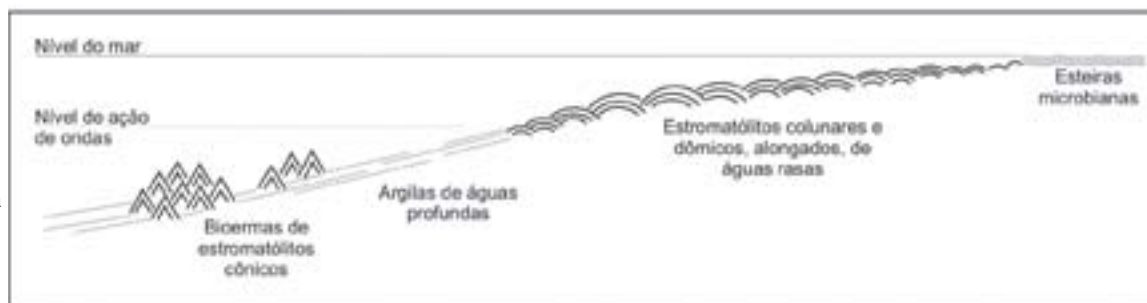
Os estromatólitos estiveram presentes em todos os períodos do Fanerozóico, e foram importantes nos mares do Cambriano e Ordoviciano antes da grande expansão evolutiva de organismos conchíferos. Depois disso, só puderam proliferar em ambientes de alto estresse ambiental (salinidade, temperatura, exposição aérea, pH alto), hostis aos organismos conchíferos e algas.

Os estromatólitos do Grupo Itaiacoca: estudos após 1944

A primeira descrição de fósseis pré-cambrianos no Brasil e na América do Sul foi feita por Almeida (1944) que identificou estromatólitos em dolomitos da "Série Assungui", que denominava de *Collenia itapevensis*. O holótipo e os parátipos dos estromatólitos descritos por Almeida (1944) encontram-se nas coleções do DNPM (Fig.6C), do Instituto Geológico de São Paulo (Fig.6A) e do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Fig. 6B).

Fig.3:
Variação morfológica de estromatólitos em ambiente de rampa, segundo Grotzinger (1989)

- Morphological variation of stromatolites in a slope setting, after Grotzinger (1989)



Em seu trabalho de 1944, Almeida destacou três ocorrências dentre mais de trinta pedreiras fossilíferas na região ao sul de Itapeva (SP). Na re-investigação desses estromatólitos feitas por Fairchild (1977) e mais recentemente por Sallun Filho (1999), somente parte dessas localidades puderam ser relocadas. Apenas uma das pedreiras daquela época continua em atividade, a de Lavrinhas na rodovia Itapeva-Ribeirão Branco. As outras foram esgotadas ou desativadas e tomadas pela vegetação, encontrando-se em péssimo estado de conservação.

A localidade mais importante de Almeida (local. n° 1), situada “a 3 quilômetros no rumo 35°SW da vila Campina dos Veados”, atual Nova Campina, onde Almeida (1944) observou as estruturas melhor preservadas em dolomito na região, (Fig. 4, ponto 5, UTM 711021/7327835), foi relocada, mas pouco resta do afloramento (Fig. 5E). Mesmo assim, o observador atento ainda consegue identificar os contornos de estromatólitos colunares parecidos com os das Fig. 6A, B, D, E, e, com sorte, pelo menos uma outra forma.

Atualmente, a melhor exposição de estromatólitos em calcários dolomíticos na região é da segunda ocorrência de Almeida (1944) - os “sítios Boa Vista e Lavrinhas”, em uma pedreira abandonada junto à imensa cava ativa de Lavrinhas (Fig.4, ponto 2, UTM 722568/7333029). Nesse local Fairchild (1977) encontrou *Conophyton* (Fig.6F, H, I) juntamente com formas não cônicas (Fig.5E = Forma 2 de Sallun Filho, 1999).

A terceira ocorrência descrita por Almeida (1944), “junto à confluência do córrego da Onça com o córrego Fundo ... a cerca de 3 quilômetros a NNE do sítio Boa Vista”, não foi localizada nem por Fairchild (1977) nem por Sallun Filho (1999).

É a pedreira de Indumine, que explora calcários calcíticos (Fig.4, ponto 4, UTM 717495/7329470), que atualmente apresenta as melhores exposições de estromatólitos em toda a região (Fig.5A, B, C, D e 6G). Evidentemente, foi aberta muito depois de 1944 e não chegou ao conhecimento de Almeida.

Como previsto por Almeida em 1944, surgiram novas descobertas e usos de estromatólitos no Brasil após a identificação inicial (Bigarella & Salamuni, 1956; 1959; Almeida, 1957, 1958). Em 1957, o próprio Almeida relatou novas ocorrências de estromatólitos ao sul de Itapeva, bem como localidades na continuação da mesma faixa de carbonatos para a SW na região de Varzeão (Fig.4, ponto 11), Socavão (Fig.4, ponto 12) e Abapã (Fig.4, pontos 13 e 14), no Estado do Paraná. Reconhecendo a distribuição desses fósseis ao longo da faixa como significativa estratigraficamente, justificou a individualização dessa faixa como a Formação Itaiacoca (hoje elevado ao nível de grupo). Ainda nesse mesmo trabalho, descreveu supostos estromatólitos, muito deformados, a SE de Abapã, na região de Erval, hoje atribuídos à Formação Água Clara (Fig.4, ponto 15). Em 1969, Petri & Suguio acrescentaram mais ocorrências de estromatólitos na região de Itapeva e Bom Sucesso (SP).

Marini & Bósio (1971) concluíram que estromatólitos por eles encontrados no Grupo Itaiacoca próximo de Abapã (PR) (Fig.4, ponto 14) eram diferentes em morfologia e

origem das formas do outro lado do batólito de Três Córregos, 50-60 km a SE da faixa Itaiacoca, descritas por eles e outros na Formação Capiru do Grupo Açungui (Bigarella & Salamuni, 1956; 1959, Salamuni & Bigarella, 1967) (Fig.4, pontos 18-19).

Fairchild (1977) reestudou os estromatólitos na região ao sul de Itapeva, nas localidades descritas por Almeida em 1944 (Fig.4, pontos 2, 3 e 4) e reconheceu em *Collenia itapevensis* pelo menos duas formas distintas de estromatólitos colunares. O próprio Almeida, em sua descrição original, já citara e ilustrara ampla variedade morfológica de *Collenia itapevensis*, desde formas dômicas a cônicas. Por exemplo, nas “secções longitudinais [de parte do material] observam-se desenhos alongados.... em forma de cone com ápice arredondado” (Almeida, 1944 p. 96), o que é claramente evidente em alguns dos blocos na Estampa III, Fig.1 de seu trabalho. Nessas formas cônicas, Fairchild identificou características típicas do grupo *Conophyton*, com maior semelhança à forma *Conophyton garganicum*, conhecida do Neoproterozóico inferior e Mesoproterozóico mundialmente (Fig.6F, G, H, I, J).

A outra forma, ramificada, de contorno transversal alongado, laminação até muito convexa e paredes lisas é igual ao único exemplar de *Collenia Itapevensis* que Almeida fotografou em detalhe (1944), aqui reproduzida na Fig.6D. Chama atenção nessa forma a proximidade das colunas, a ausência de conexões laterais (pontes) e as margens lisas, comumente destacadas por uma fina zona escura (Fig.6A, B, D, E).

Fairchild (1977) também comparou os estromatólitos das formações Itaiacoca e Capiru, sugerindo, face às diferenças constatadas na morfologia e no modo de ocorrência, a possibilidade das principais unidades estromatolíticas da Faixa Ribeira terem histórias geológicas distintas.

Mais tarde Fairchild & Theodorovicz (1989) estenderam a ocorrência de estromatólitos coniformes na região ao sul de Itapeva, até a Fazenda Santo Antônio (Fig.4, ponto 1; Fig.5F, G, H; UTM 728933/7337041), no limite NE do Grupo Itaiacoca, seis a sete quilômetros a nordeste da localidade clássica de Lavrinhas de Almeida (1944).

No trabalho mais recente ao sul de Itapeva, Sallun Filho (1999) confirmou a presença de *Conophyton* como principal componente dos bioermas da região e distinguiu mais quatro formas associadas, chamando de Forma 2 o morfotipo não coniforme identificado por Fairchild (1977). As outras três formas são simples e muito raras e não serão comentadas aqui.

A principal contribuição de Sallun Filho (1999), entretanto, diz respeito às diferenças nas condições de deposição dos estromatólitos coniformes nos calcários dolomíticos claros de Lavrinhas e nos calcários calcíticos escuros de Indumine. Baseando-se nos argumentos de Donaldson (1976, Fig.2), Fairchild (1977) já tinha sugerido que a deposição em ambos os casos deve ter ocorrido em águas calmas, sub-litorâneas e relativamente profundas. O crescimento assimétrico e compacto dos estromatólitos coniformes nos dolomitos, evidente nas Fig.6H e J, já fora notado por Almeida (1944). Ele

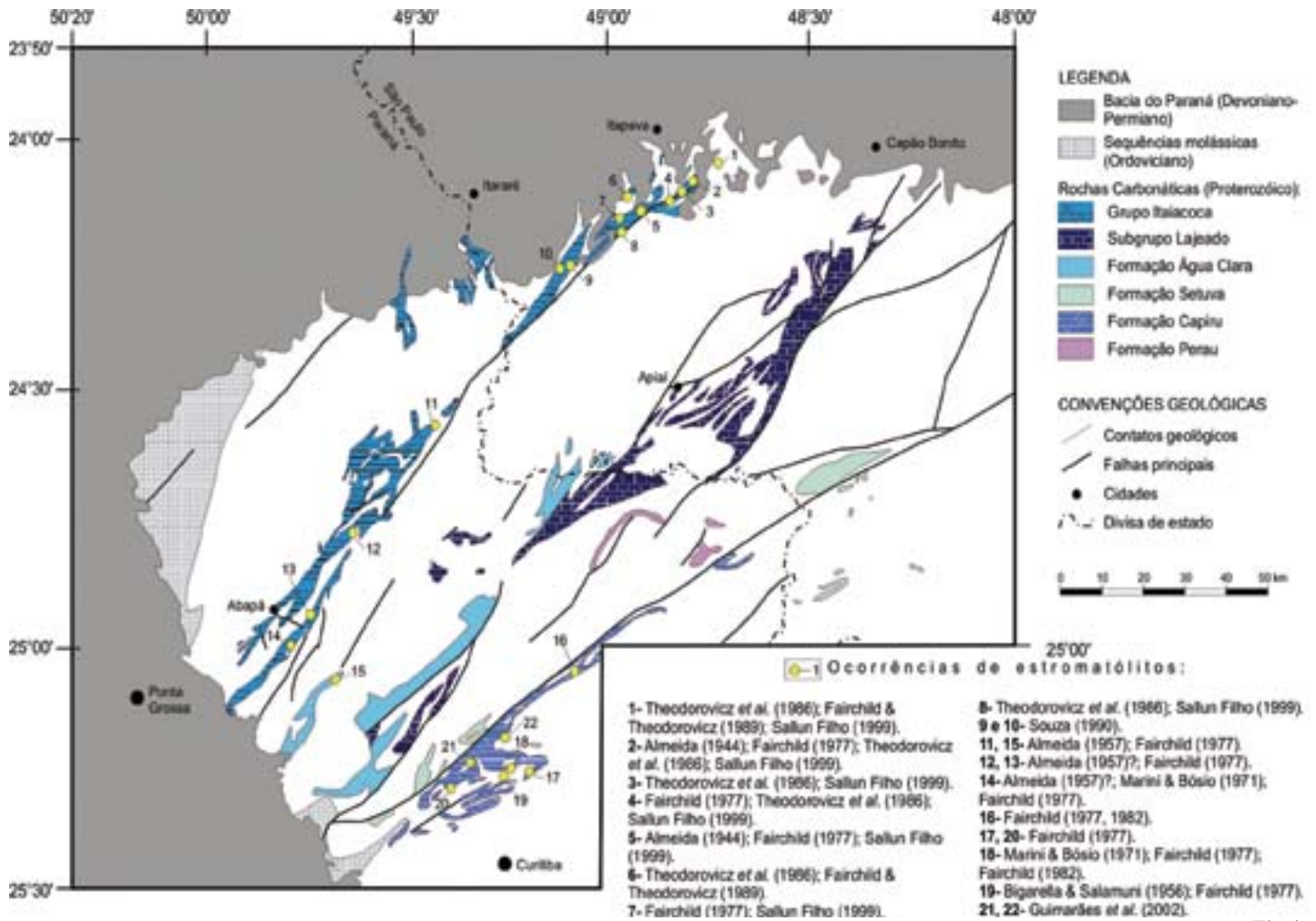


Fig.4:

Principais ocorrências de estromatólitos descritas nas unidades carbonáticas da Faixa Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Dados geológicos segundo Bistrichi *et al.* (1981), em SP, e Mineropar (1989), no PR. Litoestratigrafia baseada em Campanha *et al.* (1987)

-Principal occurrences of stromatolites described in the carbonate units of the Ribeira Belt, states of São Paulo and Paraná. Geologic data after Bistrichi *et al.* (1981) for SP, and Mineropar (1989) for Paraná. Lithostratigraphy after Campanha *et al.* (1987)

sugeriu que quando a “colônia” (coluna) entrava em contato com as vizinhas passava a crescer no sentido vertical, o que é compatível com as idéias mais recentes. Para Sallun Filho (1999), Sallun Filho & Fairchild (2000) e Fairchild & Sallun Filho (2003), a relativa pureza, cor clara e o notável crescimento lateral assimétrico dos estromatólitos nos calcários dolomíticos seriam favorecidos por condições de águas limpas, alta luminosidade e taxas de subsidência/acumulação muito lentas, enquanto as impurezas argilosas e orgânicas, cor escura, diâmetros menores e crescimento vertical predominante dos estromatólitos nos calcários calcíticos apontariam para uma situação de baixa luminosidade provavelmente devida à maior turbidez, maior profundidade e maiores taxas de subsidência e/ou acumulação de sedimentos não carbonáticos (Sallun Filho, 1999; Fairchild & Sallun Filho, 2003).

Breve histórico dos estudos de estromatólitos do Brasil

O estudo de estromatólitos no Brasil (e na América Latina) tem como marco inicial o trabalho de Almeida (1944). Nas décadas de 1950 e 60, Almeida voltou a registrar outras ocorrências importantes desses fósseis, inclusive os primeiros encontrados em rochas fanerozóicas no Brasil na Formação Estrada Nova em Alto Araguaia (MT) (Almeida, 1954). Dando continuidade ao trabalho de 1944, Almeida (1957) estendeu o conhecimento de estromatólitos no Grupo Itaiacoca da região

de Itapeva para o Estado do Paraná. No ano seguinte, ele relatou a presença de estromatólitos na Formação Bocaina, próximo a Corumbá (MS) (Almeida, 1958), na Faixa Paraguai, palco de novas descobertas mais tarde, na Formação Araras (Rosário Oeste, MT) (Almeida, 1964) e, novamente, na Formação Bocaina, dessa vez na serra da Bodoquena (Bonito, MS) (Almeida, 1965).

Influenciados pela obra de 1944 de Almeida, Bigarella e Salamuni iniciaram o estudo de estromatólitos no Estado do Paraná em calcários do Grupo Açungui na década de 1950 (Bigarella & Salamuni, 1956; 1958, Salamuni & Bigarella, 1964), como discutido acima, e Cassedanne na Faixa Brasília (Cassedanne, 1964).

A partir de 1970, os estudos de estromatólitos aumentaram, mundialmente, e se tornaram mais detalhados, visando, cada vez mais, a classificação taxonômica, as tentativas de correlação e bioestratigrafia, bem como interpretações paleoambientais e paleogeográficas.

A história do estudo de estromatólitos do Grupo Itaiacoca e da Formação Capiru na faixa Ribeira nos estados de São Paulo e Paraná depois dessa data já foi abordada acima. Só falta comentar os trabalhos de Fairchild (1982), Bergmann & Fairchild (1985) e o mais recente de Guimarães *et al.* (2002). No primeiro, a descoberta de uma nova forma de estromatólito colunar muito pequeno e característico em duas localidades de dolomitos da Formação Capiru, a 25 km entre si (Fig.4, pontos 16 e 18), levou Fairchild (1982) a propor seu

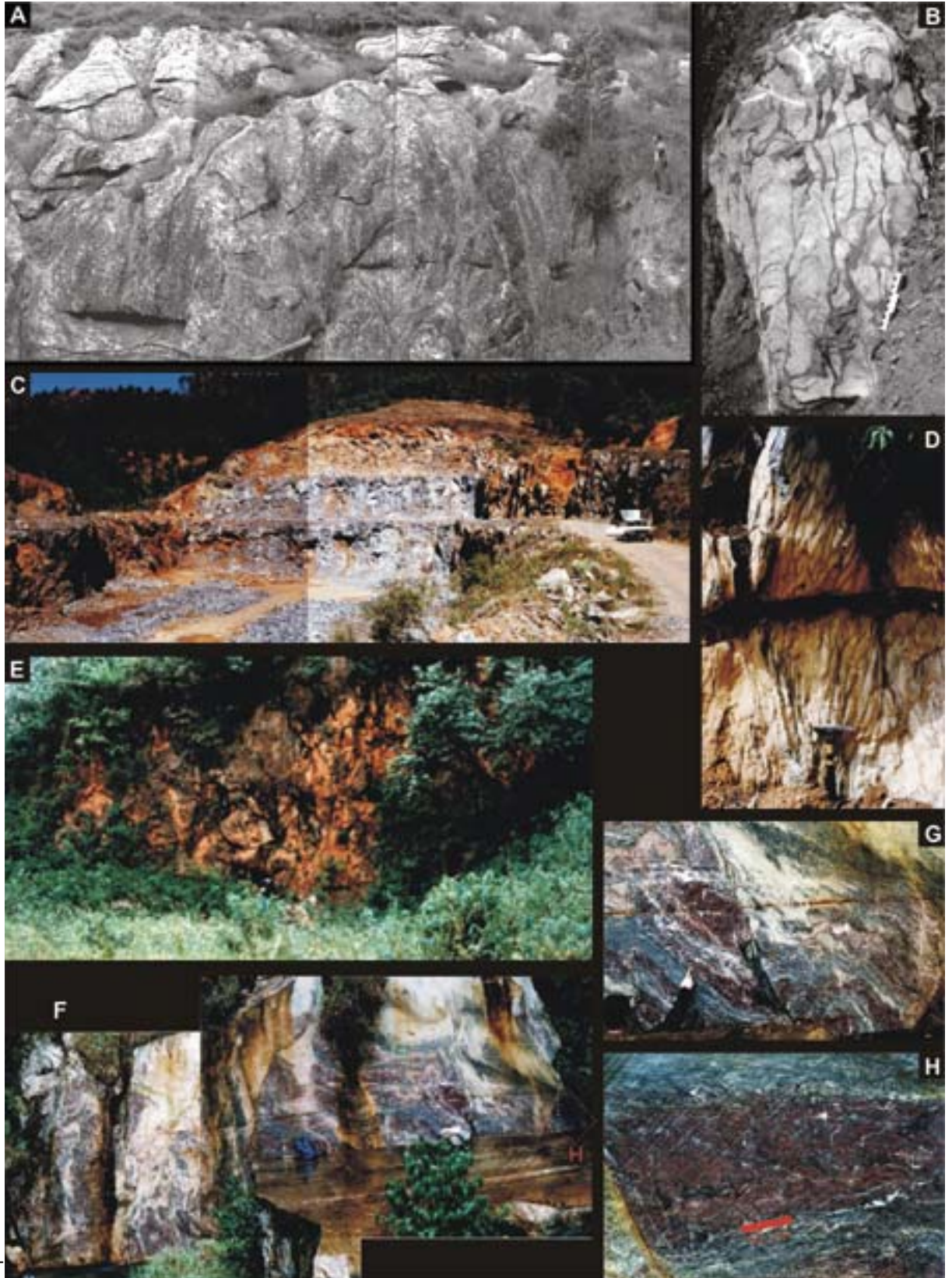


Fig.5:

A - Vista da Pedreira Indumine, em 1976, composta de um único grande bioerma de estromatólitos do tipo

Conophyton.

B - Superfície intemperizada com diversas colunas de *Conophyton* deformadas, em corte longitudinal.

C - Vista da Pedreira Indumine para sudoeste, atualmente.

D - Superfície intemperizada com diversas colunas de *Conophyton* deformadas, muito próximas umas das outras.

E - Pedreira abandonada em Nova Campina (antiga Campina dos Veados) que deve corresponder à localidade nº 1 de Almeida (1944).

F, G, H - Vista geral do corte da pedreira na Fazenda Santo Antônio (F), com bandamento metamórfico, onde nas bandas vermelhas (boudins) ocorrem estromatólitos (G, H)

-A - View of the Indumine quarry, in 1976, comprising a single, large stromatolitic bioherm made up of *Conophyton*.

B - Weathered surface of several deformed columns of *Conophyton*, in longitudinal section. C - Present view to the southwest in the Indumine quarry.

D - Weathered surface of several closely spaced, deformed columns of *Conophyton*.

E - Abandoned quarry near Nova Campina (formerly Campina dos Veados) which probably represents nº 1 site of Almeida (1944).

F, G, H - General view of the quarry on the Santo Antônio Fazenda (F), showing metamorphic banding with stromatolites within the red-dish bands (boudins) (G, H)

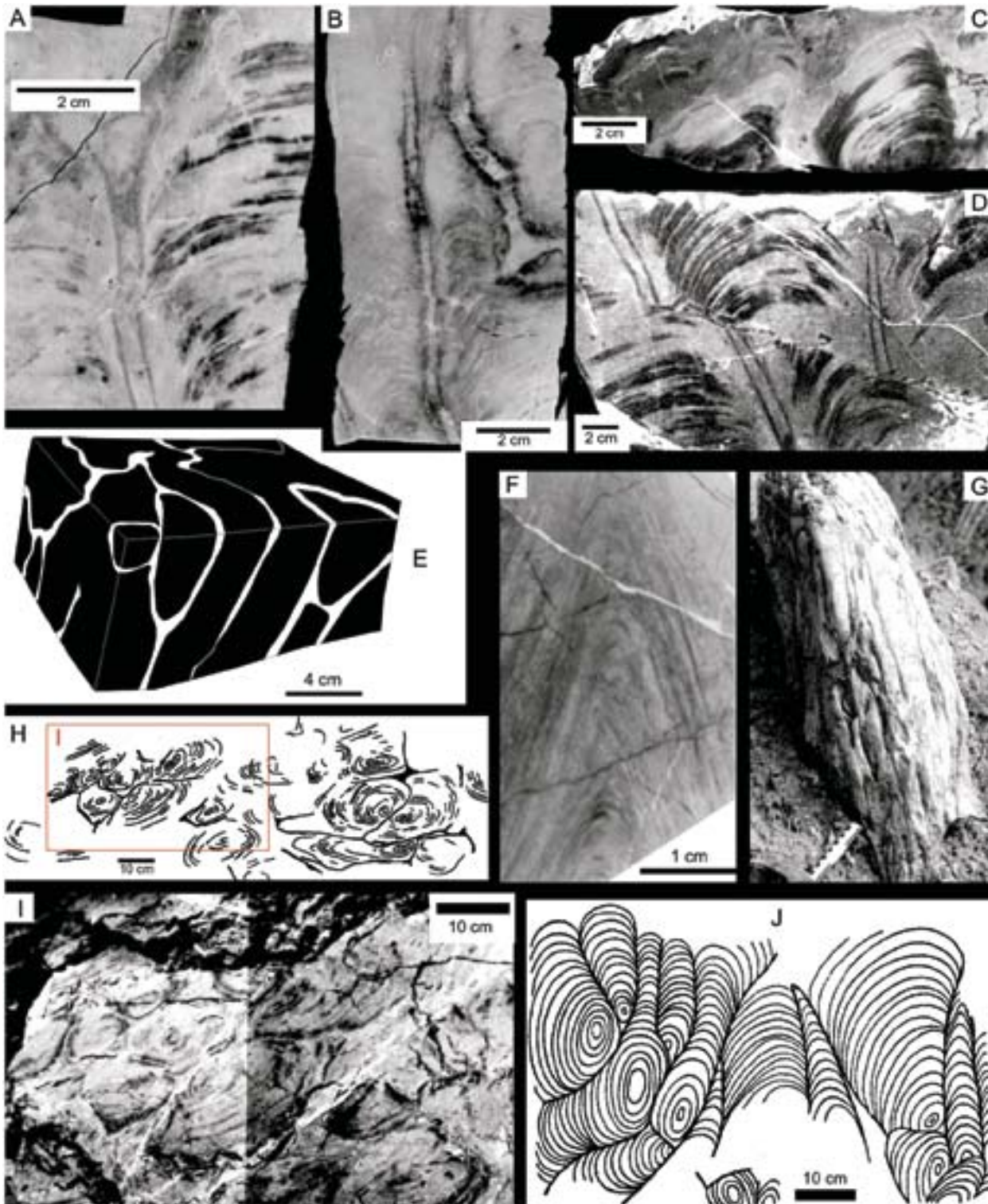


Fig. 6:
A -
Parátipo,
“*Collenia*
***itapevensis*”** [= **Forma 2**], F.F.M. de Almeida, coletor, localidade de Nova Campina (IG-213, IG-SMA). **B -** Parátipo, “*Collenia Itapevensis*” [= **Forma 2**], F.F.M. de Almeida, coletor (GP/3T-80, LPS-IG/USP). **C -** Espécime sem número da Coleção do DNPM, Rio de Janeiro, supostamente “*Collenia Itapevensis*” (mas não o holótipo), coletado por Almeida. **D -** “*Collenia Itapevensis*”, reprodução da Figura I, Estampa IV, Almeida (1944) [= **Forma 2**]. **E -** Silhuetas mostrando morfologia colunar complexa da **Forma 2**, Lavrinhas, em vista oblíqua (Sallun Filho, 1999) (GP/6T-16, LPS-IG/USP). **F -** Lâmina delgada de corte longitudinal exibindo a laminação pontiaguda (cônica) e zona axial típicas de *Conophyton* (GP/3T-539-A, LPS-IG/USP). **G** Estromatólitos colunares comprimidos e estirados no plano perpendicular ao da foto, Indumine. Escala = 15 cm. **H, I -** Foto (**I**) e croqui interpretativo (**H**) de um grupo de colunas de *Conophyton*, em seção oblíqua, exibindo crescimento assimétrico (lateral), Lavrinhas. **J -** Desenho feito no campo por Almeida (1944, Fig.4, Est. II) de seção oblíqua de “*Collenia Itapevensis*”, arredores de Campina Nova. Notar semelhança com Fig. 6H. Abreviações: **Forma 2** = **Forma 2** Sallun Filho, 1999. **IG-SMA** = Coleção do Instituto Geológico, SMA, São Paulo. **LPS-IG/USP** = Coleção do Laboratório de Paleontologia Sistemática, IG/USP

- **A -** Paratype, “*Collenia Itapevensis*” [= **Form 2**], F.F.M. de Almeida, collector, near Nova Campina (IG-213, IG-SMA). **B -** Paratype, “*Collenia Itapevensis*” [= **Form 2**], F.F.M. de Almeida, collector (GP/3T-80, LPS-IG/USP). **C -** Unnumbered specimen from the DNPM Collection, Rio de Janeiro, supposedly “*Collenia Itapevensis*” (but not the holotype) collected by Almeida. **D -** “*Collenia Itapevensis*”, reproduction of Figure I, Plate IV, Almeida (1944) [= **Form 2**]. **E -** Silhouettes showing complex columnar morphology of **Form 2** of Sallun Filho (1999), Lavrinhas, in oblique view (GP/6T-16, LPS-IG/USP). **F -** Longitudinal thin section showing the pointed (conical) lamination and axial zone typical of *Conophyton*. (GP/3T-539-A, LPS-IG/USP). **G -** Columnar stromatolites deformed by compression and shearing in a plane perpendicular to that of the photograph, Indumine. Scale = 15 cm. **H, I -** Photo (**I**) and interpretative sketch (**H**) of a group of columns of *Conophyton*, in oblique section, showing asymmetric (lateral) growth, Lavrinhas. **J -** Field sketch by Almeida (1944, Fig.4, Pl. II) of oblique section of “*Collenia Itapevensis*”, near Campina Nova. Note similarity to Fig. 6H. Abbreviations: **Form 2** = **Forma 2** of Sallun Filho (1999). **IG-SMA** = Collection of the Instituto Geológico, SMA, São Paulo. **LPS-IG/USP** = Collection of the Laboratório de Paleontologia Sistemática, IG/USP

uso para correlação física e até temporal (horizonte guia) dentro da Formação Capiru. No segundo, mais para o NE na faixa Ribeira, Bergmann & Fairchild (1985) descreveram estromatólitos que aparentemente formaram biohermas em torno de antigos centros vulcânicos do Grupo São Roque. E por último Guimarães *et al.*, (2002) registraram ocorrências de esteiras microbianas e de formas colunares simples e ramificadas (Fig.4, pontos 21 e 22), que interpretaram como formadas em ambientes plataformais distintos da Formação Capiru.

Na década de 1970, os estromatólitos nas sucessões carbonáticas, principalmente neoproterozóicas, do Centro-Oeste no Cráton do São Francisco e Faixa Brasília, adjacente, (Grupos Paranoá, Bambuí, Vazante), tornaram-se conhecidos em grande parte pelos esforços de pesquisadores ligados à Universidade de Brasília (Moeri, 1972; Cloud & Dardenne, 1973; Cloud & Moeri, 1973; Marchese, 1974; Dardenne & Campos Neto, 1976; Cassedanne & Cassedanne, 1978; Melo-Filho, 1996 entre outros). Como resultado desses trabalhos ficou estabelecido que estromatólitos coniformes estão restritos nessa região ao Grupo Paranoá e ausentes no Grupo Bambuí, uma situação parecida com a do Grupo Itaiacoca e Formação Capiru, respectivamente.

Mais para o leste no Cráton do São Francisco, no Estado da Bahia, Srivastava e pesquisadores da CPRM e do DNPM revelaram, a partir da década de 1980, grande variedade e ampla distribuição de estromatólitos nas coberturas proterozóicas representadas pelos grupos Una e Chapada Diamantina e utilizaram esses fósseis em suas interpretações paleoambientais de projetos de mapeamento (Srivastava, 1982; Pedreira, 1989).

Também se percebeu, nessa fase, que havia estromatólitos colunares no Supergrupo Minas (MG) de idade paleoproterozóica (Dardenne & Campos Neto, 1975; Souza & Müller, 1984), o que os torna os mais antigos fósseis do Brasil, com idade entre 2,1 e 2,4 Ga.

Novos estudos também foram realizados na Faixa Paraguaí, no Grupo Corumbá e Formação Araras (Zaine, 1991; Zaine & Fairchild, 1992; Boggiani *et al.*, 1996; Boggiani, 1997; Sallun Filho *et al.*, 1997; Fairchild *et al.*, 1999; Fairchild *et al.*, 2000; Nogueira *et al.*, 2003), o mais recente desses estudos tocando nos depósitos microbianos que sucederam, quase imediatamente, a última glaciação (“snowball Earth”) neoproterozóica.

Em diversas das unidades citadas ocorrem microfósseis associados a estromatólitos silicificados, principalmente no

Grupo Paranoá, mas também no Grupo Bambuí, ocorrências essas resumidas por Fairchild *et al.* (1996).

No que diz respeito aos estromatólitos fanerozóicos, foram descritas diversas ocorrências no Permiano da bacia do Paraná após o trabalho de Almeida (1954), por exemplo, nas formações Irati (Fairchild *et al.*, 1985), Corumbataí (Sugiuo & Melo e Souza, 1985) e Estrada Nova (Rohn & Fairchild, 1985). Do Cretáceo são conhecidas ocorrências nas bacias de Campos e Potiguar (Carvalho, 1988; Monteiro & Faria, 1988). Estromatólitos recentes a sub-recentes também são conhecidos na Lagoa Salgada, RJ (Lemos & Silva, 1994).

Em 1944, Almeida intimou que novas ocorrências de estromatólitos seriam descobertas no Brasil, o que de fato aconteceu em ampla escala geográfica e cronológica, embora paulatinamente. Também sugeriu o potencial dos estromatólitos para correlação e ordenação cronológica de sucessões, localmente (na mesma bacia) e talvez regionalmente (entre bacias no Brasil), o que ainda não foi adequadamente realizado nos estudos do Pré-Cambriano. Também foram pouco explorados os estromatólitos fanerozóicos no que diz respeito ao seu possível significado paleoambiental e/ou como indicadores de fenômenos cíclicos (paleoclima) ou de recuperação biótica após crises nas bacias do Paraná e Parnaíba.

Para concluir, o que seria, então, a “herança” de F. F. M. de Almeida no estudo de estromatólitos no Brasil? Ao reler seu trabalho seminal de 1944, o leitor fica impressionado com a riqueza e clareza das descrições e dos argumentos, sempre precisos, detalhados e bem organizados dentro de um contexto geológico amplo, apoiado em referências à literatura internacional e nacional a mais pertinente e atualizada para a época. Em todos seus trabalhos sobre estromatólitos, Almeida procurou utilizar esses fósseis para esclarecer ou solucionar problemas geológicos, por exemplo, como marcadores estratigráficos e indicadores de idade e/ou de condições de deposição. Alguns dos conceitos emprestados da literatura internacional em 1944, como a taxonomia binomial e a afinidade algácea dos estromatólitos, podem ter perdido validade, mas a essência desse trabalho de Almeida, e de quase todos seus outros trabalhos, independentemente do assunto, permanece; isto é, continuam úteis e pertinentes as suas observações de campo cuidadosas e completas e os seus argumentos bem elaborados e lógicos, amparados na literatura diligentemente pesquisada. Os trabalhos de Fernando Flávio Marques de Almeida com estromatólitos são emblemáticos da sua contribuição maior à geologia brasileira: ele ensina a todos nos como “fazer ciência”.



INTERMEDIATE TO ACIDIC MAGMATISM AND CRUSTAL EVOLUTION IN THE TRANSVERSAL ZONE, NORTHEASTERN BRAZIL

Valderez P. Ferreira
NEG-LABISE, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, PE
valderez@ufpe.br

Alcides N. Sial
NEG-LABISE, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, PE
ans@ufpe.br

Márcio M. Pimentel
Instituto de Geociências, UnB, Brasília, DF
marcio@unb.br

Cândido A.V. Moura
Centro de Geociências, UFPA, Campus do Guamá, Belém, PA
c_moura@ufpa.br

Resumo:

O magmatismo granítico no domínio da Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil, ocorreu em três intervalos de tempo principais: 650-620 Ma, 590-570 Ma e 545-520 Ma. O intervalo mais antigo é caracterizado por intrusões de granitóides sin-cinemáticos cálcio-alcálicos de alto K com epidoto magmático, cálcio-alcálicos e shoshoníticos. O segundo intervalo de tempo é marcado por intrusões abundantes de magmas cálcio-alcálicos de alto K sem epidoto magmático, além de magmas sieníticos peralcalinos, metaluminosos de alto K, ultrapotássicos e raros shoshoníticos. Magmas peralcalinos e do tipo A marcam o final do ciclo Brasileiro na região. Os granitóides mais antigos apresentam valores de T_{DM} mais jovens (< 2.0 Ga) e valores menos negativos de ϵ_{Nd} (cerca de -2 a -14) comparados com aqueles para os granitóides de 590-570 Ma, para os quais os valores de T_{DM} variam de cerca de ca 1,5 a 2,5 Ga, e os de ϵ_{Nd} de cerca de -8 a -20. Os valores mais altos e variáveis das razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ são observados nos granitóides de 650-620 Ma. Esses dados indicam uma mudança importante da fonte do magma com o tempo geológico. Os granitóides mais antigos parecem representar uma mistura de magma derivado do manto juvenil, neoproterozóico, com magma derivado de fusão de crosta continental paleoproterozóica, o que produziria idades modelo Nd intermediárias, de cerca de 1,2 a 1,4 Ga. Isto é compatível com a mistura de magmas derivados do manto e crosta, como indicado por relações de campo que indicam um forte relacionamento entre magmas graníticos e dioríticos. Os plútons de 590-570 Ma apresentam valores isotópicos de Sr e Nd compatíveis com magmas formados por fusão de crosta continental inferior paleoproterozóica, o único reservatório geoquímico com aquelas características. A única exceção entre as rochas dessa idade são os sienitos peralcalinos ultrapotássicos, que apresentam razões iniciais de Sr alta e valores muito negativos de ϵ_{Nd} "values", interpretados como derivados de uma fonte no manto enriquecida em elementos incompatíveis. O grupo mais antigo de rochas apresenta assinaturas geoquímicas típicas de granitos sin-tectônicos, enquanto que o grupo de 590-570 Ma mostra assinaturas típicas de magmas tardi-a pós-tectônicos.

Palavras-chave: Granitos, Granitos Cálcio-Alcalinos, Sienitos Peralcalinos, Granitos Shoshoníticos, Epidoto

Abstract:

Granitic magmatism in the Transversal Zone domain of the Borborema province, NE Brazil, occurred in three main time intervals: 650-620 Ma, 590-570 Ma and 545-520 Ma. The oldest is characterized by intrusions of syn-kinematic magmatic-epidote bearing high-K calc-alkalic, calc-alkalic and shoshonitic granitoids. The second time interval is marked by abundant intrusions of magmatic epidote-free high-K calc-alkalic magmas, as well as peralkalic, metaluminous high-K syenitic, unique ultrapotassic, and rare shoshonitic magmas. Peralkalic and rare A-type magmas mark the end of the Brasiliano cycle in the region. The oldest granitoids present younger T_{DM} (< 2.0 Ga) and less negative ϵ_{Nd} (ca. -2 to -14) compared with the 590-570 Ma granitoids, for which T_{DM} varies from ca 1.5 to 2.5 Ga, and ϵ_{Nd} from ca. -8 to -20. The highest and more variable initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values are observed in the 650-620 Ma granitoids. These data indicate an important change in the magma source with time. The oldest granitoids seem to represent a mixture of Neoproterozoic, juvenile, mantle-derived material with magma derived from the melting of Paleoproterozoic continental crust, which yielded intermediate Nd model ages, of ca. 1.2-1.4 Ga. This is compatible with the mixture of mantle-derived and crustal magmas, as indicated by field relationships that show close relationships between host granitoid and K-dioritic magmas. The 590-570 Ma plutons have Sr and Nd isotopic values compatible with magmas formed by remelting of Paleoproterozoic lower continental crust, the only geochemical reservoir with these characteristics. The only exception among these rocks are the ultrapotassic peralkalic syenitoids, which present high initial Sr ratios and very negative ϵ_{Nd} values, interpreted as derived from an incompatible element enriched mantle source. The oldest group of rocks has signatures typical of syn-tectonic granites, while the 590-570 Ma group has signatures typical of late- to post-tectonic magmas.

Keywords: Granites, Calc-Alkalic Granites, Peralkalic Syenites, Shoshonitic Granites, Transversal Zone, Magmatic Epidote, Crustal Evolution, Borborema Province.

Resumen:

Magmatismo granítico en la Zona Transversa de la Província estructural de Borborema, en el nordeste de Brasil, se produjo en tres intervalos de tiempo: 650-620 Ma, 590-570 Ma y 545-520 Ma. El grupo más viejo está caracterizado por intrusiones de rocas graníticas calco-alcálicas con alto potasio, calco-alcálicas y shoshoníticas, sin a tardi-cinemáticas, con epidota magmática. El segundo intervalo de tiempo de intrusiones está marcado por abundantes magmas calco-alcálicos de alto potasio sin epidota magmática, sienitas peralcalinas o metaluminosas de alto potasio, magmas ultrapotásicos y, raramente, shoshoníticos. Magmas peralcalinos y escasos magmas del tipo-A marcan el final del ciclo Brasiliano en esta región. Los granitos más viejos presentan T_{DM} más joven (< 2.0 Ga) y valores menos negativo ϵ_{Nd} (desde -2 hasta -14) comparados con los granitos con 590-570 Ma para los cuales T_{DM} varía desde 1.5 hasta 2.5 Ga, y ϵ_{Nd} desde ca. -8 hasta -20. Valores más altos y más variables de razones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ son observados en el grupo de granitoides con 650-620 Ma. Estos datos indican un importante cambio de fuente de magma con el tiempo. Los granitoides más viejos parecen representar una mezcla de material joven derivado del manto, en el Neoproterozoico, con magma derivado de la fusión de la corteza continental Paleoproterozoica

que ha generado edades modelos intermediarias desde 1.2 hasta 1.4 Ga. Esto es compatible con un proceso de mezcla de magmas derivados de la corteza, como lo indican las relaciones de campo que muestran íntima relación entre magmas graníticos y magmas dioríticos potásicos. Los plutones con 590-570 Ma tienen valores isotópicos de Sr y Nd compatibles con magmas formados por refusión de la corteza continental Paleoproterozoica inferior, el único reservorio con estas características. La excepción entre estas rocas corresponden a las sienitas peralcalinas ultrapotásicas que presentan alta razón isotópica inicial de Sr y valores de ϵ_{Nd} muy negativos, interpretados como derivados de una fuente en el manto muy rica en elementos incompatibles. El grupo de rocas graníticas más viejas posee firmas geoquímicas típicas de granitos sintectónicos, mientras los granitos más jóvenes presentan firmas típicas de magmas tardías pos-tectónicas.

Palabras llave: Granitos, Granitos Calco-Alcalinos, Sienitas Peralcalinas, Granitos Shoshoníticos, Epidota Magmática, Magmas Ultrapotásicos, Zona Transversa, Evolución Cortical, Província Borborema.

Introduction

The Borborema structural province, northeastern Brazil, is a mosaic of metasedimentary fold belts and massifs separated by a complex system of continental-scale strike-slip shear zones (Almeida *et al.*, 1981), which together with the voluminous granitic magmatism, are the most outstanding features of this province (Caby *et al.*, 1991).

The tectonic evolution of the province has been explained by models involving the accretion of tectonostratigraphic terranes as the major mechanism of crustal growth (eg. Brito Neves *et al.*, 1995; Santos, 1996; Santos *et al.*, 1997; Santos & Medeiros, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000). Mafic to ultramafic complexes, some of them interpreted as oceanic crust remnants (Beurlen *et al.*, 1992), occur nearby suspect terrane boundaries, and were used by Santos *et al.* (1997) as argument to reinforce the hypothesis of collision of continental blocks. Juxtaposition of blocks during the Brasiliano cycle has been invoked by many authors, on the basis of structural geology (eg. Bittar & Campos Neto, 2000), U-Pb zircon ages and Sm-Nd isotopic data from orthogneisses (eg. Fetter *et al.*, 2000), as well as from undeformed granitic rocks (eg. Sampaio *et al.*, 2000; Silva Filho *et al.*, 2000).

This process of terrane collage took place during assembly of the western Gondwana (Santos & Brito Neves, 1993; Brito Neves *et al.*, 2000). Some authors, however, present alternative hypothesis to the generally accepted model of terrane accretion, based on geochemical signatures of high-K calc-alkalic and associated dioritic rocks (eg. Mariano *et al.*, 2000; Neves *et al.*, 2000), as well as on the lack of some parameters indicative of continental margin, such as ophiolites (Neves, *et al.*, 2000; who proposed an intracontinental orogen for the whole province).

In the present study, the geochemical and isotopic characteristics of the intermediate to acidic magmatism intrusive during the Brasiliano orogeny in the Transversal zone domain of the Borborema Province, will be reviewed and discussed, aiming to understand their meaning in the scenario of crustal evolution of the region.

Geological setting

The Borborema province is characterized by a gently-dipping regional foliation observed in both supracrustal and basement rocks (Caby *et al.*, 1995), and by a network of continental scale transcurrent ductile shear zones (Vauchez *et al.*,

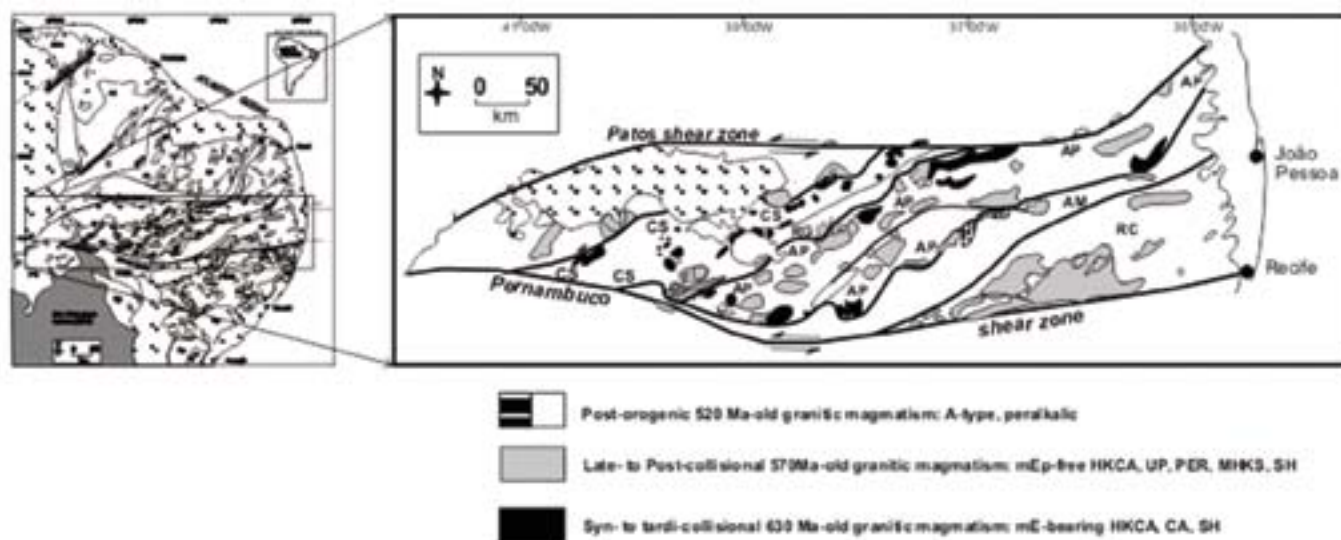


Fig. 1. Transversal Zone of the Borborema structural province, northeastern Brazil, emphasizing Neoproterozoic granitic and syenitic plutons. Terranes are named after Santos *et al.* (1997)

- Zona Transversal da província estrutural da Borborema, Nordeste do Brasil, enfatizando os plútons neoproterozóicos graníticos e sieníticos. Os terrenos são nomeados de acordo com Santos *et al.* (1997)

1995). These Neoproterozoic shear zones are believed to have developed within a continental plate to accommodate the deformation imposed by oblique collision active at the margin (Vauchez *et al.*, *op cit.*).

The structural characteristics and rock types of the Borborema province were developed mainly during the late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic (Cariris Velhos event) and late Neoproterozoic-Cambrian (Brasiliano/Pan African orogeny) (Brito Neves *et al.*, 2000; 2003). The Brasiliano cycle (670-570 Ma) promoted reworking of the crust formed during the earlier Cariris Velhos event and was the major tectonothermal event in the Borborema province. This is attested by the structures and by a large volume of granitic magmatism (~30% of the exposed rocks) that was added to the crust during this event. The Cariris Velhos-age rocks have been observed only in the Transversal Zone domain of the Borborema province (Brito Neves *et al.*, 2000).

Two of the shear zones in the province, the E-W-trending dextral Pernambuco and Patos shear zones, stand out for their large dimensions, which reach over 500 km and 2 km in width, linked with narrower (typically 1 km) N-NE-trending shear zones (Neves, 1996). They subdivide the province into three major domains (Fig. 1): (a) setentrional domain, north of the Patos shear zone, (b) Transversal zone domain, between the two shear zones and (c) the meridional domain, south of the Pernambuco shear zone. These domains are interpreted as representing a collage of smaller lithotectonic domains (Brito Neves *et al.*, 2000). Spatial association of granitic plutons and shear zones, as well as peralkalic syenitic dike sets parallel to or slightly oblique to the shear zone, has led many authors to believe that shear zones have controlled the magma ascent and emplacement (e.g. Ferreira & Sial, 1986; Neves, 1991; Jardim de Sá, 1993; Archanjo *et al.*, 1994; Neves & Vauchez, 1995; Araújo *et al.*, 1995; Hollanda *et al.*, 1998). However, regional deformation, magma emplacement and shear zone development are interpreted as successive events in the Transversal Zone (Neves & Vauchez, 1995).

Integration of geochronological, geochemical and field data, on both granitic and regional metamorphic rocks, suggest two major episodes in the Brasiliano cycle:

(1) collisional period (670-620 Ma), characterized by low-angle foliation, and by intrusion of abundant syn-kinematic magmatic-epidote bearing high-K calc-alkalic, calc-

alkalic, and shoshonitic granitoids at 650-620 Ma.

(2) a late to post-collisional period (590-570 Ma), marked by relative movements of terranes partially amalgamated, and migration of terranes along E-W Pernambuco and Patos mega shear zones, as well as along the narrower NE-trending shear zones connecting these major shear zones, as indicated by the synkinematic crystallization of several plutons emplaced along these shear zones. This period is characterized by intrusions of voluminous magmatic epidote-free high-K calc-alkalic magmas, peralkalic, metaluminous high-K syenitic, and rare shoshonitic magmas, as well as unique ultrapotassic magmas, until most movements along shear zones stopped.

Peralkalic and rare A-type magmas mark the end of the Brasiliano cycle in the region.

The Transversal Zone domain

The Transversal Zone domain of the Borborema province has been interpreted as a superterrane (Santos, 1996; Santos *et al.*, 1997) assembled after a collage of several terranes and belts, which are from east to west: Granjeiro, Cachoeirinha (Brasiliano age), and the pre-Brasiliano terranes Riacho Gravatá, Alto Pajeú, Alto Moxotó and Rio Capibaribe (Fig. 1). The consolidation of the pre-Brasiliano terranes is related to the Transamazonian and Cariris Velhos cycles, but they have been reworked during the Brasiliano cycle (Santos *et al.*, 2003).

A complete picture of the tectonic setting and crustal evolution of the Transversal Zone is still far from being solved and consensual, but geochronological data, including Rb-Sr, zircon TIMS and SHRIMP U-Pb on a significantly large number of granitic plutons, led Brito Neves *et al.* (2003) to propose three main stages of granitic magmatism in the province: 650-625 Ma, 580-570 Ma e 545-520 Ma.

Almeida *et al.* (1967) were pioneers in the study of granite types in this part of the Borborema province. They described in the Granjeiro and Cachoeirinha terranes, on the basis of petrography, the granitoids of the so-called Itaporanga and Conceição types, terminology that is still used in the region.

Eight petrogenetic suites were described in the Transversal Zone by Sial (1987) and Ferreira *et al.* (1998), including the two types recognized by Almeida *et al.* (*op cit.*), on the basis of petrography and mineralogy, chemistry, and

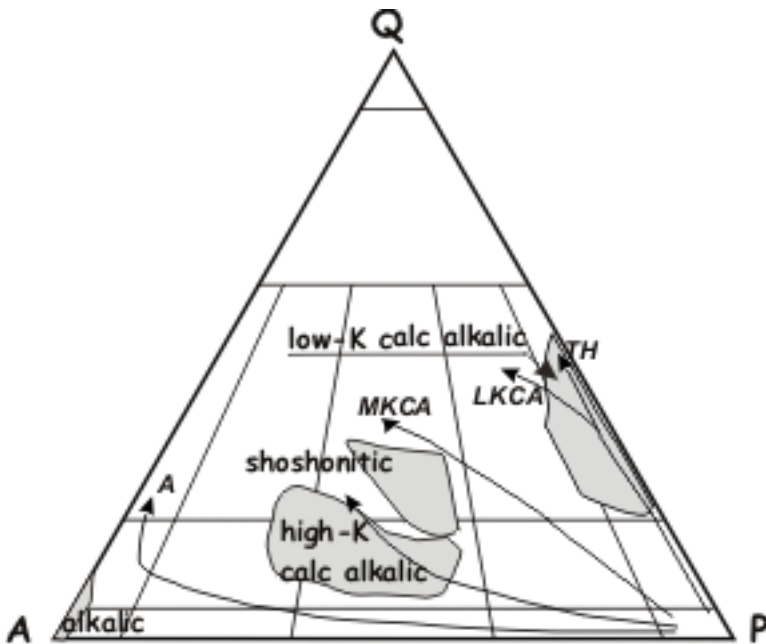


Fig. 2. QAP diagram for neoproterozoic granitic and syenitic plutons of the Transversal Zone. The magma series trends are from Lameyre and Bowden (1982). TH = trondhjemitic, LKCA = low-K calc-alkalic, MKCA = medium-K calc-alkalic. Shaded areas represent modal compositions for the studied granitoids and syenitoids, classified according to one of these series

- Diagrama QAP para plutons Neoproterozóicos graníticos e sieníticos da Zona Transversal. As séries de magmas são de Lameyre e Bowden (1982). TH = trondhjemitico, LKCA = cálcio-alkalino de baixo K, MKCA = cálcio-alkalino de médio K. As áreas sombreadas representam as composições modais dos granitóides e sienitóides estudados, classificadas de acordo com uma dessas séries

isotopic characteristics, four of which are magmatic epidote-bearing (mEp). These are: mEp metaluminous high-K calc-alkalic, metaluminous high-K calc-alkalic epidote-free, mEp trondhjemitic, mEp metaluminous calc-alkalic, mEp shoshonitic, peralkalic, peralkalic ultrapotassic, and metaluminous high-K syenitoids. Further work focussing the Alto Pajeú terrane, confirmed this grouping (eg. Guimarães *et al.*, 1998). One A-type calc-alkalic anorogenic complex is described in the Alto Moxotó terrane (Melo *et al.*, 1996).

Large areas of the Granjeiro terrane are covered by Mesozoic sediments of the Araripe Basin and are not well known. Only a few plutons are described in this terrane. Among them are the 580 Ma magmatic epidote-free high-K calc-alkalic granitoids (Itaporanga, Bodocó and Serra da Lagoinha granitoids) and peralkalic syenitic, foliated plutons, emplaced next to the boundary with the Cachoeirinha terrane.

The Cachoeirinha terrane corresponds to a late Neoproterozoic foldbelt that contains low-grade psammitic and pelitic rhythmite beds with a few intercalations of mafic to felsic volcanic rocks (Brito Neves *et al.*, 2000). This terrane used to be described together with the Riacho Gravatá terrane as a single belt, and known as the Piancó-Alto Brígida (Brito Neves, 1983) or as the Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt (Sial, 1984). The Brasiliano magmatism during the 650-620 Ma interval, in this terrane, is mainly calc-alkalic (eg. the plutons regionally known as Conceição-type granitoids), with subordinate trondhjemitic (eg. Serrita pluton), whereas during the 590-570 Ma interval rocks are more K-enriched, shoshonitic to peralkalic in composition (eg. Serrote dos Cavalos stock).

The Riacho Gravatá belt comprises volcanic rocks (mainly felsic, with subordinate mafic and intermediate) with minor sedimentary rocks, metamorphosed in greenschist facies. Brasiliano granitoids are rare in this domain.

The Alto Pajeú terrane is a metavolcano-sedimentary domain with peak metamorphic age around 960 Ma, during the contractional Cariris Velhos event (Santos *et al.*, 2003). This terrane was deformed once more during the Brasiliano cycle, which in this domain is characterized by voluminous magmatism in three time intervals, beginning with high-K calc-alkalic and shoshonitic magmas, intruded during the 650-620 Ma interval (eg. Tavares batholith, Pessôa, 2001; Conceição das Creoulas batholith, Brasilino *et al.*, 1998). Magmatism in the 590-570 Ma interval began with high-K calc-alkalic series followed by unique ultrapotassic magmas (eg. Triunfo syenite, Ferreira *et al.*, 1994) so far not found in any other domain of the Borborema province. Peralkalic dikes cutting across the boundary between this and the Cachoeirinha and Rio Capibaribe terranes (Silva Filho *et al.*, 1993; Ferreira & Sial, 1997; 2002) register the end of the Brasiliano cycle (520 Ma) in the Borborema province.

The Rio Capibaribe terrane consists of Transamazonian (2.2-1.8 Ga) basement covered by two major complexes. The oldest is the Vertentes complex that encompasses a migmatized volcano-sedimentary sequence probably related to the Cariris Velhos event (Brito Neves *et al.*, 2000). The younger sequence (Surubim complex) is mainly composed of metapelites and metacarbonates of probable Neoproterozoic age. Mesoproterozoic anorogenic magmatism (gabbro, anorthosite, mafic dikes and A-type granites) is characteristic of this terrane (Brito Neves *et al.*, *op cit.*). Neoproterozoic granitic magmatism in this terrane started with high-K calc-alkalic magmas at ca. 690 Ma (Bezerros pluton; Silva *et al.*, 1996). The peak of magmatism at 580 Ma was mostly of metaluminous high-K (eg. Bom Jardim syenite; Guimarães and Silva Filho, 1997) to high-K calc-alkalic rocks (eg. Fazenda Nova and Serra da Japacanga complexes, Neves & Vauchez, 1995). Post-kinematic magmatism is characterized by silica-oversaturated peralkalic intrusions (eg. Moderna pluton, Ferreira & Sial, 2002).

The Alto Moxotó terrane consists of large areas of Paleoproterozoic basement, including some Archean remnants, and some early Neoproterozoic supracrustal sequences (Lagoa das Contendas, Sertânia, Caroalina complexes; Brito Neves *et al.*, 2000). Brasiliano granitic magmatism is rare in this terrane compared to other terranes, but it contains one of the two A-type granitic complexes described in the Transversal Zone (Prata complex, Melo *et al.*, 1996).

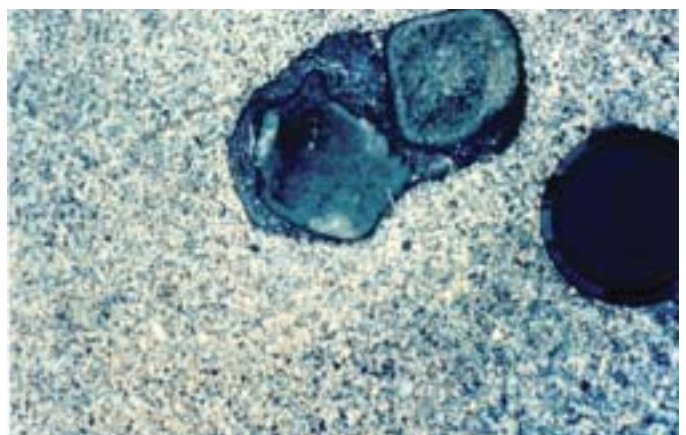


Fig. 3. Amphibole-rich clots hosted by diorite enclave, which in turn is hosted by 650-620 Ma magmatic epidote-bearing granodiorites, in the Cachoeirinha-Salgueiro terrane, Transversal Zone

- Agregados ricos em anfibólios incluídos em enclave diorítico, que por sua vez está incluído em granodioritos com epidoto magmático de 650-620 Ma, no terreno Cachoeirinha-Salgueiro, Zona Transversal

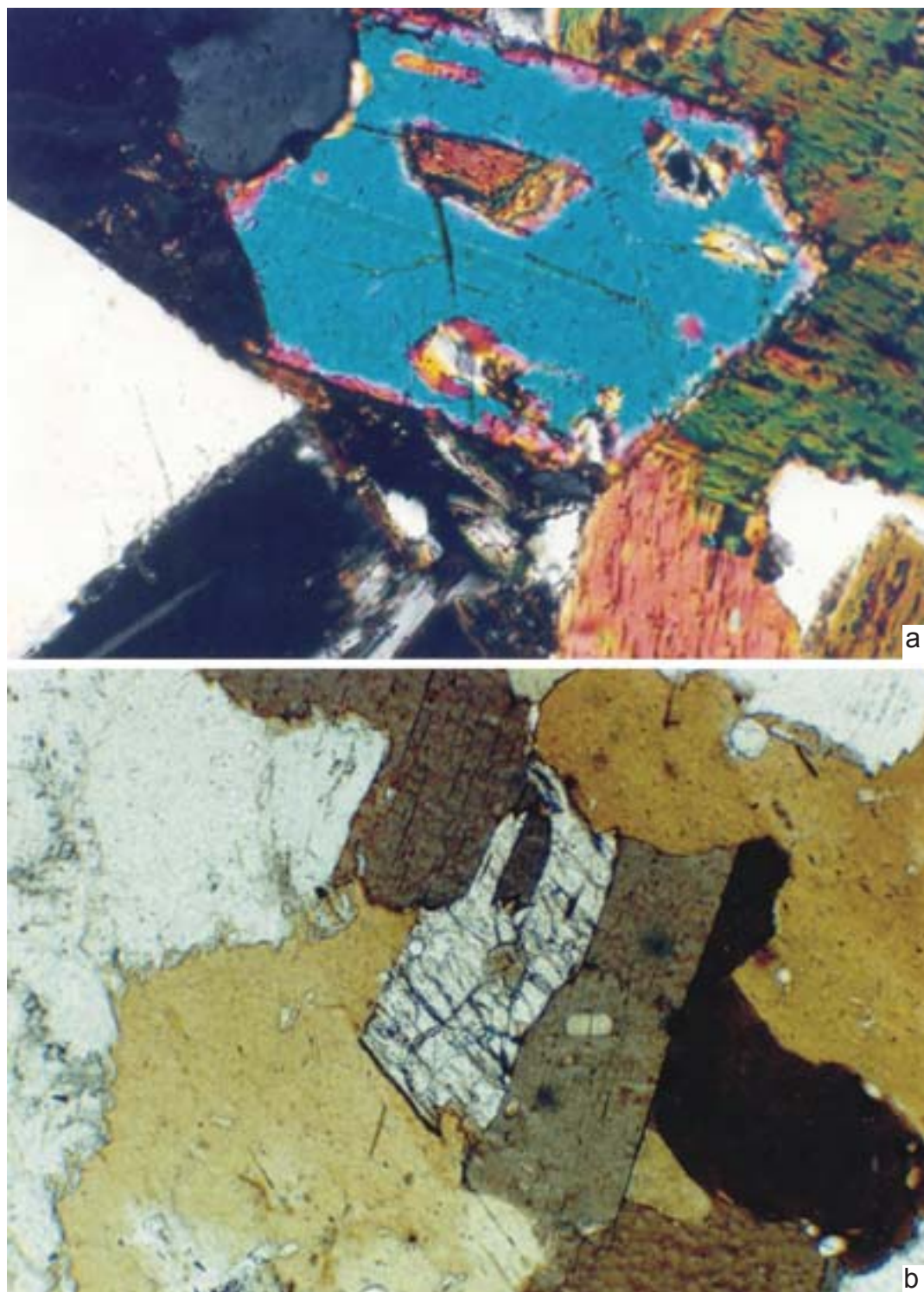


Fig. 4. Photomicrographs of magmatic epidote in 650-620 Ma granitoid from the Transversal Zone: (a) euhedral, 1 mm long, partially enclosed by biotite (nicols crossed). (b) subhedral (ca. 1.2 mm long) with allanite core, partially enclosed by biotite (nicols not crossed)

- Fotomicrografias de epidoto magmático em granitóides de 650-620 Ma da Zona Transversal: (a) euédrico, 1 mm de comprimento, parcialmente englobado por biotita (nicóis cruzados); (b) subédrico (ca de 1.2 mm de comprimento) com núcleo de allanita, parcialmente englobado por biotita (nicóis paralelos)

Field relationships and petrography

650-620 Ma-old, syn-kinematic magmatism: Magmatic epidote-bearing granitoids

Magmatic epidote (mEp)-bearing calc-alkalic (CA) granitoids in the Cachoeirinha terrane are metaluminous to slightly peraluminous tonalites to granodiorites, forming batholiths and stocks that constitute the so-called Conceição-type granitoids, as described by Almeida *et al.* (1967). They intruded low-grade metaturbidites and metapelites (Sial, 1993; Sial *et al.*, 1999). All intrusions have crystallization ages around 630 Ma. They form a compositional trend in the QAP diagram following the low-K calc-alkalic trend of Lameyre & Bowden (1982) (Fig. 2). They usually form equigranular, medium- to coarse-grained, round to elongate plutons composed of zoned plagioclase, quartz, calcic amphi-

bole, biotite, microcline, epidote, and sphene, a mineral composition typical of I-type granitoids, as defined by Chappell & White (2001). Unlike the high-K calc-alkalic (HKCA) granitoids in the Transversal Zone, megacrysts in these CA plutons are plagioclase. Two plutons, Santo Antonio and Angico Torto, exhibit kyanite-bearing black-spotted aureoles a few meters from the contact with these plutons, characterized by fine-grained mica foliation, and the assemblage garnet, kyanite, staurolite, muscovite with $Si < 3.1$, biotite, plagioclase and quartz. Quartz and rutile inclusions in garnet suggest peak $P \approx 9$ kbar during garnet growth (Caby & Sial, 1996)

Amphibole-rich clots are common and widespread in all plutons of this kind in the Cachoeirinha terrane (Fig. 3). They consist of deep green calcic amphibole aggregates fractionated from host magma, or as fine-grained, angular amphibolite containing calcic plagioclase that is regarded as fragments from the source rock for the tonalite-granodiorite mag-

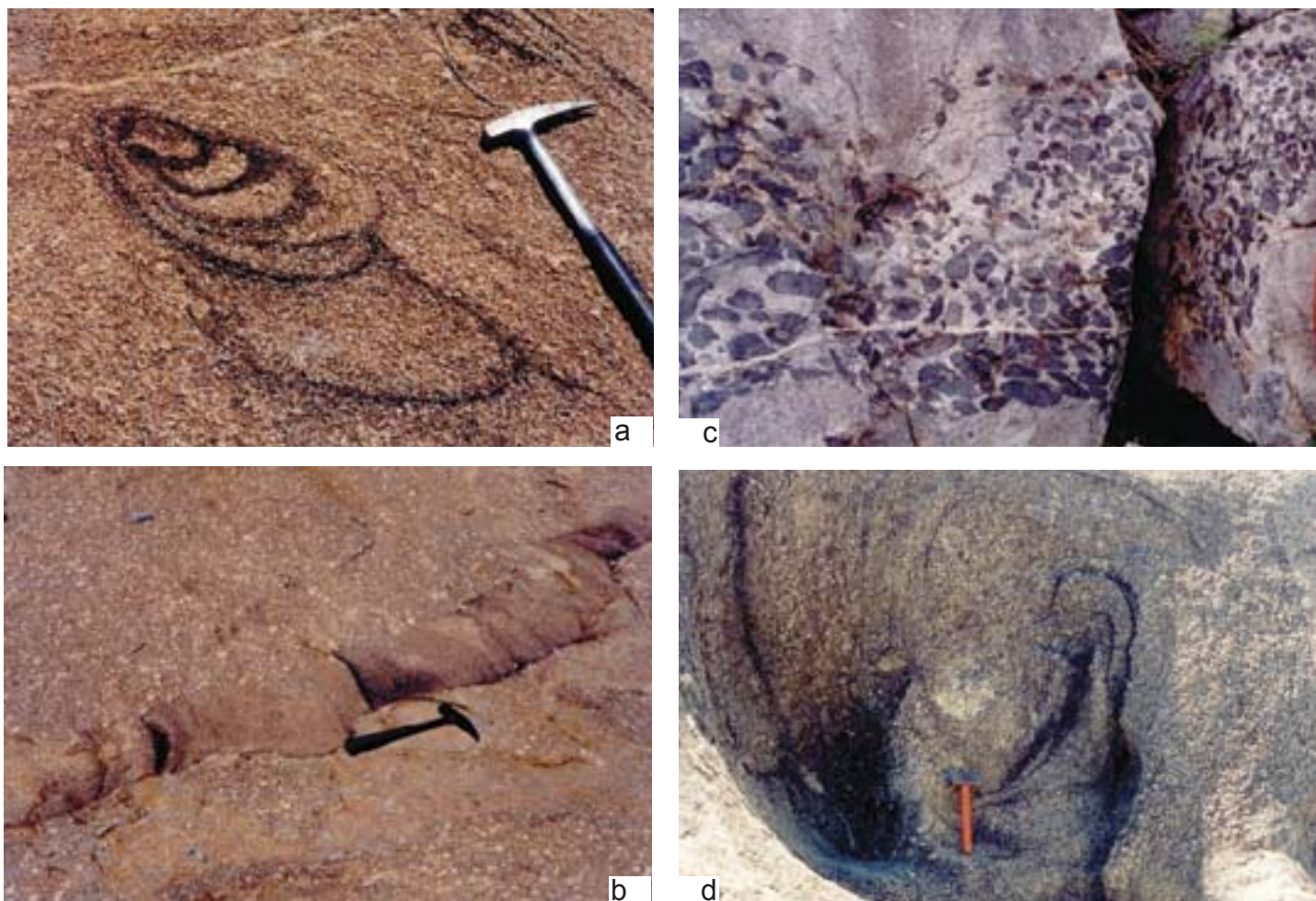


Fig. 5. Magmatic structures in high-K calc-alkalic granitoids of the Transversal Zone: (a) snail structure; (b) ladder dike; (c) channel of pillow-like K-diorite in a more felsic matrix; (d) snapshot of a structure in a vertical section across a thermal plume head

- Estruturas magmáticas em granitóides cálcio-alcálicos de alto K da Zona Transversal: (a) estrutura em caracol; (b) diques em escada; (c) canal de K-dioritos com estrutura em almofada em matriz mais félsica; (d) estrutura de uma seção vertical do topo de uma pluma térmica

mas (Sial, 1993; Sial *et al.*, 1999). High $\delta^{18}\text{O}$ (zircon) values (11.1‰-11.8‰) are found in the Emas granitoid, one pluton of this type in this terrane (Ferreira *et al.*, 2003). These high magmatic values are compatible with altered seafloor basalt, which has suffered oxygen exchange with low-temperature oceanic water, as protolith. Amphibole-rich clots showing high $\delta^{18}\text{O}$ (whole-rock) values (9.9‰-11.5‰), usually 1.5‰ lower than in corresponding host granitic rocks (Sial *et al.*, 1998) support this hypothesis.

Several plutons in the Alto Pajeú terrane contain magmatic epidote (Sial *et al.*, 1999) (Fig. 4): Teixeira granitoid (shoshonitic), Brejinho, Tavares, Conceição das Creoulas, Murici, and Riacho do Icó plutons (metaluminous high-K calc alkalic).

The E-W-trending Teixeira composite batholith is formed by three intrusions: (a) shoshonitic monzonite (central-eastern part), (b) thronhjemitic tonalite (western portion), and (c) peralkalic syenite (a small eastern intrusion). The shoshonitic granitoids predominate over the other types. They are mostly equigranular, fine- to medium-grained peraluminous quartz monzonites to monzogranites, forming a trend between that of the high-K and medium-K calc alkalic series in the QAP diagram (Fig. 2). In these rocks, perthitic microcline (flake and veined perthite) predominates over plagioclase and quartz. Plagioclase in contact with microcline usually exhibits drop-like quartz inclusions, and myrmekite, and is often deformed with bent twinning plane and wavy extinction. Among the mafic phases, ferro edenite is the most common, sometimes forming agglomerates, showing twin-

ning and inclusions of zircon that display inherited cores. Some primary epidote grains have allanite core.

The HKCA plutons in this terrane are porphyritic monzodiorites to granodiorites characterized by K-feldspar megacrysts, up to 15 cm long. Magmatic epidote in these plutons occupies up to 5% per volume and is included in plagioclase or rimmed by biotite, sometimes with allanite core.

They present magmatic structures indicative of high fluid dynamics and minor mingling with K-dioritic magmas. These structures are observed in all plutons of this type in this terrane, but the Tavares and Brejinho plutons, in particular, are the ones where magmatic structures are very well developed and preserved. Among the structures (Fig. 5) are (Pessôa, 2001): (a) elliptical and circular structures characterized by rhythmic, concentric banding, in which mafic and felsic bands alternate, in a pattern observed in vertical and horizontal expositions, indicating a tridimensional nature; (b) Ladder dikes, and up to a 1 m long snail structures, in which magma flow is at a high angle to the magmatic foliation. They are characterized by concave mafic-rich bands that alternate with felsic-rich bands, and mineral composition similar to the host granite, and in many of them K-feldspar cumulates occur in the nucleus; (c) “channel” composed of pillow-like K diorites sitting in a felsic matrix. These structures are indicative of convection during the formation of the magma chamber due to intermittent heat input from external source. These features are interpreted to be due to convective currents originated by underplating of mafic magma (Weinberg *et al.*, 2001), implying in contrast of temperatures within the

magma chamber at short distances. The concentric structures represent magma flow in conduits and a frozen snapshot of thermal plume. Mafic-intermediate syn-plutonic dikes, indicative of mingling of magmas, are also present.

Ages of plutons of this type range from 651 ± 15 Ma (TIMS zircon U-Pb, Tavares pluton, Brito Neves *et al.*, 2003) to 638 ± 5 Ma (TIMS zircon U-Pb, Brejinho pluton; Guimarães & Silva Filho, 2000). A Rb-Sr isochron yields an age of 638 ± 29 Ma for the Conceição das Creoulas pluton (Brasilino *et al.*, 1998). Pb-Pb zircon evaporation method indicates an age of 643 ± 2 Ma for the Remédios pluton.

The plutons in the Alto Pajeú terranes are interpreted, on the basis of geochemistry, as emplaced in an early- to syn-orogenic event in a collisional setting (e.g. Guimarães *et al.*, 1998; Brasilino *et al.*, 1998; Brito Neves *et al.*, 2003). The plutons in the Cachoeirinha terrane are interpreted as emplaced syn-tectonically in a contractional event (Sial, 1993).

590-570 Ma-old, late-kinematic magmatism

The magmatic epidote-free high-K calc alkalic granitoids

Plutons of this type are intruded in the Granjeiro terrane (Bodocó, Itaporanga and Serra da Lagoinha plutons that constitute the so-called Itaporanga-type granitoids as described by Almeida *et al.*, 1967), and in the Alto Pajeú terrane (e.g. Fazenda Nova, Serra da Japocanga, Brejo da Madre de Deus, Campina Grande, Esperança batholiths). They have been emplaced near terrane boundaries, and have peak emplacement age around 580 Ma, except for the Bezerros batholith, which is the oldest (687 Ma), and the only one that presents solid-state foliation (Silva *et al.*, 1996).

Similarly to the mEp-bearing calc-alkalic granitoids, these plutons are characterized by porphyritic textures, with up to 8 cm long K-feldspar megacrysts. They range in composition from quartz monzonite, quartz syenite to monzogranite, forming a trend in the QAP diagram in the field of high-K calc alkalic granitoids (Fig. 2). As in the case of the mEp-bearing HKCA granitoids, these plutons feature magma mingling with dioritic magma, and among these, a mixing of magmas of contrasting compositions, which was an important petrogenetic process (e.g. Mariano, 1989; McMurry, 2001; Neves and Vauchez, 1995; Sial *et al.*, 1989). Evidence of successive mafic magma supplies, which continued at a declining rate, can be observed in the Fazenda Nova/Serra da Japocanga complex. This led to the production of stromatic-like structures, followed by the intrusion of contorted syn-plutonic dikes, and of late-stage dikes, some of which have chilled finer-grained margins (Neves and Vauchez, 1995).

Mixing of granitic and dioritic magma was more intense in some plutons (e.g. Itaporanga and Bodocó) and favoured the expressive development of hybrid granodiorites showing field and petrographic evidence of mingling, such as pillow-like and net-veined structures, and mantled feldspar megacrysts captured from the host quartz monzonite. Large mixed zones can be mapped in these plutons at small scales (e.g. Mariano, 1989; McMurry, 2001).

The Itaporanga pluton in the Granjeiro terrane had its emplacement in a transpressive shear zone system, with the ascent of magma facilitated by pre-existing steep fault zone that bounds crustal discontinuities (Archanjo *et al.*, 1999).

The peralkalic potassic to ultrapotassic syenitoids

The Transversal Zone is the domain in the Borborema province that presents the largest and more widespread peralkalic syenitoid and granitoid plutons. Syenitoids form a group

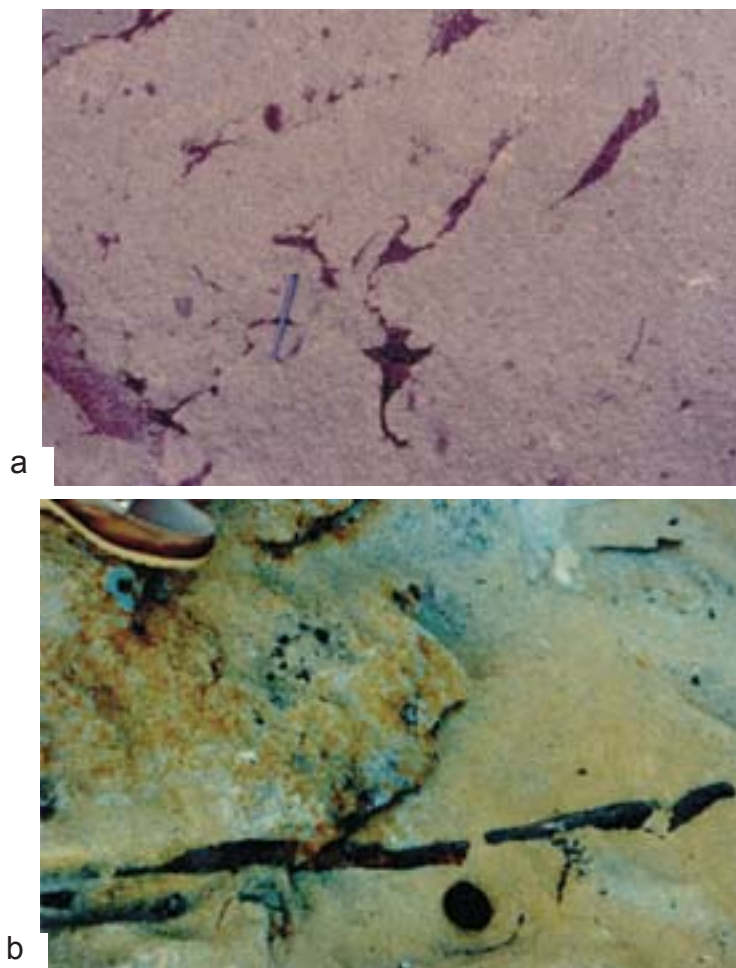


Fig. 6. Field relationships between the 570 Ma Triunfo ultrapotassic syenites and coexisting alkalic pyroxenite, formed by a liquid immiscibility process (a) co-magmatic alkalic pyroxenite enclaves; (b) syn-plutonic dike of alkalic pyroxenite

- Relações de campo entre os sienitos ultrapotássicos de Triunfo de 570 Ma e piroxenitos alcalinos coexistentes, relacionados por um processo de imiscibilidade de líquidos: (a) enclaves co-magmáticos de piroxenito alcalino; (b) dique sin-plutônico de piroxenito alcalino

that is 580-570 Ma old and another one that is 520 Ma old, and will be discussed in the next section.

The older group consists of ultrapotassic syenitoids that occur within the southwestern region of the terrane (Serra do Man batholith, Ferreira *et al.*, 2002), or are part of the syenitoid line recognized by Ferreira & Sial (1986), which occur along the boundary between the Alto Pajeú and Cachoeirinha terrane (Triunfo, Serra do Casé, Serra do Livramento, Serrote das Duas Irmãs, Serrote do Paulo, and Bom Nome plutons). The ultrapotassic alkali feldspar syenitoids are mineralogically very simple, consisting of perthitic microcline and aegirine-augite as main phases, and sphene, apatite, quartz, and rare magnetite and richterite after pyroxene, as accessory phases. Alkalic pyroxenites are found as co-magmatic inclusions, syn-plutonic, and late-stage dikes in the plutons along the syenitoid line, and have the same mineral phases as the host syenite, although in different proportions (Fig. 6). Host syenite and alkalic pyroxenite inclusions are interpreted as formed after liquid immiscibility process from a single mafic syenite magma (Ferreira *et al.*, 1994).

Mica-pyroxenite xenoliths found in the Triunfo syenite are interpreted as derived from the lithospheric mantle source of the syenite (Ferreira *et al.*, 1995). They are composed of diopside-salite (80% of the bulk rock), with subordinate (and in variable amounts) F-rich phlogopite, which shows chemistry comparable with that observed in kimberlites and high

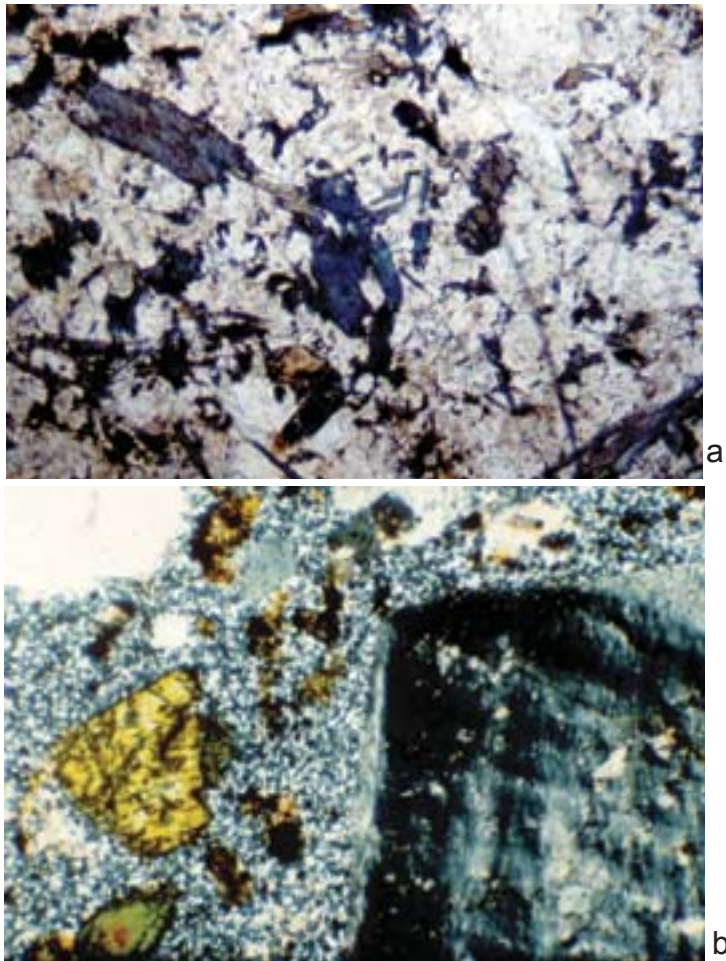
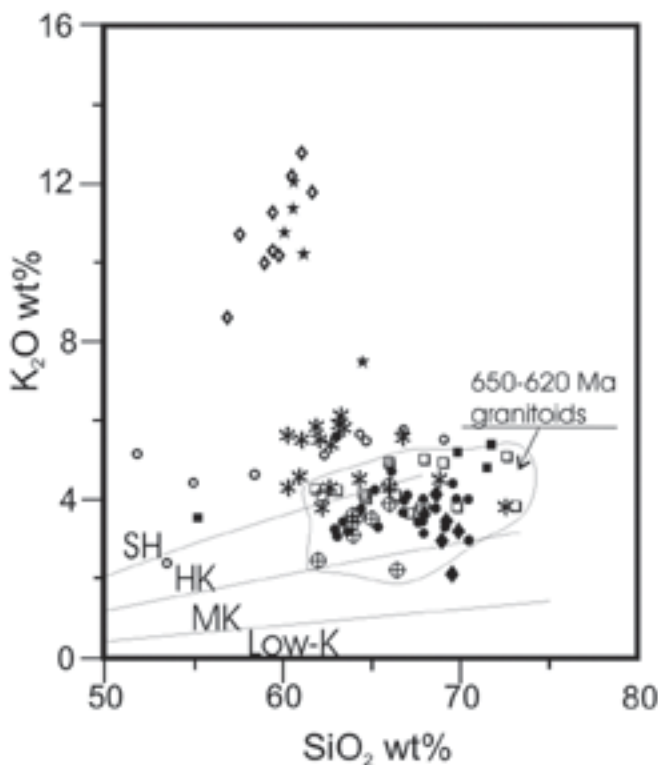


Fig. 7. Photomicrographs of 545-520 Ma peralkalic dikes of the Transversal Zone: (a) richterite-bearing syenite (largest crystal is c. 0.5 mm long) (nicols not crossed); (b) aegirine-augite syenite (pyroxene crystal is ca. 0.4 mm across) (nicols crossed)

- Fotomicrografia de diques peralcalinos de 545-520 Ma da Zona Transversal: (a) sienito com richterita (cristal maior tem cerca de 0,5 mm de comprimento) (nicóis paralelos); (b) aegirina-augita sienito (cristal de piroxênio tem cerca de 0,4 mm de comprimento) (nicóis cruzados)

Fig. 8. SiO_2 vs. K_2O diagram for Transversal Zone granitoids and syenitoids. Fields are from Peccerillo and Taylor (1976). SH= shoshonite, HK = high-K calc-alkalic, MK = medium-K calc-alkalic, Low-K = low-K calc-alkalic fields. Epi = epidote; HKCA = high-K calc-alkalic; SH = shoshonitic; MHK = metaluminous high-K; Trondh = trondhjemitic; CA = calc-alkalic

Fig. 8. Diagrama SiO_2 vs. K_2O para granitóides e sienitóides da Zona Transversal. Os campos são de Peccerillo and Taylor (1976). SH= shoshonito, HK = cálcio-alcálico de alto K, MK = cálcio-alcálico de médio K, Low-K = cálcio-alcálico de baixo K. Epi = epidoto; HKCA = cálcio alcálico de alto K; SH = shoshonito; MHK = metaluminoso de alto K; Trondh = trondhjemitico; CA = cálcio alcálico



Transversal Zone granitoids and syenitoids

590-520 Ma

- ◆ Ultrapotassic
- ★ Peralkalic dikes
- * Epi-free HKCA
- Epi-free SH
- MHK syenites
- ◆ Trondh

650-620 Ma

- Epi-bearing HKCA
- ⊕ Epi-bearing CA
- Epi-bearing SH

pressure xenoliths in kimberlites, calcite, hyalophane, sphene, apatite, and traces of barite.

A gravimetric study performed on the Triunfo batholith (Motta, 2000), the largest known peralkalic ultrapotassic body in the Borborema province, confirms the existence of a denser layer, below the syenite, with a density compatible with that of alkalic pyroxenite. The gravimetric modeling suggests a proportion of 97.5/2.5 (syenite/pyroxenite), a lateral extension of 20 km and maximum thickness of 8.5 km, the pyroxenite being only 200 m thick, and a structure intermediate between a lacolith and a lapolith (Motta *op cit.*).

Magnetic fabrics and microstructures in the Triunfo batholith suggest that it has a tabular shape, and that magma emplacement occurred by lateral migration along a flat-lying crustal structure after fracture propagation and ascension of magma, during a crustal extension event with a minimum compressive stress (Archanjo & Bouchez, 1997).

Peralkalic potassic granitoids are quartz alkali syenites to alkali feldspar granites that occur as ring dikes around mEp-bearing trondhjemitic in ring structures (Serrita and SW Serrita stocks; Neves, 1987; Ferreira & Sial, 1987); as a dike set near Catingueira town, and as small stocks (Guandu, Cavalos, Bernardo Vieira, and Cana Brava) (Ferreira & Sial, *op cit.*). Only one pluton of this type has been dated (U-Pb zircon age of 573 ± 45 Ma for the Catingueira pluton; Brito Neves *et al.*, 2003). These rocks contain aegirine-augite and alkalic amphibole as major mafic phases, with magnetite and apatite as main accessory phases. Fluorite and cassiterite are locally present at amounts $< 0.5\%$, and albitization is locally an important phenomenon (*e.g.* ring dikes at Serrita stocks; Ferreira & Sial, *op cit.*).

The metaluminous high-K syenitic plutons

Plutons with these characteristics are found in the Cachoeirinha (Terra Nova pluton), Alto Pajeú (Pajeú) and Rio Capibaribe (Toritama and Bom Jardim plutons) terranes.

The 150 km² Terra Nova pluton is mainly composed of porphyritic syenite and quartz syenite in which hornblende and feldspars are up to 2 cm long phenocrysts in a matrix composed of hornblende, plagioclase, quartz, sphene, biotite, epidote, and ferro-augite (Silva Filho *et al.*, 1987). The emplacement of this pluton, at 556 ± 79 Ma (Rb-Sr; Silva

Filho *et al.*, 1993) is interpreted to have occurred during late-collisional stage of the Brasiliano cycle, controlled by movements of the Pernambuco shear zone, in a compressive regime (Silva Filho *et al.*, 1993).

The Pajeú syenite is a large (40 km vs. 20 km) elongate pluton intrusive into gneisses and migmatites of the western part of the Alto Pajeú terrane, presenting two major facies: porphyritic syenite, the major facies, characterized by 2-8 cm K-feldspar megacrysts, and fine-grained syenite. Mineral phases are the same in the two facies (microcline, orthoclase, quartz, minor plagioclase, calcic amphibole, sphene, epidote, allanite, apatite, zircon, magnetite) (Reyes *et al.*, 1996). Melanocratic syenitic enclaves, which present acicular apatite, and net-veined structures, and synplutonic dikes, are indicative of mingling, and locally mixing of magmas. Enclaves are aligned following the magmatic foliation. TIMS U-Pb zircon age of 586 ± 21 Ma is reported by Guimarães & Silva Filho (1998). Reyes *et al.* (*op cit.*), on the basis of geochemical data, interpret that the emplacement of this pluton took place in a late to post-collisional setting.

The Bom Jardim (Rb-Sr age of 585 ± 38 Ma; Guimarães and Silva Filho, 1997) and Toritama complexes are elongate multiple-injected magmas intrusive into gneisses and

migmatites of the Alto Pajeú terrane. They comprise mafic syenite-monzonites, mesocratic syenites and leucosyenites in which mafic syenites occur as enclaves and synplutonic dikes (Guimarães & Silva Filho, *op cit.*). These authors interpreted the complex as intrusive into the later stage of the Brasiliano cycle and magmas generated in a metasomatized lithospheric mantle.

520 Ma-old, post-orogenic magmatism

The A-type plutons

Two calc-alkalic A-type plutonic complexes have been recognized in the Transversal Zone. One of which is the 570 Ma Queimadas foliated pluton (Almeida *et al.*, 1997). The other one, which is better known, is the 520 Ma-old Prata complex that constitutes a 250 km² composite intrusion in gneisses and migmatites (Melo *et al.*, 1996), Alto Moxotó terrane, next to the boundary with the Alto Pajeú terrane. It comprises several granitic intrusions, and dioritic dikes. The main pluton consists of porphyritic coarse-grained biotite hornblende monzonites and medium-grained equigranular biotite sienogranites, in which rapakivi texture occurs locally. Fluorite is a common accessory phase, a typical mineral of A-

Terrane	Magma series	Pluton	Age Ma	Method	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	εNd(0.60)	T DM	reference
Rio Capibaribe	HKCA	Bezerras	687 ± 34	Pb-Pb				Silva <i>et al.</i> , 1996
Rio Capibaribe	HKCA	Timbaúba	644 ± 5	U-Pb		-4.2 to -5.4	1.4	Guimarães <i>et al.</i> , 2001
Alto Pajeú	HKCA	Tavares	651 ± 15	U-Pb		-3.4	1.4	Brito Neves <i>et al.</i> , 2003*, this work#
Alto Pajeú	SH	Teixeira	645	U-Pb	0.70526	-13.9	2.1	BBBN oral commu.*; Ferreira, 1991#, this work**
Alto Pajeú	HKCA	Brejinho	638 ± 5	U-Pb	0.7115-0.7080	-3.6 to -10.1	1.84 -1.42	Guimarães e Silva Filho, 2000*, Torres, 2000#
Alto Pajeú	HKCA	Conceição das Creoulas	638 ± 29	Rb-Sr	0.7093	-2.8	1.31	Brasilino <i>et al.</i> **, Brasilino 2003#
Alto Pajeú	SH	Serra do Arapuá	612 ± 24	Rb-Sr	0.71054			This work
Alto Pajeú	HKCA	Remédios	643 ± 2	Pb-Pb		-16.6	2.14	This work###, Lins, 2000#
Cachoeirinha	CA	Conceição	635 ± 9 / 633 ± 9	U-Pb / Rb-Sr	0.70598	-1.2	1.23	Brito Neves <i>et al.</i> , 2003*, Sial, 1993##
Cachoeirinha	CA	Emas	627 ± 19	U-Pb	0.70911	-2.0	1.30	Van Schmus <i>et al.</i> , 1995#, This work*/**
Granjeiro	HKCA	Itaporanga	585 ± 2	U-Pb	0.7058	-9.0	1.65	Brito Neves <i>et al.</i> , 2003*, Sial 1987**, Van Schmus <i>et al.</i> , 1995#
Granjeiro	HKCA	Bodocó	559 - 593	Rb-Sr	0.7057- 0.7063			McMurry, 2001
Rio Capibaribe	MHKS	Bom Jardim	592 ± 7 / 585 ± 38	U-Pb	0.70714	-19	1.9	Guimarães and Silva Filho, 1997
Rio Capibaribe	HKCA	Fazenda Nova	588 ± 12	U-Pb		-12.4	1.92	Van Schmus <i>et al.</i> , 1995
Rio Capibaribe	PER/SH	Pinheiro				-7.1 -7.6	1.92	This work
Rio Capibaribe	PER	Moderna				-13.6	2.14	This work
Alto Pajeú	HKCA	S-Caldeirão Encantado			0.70839	-5.0	1.5	This work
Alto Pajeú	SH	Betânia				-11.9	1.87	Lins, 2000
Alto Pajeú	HKCA	Campina Grande	581 ± 1.6	U-Pb		-16.5	2.10	Almeida <i>et al.</i> , 1997*, Guimarães <i>et al.</i> , 1998#
Alto Pajeú	MHKS	Pajeú	586 ± 21 592 ± 49	U-Pb Rb-Sr	0.70903	-18.6 -16.0	2.07 2.17	Guimarães and Silva Filho, 1998
Alto Pajeú	UP	Serra do Man	581 ± 28	Rb-Sr	0.71087	-17.3	2.47	Ferreira <i>et al.</i>
Alto Pajeú	UP	Triunfo	572	Rb-Sr	0.710	-16.1	2.4	Ferreira <i>et al.</i> , 1995
Alto Pajeú	A-type	Prata	512 ± 30	Rb-Sr	0.7132			Melo <i>et al.</i> , 1996
Alto Pajeú	TROND	Palmeira	505 ± 4	U-Pb		-14.2	2.17	Kozuch <i>et al.</i> , 1997
Cachoeirinha	CA	Angico Torto			0.71062			This work
Cachoeirinha	SH	Salgueiro	557 ± 71	Rb-Sr	0.7047	-3.8	1.40	Silva Filho, <i>et al.</i> , 1990**, Van Schmus <i>et al.</i> , 1995#
Cachoeirinha	MHKS	Terra Nova pluton	556 ± 79	Rb-Sr	0.0761	-13.5	1.86	Silva Filho <i>et al.</i> , 1993**, Van Schmus <i>et al.</i> , 1995#
Cachoeirinha	PER	Catingueira	573 ± 45	U-Pb		-15.6	2.39	Brito Neves <i>et al.</i> , 2003*, Van Schmus <i>et al.</i> , 1995#
Alto Pajeú-Cachoeirinha Pajeú boundary	PER	Terra Nova dikes	515 ± 20	Rb-Sr	0.71071 / 0.70978	-17.5	2.37	Silva Filho and Guimarães, 1990**, Ferreira and Sial, 2002
Alto Pajeú-Cachoeirinha Pajeú boundary	PER UP	Princesa Isabel dikes				-3.6	1.38	Ferreira and Sial
Alto Pajeú-Cachoeirinha Pajeú boundary		Serra do Livramento			0.7098			Ferreira, 1991
Alto Pajeú-Cachoeirinha Pajeú boundary		Serrote de Duas Irmãs			0.7088			Ferreira, 1991
Alto Pajeú-Cachoeirinha Pajeú boundary		Bom Nome			0.7106			Ferreira, 1991

Table 1. Radiogenic isotope data for granitoids from the Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil. On the references: * U-Pb data, ** Rb-Sr, data # Sm-Nd, Data## Pb-Pb, data. Group of granitoids: HKCA = high-K calc alkalic; MHKS = metaluminous high-K syenitoids, PER = peralkalic, SH = shoshonitic, UP = ultrapotassic

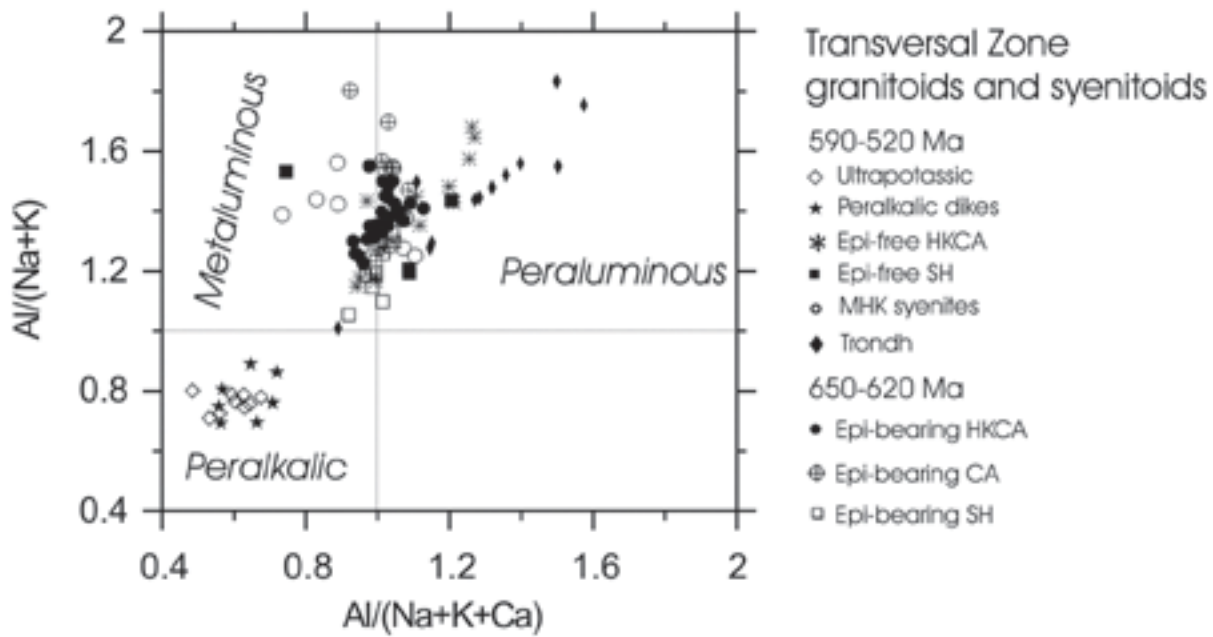


Fig. 9. Shand index diagram for Transversal Zone granitoids and syenitoids. Symbols are the same as for Fig. 8

- Diagrama de índice de Shand para granitóides e sienitóides da Zona Transversal. Os símbolos são os mesmos da Fig. 8

type granitoids emplaced at high levels into the crust. Field evidence for mingling with dioritic magmas, such as syn-plutonic dikes, and net-veined and pillow-like structures, are observed in most part of the pluton. This complex is interpreted by Melo *et al.* (*op cit.*) as the result of an extension-related crustal anorogenic magmatism.

Peralkalic syenitic dikes

The second group of peralkalic rocks as referred to in section “The peralkalic potassic to ultrapotassic syenitoids” consists of potassic, silica-saturated syenitoids intrusive into low-metamorphic grade metapelites of the Cachoeirinha terrane (Riacho de Santo Antônio dikes, Ferreira & Sial, 2002), at the Rio Capibaribe terrane (Moderna and associated dike,

Ferreira & Sial, *op cit*) or forms two dike sets, intrusive at the southernmost Cachoeirinha terrane, next to the boundary with the Alto Pajeú terrane (Terra Nova dikes) or across the boundary of the two terranes (Princesa Isabel dikes) (Silva Filho *et al.*, 1993, Ferreira & Sial, 1997). Each dike set is composed of about 50 dikes each, and are texturally and mineralogically similar.

They are silica saturated to slightly oversaturated alkali feldspar trachyte/syenite, presenting large textural variation, including aphanitic, fine- to medium-grained types, which have equigranular, inequigranular or microporphyritic textures. Main phases in both dike sets are zoned orthoclase, aegirine-augite to aegirine and amphibole (early crystallized pargasite to Fe-pargasite or late-crystallized ferro-richerite)

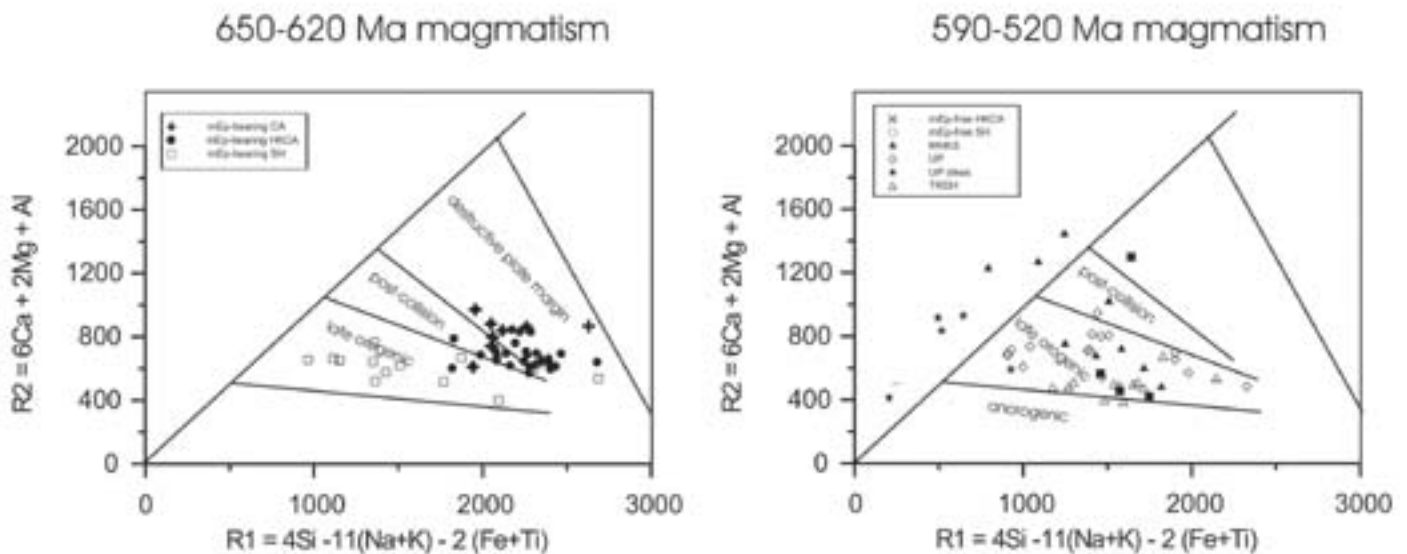


Fig. 10. R1 vs. R2 diagram (Batchelor and Bowden, 1985) for Transversal Zone granitoids and syenitoids. Symbols are the same as for Fig. 8

- Diagrama R1 vs. R2 (Batchelor & Bowden, 1985) para granitóides e sienitóides da Zona Transversal. Os símbolos são os mesmos da Fig. 8

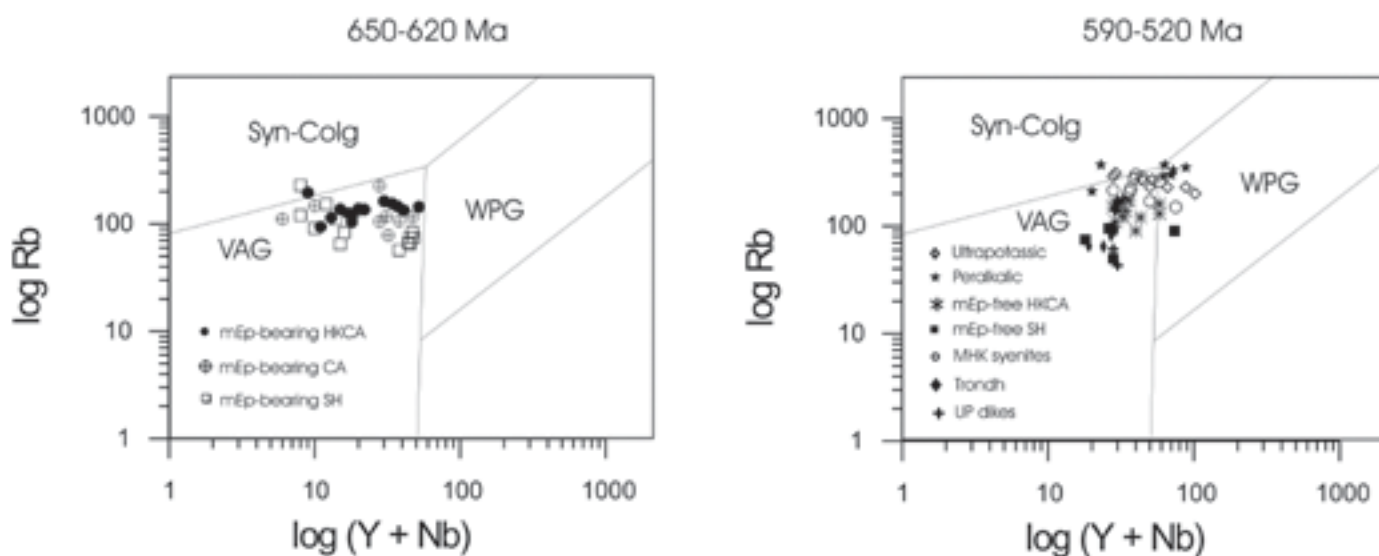


Fig. 11. log Rb vs. Log (Y + Nb) diagram of Pearce *et al.* (1984) for Transversal Zone granitoids and syenitoids. Syn-colg = syn-collisional granites; WPG = within-plate granites; VAG = volcanic-arc granitoids. Symbols are the same as for Fig. 8

Diagrama log Rb vs. Log (Y + Nb) de Pearce *et al.* (1984) para granitóides e sienitóides da Zona Transversal. Syn-colg = granites sin-collisionais, WPG = granites intra-placas, VAG = granites de arco vulcânico. Os símbolos são os mesmos da Fig. 8

(Fig. 7). Amphibole in the Terra Nova dikes has more variable compositions, and has crystallized straight from the magma, while in the Princesa Isabel dikes, amphibole was largely produced after pyroxene, with few exceptions. Larger textural variation is observed in the Terra Nova dikes, which cut, among other rocks, the peralkalic ultrapotassic Serra do Casé and Serra do Livramento plutons (570 Ma), attesting their younger ages (Rb-Sr age of 515 ± 20 Ma; Silva Filho *et al.*, 1993).

On the basis of marked differences in magnetic susceptibility, O and Nd isotopic data for the two dike sets, Ferreira & Sial (1997) concluded that they are derived from different mantle sources. The Princesa Izabel dike set is interpreted as emplaced in a post-orogenic, extensional setting, and marks the amalgamation after collision between the Cachoeirinha and Alto Pajeú terranes. The emplacement of the Terra Nova dike set is interpreted as controlled by the strike-slip regime of the Pernambuco shear zone in the Early Cambrian (Silva Filho *et al.*, 1993).

Geochemistry and tectonic setting

Magmatic epidote-bearing granitoids from all series group close to each other in a SiO_2 vs. K_2O diagram, in the HKCA field of Peccerillo & Taylor (1976), with a few samples lying in the calc-alkalic and shoshonitic fields (Fig. 8). Samples from the other series plot in the shoshonitic field in this diagram. Trondhjemitic plutons are medium- to high-K calc-alkalic, peraluminous in composition.

The high-K calc alkalic (HKCA), both magmatic epidote bearing and free, and calc alkalic (CA) granitoids are metaluminous to peraluminous (Fig. 9), being undistinguishable from each other on the basis of major and minor elements, as they form overlapping trends in most variation diagrams. They show negative correlations between SiO_2 and TiO_2 , CaO , MgO , MnO , and Fe_2O_3 , the opposite behavior being observed with Na_2O and K_2O , while Al_2O_3 remains constant with increasing silica. Positive correlations between Ba/Rb vs. Zr/Rb , and Zr/Rb vs. Sr/Rb attest to fractional crys-

tallization as major petrogenetic process, in spite of the field evidence for an important mixing and assimilation process of more mafic magma in the high-K calc alkalic plutons. The metaluminous character of these two suites is compatible with generation from anatexis of a hornblende-rich source (eg. Whitney, 1988), probably in the lower crust. Higher Rb and Sr contents, and higher Rb/Sr ratios for the HKCA granitoids than for other suites are compatible with the presence of coexisting, although volumetrically small, mafic magmas.

The mEp-bearing shoshonitic rocks (SH) are metaluminous in composition (Fig. 9), exhibit a relatively wide range of SiO_2 (from ca. 60 up to 75% SiO_2), and are characterized by lower MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , and P_2O_5 contents, higher Al_2O_3 and Na_2O , and higher Ba/Rb and Sr/Rb ratios than the other groups. They present decreasing Na_2O and Al_2O_3 with increasing silica contents, in contrast with the other series in which these oxides have positive correlation (Na_2O) or remain constant (Al_2O_3) with increasing silica.

The potassic and ultrapotassic (UP) plutons are peralkalic (Fig. 9), characterized by enrichment in incompatible elements (K, Sr, Ba, P, REE), have low Zr and Nb concentrations, and present Nb and Ti negative anomalies in MORB-normalized diagrams (Ferreira, 1991). Enrichment in these elements in the ultrapotassic syenites, as well as in their alkalic pyroxenite co-magmatic inclusions are interpreted as inherited from a metasomatized-mantle source. This hypothesis is reinforced by the chemistry of the mica-pyroxenite xenoliths that show also high K and Ba contents ($\text{K}_2\text{O} = 1.5\text{wt}\%$; $\text{Ba} = 1400\text{-}1500\text{ppm}$), variable Cr (21-3000 ppm) and Ni (20-280ppm), very low Nb (6 ppm), and high F (0.4-1.8 wt%) contents, being LREE-enriched (Ferreira *et al.*, 1995).

The trondhjemitic granitoids are all peraluminous, have a major chemistry similar to that of continental trondhjemitic, with high Al_2O_3 contents (usually > 16%), low MgO (0.10 to 0.53%) and CaO (0.33 to 1.7%), and predominance of Na_2O over K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ varies from 1.19 to 2.6) (Neves, 1986). Alumina contents decrease with increasing silica contents, and together with very high Sr (1800-3700 ppm) and Ba (1800 to 7400 ppm) contents, indicate early crystallization of

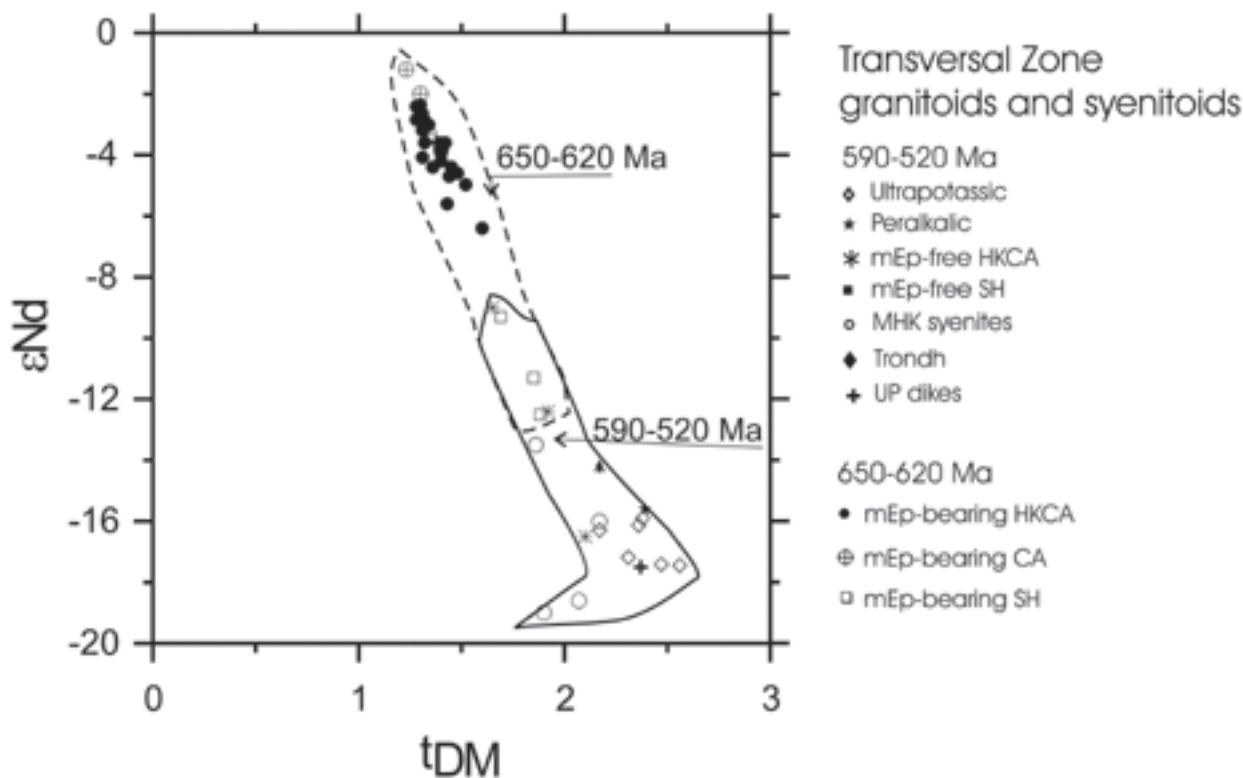


Fig. 12. Nd vs. Nd model age plot for Transversal Zone granitoids and syenitoids. Symbols are the same as for Fig. 8

- Diagrama Nd vs. idade modelo Nd para granitóides e sienitóides da Zona Transversal. Os símbolos são os mesmos da Fig. 8

plagioclase, which is reflected in the peraluminous nature of the granitoids. Low Rb/Sr precludes the use of the Rb-Sr systematics for dating (Neves, *op cit.*). This author proposed that the Serrita stock was generated through partial melting of altered basaltic rocks, where amphibole and garnet remain in the residue, and subsequent crystallization at pressures above 6 kbar.

The high-K syenitoids are metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 9), have SiO₂ contents varying from ca. 55 to 65wt%, plotting in the field of ultrapotassic rocks in the SiO₂ vs. K₂O% diagram (Fig. 8). Likewise the peralkalic plutons, these syenitoids do not show Eu anomaly in REE chondrite-normalized diagrams. Guimarães & Silva Filho (1990) found high Ba (2000-4500 ppm) and very high Sr (1000-2200 ppm) contents, as well as high Cr (up to 470 ppm) and Ni (30-250 ppm) in the Bom Jardim complex, compatible with mantle-derived magmas, with minor crustal contamination.

Figures 10 and 11 show tectonic discrimination diagrams for the studied suites of rocks. The oldest (650-620 Ma) plutons display signatures typical of syn-tectonic magmatism (destructive plate margins and volcanic-arc granites). On the other hand, the 590-570 and 545-520 Ma plutons are similar to late to post-tectonic granites (late orogenic and volcanic arc granites transitional to within plate granites).

Sr and Nd isotopes

Sr and Nd isotopic data for plutons of the Transversal Zone compiled from literature and from this work are listed in Table 1.

The initial (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) ratios of the shoshonitic granitoids are the lowest among the studied granitoids, varying from 0.7047 (Salgueiro pluton) to 0.70526 (Teixeira granitoid), compatible with limited crustal contribution. Initial Sr ratios for the mEp-bearing CA granitoids are variable, ranging from 0.70598 to 0.710621. These values are lower,

although partially overlapping, than the values for the mEp-bearing HKCA group (0.70839-0.71002). Low initial Sr ratios are observed for the epidote-free HKCA granitoids, around 0.706, in spite of field evidence for local mixing between crustal and mantle-derived magmas. The A-type granitoid presents high initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.71320; Melo *et al.*, 1996), which suggests an important crustal component involved in their source.

The peralkalic potassic and ultrapotassic syenitoids have high initial Sr ratios, 0.710, which together with strongly negative ε_{Nd} values (ca. -19) are interpreted as inherited from a contaminated upper mantle source (Ferreira *et al.*, 1997).

The values of ε_{Nd} (0.6 Ga) for all groups are negative, and there is a tendency for younger suites to have more negative values, compatible with interaction with a thicker crust. Magmatic epidote-bearing CA granitoids from the Cachoeirinha terrane display ε_{Nd} (0.6Ga) in the -1 to -2 range, and T_{DM} model ages between 1.2 and 1.4 Ga (Sial *et al.*, 1999). These data, together with the low initial Sr ratios and widespread presence of amphibole-rich clots, are compatible with the hypothesis of generation of these tonalites and granodiorites by partial melting of a metabasalt.

Values of ε_{Nd} for these mEp-bearing CA granitoids are lower and with a restricted range compared to the values for the mEp-bearing HKCA granitoids that occur in the Alto Pajeú terrane (-2.8 to -10.1). The values of ε_{Nd} are more variable also in a single pluton (e.g. from -3.6 to -10 in the Brejinho granitoid) and are compatible with variable degrees of interaction of mantle-derived magma with crustal material.

The peralkalic syenite dikes present two distinct ε_{Nd} and T_{DM} values: less negative ε_{Nd} (-3.6) and younger T_{DM} (1.38 Ga) for the Princesa Izabel dikes, that occur across and in both sides of the Cachoeirinha and Alto Pajeú terrane boundary, at the northernmost part of the syenitoid line, and more negative ε_{Nd} (-17) and older T_{DM} (2.37 Ga) for the

Terra Nova dikes, that occur in the Cachoeirinha terrane, next to the boundary with Alto Pajeú terrane, at the southernmost syenitoid line.

Depleted mantle Nd model ages tend to be older in the younger suites. The mEp-bearing CA and HKCA granitoids from the Cachoeirinha and Alto Pajeú terranes have source of Mesoproterozoic age, while the other suites, including the mEp shoshonitic granitoids have Paleoproterozoic model ages (Fig. 12).

Discussion and conclusion

Predominance of magmatic epidote-bearing granitoids (solidification pressures around 6 kbar) in the 650-620 Ma interval in contrast with the presence of magmatic epidote-free (solidification pressure around 3-4 kbar) in the 590-570 Ma time interval for magmas of similar composition is probably due to contrasting oxidation state of the magma, and mode of emplacement to different stages of tectonic evolution. Late collision is characterized by a gradual change of motion from perpendicular to the collision zone to transcurrent motion, which is initially achieved by ductile deformation, while the collision is still hot, and is superseded by brittle fracturing (Shackleton, 1986). Hot crust and ductile deformation would allow magma to have a rather fast emplacement and solidification rate, which prevented epidote dissolution (e.g. Sial *et al.*, 1999), as compared with epidote-free similar suites emplaced later in the Brasiliano cycle (ca. 580 Ma), in a post-collisional, extensional setting, in brittle conditions, and in which thicker crust was formed.

The 650-620 Ma old granitoids present younger ϵ_{Nd} model ages (< 2.0 Ga) and less negative Nd (ca. -2 to -14) than the 590-570 Ma granitoids, for which T_{DM} varies from ca 1.5 to 2.5 Ga, and ϵ_{Nd} from ca. -8 to -20. The highest and more variable initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values, on the other hand, are observed in the oldest granitoids, while lower initial Sr ratios are found in the 590-570 Ma magmas. These data indicate an important change of type of magma source with time. The oldest granitoids could represent a mixture of Neoproterozoic, juvenile, mantle-derived material with magma derived from melting of Paleoproterozoic continental crust, which would yield intermediate Nd model age, of ca. 1.2-1.4 Ga. This is compatible with mixture of mantle-derived and crustal magmas, as indicated by field relation-

ships that show close relationships between the host granitoid with K-dioritic magmas. An alternative hypothesis is that the oldest granitoids are the product of remelting of Mesoproterozoic continental crust.

Most works on the Borborema province have concluded studies that during the Brasiliano cycle no juvenile material was added to the crust, although mantle material is very common and presence of two magmas is observed in most suites of the region (Sial *et al.*, 1992). A tectono-thermal evolution with intralithospheric differentiation is interpreted for the Brasiliano cycle at this part of the Borborema province (Neves *et al.*, 2000). Positive ϵ_{Nd} isotopic data determined on calc-alkalic granodiorites emplaced at the easternmost extension of the Patos shear zone (B.B. de Brito Neves, written communication, 2003), however, suggest presence of juvenile material. This evidence, although observed so far in only one Neoproterozoic pluton, coupled with the possibility that juvenile Neoproterozoic mantle-derived magma was involved in the production of the 650-620 Ma granitoids, must be taken into account in the models for the tectonic model for the evolution of the province.

The 590-570 Ma plutons have Sr and Nd isotopic values of magmas formed by remelting of Paleoproterozoic lower continental crust, the only geochemical reservoir with these characteristics. The only exception among these younger rocks are the ultrapotassic peralkalic syenitoids, which present high initial Sr ratios and very negative ϵ_{Nd} values, interpreted as derived from an incompatible element enriched-mantle source.

The 545-520 Ma peralkalic dikes present Paleoproterozoic Nd model ages, but the less negative ϵ_{Nd} values for the Manaira-Princesa Izabel dikes suggest smaller degree of contamination, probably during ascent and emplacement at low pressure, as also suggested by oxygen isotope values ($\delta^{18}O$ from +8 to +9‰ SMOW; Ferreira & Sial, 1997) for these rocks. Strongly negative ϵ_{Nd} value for the Terra Nova dikes suggest an incompatible element enriched mantle source, similar to that for the syenites along the syenitoid line.

Acknowledgments

Part of the field and laboratory work was made possible by means of a grant from CNPq to VPF process n. 463029/00-3.



PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

Monica Heilbron
TEKTOS-DGRG-FGEL-UERJ, Rio de Janeiro, RJ
heilbron@uerj.br

Antônio Carlos Pedrosa-Soares
CPMTC-IGC-UFGM, Belo Horizonte, MG
pedrosa@igc.ufmg.br

Mário da Costa Campos Neto
Instituto de Geociências da USP, São Paulo, SP
camposnt@usp.br

Luiz Carlos da Silva
CPRM, Brasília, DF
luizcarlos@df.cprm.gov.br

Rudolph Allard Johannes Trouw
Depto. Geologia-IGEO- UFRJ, Rio de Janeiro, RJ
rajtrouw@hotmail.com

Valdecir de Assis Janasi
Instituto de Geociências da USP, São Paulo, SP
vajanasi@usp.br

Resumo:

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico Neoproterozóico situado no sul e sudeste do Brasil. Ela engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul.

A Província Mantiqueira desenvolveu-se durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental. A seguinte subdivisão tectono-estratigráfica foi adotada para a descrição de cada orógeno: a) rochas do Embasamento mais antigas que 1.7 Ga, b) sucessões intracrâtonicas Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas, c) sucessões de margem passiva Neoproterozóicas, d) arcos magmáticos associados a configurações de margem continental intraoceânica e ativa (790 Ma a 585 Ma), e) granitóides sin-colisionais relacionados a diferentes episódios colisionais, f) sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal relacionado.

A evolução da orogenia Proterozóica iniciou-se com o desaparecimento diacrônico dos oceanos Goianides e Adamastor, situados a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco. Um processo de subducção gerou suítes de arcos magmáticos e foi sucedido por colisões arco-continente e continente-continente. Os episódios colisionais foram diacrônicos na província; os mais antigos encontram-se registrados nos Terrenos Apiaí-Guaupé (ca. 790 Ma) e Orógeno São Gabriel (ca. 700 Ma). Eles foram seguidos por colisões no Orógeno Brasília meridional, nos Terrenos Apiaí-Guaxupé (ca. 630-610 Ma) e no Orógeno Dom Feliciano (ca. 600 Ma). A seguir ocorreu colisão nos Orógenos Ribeira e Araçuaí no período entre 580 e 520 Ma. Finalmente, do Cambriano ao Ordoviciano (510-480 Ma), deu-se o colapso tectônico dos orógenos da Província Mantiqueira.

Palavras-chave: Província Mantiqueira, Orogenia Brasileira, Orogenia Araçuaí, Orogenia Ribeira, Terrenos Apiaí-Embu, Orógeno Brasília Meridional, Orógeno Dom Feliciano.

Abstract:

The Mantiqueira Province is a Neoproterozoic orogenic system located in southeastern and southern Brazil. It comprises the Araçuaí, Ribeira, southern Brasília, Dom Feliciano and São Gabriel orogens, extending from the south of Bahia State down to Rio Grande do Sul State.

The Mantiqueira Province developed during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan African Orogeny that resulted in the amalgamation of Western Gondwana Palecontinent. The following tectono-stratigraphic subdivision was adopted to describe each orogen: a) Basement rocks older than 1.7 Ga, b) Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic successions, c) Neoproterozoic passive margin successions, d) Magmatic arcs of intraoceanic and active continental margin settings (790 Ma to 585 Ma), e) syn-collisional granitoids, related to different collisional episodes, f) late orogenic sedimentary successions and related bimodal magmatism.

The Neoproterozoic orogenic evolution started with the diachronic consumption of the Goianides and Adamastor oceans, located at the western and eastern sides of the São Francisco paleocontinent. Subduction generated magmatic arc suites and was followed by arc-continent and continent-continent collisions. The collisional episodes were diachronic in the province; the oldest are recorded in the Apiaí-Guaxupé Terrane (ca. 790 Ma) and São Gabriel Orogen (ca. 700 Ma). They were followed by collisions in the southern Brasília Orogen, in the Apiaí-Guaxupé Terrane (ca. 630-610 Ma) and in the Dom Feliciano Orogen (ca. 600 Ma). Then collision occurred in the Ribeira and Araçuaí orogens in the period between 580 Ma and 520 Ma. Finally, the tectonic collapse of the Mantiqueira Province orogens took place from Cambrian to Ordovician times (510-480 Ma).

Keywords: Mantiqueira Province, Brasiliano Orogeny, Araçuaí Orogen, Ribeira Orogen, Apiaí-Embu Terrane, Southern Brasília Orogen, Dom Feliciano Orogen.

Resumen:

La Provincia Mantiqueira es un sistema orogénico neoproterozoico localizada en el lado Oriental de Brasil. Comprende los orógenos de Araçuaí, Ribeira, Sur de Brasília, Dom Feliciano y San Gabriel, localizados desde el sur del Estado de Bahia hasta el Estado de Rio Grande del Sur.

La Provincia Mantiqueira fue construida durante los estadios diacrónicos de la Convergencia Neoproterozoica Brasiliana, que resultó en la construcción de parte de Gondwana Oeste. En todos los cinturones orgénicos fue adoptada una subdivisión tectónica: a) rocas del basamento pre- 1,7 Ga; b) sucesiones intracratónicas paleo a mesoproterozoicas, c) sucesiones neoproterozoicas de margen pasivo, d) arcos magmáticos cordilleranos e intraoceanicos (de 790 a 585 Ma), e) rocas graníticas sincollisionales (con diferentes episodios colisionales en los cinturones orogénicos), f) sucesiones de cuencas tectónicas tardías y magmatismo bimodal relacionado.

La convergencia neoproterozoica comenzó con el consumo de los océanos Adamastor y Goianides, localizados en los lados oeste y este del paleocontinente de São Francisco. La subducción resultó en la generación de suites de arco magmático y fue seguido por colisión continental o de arco. Los episodios colisionales fueron diacrónicos en la provincia. El episodio más antiguo fue registrado en el Orógeno San Gabriel (ca. 700 Ma) y Terreno Apiaí-Guaxupé (ca. 790 Ma). Un episodio colisional más nuevo fue detectado en el Cinturón Brasília Sur y en el Terreno Apiaí/Guaxupé (ca. 630-610 Ma) y en el Orógeno Dom Feliciano (ca. 600 Ma). Todavía más nuevos son los episodios colisionales de ca. 580 y 520 Ma impresos en los orógenos Araçuaí y Ribeira.

Finalmente, el colapso tectónico de los orógenos de la Provincia Mantiqueira ocurrió del Cámbrico al Ordovícico (510-480 Ma).

Palabras llave: Provincia Mantiqueira, Orogenia Brasiliana, Orogeno Araçuaí, Orogeno Ribeira, Terrenos Apiaí-Embu, Orogeno Brasília Meridional, Orogeno Dom Feliciano.

A Evolução Tectônica da Província Mantiqueira

Introdução

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida *et al.* (1977, 1981), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai (Fig.1). Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, à leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas.

Graças às contribuições de Fernando Flávio Marques de Almeida e seus colaboradores, desde meados da década de 1970 já se conheciam os principais traços da subdivisão tectônica da Província Mantiqueira. Àquela época, há quase 30 anos, foi estabelecida a compartimentação da província em “maciços medianos” e faixas de dobramentos ou faixas móveis. A individualização entre porções de embasamento retrabalhado e de coberturas metassedimentares no interior das faixas móveis, a importância das falhas transcorrentes de direção NE-SW, bem como a identificação de bacias tardiorogênicas relacionadas às etapas finais da evolução neoproterozóica foram outras importantes contribuições do Professor Fernando Almeida. Este autor também alertou seus leitores para a dificuldade de separação entre as unidades estratigráficas nas regiões de alto grau metamórfico, bem como enfatizou a ocorrência de importantes recursos minerais na Província Mantiqueira, a exemplo dos depósitos de Pb-Zn associados a calcários, Au e Cu em bacias molássicas, Sn e W em greisen e uma espetacular concentração de pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais. Enfim, todos estes temas ainda são atuais e permeiam nossas discussões em publicações e nos tradicionais Simpósios sobre Faixas Móveis Proterozóicas, que se realizam a cada dois anos nos Congressos Brasileiros de Geologia e no Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

O objetivo deste capítulo é oferecer ao leitor uma síntese do estado da arte sobre a Província Mantiqueira para que geólogos, professores, e estudantes de graduação e pós-graduação possam utilizá-la como fonte inicial para o entendimento desta complexa unidade pré-cambriana. A motivação para sua elaboração foi prestar uma sincera e justa homenagem a um dos maiores cientistas de nosso país, um “verdadeiro visionário do arcabouço tectônico da plataforma brasileira”, que inspirou muitas gerações de geólogos brasileiros: o Professor Fernando Flávio Marques de Almeida.

Alguns conceitos fundamentais

Os conceitos de cráton e orógeno tornaram-se mais precisos no contexto da Teoria da Tectônica Global (vide histórico em Sengör, 1990). Orógeno, no sentido geotectônico, é um produto da interação convergente de placas litosféricas. Este produto pode se materializar como arco-de-ilhas (*i.e.*, arco magmático intra-oceânico do tipo Japão e Indonésia), ou como arco magmático de margem continental ativa (do tipo andino), ou ainda como uma cadeia de montanhas intracontinental (a exemplo dos Alpes e Himalaias).

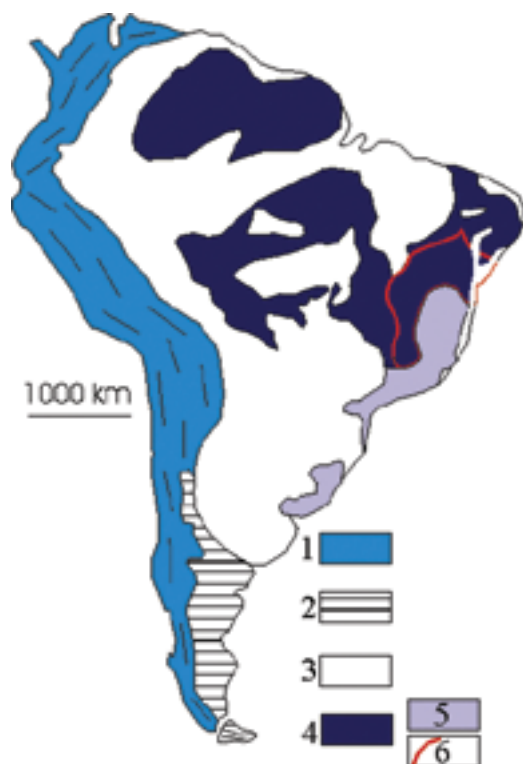


Fig. 1: Mapa tectônico da América do Sul, modificado de Almeida e Hasui (1984) e Trompette (1994). 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura fanerozóica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul-Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6)

- Tectonic Map of South America, modified from Almeida & Hasui (1984) and Trompette (1994). 1- Andean orogenic system. 2- Patagonian terrane. 3- Phanerozoic cover of the South American Platform. 4- Shields in the South American Platform, highlighting the Mantiqueira Province (5) and the São Francisco Craton (6)

Os orógenos podem ser acrescionários ou colisionais. Os orógenos acrescionários se formam, essencialmente, pela adição de magmas e sedimentos a uma margem de placa, como hoje é o caso dos arcos-de-ilhas do Oceano Pacífico e dos Andes Centrais. Os orógenos colisionais resultam da interação convergente (a colisão) de continente com continente, ou de arco-de-ilhas com continente, ou ainda entre arcos-de-ilhas. Esta interação promove encurtamento crustal, acompanhado de deformação compressiva, espessamento crustal, metamorfismo e fusão parcial. Dois magníficos exemplos de orógenos colisionais recentes são os Alpes e os Himalaias.

É importante lembrar que um orógeno colisional pode resultar de várias colisões sucessivas. Por exemplo, o Orógeno Himalaiano resultou, inicialmente, da colisão de arcos-de-ilhas com a Proto-Ásia e finalmente, da colisão da Índia com a margem himalaiana meridional. O termo colagem é utilizado para referir à somatória de orógenos acrescentados às bordas de um ou mais crátons ou núcleos-semente, num intervalo de tempo determinado (Sengör, 1990).

Se considerarmos que os oceanos tendem a ser consumidos ao longo do tempo geológico, temos, como corolário, que o destino de todo orógeno acrescionário é se tornar orógeno colisional. Isto é fundamental para se entender os conceitos de cráton e orógeno no contexto de regiões antigas (escudos, plataformas), onde os orógenos acrescionários se converteram em orógenos colisionais. Estes, por sua vez, têm características diversas das regiões

que eram tectonicamente estáveis no período de duração de uma ou mais orogêneses.

Estas regiões estáveis, com substrato pré-cambriano (escudos e plataformas), são denominadas crátons. Um cráton é, então, uma região que permanece rígida e tectonicamente estável em relação à deformação compressiva focada fora dela, num determinado período de tempo. A deformação compressiva, promovida pela convergência de placas, focaliza-se no orógeno. Neste sentido, a Plataforma Sul-Americana funciona como cráton para o Orógeno Andino, assim como os paleocontinentes Índia e Proto-Ásia tornaram-se crátons para o Orógeno Himalaiano.

De fato, os conceitos de cráton e orógeno são interdependentes e têm imprescindível conotação temporal. Quando referimos que uma região é cráton temos que perguntar quais são os orógenos que foram edificados em torno dele, num período de tempo específico. Em outras palavras, são os orógenos formados em determinado período de tempo que individualizam e limitam um cráton. Se um cráton é brasileiro, então, ele é cercado de orógenos brasileiros. Analogamente, os limites de um orógeno colisional são balizados pelos crátons a ele relacionados. Neste capítulo utilizamos as designações faixa orogênica e faixa móvel como sinônimos de orógeno.

Sistema orogênico nada mais é que um conjunto de orógenos que se justapõem diacronicamente, a exemplo do sistema orogênico neoproterozóico-cambriano que constitui a Província Mantiqueira. Desta forma, outro importante conceito é o de diacronismo. Nas grandes regiões, como é o caso da Província Mantiqueira, o processo orogênico é essencialmente diacrônico. Isto significa, por exemplo, que enquanto ocorre colisão de um arco-de-ilhas com uma margem continental num ramo do sistema orogênico, em outro setor deste sistema pode acabar de ter acontecido uma colisão continente-continente. Resulta disto que períodos de tempo similares podem marcar estágios diferentes de evolução, em segmentos diversos de um mesmo sistema orogênico. No caso do Pré-Cambriano do sudeste e sul do Brasil é muito importante se visualizar a situação anterior à abertura do Atlântico para se compreender as relações entre crátons e orógenos. É também imprescindível considerar as contrapartes dos orógenos neoproterozóicos que ficaram do lado africano, após a abertura do Oceano Atlântico. Neste sentido, a Fig. 2 mostra que o Orógeno Araçuai é aquele limitado pelos crátons do São Francisco e Congo. O Orógeno Ribeira relaciona-se com estes crátons, mas também com um cráton encoberto pela Bacia do Paraná (Cráton do Paraná ou Paranapanema). O Orógeno Dom Feliciano relaciona-se com os crátons Rio de la Plata e Kalahari, e o Orógeno São Gabriel representa a colisão de um arco juvenil (arco-de-ilhas) com o Cráton Rio de la Plata, anteriormente à edificação do Orógeno Dom Feliciano.

Neste capítulo, adota-se o conceito de Orogênese Brasileira para designar o amplo período orogênico neoproterozóico-cambriano, essencialmente diacrônico de uma a outra região, que engloba o conjunto de colagens responsável pela estruturação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Brito-Neves *et al.*, 1999). Na Província Mantiqueira, a Orogênese Brasileira inclui processos estritamente acrescionários, como a edificação do arco-de-ilhas São Gabriel no Rio Grande do Sul, colisões continente-continente, a exemplo da estruturação principal do Orógeno Ribeira e sua Zona de Interferência com o Orógeno Brasília, e tem seu término com o colapso extensional de partes dos orógenos, a exemplo do Orógeno Araçuai. Todos estes processos ocorreram num período de tempo que teve início em torno de 880 Ma e findou há cerca de 480 Ma, caracterizando um dos mais completos exemplos de história orogênica diacrônica do Pré-Cambriano.

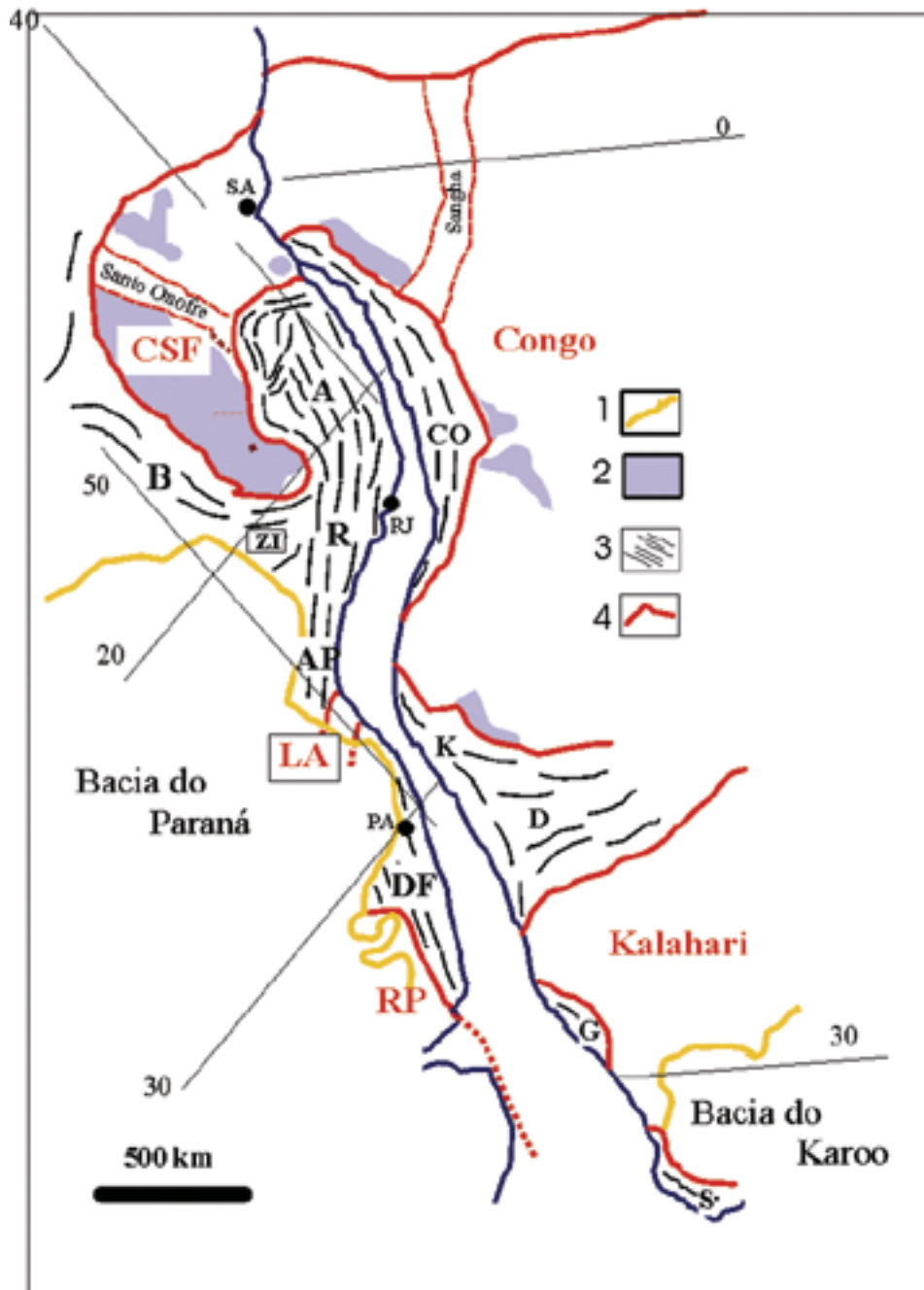


Fig. 2- Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental (modificado de Trompette, 1994). 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano). 4- Crátões neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). Na África localizam-se as faixas neoproterozóicas do Congo Ocidental (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) e Saldania (S), relacionadas aos crátões do Congo e Kalahari

- Location of the of the Mantiqueira Orogenic System's orogens in the tectonic setting of Western Gondwana (modified from Trompette, 1994). 1- Phanerozoic basins. 2- Cratonic cover. 3- Neoproterozoic orogens: B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zone of Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano. 4- Neoproterozoic cratons: CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata. In Africa, and relate to The Neoproterozoic belts named West Congo (CO), Kaoko (K), Damara (D), Gariep (G) and Saldania (S), are located to the Congo and Kalahari cratons

Compartimentação Tectônica e diacronismo

O Sistema Orogênico Mantiqueira se estende do sul da Bahia ao Uruguai, totalizando uma área de cerca de 700.000 km². Este sistema é constituído pelos orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Fig. 2 e 3). Desta zona de interferência para sul, até a borda norte do maciço cratônico de Luis Alves, estende-se um conjunto de unidades cujas relações geotectônicas com o Orógeno Ribeira são ainda dúbias e que, em parte, poderiam pertencer à extremidade sul do Orógeno Brasília. Em função disto, estas

unidades estão agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embu. A Fig. 3 ilustra as principais unidades tectônicas dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para seus arcos magmáticos e zonas de sutura.

É importante relembrar que tanto as etapas de subducção como as de colisão continental são diacrônicas ao longo deste sistema orogênico. Este diacronismo se demonstra, por exemplo, pelas diferenças de idade entre fases sincollisionais. Por exemplo, esta fase na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma, cerca de 50 milhões de anos antes do estágio sincollisional (ca. 580 Ma) dos orógenos Araçuaí e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann, 2000; Pimentel *et al.*, 2000). Outro

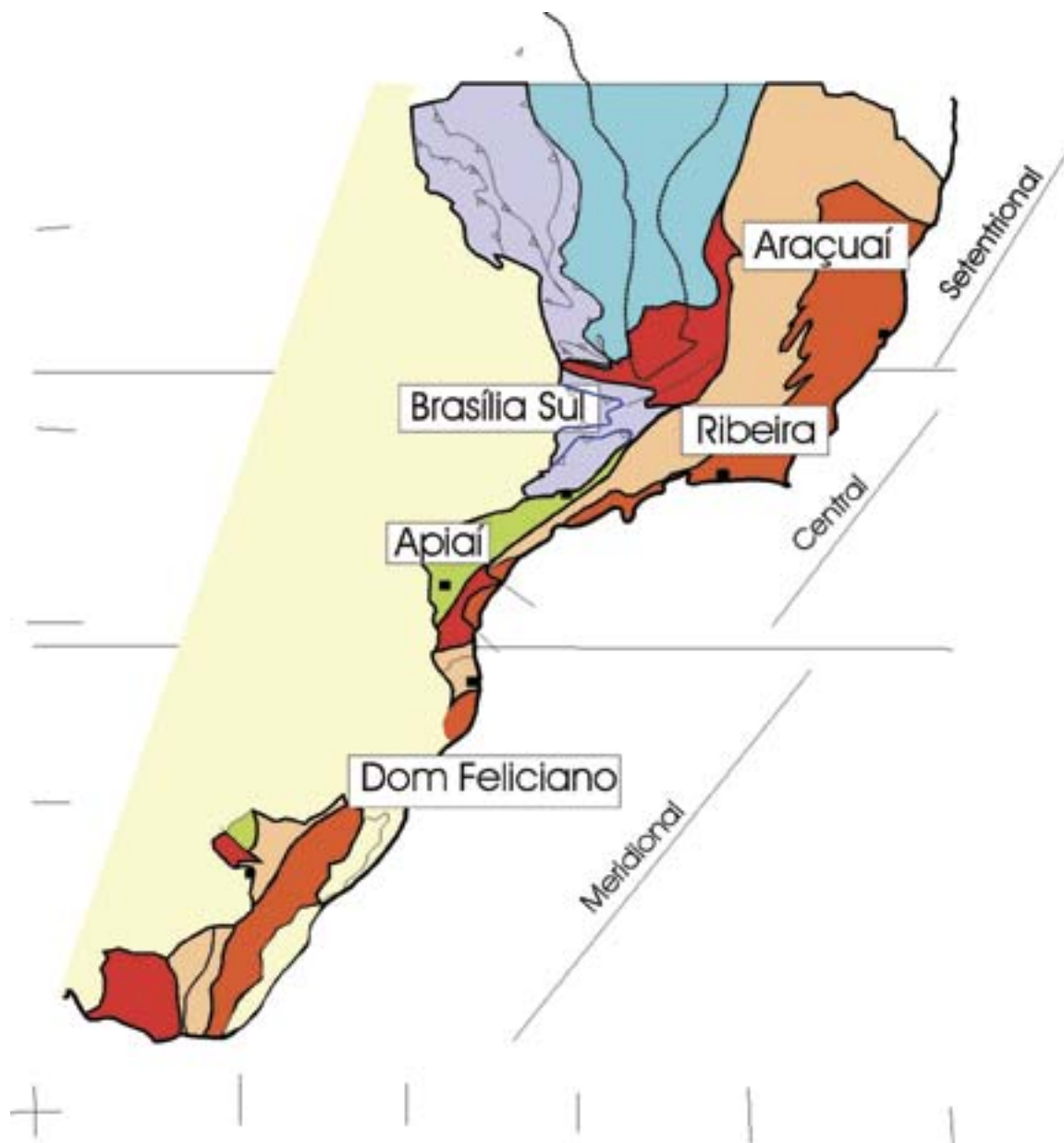


Fig. 3- Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos

- Subdivision of the Mantiqueira Orogenic System: the northern segment is the Araçuaí Orogen; the central segment includes the southern tip of the Brasília orogen and the Ribeira and Apiaí Orogens; and the southern segment includes the Dom Feliciano and São Gabriel Orogens. Deep orange and purple indicate terranes with Neoproterozoic magmatic arcs

exemplo do diacronismo que marca a evolução da Província Mantiqueira refere-se aos episódios de granitogênese de arco magmático pré-colisional. No Orógeno São Gabriel estes episódios ocorreram em torno de *ca.* 880 Ma e 750-730 Ma, enquanto no Orógeno Ribeira são registrados episódios pré-colisionais em *ca.* 790 Ma e 635-605 Ma, e no Orógeno Araçuaí *ca.* 630-585 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Silva-Filho & Soliani Jr., 1987; Leite *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000; Nalini *et al.*, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Heilbron & Machado, 2003).

Subdivisão Estratigráfica Geral

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente, a seguinte subdivisão simplificada aplica-se à Província Mantiqueira como um todo:

a) Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;

b) Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;

c) Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica), seqüências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);

d) Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, e portanto contemporâneos a processos de subducção;

e) Granitóides neoproterozóicos sincollisionais;

f) Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

Esta subdivisão simplificada é adotada na abordagem dos três segmentos geográficos da Província Mantiqueira, que são (Fig. 3):

a) o segmento setentrional que corresponde ao

Orógeno Araçuaí;

b) o segmento central que engloba o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu;

c) e o segmento meridional que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

Segmento Setentrional: o Orógeno Araçuaí

Em 1977, Almeida apresentou a definição da Faixa de Dobramentos Araçuaí no artigo que se tornou um pilar do conhecimento sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Outros trabalhos por ele publicados, que acrescentam informações importantes sobre a Faixa Araçuaí, são Almeida *et al.* (1978), Almeida & Litwinski (1984) e Almeida (1993). No texto adiante adequamos termos utilizados naqueles trabalhos à literatura geológica corrente.

Almeida deu o nome Araçuaí à faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a Orogênese Brasileira. Seus trabalhos destacam as seguintes características da faixa (Fig. 2 e 4):

- A Faixa Araçuaí apresenta um ramo maior de direção

norte-sul, articulado com uma grande curvatura que tem concavidade voltada para sul. Esta curvatura, situada no setor setentrional da faixa, registra marcante mudança da estruturação brasileira que deixa a direção norte-sul e inflete para leste.

- O Grupo Macaúbas é a unidade estratigráfica característica da bacia precursora da faixa. Este grupo foi metamorfisado e deformado durante a Orogênese Brasileira.

- O embasamento da faixa é constituído por unidades mais velhas que o Grupo Macaúbas, mas que também foram envolvidas na Orogênese Brasileira.

- O ramo norte-sul da faixa apresenta vergência para oeste e transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco.

- O metamorfismo regional aumenta de oeste para leste, no ramo norte-sul da faixa, e de norte para sul, na curvatura setentrional.

- O segmento mais bem definido do limite ocidental da faixa situa-se entre os paralelos 16° e 19° 30' S e é materializado pela frente de empurrão que transportou o Grupo Macaúbas e o Supergrupo Espinhaço sobre o Grupo Bambuí. Este limite, a sul do paralelo 19° 30', atravessa a parte leste do Quadrilátero Ferrífero e toma a direção sudoeste na altura de Ouro Preto.

- O limite setentrional é traçado ao longo da fronteira

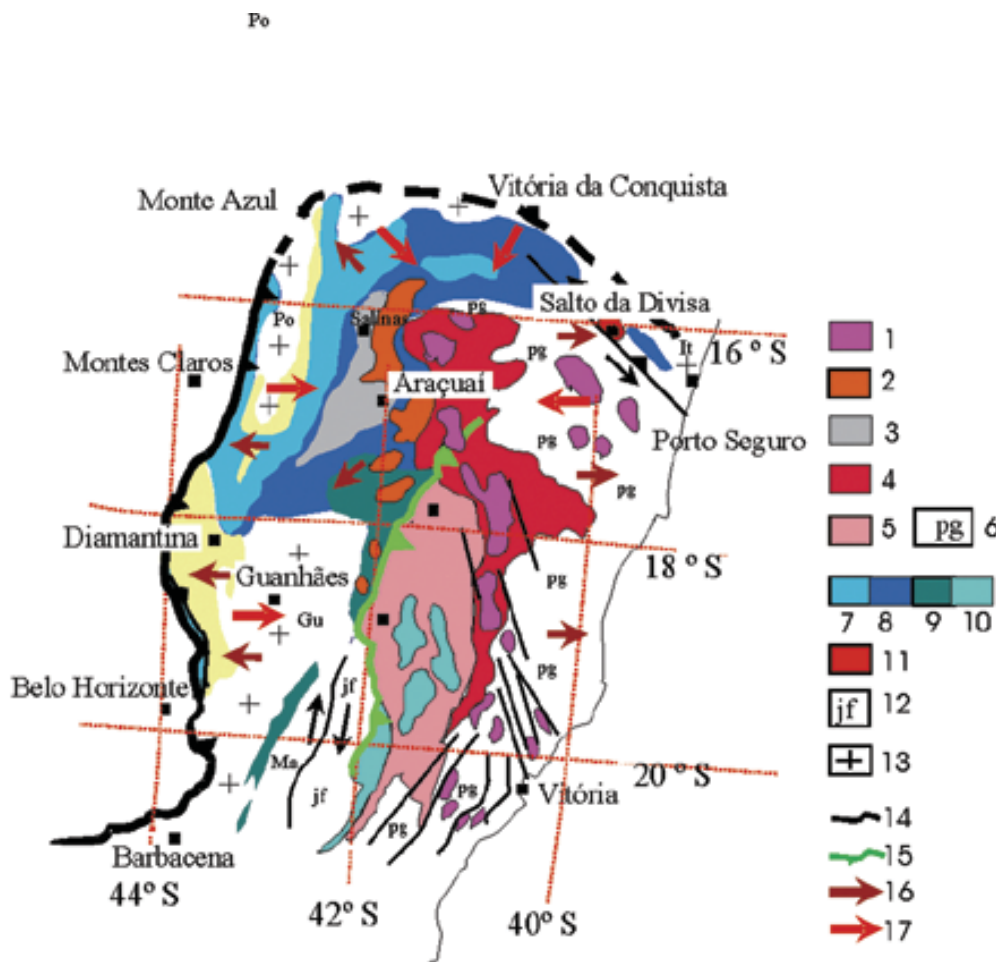


Fig. 4- Mapa tectônico do Orógeno Araçuaí (modificado de Pedrosa Soares *et al.*, 2001 e Lima *et al.*, 2002). 1- Suíte G₅, tipo I (520-490 Ma). 2- Suíte G₄, tipo S (520-500 Ma). 3- Formação Salinas (570-520 Ma). 4- Suítes G₂ (585-565 Ma) e G_{3S}, ambas tipo S. 5- Suíte G₁, tipo I (630-585 Ma). 6- Complexo paragneissico. 7- Grupo Macaúbas proximal. 8- Grupo Macaúbas distal. 9- Formação Ribeirão da Folha (RF) e Grupo Dom Silvério (DS). 10- Grupo Rio Doce. 11- Granito Salto da Divisa (880 Ma). 12- Complexo Juiz de Fora (2,2-2,0 Ga). 13- Arqueano a Mesoproterozóico retrabalhado na Orogenia brasileira (Supergrupo Espinhaço em amarelo); complexos Gu-Guanhães, It- Itabuna, Ma-Mantiqueira, P-Pocrane, e Po-Porteirinha. 14- Limite cratônico. 15- Zona de sutura neoproterozóica. 16- Transporte tectônico. 17- Polaridade metamórfica

- Tectonic map of the Araçuaí Orogen (modified from Pedrosa Soares *et al.*, 2001 and Lima *et al.*, 2002). 1- I type G₅ Suite (520-490 Ma). 2- S type G₄ Suite (520-500 Ma). 3- Salinas Formation (570-520 Ma). 4- S type G₂ (585-565 Ma) and G_{3S} suites. 5- I type G₁ Suite (630-585 Ma). 6- Paragneiss complex. 7- Proximal Macaúbas Group. 8- Distal Macaúbas Group. 9- Ribeirão da Folha Formation (RF) and Dom Silvério Group (DS). 10- Rio Doce Group. 11- Salto da Divisa Granite (880 Ma). 12- Juiz de Fora Complex (2,2-2,0 Ga). 13- Archaean to Mesoproterozoic (Espinhaço supergroup in yellow) reworked during the Brasiliano Orogeny: Gu-Guanhães, It- Itabuna, Ma-Mantiqueira, P-Pocrane, and Po-Porteirinha complexes. 14- Cratonic limit. 15- Neoproterozoic suture zone. 16- Tectonic vergence. 17- Metamorphic polarity

norte da grande curvatura da faixa, sendo inferido com base no desvanecimento do registro tectono-metamórfico brasileiro.

Uma vez estabelecidos os limites ocidental e setentrional da Faixa Araçuaí, quais seriam seus limites oriental e meridional? Esta questão catalisou a redefinição da Faixa Araçuaí em termos do conceito de orógeno, como referimos no item "Alguns Conceitos Fundamentais" e detalharemos adiante.

Conceito, Limites e Compartimentação Tectônica do Orógeno Araçuaí

A redefinição da Faixa Araçuaí em termos do conceito de orógeno, que foi amplamente divulgada por Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares *et al.* (2001), leva em consideração a correlação entre a Faixa Araçuaí e sua contraparte africana, a Faixa Congo Ocidental (ou Oeste Congo), bem como os limites destas faixas em relação aos crátons do São Francisco e Congo, respectivamente. No Mesozóico, antes da abertura do Oceano Atlântico, as faixas Araçuaí e Congo Ocidental constituíam um único orógeno brasileiro-panafricano: o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Fig. 2). Após a abertura do Oceano Atlântico, a Faixa Araçuaí herdou mais de dois terços do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Como este capítulo aborda apenas a parte brasileira deste orógeno, simplificamos a sua denominação para Orógeno Araçuaí.

A presente síntese fundamenta-se nas publicações de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Aracema *et al.* (2000), Martins-Neto *et al.* (2001), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2003a), Tack *et al.* (2001), Lima *et al.* (2002), Silva *et al.* (2002), Wiedemann *et al.* (2002), Alkmim *et al.* (2003), Martins *et al.* (2004) e em referências citadas nestes trabalhos. Para melhor fluência do texto adiante é evitada a citação de referências bibliográficas.

O Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Fig. 4). Na altura do paralelo 21°, a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Não se verifica descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos.

Os compartimentos tectônicos principais do Orógeno Araçuaí são o domínio externo, que circunscreve a margem

sudeste do Cráton do São Francisco e se caracteriza como uma faixa de dobramentos e empurrões; o domínio interno, que é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno; e a inflexão setentrional que contém segmentos destes dois domínios, mas apresenta feições tectônicas particulares (Fig. 4 e 5).

No domínio tectônico externo do Orógeno Araçuaí estão esculpidos segmentos da Serra do Espinhaço e chapadas do norte-nordeste de Minas Gerais. O domínio externo se caracteriza pelo transporte tectônico contra o Cráton do São Francisco, metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito baixo nas rochas supracrustais e ausência de magmatismo orogênico. Nas unidades supracrustais, o limite oriental do domínio tectônico externo é balizado pela fronteira leste do Grupo Macaúbas. Entretanto, no embasamento (a exemplo do Bloco Guanhões) este limite se situa mais a oeste, onde estão expostos níveis crustais profundos que foram envolvidos na Orogênese Brasileira.

O domínio tectônico interno é, de fato, o núcleo metamórfico-anatético do orógeno, onde ocorre espetacular quantidade de rochas graníticas originadas em estágios diversos da Orogênese Brasileira. Este domínio inclui também a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcalino. O relevo é do tipo "mar-de-morros" com "pães-de-açúcar" freqüentes. A sul do paralelo 19° está preservada a porção mais profunda do núcleo metamórfico, onde rochas da fácies granulito são comuns. A norte do paralelo 19° localiza-se uma extensa zona de anatexia sin a pós-colisional, rica em granitos do tipo S, foliados ou isotrópicos. Na parte ocidental do domínio interno predomina transporte tectônico para sudoeste, mas na sua região oriental registra-se transporte para leste (em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo).

A inflexão setentrional é o compartimento tectônico caracterizado pela grande curvatura do Orógeno Araçuaí, onde os traços estruturais brasileiros infletem para leste. Trata-se de uma feição tectônica muito particular mas, quanto ao metamorfismo, este compartimento apresenta, a norte, características do domínio tectônico externo e a sul, do domínio interno. Na inflexão setentrional, o metamorfismo cresce de norte para sul, desde a fácies xisto verde, no limite cratônico, até a fácies anfíbolito alto, já em território do núcleo metamórfico-anatético. A saliência maior da inflexão, que desemboca no Aulacógeno Santo Onofre, se caracteriza por empurrões com transporte para norte. As zonas transcor-

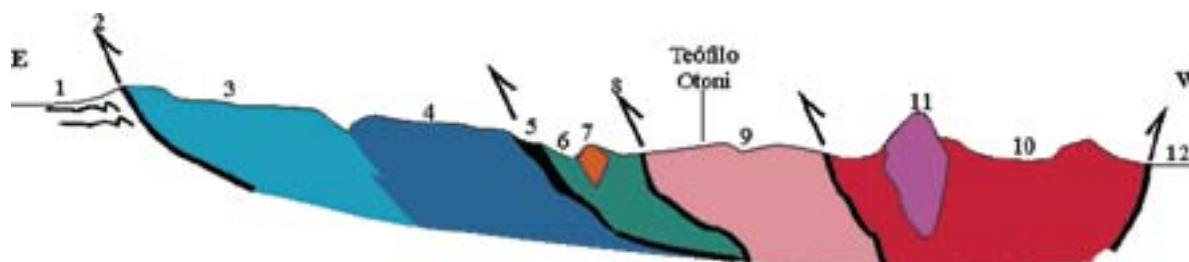


Fig. 5- Seção estrutural E-W do orógeno Araçuaí no paralelo de Teófilo Otoni. 1- Grupo Bambuí (cobertura cratônica); 2- Falha de cavalgamento basal que separa a borda leste do Cráton São Francisco do domínio externo do orógeno; 3- Grupo Macaúbas glaciogênico proximal; 4- Grupo Macaúbas distal (Fm Ribeirão da Folha). Domínio tectônico interno: 5 - Lascas tectônicas de rochas ultramáficas; 6 - Seção vulcano-sedimentar da Fm. Ribeirão da Folha; 7 - granito G₄; 8 - Zona de sutura; 9 - Arco magmático G₁; 10 - Suites G₂ e G₃ (zona de anatexia); 11 - Granito G₅; 12 - Paragneisses

- E-W structural section of Araçuaí orogen at Teófilo Otoni parallel. 1 - Bambuí Group (cratonic cover). 2 - Basal thrust fault that separates the eastern border of the SFC from the External domain of the orogen; 3 - Glaciogenic proximal Macaúbas Group; 4 - Distal Macaúbas Group (Ribeirão da Folha Fm). Internal tectonic domain : 5 - Tectonic slices of ultramafic rocks; 6 - Volcano-sedimentary section of the Ribeirão da Folha Fm.; 7 - G₄ granite; 8 - suture zone; 9 - G₁ magmatic arc; 10 - G₂ and G₃ suites (anatexis zone); 11 - G₅ granite; 12 - Paragneisses

rentes a oblíquas, de direção NW-SE, da extremidade oriental da inflexão são predominantemente sinistrais e têm componente de empurrão com transporte para leste (e.g., zona de cisalhamento de Salto da Divisa, Fig. 4).

Embasamento do Orógeno Araçuai

No domínio tectônico externo, o embasamento inclui complexos granito-gnáissicos do arqueano e paleoproterozóico (e.g., Gouveia, Guanhões, Mantiqueira e Porteirinha), seqüências tipo *greenstone belt* arqueano, seqüências predominantemente metassedimentares paleoproterozóicas (e.g., Supergrupo Minas), granitos anorogênicos tardi-paleoproterozóicos (ca. 1,7 Ga) relacionados à abertura do rifte Espinhaço e o Supergrupo Espinhaço (Fig. 4). Este supergrupo, também presente na cobertura do Cráton do São Francisco, é uma unidade supracrustal do embasamento. Sua sedimentação teve início em torno de 1,75 Ga e preencheu uma bacia do tipo *rift-sag*, mas a idade de suas formações superiores é incerta (1,3 Ga?). O Supergrupo Espinhaço foi deformado e metamorfisado em baixo grau durante a Orogênese Brasileira.

No domínio tectônico interno, o embasamento é representado pelos complexos paleoproterozóicos Juiz de Fora e Pocrane, e pelas bordas orientais dos complexos Guanhões e Mantiqueira.

Na inflexão setentrional, o embasamento é constituído pelos prolongamentos de complexos arqueano-paleoproterozóicos da região cratônica do sul da Bahia, onde se verifica a atuação da Orogênese Brasileira. Destaca-se o Complexo Itabuna, embasamento do extremo nordeste do Orógeno Araçuai, representante da união entre os crátons do São Francisco e Congo, que perdurou desde ca. 2 Ga até o Mesozóico e condicionou tanto a abertura quanto a inversão orogênica da bacia precursora deste orógeno brasileiro.

Seqüências Neoproterozóicas: A Bacia Precursora do Orógeno Araçuai

Os primeiros registros do fraturamento que precedeu o estabelecimento da bacia precursora do Orógeno Araçuai são enxames de diques máficos com idade em torno de 1 Ga, situados na região cratônica do sul da Bahia. Entretanto, a maior expressão da fase rifte desta bacia se encontra na Faixa Congo Ocidental, onde espessas pilhas de rochas vulcânicas bimodais têm idade entre ca. 930 e 910 Ma. No Brasil, alguns diques máficos que cortam o Supergrupo Espinhaço têm idade em torno de 906 Ma e uma intrusão granítica anorogênica (Salto da Divisa, Fig. 4) apresentou idade de ca. 880 Ma. Estes dados limitam a fase rifte da bacia entre ca. 930 e 880 Ma. Unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas, constituídas de quartzito e conglomerado, superpostos por metadiamicrito com intercalações de quartzito, são também representantes desta fase.

O estágio transicional entre as fases rifte e de margem passiva é representado pela seqüência glácio-marinha do Grupo Macaúbas, que está particularmente bem preservada a norte de Diamantina (Fig. 4). Esta seqüência consiste de diamicrito (fluxo de detritos) estratificado com turbidito arenoso a pelítico e formação ferrífera sedimentar (tipo Rapitan), metamorfisados na fácies xisto verde. Datações de zircões detríticos sugerem que a idade máxima desta unidade situa-se em torno de 900 Ma.

A fase de margem continental passiva da Bacia Macaúbas é representada por extensa sedimentação de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes de crosta oceânica. Esta unidade distal do Grupo Macaúbas é a Formação Ribeirão da Folha que, na Fig. 4, tem sua porção oceânica destacada. Onde exclusivamente sedimentar, esta

formação consiste de quartzo-mica xisto bandado com intercalações de rocha cálcio-silicática, grafita xisto e mármore. Na parte vulcano-sedimentar da Formação Ribeirão da Folha predomina micaxisto peraluminoso com intercalações de metachert sulfetado, grafita xisto com cianita e/ou sulfeto, formações ferríferas bandadas dos tipos óxido, silicato e sulfeto, e orto-anfibolitos. O metamorfismo regional varia da zona da granada (transição das fácies xisto verde e anfibolito) até a zona da sillimanita da fácies anfibolito.

Os orto-anfibolitos mostram assinatura geoquímica de assoalho oceânico e representam seções diversas da crosta oceânica, desde a porção gabróica inferior até rochas vulcânicas. Datação Sm-Nd dos orto-anfibolitos forneceu idade isocrônica (rocha total) em torno de 816 Ma, indicativa da cristalização magmática dos protólitos máficos.

Lascas tectônicas de rochas meta-ultramáficas estão encaixadas na Formação Ribeirão da Folha. Estas lascas são constituídas, predominantemente, por tremolita-antofilita xisto com cromita e núcleos de peridotito. Análises isotópicas Sm-Nd sugerem que as rochas ultramáficas são contemporâneas dos orto-anfibolitos. As lascas ultramáficas são interpretadas como porções de manto sub-oceânico.

O Grupo Rio Doce, que também é caracterizado por sedimentação turbidítica de mar profundo (metagrauvaca, micaxisto e gnaiss, bandados), é um candidato a representante da margem passiva oriental (i.e., do “lado africano”) da bacia neoproterozóica, pois se encontra a leste da zona de sutura (Fig. 4). Intrusões da suíte G₁ (descrita adiante) cortam o Grupo Rio Doce e indicam que a idade da sedimentação é maior que ca. 600 Ma.

Estágios Orogênicos

Na região abordada, a Orogênese Brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (630-585 Ma), sincolisional (585-565 Ma), tardi-colisional (565-535 Ma) e pós-colisional (520-490 Ma). Estes intervalos de tempo são balizados por idades U-Pb obtidas de amostras de zircão, monazita e titanita, disponíveis na literatura anteriormente referida.

Estágio Pré-colisional

O estágio pré-colisional (630-585 Ma), ou acrecionário, engloba os processos relacionados à edificação do arco magmático cálcio-alcálico (Fig. 4 e 5). Neste estágio foi gerada a suíte G₁ que é constituída, predominantemente, por tonalito e granodiorito, com diorito subordinado e freqüentes enclaves máficos. A foliação regional está impressa nas rochas desta suíte, bem como nos seus enclaves que, geralmente, também estão estirados. O grande acervo de dados geoquímicos e isotópicos demonstra que a Suíte G₁ se formou em ambiente de arco magmático de margem continental ativa.

Em época que se estendeu do estágio pré-colisional ao sincolisional ocorreu a sedimentação, em bacia de retroarco, dos protólitos do complexo paragnáissico cujos zircões detríticos apresentam idades U-Pb em torno de 630 Ma (comunicação oral de C. M. Noce). As idades-modelo Sm-Nd sugerem mistura entre fontes paleoproterozóicas e neoproterozóicas. As rochas predominantes neste complexo são gnaiss peraluminoso (rico em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, com traços de grafita, ou seja, kinzigito *stricto sensu*) e seus termos menos aluminosos, que apresentam intercalações de grafita gnaiss, quartzito, rocha cálcio-silicática e leptinito. Grandes depósitos de grafita lamelar situam-se na parte norte do complexo paragnáissico. Este complexo incluiria também representantes da sedimentação de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuai, principalmente a sul do paralelo de Vitória, onde ocorrem expressivas camadas de mármore.

Estágio Sincolisional

Os padrões principais de deformação e metamorfismo são originados no estágio sincolisional (585-565 Ma). Os vetores indicadores do aumento de temperatura do metamorfismo regional convergem para a zona de intensa anatexia, situada a norte do paralelo 19° (Fig. 4 e 5). A foliação regional das rochas pelíticas é formada por paragêneses do regime de média pressão (tipo barrowiano), desde a zona da clorita, que margeia o cráton, até a zona da sillimanita, no domínio tectônico interno. No complexo paragnáissico são comuns paragêneses a biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, sincinemáticas à foliação regional, que indicam metamorfismo regional da fácies anfíbolito alto à transição anfíbolito-granulito, a pressões moderadas. Fusão parcial é extensiva no complexo paragnáissico, onde aumenta de leste para oeste na parte oriental do núcleo metamórfico-anatético, e de norte para sul na inflexão setentrional.

Os granitos do tipo S, foliados (gnaisses), deste estágio estão englobados na suíte G₂. Esta suíte inclui corpos graníticos tabulares autóctones ou parautóctones e intrusões, deformados em concordância com a foliação regional. As composições predominantes são cordierita-granada-biotita granito, granada-biotita granito e granito a duas micas. São muito frequentes os xenólitos e restos de teto (*roof pendants*), de tamanhos os mais variados, constituídos por metassedimentos em estágios variados de assimilação. Os pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais, da região de Conselheiro Pena-Galiléia, são derivados de granitos G₂.

Estágio Tardi-colisional

O estágio tardi-colisional parece ter se estendido de 565 Ma a 535 Ma. O limite mais novo deste intervalo é ainda impreciso, em função da falta de dados geocronológicos conclusivos. Como bem demonstra a literatura geológica sobre orógenos de idades e regiões as mais diversas, é difícil a distinção clara entre produtos do estágio sincolisional em relação àqueles do início do estágio tardi-colisional. Um dos critérios de campo é o monitoramento da ocorrência da foliação regional.

Desta forma, no Orógeno Araçuaí há granitos do tipo S que registram a foliação regional em intensidade variada e que têm fornecido idades entre 565 e 535 Ma. Parte destes granitos têm sido englobados na suíte G₂, se sua foliação é persistente e mantém coerência com o padrão regional. Entretanto, são englobados na suíte G_{3S} os corpos com foliação incipiente ou sem foliação. Granada-cordierita leucogranito é a rocha característica (mas não exclusiva) da suíte G_{3S}. Esta suíte engloba tanto mobilizados félsicos quanto resíduos de fusão. Dentre as poucas idades U-Pb disponíveis para estas rochas há valores *ca.* 540-535 Ma) que sugerem fusão parcial relacionada ao estágio tardi-colisional, mas também há dados que indicam processo (refusão?) relacionado ao estágio pós-colisional (*ca.* 510 Ma). Alguns plútons graníticos do tipo I, com assinatura cálcio-alcalina de alto K, que ocorrem no setor nordeste do orógeno, foram considerados tardi-colisionais e comporiam a suíte G_{3I}. Entretanto, datações recentes sugerem que, pelo menos, alguns destes plútons são pós-colisionais (*i.e.*, pertencem à suíte G₅).

No domínio externo do orógeno, o estágio tardi-colisional é representado pela Formação Salinas (Fig. 4). Na área-tipo, esta formação consiste de gravaca, pelito e conglomerado clasto-suportado, metamorfisados na fácies xisto verde. Entretanto, o metamorfismo pode atingir a fácies anfíbolito na borda oriental da formação. Datações de zircões detríticos e de zircões de seixos de rochas vulcânicas félsicas limitam a idade máxima da Formação Salinas em 570 Ma. As intrusões graníticas G₄ que a cortam (500 Ma) balizam sua idade mínima. Portanto, a Formação Salinas representa sedimentação tardi-orogênica e, por isto, foi retirada do Grupo Macaúbas (Lima *et al.*, 2002).

Estágio Pós-Colisional

O estágio pós-colisional (520-490 Ma) oferece evidências marcantes do colapso extensional do Orógeno Araçuaí. No domínio tectônico externo, a clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a foliação regional é a principal estrutura originada pelo colapso extensional do orógeno. Os indicadores cinemáticos relacionados a esta clivagem evidenciam o abatimento da capa em relação à lapa. Além desta estrutura, cascatas de dobras e falhas normais evidenciam o colapso extensional do orógeno, ao qual são também atribuídas as suítes graníticas G₄ e G₅ (Fig. 4).

A suíte G₄ ocorre ao longo da zona limítrofe entre os domínios tectônicos externo e interno, onde estão expostas intrusões graníticas relativamente rasas (alojadas entre 5 e 15 km de profundidade). São intrusões em forma de balão e conjuntos de plútons amalgamados, com cúpulas pegmatóides localmente preservadas. Os granitos G₄ são do tipo S e apresentam proporções diversas de muscovita, biotita e granada. Orientação de fluxo ígneo e xenólitos de encaixante são frequentes. Plútons ricos em mica mostram, localmente, uma foliação que mergulha para oeste, em concordância com a clivagem de crenulação relacionada ao colapso extensional do orógeno. Os granitos da suíte G₄ são fontes de pegmatitos residuais, ricos em gemas (particularmente turmalinas e摩根ita), minerais de lítio, feldspatos e outros minerais da indústria cerâmica e vidreira, e minerais de metais raros (*e.g.*, tantalita).

A suíte G₅ é constituída de intrusões graníticas do tipo I, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas e enderbíticas. Na porção sul do orógeno, em decorrência da exposição de nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica. A composição predominante das intrusões G₅ varia de granito a sienogranito, geralmente porfirítico a sub-porfirítico, com frequentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante. Feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas são comuns. A assinatura geoquímica das intrusões é cálcio-alcalina de alto K e alto Fe. Os plútons G₅, particularmente aqueles que se situam na porção norte do orógeno, são fontes de pegmatitos ricos em água-marinha e topázio.

Modelo Evolutivo para o Orógeno Araçuaí

As reconstruções paleogeográficas sugerem que os crátons do São Francisco e Congo permaneceram parcialmente unidos desde 2 Ga até a abertura do Oceano Atlântico Sul. Esta “ponte cratônica”, que unia regiões de Bahia e Gabão (cinturões Itabuna e Eburneano), certamente limitou a abertura da bacia precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Desta forma, a bacia precursora deste orógeno teria se estruturado como uma bacia marinha interior (*inland-sea basin*), na forma de um grande golfo articulado, a norte, com os aulacógenos Santo Onofre e Sangha (Fig. 2). Este golfo teria permanecido ensialico a norte do paralelo 17° S. Entretanto, abertura oceânica de pequena extensão lateral ocorreu a sul deste paralelo. O golfo Araçuaí desembocaria num amplo oceano, hoje representado pelo Orógeno Ribeira e outros ramos do sistema orogênico brasileiro-panafricano.

O Orógeno Araçuaí, resultante do fechamento de tal golfo, se caracteriza como um orógeno confinado. O mecanismo de fechamento para este tipo de orógeno constitui questão desafiadora, tendo em vista os entraves mecânicos impostos pela “ponte cratônica” e a pequena quantidade de litosfera oceânica que poderia ser incapaz de promover o processo de subducção. Um mecanismo singular para a inversão orogênica do Orógeno Araçuaí é proposto por Alkmim *et al.* (2003).

Segmento Central: os Orógenos Brasília Meridional e Ribeira, e a Zona de Interferência com o Orógeno Brasília

Subdivisão Tectônica

Para sumarizar a compartimentação tectônica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira utilizamos os seguintes trabalhos (Fig. 6): Heilbron *et al.* (1995; 1998; 2000; 2003), Campos Neto & Figueiredo (1995); Schmitt *et al.* (1999), Valeriano (2000), Campos Neto (2000), Campos Neto *et al.* (2000), Machado & Demange (1994), Campanha & Sadowsky (1999), Campanha (2002), Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000), Heilbron & Machado (2003), Pedrosa-Soares *et al.* (2003b).

A parte sul do Orógeno Brasília mostra trend estrutural NNW-SSE (Fig. 6, 8 e 9) e é subdividida em nappes com empilhamento tectônico vergente para E-ESE, rumo ao Cráton do São Francisco ou tangente à sua borda meridional. Esta etapa colisional neoproterozóica (Colisão I) é a mais antiga da Orogênese Brasileira no Segmento Central da Província Mantiqueira, tendo atingido seu ápice em *ca.* 630-625 Ma. Resultou da colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e outra placa, situada a W-SW, atualmente encoberta pelas seqüências deposicionais fanerozóicas da Bacia do Paraná. A parte continental desta paleoplaca encoberta é evidenciada por dados gravimétricos e foi denominada de Cráton Paraná ou Paranapanema.

As nappes da parte sul do Orógeno Brasília podem ser agrupadas em dois conjuntos: as nappes inferiores e as nappes superiores. As nappes inferiores registram metamorfismo que atinge a fácies granulito de pressão relativamente alta (Tabela 1 e Fig. 8, 9 e 16) e guardam relação paleogeográfica com o

Cráton do São Francisco. As nappes superiores apresentam metamorfismo de pressão mais baixa e inúmeros corpos granitóides cálcio-alcalinos, em parte interpretados como remanescentes de um arco magmático cordilherano. As sínteses mais atualizadas sobre esta região são encontradas em Valeriano *et al.* (2000), Ribeiro *et al.* (1995), Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000), Campos Neto (2000), Campos Neto e Caby (2000), Trouw *et al.* (2000) e Janasi (2002).

Tabela 1 - Compartimentação tectônica da Extremidade Sul do Orógeno Brasília

		Terrenos	Domínios Estruturais	Principal Período Colisional
E	Orógeno Brasília	Autóctone		Colisão I <i>ca.</i> 630 Ma
		Nappes Inferiores	Klippe/Nappe Carrancas Nappe Luminárias Nappe São Tomás das Letras Nappe Carmo da Cachoeira Nappe Varginha	
		Nappe Superior	Nappe Guaxupé	
NW	Zona de Interferência com Orógeno Ribeira	Nappes Inferiores	Nappes Andrelândia Nappe Liberdade (inseridas no Domínio Andrelândia do Orógeno Ribeira)	Colisão I <i>ca.</i> 630 Ma (vestígios) Colisão II <i>ca.</i> 580 Ma
SE		Nappe Superior	Nappe Socorro	Colisão I <i>ca.</i> 630 Ma Colisão II <i>ca.</i> 580 Ma

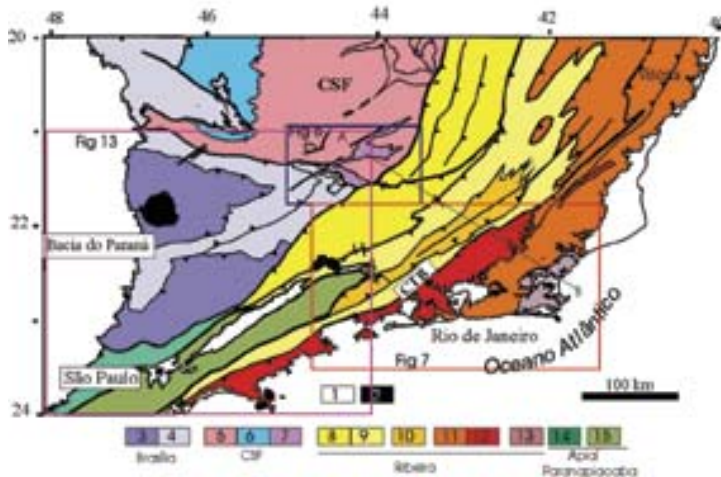


Fig. 6- Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Legenda. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu

- Tectonic Map of the Central Segment of the Mantiqueira Orogenic System. Legend: 1- Cenozoic rifts; 2- K-T alkaline rocks; Brasília Orogen (3-4): 3- Lower Nappes; 4- Upper Nappes; 5- Basement of SFC and autochthonous domain; 6- São Francisco Supergroup; 7- Metasediments of autochthonous domain; Ribeira Orogen (8-13): 8- Andrelândia Domain and 9- Juiz de Fora Domain of the Occidental Terrane; 10- Paraíba do Sul Klippe; 11- Oriental Terrane including 12- Rio Negro Arc; 13- Cabo Frio Terrane; Apiaí/Paranapiacaba Orogen (14-15): 14- São Roque and Açungui Terranes; 15- Embu terrane

O Orógeno Ribeira, que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo (Fig. 2). Esta segunda etapa de colisão continental (Colisão II, *ca.* 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes (>30°), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (Tabela 2). A docagem destes terrenos é caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco (Fig. 6, 7, 10 e 11). Os quatro primeiros foram amalgamados há *ca.* 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio só foi colado aos demais em *ca.* 520 Ma.

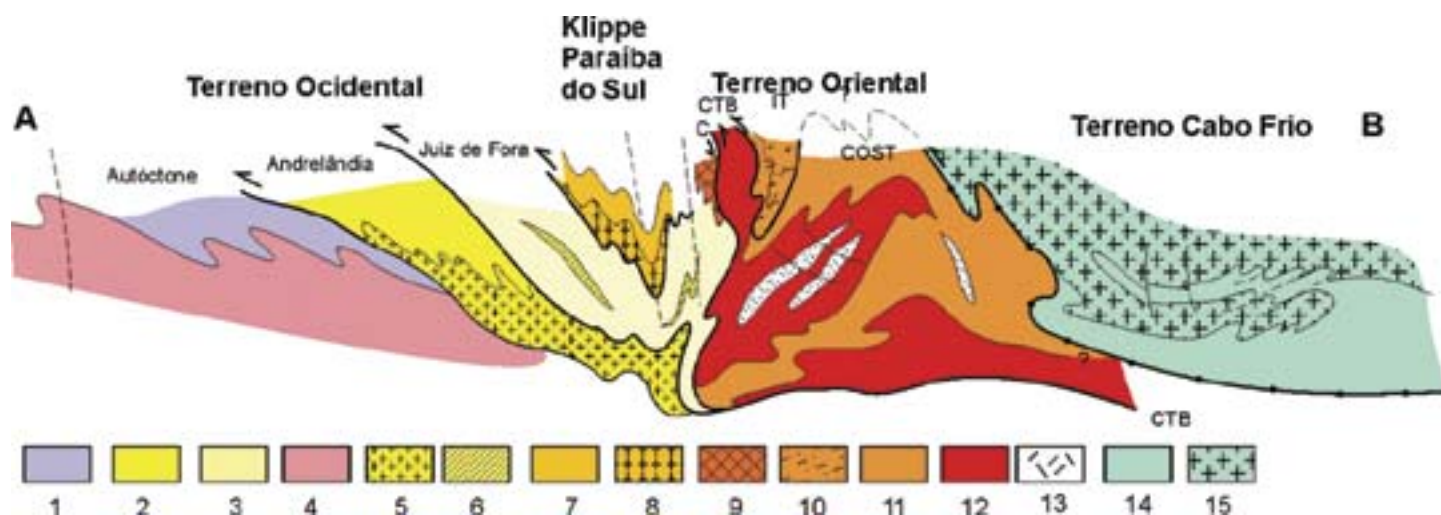


Fig. 7- Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Sequências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região dos Lagos

- Structural section of the Ribeira orogen. Legend: Occidental terrane (1-6): 1-3 Andrelândia megassequence at Autochthonous, Andrelândia and Juiz de Fora domains; 4 to 6- Basement associations (Barbacena, Mantiqueira and Juiz de Fora complexes); Paraíba do Sul terrane (7-8): 7- Paraíba do Sul group; 8- Quirino complex; Oriental terrane (9-13): 9- Cambuci sequence; 10- Italva sequence; 11- Costeiro sequence; 12- Rio Negro arc; 13- Collisional granitoids; Cabo Frio terrane (14-15): 14- Búzios and Palmital sequences; 15- Região dos Lagos complex

Tabela 2 - Compartimentação tectônica da parte central do Orógeno Ribeira

	Terrenos	Domínios Estruturais	Principal período colisional
N-NW	Terreno Ocidental	Domínio Autóctone Domínio Andrelândia Domínio Juiz de Fora	Colisão II ca. 580 Ma (605-560Ma)
	Klippe Paraíba do Sul		
	Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar	Domínio Cambuci Domínio Costeiro Domínio Italva	
S-SE	Terreno Cabo Frio		Colisão III ca. 520 Ma (535-510Ma)

Embasamento Paleoproterozóico-Arqueano

Uma importante característica da extremidade sul do Orógeno Brasília e do Orógeno Ribeira é a alta proporção de rochas do embasamento mais velhas que 1,7 Ga, aflorantes em praticamente todos os terrenos acima descritos, com exceção da Nappe Socorro-Guaxupé e do Terreno Oriental. Estruturalmente, estas rochas ocorrem tanto como janelas antiformais no Domínio Autóctone, como em lascas tectônicas nos domínios alóctones. Além de novos dados geocronológicos, esta síntese tem como base os trabalhos de Pires (1978), Oliveira (1980), Barbosa & Grossi Sad (1992), Heilbron (1995), Machado & Noce (1993); Machado *et al.* (1996); Duarte *et al.* (1997, 2000; 2002; 2004); Valladares *et al.* (1997; 2003); Heilbron *et al.* (1998); Fischer *et al.* (1998); Ragatky *et al.* (1999); Schmitt

(2000); Valença *et al.* (2000); Avila *et al.* (2000); Souza & Valladares (2001); Heilbron *et al.* (2001; 2003); Ribeiro *et al.* (2003); Silva *et al.* (2002a); e Tassinari *et al.* (2003).

Cinco associações litológicas constituem o embasamento das bacias mesoproterozóicas e neoproterozóicas no Orógeno Ribeira e na porção sul do Orógeno Brasília (Fig. 10):
a) Faixas arqueanas do tipo *greenstone belt*, de direção NE-SW, afloram no Domínio Autóctone (Fig. 8). São constituídas por rochas máficas e ultramáficas, de origem vulcânica e subvulcânica, e rochas metassedimentares, com variado grau de deformação e metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito.

b) Rochas ígneas de caráter bimodal (2,22 - 2,12 Ga) intrusivas nas faixas tipo *greenstone belt* ocorrem no Domínio Autóctone (Fig. 8), em uma região denominada de Cinturão Mineiro (Teixeira, 1993). Esta associação está representada por gabros, dioritos, granitóides e subvulcanitos félsicos, intermediários e máficos, transformados em xistos e gnaisses. O metamorfismo varia desde a fácies xisto verde a anfibolito baixo. As rochas subvulcânicas e vulcânicas possuem composições entre riolito e basalto.

c) Ortognaisses migmatíticos, granitóides e metabasitos, com idades arqueanas (2,8-2,7 Ga) a paleoproterozóicas (2,2-2,0 Ga). Alguns autores reportam um episódio metamórfico em ca. 2,06 - 2,05 Ga. Os ortognaisses são tonalíticos a graníticos e subordinadamente, trondhjemíticos. Dados químicos e isotópicos sugerem ambiente de arco cordilherano no Paleoproterozóico (Fig. 8, 9 e 10). Estes complexos possuem diversas denominações, tais como Mantiqueira, Piedade, Campos Gerais e Amparo.

d) Ortogranulitos paleoproterozóicos integram um conjunto muito heterogêneo denominado Complexo Juiz de Fora. Os protólitos deste complexo incluem granitóides cálcio-alcalinos representantes de arco magmático cordilherano e de arco de ilhas, e granitos colisionais (2,14 e 2,07 Ga). Os metabasitos podem ser agrupados em duas suítes. Uma delas tem tendência alcalina e é típica de ambiente intraplaca (ca. 1,7 Ga), enquanto a outra, mais heterogênea, é formada por rochas toleíticas com assinaturas típicas de ambientes convergentes, que variam de E-MORB a toleitos de arco (2,4 Ga).

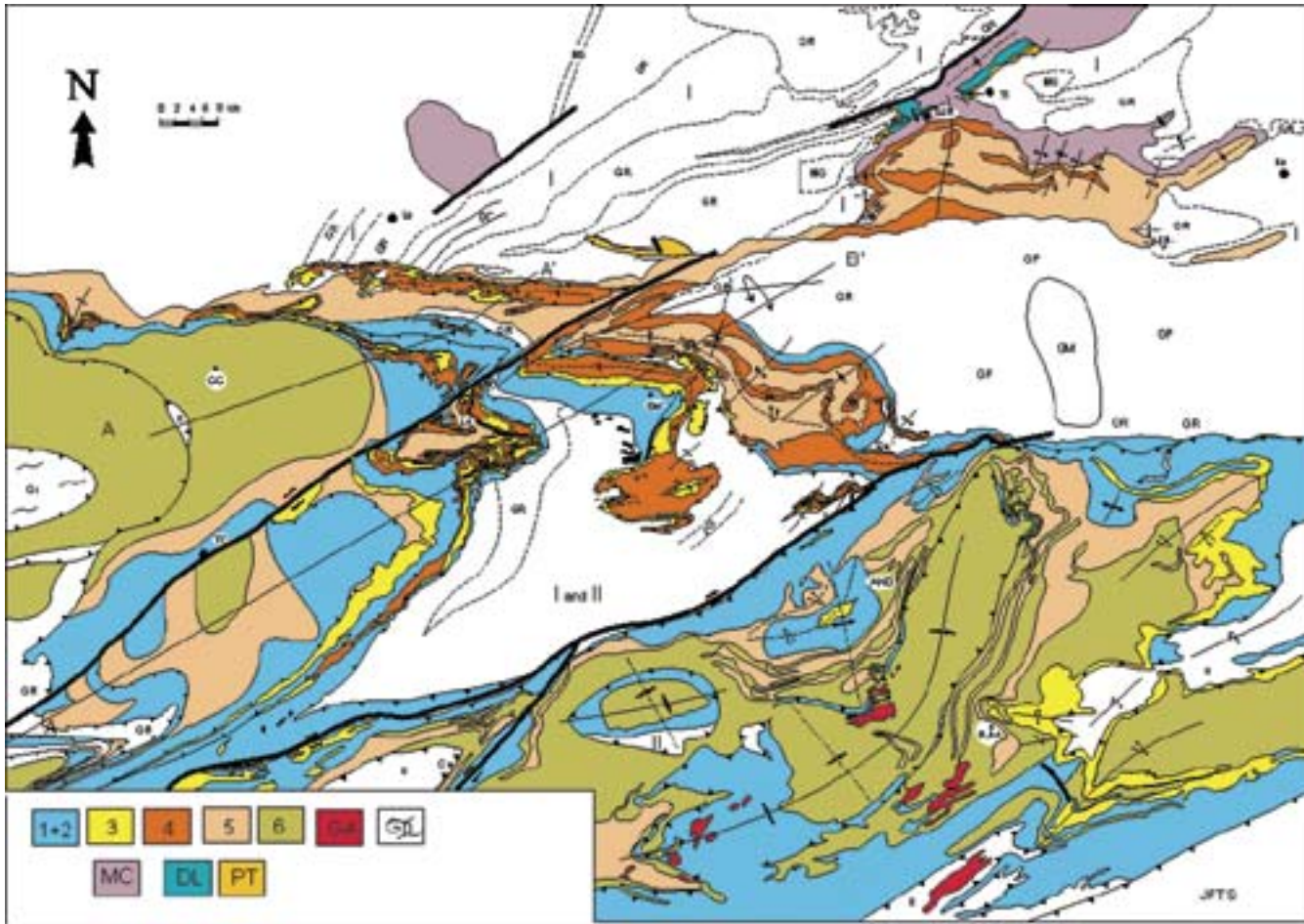


Fig. 8- Mapa Geológico da Extremidade Sul do Orógeno Brasília (modificado de Trouw *et al.* , 2000 e Ribeiro *et al.* , 2003). Legenda: Megasequência Andrelândia: Seqüência Carrancas (1-4) 1+2 - paragneisse com intercalações de anfibolito, quartzito e xisto, 3 - mica verde quartzito, 4 - filito/xisto cinzento, com quartzitos subordinados; Seqüência Rio do Turvo (5-6) 5 - biotita filito/xisto fino, 6 - biotita xisto/gnaiss grosso, com intercalações de anfibolito, quartzito, gondito e rochas cálcio-silicáticas; ga - granitos anatóticos; gn - Nappe Guaxupé; mc - Megasequência Carandaí: Seqüências Barroso e Prados; dl - delta do Lenheiro: Seqüência Lenheiro; pt - plataforma Tiradentes: Seqüências Tiradentes, São José e Tejuco. Associações do embasamento pré-1,7 Ga: I - Faixas *Greenstone*; II - Complexo Gnáissico, Gr - Granitóides, Mg - Metagabro, Ms - Supergrupo Minas, Dc - Diorito Capivari, Gp - Gnaiss Piedade, Gm - Gnaiss Sienítico Matola

- Geologic Map of the Southern tip of the Brasília Orogen (modified from Trouw *et al.* , 2000 and Ribeiro *et al.* , 2003). Legend: Andrelândia Megasequence (1-6): Carrancas Sequence (1-4) 1+2 - paragneiss with amphibolite, quartzite and schist, 3 - green mica quartzite, 4 - gray filite/schist with minor quartzite; Rio do Turvo Sequence (5-6) 5 - plagioclase biotite filite/fine-grained schist, 6 - biotite schist/gneiss with amphibolite, quartzite, gondite and calc-silicate rocks; ga - anatic granites; gn - Guaxupé Nappe; mc - Carandaí Megasequence: Barroso and Prados Sequences; dl - Lenheiro delta: Lenheiro Sequence; pt - Tiradentes plataform (Tiradentes, São José and Tejuco Sequences). Basement associations: I - Greenstone belts; II - Gneissic Complexes, Gr - Granitoids, Mg - Metagabbro, Ms - Minas Supergroup, Dc - Capivari Diorite, Gp - Piedade Gneiss, Gm - Matola Syenitic Gneiss

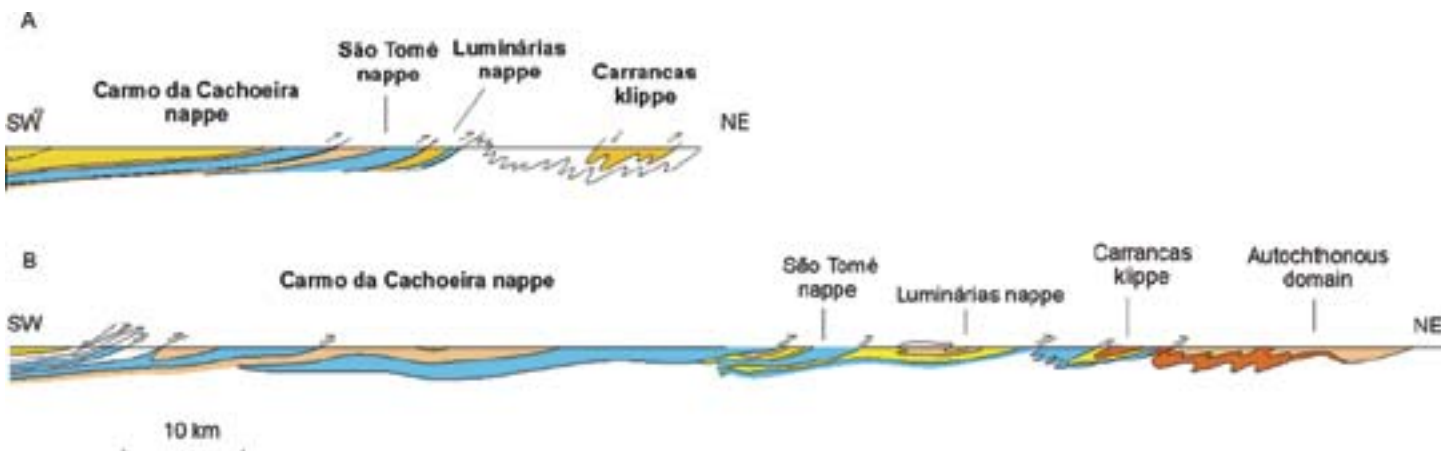


Fig. 9- Perfis estruturais transversais à extremidade sul do Orógeno Brasília

- Structural sections across the southern Brasília Belt

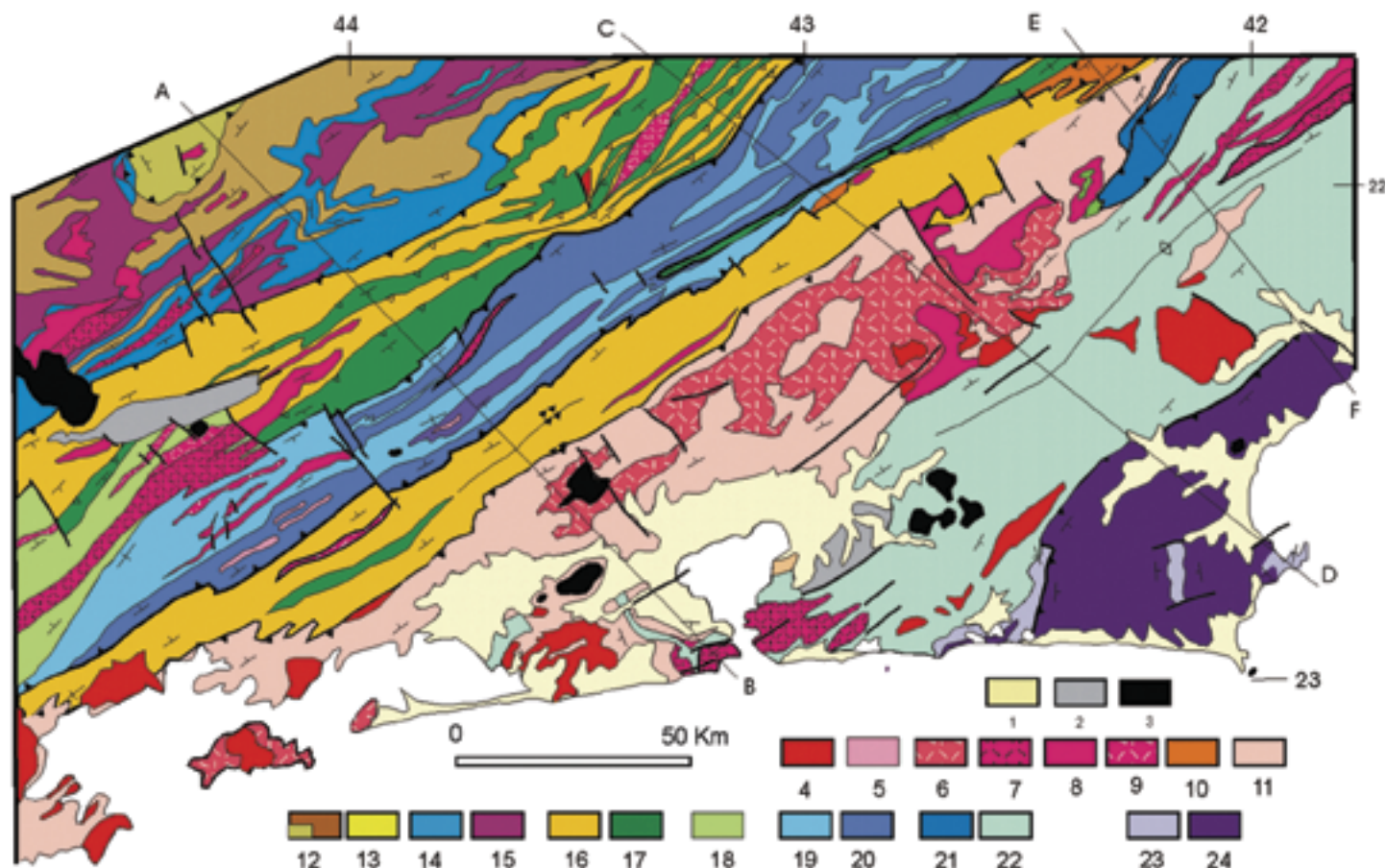


Fig. 10- Mapa geológico simplificado do Orógeno Ribeira, extraído de Heilbron *et al* , 2004. Legenda 1-Sedimentos quaternários, 2-Sedimentos terciários, 3-Rochas alcalinas cretáceas/terciárias, 4-Granitóide Brasilianos sin a pós-colisionais (4-9)- 4-Biotita granitos pós-colisionais (510-480 Ma, G_5), 5-Granitos contemporâneos às ZCs D3 (535-520 Ma, G_4), 6-granitos e charnockitos tardi-colisionais (ca. 560 Ma, G_3); 7-Granitos porfiróides sin-colisionais (590-560 Ma); 8-Leucogranitos e charnockitos tipo S ou híbridos sin-colisionais (ca. 580 Ma, G_2); granitóides com idade indeterminada (9-10): 9-Hornblenda granito gnaiss; 10-Suítas Anta e São Primo; 11-Arco magmático Rio Negro (790-620 Ma); Terreno Ocidental (12-17): Megassequência Andrelândia (12-14): 12-Sequência Rio do Turvo em fácies granulito de alta P; 13-Sequência Rio do Turvo; 14-Sequência Carrancas; 15-Complexo Mantiqueira; 16-Fácies distais da Megassequência Andrelândia no Domínio Juiz de Fora; 17-Complexo Juiz de Fora; 18-Complexo Embu indiviso; Terreno Paraíba do Sul (19-20): 19-Grupo Paraíba do Sul; 20-Complexo Quirino; Terreno Orinetal (21-22): 21-Sucessão metassedimentar Italva; 22-Sucessão metassedimentar Costeiro; Terreno Cabo Frio (23-24): 23-Sucessão Búzios e Palmital; 24-Complexo Região dos Lagos

- Geological map of the Ribeira belt, compiled from Heilbron *et al* ., (2004). Legend: 1-Quaternary cover; 2-Tertiary rift basins; 3-K-T alkaline rocks; 4-syn-to post-collisional Brasiliano granitoids (4-9)- 4-post-collisional biotite granite (510-480 Ma, G_5), 5-syn- D3 granitoids (535-520 Ma, G_4), 6-late-collisional granites and charnockites (ca. 560 Ma, G_3); 7-Porphyritic syn-collisional granites (590-560 Ma); 8-syn-collisional leucogranites and S-type to hybrid charnockites (ca. 580 Ma, G_2); granitoids of undetermined age (9-10): 9-Hornblende granite; 10- Anta and São Primo suites; 11-Rio Negro magmatic arc (790-620 Ma, G_1 -precollisional); Occidental terrane (12-17): Andrelândia megasequence (12-14): 12-Rio do Turvo sequence (high P granulite facies); 13-Rio do Turvo Sequence; 14-Carrancas Sequence; 15- Mantiqueira complex; 16-Distal facies of the Andrelândia megasequence in the Juiz de Fora domain; 17-Juiz de Fora Complex; 18-Embu Complex; Paraíba do Sul Terrane (19-20): 19-Paraíba do Sul group; 20-Quirino complex; Oriental terrane (21-22): 21-Italva succession; 22- Costeiro succession; Cabo Frio terrane (23-24): 23-Búzios and Palmital succession; 24-Região dos Lagos complex

Dados isotópicos Sm-Nd sugerem contribuição juvenil para as rochas cálcio-alcalinas (T_{DM} : 2,22 - 2,13 Ga). Entretanto, Silva *et al.* (2002b) obtiveram uma idade arqueana para ortogranulitos fêlsicos deste complexo, situados nas proximidades de Juiz de Fora (Fig. 10 e 11).

e) Hornblenda ortognaisses paleoproterozóicos denominados de complexos Quirino e Região dos Lagos ocorrem nos terrenos Paraíba do Sul e Cabo Frio, respectivamente (Fig. 10 e 11). O Complexo Quirino (2,19 e 2,17 Ga) com-

prende granitóides tonalítico-granodioríticos com enclaves de rochas meta-ultramáficas, metamáficas e cálcio-silicáticas (ricas em tremolita). O Complexo Região dos Lagos (ca. 1,9 Ga) compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e muitas lentes decamétricas de anfibolitos (diques básicos desmembrados). Idades-modelo Sm-Nd sugerem tanto refusão de crosta arqueana como acreção juvenil no Paleoproterozóico.

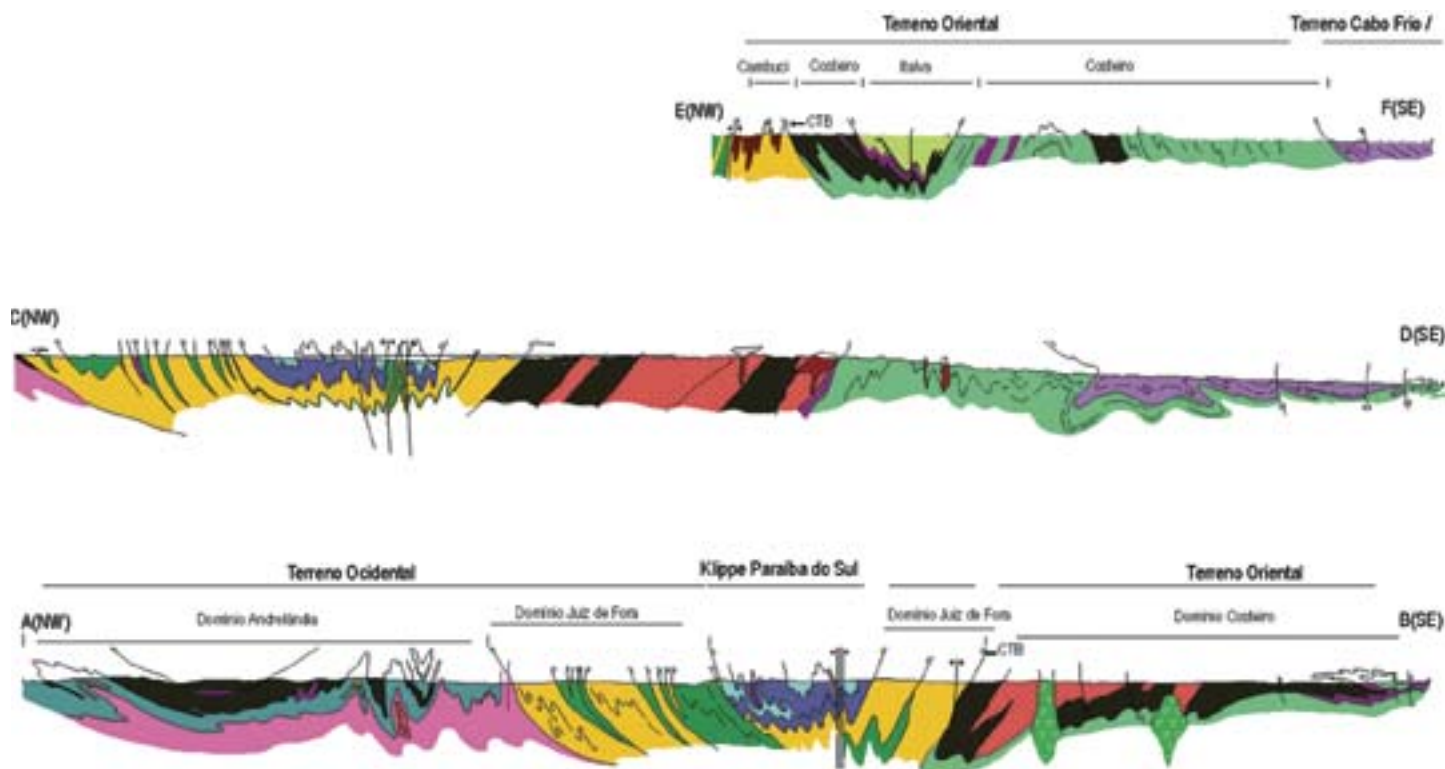


Fig. 11- Perfis estruturais transversais ao Orógeno Ribeira, compilado de Heilbron *et al.* (2004). Legenda como na Figura 10

- Structural sections of Ribeira belt, compiled from Heilbron *et al.*(2004). Legend as Figure 10

Sucessões Intracontinentais Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas e Magmatismo Associado

Sobre o embasamento da região paleocontinental do São Francisco desenvolveram-se, no final do Paleoproterozóico e durante o Mesoproterozóico, duas bacias intracontinentais denominadas por Ribeiro *et al.* (1995) de bacias São João del Rei e Carandaí. O baixo grau de deformação e metamorfismo permitiu a preservação da maior parte das feições sedimentares primárias.

Megassequência São João del Rei

A Bacia São João del Rei foi preenchida pela megassequência homônima, redefinida a partir do Grupo São João del Rei de Ebert (1958). Compreende uma sucessão quartzítica, com cerca de 1000 m de espessura, que aflora nas Serras de São José, Tiradentes e Lenheiro, na região de São João del Rei (Fig. 8, 9 e 12). Discordâncias internas permitem separar, da base para o topo, quatro seqüências deposicionais: Tiradentes, São José, Tejuco e Lenheiro. As três primeiras têm cerca de 150 m de espessura, a última 500 m, e foram estudadas detalhadamente por Andreis *et al.* (1989) e Ribeiro *et al.* (1995; 2003). Com base na associação e sucessão de litofácies, estes autores sugeriram a seguinte evolução paleoambiental: ambiente de plataforma rasa; ambiente plataforma rasa dominada por ação de marés, progradação de um sistema lagunar com planície de maré sobre fácies de submaré e finalmente, ambiente deltáico do tipo entre-laçado.

Idades U-Pb de zircões detríticos da Sequência Lenheiro indicam predomínio de fontes paleoproterozoicas (ca. 2,2 a 1,8 Ga) com contribuição arqueana subordinada (ca. 2,9 a 2,5). A idade do zircão mais jovem (ca. 1,8 Ga) limita a idade máxima de deposição (Valladares *et al.*, 2004). A Megassequência São

João del Rei vem sendo correlacionada ao Supergrupo Espinhaço que aflora na borda leste do Craton do São Francisco.

Megassequência Carandaí

A Megassequência São João del Rei é cortada por diques básicos com tendência alcalina que evidenciam reativação tectônica na região. Desenvolveu-se então a Bacia Carandaí (Ribeiro *et al.*, 1995, 2003), preenchida pela megassequência homônima que ocorre em discordância sobre a Megassequência São João Del Rei ou sobre o embasamento. Inclui duas seqüências separadas por uma superfície paleo-cárstica: Barroso, inferior e rica em calcário; e Prados, superior, pelítica. A Sequência Barroso compreende metadiamicritos interpretados como depósitos de fluxos de detritos em borda de bacia, durante trato de sistema transgressivo; os filitos que os recobrem, como pelitos de seção condensada gerados no período de inundação máxima; e os calcários representariam uma plataforma ou rampa carbonática gerada num trato de sistema de mar alto. A Sequência Prados, constituída por metapelitos, registra o afogamento da plataforma carbonática da Sequência Barroso (Fig. 8 e 12). Não existem dados geocronológicos precisos para a Bacia Carandaí. Entretanto, idades-modelo Sm-Nd entre 1,7 e 1,3 Ga, obtidas para os diques básicos acima mencionados, sugerem um limite máximo para a idade da sedimentação.

Sucessões Neoproterozóicas: As Bacias Precursoras do Orógeno Ribeira

A maior parte das associações metassedimentares neoproterozóicas do Orógeno Ribeira, bem como da extremidade sul do Orógeno Brasília, representam depósitos sedimentares de margem passiva. Entretanto, na porção interna do Orógeno

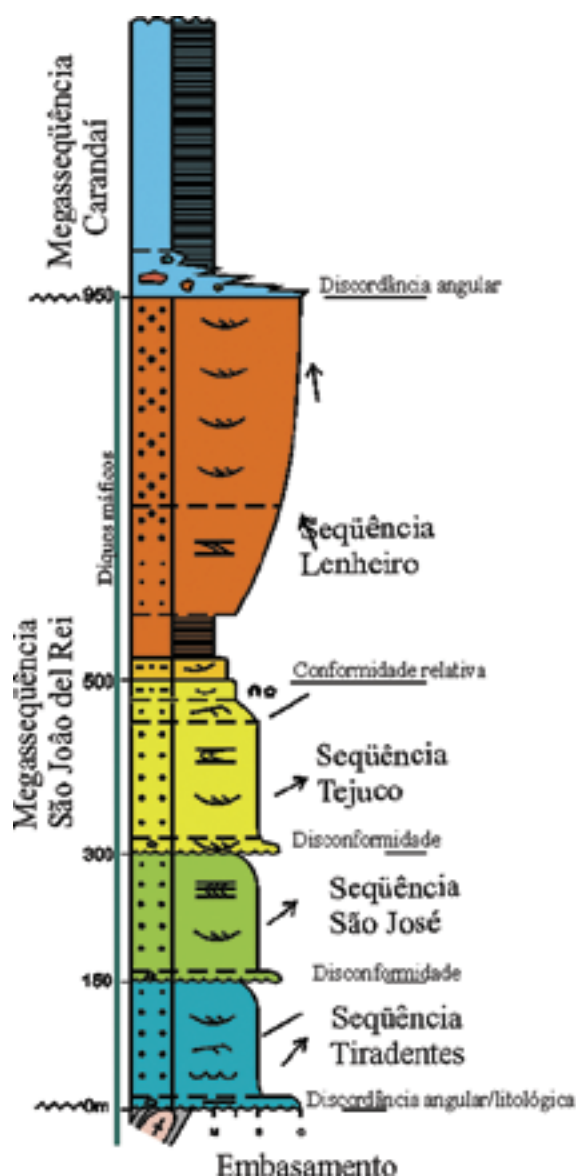


Figura 12- Organização estratigráfica das megassequências São João del Rei e Carandaí, segundo Ribeiro *et al.* (1995; 2003)

- Stratigraphic organization of the São João del Rei and Carandaí Megasequences, according to Ribeiro *et al.* (1995;2003)

Ribeira e nas Nappes Superiores do Orógeno Brasília (terrenos Oriental e Cabo Frio, e Nappe Socorro-Guaxupé) existem seqüências que parecem ter sido depositadas durante a Orogênese Brasileira, em bacias de ante-arco e retro-arco.

Na região adjacente ao Cráton do São Francisco, a sedimentação neoproterozóica é caracterizada pela Megassequência Andrelândia, mas nos terrenos mais internos do Orógeno Ribeira, a marcante aloctonia e elevado grau metamórfico dificultam a reconstituição de seqüências deposicionais. Assim, optamos por descrever separadamente as diferentes sucessões metassedimentares neoproterozóicas que afloram nos terrenos Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio (Fig. 10 e 11).

Megassequência Andrelândia-Itapira

A Megassequência Andrelândia, redefinida a partir do Grupo Andrelândia de Ebert (1958), é representada por diversas sucessões metassedimentares associadas a rochas metaígneas máficas. Na região sudoeste do Estado de Minas Gerais e na fronteira com o Estado de São Paulo esta

megassequência foi denominada de Grupo Itapira.

A Megassequência Andrelândia ocorre em todos os domínios que integram o Terreno Ocidental do Orógeno Ribeira, a sul e sudeste do Cráton do São Francisco (domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora), bem como nos terrenos alóctones (nappes) que ocorrem na porção sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do Cráton do São Francisco. Na base de algumas nappes do Orógeno Brasília, sempre próximo às falhas de empurrão basais, ocorrem corpos de rochas meta-ultramáficas e retro-eclogitos.

Esta megassequência foi estudada por Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000), Ribeiro *et al.* (1995; 2003), Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2000). Dados isotópicos e geoquímicos foram publicados em Machado *et al.* (1996), Heilbron *et al.* (1989), Gonçalves & Figueiredo (1992), Valladares *et al.* (2001; 2004) e Valeriano *et al.* (2004).

A Megassequência Andrelândia subdivide-se em duas seqüências que gradam lateralmente para sucessões distais semelhantes, com intercalações de fácies pelágicas (Fig. 8, 9 e 13), descritas adiante:

a) A Sequência Carrancas que inclui, da base para o topo, paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos; paragneisses bandados com intercalações de anfibolitos, quartzitos e filitos cinzentos; quartzitos e intercalações delgadas de xistos, ambos ricos em muscovita esverdeada; e filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas.

b) A Sequência Serra do Turvo que recobre as unidades da Sequência Carrancas, bem como da Megassequência Carandaí e do embasamento. Compreende clorita-biotita-filitos e plagioclásio biotita xisto/gnaiss de granulação fina a média e sem bandamento, com fragmentos isolados de granitóides do embasamento; biotita xisto a gnaiss, de granulometria grossa, com intercalações de anfibolito, gondito, quartzito e rochas cálcio-silicáticas

A interpretação paleoambiental indica deposição em bacia de margem passiva, com fácies plataformais e distais. A ocorrência de seixos pingados na região de Arantina e a relação entre as unidades da Sequência Rio do Turvo sugerem influência de glaciação (Paciullo *et al.*, 2000). Entretanto, dados isotópicos de Sr e Nd do plagioclásio gnaiss desta seqüência indicam contribuição juvenil, que tanto pode ter sido gerada por magmatismo intrabacinal, como por contribuição de arco magmático neoproterozóico (Campos Neto, 2000). Desta forma, a deposição de fácies do topo da Bacia Andrelândia poderia ser contemporânea aos estágios iniciais da Orogênese Brasileira.

Dados geoquímicos dos anfibolitos intercalados na Megassequência Andrelândia sugerem progressivo afinamento crustal, desde ambiente continental até oceânico transicional a normal. Idades-modelo Sm-Nd entre 1,2 e 1,05 Ga sugerem um limite máximo de idade para a deposição da Megassequência Andrelândia.

Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (LA-ICPMS) em zircões detríticos de quartzitos da Sequência Carrancas no Domínio Autóctone e na porção externa do Orógeno Brasília, indicam fontes essencialmente paleoproterozóicas, mas subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. A idade do zircão mais novo (ca. 670 Ma, Valeriano *et al.*, 2004) é a melhor estimativa, até o momento, para a idade máxima de deposição da Megassequência Andrelândia. As idades de metamorfismo nos orógenos Brasília (630-580 Ma) e Ribeira (605-560 Ma) balizam a idade mínima da sedimentação Andrelândia.

Unidades Metassedimentares dos Terrenos Paraíba do Sul e Oriental

A cobertura metassedimentar que aflora nos terrenos Paraíba do Sul e Oriental compreende uma sucessão de rochas metapelíticas e metapsamíticas, rica em intercalações

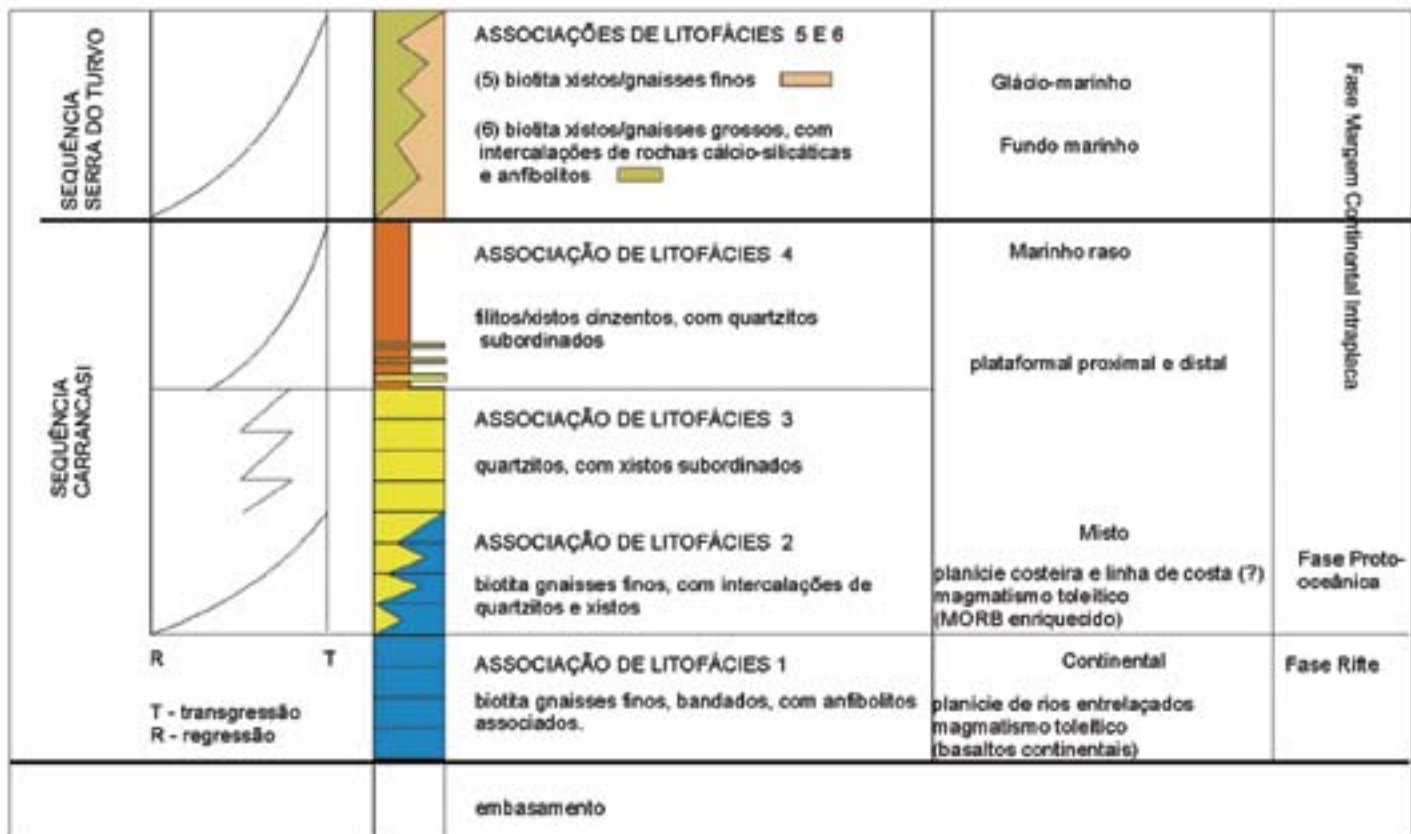


Fig. 13- Interpretação da organização estratigráfica da Megassequência Andrelândia (segundo Paciullo, 1997)

- Stratigraphic organization of the Andrelândia Megasequence (Paciullo, 1977)

carbonáticas e cálcio-silicáticas (Fig. 10 e 11).

No Terreno Paraíba do Sul, a sucessão metassedimentar compreende duas unidades: biotita gnaisses psamíticos e sillimanita-biotita gnaisses pelíticos (Fig. 10 e 11). Granada e turmalina são minerais frequentes, atingindo maior proporção nos gnaisses pelíticos. Estas duas unidades ocorrem intercaladas em todas as escalas de observação, definindo um bandamento composicional conspícuo. Lentes centimétricas a métricas de rochas cálcio-silicáticas, sillimanita-quartzo xisto, gondito e mármore impuro ocorrem, principalmente, nos gnaisses pelíticos.

Nos três domínios estruturais do Terreno Oriental ocorrem sucessões metassedimentares distintas. Estas unidades já receberam muitas denominações locais, bem como foram também atribuídas ao Grupo Paraíba do Sul por muitos autores, uma vez que originalmente foram denominadas de Grupo Paraíba-Desengano por Rosier (1957, 1965) ou de Série Paraíba por Ebert (1957, 1958, 1968). Assim, estas unidades serão descritas separadamente abaixo.

No Domínio Cambuci ocorrem granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas cálcio-silicáticas. Lentes de rochas básicas, transformadas em granada diopsídio granulitos são frequentes. Estas rochas encontram-se muitas vezes como restitos dentro de leucognaisse e charnockito. Dados U-Pb de zircão sugerem derivação tanto a partir do embasamento como do arco magmático neoproterozóico (Heilbron e Machado, 2003).

No Domínio Costeiro predominam gnaisses peraluminosos (kinzigíticos), ricos em granada e sillimanita, localmente com cordierita. Esta sucessão possui muitas intercalações decamétricas de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas cálcio-silicáticas e anfibólitos. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detriticos dos quartzitos indicam fontes arqueanas, paleoproterozóicas e meso-neoproterozóicas

(Valladares *et al.*, 2001).

A sucessão metassedimentar do Domínio Itálva inclui biotita gnaisses bandados, mármore calcítico, anfibólitos e anfibólito xistos. O metamorfismo é de fácies anfibólito e a sucessão metavulcano-sedimentar sugere ambiente plataformal, com magmatismo basáltico contemporâneo. A idade U-Pb de 840 Ma obtida para anfibólitos intercalados nos mármore é a melhor estimativa da idade de deposição desta sucessão (Heilbron e Machado, 2003).

Alguns autores sugerem que as sucessões de cobertura do Terreno Oriental podem representar bacia de margem passiva, rica em sedimentação carbonática, de um (micro)continente (Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar) que não fazia parte da Placa São Francisco-Congo. Estas sucessões foram invadidas por rochas do arco magmático neoproterozóico, indicando a passagem de uma fase de margem passiva para margem ativa, relacionada com o início do processo de subdução (Heilbron e Machado, 2003).

Associação Metassedimentar Búzios-Palmital

A Sucessão Búzios (Heilbron *et al.*, 1982) é constituída por metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com frequentes intercalações de camadas de rochas cálcio-silicáticas e corpos de anfibólitos (Fig. 10 e 11). Intercalações subordinadas de granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos também foram mapeadas. Os metassedimentos aluminosos são granada gnaisses, médios a grossos, cuja característica marcante é a presença de cianita e sillimanita, além de feldspato potássico.

As intercalações anfibolíticas apresentam granada anfibólitos, diopsídio anfibólitos, titanita anfibólitos e meta-hornblenditos. As rochas cálcio-silicáticas (granada-clinopiroxênio gnaisse e diopsídio gnaisse) ocorrem como camadas centimé-

tricas boudinadas, boudins isolados e como uma camada decamétrica na região da Praia Brava e Enseada do Forno, em Búzios.

A Sucessão Palmital é constituída predominantemente por sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de rochas cálcio-silicáticas e granada quartzitos.

Schmitt *et al.* (2003) reportaram idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detriticos da Sucessão Palmital, que indicam fontes arquenias (*ca.* 2,5 Ga), paleoproterozóicas (*ca.* 2,0 Ga) e possivelmente neoproterozóicas (*ca.* 1,0 Ga e 800-600 Ma). A posição geográfica destas seqüências, sua constituição litológica (meta-pelitos, meta-carbonatos e metabasaltos), bem como os dados geocronológicos sugerem deposição em bacia retro-arco neoproterozóica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro (Heilbron e Machado, 2003).

Estágios Orogênicos

O segmento central da Província Mantiqueira registra claramente o diacronismo de diferentes etapas da Orogênese Brasileira, tanto no Orógeno Ribeira quanto na extremidade sul do Orógeno Brasília (Campos-Neto e Figueiredo, 1995; Campos-Neto, 2000; Trouw *et al.*, 2000). Este diacronismo resulta da interação, em épocas distintas, de outro(s) continente(s) e/ou micro-continente(s) (Parapanema ou Paraná, Oriental ou Serra do Mar, Cabo Frio) e/ou arco(s) de ilhas com a Placa São Francisco-Congo. Em ambos os orógenos, a subducção de litosfera oceânica resultou na geração de arcos magmáticos cordilheranos. Os estágios colisionais, principais responsáveis pela deformação, metamorfismo e geração de granitóides crustais, foram marcadamente diacrônicos. O estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília ocorreu em torno de 630 Ma (Colisão I), mas no Orógeno Ribeira situa-se entre 580 e 560 Ma (Colisão II). Os efeitos da Colisão II atingiram o recém-estruturado Orógeno Brasília, resultando na complexa Zona de Interferência entre os dois orógenos, materializada na região sul/sudoeste do Estado de Minas Gerais (Fig. 6). O Orógeno Ribeira registra ainda uma colisão tardia em 520-510 Ma (Colisão III), no Terreno Cabo Frio.

Os diferentes estágios orogênicos brasileiros são descritos resumidamente adiante, com base nos seguintes trabalhos: Heilbron *et al.*, 1982; 2000; 2003; Machado *et al.*, 1996; Trouw *et al.*, 2000; Campos-Neto & Caby, 2000; Campos-Neto, 2000; Janasi *et al.*, 2002; 2003; Cordani *et al.*, 2002; Heilbron & Machado, 2003; Valeriano *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2002a; 2002b; e Schmitt, 2000.

Fechamento do Oceano Goianides e a construção da extremidade meridional do Orógeno Brasília.

Estágio Pré-colisional e a geração de arcos magmáticos (650-640 Ma)

Os produtos deste arco magmático estão preservados desde segmentos profundos de crosta continental, na Nappe Socorro-Guaxupé, até a crosta superior do Domínio Apiaí-São Roque, onde as intrusões do arco se alojam em uma plataforma carbonática neoproterozóica (Campos Neto, 2000, Fig. 14). Entretanto, como os terrenos São Roque e Acungui são separados do Terreno Socorro por zonas de cisalhamento subverticais, as correlações regionais entre eles ainda são muito especulativas. Desta forma, os Terrenos Apiaí-São Roque e Embú, serão descritos no item seguinte

O embasamento da Bacia do Paraná, recuperado em sondagens profundas, possui registro isotópico K-Ar da estrutura térmica brasileira (Ediacarano) nas margens de um núcleo paleoproterozóico (Cordani *et al.*, 1984; Milani, 1977; Milani *et al.*, 2000; Quintas, 1995). Sua forma e constituição, reveladas pela gravimetria (Marangoni, 1994) e pelas variações nas velocidades das ondas P e S (VanDecar *et al.*,

1995), fazem deste embasamento um fragmento de antiga placa litosférica, independente das placas São Francisco-Congo e Amazonas (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos-Neto, 2000): a Placa Parapanema. Neste contexto, os Terrenos Apiaí/São Roque e Guaxupé correspondem à margem leste-sudeste desta placa, onde ocorreu expressivo plutonismo cálcio-alcalino de arco no Neoproterozóico III.

Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé é uma espessa lasca (*ca.* 15 km) neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone de três unidades que correspondem a níveis distintos da crosta continental: a Unidade Granulítica Inferior, a Unidade Diatexítica Intermediária e a Unidade Migmatítica Superior (Campos Neto e Caby, 2000). A estrutura alóctone encontra-se segmentada em dois lobos, Guaxupé a norte e Socorro a sul, separados por rampas laterais de alto ângulo (Fig. 6, 14 e 15).

A Unidade Granulítica Inferior (Fig. 14 e 15) consiste de granada-biotita-ortopiroxênio granulitos bandados, de composição enderbítica a charno-enderbítica, com intercalações locais de gnaisses gabro-noríticos. Os granulitos de composição intermediária são cálcio-alcalinos, empobrecidos em K e Rb, mas os granulitos máficos exibem assinatura toleítica. Ortognaisses tonalito-granodioríticos migmatizados ocorrem em faixas descontínuas no topo desta unidade. Os ortogranulitos basais não se distinguem claramente, em sua assinatura geoquímica, das rochas presentes nos batólitos cálcio-alcalinos potássicos mais jovens. Têm sido considerados produtos da tectônica convergente pré-colisional. As idades U-Pb obtidas até o momento (655-640 Ma; Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996; Hachspacher *et al.*, 2004) indicam que esse magmatismo ocorreu imediatamente antes do metamorfismo principal, possivelmente como parte de um processo contínuo.

A Unidade Diatexítica Intermediária (Fig. 14 e 15) é constituída por ortognaisses metaluminosos, representados por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos envolvidos por nebulito gnaiss cinza a rosado. Os migmatitos têm mesossoma composto de hornblenda-biotita-clinopiroxênio gnaisses, tonalíticos a dioríticos, cinza escuros, recortados por veios de leucossoma tonalítico cinza claro, alternado com melanossoma enriquecido em biotita e hornblenda. As rochas hospedeiras regionais são nebulito gnaisses rosados, com estruturas migmatíticas variadas e composição modal granítica a biotita e mais raramente hornblenda. São rochas leucocráticas, equi a inequigranulares, de granulação média a grossa, em contatos transicionais com corpos irregulares de ortognaisses porfiríticos. Rochas metassedimentares ocorrem como estreitas faixas de gnaisses kinzigíticos (a espinélio, sillimanita, cordierita e granada), ou como xenólitos de granada-diopsídio-escapolita gnaisses calciosilicáticos. Essa unidade recebe denominações regionais de Complexo Pinhal (Wenick & Penalva, 1980) e Complexo Paraisópolis (Cavalcante *et al.*, 1979), nos lobos Guaxupé e Socorro, respectivamente.

A Unidade Migmatítica Superior (Fig. 14 e 15, Complexo Piracaia; Campos Neto & Basei, 1983) consiste de uma seqüência metassedimentar submetida a anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da nappe. Predominam (cordierita)-sillimanita-granada-biotita gnaisses bandados, com leucossomas estromáticos graníticos localmente granatíferos. Intercalam-se, subordinadamente, sillimanita-muscovita quartzitos feldspáticos e gnaisses quartzosos, gnaisses cálcio-silicáticos, rochas metabásicas, hornblenda gnaisses e raras e delgadas lentes de mármore. Ortognaisses cinza de composição tonalítica a granítica, recortados por leucossoma estromático, configuram corpos mapeáveis no interior da pilha metassedimentar.

O padrão de idades-modelo Sm-Nd registra, no domínio

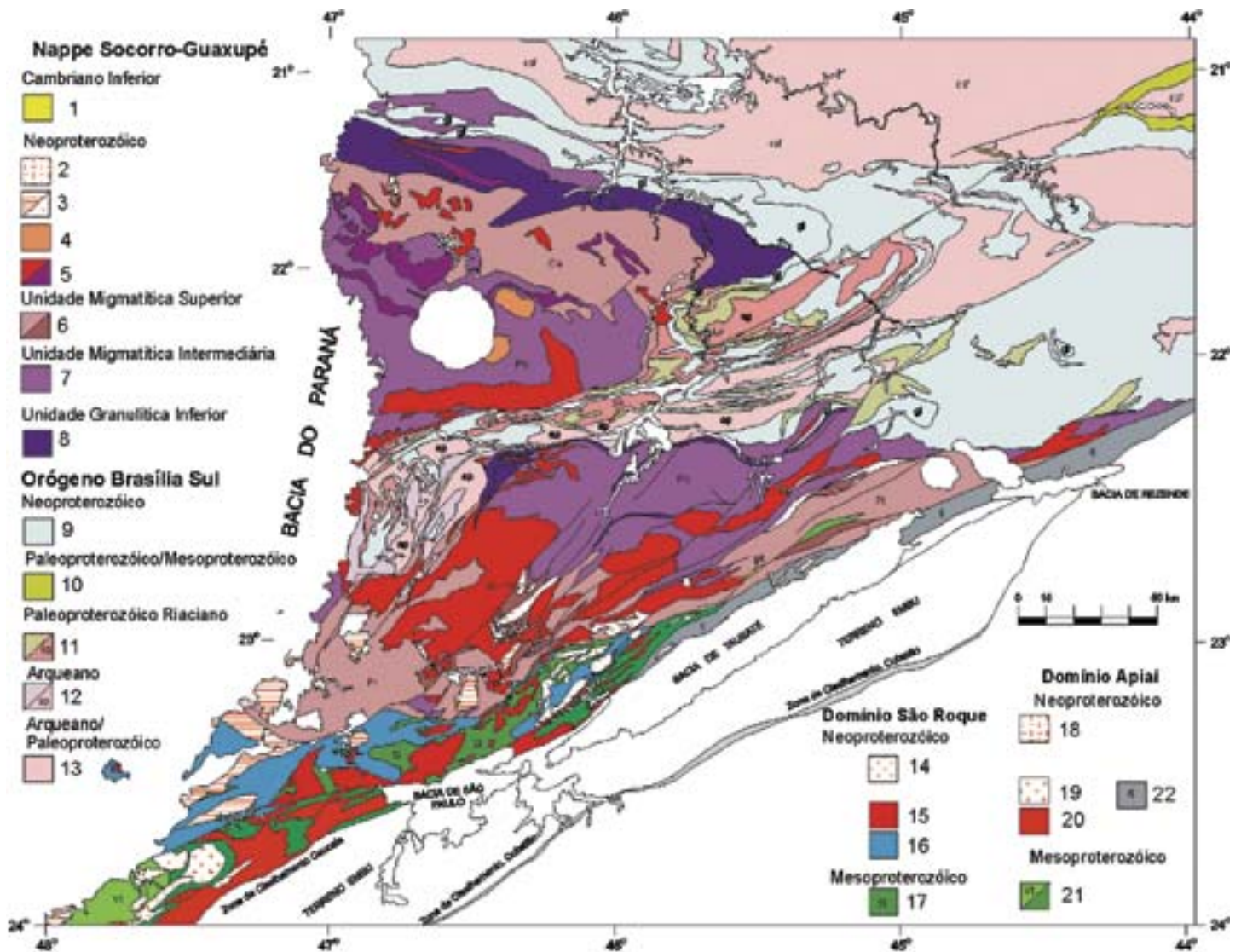


Fig. 14- Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. Legenda: Nappe Socorro Guaxupé (1- 8) 1-Fm. Pico do Itapeva (pit) e correlatas no Domínio Andrelândia (e-Fm Eleutério, pa-Fm Pouso Alegre); 2- Granitos tipo-A aluminosos; 3-Província granítica Itu (cálcio-alcálica/A-aluminosa Série jotunito-mangerito (m) e granitos 585-590 Ma); 4-Sienitos Capituva e Pedra Branca (ca. 610 Ma); 5- Hbl-Bt ortognaisses cálcio-alcálicos porfirítico-porfiróclásticos, Grt-Bt granitos (np) e ortognaisses Mangerito-graníticos (620-630 Ma); 6- Gnaisses e migmatitos estromáticos com mesossoma metassedimentar, Complexos Piracaia (Pi) e Caconde (Ca). Ortognaisses tonalito-granodiorito-graníticos (640-655 Ma). 7- Gnaisses diatexiticos de composição granítica metaluminosa. Complexos Pinhal (Ph) e Paraisópolis (Pa); 8- Granada granulitos básicos e enderbitos gnáissicos; Orógeno Brasília Sul e CSF (9- 13) 9- Sequências metassedimentares em sistema de nappes, (gl) Nappes de granulitos a cianita; 10- Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes (t); 11- Ortognaisses tonalito-granodioríticos. Complexo São Gonçalo do Sapucaí (sg); 12- Tonalitos Serra Negra (Neoarqueano) Complexo Amparo (ap - Mesoarqueano); 13- Complexos ortognaissico-migmatíticos, incluindo-se a borda sul do Cráton do São Francisco (csf). Domínio São Roque (14-17): 14- Granitos; 15-Hbl-Bt granitoides porfiríticos, cálcioalcalino potássicos; 16- Grupo SãoRoque; 17- Grupo Serra do Itaberaba; Domínio Apiaí: (18-21): 18- Sienogranitos tipo - A; 19-Ms-Bt granitos e granodioritos; 20- Hbl-Bt granitoides porfiríticos, cálcio-alcálico potássicos; 21- Fm Votuverava (Vt). Micaxistos passando a gnaisses e migmatitos na direção NE; 22- Faixa milonítica Rio Jaguari

- Geological Map of the Socorro-Guaxupé Nappe and São Roque Domain

Socorro Guaxupé nappe (1- 8) 1- Pico do Itapeva Fm (pit) and related formations in the Andrelândia domain (e-Fm Eleutério, pa-Fm Pouso Alegre); 2- aluminous A-type granites; 3- Itu Province (calcalkaline/A-aluminous), jotunito-mangerite series (m) and ca. 585-590 Ma granites; 4-Capituva and Pedra Branca sienites (ca. 610 Ma); 5- porphyritic calcalkaline Hbl-Bt orthogneisses, Grt-Bt granites (np) and mangerite-granite orthogneisses (620-630 Ma); 6- Gneisses and stromatic migmatites (with metasedimentary mesosome) of the Piracaia (Pi) and Caconde (Ca) complex, tonalite-granodiorite-granite orthogneisses (640-655 Ma); 7- foliated granitic metaluminous diatexites of the Pinhal (Ph) and Paraisópolis (Pa) complexes; 8- basic garnet granulites and enderbitos; Brasília orogen and SFC (9- 13) 9- metasedimentary successions at the system of nappes, (gl) Ky-granulitic nappes; 10- São João Del Rei Megassequence and Tiradentes Fm (t); 11- tonalite and granodiorite orthogneisses, São Gonçalo do Sapucaí complex (sg); 12- Serra Negra tonalites (Neoarchean), Amparo complex (ap - Mesoarchean); 13- orthogneisses and migmatites, including the southern tip of SFC. São Roque domain (14-17): 14- Granites; 15- potassic calcalkaline porphyritic Hbl-Bt granites; 16- SãoRoque group; 17- Serra do Itaberaba group; Apiaí domain: (18-21): 18- A-type sienogranites; 19-Ms-Bt granite sand granodiorites; 20- potassic calcalkaline porphyritic Hbl-Bt granites; 21-Votuverava Fm (Vt) and schists that grade to gneisses and migmatites to NE; 22- Rio Jaguari Mylonites

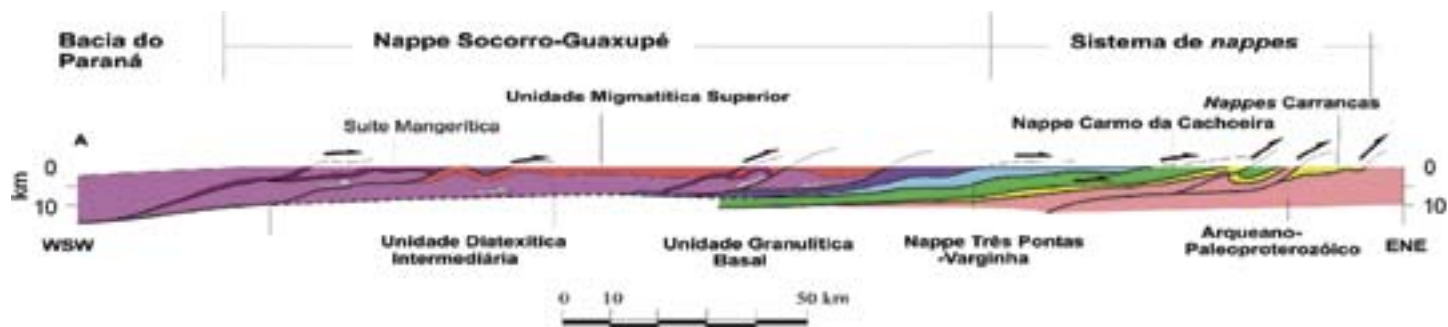


Fig. 15- Perfil estrutural transversal à Nappe Guaxupé

- Structural section of Guaxupé nappe

oriental da nappe, valores entre 1,4 e 1,7 Ga, em contraposição ao domínio ocidental, onde prevalecem valores superiores a 2,0 Ga (Janasi, 2001; 2002). Essas idades indicam mistura de material neoproterozóico juvenil com crosta continental mais antiga, e sugerem que a frente da Nappe Socorro-Guaxupé representa o segmento adelgado da Placa Paranapanema.

Estágio Colisional I ca. 630 -610 Ma

O fechamento do Oceano Goianides resultou na colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco, e estruturou a porção sul do Orógeno Brasília. Este processo deu origem a um complexo sistema de nappes de cavalgamento sub-horizontais que são vergentes para leste e se sobrepõem à borda sul-sudoeste do Cráton do São Francisco (Fig. 6, 8, 9, 14 e 15). A intensa deformação gerou dobras apertadas a isoclinais em escala regional, associadas a forte xistosidade e lineação de estiramento. Lascas do embasamento foram sobrepostas à cobertura metassedimentar. Alguns autores estimam que o encurtamento frontal foi da ordem de 150 km, no mínimo (Fig. 9).

O metamorfismo nas Nappes Inferiores é de pressão relativamente alta, com zoneamento inverso, típico de zonas de subducção exumadas, variando desde a fácies granulito, com cianita e feldspato potássico em rochas pelíticas e restos de retro-eclogito, até a fácies xisto verde baixo no Domínio Autóctone (Fig. 16 e 17). Estimativas de pressão e temperatura máximas são da ordem de 13,5-15 kbar e 800-900°C. O pico metamórfico ocorreu em torno de 630-625 Ma. As idades entre 610 e 605 Ma são relacionadas à exumação das nappes (Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000).

Nas Nappes Superiores (Fig. 14 e 15, *e.g.*, Socorro-Guaxupé), o metamorfismo é de alta temperatura e está associado à geração de abundante volume de rochas granitoides. Uma foliação metamórfica de alta temperatura, plano-linear, sub-horizontais, desenvolvida sob condições de deformação não-coaxial com modificação de volume, está presente. Prevalcem os indicadores cinemáticos de cavalgamento com transporte de topo para E-NE. Zonas de cisalhamento simetamórficas, normal-obliquas, com lineações mineral e de estiramento orientadas a NW-SE, ocorrem no lobo Guaxupé. Faixas de cisalhamento lateral-direito são frequentes no lobo Socorro.

O metamorfismo na Unidade Diatexitica Intermediária (Fig. 14 e 15) atingiu temperatura e pressão máximas de $900 \pm 50^\circ\text{C}$ a $6,5 \pm 2$ kbar (Negri, 2002; Campos-Neto *et al.*, 2004), com trajetória de aquecimento quase-isobárico, também registrada na unidade superior. As temperaturas muito elevadas, alcançadas em porções relativamente rasas da crosta, indicam um forte gradiente termal, em um modelo geotérmico relaxado, análogo aos ambientes de margem ativa com manto astenosférico raso. Condições de alta pressão (*ca.* 850°C a 14 kbar; Del Lama *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000; Freitas, 2000; Garcia & Campos Neto, 2003)

estão, regionalmente, registradas na Unidade Granulítica Basal e indicam cenário tectônico compatível com raiz de arco magmático parcialmente arrastado em zona de subducção. Os dados geocronológicos evidenciam que o metamorfismo de ultra-alta temperatura, principal evento formador de rochas no interior da nappe, ocorreu em 625 ± 5 Ma (Basei *et al.*, 1995; Janasi, 1999; Vlach & Gualda, 2000; Fetter *et al.*, 2001).

Gnaisses migmatíticos e granulitos basais registram o equilíbrio metamórfico, associado ao relaxamento térmico, entre 612 ± 3 e 615 ± 16 Ma (Janasi, 1999; Vlach & Gualda, 2000; Negri, 2002). Como a deformação das rochas plutônicas do estágio de arco ocorreu em estado sólido, admite-se a idade de 615 ± 4 Ma para o principal período de transporte da nappe, responsável pelo encurtamento orogênico e espessamento crustal em regime de colisão continental (entre as placas Paranapanema e São Francisco-Congo).

O magmatismo neoproterozóico resultou de extensiva reciclagem, refletida na geração de grande volume de granitos crustais ao longo de toda a seção da nappe Socorro-Guaxupé (Fig. 14). Temperaturas próximas a 1000°C foram alcançadas, em torno de 625 Ma, nas porções mais profundas da Nappe Socorro-Guaxupé (~ 14 kbar), provocando fusão de granulitos empobrecidos e geração de magmas charnockíticos (Janasi, 2002). Idade similar tem sido obtida para granitos crustais gerados à temperatura de quebra da biotita ($\sim 850^\circ\text{C}$) por refusão de ortognaisses na crosta média (biotita granitos anatóticos tipo Pinhal) e à temperatura de quebra da muscovita ($\sim 750^\circ\text{C}$), por refusão de paragnaisses (ou misturas entre paragnaisses e seu embasamento) em níveis mais rasos (granada-biotita granitos tipo Nazaré Paulista, sul do lobo Socorro; Janasi, 1999). Na Nappe Socorro-Guaxupé, Janasi (2002) subdividiu este magmatismo em suíte mangerítica (*ca.* 630-625 Ma), suíte cálcio-alcálica de alto K (*ca.* 625-620 Ma), granitos anatóticos (*ca.* 625 Ma).

Os granitos cálcio-alcálicos potássicos (com espectro composicional amplo, de monzodiorito até sienogranito), que constituem o principal volume dos extensos batólitos Socorro e Pinhal-Ipuiúna, têm idade de *ca.* 625 Ma (Topfner, 1996; Janasi, dados inéditos), configurando um pico térmico bem definido e aparentemente de curta duração para todo o terreno. A contribuição de magmas provenientes do manto é evidenciada pela presença de diversos pequenos corpos de composição máfica a intermediária presentes nesse batólitos, eles próprios dominados por granitos com alto índice de cor e de origem híbrida (Wernick, 1984; Janasi & Ulbrich, 1991). Esse elevado fluxo térmico deve ter sido provocado pelo *underplating* de expressivos volumes de magma básico que, em regime compressivo, ficaram retidos na base da crosta continental e com ela interagiram, adquirindo as assinaturas isotópicas “evoluídas” observadas mesmo nos corpos máficos (Janasi, 2002).

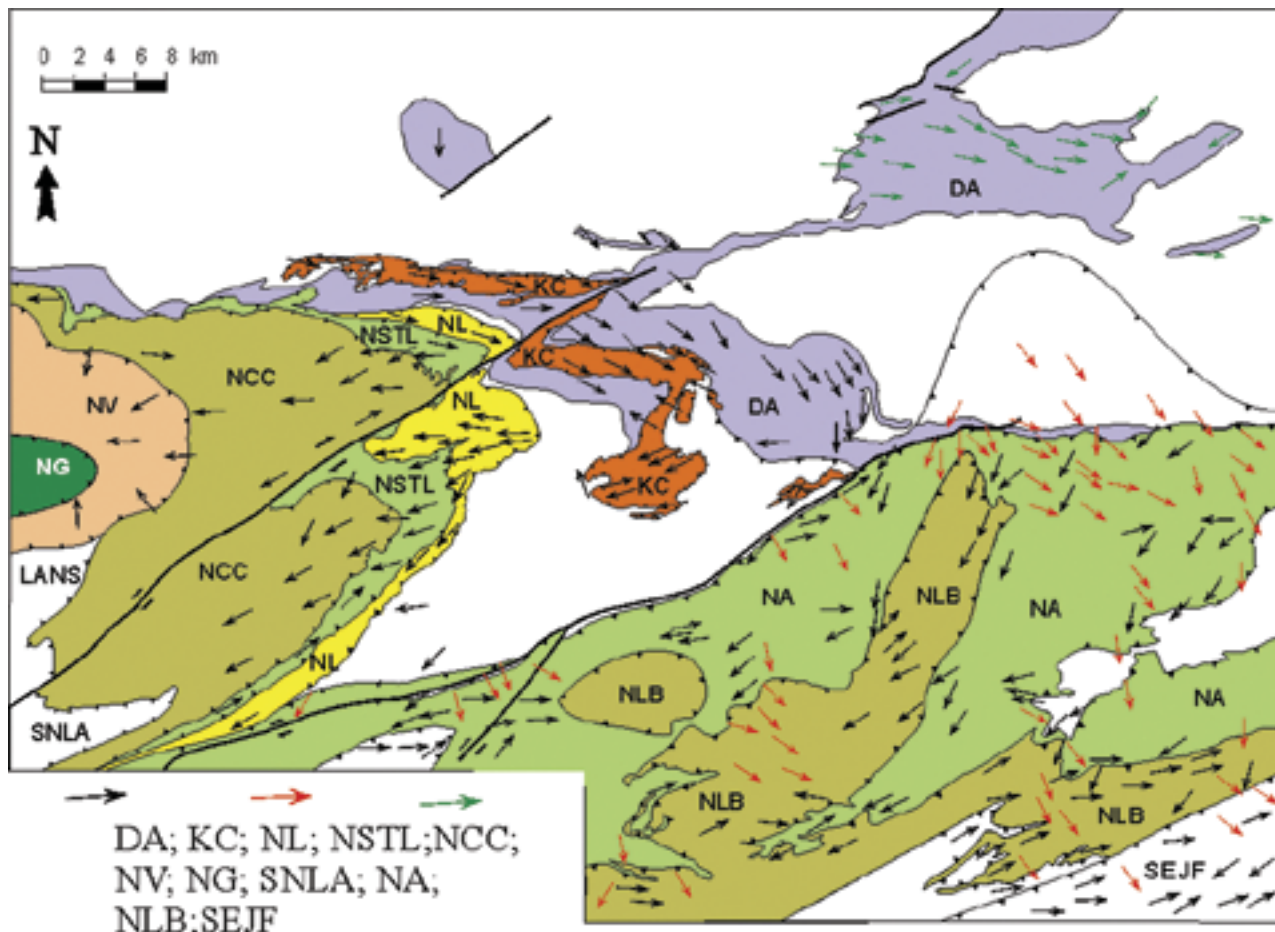


Fig. 16- Mapa estrutural simplificado da extremidade sul do Orógeno Brasília, com a discriminação das nappes. Legenda : Nappes Superiores de alta T: NG- Guaxupé; Nappes Inferiores de alta a média P: NV- Varginha, NLB- Liberdade; NCC- Carmo da Cachoeira NA- Andrelândia; NSTL-São Tomé das Letras; NL- Luminárias; KC - klippe Carrancas; DA - domínio autóctone. SEJF - sistema de empurrões Juiz de Fora do Orógeno Ribeira.

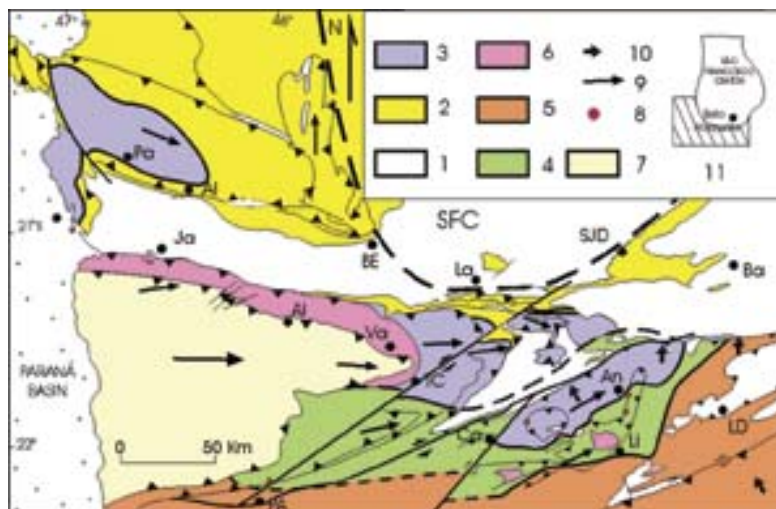
Setas pretas: Eixos de dobras e lineação de estiramento da Colisão I (ca. 630 Ma); setas vermelhas: Eixos de dobras e lineação de estiramento da Colisão II (ca. 580 Ma); setas verdes: Eixos de dobras e lineação de estiramento no Domínio Autóctone

- Simplified structural map of the southern tip of the Brasília orogen, with the identification of major nappes and thrust systems. Legend: High T Upper Nappes: Fold axes and stretching lineation; High to medium P Lower Nappes: NV- Varginha, NLB- Liberdade; NCC- Carmo da Cachoeira NA- Andrelândia; NSTL-São Tomé das Letras; NL- Luminárias; KC - klippe Carrancas; DA - Autochthonous Domain. SEJF -Juiz de Fora Thrust System related to Ribeira Orogen.

Black arrows: Fold axes and stretching lineation related to Collision I (ca. 630 Ma); Red arrows: Fold axes and stretching lineation related to Collision II (ca. 580 Ma); Green arrows: Fold axes and stretching lineation related to the Autochthonous Domain

Fig. 17- Mapa metamórfico da extremidade sul do Orógeno Brasília extraído de Trouw *et al.*, 2000, 2003 e Ribeiro *et al.*, 1995, 2003. Legenda: 1-embasamento pré-1,8 Ga, em fácies metamórfica variada e mal definida ; 2-metassedimentos em fácies xisto verde; 3-zona de cianita; 4-zona de cianita + sillimanita; 5-zona de sillimanita (sem cianita); 6-zona de cianita + K feldspato (granulito de alta pressão); 7-Nappe de Guaxupé, predominantemente em fácies granulito de pressão intermediária, com hiperstênio; 8-Ocorrência local de retroeclogite; 9-direção de transporte tectônico relacionada ao Orógeno Brasília; 10-idem, relacionada ao Orógeno Ribeira; 11-localização em relação ao Cráton do São Francisco

- Metamorphic map of the Southern Tip of the Brasília orogen, compiled from Trouw *et al.*, 2000, 2003 and Ribeiro *et al.*, 2003. Legend: 1-basement rocks; 2-greenschist facies cover rocks; 3-Ky zone; 4-Ky+ sill zone; 5-Sill zone; 6-Ky-Kf zone (high P granulites); 7-high T granulites of the Guaxupé nappe; 8-local occurrence of retroeclogites; 9-tectonic transport of Brasília orogen; 10 tectonic transport of the Ribeira Orogen; 11 location relative to São Francisco Craton



Estágio Tardi a Pós-colisional e as Bacias Molássicas

Os sienitos pós-cinemáticos que ocorrem em plutons circunscritos, intrusivos já em níveis de crosta rasa, na Unidade Diatexítica Intermediária, possuem idade de *ca.* 610 Ma (Töpfer, 1996) e registram o início da história pós-colisional. Dois corpos de sienito potássico (os maciços Pedra Branca e Capitiva) intrusivos na porção central do lobo Guaxupé (Fig. 14), após significativo deslocamento vertical de suas encaixantes, têm idades de *ca.* 610 Ma (Töpfer, 1996; Janasi, dados inéditos). A composição singular dos magmas parentais dessas rochas requer a mobilização de porções enriquecidas do manto litosférico subcontinental, atestando a potencial influência de processos iniciados no manto, também nesse estágio da evolução da Nappe Socorro-Guaxupé.

As manifestações graníticas mais jovens presentes na Nappe Socorro-Guaxupé, datadas em 590-580 Ma (Töpfer, 1996; Ebert *et al.*, 1996), são intrusivas em níveis crustais relativamente rasos (< 3 kbar), portanto após o deslocamento vertical principal da nappe. Essas ocorrências configuram uma província magmática pós-orogênica que margeia a placa do Paranapanema (e a borda atual da Bacia do Paraná): a Província Granítica Itu, na qual se associam, aparentemente formando um contínuo de composições, granitos cálcio-alcalinos potássicos e granitos de tipo-A da série aluminosa (Vlach *et al.*, 1990; Wernick, 2000).

As zonas de cisalhamento laterais e a estrutura térmica da Província Itu (Fig. 14) acentuaram a exumação de domínios de crosta intermediária e a denudação da nappe. A bacia sucessora Pico do Itapeva (correlata às bacias Pouso Alegre e Eleutério no Domínio Andrelândia) exibe ambientes de sedimentação continental sub-aéreo a marinho raso dominado por planícies e correntes de maré, e por ondas de tempestade. O registro fossilífero é do Neoproterozóico-Cambriano (Acritarcas *Cloudina riemkeae* e foraminífero *Titanotheca coimbrae*, 570-540 Ma) e a idade de seixos de rochas riolíticas é de 600 Ma (Teixeira, 2000). Destaca-se a contemporaneidade entre estas bacias e a edificação do Orógeno Ribeira, o que pode implicar sua conexão com área oceânica ocidental, provavelmente relacionada à Placa Amazonas. A inversão destas bacias imprimiu metamorfismo de grau muito baixo, registrado em clivagem ardosiana fina e/ou espaçada, localmente plano-axial de dobramento NE vergente para NW. As bacias encontram-se profundamente erodidas e encravadas em reativações rúpteis de zonas de cisalhamento lateral. A idade de fechamento do sistema K-Ar em biotita é de 530 Ma (dados de seixos da Bacia Eleutério; Teixeira, 2000), compatível com a temperatura do metamorfismo.

Fechamento do Oceano Adamastor e a construção do Orógeno Ribeira

Estágio pré-colisional

Rochas geradas em ambientes de arco magmático de margem continental ativa e/ou arco de ilhas são produtos que evidenciam o processo de subducção. No Orógeno Ribeira, no segmento central da Província Mantiqueira, estes produtos estão localizados no Terreno Oriental (Fig. 6, 10).

No Orógeno Ribeira, a polaridade da subducção foi para leste, resultando na geração do Arco Magmático Rio Negro, localizado no Terreno Oriental (Fig. 10 e 11). Apenas a porção plutônica do Arco Magmático Rio Negro está preservada e compreende ortognaisses tonalíticos a graníticos, cálcio-alcalinos, com corpos gabróicos associados. Dados litogeoquímicos indicam a presença de duas suítes magmáticas cálcio-alcalinas, sendo uma mais expandida e de médio-K e a outra de alto-K com predomínio de rochas mais

ácidas. Estes granitóides estão alojados em paragnaisses do Domínio Costeiro, que provavelmente integravam a porção distal (turbidítica) da margem passiva do Terreno Oriental.

Dados isotópicos sugerem pelo menos duas etapas de geração de rochas neste arco: 790 Ma e 635-620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Destaca-se que os dados isotópicos de Pb indicam ausência de herança paleoproterozóica ou mais antiga, e que os dados de Nd indicam dois grupos de rochas, com níveis de contaminação crustal contrastante. Dados U-Pb sugerem que o Arco Magmático Rio Negro atuou como área-fonte de sedimentos para o Domínio Cambuci (bacia ante-arco?) e para unidades do topo do Domínio Costeiro (bacia retro-arco?), indicando deposição contemporânea ao processo de subducção.

Estágio Colisional II (*ca.* 590-560 Ma)

O fechamento do Oceano Adamastor resultou na colisão entre o Paleocontinente São Francisco - Congo e outro(s) continente(s) localizados a leste (Terreno Oriental ou Serra do Mar). Este novo episódio colisional, denominado Colisão II, ocorreu entre 590 e 550 Ma, com ápice em 580 Ma, e estruturou o Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003; Machado *et al.*, 1996). Contrastando com o estilo estrutural de colisão frontal observado no Orógeno Brasília, a Colisão II foi oblíqua. Isto resultou na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal vergentes para oeste e zonas de mergulho íngreme, orientadas a NE-SW, com componente transpressivo destrai. Por isto, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por falhamentos reversos, com mergulhos íngremes (30° a 60°), ou por zonas de cisalhamento oblíquas (Fig. 10 e 11).

A Colisão II colocou os terrenos Paraíba do Sul e Oriental (incluindo o Arco Rio Negro) sobre o Terreno Ocidental, que representa o embasamento retrabalhado do Cráton do São Francisco, e sobre os terrenos recém-amalgamados da porção sul do Orógeno Brasília.

A intensa deformação resultante da Colisão II originou dobras apertadas a isoclinais, forte xistosidade, muitas vezes milonítica, e lineação de estiramento. O metamorfismo no Terreno Ocidental varia desde a fácies xisto verde, na borda cratônica, até a fácies granulito de média pressão próximo ao contato com os terrenos Oriental e Paraíba do Sul. No topo do Terreno Ocidental, o Domínio Juiz de Fora se caracteriza como uma verdadeira *mélange* tectônica, definindo um duplex de escala crustal, onde rochas do embasamento e rochas da cobertura neoproterozóica estão milonitizadas e interdigitadas tectonicamente. As condições metamórficas sugerem gradiente de média pressão, com T e P máximas estimadas da ordem de 700°C e 7 kbar. Restos de granulitos de pressão mais elevada são encontrados em metabasitos. O zoneamento metamórfico no Terreno Ocidental também é inverso e as idades metamórficas distribuem-se entre 595 e 550 Ma.

O metamorfismo na Klippe Paraíba do Sul situa-se na fácies anfíbolito, mas no Terreno Oriental varia da fácies anfíbolito (Domínio Italva) à fácies granulito (domínios Cambuci e Costeiro). Nestes terrenos, a deformação principal está representada por uma xistosidade associada a dobras isoclinais a apertadas.

O espessamento resultante da Colisão II originou diversas suítes granitóides, a exemplo da suíte porfírica cálcio-alcalina de alto-K precoce (*ca.* 590-580 Ma; tipos Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto), leucogranitos (tipo Rio Turvo) e/ou granada charnockitos (*ca.* 580 Ma), suíte cálcio-alcalina de alto-K tardia (*ca.* 575-560 Ma; tipo gnaisse facoidal do Rio de Janeiro), e biotita granitos (*ca.* 560 Ma, tipo Serra dos Órgãos). Os granitóides relacionados à Colisão II são mais abundantes no topo do Terreno Ocidental (Domínio Juiz de Fora) e no Terreno Oriental (Fig. 10 e 11).

Estágio Colisional III (ca. 535-510 Ma)

O último episódio colisional foi datado por Schmitt (2000) no Terreno Cabo Frio, que o designou Orogêneses Búzios. Naquela época (meados do Cambriano), praticamente todos os orógenos em torno do Paleocontinente São Francisco - Congo (Fig. 2) já tinham completado sua história evolutiva, o que dificulta o entendimento do cenário tectônico naquele momento. Alguns autores sugerem a possibilidade deste episódio estar relacionado com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Rio Negro/Terreno Oriental (bacia retro-arco ?) e a borda sul do paleocontinente do Congo (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Este último episódio colisional resultou no amalgamamento tardio do Terreno Cabo Frio ao Orógeno Ribeira.

A Colisão III gerou importante deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio (Fig. 10 e 11). O metamorfismo é de pressão média a alta, apresentando cianita e feldspato potássico nos granulitos peraluminosos. Condições de P e T mínimas, sugeridas por Schmitt (2000) para esta rocha, são 9 kbar e 780°C.

Desta mesma época ocorrem registros de deformação e metamorfismo nos terrenos já previamente amalgamados ao Orógeno Ribeira. Nos terrenos Oriental e Paraíba do Sul, e no Terreno Ocidental, este episódio resultou em redobramento normal de estruturas previamente formadas, associado à geração de zonas de cisalhamento destrais, espaçadas, como por exemplo as zonas de cisalhamento Além Paraíba, Três Corações e Caxambu. A separação lateral máxima calculada é da ordem de 15-18 km, para as duas últimas. Um novo episódio metamórfico (M2 de Machado *et al.*, 1996) e granitos contemporâneos às zonas de cisalhamento indicaram idades entre 535 e 520 Ma.

Dentre estas zonas de cisalhamento, a Zona de Além Paraíba (Campanha, 1981) tem maior expressão regional, estendendo-se desde o Estado de São Paulo até o norte do Estado do Rio de Janeiro. A ZCAP caracteriza-se por apresentar faixas miloníticas a ultramiloníticas com forte estrutura planar e lineação de estiramento que se alternam com faixas com muitas dobras e foliação protomilonítica mais localizada. Estudos cinemáticos e análises de *strain* indicam componente transpressivo (Ebert *et al.*, 1991; 1995; Ebert & Hasui, 1998; Machado & Endo, 1993; Almeida, 2000). No seu eixo, na região de Três Rios (Fig. 10 e 11) afloram rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora e gnaisses kinzigíticos da megasequência Andrelândia em núcleos antiformalis. Alguns autores já interpretaram esta estrutura antiformal como do tipo *pop up* (Machado & Endo, 1993). Outros autores, com base em estudos cinemáticos, microtexturais e experimentais sugerem que há evidências de reativação da trama milonítica (Almeida, 2000).

É possível que estes registros térmicos e deformacionais acima comentados estejam relacionados a colisão do Terreno Cabo Frio (colisão III). Neste caso os efeitos deste episódio tectônico teriam ultrapassado os limites do Terreno Cabo Frio, atingindo os terrenos adjacentes com estilo estrutural diferente.

Estágio pós-colisional (ca. 510-480 Ma)

Nos terrenos Oriental e Cabo Frio ocorre uma fase de deformação pós-colisional que marca a transição para um regime tectônico extensional (Fig. 10). Tal como no Orógeno Araçuaí esta fase é interpretada como resultante do colapso extensional do edifício orogênico (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Esta fase está representada por dois conjuntos de estruturas, que são: a) zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, normais, longitudinais ao orógeno e associadas a dobras com vergência para leste, e b) zonas de cisalhamento subverticais, de direção NW e transversais ao orógeno, com regime transtensivo e predomínio do componente lateral

destral e do componente vertical normal (abatimento do bloco leste).

Este regime tectônico está associado à geração de plutonismo pós-colisional com idades entre 510 e 480 Ma. Em geral são granitos cálcio-alcálicos que ocorrem como *stocks* circulares ou na forma de diques e soleiras. Este magmatismo pós-deformacional evoluiu regionalmente, adquirindo uma tendência mais alcalina na direção sudoeste (Junho, 1992). As zonas de cisalhamento deste episódio têm importante papel como condutos para a ascensão destes magmas. Estruturas de fluxo magmático são frequentes (Fig. 10).

Outra característica importante é a freqüente associação com corpos básicos, gerando estruturas de mistura magmática. Como exemplos deste magmatismo temos os granitos Parati, Ilha Grande, Pedra Branca (ca. 510 Ma), Suruí, Teresópolis, Nova Friburgo e Sana (Fig. 10, Penha *et al.*, 1980; Pires *et al.*, 1982; Penha & Wiedemann, 1984; Junho, 1993; Heilbron *et al.*, 1995; Machado & Demange, 1992; 1994; 1996; Machado, 1997; Porto Jr & Valente, 1988; Tupinambá, 1999).

Segmento Central da Província Mantiqueira: terrenos Apiaí, São Roque e Embu

Os terrenos Apiaí, São Roque e Embu também integram o Segmento Central da Província Mantiqueira (Fig. 18, 19 e 20). Suas relações com os terrenos da extremidade sul do Orógeno Brasília, bem como com o Orógeno Ribeira ainda são objeto de muita especulação. Alguns autores integram os Terrenos Apiaí e São Roque a borda da placa Paranapanema, e portanto, neste caso sua história tectônica estaria ligada à extremidade sul do Orógeno Brasília.

Entretanto, é importante mencionar que o termo Faixa Ribeira nasceu nesta região, onde se encontra o Vale da Ribeira, e que na maioria dos mapas regionais estes terrenos estão intergradados ao Orógeno Ribeira.

Terrenos Apiaí, São Roque, Curitiba e Luis Alves

O limite entre os terrenos Apiaí-São Roque e a Nappe Socorro-Guaxupé, localizada a norte, é marcado por um grande salto metamórfico, controlado pela zona de cisalhamento destral Jundiuvira. O contato sudeste destes terrenos também é balizado em parte por zonas de cisalhamento destrais, como a Zona de Cisalhamento de Lancinha, com o Terreno Curitiba e a Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguarí, com o Terreno Embu (Fig. 18, 19 e 20).

Embasamento Paleoproterozóico/Arqueano

As exposições de embasamento paleoproterozóico nos Terrenos Apiaí e São Roque-Socorro são raras e se restringem a núcleos de ortognaisses peralcalinos estaterianos, localmente intrusivos em gnaisses tardi-riacianos, situados no Terreno Apiaí. Corpos alongados de ortognaisses porfiroclásticos, no geral de composição sienogranítica, possuem idades estaterianas (ca. 1,75 Ga) e associam-se a gnaisses monzogranito-granodioríticos (ca. 2,1 Ga) riacianos (Kaulfuss, 2001; Cury *et al.*, 2002), conformando os núcleos alongados (Betara & Tigre) de seqüências mesoproterozóicas (Fig. 19). Apesar de poucos afloramentos de rochas do embasamento, sua presença é sugerida pelas idades-modelo Sm-Nd das coberturas metassedimentares, que sistematicamente apontam para valores do Paleoproterozóico (Reis Neto, 1994; Basei *et al.*, 1997; Prazeres Filho, 2000; Ragatky *et al.*, 2003).

No Terreno Curitiba, predominam rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Atuba (Siga Jr *et al.*, 1995). Este

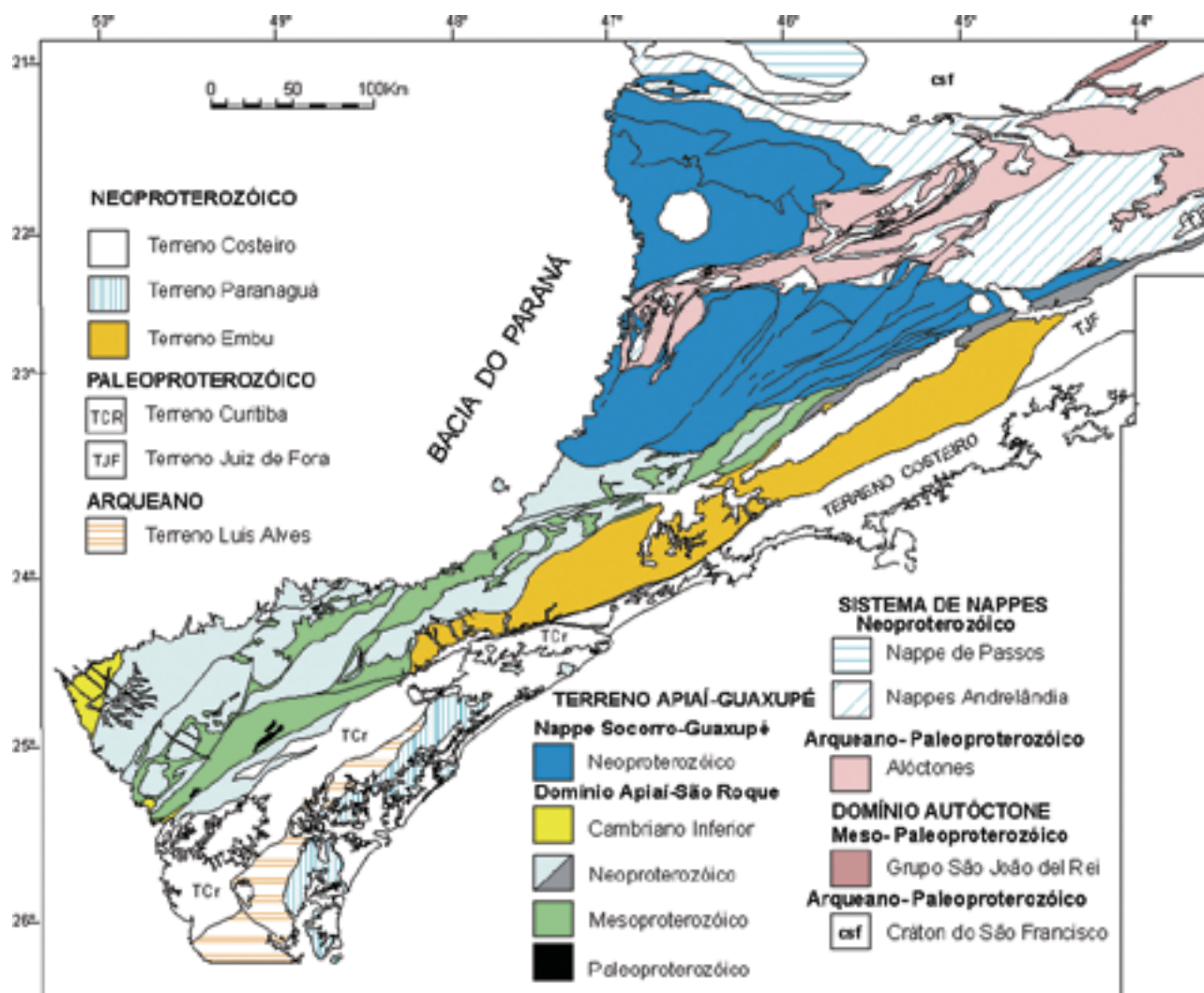


Fig. 18- Mapa tectônico dos terrenos Apiaí, Guaxupé, Curitiba, Embu e Luis Alves (compilado de Campos Neto, inédito)
 - Tectonic map of the Apiaí, Guaxupé, Curitiba, Embu and Luis Alves terranes (compiled from Campos Neto, inédito)

complexo compreende hornblenda gnaisses de idade paleoproterozóica (ca. 2,1, Siga Jr. *et al.*, 1995, Basei *et al.*, 2000), com retrabalhamento metamórfico no Neoproterozóico. Dados isotópicos de Nd indicam fontes arqueanas.

No Terreno (microplaca, craton) Luis Alves ocorrem rochas de alto grau conhecidas como Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979). Idades U/Pb indicam pelo menos dois eventos metamórficos de alto grau no Paleoproterozóico, em ca. 2,35 e 2,1 Ga. Leucogranitos deformados indicam idades de 2,01 Ga.

Unidades Metassedimentares Mesoproterozóicas

Os metassedimentos que afloram na porção sudoeste do Terreno Apiaí vêm sendo classicamente denominados Grupo Açungui (Almeida, 1956; Marini *et al.*, 1967; Campanha *et al.*, 1987; Fiori, 1992; Campanha & Sadowsky, 1999). Estudos mais recentes sugerem que na verdade o Grupo Açungui parece ser constituído por três megassequências estratigráficas discordantes. Por isto, a reunião destas sequências em um único grupo ou super-grupo parece-nos inviável. Abaixo descreveremos as unidades metassedimentares da cobertura, iniciando pelas unidades mesoproterozóicas.

As sequências mesoproterozóicas (ca. 1,4 Ga; Juliani

et al., 2000; Basei *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2003) compreendem faixas alternadas e orientadas na direção NE/SW, controladas por zonas de cisalhamento laterais (Fig. 18 e 19).

No Terreno Apiaí, a unidade basal metavulcano-sedimentar corresponde à Formação Perau (Fig. 19), composta por quartzitos, mármore restritos e rochas calciossilicáticas, grafita xistos, cálcio-filitos, formações ferríferas bandadas, com frequentes intercalações de metabasaltos toleíticos subalcalinos. Dados litogeoquímicos indicam afinidades químicas de fundo oceânico em transição a toleíticos de arco de ilhas (Daitx, 1996). São unidades correlatas as sequências Betara (Piekarz, 1984) e Piririca (Perrotta, 1996).

O topo das sequências metavulcano-sedimentares é representado pela Formação Votuverava (Fig. 19), caracterizada como uma extensa e espessa unidade turbidítica. É composta por metarritmitos, metassiltitos, metarenitos e filitos grafitosos, que exibem estratos gradados, laminações plano-paralelas e laminações tipo-*climbing ripple*. Subordinam-se metaconglomerados, anfíbolitos, turmalinitos, formações ferríferas bandadas e gonditos, que sugerem a manutenção, mais discreta, do vulcanismo toleítico na bacia. Mármore e quartzitos em meio a micaxistos finos (Sequência Serra das Andorinhas, Fig. 18) ocorrem no interior da Formação Votuverava.

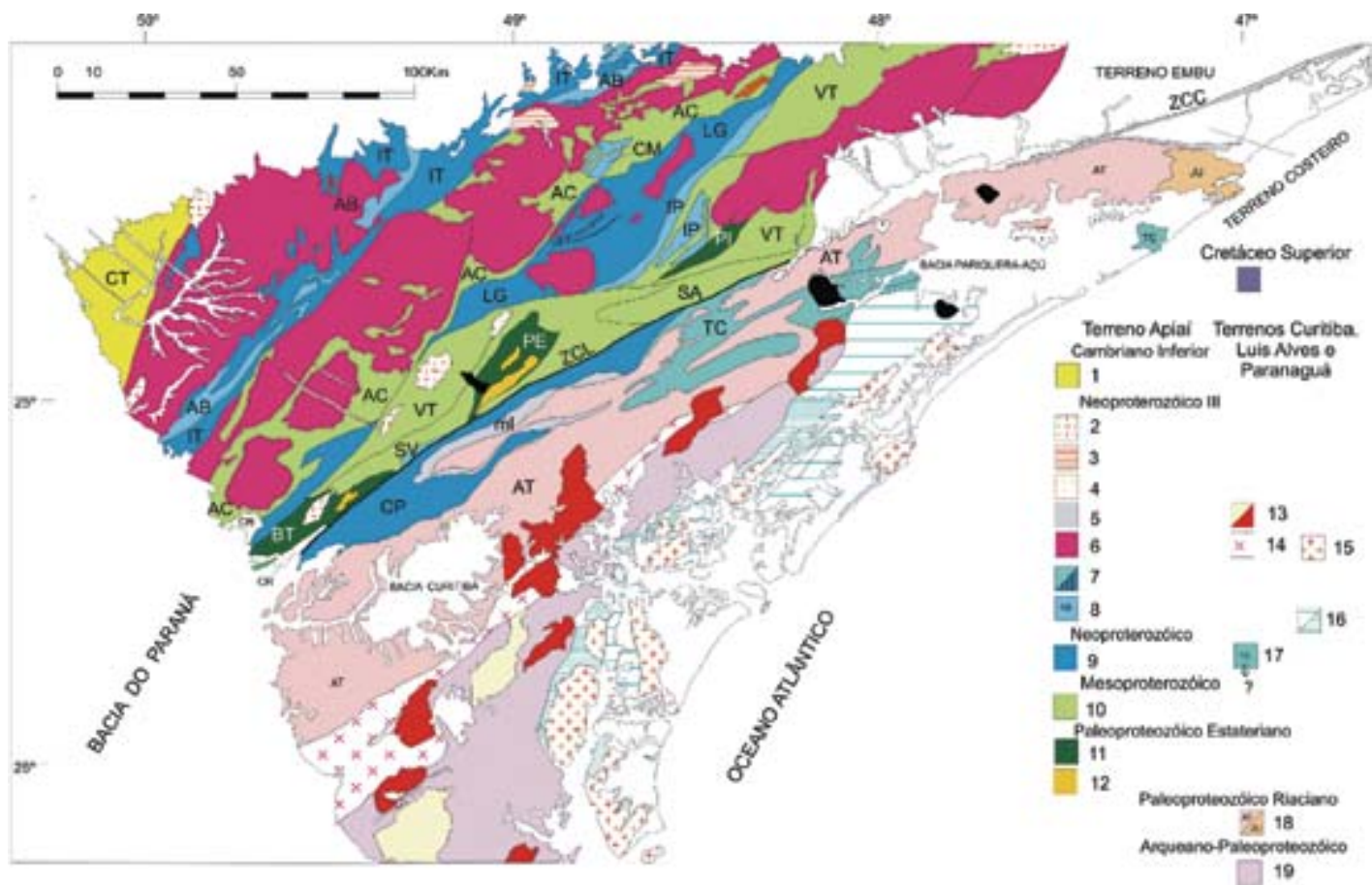


Fig. 19- Mapa Geológico do Domínio Apiaí e Terrenos Curitiba e Luis Alves adjacentes
Legenda Domínio Apiaí (1-12): 1-Grupo Castro; 2-Granitos tipo-A; 3-Província Granítica Itu; 4-Fm. Camarinha; 5- Faixa milonítica; 6-Granitoides cálcio-alcálicos; 7-Fm. Iporanga (IP), Seqüência Córrego dos Marques (CM), Conjunto Saivá (SV); Gabro Apiaí (ap); 8-Fm. Abapã/Bairro da Estiva; 9-Gp. Itaiacoca (IT), SGp. Lageado (LG), Fm. Capiru (CP); 10-Fm. Águas Claras (AC), Fm. Votuverava (VT), Seq. Serra das Andorinhas (SA); 11-Fm. Perau (PE), Núcleo Betara (BT), Seq. Piririca (PI); 12-Ortognaises peralcalinos.
Terrenos Curitiba, Luis Alves e Paranaguá (13-19) : 13-Bacias extensionais vulcano-sedimentares, Suíte granítica peralcalina; 14-Granitoides cálcio-alcálicos; 15-Granitoides; 16-Metassedimentos proto-miloníticos, 17-Seqüência Turvo- Cajati; 18-Complexo Atuba (AT)/Granulito Juréia (JU); 19-Ortognaises e granulitos Luis Alves

- Geological Map of the Apiaí Domain and adjacent Curitiba and Luis Alves terranes. Legend Apiaí domain (1-12): 1-Castro group; 2-A-type granite; 3-Itu Granitic Province; 4-Camarinha Fm; 5-Mylonitic rocks; 6-Calc-alkaline granite; 7-Iporanga (IP) Fm, Córrego dos Marques sequence (CM), Saivá association (SV), Apiaí gabbro (ap); 8-Abapã/Bairro da Estiva Fm; 9-Itaiacoca group (IT), Lageado supergroup (LG), Capiru Fm (CP); 10-Águas Claras Fm (AC), Votuverava Fm (VT), Serra das Andorinhas Fm (SA); 11-Perau Fm (PE), Betara nucleus (BT), Piririca sequence (PI); 12-peralkaline orthogneisses.
 Curitiba, Luis Alves and Paranaguá terranes (13-19) : 13-Extensional basins and peralkaline granites; 14-Calc-alkaline granites; 15-Granitoids; 16-Proto-mylonitic metasediments; 17-Turvo-Cajati sequence; 18-Atuba complex (AT)/Juréia Granulite (JU); 19-Orthogneisses and granulites of the Luis Alves Terrane

Estas unidades Mesoproterozóicas ocorrem também em uma faixa mais a norte, extensivamente invadida pelo batólito Três Córregos. Nesta região integram a Formação Águas Claras (Fig. 19), predominantemente carbonática. É composta por mámore, rochas cálcio-silicáticas, cálcio-filitos, quartzitos e metacherts, associados com anfibólio xistos, granada-clorita-biotita xistos, metatufos básicos e intermediários, e anfibolitos. Descontinuamente, mas na extensão nordeste desta faixa, já no Terreno São Roque, ocorre a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Serra do Itaberaba (Fig. 18). Esta unidade é caracterizada por um predomínio de rochas metabásicas, com afinidades de toleitos de fundo oceânico, na base do pacote, que gradam no topo a metavulcânicas andesíticas e riolíticas (arco de ilhas), em meio a metatufos, séries clasto-químicas, metapelitos e metapsamitos imaturos (Juliani, 1993; Juliani & Beljavsiskis, 1995).

Unidades Metassedimentares Neoproterozóicas

As seqüências neoproterozóicas (Fig. 18 e 19) correspondem a sucessões carbonáticas plataformais separadas por

zonas de cisalhamento laterais.

A faixa mais a norte (Fig. 19) corresponde ao Grupo Itaiacoca (Almeida, 1956; Souza, 1990), limitado a norte pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, e a sul, pelos batólitos e Três Córregos, com o qual faz contato tectônico. É composto por uma formação basal de metassiltitos, metarritmitos e filitos, sobreposta por ortoquartzitos finos e por meta-dolomitos com estromatólitos, esteiras algálicas, oólitos e estruturas tipo-*teeppe* (Fairchild, 1997; 1982; Theodorovicz *et al.*, 1986). Corpos lenticulares de anfibolitos são frequentes.

Mais a sul, o Subgrupo Lageado (Campanha *et al.*, 1987, Fig. 18) foi definido como uma seqüência progradacional regressiva, compreendendo plataforma rasa, sob domínio de ondas, com transição para terrígenos de borda de talude e rampa carbonática (Pires, 1991). Sua estratigrafia detalhada está descrita em Petri e Suguio (1969), Campos-Neto (1983), Campanha *et al.* (1987), Pires (1991) e Campanha (1991).

A sul da zona de cisalhamento Lancinha (Fig. 18 e 19) e com contato basal marcado por espessa zona milonítica de cavalgamento para E-SE sobre gnaisses do Terreno Curitiba, ocorre o Grupo Capiru, onde Fiori (1992) reconhece três con-

juntos litológicos: filitos e quartzitos; mámore com estruturas estromatolíticas e brechas intraformacionais, filitos e quartzitos subordinados; e uma alternância entre filitos, quartzitos e mármores. Estas unidades vêm sendo interpretadas com integrantes da margem passiva neoproterozóica do Terreno Curitiba.

Uma segunda série de seqüências neoproterozóicas, aparentemente discordante sobre as anteriores, caracteriza-se por metassedimentos terrígenos imaturos, no geral com metaconglomerados polimíticos e/ou filitos microconglomeráticos, onde são freqüentes seixos e grânulos de filitos e xistos finos, mámore e quartzitos, exibindo uma xistosidade deformada antes da deposição. A mais antiga delas, a Formação Abapã-Bairro da Estiva (Fig. 19, Souza, 1990; Reis Neto, 1994), dominada por metarcóseos e por rochas metavulcânicas alcalinas, foi datada em 630-640 Ma (Siga Jr. *et al.*, 2003). A Formação Iporanga, unidade orogênica do tipo-*flysch*, possui metaconglomerados e metabrechas, sustentados pela matriz, imersos em filitos rítmicos microconglomeráticos. Rochas metabásicas são de filiação cálcio-alcalina (Perrotta, 1996) e foram datadas (como o Gabro de Apiai) em *ca.* 615 Ma (Hackspacher *et al.*, 2000). A essas seqüências são, tentativamente, correlacionadas as unidades metapsamo-pelíticas, de grau metamórfico muito baixo, da Formação Córrego dos Marques (Bistrich *et al.*, 1985) e os metacalcários com intercalações rudáceas a fragmentos deformados do Conjunto Saivá (Fiori, 1992).

A extensão nordeste destas faixas neoproterozóicas corresponde ao Grupo São Roque, discordante sobre o Grupo Serra do Itaberaba de idade mesoproterozóica. O Grupo São Roque foi subdividido em quatro unidades (Hasui, 1975; Bergmann, 1988): uma unidade basal metavulcano-sedimentar com lentes de mármore e metadolomitos estromatolíticos (Formação Pirapora do Bom Jesus), seguida por espesso pacote metapsamítico (Formação Pirajibu), metarritmitos e filitos (Formação Estrada dos Romeiros) e metarenitos arcoseanos no topo (Formação Boturuna). Metarriolitos intrusivos nestas unidades foram datados em *ca.* 610 Ma, considerada a idade mínima para a deposição do Grupo São Roque (Hackspacher *et al.*, 2000).

Etapas Orogênicas

O estudo regional do metamorfismo nos terrenos Apiai e São Roque é ainda insatisfatório. É provável que as seqüências mesoproterozóicas registrem uma história metamórfica e deformacional pretérita à instalação das bacias neoproterozóicas, como foi descrito para o Grupo Serra do Itaberaba (metamorfismo de fácies anfíbolito médio, zona da cianita, em uma xistosidade pré-São Roque; Juliani, 1993).

Nas sucessões metassedimentares, em geral, predomina um metamorfismo fácies xisto verde baixo, de baixa pressão, com paragêneses a cloritóide e andalusita em metapelitos. A cianita ocorre, sob baixas temperaturas, em metapsamitos da Formação Capiru. O metamorfismo chega a fácies xisto verde alto e fácies anfíbolito na Formação Águas Claras e localmente, na Formação Votuverava, que, em sua extensão nordeste, atinge condições de anatexia. Auréolas térmicas do Granito Cunhaporanga (~600 Ma, Prazeres Filho, 2000) superpõem-se à xistosidade do Grupo Itaiacoca e Formação Abapã. Logo, se admitida a idade mínima do Grupo São Roque, é provável que a xistosidade S_1 das séries neoproterozóicas tenha sido gerada entre 610 e 600 Ma.

Para muitos autores existem indícios de uma fase de deformação de baixo ângulo, caracterizada por um dobramento recumbente e com vergência para NW, associada ao desenvolvimento da xistosidade S_1 , plano-axial. Estas estruturas foram descritas no Terreno São Roque, na porção

nordeste da Formação Votuverava (Campos-Neto & Basei, 1983; Campos-Neto *et al.*, 1990) e no Grupo Itaiacoca (Siga Jr. *et al.*, 2003). Essas estruturas exibem um padrão regional divergente, passando, a sudeste, para um sistema de cavalgamentos em duplex, com transporte de topo para E-SE, até a frente alóctone da Formação Capiru (Fiori, 1992).

Um segundo pulso tectono-metamórfico relaciona-se ao cinturão de cisalhamento de alto ângulo (Campanha, 2002) e de baixa temperatura (Faleiros, 2003), gerando campos transpressivos, com dobramento com traços do plano axial na direção NE e vergência para SE. Este dobramento está associado à formação de uma clivagem de crenulação/xistosidade fina (S_2) regional. Essas zonas de cisalhamento controlam os principais contatos entre as diferentes unidades estratigráficas, bem como os limites de terreno. Na Faixa Milonítica Rio Jaguari, granitos sincinemáticos, com zonas miloníticas de fácies anfíbolito, têm idade de *ca.* 590 Ma (Janasi *et al.*, 2003), compatíveis com os valores Ar-Ar do Grupo Serra do Itaberaba (Oliveira *et al.*, 2003). Entre as zonas mais importantes, destacamos a de Agudos Grandes, Taxaquara, Ribeira, Lancinha, Cubatão, Morretes-Faxinas (Campanha, 2002). Os dados geométricos e cinemáticos destas zonas de cisalhamento apontam para um modelo de colisão oblíqua.

O magmatismo granítico mostra alguma semelhança, em termos de tipologia, idades e evolução geológica, com aquele registrado na Nappe Socorro-Guaxupé, o que sugere uma evolução comum para os dois domínios marginais à Placa do Paranapanema. Predominam largamente os granitos cálcio-alcalinos potássicos, que constituem a massa principal de três extensos batólitos alongados na direção NE-SW (Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes).

Inúmeros plútons isolados, incluindo aqueles que constituem as principais intrusões no Terreno São Roque, devem constituir satélites dessas grandes massas graníticas, tendo em vista as semelhanças composicionais e de idade. A menor diversidade do magmatismo granítico, se comparada à Nappe Socorro-Guaxupé, pode refletir o nível crustal mais raso e homogêneo de exposição, onde estariam ausentes os granitos para-autóctones e charnockitos. As idades U-Pb indicam que os batólitos Três Córregos e Agudos Grandes se formaram entre 615 e 605 Ma (hornblenda-biotita granitos de alto índice de cor) e 600 Ma (intrusões isoladas tardias). As intrusões tardias correspondem a termos fortemente contaminados e diferenciados da mesma associação (os granitos tardi-orogênicos da região de Piedade; Janasi *et al.*, 2001). Embora carreguem alguma incerteza, em vista da presença de cristais herdados de zircão, idades de cristalização mais antigas (630-620 Ma) têm sido reportadas para alguns plútons do Terreno São Roque (Topfner, 1996) e do Batólito Três Córregos (Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Os granitos cálcio-alcalinos potássicos são interpretados como de origem híbrida, incluindo um componente básico derivado do manto e contribuições variadas, mas sempre importantes, da crosta continental preexistente. Os dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos disponíveis indicam que diferentes níveis da crosta continental foram envolvidos na geração desses magmas. Termos com $\epsilon_{Nd}(t)$ mais negativo (-17 a -19) predominam no Batólito Três Córregos, para o qual a assinatura isotópica de Pb e a idade dos cristais herdados de zircão (Prazeres Filho *et al.*, 2003) indicam um componente de crosta inferior antiga, possivelmente embasamento granulítico, na origem dos magmas. A crosta intermediária, não granulítica e possivelmente mais jovem, é componente importante em outras ocorrências (Batólito Cunhaporanga, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de -11 a -13; Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Leucogranitos peraluminosos de origem puramente crustal são raros e formam pequenas intrusões isoladas (granitos Turvo e Tico-Tico, datados em *ca.* 610 e 620 Ma,

respectivamente (Janasi *et al.*, 2001; Topfner, 1996). No Batólito Agudos Grandes, a maior contaminação dos magmas cálcio-alcalinos potássicos pela crosta intermediária, observada nos plútons tardios de 600 Ma, deve-se ao aquecimento alcançado por essa porção da crosta, após a passagem de expressivos volumes de magma ao longo do tempo.

A Etapa Pós-Orogênica

O período pós-orogênico é marcado pela intrusão de plútons graníticos rasos datados em 590-580 Ma, que correspondem à extensão da Província Granítica Itu (Fig. 19, Capão Bonito, São Miguel Arcanjo, Sguario). São granitos róseos, com assinatura geoquímica de granitos de tipo-A da série aluminosa (Leite, 2003). Alguns outros plútons alongados, marginais aos batólitos Agudos Grandes e Três Córregos, também são formados por granitos de tipo-A, mas com idades de *ca.* 565 Ma (Janasi *et al.*, 2001; Prazeres Filho, 2001). Considerada a incerteza, essas idades são um pouco mais jovens que as da Província Itu, de modo que esse magmatismo poderia refletir um evento distinto, talvez reflexo de processos tectônicos contemporâneos nos terrenos situados a leste.

As bacias tardi a pós-colisionais (Basei *et al.*, 1998) correspondem aos depósitos estruturados, rudáceo-psamíticos, da Formação Camarinha, tida como de antepaís e relacionada aos últimos episódios das zonas de cisalhamento. O Grupo Castro é uma bacia extensional, pós-orogênica, com intenso vulcanismo ácido-intermediário, associado a rochas psamíticas imaturas com fácies pelíticas distais. A idade do vulcanismo Castro é do Cambriano Inferior (Cordani, *et al.*, 1999).

Terreno Embu

O Terreno Embu está limitado, a norte e a sul, por espessas zonas de cisalhamento destrais (Caucaia-Rio Jaguari e Cubatão, respectivamente) e longitudinalmente, acunha-se no Terreno Juiz de Fora, a norte, e no Terreno Apiaí-Guaxupé, a sul, em contatos tectônicos ainda pouco conhecidos (Fig. 20). Diferencia-se dos demais terrenos pela natureza e idade de sua infraestrutura e de seu magmatismo granítico, bem como pelas idades neoproterozóicas mais antigas de seus episódios metamórficos.

A infraestrutura paleoproterozóica (Complexo Rio Capivari; Fernandes *et al.*, 1990), alongada e encravada em zonas de cisalhamento (Fig. 20), possui composição ortognáissico-migmatítica a mesossoma granito-tonalítico, orosiriano (2,0 Ga; Babinski *et al.*, 2001). Tentativamente foram correlacionadas a essas rochas os ortognáisses migmatíticos da Serra de Cubatão (Sadowski, 1977).

A supraestrutura metassedimentar, de idade desconhecida, corresponde ao Complexo Embu (Hasui, 1975), cujas associações litológicas foram agrupadas em três unidades estratigráficas (Fernandes *et al.*, 1991): a Unidade Rio Una, superior e dominada por micaxistos e quartzitos imaturos; a Unidade Rio Paraíba, clasto-química, com abundantes quartzitos e calciossilicáticas e intercalações de biotita gnaisses finos e anfíbolitos; e a Unidade Redenção da Serra, mais expressiva, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio-biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfíbolitos, gnaisses cálcio-silicáticos e mármores restritos.

O metamorfismo principal é de fácies anfíbolito, zona da sillimanita-muscovita, com gradações longitudinais à zona da sillimanita-feldspato potássico, com anatexia (605-770°C a 5-6 kbar; Vieira, 1996). Rochas da fácies xisto verde encontram-se encaixadas na zona de cisalhamento Cubatão e em xistos correlatos à Unidade Rio Una, no sudeste da Bacia de São Paulo, onde exibem a transição, de NW para SE, da fácies xisto verde a fácies anfíbolito em presença de granada, ciani-

ta e sillimanita. A idade deste metamorfismo é de *ca.* 790 Ma (Vlach, 2001), compatível com os resultados obtidos por Vieira & Tassinari (1988) e por Cordani *et al.* (2002). As condições geodinâmicas deste evento (desconhecido nos terrenos adjacentes) ainda são controversas. Não foram descritas as estruturas relacionadas à xistosidade S₁, geralmente reliquiar, mas que guarda o registro das paragêneses de alta temperatura.

A xistosidade S₂, de mergulho fraco a médio para SE, admite dobras intrafoliares e pequenas dobras recumbentes, e associa-se a uma intensa lineação mineral e de estiramento, sensivelmente orientada a NE, com transporte de topo para SW. Cavalgamentos para norte foram mapeados (Santarem da Silva, 1992). Um importante evento termal em *ca.* 655 Ma (Janasi *et al.*, 2003) foi responsável pelo Batólito Quebra-Cangalha, peraluminoso, que contém uma foliação incipiente, no estado sólido, correlata, na orientação, à xistosidade S₂.

Um dobramento inclinado e apertado, vergente para NW, deforma essa foliação e responde por uma xistosidade fina/crenulação S₃. As zonas de cisalhamento transcorrentes, que limitam o terreno e o fatiam em um padrão anastomosado, são faixas miloníticas destrais, espessas e verticais, que controlam a colocação de granitos de *ca.* 590 Ma (Filipov & Janasi, 2001; Janasi *et al.*, 2003).

O magmatismo neoproterozóico é marcado pela ausência de granitos francamente metaluminosos, como os hornblenda-biotita granitos porfíricos, tão expressivos nos terrenos vizinhos (Janasi & Ulbrich, 1991), fato sugestivo de importante significado tectônico da zona de cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari.

Os tipos petrográficos predominantes variam entre biotita granitos porfíricos a inequigranulares (Mauá, Itapeti, Santa Catarina e fácies dominante no Batólito Lagoinha) e muscovita-biotita monzogranitos equigranulares (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes e fácies dominante no Batólito Quebra-Cangalha). Os termos mais diferenciados são muscovita-granada-turmalina granitos, aplitos e pegmatitos, que formam pequenos corpos isolados ou intrusões tardias dentro de alguns maciços.

São ainda escassas as determinações de idade, mas dados recentes revelam que os granitos peraluminosos foram gerados ao longo de pelo menos 200 milhões de anos, em sucessivos episódios de reciclagem da crosta continental (Janasi *et al.*, 2003). Entretanto, a maior parte das ocorrências graníticas do Terreno Embu foram geradas em um curto intervalo de tempo, entre 600 e 590 Ma, após o pico do magmatismo e metamorfismo nos domínios a oeste e norte (Terreno Apiaí-Guaxupé). Na porção central (região de Mogi das Cruzes, a sul da Falha de Guararema), dentro desse curto intervalo de tempo, parecem ter ocorrido mudanças importantes no caráter do magmatismo granítico. Os granitos formados em torno de 600 Ma (Santa Branca e possivelmente Santa Catarina) têm foliação de estado sólido e enclaves predominantemente metamórficos, padrões de terras raras mais fracionados, e contribuições de fontes variadas, incluindo a crosta continental inferior. Os granitos mais jovens (Mauá e Mogi das Cruzes, *ca.* 590 Ma; Filipov & Janasi, 2001; Vlach, 2002) têm feições de corpos mais rasos, exibem foliação magmática e abundantes enclaves micrograníticos, além de padrões de terras raras pouco fracionados, com expressivas anomalias negativas de Eu, indicativas de fontes dentro do campo de estabilidade dos feldspatos, possivelmente na crosta média a superior. Os maciços graníticos que afloram no extremo leste do terreno (região de São José do Barreiro) cobrem intervalo de idades semelhante (600-580 Ma; Valladares, 1996; Pereira *et al.*, 2001a) e são quimicamente semelhantes (Granito Funil) aos granitos Mauá e Mogi das Cruzes (deformação pouco evidente; baixo mg#; padrões de

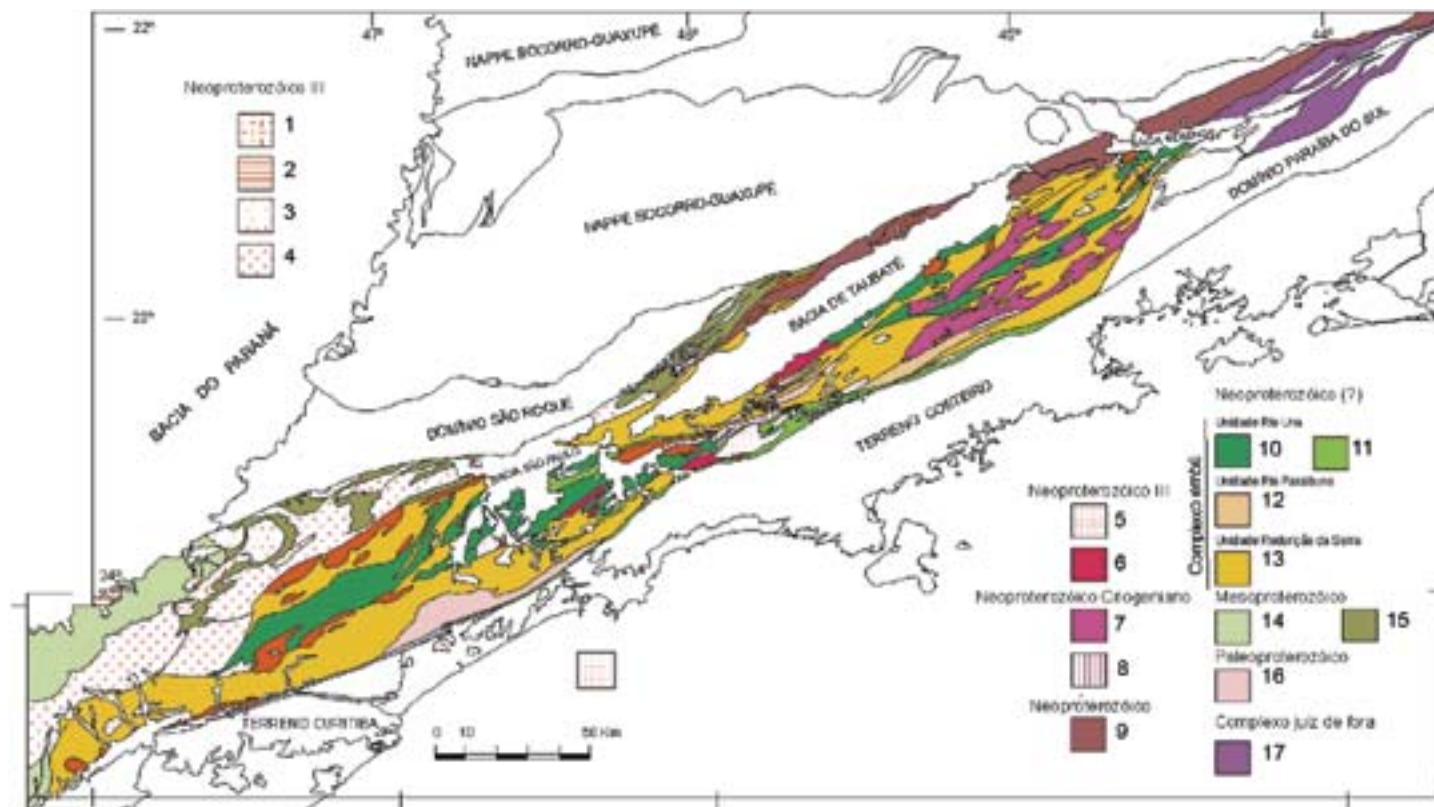


Fig. 20 - Mapa Geológico do Terreno Embu e Terreno Apiaí-Guaxupé, (Domínio Apiaí) adjacente. Legenda: 1-Granitos tipo-A; 2-Granitos da Província Itu; 3-Bt e/ou Bt-Ms granitos; 4-Hbl-Bt granitoides porfirítico-porfiroclásticos; 5-Bt e/ou Ms-Bt granitos crustais e granitos indiferenciados; 6-Bt granitos crustais; 7-Ms granitos tipo-Quebra Cangalha e Bt granitos tipo-Lagoinha; 8-Bt tonalito-granitos gnáissicos tipo-S (australianos); 9-Faixa Milonítica Rio Jaguari; Complexo Embu (10-13) 10-Unidade Rio Una- Xistos, quartzitos e rochas calciossilicáticas (Fácies anfíbolito); 11-Unidade Rio Una- Xistos e quartzitos (Fácies Xisto Verde); 12-Unidade Rio Paraibuna- Gnaisses quartzosos com intercalações de Bt gnaisses finos, Sil gnaisses e rochas calciossilicáticas; 13-Unidade Redenção da Serra-Sil gnaisses com anfíbolitos, Bt gnaisses, rochas calciossilicáticas e raros mármore. Transições frequentes a migmatitos; 14-Filitos rítmicos e quartzitos (Fm. Votuverava); 15-Micaxistos com transição a gnaisses e migmatitos; 16-Tonalito gnaisses migmatíticos (Complexo Rio Capivari); 17-Complexo Juiz de Fora- Enderbitto gnaisses

- Geological map of the Embu Terrane and adjacent Apiaí Domain of the Apiaí/Guaxupé Terrane. Legend: 1-A-type granites; 2-Itu Province granites; 3-Bt and Bt-Ms granites; 4-Porphyrítico to mylonitic Hbl-Bt granitoids; 5-Bt and Ms-Bt crustal granites and indiferenciated types; 6-Crustal Bt granites; 7-Quebra Cangalha-type Ms granites and Lagoinha-type Bt granites; 8-S-type Bt tonalitic-granitic orthogneisses (australian type); 9-Rio Jaguari mylonites; Embu complex (10-13) 10-Rio Una unit with schists, quartzites and calciosilicatic rocks (amphibolite facies); 11-Rio Una unit with schists and quartzites (greenschist facies); 12-Rio Paraibuna unit with qzo-gneisses, Bt gneisses, Sill gneisses and calciosilicatic rocks; 13-Redenção da Serra unit with Sill gneisses, amphibolites, Bt gneisses, calciosilicatic rocks and marbles. Migmatitic textures are frequent; 14-Rhythmic phyllites and quartzites (Votuverava Fm); 15- Mica-schists to gneisses and migmatites; 16-Tonalitic gneisses and migmatites (Rio Capivari complex); 17-Enderbitic gneisses of the Juiz de Fora complex

terras raras pouco fracionados).

O Batólito Quebra-Cangalha, contudo, tem idade sensivelmente mais antiga (ca. 655 Ma; Janasi *et al.*, 2003). O significado tectônico desse batólito e do vizinho Batólito Lagoinha (que dele se diferencia por ser dominado por biotita granitos) é ainda incerto, uma vez que ambos são praticamente inexplorados sob o ponto de vista petrográfico e geológico.

Granitos neoproterozóicos ainda mais antigos (ca. 790-780 Ma) têm sido identificados em corpos alongados de ortogneisses miloníticos. Diversas ocorrências com essas características foram descritas (Fernandes *et al.*, 1990), mas somente duas foram datadas, a sudoeste da cidade de São Paulo (Cordani *et al.*, 2002) e na região de São José dos Campos (Vlach, 2001). Esse mesmo intervalo de idades tem sido obtido em monazita de metapelitos (Vlach, 2001), indicando tratar-se de importante evento magmático e metamórfico no Terreno Embu. Petrograficamente, essas rochas são semelhantes aos granitos tipo-S australianos (biotita tonalitos peraluminosos). Poderiam, assim, refletir a incorporação de restitos provenientes de protólitos metassedimentares, mas é também possível que tenham se originado a partir de magmas com um

componente básico fortemente contaminados por metapelitos.

Segmento Meridional da Província Mantiqueira: orógenos São Gabriel e Dom Feliciano

O segmento meridional da Província Mantiqueira inclui o Orógeno Dom Feliciano que se estende por cerca de 1.200 km, de Punta del Este (Uruguai) ao nordeste do Estado de Santa Catarina e uma ramificação no extremo sudoeste, com cerca de 5.000 km² onde está exposta uma fração do Orógeno São Gabriel (Fig. 21). Este segmento da Província Mantiqueira é marginal ao Cráton Rio de La Plata, situado no oeste do Rio Grande do Sul e no Uruguai, Cráton do Paraná ou Paranapanema (encoberto pela Bacia do Paraná) e ao maciço cratônico de Luis Alves que separa os orógenos Dom Feliciano e Ribeira.

Os orógenos São Gabriel e Dom Feliciano apresentam identidades tectono-estruturais distintas, com picos metamórficos separados por cerca de 70-90 Ma, caracterizando mais um exemplo de evolução diacrônica durante o Neoproterozóico.

A evolução precoce (toniano-criogeniana) é restrita ao Orógeno São Gabriel, que se caracteriza por uma fase

acrescionária prolongada (de 880 Ma a 700 Ma), com clímax metamórfico em 700 Ma. O evento orogênico mais tardio, característico do extenso Orógeno Dom Feliciano, caracteriza-se por uma evolução magmática datada entre *ca.* 650-560 Ma e clímax metamórfico entre 630 Ma e 610 Ma.

A presente síntese se baseia nos trabalhos de Babinski *et al.* (1996); Basei (2000); Silva *et al.* (2002a,b), Basei *et al.* (2003) e Hartmann *et al.* (2000). Além desses estudos, nos quais estão referenciados todos os trabalhos utilizados para a elaboração do presente texto, recomenda-se como leitura adicional diversas sínteses sobre a Geologia do Rio Grande do Sul, editadas por Holz e De Ros (2000), e aquelas apresentadas por Basei (2000) e Basei *et al.* (2000) sobre a geologia de Santa Catarina.

A pequena extensão exposta do Cráton Rio de la Plata é constituída por ortognaisses bimodais, caracterizados como uma típica seqüência TTG. Possuem idade de cristalização de *ca.* 2510 Ma e foram metamorfisados, sob condições da fácies granulito, em torno de 2022 Ma (Fig. 20).

Orógeno São Gabriel

Apesar da pequena extensão exposta, o Orógeno São Gabriel (Fig. 21) guarda o registro mais completo do estágio de formação da crosta juvenil brasileira em toda a Província Mantiqueira, caracterizando-se como um “orógeno relacionado à subducção” (Sengör, 1990) ou orógeno acrescionário. O limite meridional deste orógeno é balizado pela Zona de Cisalhamento Ibaré, transpressiva e sinistral, com direção NW-SE. O limite leste é marcado pela Zona de Cisalhamento Caçapava, com direção dominante NE-SW (Fig. 21). Estes limites são zonas de cisalhamento profundas, possivelmente de natureza intercontinental, que separam blocos crustais distintos. A Zona de Cisalhamento Ibaré separa o orógeno do terreno arqueano de alto grau (Complexo Granulítico Santa Maria Chico) do Cráton Rio de La Plata. A Zona de Cisalhamento Caçapava constitui o limite oriental entre o Orógeno São Gabriel (parcialmente encoberto pela bacia de Camaquã do Orógeno Dom Feliciano), o bloco oriental composto pelo embasamento paleoproterozóico retrabalhado (Complexo Encantadas) e a faixa de dobramentos e empurrões (Complexo Porongos) do Orógeno Dom Feliciano.

A Bacia Precursora do Orógeno São Gabriel

A bacia precursora do Orógeno São Gabriel é representada por associações máfico-ultramáficas, xistos magnesianos, serpentinitos, metabasaltos e anfíbolitos toleíticos, de possível natureza ofiolítica (Complexo Cerro Mantiqueira). Estas rochas constituem remanescentes tectonicamente embutidos nas unidades sinorogênicas que representam um arco vulcano-plutônico. Não existem datações radiométricas confiáveis para estas rochas, mas uma idade mínima, para a cristalização dos seus protólitos, superior ao valor de *ca.* 750 Ma, obtido no arco vulcano-plutônico, é bastante plausível.

O Metadiorito Passinho, geograficamente relacionado às associações máfico-ultramáficas, tem idade de cristalização de *ca.* 880 Ma, mas constitui uma unidade de significado tectônico duvidoso nesse contexto.

Estágios Orogrênicos

O estágio pré-colisional, ou acrescionário, deste orógeno é caracterizado pela edificação de um arco magmático (arco de ilhas) com diversas unidades vulcano-plutônicas cálcio-alcalinas (Fig. 21). O domínio plutônico é constituído por ortognaisses TTG (Grupo Cambaí), associados às rochas máfico-ultramáficas toleíticas referidas no item anterior. Sua idade de cristalização é de *ca.* 740-730 Ma e a idade do metamorfismo é *ca.* 730 Ma. A unidade vulcânica (Grupo Vacacaí)

é constituída por meta-andesitos, metabasaltos, metatufos intermediários, xistos pelíticos, mármore e anfíbolitos, além de intrusões máfico-ultramáficas. A idade de cristalização dos protólitos é *ca.* 750 Ma e a idade do metamorfismo é *ca.* 700 Ma.

A assinatura isotópica Sm-Nd, com ϵ_{Nd} positivo ($t = 750$ Ma) e idades-modelo de *ca.* 1,0 Ga indicam origem juvenil para o arco magmático e conseqüentemente, uma natureza intra-oceânica (arco de ilhas).

O estágio sincolisional teve seu desenvolvimento em resposta ao transporte tectônico do arco magmático rumo a WNW. Esse sistema teria sido responsável pela colagem do Orógeno São Gabriel à borda leste do Cráton Rio de La Plata, em época relacionada ao pico metamórfico de *ca.* 700 Ma.

Orógeno Dom Feliciano

O Orógeno Dom Feliciano é constituído por seqüências de margens passivas neoproterozóicas (grupos Brusque, em Santa Catarina, Porongos, no Rio Grande do Sul, e Lavallega, no Uruguai), extensos segmentos de arcos magmáticos neoproterozóicos (Florianópolis, Pelotas e Aygua, este no Uruguai), e restos do embasamento paleoproterozóico a arqueano (Fig. 21).

A sua atual estruturação, alongada na direção NE-SW, vincula-se à colisão continental oblíqua que se deu em resposta à convergência dos crátons Rio de La Plata, Parapanema e Kalahari. Conseqüentemente, a evolução do orógeno está associada a uma tectônica transpressiva de escape lateral, a qual deu origem a extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrentes. Esses sistemas funcionaram como limites de segmentos do orógeno distintos e guardam o registro da deformação, metamorfismo e magmatismo orogênico. Os sistemas transcorrentes controlaram também a implantação de bacias vulcano-sedimentares e a geração dos plútons sintranscorrentes e, durante a evolução terminal, a intrusão dos batólitos pós-tectônicos.

Os mais expressivos dos sistemas transpressivos estão assinalados na Fig. 21, e são conhecidos como as zonas de Cisalhamento Major Gercino, Dorsal do Canguçu e Sierra Ballena (Fig. 20). No Rio Grande do Sul este sistema é sinistral, como as demais zonas de cisalhamento do extremo sul. Limita as unidades metavulcano-sedimentares Porongos, a oeste, e o Batólito Pelotas, a leste. No Uruguai recebe a designação Sierra Ballena, separando o Complexo Lavallega do arco Aygua. Em Santa Catarina, sua provável extensão (Major Gercino) também separa o domínio metavulcano-sedimentar Brusque, a oeste, do arco magmático, a leste. Apesar da possível correlação, em Santa Catarina, como todas as demais zonas de cisalhamento importantes situadas no norte do Rio Grande do Sul, o sistema de cisalhamento é dextral.

O significado desse extenso sistema de cisalhamento é ainda objeto de debates. Apesar de expor milonitos de zonas crustais profundas, chegando a alcançar 5 km de extensão lateral, ele teria um posicionamento intracontinental (Fernandes *et al.*, 1993), separando os depósitos de margem passiva da faixa de dobramentos e empurrões, situados a oeste, do arco magmático, a leste. Outros pesquisadores interpretam esse sistema como uma zona limítrofe de placas. Nesse caso, as bacias metavulcano-sedimentares da faixa de dobramentos e empurrões não representariam remanescentes de margem passiva neoproterozóica, mas terrenos mesoproterozóicos (“Cinturão de Xistos”), separados pelo megalineamento do “Cinturão de Granitos” (Basei *et al.*, 2000).

A Zona de Cisalhamento Perimbó é outro importante componente do sistema transpressivo NE-SW, em Santa Catarina, e separa os depósitos de margem passiva cavalgados sobre o embasamento arqueano do Cráton Luís Alves (Basei, 1985).

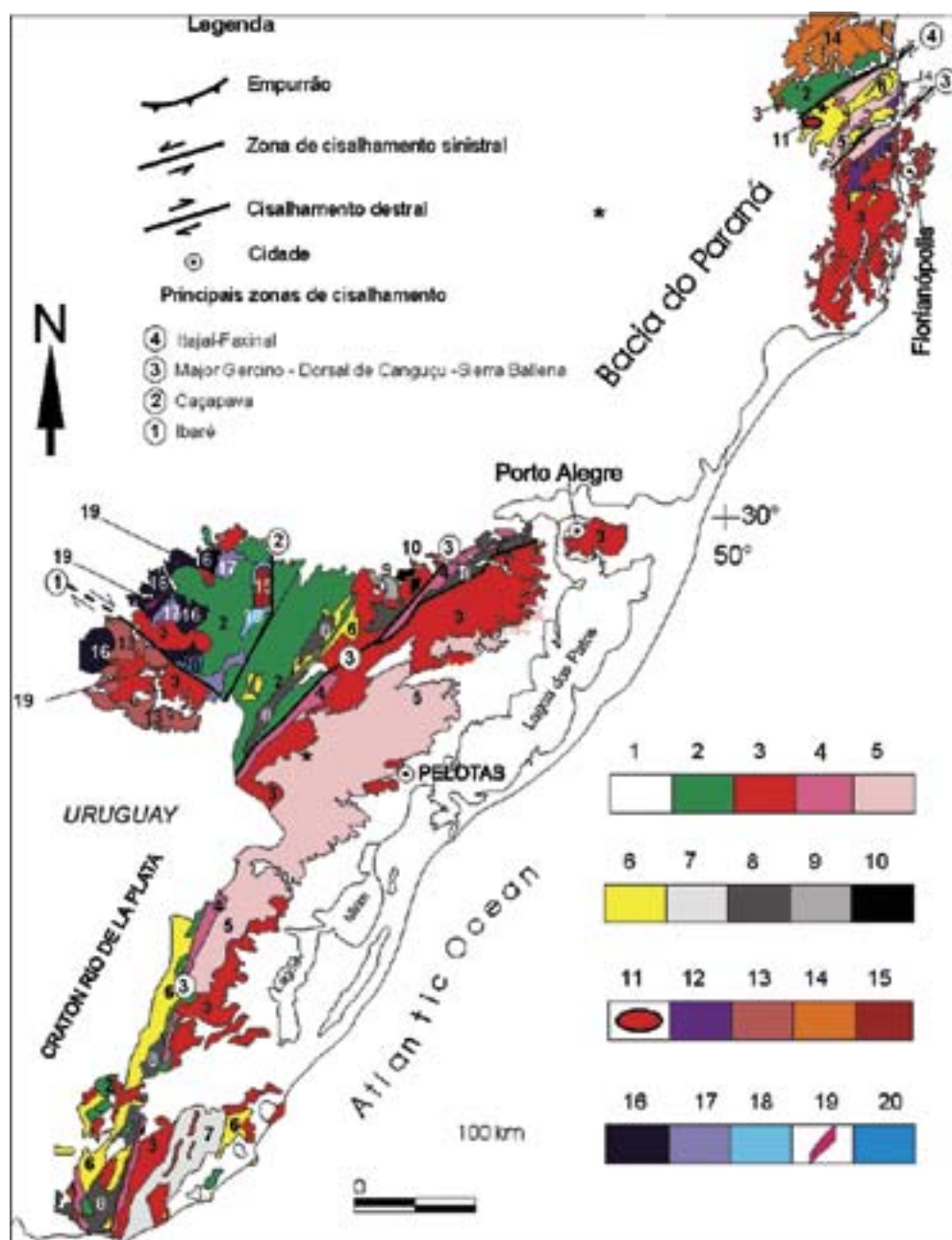


Fig. 21- Mapa Geológico da Província Mantiqueira Meridional, simplificado do "Mapa Geológico da província Mantiqueira, 1:250.000" de Silva *et al.*, 2002b. Segmento Uruguaio modificado de Hartmann & Fernandes (2000). Legenda : 1 Coberturas e rochas magmáticas fanerozóicas. ORÓGENO DOM FELICIANO: 2.-Bacia tardi a pós-tectônica de antepaís (Itajaí e Camaquã); 3-Granitóides G_3 pós-colisionais (tipo-I, A, localmente rapakivi e alcalinos); 4-granitóides G_2 tardi-colisionais, tipo-I, cálcio-alcalinos de alto-K; 5-granitóides G_1 e migmatitos pré- a sincolisionais, predominantemente do tipo-I, localmente com xenólitos de gnaisses tonalíticos de significado tectônico regional incerto (*) (Suíte Pinheiro Machado); 6-Bacias de margem passiva (Grupos Brusque, Porongos e Lavaljeja com remanescente de depósitos de assoalho oceânico. EMBASAMENTO RETRABALHADO: 7- Orthogneisses kibarianos (Terreno Punta del Este); 8- Orthogneisses riacianos (complexos Encantadas e Arroio dos Ratos/Microcontinente); 9-Paragneisses (Complexo Várzea do Capivarita); 10-Metanortosito Capivarita; 1- Gnaiss tonalítico riaciano; 12- Gnaisses tonalíticos Paleoproterozóicos migmatizados há ca. 610 Ma. Margem continental oriental do CRÁTÓN RIO DE LA PLATA: 13-Gnaisses TTG arqueanos, granulizados no Paleoproterozóico (Complexo Santa Maria Chico). (Crátón/Placa Luís Alves): 14-A/Psg = Gnaisses TTG arqueanos, granulizados no Paleoproterozóico (Complexo Granulítico de Santa Catarina). EVENTO TRANSPRESSIVO CAÇAPAVA DO SUL (560 Ma) : 15-Granitóide transcorrente, tipo I, com significado tectônico incerto. ORÓGENO SÃO GABRIEL: 16-Gnaisses cálcio-alcalinos (TTG) do arco plutônico intraoceânico (Grupo Cambaí); 17-Assembléia metavulcânica/ vulcanoclásticas cálcio-alcalina intermediária e metasedimentar (Supergrupo Vacacaí); 18-Assembléia metavulcano-sedimentar de retro arco? (Formação Passo Feio); 19-Associação meta máfico-ultramáficas, toleíticas, intercaladas nas seqüências do arco, interpretada como remanescentes ofiolíticos (Complexo Cerro Mantiqueira); 20-Meta-diorito toniano

- Geological map of the southern segment of the Mantiqueira Province, simplified from "Mapa Geológico da província Mantiqueira, 1:250.000" by Silva *et al.*, 2002b. The Uruguay segment was compiled from Hartmann & Fernandes (2000). Legend: 1-Phanerozoic cover and magmatic rocks. DOM FELICIANO orogen: 2- late to post-tectonic foreland basins (Itajaí and Camaquã); 3- post-collisional G_3 granitoids (I and A types, sometimes alkaline and rapakivi types); 4-late-collisional high-K calcalkaline G_2 granitoids; 5-pre- to syn-collisional G_1 granitoids with tonalitic xenoliths (*) (Pinheiro Machado Suite); 6-Passive margin basins (Brusque, Porongos and Lavaljeja groups) with slices of ocean floor rocks. REWORKED BASEMENT: 7-Kibarian orthogneisses (Punta del Este terrane); 8-Rhyacian orthogneisses (Encantadas and Arroio dos Ratos Complexes/Microcontinent); 9-Paragneisses (Várzea do Capivarita complex); 10-Capivarita Metanorthosite; 11-Rhyacian tonalitic gneiss; 12-Paleoproterozoic gneisses with ca. 610 Ma metamorphic overprint. Oriental continental margin of the RIO DE LA PLATA CRATON: 13-(Santa Maria Chico complex). LUIS ALVES CRATON: 14-A/Psg = Archaean TTG gneisses with granulite facies Paleoproterozoic overprint (Santa Catarina Complex). CAÇAPAVA DO SUL TRANSPRESSIONAL EVENT (560 Ma) : 15-I-type granite. SÃO GABRIEL OROGEN: 16-calcalkaline gneisses of the intraoceanic arc (TTG-Cambaí group); 17-meta-volcanosedimentary sequence (Vacacaí supergroup); 18-retro-arc meta-volcanosedimentary sequence (Passo Feio Fm); 19-meta-mafic and ultramafic rocks (ophiolitic remnant?) of the Cerro Mantiqueira Complex; 20-Tonian meta-diorite.

Embasamento

O mais extenso segmento arqueano preservado no interior da província é constituído pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina, que constitui o embasamento do Orógeno Dom Feliciano, e se estende por 250 km entre os estados de Santa Catarina e Paraná, com largura máxima exposta de 100 km (Fig. 21). Este complexo é constituído por uma associação bimodal TTG, metamorfsada em fácies granulito. São gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos relacionados à evolução de um arco intra-oceânico rhyaciano. Apresenta freqüentes intercalações de rochas ultramáficas de composição piroxenítica e de supracrustais que incluem, majoritariamente, formações ferríferas e localmente, gnaisses kinzigíticos. A idade de cristalização dos protólitos dos gnaisses trondhjemíticos é *ca.* 2.715 Ma, enquanto a idade do metamorfismo é de *ca.* 2.170 Ma. Não existem evidências geocronológicas de retrabalhamento metamórfico durante o Neoproterozóico, a despeito da instalação de diversas bacias vulcano-sedimentares tardi-orogênicas (Itajaí) e da intrusão de numerosos plútons graníticos, nesse segmento do embasamento arqueano. Esse domínio arqueano-paleoproterozóico, designado Cráton Luís Alves, representaria um microcontinente.

Outros importantes remanescentes de embasamento são terrenos paleoproterozóicos submetidos à recristalização metamórfica (complexos Encantadas, Arroio dos Ratos e Várzea do Capivarita), durante a fase colisional. É o caso do Gnaise Encantadas, com idades de cristalização magmática em torno de 2.200 Ma e idades metamórficas de *ca.* 630 Ma (este gnaise também representaria um antigo microcontinente relativamente). Outros componentes menores do embasamento paleoproterozóico foram submetidos à fusão parcial e migmatitização (complexos Camboriú e Águas Mornas) em torno de 610 Ma.

As Bacias Precursoras do Orógeno Dom Feliciano

Estas bacias estão representadas, principalmente, por quartzitos, mármores, filitos grafitosos, xistos pelíticos e metaturbiditos, depositados em ambientes rasos a profundos de margem continental passiva. Os depósitos de margem passiva englobam também associações marinhas de águas rasas, com quartzito e calcário estromatolítico, ou associações de rochas metavulcânicas máficas, com restos de derrames basálticos almofadados e variolíticos, e formações ferríferas bandadas, que sugerem ambiente de assoalho oceânico (Bacia Brusque).

Associações máfico-ultramáficas, possivelmente também originadas em um estágio de abertura oceânica, são descritas na Bacia Porongos.

Estágios Orogênicos

As sucessões de margem continental passiva foram deformadas e metamorfsadas sob condições de fácies xisto verde baixo (Brusque) a anfíbolito baixo (Porongos e Lavalleja), e edificaram uma faixa de dobramentos holomórfica em torno de 630-610 Ma.

Os estágios pré, sin a pós-colisionais do Orógeno Dom Feliciano estão registrados no arco magmático, que é caracterizado por extensiva granitogênese neoproterozóico-cambriana.

O plutonismo pré- a sincolisional foi datado no intervalo 650-610 Ma. A maioria dos plútons apresenta assinatura química e isotópica características de arco magmático maduro, de margem continental ativa (arco de Pelotas). São granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K, com componente dominante derivado de refusão de fonte continental metaluminosa (ortognaisses), e raras assinaturas do tipo S. Apresentam idades-modelo Sm-Nd predominantemente paleoproterozóicas e minoritariamente, arqueanas e mesoproterozóicas. Além disso, mostram valores do parâmetro ϵ_{Nd} (600 Ma) moderada a fortemente negativos.

Existe ainda muita controvérsia quanto à polaridade de subducção no Orógeno Dom Feliciano, mas embora alguns autores defendam que a polaridade de subducção tenha sido para oeste (Fernandes *et al.*, 1995), parece ser mais consensual a interpretação de polaridade para leste, com base no zoneamento geoquímico das rochas granitóides pós-colisionais e na vergência da deformação (Basei *et al.*, 2000; 2003).

O estágio pós-colisional estende-se de *ca.* 610 Ma a 590 Ma e é caracterizado por extensivo magmatismo do tipo I-Caledoniano (Pitcher, 1983), subalcalino a alcalino e muito localmente, shoshonítico, característicos de colapso pós-orogênico. Os granitóides deste estágio são também caracterizados por assinatura isotópica predominantemente crustal, com forte influência de crosta arqueana a mesoproterozóica.

Além da granitogênese, que intrude as rochas do arco de Pelotas, o estágio pós-colisional é também caracterizado por extensas bacias vulcano-sedimentares de retro-arco, com abundantes termos vulcânicos e vulcanoclásticos alcalinos e mais raramente, shoshoníticos, com idades entre *ca.* 600 Ma e 560 Ma. A evolução dessas bacias é controlada por sistemas deposicionais continentais transicionais e marinhos. São bacias dominadas por sistema fluvial anatomosado (tipo *red beds*), com conglomerados, arenitos e arcóseos, que evolui para sistema marinho deltáico, com turbiditos proximais e distais, e depósitos de taludes continentais. O magmatismo inclui numerosos plútons graníticos alcalinos. Para maiores detalhes, vide o capítulo de Teixeira *et al.*, neste mesmo volume.

Síntese da Evolução Geológica da Província Mantiqueira

A evolução tectônica neoproterozóico-cambriana registrada nos orógenos da Província Mantiqueira e em suas contrapartes situadas na África Ocidental (Fig. 2) fornece importantes pistas para esclarecer as diferentes etapas da aglutinação da parte ocidental do Supercontinente Gondwana (Fig. 17).

As principais paleoplacas envolvidas neste cenário são São Francisco-Congo, Parapananema, Rio de la Plata e Kalahari, além de prováveis massas continentais menores, como Luis Alves, Apiaí (?), Terreno Oriental-Serra do Mar e Terreno Cabo Frio (fragmento do Cráton do Congo?). A evolução geológica pré-brasileira foi delongada, com eventos formadores de rochas no Arqueano e Paleoproterozóico. O intervalo entre 2,2 e 1,9 Ga é especialmente importante na geração de rochas granitóides, que representam tanto retrabalhamento de crosta arqueana, como acreção juvenil em ambientes de arco de ilhas.

Na Placa São Francisco-Congo, os registros da tafrogênese estateriana (*ca.* 1,75-1,6 Ga) são preservados em bacias intracontinentais, representadas por seqüências deposicionais do Supergrupo Espinhaço e da Megasseqüência São João del Rei. Estas seqüências foram retrabalhadas parcial a totalmente pela Orogênese Brasileira, nos orógenos Araçuaí e Ribeira.

Alguns terrenos guardam registros de bacias sedimentares do Ectasiano (*ca.* 1,4 Ga), a exemplo do Grupo Serra do Itaberaba e algumas formações do Grupo Açungui, situados no Terreno Apiaí-Guaxupé.

O início do Neoproterozóico é caracterizado pela tafrogênese toniana que resultou na geração de bacias tipo rifte (*ca.* 930-880), as quais evoluíram para bacias de margem continental passiva. A fase de rifte continental é caracterizada, na Faixa Congo Ocidental (930-910 Ma; Tack *et al.*, 2001), por extenso vulcanismo félsico-máfico continental e, no Orógeno Araçuaí, pela intrusão anorogênica de Salto da Divisa (880 Ma; Silva *et al.*, 2002) e por diques máficos (906 Ma) que cortam o Supergrupo Espinhaço (Machado *et al.*, 1989).

A etapa de abertura oceânica (ca. 840-800 Ma) está bem documentada em praticamente todos os orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira, que apresentam claramente a faciologia típica de bacias de margens passivas e restos de seqüências ofiolíticas. Esta fase é representada pela Formação Ribeirão da Folha (Grupo Macaúbas distal), no Orógeno Araçuaí, pela Megasseqüência Andrelândia e unidades supracrustais do Terreno Oriental, no Orógeno Ribeira e na zona de interferência com o Orógeno Brasília, e provavelmente pelos grupos Brusque, Porongos e Lavalleja, no Orógeno Dom Feliciano.

Estes espessos depósitos de margem passiva são contemporâneos à geração de arcos intra-oceânicos na porção mais setentrional do Orógeno Brasília (Arco Mara Rosa). Portanto, o cenário paleogeográfico no início do Neoproterozóico sugere amplos oceanos ao largo das margens ocidental e sul do Cráton do São Francisco, bem como ao largo dos crátons do Paranapanema e Rio de la Plata. Se assim for, estas massas continentais estariam muito distantes entre si no início do Neoproterozóico e o Paleocóntinente São Francisco-Congo não faria parte do Supercontinente Rodínia, como recentemente sugerido por Pisarevsky *et al.*, (2003) e Kröner & Cordani (2003).

Entretanto, mesmo neste cenário, o Orógeno Araçuaí representa um orógeno confinado, que sucedeu uma bacia marinha interior (*inland-sea basin*), pois as reconstruções paleogeográficas disponíveis na literatura mostram que os crátons do São Francisco e Congo permaneceram parcialmente unidos (pelos orógenos paleoproterozóicos Itabuna e Eburneano) desde ca. 2 Ga até a abertura do Atlântico Sul. Em torno de 800 Ma, a Bacia Araçuaí-Congo Ocidental configurava um amplo golfo articulado, a norte, com os aulacógenos Santo Onofre e Sangha, mas com abertura oceânica restrita à sua região meridional. Nesta região, onde ocorreu espalhamento oceânico, o Golfo Araçuaí desembocaria num amplo oceano, hoje representado pelo Orógeno Ribeira e outros ramos do sistema brasileiro-panafricano.

O intervalo entre 790 e 585 Ma (Criogeniano/Ediacarano) é caracterizado pela geração de arcos magmáticos, tanto intra-oceânicos como no Orógeno São Gabriel (750-730 Ma) e Rio Negro I (790 Ma e 635-620 Ma, Orógeno Ribeira), como por arcos de margem continental ativa, a exemplo de Rio Negro II-Suíte G₁ (635-585 Ma), nos orógenos Ribeira e Araçuaí, e o Arco de Pelotas (650 a 610 Ma), no Orógeno Dom Feliciano.

Neste período também devem ter se formado bacias de ante-arco e retro-arco, cujos registros estão parcialmente preservados em alguns orógenos. Sua identificação é baseada na ocorrência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, intercaladas com sucessões metassedimentares, que registram proveniência de arco. Unidades dos grupos São Roque e Açungui, no Terreno Apiaí-Guaxupé, parte das sucessões metassedimentares dos terrenos Ocidental e Oriental do Orógeno Ribeira (Paraíba do Sul, Cambuci, Costeiro e Búzios) e, em parte, o complexo paragnáissico do Orógeno Araçuaí são prováveis representantes destas bacias pré- a sincolisionais.

A edificação, como resultado da Orogênese Brasileira, dos orógenos da Província Mantiqueira foi marcadamente diacrônica, como enfatizamos no decorrer de todo o capítulo e resumimos, a título de conclusão, adiante:

1) Idades metamórficas de 790 Ma foram recentemente reportadas para o Terreno Embu. As condições geodinâmicas deste evento, que é desconhecido nos terrenos adjacentes, são ainda controversas. Segue-se o episódio colisional de cerca de 700 Ma, registrado no Orógeno São Gabriel, que provavelmente representa uma colagem com o Cráton Rio de la Plata.

2) O período entre 630 e 600 Ma é caracterizado por importante tectonismo na extremidade sul do Orógeno

Brasília (formação de nappes e metamorfismo de pressão relativamente alta), como resultante da colisão dos paleocóntinentes Paraná e São Francisco-Congo; e no Orógeno Dom Feliciano, resultante da colisão dos paleocóntinentes Rio de la Plata e Kalahari. Idades entre 610 e 600 Ma sugerem um episódio metamórfico no Terreno Apiaí-Guaxupé, que pode se correlacionar com episódio similar da extremidade sul do Orógeno Brasília.

3) O intervalo entre 605-550 Ma é marcado por intenso evento tectono-metamórfico nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Este evento, com clímax em 580 Ma, resultou na colisão do Terreno Oriental-Serra do Mar (incluindo o arco magmático Rio Negro e a Suíte G₁ do Orógeno Araçuaí) com a borda sudeste da região paleocontinental do São Francisco. Expressivo magmatismo foi gerado neste intervalo, que inclui leucogranitos, granitos porfiríticos, hornblenda-biotita granitos, com variações para tipos charnockíticos. Este episódio causou deformação e metamorfismo na porção sul do Orógeno Brasília, resultando em complexa zona de interferência entre os dois orógenos. Também no Terreno Embu o período entre 600 e 590 Ma concentra a maior parte dos registros metamórficos e magmáticos. Este episódio colisional resultou no desenvolvimento de sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes destrais nos orógenos anteriormente consolidados (Brasília meridional, Dom Feliciano e Terrenos Apiaí-Guaxupé).

4) Finalmente, o último evento colisional registrado na Província Mantiqueira ocorreu em ca. 520 Ma. Foi reconhecido originalmente no Terreno Cabo Frio do Orógeno Ribeira (Orogênese Búzios, Schmitt *et al.*, 1999), mas seus efeitos também são registrados em outros terrenos do Orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003). O contexto tectônico deste evento ainda é alvo de discussões, embora existam sugestões de que esta colisão resulte do fechamento tardio de bacia retro-arco, contemporaneamente à amalgamação final do Gondwana Ocidental.

Bacias tardi-tectônicas associam-se aos episódios colisionais acima enumerados. São representadas por sucessões vulcano-sedimentares, com proveniência dos orógenos recém construídos. A implantação e deformação destas bacias também é diacrônica. Destacamos as unidades Eleutério, Pouso Alegre, Castro e Camarinha, no segmento central da Província Mantiqueira, Camaquã no segmento sul, e a Formação Salinas no segmento norte.

Finalmente, fechando a história de aglutinação do Gondwana Ocidental, existem registros da transição para um regime extensional, recentemente interpretado como resultante do colapso dos orógenos do Sistema Mantiqueira. Esta etapa de colapso extensional está melhor identificada nos orógenos Araçuaí e Ribeira, e é representada tanto por zonas de cisalhamento normais e dobras de gravidade com vergência para leste, como por zonas de cisalhamento transtensionais transversais aos orógenos. Importante magmatismo bimodal, que ocorreu entre 510 e 480 Ma, está associado a este episódio tectônico.

Considerações Finais

Desde as contribuições pioneiras de Fernando Flávio Marques de Almeida, um enorme acervo de dados geológicos sobre a Província Mantiqueira foi produzido. Entretanto, apesar do inquestionável avanço no conhecimento geológico e geocronológico, muitas questões importantes ainda permanecem em aberto.

Para solucionar estas questões são necessários programas de mapeamento geológico detalhado, abordando regiões problemáticas ou sem cobertura cartográfica adequada, associados a estudos geocronológicos e geotermobarométricos, e

aprofundamento da análise estrutural, incluindo o estudo de reativação de estruturas. Também são imprescindíveis os encontros temáticos entre equipes regionais de pesquisa.

Esperamos que esta contribuição, além de prestar justa homenagem a Fernando Flávio Marques de Almeida, que foi o inspirador dos autores deste capítulo, cause efeito multiplicador similar nas gerações futuras de geólogos e cientistas.

Agradecimentos

Agradecemos a criteriosa e generosa revisão de Benjamin

Bley de Brito Neves que certamente muito contribuiu para a versão final do trabalho. Os autores também estão em débito com as sugestões finais de Cláudio de Morisson Valeriano e de muitos outros autores que vêm se dedicando à investigação geológica da Província Mantiqueira, cujos trabalhos foram consultados para a elaboração desta síntese. Agradecemos também a Luiz Maurício Salgado Alves Correa e Marcelo Fagundes de Rezende pela leitura e crítica da primeira versão deste trabalho.

Todos os autores deste capítulo são bolsistas de produtividade em pesquisa do CNPq.



FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA E A DIVULGAÇÃO CIENTÍFICA

Maria Margaret Lopes

Depto. Geociências Aplicadas ao Ensino, Inst. Geociências, Unicamp, Campinas, SP
mmlopes@ige.unicamp.br

Luisa Massarani

Museu da Vida, Casa de Oswaldo Cruz, Fiocruz, Rio de Janeiro, RJ
lumassa@coc.fiocruz.br

Silvia Fernanda de Mendonça Figueirôa

Depto. Geociências Aplicadas ao Ensino, Inst. Geociências, Unicamp, Campinas, SP
figueroa@ige.unicamp.br*Resumo:*

Este artigo procura situar a obra de divulgação científica do Professor Fernando de Almeida, valendo-se tanto de uma visão histórica dessa atividade no Brasil, sobretudo durante a década de 1920, considerada um marco, quanto das discussões teóricas mais recentes acerca do conceito e do caráter do que é a divulgação científica.

As atividades que usualmente tratamos como “divulgação científica” têm sido, nas últimas décadas, objeto de investigação particular de diversos cientistas, profissionais de comunicação, historiadores das ciências e sociólogos, constituindo um campo disciplinar de direito próprio em diversos países. Tais estudos, ainda emergentes no Brasil, encontram, no entanto, na obra de divulgação do Professor Fernando de Almeida a exemplaridade requerida por concepções atuais. Seus trabalhos são primorosos em evidenciar como é extremamente difícil delimitar fronteiras rígidas entre as atividades de produção e de divulgação de conhecimentos. A década de 1920 foi um dos mais importantes momentos do processo de divulgação científica em nosso país. Marco simbólico dessa era foi o ano de 1916, quando foi criada a Sociedade Brasileira de Ciências (SBC), que se transformaria, em 1922, na Academia Brasileira de Ciências (ABC) e que teria um papel importante na divulgação científica no Brasil. Nessa época, o ativo grupo de cientistas e divulgadores brasileiros utilizou meios e instrumentos variados para replicar sua voz: jornais, revistas, livros e conferências foram veículos de difusão das idéias científicas ao grande público. Jornais diários, em maior ou menor grau, mas sem orientação e cobertura sistemática, abriram espaço para notícias relacionadas à ciência. Em 1923, criou-se a primeira rádio brasileira, a Rádio Sociedade (hoje, Rádio MEC). Tinha propósitos educativos e de difusão científica, como atestam suas primeiras atas. Destaque-se que a década de 1920 é um dos raros momentos no país em que as lideranças da comunidade científica dedicaram-se, mesmo que parcialmente, a esse tipo de atividade. Assim como outros grandes cientistas, o Professor Fernando de Almeida, na prática, nunca entendeu a divulgação científica como algo menor em seus afazeres.

Palavras-chave: Divulgação Científica-História, Divulgação Científica-Conceituação, Divulgação Científica-Brasil, Sociedade Brasileira de Ciências, Geociências-Divulgação Científica.

Abstract:

This paper aims to comment upon the popular science writing by Professor Fernando de Almeida, taking into account both a historical view of this activity in Brazil, especially during the 1920's, considered to be a landmark, and the recent theoretical debates on the concept and on the fundamentals of popular

science writing. Scientists, media professionals, science historians, sociologists, have systematically investigated the activities that one usually considers 'scientific popularization', building up an independent academic field in many countries. This kind of study is still emerging in Brazil. However, these modern concepts are already present in the works of Professor Fernando de Almeida in an exemplary manner. His papers are superb in demonstrating how difficult it is to establish rigid boundaries between the production and the popularization of scientific knowledge. The 1920's were one of the most important moments for scientific popularization in our country. The year 1916 may be considered a symbolic landmark, due to the foundation of the Brazilian Society of Sciences, which would later become, in 1922, the Brazilian Academy of Sciences - that would play a pivotal role in the process of scientific popularization. This process involved many scientists that used newspapers, magazines, and even a radio (the Radio Society, founded in 1923) to spread their voices. Like other important scientists, Professor Fernando de Almeida never actually took scientific popularization as something of minor importance in his professional life.

Keywords: Popularization of Science-History, Popularization of Science-Concepts; Popularization of Science-Brazil, Brazilian Society of Sciences, Geosciences-Popularization of Science.

Resumen:

Este artículo pretende comentar los trabajos de divulgación científica del Prof. Fernando de Almeida, considerando tanto una perspectiva histórica de ese tipo de actividad, especialmente en los años 1920, considerados un marco, y los recientes debates teóricos sobre los conceptos y sobre los fundamentos de la divulgación científica. Científicos, profesionales de comunicación, historiadores de la ciencia, sociólogos vienen de manera sistemática investigando las actividades que habitualmente uno considera 'divulgación científica', y han construido un campo académico independiente en muchos países. Este tipo de estudios es aún emergente en Brasil, pero sus fundamentos están presentes en la obra del Profesor de Almeida de manera ejemplar. Sus artículos son primorosos en demostrar cómo es difícil establecer rígidas fronteras entre lo que es la producción y la divulgación del conocimiento científico. La década de 1920 fue uno de los momentos más importantes de la divulgación científica en nuestro país. El año 1916 puede ser tomado como un marco simbólico, debido a la fundación de la Sociedad Brasileña de Ciencias, que se convertiría en 1922 en la Academia Brasileña de Ciencias, la que jugaría un rol central en el proceso de divulgación científica. Ese proceso involucró a muchos científicos que utilizaran periódicos, diarios, revistas e incluso una radio (la Radio Sociedad, creada en 1923) para hacer audibles sus voces. Como otros científicos importantes, el Profesor Fernando de Almeida en realidad jamás consideró la divulgación científica como algo menor en su vida profesional.

Palabras llave: Divulgación Científica-Historia; Divulgación Científica-Conceptos; Divulgación Científica-Brasil; Sociedad Brasileña de Ciencias; Geociencias-Divulgación Científica.

Introdução

O Brasil de 1916 assistiu a dois nascimentos que nos interessam nesse artigo. Um deles, do próprio homenageado, Professor Fernando de Almeida. O outro, da Sociedade Brasileira de Ciências, antecessora direta da atual Academia

Brasileira de Ciências, locais onde as Geociências, particularmente a Geologia, a Mineralogia, a Petrografia e a Paleontologia tiveram destaque, ao lado de outras ciências, desde os primeiros tempos, graças à participação ativa de Euzébio Paulo de Oliveira, Djalma Guimarães, Alberto Betim Paes Leme, Mathias Gonçalves Roxo, dentre outros. Coincidência? Sem qualquer dúvida. Mas uma coincidência feliz se vista em retrospectiva, pois os caminhos das ciências e da divulgação científica, percorridos em paralelo pelo cientista e pela instituição, sugerem algumas reflexões valiosas ao situarmos essa parte da vasta obra de Fernando de Almeida. A primeira delas refere-se ao resgate da história das ciências e, mais precisamente, da divulgação científica que a ocasião propicia. A segunda é a própria discussão do conceito de divulgação científica.

A divulgação científica no Brasil numa perspectiva histórica

Apesar do tema das origens da divulgação científica haver despertado atenção de ainda poucos historiadores das ciências no Brasil, é inegável que o país participou ativamente dos movimentos internacionais que marcaram a emergência da divulgação científica, na segunda metade do século XIX, em todas as suas formas como gênero destinado ao público de massas (Beusaude-Vincent, 1992). Como exemplo, cabe mencionar as "Conferências da Glória" - assim chamadas porque eram realizadas nas Escolas Públicas da Freguesia da Glória, na Corte - iniciadas dia 23 de novembro de 1873 (Fonseca, 1995). Surgiram por iniciativa do Conselheiro Manuel Francisco Correia e visavam a "instrução do povo", por conseguinte, eram "franqueadas a todas as classes" e "transcorriam inicialmente nas manhãs de domingo". No período de 1873 a 1880 (inclusive) ocorreram 348 conferências, abarcando temáticas variadas que iam da Literatura, História das Civilizações, Educação, até temas ligados à Medicina (epidemias), Matemáticas Elementares, Geociências, Darwinismo, entre outros. Mais especificamente relacionadas às ciências geológicas, vale citar: "A Terra e o Universo", "Formação dos continentes e das ilhas, sua configuração e seus relevos", "Nosso planeta", "Rios e águas correntes em geral, sua origem, trabalhos e operações" (todas proferidas por Theóphilo das Neves Leão); "Águas minerais em geral" e "Águas minerais do Brasil" (por Augusto Cesar de Miranda Azevedo); "O período glacial no Brasil: suas causas e efeitos e sua provável extensão ao Brasil" (por Francisco Marques de Araújo Góes); e "O mundo, o trabalho e a vida subterrânea" (por Antônio Ennes de Souza). (Fonseca, 1995). Como se vê, alguns desses temas foram também abordados pelo Professor Fernando de Almeida, mostrando sua importância e interesse para a compreensão da geologia do Brasil.

Outro exemplo de geocientista que valorizou as atividades de divulgação em sua carreira é Charles Frederick Hartt (1840-1878) que proferiu uma série de conferências públicas quando professor em Cornell, abertas tanto a especialistas quanto a leigos. A primeira, em 4 de dezembro de 1868, tratou da evolução geológica da América do Sul e parece ter sido a primeira, dentre várias, a reportar suas investigações sobre o Brasil. Também há notícias de conferências públicas por ele proferidas nas cidades de Buffalo e Syracuse, no Estado de Nova York (EUA) (Brice, 1989, pg.4). As apresentações de Hartt eram ilustradas com grandes painéis de tecido pintados à mão, mostrando desde o mapa do Brasil até paisagens, tipos de peixes e plantas brasileiros, provavelmente a partir de ilustrações feitas por ele próprio. As conferências públicas, aliadas a um contínuo esforço pessoal, permitiram a Hartt a obtenção de fundos para a realização de novas expedições

científicas ao Brasil. Dentre outras ações, Hartt fez publicar pequenos textos para convencer possíveis patrocinadores da importância da empreitada, além de panfletos de propaganda de si mesmo como conferencista, contendo um breve “curriculum vitae” e credenciais (Figueirôa, 1997).

Mas, guardadas as devidas distâncias exigidas pelos diferentes contextos históricos, também não faltaram no Brasil visões que se distanciavam das visões-padrão de sua época. Por exemplo, num verdadeiro manifesto em prol da ciência experimental no Brasil e, sem dúvida, advogando em causa própria, o francês Louis Couty - que no ano seguinte assumiria a direção do Laboratório de Fisiologia Experimental do Museu Nacional do Rio de Janeiro ao lado de João Baptista de Lacerda -, escreveu no primeiro número da segunda série da *Revista Brasileira de 1879* (Lopes, 1997):

“Os jornais científicos, já numerosos no Rio, completos a muitos respeito, sê-lo-ão todos? A imprensa política e literária, que conta vários órgãos sérios e importantes, assim como vulgariza com cuidado as descobertas da Europa, ocupa-se suficientemente com as questões do Brasil? Estas questões preocupam tanto quanto o deveriam não só os sábios e os homens políticos, mas também todas as pessoas instruídas, e que pensam no futuro? Enfim, em lugar de reduzir por meio da vulgarização os problemas científicos a seus termos mais simples, não seria preferível conservar-lhes a sua complexidade real?”

Mas fosse nessa perspectiva, fosse noutras, as atividades de divulgação científica foram paulatinamente se desenvolvendo e se consolidando no Brasil. A década de 1920, entretanto, foi um dos mais importantes períodos desse processo em nosso país (Massarani, 1998; Massarani & Moreira, 2001; Moreira & Massarani, 2002). Marco simbólico dessa era foi o ano de 1916, quando foi criada a Sociedade Brasileira de Ciências (SBC), que se transformaria, em 1922, na Academia Brasileira de Ciências e que teria um papel importante na divulgação científica no país. Começaram a ser feitas também as primeiras tentativas sistemáticas voltadas para a criação de faculdades de filosofia, ciências e letras.

Esse surto intenso de atividades de divulgação científica está ligado ao surgimento, nas duas primeiras décadas desse século, de um pequeno grupo de acadêmicos - dentre os quais Manoel Amoroso Costa, Henrique Morize, os irmãos Ozorio de Almeida, Juliano Moreira, Edgard Roquette-Pinto, Roberto Marinho de Azevedo, Lélío Gama e Teodoro Ramos -, que participaram intensamente de várias atividades que desembocaram num caminho para o desenvolvimento da pesquisa básica e para a difusão mais ampla da ciência no Brasil. Foram eles professores, cientistas, engenheiros, médicos e outros profissionais liberais, ligados em geral às principais instituições científicas e educacionais do Rio de Janeiro. Opondo-se aos positivistas, esse grupo de cientistas e intelectuais tinha como estratégia o desenvolvimento da pesquisa científica no Brasil - que, na opinião deles, não existia - e a construção da identidade de um novo tipo de intelectual no país: o cientista “puro” (Ferreira, 1993).

Esses personagens da ciência e da divulgação científica no Brasil utilizaram meios e instrumentos variados para replicar sua voz: jornais, revistas, livros e conferências foram veículos de difusão das idéias científicas ao grande público. Entre as publicações que se dedicavam explicitamente à divulgação científica, vale a pena destacar: *Radio Revista* - de divulgação científica geral especialmente consagrada à radiocultura -, publicação bimensal da Rádio Sociedade do Rio de Janeiro; *Electron*, também publicada pela Rádio Sociedade a partir de fevereiro de 1926. Outras publicações da época, que se destinavam a objetivos distintos que não a divulgação científica, também davam espaço para essa atividade. É o caso da revista *Sciencia e Educação*, iniciada em fevereiro de 1929, cujo edito-

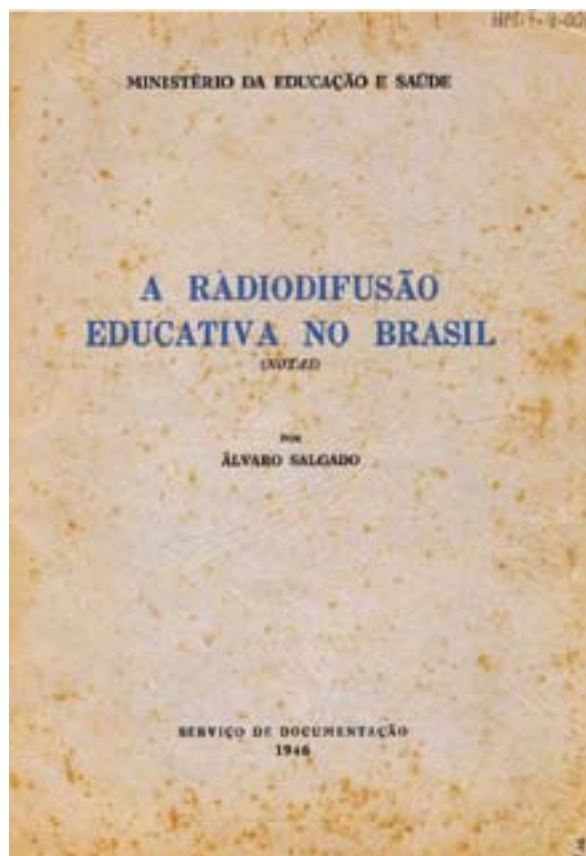


Fig. 1: Capa de publicação oficial da década de 1940 discutindo a importância do uso do rádio na divulgação científica. (Acervo do Museu de Astronomia e Ciências Afins-MCT, RJ)

- Cover page of an official publication dating from the 1940's discussing the importance of radio for scientific popularization. (Collection from the Museu de Astronomia e Ciências Afins-MCT, RJ)

rial de abertura afirmava o desejo de pugnar pelo desenvolvimento da cultura científica e da educação do povo brasileiro.

Alguns boletins e revistas de caráter mais especificamente científico ou técnico também abriram espaço para a divulgação científica. Um deles foi o *Boletim da ABE* (Associação Brasileira de Educação), que teve sua primeira edição em setembro de 1925, com tiragem de 1.500 exemplares e distribuição gratuita. Outro exemplo é a *Revista da Sociedade Brasileira de Ciências*, cujo primeiro volume foi publicado em 1917, e na qual a seção “*Notas e informações*” tinha caráter de divulgação científica. A publicação mudou de nome em janeiro de 1920, passando a chamar-se *Revista de Sciencias*. Em 1921, surgiu o *Complemento do V ano*, voltando a ser *Revista de Sciencias* em 1922, tendo já como subtítulo a informação de ser “órgão da Academia Brasileira de Ciências”. A ABC ficou sem seu veículo impresso de 1923 a 1925, mas em 1926 surgiu a *Revista da Academia Brasileira de Ciências*, da qual se editaram apenas dois números. Em 1929, apareceram os *Annaes da Academia Brasileira de Ciências*.

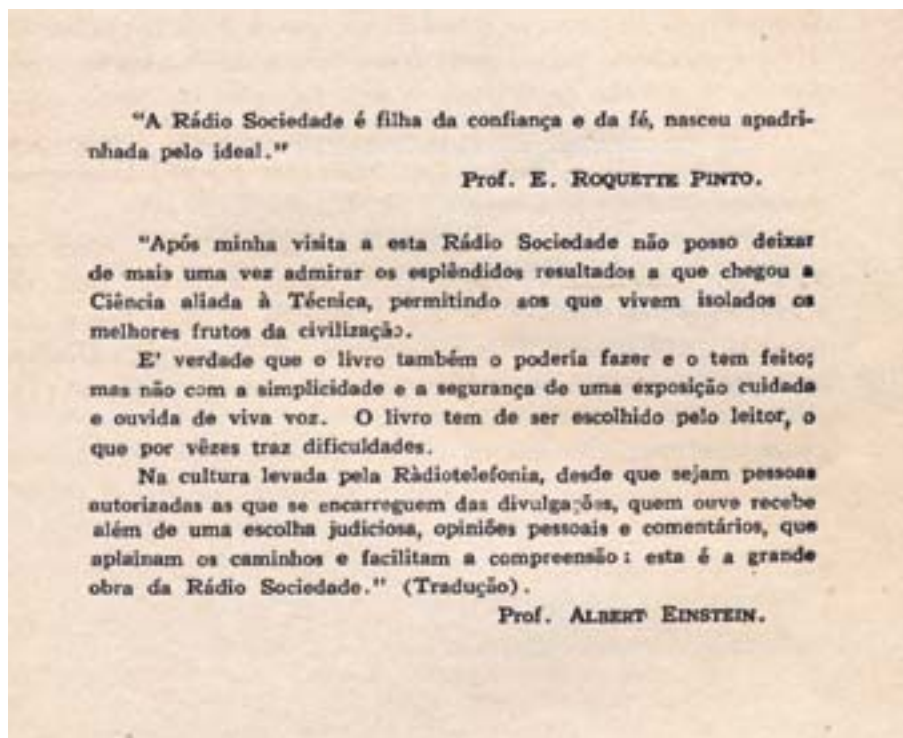
Eu sei tudo, que se apresenta como um resumo das principais revistas do mundo, é um exemplo de revista de variedades da época que contém notícias relacionadas à ciência, possuindo até mesmo seções especificamente orientadas para o assunto, como “A ciência ao alcance de todos” e “Tudo se explica”. Era mensal e foi criada, em 1917, pela Editora Americana.

Ao longo de toda a década de 1920, jornais diários, em maior ou menor grau, mas sem orientação e cobertura sistemática, abriram espaço para notícias relacionadas à ciência. Eventos marcantes, como a visita de cientistas estrangeiros, catalisavam esse interesse esporádico. Por exemplo, a visita do físico Albert Einstein ao Brasil, de 4 a 12 de maio de 1925, foi amplamente divulgada pelos jornais cariocas, dentre eles *O Jornal*, *Jornal do Brasil*, *O Imparcial*, *A Noite*, *Jornal do Commercio* e *Gazeta das Notícias* (Videira et al., 1995; Moreira & Videira, 1995; Massarani et al., 2002).

Na década de 1920, publicaram-se também vários

Fig. 2: Reprodução das declarações elogiosas de Albert Einstein à Rádio Sociedade, quando de sua visita ao Brasil. (Acervo do Museu de Astronomia e Ciências Afins-MCT, RJ)

- Reproduction of Albert Einstein's words praising the work of the Rádio Sociedade, during his visit to Brasil. (Collection from the Museu de Astronomia e Ciências Afins-MCT, RJ)



livros voltados para a divulgação da ciência, tais como: *Introdução à teoria da relatividade*, escrito por Amoroso Costa e publicado em 1922, cerca de seis anos após a elaboração da teoria por Einstein; *As idéias fundamentais da matemática*, também de Amoroso Costa; *Conceito atual de vida e Seixos Rolados*, de Edgard Roquette-Pinto; *O Neo-relativismo einsteiniano*, do capitão-tenente Carlos Penna Botto; *Homens e coisas da ciência e A mentalidade científica no Brasil*, de Miguel Ozorio de Almeida. Dentre os livros traduzidos, destacamos os de Henri Poincaré, como *O valor da ciência*.

Ainda na linha editorial, é importante registrar que foram criadas algumas coleções científicas, como a Biblioteca de Filosofia Científica, dirigida por Pontes de Miranda, da Livraria Garnier, na qual publicou-se o supra-citado *O valor da ciência*. Outro exemplo é a Coleção Cultura Contemporânea, dirigida por Afrânio Peixoto, da Livraria Científica Brasileira.

Na linha das conferências, a Associação Brasileira de Educação - criada em 1924 e que viria a desempenhar, por muitos anos, importante papel em defesa da educação pública no Brasil - destaca-se por ter realizado um ciclo importante de eventos de difusão científica entre 1926 e 1929. Há referência explícita de que tais conferências tinham propósito de divulgação científica. Exemplo disso está no discurso feito por Carlos Américo Barbosa de Oliveira, quando transmitiu o cargo de presidente da ABE, em 22 de abril de 1927 (*Boletim da ABE*, ano III, n. 10, jan.-fev./1927). Tais eventos foram apoiados, em muitos casos, pelo Instituto Franco-Brasileiro de Alta Cultura. Eram semanais e totalizaram cerca de cinquenta por ano, entre cursos, palestras e conferências, possibilitando apresentações de muitos dos cientistas e acadêmicos da época, além de estrangeiros como Marie Curie, Paul Rivet e Paul Langevin. Cobriam assuntos científicos muito variados, com graus diferentes de aprofundamento. Transitavam de temas muito especializados para exposições destinadas a pessoas leigas. Recebiam boa afluência de público, sendo anunciadas em jornais cariocas; esses eventos tiveram Amoroso Costa como um dos principais organizadores.

Em 1923, criou-se a primeira rádio brasileira, a Rádio Sociedade (hoje, Rádio MEC). Significativamente, não foi fundada pelo governo ou por alguma empresa privada, mas, sim, por um movimento de cientistas e intelectuais do Rio de

Janeiro que se cotizaram para implantar esse então novo veículo de comunicação, que seria usado para disseminação de assuntos culturais e científicos. Tinha propósitos educativos e de difusão científica, como atestam suas atas iniciais.

Einstein, quando esteve no Brasil em maio de 1925, em visita à rádio, transmitiu publicamente suas impressões, traduzidas logo em seguida pelo químico Mario Saraiva: "*Após minha visita a esta Rádio Sociedade, não posso deixar de mais uma vez admirar os esplêndidos resultados a que chegou a ciência aliada à técnica, permitindo aos que vivem isolados os melhores frutos da civilização. É verdade que o livro também poderia fazer e o tem feito; mas não com a simplicidade e segurança de uma exposição cuidada e ouvida de viva voz. (...)*" (*Electron*, ano 1, n. 6, 20/abr./1926. p. 3).

Analisando em particular o surto de divulgação científica ocorrido na década de 1920 no Rio de Janeiro, antecedido por longo período de atividades menos intensas, levantamos algumas conjecturas, na tentativa de entender o porquê desse movimento expressivo naquele momento:

a) A situação internacional era favorável a esse tipo de atividade. Após o final da Primeira Guerra Mundial, que ostentou e empregou, na prática, o poderio emanado da ciência e da técnica, cresceu o interesse geral pela ciência, atestado, por exemplo, pela enorme repercussão que a figura de um cientista como Einstein adquiriu. Graças ao prestígio conquistado, sua figura ganhou as páginas dos jornais de todo o mundo e suas opiniões científicas, filosóficas, éticas e políticas passaram a ter grande repercussão junto ao público. Na busca de paz numa Europa esgotada pela guerra, os cientistas, como o próprio Einstein e Marie Curie, desempenhavam papel destacado. O interesse pela ciência nos países mais desenvolvidos economicamente contribuiu indutivamente para uma atitude similar no Brasil, com uma intelectualidade fortemente influenciada pela cultura francesa;

b) A elite intelectual carioca ligada à ciência adquiriu, na época, a consciência da importância de se criar um ambiente favorável junto à opinião pública para permitir o desenvolvimento da ciência "pura". Nesse sentido, aumentaram as preocupações quanto à formação de pessoal capacitado, à criação de instituições relacionadas à pesquisa e à educação superior (universidades) e à consolidação das instituições já existentes.

Dentro desse panorama geral, a divulgação científica

passou a ter papel significativo na difusão das idéias de seus protagonistas sobre a ciência e sua importância para o desenvolvimento do país. Na época, a divulgação científica foi ainda uma maneira de influenciar indiretamente os órgãos governamentais, ao atingir um público ilustrado. O objetivo era sensibilizar o poder público, a fim de propiciar a criação e a manutenção de instituições ligadas à ciência, além de se obter maior valorização social da atividade de pesquisa.

Esses cientistas e profissionais liberais também estavam conscientes de que era necessária uma renovação educacional mais ampla no país, que permitisse resgatá-lo do analfabetismo generalizado, condição necessária para que viesse a acompanhar os ritmos da modernidade ditados pela Europa e pelos Estados Unidos. Isso levou muitos deles a se empenharem profundamente nas campanhas pelo ensino público;

c) Começaram a se delinear as necessidades próprias da nova figura de profissional que aflora no cenário da cidade: o cientista. Aqueles que se voltavam profissionalmente para as ciências desenvolveram o sentimento claro da necessidade de sua afirmação própria como cientistas. Dentro desse propósito, era também essencial a criação de espaços de reflexão e atuação de forma corporativa, como a Academia Brasileira de Ciências e a Associação Brasileira de Educação, que contribuísem para a integração dos profissionais das várias áreas, aumentando-lhes o potencial de influência política. Intimamente ligada à institucionalização das atividades científicas nas faculdades de ciências almejadas, aparece aqui a reivindicação específica da dedicação exclusiva dos professores universitários, para que pudessem exercer *in totum* suas atividades de pesquisa.

Destaque-se que a década de 1920 é um dos raros momentos no país em que as lideranças da comunidade científica dedicaram-se, mesmo que parcialmente, a esse tipo de atividade. A participação ativa de membros da própria Academia Brasileira de Ciências, até mesmo na direção da Rádio Sociedade, é assim um excelente exemplo para os cientistas atuais.

A divulgação científica hoje: um debate

Entendida por diversos autores como uma das dimensões particulares da comunicação pública das ciências, as atividades que usualmente tratamos como ‘divulgação científica’ têm sido, nas últimas décadas, objeto de investigação particular de diversos cientistas, profissionais de comunicação, historiadores das ciências e sociólogos, constituindo um campo disciplinar de direito próprio em diversos países.

Tais estudos, ainda emergentes no Brasil, encontram, no entanto, na obra de divulgação do Professor Fernando a exemplaridade requerida por concepções atuais. Seus trabalhos são primorosos em evidenciar como é extremamente difícil delimitar fronteiras rígidas entre as atividades de produção e de divulgação de conhecimentos.

Os modelos de ‘divulgação científica’ que nos são mais familiares em geral consideram a existência de dois estágios dessa atividade: um primeiro, em que os cientistas formulam conhecimentos ‘genuínos’, ‘verdadeiros’; e um segundo, posterior, quando os divulgadores disseminam explicações, histórias, descrições simplificadas desses conhecimentos. Essas visões, enraizadas em noções idealizadas das ciências, contrapõem assim, a uma imaginária ciência ‘pura’, ‘genuína’, um conhecimento necessariamente impuro, contaminado, simplificado, quando não distorcido.

Em sua obra clássica *Selling Science*, Dorothy Nelkin (1987) já mostrava como, apesar de suas históricas desavenças, cientistas e divulgadores partilhavam o mesmo conceito acríptico da ciência, como se esta fosse a verdadeira

salvação na guerra contra a ignorância, e o quanto suas atividades, na prática, coincidiam em termos de vender a mesma imagem da ciência.

A revisão crítica que vem se processando desde os anos de 1980 explicitou o quanto essa visão padrão tem, simplesmente, esvaziado toda uma discussão teórica sobre o tema e reduzido aspectos da atividade de comunicação da ciência a matéria de mera competência lingüística. Tem mostrado, também, o quanto tem sido teoricamente inconsistente e insuficiente a visão liberal que pressupunha, como objetivo último da divulgação científica, a superação do fosso entre especialistas e público, pela simples promoção de ‘mais’ e ‘mais correta’ informação. Este “modelo de deficit”, que orientou muitas pesquisas e ações sobre divulgação científica, presunha que o público tivesse meramente uma carência de conhecimento que precisava ser melhorada (Lewenstein, 1998). Na verdade, se acompanhamos as idéias de Hilgartner (1990), a divisão moderna muito bem articulada entre especialistas e não-especialistas é um dos pressupostos essenciais das concepções de ciências vigentes e data do final do século XVII. Consolida-se com a própria instituição das ciências modernas. Como esclarece Fehér (1990, pg.421, 423 e 426), “*não se atribui nem se admite um papel cognitivo para o público. (...) O desenvolvimento da divisão, hoje em dia muito bem articulada, do trabalho cognitivo e, com ele, da ampliação da separação entre especialistas e pessoas não especializadas (...) serve para reforçar e assegurar a clausura paradigmática da ciência moderna, e para manter a separação epistemológica [i.e., do âmbito conceitual do conhecimento - Nota das Autoras para os leitores] entre a ciência e seu público*”.

Nos processos de institucionalização das ciências modernas, filósofos e públicos compartilhavam interesses e posições epistemológicas comuns contra a autoridade da universidade escolástica. Os novos eruditos precisavam do apoio moral, financeiro, social e cognitivo de públicos não-especializados, já que estes se tornaram, inclusive, testemunhas cruciais e virtuais dos novos processos experimentais (Shapin & Schaffer, 1989; Knorr-Cetina, 1999).

Denunciando que “*nos últimos 200 anos nenhum filósofo da ciência - em sentido estrito - se ocupou de explorar sistematicamente o aspecto cognitivo da relação entre a ciência e seu público*”, Marta Fehér (1990, pg. 421) esclarece que a função mundana e crítica da comunicação - escolha dos tópicos do discurso e da publicação -, que implica continuamente batalhas pelas fronteiras entre o que é científico e o que não é, entre as ciências sancionadas e as que permanecem às margens, entre quem é cientista e quem é público, remonta às práticas instituídas pelos filósofos naturais da Royal Society (1665) e se generalizou a partir delas, quando, ao organizarem seu periódico *Philosophical Transactions*, criaram as funções até hoje fundamentais para a prática científica, a dos *gatekeepers* (os guarda-barreiras, que irão “proteger” as fronteiras da ciência) (Crane, 1967) e o sistema de revisão pelos pares.

À medida em que se foi consolidando um distanciamento cognitivo entre os detentores dos novos saberes sancionados e o público não-especialista, este foi perdendo progressivamente seu papel cognitivo. Não por uma perversão sociologicamente motivada, mas por um desenvolvimento metodologicamente imperioso, decorrente da necessidade de se instituir novas autoridades cognitivas, de se criar um novo culto a novos especialistas. A existência de um público não-especializado constituiu-se, assim, num pressuposto básico da ciência moderna. O público desempenha um papel (cognitivo) passivo essencial, que justifica a manutenção das fronteiras epistemológicas entre o científico e o não-científico. E essa dependência epistêmica se mantém, gerando no público, senão também nos mediadores, a ilusão de capacidade de juízos autônomos quanto a enunciados de “verdades”. A propósito, vale citar

Goldsmith (1975, pg.635), que sugere que nos livremos desse conceito de divulgação que “*zheira a condescendência, a Vitoriano bem-fazer, a altaneiro paternalismo irrelevante para as necessidades atuais*” - do que precisamos é de uma maior socialização, de uma maior compreensão pública da ciência, de seus impactos, para nos tornarmos todos, ao menos, cidadãos com visão crítica das ciências (cf. Figueirôa e Lopes, 1993).

Tal “consentimento informado” (Barnes *et al.*, 1996) tem sido a falácia gerada pelas democracias liberais, que atribuem a diversos agentes as funções de mediação frente à crescente “complexidade” dos conceitos científicos e tecnológicos. Uma metáfora lingüística oportuna que serve para manter as fronteiras das ciências cuidadosamente demarcadas pelos “cientistas”, para proteger a “pureza” de quaisquer contaminações. O valor da autoridade científica se apóia, precisamente, na defesa das fronteiras contra possíveis intrusões indesejadas.

Afirmar com segurança que uma parte expressiva da população não sabe nada sobre ciência, sobre seus postulados, benefícios ou malefícios, somente evidencia que mecanismos sociais de controle do saber estão agindo, no sentido de permitir ou não, a grupos sociais específicos, a incorporação desses elementos da cultura ao seu universo cognitivo.

Rompendo com as interpretações padrão, cada vez mais diversos estudiosos do tema assumem que a divulgação e a ciência se encontram de tal modo entrelaçadas que é difícil precisar diferenças entre elas. É necessário lembrar que o trabalho científico é perpassado e sustentado por relações e atividades que transcendem o laboratório, a universidade, os institutos de pesquisa, as quais se realizam em “arenas trans-epistêmicas” (para utilizar um termo de Karin Knorr-Cetina, que enfatiza as disputas e jogos de interesse que marcam essas atividades). Muitas dessas arenas não podem ser classificadas como “puramente” científicas nem como não-científicas - agências de financiamento, administradores, indústrias, editores, diretores de instituições, fornecedores, mídia, etc. A necessidade de traduções obrigatórias entre os diferentes grupos, que implica negociações entre os diferentes “nichos” e atores, é marca de seu caráter “trans-epistêmico”.

Questionando o postulado da independência e da anterioridade da produção científica em relação à atividade de comunicação ou de divulgação, as questões relacionadas às ciências e ao público vêm sendo discutidas na perspectiva que considera as ciências como atividades sociais indissolivelmente cognitivas e de comunicação. As ciências e a divulgação científica não são mais diferenciadas de forma dicotômica, mas sim entendidas como um “*continuum*” dinâmico e interativo de gêneros de exposição do trabalho científico, desde a apresentação dos resultados intra-pares até a difusão ao grande público, passando pela educação científica no nível superior e em outros níveis de escolaridade, assim como pelas obras didáticas e paradidáticas. Os diversos gêneros de exposição não são mais considerados como uma degradação inevitável das “verdades” científicas, mas sim como transferências de saberes entre “nichos cognitivos”, com suas linguagens e normas específicas. Destacando a mul-

tiplicidade dos nichos cognitivos em abordagens historicamente contextualizadas, é possível compreender as correspondências entre as formulações dos diferentes enunciados de saberes e os diferentes públicos aos quais se destinam.

Considerações finais

Essas discussões críticas ainda não são usuais na comunidade científica brasileira e, mais particularmente, na comunidade geológica. No entanto, muitos dos seus pressupostos estão presentes na obra do Professor Fernando de Almeida que, na prática, nunca entendeu a divulgação científica como algo menor em seus afazeres, pelo contrário. A qualidade, a atualidade e a relevância dos trabalhos de divulgação científica do home-nageado ficarão como um exemplo a ser seguido por todos aqueles, cientistas e educadores, que se recusam a falar para si mesmos e se preocupam com a construção da “cidadania científica”. Arriscamos dizer que essa característica exemplar num acadêmico pode se explicar por dois motivos. De um lado, pela sua vocação por ciências, como ele mesmo já relatou há tempos, e cuja formação inicial em engenharia, longe de ser um obstáculo, constituiu base oportuna, haja vista a trajetória de êxito desse campo do saber no Brasil:

“*Por incrível que pareça, eu deveria fazer uma carreira bancária: meu pai era funcionário do Banco do Brasil e procurou me encaminhar. Tanto é que fiz contabilidade bancária, para fazer o concurso do Banco do Brasil. Como diziam que eu tinha jeito para desenho, descobriram que eu deveria fazer Engenharia. Quer dizer, eu não tinha motivação nenhuma para fazer Engenharia. (...) Realmente, não foi por vocação. A minha vocação sempre foi ciências. (...) Eu me considero um sujeito muito feliz, porque a ciência para mim sempre teve a importância do alimento, do ar que respiro*” (entrevista publicada no *Jornal do Geólogo* (Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo SP - nº1, 1977).

Por outro, pela sua dedicação ao ensino por toda a vida, que talvez o tenha mantido atento à vontade de aprender daqueles que nada, ou muito pouco, ainda sabem:

“*Eu comecei a lecionar ainda estudante da Politécnica e lecionava pro-labore. Eu sempre gostei de lecionar, fiz isso com prazer, sempre me senti um professor. Desde que me formei não deixei de lecionar um só semestre. Aposentei na Politécnica e continuei como se nada tivesse havido*” [como professor do Instituto de Geociências da USP - Nota das Autoras] (entrevista publicada no *Jornal do Geólogo* - Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo SP - nº1, 1977).

Podemos inserir os artigos do Professor Fernando de Almeida numa abordagem diferenciada da representação usual da divulgação científica como uma atividade mediadora entre uma comunidade científica - detentora do saber - e uma massa indiferenciada de público ignorante ou ávido pelo saber. Ele soube pôr em prática, como poucos, um texto de alta qualidade sobre temas fascinantes, sem fazer concessões à simplificação empobrecedora, utilizando e explicando conceitos complexos sem apelar ao reducionismo, encaminhando, sempre que possível, a narrativa pelo viés histórico. Abriu assim, junto ao público não-especialista, um dique através do qual as Geociências, tão pouco lembradas, puderam extravasar.



O MAGMATISMO TOLEÍTICO DA BACIA DO PARANÁ

Leila Soares Marques

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo, SP
leila@iag.usp.br

Marcia Ernesto

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo, SP
marcia@iag.usp.br*Resumo:*

A abertura do Atlântico Sul foi precedida por volumoso magmatismo toleítico nas regiões sul e sudeste do Brasil, originando a Província Magmática do Paraná, que constitui uma das maiores províncias de basaltos continentais do mundo. As rochas desta província são principalmente representadas por derrames basálticos e subordinadamente por efusivas ácidas, com vulcânicas intermediárias muito pouco abundantes. Além dos derrames, houve significativa atividade ígnea intrusiva, também de natureza toleítica e predominantemente de composição básica, na forma de sills e diques dos enxames de Ponta Grossa, Florianópolis e Serra do Mar. Na região sul da província prevalecem basaltos com baixos conteúdos de titânio ($TiO_2 \leq 2\%$) e elementos incompatíveis, associados em campo a vulcânicas ácidas tipo Palmas, que também são empobrecidas nestes elementos químicos, enquanto basaltos contendo concentrações relativamente elevadas de titânio ($TiO_2 > 2\%$) e elementos incompatíveis dominam na parte norte, juntamente com rochas ácidas do tipo Chapecó. A grande maioria dos sills e diques é constituída por rochas básicas com altos teores de titânio. O comportamento de elementos maiores, menores e traços, de cada grupo de rochas básicas a intermediárias, indica a ocorrência de processos de cristalização fracionada, associados a diferentes graus de contaminação crustal, enquanto a gênese das rochas ácidas provavelmente ocorreu por fusão de material de composição basáltica, com conteúdos baixos e altos de titânio, que ficou aprisionado na base da crosta (underplating), originando os tipos Palmas e Chapecó, respectivamente. Datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ associadas a resultados paleomagnéticos indicam que a fase principal de atividade vulcânica ocorreu há 133-132 Ma, com migração do magmatismo de sul para norte, finalizando com a colocação dos enxames de diques de Ponta Grossa (131-129 Ma), Serra do Mar (132-119 Ma) e Florianópolis (129-119 Ma). A magnetoestratigrafia das seqüências de derrames mostra também que a extensão lateral dos derrames não é muito grande, sendo no máximo de poucos km. As composições químicas e isotópicas (Sr, Nd e Pb) das rochas basálticas intrusivas e extrusivas indicam origem em manto litosférico subcontinental heterogêneo, mostrando também que não houve envolvimento significativo de manto astenosférico do tipo N-MORB (que dá origem aos basaltos continuamente formados nas dorsais meso-oceânicas) ou do tipo OIB (que origina as rochas vulcânicas que ocorrem em ilhas oceânicas, como Tristão da Cunha) na gênese destas rochas. A reconstrução paleogeográfica da Placa Sul-Americana mostra que há 133 Ma a região afetada pelo magmatismo estava a mais de 1.000 km de distância de Tristão da Cunha e que, portanto, esta pluma não contribuiu nem mesmo com calor para a fusão de manto litosférico subcontinental. A fonte de calor requerido para a fusão pode ter sido proveniente de uma grande anomalia térmica, situada na costa oeste de África e ainda não totalmente dissipada, conforme

indicação de anomalias do geóide, sobre a qual a região onde se desenvolveu a Província Magmática do Paraná permaneceu estacionária ou quase estacionária por cerca de 50 Ma (entre 180 e 133 Ma).

Palavras-Chave: Província Magmática do Paraná, Formação Serra Geral, Províncias de Basaltos Continentais, Pluma de Tristão da Cunha, Gênese de Basaltos, Paleomagnetismo.

Abstract:

The opening of the South Atlantic Ocean was preceded by voluminous tholeiitic magmatism in South and Southeastern Brazil, giving rise to the Paraná Magmatic Province, which is one of the largest continental flood basalts of the world. Rocks from this province are mainly represented by basaltic flows and subordinated acid volcanics, with few intermediate volcanic rocks. The volcanic activity was also accompanied by significant tholeiitic intrusive magmatism, predominantly basic in composition, represented by sills and dykes of the Ponta Grossa, Florianópolis and Serra do Mar swarms. The southern region of the province is dominated by basalts with relatively low contents of titanium ($\text{TiO}_2 \leq 2 \text{ wt}\%$) and incompatible elements, associated with Palmas volcanic rocks also depleted in these elements. Conversely, basalts with relatively high concentrations of titanium ($\text{TiO}_2 > 2 \text{ wt}\%$) and incompatible elements prevail in the northern area, along with Chapecó acid rocks, which are also relatively enriched with incompatible elements. Most sills and dykes are composed by high-titanium basic rocks. The major, minor and trace element behavior of each group of basic to intermediate rocks is compatible with fractional crystallization processes, associated with different degrees of crustal assimilation, whereas the acid rock genesis was probably related to the melting of low- and high-titanium basaltic material, trapped in the base of the crust (underplating), giving rise to the Palmas and Chapecó types, respectively. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating associated to paleomagnetic results indicate the main phase of volcanic activity occurred 133-132 My, migrating from south to north, with emplacement of the dyke swarms of Ponta Grossa (131-129Ma), Serra do Mar (132-119Ma) and Florianópolis (129-119Ma) in the last stages of the magmatism. Magnetostratigraphy of the lava sequences shows that lateral flow extensions are relatively restrict, not exceeding a few km. The chemical and isotopic compositions (Sr, Nd, and Pb) of the intrusive and extrusive basaltic rocks indicate origin in the heterogeneous subcontinental lithospheric mantle, without a significant involvement of asthenospheric mantle of the N-MORB and/or OIB (Tristan da Cunha) types in their genesis. The paleogeographical reconstruction of the South American Plate at 133My shows that the region affected by the magmatism was distant by more than 1,000 km from Tristan da Cunha and, therefore, this plume did not contribute with heat to melt the lithospheric mantle. The heat source required to the melting process could be provided by a large thermal anomaly in the mantle, located at the Western African coast and still not completely dissipated, as indicated by geoid anomalies, since the lithospheric segment where Paraná Magmatic Province originated remained stationary or quasi-stationary over it for about 50My (between 180 and 133Ma).

Keywords: Paraná Magmatic Province, Serra Geral Formation, Continental Flood Basalts, Tristan da Cunha Plume, Basalt Genesis, Paleomagnetism.

Resumen:

La abertura del Atlántico Sur fue precedida por un

voluminoso magmatismo toleítico en las regiones sur y sudeste del Brasil, dando origen a la Provincia Magmática del Paraná, que constituye una de las mayores provincias de basaltos continentales del planeta. Las rocas de la provincia están principalmente representadas por coladas basálticas y en menor proporción por rocas volcánicas ácidas, con escasas rocas volcánicas intermediarias. Además de las coladas, hubo una importante actividad ígnea intrusiva, también de naturaleza toleítica, con composición predominantemente básica, representada por los sills y diques de los enjambres de Ponta Grossa, Florianópolis y de la Serra do Mar. En la región sur de la provincia dominan basaltos con bajo contenido de titanio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$) y de elementos incompatibles, asociados en el terreno a rocas volcánicas ácidas del tipo Palmas, que también están empobrecidas en estos elementos químicos, mientras que los basaltos que contienen concentraciones relativamente elevadas de titanio ($\text{TiO}_2 > 2\%$) y de elementos incompatibles dominan en la parte norte, junto con rocas ácidas del tipo Chapecó. La gran mayoría de los sills y diques está constituida por rocas básicas con altos contenidos de titanio. El comportamiento de los elementos mayores, menores y trazas, de cada grupo de rocas básicas a intermediarias, indica la existencia de procesos de cristalización fraccionada, asociados a diferentes grados de contaminación cortical, mientras que la génesis de las rocas ácidas ocurrió probablemente por fusión de material de composición basáltica, con contenidos bajos y altos de titanio, que quedó aprisionado en la base de la corteza (underplating), dando origen a los tipos Palmas y Chapecó, respectivamente. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ asociadas a resultados paleomagnéticos indican que la fase principal de actividad volcánica ocurrió hace 133-132 Ma, con migración del magmatismo de sur para norte, finalizando con el emplazamiento de los enjambres de diques de Ponta Grossa (131-129 Ma), Serra do Mar (132-119 Ma) y Florianópolis (129-119 Ma). La magnetoestratigrafía de las secuencias de lavas muestra también que la extensión lateral de las coladas no es muy grande, siendo, como máximo, de pocos km. Las composiciones químicas e isotópicas (Sr, Nd y Pb) de las rocas basálticas intrusivas y efusivas indican que se originaron en un manto litosférico subcontinental heterogéneo, mostrando también que no hubo participación efectiva de manto astenosférico de tipo N-MORB y OIB (Tristão da Cunha) en la génesis de esas rocas. La reconstrucción paleogeográfica de la Placa Sudamericana muestra que 133Ma atrás la región afectada por el magmatismo estaba localizada a más de 1000 km de distancia de Tristão da Cunha y que, por lo tanto, esta pluma no contribuyó ni siquiera con calor para la fusión de manto litosférico subcontinental. La fuente de calor necesario para la fusión puede haber sido una grande anomalía térmica, situada en la costa oeste de África y aún no totalmente disipada, como indicado por anomalías del geóide. La región en la cual se originó la Provincia Magmática del Paraná permaneció estacionada sobre esta fuente de calor por cerca de 50My (entre 180 y 133 Ma).

Palabras llave: Província Magmática del Paraná, Formação Serra Geral, Províncias de Basaltos Continentais, Pluma de Tristão da Cunha, Génesis de Basaltos, Paleomagnetismo.

Introdução

A partir da década de 80, Almeida se dedicou ao estudo do magmatismo pós-paleozóico da Plataforma Sul-Americana, com destaque para o significado geodinâmico das manifestações ígneas ocorridas em todo o território brasileiro, tendo sintetizado suas mais importantes observações e inter-

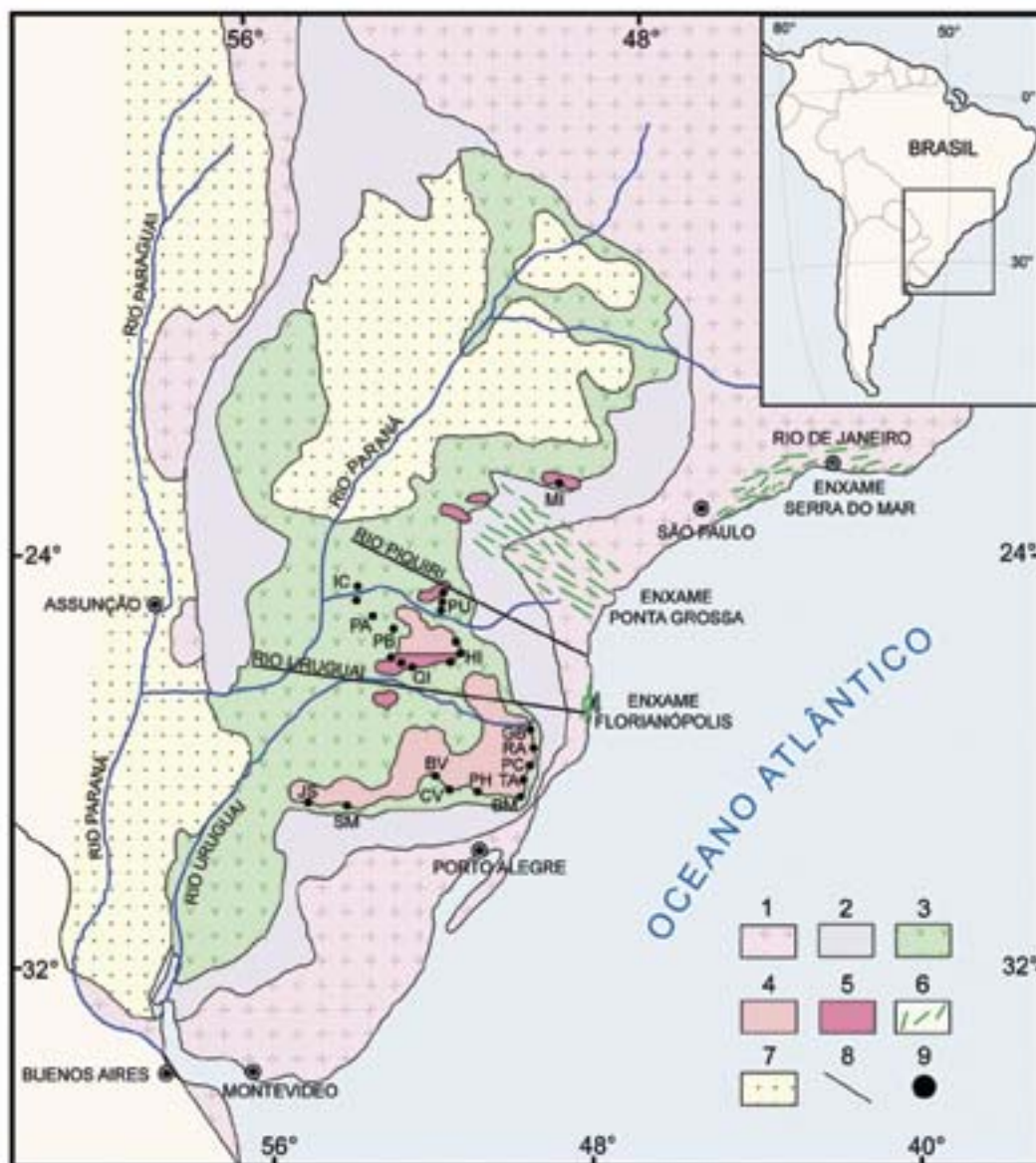


Fig. 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1986; Nardy *et al.*, 2001): (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Província Magmática do Paraná; (4) rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da Província Magmática do Paraná; (6) enxames de diques da Província Magmática do Paraná; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos, (9) localização das seqüências de derrames investigadas nos estudos paleomagnéticos

- Simplified sketch map of the Paraná Basin (Bellieni *et al.*, 1986; Nardy *et al.*, 2001): (1) crystalline basement; (2) pre-volcanic sediments (mainly Paleozoic); (3) basic and intermediate volcanic rocks of the Paraná Magmatic Province; (4) acid rocks of Palmas type of the Paraná Magmatic Province; (5) acid rocks of Chapecó type of the Paraná Magmatic Province; (6) dyke swarms of the Paraná Magmatic Province; (7) post-volcanic sediments (mainly Late Cretaceous); (8) tectonic and/or magnetic lineaments; (9) location of the volcanic sequences investigated in the paleomagnetic studies

preações em diversos artigos científicos (Almeida, 1983; 1986; Almeida *et al.*, 1996; 2000). Nestes trabalhos, que constituem a literatura geológica fundamental para aqueles que investigam ou necessitam obter informações acerca dessas ocorrências, são abordados diferentes aspectos relacionados ao magmatismo ocorrido na Bacia do Paraná, que representa a "...maior área de rochas ígneas continuamente expostas do País..." (Almeida, 1986, p.337), constituindo a Formação Serra Geral.

Essa intensa atividade ígnea ocorreu no Cretáceo Inferior, principalmente na forma de derrames de lava de composição básica, que cobriram uma área de cerca de 1.200.000 km², abrangendo a porção meridional do Brasil e também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina. Associado ao vulcanismo, ocorreu expressivo magmatismo de natureza intrusiva, representado por soleiras, que afloram principalmente na parte nordeste da Bacia do Paraná e pelos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e de Florianópolis.

Além do magmatismo toleítico, ocorreu atividade ígnea de natureza alcalina nas bordas da Bacia do Paraná, a qual se iniciou no Cretáceo Inferior estendendo-se até o Terciário. O conjunto dessas rochas "...na região meridional da Plataforma Sul-Americana resultou do importante processo diastrófico nela manifestado a partir do Jurássico, a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969)." (Almeida, 1983, p. 139).

Neste trabalho será apresentada uma síntese com a inte-

gração dos principais resultados obtidos do estudo das rochas extrusivas e intrusivas, de natureza toleítica, que ocorrem na Bacia do Paraná e que constituem a Província Magmática do Paraná. Serão abordados especialmente os dados geoquímicos, isotópicos, geocronológicos e paleomagnéticos, com particular ênfase para a investigação dos processos geodinâmicos de grande escala, associados à abertura do Atlântico Sul.

O magmatismo extrusivo

A Província Magmática do Paraná (PMP) desenvolveu-se na bacia sedimentar intra-cratônica do Paraná (Fig. 1), de idade paleozóica, cuja evolução e características encontram-se descritas no capítulo XVI deste volume. Os derrames cobrem cerca de 75% da bacia, sendo que o volume de material extravasado foi certamente muito maior do que aquele estimado (cerca de 780.000 km³), através da área e espessura das seqüências de derrames de lava ainda remanescentes, devido aos intensos processos de erosão subsequentes (*e.g.* Gallagher *et al.*, 1994).

As rochas vulcânicas da PMP ocorrem como uma sucessão de derrames de lava, formando pacotes com espessura total variável, cuja média é da ordem de 650 m. Os derrames distribuem-se por grandes extensões da bacia e apresentam individualmente dimensões variáveis, com espessuras geralmente entre 10 e 80 m. Em um furo de sondagem da Petrobrás, localizado em Presidente Epitácio (SP), foram identificados 32 derrames, que compõem um pacote vulcâni-

co com 1.529 m de espessura (Leinz *et al.*, 1966). “Sua maior espessura conhecida acha-se no poço de Cuiabá Paulista (SP), na região mais subsidente da bacia, onde alcança 1.700 m.” (Almeida, 1986, p.337).

Os derrames assentam-se sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná (vide capítulo XVI), sendo essencialmente sub-horizontais, com inclinações médias de cerca de 5°, em direção ao centro da bacia. Na porção norte-nordeste (Estados de Minas Gerais e Goiás) as rochas vulcânicas encontram-se em contato direto com o embasamento pré-cambriano (Petri & Fúlfaro, 1983), sendo limitadas no topo pelas rochas sedimentares do Grupo Bauru. Os derrames basais apresentam às vezes inclinações mais altas, causadas por variações da topografia das rochas sedimentares que constituem a bacia. Exposições espetaculares de seqüências de derrames podem ser vistas no Parque dos Aparados da Serra (Fig. 2) e nas regiões serranas de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Fig. 3). No Parque da Guarita, localizado na cidade de Torres, belas disjunções colunares podem também ser observadas (Fig. 4).

As rochas vulcânicas da PMP são representadas principalmente por basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, com dois piroxênios (augita e pigeonita), que constituem aproximadamente 90% do volume total de material extrusivo. De modo subordinado ocorrem andesitos toleíticos (cerca de 7%) e rochas ácidas, representadas por riolitos e riolitos (cerca de 3%). As rochas ácidas cobrem uma área de cerca de 150.000 km², estando principalmente localizadas em regiões próximas à margem continental e concentradas nas partes mais superficiais das seqüências de derrames (Fig. 1), ou seja, correspondem às últimas fases da atividade vulcânica na bacia (Piccirillo & Melfi, 1988). Somente na região de Xavantes (SP), os derrames ácidos estão em contato direto com os arenitos da Formação Botucatu.



Fig. 2 - Exposição de derrames no Parque dos Aparados da Serra (Cambará do Sul - RS). Os contatos entre derrames são facilmente observados, pelo fato da vegetação se desenvolver mais facilmente nos níveis vesiculares

- Exposure of a lava sequence in the Aparados da Serra Park (Cambará do Sul - RS). Contacts between flows are clearly visible, since vegetation grows easily in the vesicular levels



Fig. 3 - Vista da seqüência de derrames da estrada que liga as cidades Praia Grande (SC) a Cambará do Sul (RS). Ao longo desta estrada foram efetuadas amostragens dos derrames para estudos geoquímicos e paleomagnéticos, correspondendo ao perfil PC, cuja localização encontra-se na Fig. 1

- View of the flow sequence along the road between the cities of Praia Grande (SC) and Cambará do Sul (RS). Samples for geochemical and paleomagnetic analyses were taken along this road corresponding to the PC shown in Fig. 1

Do ponto de vista mineralógico e petrográfico, as rochas basálticas geralmente apresentam fenocristais e/ou microfenocristais (0,2 a 0,5 mm) de augita, plagioclásio, pigeonita, pequenas proporções de titanomagnetita e rara olivina (completamente alterada), em matriz composta essencialmente por estes mesmos minerais. As rochas intermediárias contêm fenocristais e/ou microfenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita e titanomagnetita, em matriz composta por plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita, ilmenita e quartzo. Diferenças petrográficas e texturais marcantes são observadas nas rochas ácidas, as quais permitem fácil reconhecimento em campo. As vulcânicas ácidas do tipo Chapecó são fortemente a fracamente porfíricas, contendo macrofenocristais de plagioclásio (dimensões de até 20 mm) que podem constituir até 30% do volume da rocha, além de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita. Por outro lado, as rochas ácidas do tipo Palmas são levemente porfíricas a afíricas, apresentando geralmente fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, ortopiroxênio e titanomagnetita, ocorrendo por vezes obsidianas, como as encontradas no Parque dos Aparados da Serra (Fig. 2). A matriz de ambos os tipos é geralmente composta de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênios, titanomagnetita e ilmenita (Piccirillo & Melfi, 1988).

Além das características já mencionadas, para reconhecimento em campo das vulcânicas ácidas, foram também utilizados seus produtos de alteração, como critério auxiliar para o mapeamento geológico das unidades. As rochas ácidas do tipo Chapecó evoluem para solos mais espessos, argilosos e enriquecidos em ferro, cálcio e potássio, em relação àqueles produzidos na alteração das rochas Palmas, exibindo, conseqüentemente, uma cobertura vegetal bem mais densa (Nardy, 1996; Nardy *et al.*, 2002). Nestes trabalhos de mapeamento geológico verificou-se que as rochas ácidas do tipo Chapecó ocorrem na parte centro-norte da província formando 12 platôs, com áreas que variam de 32 a 1.776 km², que correspondem a cerca de 0,5% do volume de material vulcânico existente na Bacia do Paraná. Por outro lado, as vulcânicas ácidas Palmas, que ocorrem no centro-sul da província, formam 11 platôs com áreas que variam de 241 a 28.228 km²,



Fig. 4 - Parque da Guarita (Torres - RS), local onde os derrames da Província Magmática do Paraná atingem seu ponto mais próximo da costa. Observam-se belas disjunções colunares nos derrames basálticos que estão assentados nos arenitos (coloração rosada) da Formação Botucatu

- Guarita Park (Torres - RS), where the flows of the Paraná Magmatic Province reach the sea. Nice columnar joints in the basaltic flows are seen overlaying the Botucatu Formation sandstones (pinkish bottom layer)

perfazendo um volume total de 14.256 km^3 (equivalente a cerca de 1,8% do volume total de rochas extrusivas da província).

O mapeamento dos corpos ácidos revelou que na parte central da PMP, situada entre os alinhamentos Rio Piquiri e Rio Uruguai (Fig. 1), algumas ocorrências de vulcânicas do tipo Chapecó encontram-se sobrepostas às rochas ácidas do tipo Palmas, embora a grande maioria esteja assentada sobre rochas basálticas (Nardy, 1996). Por outro lado, no topo de várias seqüências de derrames, da região centro-sul da província, há a intercalação de rochas básicas e intermediárias com as ácidas Palmas (Bellieni *et al.*, 1983; Piccirillo *et al.*, 1988).

Compartimentação litogeoquímica da Província Magmática do Paraná

Estudos geoquímicos, baseados em um grande número de análises de rochas espalhadas por toda a bacia, mostraram que os basaltos e andesi-basaltos toleíticos podem ser agrupados em dois grandes conjuntos, que se distinguem pelos teores de titânio (Bellieni *et al.*, 1983; 1984a,b; Mantovani *et al.*, 1985a; Piccirillo *et al.*, 1988; Marques *et al.*, 1989). O grupo contendo $\text{TiO}_2 > 2\%$ (ATi) é caracterizado também por apresentar concentrações relativamente altas de P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis, tais como, Sr, Zr, Hf, Ba, Ta, Y e terras raras leves (Fig. 5a,b,c e 6a), em relação às rochas básicas com $\text{TiO}_2 \leq 2\%$ (BTi). A investigação das rochas ácidas permitiu ainda verificar que os dois grupos, com características petrográficas distintas, possuem marcantes diferenças geoquímicas (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; 1988). As vulcânicas ácidas do tipo Chapecó (Fig. 6b), que se encontram associadas em campo aos litotipos ATi, possuem conteúdos relativamente elevados de TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e de elementos traços incompatíveis (Sr, Ba, Zr, Hf, Ta e terras raras), em relação às ácidas do tipo Palmas (Fig. 5d), que são associadas em campo às rochas básicas BTi.

Esses estudos permitiram também constatar que os dois grupos de rochas básicas, e de respectivas ácidas associadas, ocorrem preferencialmente em áreas geográficas distintas, possibilitando dividir a Província Magmática do Paraná em duas regiões com diferentes características: (1) a subprovíncia

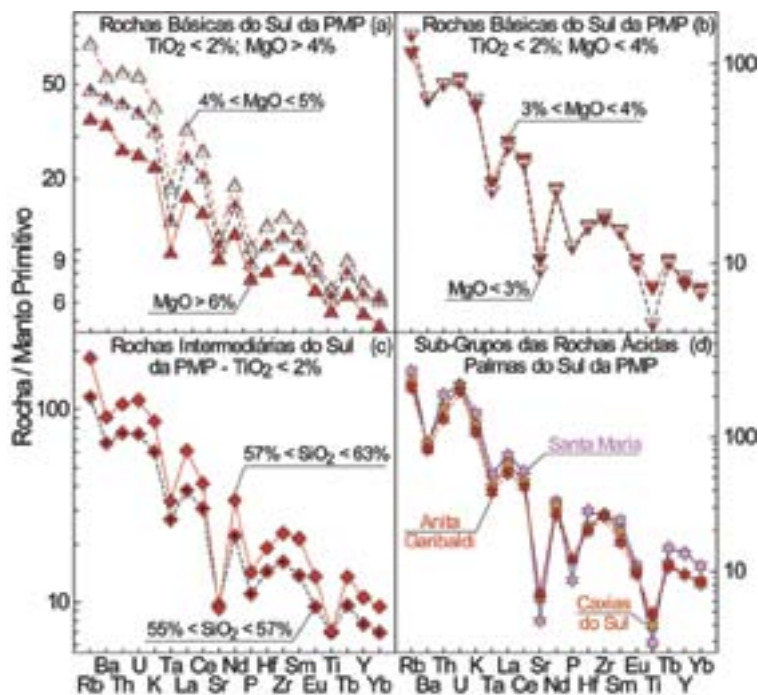


Fig. 5 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), dos derrames básicos (a, b) e intermediários (c) com baixo titânio da subprovíncia sul (BTi-S) e das vulcânicas ácidas Palmas (d)

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), of the low-Ti basic (a, b) and intermediate (c) flows from the southern subprovince (BTi-S), and of Palmas acid volcanics (d)

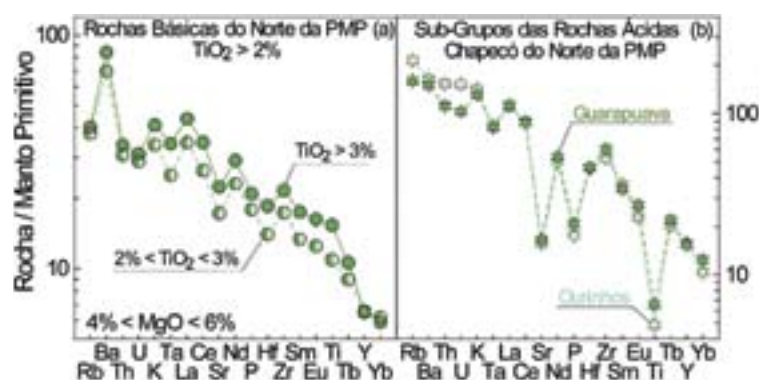


Fig. 6 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), dos derrames básicos com alto titânio da subprovíncia norte (ATi-N) (a) e das vulcânicas ácidas Chapecó (b)

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), of the high-Ti basaltic flows (a) from the northern subprovince (ATi-N) and of Chapecó acid volcanics (b)

cia sul, situada em latitudes maiores do que $\sim 26^\circ \text{ S}$ (Fig. 1), é caracterizada pela predominância de rochas básicas BTi (70% em volume), intermediárias (cerca de 17%) e ácidas do tipo Palmas (aproximadamente 13%); (2) a subprovíncia norte, localizada em latitudes menores do que $\sim 26^\circ \text{ S}$, é caracterizada por um grande volume (cerca de 99%) de rochas básicas ATi, ausência de rochas vulcânicas intermediárias e pequena proporção de ácidas Chapecó.

Cabe ainda destacar, que na subprovíncia sul foram identificados basaltos e andesi-basaltos do tipo ATi (sistematicamente com $\text{TiO}_2 > 3\%$), os quais correspondem a apenas cerca de 7% da atividade ígnea básica, concentrando-se na região sudeste da província. Na subprovíncia norte ocorrem,

também em pequena escala, litotipos BTi, os quais se localizam predominantemente na região noroeste da província, constituindo cerca de 6% das vulcânicas básicas. Foram verificadas, no entanto, diferenças geoquímicas significativas entre os basaltos BTi que ocorrem nas subprovíncias norte (BTi-N) e sul (BTi-S), como também entre as rochas básicas ATi das regiões norte (ATi-N) e sul (ATi-S) da província (Piccirillo *et al.*, 1988; Marques *et al.*, 1989; Peate *et al.*, 1992). Estas diferenças composicionais são claramente evidenciadas nos padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primordial (Fig. 7).

Baseando-se nas concentrações de Ti e elementos traços incompatíveis (Sr, Y e Zr), Peate *et al.* (1992) dividiram os magmas basálticos em 6 grupos, que receberam denominações específicas. Os basaltos ATi foram divididos em 3 tipos, denominados de Urubici (ATi-S: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 550$ ppm; $\text{Ti/Y} > 500$), Pitanga (ATi-N: $\text{TiO}_2 > 3\%$; $\text{Sr} > 350$ ppm; $\text{Ti/Y} > 350$) e Paranapanema (ITi-N: $2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$; $200 < \text{Sr} < 450$ ppm; $\text{Ti/Y} > 330$), enquanto os BTi foram denominados de Gramado (BTi-S: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $140 < \text{Sr} < 400$ ppm; $\text{Ti/Y} < 300$), Esmeralda (BTi-S: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $120 < \text{Sr} < 250$ ppm; $\text{Ti/Y} < 330$) e Ribeira (BTi-N: $\text{TiO}_2 \leq 2\%$; $200 < \text{Sr} < 375$ ppm; $\text{Ti/Y} > 300$).

O detalhamento geoquímico das rochas vulcânicas ácidas da PMP possibilitou também dividi-las em subgrupos com características distintas (Bellieni *et al.*, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987; Marques, 1988; Piccirillo & Melfi, 1988; Peate *et al.*, 1992; Garland *et al.*, 1995; Nardy, 1996). Nas ácidas do tipo Palmas, caracterizadas por possuírem baixas concentrações de titânio ($\text{TiO}_2 < 1,2\%$), fósforo ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0,35\%$) e elementos incompatíveis ($\text{Sr} < 250$; $\text{Ba} < 850$; $\text{Zr} < 400$; $\text{La} < 60$; $\text{Nb} < 35$), foram identificados três magmas-tipo (Fig. 5d), denominados de Santa Maria ($\text{SiO}_2 > 69\%$; $\text{TiO}_2 < 0,8\%$;

$\text{P}_2\text{O}_5 < 0,25\%$), Caxias do Sul ($\text{SiO}_2 = 67 - 70\%$; $0,85 < \text{TiO}_2 < 1,05\%$) e Anita Garibaldi ($\text{SiO}_2 < 69\%$; $\text{TiO}_2 > 1,05\%$). Por outro lado, as rochas do tipo Chapecó (Fig. 6b) foram divididas nos subgrupos Guarapuava ($\text{TiO}_2 > 1,4\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,4\%$; $\text{Rb} < 120$ ppm; $\text{Rb/Zr} < 0,2$) e Ourinhos ($\text{SiO}_2 > 65\%$; $\text{TiO}_2 < 1,4\%$; $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,4\%$; $\text{Rb} > 120$ ppm; $\text{Rb/Zr} > 0,2$).

Características isotópicas dos derrames

Os dados obtidos nos estudos isotópicos das rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná indicaram que as rochas básicas e intermediárias com baixo TiO_2 e ácidas do tipo Palmas da subprovíncia sul sofreram significativos processos de contaminação crustal. As razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i), corrigidas para 133 Ma, atingem valores de até 0,728 nos termos mais diferenciados, correspondendo aos magmas do subgrupo Santa Maria (Cordani *et al.*, 1988; Garland *et al.*, 1995 e referências citadas).

Os basaltos e andesi-basaltos BTi da subprovíncia sul possuem Sr_i entre 0,7046 e 0,7135, enquanto a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida (Nd_m) situa-se no intervalo de 0,5128 e 0,5122 (Cordani *et al.*, 1988 e referências citadas; Piccirillo *et al.*, 1989; Peate & Hawkesworth, 1996). As variações nas razões isotópicas de Sr e Nd são acompanhadas de variações importantes nas razões isotópicas de Pb medidas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 18,33-18,90$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 15,60-15,69$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 38,50-38,94$), como também nas abundâncias e razões de elementos traços incompatíveis (Marques *et al.*, 1990; 1999; Peate & Hawkesworth, 1996). Os basaltos com baixo titânio da subprovíncia sul (BTi-S) que podem ser considerados como não contaminados ou fracamente contaminados pela crosta continental são os que possuem valores de Sr_i inferiores a 0,7060, correspondendo aos magmas do tipo Esmeralda.

Os fenômenos de contaminação crustal, sob condição de baixa pressão, causaram mudanças composicionais importantes nas rochas BTi-S, mascarando fortemente as características geoquímicas originais (Fig. 8). Considerando-se basaltos com grau de evolução similar (MgO entre 4,5 e 6,5%; $\text{SiO}_2 < 53\%$), verifica-se que à medida que a razão isotópica inicial de Sr aumenta, há um enriquecimento acentuado de elementos traços com maior grau de incompatibilidade, como Rb, U, Th, K, Ta, La e Ce. Além disso, nos padrões de abundância de elementos traços normalizados em relação ao manto primordial, as anomalias negativas de Ta (e Nb), Sr, P e Ti tornam-se progressivamente mais acentuadas. Por outro lado, o Ba que exibe uma pronunciada anomalia positiva, nas rochas com menor Sr_i , passa a apresentar anomalias levemente negativas nas rochas mais contaminadas, enquanto a razão $(\text{La/Ce})_{\text{PM}}$ aumenta progressivamente, variando de 0,8 a 1,3. É interessante destacar que os basaltos com Sr_i mais altos apresentam padrões de distribuição cada vez mais similares àquele referente à composição média das rochas do embasamento cristalino que borda a Bacia do Paraná (Marques, 1988; Marques *et al.*, 1989).

As rochas básicas com alto TiO_2 (Pitanga e Paranapanema) da subprovíncia norte possuem razões isotópicas de Sr, Nd e Pb com pequena variação ($\text{Sr}_i = 0,7058 - 0,7062$; $\text{Nd}_m = 0,5124-0,5123$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 17,85-18,02$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 15,52-15,54$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_m = 38,33-38,43$). As rochas ácidas Chapecó, associadas a esses termos básicos, tendem a apresentar razões isotópicas iniciais de Sr ($\text{Sr}_i = 0,705-0,708$) levemente maiores, sendo que os valores mais altos correspondem às ocorrências (subgrupo Ourinhos) da região situada ao norte do alinhamento do Rio Piquiri, enquanto os mais baixos são das rochas (subgrupo Guarapuava) localizadas entre os alinhamentos do Rio Piquiri e Rio Uruguai (Mantovani *et al.*, 1985b; Piccirillo *et al.*,

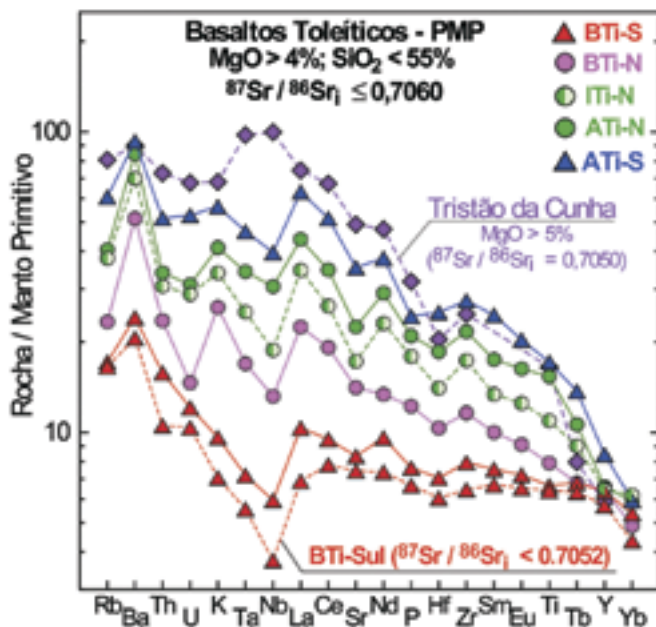


Fig. 7 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), dos derrames basálticos da Província Magmática do Paraná. A título de comparação é apresentado o padrão das rochas alcalinas primitivas de Tristão da Cunha (Le Roex *et al.*, 1990)

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), of the tholeiitic flows from Paraná Magmatic Province. The distribution pattern of the primitive alkaline rocks from Tristan da Cunha is also shown for comparison (Le Roex *et al.*, 1990)

1987; Piccirillo *et al.*, 1989; Peate *et al.*, 1992; Garland *et al.*, 1995).

Cabe também destacar que as rochas basálticas BTi-N (ou Ribeira) possuem razões isotópicas de Sr ($Sr_i = 0,7055-0,7059$), Nd ($Nd_m = 0,5125-0,5124$) e Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb_m = 17,91-17,96$; $^{207}Pb/^{204}Pb_m = 15,53-15,55$; $^{208}Pb/^{204}Pb_m = 38,40-38,46$) semelhantes àquelas do tipo ATi-N (Mantovani *et al.*, 1985a; Petrini *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1989; Marques *et al.*, 1999), indicando que os dois grupos de basaltos da região norte não foram significativamente afetados por contaminação crustal.

Os derrames ATi-S (ou Urubici) apresentam razões isotópicas de Sr ($Sr_i = 0,7046-0,7066$) e Nd ($Nd_m = 0,5125-0,5123$) relativamente restritas (Mantovani *et al.*, 1985a; Piccirillo *et al.*, 1989). No entanto, alguns destes magmas foram também afetados por fenômenos de contaminação crustal que causaram leves variações nas características geoquímicas do grupo (Peate *et al.*, 1999). Estas pequenas variações devem-se ao fato destes basaltos possuírem concentrações relativamente elevadas de elementos incompatíveis, que são os mais sensíveis aos efeitos deste tipo de contaminação. Embora as razões isotópicas de Sr e Nd sejam similares às dos basaltos ATi-N, as rochas ATi-S são caracterizadas por possuírem as menores razões isotópicas de Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb_m = 17,46-18,25$; $^{207}Pb/^{204}Pb_m = 15,46-15,58$; $^{208}Pb/^{204}Pb_m = 38,02-38,45$) de todo o conjunto de litotipos vulcânicos da Província Magmática do Paraná (Marques *et al.*, 1999; Peate *et al.*, 1999).

Evolução dos magmas básicos e gênese das vulcânicas ácidas

O vulcanismo ocorrido na PMP foi essencialmente de natureza bimodal (basalto-riolito), uma vez que rochas intermediárias ($57 < SiO_2 < 63\%$) são muito pouco abundantes, em comparação com as de natureza básica ($SiO_2 < 57\%$) e ácida ($SiO_2 > 63\%$). Este é um vínculo importante na elaboração de qualquer modelo petrogenético para explicar a diversidade química observada nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

No que se refere às rochas básicas e intermediárias, a variação de elementos maiores, menores e traços é compatível com um processo de diferenciação por cristalização fracionada, sob condição de baixa pressão, essencialmente controlada pelo fracionamento de clinopiroxênios (augita e pigeonita), plagioclásio e titanomagnetita, com o envolvimento de olivina apenas nos termos mais primitivos (Bellieni *et al.*, 1984a; Piccirillo *et al.*, 1988). Com relação aos litotipos BTi-S, conforme indicado pelas razões isotópicas de Sr, Nd e Pb, ocorreu também contaminação crustal associada ao processo de cristalização fracionada, atingindo percentuais de cerca de 5 a 7% nas rochas intermediárias, segundo cálculos de balanço de massa (Petrini *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1989).

Por outro lado, esses cálculos, como também as diferenças significativas nas razões de elementos traços incompatíveis (Fig. 7), indicam que os magmas ATi não podem ter sido originados por diferenciação de magmas BTi por cristalização fracionada, evidenciado que esses magmas foram gerados em fontes mantélicas quimicamente distintas.

A gênese das vulcânicas ácidas tem sido um tema muito debatido na literatura, especialmente no que se refere aos litotipos Palmas. A pouca abundância de termos intermediários, aliada à baixa qualidade do ajuste de elementos maiores e traços, na modelização petrogenética, parecem indicar que um processo de evolução por cristalização fracionada com assimilação crustal, é pouco viável para explicar a origem destas vulcânicas ácidas (Bellieni *et al.*, 1986;

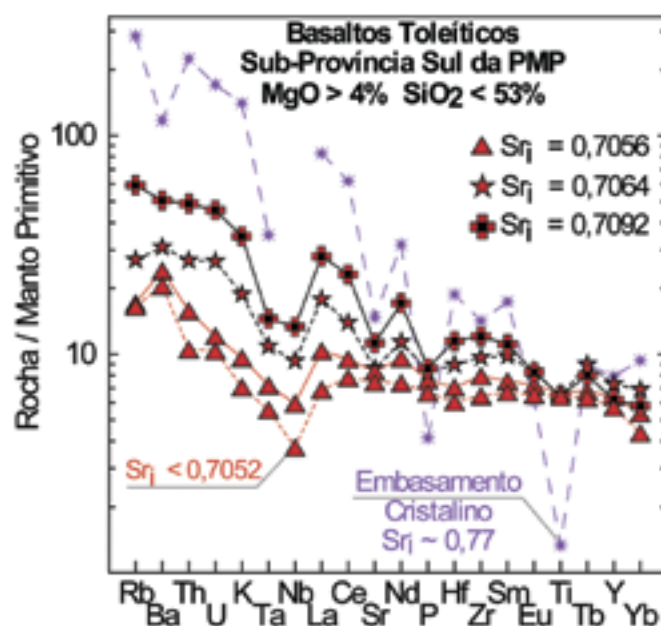


Fig. 8 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), dos derrames basálticos com baixo titânio da subprovincia sul (BTi-S) com o mesmo grau de evolução, mas diferentes razões isotópicas iniciais de Sr. A título de comparação é apresentado o padrão referente à média das rochas do embasamento cristalino que afloram nas bordas da Bacia do Paraná (Marques, 1988)

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), of the low-Ti tholeiitic flows from the southern subprovince (BTi-S) with similar degree of differentiation but different initial Sr isotope ratios. The average distribution pattern of the crystalline basement rocks that outcrop on the borders of Paraná Basin (Marques, 1988) is also shown for comparison

Piccirillo *et al.*, 1987; Piccirillo *et al.*, 1988). Segundo esses autores, as rochas Palmas podem ter sido originadas por fusão (10 a 20%) de rochas básicas do tipo BTi-S, formadas pela solidificação de magmas aprisionados na interface crosta-manto (processo de *underplating*), por ocasião da atividade ígnea. Por outro lado, Garland *et al.* (1995) propõem que as rochas ácidas Palmas são produtos de processos de diferenciação, por cristalização fracionada em sistema aberto, no qual houve significativa contaminação crustal. Já com relação às vulcânicas ácidas Chapecó, parece haver um consenso de que elas foram originadas por refusão (20 a 30%) de rochas básicas ATi, cujos magmas ficaram retidos na base da crosta.

Cabe mencionar que o modelo crustal, obtido na inversão de dados gravimétricos, mostra um espessamento significativo da crosta na região central da PMP (Molina *et al.*, 1988), o qual foi interpretado como resultante de um processo de *underplating*, de material de composição básica. Este modelo crustal corrobora a interpretação de que as rochas Chapecó e Palmas foram originadas por refusão de rochas básicas com alto e baixo titânio, respectivamente, cujos magmas ficaram aprisionados na base da crosta, durante as primeiras fases da atividade ígnea ocorrida na PMP.

O magmatismo intrusivo

Um grande número de intrusões é encontrado em toda a Província Magmática do Paraná, as quais ocorrem na forma de soleiras e diques, caracterizando também uma intensa atividade ígnea de natureza intrusiva.

Os enxames de diques toleíticos

Intensa atividade intrusiva na forma de diques ocorreu na Província Magmática do Paraná, a qual foi concentrada nos enxames de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis (Fig. 1). Embora na literatura seja freqüentemente citada a presença de um grande enxame no Paraguai, estudos geológicos de detalhe revelaram apenas raríssimos afloramentos de diques na região (Comin-Chiaramonti, comunicação pessoal). Este equívoco é provavelmente originado pela forma com que esse enxame foi identificado, que se baseou exclusivamente na interpretação de dados aeromagnetométricos (Druecker & Gay, 1987). Conforme destacado por Ussami *et al.* (1991), lineamentos magnéticos observados em mapas produzidos por aerolevantamentos refletem feições estruturais do embasamento cristalino, que podem ou não estar relacionadas à intrusão de diques.

Enxame do Arco de Ponta Grossa

O mais importante enxame de diques da província é o que ocorre na região do Arco de Ponta Grossa, que no Mesozóico “...adquiriu sua atual configuração. Nessa ocasião fraturas e falhas de distensão transversais às estruturas do embasamento deram acesso ao magma basáltico que originou centenas de diques, diversos deles com mais de 100 km de extensão e até centenas de metros de espessura...” (Almeida, 1986, p. 339). Os diques distribuem-se desde a região costeira Atlântica até as bordas dos derrames da Província Magmática do Paraná, cortando tanto o embasamento cristalino da bacia, como também as suas rochas sedimentares (Fig. 1).

Os diques são alinhados preferencialmente na direção NW e subordinadamente a NE, e conforme salientado por Almeida (1986), muitos apresentam grande extensão, podendo ser visualizados à distância por se destacarem do relevo em algumas regiões (Fig. 9). Em alguns locais, como em Águas de Santa Bárbara (Fig. 10) os afloramentos são espetaculares.

Embora os estudos iniciais remontem ao início da década de 60, somente nos últimos dez anos foram efetuados estudos sistemáticos, abrangendo e integrando dados geológicos, geoquímicos, isotópicos, geocronológicos e paleomagnéticos.

Os dados geoquímicos obtidos, no estudo deste enxa-



Fig. 9 - Vista de um dique do Arco de Ponta Grossa na região de Fartura. O dique ressalta-se da paisagem, permitindo observar sua grande extensão e espessura

- View of a dyke from Ponta Grossa swarm in the region of Fartura. The dyke stands out in the landscape for its extension and thickness



Fig. 10 - Dique do Arco de Ponta Grossa, com os dois contatos muito bem definidos, que aflora em Águas de Santa Bárbara, sul do Estado de São Paulo

- Dyke from Ponta Grossa swarm cropping out in the area of Águas de Santa Bárbara, south of São Paulo State, showing well defined contacts



Fig. 11 - Afloramento de dique de 50 metros de espessura que ocorre no Costa Brava Clube localizado no bairro da Joatinga (Município do Rio de Janeiro)

- Exposure of a 50 m thick dyke in the Costa Brava Club, Joatinga (Rio de Janeiro city)

me, mostram que os diques são predominantemente de caráter básico (cerca de 87% dos diques), ocorrendo em menor escala rochas intermediárias (~10%) e ácidas (~3%). Os diques básicos são composicionalmente semelhantes aos derrames ATi-N, sendo aqueles com conteúdo de TiO_2 entre 2 e 3 % mais abundantes (cerca de 66%) do que os que possuem $\text{TiO}_2 > 3\%$ (~14%). Além destes, ocorrem subordinadamente (~20%) diques com baixas concentrações de titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$), semelhantes aos derrames BTi-S (Piccirillo *et al.*, 1988, 1990; Marques, 2001). Os diques ácidos são do tipo Chapecó e foram assinalados nas regiões de Fatura, Castro e Cerro Azul (Pinese, 1989).

As medidas das espessuras dos diques, efetuadas em campo, permitiram estimar uma distensão crustal mínima de 3 km para a região do Arco de Ponta Grossa, por ocasião da colocação destes corpos intrusivos (Pinese, 1989).

Enxame de diques toleíticos da Serra do Mar

“Um importante feixe de diques básicos existe na região costeira, de Santos ao Estado do Rio de Janeiro, estendendo-se para o interior, onde alcança o Vale do Paraíba...”, o qual é aqui denominado de Enxame da Serra do Mar (Fig. 1), sendo constituído pelo afloramento de centenas de diques “...sub-verticais, alguns com extensão superior a 15 km. Podem apresentar várias dezenas de metros de espessura. Orientam-se predominantemente a N40 -50° E, direção que é também a das estruturas do embasamento...” (Almeida, 1986, p. 334-335).

As informações disponíveis na literatura sobre estes diques são relativamente restritas a algumas áreas, mostrando que esses corpos são do tipo ATi ($\text{TiO}_2 > 3\%$), com composições variando desde litotipos básicos (predominantes) a intermediários (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Piccirillo *et al.*, 1988; Bellieni *et al.*, 1990; Hawkesworth *et al.*, 1992; Garda, 1995; Garda & Schorscher, 1996; Valente, 1997). Diques mais diferenciados (SiO_2 entre 58 e 68%) foram identificados em uma área restrita do litoral norte de São Paulo (Bellieni *et al.*, 1990).

Estudos recentes, abrangendo praticamente toda a área de exposição do enxame, mostraram que os diques básicos de natureza toleítica encontram-se em sua grande maioria orientados na direção N50 - 65°E, sendo raramente registradas direções EW e NS-NW. Suas espessuras variam de 0,3 a 100 metros (Fig. 11), sendo as mais comuns aquelas inferiores a 50 metros (Marques, 2001; Marques *et al.*, 2003a). Estes estudos reforçaram que a grande maioria dos corpos é do tipo ATi ($\text{TiO}_2 > 3\%$), correspondendo a aproximadamente 85% dos afloramentos. Os diques com TiO_2 entre 2 e 3% são raros e somente em uma área relativamente restrita, nas proximidades de São Sebastião do Paraiba (RJ), foram encontrados diques toleíticos BTi, perfazendo aproximadamente 10% do conjunto.

Os diques básicos toleíticos contendo $\text{TiO}_2 > 3\%$ apresentam características geoquímicas que permitiram dividi-los em três grupos. O mais abundante, que corresponde a cerca de 42% do conjunto, é composicionalmente semelhante aos derrames ATi-N, enquanto cerca de 15% são similares aos derrames ATi-S. Entretanto, cerca de 28% dos diques do Enxame da Serra do Mar, possuem características geoquímicas distintas ($\text{Sr} > 550$ ppm, $\text{Ti/Y} < 500$, conteúdos mais altos de SiO_2 , K_2O e P_2O_5 , e teores mais baixos de $\text{FeO}_{\text{total}}$ e CaO) daquelas dos demais diques e também dos derrames ATi (Fig. 12). Estes diques destacam-se ainda por possuir concentrações mais elevadas de elementos incompatíveis, como Th ($5,3 \pm 0,2$ ppm), U ($1,3 \pm 0,1$ ppm), Ta ($1,3 \pm 0,1$ ppm) e La (56 ± 8 ppm), apresentando anomalias fortemente negativas de Nb e Ta ($\text{La/Nb}_{\text{PM}} \sim 2,0$; Fig. 13) em padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto

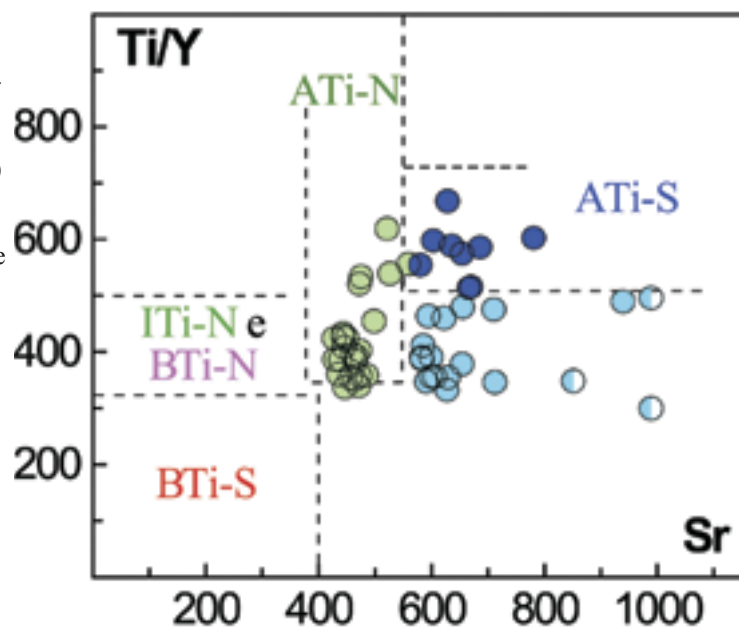


Fig. 12 - Comportamento dos diques da Serra do Mar, com alto titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$), no diagrama discriminatório dos tipos de magmas dos derrames da Província Magmática do Paraná. ATi-N: círculos verdes ($\text{TiO}_2 > 3\%$ e $\text{Sr} < 550$ ppm) e ATi-S: círculos azul-escuros ($\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm e $\text{Ti/Y} > 500$). Os círculos azul-claros ($\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm e $\text{Ti/Y} < 500$) e os círculos semi-preenchidos azul-claros ($2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm e $\text{Ti/Y} < 500$) correspondem a diques cujas composições não possuem equivalentes nos derrames da PMP

- Behavior of the high-Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$) Serra do Mar dykes in the discriminatory diagram of the different magma types of Paraná Magmatic Province. ATi-N: green circles ($\text{TiO}_2 > 3\%$ and $\text{Sr} < 550$ ppm) and ATi-S: dark blue circles ($\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm and $\text{Ti/Y} > 500$). The light blue full circles ($\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm and $\text{Ti/Y} < 500$) and the half-full light blue circles ($2 < \text{TiO}_2 \leq 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm and $\text{Ti/Y} < 500$) correspond to dykes which compositions are not found in the PMP flows

primordial (Marques, 2001; Marques *et al.*, 2003a).

As concentrações relativamente elevadas de elementos abundantes na crosta continental em todo o conjunto de diques ATi do enxame da Serra do Mar indicam que os magmas, que os originaram, foram provavelmente afetados por diferentes graus de contaminação crustal. Entretanto, este processo parece ter sido muito mais significativo no grupo de diques que possui características geoquímicas nunca encontradas nos derrames com alto titânio da PMP (Fig. 13). A semelhança existente entre este grupo de diques e os derrames ATi-S sugere que estas rochas intrusivas poderiam representar uma variedade “contaminada” dos magmas ATi-S. Entretanto, a leve tendência alcalina observada neste grupo (quimicamente representado por lati-andesitos) pode também ser resultante de fusão parcial de menor grau, envolvendo uma fonte mantélica similar à que originou os magmas ATi-S, ou ainda, de fontes levemente distintas.

Os diques BTi do Enxame da Serra do Mar são composicionalmente semelhantes aos derrames BTi-S que sofreram significativa contaminação crustal (Fig. 14; $\text{Sr}_1 > 0,7060$). Nota-se também grande similaridade com os basaltos da Bacia de Campos (Misuzaki *et al.*, 1992; vide capítulo XVII deste volume) cuja localização é adjacente ao enxame, especialmente no que se refere às concentrações de elementos como Zr, Y, Nb e terras raras, que não foram afetados por alteração pela água do mar. De acordo com esses autores, os basaltos da Bacia de Campos, cujas idades são de cerca de 120 Ma, também apresentam similaridade geoquímica com os derrames

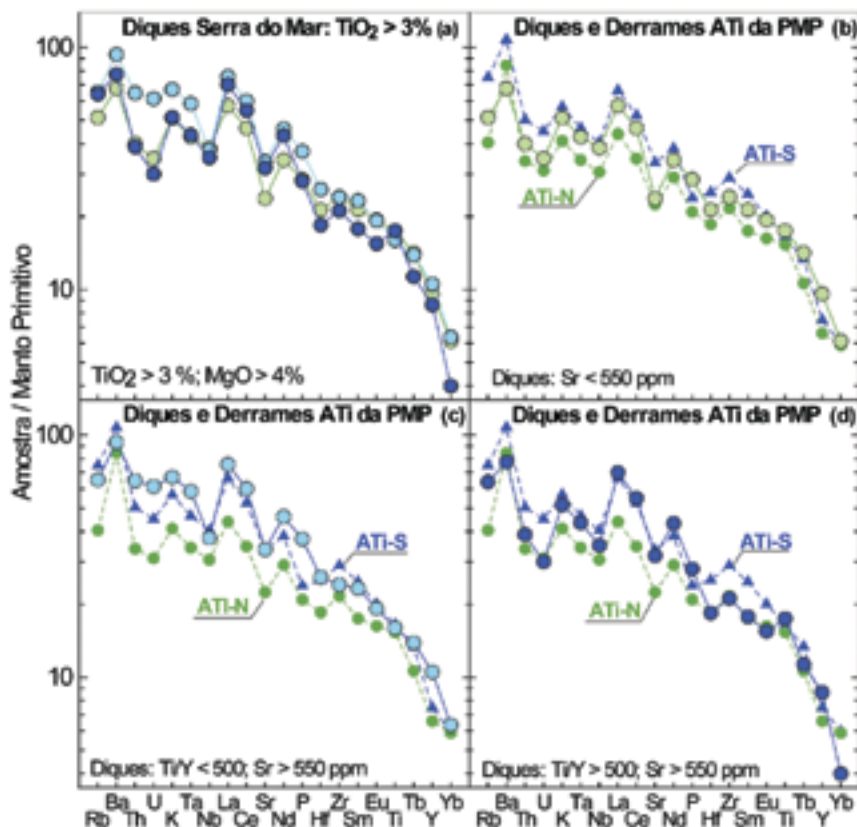


Fig. 13 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), referentes às composições médias dos diques toleíticos $\text{TiO}_2 > 3\%$ e $\text{MgO} > 4\%$ do Enxame da Serra do Mar. Comparação com as composições médias ($\text{MgO} > 4\%$) dos derrames ATi-N ($\text{TiO}_2 > 3\%$ e $\text{Sr} < 550$ ppm) e ATi-S ($\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm e $\text{Ti/Y} > 500$) da Província Magmática do Paraná

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), relative to the average composition of Serra do Mar tholeiitic dykes with $\text{TiO}_2 > 3\%$ and $\text{MgO} > 4\%$. Comparison with the distribution patterns of northern high-Ti (ATi-N; $\text{TiO}_2 > 3\%$ and $\text{Sr} < 550$ ppm) and southern high-Ti (ATi-S; $\text{TiO}_2 > 3\%$, $\text{Sr} > 550$ ppm and $\text{Ti/Y} > 500$) PMP flows ($\text{MgO} > 4\%$)

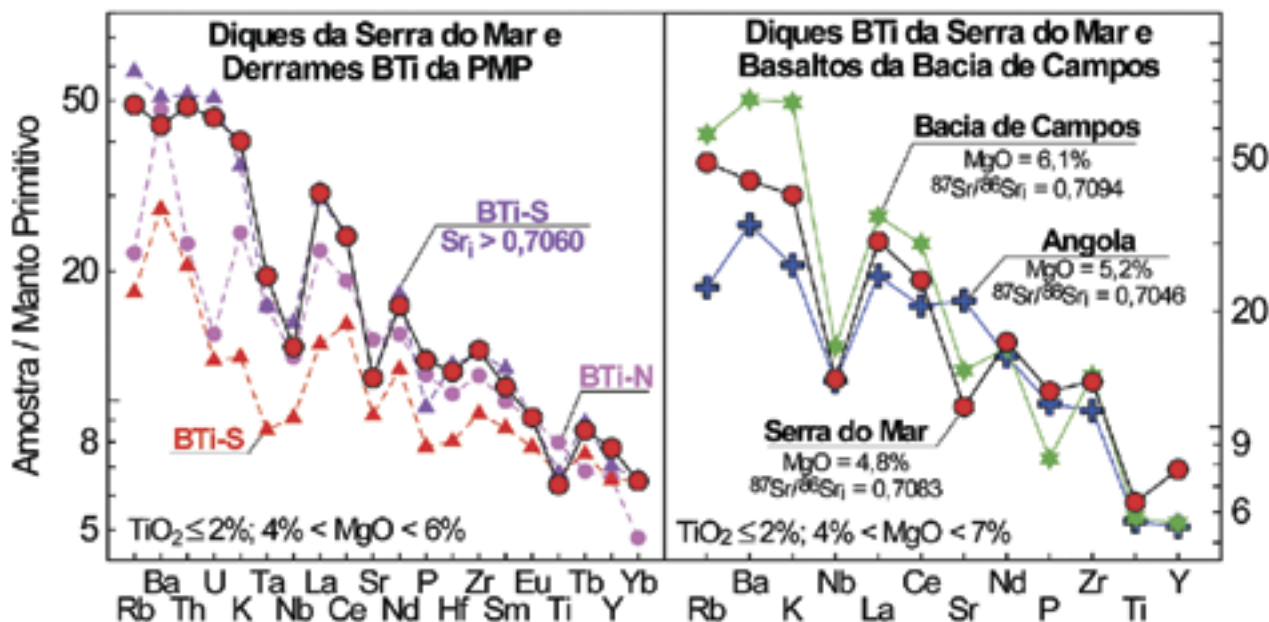


Fig. 14 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), referentes às composições médias dos diques toleíticos $\text{TiO}_2 \leq 2\%$ do Enxame da Serra do Mar. Comparação com os derrames com baixo titânio (BTi-N e BTi-S) da Província Magmática do Paraná e com os basaltos da Bacia de Campos (Mizusaki *et al.*, 1992) e diques de Angola (Marzoli *et al.*, 1999)

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), relative to the average composition of Serra do Mar tholeiitic dykes with $\text{TiO}_2 \leq 2\%$. Comparison with the distribution patterns of the low-Ti (BTi-N and BTi-S) flows of PMP, Campos Basin basalts (Mizusaki *et al.*, 1992) and Angola dykes (Marzoli *et al.*, 1999)

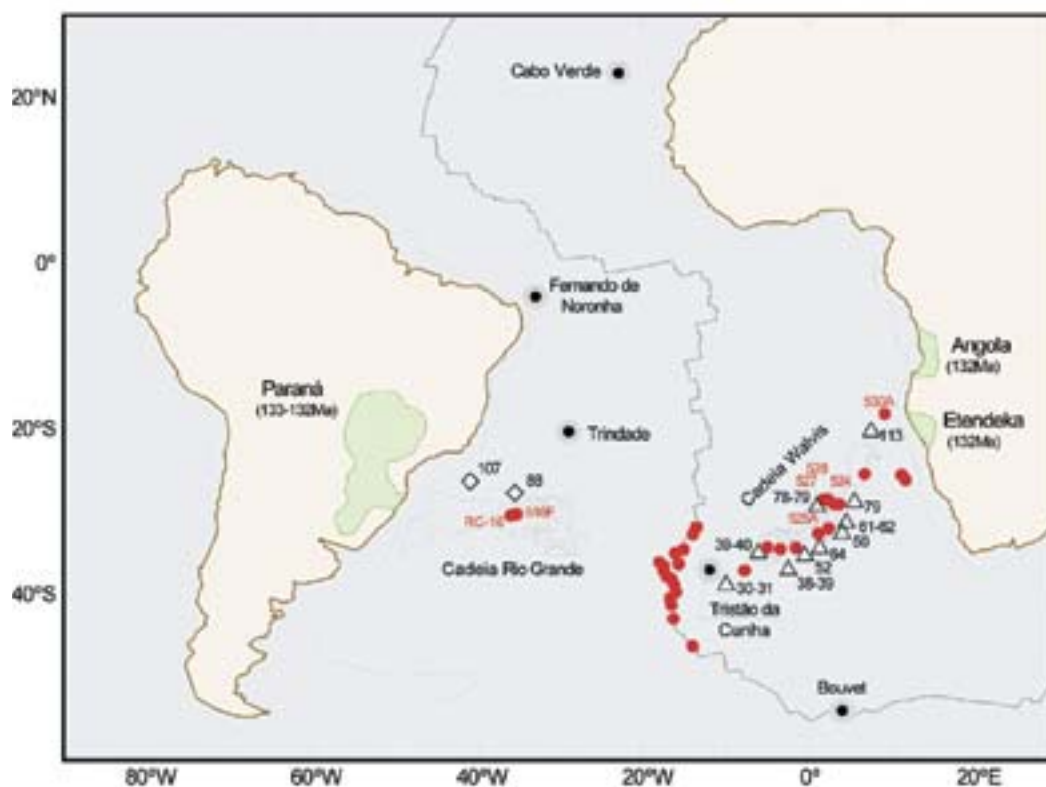


Fig. 15: Mapa esquemático mostrando os locais onde ocorreu atividade ígnea de natureza toleítica no Cretáceo Inferior (Província Magmática Paraná-Etendeka). Encontra-se também representada a posição das cadeias Rio Grande e Walvis, bem como as idades (Müller *et al.*, 1993 e referências citadas) determinadas em amostras coletadas nos locais assinalados com triângulos e losangos. Os círculos vermelhos correspondem aos sítios onde foram realizados furos de sondagem para a coleta de amostras para análises geoquímicas e isotópicas

- Sketch map showing the places where the Early Cretaceous tholeiitic magmatic activity took place (Paraná Magmatic Province-Etendeka). The Rio Grande Rise and Walvis Ridge are also shown, as well as the sites (diamonds and triangles) from where samples for radiometric dating were taken. Numbers correspond to the obtained ages (Müller *et al.*, 1993, and references therein). Red circles indicate sites where coring was performed for geochemical and isotopic analyses

BTi-S, indicando que os magmas que originaram estes diques foram gerados em fontes mantélicas com as mesmas características geoquímicas. A forte similaridade dos diques com os derrames BTi-S com $Sr_i > 0,7060$, ou seja, afetados por contaminação crustal, sugere a ocorrência deste mesmo tipo de processo em sua gênese.

Cabe ainda destacar que derrames e diques toleíticos BTi com idades entre 126,1 e 131,9 Ma que ocorrem em Angola (Bacia de Kwanza; Marzoli *et al.*, 1999), que na situação pré-deriva continental encontravam-se localizados na região adjacente ao Enxame da Serra do Mar (Fig. 15), não mostram evidências de contaminação crustal, que provocou o enriquecimento acentuado em elementos de grande raio iônico (Rb, Ba, K, Ta, e terras raras leves) nos diques da Serra do Mar (Fig. 14). Portanto, os diques com baixo titânio da Serra do Mar podem ter feito parte do conjunto de alimentadores de derrames que atualmente só são encontrados em Angola.

Enxame de diques de Florianópolis

Existem poucos dados publicados na literatura sobre os diques que ocorrem na Ilha de Santa Catarina e na área continental adjacente (Enxame de Florianópolis), sendo que vários deles cortam as seqüências de derrames. Esses diques são representados por basaltos do tipo BTi e ATi, além de raros termos mais evoluídos, geoquimicamente semelhantes aos derrames do tipo Palmas (Ernesto *et al.*, 1991; Marques *et al.*, 1993; Peate, *et al.*, 1999; Marques, 2001).

Os diques deste enxame encontram-se muito bem

expostos na Ilha de Santa de Catarina, onde cortam rochas do embasamento cristalino, principalmente caracterizadas por granitos originados durante o Ciclo Brasileiro (Fig. 16). Esses corpos intrusivos possuem espessura entre 10 cm e 70 m (mais frequentes entre 0,5 e 10 m), são invariavelmente verticais a subverticais e se orientam nas direções N30 - 55°E (cerca de 80% dos diques) e N15 - 45°W (20% dos diques). Relações de truncamento, observadas na Praia da Joaquina, evidenciam que neste local os diques com direção NW são mais jovens do que aqueles orientados a NE (Fig. 17).

Estudos geoquímicos recentes (Marques, 2001) mostram que cerca de 90% dos diques básicos são do tipo ATi ($TiO_2 > 3\%$), enquanto os demais são do tipo BTi, não sendo assinalados diques básicos com conteúdos de TiO_2 entre 2 e 3%. Quanto à composição, os diques básicos BTi são representados por basaltos toleíticos, andesi-basaltos toleíticos e andesitos toleíticos, enquanto os ATi são principalmente representados por andesi-basaltos toleíticos, com subordinados lati-andesito, lati-basaltos e latitos. Não foi observada correlação das composições químicas dos diques com as suas direções de orientação.

Os diques do tipo BTi possuem características geoquímicas semelhantes às dos derrames BTi-S, sendo que os mais primitivos ($MgO > 5\%$) possuem padrões de elementos terras raras pouco fracionados, além de pequeno enriquecimento de elementos incompatíveis e anomalias negativas de Ta pouco pronunciadas, nos diagramas de distribuição normalizados pelo manto primitivo (Fig. 18). Os diques ATi são



Fig. 16 - Afloramento de dique ramificado do tipo ATi, com 5 metros de espessura, na costa entre as praias Joaquina e Mole (Ilha de Santa Catarina). A proximidade do mar, remove as superfícies alteradas expondo de modo espetacular o dique

- Outcrop of a branched high-Ti (ATi) dyke, 5 m thick, situated on the Santa Catarina Island coast between Joaquina and Mole beaches. This dyke exposes beautifully as the weathered surface is continuously removed by the sea water

geralmente semelhantes aos derrames ATi-S, no entanto, foi identificado um pequeno grupo de diques geoquimicamente semelhante aos derrames ATi-N, mas com maior enriquecimento em elementos incompatíveis com grande raio iônico (Fig. 18), indicando que os magmas que os originaram podem ter sido afetados por contaminação crustal que mascararam as características geoquímicas originais.

Embora ainda de caráter preliminar, dados isotópicos de Pb, obtidos na análise dos diques de Florianópolis (Marques *et al.*, 2003b), sugerem o envolvimento de um componente mantélico altamente enriquecido em Pb radiogênico (tipo HIMU) na gênese dos magmas de uma parte dos diques ATi do enxame.

As soleiras de diabásio

“Enquanto os derrames basálticos recobriram e em parte se intercalaram na Formação Botucatu, as soleiras intrometram-se sobretudo nas camadas paleozóicas, dando preferência



Fig. 17 - Relações de truncamento observadas no costão da Praia da Joaquina, onde diques BTi com direção NW cortam diques ATi com orientação NE

- Crosscutting dykes are observed on the coast of Joaquina beach. Low-Ti (BTi) dykes trending NW are seen cutting the NE trending of the high-Ti (ATi) dykes

a certas formações como a Formação Irati, em que são contrastantes a reduzida espessura de sedimentos e a frequência com que ocorrem as soleiras...” (Almeida, 1986, p. 337). Além das soleiras de diabásio na Formação Irati, há várias ocorrências nas rochas sedimentares da Formação Itararé (Melfi *et al.*, 1988 e referências citadas). Por meio de estudos baseados em 104 furos de sondagem, Zalán *et al.* (1986) mostraram que a maioria das intrusões ocorreu em profundidades entre 1.700 e 1.900 metros.

A maior concentração dessas intrusões ocorre nas partes leste e nordeste da Província Magmática do Paraná (Estados de São Paulo e Paraná), onde são descritas seções com mais de 1.000 metros de espessura. Entretanto, valores entre 2 e 200 metros são os mais frequentes. Os sills ocorrem mais raramente na parte sul da província (Estado do Rio Grande do Sul) e em locais onde também são observadas as seqüências mais espessas de rochas vulcânicas (Bellieni *et al.*, 1984c; Zalán *et al.*, 1986; Melfi *et al.*, 1988). Nas regiões de Piracicaba, Limeira, Pirassununga e Franca (Estado de São Paulo) há um grande número de sills, mas a escassez de afloramentos tem dificultado a determinação das extensões laterais de cada corpo.

As soleiras da Província Magmática do Paraná já foram objeto de algumas investigações geoquímicas (Bellieni *et al.*, 1984c; Piccirillo *et al.*, 1988; Maniesi & Oliveira, 1997; Ernesto *et al.*, 1999). As informações obtidas nesses estudos mostram que estas rochas são principalmente de caráter básico, com características geoquímicas muito similares às das rochas vulcânicas associadas. Os sills de diabásio da subprovíncia sul apresentam baixos conteúdos de titânio ($TiO_2 \leq 2\%$), enquanto aqueles que ocorrem na subprovíncia norte são caracterizados por apresentarem concentrações de TiO_2 relativamente elevadas ($TiO_2 > 2\%$).

A variabilidade composicional observada em diferentes níveis de um mesmo corpo, como também entre corpos distintos, indica que a cristalização fracionada, essencialmente dominada pelo fracionamento de plagioclásio, clinopiroxênios, magnetita e olivina, desempenhou um papel importante na gênese dessas rochas (Bellieni *et al.*, 1984c; Maniesi & Oliveira, 1997; Ernesto *et al.*, 1999). Processos de cristalização fracionada *in situ* também ocorreram nas intrusões mais espessas.

Geocronologia e paleomagnetismo

A partir da década de 90, um grande número de datações de alta precisão, pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$, foi realizado nas rochas extrusivas e intrusivas de diversas localidades da PMP, permitindo obter informações bem mais precisas sobre a evolução da atividade ígnea. Muitas destas determinações geocronológicas foram efetuadas em associação com dados paleomagnéticos, que permitiram aprimorar o conhecimento sobre a seqüência dos episódios magmáticos e também determinar com grande confiabilidade os movimentos da Placa Sul-Americana nesse período.

Os resultados obtidos nesses estudos indicam que a atividade magmática extrusiva ocorreu em cerca de 3 milhões de anos, concentrando-se principalmente entre 133 e 132 Ma (Renne *et al.*, 1992; 1996a; Renne *et al.*, 1997; Ernesto *et al.*, 1999; Mincato *et al.*, 2003), o que a situa no Cretáceo Inferior. De acordo com estes autores, a fase magmática principal iniciou-se na parte sul da província, onde as idades situam-se em torno de 133 Ma, migrando para a região norte, conforme datações de 132 Ma e dados paleomagnéticos. Por outro lado, Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996), baseados em datações de amostras de superfície e de furos de sondagem, cujas idades situam-se no intervalo entre $138,4 \pm 1,3$ e $126,8 \pm 2,0$ Ma, propõem que o magmatismo durou cerca de 10 a 12 Ma, migrando da direção noroeste para a direção sudeste.

Existem poucas datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas em soleiras da província. Turner *et al.* (1994) relatam uma idade de $127,7 \pm 4,6$ Ma para um corpo com composição BTi-S (tipo Gramado), localizado no leste de Santa Catarina. Datações de plagioclásios de três sills (ATi-N), que afloram na parte nordeste da província, forneceram idades entre $129,9 \pm 0,1$ e $131,9 \pm 0,4$ Ma (Ernesto *et al.*, 1999). Estes últimos resultados associados à determinação dos pólos paleomagnéticos calculados para soleiras e derrames dessa região indicam que a atividade intrusiva e extrusiva ocorridas no norte e nordeste da Província Magmática do Paraná foram contemporâneas.

Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efetuadas nos diques do Arco de Ponta Grossa forneceram idades principalmente situadas no intervalo entre 131 e 129 Ma, sendo também registradas algumas idades em torno de 120 Ma em diques próximos da margem continental (Turner *et al.*, 1994; Renne *et al.*, 1996b), reforçando a hipótese proposta por Piccirillo *et al.* (1990) que sugeriram que os diques podem ter sido os alimentadores de derrames da subprovíncia norte, dos quais não há afloramentos remanescentes devido à erosão posterior.

Com relação aos diques da Serra do Mar, as datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicam que a fase principal de intrusão ocorreu entre 133 e 129 Ma (Turner *et al.*, 1994; Deckart *et al.*, 1998), coincidente com aquela dos diques de Ponta Grossa, sendo assinaladas também idades entre 125 e 120 Ma (Renne *et al.*, 1993). Com relação aos diques do Enxame de Florianópolis, as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mostram que a intrusão ocorreu entre $128,3 \pm 0,5$ e $119,0 \pm 0,9$ Ma atrás (Raposo *et al.*, 1998; Deckart *et al.*, 1998), com distribuição aproximadamente concentrada nos intervalos de 128 - 126 Ma e de 122 - 119 Ma. Entretanto, os dados paleomagnéticos, obtidos em uma ampla amostragem da ilha, indicam que a maioria dos corpos possui idades que se situam no intervalo mais recente. Desta forma, estes diques estão provavelmente associados à distensão crustal, nos estágios finais que antecederam a formação de crosta oceânica nessa latitude.

Os pólos paleomagnéticos (Fig. 19; Ernesto *et al.*, 1999 e referências citadas) determinados para as rochas extrusivas e intrusivas da PMP permitem visualizar a correlação de idades descrita. O pólo calculado para as rochas da província situadas ao sul do Alinhamento do Rio Uruguai (Fig. 1), com um círculo de incerteza muito pequeno, distingue-se claramente dos demais e evidencia a tendência de migração do vulcanismo de sul para norte. Os pólos para a região situada ao norte desse alinhamento, bem como para os enxames de diques, têm círculos de incerteza maiores, que em parte se superpõem. Ainda assim, nota-se claramente que os pólos referentes aos diques do Arco de Ponta Grossa e da Serra do Mar, como também dos diques alcalinos situados a oeste da Bacia do Paraná (Província Central do Paraguai; Ernesto *et al.*, 1996), formam um conjunto com idades ligeiramente mais jovens do que aquelas das rochas extrusivas da província. O pólo dos diques de Florianópolis (Raposo e Ernesto, 1998) destaca-se dos demais, reforçando a indicação de representarem a atividade mais jovem da PMP.

Os dados paleomagnéticos das soleiras de diabásio da região nordeste da PMP (Ernesto *et al.*, 1999) foram incorporados aos dados da subprovíncia norte, baseados nas similaridades magnéticas, geoquímicas e geocronológicas. Entretanto, cabe ressaltar que a parte norte da área estudada apresenta rochas magnetizadas exclusivamente com polaridade reversa (Fig. 20) e que a parte sul mostra predominância de polaridade normal. Esta observação vale para todos os corpos estudados, independentemente da formação sedimentar em que se encontram alojados. Isto revela que houve uma migração dessa atividade e que, provavelmente o tempo decorrido para essa atividade foi suficientemente curto para

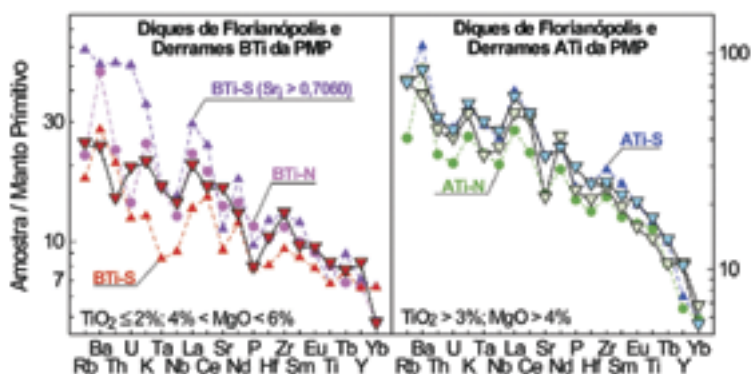


Fig. 18: Padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), referentes às composições médias dos diques básicos BTi (triângulos invertidos vermelhos) e ATi (triângulos invertidos azuis: Sr > 550 ppm; triângulos invertidos verdes: Sr < 550 ppm) do Enxame de Florianópolis e comparação com os derrames da Província Magmática do Paraná

- Incompatible element abundance patterns, normalized to the primitive mantle (Sun & McDonough, 1989), relative to the average composition of the low-Ti (BTi; red inverted triangles) and high-Ti (ATi; blue inverted triangles: Sr > 550ppm; green inverted triangles: Sr < 500 ppm) tholeiitic dykes from Florianópolis swarm, and comparison with PMP flows

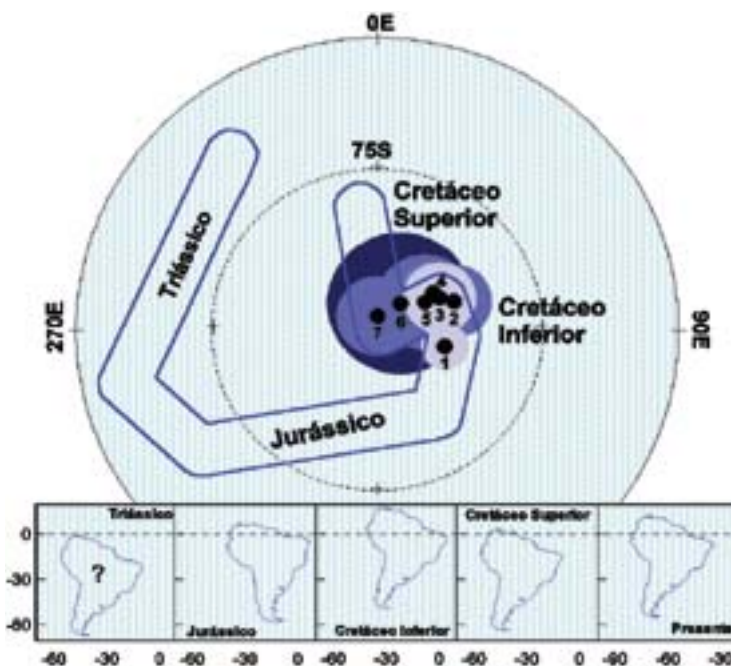


Fig. 19 - Pólos paleomagnéticos da Província Magmática do Paraná e respectivos círculos de confiança (95%): 1, 2 e 3 - região ao sul do Alinhamento do Rio Uruguai, região ao norte do Alinhamento do Rio Piquiri e região entre os alinhamentos do Rio Piquiri e Rio Uruguai, respectivamente; 4 - diques do Arco de Ponta Grossa; 5 - Província Alcalina Central do Paraguai; 6 - diques toleíticos da Serra do Mar; 7 - diques de Florianópolis. A curva de deriva polar do Mesozóico da América do Sul, sobreposta à figura, indica ligeiros movimentos de rotação e deslocamentos em latitude da Placa Sul-Americana, representados na parte inferior da figura

- Paleomagnetic poles from Paraná Magmatic Province, and corresponding 95% confidence circles: 1, 2 and 3 - southern of the Rio Uruguai lineament, northern of the Rio Piquiri lineament, and region between Rio Piquiri and Rio Uruguai lineaments, respectively; 4 - Ponta Grossa dyke swarm; 5 - Central Alkaline Province in Paraguay; 6 - Serra do Mar tholeiitic dykes; 7 - Florianópolis dykes. The Mesozoic apparent polar wander path for South America also represented in the figure, indicate slight rotations and latitude displacements of the South American plate, which are plotted on the bottom area of the figure

cobrir apenas dois intervalos de polaridade do campo geomagnético (menor do que 2 Ma).

Estratigrafia magnética das seqüências de lavas

As exposições ao sul do Alinhamento do Rio Piquiri (Fig. 1) foram favoráveis ao estabelecimento da magnetoestratigrafia dos derrames de PMP. A magnetoestratigrafia baseia-se na identificação do registro das mudanças de polaridade do campo geomagnético durante o intervalo de tempo abrangido pela formação. A estratigrafia magnética mostra que os derrames das principais seções da PMP registraram um grande número de inversões de polaridade (Fig. 21). Entretanto, durante o Cretáceo Inferior a frequência de inversões foi muito elevada e a duração média dos intervalos de polaridade (chrons) ficou bem abaixo de um milhão de anos. Por esta razão pode-se concluir que, apesar do grande número de inversões registradas, o intervalo de tempo transcorrido para acumular esses pacotes de derrames foi relativamente curto, como comprovado pelas datações radiométricas. Entretanto, uma vez que a duração média dos intervalos de polaridade normal foi maior do que aquela de polaridade reversa, nos derrames da província predomina a polaridade normal.

Pacca e Ernesto (1982) demonstraram que as seqüências magnetoestratigráficas da Formação Serra Geral ajustam-se a alguns ciclos da chamada variação secular do campo geomagnético, com períodos da ordem de alguns milhares de anos, evidenciando desta forma também, as altas taxas de erupção desses magmas. A transição de uma polaridade a outra raramente é observada nesses registros, uma vez que este é um processo rápido (de um a poucos milhares de anos) e o caráter intermitente do vulcanismo não é favorável a esse registro. Ainda

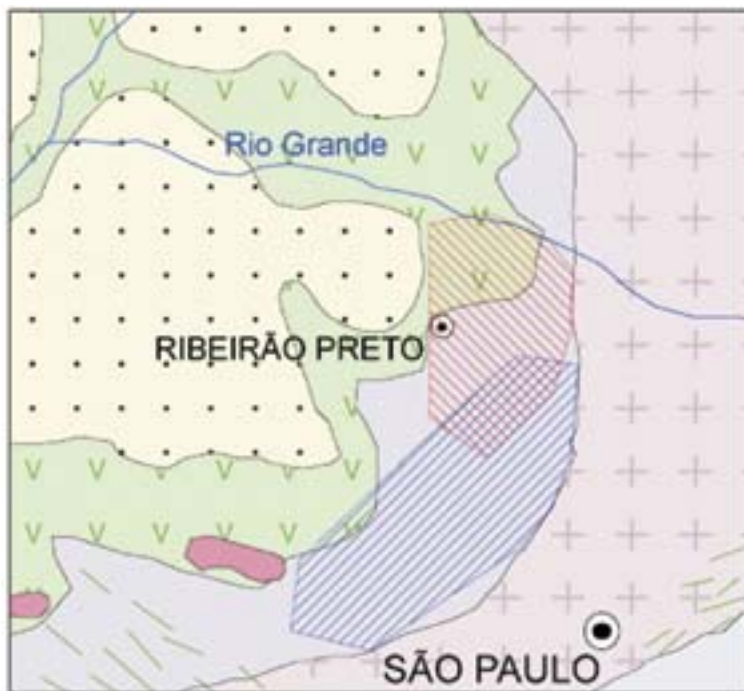


Fig. 20 - Região amostrada para o estudo dos sills da Província Magmática do Paraná. A zona hachurada em vermelho indica as ocorrências com polaridade reversa e a zona em azul, aquelas com polaridade normal. A superposição das duas zonas indica a área onde as duas polaridades ocorrem. Simbologia igual à do mapa da fig. 1

- Sampled area for the paleomagnetic studies of the sills from the Paraná Magmatic Province. The red slashed zone indicates the area where only reversed magnetic polarity rocks were found, and the blue zone indicate the normal polarity zone. The area of superposition of the two patterns corresponds to the region where both polarities are found. Symbols are according to the map of fig. 1

assim pode-se observar nos perfis BM, PH, TA e RA (Fig. 21) que as declinações magnéticas aproximam-se às vezes de 90°, caracterizando o campo magnético anômalo existente durante uma inversão. Estas características podem servir como horizontes para possíveis correlações laterais entre seções.

A correlação dos eventos de polaridade é difícil mesmo em seções localizadas a poucos quilômetros de distância, como por exemplo nos perfis BV e CV (Fig. 1), situados a aproximadamente 10 km de distância, cujas escarpas são separadas pelo Rio das Antas, evidenciando que a extensão lateral dos derrames não é muito grande. Mesmo quando os dados paleomagnéticos parecem concordar em duas ou mais seções distintas, pode não existir correlação geoquímica, mostrando a concomitância da atividade magmática de fontes distintas.

As seções ao sul do Alinhamento do Rio Uruguai (Fig. 1) expõem o pacote completo de derrames atualmente existente e, portanto, o primeiro derrame amostrado de cada seção está diretamente assentado sobre o arenito Botucatu. Isto permite observar que, mesmo em regiões próximas o magmatismo teve início em momentos diferentes, já que a polaridade dos primeiros derrames é variável.

As fontes mantélicas envolvidas no magmatismo

Nos últimos dez anos, o estudo de províncias de basaltos continentais, bem como os processos geodinâmicos que originaram essas manifestações, têm sido temas intensamente pesquisados e muito debatidos na literatura internacional. Como resultado dessas investigações, foram propostos diferentes modelos para explicar a origem dessas províncias, sendo que até o presente momento não existe um consenso sobre a seqüência dos processos tectônicos envolvidos, como também sobre a participação de diferentes componentes mantélicos.

No modelo proposto por Richards *et al.* (1989), as províncias ígneas são causadas somente por grandes anomalias térmicas (plumas mantélicas), de modo independente do processo de ruptura continental. Além da atividade magmática, o modelo prevê um importante soerguimento da litosfera devido ao impacto da pluma em sua base. Por outro lado, White & McKenzie (1989, 1995) propõem que a atividade ígnea é relacionada a processos distensivos, que podem evoluir para a abertura de oceanos. Neste modelo, a distensão da litosfera obrigatoriamente precede o magmatismo, o qual é ocasionado por alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes (100 - 200° C acima da temperatura normal). Recentemente, através da análise das características de várias províncias basálticas continentais originadas nos últimos 300 Ma, Courtillot *et al.* (1999, 2003) propuseram um modelo, no qual existe uma forte associação entre plumas mantélicas e processos distensivos que causam a fragmentação continental. De acordo com estes pesquisadores, a atividade ígnea é causada pelo impacto da pluma na base da litosfera, ocorrendo posteriormente (em geral após um intervalo entre 5 e 30 Ma) a ruptura continental, em zonas de fraqueza da litosfera, como por exemplo em bordas de crátons.

Os modelos propostos têm implicações bastante distintas no que concerne às características geoquímicas e isotópicas dos magmas basálticos originados. Nos modelos que envolvem plumas, não há participação significativa de manto litosférico subcontinental no processo de geração de basaltos (Campbell & Griffiths, 1990; Arndt & Christensen, 1992), cujas composições devem substancialmente refletir aquela do manto astenosférico, sendo que a contribuição de manto litosférico não ultrapassaria 2%. Portanto, o magmatismo associado possui características geoquímicas similares às de regiões muito profundas no manto, na interface manto-núcleo (Richards *et al.*, 1989) ou na descontinuidade de 670 km

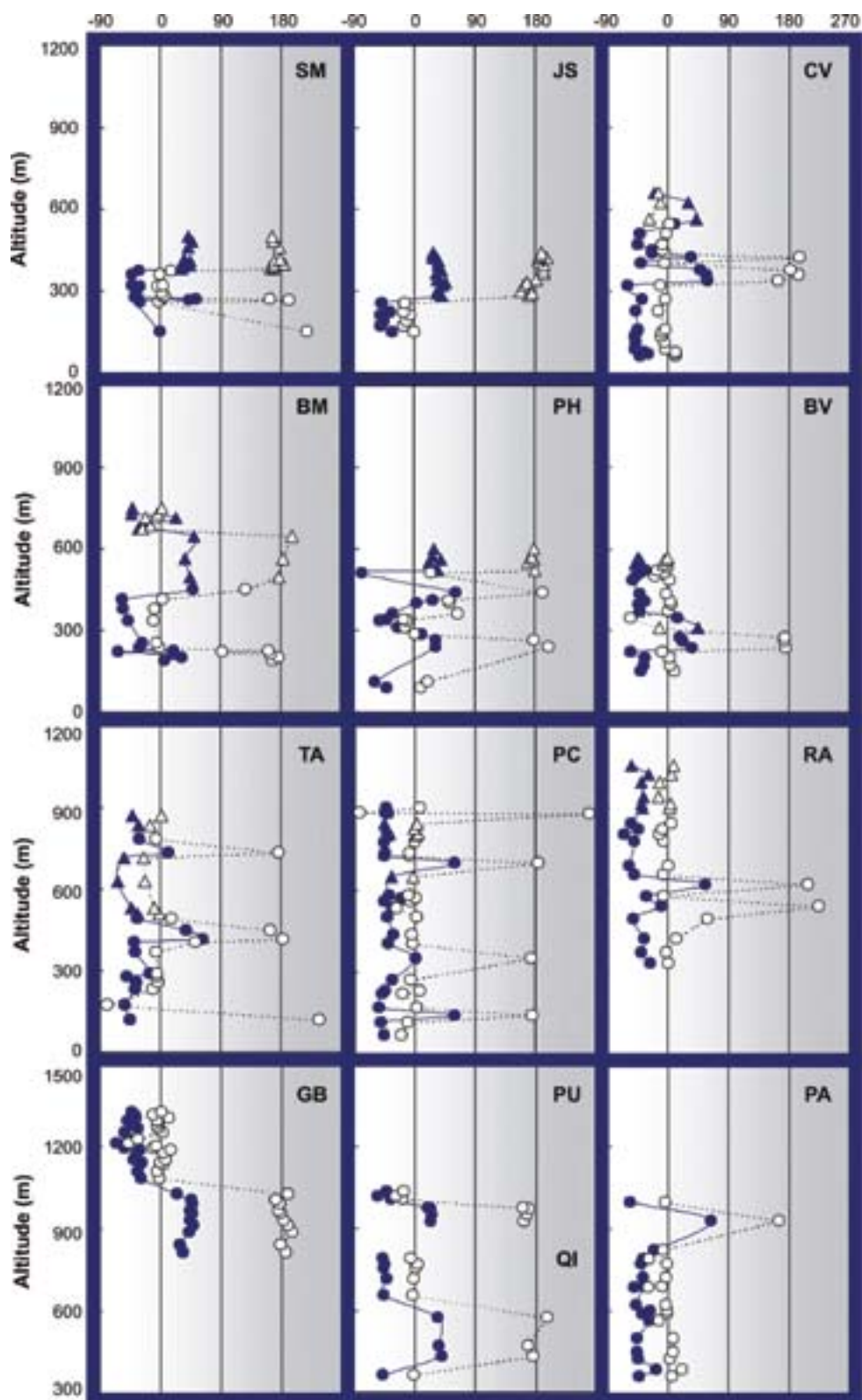


Fig. 21 - Magnetoestratigrafia de seções das regiões da Província Magmática do Paraná localizadas ao sul do Alinhamento do Rio Piquiri, conforme indicado na Fig. 1. Símbolos cheios correspondem a inclinações e símbolos vazios a declinações. Declinações próximas a 180° correspondem a polaridades reversas. Rochas básicas a intermediárias e ácidas também estão representadas com círculos e triângulos, respectivamente

- Magnetostratigraphy of Paraná Magmatic Province sequences located to the south of the Rio Piquiri lineament, as indicated in Figure 1. Full symbols represent inclinations and open symbols represent declinations. Declinations close to 180° indicate reversed polarities. Basic to intermediate, and acid rocks are represented in the figure with circles and triangles, respectively

(Anderson *et al.*, 1992), onde as plumas são provavelmente originadas. Nos modelos que envolvem distensão da litosfera sobre uma região anormalmente aquecida, causando fragmentação continental e abertura de um oceano, as rochas básicas podem apresentar uma considerável variabilidade composicional ao longo do processo magmático. No início pode haver maior contribuição de material proveniente da pluma, enquanto nas fases finais ocorre forte participação de manto astenosférico empobrecido, originando basaltos que apresentam assinatura geoquímica do tipo N-MORB (Mckenzie & Bickle, 1988; White & Mckenzie, 1989).

Nesse contexto, as características geoquímicas das fontes mantélicas envolvidas na gênese das rochas básicas extrusivas e intrusivas da Província Magmática do Paraná têm fornecido vínculos fundamentais para os modelos de origem de basaltos continentais, especialmente com relação aos aspectos geodinâmicos relacionados ao processo de ruptura continental e abertura do Atlântico Sul. De acordo com esses modelos, as fontes mantélicas potencialmente envolvidas na gênese dos basaltos toleíticos da PMP são: (1) manto astenosférico empobrecido, que por fusão parcial causada pela distensão da litosfera, origina rochas com assinaturas do tipo N-MORB na fase final da atividade ígnea; (2) manto astenosférico enriquecido proveniente do impacto da pluma de Tristão da Cunha na base da litosfera do Gondwana Ocidental; (3) manto litosférico subcontinental enriquecido.

Visando à obtenção de informações sobre quais desses componentes mantélicos participaram da gênese das rochas basálticas da PMP foram somente considerados os litotipos com $\text{SiO}_2 < 55\%$, $\text{MgO} > 4\%$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \leq 0,7060$. Desta forma, mudanças nas características geoquímicas, devidas aos efeitos causados por processos de cristalização fracionada e por contaminação crustal são minimizados. Os padrões de distribuição de elementos incompatíveis das rochas basálticas, com alto e baixo titânio, que possuem estas características (Fig. 7), mostram diferenças significativas na abundância e na razão de elementos fortemente incompatíveis, requerendo origem em fontes mantélicas composicionalmente distintas.

Observa-se que os padrões de abundância dos derrames basálticos da PMP são muito distintos daquele das rochas primitivas de Tristão da Cunha, indicando o envolvimento de diferentes componentes mantélicos na gênese dessas rochas. Em particular, nota-se que as rochas de Tristão da Cunha são caracterizadas por anomalias positivas de Nb e Ta, enquanto as rochas basálticas da PMP possuem sistematicamente pronunciadas anomalias negativas. Este resultado contradiz os modelos que afirmam que a composição das rochas basálticas da PMP reflete a participação da pluma de Tristão da Cunha (Gibson *et al.*, 1995; 1999; Milner & Le Roex, 1996; Ewart *et al.*, 1998). Além disso, uma vez que a pluma de Tristão da Cunha não contribuiu com matéria na gênese dos basaltos da PMP, há sérias restrições nos modelos que prevêm que em grandes províncias de basaltos continentais, cerca de 98% do material mantélico que sofre fusão é proveniente da pluma (e.g. Campbell & Griffiths, 1990; Arndt & Christensen, 1992).

A compartimentação litogeoquímica verificada nas rochas extrusivas da PMP, com domínios geoquímicos de baixo e alto titânio, em zonas geográficas distintas, indica que o processo de fusão ocorreu primordialmente em manto litosférico subcontinental. Neste caso, a pluma de Tristão da Cunha poderia ter, no máximo, fornecido calor para a fusão de manto litosférico heterogêneo, conforme também proposto por Hawkesworth *et al.* (1992), Turner & Hawkesworth (1995), Comin-Chiaromonte *et al.* (1997), Peate *et al.* (1999) e Marques *et al.* (1999).

As razões entre elementos fortemente incompatíveis dos derrames da PMP são também muito distintas daquelas

dos basaltos do assoalho oceânico (tipo N-MORB; Sun & McDonough, 1989), como por exemplo La/Th (BTi-S = $5,5 \pm 0,6$; BTi-N = $7,7 \pm 0,4$; ATi-N = 10 ± 1 ; ATi-S = 11 ± 1 ; N-MORB = 21), Ce/Pb (BTi-S = 9 ± 1 ; BTi-N = $12,7 \pm 0,5$; ATi-N = 15 ± 1 ; ATi-S = 14 ± 3 ; N-MORB = 25) e Zr/Ta (BTi-S = 306 ± 31 ; BTi-N = 188 ± 16 ; ATi-N = 182 ± 31 ; ATi-S = 176 ± 16 ; N-MORB = 561), indicando que não houve participação de manto astenosférico empobrecido no magmatismo extrusivo da PMP, já que estas razões refletem as características geoquímicas das fontes mantélicas onde os magmas foram originados. Os diques dos três enxames, cujos episódios de colocação ocorreram na fase final da atividade ígnea da província, conforme indicado pelos dados geocronológicos e paleomagnéticos, possuem de modo geral as mesmas características geoquímicas dos derrames, mostrando diferenças significativas em relação aos basaltos N-MORB e às rochas primitivas de Tristão da Cunha. Portanto, o modelo proposto por White & McKenzie (1989; 1995), que prevê maior participação de componentes astenosféricos do tipo N-MORB nas fases finais do magmatismo em processos de ruptura de continental, não se aplica à Província Magmática do Paraná.

As razões isotópicas de Sr, Nd e Pb corroboram a interpretação baseada nos dados geoquímicos, evidenciando que não houve participação significativa de manto astenosférico (N-MORB ou OIB-Tristão da Cunha) na gênese das rochas basálticas da PMP (Fig. 22 e 23). Nestes diagramas estão também representadas as razões isotópicas dos basaltos das cadeias Walvis e Rio Grande (Fig. 15), as quais são frequentemente interpretadas como traços produzidos pelo magmatismo associado à pluma de Tristão da Cunha, na litosfera oceânica das placas Sul-Americana e Africana (e.g. O'Connor & Duncan, 1990). Nota-se que os basaltos do sítio 525A da Cadeia Walvis (Richardson *et al.*, 1982), além de uma amostra da Cadeia Rio Grande (Hart, 1984), são isotopicamente muito distintos dos demais (Fig. 23), indicando o envolvimento de um componente mantélico distinto (EMI; Zindler & Hart, 1986).

As razões isotópicas de Sr, Nd e Pb dos derrames basálticos com alto titânio (principalmente os do tipo ATi-S) da PMP são fortemente semelhantes às dos basaltos de Walvis do sítio 525A, indicando a participação das mesmas fontes mantélicas na gênese dessas rochas (Marques *et al.*, 1999; Peate *et al.*, 1999). Considerando também que a assinatura geoquímica do tipo EMI é encontrada em rochas de complexos carbonatíticos do Cretáceo Inferior e Superior, que bordejam a Bacia do Paraná (Toyoda *et al.*, 1994), incluindo também as rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1995; Bizzi *et al.*, 1995), a origem deste componente tem sido interpretada como sendo um fragmento de manto litosférico subcontinental, desmembrado no processo de ruptura, o qual posteriormente foi remobilizado nos processos de fusão parcial, relacionados à gênese dos basaltos da dorsal oceânica.

Causas do magmatismo

Nos modelos que propõem a participação da pluma de Tristão da Cunha no magmatismo da PMP, considera-se que o seu impacto na base da litosfera ocorreu na região central da província, de forma a explicar a extensão da área atingida pelo vulcanismo. Entretanto, as idades radiométricas associadas aos resultados paleomagnéticos demonstram que houve migração da atividade vulcânica de sul para norte, o que inviabiliza a hipótese de uma pluma atuando a partir de uma área localizada nas imediações do Arco de Ponta Grossa, conforme proposto por O'Connor & Duncan (1990) e Turner *et al.* (1996), ou no nordeste da PMP onde, segundo VanDecar *et al.* (1995) existe uma zona de baixa velocidade sísmica,

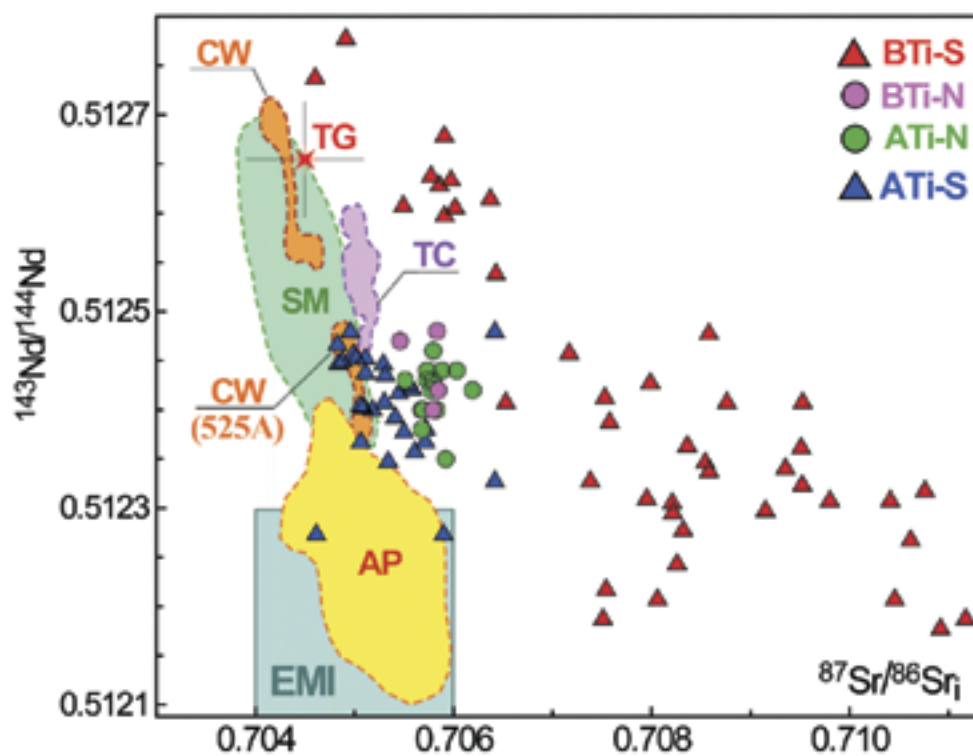


Fig. 22 - Razões isotópicas medidas de Nd e iniciais de Sr (corrigidas para 133 Ma) dos derrames de rochas básicas com alto e baixo titânio da Província Magmática do Paraná. A título de comparação estão também representados os campos referentes às rochas de Tristão da Cunha (TC; Le Roex *et al.*, 1999), da Cadeia de Walvis (CW, Richardson *et al.*, 1982), da Província Alcalina da Serra do Mar (SM; Thompson *et al.*, 1998) e da Província Ígnea do Alto Paranaíba (AP; Gibson *et al.*, 1995). O campo EMI corresponde ao componente mantélico enriquecido (Zindler & Hart, 1986) e TG corresponde às razões isotópicas da Terra Global

- Measured Nd isotope ratios and initial (corrected back to 133 Ma) Sr isotope ratios for low- and high-Ti tholeiites from the Paraná Magmatic Province flows. The fields corresponding to the igneous rocks of Tristan da Cunha (TC; Le Roex *et al.*, 1999), Walvis Ridge (CW, Richardson *et al.*, 1982), Serra do Mar Alkaline Province (SM; Thompson *et al.*, 1998), and Alto Paranaíba Igneous Province (AP; Gibson *et al.*, 1995) are also represented for comparison. The EMI field corresponds to the enriched mantle component (Zindler & Hart, 1986) and TG corresponds to the isotope ratios of Bulk Earth

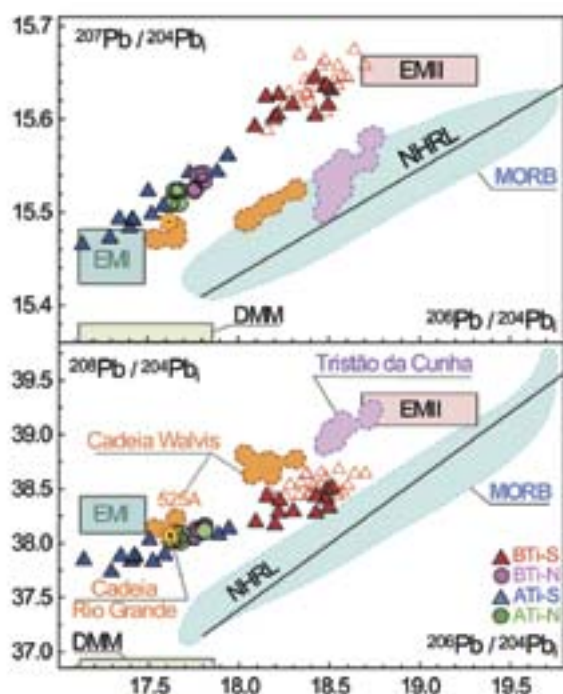


Fig. 23 - Razões isotópicas iniciais de Pb dos derrames basálticos com alto e baixo titânio da Província Magmática do Paraná, sendo que os basaltos BTi-S com $Sr_i > 0.7060$ estão representados como triângulos vermelhos vazios. A título de comparação estão também representados os campos referentes às rochas de Tristão da Cunha (TC; Le Roex *et al.*, 1999), da Cadeia de Walvis (CW; Richardson *et al.*, 1982), da Cadeia Rio Grande (Hart, 1984) e aos basaltos do assoalho oceânico (N-MORB; Ito *et al.*, 1987 e referências citadas). Os componentes mantélicos DMM, EMI e EMI são de Zinder & Hart (1986) e NHRL corresponde à Linha de Referência do Hemisfério Norte

- Initial Pb isotope ratios of the low- and high-Ti tholeiitic flows from Paraná Magmatic Province; low-Ti (BTi-S) basalts with $Sr_i > 0.7060$ are represented by open red triangles. The fields corresponding to the rocks of Tristan da Cunha (TC; Le Roex *et al.*, 1999), Walvis Ridge (CW, Richardson *et al.*, 1982), Rio Grande Rise (Hart, 1984), and to the ocean floor basalts (N-MORB; Ito *et al.*, 1987 and references therein) are also represented for comparison. The mantle components DMM, EMI and EMI are from Zinder & Hart (1986), and NHRL corresponds to the Northern Hemisphere Reference Line

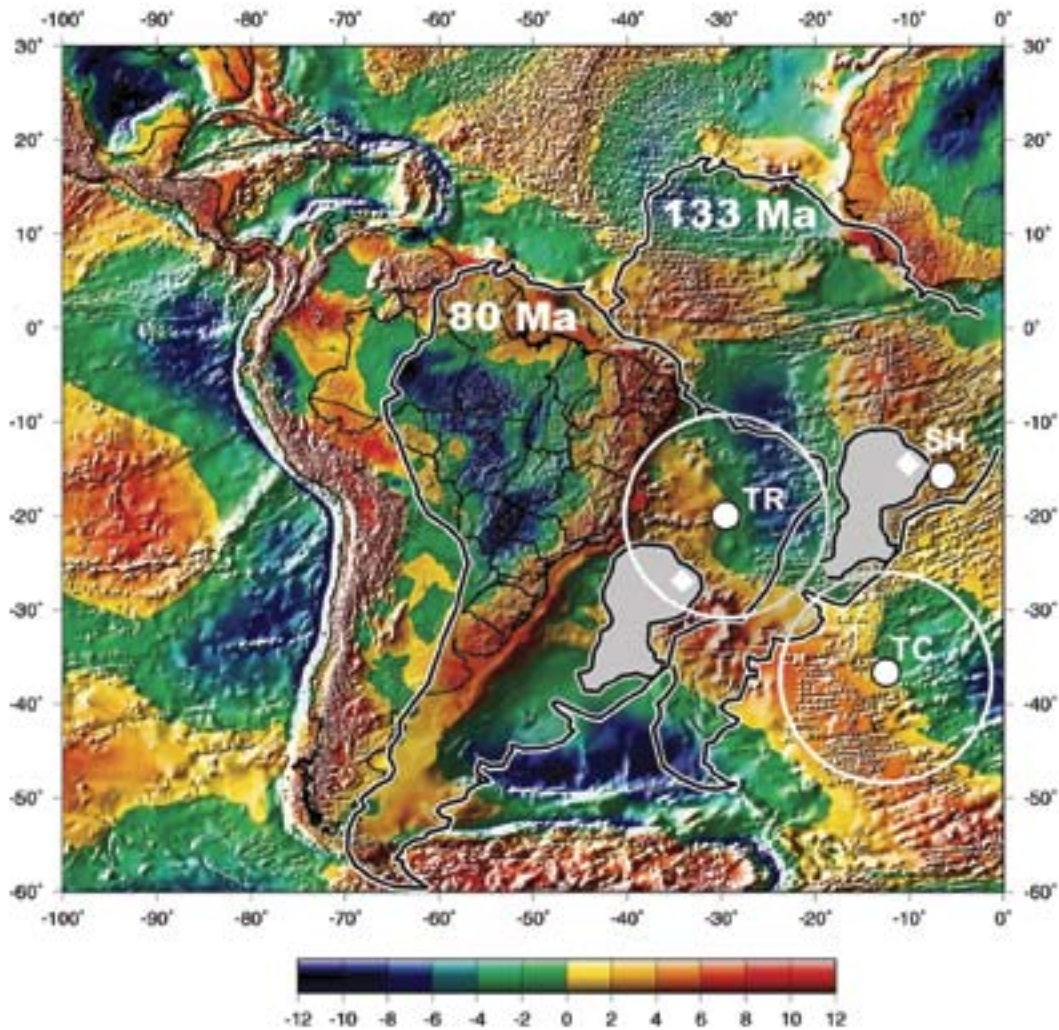


Fig. 24 - Representação da Placa Sul-Americana no Cretáceo Inferior (~133Ma) e Superior (80Ma), sobreposta ao mapa de anomalias de geóide (Ernesto *et al.*, 2002). As paleolatitudes e rotações da placa foram calculadas a partir dos pólos paleomagnéticos correspondentes; as longitudes foram fixadas pelas anomalias do assoalho oceânico (80Ma) e pela posição relativa à dorsal meso-oceânica (133 Ma). As anomalias negativas de geóide indicam temperaturas mais baixas no manto e, positivas, manto anormalmente aquecido. Os círculos pequenos correspondem aos hotspots de Tristão da Cunha (TC), Trindade (TR) e Santa Helena (SH); os círculos grandes indicam a área das supostas plumas com raios de 1.000 km. A pluma fóssil (losango) refere-se à proposta de VanDecar *et al.* (1995) para o local onde a pluma de Tristão da Cunha teria atingido a base da litosfera há cerca de 130 Ma

- Plot of the South American plate at Early Cretaceous (~133 Ma), and Late Cretaceous (~80 Ma), superposed to the map of geoid anomalies (Ernesto *et al.*, 2002). Plate paleolatitudes and plate rotations were based on the corresponding paleomagnetic poles; longitudes were fixed by the ocean floor magnetic anomalies (80 Ma), and by the relative position between the Mid-Atlantic Ridge and the plate at 133 Ma. The negative geoid anomalies indicate lower temperatures in the mantle, and the positive anomalies, indicate anomalously hot mantle. Small circles correspond to Tristan da Cunha (TC), Trindade (TR) and Santa Helena (SH) hotspots; large circles indicate the area of influence of the alleged mantle plumes with a radius of 1,000 km. The fossil plume (diamond) refers to the proposition of VanDecar *et al.* (1995), and indicate the place where Tristan da Cunha plume would have reached the lithosphere about 130 Ma ago

que foi interpretada como sendo o remanescente da pluma de Tristão da Cunha (pluma fóssil). Cabe destacar, no entanto, que nas proximidades onde foi encontrada esta anomalia térmica ocorrem as rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba, cuja origem é atribuída ao impacto da pluma de Trindade há cerca de 80 Ma nessa região (e.g. Thompson *et al.*, 1998).

No que se refere à colocação dos diques, é importante mencionar que o modelo proposto por Ernst & Buchan (1997) no qual os enxames de Ponta Grossa, Serra do Mar e Florianópolis fazem parte de um grande sistema radial, causado pelo soerguimento da litosfera no impacto da pluma de Tristão da Cunha em sua base, também não encontra respaldo nas datações radiométricas e nos resultados paleomagnéticos, que mostram a existência de diferentes episódios de colocação de diques, com diferenças de idade significativas.

Um modelo alternativo à hipótese da pluma, foi apresentado por Ernesto *et al.* (2002), no qual a fonte de calor necessário à geração do magmatismo encontra-se nas exten-

sas anomalias térmicas do manto profundo, cuja existência tem sido comprovada por tomografia sísmica e anomalias do geóide. Esse modelo originou-se a partir de reconstruções paleomagnéticas que demonstram que a pluma de Tristão da Cunha estava localizada muito ao sul da PMP (cerca de 1.000 km), por ocasião da fase principal do magmatismo extrusivo (Fig. 24). Neste caso, considerando que a pluma nem mesmo contribuiu com calor para a fusão do manto litosférico, é necessário investigar qual processo geodinâmico seria capaz de gerar cerca de 1 milhão de km³ de rochas basálticas, por fusão de manto litosférico subcontinental, conforme indicado pelos dados geoquímicos e isotópicos.

Na Fig. 24 a placa Sul-Americana foi representada sobre o mapa de anomalias do geóide, em dois momentos diferentes, há 133 Ma e há 80 Ma, com base nas reconstruções paleomagnéticas. As longitudes foram fixadas com base nas anomalias do assoalho oceânico (80 Ma) e na proximidade da cadeia meso-atlântica para a situação de pré-

deriva (133 Ma). Nesta reconstrução observa-se que a PMP estava sobre a anomalia de geóide de direção NW-SE, localizada na zona oceânica contígua ao centro-oeste da África, tendo permanecido sobre ela por cerca de 50 Ma, já que desde o Jurássico Inferior as paleolatitudes foram quase constantes, como indicado pela curva de deriva polar aparente da Fig. 19. O longo intervalo de tempo que a litosfera continental ficou sobre essa região termicamente anômala foi suficiente para aquecê-la em cerca de 100-150 °C. Com este aumento de temperatura, mesmo um alívio de pressão relativamente baixo, causado pelos estágios distensivos ainda incipientes de ruptura continental, permitiu que a temperatura do *solidus* fosse atingida (e.g. McKenzie & Bickle, 1988), causando fusão parcial de material mantélico.

Este processo foi também favorecido pela própria constituição do embasamento da Bacia do Paraná, que por ser composto por domínios litosféricos distintos (Cordani *et al.*, 1984), possui zonas de fraqueza que facilitam a ocorrência de processos de ruptura, mesmo sob condições de baixos esforços distensivos (Anderson *et al.*, 1994). Desta forma, foram criadas as condições necessárias para a fusão de manto litosférico subcontinental, com a geração das rochas basálticas que constituem a Província Magmática do Paraná.

Considerações finais

Apesar da grande quantidade de informação já acumulada sobre a Província Magmática do Paraná, o conhecimento atual sobre os processos de geração de tão volumosa atividade ígnea é ainda muito restrito, necessitando estudos mais detalhados, envolvendo diversas metodologias. Assim, será possível dirimir as dúvidas ainda existentes e estabelecer modelos mais precisos sobre processos petrogenéticos e tectônicos, como também sobre aqueles relacionados com a dinâmica interna da Terra. Neste sentido, não se poderia deixar de parafrasear novamente o Professor Almeida:

“Para o estabelecimento de vínculos entre magmatismo, etapas de rifteamento crustal e evolução tectônicas das bacias é necessário conhecer de modo tão completo quanto possível a distribuição e as variações composicionais dos registros disponíveis.” (Almeida *et al.*, 1996, p.127).

Agradecimentos

À FAPESP, PADCT-FINEP e CNPq por terem fornecido os recursos financeiros essenciais para o desenvolvimento de vários projetos de pesquisa, cujos principais resultados estão sintetizados neste trabalho. Agradecemos também a todos os amigos da equipe ítalo-brasileira, que ao longo de muitos anos, vêm também se dedicando ao estudo deste tema.



COMENTÁRIOS SOBRE A ORIGEM E A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ

Edison José Milani

Petróleo Brasileiro S. A., Petrobras, Rio de Janeiro, RJ
ejmilani@petrobras.com.br*Resumo:*

A compreensão da origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná, assim como das bacias intracratônicas de uma maneira geral, tem representado um grande desafio à comunidade geocientífica. Essa enorme área sedimentar do Brasil meridional, com extensões no Paraguai, Uruguai e Argentina, compartilhou alguns estágios de sua história evolutiva com outras bacias no contexto do paleocontinente Gondwana, configurando um amplo golfo aberto ao Panthalassa, de tal modo que os aspectos de tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná devem ser analisados sob uma perspectiva mais ampla, que considere os fenômenos geológicos de caráter regional durante o Paleozóico.

Tal é o caso das orogenias ocorridas ao longo da margem sul-ocidental do Gondwana: o mecanismo responsável pela subsidência inicial da Bacia do Paraná no Eopaleozóico parece relacionar-se à reativação transtensiva de descontinuidades crustais sob o campo de tensões da Orogenia Oclóyica, a cuja movimentação associam-se localmente rochas básicas extrusivas. A recorrente atividade orogênica paleozóica, focalizada no interior do continente pelos lineamentos do arcabouço pré-cambriano no substrato da sinéclise, foi um fator importante na estruturação da Bacia do Paraná, expressando-se na forma de dobras abertas e falhas de naturezas variadas.

O registro estratigráfico da bacia documenta uma progressiva tendência à continentalização dos sistemas deposicionais lá atuantes; estratos marinhos presentes desde a implantação da Bacia do Paraná, no Neo-Ordoviciano, persistiram durante o Devoniano, com franca ligação ao oceano, e ocorreram até o Carbonífero. A partir do Permiano, a bacia assume a fisiografia de amplo mar interior: os orógenos paleozóicos culminaram por interromper a conexão a oeste-sudoeste da sinéclise com o oceano.

Desertos arenosos passam a dominar o cenário no Mesozóico, e a manutenção de uma ampla superfície de deflação eólica na Bacia do Paraná, com subsidência nula do substrato, seria o prenúncio dos fenômenos geotectônicos relacionados à Reativação Wealdeniana. Com a ruptura do Gondwana, o embasamento da Bacia do Paraná foi intensamente afetado pela intrusão de colossais volumes de magmatitos, que se instalaram como diques e soleiras entre as rochas sedimentares ou extravasaram-se à superfície.

O último ciclo de subsidência na história evolutiva da Bacia do Paraná dar-se-ia durante o Neocretáceo, quando foram acumulados sedimentos continentais por sobre as lavas Serra Geral aproveitando o espaço flexural de acomodação originado à superfície pela sobrecarga litostática dos basaltos.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, Gondwana, Tectônica, Subsidência, Orogenias Paleozóicas, Sinéclise.

Abstract:

The understanding of the origin and tectonic evolution of the Paraná Basin, as well as intracratonic basins all over the world, has represented a major challenge for geoscientists. This huge sedimentary area of southern Brazil, with extensions into Paraguay, Uruguay and Argentina, shared some stages of its evolutionary history with other basin within the Gondwana paleocontinent. They formed a large gulf open towards Panthalassa, in such a way that the tectonic and sedimentary aspects of the Paraná Basin history should be analyzed in a wide perspective to include geological phenomena of regional significance during the Paleozoic.

Such is the case of the orogenies that occurred along the southwestern margin of Gondwana: the mechanism responsible for the initial subsidence of the Paraná Basin during Eopaleozoic times appears to be related to the transpressive reactivation of crustal discontinuities under the stress field of the Oclóyic orogeny, the expression of which is locally manifest in basic intrusions. The reoccurring Paleozoic orogenic activity was focused on the continental interior by lineaments printed on the Precambrian basement of the syncline, and was an important factor in the formation of the structural framework of the Paraná Basin. They appear as open folds and faults of different kinds.

The stratigraphical record of the basin shows a tendency towards continental depositional systems. Marine strata deposited from the onset of sedimentation in the Paraná Basin, in the Neo-Ordovician, continued throughout the Devonian with oceanic influence up to the Carboniferous. From Permian times on, the basin took the form of a large inland sea. Paleozoic orogens ended by terminating the W-SW connection of the syncline with the open ocean.

Eolian sandstone beds came to dominate the Mesozoic scenario and there developed a widespread eolian deflation surface on the Paraná Basin. Subsidence was virtually ineffective at that time. Such conditions were the precursors to the geotectonic phenomena related to the Wealden Reactivation. With the break-up of Gondwana, the basement of the Paraná Basin was intensely affected by the intrusion of vast amounts of magma emplaced as dykes and sills between the sedimentary strata as well as flows on the surface.

The long evolutionary history of the Paraná Basin closed in the Neocretaceous with the deposition of continental sediments over the Serra Geral lavas, taking advantage of the depositional space created by the lithostatic load of the basalts.

Keywords: Paraná Basin, Gondwana, Tectonics, Subsidence, Paleozoic Orogenies, Syncline.

Resumen:

La comprensión del origen y evolución tectónica de la Cuenca del Paraná, al igual que de las cuencas intracratónicas de una manera general, ha representado un gran desafío para la comunidad geocientífica. Esa enorme área sedimentar de Brasil meridional, que se extiende por Paraguay, Uruguay y Argentina, ha compartido algunas etapas de su historia evolutiva con otras cuencas en el contexto del paleocontinente Gondwana, configurando un amplio golfo abierto al Panthalassa, de tal forma que los aspectos de tectónica y sedimentación de la Cuenca del Paraná deben ser analizados bajo una perspectiva más amplia, que tome en cuenta los fenómenos geológicos de carácter regional durante el Paleozoico.

Este es el caso de las orogenias que ocurrieron a lo largo del margen sur occidental del Gondwana: el mecanismo responsable por la subsidencia inicial de la Cuenca del Paraná en el Eopaleozoico parece estar relacionado con la

reactivación transensiva de discontinuidades crustales bajo el campo de tensiones de la Orogenia Oclóyica, a cuyo desplazamiento se asocian localmente rocas básicas extrusivas. La repetida actividad orogénica paleozoica, concentrada en el interior del continente por los lineamentos de la estructura precambriana en el sustrato de la sinéclise, fue un factor importante en la estructuración de la Cuenca del Paraná, expresándose en la forma de pliegues abiertos y fallas de distintas naturalezas.

El registro estratigráfico de la cuenca documenta una progresiva tendencia a la continentalización de los sistemas deposicionales que allí actúan, estratos marinos presentes desde la implantación de la Cuenca del Paraná, en el Neo-Ordoviciano persistieron durante el Devoniano con franca vinculación al océano y ocurrieron hasta el Carbonífero. A partir del Permiano, la cuenca asume la fisionomía del amplio mar interior: los orógenos paleozoicos culminaron por interrumpir la conexión a oeste-sudoeste de la sinéclise con el océano.

Desiertos arenosos pasan a dominar el escenario en el Mesozoico y la manutención de una amplia superficie de deflación eólica en la Cuenca del Paraná con la subsidencia nula del sustrato sería el preanuncio de los fenómenos geotectónicos relacionados a la Reactivación Wealdeniana. Con la ruptura del Gondwana, la base de la Cuenca del Paraná fue intensamente afectada por la intrusión de colosales volúmenes de magmatitos, que se instalaron como diques y umbrales entre las rocas sedimentarias o se extravasaron hasta la superficie.

La larga historia evolutiva de la Cuenca del Paraná se encerraría en el Neocretáceo con la acumulación de sedimentos continentales sobre las lavas de la Serra Geral, aprovechando el espacio que se originó en la superficie por la sobrecarga litostática de los basalts.

Palabras llave: Cuenca del Paraná, Gondwana, Tectónica, Subsistencia, Orogenias Paleozoicas, Sinéclise.

Introdução

A Bacia do Paraná constitui uma imensa região sedimentar da América do Sul, abrigando dentro de seus limites uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. Geograficamente, a bacia inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, numa área total que ultrapassa 1.500.000 quilômetros quadrados (Fig. 1). A bacia exibe forma ovalada com eixo maior em posição submeridiana, e é plena representante do conceito de bacia intracratônica: encontra-se inteiramente contida na placa sul-americana e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa.

O contorno da sinéclise configura um limite erosivo ao longo da maior parte de seu perímetro, que alcança 5.500 quilômetros. O formato atual da bacia reflete fenômenos pós-paleozóicos do continente sul-americano, que subtraíram significativas áreas do contexto deposicional original. O flanco leste da bacia foi esculpido pela erosão em função do soergimento marginal ao rifte sul-atlântico, expondo profundamente o embasamento cristalino. Para oeste, a Bacia do Paraná é limitada pelo Arco de Assunção, uma feição positiva originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino, e que aparta a Bacia do Paraná de áreas outrora a ela contíguas, no Chaco paraguaio-boliviano. Evidências de um limite original - uma paleoborda deposicional - aparecem ao longo do flanco nordeste, uma região persistentemente arenosa para o inteiro registro sedimentar da bacia (Almeida, 1981). Para sul-sudoeste, a bacia tem con-

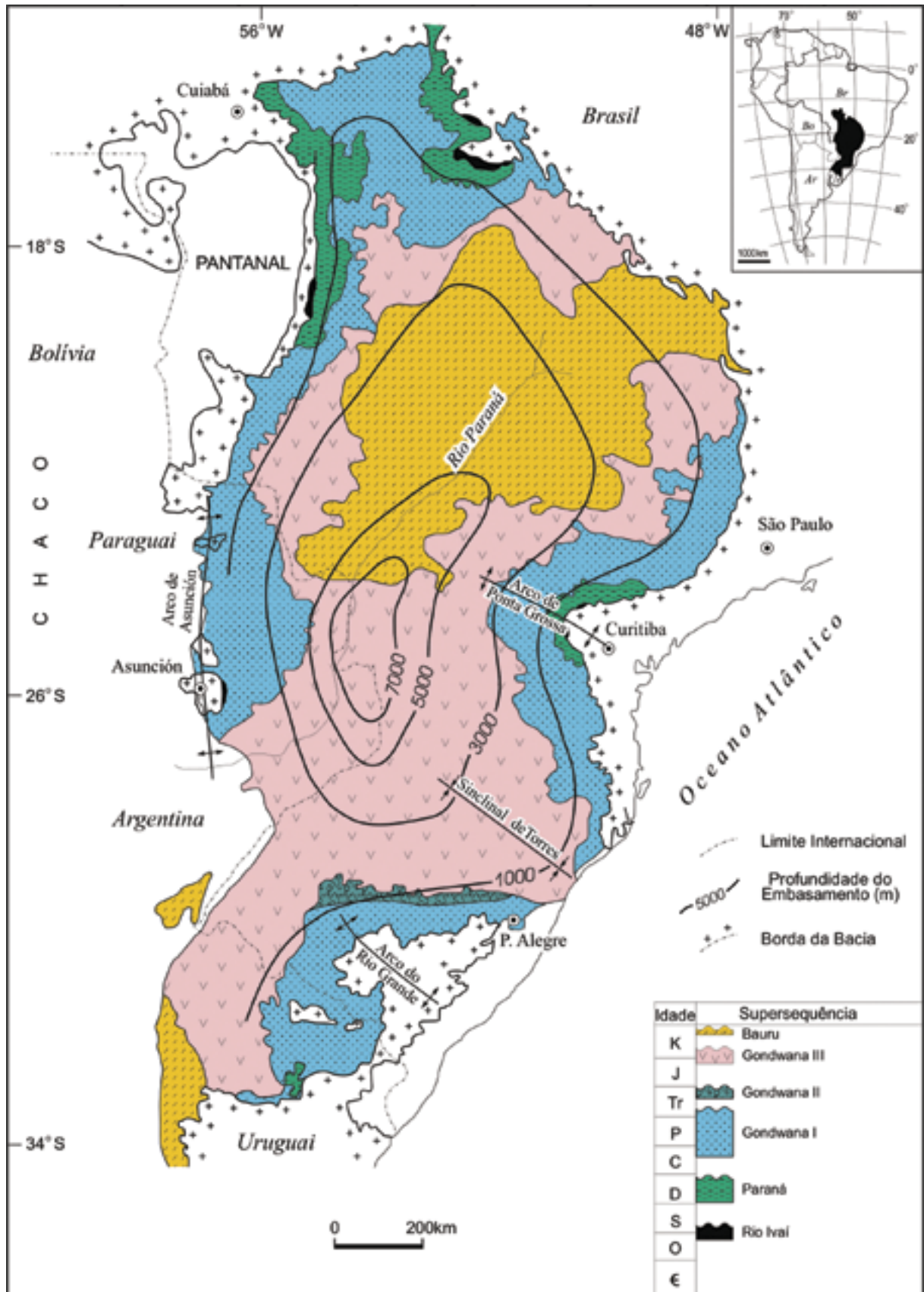


Fig. 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Notar que a porção da bacia correspondente ao oeste do Estado do Paraná é onde acumulou-se a seção sedimentar-magmática com maior possança (depocentro). Naquela área, o poço 1-API-1-PR (Alto Piquiri) penetrou 5.911m sem alcançar o embasamento cristalino; o poço foi interrompido em nível estratigráfico correspondente à porção superior da Formação Alto Garças, neo-ordoviciano, e o controle sísmico indicava a necessidade de se perfurar mais uns 700 a 1.000 m para atingir o embasamento pré-cambriano

- Simplified geological map of the Paraná Basin, and structural contour map of the basement. Note that the depocenter of the basin corresponds to the western Paraná State area. In that region the API-1 well drilled 5,911 m of sedimentary and igneous rocks without reaching the Precambrian basement, which was calculated by seismic data to be about 700-1,000 m below

tinuidade em territórios do Uruguai e da Argentina.

Muito já foi escrito e publicado acerca da geologia da Bacia do Paraná, em múltiplos enfoques: magmatismo, estratigrafia, paleontologia e sedimentologia; que certamente figuram entre os temas mais estudados e bem compreendidos. Mas é na geologia estrutural da bacia, e em aspectos tectônicos ligados à origem e evolução da sinéclise, que persistem importantes questões.

O Professor Fernando Flávio M. de Almeida é um dos estudiosos dessa temática, tendo dedicado inúmeras páginas de seus escritos à geologia da Bacia do Paraná. Em *Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira* (1969), já expunha os traços gerais de seu pensamento acerca da evolução das bacias paleozóicas brasileiras e do relacionamento destas com as áreas subandinas. Em 1980, no relatório “Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil”, o eminente pesquisador conseguiu mostrar a pleno suas idéias, discutindo pormenorizadamente as feições estruturais regionais e a história de tectônica e sedimentação da sinéclise, consolidando também as premissas da “herança tectônica” do embasamento pré-cambriano na evolução da bacia. O evoluir conceitual de alguns aspectos relacionados à origem e ao desenvolvimento tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, a partir destes trabalhos fundamentais, é a temática do presente capítulo.

Origem da Bacia do Paraná

“Bacias intracratônicas ocorrem no interior continental, distantes de margens de placas. Elas são ovais em planta e têm forma de pires em seção. Bacias intracratônicas têm a crosta continental por substrato, e em muitos casos encontram-se sobrepostas a riftes abortados ou fósseis. A evolução destas bacias envolve uma conjugação e sucessão de processos que incluem distensão continental, subsidência térmica de amplas regiões e reajustes isostáticos tardios. A controvérsia tem caracterizado o estudo da origem e evolução das bacias intracratônicas...” (traduzido de Klein, 1995).

As assertivas acima sintetizam com propriedade o fato de que há grandes dificuldades ao se modelar termo-mecanicamente a origem das bacias intracratônicas. Os mecanismos de evolução das sinéclises, quando assumidas como unidades geotectônicas individualizadas, constituem temas polêmicos e ainda não conclusivamente explorados. Inexistem modelos teóricos bem estabelecidos a que se possa associar a subsidência de amplas áreas interiores de um continente, recorrendo cíclicamente durante centenas de milhões de anos.

Alguns autores, na abordagem eminentemente teórica da questão, relacionam o desenvolvimento de bacias do tipo Paraná a processos de estiramento litosférico e subsidência térmica (Hoffman, 1989). Outros, a mudanças na distribuição de temperaturas na litosfera, com o desenvolvimento de plumas astenosféricas descendentes que resultariam em subsidência na superfície (Middleton, 1990). Também têm sido aventados mecanismos de flexura intracontinental como resposta a carregamento tectônico nas margens de placas, subsidência relacionada à propagação de esforços horizontais na litosfera, transformação de fase e sobrecarga subcrustal, além de soerguimento térmico da crosta seguido por erosão subaérea e subsidência, modelos esses discutidos em detalhe por Leighton e Kolata (1990).

Como unidade autônoma de subsidência e sedimentação-magmatismo, a Bacia do Paraná perdurou do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozóico, interrompida que foi pelos movimentos da “Reativação Wealdeniana” e abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1969). Nesse transcorrer do tempo geológico, entre 450 Ma e 65 Ma, sucessivos episódios de sedimentação acomodaram seus depósitos no que viria a ser uma bacia de registro policíclico. Seis unidades de segunda

ordem (Milani, 1997) constituem seu arcabouço estratigráfico (Fig.2): Superseqüência Rio Ivaí (Caradociano-Llando-veriano), Superseqüência Paraná (Lochkoviano-Frasniano), Superseqüência Gondwana I (Westphaliano-Scythiano), Superseqüência Gondwana II (Neoanisiano-Eonoriano), Superseqüência Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Superseqüência Bauru (Senoniano). Entre as superseqüências, aparecem importantes lacunas no registro estratigráfico.

A origem da Bacia do Paraná, aí entendidos aqueles processos responsáveis pela subsidência e acomodação das unidades sedimentares iniciais de seu arcabouço estratigráfico (Superseqüência Rio Ivaí), tem sido interpretada de diferentes maneiras pelos pesquisadores dedicados ao tema. Fulfaro *et al.* (1982) conceberam um conjunto de “calhas aulacogênicas no embasamento da futura Bacia do Paraná”, orientadas a NW-SE, que teriam sido as “precursoras da sedimentação cratônica”.

Zalán *et al.* (1990) atribuíram a origem da bacia a fenômenos de resfriamento litosférico a partir de uma região anormalmente aquecida durante o Ciclo Brasileiro, embora não descartassem a possibilidade de um episódio de estiramento crustal como promotor da subsidência inicial da sinéclise. Foi mapeada por eles a área de ocorrência de um sugestivo “rifte inicial”, na forma de uma calha estreita orientada a N-S, acomodando a Formação Rio Ivaí (Zalán *et al.*, 1987). Para Soares (1991), “não há indicações de um grande rifte precursor que explicasse a origem da bacia por evento de estiramento litosférico”. Esse autor admite um mecanismo de flexura litosférica com um precoce abatimento de blocos, na forma de grábens, para acomodar o “primeiro ciclo cratônico” da bacia, iniciado no Neo-Ordoviciano.

Saliente-se que há muito de conjectural nos modelos propostos; a qualidade sísmica ainda deficiente dificulta sobremodo uma adequada observação da natureza e dos estilos estruturais dominantes ao longo dos elementos tectônicos fundamentais na região profunda da bacia, onde residem informações diagnósticas em termos da natureza e idade da movimentação de cada um ou de conjuntos desses elementos estruturais. As hipóteses existentes são, em grande extensão, apoiadas num arcabouço de lineamentos derivados de dados regionais de gravimetria e magnetometria, de tal sorte que os aspectos genéticos e cronológicos de tais feições não podem ser adequadamente estabelecidos.

Uma fundamental questão ligada à origem da Bacia do Paraná reside no relacionamento dessa calha deposicional com os fenômenos ocorridos na margem do Gondwana durante o Paleozóico. Sanford & Lange (1960) foram pioneiros em relacionar os ciclos de sedimentação e erosão da Bacia do Paraná a fenômenos de mais ampla escala. Inteiramente dentro da conceituação geossinclinal então dominante, tais autores apresentaram uma detalhada carta geotectônica em que os diversos elementos do registro estratigráfico do “miogeossinclíneo do Paraná” são correlacionados aos eventos tectônicos ocorridos junto à borda ativa do continente; tanto épocas de subsidência quanto de geração de hiatos deposicionais; mesmo as transgressões e regressões documentadas na bacia foram por eles imputadas aos grandes eventos orogênicos paleozóicos da margem gondwânica, sempre em um clássico desenho de bacia interior, isolada do antepaís. Induzidos pelo modelo geossinclinal, Sanford & Lange pecaram conceitualmente ao representar, num mesmo momento evolutivo, a Bacia do Paraná, paleozóica, e o orógeno andino, cenozóico.

Nessa mesma linha de investigação, mas em contraponto às conclusões de Sanford & Lange (1960), Almeida *et al.* (1980) afirmaram que a Bacia do Paraná desenvolveu-se “sem dependência direta dos fenômenos evolutivos de que

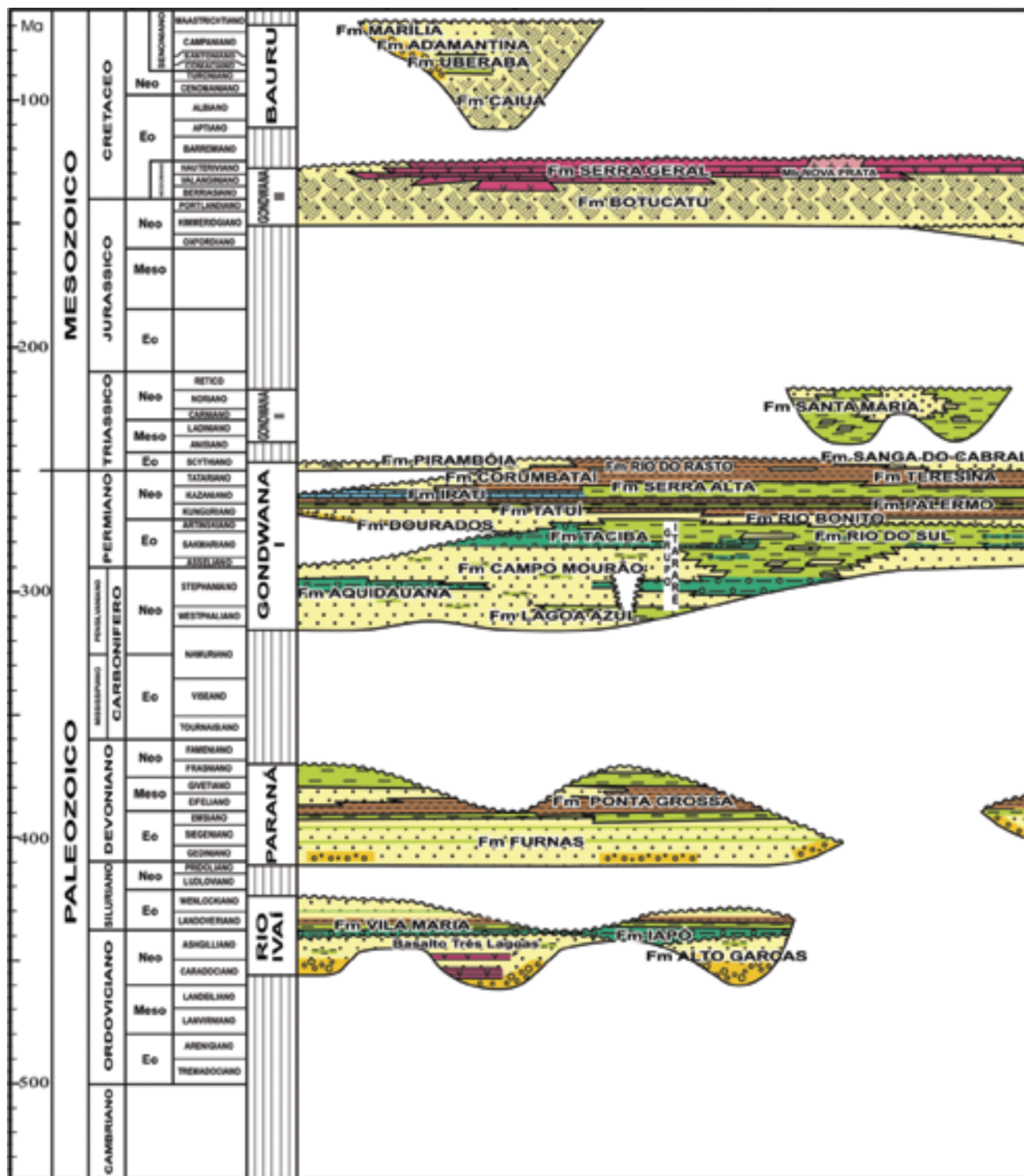


Fig. 2 - Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná, construído com base fundamentalmente em informações de subsuperfície. A extremidade NW do diagrama corresponde à estratigrafia constatada pelo poço de Alto Garças-MT, e a SE aos dados do poço Belén, no Uruguai (exceto a seção devoniana do Grupo Durazno, que não ocorre no referido poço mas é aflorante naquela região). O arcabouço estratigráfico desta sinéclise inclui seis grandes seqüências, cada uma delas representando a seção acumulada durante um dos ciclos evolutivos da bacia. É notável a persistente condição subsidente desta área, que acumulou e preservou um registro fanerozóico com cerca de 400 Ma de duração

- Chrono-stratigraphical chart of the Paraná Basin, based chiefly on subsurface information. The northwestern portion of the diagram corresponds to the stratigraphy from Alto Garças well, whereas the southeastern one is related to Belén well, in Uruguay. The stratigraphical framework of this syncline includes six major unconformity-bounded units, each one of them corresponding to a particular cycle of subsidence during the basin's evolution, spanning as a whole about 400 Ma of Phanerozoic time

resultou a faixa de dobramentos da cadeia Andina”; portanto, como unidade geotectônica autônoma.

A questão foi retomada por Zalán (1991), quando disse: “... em cada momento em que o Gondwana foi submetido à colisão de um terreno exótico ou microplaca contra sua margem pacífica, o interior do continente era gradualmente soerguido. Isto se refletia nas bacias interiores na forma de regressão dos mares, seguida por um forte afluxo de arenitos ... e o desenvolvimento de discordâncias interregionais...”

Assine (1996) alimentou a polêmica; em posição contraditória à de Zalán (1991), declarou que “...as orogenias não mostram, necessariamente, correspondência biunívoca com discordâncias nas bacias intracratônicas.” Para Assine (1996), existiu uma relação temporal da subsidência que acolheu as seqüências Ordoviciano-Siluriana e Devoniana da Bacia do Paraná com “épocas de compressão e orogênese na região pré-andina”.

Boa parte da problemática no estudo e entendimento da origem da Bacia do Paraná advém da precária visualização de

seu arcabouço profundo, na região da denominada “calha central”, ao longo do eixo do Rio Paraná. A existência de um “rifte central” acomodando as sucessões sedimentares iniciais da Bacia do Paraná ganhou maior confiabilidade com o trabalho de integração regional de Marques *et al.* (1993), um relatório técnico da Petrobras cujos resultados não foram publicados externamente.

O “rifte central” desses autores se expressa, em dados geofísicos regionais de diversas naturezas (gravimétricos, magnetométricos e sísmica de reflexão, com algum apoio litoestratigráfico de poços profundos), como uma proeminente depressão pré-devoniana (Fig. 3), demarcada geograficamente pelo eixo da bacia de drenagem do Rio Paraná. Pela interpretação daqueles autores, o “rifte central” da Bacia do Paraná constitui um domínio ordovício-siluriano limitado por falhamentos normais e internamente compartimentado numa série de altos e baixos estruturais (Fig. 4), que não se refletem no pacote devoniano a ele sobreposto. As maiores espessuras das sucessões sedimentares cratônicas pré-devonianas ocor-

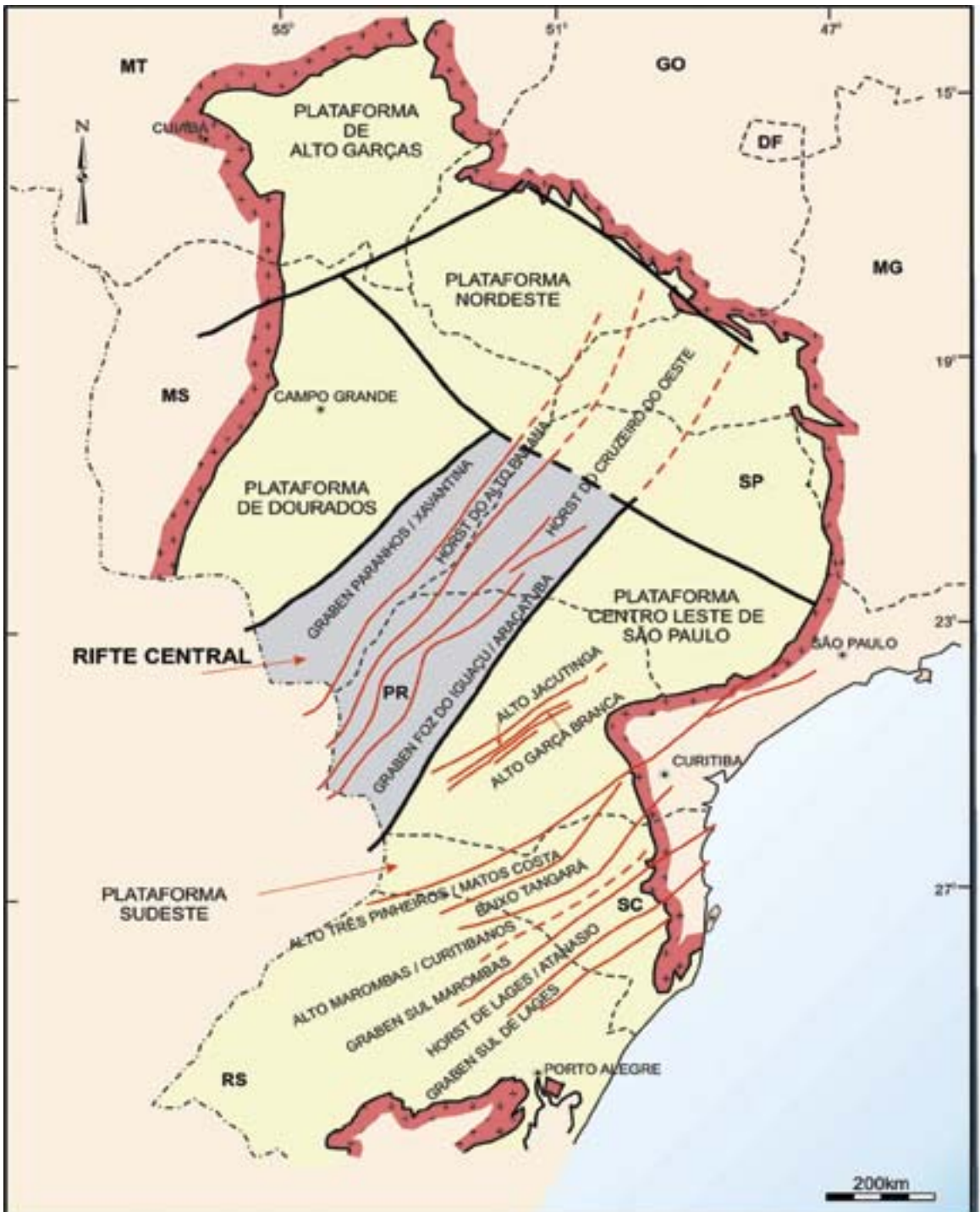


Fig. 3 - Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1993), com ênfase para os elementos estruturais de orientação SW-NE. Destaque para o conjunto de altos e baixos estruturais que define a província denominada de “rifte central”

- Tectonic framework of the Paraná Basin, with emphasis on the SW-NE structural elements that define the central rift of the basin

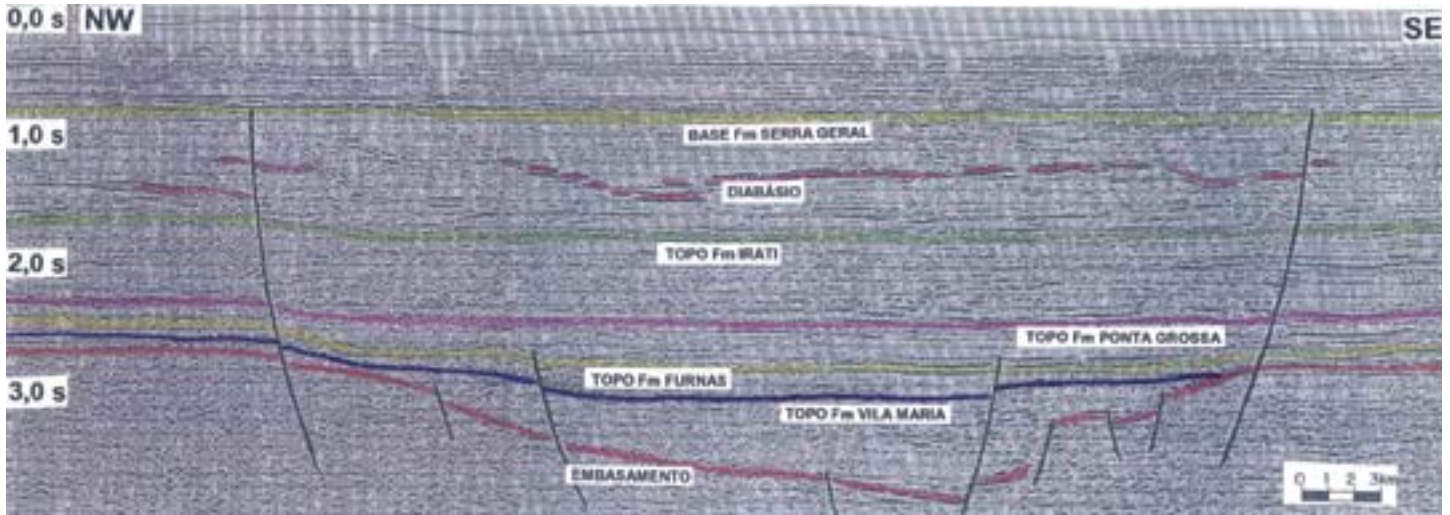


Fig. 4 - Seção sísmica ilustrativa do "rifte central" da Bacia do Paraná. Notar que a calha deposicional controlada por falhamentos normais, como interpretada por Marques *et al.* (1993), é uma feição predominantemente pré-devoniana, que exerceu importante controle sobre a distribuição de espessuras e área de ocorrência do pacote inicial da bacia, ordoviciano-siluriano

- Two-way travel time, seismic reflection line illustrating the central rift of the Paraná Basin, a pre-Devonian feature that strongly influenced thicknesses distribution and occurrence of the Ordovician-Silurian package

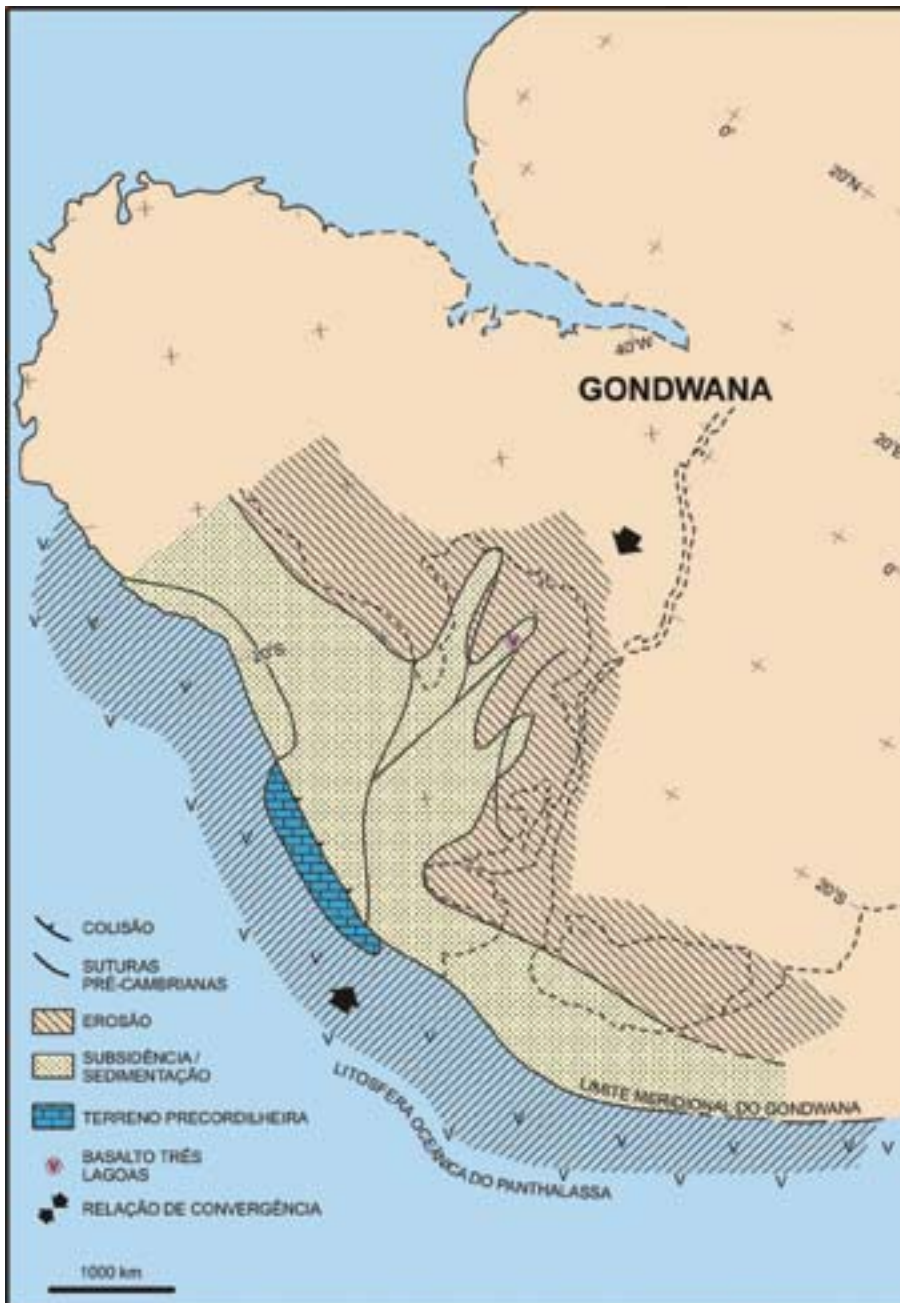


Fig. 5 - Modelo paleotectônico da margem sul-ocidental de Gondwana durante o Neo-Ordoviciano, quando a Orogenia Oclóyica estava ativa. A implantação da subsidência inicial na Bacia do Paraná coincide no tempo com o clímax desta orogênica episódio. Como referências geográficas, linhas tracejadas indicam a borda atual da Bacia do Paraná e os limites dos continentes africano e sul-americano

- Paleotectonic model of SW margin of Gondwana during Late Ordovician time, when the Oclóyic Orogeny was active. The inception of the Paraná Basin coincides in time with the climax of this orogenic episode

Fig. 6 - Imagem do testemunho n. 40 do poço TL-1-MS, cortado no intervalo 4.569 - 4.574 m, correspondente ao Basalto Três Lagoas. Autor: E. J. Milani, 1994. Diâmetro do testemunho: 3,5 polegadas



- Image of the drill core n. 40 from well TL-1-MS (4,569 - 4,574 m), corresponding to the Três Lagoas basalt. Core diameter 3 1/2"

rem condicionadas ao “rifte central”, que se estende por mais de 600 km na direção SW-NE, desde o Paraguai até a região centro-norte da bacia.

É importante mencionar que a feição descrita como “rifte central” da Bacia do Paraná não guarda compromisso com o modelo de evolução de bacias extensionais, em que uma fase de estiramento e aquecimento litosféricos e subsidência mecânica promovida por falhas normais é seguida por uma etapa de subsidência térmica, à semelhança do que documenta a história evolutiva das bacias da margem continental brasileira. Em tais bacias, a fase rifte foi de curta duração (15-20 Ma), e a fase de subsidência térmica que se seguiu, por dissipação do calor acumulado anteriormente, foi consequência das características e processos atuantes na etapa tafrogênica.

Não é razoável admitir-se, para o caso da Bacia do Paraná, que o espaço colocado à disposição para a acomodação do pacote devoniano, por exemplo, tivesse alguma relação causal com o rifte neo-ordoviciano sotoposto, do qual se aparta temporalmente por dezenas de milhões de anos, tempo este suficiente para um reequilíbrio térmico da litosfera. Cada uma das seis grandes seqüências do arcabouço

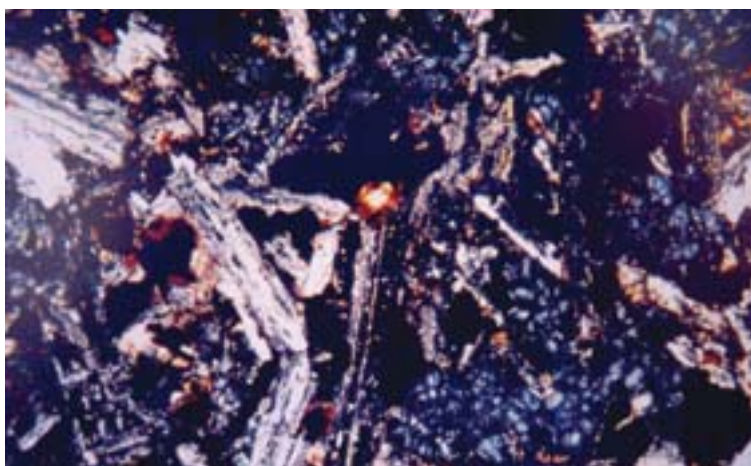


Fig. 7 - Lâmina petrográfica do Basalto Três Lagoas (Mizusaki, 1989); coletada à profundidade de 4.569,5 m, no testemunho n. 40 do poço homônimo

- Thin section of the Três Lagoas basalt, collected at a depth of 4,569.5m, from drill core n°, well TL-1-M5

estratigráfico da Bacia do Paraná (Fig.2) é a resposta individualizada de processos de subsidência com naturezas variadas, recorrentes no tempo e persistentes em sua localização geográfica; no conjunto de sua atuação, produziram um registro multi-cíclico de grande amplitude temporal.

Milani (1997) e Milani & Ramos (1998), em abordagem que considera o contexto tectono-sedimentar do Gondwana sul-ocidental, destacaram que durante o Neo-Ordoviciano - idade da acumulação dos pacotes iniciais da Bacia do Paraná - a margem do paleocontinente era submetida aos processos geodinâmicos ligados à Orogenia Oclóyica (Fig. 5), com a colisão do Terreno Prê-Cordilheirano (Ramos, 1988). Isso implica a atuação de um campo regional compressivo capaz de reativar descontinuidades do substrato antigo que, como naturais zonas de fraqueza, acomodaram os depocentros iniciadores da sedimentação cratônica. A subsidência inicial da Bacia do Paraná, segundo Milani (1997), seria de natureza transtensiva; os grâbens assim originados, correspondentes ao “rifte central” de Marques *et al.* (1993), orientaram-se pela trama brasileira a SW-NE (Almeida *et al.*, 1980) e acomodaram o pacote sedimentar inicial da Bacia do Paraná, a Superseqüência Rio Ivaí.

O proposto regime de reativação transtensiva de descontinuidades crustais parece ter favorecido localmente a geração de magmas, de tal sorte que se pode observar, ainda como ocorrência singular, a associação da sedimentação ordovício-siluriana com rochas efusivas de caráter básico. O poço Três Lagoas-MS amostrou uma seção de fundamental significado ao entendimento da implantação da Bacia do Paraná. Aos 4.569 metros de profundidade, em nível estratigráfico correspondente ao da Superseqüência Rio Ivaí, a perfuração atingiu um corpo basáltico (Fig. 6), oxidado e vermelho em sua porção superior, com xenólitos de siltito quartzoso e micáceo, e verde escuro nos dois metros finais amostrados pelo poço, com vesículas preenchidas por clorita, carbonato e zeólitas. Localmente, ocorrem intercalações de brecha vulcânica constituída por fragmentos arredondados de lava vermelha e vidro vulcânico em matriz arenosa muito fina, quartzosa e micácea. Também aparecem arenitos líticos derivados do retrabalhamento da massa ígnea, de granulometria fina a média, incluindo detritos de quartzo, mica e óxidos de ferro (Mizusaki, 1989).

O Basalto Três Lagoas (Fig. 7) foi datado recentemente com o uso da técnica Ar/Ar (York, 2003), revelando idade de 443 ± 10 Ma em plagioclásios (Fig. 8); esse dado tem importante significado, marcando-se aí o evento que deu início à Bacia do Paraná. A natureza da sedimentação Rio Ivaí, nesse contexto evolutivo precoce da bacia, assumiu de pronto um caráter transgressivo, uma vez que a subsidência intraplaca configurou um imenso golfo, no qual adentravam as águas do Panthalassa. A Formação Vila Maria (Llandoveriano) assinala as condições de máxima inundação do ciclo ordoviciano-siluriano; Mizusaki *et al.* (2002), por meio de datação Rb/Sr, estimaram uma idade mínima deposicional de $435,9 \pm 7,8$ Ma para os pelitos dessa unidade, perfeitamente compatível com o posicionamento estratigráfico derivado da interpretação do conteúdo fóssilífero do pacote.

Almeida *et al.* (1980), com base no esparsos conhecimento até então existente sobre a sucessão estratigráfica da Bacia do Paraná em sua região mais profunda, e considerando a presença de uma seção pré-devoniana aflorante no contexto do Arco de Assunção, comentaram: “...*Desconhece-se a importância que possa ter representado essa transgressão marinha no interior da Bacia do Paraná, e se essa já estava caracterizada como área subsidente...*”. Os dados geocronológicos acima mencionados parecem esclarecer mais conclusivamente algumas das questões ligadas à implantação e ao desenvolvimento inicial da Bacia do Paraná.

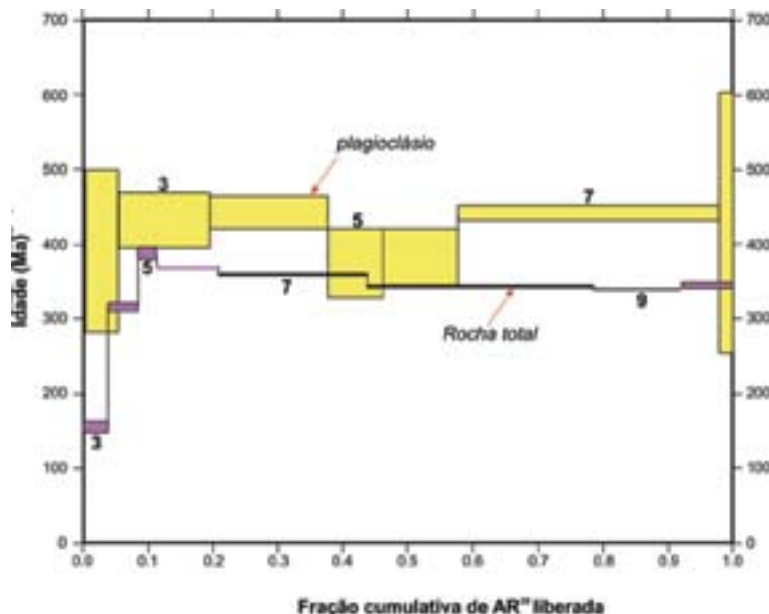


Fig. 8 - Gráfico com resultado da investigação Ar/Ar no Basalto Três Lagoas. O resultado preliminar sinaliza a presença de uma rocha ígnea neo-ordoviciano relacionada à implantação da Bacia do Paraná. Notar o plagioclásio indicando uma idade de cristalização em torno de 443 Ma; o dado geocronológico da rocha-total, 350 Ma, aponta para o tempo da discordância pré-carbonífera, quando os componentes mineralógicos dessa rocha devem ter sofrido alterações significativas

- Ar/Ar results for the Três Lagoas basalt indicating an age of 443 Ma on plagioclase. The whole rock age of about 350 Ma is related to a time of uplift and erosion (Devonian-Carboniferous unconformity)

Evolução no Devoniano

Durante muito tempo, a seção devoniana foi admitida como sendo a mais antiga, basal, da Bacia do Paraná. As considerações acima mostram o entendimento contemporâneo da seção inicial da bacia (Fig. 9), de idade ordoviciano-siluriana, cujo reconhecimento pioneiro deveu-se a Faria & Reis Neto (1978).

A questão da paleogeografia devoniana e a ligação pretérita da bacia interior com o domínio oceânico do Panthalassa, incluindo a idade do Arco de Assunção como elemento estrutural positivo, são outros temas desde há muito discutidos. "A sedimentação devoniana do Grupo Paraná já permite caracterizar a presença de uma sinéclise... No Devoniano, contudo, o arco já estaria soerguido, a julgar pelo traçado geral das isópacas na bacia..." Essas afirmativas, extraídas de Almeida *et al.* (1980) revelam o pensamento então vigente sobre a configuração da calha deposicional devoniana da Bacia do Paraná; segundo tais premissas, a bacia já teria assumido aí sua condição de bacia interior, com os flancos arranjados em suave mergulho concêntrico no sentido do depocentro.

Zalán *et al.* (1987), apoiados por informações de poços perfurados no início dos anos 80 sobre o Arco de Assunção, corroboraram a idéia de que tal feição ter-se-ia alçado já no Devoniano. O relatório dos poços, documento originalmente apresentado com a sucessão sedimentar perfurada em Asu-1 e Asu-2, não incluía um pacote de idade devoniana naquela

área, dando suporte às interpretações acima mencionadas.

Milani & Daemon (1992) revisaram os dados litológicos e de perfis dos poços de Assunção. A investigação paleontológica revelou dois conjuntos de microfósseis, os silurianos e os devonianos, suportando uma re-interpretação estratigráfica que incluiu uma seção devoniana para a área do arco, com espessura equivalente àquela perfurada por poços na porção brasileira da bacia (Fig. 10). Tal constatação, aliada ao fato de que as paleocorrentes exibidas pelos sedimentitos da Formação Furnas na faixa ocidental de afloramentos desse pacote (Bigarella, 1973) têm sentido geral para oeste-sudoeste, indicando um improvável fluxo sedimentar "para fora" da calha deposicional devoniana, são indicativos de que o Arco de Assunção não se fazia presente ao tempo da acumulação da Superseqüência Paraná.

A Superseqüência Paraná documenta um ciclo transgressivo-regressivo de sedimentação que iniciou com os depósitos areno-conglomeráticos da Formação Furnas, eodevoniana (Fig. 11), recobertos por um pacote pelítico fossilífero (Formação Ponta Grossa, Fig. 12) cujo padrão regional de idades, estabelecido a partir do conteúdo de quitinozoários (Lange, 1967) e de esporomorfos (Daemon *et al.*, 1967), situa-se no intervalo Emsiano-Frasniano. No conjunto, o pacote devoniano exibe espessura máxima preservada em torno de 850 metros na região ocupada pela Bacia do Paraná no Brasil; mais para oeste, em territórios da Argentina e Bolívia, estratos devonianos alcançam possanças da ordem de alguns milhares de metros (Gohrbandt, 1993).



Fig. 9 - Aspecto da discordância entre as formações Vila Maria (arenitos avermelhados, inferior) e Furnas (arenitos brancos) na encosta do Morro da Mesa, Município de Arenópolis-GO. Autor: E. J. Milani, 1992

- Outcrop displaying the unconformable contact between Vila Maria (lowermost, reddish sandstones) and Furnas (white sandstones) formations, located at Morro da Mesa, Arenópolis County, Goiás State

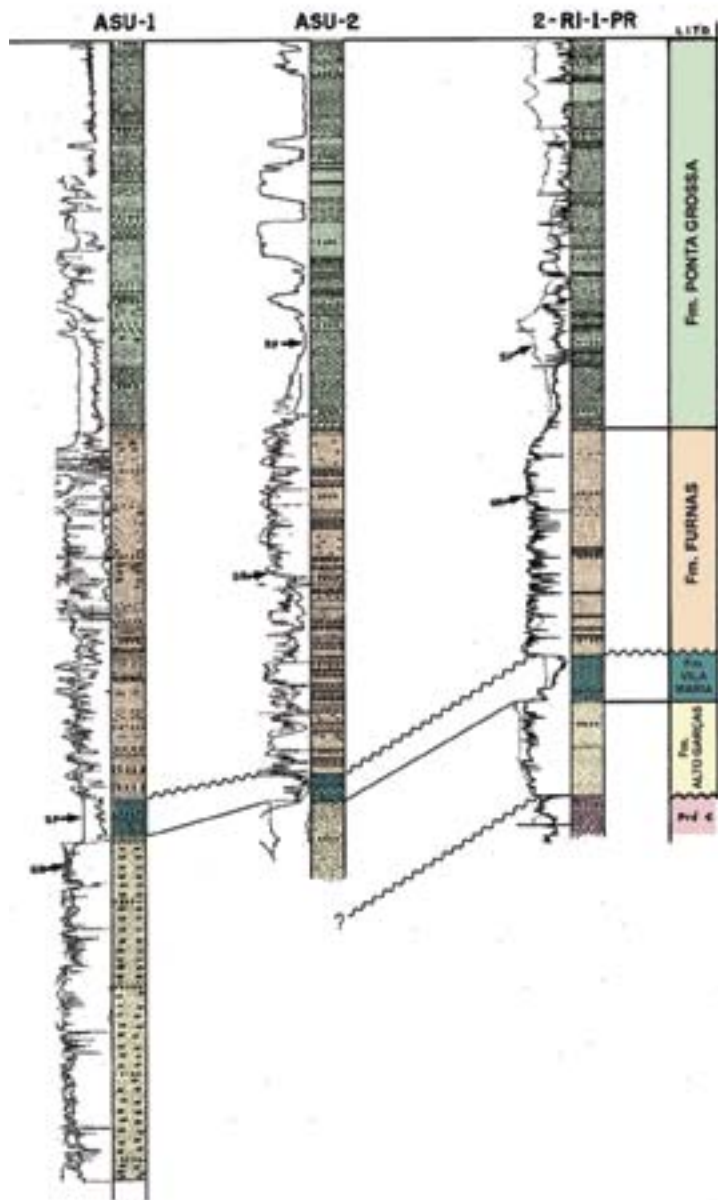


Fig. 10 - Correlação estratigráfica entre os poços Asu-1 e Asu-2 (Paraguai) e Rio Ivaí (Estado do Paraná), evidenciando a presença de uma espessa seção devoniana no contexto do Arco de Assunção. O referido alto estrutural não era, portanto, um elemento ativo durante o Devoniano. É notável, também, o espessamento para oeste da seção arenosa neo-ordoviciano da Formação Alto Garças (no Paraguai, encontra correspondência litoestratigráfica no Grupo Caacupé)

- Stratigraphic correlation of well data from Paraguay and Brazil, showing the existence of a thick package of Devonian rocks over the Asunción Arch. This dates the Asunción Arch uplift as post-Devonian. Also notable is the westwards thickening of the sandy section of the Alto Garças Formation, that corresponds in Paraguay to the Caacupé Group

O espessamento progressivo da seção devoniana para oeste, extrapolando os limites da Bacia do Paraná, reflete em escala mais ampla o contexto tectono-sedimentar da margem gondwânica, numa configuração regional em que faixas mais subsidentes posicionavam-se junto à borda ativa, no domínio de antepaís. A flexura litosférica em ampla escala, a partir da margem do paleocontinente no sentido de seu interior, seria o fenômeno responsável pela subsidência que acolheu o pacote devoniano da Bacia do Paraná.

Com boa segurança pode-se hoje afirmar que a Bacia do Paraná, desde seu início no Neo-Ordoviciano e até o final da acumulação do pacote devoniano, configurou-se em golfo

e manteve uma efetiva conexão com as áreas deposicionais do atual Chaco argentino-paraguaio-boliviano, com as quais compartilhou as incursões de águas oceânicas do Panthalassa.

O ciclo Carbonífero-Eotriássico

A implantação da sedimentação carbonífera na Bacia do Paraná sucedeu um tempo de profundas modificações tectônicas e climáticas no Gondwana. “A etapa seguinte inicia-se no Stephaniano e estende-se ao Kazaniano, com a possibilidade de alcançar o Triássico Inferior. Representa a ocasião de maior expansão e subsidência da sinéclise paleozóica. Assistiu em seu início a fenômenos de glaciação continental, e ingressões marinhas se realizaram em seu interior... A atividade tectônica dos arcos marginais e os movimentos verticais em áreas diversas compartimentaram-na...”. Os dizeres de Almeida *et al.* (1980), referem-se a assertivas ainda hoje plenamente válidas.

Como decorrência das mudanças mencionadas, o limite físico entre os estratos de idade devoniana e os de idade carbonífera (na base da Superseqüência Gondwana I, Milani, 1997) se expressa como uma superfície discordante de larga abrangência (Fig. 13), onde está implícito um hiato com duração mínima de cerca de 50 Ma. Subsidência no Carbonífero foi importante na porção setentrional da Bacia do Paraná, onde acomodou-se uma espessa seção com até 1500 metros de rochas sedimentares das unidades Aquidauana-Itararé, e avançou paulatinamente para o sul (Fig. 14) com o adentrar do Permiano (Milani, 1997); tal arranjo, com *onlap* sedimentar-estratigráfico no sentido das porções mais meridionais da bacia, já se podia perceber na distribuição de biozonas de Daemon & Quadros (1970).

A partir da base da Formação Rio Bonito, o sentido regional de *onlap* se inverteu, dando-se agora de sul para norte. Essa condição é atestada também pela distribuição de espessura da Formação Palermo e pelo conteúdo orgânico dos folhelhos dessa unidade, ambos atributos aumentando para sudoeste, com máximos constatados por poços perfurados na porção sul-ocidental do Estado do Rio Grande do Sul; o “mar Palermo”, que se contrapunha às “progradações Rio Bonito”, provinha certamente de oeste, e a Bacia do Paraná experimentava então suas últimas incursões marinhas.

A movimentação tectônica concomitante à sedimentação permo-carbonífera da Bacia do Paraná é um aspecto que tem sido bastante explorado na bibliografia geocientífica. Zalán *et al.* (1990) ilustraram a atividade relativa dos diferentes conjuntos de lineamentos do substrato da bacia com o passar do tempo geológico, destacando-se importantes eventos no Eopensilvaniano, no Eopermiano e no Neopermiano. Milani (1997) relacionou as reativações ocorridas no Neopermiano da Bacia do Paraná aos processos geotectônicos da Orogenia Sanrafaélica (La Ventana-Cabo); o arco magmático Choiyoi, então implementado junto à calha de antepaís, foi importante elemento de restrição à comunicação do interior continental com o Panthalassa.

Em dados de sísmica de reflexão, as movimentações neopermianas se expressam como anticlinais desenvolvidos por esforços transpressivos nas proximidades de grandes lineamentos SW-NE do substrato da bacia (fig. 15 e 16); corresponde a essa etapa de deformação a estrutura portadora de gás em Barra Bonita - PR (Campos *et al.*, 1998).

Strugale (2002) reconheceu similar padrão de deformação, com dobras e falhas de cavalgamento afetando o pacote da Formação Rio do Rasto, na área da Serra do Cadeado - PR. À atividade recorrente de lineamentos estruturais durante o Neopermiano podem ser também atribuídas as discordâncias locais observadas em seções aflorantes, derivadas do basculamento de blocos nas vizinhanças desses

elementos regionais; exemplificam essa situação o contato discordante Rio Bonito-Palermo próximo a Bagé - RS (Fig. 17) e as discordâncias angulares intraformacionais no pacote Rio do Rasto da Serra do Espigão (BR-116, SC, Fig. 18) e da rodovia BR-470, SC.

A deposição da seção superior do pacote Carbonífero-Eotriássico da Bacia do Paraná acompanhou um marcante episódio de subsidência acelerada do substrato, mencionado por Almeida *et al.* (1980) que, referindo-se aos estratos pós-Irati, lembraram ter a sedimentação dessa etapa "... características indicando, quase sempre, deposição próxima ao nível de base de acumulação, isso mesmo quando mais rápida foi a subsidência na depressão central...". Os gráficos representativos da subsidência e as considerações sobre a evolução neopermiana da Bacia do Paraná apresentados por diversos autores (Oliveira, 1987; Cunha & França, 1994; Quintas, 1995; Milani, 1997), ilustram com clareza o padrão de taxas de subsidência crescentes característico para o pacote em questão. Cada autor apresentou sua versão para o fenômeno, refletindo a abordagem adotada.

Quintas (1995) identificou as elevadas taxas de subsidência correspondentes ao registro permiano, inclusive seu padrão crescente no tempo, porém relacionou-as a processos distensionais, observando que "... o evento distensivo do Permo-Carbonífero foi o de maior expressão tectônica...". O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, entretanto, não mostra falhas normais de grande rejeito associadas ao registro neopermiano, que seriam os elementos efetivamente diagnósticos da atuação de um regime tectônico distensivo.

Já Cunha e França (1994) preferiram argumentar a favor de uma ampliação do intervalo temporal em que estaria inserido o pacote em questão, uma vez que, segundo eles, "... altas taxas de sedimentação... estão associadas a deposição em bacias do tipo rifte, não sendo admissíveis na Bacia do Paraná, naquela idade...". Assumindo uma idade permotriássica para a Formação Teresina e posicionando a Formação Rio do Rasto inteiramente no Triássico, tais autores "atenuaram" as taxas de subsidência em questão, obtendo com isso "... taxas mais próximas das demais unidades estratigráficas que compõem a Seqüência Permotriássica da bacia".

Milani (1997) verificou a correlação temporal desse intervalo em que se desenvolveram pronunciadas taxas de subsidência, no Neopermiano da Bacia do Paraná, com o clímax da Orogenia Sanrafaélica, este um importante evento tectônico documentado junto à margem gondwânica. Embora crono-correlacionáveis, tais fenômenos geológicos não podem ser arquitetados numa relação direta de causa e efeito, por falta de um arcabouço teórico adequado que justifique subsidência flexural a até 2000 km de distância do orógeno. Poder-se-ia atribuir a subsidência neopermiana acelerada a um processo de flexura litosférica, atrelado ao antepaís da Orogenia Sanrafaélica? Esta é questão ainda em aberto, e sobre ela Almeida *et al.* (1980) disseram: "... Situada muito longe da faixa Andina, as deformações nesta realizadas não parece terem-na atingido, embora certa simultaneidade entre essas deformações e movimentos epirogênicos regionais na bacia possam resultar de uma causa comum...".

Já em tempos mesozóicos, a Bacia do Paraná experimentaria um período de quiescência tectônica prolongado, que seria interrompido adiante pelos movimentos da "Reativação Wealdeniana" e ruptura do Gondwana, no início do Cretáceo.

A história Mesozóica

Com a Era Mesozóica, instalou-se uma irreversível tendência à desertificação na Bacia do Paraná, como de resto nas demais bacias intracratônicas brasileiras. A presença de



Fig. 11 - Escarpa da Formação Furnas às margens da rodovia BR-163, entre Rondonópolis e Cuiabá, Estado do Mato Grosso. Naquela área, a seção devoniana apóia-se diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. Autor: A. B. França, 1989

- Cuesta of the Furnas Formation, road BR-163, between Rondonópolis and Cuiabá Counties, Mato Grosso State. In that area the Devonian package directly overlies the Precambrian basement

sistemas deposicionais em que foi dominante a contribuição flúvio-eólica, associada a corpos d'água descontínuos e progressivamente mais reduzidos em área, que desapareceriam por completo em seguida, refletiu uma condição paleogeográfica de aridez crescente no interior continental do Pangea. As incursões oceânicas, responsáveis pelo desenvolvimento de diversos ciclos transgressivo-regressivos desde a implantação da bacia, no Eopaleozóico, já se haviam



Fig. 12 - Aspecto dos pelitos devonianos da Formação Ponta Grossa no testemunho n. 18 do poço Cândido de Abreu-1, Paraná. Nota-se a intensa destruição da fábrica original da rocha por atividade biogênica (bioturbação). Autor: A. B. França, 1991. Diâmetro do testemunho 3,5 polegadas

- Shaly sediments of the Devonian Ponta Grossa Formation, deeply bioturbated. Sample collected at a depth of 1,678.1 m, well Cândido de Abreu-1, core n. 18. Core diameter 3 1/2"



Fig. 13 - Afloramento do contato discordante entre os pacotes devoniano (Formação Ponta Grossa) e carbonífero (Formação Aquidauana) da Bacia do Paraná. Rodovia BR-158, Município de Caiapônia-GO. Autor: A. B. França, 1989

- Outcrop showing the unconformable contact between Devonian (Ponta Grossa Formation) and Carboniferous (Aquidauana Formation) packages of the Paraná Basin. Road BR-158, Caiapônia County, Goiás State

retirado em definitivo. Tal tendência ao ressecamento culminaria com a ampla superfície de deflação eólica relacionada à Formação Botucatu; as condições de abrasão subaérea do substrato e acumulação de depósitos arenosos como campos de dunas persistiriam até o Eocretáceo. É assim que, em afloramentos, pode-se observar o contato entre as formações Rio do Rasto e Botucatu. A superfície de discordância erosiva entre as duas unidades, a documentada expressão do prolongado período de retrabalhamento eólico a que esteve então submetida a Bacia do Paraná, traz implícito um hiato deposicional que beira os 100 Ma de duração.

Para que possa ter-se desenvolvido uma superfície regional de deflação eólica, entende-se que, em associação a condições de pronunciada aridez do clima, a subsidência do substrato da bacia naquele tempo tenha sido nula, ou pouco efetiva. Seriam estas as manifestações iniciais, pré-magmatismo, do estágio de anficlise mencionado por Almeida *et al.*

(1980). Foi nesse contexto da Bacia do Paraná no Triássico, entretanto, que uma área em particular experimentou um mecanismo distensivo de subsidência, onde viria a acomodar-se a seção flúvio-lacustre da Superseqüência Gondwana II (Milani, 1997), de idade meso a neotriássica.

Os sedimentitos presentes nesta calha deposicional, dentre os quais estão os da Formação Santa Maria, guardam um conteúdo de vertebrados fósseis (Barberena *et al.*, 1985) que permite correlacioná-los aos de riftes triássicos argentinos (Cuyo e Ischigualasto); a evolução de tais bacias no vizinho país é atribuída por López-Gamundi *et al.* (1994) a um mecanismo de subsidência controlado por falhamentos normais, relacionado a uma época de relaxamento dos campos tensoriais compressivos persistentemente atuantes junto à borda meridional gondwânica durante o Paleozóico. Estas teriam sido, igualmente em território brasileiro, as circunstâncias sob as quais acumulou-se o pacote anisiano-norianiano da Bacia do Paraná, de ocorrência restrita à porção gaúcha da bacia.

“...O fenômeno descrito como Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) foi a mais importante manifestação diastrófica que afetou o território brasileiro no Fanerozóico... A Bacia do Paraná foi profundamente afetada por ele, tendo sofrido deformações tectônicas devidas sobretudo à epirogenese e movimentação vertical de blocos de falhas, assim como extensivo processo vulcânico...” (Almeida *et al.*, 1980). Efetivamente, a ruptura do Gondwana ocidental deixou importantes marcas na Bacia do Paraná; como fenômeno em escala litosférica, o rifteamento sul-atlantiano envolveu profundamente o embasamento da sinéclise, reativando suturas antigas em movimentações diversas, criando novos conjuntos de falhas e fraturas, e propiciando a injeção (Fig. 19) e o extravasamento de colossais volumes de rochas ígneas. Particularmente a família de grandes lineamentos orientada a NW-SE, com marcada expressão nos mapas magnetométricos e em dados sísmicos adquiridos na área do Arco de Ponta Grossa (Fig. 20), projeta-se continente adentro a partir do Platô de São Paulo e reflete a atuação, em domínios da Bacia do Paraná, dos campos tensoriais ligados à ruptura continental eocretácica.

Virtualmente nenhuma região da bacia foi poupada pela invasão magmática, e hoje, decorridos mais de 100 Ma

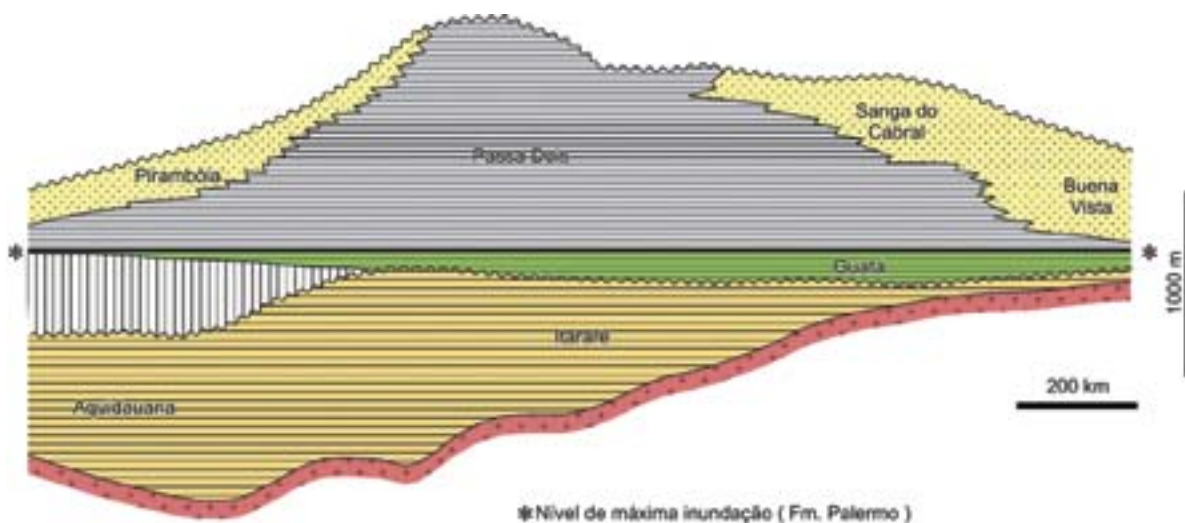


Fig. 14 - Distribuição crono-estratigráfica regional do pacote carbonífero-eotriássico da Bacia do Paraná. Seção construída com base em informações de poços. Note a importante mudança no sentido regional do *onlap* estratigráfico que ocorreu na passagem do Grupo Itararé para o Grupo Guatá

- Chronostratigraphical distribution of the Carboniferous to Lower Triassic section of the Paraná Basin, based on subsurface information. Note important change on the regional sense of stratigraphic *onlap* from the Itararé Group to the Guatá Group

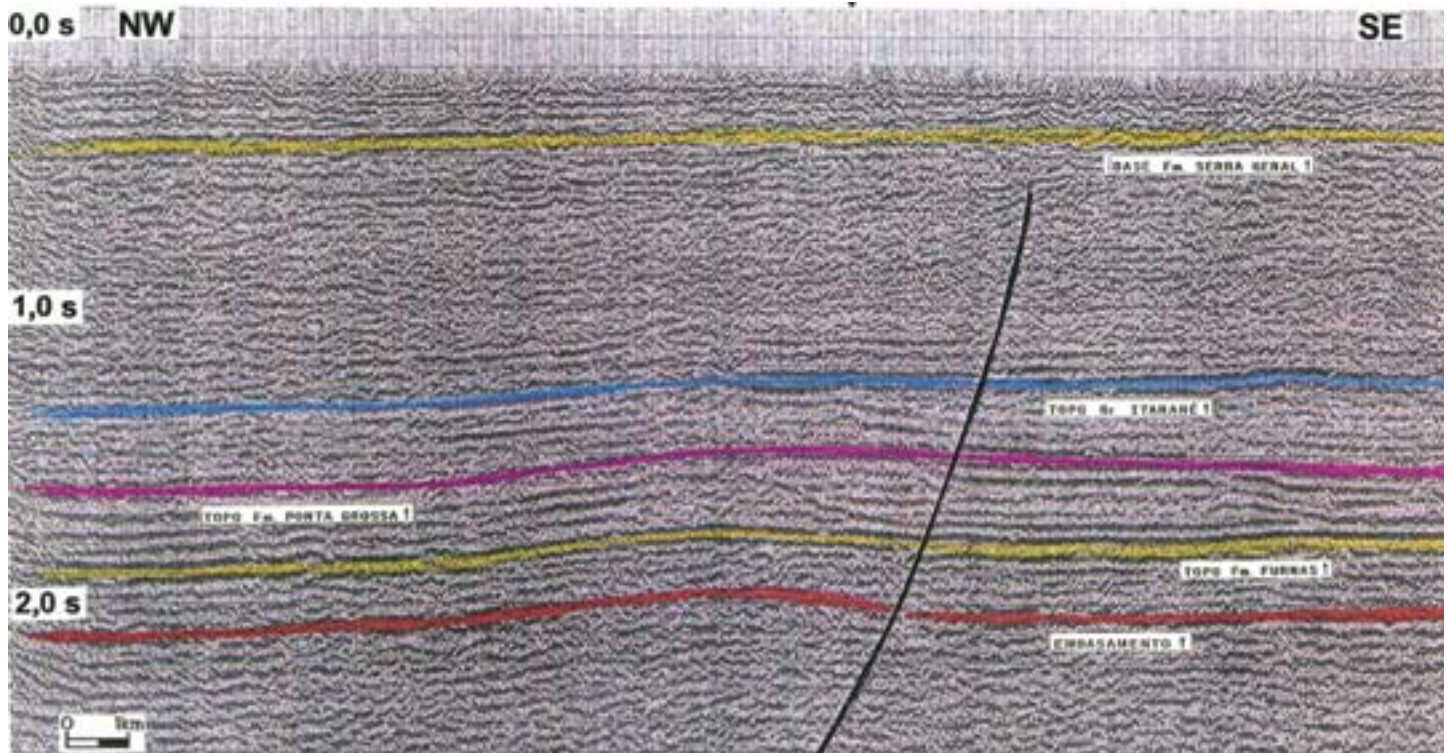


Fig. 15 - Seção sísmica nas vizinhanças do Lineamento de Jacutinga (SW-NE), porção centro-leste da Bacia do Paraná. Notar o desenvolvimento de estrutura anticlinal como resultado da movimentação transpressiva neopermiana

Fig. 15 - Two-way travel time, seismic reflection line displaying Late Permian transpressional structural features related to the SW-NE-trending Jacutinga Lineament

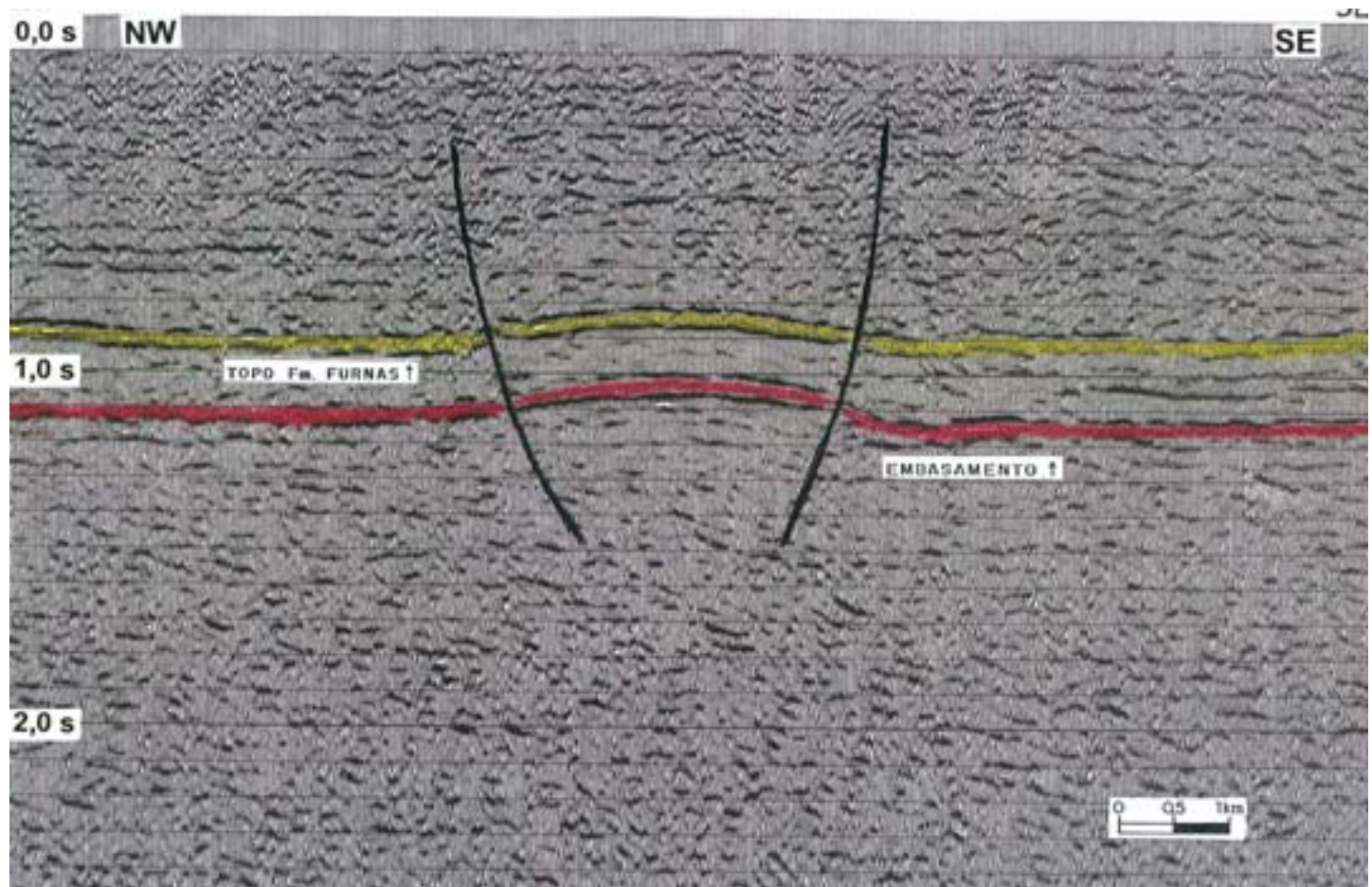


Fig. 16 - Seção sísmica ilustrando estrutura transpressiva desenvolvida ao longo do Lineamento Transbrasiliiano (SW-NE), na porção norte da Bacia do Paraná

Fig. 16 - Two-way travel time, seismic reflection line showing transpressional feature related to the SW-NE-oriented Transbrasiliiano Lineament, in the northern portion of the Paraná Basin



Fig. 17 - Aspecto do contato em discordância angular entre carvões da Formação Rio Bonito (base) e ritmíticos argilo-silticos da Formação Palermo (topo). Rodovia BR-293, Município de Bagé-RS. Autor: E. J. Milani, 1994

- Aspect of the unconformable contact between coals of the Rio Bonito Formation (bottom) and shaly-silty rhythmites of the Palermo Formation (top). BR-293 Road, Bagé County, RS



Fig. 18 - Discordância angular intraformacional no pacote da Formação Rio do Rasto na Serra do Espigão, rodovia BR-116, Município de Santa Cecília, SC. Autor: E. J. Milani, 1994

- Intraformational unconformable contact in the Rio do Rasto Formation, BR-116 Road, Santa Cecília County, SC

de retrabalhamento erosivo, ainda restam três quartos da área da bacia recobertos pelos magmatitos Serra Geral, com uma espessura que beira os 2000 metros no depocentro das lavas, situado na região do Pontal do Paranapanema - SP.

Em termos geocronológicos, com base em determinações pelo método K/Ar, as magmáticas Serra Geral eram incluídas no intervalo temporal 147-119 Ma (Cordani & Vandomos, 1967); a utilização da técnica Ar/Ar tem aprimorado este quadro. Turner *et al.* (1994) estudaram amostras coletadas em diferentes níveis estratigráficos dentro do pacote de lavas. Os resultados de tais investigações demonstraram uma distribuição de idades decrescente a partir de $137,8 \pm 0,7$ Ma para níveis da base da capa ígnea, em subsuperfície no Estado de São Paulo, até $126,8 \pm 2,0$ Ma em amostras de superfície

do Uruguai. Diques com direção NW-SE, incluídos no conjunto do Arco de Ponta Grossa, resultaram em $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma, enquanto outros de orientação NE-SW, amostrados ao longo da rodovia Rio-Santos, mostraram idades entre $133,3 \pm 1,7$ Ma e $129,4 \pm 0,6$ Ma. Este conjunto de resultados, baseados em Ar/Ar, posiciona o evento Serra Geral entre 137 e 127 Ma.

Sucede o pacote de lavas uma seção sedimentar neocretácica, a Superseqüência Bauru (Milani, 1997), para a qual existem inúmeras propostas de arranjo estratigráfico. Em toda sua ampla área de ocorrência, que beira os 400.000 km², a unidade assenta em discordância erosiva sobre os basaltos Serra Geral, mostrando uma espessura máxima preservada da ordem de 300 metros. Trata-se de um pacote predominantemente

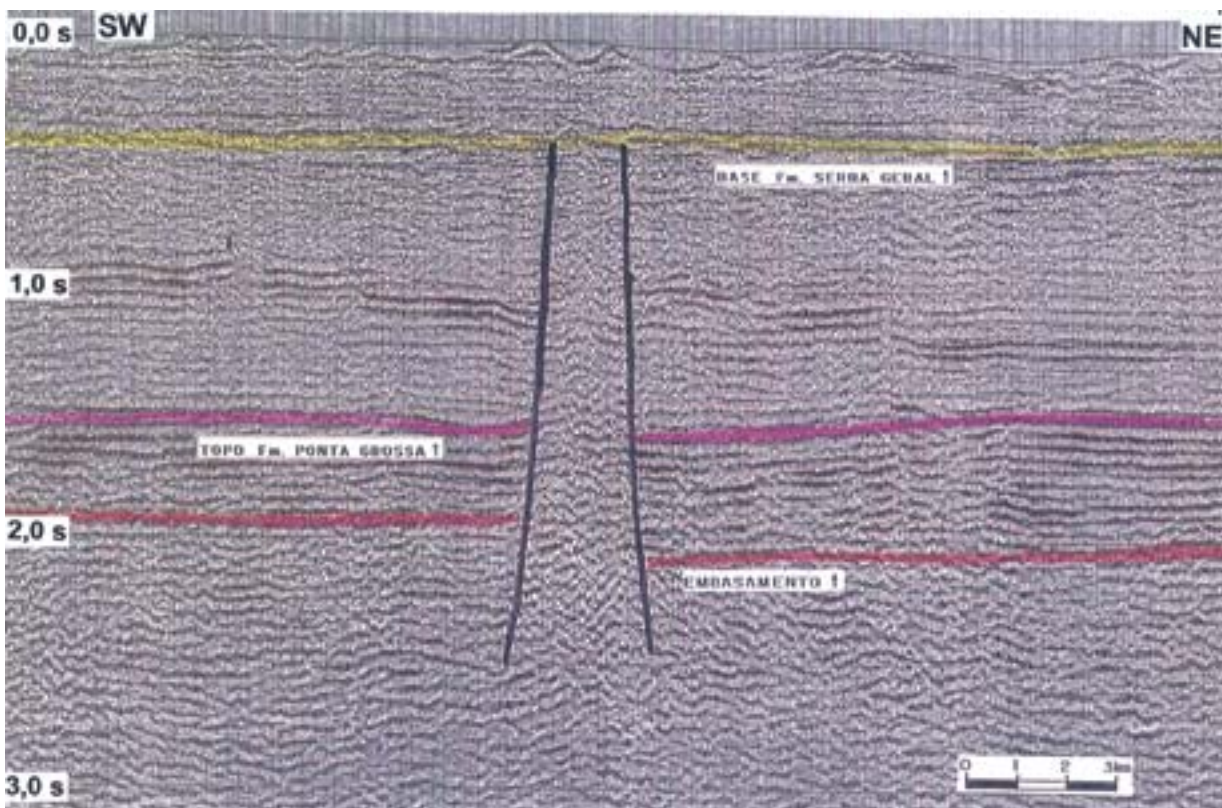


Fig. 19 - Seção sísmica ilustrando a expressão geofísica de um dique NW-SE das ígneas Serra Geral, que aparece na forma de uma "zona cega", desprovida de reflexões internas

- Two-way travel time, seismic reflection line displaying the signature of a vertical dike of the Mesozoic Serra Geral Formation

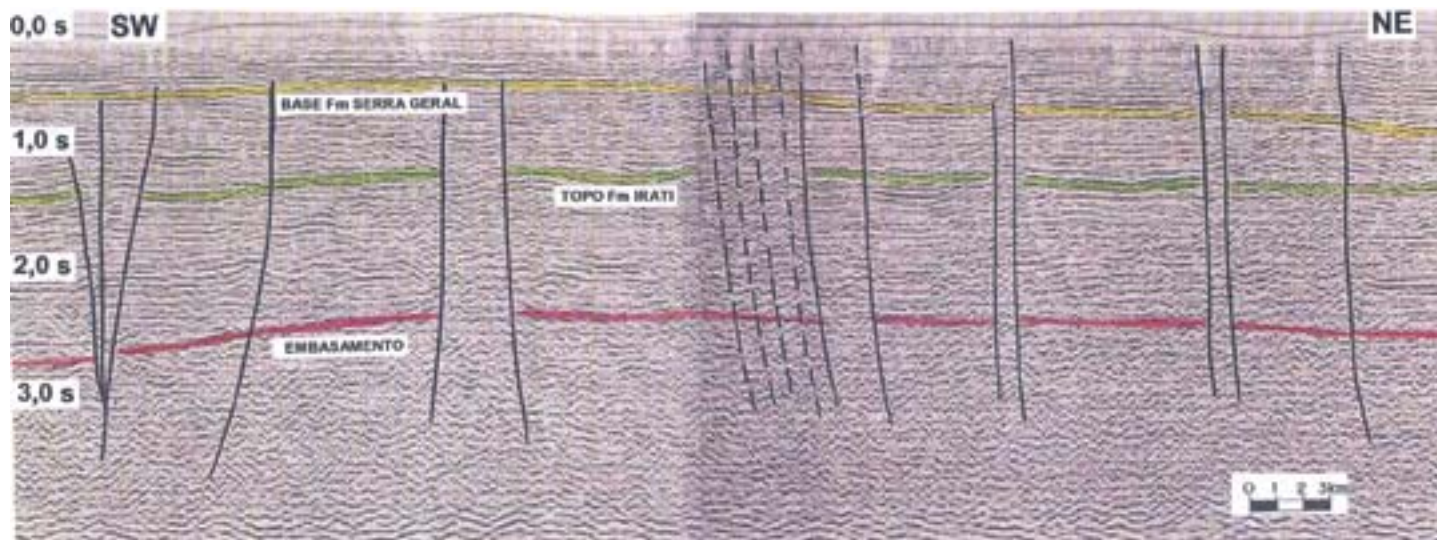


Fig. 20 - Seção sísmica adquirida no contexto do Arco de Ponta Grossa. Notar a freqüência de intrusões, falhas e fraturas que definem a feição regional, orientada a NW-SE

- Two-way travel time, seismic reflection line over the Ponta Grossa Arch, showing a swarm of NW-SE-trending dikes, faults, and fractures

arenoso, relacionado a um contexto deposicional com grande contribuição de processos alúvio-fluviais (Grupo Bauru) e eólicos (Grupo Caiuá). A base da seção, amostrada por poços na região do Pontal do Paranapanema-SP, é caracterizada pela presença de paleossolos e de brecha composta por fragmentos angulosos de basalto e de calcedônia imersos em matriz areno-argilosa; este depósito, com até 1 metro de espessura, segundo Almeida & Melo (1981) configura a principal evidência de uma lacuna erosiva entre o extravasamento dos últimos derrames Serra Geral e o início da sedimentação neocretácica.

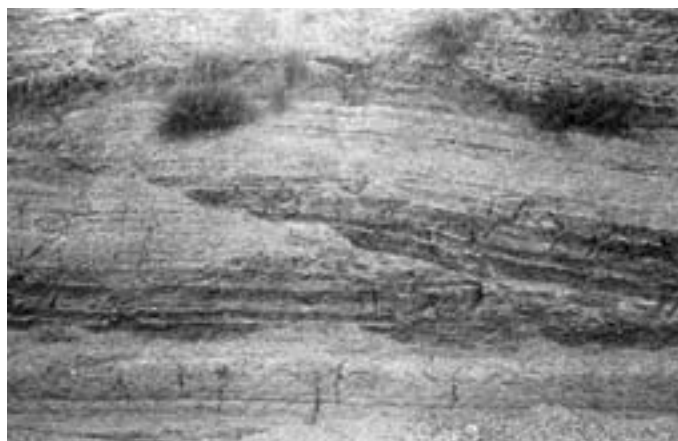
Soerguimentos marginais nas bordas da Bacia do Paraná teriam originado a depressão denominada de Bacia do Alto Paraná (Almeida, 1964, in Almeida *et al.*, 1980), ou “Bacia Bauru”, no dizer contemporâneo. Se é bem verdade que à época da sedimentação deste pacote os processos erosivos estavam muito atuantes, em função do desenvolvimento de topografia adjacente ao rifte sul-atlantiano, também se pode observar que a região onde acomodaram-se as maiores espessuras da seção suprabasáltica coincide com a posição de máximas isópacas das lavas Serra Geral. Isso é sugestivo de que a calha deposicional neocretácica poderia representar um espaço criado à superfície pela carga litostática dos quase 2000 metros de basalto que por lá se empilharam.

Considerações finais

A Bacia do Paraná, nos diferentes aspectos de sua geologia, tem sido uma província motivadora da investigação científica nacional e internacional. Geocientistas com enfoque acadêmico e pesquisadores devotados à busca de algum tipo de recurso natural têm documentado seu trabalho, na forma de publicações de diversas naturezas, há mais de um século. Pela abrangência da abordagem, alcance das assertivas e validade das conclusões por ele obtidas, principalmente no que se refere à geologia regional e tectônica, os trabalhos do Professor Fernando Flávio figuram certamente entre os de leitura obrigatória a todo geólogo que pretenda dedicar-se à bacia.

Agradecimentos

Ao Virgínio, Celso, mestre Bley e Andrea pelo convite que originou a oportunidade de me fazer presente nesta magnífica obra. À Petróleo Brasileiro S.A. - Petrobras, pelo irrestrito apoio à minha participação no empreendimento. Ao Almério Barros França, companheiro de andanças pela Bacia do Paraná, pela avaliação crítica do manuscrito e pelos valiosos comentários. E ao Professor Peter Szatmari, pelo auxílio na datação do Basalto Três Lagoas.



O MAGMATISMO PÓS-PALEOZÓICO NO BRASIL

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS
mzkana@terra.com.br

Antonio Thomaz Filho

Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ
thomaz@uerj.br*Resumo:*

O Professor Fernando de Almeida, geólogo e um dos nossos mais brilhantes pesquisadores, destaca-se pela sua habilidade em discutir, analisar e propor modelos para os mais variados temas nas Ciências da Terra. Dentre os seus inúmeros trabalhos voltados para o entendimento dos fenômenos geológicos de amplo espectro que afetaram o território sul-americano, destacamos o que é considerado como a mais completa e detalhada exposição sobre o magmatismo pós-paleozóico no Brasil. A sua ampla visão sobre a integração dos diferentes eventos geológicos o levou a abordar o magmatismo pós-paleozóico no Brasil, de forma pioneira, sob a ótica da Tectônica de Placas. Com isto diferenciou esse magmatismo em diferentes etapas que se sucederam no tempo geológico; discutiu a estreita relação entre o magmatismo e as estruturas do embasamento, assim como os importantes eventos de caráter epirogênico da crosta terrestre associados com a quebra continental e conseqüente separação dos continentes sul-americano e africano. Estes eventos, que propiciaram o desenvolvimento de importantes bacias sedimentares, foram detalhadamente investigados pelo Professor Almeida nos seus inúmeros trabalhos.

Palavras-chave: Magmatismo, Pós-Paleozóico, Bacias Sedimentares, Eventos.

Abstract:

The geologist and Professor Fernando de Almeida, one of the Brazil's most outstanding researchers, is distinguished in his ability in arguing, analyzing and proposing interpretative models for the most varied subjects concerning the Earth Sciences. Although in all of his works he looks for "understanding the geological phenomena in their "wider aspects" we give special attention to the most complete and detailed discussion about the Brazilian post-Paleozoic magmatism. His wide views about the integration of different geological processes has led him to discuss the Brazilian post-Paleozoic magmatism, in a pioneering way, following the Plate Tectonic model. So, it was possible to the professor to separate this magmatism into successive different stages along geological time, to discuss the close relationship between magmatism and basement structures as well as the important events of epeirogenic nature observed in the continental crust and the consequent continental Brazilian-African break-up. These events which allowed the development of important sedimentary basins were studied and discussed in great detail by professor Almeida in his scientific papers.

Keywords: Magmatism, Post-Paleozoic, Sedimentary Basins, Events.

Resumen:

El Geólogo, Profesor Fernando de Almeida es uno de

los más brillantes investigadores brasileños y se destaca por su capacidad de discutir, analizar y proponer modelos interpretativos para los más variados temas de las Ciencias de la Tierra. Entre sus innumerables trabajos, donde trata de “entender los fenómenos geológicos y sus más amplios espectros”, se destaca lo que es considerado la más completa y detallada exposición sobre el magmatismo post-paleozóico en Brasil, por primera vez, desde el punto de vista de la Tectónica de Placas. Así, ha diferenciado este magmatismo en sucesivas etapas en el tiempo geológico; ha discutido la cercana relación entre el magmatismo y las estructuras del basamento, así como importantes eventos de carácter epirogenético de la corteza terrestre asociados con la ruptura continental y consecuente separación de los continentes sudamericano y africano. Estos eventos, formadores de importantes cuencas sedimentarias, fueron muy detallados por el Profesor Almeida en sus números trabajos.

Palabras llave: Magmatismo, Post-Paleozóico, Cuencas Sedimentarias, Eventos.

Introdução

Antes de tudo, é indispensável abordar a figura do Professor Fernando de Almeida como geólogo e pesquisador. Seguramente, sua paixão pela Geologia foi calcada no procedimento de entender os fenômenos geológicos nos seus amplos espectros ou, como sempre se diz: “olhar o elefante”. Com essa visão, buscar todas as informações disponíveis, ou possíveis de serem obtidas, e delas procurar tirar a verdade mais verdadeira das coisas. A essa casta de pesquisadores pertence a maior parte dos grandes geólogos nacionais e internacionais. Todos os trabalhos do Professor Fernando de Almeida reportam, com admirável consistência, o que outros pesquisadores coletaram de informações, produziram dados e os interpretaram. Sobre a amplitude desses conhecimentos, acrescidos de suas observações pessoais, pautaram-se os seus inúmeros e substanciosos trabalhos.

Assim, Almeida (1986) apresentou o que pode ser considerada a mais completa e detalhada exposição sobre o magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Discorreu sobre a estreita relação entre esse magmatismo e as estruturas do embasamento, assim como aos importantes eventos de caráter epirogênico da crosta terrestre oriundos da quebra continental e consequente separação dos continentes sul-americano e africano. Esses eventos propiciaram o desenvolvimento de importantes bacias sedimentares.

Neste capítulo, procurou-se resumir todas as observações e conclusões sobre o assunto exaradas pelo Professor Fernando de Almeida nos seus trabalhos de 1976, 1983, 1986, 1991 e 1996.

Mostrando a sua ampla visão sobre a integração dos diferentes eventos geológicos como ferramenta fundamental para se desvendar a história de evolução do Planeta Terra, o Professor Fernando de Almeida abordou o magmatismo pós-paleozóico no Brasil sob a ótica da Tectónica de Placas. Assim, diferenciou esse magmatismo em diferentes etapas que se sucederam no tempo geológico. A primeira delas é representada pelas primeiras manifestações tectônicas que experimentou o Supercontinente Gondwana nos primórdios dos eventos que culminaram com a sua quebra e separação continental. Durante essa etapa inúmeras reativações tectônicas do embasamento reabriram falhas e fraturas que serviram de conduto para o magmatismo de caráter predominantemente básico toleítico. A fase que se seguiu representou o rifteamento propriamente dito e todo o magmatismo que caracteriza uma quebra continental e a consequente aproximação da astenosfera na superfície terrestre. Ainda aqui, pre-

dominam as rochas básicas de caráter toleítico como aquelas encontradas nas cadeias meso-oceânicas. A última fase do magmatismo encontrou a Placa Sul-Americana em processo de deslocamento para oeste e consequente separação da Placa Africana. Foi nesse período que predominaram os magmatismos de caráter alcalino e básico/alcalino, dependendo do grau de assimilação crustal experimentado pelo magma ascendente.

O Magmatismo Pós-Paleozóico

Mais especificamente, ocorreram três intensas fases de magmatismo cujas idades são:

Magmatismo Permo-Triássico - de caráter predominantemente básico e ocorrência mais restrita na região amazônica, com raros eventos de tendência alcalina;

Magmatismo Juro-Cretáceo - de caráter básico a alcalino e ocorrência generalizada no Brasil, tendo atingido o clímax no Cretáceo Inferior, quando da fragmentação continental;

Magmatismo Neocretáceo a Terciário - incluindo a maioria das manifestações magmáticas alcalinas do Brasil e tendo como ocorrências mais novas aquelas datadas do Mioceno.

Uma derradeira pulsação no Eoceno, com inúmeras e importantes manifestações magmáticas, está registrada principalmente nas áreas do Alto de Cabo Frio e do Arquipélago de Abrolhos, coincidindo com o desenvolvimento das bacias tafrogênicas costeiras do sudeste do Brasil

O magmatismo de caráter básico, sob a forma de diques, soleiras e derrames tendeu a concentrar-se tanto nas bacias sedimentares interiores (intracontinentais) como nas marginais (Fig. 1). Assim, nas bacias paleozóicas do Solimões, Amazonas, Paraná e Parnaíba ocorrem pronunciadas manifestações magmáticas constituídas principalmente de rochas básicas sob a forma de derrames, soleiras e diques (Fig.2). Nas duas últimas bacias, as maiores espessuras de derrames e de soleiras coincidem com as áreas onde se observa a maior subsidência dessas feições. Considera-se ser este um aspecto que ainda demanda estudos mais detalhados para chegar-se à provável correlação entre esses eventos.

O magmatismo de caráter mais alcalino, normalmente sob a forma pontual, ocorre nos arcos e outras feições flexurais ao redor da Bacia do Paraná e em outros locais onde houve reativações tectônicas no Mesozóico (Fig. 1). De idade variando do Jurássico Superior ao Eoceno, está relacionado à tectônica de placas ou à chamada “Reativação Wealdeniana” (Almeida, 1967), posteriormente denominada Ativação Mesozóica (Almeida, 1972) que coincide com o início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Esse evento caracterizou-se pela reativação de antigos falhamentos, soerguimento de arcos e abatimento de bacias sedimentares. O Supercontinente Gondwana começou a fragmentar-se há cerca de 200 Ma, culminando com a abertura do Oceano Atlântico, há aproximadamente cerca de 130 Ma.

As zonas de fraqueza herdadas do embasamento e reativadas e, ainda, as áreas que circundam grandes crátons (crosta continental menos espessa) representam os sítios preferenciais para esse magmatismo. Quanto mais próximo da costa, mais o magmatismo está relacionado aos processos de quebra continental e separação dos continentes sul-americano e africano. Nesse caso, insere-se nas bacias sedimentares marginais então formadas, e deve ter sido influenciado pela movimentação no sentido oeste da Placa Sul-Americana.

O magmatismo no embasamento

Os escudos das Guianas e do Brasil Central experimentaram manifestações magmáticas associadas à ativação tectônica que se pronunciou no Mesozóico, com início no final do Permiano e clímax no Triássico. Normalmente, ocorrem



Fig. 1 - Distribuição esquemática das principais áreas cratônicas, bacias sedimentares intracontinentais e bacias sedimentares marginais. Destacam-se enxames de diques básicos, corpos alcalinos e bacias com eventos vulcânicos pós-paleozóicos (modif. Almeida, 1986, p. 326)

- Schematic distribution of the major cratonic areas, intracratonic sedimentary basins and marginal sedimentary basins. Swarms of basic dikes, alkaline rocks and basins marked by post-paleozoic volcanic events are also highlighted (modif. Almeida, 1986, p.326)

diques de diabásio preenchendo antigas fraturas reativadas. No Escudo da Guianas, destaca-se o pronunciado enxame de diques reconhecidos como Diabásio Cassiporé. Esses diques dispõem-se paralelos à costa do Estado do Amapá e muito provavelmente estão relacionados à abertura do Oceano Atlântico Norte.

O Cráton do São Francisco apresenta escassas manifestações magmáticas ligadas à reativação mesozóica, tanto em seu interior, quanto na região costeira, onde se desenvolveram as bacias sedimentares marginais. É muito provável que a grande espessura da área cratônica não tenha sido favorável a que o magmatismo se manifestasse naquelas regiões.

Na sutura marginal do Cráton Amazônico, foram identificados diques de diabásio associados à referida reativação.

A região do Nordeste Oriental compreende rochas pré-cam-

brianas de evolução policíclica que foram intensamente reativadas no Mesozóico e no Terciário, inclusive com pronunciado magmatismo e formação de bacias sedimentares tafrogênicas. O Vulcanismo Rio Ceará-Mirim ocorre sob a forma de diques de diabásio a sul da borda da Bacia Potiguar, com idades entre o Jurássico Médio e o Cretáceo Inferior. Os diques têm direção E-W, o que não coincide com as estruturas pré-cambrianas da região. É muito provável que a implantação desses diques esteja relacionada com esforços de distensão conseqüentes da rotação horária da Placa Sul-Americana ao redor de um pólo de rotação situado a sul da cidade de Fortaleza (Ceará). Esses mesmos esforços teriam sido os responsáveis pelo início do rifte interior da Bacia Potiguar.

Rochas magmáticas de caráter básico/alcalino e idade terciária (entre o Eoceno e o Neogeno) ocorrem na área emergsa dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. O vul-

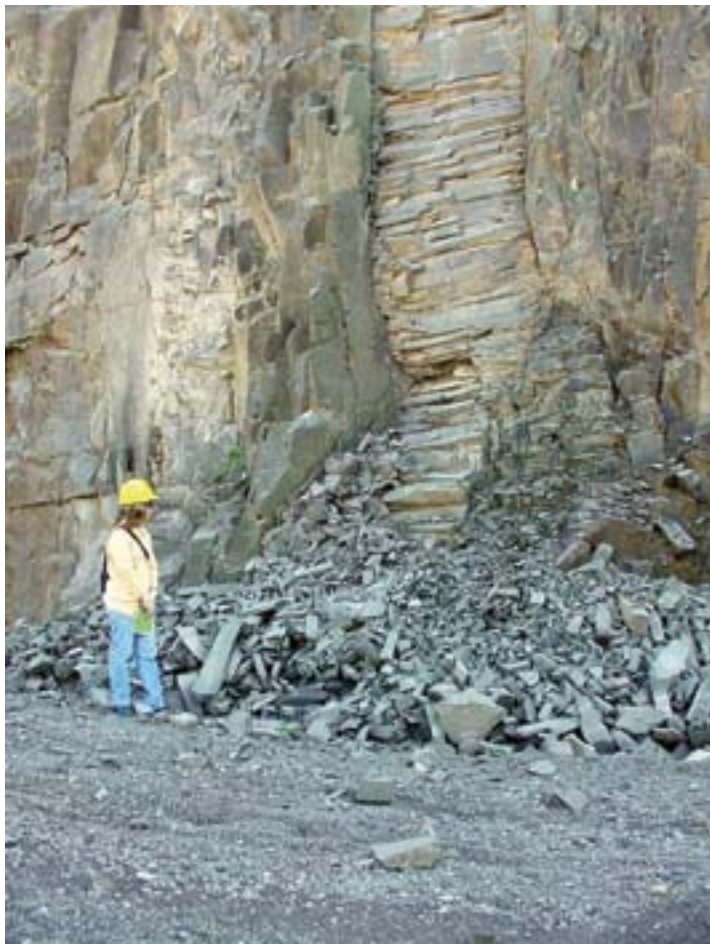


Fig. 2 - Detalhe mostrando dique de rocha básica intrudido na Formação Serra Geral, Bacia do Paraná (foto cedida por André de Borba, 2003, Pedreira Incopel, rodovia BR-116, km 28, Estância Velha, RS)

- Detail showing intrusion of basic rock dike in the Serra Geral Formation, Paraná Basin (photo by André de Borba, 2003, Incopel Quarry, BR-116 highway, km 28, Estância Velha, RS)

canismo alcalino de Mecejana, a sul e sudoeste de Fortaleza, de idade oligocênica, parece estar relacionado ao alinhamento de montes submarinos no qual se encontram o Arquipélago de Fernando de Noronha e o Atol das Rocas. Apesar de não admitido pelo Professor Fernando de Almeida, é possível que esse magmatismo esteja relacionado à ação de *hot spots*, quando do movimento para oeste da Placa Sul-Americana. Os vulcanismos alcalinos de Itaporoca, a noroeste de João Pessoa, (não há bons afloramentos) e de Ipojuca, a sul de Recife, compreendem derrames, diques e soleiras. Aqui se reporta, também, o Granito Alcalino do Cabo de Santo Agostinho e da Ilha de Santo Aleixo, com idades do Albiano. Trata-se de intrusões ígneas geradas pelo vulcanismo ligado à tectônica de margem continental distensiva. Provavelmente, produto de uma pluma térmica causada por fraturas na litosfera, ascensão magmática e fusão parcial da crosta continental.

Nas áreas costeiras das regiões leste e sudeste do Brasil ocorreram intensas atividades tectono-magmáticas, de idade mesozóica, associadas à quebra continental e conseqüente formação da margem continental passiva brasileira. Diques de idades Jurássico-Cretáceo de diabásio toleítico, gabro, diorito, andesito e quartzo-pórfiro estão presentes desde a cidade de Santos (Estado de São Paulo) até a zona litorânea do Estado do Rio de Janeiro. Para o interior do continente, esses diques são registrados até o Vale do Rio Paraíba do Sul. A direção NE predomina e coincide com a das estruturas do

embasamento que, reativadas no Mesozóico, deram ensejo ao afloramento do magmatismo. As idades desses corpos intrusivos são mais antigas que o vulcanismo que deu origem aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Na realidade, são representantes da etapa precursora do grande magmatismo associado à separação dos continentes sul-americano e africano. O Professor Fernando de Almeida correlaciona o magmatismo Serra Geral com aquele que ocorre no assoalho da Bacia de Santos e, por extensão, com aquele do embasamento econômico da Bacia de Campos. É muito provável que esse magmatismo tenha ocupado toda a área situada entre a Bacia do Paraná (interior continental) e a Bacia de Santos (margem continental). A sua erosão deve ter ocorrido entre o Neocretáceo e o Paleoceno, uma vez que não se observa sua preservação no interior das bacias tafrogênicas, de idade eocênica, do Vale do Rio Paraíba do Sul (Taubaté, Volta Redonda, Resende, entre outras) e da Depressão Guanabara. O derrame de lava ankaramítica, intercalado em sedimentos da bacia tafrogênica de Volta Redonda, é de idade eocênica.

Depois do magmatismo básico, sucederam-se novas manifestações, agora de caráter alcalino, com idades variando desde o Neocretáceo ao Eoceno. Inúmeros centros de intrusões alcalinas são registrados na área, dentre os quais podem ser destacados: Poços de Caldas, Itatiaia, Passa Quatro, Gericinó-Mendanha, Rio Bonito, Itaúna, Soarinho, Tinguá, Morro de São João e as da Ilha de São Sebastião. O alinhamento de rochas alcalinas entre Poços de Caldas (Minas Gerais) e Cabo Frio (Rio de Janeiro) não coincide com as estruturas preferenciais do embasamento. O Professor Fernando de Almeida chegou a admitir que esse alinhamento é uma coincidência e não o atribui à ação de pontos quentes sob a litosfera, apesar de observar que as intrusões alcalinas de Poços de Caldas não mostram injunções tectônicas em suas posições. Mesmo assim, o autor observou que o pólo de rotação da Placa Sul-Americana, entre 84 e 49 Ma, pode ter desenvolvido falhas profundas na litosfera, originando magmas alcalinos por fusão parcial do manto. Durante a ascensão através da crosta, esses magmas adaptaram-se às estruturas do embasamento no qual se implantaram.

Seria oportuno obter-se uma boa datação geocronológica do tinguaito de Jaboticabal (São Paulo), no interior da Bacia do Paraná, que se localiza na mesma direção, para noroeste, do Alinhamento Poços de Caldas / Cabo Frio. Trabalhos mais recentes (Thomaz-Filho & Rodrigues, 1999; Mizusaki *et al.*, 2002), abordando o alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas/Cabo Frio, mostraram evidências de que teria sido produto da passagem da Placa Sul-Americana por sobre um *hot spot*. Indo além, os referidos autores propuseram a continuidade da ação do mesmo *hot spot* ao longo da Cadeia Vitória/Trindade.

O vulcanismo alcalino ocorre nas estruturas marginais da Bacia do Paraná, de alguma forma reativadas no Mesozóico, dentre as quais se destacam: Arco de Bom Jardim de Goiás (Cretáceo Superior); Arco de São Vicente (Mato Grosso); Arco de Assunção (Mato Grosso, Bolívia e Paraguai); e Arco do Rio Grande (Rio Grande do Sul).

Para oeste do Alto de Florianópolis (SC), na direção do Lineamento Florianópolis, ocorrem as intrusões alcalinas de Anitápolis, Lajes e Quarenta (Botuverá), denominadas de Província de Santa Catarina. Essas intrusões alcalinas situam-se na região entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres, nas bordas da Bacia do Paraná. A proposição do Professor Fernando de Almeida é que essas intrusões estejam associadas a movimentos verticais opostos entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres.

O Arco de Ponta Grossa é uma estrutura paleozóica ativa desde pelo menos o Devoniano. A sua configuração atual foi adquirida durante o Jurássico e o Cretáceo, quando

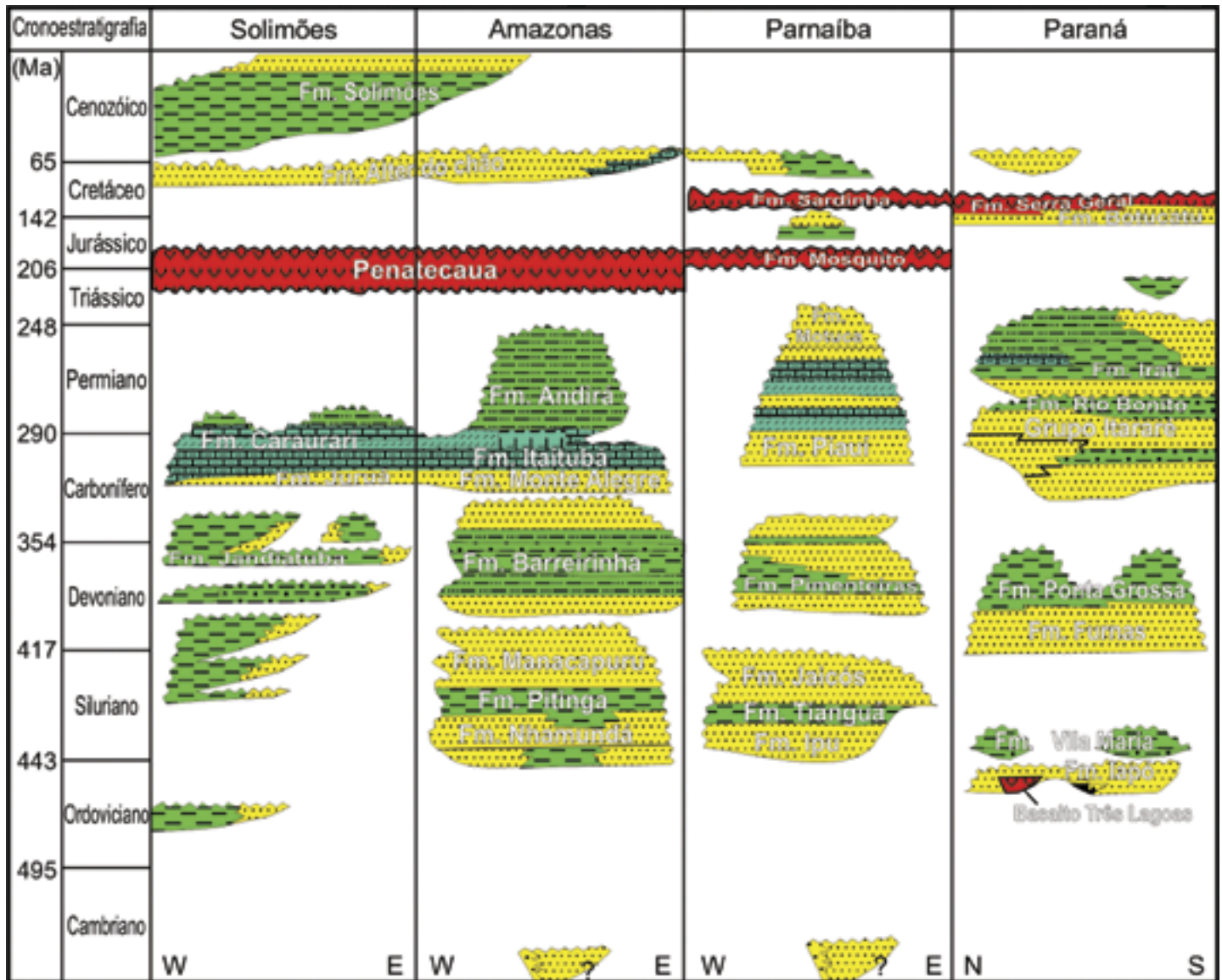


Fig. 3 - Cartas estratigráficas esquemáticas das bacias intracratônicas brasileiras mostrando correlação entre os principais eventos magmáticos (modif. Milani *et al.*, 1994)

- Stratigraphic charts of the Brazilian intracratonic basins showing correlation among the major magmatic events (modif. Milani *et al.*, 1994)

fraturas e falhas transversais às estruturas do embasamento propiciaram o acesso do magma basáltico e a formação de centenas de diques situados no núcleo da estrutura. O soerguimento do arco separou as duas bacias em que se depositaram a Formação Pirambóia, no Estado de São Paulo, e a Formação Rosário do Sul, no Estado do Rio Grande do Sul. O soerguimento teria sido sincrônico e geneticamente associado com a extrusão dos basaltos da Formação Serra Geral.

Inúmeras outras províncias alcalinas podem ser citadas:

Província do Arco do Alto Parnaíba - uma estrutura positiva, desenvolvida no Neojurássico e o Cretáceo, que separa a Bacia do Paraná da Bacia do São Francisco. Nele ocorrem diabásios e derrames basálticos do Eocretáceo e intenso vulcanismo alcalino do Neocretáceo.

Província Rio Verde-Iporá - situada na borda NNE da Bacia do Paraná, inclui intrusivas alcalinas do Cretáceo Superior relacionadas à tectônica de riftes que ocorreu na região.

Província da Ponta do Morro - localizada aproximadamente a 80 km a SE de Cuiabá (Mato Grosso); apresenta intrusivas alcalinas relacionadas ao Granito de São Vicente, de idade cambriana.

Província Paraguai Oriental, cuja expressão maior é o Arco

de Assunção, sofreu intensa reativação a partir do Neojurássico, acompanhada por magmatismo básico toleítico e alcalino. Algumas vulcânicas de idade eocênica marcam uma pulsação tardia do magmatismo alcalino.

Província Piratini - situada no Rio Grande do Sul e com expressão no Arco do Rio Grande, é representada por intrusões alcalinas em falhas e fraturas regionais ativadas durante e após o magmatismo da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

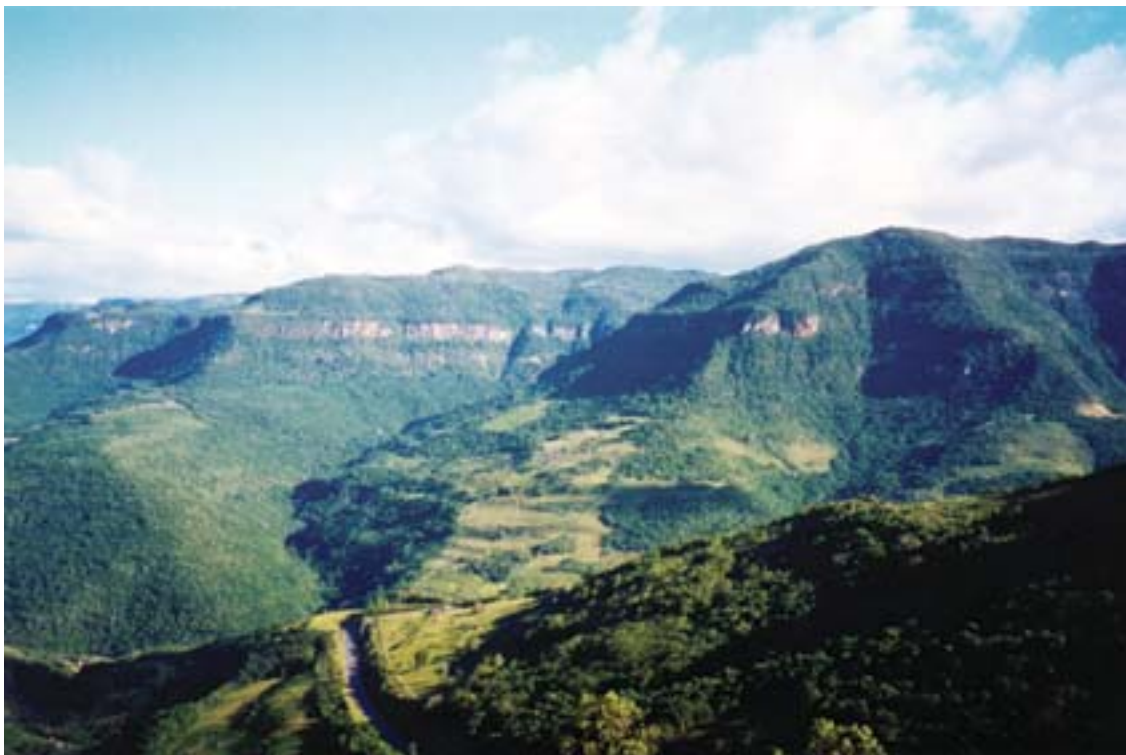
Província Ipanema - localizada a oeste da cidade de Sorocaba (SP), representa um soerguimento tectônico, quando da reativação do Eocretáceo, onde se implantaram diques e soleiras de rochas alcalinas.

O Magmatismo nas bacias sedimentares intracontinentais

Bacias do Solimões e do Amazonas

O magmatismo básico nas bacias do Solimões e Amazonas tem idade média em torno de 200 Ma (Mizusaki *et al.*, 1992) e foi anteriormente denominado por Issler *et al.* (1974) como Diabásio Penalecaua. São as manifestações magmáticas básicas mais antigas registradas nas bacias intra-

Fig. 4 - Visão regional dos derrames basálticos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná (fotografia cedida por Ari Roisemberg, 2003, rodovia Rota do Sol, RS-486, km 22, RS)



- Regional view of basaltic flows, Paraná Basin (photo by Ari Roisemberg, 2003, Rota do Sol Highway, RS - 486, km 22, RS)

continentais brasileiras, representadas por soleiras e diques de diabásio num volume total de magma estimado em 340.000 km³ (Aires, 1983). “A espessura máxima total das soleiras está ao redor de 800 m, coincidente com o cruzamento dos grandes lineamentos pré-cambrianos presentes nestas bacias” (Almeida, 1986, p. 330). Observa-se que o eixo deposicional das bacias do Solimões e do Amazonas coincide com os eixos de máximos gravimétricos que estariam refletindo massas de rochas mais densas, provavelmente ultrabásicas, embutidas no embasamento da bacia. Nesse caso, é possível admitir-se a origem das bacias ligada a uma grande estrutura tafrogênica do Cráton Amazônico.

Bacia do Parnaíba

Na Bacia do Parnaíba, as rochas ígneas básicas intrusivas e extrusivas possuem idades variando entre 110 e 215 Ma e podem ser associadas a dois pulsos magmáticos principais (Góes & Feijó, 1994). Elas são individualizadas em duas unidades litoestratigráficas relacionadas a estes eventos magmáticos predominantemente extrusivos, denominadas formações Sardinha e Mosquito. Os diabásios, segundo Góes *et al.* (1992) não ocupam uma posição estratigráfica definida embora estejam preferencialmente intrudidos no Grupo Canindé (Devoniano-Carbonífero). Os basaltos toleíticos da Formação Mosquito (Aguiar, 1969) exibem idade Juro-Triássica e são correlacionáveis ao magmatismo Penatecaua das bacias do Solimões e Amazonas. Os basaltos da Formação Sardinha são de idade eocretácea e correlacionáveis à Formação Serra Geral, Bacia do Paraná conforme pode ser observado na Fig. 3.

Bacia do Paraná

Na Bacia do Paraná destaca-se a Formação Serra Geral (Eocretáceo) (Fig. 3), considerada como registro do mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (Milani *et al.*, 1994) (Fig 4). Trata-se de uma manifestação magmática associada aos estágios precoces da ruptura do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul. Compreende uma espessura de até 2000 m de basalto

sobre os sedimentos da Bacia do Paraná (Fig. 5). Os diques e soleiras de diabásio se introduziram nas camadas paleozóicas com as soleiras preferencialmente na Formação Irati. Na área sul da bacia, ocorrem lavas de composição dacítica e/ou riolítica resultantes da contaminação do magma basáltico por material da crosta continental. Assim como observado na Bacia do Parnaíba, há uma marcante coincidência entre as maiores espessuras de camadas sedimentares e do magmatismo ocorrente na bacia. O Professor Fernando de Almeida admite serem pouco claros os motivos dessa coincidência, o que deve ser objeto de investigações futuras.

O magmatismo nas bacias sedimentares da margem continental

O processo de rifteamento que, do Neojurássico ao Eocretáceo, deu origem ao Oceano Atlântico Sul, foi marcado por inúmeros eventos magmáticos, especialmente registrados nas bacias marginais brasileiras, nos altos que as separam e também no continente emerso adjacente. Esses eventos são bem conhecidos, especialmente nas áreas continentais emersas. No entanto, na área marginal submersa, o conhecimento depende da disponibilidade e da análise de testemunhos de sondagens obtidos, em sua maioria, pela PETROBRAS quando da prospecção de hidrocarbonetos.

Nas bacias sedimentares marginais brasileiras, denominadas bacias de margem passiva em função do seu processo evolutivo, ocorre, de uma forma geral, magmatismo nas três formas mais comuns: soleiras, diques e derrames, com idades variando do Triássico (Bacia de Cassiporé) até o Mioceno Inferior (Bacia Potiguar) (Fig. 6). Nas bacias sedimentares da margem sudeste, os processos tectono-magmáticos foram intensos, diminuindo gradualmente em direção à bacia de Sergipe. É notável a ausência de magmatismo na região entre a Bacia de Alagoas, ao norte, e a Bacia do Espírito Santo (Arquipélago de Abrolhos), a sul.

A explicação, conforme sugerido por Almeida (1986), seria a grande espessura crustal do Cráton do São Francisco, de certa forma inibidora quando da ascensão do magma para as áreas mais superficiais da crosta terrestre. Da mesma forma, não são assinaladas ocorrências significativas de mag-

matismos nas bacias da margem equatorial, entre os estados do Pará e o oeste do Ceará. Aqui se aventa a possibilidade do rifteamento da costa ter sido seguido por movimentos transcorrentes entre os continentes sul-americano e africano, o que seria inibidor da ascensão de magma para as regiões superficiais da crosta. Além disso, não se descarta a possibilidade de a quebra do Cráton de São Luiz ter sido, igualmente, inibidora das manifestações magmáticas na região.

Na região sudeste do Brasil, do final do Permiano ao Triássico, ocorreu um soerguimento dômico acompanhado por importante manifestação magmática. A esse evento tectônico seguiu-se o rifteamento que iniciou a quebra continental e a abertura do Oceano Atlântico Sul. O processo gerou uma identidade genética entre os derrames de basalto toleítico da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná) e o embasamento basáltico Neojurássico a Eocretáceo das bacias de Campos e Santos.

Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas é a mais meridional das bacias marginais brasileiras e tem seu conhecimento baseado nos dados resultantes da perfuração de seis poços na sua porção submersa e da interpretação de linhas sísmicas. Na porção submersa ocorrem derrames basálticos, inclinados no sentido do mar (*seaward dipping reflections*) e recobertos por uma grande espessura de sedimentos aptiano-albianos e terciários (Fontana, 1996). Uma datação pelo método K-Ar efetuada com amostra de basalto proveniente do testemunho do poço 1-RSS-3 indicou $124 \pm 8,6$ Ma (Dias *et al.*, 1994). Assim, esses derrames denominados de Formação Imbituba são provavelmente síncronos aos derrames da Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná.

Alto de Florianópolis

O Alto Estrutural de Florianópolis separa as bacias de Pelotas e Santos. É capeado por rochas básicas essencialmente de caráter extrusivo que se propagam para o interior do continente, após uma faixa de rochas cambrianas e paleozóicas. Devido às características petrográficas e provável idade eocretácea, os basaltos atravessados pelos poços perfurados na plataforma continental são possivelmente correlacionados com a Formação Serra Geral. No entanto, no poço 1-SCS-1, foi amostrado um traquiandesito, cujos cristais de sanidina, datados pelo método Ar-Ar indicaram $113 \pm 0,1$ Ma. Para Dias *et al.* (1994) constituem um evento distinto sendo denominado de Formação Curumim.

Bacia de Santos

Na Bacia de Santos ocorrem basaltos eocretáceos denominados de Formação Camboriú (Pereira & Feijó, 1994) e datados em 121 ± 11 Ma (idade K-Ar). Análise de perfis geofísicos mostra a grande extensão desses basaltos no assoalho da bacia.

Na região litorânea, a NE da Ilha de São Sebastião (entre Ubatuba e Caraguatatuba), ocorrem inúmeros diques de diabásio, orientados no sentido NE, com idades equivalentes àquelas da Formação Serra Geral. Na porção submersa da bacia, foram identificados eventos magmáticos básicos até o Eoceno.

Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio, não aflorante, separa a Bacia de Campos da Bacia de Santos e se caracteriza por uma grande incidência de rochas magmáticas (derrames) associados a



Fig. 5 - Contato entre os basaltos da Formação Geral e as dunas eólicas da Formação Botucatu, Bacia do Paraná (fotografia cedida por Claiton Scherer, 2002, Praia da Guarita, Torres, RS)

- Contact between flows of the Serra Geral Formation and the eolic dunes of the Botucatu Formation, Paraná Basin (photo by Claiton Scherer, 2002, Guarita Beach, Torres, RS)

rochas vulcano-sedimentares. Os eventos magmáticos da região podem ser individualizadas em três seqüências: 1) de idade eocretácea, compreendendo os basaltos da Formação Cabiúnas, correlacionada com a Formação Camboriú da Bacia de Santos e com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná; 2) de idade campaniana-turoniana, constituída predominantemente por basaltos e com pouca representatividade; e 3) de idade entre o Paleoceno Superior e o Eoceno, com idades radiométricas K-Ar situando-se entre 40 e 50 Ma e representada por basaltos, diabásios e rochas vulcanoclásticas (Mizusaki & Mohriak, 1993). Esse importante magmatismo relaciona-se a vulcanismo de conduto central (“vulcões”) e composição levemente alcalina.

O Oligoceno marcou o encerramento de todas as atividades magmáticas não só no Alto de Cabo Frio como, também, em todo o sul-sudeste do Brasil.

Bacia de Campos

A Bacia de Campos situa-se na costa norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Estado do Espírito Santo. É limita-

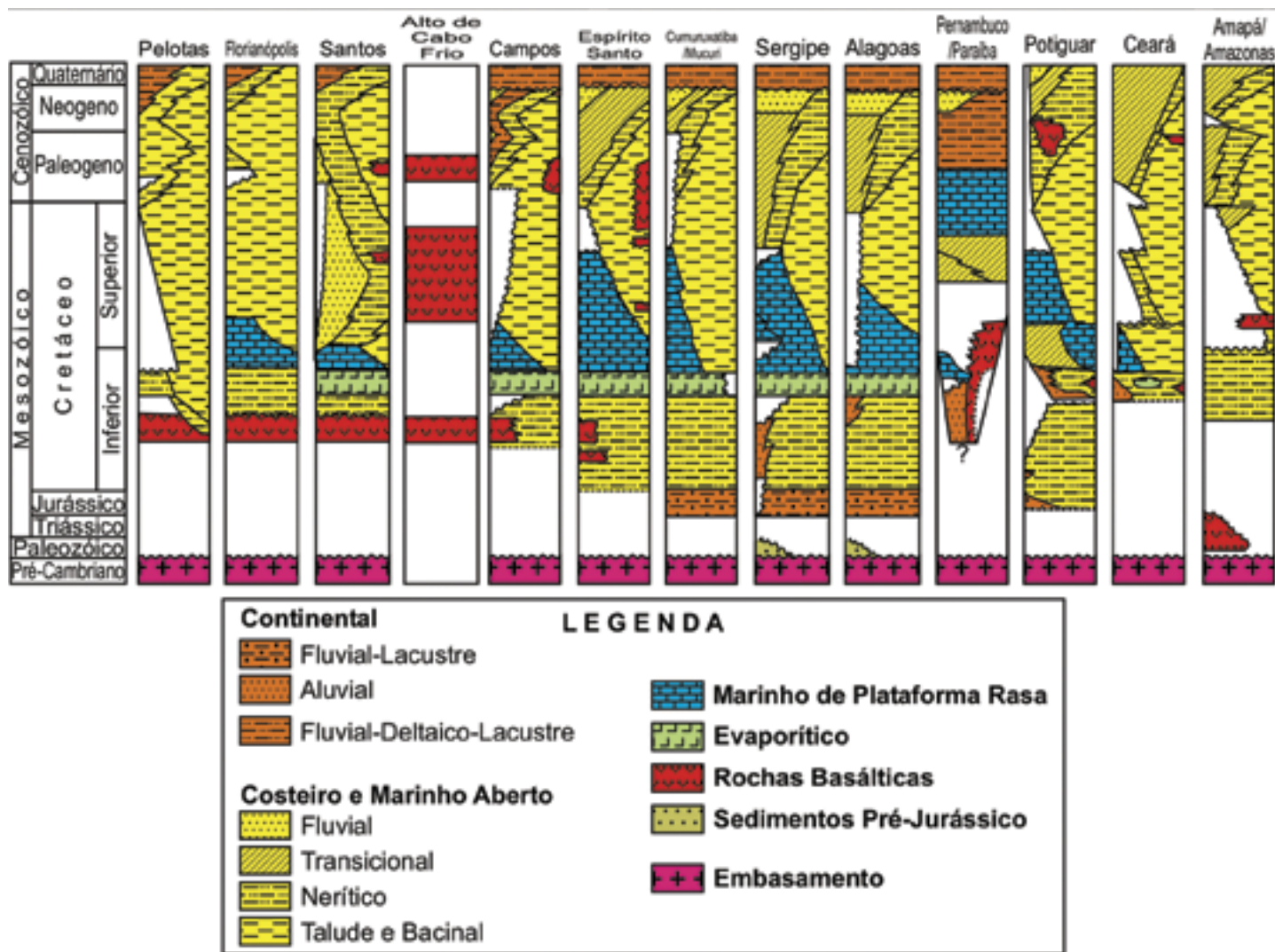


Fig. 6 - Cartas estratigráficas esquemáticas das principais bacias sedimentares marginais destacando-se a correlação entre os eventos magmáticos mais relevantes (modif. Asmus & Guazelli, 1981 e Milani, 2004)

- Stratigraphic charts of the Brazilian marginal sedimentary basins considering the correlation among the magmatic events (modif. Asmus & Guazelli, 1981 e Milani, 2004)

da, à norte, pelo Alto de Vitória que a separa da Bacia do Espírito Santo e, a sul, pelo Alto de Cabo Frio. O chamado embasamento econômico da Bacia de Campos é representado por uma seqüência de basaltos toleíticos intercalados com rochas vulcanoclásticas e sedimentares denominados de Formação Cabiúnas (Dias *et al.*, 1994) (Fig. 6). Esse magmatismo foi do tipo fissural com fases subaéreas e subaquosas rasas e idades K-Ar entre 122 ± 5 Ma e 134 ± 4 Ma (Mizusaki, 1986) (Fig. 7). Um segundo evento magmático, de ocorrência restrita, é descrito na região durante o Neocretáceo sendo identificado quando da datação do gabro amostrado pelo poço 1-RJS-66, no qual obteve-se o valor de 81 ± 5 Ma. Do Paleoceno ao Eoceno Inferior/Médio ocorre uma nova manifestação vulcânica na área limite junto à Bacia de Santos.

Cadeia Vulcânica Vitória-Trindade

É representada por um conjunto de montes submarinos, guyots e as ilhas de Trindade e Martim Vaz constituídos por rochas vulcânicas alcalinas (Almeida, 1960; 1961). Não há evidências da extensão dessa cadeia para o continente emerso.

Bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba

Essas bacias abrangem quase 300.500 km^2 , sendo que

250.000 km^2 encontram-se submersos. O limite norte, com a Bacia de Jequitinhonha, é representado pelo banco vulcânico de Royal-Charlotte enquanto o limite sul, com a Bacia de Campos, corresponde ao Alto de Vitória (Almeida, 1996, p. 131). Essas bacias foram alvos de dois episódios vulcânicos marcantes:

1) Formação Cabiúnas, magmatismo do Eocretáceo, especialmente na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo. É provável que este evento tenha continuidade na plataforma continental visto que as rochas vulcânicas do poço 1-ESS-18, apresentam idade de 132 ± 3 Ma; 2) Formação Arolhos, magmatismo do Paleoceno/Eoceno, caracterizado por uma associação litológica complexa englobando rochas básicas de composição toleítica a alcalina com intercalações de rochas vulcanoclásticas e rochas sedimentares. Esse magmatismo foi identificado como de conduto central em ambiente marinho e acumulado sobre plataforma continental estreita. A Formação Arolhos ocorre preferencialmente na porção submersa dessas bacias e em idade K-Ar entre 37 e 59 Ma (Conceição *et al.*, 1994).

Na região, ocorre ainda o banco Royal Charlotte, com idade de $28 \pm 0,4$ Ma. Esse valor foi obtido para uma rocha vulcânica testemunhada pelo poço 1-BAS-15, situado nas proximidades do banco. Pode-se supor assim a eventual ocorrência de um "magmatismo holocênico nesta região" (Almeida *et al.*, 1996, p. 131).



Fig. 7 - Detalhe ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) destacando vesículas parcialmente preenchidas por calcita e zeolitas; derrames da Formação Cabiúnas, embasamento econômico da Bacia de Campos (poço BD-3; 3006 m, 50X - modif. Mizusaki, 1986)

- Scanning Electron Microscopy (SEM) showing vesicles partially filled with calcite and zeolites; Cabiunas Formation flows, economic basement of the Campos Basin (BD-3 well; 3006 m, 50 X - modif. Mizusaki, 1986)

Bacias de Sergipe e de Alagoas

Nas bacias de Sergipe e de Alagoas, foram reconhecidos raros indícios de eventos vulcânicos, através de levantamentos sísmicos, sempre nas porções mais distais da bacia, em lâmina d'água com mais de 2000 metros de profundidade (Cainelli, 1992). Foram identificados corpos em forma de cones (montes submarinos) interpostos nas rochas sedimentares. Os truncamentos e deformações produzidos nas rochas sedimentares sugerem provável idade turoniana para esse magmatismo. Nessa mesma região, ocorrem algumas intrusões muito localizadas, provavelmente relacionadas a magmatismo eocênico (Feijó, 1994).

Bacia de Pernambuco-Paraíba

A Bacia de Pernambuco-Paraíba é limitada, a norte, pelo Alto de Touros, que a separa da Bacia Potiguar e, a sul, pelo Alto de Maragogi, que a separa da Bacia de Alagoas. Quanto a eventos magmáticos na bacia, apenas algumas evidências de rochas vulcânicas em águas profundas são observadas em levantamentos sísmicos.

Bacia Potiguar

O limite noroeste da Bacia Potiguar é o Alto de Fortaleza que a separa da Bacia do Ceará e, o limite leste, com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, é o Alto de Touros. Na Bacia Potiguar são individualizados três eventos magmáticos: 1) diques de olivina diabásio, orientados na direção E-W, localizados junto à borda sul da porção terrestre da bacia, de idade juro-cretácea, denominados de Formação Rio Ceará-Mirim. São datados pelo método radiométrico K-Ar entre 120 e 140 Ma, o que os torna correlacionáveis com a Formação Cabiúnas, presente nas Bacias de Campos e Santos (Araripe & Feijó, 1994). No Alto de Touros, já na porção submersa da bacia, são encontrados diabásios com 130 ± 15 Ma considerados como síncronos com a Formação Rio Ceará-Mirim; 2) diques de diabásio de idade santoniana-campaniana (83 ± 6 Ma), denominados de Formação Cuó; e 3) derrames de olivina basalto do Eoceno e Oligoceno, na porção submersa da bacia, constituindo a Formação Macau. Aqui insere-se também a província alcalina de Mecejana, com idades oligocêni-

cas e rochas magmáticas semelhantes àquelas da ilha de Fernando de Noronha. Almeida (1958) e Sykes (1978) consideram que a Província Alcalina de Mecejana marca o início do prolongamento para a margem continental de uma zona de fraturas oceânicas.

Bacia do Ceará

Limita-se a noroeste pelo Alto de Tutóia, que a separa da Bacia de Barreirinhas e, a sudoeste pelo Alto de Fortaleza, que a separa da Bacia Potiguar. A Bacia do Ceará, com base em características tectônicas distintas e feições estruturais, tem sido subdividida em quatro sub-bacias: Piauí-Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú (Beltrami *et al.*, 1994). Somente na sub-bacia de Mundaú ocorrem expressivos corpos intrusivos de diabásio e extrusivos de basalto, sendo identificados como Formação Macau, com idades meso-eocênicas a neooligocênicas. Nas sub-bacias de Acaraú e Piauí-Camocim foram perfurados alguns basaltos da transição entre o Eocretáceo e o Neocretáceo.

Bacia da Foz do Amazonas

Essa bacia ocupa 268.000 km² no extremo oeste da margem equatorial brasileira. Na região, mais precisamente na costa oriental do Amapá, destaca-se o enxame de diques de Cassiporé, com idades variando do Triássico ao Jurássico. É a manifestação vulcânica mais antiga e provavelmente associada ao processo de rifteamento da costa norte, considerado como prolongamento sul-sudeste da abertura do Atlântico Norte (Almeida *et al.*, 1996, p. 133). Na bacia da Foz do Amazonas ainda é reconhecida a Formação Calçoene. Trata-se da primeira a se depositar na bacia, de idade neotriássico-eojurássica, compreendendo um pacote de rochas vulcano-sedimentares onde rochas ígneas estão intercaladas com arenitos.

Evolução do magmatismo nas bacias da margem continental

Do conhecimento atual existente sobre os eventos vulcânicos observados nas bacias sedimentares brasileiras, em especial, aqueles nas bacias marginais e da análise do conjunto das datações radiométricas efetuadas nessas rochas

Fig. 8 - Curvas de frequência das distribuições das idades radiométricas do magmatismo Cenozóico e Mesozóico: A) bacias da margem sudeste e B) bacias da margem equatorial (modif. Mizusaki *et al.*, 2002, p. 185)

- Frequency curves concerning distribution of the radiometric ages of the Cenozoic and Mesozoic magmatism: A) basins of the southeastern margin and B) basins of the equatorial margin (modif. Mizusaki *et al.*, 2002, p. 185)

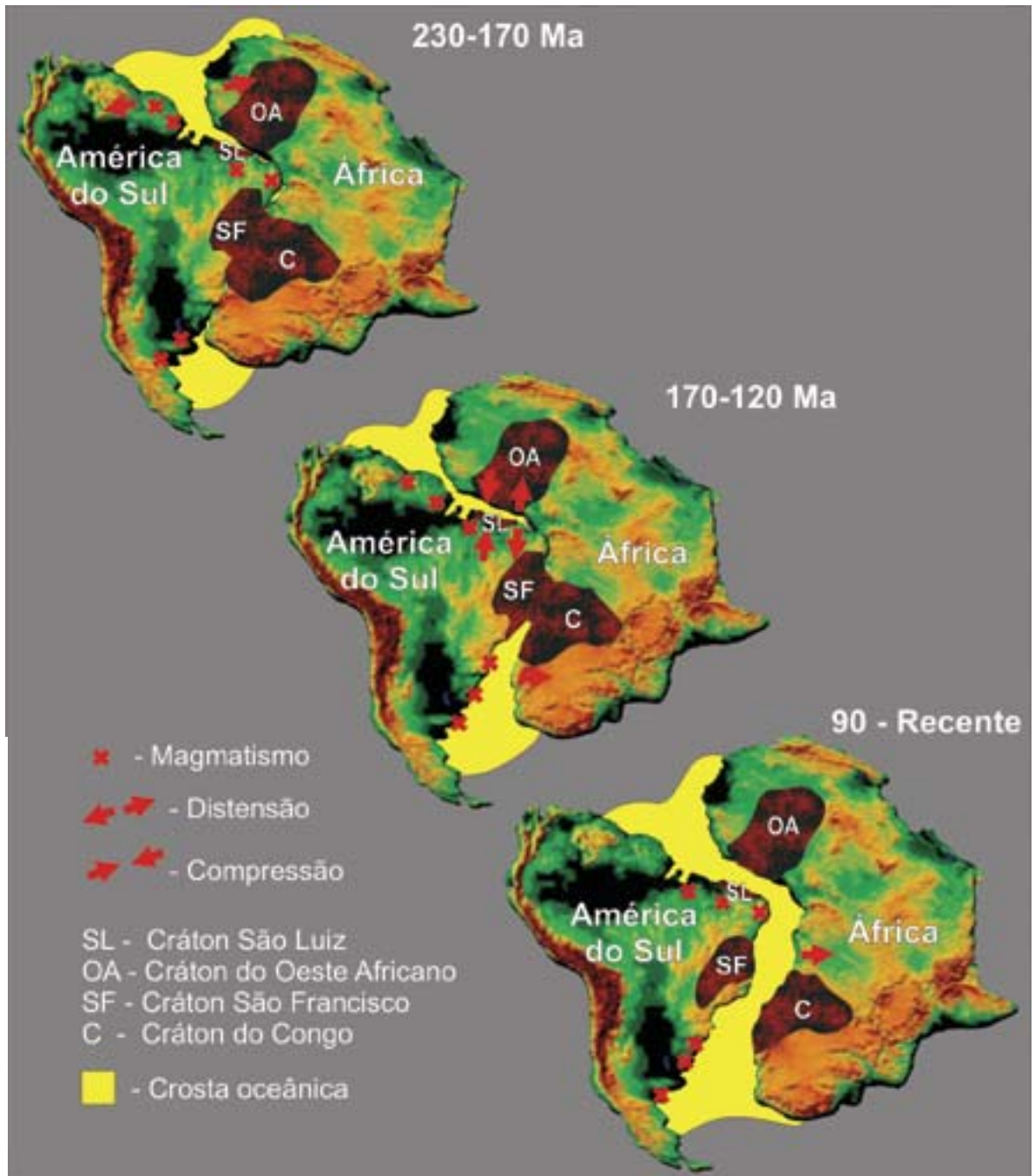
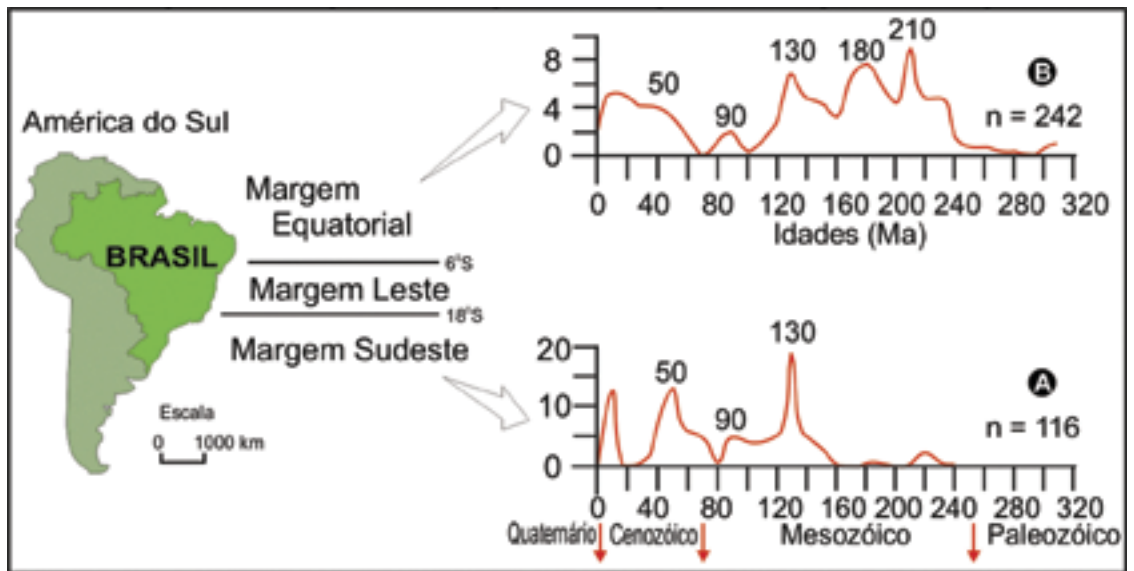


Fig. 9 - Posição relativa da América do Sul e África durante a abertura do Oceano Atlântico Sul e o magmatismo associado (modif. Mizusaki *et al.*, 1998, p. 53)

- Relative position of South America and Africa during the association of the South Atlantic Ocean break-up and the associated magmatism (modif. Mizusaki *et al.*, 1998, p. 53)

pode-se complementar as informações anteriormente expostas nos trabalhos de Almeida (1986) e Almeida *et al.* (1992).

Na Fig. 8, são apresentados os resultados de 358 datações pelo método K/Ar relacionadas as rochas magmáticas coletadas em afloramentos bem como em testemunhos de sondagens provenientes das diferentes bacias marginais brasileiras (Mizusaki *et al.*, 2002).

Assim, na Fig. 8, as duas curvas de frequência representam a distribuição das idades K-Ar para os eventos magmáticos básicos e alcalinos que ocorreram no Brasil, durante o Mesozóico e o Cenozóico. A curva de frequência A representa as idades K-Ar para o magmatismo, nas bacias da margem sudeste (bacias do Espírito Santo até Pelotas), bem como na Bacia do Paraná. A curva de frequência B mostra a situação do conhecimento do magmatismo das bacias da margem equatorial (norte do paralelo 6°S - Bacia Potiguar até plataforma do Amapá). Destaca-se a região entre os paralelos 18°S e 6°S, associado com a área do Cráton de São Francisco onde eventos magmáticos fanerozóicos não foram identificados até o momento.

A interpretação desses resultados deve ser feita dentro do contexto de evolução da Placa Sul-Americana após o rifteamento que originou o Oceano Atlântico, conforme proposto por Almeida (1986 e 1992). Na Fig. 8 b, os picos identificados de 210 e 180 Ma são bem definidos na região norte. Para Deckart *et al.* (1999), alguns dados obtidos com o método Ar-Ar indicam que esse magmatismo teria ocorrido num breve intervalo de tempo, em torno de 200 Ma. Esse intervalo de tempo está relacionado com a abertura inicial do Atlântico Norte onde o rifteamento, no sentido NW-SE, originou a margem equatorial brasileira, até a foz do Rio Amazonas. Esse magmatismo toleítico praticamente não é representado na margem sudeste conforme pode ser observado na Fig. 9.

A idade radiométrica ao redor de 130 Ma, visível tanto na curva de frequência A como B, está relacionada ao processo de rifteamento da margem sudeste brasileira e a consequente formação do Oceano Atlântico Sul. Supõe-se que o rifte, nesse caso, propagou-se de SW para NE, até o Espírito Santo, dentro de um contexto evolutivo de extensão crustal. Associadas a esse evento, são observadas manifestações magmáticas localizadas na Bacia do Parnaíba e na Bacia Potiguar. Na Região Nordeste, Almeida *et al.* (1988) já haviam reconhecido uma aparente quiescência no magmatismo durante o Eocretáceo.

O pico menos pronunciado, ao redor de 90 Ma, também

presente em ambas as figuras, representa o magmatismo básico que ocorreu quando da separação definitiva entre o Brasil e a África (Mizusaki *et al.*, 1998). Idades radiométricas mais novas do que 80 Ma são bem representadas em ambas as curvas de frequência e correspondem a manifestações magmáticas caracterizadas como rochas vulcânicas alcalinas. Mizusaki *et al.* (2002) interpretaram estas ocorrências como possíveis produtos de *hot spots*, considerados como resíduos de grandes plumas mantélicas cuja evolução teria induzido à quebra de Gondwana. Almeida (1986) já suspeitava da atividade de *hot spot* ao observar o alinhamento de rochas vulcânicas no continente, bem como na plataforma continental e crosta oceânica.

Conclusões

O magmatismo pós-paleozóico no Brasil foi ativo tanto nas áreas do embasamento, quanto nas bacias sedimentares intracontinentais e marginais. Tanto nessas bacias, como nos altos estruturais que as separam e no embasamento que as aloja, o magmatismo pós-paleozóico apresenta clara e frequente correlação.

As manifestações de rochas magmáticas básicas de idades oscilando entre o Triássico e o Eojurássico predominam na parte norte do Brasil, mormente na área continental, e estão relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Norte.

O magmatismo basáltico fissural de idades entre o Neojurássico e o Eocretáceo predominou na região sul-sudeste do Brasil, culminando com suas manifestações quando do rifteamento e da quebra continental que separou a América do Sul da África. Está presente nas camadas inferiores das bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo, além de constituir os grandes derrames de basalto da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) e do sudoeste da África (Derrames Etendeka, na Namíbia).

Durante o Aptiano e o Albiano, houve um arrefecimento das atividades magmáticas no Brasil. A partir daí, essas atividades voltaram a se intensificar no intervalo entre o Neocretáceo e o Eoceno, agora com caráter alcalino na área continental e subalcalino/alcalino nas bacias marginais (Fig. 9). Pelo menos nas áreas sul e sudeste brasileira, esse magmatismo aparentemente cessou após o Eoceno, mas prosseguiu no Nordeste Brasileiro até o Mioceno. Esse fato estaria relacionado ao afastamento mais precoce entre a América do Sul e a África, em razão da rotação, no sentido horário, do continente sul-americano.



RECURSOS ENERGÉTICOS ASSOCIADOS À ATIVAÇÃO TECTÔNICA MESOZÓICO-CENOZÓICA DA AMÉRICA DO SUL.

Webster Ueipass Mohriak

Petróleo Brasileiro S.A. Petrobras, Rio de Janeiro e UERJ, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, RJ

webmohr@petrobras.com.br

Resumo:

A margem continental divergente da América do Sul estende-se desde a margem leste brasileira até a margem argentina, sendo limitada ao norte (segmento equatorial do Atlântico) por movimentações transcorrentes associadas às zonas de fraturas e, ao sul, pelas zonas de fraturas do Platô das Malvinas e pela zona de subdução ao norte da Antártica. No segmento extensional da margem continental a Região Sudeste Brasileira destaca-se como a maior província petrolífera na margem continental, sendo caracterizada por vários eventos ligados à reativação tectônica mesozóica-cenozóica da América do Sul. As diversas fases tectono-magnéticas das bacias sedimentares da margem continental brasileira têm sido caracterizadas desde a década de 1960, com o início da exploração de petróleo em águas rasas, e principalmente nas décadas de 1980 e 1990 houve um notável incremento no conhecimento geológico da região de águas profundas, em função dos avanços nas tecnologias de aquisição, processamento e interpretação de dados geológicos e geofísicos obtidos pela indústria de petróleo, incluindo companhias brasileiras e internacionais. Neste trabalho apresenta-se uma revisão integrada da evolução tectono-estratigráfica das bacias sedimentares da margem continental sudeste brasileira, sendo focalizadas as bacias de Espírito Santo, Campos e Santos.

A fase sin-rifte das bacias sedimentares da margem continental do Atlântico Sul está associada a processos extensionais, responsáveis por falhas normais sintéticas e antitéticas que formam semi-grábens e grábens, preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos siliciclásticos e carbonáticos, depositados durante o Neocomiano e Barremiano, na margem brasileira, mas que iniciaram-se no Jurássico nas bacias da margem argentina. Destaca-se na seqüência sin-rifte a ocorrência de rochas geradoras com excelente teor e qualidade de matéria orgânica, propiciando a geração de hidrocarbonetos. A seqüência transicional (de idade Aptiano ou Alagoas) está associada a sedimentos siliciclásticos e carbonatos depositados acima de uma discordância regional que marca o início da fase de deriva continental, e sedimentos evaporíticos que ocorrem entre Sergipe-Alagoas e Santos, evidenciando a existência de um golfo alongado e raso, que foi invadido pelas primeiras ingressões marinhas do oceano nascente. A presença de evaporitos nessa seqüência propiciou a formação de uma tectônica característica, com diápiros de sal e feições extensionais e compressionais. A megaseqüência marinha pode ser dividida em superseqüências marinha transgressiva, com estabelecimento de uma plataforma carbonática que grada para margas e folhelhos (Albiano a Turoniano), e marinha regressiva (Santoniano - Terciário), com fácies carbonáticas e siliciclásticas.

O vulcanismo pré- e sin-rifte está presente na margem continental, sendo associado à ruptura do Gondwana e formação dos riftes, apresentando idade neojurássica a eocretácica, equivalente aos basaltos toleíticos da Formação Serra Geral que ocorrem com grande expressão na Bacia do Paraná. Também são caracterizados eventos magmáticos relacionados à implantação de centros de espalhamento oceânico, com cunhas de refletores mergulhantes para o mar, tanto na margem brasileira quanto na argentina. Episódios magmáticos pós-rifte são caracterizados notadamente na região do Complexo Vulcânico de Abrolhos (parte norte da Bacia do Espírito Santo) e na parte sul de Campos - norte de Santos (área de Cabo Frio), formando lineamento de cones vulcânicos e intrusões ígneas. Reativações de falhas do embasamento em determinados períodos, notadamente no Terciário Inferior, resultaram também em magmatismo alcalino e formação de riftes abortados na borda do continente, como por exemplo, as bacias intracontinentais da Região Sudeste (Bacia de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Barra de São João). Os principais reservatórios turbidíticos dos campos de petróleo das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo estão relacionados à reativação tectono-magmática do Cretáceo Superior-Terciário Inferior, e a migração de hidrocarbonetos está relacionada à tectônica de sal.

Palavras-chave: Ativação Meso-Cenozóica, Evolução Tectônica de Bacias Sedimentares, Margem Continental Brasileira, Recursos Energéticos, Geologia de Petróleo.

Abstract:

The South American divergent continental margin extends from East Brazil towards the continental margin off Argentina, and is limited to the north (equatorial segment of the Atlantic) by transcurrent movements associated with oceanic fracture zones, and towards the south, by fracture zones in the Malvinas (Falkland) Plateau and by the subduction zone north of Antarctica. In the extensional segment of the eastern Brazilian margin the southeastern region stands out as the major petroleum province up to the present. The diverse tectono-magmatic phases identified in the Eastern Brazilian continental margin have been related to the mesozoic-cenozoic tectonic reactivation of the South American continent since the early 60s, starting with the inception of plate tectonics concepts.

Tectonic studies followed the beginning of exploration in the continental platform, in the 70s, and mainly in the 80s and 90s when the geological knowledge of deep water frontier regions gained a strong momentum with the discovery of oil fields. Consequently, substantial advances have been achieved in geological knowledge concerning the tectonic evolution of sedimentary basins and a better understanding of structural and magmatic features, due to technological developments in the acquisition, processing and interpretation of geophysical data. In this study we present an integrated interpretation of the tectono-sedimentary evolution of the southeastern Brazilian margin, focussing on the Santos, Campos and Espírito Santo sedimentary basins.

The syn-rift phase of the sedimentary basins along the South Atlantic continental margin is associated with extensional processes, which are responsible for synthetic and antithetic normal faults that formed half-grabens and grabens. These were filled with siliciclastic and carbonate lacustrine continental sediments deposited during the Neocomian and Barremian, in the Brazilian margin, but that initiated in the Jurassic in the Argentine rifts. The syn-rift megasequence is characterized by source rocks with excellent content of organic matter, which resulted in the generation of hydrocarbons. The transitional phase (Aptian age) is associated with sili-

clastic and carbonate sediments deposited above a regional unconformity (breakup unconformity) that heralds the continental drift phase, which is associated with evaporite sedimentation between the Sergipe-Alagoas and Santos basins, suggesting the occurrence of an elongated and shallow gulf, which was subsequently invaded by marine waters during the first marine incursions of the nascent Atlantic Ocean. The presence of evaporites resulted in the development of a characteristic tectonic style marked by salt diapirs and extensional and compressional structures. The marine megasequence may be divided into a transgressive marine supersequence, with the establishment of a carbonate platform that grades into marls and shales (Albian to Turonian), and a regressive marine supersequence (Santonian - Tertiary), with carbonate and siliciclastic facies extending from the platform toward the deep water region.

Pre- and syn-rift magmatism is registered along the continental margin, associated with the breakup of Gondwana and formation of rifts, presenting Late Jurassic to Early Cretaceous radiometric ages, equivalent to the tholeiite basalts of the Serra Geral Formation which have a major expression onland in the Paraná Basin. Other magmatic events are also characterized in the continental margin, related to the inception of oceanic spreading centers, with wedges of seaward-dipping reflectors extending from the continental margin off Brazil and Argentina. Post-rift magmatic episodes are characterized notably in the region of the Abrolhos Volcanic Complex (northern part of the Espírito Santo Basin) and in the Cabo Frio region, the boundary between the Campos and Santos basins, forming linear chains of volcanic plugs and igneous intrusions. Reactivation of basement-involved faults are registered in several intervals, notably in the Early Tertiary, with a marked association with alkaline magmatism and formation of aborted rifts along the border of the continental margin, as for example, the taphrogenic basins in the southeastern Brazilian region (example, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Barra de São João). The main turbidite reservoirs in the petroleum fields of the Campos, Santos and Espírito Santo basins are related to the Late Cretaceous - Early Tertiary tectono-magmatic reactivation, and the development of migration pathways related to salt tectonics.

Keywords: Mesozoic-Cenozoic Activation; Tectonic Evolution of Sedimentary Basins; Brazilian Continental Margin; Energy Resources; Petroleum Geology.

Resumen:

El margen continental divergente de Sudamérica se extiende del margen este brasileño hasta el margen argentino, estando limitado al norte (segmento ecuatorial de Atlántico) por movimientos transcurrientes asociados a las zonas de fractura y, al sur, por las zonas de fractura del Plateau de las Malvinas y por la zona de subducción al norte de Antártica. En el segmento extensional del margen continental la región sureste de Brasil se destaca como la mayor provincia petrolífera en el margen continental, siendo caracterizada por diversos eventos ligados a la reactivación tectónica mesozoica-cenozoica de Sudamérica. Las diversas fases tectónicas-magmáticas de las cuencas sedimentarias del margen continental brasileño han sido caracterizadas desde los años 1960, con el comienzo de la explotación petrolífera en aguas rasas y, sobre todo en las décadas de 1980 y 1990, hubo un notable incremento en el conocimiento geológico en la región de aguas profundas, como resultado de la avanzada tecnología de adquisición, procesamiento y interpretación de datos geológicos y geofísicos obtenidos por la industria petrolífera, incluyendo compañías brasileñas e internacionales. En este trabajo se presenta una revisión integrada de la evolución tec-

tônica-estratigráfica de las cuencas sedimentarias del margen continental del sureste de Brasil, siendo enfocadas las cuencas de Espirito Santo, Campos y Santos.

La fase sin-rift de las cuencas sedimentarias del margen continental del Atlántico Sur está asociada a procesos extensionales, responsables por fallas normales sintéticas y antitéticas que dan origen a semi-grabens y grabens rellenos por sedimentos continentales lagunares siliciclásticos y carbonáticos, depositados en el Neocomiano y Barremiano, en el margen brasileño, pero que empezaron en el Jurásico en las cuencas del margen argentino. Se destaca en la secuencia sin-rift la presencia de rocas generadoras con excelente tenor y calidad de materia orgánica, propiciando la generación de hidrocarburos. La secuencia de transición (con edad Aptiana o Alagoas) está asociada a sedimentos siliciclásticos y carbonatos depositados por arriba de una discordancia regional que marca el comienzo de la fase de deriva continental, y sedimentos evaporíticos que ocurren entre Sergipe-Alagoas y Santos, evidenciando la existencia de un golfo alargado y raso, que fue invadido por las primeras ingresiones marinas del naciente océano. La presencia de evaporitos en esta secuencia ha propiciado la formación de una tectónica característica, con diápiros de sal y aspectos extensionales y compresionales. La mega secuencia marina puede ser subdividida en supersecuencias marinas transgresivas, con emplazamiento de una plataforma carbonática que grada para margas y pizarras (Albiano a Turoniano), y marina regresiva (Santoniano-Terciario), con facies carbonáticas y siliciclásticas.

El volcanismo pré y sin-rift está presente en el margen continental y se encuentra asociado a la ruptura del Gondwana y formación de los rifts, presentando edad neojurásica a eocretácea, equivalente a los basaltos toleíticos de la Formación Serra Geral que ocurren expresivamente en la Cuenca del Paraná. Son también caracterizados eventos magmáticos relacionados a la implantación de centros de esparcimiento oceánico, con cuñas de reflexión inclinadas hacia el mar, tanto en el margen de Brasil como de Argentina. Episodios magmáticos pos-rift son caracterizados notablemente en la región del Complejo Volcánico de Abrolhos (parte norte de la Cuenca del Espirito Santo) y en la parte sur de Campos-norte de Santos (área de Cabo Frio), formando lineamiento de conos volcánicos e intrusiones ígneas. Reactivaciones de fallas del basamento en determinados periodos, notablemente en el Terciario Inferior, resultaran también en magmatismo alcalino y formación de rifts abortados en el borde del continente, como por ejemplo, las cuencas intracontinentales de la región sureste (Cuencas de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Barra de São João). Las principales reservaciones turbidíticas de los campos de petróleo de las cuencas de Campos, Santos y Espirito Santo están relacionadas a la reactivación tectónica-magmática del Cretáceo Superior-Terciario Inferior, y la migración de hidrocarburos está relacionada a la tectónica de la sal.

Palabras llave: Activación Meso-Cenozoica, Evolución Tectónica de Cuencas Sedimentarias, Margen Continental Brasileño, Recursos Energéticos, Geología del Petróleo.

Introdução

O estudo das bacias sedimentares da margem continental passiva da placa sul americana, relacionando sua evolução tectônica com estágios de subsidência rifte e subsidência terminal, cada qual com diferentes seqüências estratigráficas, é de importância fundamental para a avaliação do potencial exploratório na pesquisa dos recursos energéticos, em particular, hidrocarbonetos (gás e petróleo). Trabalhos pioneiros da década

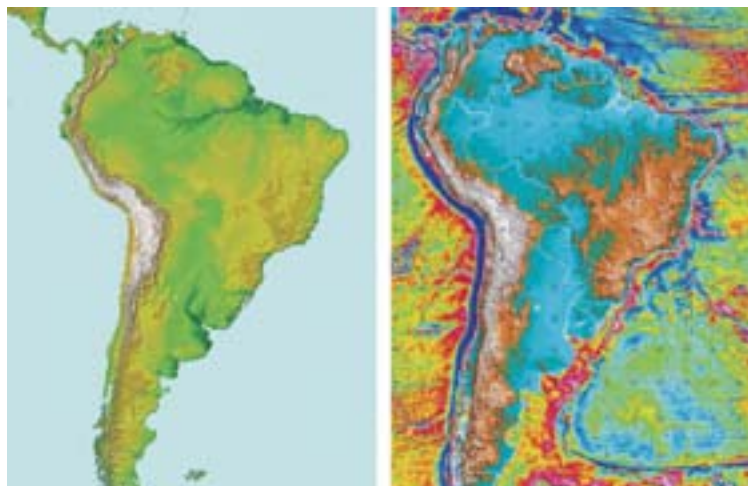


Fig. 1 - Mapa topográfico de satélite da América do Sul e mapa de anomalia free-air (Geosat) englobando a América do Sul e áreas adjacentes. A margem divergente atlântica estende-se ao sul da margem equatorial transformante brasileira e alcança a região da plataforma continental argentina

Topographic map of South America based on satellite data, and free-air anomaly map (Geosat) covering South America and adjacent areas. The divergent atlantic margin extends south of the Brazilian equatorial transform margin and reaches the Argentine continental platform

de 1960 e 1970 lançaram as bases para o entendimento da geologia de petróleo da Região Sudeste Brasileira, destacando-se como autores de publicações clássicas vários geocientistas ligados à área acadêmica (como por exemplo, Professor Fernando Flávio Marques de Almeida), e outros ligados à indústria de petróleo (por exemplo, H.E. Asmus, C.W.M. Campos, H.A.O. Ojeda, F.C. Ponte, R. Porto etc.). À medida que a busca de novas reservas petrolíferas avançou para a região de águas profundas, nas décadas de 1980 e 1990, novos conceitos geológicos foram incorporados ao acervo de dados geológicos e geofísicos, os quais foram interpretados por exploracionistas e geocientistas de diversas instituições, incluindo empresas de petróleo multinacionais que atuaram no país em duas fases distintas, a primeira, na década de 1970, através de contratos de risco, e na segunda fase, que teve início após a extinção do monopólio da Petrobras em 1998, através de pesquisa exploratória em parceria com a Petrobras ou em projetos independentes. Neste trabalho são revistos alguns conceitos relacionados à evolução tectono-sedimentar das bacias da margem continental divergente da América do Sul, formadas por ativação meso-cenozóica que resultou na ruptura do Gondwana e sua dispersão continental com a migração das placas sul-americana e africana após a injeção do centro de espalhamento do Oceano Atlântico. Essas bacias incluem desde riftes abortados na região continental da Argentina e borda da plataforma, até a região de águas profundas e ultra-profundas, próxima do limite entre crosta continental e crosta oceânica. Discute-se o contexto geodinâmico do Atlântico Sul, destacando-se algumas das principais feições tectônicas do interior da placa, e também é apresentada uma análise sucinta das características estruturais e estratigráficas dos diversos segmentos da margem continental, atingindo na margem sul brasileira o limite com as águas territoriais do Uruguai, e avançando para as bacias da Argentina, e analisando-se com maior detalhe as principais bacias sedimentares da Região Sudeste Brasileira.

Trabalhos anteriores

A margem continental divergente da placa sul-americana (Fig.1) engloba segmentos com bacias sedimentares apresentando características geológicas distintas e com

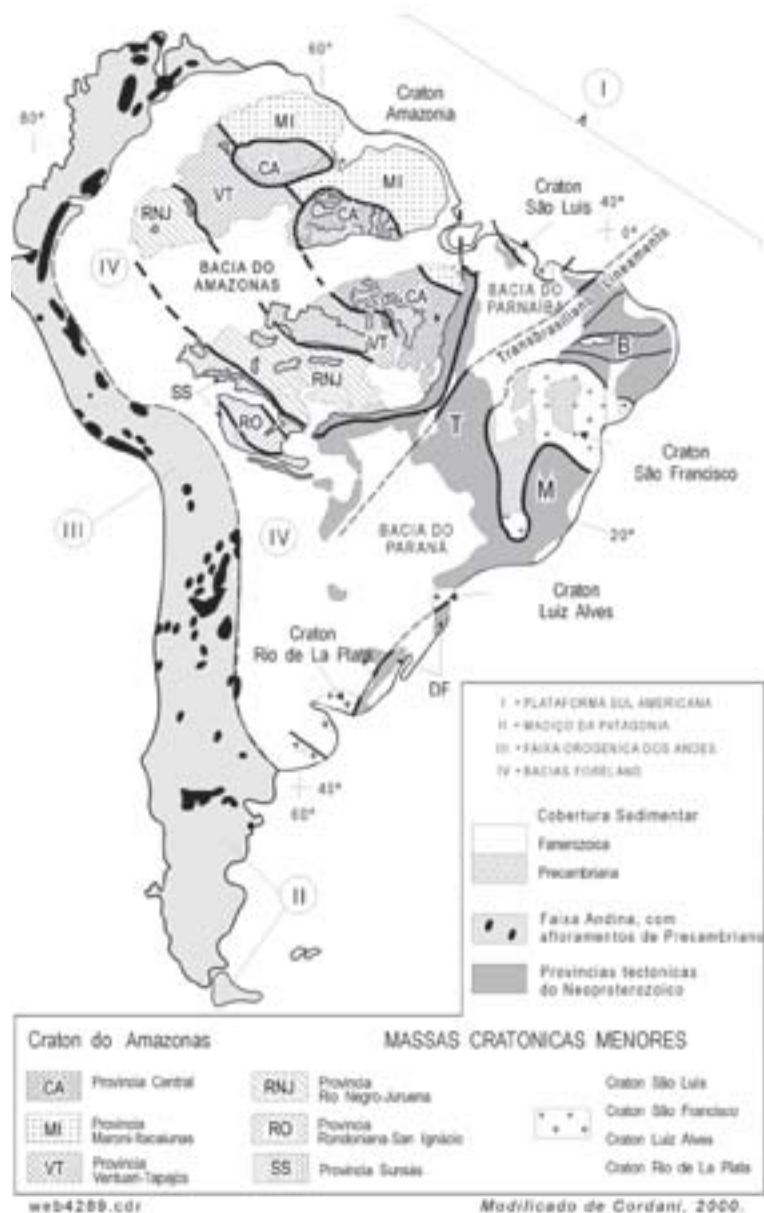


Fig. 2 - Mapa tectônico simplificado da América do Sul mostrando as bacias sedimentares da região continental e principais lineamentos estruturais. Modificado de Cordani, 2000

- Simplified tectonic map of South America showing the onshore sedimentary basins and the main structural lineaments. Modified from Cordani, 2000

diferentes graus de conhecimento do potencial exploratório para os recursos energéticos (gás e petróleo). A maior parte dos trabalhos de interpretação geológica foi conduzida por diversos pesquisadores a partir da década de 1960 (e.g., Almeida, 1967; Asmus & Pontes, 1973; Campos *et al.*, 1974; Asmus, 1975; Almeida, 1976; Ponte *et al.*, 1977; Asmus & Porto, 1980; Ponte & Asmus, 1980; Ponte *et al.*, 1980; Ojeda, 1982; Asmus, 1984; Guardado *et al.*, 1989; Mohriak *et al.*, 1990a; Mohriak *et al.*, 1990b; Chang *et al.*, 1992; Matos, 1992). O principal objetivo deste trabalho será analisar e discutir algumas dessas feições revisando o trabalho clássico de F. F. M. Almeida, *The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil*, publicado em edição especial dos Anais da Academia Brasileira de Ciências, em 1976. Nesta revisão apresenta-se uma abordagem da evolução tectônica da Região Sudeste, atualizando-a com análises mais recentes advindas de trabalhos de autores nacionais e internacionais (e.g., Cainelli & Mohriak, 1998; Davison, 1999; Karner *et al.*, 2000; Figueiredo & Milani (2000), Milani & Thomaz Filho (2000); Jackson *et al.*, 2000; Mohriak *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*,

2001, Meisling *et al.*, 2001; Mohriak, 2003), já sob a luz de novos conceitos geológicos advindos da interpretação da região de águas profundas e ultra-profundas.

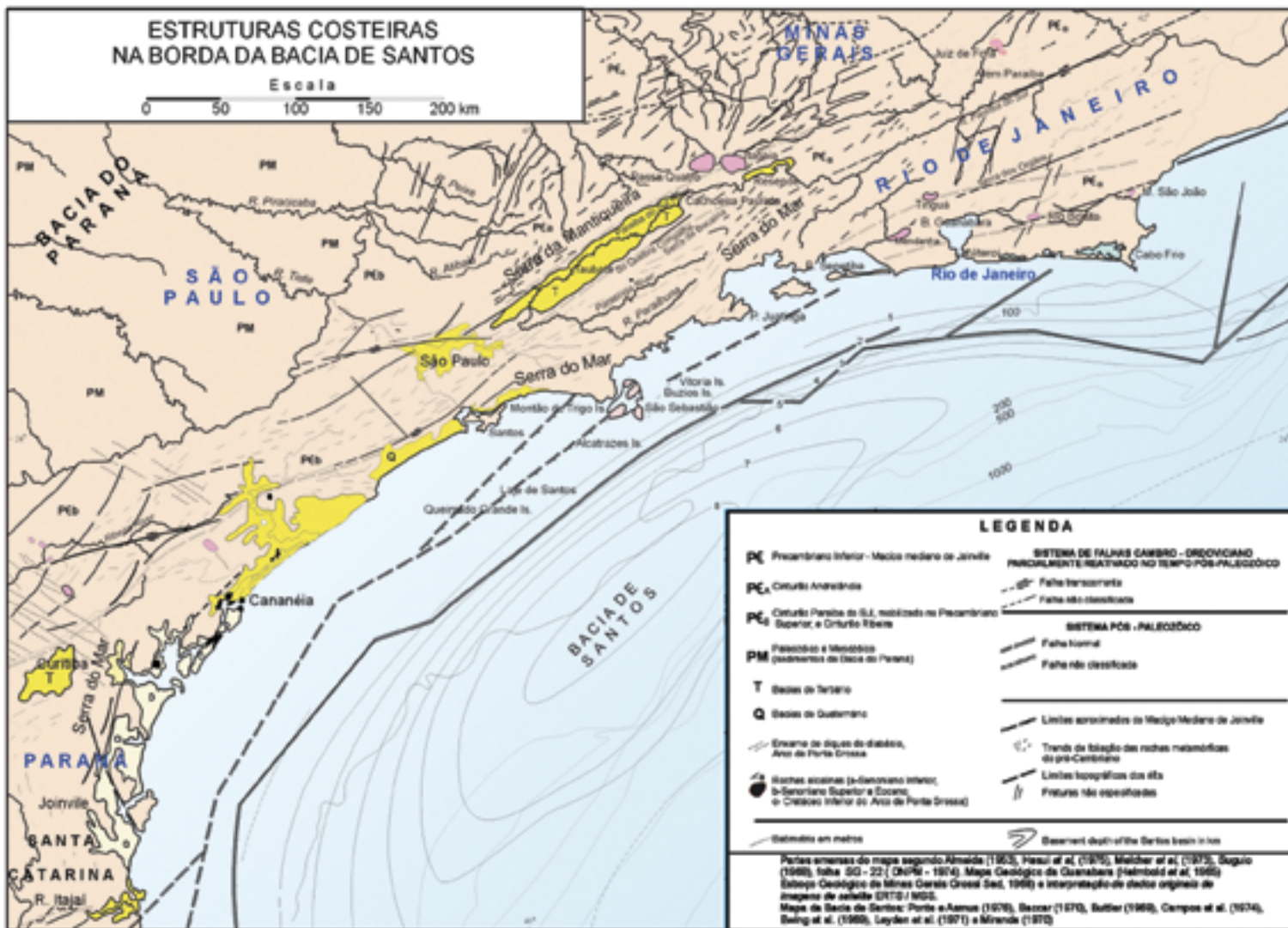
A Fig.2 apresenta as principais feições tectônicas da região emersa da plataforma sul-americana, incluindo aquelas relacionadas ao segmento andino, com bacias sedimentares associadas à tectônica compressional, bacias intracratônicas e riftes abortados no interior da placa. A margem continental apresenta segmentos de margem transformante (região equatorial) e margem divergente (nordeste, leste e sul-sudeste brasileiro), e novamente margem transformante na região sul da Argentina, onde se caracterizam as zonas de fraturas do Platô das Malvinas (*Falkland*) e a zona de subdução da Antártica (Milani & Thomaz Filho, 2000). Trabalhos de integração da região intracontinental são revistos neste volume, e também em Milani & Zalán (1999); Cordani *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2000).

Neste trabalho será enfocada com maior detalhe a Região Sudeste Brasileira, que apresenta as bacias sedimentares com maior potencial exploratório para os recursos energéticos, particularmente as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Nesta revisão aborda-se alguns dos temas discutidos por Almeida (1976) e será discutida evolução das bacias de Santos e Campos sob o prisma dos conhecimentos geológicos e geofísicos adquiridos nos últimos 30 anos, de modo a oferecer uma visão holística da evolução tectono-sedimentar da Região Sudeste Brasileira. A interpretação é baseada em dados geológicos (principalmente resultados estratigráficos de poços exploratórios perfurados pela Petrobras) e dados geofísicos (principalmente métodos sísmicos e potenciais) que subsidiam a interpretação da evolução tectono-sedimentar dos diversos segmentos da margem. Esta revisão aborda a análise de levantamentos regionais da margem continental efetuados por instituições governamentais, como por exemplo, o Projeto Remac na década de 1970 (Asmus & Ferrari, 1978); o Projeto Leplac nas décadas de 1980 e 1990 (Gomes, 1992; Gomes *et al.*, 1993; Gomes *et al.*, 2000), levantamentos de sísmica profunda executados pela Petrobras na década de 90 (por exemplo, Mohriak e Latgé, 1991; Mohriak *et al.*, 1993), e também levantamentos especulativos realizados por instituições ligadas à indústria de petróleo (Fainstein, 1999; Fainstein *et al.*, 2001). Dados de métodos potenciais da Petrobras e da CPRM também foram integrados com dados do Geosat, de domínio público (Sandwell & Smith, 1997), resultando na elaboração de mapas regionais de batimetria, gravimetria (*free-air* e Bouguer) e magnetometria (Munis, 1997).

O trabalho de Almeida (1976) discute de modo bastante abrangente as principais feições tectônicas da Região Sudeste do Brasil (Fig. 3), mencionando que além dos sistemas de riftes bordejando a Serra do Mar (por exemplo, a bacia de Taubaté), destaca-se como principal feição geológica a bacia de Santos, cujo conhecimento era bastante limitado à época, principalmente na sua porção sul, nos estados de Santa Catarina e Paraná. As principais estruturas geológicas discutidas por Almeida (1976) incluem

- estruturas antigas (pré-cambrianas), que ocorrem na região emersa do continente
- estruturas pós-paleozóicas (Bacia do Paraná)
- riftes intracontinentais
- evolução tectônica regional do sistema de riftes interiores, Serra do Mar, vulcanismo sin- e pós-rifte, e formação e evolução da Bacia de Santos, na plataforma continental.

O mapa da Fig. 3 (originalmente publicado por Almeida, 1976), mostra o arcabouço tectono-estrutural da Região Sudeste, incluindo a região emersa e a região de águas rasas da plataforma continental (Bacia de Santos). Neste trabalho serão apresentados vários outros mapas que permitem uma visão mais detalhada das feições geológicas que ocorrem no continente e nas bacias marginais.



Modificado de Almeida, 1976.

Fig. 3 - Estruturas costeiras na borda da Bacia de Santos e principais elementos estruturais da plataforma continental. Modificado de Almeida, 1976

Coastal structures adjacent to the Santos Basin border and the main structural elements in the continental platform. Modified from Almeida, 1976

O modelo evolutivo proposto por Almeida (1976), para a região intracontinental e para a parte proximal da Bacia de Santos é mostrado na Fig. 4. Neste trabalho, serão abordados os temas acima mencionados e também apresentada a integração de mapas regionais que permitem caracterizar algumas das feições de águas profundas da margem atlântica.

Principais feições morfo-estruturais do Atlântico Sul

O supercontinente de Gondwana formou-se no Neoproterozóico como resultado da assembléia de terrenos acrescidos aos crátons do Amazonas e do São Francisco durante a orogenia Brasiliana ou Panafricana (Almeida, 1967; Almeida, 1969; Almeida *et al.*, 1976; Almeida *et al.*, 1981; Almeida *et al.*, 2000, Cordani *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2000). A orogenia Brasiliana teve seu ápice no Neoprecambriano-Eopaleozóico, sendo seguida por uma fase de sedimentação intracratônica nas bacias sedimentares paleozóicas (Paraná, Parnaíba, Amazonas), com diversos ciclos deposicionais (Milani & Zalán, 1999; Milani & Thomaz Filho, 2000). No Mesozóico essas bacias foram afetadas pela ruptura continental (quebra do Gondwana), resultando em feições extensionais de riftes superpostos aos sedimentos anteriormente depositados (por exemplo, a Bacia de Sergipe-Alagoas), e também

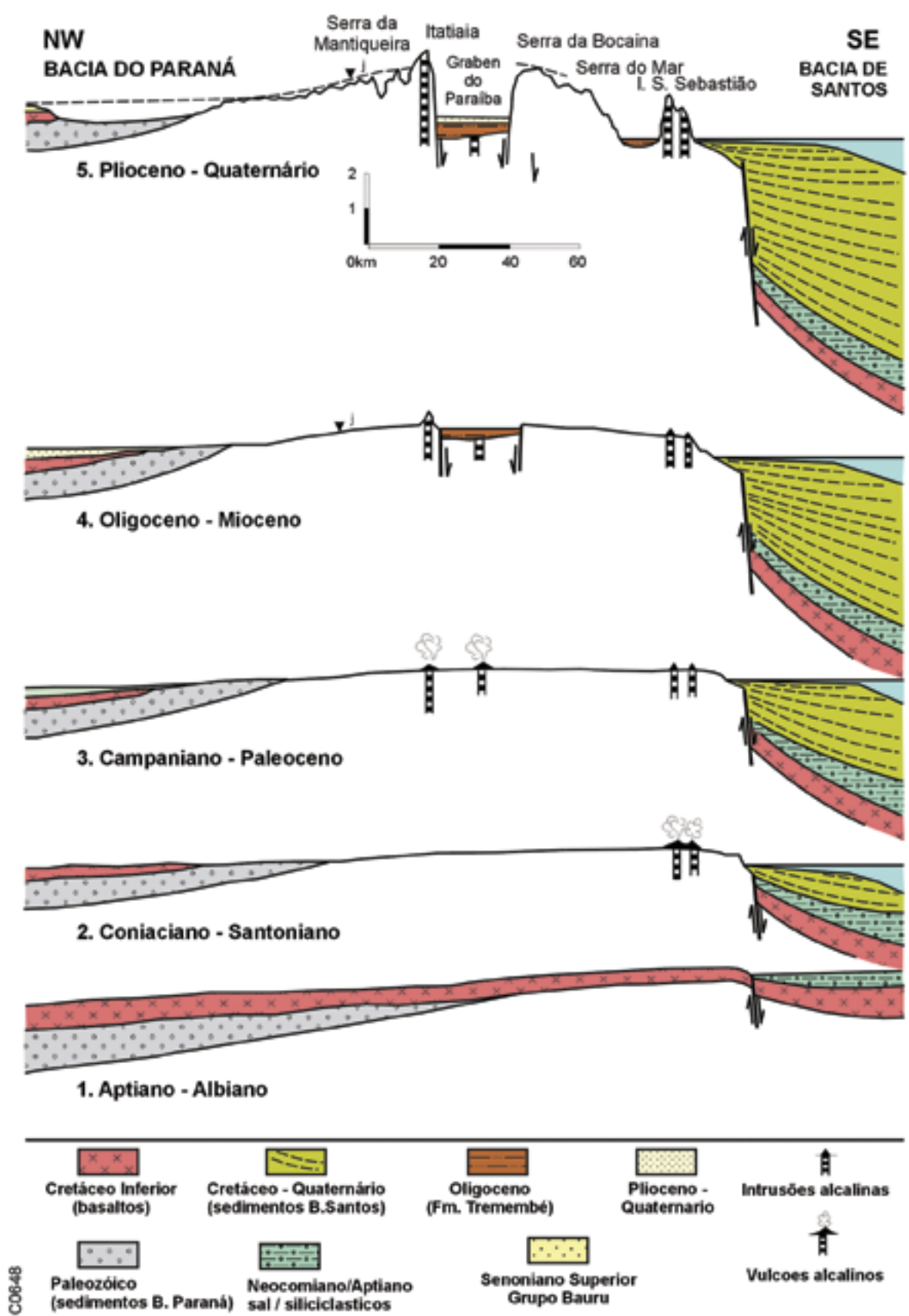
cobertas por derrames basálticos associados à abertura do Atlântico Sul (por exemplo, a Bacia do Paraná e as bacias da margem atlântica, Fig. 2). Eventos tectono-magmáticos são também registrados no Neocretáceo e no Eoterciário, notadamente na Região Sudeste, com a implantação de um sistema de riftes tafrogênicos entre São Paulo e Rio de Janeiro (Almeida, 1976; Almeida, 1983; Melo *et al.*, 1985; Almeida, 1986; Almeida & Carneiro, 1989; Almeida *et al.*, 1996).

O sistema de riftes que formaram as bacias da margem continental brasileira (principalmente no segmento entre Sergipe-Alagoas e Santos) formou-se como consequência de processos extensionais datados do Neojurássico ao Eocretáceo (Asmus & Baisch, 1983; Szatmari *et al.*, 1985; Chang *et al.*, 1992). Há evidências de esforços extensionais polifásicos nas regiões extremas da placa sul-americana, com idades de sedimentos preenchendo grábens que atingem até o Triássico, corroboradas por datação geocronológica de rochas intrusivas e extrusivas precedendo a fase principal de rifteamento (Conceição *et al.*, 1988; Mizusaki *et al.*, 1988; Mizusaki *et al.*, 2002). O clímax do rifteamento deu-se no intervalo Neojurássico-Eocretáceo, coincidente ou logo após a formação de lavas basálticas (Rabinowitz & LaBrecque, 1979; Müller *et al.*, 1997).

A Fig. 5 mostra a distribuição das bacias sedimenta-

Fig. 4 - Possível evolução tectono-sedimentar da Região Sudeste, junto à borda da Bacia de Santos. Modificado de Almeida, 1976

Possible tectono-sedimentary evolution of the southeastern Brazilian region, adjacent to the border of the Santos Basin. Modified from Almeida, 1976



Modificado de Almeida, 1976.

Possível evolução tectono-magmática da borda continental da Bacia de Santos.

res na margem continental divergente brasileira e argentina. Métodos potenciais permitem caracterizar grandes compartimentos tectônicos na plataforma continental, além de caracterizar as principais feições estruturais (Fig. 6). Observa-se na correlação dos diferentes mapas geofísicos (Fig. 1 e Fig. 6) que a margem continental divergente é limitada por zonas de fraturas associadas às falhas transformantes, tanto na margem

equatorial brasileira quanto na margem sul argentina, no Platô das Malvinas. Mais ao sul, na região da Antártica, ocorre uma zona de subdução ativa, com um limite de placas convergente.

O mapa topobatimétrico da Fig. 7 apresenta a geomorfologia da plataforma continental na Região Sudeste, e feições estruturais da margem, alguns elementos tectônicos

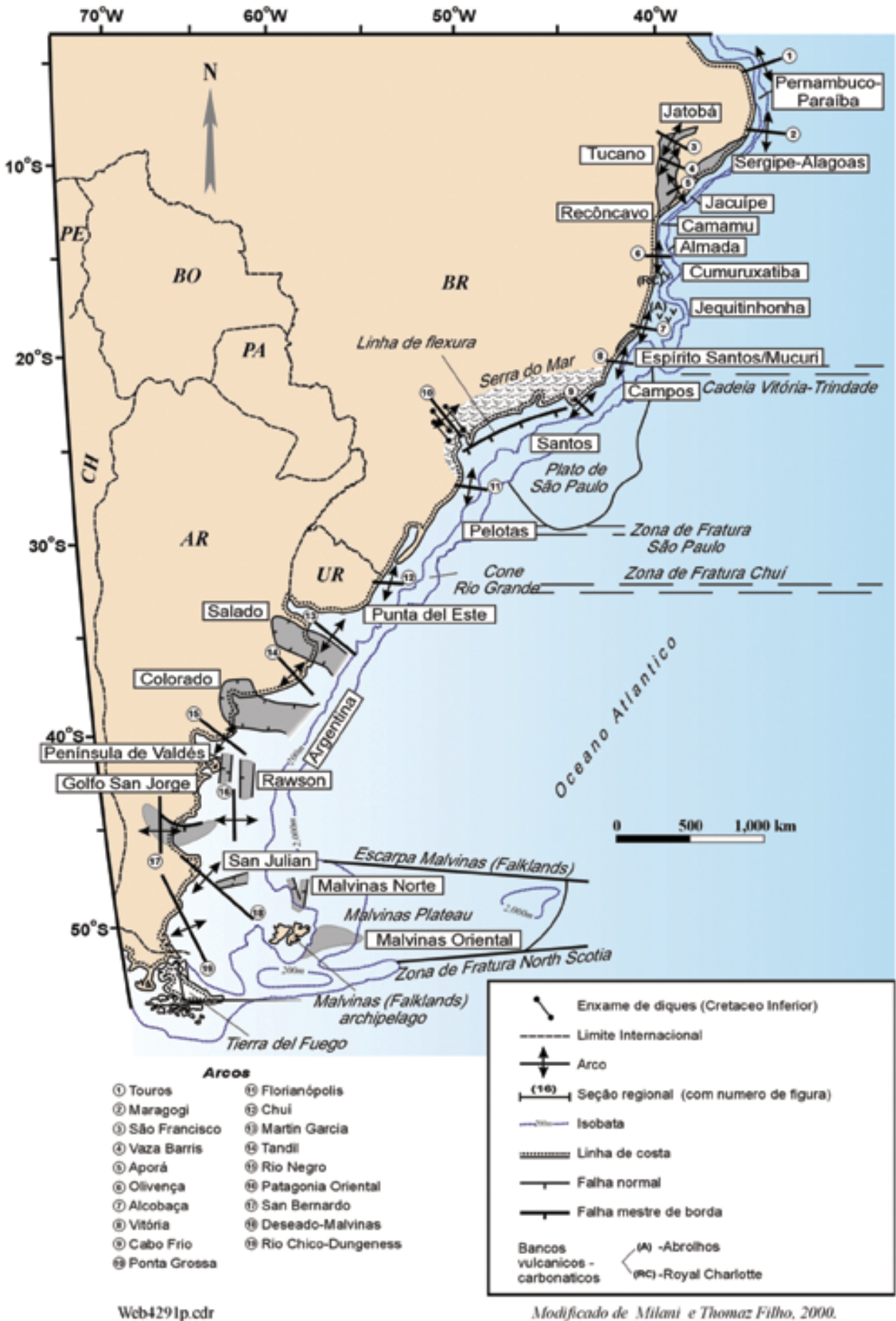


Fig. 5 - Mapa das bacias sedimentares da margem continental atlântica divergente (Brasil - Argentina). Modificado de Milani *et al.*, 2000
 - Map with sedimentary basins along the atlantic divergent continental margin (Brazil - Argentina). Modified from Milani *et al.*, 2000

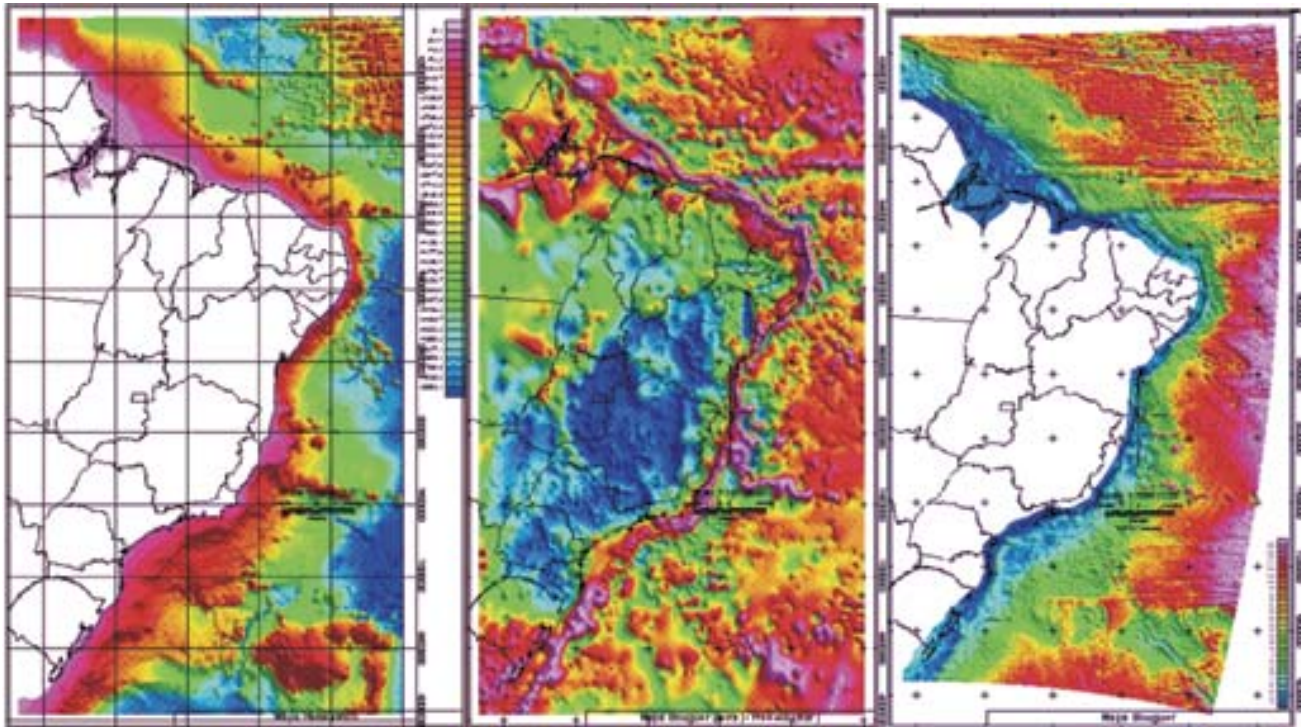


Fig. 6 - Mapa de batimetria, e anomalias gravimétricas Bouguer (continente), *free-air* (mar) e anomalia Bouguer (mar).

a: Bathymetric, b: free-air and c: Bouguer

(esquerdo) Mapa batimétrico da plataforma continental brasileira.

(centro) Mapa de anomalias Bouguer (região emersa) e *free-air* da plataforma continental brasileira.

(direita) Mapa de anomalias Bouguer da plataforma continental brasileira.

Sistema de projeção policônica com MC = 54 W, datum WGS - 84.

Nos mapas gravimétricos as cores quentes (vermelho e laranja) indicam anomalias positivas, e as cores frias (azul e verde) indicam anomalias negativas

(left) Bathymetric map of the Brazilian continental platform

(center) Bouguer gravity anomaly (onshore region) and free-air gravity anomaly map of the Brazilian continental platform.

(right) Bouguer anomaly map of the Brazilian continental platform

Polyconic system of projection with Central Meridian = 54 W, datum WGS - 84.

In the gravity maps, the hot colors (red - orange) indicate positive anomalies, and the cold colors (blue and green) indicate negative anomalies

da região intracontinental (Cainelli & Mohriak, 1998; Bassetto *et al.*, 2000). O platô de São Paulo ocorre entre as bacias de Santos e Espírito Santo, destacando-se a região de Abrolhos como uma grande expansão da plataforma continental. Os mapas de métodos potenciais (integrados com dados do Geosat) apresentam algumas das principais feições tectônicas, como por exemplo, o Alto do Rio Grande e a cadeia vulcânica Vitória-Trindade (Cainelli & Mohriak, 1998). Vários autores (como por exemplo, Almeida, 1976; Cordani *et al.*, 1984) mencionam que o sistema de falhas do rifte mesozóico do segmento entre Bahia e Rio de Janeiro apresenta uma direção NNE herdada dos eventos precambrianos (Transamazônico e Brasiliano), observando-se uma notável inflexão dessas direções para a direção E-W entre Cabo Frio (RJ) e a Ilha Grande (SP). A Fig. 8, baseada em dados de satélite, mostra uma imagem topográfica da Região Sudeste, entre as bacias de Santos e Campos, notando-se algumas das principais feições estruturais da região aflorante, algumas relacionadas aos principais lineamentos pré-cambrianos, como por exemplo, o virgamento dos lineamentos de direção NNE para NE nas proximidades do lineamento de Além-Paraíba (Radambrasil, 1983). Na Região Sudeste destaca-se o cinturão de rochas sedimentares dobradas separando massas cratônicas pré-cambrianas, e em particular no mapa topográfico, ressalta-se a zona de cisalhamento de Além-Paraíba, associada à transpressão dextral das placas sul-americana e africana (Radambrasil, 1983; Sztatmari *et al.*, 1984; Heilbron *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001). A Fig. 8 também mostra a expressão geomorfológica das bacias tafrogênicas (como por

exemplo, Taubaté), e a depressão tectônica relacionada ao gráben da Guanabara, que se estende desde a Ilha Grande até a região da Bacia de Campos, a leste e a norte da Lagoa Feia.

As bacias de Santos, Campos e Espírito Santo estão localizadas no Platô de São Paulo, a mais importante feição fisiográfica da margem sudeste brasileira (Kowsmann *et al.*, 1982; Asmus, 1984; Palma, 1984). A Fig. 9 mostra a expressão batimétrica da plataforma continental, que se apresenta bastante larga na região de Abrolhos (Espírito Santo), e muito estreita na região da Bahia a Sergipe-Alagoas. Destacam-se na região de águas profundas diversos montes submarinos em crosta oceânica, e alguns alinhamentos vulcânicos, notadamente a cadeia Vitória Trindade.

O Platô de São Paulo apresenta em sua maior parte um substrato de crosta continental (Kowsmann *et al.*, 1982; Guimarães *et al.*, 1982; Macedo, 1989; Severino & Gomes, 1991; Gomes *et al.*, 1993, Souza *et al.*, 1993). Entretanto, a extensão das estruturas do rifte na região da província de diápiros e muralhas de sal em águas ultraprofundas não é calibrada por poços exploratórios. Alguns estudos tectônicos recentes na bacia de Santos (exemplo, Mohriak, 2001) têm questionado interpretações anteriores que prolongavam o rifte além do limite do sal, até a Zona de Fratura de Rio Grande ou Lineamento de Florianópolis (exemplo, Kowsmann *et al.*, 1982; Macedo, 1989; Dias, 1993). Entretanto, como sugerido em trabalhos de interpretação da arquitetura crustal da margem sudeste brasileira (Gladzenko *et al.*, 1997; Jackson *et al.*, 1998; Mohriak *et al.*, 1999; Bassetto *et al.*, 2000), a análise de linhas sísmicas regionais indica que o limite do sal e do rifte podem

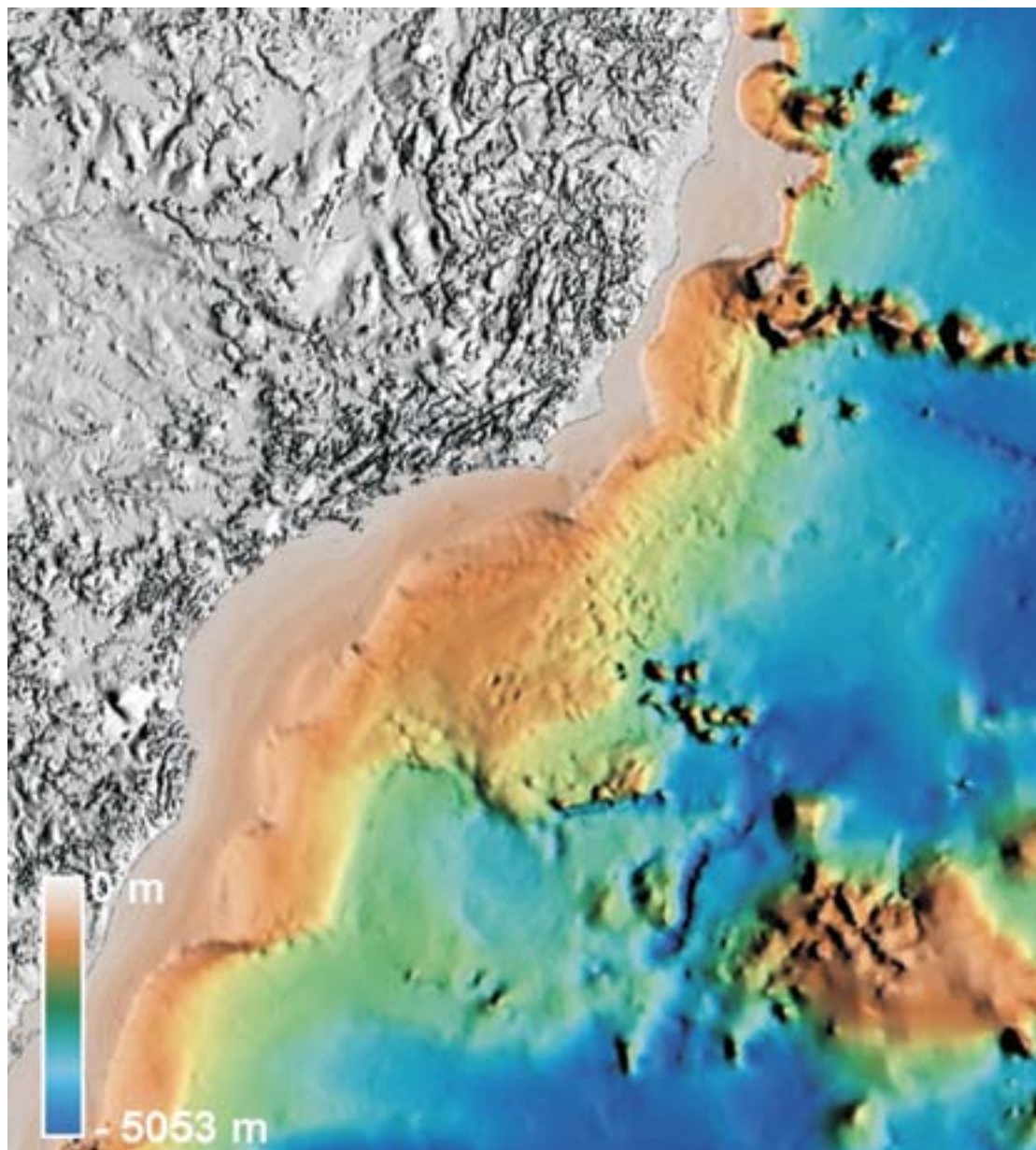


Fig. 7 - Mapa topobatemétrico com geomorfologia da Região Sudeste

Mapa topográfico - batimétrico com principais feições geomorfológicas da Região Sudeste Brasileira. Modificado de C. Bentz & Bassetto *et al.*, 2000

Topographic-bathymetric map with main geomorphological features of the south-eastern Brazilian region. Modified from C. Bentz and Bassetto *et al.*, 2000

ser caracterizados por um complexo extrusivo pós-rifte, relacionado à implantação de crosta proto-oceânica.

Duas interpretações alternativas podem ser consideradas como modelos conceituais extremos para a extensão do rifte na região de águas profundas da Bacia de Santos (Fig. 10). Macedo (1989) sugere que a Zona de Transferência de Florianópolis (Fig.10-a) teria se comportado como uma descontinuidade crustal que separaria regiões com taxas de extensão diferentes, e o rompimento da crosta se daria com implantação de centros de espalhamento oceânico na Bacia de Pelotas, enquanto que na Bacia de Santos haveria a continuidade do regime distensivo com a formação de riftes intracontinentais. Gladczenko *et al.* (1997), entretanto, interpretam que a região entre o limite do sal e a zona de fratura de Florianópolis seria caracterizada por crosta oceânica, sem ocorrência de sedimentos lacustrinos da fase rifte (Fig. 10-b).

A interpretação do tipo de substrato da região de águas profundas do Platô de São Paulo é ainda controversa. Cande & Rabinowitz (1979) e Kumar & Gamboa (1979) apresentaram mapas regionais magnéticos da margem sudeste brasileira, e aventaram a possibilidade de um centro de espalhamento abortado localizado na zona axial do Platô de São Paulo, com direção NNE, que sofreria um deslocamento para oeste após a primeira fase de espalhamento oceânico entre o Brasil e a África. Macedo (1989), Gomes (1992), Dias

(1993) e Demercian & Szatmari (1999) entretanto, interpretam que o Platô seria de natureza continental. Trabalhos recentes de Karner (2000), Meisling *et al.* (2001) e Mohriak (2001) contribuem com dados e interpretações que enfatizam a ocorrência de feições oceânicas na região anteriormente interpretada como crosta continental.

Ao sul da bacia de Santos caracterizam-se cadeias vulcânicas provavelmente relacionadas a altos vulcânicos pós-rifte, interpretados em crosta continental (exemplo, cadeia Avedis; Demercian & Szatmari, 1999), ou a propagadores oceânicos (exemplo, cadeia Abimael; Mohriak, 2001), interpretados como centros de espalhamento ativos durante a formação de crosta proto-oceânica, e posteriormente abortados (Leyden, 1976; Kumar & Gamboa, 1979; Mohriak, 2001; Meisling *et al.*, 2001). A Fig. 11 apresenta uma interpretação tectônica do arcabouço do rifte na margem sudeste, com depocentros sedimentares separados por zonas de transferências (localmente associadas a falhas cisalhantes), e com zonas de fraturas leste-oeste em crosta oceânica (exemplo, Zona de Fratura do Rio de Janeiro, Zona de Fratura de Florianópolis).

Vários montes submarinos são identificados na região de crosta oceânica da Região Sudeste (Fig. 9 e Fig. 11), em particular, os montes Almirante Saldanha ao sul da Bacia de Campos e o complexo de montes vulcânicos Jean Charcot ao sul da Bacia de Santos (Severino & Gomes, 1991). Na região



Fig. 8 - Mapa topográfico de satélite da Região Sudeste. J. B. Françaolin, 2003

Topographic map from satellite data of the southeastern Brazilian region. J.B. Françaolin, 2003

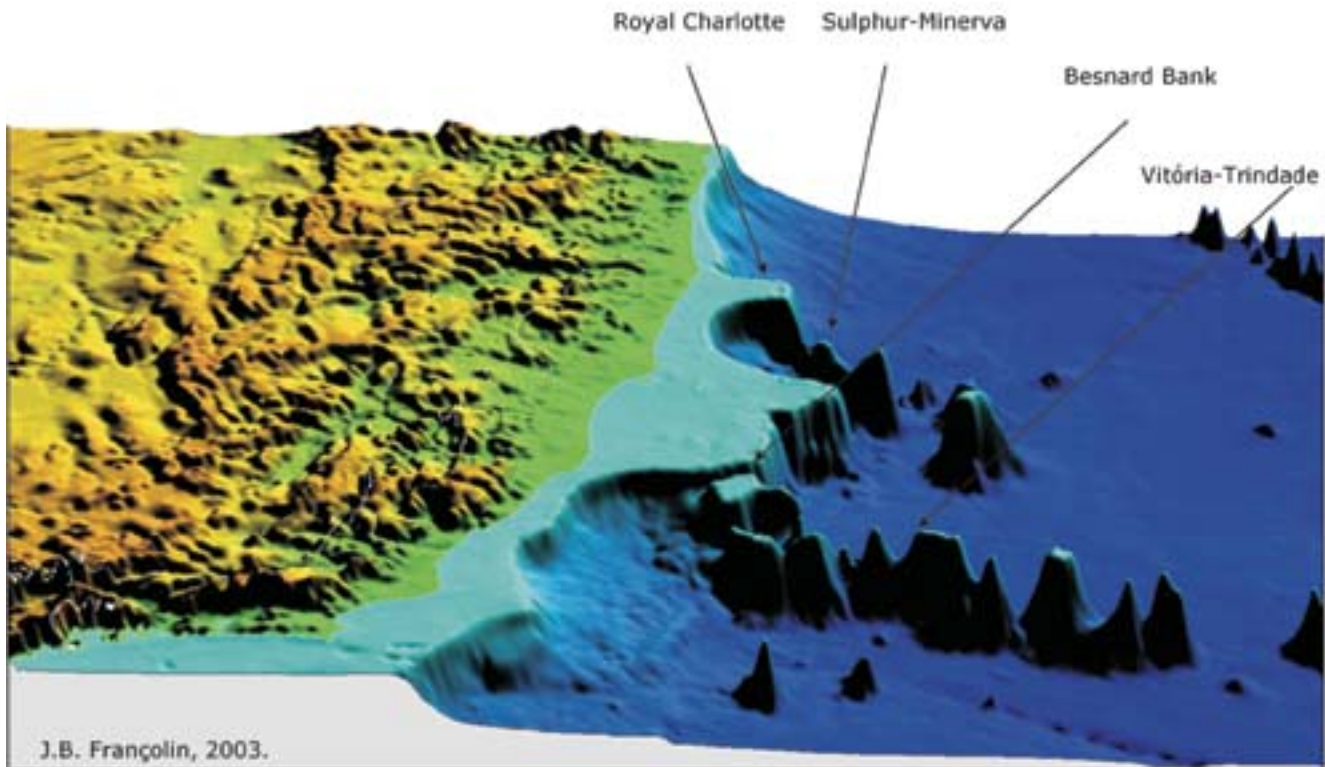


Fig. 9 - Mapa topobatimétrico da margem continental leste-nordeste (visão 3D) J.B. Françaolin, 2003

Topo-bathymetric map of the eastern-northeastern continental margin (3D vision). J.B. Françaolin, 2003

Fig. 10 - Modelos crustais alternativos para o rifte da Bacia de Santos em águas profundas.
(a) Ocorrência de sedimentação do rifte desde a região de diápiros de sal até a região da Zona de Fratura de Florianópolis.
(b) Ocorrência de complexo vulcânico extrusivo associado à formação de crosta oceânica entre a província de diápiros de sal e a Zona de Fratura de Florianópolis

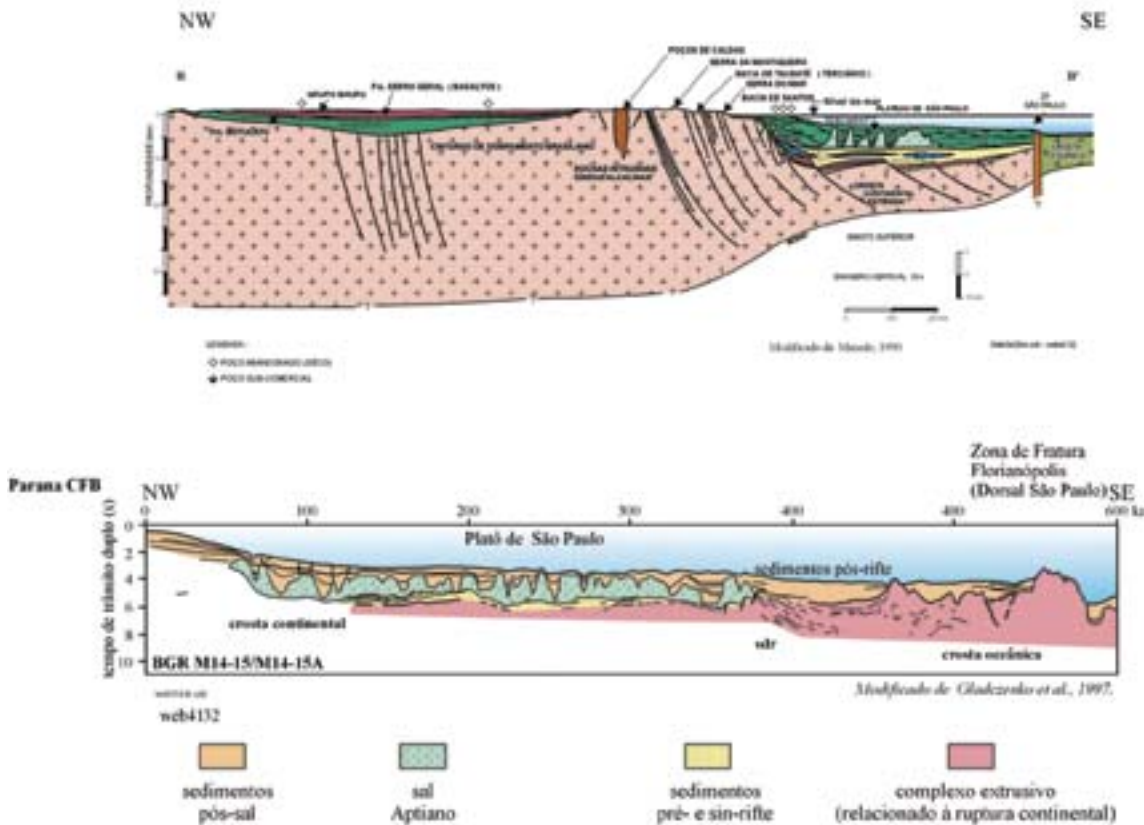


Fig. 10 - Alternative crustal models for the Santos Basin rift in the deep water region.
(a) Presence of syn-rift sediments in the region extending from the salt diapir province towards the Florianópolis Fracture Zone.
(b) Presence of extrusive volcanic complex associated with the formation of oceanic crust between the salt diapir province and the Florianópolis Fracture Zone

adjacente ao Complexo Vulcânico do Abrolhos ocorrem vários montes submarinos, principalmente na planície abissal, como por exemplo, o Monte Submarino Besnard na Bacia do Espírito Santo (Fig. 9). Alguns altos vulcânicos atingem o nível de mar constituindo ilhas (exemplo, Santa Bárbara, Martin Vaz e Trindade). Na plataforma continental da Bacia do Espírito Santo destaca-se a ocorrência de pequenas ilhas na região norte de Abrolhos, em particular a Ilha de Santa Bárbara, onde afloram arenitos cretácicos a terciários cobertos por rochas ígneas e vulcânicas (Cordani, 1970).

As falhas de borda das bacias da margem leste e sudeste são caracterizadas por direção NE-SW, com direções E-W e NW-SE correspondentes a zonas de transferência (Meisling *et al.*, 2001), algumas das quais foram reativadas durante a formação de zonas de fraturas oceânicas (Asmus & Ferrari, 1978). Mapas tectônicos com as principais feições das bacias da região sul-sudeste (exemplo, Fig. 11) caracterizam a linha de charneira como uma feição NE sub-paralela à linha de costa, com uma notável inflexão leste-oeste na parte norte, sub-paralela às zonas de fraturas oceânicas (Zona de Fratura do Rio de Janeiro).

A maior inflexão leste-oeste ao longo da margem continental leste brasileira localiza-se ao longo do Estado do Rio de Janeiro, entre as bacias de Campos e Santos. A deflexão do limite pré-aptiano dessas bacias, que em geral têm direção NE, é marcada, na província de Cabo Frio, por ampla atividade magmática de composição marcadamente alcalina, datadas do Neocretáceo a Eoterciário (Sadowski & Dias-Neto, 1981; Mohriak *et al.*, 1990c; Ameida, 1991; Misuzaki & Mohriak, 1992). Mais ao norte, a cadeia de Vitória-Trindade (Fig. 7 e Fig. 11), de direção leste-oeste, constitui-se em importante feição vulcânica cuja origem provavelmente está associada a plumas ou pontos quentes do manto (Gibson *et al.*, 1994), ou a esforços tensionais na placa oceânica (Szatmari & Mohriak, 1995).

Uma das principais feições observadas no Atlântico Sul corresponde ao alinhamento NW que se estende desde a região emersa como o Alto do Paranaíba, separando as bacias do Paraná e São Francisco (Cordani *et al.*, 1984), e atinge a

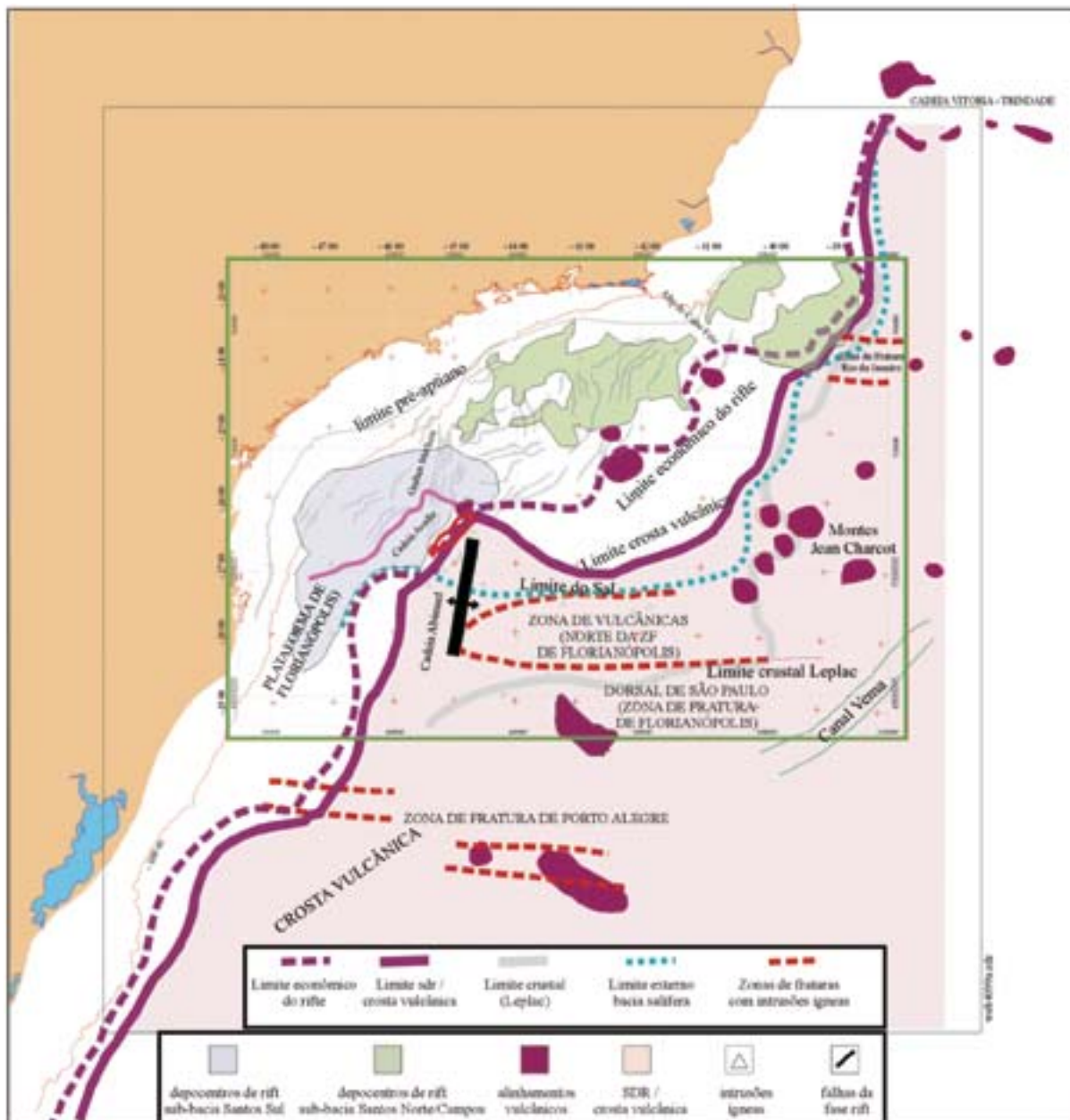
região da plataforma continental nas proximidades do Alto de Cabo Frio (Fig. 11), entre as bacias de Santos e Campos (Cainelli & Mohriak, 1998). Esse lineamento, designado como Cruzeiro do Sul (Souza *et al.*, 1993) continua para SE através de várias intrusões ígneas e, em crosta oceânica, é caracterizado por feições tectônicas extensionais interpretadas como riftes intra-oceânicos. Szatmari & Mohriak (1995) caracterizam feições extensionais e compressionais em crosta oceânica como associadas à movimentação da placa sul-americana durante a deriva continental, com uma rotação no sentido anti-horário entre a cadeia de Vitória-Trindade e a região do Alto do Rio Grande.

Na margem leste-sudeste (Platô de São Paulo) a tectônica de sal foi responsável pela formação de mini-bacias e grábens de evacuação de sal, expressos na batimetria como irregularidades deprimidas no fundo do mar, enquanto que intrusões ígneas e massas vulcânicas (exemplo, Monte Submarino Almirante Saldanha na Bacia de Campos, e Monte Submarino Jean Charcot na Bacia de Santos) produzem contornos circulares positivos na batimetria (Fig. 7).

A bacia evaporítica é caracterizada por vários domínios tectônicos, desde os compartimentos extensionais com almofadas de sal, o compartimento com diápiros de sal, e a região de muralhas de sal com grandes empurrões e dobramentos, localmente invertendo as mini-bacias (Szatmari & Demercian, 1993; Cobbold *et al.*, 1995; Mohriak & Nascimento, 2000; Meisling *et al.*, 2001). A Fig. 12 (modificada de Meisling *et al.*, 2001) apresenta um mapa tectônico simplificado da área de ocorrência de feições halocinéticas na Região Sudeste, e a ocorrência de acumulações de petróleo nas bacias de Campos e Santos. A Fig. 13 apresenta uma seção geosísmica com a interpretação dos diversos domínios tectônicos relacionados à halocinese na parte sul da bacia de Campos. Esses compartimentos incluem uma região com tectônica de sal incipiente (domínio I), uma região com almofadas de sal e feições extensionais (domínio II), uma região com diápiros de sal e feições extensionais localmente afetadas por inversão (domínio III), e um domínio mais distal, com feições compressivas (falhas de empurrão, repetição de camada, etc.) e

Fig. 11 - Mapa tectônico da região sudeste. Mohriak, 2001

Simplified tectonic map of the Brazilian southeastern region. Mohriak, 2001



sal em diápiros e camadas que localmente avançam sobre substrato vulcânico (Cainelli & Mohriak, 1998). A Fig. 14 ilustra os diversos compartimentos relacionados a tectônica de sal em linha sísmica regional profunda na Bacia de Campos.

Na Bacia de Santos são caracterizadas zonas de transferência, freqüentemente com direção NW, que também controlam a tectônica de sal (Szatmari & Demercian, 1993; Demercian & Szatmari, 1999), destacando-se a zona de transferência de Tubarão, que separa a parte sudoeste da Bacia de Santos da plataforma de Florianópolis, a zona de transferência de Merluzza, que separa a província SW da província central, e a zona de transferência de Cabo Frio, que separa a parte norte da Bacia de Santos da parte sul da Bacia de Campos (Cainelli & Mohriak, 1998; Demercian & Szatmari, 1999; Meisling *et al.*, 2001). Na bacia do Espírito Santo e Campos (Fig. 12) também podem ser destacadas outras zonas de transferência com falhas de cisalhamento, como por exemplo, a zona de falha de Colatina, que afeta a região continental, e também se estende na plataforma como importante lineamento separando compartimentos da bacia evaporítica (Demercian *et al.*, 1993).

A Fig. 15 mostra um mapa de anomalia magnética da região emersa e da plataforma continental, com a localização de um *transect* na Bacia de Santos, cruzando a Zona de

Fratura de Florianópolis na porção distal. A porção mais proximal da linha sísmica correspondente ao *transect* (Fig. 16-a) apresenta feições extensionais relacionadas à tectônica de sal, e indicações da presença da seqüência rifte em águas profundas. A Fig. 16-b apresenta a continuação do *transect* mostrando feições relacionadas à espessa camada de evaporitos (localmente com aspecto estratificado), que avança na direção do embasamento vulcânico, que na porção mais distal é caracterizado por uma intrusão ígnea relacionada à Zona de Fratura de Florianópolis. A caracterização de uma transição de crosta continental para crosta oceânica a sul da zona de fratura de Florianópolis está relacionada a um importante baixo estrutural tanto a nível de batimetria atual quanto a nível de embasamento, e também corresponde ao término da bacia evaporítica (Kowsmann *et al.*, 1982; Severino *et al.*, 1991; Bassetto *et al.*, 2000).

Evolução geodinâmica e tectono-sedimentar da margem continental

Vários modelos simplificados para a evolução das bacias marginais têm sido propostos nas últimas décadas, identificando os eventos tectônicos e principais fases deposicionais (Asmus, 1982).

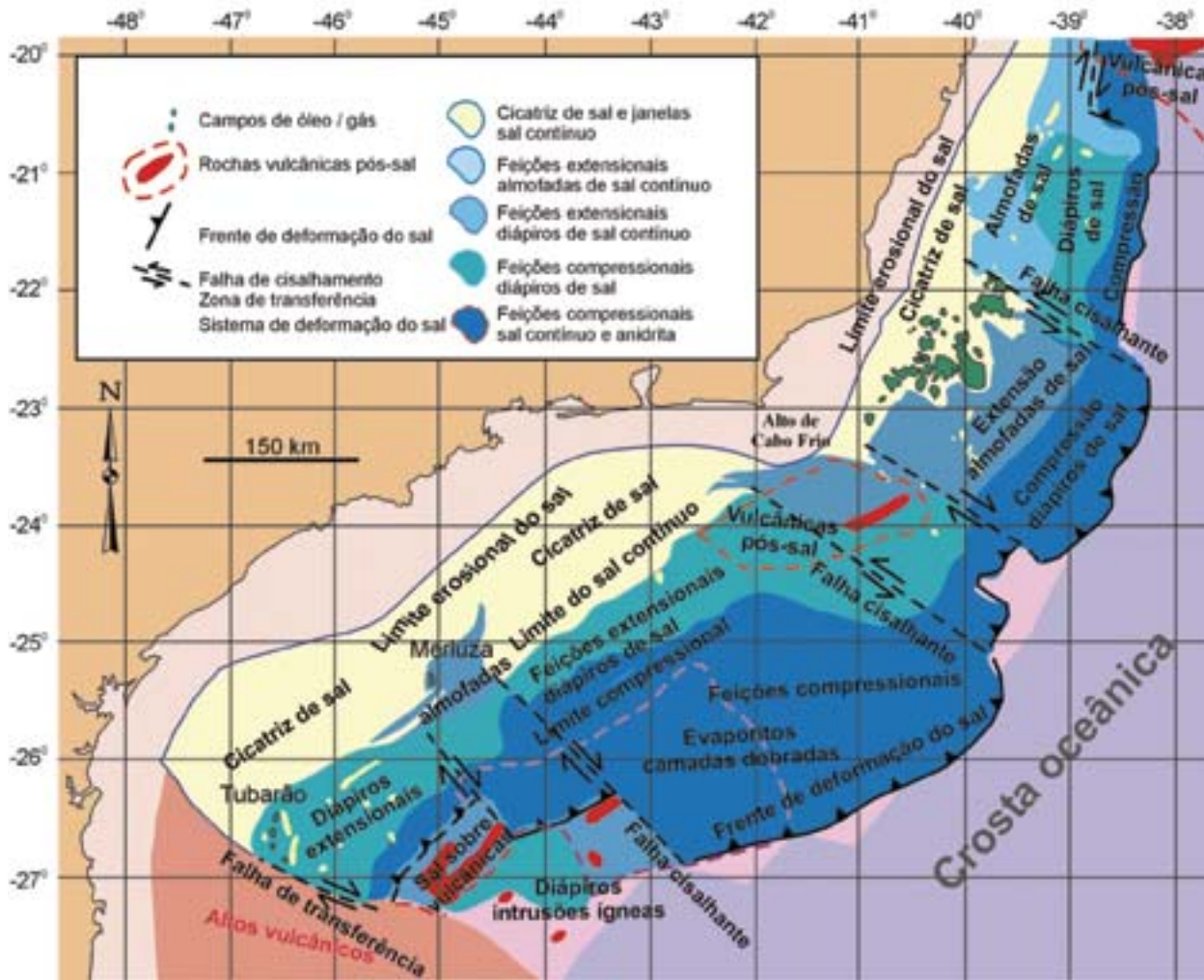
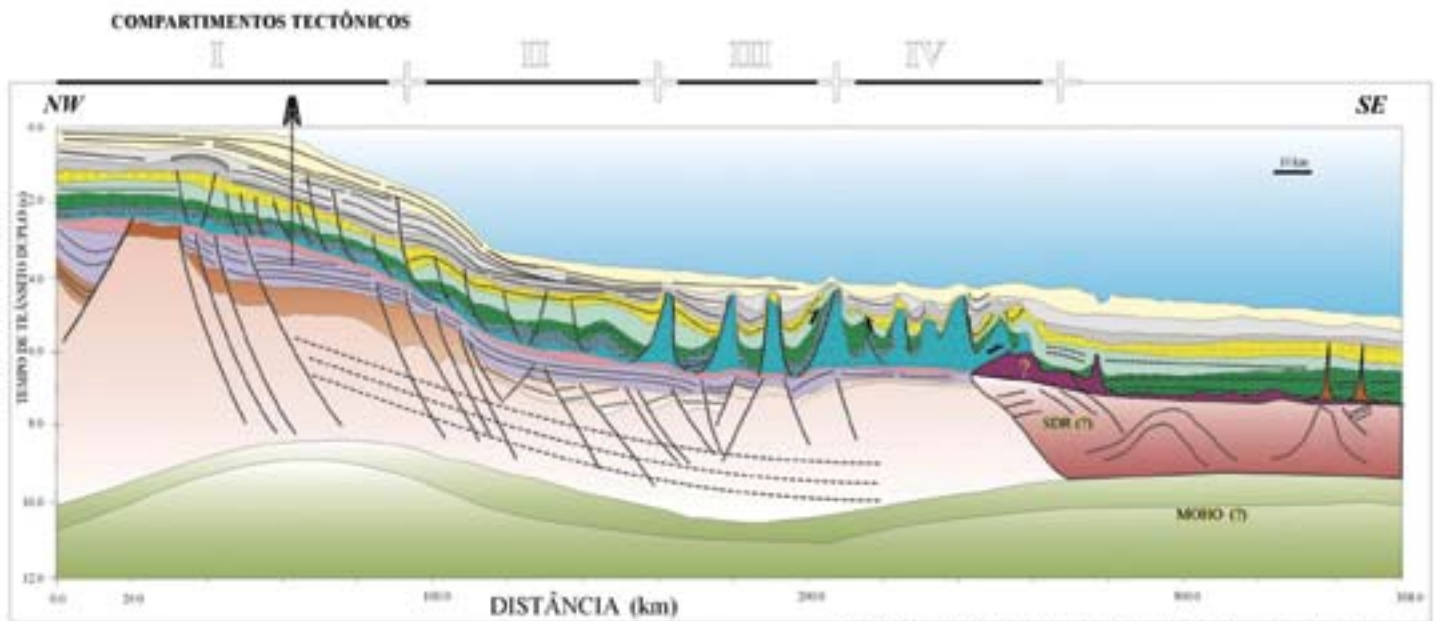


Fig. 12 - Mapa da distribuição das estruturas halocinéticas no Platô de São Paulo. Meisling *et al.*, 2001

Map showing distribution of halokinetic structures in the São Paulo Plateau. Meisling *et al.*, 2001

BACIA DE CAMPOS
LINHA SÍSMICA REGIONAL PROFUNDA 239-RL-363



Modificado de Catnelli e Mohriak, 1998.

Fig. 13 - Seção geológica regional mostrando os domínios tectônicos na província de sal (I, tectônica de sal incipiente; II, tectônica de sal extensional; III, província de diápiros de sal com tectônica compressional; IV, tectônica de sal fortemente compressional próximo do limite entre crosta continental e crosta oceânica)

- Regional geological section showing tectonic domains in the salt province (I, incipient salt tectonics; II, extensional salt tectonics; III, diapir province with compressional tectonics; IV - strongly compressional salt tectonics near the boundary between continental and oceanic crust)

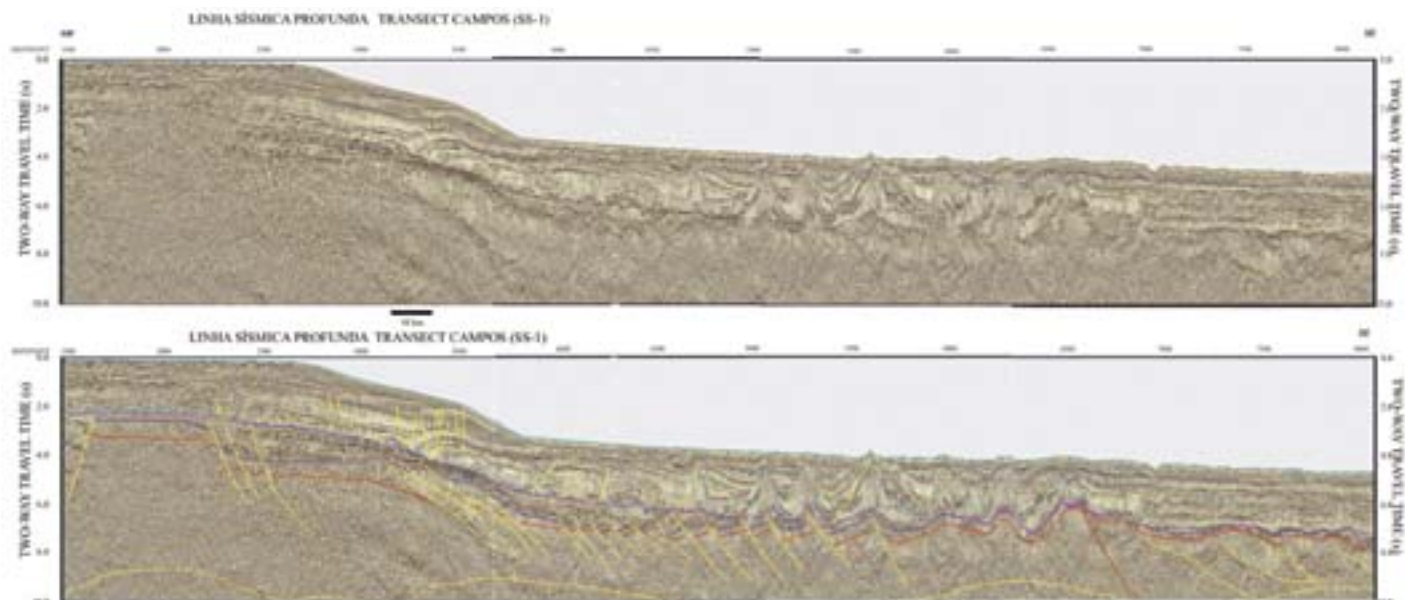


Fig. 14 - Seção sísmica regional profunda na Bacia de Campos

Regional deep seismic profile in the Campos Basin

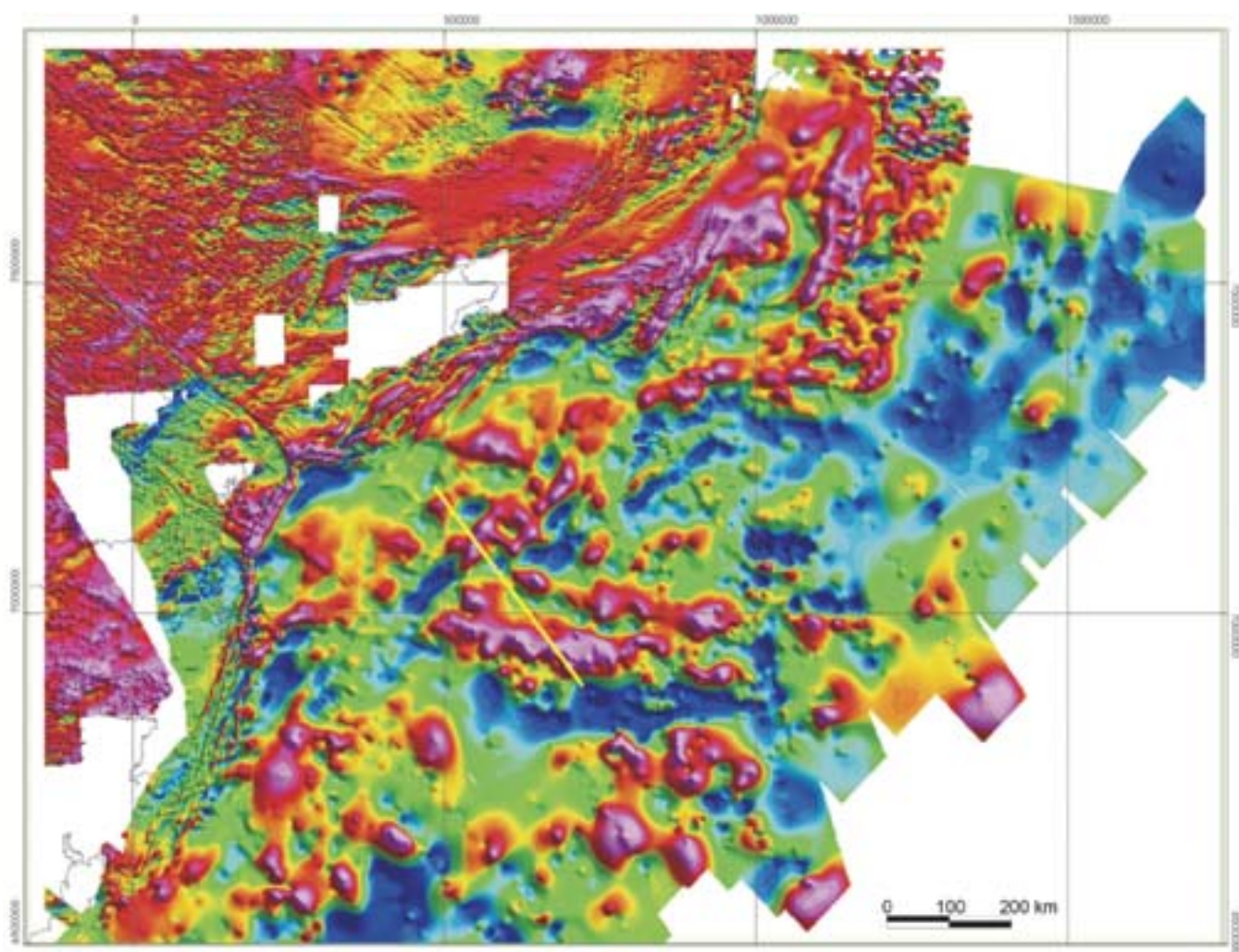


Fig. 15- Mapa de anomalia magnética da Região Sudeste com localização de linha sísmica atravessando a ZF Florianópolis.

Projeção do mapa: Sistema de projeção UTM com MC = 45 W, datum Aratu.

Nos mapas magnéticos as cores quentes (vermelho e laranja) indicam anomalias positivas, e as cores frias (verde e azul) indicam anomalias negativas

Map of total field magnetic anomaly in the southeastern Brazilian region, with location of seismic profile crossing the Florianópolis Fracture Zone.

Map projection: UTM coordinates with Central Meridian = 45 W, Aratu datum.

In the magnetic maps, the hot colors (red - orange) indicate positive anomalies, and the cold colors (green and blue) indicate negative anomalies

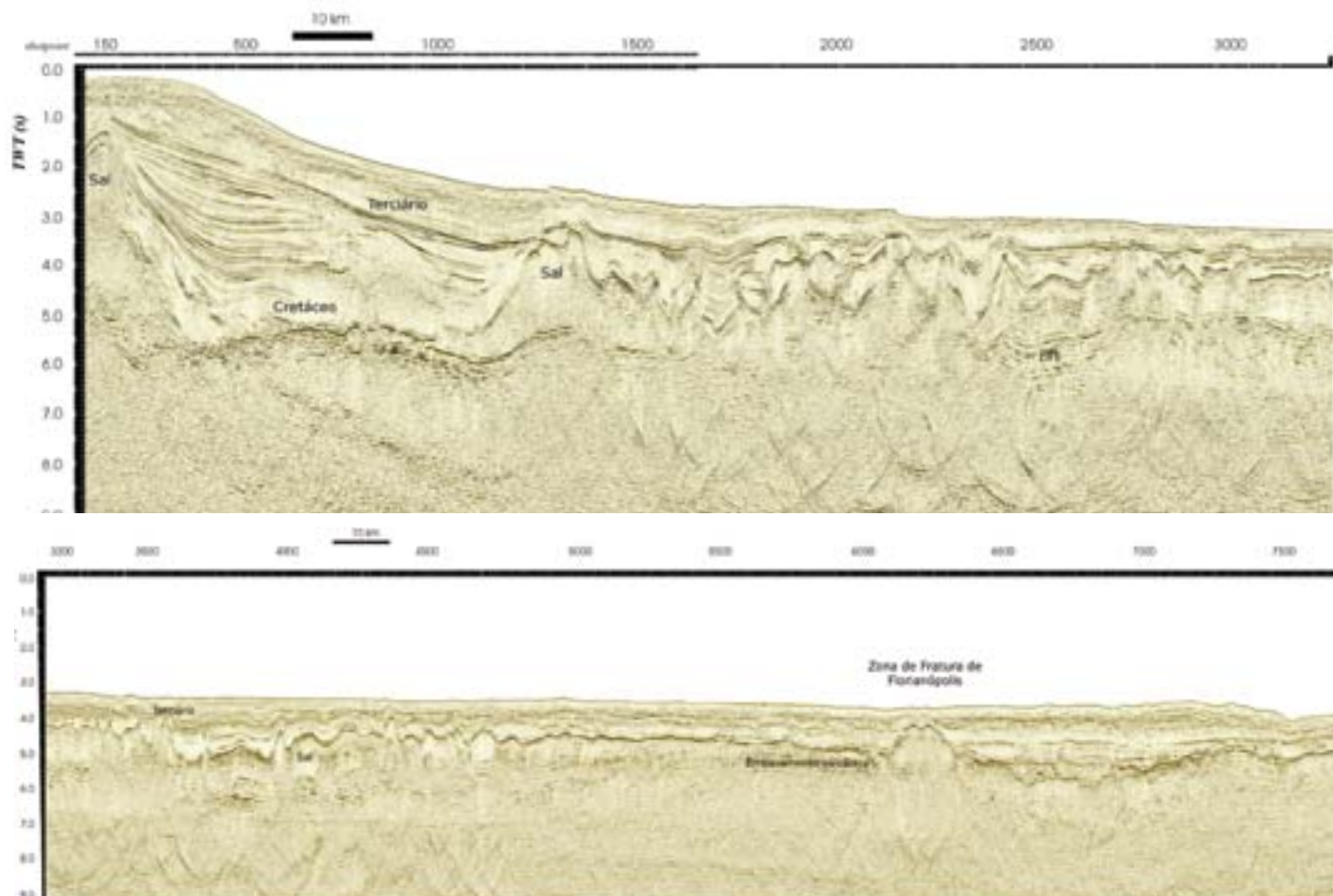


Fig. 16 - Seção sísmica regional na Bacia de Santos, estendendo-se desde a plataforma até a crosta oceânica, mostrando assinatura das feições vulcânicas associadas à transição crustal

- Regional seismic line in the Santos Basin, extending from the platform towards the oceanic crust, showing the signature of the volcanic features associated with the crustal transition

Almeida (1976) interpreta uma anomalia mantélica de origem térmica resultando em soerguimento regional do embasamento, com a subida da Serra do Mar e do Arco de Ponta Grossa, com intrusões de diabásio segundo as direções NW e NE, em função dos esforços tensionais atuantes entre o Neojurássico e o Eocretáceo. Esses dutos alimentaram os derrames de basalto da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, que seriam contínuos com os derrames que constituem o embasamento econômico das bacias de Pelotas, Santos e Campos. Posteriormente, essa região foi afetada por falhamentos de direção NE a E-W (entre Ilha Grande e Cabo Frio) que resultaram em calhas de deposição de sedimentos continentais lacustrinos durante o Neocomiano. A falha de borda da bacia de Santos foi formada nessa época, controlando a deposição de conglomerados de borda e leques aluviais siliciclásticos, que transicionam para folhelhos e margas lacustrinas. Após a deposição de uma seqüência transicional, a região sofreria soerguimento e erosão das camadas de rochas vulcânicas, particularmente na borda do rifte (Fig. 4) e, posteriormente, no ápice da região abaulada e intrudida por vulcões alcalinos, ocorreriam os riftes tafrogênicos (Melo *et al.*, 1985).

O modelo geral atualmente adotado para a formação das bacias da margem continental atlântica é baseado em conceitos tectonofísicos propostos por McKenzie (1978), que admite um estiramento litosférico e afinamento da crosta e litosfera, durante a fase rifte, e posteriormente, uma fase de subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica da astenosfera. O estiramento litosférico que resultou no

afinamento crustal e subida do manto é também sugerido por refletores profundos imageados na base da crosta, como por exemplo na região oeste da Bacia de Campos (Mohriak *et al.*, 1990b; Meisling *et al.*, 2001).

Utilizando-se paradigmas da estratigrafia de seqüências, integrados com interpretação tectônica, as seqüências sedimentares são separadas por discordâncias angulares e erosivas de cunho regional, e são hierarquicamente agrupadas em megaseqüências, superseqüências e seqüências, intrinsecamente relacionadas às fases evolutivas pré-rifte, sin-rifte, transicional, e margem continental passiva (Asmus & Ponte, 1973; Asmus, 1982; Cainelli & Mohriak, 1998).

Nesta interpretação, a evolução seqüencial do Atlântico Sul, em sua margem divergente, é marcada por cinco principais fases (I-V, Fig. 17) com diferentes padrões de tectônica e sedimentação (Cainelli & Mohriak, 1998; Cainelli & Mohriak, 1999b). A primeira fase é marcada pelo início de processos extensionais, que subsequente levaram à separação entre os continentes sul-americano e africano. O modelo conceitual para esta fase admite um pequeno soerguimento astenosférico, e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouco espessa (Fig. 17-I).

A megaseqüência pré-rifte representa a fase intracratônica do Supercontinente Gondwana, precedendo o rifte do Atlântico Sul e formando amplas e suaves depressões que foram preenchidas por sedimentos de águas rasas. A superseqüência mesozóica nas regiões sul e sudeste do Brasil

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

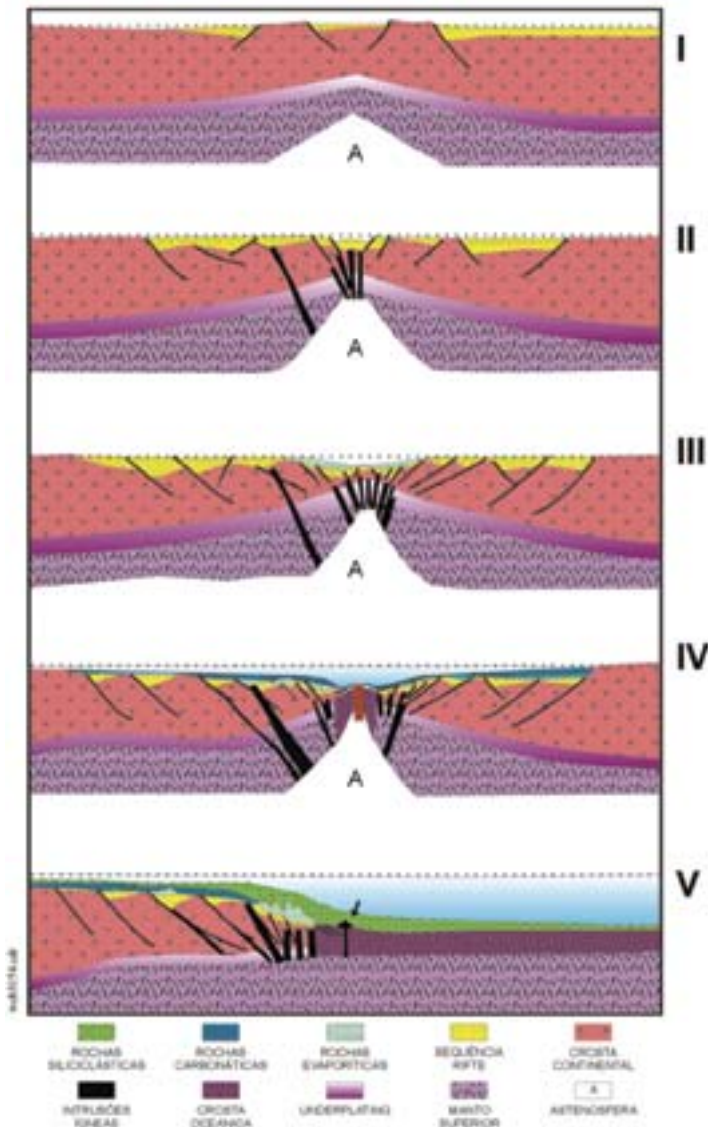


Fig. 17 - Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente

Schematic geodynamic model of the divergent continental margin

está restrita à Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990; Milani & Zalán, 1999), apresentando possível continuidade na bacia de Pelotas, na região do sinclinal de Torres (Dias *et al.*, 1994a; Dias *et al.*, 1994b). Também podem ser interpretados como pré-rifte os primeiros derrames de lava da Formação Serra Geral e as vulcânicas equivalentes na margem continental, de idade neojurássica a eocretácea (Cainelli & Mohriak, 1998).

O início da fase sin-rifte é caracterizada por um aumento do estiramento litosférico, coincidindo com o clímax da extrusão de lavas basálticas, sendo seguida por grandes falhas afetando a crosta continental, e resultando na formação de semi-grábens (Fig.17-II), que são preenchidos por sedimentos continentais lacustrinos (Neocomiano - Barremiano), caracterizados por excelente potencial gerador para hidrocarbonetos (Abrahão & Warne, 1990; Mello *et al.*, 1994).

Nas bacias de Pelotas, Santos e Campos, sedimentos sin-rifte estão ausentes na região emersa, uma vez que o limite oeste do rift encontra-se na plataforma continental, exceto nas proximidades do Cabo de São Tomé na Bacia de Campos, onde o limite pré-aptiano aproxima-se da linha de costa (Guardado *et al.*, 1989; Cainelli & Mohriak, 1998).

Ao final do episódio de rifteamento, há um novo aumento da extensão litosférica, que é marcado por grandes

falhas que rotacionam os blocos de rift anteriormente formados (Fig.17-III), sendo então cobertos por sedimentos menos rotacionados. Esta fase também é associada com episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas, e erosão de blocos de rift por uma discordância regional que arrasa a topografia anterior, e separa ambientes de deposição tipicamente continental (lacustrino e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos.

O centro de espalhamento meso-Atlântico, responsável pela inceptção de crosta oceânica, provavelmente intrude a crosta ao final dos episódios de rifteamento (Fig.17-IV), e em algumas bacias, as primeiras manifestações de espalhamento oceânico estão associadas a vulcanismo sub-aéreo, responsável pela formação de espessas cumhas de refletores mergulhantes para o mar, conforme observado em linhas sísmicas regionais da margem brasileira e argentina (Hinz, 1981; Mutter *et al.*, 1982; Mutter, 1985; Mohriak *et al.*, 1995a, Hinz *et al.*, 1999). O possível mecanismo para este episódio envolve a focalização do estiramento litosférico, anteriormente distribuído em ampla área na região do rift, para um centro de espalhamento localizado na cordilheira meso-Atlântica (Harry & Sawyer, 1992).

O limite cronológico superior dos falhamentos da fase rift é marcado pela discordância da ruptura continental da Gondwana, freqüentemente designada como *break-up unconformity* (Falvey, 1974; Falvey & Middleton, 1981), que marca o início de uma fase de quiescência tectônica (Fig. 17-III). Sobre essa discordância angular, e abaixo de sedimentos da seqüência transicional evaporítica, algumas bacias registram uma espessura significativa de sedimentos aptianos, pouco afetados por falhas, que constituem uma seqüência sedimentar do estágio final de rift (*sag basin*), e que localmente podem dar origem a rochas geradoras de hidrocarbonetos (Henry & Brumbaugh, 1995).

A megaseqüência transicional é marcada pelas primeiras ingressões marinhas cobrindo os sedimentos depositados no Neocomiano - Barremiano, deixando apenas uma suave topografia residual (Fig.17-III). Os sedimentos aptianos formaram-se num golfo alongado que separava a placa sul-americana da placa africana (Asmus, 1984) e culminaram com a deposição de espessas camadas de sal (predominantemente halita e anidrita) em função do clima árido e da evaporação cíclica das salmouras.

A movimentação do sal iniciou-se entre o Neoptiano e o Eoalbio, criando uma série de falhas listricas que se propagam para a seção sedimentar mais nova, criando uma estruturação complexa associada à tectônica salífera, com almofadas de sal, casco de tartaruga, diápiros de sal, muralhas de sal, falhas extensionais e compressionais, e também controlando a deposição sedimentar em calhas associadas à evacuação do sal (Figueiredo & Mohriak, 1984).

Segmentos da margem continental caracterizados por reentrâncias ou concavidades na bacia evaporítica (exemplo, Santos e Cumuruxatiba) resulta em fluxo convergente de sal, na direção do centro do arco, no qual são comuns estruturas compressionais, como empurrões e gotas de sal (Sztamari & Demercian, 1993; Cobbold *et al.*, 1995). Já os segmentos da margem caracterizados por convexidades ou saliências na bacia evaporítica (exemplo, Bacia de Campos) apresentam fluxo divergente de sal, onde são mais comuns as falhas extensionais seja na direção da bacia seja na direção paralela à linha de costa.

A megaseqüência marinha inicia-se por sedimentação predominantemente carbonática, com o período Albiano dominado por plataformas de águas rasas. Ao fim desse intervalo, adentrando no Cenomaniano e Turoniano, ocorre um aumento de paleobatimetria, terminando a deposição carbonática e resultando na acumulação de sedimentos marinhos

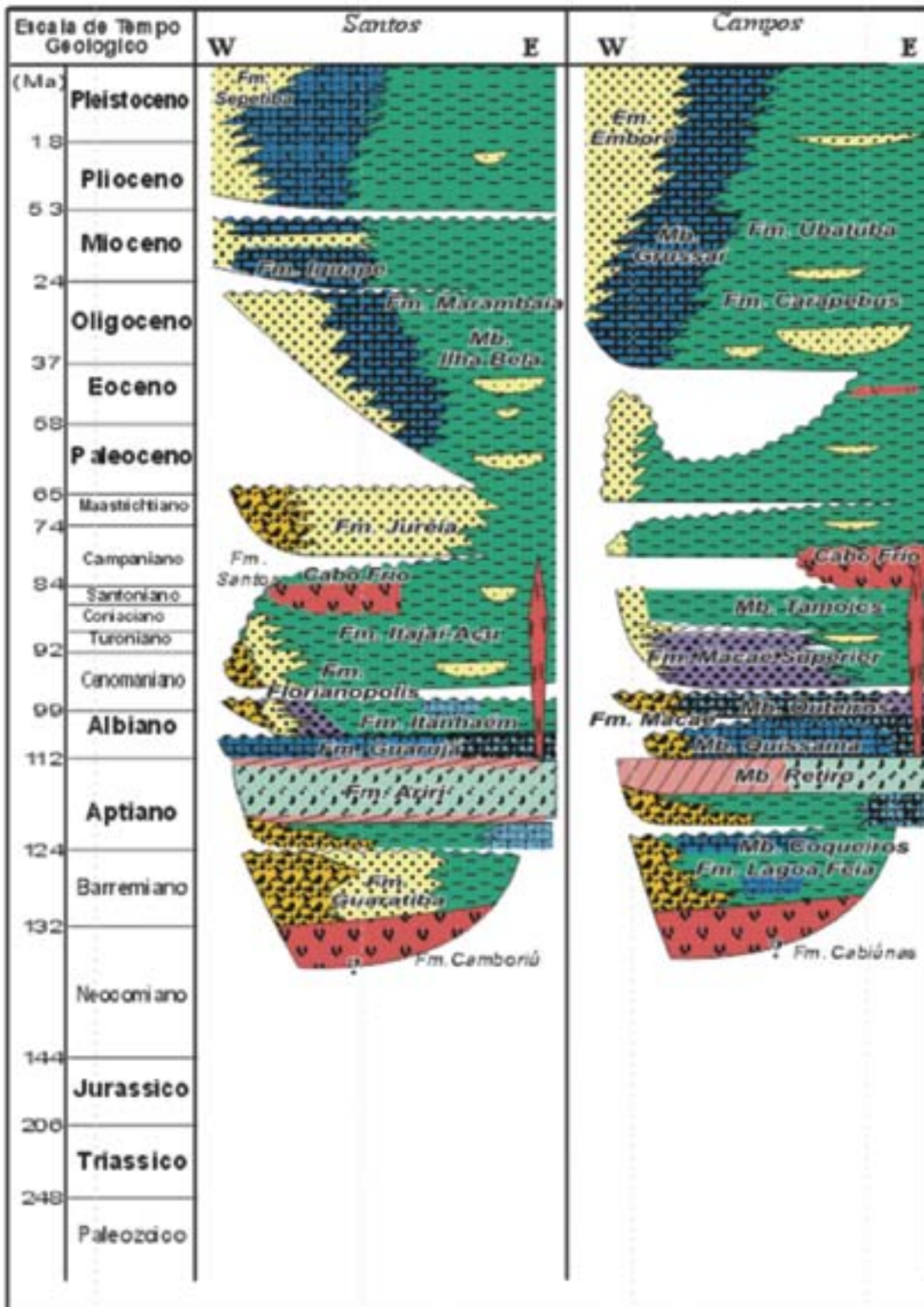


Fig. 18 - Coluna estratigráfica representativa das bacias de Santos e Campos
Stratigraphic columns representing the Santos and Campos basins

de águas profundas (Fig.17-V).

Ao final do Cretáceo a margem sudeste é afetada por maciço aporte sedimentar relacionado ao soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, resultando em notável progradação de siliciclásticos, formando grandes cumhas sedimentares que avançam na direção da quebra de plataforma, e forçando uma regressão marinha. Esses episódios são também associados a reativações de falhas do embasamento e episódios magmáticos (Almeida & Carneiro, 1998; Cainelli & Mohriak, 1998).

A falha antitética de Cabo Frio resultou de progradação clástica maciça de sedimentos siliciclásticos do Albiano Médio a Terciário Inferior, associados ao soerguimento da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira (Mohriak *et al.*, 1995b). A sobrecarga sedimentar resultou em mobilização da massa de sal, cujo fluxo foi controlado por uma grande falha de

rejeito antitético (provavelmente associada a reativações de falhas de embasamento), formando leques submarinos em águas profundas que estão altamente rotacionados devido à expulsão do sal subjacente. As sucessivas progradações resultaram na movimentação do sal na direção de águas profundas (Fig. 15), criando um imenso vazio de estratos sedimentares albianos (*Albian gap*, Mohriak *et al.*, 1995b). Modelagem física dessa feição (Szatmari *et al.*, 1996) sugere que grandes extensões poderiam estar associadas ao fluxo de sal (localmente excedendo 50 km), embora também haja interpretações de que as progradações sejam devidas ao fluxo de sal controlado pela sobrecarga sedimentar, sem extensão dos estratos (Ge *et al.*, 1997).

O preenchimento das bacias sedimentares da margem divergente é bastante semelhante entre si, e caracteriza-se por um estilo retrogradacional no Neocretáceo, com ambiente de

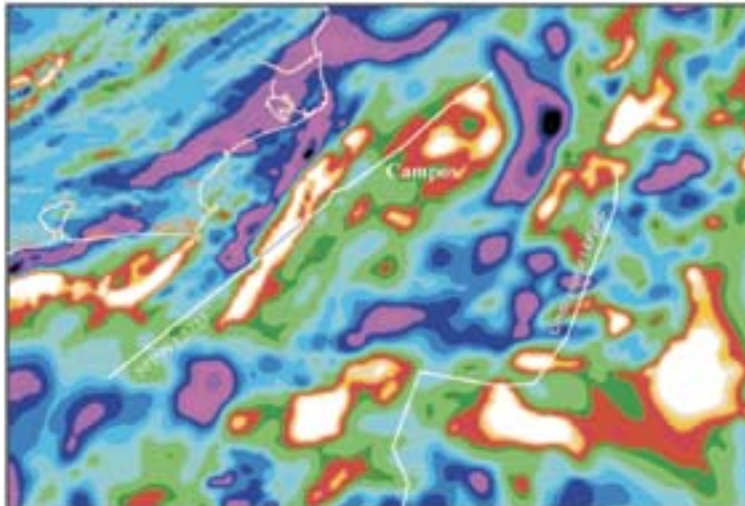


Fig. 19 - Mapa de anomalia magnética (reduzido ao polo) com *transect* Cabo Frio, estendendo-se da parte norte da Bacia de Santos até a parte central da Bacia de Campos

Magnetic anomaly (reduced to the pole) map with Cabo Frio transect, extending from the northern Santos Basin to the central Campos Basin

deposição marinho profundo, seguido por uma prógradação geral no Terciário, com feições de *offlap* nas seqüências sísmo-estratigráficas, e vários cortes de cânions (Ricci & Becker, 1991).

A Fig.18 mostra a comparação da estratigrafia das bacias de Santos e Campos, enfatizando que, na região proximal da Bacia de Campos, o Cretáceo Superior é caracterizado por sedimentos de águas profundas (batiais). Na Bacia de Santos, ao contrário, grandes quantidades de sedimentos associados ao soerguimento e erosão da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira excederam o espaço de acomodação criado pela subida do mar e desenvolveram cunhas clásticas progradantes, depositadas principalmente entre o Campaniano & Maastrichtiano (Pereira *et al.*, 1986; Pereira e Feijó, 1994). A Serra do Mar ancestral foi formada durante o Neocretáceo (provavelmente no Santoniano, em torno de 84-80 Ma), conforme indicam as cunhas de progradação que ocorrem na Bacia de Santos, principalmente a sul da Ilha Grande. O grande soerguimento crustal deve ter ocorrido próximo da falha de borda ou zona de charneira atual (falha de Santos),

sendo que com a erosão atuando preferencialmente do mar em direção ao continente, houve uma canibalização do bordo leste das montanhas soerguidas, e a superfície com topografia elevada foi se retraindo até atingir a posição atual no interior do continente. Mais ao norte, na Bacia de Campos, uma menor influência do soerguimento da Serra do Mar permitiu a deposição de folhelhos transgressivos que avançaram dezenas de quilômetros além da quebra de plataforma, na direção do continente (Guardado *et al.*, 1989). A Fig. 19 mostra um mapa de anomalia magnética com a localização de um *transect* entre a bacia de Santos e a Bacia de Campos, cruzando o Alto de Cabo Frio (Fig. 11 e Fig. 12). A Fig. 20 mostra uma interpretação simplificada do perfil geológico (baseada em seção sísmica regional) com uma conversão para profundidade, caracterizando-se as principais seqüências sísmoestratigráficas da fase rift, fase transicional e fase de deriva continental. Observa-se a ausência de sedimentos da fase rifte e transicional no Alto de Cabo Frio, e um alto regional (de direção NE no mapa magnético) que corresponde ao Alto de Badejo na Bacia de Campos.

Magmatismo

A reativação tectônica meso-cenozóica na margem continental brasileira apresenta quatro episódios distintos de magmatismo. O início da reativação Wealdeniana é marcado pelo soerguimento do Arco de Ponta Grossa, que aparece em mapas geofísicos de anomalias magnéticas (Fig. 15) como um notável alinhamento de diques de direção NW, e pela efusão de lavas basálticas tanto na Bacia do Paraná quanto nas bacias de Pelotas, Santos e Campos. Também são registrados diques de direção NE-SW (quase que perpendicular ao enxame anterior) particularmente na região leste do Estado do Rio de Janeiro, indicando que essa região também foi soerguida e provavelmente rochas vulcânicas basálticas extrudiram através de fraturas de tensão (Almeida, 1976). Os diques têm sido datados no intervalo 133-129 Ma pelo método Ar-Ar, e são aproximadamente contemporâneos com os derrames de basaltos toleíticos da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) e da margem continental (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Misuzaki *et al.*, 1998; Misuzaki *et al.*, 2002).

O vulcanismo Serra Geral precede o vulcanismo associado às cunhas de refletores mergulhantes para o mar (*seaward-dipping reflectors*), que estão associadas à inepção

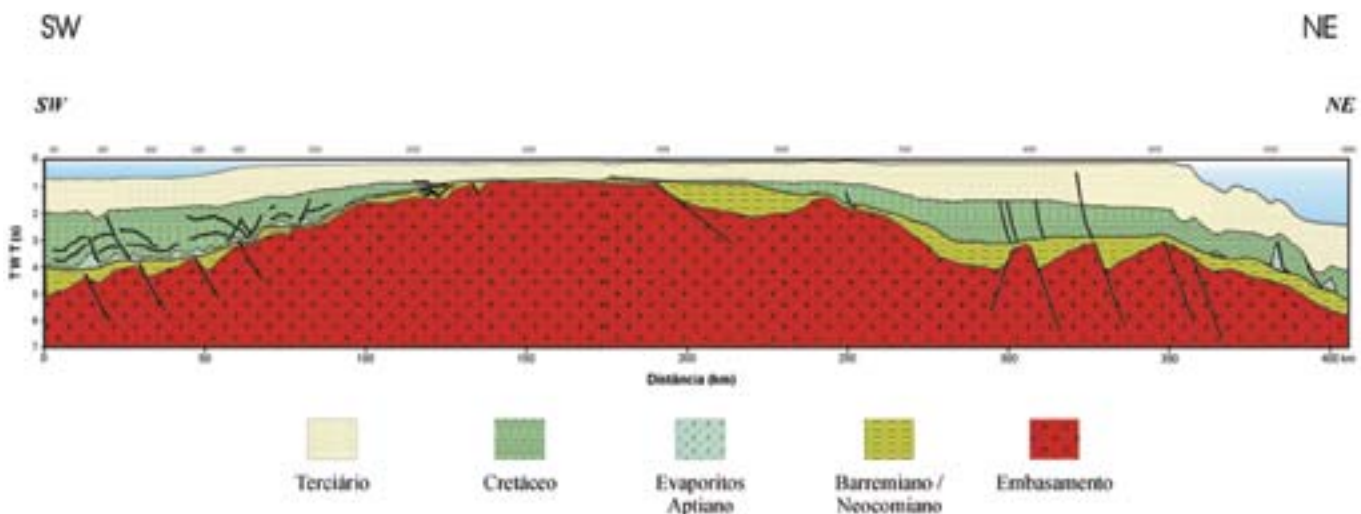


Fig. 20 - *Transect* CF - Santos - Campos. Seção geosísmica regional cruzando o Alto de Cabo Frio, entre as bacias de Santos e Campos (em tempo e com conversão para profundidade)

Regional geoseismic profile crossing the Cabo Frio High, between the Santos and Campos basins (top - seismic time, bottom - depth-converted)

EVENTOS MAGMÁTICOS DO CRETÁCEO SUPERIOR E TERCIÁRIO INFERIOR ROCHAS EXTRUSIVAS E INTRUSIVAS

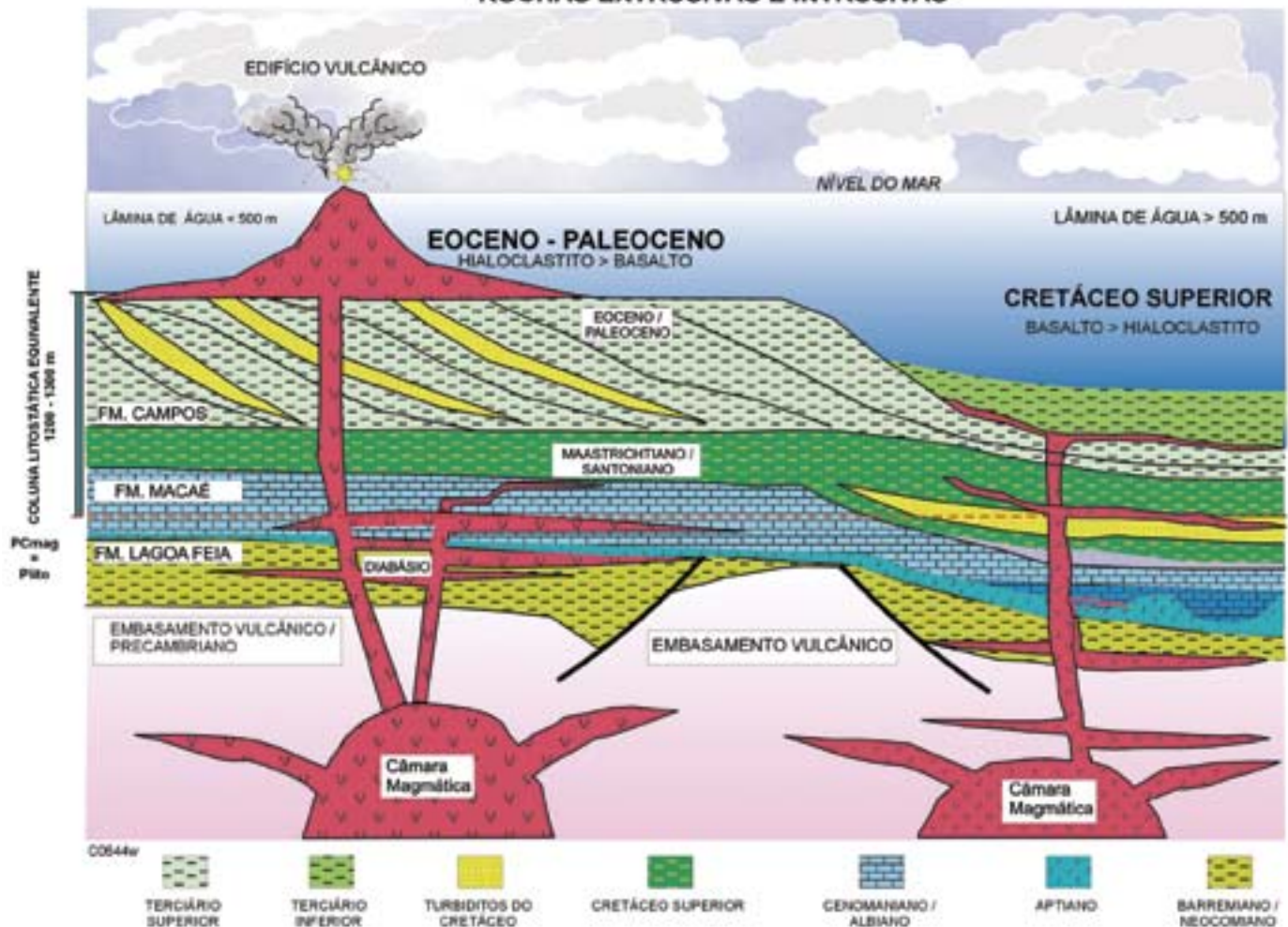


Fig. 21 - Modelo geológico esquemático ilustrando os eventos magmáticos do Cretáceo Superior e Terciário Inferior na margem sudeste

Schematic geological model illustrating the magmatic events from Late Cretaceous to Early Tertiary in the southeastern margin

de crosta proto-oceânica e provavelmente desenvolveram-se no intervalo 120 - 110 Ma, conforme interpretação sismoestratigráfica de linhas sísmicas da região sul da Bacia de Santos (Mohriak *et al.*, 2003). Este intervalo engloba o intervalo anterior e subsequente à deposição do sal aptiano, e provavelmente as rochas vulcânicas constituíram-se em barreiras para a separação das bacias evaporíticas entre Brasil e África (Cainelli & Mohriak, 1998; Jackson *et al.*, 2000). Essas cunhas de refletores mergulhantes para o mar são associados aos complexos vulcânicos relacionados à ruptura do Gondwana e formação do centro de espalhamento meso-atlântico, e são imageados por levantamentos sísmicos tanto na margem continental brasileira quanto na margem africana (Hinz, 1981; Mutter, 1985; Gladchenko *et al.*, 1997; Mohriak *et al.*, 1998b; Talwani & Abreu, 2000; Mohriak, 2001). Dessa forma, esses dois eventos magmáticos relacionados à ruptura do Gondwana formaram rochas vulcânicas com diferentes expressões sísmicas e significados tectônicos distintos (Mohriak *et al.*, 1995b; Cainelli & Mohriak, 1998; Bassetto *et al.*, 2000; Talwani & Abreu, 2000; Mohriak *et al.*, 2003).

Após o Turoniano nova fase de magmatismo é registrada nas bacias marginais e na região continental. Esse magmatismo é associado a maciços vulcânicos centrais, com basaltos marcadamente alcalinos. Na Bacia de Santos são registrados eventos magmáticos com datações Ar-Ar em poços exploratórios fornecendo idades em torno de 85-80 Ma (Szatmari *et al.*, 2000). Entre o Neocretáceo (Maastrichtiano) e o Eoterciário (Paleoceno - Eoceno Médio) ocorreu novo período

de magmatismo alcalino, notadamente na região mais proximal da Bacia de Campos, onde ocorrem dutos vulcânicos no continente (Morro de São João) e feições vulcânicas na plataforma continental, nos quais a suíte vulcanoclástica é toda preservada (Mohriak *et al.*, 1990; Mohriak & Barros, 1990; Misusaki & Mohriak, 1992). As principais intrusões no continente correspondem aos maciços de Poços de Caldas, Itatiaia, Itaguaí, Mendanha, Rio Bonito, e atingem a região do litoral próximo ao Morro de São João, em Rio das Ostras, com uma variação de idade entre 89 Ma e cerca de 50 Ma, que alguns autores interpretam como associado a um fenômeno do tipo ponto quente (Szatmari *et al.*, 2000).

Os centros vulcânicos, na região continental, estão localizados dentro dos riftes ou nas montanhas das bordas das bacias. Nos corpos intrusivos alcalinos, as rochas predominantes são nefelina sienitos leucocráticos, com exceção do Morro de São João, onde na parte central do duto ígneo ocorrem rochas melanocráticas. Na maior parte dos corpos intrusivos não são reportadas fácies vulcanoclásticas como tufos, brechas, hialoclastitos, exceto em alguns locais dos centros vulcânicos próximos da cidade do Rio de Janeiro. Tal fato sugere que após a intrusão dos centros ígneos ocorreu um longo intervalo de tempo no qual as rochas da crosta superior foram erodidas, dissecando o embasamento e destruindo as fácies efusivas e vulcanoclásticas dos cones vulcânicos, resultando numa superfície de peneplanização (superfície de erosão Japi) que posteriormente foi falhada com a implantação de alguns riftes na parte mais soerguida da protuberân-

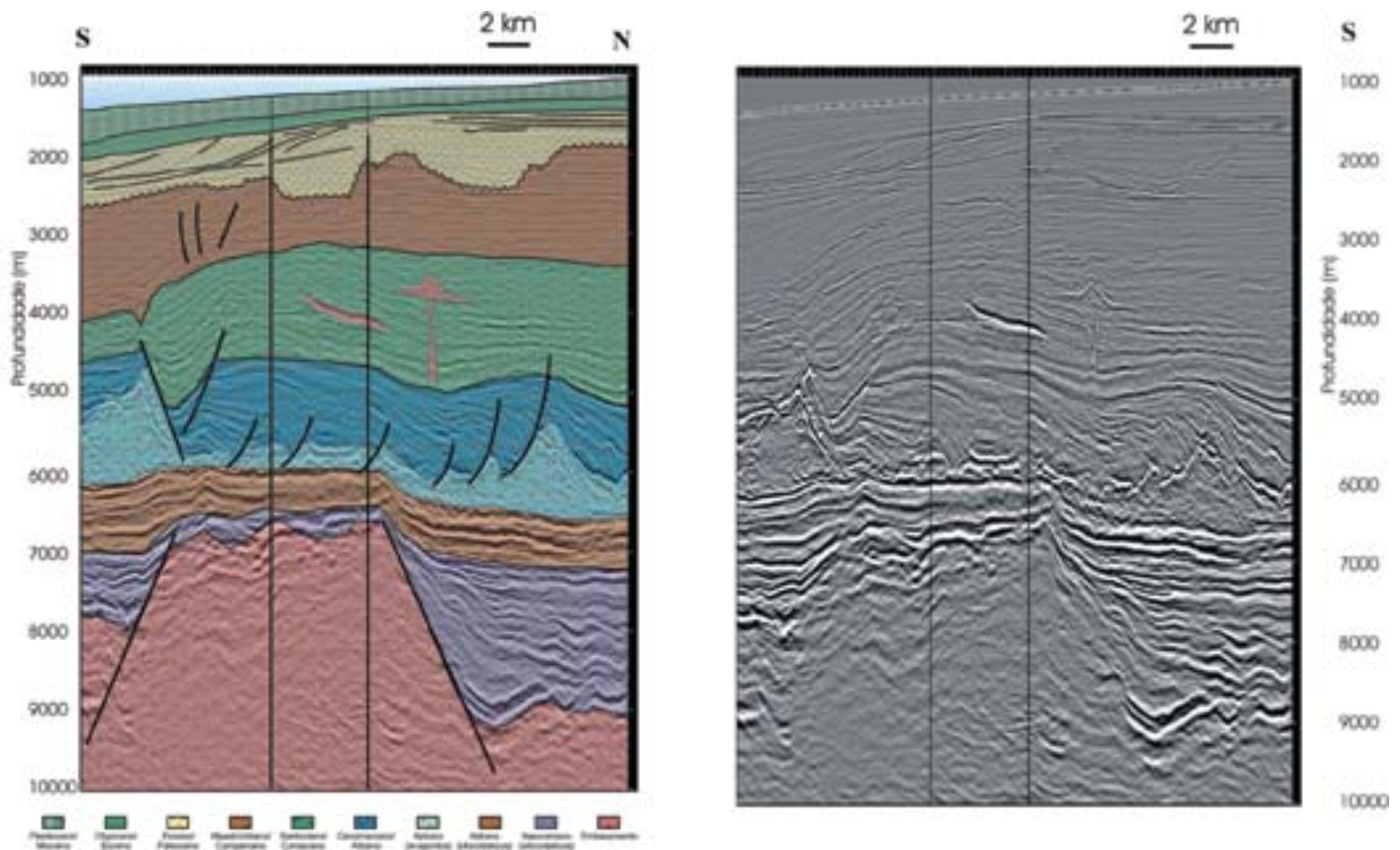


Fig. 22 - A figura mostra uma linha sísmica 3D convertida em profundidade com espetacular visualização de um cone vulcânico na Bacia de Santos, e um imageamento inédito do possível duto alimentador das vulcânicas

The figure shows a 3D depth-converted seismic profile with spectacular visualization of a volcanic cone in the Santos Basin, and an unprecedented imaging of a possible feeder dyke

cia crustal (Almeida, 1976).

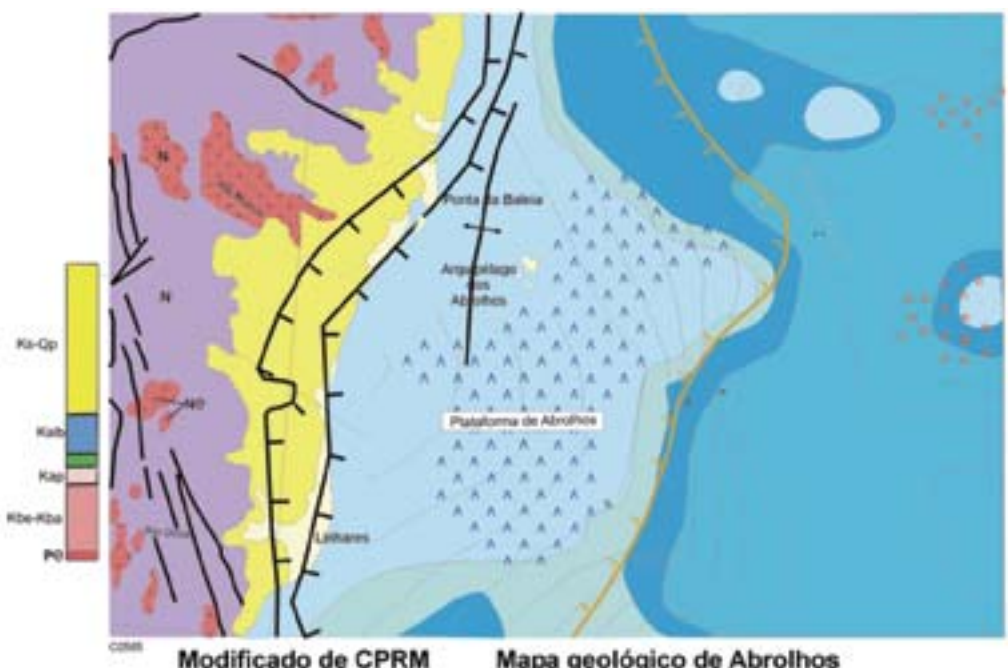
Durante o Neocretáceo e o Eoterciário, a região da plataforma continental entre a Bacia de Campos e Espírito Santo foi intrudida por vários focos magmáticos, tanto na região de crosta oceânica como na região de crosta continental, atingindo principalmente a região de Cabo Frio e a região de Abrolhos, na Bacia do Espírito Santo (Sobreira, 1996; Cainelli & Mohriak, 1998; Mohriak *et al.*, 2003).

Na região de crosta oceânica, ocorrem lineamentos de vulcânicas nas direções de fraturas transformantes e também

NW-SE, tais como o lineamento Cruzeiro do Sul, que se estende numa direção NW desde o Alto do Rio Grande até a borda oeste da Bacia de Campos, no alto de Cabo Frio (Souza *et al.*, 1993). Os montes submarinos Jean Charcot e Almirante Saldanha ocorrem além do limite distal do sal. Intrusões ígneas são também caracterizadas em zonas de fraturas, como por exemplo, ao longo da Zona de Fratura do Rio Grande, que se estende com uma direção leste-oeste da crosta oceânica até a plataforma de Florianópolis, no limite entre as bacias de Santos e Pelotas (Fig. 12), e também observam-se intrusões ao

Fig. 23 - Mapa geológico regional da região de Abrolhos (modificado de mapas da CPRM), mostrando falhas do rifte da Bacia do Espírito Santo, e o Arquipélago de Abrolhos na plataforma continental. O limite crustal está marcado na região de águas profundas

Regional geological map of the Abrolhos region (modified from CPRM maps), showing rift faults in the Espírito Santo Basin, and the Abrolhos Islands in the continental platform. The crustal limit is marked in the deep water region



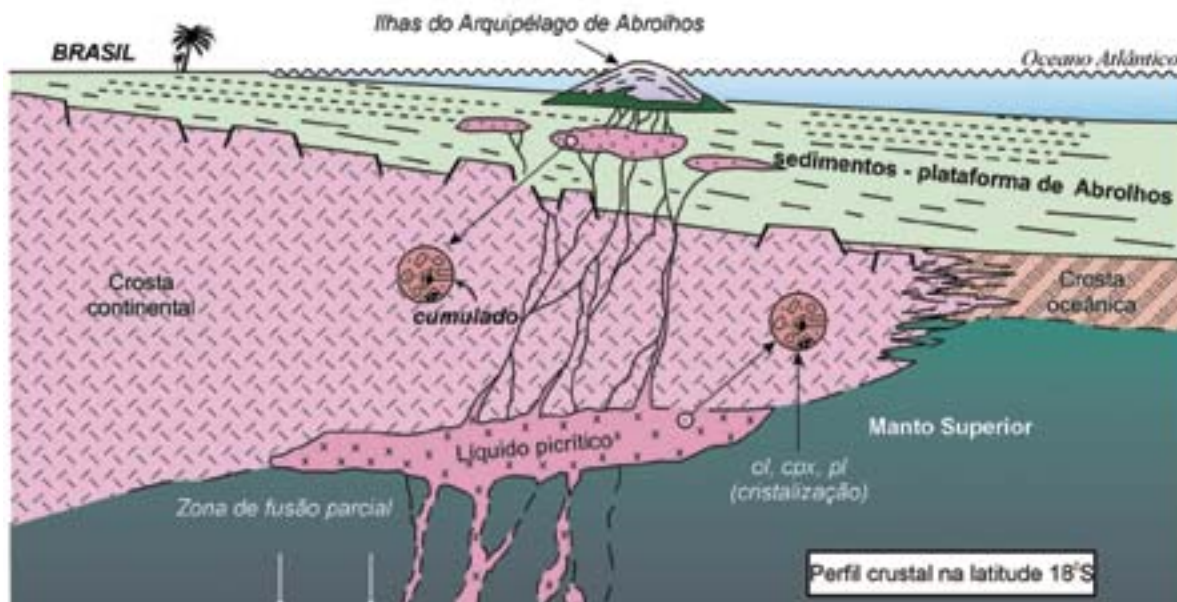


Fig. 24 - Transect geológico crustal na região de Abrolhos. Fodor *et al.*, 1989

Crustal geological transect in the Abrolhos region. Fodor *et al.*, 1989

longo da cadeia Vitória-Trindade.

Na região de Cabo Frio destaca-se a ocorrência de magmatismo do Neocretáceo na Bacia de Santos e do Neocretáceo - Eoterciário na Bacia de Campos (Mohriak *et al.*, 2003). A Fig.21 ilustra um modelo para esses eventos magmáticos, que podem ser caracterizados por edifícios vulcânicos com predominância de hialoclastito em batimetrias rasas (menor que 500 m), e por rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas em lâmina d'água maior que 500 m, sendo que nestas áreas não são comuns as construções vulcânicas, predominando os derrames de basalto ou soleiras e diques de diabásio formando intrusões discordantes da estratigrafia. A Fig. 22 apresenta uma espetacular visualização em linhas sísmicas 3D de alta resolução de feições magmáticas na Bacia de Santos, caracterizando-se um cone vulcânico na seção do Santoniano, e provavelmente o próprio duto alimentador, pela primeira vez imageado em linhas sísmicas. Lateralmente ao cone observam-se feições relacionadas a soleiras de diabásio, marcadas por forte impedância sísmica. Acima da seqüência sísmo-estratigráfica do Neocretáceo não são observadas feições relativas a magmatismo intrusivo e extrusivo na Bacia de Santos, enquanto que na Bacia de Campos são registrados os eventos magmáticos do Neocretáceo e também do Eoterciário (Cainelli & Mohriak, 1998), os quais estão relacionados a cones vulcânicos onde ocorrem rochas vulcano-clásticas, com predominância de hialoclastitos (Mizusaki & Mohriak, 1992).

Na porção norte da Bacia do Espírito Santo registra-se a ocorrência de notável complexo vulcano-sedimentar na região da plataforma de Abrolhos (Fig.23). O evento magmático na região de Abrolhos é caracterizado por derrames de basalto e intrusões ígneas na seqüência sedimentar do Neocretáceo a Eoterciário (Asmus, 1982; 1984). Rochas vulcânicas associadas a este evento afloram na plataforma continental, em particular na Ilha de Santa Bárbara (Cordani, 1970). Recente análise radiométrica (datação Ar-Ar; Sobreira & Szatmari, 2003) confirma as idades de Eoterciário para o vulcanismo. Trabalhos anteriores (Cordani, 1970; Cordani & Blazekovic, 1970; Bacocoli, 1982; Fodor, 1989) caracterizam as ilhas como remanescentes de vulcões do Eoceno, enquanto que trabalhos mais recentes (Mohriak *et al.*, 2003) postulam que algumas das estruturas positivas da região estão relacionadas à tectônica compressional, à semelhança de feições que ocorrem no Atlântico Norte.

A Fig. 24 apresenta uma interpretação geológica conceitual das ilhas do Arquipélago de Abrolhos, caracterizando

feições de câmaras magmáticas na crosta inferior, alimentando intrusões e extrusões vulcânicas na seqüência sedimentar (Fodor *et al.*, 1989). Ressalta-se neste modelo uma grande diferença em relação ao vulcanismo da região de Cabo Frio, onde os cones vulcânicos estão soterrados por uma espessa seqüência sedimentar de idade Neoterciário a Quaternário.

Bacocoli (1982), Fodor *et al.* (1989) e Sobreira (1996) propõem modelos geológicos em que as vulcânicas de Abrolhos são alimentadas por diápiros do manto e intrusões ígneas locais, com focos vulcânicos na plataforma continental da Bacia do Espírito Santo, enquanto que Parsons *et al.* (2001) interpretam que as rochas vulcânicas são extrusivas e com fonte distante da área de ocorrência. Diques ígneos e evidências de estruturas afetando a seção sedimentar do Neoterciário são reportadas por Sobreira (1997), mas a maior parte dos cones vulcânicos na Região Sudeste são restritos ao intervalo Neocretáceo - Eoterciário.

A Fig. 25 mostra uma imagem das ilhas do Arquipélago de Abrolhos, observando-se nos afloramentos da seqüência sedimentar intercalada com sedimentos siliciclásticos um acentuado mergulho regional para o norte (Cordani, 1970).

A Fig. 26 mostra uma imagem do afloramento de basaltos e sedimentos na Ilha de Santa Bárbara, com uma discordância separando prováveis níveis de tálus mais recente.

Algumas das feições associadas ao vulcanismo da região de Abrolhos são apresentadas na Fig.27, que mostra a seqüência sedimentar pós-sal aparentemente sem limite de continuidade abaixo dos altos vulcânicos, que correspondem a altos estruturais afetando até sedimentos do Neoterciário. Também são identificadas feições com interpretações alternativas de diques ígneos, falhas verticais, diápiros de sal e chaminé de gás (Mohriak *et al.*, 2003).

Na região entre as bacias de Mucuri e Espírito Santo



Fig. 25 - Fotografia aérea do Arquipélago de Abrolhos

Aerial photography showing the Abrolhos Archipelago

Fig. 26 - Fotografia de afloramento da Ilha de Santa Barbara

Photography showing outcrop in the Santa Barbara Island, Abrolhos Archipelago



ocorre um alto estrutural com eixo de direção N-S, a oeste do Arquipélago de Abrolhos. Algumas dessas feições correspondem a recifes (Parcel das Paredes), e outras correspondem a feições halocinéticas. A Fig. 28 ilustra um peculiar estilo de tectônica de sal, condicionado pela sobrecarga das vulcânicas de Abrolhos sobre sedimentos neocretácicos, formando frentes de empurrões com vergência na direção do continente (Van der Ven *et al.*, 1998). Numa primeira fase de halocinese, ocorreu a formação de falhas extensionais normais com mergulho predominante para leste, à semelhança das falhas da Bacia de Campos. Numa segunda fase de halocinese, a barreira formada pela extrusão e intrusão de lavas basálticas e rochas ígneas na região de Abrolhos criou um obstáculo para o fluxo de sal na direção da bacia profunda, resultando na mobilização de evaporitos e folhelhos em direção contrária (oeste). Essa movimentação está associada à inversão das falhas normais, formando-se feições compressivas e falhas de empurrão com vergência na direção do continente (Fig. 28). Num terceiro estágio, ocorreu a formação de diápiros de sal

penetrantes nas camadas sedimentares mais jovens, alguns dos quais afetam o Neoterciário e Quaternário. Algumas dessas feições podem formar línguas de sal ou corpos isolados de sal sob forma de lágrimas, inseridos na seção estratigráfica mais nova. Experimentos de modelagem física reproduzem com bastante fidelidade esse tipo de estruturação halocinética (Guerra *et al.*, 1992). Sugere-se também que algumas feições de inversão podem estar relacionadas à compressão regional envolvendo o embasamento, à semelhança de feições contracionais observadas na margem continental da Noruega, também associadas a vulcanismo do Terciário Inferior (Vagnes *et al.*, 1998).

Recursos energéticos em turbiditos da seqüência pós-rifte (marinha regressiva)

O histórico da exploração de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras apresenta diversas fases de descobertas que resultaram do conhecimento geológico acumulado por

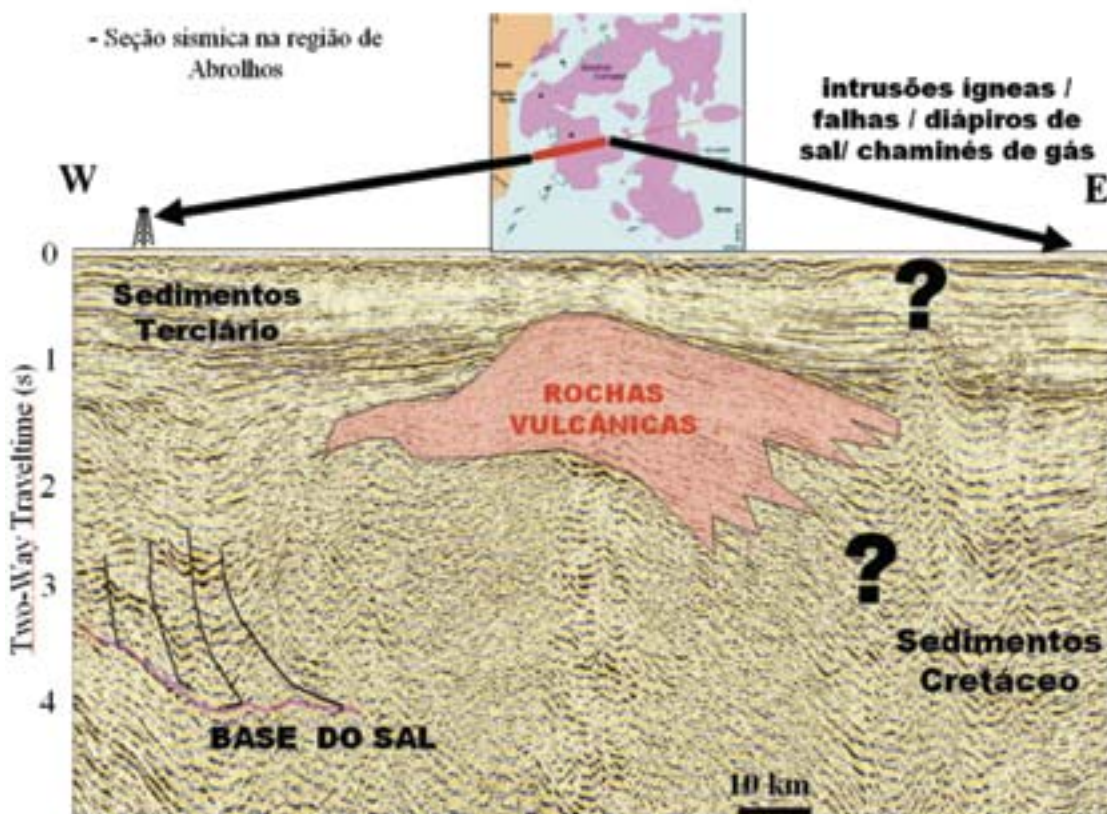


Fig. 27 - Seção sísmica na região de Abrolhos

Seismic section in the Abrolhos region

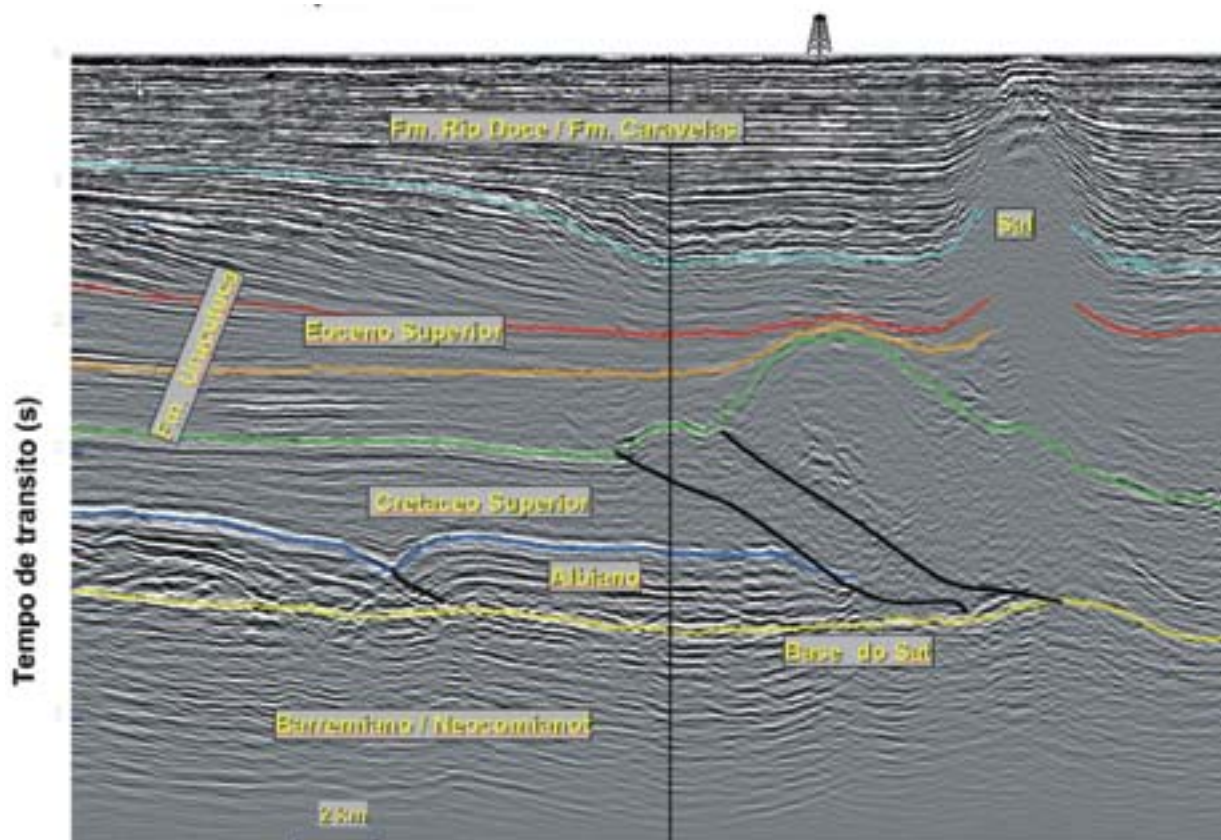


Fig. 28 - Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (Ven *et al.*, 1998)

Seismic section in the Espírito Santo Basin

diversas gerações de geocientistas. A primeira fase inicia-se antes da criação da Petrobras, com pequenas reservas e produção apenas incipiente nos campos terrestres (Fig. 29). A partir de 1954, com a criação da Petrobras, a pesquisa exploratória desenvolve-se principalmente nas bacias terrestres da Bahia e Sergipe-Alagoas. Ao final da década de 1960 inicia-se a pesquisa de petróleo na margem continental, resultando na descoberta de acumulações em Sergipe. Em 1974 ocorre a primeira descoberta de petróleo na Bacia de Campos (Campo de Garoupa na plataforma continental do Estado do Rio de Janeiro). A partir da década de 1980 a exploração de recursos energéticos avançou cada vez mais na direção de águas profundas, mudando por completo a curva de produção de hidrocarbonetos a partir da descoberta de campos gigantes na Bacia de Campos. Essas descobertas e a consequente produção de petróleo resultaram na mudança do perfil energético brasileiro, de país importador a país próximo da auto-suficiência em petróleo (Campos, 2001). Os primeiros anos do século XXI registraram a expansão das regiões de produção petrolífera para os estados vizinhos ao Rio de Janeiro, em particular para as bacias de Santos e Espírito Santo (Fig. 30).

Os campos de petróleo descobertos na margem continental estão geralmente associados a rochas geradoras da seqüência rift (pré-sal) e reservatórios turbidíticos do Cretáceo Superior e Terciário. Esses turbiditos constituem-se nos principais reservatórios das acumulações de hidrocarbonetos nas bacias de Campos, Santos, e Espírito Santo (Bruhn, 1999). A Bacia de Campos (Fig. 31) é marcada pela ocorrência de diversos campos gigantes de petróleo em águas profundas.

A formação de um amplo complexo turbidítico nas bacias da margem sudeste pode ser atribuída ao fato que no intervalo Neocretáceo-Eoterciário, grandes áreas da parte externa da plataforma e do talude tornaram-se instáveis, e o colapso gravitacional dos depósitos arenosos, anteriormente formados pelo dissecamento das grandes elevações da Serra do Mar, foram movimentados por tectônica de sal e eventos magmáticos, resultando em maciça transferência de sedimentos como fluxos de massa na direção da bacia profunda,

formando lençóis de turbiditos e de fluxos de detritos, que foram estruturados por tectônica de sal (Figueiredo & Mohriak, 1984; Guardado *et al.*, 1989; Mohriak *et al.*, 1990a; Carminatti & Scarton, 1991; Peres, 1993; Bruhn *et al.*, 1998; Cainelli & Mohriak, 1998; Rangel *et al.*, 1998; Souza Cruz, 1998; Bruhn, 1999).

Durante o final do Neocretáceo e na maior parte do Terciário, um maior aporte sedimentar numa área com cada vez menos espaço de acomodação resultou numa cunha prográdante bem definida entre a plataforma e talude, alcançando espessuras de mais de 4000 m na margem leste brasileira, particularmente nas bacia de Campos e Espírito Santo (Ricci & Becker, 1991; Cainelli & Mohriak, 1998). A implantação de um sistema deposicional de plataforma mista clástica-carbonática (com arenitos costeiros e plataformas gradando para carbonatos na direção do talude) é caracterizada por grande espessura de sedimentos batiais na região da bacia profunda, com sedimentos hemipelágicos, localmente interrompidos por intercalações de arenitos turbidíticos. Esses depósitos arenosos ocorrem localmente no Cretáceo Superior, e mais extensivamente no Terciário Inferior a Médio, particularmente entre o Eoceno Médio e o Oligoceno, acima de uma discordância regional do Eoceno Médio que é bem caracterizada particularmente na Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989; Rangel *et al.*, 1994). A Fig. 32 mostra uma linha sísmica 3D com a interpretação de reservatórios turbidíticos da seqüência marinha regressiva na região de Marlim, associados a notáveis anomalias de amplitude (Bruhn *et al.*, 1998).

Grandes depósitos turbidíticos podem ser identificados na plataforma continental da Bacia de Santos, estendendo-se na direção do talude e da região de águas profundas (Pereira *et al.*, 1986; Peres, 1993). Notadamente na parte centro-norte da bacia, prógradações do Eoceno são bastante características nos dados sísmicos, ocorrendo turbiditos semelhantes aos observados na Bacia de Campos (Cainelli & Mohriak, 1998). Na parte central da Bacia de Santos destaca-se a ocorrência de grandes feições prográdacionais de idade cretácica, controladas por falhamentos antitéticos associados ao fluxo de sal

Histórico da Produção Anual de Petróleo (1952 - 2003)

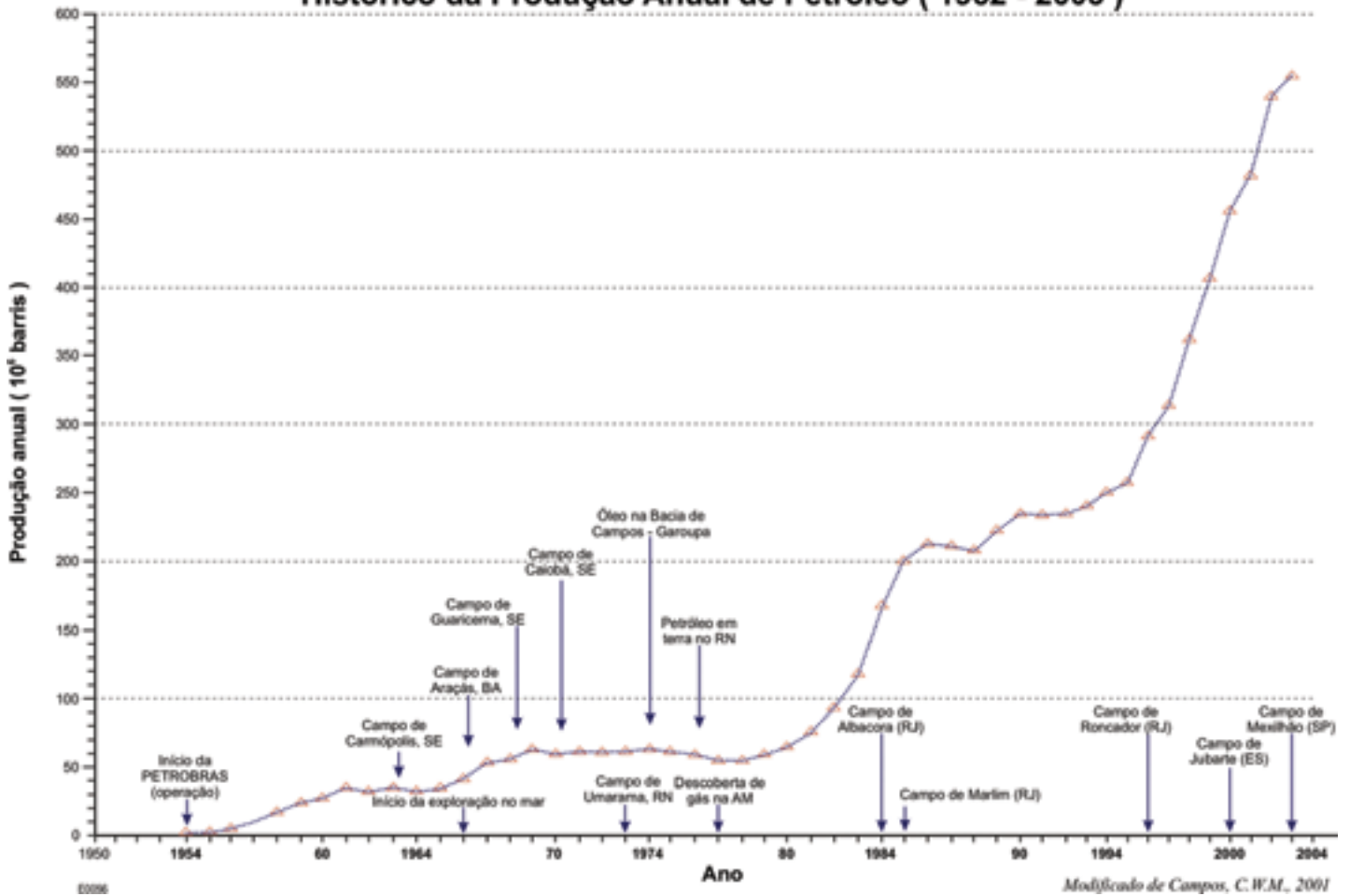


Fig. 29 - Curva de produção de petróleo anual no Brasil, com marcos históricos das principais descobertas

-Annual hydrocarbon production curve in Brazil, with historical highlights of the main hydrocarbon discoveries

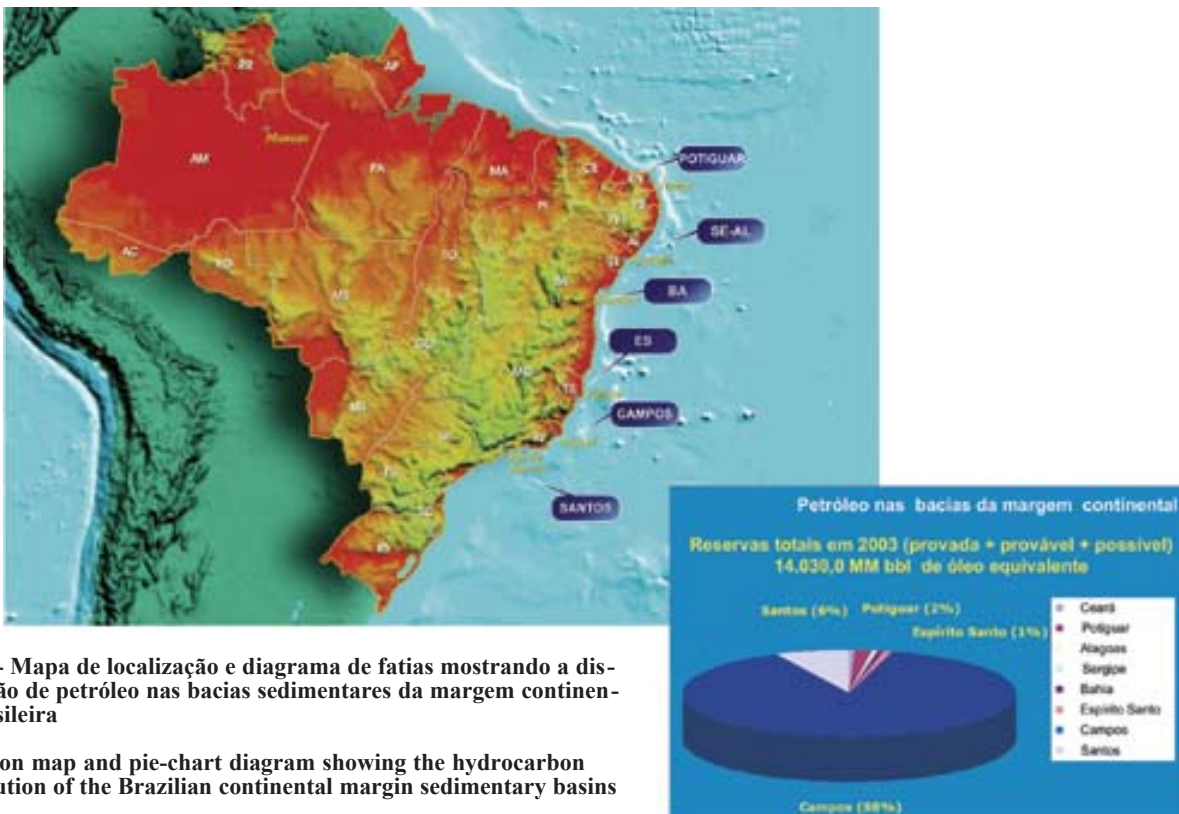


Fig. 30- Mapa de localização e diagrama de fatias mostrando a distribuição de petróleo nas bacias sedimentares da margem continental brasileira

-Location map and pie-chart diagram showing the hydrocarbon distribution of the Brazilian continental margin sedimentary basins

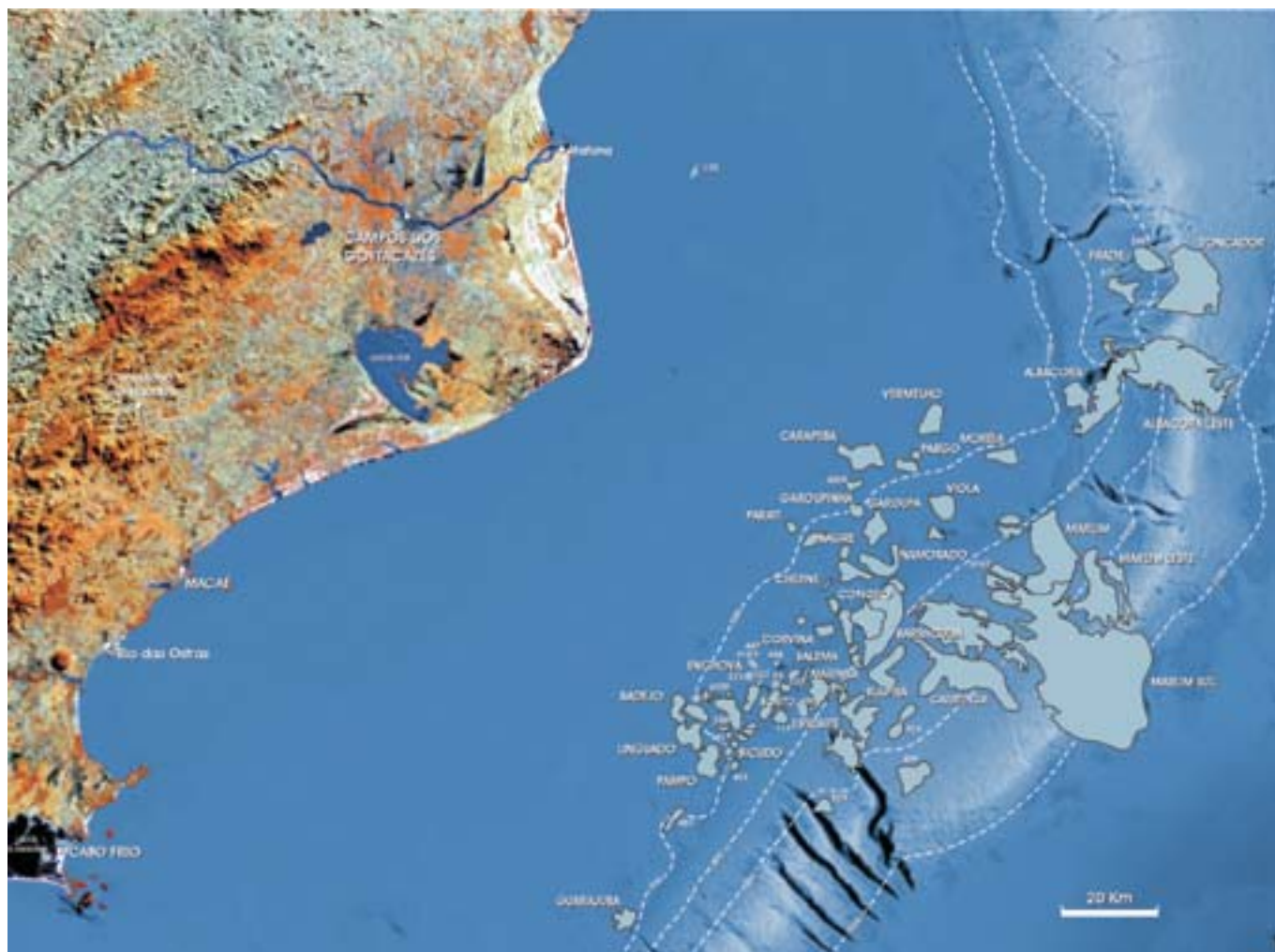


Fig. 31 - Mapa regional com imagem de satélite na região continental e campos de petróleo da Bacia de Campos
 - Regional map showing satellite image of the onshore region and the petroleum fields in the Campos Basin

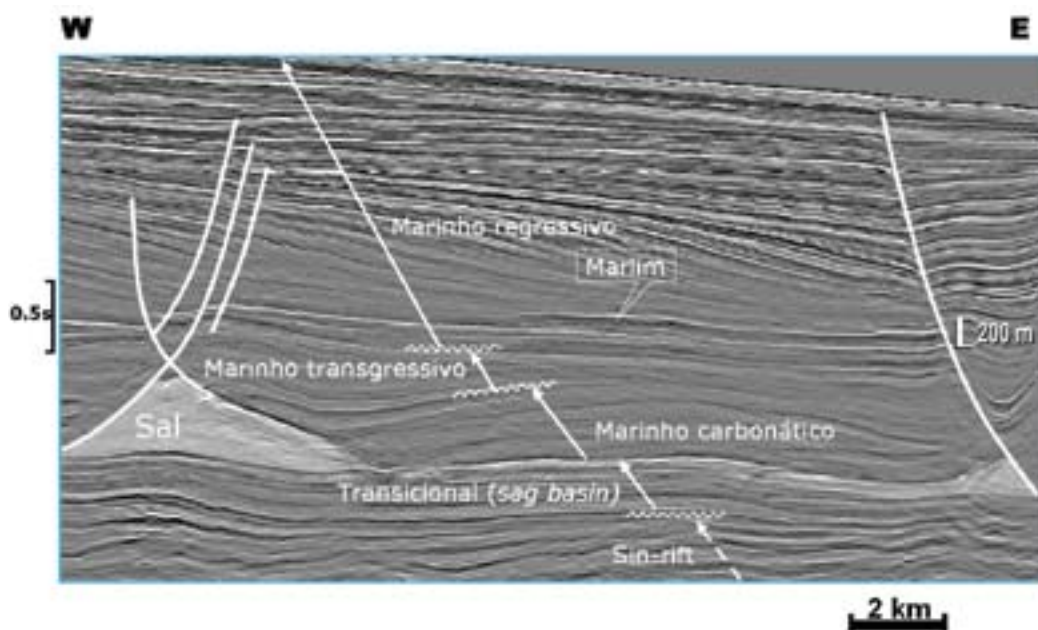


Fig. 32 - Seção sísmica mostrando reservatórios turbidíticos do Campo de Marlim
 - Seismic section showing turbidite reservoirs in the Marlim oil field

na direção de águas profundas (Mohriak *et al.*, 1995). As descobertas de petróleo na bacia estão associadas a tectônica de sal afetando a geometria das camadas de reservatórios arenosos do Cretáceo, havendo indicação de geração de hidrocarbonetos derivados de rochas fonte da seqüência pré-sal e da seqüência pós-sal (Williams & Hubbard, 1984).

Na Bacia do Espírito Santo os depósitos arenosos com grande espessura concentram-se numa calha alongada segundo a direção NW, aparentemente controlados por grandes discontinuidades no embasamento, notadamente o lineamento de Colatina, que atravessa a região continental na região do Alto de Vitória e estende-se para o sul na direção da Bacia de Campos (Cordani *et al.*, 1984; Cobbold, 2001). Descobertas recentes da Petrobras indicam que, além do gerador neocomiano (sin-rifte), as bacias da Região Sudeste Brasileira localmente poderiam apresentar geração de petróleo a partir de sedimentos marinhos do Cretáceo Superior (pós-rifte), conforme já sugerido em trabalhos anteriores (Williams & Hubbard, 1984).

Conclusão

Os princípios básicos da evolução tectono-sedimentar das bacias da margem continental leste brasileira foram definidos em trabalhos pioneiros das décadas de 1960 e 1970, notabilizando-se alguns trabalhos clássicos que lançaram as bases fundamentais para o atual entendimento da geologia brasileira, alavancando a indústria do petróleo na busca dos recursos energéticos da plataforma continental. Dentre os vários trabalhos conduzidos por geocientistas, destaca-se o trabalho de Professor Fernando Almeida incluído nos Anais da Academia de Ciências, publicado em 1976. Neste volume, referente ao Simpósio sobre margens continentais atlânticas, foram publicados diversos trabalhos que apresentam uma importante contribuição ao estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares. Neste capítulo abordaram-se alguns dos temas discutidos por Almeida (1976) e ampliou-se o enfoque com a interpretação da região de águas profundas da margem continental.

Algumas das conclusões atuais reportam-se às conclusões de trabalhos anteriores, em particular a divisão das seqüências estratigráficas das bacias pela sua associação com as principais fases tectônicas. Nesta ótica, a evolução tectono-estratigráfica das bacias sedimentares da margem leste-sudeste (segmento divergente) é uma consequência da ruptura do Gondwana e da abertura e desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, iniciadas no Mesozóico.

O sistema de riftes associado à separação entre as placas sul-americana e africana iniciou-se nos extremos norte e sul da América do Sul, e notadamente na margem sul, a Megaseqüência Sin-Rifte foi precedida e acompanhada pela extrusão de lavas basálticas na Bacia do Paraná e na região adjacente da margem continental, entre as bacias de Pelotas e Espírito Santo.

A Megaseqüência Transicional é caracterizada por uma relativa quiescência tectônica após a rotação e basculamento de blocos de rifte, que são dissecados por uma discordância regional que nivela a topografia preexistente. Acima da discordância, algumas bacias são caracterizadas por espessa seqüência de sedimentos aptianos pouco controlados por falhas (*sag basins*). A deposição de evaporitos no Aptiano Superior inicia-se com camadas de carbonatos e anidrita, que com o aumento da aridez gradam para camadas de halita e atingem condições de deposição de sais de potássio. A tectônica de sal é caracterizada por domínios tectônicos distintos ao longo da margem, com feições extensionais na plataforma, e compressionais em águas profundas.

A Megaseqüência Marinha é caracterizada por uma fase inicial de deposição de carbonatos em condições ambientais rasas e oxigenadas, que subsequentemente é afogada pela elevação do nível do mar. O Terciário, particularmente nas bacias da margem leste brasileira, é caracterizado por cunhas sedimentares com progradações siliciclásticas, que resultaram na deposição de arenitos turbidíticos em águas profundas. Falhamentos relacionados à tectônica de sal contiuem-se em eficiente caminho de migração para hidrocarbonetos gerados na seqüência pré-sal, que acumularam-se em reservatórios carbonáticos do Albiano e siliciclásticos do Albo-Cenomaniano até Mioceno.

Vários episódios tectono-magmáticos (com clímax no Neocretáceo a Eoterciário) são registrados em alguns segmentos da margem, particularmente na região de Cabo Frio e na região de Abrolhos. Na região continental adjacente à Bacia de Santos o episódio tectono-magmático está associado à formação de bacias tafrogênicas (exemplo, Bacia de Taubaté). Esse período também é caracterizado por soerguimento da região continental, várias intrusões alcalinas na borda das bacias sedimentares de Campos e Santos, e por rochas intrusivas e extrusivas (algumas com cones vulcânicos) na plataforma continental.

A reativação durante o Neocretáceo-Eoterciário é o mais importante evento tectono-magmático pós-rifte na margem sudeste, com claras implicações para a geração de recursos energéticos (petróleo e gás). Interpreta-se que as intrusões ígneas e extrusões de vulcânicas proporcionaram um elemento de instabilidade tectônica que, associadas à tectônica de sal, resultou na desestabilização dos depósitos de areias da plataforma continental. Esses detritos arenosos são carregados por correntes de turbidez para a região de águas profundas, formando reservatórios sob forma de lençóis turbidíticos e também como corpos arenosos amalgamados em canais, que constituem-se nos principais reservatórios dos campos gigantes de petróleo descobertos na Bacia de Campos.

Agradecimentos

Agradece-se ao apoio gerencial da Petrobras pela oportunidade de realização do trabalho, particularmente ao Dr. P. M. M. Mendonça, L. N. Reis, F. Nepomuceno, E. J. Milani, e E. Porsche. Agradece-se também aos coordenadores da publicação pelas orientações operacionais durante a execução do trabalho e pelo auxílio na formatação de figuras e texto.

Embora a integração final e a síntese de conceitos geológicos seja de responsabilidade do autor, este trabalho beneficiou-se de um grande número de trabalhos anteriormente publicados como artigos de periódicos, resumos e trabalhos em anais de congressos, capítulos de livros, e publicações internas da Petrobras. Também foram de grande importância as muitas discussões em reuniões técnicas informais com exploracionistas e geocientistas de diversas instituições. Agradecimentos e reconhecimento por diversas contribuições, figuras, exemplos análogos, etc., são devidos a vários técnicos da Petrobras e de várias universidades que participaram do avanço do conhecimento geológico das bacias da margem continental brasileira.

Agradece-se em especial ao geólogo P. V. Zalán e ao geofísico F. Taioli pela revisão crítica do texto e pelas sugestões que melhoraram muito a versão final do trabalho. Agradecimentos são também devidos ao setor de desenho da Petrobras pelo inestimável auxílio na preparação das figuras, e somos gratos também ao técnico A. T. Dias pela constante colaboração.



GRANULITOS DO BRASIL

Renato Moraes

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
moraes@igc.usp.br

Reinhardt A. Fuck

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF
rfuck@unb.br

Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ
biapasch@uerj.br

Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA
johildo@cpgg.ufba.br

Carlson de Matos Maia Leite

PETROBRAS/ UN-BA/ ATEX/ AAG., Salvador, BA
cmml@petrobras.com.br ou cmml@ufba.br*Resumo:*

Granulitos são conhecidos em muitas áreas do território brasileiro, fazendo parte de faixas de dobramentos brasileiros e do embasamento de massas cratônicas. A idade do metamorfismo de alto grau é variada. Entretanto, granulitos comprovadamente arqueanos são escassos e restritos às ocorrências dos rios Pium e Cateté, Pará, com metamorfismo datado em torno de 2,86 Ga. No paleoproterozóico, entre 1,9 e 2,1 Ga, foram formados os granulitos de Roraima, Amapá, Bahia, Tocantins, norte de Goiás, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os granulitos da Província Rio Negro-Juruena, em Rondônia, foram formados no Mesoproterozóico. As extensas faixas de granulitos relacionadas com a Orogenia Brasileira foram geradas em quatro pulsos principais no Neoproterozóico. Há ca. 750-760 Ma ocorreu a formação dos granulitos presentes nos complexos acamadados Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, Goiás. Ao redor de 630 e 650 Ma foram formados os granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, da Seqüência Andrelândia, Minas Gerais e do Maciço Guaxupé, São Paulo e Minas Gerais. Por volta de 570 e 580 Ma foram constituídos os granulitos das faixas Ribeira e Araçuaí, no Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo. No início do Fanerozóico, entre 520 e 535 Ma, desenvolveu-se o pulso mais novo que afetou as rochas da Faixa Ribeira, Rio de Janeiro. A gênese dos granulitos está associada a ambientes colisionais em todas as ocorrências em que o contexto tectônico é conhecido, à exceção dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, cujo metamorfismo de alto grau pode estar associado a ambiente extensional e calor astenosférico. Nos terrenos granulíticos descritos, são dignas de nota as ocorrências de associações de temperatura ultra-alta nos complexos Barro Alto, Niquelândia e Anápolis-Itaçu e no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá e as associações de alta pressão da Seqüência Andrelândia e do Maciço Guaxupé. Os granulitos do Brasil representam exposições da crosta continental inferior, mas nem todos parecem representar zonas de sutura, como no caso dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava.

Palavras-chave: Brasil, Granulito, Metamorfismo de Alto Grau, Pré-Cambriano.

Abstract:

Granulites occur in many areas of the Brazilian territory, as part of most Brazilian fold belts, as well as within the basement of cratonic blocks. The age of high-grade metamorphism varies considerably. However, Archean occurrences are restricted to the Pium and Cateté rivers, Pará, where the metamorphic peak was dated ca. 2.86 Ga. During Paleoproterozoic time, between 1.9 and 2.1 Ga, granulites formed in Roraima, Amapá, Bahia, Tocantins, northern Goiás, Paraná,

Santa Catarina, and Rio Grande do Sul. Granulites of the Rio Negro-Juruena Province, Rondônia formed during the Mesoproterozoic. Large granulite belts related to the Brasiliano Orogeny generated in four main pulses during Neoproterozoic time. Granulites of Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava layered complexes, Goiás formed ca. 750-760 Ma. Around 630 and 650 Ma all other known granulites of the Brasília Belt were formed, including Anápolis-Itaçu Complex, Goiás, Andrelândia Sequence, Minas Gerais, Guaxupé Massif, São Paulo and Minas Gerais. Granulites of Ribeira and Araçuaí belts, Rio de Janeiro, Minas Gerais, and Espírito Santo were formed between 570 and 580 Ma. In early Paleozoic, between 520 and 535 Ma, the youngest granulite forming event is recorded in the Ribeira Belt, Rio de Janeiro. Granulite genesis is related to collisional tectonic settings in almost all known Brazilian occurrences. Granulites of Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava layered complexes may be an exception. Their high-grade metamorphism may be related to an extensional setting involving heat from the asthenosphere. It is noteworthy that some of the described granulite terranes record special metamorphic conditions of ultra-high temperature (> 900 °C), as in the Barro Alto, Niquelândia and Anápolis-Itaçu complexes and in the Itabuna-Salvador-Curaçá Belt. High pressure rocks have been found in the Andrelândia Sequence and Guaxupé Massif. Granulites of Brasil represent exposures of the lower continental crust, but not all of them record suture zones, as in the case of Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava complexes.

Keywords: Brazil, Granulite, High-grade Metamorphism, Pre-Cambrian.

Resumen:

Rocas granulíticas son conocidas en muchas áreas del territorio brasileño, formando parte de las fajas de plegamiento brasileñas y del basamento de macizos cratónicos. La edad del metamorfismo de alto grado es variada. Mientras que granulitas comprobadamente arqueanas son escasas y restringidas a las ocurrencias de los ríos Piúm y Cateté, Pará con metamorfismo datado en torno 2,86 Ga., en el Paleoproterozoico, se formaron las granulitas de Roraima, Amapá, Bahia, Tocantins, norte de Goiás, Paraná, Santa Catarina y Rio Grande do Sul entre 1,9 y 2,1 Ga. En las Provincias de Rio Negro-Juruena, en Rondônia, son Mesoproterozoicas. Las extensas fajas de granulitas relacionadas con la orogenia Brasileña se generaron en cuatro pulsos principales durante el Neoproterozoico. Alrededor de 750-760 Ma. se originaron las granulitas presentes en los complejos estratificados de Barro Alto, Niquelândia y Cana Brava, Goiás. Cerca de 630-650 Ma. las granulitas de los complejos de Anápolis-Itaçu, Goiás, de la Secuenciencia Andrelândia, Minas Gerais y del Maciço Guaxupé, São Paulo y Minas Gerais. La edad de las granulitas de las fajas Ribeira y Araçuaí, en Rio de Janeiro, Minas Gerais y Espírito Santo es de 570-580 Ma.. Durante el inicio del Fanerozoico, entre 520 y 535 Ma., se desarrolló el pulso más joven que afectó a rocas de la Faja Ribeira, Río de Janeiro. La génesis de las granulitas está asociada con ambientes colisionales en todos los afloramientos en que el contexto tectónico es conocido, a excepción de los Complejos de Barro Alto, Niquelândia y Cana Brava, cuyo metamorfismo de alto grado puede estar asociado a un ambiente extensional y aporte de calor astenosférico. En los terrenos granulíticos descriptos es digna de notar la presencia de asociaciones de temperatura ultra-alta en los complejos de Barro Alto, Niquelândia y Anápolis-Itaçu y en el Cinturón Itabuna-Salvador-Curaçá y de alta presión en la Secuencia de Andrelândia y del Maciço Guaxupé. Las rocas en facies de granulitas en Brasil representan exposiciones de corteza continental inferior, pero no todas están asociadas a zonas de sutura, como en el caso de los complejos de Barro Alto, Niquelândia y Cana-Brava.

Palabras llave: Brasil, Granulita, Metamorfismo de Alto Grado, Pré-Cambriano.

Introdução

A geologia do Brasil é privilegiada em termos de terrenos com granulitos, pois essas rochas ocorrem nos diversos crátons brasileiros, bem como em grande parte das faixas móveis que os circundam. O termo **granulito** foi inicialmente utilizado para designar rocha quartzo-feldspática do Erzgebirge, maciços da Saxônia e Boemia, Europa Central (Weiss, 1803), embora a rocha tenha sido descrita pela primeira vez há 250 anos atrás (Justi, 1754). Posteriormente, o termo foi usado de forma ampla para rochas de alto grau, de granulção fina, da Europa Central e de outras regiões do mundo. Após a proposição do conceito da fácies metamórfica (Eskola, 1921), alguma confusão foi gerada, pois cada fácies metamórfica foi identificada com o nome da rocha máfica típica daquelas condições, e.g. xisto verde, anfíbolito, xisto azul, eclogito. Entretanto, granulito é o nome que fugiu à regra, pois foi cunhado para rocha félsica. A partir daí, o nome granulito passou a ser usado também para rocha metamórfica máfica (composição de basalto) de alto grau. Na década de 1980, os termos granulito máfico e granulito félsico foram introduzidos por Harley (1985) para descrever granulitos de composição basáltica e quartzo-feldspática, respectivamente. Aspecto interessante a referir sobre o nome granulito e a fácies metamórfica granulito é que as rochas da região do Erzgebirge, onde o termo granulito foi definido, foram metamorfasadas nas condições da fácies eclogito, inclusive englobando rochas de pressão ultra-alta, com diamante metamórfico (Massone, 1999). A denominação de granulito de alta pressão para rocha que não apresenta composição de basalto, rica em quartzo e metamorfasada em condições da fácies eclogito, é comum. A sub-comissão de nomenclatura de rochas metamórficas da IUGS define: "Granulito é rocha de alto grau metamórfico na qual silicatos de Fe-Mg são dominantes e anidros. A presença de feldspato e a ausência de muscovita primária são críticas; cordierita também pode estar presente. A rocha com > 30% de minerais máficos pode ser chamada de granulito máfico. O termo não deve ser aplicado para mármore, formações ferríferas e quartzitos" (Coutinho *et al.*, 2002). As rochas da fácies granulito compreendem condições de temperatura entre 750°C e > 1150°C e pressões que variam entre 3 e 14 kbar. Em rochas pelíticas as reações de quebra de biotita, dando origem a feldspato potássico, mineral máfico (granada+cordierita ou ortopiroxênio) e líquido de fusão, marcam o início da fácies granulito. Em basaltos, quartzo+faialita, sob pressão baixa, ortopiroxênio, sob pressão média, e clinopiroxênio+granada+quartzo, sob pressão alta, são as paragéneses resultantes da quebra ou fusão de hornblenda. Os granulitos são rochas residuais, já que sua formação envolve reações de fusão e sua preservação depende da extração do líquido gerado em quase sua totalidade (White & Powell, 2002; Moraes *et al.*, 2002). A coexistência de granada e cordierita é característica da fácies granulito em pelitos; o par desaparece com a produção das seguintes paragéneses: espinélio+quartzo, safirina+quartzo e ortopiroxênio+sillimanita+quartzo (Hensen, 1971), que ocorrem em temperaturas superiores a 900°C e são características de granulitos de temperatura ultra-alta (Harley, 1998).

Assunto que sempre gera dúvida e discussão é a rocha chamada de charnockito, comum em terrenos de alto grau. Charnockito é rocha ígnea da família dos granitos, contendo ortopiroxênio primário. O magma é pobre em H₂O, dando origem à rocha hipersolvus, caracterizada por feldspato ternário (feldspato com Ca, Na e K), que sofre exsolução durante o resfriamento, dando origem a mesoperitita. A distinção entre charnockito e granulito nem sempre é tarefa fácil.

Até a década de 1980, era difundida a idéia de que granulitos seriam rochas formadas exclusivamente durante o Arqueano, em virtude do elevado gradiente geotérmico presente na Terra de então. Entretanto, a idéia veio abaixo com a datação e a caracterização de granulitos fanerozoicos, principalmente no Maciço da Boemia (Windley, 1981) e em virtude da identificação de xenólitos de granulitos com idades terciárias em basaltos no México (Hayob *et al.*, 1989).

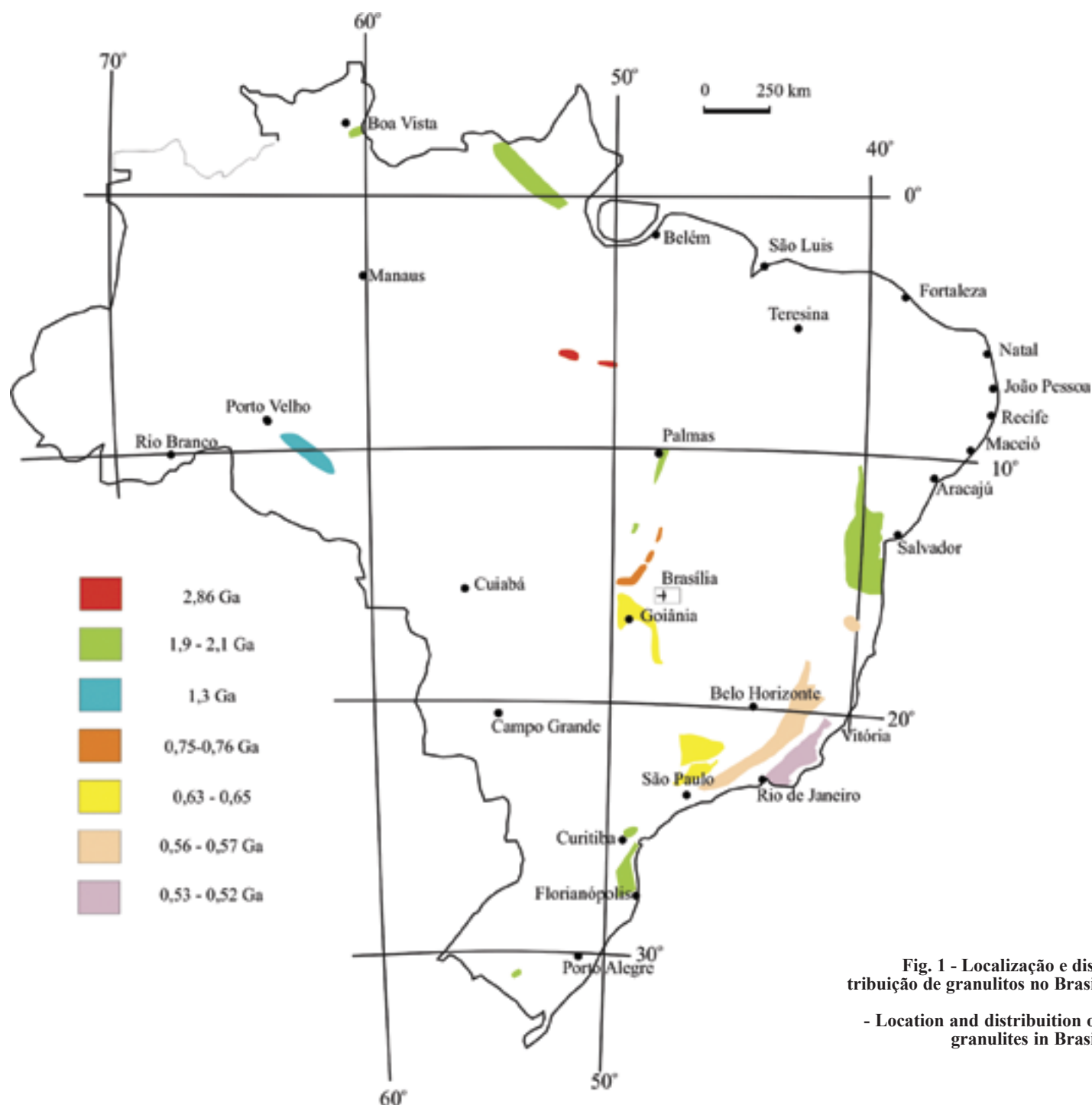


Fig. 1 - Localização e distribuição de granulitos no Brasil

- Location and distribution of granulites in Brasil

No Brasil, terrenos granulíticos são encontrados em grande parte das unidades geotectônicas, incluindo os crátons Luís Alves, São Francisco, Amazônico e Rio de la Plata e as faixas Ribeira, Araçuai e Brasília. Tais terrenos são o resultado de eventos metamórficos que atingiram as condições da fácies granulito em diversas épocas da história geológica do Brasil. São raros os terrenos granulíticos de idade arqueana, restringindo-se, aparentemente, à Província Amazônia Central, no Cráton Amazônico, onde foram descritos os complexos Pium e Cateté. Predominam os terrenos granulíticos formados no paleoproterozóico e Neoproterozóico, com algumas ocorrências de idade mesoproterozóica ainda pouco conhecidas na porção mais ocidental do Cráton Amazônico. Dadas as suas propriedades, os terrenos granulíticos foram usados na delimitação de áreas cratônicas ou na demarcação de zonas de sutura.

No final dos anos 1970, os terrenos granulíticos então conhecidos foram separados em dois grupos, tendo como foco o chamado Cráton do Paramirim (Almeida, 1978; 1981). Assim, foram reconhecidos os terrenos granulíticos que fazem parte do seu embasamento, como o Bloco Jequié, na Bahia (Almeida, 1981) e os cinturões granulíticos que delimitam seus

limites, como Ceres a oeste, Alfenas a sudoeste e Costeiro no limite leste (Almeida, 1979). Os complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, em Goiás, formariam o chamado cinturão Ceres (Almeida, 1979; 1981). As rochas do Maciço Guaxupé e a porção de alto grau da Sequência Andrelândia (Almeida, 1979; 1981) constituiriam o chamado Cinturão Alfenas, enquanto o cinturão Costeiro (Almeida, 1978; 1981) é formado pelas rochas de alto grau das faixas Araçuai e Ribeira, estendendo-se do sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais, para Espírito Santo e Rio de Janeiro. O papel dos granulitos na evolução da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967; 1971) foi também examinado em outros trabalhos e novamente seu caráter delimitador de regiões cratônicas foi reconhecido (Wernick & Almeida, 1976; 1979).

Granulitos no Cráton Amazônico

Granulitos da Província Amazônia Central

Granulitos arqueanos foram descritos na Província Amazônia Central, segmento crustal mais antigo do Cráton

Amazônico (Fig. 1). Duas ocorrências principais foram registradas nas áreas dos rios Cateté e Pium, onde rochas granulíticas estão expostas em corpos alongados (até 35 km de comprimento), dispostos de forma sub-paralela à foliação E-W no chamado cinturão de cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1991). Granulitos félsicos dominam na área do Rio Cateté, onde as composições variam de enderbítica a charnockítica. Isócrona Pb-Pb obtida em 11 amostras de rocha total coletadas na área resultou em idade de 3050 ± 57 Ma, interpretada como idade de cristalização do protolito ígneo dos granulitos (Rodrigues *et al.*, 1992). Nos granulitos do Rio Pium, dominam rochas máficas, granulação média, de composição toleítica, constituídas de plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Os granulitos máficos são encontrados também como xenólitos em hiperstênio granulitos félsicos, de granulação grossa e textura inequigranular, que são tidos como produtos de metamorfismo de alto grau de intrusões félsicas com assinatura calci-alcalina (Araújo & Maia, 1991). Amostra de granulito enderbítico do Rio Pium compõe-se de plagioclásio antiperitítico, quartzo, hornblenda, biotita, microclínio, minerais opacos, zircão e apatita. Grãos reliquiais de ortopiroxênio e clinopiroxênio são raros, encontrando-se transformados para anfibólio (Pidgeon *et al.*, 2000). Análises U-Pb SHRIMP em núcleos zonados de zircão resultaram em idade de 3002 ± 14 Ma, enquanto as bordas de zircão foram datadas em 2859 ± 9 Ma. O primeiro valor foi interpretado como a idade do protolito ígneo do granulito, enquanto o segundo é tido como refletindo a idade do metamorfismo de alto grau (Pidgeon *et al.*, 2000).

Granulitos no Escudo das Guianas

Granulitos estão presentes em áreas expressivas no Escudo das Guianas, especialmente na Província Maroni-Itacaiúnas (Fig. 1). As principais ocorrências estão relacionadas ao chamado Terreno Imataca e o Cinturão Granulítico Guiana Central (ver Tassinari *et al.*, 2000, para revisão), reconhecidos em países vizinhos.

O Cinturão Guiana Central tem sua terminação na porção central de Roraima, onde suas rochas estão compreendidas na Suíte Metamórfica Murupu (Luzardo & Reis, 2001). A suíte é constituída de gnaisses kinzigíticos, rochas calcisilicáticas e quartzito (*metachert*), com paragêneses da fácies granulito. As áreas de ocorrência das rochas de alto grau são reduzidas, restringindo-se a exposições relativamente pouco extensas junto da fronteira com a Guiana onde se encontram parcialmente encobertas por depósitos sedimentares cenozóicos (Reis *et al.*, 2003). Ocorrem ainda como enclaves em ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, interpretados como mais jovens, pois não apresentam o bandamento reconhecido nas rochas de alto grau. Foram observadas feições de migmatização, bem como de milonitização, com desenvolvimento de paragêneses da fácies xisto verde ao longo de zonas de cisalhamento relacionadas com o evento K'Mudku (*ca.* 1,2 Ga). Zircão de amostra de granulito da Serra Barauana foi datado em 1942 ± 7 Ma (Reis *et al.*, 2003). São descritas abundantes intrusões de anortositos, gabros, charnockitos, mangeritos e granitos rapakivi, que, pelos dados disponíveis, parecem estar relacionadas a três distintos eventos extensionais ocorridos há 1,93 Ga, 1,82-1,83 Ga e 1,53-1,56 Ga (Reis *et al.*, 2003).

Outras áreas granulíticas foram reconhecidas no norte do Brasil, com destaque para o chamado Cinturão Jari, exposto no Amapá e noroeste do Pará, anteriormente denominado Tumucumaque (ver Tassinari *et al.*, 2000). Trata-se de faixa de alto grau com cerca de 100 km de largura, disposta na direção NW-SE, limitada a nordeste pelo lineamento Cupixi, que a separa do domínio Cupixi, e a sudoeste pelo lineamento Ipitanga, que a separa do domínio Carecuru (Rosa-Costa *et al.*, 2003). As rochas dominantes, como na área de Tartarugal Grande, na região central do Amapá, são granulitos félsicos, de composição enderbítica a charno-enderbítica, oriundos da transformação de rochas plutônicas, às quais se associam ortognaisses sem ortopiroxênio, alguns portadores de mesoperitita e clinopiroxênio, denunciando transição da fácies anfibólito para fácies granulito. Nos gnaisses enderbíticos a mine-

ralogia é representada por plagioclásio antiperitítico, quartzo, hornblenda, biotita e ortopiroxênio, com proporções subordinadas de minerais opacos, clinopiroxênio, apatita e zircão. Nas composições charno-enderbíticas ocorre adicionalmente feldspato potássico. Rochas máficas e faixas estreitas de quartzito com granada e sillimanita, kinzigito com cordierita, formações feríferas com clinopiroxênio e granada-biotita-sillimanita-quartzito xisto também são reportadas (Rosa-Costa *et al.*, 2003). As rochas de origem sedimentar foram consideradas como possíveis equivalentes do Grupo Vila Nova (João & Marinho, 1982). Amostras de rocha total da área de Tartarugal Grande foram datadas pelo método Rb-Sr, indicando idade de *ca.* 2670 Ma (Montalvão & Tassinari, 1984). Idades Pb-Pb foram obtidas em zircão de granada granulito, situando-se no intervalo 2,49-2,58 Ga (Lafon *et al.*, 1998). Idades modelo Sm-Nd entre 2,94 e 3,1 Ga (Sato & Tassinari, 1997; Avelar *et al.*, 2003) indicam que parcela significativa dos terrenos de alto grau representa crosta continental arqueana, subseqüentemente retrabalhada durante a Orogenia Transamazônica. Recentemente foram obtidas idades Pb-Pb em zircão de granulito enderbítico e de gnaiss granodiorítico. Os resultados, respectivamente 2797 ± 3 Ma e 2652 ± 4 Ma, foram interpretados como idade dos protolitos (Rosa-Costa *et al.*, 2003). Os dados disponíveis não esclarecem a idade do metamorfismo de alto grau, embora haja sido sugerido que seja arqueana, em face da idade de 2605 ± 6 Ma obtida em intrusão de charnockito (Ricci *et al.*, 2002).

Ortognaisses granulíticos foram também cartografados no Domínio Carecuru, onde constituem o chamado Núcleo Granulítico Paru (Rosa-Costa *et al.*, 2003). Essas rochas mostram padrão curvilíneo de lineamentos em imagens de radar e aerogeofísicas, caracterizando estilo estrutural distinto do verificado nas rochas Carecuru que envolvem o núcleo granulítico. As rochas de alto grau são bandadas na escala centimétrica, alternando-se granulitos máficos e granulitos enderbítico/charno-enderbítico. Estes são constituídos por plagioclásio antiperitítico, quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, bem como proporções subordinadas de minerais opacos, clinopiroxênio, biotita e zircão. Zircão de gnaiss enderbítico foi datado em 2597 ± 4 , valor interpretado como idade do protolito ígneo (Rosa-Costa *et al.*, 2003). Os mesmos autores obtiveram idade de *ca.* 2,06-2,1 Ga em zircão de charnockito intrusivo nos granulitos, levando-os a sugerir que neste caso o metamorfismo de alto grau seria paleoproterozóico.

Granulitos da Província Rio Negro-Juruena, Rondônia

A geologia do Cráton Amazônico, em Rondônia, pode ser dividida em cinco unidades principais: i) gnaiss tonalítico; ii) granulito enderbítico; iii) paragneiss granulítico; iv) augen gnaiss granítico a charnockítico, e; v) gnaiss granítico fino e granulito charnockítico. As três primeiras unidades fazem parte da Província Rio Negro-Juruena, a mais antiga da região, enquanto as outras duas são da Província Rondoniana-San Ignácio (Payolla *et al.*, 2002a).

O embasamento da Província Rio Negro-Juruena é representado por gnaiss tonalítico e granulito enderbítico, cujos protolitos plutônicos foram formados entre 1,73 e 1,75 Ga, deformados e metamorfisados há cerca de 1,3 Ga (Tassinari *et al.*, 1999; Payolla *et al.*, 2002a). Dados geoquímicos e dados isotópicos Sm-Nd indicam a tendência calci-alcalina dessas rochas, com ϵ_{Nd} entre -1,5 e +1,0, além de idades modelo (T_{DM}) entre 2,06 e 2,20 Ga, sugerindo que o magma foi gerado em arco magmático a partir de mistura de material oriundo de fonte empobrecida do manto e crosta continental antiga (Payolla *et al.*, 2002a). Análises U-Pb convencional de grãos de zircão de paragrulito indicam idades entre 1,6 e 1,8 Ga e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2,10 e 2,15 Ga, indicando que a idade da fonte varia entre mesoproterozóica e paleoproterozóica (Payolla *et al.*, 2002a). O metamorfismo ocorreu entre 1,30 e 1,33 Ga, idade definida com a utilização do método U-Pb em monazita e zircão e isócrona Sm-Nd com granada e rocha total (Tassinari *et al.*, 1999; Payolla *et al.*, 2002a). Os augen gnaisses granítico e charno-

ckítico apresentam idades U-Pb em zircão entre 1,53 e 1,56 Ga, interpretadas como época de cristalização ígnea das rochas. ϵ_{Nd} varia entre -0,6 e 1,2 e T_{DM} entre 1,84 e 2,07 Ga. O magma original teria tido características de granito rapakivi tipo A, formado em interior de placa, pela mistura de magma oriundo do manto com material da crosta continental (Payolla *et al.*, 2002). Grãos de monazita analisados pelo método U-Pb indicam idade de 1,33 Ga, interpretada como idade do metamorfismo (Payolla *et al.*, 2002a). A unidade formada por gnaiss granítico fino e granulito charnockítico foi datada em 1,43 Ga, idade obtida em grãos de zircão analisados pelo método U-Pb, sendo que os valores de ϵ_{Nd} estão entre +1,2 e +0,7 e as idades T_{DM} entre 1,73 e 1,75 Ga. O magma parental dessas rochas era juvenil, mas com contaminação por material crustal antigo (Payolla *et al.*, 2002a).

O granulito enderbítico é rocha bandada formada por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio, feldspato potássico, ilmenita e magnetita, com simplectitos de quartzo e granada entre plagioclásio e os piroxênios ou ilmenita-magnetita. As condições do metamorfismo foram calculadas entre 740 e 770°C e 7 e 9 kbar (Payolla *et al.*, 2002a).

O paragnaisse granulítico é migmatito bandado com melanossoma constituído de sillimanita, cordierita, granada, biotita, ortopiroxênio (5,2 a 6,9% Al_2O_3), ilmenita, magnetita e hercinita, mineralogia residual e refratária; o leucossoma, por sua vez, apresenta quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, granada e cordierita. Ocorrem camadas de rochas calcissilicáticas e granada gnaiss com fenocristais de feldspato. As relações texturais indicam que associação hercinita, quartzo, cordierita±granada, que indica condições de temperatura ultra-alta, é a mais antiga e mostra cordierita substituída por intercrescimentos de ortopiroxênio e sillimanita, quando em contato com quartzo na matriz. A partir daí uma série de intercrescimentos envolvendo ilmeno-magnetita, hercinita, ortopiroxênio, sillimanita, granada e quartzo indica trajetória *P-T* de resfriamento isobárico. Essas associações, até o momento, só foram observadas nas imediações dos augen gnaisses granítico e charnockítico. Idade U-Pb de 1,54 Ga obtida em grãos de monazita associados aos intercrescimentos tardios é semelhante à idade dos augen gnaisses granítico e charnockítico e interpretada como idade do metamorfismo dessas porções (Payolla *et al.*, 2002b).

Granulitos do Cinturão Costeiro

Nas regiões sudeste e sul, granulitos ortoderivados ocorrem nos crátons Luís Alves e Rio de la Plata e nas faixas Araçuaí, Ribeira e na extremidade sul da Faixa Brasília (Fig. 2a) (Heilbron *et al.*, neste volume). As faixas compreendem: i) terrenos em bordas cratônicas retrabalhadas durante o Brasileiro; ii) terrenos relacionados à formação de crosta/amalgamação (Fig. 2a) (Heilbron *et al.*, neste volume).

Diversas propostas de nomenclatura litoestratigráfica têm sido adotadas para as ocorrências de granulitos de cada faixa e bloco cratônico. Não obstante, os granulitos são aqui agrupados em dois conjuntos litotectônicos: 1) ortogranulitos cujos protolitos têm idade arqueana ou paleoproterozóica; 2) paraganulitos meso- a neoproterozóicos. Charnockitos neoproterozóicos, formados durante os diversos estágios da colagem brasileira, embora ocorram no interior das respectivas faixas, não serão aqui abordadas.

Granulitos da Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí estende-se ao longo da borda leste do Cráton do São Francisco e pode ser compartimentada em domínios externo e interno (Pedrosa Soares *et al.*, 2001). O domínio externo é considerado como a margem retrabalhada do paleocontinente São Francisco e zona de sutura com remanescentes oceânicos o separam do domínio interno. Este é caracterizado pela ocorrência de granulitos, migmatitos e grande volume de granitóides (Fig. 2a) originados nos diferentes estágios da Orogênese Brasileira (Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, neste volume).

Faixa de granulitos ocorre no extremo leste do domínio externo, a sul do paralelo 19° S (Fig. 2a), onde dois conjuntos são identificados: ortogranulitos de protolito pré-1,8 Ga; e paraganulitos de protolito pós-1,8 Ga, depositados em bacia de margem passiva do paleocontinente São Francisco. A Serra do Caparaó representa o núcleo de estrutura antiformal e aflora em meio ao domínio interno. Com base em dados de campo, litogeoquímicos e geocronológicos, as rochas que constituem a serra podem ser correlacionadas àquelas da faixa granulítica do domínio externo sul (Silva *et al.*, 2002).

Ortogranulitos de protolitos paleoproterozóicos, retrabalhados no Neoproterozóico, constituem parte do embasamento do domínio externo. Com base na integração e correlação com a Faixa Ribeira, o conjunto foi denominado de Complexo Juiz de Fora (Pinto, 1991; Heilbron *et al.*, 1995; Duarte *et al.*, 2000). Na Faixa Araçuaí o complexo é constituído de gnaisses enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos com granulitos máficos (noríticos) subordinados (Costa, 1998; Cunningham *et al.*, 1998). Em decorrência da tectônica neoproterozóica brasileira, essas rochas ocorrem em escamas interdigitadas a escamas de paraganulitos pós-1,8 Ga (Costa, 1998; Cunningham *et al.*, 1998). A Fig. 2a mostra o domínio de ocorrência dos ortogranulitos e paraganulitos do complexo, sem os discriminar.

A idade de cristalização U-Pb em zircão do protolito de gnaiss charnockítico é 2,2 Ga (Söllner *et al.*, 1991). Idades modelo Sm-Nd de 2,2 - 2,0 Ga indicam que os magmas precursores dos protolitos foram segregados do manto no paleoproterozóico (Fischel *et al.*, 1998). Os ortogranulitos intermediários a ácidos constituem suítes calcio-alcálicas com teores de K_2O variáveis e crescentes para leste, sugerindo que seus protolitos correspondem a granitóides pré- a sin-colisionais, integrantes de arco magmático paleoproterozóico (Costa *et al.*, 1995; Moreira, 1997; Costa, 1998). Os ortogranulitos máficos, interpretados como fragmentos de corpos intrusivos ou vulcânicos, correspondem a toleitos de baixo-K, similares a basaltos de arcos de ilha ou a basaltos de fundo oceânico (Costa *et al.*, 1993, 1995; Costa, 1998).

As condições da fácies granulito são atestadas pela presença conspícua de ortopiroxênio metamórfico em todos os litotipos do complexo e os granulitos máficos são caracterizados pela paragênese ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, granada. Temperatura calculada com o termômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio é da ordem de 990°C, interpretada como o ápice do metamorfismo granulítico (Costa *et al.*, 1993; Moreira, 1997), ocorrido em torno de 577 Ma (resultados U-Pb em zircão; Söllner *et al.*, 1991). Coroas de granada em torno do ortopiroxênio indicam que houve aumento nas condições báricas durante o metamorfismo granulítico (Costa, 1998).

Ortogranulitos correlatos ocorrem em antiformal na Serra do Caparaó, onde também se interdigitam tectonicamente com rochas metavulcanossedimentares neoproterozóicas (Söllner *et al.*, 1987, 1991; Cunningham *et al.*, 1998; Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2002). Isócrona Rb-Sr em rocha total resultou em idade de 2,0 Ga tida como de cristalização (Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1980; Teixeira *et al.*, 1987), confirmada por idade U-Pb em zircão de 2,2 Ga (Söllner *et al.*, 1991; Silva *et al.*, 2002). A paragênese ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato potássico, quartzo é característica e registra condições entre 700° e 900°C e pressões entre 7 e 10 kbar (Seidensticker & Wiedemann, 1992). Idades U-Pb em zircão de 590 Ma e 586 Ma são indicativas do auge do metamorfismo (Söllner *et al.*, 1991; Silva *et al.*, 2002).

Na porção leste do domínio externo da Faixa Araçuaí, paraganulitos portadores de granada, cordierita, sillimanita, ortoclásio, quartzo e, localmente, hercinita, ocorrem ao longo de escamas tectônicas interdigitadas com as de ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (Costa, 1997; Cunningham *et al.*, 1998). Paragnaises quartzo-feldspáticos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, gonditos e anfíbolitos associam-se aos paraganulitos aluminosos (Costa, 1998), sendo que seqüência correlata ocorre a sul, no Domínio Juiz

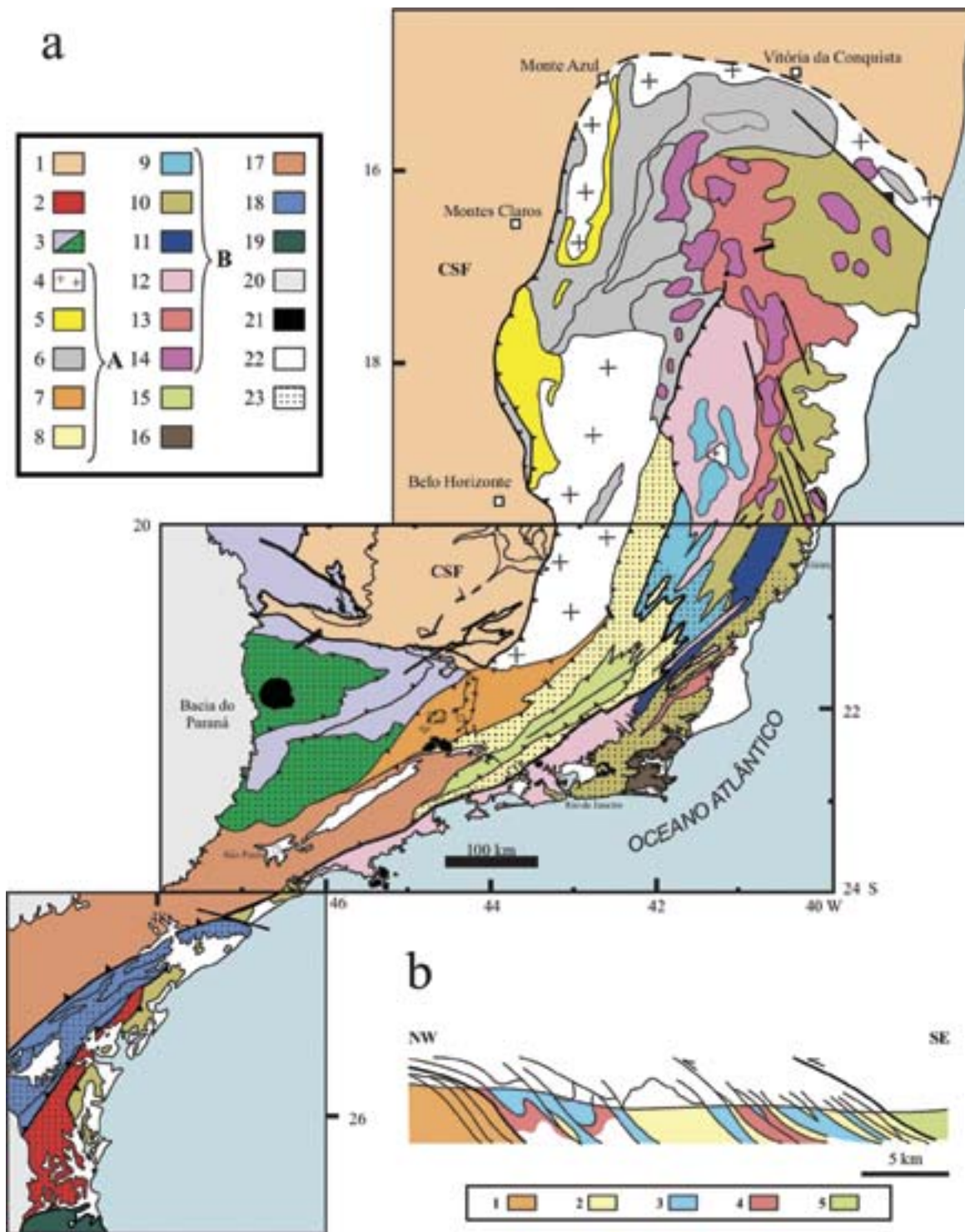


Fig. 2 - (a) Mapa tectônico da região sudeste do Brasil, com destaque para as ocorrências de rochas granulíticas (compilado e modificado de Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Basei *et al.*, 2000; e Campos Neto, 2000). Legenda: 1-Cráton do São Francisco. 2-Cráton Luís Alves. 3-Extremo sul da Faixa Brasília (cor verde com hachuras para as ocorrências de granulitos). A - Domínio Externo da Faixa Araçuai e Terreno Ocidental da Faixa Ribeira: 4-Complexos gnáissicos arqueanos a paleoproterozóicos; 5-Sequência rifte mesoproterozóica; 6 - Sequências rifte e de margem passiva neoproterozóicas, com remanescentes oceânicos; 7-Domínio Andrelândia; 8-Domínio Juiz de Fora. B - Domínio Interno da Faixa Araçuai e Terreno Oriental da Faixa Ribeira: 9-Domínio Cambuci (Faixa Ribeira) ou Grupo Rio Doce (Faixa Araçuai); 10-Domínio Costeiro (Faixa Ribeira) ou Complexo Paraíba do Sul (Faixa Araçuai); 11-Domínio Italva; 12-Granitóides neoproterozóicos pré-collisionais (arco magmático brasileiro); 13-Granitóides neoproterozóicos sin-collisionais; 14-Granitóides neoproterozóicos pós-collisionais. 15-Klippe Paraíba do Sul. 16-Terreno Cabo Frio; 17-Faixa Apiaí/Paranapiacaba; 18-Terreno Curitiba; 19-Faixa Dom Feliciano; 20-Cobertura

Paleozóica / Mesozóica (Bacia do Paraná); 21-Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 22-Coberturas terciárias (Bacias de Resende, Taubaté e São Paulo) e coberturas quaternárias; 23-Granulitos. (b) - Perfil geológico no setor norte do Domínio Juiz de Fora, Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (modificado de Duarte, 1998). Legenda: Domínio Andrelândia (1); Domínio Juiz de Fora: Ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (2); Paragranulitos da Sequência Andrelândia ou correlato (3); Granitóides/charnockitóides neoproterozóicos sin-collisionais (4); Klippe Paraíba do Sul (5)

- (a) Tectonic map of the southeastern region of Brazil and its granulite occurrences (compiled and modified after Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Basei *et al.*, 2000; e Campos Neto, 2000): 1-São Francisco Craton; 2-Luís Alves Craton; 3-Southern Brasília belt (green: granulite occurrences). A - Outer Domain of Araçuai belt and Occidental Terrane of the Ribeira belt: 4-Archaeoan to paleoproterozoic gneissic complexes; 5-Mesoproterozoic rift sequence; 6-Neoproterozoic rift and passive margin sequences, including oceanic rock assemblage; 7-Andrelândia Domain; 8-Juiz de Fora Domain. B - Inner Domain of the Araçuai belt and Oriental Terrane of the Ribeira belt: 9-Cambuci Domain (Ribeira belt) or Rio Doce Group (Araçuai belt); 10-Coastal Domain (Ribeira belt) or Paraíba do Sul Complex (Araçuai belt); 11-Italva Domain; 12-Neoproterozoic pre-collisional granitoids (brasiliano magmatic arc); 13-Neoproterozoic syn-collisional granitoids; 14-Neoproterozoic post-collisional granitoids. 15-Paraíba do Sul Klippe. 16-Cabo Frio Terrane; 17-Apiaí/Paranapiacaba belt; 18-Curitiba Terrane; 19-Dom Feliciano belt; 20-Paleozoic/Mesozoic cover (Paraná Basin); 21-Cretaceous/Tertiary alkaline rocks; 22-Cenozoic sediments; 23-Granulite. (b) Geologic cross-section of the northern portion of the Juiz de Fora Domain, within the Occidental Terrane of the Ribeira belt (after Duarte, 1998). Andrelândia Domain (1); Juiz de Fora Domain: orthogranulites of the Juiz de Fora Complex (2); paragranulites of the Andrelândia Sequence or correlative (3); Neoproterozoic syn-collisional granitoids/charnockitoids (4); Paraíba do Sul Klippe (5)

de Fora da Faixa Ribeira (ver adiante). O par granada-cordierita indica temperaturas entre 760° e 850°C para o auge do metamorfismo (Costa, 1998). Geocronologia U-Pb em zircão de ortogranulitos do complexo indica valor de 577 Ma, interpretado como a idade do metamorfismo dessas unidades (Söllner *et al.*, 1991).

Na Serra do Caparaó ocorrem rochas metavulcanossedimentares com paragêneses da fácies granulito, formando escamas tectônicas interdigitadas a escamas de ortogranulitos correlatos àqueles do Complexo Juiz de Fora. A idade da fonte dos protolitos é indicada por dados U-Pb em grãos detríticos de zircão datados em 2,1 e 2,2 Ga (Söllner *et al.*, 1991). Em paraganulito pelítico e semi-pelítico, paragêneses com granada, cordierita, sillimanita, hercinita, ortoclásio, plagioclásio, quartzo e grafita indicam condições metamórficas entre 700 e 900°C e pressões entre 7 e 10 Kb (Seidensticker & Wiedemann, 1992). Idade U-Pb em zircão metamórfico indica que o metamorfismo ocorreu por volta de 586 Ma (Söllner *et al.*, 1991).

O extremo leste do domínio interno da Faixa Araçuaí é constituído de conjunto de rochas metavulcanossedimentares, da fácies anfibolito superior a granulito (Sluiter & Weber-Diefenbach, 1989; Seidensticker & Wiedemann, 1992; Pedrosa Soares *et al.*, 2000) (Fig. 2a). Os granulitos englobam granada gnaisses granulíticos, intercalados em gnaisses facoidais, rochas calcissilicáticas, hornblenda gnaisses, leptinitos e granada-cordierita-sillimanita gnaisses. Grãos de zircão detrítico de quartzito e paragnaisse migmatítico têm idades U-Pb de 2,1 Ga (Söllner *et al.*, 1991) e de 800 Ma (Pedrosa Soares *et al.*, 2001), indicando protolitos provenientes de fonte paleoproterozóica e neoproterozóica (Uhlein *et al.*, 1998; Pedrosa Soares *et al.*, 2001). Os granulitos contêm paragêneses com granada, cordierita, sillimanita e ortoclásio e paragêneses com ortopiroxênio. Idade U-Pb de 560 Ma em zircão e monazita é interpretada como idade do metamorfismo granulítico, que teria resultado de infiltração de fluidos ricos em CO₂ durante período posterior à fase de deformação principal nesse setor da Faixa Araçuaí (Söllner *et al.*, 1991).

Granulitos da Faixa Ribeira (incluindo Zona de Interferência com Faixa Brasília)

A Faixa Ribeira formou-se ao longo da margem SSE da Faixa Brasília na borda do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira (Fig. 2a). O setor central da faixa é compartimentado em quatro terrenos, imbricados de SE para NW, em direção ao cráton (Heilbron *et al.*, 2000): terreno ocidental, Klippe Paraíba do Sul, terreno oriental e Terreno Cabo Frio. Granulitos ocorrem nos terrenos ocidental e oriental que são separados por importante zona de cisalhamento, situada na borda noroeste do Arco Magmático Rio Negro (Almeida *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 1998) (Fig. 2a). Os terrenos ocidental e oriental são correlacionáveis aos domínios externo e interno da Faixa Araçuaí, respectivamente.

O terreno ocidental representa a margem retrabalhada do Cráton do São Francisco e é constituído de três domínios tectônicos distintos: domínio autóctone, Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora, os dois últimos de características alóctones, correspondendo a sistemas de empurrões gerados na Orogênese Brasileira (Heilbron *et al.*, 2000). Os domínios autóctone e Andrelândia registram tanto processos relacionados à colisão que levou à formação da Faixa Brasília quanto à colisão, mais nova, referente à Faixa Ribeira, sendo, portanto, integrantes da zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000a,b). Orto- e paragnaisse da fácies granulito dominam o Domínio Juiz de Fora, embora ocorram também no Domínio Andrelândia.

O Domínio Andrelândia é caracterizado pela ocorrência de rochas metassedimentares da Seqüência Andrelândia e seu embasamento, constituído de ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Os ortognaisses são tonalíticos a graníticos, migmatíticos e, subordinadamente, ocorrem ortoanfibolitos. Os protolitos dessas rochas são arqueanos a paleoproterozóicos (Cordani *et al.*, 1973; Figueiredo & Teixeira, 1996; Fischel *et al.*, 1998). Localmente, os ortognaisses tonalíticos apresentam manchas verdes e cristais de ortopiroxênio, feição atribuída

à proximidade a corpos gabróides intrusivos, prováveis fontes de fluidos ricos em CO₂ (Nogueira, comunicação pessoal).

A Nappe de Liberdade é estrutura relacionada à tectônica da Faixa Brasília, em que paragnaisse pelíticos da Seqüência Andrelândia apresentam paragêneses com cianita e K-feldspato, indicando metamorfismo sob condições da fácies granulito a pressões relativamente altas (Trouw *et al.*, 1998; Trouw *et al.*, 2000a,b). Granulito máfico associado contém paragênese constituída de clinopiroxênio, granada, plagioclásio, hornblenda e quartzo. Em alguns corpos de anfibolito alojados nas rochas da fácies anfibolito foram reconhecidas inclusões de clinopiroxênio rico em Na em granada, indicativas de que essas rochas foram eclogitos (Campos Neto & Caby, 1999; Trouw *et al.*, 2000a,b). A existência de paraganulitos de alta pressão e retroeclogitos ao longo de superfícies principais de empurrão é interpretada como registro da sutura da colisão continental que selou o Orógeno Brasília (Trouw *et al.*, 1998; 2000a,b). Sillimanita e muscovita crescem como minerais tardios, retrógrados, registrando metamorfismo relacionado ao Orógeno Ribeira (Trouw *et al.*, 1998, 2000a,b).

O Domínio Juiz de Fora representa sistema de falhas de empurrão de médio a alto ângulo, onde ortogranulitos do embasamento pré-1,8 Ga (Complexo Juiz de Fora) ocorrem em escamas tectonicamente interdigitadas às de paraganulitos neoproterozóicos (Seqüência Andrelândia) e a granitos-charnockitos neoproterozóicos, formados durante o estágio sin-colisional da Orogênese Brasileira na Faixa Ribeira (Fig. 2b) (Heilbron *et al.*, 1995; Duarte *et al.*, 2000; 2003). Estes três conjuntos de rochas verdes têm sido englobados sob a denominação de Série ou Complexo Juiz de Fora (Ebert, 1955; Sad & Barbosa, 1985).

O Complexo Juiz de Fora compreende ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos com rochas máficas subordinadas (Fig. 3a) (Heilbron *et al.*, 1998; Duarte, 1998). Idades de 2,2 - 2,1 Ga foram determinadas em grãos de zircão com o método U-Pb e são interpretadas como época de cristalização dessas rochas. (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996). Na Faixa Araçuaí idades modelo Sm-Nd de ortogranulitos do complexo estão entre 2,2 - 2,0 Ga, o que, associado às idades U-Pb, aponta para o caráter juvenil dessas rochas no paleoproterozóico (Fischel *et al.*, 1998).

Ortogranulitos calcio-alcálicos com petrogênese dissociada dos ortogranulitos máficos formam duas suítes, uma de médio-K, constituída de gnaisses enderbíticos, e uma de médio a alto-K, formada de quartzo dioritos até granito resultantes de cristalização fracionada (Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999). As rochas máficas toleíticas são heterogêneas, com assinaturas do tipo N-MORB, E-MORB e intra-continental, mostrando sua geração a partir de fontes mantélicas distintas (Heilbron *et al.*, 1998; Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999). As rochas máficas de afinidade alcalina têm assinaturas típicas de ambiente intra-placa. A integração dos dados indica que os protolitos dos ortogranulitos do complexo resultaram da cristalização de magmas juvenis, provavelmente integrantes de raízes de arco vulcânico paleoproterozóico (Duarte *et al.*, 2003).

Dois pulsos metamórficos são identificados nas rochas do complexo. O pulso mais antigo (M1) é registrado pela paragênese ortopiroxênio + plagioclásio ± clinopiroxênio ± quartzo ± hornblenda em arranjo granoblástico, claramente anterior à foliação regional brasileira (Fig. 3b). Geotermometria Cpx-Opx e Hbl-Pl indicam temperaturas entre 800 e 850°C, enquanto que a química de hornblenda sugere condições de baixa pressão, entre 3 e 4 kbar para M1 (Duarte, 1998). Microtermometria indica que fluidos carbonosos (81-93% CO₂) de densidade média a moderadamente alta foram aprisionados nas estruturas minerais sob condições de fácies granulito, *P* entre 4-6 kbar e *T* entre 750-850°C (Nogueira, 1994). O metamorfismo granulítico nessas rochas foi gerado pela infiltração de fluidos ricos em CO₂ em um período pré- ou cedo-Brasileiro (Nogueira, 1994; Duarte, 1998; Duarte *et al.*, 2003). Próximo às zonas de cisalhamento relacionadas ao empilhamento tectônico Brasileiro, os granulitos são ortognaisses cinza, com o desenvolvimento de foliação milonítica tardia e paragêneses minerais retrógradas, com hornblen-

da, biotita e granada relacionadas a M2 (Fig. 3c,d). Cálculos geotermobarométricos indicam que o período tardi-M2 evoluiu sob temperaturas mais altas que 700-750°C, pressões entre 6 e 7 kbar e gradientes variáveis de P_{H_2O} (Duarte, 1998; Duarte *et al.*, 2000). Idades U-Pb em zircão e monazita entre 579 e 563 Ma são interpretadas como idades de M2 (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996).

No Domínio Juiz de Fora, paragnaisse pelítico, correlato ao da Sequência Andrelândia (Trouw *et al.*, 2000a,b), ocorre em escamas tectônicas interdigitadas às de ortogranulito do Complexo Juiz de Fora. O paragnaisse contém paragéneses relacionadas a M2 (biotita + granada sillimanita ortopiroxênio hercinita + plagioclásio + feldspato potássico + quartzo) que define a foliação brasileira. O paragnaisse pelítico exibe paragéneses com granada, sillimanita, K-feldspato e biotita, enquanto o paragnaisse semi-pelítico, psamítico, invariavelmente migmatizado, e leucossoma associado, contém ortopiroxênio (Fig. 3e,f). Grãos detríticos de zircão analisados pelo método U-Pb apresentam idades de 2,0-2,1 Ga, interpretadas como idade da fonte (Valladares *et al.*, 1999). Idades entre 579 e 551 Ma, obtidas pelo método U-Pb em monazita, foram atribuídas ao metamorfismo (Machado *et al.*, 1996). Cálculos geotermobarométricos, usando os termômetros Opx-Grt e Bt-Grt, indicam temperaturas maiores que 700-750°C e pressões entre 6 e 7 kbar para as etapas finais de M2 no Domínio Juiz de Fora (Duarte, 1998; Duarte *et al.*, 2000). O metamorfismo é atribuído à tectônica de empurrões brasileira, responsável pela colocação de escamas quentes de ortogranulitos do complexo sobre escamas mais frias de rochas metassedimentares correlatas à Sequência Andrelândia (Duarte *et al.*, 2000).

O terreno oriental é constituído de três domínios tectônicos distintos (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003): domínios Cambuci, Costeiro e Italva (Fig. 2a). Rochas com paragéneses da fácies granulito são identificadas nos domínios Cambuci e Costeiro.

O Domínio Cambuci representa a base do terreno oriental da Faixa Ribeira no Rio de Janeiro e Espírito Santo (Fig. 2a). Paragnaisse com sillimanita, granada e biotita ocorre associado a mármore, rochas calcissilicáticas, gondito e anfíbolito. Paragéneses com clinopiroxênio, granada, plagioclásio e quartzo ocorrem nos ortogranulitos, enquanto ortopiroxênio ocorre em leucossoma e diatexito, interpretados como produto da fusão parcial do paragnaisse pelítico (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003). Dados U-Pb em zircão e monazita do leucossoma e diatexito indicam idade de 623 Ma para o metamorfismo do domínio (Heilbron & Machado, 2003).

No Domínio Costeiro ocorre biotita-granada-(cordierita)-(sillimanita) gnaisse migmatítico associado à biotita gnaisse bandado, quartzito e rochas calcissilicáticas na área costeira central do Rio de Janeiro (Fig. 2a), incluindo a área dos municípios do Rio de Janeiro e de Niterói (Helmboldt *et al.*, 1965; Pires *et al.*, 1986; Silva & Silva, 1987; Leonardos, 1974). Grãos detríticos de zircão de quartzito com idade U-Pb de 2,0 Ga indicam que parte da fonte é paleo-proterozóica (Valladares *et al.*, 1999). No gnaisse pelítico, paragéneses com biotita, cordierita, granada, sillimanita, quartzo, plagioclásio e ortoclásio indica condições da fácies granulito. Temperaturas de 720°C e pressões de 6 kbar foram obtidas para o evento metamórfico (Rêgo, 1989; Sluiter & Weber-Diefenbach, 1989). Grãos de zircão e monazita de paragnaisse e leucossoma apresentam idades U-Pb entre 590 e 558 Ma, tidas como do metamorfismo e anatexia associada (Söllner *et al.*, 1987; 1989; 1991; Machado *et al.*, 1996). Pulso metamórfico mais jovem, entre 535 e 519 Ma levou à formação de minerais retrógrados (Söllner *et al.*, 1987, 1991; Machado *et al.*, 1996). Na região de Búzios, Rio de Janeiro, ocorrem rochas que atingiram as condições de transição entre as fácies anfíbolito e granulito e foram formadas nesse intervalo de tempo, entre 525 e 520 Ma (Schmitt *et al.*, 1999).

Granulitos no Terreno Curitiba: Faixa Apiaí / Paranapiacaba

O embasamento no Terreno Curitiba (Campos Neto, 2000) ou Microplaca Curitiba (Basei *et al.*, 2000) é constituído de gnaisse migmatítico bandado do Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 2003) (Fig. 2a). Ortogranulito de composição enderbítica a charnockítica e mangerítica, com granulito máfico associado, ocorre ao longo de faixas descontínuas dentro do complexo. Paragéneses com ortopiroxênio, plagioclásio, biotita, ortoclásio, quartzo, hornblenda e clinopiroxênio registra condições de fácies granulito. Embora o protolito seja arqueano, idades de 2,2 e 2,1 Ga foram determinadas em grãos de zircão pelos métodos U-Pb e Pb-Pb e são interpretadas como idades de migmatização e do metamorfismo granulítico (Siga Jr., 1995; Siga Jr. *et al.*, 1995; Picanço *et al.*, 1998; Basei *et al.*, 1999; Sato *et al.*, 2003). Termobarometria indica temperaturas maiores que 759°C para o metamorfismo. O segundo pulso metamórfico é marcado pelo crescimento de anfíbolio e biotita retrógrados sob condições entre 600 e 650°C (Azevedo Sobrinho, 1995). Idades K-Ar em anfíbolio e biotita registram o período de resfriamento desse último evento em 650-580 Ma (Picanço, 1994).

Granulitos do Complexo Granulítico Santa Catarina: Cráton Luís Alves

O Complexo Granulítico Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979) constitui grande parte da área exposta do Cráton Luís Alves (Fig. 2a). Ocorre predomínio de ortognaisses granulíticos charno-enderbíticos, com kinzigito, quartzito, rochas calcissilicáticas e formação ferrífera bandada subordinados. Idades U-Pb obtidas em zircão, concordantes em 2,4 e 2,2 Ga, são interpretadas como cristalização e metamorfismo granulítico, respectivamente (Basei *et al.*, 1999). Idades K-Ar mais velhas que 1,7 Ga mostram a ausência de efeitos da orogênese neoproterozóica na unidade (Basei *et al.*, 2000).

Granulitos do Complexo Santa Maria Chico: Cráton Rio de la Plata

No centro-sul do Estado do Rio Grande de Sul, em pequena área de exposição da borda do Cráton Rio de la Plata, ocorrem gnaisses migmatíticos e núcleos granulíticos correspondentes ao Complexo Santa Maria Chico. Ortognaisses granulíticos de composição ácida a básica predomina nesses núcleos. Subordinadamente, ocorrem sillimanita gnaisse, anortosito e piroxenito com paragéneses da fácies granulito, sendo as condições do metamorfismo calculadas em 800°C e 10 kbar (Hartmann, 1998). Idades entre 2,5 e 2,1 Ga foram obtidas em grãos de zircão analisados com SHRIMP, as quais são tidas como idade de cristalização dos protolitos dessas rochas, enquanto idades entre 2,1 e 2,0 Ga foram interpretadas como a idade do metamorfismo granulítico (Hartmann *et al.*, 1999). Isócronas de rocha total de metagranitóides intrusivos apresentam idades entre 2,5 e 2,0 Ga, que marca o resfriamento arqueano e paleoproterozóico, respectivamente (Basei *et al.*, 2000). Idades modelo Nd são arqueanas, com ϵ_{Nd} fortemente negativo (Basei *et al.*, 2000).

Granulitos do Cráton do São Francisco

As melhores exposições do embasamento do Cráton do São Francisco ocorrem na Bahia, onde predominam rochas de idade arqueana ou paleoproterozóica metamorfisadas na fácies granulito ou anfíbolito, que constituem os segmentos crustais denominados de Bloco Gavião, Contendas-Mirante, Complexo Jequié, Cinturão Itabuna, Cinturão Salvador-Curaçá, Núcleo Serrinha e Bloco Mairi (Barbosa & Dominguez, 1996). Rochas de alto grau ocorrem nos complexos Uauá, Lagoa da Vaca, Santa Luz, Caraíba, São José de Jacuípe, Tanque Novo/Ipirá, às quais se associam rochas máfico-ultramáficas, sieníticas e graníticas. A presente síntese é baseada nos dados mais recentes obtidos por Santos Pinto

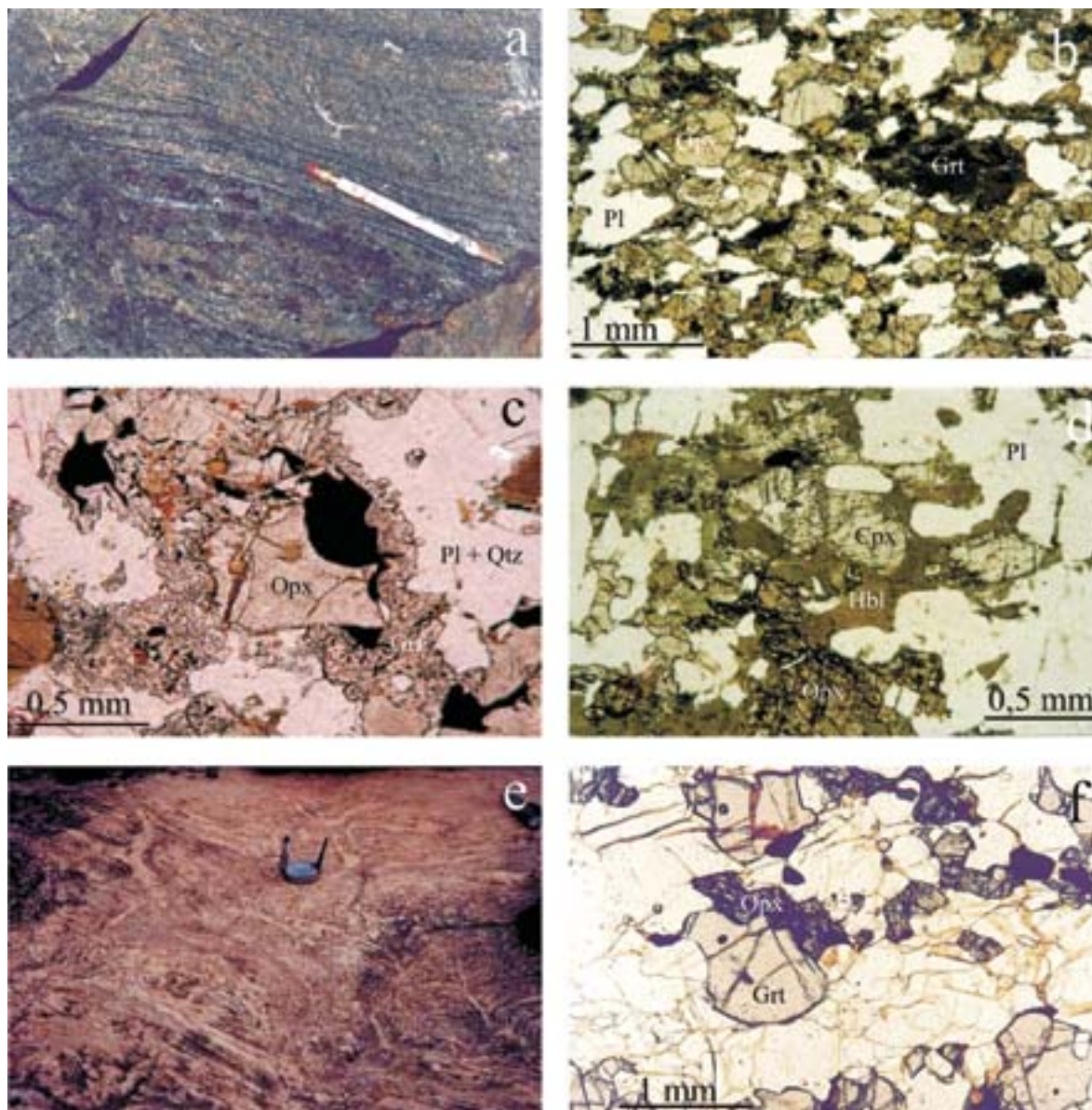


Fig. 3 - (a) Ortogradulito charnockítico bandado do Complexo Juiz de Fora. Cristais grossos são de ortopiroxênio. UTM: 668115 - 7585125. **(b)** - Granulito máfico do Complexo Juiz de Fora, com textura protomilonítica: por-firoclastos de Opx, Cpx, Hbl, Opc e Pl registram arranjo granoblástico mais antigo, já parcialmente recristalizado. UTM: 673680 - 7585030. **(c)** Cristal de ortopiroxênio coroado por granada em granulito máfico do Complexo Juiz de Fora. UTM: 673360 - 758760. **(d)** Hornblenda orientada na foliação brasileira, com inclusões de Opx e Cpx. UTM: 677150 - 7568575. **(e)** Paragneisse migmatítico granulítico do Domínio Juiz de Fora. UTM: 660840 - 7589225. **(f)** - Equilíbrio granada-ortopiroxênio em paragneisse semipelítico do Domínio Juiz de Fora. UTM: 663650 - 7591150

- (a) Banded charnockitic orthogradulite of the Juiz de Fora Complex. Large crystals are of orthopyroxene. UTM: 668115 - 7585125. (b) Prothomylonitic basic granulite of Juiz de Fora Complex: Opx, Cpx, Hbl, Opc and Pl porphyroclasts record an older, partially recrystallized granoblastic fabric. UTM: 673680 - 7585030. (c) Garnet corona around orthopyroxene crystal in a basic granulite of the Juiz de Fora Complex. UTM: 673360 - 758760. (d) Hornblende crystal, with Opx and Cpx inclusions, formed along the brasiliano-related foliation. UTM: 677150 - 7568575. (e) - Granulitic migmatitic paragneiss of the Juiz de Fora Domain. UTM: 660840 - 7589225. (f) Garnet-orthopyroxene equilibrium in semipelitic paragneiss of the Juiz de Fora Domain. UTM: 663650 - 7591150

(1996), Bastos Leal (1998), Sato (1998), Corrêa-Gomes (2000), Teixeira *et al.* (2000), Mello *et al.* (2000), Silva *et al.* (2002), Leite (2002), Barbosa & Sabaté (2002; 2003), Barbosa *et al.* (2004a; 2004b), Barbosa & Peucat (2004) e Oliveira *et al.* (2004). Os blocos Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha são de idade arqueana e colidiram durante o Paleoproterozóico, quando suas rochas foram metamorfisadas em condições correspondentes às fácies granulito, anfíbolito e xisto-verde, com a formação concomitante de corpos plutônicos (Barbosa & Sabaté, 2002; 2003).

Os blocos crustais Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá e Serrinha são discriminados em função de idades modelo Sm-Nd (Fig. 4a) e de posicionamento distinto no diagrama Nd x Sr (Fig. 4b), o que demonstra origem e evolução distintas (Barbosa & Sabaté, 2002; 2003).

Os quatro blocos colidiram no paleoproterozóico (Fig. 5a), segundo movimentação no sentido NW-SE, resultando na formação de importante cadeia de montanhas (Fig. 5b), o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2003). Nas bordas do orógeno estão expostas rochas das fácies anfíbolito e xisto-verde enquanto em sua porção central é exibida faixa de 700 km de extensão e 150 km de largura constituída

de granulitos (Fig. 5b) expostos do sul ao norte da Bahia (Barbosa & Sabaté, 2002; 2003).

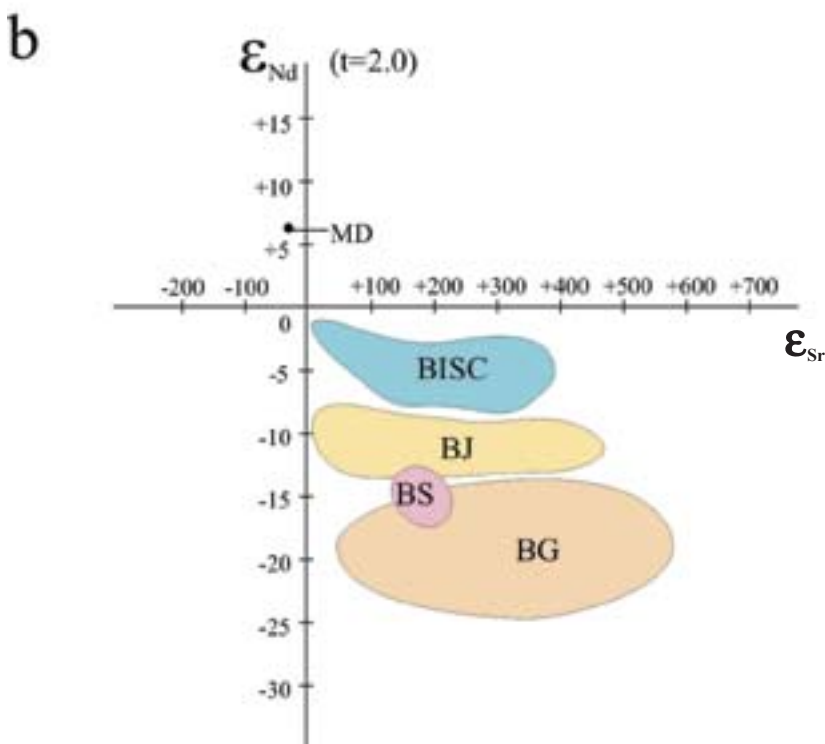
As rochas do Bloco do Gavião (Fig. 5b) foram metamorfisadas na fácies anfíbolito. Em sua borda leste, região NE da Bahia, há evidências de metamorfismo paleoproterozóico. Grãos de zircão de ortogneisse com intercalações de anfíbolitos do Complexo Mairi apresentam idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 3040 ± 15 Ma (Peucat *et al.*, 2002). Para leste, em direção ao centro do bloco, aumenta a intensidade da deformação e o grau do metamorfismo e essas rochas são transformadas em granulitos charnockíticos-charno-enderbíticos e máficos.

A parte NE do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Fig. 5b) é composta por granulitos dos complexos Uauá, Lagoa da Vaca, Santa Luz, Caraíba, São José do Jacuípe e Tanque Novo-Ipirá. O Complexo Uauá contém ortogradulitos tonalíticos a granodioríticos, bandados ou não, caracterizados pela alternância de lentes quartzo-feldspáticas com ortopiroxênio e bandas de granulitos máficos e rochas calcissilicáticas. Idade U-Pb em grãos de zircão coloca as rochas do Complexo Uauá entre 2,93 e 3,13 Ga (Cordani *et al.*, 1999, Oliveira *et al.*, 1999), enquanto que idade Pb-Pb, em rocha



Fig. 4 - (a) Idades arqueanas Sm/Nd (T_{DM}) do Cráton do São Francisco na Bahia. (b) Diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ ($t = 2,0$ Ga) mostrando campos distintos de idades arqueanas. As idades relacionadas ao Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá estão mais próximas ao Manto Depletado. Blocos Jequié, Serrinha e Gavião. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2003)

- (a) Sm/Nd (T_{DM}) Archean ages of São Francisco Craton in Bahia. (b) $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ diagram ($t = 2.0$ Ga) shows distinct fields of Archean ages. The ages related to Itabuna-Salvador-Curaçá Block are closer to the Depleted Mantle. Jequié, Serrinha and Gavião Blocks. After Barbosa & Sabaté (2002, 2003)



total, está em torno de 3,16 Ga (Paixão & Oliveira, 1998). O Complexo Uauá pode ser distinguido das unidades vizinhas pela presença de dois conjuntos de diques máficos. O mais antigo é composto por diques deformados e metamorfisados, com idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total de *ca.* 2,9-2,75 Ga (Oliveira *et al.*, 1999) e idades K-Ar entre 2,14 e 1,93 Ga, interpretadas como época das deformações que os atingiram (Bastos Leal *et al.*, 1994). O segundo conjunto é constituído por diques pouco ou não deformados, relacionados a dois episódios magmáticos, em 2384 ± 114 Ma ($R_I = 0,70082$) e 1983 ± 31 Ma ($R_I = 0,70197$), idades isocrônicas Rb-Sr (Bastos Leal *et al.*, 1994). O Complexo Lagoa da Vaca é formado de corpos gabro-anortositicos e máfico-ultramáficos intercalados nos ortognaisses do Complexo Uauá.

O Complexo Santa Luz é um conjunto de gnaisses, granitos e migmatitos subdividido em quatro associações, três metamorfisadas na fácies anfífolito e uma na fácies granulito. A última é formada por ortogranulitos tonalíticos a granodioríticos, finos a grossos, com enclaves de rochas máficas, que em zonas de cisalhamento tardias são transformadas em hornblenda-biotita gnaisses. Ortogranulito associa-se também a rocha calcissilicática (diopsidito), *metachert*, serpentina mármore e intercalações de rochas máficas e ultramáficas. O peridotito de Pedras Altas, mineralizado em cromo, foi datado em *ca.* 2983 Ma (Oliveira *et al.*, 2002). A idade é semelhante à do ortogranulito bandado encaixante, sendo que grãos de zircão analisados com SHRIMP revelam idades U-Pb de 2983 Ma e 3085 Ma, consideradas como idade do protolito (Oliveira *et al.*, 2002).

O Complexo Caraíba é a unidade mais representativa na parte NE do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Loureiro, 1991; Melo, 1991; Pereira, 1992; Sampaio, 1992; Melo *et al.*, 1995; Kosin *et al.*, 2003). Compõe-se de ortogranulito enderbítico a charno-enderbítico, com bandas de granulito aluminoso contendo safirina, ortopiroxênio e espinélio (Leite, 2002) e, mais raramente, de granulito charnockítico contendo ortopiroxênio em equilíbrio com hornblenda e biotita (Teixeira, 1997). Estruturas migmatíticas tipo *schlieren*, nebulítica e *schollen* são comuns e o leucossoma é sienogranítico a monzonítico. A idade do protolito do ortogranulito enderbítico-charnockítico, obtida por análise U-Pb em grãos de zircão com SHRIMP, varia entre 2695 e 2659 Ma (Silva *et al.*, 1997, 2002), enquanto a idade do protolito do granulito charnockítico é de 2634 Ma (Silva *et al.*, 1997).

O Complexo São José do Jacuípe é representado por associação máfico-ultramáfica granulitizada (Loureiro, 1991; Melo, 1991; Sampaio, 1992; Leite, 2002; Kosin *et al.*, 2003), ocorrendo na forma de lentes tectônicas com direção N-S a NNW-SSE nos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. Há predomínio de biotita ou hornblenda norito, gabronorito e, em menor quantidade, leuco-

gabro, ferrogabro, peridotito e piroxenito; o gabronorito é toleítico magnésiano, pobre em TiO_2 , rico em ETR leves, proveniente da fusão de manto profundo e com taxas baixas de contaminação crustal (Teixeira, 1997), sendo que a presença do ortopiroxênio é interpretada como produto do metamorfismo granulítico (Leite, 2002); o ferrogabro forma diques associados ao gabronorito e mostra associação mineralógica ígnea constituída por clinopiroxênio, ilmenita e plagioclásio tabular e outra granulítica contendo granada, ortopiroxênio, plagioclásio poligonal, anfibólio titanífero (kaersutita/pargasita ferrífera com 4,00-4,62% de TiO_2) e biotita (4,16-5,53% de TiO_2) formando microestruturas coroníticas (Leite, 2002). Grãos de zircão retirados de xenólito de gabronorito granulitizado alojado em granulito enderbítico do Complexo Caraíba foram analisados com SHRIMP e apresentam idade U-Pb de 2,69 Ga (Silva *et al.*, 1997). Suas características geoquímicas são similares às das rochas toleíticas de *greenstone belts* arqueanos.

Corpos máfico-ultramáficos deformados e granulitizados ocorrem no Complexo Caraíba, sendo o do vale do rio Curaçá um dos mais importantes, por ser mineralizado em cobre (Mina da Caraíba). Esse corpo é interpretado como *sill* diferenciado, contendo, da base para o topo, piroxenito maciço, norito e melanorito, que cedem lugar para norito e gabronorito, localmente bandados (Lindenmayer, 1980). A idade modelo Sm-Nd da intrusão está no intervalo entre 2,4 e 2,7 Ga, próximo à idade de cristalização de 2580 ± 10 Ma determinada em zircão com método U-Pb SHRIMP (Oliveira *et al.*, 2004).

O Complexo Tanque Novo/Ipirá é representado por seqüência vulcanossedimentar granulitizada, gerada entre Arqueano e Paleoproterozóico (Kosin *et al.*, 1999, 2003), sendo constituído principalmente por kinzigito e granada leptinito bandado com bolsões de leucogranito associado e ocorrências menores de granada leptinito bandado, rochas calcisilicáticas, quartzito, formação ferrífera, mármore, gnaiss bandado (bandas granítico-granodioríticas e gabro-dioríticas), rochas grafitosas, metamáficas e metaultramáficas. O kinzigito representa resíduo sólido da fusão e o leptinito líquido anatótico gerado durante o processo de fusão crustal que antecedeu o pico do metamorfismo paleoproterozóico na parte norte do bloco (Leite, 2002).

Em sua parte sul, o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá é representado por metatonalitos com intercalações e enclaves de granulito máfico (protolito-gabro ou basalto) e faixas de rochas supracrustais orientadas NNE; rochas charnockíticas são subordinadas (Fig. 5b). O conjunto encontra-se deformado e recristalizado na fácies granulito.

O metatonalito tem tendência cálcio-alcalina de baixo K e o padrão de ETR indica geração por fusão de crosta oceânica (Barbosa & Peucat, 2004a). Grãos de zircão de amostra de metatonalito das vizinhanças de Ipiá analisados por evaporação e SHRIMP foram datados em ca. 2,6 Ga (Ledru *et al.*, 1993; Barbosa & Peucat, 2004c). Grãos de zircão de metatonalitos e charnockitos analisados com SHRIMP revelam idades de 2659 ± 9 Ma e 2847 ± 7 Ma, respectivamente, indicando a heterogeneidade dos protolitos (Silva *et al.*, 2002).

Os paragranelitos formam faixas tectonicamente encaixadas no metatonalito, predominando granada quartzito e granulito aluminoso com safirina, grafititos e formações manganíferas, com rochas máficas de afinidade oceânica subordinadas (Barbosa, 1990). Na parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá ocorrem intrusões de monzonito de afinidade geoquímica shoshonítica, agora granulitizados (Barbosa, 1990). Grãos de zircão analisados pelo método de evaporação foram datados em ca. 2,4 Ga (Ledru *et al.*, 1993). A gênese das

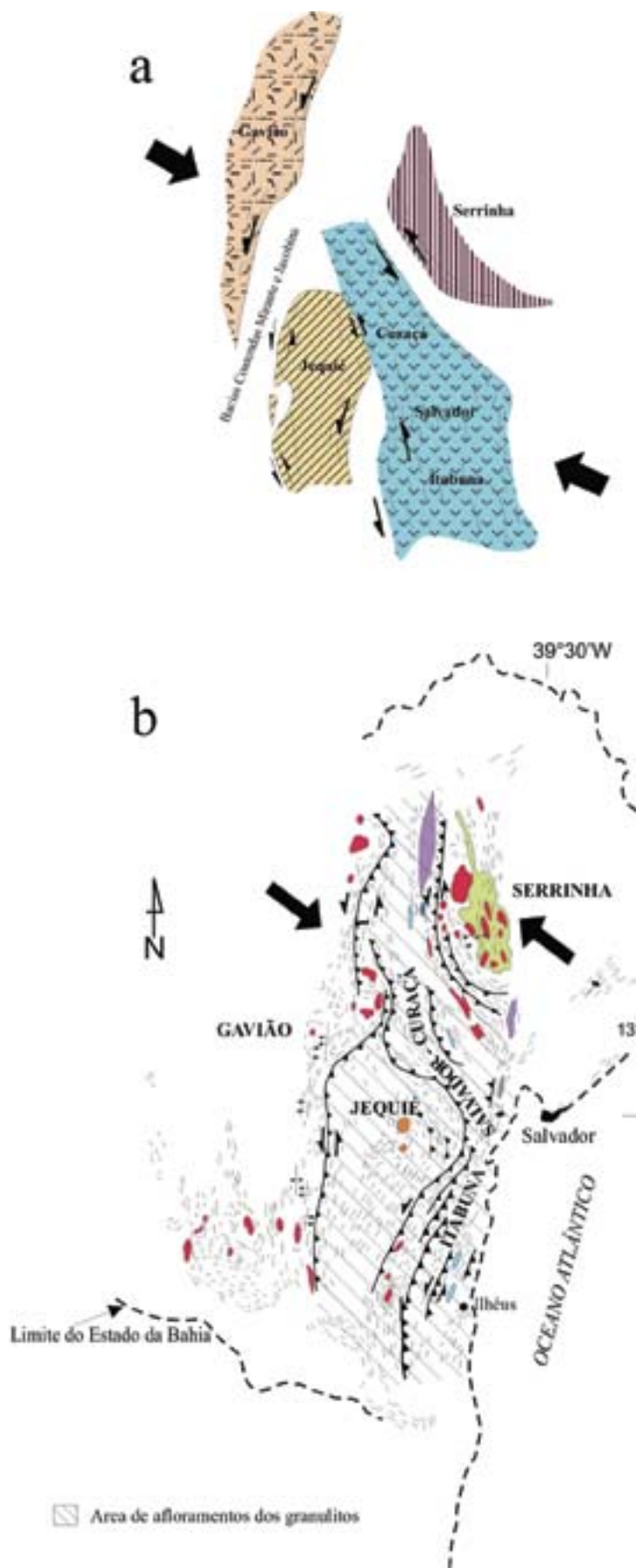


Fig. 5 - (a) Posições dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica. (b) Disposição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica. São destacados os *Greenstone Belts* Itapicuru e Capim além dos sienitos tardi-tectônicos e granitóides pós-tectônicos, todos paleoproterozóicos. Segundo Barbosa & Sabaté (2002; 2003)

- (a) Position of Archean blocks and beginning of Paleoproterozoic collision. (b) Disposition of Archean blocks after Paleoproterozoic collision. Itapicuru and Capim Greenstone Belts are highlighted, as well as late-tectonic syenite and granite, all Paleoproterozoic. After Barbosa & Sabaté (2002; 2003)

rochas do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá está ligada a arco de ilhas, bacias *back-arc* e zona de subducção (Figueiredo, 1989; Barbosa, 1990; 1997; Teixeira & Figueiredo, 1991).

O Bloco Jequié (Fig. 5b) é formado por migmatitos com enclaves de rochas supracrustais e intrusões múltiplas, graníticas-granodioríticas. Os migmatitos apresentam as idades mais antigas, em torno de 3,0-2,9 Ga (Wilson, 1987; Marinho, 1991; Marinho *et al.*, 1994). As intrusões apresentam baixas e altas concentrações de TiO_2 (Fornari & Barbosa, 1994) e idade de cristalização entre 2,8-2,7 Ga, determinada com SHRIMP em zircão (Alibert & Barbosa, 1992). A associação de migmatitos com intrusões félsicas a máficas constitui o embasamento de bacias tipo *rift* continental, onde basalto e andesito basáltico, chert, formação ferrífera bandada, grafítico e kinzigito se acumularam (Barbosa *et al.*, 2003, 2004a). Todo o conjunto foi afetado por metamorfismo da fácies granulito durante o Paleoproterozóico.

O Bloco Serrinha (Fig. 5b) é constituído de ortognaisses graníticos-granodioríticos e tonalíticos, com idades variando entre 3,1 e 2,8 Ga, que registram importante episódio de formação de crosta (Gaal *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1999; Mello *et al.*, 2000; Rios, 2002). A presença de xenocristais de zircões datados em 3,6 Ga indica que o magma precursor atravessou rochas mais antigas (Rios, 2002). As rochas plutônicas ácidas e intermediárias contêm enclaves de gabro e constituem o embasamento dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim, ambos do paleoproterozóico. Os ortognaisses do bloco estão na periferia do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e foram equilibrados na fácies anfíbolito, enquanto os *greenstone belts* foram recristalizados na fácies xisto-verde. Não se conhece gradação metamórfica entre rochas das fácies anfíbolito e granulito no limite entre os blocos Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá. O limite entre os blocos é brusco, marcado por zonas de cisalhamento sinistrais com foliação vertical, separando rochas da fácies anfíbolito a leste e da fácies granulito a oeste.

O metamorfismo granulítico paleoproterozóico do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá ocorreu sob pressões médias de 7 kbar e temperaturas ao redor de 850°C (Barbosa 1990; Leite, 2002). A maior parte dos granulitos é composta por combinações variadas de quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato potássico, granada e, em menores proporções, hornblenda, biotita, ilmenita e rutilo. Nas porções norte e sul do bloco, granulitos aluminosos contendo ortopiroxênio+granada+safirina±espinélio (Fig. 6a, b) indicam que metamorfismo de temperatura ultra-alta ($T \geq 900$ °C e P entre 7 e 10 kbar) foi alcançado, de forma localizada (Leite, 2002; Barbosa, *et al.*, 2004b). Na porção norte, a associação do pico foi formada como produto peritético de fusão de biotita e é constituída por ortopiroxênio aluminoso (10,30 % Al_2O_3), espinélio, rutilo e biotita rica em Ti e F (2,2-3,1% de TiO_2 e 1,51-2,06 % de F). Essa associação é substituída por safirina, granada, sillimanita, cordierita e biotita (mais rica em TiO_2 , 4,15-5,54% e mais pobre em F, 0,54-1,15%) pela sua reação com o líquido presente. A associação cordierita₂, ortopiroxênio₂, biotita₃, espinélio₂, feldspato potássico, magnetita e corindão é formada durante descompressão isothermal (Leite, 2002). Ainda na porção norte, no Complexo São José do Jacuípe a associação do pico do metamorfismo é composta por ortopiroxênio, plagioclásio₂ e granada, enquanto anfíbolito (kaersutita/ pargasita) e biotita titaníferos cristalizaram-se durante a descompressão (Leite, 2002). Na porção sul do bloco a associação do pico metamórfico é formada por granada, ortopiroxênio, sillimanita, biotita, quartzo ou safirina e feldspatos. Durante a descompressão isothermal a paragênese é substituída por ortopiroxênio₂, safirina₂, cordierita e biotita₂ (Leite, 2002; Barbosa, *et al.*, 2004b).

O metamorfismo é resultado do espessamento crustal relacionado à superposição tectônica dos blocos arqueanos durante colisão (Fig. 7a, b), que gerou cavalgamentos e zonas de transcorrência tardias com cinemática sinistral (Alves da Silva & Barbosa, 1997). Na parte norte do orógeno, a convergência do Bloco Serrinha em direção ao Bloco Gavião (Fig. 5a, b) promoveu encurtamento crustal (Fig. 7a), gerando vergência centrípeta dos granulitos (Fig. 7b). Durante a

exumação, cavalgamentos cortaram as isógradas e colocaram rochas da fácies granulito sobre as da fácies anfíbolito e xisto-verde (Barbosa, 1997; Leite, 2002).

Na parte sul do orógeno os granulitos também foram colocados sobre as rochas de mais baixo grau (Barbosa & Sabaté, 2002). Nas etapas iniciais da colisão ocorreu a sobreposição do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá ao Bloco Jequié e ambos ao Bloco Gavião (Fig. 8a, b). Em consequência, foram geradas dobras recumbentes com vergência para oeste, as quais foram coaxialmente redobradas (Alves da Silva & Barbosa, 1997).

O pico metamórfico ocorreu entre 1,9 e 2,1 Ga (Barbosa, 1990, 1997; Leite, 2002). Vários dados radiométricos obtidos em rocha total pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb (Wilson, 1987), ou datação de monazita com microsonda eletrônica, método evaporação Pb-Pb ou SHRIMP em zircão indicam idades nesse intervalo para granulitos dos Blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá (Leite, 2002; Barbosa *et al.*, 2004a). As idades mais acuradas para o pico metamórfico, determinadas com SHRIMP nas bordas de grãos de zircão de granulitos dos blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, situam-no entre 2050 e 2080 Ma (Silva *et al.*, 1997, 2002).

Durante o retrometamorfismo, zonas de cisalhamento foram instaladas nas bordas do orógeno, com a transformação de ortopiroxênio em hornblenda verde e biotita. A paragênese granada-quartzo é substituída por simplectitos de ortopiroxênio-cordierita ou ortopiroxênio-plagioclásio (Fig. 6c, d), gerados durante a descompressão em trajetória P - T horária (Fig. 9a, b, c), típica de contexto colisional (Barbosa, 1990; Barbosa *et al.*, 2004b; Leite, 2002).

Na parte sul, a colocação do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié transformou suas rochas da fácies anfíbolito em rochas da fácies granulito. Isso é corroborado pela presença de enclaves máficos em charnockito com ortopiroxênio apenas nas suas bordas e ausência do mesmo no seu centro (Fig. 6e). Em lâmina, é comum a ocorrência de hornblenda com bordos arredondados incluída em grãos de ortopiroxênio idiomórfico (Fig. 6f). Em ambos os casos confirma-se a desidratação das rochas ao passarem da fácies anfíbolito para a fácies granulito.

Diversas rochas plutônicas situadas no domínio granulítico são consideradas sin-metamórficas, pois têm idade de cristalização entre 2070 Ma e 2130 Ma, próxima à do pico do metamorfismo paleoproterozóico, mas estão deformadas e recristalizadas na fácies granulito, apresentando textura granoblástica superposta em textura ígnea, localmente preservada. O conjunto inclui vários corpos, tais como o ortognaisse enderbítico e charno-enderbítico da parte norte do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Sabaté *et al.*, 1994), charnockitos de Bravo e Tanquinho (Barbosa *et al.*, 2004d), charnockito Riacho da Onça (Silva *et al.*, 1997), o corpo máfico-ultramáfico de Medrado (Oliveira *et al.*, 2004), tonalito granulítico de Barra do Rocha (Ledru *et al.*, 1993), tonalito granulítico de Pau-Brasil (Correa Gomes, 2000), metatonalito granulítico de Itabuna (Barbosa & Peucat, 2004) e metatonalito granulítico de Terra Nova (Silva *et al.*, 2002).

Nos blocos Jequié, Gavião e Itabuna-Salvador-Curaçá ocorrem maciços de leucogranito com características de granito tipo S (Hine *et al.*, 1978), gerado no auge do metamorfismo por anatexia, podendo estar deformado ou não. A rocha é constituída de granada, sillimanita, cordierita, mesopertita, quartzo, plagioclásio e ortopiroxênio (Leite, 2002; Barbosa *et al.*, 2003) e está hospedada por kinzigito (Fig. 6g). No Bloco Gavião o maciço Cachoeira Grande é característico desse grupo e apresenta-se deformado, equilibrado na fácies anfíbolito com cristalização de fibrolita e muscovita (Leite *et al.*, 1999; Leite, 2002). Monazita dos maciços de leucogranito foi datada em torno de 2,0 Ga, por meio dos métodos Pb-Pb por evaporação e microsonda eletrônica (Barbosa *et al.*, 2004a; 2004b, Leite, 2002).

Os sienitos de Itiuba (Conceição & Otero, 1996; Conceição *et al.*, 2003) e São Felix (Aillon, 1992; Rosa *et al.*, 2001) intrudiram o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá após o pico do metamorfismo. As rochas estão deformadas em zonas de cisalhamento sinistrais e apresentam paragêneses da fácies

anfíbolito. A idade de Itiuba foi determinada em grãos de zircão pelos métodos de Pb-Pb evaporação e U-Pb SHRIMP, resultando em valores de 2095 ± 5 Ma e 2084 ± 9 Ma, respectivamente (Conceição *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2004).

Nos Blocos Gavião e Serrinha ocorrem corpos de granito com feições ígneas e sem deformação que intrudiram rochas das fácies anfíbolito e xisto-verde. No Bloco Gavião os granitos a duas micas do Riacho das Pedras, Gameleira e Campo Formoso são característicos desse grupo, apresentando idades entre 1,90 e 1,98 Ga (Marinho *et al.*, 1994; Sabaté *et al.*, 1990). No Bloco Serrinha ocorrem os granitóides tipo Morro do Lopes e Pedra Vermelha, com biotita e hornblenda, química alcalina a shoshonítica e idades U-Pb em zircão variando de 2,07 a 2,10 Ga (Rios, 2002).

Os Domos de Brejões e Santa Inês estão localizados na parte norte do Bloco Jequié e formam estruturas ovaladas. São constituídos de charnockito grosso originado por fusão de material crustal arqueano. Idades Pb-Pb em torno de 2,0 Ga foram determinadas em zircão e monazita, o que indica intrusão pós-pico metamórfico (Barbosa *et al.*, 2004a).

O granito de Bravo forma pluton que intrudiu os granulitos em estágio tardio, formando dobras de arrasto na foliação granulítica em torno do corpo. A rocha foi recristalizada na fácies anfíbolito. Grãos alongados e euhedrais de zircão com zonação magmática analisados com SHRIMP definiram idade média de cristalização de 2063 ± 3 Ma (Barbosa *et al.*, 2004c).

Granulitos da Faixa Brasília

A Faixa Brasília (Almeida, 1967; 1968; Fuck *et al.*, 1994) marca as margens oeste e sul do Cráton do São Francisco, compreendendo, de leste para oeste, cinturão de dobras e empurrões de antepaís, complexo metamórfico, Maciço de Goiás e arco magmático. O cinturão de dobras e empurrões compreende seqüências sedimentares de margem passiva submetidas a metamorfismo da fácies xisto verde. A oeste, o complexo metamórfico é constituído de duas unidades: (i) o Grupo Araxá inclui sedimentos tipo turbiditos, rochas vulcânicas e *mélange* ofiolítica, os quais foram submetidos a metamorfismo tipo Barroviano, em condições que variam da fácies xisto verde a anfíbolito, e que foram intrudidos por grande quantidade de corpos de granitos. No sul da faixa, o Grupo Araxá dá lugar à seqüência Andrelândia, a qual também é formada por sedimentos turbidíticos e anfíbolitos; as condições do metamorfismo variam entre xisto verde e granulito; (ii) o Complexo Anápolis-Itaçu, constituído por diversos tipos de granulitos, intrusões máfico-ultramáficas acamadadas e granitos. A noroeste está localizado o Maciço de Goiás, microplaca composta por rochas arqueanas e proterozóicas, intensamente retrabalhadas durante o Neoproterozóico. A oeste do maciço ocorre extenso terreno juvenil associado à formação de arco magmático neoproterozóico (*ca.* 890 a 630 Ma, Pimentel *et al.*, 2000, ver também Pimentel *et al.*, este volume). O arco é dominado por rochas vulcânicas calcio-alcalinas e rochas sedimentares associadas, além de intrusões de tonalito e granodiorito, transformadas em ortognaisses. As rochas foram metamorfisadas predominantemente nas condições da fácies anfíbolito, sendo o pico do metamorfismo e deformação registrado entre *ca.* 650 e 630 Ma (Pimentel *et al.*, 1991; 1997; Fischel *et al.*, 1998; Tassinari, *et al.*, 1999; Piuzeana *et al.*, 2003a,b).

Extensas zonas de granulitos foram geradas na Faixa Brasília em dois eventos metamórficos, entre 780 e 760 Ma e entre 650 e 630 Ma, o último marcando o auge da orogênese brasileira. Condições extremas de temperatura e/ou pressão alta foram alcançadas durante os dois eventos. O terreno granulítico mais antigo é formado pelos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, cinturão com mais de 350 km de extensão, que vai do centro de Goiás até o sul do Tocantins. Os granulitos mais jovens ocorrem no Complexo Anápolis-Itaçu e na Seqüência Andrelândia.

Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava

Os complexos Barro Alto (Fuck *et al.*, 1981; Girardi

et al., 1981; Danni *et al.*, 1984), Niquelândia (Rivalenti *et al.*, 1982; Girardi *et al.*, 1986; Ferreira Filho *et al.*, 1995) e Cana Brava (Girardi *et al.*, 1978; Correia, 1994; Lima, 1997) são intrusões máfico-ultramáficas acamadadas, metamorfisadas na fácies granulito e marcam a borda leste do Maciço de Goiás (Fig. 10). As rochas acamadadas são cobertas tectonicamente pelas seqüências vulcanossedimentares de Juscelândia (Fuck *et al.*, 1981; Moraes & Fuck, 1994; 1999), Indaianópolis (Danni & Leonardos, 1980; ou Coitezeiro, Brod & Jost, 1991; 1994) e Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Teixeira, 1980; Araújo & Nilson, 1987; Araújo *et al.*, 1995; 1996). Apesar da estratigrafia original dos complexos ter sido fortemente perturbada por tectonismo intenso e metamorfismo concomitante, similaridades importantes ocorrem entre elas, fato que sugere terem sido parte de corpo único e contínuo (Ferreira Filho, 1998).

Os complexos Niquelândia e Barro Alto podem ser divididos em duas séries acamadadas, inferior, na porção leste, e superior, na porção oeste. A divisão não é observada no Complexo Cana Brava, onde só a série acamadada inferior foi identificada (Lima, 1994; Correia, 1994). Em Niquelândia a série inferior é subdividida em três zonas, máfica inferior, ultramáfica e máfica superior (Ferreira Filho *et al.*, 1998a). Em Barro Alto, com sua forma de bumerangue (Fig. 10b), a geologia é mais complexa: na porção NE a série inferior só apresenta a zona máfica inferior e a zona ultramáfica que está em contato direto com a série acamadada superior. Na porção EW do complexo a série acamadada inferior é constituída apenas pela zona máfica inferior em contato direto com a série superior, no centro do complexo, e com a seqüência Juscelândia, no extremo oeste (Fuck *et al.*, 1981; Danni *et al.*, 1984; Ferreira Filho, 1998; Moraes *et al.*, 2003a). Nas zonas máficas a rocha principal é gabronorito, seguido de norito e gabro; a zona ultramáfica é dominada por serpentinito, dunito, piroxenito e melagabro (Figueiredo, 1978; Fuck *et al.*, 1981; Rivalenti *et al.*, 1982; Correia, 1994; Lima, 1997; Ferreira Filho *et al.*, 1998b). Em Niquelândia e Barro Alto é comum a ocorrência de quartzo diorito e tonalitos localizados no topo da série inferior; em Barro Alto ocorrem vários corpos de granodiorito distribuídos ao longo das séries acamadadas inferior e superior (Fuck *et al.*, 1981; Moraes & Fuck, 2000). As rochas contêm grande quantidade de xenólitos de granulito máfico fino, diferente das encaixantes próximas. Alguns dos corpos graníticos são peraluminosos e, junto com inclusões de rochas metassedimentares, formam o grupo de granulitos aluminosos portadores de paragêneses que indicam condições de temperatura ultra-alta (Moraes & Fuck, 2000). Em Niquelândia essas paragêneses ocorrem em outras rochas (Ferreira Filho *et al.*, 1998a).

A série acamadada superior, presente apenas em Niquelândia e Barro Alto, é dominada por gabro e anortosito com quantidade menor de troctolito e olivina gabro coronítico (Fuck *et al.*, 1981; Rivalenti *et al.*, 1982; Girardi *et al.*, 1986; Danni *et al.*, 1984; Ferreira Filho *et al.*, 1998b) e na porção EW de Barro Alto a unidade é dominada pelo anfíbolito Cafelândia (Moraes & Fuck, 1994). As condições do metamorfismo variam entre granulito e anfíbolito (Moraes & Fuck, 1994; Moraes, 1997; Ferreira Filho *et al.*, 1998).

As rochas da zona máfica inferior cavalgam granitos e gnaisses paleoproterozóicos ao longo do Sistema de Cavalgamento Rio Maranhão (Fonseca & Dardenne, 1995; Fonseca, 1996). Os terrenos ortognaissicos são parte do embasamento dos grupos Araxá e Paranoá.

As primeiras idades dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava foram obtidas com o método K-Ar no início dos anos 1970. Os resultados variam entre 550 e 4125 Ma (Hasui & Almeida, 1970; Souza, 1973; Cordani & Hasui, 1975; Matsui *et al.*, 1976), tendo as mais antigas sido interpretadas como resultado de excesso de ^{40}Ar nas amostras analisadas e as mais jovens como idades de resfriamento da orogenia Brasileira (Cordani & Hasui, 1975; Matsui *et al.*, 1976). Desde o início da década de 1990, grande quantidade de dados geocronológicos começou a ser obtida por diversos métodos.

No Complexo Barro Alto, idades U-Pb altamente dis-



Fig.6 - (a) Safirina (Spr_1) e rutilo (Rt) inclusos em ortopiroxênio (Opx_1) constituindo parte da paragéneses metamórfica primária de granulito aluminoso. Parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Amostra MM-208B (KSA-2). (Barbosa 2004b). (b) Cristal idioblástico de safirina (Spr) que cresceu a partir do espinélio1 (Spl_1 , na foto já todo consumido) e utilizou o ortopiroxênio1 (Opx_1) como substrato. Entre o Opx_1 e a Spr e entre a biotita (Bt) e o Opx_1 formaram-se finos filmes de cordierita (Crd). Parte norte do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Amostra CL-155A (Leite, 2002). (c) Reação metamórfica retrograda $Grt+Qtz=Opx+Crd$, de alívio de pressão, ocorrida durante o transporte de mega-blocos do Orógeno, de partes mais profundas para partes mais superficiais da crosta. Amostra MM-208B (KSA-2). Segundo Barbosa *et al.*, (2004b). (d) Simplectito constituído por plagioclásio (Pl) e ortopiroxênio (Opx) de segunda geração e que foi formado a partir da reação de granada (Grt) mais quartzo (Qtz). Granulito máfico com granada da parte sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Amostra JB-26. (e) Enclave metamáfico no charnockito. Centro do enclave encontra-se na fácies anfíbolito, sem ortopiroxênio, enquanto que nas bordas este mineral aparece devido à progressão do metamorfismo granulítico. (f) Hornblenda arredondada no centro de ortopiroxênio. (g) Bolsão de leucogranito anatótico, sem deformação, envolvido por kinzigito da fácies granulito. (h) Granito pós-tectónico com enclaves de granulitos

- (a) Saphirine (Spr₁) and rutile (Rt) as inclusions in orthopyroxene (Opx₁) that constitutes part of the primary paragenesis of aluminous granulite. Southern portion of the Itabuna-Salvador-Curaçá Block. Sample MM-208B (KSA-2). (Barbosa *et al.*, 2004b). (b) Saphirine idioblastic crystal (Spr) that grew from spinel (Spl1 in the photomicrograph is completely replaced) and used orthopyroxene too (Opx1). Among Opx1 and Spr or biotite (Bt) very fine films of cordierite (Crd) are formed. Northern portion of Itabuna-Salvador-Curaçá Block. Sample CL-155A (Leite, 2002). (c) Metamorphic reaction $Grt+Qtz=Opx+Crd$, decompression, occurred during transportation of mega-orogenic blocks, from deep to shallow portions of crust. Sample MM-208B (KSA-2). After Barbosa *et al.*, (2004b). (d) Second generation plagioclase (Pl) - orthopyroxene (Opx) symplectite, which was formed by reaction between garnet (Grt) and quartz (Qtz). Mafic garnet granulite from southern portion of The Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. Sample JB-26. (e) Metamafic rock enclave in the charnoquite. The core of the enclave presents amphibolite facies mineral assemblage whereas its borders have orthopyroxene, evidence for the progression to granulite facies. (f) Rounded hornblende crystal within orthopyroxene. (g) Anatectic leucogranite pool, with no deformation and hosted by kinzigite of granulite facies. (h) Late-tectonic granite with granulite enclaves

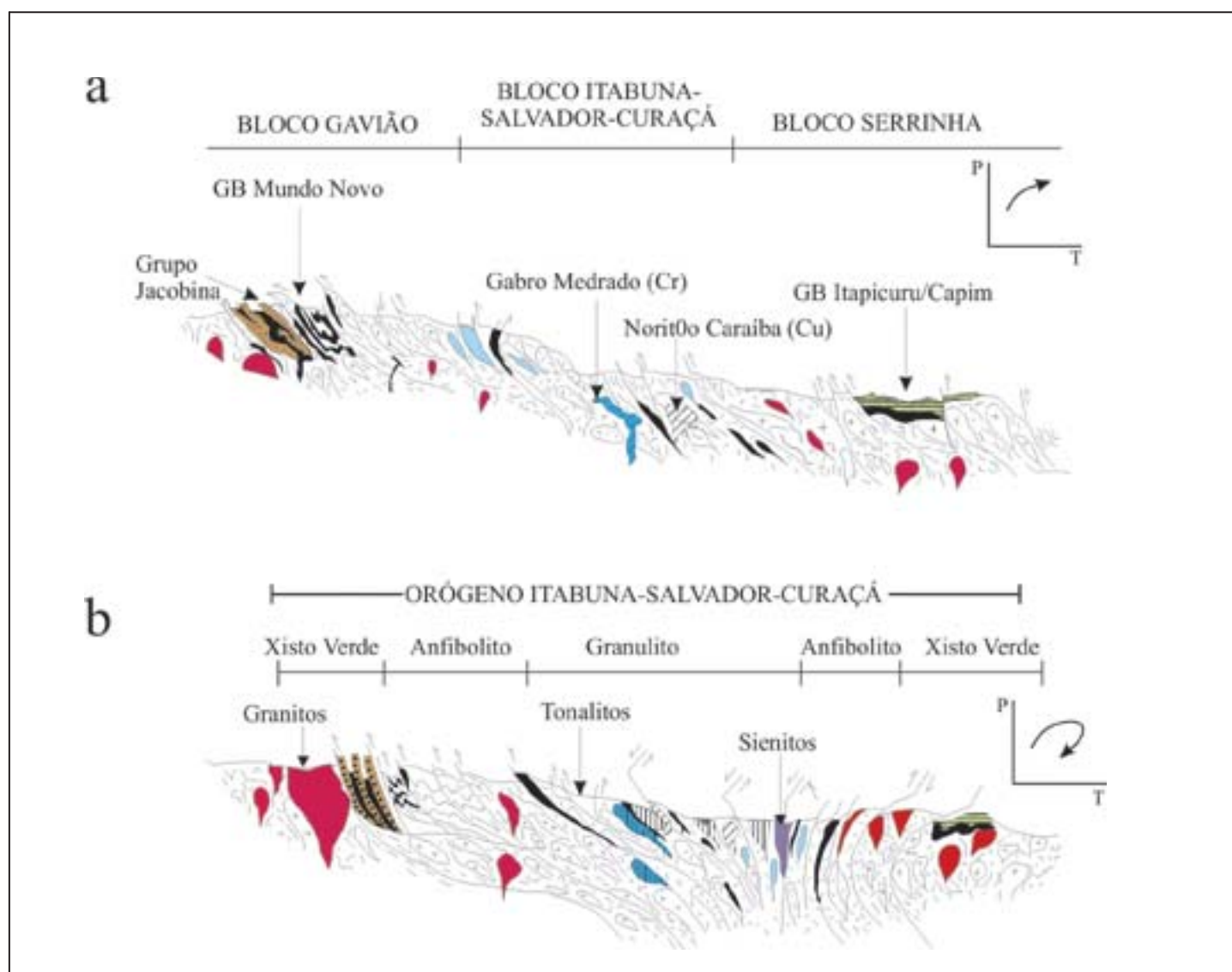


Fig.7 - Perfis geotectônicos na parte norte do orógeno, destacando apenas as rochas de idades paleoproterozóicas. (a) Estágio intermediário da colisão com a formação dos *Greenstone Belts* do Itapicuru e do Capim e cavalgamento do *Greenstone Belt* Mundo Novo e embasamento sobre o Grupo Jacobina. As intrusões máficas de Medrado e de tonalitos, sin-tectônicas estão relacionadas a este estágio. (b) Estágio final da orogênese com a colocação de sienitos tardi-tectônicos e granitóides pós-tectônicos. Nas porções oeste e leste podem ser observados terrenos granulíticos sobrepostos a terrenos anfibolíticos e xisto-verde. Na lateral superior direita das figuras são mostrados diagramas *P-T-t*. O sentido horário da trajetória metamórfica atesta o contexto colisional. GB = *Greenstone Belt*. Segundo Barbosa & Sabaté (2002)

- Geotectonic sketches in the northern portion of the orogene highlighting the Paleoproterozoic units. (a) Intermediate collisional stage with formation of Itapicuru and Capim Greenstone Belts and overthrusting of Mundo Novo Greenstone Belt and its basement over Jacobina Group. Medrado mafic intrusion and sin-tectonic tonalites are related to this stage. (b) Final orogenic stage with emplacement of late-tectonic syenite and granite. In the west and east portions granulites are superposed to amphibolite and green-schist facies rocks. *P-T-t* diagrams are shown at the right side and its clockwise path fits a collisional context. GB = Greenstone Belt. After Barbosa & Sabaté (2002)

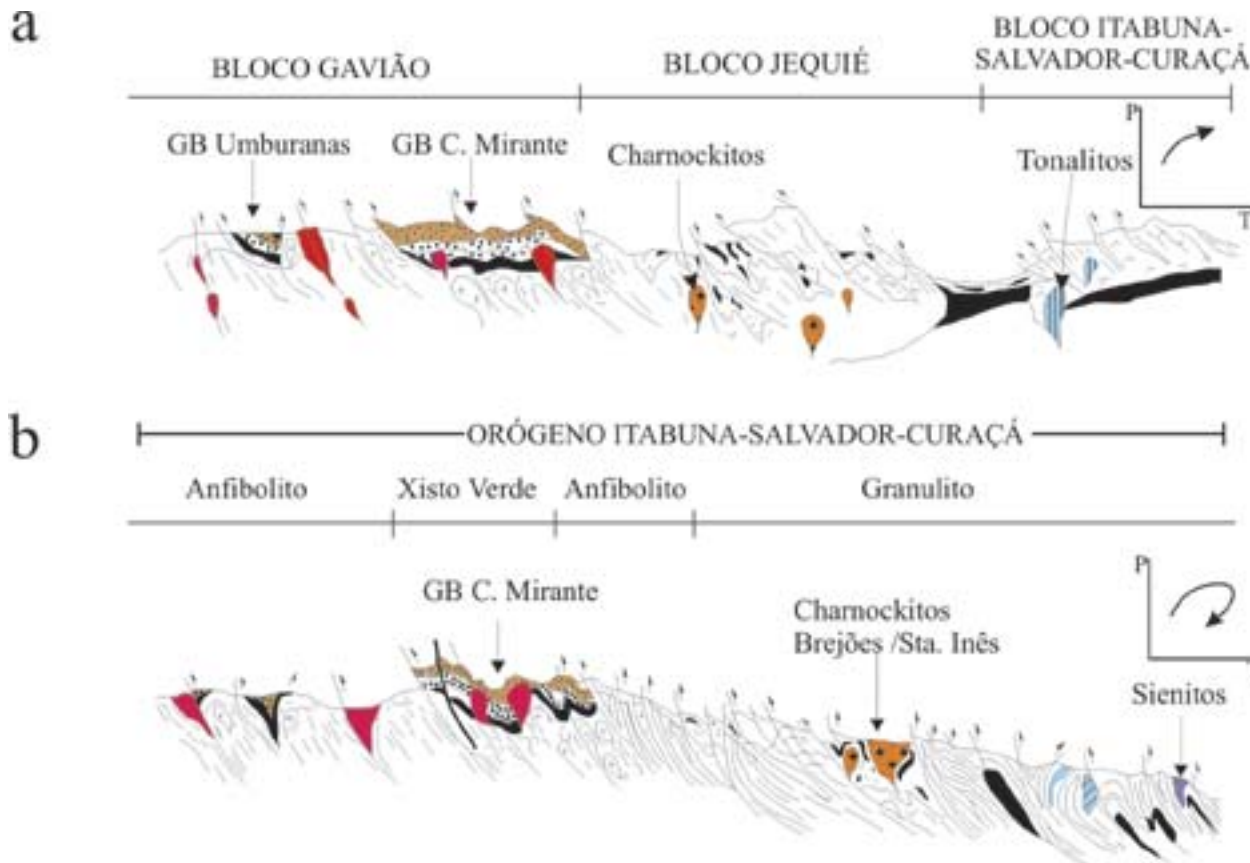


Fig. 8 - Perfis geotectônicos na parte sul do Orógeno, destacando apenas as rochas de idades paleoproterozóicas. (a) Estágio intermediário da colisão com deposição final de sedimentos siliciclásticos nos *Greenstone Belts* de Umburanas e Contendas Mirante, e o início da produção de charnockitos dos domos de Brejões e Santa Inês. (b) Estágio final da orogênese com o cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (granulitos) sobre o Bloco Jequié e deste sobre o Bloco Gavião (rochas das fácies anfibolito e xisto-verde). Na lateral superior direita das figuras podem ser vistos diagramas *P-T-t*, obtidos a partir do estudo de gnaisses aluminó-magnesianos. GB = Greenstone Belt. Segundo Barbosa & Sabatê (2002)

- Geotectonic sketches in the northern portion of the orogene highlighting the Paleoproterozoic rocks. (a) Intermediate collisional stage with deposition of siliciclastic sediments within the Umburanas and Contendas Mirante Greenstone Belts, and the charnockite production of Brejões and Santa Inês Domes. (b) Final orogenic stage with overthrust of Itabuna-Salvador-Curaçá Block (granulites) over Jequié Block and of these over Gavião Block (amphibolite and green-schist facies rocks). *P-T-t* diagrams for aluminous granulites are shown at the right side and its clockwise path fits a collisional context. GB = Greenstone Belt. Segundo Barbosa & Sabatê (2002)

cordantes de cerca de 1,73 Ga foram obtidas em cristais de zircão de quartzo diorito (Suíta *et al.*, 1994). Em Niquelândia, análises de grãos de zircão de rochas similares resultaram em idades discordantes entre 1,56 e 1,60 Ga (Ferreira Filho *et al.*, 1994). Essas idades vinham sendo interpretadas como representativas da cristalização da série acamadada inferior e o fato de serem discordantes foi atribuído à severa perda de Pb em virtude do metamorfismo de temperatura ultra-alta. Idade de ca. 2,0 Ga foi obtida com SHRIMP em um único ponto analítico em grão de zircão de gabro de Niquelândia (Correia *et al.*, 1996) e de ca. 1,97 Ga em isócrona Sm-Nd de rocha total em Cana Brava (Fuji, 1989). Entretanto, a inspeção de imagens de elétrons retroespalhados e de catodoluminescência de grãos de zircão de quartzo metadiorito de Niquelândia, rocha tardia na evolução da série acamadada inferior revelou a existência de dois estágios de crescimento de zircão em torno de núcleos herdados. O mais antigo produz idades em torno de 790 Ma, interpretadas como idade de cristalização da série acamadada inferior, enquanto que a borda externa produziu idades de cerca de 760 Ma, atribuídas ao metamorfismo granulítico (Pimentel *et al.*, 2004). Em trabalhos anteriores todas as idades no intervalo entre 770 e 795 Ma eram associadas ao metamorfismo (Ferreira Filho *et al.*, 1994; Suíta *et al.*, 1994; Correia *et al.*, 1999; Moraes *et al.*, 2000).

As rochas da série acamadada superior e as intrusões graníticas associadas têm idade mesoproterozóica. No Complexo Barro Alto grãos ígneos de zircão de gabro pegmatítico (equivalente ao anfibolito Cafelândia) e de cordierita-granada-sillimanita gnaisses (granito peraluminoso meta-

morfisado) indicam idades de cerca de 1,28 Ga e 1,27 Ga, respectivamente (Suíta *et al.*, 1994). Em Niquelândia, isócrona Sm-Nd de rocha total resultou em idade de 1,35 Ga, coerente com as idades U-Pb (Ferreira Filho & Pimentel, 2000). Grãos de zircão de outros granitóides de Barro Alto foram analisados com SHRIMP e idades similares foram obtidas (1,24 e 1,29 Ga, Correia *et al.* 1997a, 1999), mas foram atribuídas à idade do metamorfismo. A interpretação de que o metamorfismo granulítico seria mesoproterozóico é baseada em idade isocrônica Rb-Sr de rocha total, também de granitóide de Barro Alto, que resultou em idade de 1,29 Ga (Fuck *et al.*, 1989).

Do ponto de vista petrológico, os granulitos máficos são rochas monótonas, constituídas de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e ilmenita; hornblenda marrom ocorre localmente como fase de pico do metamorfismo; granada é rara nas rochas da série acamadada inferior, tendo sido reconhecida apenas em Barro Alto (Moraes, 1997). A textura é granoblástica fina e orientada, com contatos triplícies entre as fases minerais. Texturas e estruturas típicas de rochas ígneas acamadadas ocorrem em zonas de menor deformação. As rochas ultramáficas compõem-se de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio ± Cr-espinélio.

Em Niquelândia, aproximadamente entre as séries inferior e superior, ocorre transição da fácies granulito para anfibolito, marcada pelo aumento modal de hornblenda, ausência de ortopiroxênio e aparecimento de granada (Ferreira Filho *et al.*, 1998). Em Barro Alto algumas isógrads são traçadas no anfibolito Cafelândia. A paragênese da fácies gra-

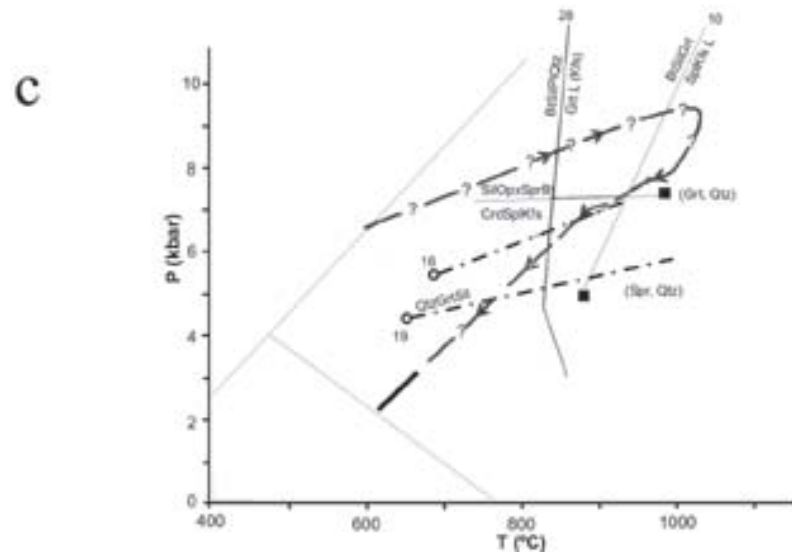
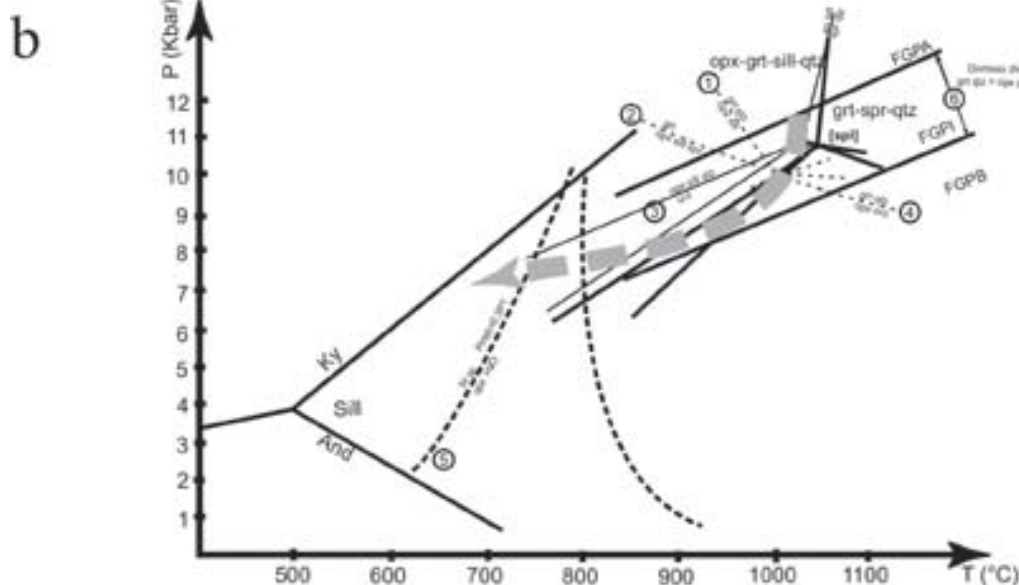
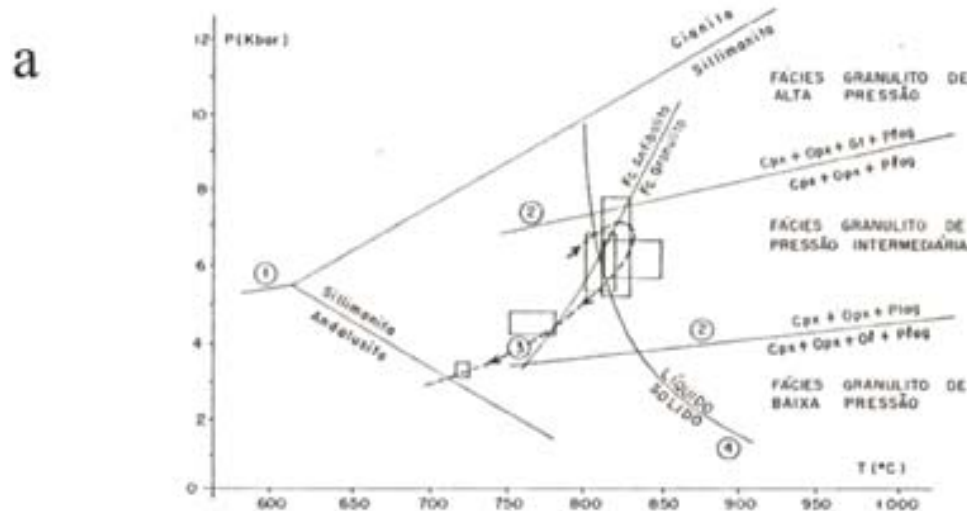


Fig. 9 - (a) Trajetória P - T - t do metamorfismo regional da maior parte dos granulitos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. 1. Limite de estabilidade dos silicatos de alumínio segundo Richardson *et al.* (1969); 2. Limites da fácies granulito segundo Irving (1974); 3. Curva da reação destruição da hornblenda válida para $PH_2O=0,3Pt$ (Wells, 1979); 4. Curva de fusão do granito sob condições $PH_2O=0,3Pt_{total}$ (Manna & Sen, 1974). Os retângulos representam condições de T e P estimadas para reações metamórficas e dados termobarométricos, segundo Barbosa & Fonteilles (1991). (b) Trajetória P - T - t para granulitos Al-Mg e metatonalite encaixante da parte sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. O ponto invariante do espinélio (Spl) e as reações univariantes no sistema FMAS mostram o campo das associações grt-spr-qtz, opx-grt-sil-qtz e grt-crd. As linhas cheias são reações divariantes identificadas a partir de texturas coroníticas em lâminas delgadas. A reação divariante 6 limita os domínios das fácies granulito de alta pressão (FGPA), de pressão intermediária (FGPI) e de pressão baixa (FGPB) respectivamente (Green & Ringwood, 1972). A curva de fusão do granito é segundo Manna & Sen (1974). O ponto triplo dos alumino-silicatos é segundo Holdaway (1971). Reação 1 é segundo Sengupta *et al.* (1990); reação 2 segundo Hensen & Harley (1990); reação 3 segundo Harris & Holland (1984); reação 5 segundo Harley (1989); reações 4 e 6 segundo Newton & Wood (1979). (c) Trajetória P - T - t na parte norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (curva tracejada) segundo Leite (2002). Os pontos invariantes e as curvas/retas com números associados representam as reações identificadas a partir de microestruturas (Leite, 2002). As curvas/retas cheias foram traçadas considerando o sistema KFMASH e obtidas a partir das grades petrogenéticas de Vielzeuf & Holloway (1988) e Hensen & Harley (1990), a última modificada por Mouri *et al.* (1996). Os pontos invariantes e as retas com

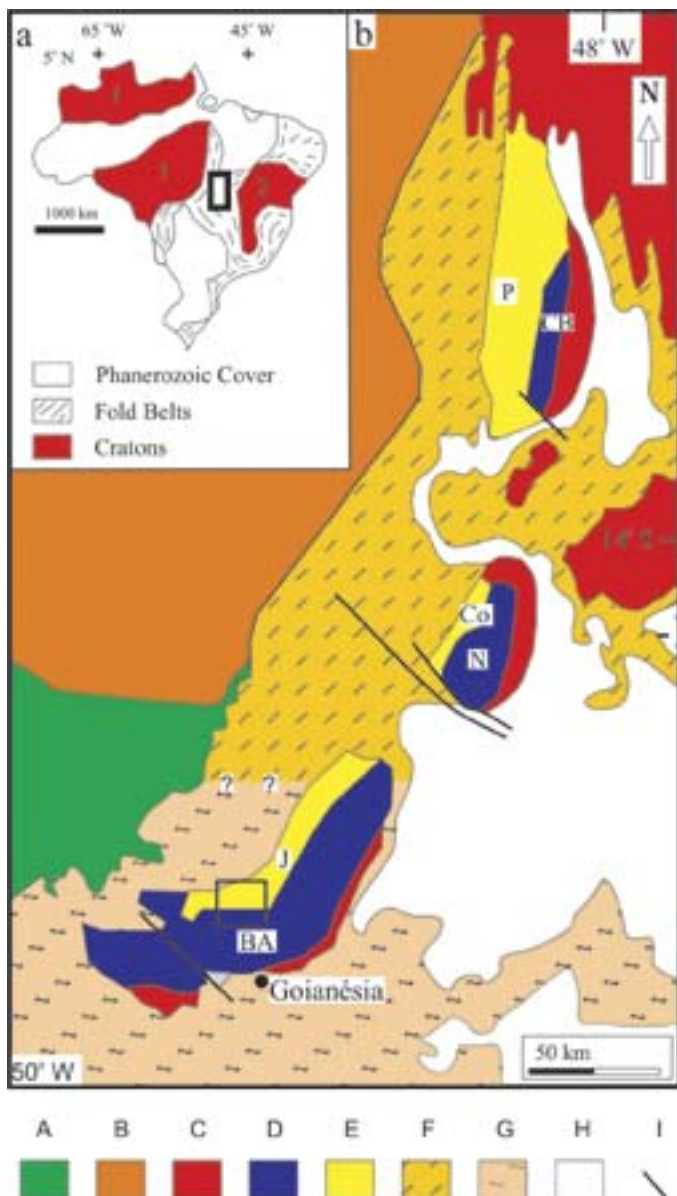
traço e ponto foram obtidos considerando o sistema MAS e obtidas a partir da grade petrogenética de Harris & Holland (1984). Os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 estão de acordo com os dados de Spear & Cheney (1989). Abreviações das fases minerais segundo Kretz (1983)

- (a) P - T - t path for regional metamorphism of most granulites of Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. 1. Stability fields of aluminum silicates by Richardson *et al.*, (1969); 2. Granulite facies limits by Irving (1974); 3. hornblende breakdown reaction under $PH_2O=0,3Pt_{total}$ (Wells, 1979); 4. Granite melting curve under $PH_2O=0,3Pt$ by Manna & Sen (1974). The rectangles present P - T conditions calculated by Barbosa & Fonteilles (1991). (b) P - T - t path for aluminous granulites and host metatonalite of southern portion of Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. The Spl invariant point and univariant reactions in the FMAS system show the stability field the mineral assemblages: Grt-Spr-Qtz, Opx-Grt-Sil-Qtz and Grt-Crd. Bold lines are divariant reactions recognized in thin sections through microstructures. The divariant reaction 6 limits the domains of high (FGPA), medium (FGPI) and low-P (FGPB) domains of granulite facies (Green & Ringwood, 1972). Granite melting curve by Manna & Sen (1974). Stability fields of aluminum silicates by Holdaway (1971). Reaction 1 of Sengupta *et al.* (1990); reaction 2 of Hensen & Harley (1990); reaction 3 of Harris & Holland (1984); reactions 4 and 6 of Newton & Wood (1979); reaction 5 of Harley (1989); (c) P - T - t path of northern portion of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen by Leite (2002). Invariant points and univariant curves labelled with numbers were identified by microstructures (Leite, 2002). Curves are based in the KFMASH system of Vielzeuf & Holloway (1988) and Hensen & Harley (1990), and Mouri *et al.* (1996). Invariant points and curves with trace-dot pattern are in MAS system and are based in petrogenetic grid by Harris & Holland (1984). Aluminum silicates stability field by Spear & Cheney (1989). Mineral symbols after Kretz (1983)

nulito, formada por clinopiroxênio, plagioclásio, granada, quartzo, ± hornblenda, é amplamente distribuída; próximo ao contato com a série inferior a paragênese é substituída por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, ± hornblenda (Moraes, 1997). No anfibolito Cafelândia é comum a ocorrência de leucossoma de composição trondhjêmica, com granada ou ortopiroxênio peritéticos (Moraes, 1997).

Principalmente em Barro Alto e, em menor proporção, em Niquelândia, ocorrem granulitos félsicos, ricos em quartzo, de composição variando entre quartzo diorito, tonalito e grano-diorito. São constituídos por quartzo, antipertita (An50-85 com exsolução de ortoclásio), ortopiroxênio, granada, biotita e rutilo; hornblenda marrom, clinopiroxênio, ortoclásio e ilmenita estão presentes em menor quantidade. Embora a paragênese pareça ser “comum”, a presença de feldspato ternário, representado por antipertita, indica condições de temperatura muito elevada, > 900°C (Moraes, 1997).

Em Niquelândia e Barro Alto ocorrem granulitos aluminosos com paragêneses típicas de temperatura ultra-alta (> 900°C). Em Niquelândia, granulito rico em quartzo contém quartzo+espinélio+granada e quartzo+espinélio+sillimanita; coronas sucessivas de sillimanita e granada em torno de espinélio, separando-o de quartzo, e sillimanita substituída por cianita indicam trajetória *P-T* de resfriamento isobárico (Ferreira Filho *et al.*, 1998a). Em afloramento de gabronorito, há indícios de alteração prévia ao metamorfismo, pois ocorrem zonas tabulares constituídas de safirina, espinélio, quartzo, granada, cordierita, sillimanita e ortopiroxênio aluminoso. As relações texturais entre as fases indicam resfriamento isobárico (Medeiros *et al.*, 1997).



Em Barro Alto as ocorrências de granulitos aluminosos estão distribuídas ao longo de toda região central, principalmente na série acamadada inferior. Em extensa lente de sillimanita-granada quartzito, localizada entre as séries acamadadas inferior e superior, também ocorrem essas paragêneses de fases aluminosas. O pico do metamorfismo em quartzito e meta-granitóide é marcado pela associação quartzo + espinélio + cordierita ± líquido de fusão (presente como filmes de quartzo + feldspatos ao redor de cordierita e ortopiroxênio). No quartzito rico em Fe a quebra de espinélio produz granada e sillimanita e no metagranitóide, rico em Mg, espinélio é substituído por sillimanita+ortopiroxênio aluminoso±granada. A reação entre os restos de líquido de fusão e as fases ferro-magnesianas provocou a substituição da cordierita por sillimanita + biotita ± granada ou a formação de simplectitos de quartzo + biotita ao redor dessas fases. As reações indicam trajetória *P-T* de resfriamento isobárico (Moraes & Fuck, 2000).

Em Niquelândia os resultados mais interessantes de estimativa de temperatura foram obtidos com o termômetro hornblenda-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994). Temperaturas de 820°C e 817°C foram calculadas para a zona da fácies granulito; na zona de transição foi obtida *T* de 785°C e na zona da fácies anfibolito 750°C e 764°C (Ferreira Filho *et al.*, 1998a). A calibração de Bohlen *et al.* (1986), para a reação 3hercinita + 5quartzo → almandina + 2sillimanita produziu temperatura de 800°C (Ferreira Filho *et al.*, 1998a). A transição observada no campo entre as fácies granulito e anfibolito é confirmada pelos dados termobarométricos, mas a presença de safirina+quartzo (Medeiros *et al.*, 1997) indica temperatura mínima de 1050°C (Harley, 1989). Provavelmente, a transição observada e as temperaturas calculadas devem marcar perfil de resfriamento e não as condições de pico do metamorfismo.

Em Barro Alto as condições do pico do metamorfismo foram determinadas a partir da associação ortopiroxênio aluminoso, granada, sillimanita, granada, plagioclásio e quartzo. Por meio do recálculo da composição dos minerais durante o pico do metamorfismo, usando o método de Fitzsimons & Harley (1994), as condições do pico foram calculadas em 980°C e 8 kbar (Moraes & Fuck, 2000). No anfibolito Cafelândia temperatura e pressão foram calculadas usando diversas calibrações do termômetro clinopiroxênio + granada e do geobarômetro clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo + granada. Temperaturas em torno de 750 ± 30°C e pressões de 8,0 ± 1,0 kbar foram determinadas pelos diversos métodos (Moraes, 1997). Embora os cálculos sejam coerentes, é interessante notar que a presença de leucossoma com granada e/ou ortopiroxênio é comum no anfibolito Cafelândia. Dados experimentais indicam que fusão de quartzo anfibolito com produção de clinopiroxênio + granada só ocorre a

Fig. 10 - (a) Principais unidades tectônicas do Brasil. 1 - Cráton Amazônico; 2 - Cráton São Francisco. b) Segmento norte da Faixa Brasília. Modificado de Fuck *et al.* (1994). A - Greenstone Belt arqueanos e terrenos tipo granito-gnaiss. B - Arco Magmático de Goiás. C - Granito-gnaisses e seqüências volcanosedimentares paleoproterozóicas. D - Intrusões máfico-ultramáficas acamadadas (BA - Complexo Barro Alto; N - Complexo Niquelândia; CB - Complexo Cana Brava). E - Seqüências volcanosedimentares (J - Seqüência Juscelândia; Co - Seqüência Coitezeiro; P - Seqüência Palmeirópolis). F - Grupos Serra da Mesa e Araí. G - Grupo Araxá. H - Grupo Paranoá. I - falhas

- (a) Main tectonic units of Brazil. 1 - Amazon Craton; 2 - São Francisco Craton. b) Northern segment of Brasília Fold Belt. Modified from Fuck *et al.* (1994). A - Archean Greenstone Belt and Granite-gneiss terranes. B - Goiás Magmatic Arc. C - Paleoproterozoic granite-gneisses and volcano-sedimentary sequences. D - Mafic-ultramafic layered intrusions (BA - Barro Alto Complex; N - Niquelândia Complex; CB - Cana Brava Complex). E - Volcano-sedimentary sequences (J - Juscelândia Sequence; Co - Coitezeiro Sequence; P - Palmeirópolis Sequence). F - Serra da Mesa and Araí Groups. G - Araxá Group. H - Paranoá Group. I - faults

temperaturas mais elevadas, em torno de 950°C (Patiño-Douce & Beard, 1995), o que sugere que as condições calculadas são de resfriamento e não do pico do metamorfismo.

Complexo Anápolis-Itauçu

O Complexo Anápolis-Itauçu, que corresponde à porção NW do Cinturão Granulítico Alfenas (Almeida, 1981), tem forma alongada (260 x 70 km), direção NW-SE e se estende entre as porções central e sul de Goiás (Fig. 11). O complexo é constituído por rochas ortoderivadas (máficas e fêlsicas), paraderivadas, seqüências vulcanossedimentares e granitos intrusivos (Marini *et al.*, 1984). O metamorfismo predominante é da fácies granulito, com rochas da fácies anfíbolito subordinadas. As intrusões máfico-ultramáficas acaamadadas de Fazenda Conceição, Águas Claras, Goianira-Trindade, Santa Bárbara, Nerópolis, Taquaral-Damolândia, entre outras (Nilson, 1984, 1992; Silva, 1991, 1997), foram recristalizadas em condições da fácies granulito (Wolff, 1991; Winge, 1995), enquanto as de Gongomé, Americano do Brasil, Mangabal I e II foram afetadas nas bordas por metamorfismo da fácies anfíbolito. Ocorrem também intrusões tonalíticas a graníticas com metamorfismo granulítico (Marini *et al.*, 1984). Rochas paraderivadas englobam granulitos aluminosos, granada quartzitos, sillimanita-granada gnaisse, mármore, rochas calcissilicáticas e formações ferríferas bandadas, ainda ocorrendo granulito máfico fino associado (Wolff, 1991; Winge, 1995; Piuzana *et al.*, 2003a). Intrusões graníticas podem ou não estar afetadas por deformação e metamorfismo granulítico (Piuzana *et al.*, 2003a).

A idade das rochas do Complexo Anápolis-Itauçu era tida como arqueana (Marini *et al.*, 1984; Wolff, 1991; Winge, 1995), mas dados geocronológicos demonstram que nenhuma rocha do complexo foi cristalizada, depositada ou metamorfozada durante o Arqueano, e sequer contém materiais de fonte arqueana (Pimentel *et al.*, 1999; Tassinari *et al.*, 1999; Piuzana *et al.*, 2003a). Grãos de zircão de ortogranulito tonalítico analisados com SHRIMP são concordantes e têm idade de 760 ± 9 Ma, interpretada como idade de cristalização ígnea, enquanto as bordas dos grãos, formadas durante o metamorfismo granulítico foram datadas em 638 ± 37 Ma (Piuzana *et al.*, 2003a). A idade do metamorfismo granulítico é confirmada pela análise, também com SHRIMP, de grãos de zircão de paraganulitos concordantes em 639 ± 9 Ma e 640 ± 8 Ma; grãos de zircão de granulito com paragênese de temperatura ultra-alta indicam auge do metamorfismo em 650 ± 10 Ma, idade similar, considerando o erro analítico, às dos demais granulitos do complexo (Piuzana *et al.*, 2003). Granitos gerados próximo do auge do metamorfismo foram datados em ca. 655 e 644 Ma, enquanto a intrusão de Americano do Brasil, afetada nas bordas por metamorfismo da fácies anfíbolito, tem idade isocrônica Sm-Nd 612 ± 66 Ma (Nilson *et al.*, 1997) e idade U-Pb em zircão 626 ± 8 Ma (Laux *et al.*, 2004). As idades modelo Sm-Nd dos paraganulitos definem dois intervalos, 1,9-2,3 Ga e 1,4-1,7 Ga (Sato, 1998; Pimentel *et al.*, 1999; Piuzana *et al.*, 2003a), enquanto núcleos de zircão detrítico foram datados entre 800 e 950 Ma (Piuzana *et al.*, 2003a). Esses dados mostram que não há componente arqueana nas rochas do Complexo Anápolis-Itauçu e que a sedimentação ocorreu durante o Neoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1999; Piuzana *et al.*, 2003a).

Os granulitos máficos são foliados, granoblásticos e constituídos por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e ilmenita, muitas vezes com hornblenda marrom em contato estável com os piroxênios; anfíbolio verde e biotita são as fases retrometamórficas mais comuns (Wolff, 1991; Winge, 1995). Temperaturas entre 842 e 904°C foram calculadas com dois piroxênios em amostras da porção central do complexo (Wolff, 1991). As condições de retrometamorfismo foram calculadas a partir das composições de dois piroxênios, plagioclásio e hornblenda, usando o THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) em 850°C e entre 7 e 8 kbar (Winge, 1995).

Granulitos fêlsicos provenientes do metamorfismo de granitoides são abundantes no Complexo Anápolis-Itauçu, mas suas composições não permitiram o desenvolvimento de

associações que registrem a evolução metamórfica como os menos abundantes granulitos aluminosos. Nestas rochas ocorrem associações minerais de temperatura ultra-alta, tais como hercinita+quartzo, safirina+quartzo e ortopiroxênio aluminoso+sillimanita+quartzo. A maior parte dos granulitos aluminosos é constituída por quartzo, granada, sillimanita, feldspatos, rutilo e ilmenita, sendo comum à presença, em menor quantidade, de espinélio rico em hercinita incluso em granada ou com coronas sucessivas de granada e sillimanita, separando-o do quartzo (Wolff, 1991; Winge, 1995; Silva, 1997). Em amostra de granulito aluminoso do Córrego do Bagaço, o cálculo das condições *P-T* forneceu valores entre 6 e 8 kbar e 800 e 950°C; os grãos de espinélio com coronas de granada e sillimanita são interpretados como resultado da quebra da associação quartzo+espinélio, que dá lugar a sillimanita+granada, marcando trajetória de resfriamento isobárico (Winge, 1995).

A ocorrência de granulitos com safirina foi reportada pela primeira vez por Camargo *et al.* (1998) e estudada em detalhe por Moraes *et al.* (2002). Até o momento são conhecidas três rochas portadoras de safirina em dois afloramentos, próximo a Goiânia (ML-67) e a Damolândia (PT-62A e PT-62F). ML-67 é rica em quartzo, apresenta bandamento composicional marcado por bandas ricas em ortopiroxênio aluminoso (12,9 % de Al_2O_3) ou em granada magnésiana ($alm_{38} prp_{57,5} sps_{1,9} grs_{1,7}$); safirina ocorre raramente em contato estável com quartzo (Fig. 12a) ou inclusa em sillimanita, granada ou ortopiroxênio, ou ainda, envolta por corona sucessiva de sillimanita e ortopiroxênio que a separa de quartzo e granada (Fig. 12b); cordierita é rara, estando associada à nova geração de grãos de granada, na borda de ortopiroxênio em contato com sillimanita e quartzo; as relações texturais indicam estágio de resfriamento isobárico seguido por decompressão isotermal (Fig. 13; Moraes *et al.* 2002).

Próximo a Damolândia ocorrem granulitos contendo safirina, sendo uma amostra rica (PT-62A) e outra pobre em quartzo (PT-62F). Em PT-62A safirina e quartzo só ocorrem em contato inclusos em granada; porfiroblastos de ortopiroxênio (11,90 % de Al_2O_3), cordierita ($X_{Mg} = 0,83$) e granada ($alm_{46,9} prp_{46,1} sps_{1,1} grs_{5,2}$) são comuns. Granada é substituída por duas associações: cordierita+sillimanita+hercinita substituem o interior de alguns grãos ou ocorrem em domínios sem quartzo na matriz; a segunda associação ocorre na forma de coronas de cordierita+ortopiroxênio aluminoso (7,60 % Al_2O_3), parcialmente substituídos por biotita. PT-62F é rocha constituída de porfiroblastos de granada ($alm_{43,2} prp_{50,8} sps_{0,7} grs_{5,2}$) e ortopiroxênio (10,90 % Al_2O_3) envolvidos por matriz de cordierita, plagioclásio e biotita (Fig. 12c). A composição refratária indica que a rocha é resíduo de fusão. Os grãos de granada são substituídos por simplectitos; quando em contato com inclusões de sillimanita, manto de cordierita é formado contra granada e simplectito de cordierita+plagioclásio+ilmenita+hercinita ou safirina ocorre contra sillimanita (Fig. 12d); as bordas dos grãos são substituídas por simplectitos com ortopiroxênio e safirina, ou hercinita ou cordierita (Fig. 12d, e), os quais são substituídos por aglomerados de biotita+cordierita+espinélio (Fig. 12f). As relações texturais das duas amostras indicam trajetória *P-T* composta, iniciada por estágio de decompressão isotermal entre 11 e 7 kbar, com $T > 1100^\circ C$ no pico metamórfico, seguido por estágio de resfriamento isobárico (Fig. 13; Moraes *et al.*, 2002).

Com o recálculo da composição dos minerais, é possível estimar as condições do pico metamórfico com a metodologia de Pattison & Bégin (1994) e as calibrações de Harley & Green (1982) e Harley (1984a, b). Foram também usadas isopletras de porcentagem de Al_2O_3 em ortopiroxênio, para rochas saturadas em quartzo, com base em dados de Aranovich & Berman (1996), mas recalculadas por Harley & Motoyoshi (2000). Na amostra ML-67 foram calculadas 9,4 kbar e 1012°C, embora as isopletras de Al_2O_3 indiquem $T > 1150^\circ C$. Na amostra PT-62A as condições de pico calculadas são 8,1 kbar e 960°C, mas as isopletras de Al_2O_3 sugerem $T > 1150^\circ C$. Em PT-62F foram determinadas 8,5 kbar e 975°C (Moraes *et al.*, 2002). Os resultados obtidos com as isopletras parecem mais confiáveis do que os valores calculados com o

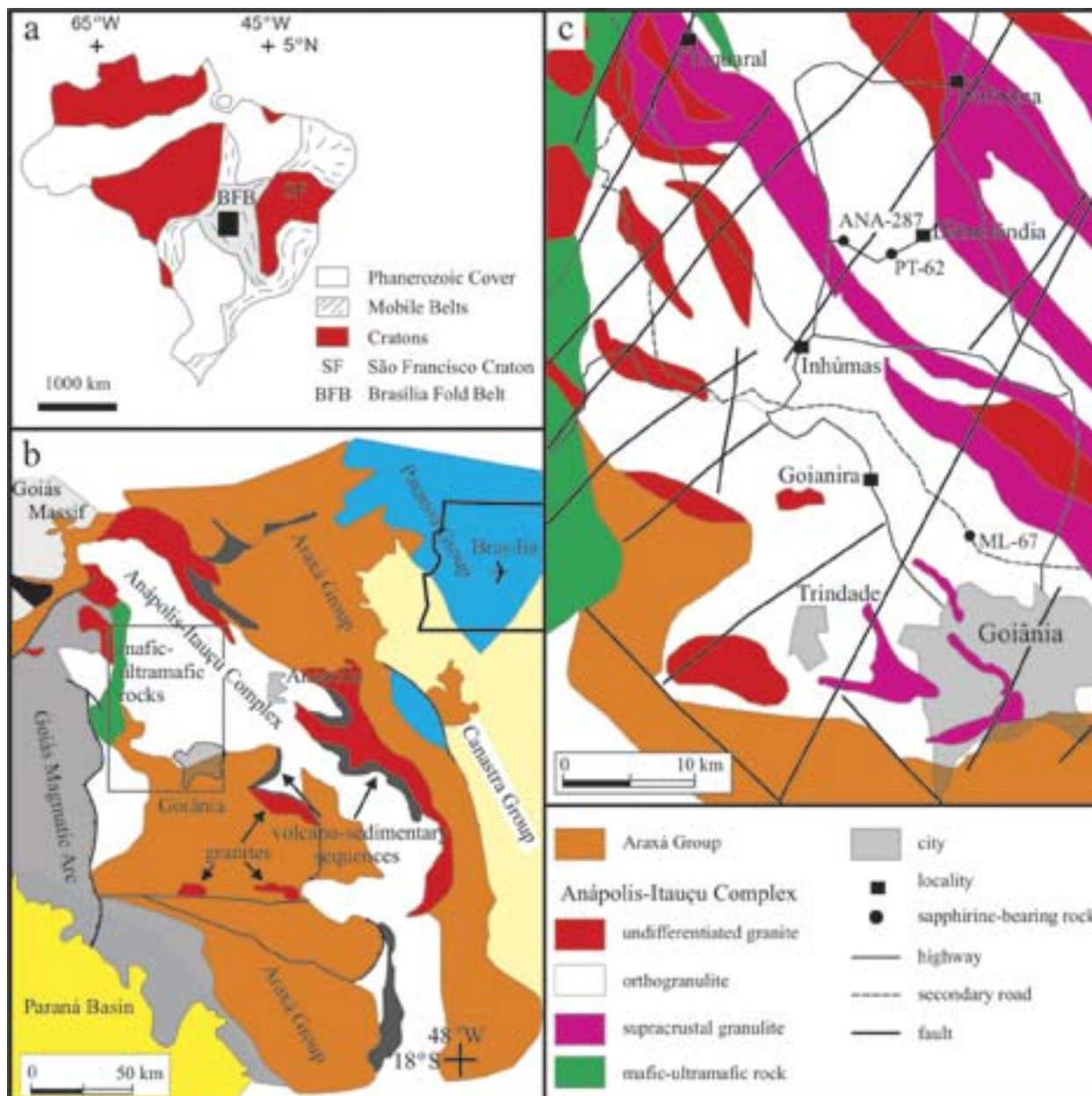


Fig. 11 - (a) Principais unidades tectônicas do Brasil. (b) Mapa geológico esquemático da porção sul da Faixa Brasília com localização do Complexo Anápolis-Itaçu e unidades vizinhas (segundo Lacerda Filho *et al.*, 1991 e Pimentel *et al.*, 2000). A caixa marca a área detalhada em (c). (c) Mapa geológico do Complexo Anápolis-Itaçu na região de Goiânia e Damolândia

- (a) Map of Brazil with location of main tectonic units and the study area. (b) Sketch geological map of the southern portion of the Brasília Fold Belt to show the distribution of the Anápolis-Itaçu Complex and the surrounding units (after Lacerda Filho *et al.*, 1991 and Pimentel *et al.*, 2000). Box marks the area shown in more detail in (c). (c) Geological map of the Anápolis-Itaçu Complex in the neighbourhood of Goiânia and Damolândia

par granada-ortopiroxênio, pois em ambos afloramentos safirina é estável com quartzo, o que implica em T mínima de 1050°C para P de 10 kbar.

Maçiço de Guaxupé e Seqüência Andrelândia

O Maçiço de Guaxupé (Oliveria, 1973; Almeida *et al.*, 1976; Zanardo, 1992) forma região triangular dominada por granulitos, charnockitos e granitos neoproterozóicos (Fig. 2a; Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996; Töpfner, 1996; Campos Neto *et al.*, 1998; Janasi, 1997). Está tectonicamente superposto ao topo da Seqüência Andrelândia (Trouw *et al.*, 2000a,b), equivalente ao Grupo Araxá (Almeida, 1971; Trouw *et al.*, 1984). O maço é delimitado na porção N-NE pela zona de cisalhamento sinistral de Campo do Meio (Morales, 1993) e na porção SE pela zona de cisalhamento dextral de Ouro Fino (Ebert *et al.*, 1991). As características geoquímicas dos granulitos enderbíticos indicam origem em

arco magmático (Campos Neto *et al.*, 1996), que seria equivalente ao arco magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992, 1996), como sugerido por Campos Neto & Caby (1999). O auge do metamorfismo ocorreu entre 640 e 650 Ma (e.g. dados inéditos do IG-USP, in : Campos Neto & Caby, 1999, Ebert *et al.*, 1996; Töpfner, 1996).

As rochas do Maço de Guaxupé apresentam mergulho suave para SW e do topo para a base ocorrem: i) migmatitos pelíticos e semipelíticos, com quartzitos, mármores rochas calcissilicáticas e lentes de rochas máficas; ii) diatexitos, migmatitos estomáticos e nebulíticos com biotita e hornblenda, com intercalações de granada-sillimanita-cordierita gnaiss; iii) na base do maço predominam granulitos enderbíticos bandados com granulitos máficos (composição norítica) subordinados; intrusões de charnockitos ocorrem na porção inferior e média, as quais são substituídas por granitos peraluminosos no topo (Campos Neto & Caby, 1999; 2000).

A seqüência Andrelândia, sotoposta ao Maciço de Guaxupé, aflora no sudeste de Minas Gerais e apresenta seis associações de litofácies que representam abertura de *rift*, passando para sedimentação plataformal, inclusive turbiditos, transgressão marinha e sedimentação de águas profundas, com corpos de rochas máficas ocorrendo na base e no topo (Trouw *et al.*, 2000a,b). Como no Grupo Araxá, o metamorfismo é invertido; entretanto aqui condições da fácies granulito de alta pressão foram alcançadas, o que não é observado no Grupo Araxá (Simões, 1995).

A distribuição das paragêneses no maciço indica variação de temperatura e pressão da base para o topo, com granulitos de baixa *P* com cordierita na porção sul, sem cordierita na porção intermediária e com granada granulito de alta *P* abundante na porção basal (Del Lama, 1998; Zanardo *et al.*, 1998). A zonação é confirmada pelos dados de termobarometria (Campos Neto & Caby, 1999; 2000). No topo do maciço análises de rochas com granada, cordierita, sillimanita, biotita, plagioclásio e feldspato potássico indicam valores de 4,5 kbar e 820°C (Vasconcellos *et al.*, 1991). Na porção intermediária, determinações em granulitos com granada, cordierita, sillimanita, biotita, plagioclásio, espinélio e feldspato potássico resultaram em 7,5 kbar e 850°C (dados recalculados de Oliveira & Ruberti, 1979, por Campos Neto & Caby, 2000), enquanto valores de 8,5 kbar e 850°C foram calculados com a paragênese granada, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo (Iyer *et al.*, 1996). Na base do maciço as rochas são de alta *P*, sendo que cálculos com granada, clinopiroxênio, hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo fornecem valores de 12,5 kbar e 900°C (Del Lama *et al.*, 1994) ou ainda mais elevados, da ordem de 14,4 kbar e 1040°C (Del Lama *et al.*, 2000). Granulitos com granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e quartzo representam pressões entre 11,5 e 14,0 kbar e temperatura de 890°C (Campos Neto & Caby, 2000). Na base do maciço é descrita a paragênese granada, cordierita, sillimanita, biotita, plagioclásio, espinélio verde (hercinita) e quartzo (Campos Neto & Caby, 1999), que pode ser diagnóstica de temperatura ultra-alta se quartzo e espinélio estiverem em contato estável, o que seria compatível com pressão em torno de 12 kbar e temperaturas acima de 1100°C. As trajetórias *P-T* estabelecidas para os granulitos basais são horárias e envolvem estágio de resfriamento isobárico ou com diminuição de pressão (Iyer *et al.*, 1996; Campos Neto & Caby, 2000).

No topo estrutural da Seqüência Andrelândia ocorrem granulitos de alta pressão. Granulitos máficos são constituídos por clinopiroxênio, plagioclásio, granada, quartzo e alguma hornblenda, além de rutilo e ilmenita, enquanto granulitos félsicos compõem-se de quartzo, ortoclásio perítico, granada, cianita e rutilo, com raro plagioclásio e biotita, ainda sendo comum a ocorrência de sillimanita tardia nos níveis estruturais mais elevados (Ribeiro *et al.*, 1995; Trouw & Castro, 1996; Campos Neto & Caby, 1999; 2000; Trouw *et al.*, 2000a,b; Moraes *et al.*, 2003b). Combinando vários métodos termobarométricos, foi definida trajetória *P-T* horária e composta, com estágios intermediários de resfriamento e descompressão, sendo que o pico metamórfico teria sido alcançado em 15 kbar e 700°C (Campos Neto & Caby, 1999). As condições de pico do metamorfismo foram calculadas com THERMOCALC em 12.5 ± 1.9 kbar e $920 \pm 75^\circ\text{C}$, com base na associação quartzo, ortoclásio com Ca, cianita, granada e biotita. A trajetória *P-T* horária compreende estágio progressivo pelo menos a partir do campo da estauroлита (evidenciado por inclusões em granada), o auge da pressão sendo representado pela fusão de biotita com produção de cianita, granada rica em piropo e feldspato ternário, seguindo-se estágio de descompressão e resfriamento (Moraes *et al.*, 2003b).

Granulitos de Porto Nacional (TO) e Porangatu (GO)

Na porção norte do Maciço de Goiás, em Tocantins, ocorre o Complexo Porto Nacional, com aproximadamente 100 km de extensão e 35 km de largura, estando em contato tectônico com as rochas do Grupo Natividade a sudeste e recoberto pela Bacia do Parnaíba a norte (Gorayeb, 1996a). O

complexo é formado por granulitos máficos, granulitos enderbíticos, sillimanita/cianita-granada gnaisses e granitos anatéticos. Os granulitos máficos são formados por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e hornblenda, com granada, minerais opacos, espinélio, apatita e zircão em menores quantidades; os quatro minerais mais abundantes apresentam trama granoblástica e simplectitos tardios de granada, clinopiroxênio, quartzo e minerais opacos separam ortopiroxênio e plagioclásio. O granulito enderbítico é formado por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e biotita, com ou sem ortoclásio, clinopiroxênio e hornblenda, sendo que diferentes proporções entre os principais constituintes definem bandamento composicional. Kinzigito é formado por quartzo, antipertita, peritita, granada, sillimanita ou cianita, grafita, zircão e rutilo (Gorayeb *et al.*, 2000).

Grãos de zircão dos três litotipos foram analisados pelo método de evaporação Pb-Pb para o estabelecimento das idades de cristalização e metamorfismo dessas rochas (Gorayeb *et al.*, 2000). Para o granulito máfico e um granulito enderbítico foram determinadas as idades respectivas de 2125 ± 3 Ma e 2153 ± 1 Ma, interpretadas como idade de cristalização dos protolitos. Idades mais novas, 2097 ± 2 Ma e 2115 ± 3 Ma, obtidas respectivamente para granulito enderbítico e kinzigito são interpretadas como idade do metamorfismo.

Na região de Porangatu, Goiás, ocorre a Faixa Granulítica de Porangatu (Machado *et al.*, 1981), em área de 80 x 25 km e direção aproximada N25°E (Gorayeb, 1996b), sendo formada, predominantemente, por rochas ortoderivadas e incluindo granulito enderbítico a charno-enderbítico com granada, mobilizado charnockítico e granulito máfico, sendo comum a associação com alguns corpos de anfíbolito com granada. Os granulitos félsicos são constituídos de quartzo, antipertita, microclínio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e biotita, enquanto o granulito máfico apresenta ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, granada e hornblenda; os granulitos félsicos e os máficos tem afinidade calcio-alcálica e toleítica, respectivamente (Gorayeb, 1996b). A Faixa é delimitada a leste pela zona de cisalhamento Talismã, de caráter transcorrente, foliação vertical e direção NNE-SSW, ficando a leste da zona de cisalhamento um grupo de rochas supracrustais, incluindo litotipos vulcanosedimentares, predominando paragnaisse, com formação ferrífera de Fe ou Mn, chert e meta-ultramáfica com associações minerais da fácies anfíbolito (Gorayeb, 1996b).

Conclusões

Os terrenos granulíticos estão amplamente distribuídos no território brasileiro, sendo componente importante da maior parte das faixas de dobramentos conhecidas, bem como do embasamento das massas cratônicas que constituem a Plataforma Sul-Americana. A idade do metamorfismo é variada, sendo, porém, os granulitos comprovadamente arqueanos restritos às ocorrências dos rios Pium e Catetê, Pará, com metamorfismo em torno de 2,86 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000). No paleoproterozóico, entre 1,9 e 2,1 Ga, foram formados os granulitos do Cráton do São Francisco, Bahia (Barbosa, 1990, 1997; Leite, 2002), do Escudo das Guianas, Amapá (Rosa-Costa *et al.*, 2003), e do sul do país, no Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Siga Jr., 1995; Siga Jr. *et al.*, 1995; Picanço *et al.*, 1998; Basei *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 1999). No Cráton Amazônico, os granulitos de Rondônia foram gerados no Mesoproterozóico, entre 1,30 e 1,33 (Payolla *et al.*, 2002). As extensas faixas de granulitos relacionadas com a Orogenia Brasileira foram geradas em quatro pulsos no Neoproterozóico. Entre 750 e 760 Ma ocorreu a formação dos granulitos em Goiás, representados por porções significativas dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava (Ferreira Filho *et al.*, 1994; Suita *et al.*, 1994; Correia *et al.*, 1999; Moraes *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2004). Ao redor de 630 e 650 Ma foram formados os granulitos do Complexo Anápolis-Itaúcu, Goiás (Pimentel *et al.*, 1991, 1997; Piuzeana *et al.*, 2003a), da Seqüência Andrelândia, Minas Gerais (Söllner & Trouw, 1997) e do Maciço Guaxupé, São

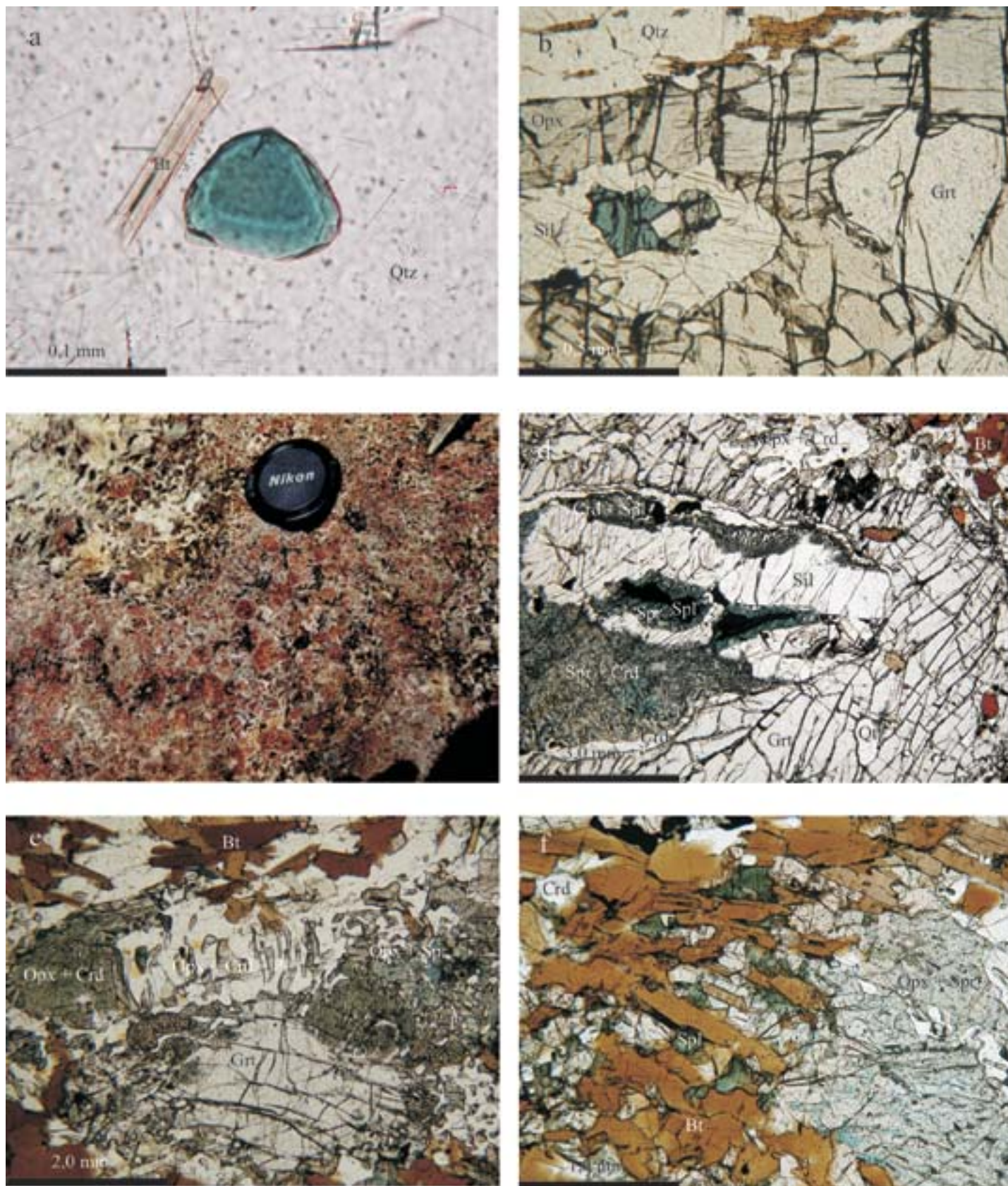


Fig. 12 - Fotomicrografias e foto para ilustrar as microestruturas em granulitos de temperatura ultra-alta do Complexo Anápolis-Itaçu. (a) Safirina (azul) com faces cristalográficas em contato estável com quartzo, indicando equilíbrio entre eles. ML-67, nicóis paralelos. (b) Coronas sucessivas de sillimanita e ortopiroxênio separando safirina (azul) de granada e quartzo. Sillimanita está disposta preferencialmente contra safirina enquanto ortopiroxênio ocorre entre granada, sillimanita e quartzo. ML-67, nicóis paralelos. A microestrutura é considerada como registro da reação $Opx + Sil \rightarrow Grt + Spr + Qtz$. (c) Afloramento PT-62-F. Grãos vermelhos são granada, preto ortopiroxênio e as faixas pretas contêm biotita e cordierita; os aglomerados claros são de leucossoma composto de quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e biotita. (d) Granada envolvendo sillimanita (PT-62F). Granada cresceu da reação entre ortopiroxênio e sillimanita, mas agora está separada da sillimanita por fosso de cordierita (contra a granada) e simplectitos de cordierita + safirina e cordierita + espinélio, às vezes com plagioclásio e ilmenita, em virtude das reações $Grt + Sil \rightarrow Spr + Crd (+ Pl)$ e $Grt + Sil \rightarrow Spl + Crd (+ Pl)$. Borda da granada substituída por simplectito de ortopiroxênio + cordierita gerado pela reação $Grt \rightarrow Crd + Opx (\pm Pl)$. Corona complexa envolvendo corindon (incolor e incluso em espinélio verde escuro não aparece na foto), espinélio, safirina e cordierita ocorre no interior da sillimanita. (e) Porfiroblasto de granada com bordas parcialmente substituídas por simplectitos de ortopiroxênio-safirina \pm cordierita \pm plagioclásio,

ortopiroxênio-espínélio ± cordierita ± plagioclásio e ortopiroxênio-cordierita ± plagioclásio, formados pelas reações $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Spr} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$, $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Spl} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$, e $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$. PT-62-F, nicóis paralelos. (f) Aglomerado de biotita-cordierita-espínélio substituindo simplectito de ortopiroxênio-safirina em virtude de reação com fundido, $\text{Opx} + \text{Spr} (\pm \text{Kfs}) \rightarrow \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Bt}$. PT-62-F, nicóis paralelos

- Photomicrographs to illustrate microstructures in UHT rocks of the Anápolis-Itaúçu Complex. (a) Sapphirine (blue) with crystallographic faces in contact with quartz, indicating these two minerals are in equilibrium. ML-67, plane polarized light. (b) Successive coronae of sillimanite and orthopyroxene separate sapphirine (blue-green) from garnet and quartz. Sillimanite is located preferentially against sapphirine whereas orthopyroxene occurs between garnet, sillimanite and quartz. Note the relict euhedral part of garnet in orthopyroxene. ML-67, plane polarized light. (b) is interpreted to record reaction $\text{Opx} + \text{Sil} \rightarrow \text{Grt} + \text{Spr} + \text{Qtz}$. (c) View of the rock in outcrop PT-62-F. Red grains are garnet; black grains are orthopyroxene; black stripes are made of biotite and cordierite; continuous white-grey patches, stringers and irregular layers are leucosome composed of quartz, plagioclase, orthopyroxene, and biotite. (d) Garnet encloses sillimanite (PT-62F). Garnet originally grew between sillimanite and orthopyroxene, but now is separated from the sillimanite by a cordierite moat (against garnet) and cordierite-sapphirine and cordierite-spinel symplectites, sometimes with plagioclase and ilmenite, due to reactions $\text{Grt} + \text{Sil} \rightarrow \text{Spr} + \text{Crd} (+ \text{Pl})$, and $\text{Grt} + \text{Sil} \rightarrow \text{Spl} + \text{Crd} (+ \text{Pl})$. Garnet rims are replaced by cordierite-orthopyroxene symplectite due to reaction $\text{Grt} \rightarrow \text{Crd} + \text{Opx} (\pm \text{Pl})$. Complex coronae and symplectites involving corundum (it is colourless and not possible to see because it is against deep green spinel), spinel, sapphirine and cordierite occur inside sillimanite. (e) Garnet porphyroblasts in which the rims are partially replaced by orthopyroxene-sapphirine ± cordierite ± plagioclase, orthopyroxene-spinel ± cordierite ± plagioclase and orthopyroxene-cordierite ± plagioclase symplectites, due to reactions $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Spr} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$, $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Spl} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$, and $\text{Grt} \rightarrow \text{Opx} + \text{Crd} (\pm \text{Pl})$. PT-62-F, plane polarized light. (f) Biotite-cordierite-spinel replacing orthopyroxene-sapphirine symplectite due to reaction with melt according to reaction $\text{Opx} + \text{Spr} (\pm \text{Kfs}) \rightarrow \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Bt}$ (spinel - green, sapphirine - blue, cordierite - colourless, biotite - red-brown). PT-62-A, plane polarized light

Paulo e Minas Gerais (Basei *et al.*, 1995; Ebert *et al.*, 1996, Töpfner, 1996). Por volta de 570 e 580 Ma foram constituídos os granulitos das faixas Ribeira e Araçuaí, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Espírito Santo (Söllner *et al.*, 1991; Machado *et al.*, 1996; Silva *et al.*, 2002; Heilbron & Machado, 2003). No início do Fanerozóico, entre 520 e 535 Ma, desenvolveu-se o pulso mais novo que afetou as rochas da Faixa Ribeira, formando granulitos no Rio de Janeiro (Söllner *et al.*, 1987; 1991; Machado *et al.*, 1996; Schmitt *et al.*, 1999).

Mesmo tendo sido formadas em épocas diferentes, boa parte dessas rochas desenha os limites do que parece ser a Placa Sãofranciscana, que inclui o Cráton do São Francisco e extensas porções de crosta continental que lhe são adjacentes. A gênese dos terrenos granulíticos está relacionada a colisão continental ou colisão arco magmático-continente, assinalando, portanto, zonas de suturas antigas. Por exemplo, o contato entre o Maciço Guaxupé e a Seqüência Andrelândia é uma zona dessas onde o contato entre dois blocos continentais é exposto (Campos Neto & Caby 1999, 2000), fato que já havia sido notado anteriormente com base em dados geofísicos, quando foi denominada de Sutura de Alterosa (Haraly & Hasui, 1982). Os granulitos mais antigos da Bahia e da região Sul, gerados no paleoproterozóico, fazem parte de núcleos cratônicos. Os da Bahia têm sua história associada à geração de arcos magmáticos e colisão de blocos crustais (Barbosa, 1990; Barbosa *et al.*, 2004b; Leite, 2002).

O contexto tectônico do metamorfismo dos complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava ainda não é claro, embora tenha sido sugerido que sua gênese possa estar associada à colisão continental entre o Maciço de Goiás e o Cráton do São Francisco (Ferreira Filho *et al.*, 1998; Moraes, 1997; Mores & Fuck, 2000). Os dados mais recentes indicam que a idade de cristalização do magma de Niquelândia ocorreu cerca de 20 Ma antes do metamorfismo de alto grau (Pimentel *et al.*, 2004), o que leva a sugerir que o metamorfismo tenha ocorrido em ambiente extensional, em consequência de calor transferido da astenosfera como proposto para outras regiões (Sandiford & Powell, 1986).

Um dos maiores problemas relacionado aos granulitos é o ambiente tectônico para sua formação, pois apesar de grande parte ocorrer em cinturões colisionais (Harley, 1989, 1992), os modelos geodinâmicos falham em produzir temperaturas suficientemente altas durante o relaxamento termal que segue a colisão para produção de granulitos (England & Thompson, 1984), de sorte que fonte adicional de calor se faz necessária para explicar o metamorfismo de temperatura ultra-alta (Harley, 1989, 1992).

O calor proveniente de grandes intrusões máficas na base da crosta continental (magmatic underplating) foi sugerido como a fonte de calor adicional (Wells, 1980; Bohlen, 1987). O Complexo Máfico, suposta fonte de calor para os granulitos da zona de Ivrea, Itália, é o exemplo clássico para esse modelo, mas este corta as isógrads regionais e ainda foi

responsável pela geração de auréola de contato nas encaixantes, demonstrando que o modelo não funciona para a região (Barboza *et al.*, 1999). Adicionalmente, o volume de magma basáltico a ser adicionado à crosta continental deve ser equivalente ao da crosta a ser metamorfisada (Oxburg, 1990). Para cinturões granulíticos com centenas de quilômetros de extensão, seria necessário volume enorme de magma, o que seria registrado por intrusões contemporâneas ao pico metamórfico, o que não é observado.

A base da litosfera funciona como camada de limite termal que pode ser removida durante a colisão continental, quando o desacoplamento entre a crosta continental e o manto forma raiz orogénica muito espessa, densa, fria e instável (Houseman *et al.*, 1981; England, 1993). Após algum tempo, 10-50 Ma, a raiz pode se destacar e afundar na astenosfera (Molnar *et al.*, 1993), com descolamento por adelgaçamento dúctil ou delaminação (Schott & Schmeling, 1998) ou por erosão causada pela convecção da astenosfera (England, 1993). Todos os cenários resultam em adelgaçamento litosférico, soerguimento da topografia, extensão crustal na superfície e deformação mantélica. Deste modo, a litosfera continental pode ainda estar sendo espessada enquanto o manto litosférico é repostado pela astenosfera. O subsequente colapso extensional da cadeia de montanhas é associado com metamorfismo da fácies granulito, fusão por decompressão e geração de granitos (Sandiford, 1989; Ledru *et al.*, 2001). Um modo alternativo de trazer a astenosfera para perto da base da crosta continental é por destacamento da placa oceânica subductada (*slab breakoff*, Davies & von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg & Davies, 1995). O modelo prediz que, após seu destacamento, a placa oceânica afunda no manto, permitindo a ascensão da astenosfera e sua colocação próxima à base da crosta orogénica espessada. Em ambos os casos, o pico termal do metamorfismo será atingido durante ou logo após a fase de decompressão. Após o restabelecimento do equilíbrio isostático, as rochas da base da crosta passam por estágio de resfriamento isobárico (Harley, 1989, 1992). Em todos os modelos existe o problema de que as rochas da crosta inferior não são soerguidas no mesmo evento tectônico em que são formadas, sendo necessário outro evento para alçá-las. Entretanto, em orógenos colisionais em que a colisão é oblíqua, é possível a exumação das rochas da crosta inferior no mesmo ciclo tectônico (Thompson *et al.*, 1997).

A Faixa Brasília é reconhecida como um orógeno colisional neoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1991), cuja evolução se deu através do fechamento de bacia oceânica, com consumo da litosfera oceânica sob o arco magmático de Goiás e colisão entre as placas Amazônica e do São Francisco. No Complexo Anápolis-Itaúçu as rochas metaígneas máficas apresentam associações minerais da fácies granulito ou anfíbolito, indicando que elas predatam ou são contemporâneas ao metamorfismo de temperatura ultra-alta, como também indicado pelas suas idades mais novas ou con-

temporâneas ao metamorfismo (Nilson *et al.*, 1997, Laux *et al.*, 2004). Os granulitos com associações de temperatura ultra-alta apresentam trajetória P - T horária, com pico termal alcançado durante descompressão isothermal, seguida por resfriamento com descompressão associada (Moraes *et al.*, 2002), trajetória similar àquelas geradas na placa inferior de zonas colisionais (Ellis, 1987). O pico do metamorfismo é sincrônico ao magmatismo e as rochas foram metamorfisadas e soerguidas no mesmo evento tectônico. Estas características

podem ter sido estabelecidas em cenário tectônico com colisão oblíqua, seguida de retirada do manto litosférico por delaminação, convecção ou destacamento da placa oceânica, permitindo que a astenosfera substituísse o manto litosférico, passando a servir como a fonte de calor necessária para a geração dos granulitos de temperatura ultra-alta. Modelo semelhante pode ser testado para os granulitos de temperatura ultra-alta da Bahia e de Rondônia.



A CONTRIBUIÇÃO DE FERNANDO FLÁVIO MARQUES DE ALMEIDA PARA A PESQUISA PALEONTOLÓGICA NO BRASIL

Setembrino Petri

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
spetri@usp.br

Diogenes de Almeida Campos

Museu de Ciências da Terra, Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, RJ
dac@abc.org.br*Resumo:*

Os autores expõem, no presente capítulo, a contribuição de Fernando de Almeida à Paleontologia Brasileira, não só na forma de utilização dos fósseis em pesquisas de campo, como também na forma de descrição de gêneros e espécies novas de fósseis. Deve-se enfatizar que esse grande pesquisador foi o primeiro a descrever fósseis pré-cambrianos do Brasil.

Palavras-chave: Paleontologia, DGM-DNPM, Fósseis, Escola Politécnica.

Abstract:

The authors show, in this chapter, the contribution of Fernando de Almeida to Brazilian paleontology, not only by the use of fossils in field research, but also by the description of new fossil genera and species. It must be emphasized that this important researcher was the first to describe Precambrian fossils in Brazil.

Keywords: Paleontology, DGM-DNPM, Fossils, Escola Politécnica.

Resumen:

Los autores relatan, en el presente capítulo, la contribución de Fernando de Almeida para la Paleontología de Brasil, no solamente en la forma de utilización de los fósiles en los trabajos en el campo, como también en la descripción de nuevos géneros y especies de fósiles. Hay que destacar también que ese grande investigador ha sido el primero a describir fósiles precámbricos en Brasil.

Palabras llave: Paleontología, DGM-DNPM, Fósiles, Escola Politécnica.

Introdução

Como demonstração do apreço que os paleontólogos brasileiros têm pela contribuição de Fernando de Almeida à Paleontologia Brasileira, os autores deste capítulo ressaltam o que, em 1970, a Comissão Organizadora do Simpósio Brasileiro de Paleontologia, reunida nas dependências da Seção de Paleontologia da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral, decidia sobre a palestra inaugural do referido simpósio. Já haviam confirmado suas participações no simpósio os seguintes pesquisadores: Arturo J. Amos, do Museu de La Plata, Argentina; Arthur J. Boucot, da Oregon State University, Estados Unidos; Fritz H. Cramer, da Florida State University, Estados Unidos; Sérgio Archangelsky, da Universidad de La Plata; George Gaylord



Fig. 1 - Primeiro Simpósio Brasileiro de Paleontologia, realizado na Academia Brasileira de Ciências, RJ, entre 20 e 25 de setembro de 1970. Da esquerda para a direita, os acadêmicos Rubens da Silva Santos, Manoel da Frota-Moreira, Aristides Azevedo Pacheco Leão, José Lacerda de Araujo Feio e Fernando Flávio Marques de Almeida. (Acervo: Arquivo Fotográfico / Projeto Memória / Academia Brasileira de Ciências. Autoria da imagem: José de Agra / Agra Studio Fotográfico)

- First Brazilian Paleontology Symposium, held at the Brazilian Academy of Sciences, September 20-25, 1970. From left to right, Academy members Rubens da Silva Santos, Manoel da Frota-Moreira, Aristides Azevedo Pacheco Leão, José Lacerda de Araujo Feio and Fernando Flávio Marques de Almeida. (Source: Arquivo Fotográfico / Projeto Memória / Academia Brasileira de Ciências. Photo by: José de Agra / Agra Studio Fotográfico)

Simpson, da University of Arizona, Estados Unidos; W. P. Woodring, da Smithsonian Institution, Estados Unidos; Robert Hoffstetter, do Museu Nacional de História Natural, Paris, França; George F. Hart, da Louisiana State University, Estados Unidos; Karl Beurlen, do DNPM; Josué Camargo Mendes, da Universidade de São Paulo; e F. G. Brieger, da Universidade Estadual de Campinas. Entre todos esses ilustres nomes, a Comissão, composta por Cândido Simões Ferreira, Carlos de Paula Couto, Llewellyn Ivor Price e Rubens da Silva Santos, escolheu justamente o nome de Fernando Flávio Marques de Almeida. Essa escolha tinha um objetivo claro: valorizar um cientista que fazia pesquisa geológica básica, cartas geológicas de síntese e utilizava a paleontologia na sua pesquisa, tendo ele mesmo descrito alguns fósseis. Essa escolha reflete, ainda, uma homenagem de seus colegas da Divisão de Geologia e Mineralogia a um pesquisador dedicado, a um cientista talentoso e de alta produtividade.

Fernando de Almeida entendeu bem o recado, pois na sua palestra, apresentada, como sempre, de forma elegante e dentro dos preceitos clássicos da oratória, assim se expressou, ao se dirigir à platéia de paleontólogos presentes num domingo à noite, 20 de setembro de 1970, no auditório da Academia Brasileira de Ciências: *"Honrado com o convite para vos falar nesta sessão inaugural do Primeiro Simpósio Brasileiro de Paleontologia, muito hesitei em aceitá-lo. O que poderia eu, que há vários anos venho me dedicando ao estudo do Pré-Cambriano e da tectônica regional, encontrar, dentro de meus conhecimentos, que pudesse interessar aos paleontólogos? É bem verdade que a Paleontologia sempre exerceu em mim um grande fascínio, que em tempos passados chegou a me levar a cometer alguns pequenos pecados nesse campo de investigações, pelo que me penitencio. Jamais, porém, tive pretensões a paleontólogo. Creio, todavia, ter encontrado um assunto de interesse comum ao tectonista e ao paleontólogo: a sistemática das bacias sedimentares brasileiras."* (Almeida, 1971, p. 9.)

Os 'pequenos pecados' a que Fernando de Almeida se refere são, na verdade, a utilização constante da paleontologia como uma ferramenta do trabalho de campo e de mapeamento geológico sistemático a que ele se dedicou desde que ingressou na Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral, (DGM-DNPM) em 1945, lotado na Seção de Geologia, destacado para São Paulo, onde deveria dar início aos trabalhos de mapeamento geológico no Estado de São Paulo em folhas de 1:100.000 (Roxo, 1947, p.29, 32; Roxo, 1956, p.25). Foi, portanto, engenheiro do (DNPM) desde 1945. Efetivou-se por concurso no cargo de engenheiro de minas em 1956 e, em 1969, já era catedrático na Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (USP) exonerou-se do DNPM para assumir o regime de tempo integral na mesma universidade.

As atividades de Fernando de Almeida na Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM (1945 - 1969)

As atividades de pesquisa geológica básica da DGM-DNPM tinham como meta a atualização do Mapa Geológico do Brasil. Essa atividade era considerada, mesmo, como "[...] o encargo principal da DGM-DNPM, desde a criação do departamento em 1933 [sic]" (Lamego, 1954, p.10).

Descrição de Estruturas Estromatolíticas

Já em 1944, Almeida (1944) noticiou a ocorrência de estromatólitos provenientes de rochas do Grupo Açungui do Estado de São Paulo, atribuídos, de acordo com os conhecimentos da época, ao gênero *Collenia* (ver Fairchild & Sallun Filho, no presente livro). Constituiu-se na primeira publicação sobre a estrutura de origem orgânica de rochas pré-cambrianas da América do Sul. Novos estromatólitos foram descobertos por Almeida em 1954 e 1955, no Estado do Paraná (Lamego, 1956; Almeida, 1957). Estrutura estromatolítica diferente de *Collenia*, ramificada, foi descrita por Almeida (1957), no Pré-Cambriano do Estado do Paraná. A descoberta de estromatólitos por este multifacetado geólogo não se limitou a São Paulo e ao Paraná. Em fevereiro de 1957 percorreu a região de Corumbá, Mato Grosso do Sul, descrevendo *Collenia* na chamada "Ladeira do Lourenço", estrada que percorre a Garganta da Bocaina, em direção à fronteira boliviana (Lamego, 1958a, p. 18-19; Almeida, 1958).



Fig. 2 - Estromatólitos fotografados na década de 1940 por Fernando de Almeida, primeiro pesquisador a descobrir e descrever fósseis Pré-Cambrianos no Brasil

- Stromatolites photographed in the 1940's by Fernando de Almeida, first researcher to find and describe Pre-Cambrian fossils in Brazil



Fig. 3 - Barra do Garças, Estado de Goiás, 1947 - Da esquerda para a direita, Setembrino Petri (autor deste capítulo), Fernando de Almeida e Octavio Barbosa entre os índios Kalapalos, que pela primeira vez recebiam a visita de um avião. Foto tirada pelo geólogo americano Kenneth Edward Caster, especialista em fósseis devonianos do hemisfério sul

- Barra do Garças, Goiás (central Brazil), 1947 - From left to right, Setembrino Petri (author of this chapter), Fernando de Almeida and Octavio Barbosa among Kalapalos Indians, which were receiving their first visit of a plane. Photo taken by the American geologist Kenneth E. Caster, a specialist in Southern Hemisphere Devonian fossils

Expedição ao Brasil Central (1947)

Almeida, pela DGM-DNPM, organizou, em 1947, a Expedição Brasil Central. Convidou para participar dessa expedição o Professor Dr. Kenneth Edward Caster, então contratado pela Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP para dirigir o Departamento de Geologia e Paleontologia. O Dr. Caster era reconhecido especialista em fósseis devonianos do hemisfério sul. O Professor Dr. Octavio Barbosa e Setembrino Petri também participaram dessa viagem.

Verificou-se, nessa expedição que o Arenito Aquidauana expõe-se, no vale do Rio das Garças, entre os estados de Goiás e Mato Grosso, por baixo do Irati (Caster, 1947; Almeida, 1948, p. 4; Almeida & Barbosa, 1953, p. 33), desmentindo idéias anteriores.

Fernando de Almeida apresenta da seguinte forma a exata posição do Arenito Aquidauana, corrigindo, inclusive, suas idéias anteriores: “O Arenito Aquidauana foi, por vários geólogos, inclusive o autor [Fernando de Almeida], considerado como um termo da Série São Bento, correlato ao de Santa Maria (Rio Grande do Sul), conforme Eusébio de Oliveira supunha. Todavia, a presente investigação comprovou ser esse conjunto pré-Irati, repousando claramente em baixo da Série Passa Dois, no vale do rio Araguaia, a partir da confluência do córrego Rico, a cerca de 40 km a jusante de Alto Araguaia”. Essa expedição revelou a ocorrência de ritmitos com sílex oolítico e pisolítico, repletos de uma única espécie de bivalvío, classificada por Petri & Fúlvaro (1966) como *Guiratingia mendesi*, renomeada por Simões (1992) para *Pyramus mendesi* (Petri & Fúlvaro, 1983). Esses ritmitos, situados no topo da Formação Aquidauana da região, foram considerados por Schneider *et al* (1974) e por Petri & Fúlvaro (1983) como pertencentes à Formação Tatuí.

Devoniano de Ribeirão do Monte, Goiás

A expedição logrou fazer boa coleção de invertebrados marinhos nas camadas de folhelhos e arenitos da Formação Ponta Grossa no Ribeirão do Monte e em locais vizinhos (Almeida, 1948, p. 5-6).

Serra do Toco Preto, Goiás

Nessa serra, sedimentos da Formação Ponta Grossa possuem litologias, em grande parte, arenosas, os quais hoje são considerados parte do Membro Tibagi desta formação (Assine *et al*, 1998).

Permiano de Ribeirão Claro, Goiás

No Permiano, há fósseis em várias alturas da coluna. Em Ribeirão Claro afloram cinco horizontes ricos em bivalvíos, contendo grande número de escamas, espinhos e ossos de peixes; um deles contém supostas algas calcárias (Almeida, 1948, p. 7).

Outras localidades fossilíferas foram descobertas no divisor dos córregos da Vaca e Taboca, cerca de 19 km a NNE de Alto Araguaia, e na fazenda Córrego Rico, vizinho à sede (Almeida, 1948, p. 7).

A ocorrência na usina hidrelétrica do Rio Bonito, em Goiás, também forneceu excelente coleção de bivalvíos do Grupo Passa Dois (Almeida, 1948, p. 7).

Devoniano do Alto São Lourenço, Mato Grosso

Os principais cursos do alto São Lourenço desenvolvem-se grandemente nos sedimentos devonianos, principalmente da Formação Ponta Grossa, não raro fossilíferos (Almeida, 1946; Almeida, 1948, p. 10).

Devoniano da Chapada dos Guimarães, Mato Grosso

Os folhelhos micáceos e arenitos da Formação Ponta Grossa apresentam-se com uma espessura próxima de 90 m nas vizinhanças da vila da Chapada, sendo a metade inferior predominantemente constituída de folhelhos de cores claras que têm fósseis próximos à base (Almeida, 1948, p. 12-13).

Foram coletados durante a expedição, num aflente da margem direita do ribeirão Cachoeira, na Olaria dos Padres, cerca de 4 km a WNW da vila da Chapada, fósseis de invertebrados marinhos, devonianos (Almeida, 1948, p. 12, 13).

A metade superior, em que ocorrem bancos de apreciável espessura de arenito amarelado, possui pelo menos um ho-



Fig. 4a - Tubos de vermes no arenito devoniano de El Carmen - Bolívia (Foto de Fernando de Almeida)

- Worm tubes in Devonian El Carmen sandstone - Bolívia (Photo by Fernando de Almeida)

Fig. 4b - Anotação de Fernando de Almeida, no verso da cópia original da foto acima.

- Writing by Fernando de Almeida on back of original print of above photograph.

rizonte fossilífero, contido num desses bancos, e que foi explorada intensamente pelos membros da expedição à margem de um caminho que da vila busca o Monjolo dos Padres, cerca de 150 m antes de seu término (Almeida, 1948, p. 13). As vertentes da gruta onde nasce o córrego que passa nesse monjolo mostraram algumas ocorrências de fósseis devonianos, em matriz muito ferruginosa (Almeida, 1948, p. 13).

Devoniano de Ribeirão dos Cavalos, Mato Grosso

A expedição coletou cerca de vinte espécies de invertebrados devonianos, algumas novas para o Brasil, no Ribeirão dos Cavalos, o mesmo local onde Llewellyn Ivor Price (1905-1980) coletou, em 1941, na Expedição Aníbal Bastos, da DGM, fósseis de invertebrados (Almeida, 1948, p. 13-14).

Devoniano de Rio Verde, Mato Grosso

A Expedição da DGM ao Brasil Central comprovou a extensão do Devoniano ainda mais para o sul, reconhecendo a presença dos arenitos da Formação Furnas nas vizinhanças de Rio Verde, e coletando *Spirifer* (*Australospirifer*) cerca de 7 km desse povoado em direção SE (Almeida, 1948, p. 14).

Aquidauana em Minas Gerais

Roxo (1956: 125-226) transcreveu, em relatório da Diretoria da DGM-DNPM., observações de Almeida sobre uma viagem, realizada em novembro de 1949, pelas cidades paulistas de Descalvado, Porto Ferreira, Casa Branca, Mococa, entrando em Minas por Santo Antonio da Alegria, Itamogi, Monte Santo, São Sebastião do Paraíso, Jacuí, Cássia e voltando para o Estado de São Paulo via Franca, e depois Ribeirão Preto, Jaboticabal, Taquaritinga, Araraquara, São Carlos, Analândia, Piraçununga, São Paulo. Embora o objetivo da viagem tenha sido a procura de fósseis na Formação Botucatu, foram interessantes as observações nas cidades mineiras, onde Almeida reconheceu a Formação Aquidauana representada por arenitos vermelhos que transgridem sobre rochas pré-cambrianas, exibindo, na base, ruditos retrabalhados de diamictitos. Parte do texto de Almeida, transcrito por Roxo, é o seguinte: “São, sem dúvida, os mesmos arenitos de Aquidauana (Mato Grosso) e do Planalto de Caiapônia (Goiás), conforme eu já havia escrito no ano passado (Nota Preliminar n. 46), sendo assim os únicos sedimentos em Minas Gerais. Não chegamos a estabelecer devidamente sua posição em relação à Série Tubarão pela falta de afloramentos mas procuramos fazê-lo em 1950, com isso resolvendo um dos mais interessantes problemas de estratigrafia do Brasil centro-meridional, pois esses sedimentos ocorrem desde Iporá e Serra de Rio Claro em Goiás, até a República do Paraguai. A expedição do DGM. ao Brasil Central em 1947 já esclareceu grandemente o problema, provando que esses sedimentos são anteriores ao Irati na Serra de Caiapó, e não à Série São Bento, como se supunha”.

Fósseis Pré-Cambrianos de Corumbá, Mato Grosso do Sul

Segundo relato de Roxo (1956, p. 49): “Em princípios de Junho de 1948, Fernando de Almeida realizou uma rápida excursão a Mato Grosso, quando procurou obter fósseis nas unidades Jacadigo e Bodoquena, ao sul de Corumbá. Desta última havia o Professor Octávio Barbosa apresentado um exemplar de *Hyolithes*, procedente de Corumbá, de local incerto. Infelizmente nenhum fóssil foi encontrado nessa ocasião nessas unidades”. Esclareça-se que o *Hyolithes* foi

reestudado por Beurlen & Sommer (1957), colocando-o em *Aulophycus*. Novos achados permitiram a identificação desse gênero como *Cloudina*, com colocação restrita no topo do Neoproterozóico (Fairchild, 1978).

Observações sobre fósseis do Quaternário de Mato Grosso do Sul

Almeida (1945) descreveu tufos calcários no sudoeste de Mato Grosso do Sul, grupando-os como Formação Xaraiés. Contêm impressões de vegetais e conchas de gastrópodes, de idade quaternária. Realizou novas observações sobre essa formação na região de Corumbá, em 1957 (Almeida, 1958; Lamego, 1958b).

Fósseis permianos da Bacia do Paraná

Ainda como resultado dos trabalhos de campo em 1949, Almeida coletou e descreveu um novo gênero de *Leaiadidae* (conchostráceo), na parte superior da Formação Estrada Nova, no divisor dos rios Cabeça e Corumbataí, na rodovia Rio Claro - São Carlos, denominando-o *Acantholeia*. Um gráfico da relação comprimento/altura permite supor tratar-se de associação “in situ”. Em lugar chamado Santa Terezinha, descobriu bivalvíos e restos de peixes. Entre os bivalvíos, Josué Camargo Mendes identificou dois novos gêneros. Em Quatingá, Estado do Paraná, no Membro Taquaral (considerado então da “Formação Itapetinga” e que hoje é colocado na base do Irati), Almeida descobriu crustáceos (uma pequena espécie de *Leaiadidae*) e bivalvíos.

Grupo Tubarão da Bacia do Rio Tietê, São Paulo

Durante o primeiro semestre de 1948, Almeida concluiu, em São Paulo, os estudos estratigráficos no Grupo Tubarão na bacia do rio Tietê, que vinha realizando em colaboração com o professor Octávio Barbosa. Esses estudos permitiram a identificação de pouco mais de uma dúzia de novas localidades fossilíferas no grupo, uma das quais, a de Capivari, descoberta por Almeida, Barbosa e Petri, sendo da maior importância, pois se tratava da primeira ocorrência de fósseis marinhos nessa unidade em São Paulo. Fernando de Almeida e Octávio Barbosa “têm estudado o material fossilífero coletado” (Roxo, 1956, p. 47-48).

As principais conclusões desses estudos foram apresentadas em uma nota à Academia Brasileira de Ciências, na qual Octávio Barbosa e Fernando de Almeida propuseram uma coluna estratigráfica dos grupos Tubarão e Passa Dois, no vale do rio Tietê, com destaque para os fósseis encontrados em cada uma das unidades discriminadas (Barbosa & Almeida, 1949, p. 66).

Como resultado das pesquisas desenvolvidas em colaboração entre a DGM-DMPM e o Departamento de Geologia e Minas da Escola Politécnica da USP, foram publicadas, em 1953, as folhas de Piracicaba e Rio Claro, na escala de 1:100.000, com minuciosa discriminação das formações carbonífero-permianas, separando as zonas com possibilidades de carvão das triássicas e cretáceas. Essas folhas incluem a parte média da bacia do rio Corumbataí, onde existe abundante ocorrência de fósseis facilmente acessível. O material fossilífero coletado como decorrência dessa atividade foi entregue a especialistas e divulgado em publicações isoladas por Octávio Barbosa, Josué Camargo Mendes, Sérgio Mezzalira e pelo próprio Fernando de Almeida (Almeida & Barbosa, 1953, p. 7, 13, 53; Lamego, 1954, p. 10, 46-47).

Em 1950, nos estados de São Paulo, Paraná e Santa



Fig. 5 - Fósseis de lamelibrânquios em arenito de idade carbonífera, Taió, SC. Foto de Fernando de Almeida

- Lamellibranchia fossils in Carboniferous sandstone, Taió, SC. Photo by Fernando de Almeida

Catarina, foram realizados reconhecimentos geológicos e coleta de fósseis vegetais nas formações permianas, pelo geólogo Fernando de Almeida em colaboração com o Professor Octávio Barbosa (Roxo, 1956, p. 155.)

A Coluna White

Relata Roxo (1956, p. 44, 45): “No Estado de Santa Catarina, no mesmo ano, foram feitos, junto com os professores Octávio Barbosa e Viktor Leinz, vários reconhecimentos geológicos com coleta de fósseis, principalmente vegetais, em Criciúma. A seção clássica de White, na Serra Geral, foi toda percorrida a pé, o que permitiu identificar, nessa seção, uma localidade fossilífera no topo do Rio do Rasto. Nesse mesmo estado, ainda, percorreu o trecho Lontras - Rio Azul - Taió, tendo identificado um espesso pacote de arenitos marinhos, repousando sobre uma camada de sedimentos glaciais com tão-somente algumas dezenas de metros de espessura, tendo localizado nesse trecho três novas localidades fossilíferas”.

Na mesma viagem, explorou, juntamente com Barbosa e Leinz, uma localidade fossilífera, provavelmente já conhecida por Eusébio de Oliveira, contendo moluscos, plantas e peixes, não longe de Malet, no Paraná. (Roxo, 1956, p. 50).

Crustáceos do Botucatu (hoje colocados na Formação Pirambóia)

Em 1949, Fernando de Almeida, com a colaboração de Octávio Barbosa, deu continuidade aos reconhecimentos geológicos detalhados das formações da bacia do Paraná no Estado de São Paulo (Roxo, 1956, p. 116-117). Notável foi, sem dúvida, o achado de uma fáunula de crustáceos bivalves, em uma lâmina de argilito de um centímetro de espessura no máximo, intercalada em camadas do arenito (Fácies Santana), membro do Arenito Botucatu (hoje Pirambóia), em cortes de rodovia recentemente aberta, entre Rio Claro e São Carlos, tendo sido possível propor sete espécies diferentes, três de conchostráceos e quatro de ostracodes, distribuídas por cinco gêneros, entre os quais um gênero novo. A descoberta desses fósseis foi feita em abril de 1949 por Fernando de Almeida, Octávio Barbosa e Setembrino Petri. Posteriormente, novas coleções foram feitas com a colaboração de Josué Camargo Mendes, da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, de José Carlos Rodrigues e de Octávio Barbosa (Almeida, 1950, p. 8; Almeida, 1954a, p. 4).

Almeida (1950, p. 8) descreve três espécies novas de Conchostráceos, referidas aos gêneros *Bairdestheria*, *Euestheria* e *Palaeolimnadia*, bem como são propostos dois gêneros novos de Ostracoda: *Pachecoia* e *Candonopsis*, o primeiro com duas espécies e o outro com uma. Ao gênero *Candona* é duvidosamente atribuída a outra espécie. Os conchostráceos são: *Bairdestheria barbosai* Almeida, 1950, *Palaeolimnadia petrii* Almeida, 1950 e *Euestheria mendesii* Almeida, 1950. O nome específico do primeiro foi dado em homenagem a Octávio Barbosa, o do segundo a Setembrino Petri e o do terceiro a Josué Camargo Mendes. Os ostracodes são: *Pachecoia acuminata* Almeida, 1950, *Pachecoia rodriguesi* Almeida, 1950, *Candonopsis pyriformis* Almeida, 1950. O nome genérico das duas primeiras espécies é uma justa homenagem a Joviano do Amaral Pacheco e o nome específico da segunda espécie homenageia a José Carlos Rodrigues. Todo esse material encontra-se depositado na coleção paleontológica do Museu de Ciências da Terra - DNPM, catalogados sob os números DGM 4.080-I a 4.089-I, DGM 4.091-I a 4.094-I. Em material procedente de uma outra ocorrência correlacionada à fácies Santana (mas que necessita de novos estudos para encontrar sua verdadeira posição estratigráfica), encontrado por Octávio Barbosa entre os mais elevados derrames da serra da Rifaina, em São Paulo, Fernando de Almeida identificou o gênero *Estheriella*, um outro conchostráceo (Lamego, 1954, p. 48; Almeida, 1954a, p. 4).

Sedimentos atribuídos ao Grupo Bauru em São Carlos, São Paulo

De acordo com Lamego (1955, p. 65), Almeida, em agosto e setembro de 1954, coletou fósseis na região de São Carlos, duvidosamente considerados como pertencentes ao Grupo Bauru. Trata-se de uma área isolada de sedimentação. Esses depósitos foram colocados no Santoniano por Lima *et al* (1986), com base em palinomorfos. Nesses sedimentos também foram encontrados ostracodes.

Taubaté - Tremembé, São Paulo

Em setembro de 1957, Fernando de Almeida visitou a região de Taubaté-Tremembé, no vale do Paraíba, em São Paulo, o que lhe ofereceu a oportunidade para realizar algumas observações nas camadas fossilíferas de folhelhos pirobetuminosos. Propôs designar essa formação como Tremembé (nome hoje consagrado), a qual contém grande quantidade de fósseis. A idade Oligocênica, que é aceita desde Paula Couto & Mezzalira (1971),

foi posta em dúvida por Rubens da Silva Santos, que a considerava mais nova com base na revisão que ele fez dos peixes caracídeos. Almeida ponderou, no entanto, que o grau de evolução desses sedimentos e a linhitificação dos restos vegetais pareciam não condizer com idade tão moderna (Lamego, 1958a, p. 90).

Cícero Dantas, Bahia

Segundo Roxo 1956 (p.128): *“Em outubro de 1949, Fernando de Almeida participou do III Congresso Brasileiro de Geologia, tendo tido ocasião de realizar estudos na Série Estância e efetuar uma seção entre Aracaju e Jeremoabo. Nessa ocasião, ao regressar a Salvador, em companhia de Octávio Barbosa e Luciano Jacques de Moraes, teve a ocasião de coletar importantes fósseis vegetais nas vizinhanças de Cícero Dantas, na Bahia, que, estudadas por Octávio Barbosa, mostraram interessantes relações com a flora cretácea superior do Peru”*.

Pernambuco

Em 1950, durante os meses de julho e agosto, Almeida realizou estudos estratigráficos e coleta de fósseis na região de Maria Farinha e Itamaracá, em Pernambuco, com o objetivo de esclarecer a idade das camadas fossilíferas ali existentes, até então controversas. Além de levantamentos geológicos precisos fez grande coleta de fósseis, que foram depositados nas coleções do DNPM. Esses estudos permitiram, a partir do conteúdo fóssil das diferentes camadas, diferenciar duas formações, uma cretácea e outra terciária. (Roxo, 1956, p. 46-47, 51).

Aripuanã, Amazonas

No final de 1957, Fernando de Almeida realizou uma viagem ao rio Aripuanã, Estado do Amazonas, e a alguns de seus afluentes, num breve reconhecimento através de área geologicamente desconhecida, visando ampliar o conhecimento da geologia regional para utilização na carta geológica do Brasil (Lamego, 1958a, p. 19, 91; 1958b, p. 49). Dentro de sua sistemática de trabalho, procurou exaustivamente por fósseis nas camadas dos arenitos Prainha e do Grupo Beneficente, encontrando nessa última unidade estruturas com o aspecto de um tecido vegetal, aparentemente pertencente a uma talófito primitiva, apresentando células filamentosas (Almeida & Nogueira Filho, 1959, p. 27, est. 11). Voltou depois sua atenção para os sedimentos cenozóicos e descobriu, nas proximidades de foz do Igarapé Jatuarana, numa barranca elevada, uma camada de turfa, com até uns 50 cm de espessura, que constitui valioso repositório de plantas fósseis, além de uma camada de argilite cinzenta, cinco metros acima, a qual é extremamente rica em restos de angiospermas, onde fez uma farta coleta de material, que inclui folhas, galhos e mesmo troncos achatados com um palmo de largura (Lamego, 1958a, p. 92-93; Almeida & Nogueira Filho, 1959, p. 40, est. 17).

A partir dos trabalhos executados pelo Projeto Radambrasil, depósitos desse tipo passaram a ser considerados como do Pleistoceno terminal ou mesmo do Recente. Nessa expedição ao Aripuanã, seu colaborador foi José do Vale Nogueira Filho, aluno do curso de Minas e Metalurgia da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, que continuou, em 1958, as pesquisas de Almeida, subindo o rio até quase as nascentes, situadas em região desconhecida do noroeste de Mato Grosso (Lamego, 1958b, p. 101; Almeida & Nogueira Filho, 1959, p. 10).

Almeida e a Escola Politécnica

Fernando de Almeida trabalhou em tempo parcial na DGM-DNPM e na Escola Politécnica da USP até 1969. A partir de 1969 dedicou-se, em tempo integral, à Escola Politécnica, quando, então, devotou-se completamente ao estudo do Pré-Cambriano brasileiro, sendo um dos mais ativos pesquisadores nos esforços de desvencilhar as complexas relações tectônicas e estratigráficas das unidades pré-cambrianas.

Conclusões

Roxo (1956, p. 122-123): *“Fernando de Almeida ressaltou a colaboração eficiente que o Professor Octávio Barbosa prestou aos trabalhos da Divisão de Geologia e Mineralogia, em São Paulo, não só no tocante às excursões, pois tem quase sempre o acompanhado, como principalmente nos estudos a que vem se dedicando de paleobotânica. Tem o professor Barbosa, em preparação, uma monografia sobre as plantas fósseis, que ambos coletaram em suas excursões pelo sul do país, e que esperava vê-la publicada pela Divisão de Geologia e Mineralogia. Mencionou, também, a freqüente colaboração dos professores Josué Camargo Mendes, Victor Leinz, José Carlos Rodrigues e Setembrino Petri, ora auxiliando nas excursões, ora estudando o material fossilífero coletado e completou, chamando à atenção do Dr. Matias Roxo, diretor da DGM, as pesquisas sobre os terrenos gondwânicos no estado, que estão tomando tal desenvolvimento a ponto de merecerem outros geólogos e paleontólogos da Divisão, para colaborar comigo e os companheiros”*.

Voltemos à palestra inaugural de Almeida, que, com sua experiência de pesquisador, lembra: *“Os estudos paleontológicos, não raro, assumem papel de decisiva importância na busca de bens minerais úteis contidos nas bacias sedimentares, de que temos vários exemplos no Brasil. [...] De resto, a compreensão dessa importância sempre foi manifestada pelas sucessivas administrações do antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil e seu sucessor, o Departamento Nacional da Produção Mineral, mantendo ativas as pesquisas de Paleontologia, desde a criação daquele órgão em 1907, por Orville A. Derby, seu fundador e primeiro diretor, ele próprio um eminente paleontólogo.”* (Almeida, 1971, p. 10).

Afirmações necessárias na época, porque, convém não esquecer, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) acabava de ser criada e tinha dispensado as atividades de pesquisa geológica básica, alegando que precisariam somente da bioestratigrafia.

E, finalmente, *“A compreensão da geologia fanerozoica do país, a previsão e prospecção das riquezas minerais nelas contidas e a própria pesquisa paleontológica, não podem estar alheias ao enquadramento das bacias sedimentares no cenário da diferenciação tectônica da plataforma e das estruturas de seu embasamento”* (Almeida, 1971, p. 18).

Pelo exposto, conclui-se que a contribuição de Almeida à Paleontologia foi, sem dúvida, muito maior do que “alguns pequenos pecados”.

Agradecimentos

Agradecemos a Bianca, Mônica Lorena de Oliveira Ramos e Diego, Maria Alice, Maira, Fernando, Vinícius e Hélio, que auxiliaram na pesquisa de publicações com referência à contribuição de Almeida à Paleontologia.



O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Márcio Martins Pimentel

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF
marcio@unb.br

Hardy Jost

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF
hjost@opengate.com.br

Reinhardt Adolfo Fuck

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF
rfuck@unb.br*Resumo:*

A Faixa Brasília é parte de um orógeno neoproterozóico desenvolvido entre os crátons do São Francisco, Amazônico e um terceiro continente, hoje coberto por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Os primeiros modelos sobre a evolução e compartimentação tectônica dessa faixa orogenética constam dos trabalhos pioneiros do Professor Almeida e colaboradores entre as décadas de 1960 e 1980. Esses modelos representaram marcos importantes no entendimento da evolução regional da Faixa Brasília e mostraram que ela é formada por unidades de rochas supracrustais depositadas e deformadas sobre a borda oeste do Cráton do São Francisco, com metamorfismo e deformação progressivamente mais intensos para o oeste. Na porção oeste da faixa está exposto o que foi na época chamado de Maciço Mediano de Goiás, o qual compreende rochas antigas do embasamento sílico da faixa. Ao longo das décadas que se seguiram aos estudos do Professor Almeida, novos dados de campo, petrológicos e geocronológicos, permitiram uma melhor compreensão do significado tectônico do Maciço Mediano de Goiás. Nesse trabalho é apresentada uma revisão desses dados, os quais mostram que essa entidade tectônica compreende terrenos de idade e natureza diversas e que incluem: (i) terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Goiás, (ii) terrenos granito-gnáissicos e seqüências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas da região de Almas-Natividade-Cavalcante, (iii) grandes complexos máfico-ultramáficos compostos de intrusões acamadadas mesoproterozóica e neoproterozóica e seqüências vulcano-sedimentares associadas (complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e seqüências de Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro e Palmeirópolis), (iv) o Complexo Granulítico de Anápolis-Itaçu e (v) uma extensa área de terrenos ortognáissicos e vulcano-sedimentares neoproterozóicos juvenis (Arco Magmático de Goiás).

Palavras-chave: Faixa Brasília, Neoproterozóico, Arco Magmático de Goiás, Complexo Anápolis-Itaçu, Complexos Máfico-Ultramáficos.

Abstract:

The Brasília Belt is part of an important neoproterozoic orogenic system developed between the São Francisco and the Amazonian cratons, and a third cratonic block covered by sedimentary rocks of the Paraná Basin. The first models on the tectonic evolution and compartmentation of the belt are those put forward by Professor Almeida and co-workers, which represented important milestones for the understanding of the geological evolution of the Brasília Belt and have shown that it is formed by several supracrustal rock units, which were deposited and deformed against the western margin of the São Francisco continent, with metamorphism and deformation

being progressively more intense towards the west. In the western portion of the belt is the so-called Goiás Median Massif, which was interpreted as the exposure of ancient granite-gneiss-granulite terranes of the sialic basement. During the decades which followed the pioneer studies of Professor Almeida, new field, petrologic and geochronologic data allowed a more comprehensive understanding of the tectonic significance of the Goiás Median Massif. In this chapter, a review of these data is presented, showing that it comprises terranes of diverse age and nature including: (i) a small block of Archaean granite-greenstone terranes of the Crixás-Goiás region, (ii) paleoproterozoic granite-gneiss terranes and associated volcano-sedimentary sequences in the Almas-Natividade-Cavalcante region, (iii) large mafic-ultramafic layered complexes made of meso- and neoproterozoic intrusions, associated with volcano-sedimentary sequences (Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava complexes and Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro and Palmeirópolis sequences), (iv) the Anápolis-Itaçu high-grade complex and (v) a large area of neoproterozoic juvenile orthogneiss and volcano-sedimentary terranes forming the Goiás Magmatic Arc.

Keywords: Brasília Belt, Neoproterozoic, Goiás Magmatic Arc, Anápolis-Itaçu Complex, Mafic-Ultramafic Complexes.

Resumen:

La Faja Brasilia es parte de un importante sistema orogénico desarrollado entre los cratones de São Francisco y Amazónico y un tercer bloque cratónico cubierto por rocas sedimentarias paleozoicas a mesozoicas de la Cuenca del Paraná. Los primeros modelos expuestos para explicar la evolución geológica y la disposición de la faja fueron aquellos de Almeida (1968) y Almeida et al. (1976; 1977; 1981). Estos modelos fueron importantes en la comprensión de la evolución geológica de la Faja Brasilia y contribuyeron a demostrar que la misma está conformada por varias unidades rocosas supracorticales depositadas y deformadas contra el margen oeste del continente de São Francisco, con metamorfismo y deformación progresivamente más intensas hacia el oeste. El Macizo Medio de Goiás se encuentra en la porción oeste de la Faja y fue interpretado como parte de un terrane granítico-gneisico-granulítico de basamento antiguo siálico. Durante las décadas siguientes a los pioneros estudios de Almeida y colaboradores, nuevos trabajos de campo, petrológicos y geocronológicos, surgieron para contribuir a los modelos previamente propuestos con una mejor comprensión del significado tectónico de los terranes que comprenden el Macizo Médio de Goiás. En el presente capítulo, se presenta una revisión de estos datos demostrando que esta particular unidad geotectónica está constituida por terranes de diversas edades y naturalezas. Estos incluyen: (i) un bloque pequeño de la región de Crixás-Goiás, conformado por un terrane de granito-greenstone, de edad Arqueana, (ii) terranes paleoproterozoicos de granito-gneis asociados a secuencias volcano-sedimentarias comprendiendo el basamento siálico de la parte norte de la Faja Brasilia en la región de Almas-Natividade-Cavalcante, (iii) complejos máficos-ultramáficos estratificados compuestos por intrusiones meso a neoproterozoicas asociados con secuencias volcano-sedimentarias (complejos de Barro Alto, Niquelândia y Cana Brava y secuencias de Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro y Palmeirópolis), (iv) el complejo de alto grado de Anápolis-Itaçu (v) una gran área de terranes de ortogneises jóvenes y volcano-sedimentarios neoproterozoicos que forman el Arco Magmático de Goiás.

Palabras llave: Faja Brasília, Neoproterozóico, Arco Magmatico de Goiás, Complejo Anápolis Itaçu, Complejos Mafico-Ultramaficos.

Introdução

A Faixa Brasília ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977; 1981) e se estende por aproximadamente 1100 km na direção NS (Fig. 1). Os estudos pioneiros das décadas de 1960 e 1970, com destaque para as primeiras propostas de compartimentação geotectônica de Almeida (1967; 1968) e Almeida *et al.* (1976; 1977; 1981), e também para o primeiro estudo geocronológico de grande abrangência na Província Tocantins (Hasui & Almeida, 1970) destacaram os seguintes aspectos: (i) a Faixa Brasília é formada por diversas unidades de rochas metassedimentares depositadas e deformadas na borda oeste do Cráton do São Francisco, (ii) o metamorfismo e a deformação são progressivamente mais intensos em direção a oeste, (iii) idades K-Ar evidenciam a importância do evento termal Brasileiro, mas também apontavam a presença de terrenos mais antigos e ciclos orogênicos pré-Brasilianos, e (iv) extensos terrenos gnáissicos e granulíticos, expostos especialmente nas suas porções centro, oeste e norte constituiriam o embasamento antigo das seqüências supracrustais da faixa, tendo sido incluídos no chamado Maciço Mediano de Goiás (Almeida *et al.*, 1976; Marini *et al.*, 1984).

Nas décadas que se seguiram aos estudos pioneiros do Professor Almeida e colaboradores, os modelos geotectônicos originais que visavam explicar a evolução tectônica da Faixa Brasília foram refinados com a introdução de novos dados geocronológicos e dos conceitos da tectônica de placas. Em especial, os novos dados vêm demonstrando que o chamado Maciço Mediano de Goiás inclui uma grande diversidade de terrenos de idades que variam do Arqueano ao Neoproterozóico. No presente capítulo serão apresentados os avanços alcançados no conhecimento geológico de distintas unidades geotectônicas do centro-oeste brasileiro, as quais foram, nos modelos pioneiros, interpretadas como constituintes do embasamento siálico da Faixa Brasília. Hoje essas unidades constituem o chamado Bloco Arqueano de Crixás-Goiás, os terrenos gnáissicos da região de Almas-Dianópolis, os três grandes corpos máfico-ultramáficos estratiformes (Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava), o Complexo Granulítico de Anápolis-Itaçu e o Arco Magmático de Goiás de idade neoproterozóica (numerados de 1 a 5 na Fig. 1). Não é objetivo deste trabalho apresentar a completa revisão bibliográfica a respeito da geologia desses terrenos, mas somente realçar os progressos alcançados no seu conhecimento geológico. Uma revisão bibliográfica mais extensa pode ser encontrada em Pimentel *et al.* (2000).

O bloco arqueano de Crixás-Goiás

Localizado na porção central da Província Tocantins, o bloco arqueano é constituído por aproximadamente 80% de complexos granito-gnáissicos e 20% de supracrustais do tipo *greenstone belt*. Sua inclusão na Província Tocantins deve-se a Almeida *et al.* (1977), quando os complexos foram interpretados como embasamento dos *greenstone belts*. As características geológicas desses terrenos foram investigadas por diversos trabalhos de mapeamento de detalhe (e.g. Kuyumjian, 1981; Teixeira, 1981; Danni *et al.*, 1981; Danni *et al.*, 1986; Jost *et al.*, 1995; Lacerda & Lima Júnior, 1996; Jost *et al.*, 2001) e sínteses sobre o estado-da-arte do conhecimento foram produzidas por Marini *et al.* (1984), Danni (1988) e Pimentel *et al.* (2000).

Greenstone Belts

Seqüências do tipo *greenstone belt* ocorrem em cinco

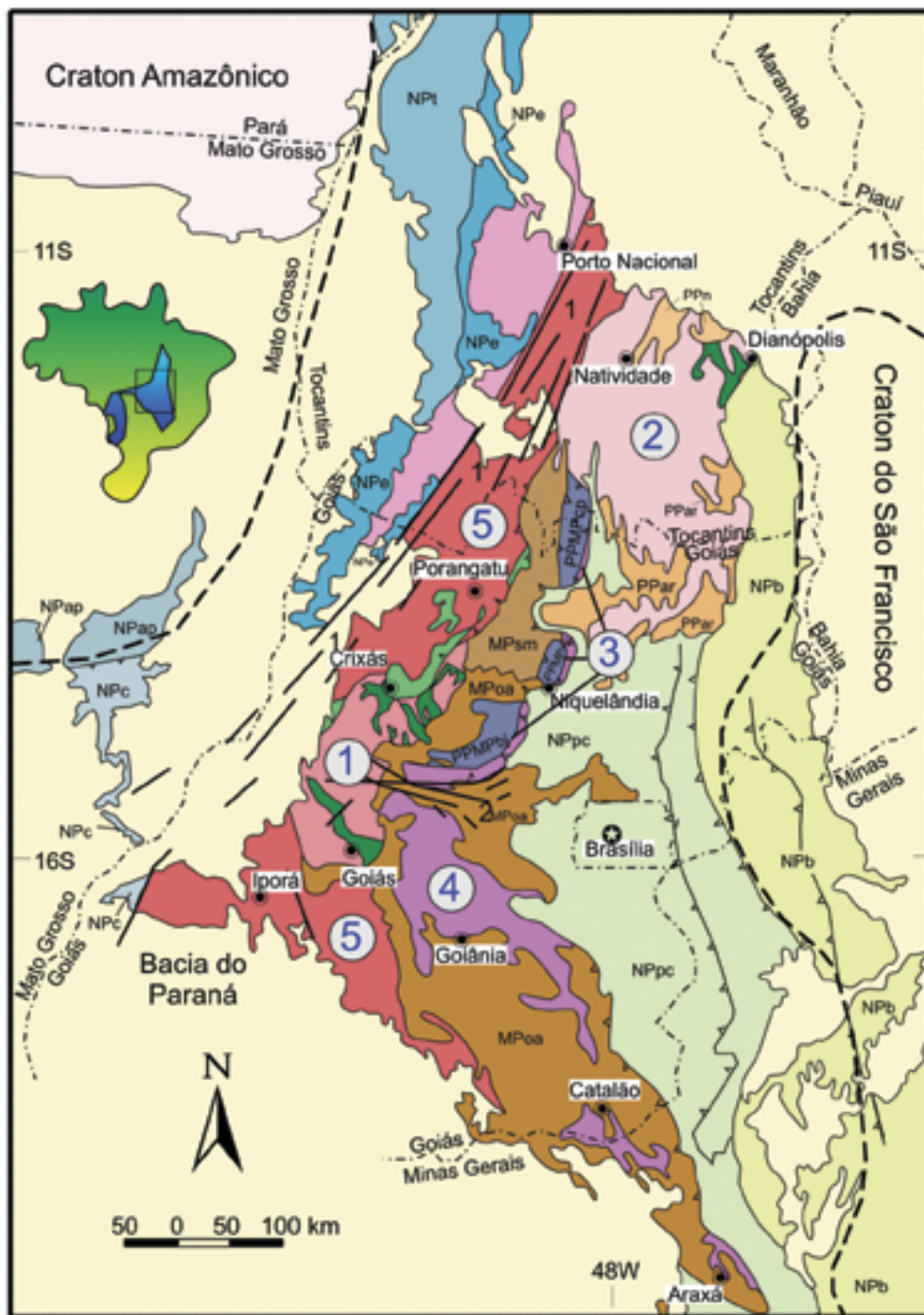


Fig. 1- Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. 1 - Bloco arqueano de Crixás-Goiás, 2 - Terrenos Paleoproterozóicos de Almas-Natividade, 3 - Complexos máfico-ultramáficos, 4 - Complexo Anápolis-Itauçu, 5 - Arco Magmático de Goiás

- Simplified geological map of the central-eastern part of the Tocantins Province. 1 - Archaean Crixás-Goiás Block, 2 - Paleoproterozoic terranes of Almas-Natividade, 3 - Mafic-ultramafic complexes, 4 - Anápolis-Itauçu Complex, 5 - Goiás Magmatic Arc

Simbologia

- 1 - Lineamento Transbrasiliano
- 2 - Sintaxe dos Pireneus
- Thrust Faults
- Contatos
- Limites da Província Tocantins
- Limites entre estados

Cobertura Fanerozoica

Faixas Paraguai and Araguaia

- | | | | |
|--|---------------------|---|-----------------|
| NPap | Grupo Alto Paraguai | NPi | Grupo Tocantins |
| Npc | Grupo Cuiabá | NPe | Grupo Estrondo |
| Granulito/ortognaisse (Embasamento?) | | | |

Maciço de Goiás

- Mpsm Cobertura dobrada / Grupo Serra da Mesa
- Compl. Máfico-ultramáficos / Seq. Vulc-Sed.
- PPMPbj - Barro Alto / Juscelândia
- PPMPnc - Niquelândia / Coitezeiro/Indaianópolis
- PPMPco - Cana Brava / Palmeirópolis
- Greenstone belts/Ortognaisses

Arco Magmático de Goiás

- Seqüências Vulcano-sedimentares
- Ortognaisse

Faixa Brasília

- Zona Externa*
- Npb Grupo Bambuí Group (inclui cobertura do Craton do São Francisco)
 - NPpc Grupos Paranoá e Canastra
 - PPAr Grupo Araí
 - PPn Grupo Natividade
 - Greenstone belts / Ortognaisse
- Zona Interna*
- MPoa Melange Ofiolítica / Grupo Araxá
 - Granulito + ortognaisse + paragnaisse (Complexo Anápolis-Itauçu)

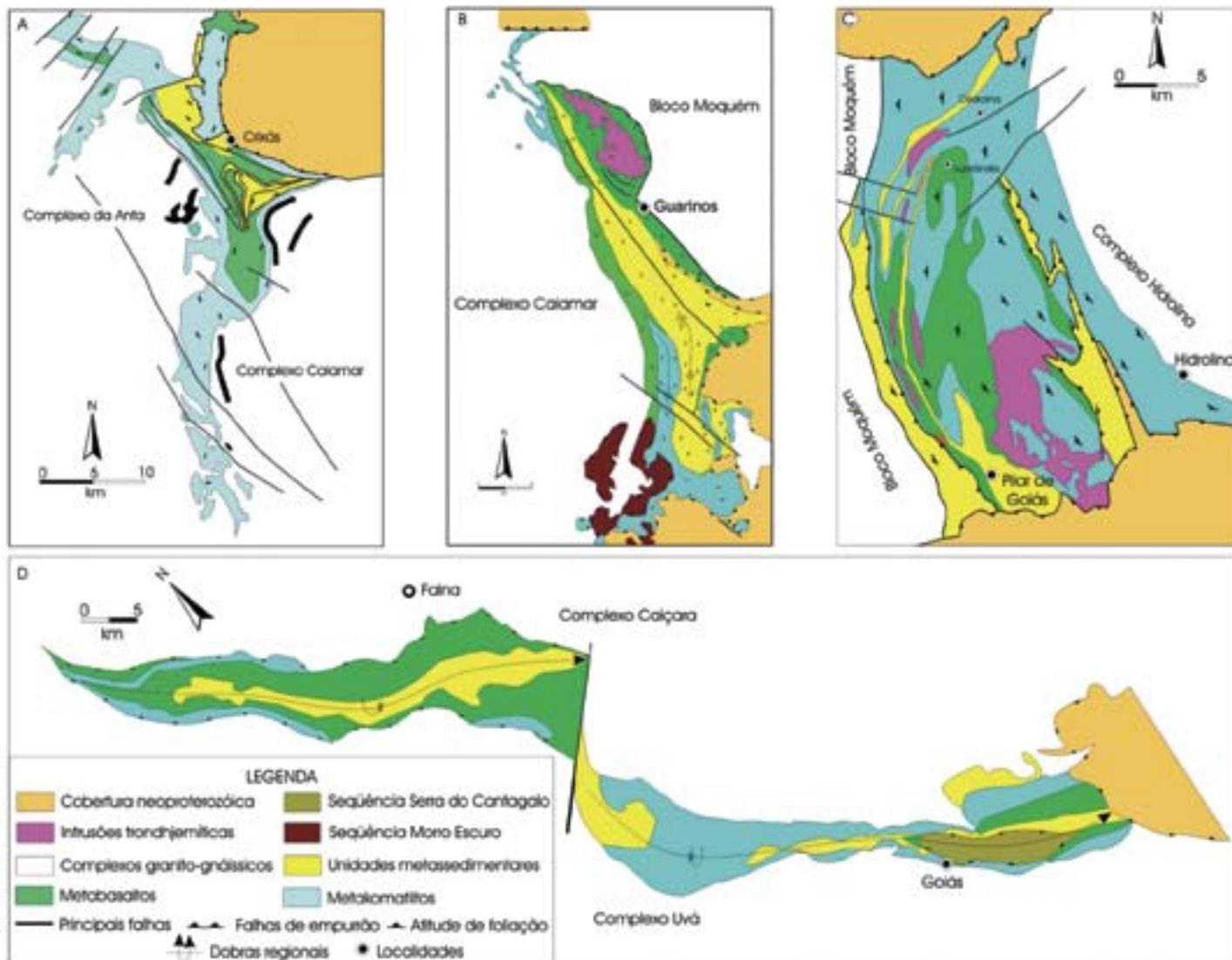


Fig. 2 - Distribuição das principais unidades metavulcânicas e metassedimentares dos *greenstone belts* de Goiás. *Greenstone belts*: A - Crixás, B - Guarinos, C - Pilar de Goiás, D - Serra de Santa Rita (a SE) e Faina (a NW)

- Distribution of the main metavolcanic and metasedimentary units of the *greenstone belts* in Goiás. *Greenstone belts*: A-Crixás, B-Guarinos, C-Pilar de Goiás, D-Serra de Santa Rita (SE) and Faina (NW)

faixas de comprimento variável entre 40 e 100 km e largura média de 6 km, três das quais situam-se no extremo norte (Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás) e duas no sul (Serra de Santa Rita e Faina). A sua geometria (Fig. 2) é linear, curva ou irregular, determinada pela natureza dos contatos com os terrenos granito-gnássicos adjacentes.

Elas foram inicialmente estudadas por Danni & Ribeiro (1978) e Sabóia (1979), quando o termo Grupo Pilar de Goiás foi criado para reunir as rochas supracrustais de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás. O Grupo foi subdividido nas formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, para reunir, respectivamente, metakomatiitos, metabasaltos e rochas metassedimentares das três faixas. A variedade litológica desse modelo foi posteriormente complementada por Danni *et al.* (1982; 1986), Castro & Magalhães (1984), Yamaoka & Araújo (1988) e Theodoro (1995).

No sul, as rochas da Serra de Santa Rita foram agrupadas por Danni *et al.* (1981) na Seqüência Santa Rita. Subdivisões estratigráficas informais foram empregadas, na Serra de Santa Rita, por Tomazzoli (1985), Tomazzoli & Nilson (1986) e Resende & Jost (1997) em Faina.

Novas propostas estratigráficas formais para Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás constam de Jost & Oliveira (1991), e para Serra de Santa Rita e Faina de Resende *et al.*

(1998), as quais estão sintetizadas na Fig. 3.

Seqüências Metavulcânicas

As seqüências estratigráficas inferiores dos *greenstone belts* consistem de metakomatiitos basais e metabasaltos de topo (Fig. 3). Em geral, os metakomatiitos e metabasaltos estão organizados em unidades de fluxo com dezenas a centenas de metros de espessura (Fig. 4a) e os derrames podem conter estruturas e texturas primárias tais como texturas spinifex (Fig. 4b) e cumulática reliquias e estruturas em almofada, disjunções poliedrais (Fig. 4c) e brechas de fluxo de canais de escoamento, em komatiitos bem como almofadas (Fig. 4d), variólas, vesículas e orbículas em metabasaltos.

Os metakomatiitos caracterizam as Formações Córrego Alagadinho, Serra do Cotovelo e Córrego Fundo, respectivamente em Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, e Grupo Manoel Leocádio, na Serra de Santa Rita e Faina. A espessura preservada dessas unidades é estimada entre 500 m e 900 m e seus protólitos foram derrames peridotíticos e piroxeníticos, em sua maioria transformados em xistos com proporções variadas de talco, clorita, serpentina, carbonato e actinolita.

O vulcanismo komatiítico declinou bruscamente e cedeu lugar às unidades de basalto, as quais compreendem as Formações Rio Vermelho, Serra Azul e Cedrolina, respectiva-

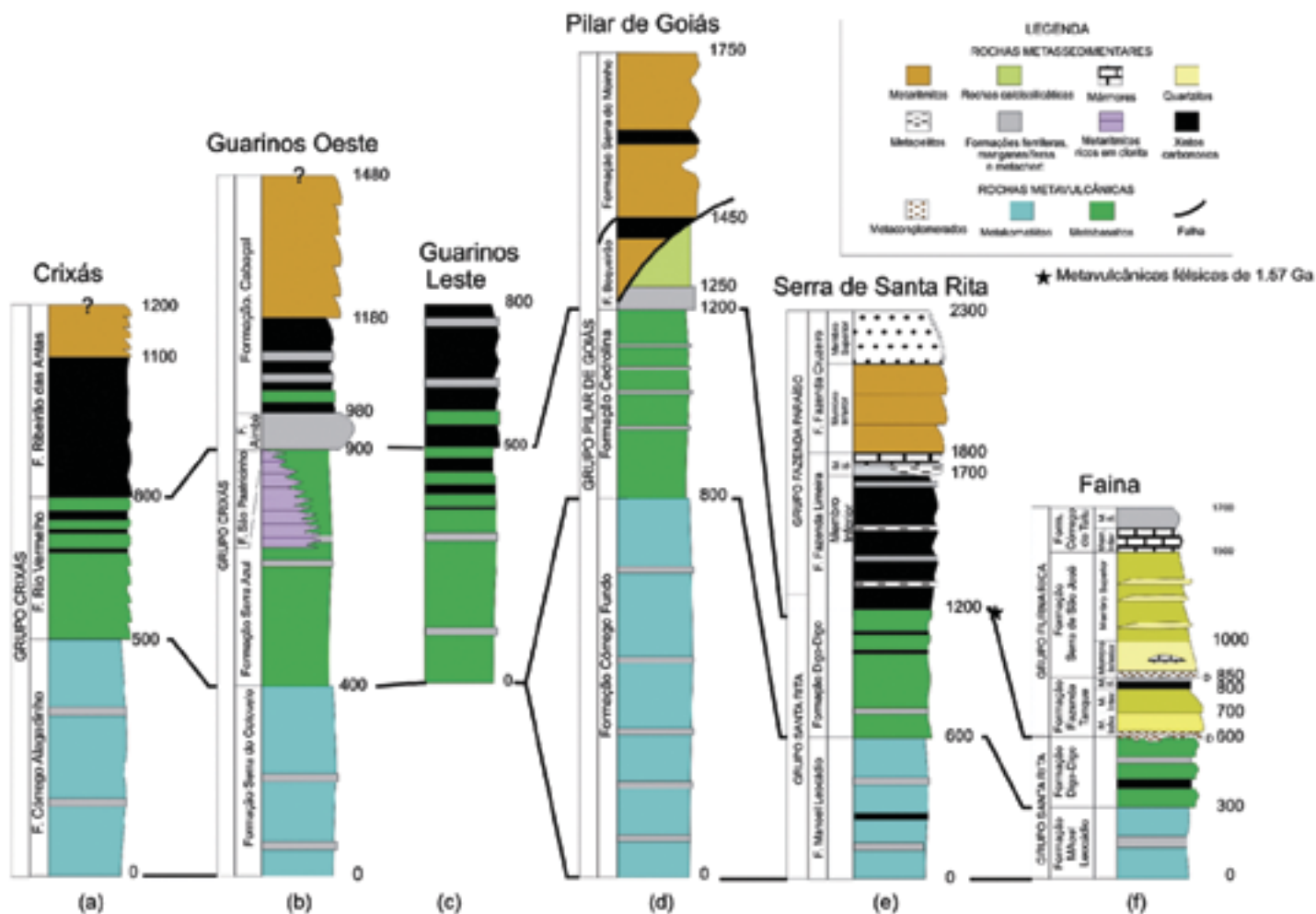


Fig. 3 - Colunas estratigráficas dos *greenstone belts* de Goiás. (a) Crixás, (b) Pilar de Goiás, (c) Guarinos, (d) Serra de Santa Rita, (e) Faina

- Stratigraphic sections of the *greenstone belts* of Goiás. (a) Crixás, (b) Pilar de Goiás, (c) Guarinos, (d) Serra de Santa Rita, (e) Faina

mente em Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, e Formação Digo-Digo na Serra de Santa Rita e Faina. Rochas metassedimentares que separam unidades de komatiitos e basaltos compreendem *metachert*, filito carbonoso e formações ferríferas ou manganíferas.

Dados geocronológicos de rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas no *greenstone belt* de Crixás incluem as idades isocrônicas Sm-Nd de 2825 ± 98 Ma e Pb-Pb de 2728 ± 140 (Arndt *et al.*, 1989), e a isócrona Sm-Nd com idade de $3,00 \pm 0,07$ Ga de Fortes *et al.* (2003).

Seqüências Metassedimentares

Jost & Oliveira (1991) apontam diferenças litológicas significativas entre as respectivas seções sedimentares (ver Fig. 3), o que induziu os autores a considerar cada *greenstone belt* como uma entidade estratigráfica independente. Posteriormente, Jost *et al.* (1996) levantam a primeira suspeita de que as rochas metassedimentares de Crixás e Guarinos poderiam não ser arqueanas, e Fortes *et al.* (2003) mostram que essas rochas têm idade-modelo entre 2,33 Ga e 2,49 Ga e, portanto, de área-fonte paleoproterozóica.

Dados estruturais, estratigráficos e geocronológicos das seções sedimentares da Serra de Santa Rita e Faina de Resende *et al.* (1999) indicam que a estrutura de ambas é sinclinal (Fig. 5), com as rochas metassedimentares dispostas

na zona axial da estrutura, marginadas por metabasaltos e metakomatiitos. Em Faina, a sedimentação ocorreu em dois ciclos plataformais e, na Serra de Santa Rita, em três, de mar mais profundo, predominantemente siliciclásticos. Rochas do primeiro e segundo ciclo têm T_{DM} entre 3,07 e 2,60, enquanto que as do terceiro ciclo da Serra de Santa Rita têm idade-modelo em torno de 2,0 Ga, sugerindo área fonte paleoproterozóica e demonstrando que a porção de topo da seqüência não é arqueana.

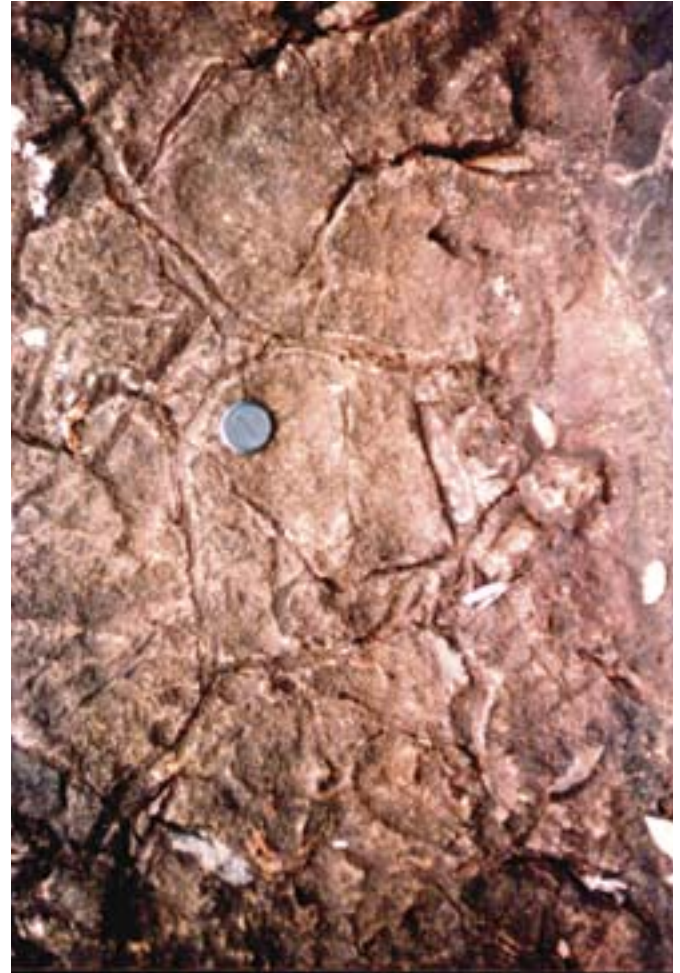
Os parágrafos que seguem apresentam algumas das feições mais relevantes da estratigrafia das seqüências metassedimentares. Detalhes podem ser encontrados em Jost & Oliveira (1991) e Resende *et al.* (1998) ou na revisão de Pimentel *et al.* (2000). Em Crixás, as rochas metassedimentares compõem a Formação Ribeirão das Antas, com cerca de 400 m de espessura e conteúdo descrito e interpretado de várias formas (Castro & Magalhães 1984; Yamaoka & Araújo, 1988; Magalhães, 1991; Fortes, 1991; 1996; Fortes & Nilson, 1991; Theodoro, 1995; Jost *et al.*, 1996). A unidade basal consiste de filitos carbonosos com intercalações de metagrauvas distais (Fig. 3a), seguidos de metagrauvas proximais. A seção inclui os depósitos de ouro mais importantes de Goiás (Mina III e Mina Nova).

As rochas metassedimentares de Guarinos compreendem as formações São Patricinho, Aimbé e Cabaçal. A

Fig. 4 - (a) Vista panorâmica do flanco oeste da porção sul do *greenstone belt* de Guarinos onde se observa sucessivas camadas de derrames de basalto. (b) Textura spinifex (c) disjunção poliedral de derrame komatiítico da Formação Córrego Alagadinho na seção-tipo, *greenstone belt* de Crixás (UTM: 0609464 W, 8373015 N) e (d) lava em almofada de derrame de basalto da Formação Rio Vermelho, *greenstone belt* de Crixás (UTM: 0609945 W, 8389660 N)



- (a) Panoramic view of the western limb in the southern portions of the Guarinos greenstone belt exposing several beds of basaltic flows. Relict textures and structures of lava flows: (b) spinifex texture and (c) polyhedral jointings of komatiitic flows from the type-section of the Córrego Alagadinho Formation, Crixás greenstone belt (UTM: 0609464 W, 8373015 N), and (d) pillowed basalt of the Rio Vermelho Formation, Crixás greenstone belt (UTM: 0609945 W, 8389660 N)



C

d

Formação São Patricinho consiste de metaturbiditos, a Formação Aimbé de formações ferríferas (Resende, 1994; Resende & Jost, 1994; 1995) e a Formação Cabaçal (Jost *et al.*, 1995) contém um membro inferior (~200 m) de xistos carbonosos com intercalações de *metachert*, formações ferríferas e manganíferas, e um superior (~300 m) de metarritmitos semelhantes aos do topo da seção de Crixás.

Na Serra de Santa Rita, as rochas metassedimentares ocorrem no núcleo do sinclínio (Fig. 2d e 5; Resende *et al.*, 1998) e contém o registro de três ciclos sedimentares representados pelas formações Limeira e Fazenda Cruzeiro (Fig. 3e), e a Seqüência Serra do Cantagalo. Em Faina, as rochas metassedimentares estão reunidas no Grupo Furna Rica (Fig. 2e), o qual contém (Resende *et al.*, 1998) dois ciclos plataformais. Ambos ciclos iniciam com metaconglomerados que dão lugar a quartzitos, e estes a espessos pacotes de metapelitos sotopostos a formações ferríferas e mármore.

Complexos Granito-Gnáissicos

Na porção norte dos terrenos arqueanos, os ortognaisses compreendem, de oeste para leste, os complexos da Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, e, no sul, Caiçara e Uvã. Os segmentos granito-gnáissicos são compostos por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, subordinadamente graníticos. Todos os complexos contêm diques e *stocks* de diabásio e dolerito, mais raramente de ultramáficas.

Cada complexo é formado por um número variado de corpos menores, cada qual sendo estrutural e composicionalmente homogêneo. Em geral, a trajetória da foliação de cada corpo é paralela aos limites dos mesmos e ao contato com os *greenstone belts* adjacentes, e mergulha sob estes. Isto sugere que cada corpo se comporta como diápiro, e o conjunto dos gnaisses e supracrustais conforma um padrão de domos-e-quilhas (Queiroz, 2000).

Os complexos sempre foram interpretados como embasamento dos *greenstone belts*, até que Jost *et al.* (1995) e Resende *et al.* (1998), descreveram evidências de que alguns corpos intrudiram as supracrustais. Dados U-Pb SHRIMP e Sm-Nd em rocha total por Queiroz (2000), Potrel *et al.* (1998) e Pimentel *et al.* (1996; 2002) foram fundamentais para o entendimento das relações entre os complexos e os *greenstone belts*. De forma sintética, esses dados mostram que:

1 - Há evidências de crosta siálica mais antiga que os *greenstone belts* (~3,0 Ga), de idade entre 3,15-3,30 Ga, apontada por cristais de zircão herdados e dados Sm-Nd.

2 - O corpo granítico mais antigo consiste de um *stock* de tonalito do complexo Uvã, de idade U-Pb SHRIMP em zircão de 2934 ± 5 Ma.

3 - Os demais corpos podem ser divididos em dois grupos. Um juvenil ($\epsilon_{Nd} = +2,41$ a $-1,0$), com idade entre 2853 ± 7 Ma e 2785 ± 5 Ma e outro de derivação crustal ($\epsilon_{Nd} -2,2$) com idade entre 2711 ± 3 e 2707 ± 4 , restrita ao complexo Moquém, e de 2792 ± 7 Ma da Suíte Granítica Chapada, intrusiva no complexo da Anta.

4 - Dados U-Pb SHRIMP em titanita registram que o principal evento de metamorfismo dos corpos mais antigos é contemporâneo com o magmatismo de derivação crustal e registrado entre 2793 e 2711 Ma.

Eventos mais jovens que o Arqueano

Eventos sedimentares estão representados pelas Seqüências Morro Escuro e Serra do Cantagalo. A Seqüência Morro Escuro (Jost *et al.*, 1989) repousa mediante falha de empurrão horizontal sobre parte da porção sudoeste do *greenstone belt* de Guarinos e sudeste do Complexo Caiamar (Fig.

2b). A sua idade é incerta e consiste, da base para o topo, de metaconglomerados, metapelitos e mármore, e se assemelha às rochas do segundo ciclo plataformais de Faina. A Seqüência Serra do Cantagalo está tectonicamente embutida no núcleo do sinclínio do *greenstone belt* Serra de Santa Rita e sua idade-modelo Sm-Nd (2,0 Ga) indica sedimentação durante o Proterozóico.

Os diques máficos que intrudem os complexos granito-gnáissicos possuem idades K-Ar e Sm-Nd (Tomazolli, 1997), e Rb-Sr e Ar-Ar (Costa, 2003) de intrusão em torno de 2,4 Ga. A única intrusão diorítica conhecida nos terrenos arqueanos é o Diorito Posselândia (Danni *et al.*, 1986), localizado no vértice sudeste do complexo Hidrolina com idade U-Pb de $2146 \pm 1,6$ Ga. (Jost *et al.*, 1993)

Corpos de albita-granitos são pequenos, mas de importante significado tectônico, pois estão associados às principais zonas de descolamento de falhas de empurrão. Duas ocorrências foram datadas por Queiroz (2000) mediante U-Pb SHRIMP em zircão. Uma intrude a faixa de Pilar de Goiás e tem idade de 2145 ± 12 Ga e outra, na porção NE da faixa Guarinos, provocou reajuste isotópico nas encaixantes, com a idade de 590 ± 10 Ma.

Há evidências de metamorfismo paleoproterozóico em gnaisses tonalítico do extremo norte do Complexo Caiamar com titanita que indica idades U-Pb de 2711 ± 34 Ma e 2011 ± 15 Ma.

Até o presente, dados acerca dos efeitos do Ciclo Brasileiro sobre os terrenos arqueanos são esparsos, e podem ser encontrados em Fortes (1996), Queiroz (2000), Jost *et al.* (2001), Pimentel *et al.* (2002) e Fortes *et al.* (1995; 1997; 2003).

Terrenos Paleoproterozóicos de Almas-Natividade

Esses terrenos incluem ortognaisses, granitos e algumas seqüências vulcano-sedimentares expostas em extensa área da porção nordeste da Província Tocantins (Fig. 1). Eles representam o embasamento siálico sobre o qual repousam discordantemente as rochas sedimentares neoproterozóicas dos grupos Bambuí e Paranoá e vulcânicas e sedimentares paleoproterozóicas dos grupos Araí e Natividade.

As primeiras descrições da geologia dessa área datam das décadas de 1960 e 1970 e resultam de levantamentos de grande escala tais como o de Barbosa *et al.* (1969). Diversas áreas menores têm sido detalhadas, como as de Almas-Dianópolis (Costa, 1984; Cruz, 1993; Cruz & Kuyumjian, 1998), Almas-Conceição do Tocantins (Padilha, 1984), e Cavalcante-Teresina de Goiás-Nova Roma (Botelho, 1992; Botelho *et al.*, 1993). Adicionalmente, o levantamento geocronológico de Fuck *et al.* (2002) vem contribuindo para o aprimoramento do conhecimento da cronologia dos eventos geológicos que formaram esses terrenos.

As principais unidades geológicas conhecidas são: (i) terrenos granito-gnáissicos, (ii) seqüências vulcano-sedimentares (e.g. Grupo Riachão do Ouro), (iii) Formação Ticunzal, (iv) corpos máfico-ultramáficos, (v) granitos estaníferos da Província Estanífera de Goiás.

Grupo Riachão do Ouro

Esse grupo inclui diversas faixas vulcano-sedimentares, expostas na área entre Natividade e Dianópolis e mais a sul perto de Conceição do Tocantins (Padilha, 1984). São separadas uma das outras por áreas de granitos e gnaisses com os quais sempre apresentam contatos tectônicos. Essas rochas vêm sendo consideradas como seqüências do tipo *greenstone belt* arqueanas. Entretanto, as determinações geocronológicas disponíveis indicam tratar-se de rochas paleoproterozóicas

Fig. 5 - Vista para noroeste da estrutura sinclinal do greenstone belt Serra de Santa Rita. Em primeiro plano a cidade de Goiás, onde, em 1727, Bartolomeu Bueno da Silva (Anhangüera) estabeleceu a primeira vila (Vila Boa) de portugueses em Goiás. Foi capital do Estado até 1933 e daí partiram diversas incursões em busca de Ouro nos terrenos arqueanos, com intensa atividade extrativa e diversos assentamentos nos demais greenstone belts entre 1740 e 1780



- View towards northwest of the Serra de Santa Rita greenstone belt sinclinalorium. In the first plane the city of Goiás, where, in 1727, Bartolomeu Bueno da Silva (Anhangüera) established the first portuguese village of the State of Goiás, its capital until 1933 and from where several incursions for gold in the other greenstone belts took place, with intense extraction activity between 1740 and 1780

(Hasui *et al.*, 1980; Costa, 1984; Cruz & Kuyumjian, 1999; Fuck *et al.*, 2002). Formações ferríferas bandadas da Formação Morro do Carneiro, topo da seqüência de Almas, investigadas pelo método Sm-Nd, apresentam idades modelo T_{DM} entre 2,26 e 2,73 Ga, o que demonstra que pelo menos a parte superior das seqüências supracrustais de Almas-Dianópolis são mais jovens que 2,26 Ga (Cruz, 2001).

Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal foi inicialmente descrita na área do Rio Preto a oeste de Cavalcante, Campos Belos e Monte Alegre de Goiás (Marini *et al.*, 1978; Danni & Fuck, 1981). O tipo de rocha mais comum é um xisto grafitoso, normalmente associado a mica-quartzo xisto, granada-mica xisto e biotita gnaiss. Pequenos corpos de granitos peraluminosos a duas micas, bem como os corpos maiores de granitos estaníferos anorogênicos são intrusivos nessas rochas e desenvolvem auréolas termais com andalusita. A idade da Formação Ticunzal é ainda desconhecida mas é certamente mais velha que os granitos estaníferos de *ca.* 1,77 Ga e mais jovem que *ca.* 2,7 Ga, uma vez que as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) situam-se entre 2,7 e 2,8 Ga.

Terrenos Granito-Gnáissicos

Representam a maior parte dessa exposição de embasamento siálico da Faixa Brasília, estendendo-se desde a área de Almas-Dianópolis, ao norte, até as vizinhanças de Cavalcante-Teresina de Goiás, no sul.

Dados U-Pb SHRIMP indicaram idades paleoproterozóicas. Uma amostra da suíte 1 forneceu a idade de 2200 ± 5 Ma, enquanto duas amostras da suíte 2 têm idades de 2204 ± 4 Ma e 2182 ± 9 Ma. Uma amostra adicional da porção oeste da área (Complexo Ribeirão das Areias) indicou uma idade substancialmente mais antiga em titanita (2455 ± 14 Ma) (Cruz, 2001). Resultados Sm-Nd para essas rochas indicam idades modelo em torno de 2,44 e 2,76 Ga (Cruz & Kuyumjian, 1999; Cruz, 2001).

Rochas granitóides semelhantes são conhecidas a oeste de Almas e também mais a sul, nas vizinhanças de Conceição

do Tocantins. Mais a sul, na área de Cavalcante-Teresina de Goiás, hornblenda-biotita tonalitos cálcio-alcálicos são as rochas predominantes, com proporções menores de quartzo diorito e granodiorito. Essas rochas são intrudidas por diversos corpos de granitos peraluminosos tais como o granito de Aurumina, os quais hospedam greisens e pegmatitos com cassiterita e tantalita (e.g. pequenas intrusões de Porto Real e Monte Alegre de Goiás). Muscovita de um desses pegmatitos tem idade K-Ar de 2129 ± 26 Ma e cristais de cassiterita apresentam idades U-Pb entre *ca.* 2,02 e 2,27 Ga (Sparrenberger & Tassinari, 1998).

Resultados U-Pb em zircão (SHRIMP e convencional) mostram idades de 2394 ± 43 Ma, 2310 ± 69 Ma, 2180 ± 12 Ma e 2143 ± 11 Ma; e uma relevante quantidade de dados isotópicos Sm-Nd em rochas de toda a região revela idades-modelo situadas no intervalo entre 2,3 e 2,5 Ga com raros valores arqueanos, em torno de 3,1 Ga. (Fuck *et al.*, 2002).

Na porção sul dessa área, os gnaisses e a Formação Ticunzal foram intrudidos por vários granitos do tipo-A portadores de Sn e In, e que constituem parte da Província Estanífera de Goiás. Esses granitos se relacionam a ambiente de rifte e têm idades entre 1,77 e 1,58 Ga, em parte contemporâneos com riolitos da base do Grupo Araí (Pimentel *et al.*, 1991a; 1999). Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) situam-se entre 2,0 e 2,6 Ga e sugerem refusão de crosta continental paleoproterozóica (Pimentel & Botelho, 1998).

Os grandes complexos máfico-ultramáficos e seqüências vulcano-sedimentares associadas

Os complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava representam importantes intrusões acamadadas alinhadas na direção NNE por aproximadamente 350 km de extensão (Fig. 1 e 6). A oeste, os complexos estão em contato com as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis/Coitezeiro e Palmeirópolis. Os complexos foram afetados por metamorfismo de alto grau, progressivo de fácies anfíbolito até granulito, há aproximadamente 760 Ma. Apesar da deformação e do metamorfismo de alto grau, muitas feições da estratigrafia ígnea original podem ser ainda

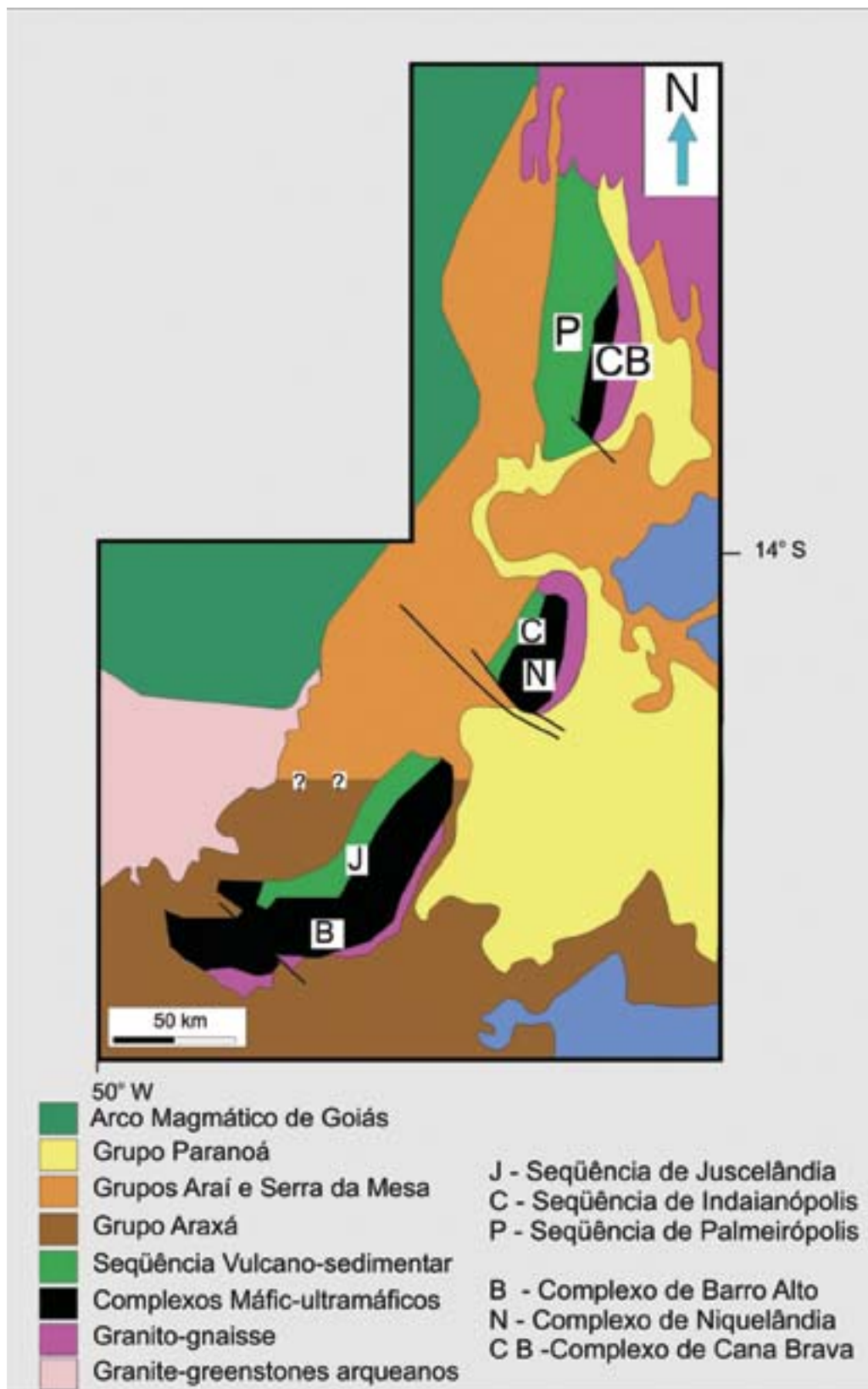


Fig. 6 - Os grandes complexos máfic-ultramáficos de Goiás e Tocantins e seqüências vulcano-sedimentares associadas

- The large mafic-ultramafic complexes of Goiás and Tocantins, and associated volcano-sedimentary sequences

reconhecidas (Ferreira Filho *et al.*, 1994) e as marcantes semelhanças geológicas entre os três complexos têm sido usadas como argumento para sugerir que eles originalmente constituíam um único corpo.

Alguns aspectos mais relevantes sobre a evolução metamórfica, petrológica e geocronológica dessas rochas são: (i) Os três complexos foram metamorfizados em alto grau durante o Neoproterozóico. Esse fato, inicialmente reconhecido por Ferreira Filho *et al.* (1994), tem sido confirmado nos estudos de Suíta (1996), Correia *et al.* (1996; 1997a; 1997b), Ferreira Filho & Pimentel (1999) e Pimentel *et al.* (2004); (ii) Os complexos são constituídos por dois sistemas mag-

máticos petrologicamente distintos: uma série estruturalmente superior ocupa a porção oeste dos complexos e é constituída por gabro, anfibolito, troctolito e anortosito, separada por falha de empurrão com mergulho para oeste, da série inferior, a leste, composta por gabronoritos, peridotitos e piroxenitos (Ferreira Filho, 1994; Ferreira Filho *et al.*, 1995; 1998a).

As séries acamadadas superiores de Niquelândia e Barro Alto, e seqüências vulcano-sedimentares associadas, têm idades entre ca. 1,25 e 1,3 Ga, interpretadas como representativas da cristalização ígneas dos magmas originais (Suíta *et al.*, 1994; Ferreira Filho & Pimentel, 1999; Moraes *et al.*, 2003; Pimentel

Complexo	Unidade Geológica	Idades interpretadas como de cristalização ígnea	Idades interpretadas como de metamorfismo
Barro Alto	Seqüência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia	1266 ± 17 Ma ^{2,7} (granito) 1280 ± 150 Ma ^{4,16} 1263 ± 15 Ma ^{3,14} 1277 ± 15 Ma ^{3,14}	782 Ma ^{3,8} 740-760 Ma ^{5,11} 1.29 - 1.30 Ga ^{3,8}
	Gabro da Série Superior	1.29 - 1.35 Ga ^{2,7}	770-790 Ma ^{2,7}
	Rochas máficas da Série Inferior	1.72 - 1.73 Ga ^{2,7}	796 ± 20 Ma ^{3,8}
Niquelândia	Seqüência Vulcano-Sedimentar de Indaianópolis		1,3 Ga ^{3,8} (Rocha metavulcânica)
	Gabro da Série Acamadada Superior	1.35 Ga ($\epsilon_{Nd}(T) = +4.0$) ^{4,10} 1248 ± 23 ^{3,14}	
	Rochas Máficas da Série Acamadada Inferior	1.57 - 1.60 Ga ^{2,12} 1.99 Ga ^{3,9} 2.07 Ga ^{1,9} 797 ± 10 Ma ^{3,13} 799 ± 6 Ma ^{2,15} 767 ± 38 Ma ^{6,14}	780-790 Ma ^{2,12} 778 Ma ^{3,9} 610 ± 32 Ma ^{5,10} 765 ± 4 Ma ^{3,15}
Cana Brava	Seqüência Vulcano-Sedimentar de Pameirópolis	1242 ± 92 Ma ($\epsilon_{Nd}(T) = +4.9$) ^{4,15}	
	Anfibolito da Série Inferior		770 Ma ^{5,8}

Fig. 7- Dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd para os complexos máfico-ultramáficos e seqüências vulcano-sedimentares associadas. 1- Isócrona rocha total Re-Os, 2 U-Pb convencional, 3-U-Pb SHRIMP, 4-Isócrona Sm-Nd em rocha total, 5-Sm-Nd em granada, 6-Sm-Nd em minerais ígneos, 7-Suíta *et al.*, 1994, 8-Correia *et al.*, 1999, 9-Correia *et al.*, 1997, 10-Ferreira Filho & Pimentel 1999, 11-Moraes *et al.*, 2000, 12-Ferreira Filho *et al.*, 1994, 13-Pimentel *et al.*, 2004, 14-Moraes *et al.*, 2004, 15-dados inéditos de Pimentel & Ferreira Filho, 16-Moraes *et al.*, 2003

- U-Pb and Sm-Nd geochronological data for the layered complexes and associated volcano-sedimentary sequences 1-Re-Os whole-rock isochron, 2-ID-TIMS U-Pb, 3-SHRIMP U-Pb, 4-whole-rock Sm-Nd isochron, 5-Sm-Nd garnet age, 6-Sm-Nd in igneous minerals, 7-Suíta *et al.*, 1994, 8-Correia *et al.*, 1999, 9-Correia *et al.*, 1997, 10-Ferreira Filho & Pimentel 1999, 11-Moraes *et al.*, 2000, 12-Ferreira Filho *et al.*, 1994, 13-Pimentel *et al.*, 2004, 14-Moraes *et al.*, 2004, 15-unpublished data from Pimentel & Ferreira Filho, 16-Moraes *et al.*, 2003

et al., 2004). Alguns autores, entretanto, interpretam esse evento como indicativo da recristalização metamórfica (Fuck *et al.*, 1989; Correia *et al.*, 1997a; 1997b). A literatura mostra também alguma controvérsia em relação à idade dos sistemas acamadados inferiores (série inferior) dos três complexos. Dados iniciais U-Pb SHRIMP, Sm-Nd e Re-Os de Fugui (1989) e Correia *et al.* (1997a; 1997b) parecem indicar cristalização há *ca.* 2,0 Ga, enquanto os dados U-Pb e Sm-Nd de Pimentel *et al.* (2004) mostram que os magmas originais dessas séries cristalizaram-se há *ca.* 0,8 Ga. Todos os dados U-Pb e Sm-Nd dessas rochas, bem como a sua interpretação constam, de maneira sintética, na tabela da Fig 7.

Uma revisão abrangente da geologia dos três complexos e seqüências vulcano-sedimentares, bem como uma compilação sobre toda a bibliografia a eles referente pode ser encontrada em Pimentel *et al.* (2000). Abaixo estão somente listados os progressos advindos dos dados geocronológicos e isotópicos mais recentes, que permitem melhor compreender o significado dessas unidades:

- As seqüências vulcano-sedimentares e séries acamadadas superiores dos complexos representam associações bimodais, formadas em ambiente de rifte, há aproximadamente 1,25-1,30 Ga. Moraes *et al.* (2003) mostram que a Seqüência de Juscelândia iniciou sua evolução em um rifte continental que evoluiu para crosta oceânica, como indicam as características químicas dos metabasaltos da porção superior da pilha;

- As rochas das séries inferiores cristalizaram-se há *ca.* 0,80 Ga e não durante o Paleoproterozóico, como interpreta-

do em modelos anteriores. Imagens de catodo-luminescência de cristais de zircão, extraídos de uma amostra dessas rochas, mostram que estes têm idade de *ca.* 0,80 Ga, são tipicamente ígneos, e os de idades maior são cristais herdados, circundados pela fase mais jovem (Pimentel *et al.*, 2004).

Assim, o Complexo de Niquelândia, e por analogia, o de Barro Alto e o de Cana Brava, são consideravelmente mais jovens que o suposto anteriormente e representam dois eventos extensionais: o mais antigo de *ca.* 1,25 - 1,30 Ga, representado pelas rochas da série acamadada superior, e o mais jovem, há aproximadamente 0,80 Ga, representado pelas rochas da série inferior (Pimentel *et al.*, 2004). O evento mesoproterozóico registra a evolução de um rifte, inicialmente continental, até a instalação de uma bacia oceânica, com vulcanismo de basaltos típicos de cadeia meso-oceânica, derivados de manto empobrecido (N-MORB). O evento mais jovem é representado pelas séries acamadadas inferiores dos complexos as quais registram, caracteristicamente, intensa contaminação dos magmas toleíticos originais com crosta continental mais antiga, o que sugere formação em rifte instalado em crosta continental, possivelmente em ambiente de retro-arco continental.

O complexo Anápolis-Itaçu

Esse complexo compreende granulitos e ocupa extensa área da parte central da Faixa Brasília (Fig.1), exposto entre rochas metassedimentares do Grupo Araxá. A unidade foi tradicionalmente interpretada como a exposição do

embasamento arqueano ou paleoproterozóico na Faixa Brasília (Marini *et al.*, 1984; Wolff, 1991; Winge, 1995).

Rochas de diferentes naturezas e idades constituem o complexo e incluem: (i) ortogranulitos - corpos máfico-ultramáficos acamadados, e granulitos de composição tonalítica a granodiorítica, (ii) granulitos aluminosos, leptinitos e granada gnaisses associados com mármore, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e granulitos máficos finos, (iii) estreitas faixas de seqüências vulcano-sedimentares compostas de anfíbolitos, micaxistos, metavulcânicas félsicas, *metacherts* e formações ferríferas, e (iv) um grande número de intrusões graníticas alongadas segundo NW-SE.

Dados geocronológicos recentes mostram que grande parte das rochas deste complexo de alto grau são de idade Neoproterozóica e, portanto, não constituem o embasamento da Faixa Brasília, mas a exposição de rochas da própria faixa metamorfizadas em alto grau, posteriormente alçadas tectonicamente e justapostas às rochas de mais baixo grau (Pimentel *et al.*, 1999; Tassinari *et al.*, 1999; Piuzana *et al.*, 2003a,b).

Os dados recentes podem ser resumidos assim: (i) intrusões máfico-ultramáficas acamadadas ocorrem como corpos alongados segundo NW-SE, paralelos às estruturas regionais do Complexo Anápolis-Itaçu. Exemplos são os corpos de Goianira-Trindade, Águas Claras (Nilson, 1992), Santa Bárbara (Silva, 1991; Silva & Nilson, 1990), Taquaral (Silva, 1997) e Serra do Gongomé (Winge, 1995). Isócronas Sm-Nd dos corpos de Águas Claras e Goianira-Trindade forneceram idades de 642 ± 100 Ma ($\epsilon_{Nd}(T)$ de -2,6) e de 621 ± 106 Ma ($\epsilon_{Nd}(T)$ de -0,2), respectivamente (Pimentel, dados inéditos). Um leucogabro do corpo de Goianira-Trindade tem idade U-Pb de $626,5 \pm 1,4$ Ma; (ii) granulitos supracrustais, representados por granada gnaisses, leptinitos, kinzigitos, rochas cálcio-silicáticas, mármore, gonditos e granada quartzitos, depositados entre 800 e 650 Ma e metamorfizados em alto grau há *ca.* 650-630 Ma (Piuzana *et al.*, 2003a); (iii) seqüências de rochas vulcânicas e sedimentares expostas em estreitas faixas recebem os nomes locais de Seqüência Silvânia, Rio do Peixe, Rio Veríssimo e Bonfinópolis. (Lacerda Filho & Oliveira, 1995). A Seqüência de Silvânia, exposta ao longo da borda leste do Complexo Anápolis-Itaçu, é constituída de anfíbolito, metabasaltos, quartzito, micaxisto, grafita xisto, cianita xisto e metavulcânicas félsicas. Dados isotópicos Sm-Nd indicam uma idade isocrônica de 2261 ± 110 Ma e $\epsilon_{Nd}(T)$ de +3,0 (Fischel *et al.*, 2001). Cristais de zircão de uma amostra de metavulcânica félsica indicaram uma idade U-Pb de 2115 ± 23 Ma. Anfíbolitos da região de Bonfinópolis, por outro lado, formam uma fatia tectônica localizada entre os granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e metapelitos do Grupo Araxá e têm idade U-Pb de 838 ± 20 Ma (U-Pb SHRIMP) e a composição isotópica de Nd aponta um valor de $\epsilon_{Nd}(T)$ fortemente positivo (+5,1). Elas foram interpretadas como um fragmento da crosta oceânica neoproterozóica (Piuzana *et al.*, 2003b); (iv) intrusões graníticas de dimensões variadas, alongados segundo NW-SE. Alguns são aparentemente intrusivos nos granulitos e também possuem paragêneses indicativas de alto grau metamórfico. Outros ocorrem como intrusões maiores sem evidências de metamorfismo em alto grau, apesar da intensa deformação. Estes granitos têm idade neoproterozóica, entre *ca.* 759 Ma e 638 Ma (Piuzana *et al.*, 2003a). Na porção norte do complexo, dois corpos de alcali-granitos e quartzo sienitos (Granito Itapuranga e Sienito de Uruana) marcam a Sintaxe dos Pireneus e têm idades U-Pb de 624 ± 10 Ma e 618 ± 4 Ma. (Pimentel *et al.*, 2003).

A constatação de que uma importante parte das rochas do Complexo Anápolis-Itaçu é do Neoproterozóico representa um dos mais significantes progressos recentes

sobre a evolução geológica da Faixa Brasília.

O arco magmático de Goiás

A maior parte do arco é representada por rochas meta-plutônicas dioríticas a graníticas. Elas estão expostas entre estreitas faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares típicas de arco de ilhas, com direções estruturais regionais entre NNE e NNW. No sul, as unidades litoestratigráficas do arco são particularmente bem conhecidas nas regiões de Bom Jardim de Goiás (Seer, 1985), Arenópolis-Piranhas (Pimentel *et al.*, 1991b; Pimentel & Fuck, 1986; 1987) Jaupaci-Iporá (Amaro, 1989; Rodrigues, 1996; Rodrigues *et al.*, 1999) e Anicuns (Barbosa, 1987; Laux *et al.*, 2004a; 2004b). Na parte norte do arco suas unidades geológicas foram investigadas especialmente nas áreas de Chapada-Mara Rosa por Arantes *et al.* (1991), Kuyumjian (1989; 1994), Viana *et al.* (1995), Junges (1998), Pimentel *et al.* (1997) Junges *et al.* (2002) e na área de Santa Terezinha (Jost *et al.*, 2001; Dantas *et al.*, 2001). O resumo de dados isotópicos U-Pb e Sm consta da Fig.8.

Ortognaisses cálcicos a cálcio-alcalinos

Hornblenda e biotita gnaisses e metagranitóides são os principais litotipos do Arco Mágmatco de Goiás *e.g.* os gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã, Firminópolis, Turvânia, Mara Rosa e o granitóide de Choupana). Dados U-Pb recentes mostram que os protólitos ígneos cristalizaram em dois episódios principais: o mais antigo entre *ca.* 890 e 800 Ma e o mais novo entre *ca.* 670 e 620 Ma (Fig. 8; Laux *et al.*, 2004b).

Granitos Miloníticos

Granitos miloníticos ocorrem como estreitos corpos alongados segundo NNW-NNE e marcam as falhas de rejeito direcional comuns na região oeste de Goiás (*e.g.* granitos Macacos, Serra do Tatu, no arco de Arenópolis e granito da Mina de Posse, no arco de Mara Rosa). Nas vizinhanças de Iporá, granitos miloníticos são metaluminosos ou levemente peraluminosos e possuem características geoquímicas semelhantes às de granitos cálcio-alcalinos de alto-K (Rodrigues, 1996), e são geoquimicamente mais evoluídos que os ortognaisses acima descritos. Têm idades U-Pb variável entre *ca.* 0,86 e 0,61 Ga (Fig. 8).

Seqüências vulcano-sedimentares

Estas seqüências ocorrem em estreitas faixas alongadas entre NNW e NNE. No sul, de oeste para leste, elas são denominadas de seqüências de Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí e, no arco de Mara Rosa, compreendem as seqüências de Mara Rosa e Santa Terezinha.

Na área de Mara Rosa, unidades supracrustais formam três faixas NNE paralelas e separadas entre si por metatonalitos/metadioritos (Arantes, 1991). Essas faixas compreendem metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, meta-grauvacas finas, granada micaxistos, *metacherts*, formações ferríferas, quartzitos e ultramáficas. No interior dessas faixas ocorrem pequenos corpos alongados de granitos milonitizados (Palermo, 1996), alguns anteriormente foram interpretados como metavulcânicas. Pequenos depósitos de ouro estão hospedados por essas faixas supracrustais. (*e.g.* os depósitos de Posse e Zacarias, Arantes *et al.*, 1991). Dados Sm-Nd indicam que a deposição dos sedimentos originais deve ter acontecido em bacia oceânica, distante de fontes continentais

	Idade U-Pb (zirão)	$T_{DM}(Ga)$	$\alpha_{\pm}(T)$
Ortognaisses			
Gnaiss Arenópolis	899 ± 7	1,0 a 1,2	+1,9 a +3,2
Gnaiss Matrinã	669 ± 3	0,99	+2,2
Gnaiss Iporá	804 ± 6	1,18	+0,3
Gnaiss Sanderlândia	820 ± 3	0,98 a 1,1	+ 4,0
Gnaiss Fiminópolis	634 ± 8	1,39	-4,6
Gnaiss Turvânia	630 ± 5	1,11	+0,3
Granito Choupana	662 ± 12	1,07	+2,9 a +4,0
Dionito – Americano do Brasil	856 ± 15	1,13	+3,0
Gnaiss Palminópolis	637 ± 20	1,48 a 2,27	-6,4 a -22
Ortognaiss tonalítico MR-3 - Mara Rosa	856 ± 13	0,9 a 1,0	+4,4
Ortognaiss MR-135	807 ± 5		
Ortognaiss MR-150	629 ± 5		
Ortognaiss MR-128	622 ± 3		
Ortognaiss Silvanópolis	856 ± 6	1,26	+1,8
Granitóide Silvanópolis	852 ± 8	1,3	+1,6
Granitos miloníticos			
Granito JRL-06	810 ± 10	0,91	+5,1
Granito São João	792 ± 5	1,05	+3,8
Granito Lavrinha	748 ± 4	0,89	+4,8
Granito Creoulos	782 ± 14	1,07	+3,6
Granito JRL-10	790 ± 12	1,47	-1,8
Granito milonítico – Fazenda Nova			
Granito – Mina de Posse	862 ± 8	1,0 a 1,1	+3,7
Granito Santa Tereza	605 ± 33	1,5	-0,5
Dique de Leucogranito – Mara Rosa	635 ± 12	1,1	+2,9
Seqüências Vulcano-Sedimentares			
Meta-riolito - Arenópolis	890 ± 8	0,9-1,2	+2,5 a +5,8
Meta-rhyolite - Jaupaci	764±14	0,9-1,0	+3,8 a +4,7
Meta-rhyolite - Iporá	636 ± 6	1,0-1,1	+0,6 a +5,0
Vulcânicas - Pontalina		1,0-1,1 (Isócr, 830 Ma)	+3,3
Anfibolito – Mara Rosa		1,1 (Isócr, 782 Ma)	+4,9
Meta-riolito - Sta. Terezinha	661 ± 7	1,0-1,3 Ga	
Dionito Morro do Baú - Arenópolis	890 ± 8	2,8 Ga	-9,7
Anfibólio xisto - Anicuns-Itaberaí (metagabro JRL 14)	886 ± 5	~1,0	+4,4
Anfibólio xisto - Anicuns-Itaberaí (sub-vulcânica JRL 15)	862 ± 5	~1,0	+5,5
Quartzo diorito - Anicuns Itaberaí (JRL 26B)	830 ± 9	~1,0	+4,1
Anfibolito - metagabro JRL 23	815 ± 10	~1,0	+4,4
Complexos máficos e máfico-ultranáficos			
Suite Santa Bárbara - anortosito ¹	598 ± 8	1,26	+2,5
Suite Santa Bárbara ¹	612 ± 6	1,10	+2,2
Córrego Seco - gabro ¹	623 ± 13	1,07	+2,6
Córrego Seco - diorito ¹	622 ± 6	1,13	+1,8
Americano do Brasil ^{2,3}	626 ± 8	0,9 - 1,1	+2,4
	631 ± 6		
Anfibolito grosso - Mara Rosa	638 ± 2	-	-
Anfibolito grosso - Mara Rosa	603 ± 6	-	-
Dionito de Iporá	672 ± 6	-	-
Magnetismo bimodal pós-orogênico			
Dionito Sub-Vulcânico Mara Rosa	630 ± 3	1,0	+3,0
Gabro do Rio Calapó	598 ± 19	~1,0	+2,4 a -0,5
Dionito da Serra do Iran	623 ± 16	~1,0	+2,4 a -0,5
Granito Faina	567 ± 5		

Fig. 8 - Resumo de dados isotópicos de rochas metaígneas do Arco Magmático de Goiás. Dados de Dantas *et al.* (2001), Fuck *et al.* (2002), Junges *et al.* (2002;2003), Laux *et al.* (2004a;b), Motta-Araújo & Pimentel (2003), Pimentel *et al.* (1991; 1997; 2000; 2004), Pimentel & Fuck (1992)

- Isotopic data for metaigneous rocks of the Goiás Magmatic Arc. Data from Dantas *et al.* (2001), Fuck *et al.* (2002), Junges *et al.* (2002; 2003), Laux *et al.* (2004a;b), Motta-Araújo & Pimentel (2003), Pimentel *et al.* (1991; 1997; 2000; 2004), Pimentel & Fuck (1992)

antigas (Junges *et al.*, 2002).

Na região de Santa Terezinha, a sul de Chapada, as rochas supracrustais do Arco Magmático de Goiás são representadas predominantemente por metapelitos de baixo grau metamórfico, com raras intercalações de metavulcânicas máficas e félsicas. Uma fina intercalação de rocha vulcânica félsica tem a idade U-Pb em zircão de 661 ± 7 Ma (Dantas *et al.*, 2001). Anfibólio e clorita xistos dessa seqüência comumente apresentam idades modelo Sm-Nd entre 1,0 e 1,3 Ga (Dantas *et al.*, 2001).

Magmatismo granítico e máfico-ultramáfico tardia-pós-orogênico

Durante o último evento tectônico do ciclo Brasiliano, há *ca.* 600 Ma e imediatamente após esse evento, um grande número de pequenos corpos máfico-ultramáficos, gabro-dioríticos, e grandes intrusões graníticas se alojaram no Arco Magmático de Goiás e também no Complexo Anápolis Itauçu. As intrusões gabro-dioríticas e complexos máfico-ultramáficos (e.g. Diorito do Córrego Lajeado, em Iporá, Complexo de Americano do Brasil, a norte de Anicuns) estão pouco deformadas e comumente contêm feições ígneas bem preservadas.

O Complexo de Americano do Brasil, por exemplo, tem idade isocrônica Sm-Nd em amostras de rocha total de 616 ± 81 Ma, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,4 que indica derivação a partir de manto empobrecido (Nilson *et al.*, 1997). Cristais de zircão de gabros dessa intrusão forneceram uma idade de 626 ± 8 Ma (Laux *et al.*, 2004a). A datação de outras intrusões básicas da mesma região forneceu idades semelhantes.

As intrusões graníticas formam grandes corpos graníticos cálcio-alcálicos de alto-K, e, em menor abundância, pequenos corpos de gabro e diorito (e.g. granitos da Serra Negra, Serra do Iran, Caiapó, Iporá, Israelândia e Serra do Impertinente) (Pimentel *et al.*, 1996).

Síntese da evolução tectônica do Arco Magmático de Goiás

Os dados disponíveis até o momento permitem sugerir a seguinte evolução do Arco Magmático de Goiás:

(i) *ca.* 890-800 Ma - Formação de sistemas de arcos de ilhas intraoceânicos, caracterizados por vulcânicas cálcio-alcálicas, e corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos;

(ii) *ca.* 800 Ma - Intrusão das séries inferiores dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, possivelmente em ambiente de rifte continental localizado em uma situação de "back arc";

(iii) 770 - 760 Ma - Metamorfismo de alto grau registrado especialmente nos três grandes complexos acamadados e, menos fortemente, em rochas do Arco de Arenópolis - colisão entre a porção norte do Arco de Goiás e a borda oeste do continente São Francisco;

(iv) 760 - 680 Ma - Período de quiescência ígnea - a pequena intensidade da atividade ígnea cálcio-alcálica pode representar inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha de manto sobreposta;

(v) 670 - 600 Ma - Período de intensa atividade ígnea e tectônica com o alojamento de inúmeros corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e de muitos corpos máfico-ultramáficos diferenciados, no Arco Magmático de Goiás e no Complexo Anápolis-Itauçu. Assim, são caracterizados no Arco dois períodos de geração de magmas tonalíticos e acreção crustal (Junges *et al.*, 2003; Laux *et al.*, 2004);

(vi) 630-600 Ma - Pico do metamorfismo Brasiliano registrado em todas as rochas da Faixa Brasília;

(vii) < 600 Ma - Soerguimento regional e magmatismo

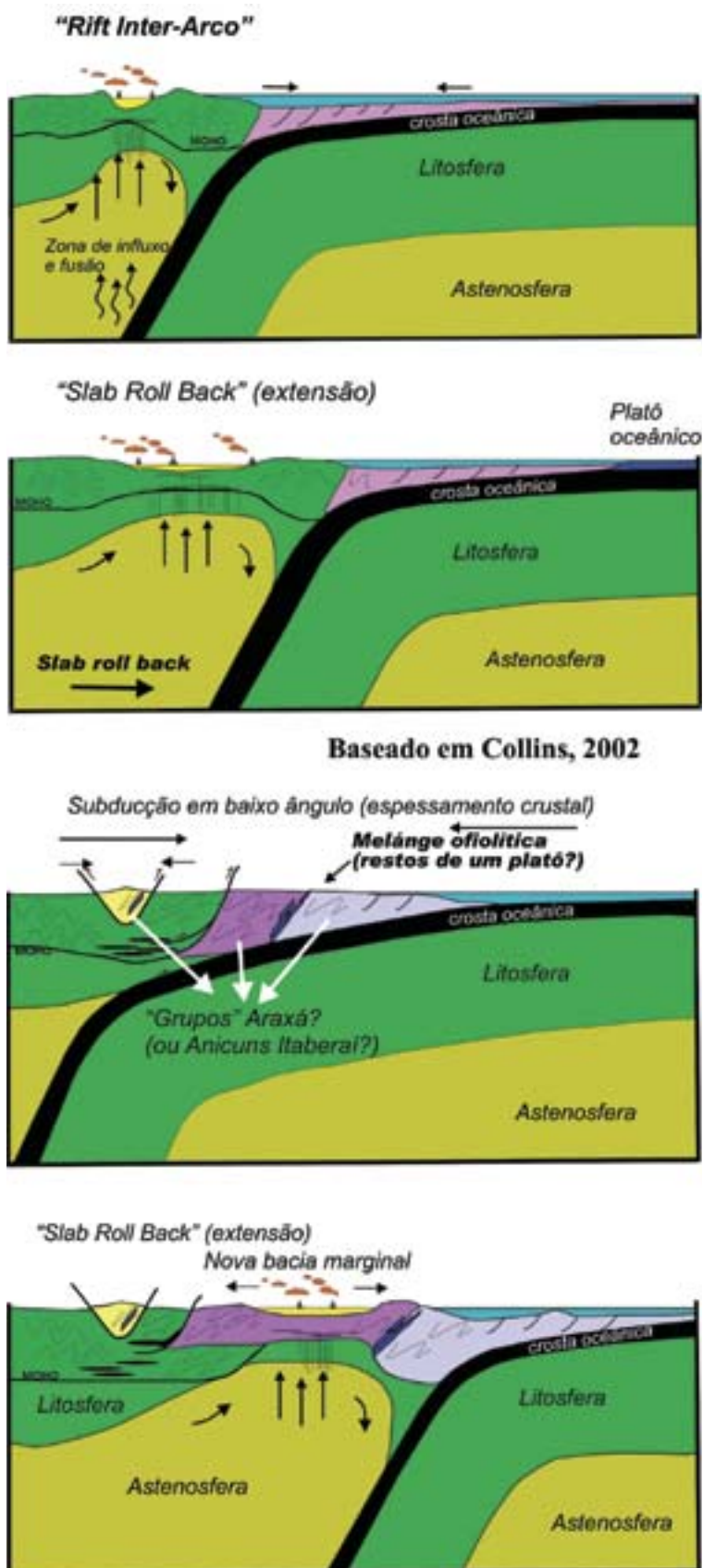


Fig. 9 - Modelo geotectônico para as fases finais de evolução do Arco Magmático de Goiás (baseado no modelo de Collins 2002)

- Geotectonic model describing the final phases of evolution of the Goiás Magmatic Arc (based on the model of Collins 2002)

tipicamente pós-orogênico bimodal.

Destaca-se que os dados geocronológicos recentes indicam que as fases finais da orogênese Brasileira registradas no Arco Magmático de Goiás e no Complexo Anápolis-Itaçu foram acompanhadas de intenso magmatismo máfico. Inúmeros são os corpos datados entre *ca.* 650 e 600 Ma, contemporâneos, portanto, com a intrusão de tonalitos e também com o(s) evento(s) metamórfico(s) do final do Brasileiro. Essa observação levou Pimentel *et al.* (2003) a sugerir um modelo em que no período entre aproximadamente 660 e 620 Ma a evolução do Arco de Arenópolis foi o resultado de alternância de eventos distensionais, associados a épocas curtas, quando a litosfera oceânica em subducção assumia mergulhos maiores, com épocas de deformação intensa, em momentos de subducção mais rasa (Fig. 9).

Conclusões

Ao longo das duas últimas décadas a geração de grande quantidade de novos dados de campo, estruturais, estratigráficos, geoquímicos e geocronológicos/isotópicos permitiu que muitos detalhes fossem adicionados aos modelos pioneiros de compartimentação tectônica da Faixa Brasília propostos por Almeida (1968) e Almeida *et al.* (1976; 1977; 1981), o que resultou em significativo avanço no conhecimento da geologia da Região Centro-Oeste do Brasil. Os principais avanços ocorreram em relação ao conhecimento dos “terrenos cristalinos” do tradicionalmente chamado “Maciço Mediano de Goiás”, aqui discutidos. Os principais progressos foram:

- o Maciço Mediano de Goiás é composto de blocos com idades e significado geotectônico diferentes;

- os terrenos de idade arqueana estão restritos ao bloco Crixás-Goiás constituído por típicas seqüências de *greenstone belts* e terrenos TTG associados; os dados detalhados de

estratigrafia, relações de campo e geocronologia mostram diferenças significativas entre as faixas supracrustais e que os terrenos TTG são compostos de distintos complexos intrusivos, de composição e idade distintas;

- a seqüência vulcânica basal do *greenstone belt* de Goiás tem idade de *ca.* 3,0 Ga, porém as seqüências metassedimentares de topo das cinco faixas não são arqueanas e seu significado é incerto;

- os terrenos granito-gnaíssicos e vulcano-sedimentares da região de Almas-Dianópolis-Cavalcante representam o embasamento siálico paleoproterozóico da parte norte da Faixa Brasília, com idades entre *ca.* 2,4 e 2,1 Ga;

- extensas áreas da porção oeste do que era chamado de Maciço Mediano de Goiás são ocupadas por rochas metaígneas primitivas, juvenis, de idade neoproterozóica (entre *ca.* 0,89 e 0,64 Ga) e constituem o Arco Magmático de Goiás;

- os terrenos de alto grau do complexo Anápolis-Itaçu não representam o embasamento da Faixa Brasília, pois suas rochas são neoproterozóicas e representam o núcleo metamórfico da faixa Brasília;

- os grandes complexos máfico-ultramáficos acamados de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava são compostos por dois sistemas magmáticos de natureza e idades distintas: (i) as séries acamadas inferiores que ocupam as porções leste dos mesmos representam intrusões neoproterozóicas (*ca.* 0,8 Ga) alojadas em crosta continental mais antiga, responsável pela sua forte contaminação; (ii) as rochas das séries superiores e seqüências vulcano-sedimentares associadas (Juscelândia, Indaianópolis-Coitezeiro e Palmeirópolis) representam uma seqüência de rifte mesoproterozóica (1,25-1,30 Ga), a qual se iniciou em fase continental e progrediu até a geração de basaltos do tipo MORB.



LA PLATAFORMA PATAGÓNICA Y SUS RELACIONES CON LA PLATAFORMA BRASILEIRA

Victor A. Ramos
Laboratorio de Tectónica Andina, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina
andes@gl.fcen.uba.ar

Resumo:

A parte sul do continente sul-americano, conhecida como região da Patagônia, sempre foi considerada como um fragmento exótico com uma história geológica diferente do resto da Plataforma Sul-Americana. O Professor Fernando de Almeida foi um dos primeiros a separar a Plataforma Patagônica dos cinturões brasileiros típicos e fragmentos cratônicos da parte estável da América do Sul. O presente capítulo analisa sua história geológica e tectônica bem como os diferentes modelos tectônicos propostos para o seu amalgamento à América do Sul. Com base nos dados mais recentes, propõe-se que a Patagônia é um bloco alóctone amalgamado ao Gondwana durante a orogenia gondwânica no Eopermiano.

Palavras-chave: Patagônia, Colisão, Gondwana, Gondwanides, Somun Cura, Deseado.

Abstract:

The southern part of the South American continent, known as the Patagonia region, was always considered as an exotic fragment with a different geological history from the rest of the South American platform. Professor Fernando de Almeida was one of the first to separate the "Patagonian platform" from the typical Brazilian belts and cratonic pieces of the stable part of South America. This chapter analyzes its geological and tectonic history, as well as the different tectonic models proposed for its amalgamation to South America. Based on the most recent data it is proposed that Patagonia is a composed allochthonous terrane amalgamated to Gondwana during the Gondwanan orogeny in the Early Permian.

Keywords: Patagonia, Collision, Gondwana, Gondwanides, Somun Cura, Deseado.

Resumen:

El sector sur del continente sudamericano, conocido como la región patagónica, ha sido siempre considerado como un fragmento exótico con una historia geológica distinta y diferente al resto de la plataforma sudamericana. El Profesor Fernando de Almeida fue uno de los primeros a separar la plataforma patagónica de los típicos cinturones brasileños y fragmentos cratónicos característicos de la parte estable de Sudamérica. El presente capítulo analiza la historia geológica y tectónica, así como los diferentes modelos tectónicos que han sido propuestos para su amalgamiento a Sudamérica. Basado en los datos más recientes se confirma la naturaleza alóctona de la Patagonia que se ha amalgamado al Gondwana durante el Pérmico inferior.

Palabras llave: Patagonia, Colisión, Gondwana, Gondwanides, Somun Cura, Deseado.

Introducción

La reconstrucción de la Plataforma Brasileira, tal como fuera definida originalmente por Almeida (1970), comprendía el área cratónica estabilizada como resultado de la orogenia brasiliana. El Profesor Fernando de Almeida en sus sucesivos análisis identificó al sector comprendido al sur de la provincia de Buenos Aires, más precisamente al sur del río Colorado, por sus características peculiares y distintivas. A este sector lo reconoció como plataforma patagónica (*Patagonian platform*), para destacar aquella porción del continente sudamericano que había sido modificada con posterioridad a la orogenia brasiliana (Almeida *et al.*, 1977) por eventos desarrollados durante el Paleozoico (Fig. 1).

El objetivo de la presente síntesis es destacar, después de más de 30 años, la visionaria apreciación del Profesor Fernando de Almeida, quién fue uno de los primeros en señalar que la plataforma patagónica tuvo una evolución geológica diferente al resto del continente, a partir del Precámbrico tardío y Cámbrico temprano, período donde la mayor parte del continente se amalgamó para formar la Plataforma Sudamericana.

a) Antecedentes

Si se analizan los primeros trabajos de los exploradores que hicieron los reconocimientos iniciales de la Patagonia, por ejemplo las afirmaciones del Perito Francisco Pascasio Moreno vertidas hace ya dos siglos, llama la atención la naturaleza enigmática de esta región. Este investigador, basado en la naturaleza de sus floras y marsupiales, aseveraba “que el macizo brasileño se dirigía hacia el Africa... mientras que las Malvinas, la Nueva Georgia, la América del Sur austral, Nueva Zelandia, Tasmania y Australia, formaban un continente alargado” independiente del primero (Moreno, 1882, pág. 104). La constitución geológica distinta de la Patagonia, cuando comparada a la del resto de la región central de Argentina ocupó los análisis de Keidel (1925) y Windhausen

(1931), en sus pioneras síntesis de la evolución geológica de esta región, complementadas años más tarde por las de Harrington (1962). A estos trabajos pioneros le han seguido diversas síntesis que hicieron propuestas, muchas de ellas excluyentes sobre su evolución geológica, y en particular de los procesos tectónicos que controlaron su formación.

La Patagonia comprende dos macizos cristalinos de diferentes características, el macizo de Somun Cura en el sector norte y el del Deseado en el sector austral (Fig. 2). A fin de comprender la evolución tectónica de la plataforma patagónica en el sentido definido por Almeida *et al.* (1977) se realizará una breve descripción de las características principales de su basamento.

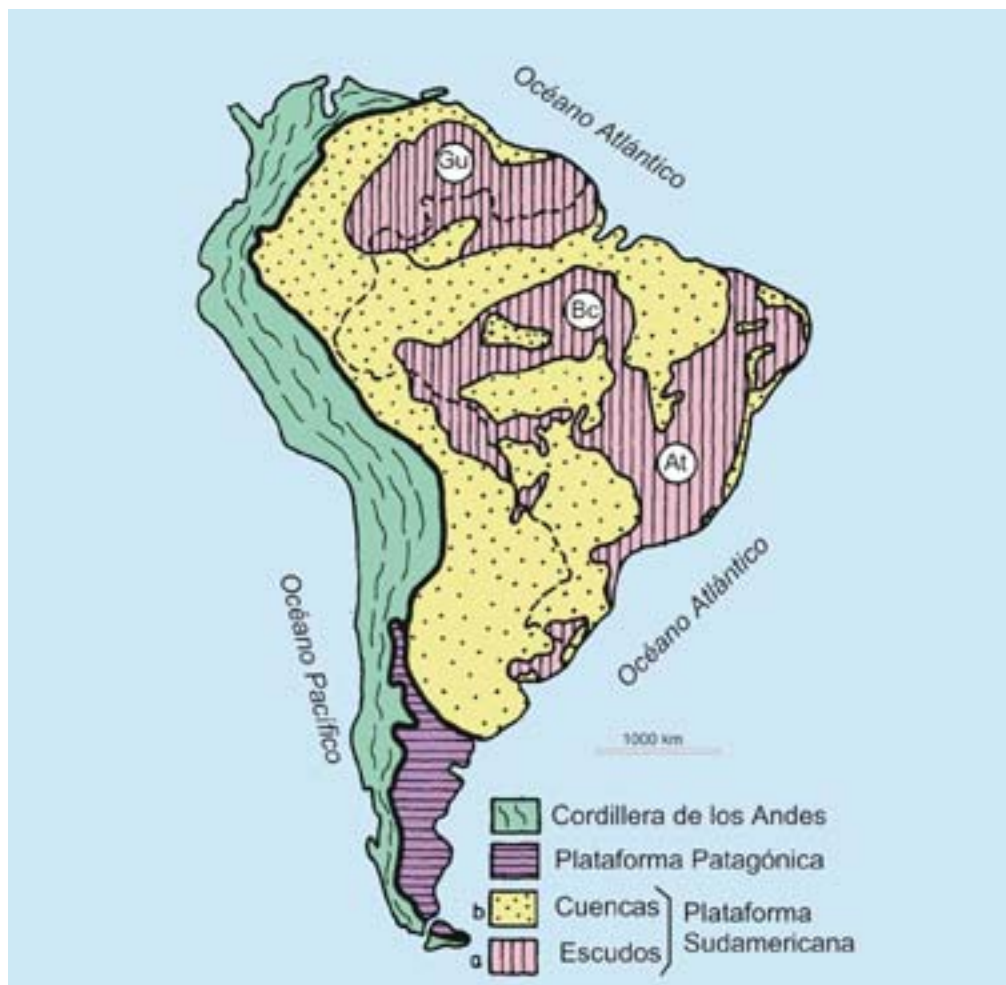
El basamento de la región Patagónica

a) El macizo de Somun Cura

Este macizo comprende los afloramientos de basamento cristalino expuestos al sur del río Colorado y constituyen el margen norte de la Patagonia (Fig. 3 y 4). En su sector oriental está constituido por rocas metamórficas del alto grado agrupadas en el Gneiss Mina Gonzalito (Ramos, 1975; Caminos y Llambías, 1984; Giacosa, 1993). Estas rocas están asociadas a las Ectinitas El Jagüelito, un conjunto de esquistos y cuarcitas de bajo grado metamórfico asignadas tradicionalmente al Precámbrico (de Alba, 1954; Ramos, 1975). La estructura, deformación y mineralización asociada en Mina Gonzalito han sido caracterizadas por Dalla Salda y Aragón (1994). Se han obtenido diversas edades en estas rocas metamórficas mediante estudios Rb-Sr, que han sugerido edades de 315 ± 25 Ma (muscovita-roca total, Halpern, 1972) y de 850 ± 50 Ma (roca total en esquistos, Linares *et al.*, 1990). Sin embargo, estudios posteriores como el de Varela *et al.* (1998) dieron a conocer una edad Rb-Sr de 557 ± 62 Ma por roca total para un gneiss tonalítico correlacionable con el Gneiss Mina Gonzalito. En ese mismo estudio presentan una edad discordante U-Pb en circones de 526

Fig. 1: La plataforma patagónica y sus relaciones con la plataforma brasilera o sudamericana (según Almeida 1970; Almeida *et al.*, 1967 y subsiguientes). Gu: escudo de Guyana; Bc: escudo de Brasil Central; y At: escudo Atlántico

- The Patagonian platform and its relationship with the Brazilian or South American platform (after Almeida 1970; Almeida *et al.*, 1967 and subsequent papers). Gu: Guyana shield; Bc: Central Brasil shield; and At: Atlantic shield



± 15 Ma que lo llevan a interpretar a estas rocas metamórficas como finibrasilianas, equivalentes a la orogenia Río Doce del sudeste brasileño. Los granitoides que intruyen a estas rocas metamórficas arrojan edades ordovícicas (U-Pb en circones, 476 ± 4 Ma).

Sin embargo, nuevas dataciones por U-Pb mediante SHRIMP I en el sector oriental arrojan un amplio rango de valores puntuales entre ca. 450 y 1160 Ma para núcleos de circones del Gneiss Mina Gonzalito (Pankhurst *et al.*, 2001a). Análisis mediante SHRIMP II de los sectores externos arrojan una edad media de 469 ± 4 Ma, interpretada por estos autores como una edad de metamorfismo. Estos circones presentan picos de 500, 540, 570, 610 y 650 Ma, con picos menores en 700-900 Ma y un amplio pico a los 1050-1100 Ma de típica edad grenvilliana, que se interpretaron como eventos prominentes en la regiones de origen de estos protolitos. Estos picos son similares a los valores encontrados en las Ectinitas El Jagüelito, donde a los 545 Ma se ubica un pico discreto y además presentan algunos circones más viejos de 1200 Ma (Fig. 5). Estos nuevos datos muestran que la región estuvo afectada por eventos brasilianos o pan-africanos a fines del Proterozoico o principios del Cámbrico, en forma similar al resto del basamento de Sudamérica. Estos estudios geocronológicos se complementan con el reciente hallazgo de González *et al.* (2002), quienes describen los primeros icnofósiles procedentes de afloramientos al sur de Sierra Grande, correlacionados con las Ectinitas el Jagüelito. Estos autores describen la presencia de *Chondrites isp.*, típico icnogénero conocido solamente desde el Cámbrico a la actualidad, junto con otras formas de mayor persistencia que se conocen desde el Proterozoico. La asociación de icnogéneros indicaría una edad cámbrica inferior, que sumado a los nuevos datos geocronológicos, permitiría circunscribir una edad proterozoica cuspidal a cámbrica inferior (< 545 Ma) para la sedimentación de las Ectinitas El Jagüelito.

En los sectores central y occidental del macizo, en región de Yaminué, el basamento ígneo-metamórfico ha sido agrupado como Complejo Yaminué por Caminos y Llambías (1984) y Chernicoff y Caminos (1996), quienes describen gneisses, esquistos biotíticos, mármoles, anfíbolitas, granitoides foliados y granodioritas porfíroides tardío-cinemáticas. En todas estas rocas Chernicoff y Caminos (1996) reconocieron una fase de deformación que alcanzó un metamorfismo en grado anfíbolita. Las granodioritas foliadas abarcan más del 90 % de los afloramientos del Complejo Yaminué, constituyendo la parte esencial del mismo. La edad de cristalización de estos granitoides se encuentra entre 304 y 281 Ma (Basei *et al.*, 2002), lo que permite acotar la deformación penetrativa de estas rocas con una edad máxima de 280 Ma, y por lo tanto asignarlas al Pérmico inferior. Estos granitoides formaron parte de un extenso batolito con cuerpos plutónicos granodioríticos que han cristalizado entre el Carbonífero superior y Pérmico inferior y afectados por una deformación y metamorfismo que los transformó parcialmente en ortogneisses, durante el Pérmico inferior a medio. La presencia de biotita y feldespatos recristalizados permiten inferir temperaturas equivalentes a facies de anfíbolita baja. La edad de esta deformación está comprendida entre la intrusión de la granodiorita y la edad del Complejo Navarrete, que contiene granitoides no afectados por la deformación, brindando una edad mínima de 244 ± 9 Ma (Basei *et al.*, 2002).

Estas edades son similares a las encontradas en las rocas metamórficas y granitoides de la región de Bariloche que contienen circones de edad pérmica (Basei *et al.*, 1999), lo que indica que el sector occidental del macizo de Somún Cura, ha sido también afectado por esa deformación.

Como lo destacaron Llambías *et al.* (2002) los granitoides del Complejo Yaminué presentan un metamorfismo regional neopaleozoico, que contrastan con las rocas ígneas del Bloque de San Rafael y la Cordillera Frontal, carentes de metamorfismo y deformaciones equivalentes. Esta deformación ha sido el resultado de la orogenia San Rafael (Ramos, 1988), que como lo destacaron Llambías *et al.* (2002) en la Cordillera Frontal y las estructuras adyacentes hacia el sur se

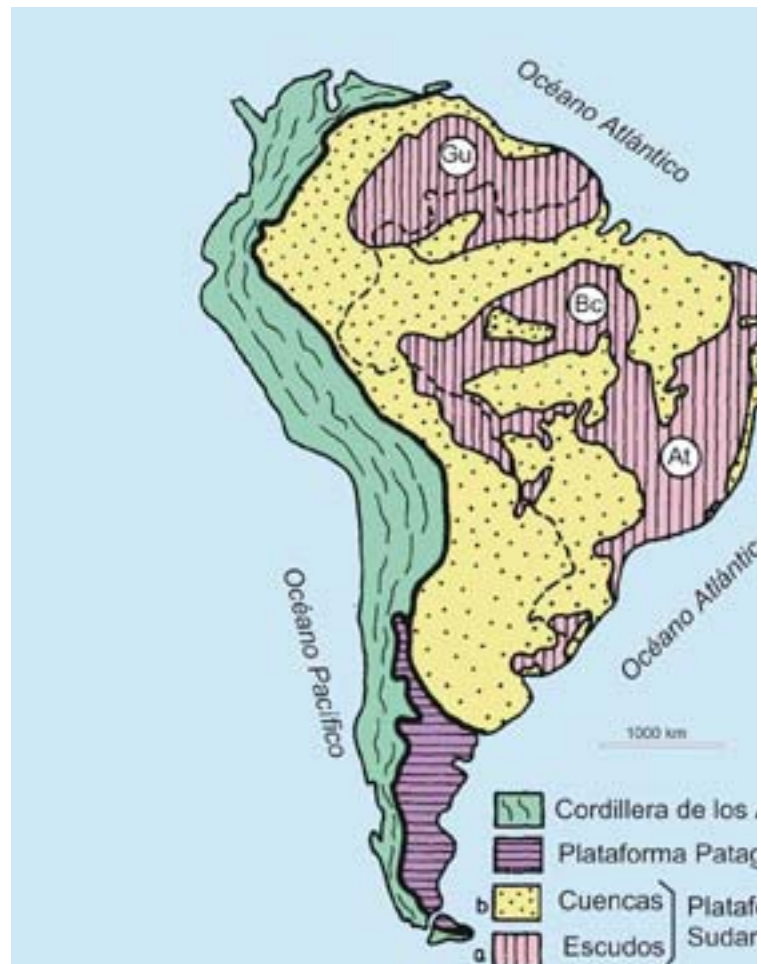


Fig. 2: Mapa de topografía digital que muestra la ubicación de los macizos de Somun Cura y del Deseado en la plataforma patagónica

- Digital topographic map showing the location of the Somun Cura and Deseado massifs

caracterizaron por el desarrollo de una faja plegada y corrida, controlada por el basamento, pero que no llega a exponer el sustrato. Hacia el este, en el antepais, las deformaciones son mínimas o sólo se manifiestan por cambios en la sedimentación, como sucede en la cuenca de Paganzo.

Las deformaciones neopaleozoicas al sur de los 36° tienen una vergencia diferente hacia el norte y noreste (Ramos y Cortés, 1984); se extienden hasta la costa atlántica, y presentan una deformación penetrativa característica de niveles corticales más profundos. En diversas localidades alcanzaron temperaturas equivalentes a facies metamórficas de anfíbolita de grado bajo. Esta deformación penetrativa se ha distinguido en diferentes sectores y a través de distintos procesos.

Granitoides neopaleozoicos

Se observa deformación y metamorfismo de granitoides neopaleozoicos (ca. 300 Ma), hasta su transformación en ortogneisses, en el Complejo Yaminué (Llambías *et al.*, 2002), en los gneisses tonalíticos y tonalitas foliadas de la sierra de Mamil Choique (Cerredo y López de Luchi, 1998; López de Luchi *et al.*, 1999) y en granitoides deformados de Comallo, Paso Flores y Bariloche (Basei *et al.*, 1999; Varela *et al.*, 1999). Estos sectores corresponderían al arco magmático, deformado por la colisión neopaleozoica.

Fajas de cizalla

El desarrollo de fajas de cizalla con formación de milonitas y ultramilonitas, a temperaturas equivalentes a facies de esquistos verdes, se observan también al norte del macizo de Somun Cura, como por ejemplo en el cerro Los

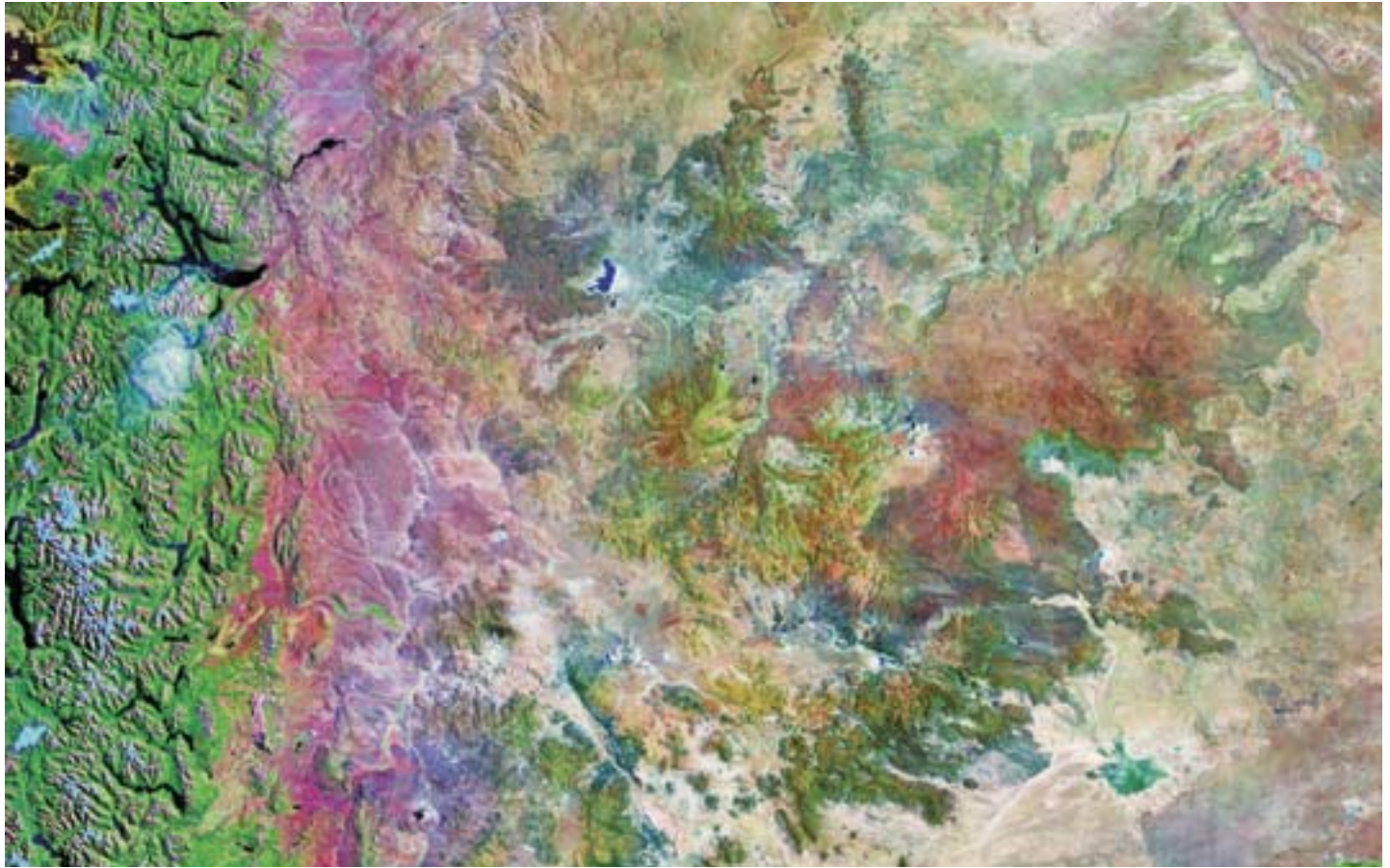


Fig. 3: Imagen satelital del macizo de Somun Cura. La expresión topográfica positiva es el resultado de un alto de basamento asociado a importantes manifestaciones volcánicas de basaltos de intraplaca y otras rocas alcalinas

- Satellite image of the Somun Cura massif. The topographic expression is the result of a “basement high” associated to volcanic flows of intraplate basalts and other alkaline rocks

Viejos, al sur de la Pampa, con recristalización de muscovita a los 260 Ma (Tickyj *et al.*, 1997), en El Jagüelito y Peñas Blancas en la región nororiental del macizo previamente descrito (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa, 2001) y en la faja milonítica Peynecura en la región central norte (Llambías *et al.*, 2002). Estas fajas de cizalla ampliamente extendidas han sido interpretadas tradicionalmente como efectos de transcurrencia, aunque los estudios estructurales más recientes han podido demostrar el desarrollo de una importante componente compresiva y el predominio de una tectónica de corrimiento (*thrust tectonics*), como describe von Gossen (2003), para rocas miloníticas desarrolladas en granitoides neopaleozoicos en diversos sectores del macizo. De acuerdo con este autor las rocas silúricas y devónicas, al igual que los gneisses neopaleozoicos, han sido deformados en forma penetrativa con el desarrollo de estructuras dúctiles durante el Pérmico. La vergencia dominante en el sector centro-oriental es hacia el sur y sudeste (Ramos y Cortés, 1984; von Gosen, 2003), opuesta a la observada en la región de Bariloche y al norte del río Colorado donde domina una vergencia hacia el norte y nordeste. Estos sistemas de cizalla compresivos denotan un fuerte acortamiento dúctil orientado con rumbos nornordeste a nornoroeste, dependiendo de su ubicación particular dentro del macizo.

Sistema de Ventania

Al norte del macizo de Somún Cura se desarrolló en el sector sur de la provincia de Buenos Aires, una faja plegada y corrida, que se extiende hasta el sistema del Cabo, ya reconocida por los estudios de Keidel (1916) y Du Toit (1937). La edad del plegamiento de las cuencas sedimentarias de Sierra de la Ventana está establecida por el desarrollo de illita metamórfica datada entre 282 y 260 Ma (Varela *et al.*, 1985;

Buggisch, 1987; von Gosen *et al.*, 1991), confirmando la importancia de su plegamiento en el Pérmico inferior. Estudios sedimentológicos han demostrado la presencia de estratos de crecimiento en las secuencias pérmicas (López Gamundi *et al.*, 1995), confirmado por datos paleomagnéticos que marcan una magnetización sintectónica para estas unidades (Tomezzoli y Vilas, 1999). Esta deformación también se detecta en el sector oriental del macizo en Sierra Grande, al sur del río Colorado, cuyo plegamiento se atribuye al Pérmico (Ramos y Cortés, 1984; Rapalini, 1998) y posiblemente más al sur en Tepuel (Márquez y Giacosa, 2000).

Sector occidental

Un importante metamorfismo neopaleozoico afecta a sedimentitas en facies de esquistos verdes hasta anfibolita en la región occidental, como se observa en la Cordillera de la Costa al sur de los 34° (Hervé, 1988; Hervé *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001). Esta deformación se continúa en territorio argentino en el cordón de la Piedra Santa, ubicado en Neuquén y donde ha sido caracterizada por Franzese (1995). Si bien no hay continuidad entre estos afloramientos, esta deformación es la que caracteriza a las rocas metamórficas de la Formación Colohuincul, hasta la región de Bariloche (Basei *et al.*, 1999, Varela *et al.*, 2001).

Síntesis de la evolución del macizo de Somun Cura

Las evidencias geocronológicas descritas muestran que el macizo de Somun Cura, y por ende el sector norte de la Patagonia tiene registros de eventos brasilianos entre los 800 y 600 Ma, como se preservan en las Ectinitas El Jagüelito, cuya edad mínima ha sido establecida en 545 Ma (Pankhurst *et al.*, 2001a). Estos datos permiten inferir que estas rocas participaron de la agregación del continente de

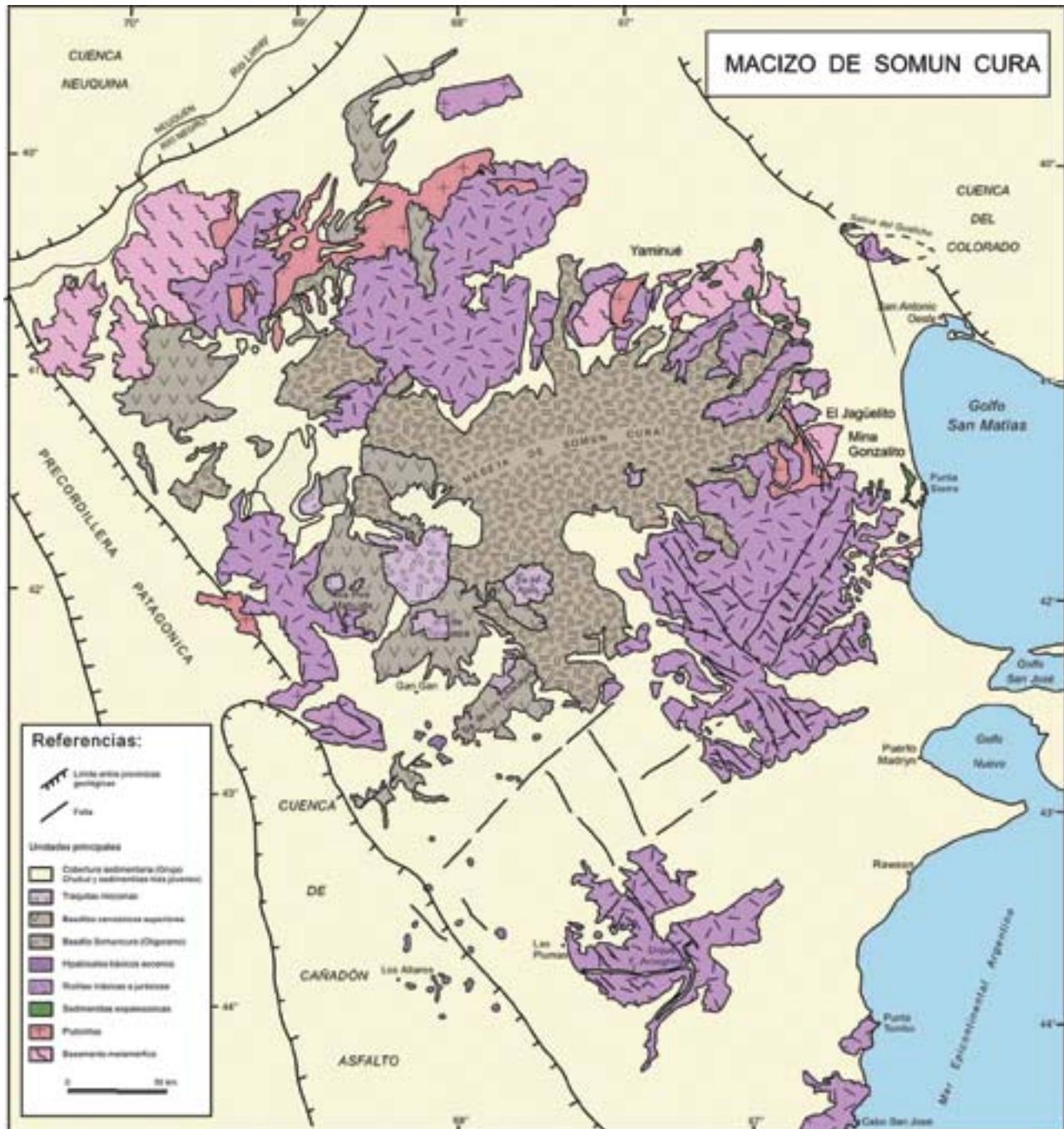


Fig. 4: Mapa geológico generalizado del macizo de Somun Cura, con indicación de los afloramientos de basamento metamórfico y las principales localidades mencionadas en el texto

- Generalized geologic map of the Somun Cura Massif, with indication of the metamorphic basement outcrops and the main localities mentioned in the text

Gondwana. Por otra parte, es evidente que el macizo de Somun Cura con posterioridad ha tenido eventos ígneos y metamórficos paleozoicos. En el sector oriental se ha evidenciado un metamorfismo alrededor de los 460 a 470 Ma, asociado a emplazamiento de granitoides. Esto plantea dos alternativas contrapuestas. La que han sostenido diversos autores, entre ellos Pankhurst *et al.* (2001a) favorece una continuidad del orógeno famatiniano por el borde del protomargen gondwánico occidental y un carácter decididamente autóctono para la Patagonia. La alternativa a este carácter autóctono ha sido propuesta hace años por Ramos (1984), quien sobre la base de los datos existentes para esa época había reconocido un arco magmático ordovícico en el sector oriental del macizo de Somun Cura, que se extendía temporalmente hasta el Pérmico inferior, época en la cual Patagonia habría colisionado con el resto del Gondwana. Esta hipótesis se ha revigo-

rizado en los últimos años con los nuevos estudios geocronológicos y estructurales en el basamento supuestamente precámbrico, en el que han encontrado circones carboníferos y pérmicos en granitoides y rocas metamórficas, permitiendo inferir una deformación dúctil pérmica inferior a media.

Para consensuar ambas evidencias es necesario postular una colisión proterozoica, similar a la ya propuesta por Dalla Salda y Francese (1989), pero que habría ocurrido en el Proterozoico tardío a Cámbrico basal. Esta colisión inicial necesitaría de una etapa de rifting posterior, que se evidencia en la base del margen pasivo desarrollado a partir del Ordovícico y que se preserva entre Tandilia y Ventania (Ramos, 2000). Los nuevos registros sísmicos identifican sistemas de rift previos a las secuencias ordovícicas más antiguas de esta región, no afectados por la faja plegada y cor-

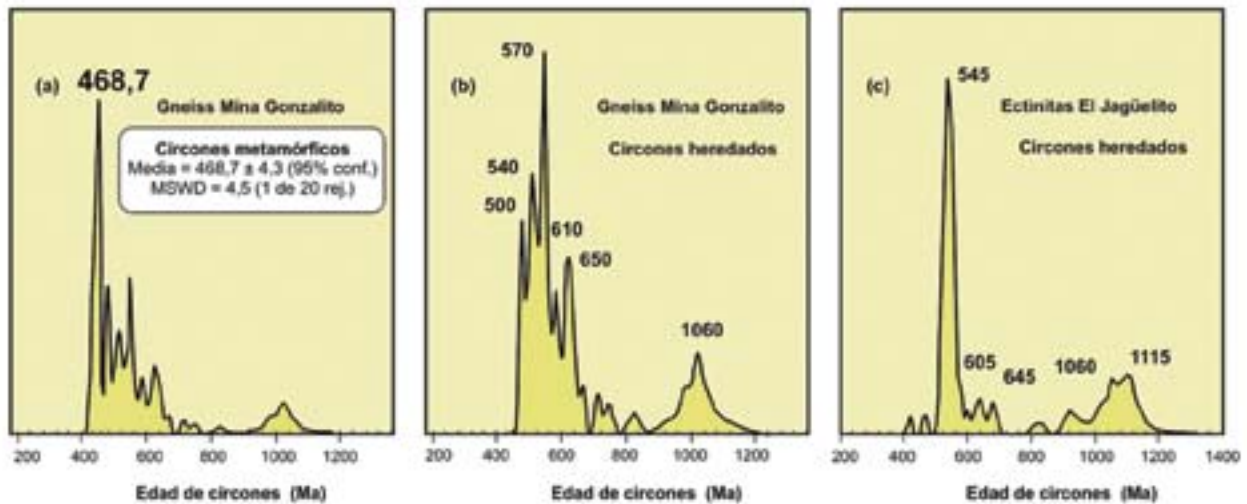


Fig. 5: Eventos brasilianos detectados en los circones de las Ectinitas El Jagüelito y en el Gneiss Mina Gonzalito (basado en Pankhurst *et al.*, 2001a)

- Brasiliano events identified in the zircons of El Jagüelito Ectinites and in the Mina Gonzalito Gneiss

rida de Ventania. Los recientes estudios de Rapela *et al.* (2003) han identificado granitos de 530 Ma al sur de sierra de la Ventana, que si bien son contemporáneos a la colisión del terreno de Pampia, indicarían según estos autores el inicio de un importante sistema de rift. Rocas asociadas a deformación extensional en esta época han sido también reconocidas en el sistema del Cabo en Sudáfrica.

El desarrollo de dos márgenes conjugados como lo postularan Ramos y Cortés (1984), uno en Gondwana preservado entre Ventania y Tandilia y otro en la Sierra Grande del macizo de Somun Cura, sería responsable de la separación de la parte norte de la Patagonia del resto del Gondwana. Sobre la base del actual conocimiento se podría interpretar que el de Ventania sería de *lower plate*, dado el desarrollo de sistemas de sinrift cámbricos. El de Sierra Grande sería de *upper plate*, dado la presencia de magmatismo básico (Ramos y Cortés, 1984), aunque ya durante el Ordovícico inferior a medio debió ser activado con el desarrollo de un arco magmático.

Con posterioridad no hay dudas que la deformación penetrativa neopaleozoica y el magmatismo de arco asociado se corresponden a una etapa de margen activo en el norte de la Patagonia, que culmina con su colisión pérmica inferior a media con el continente gondwánico (Ramos, 1984, 1986).

b) El macizo del Deseado

Para comprender la complejidad del basamento de la Patagonia se deberá analizar la presencia de otro macizo cristalino en su sector sur, conocido como macizo del Deseado (Leanza, 1958), cuyas características principales se ilustran en las fig. 6 y 7.

El basamento cristalino del macizo del Deseado ha sido analizado por diversos autores (véase Chebli *et al.*, 1976; de Giusto *et al.*, 1980; Di Persia, 1962; de Barrio *et al.*, 1982; Palma, 1991; Giacosa *et al.*, 1997). En los últimos años se ha progresado en el conocimiento de las características del metamorfismo y los intrusivos asociados al macizo del Deseado (véase síntesis en Giacosa *et al.*, 2002). Básicamente se reconocen metamorfitas con fracciones detríticas datadas por U/Pb en circones de 903 Ma (Loske *et al.*, 1999) y edades modelos Nd/Sm de 1200 Ma en rocas volcánicas jurásicas del macizo del Deseado que corresponderían a la posible edad de fraccionamiento del manto de las rocas que por fusión posterior originaron estas volcanitas (Pankhurst *et al.*, 1994). Los circones detríticos indicarían la presencia de un basamento de esa edad que aportaba detritos a lo que es hoy el macizo del Deseado. Posibles fuentes para el origen de estos circones se podrían buscar en el plateau de las Malvinas, donde edades

Rb/Sr entre 1124 y 980 Ma fueron obtenidas para las rocas metamórficas del cabo Belgrano de la Isla Gran Malvina por Cingolani y Varela (1976). Estas edades fueron confirmadas en esta misma localidad por K/Ar entre 977 y 953 Ma por Rex y Tanner (1982). Estas edades K/Ar indicarían que el basamento de este sector de las Malvinas no sufrió modificaciones posteriores, a diferencia del macizo del Deseado. Estas edades detríticas grenvillianas son también comunes en las rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas del prisma de acreción pacífico de la Patagonia (Hervé *et al.*, 2000).

La única edad proterozoica hasta cámbrica temprana procede de una datación K/Ar de 540 ± 20 Ma en metamorfitas de bajo grado, los Esquistos La Modesta, obtenida por Pezzuchi (1978), que permitiría tentativamente ubicar en el límite entre estos dos periodos un episodio metamórfico en el sector oriental del macizo del Deseado (Giacosa *et al.*, 2002). El sector nororiental está compuesto por gneisses y metamorfitas de mayor grado que corresponden al Complejo Metamórfico Deseado (Fig. 7).

Davidson (1984) presentó una edad de 649 ± 62 Ma procedente de dataciones de testigos de perforaciones en el subsuelo del estrecho de Magallanes, donde ya Lesta *et al.* (1980) habían descrito para el basamento de la plataforma Springhill un basamento gnéissico.

La presencia de granitoides y tonalitas con edades U/Pb en circones que oscilan entre 472 y 454 Ma (Loske *et al.*, 1999) permiten reconocer edades de cristalización para estas plutonitas emplazadas en el basamento anteriormente descrito. Es interesante destacar, como lo hicieron Giacosa *et al.* (2002), que estos granitoides presentan deformación dúctil a dúctil frágil. Las edades obtenidas no corresponden a la deformación, que puede ser posterior. Un dique granítico datado en 424 Ma (U/Pb en circones, Loske *et al.*, 1999), edad de cristalización del dique, presenta metamorfismo en facies de anfibolita y deformación dúctil, que podría pertenecer a la misma fase de deformación anterior.

Nuevas dataciones en circones mediante U-Pb SHRIMP del basamento del macizo del Deseado (Pankhurst *et al.*, 2001b; 2003), han mostrado que rocas de bajo grado como las Filita Dos Hermanos tienen una población detrítica de circones con picos desde 1000 y 1060 Ma, típicamente grenvillianos, asociados a otros aún más importantes entre 630 y 565 Ma característicos de áreas fuentes brasilianas (Fig. 8). Si se acepta la propuesta de Giacosa *et al.* (2002), quienes asignan al evento metamórfico que afectó a estas filitas al Cámbrico basal, sobre la base de la edad K-Ar de 540 Ma, se estaría en presencia de remanentes de rocas desarrolladas en un orógeno brasiliano. En forma similar a lo analizado en el

macizo de Somun Cura al norte de la Patagonia, estaríamos en presencia de remanentes de basamento originados durante la orogenia brasiliana-panafricana, que demostrarían que la Patagonia participó en la formación del supercontinente de Gondwana y su amalgamiento finibrasiliano.

Sin embargo, la presencia de un magmatismo posterior representado por tonalitas, granodioritas y otros granitoides de edad ordovícica a silúrica, que se desarrollan en forma oblicua al macizo, permitirían identificar un arco magmático eopaleozoico. Los granitoides y tonalitas con edades U/Pb en circones que oscilan entre 472 y 454 Ma (Loske *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2003) han sido interpretadas como edades de cristalización para estas plutonitas emplazadas en el basamento anteriormente descrito. Es interesante destacar como lo hicieron Giacosa *et al.* (2002) que estos granitoides presentan deformación dúctil a dúctil frágil. Las edades obtenidas no corresponden a la deformación, que puede ser posterior. Un dique granítico datado en 424 Ma (U/Pb en circones, Loske *et al.*, 1999), edad de cristalización del dique, presenta metamorfismo en facies de anfíbolita y deformación dúctil, que podría pertenecer a la misma fase de deformación anterior. Rocas de 529 Ma fueron datadas mediante circones en U-Pb convencional en el basamento de la Patagonia Austral por Sollner *et al.* (2000) y confirmadas mediante U-Pb SHRIMP por Pankhurst *et al.* (2003).

Hipótesis sobre la evolución tectónica de la Patagonia

Las diferentes interpretaciones que tratan de explicar la evolución tectónica de este basamento son de difícil conciliación, dado que los afloramientos son saltuarios, las evidencias indirectas, y los datos disponibles escasos. Sin embargo, con el fin de orientar investigaciones futuras se realizará un

análisis de las alternativas planteadas, siguiendo en lo posible un orden cronológico de las hipótesis. Estas necesitan tener en cuenta las edades y características descriptas para este basamento.

a) Acreción lateral de la Patagonia como parte de Gondwana

Diversos autores favorecieron la hipótesis que el sector austral de Patagonia comprendido en la provincia de Santa Cruz, era parte indivisible del resto del Gondwana y la falta de un basamento cristalino antiguo en gran parte de ella fue interpretada como producto de una acreción sedimentaria neopaleozoica. Estas hipótesis aceptaban un núcleo precámbrico antiguo, básicamente en el macizo de Somun Cura, que a través de la erosión y acreción lateral durante el Paleozoico fue creciendo en dirección sudoeste, en coordenadas actuales (Forsythe, 1982; Uliana *et al.*, 1986, Caminos *et al.*, 1988).

Esta interpretación asume que tanto el macizo de Somun Cura, como el del Deseado son parte del margen sudoccidental del Gondwana, y corresponderían a núcleos relativamente estables. El macizo del Deseado correspondería a ese continente y el margen continental con rumbo sudoeste cruzaba al sur del Deseado la Patagonia austral.

Esta hipótesis no explica el magmatismo eopaleozoico observado en el macizo del Deseado, el que correspondería a un margen activo, con posterioridad fuertemente deformado por episodios orogénicos. Ello implicaría que la subducción sobre el margen pacífico, quizás en una posición más oriental que la presente trinchera, habría comenzado en tiempos ordovícicos y persistido en el Silúrico.

b) El basamento del Deseado como un macizo alóctono



Fig. 6: Imagen satelital del macizo del Deseado. La expresión topográfica es el resultado de un alto de basamento asociado a manifestaciones volcánicas ácidas de edad jurásica y de los basaltos de intraplaca cenozoicos

- Satellite image of the Deseado massif. The topographic expression is the result of a “basement high” associated to Jurassic acidic volcanic rocks, and Cenozoic intraplate basalts

Fig. 7: Afloramientos principales del basamento metamórfico del macizo del Deseado, sus granitoides eopaleozoicos y del prisma de acreción postdevónico superior, con indicación de la zona de subducción inferida durante el Ordovícico-Silúrico. Los afloramientos del basamento están basados en Giacosa *et al.*(2002) y Márquez *et al.*(2002), los datos del subsuelo en el estrecho de Magallanes en Davidson (1984). La interpretación ha sido basada en la propuesta original de Frutos y Tobar (1975)

- Main metamorphic basement outcrops of the Deseado massif, its Lower Paleozoic granitoids and accretionary prism of post-Devonian age, with location of the inferred subduction zone during the Ordovician-Silurian. The basement outcrops are based on Giacosa *et al.*(2000) and Márquez *et al.*(2002); the suboutcropping data in the Magallanes strait from Davidson (1984). The interpretation was based in the original proposal of Frutos and Tobar (1975)



La propuesta de un órogeno que atravesaba en forma oblicua la Patagonia austral fue por primera vez presentada por Frutos y Tobar (1975). Estos autores proponen una paleo-trinchera oceánica de edad paleozoica inferior a media que separaba la Patagonia del macizo del Deseado. Esta interpretación implicaría que la parte austral de Patagonia sería un terreno diferente, al que se ha identificado como el terreno Deseado (Ramos y Aguirre-Urreta, 2000). Segmentación similar fue propuesta por Gallagher (1990), pero el desconocimiento de la estratigrafía del área lo llevó a interpretarla como una colisión neopaleozoica.

Si se acepta la hipótesis del terreno Deseado como una microplaca independiente del resto de la Patagonia norte, las características del basamento descritas podrían interpretarse como producidas por un orógeno que de acuerdo a los estudios de Giacosa *et al.* (2002) tendría como dirección de deformación penetrativa dominante un rumbo de N35°O e inclinación al sudoeste. Esta deformación sería sintética con una subducción inclinando al sudoeste lo que implicaría que el terreno norte de la Patagonia, al que se identificará como Somun Cura, correspondería a un margen pasivo (fig. 7). El terreno Deseado correspondería al margen activo.

Los granitoides y tonalitas de edad ordovícica a silúrica representarían el arco magmático en el sector norte del

macizo del Deseado. La intensa deformación penetrativa que caracteriza a las rocas eopaleozoicas se habría producido con posterioridad, durante la colisión y correspondería en sentido amplio a la orogenia chánica. La fig. 7 representa en forma sintética la paleogeografía dominante para el Paleozoico inferior. En la provincia de Chubut este margen activo se continuaría con el magmatismo eopaleozoico detectado en el basamento de Río Chico por Dalla Salda *et al.* (1994).

Es interesante destacar que esta hipótesis es parcialmente corroborada por la geometría de las cuencas de rift asimétricas que se desarrollan en la pared colgante de la sutura propuesta tanto en la cuenca del golfo de San Jorge durante el Jurásico (véase Palma *et al.*, 1993), como en el Pérmico en la cuenca de San Julián ya en la plataforma continental (Figueiredo *et al.*, 1996).

c) Hipótesis de Lock-Dalziel

El modelo de acreción lateral de Forsythe (1982) no explica satisfactoriamente lo que ocurre tanto en Ventania como en el sistema del Cabo en Sudáfrica. El problema principal radica en que la deformación penetrativa es ortogonal a la trinchera oceánica y se extiende con ese rumbo a miles de kilómetros de distancia del Pacífico. Esta hipótesis no pudo

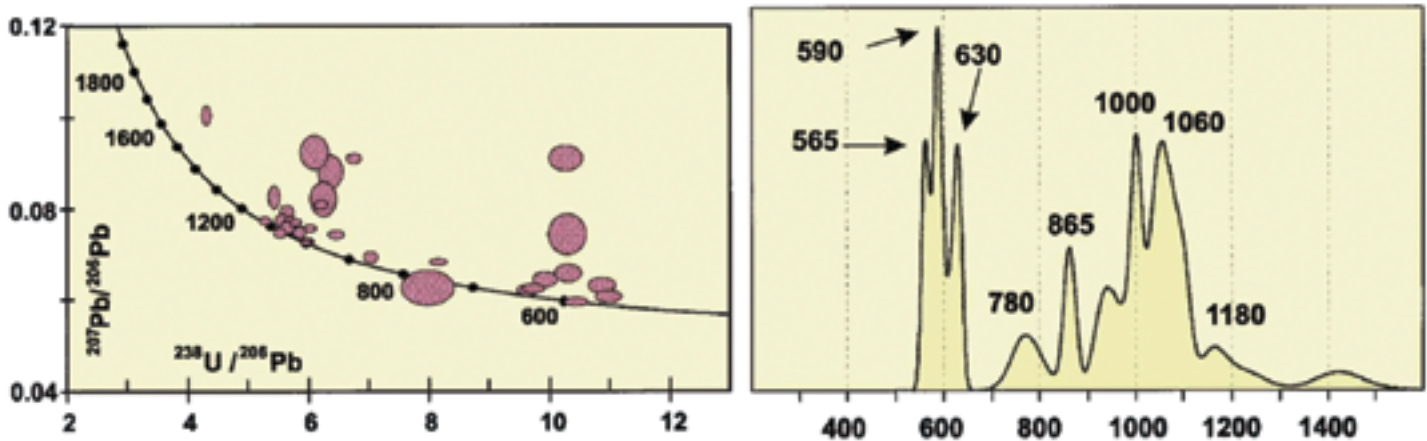


Fig. 8: Dataciones U-Pb SHRIMP del basamento metamórfico del macizo del Deseado representado por la Filita Dos Hermanos (basada en Pankhurst *et al.*, 2003)

- U-Pb SHRIMP data from the metamorphic basement of the Deseado massif represented by the Dos Hermanos Phyllite (based on Pankhurst *et al.*, 2003)

explicar el cinturón orogénico de Samfrau, ya propuesto por Du Toit (1937).

Esta deformación tan extendida y ortogonal al margen pacífico se intentó explicar por la hipótesis de Lock (1980), quien propuso una subducción horizontal desde la región más austral, con la inyección de la trinchera al sur de Tierra del Fuego para explicar esta deformación y el magmatismo concomitante en el macizo nordpatagónico, hipótesis sustentada por Dalziel (1982 y subsiguientes) para explicar la deformación en Ventania y Sistema del Cabo.

Esta propuesta no explicaba el intenso magmatismo neopaleozoico que se observa principalmente en el macizo de Somun Cura, por lo que recientemente fue modificada por Dalziel *et al.* (2000), asumiendo la combinación de subducción horizontal y un punto caliente, actuando concomitantemente. La subducción horizontal produciría la deformación pérmica en el sistema de Ventania, y el punto caliente el intenso plutonismo pérmico de la región del Somun Cura. Sin embargo, las dataciones disponibles indican edades eopaleozoicas, carboníferas y pérmicas, con diferentes características geoquímicas, que no pueden explicarse por ese punto caliente. Esa anomalía térmica representada por las volcanitas del Karoo, que ocurrió básicamente en el Jurásico inferior (195 ± 4 Ma), sería la responsable del punto triple que llevó a la ruptura del Gondwana Occidental (Storey *et al.*, 1996).

Ese período anormalmente térmico explicaría el amplio desarrollo en el Jurásico inferior de la provincia magmática de Chon Aike sensu Kay *et al.* (1989). La fig. 9 representa las etapas gondwánicas de la propuesta de Dalziel *et al.* (2000), adaptadas a la Patagonia y al sistema de Ventania, mientras que la fig. 10 ilustra la hipótesis de Lock (1980) actualizada por las interpretaciones de Turner (1999).

d) Hipótesis de una Patagonia alóctona

La hipótesis que la Patagonia era un terreno independiente del Gondwana para el Paleozoico superior fue postulada inicialmente por Ramos (1984, 1986 y 1996) para América del Sur y por Winter (1984) para el sistema del Cabo, quien interpretó la existencia de una colisión para explicar la intensa deformación neopaleozoica. Esta hipótesis fue complementada por Palma (1989), quien interpretó a la Patagonia como parte de un continente Austral, abarcando en éste la Península Antártica y terrenos relacionados, que en conjunto habrían colisionado con el margen gondwánico a fines del Paleozoico.

Esta hipótesis explica que Patagonia sería un terreno compuesto en el sentido de Monger (1984), donde posteriormente a la amalgamación de los terrenos de Somun Cura y Deseado, junto eventualmente a otros terrenos actualmente

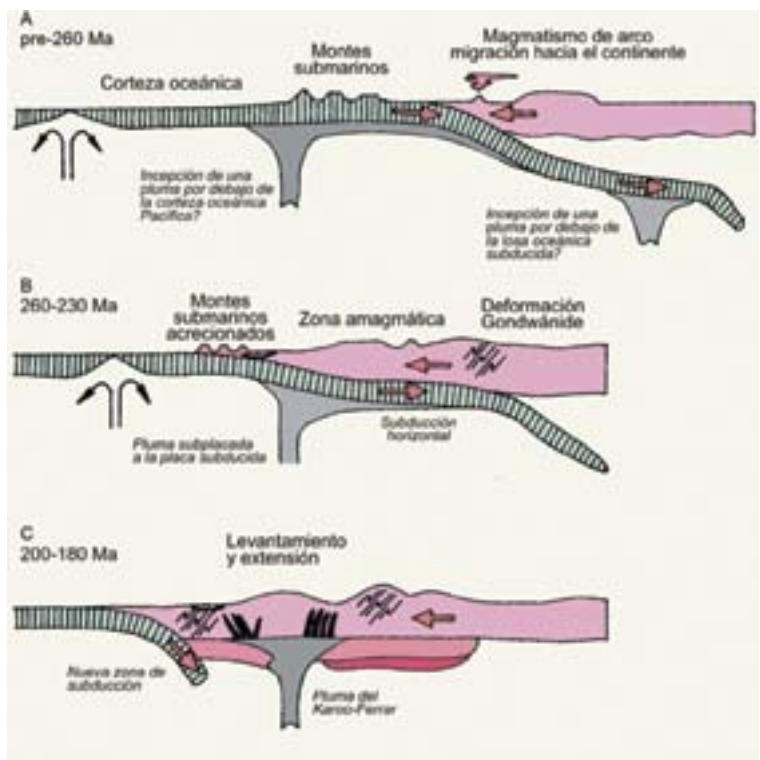
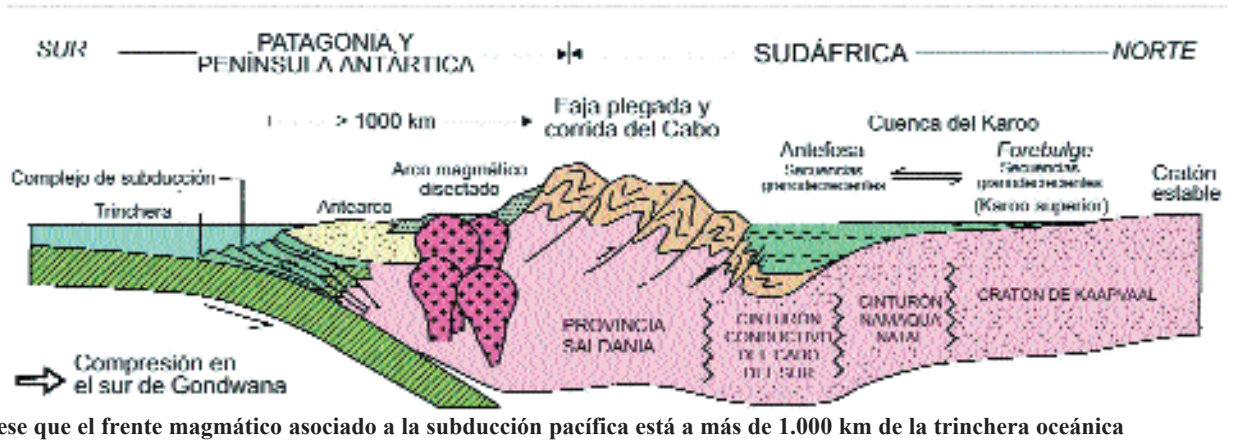


Fig. 9: Evolución gondwánica de la Patagonia y el sistema de Ventania mediante la hipótesis de orogenia asociada a subducción horizontal y un punto caliente (según Dalziel *et al.*, 2000). A) El arco magmático se localiza en el macizo de Somun Cura; B) La deformación pérmica durante la orogenia gondwánica desarrolla el sistema plegado y corrido de Ventania; y C) El Levantamiento y extensión produciría el rift pérmico de La Golondrina en el macizo del Deseado

- Gondwanic evolution of Patagonia and the adjacent Ventania system based on the tectonic hypothesis of a flat-slab subduction linked with a hot-spot (after Dalziel *et al.*, 2000). A) The magmatic arc is located in the Somun Cura massif; B) The Permian deformation during Gondwanic orogeny developed the Ventania fold and thrust belt system; and C) Subsequent uplift and extension produced the La Golondrina Permian rift in the Deseado massif

Fig. 10:
Interpretación de la deformación del geosinclinal de SAMFRAU

através de una sección que abarca el sistema del Cabo (Sud Africa) con la ubicación de la Patagonia en el modelo clásico de Lock (1980) según la propuesta de Turner (1999). Nótese que el frente magmático asociado a la subducción pacífica está a más de 1.000 km de la trinchera oceánica



- Interpretation of the SAMFRAU “geosyncline” deformation through a section of the Cape System (South Africa) with location of Patagonia based in the classic model of Lock (1980) after the Turner (1999) proposal. Note that the magmatic front associated with the Pacific subduction is more than 1,000 km away from the oceanic trench

preservados en la Antártida occidental, habría colisionado en el Pérmico contra el Gondwana. El arco magmático habría estado desarrollado en la margen norte (coordenadas actuales) del macizo nordpatagónico y representados por los ortogneisses neopaleozoicos descritos por Llambías *et al.* (2002). Durante el Pérmico inferior se habría producido la colisión y la intensa deformación penetrativa que se observa tanto en Ventania (Von Gosen *et al.*, 1991a), como en el macizo de Somun Cura (Von Gosen, 2001a, b; 2003). Esta colisión explicaría el cambio en la procedencia de los sedimentos en el sistema de Ventania propuesto por Andreis y Cladera (1992 a, b), provenientes de fuentes maduras derivadas de un ambiente estable ubicado hacia el norte hasta el Devónico, por un cambio a detritos inmaduros con fuerte participación volcánica y procedentes del sur para el Neopaleozoico. Estos depósitos sedimentarios pérmicos inferiores representados por la Formación Las Tunas tendrían evidencia de sedimentación sinorogénica (López Gamundi *et al.*, 1995), que darían lugar al desarrollo de la antefosa de Claromecó (Ramos, 1984; López Gamundi y Rossello, 1992). Evidencias paleomagnéticas en la Sierra de Pillahuincó corroboran esta deformación pérmica (Tomezzoli y Vilas, 1999). Con posterioridad a la colisión se habría producido el intenso magmatismo ácido que caracteriza el Pérmico superior y que se continuó durante el Triásico (Llambías *et al.*, 1984).

En la Patagonia Austral este evento distensivo está asociado a procesos de rifting que se observan tanto en el macizo del Deseado como en la cuenca de San Julián postulados

por Palma y Ubaldón (1988) y que están representados en la pared colgante de la sutura eopaleozoica (Ramos, 2002), en forma similar a otros sistemas de rift que se han desarrollado en la placa superior de suturas anteriores (Gibbs, 1989).

Conclusiones

Las hipótesis que sostienen que los diferentes macizos que componen la Patagonia reconocidos como tales por Harington (1962) son y han sido parte autóctonas del margen del Gondwana a través del Paleozoico (Pankhurst *et al.*, 2003), no explican satisfactoriamente la deformación dúctil transversal a oblicua que presentan tanto el macizo de Somun Cura como el del Deseado, asociada al desarrollo de un arco magmático calcoalcalino representado por suites de tonalitas, granodioritas y granitos. Una hipótesis que explicaría en forma más coherente los datos existentes, necesitaría postular una acreción posterior de los terrenos del Deseado y Somun Cura, amalgamados en el continente Austral de Palma (1989), que culminaría colisionando en el Pérmico inferior (Fig. 11) produciendo la importante orogenia gondwánica registrada en el margen continental de los sistemas de Ventania y El Cabo en Sudáfrica (Ramos, 1984; 1986). Las evidencias isotópicas y estructurales descriptas para el macizo de Somun Cura han revaluado la alternativa de interpretar a la Patagonia como un

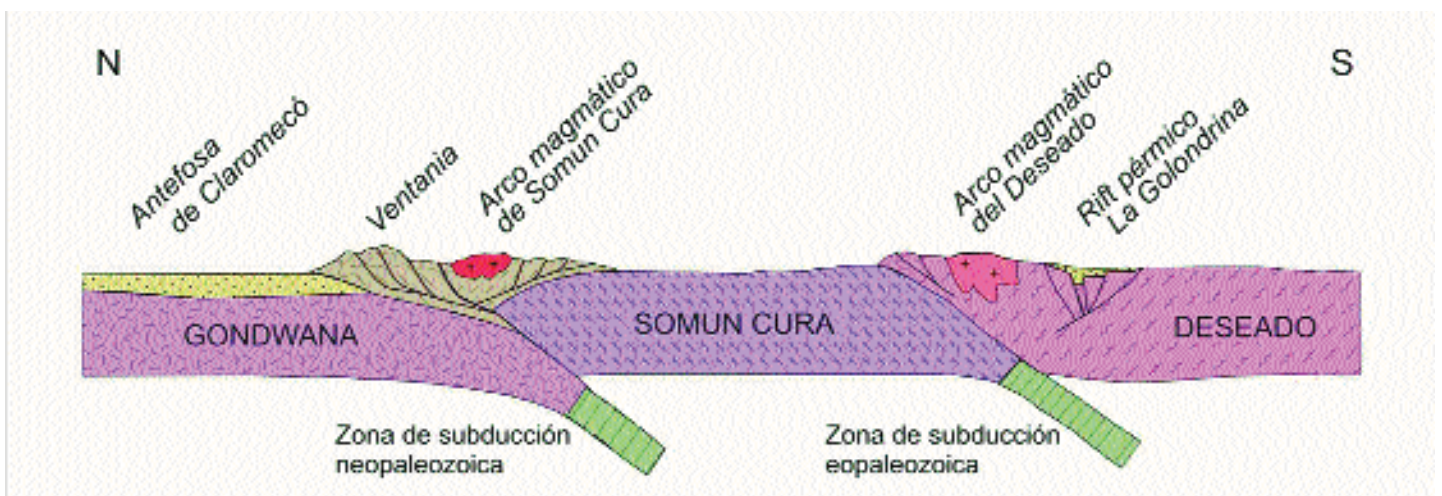


Fig. 11: Esquema conceptual que ilustra las relaciones tectónicas entre los macizos de Somun Cura y Deseado con la plataforma sudamericana (basado en Ramos, 2002).

- Conceptual model illustrating the tectonic relationships between the Somun Cura and Deseado massifs with the South American platform (based on Ramos, 2002).

terreno alóctono colisionado durante el Pérmico inferior al Gondwana (von Gosen, 2001 a, b; 2003). Sin embargo, el basamento de ambas regiones registra eventos de edad brasiliana, por lo que ambos macizos debieron de participar de la amalgamación del Gondwana. Esto permitiría postular que la Patagonia es un terreno alóctono para el Gondwana durante la

mayor parte del Paleozoico, aunque su basamento es de naturaleza para-autóctona, dado que se habría originado durante la amalgamación de este supercontinente. Ello implicaría que el basamento de los macizos del Somun Cura y el Deseado se habrían desagregado durante una importante fase de rifting en el Cámbrico inferior, para luego acrecionarse en sucesivas etapas durante el Paleozoico.



EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL

Claudio Riccomini

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP
riccomin@usp.br

Lucy Gomes Sant'Anna

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, São Paulo, SP
lsantann@hotmail.com

André Luiz Ferrari

Departamento de Geologia, Lagemar, Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ
andre@igeo.uff.br*Resumo:*

O Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), de idade paleógena, é uma depressão alongada e deprimida com pouco mais de 900 km de comprimento, desenvolvida entre as cidades de Tijucas do Sul, no Estado do Paraná, e a área submersa defronte Macaé, no Estado do Rio de Janeiro. O rift segue a linha de costa atual, da qual dista em média 70 km, alcançando o Oceano Atlântico em seu segmento ocidental e na sua terminação nordeste. Ele foi instalado no domínio da Faixa Ribeira, de idade neoproterozóica, que inclui núcleos mais antigos. Numerosos corpos de rochas alcalinas eocretáceas a paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do rift. Zonas de cisalhamento neoproterozóicas de direção NE a E-W, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, ensejaram a instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB.

O RCSB pode ser subdividido em três segmentos. O segmento ocidental engloba a Bacia de Curitiba, as formações Alexandra e Pariqüera-Açu, e os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras. O segmento central acolhe as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, assim como os depósitos das regiões de Bonfim (localizada a sudeste da Bacia de Taubaté) e Cafundó (entre as bacias de Resende e Volta Redonda). O segmento oriental compreende as bacias do Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João.

Os depósitos de travertino da Bacia de Itaboraí, de idade paleocena-eocena, representam o registro sedimentar mais antigo, coetâneo à instalação do rift. Eles encontram-se intercalados e recobertos por depósitos de idade eocena constituídos essencialmente por diamictitos, conglomerados polimíticos e lamitos maciços (contendo calcretes) de sistemas de leques aluviais. Os leques aluviais estão presentes em todas as bacias. Nas porções internas das bacias predominam planícies aluviais de rios entrelaçados, contendo depósitos de arenitos com estratificações cruzadas intercalados aos lamitos maciços. Lavas ankaramíticas ocorrem intercaladas aos lamitos no Gráben de Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) e entre os travertinos e conglomerados na Bacia de Itaboraí. Depósitos lacustres de idade oligocena, gerados em um sistema playa-lake bem desenvolvido na parte central da Bacia de Taubaté, compreendem argilitos, folhelhos ricos em matéria orgânica (localmente oleígenos), dolomitos e arenitos, estes últimos nas bordas do paleolago. A deposição do sistema playa-lake na Bacia de Taubaté foi cíclica, provavelmente influenciada por ciclos anuais, de paleo El Niño (ENSO), de atividade solar e de Milankovitch (precessão, obliquidade e excentricidade). A parte superior da seqüência sin-rift é formada principalmente por arenitos, argilitos e subordinadamente conglomerados relacionados à deposição em sistemas fluviais meandrantos.

Durante o Neógeno, o segmento central do RCSB esteve sob a ação de um regime transcorrente, com distensão NW-SE e compressão NE-SW localizada. Altos estruturais relacionados à transpressão causaram a segmentação da depressão original do rift. Bacias de afastamento (pull-apart) relacionadas à transtensão ou ao relaxamento final dos esforços compressivos instalaram-se no alto estrutural que separa as bacias de São Paulo e Taubaté, acompanhadas da deposição de arenitos com estratificação cruzada e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado. Este evento foi seguido pela deposição de conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos de sistema fluvial meandrante na Bacia de Taubaté.

Evidências de movimentações neotectônicas podem ser observadas em várias localidades ao longo do RCSB. Elas estão relacionadas a um evento compressivo de direção NW-SE, do Pleistoceno tardio a Holoceno, seguido, sucessivamente, por extensão holocena de direção E-W a NW-SE e, finalmente, compressão E-W.

Palavras-chave: Bacias tafrogênicas, Rift, Cenozóico, Serra do Mar, Sudeste do Brasil.

Abstract:

The Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB), of Paleogene age, is an elongate narrow trough, over 900 km long, that stretches from Tijucas do Sul (Paraná) in the WSW to Macaé (Rio de Janeiro) in the ENE. The rift roughly parallels the present-day coast line, reaching the Atlantic Ocean in the northeast. It developed within the domain of the Neoproterozoic Ribeira Belt which contains older nuclei of Archaean to Mesoproterozoic age. Early Cretaceous to Paleogene alkaline bodies occur along the borders of the rift. NE to E-W Neoproterozoic shear zones, reactivated as normal faults during the Paleogene and as strike-slip faults afterwards, were responsible for the generation and tectonic deformation of sedimentary basins that constitute the CRSB.

The CRSB may be subdivided in three segments. The western segment encompasses the Curitiba Basin, the Alexandra and Pariquera-Açu formations and the Guaraqueçaba, Cananéia and Sete Barras grabens. The central segment hosts the São Paulo, Taubaté, Resende and Volta Redonda basins, as well as the sedimentary occurrences of Bonfim (southeastern of Taubaté Basin) and Cafundó (between the Resende and Volta Redonda basins) areas. The eastern segment comprises the Macacu and Itaboraí basins and the Barra de São João Graben.

The oldest syn-rift deposition is represented by Paleocene to Eocene travertine deposits of the Itaboraí Basin. Eocene deposits consist essentially of diamictites, polymictic conglomerates and massive mudstones (containing carbonate paleosols) of alluvial fan systems. Well developed alluvial plains of braided rivers with cross-bedded sandstones interbedded with massive mudstones are present in the inner parts of the basins. Eocene ankaramite lava-flows occur in the Casa de Pedra Graben (Volta Redonda Basin), intercalated in alluvial mudstone, and in the Itaboraí Basin, in contact with travertine and conglomerate. Oligocene lacustrine deposits, formed in a well-developed playa-lake system in the central part of the Taubaté Basin, comprise claystone, organic-rich shale (locally oil-shale), and minor layers of dolomite. Sandstone occurs at the borders of the paleolake. Deposition of the playa-lake system in the Taubaté Basin was cyclic and probably influenced by annual, paleo El Niño Southern Oscillation (ENSO), solar activity and Milankovitch cycles (precession, obliquity and eccentricity). The upper part of the syn-rift sequence is mainly composed of sandstones, claystones and minor conglomerates deposited in a fluvial meandering system.

During the Neogene (Miocene) the central segment of the CRSB was under strike-slip regime, with NW-SE extension and local NE-SW compression. Structural highs related to transpression caused the segmentation of the original rift depression. Deposition of cross-bedded sandstones and conglomerates of a fluvial braided system in pull-apart basins, within the structural high between the São Paulo and Taubaté basins, took place during the transtension or final relaxation of the compressive stress related to this tectonic phase. It was followed by the installation of a fluvial meandering system in the Taubaté Basin, where conglomerates, sandstones, siltstones and claystones were deposited.

Widespread Quaternary neotectonic features along the CRSB are related to a NW-SE Late Pleistocene-Holocene compressive stress regime followed, successively, by an E-W to NW-SE Holocene extension and an E-W compression.

Keywords: Taphrogenic Basins, Rift, Cenozoic, Serra do Mar, Southeastern Brazil.

Resumen:

El Rift Continental del Sudeste del Brasil (RCSB), de edad Paleógeno, es una depresión alargada con poco más de 900 km de extensión, desarrollada entre las ciudades de Tijucas do Sul (Estado del Paraná) y la región sumergida en frente a Macaé (Estado del Rio de Janeiro). El rift acompaña a grandes rasgos la línea de costa actual, de la cual dista en media 70 km, alcanzando el Océano Atlántico en su segmento occidental y extremo nordeste. Este rift fue instalado en el dominio de la Faja Ribeira de edad Neoproterozoica, la cual reúne núcleos más antiguos. Numerosos cuerpos de rocas alcalinas del Cretácico Inferior a Paleógeno ocurren a lo largo de los bordes del rift. Antiguas zonas de cizalla del Proterozoico, de dirección NE a E-W, reactivadas como fallas normales en el Paleógeno y transcurrentes en el Neógeno, fueron responsables por la generación y la posterior deformación de las cuencas que constituyen el RCSB.

El RCSB puede ser subdivido en tres segmentos. El segmento occidental abarca la Cuenca de Curitiba, las formaciones Alexandra y Pariquera-Açu, y los grabenes de Guaraqueçaba, Cananéia y Sete Barras. El segmento central engloba las cuencas de São Paulo, Taubaté, Resende y Volta Redonda, así como los depósitos de las regiones de Bonfim (ubicada a sudeste de la Cuenca de Taubaté) y Cafundó (entre las cuencas de Resende y Volta Redonda). El segmento oriental comprende las cuencas de Macacú, de Itaboraí y el Graben de Barra de São João.

Los depósitos de travertino de la Cuenca de Itaboraí, de edad Paleoceno-Eoceno, representan el registro sedimentario más antiguo, concomitante a la instalación del rift. Ellos se encuentran intercalados y recubiertos por depósitos de edad Eoceno que reúnen esencialmente diamictitas, conglomerados polimicticos y lodolitas macizas (incluyendo paleosuelos calcíticos) de sistemas de abanicos aluviales. Los abanicos aluviales están presentes en todas las cuencas. En las porciones internas de las cuencas predominan areniscas con estratificación cruzada de planicies aluviales de ríos entrelazados, intercaladas con lodolitas macizas de abanicos aluviales. Coladas de composición ankaramítica ocurren intercaladas con las lodolitas en el Graben de Casa de Pedra (Cuenca de Volta Redonda) y entre los travertinos y conglomerados en la Cuenca de Itaboraí. Depósitos lacustrinos de edad Oligoceno, generados en sistema de playa-lake bien desarrollado en la parte central de la Cuenca de Taubaté, comprenden arcillitas, lutitas ricas en materias orgánicas (localmente oleaginosos), dolomitas y areniscas, estas últimas en los bordes del paleolago. La sedimentación del sistema playa-lake en la Cuenca de Taubaté fue cíclica, proba-

blemente influenciada por ciclos anuais, de paleo-El Niño (ENSO), de actividad solar y de Milankovitch (precesión, oblicuidad, excentricidad). La parte superior de la secuencia sin-rift, relacionada a un sistema fluvial meándrico, incluye principalmente areniscas, arcillitas y subordinadamente conglomerados.

Durante el Neógeno, el segmento central del RCSB estuvo bajo la acción de un régimen transcurrente, con extensión NW-SE y compresión NE-SW localizada. Altos estructurales relacionados a régimen transcompresional ocasionaron el desmembramiento de la configuración original del rift. Cuencas pull-apart, relacionadas a régimen transtensional o a relajamiento final de la tensión compresiva, se instalaron en el alto estructural que separa las cuencas de São Paulo y Taubaté, acompañada de sedimentación de areniscas con estratificación cruzada y conglomerados de sistema fluvial entrelazado. Este evento fue seguido por la instalación de un sistema fluvial meándrico en la Cuenca de Taubaté, incluyendo depósitos de conglomerados, areniscas, pelitas y arcillitas.

Evidencias de movimentaciones tectónicas cuaternarias pueden ser observadas en varias localidades del RCSB. Están relacionadas a evento compresivo de dirección NW-SE, del Pleistoceno tardío a Holoceno, seguido, sucesivamente, por extensión Holoceno de dirección E-W a NW-SE y, finalmente, compresión E-W.

Palabras llave: Cuencas extensionales, Rift; Cenozoico, Serra do Mar, Sudeste del Brasil.

Introdução

Parte considerável da obra do Professor Fernando Flávio Marques de Almeida foi devotada ao estudo do Cenozóico brasileiro. A temática foi abordada em seus múltiplos aspectos, destacando-se, de imediato, os notáveis trabalhos sobre o vulcanismo cenozóico das ilhas oceânicas do Arquipélago de Fernando de Noronha e da Ilha da Trindade e os fundamentos geológicos do relevo paulista. O estudo do tectonismo cenozóico do Sudeste do Brasil, suas causas e conseqüências, foi certamente um dos assuntos que mais mereceram a atenção do Professor Fernando. Quase sessenta anos de dedicação ao problema avultaram sua obra.

Sua contribuição inicial ao tema remonta à década de 1940, com a descrição de sedimentos supostamente pliocênicos no Vale do Rio Paraíba, Estado de São Paulo (Almeida, 1946). No início da década de 1950 descreveu novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos estados de São Paulo e Paraná (Almeida, 1952). Posteriormente, confirmou a hipótese de origem tectônica para a Bacia de São Paulo (Almeida, 1955), anteriormente formulada por Washburne (1930) e Freitas (1951), ao concluir que a sedimentação acompanhou o afundamento da bacia, ocorrendo compensação entre ambos os fenômenos durante a maior parte do processo. Nos anais do Simpósio internacional sobre as margens continentais do tipo Atlântico englobou, no que denominou de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, o complexo de vales tectônicos, áreas montanhosas soerguidas por falhas e bacias sedimentares menores de origem tectônica do Sudeste do Brasil (Almeida, 1976). Considerou-o um dos aspectos topográficos e estruturais mais notáveis da margem atlântica das Américas, resultante dos expressivos movimentos verticais opostos entre a Bacia de Santos e a área continental vizinha. No início da década de 1980, Fernando F. M. de Almeida, Y. Hasui e C. D. R. Carneiro introduziram e acompanharam o autor sênior e outros colegas, então geólogos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, no estudo do sistema de *rifts*. Levantamentos geológicos e

estruturais de semi-detalle e detalle foram conduzidos nas bacias de São Paulo, Resende e Volta Redonda, além do extremo leste da Bacia de Taubaté. Dentre os trabalhos resultantes desta fase, cinco merecem referência. O primeiro dando conta da descoberta de lavas ankaramíticas na Bacia de Volta Redonda, datadas do Eoceno pelo método K-Ar (Riccomini *et al.*, 1983), e que viria a se constituir na primeira indicação de idade absoluta para o preenchimento das bacias. A seguir, o estudo de detalle sobre a tectônica da Formação Itaquaquecetuba, unidade então recém-definida na área da Bacia de São Paulo (Almeida *et al.*, 1984), demonstrando a existência de reativações rúpteis sucessivas ao longo de zonas de cisalhamento preexistentes. Os três outros trabalhos foram publicados no ano seguinte. Em um deles os autores relacionaram a sedimentação e a tectônica na Bacia de Resende (Melo *et al.*, 1985a), em outro analisaram o padrão de fraturamento das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Campanha *et al.*, 1985) e, num terceiro, apresentaram uma integração dos dados então disponíveis sobre o sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiro (Melo *et al.*, 1985b). Na década de 1990, Almeida & Carneiro (1998) trouxeram a público nova e importante contribuição ao relacionar a um evento iniciado no Paleoceno a deformação da superfície Japi por flexuras e falhas, ensejando a instalação das bacias tafrogênicas e das serras da Mantiqueira e do Mar. A Serra do Mar teria sido originada por movimentação ao longo da Falha de Santos, com abatimento do bloco situado a sudeste desta, posteriormente recoberto por sedimentos marinhos cenozóicos. Sua frente estaria, portanto, na área atualmente ocupada pela plataforma continental, e o seu traçado atual resultaria essencialmente do recuo erosivo, continente adentro, da escarpa-de-falha original.

Ainda que breve, esse retrospecto evidencia a enorme contribuição do Professor Fernando Flávio Marques de Almeida ao estudo do tectonismo cenozóico e, em particular, da origem e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiro. A intenção dos autores, no presente trabalho, é oferecer um quadro atualizado do conhecimento disponível sobre esta importante feição tectônica. A abordagem é limitada, por um lado, às bacias relacionadas à tafrogênese, ou seja, à instalação de *rifts* controlada por falhas normais de alto ângulo de mergulho, com subsidência associada, e por outro, aos depósitos cenozóicos cuja deposição respondeu ao tectonismo deformador das bacias e confinados às depressões tectônicas. Optou-se por não incluir, neste momento, outras acumulações sedimentares de ocorrência mais restrita, sem evidências de controle tectônico na sua instalação, mas sim na fase de deformação. Tal é o caso dos depósitos da região de Atibaia - Bragança Paulista, no Estado de São Paulo, dentre os quais destacam-se os de Tanque, Santa Isabel, Igaratá, Pinhalzinho e Bom Jesus dos Perdões (*e.g.* Bistrichi 2001; Bistrichi *et al.*, 2003), e os da região de Aiuruoca, no Estado de Minas Gerais (Santos, 1999), de idade equivalente àqueles das bacias tafrogênicas de São Paulo e Taubaté (Garcia, 2003). Da mesma forma, não são analisadas as coberturas sedimentares quaternárias, que extrapolam a calha tectônica das bacias tafrogênicas.

Bacias tafrogênicas cenozóicas: o Rift Continental do Sudeste do Brasil

Almeida (1976), ao empregar a designação Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, procurou demonstrar o vínculo genético entre as depressões tectônicas - parcialmente ocupadas por bacias sedimentares - e regiões montanhosas soerguidas por falhas, com o notável acidente topográfico do Sudeste do Brasil representado pela Serra do Mar.

Riccomini (1989) propôs a designação de *Rift*

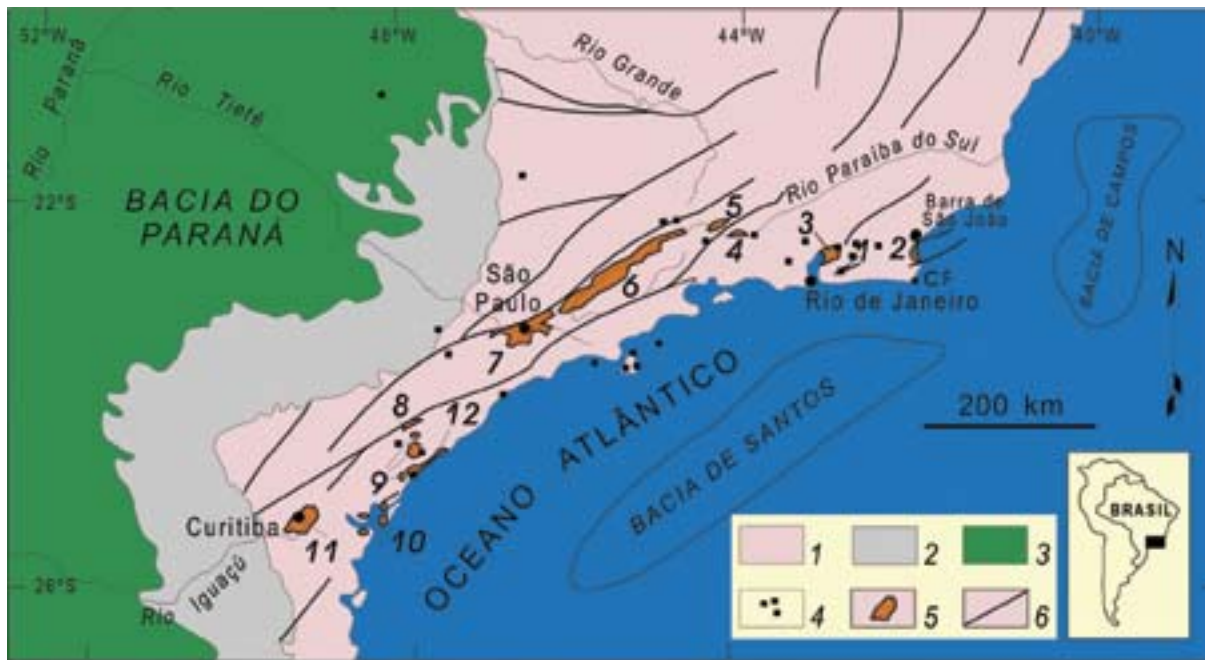


Fig. 1 - Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) - 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fontes: modificado de Melo *et al.*(1985a), Riccomini *et al.*(1996) e Ferrari & Silva (1997)

- Regional geologic context of the Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB) - 1) Precambrian basement rocks; 2) Paleozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin; 3) Early Cretaceous tholeiitic volcanic rocks of the Serra Geral Formation; 4) Mesozoic to Cenozoic alkaline rocks; 5) Cenozoic basins of the CRSB (1- Itaboraí Basin, 2- Barra de São João Graben, 3- Macacu Basin, 4- Volta Redonda Basin, 5- Resende Basin, 6- Taubaté Basin, 7- São Paulo Basin, 8- Sete Barras Graben, 9- Pariqüera-Açu Formation, 10- Alexandra Formation and Guaraqueçaba Graben, 11- Curitiba Basin, 12- Cananéia Graben); 6) Precambrian shear zones, in part reactivated during the Mesozoic and Cenozoic. After Melo *et al.*(1985a), Riccomini *et al.*(1996) and Ferrari & Silva (1997), modified

Continental do Sudeste do Brasil, empregando o termo *rift* no sentido geomorfológico (Gregory, 1894). Por entender que na sua origem a feição teria sido muito mais contínua do que hoje aparenta ser, talvez beirando a casa do milhar de quilômetros de comprimento, usou o termo *rift* no singular. A sua expressão atual estaria assinalada mormente pelas ocorrências de sedimentos, que poderiam ser designadas mais propriamente de grábens. O termo continental, segundo o autor, enfatizaria tratar-se o *rift* da entidade tectônica da área continental emersa, diferenciando-o da Bacia de Santos, na porção oceânica adjacente, com a qual guardaria relações em parte de sua evolução cenozóica. A referência ao Sudeste do Brasil seria geograficamente mais abrangente do que Serra do Mar, por tratar-se esta de uma das feições do relevo relacionadas ao *rift*. No presente trabalho é empregada a designação *Rift Continental do Sudeste do Brasil*.

Feição tectônica de idade cenozóica, o *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)* desenvolve-se entre as cidades de Curitiba, no Paraná, e Barra de São João, no Rio de Janeiro, numa extensão de pouco mais de 900 km (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*,2000a). Morfológicamente, o RCSB apresenta-se como uma faixa estreita e deprimida, alongada segundo a direção ENE, seguindo a linha de costa atual, da qual dista em média cerca de 70 km, alcançando o Oceano Atlântico em suas terminações sudoeste e nordeste (Fig. 1 e 2).

Almeida (1976) havia originalmente englobado no Sistema de *Rifts* da Serra do Mar as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e o *Rift* da Guanabara, este incluindo a Bacia de Itaboraí. Riccomini (1989), ao definir o RCSB, acrescentou à feição a Bacia de Volta Redonda (Amador & Castro, 1976), no Estado do Rio de Janeiro, a ocorrência de

Bonfim, em São Paulo (Paes Leme, 1930), localizada próxima à atual borda sudeste da Bacia de Taubaté, e as formações Alexandra (Bigarella *et al.*,1959), na região da Baía de Paranaguá, no Paraná, e Pariqüera-Açu (no sentido de Bigarella & Mousinho, 1965), no Vale do Rio Ribeira de Iguape, São Paulo. Propôs a existência de uma ligação pretérita, em uma única calha deposicional, das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, que viriam a ser posteriormente isoladas em decorrência do tectonismo deformador do *rift*. Sugeriu ainda a existência de continuidade entre as formações Alexandra e Pariqüera-Açu, evidenciada pelas ocorrências de depósitos em topos de colinas e meias-encostas, sob a forma de manchas isoladas, o que reforçaria a correlação anteriormente proposta por Bigarella *et al.* (1959). Riccomini (1989) também relacionou ao RCSB o então recém-definido Gráben de Sete Barras, contendo depósitos que foram separados da Formação Pariqüera-Açu por serem considerados mais antigos (Melo *et al.*,1989). Riccomini & Coimbra (1992) incorporaram ao RCSB o Gráben de Barra de São João, reconhecido por Mohriak & Barros (1990) na região da plataforma continental, e uma nova área de ocorrência de sedimentos cenozóicos na região da Baía de Paranaguá, o Gráben de Guaraqueçaba. Mais recentemente, foram considerados como pertencentes ao RCSB os depósitos da área do Cafundó (Mello *et al.*,1995), na região que separa as bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda, o Gráben de Cananéia (Souza *et al.*,1996), na região litorânea do sul de São Paulo, e a Bacia do Macacu (Ferrari & Silva 1997), na área do Gráben da Guanabara.

No quadro atual, o *Rift Continental do Sudeste do Brasil* pode ser dividido em três segmentos (Riccomini *et al.*,2000a). O ocidental engloba a Bacia de Curitiba, a área de

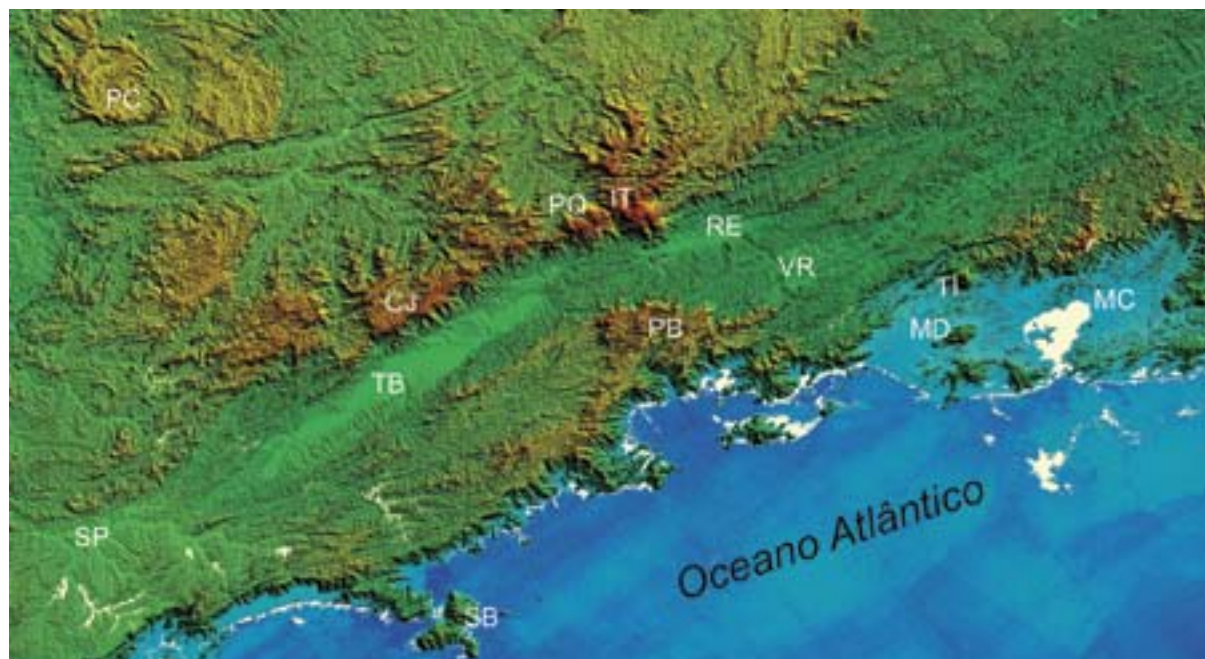


Fig. 2 - Principais feições geomorfológicas do RCSB, entre as bacias de São Paulo e Macacu. No modelo de elevação do terreno destacam-se as bacias sedimentares de São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE), Volta Redonda (VR) e Macacu (MC), os planaltos da Bocaina (PB), na Serra do Mar, e de Campos do Jordão (CJ), na Serra da Mantiqueira, além dos maciços alcalinos de Poços de Caldas (PC), Passa Quatro (PQ), Itatiaia (IT), São Sebastião (SB), Tinguá (TI) e Mendanha (MD), dentre outros. Notar a marcante estruturação do embasamento, segundo a direção geral ENE a NE, com zonas de cisalhamento proterozóicas reativadas no Mesozóico e Cenozóico. Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002

- The main geomorphological features of the CRSB between the São Paulo and Macacu basins. Features highlighted in the digital elevation model: São Paulo (SP), Taubaté (TB), Resende (RE), Volta Redonda (VR) and Macacu (MC) sedimentary basins; the Bocaina Plateau (PB), in the Serra do Mar, and the Campos do Jordão Plateau (CJ), in the Serra da Mantiqueira; and the Poços de Caldas (PC), Passa Quatro (PQ), Itatiaia (IT), São Sebastião (SB), Tinguá (TI) and Mendanha (MD) alkaline massifs. Note the striking ENE to NE Proterozoic structures of the basement, reactivated in the Mesozoic and Cenozoic. Source: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002

ocorrência da Formação Alexandra, os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia, e a área de ocorrência da Formação Pariqüera Açú; o segmento central compreende as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; o segmento oriental encerra o Gráben da Guanabara, que aloja as bacias do Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João (Fig. 1).

Contexto geológico regional

O RCSB desenvolveu-se sobre gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau, de idade arqueana a neoproterozóica, do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), ou Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), e diversas suítes de rochas granitóides intrusivas, de idade neoproterozóica (Janasi & Ulbrich, 1991). Hasui *et al.* (1978) e Schobbenhaus *et al.* (1984) referiram-se a esta área como Região de Dobramentos Sudeste, devido a sua posição na Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1976), e Almeida & Hasui (1984) incluíram-na no setor central da Província Mantiqueira. Característica notável deste cinturão é o seu recorte por densa trama de zonas de cisalhamento dúcteis, orientadas segundo ENE a E-W (Sadowski & Motidome, 1987), ativas até o final do Ciclo Brasileiro, no Cambro-Ordoviciano. São zonas de cisalhamento dextrais subverticais e profundas, que registram importante componente transpressional durante a evolução do cinturão (Trouw *et al.*, 2000).

A partir do Jurássico Superior a região esteve sujeita aos fenômenos relacionados inicialmente à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), que evoluíram sucessivamente

para a ruptura continental e abertura do Atlântico Sul (v.g. Estrella, 1972; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Porto, 1980; Asmus, 1982), processos reunidos no denominado Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1984). Ele tem seu início assinalado pelo vulcanismo basáltico eocretáceo da Formação Serra Geral (e.g. Stewart *et al.*, 1996). Inclui ainda manifestações alcalinas, distribuídas em três pulsos principais: Eocretáceo; Neocretáceo a Paleoceno; Eoceno (Amaral *et al.*, 1967; Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2004a,b).

Admite-se hoje, de forma consensual, a existência de vínculo entre a instalação e desenvolvimento do RCSB com o Evento Sul-Atlântico. Embora os diferentes modelos propostos para a origem dessas bacias tafrogênicas apresentem convergência ao relacioná-las com o tectonismo e a morfogênese que levaram à formação das serras do Mar e da Mantiqueira, não há consenso quanto aos seus mecanismos geradores. Por outro lado, são ainda pouco numerosos os estudos dedicados ao tectonismo deformador ou modificador dessas bacias (v.g. Riccomini, 1989; Ferrari, 2001), incluindo importante atividade neotectônica (Riccomini *et al.*, 1989; Salvador & Riccomini, 1995; Riccomini & Assumpção, 1999; Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002).

Geologia do Rift Continental do Sudeste do Brasil

O embasamento pré-cambriano a eopaleozóico

Trouw *et al.* (2000) apresentaram uma proposta de compartimentação para o segmento central do Cinturão Ribeira em unidades tectono-estratigráficas. Em trabalho posterior enfocando o Estado do Rio de Janeiro, Heilbron & Machado

Fig. 3 - Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil - 1) Cráton do São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental - Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental - Arco Magmático Rio Negro; 6) Klippe Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB): A - São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D - Volta Redonda; E - Macacu; F - Itaboraí; G - Barra de São João; 11) sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) falhas reversas, nappes; 13) Alinhamento Magmático de Cabo Frio; 14) limites de grábens do RCSB. Fontes: modificado de Riccomini (1989), Ferrari (1990), Mohriak & Barros (1990), Heilbron *et al.*(2000) e Ferrari (2001)



- Tectonic map of southeastern Brazil - 1) São Francisco Craton; 2) Brasília Fold Belt; 3) Cabo Frio Terrain; 4) Oriental Terrain - Costeiro Domain; 5) Oriental Terrain - Rio Negro Magmatic Arc; 6) Paraíba do Sul Klippe; 7) Ocidental Terrane; 8) Paraná Basin; 9) Late Cretaceous to Eocene alkaline bodies; 10) sedimentary basins of the Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB): A - São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D - Volta Redonda; E - Macacu; F - Itaboraí; G - Barra de São João; 11) Cenozoic sediments; 12) reverse faults, nappes; 13) Cabo Frio Magmatic Lineament; 14) boundaries of CRSB grabens. After Riccomini (1989), Ferrari (1990), Mohriak & Barros (1990), Heilbron *et al.*(2000) and Ferrari (2001), modified

(2003) consideraram essas unidades como terrenos, designados, de leste para oeste, de Cabo Frio, Terreno Oriental, *Klippe* do Paraíba do Sul e Terreno Ocidental, este em parte resultante do retrabalhamento da margem sudeste do Cráton do São Francisco (Fig. 3). O Terreno Cabo Frio constitui-se no substrato do Gráben de Barra de São João e, ao contrário do *trend* geral nordeste do restante do Cinturão Ribeira, apresenta estruturação segundo a direção noroeste. Este terreno possui embasamento mesoproterozóico, constituído por ortognaisses de composição granítica a granodiorítica, seccionados por ortoanfíbolitos, aos quais se justapõem granada-ortoanfíbolitos, provavelmente de mesma idade. É recoberto por seqüências supracrustais neoproterozóicas que incluem gnaisses, anfíbolitos, rochas calciossilicáticas e sillimanita gnaisses com alternância de bandas metapelíticas e metapsamíticas. O Terreno Oriental é composto, no geral, por gnaisses anfíbolíticos a granulíticos intercalados com mármore, rochas calciossilicáticas e, na área das bacias do Macacu e Itaboraí, por granitóides foliados ou não, de idade neoproterozóica ou mais jovem. A *Klippe* do Paraíba do Sul é uma estrutura sinformal que inclui ortognaisses e rochas metassedimentares paleoproterozóicas. O Terreno Ocidental inclui um domínio cratônico autóctone, com gnaisses arqueanos a paleoproterozóicos recobertos por seqüências supracrustais proterozóicas, e uma porção alóctone, substrato das bacias de Resende e Volta Redonda, composta por um embasamento gnáissico paleoproterozóico recoberto por seqüências metassedimentares clásticas.

No leste do Estado de São Paulo, largas áreas de ocorrência de rochas gnáissico-migmatíticas de médio a alto grau metamórfico foram enfeixadas nos complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora, este último com predominância de granulitos (Machado Filho *et al.*,1983). O denominado Sistema de Cavaleiros Juiz de Fora (Trouw *et al.*,2000) ou Terreno Juiz de Fora (Heilbron & Machado, 2003) adentraria esta

parte do Estado de São Paulo, constituindo o substrato da Bacia de Taubaté.

Ao sul da Bacia de São Paulo, estendendo-se até o Paraná, as rochas gnáissico-migmatíticas são conhecidas como Complexo Costeiro, onde os gnaisses são os litotipos predominantes e contêm faixas máficas e félsicas (com biotita e/ou anfíbólio e leitos claros com quantidades variáveis de quartzo e feldspatos plagioclásio e alcalino). Subordinadamente ocorrem gnaisses granitóides, gnaisses granatíferos, rochas charnockíticas e lentes embutidas de quartzitos, rochas calciossilicáticas, mármore, anfíbolitos e rochas metabásicas.

Nas regiões ao norte, sudoeste e sul da Bacia de São Paulo é também expressiva a ocorrência de metassedimentos diversos, de idade proterozóica, os quais foram submetidos à deformação ao longo de zonas de cisalhamento e metamorfismo no Neoproterozóico. Estes metassedimentos compreendem essencialmente filitos e xistos, respectivamente nas regiões ao norte e ao sul-sudoeste da Bacia de São Paulo. Os metassedimentos ao norte da Bacia de São Paulo foram denominados de Grupo São Roque por vários autores (e.g. Hasui, 1975; Almeida *et al.*, 1981; Schobbenhaus *et al.*, 1984). Em áreas restritas e intercalados nos filitos, ocorrem corpos lenticulares de metadolomitos, metamargas, quartzitos, rochas calciossilicáticas, rochas metabásicas ou metaconglomerados, com predominância dos primeiros. Em trabalho mais recente, estas rochas foram divididas nos grupos Serra do Itaberaba, contendo três seqüências, vulcano-sedimentar, clasto-química e clástica, e São Roque, essencialmente clástico (Juliani, 1993). Os metassedimentos situados ao sul e sudoeste da bacia foram reunidos no complexo Pilar (Hasui & Sadowski, 1976), entendidos como pertencentes ao Grupo Açungui. A designação de Complexo Embu (Hasui & Sadowski, 1976) tem sido reservada às rochas gnáissicas e migmatíticas, que contêm bandas micáceas xistosas, muitas vezes abundantes e caracterizando xistos (Machado Filho *et*

al.,1983), formados essencialmente por biotita, e bandas gnáissicas ou de mobilizados neossomáticos. As rochas desta unidade apresentam-se, a leste, como faixas estreitas intercaladas no Complexo Paraíba do Sul e, a oeste, em contato com os metassedimentos do Grupo Açungui.

Em direção ao sul de São Paulo e ao Estado do Paraná, os metassedimentos do Grupo Açungui passam a predominar. Neste setor, Campanha (1991) individualizou diversas faixas de rochas metacarbonáticas proterozóicas (formações Itaiacoca, Capiru, Água Clara e Subgrupo Lajeado), de orientação NE, às quais encontram-se interpostos metapelitos da Formação Perau e xistos da Formação Setuva, estes correlacionáveis ao Complexo Embu. Para sudeste, rumo ao litoral, tem-se larga extensão de rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico (Dantas *et al.*,1987), que servem, em grande parte, de embasamento para a Bacia de Curitiba, Gráben de Guaraqueçaba e formações Alexandra e Pariqüera-Açu. Xistos da Formação Setuva compõem o substrato do Gráben de Sete Barras e das porções ocidentais da área de ocorrência da Formação Pariqüera-Açu e da Bacia de Curitiba. Desta, a Formação Capiru avizinha-se ao norte.

No Cinturão de Dobramentos Ribeira ocorrem ainda diversas suítes de rochas granitóides, em sua maior parte neoproterozóicas, com caráter pré-, sin- ou pós-tectônico em relação à atividade ao longo das zonas de cisalhamento regionais (Machado Filho *et al.*,1983; Janasi & Ulbrich 1991).

O magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico

Na porção meridional da Plataforma Brasileira são reconhecidas cerca de uma centena de intrusões de rochas alcalinas pós-paleozóicas. Na região do RCSB essas rochas integram as províncias do Arco de Ponta Grossa, Serra do Mar (Almeida, 1983) e do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991; Riccomini *et al.*,2004a).

As intrusões alcalinas da Província Arco de Ponta Grossa estão alojadas ao longo de falhas profundas de direção NW, em parte condutos para o magmatismo toleítico eocretáceo da Formação Serra Geral. Ocorrem cerca de quinze intrusões alcalinas eocretáceas, sendo o Maciço de Jacupiranga (131 ± 3 Ma, segundo Amaral, 1978 e Roden *et al.*,1985) o de maior expressão em área. Predominam rochas alcalinas de filiação gabróide e ultramáfica, ocorrendo uma grande variedade de tipos litológicos, incluindo carbonatitos, como em Jacupiranga, Juquiá-Serrote e Barra do Itapirapuã (Gomes *et al.*,1990), ou subordinadamente de natureza félsica, subsaturada a saturada, como no maciço de Tunas (Gomes *et al.*,1987).

A Província Serra do Mar, de idade neocretácea, é controlada por falhas de direção NE a ENE, relacionadas ao desenvolvimento do acidente topográfico homônimo e da Bacia de Santos (Riccomini *et al.*,2004a). Inclui as intrusões alcalinas das ilhas próximas à costa do litoral norte do Estado de São Paulo, sendo a maior delas a de São Sebastião, composta por sienitos e gabros, além de outras menores, como as das ilhas Montão de Trigo, Búzios e Vitória. Na Serra da Mantiqueira tem-se a intrusão de Ponte Nova, constituída por nefelina melagabros, leucogabros e veios sieníticos. Mais ao sul, na área geográfica do Arco de Ponta Grossa, ocorrem as intrusões de Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto, constituídas por rochas alcalinas félsicas.

A Província do Alinhamento Magmático de Cabo Frio desenvolve-se ao longo de extensa zona de fratura transcorrente sinistral, de direção geral WNW, com pelo menos duas fases de reativação e magmatismo associado, no Neocretáceo a Paleoceno e durante o Eoceno (Riccomini *et al.*,2004a). Inclui centros alcalinos intrusivos, sob a forma de *stocks* e

maciços maiores, ocorrências efusivas e um número expressivo de diques. Dentre os corpos intrusivos destacam-se, pelas suas dimensões, os maciços neocretáceos de Itaitiaia (idade média K/Ar de 73 Ma, Lauer, 1988) e Passa Quatro (idade Rb/Sr de $70,3 \pm 0,5$ Ma, Lauer, 1988), compostos essencialmente por nefelina sienitos. Entre as manifestações caracteristicamente vulcânicas, tem-se a ocorrência de Nova Iguaçu (Klein, 1992) e as lavas ankaramíticas intercaladas em sedimentos paleogênicos das bacias de Volta Redonda (Riccomini *et al.*,1983; Riccomini *et al.*,1991a) e Itaboraí (Klein & Valença, 1984; Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992), os dois últimos descritos mais adiante.

A Superfície de Aplainamento Japi

Marcante feição geomorfológica do Sudeste do Brasil, a Superfície de Aplainamento Japi (Almeida, 1958b; 1964) é particularmente bem caracterizada pelo nivelamento do topo das serranias quartzíticas situadas a noroeste da Bacia de São Paulo. Esta superfície também nivela as cimeiras das regiões montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira. Quando não deformada encontra-se a cerca de 1200 m de altitude, atingindo 2000 - 2100 m nas regiões tectonicamente soerguidas dos planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina.

A idade da Superfície de Aplainamento Japi foi inicialmente considerada neocretácea, sem excluir a possibilidade de que tenha continuado a evoluir durante o Cenozóico (Almeida, 1964). Posteriormente, foi admitida como eocênica, uma vez que teria existido anteriormente à subsidência tectônica do segmento central do RCSB e pelo fato de ter nivelado as intrusões alcalinas senonianas (Almeida, 1976), particularmente na região do Triângulo Mineiro. Os edifícios vulcânicos dos maciços alcalinos de Itaitiaia e Passa Quatro, datados do final do Cretáceo, já haviam sido erodidos pela Superfície de Aplainamento Japi à época de deposição dos sedimentos terciários (Almeida,1983). Os equivalentes plutônicos desses maciços permaneceram como relevos residuais. Na região do Gráben da Guanabara, rochas alcalinas efusivas subaéreas (hialoclastitos fonolíticos) que ocorrem em uma janela do embasamento em meio aos sedimentos paleogênicos da Bacia do Macacu, foram datadas de $65,65 \pm 0,05$ Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; a preservação dessas rochas sugere que, após a sua eclosão, a erosão no embasamento foi incipiente ou até mesmo ausente, restringindo ao Neocretáceo a atuação dos processos erosivos relacionados ao desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi neste setor do RCSB (Ferrari *et al.*,2001).

A Superfície de Aplainamento Japi, além de constituir-se num importante elemento de correlação regional, é considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias do *rift* (Almeida, 1976; 1983). Sua presença evidencia uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno, anterior à instalação do RCSB.

Arquitetura das bacias do RCSB

O conhecimento disponível sobre o arranjo tridimensional das bacias integrantes do RCSB é bastante heterogêneo. A topografia do embasamento é relativamente bem conhecida na Bacia de Taubaté e grábens de Barra de São João e Cananéia, em função de levantamentos por sísmica de reflexão e gravimetria, de São Paulo, para a qual dispõe-se de volumoso acervo de dados de poços para água subterrânea, e Itaboraí, explorada para extração de calcário até a sua exaustão e com numerosas sondagens efetuadas pela Companhia Nacional de Cimento Portland. Dados de sondagem para água subterrânea oferecem informações para um esboço ainda generalizado da topografia do substrato das

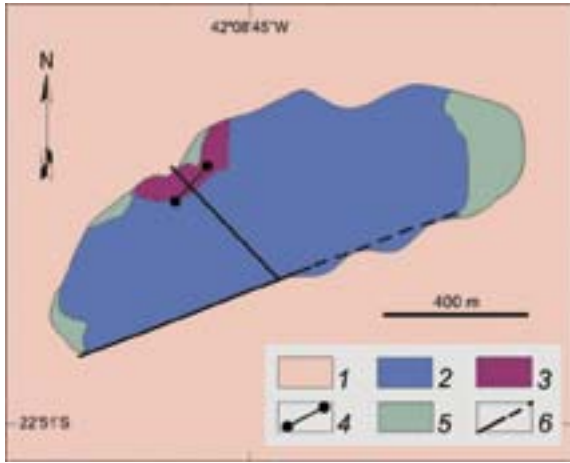


Fig. 4 - Mapa geológico da Bacia de Itaboraí - 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Itaboraí (travertinos e tufa); 3) lava ankaramítica; 4) dique de ankaramito; 5) Formação Rio Frio (sistema de leques aluviais); 6) falhas cenozóicas (definida - traço contínuo, coberta - tracejado). Fontes: modificado de Rodrigues-Francisco & Cunha (1978) e Sant'Anna *et al.*(2004)

-Geologic map of the Itaboraí Basin - 1) Precambrian basement rocks; 2) Itaboraí Formation (travertine and tufa); 3) ankaramite lava flow; 4) ankaramite dike; 5) Rio Frio Formation (alluvial fan system); 6) Cenozoic faults (dashed where covered). After Rodrigues-Francisco & Cunha (1978) and Sant'Anna *et al.*(2004)

bacias do Macacu, Resende e Curitiba. Outras depressões dispõem ainda de volume limitado de informações.

Segmento oriental do RCSB

O Gráben de Barra de São João é uma depressão assimétrica de direção NE, com cerca de 20 km de largura e 40 km de comprimento, localizada na Plataforma de Cabo Frio, na região submersa entre Búzios e Macaé, RJ (Mohriak & Barros, 1990). Seções sísmicas obtidas pela Petrobras, transversais ao eixo da bacia, mostram duas falhas principais delimitando o gráben, uma na borda sul, de maior rejeito e com indicações de rotação em bloco das camadas sedimentares basais, controlando um depocentro com até 800 m de profundidade, e outra na borda norte, que delimita um gráben

Fig. 5 - Mapa geológico da Bacia do Macacu - 1) embasamento pré-cambriano; 2) plugs e stocks de rochas alcalinas mesozóico-cenozóicas; 3) Formação Macacu, Membro Porto das Caixas (depósitos de leques e planícies aluviais); 4) Formação Macacu, Membro Rio Vargem (depósitos lacustres); 5) sedimentos quaternários; 6) falhas (definida - traço contínuo, inferida - tracejado). Fonte: Ferrari (2001)

- Geologic map of the Macacu Basin - 1) Precambrian basement rocks; 2) Mesozoic and Cenozoic alkaline plugs and stocks; 3) Macacu Formation, Porto das Caixas Member (alluvial deposits); 4) Macacu Formation, Rio Vargem Member (lacustrine deposits); 5) Quaternary sediments; 6) faults (dashed where inferred). After Ferrari (2001)



interior, mais simétrico, com espessura sedimentar de 600 a 700 m (Mohriak & Barros, 1990). A Falha do Pai Vitório representa a continuidade do limite sul da bacia continente adentro (Almeida *et al.*,2003).

A Bacia de Itaboraí, situada 34 km a nordeste da Cidade do Rio de Janeiro, é um pequeno hemigráben com cerca de 1500 m de comprimento e 500 m de largura, encravado em terrenos granito-gnássicos proterozóicos (Fig. 4). A bacia registra os primeiros estágios de formação do *rift* no Paleoceno e sua instalação foi controlada pela atividade da Falha de São José, de direção ENE, reativada do embasamento, que a limita ao sul. Uma falha transversal, de direção NW, secciona o hemigráben em dois blocos: o ocidental, que compreende cerca de um terço da extensão em área da bacia, com mergulho das camadas atingindo até 35° para SSE; e o oriental, com cerca de dois terços da área da bacia e mergulho suave das camadas, de 20° na base a 10° no topo da sucessão sedimentar, no rumo NE (Ferrari, 2001). Esta falha transversal vem sendo considerada como transcorrente (v.g. Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978; Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992; Ferrari & Riccomini, 2000; Ferrari, 2001), mas uma seção longitudinal à bacia, elaborada a partir de testemunhos de sondagens distantes entre 40 e 130 m da sua borda sul (Falha de São José), indicou que esta falha causou o rebaixamento de cerca de 60 m do assoalho da porção ocidental em relação à parte oriental da bacia (Sant'Anna *et al.*,2004). Este rejeito de componente normal pode ainda ser maior na terminação da falha transversal contra a Falha de São José. Dados de sondagens da Companhia Nacional de Cimento Portland mostram que o depocentro da bacia encontra-se no bloco ocidental, na região de encontro da Falha de São José com a falha transversal de direção NW, atingindo mais de 145 m de espessura de sedimentos, dos quais 123 m são rochas calcárias com algumas intercalações de lamitos.

O corpo principal de sedimentos da Bacia do Macacu, junto ao limite nordeste da Baía de Guanabara, é limitado por falhas de direção ENE ao longo de suas bordas norte e sul, e possui cerca de 30 km de comprimento por 20 km de largura, com área de aproximadamente 600 km² (Fig. 5). Na Ilha do Governador e em Duque de Caxias são encontradas ocorrências isoladas deste corpo principal, com cerca de 4 km² cada (Ferrari, 2001). A bacia tem espessura exposta de sedimentos

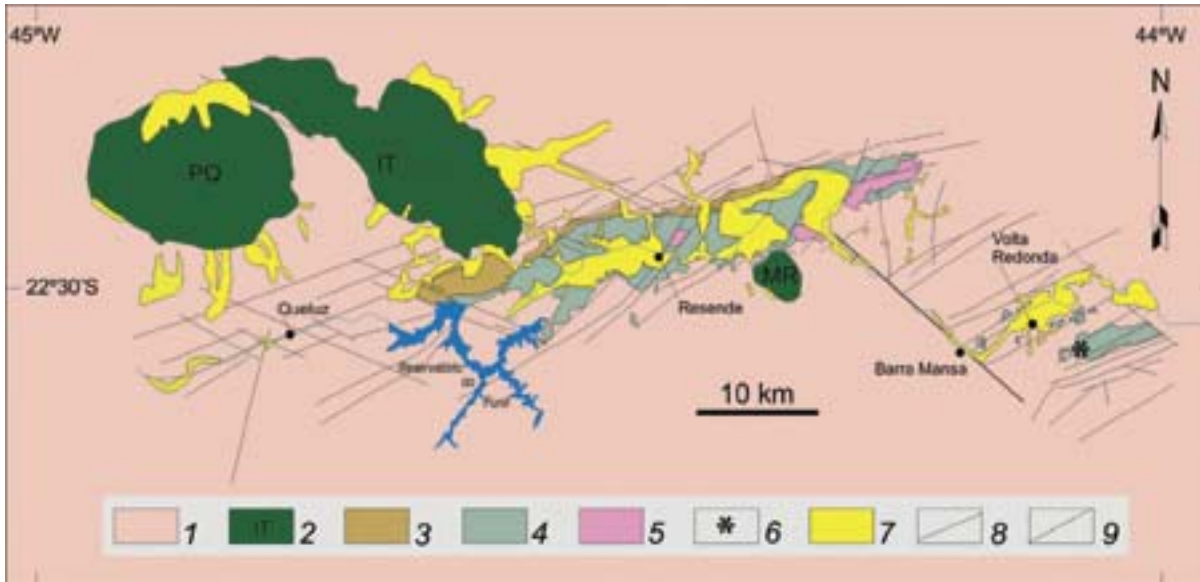


Fig. 6 - Mapa geológico das bacias de Resende e Volta Redonda - 1) embasamento pré-cambriano; 2) maciços alcalinos (IT- Itatiaia, PQ- Passa Quatro, MR- Morro Redondo); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 4) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 5) Formação São Paulo; 6) derrames de ankaramito; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas mesozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) falhas mesozóico-cenozóicas brechadas e silicificadas. Fonte: modificado de Riccomini (1989)

- Geologic map of the Resende and Volta Redonda basins - 1) Precambrian basement rocks; 2) alkaline massifs (IT- Itatiaia, PQ- Passa Quatro, MR- Morro Redondo); 3) Resende Formation (proximal alluvial fan system); 4) Resende Formation (middle to distal alluvial fans associated with braided alluvial plains); 5) São Paulo Formation; 6) ankaramite lava flows; 7) Quaternary sediments; 8) Cenozoic faults, in part reactivated from Precambrian basement shear zones; 9) Mesozoic to Cenozoic brecciated and silicified faults. After Riccomini (1989), modified

de cerca de 40 m, que somados aos pouco mais de 110 m atravessados por sondagens para água subterrânea, que não atingiram o embasamento, indicam um total de pelo menos 150 m (Ferrari, 2001). As maiores espessuras de sedimentos são encontradas ao longo da borda sul da bacia, o que a configura como um hemigráben com mergulho do assoalho para SSE, embora rejeitos verticais de menor monta sejam também reconhecidos ao longo da falha que limita a sua borda norte (Ferrari, 2001).

Segmento central do RCSB
Na Bacia de Volta Redonda são reconhecidas duas áreas principais de preservação dos depósitos sedimentares cenozóicos (Melo *et al.*, 1983; Riccomini, 1989). A primeira abrange ocorrências isoladas em topos de elevações a norte e nordeste de Barra Mansa e também em uma faixa de direção NE situada a sudeste da Cidade de Volta Redonda. A segunda, situada a sudeste da anterior, é o Gráben de Casa de Pedra,

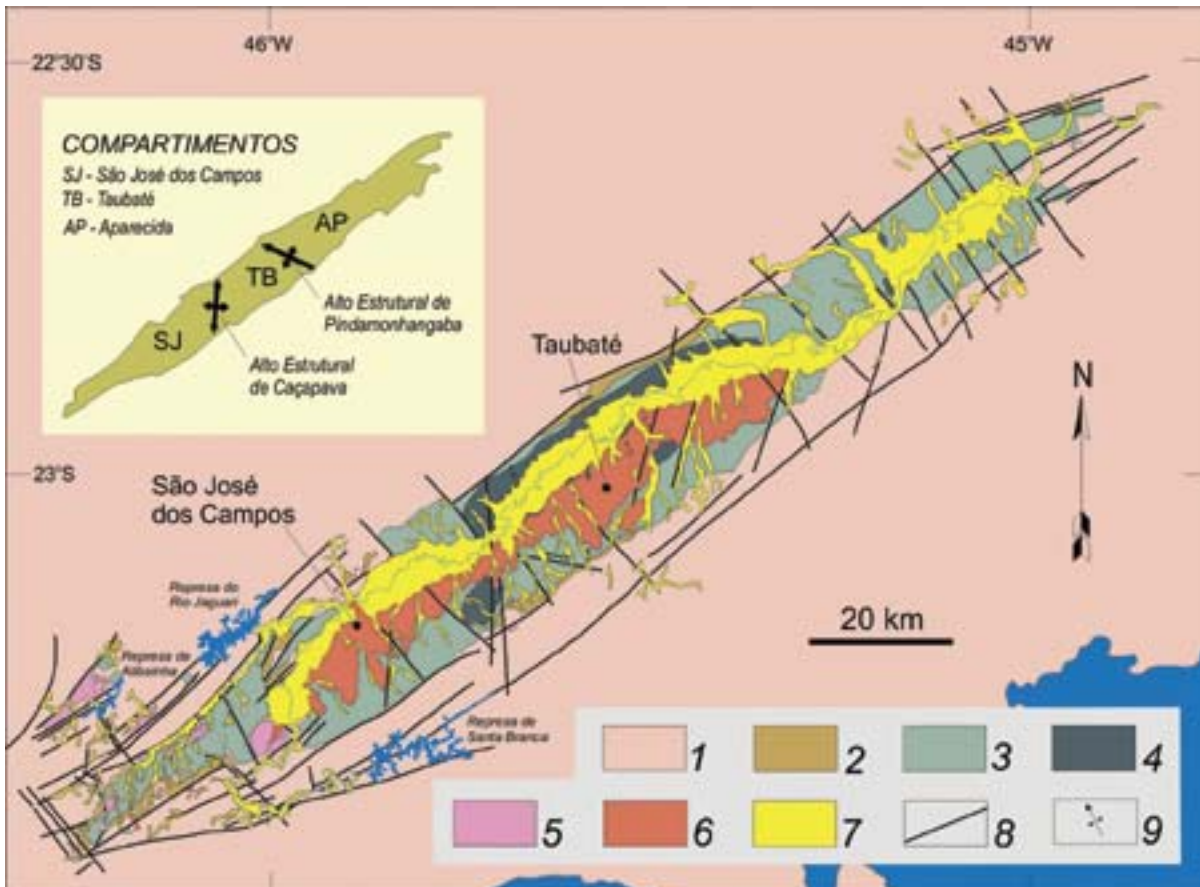
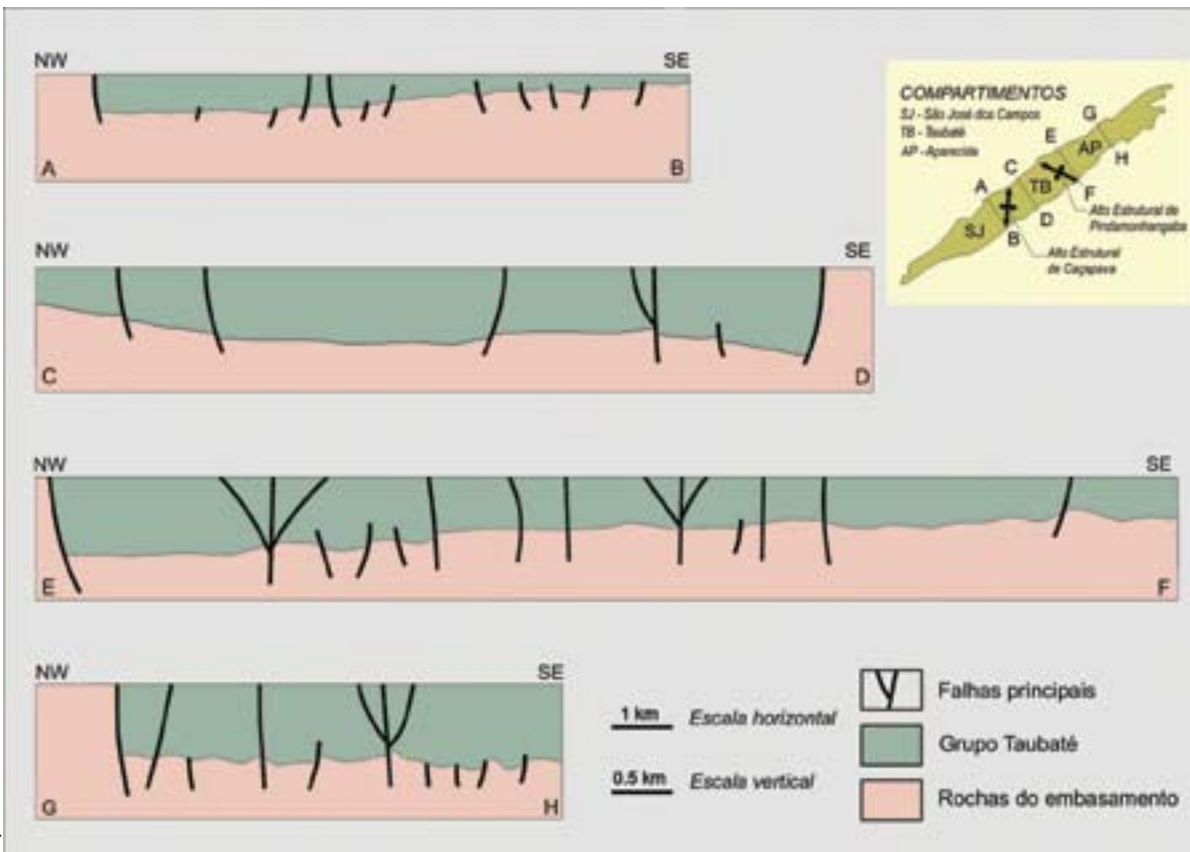


Fig. 7 - Mapa geológico da Bacia de Taubaté - 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano; 9) eixos de dobras principais. Fonte: modificado de Riccomini (1989)

- Geologic map of the Taubaté Basin - 1) Precambrian basement rocks; 2) Resende Formation (proximal alluvial fan system); 3) Resende Formation (middle to distal alluvial fans associated with braided alluvial plains); 4) Tremembé Formation; 5) São Paulo Formation; 6) Pindamonhangaba Formation; 7) Quaternary sediments; 8) Cenozoic faults, in part reactivated from Precambrian basement shear zones; 9) main fold axes. After Riccomini (1989), modified

Fig.8 - Seções geológicas da Bacia de Taubaté elaboradas a partir de dados sísmicos da Petrobras. Ver esquema no canto superior direito da figura para localização das seções na bacia. Seção A-B, porção nordeste do Compartimento São José dos Campos; seção C-D, parte central do Compartimento Taubaté; seção E-F, porção sudoeste do Compartimento Aparecida; seção G-H, porção centro-nordeste do Compartimento Aparecida. Fontes: modificado de Marques (1990) e Riccomini *et al.*(2000a)



-Geologic sections of the Taubaté Basin based on seismic data of Petrobras. See insert in upper right for location of the sections. A-B section, northeast part of the São José dos Campos Compartment; C-D, central part of the Taubaté Compartment; E-F section, southwest portion of the Aparecida Compartment; G-H section, central-northeast portion of the Aparecida Compartment. After Marques (1990) and Riccomini *et al.*(2000a), modified

uma depressão tectônica de direção NE, desenvolvida entre as localidades de Casa de Pedra e Pinheiral, com cerca de 13 km² de área, controlada pelas falhas normais da Água Limpa e das Palmeiras, reativadas de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. No Gráben de Casa de Pedra os sedimentos cenozóicos estão melhor preservados, superando os 100 m de espessura, e incluem intercalação de derrames de rochas vulcânicas (Riccomini *et al.*, 1983). As duas áreas tiveram ligação pretérita, a julgar pela ocorrência de sedimentos no *horst* que as separa, evidenciando o caráter pós-sedimentar deste (Melo *et al.*, 1983).

A Bacia de Resende é uma depressão alongada na direção ENE, com pouco mais de 43 km de comprimento e largura média entre 5 e 6 km, perfazendo cerca de 230 km² de área (Fig. 6). A bacia possui compartimentação transversal imposta pelo Alto Estrutural de Resende, de direção NE (Melo *et al.*, 1983; 1985b; Riccomini, 1989). Este alto atuou como fonte de sedimentos fanglomeráticos, mas também guarda remanescentes de sedimentos paleogênicos no seu topo. Dados de sondagem distribuídos de maneira irregular na bacia indicam espessura de sedimentos superior a 220 m no compartimento situado a oeste do alto transversal, assim como um espessamento dos depósitos de sul para norte (Melo *et al.*, 1983). A disposição das falhas mestras de direção ENE, reativadas do embasamento, ao longo de sua borda norte e a inclinação do seu assoalho no rumo NNW, permitem caracterizar a bacia como um hemigráben.

A Bacia de Taubaté é a maior depressão tectônica do RCSB. Com 170 km de comprimento e 20 km de largura máxima, ocupa uma área de aproximadamente 3200 km² (Fig. 7). Sondagens (Hasui & Ponçano, 1978), mapas de distribuição das litofácies (Riccomini, 1989), linhas sísmicas (Marques, 1990) e dados gravimétricos (Fernandes, 1993; Fernandes & Chang, 2001) indicam que a bacia possui altos internos que delimitam segmentos com alternância de

depocentros ao longo do seu eixo. Os altos estruturais de Caçapava, onde encontram-se exposições de rochas do embasamento (Carneiro *et al.*, 1976; Hasui & Ponçano, 1978; Riccomini, 1989), e de Pindamonhangaba, recoberto por sedimentos (Fernandes, 1993), são considerados zonas de transferência que subdividem a bacia em três compartimentos alongados segundo a direção NE, denominados, de sudoeste para nordeste, de São José dos Campos, Taubaté e Aparecida (Fernandes & Chang, 2001; 2003). O Compartimento São José dos Campos é um hemigráben com assoalho inclinado para NW (Marques, 1990), contra a falha mestra de São José, atingindo espessura máxima de 300 m de sedimentos (Fernandes & Chang, 2003). O Compartimento Taubaté, também um hemigráben, apresenta basculamento para SE controlado pela Falha de Quiririm, com cerca de 600 m de espessura máxima de sedimentos (Fernandes & Chang, 2003) (Fig. 8). O Compartimento Aparecida é um gráben, assimétrico na sua porção sudoeste, onde o embasamento mergulha para NW controlado pela Falha do Ribeirão da Serra, e com tendência a simétrico para nordeste, onde é delimitado pelas falhas de Piedade e do Ronco ao longo da borda noroeste, e de Aparecida na borda sul. Nas proximidades da Falha de Piedade, na porção central deste compartimento, a espessura do preenchimento sedimentar atinge 800 m (Riccomini, 1989; Fernandes & Chang, 2003).

O arcabouço da Bacia de São Paulo pode ser delineado graças ao grande volume de dados de poços para água subterrânea (v.g. Leinz & Carvalho, 1957; Hasui & Carneiro, 1980; Takiya *et al.*, 1989; Takiya, 1991; Silva, 1999). A bacia foi retalhada por falhas pós-sedimentares que causaram soerguimentos e abatimentos locais de seu substrato. A julgar pelo seu formato e distribuição de fácies sedimentares, pode-se considerar que a bacia era originalmente um hemigráben (Fig. 9 e 10), controlado por falhas normais reativadas ao longo das zonas de cisalhamento proterozóicas de Taxaquara e Jaguari,

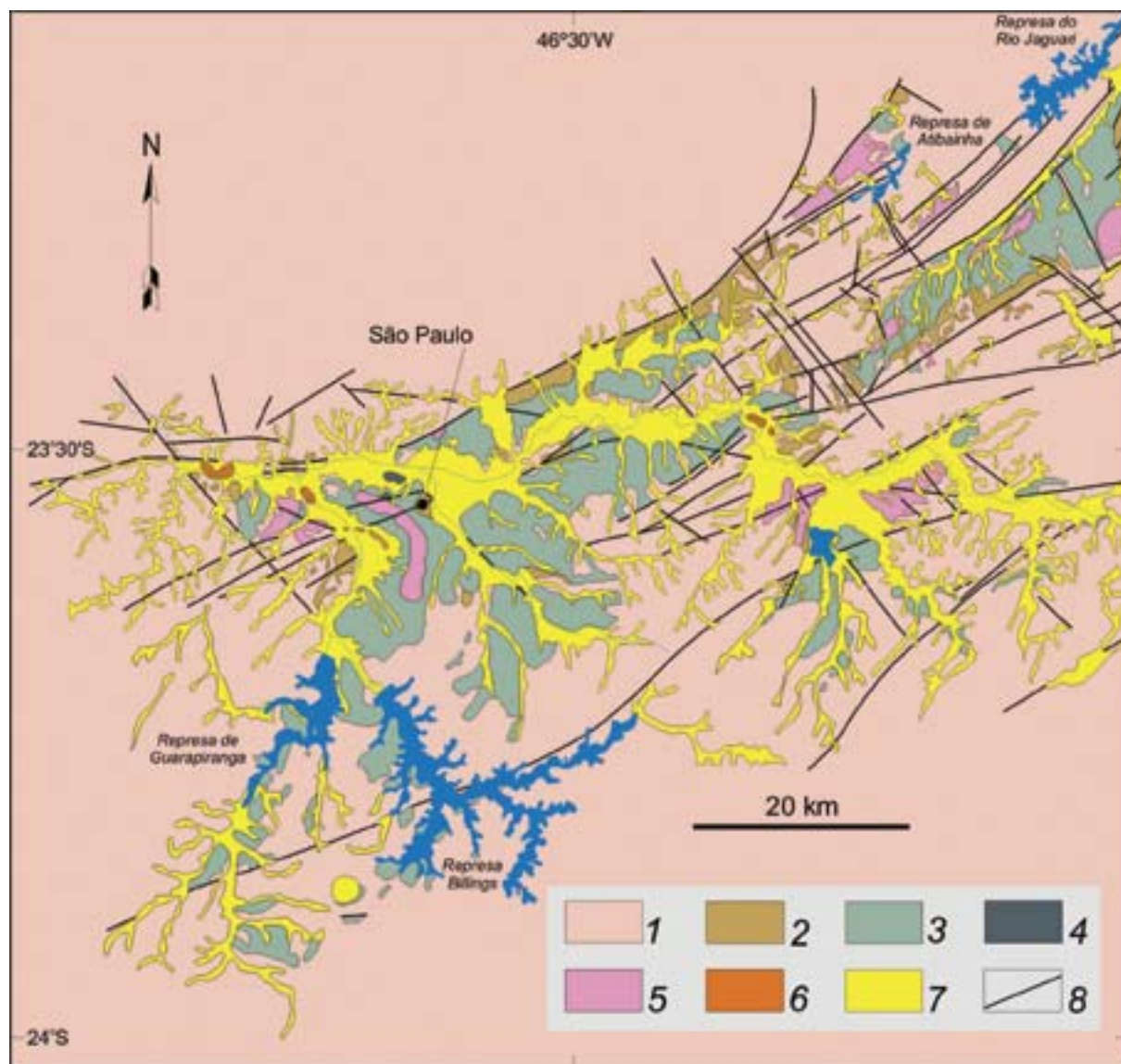


Fig. 9 - Mapa geológico da Bacia de São Paulo e porção sudoeste da Bacia de Taubaté -
 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais médios a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Itaquaquecetuba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozóicas, em parte reativadas do embasamento pré-cambriano. Fonte: modificado de Riccomini & Coimbra (1992)

- Geologic map of the São Paulo Basin and southwestern part of the Taubaté Basin - 1) Precambrian basement rocks; 2) Resende Formation (proximal alluvial fan system); 3) Resende Formation (middle to distal alluvial fans associated with braided alluvial plains); 4) Tremembé Formation; 5) São Paulo Formation; 6) Itaquaquecetuba Formation; 7) Quaternary sediments; 8) Cenozoic faults, in part reactivated from Precambrian basement shear zones. After Riccomini & Coimbra (1992), modified

dispostas ao longo de sua borda norte (Riccomini & Coimbra, 1992). Os sedimentos distribuem-se irregularmente numa área pouco superior a 1000 km², com eixo maior de 75 km, entre Arujá, a leste, e Embu-Guaçu, a oeste, e menor de 25 km, entre Santana, ao norte, e Santo André, ao sul (Riccomini & Coimbra, 1992). Dados de sondagens indicam que a maior espessura contínua preservada de sedimentos atinge 290 m, no Bairro da Moóca (Takiya, 1991). O Gráben do Baquirivuguaçu, na porção nordeste da Bacia de São Paulo, região de Guarulhos, apresenta espessura máxima de 255 m de sedimentos (Diniz, 1996).

A individualização das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda está relacionada às fases de deformações posteriores à instalação do segmento central do RCSB, como evidenciado pelas ocorrências isoladas de sedimentos nas áreas de separação entre essas bacias (Riccomini, 1989). Uma dessas ocorrências encontra-se na área do Cafundó, delimitada ao norte por uma falha de direção ENE, entre as bacias de Resende e Volta Redonda, onde encontram-se preservados sedimentos rudáceos com cerca de 15 m de espessura (Mello *et al.*, 1995; Carmo, 1996). O tectonismo deformador levou também, em menor escala, à compartimentação longitudinal das bacias, das quais as de Volta Redonda e São Paulo são bons exemplos. Outra ocorrência é a denominada Bacia de Bonfim, localizada a cerca de 9 km ao sul de

Caçapava, nas proximidades da borda sudeste da Bacia de Taubaté, e conhecida pela presença de linhotos, extraídos durante a segunda grande guerra mundial.

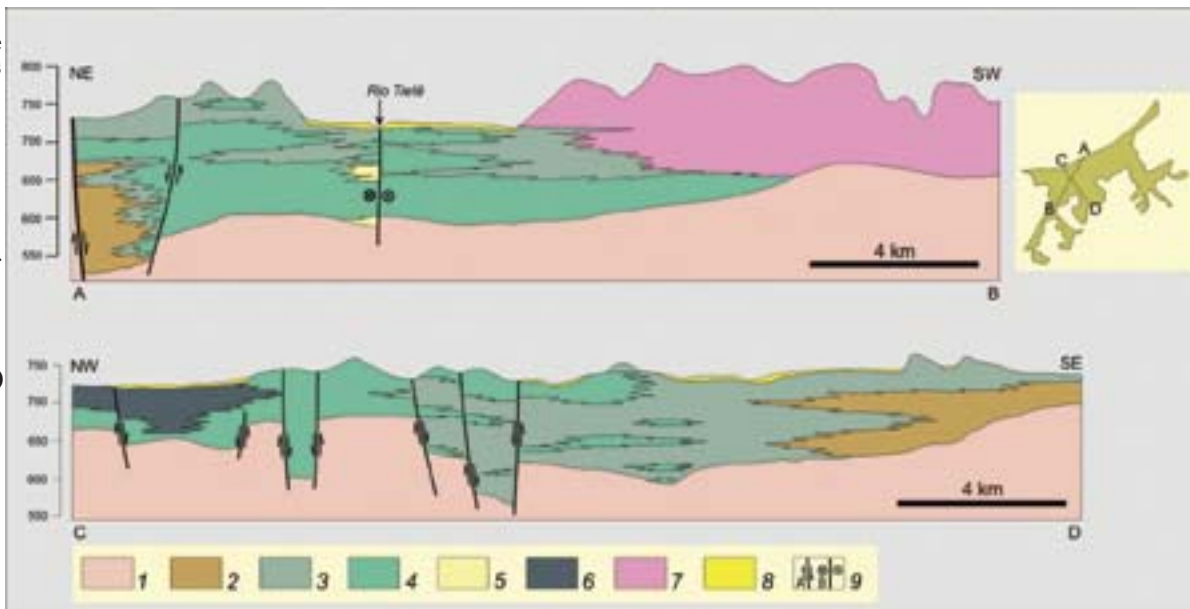
Segmento ocidental do RCSB

O Gráben de Sete Barras é uma depressão alongada na direção NE, com cerca de 19 km de comprimento e 5 km de largura (Melo *et al.*, 1989). Sondagens elétricas verticais permitiram estimar espessura de sedimentos de até 200 m e mergulho do substrato da bacia no rumo SE (Melo *et al.*, 1989).

Os sedimentos estendem-se para sudeste do Gráben de Sete Barras, rumo ao Atlântico, em ocorrências descontínuas, controladas por falhas de direção WNW a ENE (Melo, 1990), ao longo de uma faixa grosseiramente delimitada pelo enxame de diques eocretáceos que compõem o Alinhamento do Guapiara, e daí para sudoeste, rumo à região da Baía de Paranaguá.

Na região litorânea entre Cananéia e Iguape, levantamentos gravimétricos levaram à identificação do Gráben de Cananéia, na verdade um hemigráben de direção NE delimitado por falha normal no seu flanco noroeste, com dois altos transversais que o subdividem em três compartimentos (Souza *et al.*, 1996). O mergulho do hemigráben para NW e a sua compartimentação foram confirmados pela análise de perfis de sísmica de reflexão executados pela Petrobras (Machado

Fig. 10 - Seções geológicas na Bacia de São Paulo construídas a partir de dados de sondagens para água subterrânea e observações de superfície - 1) embasamento pré-cambriano; 2) orto- e paraconglomerados de leques aluviais proximais da Formação Resende; 3) lamitos de leques aluviais medianos a distais da Formação Resende; 4) lamitos de leques aluviais distais e, principalmente, areias e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Formação Resende; 5) predominância de areias grossas e conglomerados de sistema fluvial entrelaçado da Formação Resende; 6) sistema lacustre da Formação Tremembé; 7) sistema fluvial meandrante da Formação São Paulo; 8) aluviões quaternários; 9) falha normal (A) e falha transcorrente dextral (B). Para localização das seções na bacia ver esquema no canto superior direito da figura. Fonte: modificado de Riccomini & Coimbra (1992)



- Geologic sections across the São Paulo Basin based on well-bore data and field observations - 1) Precambrian basement rocks; 2) proximal alluvial fan conglomerate of the Resende Formation; 3) middle to distal alluvial fan mudstone of the Resende Formation; 4) fluvial braided sandstone and conglomerate, and minor distal alluvial fan mudstone of the Resende Formation; 5) fluvial braided coarse sandstone and conglomerate of the Resende Formation; 6) lacustrine system of the Tremembé Formation; 7) fluvial meandering system of the São Paulo Formation; 8) Quaternary alluvium; 9) normal fault (A) and right-lateral strike-slip fault (B). See insert in upper right for location of the sections. After Riccomini & Coimbra (1992), modified

Jr., 2000). A modelagem de dados gravimétricos indicou uma coluna sedimentar com espessura de até 550 m no compartimento sudoeste (Souza *et al.*, 1996). Sondagem executada pelo Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo no extremo nordeste do compartimento sudoeste atravessou 167 m de sedimentos rudáceos sem atingir o embasamento (Suguio & Petri, 1973; Petri & Suguio, 1973). No comparti-

mento nordeste, mais raso, sondagens da Nuclebrás atravessaram 161 m de sedimentos, em sua quase totalidade cenozóicos e pré-quaternários, antes de alcançar o embasamento (Servant-Vildary & Suguio, 1990).

Os arcabouços do Gráben de Guaraqueçaba e da área de ocorrência da Formação Alexandra, na região da Baía de Paranaguá, são ainda desconhecidos, em função da escassez de dados de subsuperfície. Vale ressaltar que esses depósitos encontram-se no prolongamento sudoeste do Gráben de Cananéia, com o qual parecem guardar relações tectônicas.

Com eixo maior orientado segundo NE, o principal corpo de sedimentos da Bacia de Curitiba distribui-se por uma área aproximada de 1150 km² (Fig 11). Espessura preservada de até 80 m de sedimentos foi encontrada na porção centro-nordeste da bacia (Salamuni, 1998). As ocorrências de sedimentos da região de Campo Largo, com cerca de 60 km² e Tijucas do Sul, com aproximadamente 140 km², a oeste e sul da bacia, respectivamente, representam prováveis remanescentes isolados do corpo principal pela erosão e/ou tectonismo pós-sedimentar. A bacia é delimitada por falhas normais de direção NE na sua borda noroeste, NNE na borda sudeste, e N-S na leste (Salamuni *et al.*, 2003). Embora disponha de considerável acervo de dados de poços para água subterrânea, a limitada espessura de sedimentos preservados não permite maiores considerações sobre a conformação original do substrato da bacia. A sucessão sedimentar basal, de natureza rudácea, proveniente da Serra do Mar (Salamuni *et al.*, 2003), sugere basculamento do assoalho para E e SE.

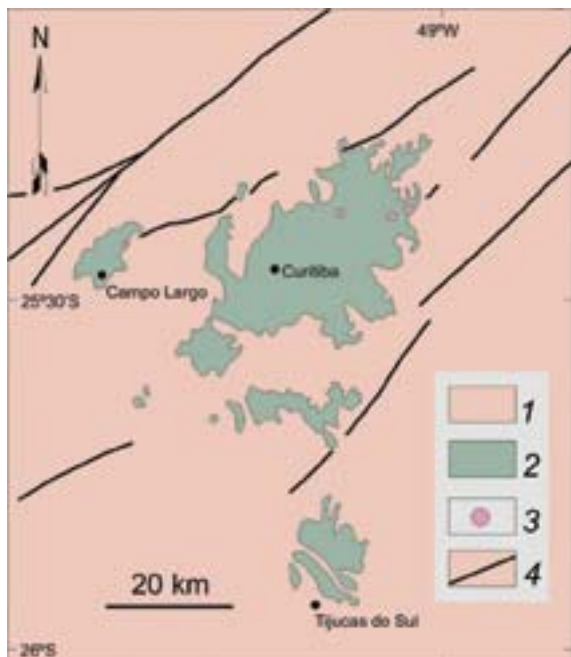


Fig. 11 - Mapa geológico da Bacia de Curitiba - 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Guabirotuba; 3) Formação Piraquara; 4) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Fontes: modificado de MINEROPAR (1989) e Sant'Anna (1999)

- Geologic map of the Curitiba Basin - 1) Precambrian basement rocks; 2) Guabirotuba Formation; 3) Piraquara Formation; 4) Precambrian shear zones, in part reactivated during the Mesozoic and Cenozoic. After MINEROPAR (1989) and Sant'Anna (1999), modified

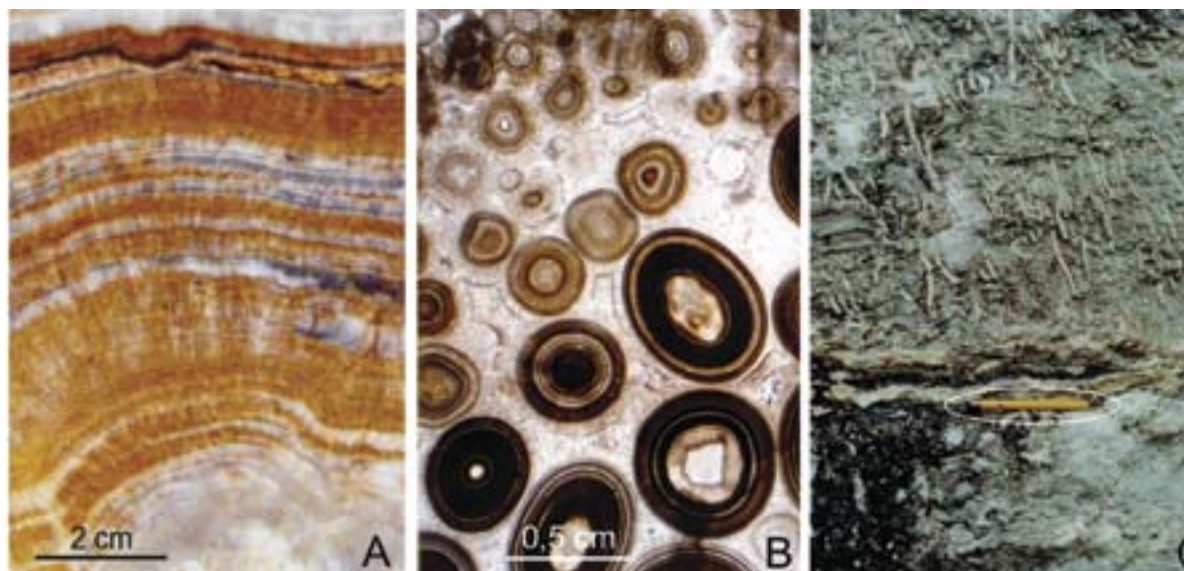


Fig. 12 - Rochas calcárias da Bacia de Itaboraí - 1) calcário cristalino com alternância de bandas claras calcíticas e marrons ferruginosas (goethita); 2) calcário pisolítico exibindo gradação de pisóides esféricos com núcleos angulosos e cimento esparítico; 3) tufa com abundantes rizólitos calcíticos em posição vertical, sobreposta a lamitos da Formação Rio Frio, em contato marcado por calcário cristalino (próximo à escala). Fonte: Sant'Anna *et al.*(2004)

the Itaboraí Basin - 1) crystalline crust travertine showing white (calcite) and brown (goethite) banding; 2) graded spherical pisoids containing angular nuclei and interpisoid cement; 3) tufa with abundant calcareous rhizolites. After Sant'Anna *et al.*(2004), modified

O preenchimento sedimentar paleogênico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

Sistema travertino paleocênico

Calcários travertinos constituem a parcela principal do preenchimento sedimentar da Bacia de Itaboraí. Eles foram designados de Formação Itaboraí (Oliveira, 1956) e são entendidos como o registro sedimentar mais antigo e coetâneo à fase inicial de geração do *rift* (Sant'Anna & Riccomini, 2001). Os calcários foram explorados economicamente durante cinco décadas (1933-1984), o que propiciou a realização de numerosos estudos.

Tendo em vista a irregularidade, lenticularidade e alta pureza das camadas calcárias, além de suas feições texturais, Leinz (1938), o primeiro pesquisador a estudar a bacia, propôs que estas rochas foram geradas em um sistema travertino. Mármore pré-cambrianos, detectados somente em subsuperfície como lentes intercaladas no embasamento gnáissico (v.g. Ferreira & Coelho, 1971), foram inicialmente considerados como a fonte das águas termais carbonatadas (e.g. Beurlen & Sommer, 1954; Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978), que teriam fluido através da falha ENE (Freitas, 1951). Razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,711 a 0,713 obtidas para calcários cristalinos evidenciaram a contribuição dos gnáisses pré-cambrianos como fonte adicional de ^{87}Sr radiogênico e águas carbonatadas para o sistema travertino (Sant'Anna *et al.*,2004).

Os depósitos calcários compreendem diversas litofácies, que apresentam variações litológicas verticais e laterais em pequena distância. Calcário cristalino bandado (calcário fitado, Leinz, 1938) é a fácies mais representativa do sistema travertino, predominando no bloco ocidental da bacia, junto à Falha de São José (Rodrigues-Francisco & Cunha, 1978), onde sua deposição foi controlada por surgências de água subterrânea carbonatada. Este calcário ocorre ainda como preenchimento de veios e fraturas tectônicas subhorizontais e verticais que seccionam rochas do embasamento, depósitos aluviais e outros calcários (Ferrari, 2001; Sant'Anna & Riccomini, 2001). Os calcários cristalinos bandados são formados pela alternância de camadas de coloração clara contendo calcita fibrosa crescida perpendicularmente à superfície deposicional e camadas ferruginosas amarronzadas contendo goethita (Sant'Anna *et al.*,2004) (Fig. 12). As demais litofácies, depositadas em posição distal em relação à fonte das águas, compreendem calcários oolíticos a pisolíticos (Menezes & Curvello, 1973; Tibana *et al.*,1984), calcário maciço argiloso (calcário cinzento, Leinz, 1938), calcário

micrítico, intraesparito friável e tufa (Sant'Anna *et al.*,2004) (Fig. 12).

Nas bordas leste e norte da bacia, feições cársticas, principalmente canais de dissolução, desenvolveram-se nos depósitos de travertino (Palma & Brito, 1974). Os canais foram preenchidos com margas e brechas de colapso contendo uma ampla variedade de fósseis terrestres, que justificam o reconhecimento da Bacia de Itaboraí como um dos mais ricos depósitos fossilíferos do Cenozóico brasileiro. Desde a descrição do primeiro achado, uma coleção de gastrópodes (Maury, 1929), muitos fósseis foram referenciados na literatura, incluindo gastrópodes continentais (Maury, 1935; Mezzalira, 1946; Ferreira & Coelho, 1971; Palma & Brito, 1974), sementes (Magalhães, 1950; Beurlen & Sommer, 1954) e uma importante fauna fóssil de mamíferos primitivos (ordens Condylarthra, Notoungulata, Litopterna, Astrapotheria, Xenungulata e Marsupialia) de idade paleocênica (Bergqvist & Ribeiro, 1998). Marshall (1985) atribuiu esta fauna de vertebrados fósseis ao Paleoceno tardio. Mamíferos fósseis e gastrópodes terrestres estão também preservados em travertinos fora dos canais de dissolução. Restos de folhas fósseis (Magalhães, 1948), esporos de fungos (Curvello, 1981) e linhito (Mussa *et al.*,1987) foram também encontrados na bacia.

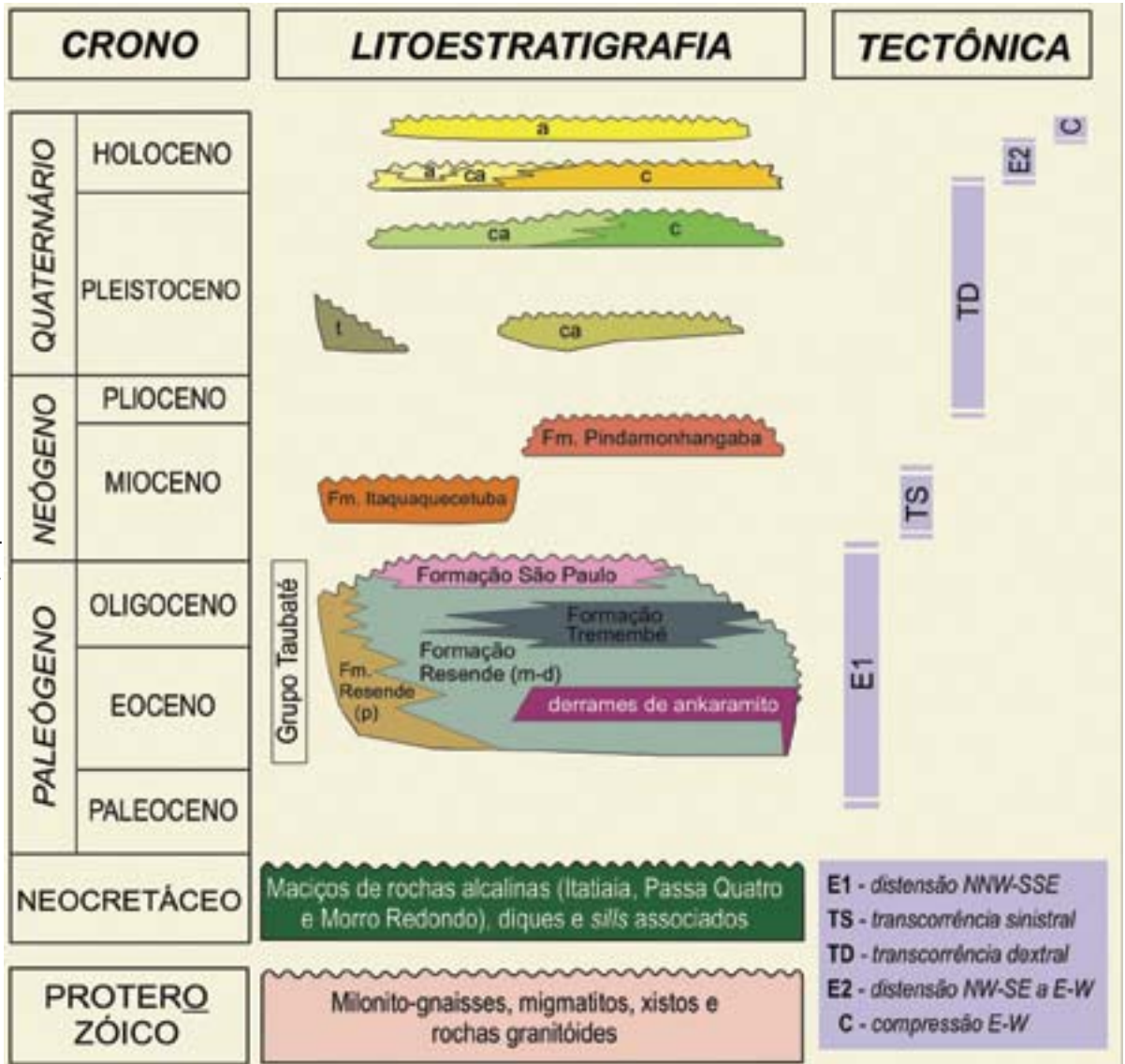
Os travertinos da Formação Itaboraí encontram-se interdigitados e recobertos por depósitos de lamitos, arenitos e conglomerados de leques aluviais (Tibana *et al.*,1984; Sant'Anna, 1999), gerados por corridas de lama e fluxos de detritos, tendo o embasamento gnáissico como principal área-fonte. Análise palinológica de uma camada de linhito intercalada nos depósitos de leques aluviais na borda norte da bacia forneceu idade paleocena-eocena, conforme indicado pelas espécies-guias *Foveotrilletes margaritae*, *Echitricolpites polaris* e *Verrutriporettes lunduensis* (Lima & Cunha, 1986).

Sistema de leques aluviais associados a planície aluvial de rios entrelaçados

No Eoceno-Oligoceno ocorreu a principal fase de desenvolvimento do RCSB, com a formação de um hemigráben de direção geral ENE contínuo no segmento central do *rift* - bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989). O preenchimento sedimentar sintectônico dessa fase foi enfeixado no Grupo Taubaté (Riccomini, 1989), ampliando a conceituação original desse grupo (Mezzalira, 1964). A Formação Resende, unidade basal e lateral do Grupo Taubaté (Fig. 13), encerra os depósitos de sistema de leques aluviais associados a planícies aluviais de rios entrelaçados

Fig. 13 - Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB - Letras: p - leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t - depósitos de talus; c - depósitos colúvio-aluviais; ca - depósitos colúvio-aluviais; a - depósitos aluviais. Fontes: modificado de Riccomini (1989), Mancini (1995), Salvador & Riccomini (1995), Riccomini *et al.*(1996)

- Lithostratigraphic chart and tectono-sedimentary evolution of the central segment of the CRSB - Letters as follow: p - proximal alluvial fan; m-d - middle to distal alluvial fan associated with braided alluvial plains; t - talus deposits; c - colluvial deposits; ca - colluvial and alluvial deposits; a - alluvial deposits. After Riccomini (1989), Mancini (1995), Salvador & Riccomini (1995), Riccomini *et al.*(1996), modified



das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989).

A Formação Resende foi originalmente definida por Amador (1975), na bacia homônima, e sua seção-tipo está exposta na Rodovia Presidente Dutra, km 145, Município de Resende, RJ. A unidade apresenta distribuição generalizada em todas as bacias do segmento central, onde seus depósitos são os mais abundantes e compreendem grande parte do pacote sedimentar paleogênico. Ela é formada por orto e paraconglomerados nas áreas proximais (Fig. 14) e lamitos nas porções medianas e distais dos leques aluviais, além de arenitos fluviais em rios entrelaçados axiais às bacias (Fig. 15). As rochas conglomeráticas predominam ao longo da borda norte das bacias do segmento central, onde foram depositadas por processos de fluxos gravitacionais subaéreos. Constituem pacotes de espessuras decamétricas, com gradação normal ou inversa e acunhamento em direção ao eixo deposicional das bacias (Riccomini, 1989). Os conglomerados são polimíticos, ocasionalmente oligomíticos, com seixos a matacões líticos angulosos a subarredondados de rochas gnáissicas, graníticas e alcalinas. A matriz é lamítica a arenosa arcoseana, de coloração esverdeada devido a sua abundância em argilominerais esmectíticos (Sant'Anna, 1999). Camada tabular decimétrica de siltito argiloso laminado cinza escuro, contendo abundante matéria-orgânica e fragmentos centimétricos de pequenos caules carbonificados, ocorre intercalada nos conglomerados oligomíticos no sopé do Maciço Alcalino de Itatiaia e é representativa da sedimen-

tação em pequenos lagos inter-lobos de leques aluviais coalescentes (Riccomini, 1989). As porções medianas e distais dos leques aluviais são representadas por lamitos e lamitos arenosos maciços, por vezes conglomeráticos, que interdigitam-se lateralmente com os depósitos de leques aluviais proximais. A matriz dos lamitos é composta essencialmente por argilominerais esmectíticos detríticos e contém proporções variáveis de grãos de quartzo, feldspato, mica e minerais máficos disseminados (Suguio, 1969; Sant'Anna, 1999). No Gráben de Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) ocorre intercalação lenticular de folhelho castanho escuro, rico em matéria orgânica, de espessura decimétrica, em lago interlobos na porção distal de leque aluvial, subjacente aos derrames de ankaramito (Lima *et al.*, 1994). As porções mais distais de leques aluviais (*bajada*) podem conter acumulações locais de matéria orgânica (linhito) de espessuras centimétrica a decimétrica. Nos canais fluviais entrelaçados axiais ocorrem arenitos grossos a médios, localmente conglomeráticos, mal selecionados, em geral subarcoseanos a arcoseanos, e compostos por grãos angulosos a subarredondados com contatos pontuais e envoltos pela matriz argilosa de infiltração (Goenopawiro, 1997; Sant'Anna, 1999). Os arenitos são maciços e ocorrem sob a forma de pequenos corpos de extensão métrica e espessura decimétrica, ou com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (Riccomini, 1989); constituem corpos de espessuras métricas, com geometria de canal preservada em seções transversais aos eixos das paleodrenagens, e com tendência a tabulares, de grande persistência late-

ral, em seções longitudinais aos paleocursos fluviais.

Análises isotópicas Sm/Nd de rocha total de lamitos da Formação Resende mostraram idades modelo T_{DM} variando entre 1,7 e 2,2 Ga (Sant'Anna *et al.*, 2003), indicando o embasamento pré-cambriano (idades T_{DM} pré-cambrianas, Sato & Campos Neto, 1996; Tassinari & Sato, 1996; Cordani & Sato, 1999) como principal área-fonte para os depósitos dessa unidade. Idades modelo mais novas, com cerca de 1,3 Ga, foram obtidas somente para amostras de rocha total de lamitos de leques aluviais derivados de áreas fontes com contribuição mista de rochas pré-cambrianas e dos maciços alcalinos cretáceos, cujas idades modelo T_{DM} são de aproximadamente 0,8 Ga (Fetter *et al.*, 2003).

Lima & Amador (1985) estudaram o conteúdo palinológico de uma camada de linhito da Formação Resende, aflorante na bacia homônima, e dataram a unidade do Eoceno Superior. A mesma idade palinológica foi atribuída para os folhelhos do Gráben de Casa de Pedra, na Bacia de Volta Redonda, por Lima *et al.* (1994). Yamamoto (1995) também apontou o período de tempo entre o Neo-Eoceno e o Oligoceno para deposição da Formação Resende.

Lima & Melo (1994) propuseram a designação de Formação Itatiaia para os depósitos rudáceos de leques aluviais proximais, aflorantes na borda sul do Maciço de Itatiaia, e restringiram a designação de Formação Resende para os sedimentos finos de planície aluvial de rios entrelaçados, incluindo, localmente, lamitos de leques aluviais distais. Esta designação não parece adequada pois refere-se unicamente aos conglomerados oligomíticos, compostos exclusivamente por clastos de rochas alcalinas, o que não reflete a heterogeneidade desses depósitos fanglomeráticos proximais no contexto regional do segmento central do RCSB.

Depósitos fluviais entrelaçados de ocorrência restrita estão presentes no extremo leste da Bacia de Resende e na área do Cafundó, esta situada no alto do embasamento entre as bacias de Resende e Volta Redonda. Conglomerado com predominância de clastos bem arredondados de quartzo e sílex, contendo nível de intraclastos argilosos na base, é a litofácies típica desses depósitos, os quais foram enfeixados na Formação Quatis (Ramos, 1997, 2003; Ramos *et al.*, 2003) e associados ao início da geração do hemigráben da Bacia de Resende, no Eoceno (Ramos, 2003). Tais depósitos, na área do Cafundó, foram anteriormente correlacionados à Formação Resende (Carmo, 1996). Somam a favor desta correlação a presença de lamitos argilosos da Formação Resende sotopostos aos conglomerados na base da principal exposição na área do Cafundó e a composição esmectítica dos intraclastos argilosos, sugerindo retrabalhamento fluvial desta unidade.

Os depósitos sedimentares correlatos à Formação Resende recebem designações diversas nas demais bacias do RCSB: Formação Guabirota na Bacia de Curitiba



Fig. 14 - Depósito de leque aluvial proximal da Formação Resende (Bacia de Resende) - Ortoconglomerado com blocos a matações angulosos de gnaisses e milonitos (fluxo de detritos) intercalado em paraconglomerados (corridas de lama). Foto tirada na estrada Penedo - Mauá, proximidades de Penedo, RJ. Fonte: Riccomini *et al.* (2000b)

- Proximal alluvial fan of the Resende Formation (Resende Basin) - Orthoconglomerate of debris flow interlayered with paraconglomerate of mudflow. Penedo-Mauá road, near Penedo, RJ. After Riccomini *et al.* (2000b)

(Bigarella & Salamuni, 1962; Coimbra *et al.*, 1996; Salamuni *et al.*, 2003), formações Sete Barras (Melo, 1990) e Macacu (Ferrari & Silva, 1997) nas bacias homônimas. Nesta última, foram individualizadas uma unidade basal constituída por depósitos lacustres - Membro Rio Vargem - e outra constituída por depósitos de leques e planícies aluviais - Membro Porto das Caixas (Ferrari, 2001). Com base na identidade litológica entre os depósitos fanglomeráticos das bacias vizinhas de Itaboraí e Macacu, a designação Formação Macacu foi estendida para os depósitos de leques aluviais da Bacia de Itaboraí (Sant'Anna & Riccomini, 2001), e posteriormente questionada (Ferrari, 2001), em função do provável isolamento entre as bacias do Macacu e de Itaboraí, à época da deposição desta unidade. Dessa forma, no presente trabalho é proposta a designação de Formação Rio Frio para os depósitos de leques aluviais paleocênicos a eocênicos, sobrepostos aos calcários paleocênicos da Bacia de Itaboraí. A denominação foi emprestada do rio em cujas cabeceiras encontra-se a Bacia de Itaboraí.

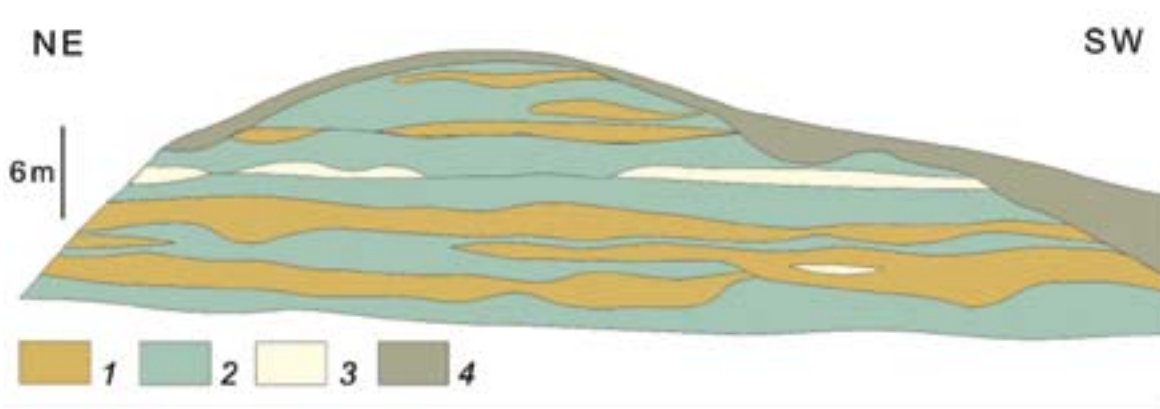
No setor ocidental do RCSB, os depósitos correlatos da Formação Resende correspondem às formações Sete Barras e Guabirota. A Formação Sete Barras (Melo, 1990) preenche o graben homônimo, na porção sul do Estado de São Paulo. A unidade compreende um sistema de leques aluviais marginais e coalescentes, associados às falhas de borda da bacia, no qual foram depositados sedimentos rudáceos (para- e ortocon-



Fig. 15 - Depósitos de arenitos de canais fluviais entrelaçados (porção superior direita da foto) instalados sobre lamitos de leques aluviais distais da Formação Resende (Bacia de Taubaté). Foto tirada na Rodovia Dom Pedro I, próximo ao cruzamento com a Rodovia Presidente Dutra, SP

- Sandstone of fluvial braided channels overlying mudstone of distal alluvial fans of the Resende Formation (Taubaté Basin). Dom Pedro I highway, close to its crossing with Presidente Dutra highway, SP

Fig. 16 - Seção-tipo da Formação Sete Barras - 1) ortoconglomerados de fluxos de detritos; 2) lamitos argilo-arenosos de corridas de lama; 3) arenitos fluviais; 4) solo. Fonte: modificado de Melo (1990) e Sant'Anna (1999)



- Type-section of the Sete Barras Formation - 1) debris flow orthoconglomerate; 2) alluvial fan mudstone; 3) fluvial sandstone; 4) soil. After Melo (1990) and Sant'Anna (1999), modified

glomerados), lamitos e arenitos, com clastos polimíticos, de coloração cinzenta e exibindo granodecrescência ascendente e discreta estratificação plano-paralela nos conglomerados e arenitos de topo (Melo, 1990) (Fig. 16). A Formação Sete Barras foi correlacionada aos depósitos de leques aluviais marginais das bacias de Taubaté, São Paulo e Resende (Melo, 1990).

Os depósitos sedimentares da Bacia de Curitiba foram descritos inicialmente por Bigarella & Salamuni (1957) e posteriormente nomeados de Formação Guabirotuba pelos mesmo autores (Bigarella & Salamuni, 1962). Esta unidade é composta predominantemente por lamitos argilosos, de cores verde a cinza, dispostos em camadas centimétricas a decimétricas, normalmente com intercalações lenticulares arenosas a areno-conglomeráticas, em geral arcoseanas. Conglomerados são de ocorrência subordinada e arenitos apresentam localmente estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, correspondentes a barras transversais de cristas sinuosas, desenvolvidas em canais fluviais de rios entrelaçados; as paleocorrentes são provenientes da porção NE da bacia (Coimbra *et al.*, 1996), onde estaria situada a borda de soerguimento principal, que teria atuado como área-fonte dos sedimentos, tendo junto a esta a maior ocorrência de fácies proximais de leques aluviais coalescentes.

Calcretes pedogenéticos desenvolveram-se como crostas, nódulos, camadas decimétricas a métricas ou

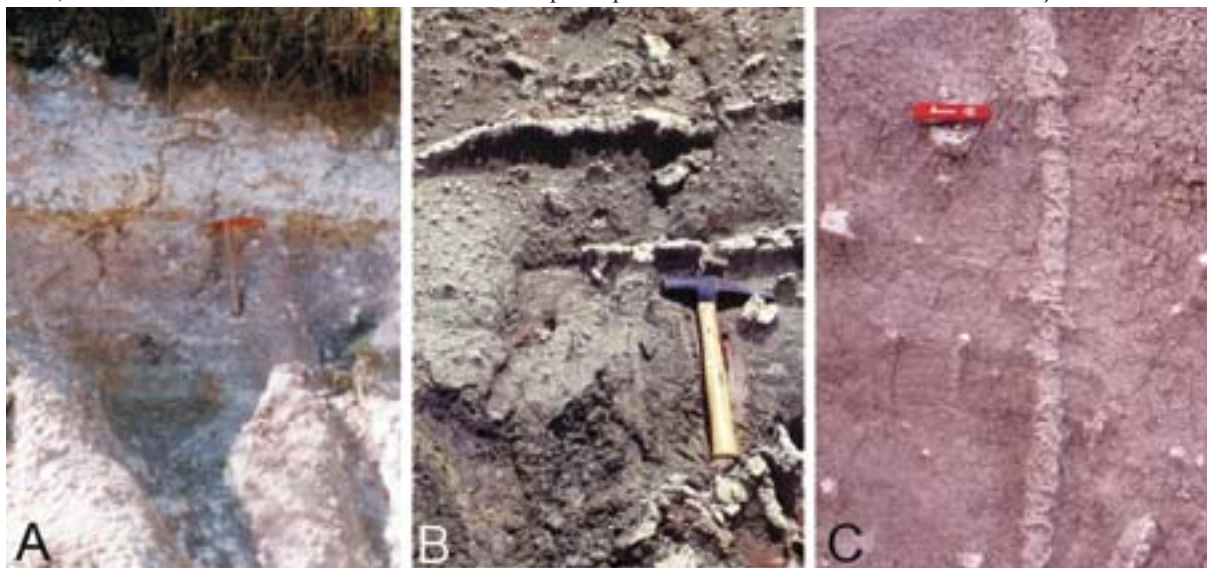
preenchimento de rachaduras de ressecção de espessura centimétrica nos lamitos arenosos a argilosos da Formação Resende, nas bacias de Taubaté e Resende (Coimbra & Riccomini, 1985; Riccomini & Coimbra, 1992) (Fig. 17). Esses calcretes são também conhecidos em outras depressões do RCSB, associados aos lamitos argilosos distais de leques aluviais das bacias de Itaboraí (Tibana *et al.*, 1984), Curitiba (Coimbra & Riccomini, 1985; Sant'Anna, 1999) (Fig. 17) e São Paulo (Riccomini *et al.*, 1996). Cristais de lantanita-(Nd) ocorrem associados a calcrete das bacias de Curitiba (Coutinho, 1955; Trescases *et al.*, 1986) e Taubaté (Coimbra *et al.*, 1989).

Sistema lacustre oligocênico

O sistema de leques aluviais da Formação Resende grada lateral e verticalmente para o sistema lacustre do tipo *playa-lake* da Formação Tremembé (Fig. 13), presente na porção central da Bacia de Taubaté e na parte centro-norte da Bacia de São Paulo (Riccomini & Coimbra, 1992). Os sedimentos lacustres da Formação Tremembé foram descritos em detalhe na sondagem nº 42 do Conselho Nacional do Petróleo (Suguio, 1969), perfurada na porção central da Bacia de Taubaté, cujo intervalo entre 3,5 e 170 m foi considerado a seção-tipo da unidade (Riccomini, 1989).

A partir dos dados de sondagens e afloramentos, as principais litofácies reconhecidas na Formação Tremembé

Fig. 17 - Calcretes - A) calcrete nodular disperso em lamito (porção central da foto) e calcrete em camada tabular (acima da escala), Formação Resende. Foto tirada em corte da Estrada de Ferro Central do Brasil, arredores de Resende, RJ; B) calcrete preenchendo rachaduras de ressecção em lamito distal da Formação Resende. Foto tirada em afloramento no lado direito da Rodovia Presidente Dutra, km 187, sentido São Paulo-Rio de



Janeiro, arredores de Santa Isabel, SP; C) rizólito calcítico em lamito da Formação Guabirotuba, borda sudoeste da Bacia de Curitiba. Fonte: Riccomini (1989) e Sant'Anna (1999)

- Calcretes - A) nodular calcrete in mudstone (central part of photo) and hardpan calcrete of the Resende Formation (outcrop on the Central do Brasil railway, near Resende, RJ); B) calcrete filling mudcracks in distal alluvial mudstone of the Resende Formation (outcrop on the Presidente Dutra highway, km 187, near Santa Isabel, SP); C) calcareous rhizocretion in mudstone of the Guabirotuba Formation (southwest border of the Curitiba Basin). After Riccomini (1989) and Sant'Anna (1999)

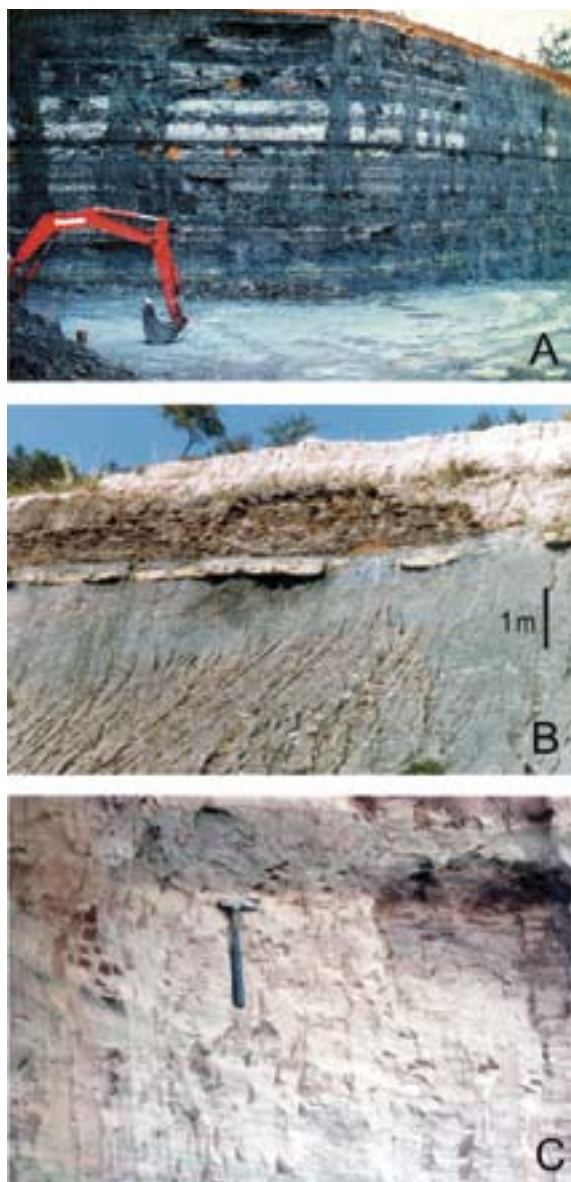


Fig. 18 - Depósitos lacustres da Formação Tremembé na Bacia de Taubaté - A) Folhelhos e argilitos verdes. Foto tirada na Mineração Santa Fé, nos arredores de Tremembé, SP; B) camada tabular de dolomite (porção central da foto) intercalada em argilito verde maciço, e folhelhos no topo. Foto tirada na Mineração Aligra, Taubaté, SP; C) arenito com estratificação cruzada de leque deltáico. Foto tirada em corte no lado direito da Rodovia SP-123, sentido Quiririm - Campos do Jordão, logo após o entroncamento para Tremembé, SP. Fonte: Riccomini (1989) e Riccomini *et al.*(2000b)

- Lacustrine deposits of the Tremembé Formation in the Taubaté Basin - A) Green massive claystone and shale (Santa Fé quarry, near Tremembé, SP); B) green massive claystone with dolomite (tabular bed in the central part of photo) overlain by shale (Aligra quarry, Taubaté, SP); C) cross-bedded sandstone of fan delta (SP-123 highway, near Tremembé, SP). After Riccomini (1989) and Riccomini *et al.*(2000b)

compreendem (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*,1996): argilitos verdes maciços, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos (Fig. 18). Os argilitos verdes maciços constituem pacotes com espessura métrica, frequentementeossilíferos e às vezes exibindo gretas de contração e concreções calcíferas de dimensões até decimétricas. Os ritmitos são formados pela alternância de lâminas ou camadas centimétricas de folhelhos e margas. Os folhelhos são de cor castanha a cinza escuro, localmente papiráceos e fossilíferos e às vezes pirobetuminosos (Suguio, 1969). As margas são ricas

em ostracodes e podem gradar para calcários. Os dolomitos possuem textura microesparítica (dolomicroesparito) e coloração verde-acinzentada a branca, constituindo camadas tabulares e contínuas, de espessura decimétrica, intercaladas nos argilitos verdes maciços. Os arenitos apresentam-se de duas maneiras. Na primeira, como arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte, com direção de transporte para o centro da bacia. Na segunda, como camadas tabulares de grande persistência lateral, com espessuras decimétrica a métrica e base erosiva. Na base das camadas são grossos, arcoseanos e conglomeráticos, com seixos de argila, por vezes chegando a constituir conglomerados polimíticos. Exibem gradação normal para arenitos quartzosos finos, com laminações cavalgantes (*climbing ripples*), ocorrendo, no topo, siltitos bioturbados e siltitos e argilitos com gretas de contração.

As fácies de argilitos verdes maciços, folhelhos e dolomitos apresentam área de ocorrência significativa na porção central da Bacia de Taubaté. A passagem sucessiva de dolomite para argilitos verdes e folhelhos pirobetuminosos é atribuída ao aumento da profundidade da lâmina d'água do lago (Riccomini, 1989). Os dolomitos representam os períodos de maior salinidade, quando vigoravam altas taxas de evaporação, conforme indicado por valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (+10 a +12‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (+2,8 a +3,9‰) obtidos para dolomite (Sant'Anna, 1999). Os argilitos verdes depositaram-se em épocas de lâmina de água baixa no lago e os folhelhos correspondem a sedimentação lacustre com lâmina de água espessa. Os arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de grande porte foram depositados em leques deltáicos chegando no lago (Fig. 18), descritos exclusivamente na borda norte da Bacia de Taubaté (Riccomini, 1989). Os arenitos em corpos tabulares predominam nas bordas do lago e representam inunditos originados por processos do tipo *sheet-flood*, por ocasião de enchentes esporádicas (Riccomini, 1989). Mais raramente, estes arenitos ocorrem intercalados nos argilitos verdes maciços na porção central da bacia e foram interpretados como turbiditos lacustres (Suguio & Vespucci, 1985).

Idades modelo T_{DM} variando entre 1,8 e 2,0 Ga obtidas para rocha total de argilitos e folhelhos e fração argila (< 2 μm) de argilito lacustre da Formação Tremembé (Sant'Anna *et al.*,2003) concordam com dados obtidos para a Formação Resende e indicam as rochas pré-cambrianas do embasamento do *rift* como principal área de proveniência dos sedimentos.

Inúmeros trabalhos de cunho paleontológico já foram realizados acerca do rico conteúdo fossilífero da Formação Tremembé (ampla revisão em Mezzalira, 1989), tendo sido descritos, até o momento, restos de folhas e troncos de angiospermas, espículas de esponjas, tubos de vermes, gastrópodes, ostracodes, crustáceos, insetos (lepidóptera), peixes, aves, répteis (crocodilianos e quelônios) e mamíferos (quirópteros, taxodontídeos, roedores).

Análises palinológicas efetuadas por Lima *et al.* (1985a), em amostras de folhelhos pirobetuminosos da Formação Tremembé coletadas na sondagem nº 42 do CNP, e também por Yamamoto (1995), indicaram idade oligocênica para esta unidade. Riccomini (1993) reconheceu o caráter cíclico da deposição dos folhelhos papiráceos da Formação Tremembé. Esses folhelhos exibem alternâncias de finas lâminas claras e escuras, consideradas como depósitos de inverno e verão, respectivamente, de natureza várvida. Esses pares apresentam espessamentos regulares a cada 5-6 e 10-11 pares (anos), referíveis, respectivamente, aos ritmos ocasionados por distúrbios meteorológicos do tipo El Niño (ENSO) e aos ciclos de manchas solares. Os pacotes de folhelhos exibem porções com elevado teor em querogênio (folhelhos

Fig. 19 - Depósito de canal de rio meandrante da Formação São Paulo. Foto tirada em exposição na Bacia de São Paulo, arredores de Santa Isabel, SP. Fonte: Riccomini *et al.*(2000b)



- Channel deposit of meandering river, São Paulo Formation (São Paulo Basin, near Santa Isabel, SP). After Riccomini *et al.*(2000b)

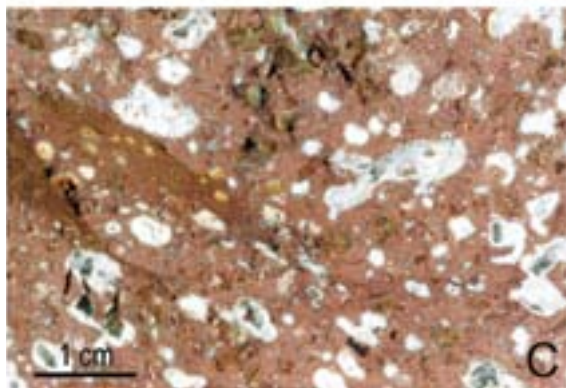


Fig. 20 - Derrame de ankaramito no Gráben de Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) - A) lava ankaramítica (porção marrom na parte superior da foto) sobre lamito distal da Formação Resende; B) detalhe do contato basal irregular do derrame sobre a Formação Resende; C) estrutura vesículo-amigdaloidal do ankaramito. Foto tirada em afloramento na Rodovia Presidente Tancredo Neves, na localidade de Casa de Pedra, RJ. Fonte: Riccomini (1989)

-Ankaramite lava flow in the Casa de Pedra Graben (Volta Redonda Basin) - A) ankaramite lava (brown area in the upper part of photo) overlaying mudstone of distal alluvial fan of the Resende Formation; B) detail of the irregular contact between the lava flow and the Resende Formation; C) vesicles and amygdaloides in the ankaramite (Presidente Tancredo Neves road, Casa de Pedra, RJ). After Riccomini (1989)

pirobetuminosos), com espaçamentos regulares provavelmente controlados por ciclos astronômicos de precessão, obliquidade e excentricidade de Milankovitch. Riccomini (1993) estimou que a deposição da Formação Tremembé na Bacia de Taubaté ocorreu num prazo de aproximadamente 650.000 anos, um intervalo relativamente restrito dentro dos pouco mais de 10 Ma do Oligoceno.

Na Bacia de São Paulo a Formação Tremembé foi reconhecida em escavações para a construção da Estação Barra Funda da Cia. do Metropolitano de São Paulo, onde camadas tabulares de argilitos maciços verdes encontram-se intercalados com argilitos cinza-escuro a preto, ricos em matéria orgânica, ambas de espessuras decimétricas (Riccomini & Coimbra, 1992). Dados de sondagens mostram que, neste local, a unidade supera os 60 m de espessura. Numa seção de direção NW-SE, transversal à bacia, pode-se verificar que o paleolago desenvolveu-se nas proximidades da borda tectonicamente ativa durante a sedimentação e os depósitos lacustres atingem 5 km de largura (Fig. 10). Estes sedimentos foram datados do Oligoceno, com base no conteúdo polínico das argilas com matéria orgânica (Riccomini *et al.*,1987a; Lima & Melo, 1989; Riccomini, 1989).

Sistema fluvial meandrante oligocênico

No segmento central do RCSB os depósitos sedimentares relacionados a sistemas fluviais meandrantares foram enfeixados na Formação São Paulo, unidade de topo do Grupo Taubaté (Fig. 13) presente na Bacia de São Paulo, porção sudoeste da Bacia de Taubaté, porções central e leste da Bacia de Resende (Riccomini *et al.*,1989) e leste da Bacia de Volta Redonda (Sant'Anna, 1999). Riccomini (1989) considerou como seção-tipo da Formação São Paulo a exposição localizada abaixo da caixa d'água da Rua Heitor Pentead, Vila Jataí, na Bacia de São Paulo, originalmente descrita por Suguio & Barbour (1969).

As principais litofácies da Formação São Paulo no setor central do RCSB são: arenitos grossos, conglomeráticos, com estratificações cruzadas, base erosiva e presença de clastos argilosos, representantes de depósitos de canais meandrantares (Fig. 19); siltitos e argilitos laminados, às vezes fossilíferos (linhitos), depositados em meandros abandonados; e arenitos médios a grossos como sedimentos de rompimento de diques marginais, gradando para sedimentos mais finos, rítmicos e laminados de planície de inundação. Riccomini (1989) considerou os linhitos aflorantes na região de Guararema, SP, como fácies de meandros abandonados (*oxbow lakes*), integrantes da Formação São Paulo. A análise palinológica desses linhitos, realizada por Lima *et al.* (1985b), apontou idade neo-oligocênica para estes depósitos, posteriormente corroborada por Yamamoto (1995). A Formação São Paulo recobre concordantemente a Formação Resende e assinala a fase de maior quiescência tectônica e terminal do estágio *sin-rift* da sedimentação no RCSB, quando ainda estavam interligadas as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989).

Coimbra *et al.* (1996) propuseram a designação de Formação Piraquara para os sedimentos ocorrentes como testemunhos isolados, sempre em posição de topo de colinas, próximos à localidade homônima, nas porções nordeste e leste da Bacia de Curitiba. Esses sedimentos recobrem os depósitos de leques aluviais da Formação Guabirotuba em contatos bruscos a transicionais. A Formação Piraquara aflora como pacotes métricos delgados (3-5m), com estratificação plano-paralela, granodecrescentes ascendentes. Na base ocorrem conglomerados com grânulos e seixos de quartzo e, subordinadamente, feldspato e matriz argilosa intersticial. Para o topo, seguem arenitos, por vezes conglomeráticos, e argilitos, estes com estrutura maciça e marcas de raízes.

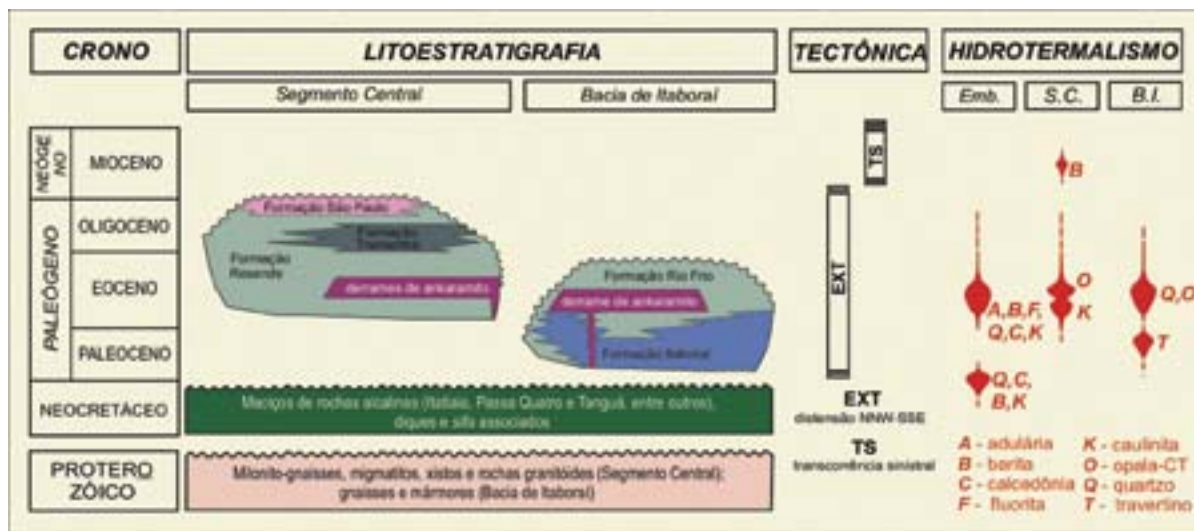


Fig. 21 - Quadro litoestratigráfico, eventos tectônicos e hidrotermais do Neocretáceo a Neógeno no embasamento (Emb.), Bacia de Itaboraí (B.I.) e segmento central (S.C.) do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Fonte: modificado de Sant'Anna & Riccomini (2001)

- Lithostratigraphic chart and Late Cretaceous to Neogene tectonic and hydrothermal events recorded in the basement (Emb.), Itaboraí

Basin (B.I.) and central segment (S.C.) of the Continental Rift of Southeastern Brazil. After Sant'Anna & Riccomini (2001), modified

Coimbra *et al.* (1996), ao proporem esta formação, atribuíram-lhe origem em sistema fluvial meandrante, contendo argilas de planície de inundação intercaladas a areias de rompimento de diques marginais. A passagem transicional da Formação Guabirota para a Piraquara é marcada por intercalações de níveis centimétricos de areias arcoseanas (15-20cm) com níveis argilosos esbranquiçados (5-10cm). Os autores correlacionaram a unidade com a Formação São Paulo de idade oligocênica. A Formação Piraquara, conforme proposta, não se confunde com a unidade definida por Becker (1982), Formação Tinguis. Esta, segundo Coimbra *et al.* (1996), corresponderia a produto de alteração intempérica da Formação Guabirota.

Manifestações vulcânicas e hidrotermais paleogênicas

Derrames de ankaramito ocorrem no Gráben de Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) intercalados nos lamitos da Formação Resende (Fig. 13 e 20), datados de $43,8 \pm 6,2$ e $41,7 \pm 5,7$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini *et al.*, 1983; 1991), e de $48,3 \pm 0,5$ e $47,6 \pm 0,7$ Ma pelo método Ar-Ar (Riccomini *et al.*, 2004b). Na borda norte da Bacia de Itaboraí também ocorre derrame ankaramítico, com estrutura almofadada preservada (Klein & Valença, 1984), datado de $52,6 \pm 2,4$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992). O derrame foi alimentado por um dique tabular de direção N45E, com cerca de 10 m de espessura e 150 m de extensão mínima, que corta rochas do embasamento, calcário (Formação Itaboraí) e conglomerado (Formação Rio Frio).

A presença de feições indicativas de processos hidrotermais tanto no embasamento quanto no preenchimento sedimentar do rift tem sido relatada por vários autores e, comumente, vinculada aos estágios finais do magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico. No embasamento, os registros estão, em geral, nas proximidades dos corpos alcalinos, existindo referências a zonas de cisalhamento rúptil silicificadas (IPT, 1983; Melo *et al.*, 1985b; Riccomini *et al.*, 1985) nas vizinhanças dos maciços de Passa Quatro, Itatiaia, faixas de brechas silicificadas abundantes no Gráben da Guanabara (Ferrari, 1990; Ferrari, 2001), além de ocorrências de barita (Menezes & Klein, 1973), calcedônia e fluorita (Valença *et al.*, 1974; Coelho, 1987; Santos & Bonhomme, 1993) nas proximidades de corpos alcalinos no Estado do Rio de Janeiro.

No preenchimento sedimentar do rift, as feições relacionadas a hidrotermalismo ocorrem localmente nos depósitos sedimentares paleogênicos. Na Bacia de Itaboraí, opala-

CT está disseminada esparsamente nos lamitos da Formação Rio Frio (Sant'Anna & Riccomini, 2001) e os calcários estão silicificados próximo ao contato com lava ankaramítica eocênica (Klein & Valença, 1984) e contêm lâminas, drusas e vênulas quartzosas (Rodrigues-Francisco, 1975; Sant'Anna & Riccomini, 2001). Cimentação hidrotermal tem sido também descrita em conglomerados e lamitos da Formação Resende nas bacias de São Paulo e Taubaté (Riccomini *et al.*, 1988; Riccomini, 1989; Coutinho & Oliveira, 1998). Recentemente, foram reconhecidas caulinita e opala-CT preenchendo a porosidade primária e recobrimdo grãos detríticos em arenitos, conglomerados e lamitos arenosos, e barita como preenchimento de fraturas em paraconglomerados e cimento em rochas arenosas e conglomeráticas dessa unidade (Sant'Anna & Riccomini, 2001). Na Formação Resende, excetuando-se a barita, a cristalização destes cimentos foi penecontemporânea à sedimentação eocênica, sob a ação de controles estruturais, exercidos por falhas e fraturas preexistentes ou em nucleação nos sedimentos, e litológicos, devido a diferenças no grau de porosidade e permeabilidade entre camadas. Durante a principal fase de desenvolvimento do RCSB, no Eoceno, o quadro geológico regional apresentava condições favoráveis para circulação de soluções hidrotermais e cimentação, incluindo um regime tectônico distensional de direção NNW-SSE que propiciou a abertura de falhas de direção ENE a NE, aumento do fluxo térmico regional e magmatismo ao redor de 50 Ma, representado pelos derrames de ankaramito nas bacias de Itaboraí e Volta Redonda (Fig. 21). A cimentação dos depósitos da Formação Resende por barita foi relacionada ao primeiro evento tectônico deformador do RCSB (Sant'Anna & Riccomini, 2001).

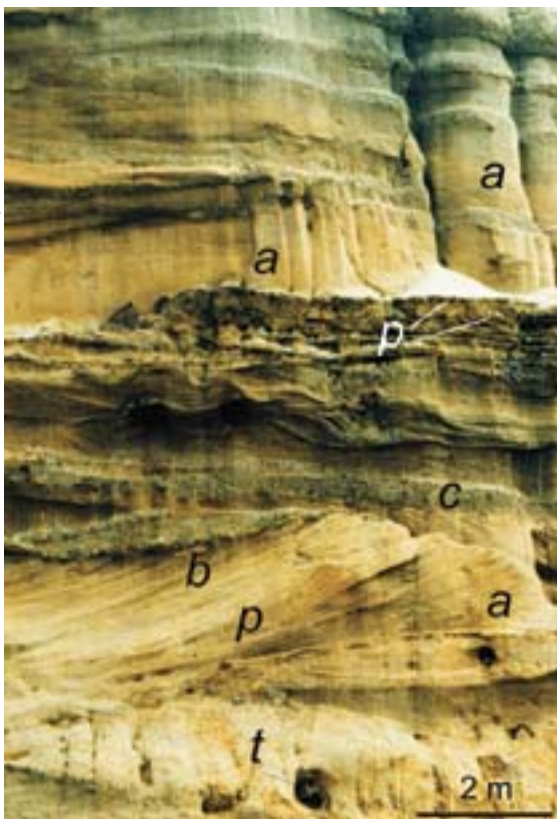
Adicionalmente, fosfato de cálcio e terras raras (La, Nd), atribuído ao grupo do rabdofânio, ocorre em depósito de lamito argilo-arenoso da Formação Resende, na borda norte da bacia homônima; sua origem foi relacionada à dissolução de apatita detrítica, provavelmente por soluções hidrotermais alcalinas, as quais teriam ainda fornecido parte dos elementos necessários a sua cristalização (Sant'Anna *et al.*, 1999).

Sedimentação neogênica no RCSB

Formação Itaquaquecetuba

A Formação Itaquaquecetuba (Coimbra *et al.*, 1983) (Fig. 13) representa um sistema fluvial entrelaçado, restrito à Bacia de São Paulo, que ocorre assentado diretamente sobre rochas do embasamento pré-cambriano, sem que tenha sido verificada a sua relação com as unidades sedimentares paleogênicas. Na área-tipo, nos portos de areia da margem direita do

Fig. 22 - Seção-tipo da Formação Itaquaquetuba - arenitos médios a grossos com estratificação cruzada (a); brechas com clastos de argila (b); conglomerados (c); lâminas e camadas compostas por grânulos de arenitos finos a siltitos ricos em matéria orgânica (p); troncos fósseis carbonificados (t). Foto tirada na Extração Itaquareia, Município de Itaquaquetuba, SP



- Type-section of the Itaquaquetuba Formation - medium- to coarse-grained cross-bedded sandstone (a); breccia with clay clasts (b); conglomerate (c); laminae and beds consisting of granules of organic-rich fine sandstone to siltstone (p); fossil trunks (t). Itaquareia quarry, Itaquaquetuba, SP

Rio Tietê, em Itaquaquetuba, esta formação atinge 50 m de espessura máxima. A deposição da unidade foi controlada por falhas de direção ENE e NNW (Almeida *et al.*, 1984; Riccomini, 1989), em cujas vizinhanças formaram-se cunhas clásticas, contendo brechas polimíticas com blocos decimétricos a métricos angulosos de rochas do embasamento e megaclastos de siltitos arenosos a folhelhos cinza e marrom-escuro ricos em restos vegetais. Estes megaclastos são provavelmente oriundos de depósitos de meandros abandonados da Formação São Paulo. Nas partes distais das cunhas ocorrem lamitos arenosos de coloração esverdeada pálida, ocasionalmente com seixos bem arredondados de quartzo e quartzito, com intercalações de arenitos maciços, médios a finos, por vezes com estruturas almofadadas decimétricas resultantes de liqüefação (Riccomini, 1989). Na parte central das bacias têm-se depósitos fluviais entrelaçados, os mais típicos da unidade (Fig. 22), que incluem dunas subaquosas de arenitos arcoseanos com estratificação cruzada acanalada e tabular de grande porte, contendo conglomerados basais com seixos de quartzo e quartzito arredondados de barras longitudinais de canais, ou brechas com fragmentos de argilitos relacionadas a mudanças na direção de fluxo ao longo do canal. Troncos vegetais fósseis são freqüentes nas camadas frontais dos estratos cruzados, enquanto megaclastos métricos dos pelitos com restos vegetais ocorrem localmente. Clastos destes pelitos cominuídos até a fração areia/grânulo concentram-se em lâminas nas porções frontais de estratos cruzados. Os conglomerados também constituem camadas com grande persistência lateral, resultantes da coalescência de barras de cascalhos (Riccomini & Coimbra, 1992). A cimentação por marcassita é freqüente nos arenitos e brechas, fornecendo, quando alterada, grande variedade de sulfatos secundários (Atencio, 1986).

A Formação Itaquaquetuba foi reconhecida na porção oeste da Bacia de São Paulo, em portos-de-areia na região de Carapicuíba e na Cidade Universitária, atualmente alagados, e também no Vale do Rio Tamanduateí, em sonda-

gens executadas na região do parque Dom Pedro II (Riccomini & Coimbra, 1992).

Com base na presença do pólen *Compositoipollenites maristellae* a deposição da porção superior da Formação Itaquaquetuba foi situada no Mioceno Inferior (Arai & Yamamoto, 1995).

Formação Pindamonhangaba

Estratigraficamente acima da Formação Itaquaquetuba ocorre a Formação Pindamonhangaba (Riccomini *et al.*, 1991b; Mancini, 1995) (Fig. 13). Ela corresponde a um sistema fluvial meandrante desenvolvido nas porções central e sudoeste da Bacia de Taubaté, recobrando discordantemente os depósitos das formações Tremembé, Resende e São Paulo. Mancini (1995) subdividiu a unidade em dois membros interdigitados, designados de Rio Pararangaba e Presidente Dutra. O Membro Rio Pararangaba é constituído de conglomerados com granodecrescência ascendente para arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, representativos das fácies de canal de sistema fluvial meandrante de granulação grossa, registrando-se localmente pacotes decimétricos de argilas cinza-escuro, ricas em matéria orgânica, originadas do abandono e preenchimento de canais por decantação (*oxbow lakes*). O Membro Presidente Dutra é constituído por argilitos maciços a laminados, rítmicos, de grande persistência lateral, com intercalações de siltitos e arenitos finos, relacionados à deposição em planície de inundação de sistema fluvial meandrante de granulação fina. Ocorrem ainda camadas de arenitos grossos com intraclastos de argilitos, atribuídas a depósitos de rompimento de diques marginais. Dados de paleocorrentes indicam direção geral de transporte para NE (Mancini, 1995).

Nos argilitos e siltitos de planície de inundação foram encontradas impressões de vegetais fósseis (Fittipaldi, 1990; Fittipaldi & Simões, 1990) e molde de um molusco (Mancini, 1995). Foram frustradas até o presente momento as tentativas de datação da Formação Pindamonhangaba, uma vez que as argilas ricas em matéria orgânica mostraram-se estéreis e os vegetais fósseis não possuem valor cronológico. O molusco não foi ainda objeto de estudo específico.

Formação Pariqüera-Açu

A Formação Pariqüera-Açu apresenta área de ocorrência descontínua em função do entalhe erosivo a que foi submetida. Distribui-se na região entre Registro e Pariqüera-Açu, porção sul do Estado de São Paulo, acompanhando grosseiramente o flanco sul do Alinhamento do Guapiara. A unidade compreende um sistema de leques aluviais coalescentes associado à planície fluvial meandrante e lago, podendo atingir até 30 m de espessura (Melo, 1990). Os leques aluviais estão associados à borda tectonicamente ativa da bacia original de deposição, onde predominam depósitos rudáceos e lamitos intercalados com arenitos. Os depósitos fluviais meandrantes são granodecrescentes ascendentes, de ortoconglomerados a arenitos e argilitos laminados ou não. O registro lacustre, atribuído à porção subaquosa distal de leques aluviais, compreende essencialmente argilitos siltosos sem estratificação aparente (Melo, 1990).

A existência e o estilo das deformações tectônicas presentes nos sedimentos da Formação Pariqüera-Açu (Riccomini *et al.*, 1986; 1987b; IPT, 1987) motivou a vinculação dessa unidade ao RCSB (Riccomini *et al.*, 1987b). Como já referido, a Formação Pariqüera-Açu parece manter continuidade com a área de ocorrência da Formação Alexandra e com o Gráben de Guaraqueçaba, o que reforça correlações anteriormente admitidas entre as unidades (Bigarella *et al.*, 1959; Riccomini, 1989; Melo, 1990). Em âmbito regional, a unidade foi correlacionada à Formação

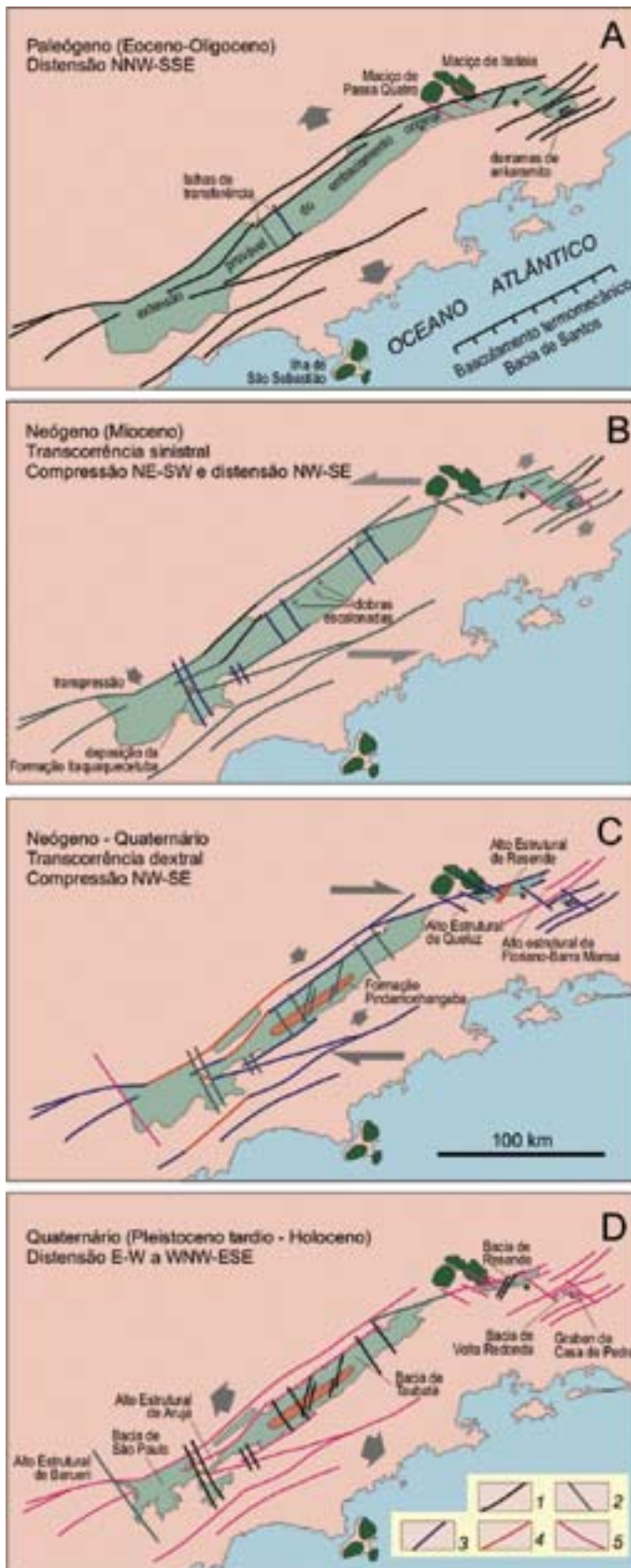


Fig. 23 - Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada. Fonte: modificado de Riccomini (1989)

- Paleotectonic evolution of the central segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil - Faults: 1) predominantly normal; 2) with left-lateral displacement; 3) with right-lateral displacement; 4) predominantly reverse; 5) displacement not recognized. After Riccomini (1989), modified

Pindamonhangaba (Melo, 1990).

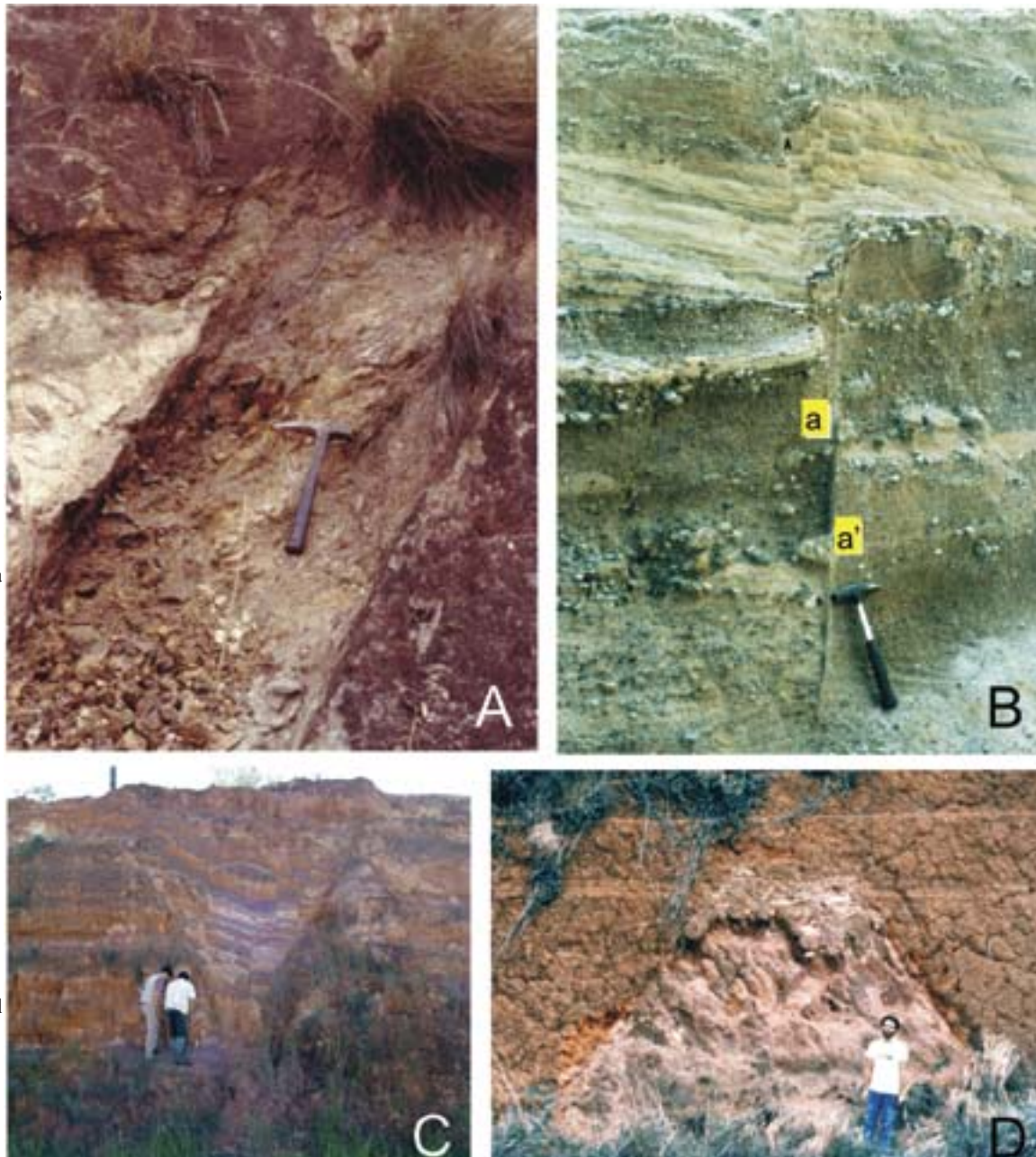
Formação Alexandra

Os depósitos continentais da Formação Alexandra (Bigarella *et al.*, 1959) ocorrem nas regiões de Paranaguá e Guaqueçaba (no interior do gráben homônimo), próximas ao litoral do Estado do Paraná. A unidade encerra principalmente arenitos arcoseanos em canais e leitos tabulares de rios entrelaçados, e lamitos argilosos a arenosos de corridas de lama em leques aluviais; subordinadamente ocorrem paraconglomerados polimíticos com seixos a matações de rochas do embasamento, originados por fluxos de detritos (Angulo, 1995). Uma camada de linhito intercalada em lamitos na porção média da seção tipo da unidade foi atribuída à deposição em pântano (Angulo, 1995). O conteúdo paleontológico da camada linhítica apresenta várias espécies de valor cronoestratigráfico que permitiram atribuir à Formação Alexandra uma idade miocena (Lima & Angulo, 1990).

Tectonismo gerador e deformador do RCSB

Vários foram os modelos propostos para a geração do RCSB. Os primeiros apresentavam forte viés geomorfológico, ora defendendo uma origem tectônica (Martonne, 1943; Ruellan, 1944; Freitas, 1956; Birot, 1959), ora erosiva (King, 1956). A partir da década de 1970 tomam força os modelos tectônicos, que consideraram as depressões, que abrigam as bacias, originadas pela reativação cenozóica de antigas zonas de cisalhamento proterozóicas, de direção NE a ENE, presentes no embasamento. A reativação estaria vinculada à evolução da margem continental, embora com divergências quanto aos mecanismos geradores deste processo. Nesta fase, foram propostos os modelos de deslizamento gravitacional (Almeida, 1976), compensação isostática (Asmus & Ferrari, 1978) ou basculamento termomecânico (Riccomini, 1989), que envolveriam reativações essencialmente normais ao longo das zonas de cisalhamento preexistentes. O formato da Bacia de Taubaté e a disposição das zonas de cisalhamento proterozóicas que a limitam, configurando um romboedro alongado, levaram à sua classificação como uma bacia transcorrente, resultante de movimentação sinistral ao longo de falhas reativadas do embasamento (Zalán, 1986), modelo este reiterado com base em dados geofísicos (Padilha *et al.*, 1991), e posteriormente estendido para as demais bacias do RCSB (Macedo *et al.*, 1991; Cobbold *et al.*, 2001). Na década de 1990 são retomados os modelos erosivos, considerando a Serra do Mar um acidente topográfico residual resultante do recuo, continente adentro, da frente erosiva do Planalto Atlântico (Azevedo Jr. 1991) ou da escarpa da Falha de Santos (Almeida & Carneiro, 1998). Nesse mesmo enfoque, o mecanismo de colapso extensional, relacionado ao recuo da frente de dissecação das porções planálticas mais elevadas, foi proposto como mecanismo de geração das bacias tafrogênicas continentais, com idades progressivamente mais jovens a partir da costa (Fernandes & Chang, 1992; Fernandes, 1993). A proposta mais recente (Ferrari, 2001), com enfoque no Gráben da Guanabara, caminhou em

Fig. 24 - Falhas relacionadas ao tectonismo gerador e deformador do RCSB - A) caixa-de-falha normal (bloco baixo a esquerda, bloco alto a direita) reativada de antiga zona de cisalhamento proterozóica de direção NE, borda norte da Bacia de Volta Redonda; B) estrutura-em-flor negativa relacionada à falha de direção ENE em depósitos da Formação Itaquaquecetuba; notar calhau de argilito falhado (a - a'). Foto tirada na Extração Itaquareia, Município de Itaquaquecetuba, SP; C) estrutura-em-flor negativa relacionada à falha de direção NNE em depósitos da Formação Pindamonhangaba. Foto de afloramento na estrada Taubaté-Tabuões, cerca de 2,3 km da saída 109 da Rodovia Presidente Dutra, sentido São Paulo - Rio de Janeiro; D) pequeno *horst* limitado por falhas normais de direção ENE soerguendo depósitos da Formação Pindamonhangaba em meio a colúvio quaternário com linha-de-seixos basal (mesma localização da foto anterior). Fonte: Riccomini (1989)



- Faults related to the generation and deformation of the RCSB - A) normal fault (hangingwall to the left, footwall to the right) reactivated along a NE-oriented Proterozoic shear zone (north border of the Volta Redonda Basin); B) negative flower structure related to an ENE-oriented fault in deposits of the Itaquaquecetuba Formation; note a faulted clay cobble (a - a') (Itaquareia quarry, Itaquaquecetuba, SP); C) negative flower structure related to a NNE-oriented fault in deposits of the Pindamonhangaba Formation (Taubaté-Tabuões road, about 2.3 km from outlet 109 of the Presidente Dutra highway); D) a horst of the Pindamonhangaba Formation bounded by ENE-oriented normal faults in Quaternary colluvium (same location as in C). After Riccomini (1989)

uma nova vertente, procurando combinar a ação de esforços locais - desencadeados por um soerguimento precursor à instalação das bacias, em conjugação com o controle exercido por anisotropias do manto subjacente - com os regionais.

O entendimento da evolução de uma bacia tipo *rift* exige, necessariamente, a compreensão do seu tectonismo deformador, mas poucos pesquisadores dedicaram-se a estudos dessa natureza no RCSB. Embora paradoxal, é na busca de respostas para explicar as variações nos campos de esforços, registradas em múltiplas populações de estruturas rúpteis que deformam as diferentes unidades estratigráficas cenozóicas, que vários dos mecanismos propostos para a geração destas bacias podem ser testados.

Riccomini (1989), com base na análise das estruturas tectônicas (falhas com estrias, juntas e dobras) e suas relações estratigráficas com o preenchimento sedimentar, elaborou o primeiro modelo tectônico contemplando os tectonismos gerador e modificador para o segmento central do RCSB (Fig. 23). Concluiu que a formação da depressão original do *rift* e concomitante preenchimento sedimentar e vulcânico teria

ocorrido no Paleógeno, sob a ação de um campo de esforços distensivo de direção NNW-SSE, causador da reativação, como falhas normais, de antigas zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE a ENE. O modelo é sustentado pelo caráter normal das falhas mestras ativas durante a instalação do segmento central do RCSB; pelas direções de distensão obtidas a partir dos dados de falhas estriadas, sempre em posição ortogonal às falhas de borda das bacias; e também pela contigüidade entre os depósitos de leques aluviais proximais e as áreas fontes vizinhas. Este último aspecto, bem exemplificado na Bacia de Resende, onde clastos de rochas alcalinas são abundantes nos leques aluviais proximais no sopé do Maciço de Itatiaia e ausentes nos depósitos de mesma natureza situados a ENE do maciço, ao longo das falhas da borda norte da bacia, é um forte argumento contrário ao modelo de origem transcorrente para as bacias.

Em estudos realizados em rochas do substrato do RCSB, vem sendo reconhecida a atuação de um regime transcorrente sinistral, com compressão de direção NE-SW e distensão NW-SE, afetando corpos alcalinos neocretáceos, no

sul do Estado de São Paulo (Riccomini, 1995) e na região do Gráben da Guanabara (Ferrari, 2001). A idade deste evento foi considerada neocretácea a paleocena, com base na análise estrutural de diques, corpos alcalinos e faixas de rochas brechadas e silicificadas do embasamento da região do Gráben da Guanabara (Ferrari, 2001). Assim, o regime transcorrente sinistral precederia o distensivo de direção NNW-SSE, este responsável pela instalação das bacias.

Segundo Riccomini (1989) as fases tectônicas deformadoras envolveriam novas reativações ao longo das falhas preexistentes e, em menor escala, geração de novas estruturas (Fig. 24). Os eventos deformadores compreenderiam, sucessivamente: 1) transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, de idade neogênica (Mioceno?); 2) transcorrência dextral, com compressão NW-SE, de idade quaternária (Pleistoceno Superior a Holoceno); e 3) distensão de direção WNW-ESE e idade holocena. Com base nos dados de mecanismos focais de terremotos então disponíveis, Riccomini (1989) inferiu ainda a existência de nova variação no campo de esforços, para compressão E-W, que viria a ser posteriormente confirmada (Salvador & Riccomini, 1995).

Ao primeiro evento deformador (Mioceno) estão relacionadas falhas transcorrentes ou de empurrão, estas por vezes colocando blocos de rochas do embasamento sobre os depósitos sedimentares e aquelas controlando a instalação de bacias de afastamento de pequenas dimensões (Formação Itaquaquecetuba na sua área-tipo) (Riccomini, 1989). Este evento foi também o responsável pela geração de dobras cônicas de amplitude quilométrica na porção central da Bacia de Taubaté, evidenciadas pela deformação imposta aos folhelhos e argilitos lacustres da Formação Tremembé (Riccomini, 1989; Takiya *et al.*, 1990). Durante o segundo evento deformador (Neógeno-Quaternário) as falhas das bordas das bacias, ativas na fase de instalação do *rift*, foram reativadas com caráter transcorrente, inverso e/ou de empurrão, localmente cavalgando depósitos sedimentares paleogênicos. Neste evento teriam sido afeiçoados os altos estruturais que atualmente separam o registro sedimentar paleogênico em bacias isoladas. O terceiro evento deformador (Pleistoceno tardio a Holoceno), de caráter distensivo, parece ter dado o contorno atual da distribuição dos sedimentos. O último evento deformador (Holoceno), compressivo, causou a reativação inversa de falhas de direções próximas de N-S e a geração de famílias de juntas conjugadas de cisalhamento em depósitos colúvio-aluviais (Salvador & Riccomini, 1995).

As variações nos campos de esforços relacionados ao tectonismo deformador decorreriam do balanço entre o *ridge-push* e *slab-pull* da Placa Sul Americana, respectivamente em relação às placas Africana e de Nazca. Considerando-se as direções estruturais preferenciais do RCSB, segundo NE, em relação à trajetória da Placa Sul Americana, para W, ocorreria transcorrência dextral e compressão (transpressão) quando o *ridge-push* superasse o *slab-pull*, e transcorrência sinistral e distensão (transtração) no caso oposto (Riccomini, 1989). Outros fatores, tais como a carga de sedimentos na Bacia de Santos, a presença de soerguimentos regionais e a ascensão do nível do mar após a glaciação do Pleistoceno terminal provavelmente interferiram no balanço dos esforços envolvidos (Riccomini & Hiruma, 2002).

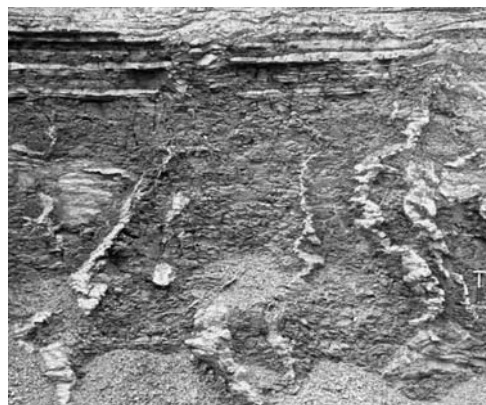
Em trabalhos recentes, o modelo geral, proposto para o segmento central do RCSB (Riccomini, 1989), pode ser testado localmente (Mancini, 1995), estendido para outros segmentos do *rift* (Ferrari, 2001), e verificado em áreas pré-cambrianas próximas das bacias (Fernandes da Silva, 1998; Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002) e regionalmente (Mello, 1997).

Considerações Finais

Ao delinear o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, reconhecê-lo como um dos aspectos topográficos e estruturais mais notáveis da margem atlântica das Américas, relacioná-lo às estruturas antigas do embasamento pré-cambriano e vinculá-lo à evolução da porção oceânica adjacente (Bacia de Santos), o Professor Fernando Flávio Marques de Almeida não apenas ofereceu mais uma contribuição paradigmática ao estudo da evolução geológica mesozóica e cenozóica da região Sudeste do Brasil. Abriu uma linha de investigação das relações entre a evolução fanerozóica e descontinuidades pre-existent, alertou para a importância do estudo das relações entre os processos ocorridos nas bacias costeiras e região continental emersa adjacente e, mais especificamente, estimulou uma série de investigações sobre temas relativos à evolução geológica cenozóica do sistema de *rifts*. Estabelecidos os traços gerais, a tarefa das investigações subseqüentes foi enormemente facilitada. Novos estudos permitiram identificar outras depressões além daquelas originalmente definidas pelo Professor Fernando de Almeida, detalhar seu quadro tectono-estratigráfico, incluindo o tectonismo deformador, e precisar as idades dos eventos ocorridos no que é atualmente conhecido como *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Muitos desses avanços foram alcançados com a participação do Professor Fernando. Outros, pela geração de pesquisadores por ele formados ou influenciados. Nada que ele não pudesse ter feito sozinho.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos editores do livro a oportunidade de prestar este merecido tributo ao Professor Fernando Flávio Marques de Almeida. Os dados e idéias aqui apresentados resultam de projetos realizados sob os auspícios da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), além da colaboração e discussão com vários colegas, não listados sob o risco de omissão.



GRANDES FALHAS NO BRASIL CONTINENTAL

Georg R. Sadowski

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
sadowski@usp.br

Ginaldo A. da Cruz Campanha

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
ginaldo@usp.br*Resumo:*

As principais falhas continentais brasileiras conhecidas, com um comprimento de mais de 100 quilômetros são sumarizadas neste texto. Tenta-se descrever suas características no contexto da organização e evolução tectônica regional ao invés de simplesmente classificá-las de acordo com suas feições genéticas ou geométricas. O objetivo precípua é de relacioná-las com a história geológica regional. Cisalhamentos dúcteis e rúpteis, suturas, riftes, empurrões extensos, etc., que cortam os 8,511 x 106 km² do embasamento Pré-Cambriano brasileiro e suas coberturas vulcanossedimentares apresentam a típica evolução de uma plataforma antiga, similar à siberiana, africana e outras áreas continentais antigas no mundo.

As zonas de cisalhamento dúcteis mais notáveis são geralmente de idade neoproterozóica e mostram feições transpressivas e transtrativas. Grandes empurrões dúcteis e frágeis, circundam os terrenos mesoproterozóicos e são considerados também de idade neoproterozóica. No interior dos crátons mais antigos, como no Amazônico, antigos grábens estão preenchidos com formações de vulcanossedimentares mesoproterozóicas.

A abertura do Atlântico produziu uma extensiva reativação de antigas linhas de fraqueza e a geração de riftes, tanto dentro do continente, como ao longo das margens passivas recém-formadas. Os lineamentos Takutu e Juruá são provavelmente feições desse tipo, cuja abertura foi abortada.

Mais recentemente, a atividade tectônica concentrou-se em algumas falhas relacionadas com a compressão próxima à borda andina e possivelmente extensão ao longo da borda atlântica, expressas, respectivamente, pelas falhas de Iquiri e Batã, bem como pelo Sistema de Riftes da Serra do Mar.

O termo gigafalha é proposto para algumas das falhas mais expressivas, tais como aquelas que configuram bordas de placas, cicatrizadas ou abortadas, bordas de placas modernas ou falhas com extensão de várias centenas ou milhares de quilômetros.

Palavras-chave: Falhas, Tectônica, Riftes, Sutura, Lineamentos, Fratura.

Abstract:

The main known Brazilian continental faults with a length of more than 100 km were summarized in the text.

An attempt to describe their characteristics in the frame of the regional tectonic organization and evolution instead of just classifying them according to their geometric or genetic features, with the intention to bind these structures to the regional geological history. Brittle and ductile megashears, sutures, rifts, extensive thrusts, etc., which cut the 8,511 x 106 km² of the Brazilian Precambrian basement and its Phanerozoic and volcanic-sedimentary cover portray a typical

evolution of an old tectonic platform similar to the Siberian, African, and other large and old continental areas of the world.

The most striking ductile shears are generally of Neoproterozoic age, showing transpression and transtensional features. Large thrusts, brittle and ductile, border the Mesoproterozoic terrains being also considered of Neoproterozoic age. Inside the older cratons such as the Amazon Craton, old grabens are infilled with Mesoproterozoic volcanic-sedimentary formations.

The opening of the Atlantic Ocean produced an extensive activation of older lines of weakness and generation of rifts and grabens inside the continent and along the newly formed passive margin. The Takutu and Juruá lineaments are probably features where spreading was aborted.

More recently, tectonic activity concentrated on some faults with compression near the Andean border and possible extension along the Atlantic border expressed, respectively, by the Iquiri and Balá faults and the Serra do Mar Rift System.

The term "gigafault" is proposed for some more expressive faults such as welded and aborted plate margins, actual plate margins or faults with a length of several hundreds or thousands of kilometers.

Keywords: *Faults, Tectonics, Rifts, Suture, Lineament, Fracture.*

Resumen:

El conocimiento de las fallas continentales de Brasil, de más de 100 km de largo, se resume en el texto. Se intenta describir sus características en el marco de la organización tectónica y evolución regionales, en vez de sólo clasificarlas de acuerdo a su geometría y génesis, con la intención de relacionarlas con la historia geológica regional. Los megacizallamientos frágiles y dúctiles, suturas, rifts, sobrescurrimientos, etc., que cortan los 8.511×10^6 km² del basamento precámbrico Brasileño y su cobertura volcánico-sedimentaria fanerozoica, presentan una típica evolución de una plataforma antigua similar a la Siberiana, Africana y otras áreas continentales antiguas en el mundo.

Las zonas de cizalle dúctil más notables son, generalmente, de edad neoproterozoica, y muestran rasgos transpresivos y transtensionales. Grandes corrimientos, frágiles y dúctiles, rodean a los terrenos del Mesoproterozoico y son consideradas, también, de edad neoproterozoica. En el interior de los cratones más antiguos, como el cratón Amazónico, antiguos grabens están rellenos con formaciones volcánico-sedimentarias del Mesoproterozoico.

La abertura del Atlántico produjo la reactivación extensiva de antiguas líneas de debilidad y la generación de rifts y grabens dentro del continente y a lo largo del entonces recientemente formado margen pasivo. Los lineamientos Takutu y Juruá son, probablemente, rasgos donde hubo expansión abortada.

Más recientemente, la actividad tectónica se concentró en algunas fallas con compresión cerca de las Andes y con extensión cerca del margen continental Atlántico, expresada por las fallas Iquiri y Batã y por el Sistema de Rift Serra do Mar, respectivamente.

El término "gigafalla" se propone para algunas fallas más significativas, tales como márgenes de placas, soldados y abortados, márgenes actuales de placas y fallas con extensión de varias centenas o miles de kilómetros.

Palabras llaves: *Fallas, Tectónica, Rift, Sutura, Lineamientos, Fractura.*

Breve Histórico

Os trabalhos pioneiros

A identificação de grandes falhas em escala regional a continental no território brasileiro foi uma conquista relativamente recente na história das ciências geológicas no país. Embora seja um conceito corriqueiro na literatura atual, nem sempre foi assim. Anteriormente à década de 1970, foi grande o ceticismo quanto à existência dessas megaestruturas. Os primeiros trabalhos a respeito disso no Brasil ocorreram ainda na década de 1950.

No Sudeste do país, coube a Almeida (1955), com base em idéias publicadas por Anderson (1951), primeira identificação e descrição detalhada de falhamentos transcorrentes na região. Determinou, a norte da cidade de São Paulo, na Serra da Cantareira, a existência de um sistema de falhas transcorrentes antigas, profundas, desenvolvidas sob condições de metamorfismo dinâmico profundo, porém com reativação mais moderna de caráter normal, o que permitiu relacioná-las à geomorfogênese da região e origem da Bacia Sedimentar de São Paulo.

Em 1967, Hennies, Hasui e Penalva, na época professores assistentes de Almeida na Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, descrevem o Falhamento Transcorrente de Taxaquara. Estabeleceram um esquema evolutivo, então em voga na literatura internacional, mais tarde generalizado para todo sistema regional de falhamentos transcorrentes da Região Sudeste do Brasil. O Falhamento de Taxaquara foi descrito inicialmente numa extensão de aproximadamente 100 km, entre a Sinéclise do Paraná e a Bacia Sedimentar de São Paulo, cortando em ângulo as estruturas regionais do embasamento e subdividindo-o em dois blocos maiores, São Roque, ao Norte, e Cotia, ao Sul. O Bloco São Roque distinguir-se-ia por ser composto por rochas ectiníticas de fácies metamórfico mais baixo do que as do Bloco Cotia, onde dominariam rochas migmatíticas de grau mais elevado. Em ambos os blocos identificaram extensos batólitos granitóides.

Ebert, que já as tinha identificado no Nordeste, também foi um dos precursores na caracterização dessas grandes estruturas na Região Sudeste, ao estudar principalmente o Sul de Minas durante a década de 1960. Em 1968 identificou a Falha de Jacutinga, extensa falha de direção sub-EW no Nordeste Paulista e Sudoeste de Minas Gerais.

No Nordeste do país foi proposta pela primeira vez uma estruturação do Pré-Cambriano segundo blocos delimitados por lineamentos ou falhas por Kegel (1958;1961). Essa concepção foi reflexo da Tectônica de Blocos, em voga em alguns círculos de geólogos na Europa, ilustrada pelo livro de Von Buelow e em trabalhos publicados, na época ou posteriormente, na Rússia, como aqueles de Krassny e outros.

Esse reconhecimento das grandes zonas de falhamento no Nordeste também se expressou nos trabalhos de Ebert (1966; 1970) devendo-se a esse autor as denominações dos lineamentos de Patos e Pernambuco, bem como a de Zona Transversal, dada ao segmento de crosta delimitado por esses falhamentos.

Começou então a tomar vulto o reconhecimento da segmentação do Escudo Atlântico nordestino e do Sudeste por falhamentos do tipo transcorrente e a peculiar natureza das rochas miloníticas associadas.

Não foi menos polêmica a admissão no país de uma tectônica recumbente ou com formação de nappes profundas. Nos anos 1950 a 1960 ocorreu acirrada discussão sobre a sua presença no arcabouço Pré-Cambriano brasileiro uma vez que na Europa sua definição foi facilitada freqüentemente com base em evidências paleontológicas ausentes no nosso caso.

Não foram poucas as críticas, na ocasião, às idéias de Rosier (1957) sobre a presença de nappes do primeiro tipo ou recumbências gnáissicas na Serra do Mar carioca. Segundo os críticos, faltavam evidências estruturais incontestáveis e critérios rigorosos de datação que viessem a comprovar definitivamente a sua existência nos terrenos metamórficos Pré-Cambrianos. Ebert também foi um dos pioneiros na aplicação do conceito de tectônica de nappes no cristalino brasileiro no Sul-Sudeste e que gradualmente foi sendo reconhecida.

Evolução dos conceitos

Pouco a pouco, com o advento de mapeamentos estruturais sistemáticos, de técnicas de datação e análise de metamorfismo mais apuradas, as tectônicas de regmagênese e de nappes começaram a ser vislumbradas em nossos terrenos Pré-Cambrianos. Foi também importante a divulgação por Almeida do conceito de falhas fundamentais ou profundas de Peyve (1945) principalmente na identificação de suturas, que aplicou à borda da Faixa Paraguai-Araguaia como sendo estruturas que se estenderiam até o manto, com extensa evolução de ativações e reativações nos tempos geológicos e controladoras de fenômenos recorrentes de magmatismo, vulcanismo e metalogênese.

Percebeu-se a importância de algumas dessas extensas falhas na evolução pós-brasiliana da Plataforma Brasileira (posteriormente designada Sul-Americana por estender-se inclusive a outros países do continente) principalmente no que diz respeito ao evento da Reativação Wealdeniana conforme definida inicialmente por Almeida (1966; 1967). Os movimentos que deram origem a várias feições morfológicas e às bacias tafrogênicas foram freqüentemente acompanhados por magmatismo básico e alcalino. Sua evolução foi fortemente condicionada pela rede de falhamentos transcorrentes pré-estabelecida ao final do Brasiliano, por meio de reativação com caráter predominantemente distensivo que possibilitou a formação de algumas bacias sedimentares.

Com a fragmentação de Gondwana, e posteriormente, evoluíram sistemas de riftes em toda a margem do Atlântico e, em parte, no interior do continente. Um desses sistemas desenvolveu-se a partir do final do Mesozóico e, principalmente no Terciário na região Sudeste, dezenas de milhões de anos após a fragmentação, tendo sido identificado e denominado Sistema de Riftes da Serra do Mar por Almeida (1975).

O conceito de reativação da Plataforma adotado por Almeida (1966; 1967) influenciou o modelo proposto por Sadowski (1977), que tentou conciliar a dinâmica evolutiva da plataforma com a cinemática das placas. Admitindo que a plataforma atua como um corpo rígido e estaria apoiada na placa à qual pertence, associou as mudanças do estado de tensão intraplataformal com os efeitos de possíveis variações na trajetória da Placa Sul-Americana.

O conceito de regmagênese na estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos

Com base nos conceitos de regmagênese e tectônica de blocos, Hasui (1973) subdividiu a evolução do Pré-Cambriano de parte do Sudeste Paulista, sendo posteriormente secundado por Sadowski (1974) em seus estudos na Falha de Cubatão que, cabe lembrar, já tinha sido aventada por Almeida em 1953. Disso resultou uma síntese da evolução do Pré-Cambriano do Sudeste Paulista baseada na concepção de tectônica de blocos (Hasui & Sadowski, 1976). Neste mesmo período Hasui *et al.*, (1975), baseados no conceito de maciços medianos e faixas de dobramento, apresentado em curso de pós-graduação proferido por Almeida em 1973, subdividiram o Pré-Cambriano do sudeste da Plataforma nas faixas Apiaí,

Tijucas e Uruguai Oriental. Na ocasião identificaram extensa feição, denominada Zona de Transcorrência São Paulo.

Concomitantemente, utilizando as grandes falhas nordes-tinas como balizadoras de domínios tectônicos, Brito Neves apresentou, durante os cursos de Almeida em que participou, a primeira síntese estruturada do Nordeste Brasileiro consubstanciada em tese de doutorado junto ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Brito Neves, 1975)

Em 1975, Almeida, Hasui & Carneiro identificaram e descreveram o Lineamento de Além Paraíba, caracterizado com uma destacada feição morfológica que controla o curso do rio Paraíba do Sul entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, balizada por milonitos extremamente recristalizados (blastomilonitos). A associação marcante dos milonitos com estruturas dúcteis e condições metamórficas de fácies anfíbolito alto levaram um dos presentes autores (Campanha, 1980; 1981), a desenvolver mestrado sob orientação de Almeida e aplicar o conceito de cinturão de cisalhamento dúctil de Ramsay & Graham (1970) para essa megaestrutura. Juntamente com Sadowski (1980), foi pioneiro na aplicação moderna desse conceito no território brasileiro.

O modelo de cisalhamento dúctil passa então a entrar em voga a partir da década de 1980. Baseados neste modelo, Sadowski (1983; 1984), Fiori (1985) e Campanha (1991) realizaram cálculos dos rejeitos das zonas de cisalhamento do Nordeste Brasileiro, leste do Paraná e do sul do Estado de São Paulo.

Foi também no começo da década de 1980 que surgiram os modelos de sobreposição de cisalhamento dúctil na Região Sudeste, um tangencial, de baixo ângulo inicialmente identificado por Ebert, sobreposto por outro de alto ângulo, transcorrente e dextral. São pioneiros nessa interpretação os trabalhos de Trouw *et al.*, (1982), Hasui (1983), Campos Neto *et al.*, (1984). Essa seqüência de eventos já tinha sido identificada em contexto de tectonismo rúptil, dentro do quadro de evolução tectônica clássica das faixas de dobramento (teoria geossinclinal em voga, tardia no nosso meio na época).

No início da década de 1980 surgiu o Projeto do Programa Internacional de Correlação Geológica IGCP 202 Megafalhas da América do Sul, que designou simplesmente de megafalhas aquelas falhas e cinturões miloníticos com extensão de mais de cem quilômetros. Baseado nesse projeto, coordenado em nível nacional pelo primeiro autor (GRS), foi organizado o primeiro Simpósio sobre Tectônica de Grandes Falhamentos durante o 32º Congresso Brasileiro de Geologia. Uma coletânea foi publicada no encerramento do projeto em volume especial da *Revista Geológica do Chile*, no qual Sadowski & Motidome (1987) publicaram uma síntese das principais megafalhas no Brasil, semente precursora do presente artigo.

Na década de 1990, diversos autores passaram a propor um regime misto, transpressivo, para a deformação associada aos sistemas transcorrentes, com o desenvolvimento de megaestruturas em flor, rombochasmos etc. Destacam-se para o Sudeste os trabalhos de Ebert, Hasui & Costa (1991), Sadowski (1991), Hackspacher *et al.*, (1992), Machado & Endo (1993), Correa Neto *et al.*, (1993), Campanha & Ens (1993; 1996), Fassbinder (1996) etc.

Particularmente no médio vale do rio Paraíba do Sul reconhece-se uma estruturação regional em leque aberto, com as porções centrais fortemente verticalizadas, já identificada por Lamego (1938; 1946). Foi interpretada como uma megaestrutura em flor positiva (Machado & Endo, 1993), e como uma estrutura sinclinorial (Lamego *op. cit.*; Ebert, 1962; Heilbron 1993, 1995; Trouw 1995; Almeida, 2000).

Em termos de modelo geodinâmico, têm sido proposta uma colisão oblíqua entre os crátons do Congo, São Francisco

e Paraná, gerando uma tectônica de escape (Sadowski, 1991; Vauchez *et al.*, 1992; 1994), ou entre os blocos Vitória, Paraná e São Paulo (Hasui, 1989; Ebert *et al.*, 1993; Ebert & Hasui, 1998), como geradora do sistema transcorrente.

A Faixa Ribeira passou a ser considerada como um cinturão de cisalhamento transcorrente que articula as interações entre a Faixa Brasília (Província ou Sistema Orogênico Tocantins), o Cráton do São Francisco e uma série de terrenos acrescidos a sul (Campos Neto, 1999; 2000, Campanha, 2002).

O sistema transcorrente na região Sudeste, designado como sistema da Megafalha de Cubatão por Sadowski (1991), atuou pelo menos até a crosta inferior, permanecendo ainda em posição empinada, conforme atestado pelas condições de recristalização dos milonitos do Lineamento de Além Paraíba (Almeida *et al.*, 1975, Campanha 1980, 1981; Silva & Mainprice 1999, Silva *et al.*, 2002). Os estudos de anisotropia sísmica levaram a estender a influência destas transcorrências na região ao manto superior (James & Assumpção, 1996, Assumpção *et al.*, 2001), devendo ter se constituído em limite de placas quando de sua formação (Sadowski & Motidome, 1987; Campanha, 2002).

Quadro Tectônico Regional

Visando expor as megafalhas dentro do quadro de estruturação geotectônica da Plataforma Sul-Americana, passamos a uma breve descrição da mesma dentro da conceituação proposta por esta obra (Fig. 1 e 2).

A compartimentação tectônica da América do Sul, conforme elaborada inicialmente por Almeida em 1966, foi fortemente influenciada pela escola de pensamento européia, emprestando dos geólogos alemães, austríacos e russos,

(Stille, Suess, Aubouin, Belousov, Muratov, etc. - vide Khain, 1983) uma terminologia tectônica desenvolvida essencialmente nos estudos efetuados sobre os continentes, durante no mínimo cerca de dois séculos.

Posteriormente, no afã de diferenciar internamente os nossos escudos Pré-Cambrianos, aplicou os conceitos de Províncias Estruturais, à semelhança do que foi feito no Canadá por Stockwell (1961) e outros, com sucesso, até chegar na conceituação proposta em Almeida & Hasui (1984).

O Brasil nos seus 8,511 x 106 km² ocupa praticamente toda a Plataforma Sul-Americana conceituada por Almeida desde 1966 (Fig. 1). Nela encontram-se as raízes dos antigos orógenos pré-cambrianos. O restante do continente é constituído pelo Cinturão Andino e pela Plataforma Patagônica. Segmentos menores, porém não menos importantes, da Plataforma Sul-Americana encontram-se na Venezuela, nas Guianas, Peru, Bolívia, Paraguai, Uruguai e Argentina.

A margem continental atlântica é tipicamente do tipo passivo com fortes influências locais dos sistemas transformantes subparalelos à falha de Romanche na região Norte-Nordeste. Por outro lado, o limite oeste da Plataforma apresenta, inclusive no Brasil, os sinais de reflexos diretos dos empuxos da Faixa Andina sobre o seu respectivo cráton (no antigo conceito de Stille) conforme se verifica no extremo oeste do território brasileiro na região do Acre.

O escudos cristalinos são constituídos, na sua maior extensão, pelas raízes metamorfizadas e colagens dos antigos orógenos Pré-Cambrianos com idades variáveis desde o Arqueano ao Neoproterozóico. É de se esperar que várias falhas de grande porte serviram de cicatrizes de costura entre essas colagens ou terrenos. Por enquanto faltam dados paleomagnéticos, associados a uma geocronologia fina, suficientes para melhor caracterizar esses processos. Constituem cicatrizes propensas a se abrir novamente.

As coberturas sedimentares de plataforma preenchendo vastas sinéclises, como as do Paraná, Maranhão e Amazonas, mostram-se afetadas por falhas, arqueamentos e flexuras como o Arco de Assunção, a Flexura Goiana etc. muitas vezes refletindo rupturas do embasamento cristalino subjacente.

Uma dessas estruturas de falhamento reativada no Terciário deu origem ao Sistema de Riftes da Serra do Mar acima mencionado (Almeida, 1975).

Numa tentativa de sistematizar a classificação dos falhamentos utilizamos aqui como referência básica (Fig. 1), a estrutura resultante do último processo de acreção continental que ocorreu no final do Proterozóico amalgamando boa parte do Gondwana Ocidental. As falhas aqui resumidamente descritas foram escolhidas dentre aquelas a que tivemos acesso como mais bem descritas na literatura. A concepção da sua cinemática é um processo contínuo de evolução do conhecimento de nossa geologia.

Primeiro são descritas as grandes falhas associadas à evolução Pré-Cambriana a eopaleozóica dos crátons e cinturões de dobramento adjacentes e, posteriormente, as antigas falhas intraplaca. A seguir são analisados os riftes Mesozóico-Cenozóicos e outras falhas do Fanerozóico incluindo as ativadas por efeito da tectônica andina.

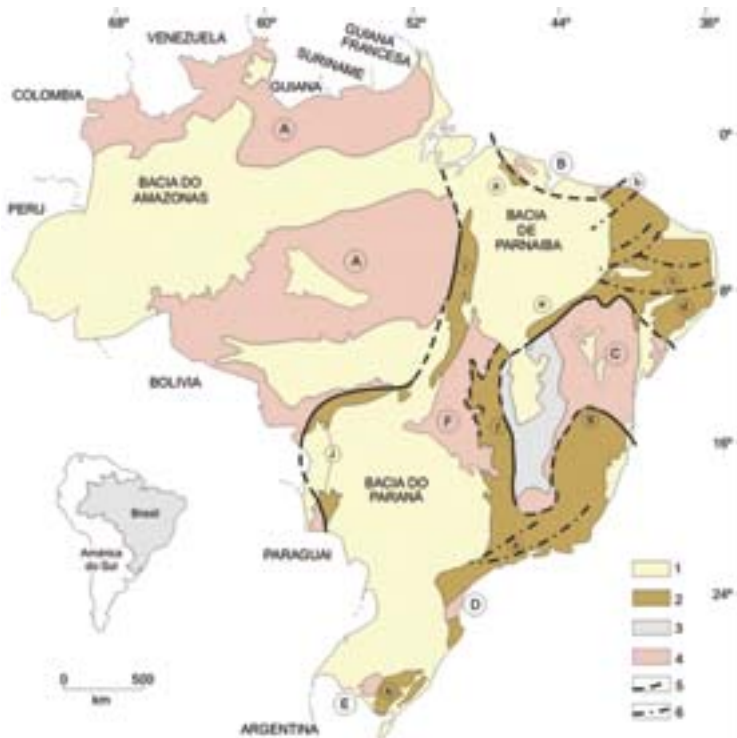


Fig. 1. Esboço tectônico do Brasil. 1. Cobertura Fanerozóica; 2. Faixas de dobramento do Ciclo Brasiliano (c.a. 470-700 Ma): a. Gurupi; b. Médio Coreáú; c. Faixas de Dobramento do Nordeste; d. Sergipana; e. Rio Preto; f. Brasília; g. Araçuaí; h. Ribeira; i. Tocantins-Araguaia; j. Paraguai; h. Dom Feliciano; 3. Cobertura Cratônica Bambuí, de idade brasileira; 4. Crátons, blocos arqueanos, maciços rígidos, fragmentos cratônicos menores etc.: A. Amazônico; B. São Luís; C. São Francisco; D. Luís Alves; E. Rio de La Plata; F. Goiano 5. Limites Cratônicos; 6. Principais subdivisões dos blocos tectônicos

- Tectonic outline of Brazil. 1. Phanerozoic cover; 2. Folded belts of Brasiliano age (c.a. 470-700 Ma): a. Gurupi; b. Médio Coreáú; c. Northeastern; d. Sergipano; e. Rio Preto; f. Brasília; g. Araçuaí; h. Ribeira; i. Tocantins-Araguaia; j. Paraguai; h. Dom Feliciano; 3. Bambuí Platformal cover of Brasiliano age; 4. Cratons, Achaean Blocks, rigid massifs, minor cratonic fragments etc.: A. Amazônico; B. São Luís; C. São Francisco; D. Luís Alves; E. Rio de La Plata; F. Goiano 5. Cratonic limits; 6. Main internal tectonic block divisions

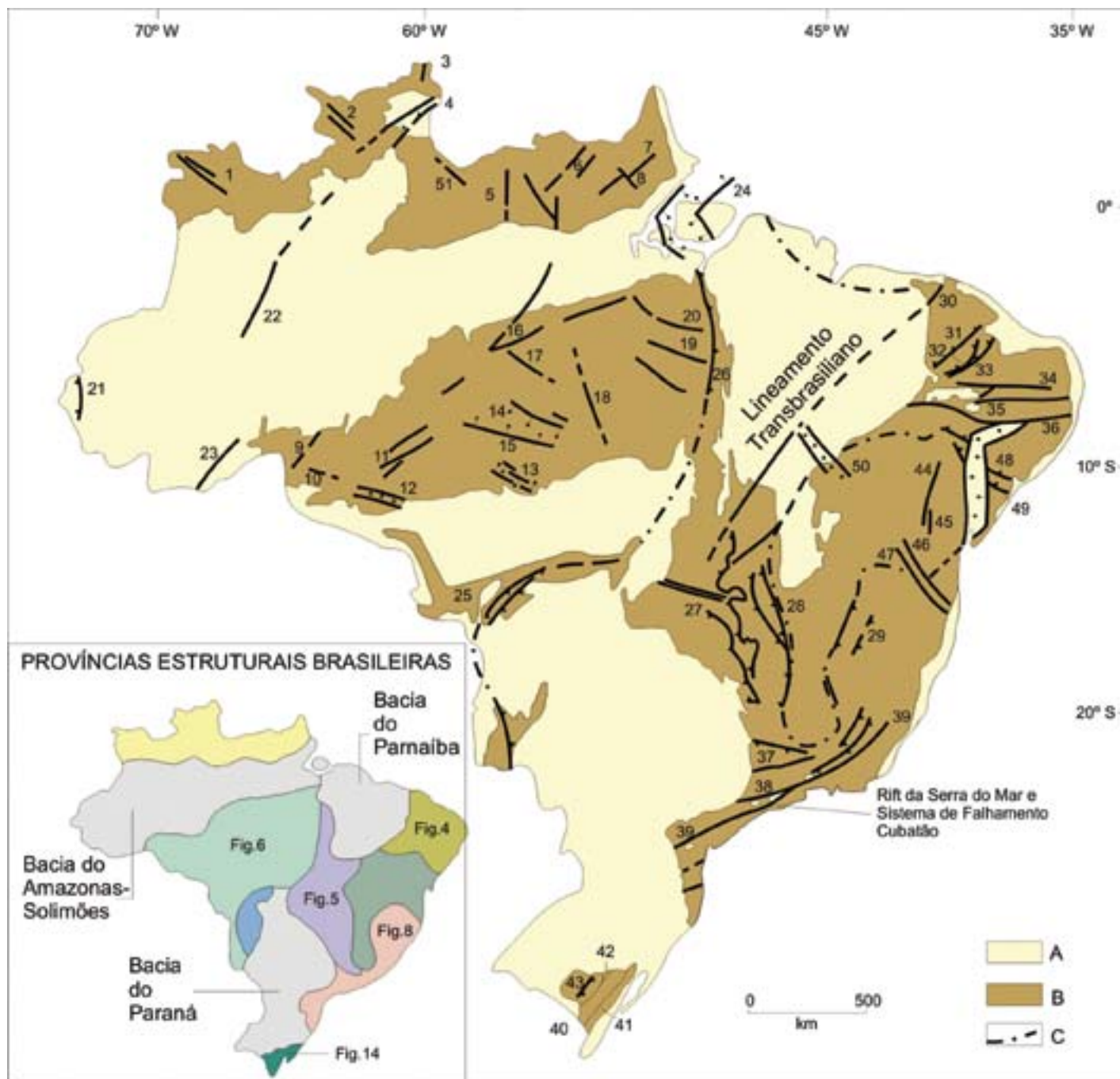


Fig. 2. Principais Megafalhas brasileiras. 1. Lineamento Uapés; 2. Falha Melo Nunes; 3. Lineamento Cotingo; 4. Gráben do Takutu; 5. Lineamento da Serra do Cachorro; 6. Lineamento Tumuc Umac; 7. Falha Jari-Falsino; 8. Falha de Cupixi; 9. Lineamento Guaporé; 10. Gráben de Pacaas Novos; 11. Lineamento Madeira; 12. Gráben Pimenta Bueno; 13. Gráben de Caiabís; 14. Falha de Teles Pires; 15. Gráben da Serra do Cachimbo; 16. Lineamento Tapajós; 17. Lineamento Abacaxis; 18. Lineamento Curuá-Iriri; 19. Falha de Carajás; 20. Lineamento Bacajás; 21. Falha de Bata-Cruzeiro; 22. Falha do Juruá; 23. Falha de Iquiri; 24. Gráben do Limoeiro; 25. Sistema de cavalcamento Alto Paraguai; 26. Falha de Tucuruí; 27. Sistema de Cavalcamentos Goiás/Minas; 28. Sistema de Cavalcamento São Domingos; 29. Cavalcamentos da Faixa Araçuaí incluindo "sutura" de São Desidério; 30. Zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II; 31. Falha de Senador Pompeu; 32. Falha de Orós; 33. Falha de Jaguaribe; 34. Lineamento de Patos; 35. Falha de Cariris Velhos; 36. Lineamento de Pernambuco; 37. Falha de Jacutinga; 38. Falha de Taxaquara; 39. Sistema de Falhamento Cubatão; 40. Sistema Falha de Sierra Ballena/Açoteia e Vigia Roque. 41. Zona de Cisalhamento da Dorsal de Canguçú; 42. Falhamento Passo de Marinheiros; 43. Falhamentos de Piqueri; 44. Falha de Itaitu; 45. Falha de Mairi; 46. Falha de Poções-Itororó; 47. Falha de Ibaré; 48. Cavalcamento de Ribeirópolis; 49. Falha de Vaza-Barris; 50. Gráben de Monte Alegre do Piauí; 51. Lineamento Anauá. A - Coberturas fanerozóicas; B - Pré-Cambriano; C - Limites cratônicos

- Main Brazilian megafaults. 1. Uapés Lineament; 2. Melo Nunes Fault; 3. Cotingo Lineament; 4. Takutu Graben; 5. Serra do Cachorro Lineament; 6. Tumuc Umac Lineament; 7. Jari-Falsino Fault; 8. Cupixi Fault; 9. Guaporé Lineament; 10. Pacaas Novos Graben; 11. Madeira Lineament; 12. Pimenta Bueno Graben; 13. Caiabís Graben; 14. Teles Pires Fault; 15. Serra do Cachimbo Graben; 16. Tapajós Lineament; 17. Abacaxis Lineament; 18. Curuá-Iriri Lineament; 19. Carajás Fault; 20. Bacajás Lineament; 21. Bata-Cruzeiro Fault; 22. Juruá Fault; 23. Iquiri Fault; 24. Limoeiro Graben; 25. Alto Paraguai Thrust; 26. Tucuruí Fault; 27. Goiás/Minas Thrust; 28. São Domingos Thrust; 29. Araçuaí Thrust including São Desidério suture; 30. Sobral-Pedro II Shear zones; 31. Senador Pompeu Fault; 32. Orós Fault; 33. Jaguaribe Fault; 34. Patos Lineament; 35. Cariris Velhos Fault; 36. Pernambuco Lineament; 37. Jacutinga Fault; 38. Taxaquara Fault; 39. Lancinha - Cubatão Além Paraíba Fault; 40. Sierra Ballena/Açoteia e Vigia Roque faults; 41. Dorsal de Canguçú Shear zone; 42. Passo de Marinheiros Fault; 43. Piqueri Fault; 44. Itaitu Fault; 45. Mairi Fault; 46. Poções-Itororó Fault; 47. Ibaré Fault; 48. Ribeirópolis Thrust; 49. Vaza-Barris Fault; 50. Monte Alegre do Piauí Graben; 51. Anauá Lineament. A - Phanerozoic cover; B - Precambrian; C - Cratonic limits

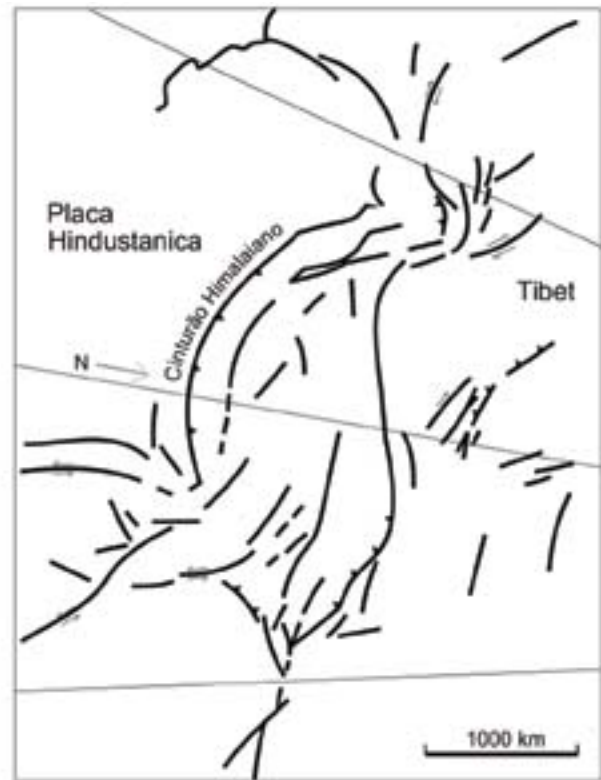


Fig. 3. Analogia geométrica entre a estrutura geral do Cinturão de Colisão Himalaiano e áreas adjacentes com a Geosutura Tocantins-Araguaia e o Nordeste Brasileiro (Sadowski, 1983). 1. Cobertura Fanerozóica; 2. Coberturas Brasilianas; 3. Cinturões Brasilianos; 4. Embasamento reativado durante as orogêneses brasileiras e fragmentos continentais antigos; 5. Embasamento cratônico; 6. Limites cratônicos expostos, encobertos

- Geometric analogy between the general structure of the Himalayan Collision Belt and adjacent areas with the Araguaia Suture zone and the Brazilian northeast (after Sadowski, 1983) 1. Phanerozoic Cover; 2. Brasiliano Cover; 3. Brasiliano Belts; 4. Reactivated basement by the Brasiliano cycle and older continental fragments; 5. Cratonic basement; 6. Cratonic limits exposed, covered

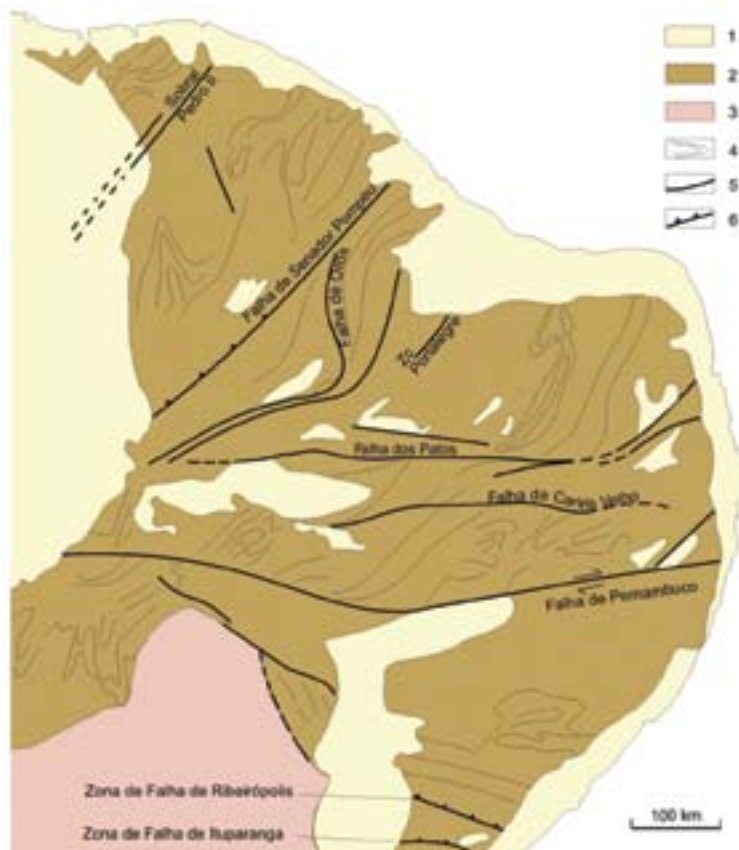


Fig. 4. Principais falhas do Nordeste (modificado de Brito-Neves, 1983). 1. Cobertura sedimentar fanerozóica; 2. Terrenos brasilianos e embasamento reativado; 3. Cráton do São Francisco; 4. Direções regionais de estruturação; 5. Falhas transcorrentes; 6. Falhas reversas

- Main faults of the Brazilian Northeast (modified from Brito Neves, 1983) 1. Sedimentary cover; 2. Neoproterozoic (Brasiliano) terranes and reworked basement; 3. São Francisco Craton; 4. Structural trends; 5. transcurrent fault; 6. thrust faults

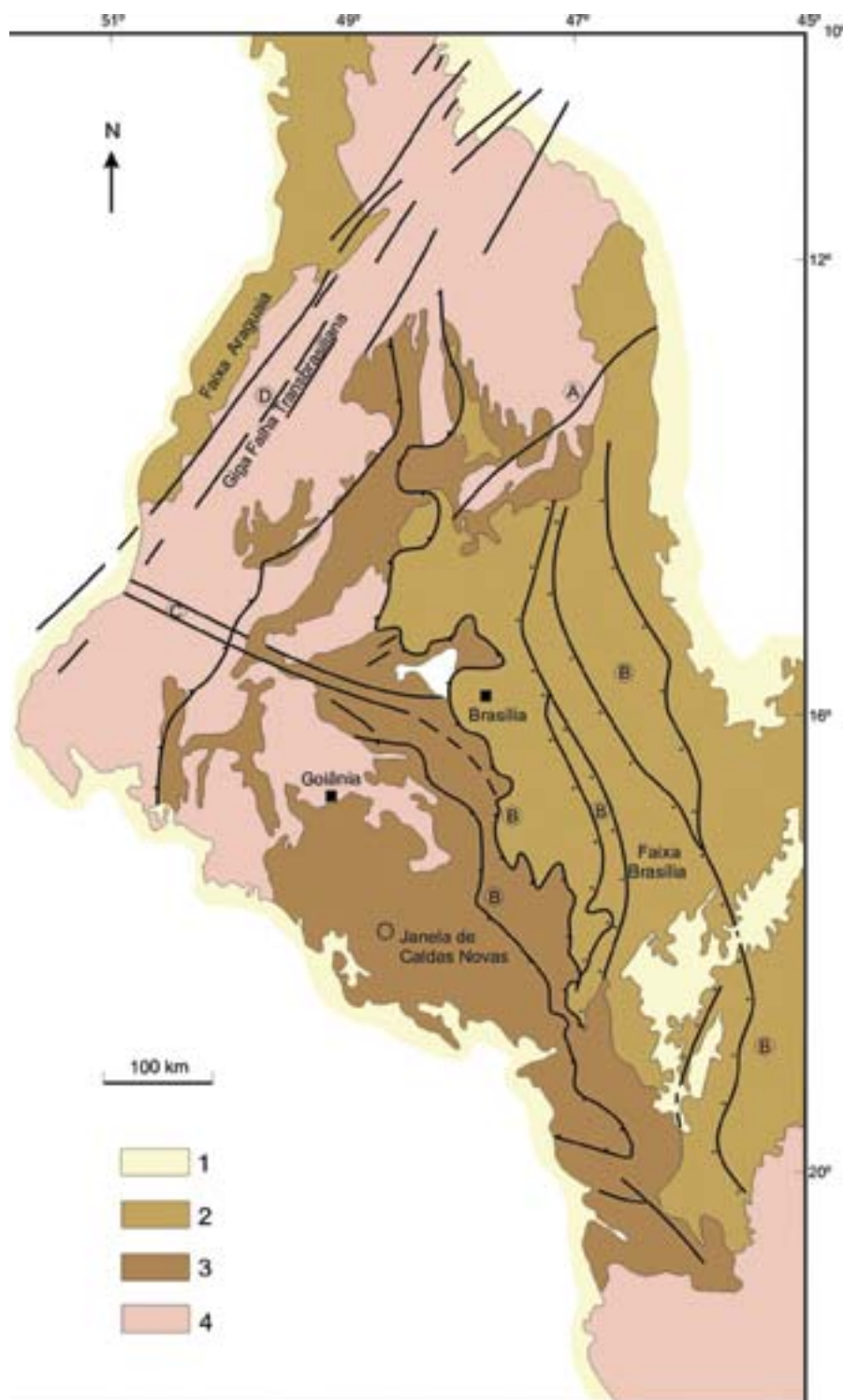


Fig. 5. Principais falhamentos a oeste do Cráton do São Francisco. 1. Coberturas fanerozóicas; 2. Terrenos neoproterozóicos; 3. Terrenos mesoproterozóicos; 4. Terrenos arqueanos a paleoproterozóicos. Sistemas de falhamentos: A. Cinturão Milonítico do nordeste de Goiás; B. sistemas de Cavalgamento Minas-Goiás e de São Domingos; C. zona de Inflexão de Pirineus; D. Lineamento Transbrasiliano

- Main faults of the western border of the São Francisco Craton. 1. Phanerozoic cover; 2. Neoproterozoic terranes; 3. Mesoproterozoic terranes; 4. Achaean and Paleoproterozoic terranes; Fault systems. A. Northeast Goiás mylonitic belt; B. Minas-Goiás and Serra de São Domingos thrust systems; C. Pirineus inflexion zone; D. Trans-brasiliano Lineament

Falhamentos relacionados com a evolução Pré-Cambriana a eopaleozóica das áreas cratônicas e cinturões móveis adjacentes

Cavalgamentos de borda cratônica

Tais falhas são geralmente longitudinais às estruturas regionais por vezes difíceis de determinar perante o nível de exposição e a falta de camadas-guia bem datadas.

Borda do Cráton Amazônico

A borda leste dita convexa do Cráton Amazônico foi considerada por Almeida (1974) como delimitada por uma sutura ou falha fundamental (na terminologia russa utilizada por Peyve (1945)). Foi caracterizada até mesmo pela presença

de alinhamentos de rochas ultrabásicas e básicas, e designada pelo autor como Sutura Marginal Tocantins-Araguaia.

Como parte desta feição, tem-se a Falha de Tucuruí (Trouw *et al.*, 1976), feição de direção sub-NS com vergência para oeste, de mais de 400 km de extensão que posicionou rochas máfico-ultramáficas e filitos da Faixa Araguaia sobre arenitos e ardósias da cobertura cratônica. A falha foi considerada, na ocasião, pós-metamórfica e neoproterozóica com base em uma datação K/Ar de 510 Ma em um basalto incluído dentro da zona de cisalhamento. A espessura da zona de cisalhamento é de cerca de 200 m. Um estudo da cinemática do falhamento por análise de estrias efetuado por Hasui & Matta (1984) permitiu confirmar seu caráter de cavalgamento. Em 1983, Sadowski a interpretou como associada à colisão do Cráton Amazônico com uma massa cratônica proveniente de leste dentro de um modelo similar ao himalaiano

(Fig. 3). Com a colisão a massa oriental teria sido fragmentada e cisalhada ao longo de extensas falhas transcorrentes.

A borda ocidental do cráton foi afetada pelas orogênias neoproterozóicas Sunsás e San Ygnacio na região da Bolívia, Rondônia e Mato Grosso Ocidental (Sadowski & Bettencourt, 1996). Uma série de extensas falhas como as de Sierra del Diablo aparentemente empurra camadas brasileiras do Grupo Tucavaca por cima do Bloco Parágua, além da Falha do Rio San Julian na borda ocidental do mesmo bloco (Litherland & Bloomfield, 1981).

Entre o Cráton Amazônico e o Bloco Parágua ocorre o cinturão de cavalgamento de Aguapeí com cerca de 500 km de comprimento, associado ao fechamento do Gráben de Aguapeí por convergência entre o Bloco Parágua e o Cráton (Sadowski & Bettencourt, 1996); extensas falhas de cavalgamento estão associadas a esse evento, algumas com mineralizações de ouro.

Borda do Cráton São Luís

A borda SW da área cratônica de São Luis, fragmento remanescente do Cráton do Oeste Africano, no seu contato com a faixa Gurupí, é representada por uma zona de cisalhamento aparentemente sinistral onde ocorre com grande variedade de segmentos clásticos, designada como Zona de Cisalhamento de Tentugal por Hasui *et al.*, (1984); Sadowski, 2000).

Essa estrutura é paralela a uma importante falha submarina que ocorre no litoral da África (Libéria) em frente à porção correspondente do Cráton do Noroeste Africano, claramente perceptível nos dados geofísicos da região, o que sugere se tratar de um sistema de falhas que condicionou a separação dos continentes neste segmento.

Borda do Cráton do São Francisco

Grandes sistemas de cavalgamentos foram determinados nos cinturões marginais ao cráton. Na sua porção norte o Cráton do São Francisco é bordejado pela Faixa Sergipana, de idade brasileira. Um sistema de nappe de cavalgamento denominado Ribeirópolis (Sadowski, 1983) lança rochas de fácies xistos verdes alto sobre camadas da fácies xisto verde baixa. É representado por uma faixa de xistos blastomiloníticos com uma extensão WNW de mais de 150 km. Sua idade é provavelmente brasileira uma vez que é cortada por um granito brasileiro e corta metassedimentos desse mesmo Ciclo. Mais a sul desse sistema de cavalgamento, ocorre a zona de falhamento de alto ângulo e de rejeito oblíquo designada Ituparanga ou Vaza Barris sublinhando o limite entre a cobertura cratônica do Grupo Estância e o cinturão dobrado (Fig. 4).

Nas bordas oeste e leste do Cráton, extensos cavalgamentos afetam a cobertura Bambuí e as seqüências marginais.

Uma dessas estruturas notáveis na borda oeste foi descrita por Drake (1980) com relativo detalhe. Esse autor sugere que falhas de baixo ângulo desse sistema, uma das quais pode ser observada na janela tectônica de Caldas Novas, podem ter lançado os Xistos Araxá ao longo de uma distância de cerca de 200 km sobre a cobertura sedimentar cratônica Bambuí (Fig.5), correspondendo a extensíssima nappe de cobertura.

Seer & Dardenne (2000) propõem uma tectono-estratigrafia de inversão composta pelas nappes de Araxá (superior), Ibiá (intermediária) e Canastra (inferior), cavalgadas sobre a cobertura autóctone do Grupo Bambuí, nas áreas homônimas. Simões (1995) descreve a Nappe de Passos, na região da Serra da Canastra. Essas nappes mostram movimentação sub-horizontal com transporte de W para E, sendo por vezes separadas por falhas empinadas direcionais atuantes como falhas de transferência.

Na borda leste foram mapeadas algumas extensas falhas de cavalgamento como na Serra do Cipó, colocando as

seqüências do Supergrupo Espinhaço por sobre o Grupo Bambuí. Mais adentro do cráton observam-se empurrões rasos extensos envolvendo o grupo Bambuí (Alkmim, Chemale & Endo, 1996)

No que diz respeito à porção meridional da borda do Cráton de São Francisco, esta mostra uma estruturação tectônica particularmente fascinante e complexa envolvendo as coberturas de baixo grau como também as raízes de orógeno. Ali, rochas de médio a alto grau de metamorfismo, oriundas da base da crosta, cavalgam a borda do cráton e são cortadas por extensos cinturões miloníticos de caráter freqüentemente transcorrente.

Blocos gnáissicos situados entre tais lineamentos apresentam muitas vezes foliações e lineações blastomiloníticas sub-horizontais dobradas. Ebert (1962) postulava a presença de grandes cavalgamentos no sul de Minas Gerais. Estes ao serem mapeados nas suas rampas laterais chegaram a ser questionados e a ser interpretados apenas como falhas transcorrentes.

O bloco contendo rochas de alto grau foi designado como Maciço de Guaxupé por Almeida *et al.*, (1976) dentro do modelo de maciços medianos e faixas de dobramento proposto em Khain (1983). Posteriormente Campos Neto *et al.*, (1984), após mapeamento de semi-detalle da região nordeste do Estado de São Paulo (Campos Neto & Basei, 1983) e estendendo um pouco para a fronteira de Minas Gerais, relacionaram tais estruturas com uma tectônica de nappes do embasamento. Nesse contexto designaram as nappes de Socorro, Igaratá, Guaxupé etc..

Sadowski (1983; 1984) e Sadowski & Motidome (1987) discutiram que, em que pese a pobreza de afloramentos contínuos e vastos, as estruturas de foliação e as lineações blastomiloníticas dos gnaisses poderiam ser atribuídas a causas diversas, tais como:

- a. reativações do embasamento atingindo nas fases finais condições de PT mais brandas do que as que inicialmente originaram as rochas
- b. efeitos de transpressão por cisalhamento transcorrente
- c. deformação sin a tardi-cinematca dos gnaisses. Outros autores, como por exemplo Ebert & Hasui (1998), também apresentaram modelagens distintas associando as estruturas a efeitos transpressivos.

Sadowski (1991) designa a cunha de Guaxupé/Socorro como terreno alóctone delimitado parcialmente pelo sistema de nappes Socorro-Guaxupé e eventualmente associado a efeitos transpressivos ou tectônica de escape ao longo do sistema de falhamentos da Megafalha de Cubatão.

Campos Neto, continuando as pesquisas na região, apresentou de forma mais completa, o que aqui designamos de Sistema de Nappes Meridional ao Cráton de São Francisco, (Campos Neto & Caby, 1999; Campos Neto 2000) por intermédio de um modelo de colisão de placas. Esta colisão do tipo Himalaia do cráton São Francisco com outro continente, embora de aparente pequena extensão lateral em relação ao modelo, teria gerado subducção continental com fluxo de retorno dando origem a grandes nappes profundas ou alóctones granulíticas de alta pressão e temperatura, que cavalgaram nappes mais rasas de grau metamórfico médio gerando se assim um típico quadro de inversão metamórfica similar ao das nappes himalaianas. Teriam envolvido segmentos para-autóctones com formações da antiga margem passiva do cráton e membros da Faixa Alto Rio Grande. O empilhamento consistiria num total de quatro nappes alóctones e uma para-autóctone, com transporte dominante para ENE e idade de metamorfismo neoproterozóica, por volta de 630 Ma. O conjunto teria sido decepado no seu trecho meridional pelo sistema de cinturões de cisalhamento transcorrente continental destal NE sin a tardi metamórfico ativo até

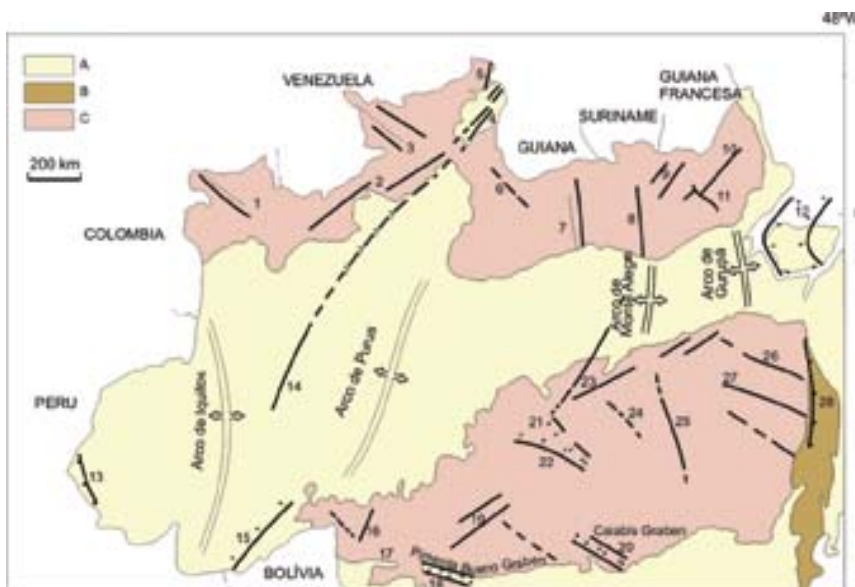


Fig. 6. Falhamentos no interior do Cráton Amazônico (baseado nos mapas do Projeto RADAMBRASIL e modificados, ver referências). 1. Lineamento Uapés; 2. Lineamento Takutu; 3. Lineamento Parima; 4. Gráben do Takutu; 5. Lineamento Cotingo; 6. Lineamento Anauá; 7. Lineamento Serra do Cachorro; 8. Lineamento Monte Alegre; 9. Lineamento Tumuc Umac; 10. Falha de Jari-Falsino; 11. Falha Cupixi; 12. Gráben do Limoeiro; 13. Falha de Bata-Cruzeiro; 14. Falha do Juruá; 15. Falha de Iquiri; 16. Lineamento de Guaporé; 17. Gráben de Pacaás Novos; 18. Gráben de Pimenta Bueno; 19. Lineamento Madeira; 20. Gráben de Caiabis; 21. Gráben da Serra do Cachimbo; 22. Falha de Teles Pires; 23. Lineamento de Tapajós; 24. Lineamento Abacaxis; 25. Lineamento Curuá Iriri; 26. Lineamento de Bacajás; 27. Falha de Carajás; 28. Falha de Tucuruí. A. Coberturas fanerozóicas; B. cinturões brasileiros; C. Cráton Amazônico

Lineament; 9. Tumucumaque Lineament; 10. Jari Falsino Fault; 11. Cupixi Fault; 12. Limoneiro Graben; 13. Batã-Cruzeiro Fault; 14. Juruá Fault; 15. Iquiri Fault; 16. Guaporé Lineament; 17. Pacaás Novos Graben; 18. Pimenta Bueno Graben; 19. Madeira Lineament; 20. Caiabis Graben; 21. Serra do Cachimbo Graben; 22. Teles Pires Fault; 23. Tapajós Lineament; 24. Abacaxis Lineament; 25. Curuá Iriri Lineament; 26. Bacajás Lineament; 27. Carajás Fault; 28. Tucuruí Fault

cerca de 570 Ma (Nuno Machado *et al.*, 1996 *apud* Campos Neto & Caby, *op.cit.*) o que justificaria a sua pequena extensão lateral remanescente.

Borda do Cráton do Rio de la Plata

Considerando o Cráton Rio de la Plata como contínuo dentro do modelo de sua extensão por sob a Bacia do Paraná, observa-se que a sua borda leste, a sul da zona de convergência com o Cráton do São Francisco, é constituída por um conjunto de terrenos que teriam aportado durante o Neoproterozóico. Exemplos seriam o terreno Luís Alves, encaixado entre o domínio Apiaí e a faixa Dom Feliciano, o terreno Nico Peres, o Bloco Taquarembó etc. (Basei *et al.*, 2000), todos com suas respectivas estruturas de intercolisão (linhas de costura ou eventuais suturas) gerando um conjunto de falhas de cavalgamento e direcionais que se entrecortam dentro da Faixa Ribeira (*sensu lato*) e tornam difíceis as correlações estratigráficas e estruturais laterais.

Separando o Bloco de alto grau de Taquarembó do de São Gabriel ocorre a Falha de Ibaré com direção NW. Essa falha corta a estrutura regional e apresenta sedimentos paleozóicos embutidos na sua luz, formando um gráben muito estreito eventualmente associado a movimentação transtensional tardia. Sua situação regional levou Fragoso César (1991) a postular sua natureza como sendo uma antiga falha transformante do Neoproterozóico ou rampa lateral de evento colisional associado ao fechamento do Oceano Charrua. Nesse evento o Terreno Vacacai ou São Gabriel teria cavalgado as formações situadas a leste durante um período situado entre 650 e 530 Ma. Em termos estáticos, atualmente ela separa as rochas do Complexo Granulítico Santa Maria-Chico dos metamorfitos atribuídos ao Grupo Vacacai e Cambaí.

Os terrenos (ou antigos maciços medianos) ladeados por sistemas de dobramento como o Apiaí e o Tijucas, também designado mais tarde Dom Feliciano, Tijucas Oriental ou Lavalaja, são costurados com as regiões adjacentes por intermédio de extensas falhas de caráter transpressivo com a Falha de Lancinha-Cubatão (Sadowski, 1991), que isola em parte a borda nordeste do terreno Luís Alves, a Falha de Major Gercino (Passarelli, 1996) e Sierra Ballena-Açoteia (Rifas, 1996) que limitam a faixa de metamórficas do grande batólito de Florianópolis Pelotas-Aiguá.

Dada a sua distância do referido cráton estas últimas serão consideradas no item correspondente às zonas miloníticas pertencentes às internides das faixas dobradas.

Falhamentos interiores aos crátons

Cráton Amazônico

Tanto o Escudo das Guianas como o do Brasil Central estão representados pelos antigos terrenos e faixas de dobramento associadas que compõem o amálgama do Cráton do Amazonas. Sua estruturação básica é NW.

Ambos os escudos apresentam extensas zonas de cisalhamento com direções dominantes cerca de N60E cortando as estruturas regionais e N20 a 60W. (Fig. 6).

Estas zonas de cisalhamento são geralmente compostas por feixes de falhas com nomes locais como Bacajás, Abacaxis, Juruena, Madeira, Guaporé, Tumucumaque, Marechal Deodoro, Jari-Falsino, Oiapoc etc.

Algumas apresentam direções EW na forma de cinturões miloníticos de transcorrências destrais EW como a sutura de Rio Branco na região vizinha à faixa Sunsás, outras, também sub-EW, nas vizinhanças das primeiras, como grábens: Pacaás Novos e Uopione.

Essas feições, bem como o cinturão de cavalgamento Aguapeí mencionado acima, à exceção da Sutura Rio Branco, poderiam ser atribuídas ao esforço compressivo EW, associado à evolução da colisão grenvilliana com o paleocontinente Laurentia, conforme a dinâmica proposta em Sadowski & Bettencourt (1996).

Já mais próximo à borda oeste do cráton, temos a Falha de Carajás (Hasui & Almeida, 1985), com clara assinatura aeromagnética e fisiográfica, cortando a Província de Carajás. Corta metabasitos arqueanos e formação ferrífera da Sequência Grão Pará bem como os Arenitos Gorotire. Sua natureza no entanto é pouco conhecida. Outra zona de falha notória, com mais de 800 km de comprimento é a de Teles Pires. Ela delimita a borda NW-SE das seqüências vulcano-sedimentares mesoproterozóicas da Chapada do Cachimbo-Beneficiente e sua natureza também é pouco conhecida.

Na Venezuela também ocorrem extensas falhas Pré-Cambrianas, porém de direção ENE a EW. Uma delas é a

Falha de Guri que constitui um dos limites do complexo arqueano de Imataca e é representada por uma faixa milonítica subvertical de algumas centenas de metros de espessura cortando até mesmo rochas granulíticas.

O eixo da Sinéclise do Amazonas foi postulada por Burke (1977) como sendo parte de um antigo rifteamento abortado ou aulacógeno no final do Proterozóico. O autor menciona datações de rochas básicas e dados geofísicos comprobatórios dessa hipótese, aos quais no entanto não tivemos acesso.

Cráton do São Francisco

Parte do Cráton de São Francisco recoberta pelo Grupo Bambuí mostra uma série de lineamentos topográficos sub-EW que poderiam estar eventualmente relacionados a falhas com componente distensiva ou mista associados a compressão EW oriunda dos esforços que geraram a fase final de evolução das faixas de dobramento subsetentrionais vizinhas. Podem ser falhas de gravidade ou eventualmente transcorrentes. Apesar de constarem nos mapas e terem sido especulativamente abordados por alguns autores, nenhum desses lineamentos ainda foi individualizado e analisado com a devida precisão no sentido de determinar sua natureza e idade.

Algumas falhas importantes sobre as quais seria interessante algum conhecimento mais específico são os lineamentos de Itapebi e Itarantim, além das falhas na área cratônica correspondente ao Estado da Bahia. (Fig. 2)

O Lineamento de Itapebi é composto por duas falhas subparalelas com direção NW limitando uma porção do Cráton de São Francisco com a faixa Araçuai. Elas se estendem por cerca de 300 km entre Poções e Itororó e deslocam o lineamento de rochas alcalinas de Itarantim-Itabuna. Elas também se estendem junto à borda da Bacia do Rio Pardo com uma clara assinatura de baixo gravimétrico. No contexto regional das possíveis subdivisões do Cráton de São Francisco elas situar-se-iam na borda oeste do antigo Cráton de Salvador.

O Lineamento de Itarantim também é uma zona de duas grandes falhas subparalelas ao longo do qual foram intrudidas rochas alcalinas do Neoproterozóico e onde pequenos restos de uma bacia jurássica podem ser observados

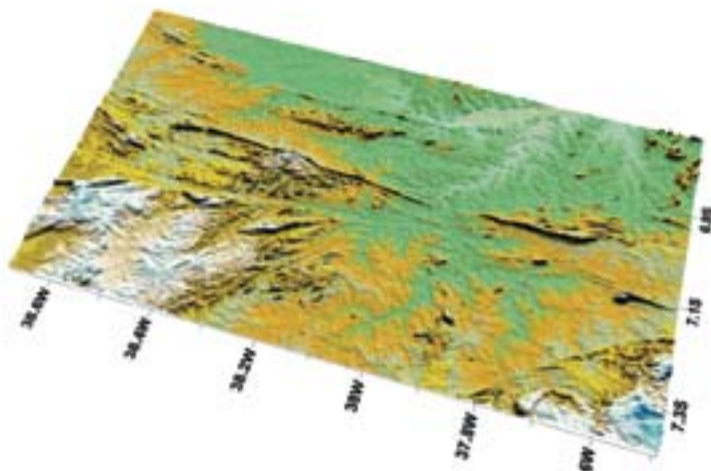


Fig. 7. Um trecho do Lineamento de Patos visto em relevo sombreado, com iluminação de norte para sul e inclinação de 25 graus; gerado a partir de modelo digital de terreno obtido por interferometria de radar (NASA, The Shuttle Radar Topography Mission)

- A sector of the Patos Lineament displayed in shaded relief, with illumination from north to south and 25 degrees inclination, produced from a digital elevation model by radar interferometry (NASA, The Shuttle Radar Topography Mission)

junto à cidade de Ilhéus. Alinha-se na direção NW ao longo de no mínimo 120 km desde a costa afetando o embasamento metamórfico arqueano de alto grau.

Outras zonas de megafalhas dignas de nota são observáveis na Bahia. Entre elas estão as falhas Maracás-Planalto da Conquista, Monte Santo e o enxame de falhas da Jacobina. Elas foram brevemente descritas por Mascarenhas *et al.*, (1984) e pertencem ao embasamento do Cráton de Salvador.

A zona de cisalhamento de Maracás é uma zona de falha reativada que separa terrenos greenstone de terrenos granulíticos arqueanos do Bloco de Jequié.

A zona de cisalhamento da Jacobina, nos limites do Grupo Jacobina e do embasamento é composta por duas falhas principais com componentes transpressionais, Itaitu e Mairi.

O cinturão milonítico de Monte Santo é uma zona de cisalhamento de direção aproximada NS com extensão de cerca de 200 km ao longo de uma clara anomalia gravimétrica separando os blocos de Serrinha e Remanso.

Resta mencionar algumas falhas de cavalgamento na ponta sul do cráton como as que afetam os metassedimentos do Quadrilátero Ferrífero entre as quais está o cavalgamento da Serra do Curral, acompanhada de dobramento reverso ou a do Serro, a leste do mesmo.

Grandes cinturões miloníticos transcorrentes internos aos cinturões neoproterozóicos

Trata-se de extensas zonas de falha ou raízes de antigas falhas que cortam os cinturões móveis e/ou rotacionam totalmente suas estruturas paralelizando-as à zona de cisalhamento principal. Geralmente possuem caráter transcorrente, podendo ter ativações e reativações tanto transtrativas como transcompressivas. No Brasil as exposições mais notáveis concentram-se no Nordeste, na Província Borborema, sendo secundadas pelas do Sudeste e Sul.

Nor-Nordeste do Cráton de São Francisco

Conforme mencionamos acima, Kegel foi um dos primeiros autores a dar a devida atenção ao sistema de cisalhamento transcorrente do Nordeste Brasileiro, postulando que os grandes lineamentos separariam blocos orogênicos dentro do conceito de Tectônica de Blocos em voga entre alguns pesquisadores europeus.

Ebert (1962) cunhou o termo Zona Transversal, bem designando o caráter oblíquo, praticamente subperpendicular às estruturas originais dos cinturões das duas zonas de falhas mais notáveis, Patos e Pernambuco (Fig. 4).

Embora reativadas desde o Paleozóico como falhas propriamente ditas que condicionam bordas de bacias e por vezes ocorrências de sismos, sua expressão estrutural mais notável é a presença dos extensos e largos cinturões miloníticos dúcteis e a notável rotação dúctil-friável horária que impuseram às estruturas inicialmente NS a NNE da província uma rotação de cerca de 60° (Fig. 7).

Sua antiguidade e importância é demonstrada pela antiga extensão no atualmente afastado continente africano onde a Falha de Pernambuco continuaria como Falha de N'gouranderê na zona meridional da República dos Camarões.

As falhas de Patos e Pernambuco subdividem a Província Borborema em blocos distintos conforme bem descrito nos trabalhos de Brito-Neves (*op.cit.*).

Lineamento Transbrasiliano - Um dos mais notáveis que apresenta uma extensão de mais de 1.500 km, é o Lineamento Transbrasiliano-Kandi ou Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Ele compõe o limite meridional do bloco de rochas paleoproterozóicas do Domínio Médio

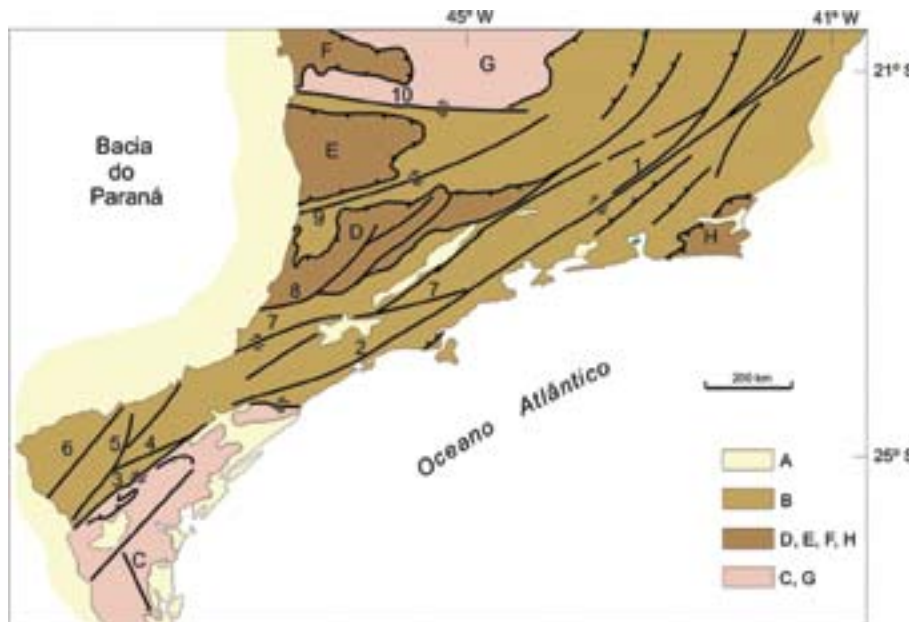


Fig. 8. Principais falhamentos a Sul-Sudeste do Cráton de São Francisco e eventualmente a Leste do Cráton de La Plata (sob a Bacia do Paraná?). A. Cobertura Fanerozoica; B. Cinturões de dobramento brasiliano e/ou áreas de reativação brasiliana; C - Cráton ou fragmento cratônico de Luís Alves; D - Nappe de Socorro, E - Nappe de Guaxupé; F - Nappe de Passos; G - Cráton do São Francisco; H - Janela de Cabo Frio. Falhas transcorrentes principais: 1 - Além Paraíba; 2 - Cubatão; 3 - Lancinha; 4 - Ribeira; 5 - Morro Agudo; 6 - Itapirapuã; 7 - Taxaquara; 8 - Jundiuvira; 9 - Jacutinga; 10 - Campo do Meio

- Main faults of the marginal belts south and southeast of the São Francisco Craton. A. Phanerozoic Cover; B. Folded belts of Brasiliano age or rejuvenated; C. Luís Alves Craton; D. Socorro Nappe; E. Guaxupé Nappe; F. Passos Nappe; G. São Francisco Craton; Cabo Frio Window; Main transcurrent faults: : 1 - Além Paraíba; 2 - Cubatão; 3 - Lancinha; 4 - Ribeira; 5 - Morro Agudo; 6 - Itapirapuã; 7 - Taxaquara; 8 - Jundiuvira; 9 - Jacutinga; 10 - Campo do Meio

Coreaú (Brito-Neves *et al.*, 2000). O lineamento estender-se-ia por sob a Sinéclise do Maranhão onde parece ter condicionado inclusive a intrusão de um grande corpo kimberlítico no centro da Bacia, além de se estender até o Brasil Central onde preservou da erosão sedimentos devonianos no gráben de Água Bonita. Sua assinatura gravimétrica é evidente. Alguns autores (Barbosa, 1970, *apud* Schobbenhaus *et al.*, 1975) atribuem-lhe atividade no Cenozóico. Transversal ao Lineamento Transbrasiliano ocorre um extenso gráben designado Monte Alegre do Piauí, delimitado por duas falhas de direção NW, Curimatá e Barreiro. A primeira tem extensão de mais de 300 km. Essa estrutura justapõe sedimentos devonianos e permianos mas não parece afetar sedimentos triássicos sobrejacentes. Parece ter sido deslocada pelo lineamento.

Falha de Senador Pompeu - estendia-se ao sul do cráton do Noroeste Africano nos tempos Gondwana como o Lineamento designado de Ife-Ife na África e constituiria o limite meridional de um dos Domínios Tectônicos do Nordeste (Ceará Central) delimitado ao norte pelo Lineamento Transbrasiliano. Conforme Brito-Neves *et al.* (2000) neste domínio situam colagens de terrenos mesoproterozóicos e o maciço arqueano de Tróia, cujo limite norte apresenta a raríssima ocorrência de xistos azuis Pré-Cambrianos preservados.

Lineamento de Patos - Sem dúvida um dos cisalhamentos dúcteis mais notáveis. Constituiria o limite meridional do Domínio no Rio Grande do Norte, delimitado a oeste pela falha de Senador Pompeu. Segundo Rogers 1996 (*apud* Brito Neves *et al.*, 2000), esse domínio constitui um fragmento do supercontinente Atlântica que se estendia até a Nigéria tendo aportado durante o Brasiliano. Neste caso a explicação da cinemática das falhas poderia vir a ser diversa da aventada até o momento, pois envolveria amplos efeitos cinemáticos de colisão e indentação associados a esse evento. Aguardam-se mais dados, entre os quais, paleomagnéticos, para melhor definir esta fascinante possibilidade.

Lineamento de Pernambuco - Juntamente com o de Patos o conjunto impõe à zona transversal estiramento dúctil por mais de 40 km de cada lado das duas zonas de cisalhamento (Sadowski, 1983; 1984). Uma razão de estiramentoaxial de nível macroregional de no mínimo 3:1 foi estimada pelo autor para a zona de cisalhamento principal da Falha de Patos. O encurtamento no interior da zona transversal, longe das falhas, relacionado apenas à componente de rotação por cisalhamento foi estimado como sendo de $\sqrt{\lambda_2} = 0,53$ e estiramento $\sqrt{\lambda_1} = 1,9$. Isso significaria que provavelmente teria ocorrido o achatamento de dobras preexistentes ou mesmo

dobramento de estruturas planares anteriores, causados essencialmente pelo mecanismo de cisalhamento simples ou rotação na zona transversal.

O Lineamento de Pernambuco foi estudado por Davison *et al.*, (1995), que consideraram que a homogeneidade de orientação da foliação e lineação indicaria condições de fluxo laminar predominantes, a nosso ver, própria do mecanismo de cisalhamento simples.

Falhas sigmoidais internas à zona transversal têm sido descritas como sinistrais. Foi aventado mecanismo similar ao tipo “dominó” ou “deslizamento em prateleira de livros” entre os lineamentos de Patos e Pernambuco para explicá-las (Sadowski, 1983; Sá *et al.*, 1995), como solução relativamente simplificada.

Essas falhas foram reativadas durante e após a abertura do Atlântico. Localmente a Falha de Pernambuco foi reativada como falha normal com rejeito vertical que chegou a 2000 m na borda norte da Bacia Cretácea de Jatobá, local em que passa a ser designada como Falha de Ibimirim.

Falha de Sobral-Pedro II - No Estado do Ceará, a Falha de Sobral-Pedro II preservou da erosão as molassas cambro-ordovicianas. A mesma zona de falha continua no embasamento da Bacia do Maranhão e chegou a afetar os arenitos devonianos da Formação Serra Grande com forte laminação subvertical.

Cavalgamentos associados - Componentes de cavalgamento gerados provavelmente por efeitos de transpressão nas proximidades das zonas de cisalhamento foram detectados na região de Floresta junto ao Lineamento de Pernambuco e na virgação de Aurora junto ao de Patos (Sadowski, 1984).

Falhas reversas oblíquas - como a de Senador Pompeu e a de Jaguaribe, subtransversais ou diagonais as falhas do sistema Patos-Pernambuco são possivelmente cinematicamente relacionadas, porém ainda não é claro se elas se formaram sincronicamente ou se eram falhas preexistentes reativadas posteriormente pelo tectonismo transcorrente. Uma colisão de terreno representado pelo Domínio Rio Grande do Norte conforme aventado acima lançaria nova luz aos mecanismos de geração deste sistema de falhamentos.

Leste do Cráton de São Francisco

A leste do cráton de São Francisco, no interior do cinturão Araçuaí, uma possível sutura, que aqui designamos de Dom Silvério, contém rochas básicas e ultrabásicas da seqüência Ribeirão da Folha/Dom Silvério (Pedrosa Soares &

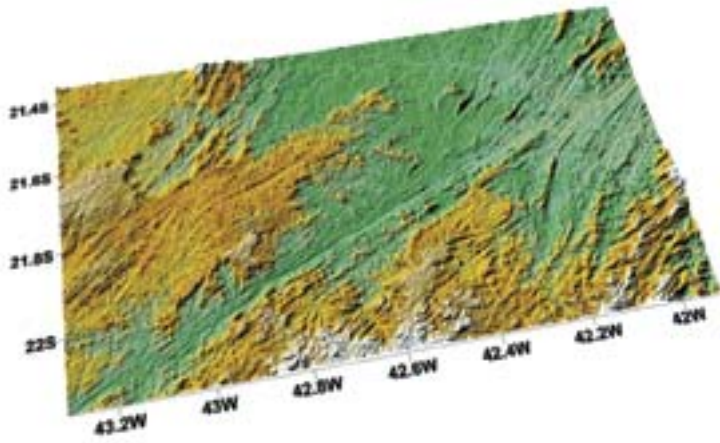


Fig. 9 - Trecho do Lineamento de Além Paraíba visto em relevo sombreado, com iluminação de norte para sul e inclinação de 25 graus; gerado a partir de modelo digital de terreno obtido por interferometria de radar (NASA, The Shuttle Radar Topography Mission)

- A sector of the Além Paraíba Lineament displayed in shaded relief, with illumination from northwest to southeast and 25 degrees inclination, produced from a digital elevation model by radar interferometry (NASA, The Shuttle Radar Topography Mission)



Fig. 10 - Exposição em corte vertical dos milonitos de alta temperatura do Lineamento de Além Paraíba, Pedreira Tabaiara, Três Rios, RJ

-- High temperature mylonites of the Além Paraíba Lineament, in a vertical exposure, Tabaiara quarry, Três Rios, RJ

Wiedemann-Leonardos 2000), possíveis remanescentes de fundo oceânico com protólitos de idade ao redor de 800 Ma, cavalgados por gnaisses atribuídos ao Mesoproterozóico. Estende-se mais ou menos ao longo das proximidades do meridiano 42°, entre os paralelos 17° e 20° aproximadamente, correspondendo a anomalias magnéticas e gravimétricas lineares. Pelo que se observa na Seção Geofísica presente na Carta Geológica da Folha de Ponte Nova, 1:100.000 (CPRM, 1991) essa faixa corresponderia a uma singularidade gravimétrica entre Acaiaca e Ponte Nova. Também situar-se-ia na zona de separação entre a região de ocorrência dos gnaisses bandados com básicas, fortemente intercavalgados da Suíte São Sebastião do Soberbo com o Complexo Mantiqueira, além de separar domínio com direções dominantes sub NS da porção leste dos de estruturação diversa a oeste (vide mapa geológico 1:250.000 da mesma Folha do Projeto Jequitinhonha 1978). Essa região já fora mencionada como digna de atenção, perante a presença de anomalia geofísica notável de direção similar por Almeida & Litwinski (1985) porém dentro de conotação distinta.

Sul-Sudeste do país

É sem dúvida notável a presença de extensos cinturões miloníticos, que se estende subparalelamente à costa Sudeste e Sul do Brasil e que levou Braun (1977) a designar toda essa região como um Cinturão Rúptil. Mais notável ainda é o fato deles acompanharem a virgacão da costa para Norte ao passar pelo paralelo de Cabo Frio, indicando o papel fundamental que tiveram no condicionamento geométrico da separação da África durante o Cretáceo. Nessa virgacão, falhas transcorrentes passam a se comportar como inversas com vergência para oeste. A geometria atestaria seu caráter transpressivo segundo um empuxo de direção ENE. Esse empuxo poderia ter sido proporcionado por uma colisão oblíqua do Cráton Congo-Angolano no Neoproterozóico durante o longo processo de fechamento do oceano Adamastor. Um modelo viável que se adapta a tal dinâmica é o de Trouw *et al.* (2000).

Na região Sudeste esse sistema se expressa notavelmente na Megafalha de Cubatão (Sadowski, 1991). Essas extensas zonas de cisalhamento predominantemente destrais estenderam-se em sua origem desde a costa Atlântica até bordas da área cratônica fortemente remobilizada de Paramirim (Almeida, 1981; Cordani *et al.*, 1992) (Fig.8).

A zona de falha principal envolve a conexão de três segmentos expostos em diferentes níveis crustais sucessivamente mais rasos em direção a SW ao longo de uma extensão de mais de 1000 km.

O nível de exposição crustal mais profundo ocorre na extremidade NE do sistema, em direção ao Rio de Janeiro e Espírito Santo, onde foram estudados milonitos ditos "quentes" do trecho Além Paraíba (Fig. 9, 10 e 11), originalmente detectados por Almeida *et al.*, (1975) e posteriormente estudados em detalhe por Campanha (1980; 1981). Sucederam-se vários outros estudos como os de Campanha & Ferrari (1984), Dayan & Keller (1989) etc., merecendo destaque os de Silva (1996), Silva & Mainprice (1999), e Silva *et al.*, (2002).

O nível crustal intermediário ocorre na região central do sistema, em torno da cidade de São Paulo atingindo exposições em fácies anfíbolito a xisto verde alto (Fig.12).

A zona de falhamento de Cubatão *sensu strictu* cuja intensa laminação corta granitos de idade de resfriamento K-Ar de 480 Ma (Sadowski, 1974), e decepta extensa falha de cavalgamento de vergência SW na Serra de Cubatão.

Os níveis de exposição crustal mais rasos ocorrem na porção SW do sistema, em direção ao Paraná. Nesse segmen-

to, estudos mais recentes têm mostrado uma evolução metamórfica complexa das rochas miloníticas como, por exemplo, no Lineamento Ribeira (Faleiros, 2003; Fig. 13). A sul da Falha da Lancinha ocorrem terrenos predominantemente pré-brasileiros (domínios Curitiba e Luís Alves), onde tem sido identificada uma tectônica de zonas de cisalhamento dúcteis extensionais (Dehler *et al.*, 2000), ou transcorrentes sinistrais (Campanha, 2002).

A Falha da Lancinha mostra reativações afetando desde diques de diabásio mesozóicos até sedimentos da Bacia do Paraná (Fassbinder, 1990). O sistema como um todo gerou várias estruturas em forma de amêndoas gigantes ou lenticularizações crustais sigmoidais em padrão fractal.

No Sudeste ocorrem falhas com direção sub-EW como a de Taxaquara, com níveis extremos de estiramento por transtração dúctil, além das de Jundiuvira e Jacutinga. Do outro lado entra-se no domínio da Nappe de Socorro, já mais próximo à borda meridional do Cráton do São Francisco.

Hasui *et al.* (1975) propuseram a denominação de Zona de Transcorrência São Paulo para a região em questão, constituindo esta um segmento caracterizado por uma complexa rede de falhamentos transcorrentes, dividindo a Faixa Ribeira (em sentido amplo) em duas porções com estruturação em torno de N/S e NNE.

De Santa Catarina para o sul, a cinemática poderia ser de natureza ligeiramente distinta, envolvendo, no quadro mais amplo do Gondwana, a junção tríplice ligeiramente diacrônica Kaoko-Dom Feliciano com a faixa de dobramentos Damara e a interação adicional dos movimentos das massas cratônicas do Rio de La Plata e Kalahari. Admite-se a ocorrência de deslocamentos sinistrais e destrais de ambos os lados do mesmo sistema, a exemplo do sistema de Falhamento Liquiñe-Ofqui paralelo à costa do Chile conforme descrito por Hervé *et al.* (1986), o que seria coerente com os deslocamentos sinistrais do sistema Sierra Ballena-Açoteia situada no Escudo Uruguai-Sul-Riograndense.

Mais a norte, já em Santa Catarina, a Falha de Major Gercino foi definida como uma extensa falha de caráter predominantemente dextral no relativamente estreito trecho onde aflora em Santa Catarina. Basei *et al.* (2000) consideram-na como importante sutura que separa a faixa de metamorfitos Dom Feliciano do arco vulcânico que veio a colidir com os mesmos. Cabe salientar que papel similar foi definido para a falha sinistral de Sierra Ballena por Rifas (1996), que se estenderia desde o Uruguai até a borda ocidental do maciço de Pelotas através da Falha de Açoteia. Esta última teria, além da considerável extensão aflorante de mais de 800 km, uma faixa de influência de total paralelização das estruturas vizinhas da ordem de 6 km. A Falha Sierra Ballena-Açoteia apresenta milonitos recristalizados tanto em fácies anfíbolito (quentes) como xistos verdes, além de evidências de rupturas friáveis. Possui localmente caráter transtracional. Apresentou reativações que afetaram as rochas da Bacia do Paraná e condicionaram as bordas de bacias meso-cenozóicas como a de Pelotas (região de Valentines).

Na área do Escudo os cinturões miloníticos foram descritos sinteticamente por Jost *et al.* (1984), propondo-se que o sistema Açoteia sofreria uma inflexão de N30° E para N60° E e mais adiante continuaria para norte ao longo da Falha de Passo de Marinheiros (Fig. 14).

Nossa variante de interpretação dar-se-ia após essa curvatura sub NS acompanhando a direção da Falha de Passo de Marinheiros por apenas cerca de 30 km e a partir daí passando para a Falha de Vigia Roque, de direção NE. Pode-se considerar esse trecho como mero offset do sistema de transcorrências Sierra-Ballena-Açoteia-Vigia Roque provocado pela ou associado à falha de Passo de Marinheiros, cuja direção sem dúvida, faz parte de falhamentos importantes no escudo. A



Fig. 11 - Leito rochoso do rio Paraíba do Sul, pouco a jusante de Três Rios, RJ, em época de estiagem, mostrando a foliação intensa e paralelizada dos milonitos de alta temperatura do Lineamento de Além Paraíba (Campanha, 1980)

- Rocky bottom of the Paraíba do Sul river, next to Três Rios, RJ, during dry season, showing the exposure of the intense and parallel foliation of the high temperature mylonites from Além Paraíba Lineament (Campanha, 1980)

presença de diques subparalelos e injeções alcalinas ao longo dessa junção NS sugere transtração em possível rombochismo abortado, sendo nesse caso próprio de uma ativação sinistral. Essa extensa zona de falhamento intercepta até mesmo a borda da Bacia do Paraná gerando uma indentação da borda desta.

O sistema Sierra Ballena-Açoteia-Vigia Roque apresenta também expressão geofísica, alinhando-se com a sutura de Porto Alegre.



Fig. 12 - Corte horizontal em milonitos da Falha de ararema (provável continuação da Falha de Taxaquara, a oeste da cidade de São Paulo), mostrando indicadores cinemáticos de tipo delta (Motidome, 1992)

- Horizontal outcrop of the Guararema Fault mylonites (probable extension of Taxaquara Fault, to the west of São Paulo city), displaying delta type shear sense indicators (Motidome, 1992)

no Lineamento de Juruá/IQUITOS.

O Rifte de Recôncavo-Tucano

Esse gráben pertence mais ao contexto de bacias da margem continental e não será analisado detalhadamente aqui. Apresenta relação íntima com a abertura do Atlântico e forte controle estrutural das zonas de anisotropia e fraqueza do embasamento. É composto por três bacias: Recôncavo, Tucano e Jatobá. A borda norte desta última é representada por reativação normal (Carneiro *et al.*, 1988) da falha de Pernambuco.

Sistema de Riftes da Serra do Mar

Conforme mencionamos no início deste trabalho, o Sistema de Riftes da Serra do Mar foi inicialmente descrito como tal por Almeida (1975). Constitui parte da borda continental da bacia marginal de Santos, tem uma extensão de mais de 1000 km, e engloba várias bacias terciárias: Itaboraí, Volta Redonda, Taubaté, Rezende, São Paulo, Curitiba, Sete Barras, Cananéia e outras menores.

Instalou-se ao longo do antigo sistema de transcorrências Cubatão. Um corpo ígneo extrusivo encontrado nos sedimentos da Bacia de Rezende foi datado em cerca de 40 Ma (K/Ar) (Riccomini *et al.*, 1983). Os sedimentos da Formação Tremembé, na base da Bacia de Taubaté, mostram idade provável oligocênica, no máximo miocênica, atestada por restos de notoangulados. De acordo com Riccomini (1991) os sedimentos apresentam-se falhados segundo diversos regimes tectônicos que se sucederam. A origem desse sistema de riftes pode estar associada ao alívio proporcionado pelo soerguimento da margem continental tanto por alívio lateral costeiro vinculado ao abatimento de mais de 6 km da Bacia de Santos como eventualmente devido ao colapso térmico-gravitacional da Bacia do Paraná.

Quando da geração desse rifte os efeitos de morfogênese associados à geração do Oceano Atlântico já teriam sido arrasados e nivelados, pelo menos localmente, pela superfície Sul-Americana de King (1956), tida como de idade paleocênica. Os modelos vigentes não explicaram diretamente, por enquanto, a origem do soerguimento descrito por este autor da superfície dos Altos Campos (antéclise?) que teria precedido pelo menos uma das bacias (Taubaté) e encontra-se registrado pelos recentes dados de traços de fissão regionalmente obtidos por Hackspacher *et al.* (2004).

Conclusões

A partir da rede de megafalhas exposta neste trabalho, é possível eleger algumas estruturas que poderiam ser consideradas como gigafalhas com uma extensão de várias centenas

ou mesmo milhares de quilômetros as quais, durante a história geológica, podem ter atuado como bordas reais ou abortadas de antigas placas. Tais estruturas poderiam ser o Lineamento Transbrasileiro e o alinhamento Takutu-Juruá, bem como a Geossutura Tocantins-Araguaia (Almeida *et al.*, 1986).

Eventualmente, os sistemas de falha de Cubatão e Patos/Pernambuco poderiam ser classificados sob esta categoria levando em conta a sua antiga extensão em Gondwana. Exemplos em outras áreas continentais seriam as falhas de San Andreas (Califórnia) bem mais conhecida quanto à sua cinemática evolutiva, Alpina (Nova Zelândia), Agadir África do Norte, ou Talas-Ferganá (Ásia Central), ou zonas de sutura maiores, como a Indo-Himalaiana, a Ivrea-Verbano ou a Insubrica.

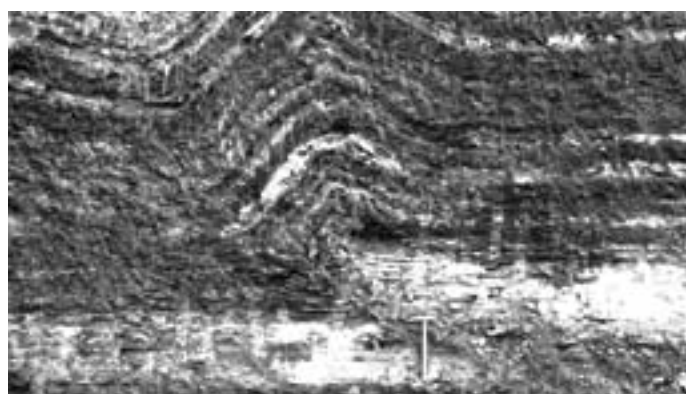
Na América do Sul, os sistemas de falhas de Bocono, El Pilar, El Tigre, Bucamaranga e de Liquiñe-Ofqui seriam outros exemplos que poderiam ser inseridos nessa categoria.

Um dos maiores problemas encontrados nos trabalhos sobre essas falhas tem sido a determinação de seu rejeito, bem como o delineamento da configuração pré-falhamento dos vários terrenos, blocos e placas envolvidos. Algumas técnicas indiretas têm sido propostas, como a de Ranalli (*apud* Sadowski, 1983; 1984) em bases estatísticas na correlação tentativa do comprimento de falhas com seu rejeito, geralmente estimado. Outra técnica seria a determinação do deslocamento dúctil por arrasto, que forneceria valores mínimos. Todavia outras técnicas ainda podem ser utilizadas, como paleomagnetismo, balanceamento de massas e de seções estratigráficas e procura de corpos homólogos decepados. Dessa forma poderíamos estabelecer os rejeitos e atender a uma das finalidades principais da Geologia Estrutural que é a de determinar a estrutura pretérita dos maciços.

Técnicas de análise de compatibilidade geométrico-cinemática, uso de modelagem por elementos finitos ou por outros métodos computacionais para meios descontínuos podem ser implementados, porém a melhor delas continua sendo o uso combinado da nossa imaginação visando à solução desses desafios propostos pela natureza.

Agradecimentos

Os autores expressam seus sinceros agradecimentos ao Professor Celso Dal Ré Carneiro, pela minuciosa revisão do texto preliminar, bem como ao geólogo Mário Motidome, que foi co-autor do artigo que serviu de base preliminar para o presente texto. O IUGS (International Union of Geological Sciences, UNESCO) patrocinou a compilação inicial, aqui revista e ampliada, dos primeiros dados deste trabalho através do IGCP-202 Megafaults of South America, do qual o primeiro autor foi coordenador a nível nacional.



PAISAGENS CÁRSTICAS DA SERRA DA BODOQUENA (MS)

William Sallun Filho

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
wsallun@usp.br

Ivo Karmann

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
ikarmann@usp.br

Paulo César Boggiani

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
boggiani@usp.br*Resumo:*

A Serra da Bodoquena constitui um planalto carbonático desenvolvido nas rochas do Grupo Corumbá (Faixa Paraguai), que se ressalta topograficamente das planícies do Estado do Mato Grosso do Sul. Foi investigada pela primeira vez, do ponto de vista geológico e geomorfológico por Almeida (1965). Este autor notou que as condições da região eram favoráveis para carstificação, mas a incidência de feições cársticas por ele notada foi considerada baixa, ao contrário do que estudos mais específicos têm revelado desde então.

O carste da Serra da Bodoquena possui três compartimentos de relevo principais. O Planalto da Bodoquena é sustentado por calcários calcíticos, com um carste autogênico com pavimentos cársticos e carste poligonal dominado por cones na porção sul e sistemas fluviais com rios entalhados e menos influência de um sistema cárstico, na porção norte. A Depressão do Rio Miranda composta principalmente de calcários dolomíticos com morros residuais e dolinas, associadas a amplas planícies cársticas e feições vadosas de cavernas atualmente abaixo do NA (espeleotemas submersos). O extremo sul da Serra da Bodoquena apresenta um carste interestratal, evidenciado por dolinas desenvolvidas nos arenitos da Formação Aquidauana da Bacia do Paraná.

Quanto às cavernas observam-se três padrões principais: 1) salões de abatimentos irregulares em planta, formando planos inclinados em seção longitudinal; 2) cavernas em rede anastomosada em planta, com condutos circulares a elípticos e ramificações anastomosadas em seção transversal; 3) cavernas meandranes em planta, por vezes associados a sumidouros ativos ou fósseis, com recarga alogênica na maioria dos casos.

A existência de tectônica recente na Serra da Bodoquena é sustentada pela sua proximidade com a Bacia do Pantanal e por algumas feições como: espeleotemas subaéreos submersos; planalto sustentado por calcários calcíticos e planícies por calcários dolomíticos; escarpas delimitando o planalto; porção norte do planalto com rios mais entalhados que o sul; possíveis capturas de drenagem do Rio Perdido e uma estrutura linear, aparentemente relacionada ao Pantanal, que cruza a Serra da Bodoquena.

Palavras-chave: Geologia, Geoespeleologia, Carste, Geomorfologia, Cavernas, Serra da Bodoquena.

Abstract:

The Serra da Bodoquena comprises a carbonate plateau developed upon rocks of the Corumbá Group (Paraguai Belt), that stands above the broad, rolling plains of the State of Mato Grosso do Sul (central-western Brazil). It was first investigated from a geological and geomorphological standpoint by Almeida (1965). This author noted that the region's conditions favored karstification but he noted very few karstic features, contrary to what more recent detailed studies have revealed.

The Bodoquena plateau is supported by calcitic limestones, with an autogenic karst presenting limestone pavements and polygonal karst with karst cones in the south and fluvial systems with entrenched rivers and less evidence of karstic influence in the north. The Rio Miranda Depression has developed mainly upon dolomitic limestones and presents residual hills and dolines associated with broad karstic plains and vadose cave features presently below the groundwater level (submerged speleothems). The extreme southern Serra da Bodoquena exhibits interstratal karst as indicated by dolines in sandstones of the Aquidauana Formation which discordantly overlies the Corumbá Group.

As for the caverns, three principal patterns are observed: 1) breakdown chambers irregular in planview and presenting inclined planes in longitudinal section; 2) anastomosing caves in plan-view and cross-section with circular to elliptical conduits; 3) and meandering caves in plan-view, some associated with active or fossil sinks, with allogenic recharge in the majority of cases.

That the region has been affected by recent tectonism is supported by its proximity to the Pantanal basin and by the following observations: speleothems formed subaerially are now submerged; the plateau is sustained by calcitic limestones and the plains by dolomitic limestones; the plateau is delimited by scarps; rivers are more entrenched in the northern plateau than in the south; possible stream capture is evident along the Rio Perdido; and a linear structure apparently related to the border of the Pantanal cuts the Serra da Bodoquena.

Keywords: Geology, Geospeleology, Karst, Geomorphology, Caves, Serra da Bodoquena.

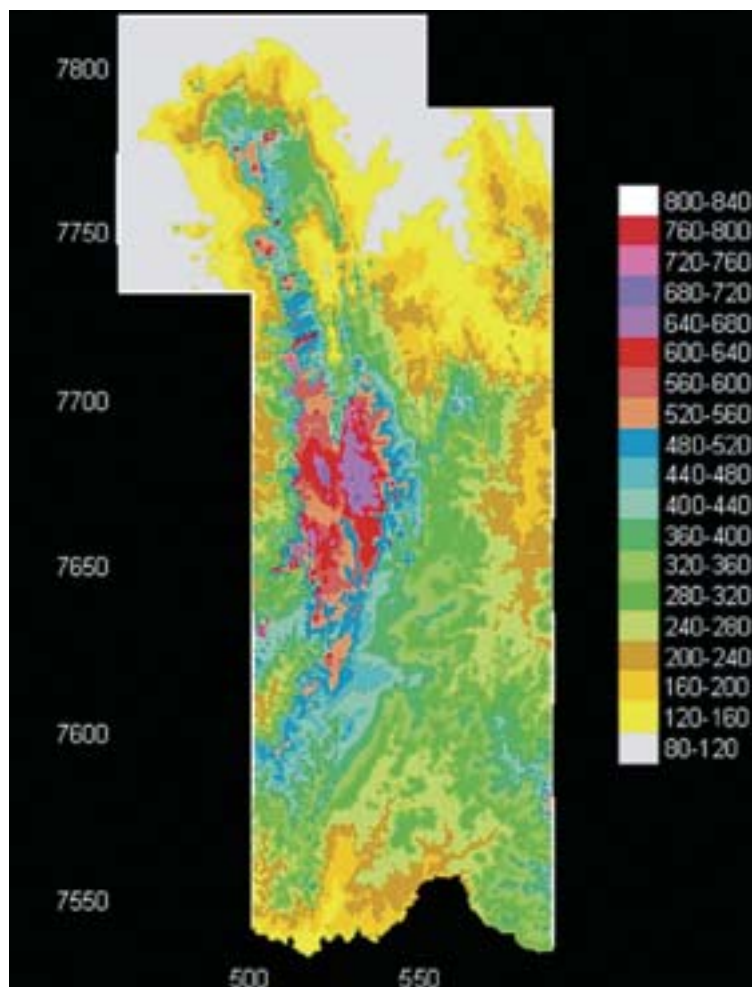


Fig. 1 - Mapa hipsométrico da Serra da Bodoquena

- Hypsometry of the Serra da Bodoquena

Resumen:

La Sierra de Bodoquena es una amplia meseta desarrollada en rocas carbonatadas del Grupo Corumbá, que resalta inmediatamente en las planicies del Estado de Mato Grosso do Sul. Una investigación pionera desde el punto de vista geológico y geomorfológico fue realizada por Almeida (1965). Al contrario de lo que indican los estudios más recientes, ese autor verificó una incoherencia entre las condiciones favorables para la formación de carst y la baja incidencia de rasgos cársticos en la región.

El sistema cárstico de la Sierra de Bodoquena posee tres compartimientos principales de relieve: (i) la meseta de Bodoquena, sustentado por calizas, formada en la parte sur por carst autogénico, con pavimentos cársticos y carste poligonal; y en la porción norte, un sistema fluvial conformado por ríos de cauces profundos, con menos influencia de un sistema cárstico; (ii) la depresión del Río Miranda, constituida esencialmente de dolomías, con elevaciones residuales y dolinas, asociadas con amplias planicies cársticas y rasgos de cavernas vadosas actualmente de bajo del nivel de agua (espeleotemas sumergidos) y (iii) en el extremo sur de la sierra ocurren campos de dolinas que muestran un compartimiento de relieve como un carst interestratos, desarrollado en areniscas de la Formación Aquidauana de la Cuenca del Paraná.

En cuanto a las cavernas, las mismas presentan tres principales patrones: 1) galerías de abatimiento irregular en planta y longitudinalmente formando planos inclinados, 2) cavernas en red anastomosada con conductos circulares a elípticos en planta y ramificaciones anastomosadas en sección transversal, 3) cavernas meandriiformes en planta, a veces asociados con sumideros activos o fósiles, con inyección alogénica en la mayoría de los casos.

La influencia de una tectónica más reciente en la Sierra de Bodoquena es posible deducir por la proximidad de la misma a la Cuenca del Pantanal y por la presencia de espeleotemas subaéreos sumergidos, mesetas sustentados por calizas y planicies de dolomías, escarpas delimitando mesetas, en la porción norte de la meseta el cauce de los ríos son más profundos que en el extremo sur, posible captura de drenaje del Río Perdido; y una estructura lineal que secciona la Sierra de Bodoquena.

Palabras llave: Geología, Geoespeleología, Carst, Geomorfología, Serra da Bodoquena.

Introdução

A Serra da Bodoquena é uma feição geomorfológica marcante no Estado do Mato Grosso do Sul, com cerca de 200 km na direção norte-sul e até 800 metros de altitude (Fig.1). Situa-se a sudeste da Planície do Pantanal entre 19° 45' e 22° 15' de latitude sul e entre 57° 30' e 56° 15' de longitude oeste.

Consiste de um planalto carbonático (serra propriamente dita) do Grupo Corumbá e de planícies de natureza terrígena e carbonática dos grupo Corumbá e Cuiabá, todos da Faixa Paraguai-Araguaia (Almeida *et al.*, 1976; Boggiani & Alvarenga, este volume) (Fig. 2).

No contexto desses dois compartimentos geomorfológicos principais, se desenvolvem sistemas cársticos, reunidos por Karmann & Sánchez (1979; 1986) na Província Espeleológica da Serra da Bodoquena.

O limite norte da Serra da Bodoquena é dado pelo recobrimento por sedimentos cenozóicos da Formação Pantanal e ao sul praticamente desaparece, ocorrendo apenas alguns morros isolados dos calcários do Grupo Itapucumi. Após a primeira citação da presença de carste e cavernas na região por Mendes (1957); Almeida (1965) faz uma primeira

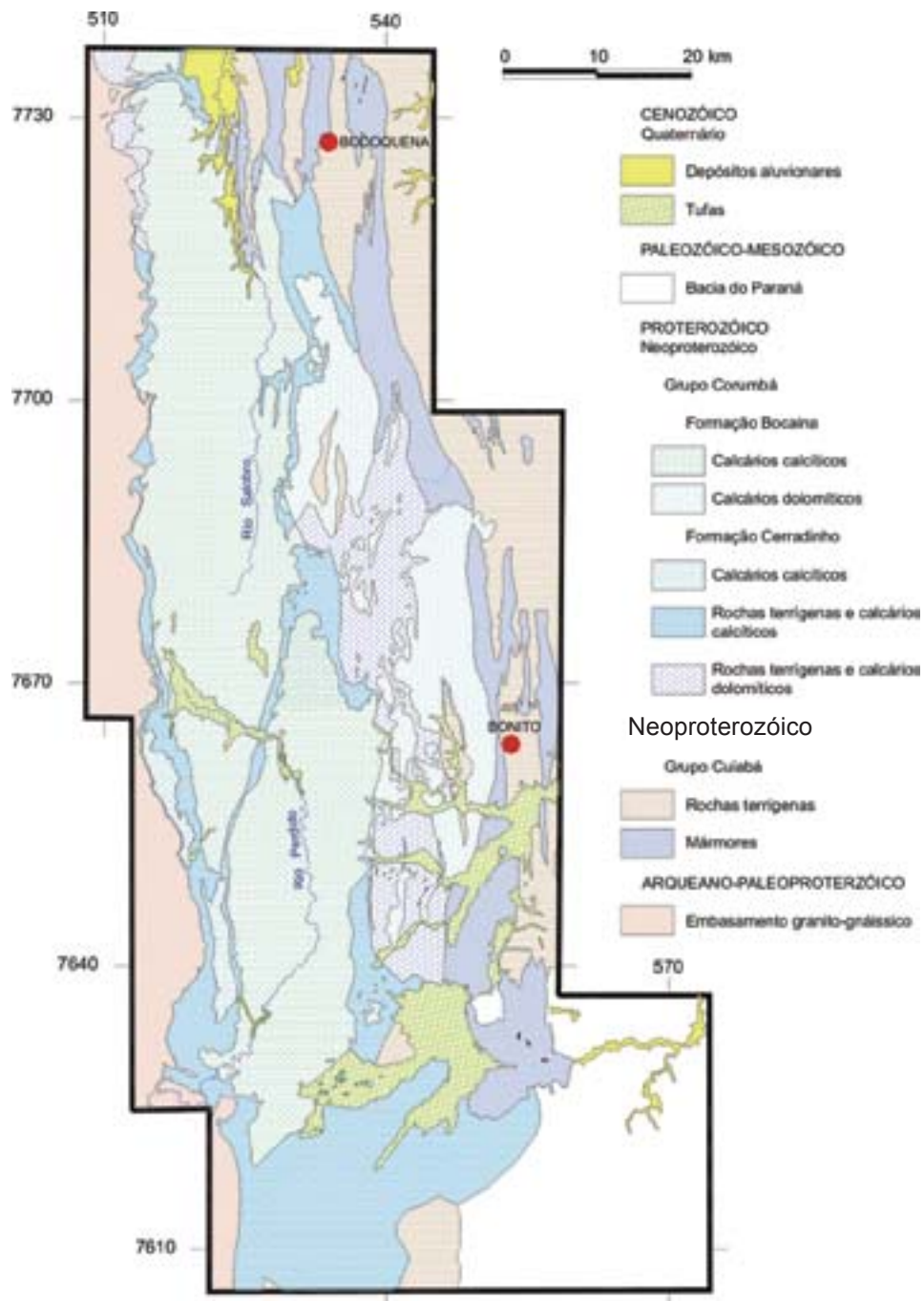


Fig. 2 - Mapa geológico simplificado com as unidades carbonáticas (Compilado de Nogueira & Oliveira, 1978; Corrêa *et al.*, 1976; Araújo *et al.*, 1982; Godoi, 2001)

- Geological outline showing carbonate rock units (Compiled from Nogueira & Oliveira, 1978; Corrêa *et al.*, 1976; Araújo *et al.*, 1982; Godoi, 2001)

caracterização em seu trabalho *Geologia da Serra da Bodoquena*.

Existem poucos trabalhos realizados na Serra da Bodoquena que enfocam o carste. Estudos específicos são cada vez mais necessários devido ao aumento do aporte de turistas, acompanhado da respectiva infra-estrutura necessária e, principalmente, os voltados ao planejamento do uso da terra e os necessários para elaboração do plano de manejo do Parque Nacional da Serra da Bodoquena, criado no dia 21 de agosto de 2000.

Geomorfologia do carste da Serra da Bodoquena

Almeida (1965) estabeleceu uma primeira compartimentação geomorfológica da área (Fig.3): Pantanal, Zona Cristalina Ocidental, Serra da Bodoquena, Zona Serrana

Oriental, Depressão Periférica do Miranda e Vale do Rio Apa. Segundo Almeida (1965, p. 81) a Serra da Bodoquena “é a mais importante feição geomorfológica regional, não só pelas altitudes a que se eleva, dentro do quadro de planícies do sul do Mato Grosso, como por sua extensão”.

Em trabalho mais recente, Alvarenga *et al.* (1982), no projeto RADAMBRASIL, reconheceram na área de estudo quatro unidades geomorfológicas: o Planalto da Bodoquena, o Planalto de Maracaju-Campo Grande, a Depressão do Rio Paraguai, as Planícies e Pantanaís Mato-grossenses. A classificação de Alvarenga *et al.* (1982) é a utilizada neste trabalho, apenas acrescentando a Depressão Periférica do Rio Miranda de Almeida (1965), que estaria incluída na Depressão do Rio Paraguai.

Na classificação de Almeida (1965) o carste corres-

1965, p. 81) inserida hoje na Depressão Periférica do Rio Miranda, limitada a oeste com o Planalto da Bodoquena e a leste pelo Planalto de Maracaju-Campo Grande, com altitudes entre 100 a 300 metros, composta de rochas terrígenas e carbonáticas (principalmente dolomíticas) do Gr. Corumbá e por mármore (calcícticos e dolomíticos) do Gr. Cuiabá (Fig. 1, 2, 4, 5D, 9B).

O carste na Depressão do Rio Miranda é composto essencialmente de morros residuais, mais freqüentes na Unidade DRM₁ e mais isolados na Unidade DRM₂, geralmente de calcário, formando cones cársticos (Fig. 4, 5F). Nas planícies associadas ocorrem dolinas, a maioria em solo residual do calcário dolomítico (Fig. 6C). A Depressão do Rio Miranda, no Médio-Baixo Rio Salobro, se encontra inserida dentro da porção norte do Planalto da Bodoquena, em planícies aluviais, com altitudes comparáveis às do Pantanal Mato-grossense (80-250 m) (Unidade DRM₃) (Fig. 1, 2).

O carste da Serra da Bodoquena se diferencia pela abundante ocorrência de tufas calcárias, ainda em formação, ao longo da drenagem ativa. Estas tufas calcárias são encontradas na forma de cachoeiras e de inúmeras barragens naturais ao longo dos principais rios que cortam o planalto (Boggiani & Coimbra, 1995). Tufas pulverulentas formaram-se em meandros abandonados do Rio Formoso, constituindo depósitos de até seis metros de espessura, atualmente lavradas para corretivos de solo. A origem das cachoeiras e barragens de tufas se deve ao alto teor de bicarbonato de cálcio das águas dos rios, associadas à atividade combinada entre cianofíceas e musgo. Já as tufas pulverulentas podem ter sido originadas por indução durante a atividade fotossintetizante das cianofíceas em águas paradas (Boggiani *et al.*, 2000). Ao longo das drenagens atuais é comum observar a concentração de tubos calcários, os quais são atribuídos à permineralização e incrustação de talos de algas caráceas. Esses calcários quaternários foram descritos no trabalho de (Almeida, 1965), na Formação Xaraiés, unidade esta definida por ele mesmo na escarpa de Corumbá-Ladário (Almeida, 1945). Considera-se, porém, essa inclusão não apropriada, por serem as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena (Boggiani & Coimbra, 1995) distintas dos calcetres da Formação Xaraiés, devendo portanto serem consideradas como unidades à parte.

Em sua porção norte, a Serra da Bodoquena apresenta um “relevo de morros dolomíticos mais ou menos isolados que se erguem da superfície de aplainamento que, como grande pedestal, desce suavemente das abas da serra ao Pantanal do Miranda, nas vizinhanças da estação de Bodoquena, tal como o ilustra a fotografia 11” (Almeida, 1965). Nessa área poucas feições cársticas são conhecidas.

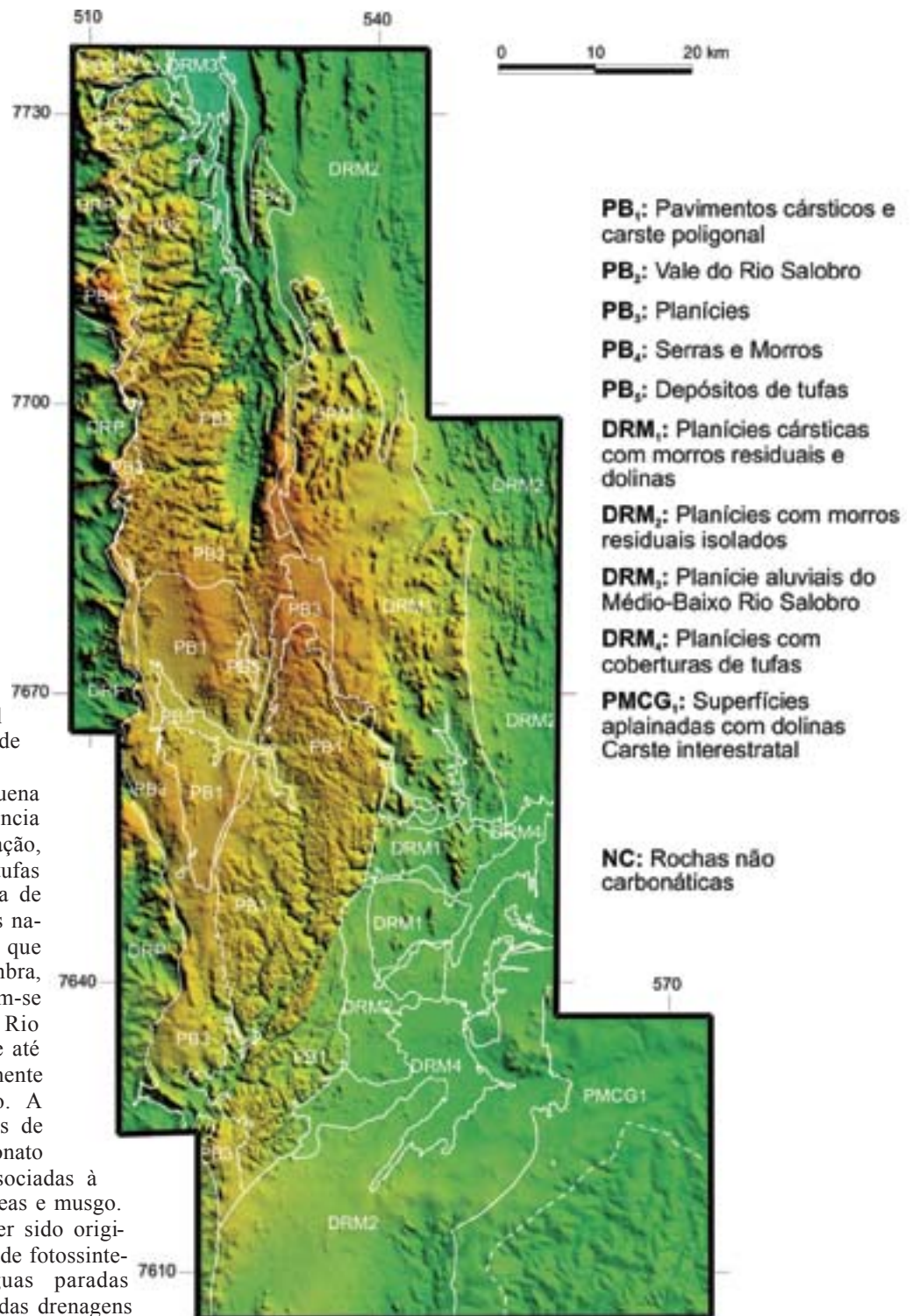
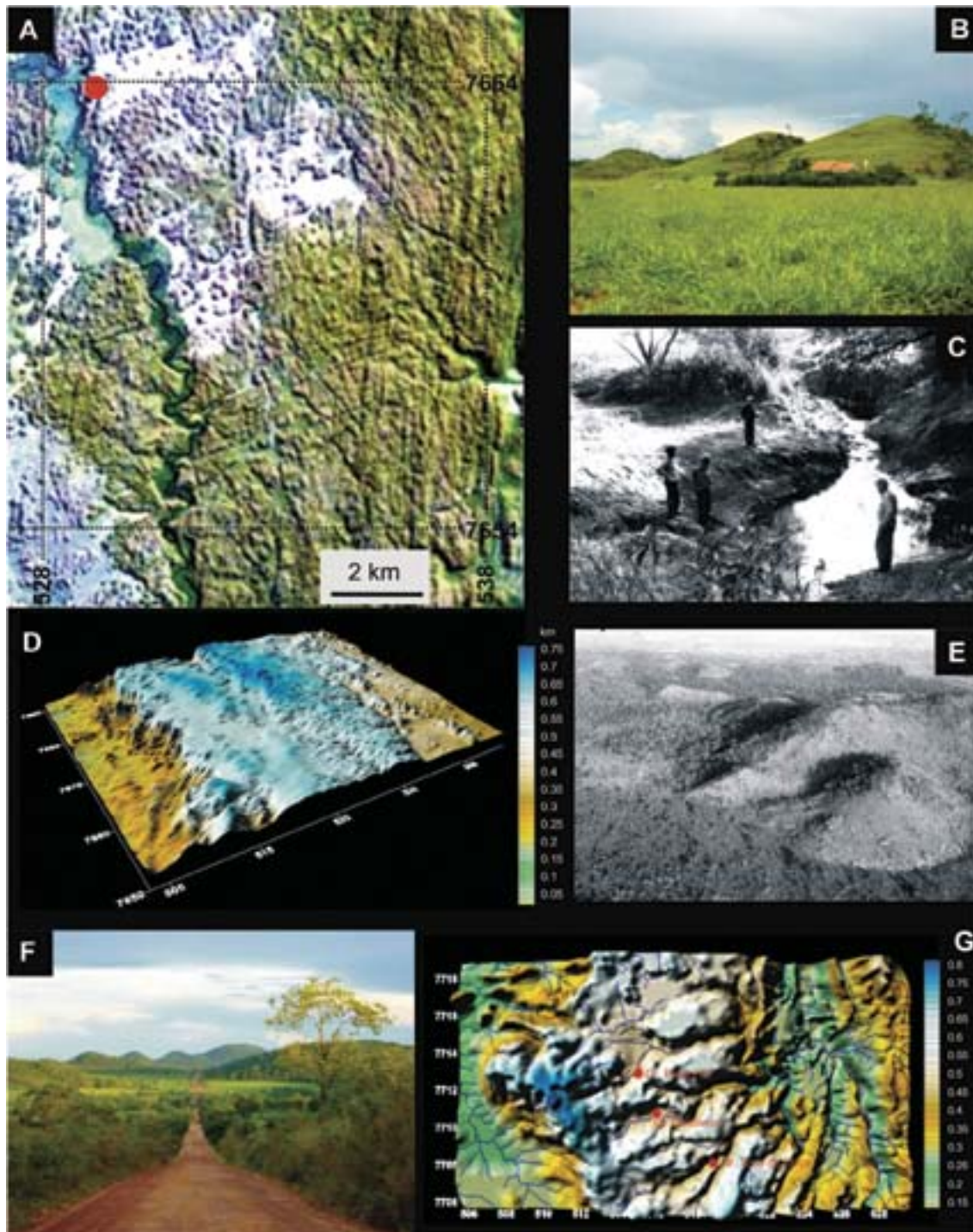


Fig. 4 - Compartimentação geomorfológica do carste da Serra da Bodoquena (base: imagem de radar SRTM)

- Geomorphological compartments of the Serra da Bodoquena Karst (base: radar image SRTM)

Fig. 5 - Feições do relevo cárstico da Serra da Bodoquena. A- Imagem de satélite (R7G5B3 mais PC1 na intensidade, agosto de 2001) exibindo cones cársticos, depressões poligonais e pavimentos cársticos na região do Rio Perdido (Unidade PB₁). O círculo vermelho indica o local da Fig.5B; B- Cones cársticos alinhados próximos ao Rio Perdido (Unidade PB₁); C- Sumidouro no Planalto da Bodoquena (Almeida, 1965, fotografia 16). Córrego Seputá, região de Três Morros (Unidade PB₁); D- Modelo digital de terreno do Planalto da Bodoquena e dos vales dos rios Perdido (sul) e Salobro (norte) (Unidades PB₁ e PB₂); E- Cones cársticos no Planalto da Bodoquena (Almeida, 1965, fotografia 12) (Unidade PB₁); F- Morros residuais de calcários dolomíticos, alinhados, próximo à Bonito (Unidade DRM₁); G- Modelo digital de terreno do setor norte do Planalto da Bodoquena (Unidade PB₂), na borda ocidental, exibindo a escarpa ocidental do planalto e um trecho do Rio Salobro



- Karst landforms of the Serra da Bodoquena. A- Sattelite image (R7G5B3 plus PC1 intensity , August 2001) showing karst cones, closed depressions and limestone pavements of the Perdido River Area (Unit PB₁). The red circle locates the Figure 5B; B- Aligned karst cones near the Perdido River (Unit PB₁); C- Sink in the Bodoquena Plateau (Almeida, 1965, picture 16). Seputá Stream, Três Morros region (Unit PB₁); D- Digital elevation model of the Bodoquena Plateau and Perdido (south) and Salobro (north) valleys (Units PB₁ and PB₂); E- Karst cones in the Bodoquena Plateau (Almeida, 1965, picture 12) (Unit PB₁); F- Aligned residual hills of dolomitic limestone near Bonito town (Unit DRM₁); G- Digital terrane of model of the north sector of the Bodoquena Plateau (Unit PB₂), showing the western border with escarpment of the plateau and a sector the Salobra River canyon

Na porção sul da Serra da Bodoquena, o Planalto da Bodoquena dá lugar a extensas planícies desenvolvidas sobre a Formação Cerradinho, mármores do Grupo Cuiabá ou arenitos da Formação Aquidauana (Carbonífero da Bacia do Paraná). Trata-se de uma superfície aplainada com cotas entre 200 e 400 m. No domínio da Formação Cerradinho, e também no Grupo Cuiabá, a superfície plana é interrompida pela ocorrência de dolinas, com diâmetros desde alguns metros até várias dezenas de metros, e profundidades também muito variadas, atingindo até 70 metros. A superfície carbonática gradativamente submerge na cobertura arenítica da Formação

Aquidauana, no sentido E-SE, onde a incidência de dolinas também é significativa, com depressões que atingem até 700 metros de diâmetro, como por exemplo a dolina da Fig. 6A, e o Buraco das Araras (Fig. 6B). Estas feições de colapso e erosão subterrânea nos arenitos evidenciam o desenvolvimento de um sistema cárstico profundo, em ambiente freático, nas rochas carbonáticas abaixo dos arenitos Aquidauana, caracterizando desta maneira, um carste interestratal associado principalmente à Formação Cerradinho, e também aos mármores do Grupo Cuiabá (Unidade PMCG₁).

Um fato interessante observado nesta compartimen-



Fig. 6 - Feições do relevo cárstico da Serra da Bodoquena. A- Lago formado em dolina ampla e rasa, em arenitos da Formação Aquidauana na Fazenda Chapéu de Pano, sul da Serra da Bodoquena (Unidade PCMCG1); B- Dolina escarpada e profunda, chamada de Buraco das Araras, em arenitos da Formação Aquidauana, próximo a Jardim, sul da Serra da Bodoquena (Unidade PCMCG1); C- Dolina desenvolvida em solo, na beira da estrada de terra Bonito-Jardim (Unidade DRM₁); D- Represas de tufas no Rio do Peixe, 15 km ao norte de Bonito (Unidade DRM₁)

- Karst features of the Serra da Bodoquena. A- Lake in a wide and shallow doline, developed in Aquidauana Sandstones formation, southern part of the Serra da Bodoquena (Unit PCMCG1); B- Deep and scarped doline, called Buraco das Araras (Araras Hole), in Aquidauana Formation sandstones, near Jardim town, south Serra da Bodoquena (Unit PCMCG1); C- Doline in soil close to the Bonito-Jardim road (Unit DRM₁); D- Tufa dams in the Peixe River, 15 km at north of the Bonito town (Unidade DRM₁)

tação geomorfológica é que o Planalto da Bodoquena é constituído por calcários calcíticos, enquanto as planícies e morros isolados da Depressão do Rio Miranda (ou Zona Serrana Oriental) por calcários dolomíticos (Fig. 1, 2, 4, 5D). É um fato inesperado, pois a unidade mais solúvel (calcítica) encontra-se ressaltada no relevo, enquanto a unidade menos solúvel (dolomítica), ao contrário do esperado, encontra-se deprimida em relação à calcítica.

Cavernas da Serra da Bodoquena

A primeira descrição no meio científico de cavernas na Serra da Bodoquena é de Mendes (1957) que, em visita a Serra da Bodoquena, registra a ocorrência de pelo menos três grutas, além de outras feições cársticas na região. Apresenta esboços cartográficos e uma descrição geológica das grutas do Lago Azul (Gruta da Fazenda Anhumas), com uma seção esquemática mostrando um lago raso no interior da gruta (Fig. 7A) e Nossa Senhora Aparecida (Gruta da Fazenda Três Irmãos). Mendes (1957) ainda descreve a geologia regional, e chama atenção da potencialidade espeleológica da região.

Em relação às cavernas, Almeida (1965, p. 83) cita que:

“Pequenas grutas diz-se que são numerosas, sobretudo na borda oriental do planalto, e pelo menos duas grandes grutas em dolomitos existem no município de Bonito”.

Atualmente existem 78 cavernas cadastradas na Sociedade Brasileira de Espeleologia (dados de novembro de 2003) na região da Serra da Bodoquena (Tabela 1).

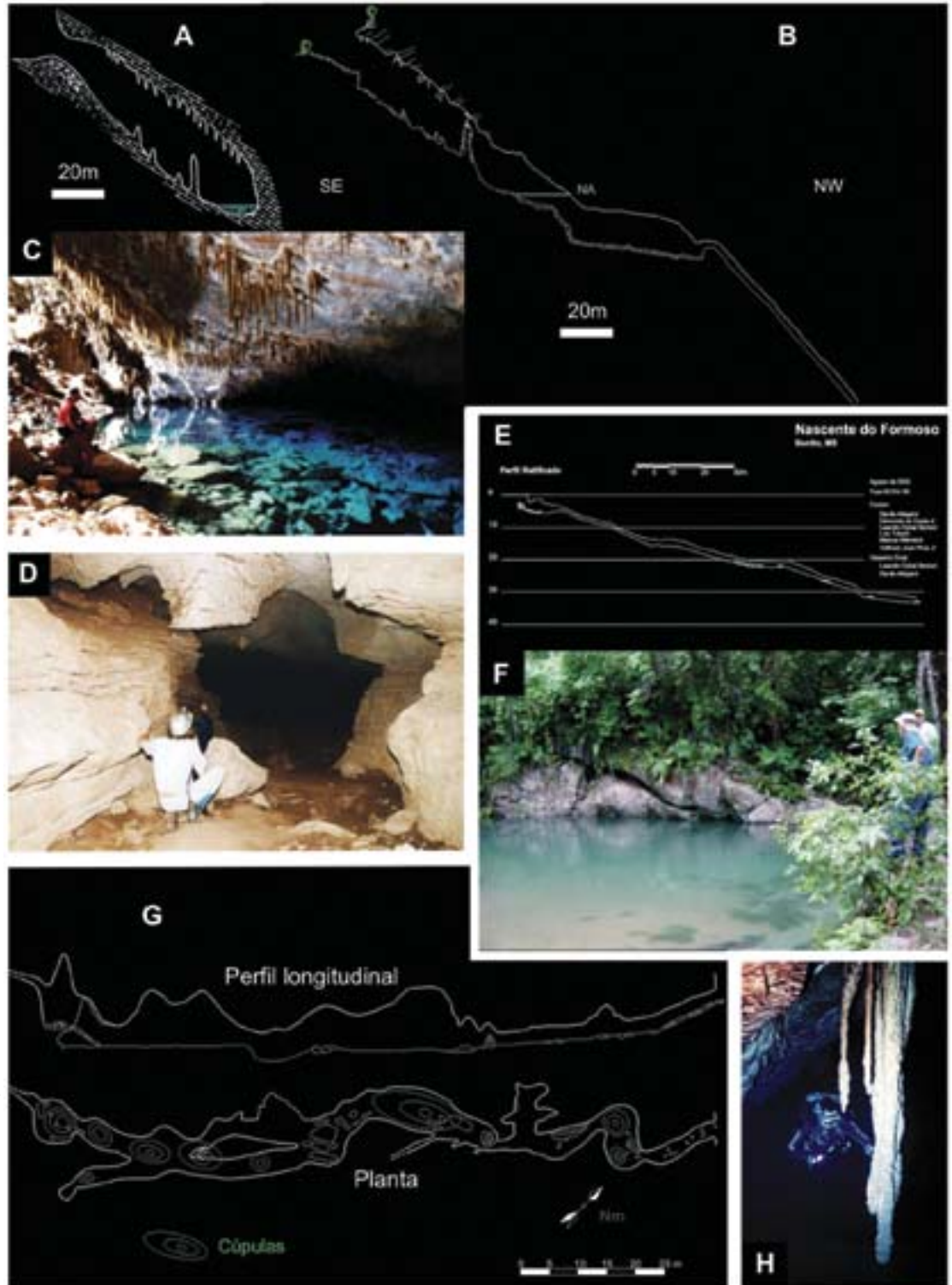
N1 de cavernas cadastradas	78
N1 de cavernas mapeadas com precisão	30
Desenvolvimento total (62 cavernas)	13986,7 metros
Desenvolvimento médio (63 cavernas)	202,7 metros (mín. 8 e máx. 1900 m)
Desnível médio	29,9 metros (mín. 0 e máx. 220 m)

Tabela1. Dados morfométricos das cavernas da Serra da Bodoquena.

-Morphometric data of the Serra da Bodoquena

Um mapa de uma caverna com seu respectivo desenvolvimento e desnível, representa apenas parte do que existe na realidade. A maior caverna conhecida na região, o Buraco das Abelhas, possui 1900 metros de desenvolvimento e 58 metros de desnível, tratando-se de uma caverna freática (surgência). Em comparação com outras áreas cársticas do Brasil, a Serra da Bodoquena apresenta baixa incidência e pequeno desenvolvimento de cavernas. Por exemplo, para os Grupos Uma (BA) e Grupo Açungui (SP), Auler *et al.* (2001) considerando as cinqüentas maiores cavernas do Brasil, obtiveram totais de desenvolvimento de cavernas de 240 e 29

Fig.7 - Aspectos gerais das cavernas da Serra da Bodoquena. Gruta do Lago Azul: A- Perfil longitudinal esquemático elaborado por Mendes (1957, fig. 6), B- Perfil longitudinal da porção seca (Ivo Karmann e Paulo Cesar Boggiani, em Lino *et al.*, 1984) e submersa (Marcos Augusto Philadelphi, Inédito), C- Fotografia do lago; Gruta Califórnia: D- Fotografia de uma seção no fundo da caverna exibindo um conduto principal e galerias anastomosadas laterais, desenvolvidas no acamamento; Nascente do Rio Formoso: E- Perfil longitudinal (parcial - Leandro Dybal Bertoni, Inédito), F- Fotografia da nascente; Gruta da Onça: G- Perfil longitudinal e planta da caverna exibindo padrão anastomosado com cúpulas; Gruta Mimoso: H- Estalactites submersas com revestimento de crosta subaquática (-12m) (Fotografia de Ismael Escote)



- General views of the Serra da Bodoquena caves. Lago Azul Cave: A- Schematic longitudinal profile by Mendes (1957, fig. 6), B- Longitudinal profile of the cave above the water level (Ivo Karmann and Paulo Cesar Boggiani, in Lino *et al.*, 1984) and the submerged cave (Marcos Augusto Philadelphi, unpublished), C- Lake of the cave; Califórnia Cave: D- Picture of a cave section showing the main gallery with lateral anastomosing conduits, guided by bedding planes; Rio Formoso Spring: E- Longitudinal profile (partial - Leandro Dybal Bertoni, unpublished), F- Spring of the cave; Onça Cave: G- Longitudinal profile and cave map showing anastomotic pattern with cupolas; Mimoso Cave: H- Submerged stalagmites with subaqueous crust (-12m) (Photo by Ismael Escote)

quilômetros, respectivamente. Para a Serra da Bodoquena, obteve-se um desenvolvimento total de 13 quilômetros de cavernas (Tabela 1).

Dois fatores contribuem para esse fenômeno. Houve poucos projetos de mapeamento e exploração de cavernas na região, comparado a outras regiões do Brasil, o que dificulta uma análise mais objetiva. Porém todos os projetos existentes na região chamam a atenção para o fato de que na Serra da Bodoquena não ocorre grande quantidade de cavernas, ou seja, a densidade de cavernas é baixa, e também com baixo desenvolvimento médio. Por outro lado, a quantidade de cavernas submersas é maior que em outras regiões. Provavelmente os maiores sistemas de cavernas da Serra da Bodoquena são submersos, e ainda estão no início da sua exploração e mapeamento.

Almeida (1965) visitou também a Gruta do Lago Azul

e notou que ela teria se desenvolvido ao longo de juntas ortogonais ao acamamento, ao contrário do descrito por Mendes (1957), fato este muito importante para o entendimento da formação desta cavidade, como posteriormente analisado por Lino *et al.* (1984) (Fig. 7B, C):

“Trata-se de uma cavidade inclinada, profunda de uma centena de metros, possuindo belo lago de águas azuladas. Josué C. Mendes, que a visitou em 1956, descreve-a brevemente, indicando que concorda com a queda das camadas (Fig. 6), mas realmente essa gruta abriu-se por infiltrações ao longo de juntas muito regulares, quase normais às camadas, que nela se inclinam de 45° para leste, na aba de uma sinclinal assimétrica em dolomitos da Formação Bocaina” (Almeida, 1965, p. 83).

Lino *et al.* (1984) realizaram, através do “Projeto Grutas de Bonito”, o primeiro trabalho sistemático de explo-

ração, mapeamento e de pesquisa nas cavernas da Serra da Bodoquena. Lino *et al.* (1984) descreveram a presença comum de sumidouros, apesar da predominância da drenagem superficial, os que podem ocorrer associados aos leitos fluviais superficiais, que retomam seu curso superficial normal nas épocas mais chuvosas (Lino *et al.*, 1984). Esta drenagem subterrânea é penetrável apenas através de mergulho (Lino *et al.*, 1984). Lino *et al.* (1984) também descreveram a ocorrência de dolinas, principalmente na região ao sul de Bonito, como o caso da Lagoa Misteriosa e arredores.

Karmann & Sánchez (1979;1986) definem a “Província Espeleológica da Serra da Bodoquena”, localizada no Estado do Mato Grosso do Sul e distribuída por 200 km na direção N-S. Segundo esses autores, na região da Serra da Bodoquena não se observa um carste típico, mas sim um com algumas características isoladas, como dolinas, sumidouros e ressurgências, raramente associadas a cavernas. Karmann & Sánchez (1979; 1986) citam que as cavernas mostram um avançado grau de evolução, com grandes salões de abatimento ao longo de planos de acamamento e juntas, que frequentemente estão abaixo do nível da água.

Na década de 1990 projetos visando a exploração de cavernas submersas tiveram início. Em 1991 uma equipe franco-brasileira realizou mergulhos na Gruta do Lago Azul, Gruta do Mimoso, no Abismo Anhumas e na Nascente do Rio Formoso, dentro do que denominou-se “Expedição Bonito’91” (Auler, 1991). Além da elaboração de croquis das grutas exploradas tentou-se também determinar a conexão do Abismo Anhumas com a Gruta do Lago Azul, por estas estarem próximas, mas não foram encontrados condutos laterais no lago do abismo; foi também explorada uma gruta seca, a Gruta Pitangueiras, de padrão labiríntico. Outra expedição franco-brasileira foi realizada em 1992, na “Expedição franco-brasileira Bonito’ 92”, onde o trabalho de exploração subaquática foi expandido e foram exploradas e mapeadas as porções submersas das Grutas do Lago Azul, Gruta do Mimoso, Abismo Anhumas, nascente do Rio Formoso e Lagoa Misteriosa (Auler, 1992; Auler & Boller, 1992). Em 1992, os franceses participantes da “Expedição Bonito’ 92” fizeram uma publicação em seu país intitulada “*Plonger dans la Préhistoire Bresilienne*” (Mergulho na Pré-História Brasileira, Rosello *et al.*, 1992) na qual eles divulgam a região de Bonito, e as descobertas de ossadas de *Ereomotherium*, *Smilodon* e *Glyptodon*.

Os dois últimos projetos de exploração e mapeamento de cavernas na região foram de Gnaspini *et al.* (1994) e de Ayub *et al.* (1996). Gnaspini *et al.* (1994) cadastraram e topografaram 21 cavernas na área e agruparam as cavernas em cinco regiões com diferentes tipologias, fazendo também um levantamento faunístico. Neste trabalho, foi apresentada a topografia incompleta da Gruta Pitangueiras, com 532 m de desenvolvimento, sendo considerada a maior caverna conhecida do Mato Grosso do Sul. Já o trabalho de Ayub *et al.* (1996), dentro da Expedição Bonito’95 /PROJETO AKAKOR apresenta 21 cavernas mapeadas. Ayub *et al.* (1996) sugerem, de maneira preliminar, a existência de dois tipos principais de cavernas: um mais comum (ou mais conhecido) de grandes salões de abatimento e outro de cavernas menores e com morfologia original preservada. Esses dois tipos de cavernas parecem estar distribuídos, grosso modo, em duas faixas N-S, sendo o primeiro localizado na porção oriental da serra, e o segundo na porção ocidental, que aparentemente são condicionadas estruturalmente, correspondendo respectivamente às zonas mais e menos deformadas.

Atualmente são reconhecidos pelo menos três padrões morfológicos principais que correspondem a compartimentos geomorfológicos específicos:

- Salões de abatimento irregulares em planta, formando

planos inclinados em seção transversal (Fig. 7B), como nas Gruta Lago Azul, Anhumas e Mimoso. Encontram-se nas unidades DRM₁ e DRM₂ em ambiente vadoso ou freático submerso com a presença de lagos (Fig. 7B, C) e espeleotemas subaéreos submersos (Fig. 7H).

- Cavernas em rede anastomosada em planta, com condutos circulares a elípticos e ramificações anastomosadas em seção transversal (Fig. 7D). Encontram-se nas unidades PB₁ e PB₂ em ambiente vadoso ou freático (Fig. 7E, F). Também ocorrem, na Unidade DRM₁, como fragmentos de sistemas de cavernas em alguns morros residuais, como no caso da Gruta Pitangueiras.

- Cavernas meandranes em planta (Fig. 7G), por vezes associados a sumidouros ativos ou fósseis, com injeção alogênica na maioria dos casos, como nas grutas Beija Flor e Guaicurus. Em seção transversal apresentam seção de ampliação freática e vadosa, com presença de cúpulas em alguns locais (Fig. 7G). Ocorrem nas unidades PB₁ e PB₃

Tectônica e relevo cárstico

Desde os trabalhos de Almeida (1945; 1965) nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, estudos sobre a origem tectônica da Bacia do Pantanal foram realizados, conforme detalhado por Assine (Vide Capítulo IV). Pela sua proximidade com o Pantanal e por representar uma de suas bordas elevadas, diversos autores já chamaram a atenção para a existência de movimentações recentes na Serra da Bodoquena. Porém, nenhum trabalho específico sobre este assunto foi realizado, os poucos trabalhos já realizados se concentram na região do Pantanal.

Algumas feições sugerem movimentos tectônicos recentes na região, representadas na Fig. 8:

1- Presença de espeleotemas subaéreos submersos: Esses espeleotemas subaéreos foram identificados até 20 metros de profundidade abaixo do nível d’água médio, considerando as variações sazonais (Gruta Mimoso, Fig. 7H, e Abismo Anhumas). Esse valor é muito alto para ser efeito somente de variações climáticas, principalmente por se tratar de uma área continental, distante do litoral. Atribui-se influência de subsidência tectônica nesta submersão de espeleotemas.

2- Planalto sustentado por calcários calcíticos e planícies dolomíticas: Esse fato, já discutido anteriormente, chama a atenção, pois se considera os calcários calcíticos mais solúveis que os dolomíticos, esperando-se, portanto os calcíticos mais baixados no relevo. Mesmo em relação à Depressão do Rio Paraguai, a oeste do Planalto da Bodoquena, que é composta de rochas gnáissicas e graníticas, os calcários calcíticos (Planalto da Bodoquena) estão mais elevados. O Planalto da Bodoquena é um divisor de águas entre as depressões e bacias do Rio Miranda e a do Rio Paraguai, delimitado por escarpas reafeiçoadas que sugerem movimentos tectônicos recentes (Fig. 5D), onde o planalto estaria em soerguimento relativamente às áreas deprimidas, que estariam em subsidência, justamente onde estão localizadas as cavernas com os espeleotemas subaéreos submersos.

3- Escarpas delimitando o Planalto da Bodoquena: A escarpa ocidental da Serra da Bodoquena, que separa o Planalto da Bodoquena da Depressão do Rio Paraguai, com desníveis de até 500 metros, poderia ser interpretada como uma escarpa de erosão remontante de origem estratigráfica ou tectônica (Fig. 5D, 9A). Essa escarpa poderia estar associada às rochas mais resistentes que mantêm o relevo mais elevado. O problema de termos apenas a erosão remontante de uma

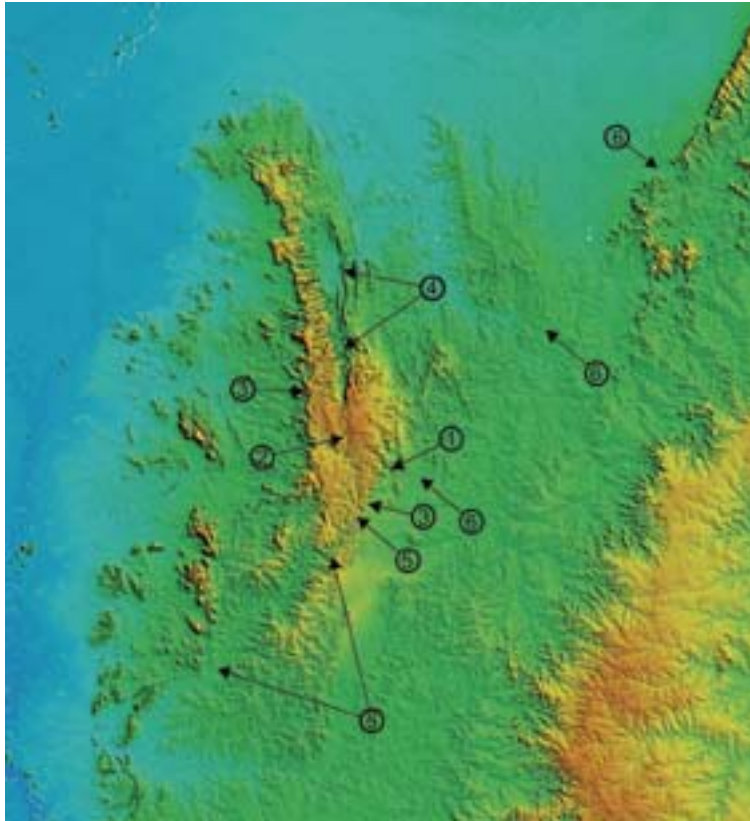


Fig. 8 - Principais feições que sugerem movimentos tectônicos recentes na área (base: imagem de radar SRTM, 2003). 1- Cavernas com espeleotemas subaéreos submersos; 2- Planalto sustentado por calcários calcíticos; 3- Escarpas do Planalto da Bodoquena; 4- Rios entalhados; 5- Possíveis capturas de drenagem do Rio Perdido; 6- Estrutura linear que cruza a Serra da Bodoquena

- Main features that suggest recent tectonic movements in the studied area (base: radar image SRTM, 2003). 1- Caves with submerged sub-aerial speleothems; 2- Calcitic limestone plateau; 3- Bodoquena Plateau scarp; 4- Entrenched rivers; 5- Possible Perdido River capture; 6- Linear structures cutting the Serra da Bodoquena

camada mais resistente é o mesmo levantado no item 2, pois os calcários calcíticos que compõe o Planalto da Bodoquena não poderiam estar agindo como rochas mais resistentes que mantêm o relevo elevado, em relação aos gnaisses e granitos mais baixos. A hipótese de origem tectônica dessa escarpa já havia sido levantada por Almeida (1965), que possuía dúvidas, na época, da origem tectônica da Bacia do Pantanal:

“A suposição de existir uma tectônica de falhas submeridianas à borda oriental da bacia do Gran Chaco, a oeste da Bodoquena, relaciona-se a uma segunda questão geomorfológica levantada pela presente investigação, qual seja a origem das escarpas ocidentais do planalto da Bodoquena. Seja qual for, certamente tais escarpas representam, atualmente, um abrupto frente de erosão remontante, que em seu recuo vem abandonando relevo residual mantido pelas rochas mais resistentes, que se ergue de superfícies topográficas baixas e pouco acidentadas das rochas xistosas. Se comprovada for a presença de uma tectônica de falhas submeridianas nas vizinhanças do rio Paraguai, o frontão abrupto da Bodoquena pode muito bem constituir a frente escarpada de um grande bloco de falha”.

Na porção sudeste do Planalto da Bodoquena temos uma escarpa que delimita o planalto (Unidade PB₁) das planícies da Depressão do Rio Miranda (Unidades DRM₁ e DRM₂), com desníveis de até 400 metros (Fig. 5D, 9B). Novamente temos a questão já discutida anteriormente de que os calcários calcíticos não poderiam estar mais elevados de que os calcários dolomíticos que compõem as planícies, considerando condições climáticas úmidas.

4- Porção norte do planalto com rios mais entalhados que o sul: O Planalto da Bodoquena é subdividido em dois blocos principais, um ao norte com feições fluviais mais marcantes em relação às cársticas e com rios entalhados (*canyons*) (Unidade PB₂) (Fig. 5G), e outro ao sul com feições cársticas mais frequentes e poucas feições fluviais (Unidade PB₁), compondo duas bacias hidrográficas distintas. Visto que são formadas pela mesma rocha (calcário calcíticos) com estruturas similares, temos o bloco norte mais entalhado devido a um maior soerguimento tectônico relativo, pois o bloco em subsidência, neste caso, é o próprio Pantanal. Destaca-se o entalhamento do *canyon* do Rio Salobro que alcança até 400 metros de profundidade, e também do Córrego Serra (próximo a Morraria) que chega a 300 metros. Na vertente sul do vale do Córrego Serra encontra-se a Gruta Urubu-Rei que é uma nascente suspensa a cerca de 150 metros acima do nível do rio, o que evidencia um entalhamento fluvial muito mais intenso que a taxa de denudação cárstica e entalhamento vadoso ao longo de condutos cársticos. Além disso, nessa nascente a fonte da água é de origem provavelmente freática profunda, surgindo de uma fenda que ocorre no final da caverna. O baixo Rio Salobro quando atinge o nível de base regional, em torno de 100 metros de altitude, forma uma grande planície (Unidade DRM₃) dentro do próprio Planalto da Bodoquena, comparável às planícies da Depressão do Rio Miranda.

5- Possíveis capturas de drenagem do Rio Perdido: Em dois pontos o Rio Perdido muda de curso abruptamente, o que sugere capturas de drenagem. No primeiro ponto o rio segue de norte para sul e muda de curso, seguindo para sudoeste, próximo à escarpa entre o Planalto da Bodoquena (Unidade PB₁) e a Depressão do Rio Miranda (planícies Unidade DRM₁) (ver itens 2 e 3). Já no segundo ponto o rio muda de curso mais para oeste, seguindo uma estrutura linear de expressão regional detalhada a seguir no item 6. Estes pontos

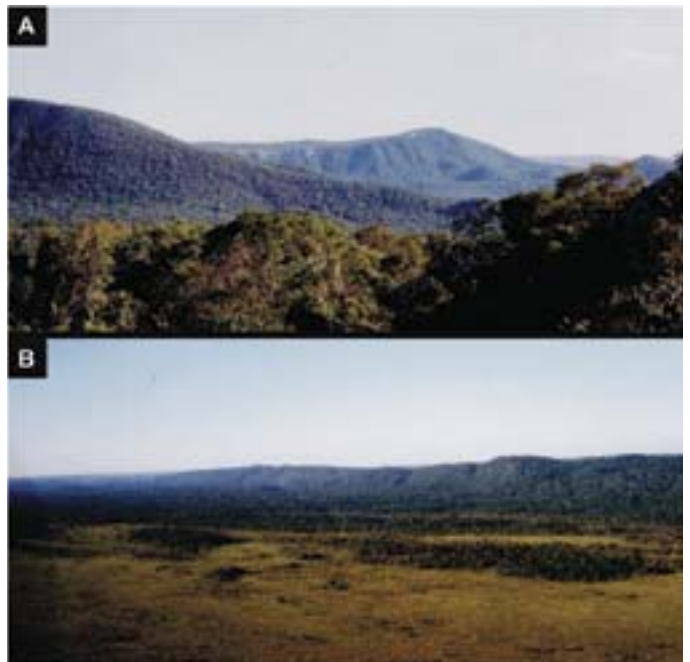


Fig. 9 - Escarpas do Planalto da Bodoquena: A- Escarpa ocidental, na região da Faz. Baía das Garças; B- Escarpa oriental, a sudoeste da Fazenda São Geraldo

- Bodoquena Plateau escarpments: A- Western scarp, near to the Baía das Garças Farm; B- Eastern scarp, in the southwest of São Geraldo Farm

se assemelham muito com capturas, pois seguindo o gradiente hidráulico geral para E-SE, a tendência natural do Rio Perdido seria de correr para a bacia do Rio Miranda ou diretamente para o Rio Apa, a sul.

6- Estrutura linear que cruza a Serra da Bodoquena: Essa estrutura chama a atenção por ser um prolongamento da borda leste-sudeste do Pantanal, cruzando a Serra da Bodoquena com uma direção NE, no ponto onde foi descrita a segunda mudança de curso do rio perdido, e delimitando de uma forma geral planícies com morros isolados a norte e planícies praticamente sem morros a sul.

A ação de movimentos de blocos tectônicos compartimentando a Serra da Bodoquena é muito provável e sugerida pelas características morfológicas acima apontadas. Mas as evidências diretas da ação de falhas recentes na serra que delimitariam os blocos descritos acima ainda não foram encontradas. As evidências mencionadas não confirmam seguramente a ação direta da tectônica recente na Serra da Bodoquena. Falhas em depósitos quaternários não foram observadas, tampouco escarpas exibindo facetas triangulares, o que pode ter sido mascarado pelos processos intempéricos no carste.

Considerações finais

A região da Bodoquena possui extensas áreas carbonáticas, primeiramente investigadas regionalmente do ponto de vista geológico e geomorfológico por Almeida (1965). Este autor ressalta em suas conclusões uma incoerência entre as condições favoráveis para carstificação da região e a baixa incidência de feições cársticas notadas por ele.

Essa incoerência impulsionou em grande parte as recentes expedições espeleológicas na região, assim como,

tornou-se uma questão importante do ponto de vista geocientífico, pois se há condições favoráveis, onde estariam os produtos da carstificação, ou então, quais são realmente os fatores determinantes para o pleno desenvolvimento de sistemas cársticos, com aquíferos de condutos, cavernas e formas de relevo características.

Pesquisas em andamento (Sallun Filho, inédito, Tese de Doutorado em preparação) estão revelando um quadro muito mais variado e complexo do carste da Bodoquena do que inicialmente esboçado por Almeida. Dois compartimentos principais são reconhecidos, com características contrastantes e opostas: setor norte com sistemas fluviais dominantes, epicarste exposto, alto entalhamento de rios e sistemas de circulação cárstica suspensos acima do nível de base dos rios, no Planalto da Bodoquena (Bacia do Rio Salobro) e setor sul (bacias dos rios Perdido e Miranda), com carste poligonal no Planalto da Bodoquena e amplas planícies cársticas apresentando agradação, feições vadosas de cavernas atualmente abaixo do NA (espeleotemas submersos) na Depressão do Rio Miranda. Também no setor sul há um aquífero de condutos muito desenvolvido, com rotas de fluxo profundas e sistema fluvial incipiente com baixo entalhamento de vales, tanto no Planalto da Bodoquena quanto na Depressão do Rio Miranda. Essas características morfológicas contrastantes são atribuídas a distintos regimes da tectônica Cenozóica destes setores, com soerguimento mais intenso no bloco norte e subsidência relativa no bloco sul.

Em relação às cavernas existe uma quantidade e uma variedade de padrões maior do que se tinha conhecimento, apesar de elas não serem tão abundantes quanto em outras regiões brasileiras. Existe ainda um potencial muito grande para explorações e estudos nas cavernas subaquáticas, visto que devem representar os maiores e mais completos sistemas de cavernas da Serra da Bodoquena.



OS MAPAS MURAIIS E A MEMÓRIA GEOLÓGICA: 150 ANOS NO BRASIL E NA AMÉRICA DO SUL

Carlos Schobbenhaus
Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Brasília, DF
schobben@df.cprm.gov.br

Virginio Mantesso-Neto
São Paulo, SP
virginio@uol.com.br

Resumo:

Desde a publicação do primeiro Mapa Geológico do Brasil por Foetterle, em 1854, os mapas murais têm representado um importante papel na preservação da memória do conhecimento geológico do Brasil e da América do Sul. Mapas murais são documentos cartográficos de pequena escala representando comumente países ou continentes. No campo da geologia o mapa mural ou mapa de parede é usado principalmente para fins didáticos e na ampla difusão do conhecimento. Cerca de duas dezenas de mapas murais, tanto geológicos como de seus temas derivados, acompanham a evolução das pesquisas geológicas no Brasil e na América do Sul, nos últimos 150 anos. Retratos do conhecimento de uma determinada época, esses mapas constituem importantes registros da memória geológica. O seu uso generalizado se deve ao fato de serem uma síntese consistente de informações, que permite a visualização rápida e integral de seu conteúdo. Essas características dão aos mapas murais um importante uso na difusão integrada e ampla de informações. Na geologia, em especial, o mapa mural é um importante instrumento didático no ensino e na disseminação dessa ciência. É utilizado também no planejamento de projetos de levantamentos geológicos envolvendo grandes extensões territoriais, como é o caso do Brasil, inclusive na pesquisa geológica, por exemplo na interpretação geotectônica ou em estudos paleogeográficos. Mapas murais que sintetizam a geologia ou temas afins de diversos países, como é o caso do continente sul-americano, têm grande importância para a política de integração técnico-científica das entidades de geologia e recursos minerais desses países, tanto dos serviços geológicos e mineiros, quanto das universidades. Nesse sentido, a Commission for the Geological Map of the World - CGMW vem desenvolvendo, há mais de um século, um papel preponderante na promoção, coordenação e produção de mapas murais geológicos ou de temas relacionados de todos os continentes, inclusive da América do Sul. No Brasil esse papel coube, nas últimas décadas, ao Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e, em anos mais recentes, ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Do ponto de vista histórico, um conjunto de mapas murais executados ao longo de determinado espaço de tempo permite concluir não somente sobre a taxa de incremento de execução da cartografia geológica em seu todo, nesse período, mas também sobre a evolução e mudanças nos conceitos científicos no campo da geologia, nesse mesmo período. Mapas murais ou de parede normalmente são elaborados por integração, síntese e generalização de informações preexistentes. Uma série de mapas murais da geologia do Brasil e da América do Sul e temas correlatos têm sido representados na escala de 1:5.000.000. O emprego no Brasil, a partir do início da década de 1980, de mapas murais também na escala 1:2.500.000, permitiu um maior detalhamento da informação e seu uso ainda mais amplo, chegando a uma crescente sofisticação através de Sistemas de Informações Geográficas.

Palavras-chave: Mapa Geológico, Mapa Mural, Foetterle, Branner, América do Sul, Commission for the Geological Map of the World - CGMW, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Abstract:

Since the publication of the first Geologic Map of Brazil by Foetterle in 1854, wall maps have played an important role in the preservation of the memory of the geological knowledge of Brazil and of South America. Wall maps are small-scale cartographic documents often used to represent countries or continents. In the field of geology, the wall map is used mainly for educational purposes and for the wide-spread diffusion of knowledge. About a score of wall maps, both geological and derivative, have been produced over the last 150 years, and document the evolution of geological researches in Brazil and in South America. Portraits of the knowledge at a given time, these maps are important records of the geological memory. Their widespread use is owed to their characteristic of being a consistent synthesis of information, providing a quick and comprehensive visualization of their contents. These traits account for the wall maps' extensive use in the spread of information. The wall map is an important tool both for geological teaching and for the general diffusion of the science of geology. It is also used for planning geological surveys covering large areas, such as Brazil, including in geological research, such as geotectonic interpretation and paleogeographical studies. Wall maps which synthesize the geology or related aspects of various countries, as in the case of the South American continent, are important elements for the policies of technical-scientific integration of geological and mineral resources organizations of these countries, as well as their respective geological surveys, mining services and universities. Along this line, the Commission for the Geological Map of the World - CGMW has been playing, for over a century, an important role in the development, coordination and production of geological and derivative wall maps covering all continents, including South America. In Brazil, this role has been played, in the last decades, by the Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, and in more recent years by the Serviço Geológico do Brasil - CPRM. From a historical point of view, a series of wall maps produced throughout a given length of time can yield information not only about the rate of increment of the geological mapping as a whole, in that period, but also about the changes and evolution of the scientific concepts in the field of geology during that same period. Wall maps are usually created by the integration, synthesis and generalization of pre-existing information. A series of wall maps of Brazil and South America covering geological and related themes have been represented in a scale of 1:5 000 000. The use, in Brazil, since the early 1980's, of wall maps also in the scale of 1:2 500 000 has fostered the display of more detailed information and a wider range of applications; the use of Geographic Information Systems allowed for growing sophistication.

Keywords: Geological Map, Wall Map, Foetterle, Branner, South America, Commission for the Geological Map of the World - CGMW, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Resumen:

Desde que Foetterle publicó, en 1854, el primer Mapa Geológico de Brasil, los mapas murales han representado un papel importante para conservar la memoria del conocimiento geológico de Brasil y de América del Sur. Los mapas

murales son documentos cartográficos que generalmente representan países o continentes en pequeña escala. En geología, el mapa mural, o mapa de pared, se usa principalmente para fines didácticos y de difusión del conocimiento. En los últimos 150 años, cerca de dos docenas de mapas murales, tanto geológicos como de sus temas derivados, muestran la evolución de las investigaciones geológicas en Brasil y en América del Sur. Esos mapas, retratos del conocimiento de una determinada época, constituyen importante registro de la memoria geológica. Su uso generalizado se debe al hecho de que son una síntesis consistente de información, que permite la visualización rápida e integral de su contenido. Estas características transforman a los mapas murales en importante herramienta para la difusión integrada y amplia de informaciones. Especialmente en geología, el mapa mural es un valioso instrumento para la enseñanza y la difusión de esta ciencia. Se utiliza al planificar proyectos de levantamiento geológico, cuando comprenden grandes extensiones territoriales, como es el caso de Brasil, y también en la investigación geológica, por ejemplo en la interpretación geotectónica o en estudios paleogeográficos. Los mapas murales que sintetizan la geología, o temas afines, de diversos países, como es el caso del continente sudamericano, cumplen un papel destacado en la política de integración técnico-científica de las entidades de geología y recursos minerales de esos países, tanto de los servicios geológicos y mineros como de las universidades. En este sentido, la Commission for the Geological Map of the World - CGMW cumple, desde hace más de un siglo, un papel preponderante en la promoción, coordinación y producción de mapas murales geológicos y temas relacionados de todos los continentes y América del Sur. En Brasil, en las últimas décadas, este papel le ha correspondido al Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM y, en los últimos años al Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Desde un punto de vista histórico, un conjunto de mapas murales ejecutados durante determinado lapso, permite deducir, no solamente la relación de aumento de ejecución de cartografía geológica en su total, en determinado período, como también la evolución y cambios en los conceptos científicos en el campo de la geología en ese mismo lapso. Los mapas murales, o de pared, son normalmente elaborados por integración, síntesis y generalización de informaciones preexistentes. Una serie de mapas murales de la geología de Brasil y de América del Sur y temas relacionados ha sido representada en escala de 1:5.000.000. En Brasil, la utilización de mapas murales, también en escala 1:2.500.000, en los últimos veinte años, ha permitido mostrar información más detallada y utilización aún más amplia, hasta llegar a un creciente refinamiento por medio de Sistemas de Informaciones Geográficas.

Palabras llave: Mapa Geológico, Mapa Mural, Foetterle, Branner, América del Sur, Commission for the Geological Map of the World - CGMW, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Introdução

Mapas murais, também conhecidos como mapas de parede, são mapas sintéticos de pequena escala, utilizados para ser afixados, como o nome diz, em uma parede. Geralmente, são mapas de extensão territorial relativamente grande, representando estados, países, continentes ou mapas-mundi. Como o tamanho final utilizável é relativamente limitado a certos parâmetros práticos (da ordem de 1 a 2 m, tanto na largura quanto na altura), a escala e o nível de generalização da informação desses mapas são variáveis, e parcialmente condicionados pela extensão territorial a ser representada.

Mapas murais são largamente utilizados em todas as partes do mundo. O uso generalizado desses mapas se deve ao fato de serem uma síntese consistente de informações, que permite a visualização integral de seu conteúdo. Essas características dão aos mapas murais um importante uso na difusão ampla e integrada de informações. Em alguns casos esses mapas são também usados para fins comerciais ou decorativos. Os mapas murais podem, sob a mesma base cartográfica, apresentar os mais variados tipos de informação: geografia física, divisão político-administrativa, dados históricos, rede rodoviária, etc. - e naturalmente a geologia.

Eles podem também apresentar temas correlatos, derivados, decorrentes, ou de alguma maneira afins à geologia, como é o caso de mapa de ocorrências minerais, mapa geotectônico, mapa metalogenético, mapa geomorfológico, etc. Os autores propõem para esses mapas, pelas razões explicadas no texto, a denominação genérica de “mapas para-geológicos”. Como se verá adiante, existem diversos mapas para-geológicos do Brasil, e, apesar de seu evidente valor, não estão dentro do escopo deste trabalho.

No campo da geologia, o mapa mural é um importante instrumento didático, tanto no ensino propriamente dito quanto na disseminação dessa ciência. Ele é utilizado também no planejamento de projetos de levantamentos geológicos envolvendo grandes extensões territoriais, como é o caso do Brasil. Mapas de integração dessa natureza são usados também na pesquisa geológica, como por exemplo na interpretação geotectônica ou em estudos paleogeográficos.

Mapas murais que sintetizam a geologia ou temas afins de diversos países, como é o caso do continente sul-americano, têm grande importância para a política de integração técnico-científica das entidades de geologia e recursos minerais desses países, tanto dos serviços geológicos e mineiros quanto das universidades. Nesse sentido, a *Commission for the Geological Map of the World - CGMW*, ou Comissão da Carta Geológica do Mundo, vem desenvolvendo, há mais de um século, um papel preponderante na promoção, coordenação e produção de mapas murais geológicos ou temas relacionados de todos os continentes.

Retrato do conhecimento geológico de uma determinada época, um mapa geológico mural pode servir para a avaliação do nível desse conhecimento. Do ponto de vista histórico, um conjunto de mapas murais executados ao longo de determinado espaço de tempo permite concluir não somente sobre a taxa de incremento de execução da cartografia geológica nesse período, em todo o território representado ou em uma região específica, mas também sobre a evolução e mudanças nos conceitos científicos no campo da geologia, nesse mesmo espaço de tempo. Como cada nova edição reavalia todo o conhecimento anterior e o substitui paulatinamente por novas informações, os mapas geológicos murais mostram também a trajetória da evolução do próprio conhecimento geológico, constituindo portanto importantes registros da memória geológica.

Mapas murais ou de parede normalmente são elaborados por integração, síntese e generalização de informações preexistentes. Por uma limitação determinada pela escala de um mapa mural, as informações nele contidas, tanto de sua base cartográfica, quanto do tema que lhe é superposto, por exemplo a geologia, são por sua natureza simplificadas e mostram, de modo geral, poucos detalhes. Perde-se em detalhes, mas ganha-se em visão de conjunto. Por outro lado, o número de usuários potenciais de um mapa dessa natureza é inversamente proporcional ao tamanho de sua escala. Escalas pequenas têm maior número de usuários, pois abrangem áreas maiores. Dependendo do objeto a ser representado e de suas dimensões, os mapas murais variam de escala.

O século XX foi marcado pela produção de uma série

de mapas murais geológicos e para-geológicos cobrindo o Brasil e a América do Sul, na escala de 1:5.000.000. O emprego no Brasil, a partir do início da década de 1980, de mapas murais também na escala 1:2.500.000 permitiu um maior detalhamento da informação e seu uso ainda mais amplo, chegando, na virada do século XX para o XXI, a uma alta sofisticação, pelo uso de Sistemas de Informações Geográficas.

Já é lugar comum dizer que “o Brasil é um país sem memória”. Se essa frase é verdadeira num sentido mais amplo, é particularmente verdadeira - e triste - no caso da memória geológica. Em que pese “um legado de milhares de obras” de documentação iconográfica sobre o nosso passado (Belluzzo, p. 11), as informações geológicas visuais e mesmo as textuais que sobreviveram são escassas. Além de um certo descaso da sociedade como um todo pela guarda do passado, muitos fatores contribuíram para isso: pela própria natureza especializada, eram trabalhos de baixa tiragem; boa parte desses trabalhos foi feita por estrangeiros, e ficaram poucos exemplares no Brasil; também pelo cunho especializado, as poucas cópias que ficaram aqui estavam em bibliotecas de órgãos públicos e foram submetidas às condições de conservação freqüentemente inadequadas dessas instituições; e, finalmente, o grande incêndio que atingiu o então edifício-sede do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM na Praia Vermelha, no Rio de Janeiro, ao final da tarde de 26 de maio de 1973, destruindo diversas dependências, entre elas a maior parte da biblioteca, onde, segundo Tosatto (1997, p. 109), “se encontrava o mais completo acervo bibliográfico da América Latina na área das geociências (165 mil volumes)”.

O presente trabalho objetiva fazer um relato acerca dos mapas geológicos murais ou de parede sobre o Brasil e a América do Sul produzidos nos últimos 150 anos, ou seja, desde a publicação dos primeiros mapas desse tipo, e das instituições e alguns dos profissionais envolvidos na produção dos mesmos. Embora existam e tenham também grande interesse, não foram considerados, por estarem fora do nosso escopo, os mapas geológicos murais de diferentes estados do Brasil, nem os de países individuais da América do Sul, nem, naturalmente, os do mundo.

Os mapas são uma constante na vida do geólogo e fazem parte do seu ferramental de trabalho. Assim, saber um pouco de sua história é uma maneira de aperfeiçoar o cabedal de seus conhecimentos geológicos. Alguns desses mapas estão reproduzidos neste livro, a título meramente ilustrativo, e estão disponíveis, com maior detalhe, no CD-ROM anexo. Ao apresentar este capítulo, os autores esperam contribuir, em alguma medida, para o resgate e a conservação da história do conhecimento geológico do Brasil.

Mapas: sua importância e um pouco de história

Erwin Raisz, conhecido cartógrafo norte-americano, relata que a execução de mapas é uma aptidão inata da espécie humana já observada nos povos primitivos e antecede a arte de escrever (Raisz, p. 11). Há uma certa controvérsia sobre o que pode ser considerado “mapa” entre os achados arqueológicos, que incluem baixos-relevos em rochas e em tabletes de argila, e marcas e desenhos principalmente em rocha, madeira, papiro, seda, ou em bases de origem animal, como osso, presa ou pele, etc. O site <http://www.henry-davis.com/MAPS/Ancient%20Web%20Pages/100mono.html> (2004) mostra um tablete de argila datado de cerca de 6200 A.C. encontrado no atual Iraque, em 1930, e apresentado como “o mapa mais antigo conhecido”; há referências a representações ainda mais antigas, datando de 10.000 A.C. (James e Thorpe, p. 57, citado em Gregorovich), ou mesmo 30.000 A.C. (<http://www.legendes-cartographie.com/his->

toire.htm, 2004). Nos séculos VII-VI A.C. a cidade de Mileto, na Grécia, tornou-se um centro muito desenvolvido de estudos geográficos, em que já se ensinavam até as técnicas de projeção para o desenho de mapas; aí residia Anaximandro (ca. 611-546 A.C.), a quem os gregos vieram a considerar como o primeiro cartógrafo (http://soso.home.cern.ch/soso/greece/geografia/carte_antiche/108mono.html, 2004). Nesse contexto, os mapas geológicos modernos têm uma história recente. O primeiro deles foi editado no início do século XIX.

Monumentos de cultura, os mapas, nas palavras do historiador Paulo Miceli, mostram beleza, conhecimento e reconhecimento do espaço onde se está, de onde se sai e para onde se vai. No mapa está o caminho de ida e o ensinamento que permite o regresso. Imagem do mundo, o mapa é instrumento de medição para o homem localizar e representar seu lugar no universo. Desenho e desígnio, imagem e representação, o mapa é paisagem, patrimônio cultural e lugar da História (Miceli, p. 53). O mapa é a ciência, técnica e arte de representar a superfície da terra (e de outros corpos celestes) em seu todo ou partes, segundo um tipo de projeção e dentro de uma escala declarada (Adonias, p. 35).

Mais genericamente, podemos dizer que mapa é (ou pelo menos era até recentemente, antes da criação dos mapas virtuais, que estão fora do escopo deste capítulo) uma representação gráfica, sobre uma base física, palpável, de uma parcela da superfície (na maioria absoluta dos casos, da Terra). Sobre essa base lançam-se informações de diversos tipos - topografia, ocupação humana, vegetação, hidrografia, geologia, história, dados militares, características dos solos, dados ambientais, etc. -, de acordo com o interesse do usuário.

Até recentemente, essas informações eram, praticamente sempre, dados observados pelo olho humano. Em tempos recentes, as informações passaram gradativamente a abranger alguns dados não diretamente observáveis pelo olho humano, e começaram a surgir mapas detalhados da superfície de outros corpos celestes, mapas de superfícies subterrâneas, mapas do fundo dos oceanos, etc.. A tendência atual, acompanhando o desenvolvimento tecnológico, é, naturalmente, pela utilização crescente de inovações: produção de mapas por meios eletrônicos, utilização de Sistemas de Informações Geográficas- SIG, desenvolvimento de bases virtuais (não palpáveis), mapas animados tridimensionais e outras.

Voltando ao mapa tradicional, lembramos que, entre suas diversas utilidades, o mapa serve para o registro, avaliação, conservação e desenvolvimento dos recursos naturais, representando importante aplicação na geologia, objeto de nosso estudo.

De forma geral, mapas geológicos mostram a distribuição de áreas ocupadas por diferentes tipos de rochas aflorantes ou sub-aflorantes, sua natureza e relações de idade, além de feições estruturais, depósitos minerais, áreas cobertas e outras informações. Assim, esses mapas tornam-se instrumentos indispensáveis, uma vez que registram observações de forma sucinta, auxiliam na sua análise, estimulam idéias e ajudam na formulação de hipóteses de trabalho. Mapas geológicos são importantes não somente na reconstituição da história de nosso planeta e na avaliação e aproveitamento dos recursos minerais e da água subterrânea, mas representam também instrumento essencial na gestão territorial. A importância do mapa geológico foi sintetizada nas palavras de Wallace (1975, citado em Barnes, 1993): “*There is no substitute for the geological map and section - absolutely none. There never was and never will be. The basic geology still must come first - and if it is wrong, everything that follows will probably be wrong.*”.

Os primórdios do conhecimento geológico

A primeira menção conhecida sobre a forma esférica da Terra parece estar no texto sagrado hindu Rig-Veda, datado provavelmente de cerca de 2000 a 1000 A.C.. No século XII A.C., Mohammed Ben Mansur classificou as pedras preciosas segundo sua dureza e seu peso específico (Thompson, p. 1).

O chamado Papiro de Turim foi elaborado durante o reinado de Ramsés IV (ca. 1150 A.C.) e é reconhecido como o mapa geológico mais antigo do mundo chegado até nós. Esse mapa ilustra a topografia e a geologia de Wadi Hammamat, nas montanhas do Deserto Oriental do Egito, mostrando a distribuição areal de dois tipos principais de rochas: sedimentares e ígneas/metamórficas portadoras de ouro, indicadas, respectivamente, como elevações nas cores preto e rosa. Além de informações geológicas em cores, esse mapa mostra a área de produção de ouro de Bir Umm Fawakhir, veios de quartzo produtores de ouro das montanhas adjacentes, a famosa pedreira de “pedra bekhen” para construção e entalhe (arenitos e siltitos cloríticos cinza esverdeados), os depósitos superficiais do tipo wadi e várias feições culturais (Harrell & Brown, 1992, p. 1, p. 16; Walther, 1994, p. 1).

Desde o Papiro de Turim até o aparecimento do mapa geológico de William Smith, no início do século XIX, decorreram quase três milênios. Muitas idéias e observações relacionadas à Terra, na sua quase totalidade pontuais, foram se acumulando no decorrer desse longo tempo - algumas vieram a ser validadas pela ciência moderna, outras não.

Niels Stensen (dinamarquês que adotou várias versões de seu nome e é hoje mais conhecido por seu sobrenome latinizado Steno) já apresentara os princípios da estratigrafia em 1669 (Cutler, p. 117). Em 1746, Jean Etienne Guettard indicara que as mesmas formações que ocorriam na França atravessavam sob o Canal da Mancha e afloravam na Inglaterra - portanto uma visão geológica -, mas mesmo assim seu livro se chamava *Mémoire et Carte Minéralogique* (Nehlig, site na Internet; Thompson, p. 74). Johann F. W. von Charpentier produziu, em 1778, uma carta da Saxônia em que as formações eram representadas por cores (Laudan, p. 103). Abraham G. Werner (1750-1817), um prolífico naturalista, adotou o termo “geognosia”, ampliando grandemente a visão mineralógica (Laudan, *passim*, particularmente cap. 5). Aliás, o século XVIII e o início do século XIX caracterizam o processo de evolução dos conhecimentos sobre a Terra que foi descrito por Laudan (1993) em um livro cujo título é bem sugestivo: *From Mineralogy to Geology: The Foundations of a Science, 1650-1830*. De maneira simples, pode-se dizer que uma das características desse período foi a integração dos dados até então disponíveis - que eram basicamente descritivos (sobre minerais, rochas, fósseis, montanhas, minas, etc.) - num corpo consolidado de conhecimento científico, que veio a ser chamado de “geologia”. Esse foi um conceito de criação coletiva, que se desenvolveu gradativamente.

A palavra “geognosia” (etimologicamente, “conhecimento da Terra”) foi ainda usada, um tanto tardiamente, por exemplo, por Brocchi, na Itália, em uma publicação de 1817 (Thompson, p. 141), por Humboldt, em uma publicação na França, em 1823 (Thompson, p. 148), e entre nós no texto “Esboço geognóstico do Brasil”, escrito em 1822 por Wilhelm L. von Eschwege (Oliveira e Leonardos, 1978, p. 5). Segundo Winchester (p. 25), a palavra “geologia” é usada pela primeira vez em inglês no seu sentido moderno em 1735, e mesmo assim raramente - e provavelmente só pode ser considerado um conceito maduro e completo em 1795.

O frio europeu, o carvão e o primeiro mapa geológico do mundo moderno - William Smith e o nascimento da moderna geologia

Entre meados do século XV e meados do século XIX, a Terra passou por um período de baixas temperaturas que é freqüentemente referido como “a pequena idade glacial”. Na segunda metade do século XVIII, enquanto a Revolução Industrial estava em plena efervescência, Londres era uma cidade particularmente fria, e começou a popularizar-se a prática de aquecer as casas com lareiras. A combinação desses fatores exigia um grande consumo de carvão, cujo custo final era muito aumentado pelo transporte; quando se constatou que se o carvão fosse transportado em grandes volumes, por balsas, seu preço poderia cair até 50%, iniciou-se a abertura de tantos canais que a década de 1790 ficou conhecida como a “Mania do Canal”. (Winchester, p. 43; *The History of the Canal in the UK; The Canal Networks*).

William Smith, nascido em 1769, era topógrafo, e se dedicava bastante a duas atividades: a projetos desses canais, e à própria busca de carvão para terceiros. Em pouco tempo, algumas características pessoais suas começaram a destacar-se: sua dedicação, seu senso de observação, sua mente indutiva. Ao longo de anos ele foi coletando informações, vendo tudo o que os outros viam, mas teve a capacidade de enxergar o que os outros não enxergavam - basicamente, as correlações entre os dados coletados. O resultado final dessas suas capacidades foi o mapa denominado “*A Delineation of the Strata of England and Wales and part of Scotland*”, medindo cerca de 1,88 m de largura por 2,60 m de altura, colorido à mão, publicado em 1815.

Smith mostrou que era possível representar unidades litoestratigráficas sobre uma base cartográfica, empilhá-las e diferenciá-las por seu conteúdo litológico e fossilífero, e até mesmo prever a extensão dos depósitos de carvão mineral e fazer uma estimativa de sua profundidade.

O “delineamento de estratos” de Smith, primeiro mapa geológico do mundo moderno, teve “importância, simbólica e real, para o desenvolvimento de um dos grandes campos fundamentais de estudo - geologia” (Winchester, p. xvi, e cap. 2 a 12, *passim*), e ele foi “nomeado” pela *Geological Society* de Londres, em 1831, o “Pai da Geologia Inglesa” (Osborne, p. 347).

Logo após a publicação desse mapa, o uso da palavra “geologia” começou a tornar-se mais comum, e os mapas geológicos foram universalmente produzidos, divulgados e adotados.

As Investigações geológicas no Brasil e as suas fases

A divisão de uma história em fases (freqüentemente referida como “periodização”) tem conveniências práticas, mas não é tarefa fácil. Como diz Braudel (1965, p. 263): “*Todo trabalho histórico decompõe o tempo passado, escolhe entre suas realidades cronológicas, de acordo com preferências exclusivas mais ou menos conscientes*”. Ou seja, a periodização é - pelo menos em parte - resultado de uma opção feita pelo historiador. Diversos autores têm publicado históricos sobre as investigações geológicas no Brasil, podendo ser referidos Oliveira e Leonardos (1943), Mendes e Petri (1971) e Tosatto (2001). A existência de fases no decorrer dessas investigações é pela primeira vez reconhecida por Leinz (1955), e mais detalhadamente por Almeida (1968). Fases também são distinguidas por Mendes e Amaral (1981) e Berbert (1990). Figueirôa (1997) apresenta uma periodização específica para seu interesse, a questão da “institucionalização das ciências geológicas no período abrangido de fins do século XVIII até 1934” (p. 15). Os autores aqui apresentam uma síntese das fases reconhecidas em diversos dos trabalhos

citados, propondo a inclusão de uma fase atual, posterior à redação de todos eles.

Fase pioneira (1790-1810)

Como bem esclarece Fernando de Almeida, embora a procura do ouro e das pedras preciosas fosse um dos principais motivos da penetração no interior do país, durante o século XVIII, do conhecimento de nosso subsolo nada herdamos da época das Bandeiras. Tradicionalmente, acreditava-se que a Geologia, que, como vimos acima, se constituiu em ciência naquele século, só nos alvares do seguinte viria encontrar seus primeiros adeptos no Brasil.

Trabalhos recentes, porém, entre eles os produzidos pelo grupo dedicado ao estudo da História das Geociências no Instituto de Geociências da UNICAMP (Campinas, SP), têm mostrado que essa visão deve ser relativizada. Fazendo uma releitura crítica do escasso material publicado até o século XIX, ou trabalhando com fontes originais, em geral documentos que só agora estão vindo à luz, esses pesquisadores têm demonstrado que, sim, já na época colonial existiam precursores da Geologia em “atividade científica”, principalmente interessados nas Minas Gerais. A distinção entre “ciência” e “atividade científica” ultrapassa os objetivos deste capítulo, mas vale lembrar que Figueirôa (2000, p. 163-169) faz uma boa discussão desse tema, e que Barnes (1987, p. 8, *apud* Varela, 2004) indica que o termo cientista “foi usado pela primeira vez em 1833”.

Coube aos irmãos Andrada, proeminentes também em outras áreas da vida nacional, e sobre os quais existe farta literatura, a glória de serem os primeiros que realmente divulgaram a nascente ciência da geologia no país, a partir de 1790, quando apresentaram uma memória sobre os diamantes do Brasil, seguida por outras pesquisas, em particular suas investigações mineralógicas no interior paulista, no início do século XIX (Almeida, *op. cit.*; Mendes e Petri, *op. cit.*). Outros precursores, porém, foram também importantes, como, por exemplo, José Vieira Couto (1752-1827) - sobre o qual pode-se ler em Silva (2002) -, e o Intendente Câmara (Manoel Ferreira da Câmara, *ca.* 1762-1835), sobre o qual escreveram Mendonça (1958) e Pinto (1994).

Fase das grandes expedições naturalísticas estrangeiras (1810-1875)

Na história das ciências geológicas do país, essa foi a que se estendeu dos primórdios a 1875. Almeida (*op. cit.*) destaca que os conhecimentos que herdamos dessa fase foram-nos legados por uma plêiade de sábios europeus e norte-americanos que, enfrentando condições as mais adversas, atingiram regiões algumas das quais ainda hoje são quase tão ínvias e desconhecidas quanto em sua época. Esse autor considera que, como é natural, tal contribuição foi heterogênea em qualidade e muito esparsa quanto à área a que se refere. Tem antes sentido geognóstico, de pura descrição litológica. Seus autores, quando não simples viajantes cultos, eram geognostas, engenheiros de minas, naturalistas, geógrafos, botânicos, zoólogos, metalurgistas, etc. Destacam-se nessa fase, entre inúmeros outros, os nomes de Wilhelm L. von Eschwege, Johann Baptist von Spix, Karl Friedrich Phillip von Martius, Virgil von Helmreichen, Alcide D'Orbigny, Charles Darwin, Peter Wilhelm Lund, Jean Louis Rodolphe Agassiz, Amado Pissis, Auguste de Saint-Hilaire e Charles Frederick Hartt.

Merece destaque Hartt, que viera ao Brasil em 1865 como geólogo da Expedição Thayer. Suas proveitosas observações haviam-no tornado o maior conhecedor da geologia do país. Em 1870 e 1871, Hartt chefiou as Expedições

Morgan, de cuja segunda expedição participou também Orville Adelbert Derby, que se tornou, na prática, o primeiro grande geólogo brasileiro, uma vez que aqui radicou-se definitivamente e, em meados de 1915, naturalizou-se (Tosatto, p. 79). Essa fase termina com a criação da Comissão Geológica do Império, em 1875.

Fase das Comissões Geológicas (1875-1907)

A fase das comissões geológicas, na denominação de Viktor Leinz (*apud* Almeida, *op. cit.*), foi caracterizada pela pesquisa não mais isolada, de observações incidentais de viajantes e naturalistas, porém feita por geólogos operando dentro de trabalhos coordenados. Os estudos geológicos não cessariam de progredir, infelizmente num ritmo menor que o desejável e que teria sido alcançado não fosse a extinção, logo em 1877, da Comissão Geológica do Império, criada em 1875. Dirigida por Hartt e contando com a colaboração de Derby, Branner e outros, durante os dois anos que existiu, essa comissão levou a investigação aos mais distantes pontos do país. Data de 1886 a fundação da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, cuja direção foi dada inicialmente a Derby. Seis anos mais tarde, criou-se a Comissão de Estudos das Minas de Carvão-de-Pedra do Brasil, dirigida pelo ilustre geólogo americano Israel Charles White, cujo relatório final, terminado em 1906 e publicado dois anos após, é obra fundamental da geologia do sul do país.

Fase de Consolidação das Pesquisas (1907-2000)

A fase de Consolidação das Pesquisas, na denominação de Sérgio Estanislau do Amaral e Josué Camargo Mendes (Enciclopédia Mirador Internacional, 1981), iniciou-se em 1907 com a criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, ainda sob a sábia orientação de Derby. Nessa fase, segundo esses autores, os principais nomes são os de Eusébio de Oliveira, Luís Felipe Gonzaga de Campos, Luís Flores de Moraes Rego, Betim Pais Leme e outros. Nesse período foi estudada com pormenores a região meridional do Brasil, bem como a região de Minas Gerais. Essa fase apresenta-se intimamente ligada à existência do próprio Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil e dos órgãos em que este veio a ser dividido.

Berbert (1990) dividiu essa fase em duas outras: a Primeira Fase Nacional (1907-1985) e a Fase Presente (a partir de 1985). Os presentes Autores propõem que essa fase seja considerada una, e que a fase seguinte (atual, ou Fase das Pesquisas Consolidadas) seja caracterizada conforme o item seguinte.

Fato de grande importância para o desenvolvimento da geologia brasileira foi a criação da Escola de Minas de Ouro Preto, em 1876, pelo geólogo francês Henri Gorceix. Dessa escola saíram os pioneiros acima citados e outros, a quem muito deve a geologia brasileira. Em 1934, o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil transformou-se no atual Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. O Ministério de Minas e Energia foi criado em 1960. O Conselho Nacional do Petróleo, a que se deve a descoberta dos principais campos de óleo da Bahia, foi criado em 1938. Em 1942 foi criada a Companhia Vale do Rio Doce. A pesquisa de petróleo transferiu-se, em 1954, para a Petrobras. Em 1962, criou-se a Comissão Nacional de Energia Nuclear, a que se seguiu a criação da Nuclebrás. Em 1964, iniciaram-se as atividades do Laboratório de Geocronologia, na Universidade de São Paulo. Nessa fase, o último passo oficial de grande significação para o progresso de nossa geologia foi a criação, em 1969, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, transformada, em 1990, no Serviço Geológico do Brasil. A década de 1970 repre-

senta o auge dos levantamentos geológicos, geoquímicos e aerogeofísicos sistemáticos do país, em especial, através da ação do DNPM em conjunção com a CPRM. A criação pelo DNPM do Projeto RADAM (Radar da Amazônia), nesse período, permitiu abrir novas fronteiras do conhecimento geológico na região amazônica.

De importância decisiva para o desenvolvimento das pesquisas geológicas do país foi a criação dos cursos de formação de geólogos a partir de 1957, em diversas partes do país, representados atualmente pelos institutos de geociências das universidades. A criação desses cursos foi um fato histórico da maior relevância, que permitiu a formação de uma massa crítica, atualmente já representando duas gerações de geólogos, essencial para atender o permanente crescimento do setor nas áreas acadêmica, empresarial e governamental. Atualmente existem no país 19 cursos de Geologia. Ao final de 2004, segundo estimativas de Vaz (2004) temos no Brasil perto de 12000 geólogos formados, dos quais cerca de 9000 estão em atividade na profissão.

Fase das Pesquisas Consolidadas (a partir de 2000)

A fase anterior, como vimos, teve como trajetória uma progressiva consolidação das pesquisas geológicas. Alguns autores reconhecem outras fases nesse intervalo de tempo, as quais, no entanto, dentro de uma visão agora mais ampla, podem, no entender dos presentes Autores, ser consideradas como subfases. Uma análise mais acurada desse período de tempo que durou quase um século, permitirá certamente a identificação de outras subfases, como, por exemplo, a criação dos cursos de geologia, a década dos levantamentos geológicos, etc. É um tema que merecerá um estudo futuro mais aprofundado.

Os autores da presente contribuição propõem o ano de 2000 como o limiar de uma nova fase das pesquisas geológicas do país - a Fase das Pesquisas Consolidadas - cujo início é marcado de forma significativa por dois eventos: a realização no Brasil do 311 Congresso Internacional de Geologia e o lançamento durante esse mesmo evento da obra *Tectonic Evolution of South America*, editada por Cordani *et al.* (2000). A escolha do Brasil como sede desse congresso é sinal de seu reconhecimento pela comunidade científica internacional como país de pesquisas consolidadas na área das geociências. Por outro lado, a publicação da referida obra, executada por uma plêiade de geocientistas, tanto brasileiros, quanto de outros países sul-americanos, incluindo alguns pesquisadores europeus e norte-americanos convidados, simboliza o grau de amadurecimento científico alcançado pelo país e por alguns dos nossos países vizinhos. A homenagem contida nessa obra ao Professor Fernando de Almeida é extremamente feliz, pelo que esse ilustre geocientista simboliza para as pesquisas geológicas do Brasil.

Mapas murais do Brasil e da América do Sul

Em 1854, quatro décadas depois da publicação do mapa de William Smith, era divulgado o primeiro mapa geológico do Brasil, executado por Franz Foetterle. Dois anos depois, era publicado o primeiro mapa geológico da América do Sul, elaborado pelo mesmo autor. Esses dois trabalhos marcam o início da publicação de uma série de mapas murais de nosso país e de nosso continente, apesar do fato de uma nova edição do mapa mural geológico da América do Sul somente ter surgido um século depois. Os conteúdos dos diversos (cerca de vinte) mapas murais geológicos ou de temas correlatos surgidos nos últimos 150 anos acompanham a evolução das pesquisas geológicas no Brasil e na América do Sul. Como se verá adiante, nove são mapas geológicos do



Título: *Golpe de Vista Geologico do Brazil e de algumas partes centraes da America do Sul*
 Title: *Geologic Overview of Brazil and of some central parts of South America*

Escala/Scale: 1:15.000.000

Medidas/Size: L 52 x A 69 cm / W 20" x H 27"

Autor/Author: Franz Foetterle

Local, ano/Place, year: Viena/Vienna, 1854

Entidade executora: Instituto Geológico Imperial Austríaco

Publisher: Austrian Imperial Geological Institute

Brasil e cinco são correlacionados ou derivados dos mapas geológicos.

A esses últimos tipos, os presentes Autores propõem a denominação genérica de “mapas parageológicos”. Um mapa parageológico é produzido ou derivado a partir de um mapa geológico, tendo este como elemento básico, por sua posterior transformação em um novo mapa com a inserção de informações adicionais ou sua combinação com novos elementos. A sua execução, portanto, necessita como elemento básico de um mapa geológico, sobre o qual será construído um novo mapa com afinidade temática. A expressão “mapa parageológico” tem base lingüística reconhecida e similares usuais em português. Para o dicionário Aurélio (Ferreira, p. 1041), “para” é um prefixo que indica, entre outras características, “proximidade”, ou “elemento acessório, subsidiário”, citando como exemplos “parapsicologia” e “paramilitar”; Cunha (p. 578) diz que “para” é um elemento de composição, com o sentido de “ao lado de”, presente, por exemplo, na palavra “paralelo” (p. 580). Assim, mapas parageológicos seriam aqueles que apresentam dados afins, relacionados, próximos, a dados geológicos propriamente ditos.

Apesar de termos casos de escalas extremas entre 1:15.000.000 e 1:2.500.000 (e mais recentemente até 1:1.000.000), dadas as dimensões do território brasileiro, a sua representação na escala 1:5.000.000, que gera produtos impressos com dimensões de aproximadamente 1x1m, tornou-se a mais comum. As escalas de 1:5.000.000 ou menores permitem imprimir mapas do país em uma única folha de papel, e também em bases plastificadas, em impressoras digitais (plotters). Já escalas maiores, como a 1:2.500.000, exigem a impressão em quatro folhas de 1x1 m (ed. 1981) ou até, no caso mais recente (com o detalhamento da legenda), de seis folhas em torno de 120 x 90 cm (ed. 2001).

Com relação à América do Sul, estão indicados um total de cinco mapas geológicos. Além desses, há três parageológicos: tectônico, hidrogeológico e metalogenético. Todos esses mapas murais são apresentados na escala de 1:5.000.000, permitindo sua representação em duas folhas em torno de 120 x 90 cm cada uma. Com relação aos mapas parageológicos, estes não são reproduzidos aqui, mas poderão ser consultados em bibliotecas especializadas. Uma exceção é feita para o *Mapa Tectônico da América do Sul* (1978), cuja execução foi coordenada pelo Professor Fernando de Almeida.

Dois mapas geológicos não estão incluídos aqui, por não se tratarem especificamente de mapas murais, mas fazerem parte de um atlas. O primeiro tem como título *Ensaio de Mappa Geologica do Brazil (Etude de Carte Geologique du Brésil)*, publicado em 1908, na escala de 1:12.000.000, pela Sociedade Nacional de Agricultura, com dimensões de 69 x 68 cm. Esse mapa em cores foi organizado por Manoel Paulino Cavalcanti para a Exposição Nacional de 1908, no Rio de Janeiro, e encontra-se reproduzido no livro *Geologia do Brasil* (Schobbenhaus et al., 1984, p. 129). O segundo é um mapa geológico da América do Sul, em cores, na escala 1:10.000.000, dividido em duas partes que representam as folhas 4 e 5 do *Atlas Géologique du Monde/Geological World Atlas*. Esse atlas foi publicado pela *Commission de la Carte Géologique du Monde / Commission for the Geological Map of the World* (CGMW - UNESCO, 1981). A coordenação continental desse mapa geológico sul-americano coube a C. Martin F.; Almeida, F. F. M. de; Soares, M. A. e Schobbenhaus, C.

Relação de Mapas Geológicos Murais do Brasil

Título do mapa: *Golpe de Vista Geologico do Brazil de algumas partes centraes da America do Sul*
Escala: 1:15.000.000

Local e ano: Viena, 1854

Autor: Franz Foetterle

Entidade executora: Instituto Geológico Imperial Austriaco
Comentários:

É o primeiro mapa geológico mural realizado sobre o Brasil, incluindo também informações de alguns países vizinhos desde o paralelo 5° N (a norte do rio Oiapoque) até o paralelo 35° S (sul de Mar del Plata). O mapa é colorido à mão com legendas manuscritas em português e alemão em caracteres góticos.

Foetterle informa em seu mapa que para sua elaboração baseou-se nas obras ou comunicados das seguintes autoridades (assim grafados no original): Barão de Bibra, A. Boué, L. von Buch, Francisco, Conde de Castelnau, M. E. Chevalier, P. Cornette, C. Darwin, E. Dieffenbach, L. W. de [von] Eschwege, G. Garnder [= Gardner], V. de [von] Helmreichen, J. K. Hocheder, A. von Humboldt, C. Fr. P. de [von] Martius, A. d'Orbigny, E. d'Osery, M. Pissis, V. E. Pohl, Fr. Sellow, Sir R. H. Schomburgh, J. B. von Spix, J. J. von Tschudi, A. R. Wallace e C. S. Weiss.

Em seus comentários sobre esse mapa, Branner (1919) informa que o mesmo foi compilado por Foetterle para o Dr. K. F. P. von Martius, naquela época ajudante da *Geologische Reichsantalt* (Instituto Geológico Imperial). Branner relata que “é uma *mappa notavel, feito por uma pessoa perspicaz e industriosa*.”

Em sua nota explicativa, Franz Foetterle esclarece que “através de um convite do Cônsul Geral do Império do Brasil na Prússia, Sr. J. D. Sturz, e do Professor Sr. Dr. K. Fr. Ph. v. Martius, Conselheiro da Corte da Bavária, o meu mui estimado chefe, o Diretor do Imperial e Real Serviço Geológico e Conselheiro de Seção, Sr. W. Haidinger aceitou a tarefa de elaborar um mapa do Brasil, mostrando em cores a geologia deste País segundo o conhecimento atual. Para lançar os dados geológicos deveria servir de base um mapa do Brasil e países vizinhos, desenhado pelo Sr. v. Martius, cujo destino primordial era ser anexado à sua grande obra sobre a flora brasileira, com a finalidade de traçar os roteiros dos botânicos que viajaram no Brasil. Deveriam ser representados não somente o Brasil, mas também a maior parte da América do Sul na sua constituição geológica, conforme o tamanho do mapa que abrange a área do paralelo 5° Norte até 34° Sul, e que cobre, além de todo o Brasil, ainda, uma parte da Guiana, Venezuela, Colômbia, todo o Peru, Bolívia, Chile, Argentina, Paraguai e os estados do Rio da Prata. [sic] Para a execução da coloração geológica do mapa, tentei usar todos os trabalhos que me foram possíveis conseguir aqui em Viena. Certamente, devem ser encontrados alguns dados importantes e valiosos em outras obras, especialmente em revistas científicas francesas e inglesas, mais antigas ou mais recentes, cuja utilização me escapou.” (Foetterle, 1854).

A legenda do mapa é formada por quinze retângulos em cores ou tramas. Inclui também informações sobre ocorrências de ouro, diamantes, carvão e ferro. A legenda dá indicação de unidades litoestratigráficas (granito, gnaisse granítico, xisto, calcáreo, marga, itacolomito, anfíbolito, arenito, rochas vulcânicas, aluviões e canga) e cronoestratigráficas (Devoniano, Carbonífero, Triássico e Terciário). Alguns termos usados deixam dúvidas quanto ao sentido exato em que foram empregadas, como, por exemplo, xisto “traumático” ou “pedra de área corada”.

O autor ainda informa que nesse mapa estão também referidas várias notícias históricas que dizem respeito à descoberta, conquista e colonização da América do Sul.

Título do mapa: *Mappa Geologico do Brazil*

Escala: 1:5.000.000

Local e ano: EE.UU., 1919

Autor: John Casper Branner



Título/Title: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala/Scale: 1:5.000.000

Medidas/Size: L 98 x A 104 cm / W 39" x H 41"

Autor/Author: John Casper Branner

Local, ano/Place, year: EE.UU./U.S.A., 1919

Entidade executora/Publisher: *Geological Society of America*

Entidade executora: *Geological Society of America*
Comentários:

John Casper Branner (1850-1922), geólogo norte-americano intimamente ligado à Stanford University, veio ao Brasil pela primeira vez ainda como estudante, na comitiva de Charles Frederick Hartt, em 1874 (Tosatto, 2001, p. 10-11), e

até o final de sua vida fez muitas viagens ao Brasil, publicando ininterruptamente trabalhos sobre diversos aspectos da geologia do Brasil. É autor do primeiro livro didático de geologia preparado "com Referência Especial aos Estudantes Brasileiros e à Geologia do Brasil" (Branner, 1906). No tema de nosso interesse neste capítulo, foi o responsável pelo *Mapa*



Título: *Mapa Geológico do Brasil e de parte dos países vizinhos*
 Title: *Geologic Map of Brazil and of some neighboring countries*
 Escala/Scale: 1:7.000.000
 Medidas/Size: L 75 x A 70 cm / W 30" x H 28"
 Autor/Author: Avelino Ignácio de Oliveira
 Local, ano/Place, year: Rio de Janeiro, 1938
 Entidade executora/Publisher: Departamento Nacional de Produção Mineral

Geológico do Brasil, escala 1:5.000.000, publicado no *Bulletin of the Geological Society of America*. O mapa em si acompanha a publicação, ou melhor, cada uma das publicações, de idêntico teor, uma escrita em inglês (*Geol. Soc. Am. Bull.*, 30(2):189-338), outra em português (com texto traduzido pelo próprio autor), repaginada, publicada em 1920, segundo o *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 30(4): xii, pelo Governo Brasileiro, mas indicada, na capa, como Publicação da *Geological Society of America*, Vol. 30, N1 2, junho de 1919. A este mapa Branner dedicou, segundo suas próprias palavras, "uma parte considerável de uma vida inteira" (*op. cit.*, edição em português, p. 7). É a primeira vez que um mapa geológico do

Brasil é produzido nessa escala, que veio a se tornar usual em diversos outros mapas publicados nas décadas seguintes.

A legenda desse mapa tem 13 subdivisões, com textos descritivos em português e inglês. Em seu texto explicativo, Branner relata que "não tem sido nosso designio resolver questões controvertidas sobre a geologia brasileira além do ponto justificado pelos factos, ou alem da necessidade de assentar a geologia sobre o mappa de uma ou de outra maneira". Por outro lado, continua ele, "certas areas do mappa ficam em branco porque delas por ora não existe informação valiosa" (*op. cit.*, p. 16). Essas áreas em branco do mapa compilado por Branner abrangem em especial os



Título/Title: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala/Scale: 1:5.000.000

Medidas/Size: L 98 x A 98 cm / W 39" x H 39"

Organizador/Editor: Anibal Alves Bastos

Local, ano/Place, year: Rio de Janeiro, 1942

Entidade executora/Publisher: Departamento Nacional de Produção Mineral

atuais estados de Mato Grosso e Rondônia, sul do Pará, Amazonas e Mato Grosso do Sul, bem como o oeste do Paraná.

No que se denomina de "Archeano" nesse mapa são incluídos granitos, gnaisses, quartzitos, mármore e xistos cristalinos que o autor inclui no Complexo Brasileiro. Outras divisões incluem o Paleozóico Inferior, Siluriano, Devoniano, Carbonífero, Permiano, Triássico, Cretáceo e Terciário. Branner (*op. cit.*) reconhece que as rochas incluídas no Paleozóico Inferior não podem ser claramente definidas por falta de fósseis. Essas unidades, descritas em Minas Gerais e Bahia, correspondem hoje a unidades proterozóicas do supergrupo Minas e grupo Jacobina. Por outro lado, rochas, desde o Siluriano ao Terciário, haviam sido reconhecidas e descritas então em diversas áreas do país, por seu conteúdo fossilífero.

No entanto, é interessante observar que as unidades diamantíferas proterozóicas da Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, e da Chapada Diamantina, na Bahia, na ausência de fósseis, foram colocadas tentativamente no Carbonífero. Quanto ao Permiano, Branner o denomina de "serie brasileira par excellence", pelas extensas áreas que rochas dessa idade cobrem em diversos estados. Na Bacia do Paraná suas camadas foram bem caracterizadas por seu conteúdo fossilífero, incluindo evidências bem definidas de glaciação. Em contraposição, a ausência de fósseis levou à inclusão tentativa também no Permiano dos calcários e folhelhos do Grupo Bambuí, na bacia do São Francisco, e dos tilitos de Jequitaiá (Grupo Macaúbas), ambos hoje posicionados no Neoproterozóico.



Título/Title: **Mapa Geológico do Brasil**

Medidas/size: L 98 x A 98 cm / W 39" x H 39"

Escala/Scale: 1:5.000.000

Organizador/Editor: Alberto Ribeiro Lamego

Local, ano/Place, year: Rio de Janeiro, 1960

Entidade executora/Publisher: Departamento Nacional de Produção Mineral

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil e de Parte dos Países Vizinhos*

Escala: 1:7.000.000

Local e ano: Rio de Janeiro, 1938

Autor: Avelino Ignacio de Oliveira

Entidade executora: Departamento Nacional de Produção Mineral

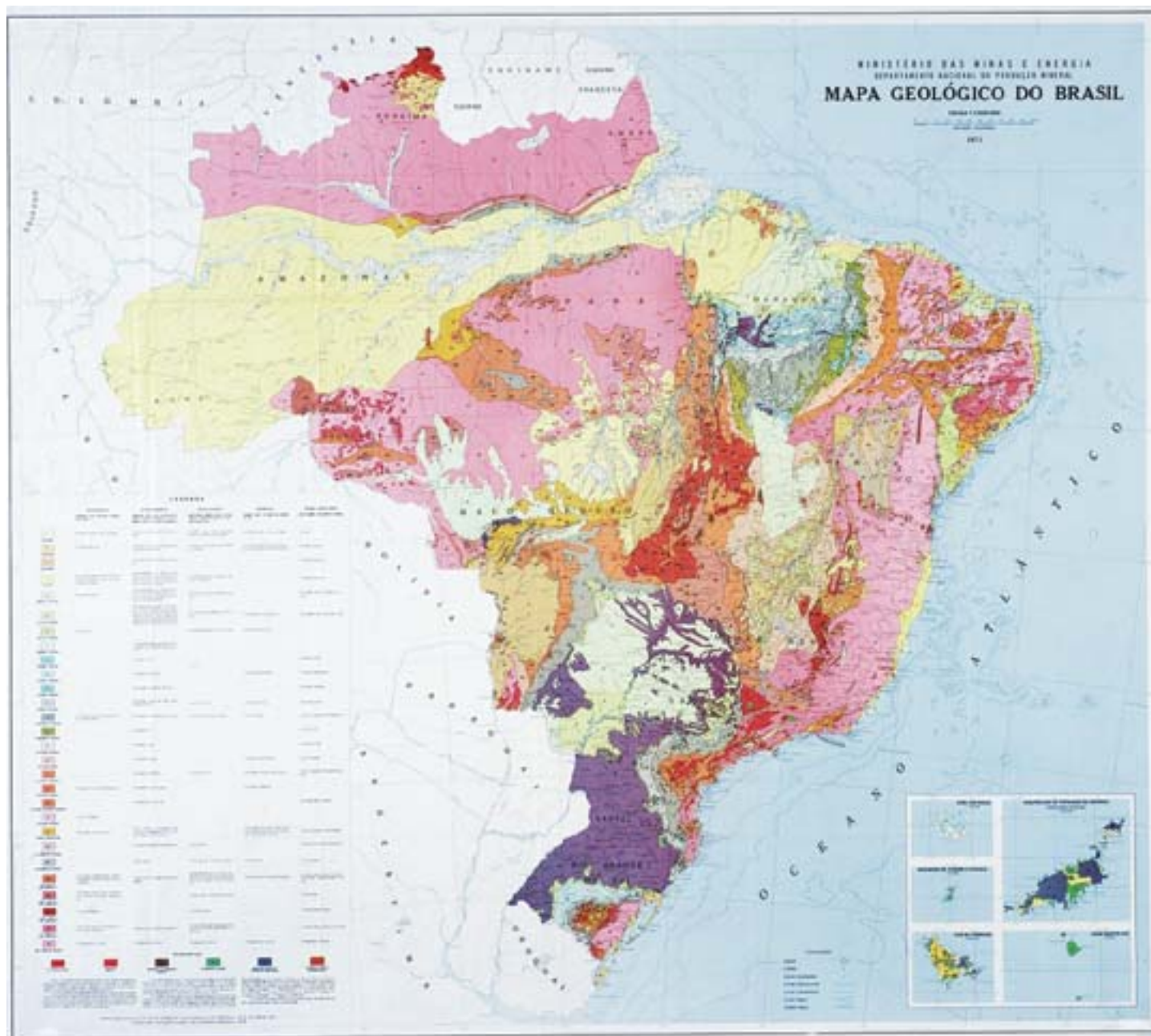
Comentários:

Esse mapa, publicado quase 20 anos depois do mapa de Branner, foi incluído como encarte das edições de 1940 e 1943 do livro *Geologia do Brasil*, de Avelino Ignacio de Oliveira e Othon Henry Leonardos. A rigor, o livro constitui um texto explicativo desse mapa (Oliveira & Leonardos, 1943), que foi organizado, segundo seu autor, A. I. de Oliveira, de acordo com as publicações do Serviço Geológico

e Mineralógico, do Serviço de Fomento da Produção Mineral, da Inspeção de Obras Contra as Secas, das Instituições Geológicas Estaduais e Estrangeiras e de trabalhos individuais.

Os seus limites incluem porções das então três Guianas, Venezuela, Colômbia, Peru, Chile, e integralmente a Bolívia, Paraguai e Uruguai.

A legenda comporta quinze divisões cronoestratigráficas indicadas por cores plenas ou em tramas: uma do Arqueozóico, uma do Proterozóico-Algonquiano, seis do Paleozóico, quatro do Mesozóico e três do Cenozóico. Extensas áreas do Brasil, incluindo todo o litoral desde o Rio Grande do Sul ao Nordeste, os escudos Brasil-Central e das Guianas e quase todo o Estado de Goiás, são posicionadas no Arqueozóico, representado pelo Complexo Cristalino Brasileiro.



Título/Title: **Mapa Geológico do Brasil**

Escala/Scale: 1:5.000.000

Medidas/Size: L 110 x A 98 cm / W 43" x H 39"

Organizador/Editor: Fernando Flávio Marques de Almeida

Local, ano/Place, year: Rio de Janeiro, 1971

Entidade executora/Publisher: Departamento Nacional de Produção Mineral

A colocação de diversas unidades estratigráficas no Proterozóico representa avanço. O grupo Bambuí, no entanto, é posicionado no Siluriano.

Em nota de rodapé, o autor afirma que "o mapa destina-se a melhor delimitar as formações potencialmente petrolíferas. É, em parte, generalização de trabalho realizado com extrapolações indispensáveis à melhor compreensão do tema. Representa notável avanço sobre tentativa anterior de Branner; não pode entretanto pretender exatidão de contatos, nem conceitos definitivos".

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala: 1:5.000.000

Local e ano: Rio de Janeiro, 1942

Organizador: Anibal Alves Bastos

Entidade executora: Departamento Nacional de Produção Mineral

Comentários:

Esse mapa assemelha-se muito ao de 1938, apresentando a legenda com 14 subdivisões. As unidades pré-cambrianas são divididas em duas unidades: (i) a era Arqueozóica / período Arqueano representado pelo Complexo Cristalino Brasileiro e (ii) a era Proterozóica / período Algonquiano representado pelas séries Lavras, Itacolomé, Minas, São Roque e Brusque. O Grupo Roraima também é incluído nesse período. A era Paleozóica / períodos Siluriano, Devoniano, Carbonífero, Permo-Carbonífero e Permiano são representados por diversas unidades fossilíferas das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. A Série Bambuí é incluída nesse mapa no Siluriano, da mesma forma como no mapa anterior. Os períodos Triássico e Jurássico são representados por unidades da Bacia do Paraná. A Formação Serra Geral, denominada nesse mapa de "Trap do Paraná", também é posicionada no Triássico. O Cretáceo é representado em grandes áreas nas bacias do Parnaíba, Parecis e

Paraná. O Cretáceo também é indicado na região onde se situa, em parte, a serra do Cachimbo, na divisa Pará/Mato Grosso. Já o Terciário e o Quaternário ocorrem extensamente nas bacias do Amazonas, Parnaíba e Pantanal e ao longo de toda a costa. As rochas eruptivas sem idade definida são divididas em dois grupos: ácidas (granito e quartzoporfíro) e alcalinas (foiaito, fonólito e tinguaito).

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala: 1:5.000.000

Local e ano: Rio de Janeiro, 1960

Organizador: Alberto Ribeiro Lamego

Entidade executora: Departamento Nacional de Produção Mineral
Comentários:

Os 18 anos que permeiam entre esse mapa e o anterior, denotam um grande salto no avanço do conhecimento geológico, mostrando maior riqueza e um evidente detalhamento nas informações do mapa e da legenda. As bacias sedimentares apresentam uma distribuição de suas unidades cronoestratigráficas bastante semelhante à forma como hoje são representadas. Esse mapa mostra também uma inovação na construção de sua legenda, bem mais detalhada e rica em informações. A legenda é representada por 26 diferentes retângulos coloridos e, pela primeira vez, são indicadas letras-símbolo tanto na legenda como no mapa, facilitando sobremaneira a leitura deste. Uma outra inovação nessa legenda é a introdução de colunas verticais paralelas representadas pelas regiões Norte, Nordeste, Leste, Sul e Centro-Oeste. Para cada região são indicados os nomes das unidades litoestratigráficas ou litologias, em número superior a 150, correspondentes à subdivisão do tempo geológico adotada.

É interessante notar que, se por um lado houve um avanço geral no conhecimento, em alguns aspectos houve retrocesso, como por exemplo representar o Grupo Roraima por duas unidades distintas: uma cambro-ordoviciana e outra mesozóica. O Cambro-Ordoviciano aparece pela primeira vez nesse mapa. Um outro retrocesso foi a colocação da Formação Tombador no Devoniano. Por outro lado, as unidades da serra do Cachimbo, que na década de 70 foram interpretadas como do Mesoproterozóico, no presente mapa incluem unidades cambro-ordovicianas, carboníferas e mesozóicas, próximo do que hoje se aceita. A região da serra dos Carajás, por outro lado, é representada por pequenas áreas do Carbonífero Superior.

Uma outra inovação foi o aparecimento na escala do tempo geológico do Pré-Cambriano e sua subdivisão em A, B e C/D, esta última, mais antiga, correspondendo ao que se chamava antes de Complexo Cristalino Brasileiro, e agora de Embasamento Gnáissico ou Pré-Cambriano Indiviso.

A utilização, pela primeira vez, da Base Planimétrica publicada pelo Conselho Nacional de Geografia, entre 1954 e 1960, permitiu a produção de um mapa exibindo uma impressionante riqueza de detalhes, especialmente da rede de drenagem e nomes de rios.

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala: 1:5.000.000

Local e ano: Rio de Janeiro, 1971

Autor/Organizador: Fernando Flávio Marques de Almeida

Compilação: G. R. Derze e C. A. G. da Vinha

Entidade executora: Departamento Nacional de Produção Mineral
Comentários:

Esse mapa, em relação ao anterior, denota um avanço de informações, principalmente nos atuais estados de Goiás e Tocantins (na época, apenas Goiás, pois Tocantins foi dele desmembrado em 1988), onde, na segunda metade da década de 1960, o autor chefiou um grande projeto de pesquisa geológica, o Projeto Goiás, junto com uma equipe de geólogos do Departamento Nacional de Produção Mineral.

Nessa mesma época, o Professor Fernando de Almeida lançou as bases para seus conceitos sobre a origem e a evolução da Plataforma Brasileira, cujos resultados estão refletidos nesse mapa. Assim, além das novas informações em Goiás, progresso de conhecimento também é verificado no Triângulo Mineiro, Quadrilátero Ferrífero, Chapada Diamantina, Espinhaço mineiro e sul de Minas Gerais. Um sensível avanço também se observa no Nordeste e no Escudo Sul-Rio-Grandense. O Pré-Cambriano da Amazônia continuava nessa época sendo uma grande “mancha cor-de-rosa”, como nos mapas anteriores, sem maiores informações adicionais, exceto em Rondônia, Serra do Cachimbo e extremo norte de Roraima. A serra dos Carajás ainda continuava sendo terra incógnita.

A legenda do mapa manteve a mesma estrutura do anterior, com a diferença de que neste há indicação dos valores temporais de divisão do Pré-Cambriano. As divisões adotadas são as seguintes: Eocambriano (570 a 620 Ma), Pré-Cambriano Superior: A (620 a 900 Ma), B (900 a 1.300 Ma), C (1.300 a 1.800 Ma), Pré-Cambriano Médio (1.800 a 2.600 Ma), Pré-Cambriano Inferior (> 2.600 Ma). O autor informa que as idades indicadas das rochas metassedimentares e eruptivas derivam em maior parte de determinações isotópicas obtidas, sobretudo, pelo método K-Ar; como tal, podem não representar a idade real da formação da rocha, mas um valor mínimo para esse evento. As idades das rochas eruptivas são assinaladas por um índice cronológico numérico acrescido ao símbolo literal correspondente ao tipo de rocha. As principais falhas acham-se pela primeira vez assinaladas, sem distinção de tipo, salvo algumas grandes falhas transcorrentes. Os resultados das primeiras análises do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP tiveram reflexos sobre um melhor posicionamento cronoestratigráfico de algumas unidades, como por exemplo o Grupo Bambuí, passando do Siluriano para o Eocambriano (570 a 620 Ma). O abandono do termo “série” e o uso de “grupo” para unidades litoestratigráficas é também observado nesse mapa. Não existe uma nota explicativa acompanhando o mapa.

A base planimétrica utilizada foi obtida da Fundação IBGE, publicada em 1965. Esta, provavelmente, foi simplificada posteriormente para permitir a representação do tema geológico de forma bem mais clara, se comparada com a base do mapa anterior.

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*

Escala: 1:2.500.000

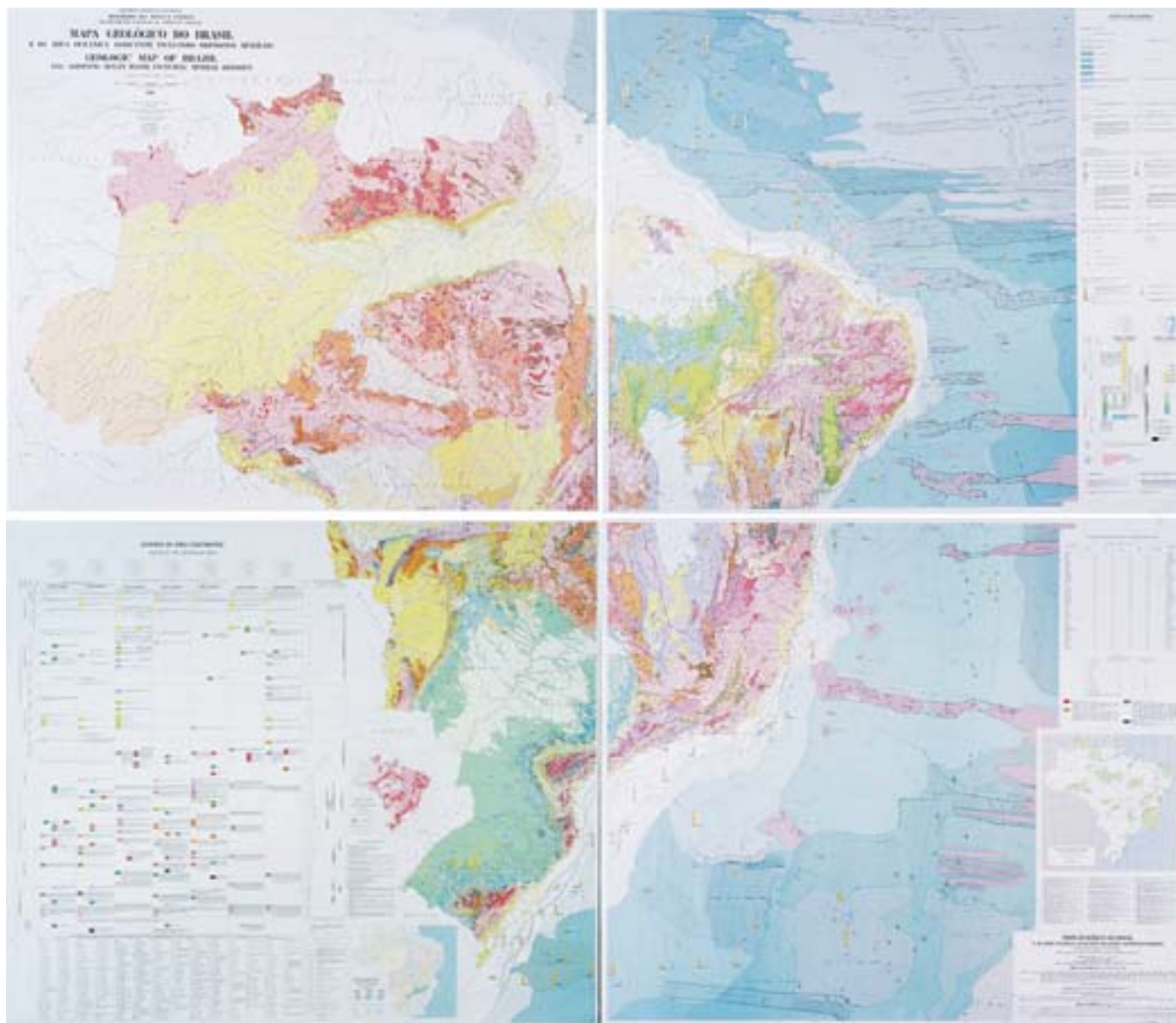
Local e ano: Brasília, 1981 (reeditado em 1995 sem modificações)

Editores: Carlos Schobbenhaus, Diogenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze e Haroldo Erwin Asmus

Entidade executora: Departamento Nacional de Produção Mineral
Comentários:

Esse mapa registra mudanças marcantes em relação aos anteriores: (i) a ampliação da escala, (ii) a inclusão de informações da área oceânica e (iii) a indicação de depósitos minerais.

Elaborado pelo Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM com a colaboração do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, o mapa trata essencialmente da integração na escala 1:2.500.000 dos mais importantes trabalhos de mapeamento geológico executados na década de 70. O enorme volume de informações levou à ampliação da escala de integração de 1:5.000.000 do mapa geológico anterior para 1:2.500.000, exigindo a sua apresentação em quatro folhas que totalizam cerca de 4 m². A ampliação da escala possibilitou a representação de um volume de informações nunca antes representadas em um único mapa. Representou um produto utilizado por duas décadas, podendo até hoje ser visto como mapa mural em salas de aulas de universidades, em repartições públicas e em empresas de mineração. Aliás, diversas empresas de mineração transformaram-no em produto digital para



Título: *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*

Medidas: 4 folhas, L 120 x A 104 cm cada; montado L 236 x A 206 cm

Title: *Geological Map of Brazil and Adjacent Oceanic Area Including Mineral Deposits*

Size: 4 sheets, W 47" x H 41" each; mounted W 93" x H 81"

Escala/Scale: 1:2.500.000

Local, ano/Place, year: Brasília, 1981

Editores/Editors: Carlos Schobbenhaus, Diogenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Erwin Asmus

Entidade executora/Publisher: Departamento Nacional de Produção Mineral

ampliar suas possibilidades de uso.

O projeto de execução desse mapa foi desenvolvido em três subprojetos paralelos: (1) área continental, (2) área oceânica e (3) depósitos minerais.

A integração geológica da área continental entre 1978 e 1980 utilizou basicamente os mapas geológicos resultantes dos projetos Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (síntese de cerca de 200 mapeamentos geológicos nas mais diversas escalas) e RADAM, ambos executados pelo DNPM. Os resultados do Projeto RADAM na região amazônica, durante a década de 70, mudaram radicalmente o nível de conhecimento de sua geologia.

A área continental foi dividida em sete diferentes regiões, cada uma com sua legenda e texto explicativo próprios, o que permitiu representar e descrever peculiaridades de cada uma dessas regiões, mostrando paralelamente o seu inter-relacionamento com as demais. Desse trabalho participaram cerca de duas dezenas de técnicos do DNPM, CPRM, Universidades, Petrobrás e órgãos estaduais. As referidas regiões coincidem basicamente com as províncias estruturais definidas por Almeida *et al.* (1977; 1981).

Os trabalhos de compilação da área oceânica foram iniciados em princípios de 1979, através de um grupo de técnicos do DNPM, Petrobrás e Universidade Federal do Rio de Janeiro. A elaboração do mapa dessa porção submersa adjacente ao Brasil, incluiu informações fornecidas pela Petrobrás sobre a margem continental, e dados integrados pelo projeto Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (Remac), em águas mais profundas, a partir de dados obtidos por instituições oceanográficas estrangeiras. Nesse mapa são mostradas as diferentes feições fisiográficas e dados essenciais sobre estruturas e estratigrafia.

A legenda das áreas continental e oceânica adjacente foram divididas em nove regiões distintas. Dessas regiões, sete relacionam-se à área continental. A oitava região corresponde à margem continental, e a nona às bacias oceânicas profundas e à cordilheira Mesoatlântica.

A legenda das diversas regiões do continente está relacionada a uma escala de tempo geológica, sobre a qual se indicam as várias unidades litostratigráficas reconhecidas para cada região distinta. Cada unidade estratigráfica é caracterizada por uma ou mais associações litológicas, cujas denominações formais ou informais são indicadas em um quadro à parte, abaixo da legenda.

À direita da área da legenda da área continental são

caracterizados, através de histogramas de frequência, os principais eventos ou episódios tectono-magmáticos ou termotectônicos que ocorreram na plataforma Sul-Americana, baseados em valores disponíveis de datações radiométricas de rochas. Assim, mostram-se duas curvas distintas de frequência (K-Ar e Rb-Sr), utilizando-se cerca de 3.500 datações radiométricas, o que representa cerca de 50% das datações realizadas no Brasil, até 1981.

De acordo com as recomendações formuladas pela Subcomissão de Estratigrafia do Pré-Cambriano da IUGS, adotou-se a subdivisão do Pré-Cambriano em Proterozóico e Arqueano. A idade do limite de tempo entre o Proterozóico e o Arqueano foi estabelecida em 2.500 Ma pela referida comissão; no entanto, nesse mapa adotou-se o limite de 2.600 ± 100 Ma, por estar mais coerente com os eventos tectono-metamórficos ocorridos nesta faixa de idade em âmbito continental, até então reconhecidos. Para o limite superior do Proterozóico (570 Ma), assim como, para a escala de tempo do Fanerozóico, adotou-se a tabela compilada por Van Eysinga (1975).

Para o éon Proterozóico foi utilizada nesse mapa uma subdivisão tríplice em Superior, Médio e Inferior, com limites em 1.900 ± 100 Ma e 1.100 ± 100 Ma.

Coube aos mesmos editores organizar um grupo de especialistas objetivando a preparação e a edição do texto explicativo para acompanhar o *Mapa Geológico do Brasil*, que somente foi publicado 3 anos depois (Schobbenhaus *et al.* 1984).

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala: 1:5.000.000

Local e ano: Brasília, 2001

Coordenador: Carlos Schobbenhaus

Entidade executora: Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Comentários:

Esse mapa, publicado em CD-ROM, foi extraído do *Mapa Geológico da América do Sul* (2001) com adaptações na legenda, bem mais simplificada que a deste mapa com relação ao Fanerozóico.

Título do mapa: *Mapa Geológico do Brasil*

Escala: 1:2.500.000

Local e ano: Brasília, 2001 (reeditado em 2002 com algumas atualizações)

Editores: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio

Título/Title: **Mapa Geológico do Brasil**

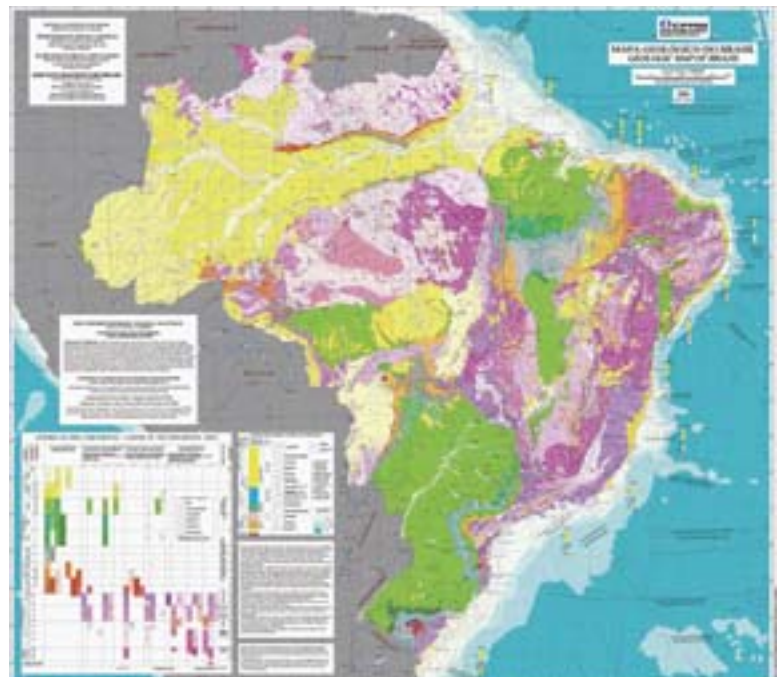
Escala/Scale: 1:5.000.000

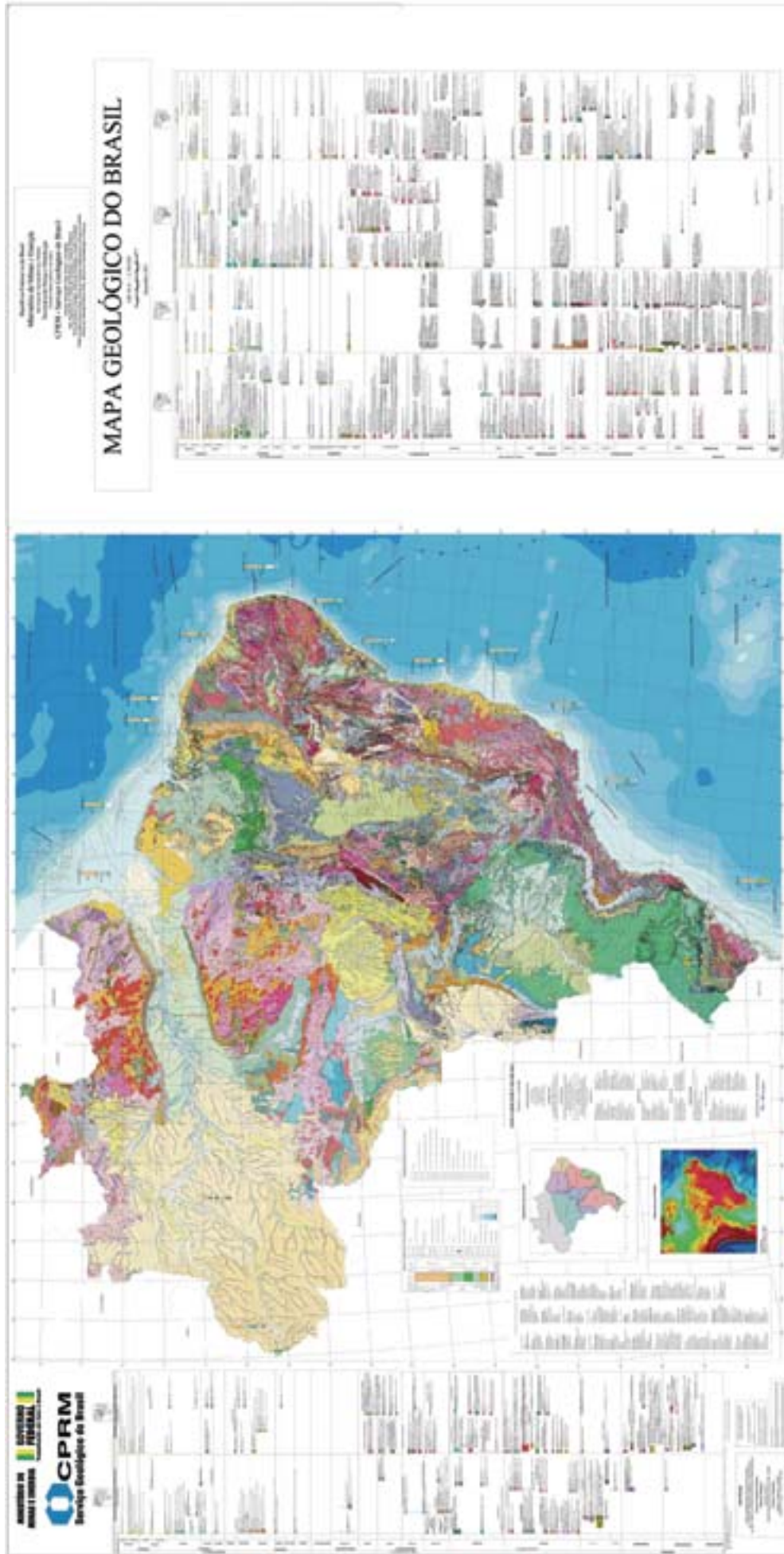
Medidas/Size: L 105 x A 92 cm / W 41" x H 36"

Coordenador/Coordinator: Carlos Schobbenhaus

Local, ano/Place, year: Brasília, 2001

Entidade executora/Publisher: Serviço Geológico do Brasil - CPRM





Título/Title: Mapa Geológico do Brasil
 Escala/Scale: 1:2.300.000
 Medidas/Size: L. montado 360 x A 181. cm / W mounted 142" x 71"
 Editores/Editors: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobberhaus, João Henrique Gonçalves, Francisco Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Máisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muriz de Mattos e João Orestes Schneider Santos
 Local, ano/Place, year: Brasília, 2001
 Entidade executora/Publisher: Serviço Geológico do Brasil - CPRM

de Medeiros Delgado, Maísa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos e João Orestes Schneider Santos

Entidade executora: Serviço Geológico do Brasil - CPRM
Comentários:

Vinte anos depois da publicação do Mapa Geológico do Brasil, na escala 1:2.500.000, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM publica a segunda edição desse mapa, tendo como especial destaque a sua estruturação em um Sistema de Informações Geográficas - SIG. O seu arquivo de impressão é composto de seis folhas, exigindo para sua montagem uma parede de aproximadamente três metros de comprimento e dois metros de altura. As legendas são separadas em seis colunas verticais, basicamente segundo a divisão de províncias estruturais definida por Almeida *et al.* (1977; 1981).

Esse mapa foi desenvolvido juntamente com outros três mapas temáticos, todos em meio digital e bases de dados relacionadas. Os quatro mapas foram publicados em um conjunto de quatro CD-ROMs sob o título de *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil / Sistema de Informações Geográficas & Mapas na escala 1:2.500.000*. Assim, além do *Mapa Geológico do Brasil*, são apresentados três mapas parageológicos: *Mapa Tectônico do Brasil*, *Mapa de Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas do Brasil*, e *Mapa de Recursos Minerais Industriais e Energéticos do Brasil*. As informações traduzem o estado da arte do conhecimento geológico do território brasileiro e área oceânica adjacente na perspectiva do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, ao final do ano de 2001. Esses mapas foram construídos com bases na escala 1:1.000.000 e integrados posteriormente para escala 1:2.500.000. Representam o precursor da nova *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, publicada pelo Serviço Geológico do Brasil em 2004.

O acervo de dados foi compilado a partir de arquivos digitais em diversas escalas e formatos que foram submetidos a procedimentos de generalização, filtragem e fusões digitais com adequações às escalas de 1:1.000.000 e 1:2.500.000. Os arquivos são apresentados no padrão *shapefile* (ESRI - ArcView 3.2a), associados a tabelas tipo *dbf*, geradas a partir de banco de dados relacional *Oracle*, denominado *Geobank*. O modelo de relacionamento de entidades adotado no *Geobank* para os temas Geologia e Tectônica, contempla informações sobre litologias, unidades estratigráficas, metamorfismo, estruturas sedimentares, ambientes de sedimentação e sistemas deposicionais.

No *Mapa Geológico do Brasil* foram incorporados dados e informações gerados a partir dos mapeamentos e estudos geológicos aplicados, executados em diversas escalas, desde 1970, pelo Serviço Geológico do Brasil, e também referências bibliográficas de domínio público. Desde o lançamento do último mapa geológico integrado abrangendo todo o território brasileiro, na escala de 1:2.500.000, em 1981, houve um avanço considerável na cartografia geológica básica do Brasil. A quantidade de informações disponíveis sobre unidades mapeáveis na escala de 1:2.500.000 se reflete na legenda adotada para o *Mapa Geológico do Brasil*, onde são descritas mais de 1.200 unidades lito-estratigráficas. A fisiografia da área oceânica adjacente está representada em mapa por feições de batimetria, estruturas principais e anomalias magnéticas associadas à expansão do assoalho oceânico.

Uma parte importante dos dados utilizados nesta compilação foi gerada após a institucionalização do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), em 1986. Na ausência de dados recentes, foram incorporadas versões atualizadas dos mapeamentos geológicos realizados na década de 70. Na atualização das versões antigas foram utilizados dados gerados em mapas de Integração Geológico-Metalogenética executados pela CPRM, após 1991, e dados

de domínio público que foram georreferenciados em relação às novas bases cartográficas, que têm grau de precisão condizente com a escala deste trabalho. Foram ainda incorporados ao mapa perto de 500 análises geocronológicas desenvolvidas em 2001 pelo Serviço Geológico do Brasil, além de relação com os nomes dos principais macrofósseis. Mais de 60 geólogos da CPRM participaram da elaboração desse mapa, além de técnicos de nível médio e colaboradores que somam, no seu total, quase uma centena de pessoas.

RELAÇÃO DE MAPAS GEOLÓGICOS MURAIIS DA AMÉRICA DO SUL

Título do mapa: *Süd America*

Escala: 1: 15.000.000

Local e ano: Viena, 1856

Executor: Franz Foetterle

Entidade Executora : Instituto Geológico Imperial Austríaco

Comentários:

Mapa executado pelo geólogo austríaco Franz Foetterle no ano de 1855 e impresso em 1856. Foi colorido à mão incluindo notas manuscritas do autor. O original desse mapa está depositado na biblioteca do Serviço Geológico da Áustria.

Título do mapa: *Geological Map of South America*

Escala: 1: 5.000.000

Local e ano: New York, 1950

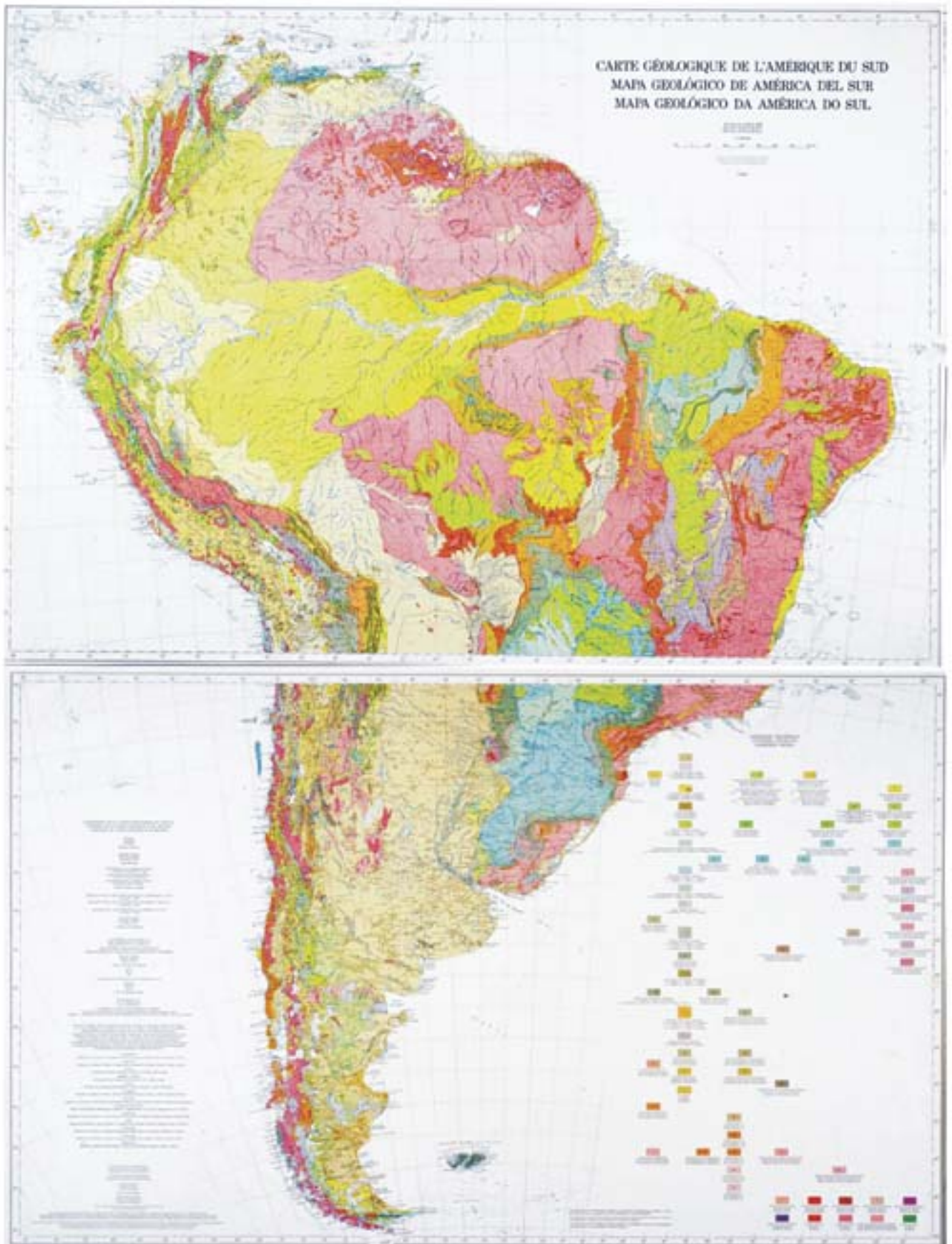
Editor: *George W. Stose and a Committee of The Geological Society of America*

Entidades executoras: *Geological Society of America* em cooperação com *American Geographical Society* e *United States Geological Survey*.

Comentários:

Em 1945, a *Geological Society of America* encaminhou a seus associados e a muitos outros geólogos e organizações um *Mapa Geológico Preliminar da América do Sul* (Levorsen, 1945). O mapa foi compilado por um comitê composto por Joseph T. Singewald Jr., Charles E. Weaver, George W. Stose e A. I. Levorsen (*chairman*). Muitos indivíduos, organizações governamentais, sociedades geológicas e entidades privadas responderam à solicitação de correções e críticas. Nos anos seguintes, um comitê ampliado compilou e editou novos e diferentes dados de cada país. George W. Stose, como editor do *Mapa Geológico da América do Sul*, reuniu os dados e, juntamente com um ou outro membro do comitê, avaliou dados conflitantes de diferentes fontes, tomou decisões quanto a símbolos e formatos e submeteu um *draft* final em fins de 1948. O mapa geológico colorido, na escala de 1:5.000.000, foi publicado em 1950 pela *Geological Society of America*, em cooperação com a *American Geographical Society* e o *United States Geological Survey*, e contribuições de agências governamentais de países sul-americanos e outras fontes.

Coube a William F. Jenks, da Universidade de Cincinnati, organizar um comitê objetivando a preparação e a edição do texto explicativo para acompanhar o *Mapa Geológico da América do Sul* (1950), com sumários da geologia e principais problemas geológicos de cada país, juntamente com seções e cartas geológicas, onde necessário. Infelizmente, dificuldades em obter alguns manuscritos e assegurar traduções satisfatórias retardaram por tanto tempo a publicação, que o interesse no mapa foi diminuindo. No início de 1954, o projeto foi reativado e Jenks foi convidado a assumir a responsabilidade por sua publicação. Como alguns *papers* tinham sido originalmente submetidos no início de 1947, foi necessário, em 1954, retornar todos os papers aos autores para revisão. O texto explicativo foi finalmente publicado em 1956 (Jenks, 1956)



Título/Title: *Mapa Geológico da América do Sul*

Escala/Scale: 1: 5.000.000

Medidas: 2 folhas, L 116 x A 81 cm cada; montado L 116 x A 157 cm

Size: 2 sheets, W 46" x H 32" each; mounted W 46" x H 62"

Coordenador Geral/General Coordinator: Alberto Ribeiro Lamego

Local, ano/Place, year: Rio de Janeiro, 1964

Planejamento e execução cartográfica/Planning and cartography: Célso Lima de Macedo

com contribuições individuais de diversos autores representando todos os países sul-americanos.

Avelino Inácio de Oliveira é o autor do texto explicativo sobre o Brasil. Na preparação da parte brasileira do mapa, correções e adições tornaram-se possíveis principalmente pela colaboração dos seguintes geólogos: O. R. de Albuquerque, F. F. M. de Almeida, O. Barbosa, J. Brazil, D. F. Campbell, K. E. Caster, F. de A. Gomes, M. Gordon Jr., S. V. Guedes, P. H. Keller, V. Leinz, R. Maack, J. C. Mendes, P. de Moura, A. I. Oliveira, G. de Paiva, F. B. Plummer, L. I. Price, E. F. Taylor e O. H. Leonardos. O material cartográfico utilizado na preparação da parte brasileira do *Mapa Geológico da América do Sul* proveio principalmente do *Mapa Geológico do Brasil*, de Branner (1919), do *Mapa Geológico do Brasil e de Parte dos Países Vizinhos*, de Oliveira (1938), e do *Mapa Geológico do Brasil*, publicado em 1942 pelo Departamento Nacional da Produção Mineral.

Dois trabalhos publicados por Maack (1947; 1950-1951, p. 173) relacionam-se ao *Mapa Geológico da América do Sul*, publicado em 1950. No primeiro, o autor descreve traços gerais da geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina, tendo como anexo um pequeno mapa geológico desses dois estados, na escala de 1:5.000.000, preparado "como contribuição para a revisão do *Geological Map of South America a ser editado pela Geological Society of America*". No segundo, o autor faz comentários e críticas ao mapa geológico sul-americano de 1950. Maack relata que "assumi os estados do Paraná e Santa Catarina, mandando sua contribuição a Washington por intermédio de Avelino Ignácio de Oliveira". Segundo ele, "a execução técnica e impressão do mapa estão ótimas. Porém, deveria trazer os últimos resultados das pesquisas geológicas. A apresentação das formações geológicas deve basear-se em levantamentos cartográficos e pesquisas de geólogos competentes". Nesse trabalho com várias seções geológicas e fotografias de afloramentos típicos, Maack, além de descrever resumidamente a geologia do Paraná e Santa Catarina, faz também comentários sobre a geologia da Argentina e da Cordilheira Chileno-Patagônica, dando a entender que essas informações não foram utilizadas na compilação do *Mapa Geológico da América do Sul*, publicado em 1950.

Título do mapa: *Mapa Geológico da América do Sul*

Escala: 1: 5.000.000

Local e ano: Rio de Janeiro, 1964

Coordenador Geral: Alberto Ribeiro Lamego

Planejamento e execução cartográfica: Célio Lima de Macedo

Compilação: Cezar Augusto Santos Teixeira, Giuseppina Giaquinto de Araujo e Roberto Thompson de Carvalho

Entidades executoras: *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW e Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM

Cooperação: Conselho Nacional de Pesquisas, United States Agency for International Development e Unesco

Comentários:

Esse mapa é o primeiro produto das atividades da *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW na América do Sul, apesar da mesma ter sido criada 80 anos antes. O Vice-Presidente dessa comissão para a América do Sul era Alberto Ribeiro Lamego, também coordenador geral do mapa, e o Secretário-Geral dessa comissão para a América do Sul era Anibal Alves Bastos, ambos do DNPM, órgão que, quando de sua criação, em 1934, absorveu o Serviço Geológico do Brasil.

O título e a legenda do mapa são apresentados em francês, espanhol e português. O francês era então a língua formal utilizada nos mapas da Comissão da Carta Geológica do Mundo.

A sua compilação baseia-se em documentos apresentados, discutidos e aprovados na Reunião da Carta Geológica da América do Sul (Rio de Janeiro, Novembro 1963), por delegados oficiais dos Serviços Geológicos Sul-Americanos que colaboraram na realização do projeto.

A legenda é dividida em 55 unidades cronoestratigráficas e 39 unidades litoestratigráficas, estas indicando rochas efusivas e intrusivas. O Pré-Cambriano é dividido em 4 unidades cronoestratigráficas e uma indiferenciada que representa a maior parte do Brasil.

A parte brasileira desse mapa assemelha-se muito ao Mapa Geológico do Brasil de 1960, cuja execução também foi coordenada por Lamego, como já referido. Observam-se, no entanto, mudanças no Nordeste, no sudoeste de Mato Grosso do Sul, no atual Estado de Tocantins e no Sudeste do Pará. Os avanços nessas duas últimas regiões relacionam-se ao Projeto Araguaia, em que se fez pela primeira vez o uso de fotografias aéreas. É interessante registrar que o formato da região ocupada pela serra dos Carajás aparece destacada pela primeira vez, no entanto ainda identificada como uma unidade de idade carbonífera.

A base geográfica utilizada foi obtida do mapa de mesma escala da "The American Geographical Society of New York" (1955).

Título do mapa: Mapa Geológico da América do Sul

Escala: 1: 5.000.000

Local e ano: Brasília, 2000

Coordenação continental: Carlos Schobbenhaus e Alirio Bellizzia

Entidades executoras: *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW, DNPM, CPRM e UNESCO

Comentários:

Esse mapa, impresso em papel, foi divulgado durante o 311 Congresso Geológico Internacional (Rio de Janeiro, 2000), tendo servido de fonte para a execução da área continental da edição 2001 desse mapa. Assim, os comentários gerais feitos para a edição 2001, descritos a seguir, também se aplicam ao presente mapa.

Título do mapa: Mapa Geológico da América do Sul

Escala: 1: 5.000.000

Local e ano: Brasília, 2001

Coordenação continental: Carlos Schobbenhaus e Alirio Bellizzia

Entidades executoras: *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW, DNPM, CPRM e UNESCO

Comentários:

Esse mapa, apresentado em formato digital e estruturado em ambiente SIG - Sistema de Informações Geográficas, corresponde à 4ª edição do Mapa Geológico da América do Sul na escala de 1:5.000.000. É o primeiro mapa geológico do continente sul-americano publicado em meio digital e a incluir as áreas oceânicas adjacentes. A 3ª edição desse mapa, como já referido acima, foi divulgada durante o 311 Congresso Geológico Internacional (Rio de Janeiro, 2000), impresso em papel. As 2ª e 1ª edições do *Mapa Geológico da América do*

Título/Title: **Mapa Geológico da América do Sul**

Escala/Scale: 1: 5.000.000

Medidas/Size: L 119 x 165 cm / W 47" x H 65"

Coordenação continental/Continental coordination:

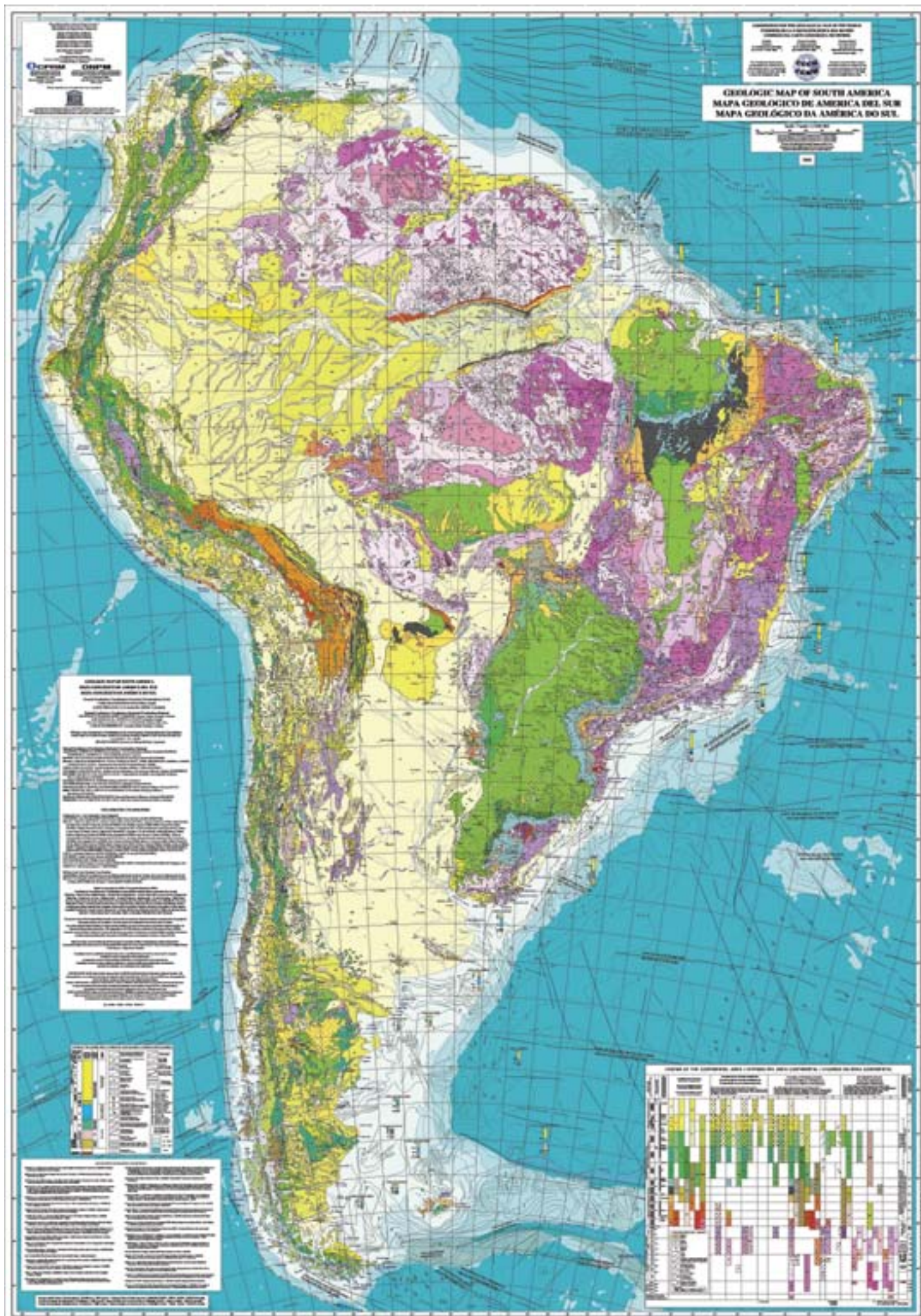
Carlos Schobbenhaus, Alirio Bellizzia

Local, ano/Place, year: Brasília, 2001

Entidades executoras/Publishers:

Commission for the Geological Map of the World - CGMW,

DNPM, CPRM, UNESCO



Sul, já antes referidas, datam de 1964 e 1950, respectivamente. À exceção da 1ª edição, todas as demais foram publicadas sob a égide da *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW. Essa comissão internacional, criada em 1881, tem como missão a concepção, promoção, coordenação, preparação e publicação de mapas de geociências, em pequena escala, dos continentes, grandes regiões do globo e oceanos, além de mapas temáticos diversos (tectônicos, metalogenéticos, etc.). Nessa área, a CGMW pretende realizar papel importante no uso e difusão de técnicas cartográficas digitais, bem como na pesquisa de padrões internacionais.

Essa 4ª edição do *Mapa Geológico da América do Sul* constitui uma síntese da geologia da América do Sul e das áreas oceânicas adjacentes, na escala 1:5.000.000, e representa um sumário consistente das informações geológicas geradas nos últimos 30 anos, em especial pelos serviços geológicos e mineiros sul-americanos, permitindo a visão e o diagnóstico rápido dos problemas geológicos. A representação da geologia provém de mapas publicados ou inéditos, geralmente em escala pequena, bem como de contribuições diretamente fornecidas aos coordenadores. A fonte de dados original da área continental desse mapa foi o *Mapa Geológico da América do Sul*, 1:5.000.000, edição 2000. As principais fontes de informação foram compiladas até 1998. Algumas áreas foram atualizadas através de contribuições dos colaboradores. Em data posterior, algumas áreas sofreram atualizações através de novas contribuições de colaboradores, incluindo o acréscimo de informações da área oceânica adjacente.

Esse mapa, disponibilizado em CD-ROM, traz, além da possibilidade de visualização em ambiente SIG, outros arquivos de dados com mapas nos formatos CDR, DGN, DXF, JPG, PLT e TIFF, que possibilitam manipulação fora do aplicativo *ArcExplorer 2.0 for Windows*. Todo o sistema é auto-explicativo, de fácil manuseio e orientado por tutorial em formato PDF, bem como por texto técnico que valida os sistemas de projeção e conversões utilizados.

O alinhamento desse produto em formato SIG, associado com banco de dados de pequeno porte - basicamente as relações crono- e litoestratigráficas da legenda - traduziu significativa inovação na forma de divulgação dos produtos relacionados com a cartografia geológica em curso no Serviço Geológico do Brasil. Além disso, registra o compromisso da CGMW com a freqüente disponibilização de novas versões periódicas dos mapas geológicos em pequena escala, simplificando consultas, facilitando sua utilização, traduzindo o conceito de atualização permanente do produto.

A legenda adotada para as edições 2000 e 2001 do *Mapa Geológico da América do Sul* foi dividida em quatro sublegendas, indicando diferentes tipos de rochas que se relacionam a uma divisão cronoestratigráfica, seguindo a tabela de tempo geológico adotada pela *International Stratigraphic Chart*, publicada pela IUGS - UNESCO (2000).

Essas sublegendas indicam as seguintes classes de rochas: sedimentares, vulcânicas, plutônicas e metamórficas. As três últimas classes, por sua vez, estão divididas em subclasses de rochas. As rochas vulcânicas, que também incluem vulcanossedimentares, são divididas em não-diferenciadas, ácidas e intermediárias, básicas e intermediárias, e alcalinas. As rochas plutônicas, incluindo rochas hipabissais, são divididas em não-diferenciadas, ácidas e intermediárias, básicas e ultrabásicas, e complexos alcalinos. As rochas metamórficas são divididas em não-diferenciadas e em graus de metamorfismo muito baixo a baixo, baixo a médio e médio a alto.

Classes especiais de rochas, como kimberlitos e *greenstone belts* e unidades similares, também são indicadas na legenda. Por outro lado, alguns complexos alcalinos e *necks* e *plugs* de basaltos alcalinos são representados por símbolos especiais, por serem de dimensões menores que a escala de

representatividade do mapa. À direita da legenda, estão indicados os ciclos orogênicos e eventos tectônicos registrados na plataforma Sul-Americana.

O CD-ROM desse mapa está disponível para aquisição na CPRM.

Mapa Tectônico Mural da América do Sul

Título do mapa: *Mapa Tectônico da América do Sul*

Escala: 1: 5.000.000

Local e ano: Brasília, 1978

Coordenação Geral: Fernando Flávio Marques de Almeida

Coordenação Regional: Cecília Martin F., Evaldo Osório Ferreira e Guillermo Furque

Coordenação cartográfica: Antonio Lagarde

Entidade executora: *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW.

Apoio técnico e financeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e Unesco

Comentários:

Representa a primeira edição do mapa tectônico do continente. Impresso em papel, é apresentado em duas partes. O título e a legenda do mapa são apresentados nos idiomas português, espanhol e inglês. O texto explicativo é apresentado, além dessas três línguas, também em francês.

Segundo os seus coordenadores (Almeida *et al.*, 1978), os trabalhos para a execução do *Mapa Tectônico da América do Sul* foram iniciados em 1968, como resultado de uma recomendação adotada pela maioria dos países do continente durante uma reunião da Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo, realizada em 1967, em Montevidéu. Nessa ocasião, a coordenação geral dos trabalhos foi confiada a Fernando Flávio Marques de Almeida. Os trabalhos de compilação começaram em diversos países com a preparação de esboços tectônicos nacionais, cada qual adotando legendas próprias, por isso mesmo muito heterogêneas no que concernia aos objetivos e modo de representação. O coordenador geral preparou um projeto de legenda que foi apresentado e longamente discutido durante uma reunião da Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo, destinada ao *Mapa Tectônico da América do Sul*, realizada em 1969, em Lima. Nessa ocasião os objetivos do mapa foram precisados e foi aprovada uma legenda que com modificações posteriores veio a ser utilizada na preparação final do mapa.

Os trabalhos de compilação desenvolveram-se intensamente durante o período de 1968 a 1974, tendo sido elaborados sucessivos esboços que foram apresentados e discutidos em reuniões internacionais realizadas em Praga, Lima, Paris, Montreal e Caracas. Além dessas reuniões, outras se realizaram no âmbito dos grupos, destinadas à discussão de problemas regionais, introdução de alguns dados novos ou ainda de coordenadores do mapa. A publicação do mapa sofreu grande atraso pela falta de suporte financeiro e os custos crescentes de impressão, tornando-se possível pela subvenção dada pelo DNPM para a maior parte do custo. O

Título/Title: *Mapa Tectônico da América do Sul*

Escala/Scale: 1: 5.000.000

Medidas: 2 folhas, L 117,5 x A 83,0 cm cada; montado L 117,5 x 158,0 cm

Size: 2 sheets, W 46" x H 33" each; mounted L 46" x 62"

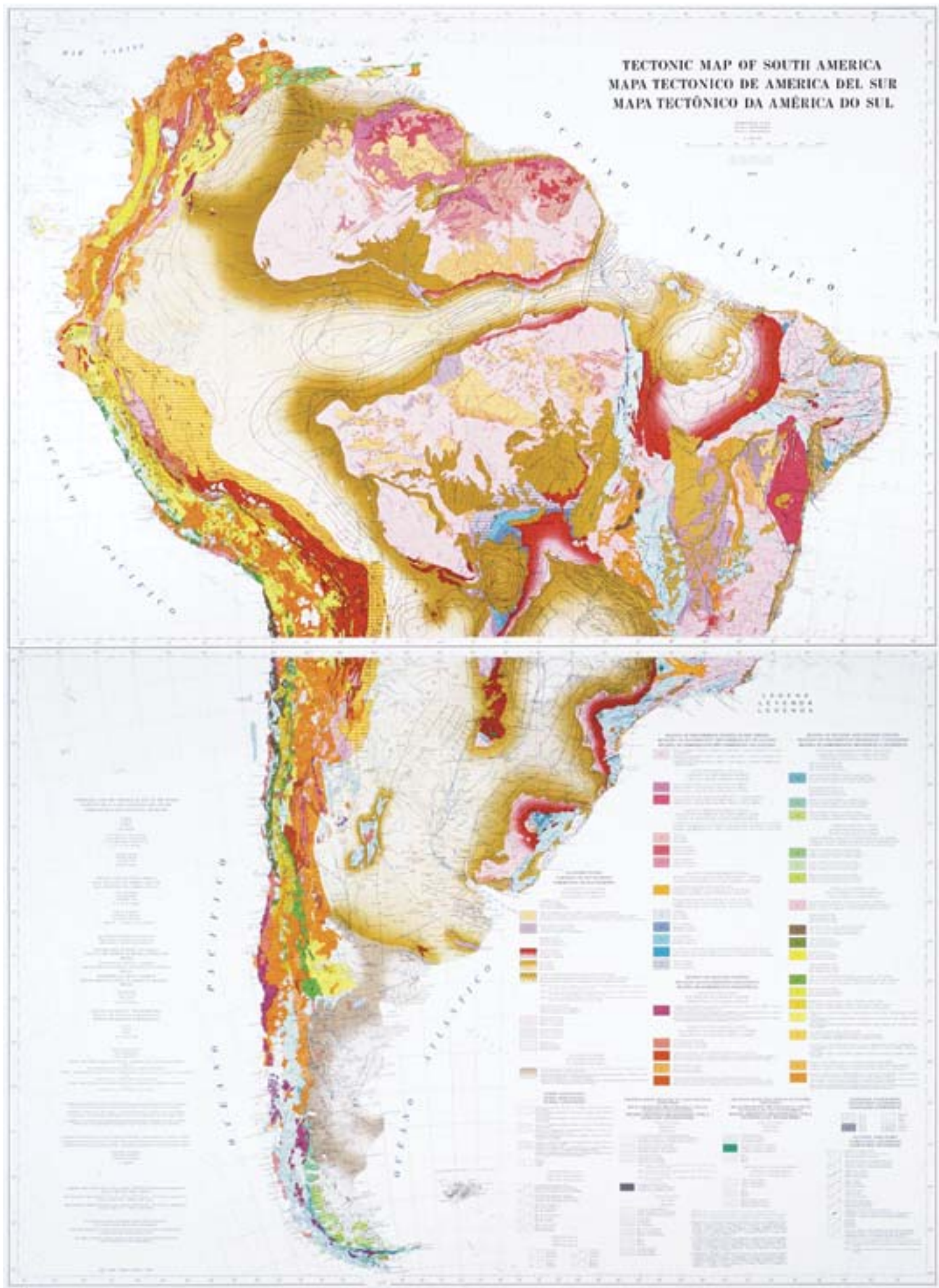
Coordenação Geral/General coordination: Fernando Flávio Marques de Almeida

Local, ano/Place, year: Brasília, 1978

Entidade executora/Publisher: *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW.

Apoio técnico e financeiro/Technical and financial support. DNPM, UNESCO

TECTONIC MAP OF SOUTH AMERICA
MAPA TECTÓNICO DE AMÉRICA DEL SUR
MAPA TECTÓNICO DA AMÉRICA DO SUL



restante do custeio coube à Unesco e à CGMW.

Em sua nota explicativa, Almeida *et al.* (1978) esclarecem que o *Mapa Tectônico da América do Sul* visa representar as características gerais da estrutura e da história tectônica do continente. A classificação das regiões é feita com base na sua evolução tectônica, considerando-se como categorias de maior ordem as plataformas de diferentes idades e as diversas regiões de dobramentos surgidos em condições geossinclinais ou similares, classificadas de acordo com suas idades. Desse modo, a representação baseou-se nos mesmos princípios gerais adotados para outros mapas tectônicos elaborados sob a égide da Comissão da Carta Geológica do Mundo.

Os detalhes de representação naturalmente são limitados pela escala adotada, pelo grau de conhecimentos, ainda muito reduzidos para grandes extensões do continente, e pela necessidade de simplicidade de legenda. Tais razões obrigaram, freqüentemente, à omissão de detalhes, embora às vezes de importância apenas local, assim como a diversas generalizações.

A legenda apresenta quatro grandes divisões: (i) *Coberturas de Plataforma* (Sul-Americana e Patagônica), (ii) *Regiões de Dobramentos Pré-Cambrianos nos Escudos*, (iii) *Regiões de Dobramentos Paleozóicos*, (iv) *Regiões de Dobramentos Mesozóicos e Cenozóicos*. Além disso, distingue *Rochas Eruptivas Relacionadas com a Evolução Geossinclinal* e *Rochas Eruptivas Relacionadas com a Tectônica das Plataformas*.

A base geográfica foi obtida do mapa de mesma escala da *The American Geographical Society of New York* (1955).

Para a época, a execução desse mapa representou um grande desafio; o resultado incorpora o estado da arte do conhecimento tectônico sobre a América do Sul, de acordo com os conceitos mundiais então vigentes. Esse mapa representa um momento importante da carreira do Professor Fernando de Almeida, e é um dos grandes marcos na história do conhecimento geológico do nosso continente.

Conclusão

Mapas murais ou mapas de parede são importantes instrumentos de registro da memória geológica, uma vez que cristalizam o conhecimento em determinada época, dentro dos limites permitidos por sua escala de representação.

Por sua natureza, mapas murais geológicos ou parageológicos devem necessariamente ser de escala relativamente pequena, uma vez que comumente objetivam representar grandes áreas, como por exemplo países.

O permanente incremento da densidade das informações geológicas sobre o Brasil, em função dos avanços dos conhecimentos, exige que, ao contrário do passado, se realize para sua representação, em determinadas regiões, uma drástica generalização dos dados.

Assim, percebe-se que em torno do que representa um mapa mural, quer de todo o continente sul-americano, quer do território brasileiro, de uma determinada região ou mesmo de um único estado, há funções variáveis definidas pela evolução do tempo e pela escala de representação. Há 150 anos todo o conhecimento geológico do Brasil e, certamente também da América do Sul, podia ser representado na escala de 1:15.000.000, como mostra o mapa de Foetterle. Sabe-se que, atualmente, isso se torna impossível, requerendo generalizações para sua representação na escala de 1:5.000.000 (dimensões de 1 x 1 m), a mais usual no Brasil, ou até mesmo a escala de 1:2.500.000 (dimensões de 3,60 x 1,80 m). Escalas maiores praticamente impossibilitam, com raras exceções, sua apresentação em murais ou paredes.

O surgimento dos mapas geológicos digitais trouxe

uma dimensão nova aos mapas murais. Os Sistemas de Informações Geográficas ou SIGs permitiram dar aos tradicionais mapas de papel uma visão tridimensional por sua associação com bancos de dados. Assim, os mapas murais se tornaram subprodutos de plotagem de arquivos digitais. Apesar disso, sua importância permanece a mesma. A sua qualidade de permitir uma visão rápida, constante e global não pode ser substituída pela tela do computador.

No passado, mapas murais desenhados e impressos em papel, comumente através do processo off-set, podiam levar anos ou até dezenas de anos para ser atualizados e reimpressos. O tempo de execução era longo e os custos de gravação e impressão elevados. Esse conceito mudou radicalmente nos mapas desenhados e arquivados em meio digital, e impressos a partir deste. A facilidade e a rapidez de se atualizar um mapa leva, atualmente, à necessidade, em alguns casos, de se registrar não somente o ano, mas também o mês de sua edição, tal como ocorreu com o *Mapa Geológico do Brasil*, Escala 1:2.500.000, publicado pela CPRM, em dezembro de 2001 e reeditado em agosto de 2002 com algumas modificações.

A tecnologia SIG trouxe uma verdadeira revolução na execução de mapas geológicos que permite modificar em fração de segundos a escala, a forma, o conteúdo e a densidade de dados de um mapa. Isso tem como decorrência imediata a possibilidade de se modificar um mapa geológico com relativa rapidez, através do acesso a bases de dados relacionais e transformá-lo em um mapa temático ou parageológico. A tecnologia de execução de mapas geológicos certamente será cada vez mais sofisticada. Mesmo assim, temos certeza de que os mapas murais, por sua capacidade de atingir perfeitamente certos objetivos, continuarão a ser usados.

Relação de Mapas Parageológicos Murais do Brasil

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1968. *Mapa Geomorfológico do Brasil*. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro.

Ferreira, E. O. (org.). 1972. *Carta Tectônica do Brasil*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Escala 1:5.000.000.

Suszczynski, E. F. (org.). 1972. *Mapa Metalogenético do Brasil*. Departamento Nacional da Produção Mineral. Escala 1:5.000.000.

Mente, A. (coord.). 1983. *Mapa Hidrogeológico do Brasil*. Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. Escala 1:5.000.000.

Delgado, I. M. & Pedreira, A. J. (coords.). 1994. *Mapa de Depósitos Minerais Selecionados e de Garimpos do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Escala 1:7.000.000.

Delgado, I. M. & Pedreira, A. J. (coords.). 1994. *Mapa Tectono-Geológico do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Escala 1:7.000.000.

Relação de Mapas Parageológicos Murais da América do Sul

Almeida, F.F.M. (coord.). 1978. *Mapa Tectônico da América do Sul*. *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e UNESCO. Escala 1:5.000.000 (mapa em duas partes).

Martin, C. (coord.). 1983. *Mapa Metalogenético da América do Sul*. *Commission for the Geological Map of the World* - CGMW e Ministério de Energia y Minas - Venezuela. Escala 1:5.000.000 (mapa em duas partes).

Ribeiro dos Anjos, N. F.; Mente, A.; Mont' Alverne, A. A. F.; Derze, G.R. & Godoy, E. (coords.). 1996. *Mapa Hidrogeológico da América do Sul*. Programa Hidrológico

Internacional-UNESCO, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, Serviço Geológico do Brasil - CPRM. Escala 1:5.000.000 (mapa em duas partes).

Hervé, F. & Wernick, E. (coords.). 2004. Mapa Metamórfico da América do Sul. Commission for the Geological Map of the World - CGMW, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e UNESCO. Escala 1:5.000.000 (mapa em duas partes).

Zappettini, E. (coord.). 2004. Mapa Metalogenético da América do Sul. Commission for the Geological Map of the World - CGMW, Serviço Geológico Minero Argentino-

SEGEMAR e UNESCO. Escala 1:5.000.000 (mapa em duas partes).

Agradecimentos

Os Autores agradecem a J. R. Andrade-Ramos pelo empréstimo do mapa de Foetterle (1854), a Friedrich Renger pela cessão do texto explicativo do mesmo mapa, a Silvia Figueirôa por informações variadas na fase inicial de pesquisa, e a esta e a Andrea Bartorelli pelas cuidadosas revisões do texto e sugestões.



GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO E GEOLOGIA AMBIENTAL

Kenitiro Suguio

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
kenitirosuguio@hotmail.com

Alethéa Ernandes Martins Sallun

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
aletheamartins@hotmail.com*Resumo:*

Os registros representativos dos eventos geológicos do Quaternário situam-se mais comumente nas porções superficiais da Terra e aconteceram no derradeiro capítulo da história geológica. São relacionados a processos terminados em tempo geológico recente, como o vulcanismo do Arquipélago Fernando de Noronha ou, muitas vezes, ainda em atividade. Dessa maneira, as pesquisas a eles relacionadas apresentam forte vínculo com a geologia ambiental. Esse campo da geologia trata de fenômenos geológicos naturais ou exacerbados por atividades antrópicas, como as de indústrias que, de algum modo, estejam interferindo na vida do ser humano neste planeta.

A geologia do Quaternário passou a ser melhor pesquisada e compreendida principalmente nas últimas três a quatro décadas. A contribuição de Fernando de Almeida na geologia do Quaternário foi modesta, se comparada ao grande volume de trabalhos dedicados à evolução pré-cambriana da Plataforma Brasileira e outros assuntos, mas não deixa de lado importantes questões, como as relacionadas à evolução quaternária das bacias hidrográficas do Paraná e Paraguai, da depressão do Pantanal Sul Matogrossense e das ilhas oceânicas brasileiras, além de várias publicações dedicadas à morfogênese.

Palavras-chave: Quaternário, Geologia Ambiental, Pantanal Sul Matogrossense, Ilhas Oceânicas.

Abstract:

Proxy records of Quaternary geological events are most commonly situated in the uppermost portion of the Earth, and happened during the last chapter of geological history. They are related to processes that ended in recent geological time as the Fernando de Noronha archipelago volcanism, or active until now. In this manner, the researches regarding these processes present strong relationship with the environmental geology. This field of geology deals with natural geologic phenomena, often exacerbated by anthropic activities as industrial plants which, in some way, are interfering on human life in this planet.

The Quaternary geology became better studied and understood mostly during the last three or four decades. The contribution of Fernando Almeida to the geology of the Quaternary could be considered modest, if compared to the great number of publications dedicated to the precambrian evolution of the Brazilian Platform and other subjects, but it does not set aside important questions, as those related to the quaternary evolution of the Paraná and Paraguai hydrographic basins, the Pantanal depression and the brazilian oceanic islands, besides several publications dedicated to morphogenesis.

Keywords: Quaternary, Environmental Geology, Pantanal Depression, Oceanic Islands.

Resumen:

Los registros representativos de los eventos geológicos del Cuaternario se sitúan más comúnmente en las porciones superficiales de la Tierra y ocurrieron al final del capítulo de la historia geológica. Son relacionados a procesos terminales en tiempo geológico reciente, como el vulcanismo del Archipiélago Fernando de Noroña, o muchas veces, aún en actividad. De esta manera, las investigaciones presentan fuerte vínculo con la geología ambiental. Este campo de la geología trata de fenómenos geológicos naturales o exacerbados por actividades antrópicas como las industrias que, de algún modo, están interfiriendo en la vida del ser humano en este planeta.

La geología del Cuaternario pasó a ser mejor investigada y comprendida en las últimas tres a cuatro décadas. La contribución de Fernando de Almeida a la geología del Cuaternario fue modesta comparada al gran volumen de trabajos dedicados a la evolución precámbrica de la Plataforma Brasileña y otros asuntos, aún si no deja de lado cuestiones importantes, como la evolución cuaternaria de las cuencas hidrográficas Paraná y Paraguay, la depresión del Pantanal Sul Matogrossense y sobre las islas oceánicas brasileñas, además de varias otras publicaciones dedicadas a la morfogénesis.

Palabras llave: Cuaternario, Geología Ambiental, Pantanal Sul Matogrossense, Islas Oceánicas.

Introdução

A palavra Quaternário, referindo-se ao depósito marinho superposto aos sedimentos do Terciário da Bacia de Paris (França) foi, pela primeira vez, usada por Desnoyers (1829). Em geral, é aplicável a depósitos sedimentares que contêm associações de restos de animais e vegetais vivos. Ela veio completar a tabela de tempo geológico proposta por G. Arduíno (1714-1795) em termos de Primário, Secundário e Terciário que, mais tarde, foram substituídos por Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico respectivamente, com base em seus conteúdos faunísticos. A atualmente denominada Era Cenozóica abrange os períodos Terciário e Quaternário.

Mais tarde, em 1839, C. Lyell (1797-1875) introduziu a designação Pleistoceno, que é baseada em critério paleontológico, referindo-se a depósitos pós-pleiocênicos, cujos estratos contêm fósseis de moluscos com mais de 70% correspondentes às espécies vivas. Dessa maneira, o intervalo de tempo superposto caracterizado por depósitos contendo somente espécies vivas foi chamado, ainda por esse autor, de Holoceno. Segundo Campy & Chaline (1987), essa subdivisão bipartite do Período Quaternário continua subsistindo, apesar de suas desproporções de durações dos tempos envolvidos.

A Época Pleistoceno possui uma duração correspondente a 180 vezes a da época Holoceno, também referida como Recente ou Pós-Glacial, que é de cerca de 10.000 anos. A par disso, o Pleistoceno comporta no mínimo três subdivisões, cujos limites são variáveis de acordo com os autores e os respectivos países de origem (Tabela 1). Localmente no norte da Europa, até o Holoceno comporta no mínimo cinco subdivisões, baseadas em zanação palinológica.

Um dos aspectos mais discutidos do Quaternário estava ligado ao seu limite inferior, isto é, à transição Plioceno-Pleistoceno (Ager *et al.*, 1994). De acordo com Van Couvering (1997), cerca de 40 anos de esforços internacionais à procura de melhor definição desse importante limite de tempo geológico foram coroados de êxito. Esse momento foi datado em 1,81 Ma e coincide aproximada-

mente com a implantação da primeira das mais importantes fases glaciais do Quaternário e com a aparição do *Homo erectus* na África. O estratotipo-limite, composto por camadas marinhas de águas profundas, situa-se em Vrica na Calábria (Itália). Essa seção foi apresentada por Pasini & Colalongo (1997) e, além disso, foi caracterizada em detalhe por estratigrafos de vários países em termos sedimentológicos, paleoecológicos, bioestratigráficos, biocronológicos e magnetoestratigráficos. O nível situa-se próximo à subzona de polaridade normal Olduvaiana, sendo aproximadamente coetâneo ao início de paleoclima mais frio do Quaternário, caracterizado pela maior dispersão do molusco *Arctica islandica*, comumente restrito às águas boreais dos estádios interglaciais.

Importância da Geologia do Quaternário

A maioria dos processos geológicos relacionados a esse curto intervalo de tempo ainda estão ativos e deve continuar de maneira semelhante no mínimo no próximo milhão de anos. Portanto, o estudo desses processos é fundamental para a geologia ambiental, que é comumente considerada como sinônimo de geologia aplicada (Keller, 1988). Nesse contexto, ao estabelecer relações entre geologia do Quaternário e geologia ambiental, pode-se afirmar que o “passado pouco remoto (Quaternário) + presente (medidas instrumentais) = futuro” servindo, dessa maneira, para o prognóstico do futuro (Suguio, 1999).

Além disso, materiais de construção como areias e cascalhos são supridos por depósitos sedimentares inconsolidados do Quaternário. Por outro lado, pelo seu enorme consumo em termos de volume, eles podem ser considerados como os mais importantes recursos minerais para a moderna civilização (Lüttig, 1979).

Os depósitos quaternários são também importantes pelas seguintes razões:

a) Cerca de 70% da população humana vive nas planícies costeiras e fluviais (de inundação), originadas por processos marinhos e fluviais, respectivamente.

b) A grande maioria das obras de engenharia civil (pontes, edifícios, rodovias, portos, etc.) está localizada sobre sedimentos inconsolidados do Quaternário. Conseqüentemente, um melhor conhecimento desses depósitos é essencial para uma adequada avaliação de dados de mecânica de solos.

c) Atividades agropecuárias e florestais são desenvolvidas essencialmente sobre sedimentos e solos do Quaternário. Portanto, a geologia do Quaternário torna-se muito importante para estudos pedológicos.

d) Frequentemente os depósitos quaternários constituem importantes aquíferos, que fornecem abundante água subterrânea para usos domésticos, industriais e agrícolas.

e) Depósitos minerais de interesse econômico, tais como, areias industriais para moldes de fundição e fabricação de vidro, turfas para fertilizantes e combustíveis ou diatomitos para tijolos refratários, além de “pláceres” auríferos, estaníferos, tantalíferos, etc., estão também associados a sedimentos do Quaternário.

Apesar das observações acima mencionadas, a geologia do Quaternário permaneceu praticamente ignorada pela grande maioria dos geólogos brasileiros durante muito tempo. Enquanto isso, no Hemisfério Norte, estudos de geologia do Quaternário praticamente tiveram início com Penck & Brückner (1909), que versaram sobre as paisagens glaciais dos Alpes. No Brasil, essas pesquisas foram intensificadas somente nos últimos trinta anos, embora trabalhos geomorfológicos pioneiros tivessem sido iniciados há cerca de cinquenta anos por A. N. Ab'Sáber e J. J. Bigarella, além de colaboradores.

Histórico da Geologia do Quaternário no Brasil

Se, mesmo em nível mundial, os estudos da geologia do Quaternário são ainda relativamente recentes e acham-se mal estruturados, a situação no Brasil dificilmente poderia ser diferente. Embora a literatura produzida no país sobre a geologia do Quaternário, até o momento, não seja muito numerosa, já não é uma tarefa fácil fornecer uma idéia muito clara sobre o tema em poucas palavras.

a) Primeira fase (da descoberta às primeiras décadas do século XX)

As contribuições científicas sobre o tema são pouco numerosas e atribuíveis praticamente só a pesquisadores estrangeiros. Nessa fase, inexistem cursos superiores relacionados à geologia no Brasil, muito menos os ligados de algum modo às pesquisas do Quaternário. Os raros brasileiros com cursos superiores freqüentados no exterior, em geral, não se interessavam pelo tema.

Uma das raras contribuições nessa fase é devida a C. R. Darwin (1809-1882), que mencionou a ocorrência de rochas praias (*beach rocks*) em Recife (PE). Na ocasião, o pesquisador considerou-as como evidências de prováveis variações de nível do mar na região. Outro estudo importante sobre o conhecimento dessas rochas no Brasil é devido a J. C. Branner (1904) que, até hoje, constitui fonte de consulta importante sobre o tema. Outro interessante trabalho foi publicado por Branner (1910) sugerindo mudanças paleoclimáticas no interior da Bahia.

Nas primeiras décadas do século XX, ao lado de pesquisadores estrangeiros, começavam a despontar alguns estudiosos brasileiros que, aparentemente, já vislumbravam a importância dos últimos acontecimentos (Era Cenozóica) como tema de pesquisa científica (Moraes Rego, 1932). Entretanto, dificilmente o termo Quaternário aparece associado a essas pesquisas que, muitas vezes, eram referidas como do Neoceno.

b) Segunda fase (das primeiras décadas do século XX até 1970)

Com a implantação dos cursos de história natural e de geografia em algumas universidades recém-criadas, os estudos de algum modo ligados ao Quaternário, tornam-se mais freqüentes. No fim da década de 1960 vários cursos de história natural seriam desmembrados em cursos de biologia e de geologia, fato que parece ter contribuído para o incremento dessas pesquisas.

Entretanto ainda predominavam estudos de cunho paleontológico, geomorfológico ou pré-histórico e dificilmente eram referidos como estudos do Quaternário. Entre as pesquisas de natureza paleontológica apareceram alguns estudos microfaunísticos e microflorísticos. Nesta fase, Carlos de Paula-Couto foi um dos expoentes de estudos paleontológicos do Quaternário, que tratou da paleofauna de vertebrados mamíferos.

Os estudos geomorfológicos, sob ponto de vista da geologia do Quaternário foram realizados por pesquisadores de geografia física, que foram fortemente influenciados pela escola francesa, principalmente através de J. Tricart da Universidade de Estrasburgo. Entre vários pesquisadores dessa linha devem ser lembrados Aziz Nacib Ab'Sáber e João José Bigarella. As pesquisas pré-históricas tiveram como palco os sítios situados no interior dos continentes e nas planícies costeiras, nesse caso representados por sambaquis, quando pode ser citado Paulo Duarte, como grande batalhador da preservação desse tipo de patrimônio cultural.

Porém, mesmo na segunda fase, quando ao lado de pesquisadores estrangeiros, tornavam-se mais comuns especialistas brasileiros, são ainda raros os trabalhos de cunho multi e/ou interdisciplinar, que constitui uma das características marcantes dos estudos do Quaternário.

c) Terceira fase (de 1971 até hoje)

No ano de 1971 foi realizado, juntamente com o XXV Congresso da SBG (Sociedade Brasileira de Geologia) o 1º Simpósio do Quaternário no Brasil, que constituiu um marco decisivo. Na ocasião foi também criada a Comissão Técnico-Científica do Quaternário da SBG, que foi extinta em 1984, com a fundação da ABEQUA (Associação Brasileira de Estudos do Quaternário). A Comissão Técnico-Científica do Quaternário da SBG promoveu mais três simpósios, até o IV Simpósio realizado no Rio de Janeiro em 1981. Com a fundação da ABEQUA, afiliada à SBG, que conta com mais de duas centenas de sócios, já foram realizados nove congressos. Esses eventos são bianuais e o último deles ocorreu em Recife (PE), com participação de mais de 400 congressistas e mais de 300 trabalhos inscritos.

Outro fato alvissareiro aconteceu na década de 1970, que foi o interesse da Petrobrás, através do CENPES (Centro de Pesquisas), em firmar convênios com algumas universidades para executar estudos multidisciplinares do Quaternário em alguns deltas brasileiros. Desse modo foram realizados estudos dos deltas do Rio Doce (ES) e do Rio Paraíba do Sul (RJ), além da Planície Costeira de Jacarepaguá (RJ).

Nessa mesma fase o Brasil afiliou-se à INQUA (International Union for Quaternary Research) através da Comissão Técnico-Científica da SBG, continuando membro até hoje através da ABEQUA. Além dos eventos supracitados, foram organizadas outras reuniões internacionais (1975-International Symposium on the Quaternary, 1978-International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1986-International Symposium on Coastal Evolution and Quaternary Shorelines, 1989-International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary e, finalmente a Regional Conference on Global Change em 1995), todas ocorridas em São Paulo, excetuando-se a de 1975. Nessa fase, o Brasil participou como membro ativo de vários projetos internacionais (61, 200, 201, 237 e 376) do IGCP (International Geological Correlation Programme) ligado à IUGS (International Union of Geological Sciences) e à UNESCO, do Projeto LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) do IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) e da INQUA, todos de interesse para os estudos do Quaternário. Deve-se registrar que muitos desses eventos e projetos contaram com importantes participações de vários pesquisadores da ORSTOM (Institut Française pour le Développement Scientifique en Coopération), atual IRD (Institut de Recherche pour le Développement), destacando-se entre eles o Dr. Louis Martin.

Portanto, pode-se dizer que as pesquisas realizadas sobre o Quaternário no Brasil tornaram-se mais numerosas e de melhor qualidade nos últimos 25 anos. Esse fato é bastante promissor, pois os conhecimentos adquiridos deverão subsidiar adequadamente o desenvolvimento sustentável do país em um futuro próximo.

Processos recentes em Geologia do Quaternário do Brasil

Mudanças de nível relativo do mar no Quaternário

Embora Darwin (1841) fosse o primeiro a reconhecer evidências de mudanças do nível do mar em rochas praias de

Pernambuco, essas pesquisas eram muito escassas até a década de 1970 (Tessler & Mahiques, 1996).

Os primeiros estudos usando idades obtidas ao radiocarbono foram executados por Laborel e colaboradores (Van Andel & Laborel, 1964; Delibrias & Laborel, 1971). O REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira), um projeto envolvendo muitas agências governamentais e universidades, possibilitou a obtenção de progressos mais significativos sobre esse assunto (Kowsmann *et al.*, 1977; Corrêa, 1987).

Desde 1974 têm sido realizados muitos estudos nas planícies costeiras das porções central e sul do Brasil, que permitiram o aperfeiçoamento da história das mudanças do nível relativo do mar nessas regiões, principalmente nos últimos 7.000 anos (Suguio *et al.*, 1985; Villwock *et al.*, 1986; Villwock & Tomazelli, 1995; Martin *et al.*, 1986).

Evidências de níveis relativos do mar abaixo do atual

A margem continental entre Torres e Chuí, no Estado do Rio Grande do Sul, é o melhor estudado nesse aspecto, com paleoníveis do mar abaixo do atual entre 20-26 m, 32-45 m, 60-70 m, 100-110 m e 120-130 m (Corrêa & Toldo Júnior, 1996). Eles são representados por paleopraias submersas, ligadas a episódios de estabilidade do nível relativo do mar.

Com base na curva eustática delineada por Corrêa (1990), a evolução paleogeográfica da plataforma continental ao longo da costa sul-riograndense comporta as seguintes fases:

a) Primeira fase (17.500 a 16.000 A.P.). Há 17.500 anos, quando o nível relativo do mar estava cerca de 130 m abaixo do atual, praticamente toda a plataforma continental estava emersa e submetida à intensa erosão. O nível relativo do mar ascendeu muito rapidamente (cerca de 2 cm/ano), sendo estabilizado há 16.000 anos. A paleopraia dessa fase é representada por areia média, provavelmente suprida pela rede de drenagem costeira.

b) Segunda fase (16.000 a 11.000 anos A.P.). A subida do nível relativo do mar durante esta fase diminuiu para cerca de 0,6 cm/ano. Este episódio transgressivo é registrado sobre as plataformas continentais média e externa. Com base em microrganismos, o nível relativo do mar entre 60 a 70m foi indicado para o começo do Holoceno, quando considerável melhoria paleoclimática teria ocorrido (Suguio, 2001).

c) Terceira fase (11.000 a 6.500 A.P.). Durante esse episódio o nível relativo do mar subiu mais rapidamente à taxa de cerca de 1,6 cm/ano, com dois episódios de estabilidade entre 32 a 45 m e entre 20 a 25 m. Enquanto isso, o processo transgressivo atuava e a paleolinha praiial deslocava-se para oeste. Durante essa fase, sedimentos finos recobriram areias transgressivas situadas sobre as plataformas continentais média e externa. Os episódios de estabilidade de paleoníveis do mar são representados por camadas ricas em minerais pesados e cascalhos biodetríticos.

Evidências de níveis relativos do mar acima do atual

Elas foram melhor estudadas entre os estados de Santa Catarina e Bahia, onde foram realizadas cerca de 700 datações ao radiocarbono por Suguio *et al.* (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1996). Esses resultados são também válidos para o litoral do Estado do Rio Grande do Sul. Recentemente, Bezerra *et al.* (2003) executaram estudos semelhantes na costa do Rio Grande do Norte.

As evidências desses paleoníveis relativos do mar, inclusive dos paleoníveis pleistocênicos, são representadas

por registros geológicos (terraços de construção e de abrasão marinhos, bem como rochas praias) (Fig. 1 e 2), biológicos (incrustações de vermetídeos, construções recifais de corais e algas calcárias, tubos de *Callichirus*, paleomangues, tocas de ouriços) (Fig.3) e sambaquis (Fig.4), conforme Van de Plassche (1986).

Segundo esses estudos, diversas fases de paleoníveis relativos do mar acima do atual foram reconhecidos no Quaternário do Brasil:

a) Paleoníveis do mar anteriores a 123.000 anos A.P. Eles são evidenciados por dois sistemas de ilhas-barreira/lagunas, situados em cotas de 20 a 25 m (Barreira I) e 15 m (Barreira II) acima do nível atual do mar. Eles foram tentativamente datados de 400.000 anos A.P. e 325.000 anos A.P. e correlacionados respectivamente aos estágios isotópicos de oxigênio 11 e 9 (Emiliani, 1955). A Barreira I está representada somente no Estado do Rio Grande do Sul, mas há vestígios da Barreira II entre Santa Catarina e São Paulo. Recentemente, Barreto *et al.* (2002) reconheceram terraço de culminação de paleonível do mar há cerca de 210.000 anos, datado por termoluminescência, no litoral norte-riograndense, ao sul de Natal. Seria este correlacionável à Barreira II ?

b) Paleoníveis do mar de cerca de 123.000 anos A.P. Esse episódio está registrado por terraços de construção marinha situados normalmente 8 ± 2 m acima do nível atual, que se estende do Rio Grande do Sul à Paraíba.

Cinco idades Io/U obtidas de amostras de corais do gênero *Siderastrea* (Bernat *et al.*, 1983), coletadas na região de Olivença (BA), forneceram idade média de 123.500 ± 5.700 anos A.P. Esse episódio poderia ser correlacionado às transgressões Eemiana (Escandinávia) ou Sangamoniana (América do Norte), previamente reconhecidas por Bloom *et al.* (1974). Ele corresponderia à Barreira III do Estado do Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986), que foi tentativamente correlacionado ao estágio isotópico de oxigênio 5. No Estado do Rio Grande do Norte é representado pela Formação Touros (Suguio *et al.*, 2001).

c) Paleoníveis do mar mais altos que o atual no Holoceno. Os paleoníveis do mar acima do atual nos últimos 6.500 anos, subseqüentes à terceira fase do episódio transgressivo (Corrêa, 1990), reconhecida na plataforma continental do Rio Grande do Sul, foram estudados em maior detalhe em diferentes trechos da costa brasileira (Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1996; Bezerra *et al.*, 2003). Esse episódio é internacionalmente conhecido como Transgressão Flandriana ou Pós-glacial, mas pelas diferenças nas feições das curvas brasileiras em relação às da maioria dos países do Hemisfério Norte, aqui foi mais apropriadamente denominada de Transgressão Santos (Suguio & Martin, 1978).

Evolução geológica das planícies costeiras do Brasil

Com base nas mudanças de nível relativo do mar foi possível estabelecer um modelo geral de evolução, que seria válido para o setor de costa entre Macaé (RJ) e Recife (PE). Essa linha costeira estende-se por cerca de 3.000 km, sendo caracterizada pela presença da Formação Barreiras (Neógeno), situada entre as regiões montanhosas de rochas cristalinas pré-cambrianas e as planícies costeiras quaternárias (Martin *et al.*, 1987). Por outro lado, ao longo das costas dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, esse modelo é parcialmente válido por razões locais.

A evolução geológica das planícies costeiras situadas nas desembocaduras dos rios mais importantes, que foi preliminarmente pesquisada por Baccocoli (1971), é atualmente bem conhecida graças a inúmeros trabalhos publicados (Martin *et al.*, 1993).



Fig. 1- Rochas praias (beach rocks) das praias de Camurupim e Tabatinga, Nísia Floresta (RN) (Foto: Ronaldo Fernandes Diniz)
- Beach rocks in Camurupim and Tabatinga, Rio Grande do Norte State (Photo by Ronaldo Fernandes Diniz)



Figura 2- Rochas praias (beach rocks) em Natal (RN) (Foto: Ronaldo Fernandes Diniz)
- Beach rocks in Natal, Rio Grande do Norte State (Photo by Ronaldo Fernandes Diniz)



Fig. 3- Tocas de ouriço suspensas em rocha vulcânica, Praia do Xaréu (PE), próximo a Gaibu (Foto: Kenitiro Suguio)
- Uplifted sea urchin holes on volcanic rock, Xaréu beach (Pernambuco State), near Gaibu (Photo by Kenitiro Suguio)



Fig. 4 - Sambaqui, Laguna (SC). Foto: A. Bartorelli, 1974
- Shell mound, Laguna (Santa Catarina State). (Photo by A. Bartorelli)

Com início na década de 1950, surgiram diversas publicações que enfatizavam acentuadas discrepâncias entre as distribuições faunísticas, florísticas e geomorfológicas e os climas atuais dessas regiões como, por exemplo, em Santa Catarina ou na Amazônia (Ab' Sáber, 1957; Tricart, 1958; Haffer, 1969; Bigarella *et al.*, 1975; Vanzolini, 1992).

Entre as várias evidências de indicadores paleoclimáticos do Quaternário, freqüentemente conhecidas como registros representativos (*proxy records*), as análises palinológicas, acompanhadas de idades radiocarbono, têm sido as mais empregadas. Além disso, fragmentos de carvão vegetal encontrados em solos, depósitos lacustres e paludiais ou em areias eólicas, têm sido igualmente usados como indicadores paleoclimáticos (Soubiès *et al.*, 1980; Barreto *et al.*, 1996; Turcq *et al.*, 1998). Comumente têm-se dúvidas se esse carvão é de origem natural ou artificial (antropogênico), mas em qualquer caso ele representaria um registro de paleoclimas mais secos e mais quentes.

Quando registros palinológicos ou antracológicos estão virtualmente ausentes, como em solos ferralíticos de regiões tropicais ou subtropicais, razões $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de matéria orgânica de solos podem ser usadas para obter informações de comunidades vegetais preexistentes. Segundo Troughton *et al.* (1974) esse parâmetro poderia indicar a presença de plantas C3 (arbóreas) ou C4 (não-arbóreas), bem como as suas proporções relativas na biomassa de produtividade primária pretérita (Pessenda *et al.*, 1996).

Um dos melhores exemplos de estudo paleoclimático, usando-se principalmente dados palinológicos e idades obtidas ao radiocarbono, foi executado na Serra dos Carajás (PA). Dados palinológicos obtidos de cinquenta amostras, coletadas de um testemunho de sedimentos lacustres com 6,50 m de comprimento, permitiu a Absy *et al.* (1991) estabelecer oito zonas palinológicas, que conduziram os autores ao reconhecimento de:

a) Períodos de retração da floresta pluvial - Os espectros palinológicos obtidos indicaram que há 60.000, 40.000 e entre 23.000 a 11.000 anos A.P. ocorreu retração da floresta pluvial, quando o paleoclima na área era mais seco que atualmente.

b) Períodos de expansão da floresta pluvial - Altas freqüências de polens de plantas arbóreas, especialmente entre 9.500 a 8.000 anos A.P., são indicativas de paleoclimas mais úmidos que o atual na área.

Outros estudos usando componentes minerais (quartzo, caulinita, siderita e sílica amorfa), razões C/N e $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, de acordo com Sifeddine *et al.* (1994), ratificaram os estudos palinológicos anteriores.

Muitos outros estudos palinológicos foram executados em vários outros sítios do Brasil, principalmente após 1980, incluindo áreas atualmente dominadas pela vegetação de savana (Brasil Central), pela floresta de *Araucária* (Sul do Brasil) e pela caatinga (Nordeste do Brasil).

Apesar de muitos estudos paleoclimáticos realizados no Brasil, usando-se análises palinológicas, isotópicas e mineralógicas, a correlação desses dados não é uma tarefa simples, principalmente em função dos diacronismos. Entretanto, é encorajador saber que algumas mudanças paleoclimáticas globais, como a *idade hipsitêrmica* (cerca de 9.000 a 2.500 anos A.P.), a neoglaciação (cerca de 2.500 a 1.000 anos A.P.) e *pequena idade do gelo* (1.450 a 1.890 anos A.D.), são aparentemente reconhecíveis nos registros paleoclimáticos brasileiros (Suguio, 2001).

Neotectônica e Tectônica Quaternária

Os trabalhos pioneiros sobre neotectônica no Brasil apareceram há mais de cinquenta anos (Sternberg, 1950;

Freitas, 1951). Entretanto, somente nos últimos vinte anos os geólogos brasileiros passaram a interessar-se por esse assunto, principalmente em função das gigantescas obras de engenharia civil, tais como projetos de usinas hidrelétricas e termoeletricas, além de portos. Provavelmente, a região sudeste é a melhor conhecida nesse aspecto (Riccomini, 1989), embora a região amazônica (Costa *et al.*, 1996) e a região nordestina (Bezerra *et al.*, 1998) tenham sido pesquisadas.

Conforme foi demonstrado por Suguio & Martin (1996), não há dúvida de que a neotectônica desempenhou também um papel muito importante na evolução geológica da linha costeira do Brasil. Infelizmente, poucos são os locais onde os movimentos tectônicos têm sido datados (Martin *et al.*, 1986).

Professor Fernando F. M. de Almeida e a geologia do Quaternário

Não obstante o número muito grande de pesquisas geológicas, várias de excepcional qualidade, executadas pelo Professor Fernando F. M. de Almeida, a sua contribuição para a geologia do Quaternário é modesta. Esse fato é explicável por várias razões. Uma das mais importantes é o fato de que, antes da década de 1970 (Segunda fase do item 3 deste capítulo), quando muitos trabalhos desse professor foram publicados, a geologia do Quaternário era praticamente ignorada no Brasil. A par disso, muitos métodos de datação absoluta do Período Quaternário eram desconhecidos ou ainda indisponíveis no Brasil. Os métodos de datação relativa, baseados em fósseis contidos, são raramente aplicáveis a esses sedimentos. Até os sedimentos que preenchem os riftes continentais do atual RCSB (Rifte Continental do Sudeste do Brasil) de Riccomini (1989) eram considerados afossilíferos e por muito admitidos como pleistocênicos. Finalmente, o interesse principal desse professor concentrou-se em aspectos estruturais de rochas cristalinas.

Porém, as raras incursões em assuntos da geologia do Quaternário foram conduzidas com êxito pelo pesquisador, como em Fernando de Noronha, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Outro trabalho é a sua contribuição ao relatório GEOBRÁS S/A (1965), quando realizou uma reconstituição das várias fases de crescimento da extremidade norte da Ilha Comprida nas últimas décadas.

A maior contribuição do Professor Fernando F. M. de Almeida em temas relacionados à geologia do Quaternário está ligada a trabalhos geomorfológicos (Almeida, 1964a; 1964b). Neles o autor já enfatizava os principais fatores de controle geomorfológico, como litológicos, paleoclimáticos (morfoclimatológicos) e neotectônicos (morfoestruturais).

Arquipélago de Fernando de Noronha

A clássica pesquisa sobre o Arquipélago Fernando de Noronha conduzida por Almeida (1955) é pioneira e até hoje constitui fonte importante de consulta. Recentemente o autor (Almeida, 2000) propôs o arquipélago para o SIGEP (Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleontológicos).

O autor descreveu os aspectos geomorfológicos e geológicos do Arquipélago de Fernando de Noronha, que é composto por rochas vulcânicas de idades miocênica e pliocênica e depósitos sedimentares quaternários.

Segundo Almeida (1955), as rochas que compõem o arquipélago são vulcânicas e subvulcânicas, fortemente alcalinas e subsaturadas e representam dois episódios vulcânicos maiores cujos produtos constituem as formações Remédios e Quixaba. As do mais antigo, datado do Mioceno Superior, são piroclastos penetrados por domos, plugs e diques fonolíticos e traquíticos e por numerosos diques de variados tipos de rochas alcalinas. Processos erosivos

destruíram as rochas vulcânicas desse ciclo, seguindo-se o evento Quixaba, do Plioceno Superior, representado por derrames de ankaratritos, rochas piroclásticas e raros diques de nefelinito. Cordani (1970) realizou datações pelo método K-Ar, obtendo para a Formação Remédios (a rocha mais antiga datada é um álcali-basalto) uma idade de 12,3 Ma, e para a Formação Quixaba cerca de 3,3 e 1,7 Ma, portanto do Plioceno Superior e Pleistoceno. A Formação Quixaba, segundo Teixeira *et al.* (2003), teria idades entre 3,3 Ma e 1,5 Ma, adentrando pelo Quaternário (maiores detalhes no Capítulo XXXI). Os depósitos sedimentares são de natureza marinha e eólica, de idade quaternária e estão associados a eventos litorâneos, provavelmente do Pleistoceno

O autor descreve o vulcanismo no arquipélago, que cessou no final do Plioceno e foi seguido por um ciclo erosivo que destruiu os depósitos vulcânicos e entalhou a plataforma insular. Com as oscilações pleistocênicas do nível do mar, a plataforma foi coberta por depósitos de areias e cascalhos de praia, recifes de algas calcárias e areias marinhas. Durante o Pleistoceno, com o nível do mar cerca de seis metros abaixo do atual, existiam extensas praias arenosas a sul e sudeste do arquipélago. Os ventos movimentavam essas areias formando campos de dunas que devem ter alcançado cerca de 20 m de espessura, com típica estratificação cruzada. Com a elevação do nível do mar que se seguiu, parte dessas areias foi submersa, e as emersas constituem hoje o calcarenito da Formação Caracas (Fig. 5), constituído de grãos calcários, sobressaindo os originados de algas *Corallinaceae*, e minerais pesados das rochas magmáticas.

Mato Grosso

Almeida (1954) em seu trabalho “Geologia do centro-leste mato-grossense” descreve na depressão cuiabana um manto de depósitos fluviais inconsistentes, não mais antigos que o Pleistoceno. Segundo o autor, esses depósitos ocorrem como terraços altos em fase de erosão e nas áreas sujeitas a inundações atuais. Descreve a formação de crostas ferríferas em depósitos coluviais e aluviais, sobretudo nas áreas de ocorrência do Arenito Aquidauana. Almeida sempre chama a atenção para o potencial econômico dos depósitos quaternários. Na região do Alto São Lourenço e no vale do Rio das Garças



Fig. 5 - Calcário marinho em terraço a 9 metros acima do nível do mar, Arquipélago de Fernando de Noronha (PE) (Foto: Ivo Karmann)

- Marine limestone terrace situated 9 meters above present sea level, Fernando de Noronha Archipelago, Pernambuco State (Photo by Ivo Karmann)

descreve os cascalhos diamantíferos, ainda em formação.

Almeida (1964c) em seu trabalho “Geologia do centro-oeste mato-grossense” identificou os seguintes depósitos atribuíveis ao Quaternário: Formação Pantanal, leques aluviais, Formação Xaraiés e lateritos ferruginosos. A Formação Pantanal é constituída por depósitos modernos da grande planície do Pantanal Mato-Grossense, formados por camadas de areia fina e siltica-argilosa. Os leques aluviais ocorrem nas bordas das grandes serras areníticas, com formações conglomeráticas que representam restos de leques aluviais. A Formação Xaraiés, assim batizada por Almeida (1945), é composta por depósitos de tufo calcários e travertinos que contêm restos de moluscos e impressões de plantas que ocorrem nas bordas dos morros calcários em Corumbá, na Serra da Bodoquena (Almeida, 1965) e na Serra das Araras. Os lateritos ferruginosos espalham-se na região sob a forma de massas compactas, originadas pela agregação de pequenos nódulos que formam camadas de pouca espessura sustentando altos da peneplanície cuiabana.



A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

Colombo Celso Gaeta Tassinari

Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, São Paulo, SP
ccgtassi@usp.br

Moacir José Buenano Macambira

Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), Universidade Federal do Pará, Belém, PA
moamac@ufpa.br*Resumo:*

O Cráton Amazônico localiza-se na parte norte da América do Sul, sendo circundado a leste, sul e sudoeste por faixas móveis neoproterozóicas. O cráton é dividido em seis províncias geocronológicas maiores, que são: Amazônia Central - PAC (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas - PMI (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós - PVT (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena - PRNJ (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio - PRSI (1,55-1,3 Ga) e Sunsas -PS (1,3-1,0 Ga). As composições isotópicas de Sr, Pb e Nd em granitóides e ortogneisses indicam uma formação importante de crosta continental a partir de materiais juvenis derivados diretamente do manto durante o Paleo e Mesoproterozóico. Os dados geocronológicos indicam que o protocráton arqueano foi formado a partir da colisão de microcontinentes que foram amalgamados pelas orogenias paleoproterozóicas, entre 2,2 e 1,95 Ga. Parte das províncias PMI e PRSI e a quase totalidade das PVT e PRNJ formaram-se a partir de materiais derivados do manto e evoluíram através de uma sucessão de arcos magmáticos, enquanto que a evolução crustal da PS e de parte das PMI e PRSI estão associadas a processos colisionais envolvendo retrabalhamento de rochas pré-existentes. A ausência de rochas arqueanas nas PRSI e PS e as idades Sm-Nd modelo dos granitóides indicam que os protólitos crustais da parte sudoeste do cráton são meso e paleoproterozóicos.

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Geocronologia, Tectônica, Evolução Crustal, Províncias Geocronológicas.

Abstract:

The Amazonian craton, located in the northern of South America, is surrounded by Neoproterozoic orogenic belts and is divided into six major geochronological provinces: Central Amazonian - CAP (2.5 Ga), Maroni-Itacaiunas - MIP (2.2-1.95 Ga), Ventuari-Tapajós - VTP (1.95-1.8 Ga), Rio Negro-Juruena - RNJP (1.8-1.55 Ga), Rondonian-San Ignacio - RSIP (1.55-1.3 Ga) and Sunsas -SP (1.3-1.0 Ga).

Sr, Pb and Nd isotopic composition of igneous rocks and orthogneisses show that a significant addition of new crustal material from the mantle occurs during the Paleo and Mesoproterozoic. The geochronological data indicate that the Archean protocraton consisted formerly of microcontinents that were amalgamated by Paleoproterozoic orogenic belts, between 2.2 and 1.95 Gna. Part of MIP and RSIP and the whole of the VTP and RNJP evolved by addition of juvenile magmas to the crust from 1.95 to 1.4 Ga, while the crustal evolution of the SP and part of the MIP and RSIP were associated with reworking of older continental crust. No exposure of Archean rocks is known in RSIP and SP, and Sm-Nd model ages of granitoids from those provinces, indicate that the crustal protoliths in the southwestern Amazonian Craton are Paleo and Mesoproterozoic.

Keywords: Amazonian Craton, Geochronology, Tectonic Evolution, Crustal Evolution, Geochronological Provinces.

Resumen:

El Cratón Amazónico se localiza en la parte norte de América del Sur, siendo circundado por el este, sur y suroeste por fajas móviles neoproterozoicas. El cratón está dividido en 6 provincias geocronológicas mayores, que son: Amazonia Central-PAC (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas-PMI (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajos-PVT (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena-PRNJ (1,8-1,55 Ga), Rondonia-San Ignacio-PRSI (1,55-1,3 Ga) y Sunsas-OS (1,3-1,0 Ga). Las composiciones isotópicas de Sr, Pb y Nd en granotoides y ortogneises indican una formación importante de corteza continental a partir de materiales jóvenes derivados directamente del manto durante el Paleozoico y Mesoproterozoico. Los datos geocronológicos indican que el protocratón Arqueano fue formado a partir de la colisión de microcontinentes que fueron amalgamados por las orogenias paleoproterozoicas, entre 2,2 y 1,95 Ga. Parte de las provincias PMI y PRSI y la casi totalidad de las PVT y PRNJ se formaron a partir de materiales derivados del manto y evolucionaron a través de una sucesión de arcos magmáticos, mientras que la evolución crustal de la OS y de parte de las PMI y PRSI están asociadas a procesos colisionales involucrando retrabajamiento de rocas preexistentes. La ausencia de rocas arqueanas en las PRSI y OS y el modelo Sm-Nd de los granitoides indican que los protolitos crustales de la parte suroeste del cratón son meso y paleoproterozoicos.

Palabras llave: Craton Amazónico, Geocronología, Tectónica, Evolución Cortical, Provincias Geocronológicas.

Introdução

O Cratón Amazônico é uma das maiores áreas cratônicas do mundo e ocorre no norte da América do Sul. Abrange uma superfície de aproximadamente $4,3 \times 10^5$ km², sendo dividido em dois escudos, o do Guaporé e o das Guianas, separados pelas rochas sedimentares da Bacia paleozóica do Amazonas. O cratón é limitado por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Tucavaca, na Bolívia, Araguaia-Cuiabá e Tocantins, no Brasil) e tem permanecido estável desde 1,0 Ga.

Ao longo da evolução dos conhecimentos geológicos da região amazônica, várias propostas sobre a tectônica do cratón foram elaboradas por diversos autores, as quais poderiam ser divididas em duas grandes linhas de concepção evolutiva. A primeira linha, tipificada por autores como Amaral (1974), Almeida (1978), Issler (1977), Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1997), propunha que a tectônica pré-cambriana do cratón fosse caracterizada por processos de reativação de plataforma e formação de blocos continentais ou paleoplacas por meio de retrabalhamento de crosta continental no Arqueano e Paleoproterozóico. Durante o Mesoproterozóico, segundo essa concepção, teriam ocorrido apenas processos de reativação e/ou retrabalhamento de rochas preexistentes. A segunda concepção sobre a evolução tectônica do Cratón Amazônico, proposta por Cordani *et al.* (1979), seguida e modificada por Tassinari (1981), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari (1996), é baseada nos conceitos atualísticos das orogenias modernas, nas quais, durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico, teria ocorrido uma sucessão de arcos magmáticos envolvendo a formação de material juvenil, derivado do manto, como também processos subordinados de retrabalhamento crustal.

Atualmente é inegável a importância dos estudos isotópicos e das definições de províncias geocronológicas para melhor compreensão dos processos de evolução crustal e suas implicações tectônicas em escala continental. Com o avanço do conhecimento geológico de diversas áreas-chave da Amazônia e do acervo geocronológico disponível, a segunda linha de modelo tectônico foi mais fortemente suportada. Dentre os trabalhos que apoiam essa hipótese mobilista existem os de Tassinari & Macambira (1999), Tassinari *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000), sendo que este último difere dos outros dois, essencialmente nos limites das províncias geocronológicas e dos intervalos temporais das orogenias. Esta síntese seguirá a proposta de províncias geocronológicas definidas nos dois primeiros trabalhos, por considerarmos que ela apresenta melhor coerência sobre a evolução dos processos tectônicos envolvidos, pois vem suportando avaliações posteriores. Entretanto, o mapa das províncias geocronológicas apresentados na Fig. 1, devido à inserção de dados geocronológicos e geológicos obtidos nos últimos dois anos, possui algumas modificações nos limites aproximados entre as províncias.

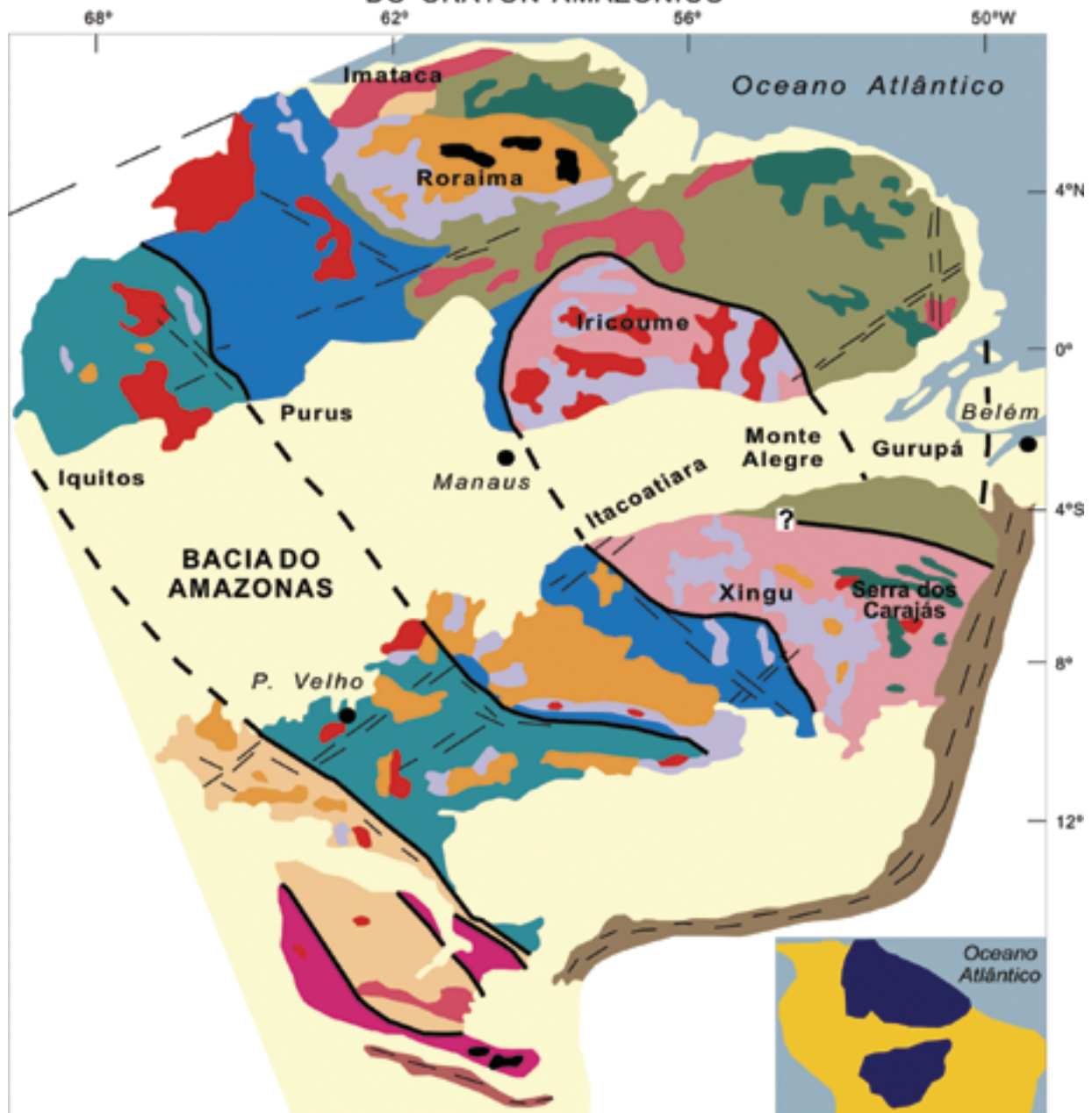
As sínteses evolutivas apresentadas sobre o Cratón Amazônico pelo Professor Fernando de Almeida, em especial Almeida (1974), Almeida (1978) e, mais recentemente, Almeida *et al.* (2000), são bons exemplos do conhecimento tectônico global do autor. E, mesmo no caso das publicações mais antigas, quando o modelo tectônico adotado não se mostrou posteriormente totalmente correto devido aos poucos dados geológicos e geocronológicos disponíveis na época, as descrições geológicas das rochas estudadas eram precisas e de uma riqueza invejável de detalhes. No caso do trabalho de Almeida (1974), o autor já reconhecia a importância do ciclo Transamazônico no cratón como evento formador e regenerador de rochas. Além disso, estranhou o grande intervalo de tempo (ca. 300 Ma) estabelecido para o denominado vulcanismo Uatumã, associando esse evento a reativações de plataforma, que teriam atuações globais, conforme a associação feita desse cratón com o escudo Báltico. Já na sua publicação de 2000, Almeida e colaboradores reconhecem as províncias geocronológicas definidas por Tassinari & Macambira (1999) e produzem uma síntese integrada sobre a evolução tectônica da Plataforma Sul-Americana.

Neste sentido, na qualidade de ex-aluno do Professor Almeida, tanto no curso de graduação como no de pós-graduação em geologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo nos anos de 1974 e 1976, em conjunto com o colega Moacir Macambira da Universidade Federal do Pará, gostaríamos de homenagear o Professor Fernando Flávio Marques de Almeida, com esta síntese sobre as Províncias Geocronológicas do Cratón Amazônico e suas implicações tectônicas.

Nesta síntese seguimos o conceito de Província Geocronológica definido por Tassinari & Macambira (1999) como sendo grandes zonas dentro das áreas cratônicas, onde predomina um determinado padrão geocronológico, com as idades obtidas por diferentes métodos aplicados em distintos materiais, exibindo valores coerentes entre si. Os limites entre as províncias são traçados com base nas idades do embasamento metamórfico e nas características geológicas, incluindo-se aí suporte de dados geofísicos. Nesse sentido, nas descrições das províncias geocronológicas do Cratón Amazônico serão enfatizados os padrões geocronológicos das rochas do embasamento metamórfico.

Cada província geocronológica pode conter rochas ígneas anorogênicas e coberturas vulcânicas e sedimentares de distintas idades, desde que mais jovens do que o padrão geocronológico de seu respectivo embasamento metamórfico, e em concordância com a evolução tectônica das áreas vizi-

ESBOÇO DAS PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO



PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS

- Amazônia Central > 2,5 Ga
- Maroni - Itacaiúnas 2,2 - 1,9 Ga
- Ventuari - Tapajós 1,9 - 1,8 Ga
- Rio Negro - Juruena 1,8 - 1,55 Ga
- Rondoniana - San Ignácio 1,55 - 1,3 Ga
- Sunsás 1,25 - 1,0 Ga

UNIDADES GEOLÓGICAS

- Cobertura fanerozoica
- Granitóide
- Cobertura sedimentar pré-cambriana
- Vulcanismo ácido intermediário
- Vulcanismo máfico
- "Greenstone belt"
- Complexo granulítico
- Faixas neoproterozóicas
- Alto estrutural do embasamento

Fig. 1 - Distribuição das províncias geocronológicas do Crátão Amazônico com base em Tassinari & Macambira (1999), modificado

- Distribution of the geochronological provinces of the Amazonian Craton; Based on Tassinari & Macambira (1999), modified



Fig. 2 - Brecha apical do sinclinal de Serra Pelada (foto A. Bartorelli, 1982)

- Brecha apical do sinclinal de Serra Pelada (foto A. Bartorelli, 1982)

nhas. Além disso, as províncias poderão conter núcleos de rochas mais antigas preservadas em seu interior, desde que afetadas termicamente pelo evento metamórfico maior, responsável pela formação da província, ou alguma zona de rochas metamórficas mais jovens, afetadas por eventos locais de retrabalhamento posteriores, muitas vezes ligados a eventos dínamo-termais. Como no Cráton Amazônico, salvo algumas regiões onde existe maior detalhamento geológico, o conhecimento das unidades lito-estratigráficas é na escala regional, as províncias geocronológicas maiores podem incluir um ou mais eventos orogênicos.

Segundo essa concepção, o Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas, que compreendem a Província Amazônia Central (2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga); Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga); Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3-1,0 Ga), tendo suas distribuições geográficas, esquematizadas na Fig. 1.

As composições isotópicas de Sr, Pb e Nd de rochas ígneas e de ortogneisses têm demonstrado que o crescimento da crosta continental do Cráton Amazônico, durante o Proterozóico, envolveu a adição de materiais juvenis e de magmas gerados por processos de retrabalhamento de rochas



Fig. 3 - Pseudomalaquita em planos de fratura de veio de quartzo mineralizado com ouro em Curionópolis, Pará (foto A. Bartorelli, 1982)

- Pseudomalaquita em planos de fratura de veio de quartzo mineralizado com ouro em Curionópolis, Pará (foto A. Bartorelli, 1982)

preexistentes. As províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondoniana-San Ignácio evoluíram através de sucessivos arcos magmáticos produzindo acreções continentais a partir de magmas derivados do manto superior. Por outro lado, a evolução da Província Sunsás e de parte das províncias Rondoniana-San Ignácio e Maroni-Itacaiúnas parece estar associada principalmente a processos de colisão continental.

As idades-modelo Sm-Nd (manto empobrecido) de granitóides do Cráton Amazônico (Sato & Tassinari, 1996) indicam que cerca de 30% da área de crosta continental derivou-se do manto no Arqueano e 70% durante o Paleo e Mesoproterozóico. Durante o Proterozóico, o principal evento formador de rochas ocorreu entre 2,2 e 2,0 Ga.

A seguir serão discutidos os principais aspectos geológicos e geocronológicos de cada província.

Província Amazônica Central

Tassinari & Macambira (1999) definiram a Província Amazônia Central como sendo composta da crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico não afetada pela orogênia Transamazônica. Esses mesmos autores, juntamente com Dall'Agnol *et al.* (1999a) dividiram essa província em dois domínios principais: um formado por áreas com embasamento francamente arqueano - a Província Mineral Carajás, no sudeste do cráton - e outro formado pela faixa de direção SE-NW que vai da região a oeste da Província Carajás ao Estado de Roraima, sendo parcialmente coberta pela bacia do Amazonas. Essa última região continua sendo uma das menos conhecidas geologicamente do planeta. Além da densa cobertura vegetal e dificuldade de acesso, pouco se tem investido em termos de levantamentos geológicos básicos, especialmente no que se refere a dados geocronológicos. Essa ausência de informações dificulta enormemente a definição das características geológicas dessa região, bem como o estabelecimento de seus limites, como veremos a seguir. Assim, de maneira provisória, mantém-se aqui a divisão proposta por Tassinari & Macambira (1999), sem deixar de rever alguns de seus limites à luz de dados recentes. Serão discutidos os domínios chamados de blocos Carajás e Xingu-Iricoumé. Uma mais completa lista de referências de publicações sobre a Província Amazônia Central é apresentada em Tassinari *et al.* (2000).

Bloco Carajás

Carajás é a mais importante província mineral do Brasil, reunindo um singular conjunto de depósitos minerais (ferro, cobre, ouro, manganês, níquel etc.), único no planeta (Fig. 2 e Fig. 3). Embora represente a região mais bem conhecida geologicamente da Amazônia, ainda hoje, lá se efetuam descobertas de importantes jazidas. A região de Carajás foi formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, apresentando as seqüências mais antigas e melhor preservadas do Cráton Amazônico. Ela está limitada, a leste, pelo cinturão neoproterozóico Araguaia, a norte, pela província paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas, a sul e a oeste é parcialmente coberta pelas seqüências sedimentares fanerozóicas da bacia de Parecis e pelas rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Iriri (Fig. 4).

A Província Carajás tem sido dividida em três domínios tectônicos de direção leste-oeste (Docegeo, 1988; Costa *et al.*, 1995). A norte tem-se o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, no centro o terreno granito-*greenstone* de Rio Maria e, a sul, o terreno granito-*greenstone* de Inajá, este último denominado por Costa *et al.* (1995) de Cinturão de Cisalhamento Pau D'Arco. Os dados geocronológicos (idades U-Pb e Pb-Pb de

Fig. 5 - Estruturas pillow em lavas de rochas máficas das seqüências greenstone belt do Supergrupo Andorinhas, região de Rio Maria, sul da Província Mineral de Carajás

- Pillow lavas structures in mafic rocks of the greenstone belt of the Andorinhas Supergroup, Rio Maria region, south Carajás Mineral Province



zircão e modelo Nd) disponíveis estabelecem um curto intervalo de cerca de 150 Ma (3,0 a 2,85 b.a.) para a formação do embasamento da província e de sua crosta como um todo, como proposto inicialmente para a região de Rio Maria (Macambira & Lancelot, 1996). Contudo, zircão detrítico de seqüências sedimentares da região de Rio Maria (Macambira *et al.*, 1998) e como xenocristal de gnaisses da região de São Felix do Xingu (Teixeira *et al.*, 2001) de até 3,7 Ga têm sido também registrados. Os dois domínios ao sul são bastante similares em termos de unidades estratigráficas, enquanto o Cinturão Itacaiúnas apresenta manifestações ígneas e sedimentares mais jovens, caracterizadas pelas seqüências supra-crustais, granitóides e seqüências máficas acamadadas neoarqueanos. Contudo, como destacado acima, seu embasamento é bastante similar aos granitóides mesoarqueanos que afloram a sul, sugerindo, pelo menos, uma contemporaneidade desses terrenos. Já no Paleoproterozóico, toda a província foi intrudida por plútons graníticos e localmente coberta por formações sedimentares.

As unidades estratigráficas mais antigas registradas até

então na Província Carajás são as seqüências de *greenstones* dos supergrupos Andorinhas, onde são observadas as estruturas de lavas em almofadas, mostradas na Fig. 5, e Serra do Inajá, o Tonalito Arco Verde e o complexo máfico-ultramáfico acamadado Serra Azul (2,90-2,98 Ga; Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lancelot, 1996; Rolando & Macambira, 2003), que ocorrem nas regiões de Rio Maria e Inajá. O complexo Serra Azul é intrusivo nos *greenstones* da serra de Gradaús, mas a relação entre as outras duas unidades não está bem esclarecida. Existe a possibilidade de que parte dos *greenstones* seja anterior e parte seja posterior ao Tonalito Arco Verde, em uma complexa associação de micro-arcos amalgamados. Intrusiva nessas unidades ocorre uma associação do tipo tonalito-trondhjemito-granodiorítico (TTG) de expressivo volume, constituída de plútons e batólitos como o Tonalito Parazônia, Trondhjemito Mogno, Granodiorito Rio Maria e Granito Mata Surrão, com idades dominantes em torno de 2,87 Ga. Esses granitóides têm caráter sin-tectônico e se colocaram no fechamento das bacias marginais dos *greenstones*, encerrando a formação dos terrenos granito-*greenstones* de Rio Maria e Inajá (Souza *et al.*, 1997).

Na parte norte da Província Carajás, as rochas mais antigas são gnaisses e granitóides (ca. 2,85 Ga, Machado *et al.*, 1991) englobados no complexo Xingu e contemporâneos às associações TTG que ocorrem nas regiões de Rio Maria e Inajá. Rochas granulíticas formadas nesse período e pertencentes ao complexo Pium apresentam protólitos cuja idade, detectada em núcleos de cristais de zircão, está em torno de 3,0 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000). Todas essas rochas formam o embasamento de unidades não registradas fora do Cinturão Itacaiúnas e de idades entre 2,76 e 2,74 Ga, tais como: seqüências vulcano-sedimentares, como aquelas que ocorrem na Serra Pelada (Fig. 6 e 7), englobadas no Grupo Grão Pará



Fig. 6 - Vista geral do garimpo de ouro de Serra Pelada, região da Serra dos Carajás, Província Amazônia. (foto A. Bartorelli, 1982)

- General view of the "Garimpo de Serra Pelada" - wildcat gold mining at Serra dos Carajás region, Central Amazonian Province. (photo A. Bartorelli, 1982)



Fig. 7 - Contato entre metapelitos avermelhados e negros, esses últimos manganíferos e geoquimicamente ligados à mineralização aurífera. Garimpo de Serra Pelada (Foto A. Bartorelli, 1982)

- Contact between reddish and black metapelites, the latter being manganiferous and geochemically related to the gold mineralization. Garimpo de Serra Pelada (Photo A. Bartorelli, 1982)

e unidades correlatas, nas quais se concentram os mais importantes depósitos minerais da província, e os granitos alcalinos tipo Estrela; complexos máfico-ultramáficos como o de Luanga; granitóides da Suíte Plaquê, e diques gabróicos. O contexto tectônico de formação dessas rochas ainda não é consenso, contudo, é cada vez mais claro que essas rochas tiveram um envolvimento de material continental, como demonstrado pelos isótopos de Nd e zircão herdado, seja em sistema de rift continental (Gibbs *et al.*, 1986), seja por colisão-subducção oblíqua (Teixeira & Egger 1994). Contudo, para satisfazer condições de formação de associações tão distintas e típicas de diferentes ambientes tectônicos em um intervalo de tempo tão curto é necessário evocar modelos complexos, como aquele envolvendo transcorrência com transpressão e transtensão, como diferentemente sugerido por Costa *et al.* (1995) e Pinheiro & Nogueira (2003). Nesse contexto, criaram-se condições para formação da bacia Carajás, colocação de complexos acamadados, bem como de granitos sintectônicos referidos acima. No fim do Arqueano (2,58 Ga), um último evento tectono-metamórfico afetou heterogeneamente o cinturão Itacaiúnas, associado à colocação de granitos alcalinos, a exemplo do depósito Salobo, como proposto por Machado *et al.* (1991).

O Paleoproterozóico é caracterizado pela colocação de plútons monzograníticos a sienograníticos de cerca de 1,88 Ga, similares aos que ocorrem em outras partes da Província Amazônia Central. Os isótopos de Sr e Nd (Macambira *et al.*, 1990; Dall'Agnol *et al.*, 1999) sugerem uma origem a partir da anatexia de rochas de cerca de 2,87 Ga, em sistemas distensivos (Costa *et al.*, 1995), provavelmente provocada por

underplating ou intrusão de magmas máficos derivados do manto (Dall'Agnol *et al.*, 1994).

Bloco Xingu-Iricoumé

A região enquadrada nesse bloco é uma das menos conhecidas geologicamente do Cráton Amazônico e se estende da margem esquerda do rio Xingu em direção ao Sudeste do Estado de Roraima. Ela é seccionada em dois setores pelas bacias sedimentares fanerozóicas do Solimões e Amazonas. Uma faixa leste-oeste de rochas de idade "transamazônica", adjacente às bacias, em sua parte sul, reforça a separação dos dois setores. Nesse bloco dominam rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos, não metamorfizados e localmente cobertos por seqüências sedimentares. O embasamento regional raramente aflora e, até o momento, não se dispõe de dados geocronológicos consistentes para ele. A aglomeração desse bloco na Província Amazônia Central tem como base a suposta idade pré-"transamazônica" (>2,3 Ga) do embasamento proposta em função de algumas idades-modelo de Nd (T_{DM}) superiores a 2,5 Ga de riodacitos e intrusões graníticas do setor sul desse bloco (Sato & Tassinari, 1997), o que contrasta com as rochas da província aurífera do Tapajós, que a bordeja, a oeste. A aglutinação do setor norte na Província Amazônia Central é, portanto, especulativa, necessitando-se de melhor caracterização geológica e geocronológica.

As rochas vulcânicas félsicas a intermediárias (genericamente englobadas no Supergrupo Uatumã) e granitóides cálcio-alcalinos do bloco Xingu-Iricoumé são intrudidos por

granitos alcalinos a sub-alcalinos tipo A, interpretados como anorogênicos (Dall'Agnol *et al.*, 1999b). No setor norte, as rochas vulcânicas e os granitos tipo A estão englobados nos grupos Mapuera e Iricoumé, respectivamente, enquanto no setor sul são denominados de grupos Iriri e Maloquinha. No setor norte, alguns desses granitos são altamente mineralizados em estanho, como os da região de Pitinga (AM) com cerca de 1,82 Ga, que intrudem as vulcânicas Iricoumé de 1,90 Ga (Costi *et al.*, 2000). No setor sul, datações Pb-Pb em zircão e em rocha total têm mostrado valores bastante similares, como aqueles obtidos em riolitos das proximidades dos rios Tapajós, Jamanxim e Xingu por Moura *et al.* (1999), Dall'Agnol *et al.* (1999) e Teixeira *et al.* (1998), respectivamente. A distribuição dos dados geocronológicos disponíveis para o bloco Carajás da Província Amazônia Central encontra-se na Fig. 4.

Província Maroni-Itacaiúnas

A Província Maroni-Itacaiúnas contorna a Província Amazônia Central, definindo uma larga faixa na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico com evolução principal ocorrida no intervalo de 2,2 a 1,95 Ga. Nela dominam rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas nas fácies xisto-verde a anfíbolito, bem como terrenos gnáissico-migmatíticos e granulíticos. Embora, em linhas gerais, o padrão geocronológico e geotectônico da província seja coerente e contínuo, existem diferenças regionais que, aliadas aos distintos graus de conhecimento, recomendam um tratamento individual dos setores, como será visto a seguir.

Vanderhaeghe *et al.* (1998) propuseram um modelo evolutivo para as rochas da Guiana Francesa durante o ciclo Transamazônico, que tem sido estendido também para as regiões adjacentes (Delor *et al.*, 2003; Avelar *et al.*, 2003). Após a abertura oceânica e formação de uma crosta juvenil entre 2,26 e 2,20 Ga, seguiram-se movimentos convergentes em ambiente de arco de ilha, gerando magmatismo predominantemente tonalítico (TTG) e seqüências *greenstone* no intervalo de 2,18 a 2,13 Ga. Com o fechamento da bacia de arco e evolução para movimentos sinistrais, produziram-se magmas graníticos e bacias preenchidas com detritos a cerca de 2,10 Ga. Leucogranitos foram colocados no final do movimento transcorrente, no intervalo de 2,08 a 2,06 Ga, na Guiana Francesa, enquanto no Suriname, condições de ultra-alta temperatura geraram os granulitos Bakhuis, entre 2,07 e 2,06 Ga.

Aparte as seqüências predominantemente juvenis citadas acima, vestígios de rochas arqueanas têm sido registrados na Província Maroni-Itacaiúnas através de datação pelos métodos U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb aplicados em rocha total e zircão de protólitos ígneos e de rochas de origem detrítica (Avelar *et al.*, 2003, e referências citadas), especialmente na Venezuela e no Brasil (Amapá). São rochas polimetamórficas, em geral de alto grau, apresentando-se fortemente retrabalhadas durante o ciclo Transamazônico. No Amapá, essas evidências se concentram nas regiões de Cupixi e Tartarugal Grande, no centro-sul do estado. A idade de rocha mais antiga obtida até o momento, foi determinada através de idade Pb-Pb em zircão de um protólito ígneo do gnaiss tonalítico da região do rio Cupixi, com valor de 3,32 Ga (Klein *et al.*, 2003). Em função das novas evidências de heranças arqueanas, Avelar *et al.* (2003) refinaram uma proposta de Tassinari (1996), que divide o nordeste da Província Maroni-Itacaiúnas em domínios siálico e simático/juvenil, sugerindo que o primeiro ocorre a sul de um limite transicional com direção geral WNW-ESE que passa no centro do estado.

Outro núcleo arqueano preservado no interior da Província Maroni-Itacaiúnas é o complexo Imataca, que ocorre na Venezuela, sendo limitado das seqüências metavul-

cano-sedimentares paleoproterozóicas pela Falha ENE de Guri. Esse complexo é composto por granulitos félsicos, orto e para-gnaisses migmatizados. Maiores detalhes sobre a geologia e evolução do complexo de Imataca podem ser encontrados em Tassinari *et al.* (2004) e Dougan (1977). Os dados U-Pb (SHRIMP) em zircão e idades-modelo Sm-Nd indicam que o complexo Imataca desenvolveu-se a partir de um protólito continental com idades maiores que 3,2 Ga, que sofreu retrabalhamento e adição de material juvenil em 2,8 Ga. Durante a orogenia Maroni-Itacaiúnas essas rochas atingiram condições metamórficas de 750-800 C e 6-8 kbar, associadas a cisalhamentos transpressivos e imbricações tectônicas. O pico metamórfico ocorreu entre 2,05 e 1,98 Ga, sendo que a evolução termocronológica dessas rochas encontra-se descrita em Tassinari *et al.* (2004).

O Estado de Roraima representa uma área-chave para o entendimento da evolução de algumas províncias geocronológicas do Cráton Amazônico uma vez que reúne pontos de conexão entre elas, pouco esclarecidos em função do reduzido grau de conhecimento geológico de seus terrenos. Na última década, essa área experimentou um avanço significativo em seu conhecimento em função dos mapeamentos sistemáticos desenvolvidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM - acompanhados da produção de novos dados isotópicos. Reis *et al.* (2003) apresentam uma compilação desses dados e propõem uma divisão de sua área em quatro domínios litoestruturais, abaixo listados com seus respectivos intervalos de idade, que incluem as coberturas vulcânicas e sedimentares, e os granitos tipo A, a exemplo dos grupos Surumu, Roraima, e granitos Mapuera e Saracura, respectivamente: 1. Domínio Urariqüera, no nordeste do estado, constitui terrenos vulcano-plutônico-sedimentares com idade entre 1,98 e 1,78 Ga e direção WNW-WSW; 2. Domínio Parima, um terreno granito-*greenstone* no noroeste com direção NW-SE e E-W e idades entre 1,97 e 1,94 Ga; 3. Domínio Guiana Central, é um cinturão de alto grau no centro do estado com direção NE-SW e idade entre 1,94 e 1,93 Ga, intrudido por uma associação AMG (anortosito/gabro-mangerito-granito rapakivi) de cerca de 1,5 Ga e afetado por cisalhamento de cerca de 1,2 Ga (Evento K'Mudku), e 4. Domínio Anauá-Jatapu, no sudeste, com direção NW-SE, NE-SW e N-S, composto de terrenos granito-gnáissicos de idade entre 2,03 e 1,81 Ga. As rochas ígneas que constituem o embasamento formaram-se, em sua maioria, em um curto intervalo de cerca de 100 m.a. Embora em número reduzido, os dados isotópicos de Nd (Santos *et al.*, 2003; Reis *et al.*, 2003) indicam, em geral, idades-modelo paleoproterozóicas e $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo. Essas características atestam uma evolução para essa região mais jovem àquela típica do ciclo Transamazônico, descrita nos países ao norte, podendo representar um conjunto de arcos aglutinados no que tem sido considerado como Província Maroni-Itacaiúnas. Contudo, por falta de critérios para melhor explicar sua evolução, neste trabalho essa região será provisoriamente englobada naquela província até que novos dados isotópicos e geológicos mais consistentes estejam disponíveis.

Datações pelo método K-Ar de rochas da Província de Carajás, no sudeste do cráton, levaram Cordani *et al.* (1979) a propor que a região imediatamente ao norte teria sido formada durante o ciclo Transamazônico e a englobaram na Província Maroni-Itacaiúnas. Posteriormente, Santos *et al.* (1988) definiram, pelo método Rb-Sr, idades entre 2,0 e 1,9 Ga para rochas metamórficas a noroeste da Província de Carajás e cobertas pelas vulcânicas Uatumã, propondo um caráter ensiálico com base na alta razão inicial do Sr. A natureza juvenil de parte dos granitóides dessa região só foi estabelecida a partir de dados isotópicos de Nd obtidos por Macambira *et al.* (2003) que, através de datações de zircão, também definiram idades entre 2,15 e 2,07 Ga para esses gra-

nitóides. Esses autores propuseram uma colocação sintectônica e traçaram semelhanças com a evolução paleoproterozóica observada na Guiana Francesa. Novos dados geocronológicos apresentados por Vasquez *et al.* (2003) e Faraco *et al.* (2003) vieram confirmar as idades “transamazônicas” (2,21 e 1,99 Ga) para os granitóides e mais elevadas (2,30 a 2,44 Ga, ou mais) para os gnaisses situados nas proximidades da rodovia Transamazônica, no trecho entre o rio Tocantins e o interflúvio Xingu-Tapajós. Nessa última área, zircão de um gnaiss tonalítico apresentou idade de 2581 ± 6 Ma (Santos *et al.*, in Faraco *et al.*, 2003). Esses novos dados permitem confirmar o trecho da Província Maroni-Itacaiúnas que fica ao sul da sinéclese do Amazonas para oeste, até ser coberto pelas vulcânicas Iriri (Fig.1). A conexão dessa faixa de rochas transamazônicas associadas a protólitos neoarqueanos com rochas comparáveis, situadas ao norte da sinéclese, ainda resta ser esclarecida, uma vez que ela se encontraria encoberta por uma larga faixa de seqüências sedimentares da bacia do Amazonas.

Província Ventuari-Tapajós

A Província Ventuari-Tapajós trunca o segmento NE-SW do cinturão Maroni-Itacaiúnas, sendo que os limites geográficos com este cinturão não são claramente definidos, pois o contato entre essas duas províncias parece ser transicional, através de uma interdigitação tectônica com as idades das rochas se tornando menores à medida que se passa do cinturão granulítico para esse domínio. Limita-se também com a parte ocidental da Província Amazônia Central, estendendo-se desde o sul da Venezuela até a região do rio Tapajós, no sudoeste do Estado do Pará, onde também seus limites, por falta de estudos em detalhe, não estão claramente definidos (Fig.1).

Geologicamente, essa província contrasta fortemente com a Maroni-Itacaiúnas, que possui predomínio de granulitos e rochas metavulcano-sedimentares. Na Província Ventuari-Tapajós predominam granitos gnáissicos de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, formados entre 1,95 e 1,8 Ga, a partir de processos de diferenciação mantélica ocorridos pouco tempo antes da formação das rochas, caracterizando a atuação de um arco magmático. Estas rochas apresentam predominantemente trends estruturais NW-SE e N-S e, em geral, estão afetadas por metamorfismo da fácies anfíbolito. Associadas a essas rochas, que constituem o embasamento deste domínio, ocorrem granitóides de composição diorítica a granodiorítica de caráter sin a pós-tectônico.

Na parte sul da província ocorrem terrenos gnáissico-migmatíticos de composições variadas, granodioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, migmatitos e granitóides sintectônicos. As rochas desse embasamento, principalmente aquelas da parte oeste do domínio, apresentam metamorfismo que atingiram a fácies anfíbolito e, em alguns locais, fácies granulito. Nesse contexto, ocorre o Granodiorito Parauari, que inclui diversos tipos litológicos cálcio-alcálicos como granitos, tonalitos, granodioritos, adamelitos, monzonitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-dioritos e quartzo-sienitos. Essas rochas apresentam idades Pb-Pb e U-Pb em zircão de cerca de 1,98-2,00 Ga (Vasquez *et al.*, 1999, Santos, 2000).

Na parte norte da província, no domínio petrotectônico Ventuari (Barrios, 1983), os granitos gnáissicos do embasamento apresentaram idades Rb-Sr em rocha total de 1826 ± 34 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = $0,7027 \pm 0,0008$) e U-Pb em zircão de 1823 e 1859 Ma (Gaudette & Olszewski, 1981). Tassinari *et al.* (1996) obtiveram, através do método U-Pb (SHRIMP) em monocristais de zircão de granitóides de composição quartzo-diorítica, a idade de 1835 ± 17 Ma.

Rochas supracrustais metamorizadas na fácies xisto-

verde a anfíbolito possuem ocorrências subordinadas ao longo da província, sendo incluídas na Formação Cinaruco, na Venezuela, e na Suíte Jacareacanga, na parte sul da província. Cristais clásticos de zircão de rochas metassedimentares das seqüências Cuiú-Cuiú e Jacareacanga indicaram idades U-Pb entre 2,1 e 2,0 Ga, e zircões de metatonalitos da região do rio Tapajós também forneceram idades próximas a 2,0 Ga (Santos *et al.*, 1997), estabelecendo a idade máxima, paleoproterozóica, para a deposição dessas seqüências.

Na Província Ventuari-Tapajós, tanto em sua parte norte como sul, ocorrem associações vulcano-plutônicas de tendências cálcio-alcálicas e toleíticas isentas de recristalização metamórfica. Na parte sul da província, são consideradas como pertencentes à suíte Intrusiva Maloquinha e vulcânicas Iriri e, mais a oeste, como ao vulcano-plutonismo Teles Pires. Na parte norte, essas rochas são denominadas como vulcano-plutonismo Cuchivero. Os granitos do tipo Maloquinha (1650 ± 20 Ma e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7065 \pm 0,0011$, Tassinari, 1996; e 1,88-1,89 Ga, Pb-Pb e U-Pb em zircão, Lamarão *et al.*, 1999; Santos, 2000), são compostos por granitos grosseiros e porfíricos. Incluem principalmente álcali-granitos, monzogranitos e sienogranitos de composição subalcalina a alcalina metaluminosa, possuindo características anorogênicas e natureza intraplaca. Relacionados a essa manifestação granítica ocorrem derrames de rochas vulcânicas félsicas e intermediárias, designados de Formação Iriri, constituída por rochas com variação composicional predominante desde riolitos até dacitos, embora termos andesíticos e basálticos sejam também reportados (Silva *et al.*, 1980). Essa unidade vulcânica foi datada por Basei (1977) por isócrona Rb-Sr em rocha total em 1765 ± 16 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7050 \pm 0,0071$, embora, conforme Santos (2000), a idade do vulcanismo seja a mesma do Granito Maloquinha, em torno de 1870 Ma.

Os granitos Teles Pires (1680 ± 13 Ma com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7046) apresentam, em geral, feições circulares, e possuem características de rochas subvulcânicas, tendências alásquíticas e natureza anorogênica. Geneticamente esses corpos graníticos estão relacionados às vulcânicas Teles Pires que, embora mais jovens, são consideradas como pertencentes à Formação Iriri. Os litotipos mais comuns dos granitos Teles Pires são granitos porfíricos, microgranitos, granitos gráficos, granófiros, riebeckita-granitos, granitos tipo rapakivi, geralmente piterlitos e granitos. No domínio sul, aparecem as rochas relacionadas aos grupos Gorotire e Beneficente, este último mais jovem, com idade de sedimentação entre 1550 e 1330 Ma, intervalo este definido pelas idades das rochas vulcânicas ácidas a intermediárias que estão sotopostas à seqüência e por diques máficos que as corta (Tassinari *et al.*, 1978), ao passo que os sedimentos relacionados ao Grupo Gorotire devem ter uma idade mínima de 1600 Ma uma vez que são intrudidos por granitóides dessa idade (Pessoa *et al.* 1977). Essas coberturas sedimentares não deformadas recobrem as seqüências de rochas vulcânicas, e são constituídas por ortoquartzitos, arenitos, metarenitos, metarcóseos, siltitos, argilitos e calcários depositados provavelmente em ambiente de rift continental. O magmatismo máfico da Província Ventuari-Tapajós restringe-se a diques e sills de diabásio de composição tipo olivina gabro, que seccionam tanto as rochas do embasamento como as coberturas vulcânicas e sedimentares.

As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) calculadas para granitóides e ortognaisses dessa província, forneceram resultados entre 2,1 e 2,0 Ga, sendo que os valores de ϵ_{Nd} calculados para 2,0 Ga situam-se entre + 2,1 e -1,6 (Sato & Tassinari, 1996). Tais valores sugerem que a diferenciação mantélica do magma parental dessas rochas ocorreu pouco antes do período de sua formação.

Província Rio Negro-Juruena

A Província Rio Negro-Juruena ocorre na porção ocidental do Cráton Amazônico, dispendo-se paralelamente à Província Ventuari-Tapajós, sendo constituída por uma zona de intensa ocorrência de granitos e migmatitos, desenvolvida através de uma sucessão de arcos magmáticos de idades entre 1,8 e 1,55 Ga. Nessa província, devido ao avanço do conhecimento geológico e geocronológico em algumas áreas específicas, já é possível diferenciar dois segmentos tectônicos distintos, o denominado *greenstone belt* do Alto Jaurú (1,79-1,75 Ga) e o orógeno Cachoeirinha (1,58-1,52 Ga) (Geraldes *et al.*, 1999).

O embasamento da Província Rio Negro-Juruena é composto por gnaisses, granodioritos, tonalitos, migmatitos, granitos e anfibolitos. Estudos realizados por Dall'Agnol & Macambira (1992) mostraram que na parte norte desse domínio predominam biotita-titanita monzogranitos. Esse embasamento se estende para a Colômbia, onde é denominado de Complexo Mitú (Galvis *et al.*, 1979) e, para Venezuela, onde está incluído na Associação Petrotectônica Casiquiare (Barrios, 1983). As direções estruturais predominantes são NW-SE, cortadas em algumas áreas por estruturas NE-SW, relacionadas a zonas de cisalhamentos posteriores, vinculadas ao evento tectono-termal Nickeriano (1100 Ma), que seccionaram grandes áreas do cráton. Intrudindo o embasamento ocorrem granitóides a duas micas, produzidos por eventos posteriores de anatexia. Na região do alto Rio Negro os granitóides a biotita e titanita apresentaram idades Rb-Sr de 1698 ± 27 Ma com valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,703 \pm 0,001$ e Pb-Pb de 1630 ± 275 Ma, com um valor de μ_1 de 8,16. Além disso, cristais de zircão provenientes destas rochas indicaram idades U-Pb de 1703 ± 7 Ma e 1521 ± 13 Ma. Na parte sul da província, na região do rio Aripuanã, o padrão geocronológico é o mesmo daquele observado na parte norte, apresentando idades Rb-Sr e Pb-Pb de 1700 ± 21 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7048 \pm 0,0006$), 1674 ± 85 Ma ($\mu_1 = 8,24$) e 1717 ± 120 Ma ($\mu_1 = 8,09$), respectivamente (Tassinari *et al.*, 1996).

Na parte sudoeste da Província Rio Negro-Juruena, encontra-se individualizado o segmento crustal chamado de *greenstone belt* Alto Jauru, que se estende por duas faixas orientadas NW-SE na região das cidades de Santa Fé, Cachoeirinha e Araputanga, no Estado do Mato Grosso (Monteiro *et al.*, 1986, Geraldes *et al.*, 1999; Tassinari *et al.*, 2000). Esse terreno é constituído por seqüências metavulcano-sedimentares separadas por terrenos granito-gnássicos de composição predominantemente tonalítica. Essas rochas são intrudidas por doleritos e granitóides, e cobertas parcialmente pelas rochas clásticas do Grupo Aguapeí.

Van Schmus *et al.* (1998) e Geraldes (2000) reportaram idades U-Pb em zircão das rochas vulcanoclásticas de 1767 ± 24 Ma, interpretada como sua época de cristalização. As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) foram de 1,87 Ga com um valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ de +2,4, que indica que o vulcanismo foi derivado de magmas do manto superior com muito pouca contaminação de material crustal. As rochas plutônicas da suíte tipo TTG apresentaram idades U-Pb em zircão de 1795 ± 10 Ma e Sm-Nd (T_{DM}) de 1,93 Ga com valor de $\epsilon_{Nd(t)}$ de +2,16 (Geraldes 2000). O Granito Alvorada, intrusivo nessas rochas, apresenta idade isocrônica Rb-Sr em rocha total próxima a 1730 Ma (Carneiro *et al.*, 1992). Em adição, os chamados gnaisses Aliança de Ruiz (1992) e as rochas vulcânicas da seqüência *greenstone belt* indicaram, respectivamente, idades U-Pb em zircão de 1747 ± 13 Ma (Geraldes, 2000) e U-Pb (SHRIMP) de 1769 ± 29 e 1724 ± 30 Ma (Pinho, 1996).

Esses dados mostram claramente que as seqüências *greenstone belt* e as suítes TTG associadas formaram-se prin-

cipalmente entre 1,8 e 1,75 Ga, a partir de materiais predominantemente juvenis, caracterizando um episódio de acreção continental.

Intrudindo as rochas do *greenstone belt* Alto Jauru ocorrem rochas cálcio-alcalinas de composição variando de granítica a tonalítica, que apresentaram idades U-Pb em zircão de 1536 ± 11 e 1549 ± 10 Ma e idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,77 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} = +0,5$) e 1,83 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} = +1,0$). O denominado Batólito de Santa Cruz e o Gnaisse São Domingos (Ruiz, 1992) indicaram idades U-Pb em zircão de 1587 ± 4 Ma ($T_{DM} = 2,05$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = -0,8$), e 1562 ± 36 Ma ($T_{DM} = 1,79$ Ga e $\epsilon_{Nd(t)} = +0,9$). Esses dados caracterizam um episódio de formação de crosta continental juvenil, entre 1,59 e 1,53 Ga, denominado de Orogenia Cachoeirinha (Geraldes *et al.*, 1999), que constitui parte integrante da Província Rio Negro-Juruena. Considerando que esta província foi desenvolvida através de uma sucessão de arcos magmáticos de idades entre 1,8 e 1,5 Ga (Tassinari & Macambira, 1999), com o aumento do conhecimento geológico e geocronológico em toda a sua extensão, ela deverá ser futuramente dividida em pelo menos dois arcos, o mais velho entre 1,8 e 1,7 Ga e o mais novo entre 1,65 e 1,53 Ga.

Seqüências de rochas supracrustais são raras no âmbito da Província Rio Negro-Juruena. Na parte sul da província, ocorrem rochas metavulcânicas félsicas, de composição riolíticas a riódacíticas, na área entre os rios Roosevelt e Aripuanã, constituindo o que Scandola *et al.* (1995) incluíram no Domínio III (Roosevelt), consistindo de uma unidade inferior metavulcano-sedimentar, formada por rochas metapelíticas intercaladas com ardósias, filitos, metarenitos, quartzitos, sericita-xistos, cloritas-xistos, formações ferríferas bandadas, metavulcânicas félsicas a intermediárias e metatufos, e a unidade superior, composta por siltitos, arenitos arcossianos, ortoquartzitos e ardósias. O metamorfismo dessas seqüências encontra-se datado através de isócrona Rb-Sr em rocha total de metavulcânicas félsicas, em 1560 ± 80 Ma com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,701 \pm 0,003$ (Tassinari, 1981). O vulcanismo foi datado pelo método U-Pb em zircão em 1740 ± 8 Ma (Santos, 2000). Já na parte norte do domínio, aparecem remanescentes de unidades metassedimentares, constituídas quase que exclusivamente por quartzitos, que foram denominadas por Pinheiro *et al.* (1976) de Grupo Tunuí. Essas rochas ocorrem no nordeste do Estado do Amazonas e se estendem para o interior da Venezuela. Na fronteira do Brasil com a Colômbia ocorrem também seqüências arenosas e pelíticas metamorfizadas na fácies xisto-verde baixo, denominados de Formação La Pedrera (Galvis *et al.*, 1979).

Associados aos arcos magmáticos relacionados à Província Rio Negro-Juruena, ocorrem rochas vulcânicas félsicas a intermediárias e granitos de natureza sub-vulcânica com tendência alaskítica, de idades entre 1,65 e 1,55 Ga. Litologicamente esse vulcanismo é muito similar aos que ocorrem no Domínio Ventuari-Tapajós. Em geral, são vulcanismos félsicos a intermediários intercalados nos pacotes inferiores de espessas coberturas sedimentares, que incluem arenitos com estratificação cruzada, conglomerados, folhelhos, arcóseos, calcários e dolomitos. Os componentes vulcânicos são compostos basicamente por tufos e ignimbritos. Em geral, estes episódios vulcano-sedimentares estão associados a rifts continentais e, na parte sul do domínio, constituem o Grupo Caiabis. Os pacotes sedimentares também apresentam intercalações de basaltos alcalinos, toleíticos e cálcio-alcalinos, principalmente na Serra dos Caiabis. Nesta área, as seqüências sedimentares possuem dois derrames de basaltos intercalados que foram datados pelo método K-Ar, tendo o inferior uma idade de 1416 ± 14 Ma e o superior uma idade de 1225 ± 20 Ma (Tassinari *et al.*, 1978). Na parte norte, esses

tipos litológicos são mais raros, ocorrendo vulcanismos apenas ao longo do rio Traira, no limite entre Brasil e Colômbia.

Os granitos sub-vulcânicos, considerados como granitos Teles Pires, datados pelo método Rb-Sr em 1602 ± 30 Ma (Silva *et al.*, 1980) e em 1780 ± 20 Ma pelo método U-Pb em zircão (Santos, 2000), são corpos circulares, de natureza cálcio-alcalina, alcalina e peralcalina, distribuídos preferencialmente na parte sul da Província Ventuari-Tapajós, mas ocorrendo também na parte sudeste da Província Rio Negro-Juruena. Ainda no âmbito dessa província, ocorrem vários complexos circulares, geralmente compostos por sienitos alcalinos gradando para granitos peralcalinos. Várias gerações de granitos anorogênicos ocorrem no domínio, incluindo corpos com textura rapakivi, de natureza sub-alcalina, exibindo características de granitos do tipo A, intra-placa. Esse magmatismo granítico compreende termos que variam de granitos alcalinos a biotita, sienogranitos leucocráticos a hololeucocráticos (Dall'Agnol *et al.*, 1987).

No interior da Província Rio Negro-Juruena, principalmente em sua região sul, são comuns produtos de atividades magmáticas graníticas de natureza anorogênica, como corpos de granitos peraluminosos ou metaluminosos, alguns deles com textura tipo rapakivi (Dall'Agnol *et al.*, 1987), ou ainda, como as intrusões sieníticas do Canamã, que ocorrem muito próximo do limite desse domínio com a província Ventuari-Tapajós. As intrusões de granitos do tipo rapakivi que ocorrem no embasamento da província são de diferentes idades e com características geoquímicas e petrológicas distintas. Em geral, são acompanhadas por mangeritos, charnoquitos, rochas alcalinas e algumas vezes por anortositos, como os que ocorrem na região do rio Ciriquire e por magmatismos máficos. Esses plutons são epizonais e exibem características de granitos do tipo A, intraplacas. Tosdal & Bettencourt (1996) e Bettencourt *et al.* (1995) dividiram essas atividades ígneas em quatro suítes, a saber: a) Suíte Intrusiva Serra da Providência, composta de granitos com textura rapakivi, apresentando idades U-Pb em zircão provenientes de duas amostras do granito Serra da Providência de 1606 ± 24 Ma e 1554 ± 47 Ma (Tosdal *et al.*, 1996), interpretadas como as idades de cristalização das amostras datadas. Tassinari *et al.* (1996) complementaram esse quadro geocronológico, apresentando idade U-Pb em monocristais de zircão (SHRIMP), com valor de 1588 ± 16 Ma; b) Maciço Santo Antonio e Suíte Intrusiva Teotônio, com idades próximas a 1,4 Ga; c) Granitos Rapakivi Jovens de Rondônia, com atividades ígneas entre 1,3 e 1,2 Ga; d) Granitos Jovens de Rondônia com idades entre 1,1 e 0,95 Ga. As atividades magmáticas máficas na província em estudo ocorreram em três intervalos distintos de tempo, o mais antigo entre 1,4 e 1,35 Ga e os outros variando entre 1,25 e 1,15 Ga e entre 0,98 e 0,95 Ga (Tassinari, 1996). Todos esses magmatismos anorogênicos, ocorrem na área da Província Rio Negro-Juruena, mas estão associados às evoluções tectônicas das orogenias mais jovens, que ocorreram na parte sudoeste do Cráton Amazônico.

Província Rondoniana-San Ignácio

A Província Rondoniana-San Ignácio encontra-se situada na parte sudoeste do Cráton Amazônico limitando-se, em parte, com a Província Rio Negro-Juruena, através da zona de falha Marechal Rondon, que possui direção NW - SE. Inclui rochas polimetamórficas formadas principalmente dentro do intervalo de tempo de 1,55 a 1,30 Ga, mas também contém núcleos antigos preservados, como o complexo Granulítico de Lomas Manéches, na Bolívia. A presença desses núcleos antigos, com idades aparentes relativas aos ciclos orogênicos Transamazônico ou Rio Negro-Juruena, aliada aos parâmetros de geoquímica isotópica de Sr e Nd confere, à parte da

Província Rondoniana-San Ignácio, um caráter evolutivo ensialítico. As composições isotópicas de Nd e idades U-Pb em zircão (1,5 a 1,4 Ga) de ortognaisses e granitóides sugerem também o desenvolvimento de arcos magmáticos juvenis nessa província (Sato & Tassinari, 1996 ; Gerald, 1999).

As rochas que constituem o embasamento incluem diversos tipos de migmatitos e um grande volume de rochas gnáissicas de composição granítica a granodiorítica e anfibolitos, metamorfasadas principalmente na fácies anfibolito embora, em quantidades subordinadas, ocorram granulitos bandados, charnoquitos e rochas metassedimentares de baixo grau. Essas rochas encontram-se intensamente dobradas e falhadas por diversos eventos deformacionais superimpostos, apresentando lineamentos orientados preferencialmente segundo as direções WNW-ESE, NNE-SSW, NW-SE e NE-SW (Leal *et al.*, 1978; Litherland *et al.*, 1986 e Teixeira & Tassinari, 1984).

Nesta revisão, a Província Rondoniana-San Ignácio será mantida tal como definida em Tassinari *et al.* (2000), incluindo em seu interior diversos terrenos e/ou orógenos que tiveram suas respectivas evoluções geológicas dentro do intervalo de tempo de 1,55-1,3 Ga e que, com os avanços nos conhecimentos geológicos e geocronológicos dos últimos anos, já podem ser individualizados no campo. Seguindo essa linha, Scandollara *et al.*, (1999) e Gerald *et al.* (1999) dividiram a província em terrenos e zonas orogênicas, assim denominados: a) Terreno Rio Alegre; b) Orogenia Santa Helena; e c) Orogenia Rondoniana-San Ignácio.

O Terreno Rio Alegre compreende rochas plutônicas máficas e ultramáficas e rochas vulcânicas associadas a formações ferríferas bandadas e *cherts* que ocorrem no Vale do Rio Alegre, no Estado de Mato Grosso. A atividade magmática desse terreno ocorreu em um período de tempo muito curto, entre 1509 e 1494 m.a. (Gerald, 2000). Os resultados Sm-Nd obtidos nessas rochas indicaram idades-modelo (manto empobrecido) entre 1,67 e 1,54 Ga, com os valores $\epsilon_{Nd(t)}$ calculados para 1,5 Ga variando de + 2,5 a + 4,8. Esses dados sugerem uma fonte juvenil para os magmas formadores do terreno Rio Alegre, que poderia representar um complexo de crosta oceânica associada a rochas sedimentares químicas e clásticas.

A Orogenia Santa Helena é representada pelo batólito granítico de Santa Helena, situado entre o Terreno do Rio Alegre e a Província Rio Negro-Juruena, na parte sudeste da Província Rondoniana-San Ignácio. A denominada suíte Santa Helena é composta por rochas cálcio-alcalinas de composição variando entre granito e tonalito (Gerald, 2000). Um hornblenda tonalito indicou idades U-Pb em zircão de 1467 ± 25 Ma e 1481 ± 47 Ma e idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,53 Ga, com valores positivos (3,8 e 4,1) para $\epsilon_{Nd(t)}$ calculado para $t = 1,5$ Ga (Gerald, 2000). Esses dados mostram claramente o caráter juvenil do arco magmático responsável pela Orogenia Santa Helena. Várias outras rochas da Suíte Santa Helena forneceram idades U-Pb em zircão entre 1,48 e 1,42 Ga, com idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) próximas 1,5 Ga, mostrando a importância deste episódio de acreção continental, no interior da Província Rondoniana-San Ignácio.

Por outro lado, amostras de granito gnaisses e de granito (Maraboa), também incluídos na Suíte Santa Helena, com idades de 1433 ± 6 Ma e 1449 ± 7 Ma, indicaram idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,62 e 1,7 Ga (Gerald, 1997), sugerindo que parte das rochas geradas na orogenia Santa Helena formaram-se a partir de retrabalhamento de rochas crustais preexistentes, formadas durante o evento Rio Negro-Juruena.

A orogenia San-Ignácio foi definida por Litherland *et al.* (1986), como um episódio metamórfico desenvolvido entre 1,35 e 1,3 Ga e representado no terreno pelos xistos do

Grupo San Ignacio, orientados segundo a direção NNE-SW, e pelo magmatismo granítico sin e pós-tectônico de natureza cálcio-alcálica e alcalina.

No interior da Província Rondoniana-San Ignacio, na área de atuação da Orogenia San Ignacio, ocorrem rochas mais antigas, que foram consideradas em Tassinari *et al.* (2000) como Rochas do Embasamento Pré-San Ignacio. Essas rochas são compostas por xistos, gnaisses e granulitos, que são incluídos no Complexo Gnáissico Chiquitania e no Complexo Granulítico Lomas Manéches. Ambas as unidades apresentam evolução metamórfica complexa e são consideradas como paleoproterozóicas (Litherland *et al.*, 1986). Payola *et al.* (1998) baseado em datações U-Pb e Sm-Nd caracterizaram três grupos de rochas mais antigas: o primeiro, constituído por gnaisses tonalíticos com idades U-Pb entre 1,75 e 1,73 Ga. e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2,2 e 2,0 Ga; o segundo, composto por ortognaisses com idades U-Pb entre 1,57-1,53 Ga e modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,9 Ga, e o último constituído por gnaisses finos com idade U-Pb próxima a 1,42 Ga e modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,75 Ga. Esses dados mostram que uma parte da Província Rondoniana-San Ignacio formou-se a partir de retrabalhamento de rochas derivadas do manto no Paleo e Mesoproterozóico, durante as orogenias Transamazônica e Rio Negro-Juruena.

Seqüências supracrustais ocorrem ao longo do Domínio Rondoniano-San Ignacio na região de Guajará Mirim, constituindo o que Scandolara *et al.* (1995) consideraram como Domínio IV. Litologicamente estas seqüências são constituídas por uma unidade de rochas sedimentares químico-exalativas que incluem rochas cálcio-silicatadas e formações ferríferas bandadas, por uma unidade vulcanogênica composta por anfibolitos, biotita gnaisses, metabasaltos, metatufos máficos e intermediários e por um pacote formado por metarenitos, metacherts, quartzitos, biotita-gnaisses e silimanita-biotita-quartzo-xistos. Todo esse conjunto encontra-se metamorfizado na fácies anfibolito.

Relacionado à orogenia Rondoniana-San Ignacio, ocorreram atividades magmáticas no período entre 1,45 Ga e 1,30 Ga. Essas atividades são representadas essencialmente por rochas graníticas subalcalinas e alcalinas, sendo o Maciço Granítico Santo Antonio (Payolla, 1994) e a Suíte Intrusiva Teotônio (Bettencourt *et al.*, 1995) os corpos mais importantes. Posteriormente ocorreram magmatismos graníticos de natureza anorogênica, representados por granitos do tipo rapakivi, cujas épocas de formação estão dentro do intervalo de tempo de 1,30 a 1,25 Ga, e incluídos em um grupo denominado de “*Younger Rapakivi Granites of Rondonia*”, e uma atividade granítica cratogênica com idades entre 1,1 e 0,99 Ga, considerada como “*Younger Granites of Rondonia*”. Além disso, ocorrem rochas vulcânicas félsicas a intermediárias que possuem uma distribuição restrita no interior deste domínio. Nesta região, estas rochas constituem o Grupo Costa Marques, que inclui as denominadas “Efusivas Ácidas Caripunás” (1314 a 1309 Ma) e granitos subvulcânicos de composição predominantemente alcalina.

Coberturas sedimentares Pré-Cambrianas não metamorfisadas ocorrem no interior do Domínio Rondoniano-San Ignacio associadas a um sistema de grabens, que estão presentes na Serra dos Pacaás Novos com orientação WSW - ENE. Essas unidades estão incluídas no Grupo Guajará Mirim de Leal *et al.* (1978), que consiste de um pacote de rochas sedimentares, intercaladas por derrames de basaltos em sua parte basal, datados em cerca de 1,0 Ga, e constituem, respectivamente, as Formações Pacaás Novos e Nova Floresta.

Província Sunsás

A Província Sunsás, situada no extremo sudoeste da área cratônica, constitui a província geocronológica mais jovem do Cráton Amazônico. Nessa província, os eventos tectônicos e magmáticos ocorreram principalmente no intervalo de tempo entre 1,25 e 1,0 Ga. Ela foi formada através do desenvolvimento da Orogenia Sunsás, que foi caracterizada por Litherland & Bloomfield (1981) como sendo um período de sedimentação de material erodido de rochas pré-existentes, deformação e metamorfismo, acompanhado de magmatismo. Apesar desse domínio não ter uma continuidade natural para a parte norte do Cráton Amazônico, as rochas granulíticas do Maciço de Garzon e outros associados, que afloram no Sudeste da Colômbia como janela do embasamento andino, datadas em 1180 Ma (Alvarez & Cordani, 1981), poderiam ser a possível extensão da Província Sunsás para norte da Bacia Sedimentar do Amazonas.

A Província Geocronológica Sunsás pode ser subdividida em três domínios geológicos; a) Cinturão Móvel Sunsás, na Bolívia (Litherland & Bloomfield, 1981); b) Cinturão de Cavalgamento Aguapeí, no Brasil (Saes & Fragoso Cesar, 1994); c) Seqüência metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Rizzoto *et al.*, 1999).

O padrão geocronológico do Cinturão Móvel Sunsás, na Bolívia, com base em dados Rb-Sr e K-Ar, mostra que o metamorfismo, deformação e magmatismo ocorreram entre 1280 e 950 Ma, sendo que há 990 m.a. ocorreram apenas atividades magmáticas cratogênicas. As rochas metassedimentares típicas do ciclo Sunsás são representadas pelos grupos Sunsás e Vibosi, que são constituídos por metaconglomerados, metassiltitos, filitos, ardósias e metarenitos. As rochas encontram-se alinhadas segundo a direção preferencial NW-SE, com mergulhos para SW, atingindo até a verticalidade.

A parte sudeste do Cinturão Móvel Sunsás pode ser dividida em dois segmentos: a) a parte norte da cidade de Concepcion, na Bolívia, onde as estruturas pré-Sunsás estão preservadas, e b) a parte sul da província, onde ocorre o chamado “San Diable Front” (Litherland *et al.*, 1995), que é interpretado como uma zona de sutura entre um bloco tectônico estável (cráton Parágua) e o terreno San Pablo (Saes & Fragoso Cesar, 1996). De acordo com esses autores, a orogenia Sunsás foi produzida pela colisão destes dois blocos tectônicos.

A atividade granítica relacionada à orogenia Sunsás compreende vários tipos de plútons circulares ou elípticos, formando batólitos ou stocks. Embora ocorram subordinadamente granitóides de caráter sincinemático, aparecem também granitos anatóéticos normalmente associados a zonas de gnaisses porfiroblásticos com feldspato potássico. A maioria desses granitóides é tipicamente cratogênica, de natureza subvulcânica e composição sub-alcálica, alcalina e peralcalina. Esses granitóides são englobados em dois grupos cronológicos, o mais antigo com idades próximas a 1,1 Ga e o mais novo com idades ao redor de 990 Ma. Finalmente, relacionadas à fase final da evolução tectônica do Cinturão Móvel Sunsás, ocorrem rochas máficas e ultramáficas compondo uma intrusão diferenciada denominada de Complexo Ígneo Rincon del Tigre, com idade de 992 Ma (Litherland *et al.*, 1995).

O Cinturão de Cavalgamento Aguapeí, que ocorre no Brasil, compreende rochas sedimentares deformadas em ambiente cratogênico. A seqüência sedimentar constitui o Grupo Aguapeí (Menezes *et al.*, 1993), composto por arenitos, conglomerados e rochas pelíticas, que é crono-correlato ao Grupo Sunsás, tendo ambos sido afetados por metamorfismos de mesma época. Mineralizações auríferas hospedadas nas rochas do Grupo Aguapeí indicaram idades entre 800 e

1000 Ma, que são consideradas idades mínimas para a deposição das rochas deste grupo (Geraldes *et al.*, 1997). As rochas ígneas aflorantes na área desse cinturão são representadas pela Suíte Intrusiva Guapé (Menezes *et al.*, 1993), que possui características químicas bimodais e anorogênicas. Idades Rb-Sr e U-Pb indicam uma época entre 950 e 910 Ma para a colocação desses corpos, e as idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}), obtidas nos corpos intrusivos dessa suíte, definiram duas épocas para a formação do magma parental: a mais jovem foi há 1,29 Ga, com valor de Nd positivo (+1,27), indicando a presença de magmas juvenis, derivados do manto, na gênese dessas rochas; a época mais antiga ocorreu há 2,2 Ga, com valor de Nd negativo (-7,1), calculado para 1,0 Ga, sugerindo também a participação de magmas derivados de processos de fusão parcial de crosta continental paleoproterozóica na formação da suíte intrusiva (Geraldes, 2000).

A Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia consiste de mica-quartzo xistos, paragnaisses, rochas cálcio-silicatadas e anfibólitos, metamorfizados na fácies anfibólito, sendo a idade do metamorfismo admitida, com base em estudos U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total, como 1,1 Ga (Rizzotto *et al.*, 1999). As rochas dessa seqüência são intrudidas por granitóides, datados entre 1,1 e 0,98 Ga. As idades-modelo Sm-Nd(T_{DM}) para esses granitóides indicaram valores entre 1,5 e 1,6 Ga, mostrando que tais rochas formaram-se a partir de magmas derivados de retrabalhamento de rochas crustais mais antigas.

Conforme Tassinari *et al.* (2000), o início da evolução tectônica da Província Sunsás foi sincrônico ao Ciclo Orogênico Greenville na Laurência e no Escudo Báltico, sendo caracterizado por uma distensão continental representada por magmatismo basáltico e deposição dos sedimentos dos Grupos Vibosi, Sunsás e Aguapeí em ambiente de margem continental. Posteriormente, essa bacia teria sido fechada, durante a Orogenia Sunsás, concomitantemente à evolução da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e a formação de granitos sin-tectônicos. Esses episódios foram seguidos por deformações e plutonismo alcalino, associados ao estágio evolutivo final da orogenia. Soerguimentos e resfriamento regional ocorreram até 920 Ma, quando se estabeleceu a cratonização dessa imensa massa continental, que hoje constitui o chamado Cráton Amazônico.

Elementos tectônicos e evolução crustal do Cráton Amazônico

O conhecimento geocronológico do Cráton Amazônico, de uma forma geral, ainda é em escala regional. Complementando, é necessário enfatizar que o quadro geocronológico disponível para o cráton, embora suficiente para se estabelecer mo-delos de evolução crustal, ainda é carente em muitas áreas e, portanto, à medida que novos dados forem gerados, existirá sempre a possibilidade das propostas de evolução crustal e os limites dos domínios aqui apresentados sofrerem modificações e aperfeiçoamentos.

O registro geológico da evolução da crosta continental é governado pela repetida agregação e fragmentação de continentes, modulado pelo resfriamento secular do manto e pela acreção de crosta continental (Hoffman, 1989). A análise e a interpretação dos dados isotópicos disponíveis para o Cráton Amazônico, em especial as idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}), que indicam os períodos de diferenciação mantélica dos protólitos das rochas estudadas, permitiram estimar que cerca de 30% da área do Cráton Amazônico foi separada do manto superior durante o Arqueano. Os 70% restantes foram extraídos no Proterozóico, principalmente durante o intervalo de 2,2 a 1,55 Ga, sendo o período em torno de 2,0 Ga, o mais importante.

Como conseqüência da interpretação integrada dos dados geocronológicos disponíveis, pode-se considerar que o protocráton arqueano na região Amazônica era composto por microcontinentes, representados hoje pelos sub-domínios Carajás-Xingu-Iricoumé, pelos fragmentos que constituem o complexo de Imataca na Venezuela e o complexo Granulítico de Cupixi e Tartarugal Grande, no Amapá. Esses blocos arqueanos foram soldados ou acrecionados através de orogênias colisionais, desenvolvidas dentro do intervalo de tempo entre 2,2 e 1,95 Ga, no âmbito da Província Maroni-Itacaiúnas. Durante o desenvolvimento dessa província algumas porções dos segmentos crustais arqueanos foram parcialmente retrabalhadas, preservando, contudo, alguns núcleos como *inliers* no interior de seus domínios, como os blocos de Cupixi, Tartarugal Grande e Imataca.

A porção juvenil da Província Maroni-Itacaiúnas preservou uma considerável quantidade de material derivado do manto gerado principalmente entre 2,2 e 2,0 Ga. As rochas granulíticas do Cinturão da Guiana Central sugerem que os eventos que soldaram parte dos blocos arqueanos ocorreram em torno de 2,0 Ga. Os dados geocronológicos dos terrenos que constituem o embasamento das seqüências metavulcano-sedimentares do tipo Paramacá, na Guiana Francesa, e Barama-Mazaruni na Guiana, indicam que a amalgamação entre o bloco Iricoumé com os blocos arqueanos, que hoje se situam no noroeste da África, ocorreu pouco tempo antes, entre 2,2 e 2,1 Ga, e próximo a 2,1 Ga, o terreno alóctone do Complexo de Imataca foi colado a essa massa cratônica.

Ledru *et al.* (1994), Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003) apresentam modelos para a evolução transamazônica do segmento norte da Província Maroni-Itacaiúnas, onde a comparação com o cráton do Oeste Africano é enfatizada. Para os terrenos granito *greenstone* da Guiana Francesa foram definidos dois estágios evolutivos, o primeiro entre 2,2 e 2,14 Ga, caracterizado como um episódio importante de acreção de material juvenil à crosta, e o mais jovem, entre 2,09 e 2,08 Ga, onde predominariam processos de colisão continental. Para os terrenos granulíticos da Guiana Central, são definidos os períodos entre 2,26 e 2,08 Ga, para a produção das suítes tipo TTG, dos *greenstone belts* e entre 2,07 e 1,93 Ga, para a formação dos granulitos.

Através dos processos de colagens, as atuais províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas constituíam, no final do período Orosiriano (1,8 Ga), uma massa continental cratônica que iniciou um processo colisional com outro bloco cratônico, de idade aparente paleoproterozóica, que seria o embasamento que posteriormente seria retrabalhado pelas orogênias Rondoniana-San Ignacio e Sunsás. Esse processo colisional iniciou-se através de subduções de crosta oceânica que geraram, entre 1,9 e 1,55 Ga, sucessivos arcos magmáticos e, conseqüentemente, produziram uma grande quantidade de crosta continental juvenil. Por outro lado, esses processos colisionais também geraram quantidades subordinadas de magmas produzidos por fenômenos de fusão parcial decorrentes da continuidade dos processos de subdução, que provocaram a fusão da base da crosta dos arcos magmáticos gerados pouco tempo antes, propiciando, inclusive, a formação de alguns corpos graníticos de natureza continental. Esses arcos magmáticos, que hoje estão incluídos nas províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, serviram como agentes amalgamadores desses dois protocrátons paleoproterozóicos. Após esse processo colisional, próximo a 1,55 Ga, praticamente 90% da área do Cráton Amazônico já estava diferenciada do manto.

Ao redor de 1,5 Ga, após a amalgamação das duas massas continentais pelos arcos magmáticos Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, esse supercontinente, conforme modelagem elaborada por Sadowski & Bettencourt (1996), sofreria

um movimento distensivo, que provocaria uma delaminação e posterior desagregação da crosta continental, originando um oceano entre os blocos continentais, permanecendo um continente de um lado, que seria a Laurentia (América do Norte) e do outro lado, o Cráton Amazônico.

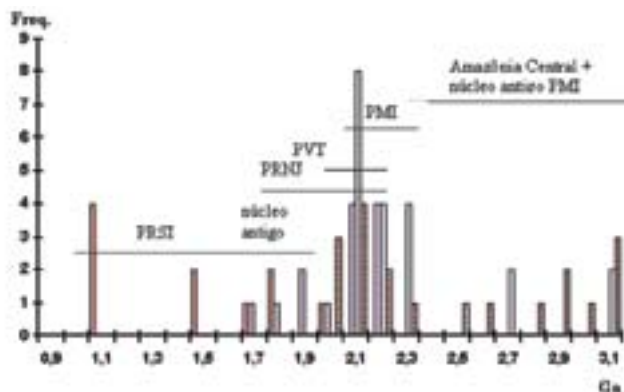


Fig. 8 - Histograma da frequência das idades-modelo Sm-Nd (manto empobrecido) para o Cráton Amazônico, mostrando as variações dentro de cada uma das províncias. PMI: Maroni-Itacaiúnas, PVT: Ventuari-Tapajós, PRNJ: Rio Negro-Juruena, PRSI: Rondoniana-San Ignácio

- Frequency histogram of Sm-Nd model ages (impoverished mantle) for the Amazonian craton, showing the variations within each province. PMI: Maroni-Itacaiúnas, PVT: Ventuari-Tapajós, PRNJ: Rio Negro-Juruena, PRSI: Rondoniana-San Ignácio

Após a desagregação do supercontinente, movimentos convergentes produziram a orogenia Rondoniana-San Ignácio, envolvendo uma colisão crosta oceânica versus crosta continental, produzindo uma reciclagem de rochas crustais preexistentes e também a acreção de material juvenil, através do desenvolvimento de arcos magmáticos (Van Schmus *et al.*, 1998). Com a continuidade desse processo, ainda seguindo o modelo de Sadowski & Bettencourt (1996), seriam gerados sistemas de rifts continentais, onde depositariam-se os sedimentos que iriam formar os grupos Aguapé e Sunsás, e posteriormente, essas rochas sedimentares sofreriam deformações e metamorfismos, acompanhados por atividades magmáticas graníticas e máficas, gerando as orogenias Sunsás, na Amazônia, e Greenville, na América do Norte.

Diversas atividades magmáticas de natureza pós-tectônica e anorogênica, como também processos associados a cisalhamentos e a formação e evolução de bacias, que ocorreram entre 1,9 e 1,0 Ga, constituem as manifestações geológicas sobre as áreas cratônicas, provocadas pelas atuações das diversas orogenias posteriores.

As coberturas de rochas vulcânicas félsicas a intermediárias e sedimentares não-deformadas, que ocorrem por todo Cráton Amazônico, apresentam idades variáveis entre 1,95 e 1,0 Ga, que decrescem no sentido de NE para SW, estando as mais antigas em Roraima e na região do Rio Xingú, e as mais novas em Rondônia. Algumas dessas bacias estão condicionadas por falhamentos de direções concordantes com o *trend* orogênico, como as dos Grupos Beneficente e Caiabis, por exemplo, e outras com direções formando ângu-

TABELA 1: FASES DA HISTÓRIA GEOLÓGICA PRÉ-CAMBRIANA DO CRÁTON AMAZÔNICO

EPISÓDIOS DE FORMAÇÃO DA CROSTA CONTINENTAL	DE	EVENTOS DE ACREÇÃO CONTINENTAL	DE	MAGMATISMO INTRA-PLACA (TECTONISMO DIVERGENTE)	SEDIMENTAÇÃO MAGMATISMO ASSOCIADO EM RIFTS CONTINENTAIS
1,28-1,1 Ga OS		1,1 Ga PS		1,05-0,9 Ga PRSI	1,1-1,0 Ga PRSI
1,5-1,3 Ga PRSI		1,48-1,42 Ga PRSI		1,45-1,2 Ga PRNJ	1,45-1,2 Ga PRNJ
1,8-1,55 Ga PRNJ		1,8-1,7 e 1,57-1,53 Ga PRNJ		1,75-1,5 Ga PVT-PRNJ	1,65-1,4 Ga PRNJ
1,95-1,8 Ga PVT		1,95-1,8 Ga PVT		1,85-1,8 Ga PAC	1,90-1,6 Ga PAC-PVT
2,25-2,0 Ga PMI		2,1-1,95 Ga PMI			1,95-1,8 Ga PAC
2,9-2,7 Ga PAC		2,25-2,1 Ga PMI			
3,1-3,0 Ga PAC		2,98-2,87 Ga PAC		2,6-2,3 Ga PAC	
		>3,0 Ga (?) PAC			

PAC – Província Amazônia Central
 PVT – Província Ventuari Tapajós
 PRSI – Província Rondoniana-San Ignácio

PMI – Província Maroni-Itacaiúnas
 PRNJ – Província Rio Negro-Juruena
 PS – Província Sunsás

lo com as orientações principais dos cinturões metamórficos, como a dos Pacaás Novos e Uaopione, além de outras menores. Outras bacias, como as que incluem os grupos Roraima e Gorotire, por exemplo, estão instaladas em ambiente intraplaca, constituindo genericamente as coberturas de plataforma. Entretanto, todas elas estão relacionadas aos processos de evolução geodinâmica do cráton, que envolveu processos de formação de arcos magmáticos e de colisões continentais. A distinção entre os diferentes tipos de bacias no Pré-Cambriano é difícil, porque muitas vezes ocorrem mudanças na polaridade das subduções, no ângulo de convergência entre as placas e superposição de bacias controladas por diferentes mecanismos tectônicos.

As bacias dos Grupos Beneficente e Caiabis poderiam ser consideradas, pela sua geometria, como do Tipo *fore-land basin*, entretanto, o grande volume de rochas vulcânicas presente não é uma característica desse tipo de bacia, e a ausência de metamorfismo ou de evidências de processos compressivos também não sugerem que estejam vinculadas aos tipos *back arc basin*. Nesse sentido, as bacias desenvolveram-se sobre uma crosta continental já estabilizada, enquanto que nas áreas adjacentes desenvolviam-se eventos orogênicos. Como o ambiente de sedimentação era de mar raso e continental e a presença predominante de vulcanismos félsicos, com andesitos e basaltos subordinados, é possível que tais bacias evoluíram em um sistema de rifts/aulacógenos, sem o desenvolvimento de crosta oceânica, em uma zona próxima à margem continental, mas com um fluxo térmico suficientemente alto para provocar a grande quantidade de vulcanismo presente. Já as bacias do tipo Pacaás Novos e outras menores, que formam ângulo com as direções orogênicas, seriam sistemas de rifts associados aos processos de colisão continental. As rochas sedimentares do Grupo Roraima foram depositadas em uma zona cratônica estabilizada, a partir da erosão das cadeias de montanhas geradas nas orogenias incluídas na Província Maroni-Itacaiúnas, que circundam a bacia a norte, nordeste, sul e sudeste.

As atividades magmáticas cratogênicas incluem ainda granitóides do tipo A, de natureza intraplaca, corpos graníticos com textura do tipo rapakivi, complexos alcalinos circulares e magmatismos máficos, que se formaram sempre após a estabilização tectônica das áreas que os contêm.

O magmatismo máfico-alcalino encontra-se associado às diversas zonas de cisalhamentos, que seccionam o Cráton Amazônico, orientadas principalmente na direção NE-SW, formando altos ângulos com as direções orogênicas. Nessas zonas de cisalhamentos são encontradas atividades

magmáticas desde 2,1 Ga até o Mesozóico, conforme Teixeira (1978). Esse fato sugere que tais zonas foram reativadas sucessivamente ao longo do tempo geológico. As reativações Pré-Cambrianas ocorreram em quatro intervalos de tempo principais: 2,0-1,6 Ga; 1,5-1,3 Ga; 1,25-1,05 Ga e 1,0-0,8 Ga. Esses intervalos estão associados com o desenvolvimento das províncias Maroni-Itacaiúnas, Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás. Já as reativações mesozóicas, que ocorreram entre 260 e 120 Ma, estariam vinculadas à fragmentação do continente Gondwana. Cabe ressaltar que no âmbito do Cráton Amazônico durante o Eopaleozóico, entre 550 e 400 Ma, ocorreram, como atividades reflexas da orogenia brasileira que se desenvolveu na borda oriental e meridional do cráton, vulcanismos fissurais e episódios de reaquecimentos, principalmente na região de Carajás.

O desenvolvimento e a evolução do Cráton Amazônico através de sucessivos episódios de acreção continental é demonstrado também pelas idades-modelo Sm-Nd obtidas em amostras provenientes dos diversos domínios do cráton (Sato & Tassinari, 1996), que estão representadas no diagrama de frequência das idades T_{DM} (Fig. 8). Neste diagrama nota-se uma distribuição das idades, que indicam épocas de diferenciação manto-crosta dos protólitos crustais, entre 3,1 e 1,5 Ga, com maior frequência nos períodos relacionados às fases orogênicas de cada província aqui descrita.

Os períodos orogênicos estabelecidos para o Cráton Amazônico (Tabela 1) são muito similares àqueles definidos para a América do Norte, onde Hoffman (1989) caracteriza várias orogêneses entre 2,3 e 2,1 Ga e entre 2,0 e 1,8 Ga, formação de crostas juvenis entre 1,9 e 1,8 Ga e entre 1,8 e 1,6 Ga e processos tectônicos envolvendo materiais crustais entre 1,3 e 1,0 Ga. Esses dados mostram que o Cráton Amazônico e o escudo Canadense possuem uma história geológica parecida, e poderiam ter tido uma evolução tectônica comum durante o Pré-Cambriano. Entretanto, é importante ressaltar que a história evolutiva do Cráton Amazônico, entre 2,2 e 1,9 Ga, que se desenvolveu em sua parte nordeste, é correlacionada com o cráton Oeste Africano, enquanto que a evolução tectônica entre 1,75 e 0,95 Ga, na parte sudoeste, é mais compatível com a Laurência e o Escudo Báltico.

Portanto, a evolução tectônica do Cráton Amazônico faz parte de um contexto global, fato este já sinalizado por Almeida (1974), que já demonstrou as similaridades evolutivas entre o Cráton Amazônico e o Escudo Báltico.



BACIAS DO ESTÁGIO DA TRANSIÇÃO DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

Antonio Luiz Teixeira
Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de S. Paulo, São Paulo, SP
candeias@igeologico.sp.gov.br

Claudio Gaucher
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Montevideo, Uruguai
gaucher@chasque.apc.org

Paulo Sérgio Gomes Paim
Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS
ppaim@euler.unisinos.br

Mônica Marques da Fonseca
Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS
monicafonseca@petrobras.com.br

Clovis Vaz Parente Parente
Departamento de Geologia, Universidade Federal Ceará, Fortaleza, CE
clovis@ufc.br

Wellington Ferreira da Silva Filho
Departamento de Geologia, Universidade Federal Ceará, Fortaleza, CE
welfer@ufc.br

Afonso Rodrigues de Almeida
Departamento de Geologia/Universidade Federal Ceará, Fortaleza, CE
afonso_almeida@uol.com.br

Resumo:

Neste capítulo são abordadas as bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana que ocorrem nas imediações orientais da Bacia do Parnaíba, na Província da Borborema, e nas imediações oriental e meridional da Bacia do Paraná, nos setores Central e Meridional da Província Mantiqueira, representando quase a totalidade desses depósitos no território brasileiro. Além dessas, aborda-se também a bacia (Grupo) Arroyo del Soldado, situada na imediação meridional da Bacia do Paraná, no Uruguai. Essas bacias tiveram evolução compreendida entre o Ediacarano (Vendiano Superior) e o Ordoviciano Inferior a Médio, aproximadamente entre 600-470 Ma. No “Escudo” Sul-Rio-Grandense encontra-se representada a sucessão mais completa do estágio da transição. Entretanto na maioria delas ocorrem seqüências, deposicionais que representam apenas fragmentos, muitas vezes incompletos, de toda a sucessão sedimentar do intervalo. O seu preenchimento ocorreu em geral com sedimentos imaturos e oriundos de áreas-fonte próximas, a partir das quais se desenvolveram planícies aluviais cujas terminações atingiam corpo d’água marinho raso ou continental lacustre, onde a deposição ocorreu em ambientes deltaicos, estuarinos e de planícies de marés e, ocasionalmente, em plataforma rasa carbonática. Na maioria delas ocorreu associado à sedimentação um magmatismo representado por manifestações vulcânicas ácidas a intermediárias e, localmente, um magmatismo granítico anorogênico. Apesar do considerável volume de dados estratigráficos, geocronológicos e paleontológicos agregados nas últimas décadas com os estudos desenvolvidos nessas bacias, ainda persistem lacunas importantíssimas para

a caracterização dos ambientes tectônicos nos quais foram geradas, além da paleogeografia destes, e para o estabelecimento de correlações entre elas.

Palavras-chave: América do Sul, Brasileiro, Ediacarano, Cambriano, Tectônica, Estágio de Transição.

Abstract:

“Transition stage” basins of the South American Platform, occurring in the Borborema Province and in the central and southern Mantiqueira Province of Brazil, are described in this chapter. The evolution of the roughly coeval Arroyo del Soldado basin, occurring in the Nico Pérez Terrane of Uruguay is also considered. Deposition in the mentioned basins took place in the Ediacaran to Lower-Middle Ordovician, i.e. between 600-470 Ma. The sedimentary record of the “transition stage” is most complete in the Rio Grande do Sul shield area. Most of the other basins deposited in this interval, however, preserve only relicts of the original sedimentary infill. This is characterized by immature alluvial sediments derived from nearby source areas at the base, which pass into alluvial plain sediments on the upper section. Towards the top, alluvial conditions evolve into deltaic, estuarine and tidal flat sedimentation, associated with marine or lacustrine depositional environments. Occasionally, shallow carbonate ramps were developed. Most of the “transition stage” basins show associated synsedimentary magmatism, represented by acid and intermediate volcanic rocks and locally-anorogenic granitic magmatism. Despite the large amount of lithostratigraphic, geochronologic and palaeontologic data reported in the last decades for these basins, many unresolved issues persist, regarding correlation between the basins, their geotectonic setting and palaeogeographic evolution.

Keywords: South America, Brasileiro, Ediacaran, Cambrian, Tectonics, Transition Stage.

Resumen:

En este capítulo se abordan las cuencas del período de transición de la Plataforma Sudamericana, que ocurren en las inmediaciones orientales de la Cuenca de Parnaíba (Provincia Borborema) y en las inmediaciones orientales y meridionales de la Cuenca de Paraná (sectores Central y Meridional de la Provincia Mantiqueira), representando la casi totalidad de estos depósitos en territorio brasileño. Además de ello, se trata también la cuenca de Arroyo del Soldado, situada en las inmediaciones meridionales de la Cuenca de Paraná en Uruguay. Estas cuencas evolucionaron entre el Ediacarano y Ordovícico Inferior a Medio, aproximadamente entre 600 y 470 Ma. En el “Escudo” Sur-Riograndense se encuentra representada la sucesión más completa del período de transición. Por otro lado, la mayoría de las cuencas contienen registros sedimentarios fragmentarios, muchas veces incompletos, de toda la sucesión sedimentaria del período. Su relleno consiste en sedimentos inmaduros derivados de áreas fuente cercanas, a partir de los cuales se desarrollaron planicies aluviales que desembocaban en cuerpos de agua marino someros o lacustres, donde la depositación ocurrió en ambientes deltaicos, estuarinos, de planicie de marea y ocasionalmente de plataformas carbonáticas someras. En la mayoría de las cuencas se asocia un magmatismo sinsedimentario, representado por rocas volcánicas ácidas e intermedias, y localmente magmatismo granítico anorogénico. A pesar del considerable volumen de datos estratigráficos, geocronológicos y paleontológicos agregado en las últimas décadas por los estudios realizados en las cuencas en cuestión, aún persisten “lagunas” muy

importantes para la caracterización de los ambientes geotectónicos en donde se generaron, además de su paleogeografía y la correlación litoestratigráfica entre ellas.

Palabras llave: Sudamérica, Brasileiro, Ediacarano, Cámbrico, tectónica, período de transición.

Introdução Geral

O “estágio de transição”, segundo Almeida (1969), refere-se a um intervalo de tempo no qual uma “área geossinclinal”, após a tecto-orogênese do “período geossinclinal”, evolui de suas condições paraplateformais até aquelas ortoplateformais, alcançando o “estágio de estabilização” ou de consolidação plataformal. Na conceituação clássica de Ciclo Geossinclinal (e.g. Auboin, 1965) o estágio da transição abarcaria o período tardi-geossinclinal, inaugurado imediatamente após a tecto-orogênese, e o período pós-geossinclinal, que antecede a etapa ortoplateformal seguinte. Sob a ótica da Tectônica de Placas, de acordo com Mitchell & Reading (1986), as fases (1) pré-flysch ==> (2) flysch ==> (3) molassa, do Ciclo Geossinclinal, tem seus análogos nas fases (1) abertura oceânica com a expansão do assoalho oceânico ==> (2) fechamento oceânico por subducção ==> (3) colisão continental, do Ciclo de Wilson (Wilson, 1966). Assim, nesta última concepção o estágio da transição corresponderia à fase final de fechamento de uma bacia oceânica com a colisão continental, completando-se o Ciclo de Wilson.

Baseado no conceito de seqüência estratigráfica de Sloss (1963), ou seja, de unidades litoestratigráficas informais de amplitude superior à de um grupo ou supergrupo e limitadas na base e topo por discordâncias, Almeida (1969) identificou na cobertura da Plataforma Sul-Americana seis seqüências estratigráficas separadas entre si por inconformidades de expressão inter-regional, a saber: I - Cambro-Ordoviciano, correspondente ao “estágio de transição”; II - Siluriano Inferior a Carbonífero Inferior e III - Carbonífero Superior a Triássico, correspondentes às fases do “estágio de estabilização”; e as seqüências IV - Jurássico Superior a Cretáceo Inferior pré-Aptiano, V - Cretáceo Inferior (Aptiano) a Eocênico e VI - Pós-Eocênico, correspondentes às fases do “estágio de reativação” mesozóica da plataforma.

A Seqüência I, inferior, do estágio de transição, encontra equivalência com a seqüência Alfa, de Soares *et al.* (1974;1978). Atualmente atribui-se a esta seqüência paraplateformal um desenvolvimento ocorrido entre o Ediacarano até o final do Cambriano, estendendo-se ao Ordoviciano. Ela é representada por depósitos terrígenos imaturos e vulcano-sedimentares tardi a pós-tectônicos (magmatismo ácido a intermedário) e pelo plutonismo anorogênico associado com a aglutinação final do Gondwana (Almeida *et al.*, 2000). De acordo com os autores os processos sedimentares e magmáticos foram diacrônicos de uma bacia a outra, consoante com o próprio diacronismo dos processos de consolidação das províncias estruturais brasileiras (como Borborema, Tocantins, Mantiqueira e Pampiana).

A “fase molássica” ou de “colisão continental” situa no tempo e espaço uma série de processos que, do ponto de vista da sedimentação, implicam por um lado no fechamento de uma bacia oceânica e, por outro, na oportunidade de uma nova sedimentação. Dessa vez ela não se dará em uma bacia com expressão oceânica, mas em um conjunto de bacias menores, distribuídas sobre um substrato ainda instável e marcado por descontinuidades alongadas e paralelizadas com a frente colisional, em regiões geralmente elevadas com relação ao nível do mar e sujeitas apenas esporadicamente às ingressões marinhas. Se comparados com as bacias do interior da plataforma, como as sinéclises, esses embaciamentos têm um potencial de preservação muito baixo (Ingersoll &

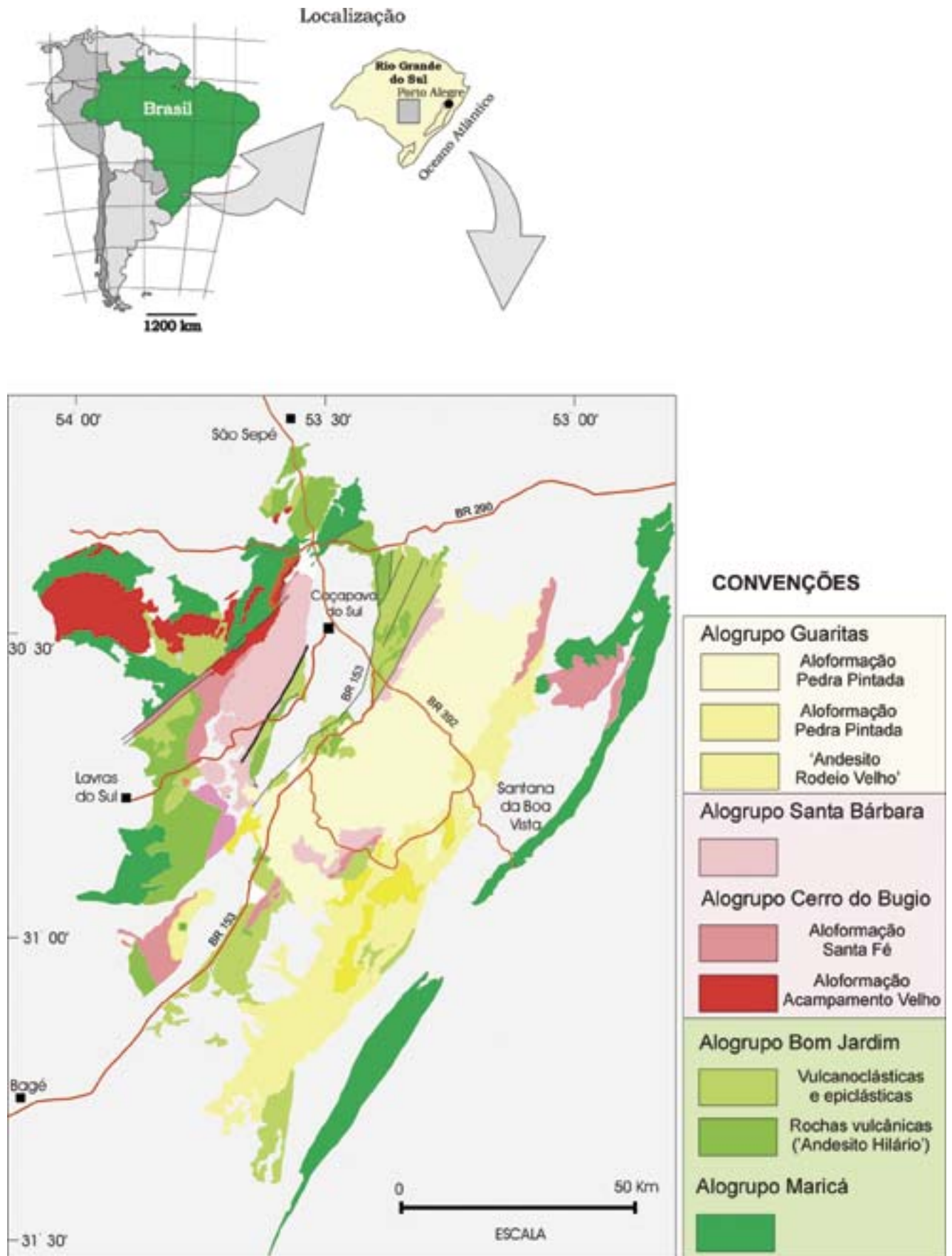


Fig. 1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã (baseado em Paim *et al.*, 2000 e folhas de Porto Alegre, Cachoeira do Sul, Bagé e São Gabriel do Programa da CPRM de Cartas Metalogenéticas do Brasil)

- Synthetic geological map of the Camaquã Basin (based on Paim *et al.*, 2000 and the Porto Alegre, Cachoeira do Sul, Bagé e São Gabriel sheets of the CPRM Programme "Cartas Metalogenéticas do Brasil")

Busby, 1995), apesar de poderem adquirir uma espessura estratigráfica maior do que as primeiras. Uma vez que se sujeitam à deformação (inversão) e à erosão inerentes ao ambiente tectônico que ocupam, quanto mais antiga sua geração menos chances terão de serem preservadas. Isto ocorre com as bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. Formadas na esteira dos eventos colisionais e pós-colisionais brasileiros, desde então a maioria delas passou por vários eventos deformacionais e erosivos que se estenderam até o Cenozóico, tornando mais complexo o que restou. Adicionalmente, boa parte dos depósitos foi soterrada pelas coberturas fanerozóicas, reduzindo ainda mais a disponibilidade das exposições. Por essas razões é muito difícil deslindar a história desses depósitos e, talvez por isso, objetivando apenas situá-los no tempo em que se formaram, no estágio de transição plataformais, ou na fase molássica ou de colisão continental, têm sido genericamente referidos pelos geólogos como “molássicos” ou “molassóides”. E assim, as “molassas” (no nosso caso, “molassas do Brasileiro”) tornaram-se um tema amplamente difundido, mas, paradoxalmente, muito pouco conhecido e até hoje muito pouco estudado.

O termo “molassa” teve sua origem no século XVIII na região dos Alpes setentrionais suíços, onde um arenito cinza utilizado como peça de cantaria e pedra para moinhos era popularmente designado de molasse (de Saussure, 1796 & Rutsch, 1971, apud Van Houten, 1981), nome francês derivado do latim “mola” (mó ou pedra de moinho). Entretanto, como enfatizado por Studer (1825, apud Van Houten, 1981), aquele nome familiar designava mais que um simples arenito, mas representava uma assembléia de rochas sedimentares detríticas preenchendo a antefossa alpina, recebendo dos geólogos suíços a designação formal de Molasse, adquirindo mais tarde a conotação de fácies tectono-estratigráfica correspondendo a um Grupo constituído por quatro Formações (Bertrand, 1897, apud Van Houten, 1973, 1981).

Assim, desde que foi introduzido entre os geólogos para designar as espessas seqüências clásticas que preenchiam as antefossas alpinas tardi-orogênicas, sua conceituação original foi desvirtuada, passando o termo a ser utilizado para se referir a quaisquer tectonofácies que tivessem fácies sedimentares, icnofósseis ou estilo deposicional parecido (“molassóide”), mas com ambiências tectônicas na maioria dos casos totalmente adversas das molassas alpinas, às vezes ocupando bacias de rifte de interior cratônico e de margens continentais passivas etc (Van Houten, 1973; 1981, Miall, 1984; entre outros). Miall (1984) ressaltou que a maioria dos autores modernos recomenda o abandono do termo porque o mesmo traz consigo uma conotação genética imprópria e desnecessária aos tempos de hoje, frente ao amplo leque e opções oferecidas pela teoria da tectônica de placas para se caracterizar a gênese e os tipos de embaciamentos associados com o período tardi a pós-orogênico. Mitchell & Reading (1986) ponderaram que apesar da confusão gerada com uso inadequado do termo, mais importante que a sua definição é entender o sentido em que é usado.

Os depósitos do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana são em geral isentos de dobramentos contínuos e apresentam grau metamórfico muito baixo, quando existente. Apesar de se apresentarem pouco deformados, os falhamentos tiveram um papel preponderante na configuração do arcabouço de suas bacias, influenciando desde o início da sedimentação o estilo deposicional e a distribuição das fácies sedimentares. Na fase de inversão das bacias eles determinaram os limites finais destas com o embasamento, favorecendo, em maior ou menor grau, a preservação de suas unidades dos efeitos erosivos em zonas de embutimentos. Além da imaturidade mineralógica e textural, os depósitos da

transição são caracterizados por apresentarem grande variação de fácies sedimentares na lateral e vertical, incluindo fácies conglomeráticas a brechóides, arenosas arcoseanas e pelíticas que, freqüentemente, são entremeadas com produtos vulcânicos de composição predominantemente ácida a intermediária. Em superfície, ocorrem preferencialmente nas regiões das bordas atuais das principais sinéclises (ortoplatasformais) fanerozóicas, como as do Paraná e Parnaíba, encontrando-se provavelmente a maioria deles, bem preservados, no substrato das sinéclises.

Ao refletir sobre as bacias da transição da Plataforma Sul-Americana, Almeida (1969) tomou como principal referência a bacia do Camaquã, do “Escudo” Sul Rio-Grandense, onde encontrou praticamente toda a sucessão estratigráfica do estágio da transição preservada, desde o final da tecto-orogênese brasileira até os estágios iminentes de instalação da sinéclise (Bacia do Paraná). Almeida (1969) considerou que essas bacias tiveram uma evolução estrutural desenvolvida em três fases distintas e sucessivas: a) inferior, com depósitos “não molássicos” dobrados, embora sem metamorfismo, evidenciando mobilidade tectônica residual da faixa orogênica, b) intermediária, “molássica”, refletindo área geossinclinal suficientemente consolidada para que não ocorressem dobramentos significativos, mas apenas falhamento intenso e uma deposição associada a vulcanismo ácido a intermediário, caracterizando um “complexo vulcano-sedimentar de estágio de transição” e c) superior, que por razões inversas da intermediária, foi considerada também como “não molássica”, pois aí os processos tectônicos encontravam-se bastante atenuados, o vulcanismo ausente e, sobre ela, seriam depositadas as seqüências de cobertura ortoplatasformal do “estágio de estabilização”. O leitor perceberá no desenrolar deste capítulo que o pensamento de Almeida (1969), em sua essência, ainda é atual, bastando para isso que o leitor situe o conceito de “molassa geossinclinal” no tempo em que foi proposto.

Neste capítulo, Clovis Vaz Parente, Wellington Ferreira da Silva Filho e Afonso Rodrigues de Almeida abordam as bacias relacionadas com o estágio da transição plataformais que ocorrem na Região Nordeste do Brasil, desde os estados do Piauí até o Sergipe, nas cercanias orientais da Bacia do Parnaíba, compreendidos na Província da Borborema. Paulo Sérgio Gomes Paim e Mônica Marques da Fonseca analisam as bacias do Camaquã e Itajaí, situadas, respectivamente, nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, no Setor Meridional da Província Mantiqueira e cercanias meridionais da Bacia do Paraná. Antonio Luiz Teixeira e Claudio Gaucher, por sua vez, abordam as seqüências situadas entre o sul do estado de Minas Gerais, São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina, compreendidas nos setores Central e Meridional da Província Mantiqueira e nas cercanias orientais da Bacia do Paraná. As sucessões “da transição” analisadas neste capítulo representam a quase totalidade dos depósitos aflorantes no território brasileiro. A título de se comparar processos tectônicos, sedimentares e biológicos contemporâneos aos das referidas bacias, mas desenvolvidos em ambiente tectônico aparentemente distinto, Claudio Gaucher apresenta os aspectos evolutivos da Bacia (Grupo) Arroyo del Soldado, situada nas imediações meridionais da Bacia do Paraná e sobre terrenos arqueanos a mesoproterozóicos do Cráton Rio de la Plata, no Uruguai.

SETOR MERIDIONAL DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

Bacias do Camaquã e Itajaí

Paulo Sérgio Gomes Paim

Universidade do Vale do Rio dos Sinos

São Leopoldo, RS

ppaim@euler.unisinos.br

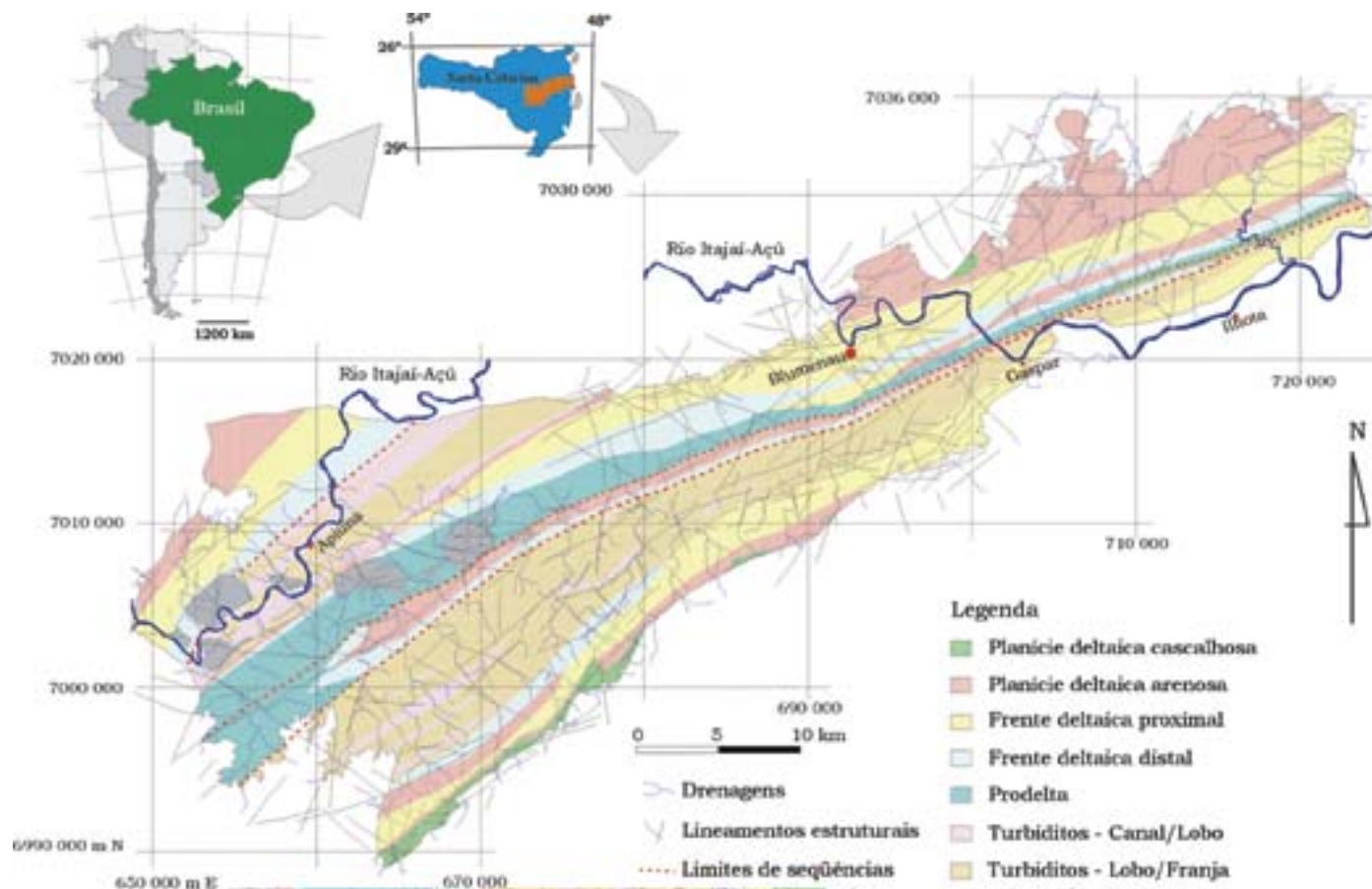


Fig. 2 - Mapa geológico da Bacia do Itajaí (SC) - Adaptado de Fonseca *et al.* (2003a)
- Geological map of the Itajaí Basin (Santa Catarina State), adapted from Fonseca *et al.* (2003a)

Mônica Marques da Fonseca
Universidade do Vale do Rio dos Sinos
São Leopoldo, RS
monicafonseca@petrobras.com.br

Contexto Geológico Regional

A Bacia do Camaquã situa-se no extremo sul do Brasil, mais precisamente na região central do Escudo Sul-Rio-Grandense, distando cerca de 250 km de Porto Alegre via BR-290 (Fig. 1). É recortada por diversas estradas municipais e vicinais bem como por algumas rodovias pavimentadas federais e estaduais (BR-392, BR-153 e RS 11), tornando seu acesso fácil e possível ao longo do ano inteiro. A bacia apresenta-se fragmentada em diversas sub-bacias, o conjunto possui uma forma alongada de direção geral N30°E, com cerca de 100 km de comprimento e até 100 km de largura. A bacia do Camaquã encontra-se assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Rio-Grandense, o qual inclui o Cinturão Granítico-Gnáissico Dom Feliciano, o Cinturão Tijucas, o Cinturão Vila Nova, e rochas granito-gnáissicas paleoproterozóicas, incluindo o Complexo Granulítico Santa Maria Chico e rochas granito-gnáissicas de fácies anfífolito. Tanto para NE como para SW a Bacia do Camaquã é recoberta por rochas sedimentares permianas da Bacia do Paraná.

Os estudos pioneiros sobre a Bacia do Camaquã remontam a primeira metade do século passado quando o Serviço Geológico e Mineralógico empreendeu uma série de atividades de prospecção metálica no Rio Grande do Sul (Carvalho 1929; 1932; 1937) tendo o Serviço de Fomento da Produção Mineral dado continuidade a esses estudos exploratórios (Teixeira 1937; 1941; Barbosa 1939). Costa Filho

(1944) sintetizou os resultados deste programa exploratório e Leinz & Almeida (1941) discutiram a gênese da jazida de cobre. Um longo debate paleontológico seguiu-se a esses trabalhos pioneiros (e.g. Dolianiti, 1945; Pinto, 1947; Martins, 1952; Beurlen *et al.*, 1955), debate esse esclarecido por Pinto (1955) e Barbosa (1957) quando demonstraram a existência de uma importante discordância angular separando as camadas da Formação Maricá (afossilífera) e a Série Itararé, essa fossilífera e de idade permocarbonífera. Já nos anos 1960 e 1970, os trabalhos relacionaram-se a atividades de mapeamento para fins de avaliação do potencial mineral do escudo, trabalhos esses que resultaram na proposição de diversas colunas estratigráficas mais ou menos conflitantes entre si (Melcher & Mau, 1960; Goñi *et al.*, 1962; Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al.*, 1978).

A partir da década de 1980, concomitante à entrada e consolidação da visão mobilista no Brasil, a produção científica voltou-se em grande parte à discussão de modelos geotectônicos e classificação da bacia (e.g. Fragoso-Cesar *et al.*, 1982, 1984; Jost, 1984; Issler, 1985; Beckel, 1992; Oliveira & Fernandes, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Oliveira, 1992; Chemale Jr., 1993; Sayeg, 1993; Sayeg *et al.*, 1993). Paralelamente a tais estudos, e acompanhando a introdução e consolidação no Brasil dos conceitos de fácies sedimentares, sistemas deposicionais e, mais tarde, de estratigrafia de seqüências, surgiu também uma vasta produção científica que, em parte, serviu como subsídio aos modelos tectônicos então propostos (e.g. Gonzalez & Teixeira, 1980; Fragoso-Cesar *et al.*, 1985; Lavina *et al.*, 1985; Paim *et al.*, 1986; 1992; 1995, 2000; Faccini *et al.*, 1987; Leites *et al.*, 1990; Paim, 1993; 1995a; 1995b; Fambrini, 1998; Caravaca, 1998; Pelosi, 2001; Borba, 2001; Almeida, 2001; Janikian, 2001).

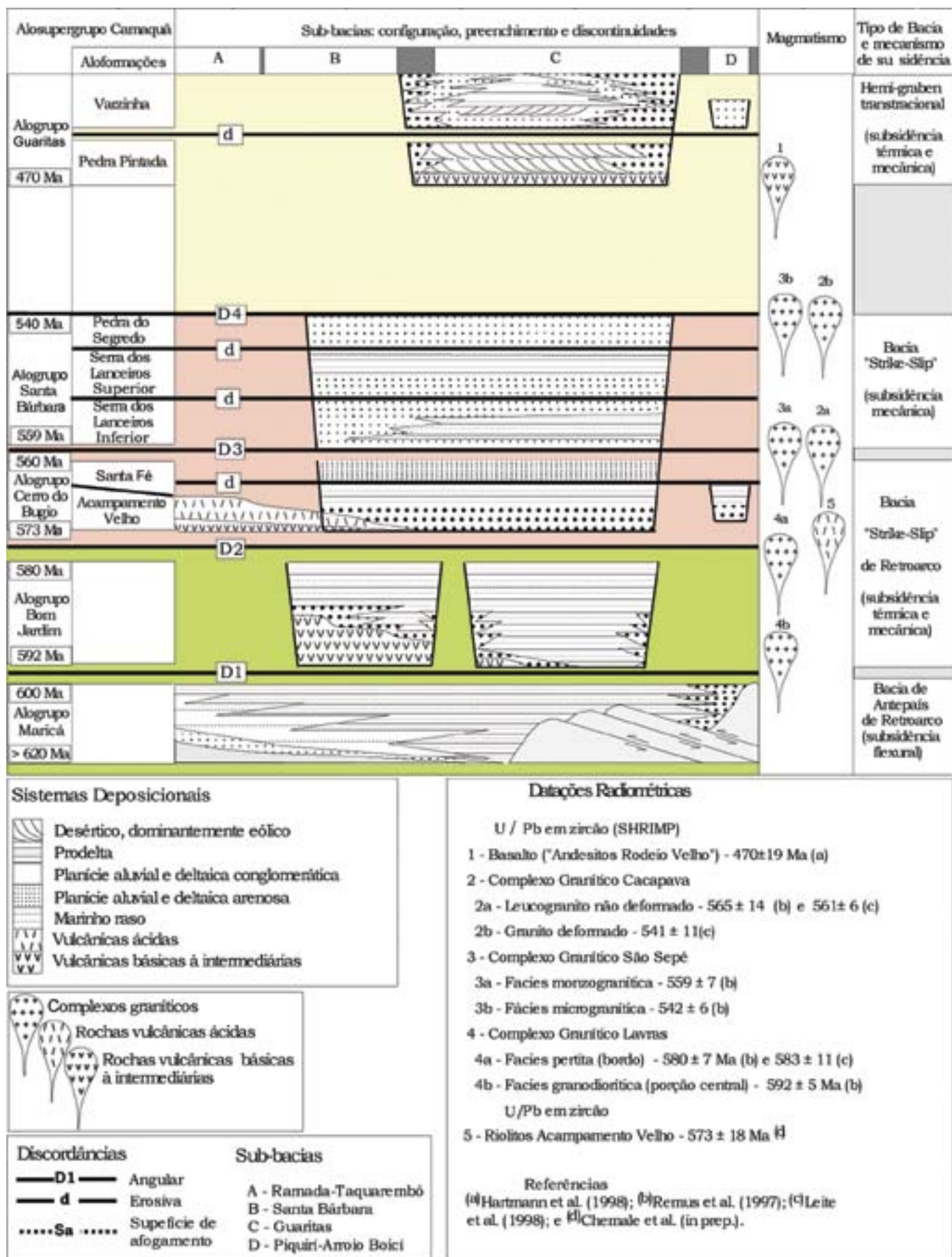


Fig. 3 - Quadro síntese da Bacia do Camaquã relacionando unidades estratigráficas, configuração e preenchimento das sub-bacias, discontinuidades deposicionais, eventos ígneos e classificação das distintas bacias superimpostas (modificado de Paim *et al.*, 2000)

- Synthetic stratigraphic chart of the Camaquã Basin, showing stratigraphic units, basin infill, main unconformities, magmatic events, and classification of the different superimposed basins (modified from Paim *et al.*, 2000)

Cabe ainda realçar as contribuições voltadas às rochas vulcânicas e intrusivas associadas, estudos extremamente valiosos na caracterização do ambiente tectônico no qual as bacias foram formadas (e.g. Nardi & Lima, 1985; 2000; Lima & Nardi, 1992; Lima, 1995; Wildner *et al.*, 1997; 1999; Almeida *et al.*, 1992; 1996; 1999a; 1999b; Remus *et al.*, 1999; Gastal, & Lafon, 1998, 1999; Chemale *et al.*, 1999; Paim, 1999; Sommer *et al.*, 1999a) b). Por fim, é de fundamental importância deixar registrado o importante volume de contribuições científicas que voltaram suas atenções de forma mais direta as mineralizações que ocorrem na bacia (e.g. Bettencourt, 1972; 1976; Suszcynsky, 1975; Teixeira *et al.* 1978; Licht, 1980; Ribeiro *et al.*, 1980; 1983; Teixeira & Gonzales, 1988; Badi, 1983; Badi & Gonzales, 1980; 1988; Veigel, 1989; 1992; Beckel, 1990; Ribeiro, 1991; Veigel & Dardene, 1990; Garcia, 1996; Lima, 1998; Lima & Almeida, 1996; Lima *et al.*, 1997; Laux & Lyndenmayer, 1998; 2000; Remus *et al.*, 1997; e Ronchi *et al.*, 2000).

A Bacia do Itajaí, localizada na porção NE de Santa Catarina, apresenta uma forma alongada de direção N60°E, com cerca de 50 km de comprimento e 25 km de largura máxima (Fig. 2). Suas bordas são falhadas e colocam o registro da bacia em contato com os complexos Granulítico de Santa Catarina (margem NW) e Brusque (margem SE). Em direção a SW a sucessão sedimentar da Bacia do Itajaí é recoberta por depósitos Paleozóicos da Bacia do Paraná enquanto que para NE essa é recoberta pelos sedimentos quaternários da Margem Atlântica.

O registro geológico da Bacia do Itajaí teve nos trabalhos pioneiros uma abordagem centrada em questões litológicas, sem maiores referências aos processos deposicionais (e.g. Dutra, 1926; Maack, 1947; Salamuni *et al.*, 1961; Kaul, 1976). A partir da década de 80, o enfoque foi direcionado a análise do preenchimento da bacia em termos de contexto tectônico (e.g. Silva & Dias, 1981; Silva, 1984; Basei, 1985; Basei *et al.*, 1987; 1999; Citroni, 1993; Krebs *et al.*, 1988; Rostirolla, 1991; Rostirolla & Figueira, 1995; Rostirolla *et al.*, 1992, 1999 e Gresse *et al.*, 1996). Além disso, a concepção de sistemas deposicionais e fácies sedimentares assim como da estratigrafia de seqüências passaram a ser utilizadas de forma mais rotineira na análise da sucessão sedimentar (Krebs *et al.*, 1990; Appi & Souza-Cruz, 1990; Appi, 1991; Rostirolla *et al.*, 1992; 1999). Também de grande relevância nesse último período, foram os estudos de proveniência (Rigon, 1993) assim como a descoberta de fósseis e traços fósseis (Leipnitz *et al.*, 1997; Paim *et al.*, 1997; Netto *et al.*, 1997).

Estratigrafia, Sedimentação e Paleocorrentes

As bacias do Camaquã e do Itajaí (Fig.1 e 2) caracterizam-se pela presença de espessos pacotes de conglomerados, arenitos e pelitos. Ambas compreendem uma sucessão aproximada de 10 mil metros. Enquanto a Bacia do Camaquã inclui uma significativa porção de rochas de origem magmática (derrames, piroclásticas, vulcanoclásticas e intrusivas associadas), o registro preservado na Bacia do Itajaí contém apenas delgados níveis de tufos intercalados e rochas intrusivas ácidas.

Bruscas variações de fácies contemporâneas e recorrência de fácies ao longo do tempo são feições comuns a ambas bacias, tornando discutível, senão inadequado, a descrição do preenchimento de ambas bacias a partir da superposição de unidades definidas apenas em função de aspectos litológicos. De modo a contornar tais dificuldades, o preenchimento da Bacia do Camaquã tem sido tratado em termos de pulsos de subsidência e preenchimento interrompidos por eventos de deformação, soerguimento e erosão (Paim *et al.*, 2000). A maior parte desses episódios de preenchimento

da bacia incluiu, em sua fase inicial, manifestações magmáticas (intrusivas e extrusivas).

O registro contido nas bacias do Itajaí e Camaquã encontra-se em grande parte basculado, favorecendo assim a realização de estudos estratigráficos, deposicionais e paleogeográficos na medida em que permite delinear verdadeiras seções geológicas (visualização 2D) via mapeamento e correlação lateral de superfícies estratigráficas chave e fácies sedimentares. Torna-se assim plausível aplicar, de forma sistemática, conceitos e formulações da estratigrafia de seqüências, e sua contraparte formal (aloestratigrafia), ao longo de toda a área exposta. É dentro dessa perspectiva que o preenchimento das bacias do Camaquã e Itajaí é então apresentado nos itens subseqüentes.

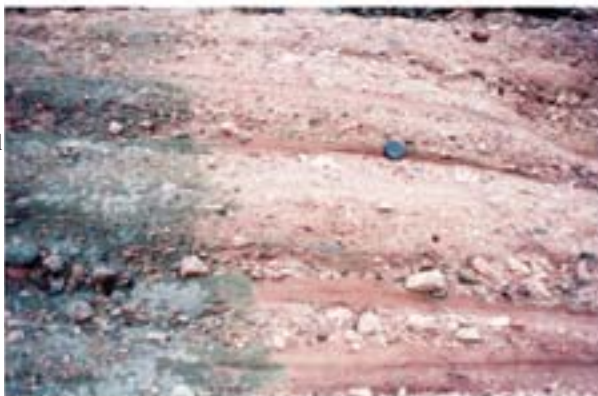
Bacia do Camaquã

Em função da percepção que se tem acerca do preenchimento da bacia adotou-se aqui a idéia de Paim *et al.* (2000) na qual o termo Bacia do Camaquã é utilizado no sentido de definir um *locus* deposicional, não uma entidade tectônica específica. Assim, esse termo representa o local onde se superimpuseram, entre o final do Proterozóico (Vendiano) e o Ordoviciano (?), pelo menos três bacias (ou conjunto de bacias), cada qual representante de um distinto episódio tectono-sedimentar.

Uma versão simplificada e levemente modificada da estratigrafia proposta por Paim *et al.* (2000) para a Bacia do Camaquã é apresentada na Fig. 3. Essa visão foi concebida a partir de trabalhos de fotoestratigrafia (*sensu* Sgavetti, 1991) e mapeamento. O preenchimento da bacia, analisado sob a ótica da aloestratigrafia, inclui cinco unidades (alogramas) limitadas entre si por discordâncias angulares. Tais discontinuidades representam episódios tectônicos de deformação, soerguimento e erosão seguidos pela retomada da subsidência, deposição e, comumente, atividade magmática. Considerando-se aspectos deformacionais, deposicionais, magmáticos e geocronológicos acredita-se que essas cinco unidades possam ser agrupadas em três unidades maiores que possuiriam uma vinculação com três distintos ambientes tectônicos. A Fig. 4 apresenta imagens representativas das principais fácies sedimentares ocorrentes na Bacia do Camaquã. (Fig. 4a).

Base de toda a sucessão, o Alogrupo Maricá é constituído por depósitos aluviais e deltaicos, ambos de caráter transversal ao eixo da bacia (média das paleocorrentes para SSE) bem como depósitos marinhos rasos (Fig. 4a, b), caracterizados pela abundância de tempestitos e presença de traços fósseis (Netto & Martini da Rosa, 2003). A unidade subseqüente (Alogrupo Bom Jardim) assenta-se sobre uma discordância angular suave e, ao contrário de sua predecessora, inclui abundantes rochas de origem vulcânica na porção SW da bacia e de origem mista (piroclásticas, vulcanoclásticas e epiclásticas) nas demais regiões. As rochas vulcânicas (tradicionalmente associadas ao nome Hilário) se relacionam a um magmatismo cálcico-alcalino, de composição intermediária a básica e afinidade shoshonítica (Nardi & Lima, 1985; Lima, 1995), relacionado a uma fase de maior estabilização do processo de subducção de placas (Lima & Nardi, 1992; Chemale *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 1999a). Já as rochas vulcanoclásticas e epiclásticas incluem conglomerados aluviais (Fig. 4c) e arenitos e ritmitos areno-pelíticos (Fig. 4d) vinculados a porções subaquáticas de deltas adentrando um ambiente com pelo menos uma parcial ou esporádica conexão marinha, conforme sugerido pela eventual presença de traços fósseis (Netto & Martini da Rosa, 2003). Medidas de paleocorrentes sugerem um padrão de dispersão de sedimentos de caráter longitudinal, com proveniência de ambos os extremos (NE e SW) da bacia. Já as informações faciológicas sugerem a presença de pequenos sistemas transversais (leques aluviais

Fig. 4 - Alogrupo Maricá: arenitos com (a) ondulações por onda e (b) estratificação cruzada de baixo ângulo de contexto marinho raso. Alogrupo Bom Jardim, fácies deltaicas: (c) conglomerados e (d) ritmitos arenosos. (e) Conglomerados e arenitos aluviais do Alogrupo Cerro do Bugio. (f) Ritmitos arenopelíticos deltaicos do Alogrupo Santa Bárbara. (g) Arenitos eólicos do Alogrupo Guaritas



- Maricá Allogroup: sandstones showing (a) wave ripples and (b) low angle cross-stratification characteristic of shallow marine environments. Bom Jardim Allogroup, deltaic facies: (c) conglomerates and (d) rhythmic sandstone deposits. (e) Conglomerates and alluvial sandstones of the Cerro do Bugio Allogroup. (f) Deltaic, sandstone-pelite rhythmites of the Santa Bárbara Allogroup. (g) Aeolian sandstones of the Guaritas Allogroup

e deltaicos) provenientes dos altos topográficos que então já subdividiam a bacia.

As duas unidades acima discutidas, nas quais incipientes registros de vida marinha têm sido reportados de forma mais convincente, caracterizam uma associação de rochas anquimetamórficas (?), deformadas de forma relativamente intensa e comumente incluindo dobras e falhas de cavalgamento, transcorrentes e extensionais. Essa associação de rochas representaria uma ampla bacia marinha (Alogrupo Maricá), em processo de fragmentação e isolamento

(Alogrupo Bom Jardim), gerada em contexto tardi-orogênico e que teria evoluído entre 620 e 580 Ma (Fig. 3).

Um segundo ambiente tectônico é registrado pela sucessão depositada acima de uma expressiva discordância angular, a qual marca o contato entre os alogrupos Bom Jardim e Cerro do Bugio e corresponde ao limite entre as molassas dobradas e não dobradas de Almeida (1969). Um importante episódio magmático (habitualmente associado ao nome Acampamento Velho) marca a base do Alogrupo Cerro do Bugio. Esse episódio caracterizou-se por um magmatismo

de composição predominantemente ácida, afinidade alcalina comendítica e caráter peralcalino (Wildner *et al.*, 1997; Sommer *et al.*, 1999a) relacionado a um ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Wildner *et al.*, 1997; Wildner & Nardi, 1999; Sommer *et al.*, 1999a,b). Rochas vulcânicas de composição mais básica (basaltos e andesitos) têm sido referidas como associadas a essa fase de atividade ígnea (Wildner & Nardi, 1999; Zerfass *et al.*, 1999). Rochas vulcanoclásticas e epiclásticas conglomeráticas (Fig. 4e) recortam as rochas vulcânicas supramencionadas e gradam a arenitos, ambas litologias representando sistemas aluviais entrelaçados, e, finalmente, por ritmitos areno-pelíticos (Fig. 4f) e pelitos lacustres. Dados de paleocorrentes sugerem que essas litologias representam sistemas aluviais entrelaçados tanto de caráter transversal (leques deltaicos conglomeráticos com paleocorrentes para SE e NW) como longitudinal (deltas de planície entrelaçada conglomerática com paleocorrentes para NE). Pelo menos duas desconformidades podem ser delineadas e utilizadas para distinguir três unidades de menor hierarquia (aloformações) no interior do Alogrupo Cerro do Bugio.

Uma outra discordância angular de pequena envergadura marca o início da deposição do Alogrupo Santa Bárbara, esse constituído predominantemente por arenitos e, secundariamente, conglomerados aluviais, intercalados com ritmitos areno-pelíticos deltaicos gerados em contexto lacustre raso. Informações faciológicas e medidas de paleocorrentes indicam sistemas deltaicos entrelaçados arenosos e areno-conglomeráticos de caráter longitudinal e transversal. A grande quantidade de feições associáveis a exposição subaérea dos depósitos subaquáticos sugere que os corpos lacustres eram rasos. No entanto, a identificação dos traços fósseis (Netto & Martini da Rosa, 2003) sugere uma esporádica conexão ao mar, indo assim ao encontro das idéias de Almeida (2001) quanto ao caráter marinho de parte dos depósitos. Pelo menos duas desconformidades são mapeáveis e permitem a subdivisão do Alogrupo Santa Bárbara em três unidades menores.

Os alogrupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara caracterizam uma associação de rochas deformadas com menor intensidade que sua predecessora, sendo apenas afetada por falhas transcorrentes e extensionais. Essa associação de rochas vulcânicas e sedimentares representaria então o segundo episódio de evolução da Bacia do Camaquã que teria ocorrido entre 573 e 540 Ma. Esse teria sido caracterizado por rios e deltas entrelaçados adentrando corpos lacustres rasos e, assim, preenchendo pequenas bacias *pull apart* formadas em contexto transtensional pós-orogênico (Fig. 3).

Por fim, uma outra discordância angular de grande envergadura delinea o contato entre sucessões via de regra basculadas ou dobradas das unidades precedentes com as camadas predominantemente horizontalizadas do Alogrupo Guaritas, materializando assim o início de um novo ambiente tectônico. Essa unidade contém, próxima a sua base, rochas vulcânicas (usualmente vinculadas ao nome Rodeio Velho) de composição intermediária a básica, e afinidade alcalina, as quais têm sido associadas a ambiente de intraplaca (Almeida *et al.*, 1999b). Uma desconformidade no interior do Alogrupo Guaritas limita uma unidade basicamente eólica (Fig. 4g), na base, de outra associada a depósitos aluviais, deltaicos e, secundariamente, eólicos. Os depósitos predominantemente eólicos da base (Aloformação Pedra Pintada) representam fundamentalmente pequenas dunas crescentes (paleoventos para NE) mas incluem também fácies de interdunas e pacotes vinculáveis a rios efêmeros e lagos rasos (Paim, 1994; 1995b; Paim *et al.*, 2000; Paim & Scherer, 2003). Já a unidade superior (Aloformação Varzinha) inclui fácies aluviais que representam uma associação lateral de um sistema fluvial entrelaçado longitudinal (paleocorrentes para SW), no bordo oeste, e um sistema de leques aluviais tributários, representado por

pelo menos dois lobos, no lado leste da bacia (Paim, 1995a). As fácies eólicas que ocorrem intercalas são em quase tudo similares as anteriores, exceto por um *trend* de paleocorrentes invertido (paleoventos para SW). Os níveis mais superiores dessa unidade representam deltas e leques deltaicos desenvolvidos nos bordos de uma bacia lacustre rasa.

O Alogrupo Guaritas, representando um contexto deposicional eminentemente continental, compreende assim uma associação de rochas vulcânicas e sedimentares, via de regra horizontalizada, que caracteriza o terceiro grande episódio de evolução da Bacia do Camaquã e registra o preenchimento de um rifte gerado em ambiente de intraplaca em torno de 470 Ma (Fig. 3).

Bacia do Itajaí

Uma versão simplificada da estratigrafia adotada para a Bacia do Itajaí é mostrada na Fig. 5. Tal visão foi concebida por Fonseca *et al.* (2004a) a partir do levantamento e correlação lateral de seções geológicas e confecção de um mapa. O mapa produzido indica que a Bacia do Itajaí inclui depósitos aluviais, deltaicos e marinhos representados em quatro unidades alostratigráficas limitadas entre si por desconformidades (Fig. 2).

Considerando a similaridade das fácies que se repetem no tempo, sem a interveniência de fenômenos tectônicos maiores, considera-se que esse conjunto represente um contexto tectônico único. As principais fácies ocorrentes na bacia são apresentadas na Fig. 6.

A unidade mais basal (Seqüência I) compreende uma sucessão retrogradante com conglomerados e arenitos aluviais (Fig. 6a) na base, arenitos sigmoidais deltaicos, arenitos e pelitos de contexto marinho raso (Fig. 6b) e, finalmente, pelitos no topo. Esse padrão retrogradacional foi interpretado como representando um Trato de Sistemas Transgressivo. As direções de transporte sedimentar (média para SE) indicam uma área-fonte a NW, ou seja, o sistema deltaico era transversal ao eixo da bacia (vinha da sua borda NW). Os pelitos maciços do topo da seqüência sugerem o afogamento final da plataforma durante o Trato de Sistemas Transgressivo e um talude momentaneamente livre do aporte de areia e sujeito a escorregamentos (*slumps*), conforme pode ser observado neste intervalo.

Uma desconformidade limita tais depósitos marinhos rasos dos clássicos turbiditos, de contexto marinho mais profundo, que caracterizam a base da Seqüência II. Essa inclui conglomerados e arenitos vinculados a fluxos de detritos e correntes de turbidez cascalhosa e arenosa de alta concentração (Fig. 6c, 6d e 6e), e ritmitos areno-pelíticos, esses associados a correntes de turbidez de baixa concentração (Fig. 6f). Estabeleceram-se, então, canais erosivos e deposicionais além de lobos turbidíticos de grande extensão e espessura significativa relacionados a sistemas turbidíticos que, em conjunto, compõem o Complexo Turbidítico de Apiúna (Fonseca *et al.*, 2004b). Enquanto os canais turbidíticos apresentam direção NW-SE (300°), vindos da borda NW, os lobos apresentam direção axial, ao longo do eixo da bacia. A localização estratigráfica do complexo turbidítico, acima de uma discordância tipo I, vincula-o a um Trato Precoce de Mar Baixo, mais especificamente ao desenvolvimento de leques de assoalho de bacia (Posamentier *et al.*, 1988). Essa associação de fácies é sobreposta por fácies de águas mais rasas, que incluem conglomerados e arenitos aluviais, arenitos sigmoidais, arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e ritmitos areno-pelíticos associados a deltas marinhos. Tal associação define a Cunha de Mar Baixo (Posamentier *et al.*, 1988). As direções de transporte sedimentar dos depósitos de planície deltaica são predominantemente para SSE, transversal ao eixo da bacia, enquanto que nas fácies subaquáticas mais

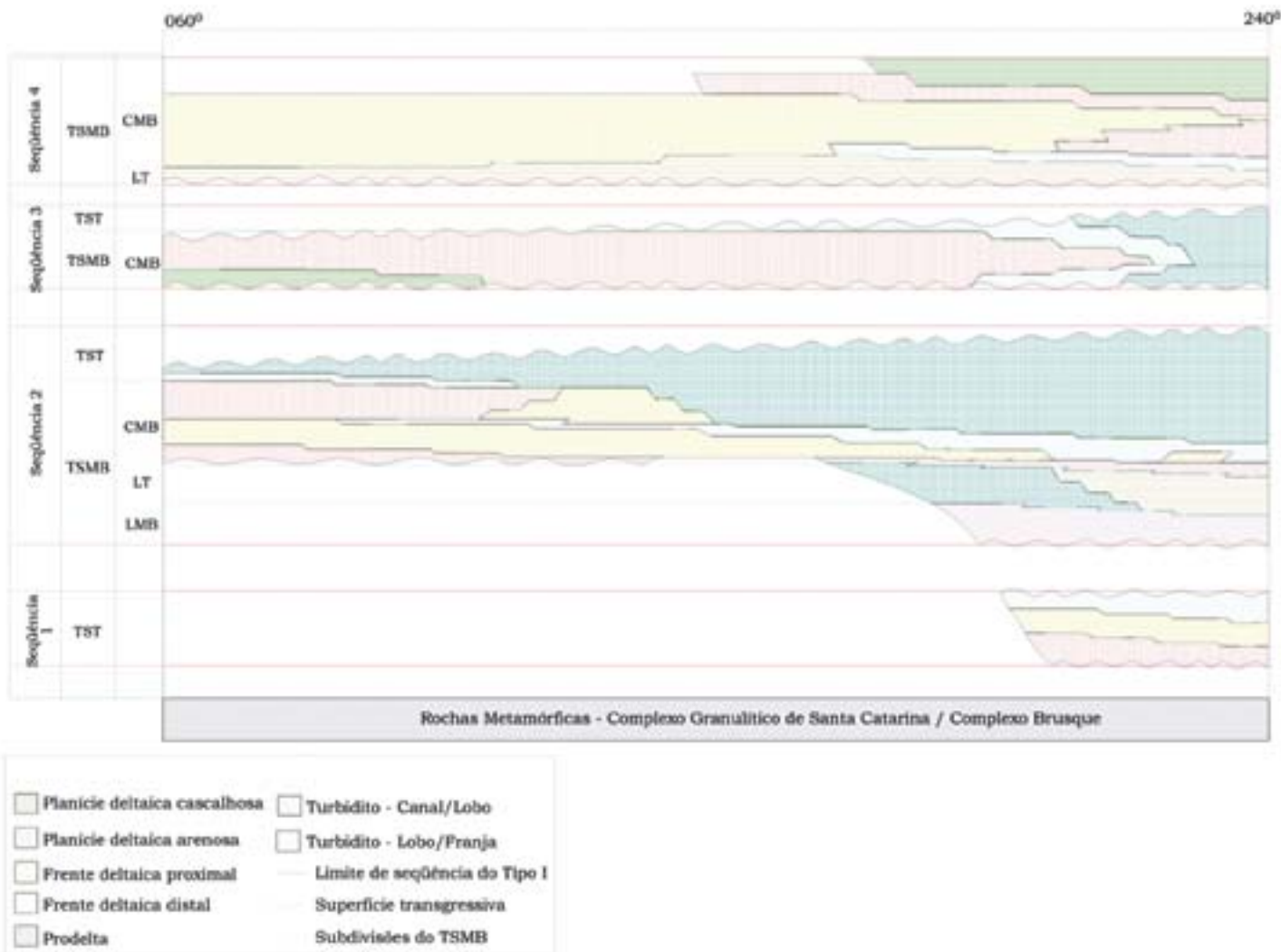


Fig. 5 - Diagrama cronoestratigráfico esquemático da Bacia do Itajaí (adaptado de Fonseca *et al.*, 2004a)

- Chronostratigraphic scheme for the Itajaí Basin (adapted from Fonseca *et al.*, 2004a)

distais o transporte tende a ser subparalelo (SSW) ao eixo da bacia. Ainda como parte deste contexto deposicional, observa-se, acima da Cunha de Mar Baixo, uma sucessão predominantemente retrogradacional que foi atribuída a retrogradação do sistema de leques deltaicos durante o Trato de Sistemas Transgressivo (Posamentier *et al.*, 1988) da Seqüência II.

Outra desconformidade, agora posicionando fácies de águas mais rasas por sobre depósitos associáveis a condições mais profundas, marca o limite entre as seqüências II e III. Compreende depósitos aluviais e deltaicos (planície deltaica arenosa, arenitos com HCS e hiperpicnitos pelíticos) que preenchem vales incisos recortados sobre fácies de águas rasas, definindo outra discordância do tipo I (Van Wagoner *et al.*, 1988). As fácies aluviais e de planície deltaica apresentam duas componentes principais de transporte sedimentar, uma para SSE, na porção NE da bacia, e outra para NNW, na porção SW da bacia, indicando áreas fontes de ambas bordas da bacia. Essas fácies gradam em direção SW para depósitos subaquáticos relacionados a fluxos hiperpicnais proximais e distais. A Seqüência III apresenta inicialmente um padrão progradacional que muda para retrogradacional, padrões esses associados à Cunha de Mar Baixo e Trato de Sistemas Transgressivo de uma seqüência deposicional do tipo I (Posamentier *et al.*, 1988).

Uma nova desconformidade marca o início do último ciclo deposicional preservado na Bacia do Itajaí (Seqüência IV). Essa seqüência é definida por fácies predominantemente

turbidíticas na base (complexo turbidítico) e predominantemente deltaicas no topo. Fácies de lobos e franja de lobos incluem dados de paleocorrentes com um padrão bi-modal de transporte a partir de ambas bordas (NW e SE) da bacia. Representam leques de assoalho de bacia de um outro trato de sistemas de mar baixo (Posamentier *et al.*, 1988). Sobre estes depósitos profundos, e de forma abrupta, ocorrem fácies deltaicas (arenitos com HCS ==> lobos sigmoidais ==> planície deltaica arenosa ==> planície deltaica cascalhosa), com claro padrão de empilhamento progradacional, que caracterizam a Cunha de Mar Baixo (Posamentier *et al.*, 1988) da Seqüência IV. O transporte sedimentar permanece bi-modal, com proveniência mista de ambas as bordas da bacia.

Dados paleontológicos (bioestratigrafia)

São ainda precárias as informações paleontológicas disponíveis para as bacias do Itajaí e Camaquã, apesar de evidências recentes (Netto *et al.*, 1997; Leipnitz *et al.*, 1997; Paim *et al.*, 1997; Netto & Martini da Rosa, 2003) terem ampliado o potencial fóssilífero para essas bacias.

Netto & Martini da Rosa (2003) indicaram a ocorrência de distintas associações de traços fósseis que, via de regra, corroboraram uma idade Vendiana para o pacote analisado. Assim, no Alogrupo Maricá foi identificado o icnogênero *Planolites* e no Alogrupo Bom Jardim impressões fósseis



Fig. 6 - Bacia do Itajaí. Seqüência I: (a) arenito grosso com estratificação cruzada acanalada (sistema aluvial) e (b) arenito fino com laminação cruzada por onda (sistema marinho raso). Seqüência II - depósitos vinculados a fluxos gravitacionais : (c) diamictito (fácies F1), (d) ortoconglomerado (fácies F3), (e) arenito muito a grosso a conglomerático maciço (fácies F4) e (f) ritmitos areno-pelíticos com laminação plano-paralela e cruzada cavalgante (fácies F9)

- Itajaí Basin. Sequence I:

(a) coarse sandstone showing trough cross-stratification (alluvial environment), and (b) fine sandstone with wave-generated cross-laminations (shallow marine environment).

Sequence II, gravity-flow deposits:

(c) diamictite (F1 facies), (d) orthoconglomerate (F3 facies),

(e) very coarse to gritty, massive sandstone (F4 facies), and

(f) pelite-sandstone rhythmite showing parallel laminations and climbing ripples (F9 facies)

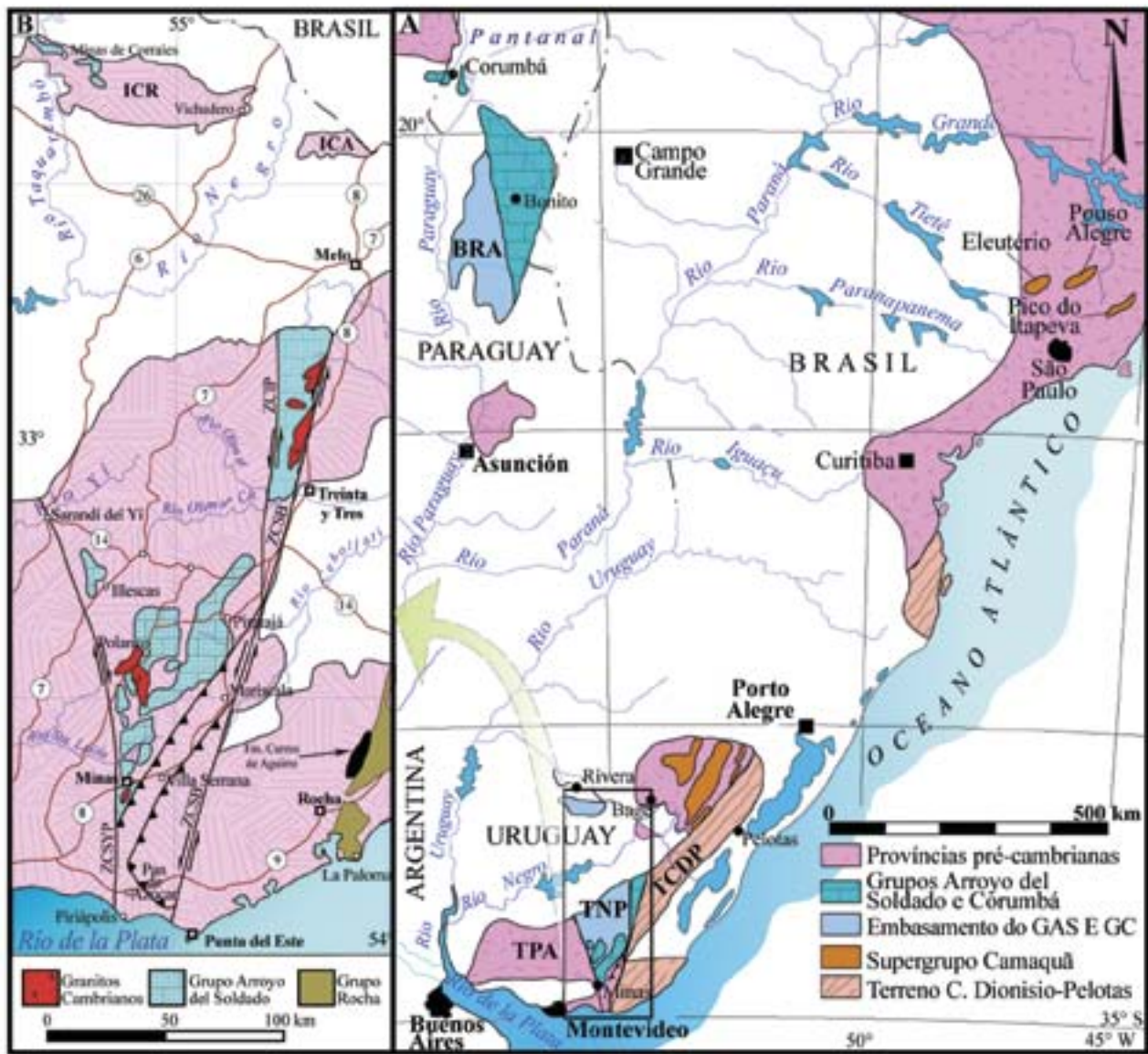


Fig. 7 - Área de afloramentos do Grupo Arroyo del Soldado e algumas bacias contemporâneas da região. (A) Contexto regional: BRA - Bloco Rio Apa; TPA - Terreno Piedra Alta; TNP - Terreno Nico Pérez; TCDP - Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas. (B) Detalhe da região indicada em A: ICR - Ilha Cristalina de Rivera; ICA - Ilha Cristalina de Aceguá; ZCSYP - Zona de Cisalhamento Sarandí del Yi-Piriápolis; ZCSB - Zona de Cisalhamento Sierra Ballena. Observe a proximidade dos afloramentos da Formação Cerros de Aguirre com o GAS, assim como a proximidade dos afloramentos mais setentrionais do GAS (região de Minas de Corrales) com o Brasil

- Outcrop area of the Arroyo del Soldado Group and some other coeval basins in the region. (A) Regional context: BRA: Rio Apa Block; TPA: Piedra Alta Terrane; TNP: Nico Pérez Terrane; TCDP: Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane. (B) Detail of region indicated in A: ICR: Isla Cristalina de Rivera; ICA: Isla Cristalina de Aceguá; ZCSYP: Sarandí del Yi-Piriápolis Shear Zone; ZCSB: Sierra Ballena Shear Zone. Note vicinity of outcrops of the Cerros de Aguirre Formation to the exposures of the Arroyo del Soldado Group, and proximity of the northernmost outcrops of the Arroyo del Soldado Group (Minas de Corrales area) to Brazil

(Intrites). No Alogrupo Santa Bárbara foi registrada a ocorrência dos traços fósseis *Cochlichnus*, *Planolites*, *Beltanelliformis*, *Bergaueria*, *Palaeophycus*, *Treptichnus* além de impressões de corpos fósseis (*Intrites*, *Aspidella* e *Sekwia*) e estruturas de tapetes algálicos (*Arumberia*).

Trabalhos anteriores (Netto *et al.*, 1997; Leipnitz *et al.*, 1997; Paim *et al.*, 1997) têm revelado a presença de uma até então desconhecida fauna, incluindo microfósseis possivelmente relacionados a espongiários (*Chancelloria* sp. e *Choia* sp.) e traços fósseis (Icnogênero *Gordia*), reforçando assim a concepção de um contexto deposicional marinho para grande parte da sucessão contida na Bacia do Itajaí. Estudos em desenvolvimento na bacia (Zucatti da Rosa, 2004) estão a revelar a presença de artrópodes (*Parvancorina* sp.), medusas (*Cyclomedusa* e *Rugoconites*) e microfósseis palinômorfos (Acrítarcas) bem como re-avaliando a classificação dos microfósseis presumivelmente relacionados a espongiários acima referidos.

Dados radiométricos

Bacia do Camaquã

O Alogrupo Maricá é mais antigo que 592 ± 5 Ma (idade SHRIMP U/Pb obtida por Remus *et al.*, 1997) para a fácies granodiorítica do complexo granítico Lavras do Sul (co-magmática ao "Andesito Hilário"). A seção inferior, na região do Piquiri, inclui clastos de granitóides com idades Rb/Sr (Soliani Jr., 1986) variando entre 640 a 620 Ma (*apud* Fambrini, 1998). Essa seção é intrudida pelo Sienito Piquiri (Jost *et al.*, 1985; Vieira Jr. *et al.*, 1989), cuja idade, determinada pelo método K/Ar, seria de 580 Ma (Soliani Jr. *et al.*, 1984). Em conjunto, tais dados sugerem uma idade entre 620 e 592 Ma para o Alogrupo Maricá.

O limite inferior do Alogrupo Bom Jardim situa-se em torno de 592 ± 5 Ma, na medida em que as rochas vulcânicas

(“Andesito Hilário”) e seus equivalentes plutônicos seriam cronocorrelatos à porção basal desse alogrupo. Determinações U/Pb (SHRIMP) realizadas diretamente nas rochas vulcânicas (“Andesito Hilário”) que compõem grande parte desse alogrupo forneceram uma idade de 580 Ma (Remus *et al.*, 1999). A idade mínima dessa unidade pode ser estimada em função dos dados geocronológicos da base do Alogrupo Cerro do Bugio (situado em discordância angular sobre o Alogrupo Bom Jardim e com idade em torno de 573 Ma). Assim, assume-se que o Alogrupo Bom Jardim ter-se-ia depositado entre 592 e 573 Ma.

O vulcanismo ácido que caracteriza a base do Alogrupo Cerro do Bugio (“Riolito Acampamento Velho”) possui uma idade de 573 ± 18 Ma (idade U-Pb em zircão). Ainda se tem a idade da fácies pertida do bordo do complexo granítico de Lavras do Sul (co-magmática com o vulcanismo ácido “Acampamento Velho”) que possui idade magmática em torno de 580 ± 7 Ma (Remus *et al.*, 1997) e 583 ± 11 Ma (Leite *et al.*, 1998), ambos valores obtidos por SHRIMP. Outro ponto de amarração cronológica refere-se à deformação transcorrente, de movimentação esquerda e orientação dominante N45E, que afeta todas as unidades abaixo do Alogrupo Santa Bárbara, incluindo o Alogrupo Cerro do Bugio e os corpos graníticos Jaguarí e Ramada. Nesse sentido, essa deformação tem uma idade máxima de 573 ± 18 . Por outro lado, parece não afetar o Complexo Granítico de São Sepé, para o qual Remus *et al.* (1997) obtiveram uma idade de 559 ± 7 para a fácies monzogranítica. Assim, é aqui sugerido que o Alogrupo Cerro do Bugio depositou-se entre 573 e 559 Ma.

Considerando que o Alogrupo Santa Bárbara encontra-se sobreposto ao Alogrupo Cerro do Bugio, torna-se plausível assumir uma idade máxima de 559 ± 7 Ma. A idade 541 ± 11 Ma (U/Pb, SHRIMP), obtida para a população magmática da fácies foliada (leucogranito deformado), sincinemática, do complexo granítico Caçapava (Leite *et al.*, 1998), é utilizada como a idade que representaria o evento deformacional gerador da discordância que separa o Alogrupo Santa Bárbara do Alogrupo Guaritas. Nesse sentido, entende-se que a deposição do Alogrupo Santa Bárbara teria transcorrido entre 559 e 540 Ma.

A idade do Alogrupo Guaritas é controversa, tanto pela carência de datações radiométricas confiáveis como também pelas relações de contato entre as rochas vulcânicas datadas (“Andesito Rodeio Velho”) e as rochas sedimentares associadas (Aloformação Pedra Pintada). Considerando tanto a existência de feições magmáticas intrusivas epizonais (e.g. Silva Filho *et al.*, 1996; Fambrini, 1998; Fragoso-Cesar *et al.*, 1999) como extrusivas (e.g. Wildner *et al.*, 1997; Almeida *et al.*, 1999b; Lopes *et al.*, 1999) é aqui entendido que o Alogrupo Guaritas possui uma idade máxima (início da deposição) similar àquela determinada para as rochas vulcânicas associadas. Nesse sentido, datações U/Pb (SHRIMP) em zircão proveniente de basalto associado à base da Aloformação Pedra Pintada (“Andesito Rodeio Velho”) sugerem idades em torno de 470 ± 19 Ma para este evento magmático (Hartmann *et al.*, 1998). O próprio autor das informações é, no entanto, bastante reticente quanto à precisão dessa idade (Hartmann, 2003, inf. verbal).

Bacia do Itajaí

Basei *et al.* (1987) atribuíram uma idade de 581 ± 48 Ma para a sedimentação e diagênese do Grupo Itajaí baseado em dados radiométricos (Rb/Sr) em siltitos. Macrofósseis encontrados na Bacia do Itajaí (*Chancelloria* sp.) apontavam para uma idade cambriana para a sucessão (Leipnitz *et al.*, 1997; Paim *et al.*, 1997). Essa informação trouxe à tona algumas questões, sejam essas relativas à identificação dos fósseis, à idade de 542 Ma como limite Proterozóico/Fanerozóico, tratar-se realmente de um fóssil guia do

Cambriano, ou ainda, a acuracidade das datações radiométricas disponíveis. Esse ponto foi levantado por Basei *et al.* (2000) considerando a idade (560 Ma) e as relações intrusivas do Granito Subida e diques riolíticos associados com a sucessão preservada na Bacia do Itajaí. Mais recentemente, análises U/Pb (SHRIMP) em tufo indicam uma idade de 606 ± 8 Ma para o evento vulcânico e de 642 ± 12 como idade máxima de abertura da bacia (Silva *et al.*, 2002). De qualquer forma, as informações radiométricas e paleontológicas, apesar de parcialmente contraditórias entre si (e por isso necessitando de reavaliações que fogem ao escopo desse capítulo), sugerem de forma mais consistente uma idade Vendiana para a origem e preenchimento da Bacia do Itajaí.

Geologia Estrutural e Tectônica

A Bacia do Camaquã tem sido comumente associada a um sistema de bacias tardi- a pós-orogênicas, relacionadas aos espasmos finais da Orogenia Brasileira/Pan-Africana. Em uma escala continental, essas bacias têm sido tradicionalmente vinculadas às fases finais da Orogenia Brasileira e interpretadas como antifossas e/ou bacias intermontanas (Almeida, 1969; 1976; 1981) ou simplesmente vinculadas a reativações transcorrentes tardias do embasamento brasileiro e conseqüente geração de bacias do tipo “*strike-slip*” (e.g. Wernick *et al.*, 1978; Brito Neves & Cordani, 1991; Basei & Brito Neves, 1992). Mais recentemente constatou-se que a denominação Bacias Molássicas Brasileiras vinha sendo usada para bacias classificadas como de antepaís periféricas e de retroarco, bacias *pull-apart*, transpressionais ou híbridas, bacias de colapso orogênico e riftes extensionais (Chemale Jr., 1993).

Existe uma certa unanimidade quanto à vinculação da Bacia do Camaquã a uma depressão tectônica gerada e desenvolvida durante as fases finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano (e.g. Loss & Roisenberg, 1972; Jost, 1984; Fragoso-César *et al.*, 1982; 1984; 1992; Issler, 1985; Beckel, 1990, 1992; Oliveira & Fernandes, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Oliveira, 1992; Chemale Jr., 1993; Gresse *et al.*, 1996). Não existe, no entanto, um consenso acerca da evolução Brasileira do Escudo Sul-Rio-Grandense e, em parte como conseqüência desse fato, quanto à origem, evolução tectônica e classificação da bacia. As idéias propostas divergem tanto no caráter de evolução (simples ou múltiplo) quanto no que se refere aos esforços tectônicos atuantes durante sua formação e evolução. Assim, as concepções variam de modelos que consideram a existência de uma ou mais bacias geneticamente associadas a outros que entendem o registro preservado como produto da superimposição de dois ou mais episódios tectônicos distintos. Desse modo, existem propostas vinculando a Bacia do Camaquã a um único regime tectônico, seja esse extensional (Pelosi, 2001; Janikian, 2001; Almeida, 2001), transcorrente (Teixeira de Oliveira & Fernandes, 1991; Fernandes *et al.*, 1992) ou convergente (Loss & Roisenberg, 1972; Jost, 1984; Issler, 1985). Foram também propostos modelos que entendem a bacia como tendo evoluído em duas fases associadas a ambientes tectônicos distintos, seja convergente a extensional (Fragoso-César *et al.*, 1982; 1984), convergente a transcorrente (Fragoso-César *et al.*, 1992; Sayeg *et al.*, 1992) ou extensional a transcorrente (Machado & Sayeg, 1992). Por fim, modelos ainda mais complexos foram aventados, incluindo uma evolução de contexto convergente para transcorrente e, por fim, extensional (Beckel, 1990; 1992, Fragoso-César *et al.*, 1992; Paim *et al.*, 2000).

Do mesmo modo, a falta de consenso acerca da origem da Bacia do Itajaí é uma realidade. A gênese dessa bacia tem sido relacionada a distintos ambientes tectônicos, variando de extensional (Silva, 1984; Basei *et al.*, 1987; Citroni, 1993),

transcorrente (Krebs *et al.*, 1990; Krebs, 1992) a compressivo (Rostirolla, 1991; Rostirolla & Figueira, 1995; Rostirolla *et al.*, 1992; 1999; Gresse *et al.*, 1996). Torna-se um problema de mais fácil solução por parecer que essa bacia representa apenas um evento maior de evolução tectônica da área, ao contrário do diagnosticado para a Bacia do Camaquã.

Conclusões

Como visto anteriormente, o preenchimento da Bacia do Camaquã registra pulsos de subsidência, sedimentação e vulcanismo pontuados por eventos de deformação, soerguimento e erosão (Paim *et al.*, 2000). Similar concepção já havia sido aventada por Almeida *et al.* (1976; 1981) na medida em que o mesmo descrevia, de forma genérica, a estratigrafia das bacias do “Estágio de Transição” como formada por unidades basais deformadas e dobradas recobertas por unidades superiores horizontais a levemente inclinadas.

O fato da Bacia do Camaquã incluir a mais espessa sucessão relativa à fase de estabilização da Plataforma Sul-Americana, registrando diversos pulsos de acumulação pontuados por fenômenos de deformação, torna-a atraente sob a perspectiva de conter o mais completo registro do Sul do Brasil para o intervalo de tempo considerado (Vendiano a Ordoviciano) podendo assim servir de base para estudos de correlação regional. Cabe salientar que Almeida (1969) já enfatizava que “*possivelmente em nenhum outro local da plataforma brasileira os depósitos do estágio de transição acham-se tão claramente expostos como na região central do Rio Grande do Sul, entre os rios Jacuí e Camaquã*”.

Pelo menos em termos das ocorrências registradas nas demais bacias sul-brasileiras (Corupá, Castro, Camarinha, Guaratubinha, Campo Alegre e Itajaí) existe uma aparente correlação entre unidades individuais que constituem a Bacia do Camaquã com as sucessões preservadas nas bacias supra-mencionadas. Apesar de ainda não provadas, tais possibilidades de correlação são sugeridas por feições e informações tectônicas, geocronológicas, estruturais, magmáticas e litológicas.

Tomando-se por base aspectos deformacionais, deposicionais, magmáticos, paleontológicos e geocronológicos considera-se plausível propor uma correlação entre as unidades anquimetamórficas (?) marinhas basais da Bacia do Camaquã (Alogrupos Maricá e Bom Jardim) com o registro geológico contido na Bacia do Itajaí. Ambas bacias iniciam com conglomerados e arenitos aluviais, seguidos por fácies deltaicas e marinho raso. Segue-se a geração de uma discordância e posterior deposição de cascalho, areia e areia intercalada com lama, associáveis a fluxos gravitacionais subaquosos (Bacia do Itajaí) e fluxos torrenciais subaéreos e subaquosos (Bacia do Camaquã). Falta na Bacia do Itajaí, no entanto, o registro do magmatismo shoshonítico (“Andesito Hilário”) que se manifestou de forma tão intensa associada ao Alogrupo Bom Jardim. Essas unidades basais correspondem às molassas dobradas de Almeida *et al.* (1976, 1981) enquanto que as unidades subseqüentes (Alogrupos Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas), representativas das molassas tardias, pouco deformadas, encontram-se expostas apenas na Bacia do Camaquã ficando a incógnita quanto a não deposição ou erosão na Bacia do Itajaí.

GRUPO ARROYO DEL SOLDADO, URUGUAI

Claudio Gaucher,
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias,
Montevideo, Uruguay,
gaucher@chasque.apc.org

Distribuição e litoestratigrafia

O Grupo Arroyo del Soldado (GAS) foi definido por Gaucher *et al.* (1996) para incluir uma espessa seqüência sedimentar que ocorre como cobertura do Terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992). Apesar de ocorrer inteiramente no Uruguai, seus afloramentos mais ao norte distam apenas 50 km da fronteira com o Brasil (Fig. 7). Os afloramentos do GAS estão limitados a E pela Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena, que constitui o limite oriental do Terreno Nico Pérez e também do Cráton do Rio de La Plata (Gaucher *et al.*, 1998; Bossi & Gaucher, 2004). O Grupo se caracteriza por conter uma associação de palinomorfos (acritarcos), invertebrados com esqueleto, estromatólitos e icnofósseis bem preservados (Gaucher *et al.*, 1996; 1998; 2004; Gaucher & Sprechmann, 1999; Gaucher, 2000), que constitui um dos mais importantes registros conhecidos dos ecossistemas do final do Proterozóico.

O GAS é constituído, da base para o topo, pelas seguintes formações (Gaucher, 2000; Fig. 8):

Formação Yerbal: seqüência siliciclástica grano e estratodecrescente com mais de 1500 m de espessura. Nela predomina arenitos na base, que passam a intercalações de pelitos e arenitos na porção média e pelitos na terça parte superior da unidade. No topo intercala-se BIF (formações de ferro bandeadas) de facies óxido, na região de Minas (Gaucher *et al.*, 2004).

Formação Polanco: constitui-se de até 900 m de carbonatos puros (ritmitos calcarenito/dolossiltito, tempestitos calcáreos e dolomitos), assentados de modo concordante sobre a Formação Yerbal. As litologias que a integram caracterizam-se por possuir abundante matéria orgânica, conferindo-lhes uma cor cinza-azulado a negro. Verifica-se uma diminuição da palaeobatimetria em direção ao topo da unidade, devido a uma importante regressão marinha.

Formação Barriga Negra: nas zonas ocidentais (mais rasas) da bacia é registrada uma emersão dos depósitos terminais da Formação Polanco. Seu retrabalhamento dá lugar à deposição de brechas carbonáticas e conglomerados. Em direção ao topo, verificam-se condições nitidamente continentais e retrabalhamento do embasamento pré-Vendiano. No topo da Formação Barriga Negra retornam condições marinhas, evidenciadas pela presença de glauconita e acritarcos representados pela *Bavlinella faveolata* (Gaucher, 2000).

Formação Cerro Espuelitas: sobrepõe concordantemente a Formação Polanco ou, nas zonas mais rasas, a Formação Barriga Negra. É constituída por pelitos escuros na base e no topo e por depósitos quimiogênicos (BIF e *chert*) em sua parte média. A espessura total supera os 1200 m, correspondendo cerca de 600 m a BIF e *chert*.

Formação Cerros San Francisco: assenta-se com discordância erosiva menos pronunciada sobre a unidade anterior ou o embasamento, sendo constituída por arenitos quartzosos a subarcoseanos de ambiente marinho raso. Sua espessura alcança os 350 m e transiciona ao topo para a Formação Cerro Victoria.

Formação Cerro Victoria: é constituída por até 400 m de dolomitos estromatolíticos, dolarenitos, dolarenitos oolíticos e brechas dolomíticas intraformacionais. Apresenta icnofósseis identificados por Sprechmann *et al.* (2004) como *Thalassinoides*, o que indica uma idade Cambriana para a unidade.

Idade

Existem numerosos argumentos que sustentam uma idade Vendiana a Cambriana Inferior para o GAS, circunscrevendo-o dentro do “Eocambriano” de F.F.M. de Almeida. Os argumentos podem se dividir em: geocronológicos, bioestratigráficos e quimioestratigráficos.

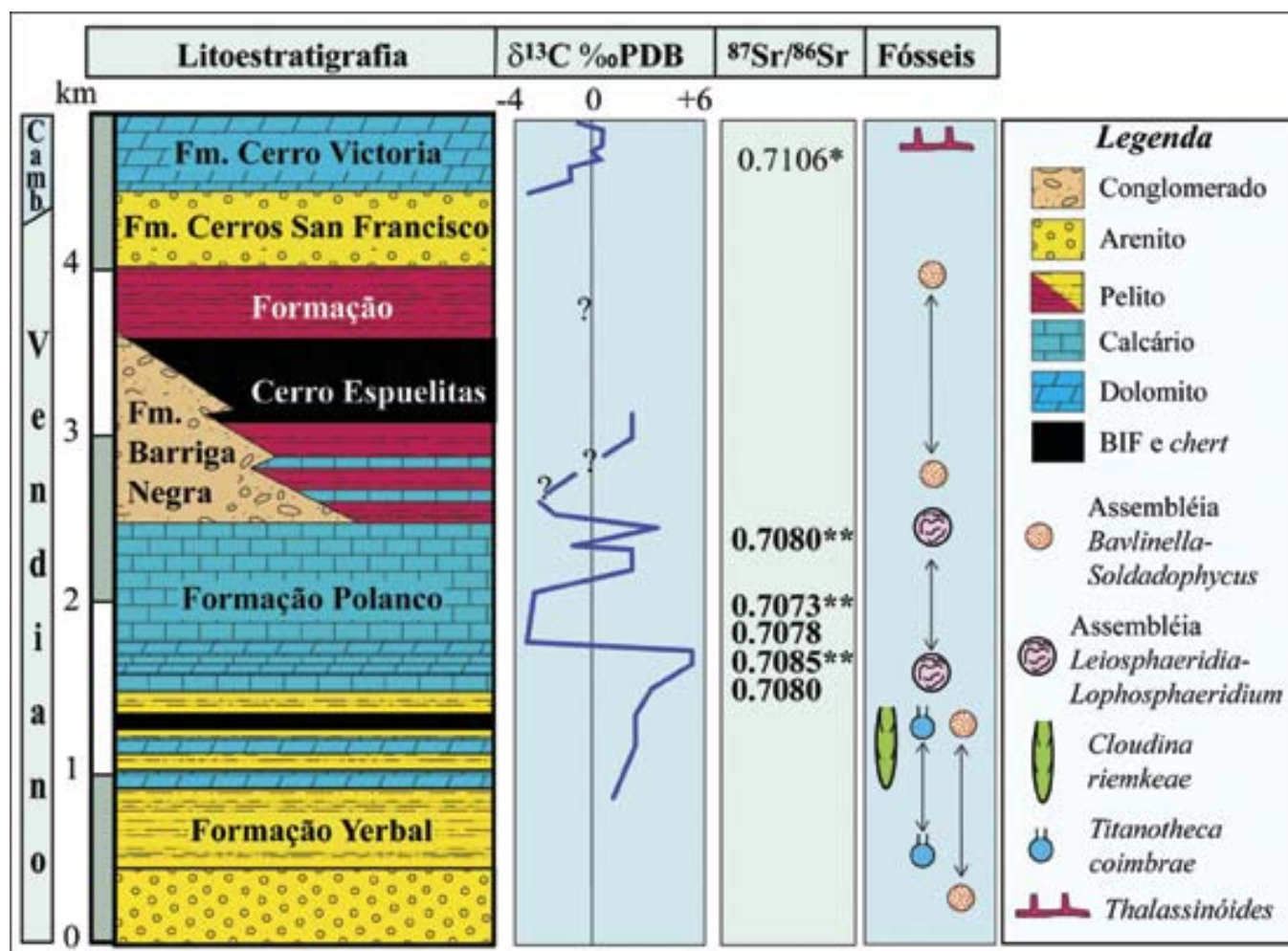


Fig. 8 - Esquema lito, bio e quimioestratigráfico do Grupo Arroyo del Soldado. Fontes: Lito e bioestratigrafia: Gaucher (2000), Gaucher & Sprechmann (1999). Isótopos de carbono: Gaucher *et al.* (2003a,b, 2004). Isótopos de estrôncio: Kawashita *et al.* (1999), Gaucher, Sial & Pimentel (em preparação, asteriscos)

Litho-, bio- and chemostratigraphic scheme of the Arroyo del Soldado Group. Sources of data: Litho- and biostratigraphy: Gaucher (2000), Gaucher & Sprechmann (1999). Carbon isotopes: Gaucher *et al.* (2003a, b, 2004). Strontium isotopes: Kawashita *et al.* (1999), Gaucher, Sial & Pimentel (in preparation, asterisks)

Geocronologia

O Batólito de Pontas de Santa Lucía, é recoberto com discordância erosiva pelo GAS, fornece uma idade máxima U/Pb SHRIMP de 633 ± 12 Ma para o início da sedimentação (Hartmann *et al.*, 2002). Vários corpos graníticos intrudiram no GAS causando metamorfismo de contato (Minas, Polanco, Guazunambí), dos quais o Granito de Guazunambí forneceu uma isócrona Rb/Sr de 532 ± 11 Ma ($R_i = 0.70624$; Kawashita *et al.*, 1999). Idades de recristalização K-Ar em illitas entre 532 ± 16 e 492 ± 14 Ma foram reportadas para pelitos do GAS (Cingolani *et al.*, 1990; Gaucher, 2000). Segundo esses dados, a deposição do GAS teve lugar entre 633 e 532 Ma.

Bioestratigrafia

O GAS contém uma grande variedade de fósseis, entre os quais encontram-se microfósseis de parede orgânica (Gaucher *et al.*, 1996; 1998; 2004; Gaucher, 2000), fósseis com esqueleto (Gaucher & Sprechmann, 1999; Gaucher, 2000), estromatólitos e icnofósseis (Montaña & Sprechmann, 1993; Sprechmann *et al.*, 2004). Todas as evidências convergem a uma idade Vendiana Superior para o GAS, excetuando-se a Formação Cerro Victoria que seria de idade Cambriana Inferior. Os fósseis-chave do ponto de vista bioestratigráfico são (Fig. 8): (a) uma associação de palinórmorfos de baixa diversidade dominada por *Bavlinella faveolata* e

Soldadophycus, que ocorre nas formações Yermal, Cerro Espuelitas e Barriga Negra (Gaucher, 2000), e outra de diversidade maior denominada de *Leiosphaeridia-Lophosphaeridium*, característica da Formação Polanco. Associações similares são reconhecidas em unidades do Vendiano da América do Sul (Teixeira & Gaucher, 2001; Gaucher *et al.*, 2003b) África do Sul e Namíbia (Germes *et al.*, 1986; Gaucher & Germes, em impressão; Gaucher *et al.*, submetido). Representa o plâncton característico do Vendiano Superior (Ediacariano) a nível mundial (Vidal & Moczydlowska, 1997; Knoll, 2000; Grey *et al.*, 2003). (b) *Cloudina riemkeae* Germes (1972), fóssil-guia do Vendiano Superior (Grant, 1990; Amthor *et al.*, 2003; Gaucher *et al.*, 2003b) ocorre no topo da Formação Yermal conjuntamente com *Titanotheca coimbrae* (Gaucher & Sprechmann, 1999) um foraminífero que até o momento só foi encontrado em séries do Vendiano da América do Sul (Teixeira & Gaucher, 2001; Gaucher *et al.*, 2003b). (c) Icnofósseis do gênero *Thalassinoides* aparecem em dolomitos da Formação Cerro Victoria, indicando uma idade Cambriana para esta unidade (Sprechmann *et al.*, 2004).

Quimioestratigrafia

Determinações da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos da Formação Polanco inferior projetaram valores entre 0.7082 e 0.7078 (Kawashita *et al.*, 1999). Um estudo mais completo da

Fig. 9 - Principais unidades tectonoestratigráficas da América do Sul sul-oriental (modificado de Gaucher *et al.*, 2003b e Bossi & Gaucher, 2004). A posição exata da hipotética sutura mesoproterozoica entre o Cráton Amazônico e o Cráton do Rio de la Plata não se conhece devido à extensa cobertura da Bacia do Paraná. SBCMG: Lineamento Sierra Ballena-Canguçu-Major Gercino

- Main tectonostratigraphic units of eastern South America (modified from Gaucher *et al.*, 2003b; Bossi & Gaucher, 2004). Location of hypothetical Mesoproterozoic suture between the Amazonian and Rio de la Plata Cratons is uncertain due to the extensive cover of the Paraná Basin. SBCMG: Sierra Ballena-Canguçu-Major Gercino Lineament



composição isotópica de Sr na Formação Polanco revela que as razões isotópicas variam entre 0.7073 e 0.7085 (Gaucher, Sial & Pimentel, em preparação; Fig. 8). Estes valores indiscutivelmente encontram correspondência com o intervalo 580-555 Ma da curva global ponderada de Melezhik *et al.* (2001). Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ para o GAS têm sido reportadas por Boggiani (1998), Gaucher (2000) e Gaucher *et al.* (2003a, b; 2004), mostrando uma série de incursões positivas e negativas (Fig. 8), típicas do período 580-530 Ma. Baseado nos dados quimioestratigráficos pode-se afirmar que a sedimentação teve início ao redor de 580 Ma e culminou no Cambriano Inferior (Nemakit-Daldyn) ao redor de 530 Ma. O limite Precambriano-Cambriano se situa na transição entre as formações Cerros San Francisco e Cerro Victoria (Gaucher *et al.*, 2003a).

Ambiente geotectônico e correlações

O GAS representa uma típica seqüência de plataforma, depositada sobre uma margem continental passiva. Isto é evidenciado: (a) na notável persistência lateral de fácies, (b) na ocorrência de possantes depósitos carbonáticos e quimioquímicos (BIF-chert), (c) na maturidade composicional e textural dos arenitos, e (d) na ausência total de rochas vulcânicas e piroclásticas intercaladas (Gaucher, 2000). A existência da Formação Cerros de Aguirre (Fig.7), uma bacia eminentemente vulcânica contemporânea ao Grupo Arroyo del Soldado (572 ± 8 Ma, U-Pb SHRIMP; Hartmann *et al.*, 2002), situada a escassos 70 km de distância deste, só pode ser expli-

cada pelo caráter alóctone do bloco situado a E da Falha de Sierra Ballena (Bossi & Gaucher, 2004; Fig.9). O Grupo Camaquã (Fig.7), que é constituído principalmente por depósitos conglomeráticos e um importante vulcanismo associado contemporâneo ao GAS (Paim, 2000), não deve ter se formado sobre o Cráton do Rio de la Plata, já que naquela ocasião imperavam ali condições de calma tectônica. Teixeira & Gaucher (2001) forneceram dados paleontológicos que permitem correlacionar as bacias de Eleutério, Pouso Alegre e Pico do Itapeva (Fig.7) com o GAS. Não obstante, o ambiente de sedimentação era visivelmente diferente do GAS. Caracterizaram-se as bacias da transição por uma alta taxa de sedimentação siliciclástica, assim como por um gradiente pronunciado, determinando a formação de espessos depósitos conglomeráticos. Como resultado do alto *input* de terrígenos, a deposição de sedimentos carbonáticos ou quimioquímicos foi inibida (Tucker, 1990). Enquanto no Cinturão Ribeira a tectônica de idade tipicamente Brasileira (780-620 Ma: Basei *et al.*, 2000) retrabalhou o embasamento das bacias "Eocambrianas", ela esteve praticamente ausente no embasamento do GAS (Bossi & Gaucher, 2004), que se constitui de um complexo de idades que vão do Paleoarqueano (3.41 Ga; Hartmann *et al.*, 2001) ao Mesoproterozóico (Bossi *et al.*, 1998).

A única unidade comparável ao GAS no Brasil é o Grupo Corumbá (Fig. 7), que não só compartilha os mesmos fósseis e registros isotópicos (Zaine, 1991; Boggiani, 1998; Gaucher *et al.*, 2003b), como também mostra uma litoestratigrafia semelhante (Boggiani, 1998; Gaucher *et al.*, 2003b). A

bacia de Corumbá se abria para E e se caracterizava por um relevo suave, igual ao do GAS. Essas coincidências permitiram postular que, em realidade, ambos se depositaram sobre uma mesma plataforma desenvolvida na margem oriental dos crátons do Rio de la Plata e Amazônico, entre 600 e 530 Ma (Gaucher *et al.*, 2003b). O GAS, portanto, constituiria a continuação para S das Brasilides não metamórficas de Almeida (1984; Fig.9). Cabe destacar que em reconstruções paleomagnéticas recentes (Torsvik, 2003; Meert, 2003), os crátons Amazônico e do Rio de la Plata aparecem unidos desde pelo menos 750 Ma, confirmando as evidências geológicas apresentadas por Gaucher *et al.* (2003b).

Paleogeografia do Gondwana Sul-Occidental no Vendiano-Cambriano

A principal conclusão paleogeográfica a que se chega a partir da comparação entre as diversas bacias Vendiano-Cambrianas do Uruguai e do Brasil meridional é que os blocos nos quais se assentaram encontravam-se separados naquele momento. Na margem oriental dos crátons Amazônico e do Rio de la Plata, banhado pelo Oceano Brasilides, estendia-se a plataforma Corumbá-Arroyo del Soldado, em condições de calma tectônica e clima tropical (Gaucher *et al.*, 2003b). Para leste (coordenadas atuais), várias bacias (Eleutério, Pico de Itapeva, Pouso Alegre) desenvolveram-se em uma série de terrenos intensamente retrabalhados no Brasiliano (Fig. 9), durante um período de subsidência (Teixeira, 2000). O Grupo Camaquã possivelmente depositou-se em um desses terrenos, mas em um ambiente *back arc* e *strike-slip* (Paim, 2000). Os movimentos convergentes dos blocos Amazônico-Rio de la Plata e Kalahari-Congo foram acomodados por um arco magmático central, o terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas (Fig. 9), que dividia os oceanos Brasilides e Adamastor (Gaucher & Germs, 2002; Bossi & Gaucher, 2004). A leste do mesmo foram preservados depósitos de uma única bacia (Grupo Rocha, Uruguai; Fig. 7) que, a julgar pela população de zircões detriticos que possui, recebeu aportes importantes do Cráton do Kalahari (Frimmel *et al.*, 2003). Mais para leste, finalmente, estendia-se o Oceano Adamastor, em cujas costas orientais depositaram-se os grupos Port Nolloth, Otavi, Witvlei e Nama (Germs, 1995; Frimmel *et al.*, 2002) sobre os crátons do Kalahari e Congo. Uma observação importante é que as bacias mencionadas foram se abrindo e se fechando seqüencialmente de E a W, como indicam as idades de seus pacotes sedimentares e magmatismo associado, que se mostram mais jovens para W (Gaucher & Germs, 2002). A tectônica tangencial do Cambriano canalizou os esforços por megazonas de cisalhamentos, de escala continental, complicando enormemente a reconstrução precisa do processo de amalgamação do Gondwana Occidental.

Agradecimentos

O autor deseja agradecer aos editores pelo convite para participar deste volume em homenagem ao Professor Fernando de Almeida, que é sem dúvida um dos mais importantes pioneiros da Geologia da América do Sul. Antonio Luiz Teixeira cordialmente verteu para o Português o presente texto. Os resultados expostos nesta publicação foram possíveis graças a apoios financeiros recebidos do DAAD (Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico), da Comissão Setorial de Investigação Científica (CSIC, Uruguai) e do Conselho Nacional de Investigação Científica e Tecnológica (CONICYT, Uruguai). Este trabalho é uma contribuição ao projeto IGCP 478 (Eventos do Neoproterozóico-Paleozóico Inferior do Gondwana Sul-Occidental).

BACIAS DO ESTÁGIO DE TRANSIÇÃO DOS SETORES MERIDIONAL (PARCIAL) E CENTRAL DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

Antonio Luiz Teixeira

Instituto Geológico, Secr. do Meio Ambiente do Est. de S. Paulo
São Paulo - SP.

candeias@igeologico.sp.gov.br

Cláudio Gaucher

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias
Montevideo, Uruguai.

gaucher@chasque.apc.org

Introdução

Uma série de bacias ou de sucessões estratigráficas sedimentares e/ou vulcânicas que preencheram uma região subsidente do substrato (no sentido de Ingersoll & Busby, 1995) relacionadas com o estágio da transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969) ocorre nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná e de Santa Catarina. A maior parte dessas sucessões constitui pequenos remanescentes de bacias com formatos geralmente alongados segundo as zonas de cisalhamento e suas ramificações, onde foram embutidos e preservados da erosão. Suas dimensões em superfície variam de poucos até cerca de nove centenas de quilômetros quadrados de área. Corpos menores também ocorrem entre embaciamentos principais, sugestivos de uma possível continuidade ou contigüidade pretérita entre bacias. Nos estados de Minas Gerais e São Paulo todas as ocorrências são de depósitos eminentemente terrígenos, como Pouso Alegre, Eleutério, Pico do Itapeva, Samambaia e Quatis. No Estado do Paraná ocorrem apenas os depósitos terrígenos de Camarinha, sendo os demais, de Castro e Guaratubinha, vulcano-sedimentares. Em São Paulo apenas uma das ocorrências, de Cajamar, constitui-se em uma seqüência carbonático-terrígena pouco expressiva, ocorrendo em subsuperfície. No Estado de Santa Catarina as ocorrências de Campo Alegre/Corupá e Itajaí são vulcano-sedimentares, mas por uma questão de ordem geográfica a bacia de Itajaí foi abordada juntamente com a de Camaquã, do Rio Grande do Sul, em capítulo precedente. Dentre todas elas, apenas as bacias situadas nos estados do Paraná e de Santa Catarina foram referenciadas por Almeida (1969) como bacias do estágio da transição, apesar de o autor, ainda em 1964, ao descrever sobre "Os fundamentos geológicos do relevo paulista", ter mencionado o fato de que os conglomerados deformados do Pico do Itapeva pudessem representar uma seqüência basal de um grupo de sedimentos estratigraficamente superior aos quartzitos que sustentam aquela elevação. Por ocasião da edição do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Almeida *et al.* (1981) e Bistrichi *et al.* (1981) ainda consideraram como depósitos da transição plataformal apenas aqueles de Eleutério (Ebert, 1968; 1971), em São Paulo, e de Pouso Alegre (Leonardos Jr. *et al.*, 1971), em Minas Gerais, apesar dos apontamentos de Petri & Suguio (1969) e de Cavalcante *et al.* (1979) para o caráter "molássico brasileiro" dos depósitos do Samambaia e do Pico de Itapeva, respectivamente.

Contexto Geológico Regional

As bacias do estágio da transição da Plataforma Brasileira nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná e Santa Catarina estão situadas no setor Central da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984) e assentadas sobre um arcabouço com arranjo complexo, onde se distribuem terrenos de natureza e idades variadas que compõem um sistema

orogênico disposto na direção NE-SW, Sistema de Orógenos Mantiqueira, controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes predominantemente de mesma direção. Essa configuração reflete os processos multicollisionais neoproterozóicos do Ciclo Brasileiro que levaram à amalgamação e consolidação do Gondwana Ocidental (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000). Após a desagregação e dispersão do Supercontinente Rodínia (McMenamin & McMenamin, 1990), ocorrida aproximadamente entre 1.0-0.6 Ga, uma série de blocos crustais de várias dimensões, natureza e história pregressa entraram em processo de reaglutinação em diversas partes do Globo, o que perdurou por todo o Neoproterozóico. Nessa parte do Gondwana Ocidental a dinâmica dos processos foi ditada pela convergência entre os blocos cratônicos do Congo-Kalahari, do lado africano, e do São Francisco-Rio De La Plata/Paraná, do lado sul-americano, até o fechamento total do Oceano Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985) entre a América do Sul e África. Blocos crustais menores que se encontravam dispersos pela vasta área oceânica foram diacronicamente aportados ao longo das margens continentais sul-americanas, a par da subducção com consumo da crosta oceânica, fechamento de sub-bacias e espessamento crustal provocado pelo empilhamento de *nappes* e lascas continentais, resultando num processo de colagem, geração de orógenos e amalgamação.

Como pode ser visto na Fig.10 as bacias de Eleutério e de Pousos Alegre estão assentadas sobre os terrenos do Cinturão de Dobramentos Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, 1984) ao longo de janela exposta entre os terrenos alóctones da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto, 1991) limitados a norte e sul, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento de Jacutinga-Três Corações e de Monte Sião, configurando um “Corredor” de Cisalhamento de Ouro Fino (Hasui *et al.*, 1982).

As bacias do Pico do Itapeva, de Cajamar, do Samambaia, de Camarinha e Castro, por sua vez, ocupam o Domínio do Cinturão de Dobramentos Apiáí (Hasui *et al.*, 1985), limitado a sul e norte, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento da Lancinha-Cubatão-Além Paraíba e Jundiuvira-Buquira na sua porção setentrional, estando a porção meridional deste, onde se encontram as bacias de Castro e Camarinha, recoberta pelas seqüências da Bacia do Paraná. Nas porções meridionais do Cinturão de Dobramentos Apiáí dominam metassedimentos do grupo de mesmo nome (Marini *et al.*, 1967) intrudidos por rochas granitóides dos complexos Três Córregos e Agudos Grandes, limitados a sul com os terrenos da Microplaca Curitiba, constituída por um complexo gnaissico-migmatítico paleoproterozóico retrabalhado no Brasileiro. Nas porções setentrionais do Cinturão os limites ocorrem a norte com os terrenos na *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) e a sul com os metassedimentos aluminosos e gnaisses migmatizados do Complexo Embu e com os terrenos do Cinturão de Cavaleamento Juiz de Fora, constituídos por rochas infracrustais e supracrustais de alto grau metamórfico intrudidas por granitos e charnockitos. Nessas porções a seqüência carbonático-terrígena de Cajamar ocorre sobre metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo São Roque intrudidos por rochas granitóides do Cinturão Itu e a seqüência terrígena do Pico do Itapeva ocorre na interface entre as rochas xistosas, gnáissicas e graníticas da NESG e as rochas dos cinturões Embu/Juiz de Fora.

A bacia dos Quatis ocorre sobre os terrenos da Microplaca Curitiba, na região de Cajati, São Paulo, e está assentada sobre migmatitos bandados e micaxistos feldspáticos do Complexo Setuva.

As bacias de Guaratubinha e de Campo Alegre/Corupá, por sua vez, ocorrem sobre as rochas da microplaca Luís Alves, nas proximidades do Arco Magmático de Piên, que constitui

zona de sutura com direção NE-SW que a separa da microplaca Curitiba, a noroeste. O Bloco Luís Alves é um segmento crustal de idade paleoproterozóica a arqueana, constituído por rochas ortoderivadas de alto grau, incluindo charno-enderbitos e rochas máficas a ultramáficas, com contribuição subordinada de supracrustais kinzigíticas, quartzitos e cálcio-silicatadas do Complexo Granulítico Santa Catarina (Basei *et al.*, 2000).

Litoestratigrafia

Baseando-se no conteúdo litológico as bacias da transição situadas entre os estados de Minas Gerais e Santa Catarina puderam ser agrupadas em três categorias: (1) eminentemente terrígenas, (2) eminentemente vulcânicas, com contribuição terrígena subordinada, e (3) eminentemente carbonáticas, com contribuição terrígena subordinada. Na primeira categoria situam-se as bacias de Pousos Alegre, de Eleutério, do Pico do Itapeva, dos Quatis, do Samambaia e de Camarinha. As bacias pertencentes à segunda categoria são as de Castro, do Guaratubinha e de Campo Alegre/Corupá. E, finalmente, na terceira categoria encontra-se apenas a sucessão carbonático-terrígena de Cajamar.

Bacias eminentemente terrígenas

Bacia de Pousos Alegre

Os remanescentes dessa bacia ocorrem a pouco mais de 3 km a noroeste da cidade de mesmo nome, no sul de Minas Gerais, ocupando as regiões de topo e encosta da Serra do Santo Antonio, com área aproximada de 5 km². Com forma aproximadamente triangular isóscele e base, grosso modo, orientada na direção E-W, os seus depósitos encontram-se embutidos entre falhas pertencentes à Zona de Cisalhamento Transcorrente de Monte Sião (Campos Neto, 1991) que atravessam os terrenos mesoproterozóicos do Cinturão Alto Rio Grande (Hasui, 1982), constituído por um empilhamento de rochas infracrustais e supracrustais de natureza vulcano-sedimentar e filiação cálcio-alcálica (Campos Neto & Figueiredo, 1995), representadas por quartzitos, xistos, por vezes migmatizados, gnaisses orto e paraderivados, granitóides e migmatitos de anatexia e metabasitos, além de milonitos derivados da quase totalidade destas rochas.

Foram descritos pioneiramente por Leonardos Jr. *et al.* (1971) como uma seqüência gradativa, da base para o topo, de conglomerados, siltitos, margas e arenitos e arcóseos, que denominaram de “Formação Pousos Alegre”. Desde então foram referenciados por vários autores em trabalhos de síntese geológicas regionais, como Cavalcante *et al.* (1979), Cordani *et al.* (1984), Campos Neto (1991; 2000), entre outros. Estudos de maior detalhe ocorreram com Hama & Cunha (1977), objetivando obter idades para a sedimentação da bacia, e com Teixeira (2000), Teixeira & Gaucher (2001) e Teixeira & Petri (2001), objetivando analisar os aspectos de sua evolução sedimentar e tectônica.

De acordo com Teixeira (2000), Teixeira & Gaucher (2001) e Teixeira & Petri (2001), os depósitos da bacia de Pousos Alegre apresentam estruturas sedimentares bem preservadas com estratos mergulhando em média 30° para sudeste, para onde se orienta também o topo das camadas. Teixeira (2000) e Teixeira & Petri (2001) identificaram na bacia de Pousos Alegre três sucessões estratigráficas, que foram discriminadas em função do predomínio de determinadas litofácies sobre outras (Fig. 11). Da base para o topo (de NW para SE) se constituem em: (1) Conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados, (2) Arenitos finos e siltitos calcíferos e (3) Arenitos feldspáticos e arcoseanos com intercalações de conglomerados, perfazendo o pacote cerca de 1050 m de espessura total.

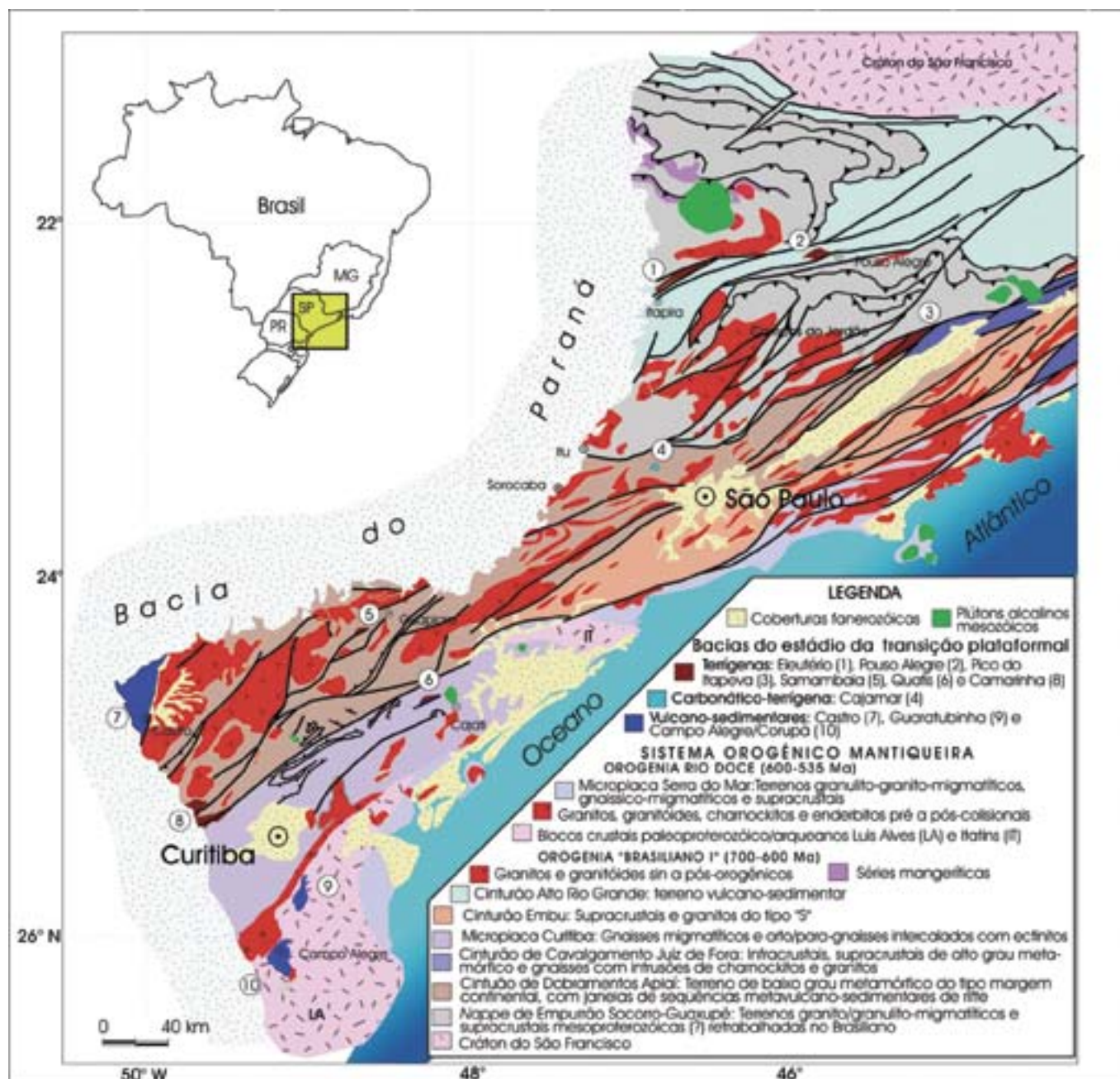


Fig. 10 - Contexto tectônico das bacias do "estágio da transição" da Plataforma Sul-Americana nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Adaptado de Campos Neto & Figueiredo (1995) e de Campanha & Sadowski (1999)

- Tectonic setting of the "transition stage" basins of the South American Platform, located in the Minas Gerais, São Paulo, Paraná and Santa Catarina States. Adapted from Campos Neto & Figueiredo (1995) and Campanha & Sadowski (1999)

A sucessão inferior, da base da bacia, tem cerca de 280 m de espessura e suas relações com o embasamento são tectônicas, limitando-se com este através de falhas. Na sua base ocorrem conglomerados polimíticos clasto-suportados intercalados com arenitos mal selecionados de leques aluviais subaéreos (Fig. 12A). Nas porções distais, estes foram paulatinamente intercalados por arenitos finos siltsos com laminação plano-paralela a ondulada, estratificação cruzada tipo *hummocky* e *climbing ripples*, configurando uma seqüência granodecrescente e estratocrescente (*fining and thickening upward*). No topo dessa seqüência os arenitos finos siltsos passam gradativamente para arenitos finos e siltsos calcíferos cinza-avermelhados da sucessão intermediária, depositados em ambientes de prodelta (*shoreface/offshore*) com a eventual ocorrência de ondas de tempestades em águas localmente pouco oxi-

genadas (presença de pirita). De modo gradativo, mas relativamente brusco, e descrevendo seqüência grano e estratocrescente (*coarsening and thickening upward*), os termos arenosos com granulação média passam a predominar, exibindo estratificações cruzadas de baixo ângulo (*swash/backswash*) e do tipo *swaley*, desenvolvidas em ambientes de praia (*foreshore*) a antepraia (*shoreface*), em resposta a uma regressão marinha momentânea e reativação tectônica no arcabouço. Mais em direção ao topo, esta seqüência é intercalada por areias mal selecionadas e conglomerados polimíticos clasto a matriz-suportados com grande participação de clastos de rochas miloníticas, que evidenciam reativação tectônica da área-fonte. Os termos arenosos intercalados, por sua vez, adquirem granulação mais grossa e menor seleção, em direção ao topo da seqüência, predominando neles estratificações cruzadas acanaladas do tipo barcanóides (Fig. 13) sobre aquelas planares, freqüentemente intercaladas

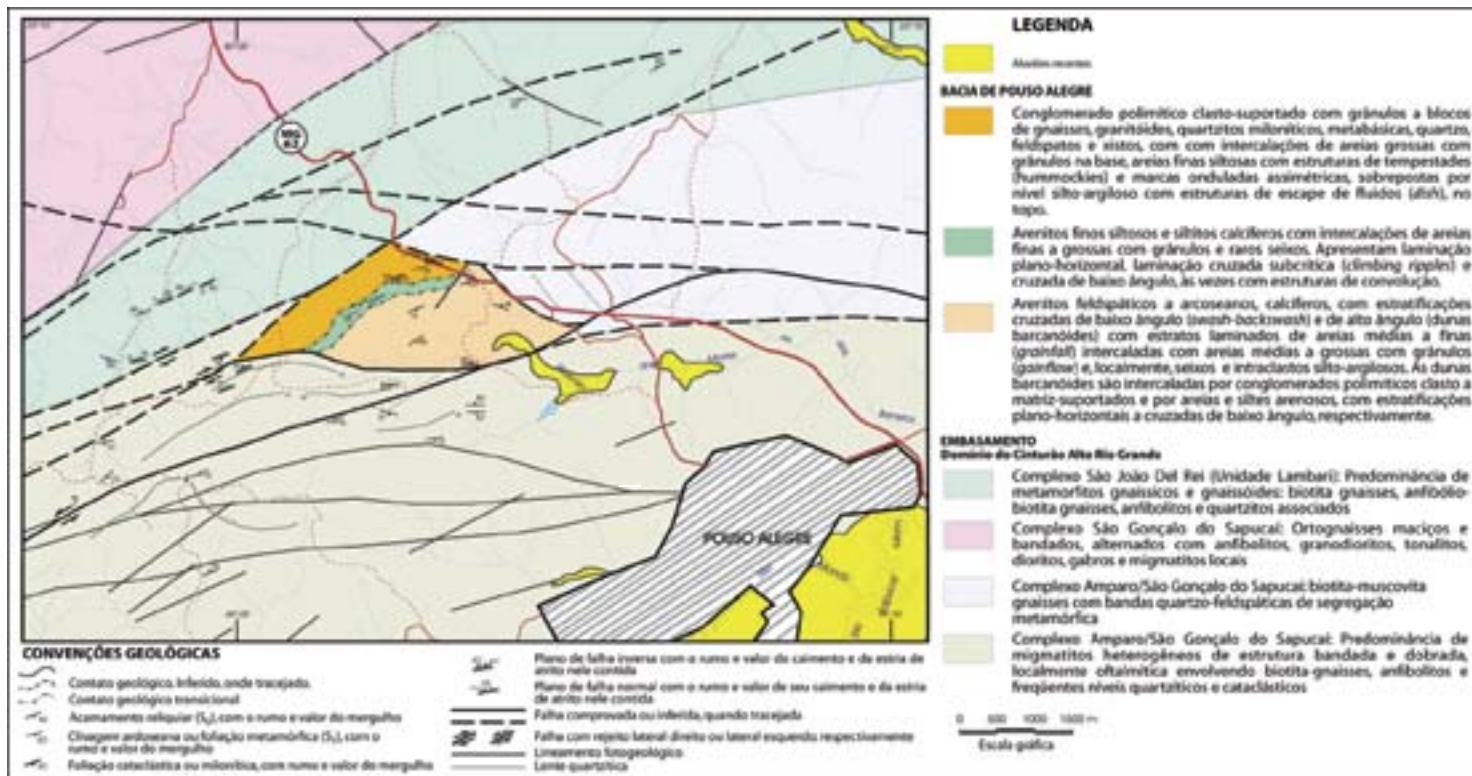


Fig. 11 - Mapa das litofácies da bacia de Pouso Alegre

- Lithofacies map of the Pouso Alegre Basin

pelos conglomerados polimíticos com base erosiva plana (Fig. 14). Nas dunas barcanóides as paleocorrentes dirigem-se invariavelmente para N-NE, em direção à linha de costa. Esta última seqüência teve, em sua maior parte, as porções de topo encobertas por depósitos aluvionares recentes e apenas nos seus últimos 10 m de exposição reaparecem os conglomerados polimíticos que, no extremo sudeste da bacia, limitam-se tectonicamente com o embasamento através de falha.

O preenchimento da bacia ocorreu a partir de leques aluviais instalados nas regiões escarpadas a N-NE, que despejavam seus detritos diretamente nas regiões litorâneas (*fan delta*), onde eram retrabalhados pela ação de ondas normais e de tempestades, assim como por correntes de marés. Na seqüência intermediária foram reconhecidos ambientes que vão desde a antepraia (*shoreface*) até uma plataforma proximal (*off-shore*). A seqüência superior configura uma progradação deltaica controlada por pulsos de subsidência da bacia (intercalações rítmicas de termos conglomeráticos), que perdurou até o final.

Bacia de Eleutério

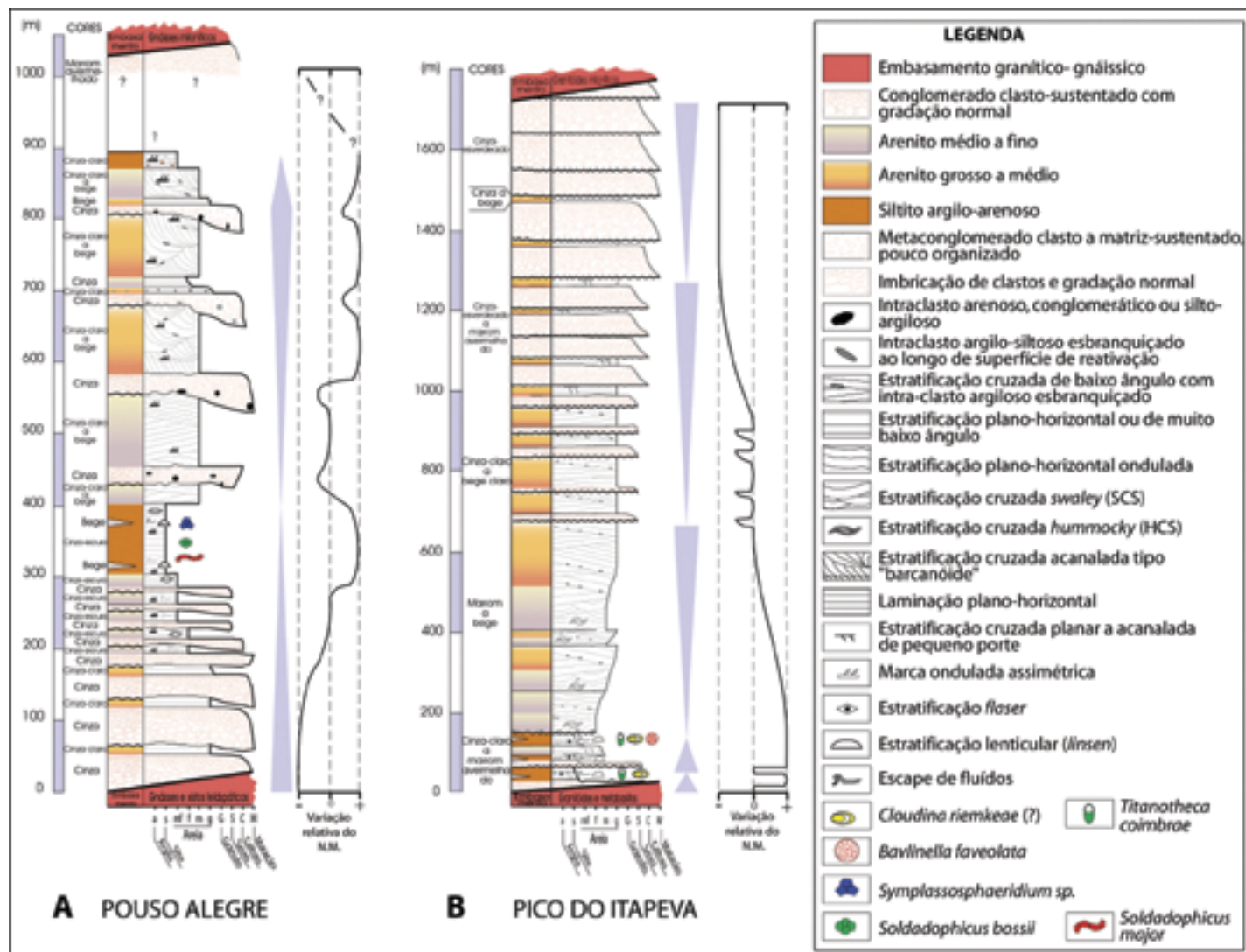
Os depósitos da bacia de Eleutério expõem-se desde WSW da localidade de Eleutério (Município de Itapira, SP) até o norte de Jacutinga (MG), em estreita faixa alongada na direção ENE-WSW, com cerca de 16 km de comprimento e largura variável entre 0,3 a 1,3 km (Fig. 15A). Ocorrem embutidos ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Jacutinga-Três Corações (Campos Neto, 1991) e os seus contatos com o embasamento são tectônicos, tanto a sul com rochas supracrustais quartzíticas atribuídas ao Grupo Itapira (Ebert, 1971), quanto a norte, com rochas infracrustais migmatizadas do Grupo Amparo (Ebert, 1971), englobadas por Hasui (1982) no Cinturão Alto Rio Grande.

As primeiras referências aos depósitos da bacia Eleutério foram feitas por Ebert (1968, 1971), que identificou

ao longo da Falha Pinhal-Jacutinga-Ipuiúna uma lente de sedimentos quase não metamórficos e de idade desconhecida, intercalados entre granitos milonitizados e paragnaisses. Ebert (1971) atribuiu a esta falha o limite principal entre os *Araxaídes* e *Paraíbaes* que em época pós-assíntica (posterior à tectônica do Geossinclíneo Paraíba) foi reativada, possibilitando a deposição daqueles sedimentos na região entre Itapira e Pinhal, exatamente onde aquela feição tectônica inflete de SSW-NNE para WSW-ENE.

Os depósitos da bacia Eleutério foram também referenciados por diversos autores em trabalhos de sínteses geológicas regionais ou temáticas, destacando-se entre eles Wernick & Penalva (1974), Wernick *et al.* (1976), Rodrigues (1976), Soares (1976), Hama & Cunha (1977), Fiori *et al.* (1978; 1981), Artur (1980), Wernick & Penalva (1980), Soares (1988) e Campos Neto (1991). Campanha *et al.* (1982), em levantamentos de semidetalhe, distinguiram na bacia de Eleutério três associações litológicas constituídas por termos conglomeráticos, arenosos arcoseanos e pelíticos. Artur (1980; 1988), sugeriu que as áreas-fonte da bacia situaram-se a leste. Zanardo (1987), posicionou na base da bacia conglomerados polimíticos, situados a leste, sobrepostos, rumo a oeste, por arcóseos e pelitos. Zanardo *et al.* (1988) e Zanardo & Oliveira (1990) ao realizarem minuciosa análise petrográfica e microestrutural nas rochas da bacia, verificaram que a presença de extraclastos nos depósitos de granitos sub-vulcânicos, granófiros e de milonitos oriundos de quartzitos sugerem a existência de áreas-fonte situadas a sudeste e leste da bacia.

Teixeira & Petri (1993) e Teixeira (1995) argumentaram que os depósitos de Eleutério preencheram uma bacia de afastamento (*pull-apart*, Mann *et al.*, 1993) originada por esforços extensionais situados em regiões de inflexão da Zona de Cisalhamento Transcorrente Jacutinga-Três Corações, a par de movimentação lateral esquerda desta. Teixeira (1995; 2000) e Teixeira & Gaucher (2001), a partir



(Fig. 12 - Seção colunar esquemática das bacias de Pouso Alegre (A) e do Pico do Itapeva (B)

- Schematic columnar section of the Pouso Alegre (A) and Pico do Itapeva (B) basins

da análise de paleocorrentes e da constituição dos litoclastos presentes nos depósitos, concluíram que o preenchimento da bacia ocorreu com a contribuição de detritos provenientes de áreas-fonte situadas a NW e SE da bacia. Os termos conglomeráticos predominam em toda sua porção centro-nordeste somando quase 700 m de espessura. Constituem-se de conglomerados polimíticos clasto-suportados (Fig.16), localmente brechóides, que em direção ao centro da bacia transicionam para termos matriz-suportados com delgadas intercalações de areias mal selecionadas com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, até serem justapostos por falha longitudinal ao eixo da bacia com arenitos conglomeráticos arcoseanos com ventifactos (*sheefloods* e *stream-flow*) com paleocorrentes predominantemente para SE (Fig. 17) e intercalados por lençóis de areia médias a finas bem selecionadas (deflação eólica). Os conglomerados polimíticos têm em seu arcabouço clastos que variam de matacões (de até 3 m de diâmetro) a grânulos, ocorrendo o predomínio de seixos e calhaus representativos de todas as unidades do arcabouço regional, excetuando-se seixos de riolitos com área-fonte desconhecida, e intraclastos angulosos de pelitos marrom avermelhados escuros com bordas encurvadas (*curled mud flakes*). A matriz arenosa, mal selecionada e predominantemente lítica ocupa os espaços intersticiais entre os clastos. Quando matriz-suportados, ela pode apresentar gradação normal ou inversa e, localmente, sutis estratifica-

ções cruzadas planares de pequeno porte, com o sentido das paleocorrentes para NW. A propósito dos seixos de riolitos, Teixeira (1995) obteve para os mesmos idades K-Ar (RT) de $530,5 \pm 14,5$ Ma, enquanto que as idades U/Pb monocristal (SHRIMP) forneceram uma idade média de 617 ± 13 Ma (critério 2 θ), com máxima em 635 ± 14 Ma e mínima de 606 ± 13 Ma (Teixeira *et al.*, 1999), considerada esta última a idade máxima para o início da sedimentação (Teixeira, 2000). Na porção central da bacia essa seqüência está justaposta a uma outra, através de falhamento normal com direção N-NW, que ocupa quase toda a porção meridional restante da bacia.

A seqüência situada na porção meridional da bacia (Fig. 15B) tem cerca de 650 m de espessura e é constituída por psamitos com base conglomerática, associados com a progradação de frente deltaica, intercalados com pelitos, associados com a deposição em regiões de prodelta. Da base para o topo, desenvolvem-se três ciclos grano e estratodecrescentes (*fining* e *thinning upward*), constituídos por arenitos feldspáticos a arcoseanos grossos com base conglomerática (seixos, incluindo ventifactos, de rochas granitóides e quartzíticas e de intraclastos silto-argilosos), com estratificações cruzadas acanaladas e planares, que gradam em direção ao topo para arenitos médios a finos, com *climbing ripples*, e estes, para siltitos com laminações cruzadas e plano-paralelas. No topo das duas primeiras seqüências, intercalam-se pacotes com mais de 50 m de espessura de lamini-



Fig. 13 - Dunas arenosas do tipo barcanóide da unidade superior da bacia de Pouso Alegre

- Barchanoid sandy dunes of the Pouso Alegre basin upper unit



Fig. 14 - Dunas arenosas do tipo barcanóide da unidade superior da bacia de Pouso Alegre cortadas por conglomerado clasto-suportado com base erosiva

- Barchanoid sandy dunes of the Pouso Alegre basin upper unit truncated by erosive-based, clast-supported conglomerate

tos, cujas lâminas têm em média 3 mm de espessura, evidenciando calma tectônica no arcabouço e deposição em região de *offshore* (prodelta) com águas bem oxigenadas (ocorrência do microfóssil esquelético *Cloudina* cf. *C. riemkeae*) e subordinadamente pouco oxigenadas (pirita). Os laminitos do topo da segunda seqüência apresentam nos seus últimos 10 m intercalações laminares esbranquiçadas de cinzas vulcânicas (Teixeira & Velázquez, 2001). No topo da terceira seqüência, ocorre um pacote de ritmitos silto-areno-argilosos com laminação plano-paralela e ondulada, estratificação cruzada *hummocky* e marcas onduladas assimétricas, na base. Em direção ao topo os ritmitos cedem lugar gradativamente aos laminitos, quando retoma nova progradação deltaica, encerrando o pacote com depósitos arenosos de frente deltaica. Nas duas primeiras seqüências as paleocorrentes indicam transporte para SE, enquanto que na última, de topo, o transporte ocorreu para NW, sugerindo atividade ascensional tardia da borda sudeste da bacia e associação com os termos conglomeráticos que ocupam a sua porção setentrional.

A deposição nesta bacia está associada, portanto, a leques aluviais que distalmente passam a uma planície aluvial

com rios entrelaçados (*braided rivers*), que atingiam as regiões litorâneas onde se instalou um sistema deltaico de granulação grossa (*braided delta*) e com depósitos finos na região de prodelta (*offshore*). Eventualmente, os depósitos subaéreos eram retrabalhados pelo vento, como evidenciado nas intercalações de arenitos bem selecionados laminados e, sobretudo, na presença de ventifactos nos pacotes psefiticos e psamíticos, relacionados com porções intermediárias de leques aluviais (*sheetfloods e streamflows*).

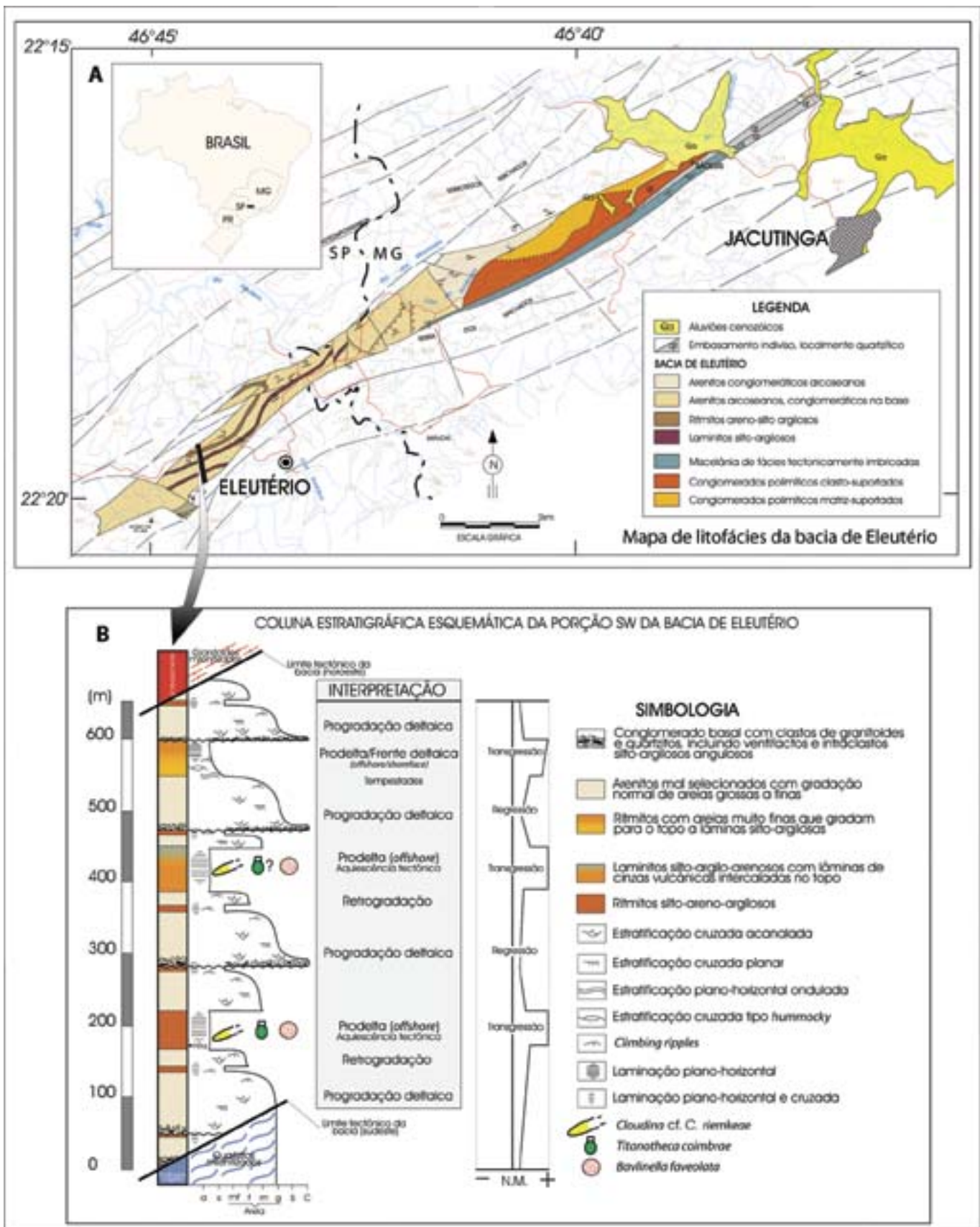
Bacia do Pico do Itapeva

Os depósitos do Pico do Itapeva ocorrem nas bordas escarpadas orientais do Planalto de Campos do Jordão, a sudeste da cidade de mesmo nome, no Estado de São Paulo. A bacia remanescente tem formato lenticular orientado segundo a direção NE-SW com cerca de 14 km de comprimento e 1,7 km de largura (Fig. 18). Os limites dos seus depósitos com o embasamento são tectônicos, dados por falhas que constituem ramificações das zonas de cisalhamento transcorrentes de Jundiuvira e Buquira (Hasui *et al.*, 1978), que convergem entre si na região.

As primeiras referências a esses depósitos foram feitas por Almeida (1964) ao identificar na região do Pico do Itapeva conglomerados com seixos muito deformados de rochas granitóides e de quartzo que, segundo o autor, poderiam pertencer a uma unidade sedimentar distinta do embasamento. Cavalcante *et al.* (1979) denominaram informalmente os depósitos ali encontrados de "Formação Pico do Itapeva" e os correlacionaram com os depósitos do estágio da transição plataformar brasileira, como os de Eleutério (Ebert, 1971) e de Pouso Alegre (Leonardos Jr. *et al.*, 1971). Juliani *et al.* (1990) identificaram na bacia do Pico do Itapeva uma estruturação sinclinal isoclinal, com superfície axial mergulhando para SE, contendo três unidades litológicas constituídas por conglomerados polimíticos, na base, arcoseos com intercalações de arenitos e siltitos arcoseanos, na porção intermediária, e por arenitos finos arcoseanos e siltitos com lentes de pelitos, no topo. Associaram a seqüência basal a fluxos de detritos subaéreos de ambiente costeiro dominado por ondas, incluindo ondas de tempestade. Riccomini (1993) associou a origem da bacia do Pico do Itapeva com a movimentação lateral esquerda da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira quando foi gerada uma bacia com a forma de um "S", do tipo *pull-apart*, depositando aí mais de 1350 m de sedimentos conglomeráticos, arenosos, arcoseanos ou não, e pelíticos em ambientes de leques aluviais costeiros e de planícies de marés sujeitas às ações de ondas de tempestades (Riccomini & Coimbra, 1996). O fechamento e inversão da bacia, segundo Riccomini (1993), ocorreram com esforços compressivos, relacionados à movimentação lateral direita da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira.

Teixeira (2000) verificou que na bacia do Pico do Itapeva as estruturas sedimentares singenéticas encontram-se bem preservadas na maior parte dos depósitos e que as camadas mergulham, em média, com 60° para SE, para onde, invariavelmente, se dirige o topo das camadas. Teixeira (2000) descreveu nessa bacia quatro unidades litoestratigráficas, correspondendo cada uma delas a uma associação de fácies sedimentares.

Na base, borda NW da bacia (Fig. 12B), ocorrem fácies heterolíticas laminadas de arenitos finos a médios com siltitos argilosos violáceos, intercalados por delgados estratos tabulares de conglomerados polimíticos clasto-suportados com seixos predominantes de rochas granitóides e de quartzitos. Os ritmitos caracterizam-se pela intercalação rítmica de lâminas/camadas de arenitos finos a médios com lâminas de siltitos argilosos arroxeados. O leito das camadas exibe um padrão de interferência de ondas que se tornou mais complicado por estruturas de escape de fluidos (Fig. 19). Os estratos



(Fig. 15 - Localização da bacia de Eleutério com distribuição das suas litofácies (A) e seção colunar esquemática da porção sudoeste da bacia (B)

- Geographic setting of the Eleutério Basin with lithofacies distribution (A) and a schematic columnar section of the southwestern part of the basin (B)

Fig. 16 - Borda sudeste da bacia de Eleutério: Conglomerado polimítico clasto-suportado com tênue imbricação de seixos e calhaus predominantemente de quartzitos milonitizados, gradação normal (para a esquerda) e paleocorrentes para NW (do alto para baixo da foto).



- Southeastern boundary of the Eleutério Basin: Polymictic, clast-supported conglomerate showing slight imbrication of pebbles and cobbles, normal grading (to left) and paleocurrents to the NW (from top to bottom).

tabulares de termos conglomeráticos passam, em direção ao topo da seqüência, para termos arenosos mal selecionados com estratos mais adelgaçados ainda (seqüência grano e estratodecrescente). A deposição ocorreu em ambientes estuarinos ou de planície de marés com águas relativamente rasas associados à relativa calmaria tectônica no arcabouço da bacia. Essa seqüência, após atingir cerca de 130 m de espessura, é sucedida, através de contato erosivo, por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas de baixo ângulo do tipo *swaley* e *hummocky*, com freqüentes intercalações de arenitos mal selecionados com estratificação cruzada de baixo ângulo (*swash/backswash*). Essas fácies dão conta de pulsos de regressão marinha a par de oscilações climáticas, que também propiciaram freqüentes ondas de tempestades. Em direção ao topo são intercaladas por conglomerados finos polimíticos, maciços ou com estratificação cruzada planar de pequeno porte, e com arenitos mal selecionados subordinados, até que os termos conglomeráticos passam a predominar, constituindo uma típica seqüência grano e estratocrescente. Finalmente, em direção ao topo, esta fácies gradua para conglomerados polimíticos grossos clasto-suportados com intercalações de arenitos mal selecionados com estratifica-

Fig. 17 - Borda noroeste da bacia de Eleutério: Arenitos arcoseanos conglomeráticos (incluindo seixos de ventifactos) com estratificações cruzadas acanaladas sucedidos no topo por arenitos arcoseanos com estratificações plano-paralelas e estruturas de convolução

- Northwestern boundary of the Eleutério Basin: Arkosic, pebbly sandstone (including ventifact pebbles) showing trough cross-stratification, overlain by arkosic sandstone displaying flat-bedding and convolutions



ção plano-paralela predominante, organizados em tapetes de tração, evidenciando o máximo regressivo na bacia. Essas litologias foram interpretadas como depósitos de *fan deltas* que evoluíram a leques aluviais em condições francamente continentais (Teixeira, 2000; Teixeira & Gaucher, 2001).

Na bacia do Pico do Itapeva o arranjo das sucessões sedimentares caracteriza o predomínio de uma regressão marinha, condicionada pela tectônica e/ou por oscilações climáticas, que foi acompanhada pela progradação de leques aluviais instalados em áreas continentais próximas e que avançaram até as porções litorâneas, entulhando os depósitos característicos deste ambiente.

Bacia do Samambaia

A bacia do Samambaia situa-se a cerca de 8 km a sudeste da cidade de Guapiara, região sul do Estado, onde predominam relevos muito arrasados do Planalto de Guapiara, situados próximos da borda da Bacia do Paraná, a noroeste. Seus remanescentes até então cartografados (Teixeira, 2000) estão expostos numa área aproximada de 10 km², sustentando um relevo de morrotes suavizados nas proximidades do Ribeirão do Samambaia, sendo cortados por este e por alguns de seus afluentes. O embasamento é constituído predominantemente por rochas supracrustais atribuídas à Formação Água Clara (Marini *et al.*, 1967), caracterizada como uma seqüência vulcano-sedimentar mesoproterozóica onde predominam rochas cálcio-silicatadas e mármores dolomíticos com metabasitos intercalados. Aparentemente a origem dessa bacia está associada com o Lineamento Quarenta-Oitava (Campanha, 1991), ramificação setentrional do Lineamento Ribeira, que intercepta seus depósitos com direção N60°E, mas as suas relações com este, e mesmo com as rochas do embasamento, ainda não foram elucidadas devido principalmente à má qualidade e escassez das exposições rochosas.

Coube a Petri & Suguio (1969) as primeiras referências aos depósitos do Samambaia, identificando neles seqüências granodécrescentes de conglomerados que passam em direção ao topo para arenitos conglomeráticos, ou não. Identificaram nos conglomerados polimíticos um arcabouço constituído por seixos e grânulos pouco arredondados de feldspatos, quartzo, quartzito, xistos, filitos, ritmitos, arenitos, arenitos conglomeráticos, granitos, calcáreos e calcarenitos, dispostos caoticamente. A matriz arenosa arcoseana, e, mais raramente, siltosa (sericita + clorita) ocorre envolvendo os clastos. Chamou a atenção de Petri & Suguio (1969) o baixo arredondamento

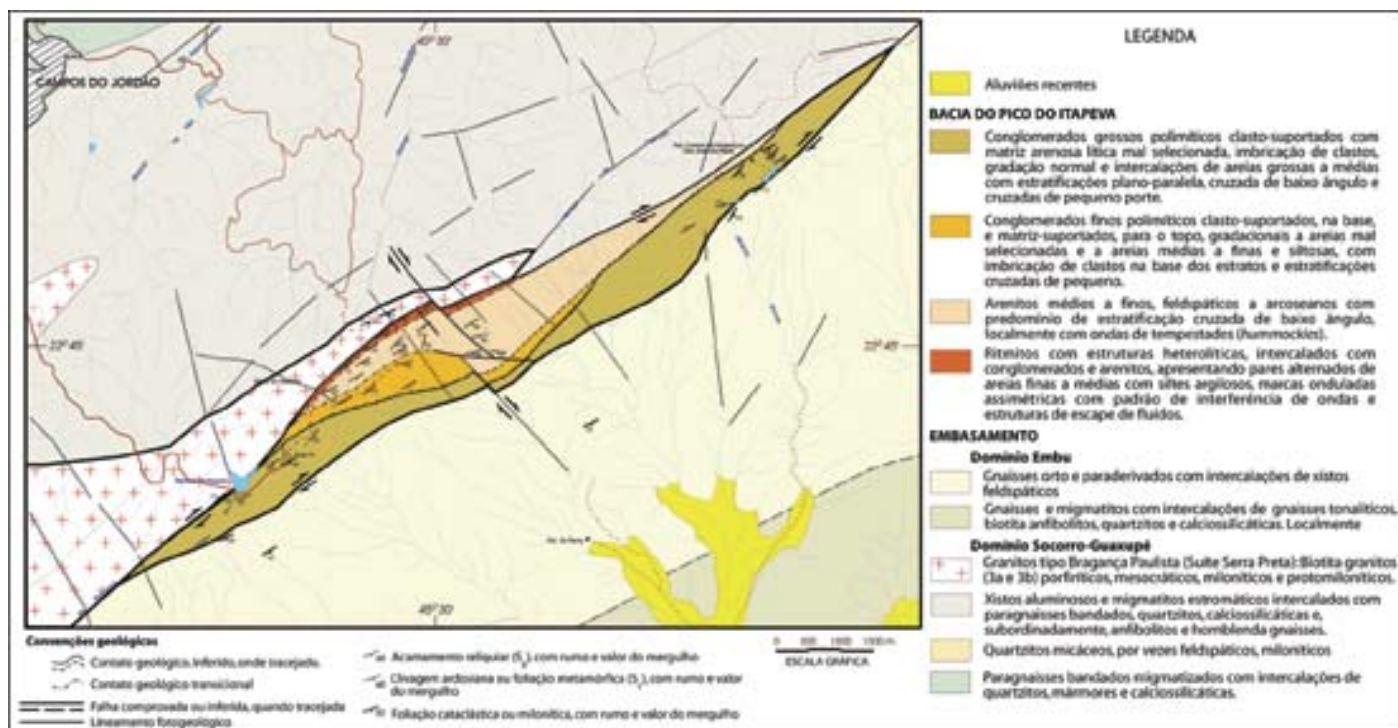


Fig. 18 - Localização da bacia do Pico do Itapeva e distribuição das litofácies

- Location and lithofacies map of the Pico do Itapeva Basin

dos clastos, a grande porcentagem de clastos de feldspatos róseos sem indícios de alteração intempélica pretérita, a matriz arcoseana e a escassez de cimento, sugerindo que os sedimentos ali depositados sofreram um pequeno transporte desde a área-fonte predominantemente granítica e situada, provavelmente, a noroeste da bacia. Petri & Suguio (1969) destacaram que esses metassedimentos se diferenciavam daqueles do Grupo Açungui em suas características sedimentológicas, estratigráficas e tectônicas (pós-orogênicos), apesar de estarem perturbados tectonicamente. Campanha *et al.* (1988) descreveram seqüências granodécrescentes na bacia do Samambaia, onde conglomerados passam ao topo para areias grossas. Os autores concluíram que os sedimentos sofreram um pequeno transporte até sua deposição, que provavelmente ocorreu em uma bacia molássica associada com os eventos finais da orogênese brasileira. Campanha (1991) sugeriu que a bacia do Samambaia teve uma origem associada com o abatimento de blocos, resultante de esforços extensionais, em zonas de junções de cisalhamentos transcorrentes, originando uma bacia de afastamento (*pull-apart basin*).

Teixeira (2000) verificou que o acamamento reliquiar nos depósitos da bacia do Samambaia tem atitudes entre N84-54°E/34-66°NW. O autor não observou as relações de contato desses depósitos com o embasamento. Entretanto, ao comparar as atitudes do acamamento reliquiar dos depósitos com aquelas do embasamento (Formação Água Clara), verificou que neste as camadas orientam-se nas direções WNW e NNW, discordantes, porém, daquelas dos depósitos Samambaia. Teixeira (2000) descreveu na bacia do Samambaia conglomerados e arenitos. Os conglomerados são polimíticos clasto-suportados, com arcabouço constituído de grânulos, seixos e calhaus (raros matacões) de quartzitos, rochas granitóides, metarenitos, filitos, calcio-silicáticas, pegmatóides, metabásicas, quartzitos marrom escuros manganíferos/ferríferos (BIF?) e K-feldspatos, além de seixos intraclásticos argilo-siltosos angulosos, marrom escuros em matriz intersticial arenosa grossa e arcoseana. Os arenitos

ocorrem intercalados nos conglomerados em camadas com 5 a 15 cm de espessura e, localmente, podem predominar sobre estes últimos, atingindo seus pacotes espessuras de até alguns metros. São constituídos por areias grossas a finas arcoseanas, ricas em grânulos de K-feldspato, aparentemente maciças e, localmente, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo, com fluxo direcionado para NW. A cimentação é dada por óxidos e hidróxidos de Fe, que conferem invariavelmente aos sedimentos uma coloração marrom avermelhada a ocre.

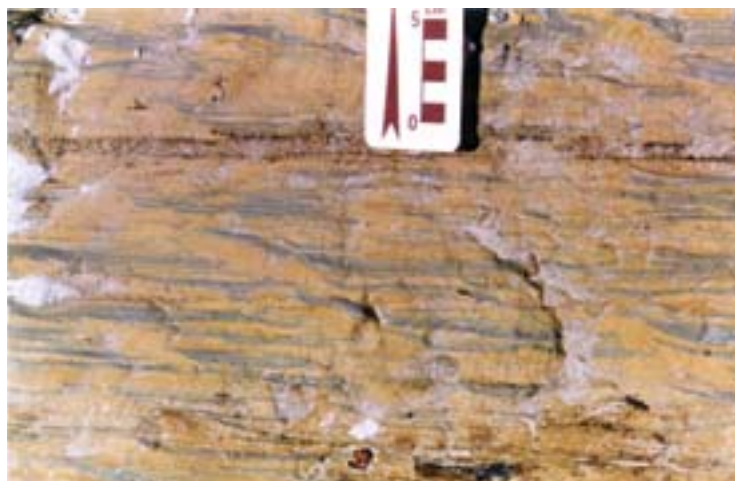


Fig. 19 - Fácies heterolíticas de planície de marés constituídas por pares sucessivos de siltitos argilosos (cinza-escuro) e arenitos muito finos (cinza-claro) intercalados por arenitos mal selecionados (marrom amarelado), em leito com padrão de interferência de ondas perturbado por estruturas de escape de fluidos. Seqüência basal da bacia do Pico do Itapeva

- Tidal flat, heterolithic facies composed by alternating laminae of clayey siltstone (dark grey) and very fine sandstone (light grey), interbedded with poorly-sorted sandstones (yellowish brown). Note interference pattern of ripples disturbed by water-escape (dish) structures. Bottom sequence of the Pico do Itapeva Basin

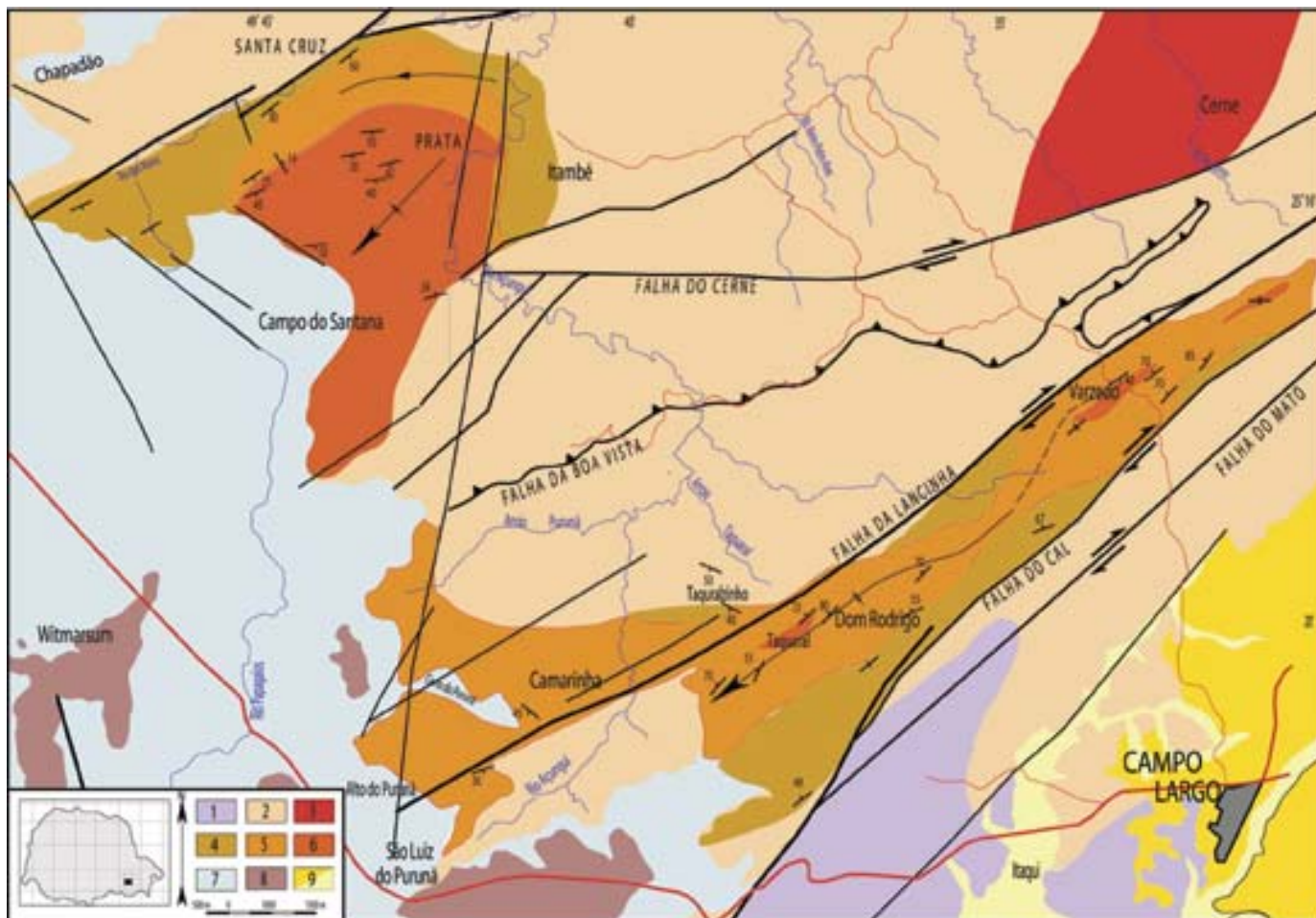


Fig. 20 - Localização da bacia do Camarinha e distribuição das unidades litoestratigráficas. Embasamento: 1. Gnaisses e migmatitos; 2. Metassedimentos do Grupo Açungui e 3. Granito do Cerne. Unidades da Bacia do Camarinha: 4. Conglomerática 1 e Lamítica 1; 5. Conglomerática 2 e 6. Areno-Lamítica 2. Bacia do Paraná: 7. Fm. Furnas e 8. Subgrupo Itararé. Coberturas cenozóicas: 9. Fm. Gubiro tuba e Aluviões (Modificado de Muratori *et al.*, 1967; Moro, 2000)

- Location of the Camarinha Basin and distribution of the different lithostratigraphic units. Basement: 1. Gneiss and migmatite; 2. Açungui Group metasediments, and 3. Cerne Granite. Camarinha Basin units: 4. Conglomeratic 1 and mudstone 1; 5. Conglomeratic 2; and 6. Sandstone-mudstone. 2. Paraná Basin: 7. Furnas Formation and 8. Itararé Subgroup. Cenozoic cover: 9. Gubiro tuba Formation and Alluvium (Modified from Muratori *et al.*, 1967; Moro, 2000)

Bacia dos Quatis

Os depósitos da bacia dos Quatis ocorrem nas porções de topo da Serra da Boa Vista, que constitui um remanescente do Planalto Guapiara (Ponçano *et al.*, 1981) avançado até oeste de Cajati, no sul do Estado. A bacia tem um formato aproximado de semicírculo, cujo diâmetro coincide com a Falha do Braço Grande (Campanha *et al.*, 1985), que limita seus depósitos de sudeste com os xistos da Sequência Cajati, perfazendo área aproximada de 5,5 Km². Nas porções mais setentrionais os limites são coincidentes com as bordas erodidas do planalto remanescente, sustentadas por xistos e migmatitos do Complexo Setuva (Campanha & Sadowski, 1999).

Campanha *et al.* (1985) e Campanha & Teixeira (1986) identificaram conglomerados polimíticos, arcóseos, arenitos, siltitos e argilitos nos depósitos da bacia dos Quatis. Os termos conglomeráticos ocupam preferencialmente as porções contíguas à Falha do Braço Grande, sudeste da bacia. Os demais ocorrem intercalados entre si por toda a área, predominando os termos arenosos, arcoseanos ou feldspáticos, sobre os demais.

Os conglomerados polimíticos têm o arcabouço consti-

tuído por clastos de rochas gnáissicas, granitóides, quartzíticas, quartzosas, metabásicas, xistos e filitos, envoltos por matriz intersticial de um arcóseo lítico de granulação areia grossa com matriz fina intersticial, neoformada provavelmente a partir do cimento original, constituída por epidoto, clorita e calcita (Campanha *et al.*, 1985). No contato dos conglomerados com as rochas xistosas do Complexo Setuva, ao longo da Falha do Braço Grande, ocorrem brechas cataclásticas e milonitos, envolvendo os depósitos da bacia e xistos do embasamento.

Os arcóseos têm granulação que varia de areia fina a grossa com grânulos, com grãos angulosos a subarredondados de quartzo e feldspatos, fragmentos líticos de granitóides, xistos e metabasitos e intraclastos angulosos de siltitos e argilitos. A matriz neoformada ocorre ocupando os espaços intergranulares, sendo constituída de cristais de epidoto, clorita e muscovita/sericita, suborientados preferencialmente, e calcita que, localmente, pode ocupar até 95% do volume da matriz.

Os arenitos e pelitos ocorrem intercalados com conglomerados por quase todo o restante da área da bacia, constituindo camadas centimétricas a métricas intercaladas, com estratificação plano-paralela bem definida. Em direção a noroeste ocorre um decréscimo granulométrico generalizado dos litotipos, sugestivo de passagens gradativas e interdigi-

tadas entre eles em direção às porções distais de uma área-fonte que se situaria a sudeste. Os arenitos têm granulação fina e são constituídos essencialmente por quartzo, com frações variáveis de micas e feldspatos. Os argilitos e siltitos ocorrem, em geral, intercalados como camadas ou lâminas de espessuras centimétricas a sub-centimétricas. Os siltitos apresentam grãos clásticos de muscovita, biotita, quartzo e feldspatos imersos em matriz recristalizada, constituída de sericita e clorita. Em quantidade menor ou como traços ocorrem opacos, titanita, zircão, turmalina, rutilo, apatita e epidoto. Os cristais neoformados de sericita e clorita apresentam-se suborientados, definindo uma foliação incipiente, geralmente oblíqua ao acamamento.

O acamamento tem direção predominante NE-SW e, subordinadamente, WNW-ESE, NNW-SSE e NNE-SSW, com mergulhos entre 20° e 70° para SE e 65° para NW e, subordinadamente, para WSW e NNE. A clivagem ardosiana, melhor destacada nos termos pelíticos, tem atitude média de N60°E/60°NW.

Campanha *et al.* (1985) e Campanha & Teixeira (1986) aventaram a hipótese de que as áreas-fonte da bacia estiveram situadas a SSE, tendo em vista a ocorrência preferencial dos conglomerados polimíticos nesta porção e sua associação com a Falha do Braço Grande, que provavelmente exerceu um papel importante na geração e preenchimento da bacia, inclusive na distribuição das fácies sedimentares.

Bacia do Camarinha

Os depósitos da bacia do Camarinha ocupam área aproximada de 110 km² na região do município de Campo Largo, noroeste de Curitiba, constituindo dois corpos alongados na direção NE-SW e estruturados em sinclinais com caimento de eixo para SW, situados, respectivamente, a noroeste e sudeste da Falha da Lancinha, que os separa com mesma direção (Fig. 20). Os limites atuais da bacia com o embasamento são em sua maioria tectônicos, através de falhas, entretanto Muratori *et al.* (1967) e Moro (2000) assinalaram relações de discordância angular entre ambos nas porções orientais da bacia. O embasamento é constituído predominantemente por rochas supracrustais neoproterozóicas terrígeno-carbonáticas das Formações Votuverava e Capiuru e por rochas vulcano-sedimentares mesoproterozóicas da Formação Água Clara, anteriormente enfeixadas no Grupo Açungui (Marini *et al.*, 1967). Os depósitos da bacia do Camarinha são sobrepostos, também com discordância angular, por arenitos devonianos da Formação Furnas (Bacia do Paraná), que afloram nas porções ocidentais e setentrionais da bacia. A bacia foi preenchida por conglomerados polimíticos, arenitos e arcóseos mal selecionados e ritmitos silto-areno-argilosos geralmente intercalados, cujo empilhamento pode atingir próximo de 4000 m de espessura (Moro, 2000). O acamamento reliquiar apresenta-se predominantemente com direções NE-SW, com mergulhos médios de 60° para SW ou para o quadrante oposto, como ocorre no corpo sul, e NE-SW com mergulhos médios entre 40° e 60° para SE ou para o quadrante oposto, como ocorre no corpo norte. Demais variações das atitudes estão relacionadas com a estruturação sinclinal ou com falhamentos que interceptam os pacotes.

Os depósitos de Camarinha foram pioneiramente descritos por Fuck (1966) e Muratori (1966) recebendo destes a denominação informal de "Formação Camarinha". Com seção tipo situada entre as localidades de Alto do Purunã e Taquaralzinho a Formação Camarinha foi formalmente caracterizada por Muratori *et al.* (1967). Foi considerada por estes autores como um remanescente molássico associado com a fase tardi-orogênica do Grupo (Geossinclíneo) Açungui, com sedimentação ocorrida entre 600 Ma e 450-500 Ma. A deposição, segundo Muratori *et al.* (1967), ocorreu a partir de

áreas-fonte emersas e tectonicamente ativas, de onde se deslocaram fluxos densos gravitacionais (*mudflows*) até atingir um corpo d'água, onde podiam ser geradas correntes de turbidez. Popp (1972) concluiu que as áreas-fonte da bacia de Camarinha estariam situadas a nordeste e seriam constituídas pelas seqüências do Grupo Açungui. Soares (1987) argumentou que o preenchimento da bacia ocorreu com a instalação de leques aluviais e deltaicos que transicionavam para ambientes marinhos a oeste.

Moro (2000) discriminou na bacia de Camarinha quatro unidades litoestratigráficas intercaladas e com passagens graduais e interdigitadas entre si, denominadas da base para o topo: (i) Unidade conglomerática 1, (ii) Unidade arenolamítica 1, (iii) Unidade conglomerática 2 e, (iv) Unidade arenolamítica 2. Apenas no corpo sul da bacia este empilhamento estaria completo, estando ausente no corpo norte a seqüência basal, Unidade conglomerática 1. De acordo com Moro (2000) as unidades lamíticas representariam seqüências retrogradantes (transgressão) e as unidades conglomeráticas seqüências progredantes (regressão).

Muratori *et al.* (1967), Moro (2000) e Teixeira (2000) destacaram que as intercalações de conglomerados nos termos pelito-psamíticos, mais distais do sistema de leques aluviais, são freqüentes e ocorrem de modo rítmico e, aparentemente, cíclico, podendo refletir pulsos tectônicos com subsidência da bacia ou variações climáticas momentâneas (Muratori *et al.*, 1967), como evidenciado no intenso retrabalhamento (canibalismo) dos depósitos.

Baseando-se nos dados de Muratori *et al.* (1967), Moro (2000) e Teixeira (2000) pode-se aventar que na bacia de Camarinha ocorreram dois ciclos transgressivos/regressivos que, da base para o topo da bacia, constituem dois pares de seqüências grano e estratodecrescentes (*fining and thinning upward*) e grano estratocrescentes (*coarsening and thickening upward*) superpostos. Nessas seqüências estão envolvidas litofácies de conglomerados polimíticos e de termos pelito-psamíticos, representados por ritmitos silto-areno-argilosos, arenitos arcóseos a líticos mal selecionados a conglomeráticos, arenitos médios a finos e argilitos silto-arenosos.



Fig. 21 - Ritmitos areno-silto-argilosos da bacia do Camarinha intercalados com arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos de feldspatos e com lentes de arenitos ricos em minerais pesados (acinzentadas). Os ritmitos exibem marcas onduladas assimétricas (fluxo para a direita da foto), estruturas de sobrecarga (*load structures* e *dish*) e os arenitos conglomeráticos, estratificação cruzada de pequeno porte (fluxo para a esquerda)

- Sand-silt-muddy rhythmites of the Camarinha Basin interbedded with conglomeratic sandstones showing feldspar granules and pebbles and black sand-lenses (grayish). Rhythmites show asymmetric ripples (paleocurrents to right), load and dish structures. Conglomeratic sandstones display small-scale cross-stratification (paleocurrents to left)

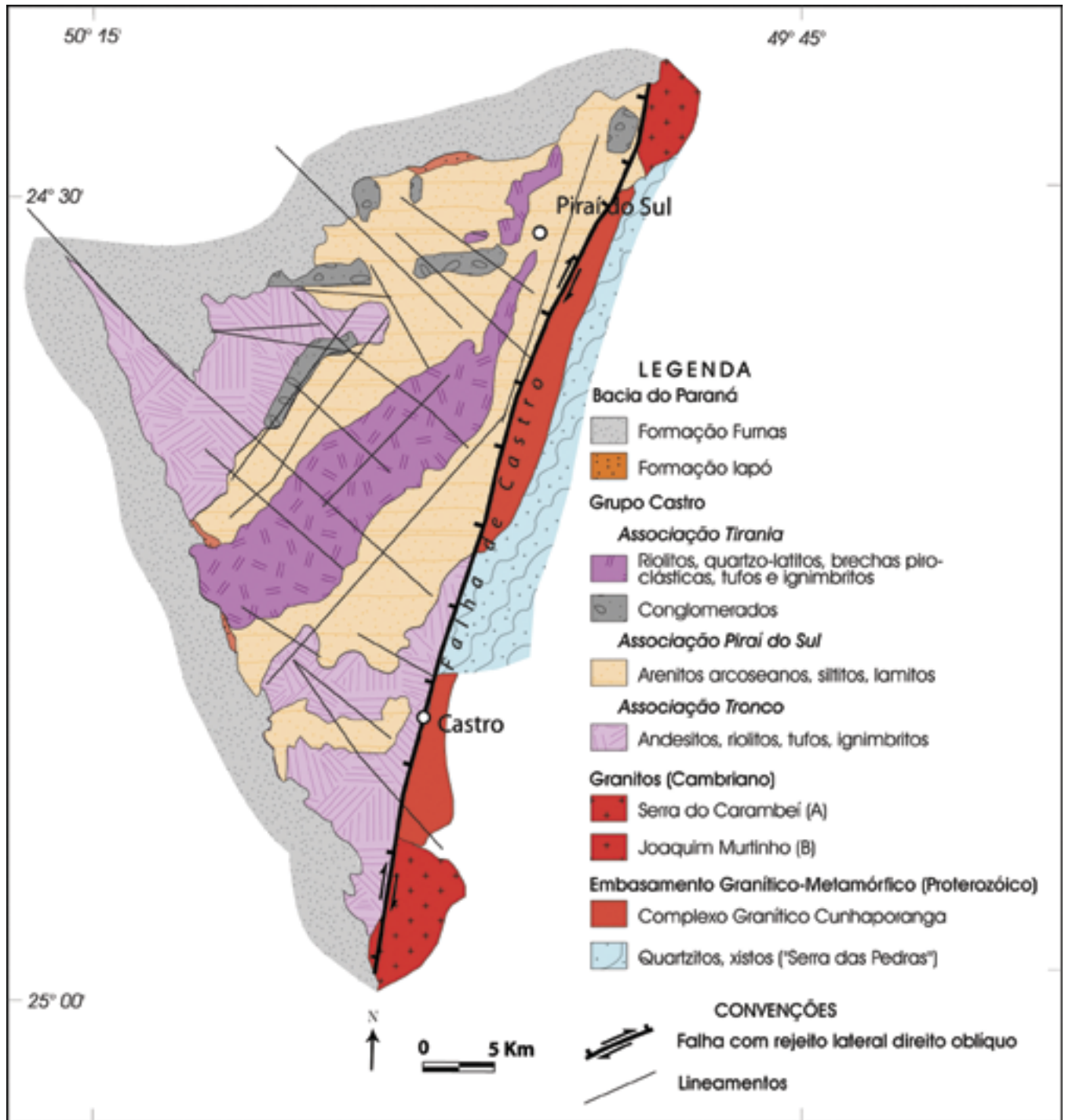


Fig. 22 - Unidades litoestratigráficas da bacia de Castro (Compilado de Moro *et al.*1994 e Bonacim *et al.*1994)

- Lithostratigraphic units of the Castro Basin (compiled from Moro *et al.*1994 and Bonacim *et al.*1994)

Os conglomerados são polimíticos clasto-suportados, às vezes com aspecto brechóide, com estratos de 0,2 a 1,0 m de espessura e arcabouço constituído de calhaus, seixos e grânulos, localmente blocos e até matacões (área norte) sub-angulosos a subarredondados de filitos, quartzo e quartzitos, mármores, granitos e rochas cálcio-silicáticas e metabásicas, além de intraclastos silto-argilosos marrons escuros. Em direção ao topo graduam para conglomerados finos (com seixos e grânulos), para arenitos grossos conglomeráticos e para arenitos médios com estratificação plano-paralela, estratificação cruzada planar e acanalada de pequeno porte. A matriz é arenosa lítica, feldspática a arcoseana, mal selecionada e com cimento argiloso, localmente carbonático, constituído por óxidos/hidróxidos de Fe, que confere à rocha

coloração marrom arroxeadada a avermelhada. Podem ocorrer como estratos isolados ou constituir pacotes com várias dezenas de metros de espessura, quando em seqüências grano e estratocrescentes.

Os arenitos apresentam-se em estratos com média de 0,3-0,4 m de espessura. Às vezes, têm na base um delgado nível conglomerático, onde se destacam intraclastos silto-argilosos, que passam para o topo para arenitos mal selecionados conglomeráticos (seixos e grânulos) com estratificação cruzada planar a acanalada de pequeno porte que, mais para o topo ainda, passam para arenitos mal selecionados e estes, por sua vez, passam rapidamente para arenitos médios a finos a muito finos, silto-argilosos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, estratificação/lami-

nação plano-paralela à ondulada. Localmente, como ocorre na área sul, esses arenitos apresentam estratificação cruzada do tipo *hummocky* associada a leitos com estruturas dômicas com cerca de 1,10 m de diâmetro e amplitude de 0,1 m, amalgamadas por marcas onduladas simétricas e assimétricas (*climbing ripples*) com cristas retilíneas a linguiformes com padrão de interferência de ondas (Teixeira, 2000). Em arenitos com laminação/bandamento plano-paralelo e com marcas onduladas assimétricas, situados no leito do Rio da Prata, área norte da bacia, Ciguel *et al.* (1992) identificaram as icnoespécies *Gordia arcuata* Ksiazkiewicz, *Planolites montanus* Richter e o icnogênero *Skolithos* Haldemann, preservados em epirrelevo, além de identificarem traços de repouso de organismos medusóides, provavelmente cnidários, aos quais atribuíram uma idade entre o Vendiano e o Tomotiano (Neoproterozóico III-Cambriano).

Os ritmitos são constituídos por lâminas alternadas de argilitos arenosos (lamitos) e arenitos muito finos silto-argilosos que podem constituir pacotes com vários metros de espessura. Nos ritmitos, além da gradação normal, são comuns a laminação plano-paralela e cruzada, *climbing ripples*, estratificação lenticular e flaser, estruturas de sobrecarga, como chama (*flame*), de escape de fluidos (*dish*) e estruturas de convolução (Fig. 21).

Os estratos conglomeráticos e arenosos são predominantemente tabulares e isentos de feições indicativas de fluxos canalizados ou confinados, muito comuns de porções intermediárias e distais de leques aluviais e, principalmente, de planícies aluviais. Destacadamente, os estratos conglomeráticos e de ritmitos silto-areno-argilosos ocorrem quase sempre associados e são recorrentes por todo o desenrolar de seqüências grano e estratocrescentes/decrescentes. Essa marcante recorrência de fácies associadas e o domínio quase absoluto de fluxos desconfinados nos depósitos indicam que da bacia original foram preservados predominantemente os depósitos de ambientes subaquosos, alimentados por detritos oriundos de áreas-fonte emersas onde se instalaram leques aluviais, cujas franjas atingiam diretamente as porções litorâneas (*fan deltas*).

Considerando-se as associações de fácies e as estruturas sedimentares presentes nos depósitos, pode-se afirmar que a sedimentação ocorreu predominantemente em águas marinhas rasas, acima do nível de base das ondas normais e, ocasionalmente, abaixo deste, onde atuaram ondas de tempestade. Considerando-se que os litoclastos dos depósitos são constituídos essencialmente por rochas pertencentes ao Grupo Açungui (Marini *et al.*, 1967) e granitóides associados, supõe-se que a bacia de Camarinha foi originada e evoluiu no interior da cadeia de montanhas, com áreas-fonte situadas em porções predominantemente setentrionais a ela (Popp, 1972; Moro, 2000; Teixeira, 2000).

Bacias eminentemente vulcânicas, com contribuição terrígena subordinada.

Bacia de Castro

Os depósitos vulcano-sedimentares da bacia de Castro afloram na porção centro-leste do Estado do Paraná, na região da cidade de mesmo nome, a noroeste de Curitiba, ocupando área de cerca de 900 km². Estão assentados com discordância angular sobre as rochas que compõem o Cinturão de Dobramentos Apiaí, limitando-se a leste, através de falhas, com as rochas do Complexo Granítico Três Córregos e com os metassedimentos do Grupo Açungui, sendo recobertos, a oeste, através de discordância angular, pelos sedimentos ordovicianos e devonianos das formações Iapó e Furnas, respectivamente (Fig. 22).

As rochas da bacia de Castro foram pioneiramente

descritas por Derby (1878), que ali identificou os “porphyros vermelhos” associados a arcóseos, posteriormente classificados por Leinz (1936) como quartzo-pórfiro de origem efusiva ácida. Em estudos realizados na região de Pirai do Sul, Coutinho (1955) concluiu que os riolitos evoluíram a partir de uma diferenciação de um magma básico (gabróide) que se associou a arcóseos nas porções basais da bacia e que, portanto, o vulcanismo ácido associado aos riolitos ocuparia as porções de topo da bacia. Trein & Fuck (1967) atribuíram a denominação de “Grupo Castro” para os depósitos, mas propuseram um empilhamento estratigráfico inverso ao de Coutinho (1955) que, da base para o topo, consistiria de três seqüências: a) vulcânica ácida basal associada a outra sedimentar com arenitos arcoseanos, siltitos, argilitos e conglomerados, b) vulcânica ácida com riolitos maciços e fluidais, tufos aglomerados e brechas, e, c) uma seqüência vulcânica intermediária, com andesitos. Arioli (1981) identificou na bacia a presença de ignimbritos, riolitos maciços associados a sete domos intrusivos, tufos, andesitos, sedimentos vulcanogênicos e terrígenos, que foram afetados e deformados por uma tectônica essencialmente rúptil, onde ocorreu apenas o basculamento de blocos, sem dobramentos ou metamorfismo associado, conforme já observado por Coutinho (1955) e Trein & Fuck (1967).

Em trabalhos de sínteses regionais os depósitos de Castro foram referenciados por Soares (1987, 1988) que ali identificou uma seqüência progradacional constituída por fácies sedimentares de leques aluviais subaéreos transicionais a ambientes deltaicos plataformais ou lacustres, que preencheram uma bacia com origem relacionada a eventos transtensionais ocorridos durante o Cambro-Ordoviciano.

Quanto às idades da sedimentação e do vulcanismo, Cordani (1974) obteve pelo método Rb/Sr, rocha total em riolitos, idades de 425 ± 15 Ma, enquanto Moro (2000), pelo mesmo método, obteve idades da ordem de 488 Ma. Cordani *et al.* (1999), entretanto, pelo método U/Pb (SHRIMP) em zircões de riolito obteve idades de 543 ± 12 Ma, considerada como sendo da formação da rocha.

Moro *et al.* (1994) discriminaram da base para o topo da bacia, três associações vulcano-sedimentares, cujo empilhamento seria o inverso do proposto por Trein & Fuck (1967) e, de certo modo, concordante com o de Coutinho (1955), assim denominadas: a) Tronco, constituída de andesitos, riolitos, tufos, ignimbritos e, subordinadamente, conglomerados de leques aluviais, b) Pirai do Sul, com arenitos arcoseanos, siltitos e lamitos associados com planícies de inundação e lagos, e c) Tirania, representada por riolitos, quartzo-latitos, ignimbritos, tufos, brechas piroclásticas e conglomerados de leques aluviais.

a) Associação Tronco (ou Seqüência Vulcânica Andesítica)

As rochas dessa unidade afloram nos setores oeste e sul da bacia, sobrepostos com discordância angular por arenitos da Formação Furnas, sendo constituídas de andesitos com intercalações de riolitos, tufos lapílicos, tufos finos e ignimbritos, além de conglomerados subordinados (Fig. 22 e 23). Os andesitos geralmente são amigdaloidais e porfiríticos, seguidos por andesitos maciços e fluidais com textura traquítica. Os riolitos intercalados ocorrem geralmente como domos, apresentando textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico/sanidina em uma matriz afanítica constituída de quartzo, feldspato sericitizado e caulinizado, opacos e, subordinadamente, carbonatos e vidro vulcânico com esferulitos. Os tufos são do tipo lapílico, de composição lítica, e finos, que podem ser líticos e de cristais. Os ignimbritos intercalados aos tufos podem apresentar blocos até métricos de riolitos ou de tufos, apresentando estrutura fluidal

característica (*fiamme*). Os conglomerados subordinados são constituídos por seixos subangulosos a subarredondados de andesito, tufo e mais raramente riolito imersos em matriz de granulação média a grossa arcoseana e mal selecionada. Trein & Fuck (1967), entretanto, apontaram o predomínio quase total de clastos riolíticos nesses conglomerados, chegando a caracterizá-los como monomíticos, com clastos esporádicos de quartzitos, quartzo de veio, migmatitos, arenitos micáceos, arenitos arcoseanos, feldspatos e intraclastos de siltitos. Localmente apresentam gradação normal e estratificação plano-paralela. Podem passar para o topo para arenitos arcoseanos de granulação média a grossa, maciços ou com estratificação plano-paralela que, por sua vez, passam a siltitos e argilitos com laminação plano-paralela e *climbing ripples*. De acordo com Trein & Fuck (1967) existe uma ritmicidade entre alternâncias de lâminas de siltitos e argilitos. Moro *et al.* (1994) associou a deposição desses sedimentos a leques aluviais instalados em áreas-fonte próximas que segundo Trein & Fuck (1967) podiam atingir corpo d'água marinho ou continental através de fluxos densos gravitacionais.

b) Associação Pirai do Sul (ou Seqüência Sedimentar)

Os depósitos sedimentares clásticos ocupam principalmente o setor norte da bacia, estendendo-se para sul em duas faixas com direção NE-SW. Constituem sedimentos imaturos e mal selecionados associados com derrames andesíticos de espessuras centimétricas, lâminas sub-milimétricas de cinzas vulcânicas intercaladas e bombas vulcânicas de composição andesítica. Estão representados por arenitos arcoseanos e, subordinadamente, siltitos e lamitos, aos quais Moro *et al.* (1994) associaram ambientes de planícies de inundação e lacustres. Nos depósitos de planície de inundação ocorre uma sucessão de pacotes com até 1 m de espessura, representados por arenitos arcoseanos mal selecionados, com intraclastos silto-argilosos centimétricos na base, apresentando gradação normal para termos mais finos com laminação plano-paralela, laminações cruzadas e marcas onduladas. Em direção ao topo passam para siltitos e lamitos laminados e ritmicamente alternados apresentando marcas onduladas assimétricas, estruturas de sobrecarga, como escape de fluidos e chama, e marcas de chuva. Nos depósitos considerados de deposição lacustre predominam siltitos e lamitos maciços a laminados que se alternam em pacotes que podem atingir espessuras métricas a decamétricas, localmente cortados por canais preenchidos por arenitos arcoseanos médios a grossos, constituídos por quartzo e feldspato, maciços ou com gradação normal, com intraclastos silto-argilosos na base.

c) Associação Tirania (ou Seqüência Vulcânica Ácida)

Nessa associação ocorrem rochas vulcânicas, representadas por riolitos, quartzo-latitos subordinados, e depósitos piroclásticos, e sedimentos clásticos representadas por conglomerados e arenitos, que afloram na região centro-norte e norte da área. Entre as rochas vulcânicas, os riolitos apresentam-se como domos, apófises e pequenos derrames. São porfíricos com fenocristais de quartzo e K-feldspato imersos em matriz afanítica, maciços e localmente apresentam estruturas fluidais. Os quartzo-latitos podem ocorrer como intercalações métricas nos riolitos ou preenchendo condutos vulcânicos, apresentando-se maciços e porfíricos, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz afanítica. As brechas piroclásticas ocorrem associadas aos cones vulcânicos e são constituídas por fragmentos de até 20 cm de riolito maciço e andesito imersos em "matriz" lapili-tuffítica. Os tufos, de acordo com Moro *et al.* (1994), são as rochas piroclásticas mais abundantes da unidade. Foram classificados em tufos lapílicos líticos, tufos finos vítreos e muito finos de poeira vulcânica. Os tufos lapílicos líticos ocorrem associados e adjacentes às brechas. Os tufos finos ocor-

rem associados a tufos lapílicos e ignimbritos, apresentando-se geralmente maciços ou levemente laminados, às vezes cortados por *pipes* preenchidos por brechas piroclásticas, riolitos e quartzo-latitos, ocorrendo como tufos muito finos, constituídos por poeira vulcânica, e vítreos, constituídos por vidro vulcânico recristalizado. Os ignimbritos ocorrem intercalados aos tufos e são destacados pela estrutura fluidal característica, dada por níveis de quartzo, feldspato, vidro e cinza vulcânica.

Os conglomerados são clasto a matriz-suportados, polimíticos, imaturos e constituídos por seixos e grânulos de riolito, tufos, mais raramente andesito e, localmente, limite nordeste da área (região de Pirai do Sul), de granito, xisto e quartzito, envoltos por matriz arcoseana mal selecionada. Os conglomerados podem ser localmente intercalados por arenitos arcoseanos médios a grossos, maciços ou com estrutura gradativa, constituídos por quartzo e feldspato com matriz silto-argilosa. Moro *et al.* (1994) associaram esses sedimentos a leques aluviais.

Soares (1987, 1988) e Bonacim *et al.* (1994) argumentaram que a tectônica formadora foi a mesma deformadora da bacia, impingida por movimentação lateral direita da Falha de Castro ou de ramificações da Zona de Cisalhamento da Lancinha que propiciou esforços extensionais com vetores mínimos orientados segundo NW-SE, o abatimento de blocos e a geração de grábens, controlados por falhas escalonadas com direção NE-SW, onde ocorreu a sedimentação (*pull-apart basin*). A deformação sindeposicional foi diagnosticada por Bonacim *et al.* (1994) em fraturas preenchidas por material hidrotermal e por siltitos e lamitos. Estes últimos, em estado plástico e não consolidado, ainda penetraram por entre camadas de arenitos arcossianos. Bonacim *et al.* (1994) concluíram que a bacia de Castro teve sua origem associada à tectônica de colapso do cinturão orogênico, no final do Ciclo Brasileiro.

Bacia do Guaratubinha

A bacia do Guaratubinha está situada a 35 km a sudeste de Curitiba e é cortada pelo Rio Guaratubinha, do qual deriva sua designação, ocupando uma área com cerca de 225 km² com forma alongada na direção N10-20°E. Seus depósitos estão dispostos com discordância angular sobre os terrenos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Bloco Luís Alves).

Os depósitos da bacia de Guaratubinha apresentam suas camadas com direção geral NE-SW com mergulhos entre 25-40° para SE e, localmente, verticais a subverticais, quando próximo das zonas de falhas com direções NW-SE e NE-SW. Apresentam uma clivagem ardossiana incipiente, caracterizada pela neoformação de pistacita (epídoto) e clorita, que confere aos sedimentos mais finos um aspecto ardossiano, pela sericitização de feldspatos e substituição de minerais ferromagnesianos detriticos por pistacita e clorita, ao lado da cataclase de grãos (textura *mortar*) imposta pela deformação dútil (Fuck *et al.*, 1967).

As primeiras referências de rochas vulcânicas na região do Guaratubinha couberam a Almeida (1949) que comparou os riolitos encontrados ao sul da bacia com outros de Campo Alegre, mais a sul, em Santa Catarina. Posteriormente Barbosa (1957) referiu-se à presença de ignimbritos riolíticos nesta região e Maack (1961) registrou a presença de xistos finamente laminados intercalados por lençóis de riolitos, na região limítrofe entre os estados do Paraná e Santa Catarina. Entretanto, os depósitos da bacia do Guaratubinha só foram descritos pioneiramente por Fuck *et al.* (1967), que os denominaram de "Formação Guaratubinha". Esses autores discriminaram, da base para o topo da unidade, três seqüências: (i) Sedimentar, com arcósios, siltitos, argilitos e conglomerados, (ii) Vulcânica Riolítica, constituída predominantemente por lavas riolíticas, brechas vulcânicas e tufos, e (iii) Vulcânica Andesítica, caracterizada por lavas andesíticas.

Quanto à idade do vulcanismo Siga Jr. (1995) obteve em riolitos, pelo método Rb/Sr em rocha total, idade de 570 ± 10 Ma e Siga Jr. *et al.* (2000) obtiveram pelo método U/Pb em zircão de riolito da bacia Guaratubinha idade de 605 ± 9 Ma, resultado próximo do obtido pelos mesmos autores e com mesmo método em zircão de riolitos da bacia de Campo Alegre (598 ± 29 Ma).

Castro *et al.* (1993, 1994), Pinheiro *et al.* (1995) e Reis Neto (2000) discriminaram, da base para o topo, cinco associações litológicas na bacia do Guaratubinha (Fig. 24): (i) Associação Clástica Grossa, (ii) Associação Vulcânica Ácida, com rochas vulcanoclásticas associadas; (iii) Associação Vulcanoclástica Ácida, (iv) Associação Vulcânica Intermediária e, (v) Associação Vulcanoclástica Superior. De acordo com Reis Neto *et al.* (2000) nessas associações as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intercaladas (piroclásticas e epiclásticas) perfazem 90% dos depósitos, predominando sobre os sedimentos clásticos.

a) Seqüência Sedimentar (ou Associação Clástica Grossa)

Nessa seqüência predominam arcóseos de granulação fina a média, localmente conglomeráticos, com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e laminações cruzadas com gradação normal para arcóseos de granulação fina a média e estes para siltitos e argilitos no topo. Essa seqüência ocorre como várias sucessões, de modo aparentemente rítmico e cíclico. Os conglomerados ocorrem isoladamente e subordinados aos arcóseos e pelitos. São polimíticos, com clastos variando entre grânulos e calhaus (com até 50 cm de tamanho e média de 5-10 cm), constituídos por granitos, gnaisses fitados e oclares milonitizados, leptinitos, microgranitos, riolitos diversos, aplitos, pegmatitos, quartzo, quartzito, feldspato róseo e intraclastos de silito e arcóseo. A matriz é arcoseana a lítica, apresentando-se cimentada por clorita, pistacita e calcita.

b) Seqüência Vulcânica Riolíptica (ou Ácida)

Segundo Fuck *et al.* (1967) as rochas da Seqüência Vulcânica Ácida ocupam uma área de aproximadamente 55 km², sustentando altitudes superiores a 1000 metros da Serra do Mar, apresentando como principais litologias riolitos, lavas riolípticas com estrutura fluidal, riolitos porfiríticos, tufos, tufos lapílicos, aglomerados e brechas vulcânicas. De acordo com a proposição estratigráfica de Castro *et al.* (1993; 1994), Pinheiro *et al.* (1995) e Reis Neto *et al.* (2000), as rochas vulcanoclásticas estariam subordinadas nessa seqüência, predominando no que denominaram de Associação Vulcanoclástica Ácida sobreposta.

Fuck *et al.* (1967) argumentaram que as manifestações ácidas provavelmente ocorreram em mais de uma fase, baseando-se no fato de os derrames riolípticos ocorrerem ora sobrepostos e ora sotopostos aos sedimentos clásticos. Os riolitos apresentam cores avermelhadas características e texturalmente são porfiríticos, com fenocristais de quartzo bipiramidados (1 a 3 mm) e de feldspato róseo (1 a 5 mm), apresentando geralmente estruturas esferulíticas em matriz afanítica com textura granofírica com microcristais de quartzo e K-feldspato.

c) Seqüência Vulcanoclástica Ácida

Nesses depósitos vulcanoclásticos encontram-se as brechas riolípticas e tufos da Seqüência Vulcânica Riolíptica de Fuck *et al.* (1967), grosso modo correspondente à Associação Vulcanoclástica Ácida de Castro *et al.* (1993; 1994), Pinheiro *et al.* (1995) e Reis Neto *et al.* (2000). Neles predominam tufos lapílicos, constituídos basicamente por clastos de quartzo, minerais opacos e zeólitas, e tufos finos vítreos com matriz criptocristalina onde flutuam fragmentos líticos de riolitos e ignimbritos e K-feldspato (ortoclásio e/ou sanidina) e fragmentos de cristais, além de aglomerados, ignimbritos, tufos finos com

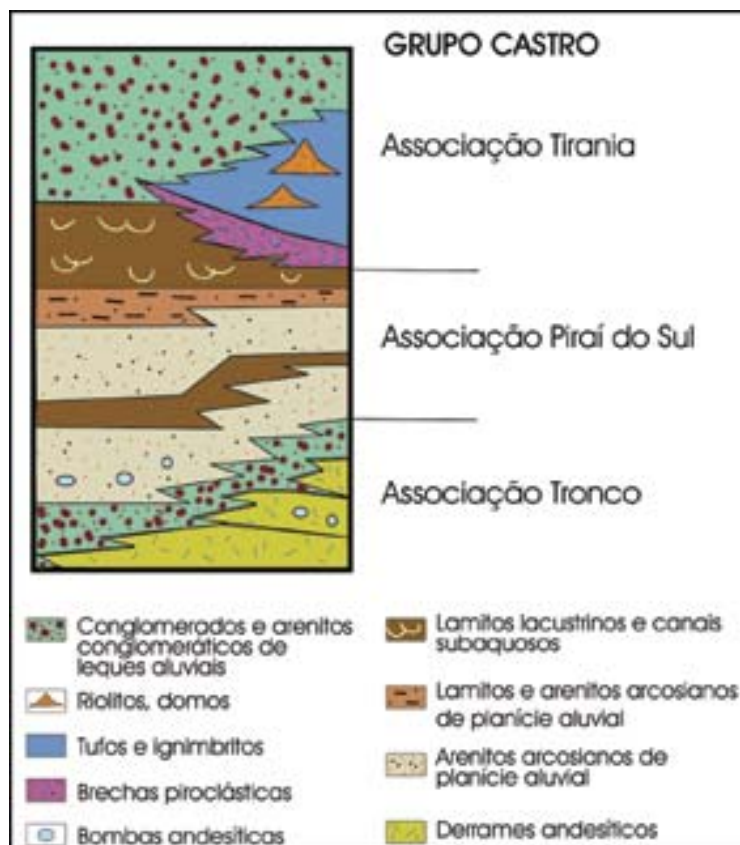


Fig. 23 - Diagrama esquemático das unidades litoestratigráficas do Grupo Castro (Compilado de Moro *et al.* 1994)

- Lithostratigraphic subdivision of the Castro Group (compiled from Moro *et al.* 1994)

fenocristais de cristais e delgados níveis riolípticos.

Ainda no contexto da Seqüência Vulcânica Riolíptica Fuck *et al.* (1967) descreveram microgranitos, riolito-pórfito e felsitos na forma de diques que cortam os sedimentos da bacia do Guaratubinha e os gnaisses e granitóides do embasamento.

d) Seqüência Vulcânica Intermediária (ou Andesítica)

As rochas da Seqüência Vulcânica Andesítica (ou Intermediária) ocupam a porção centro-sul da bacia de Guaratubinha e nela foram identificados por Fuck *et al.* (1967) andesitos e dacitos. As melhores exposições de andesitos são encontradas no leito do rio Guaratubinha, onde a existência dos derrames andesíticos foi certificada a partir do reconhecimento de amígdalas orientadas, preenchidas com quartzo hialino, calcita e clorita, além de andesitos vítreos. Em geral eles ocorrem intercalados nas demais litologias da bacia e, em alguns setores, estão limitados por falhas com as rochas sedimentares, riolitos e tufos (Fuck *et al.* 1967).

e) Seqüência Vulcanoclástica Superior

A Associação Vulcanoclástica Superior proposta por Castro *et al.* (1993, 1994) e Pinheiro *et al.* (1995) é constituída por rochas piroclásticas e epiclásticas difíceis de serem discriminadas entre si (Reis Neto, 2000). Castro *et al.* (1994) discriminaram nessa associação tufos grossos com cristal, tufos finos, tufos grossos vítreos e tufos lapílicos. Essa associação ocorre na porção centro-norte da bacia, sendo constituída na base por depósitos de granulação relativamente grossa, prevalecendo clastos de até 2 mm, passando para o topo para depósitos com granulação silte, apresentando bandamento composicional com laminação plano-paralela e, às vezes, estratificação do tipo *wavy*, *linsen* e *flaser*, além de marcas onduladas com fluxo para SE.

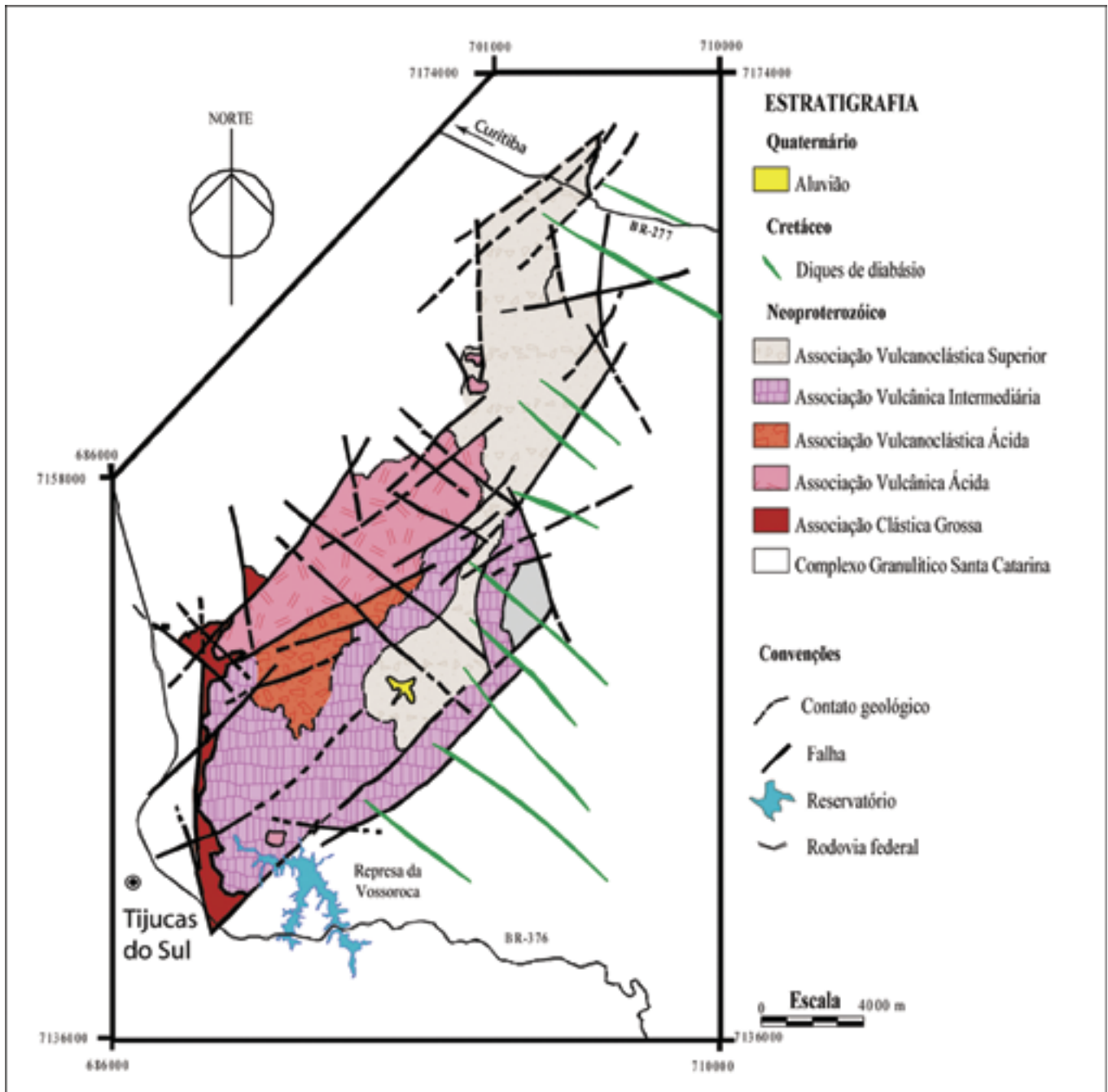


Fig. 24 - Localização e distribuição das unidades litoestratigráficas da bacia vulcano-sedimentar de Guaratubinha (Compilado de Reis Neto *et al.* 2000)

- Location and distribution of lithostratigraphic units of the Guaratubinha volcano-sedimentary basin (compiled from Reis Neto *et al.*, 2000)

Bacia de Campo Alegre/Corupá

Os depósitos vulcano-sedimentares da região de Campo Alegre ocorrem na porção norte do Estado de Santa Catarina, próximo da divisa com o Paraná, distribuídos em dois embaciamentos situados a norte e sul do corpo granítico pós-orogênico de Corupá, ocupando uma área aproximada de 550 km² sobre terrenos gnaissico-granulíticos, arqueano-paleoproterozóicos, da Microplaca Luis Alves ou Complexo Granulítico Santa Catarina. Os depósitos que ocupam a sub-bacia situada ao norte do Granito Corupá, geralmente referida como a “Bacia de Campo Alegre”, são os mais expressivos em área e tem recebido, até então, uma maior atenção dos estudiosos. Os depósitos situados a sul preenchem o pequeno

Gráben de Corupá (ou “Sub-Bacia de Corupá”, Citroni, 1998), alongado na direção NE-SW e limitado por falhas.

Os primeiros estudos realizados na região couberam a Almeida (1949) que ali identificou rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas, às quais atribuiu uma idade Eopaleozóica, correlacionando-as com os riolitos pórfiros da bacia de Itajaí. Trein *et al.* (1969) incluiu as rochas de Campo Alegre na Formação Guaratubinha (Fuck *et al.*, 1967). Albuquerque *et al.* (1971) definiu os limites da bacia de Campo Alegre, denominando seus depósitos de “Formação Campo Alegre” que correlacionou com a bacia de Itajaí. Esse autor assinalou a existência de rochas eopaleozóicas no Gráben de Corupá, correlacionando seus siltitos e folhelhos com a Formação Garcia, unidade basal do Grupo Itajaí. Ebert & Brochini

(1971) e Ebert (1971) compararam os depósitos de Campo Alegre e Corupá e concluíram que os depósitos desta última seriam mais velhos pelo fato de apresentarem clastos do embasamento isentos das feições miloníticas impressas durante a tecto-origênese brasileira. Trainini (1974) descreveu quartzitos, arcóseos, siltitos e conglomerados na bacia de Corupá que, também, correlacionou com os depósitos da Formação Garcia. Daitx (1979a) destacou que os depósitos de Corupá são bastante semelhantes aos de Campo Alegre quanto aos aspectos petrográficos e do sincronismo entre os eventos magmáticos e sedimentares, existindo um ligeiro predomínio das unidades sedimentares sobre as vulcânicas na bacia de Corupá e que entre os representantes vulcânicos desta, predominam os de composição ácida. Citroni (1998) e Citroni *et al.* (2001) argumentaram

que as bacias de Campo Alegre, Corupá e Guaratubinha, em função de suas similaridades, tiveram uma continuidade pretérita.

Ebert (1971) discriminou da base para o topo da bacia de Campo Alegre três unidades litoestratigráficas (Fig. 25A), por ele enfileiradas no denominado Grupo Guaratubinha: (i) Formação Bateias, constituída de conglomerados que gradam para arcóseos, com raros siltitos, (ii) Formação Campo Alegre, intermediária e mais espessa, representada por rochas vulcânicas básicas e piroclásticas ácidas e sedimentos detríticos subordinados e, 3) Formação Rio Turvo, de topo, constituída de siltitos finos laminados, com raras intercalações tufáceas. O autor correlacionou o Grupo Guaratubinha ao Grupo Castro e a outras pequenas bacias que ocorrem na Serra do Mar, entre os estados do Paraná e Santa Catarina, distinguindo-o, entretanto, dos depósitos da bacia de Itajaí, considerados mais antigos.

Daitx (1979a,b) e Daitx & Carvalho (1981) identificaram na bacia de Campo Alegre/Corupá uma sucessão de rochas vulcano-sedimentares (Fig. 25B) que na base é representada por conglomerados, arenitos e siltitos (Fm. Bateias de Ebert, 1971), sucedidos por derrames basálticos e andesíticos, com raros riadacitos, dacitos e quartzos-traquitos, além de manifestações vulcanoclásticas representadas por tufos finos e brechas de granulação grossa, entremeados por siltitos, que são sucedidos por vulcanismo de caráter ácido, representado por depósitos vulcanoclásticos, derrames traquíticos e riolíticos, correspondendo à Fm. Campo Alegre, de Ebert (1971) e, finalmente, uma seqüência sedimentar superior constituída por tufos finos, tufitos arenosos e siltosos e siltitos calcíferos com tufos subordinados, correspondendo à Fm. Rio Turvo, de Ebert (1971).

Citroni (1998) e Citroni *et al.* (2001) caracterizaram na bacia de Campo Alegre um vulcanismo ácido a básico associado com sedimentos epiclásticos e piroclásticos, distribuídos em três pacotes distintos, contendo: (i) sedimentos epiclásticos de granulação grossa de ambiente predominantemente fluvial com espessura aproximada de 400 m; (ii) fluxos basálticos e traquíticos associados a sedimentos epiclásticos finos e camadas piroclásticas subordinadas, com espessura de 440 m, e, (iii) sedimentos terrígenos finos e vulcanoclásticos, de ambiente lacustre, com rochas vulcânicas riolíticas subaéreas subordinadas, com espessura de 150 m, perfazendo

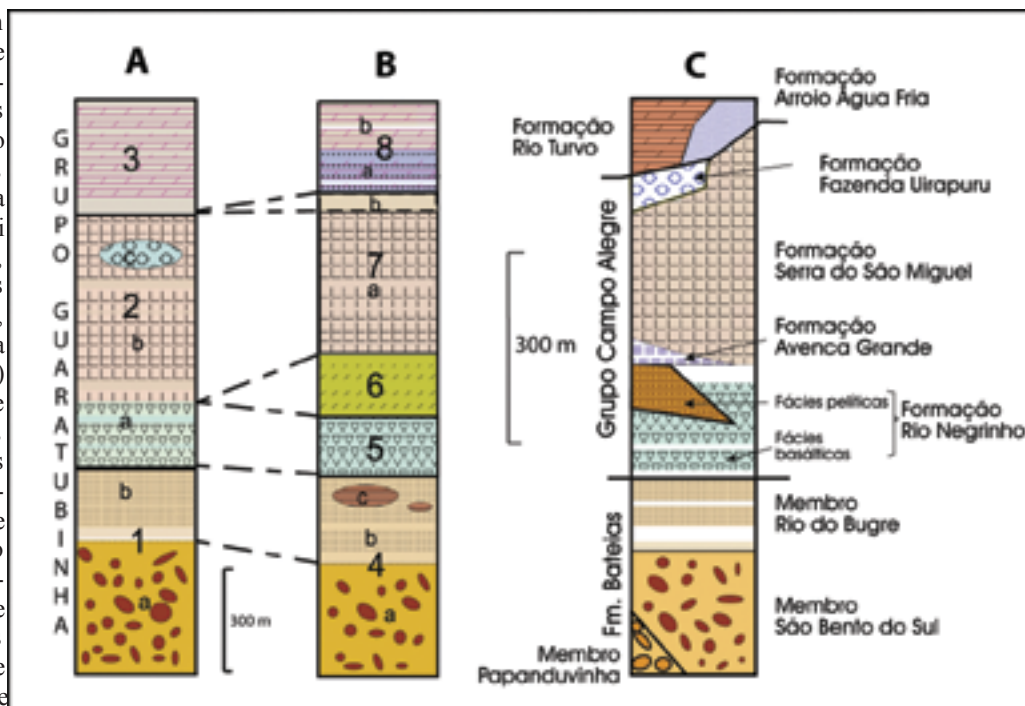


Fig. 25 - Proposições estratigráficas, de acordo com (A) Ebert (1971), (B) Daitx & Carvalho (1981) e (C) Citroni *et al.* (2001), para a bacia de Campo Alegre (Compilado de Citroni *et al.* (2001): A - 1. Fm. Bateias, a. Mb. Rudítico (conglomerados), b. Mb. Arenoso (arcóseos e siltitos), 2. Fm. Campo Alegre, a. lavas básicas, b. lavas ácidas, c. tufos ácidos, 3. Fm. Rio Turvo, siltitos finos e tufos intercalados. B - 4. Seqüência Sedimentar Inferior, a. conglomerados, b. arenitos, c. pelitos, 5. Seqüência Vulcânica Inferior, lavas básicas e intermediárias, 6. Seq. Sedimentar Intermediária, sedimentos piroclásticos e epiclásticos, 7. Seq. Vulcânica Superior, a. lavas ácidas, b. brechas vulcânicas, 8. Seq. Sedimentar Superior, a. tufos e tufitos, b. pelitos. C - Fm. Bateias, Mb. Papanduvinha (fanglomerados), Mb. São Bento do Sul (conglomerados) e Mb. Rio do Bugre (arenitos e siltitos), Gr. Campo Alegre: Fm. Rio Negrinho - fácies vulcânicas (basalts e andesitos), fácies pelíticas (siltitos laminados), Fm. Avenca Grande (Ignimbritos), Fm. Sa. do São Miguel (traquitos e quartzos-traquitos), Fm. Fazenda Uirapuru (brechas vulcanoclásticas), fm. Rio Turvo (pelitos, tufos e ignimbritos), Fm. Arroio Água Fria (riolitos e ignimbritos)

- Stratigraphic subdivision of the Campo Alegre Basin according to: (A) Ebert (1971), (B) Daitx & Carvalho (1981) and (C) Citroni *et al.* (2001): A - 1. Bateias Formation: a. Ruditic member (conglomerates), b. Sandy member (arkoses and siltstones), 2. Campo Alegre Fm.: a. basic lavas, b. acid lavas, c. acid tuffs, 3. Rio Turvo Fm., fine-grained siltstones and tuffs, 4. Lower sedimentary sequence: a. conglomerates, b. sandstones, c. pelites, 5. Lower volcanic sequence: basic and intermediate lavas, 6. Intermediate sedimentary sequence: pyroclastic and epiclastic sediments, 7. Upper volcanic sequence: a. acid lavas, b. volcanic breccia, 8. Upper sedimentary sequence: a. tuffs and tuffites, b. pelites. C - Bateias Fm. Papanduvinha Member (fanglomerates), São Bento do Sul Member (conglomerates) and Rio do Bugre Member (sandstone and siltstones); Campo Alegre Group: Rio Negrinho Formation - volcanic facies (basalts and andesites) and pelitic facies (laminated siltstones); Avenca Grande Fm. (ignimbrites); Serra do São Miguel Fm. (trachytes and quartz trachytes); Fazenda Uirapuru Fm. (volcaniclastic breccia); Rio Turvo Fm. (pelites, tuffs and ignimbrites); and Arroio Água Fria Fm. (rhyolites and ignimbrites)

uma espessura total aproximada de 990 m, incluindo-se o vulcanismo riolítico subaéreo, com espessura não estimada.

Citroni *et al.* (2001) propuseram um empilhamento estratigráfico que contempla em parte aquele proposto por Ebert (1971), Daitx (1979a, b) e Daitx & Carvalho (1981), caracterizado por três estágios deposicionais distintos (Fig. 25C), relacionados com a evolução estrutural ou subsidência da bacia: (i) Estágio Pré-Vulcânico, da base da bacia, é marcado pelos depósitos fluviais da Formação Bateias, subdividida nos membros Papanduvinha, inferior, constituído por conglomerados desorganizados (fanglomerados), São Bento do Sul, caracterizado por conglomerados de rios entrelaçados

com os seixos imbricados e orientação planar, e Rio do Bugre, superior, correspondendo a fácies arenosa e pelítica de ambiente fluvial e subaquoso; (ii) Estágio Vulcânico, marcado por evento de vulcanismo máfico e ácido com diversas rochas piroclásticas (tufos, lapilli, ignimbritos e brechas piroclásticas). Corresponde à Formação Campo Alegre, de Ebert (1971) elevada por Citroni *et al.* (2001) à categoria de Grupo, constituído da base para o topo por quatro formações: a) Rio Negrinho, que marca o início da atividade vulcânica, caracterizada por lavas basálticas a andesíticas associadas com sedimentos finos e lavas traquíticas subordinadas, b) Avenca Grande, relacionada a um evento ignimbítico, que marca a transição do predomínio das lavas básicas para as félsicas, c) Serra de São Miguel, correspondendo à fase de vulcanismo félsico do estágio vulcânico da bacia, constituído quase que exclusivamente por traquitos, e d) Fazenda Uirapuru, relacionada à fase final do estágio vulcânico, corresponde ao evento vulcânico explosivo e à geração de brechas proximais; e (iii) Estágio Caldeira relacionado à fase posterior ao colapso da porção norte da bacia, onde se distingue uma deposição lacustrina no interior da caldeira de sedimentos finos com intercalções subordinadas de ignimbritos e lavas félsicas (Formação Rio Turvo, de Ebert, 1971), e uma deposição extracaldeira (Formação Arroio Água Fria, de Ebert, 1971), constituída de cinzas vulcânicas e *glass-shards* remanescentes dos depósitos intracaldeira, indicando um aumento da característica explosiva do vulcanismo ácido e sua grande dispersão. Ao sul da caldeira, lavas riolíticas, ignimbritos e depósitos de tufos subordinados marcam o topo da Formação Serra de São Miguel.

Segundo Citroni *et al.* (1999) as lavas básicas e ácidas da Bacia de Campo Alegre são cogenéticas, sendo os termos ácidos produtos da diferenciação por cristalização fracionada de um magma inicial de composição básica (basalto transicional a alcalino), resultante da fusão parcial da litosfera subcontinental (crosta inferior ou manto litosférico) com pouca contribuição da contaminação crustal (crosta superior).

Basei *et al.* (1998) obtiveram para as vulcânicas félsicas das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha idades U-Pb em zircão entre 598 ± 29 Ma e 604 ± 5 Ma, interpretadas como a idade de formação das bacias, quando da colagem das microplacas Curitiba e Luis Alves, e da colisão destas com o Batólito de Paranaguá.

Para Siga Jr *et al.* (1999) o magmatismo intrusivo alcalino a peralcalino e o vulcânico básico a ácido nas bacias vulcano-sedimentares estão relacionados à tectônica distensiva que afetou a região sul imediatamente após o final do regime compressivo associado ao desenvolvimento dos cinturões de dobramentos no Neoproterozóico. Essa tectônica resultou dos ajustes entre blocos ocorridos após o espessamento crustal causado pelo evento compressivo anterior, admitindo que o intervalo de tempo da formação dessas rochas esteja entre 600-570 Ma.

Bacias eminentemente carbonáticas, com contribuição terrígena subordinada

Bacia de Cajamar

Nesta modalidade encontra-se apenas a seqüência carbonático-terrígena de Cajamar, situada na cidade de mesmo nome, na Região Metropolitana de São Paulo, distando cerca de 25 km da capital. Os seus depósitos ocorrem em subsuperfície e foram encontrados a partir de acidente geológico associado a dolinamento cárstico ocorrido naquela cidade, em outubro de 1986, pelos geólogos do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S. A. - IPT (Nakazawa *et al.*, 1987). A região de Cajamar está situada ao sul da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a norte da Zona de

Cisalhamento de Taxaquara. Entre essas zonas de cisalhamento predominam metassedimentos do Grupo São Roque intrudidos por vários corpos granitóides sin a tardi-orogênicos. No Grupo São Roque predominam metapelitos e, subordinadamente, metapsamitos ricos em intercalações de mármore calcíticos e dolomíticos, estruturados em sucessivas sinformas e antiformas com eixos orientados segundo NE-SW.

A seqüência terrígeno-carbonática de Cajamar tem o seu topo situado a mais de 100 m da superfície, sobreposto por solos de alteração de rochas filíticas e por depósitos colúvio-aluviais cenozóicos (Santoro *et al.*, 1988). Hachiro & Santoro (1996) distinguiram essa seqüência daquelas do Grupo São Roque, por apresentarem metamorfismo de muito baixo grau, deformação quase ausente e características petrográficas singulares. Os autores verificaram que os pacotes carbonático-terrígenos preenchem uma *graben* assimétrico limitado por falhas normais escalonadas com direção NE-SW, encontrando-se adernados de 25° para SE (Fig. 26).

Teixeira (2000) e Teixeira & Gaucher (2001) retomaram os estudos da seqüência de Cajamar, a partir dos testemunhos rochosos disponíveis, acrescentando principalmente dados isotópicos e paleontológicos, além de correlacioná-la com outras seqüências estratigraficamente situadas no estágio de transição plataformal.

Os depósitos de Cajamar somam aproximadamente 370 m em espessura. Da base para o topo, ocorre uma seqüência carbonática com 270 m que é sucedida por outra, terrígena, com cerca de 100 m de espessura. Na seqüência carbonática distinguem-se na base cerca de 200 m de calcarenitos cinza-claro (intrabiomicroesparíticos). Estes são sucedidos por calcarenitos róseos claros (*pink limestones*) com cerca de 50 m de espessura e, estes últimos, por dololutito róseo escuro (*pink dolomites*), por conglomerados polimíticos com clastos fosfáticos e por dolorrititos com clastos de dololutitos, com cerca de 20 metros de espessura. Sucede esta seqüência uma outra terrígena, que marca a fase regressiva na bacia, constituída por termos arenosos com intercalações conglomeráticas e pelíticas.

A sedimentação processou-se em plataforma rasa ou em ambiente de planície de marés, com águas relativamente agitadas (oóides) e pouco oxidantes até, pelo menos, a deposição dos carbonatos róseos (Hachiro & Santoro, 1996) quando, provavelmente, tiveram efeito fenômenos de ressurgências oceânicas responsáveis pela disseminação de óxidos de Fe e Mn nos sedimentos, além da sedimentação fosfatada (clastos). A análise de isótopos estáveis de C e O nos carbonatos mostraram valores positivos, entre 0,3 e 1,4 para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, situando-os no campo dos carbonatos marinhos (Teixeira, 2000). Corroborando com tal assertiva, nos termos pelíticos intercalados a conglomerados e arenitos, foi identificado o foraminífero *Titanotherca coimbrae* Gaucher & Sprechmann (1999).

Paleontologia

Nas bacias de Pouso Alegre, Eleutério, Pico do Itapeva e de Cajamar foi constatada a presença de uma associação de palinóforos de baixa diversidade, assim como de fósseis esqueletais associados a *Cloudina* (Teixeira & Gaucher, 2001). Os microfósseis de parede orgânica estão representados pelas seguintes espécies: (1) *Bavlinella faveolata* (SCHEPELEVA) VIDAL, que ocorre nas fácies pelíticas das bacias de Eleutério e do Pico de Itapeva (Fig. 27A). Possui diâmetro médio de 7.5 μm (4.0-10.0 μm , N = 51), e se caracteriza por ser muito abundante em algumas amostras. (2) *Soldadophycus bossii* GAUCHER *et al.* (1996), *Soldadophycus major* GAUCHER (2000) e *Symplastosphaeridium* sp., que ocorrem nos siltitos calcíferos da bacia de Pouso Alegre, dominando a associação preservada nestas litologias (Fig. 18B, C e D).

Os fósseis esqueletais, de acordo com (Teixeira & Gaucher, 2001), estão representados por: (1) *Cloudina* cf. *C. riemkeae* GERMS (1972), que aparece com sua testa ferrifi-

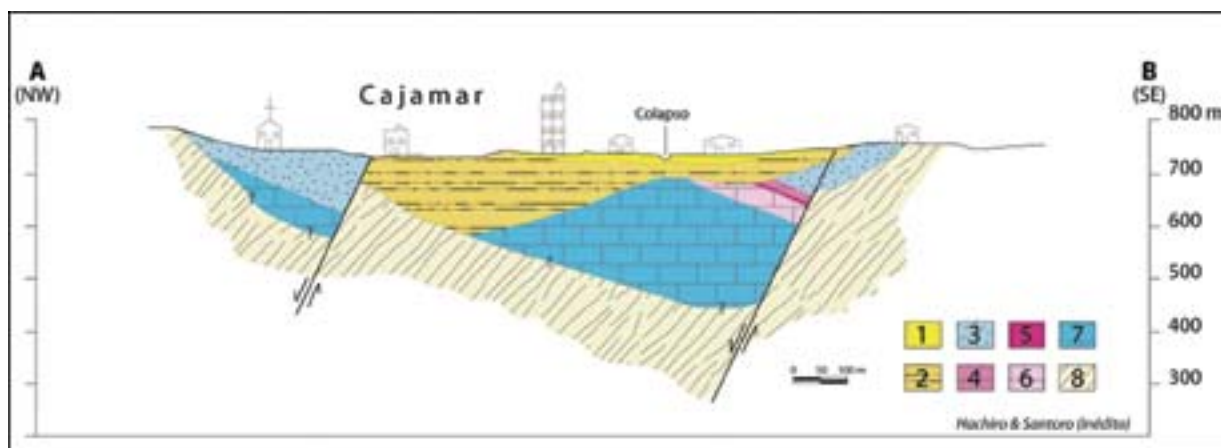


Fig. 26 - Seção geológica dos bairros Lavrinhas e Vila Branca de Cajamar: 1. Depósitos aluvionares, coluvionares e de tálus; 2. Solos siltosos variegados de alteração; Bacia de Cajamar: 3. Arenitos; 4. Dolorrudito (*pink dolomite*) brechóide; 5. Dololutito róseo escuro (*pink dolomite*) maciço/conglomerático; 6. Calcarenitos róseos claros (*pink limestone*); 7. Calcarenitos cinza-claro (intrabiomicroesparfíticos); Grupo São Roque: 8. Filitos e quartzo-filitos. Modificado de Hachiro & Santoro (inédito)

- Geological cross section of the Lavrinhas and Vila Branca de Cajamar counties: 1. Alluvium, colluvium and slope deposits; 2. Silty regolite; Cajamar Basin: 3. Sandstones; 4. Brecciated, pink dolomite; 5. Massive/conglomeratic pink dolomite; 6. Pink limestone; 7. Gray limestone; São Roque Group: 8. Phyllites and quartz-phyllites

cada nas fácies pelíticas da bacia de Eleutério (Fig. 27E). O diâmetro máximo da testa está ao redor de 0.43 mm e, portanto, bastante reduzido. Não obstante, o espectro de diâmetros observados (0.2-1.6 mm) coincide muito bem com o material original do Grupo Nama (GERMS 1972). (2) *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999) é o fóssil com maior distribuição, ocorrendo nas bacias do Pico de Itapeva (Fig. 27F, G e H), Eleutério e de Cajamar (Fig. 27I). Tem em geral tamanho pequeno (diâmetro entre 50 e 200 μm) se comparado com o material tipo do Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher & Sprechmann, 1999), entretanto a sua parede de cristais de rutilo aglutinados, a forma esferoidal ou de garrafa e a presença de gemas confirmam essa espécie.

A associação fóssil acima descrita encontra boa correlação com aquelas que ocorrem no Grupo Corumbá, do Mato Grosso do Sul (Gaucher *et al.*, 2003), e com o Grupo Arroyo del Soldado, do Uruguai (Gaucher & Sprechmann, 1999; Gaucher, 2000), assim como com o Grupo Nama, da Namíbia (Germes, 1972; 1995). Essas unidades têm sido datadas por métodos radiocronológicos, bio e quimioestratigráficos como pertencentes (pelo menos nos seus dois terços inferiores) ao Vendiano superior, idade esta que se adota aqui para as fácies pelíticas das bacias de Eleutério, do Pico do Itapeva, de Pouso Alegre e de Cajamar.

Evolução Estrutural e Tectônica

As bacias do estágio da transição apresentam-se quase sempre limitadas com o embasamento pelas zonas de cisalhamentos ou suas ramificações, estabelecendo com este relação de contato tectônico. Em alguns casos, como nas bacias de Camarinha, Castro, Guaratubinha e Campo Alegre as relações de contato originais, discordância angular, ainda podem ser observadas. Em geral, as zonas de cisalhamentos marcam a interface de terrenos com composição e idades distintas, sendo todos eles mais antigos que os depósitos da transição.

O metamorfismo presente na maioria das bacias situa-se no muito baixo grau, de Winkler (1976), responsável pela neoformação de filossicatos isorientados (*mica beards*), como

illita, clorita e muscovita (sericita), através da dissolução por pressão dos constituintes da matriz e arcabouço, como argilas, feldspato e quartzo, principalmente (Zanardo & Oliveira, 1990 e Teixeira, 1995; 2000), caracterizando uma clivagem ardosiana ou de fratura penetrativa em todos os depósitos. Localmente, nas proximidades das zonas de falha pode ocorrer a neoformação da biotita pardacenta, como ocorre nas bacias de Eleutério (Zanardo, 1987; Teixeira, 2000) e do Pico do Itapeva (Teixeira, 2000). A clivagem ardosiana corresponde em alguns casos dobramentos cônicos, mesoscópicos, fechados a abertos, associados ao arrasto em planos de falhas (*drag folds*) que, às vezes configura um arranjo *en échelon* com o cisalhamento principal, como ocorre na bacia de Eleutério (Teixeira, 1995). A bacia de Camarinha constitui uma exceção com sua estruturação em sinclinais amplos, que segundo (Soares, 1987) apresenta uma foliação plano-axial caracterizada por uma clivagem ardosiana ou de fratura, associada com um metamorfismo incipiente, melhor verificada nas proximidades das zonas de falhas, onde também aparecem seixos intensamente deformados (Moritz Jr. & Fiori, 1987). Ao microscópio verifica-se que a clivagem ardosiana está associada a planos de microfaturas que promovem a rotação de grãos sob a atuação de esforços binários e rejeitos sub-milimétricos a milimétricos do acamamento/laminação, caracterizando um cisalhamento simples com caráter rúptil-dúctil associado com a inversão e encurtamento da bacia. Nas bacias de Eleutério (Zanardo & Oliveira, 1990; Teixeira, 1995; 2000), de Pouso Alegre (Teixeira, 2000), do Pico do Itapeva (Riccomini, 1993; Teixeira, 2000) e de Camarinha (Soares, 1987; Moro, 2000) a inversão das bacias ocorreu com a movimentação lateral direita, sob regime compressional, das zonas de cisalhamento de Jacutinga-Três Corações, de Monte Sião, de Jundiuvira, e da Lancinha, respectivamente. Nas demais bacias terrígenas as observações realizadas ainda não permitem maiores conclusões. Na bacia vulcano-sedimentar de Castro a tectônica deformadora, segundo Soares (1987) e Bonacim *et al.* (1994) foi a mesma da formadora: movimentação lateral direita de falhas com direção N20°E, extensão NNW-SSE, adernamento de blocos, geração de braquissinclinais e raras falhas reversas.

Quanto à tectônica formadora, ou geradora das bacias,

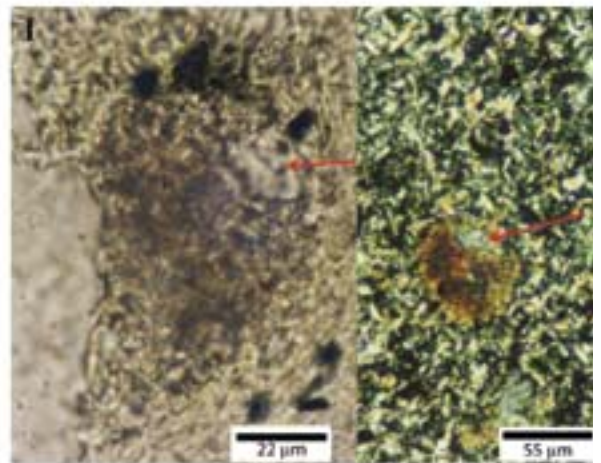
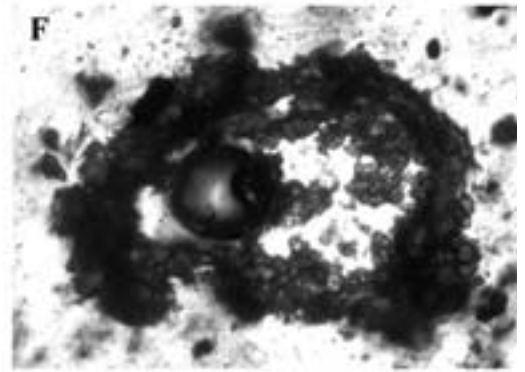
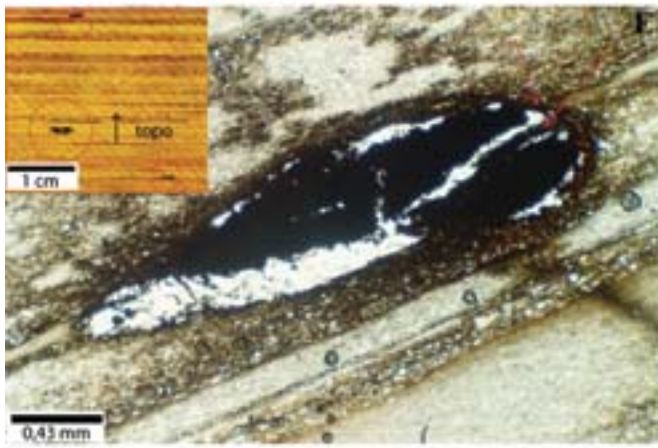
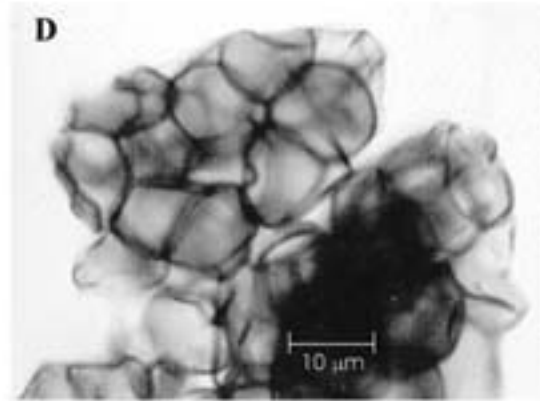
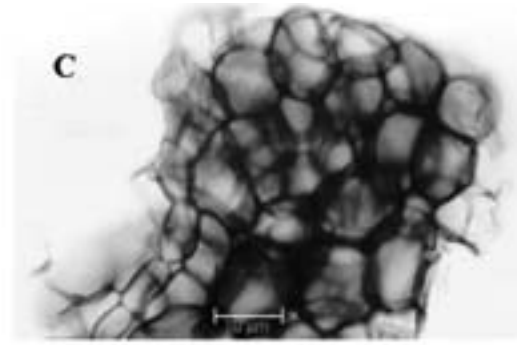
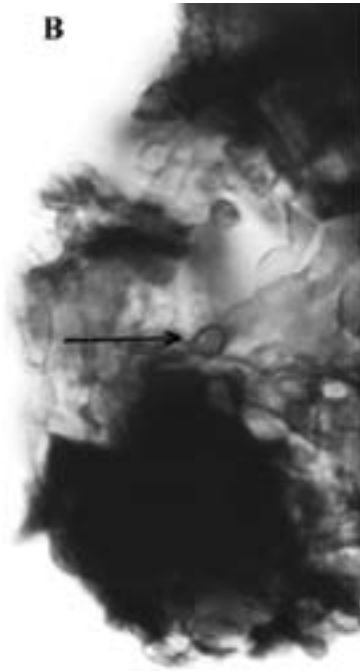
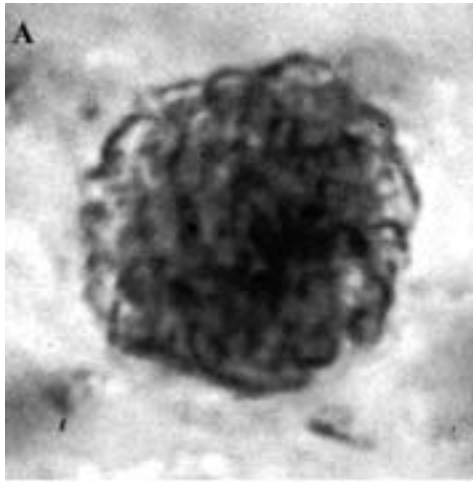


Fig. 27A - *Bavlinella faveolata* (SCHEPELEVA) VIDAL, vesícula solitária com diâmetro de 8µm. Seção delgada, amostra ET-46B (ritmito silto-argiloso), Bacia de Eleutério

- *Bavlinella faveolata* (SCHEPELEVA) VIDAL, solitary vesicle, 8µm diameter. Thin section, sample ET-46 B (siltstone-shale rhythmite), Eleutério Basin

Fig. 27B - *Soldadophycus bossii* GAUCHER *et al.*(1996), detalhe de colônia de esferóides e filamentos. Nota-se a transição de células filamentosas a esferóides (seta), típica de *Soldadophycus*. Diâmetro da célula esferoidal indicada: 3µm. Preparado palinológico, amostra PA-01A (siltito cinza laminado), Bacia de Pouso Alegre.

- *Soldadophycus bossii* GAUCHER *et al.*(1996), detail of colony comprised of spheroids and filaments. Note transition from filamentous into spheroidal cells (arrowed), typical for *Soldadophycus*. Diameter of arrowed spheroidal cell: 3 µm. Palynological maceration, sample PA-01A (gray, laminated siltstone), Pouso Alegre Basin

Fig. 27C - *Soldadophycus major* GAUCHER (2000): Colônia de esferóides polygonizados pela compressão mútua, com desenvolvimento de indivíduos filamentosos cilíndricos, à esquerda da foto. Diâmetro médio dos esferóides = 9,5µm (7.5-12.5µm, N = 10). Nível 350 m na Fig. 3A, amostra PA-06, siltito calcífero da bacia de Pouso Alegre. Slide B (54.2, 105.2), filme 25 (33)

- *Soldadophycus major* GAUCHER (2000): Colony of polygonal spheroids showing mutual compression and cylindrical filamentous cells (left). Spheroid mean diameter = 9.5µm (7.5-12.5µm, N = 10). Sample PA-06 from level 350 m of Fig. 3A, carbonaceous siltstone of the Pouso Alegre Basin. Slide B (54.2, 105.2), film 25 (33)

Fig. 27D - *Symplastosphaeridium* sp.: Colônia de esferóides polygonizados pela compressão mútua. Diâmetro médio dos esferóides de 9,8 µm (7.5-11.3µm, N = 8). Nível 350 m na Fig. 3A, amostra PA-06, siltito calcífero da bacia de Pouso Alegre. Slide B (26.0, 94.8), filme 25 (32)

- *Symplastosphaeridium* sp.: Colony of polygonal spheroids deformed by mutual compression. Spheroid mean diameter = 9,8µm (7.5-11.3µm, N = 8). Sample PA-06 from level 350 m of Fig. 3A, carbonaceous siltstone of the Pouso Alegre Basin. Slide B (26.0, 94.8), film 25 (32)

Fig. 27E - No canto superior esquerdo: laminito da bacia de Eleutério com microestruturas de sobrecarga, sutil graduação normal (sentido do topo indicado pela seta) e microfósseis ferrificados (circunscritos) de *Cloudina* cf. *C. riemkeae* GERMS (1972). Amostra ET-50F, nível 400 m na Fig. 5B. Ao centro: na mesma seqüência (Ponto 46), a fotomicrografia exibe um indivíduo em estado de repouso, onde se nota a duplicação da parede (indicada pelas setas) para a reprodução assexuada

- Upper left: laminated mudstone of the Eleutério Basin showing load microstructures, slight normal grading (arrow points to the top) and microfossils preserved by ferrification (encircled) assigned to *Cloudina* cf. *C. riemkeae* GERMS (1972). Sample ET-50F, level 400 m of Fig. 5B. Center: *Cloudina* cf. *C. riemkeae* in the same succession (Point 46), showing budding and wall duplication (arrowed)

Fig. 27F - *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999), corte transversal com diâmetro máximo de 190 µm, mostrando parede robusta composta de grãos de rutilo aglutinados. Comparar com espécimes idênticos reportados por Gaucher & Sprechmann (1999: pls. 5, 7) para o Grupo Arroyo del Soldado. A estrutura circular do meio da figura é uma bolha surgida na preparação. Seção delgada, amostra PI-03 (siltito arenoso), Bacia do Pico do Itapeva.

- *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999), cross section 190 µm in maximum diameter, showing robust wall made up of agglutinated rutile grains. Compare with identical specimens reported by Gaucher & Sprechmann (1999: pls. 5, 7) for the Arroyo del Soldado Group. Circular structure in the center is an air bubble trapped in the preparation. Thin section, sample PI-03 (sandy siltstone), Pico do Itapeva Basin

Fig. 27G - *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999), adulto com forma típica de garrafa e parede composta de grãos de rutilo aglutinados. Largura total: 125 µm. Note: (a) colo curvo com abertura subcircular, e (b) gema lateral. A morfologia é igual a de exemplares encontrados no Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000: text-fig. 34). Seção delgada, amostra PI-03 (siltito arenoso), Bacia do Pico do Itapeva

- *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999), bottle-shaped, adult specimen with test composed by agglutinated rutile grains, typical for the species. Total length: 125 µm. Note: (a) curved neck with subcircular opening, and (b) lateral bud. The morphology displayed by this individual is the same as that encountered in specimens from the Arroyo del Soldado Group (Gaucher, 2000: text-fig. 34). Thin section, sample PI-03 (sandy siltstone), Pico do Itapeva Basin

Fig. 27H - O mesmo espécime da fotografia anterior com luz refletida, mostrando a maior refletividade dos grãos de rutilo

- The same specimen as in the previous figure under incident light, showing higher reflectivity of rutile grains

Fig. 27I - *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999) em siltito arenoso da bacia de Cajamar (Amostra CJ-06, unidade 3 - arenitos - na Fig. 16). Indivíduo adulto com carapaça constituída por aglutinado de microcristais de rutilo e abertura (indicada pela seta) substituída por sílica microcristalina. Nicóis descruzados. A direita: indivíduo jovem com forma mais esférica, apresentando também abertura substituída por sílica microcristalina. Nicóis cruzados

- *Titanotheca coimbrae* GAUCHER & SPRECHMANN (1999) occurring in sandy siltstone of the Cajamar Basin (Sample CJ-06, unit 3 - sandstones - of Fig. 16). Vase-shaped specimen with walls composed of agglutinated rutile micrograins and opening (arrowed) replaced by microcrystalline silica. Parallel nicols. Right image: spherical, young specimen from the same sample with opening also showing replacement by microcrystalline silica. Crossed nicols

Teixeira & Petri (1993); Teixeira (1995; 2000) aventaram a hipótese de que a bacia de Eleutério foi gerada a partir da movimentação lateral esquerda da Zona de Cisalhamento de Jacutinga-Três Corações e que, em regiões de sinuosidade desta, inflexão da direção de ENE-WSW para NNE-SSW, ocorreu a transtração com o abatimento de blocos e a constituição de uma bacia do tipo *pull-apart*. Campanha (1991) sugeriu que a bacia do Samambaia originou-se a partir de esforços extensionais (transtração) em zonas de junções de cisalhamentos transcorrentes, possibilitando a geração de uma bacia de afastamento (*pull-apart basin*). Riccomini (1993) propôs para a bacia do Pico de Itapeva uma origem relacionada com a movimentação lateral esquerda da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira que a partir de uma geometria em “S” dessa zona propiciou o afastamento de blocos *pull-apart* e a constituição do sítio deposicional. Soares (1987) considerou que a bacia de Camarinha foi desenvolvida em uma calha subsidente na região de retro-arco, em função da sobrecarga litosférica provocada pelo empilhamento tectônico das seqüências do Grupo Açungui, com transporte tectônico para SE (arco magmático situado a noroeste: Complexo Granítico Três Córregos). Teixeira (2000), Teixeira & Gaucher (2001) e Teixeira & Petri (2001) argumentaram que as bacias terrígenas situadas entre os estados de Minas Gerais e o Paraná tiveram uma gênese associada com as movimentações laterais ocorridas ao longo do Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) em seguida ao pico metamórfico provocado pela orogênese brasileira (~ 600 Ma). Nesse novo cenário a crosta continental encontrava-se espessada, em função do empilhamento tectônico provocado pela agregação e colagem de blocos, as tensões convergentes relaxaram-se, acompanhadas do resfriamento crustal e da contração térmica, cedendo lugar a uma dinâmica de rearranjo entre os blocos recém-agregados, agora sob a égide de movimentações essencialmente laterais oblíquas. Nesse processo o alçamento e extrusão de blocos potencializaram áreas-fonte para sítios deposicionais situados em níveis inferiores ou em blocos subsidentes nas zonas de transtração (*pull-apart*), originando uma série de embaciamentos de um contexto transcorrente (*strike-slip basins*).

Considerando-se algumas idades absolutas, como as datações K-Ar, em rocha total, de seixos riolíticos (Teixeira, 1995) da bacia de Eleutério (~ 530 Ma) e de siltitos (Hama & Cunha, 1977) da bacia de Pouso Alegre (~ 524 Ma) e em datações pelo mesmo método efetuadas em biotitas do embasamento e em zonas de cisalhamento (e.g. Artur *et al.*, 1979, Hama *et al.*, 1979; Santoro & Silva, 1999, entre outros) situadas ao redor de 530 Ma, conclui-se que por essa época, a par de um resfriamento generalizado da crosta, ocorreram as últimas movimentações mais significativas das zonas de cisalhamento que recortam a região sudeste-sul, ao que poderia estar associado o evento de inversão das bacias da transição. Por outro lado, uma vez que a tecto-orogênese brasileira teve seu pico metamórfico (magmatismo principal) ao redor de 600 Ma, esta idade poderia marcar o limite inferior para o início da sedimentação nas bacias da transição.

Do ponto de vista das idades relativas, a ocorrência de uma assembléia de microfósseis nas bacias de Eleutério, de Pouso Alegre, do Pico do Itapeva e de Cajamar, permite estabelecer correlações entre estas bacias e outras situadas na Plataforma Sul-Americana, como de Corumbá, no Mato Grosso do Sul, e do Arroyo del Soldado, no Uruguai, e com a bacia do Nama, da Namíbia, no continente africano, que possuem assembléias fossilíferas assemelhadas que marcam uma sedimentação ocorrida no Vendiano-Cambriano. O microfóssil *Cloudina riemkeae*, que ocorre nas bacias de Eleutério e do Pico do Itapeva teve o seu espectro de existência determinado entre 565-543 Ma (Knoll, 1996) com base nas correlações entre as ocorrências desse microfóssil em várias

regiões do mundo, subsidiadas com idades absolutas (U/Pb) de depósitos piroclásticos intercalados nos sedimentos (Grotzinger *et al.*, 1995; Amthor *et al.*, 2003). Considerando-se que os últimos eventos magmáticos brasileiros ocorreram ao redor de 580 Ma, como no Cinturão Itu (Vlach *et al.*, 1990) e que a assinaturas isotópicas K-Ar do embasamento regional e dos sedimentos, situadas ao redor de 530 Ma, marcam a fase de inversão das bacias, Teixeira (2000); Teixeira & Petri (2001) advogaram que o intervalo ao redor de 570-540 Ma seria o mais plausível para a sedimentação das seqüências terrígenas e terrígeno-carbonáticas da Região Sudeste. Inclui-se neste caso provavelmente a bacia do Camarinha com icnoespécies, de acordo com Ciguel *et al.* (1992), pertencentes ao Vendiano-Tomotiano (Neoproterozóico III-Cambriano).

No caso de Guaratubinha (~ 606 Ma) e de Campo Alegre/Corupá (~ 598 Ma) as hipóteses existentes (e.g. Siga Jr., 1995, Siga Jr. *et al.*, 2000) são as de que o magmatismo ácido a intermediário nessas bacias foi contemporâneo ao magmatismo alcalino a peralcalino (~ 600-570 Ma), responsável pela colocação de uma série de corpos graníticos (como Graciosa, Morro Redondo e Corupá) nos domínios Curitiba e Luis Alves. De acordo com os autores esse magmatismo ocorreu associado e com certa contemporaneidade com a colocação do Batólito (ou arco magmático) de Paranaguá (~ 620-570 Ma), imediatamente após o evento compressivo, quando foram estabelecidas regiões de transtração originadas pelo rearranjo de blocos em consequência do relaxamento das tensões convergentes. Desse modo, essas bacias seriam mais antigas que as demais terrígenas e terrígeno-carbonáticas e, mais antigas também que a bacia vulcano-sedimentar de Castro, com idades do vulcanismo riolítico situado ao redor de 543 Ma (Cordani *et al.*, 1999). Por outro lado, teriam idades compatíveis com o vulcanismo basal das bacias de Camaquã (RS) e Itajaí (SC), situadas ao redor de 600 Ma.

Correlações e Conclusões

As similaridades entre as bacias terrígenas e terrígeno-carbonáticas, situadas entre Minas Gerais e o Paraná, quanto aos aspectos estratigráficos, paleontológicos, deformationais, metamórficos e de suas relações com o embasamento, permitiram a Teixeira (2000) e Teixeira & Gaucher (2001) correlacioná-las entre si e com outras dos continentes sul-americano e africano. Nos finais do evento glacial Varanger (Meert & Van der Voo, 1994; Hoffman & Schrag, 2002) entre 625-580 Ma e com a conseqüente elevação das temperaturas e do nível dos oceanos, ocorreu nas áreas continentais uma proliferação de mares epicontinentais, além daqueles pericontinentais. Nas regiões subsidentes do Cinturão Ribeira em gestação as águas marinhas penetraram e vieram constituir nível de base para o preenchimento de bacias extensionais de contexto transcorrente (*strike-slip basins*), como as de Eleutério, Pouso Alegre, Pico do Itapeva e similares (Teixeira, 2000; Teixeira & Petri, 2001). Esse nível de base marinho era suprido pelas águas dos oceanos Brasilides (Dalziel, 1997) e Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985) que provavelmente se conectavam entre as porções meridionais do Cráton do Paraná e as porções setentrionais do Cráton do Rio de la Plata, permitindo a dispersão de espécies biológicas similares pelos vários oceanos e mares. Os dados paleontológicos das bacias da transição permitem estabelecer correlações entre estas e os grupos Corumbá (margem passiva do Cráton Amazônico, Mato Grosso do Sul) e Arroyo del Soldado (margem passiva do Cráton do Rio de la Plata, no Uruguai), desenvolvidos no lado oposto ocidental do Oceano Brasilides e com o Grupo Nama (bacia de antepaís do Cráton do Kalahari, Namíbia), desenvolvido nas margens orientais do Oceano Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985), onde assembléias fossilíferas similares ocorrem (Zaine, 1991; Boggiani,

1998; Gaucher, 2000; Gaucher & Sprechmann, 1999; Gaucher *et al.*, 2003; Germs 1972; 1974; 1995; entre outros). Salvo retificações futuras nos dados geocronológicos hoje disponíveis, as bacias vulcano-sedimentares não são passíveis de correlações com as bacias terrígenas, por serem estas últimas mais jovens e associadas a um ambiente tectônico distinto, excetuando-se a bacia de Castro, com idade do vulcanismo situado ao redor de 543 Ma (limite Neoproterozóico-Cambriano), final do intervalo proposto para a sedimentação nas bacias terrígenas (~ 570-540 Ma). Mas, até o momento suas relações com as bacias terrígenas não estão suficientemente estabelecidas.

A inversão e encurtamento das bacias da transição ocorreu com a colisão oblíqua entre os crátons sul-americanos (Rio de la Plata-Paraná-São Francisco) e africanos (Congo-Kalahari), situando-se os registros principais desse evento nas bacias ao redor de 530 Ma (*e.g.* Hama & Cunha, 1977; Teixeira, 1995, 2000) e pode ter sido recorrente até o fechamento total do oceano Adamastor, consumado com a Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 1999), ao redor de 490 Ma (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000).

Agradecimentos

Os autores agradecem enfaticamente a colaboração que lhes foi dispensada pelo geólogo Francisco de Assis Negri, pesquisador do Instituto Geológico da Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo, durante a compilação e discussão dos dados referentes às bacias vulcano-sedimentares dos estados do sul do país.

BACIAS DO ESTÁGIO DE TRANSIÇÃO DO DOMÍNIO SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Clovis Vaz Parente,
Deptº de Geologia, UFC, Fortaleza, CE
clovis@ufc.br

Wellington Ferreira da Silva Filho,
Deptº de Geologia, UFC, Fortaleza, CE
welfer@ufc.br

Afonso Rodrigues de Almeida,
Deptº de Geologia/UFC, Fortaleza, CE
afonso_almeida@uol.com.br

Introdução

As bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico da Província Borborema (PB) são conhecidas como bacias “molassóides”, em função da íntima relação temporal com o final de um ciclo orogênico (Brasiliano). Tratam-se de seqüências clásticas imaturas, compostas, sobretudo, por conglomerados, arenitos e folhelhos com passagens gradacionais entre si, de ambiente continental, associados ou não com magmatismo bimodal. Elas têm sido agrupadas, através da sua associação litológica e ambiente tectono-estratigráfico, em dois conjuntos distintos (*e.g.* Brito Neves, 1998): (i) bacias desenvolvidas ao longo de grandes zonas de cisalhamento lineares ou lineamentos tectônicos e, (ii) bacias de antepaís (antefossa) e intrafossas, localizadas no orógeno Sergipano, porção sudeste da PB, próximo à borda nordeste do Craton São Francisco. Nessas últimas, os eventos magmáticos são usualmente ausentes. Para maiores detalhes sobre as bacias do segundo grupo consultar, entre outros, Brito Neves (1998).

As bacias do primeiro grupo, que serão abordadas neste trabalho, estão localizadas no setor norte da Província

Borborema (Fig. 28). Encontram-se preservadas em estruturas tectônicas similares a grábens e/ou riftes, com dimensões afloantes que variam de 2 x 7 km (Bacia Iara) a 20 x 120 km (Bacia Jaibaras), com eixos maiores segundo NE-SW e E-W, ao longo das principais zonas de cisalhamento transcorrentes que recortam os terrenos pré-cambrianos desta Província. Entre essas bacias estão Jaibaras, Cococi/Rio Jucá, Sairi/Jaguarapi, Catolé/São Julião e Iara.

As bacias maiores encontram-se na borda oeste da Província Borborema, prolongando-se sob a Bacia do Parnaíba, onde se encontram recobertas por rochas sedimentares silurianas, enquanto as menores estão localizadas pelo interior da província.

O conhecimento sobre algumas dessas bacias remonta ao século XIX (Torquato, 1995; Torquato & Nogueira Neto, 1996). Entretanto, deve-se a Almeida (1967; 1969) a primeira análise sobre sua evolução tectônica dentro do contexto plataformal brasileiro. Segundo esse autor, o aparecimento dessas seqüências reflete o período paraplateformal, marcado pela consolidação dos “geossinclíneos brasileiros”, conhecidos atualmente como faixas móveis brasileiras, que precedeu o estabelecimento da Plataforma Sul-Americana. As bacias estudadas estão associadas ao estágio de transição *sensu* Almeida *et al.* (2000), que se desenvolveu do Neo-Proterozóico III (Vendiano) ao final do Cambriano, compreendendo, em parte, a Seqüência Alfa, proposta por Soares *et al.* (1974; 1978).

Aos trabalhos pioneiros de Almeida (1967; 1969) seguem-se inúmeros outros de integração regional como, por exemplo, Soares *et al.* (1974; 1978), Mello (1978), Mabesoone *et al.* (1981), Brito Neves (1975; 1983), Schobbenhaus *et al.* (1984), Santos *et al.* (1984), Santos & Brito Neves (1984), Brito Neves & Cordani (1991), Brito Neves (1998), Almeida *et al.* (2000) e, mais recentemente, Brito Neves (2002).

Além desses trabalhos de importância regional existem aqueles inerentes a cada bacia. No caso da Bacia de Jaibaras, Oliveira & Leonardos (1943) foram os primeiros autores a utilizar o termo “Série Jaibara”, que se modificou no decorrer dos trabalhos de Kegel *et al.* (1958), Winge (1967), Mabesoone *et al.* (1971) e Danni (1972). Costa *et al.* (1973) denominaram de Grupo Jaibaras o preenchimento do gráben homônimo e também outras ocorrências sedimentares ao longo da Bacia de Sairi (Sousa & Sabadia, 1988). Seguem-se os trabalhos de Novais *et al.* (1979), Jardim de Sá *et al.* (1979), Nascimento & Gava (1979), Costa *et al.* (1979), Nascimento *et al.* (1981), Hackspacher *et al.* (1988), Gorayeb *et al.* (1988), Abreu & Lafon (1991), Gorayeb *et al.* (1991), Hackspacher *et al.* (1991), Tavares Jr. *et al.* (1991), Gaudette *et al.* (1993), Abreu *et al.* (1993), Mabesoone (1994), Quadros *et al.* (1994), Quadros & Abreu (1995), Quadros (1996), Almeida (1998), Oliveira (1999, 2001) e Oliveira & Mohriak (2003). No geral, a estratigrafia do Grupo Jaibaras segue aquela proposta por Costa *et al.* (1973), que da base para o topo, apresenta as formações Massapê (brechas e conglomerados), Pacujá (arenitos finos e rochas pelíticas), Parapuá (vulcânicas bimodais) e Aprazível (conglomerados a brechas). Associação litológica equivalente a do Grupo Jaibaras acha-se presente também na Bacia de Sairi (Costa *et al.*, 1973), porém com ocorrência muito localizada de hipobassais da Formação Parapuá (Sousa & Sabadia, 1988).

A seqüência sedimentar da Bacia de Cococi (Rio Jucá), identificada, pioneiramente, por Moraes *et al.* (1963), foi denominada por Oliveira *et al.* (1974) de Formação Rio Jucá e dividida, da base para o topo, nas fácies “Arcósio” (conglomerados, brechas e arenitos arcósios), “Folhelho” e “Conglomerado”. Em Cavalcante *et al.* (1983), a Formação Rio Jucá aparece como grupo, composto da base para o topo das formações Angico Torto (fácies “Arcósio”), Cococi (fácies “Folhelho”) e Melancia (fácies “Conglomerado”).

A Bacia de Catolé (São Julião/Mandacaru - Brito Neves, 1998) foi estudada primeiramente por Lopes Filho *et al.* (1982), que reuniram a associação vulcano-sedimentar eopaleozóica, juntamente com rochas metassedimentares de fácies xisto verde, na “Unidade Catolé”. Parente (1984) elevou a “Unidade Catolé” ao status de formação e a utilizou para representar somente a seqüência vulcano-sedimentar da bacia. Esse autor observou também que a seqüência vulcano-sedimentar se encontrava recortada por rochas graníticas alcalinas a subalcalinas, conhecidas como Granito Mandacaru. Criou ainda a Formação Tamboril para representar as brechas conglomeráticas polimíticas que repousavam em discordância sobre essas unidades e sotopostas à Formação Serra Grande da Bacia do Parnaíba, e incorporou as rochas metassedimentares adjacentes à bacia na Seqüência São Julião.

A Bacia de Iara, localizada na porção centro-sul do Estado do Ceará, ao longo do Lineamento Patos, foi reconhecida pioneiramente por Prado *et al.* (1980). É preenchida por duas associações sedimentares e/ou vulcano-sedimentares, dominadas por conglomerados, brechas, arenitos e siltitos, com produtos de vulcanismo bimodal intercalados, agrupados na Formação Iara por Parente *et al.*, (1990).

Contexto Geológico

As bacias estudadas, considerando-se as diferenças entre si em função da própria disparidade de tamanho, são preenchidas por seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados, associadas ou não a magmatismo anorogênico em diferentes pulsos. Em geral, são controladas por zonas de cisalhamentos transcorrentes NE-SW ou E-W: Bacia de Jaibaras - lineamentos Sobral-Pedro II, a leste, e Café-Ipueiras, a oeste; Cococi/Rio Jucá - Zona de cisalhamento Senador Pompeu; Iara - Lineamento Patos, ao norte, e Zona de Cisalhamento Cuncas, ramificação do Lineamento Patos, ao sul; Sairi - Zona de Cisalhamento Jaguarapi, e; Catolé/São Julião - Zona de Cisalhamento Tatajuba. Essas zonas de cisalhamentos são de caráter recorrente, marcadas pela superposição de estruturas ora dúcteis, ora rúpteis (brechas de falhas com fragmentos de milonitos, cataclastos e pseudotaquilitos).

Associação Sedimentar

As bacias sedimentares abordadas neste trabalho apresentam, em geral, duas seqüências estratigráficas com associações faciológicas compostas por ruditos, arenitos e pelitos subordinados, separadas por uma discordância de caráter bacial. Essas discordâncias foram reconhecidas por diversos autores em todas as bacias abordadas, caracterizando-se pelo extensivo truncamento erosivo das unidades subjacentes e pela presença de clastos litificados dos sedimentos sotopostos nos depósitos sobrejacentes (Costa *et al.*, 1973; Oliveira *et al.*, 1973; Parente, 1984; Sousa & Sabadia, 1988; Parente *et al.*, 1990).

Em geral, as bacias de Jaibaras, Sairi, Cococi, Catolé e Iara apresentam preenchimento sedimentar e/ou vulcano-sedimentar recorrente, com fácies rudíticas nas porções basais/proximais que gradam para arenitos, por vezes associados com pelitos, nas porções de topo/distais. O magmatismo é extrusivo e hipo-abissal de composição bimodal, com granitos alojados nas zonas de borda das bacias de Jaibaras e Catolé. Nas bacias de Sairi e Cococi, por outro lado, não foram identificadas até agora intercalações vulcânicas no preenchimento sedimentar.

O intervalo máximo em que ocorreu a deposição das seqüências estratigráficas, denominadas neste trabalho de seqüências Alfa Inferior e Alfa Superior, é de cerca de 120

Ma, balizado entre a colocação do enxame de diques Aroeira no Vendiano (cerca de 562 Ma ; Sial & Long, 1987; Tavares *et al.*, 1990), tido como precursor à sedimentação da Bacia de Jaibaras (Almeida, 1998), e o início da sedimentação na Bacia do Parnaíba no Eo-Siluriano (Oliveira & Mohriak, 2003), no máximo a 440 Ma. Considerando-se os hiatos temporais, o período efetivo de sedimentação foi menor, correspondente a ciclos de 2ª ordem (107 a 108 Ma; Assine, 2001).

Nas bacias de Jaibaras e Catolé, uma discordância erosiva trunca os granitos Meruoca e Mandacaru, respectivamente, os quais são intrusivos nas associações litológicas da seqüência basal. Levando-se em conta que a idade dos granitos se situa entre 540 e 530 Ma (ver “Associação Magmática”) e que as determinações radiométricas utilizadas têm precisão da ordem de uma a duas dezenas de Ma, pode-se estimar uma idade mínima para a seqüência Alfa Inferior e máxima para a seqüência Alfa Superior. Dessa forma, a primeira teria se depositado entre 560 e 535 Ma, enquanto que a última, entre 535 e 440 Ma.

Novais *et al.* (1979) obtiveram uma datação Rb/Sr (rocha total) de 535 ± 27 Ma para a Formação Pacujá do Grupo Jaibaras (Seqüência Alfa Inferior), a qual pode representar tanto a idade da sedimentação quanto do anquimetamorfismo devido ao soterramento. Na hipótese da idade representar a sedimentação e tendo em vista o grau de precisão da datação, a deposição da Formação Pacujá teria ocorrido no intervalo Vendiano-Cambriano. Se a idade obtida representa o anquimetamorfismo, a deposição deve ter se dado anteriormente, provavelmente durante o Vendiano. Novais *et al.* (1979) obtiveram também para as rochas vulcânicas pertencentes à Formação Parapuú, idade K/Ar de 510 e 480 Ma, interpretadas como idades de resfriamento, próxima à sua colocação na crosta. Se essas rochas relacionam-se ao vulcanismo concomitante à deposição do Conglomerado Aprazível (ver adiante), as idades obtidas, próximas ao limite cambro-ordoviciano, são coerentes com o intervalo de deposição da Seqüência Alfa Superior.

A Seqüência Alfa Inferior apresenta espessura calculada de 2600 m na Bacia de Jaibaras (Costa *et al.*, 1973) e de 3000 m na Bacia de Cococi (Oliveira *et al.*, 1974), enquanto que a Seqüência Alfa Superior se apresenta com espessura da ordem de 450 m na Bacia Jaibaras (Costa *et al.*, 1973). Porém, os valores acima foram obtidos do levantamento de seções superficiais, devendo ser encarados com cautela, já que não existem dados de perfurações ou geofísicos que os corroborem.

A natureza e articulação das fácies sedimentares e sua relação com o magmatismo sincrônico ao desenvolvimento das bacias foram os parâmetros utilizados para correlação esboçada na presente síntese, em adição ao posicionamento das discordâncias de escopo bacial. Entretanto, a correlação apresenta um grau menor de incerteza apenas entre as Bacias de Jaibaras e Catolé, dado o posicionamento estratigráfico e idade dos granitos Meruoca e Mandacaru, respectivamente. Para as outras bacias, a correlação é especulativa, baseada em sua posição estratigráfica relativa e associações faciológicas. A Fig. 29 esquematiza as diferentes seqüências no interior das bacias de Jaibaras, Cococi, Catolé e Iara.

Seqüência Alfa Inferior (Vendo-Cambriano)

Nas bacias de Jaibaras e Sairi, os depósitos basais, englobados na Formação Massapê, constituem-se de conglomerados e brechas polimíticas, sustentados predominantemente pelo arcabouço (Fig. 30). São pouco organizados nas porções proximais, por vezes com gradação inversa na base das camadas de espessura decimétrica. Porém, adquirem uma maior organização nas porções mais distais, apresentando camadas centimétricas com gradação normal e aumento do percentual de

matriz para o topo, no contato interdigitado com os arenitos da Formação Pacujá. Os clastos do arcabouço variam de tamanho, indo de seixos até matacões, compondo-se de gnaisses, quartzo de veio, anfíbolitos, arenitos arcosianos micáceos das unidades litoestratigráficas mais antigas, particularmente do Grupo Ubajara na faixa móvel brasileira Médio Coreá (Costa *et al.*, 1973). A matriz é arenosa fina cinza-arroxeadada e endurecida. Observa-se orientação de eixos maiores de clastos, tanto paralela quanto perpendicular aos limites das camadas.

Na Bacia de Cococi, os conglomerados e as brechas polimíticas da Formação Angico Torto (Oliveira *et al.*, 1974) apresentam-se em sua maioria sustentados por uma matriz arenítica mal selecionada e possuem cor avermelhada. Os clastos do arcabouço são compostos por granitos alcalinos, riolitos, gnaisses, milonitos, feldspato e quartzo, cujo tamanho varia de seixo a matacão. A matriz é arenosa e mal selecionada. As camadas conglomeráticas possuem espessura de até 1 m e, em geral, apresentam-se desorganizadas, algumas com gradação normal incipiente e clastos com eixos paralelos ao limite das camadas. No topo podem ocorrer camadas centimétricas de arenitos grossos com estratificação plano-paralela a cruzada tabular.

Na Bacia de Catolé, as brechas da Formação Catolé apresentam-se sustentadas por uma matriz pelítica e possuem cor cinza esverdeada a cinza arroxeadada, com seixos de meta-grauvacas, granitos e rochas vulcânicas subordinados (Parente, 1984).

Na Bacia de Iara, a base da formação Iara apresenta conglomerados desorganizados, suportados por uma matriz de grauvacas fina cinza clara, com clastos do arcabouço compostos por quartzo e/ou milonitos cujo tamanho varia de seixo a calhaus (Parente *et al.*, 1990).

Em todas as bacias, os ruditos basais gradam vertical e lateralmente para arenitos. Nas bacias de Jaibaras e Sairi, os arenitos finos a médios da Formação Pacujá se apresentam arcosianos e micáceos, em camadas decimétricas bem estratificadas e intercalados com folhelhos (Fig. 31), com os conglomerados ocorrendo de forma subordinada.

As camadas areníticas são maciças ou apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, por vezes com laminação convoluta. Na superfície de topo podem ocorrer marcas onduladas simétricas e assimétricas, associadas a estratificações cruzadas *micro-hummockys*. A superfície basal pode ser erosiva, com intraclastos pelíticos na porção inferior das camadas. Já as camadas pelíticas possuem espessuras centimétricas, cor arroxeadada típica, laminação plano-paralela e, por vezes, gretas de contração (Costa *et al.*, 1973; Gorayeb *et al.*, 1988; Quadros *et al.*, 1994).

Na Bacia de Cococi, a porção superior da Formação Angico Torto apresenta características faciológicas idênticas às da Formação Pacujá, porém com a ocorrência de arenitos com estruturas sigmoidais amalgamados com feições de fluidização. Apresentam intraclastos argilosos junto ao contato erosivo basal, seguidos de laminações cruzadas e estratos cruzados planares de baixo ângulo. No topo, podem ser capeados por arenitos conglomeráticos em camadas com gradação normal e estratificações cruzadas planares. As fácies arenosas gradam para as associações heterolíticas da Formação Cococi. Os pelitos possuem estratificação plano-paralela e as camadas areníticas, de espessura centimétrica e geometria tabular, apresentam-se maciças ou com estratificação plano-paralela. Em uma camada observou-se uma seqüência de Bouma completa. Na região do povoado de Cococi, são comuns marcas onduladas simétricas e assimétricas, por vezes com padrões de interferência, e gretas de contração (Fig. 32).

Na Formação Cococi, na porção sudeste da bacia, observa-se uma sucessão granocrescente e estratocrescente

para o topo, de arenitos e conglomerados.

Nas bacias de Catolé e Iara, os arenitos que sucedem as brechas basais são finos e arcosianos, em camadas de espessuras centimétricas a métricas que gradam para pacotes silticos marrom chocolate ou esverdeados. As estruturas sedimentares incluem estratificação plano-paralela, com feições de convolução e marcas de onda assimétricas (Parente, 1984; Parente *et al.*, 1990).

As fácies basais da Bacia de Jaibaras se articulam em sistemas deposicionais lateralmente contíguos, como resultado da sedimentação em leques aluviais que prograram em um corpo aquoso submetido, na maior parte do tempo, a processos de baixa energia, porém afetado esporadicamente por ondas de tempestade e erupções vulcânicas. Não obstante as fácies geradas por ondas de tempestade possam sugerir uma conexão com mar aberto, as feições observadas não representam indícios inequívocos de sedimentação marinha, como depósitos de planície de maré, fósseis e icnofósseis. Tampouco a estratificação cruzada *hummocky* seria indicio exclusivo de ambiente marinho, já que pode se formar em lagos de grande extensão superficial sujeitos a tempestades (Talbot & Allen, 1996). Dessa forma, a natureza marinha, de pelo menos parte da associação faciológica de ambiente subaquoso na Bacia de Jaibaras, permanece em aberto à espera de novas informações. No entanto, para os depósitos correlatos nas outras bacias, uma origem lacustre parece a mais provável.

Essa interpretação, em seu aspecto geral, parece ser válida para os conjuntos de fácies relativos à Seqüência Alfa Inferior em todas as bacias aqui abordadas, com particularidades locais. Comprovadamente, as rochas rudíticas apresentam algumas das características que em geral são atribuídas a fluxos de detritos, segundo Nemec & Steel (1984): camadas tabulares com erosão basal limitada ou insignificante (geometria geral lenticular); gradação ausente ou incipiente; estruturação maciça ou pouco desenvolvida; camadas texturalmente bimodais ou polimodais, sustentadas pelo arcabouço ou pela matriz, contendo usualmente alguns calhaus e matacões “superdimensionados” com relação aos tamanhos mais frequentes. As fácies sustentadas por uma matriz de conteúdo argiloso, na falta de informações mais detalhadas, podem ser atribuídas a fluxos de detritos plásticos (Schultz, 1984). Já as características das fácies sustentadas pelo arcabouço ou por uma matriz arenosa, como aparência maciça, gradação normal incipiente, gradação inversa na base das camadas e clastos com eixo maior paralelizado ou verticalizado em relação ao acamamento, relacionam-se a produtos de fluxos de detritos pseudoplásticos (Schultz, 1984).

A interação dos ruditos com os arenitos e fácies heterolíticas de ambiente subaquoso raso é marcada por feições que indicam interfaces deltáicas. Entre elas têm-se camadas conglomeráticas com importantes capas arenosas, melhor organização interna com gradação normal e aumento do percentual de matriz arenosa para o topo (depósitos de fluxos de massa subaquosos; Nemec & Steel, 1984), no contato das formações Massapê e Pacujá na Bacia de Jaibaras, arenitos com características de sigmoides deltáicos (Della Fávera, 2001) e depósitos turbidíticos (*flysch like delta front*) na Bacia de Cococi.

Baseando-se nas informações mais detalhadas obtidas nas bacias de Jaibaras e Cococi, e extrapolando-se para as outras bacias, a Seqüência Alfa Inferior representa os produtos de tratamentos de sistemas de leques deltáicos prográdantes em corpos lacustres (e mares rasos?), por vezes, associados a vulcanismo.

Seqüência Alfa Superior (Cambro-Ordoviciano)

Nas bacias de Jaibaras e Sairi, os conglomerados superiores são sustentados por um arcabouço cuja granulometria

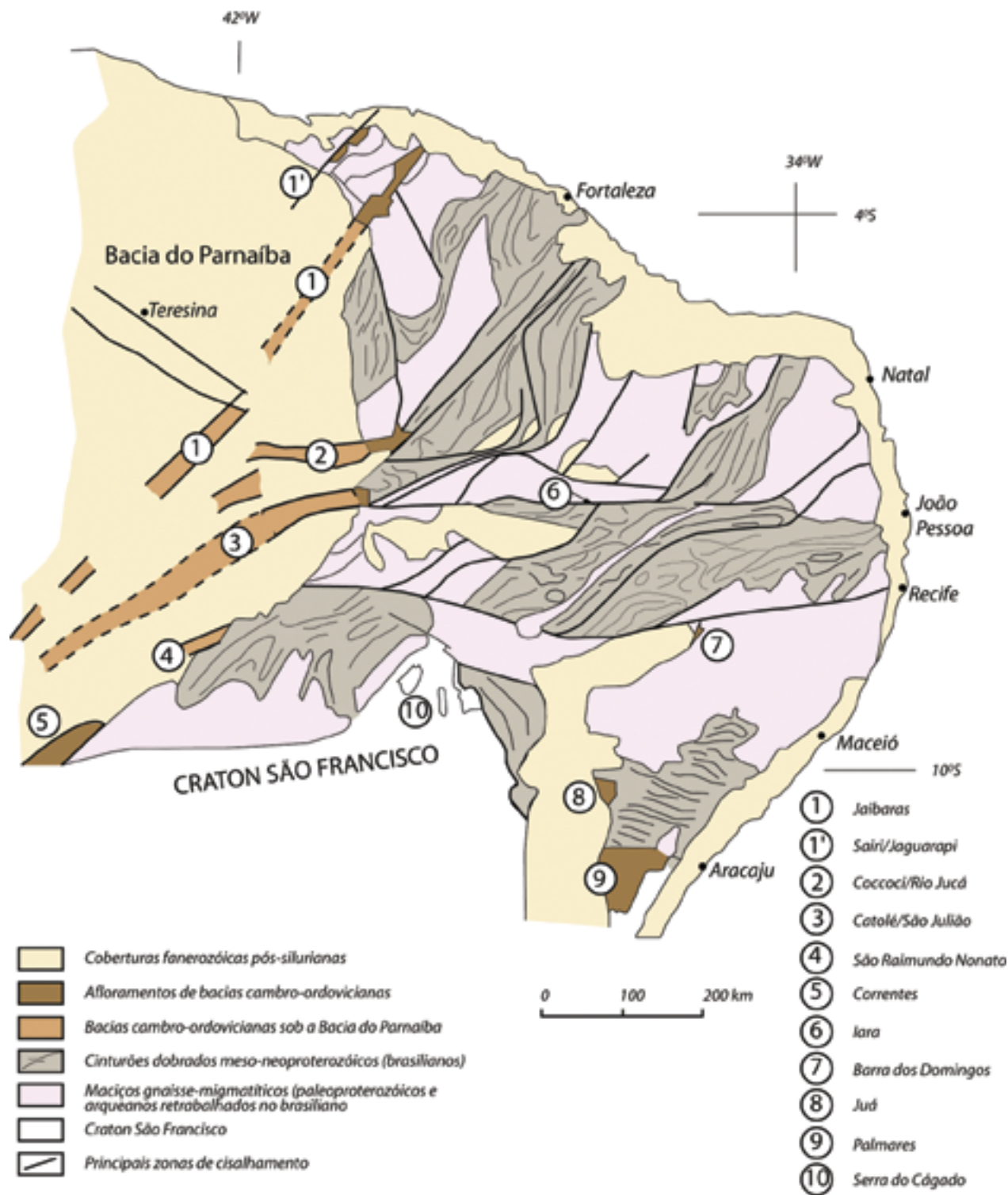


Fig. 28 - Esboço Geológico da Província Borborema, mostrando a distribuição das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico. Modificado de Brito Neves, 1998

- Geological sketch-map of Borborema Province showing the distribution of sedimentary successions deposited at the Proterozoic-Fanerozoic transition

varia de seixo a matacão, em meio a uma matriz arenosa. Na Baía de Jaibaras, os clastos são constituídos principalmente por rochas vulcânicas (ausentes na Baía de Sairi - Sousa & Sabadia, 1988), incluindo basaltos, diabásios, gabros, dacitos e riolitos. Ocorrem também clastos do embasamento adjacente (Granito Meruoca e Grupo Ubajara), além de sedimentos das formações Pacujá e Massapê (Costa *et al.*, 1973). Alguns dos clastos vulcânicos apresentam bordas ou golfos invadidos pela própria matriz clástica, indicativos de plasticidade no momento da incorporação ao sedimento. Ocasionalmente, ocorrem intercalações lenticulares descon-

tínuas de riolito (Fig. 33), de comprimento métrico e espessura centimétrica (~5cm) em meio a conglomerados organizados, materializando, em parte, o sincronismo do vulcanismo com a sedimentação clástica

No geral, as camadas clásticas têm espessura decimétrica a métrica, geometria tabular e contatos basais bruscos, às vezes erosivos. Apresentam-se maciças, com gradação normal e, por vezes, inversa apenas na base da camada. Estratificações incipientes, quando presentes, são plano-paralelas ou cruzadas tabulares/tangenciais. No topo das camadas são comuns arenitos médios a finos estratificados. As

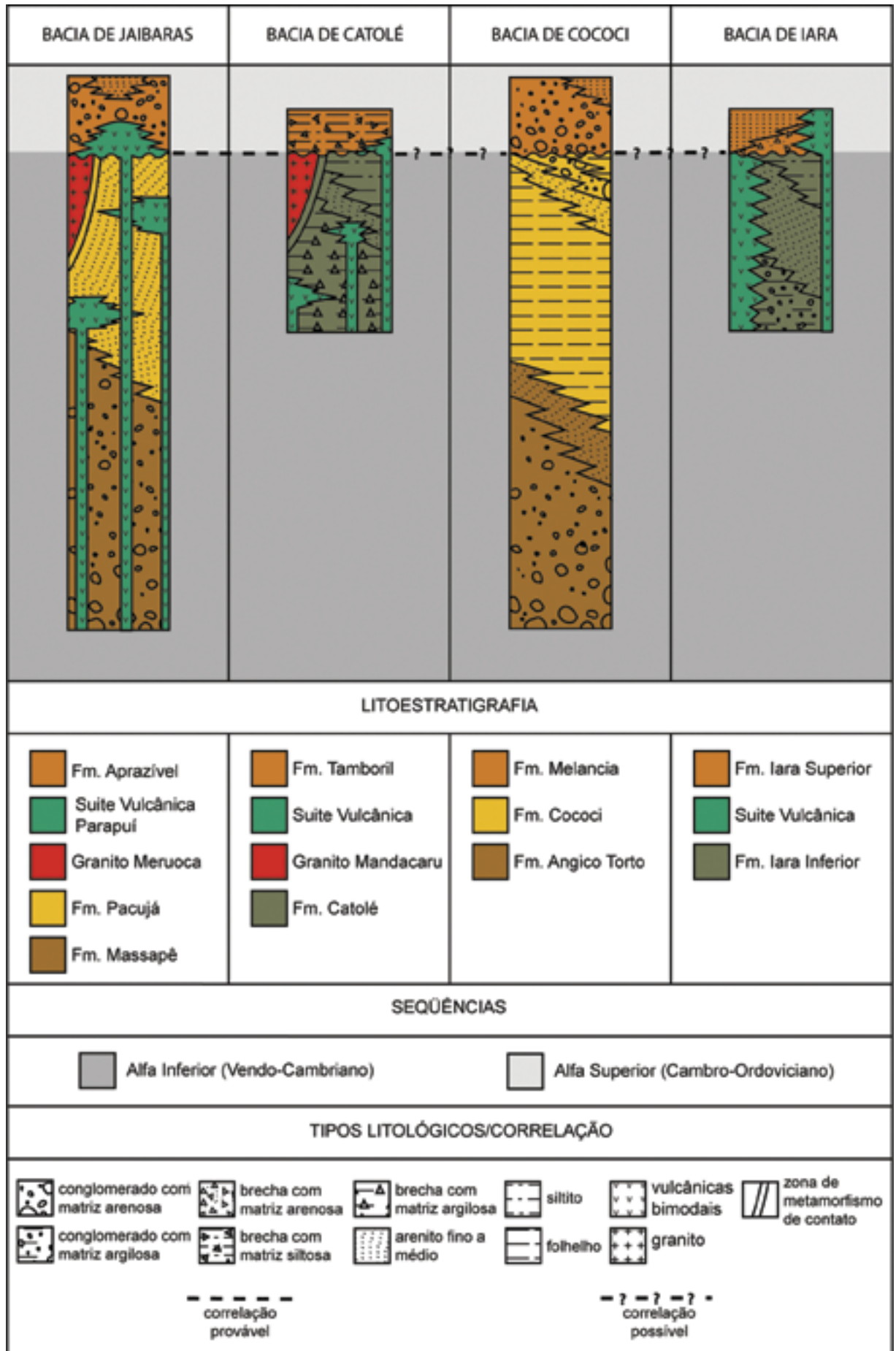


Fig. 29 - Seção esquemática das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico da porção norte da Província Borborema - Schematic sections of basins deposited at the Proterozoic-Phanerozoic transition in the northern Borborema Province

camadas conglomeráticas apresentam tendência à granodecrescência e estratodecrescência para o topo, com concomitante aumento da participação de camadas de arenitos arcósianos e localmente micáceos, de cor rósea a avermelhada, apresentando-se maciços ou estratificados. Subordinadamente, ocorrem associações heterolíticas de arenitos finos/siltitos. Os arenitos apresentam laminação plano-paralela, laminação cruzada e feições de fluidização, além de marcas onduladas simétricas a assimétricas ou lineações primárias no topo das camadas. Os siltitos possuem cor roxa-acinzentada, laminação plano-paralela e gretas de contração (Quadros *et al.*, 1994).

Na Bacia de Cococi, os ruditos da Formação Melancias têm sua superfície basal marcada por uma discordância erosiva, acima da qual se depositaram conglomerados e brechas sustentadas pelo arcabouço, com predominância de seixos de quartzo e das rochas sedimentares subjacentes (Oliveira *et al.*, 1974), em meio a uma matriz arenosa. No topo, podem ocorrer intercalações de arenitos finos, siltitos e até mesmo termos mais pelíticos (Vasconcelos *et al.*, 1998).

A seqüência superior na Bacia de Catolé, denominada Formação Tamboril, representa um pacote de brechas conglomeráticas desorganizadas, que recobre em discordância erosiva as unidades sedimentares e ígneas sotopostas, inclusive o granito Mandacaru (Parente, 1984). É possível que haja relação temporal com as lavas de basaltos andesíticos posicionadas acima desse granito. Os clastos do arcabouço variam de tamanho até calhaus e são constituídos por arenitos arcósianos, siltitos, dacitos, microgranitos, quartzo-pórfiros, metarcósios e filitos, distribuídos caoticamente numa matriz siltítica arcósiana.

Na Bacia de Iara, a seqüência vulcano-sedimentar do topo da Formação Iara se constitui de brechas sustentadas pelo arcabouço e desorganizadas que se sobrepõem discordantemente aos tipos litológicos da seqüência basal. O arcabouço é constituído por clastos de basaltos, riolitos, riolitos, tufo, granitos, arenitos, siltitos, etc. A matriz é quartzo-arenítica e o cimento é ferruginoso. Esta fácies grada para arenitos vulcanogênicos finos a médios e maciços. O vulcanismo básico a intermediário contemporâneo teve natureza efusiva e/ou explosiva, provavelmente em ambiente sedimentar saturado em água (Parente *et al.*, 1990).

As características gerais dos conglomerados da Formação Aprazível, principalmente sua geometria tabular e o grau de desorganização, apontam para a deposição por processos de fluxos de massa no sentido de Nemec & Steel (1984), onde os termos mais desorganizados (maciços, com gradação normal pouco desenvolvida e gradação inversa na base dos estratos), sustentados pelo arcabouço e com matriz arenosa, representam fluxos de detritos pseudoplásticos (Schultz, 1984). Os termos com gradação normal desenvolvida e estratificações plano-paralelas/cruzadas incipientes depositaram-se a partir de fluxos de sedimentos fluidais ou hiperconcentrados (Nemec & Steel, 1984). A presença freqüente de capas arenosas estratificadas indica o retrabalhamento do topo dos fluxos de massa por fluxos aquosos, em ambiente subaéreo. A associação com produtos vulcânicos, ainda em estado plástico, atesta o sincronismo, pelo menos parcial, desses fluxos de massa com a atividade eruptiva, permitindo a caracterização dos depósitos como *lahars* (Orton, 1996). Os arenitos intercalados às porções distais das fácies conglomeráticas são bem parecidos com aqueles associados aos ruditos Massapê, indicando uma deposição em ambiente subaquoso raso e de baixa energia, provavelmente lacustre.

Dada a inexistência de informações mais detalhadas a respeito das associações faciológicas correlatas nas outras bacias, mas tendo em vista suas características texturais e composicionais, pode-se interpretá-las como produtos de fluxos de detritos subaéreos, os quais interagiram eventual-

mente com corpos aquosos rasos, provavelmente lacustres. Uma natureza vulcanoclástica, porém, pode ser atribuída para as brechas do topo da Formação Iara.

Associação Magmática

Diversas manifestações magmáticas intrusivas e extrusivas pós-brasileiras acham-se presentes dentro e adjacente aos limites dessas bacias. As primeiras manifestações são enxames de diques escalonados de rochas subvulcânicas, representadas por basaltos, quartzo-dioritos, dacitos, riolitos e riolitos pórfiros, estes últimos dominantes, que ocorrem nas bordas dessas bacias, em particular na borda das bacias de Jaibaras e Cococi (Almeida, 1998). Datações radiométricas Rb-Sr, em rocha total, de alguns dos diques que afloram na borda da Bacia de Jaibaras, obtidas por diversos autores, indicam idades 580 Ma (Novais *et al.* 1979); 562 ± 19 Ma (Sial & Long, 1987); 562 ± 10 Ma (Tavares *et al.*, 1990).

As rochas magmáticas presentes no interior dessas bacias são predominantemente extrusivas, bimodal, e de ambiente continental, que se associam e/ou recortam as seqüências sedimentares, em diferentes porções estratigráficas. As rochas máficas, mais volumosas, apresentam espessuras variadas e, em alguns casos, alcançam 350 m (e.g. Bacia de Jaibaras, Costa *et al.* 1973). As rochas vulcânicas, como um todo, apresentam natureza alcalina e toleítica e encontram-se alteradas hidrotermalmente, sendo as alterações sódicas e propílicas os tipos mais comuns.

As rochas vulcânicas máficas variam em composição e em textura, e consistem de basaltos, basalto-andesíticos com níveis amigdaloidais, mugearitos, hawaiiitos com teores de SiO_2 entre 43 a 54%, enquanto as rochas félsicas são constituídas por riolitos, com teores de $\text{SiO}_2 > 70\%$. A natureza alcalina da série máfica é corroborada, entre outras feições, pela presença de minerais como olivina e de nefelina normativa em algumas amostras, enquanto o alto teor de FeO total (10 a 16%) e a presença de quartzo normativo em algumas rochas basálticas indicam uma natureza transicional para a série toleítica. Isso sugere que sua origem está associada a diferentes taxas de fusão do material mantélico. Juntos a esses tipos litológicos incluem-se alguns termos subvulcânicos e plutônicos como diabásio e hornblenda gabro, modificados parcialmente por alteração hidrotermal.

As rochas vulcânicas máficas, junto com as rochas hipo-abissais, constituem cerca de 80% dos corpos mapeados e são resultados de manifestações policíclicas. O caráter recorrente do vulcanismo é marcado tanto por fragmentos de lavas amigdaloidais, juntamente com fragmentos de rochas sedimentares incorporados por lavas maciças, como pela sua *mise en place* em diversas posições estratigráficas na bacia, que vai da base (e.g. Formação Catolé) ao topo das seqüências sedimentares (Formação Aprazível).

As rochas intrusivas ocorrem, sobretudo, nas bordas de algumas das bacias, particularmente, das bacias de Catolé e Jaibaras, onde recortam parcialmente o conjunto vulcano-sedimentar basal e desenvolvem uma discreta auréola termometamórfica nas rochas encaixantes. São representadas por plutonismo granítico anorogênico, tipo A, de dimensão *stock* a batolítica (Granito Mandacaru, granitos Meruoca e Mucambo, respectivamente) e de composição e textura variadas. O granito Mandacaru, o menor dos corpos intrusivos (18 km^2) apresenta, pelo menos, cinco fácies petrográficas: fácies granodiorito, fácies pegmatóide, fácies granófiro pórfiro, fácies granito hololeucocrático e fácies *rapakivi*. São fácies, em geral, leucocráticas, em que os minerais ferromagnesianos, representados por hornblenda e, subordinadamente, biotita, constituem menos de 10% do volume da rocha (Parente 1984; Parente *et al.*, 1987). O plúton Mucambo



Fig. 30- Conglomerado clasto-suportado da Formação Massapê. Arcabouço composto por clastos do embasamento pré-cambriano adjacente, com matriz arenítica muito fina ferruginosa. Corte da antiga estrada de ferro na cidade de Massapê, Estado do Ceará. Coordenadas: 40° 21' 11,84" W; 3° 30' 48,89" S

- Clast-supported conglomerate of Massapê Formation. Framework comprised of clasts of neighbouring Precambrian basement, with ferruginous, very fine arenitic matrix. Old railroad cut in Massapê Town (Ceará State. Coordinates: 40° 21' 11,84" W; 03° 30' 48,89" S

ocupa uma área de 180 km², sendo constituído por rochas de granulação grossa, equigranular a porfirítica, com raros fenocristais de microclina atingindo 10 cm. Entre os termos petrográficos predominam os quartzos sienitos e quartzos-monzonitos granitos com hornblenda e biotita. O plúton Meruoca, o maior de todos, apresenta uma forma grosseiramente quadrada e ocupa uma área de 400 km². A maior parte do batólito é constituída por sieno-granitos e álcali-feldspato granito de granulação média a grossa e cor avermelhada. Em menor proporção, aparecem rochas graníticas cinza esverdeada contendo faialita. Para maior detalhes sobre estes dois últimos corpos graníticos consultar Sial *et al.*, 1981, Gorayeb *et al.* (1988), Sial (1989) e Almeida (1998). Diques e apófises de rochas básicas a ácidas, de possança reduzida, representadas por basalto-andesíticos, granófiros, riolitos, microgranitos e pegmatitos recortam tanto os granitos quanto às rochas vulcano-sedimentares dessas bacias, o que constitui atestado adicional da dinâmica recorrente desse magmatismo.

Em termos gerais, os plútons graníticos apresentam natureza alcalina à subalcalina, são isótopos na parte central e mostram-se fortemente orientados ou mesmo deformados nas bordas por cisalhamento rúptil. Próximo às zonas de cisalhamento, sobretudo no contato dos granitos com as rochas sedimentares, tem-se o desenvolvimento de uma pronunciada cataclase acompanhada, em alguns casos, de forte alteração hidrotermal, em particular propilitização, hematitização e sulfetação dos granitos. Isso é observado tanto junto ao Granito Mandacaru (*e.g.* Parente *et al.*, 1987), quanto, em

maior escala, no contato sul do Granito Meruoca com as rochas sedimentares do Grupo Jaibaras. Tais feições são equivalentes àquelas encontradas em depósitos da classe Cu-óxidos de Fe de Hitzman (2000), o que torna essas regiões alvos potenciais à formação de depósitos similares (*e.g.* Maas, 2003).

Além dessas intrusões graníticas, que se encontram diretamente em contato com as seqüências vulcano-sedimentares assinaladas, existem outros corpos graníticos contemporâneos que se desenvolvem nas imediações dessas bacias. Entre estas intrusões tem-se próximo à bacia do Jaibaras, recortando rochas do embasamento pré-cambriano, o Granito Tucunduba, ao norte, (574 Ma, método U-Pb, Santos 1999) e o Granito Serra das Barrigas, ao sul, (522 ± 7,6 Ma, método U-Pb; Mattos *et al.*, 2003), além de outras intrusões menores, como os albita granitos São Paulo e Morrinhos de Santa Quitéria, Ceará. Isso sublinha a estreita relação do magmatismo tardi-brasiliano com a tectônica que deu origem a essas bacias.

O conhecimento geocronológico desses granitos é ainda precário, uma vez que a maior parte das datações radiométricas foi realizada na década de 1980, através do método Rb-Sr em rocha total, e que grande parte dessas rochas graníticas experimentou prolongada interação com fluidos hidrotermais de baixa temperatura, provocando distúrbio no sistema Rb-Sr, comprometendo a interpretação dos dados analíticos (*e.g.* Sial, 1981). Este é, particularmente, o caso do Granito Meruoca que mostra três datações diferentes:

Fig. 31 - Arenitos finos e estratificados intercalados com delgadas camadas pelíticas da Formação Pacujá. Sangradouro do açude da Fazendinha, Sobral-CE. Coordenadas: 40° 21' 04,57" W; 03° 36' 55,59" S

- Fine, stratified sandstone interbedded with thin pelitic layers of Pacujá Formation. Spillings of the Fazendinha dam, Sobral City -Ceara State. Coordinates: 40° 21' 04,57" W; 03° 36' 55,59" S



540 ± 7 Ma (Novais *et al.* 1979); 507 ± 36 Ma (Sial *et al.*, 1981) e 485 ± 14 Ma (Sial & Long, 1987). Não obstante, algumas datações Rb-Sr têm sido confirmadas através do método U-Pb. Para o Granito Mucambo, Sial *et al.* (1981) e Sial & Long (1987) obtiveram uma isócrona Rb-Sr com idade 548 ± 24 Ma e 548 ± 12 Ma, respectivamente, enquanto Fetter (1999) obteve para este granito, através do método U-Pb, idade 532 ± 7 Ma, compatível com os dados obtidos anteriormente. Para o Granito Mandacaru, Parente *et al.* (1987), obtiveram idade Rb-Sr de 550 ± 10 Ma, o que mostra que esses granitos são mais ou menos contemporâneos, ao redor de 540-530 Ma, na passagem Proterozóico-Fanerozóico.

Almeida (1998) reuniu as associações vulcano-plutônicas da Bacia de Jaibaras em três suítes magmáticas: A Suíte Aroeira (diques Coreáú; Oliveira, 2000; 2001), para representar os enxames de diques da borda ocidental da referida bacia; a Suíte Parapuí para designar o vulcanismo intrabacia e a Suíte Meruoca e Mucambo para os granitos anorogênicos. Para Almeida (1998) a maior parte dos diques exibe geometria compatível com aquelas de fraturas extensionais, associadas às zonas de cisalhamento. Esse mesmo autor, levando em consideração a questão do espaço para alojamento dos grandes corpos graníticos, considera que os batólitos de Meruoca e Mucambo tiveram sua "mise en place" grandemente controlada pela ZCSP II. Na Bacia de Cococi, os corpos intrusivos até agora observados são representados por apófises de pegmatitos gráficos de tamanho e espessura reduzidos que recortam os pelitos, localizados próximo à sua borda sul. Entretanto, ainda se conhece pouco sobre a litoestratigrafia dessa bacia, assim como a da Bacia Sairi que não se têm registros de corpos intrusivos.

Evolução Tectônica

Diversos modelos têm sido propostos para evolução dessas bacias, a saber: grábens preenchidos por molassas (Kegel *et al.*, 1958; Costa *et al.*, 1973; 1979; Brito Neves,

1975; Nascimento & Gava, 1979; Melo, 1978; Cavalcante *et al.*, 1983; Brito Neves *et al.*, 1984); bacias intermontanas preenchidas por sedimentos molássicos (Almeida, 1967; 1969; Danni, 1972; Mabesoone *et al.*, 1981); grábens preenchidos por seqüências vulcano-sedimentares (Parente & Fuck 1987; Quadros *et al.*, 1994; Quadros & Abreu, 1995); bacias *pull-apart* ou *rombo-graben* (Gorayeb *et al.*, 1988; Abreu *et al.*, 1988; Parente *et al.*, 1990; Vasconcelos *et al.*, 1998), bacias de extrusão (Brito Neves, 1998; 2002); rifte ativado (Oliveira 2000; 2001; Oliveira & Mohriak, 2003).

Embora já exista um conhecimento tectono-estratigráfico razoável sobre essas bacias, a maioria delas necessita ainda de um estudo pormenorizado para melhor modelar seu comportamento e solucionar sua história tectônica e sedimentar. Todavia, alguns detalhes já são comuns a todas as bacias.

No contexto geológico regional, essas bacias são essencialmente delimitadas e/ou controladas por zonas de cisalhamentos transcorrentes NE-SW ou E-W, algumas de dimensões continentais (Fig. 28). A maior parte dessas zonas de cisalhamentos que recorta a Província Borborema é de idade brasileira, com funcionamento entre 580 a 500 Ma de acordo com dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (e.g. Féraud *et al.*, 1992). Isso mostra que essas bacias eo-paleozóicas têm uma estreita relação espacial e temporal com esses cisalhamentos. As bacias associadas e/ou controladas por zonas de cisalhamento têm sido classificadas por exemplo, Sengor (1995), em dois grupos distintos: (i) bacias riftes ao longo das transcorrências sem componente extensional e, (ii) bacias riftes associadas à transtração, conhecida também como bacia rifte modificada.

As bacias do primeiro grupo desenvolvem-se ao longo de irregularidades encontradas na direção das falhas ou zonas de falhas transcorrentes, que podem conduzir a uma extensão ou compressão local. Nas zonas de curvas de divergência (*releasing bend*), formam-se as bacias de afastamento (*pull apart*), cuja geometria e distribuição da associação faciológica no interior da bacia se alteram em função do progresso da deformação.



Fig. 32 - Pelito cinza-esverdeado da Formação Cococi exibindo notáveis gretas de contração. Vilarejo de Cococi, CE. Coordenadas: 40° 25' 52,22" W; 06° 26' 42,71" S

- Grey to green pelite of Cococi Formation showing well-developed desiccation cracks. Cococi Village, Ceara State, coordinates: 40° 25' 52.22" W; 06° 26' 42.71" S

As bacias rifte associadas a transtração, conhecidas também como bacias rifte modificadas, correspondem aquelas bacias formadas por zonas extensionais, marcadas por um conjunto de falhas normais, oblíquas às principais margens da bacia, assemelhando-se a *tension gashes* em ambientes de zonas transcorrentes.

Em geral, essas bacias apresentam, entre outras, as seguintes características sedimentológicas (ver por exemplo, Nilsen & Sylvester, 1995; Cojan & Renard, 1999): (i) uma tendência à assimetria, tanto longitudinal quanto lateral em resposta a migração dos depósitos centrais devido ao movimento das transcorrências (ii) fácies sedimentares com variações laterais abruptas, bem como discordâncias locais; (iii) presença de períodos episódicos de rápida subsidência, resultando em espessas séries sedimentares; (iv) diferenças expressivas da espessura das seqüências estratigráficas, da

geometria das fácies e da freqüência de discontinuidades entre diferentes bacias na mesma região. Quanto ao magmatismo, embora essas bacias sejam conhecidas por atividades magmáticas pouco expressivas, alguns autores, como Einsele (1986; in Sengor, 1995) registraram expressiva ocorrência de rochas magmáticas, particularmente nas bacias rifte associadas a transtração.

As bacias estudadas apresentam, em geral, as características sedimentológicas supracitadas, bem como limites delineados por zonas de falhamentos transcorrentes, de caráter recorrente. Entretanto, o reconhecimento de pelo menos duas fases transtrativas, cada uma responsável pela formação e/ou modificação dessas bacias, acompanhada em parte por um vulcanismo bimodal, fissural, particularmente no interior das bacias Jaibaras, Catolé e Iara, pode-se melhor enquadrá-las como bacias rifte associadas a transtração.

Fig. 33 - Fluxo lenticular de riolito exibindo juntas de resfriamento, intercalada em conglomerado da Formação Aprazível. Sobral-CE. Coordenadas: 40° 18' 27,66" W; 03°31'5,59" S



- Rhyolitic lenticular flow exhibiting cooling joints, interbedded with conglomerate of Aprazível Formation, Sobral City-Ceara State. Coordinates: 40° 18' 27,66" W; 03° 31' 45,59" S

Isso é corroborado também por Almeida (1998), que ao fazer análise do conjunto dos cisalhamentos do domínio setentrional da Província Borborema, estabeleceu um modelo de evolução polifásica dessas bacias associada às transcorrências. Para Almeida (1998), o magmatismo precursor dessas bacias, representado pelos enxames de diques de rochas peralcalinas comendíticas de Tauá, Independência e Cococí, representaria fraturas extensionais ligadas a movimentação sinistral da zona de cisalhamento Tauá (ZCT), enquanto que o enxame de diques Aroeiras, com direção N70°E, seria fraturas extensionais representativas de paleotensores, cujo esforço principal máximo σ_1 , de direção E-W aproximada, provocou uma cinemática rúptil destal da zona de cisalhamento Sobral - Pedro II (ZCPII). O processo contínuo de deslocamento da ZCPII deu origem ao gráben Jaibaras em regime transtraccional (Fig. 34). De forma análoga, foram geradas as bacias de Sairi e Catolé e, provavelmente, as bacias de Iara e Cococi.

Uma vez instalado o processo de rifteamento crustal, a sedimentação e vulcanismo se fizeram em ambiente continental, empacotando sedimentos e lavas alternadamente. Os granitos Meruoca e Mocambo tiveram seu alojamento crustal em épocas posteriores à sedimentação basal e o início do vulcanismo Parapuí da Bacia Jaibaras, durante reativação sinistral da zona de cisalhamento Café Ipueiras. A colocação do granito Meruoca, se fez em um espaço *pull-apart* gerado por um movimento de reativação sinistral da zona de cisalhamento Café Ipueiras, propiciado por imperfeições, nessa zona de cisalhamento (Almeida, 1998). O granito Mucambo, de forma grosseiramente elipsoidal, representaria o preenchimento de uma ou mais fraturas extensionais paralelas, coalescidas e baloneadas, durante o mesmo movimento que gerou o espaço Meruoca.

O granito Meruoca mostra ainda, em toda sua porção aflorante, ao longo dos contatos com os sedimentos, planos de falhas com estrias sub-horizontais, enquanto os conglomerados da

Formação Aprazível se apresentam parcialmente verticalizados, como na estrada Sobral-Meruoca. Isso implica na existência de outras reativações das zonas de cisalhamento que podem, inclusive, mascarar os efeitos das intrusões graníticas junto às rochas sedimentares basais do Grupo Jaibaras, embora seja ainda reconhecível o metamorfismo de contato, marcado por auréolas termo-metamórficas de baixa temperatura.

Assim, pulsos de movimentação sincrônicos dessas zonas de cisalhamento ocasionaram a geração de espaço para o preenchimento vulcano-sedimentar e colocação dos granitos, controlando a formação das tectono-seqüências nas bacias de transição.

Ainda que preliminar, o modelo ora apresentado é uma tentativa de explicar a evolução tectônica integrada dessas bacias associadas aos cisalhamentos, como já iniciado por Almeida (1998). Entretanto, estudos estratigráficos e tectônicos mais sistemáticos e de maior detalhe, acompanhados de novos dados geocronológicos, são necessários para aprimorar o conhecimento dessas bacias.

Conclusões

A evolução dessas bacias, representando um regime de transição entre um período de mobilidade orogênica do Neoproterozóico para o início do estágio de estabilização no Eo-Paleozóico, evidencia um marco cronoestratigráfico na geohistória da Plataforma Sul-Americana, como delineado por Fernando Flávio Marques de Almeida na década de 1960.

O preenchimento sedimentar se organiza em duas seqüências separadas por uma discordância erosiva de caráter regional, que representam o produto da sedimentação em ambientes de leque aluvial a leque deltáico e subaquoso raso. A ação localizada de ondas de tempestade, identificada em depósitos da Formação Pacujá na Bacia de Jaibaras indica a existência de um corpo aquoso extenso, lacustre ou mesmo marinho raso. A

Seqüência Alfa Inferior foi depositada durante o Vendiano e início do Cambriano, enquanto que a Seqüência Alfa Superior depositou-se a cerca do limite Cambro-Ordoviciano, esta última notabilizada pela influência vulcânica na gênese dos depósitos de fluxos de detritos (*lahars*) da Formação Aprazível na Bacia de Jaibaras.

O magmatismo que acompanha essas sedimentações é do tipo bimodal, fissural, de natureza alcalina e toleítica, de caráter recorrente, cuja maior expressão ocorreu na Bacia de Jaibaras. Os corpos intrusivos desenvolvem-se sobretudo nas bordas, onde são responsáveis por uma discreta auréola termo-metamórfica de baixa temperatura nas unidades basais da Seqüência Alfa Inferior.

A organização dos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares dentro do novo paradigma da estratigrafia de seqüências, pode se revelar uma ferramenta imprescindível na análise integrada das bacias eo-paleozóicas da Província Borborema, norteando os trabalhos futuros. Essa abordagem certamente favorecerá a melhor compreensão do contexto geotectônico regional da Província Borborema no início do Fanerozóico.

Agradecimentos

Os autores deste trabalho gostariam de agradecer a inestimável colaboração do colega Gerson Luís Fambrini durante a execução de trabalhos de campo e pela revisão e sugestões do manuscrito, assim como a análise crítica e minuciosa do relator Professor Benjamin Bley Brito Neves que contribuiu para o aprimoramento deste trabalho.

Conclusões Gerais

Como pôde ser visto no transcórre deste capítulo, as bacias da transição situadas na Província da Borborema e nos setores Central e Meridional da Província Mantiqueira tiveram seu desenvolvimento entre o Neoproterozóico III (Vendiano superior) e o Ordoviciano Inferior a Médio, provavelmente, intervalo este situado aproximadamente entre 600-470 Ma. O registro estratigráfico mais completo que reflete esse intervalo encontra-se exposto na Bacia do Camaquã, como já afirmara Almeida (1969) e, como tal, ela se presta como referência para o estabelecimento de correlações regionais e inter-regionais com as demais bacias.

As unidades basais do Alosupergrupo Camaquã, alogrupos Maricá e Bom Jardim, encontram boa correspondência com as seqüências expostas na Bacia do Itajaí, considerando-se os aspectos da sedimentação continental aluvial seguida pela sedimentação parálica, separada no topo, através de discordância, por depósitos associados com fluxos gravitacionais subaquosos e, localmente (Bacia do Itajaí) torrenciais subaéreos. Entretanto falta na Bacia do Itajaí o registro do magmatismo shoshonítico (“Andesito Hilário”) que se manifestou expressivamente durante a sedimentação no Alogrupos Bom Jardim. Ausentam-se também na Bacia do Itajaí os depósitos superiores correspondentes aos alogrupos Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas, seja pela não deposição ou deposição seguida pela erosão dos mesmos. As unidades basais correspondem às molassas dobradas enquanto que as unidades subseqüentes, às molassas tardias, pouco deformadas, de Almeida *et al.* (1976; 1981).

Para as bacias vulcano-sedimentares situadas mais setentrionalmente nos estados de Santa Catarina e Paraná, a princípio podem ser estabelecidas correlações entre as unidades basais de Camaquã (~ 620-580 Ma) e as seqüências de Campo Alegre/Corupá, com vulcanismo félsico (Fm. Serra do São Miguel) situado ao redor de 598 Ma, e do Guaratubinha, situado ao redor de 606 Ma. Do ponto de vista da sedimentação e magmatismo associado, elas se diferenciam quanto ao fato de nessas últimas o vulcanismo ter um caráter

francamente explosivo sobrepujando a deposição clástica, o que sugere ambientes tectônicos distintos para a evolução dessas bacias. Já para a seqüência vulcano-sedimentar de Castro, com idades do vulcanismo riolítico situadas ao redor de 543 Ma, uma correlação poderia ser estabelecida com o Alogrupos Santa Bárbara (559-540 Ma), entretanto esta última é totalmente desprovida de magmatismo associado, enquanto que na primeira a sedimentação clástica é quase que totalmente subordinada ao vulcanismo ácido a intermediário. Entretanto há que ser considerado que nas bacias de Campo Alegre/Corupá, Guaratubinha e Castro os dados geocronológicos disponíveis são pontuais, quando não controversos, o que limita o estabelecimento de cronocorrelações mais consistentes.

Admitindo-se o intervalo aproximado de 570-540 Ma para a sedimentação nas bacias terrígenas e terrígeno-carbonáticas situadas nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Paraná, elas seriam cronocorrelatas com a deposição dos alogrupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara. Uma vez que as primeiras são totalmente desprovidas de magmatismo associado à sedimentação, poder-se-ia supor uma correlação tão somente com o Alogrupos Santa Bárbara (559-540 Ma), cujas fácies sedimentares encontram similares na maioria delas, distribuídos em ambientes continentais de planícies aluviais e em ambientes parálicos. Enquanto não se tem um estudo paleontológico mais acurado, as bacias de Pouso Alegre, Eleutério, Pico do Itapeva e Cajamar são passíveis de correlações bioestratigráficas apenas com seqüências dos grupos Corumbá, no Mato Grosso do Sul, do Arroyo Del Soldado, no Uruguai, e do Nama, na Namíbia. Do ponto de vista paleontológico as icnoespécies da Unidade Lamítica 2 de topo da Bacia do Camarinha permitiriam o estabelecimento de correlações com a unidade intermediária da Bacia do Camaquã, Alogrupos Santa Bárbara, além de possíveis correlações com a Bacia do Itajaí, situando uma deposição compreendida entre o Vendiano e o Cambriano.

Nas bacias da Província da Borborema as seqüências sedimentares dão conta de uma deposição desenvolvida em ambientes continentais de leques e planícies aluviais subaéreos que encontraram em ambiente lacustrino espaço para construções deltaicas. À sedimentação associou-se um vulcanismo fissural de natureza alcalina a toleítica, intrudidos na porção basal (Seqüência Alfa Inferior, Vendiana) por granitos anarogênicos de natureza alcalina a subalcalina. A sedimentação e vulcanismo associado tiveram seu início ao redor de 560 Ma, situando-se a base da Seqüência Alfa Superior ao redor de 550 Ma (ou 535 Ma, assinatura anquimetamórfica dos depósitos da Fm. Pacujá, Bacia de Jaibaras) com sedimentação estendida possivelmente até os limites do Cambro-Ordoviciano (510-480 Ma). Desse modo poder-se-ia aventar uma cronocorrelação entre os depósitos da Seqüência Alfa Inferior, das bacias do Borborema, com a deposição no Alogrupos Santa Bárbara e parte do Alogrupos Cerro do Bugio sotoposto, do Alosupergrupo Camaquã, enquanto que a Seqüência Alfa Superior seria cronocorrelata da Aloformação Pedra Pintada (540-470 Ma).

Verifica-se que houve um diacronismo entre os processos tectônicos e seus produtos nas bacias de uma província estrutural a outra e mesmo entre as bacias de uma mesma província, o que já fora ressaltado por Almeida (1969), Almeida *et al.* (1976; 1981; 2000), Brito-Neves *et al.* (1999), Campos Neto (2000), entre outros. Em geral a sedimentação preencheu calhas subsidentes situadas em crosta espessada pelo processo colisional (cavalgamento de nappes e lascas do embasamento) e orogênico, ou ocupou as regiões marginais de crátons ou blocos relativamente estáveis, onde a sedimentação carbonática não foi totalmente inibida pelo aporte terrígeno.

O magmatismo associado à sedimentação tardi-orogêni-

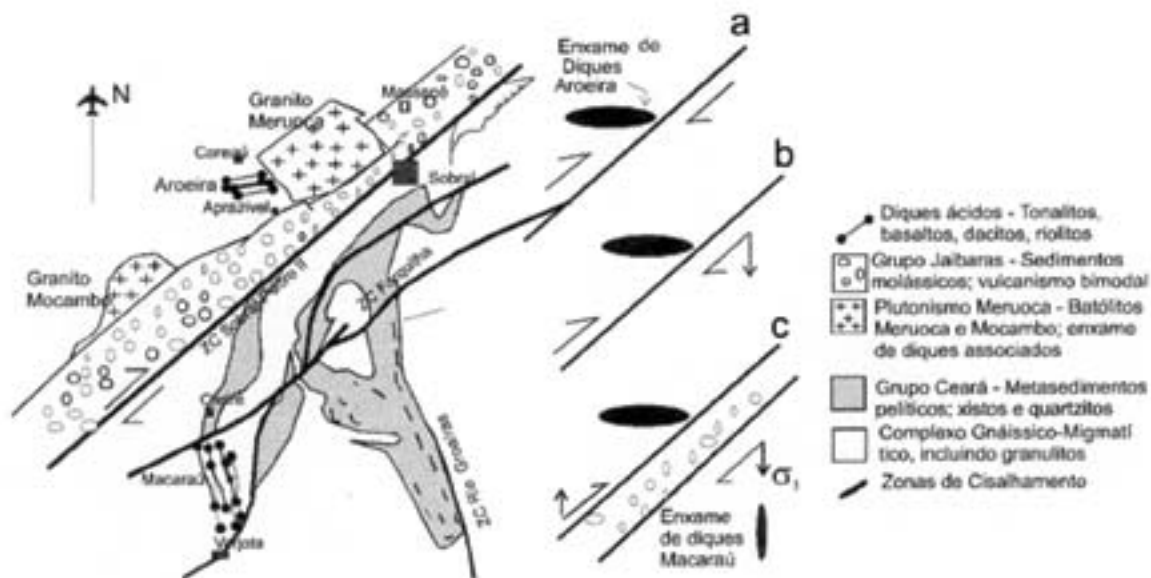


Fig. 34 - Modelo esquemático de evolução das principais zonas de cisalhamento e das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico da porção norte da Província Borborema, segundo Almeida, 1998

- Schematic evolutionary model for the main shear zones and related basins, developed at the Proterozoic-Phanerozoic transition in the northern Borborema Province

ca caracterizou-se predominantemente por um vulcanismo ácido a intermediário, representado por derrames de lavas e manifestações explosivas, que no arcabouço das bacias, localmente, se associou a um plutonismo alcalino a peralcalino. Nas fases pós-orogênicas o vulcanismo ácido a intermediário associado à sedimentação ocorreu em embaciamentos francamente controlados por zonas de cisalhamento com movimentações laterais oblíquas (*strike-slip basins*).

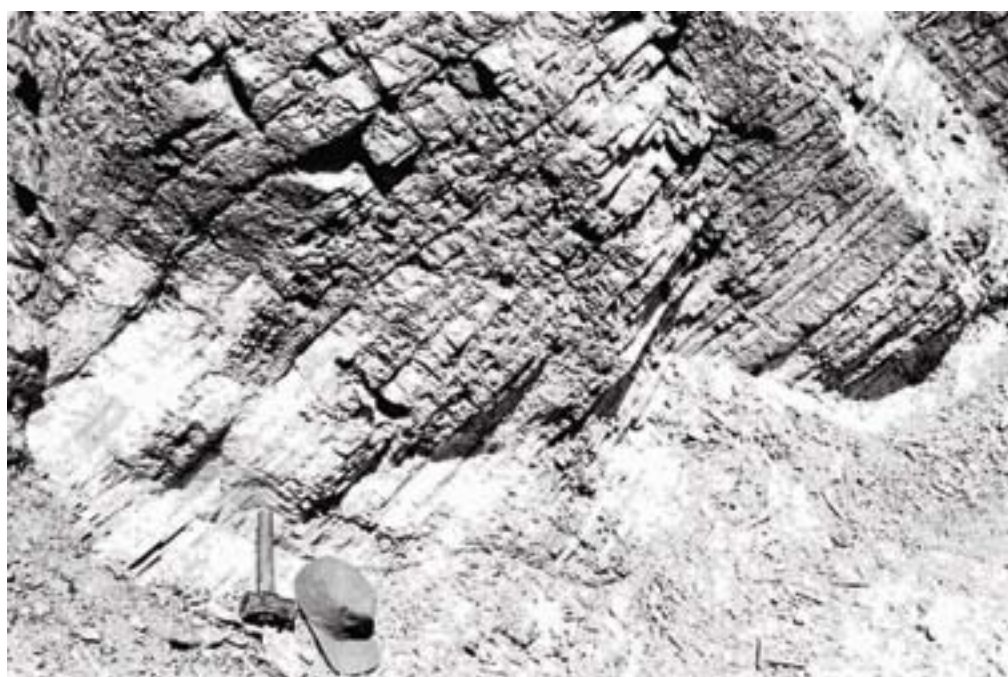
Nas bacias da Província Mantiqueira a sedimentação ocorreu com depósitos continentais associados a leques e planícies aluviais, cujas terminações encontravam corpo aquoso, mormente marinho raso, evidenciando processos de ingressões marinhas nas regiões subsidentes dos cinturões. Localmente, a sedimentação carbonática em plataforma rasa ocorreu em grande escala, como no Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai, situada em margem passiva sobre o Cráton Rio de la Plata. No caso da ocorrência de Cajamar, seqüência carbonático-terrígena pouco expressiva situada no Domínio Apiaí, sua evolução tectônica e paleogeográfica ainda não estão suficientemente esclarecidas.

Nas bacias da Província da Borborema, por sua vez, a sedimentação ocorreu com depósitos também continentais associados a leques e planícies aluviais, cujas terminações, nesse caso, encontravam corpo aquoso lacustre, não havendo

registros na literatura de deposição marinha associada, o que, por outro lado, não pode ser descartado.

A deposição marinha encontra evidências sedimentares e estratigráficas que são corroboradas pela ocorrência de assembléias fossilíferas que permitem estabelecer correlações entre essas bacias e com outras desenvolvidas no continente sul-americano e outros. A par do conteúdo paleontológico, localmente de expressão mundial, e das feições sedimentares e estratigráficas que corroboram a deposição marinha, a ocorrência local (Arroyo del Soldado e Cajamar) de fenômenos de ressurgências oceânicas (BIF, fosfogênese) são também indicativas de amplas conexões oceânicas, além de processos globais de transformações biosféricas.

Verifica-se, ante o exposto neste capítulo, que o grau de precisão e, conseqüentemente, de incerteza, ainda é muito grande para que se possam refinar correlações entre as bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. Admite-se, no entanto, que houve consideráveis avanços desde que Almeida (1967; 1969) reuniu os pilares básicos para a sua análise. Esses avanços, indubitavelmente, estarão mais próximos do desejável à medida que o conhecimento sobre a evolução do arcabouço deposicional dessas bacias também evolua e que sobre elas os estudiosos incrementem as análises multidisciplinares.



GLACIAÇÃO NEOPROTEROZÓICA SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E FAIXAS DOBRADAS ADJACENTES.

Alexandre Uhlein
Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG
uhlein@dedalus.lcc.ufmg.br

Carlos José Souza de Alvarenga
Universidade de Brasília, Brasília, DF
alva1@unb.br

Roland Trompette
Paris, França

Henri Simon Jean Benoît Dupont
Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG
hdupont@dedalus.lcc.ufmg.br

Marcos Egydio-Silva
Universidade de São Paulo, São Paulo, SP
megydios@usp.br

Neven Cukrov
Rudjer Boskovic Institute, Zagreb, Croácia
ncukrov@irb.hr

Otávio Nunes Borges de Lima
Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG
otavio.nunes@terra.com.br

Resumo:

O Cráton do São Francisco é constituído por crosta arqueana-paleoproterozóica com uma cobertura neoproterozóica, o Supergrupo São Francisco. Esta cobertura plataformar é composta por seqüências de diamictitos glaciomarinhas (Formações Jequitai e Bebedouro) e pelo Grupo Bambuí, com sedimentos siliciclásticos marinhos e carbonatos. O Cráton do São Francisco é circundado por várias faixas dobradas neoproterozóicas Brasileanas-Panafricanas. Estas estruturas são cinturões de dobras e empurrões derivados da inversão de várias bacias tipo rifte e preenchidas por sedimentos gravitacionais influenciados pela glaciação. Várias unidades portadoras de diamictitos afloram dentro do Cráton do São Francisco (Formações Jequitai e Bebedouro) e nos cinturões dobrados marginais. Estas unidades parecem ser aproximadamente sincrônicas, pois mostram semelhante posicionamento estratigráfico da seqüência de diamictitos.

A glaciação do início do Neoproterozóico ocorreu entre 800 - 750 Ma e foi regional, desenvolvida sobre o Cráton do São Francisco. Centros glaciais continentais ou calotas de gelo cobriram o cráton e deslocaram-se para bacias marginais marinhas. Fácies glaciomarinhas pouco espessas foram sedimentadas na região do cráton e foram retrabalhadas por fluxos gravitacionais subaquosos, gradando, lateralmente, para espessos fluxos de detritos (metadiamictitos) e turbiditos (quartzitos, metarritmitos, xistos) em bacias rifte marginais (futuras faixas dobradas). Glaciação aproximadamente sincrônica foi denominada de Sturtiana na Austrália.

Palavras-chave: Sedimentação Glacial, Bacias Rifte Neoproterozóicas, Diamictitos, Faixas Dobradas Brasileanas.

Abstract:

The São Francisco craton consists of Archean and Paleoproterozoic crust covered by the Neoproterozoic São Francisco Supergroup. These platform stratigraphic sequences are composed by the Jequitai and Bebedouro glaciomarine diamictites at the base and the marine siliciclastic and carbonate sediments of the Bambuí Group, at the top. The São Francisco craton is surrounded by several

Neoproterozoic Brasileiro/Pan-African orogens. These structures are fold-thrust belts derived from a rift basin filled with glacially derived gravitational sediments (debris-flow and turbidites). Several diamictite-bearing units crop out within the São Francisco craton (Jequitai and Bebedouro Formations) and the surrounding Neoproterozoic fold belts. According to their similar stratigraphic position, these units appear to be synchronous.

This glaciation from the beginning of the Neoproterozoic (around 800 - 750 Ma) was a regional glaciation developed over the São Francisco craton. Glacial centers or ice-caps once covered the São Francisco craton and moved towards the marginal marine basins. Thin glaciomarine facies developed on the border of the craton have been reworked by subaqueous gravity flows and graded, laterally, into thick debris-flow (metadiamictites) and turbidites deposits (quartzites, metarhythmites, schists) in these marginal rift basins (fold belts). Broadly synchronous glaciation is described in Australia as the Sturtian glaciation.

Keywords: *Glacial Sedimentation, Neoproterozoic Rift Basins, Diamictites, Brasileiro Fold Belts.*

Resumen:

El Cratón San Francisco está constituido por corteza arqueana-paleoproterozoica con una cobertura neoproterozoica denominada de Supergrupo San Francisco. Esta cobertura de origen de plataforma marina está compuesta por secuencias de diamictitos glacio-marinos (Formaciones Jequitai y Bebedouro) y por el Grupo Bambuí, constituido por sedimentos siliciclásticos marinos y carbonáticos. El Cratón San Francisco está circundado por varios cinturones orogénicos neoproterozoicos Brasileños-Panafricanos. Estos cinturones son estructuras formadas por plegamientos y empujones derivados de la inversión de varias cuencas del tipo rift, que influenciadas por la glaciación fueron rellenadas con sedimentos gravitacionales. Varias unidades portadoras de diamictitos afloran dentro del Cratón San Francisco (Formaciones Jequitai y Bebedouro) y en los cinturones orogénicos marginales. Estas unidades parecen ser sincrónicas, pues muestran semejanza en el posicionamiento estratigráfico de la secuencia de diamictitos.

La glaciación Neoproterozoica (entre 800 - 750 Ma) desarrollada sobre el Cratón San Francisco fue de carácter regional. Centros glaciales continentales o calotas de hielo cubrieron el Cratón y se desplazaron para las cuencas marginales marinas. Facies glacio-marinas poco espesas fueron depositadas en la región del cratón y retrabajadas por flujos gravitacionales subacuáticos, gradando lateralmente para espesos flujos de detritos (meta-diamictitos) y turbiditos (cuarcitos, meta-ritmitos, esquistos) en cuencas marginales del tipo rift (futuros cinturones orogénicos). Glaciación aparentemente sincrónica fue denominada de Sturtiana en Australia.

Palabras llave: *Sedimentación Glacial, Cuencas Rift Neoproterozoicas, Diamictitos, Cinturones Orogénicos Brasileños.*

Introdução

Rochas glaciogênicas são bem conhecidas em sucessões neoproterozoicas de vários continentes, evidenciando um evento climático global (Hambrey & Harland, 1985; Hoffman *et al.*, 1998; Kennedy *et al.*, 1998). As glaciações globais propostas para o Neoproterozoico têm variado entre duas e quatro (Kaufman *et al.*, 1997; Hoffman *et al.*, 1998; Kennedy *et al.*, 1998), distribuídas nos períodos glaciais do Sturtiano (~790 - 700 Ma) e do Varangian/Marinoan (~620 - 580 Ma).

Pode-se subdividir as glaciações neoproterozoicas do Brasil em dois intervalos de idade (Alvarenga & Trompette, 1992; Trompette, 1994):

- uma mais antiga (~900 - 750 Ma), cujos registros são identificados na região centro-leste do Brasil, no domínio do Cratón do São Francisco e das faixas de dobramentos margi-

nais. Dados geocronológicos recentes (Babinski & Kaufman, 2003) estão sugerindo que este importante evento glacial no Brasil Central pode ser correlacionado ao evento Sturtiano (790 - 700 Ma), de ocorrência global.

- uma mais nova (~600 Ma), cujos registros são encontrados na Faixa Paraguai, na margem sudeste do Cratón Amazônico (Alvarenga & Trompette, 1992). Este evento glacial mais jovem, de idade Varangian/Marinoan, identificado na Faixa Paraguai, inclui diferentes litofácies glaciomarinhas e marinhas fortemente influenciadas pela glaciação (Alvarenga & Trompette, 1992; Alvarenga *et al.*, 2004).

Diversas litologias permitem reconhecer registros glaciais antigos, especialmente seqüências de diamictitos intercalados com sedimentos pelíticos e arenosos, às vezes com clastos caídos ou pingados (*dropstones*). Estes sedimentos ocorrem nas formações Jequitai e Bebedouro, que recobrem o embasamento do Cratón do São Francisco em Minas Gerais e na Bahia. Seqüências metassedimentares semelhantes ocorrem também em várias unidades estratigráficas situadas nas faixas dobradas neoproterozoicas adjacentes.

Este trabalho pretende apresentar uma síntese sobre a influência glacial na sedimentação das unidades estratigráficas de cobertura do Cratón do São Francisco e, também, nas unidades que compõem as diversas faixas dobradas ao redor do Cratón.

Aspectos gerais sobre sedimentologia glacial

As geleiras representam grandes massas de gelo que cobriram diferentes extensões da superfície da Terra ao longo do Tempo Geológico. Estas geleiras irão influenciar diretamente na sedimentação, permitindo a formação de sedimentos glaciocontinentais e glaciomarinhas e mesmo influenciar à distância, fornecendo suprimento para uma sedimentação marinha não-glacial.

A partir do início do século XX até 1950, a teoria glacial era a única disponível que permitia a interpretação da gênese de rochas do tipo paraconglomerado constituído por blocos, seixos e grânulos de diversas composições. Assim, desde a virada do século passado, estes paraconglomerados mal selecionados, pouco estratificados, polimíticos e com sutis feições glaciais (seixos com forma facetada e estriados) foram interpretados como tilitos terrestres, associados com pavimentos estriados e folhelhos laminados, estes últimos interpretados como varvitos (depósito glaciolacustre).

A teoria dos depósitos turbidíticos e da sedimentação gravitacional, introduzida em 1950, enfatizou os fluxos de massa submarinos, o que permitiu uma explicação alternativa para a origem de paraconglomerados que se parecem com tilitos, mas cujos processos sedimentares são distintos.

Nas décadas de 1970 a 1990 ocorreu um grande impulso na investigação do ambiente glacial devido ao interesse de companhias petrolíferas. Assim, desenvolveram-se trabalhos de pesquisa sobre processos glaciais recentes, especialmente em geleiras pleistocênicas do Alasca, Canadá e norte da Europa (Boulton, 1972; Brodzikowski & Van Loon, 1991; Eyles & Eyles, 1992). Ainda neste período desenvolveram-se, sobremaneira, os estudos sobre mecanismos de fluxos gravitacionais (Dott Jr, 1963; Middleton & Hampton, 1976; Lowe, 1979; 1982) e de escorregamento de sedimentos que ocorrem, em quantidade, no ambiente glacial (Wright & Anderson, 1982).

As geleiras representam grandes massas de gelo que originam-se pela acumulação de neve e sua compactação por pressão, transformando-a em gelo. Ocorrem como geleiras de vale (ou alpinas), que constituem massas de gelo alongadas em vales montanhosos, ou mantos de gelo (geleiras continentais), com grande extensão e espessura, geralmente em baixas latitudes. Geleiras de vale sofrem deformação devido ao próprio peso, fluxo interno e deslizamento basal. Geleiras continentais influenciam a sedimentação em todo o globo, por causarem mudanças climáticas, alterações no nível dos mares e circulação oceânica. Importantes características das geleiras são (Edwards, 1986; Miller, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000):

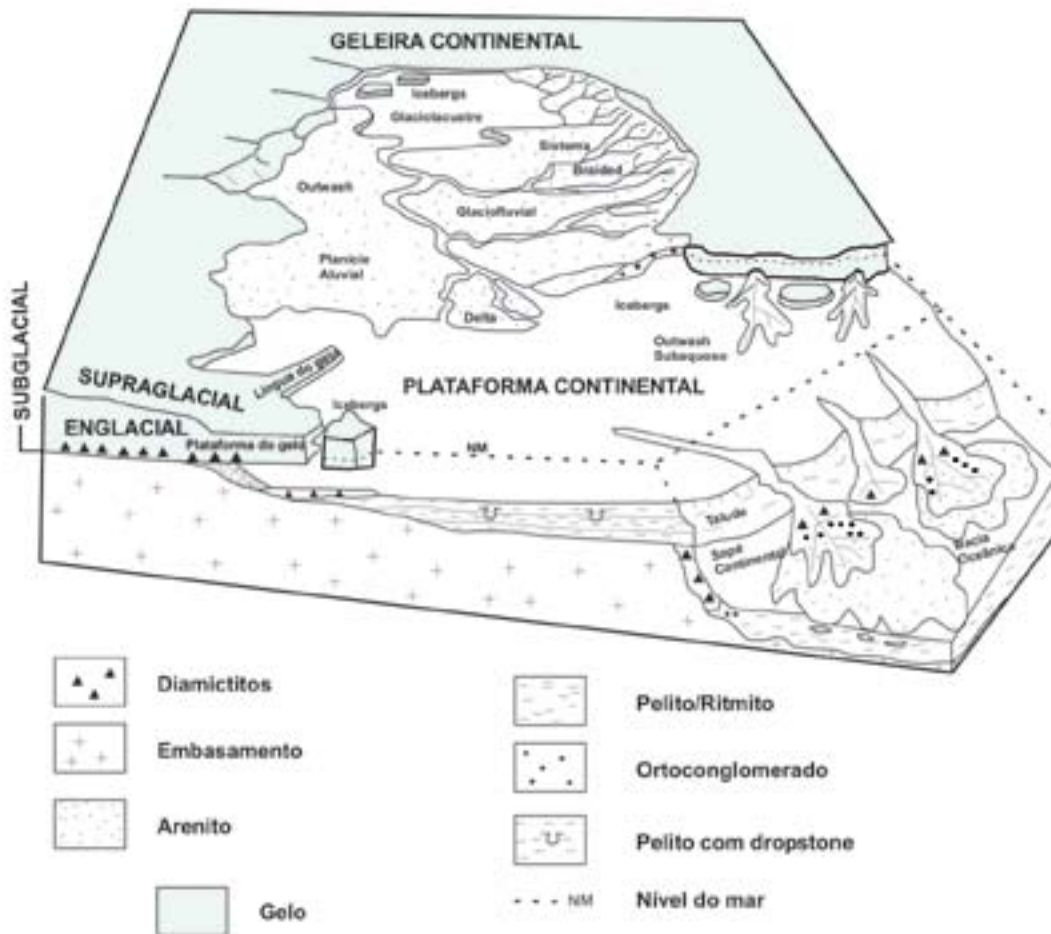


Fig. 1 - Principais ambientes de sedimentação glacial.
Modificado de Edwards (1986), Eyles *et al.*(1985) e Miller (1996)

Types of glacial sedimentary environments.
Modified from Edwards (1986), Eyles *et al.*(1985) and Miller (1996)

1 - regime termal (geleira de base seca, sem água de degelo basal, ou úmida, com fusão localizada e, portanto, apresentando delgado nível de água de degelo);

2 - mudança de fase (alternâncias climáticas, com fase de avanço e de recuo da geleira);

3 - localização geográfica (geleira polar, de condição árida gelada, geleira temperada, de clima úmido, geralmente marítima e geleira subpolar ou de condições intermediárias).

Os detritos que são carregados na base da geleira podem sedimentar em condições favoráveis e formar depósitos mal selecionados que constituem o till. Tilito é a rocha gerada pela litificação do till. Os fragmentos transportados pelo gelo podem ser quebrados ou cominuídos, resultando num material de grão fino, mal selecionado. Neste processo, clastos maiores podem adquirir forma facetada, pentagonal ("ferro de engomar") e o substrato pode ser estriado, com formação de pavimentos. A ação de processos de erosão glacial é intensa, tanto na forma de abrasão (produzindo pavimentos estriados e polidos), quanto arrancando blocos do substrato e incorporando-os ao gelo.

Till ou seu equivalente litificado, o tilito, é, por sua vez, um termo cuja definição é essencialmente genética. Pode ser definido como um sedimento transportado e depositado a partir de geleiras, com pouca ou nenhuma seleção por água (Dreimanis & Schlüchter, 1985; Boulton & Deynoux, 1981).

Vários depósitos de detritos mal selecionados, que já foram considerados como tilitos, hoje são descritos como diamictitos. Este último termo não é genético e refere-se a um sedimento clástico mal selecionado, que contém clastos diversos, maiores que dois milímetros, de grânulo a matacão, dispersos numa matriz fina, argilo-silto-arenosa, amplamente dominante (Moncrieff, 1989; Raymond, 1995). O diamictito pode ser um tilito quando se tratar de um depósito mal selecionado, sedimentado diretamente pela geleira (Harland *et al.*, 1966). Diamictitos não glaciais, depositados como fluxos de detritos, são importantes constituintes de leques alu-

viais e leques submarinos (Miall, 1992; Walker, 1992) e geralmente estão presentes, também, em ambientes glaciolacustres e glaciomarinhos. Neste contexto, um dos maiores problemas da sedimentologia glacial é a distinção segura entre tilitos e diamictitos depositados como fluxos de detritos subaquosos, próximos ao gelo.

Os critérios para reconhecimento de fácies glaciais (tilitos, varvitos) levam em consideração uma análise detalhada das litofácies em si (textura, geometria, paleocorrentes e estruturas sedimentares) como e principalmente, o contexto de associação de fácies em que esta encontra-se inserida, ou seja, análise cuidadosa das fácies pelíticas, arenosas e conglomeráticas associadas ao diamictito.

A geleira pode ser subdividida em zona subglacial (base), supraglacial (parte superior) e englacial (interior da geleira). A zona subglacial é dominada por erosão (abrasão) e deposição de tilitos em pavimentos ou lentes de pequena espessura. É muito influenciável pelo regime termal da geleira. A zona englacial é não-deposicional e a zona supraglacial sofre influência do material incorporado por outras geleiras, que associam-se lateralmente.

O ambiente glacial é constituído por diversos subambientes com distintos processos que influem na sedimentação (Fig.1). O ambiente pró-glacial ocorre na margem da geleira, incluindo os subambientes glaciófluvial, glaciolacustre e glaciomarinho (Edwards, 1986; Eyles & Eyles, 1992; Eyles, 1993; Miller, 1996; Rocha-Campos & Santos, 2000).

A sedimentação glacial terrestre ocorre com formação do *till*, geralmente por baixo de uma geleira ativa, como resultado da fusão da mistura de gelo e detritos. Tilitos subglaciais podem se formar por processo ativo (avanço glacial) ou passivo (degelo). No primeiro caso formam-se tilitos de alojamento (*lodgement tillites*), geralmente pouco espessos (1 metro), maciços, compactados contra o substrato. No segundo caso, formam-se tilitos de ablação (*melt out tillites*), pela lenta liberação de detritos transportados na base da geleira.

constituídas principalmente por arenitos horizontais de idade Mesozóica a Cenozóica.

As faixas dobradas adjacentes, também chamadas de faixas móveis, representam bacias sedimentares invertidas, que passaram por processos tectono-metamórficos orogênicos (Fig.2). O metamorfismo é de baixo a médio grau e permite reconstruções estratigráficas e paleogeográficas, possibilitando reconhecer ambientes e processos sedimentares, assim como correlações com seqüências sedimentares da área cratônica. Via de regra, a cobertura do cráton torna-se, gradualmente, mais deformada e metamórfica, até atingir a região da faixa dobrada e um limite gradativo se impõe entre o domínio cratônico e o domínio da faixa. Por vezes, uma falha de empurrão importante, cartografada com segurança nos mapas geológicos regionais, marca um limite brusco entre a cobertura deformada do cráton e as unidades estratigráficas da faixa dobrada. Geralmente as faixas dobradas ao redor do Cráton do São Francisco mostram uma estruturação de dobras e empurrões (*fold-thrust belt*), envolvendo um embasamento arqueano/paleoproterozóico remobilizado, e várias unidades estratigráficas meso a neoproterozóicas, com metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito e vergência para a região cratônica.

Os limites geocronológicos utilizados neste trabalho são os sugeridos por Fuck (1991), conforme a IUGS, assim relacionados: Arqueano (> 3,6 - 2,5 Ga), Paleoproterozóico (2,5 - 1,6 Ga), Mesoproterozóico (1,6 - 1,0) e Neoproterozóico (1,0 - 0,5 Ma).

Idade da glaciação neoproterozóica sobre o Cráton do São Francisco

Ao longo da década de 1980 e primórdios de 1990, acreditava-se que a glaciação neoproterozóica do Cráton do São Francisco teria ocorrido entre 1000 a 900 Ma (Almeida *et al.* 1976; Karfunkel & Hoppe, 1988; Trompette, 1994). As datações geocronológicas eram, ainda, pouco confiáveis, especialmente pela dificuldade de se datar rochas sedimentares. Em função da escassez de dados geocronológicos confiáveis e pelo fato dos diamictitos de origem glacial ocorrerem estratigraficamente na base ou perto da base de seqüências neoproterozóicas, acreditava-se que deveriam corresponder ao início do Neoproterozóico.

Entretanto, pesquisas geocronológicas recentes, com base em dados U/Pb Shrimp em zircões detríticos dos diamictitos da Formação Jequitai (Buchwaldt *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2002), indicaram idades de até 900 Ma, para a cristalização destes zircões nas rochas-fonte. Assim, a glaciação teria ocorrido depois deste limite superior. Aliado a isto, determinações de isótopos de Sr em calcários da Formação Sete Lagoas, recobrimo os diamictitos (Misi & Veizer, 1998; Alvarenga *et al.*, 2003) sugerem que este importante evento glacial no Brasil Central seja correlacionado à glaciação do evento Sturtiano (790 - 750 Ma). A idade sturtiana para esta glaciação é também sugerida pelos trabalhos com determinações de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos que sucedem a glaciação (Santos *et al.*, 2000; Santos *et al.*, no prelo).

O Grupo Macaúbas, importante unidade estratigráfica da Faixa Araçuaí, foi sedimentado com influência glacial, e é constituído por metadiamicctitos, quartzitos e xistos. Ele apresenta zircões detríticos com idades U/Pb Shrimp variando entre 2066 Ma e 980 Ma (Pedrosa Soares *et al.*, 2000) e idade Sm/Nd de metabasaltos de fundo oceânico em torno de 800 - 750 Ma (Pedrosa Soares *et al.*, 1992, 1998). Recentemente, Lima *et al.* (2002) efetuaram análises geocronológicas U/Pb Shrimp em zircões detríticos da Formação Salinas (topo do Grupo Macaúbas), evidenciando idade de sedimentação entre 570 a 500 Ma. Estes dados geocronológicos indicam idade de sedimentação entre 850 - 500 Ma para o Grupo Macaúbas.

Amostras de calcários da Formação Sete Lagoas, preservadas e sem deformação, mostram idades Pb/Pb de 740 ± 22 Ma (Babinski & Kaufman, 2003), sugerindo que os diamictitos de origem glacial, depositados sobre o Cráton do São Francisco, estariam relacionados ao evento Sturtiano.

Assim, pesquisas geocronológicas recentes, baseadas em U/Pb em zircões detríticos, estudos isotópicos de Sr, C, O

em carbonatos, assim como datação Pb/Pb em calcários pós-glaciais, têm sugerido idades entre 800 e 700 Ma para esta glaciação (Santos *et al.*, 2000, Pimentel *et al.*, 2002; Babinski & Kaufman, 2003)

Contexto estratigráfico, sedimentológico e geotectônico de registros da glaciação neoproterozóica no Cráton do São Francisco

Metassedimentos com influência glacial ocorrem sobre o Cráton do São Francisco e nas faixas de dobramentos marginais Araçuaí, Brasília, Rio Preto e Sergipana, representados por metadiamicctitos, quartzitos, metarritmitos e metapelitos. Geralmente o metamorfismo superimposto é de baixo grau e permite, ainda, reconstruções e interpretações sedimentológicas e estratigráficas. Os metadiamicctitos desta ampla região foram interpretados, durante as décadas de 50 a 80, via de regra, como tilitos. Mais recentemente, os processos deposicionais passaram a ser melhor entendidos e os diversos diamictitos passaram a receber interpretações distintas, mais relacionadas a processos de sedimentação glaciomarinhas, especialmente fluxos gravitacionais sub-aquosos. Estes metadiamicctitos encontram-se associados a quartzitos e metapelitos compondo seqüências sedimentares de bacias extensionais (tipo rifte intracontinental e/ou margem passiva) e de bacias convergentes, próximas de arcos magmáticos neoproterozóicos.

Formação Bebedouro: Cráton do São Francisco, Bahia

A Formação Bebedouro sobrepõe-se ao Grupo Chapada Diamantina (Mesoproterozóico) em discordância e está recoberta pelos carbonatos da Formação Salitre, Grupo Una. Aflora em vários sinclinais, de maneira descontínua, com espessuras de até 150 m, na região da Chapada Diamantina, no interior do Estado da Bahia (Montes, 1977; Montes *et al.*, 1981; Rocha-Campos & Hasui, 1981a; Karfunkel & Hoppe, 1988; Dominguez, 1993). Foi descrita, inicialmente, por Derby (1906) e, posteriormente, por Oliveira & Leonardos (1940 in Guimarães, 1996), que introduziram o termo Formação Bebedouro.

É constituída por diamictitos (Fig.3), com intercalações de arenitas e pelitos, estratificados e maciços, geralmente em camadas alternadas, limitadas por contatos bruscos, erosivos e gradativos (Guimarães, 1996).

Inicialmente, as litofácies da Formação Bebedouro foram interpretadas como relacionadas a uma sedimentação glaciocontinental (Montes, 1977; Montes *et al.*, 1981; Karfunkel & Hoppe, 1988). Os diamictitos foram interpretados como tilitos, eventualmente contendo clastos estriados e facetados, e varvitos (sedimentos pelíticos com clastos pingados - *dropstones*) foram identificados. Montes (1977) descreveu ainda pavimentos estriados, feldspatos frescos, fragmentados e angulares, e marcas de per-



Fig. 3 - Aspecto geral do diamictito da Formação Bebedouro na região de Morro do Chapéu, Bahia

- Overall aspect of Bebedouro formation diamictite at Morro do Chapéu, Bahia

cussão (*chatter marks*) em cristais de granada.

Atualmente, segundo Guimarães (1996), a Formação Bebedouro foi depositada num contexto plataformar, com predominância de fácies glaciomarinhas proximais e os diamictitos representam sedimentação de fluxos gravitacionais subaquosos, próximos do gelo. Este autor descreveu, como principais processos sedimentares responsáveis pelas litofácies da Formação Bebedouro, fluxos de detritos subaquáticos, correntes de turbidez de alta e baixa concentração e derretimento de icebergs.

Reconstituições paleogeográficas descrevem geleiras situadas na região nordeste da Chapada Diamantina e em torno da Serra de Jacobina, fluindo para leste e sudeste (Montes *et al.*, 1981; Dominguez, 1993; Guimarães, 1996), interagindo num ambiente glaciomarinho e sedimentando a Formação Bebedouro em contexto plataformar. Portanto, lobos de gelo situados a leste sobre sedimentos do Espinhaço e Pré-Espinhaço depositaram as litofácies da Formação Bebedouro em contexto glaciomarinho (Guimarães, 1996).

Formação Jequitai e Grupo Macaúbas: Transição Cráton do São Francisco - Faixa Araçuai

Na região sul do Cráton do São Francisco afloram sedimentos da Formação Jequitai e, na faixa dobrada Araçuai, os metassedimentos deformados do Grupo Macaúbas (Uhlein, 1991; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1995). Ambas as unidades depositaram-se em discordância sobre quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico). Sobrepostos à Formação Jequitai tem-se siltitos e carbonatos do Grupo Bambuí. (Fig.4)

A origem glacial da Formação Jequitai foi reconhecida no início do século passado (Branner, 1919) e posteriormente confirmada por Moraes & Guimarães (1930). Esta unidade aflora na cidade homônima e na região da Serra do Cabral, próximo do limite com a Faixa Araçuai. Inúmeras publicações já foram

efetuadas descrevendo feições glaciais importantes. Trata-se da unidade que reúne as melhores evidências da glaciação neoproterozóica no Cráton do São Francisco. Na região da Serra da Água Fria, próxima à cidade de Jequitai, o embasamento representado pelo Supergrupo Espinhaço mostra um magnífico pavimento estriado, com sulcos longos, de vários metros, retilíneos, sugerindo transporte do gelo de oeste para leste (Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel *et al.*, 2003).

Isotta *et al.* (1969) publicaram as primeiras evidências de uma glaciação neoproterozóica, com descrição do pavimento estriado e polido da Serra da Água Fria e seixos estriados, polidos, com forma pentagonal no diamictito (tilito) que recobre o pavimento (Figs. 5, 6A e 6B).

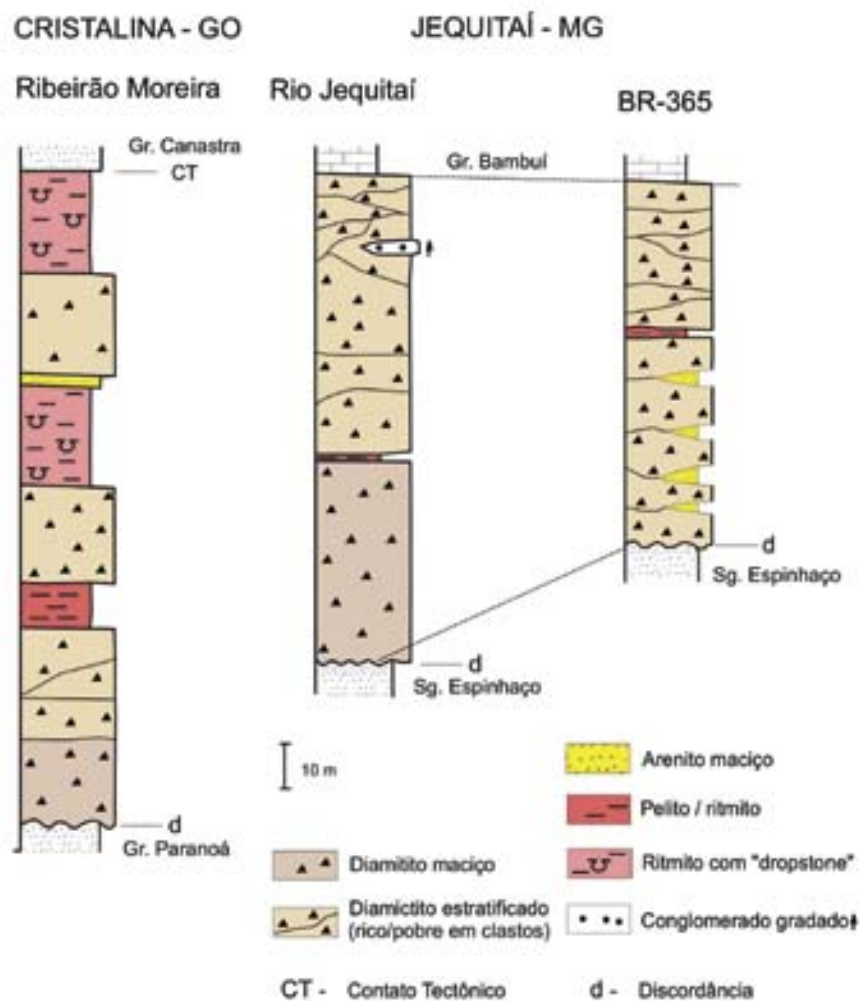
A Formação Jequitai é constituída por diamictitos, com raras intercalações de arenitos e pelitos, com espessura variando de 0 até 100 metros, localmente até 150 metros. Na base ocorrem diamictitos maciços, mas para o topo predominam diamictitos estratificados, com variação na composição da matriz, e mesmo na composição e tamanho dos clastos, os quais são de granitos, gnaisses, quartzitos, siltitos, quartzo e calcários, desde grânulo até matacão. Localmente mostra intercalações de arenitos lenticulares maciços e pelitos laminados, em camadas métricas a decimétricas (Fig. 4).

Inicialmente, a Formação Jequitai foi interpretada como fácies glaciocontinentais com base nos pavimentos estriados da Serra da Água Fria, próximo da cidade de Jequitai (Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel & Karfunkel, 1976; Rocha-Campos & Hasui, 1981b; Karfunkel & Hoppe, 1988). Os diamictitos foram interpretados como tilitos e sedimentos finos, rítmicos, como varvitos (Hettich & Karfunkel, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988), assim como lentes quartzíticas dentro do diamictito, como depósitos de eskers (Karfunkel & Hoppe, 1988; Karfunkel *et al.*, 2003).

Karfunkel *et al.* (1984) e Karfunkel & Hoppe (1988) formularam um modelo de glaciação continental, com posicionamento da atual região da Serra do Cabral e da Serra da Água

Fig. 4 - Principais litofácies da Formação Jequitai nos arredores da Serra do Cabral-MG e na região de Cristalina-GO (Segundo Cukrov, 1999; Uhlein *et al.*, 1999)

- Lithofacies variations of Jequitai Formation near Serra do Cabral (MG) and Cristalina (GO) regions. (From Cukrov, 1999; Uhlein *et al.*, 1999)



Fria num domínio glacioterrestre, o qual transicionaria, para leste, a um domínio glaciomarinho.

Gravenor & Monteiro (1983) interpretaram os quartzitos lenticulares intercalados nos diamictitos de Jequitai como mega-clastos e propuseram diferentes direções de movimento do gelo.

Martins Neto *et al.* (1999) descrevem, com detalhe, um afloramento na BR-365, próximo da cidade de Jequitai. Trata-se de um arenito com estratificações cruzadas, interpretado como pertencente a um sistema fluvial entrelaçado proglacial (*outwash plain*). A partir de dados de paleocorrentes na Serra da Água Fria, Martins Neto *et al.* (1999) e Martins Neto & Hercos (2001) fazem a proposição de uma glaciação de altitude.

Na região da Serra do Cabral, estudos detalhados de Dupont (1996) e Dupont *et al.* (2000), especialmente no flanco leste da Serra, mostraram a existência de diamictitos e lutitos brancos, constituindo a Formação Jequitai. Estas fácies foram interpretadas como morenas recessionais de tilitos alternando com lutitos brancos, localmente laminados, depositados em corpos de água, entre as morenas recessionais.

Os pavimentos estriados da Serra da Água Fria, próximos de Jequitai, foram re-examinados por Rocha-Campos *et al.* (1996) e relacionados à erosão glacial num substrato mole, produzidos pela ação de geleiras marinhas flutuantes.

Aliado a isto, Uhlein *et al.* (1994; 1999a), Cukrov (1999) e Cukrov *et al.* (2004) interpretaram a Formação Jequitai como relacionada à deposição glaciomarinha em plataforma rasa. Para estes autores, os diamictitos da Formação Jequitai representam fluxos gravitacionais glaciogênicos subaquosos, formados por recuo ou degelo glacial, em contexto glaciomarinho proximal. Segundo estes autores, a grande espessura dos diamictitos da Formação Jequitai (0-120 m), a predominância de diamictitos estratificados, a inexistência de fácies fluvioglaciais bem definidas, a ocorrência de intercalações de pelitos laminados, são fatos indicativos de sedimentação glaciomarinha proximal ao gelo. Segundo Cukrov (1999), o mapeamento geológico da Serra da Água Fria mostrou que os arenitos com estratificações cruzadas, descritos por Martins-Neto *et al.* (1999) como fácies flúvio-glaciais, constituem o prolongamento norte dos quartzitos do Supergrupo Espinhaço, portanto situados estratigraficamente abaixo da Formação Jequitai.

O Grupo Macaúbas, principal unidade estratigráfica da Faixa Araçuai, tem a espessura de alguns quilômetros, consistindo de metadiamictitos com gradação vertical e lateral para quartzitos e metapelitos (Moraes & Guimarães, 1930; Karfunkel & Karfunkel, 1976; Hettich, 1977; Karfunkel & Hoppe, 1988; Uhlein, 1991; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1995; Martins Neto *et al.*, 2001). Os metadiamictitos possuem matriz areno-argilosa a silto-argilosa e arcabouço aberto, com grânulos, seixos e matacões de quartzitos, granitóides, calcários, xistos e quartzo. A matriz é sempre predominante em relação aos seixos, na proporção de 60% (diamictito rico em clastos) até 98% (diamictito pobre em clastos). O aspecto é maciço, com clastos distribuídos de maneira aleatória, variando em quantidade, às vezes fortemente estirados tectonicamente (Fig.7). A geometria dos corpos é irregular, sendo, via de regra, difícil de distinguir os contatos entre diferentes corpos de diamictitos. A espessura dos dois pacotes de diamictitos é grande, variando de uma centena de metros até 3 km. Estas características apontam para uma deposição por fluxos de detritos (*debris-flow*) onde os clastos são suportados pela elevada coesão da mistura água-sedimento que compõe a matriz. Os diamictitos apresentam algumas intercalações de metaconglomerados e, principalmente, quartzitos ou metarritmitos, geralmente lenticulares. Os quartzitos e metarritmitos que se associam lateralmente aos diamictitos são constituídos por sedimentos arenosos e silto-argilosos, em diversos arranjos de espessura, às vezes mostrando estratificação gradacional e demais intervalos da sequência de Bouma (Fig. 8, 9 e 10) e, ainda, ocasionais seixos pingados (*dropstones*), especialmente na porção sul da bacia.

Estudos paleogeográficos na bacia ou rifte Araçuai



Fig. 5 - Diamictito rico em clastos da Formação Jequitai nos arredores da cidade homônima, Minas Gerais

- Clast bearing diamictite of Jequitai, Minas Gerais



Fig. 6A - Visão geral do pavimento estriado da Serra da Água Fria, situado próximo da cidade de Jequitai (MG)

- General view of striated pavement of the Serra da Água Fria, near Jequitai, Minas Gerais



Fig. 6B - Detalhe do pavimento da Serra da Água Fria, com sulcos, caneluras e estrias de abrasão glacial

- Serra da Água Fria pavement detail with grooves, micro-channels and striations of glacial abrasion

(Uhlein & Trompette, 1998; Uhlein *et al.*, 1999 a, 1999b) permitiram a reconstituição da posição das principais falhas normais ativas durante a sedimentação neoproterozóica. Estas falhas foram reconstituídas, em função de critérios sedimentológicos, a partir da posição de cunhas clásticas subaquosas, representadas pelos diamictitos, depositados ao sopé de falhas



Fig. 7 - Metadiamictonite do Grupo Macaúbas com clastos deformados
Group Macaúbas Metadiamictonite with deformed clasts



Fig. 8 - Quartzito do Grupo Macaúbas mostrando estratificação gradacional
Group Macaúbas quartzite showing graded bedding

tectonicamente ativas. Assim, a bacia ou rifte Araçuai apresentou escarpas de falhas a oeste e norte, com sedimentação gravitacional importante, na forma de cunhas clásticas de diamictitos subparalelos às bordas da bacia. Para sudeste, haveria um aprofundamento gradual da bacia, com sedimentação de ritmitos areno-peliticos, depositados através de correntes de turbidez de alta e baixa concentração. A bacia Araçuai foi predominantemente ensialica, desenvolvida sobre crosta continental, mas na região sudeste do rifte formou-se uma cunha de crosta oceânica conforme Pedrosa-Soares *et al.* (1992; 1998).

Um modelo deposicional foi estabelecido para a sedimentação da Formação Jequitai e do Grupo Macaúbas durante o neoproterozóico, na borda sudeste do paleocontinente do São Francisco (Uhlein *et al.*, 1994; 1999 a). Dois domínios sedimentológicos podem ser identificados, cada um com distintas associações de fácies: uma plataforma marinha glaciada influenciada por geleiras aterradas e/ou flutuantes (Formação Jequitai) e a borda de uma bacia extensional com depósitos de fluxos gravitacionais (Grupo Macaúbas). Falhas normais com provável atividade sísmica, individualizaram blocos com diferentes taxas de subsidência, possibilitando a sedimentação dos fluxos gravitacionais subaquosos. O Grupo Macaúbas representa sedimentação gravitacional, na borda de uma bacia extensional, com ressedimentação de material glacial, por ação de fluxos de detritos e correntes de turbidez. Posteriormente, as falhas normais foram retomadas como falhas de empurrão, especialmente no limite cráton-faixa

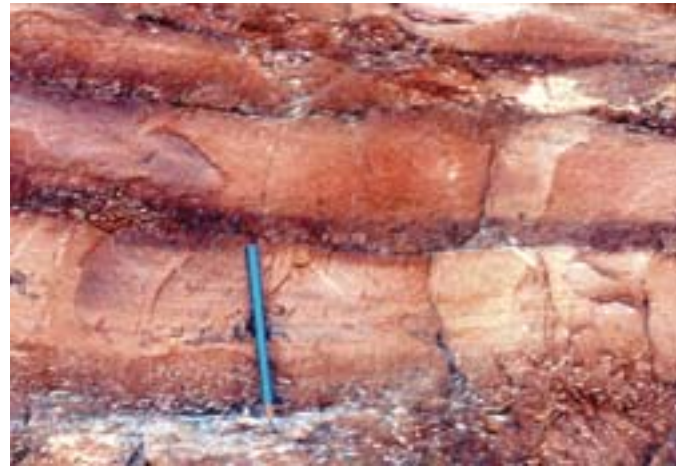


Fig. 9 - Quartzitos turbidíticos do Grupo Macaúbas, mostrando gradação
- Turbiditic quartzites of Macaúbas group showing graded bedding



Fig. 10 - Metarritmitos turbidíticos do Grupo Macaúbas, mostrando gradação
- Turbiditic Metarythmites of Macaúbas group showing graded bedding

dobrada.

O modelo deposicional (Fig 11A) mostra o embasamento gnáissico e o Supergrupo Espinhaço, este subdividido na sequência sin-rifte (quartzitos e metaconglomerados) e pós-rifte (metassiltitos, quartzitos). Sobre este embasamento estabeleceu-se um importante rifteamento, com diques máficos marcando a fase extensional, e uma glaciação regional, no

Neoproterozóico. A oeste desenvolveu-se uma sedimentação glácio-marinha e a leste, processos de ressedimentação preencheram o rifte Macaúbas. Posteriormente, no final do Neoproterozóico, a orogênese Brasileira deformou intensamente os metassedimentos do Grupo Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço, estabelecendo um cinturão de dobras e cavalgamentos (Fig 11B), na borda sudeste do Cráton do São

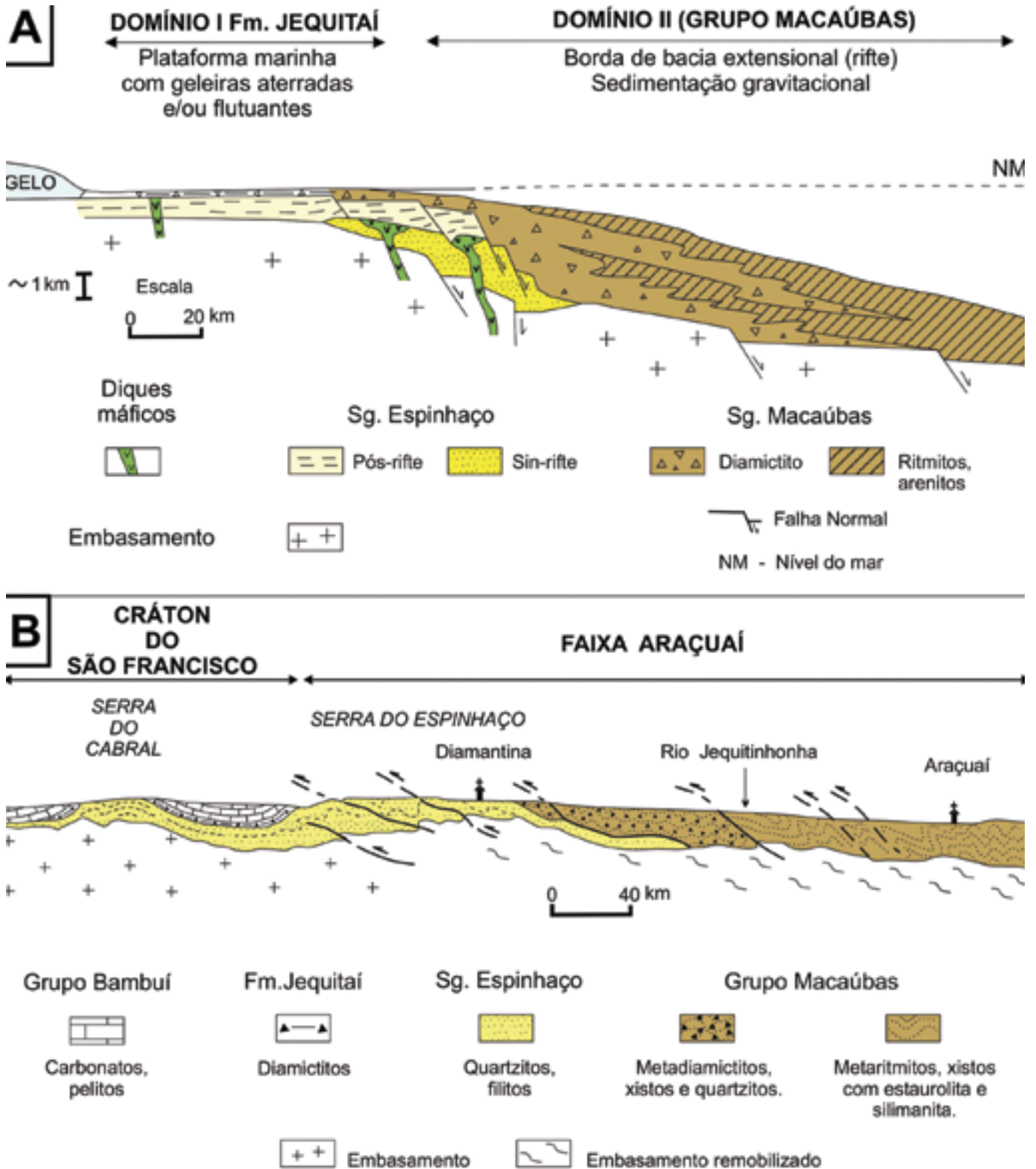


Fig 11 - Modelo deposicional (A) e seção estrutural (B) na Faixa Araçuaí. Segundo Uhlein *et al.*, 1990, 1995, 1999a - Depositional model (A) and structural cross section (B) in the Araçuaí fold belt. From Uhlein *et al.*, 1990; 1995; 1999a

Francisco (Almeida, 1977; Uhlein, 1991, Uhlein *et al.*, 1995).

Na região da Serra do Espinhaço Setentrional aflora o Grupo Santo Onofre, considerado como ramificação norte do Grupo Macaúbas (Schobbenhaus, 1996; Danderfer, 2000), na região central do Cráton do São Francisco. É possível identificar falhas normais sinsedimentares que devem corresponder à continuidade para norte das falhas do rifte Araçuai. O Grupo Santo Onofre é constituído por metabrechas, quartzitos, metarritmitos e pelitos, formados por sedimentação gravitacional (fluxo de detritos e correntes de turbidez), mas sem evidências de influência glacial. Provavelmente, o sítio deposicional do Grupo Santo Onofre situava-se distante dos centros glaciais (*ice-caps*).

Formação Jequitai e Grupo Ibiá: Faixa Brasília

Na Faixa Brasília afloram metadiamicritos, quartzitos e metapelitos sedimentados em ambientes com possível influência glacial, relacionados à Formação Jequitai, que aflora no domo de Cristalina (GO) e ao Grupo Ibiá, que aflora desde a cidade de Ibiá, em Minas Gerais, até o sul do Estado de Goiás (Dardenne *et al.*, 1978; Rocha-Campos & Hasui, 1981c; Faria, 1985; Dardenne, 2000). Ambas as unidades ocorrem em discordância sobre rochas mesoproterozóicas dos Grupos Canastra e Paranoá (Faria, 1985; Karfunkel & Hoppe, 1988; Pereira *et al.*, 1994; Cukrov, 1999; Dardenne, 2000).

Na região de Cristalina, a Formação Jequitai possui espessura aflorante da ordem de 150 metros e ocorre em dis-

cordância sobre metarritmitos ou quartzitos do Grupo Paranoá, estando limitada no topo por falha de cavalgamento com os filitos e quartzitos do Grupo Canastra (Faria, 1985). A litofácies dominante da Formação Jequitai em Cristalina é o diamicrito com matriz siltica-arenosa e clastos de quartzitos, filito, siltito, calcários e dolomitos, quartzito. Ocorrem, frequentemente, camadas alternadas de diamicritos pobres em seixos (< 10% de clastos) e de diamicritos ricos em seixos (até 50% de clastos), com espessuras da ordem de 10 a 15 metros. Ocorrem, ainda, litofácies subordinadas como quartzito fino a médio, maciço, em camadas com 1 a 2 metros de espessura e siltitos laminados, com seixos ou clastos pingados (*dropstones*), com espessura de vários metros. Estas litofácies foram interpretadas por Faria (1985) como representando uma associação de tilitos e varvitos em contexto glaciocontinental. Entretanto, Cukrov (1999), em função do predomínio de diamicritos estratificados e grande quantidade de pelitos intercalados nos diamicritos, interpretou estas litofácies como depositadas num ambiente glaciomarinho. A maior espessura da Formação Jequitai em Cristalina-GO, aliada aos significativos intervalos de sedimentação pelítica com clastos pingados, sugere um ambiente marinho de águas mais profundas, mais longe do gelo, quando comparados aos depósitos da Formação Jequitai nos arredores da cidade homônima (Cukrov, 1999). A Fig 12. mostra os principais processos de sedimentação glaciomarinha e a situação provável do contexto deposicional da Formação Jequitai, tanto na cidade homônima quanto no Domo de Cristalina.

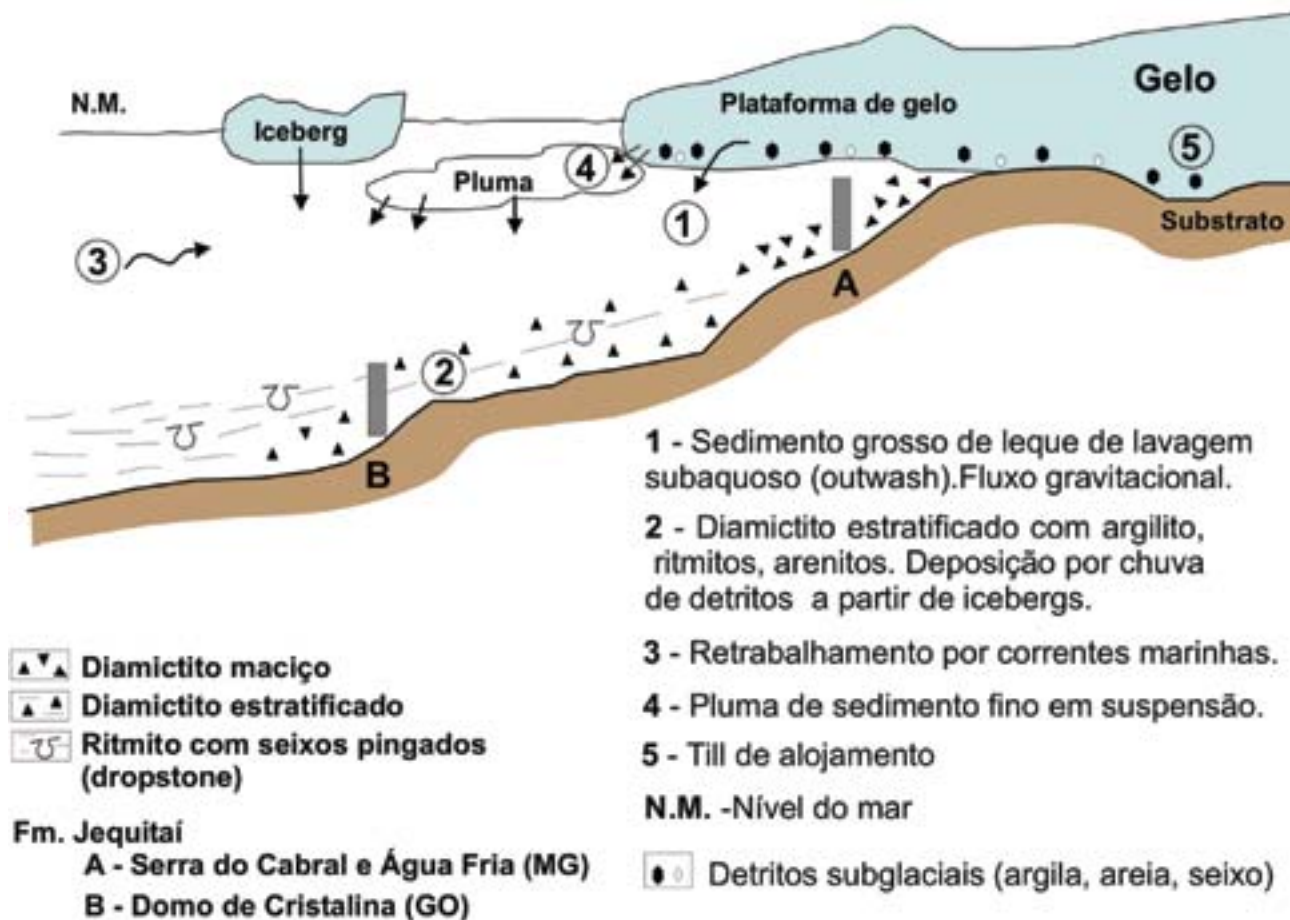


Fig 12 - Processos e depósitos sedimentares associados ao ambiente glaciomarinho (segundo Eyles *et al.*, 1985) e o contexto deposicional da Formação Jequitai

- Processes and sedimentary deposits related to glaciomarine environment (from Eyles *et al.*, 1985) and the depositional context of the Jequitai Formation

Ambientes marinhos em bacias glaciadas são os mais importantes sítios de sedimentação. Geleiras que chegam até o litoral podem atingir o mar, internando-se como uma geleira aterrada, isto é, arrastando-se sobre o substrato, ou flutuante, levando à formação de icebergs e influenciando a sedimentação marinha que aí ocorre. A geleira atua como fonte de sedimentos e a deposição ocorre por processos atuantes no interior do corpo d'água. Ambiente glaciomarinho desenvolve-se numa bacia marinha glacialmente influenciada, isto é, numa margem continental com plataforma, talude e bacia oceânica ou mesmo numa bacia intracratônica (Eyles *et al.*, 1985). A sedimentação é influenciada pelo: 1) suprimento glacial, controlado pelo relevo da margem da bacia, regime termal da geleira e dinâmica do fluxo do gelo; 2) pelo ambiente deposicional que, por sua vez, é influenciado por correntes, relevo do substrato e proximidade com o gelo. O subambiente glaciomarinho proximal é semelhante ao subambiente glaciolacustrino pró-glacial, onde o gelo entra em contato com o corpo d'água, desenvolvendo leque de lavagem (*outwash*) subaquoso, com diamictitos, arenitos e ritmitos com seixos caídos ou pingados (*dropstones*), evidenciando a ação de icebergs.

Eyles *et al.* (1985) e Eyles & Eyles, (1992) descreveram, com detalhe, os três processos responsáveis pela geração de diamictitos em meio subaquoso (Fig.12):

1- decantação de sedimentos finos em suspensão associados a liberação de clastos contidos em blocos de gelo flutuantes (processo de *rain out*). O degelo libera material sedimentar que é carregado para o ambiente marinho. Os finos são dispersos através de uma nuvem ou pluma de espreamento. Neste caso, ocorre decantação dos sedimentos mais finos que se encontravam em suspensão na coluna de água, junto com clastos de tamanho variável liberados pela fusão de blocos de gelo flutuantes (*ice rafted debris*).

2- ressedimentação, em que sedimentos (*tills*) glaciais previamente acumulados são transportados pela ação de fluxos gravitacionais em superfícies inclinadas, adquirindo faciologia bastante distinta (fluxo de detritos e turbiditos);

3- retrabalhamento por correntes e decantação, de maneira combinada, gerando diamictitos com matriz arenosa e estruturas trativas, intercalado com diamictito de matriz pelítica e laminado. Neste caso, o retrabalhamento ocorre pela ação de marés, ondas de tempestades e correntes oceânicas.

No Grupo Ibiá, Pereira (1992) e Pereira *et al.* (1994) individualizaram, na base, a Formação Cubatão, com metadiamictitos de matriz argilo-arenosa bem foliada (Fig.13), centenas de metros de espessura e, no topo, pela Formação Rio Verde, constituída por metarritmitos e filitos. Ambas as unidades são relacionadas à sedimentação marinha com influência glacial (Pereira *et al.*, 1994), depositadas num contexto de margem passiva (Fuck *et al.*, 1993), com evolução progressiva para uma bacia *back-arc* (Seer, 1999; Dardenne, 2000; Seer *et al.*, 2000).

Lima & Morato (2003) fizeram um mapeamento detalhado na Serra dos Pilões, Guarda-Mor, e caracterizaram os metadiamictitos da Formação Cubatão com espessuras da ordem de 500 a 1000 metros, predominando diamictitos maciços e estratificados, com matriz pelítica, localmente arenosa e clastos de granitóides, mica-xistos, quartzitos, carbonatos, variando desde 3 até 20 centímetros, podendo chegar a 1 metro. Geralmente apresentam xistosidade proeminente e seixos achatados tectonicamente. A Formação Rio Verde, é constituída por metarritmitos areno-silto-argilosos,

Fig. 13 - Metadiamictitos do Grupo Ibiá, com diversos clastos, destacando-se um matacão de granitóide



Fig.13 - Ibiá group Metadiamictite with several clasts, with a prominent granitoid boulder

bem estratificados e laminados. A grande espessura, aliada à homogeneidade dos diamictitos, assim como associação com ritmitos superiores, pode ser relacionada a fluxos gravitacionais subaquosos, de borda de bacia.

Lima & Morato (2003) e Lima *et al.* (2003) estabeleceram um modelo paleogeográfico (Fig.14), onde a Formação Jequitai, na região de Cristalina (GO), representa sedimentação glaciomarinha, enquanto que o Grupo Ibiá, mais espesso e subsidente, constituiria a borda de uma bacia atrás do arco (*back arc*) com sedimentação gravitacional associada a uma rampa de falha de borda de bacia, com fluxos de detritos e correntes de turbidez diluídas. Neste contexto, a proveniência seria de leste, com influência glacial da região do futuro Cráton do São Francisco, corroborada por determinações geocronológicas U/Pb em zircão detrítico, inclusos na matriz dos diamictitos, conforme Dardenne *et al.* (2003). Associado ao progressivo consumo do Oceano Goiás e o desenvolvimento de arcos de ilhas juvenis, a oeste, a Bacia Ibiá passa a receber também sedimentos originários de arcos magmáticos, em contexto de bacia atrás do arco (*back arc basin*) conforme Seer (1999), Seer *et al.* (2000) e Dardenne (2000).

O modelo deposicional (Fig. 14A) mostra um embasamento constituído por rochas granito-gnáissicas e pelos Grupos Paranoá (quartzitos, metassiltitos e metacarbonatos) e Grupo Canastra (quartzitos e xistos), ambos mesoproterozóicos. Sobre este embasamento, estabeleceu-se uma bacia preenchida por sedimentação gravitacional dos Grupos Araxá e Ibiá. Progressivamente, ocorre contribuição de um arco magmático a oeste e desenvolve-se uma bacia atrás do arco (*back arc*) (Seer *et al.*, 2000). Para nordeste, ocorreu uma glaciação importante com formação de uma plataforma com sedimentação glaciomarinha (Formação Jequitai). Posteriormente, uma colisão continental de grandes proporções, durante a orogênese Brasileira, provoca deformação e metamorfismo, alterando as relações estratigráficas originais. Estabeleceu-se grande aloctonia, com nappes e dobras (Fig.14B), que mostram transporte tectônico para o Cráton do São Francisco (Seer, 1999).

Faixa Ribeira - Araçuaí: Formação Carandaí, na região de São João Del Rei (MG)

Próximo à cidade de São João Del Rei, na região sudeste do Estado de Minas Gerais, afloram metadiamictitos interpretados como tilitos e metapelitos com seixos pingados, relacionados à Formação Carandaí (Rocha-Campos & Hasui, 1981d; Karfunkel & Noce, 1983; Karfunkel & Hoppe, 1988).

Os diamictitos foram descritos pela primeira vez por Leonardos (1940) e considerados como "tilitos metamórficos" e incluídos na Formação Carandaí, assim como xistos, filitos e metacarbonatos.

Karfunkel & Noce (1983) e Karfunkel & Hoppe (1988) descrevem, no Grupo São João Del Rei, uma unidade média, com cerca de 70 a 100 metros de espessura, com diamictitos na base e metapelitos laminados no topo, às vezes com clastos pingados (*dropstones*). Os diamictitos são interpretados como tilitos, com matriz arenosa ou silto-argilosa, com clastos centimétricos a métricos em diâmetro, variando de composição desde granitos, gnaisses, quartzitos, xistos, carbonatos e rochas básicas, estes últimos menos abundantes.

Ribeiro *et al.* (1995) descrevem, na bacia Carandaí (ou Sequência Depositional Carandaí, conforme Ribeiro, 1996) uma espessa sucessão com cerca de 1000 a 1200 metros de espessura, constituída por pelitos, margas, calcários e diamictitos depositados por correntes de turbidez diluídas e por fluxos de detritos. A bacia é orientada NE-SW. Os diamictitos são predominantemente estratificados, mostrando matriz areno-argilosa e clastos variando de grânulos a matações, constituídos por gnaisses, granitóides, quartzitos, filitos, metabasitos e calcários. Os diamictitos são considerados como depósitos de fluxos gravitacionais coesivos subaquosos, depositados na borda de bacia. Os metapelitos (na forma de siltitos gradados) apresentam intercalações de arenitos maciços ou gradados, e são considerados como relacionados a fluxos turbidíticos A Sequência Depositional

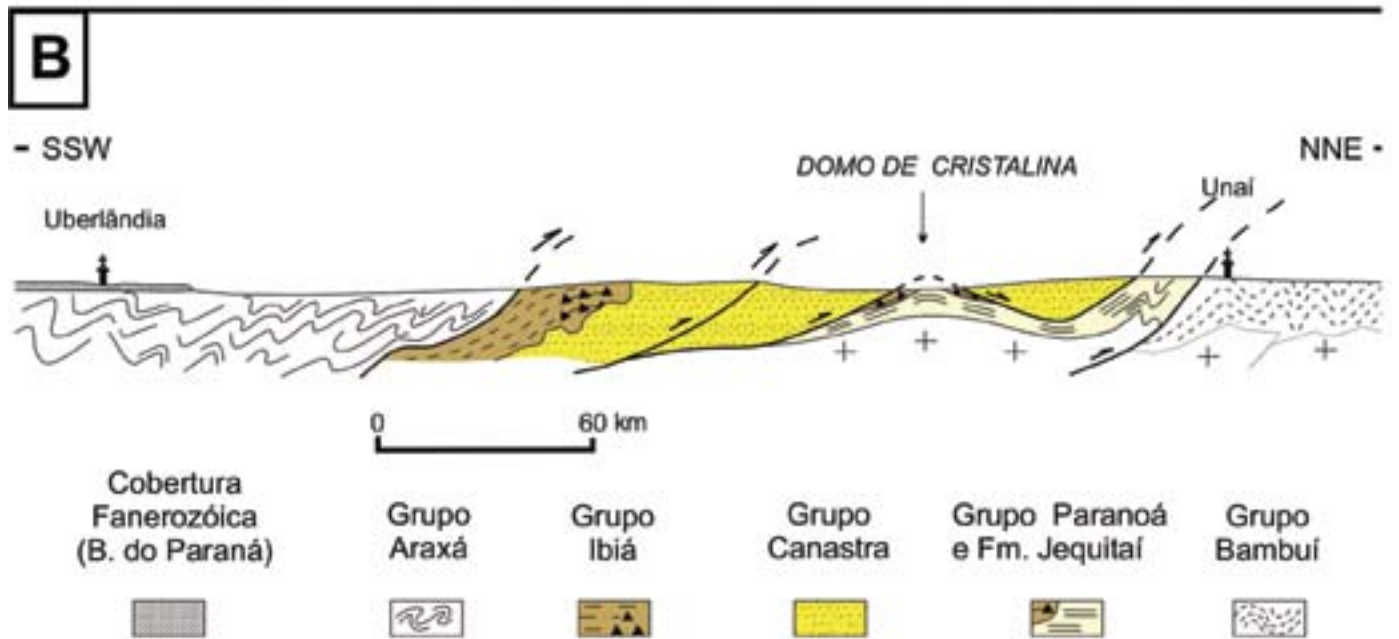
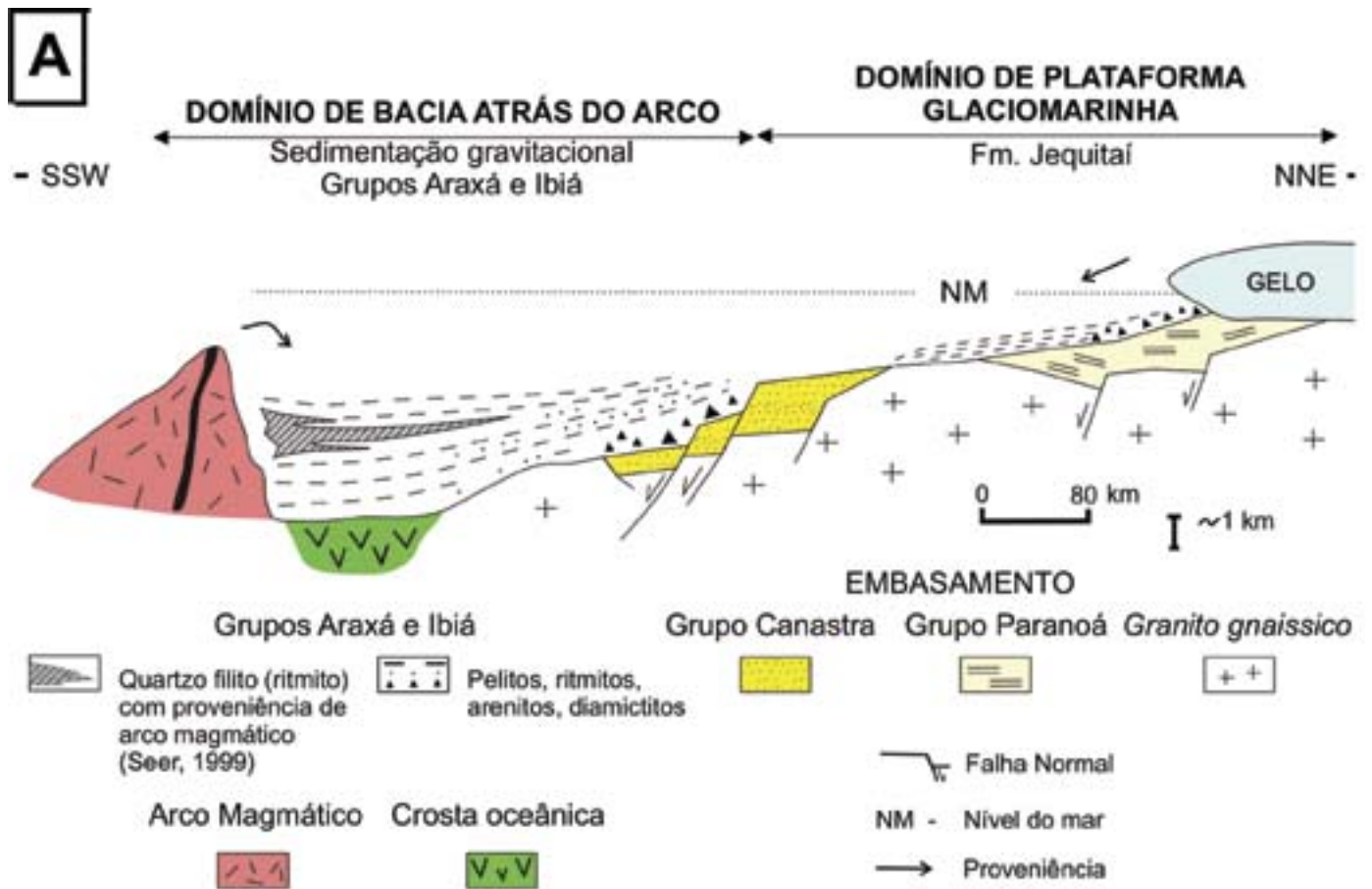


Fig. 14 - Modelo deposicional (A) e seção estrutural (B) para os grupos Araxá, Ibiá e Formação Jequitai, na Faixa Brasília. Segundo Dardenne (2000), Seer *et al.*(2000) e Lima *et al.*(2003)

- Depositional model (A) and structural cross section (B) in Brasília fold belt. From Dardenne (2000), Seer *et al.*(2000) and Lima *et al.*(2003)

Carandaí transiciona, mais para leste, para a Sequência Andrelândia, onde, próximo da cidade de Madre de Deus, a sul de São João Del Rei, afloram biotita xistos conglomeráticos, com grandes clastos de gnaiss, provavelmente caídos a partir de icebergs, que influenciavam a sedimentação neoproterozóica da sequência Andrelândia.

Uma capa de gelo neoproterozóico (*ice cap*) poderia estar representada a noroeste da cidade de São João del Rey, sobre o embasamento gnáissico da região e influenciando, para sul-sudeste, a borda da bacia sedimentar Carandaí-Andrelândia, preenchida, principalmente, por sedimentação gravitacional. Clastos isolados, provavelmente caídos de icebergs neoproterozóicos, são descritos a sudeste de São João del Rey, em biotita xistos da sequência Andrelândia (Trouw *et al.*, 1984). Este contexto, semelhante ao da Faixa Araçuaí, mais ao norte, indica glaciação na borda de uma bacia extensional do tipo rifte, influenciando a sedimentação neoproterozóica da bacia Andrelândia e permitindo a formação de clastos pingados ou caídos a partir de icebergs.

Faixa Rio Preto - Formação Canabravinha

A Faixa Rio Preto ocorre no limite noroeste do Cráton do São Francisco, entre os Estados da Bahia e Piauí. Foi descrita e definida por Almeida (1977) e Inda & Barbosa (1978), os quais definiram zonas eugeossinclinal, mioeossinclinal, pericratônica e cratônica.

É constituída, estratigraficamente, pelo Grupo Rio Preto, que aflora no vale do Rio Preto, constituído por quartzitos, metamargas, xistos e anfibolitos. Afloram também metadiamicritos, quartzitos, siltitos e calcários.

Egydio-Silva (1987) desenvolveu um detalhado trabalho lito-estrutural na Faixa Rio Preto, definindo cinco unidades lito-estruturais, conforme a intensidade da deformação e do metamorfismo. O Grupo Rio Preto foi considerado um provável equivalente estratigráfico do Supergrupo Espinhaço, sendo constituído por quartzitos micáceos, mica xistos, quartzitos ferruginosos ou itabiritos, filitos hematíticos e grafitosos e anfibolitos. É superposto pelas Formações Canabravinha, São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves (Egydio-Silva, 1987; Egydio-Silva *et al.*, 1990). A Formação Canabravinha foi considerada como um provável equivalente da Formação Bebedouro, a qual é superposta pelas demais formações, que constituem o Grupo Bambuí na região noroeste da Bahia.

Entre as cidades de Formosa do Rio Preto e Monte Alegre, próximo da divisa Bahia-Pernambuco, aflora, na Faixa Rio Preto, a Formação Canabravinha, constituída por metadiamicritos (Fig. 15), quartzitos feldspáticos, às vezes carbonáticos, metapelitos e metamargas, com cerca de 500 a 1000 metros de espessura, correlacionável à Form. Bebedouro (Egydio-Silva, 1987; Egydio-Silva *et al.*, 1990). Os metadiamicritos formam camadas ou lentes, intercalados nas demais litologias. Apresentam predomínio de matriz areno-pelítica, e clastos deformados e estirados, desde centimétricos a decimétricos, compostos por quartzitos, gnaisses e, subordinadamente, metapelitos e metacalcários. A matriz dos diamicritos é constituída por quartzo, carbonatos, feldspatos, clorita, sericita e opacos. As litofácies descritas por Egydio-Silva (1987) indicam sedimentação gravitacional, com fluxos de detritos e correntes de turbidez, associada a talude ou rampa de falha (Fig. 16). Influência glacial na sedimentação da Formação Canabravinha não é descrita. Possivelmente a sedimentação neoproterozóica da Faixa Rio Preto ocorreu em contexto muito distante dos sítios cobertos pelo gelo (*ice caps*) neoproterozóico. A reconstituição da bacia sedimentar sugere um gráben ou rifte intracontinental (Egydio Silva, *op.cit.*). Um quadro estratigráfico é apresentado (Fig. 16A), com representação do Grupo Rio Preto, Formação Canabravinha e as unidades correlacionáveis ao Grupo Bambuí, discordantes entre si e mostrando deslocamento do depocentro com avanço da sedimentação.

A estrutura da Faixa é incomum no contexto do Cráton do São Francisco, mostrando um leque de dupla vergência (Fig. 16B), assimétrico, com uma porção mais desenvolvida, a sul, com deslocamento de massa para a região do Cráton do São Francisco e uma porção mais curta a norte com vergência para norte. A origem da estrutura está relacionada a uma possível zona



Fig. 15 - Metadiamicrito da Formação Canabravinha, mostrando matacão de granitóide

- Canabravinha formation metadiamicrite showing granitoid boulder

de cisalhamento transcorrente no embasamento, que induziu um leque na cobertura metassedimentar (Egydio Silva *et al.*, 1993).

Faixa Sergipana - Formação Capitão-Palestina

A Faixa Sergipana ocorre no limite nordeste do Cráton do São Francisco e pode ser subdividida num domínio de cobertura cratônica, um domínio externo, com metassedimentos fracamente deformados e num domínio interno, com metassedimentos metamorfizados nas fácies xisto verde a anfibolito (Almeida, 1977). Tectônica de nappes com vergência para o sul e zonas de cisalhamento transcorrentes constituem as principais estruturas (Campos Neto & Brito Neves, 1987; Del Rey, 1995).

A Faixa Sergipana compreende os Grupos Miaba e Vaza-Barris (Humphrey & Allard, 1969; Trompette, 1994; Fuck *et al.*, 1993). O primeiro, com cerca de 1 km de espessuras, apresenta, na unidade média (Formação Jacarecica) metagrauvascas seixosas, com clastos de até 1 metro de diâmetro, constituídos por gnaiss-ses, granitóides e quartzitos, possivelmente correlacionável à Formação Bebedouro. É superposta pela Formação Jacoca, constituída por metacalcários e dolomitos.

No Grupo Vaza-Barris, unidade alóctone, com vários quilômetros de espessura, aflora, na base, a Form. Capitão Palestina, constituída por metagrauvascas seixosas (metadiamicritos), com freqüentes intercalações de metapelitos e quartzitos, interpretadas como resultado de fluxos de lama e detritos (Fuck *et al.*, 1993). As metagrauvascas apresentam clastos de seixos a matações, predominantemente de gnaisses e granitóides. Para o topo, aparecem metacarbonatos (Formação Olhos d'Água) e recorrências de metagrauvascas conglomeráticas (Formação Frei Paulo-Ribeirópolis). Mais ao norte ocorrem metassedimentos do Grupo Macururé, com micaxistos, metagrauvascas e paragnaisses que correspondem a depósitos turbidíticos. Estas duas unidades estratigráficas devem corresponder à sedimentação neoproterozóica, em parte de margem passiva (Fuck *et al.*, 1993), no intervalo 900 a 700 Ma. Influência glacial importante na bacia de sedimentação não foi descrita, mas o material sedimentar sugere comparação ou correlação com o Grupo Macaúbas, da Faixa Araçuaí.

Conclusões sobre a paleogeografia da glaciação Neoproterozóica na região centro-leste do Brasil

A glaciação neoproterozóica está relativamente bem caracterizada na região do Brasil Central (Karfunkel & Hoppe,

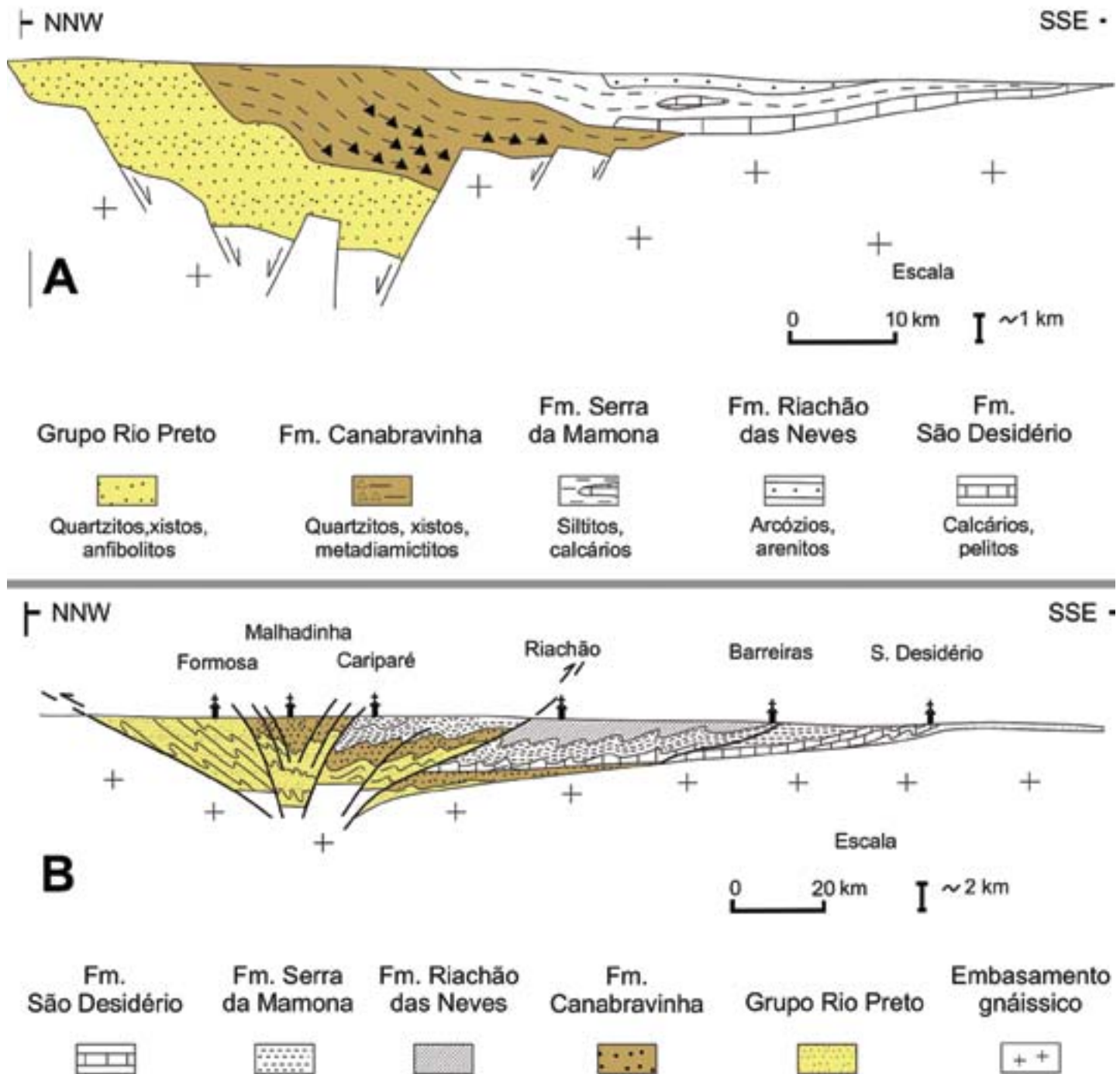


FIG. 16 - Quadro estratigráfico (A) e seção estrutural (B) na Faixa Rio Preto. (Segundo Egydio-Silva, 1987; Egydio-Silva *et al.*, 1990)

- Stratigraphic architecture (A) and structural cross section (B) in Rio Preto fold belt. From Egydio-Silva, 1987; Egydio-Silva *et al.*, 1990

1988; Dominguez, 1993; Trompette, 1994). Estudos paleomagnéticos efetuados sobre diques máficos na região leste do Cráton do São Francisco (D'Agrella Filho *et al.*, 1990) indicam que a região sob influência de glaciação estaria entre 40° e 60° de latitude. Neste contexto, as geleiras, provavelmente de base úmida, teriam ocupado as áreas elevadas, estáveis (futuro Cráton do São Francisco), nas quais os processos eram predominantemente erosivos (Fig. 17). Nas bacias neoproterozóicas adjacentes, geralmente de margem passiva (com crosta oceânica) ou como rift intracontinental (inteiramente sobre crosta siálica), ocorria sedimentação gravitacional associada com tectonismo extensional. Falhas normais marcam os limites das bacias neoproterozóicas, que coincidem com ocorrência de espessos diamictitos sedimentados como fluxos gravitacionais subaquosos.

Três geleiras (*ice caps*) podem ser individualizadas, com respectivas direções de transporte, deduzidas a partir de orientação de estrias, diminuição do diâmetro de clastos dos

diamictitos e posição de fácies distais, pelíticas, com clastos pingados (Fig. 17).

A geleira situada mais ao norte, nos arredores da Serra da Jacobina, no interior do Estado da Bahia, deslocava-se para SW, com lobos de gelo migrando para dentro de um corpo d'água (Dominguez, 1993; Guimarães, 1996). A geleira central deslocava-se preferencialmente para SE (Isotta *et al.*, 1969; Karfunkel & Hoppe, 1988), ou mesmo para SW e S (Dardenne *et al.*, 1978; Dupont *et al.*, 2000), direções deduzidas a partir de pavimentos estriados e padrão de interdigitação de fácies. A geleira situada mais ao sul deslocava-se preferencialmente para SE, influenciando a sedimentação das sequências Carandaí e Andrelândia, na borda sul do paleocontinente do São Francisco.

Nas bacias neoproterozóicas o material glacial inconsolidado, geralmente glaciomarinho, foi ressedimentado como depósito gravitacional, do tipo gerado por fluxo de detritos (diamictitos) e turbiditos (metarritmitos areno-silto-argilosos). Este fenômeno de ressedimentação nas bacias neo-

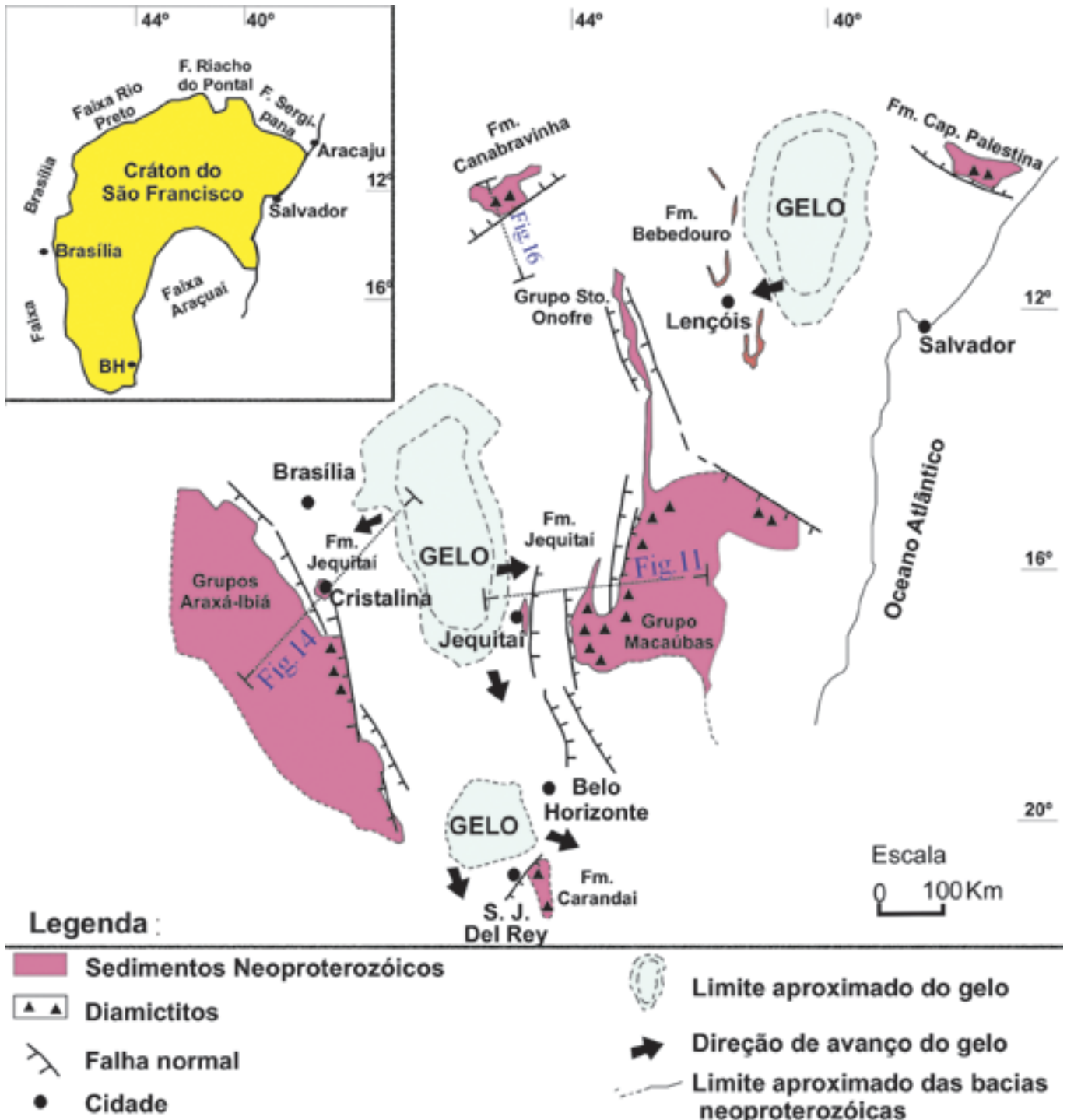


Fig. 17 - Paleogeografia da glaciação sturtiana (~800 Ma) e principais bacias sedimentares neoproterozóicas. Segundo Karfunkel & Hoppe (1988), Dominguez (1993) e Dupont *et al.*(2000)

- Paleogeographic analysis of Sturtian glaciation (800 Ma) and main neoproterozoic sedimentary basins. From Karfunkel & Hoppe (1988), Dominguez (1993) e Dupont *et al.*(2000)

proterozóicas é associado à deglaciação e ao tectonismo sinsedimentar de abertura dos riftes.

Este evento tectônico extensional representa a fragmentação do supercontinente Rodínia, com abertura de bacias neoproterozóicas. Este evento tectônico foi aproximadamente contemporâneo à glaciação regional. Com o degelo, ocorreu um soerguimento isostático pós-glacial que, possivelmente, ampliou e incrementou a extensão continental.

Assim, acredita-se na formação de diversas geleiras continentais ou *ice caps* na região centro-leste do Brasil, possivelmente no intervalo de 800 a 750 Ma, talvez relacionadas ao evento glacial Sturtiano (Santos *et al.*, 2000; Pimentel *et al.*, 2002; Babinski & Kaufman, 2003, Alvarenga *et al.*, 2003). Em parte concomitante, ou logo posterior ao evento glacial, ocorreu abertura de bacias sedimentares, que foram preenchidas por

sedimentação gravitacional. Estas bacias transformaram-se, através de processos tectono-metamórficos orogênicos, em faixas dobradas, edificando cadeias de montanhas, configurando e determinando os limites do Cráton do São Francisco.

Agradecimentos

Ao Professor Fernando Flávio Marques de Almeida, pelos ensinamentos transmitidos através das inúmeras publicações sobre a Geologia do Brasil. Aos editores deste livro, pelo incentivo e convite para a elaboração do artigo e ao Professor Joel Carneiro de Castro (UNESP) pela revisão do artigo. Às nossas instituições, pelo apoio nas atividades de ensino e pesquisa.

AS ILHAS VULCÂNICAS BRASILEIRAS: FERNANDO DE NORONHA E TRINDADE

Mabel Norma Costas Ulbrich
Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP
mulbrich@usp.br

Leila Soares Marques
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo, SP
leila@iag.usp.br

Rosana Peporine Lopes
Universidade do Extremo Sul Catarinense, UNESC, Criciúma, SC
rpl@unesc.rct-sc.br

Resumo:

As ilhas oceânicas Fernando de Noronha (idades K-Ar e Ar-Ar entre 12 e 1,5 Ma) e Trindade (idades K-Ar entre 3,7 Ma e menos de 350.000 anos) são constituídas por rochas alcalinas ultrabásicas a intermediárias resultantes de eventos vulcânicos distintos. Os mais antigos são representados por depósitos piroclásticos e corpos subvulcânicos (domos, diques, plugs) com predominio de domos fonolíticos. Em Fernando de Noronha, de relevo suave, caracterizado por planaltos escalonados, a Formação Remédios apresenta grande variedade litológica, incluindo numerosos diques de lamprófiros. Nesta formação identificaram-se duas séries petrográficas, uma sódica, que varia de tefritos e basanitos até fonólitos e outra potássica que evolui de basaltos alcalinos até traquitos, por cristalização fracionada; processos de hibridação são comuns e resultam da incorporação de fragmentos de rochas dos corpos vizinhos e/ou xenólitos de rochas alcalinas cogenéticas (cumulatos máficos, gabro alcalino, etc.) e, em alguns casos, por mistura de magmas. Em Trindade, de relevo acidentado, os domos e necks de fonólitos são feições topográficas típicas do Complexo Trindade e, tanto os fonólitos como os diques de rochas básicas contêm numerosos xenólitos de rochas alcalinas (malignitos, ijolitos, essexitos, etc.). Derrames de fonólitos, de tefritos fonolíticos e de nefelinitos, intercalados com rochas piroclásticas, cobriram a parte mais central do complexo, constituindo a Sequência Desejado. Os fonólitos são também os litotipos predominantes nos rochedos de Martin Vaz, pertencentes à cadeia Vitória-Trindade.

O vulcanismo mais novo (Formação Quixaba em Fernando de Noronha e Formações Morro Vermelho, Valado e Vulcão do Paredão em Trindade) caracteriza-se pela abundância de derrames de melaneferinitos e depósitos piroclásticos da mesma composição. Em Fernando de Noronha ocorrem também derrames mais restritos de basanitos, um deles contendo xenólitos mantélicos. Estudos geoquímicos de elementos maiores, menores e traços do conjunto de rochas alcalinas expostas nas ilhas apontam para a importância de processos de cristalização fracionada. Entretanto, existem variações e diferenças nas razões de elementos incompatíveis entre as rochas vulcânicas menos evoluídas de cada uma das ilhas (vários tipos de melaneferinitos e basanitos), condizentes com uma origem a partir de magmas parentais diferentes, originados em fontes mantélicas distintas ou resultantes de diferentes graus de fusão da mesma fonte.

Os dados isotópicos (Sr e Nd) das rochas vulcânicas e subvulcânicas de Fernando de Noronha, Trindade e Martin Vaz são semelhantes (Trindade e Martin Vaz: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0,7038$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,51280$; Fernando de Noronha: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0,7041$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,51283$). As rochas da série potássica de Fernando de Noronha se destacam por possuir razões isotópicas iniciais de Sr levemente maiores e

razões medidas de Nd menores. Os dados isotópicos de ambas ilhas oceânicas são também similares aos dos basaltos do Arquipélago de Abrolhos, sugerindo a participação de fontes mantélicas com as mesmas características. As semelhanças são reforçadas pelos dados isotópicos de Pb, indicando a participação dos componentes mantélicos DMM, EMI e HIMU na gênese dessas rochas.

Palavras-chave: Ilhas Oceânicas, Rochas Alcalinas, Fernando de Noronha, Trindade, Geoquímica, Geocronologia.

Abstract:

The oceanic islands of Fernando de Noronha (K-Ar and Ar-Ar ages: 12 to 1.5 Ma) and Trindade (K-Ar ages: 3.7 Ma to less than 350,000 years) are made up of subvolcanic bodies of ultrabasic to intermediate alkaline rocks and pyroclastic deposits belonging to different volcanic events. In Fernando de Noronha the older Remédios Formation has abundant phonolite domes and a variety of rock types including lamprophyre dikes. The rocks belong to two petrographic series developed through fractional crystallization: a sodic series varying from tephrites and basanites to phonolites, and a potassic one evolving from alkali basalts to trachytes. Xenolithic fragments of several alkaline rocks (exposed and unexposed) and magma mixing processes were also recognized. In Trindade the phonolitic domes and necks and the mafic dikes of the older Trindade Complex are also rich in cogenetic alkaline xenoliths. Phonolite, tephriphonolite and nephelinite flows and pyroclastic rocks of the Desejado Sequence cover the central parts of the island. Phonolites are also the dominant lithotypes in Martin Vaz, belonging to the Vitória-Trindade rift.

The younger volcanic events (Quixaba Formation in Fernando de Noronha and Morro Vermelho, Valado and Vulcão do Paredão Formations in Trindade) are mainly comprised of melaneophelinite flows and pyroclastic rocks, with some basanites in Fernando de Noronha. One of the basanite flows carries abundant mantle xenoliths. Geochemistry of major, minor and trace elements of all rocks from both islands indicate that fractional crystallization processes were dominant. However, the less evolved rock types show variations and differences in incompatible trace element ratios suggesting an origin from different parental magmas, derived from distinct mantle sources, or different degrees of partial melting of the same source.

Isotopic data (Sr, Nd) of volcanic and subvolcanic rocks from Fernando de Noronha, Trindade and Martin Vaz (Trindade and Martin Vaz: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.7038$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51280$; Fernando de Noronha: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.7041$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51283$) are similar. The rocks of the Fernando de Noronha potassic series show slightly higher initial isotopic ratios and lower measured Nd ones. The isotopic data for both oceanic islands are similar to those of the Abrolhos Archipelago, suggesting the involvement of closely related mantle sources. The similarity is supported by Pb isotopic data, indicating the participation of DMM, EMI and HIMU mantle components in their genesis.

Keywords: Oceanic Islands, Alkaline Rocks, Fernando de Noronha, Trindade, Geochemistry, Geochronology.

Resumen:

Las islas oceánicas Fernando de Noronha (edades K-Ar entre 12 y 1,5 Ma) y Trindade (edades K-Ar entre 3,7 Ma y menos de 350.000 años) están formadas por rocas alcalinas ultrabásicas a intermedias resultantes de diferentes eventos volcánicos. Los más antiguos están representados por depósitos piroclásticos y cuerpos subvolcánicos (domos, diques,

plugs) con predominancia de domos fonolíticos. En Fernando de Noronha, que presenta relieve suave, caracterizado por altiplanos escalonados, la Formación Remedios muestra una litología muy variada, incluyendo abundantes diques de lamprófitos. En esa formación fueron identificadas dos series petrográficas, una sódica, que varía de tefritas y basanitas hasta fonolitas, y otra potásica, que evoluciona de basaltos alcalinos hasta traquitas, por cristalización fraccionada; procesos de formación de rocas híbridas son comunes y resultan de la incorporación de fragmentos de rocas de los cuerpos vecinos o de xenolitos de rocas alcalinas que no afloran en la región (cumulatos máficos, gabro alcalino, etc.) y, en algunos casos, por mezcla de magmas. En Trindade, con relieve accidentado, los domos y necks de fonolitas son características topográficas típicas del Complejo Trindade; tanto las fonolitas, como los diques de rocas básicas contienen abundantes xenolitos de rocas alcalinas (malignitas, ijolitas, essexitas, etc.). Coladas de fonolitas, de tefritas fonolíticas y de nefelinitas, intercaladas con rocas piroclásticas, cubrieron la parte central del complejo, constituyendo la Secuencia Desejado. Las fonolitas son también los tipos de rocas predominantes en la pequeña isla de Martin Vaz, que pertenece a la cadena Vitória-Trindade.

El volcanismo más joven (Formación Quixaba en Fernando de Noronha y Formaciones Morro Vermelho, Valado y Vulcão do Paredão en Trindade) se caracteriza por la abundancia de coladas de melaneofelinitas y depósitos piroclásticos de la misma composición. En Fernando de Noronha se encuentran también coladas de basanitas de extensión más reducida, una de las cuales contiene xenolitos del manto. Los estudios geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios y traza del conjunto de rocas alcalinas que afloran en las islas confirman la importancia de los procesos de cristalización fraccionada. Por otro lado, existen variaciones y diferencias en las relaciones entre elementos incompatibles de las rocas volcánicas menos diferenciadas de cada una de las islas (varios tipos de melaneofelinitas y basanitas), indicando que cristalizaron a partir de magmas diferentes, originados en fuentes distintas del manto o que resultaran de diferentes grados de fusión de la misma fuente.

Los datos isotópicos (Sr y Nd) de las rocas volcánicas y subvolcánicas de Fernando de Noronha, Trindade y Martin Vaz son semejantes (Trindade y Martin Vaz: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.7038$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51280$; Fernando de Noronha: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.7041$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51283$). Las rocas de la serie potásica de Fernando de Noronha se destacan del conjunto por presentar relaciones isotópicas iniciales de Sr un poco mayores y relaciones medidas de Nd menores. Los datos isotópicos de ambas islas son también similares a los que fueron determinados en el Archipiélago de Abrolhos, sugiriendo la participación de fuentes del manto con las mismas características. Las semejanzas son reforzadas por los datos isotópicos de Pb, indicando la participación de los componentes mantélicos DMM, EMI e HIMU en la génesis de esas rocas.

Palabras llave: Islas Oceánicas, Rochas Alcalinas, Fernando de Noronha, Trindade, Geoquímica, Geocronología.

Introdução

A natureza vulcânica das ilhas oceânicas brasileiras foi reconhecida no final do século XIX e início do século XX, em virtude do estudo de algumas amostras de rochas coletadas durante as visitas esporádicas de expedições científicas (bibliografia e comentários, em Almeida, 1955). Foram, porém, os trabalhos de Fernando F. M. de Almeida realizados no Arquipélago de Fernando de Noronha e na Ilha da

Trindade os que forneceram a base fundamental do conhecimento geológico.

Nas monografias, publicadas em 1955 (Fernando de Noronha) e em 1961 (Trindade), o autor oferece descrições minuciosas sobre as feições geomorfológicas e geológicas das ilhas e apresenta os respectivos mapas geológicos. Os vários tipos de rochas vulcânicas e sedimentares são ilustrados e descritos com riqueza de detalhes, acompanhados de dados químicos e modais. Com profundo conhecimento da literatura geológica da época, Almeida reúne as observações e os dados obtidos e, comparando-os com os de outras ilhas conhecidas, discute a petrogênese das rochas.

Considerando o grande interesse que desperta o conhecimento das ilhas oceânicas brasileiras, tanto do ponto de vista científico, como cultural e turístico, Almeida reuniu aspectos históricos, geográficos e geológicos essenciais de ambas ilhas oceânicas, publicando-os, em 2002, no volume denominado *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil (SIGEP)*. Versões em português e inglês destes trabalhos estão disponibilizadas na Internet (Almeida, 2000a; b).

Os trabalhos de Almeida são certamente a referência essencial para qualquer estudo geológico dessas ilhas, até mesmo nos dias de hoje, quando o aprimoramento das técnicas analíticas permite obter dados isotópicos e químicos com grande precisão. As informações obtidas atualmente, utilizando estes métodos, têm possibilitado determinar com maior exatidão a idade relativa de suas rochas e caracterizar seus processos de origem e evolução.

Este capítulo visa expor os processos geológicos que ocorreram em Fernando de Noronha e Trindade, com ênfase na atividade vulcânica, tomando como base e referência fundamental os trabalhos pioneiros de Almeida e acrescentando informações geológicas e geoquímicas mais recentes.

Características gerais do vulcanismo de ilhas oceânicas

As ilhas oceânicas são as porções emersas de edifícios vulcânicos de grandes dimensões, localizados em diferentes regiões da crosta oceânica, a maioria deles afastados das bordas das placas. Nesses ambientes de vulcanismo intraplaca, o magmatismo pode ter caráter toleítico e/ou alcalino, resultando em associações distintas de rochas básicas: olivina toleitos e quartzo toleitos ou nefelinitos e álcali basaltos, além de vários tipos de rochas diferenciadas. Na literatura, utiliza-se a denominação de basaltos de ilhas oceânicas (OIB) para caracterizar o conjunto de rochas vulcânicas que ocorrem nesses ambientes.

Embora Fernando de Noronha e Trindade apresentem diferenças na idade e distância em relação ao continente, estas ilhas assemelham-se no tocante a sua constituição litológica. Em ambas o magmatismo é totalmente de natureza alcalina, caracterizada nas rochas pela ausência de quartzo, pela presença de feldspatóides entre os minerais félsicos e por possuir clinopiroxênios e/ou anfibólios alcalinos. Os tipos litológicos variam de ultrabásicos ($\text{SiO}_2 < 45\%$ em peso) e básicos (SiO_2 entre 45 - 52% em peso) até intermediários (SiO_2 entre 52 e 62% em peso).

O caráter alcalino do vulcanismo e a predominância de melaneferinitos em Fernando de Noronha e, particularmente, em Trindade são únicos entre as ilhas do Atlântico Sul (Ascensão, Bouvet, Gough e Tristão da Cunha), sendo somente comparável com o das ilhas de Cabo Verde (Gunn & Watkins, 1976; Weaver, 1990).

Conforme indicado por Almeida (1955; 1961), nas ilhas brasileiras as rochas intermediárias (i.e., fonólitos) são as mais antigas e ocorrem como corpos subvulcânicos, enquanto o vulcanismo mais recente se caracteriza essencial-

mente por derrames de lavas de melaneferinitos (ankaratriitos), rochas estas ultrabásicas e ultrabásicas, fortemente insaturadas em sílica.

A tendência atual para a classificação de rochas ígneas, segue as recomendações da *International Union of Geological Sciences* IUGS, (Le Maitre, 1989), que utiliza nomes genéricos (ou nomes raízes) com base na mineralogia essencial das rochas. Há, contudo, uma vasta nomenclatura destinada a caracterizar feições mineralógicas e/ou texturais das rochas alcalinas. Estas rochas apresentam notáveis variações nos tipos de minerais máficos e, principalmente, nos félsicos (feldspatos e feldspatóides) que as compõem, fornecendo elementos para a utilização de nomes específicos (Almeida, 1955; 1961; Ulbrich, 1993), alguns deles clássicos na literatura. A nomenclatura petrográfica das rochas de Fernando de Noronha e Trindade, utilizada neste trabalho, é apresentada na Tabela 1 (vide no final deste capítulo). Nessa tabela mencionam-se também, quando necessário, os nomes que constam dos diagramas TAS (Le Maitre, 1989) e R1 versus R2 (De La Roche *et al.*, 1980) empregados para classificar quimicamente as rochas.

Contexto geológico e geodinâmico

A origem de ilhas oceânicas em ambiente intraplaca, como é o caso do Arquipélago de Fernando de Noronha e de Trindade, tem sido um tema intensamente debatido na literatura nacional e internacional. Sabe-se hoje que as rochas peridotíticas do manto podem sofrer fusão parcial, produzindo quantidades significativas de material vulcânico, através de processos de alívio de pressão, pela presença de voláteis, ou ainda devido à existência de grandes anomalias térmicas (plumas do manto). Entretanto, a complexidade geológica e geocronológica existentes em um grande número de ilhas oceânicas, como também a indicação de heterogeneidades significativas no manto, conforme mostrado por dados geofísicos (tomografia sísmica e anomalias de geóide), não permitiram ainda chegar a um consenso sobre os seus principais mecanismos formadores.

A formação dos edifícios vulcânicos do Arquipélago de Fernando de Noronha e de Trindade, juntamente com os rochedos de Martin Vaz, é também assunto em discussão.

No caso da origem de Fernando de Noronha, duas hipóteses foram formuladas. A primeira, proposta por Almeida em 1955 e posteriormente por ele retomada (Almeida, 1986; Almeida *et al.*, 1988), baseia-se no fato de que o Arquipélago está situado em uma área na qual há ocorrência de um grande número de fraturas no assoalho oceânico, formando a Zona de Fratura de Fernando de Noronha. Nessa região, desenvolver-se-ia um extenso vulcanismo alcalino que, progredindo de oeste para leste, daria origem, no continente, a Formação Mecejana, de idade terciária (em torno de 30 Ma), estendendo-se até culminar na Ilha de Fernando de Noronha, que apresenta idades entre 12 e 1,5 Ma.

Essa zona de fratura provavelmente resultou da evolução de falhas transformantes, que ligam segmentos da Dorsal Meso-Atlântica. Pequenos deslocamentos nessas zonas de fraturas, resultantes da acomodação da litosfera oceânica constantemente criada na dorsal, podem ser suficientes para, por alívio de pressão, causar fusão de baixo grau no manto, explicando assim a formação do arquipélago, bem como sua natureza alcalina.

Na segunda hipótese, já formulada no contexto da Tectônica de Placas, o arquipélago representaria as últimas fases de evolução de uma pluma mantélica ou *hot spot* (ponto quente) do mesmo nome. O deslocamento da placa Sul-Americana sobre essa anomalia térmica teria sido responsável

pela formação da Cadeia Submarina de Fernando de Noronha e pelo magmatismo terciário que ocorre no norte do Ceará (Mizusaki *et al.*, 2002). Fodor *et al.* (1998) atribuem a essa mesma pluma o magmatismo alcalino dos estados do Rio Grande do Norte e Pernambuco.

Hipóteses similares foram propostas para explicar a origem da Ilha da Trindade. Delas, a de maior apelo é a que envolve a participação de uma pluma mantélica. Segundo este modelo, há cerca de 80 Ma, o impacto da pluma na base da litosfera daria origem a um importante magmatismo alcalino, que hoje constitui a Província do Alto Paranaíba. Com o progressivo deslocamento da placa Sul-Americana originar-se-ia a Cadeia Vitória-Trindade, em cujo extremo oriental situa-se hoje a ilha e os Rochedos de Martin Vaz (Thompson *et al.*, 1998; O'Connor & Duncan, 1990; Fodor & Hanan, 2000).

Entretanto, Almeida (1986, p. 342) salienta que "...ao largo do Espírito Santo, um alinhamento de ilhas oceânicas vulcânicas e guyots, a Cadeia Vitória-Trindade assinala claramente uma zona de fraturas oceânicas que se estende às imediações do talude". Com base tanto no padrão de orientação do enxame de diques da porção nordeste da Ilha de Trindade, como em perfis de sísmica de reflexão da Cadeia Vitória-Trindade, trabalhos recentes corroboram essas observações (Ferrari & Riccomini, 1999). Além disso, dados sobre a sismicidade do sudeste do Brasil indicam que há esforços de origem tectônica atuando na cadeia, conforme indicado pela ocorrência freqüente de sismos de baixa magnitude. Ressalta-se ainda que o sismo de maior magnitude, até hoje registrado no Oceano Atlântico, ocorreu em 1955 e teve seu epicentro

localizado na Cadeia Vitória-Trindade, a 360 km da costa (Berrocal *et al.*, 1984; 2004). Sendo, portanto, a cadeia uma zona de fratura, um processo de alívio de pressão permitiria a ascensão de magmas, independentemente da existência de uma pluma.

Arquipélago de Fernando de Noronha

"Fernando de Noronha é um pequenino arquipélago vulcânico perdido no Atlântico equatorial, 345 km afastado da costa do nordeste brasileiro..." (Almeida, 1955, p. 1). Está situado entre os paralelos 32°28' - 32°23' de longitude W e 3°53' - 3°48' de latitude sul (Fig. 1) e "...sua área total não excede 18,4 km²..." É constituído por uma ilha principal, também denominada Fernando de Noronha, com 16,4 km² de área, e vinte ilhas menores, das quais a maior é a Ilha Rata localizada no extremo NE do Arquipélago. Como mencionado por Almeida (1955), o conjunto de ilhas eleva-se por sobre uma ampla plataforma de erosão, atualmente submersa. O edifício vulcânico, cuja base possui diâmetro estimado de 60 km, repousa no assoalho oceânico, a 4.000 m de profundidade.

Geologia

Almeida (1955) reconheceu dois eventos eruptivos principais no arquipélago, separados por um período de calmaria e intensa erosão. Designou o evento mais antigo de "...formação Remédios, nome tomado da capital do

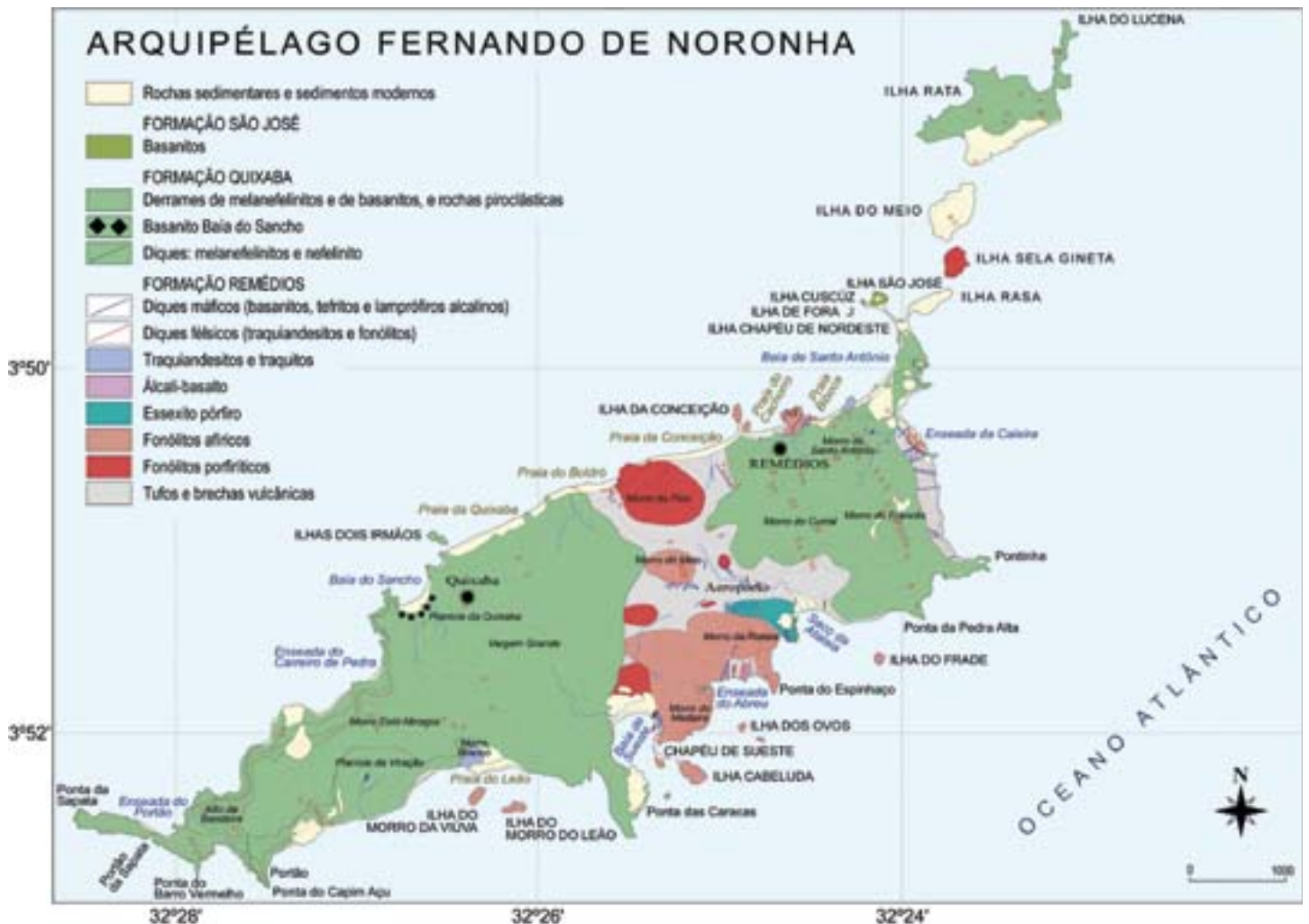


Fig. 1 - Mapa geológico, simplificado, do Arquipélago de Fernando de Noronha, com base na geologia de Almeida (1955). Aparece indicada a ocorrência de basaltos exposta na escarpa da Baía do Sancho (Ulbrich & Ruberti, 1992)

- Simplified geological map of Fernando de Noronha Archipelago, after Almeida (1955). Filled squares indicate the location of basaltites, exposed on the cliff of Baía do Sancho (Ulbrich & Ruberti, 1992)

Território, nas vizinhanças da qual, sobretudo nas praias, pode ser bem examinado...”. Consiste num complexo subvulcânico, formado por domos, *plugs* e diques subverticais compostos por uma ampla variedade de rochas alcalinas que incluem, entre outras, basanitos, tefritos, basaltos alcalinos, álcali latitos, traquitos e fonólitos. Trabalhos de campo na Enseada da Caieira (Fig. 2) indicam que a direção dos diques félsicos é NW 20-30° até NE 20°, enquanto os diques máficos mostram em parte direções parecidas e, em parte, são perpendiculares aos félsicos. Embora os diques máficos cortem os félsicos (Almeida, 1955), há fortes evidências que apontam para coexistência dos respectivos magmas, indicando que os diques félsicos ainda estavam cristalizando durante a invasão dos máficos (Ulbrich *et al.*, 1998). Os vários corpos rochosos, que afloram na parte central da ilha principal, nas regiões costeiras e em algumas ilhotas, são intrusivos em depósitos



Fig. 2 -Diques máficos e félsicos da Formação Remédios, na Enseada da Caieira. Os diques apresentam diferentes direções e cortam rochas piroclásticas da mesma formação. Observam-se abundantes blocos rolados de melanfelinito da Formação Quixaba

- Mafic and felsic dikes of Remédios Formation, in Enseada da Caieira. The dikes with variable strike cut pyroclastic rocks of the same formation. Abundant rounded blocks of melanfelinite from Quixaba Formation are also seen

piroclásticos (brechas e tufos).

Após a erosão, que destruiu as partes externas dos edifícios vulcânicos, “...deixando uma superfície onde existiam depressões nas áreas de tufos, em que as maiores intrusões fonolíticas e traquíticas se mantinham em destaque...”, reiniciaram-se os processos vulcânicos com a emissão de lavas precedidas por violentas explosões que formaram extensos derrames de melanfelinitos (ankartritos), intercalados com níveis de depósitos piroclásticos (tufos, brechas, aglomerados), além de derrames mais restritos de lavas basaníticas. As ocorrências resultantes deste vulcanismo ocupam, aproximadamente, dois terços da ilha principal, a Ilha Rata, e outras menores, localizadas na parte setentrional do arquipélago. Almeida denominou esse evento de “...*formação Quixaba, pois nas bordas do planalto da Quixaba, sobretudo nas escarpas marítimas, ela está bem exposta e é facilmente acessível...*”.

As formações Remédios e Quixaba constituem as unidades vulcânicas típicas do arquipélago. Almeida menciona ainda uma terceira formação, posterior à Formação Quixaba, denominada Formação São José, para caracterizar os derrames de basanitos portadores de xenólitos mantélicos que formam três pequenas ilhas (São José, Cuscuz e de Fora, Fig. 1). Considerando que esses basanitos são petrografica-

mente semelhantes aos que ocorrem na ilha principal, (e.g. Baía do Sancho; Ulbrich & Ruberti, 1992) é provável que representem os estágios finais do vulcanismo Quixaba (Ulbrich, 1994; Almeida, 2000).

Os sedimentos e rochas sedimentares ocupam apenas 7,5% do arquipélago. Entre os depósitos antigos destaca-se o arenito calcário das Caracas de origem eólica, exposto em vários locais, especialmente na Ponta das Caracas e nas ilhas Rata, do Meio e Rasa. Outros depósitos incluem calcários marinhos, depósitos psefiticos de terraços e aluviões fluviais. Na Ilha Rata o arenito das Caracas é coberto parcialmente por depósitos modernos de fosfatos de cálcio.

Feições geomorfológicas principais

O relevo da ilha principal é moderado e, em grande parte, controlado pelos diferentes corpos rochosos e “...*não se observa hoje, em Fernando de Noronha, o desenvolver de uma morfologia dominada por fatores climáticos, mas por toda parte é a estrutura que se impõe no relevo...*” (Almeida, 1955, p. 54). Reconhecem-se “...*três pequenas unidades geomórficas...*”. Na parte central da ilha, onde ocorrem rochas piroclásticas cortadas por numerosos diques de composição variada e domos de fonólitos, desenvolve-se um “*planalto central*”, com 30 a 45 m acima do nível do mar. Os domos, que bordejam essa região de suave relevo, alcançam altitudes de pouco mais de 100 metros. Entre os mais elevados, encontra-se o Morro da Atalaia (223 m) e o Morro do Pico (321 m, Fig. 3), este último representa o ponto mais alto do arquipélago e sua forma peculiar deve-se à queda de blocos limitados por fraturas verticais.

De ambos lados do planalto central, os derrames sub-horizontais de lavas e rochas piroclásticas ultrabásicas favoreceram a formação de outros dois planaltos com altitudes que variam entre 150 e 200 m. Num deles, na parte oriental da ilha, destaca-se o cone vulcânico do Morro do Francês (195 m).

Os pacotes de lavas sub-horizontais da Formação Quixaba formam escarpas, principalmente na terminação sudoeste da ilha (desde a Enseada do Carreiro de Pedra até a Ponta da Sapata) e, na parte meridional, até a Ponta do Capim Açú (Fig. 4). Nestas regiões, a alternância de lavas e rochas piroclásticas, à altura do nível do mar, favoreceu a abertura de túneis (Portão do Capim Açú e Portão da Sapata; Fig. 5).

O escalonamento em degraus dos derrames de lavas da Formação Quixaba, observado em várias partes da ilha (Fig. 6 e 7), que a primeira vista parecem terraços marinhos, foi interpretado por Almeida como sendo de origem estrutural. Os indícios, “...*menos espetaculares, porém mais seguros...*”, de oscilações do nível do mar decorrentes da glaciação pleis-



Fig. 3 - Morro do Pico. Domo de fonólito porfirítico (Formação Remédios) que constitui a maior elevação da Ilha de Fernando de Noronha (321 m). Sua forma peculiar deve-se à queda de blocos limitados por fraturas verticais

- Morro do Pico. Dome of porphyritic phonolite (Remédios Formation), the highest peak in the Fernando de Noronha main island (321m). Its peculiar shape is due to the fall of jointed blocks, limited by vertical fractures



Fig. 4 - Sucessão de derrames de melanefelinitos da Ponta do Capim-Açu (Formação Quixaba), com disposição quase horizontal. As linhas tracejadas correspondem a contatos entre derrames, com níveis piroclásticos intercalados de pequena espessura (menos de 1 m), não visíveis na foto

- Succession of sub-horizontal melanephelinite flows in Ponta do Capim Açú (Quixaba Formation). Different flows are separated by dashed lines, which also indicate thin levels (less than 1 m) of pyroclastic rocks (not visible in the photograph)



Fig. 5 - Portão da Sapata (extremo sudoeste de Fernando de Noronha). A alternância de lavas e abundantes depósitos piroclásticos da Formação Quixaba, à altura do nível do mar, favoreceu a abertura do túnel

- Portão da Sapata (extreme SW of Fernando de Noronha, Quixaba Formation). The alternate succession of lavas and abundant pyroclastic deposits at sea level favored the formation of the tunnel



Fig. 6 - Ilhas Dois Irmãos, localizadas em frente à Baía dos Porcos, formadas por derrames de lavas basaníticas da Formação Quixaba

- Dois Irmãos islands, situated in front of the Baía dos Porcos, comprised of basanite lava flows of Quixaba Formation



Fig. 7 - Detalhe de uma das ilhas Dois Irmãos mostrando belas exposições de disjunção colunar

- Closer view of one of the Dois Irmãos islands showing beautiful exposures of columnar jointing



Fig. 8 - Ilha do Frade localizada em frente à Praia do Atalaia. Trata-se de um domo de fonólito da Formação Remédios, com fortes evidências de erosão, possivelmente por queda de blocos

- Ilha do Frade located in front of Atalaia Beach. It is a phonolite dome of the Remédios Formation, with strong evidences of erosion, possibly due to the fall of jointed blocks

tocênica, residem nos depósitos marinhos antigos, que atualmente se encontram a diferentes altitudes e afastados da costa. Almeida estimou uma seqüência de quatro diferentes posições do nível do mar com respeito ao atual: +40 m, +12 m, ±1 m e -6 m, registrados em distintos depósitos. O mais alto, de 40 m, “...corresponde ao nível de base que condicionou o desenvolvimento da superfície de erosão do planalto central da ilha...”. O arenito das Caracas teria se formado quando o nível do mar se achava 6 m abaixo do atual.

A estrutura das rochas vulcânicas é fator importante no traçado da linha de costa. Formaram-se praias nos locais onde as rochas piroclásticas chegam ao litoral, enquanto as saliências são sustentadas por domos fonolíticos ou derrames de melanefelinitos. Esse efeito é muito acentuado nas bordas oriental e meridional da ilha devido à erosão marinha resultante do mar agitado (localmente denominado Mar de Fora), com ondas freqüentes e de grande amplitude, produzidas pelos ventos de direção sudeste, dominantes na região. “A costa sul e oriental que desde tempos remotos vêm sofrendo mais rápido recuo sob a ação das vagas, abandonando nesse processo os mais resistentes corpos fonolíticos, para constituírem as ilhas do Frade, dos Ovos, da Viúva, do Leão, Cabeluda, numerosos pequenos stocks e provavelmente escolhos mais afastados, ao largo da península da Pontinha e da Ponta das Caracas.” (Almeida, 1955, p. 61) (Fig. 8).

Litologia e ocorrências

O complexo subvulcânico da Formação Remédios é constituído por domos de fonólito porfirítico e afírico, *plugs* de álcali traquito, e álcali basalto, duas pequenas chaminés de álcali latito (Fig. 9), um *sill* de essexito pórfiro e numerosos

diques subverticais dessas rochas, além de tefritos, basanitos e lamprófiros alcalinos (Tabela 1). Os diques podem ser simples ou múltiplos, alguns deles mostrando contornos curvos ou ramificados (Fig. 10) e cortam tanto os depósitos piroclásticos, como as rochas dos *plugs* e domos. Nos depósitos piroclásticos basais, com matriz de composição traquítica, ocorrem fragmentos dos minerais e rochas expostas no arquipélago, juntamente com xenólitos de rochas alcalinas cogenéticas de granulação média, provenientes de regiões mais profundas do edifício vulcânico: nefelina sienitos, clinopiroxenitos, clinopiroxênio hornblenditos, cumulatos máficos (*i.e.*, salita ± apatita ± kaersutita com titanomagnetita intercumulus), e outros litotipos portadores de kaersutita: gabros, dioritos, monzodioritos, etc. (Almeida, 1955; Ulbrich & Lopes, 2000).

As rochas dos pequenos *plugs* de álcali basalto são cinza escuras quase negras, afaníticas. Já os corpos de álcali latito (kaligauteíto) (Fig. 9) e álcali traquito se destacam na paisagem devido a sua cor cinza esverdeada clara, em grande parte esbranquiçada, devido à alteração, de modo que os pequenos fenocristais de minerais máficos e/ou de feldspato reconhecem-se facilmente em amostras de mão.

O *sill* de essexito pórfiro é uma rocha cinza médio a escuro (Fig. 10), porfirítica de matriz fina que, tal como mencionado por Almeida, apresenta aspecto de diabásio.

Os fonólitos “...são as rochas mais conspícuas do arquipélago...”. São holocristalinas e apresentam coloração cinza esverdeada clara a média. Alguns domos são constituídos por fonólitos afíricos que, ao microscópio, mostram estrutura de fluxo, enquanto em outros, as rochas são porfiríticas e exibem fenocristais tabulares de feldspato e, mais escassos, de minerais máficos, que se destacam na matriz afanítica. As rochas fortemente porfiríticas, com fenocristais de maior tamanho (3-6 mm), também possuem xenólitos e xenocristais de origem variada, muitos deles provenientes dos diques que cortam esses fonólitos e outros, mais escassos, de cumulatos de minerais máficos e de nefelina sienito. Os xenólitos e xenocristais podem, às vezes, ser reconhecidos em amostras de mão.

Os diques de basanitos, tefritos e suas variedades (glenmuiritos, olivina teschenitos, limburgitos) e os lamprófiros alcalinos (melamonchiquitos, furchitos, sannaítos e camptoni-



Fig. 9. *Plugs* de álcali latito (traquiandesito basáltico) encaixados em fonólito, na Baía do Sueste (Formação Remédios). Localizam-se em área de antepraia, que se encontra submersa na maior parte do tempo. As fraturas radiais dos *plugs* são ressaltadas pela água do mar que preenche as fendas

- Alkali latite plugs (basaltic trachyandesite) intruded in phonolite, in Baía do Sueste (Remédios Formation). They are located in the foreshore, an area that remains submerged most of the time. The radial fractures are enhanced by water retained in the fractures



Fig.10 - Diques máficos (monchiquitos) ramificados, cortando essexite pórfiro na Ponta do Atalaia (Formação Remédios)

- Branching mafic dikes (monchiquites), cutting essexite porphyry in Ponta do Atalaia (Remédios Formation)

tos; Tabela 1) são os mais abundantes. As rochas são de cor cinza escura a preta, maciças ou amigdaloidais e apresentam geralmente cristais milimétricos de minerais máficos em matriz afanítica, exceto em alguns lamprófiros, nos quais os prismas de anfibólio podem ser até centimétricos. As rochas dos diques de álcali latito e, mais raros, de álcali traquito são macroscopicamente semelhantes às dos *plugs* e chaminés já descritas. O estudo microscópico de vários diques e dos *plugs* de álcali latito mostrou evidências de desequilíbrio na composição química dos minerais e na textura das rochas, que pode ser explicado em função de mistura de magmas de composição basáltica e traquítica (Tabela 1; Ulbrich, 1993; Lopes & Ulbrich, 2002). Os álcali latitos correspondem quimicamente a traquiandesitos e traquiandesitos basálticos.

Em geral, as rochas dos diques comumente possuem agregados de dois ou mais minerais máficos (clinopiroxênio, anfibólio, biotita e opacos) de granulação média, semelhantes aos cumulos encontrados nos depósitos piroclásticos.

O estudo petrográfico detalhado das rochas da Formação Remédios aponta para a existência de duas linhagens distintas (Ulbrich, 1993). Uma delas é de tendência sódica constituída por basanitos, tefritos, fonólitos tefríticos e fonólitos, que inclui também o essexite pórfiro e a maioria dos lamprófiros. A outra, moderadamente potássica, é representada por álcali basalto, álcali latito e álcali traquito. Séries simi-



Fig. 11 - Xenólitos mantélicos de dunito (à direita) e espinélio lherzolito em basanito da Ilha de São José (Formação Quixaba)

- Dunite mantle xenolith (to the right) and spinel lherzolite, in basanite of São José Island (Quixaba Formation)

lares foram descritas em outras ilhas oceânicas (Wilson, 1989).

Na Formação Quixaba as rochas predominantes são melaneferinitos (ankaratritos), intercalados com rochas piroclásticas da mesma composição (Fig. 4). Alguns níveis de basanitos foram reconhecidos na seqüência de derrames, mas as ocorrências importantes de basanitos encontram-se na Baía do Sancho e formam as ilhas Dois Irmãos (Fig. 6) e as três ilhotas São José, Cuscuz e de Fora. (Fig. 1). Os melaneferinitos são rochas negras, nas quais é possível reconhecer na matriz afanítica os minúsculos cristais de olivina de cor verde escura, quando frescos, ou vermelha, quando alterados. Com base em dados modais (Tabela 1) e normativos (Le Bas, 1989) estas rochas foram divididas em dois grupos: olivina melaneferinitos e piroxênio melaneferinitos. Na seqüência de derrames, predominam os olivina melaneferinitos com intercalações de piroxênio melaneferinitos e alguns níveis de melilita melaneferinitos (melilita ankaratritos).

São poucos os diques associados ao vulcanismo Quixaba. Alguns diques de melaneferinitos (tannbuschitos) e nefelinitos ocorrem na parte central da ilha principal, junto com outros pertencentes à Formação Remédios. Os dados geocronológicos confirmaram a associação das rochas nefelíticas com o vulcanismo Quixaba. Um único dique de melilita melaneferinito foi reconhecido na Planície da Viração.

Os basanitos distinguem-se no campo por sua cor cinza clara a média, de modo que é possível identificar alguns cristais de plagioclásio na matriz afanítica. Na Baía do Sancho não se observam afloramentos de basanitos em superfície, entretanto eles estão expostos em um corte vertical, a beira mar, de aproximadamente 50 m de altura. Melabasanitos foram amostrados na base de uma das ilhas dos Morros Dois Irmãos, que apresenta excelentes exposições de disjunção colunar (Fig. 7).

Os basanitos da ilha São José são portadores de abundantes xenólitos mantélicos. Os mais comuns são de dunitos, de cor verde garrafa, além de outros de cor cinza média de espinélio lherzolitos e harzburgitos (Rivalenti *et al.*, 2000; Kogarko *et al.*, 2001; Fig. 11).

Geocronologia das rochas vulcânicas

Ao analisar as evidências das oscilações do nível do mar durante o Pleistoceno, Almeida concluiu que elas se iniciaram após um longo período de erosão das rochas da Formação Quixaba, de modo que o processo vulcânico teria ocorrido antes do período glacial.

As primeiras datações de rochas representativas dos eventos efusivos do arquipélago foram feitas por Cordani (1970) pelo método K-Ar e, posteriormente, uma amostra de fonólito foi analisada pelo método Ar-Ar, por Bernat *et al.* (1977). Nestes trabalhos, as rochas da Formação Remédios forneceram idades de resfriamento entre 12,3 e 8 Ma, sendo que as mais antigas foram obtidas em amostras de domos e *plugs* de álcali basalto (12,3 Ma), fonólito africo (11,2 Ma) e álcali traquito (10,8 Ma), confirmando observações de campo registradas por Almeida, no tocante à antiguidade dos corpos de traquito e fonólito. Os melaneferinitos da Formação Quixaba apresentaram idades em torno de 3 Ma. Os basanitos da Ilha São José, portadores de xenólitos mantélicos, forneceram idades anômalas certamente afetadas por excesso de argônio 40.

Novos dados geocronológicos, utilizando ambos métodos, foram obtidos recentemente (Cordani *et al.*, 2003), sendo que para o método Ar-Ar foram adotadas as técnicas modernas de aquecimento por etapas, em minerais isolados ou em rocha total. Os resultados concordaram com os anteriores para as rochas da Formação Remédios. Já no caso da Formação Quixaba o intervalo de idades apresenta-se maior, variando entre 4,2 Ma e 1,5 Ma. Foi confirmada a observação de campo indicando que alguns dos diques de melaneferinitos (tannbuschitos) que cortam rochas da Formação Remédios, têm idade de

2,9 Ma e pertencem ao evento vulcânico posterior.

Geoquímica das rochas e petrogênese

Poucos foram os estudos geoquímicos realizados em Fernando de Noronha até o final da década de 1980. A partir de então se iniciaram estudos mais detalhados, com a publicação de uma quantidade significativa de dados de elementos maiores, menores e traços, destacando-se os de Weaver (1990), Ulbrich (1993), Ulbrich *et al.* (1994), Maríngolo (1995) e Lopes (1997; 2002). Mediante estes trabalhos foram caracterizadas quimicamente as duas séries petrográficas reconhecidas na Formação Remédios, sendo uma delas sódica, constituída por basanitos, tefritos, essexitos, fonólitos tefríticos, fonólitos fortemente porfíricos e fonólitos afíricos peralcalinos, e a outra moderadamente potássica, representada por álcali basaltos, traquiandesitos basálticos, traquiandesitos e traquitos. Além destas, fazem parte do conjunto de rochas desta formação lamprófiros de composição química variada, embora predominantemente de natureza sódica. No tocante às rochas da Formação Quixaba, foram estabelecidas as diferenças químicas entre os dois grupos de melanelinitos e entre estes e os basanitos.

A série sódica da Formação Remédios

O comportamento geoquímico de elementos maiores, menores e traços das rochas da série sódica da Formação Remédios indica que a evolução dos basanitos até os fonólitos peralcalinos ocorreu pelo processo de cristalização fracionada de olivina, clinopiroxênio, apatita, magnetita titanífera, feldspato alcalino, nefelina, anfibólio e titanita. Nestas rochas ocorre um aumento progressivo nos conteúdos de SiO_2 (variação: 41,5% - 58,9%), Al_2O_3 e Na_2O , o qual é acompanhado pelo decréscimo nas concentrações de MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 total, CaO e P_2O_5 . No tocante aos elementos traços, nota-se também um enriquecimento contínuo nas concentrações de Th, Zr, Hf, Nb, Rb e Zn, enquanto Sr, Ba, V e Sc diminuem, à medida que se processa a diferenciação magmática (Fig. 12).

O forte empobrecimento de Ba, Sr e P nos fonólitos afíricos peralcalinos pode ser observado pelas grandes anomalias negativas nos padrões de abundância de elementos incompatíveis, normalizados em relação ao manto primordial. Os elementos terras raras, especialmente as intermediárias, apresentam também progressivo empobrecimento na seqüência de diferenciação (Fig. 13), evidenciando o fracionamento de fases enriquecidas nesses elementos, como apatita e titanita.

É importante destacar que ocorrem variações significativas nas concentrações de elementos maiores e traços nos basanitos, as quais podem estar em parte relacionadas à presença de xenocristais e xenólitos tanto de outras rochas da mesma formação, como também de cumulos máficos (Ulbrich *et al.*, 1994; Lopes, 2002).

Embora de uma maneira geral os dados geoquímicos apontem para diferenciação por cristalização fracionada, a partir de líquidos de composição basanítica, o processo evolutivo foi bem mais complexo, sendo associado à hibridação (contaminação) causada pela incorporação de xenocristais e xenólitos variados, conforme evidenciado nos estudos petrográficos e de química mineral (Ulbrich, 1993; Ulbrich *et al.*, 1994; Lopes, 2002).

A série moderadamente potássica da Formação Remédios

As rochas subvulcânicas da série potássica variam desde termos básicos até intermediários ($45\% < \text{SiO}_2 < 62\%$) e ao contrário da série sódica, as litologias exibem diferenças químicas menos expressivas entre os membros da série. De maneira geral, do álcali basalto para o traquito ocorre um decréscimo em TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 total, CaO , P_2O_5 , V e terras raras médias, e aumento de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Nb, Zr e terras raras leves (Fig. 14). O empobrecimento quase uni-

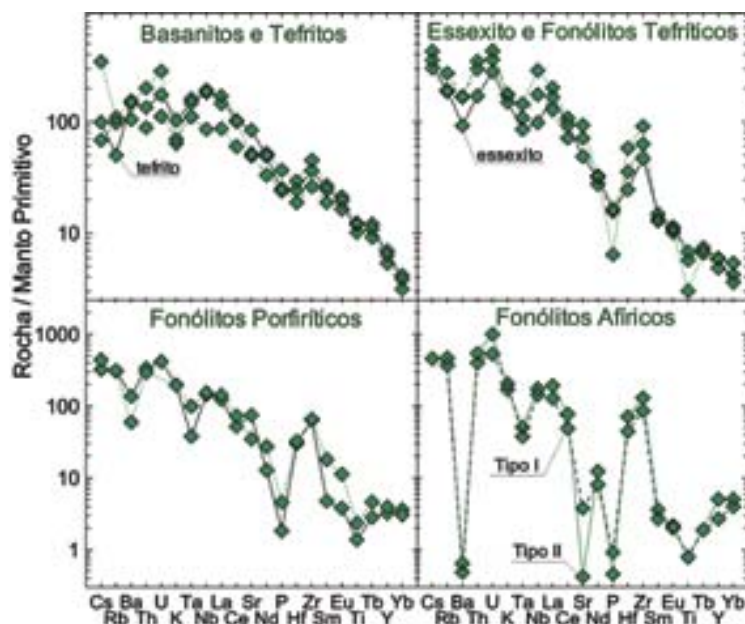


Fig.12 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis das rochas da série sódica da Formação Remédios de Fernando de Noronha, normalizados pelo manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

- Incompatible element abundance patterns normalized to primordial mantle values (Sun & McDonough, 1989) for rocks of the Na-rich series of the Remédios Formation from Fernando de Noronha

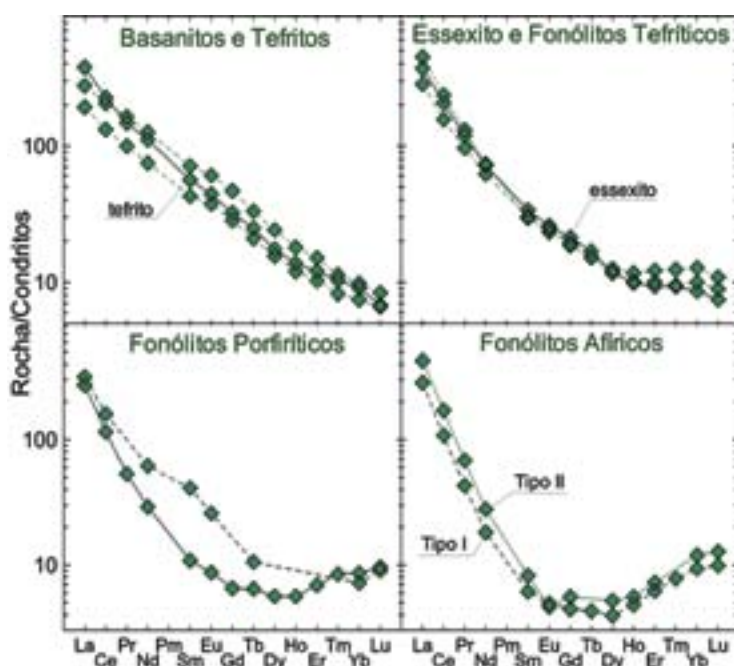


Fig. 13 - Padrões de abundância de elementos terras raras das rochas da série sódica da Formação Remédios de Fernando de Noronha, normalizados por condritos (Boynton, 1984)

- Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth distribution patterns for rocks of the Na-rich series of the Remédios Formation from Fernando de Noronha

forme nos óxidos de titânio, magnésio, ferro e cálcio, concomitante ao enriquecimento nos de alumínio e silício, indica fracionamento dominante de fases ferro-magnesianas, como olivina, clinopiroxênio, anfibólio e espinélio, além de subordinada participação de plagioclásio e feldspato alcalino, durante o processo evolutivo, a partir de um magma parental com composição de álcali basalto. Os padrões de elementos terras raras sugerem que o fracionamento de apatita ou titani-

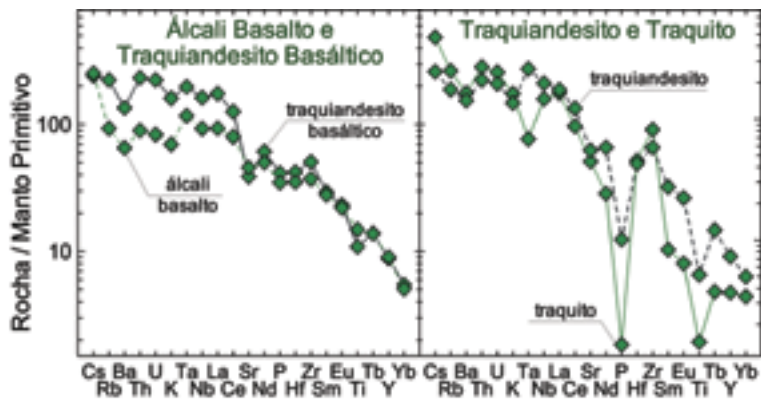


Fig.14 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis das rochas da série potássica da Formação Remédios de Fernando de Noronha, normalizados pelo manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

- Incompatible element abundance patterns normalized to primordial mantle values (Sun & McDonough, 1989) for rocks of the K-rich series of the Remédios Formation from Fernando de Noronha

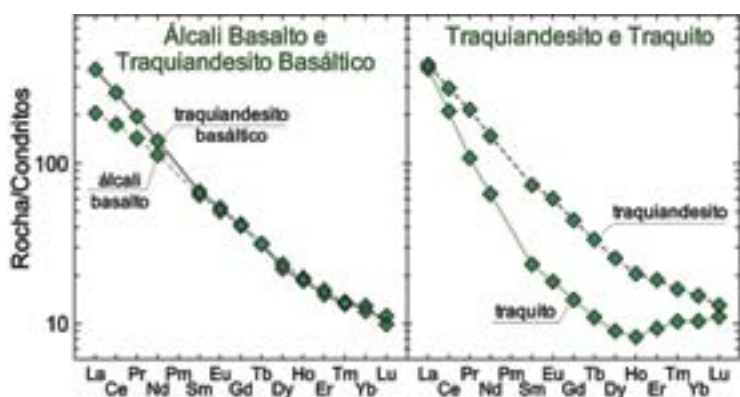


Fig. 15. Padrões de abundância de elementos terras raras das rochas da série potássica da Formação Remédios de Fernando de Noronha, normalizados por condritos (Boynton, 1984)

- Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth distribution patterns for the K-rich series of the Remédios Formation from Fernando de Noronha

ta só ocorreu nos últimos estágios de diferenciação, de traquiandesitos para os traquitos (Fig. 15).

Entretanto, a considerável variação nas concentrações de álcalis, Sr, Ba, Nb, La, Ce e Th, especialmente verificada nos traquiandesitos basálticos, indica a atuação de outros processos petrogenéticos, além da cristalização fracionada. Conforme mencionado anteriormente, os estudos petrográficos indicaram a atuação de processos de mistura de magmas (Ulbrich, 1993; Lopes & Ulbrich, 2002) que causaram, em parte, a variabilidade composicional observada.

Lamprófiros da Formação Remédios

Além das séries de rochas anídras sódicas e potássicas, ocorrem também na Formação Remédios lamprófiros alcalinos com teores de SiO₂ que variam de 40 a 47%, sendo que para um mesmo conteúdo de sílica pode haver grande variação nas concentrações de TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Rb, Zr e Nb. Embora o número de análises geoquímicas seja ainda reduzido, é possível identificar dois grupos principais, um deles mais abundante, com teores de SiO₂ entre 40 e 42% e quantidades de Al₂O₃, K₂O, MgO, TiO₂, CaO e P₂O₅ semelhantes aos dos basanitos e o outro, mais evoluído, com SiO₂ entre 44 e 47%, com maiores concentrações de Al₂O₃ e álcalis e menores de MgO, TiO₂ e CaO. Estas rochas são enriquecidas em K₂O, apresentando razões K₂O/Na₂O entre

1,5 e 3,5, maiores do que as dos traquiandesitos e traquitos (K₂O/Na₂O entre 0,8 e 1,0), que possuem teores de SiO₂ em torno de 55 - 62%. Estes dados, ainda que preliminares, sugerem a existência de pelo menos dois tipos de "líquidos" lamprófiros correspondentes aos que deram origem às séries sódicas e potássicas já descritas.

Rochas Ultrabásicas da Formação Quixaba

As rochas ultrabásicas da Formação Quixaba possuem conteúdos de SiO₂ entre 37 e 46% (melanefelinitos: 37 - 43%; basanitos: 45 - 46%). De modo geral, com o aumento de SiO₂ e Al₂O₃, há um empobrecimento em MgO, TiO₂, Fe₂O₃ total, CaO e MnO. Os padrões de abundância de elementos menores e traços, tanto dos melanefelinitos como dos basanitos, são caracterizados por anomalias negativas de Rb e K (Fig. 16). No entanto, os melanefelinitos e os olivina melanefelinitos tendem a apresentar razões La/Nb (0,6 - 0,7) e Zr/Nb (2,7 - 3,2) menores do que as dos piroxênios melanefelinitos (La/Nb = 0,7 - 1,0; Zr/Nb = 2,6 - 5,7), sendo que estes últimos exibem também anomalias negativas de Rb bem mais acentuadas. Estas características indicam que as rochas ultrabásicas de Quixaba foram originadas em fontes mantélicas quimicamente distintas e/ou por diferentes graus de fusão de uma mesma fonte.

Os padrões de elementos terras raras dos melanefelinitos mostram tendência linear, com forte enriquecimento de terras raras leves, indicando a existência de granada na fonte mantélica, enquanto as anomalias negativas de Rb e K apontam para a retenção de flogopita (ou anfibólio) no manto metasomatizado durante o processo de fusão.

Os basanitos exibem diferenças significativas nas abundâncias de elementos traços. Aqueles que ocorrem na Baía do Sancho possuem teores de Zr, Nb (Ta) e Hf, um pouco mais elevados que os das ilhas São José e Cuscuz, apresentando porém padrões de terras raras semelhantes e menos fracionados do que os que compõem os níveis mais estreitos de basanitos, intercalados na seqüência de derrames (Fig. 17). Estes últimos se destacam também por serem enriquecidos em Th e Ba (Fig. 16). As razões entre elementos fortemente incompatíveis são também distintas (derrames: La/Ta = 23 ± 3, Zr/Nb = 3,0 ± 0,3, La/Nb = 1,2 ± 0,2; Sancho, São José e Cuscuz: La/Ta = 13 ± 1,

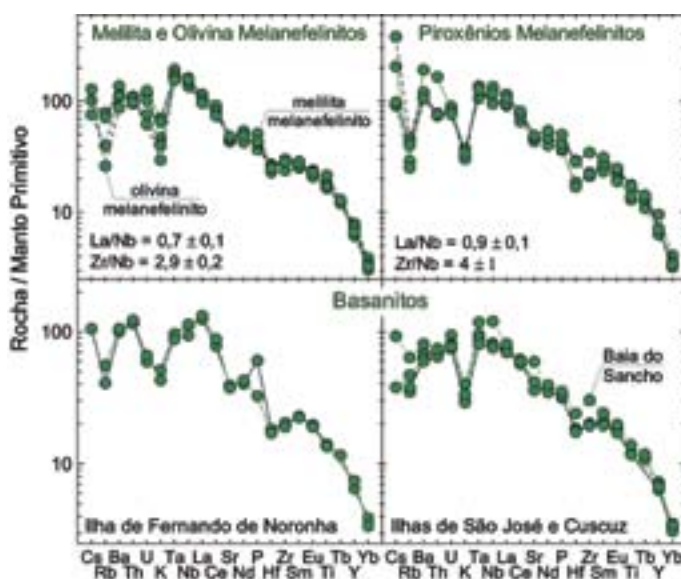


Fig.16- Padrões de abundância de elementos incompatíveis das rochas da Formação Quixaba de Fernando de Noronha, normalizados pelo manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

- Incompatible element abundance patterns normalized to primordial mantle values (Sun & McDonough, 1989) for rocks of the Quixaba Formation from Fernando de Noronha

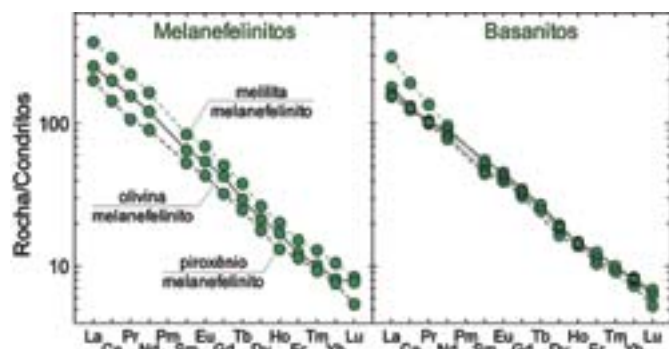


Fig. 17- Padrões de abundância de elementos terras raras das rochas da Formação Quixaba de Fernando de Noronha, normalizados por condritos (Boynton, 1984)

- Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth distribution patterns for rocks of the Quixaba Formation from Fernando de Noronha

Zr/Nb = $3,9 \pm 0,1$, La/Nb = $0,8 \pm 0,2$), indicando que a origem ocorreu a partir de magmas primários com diferentes características geoquímicas. Entretanto, são necessários estudos adicionais para verificar qual é a relação genética entre os basanitos e os melanefelínitos da Formação Quixaba.

A Ilha da Trindade e os rochedos de Martin Vaz

“Sem outros vizinhos que os inabordáveis rochedos de Martin Vaz, 48 quilômetros a leste, é a pequenina ilha da Trindade uma das mais desoladas paragens do Atlântico Sul...” (Almeida, 1961, p. 1). Representando o ponto mais distante do território brasileiro, estas ocorrências situam-se a cerca de 1.167 km da costa, na latitude $20^{\circ}30' S$ e longitude $29^{\circ}19' W$ (Fig. 18). A Ilha de Trindade possui área de cerca de 13,5 km², com o maior comprimento (7 km) na direção NW-SE, elevando-se a cerca de 600 m acima do nível do mar. Sua base possui a forma aproximada de uma elipse, cujos eixos são de aproximadamente 67 km e 28 km, repousando no assoalho oceânico a uma profundidade de aproximadamente 5.500 m.

Os Rochedos Martin Vaz localizam-se a cerca de 48 km a leste de Trindade. São de acesso muito difícil e constituem um pequeno arquipélago, composto pelas ilhotas de Martin Vaz, que é a maior delas, e pelos rochedos denominados de Ilha do Norte, Ilhota Agulha e Ilha do Sol.

Geologia

Em sua monografia, publicada em 1961, Almeida descreve com grande detalhe os eventos vulcânicos ocorridos em Trindade, sendo reconhecidas cinco formações geológicas. “As quatro mais novas são perfeitamente individualizadas, por representarem períodos distintos da atividade vulcânica e se caracterizam por diferentes tipos de lavas. Já a formação mais antiga é heterogênea, e reconhecemos seu caráter artificial, pois que parece incluir episódios diversos da manifestação vulcânica...” (Almeida, 1961, p. 8).

A parte basal da ilha recebeu o nome de Complexo de Trindade, que inclui depósitos piroclásticos e um grande conjunto de rochas subvulcânicas, que aparecem expostas nas regiões costeiras (Fig. 18), principalmente na forma de domos, *necks* (Fig. 19) e diques fonolíticos, e subordinadamente como diques de rochas ultrabásicas. Após um longo período de erosão que removeu os derrames, expondo seus diques alimentadores, ocorreu um novo episódio vulcânico em Trindade, denominado Sequência Desejado, a qual é for-

mada por uma sucessão de derrames de fonólitos, tefritos fonolíticos (grazinitos) e nefelínitos intercalados com níveis piroclásticos (nefelíníticos ou fonolíticos), com espessura total variando entre 180 e 400 m. Os derrames ocorrem na parte mais central da ilha e não foram encontrados diques de nenhuma espécie cortando estas rochas, embora tenham sido reconhecidos alguns destes corpos, na parte meridional da ilha, que parecem ter alimentado derrames fonolíticos.

Os três episódios vulcânicos mais recentes, as formações Morro Vermelho, Valado e Vulcão do Paredão são constituídos exclusivamente por rochas ultrabásicas. Segundo Almeida (1961), a mais antiga delas é constituída de uma única e continuada manifestação vulcânica, em parte de caráter explosivo, formando extensos derrames de magma melanefelínico (ankaratrítico) e depósitos piroclásticos, localizados na porção oriental da ilha, nas proximidades do Morro Vermelho (Fig. 18). Na Formação Morro Vermelho, raramente são encontrados tufos e sua espessura não ultrapassa 230 m.

A Formação Valado, quarto evento efusivo, é constituído por derrames de caráter melanefelínico (tannbuschitos) e depósitos piroclásticos, que ocorrem em uma faixa relativamente estreita (cerca de 20 m de espessura), possivelmente formada pela erupção a partir de uma fenda paralela à costa, localizada na parte norte da ilha, desde a Ponta do Valado até a Ponta do Tubarão. Camadas de tufos, também atribuídos a esta mesma formação, são encontradas no sul da ilha, ao norte da Praia do Príncipe (Fig. 18).

O episódio vulcânico mais recente, Vulcão do Paredão, é principalmente representado pelo resto de uma cratera de um edifício vulcânico, situado na extremidade oriental da ilha, o qual está sendo destruído pela erosão marinha (Fig. 20). O cone vulcânico é constituído essencialmente por materiais piroclásticos (tufos lapilíticos com blocos e bombas, brechas, tufo-brechas e aglomerados brechóides) de composição ankaratrítica, com algumas intercalações de lavas ultrabásicas, altamente vesiculadas na parte superior dos derrames e restritas à sua porção norte, onde foram identificados onze derrames em direção à Praia das Tartarugas. Finas camadas de tufos e cinzas, transportadas por ventos, foram depositadas a distâncias de até 2 km do edifício vulcânico, nas encostas do Morro das Tartarugas e do Pico do Castelo, próximo ao topo do Morro Vermelho e do Pico Verde, como também na borda leste do Pico das Grazinas, onde atingem a espessura de 5 m (Fig. 18).

A geologia dos Rochedos de Martin Vaz é muito pouco conhecida, embora os fonólitos pareçam ser as rochas dominantes (Cordani, 1970; Marques *et al.*, 1999). Antonello, (1998) e Siebel *et al.* (2000) mencionam a existência de derrames de lavas, diques e *plugs* fonolíticos, além de rochas ultrabásicas e piroclásticas.

Feições geomorfológicas principais

“Com exceção de alguns depósitos litorâneos e torrenciais, toda a ilha é formada por material vulcânico. Grandes intrusões fonolíticas, numerosos diques, derrames de diversos tipos de lava e volumosas massas de piroclastos respondem pelas diversidades das formas de relevo, que têm nos pináculos fonolíticos suas mais características feições. Os derrames sustentam planaltos estruturais, cuja topografia relativamente pouco acidentada contrasta com a escabrosidade das vertentes em tufos e os inacessíveis costões que rodeiam a maior parte da ilha...” (Almeida, 1961, p.4).

Exceto nas regiões mais centrais, onde ocorreram os derrames de lava, o relevo de Trindade é muito acidentado (Fig. 21), o que inibiu a atuação de processos sedimentares, conforme enfatizado por Almeida (1961). As maiores elevações da

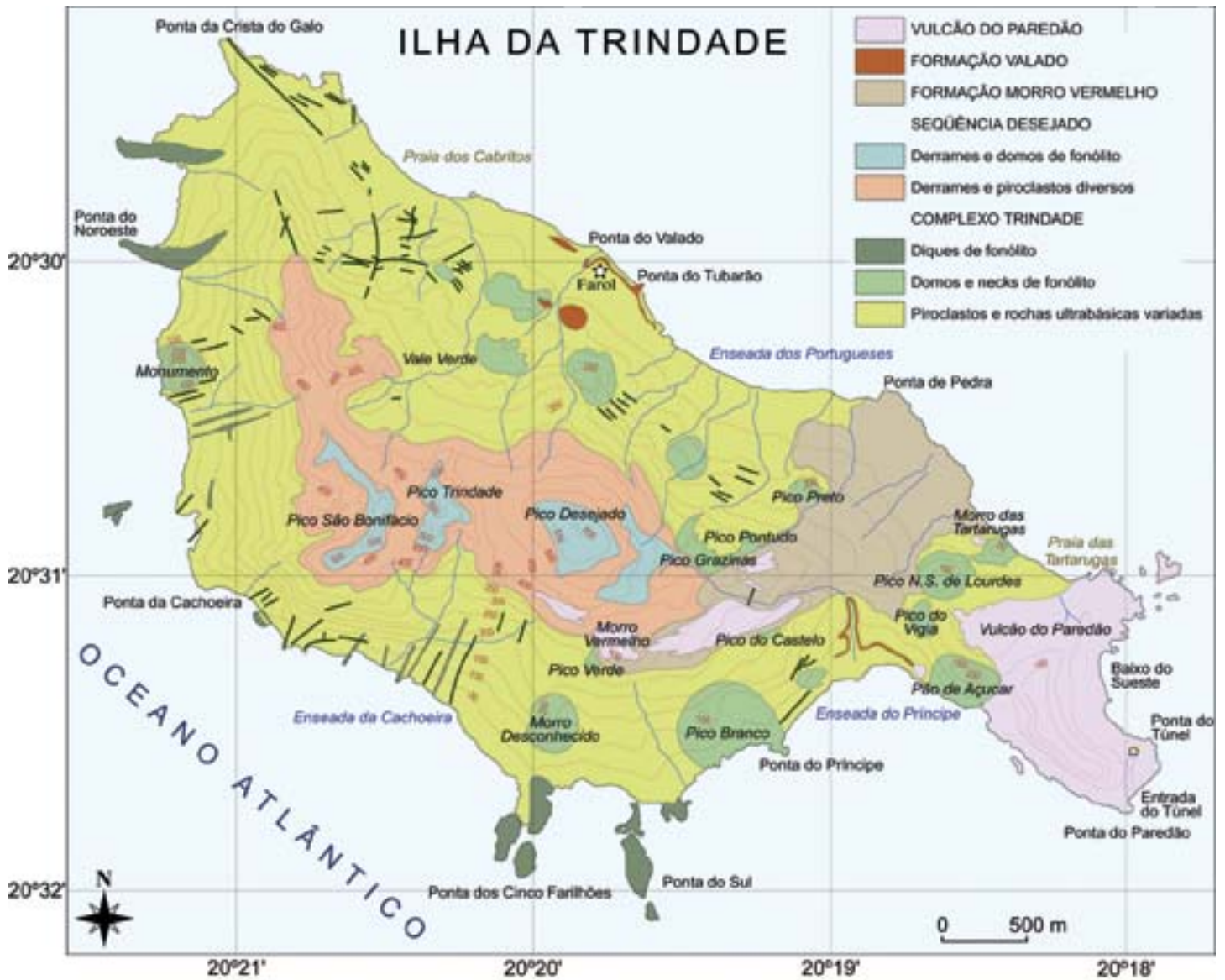


Fig.18 - Mapa geológico simplificado da Ilha da Trindade, com base na geologia de Almeida (1961)

- Simplified geological map of Trindade Island, after Almeida (1961)



Fig. 19 - Pico Monumento, neck de fonólito situado na parte ocidental da ilha. "...é um dos mais belos testemunhos de intrusão em todo o mundo... erguendo-se verticalmente do mar.....Pena que essa intrusão, situada no mais agreste da costa de Trindade, só muito dificilmente possa ser alcançada por mar, sendo inacessível por terra." Almeida (1961, p.12)

- Pico Monumento. Phonolite neck located in the western part of the island. According to Almeida (1961, p. 12) it is one of the most beautiful intrusions of the world, rising vertically from the sea. It is located along the roughest coast of Trindade, very difficult to reach by sea and inaccessible by land



Fig. 20 - Vista do Vulcão do Paredão (lado esquerdo da foto), que representa o mais recente episódio vulcânico de Trindade. Sua forma subcircular indica que é o resto de uma cratera que está sendo destruída pelo mar. Ao lado observa-se o domo fonolítico do Pão de Açúcar, do Complexo de Trindade

- View of the Vulcão do Paredão (left side of the photograph), representing the most recent volcanic episode in Trindade. It shows a sub-circular shape indicating that it constitutes the remains of a crater that is being destroyed by the sea. To the right side appears the Pão de Açúcar phonolite dome of Trindade Complex

ilha estão em sua região central, constituindo o “*planalto axial*” que é formado por extensos derrames sub-horizontais, intercalados com tufos, pertencentes à Sequência Desejado. Neste planalto destacam-se três picos, denominados Desejado (620 m), Trindade (590 m) e São Bonifácio (570 m), os quais são separados por vales profundos. Um outro planalto denominado “*planalto ankaratrítico*” localiza-se na parte oriental, sendo formado pela intercalação de derrames ultrabásicos e depósitos piroclásticos da Formação Morro Vermelho, cuja altitude máxima é de 515 metros.

O Morro do Paredão é uma feição morfológica marcante de Trindade, por constituir o que restou de um vulcão. As rochas deste último episódio vulcânico possuem grandes fraturas verticais formando paredões. As altas falésias da parte sul atingem altitudes de 217 metros, expondo camadas de piroclastos, bem estratificados, que correspondem aos restos da antiga superfície do cone vulcânico (Fig. 22). Na Ponta do Túnel o grande número de fraturas permitiu que a erosão marinha atuasse mais intensamente, abrindo uma enorme cavidade, que atravessa as rochas na Ponta do Paredão (Fig. 23).

Além desses, há outros nove picos e morros, a grande maioria de fonólitos, com altitudes que variam de 214 (Pico Nossa Senhora de Lourdes e Pico do Vigia) a 553 metros (Pico Verde), que se destacam fortemente da paisagem (Fig. 18). Grandes acumulações de blocos soltos de diferentes tamanhos, formados por desagregação mecânica, constituem depósitos de talude, que podem recobrir parcialmente ou totalmente as encostas dos morros e picos (Fig. 24).

Conforme destacado por Almeida (1961), “...quase não há deposição fluvial em Trindade...” apesar de “...não se poder, freqüentemente, separar com clareza os efeitos das ações fluviais dos que decorrem de movimentos em massa, de corpos rochosos...”. A existência de córregos é limitada ao período das chuvas, quando há o transporte de materiais de granulação mais fina para o mar. Entretanto, foram reconhecidos na ilha quatro grandes cones aluviais, contendo rochas típicas dos morros e picos próximos. Esses depósitos localizam-se na Praia do Príncipe (foz do Córrego Vermelho), no Valado, no Vale Verde, na base do Morro das Graziñas e nas encostas dos picos Preto e Pontudo (junto à Praia dos Portugueses).

Há doze praias em Trindade, cujos costões laterais formam grandes saliências no contorno da ilha, as quais são constituídas por rochas vulcânicas mais resistentes à erosão, como corpos fonolíticos e também diques e derrames ultrabásicos, destacando-se as pontas Crista do Galo, Cinco Farrilhões, Pico do Monumento (Fig. 19) e Pão de Açúcar (Fig. 22). As rochas piroclásticas sofreram forte erosão, dando origem a enseadas, como por exemplo a do Príncipe e a dos Portugueses. Embora o Vulcão do Paredão seja em parte constituído por material piroclástico, os processos erosivos não tiveram tempo suficiente para degradá-lo como aconteceu com as rochas mais antigas.

Litologia e ocorrências

As rochas piroclásticas (tufos de lapilli e bombas) mais antigas do Complexo de Trindade são constituídas por fragmentos de lava melanefelinítica (tannbuschítica) de cor avermelhada por alteração. Rochas dessa composição ocorrem também como diques, apresentando cor cinza escura, aspecto maciço e textura quase afanítica em amostras de mão. Outros diques compostos por rochas melanocráticas porfíricas de matriz afanítica, de cor cinza média, incluem monchiquitos, olivina nefelinitos, olivina analcimitos, nefelinitos e analcima basanitos (ver Tabela 1). Os analcima basanitos são raros e foram encontrados por Almeida “...no teto de uma caverna na praia do M...”, porém sua importância reside no fato de que são os únicos diques da ilha que apresentam plagioclásio



Fig. 21 - Vista panorâmica da parte ocidental da Ilha da Trindade. Observa-se o relevo fortemente acidentado no qual se destacam, embaixo à direita, dois diques fonolíticos, subverticais, de grande porte e o neck do Monumento do Complexo de Trindade

- Panoramic view of the western part of Trindade Island. In the rough landscape two large sub-vertical phonolite dikes are identified (bottom right, partly in shadows) and the Monumento neck of the Trindade Complex



Fig. 22 - Borda meridional do Pão de Açúcar e do Vulcão do Paredão. Observa-se a forte estratificação dos níveis piroclásticos na parede de corte praticamente vertical do Vulcão do Paredão, que contrasta com a forma dômica do Pão de Açúcar

- Southern border of the Pão de Açúcar and the Vulcão do Paredão. A clear view of the stratification exhibited by the pyroclastic levels, in the almost vertical cliff of the Vulcão do Paredão. The shape of the cone contrasts with that of the Pão de Açúcar intrusive dome



Fig. 23 - O túnel do Paredão. O grande portal é resultado de processos de erosão marinha, que aproveitaram as fraturas radiais dos derrames de melanefelinito, intercalados com níveis piroclásticos

- The Paredão tunnel. The large opening is due to marine erosion that took advantage of the radial fractures present in the ultrabasic rocks (melanephelinitic flows interspersed with pyroclastic levels)



Fig. 24 - Depósitos de taludes formados por grandes acumulações de blocos soltos são relativamente comuns em Trindade. Nas proximidades da Ponta do Valado, uma grande quantidade de blocos se estendem até a beira-mar

- Talus deposits are relatively common in Trindade. In the proximities of Ponta do Valado, a large amount of blocks reaches the sea shore

(labradorita-andesina). Almeida menciona também um dique de álcali latito (kaligauteíto), rocha de cor cinza clara, esbranquiçada por alteração, que apresenta marcada estrutura de fluxo e numerosas vesículas preenchidas por analcima.

As rochas eruptivas mais abundantes do Complexo de Trindade são os fonólitos, aos quais geralmente se associam tufo e brechas da mesma composição. Os fonólitos que formam os *necks*, domos e diques variam de porfíricos, com fenocristais esparsos, a fortemente porfíricos, comumente com estrutura de fluxo. Ocasionalmente ocorrem diques de tinguaito (Tabela 1). Alguns diques possuem rochas muito ricas em noseana (noseana fonólitos). Um dos *plugs* de noseana fonólito engloba abundantes xenólitos negros “*perquiníticos*”, constituídos por minerais máficos. Estes xenólitos, comuns tanto nos fonólitos como em várias rochas eruptivas da ilha, são cumulos máficos formados por quantidades variáveis de salita, Ti magnetita, biotita titanífera, kaersutita, apatita e, às vezes, olivina. Outros xenólitos encontrados nos fonólitos, nas rochas dos diques e nas rochas piroclásticas (Marques *et al.*, 1999), incluem nefelina sienitos, clinopiroxênitos, malignitos (clinopiroxênio zonado, parcialmente substituído por anfibólio, apatita, opacos, biotita intersticial, imersos em grandes cristais de feldspato alcalino e/ou analcima), biotita melteigitos (semelhantes aos anteriores, porém com nefelina como único mineral félsico), ijolitos (clinopiroxênio e nefelina, com titanita e magnetita como acessórios) e essexito (clinopiroxênio, anfibólio, biotita plagioclásio zonado de andesina a oligoclásio, nefelina e feldspato alcalino).

As rochas dos derrames fonolíticos da Sequência Desejado, de cor cinza média, são totalmente afaníticas, maciças e com fratura conchoidal. Os únicos diques que parecem estar associados com estes derrames são de composição semelhante, apenas com granulação algo mais grossa. Na porção sudoeste do Pico das Grazinas, intercalados com depósitos piroclásticos, encontram-se quatro derrames de tefritos fonolíticos “...cujas características petrográficas *particulares*...” levaram Almeida a cunhar o nome de “*grazinitos*” (Tabela 1). A oeste do Pico São Bonifácio e entre os morros Trindade e Desejado, ocorrem piroclastos e derrames de nefelinitos. São rochas negras, quase afaníticas, maciças ou amigdaloidais.

Os olivina melanefelinitos (ankaratritos) das três últimas formações, Morro Vermelho, Valado e Vulcão do Paredão, apresentam-se muito semelhantes à observação macroscópica,

já que são todas rochas de cor cinza escura a negra, praticamente afaníticas, nas que apenas se destacam, em alguns casos, cristais minúsculos de olivina. As rochas da Formação Morro Vermelho foram classificadas como analcima ankaratritos por Almeida (1961), em razão da presença notável deste mineral, identificado durante os estudos ópticos.

Cabe destacar que algumas amostras dos melanefelinitos da Formação Valado e do Vulcão do Paredão, submetidas à análise química dos minerais por microsonda eletrônica, revelaram a presença de leucita (Marques *et al.*, 1999).

Geocronologia das rochas vulcânicas

Através de precisas observações de campo, Almeida (1961) inferiu que as lavas da Formação Morro Vermelho teriam extravasado entre 115.000 e 11.000 anos atrás, durante uma das regressões marinhas universais. Para as duas formações mais recentes, Valado e Vulcão do Paredão, que apresentam evidências de que os episódios vulcânicos foram pós-glaciais, foram estimadas idades de uns poucos milhares de anos.

As primeiras datações radiométricas de rochas de Trindade foram efetuadas por Cordani (1970), através do método K-Ar. Nesse trabalho, foi verificado que as rochas do Complexo de Trindade possuem idades entre 3,7 e 2,3 Ma, sendo que os domos e diques fonolíticos, que constituem a maioria das rochas subvulcânicas, originaram-se no intervalo entre 2,9 e 2,3 Ma. Os diques ultrabásicos, prováveis fontes de alimentação de derrames de episódios mais jovens, apresentaram idades entre 3,7 e 1,1 Ma.

Nesse mesmo estudo foi verificado que as rochas da Sequência Desejado possuem idades entre 2,5 e 1,5 Ma. Por dificuldades analíticas inerentes à época em que foram realizadas as análises, as datações K-Ar permitiram apenas inferir uma idade inferior a 0,17 Ma, para a Formação Morro Vermelho, indicando que os dois episódios vulcânicos mais jovens, que originaram a Formação Valado e o Vulcão do Paredão, devem ter ocorrido bem mais recentemente.

A idade dos rochedos de Martin Vaz é também pouco conhecida. A datação de um fonólito, efetuada por Cordani (1970), mostrou apenas que a rocha investigada possui idade inferior a 0,73 Ma. Uma datação mais recente, também utilizando o método K-Ar em uma outra amostra de fonólito, forneceu uma idade de $1,1 \pm 0,5$ Ma (Siebel *et al.*, 2000).

Determinações das atividades específicas de membros da série de decaimento do ^{238}U , obtidas por meio das técnicas de espectrometria alfa e gama natural, permitiram verificar que as rochas do Complexo de Trindade e da Sequência Desejado, como também um fonólito de Martin Vaz, encontram-se em equilíbrio radioativo secular (Santos, 2001; Santos *et al.*, 2000). Por outro lado, foi observado um significativo desequilíbrio entre ^{230}Th e ^{238}U , confirmando que os três últimos episódios vulcânicos de Trindade ocorreram há menos de 350.000 anos. Devido à escassez de amostras para a realização de análises mais precisas, nesse trabalho foi possível apenas estimar uma idade de 135 ± 35 ka para a Formação Morro Vermelho.

Geoquímica das rochas e petrogênese

Há uma quantidade significativa de análises geoquímicas recentes, realizadas em rochas de Trindade e Martin Vaz, mostrando que o magmatismo foi essencialmente de caráter bimodal (Weaver, 1990; Marques *et al.*, 1999; Siebel *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2002). As rochas ultrabásicas (melanefelinitos, ankaratritos, basanitos e tefritos; $41\% < \text{SiO}_2 < 44\%$) e intermediárias (fonólitos e fonólitos peralcalinos; $53\% < \text{SiO}_2 < 57\%$) são abundantes, enquanto as básicas ($45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$) são raramente encontradas. Estas últimas geralmente

possuem xenólitos, de tamanho milimétrico a centimétrico, provenientes das encaixantes ou de cumulas, que certamente mascaram as características geoquímicas dos magmas originais.

O comportamento geoquímico de elementos maiores, menores e traços, para o conjunto de rochas de Trindade, é compatível com um processo de diferenciação, no qual o aumento de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , e a diminuição de MgO , TiO_2 , FeO , CaO e P_2O_5 ocorreu pelo fracionamento de olivina, clinopiroxênio, titanomagnetita, nefelina, titanita e apatita (Fig. 25). Os padrões de elementos terras raras (ETR) confirmam esta possibilidade de evolução (Fig. 26), indicando fracionamento significativo de fases minerais ricas em ETR intermediárias e pesadas, como apatita e titanita, na diferenciação das rochas ultrabásicas para os fonólitos. O forte enriquecimento de ETR leves, em relação às pesadas, observado nas rochas ultrabásicas indica também que a granada provavelmente restou na fonte como fase residual, implicando que o processo de fusão ocorreu sob profundidades em torno de 100 km.

Cálculos de balanço de massa, na diferenciação das rochas ultrabásicas (melanefelinitos e basanitos-tefritos) para os fonólitos, indicaram fracionamento de fase sólida composta por olivina (~20%), clinopiroxênio (~53%), titanomagnetita (~13%), nefelina (~5%), titanita (6%) e apatita (~3%), sendo que o total fracionado foi de aproximadamente 70% (Marques *et al.*, 1999).

Além disso, esses autores verificaram que as rochas ultrabásicas de Trindade apresentam diferenças geoquímicas significativas, com grande variação nas razões de elementos fortemente incompatíveis (e.g. Zr/Th : 21 - 100; La/Th : 2,8 - 13,8; Th/U : 0,67 - 6,5), indicando origem a partir de magmas parentais com diferentes características. Estas rochas podem ser divididas em dois grupos com conteúdo de K_2O distinto (Fig. 25). Os melanefelinitos ($10\% < \text{MgO} < 12\%$) são aquelas que apresentam os maiores conteúdos de potássio ($2\% < \text{K}_2\text{O} < 3\%$), enquanto os basanitos e tefritos ($8\% < \text{MgO} < 10\%$) possuem um empobrecimento significativo desse elemento ($\text{K}_2\text{O} < 1\%$), como evidenciado por sua forte anomalia negativa nos diagramas de elementos incompatíveis normalizados pelo manto primordial.

As diferenças geoquímicas observadas nas rochas ultrabásicas não parecem ser relacionadas com os diferentes episódios vulcânicos ocorridos em Trindade; por exemplo, na

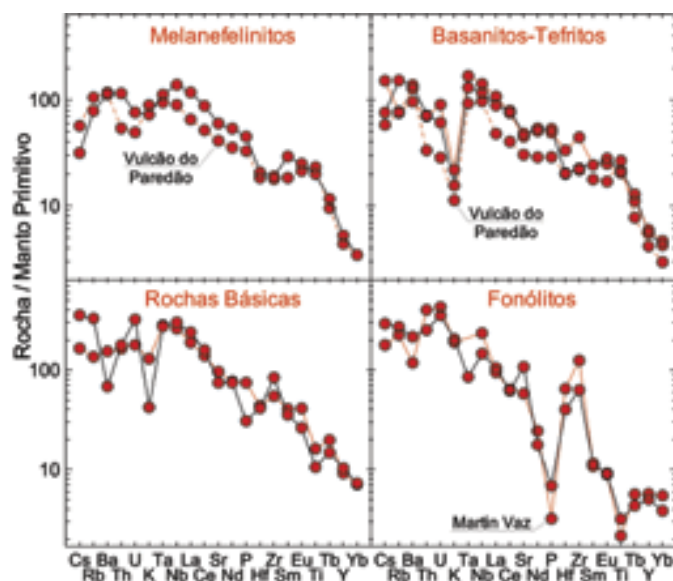


Fig. 25 - Padrões de abundância de elementos incompatíveis das rochas vulcânicas e sub-vulcânicas da Ilha da Trindade, normalizados pelo manto primordial (Sun & McDonough, 1989)

- Incompatible element abundance patterns normalized to primordial mantle values (Sun & McDonough, 1989) for volcanic and sub-volcanic rocks of Trindade Island

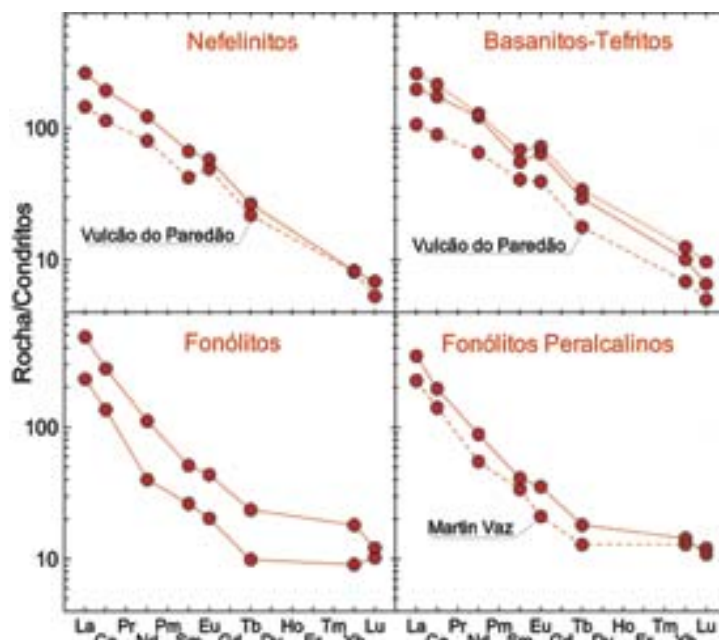


Fig. 26 - Padrões de abundância de elementos terras raras das rochas vulcânicas e sub-vulcânicas da Ilha da Trindade, normalizados por condritos (Boynton, 1984)

- Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth distribution patterns for volcanic and sub-volcanic rocks of Trindade Island

Formação Vulcão do Paredão ocorrem os dois tipos de rochas, embora todo o conjunto apresente características que o distingue das demais, como as concentrações mais baixas de ETR (Fig. 25 e 26). O forte empobrecimento de K_2O observado nos basanitos - tefritos sugere sua retenção em uma fase mineral residual (provavelmente flogopita), durante o processo de fusão parcial.

Fontes dos magmas primários de Fernando de Noronha e Trindade com base em dados isotópicos

As rochas de Fernando de Noronha e Trindade já foram alvo de muitas análises isotópicas de Sr, Nd e Pb, as quais foram realizadas com o objetivo de estudar a origem e natureza de heterogeneidades de grande escala no manto terrestre (e.g. Hart, 1984; Gerlach *et al.*, 1987; Halliday *et al.*, 1992; 1995). Devido ao próprio caráter desses trabalhos, não houve preocupação em realizar estudos geoquímicos e petrográficos complementares. Somente trabalhos mais recentes apresentam análises geoquímicas e isotópicas do mesmo conjunto de rochas (Lopes, 1997; 2002; Marques *et al.*, 1999; Siebel *et al.*, 2000), o que permitiu também investigar possíveis mudanças nas características das fontes mantélicas, durante os diferentes episódios vulcânicos que ocorreram nessas ilhas.

As análises isotópicas efetuadas em rochas de Trindade mostram que as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) variam de 0,70361 a 0,70409 (média = 0,7038 \pm 0,0001; N = 21), enquanto as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas (Nd_m) variam de 0,51287 a 0,51275 (média = 0,51280 \pm 0,00003; N = 16), com os fonólitos tendendo a apresentar maiores valores de Nd_m e menores razões Sr_i . Três amostras de Martin Vaz até hoje analisadas, sendo duas de fonólitos e uma proveniente de um derrame basanítico (Marques *et al.*, 1999; Siebel *et al.*, 2000), possuem Sr_i entre 0,70364 e 0,70421 (média = 0,7039 \pm 0,0003) e Nd_m entre 0,51288 e 0,51279 (média = 0,51282 \pm 0,00005), as quais são muito similares às de Trindade. Uma amostra da Cadeia Vitória-Trindade analisada por Fodor & Hanan (2000) possui também características isotópicas muito semelhantes às de Trindade (Fig. 27).

As primeiras análises realizadas em Fernando de

Noronha já apontaram uma maior diversidade isotópica, sendo que Gerlach *et al.* (1987) individualizaram dois grupos com características significativamente distintas. Trabalhos mais recentes confirmaram essa variação e permitiram melhor caracterizar esses dois conjuntos, relacionando-os com os tipos litológicos e idades (Lopes, 1997; 2002; Rivalenti *et al.*, 2000). As rochas ultrabásicas da Formação Quixaba possuem razões Sr_i variando de 0,70364 a 0,70409 (média = 0,7039 ± 0,0001; N = 10) e as razões Nd_m situam-se no intervalo entre 0,51290 e 0,51279 (média = 0,51283 ± 0,00004; N = 11), sendo que os basanitos tendem a possuir as maiores razões isotópicas de Sr (Fig. 27).

As rochas da Formação Remédios possuem uma maior variação nas razões isotópicas iniciais de Sr (Sr_i : 0,70382 - 0,70495; média = 0,7043 ± 0,0004; N= 12) e de Nd (Nd_m : 0,51306 - 0,51272; média = 0,51283 ± 0,00010; N = 11), sendo que as rochas da série moderadamente potássica são caracterizadas pelas maiores razões Sr_i e por razões Nd_m significativamente mais baixas do que as da série sódica. Deve-se ainda mencionar que duas amostras (um basanito da Ilha de São José - Formação Quixaba e um fonólito peralcalino da Formação Remédios) não foram consideradas nestes cálculos, por apresentarem Sr_i anormalmente elevados, talvez causados por efeitos de contaminação com água do mar, já que não foram observadas correlações com isótopos de Nd. Uma possível imprecisão na medida da baixíssima concentração de Sr (8,9 ppm) do fonólito peralcalino pode também ser a causa do aumento no valor calculado de Sr_i .

As razões isotópicas de Sr determinadas em xenólitos mantélicos, contidos em rochas basaníticas, da Ilha São José são semelhantes às das demais rochas de Fernando de Noronha (Rivalenti *et al.*, 2000). Entretanto, as razões isotópicas de Nd nas três amostras investigadas nesse trabalho são bem elevadas, atingindo valores de até 0,5132.

Os dados isotópicos das rochas vulcânicas e subvulcânicas de Fernando de Noronha, Trindade e Martin Vaz são bastante semelhantes, conforme pode ser observado no diagrama $(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, situando-se no quadrante do manto empobrecido e no campo do "mantle array", exceto as rochas potássicas da Formação Remédios e as duas amostras com Sr_i anômalo anteriormente discutidas. Observa-se também grande similaridade isotópica com os basaltos do Arquipélago de Abrolhos (Fodor *et al.*, 1989; Montes-Laur, 1993), indicando o envolvimento de fontes mantélicas com as mesmas características.

A comparação das razões isotópicas de Sr e Nd das duas ilhas oceânicas brasileiras com as de outras do Atlântico Sul, de basaltos do assoalho oceânico (N-MORB) e também do componente mantélico EMI (Zindler & Hart, 1986) mostra que um processo de mistura, entre manto empobrecido (~70%, DMM ou N-MORB) e um componente mantélico do tipo EMI (~30%), poderia explicar as razões isotópicas observadas (Marques *et al.*, 1999). No caso das rochas da série potássica da Formação Remédios pode ter havido também uma pequena contribuição do componente EMII (Fig. 27).

As idades modelo, calculadas através das razões isotópicas de Nd (em relação ao manto empobrecido), obtidas para Trindade ($T_{DM} \sim 450$ Ma) e Fernando de Noronha ($T_{DM} \sim 410$ Ma) são coincidentemente da mesma ordem de grandeza das idades do Ciclo Brasileiro. Este fato sugere que o manto litosférico subcontinental pode ter desempenhado um papel importante na gênese dessas rochas, conforme evidenciado pelo envolvimento do componente EMI na modelagem isotópica. A origem deste componente mantélico tem sido interpretada como sendo fragmentos de manto litosférico subcontinental, desmembrados durante a ruptura de continentes e posteriormente remobilizados em processos de fusão que originaram as rochas vulcânicas das ilhas oceânicas brasileiras.

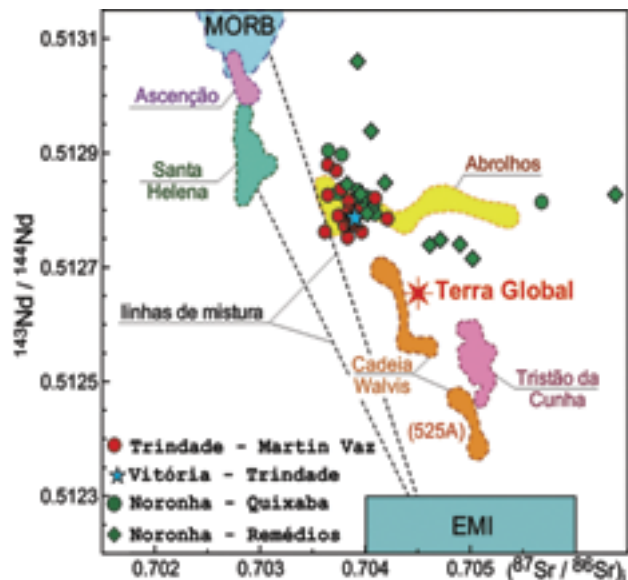


Fig 27 - Razões isotópicas iniciais de Sr e de Nd (medidas) das rochas vulcânicas de Fernando de Noronha e Trindade. Comparação com outras ilhas do Atlântico, Cadeia Submarina Walvis, basaltos do N-MORB e componente mantélico EMI. Fontes dos dados: Richardson *et al.*(1982), Zindler & Hart (1986), Ito *et al.*(1987), Gerlach *et al.*(1987), Fodor *et al.*(1989), Chaffey *et al.*(1989), Le Roex *et al.*(1990), Halliday *et al.*(1992), Montes-Laur (1993), Lopes (1997, 2002), Fodor & Hanan (2000) e Siebel *et al.* (2000)

- Sr and Nd initial isotopic ratios (measured) of Fernando de Noronha and Trindade volcanic rocks. Comparison with other Atlantic Ocean islands, Walvis Ridge, N-MORB basalts and EMI mantle component. Sources: Richardson *et al.*(1982), Zindler & Hart (1986), Ito *et al.*(1987), Gerlach *et al.*(1987), Fodor *et al.*(1989), Chaffey *et al.*(1989), Le Roex *et al.*(1990), Halliday *et al.*(1992), Montes-Laur (1993), Lopes (1997, 2002), Fodor & Hanan (2000) and Siebel *et al.* (2000)

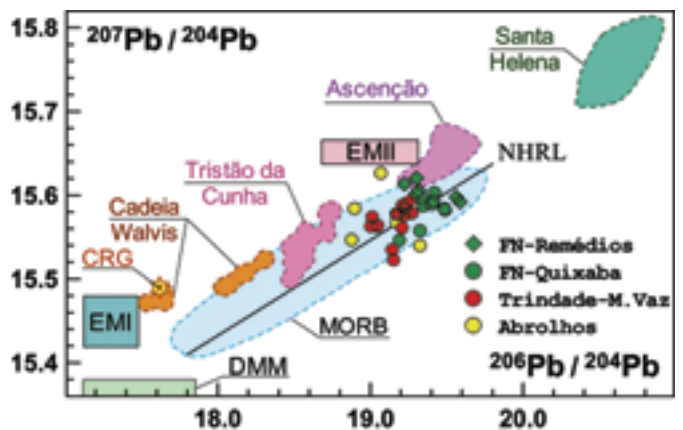


Fig. 28 - Razões isotópicas de Pb das rochas vulcânicas de Fernando de Noronha e Trindade. Comparação com outras ilhas do Atlântico, Cadeia Submarina Walvis, Cadeia Rio Grande (CRG), basaltos N-MORB e componentes mantélicos DMM, EMI e EMII. Fontes dos dados: Richardson *et al.*(1982), Hart (1984), Zindler & Hart (1986), Ito *et al.* (1987), Gerlach *et al.* (1987), Fodor *et al.* (1989), Chaffey *et al.* (1989), Le Roex *et al.* (1990), Halliday *et al.* (1992), Montes-Laur (1993), Lopes (1997, 2002) e Siebel *et al.* (2000)

- Pb isotopic ratios of Fernando de Noronha and Trindade volcanic rocks. Comparison with other Atlantic Ocean islands, Walvis Ridge, Rio Grande Rise (CRG), N-MORB basalts, and DMM, EMI and EMII mantle components. Sources: Richardson *et al.* (1982), Hart (1984), Zindler & Hart (1986), Ito *et al.* (1987), Gerlach *et al.* (1987), Fodor *et al.* (1989), Chaffey *et al.* (1989), Le Roex *et al.* (1990), Halliday *et al.* (1992), Montes-Laur (1993), Lopes (1997, 2002) and Siebel *et al.* (2000)

De modo alternativo, Rivalenti *et al.* (2000) propõem, para Fernando de Noronha, que o componente EMI estaria relacionado a um agente metassomático originado na astenosfera.

Cabe ainda destacar que, embora as razões isotópicas de Pb de Trindade e Fernando de Noronha situem-se no campo das rochas N-MORB (Fig. 28), os elevados valores de chumbo radiogênico (Gerlach *et al.*, 1987; Siebel *et al.*, 2000; Lopes, 2002) indicam a participação de um componente mantélico do tipo HIMU (Ilha de Santa Helena; alta razão U/Pb), além dos já identificados pelos isótopos de Sr e Nd.

Considerações Finais

Embora muitos conhecimentos geológicos tenham sido adquiridos, desde os trabalhos pioneiros de Almeida nas ilhas oceânicas brasileiras, há ainda muitas questões para as quais não há respostas satisfatórias, incluindo hipóteses que precisam ser comprovadas.

Os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas subvulcânicas pertencentes às formações mais antigas de ambas ilhas (Formação Remédios em Fernando de Noronha e Complexo de Trindade, na ilha homônima) apontam para a existência de câmaras magmáticas intermediárias numa estrutura vulcânica complexa, com a possível existência de vários magmas parentais, além de intensos processos de hibridação. Duas séries petrográficas foram claramente identificadas em Fernando de Noronha: uma sódica e outra moderadamente

potássica e, considerando que em Trindade foram encontrados alguns álcali latitos (ou traquiandesitos), existe a possibilidade de que a série potássica também esteja presente, ainda que de maneira subordinada, no Complexo de Trindade. O vulcanismo mais recente, melhor definido, coloca também questões a serem resolvidas (*e.g.*, relação entre basanitos e melaneferinitos em Fernando de Noronha, melaneferinitos com leucita em Trindade). Grande parte do problema reside do fato de que a parte aflorante é muito pequena e, portanto, representa apenas uma fração mínima de complexos edifícios vulcânicos.

Agradecimentos

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro, indispensável para a execução dos trabalhos de campo e de laboratório referentes ao estudo de Fernando de Noronha, como também pela concessão de bolsa de Doutorado para uma das autoras deste trabalho (RPL).

À Dra. L. Kogarko, líder da excursão realizada para amostragem das rochas de Trindade e Martin Vaz, em 1991, com o navio oceanográfico Boris Petrov, e à equipe de pesquisadores, da qual participou uma das autoras (MNCU).

As autoras agradecem também a inestimável colaboração de Nelson Bardelli dos Santos na confecção dos mapas de Fernando de Noronha e Trindade, bem como no tratamento das imagens.

Vide “Tabela 1” na página seguinte..



Tabela 1: Classificação (segundo a IUGS, Le Maitre, 1989) e petrografia das rochas magmática de Fernando de Noronha e Trindade. Destacam-se em itálico as variedades citadas por Almeida (1955;1961)

Classificação	Mineralogia das rochas e suas variedades
Melanefelinitos	Os <i>ankaratritos</i> são melanefelinitos compostos por olivina, clinopiroxênio, opacos, nefelina intersticial, poiquilitica, e quantidades acessórias de biotita e apatita. Inclui os olivina melanefelinitos e os piroxênio melanefelinitos. No diagrama R1 vs. R2 de De La Roche et al. (1980), a composição química dos melanefelinitos ocupa os campos denominados ankaratritos e nefelinitos. Olivina melanefelinitos. Fenocristais: olivina. Microfenocristais e matriz: salita a salita titanífera, opacos, nefelina, olivina, ± flogopita ou biotita ricas em Ba, ± apatita. Podem apresentar perovskita. Os <i>analcima ankaratritos</i> são olivina melanefelinitos com nefelina e analcima poiquilitica na matriz. Os leucita melanefelinitos são olivina melanefelinitos com leucita na matriz. Piroxênio melanefelinitos. Fenocristais: olivina e salita a salita titanífera. Matriz: semelhante à dos olivina melanefelinitos. Podem possuir escasso feldspato alcalino ou anortoclásio. Os <i>tannbuschitos</i> são rochas de composição semelhante à dos piroxênio melanefelinitos. Não possuem biotita. Os <i>melilita melanefelinitos (melilita ankaratritos)</i> exibem fenocristais e microfenocristais de olivina e melilita (entre 1,5 e 10% da rocha). A matriz é semelhante às anteriores. Podem apresentar perovskita. Os <i>analcima ankaratritos</i> são melanefelinitos com nefelina e analcima na matriz.
Nefelinitos	Rochas com quantidades semelhantes de clinopiroxênio e nefelina e granulação variada. Os fenocristais são de salita titanífera e, ocasionalmente, anfibólio e/ou nefelina. Matriz: prismas de clinopiroxênio e opacos dispostos entre os grãos de nefelina (e analcima). Os minerais acessórios são apatita e, em menor quantidade, titanita. Os <i>olivina nefelinitos</i> de Trindade apresentam textura porfírica panidiomórfica, abundância de minerais hidratados entre os fenocristais e, em geral, aspecto lamprofírico. São compostos por fenocristais de salita titanífera, kaersutita, biotita, muito escassa olivina e microfenocristais de noseana e nefelina. A matriz possui os mesmos minerais máficos, além de opacos, titanita e nefelina ± sanidina.
Tefrito (olivina < 10%) Basanita (olivina > 10%)	As rochas variam de fortemente porfíricas (> 40% de fenocristais) a porfíricas (10-15% de fenocristais). Fenocristais e microfenocristais: salita a salita titanífera, olivina, opacos ± sodalita. Matriz: clinopiroxênio, opacos, plagioclásio (labradorita a andesina) e/ou anortoclásio, nefelina e/ou analcima ± apatita ± vidro intersticial. Ocasionalmente kaersutita e biotita. A matriz, por vezes muito fina, dificulta o reconhecimento dos tipos de feldspato presentes. Algumas rochas podem ser classificadas como tefritos fonolíticos. Em geral, possuem abundantes vesículas preenchidas por zeolitas, calcita, clorita e, às vezes, anfibólio verde. Os basanitos melanocráticos, muito ricos em minerais máficos, são denominados melabasanitos (ou ankaramitos). Nos <i>glenmuiritos</i> , com analcima na matriz, o plagioclásio é bordejado por feldspato alcalino (ou anortoclásio). Os <i>olivina teschenitos</i> são ricos em minerais máficos e possuem analcima na matriz. Nos <i>limburgitos</i> a matriz contém minerais máficos imersos em mesóstase vítrea. O feldspatóide típico dos basanitos e tefritos é nefelina, nos <i>analcima basanitos</i> e analcima tefritos a matriz contém abundante analcima.
Analcima monzogabro porfírico	Essexito pórfiro. Fenocristais: salita a salita sódica, ± labradorita, pseudomorfos de olivina, sodalita. Matriz (± 50% da rocha): labradorita (com algumas bordas de andesina), ortoclásio, analcima, diopside ± anfibólio, ± biotita.
Tefrito fonolítico	O termo <i>grazinito</i> foi definido por Almeida (1961) para caracterizar as rochas que formam derrames no Pico das Grazinhas, Trindade. Trata-se de um fonólito mesocrático, holocristalino, com pequenos fenocristais de salita a ferrosalita sódica, anfibólio, biotita, nefelina e sodalita, em matriz composta por feldspato (sanidina-anortoclásio) poiquilítico com inclusões de clinopiroxênio e magnetita ± analcima ou nefelina.
Fonólito Tefrítico	Fenocristais e microfenocristais: salita a salita titanífera, kaersutita, ± sodalita, ± titanita. Matriz muito fina, rica em feldspato alcalino, com micrólitos de clinopiroxênio, opacos ± nefelina, ± apatita. Alguns fonólitos tefríticos apresentam os mesmos fenocristais, em mesóstase vítrea com estrutura de fluxo.
Fonólito	Fonólitos porfíricos. (10-30% de fenocristais): feldspato alcalino, noseana, nefelina, salita a ferrosalita sódica ± microfenocristais de kaersutita e titanita. Matriz: textura traquítica, com feldspato alcalino, nefelina, ferrosalita sódica a egrina augita, opacos, ± titanita, ± kaersutita e, raramente, biotita. Alguns fonólitos porfíricos da Ilha da Trindade são quimicamente peralcalinos. Os <i>analcima fonólitos</i> possuem analcima, em lugar de nefelina, na matriz. Os <i>noseana fonólitos</i> apresentam abundantes fenocristais de noseana (> 10% da rocha) e, em menor proporção, de feldspato alcalino, clinopiroxênio, ± nefelina, ± titanita (quimicamente, são fonólitos peralcalinos). Os <i>tinguaitos</i> tem granulação mais grossa que os fonólitos e textura tinguaitica. Em Fernando de Noronha existem dois tipos de fonólitos afíricos. Tipo I: composição semelhante à matriz dos fonólitos porfíricos. Tipo II (quimicamente, fonólitos peralcalinos): possuem sanidina, sodalita e agregados de prismas finos de egrina com textura em feltro.
Foidito	<i>Analcimito</i> . Rocha composta essencialmente por analcima, com pequenos cristais dispersos de clinopiroxênio, opacos, apatita, ± anfibólio ± biotita. <i>Olivina analcimito</i> . Composição semelhante à anterior com escassos cristais pequenos de olivina.

Lamprófiros alcalinos	<p><i>Monchiquito</i>. Fenocristais: salita a salita titanífera, kaersutita, opacos, escassa olivina alterada. Matriz: os mesmos minerais máficos, \pm apatita, feldspatóide e/ou vidro intersticial. Vesículas preenchidas por carbonato, zeólitas, clorita são comuns. Os <i>melamonchiquitos</i> possuem até 30% de fenocristais e, em geral, teores elevados de minerais máficos.</p> <p><i>Furchito</i>. Semelhante aos monchiquitos, sem olivina e com abundante analcima.</p> <p><i>Noseana sannaios</i>. Composição semelhante às anteriores com microfenocristais de noseana, além de analcima e feldspato alcalino na matriz.</p> <p><i>Camptonitos</i>. Textura porfírica panidiomórfica. Matriz com plagioclásio (oligoclásio-andesina), escasos feldspato alcalino e flogopita e contendo vidro intersticial.</p>
Álcali basalto	<p>Fenocristais de labradorita, salita a salita titanífera, olivina escassa ou ausente. Matriz com abundante plagioclásio (labradorita), prismas finos ou agulhas de clinopiroxênio, opacos \pm apatita.</p>
Álcali latito	<p><i>Kaligaueteito</i> ou <i>gaueteito</i>. Apresentam fenocristais de feldspato (alguns grãos têm núcleos de andesina e/ou anortoclásio com bordas de sanidina), salita titanífera, kaersutita. A matriz tem textura traquítica, com ripas de feldspato alcalino, prismas finos de clinopiroxênio, opacos, \pm titanita, \pm apatita e vidro intersticial. Quimicamente (no diagrama TAS, Le Maitre (1989), correspondem aos traquiandesitos.</p> <p>Algumas rochas exibem evidências de mistura, na mesma lâmina petrográfica, observada em alguns fenocristais: e.g., salita titanífera e/ou kaersutita com zoneamento ora oscilatório, ora normal ou inverso, anfíbólio bordejado por salita, labradorita, escassa, com zoneamento normal ou inverso, e cristais de labradorita com textura em peneira, bordejados por feldspato alcalino. Matriz com andesina e anortoclásio ou sanidina.</p> <p>Quimicamente (no diagrama TAS, Le Maitre, 1989), correspondem aos traquiandesitos basálticos.</p>
Álcali traquito	<p>Fenocristais: andesina e anortoclásio com bordas de feldspato alcalino. Microfenocristais de salita sódica, opacos, titanita, sodalita. Matriz traquítica, com predominância de feldspato alcalino, prismas finos esparsos de egrina augita e opacos.</p>

A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA

Claudio de Morisson Valeriano
UERJ, DGRG, Rio de Janeiro, RJ
cmval@uerj.br

Marcel Auguste Dardenne
Instituto de Geociências UnB, Brasília, DF
dardenne@tba.com.br

Marco Antônio Fonseca
Instituto de Geociências UFOP, Ouro Preto, MG
marco@degeo.ufop.br

Luiz Sergio Amarante Simões
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP
lsimoes@rc.uneso.br

Hildor José Seer
Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais - Unidade de Araxá, MG
hildor@araxa.cefetmg.br

Resumo:

A Província Tocantins, da qual a Faixa Brasília faz parte, é um sistema orogênico neoproterozóico situado entre os crátons Amazônico e São Francisco, desenvolvido no contexto dos eventos colisionais que culminaram na amalgamação do supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozóico. Compondo a Província Tocantins está a Faixa Brasília que bordeja o Cráton do São Francisco (CSF) e as faixas Paraguaia e Araguaia que bordejam o Cráton Amazônico. A interveniência de um terceiro bloco, encoberto pela Bacia do Paraná (o Cráton do Paraná ou Paranapanema), é postulada no desenvolvimento da Província Tocantins.

A Faixa Brasília é marcada por dois ramos de distinta: a Faixa Brasília Setentrional (FBS), de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional (FBM), de orientação NW. Esses dois ramos se encontram na altura do paralelo de Brasília formando a Megaflexura dos Pireneus, dando à Faixa Brasília uma pronunciada concavidade voltada para leste, em conformação a uma protuberância no contorno original da margem do paleocontinente São Francisco.

A compartimentação tectônica da Faixa Brasília é definida, de leste para oeste, pelos terrenos que se acresceram à borda ocidental do CSF: metassedimentos parautoctones do Grupo Bambuí na zona de antepaís; metassedimentos alóctones da margem passiva neoproterozóica e rochas do seu embasamento; o Maciço Goiano, um microcontinente formado por rochas arqueanas a mesoproterozóicas; e o Arco Magmático de Goiás (AMG), que gerou magmatismo pré-colisional desde ca. 880 Ma até ca. 640 Ma, quando houve a sua acreção à faixa orogênica.

A acreção desses terrenos contra o CSF se deu em seqüência a um episódio tafrogenético de escala mundial, iniciado em ca. 900 Ma, relacionado à fragmentação do supercontinente Rodínia e à dispersão de múltiplos paleocontinentes, incluindo o São Francisco-Congo. A deriva continental foi acompanhada do desenvolvimento de bacias sedimentares de margem passiva ao redor desse paleocontinente. Na sua margem ocidental, onde se desenvolveu a Faixa Brasília, depositaram-se os Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia.

Especialmente na FBM, o empilhamento de extensas nappes de cavalgamento subhorizontais, formadas predominantemente pelas unidades metassedimentares neoproterozóicas seguiu-se ao auge metamórfico em ca. 640 Ma, durante o qual houve subducção da margem passiva sanfranciscana mais distal sob a placa colidente e formação, ainda que restrita, de granitos sin-colisionais. No conjunto alóctone, o grau metamórfico e a intensidade da deformação ligada ao cisalhamento de baixo mergulho aumentam consideravelmente, porém não continuamente, da área cratônica até a zona mais interna da faixa. Nos seus estágios mais tardios, a deformação passa para um estilo dominado por dobramentos mais abertos e empinados associados a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE que segmentaram a Faixa Brasília. Estruturas da fase principal de deformação da FBS se superpõem às da FBM, seguido do desenvolvimento de falhas transcorrentes destrais de direção NE-SW.

Idades K-Ar indicam resfriamento final do conjunto alóctone em 580-560 Ma. Nesta época, a aglutinação do Gondwana passa a se processar através de colisões continentais em zonas mais periféricas ao protocontinente formado pelo CSF e terrenos acrecionados da Faixa Brasília (Margem Passiva, Maciço Goiano, AMG): a leste e sul do CSF desenvolvem-se as Faixas Araçuaí e Ribeira, cuja atividade orogênica perdura até o Cambriano, imprimindo direções estruturais NE-SW que truncam a parte sul da Faixa Brasília. Do lado oposto, ocorre a aproximação final de Amazônia, que leva à orogênese cambriana que desenvolveu as faixas Paraguaia e Araguaia.

Palavras-chave: Margem passiva, Neoproterozóico, Terreno Acrecionário, Orógeno, Brasileiro, Gondwana.

Abstract:

The Brasília Belt formed between the Amazon and São Francisco cratons and a third continental block hidden below the Paraná Basin. It developed in the context of the Neoproterozoic Gondwana amalgamation. The Brasília belt has an arcuate shape composed of two branches: the NE-trending Northern Brasília Belt (NBB) intersects the NW-trending Southern Brasília Belt (SBB) along the Pirienus Megaflexure. The architecture of the belt is defined by accretionary terranes that converged against the SFC: parautochthonous metasediments of the Bambuí group in the foreland; thrust systems of the Neoproterozoic passive margin metasediments and basement; a microcontinent formed by Archean to Mesoproterozoic rocks (Goiás Massif); and the Goiás Magmatic Arc (GMA), formed by pre-collisional magmatism from ca. 930 Ma to ca. 640 Ma. The development of the SFC passive margin basins is related to the worldwide rifting events initiated at ca. 900 Ma, involving the breakup of Rodinia. In this context, sedimentation of the Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá and Andrelândia groups took place along the western margin of São Francisco-Congo paleocontinent. Main collision is indicated by metamorphic peak and minor sin-collisional granites dating ca. 640 Ma, followed by the stacking of metasedimentary nappes. The metamorphic grade and the intensity of deformation increase from the foreland to the internal zone. Late stage deformation is dominated by steep folding and associated transcurrent faults. K-Ar cooling ages fall mostly within the 580-560 Ma interval. At this time, collision processes migrated to peripheral zones with respect to the protocontinental mass formed by the SFC and accreted terranes (passive margin, Goiás Massif and GMA). The Araçuaí-Ribeira belt, to the east and south of SFC, evolved in a series of orogenies from 590 Ma to 530 Ma. Along the opposite side, approximation of Amazonia takes place during the Cambrian orogeny along the Paraguaia and Araguaia belts.

Keywords: Passive Margin, Neoproterozoic, Accretionary Terrane, Orogen, Brazilian, Gondwana.

Resumen:

El Cinturón Brasília se formó entre los cratones de Amazonas y São Francisco y un tercer bloque continental, actualmente oculto debajo de la Cuenca del Paraná, en el con-

texto de la amalgamación neoproterozoica de Gondwana. El Cinturón Brasília tiene forma arqueada y está compuesto por dos brazos: el Cinturón Brasília Norte intercepta el Cinturón Brasília Sur a lo largo de la Mega flexura Pirienus. La arquitectura del cinturón es definida por terrenos acrecionarios que convergen contra el Cratón de São Francisco: metasedimentos parautoctonos del Grupo Bambuí en el antepaís, basamento y metasedimentos del margen pasivo de los sistemas de cabalgamiento, un microcontinente formado por rocas arqueanas a mesoproterozoicas (Macizo de Goiás); y el Arco Magmático Goiás, formado por magmatismo pre-colisional desde ca. 930 Ma a ca 640 Ma. El desarrollo de las cuencas de margen del SFC está relacionado al evento de riftiamento mundial iniciado a ca. 900 Ma, incluyendo la quiebra de Rodinia. En ese contexto, la sedimentación de los grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá y Andrelândia tuvo lugar a lo largo del margen oeste del paleocontinente São Francisco-Congo. La colisión principal está indicada por el pico metamórfico y pequeños granitos sincolisionales con edades ca. 640 Ma seguidos por el apilamiento de nappes metasedimentarias. El grado metamórfico y la intensidad de la deformación aumentan del antepaís a la zona interna. La deformación del último estadio es dominada por plegamiento y fallas transcurrientes asociadas. Edades K-Ar de enfriamiento caen mayormente en el intervalo de 580-560 Ma. En esa época, procesos de colisión migraron para zonas periféricas en relación a la masa protocontinental formada por el CSF y terrenos acrecionados (margen pasivo, Macizo de Goiás y Arco Magmático). El Cinturón Araçuaí-Ribeira comienza, al este y sur del CSF, evolucionando en una serie de orogenias desde 590 Ma a 530 Ma. A lo largo del lado opuesto, la aproximación de la Amazonia tuvo lugar durante el Cámbrico, con orogenia a lo largo de los cinturones Paraguay y Araguaia.

Palabras llave: Margen Pasivo, Neoproterozoico, Terrenos Acrecionarios, Orógeno, Brasileiro, Gondwana.

Introdução

Este trabalho se propõe a apresentar uma síntese atualizada da evolução tectônica da Faixa Brasília com base em uma integração dos dados provenientes de ferramentas geológicas as mais diversas, tais como cartografia, análise estrutural e estratigráfica, geoquímica, petrologia metamórfica e geocronologia, principalmente. O registro geológico dessa faixa indica que ela teve papel precoce na história da aglutinação do supercontinente Gondwana. Colisões continentais ocorridas entre 780 e 640 Ma, formaram um protocontinente central, ao redor do qual foram paulatinamente agregando-se as massas continentais que levaram à amalgamação final de Gondwana em ca. 520 Ma.

Se hoje vemos com naturalidade a busca por uma visão integrada da geologia, que contemple os dados oriundos de todas as técnicas disponíveis, talvez seja por herança de trabalhos pioneiros como o realizado por Almeida. Em 1967, ele apresentou uma sistematização da organização geotectônica da América do Sul que é um marco para a literatura geológica brasileira, ao ordenar o território brasileiro em faixas orogênicas brasileiras separando antigos fragmentos continentais que colidiram ao final do Pré-Cambriano (540 Ma). Mas, principalmente, este trabalho marca a introdução a uma rara maneira de perceber a geologia integrada, por exemplo, à geocronologia isotópica, que à época ainda engatinhava no Brasil. Tanto a sua visão abrangente como as suas principais conclusões, traduzidas para a linguagem e conceituação de hoje, permanecem admiravelmente atuais.

Contexto Geotectônico da Faixa Brasília

O Supercontinente Gondwana

O Neoproterozóico foi marcado mundialmente por uma etapa de riftamento e dispersão de fragmentos continentais, a Tafrogênese Toniana (ca. 900-800 Ma.), seguida por uma etapa de convergência continuada de expressivos

fragmentos continentais previamente dispersos (Brito Neves *et al.*, 1996; Almeida *et al.*, 2000). A etapa de convergência resultou na aglutinação do supercontinente Gondwana, finalizada em ca. 520 Ma (Unrug, 1997). Estas duas etapas não foram sincrônicas nas várias faixas orogênicas decorrentes, pois mostram superposições no tempo. No Permiano, inaugurou-se uma nova fase tafrogênica global que fragmentou a Pangea para formar os atuais oceanos e a América do Sul, África, Austrália, Antártida, o subcontinente indiano e outros fragmentos menores.

O Evento Brasileiro: crátons e faixas orogênicas

Os episódios colisionais sucessivos relacionados à aglutinação de Gondwana ocidental iniciaram-se a partir da Tafrogênese Toniana e perduraram até ca. 520 Ma, no Cambriano. São coletivamente referidos, na América do Sul, como ciclo, evento ou orogênese Brasileiro. Seus correlativos na África são referidos como evento Pan Africano (Tompette, 1994).

Reconstruções paleogeográficas de Gondwana (Unrug, 1997; Alkmim *et al.*, 2001) têm o aspecto de um mosaico formado por numerosos fragmentos continentais antigos, cujos remanescentes aflorantes são denominados crátons ou blocos cratônicos sin-brasileiros, cimentados por faixas orogênicas neoproterozóicas. Os crátons têm tamanhos e formas variados e foram relativamente poupados da deformação, metamorfismo e magmatismo neoproterozóicos. As faixas orogênicas neoproterozóicas (orógenos, faixas móveis, faixas de dobramentos) são os sítios que acomodaram a maior parte da convergência litosférica, seja por subducção de litosfera oceânica na fase pré-colisional, seja por empilhamento de escamas tectônicas na fase colisional. Intensa deformação, metamorfismo e magmatismo são característicos, e frequentemente nota-se o envolvimento e retrabalhamento de antigos fragmentos continentais menores (microcontinentes?), genericamente referidos como maciços.

Província Tocantins

A Província Tocantins (Fig. 1) é um sistema orogênico situado entre os crátons Amazônico e São Francisco (Almeida *et al.*, 1981). A interveniência do Cráton do Paraná (Parapanema), um terceiro bloco ocoberto pela Bacia do Paraná, é postulada por diversos autores (Brito Neves *et al.*, 1999).

A Província Tocantins é ramificada em três faixas orogênicas de evolução diacrônica: as faixas Paraguaia e Araguaia bordejam o Cráton Amazônico e a Faixa Brasília bordeja o Cráton do São Francisco. Almeida (1967), notando a vergência oposta dessas faixas, com transporte tectônico em direção aos respectivos crátons, já se referia à Província Tocantins como um “geossinclinal de polaridade centrífuga”, conforme a concepção da época.

Reconstruções da paleogeografia anteriores a Gondwana (Trompette, 1994; Unrug, 1997; Dalziel, 1997) têm consensualmente indicado a existência pretérita de um vasto oceano neoproterozóico-Brasilides. Esse oceano separava Amazônia e São Francisco-Congo, que à época formavam continentes. Em reconstruções mais recentes do Supercontinente Rodínia, que teria precedido Gondwana há ca. 1,0 Ga, esses dois paleocontinentes são situados em extremidades opostas do planeta (Buchan *et al.*, 2001; Pisarevsky *et al.*, 2003). Tal domínio oceânico é geologicamente suportado pela ocorrência, na Faixa Araguaia, de *nappes* ofiolíticas (Teixeira, 1996) e, na Faixa Brasília, por melanges ofiolíticas associadas ao Grupo Araxá (Brod *et al.*, 1991; Strieder & Nilson, 1992; Seer, 1999) e pelo Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992).

A Faixa Brasília e sua compartimentação tectono-estratigráfica

A Faixa Brasília (Marini *et al.*, 1981; Fuck, 1994; Dardenne, 2000) é definida como o conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal que convergiram para leste contra o Cráton do São Francisco (Fig. 2). A sua com-

partimentação tectônica é marcada por dois ramos de orientação distinta e estilos metamórfico-deformacionais contrastantes: a Faixa Brasília Setentrional (FBS), de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional (FBM), de orientação NW. Esses dois ramos se encontram na altura do paralelo de Brasília formando a Megaflexura dos Pireneus (Costa & Angeiras, 1971), marcada por lineamentos de orientação E-W. A geometria resultante da Faixa Brasília apresenta uma pronunciada concavidade voltada para leste, em conformação a uma protuberância no contorno original da margem do paleocontinente São Francisco. Na área da Sintaxe dos Pireneus, estruturas deformacionais presentes da FBS são mais jovens e se sobrepõem às estruturas relacionadas ao empilhamento de *nappes* observado na FBM. Seguindo essa conceituação, a descrição da Faixa Brasília se iniciará abaixo pela compartimentação do segmento meridional (FBM), seguido pelo setentrional (FBS), e finalmente pelos terrenos acrescionários que colidiram contra a margem passiva sanfranciscana: o Maciço Goiano e o Arco Magmático de Goiás (AMG).

A Faixa Brasília Meridional

A FBM tem estilo tectônico definido pelo empilhamento de extensas *nappes* de cavalgamento subhorizontais formadas predominantemente por rochas da margem passiva sanfranciscana, empurradas em direção ao Cráton do São Francisco por volta de 640 Ma. No seu conjunto, o grau metamórfico e a intensidade da deformação ligada ao cisalhamento de baixo mergulho aumentam consideravelmente, porém não continuamente, da área cratônica, até a zona mais interna da faixa, passando pelas zonas de antepaís e externa. Nos seus estágios mais tardios, a deformação passa para um estilo dominado por dobramentos mais abertos associados a falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE que acabam por fragmentar a FBM em segmentos deslocados (Luminárias, Passos, Tapira, Araxá-Goiânia).

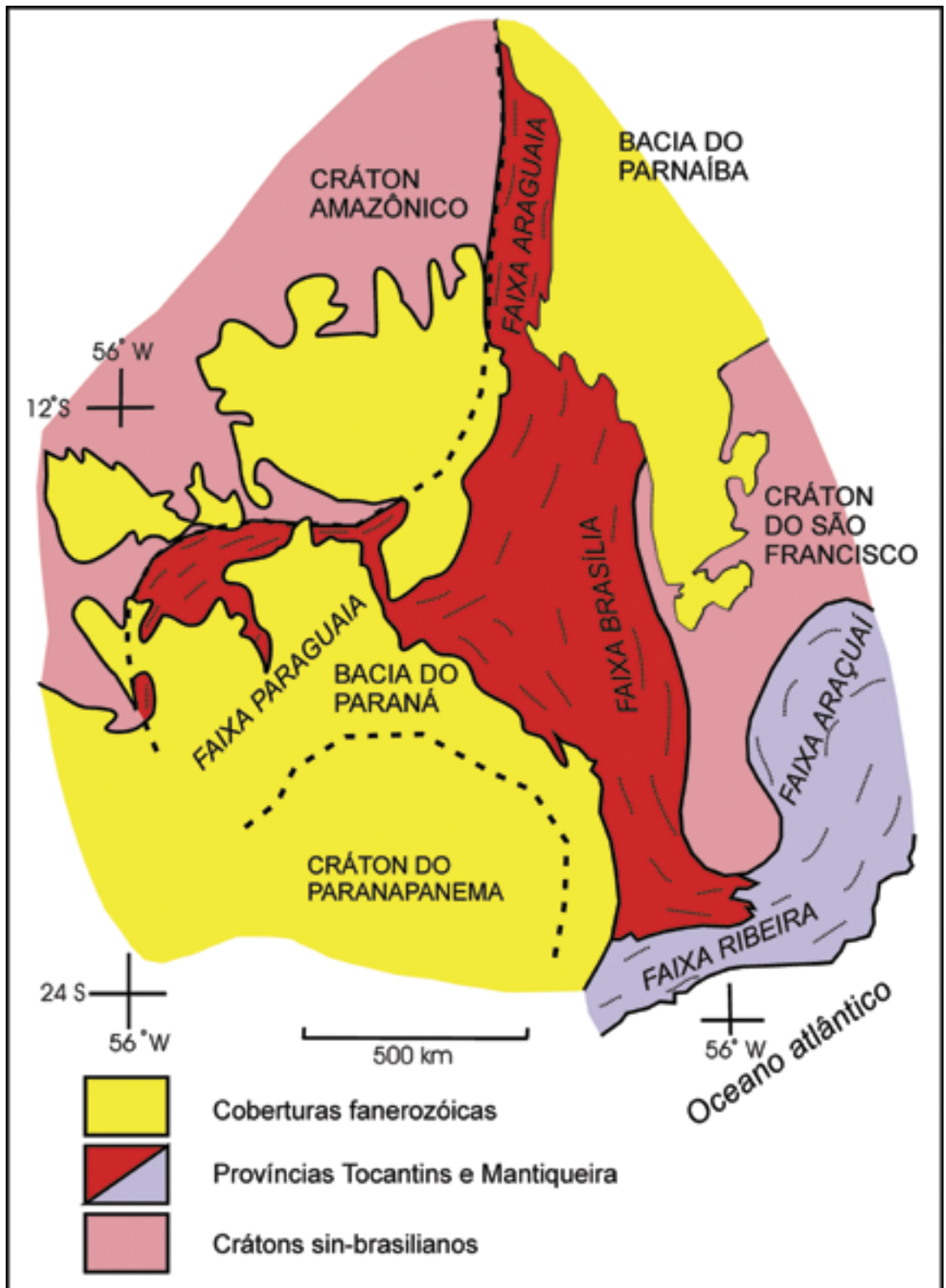
A zona de antepaís da Faixa Brasília é marcada por empurrões rasos e superfícies subhorizontais de descolamento que afetam os sedimentos anquimetamórficos plataformais neoproterozóicos do Grupo Bambuí (Dardenne, 2000), com rara ou nenhuma participação de rochas do seu embasamento Paleoproterozóico-Arqueano (estilo *thin skinned*). Para leste, esse domínio faz limite gradativo com a área autóctone, virtualmente indeformada, do Grupo Bambuí e de seu embasamento cratônico; a oeste, é recoberto bruscamente pela frente alóctone das *nappes* de cavalgamento mais externas da FBM (Alkmim *et al.*, 1993).

A porção alóctone da FBM consiste do empilhamento tectônico de vários terrenos tectono-estratigráficos limitados por importantes superfícies de cavalgamento, a maioria das quais representado majoritariamente por uma unidade litoestratigráfica metassedimentar, tais como os grupos Vazante (inferior), Canastra, Ibiá, Paranoá e Araxá-Andrelândia (superior). Descontinuidades metamórficas podem ocorrer entre terrenos adjacentes, mostrando que o empilhamento tectônico se deu posteriormente ao auge térmico que suas rochas vivenciaram. Adicionalmente, na área ao sul de Piumhi (MG), aflora um complexo intensamente imbricado de metassedimentos neoproterozóicos e seu embasamento granito-*greenstone*, além de outras associações litológicas (SCIP).

O empilhamento tectônico e a intensa deformação na FBM tornam difíceis as tentativas de correlações diretas entre as unidades litoestratigráficas das diferentes escamas. Entretanto, a faciologia sedimentar e as características geoquímicas/geocronológicas apontam para a ambientação de margem passiva. Porções da bacia de fácies mais distais (talude, sopé continental e assoalho oceânico) se empilharam tectonicamente sobre as fácies de plataforma mais proximal. As escamas de empurrão (*nappes*) inferiores apresentam metamorfismo em fácies xisto verde e as superiores tendem a apresentar fácies anfilito e granulito. Nas rochas de alto grau, gradientes de alta pressão têm sido observados (Simões, 1995; Campos Neto & Caby, 1999 a,b), indicando que, em uma etapa precoce da orogênese, a margem continental sanfranciscana mais distal entrou em subducção parcial sob a placa e/ou ter-

Fig. 1: Esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para a Província Tocantins (simplificado de Almeida *et al.*, 1981)

- Tectonic outline of Central Brazil, with emphasis on the Tocantins Province (simplified from Almeida *et al.*, 1981)



renos colidentes vindos de oeste, vindo logo a seguir ser exumada e empurrada sobre as escamas mais próximas ao antepaís.

O Grupo Bambuí

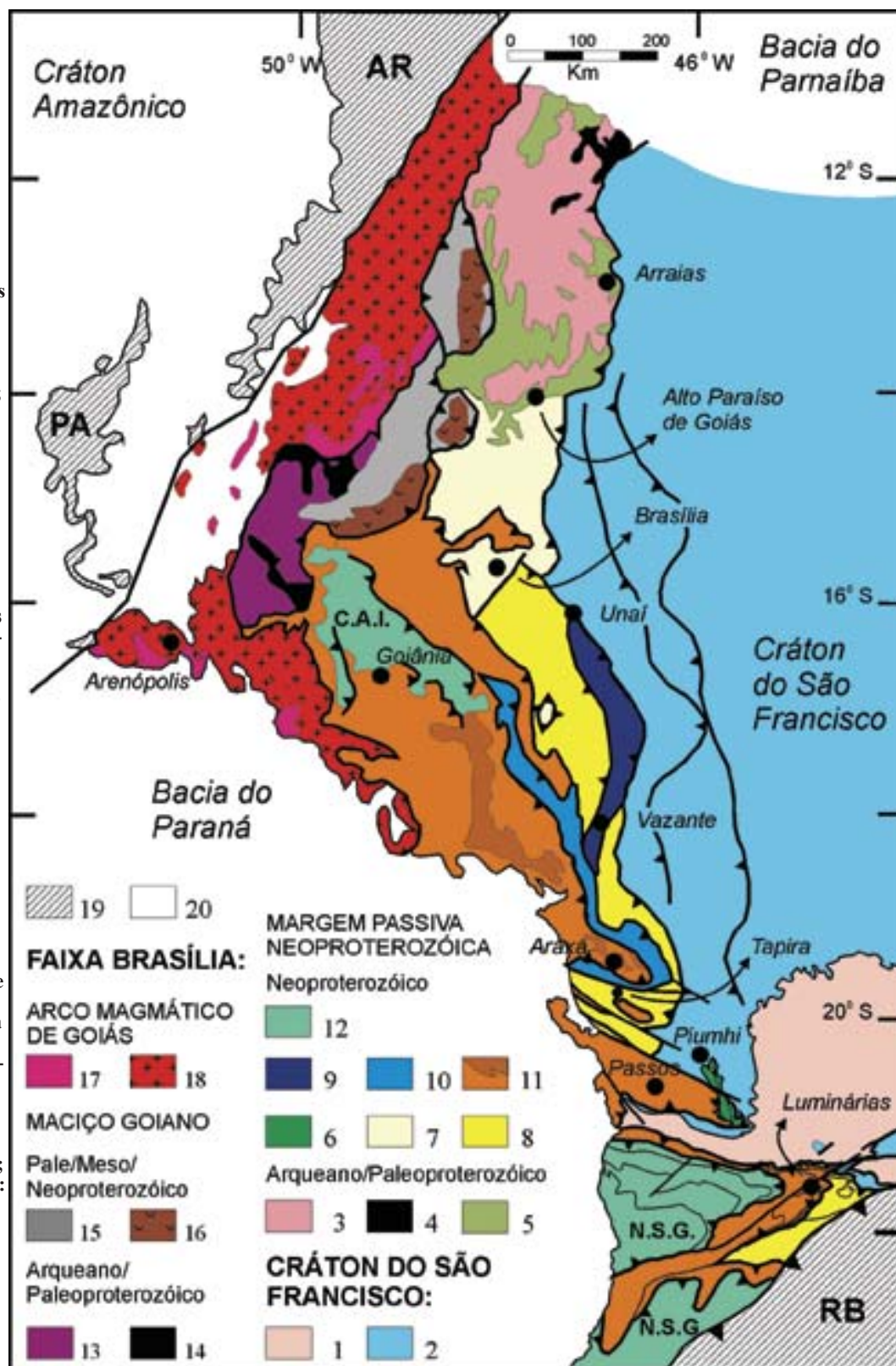
A denominação Bambuí, dada por Rimann (1917), é consagrada pelo uso na literatura geológica brasileira e se aplica aos sedimentos argilosos e carbonatados Neoproterozóicos que ocupam todo o lado oriental da Faixa Brasília e recobrem o Crátom do São Francisco. A litoestratigrafia do grupo atualmente é dividida em seis formações (Dardenne, 2000): Jequitai, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Essa seqüência litoestratigráfica encontra-se mais ou menos constante através dos estados de Goiás, Minas Gerais e Bahia, apesar das va-

riações de tamanho das lentes carbonatadas calcárias e/ou dolomíticas e da espessura relativa das diversas formações. O grupo recobre em discordância tanto o embasamento como os metassedimentos dos grupos Araí e Paranoá.

A Formação Jequitai, localizada na base do Grupo Bambuí, representa um episódio glacial ocorrido em ampla área do Crátom do São Francisco sendo evidenciado pela presença de diamictitos com seixos de calcários, dolomitos, quartzitos, gnaisses e granitóides diversos fluando numa matriz esverdeada, freqüentemente carbonática (Dardenne, 1978; 1981), provavelmente relacionados à Glaciação Sturtiana.

O degelo no fim dessa glaciação propiciou as condições necessárias para a instalação de um ambiente marinho e o início da deposição dos sedimentos argilo-carbonáticos sobre a área cratônica do São Francisco (Dardenne,

Fig.2 - Unidades tectônicas da Faixa Brasília (compilado de Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*,2000; Valeriano *et al.*,2000; Seer, 1999; Silva, 2003).
 Legenda: 1- terrenos granito-greenstone e gnaiss-migmatíticos arqueano/paleoproterozóicos; 2- Coberturas metassedimentares autóctones/parautoctones (Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí); 3- terrenos granito-greenstone, gnaiss-migmatíticos arqueanos/ paleoproterozóicos; 4- greenstone-belts arqueanos/paleoproterozóicos; 5- Sucessões de rifte Paleo a mesoproterozóico (Grupo Araí); 6- Sistema de Cavalgamento Ilícinea-Piumhi. Sucessões neoproterozóicas de margem passiva: 7- Grupo Paranoá; 8- Grupo Canastra; 9- Grupo Vazante, 10- Grupo Ibiá; 11- Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincolisionais (castanho); 12- nappes granulíticas (C.A.I - Complexo Anápolis-Itaçu; N.S.G. - Nappe Socorro-Guaxupé); 13-complexos granito-gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 14- greenstone-belts arqueano/paleoproterozóicos; 15- sucessões vulcano-sedimentares de rifte mesoproterozóicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16- complexos básico-ultrabásicos acamados meso/neoproterozóicos; 17- sucessões vulcano-sedimentares meso a neoproterozóicas; 18- ortognaisses e rochas granitóides neoproterozóicas; 19- faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20- coberturas sedimentares fanerozóicas



- Tectonic units of the Brasília belt (Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*,2000; Valeriano *et al.*,2000; Seer, 1999; Silva, 2003). Legend: 1- Archean/Paleoproterozoic granite-greenstone and gneiss-migmatite terrains; 2- Autochthonous/parautochthonous metasedimentary cover (S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí Groups); 3- Archean/Paleoproterozoic granite-greenstone and gneiss-migmatite terrains; 4- Archean/Paleoproterozoic greenstone-belts; 5- Paleo- to Mesoproterozoic rift successions (Araí Group); 6- Ilícinea-Piumhi Thrust System. Neoproterozoic passive margin successions: 7- Paranoá Group; 8- Canastra Group; 9- Vazante Group, 10- Ibiá Group; 11- Araxá and Andrelândia Groups and associated tholeiitic mafic rocks, ophiolitic melange complexes, basement slivers and sin-collisional leucogranites; 12- granulitic nappes (C.A.I -Anápolis-Itaçu Complex; N.S.G. -Socorro-Guaxupé Nappe); 13- Archean/Paleoproterozoic granite-gneiss-migmatite complexes; 14- Archean/Paleoproterozoic greenstone-belts; 15- Mesoproterozoic volcano-sedimentary rift successions (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16- Meso- to Neoproterozoic layered basic-ultrabasic complexes; 17- Meso- to Neoproterozoic volcano-sedimentary successions; 18- Neoproterozoic orthogneisses and granitoid rocks; 19- Paraguaia (PA), Araguaia (AR) and Ribeira (RB) belts; 20- Phanerozoic cover

1978). Esse conjunto sedimentar, que sucede a glaciação Jequitai, é representado por três megaciclos regressivos (Fig. 3). Cada um desses megaciclos inicia-se com uma rápida transgressão marinha de amplitude regional, associada a uma brusca subsidência da bacia, traduzindo-se pela aparição de fácies

argilosas de ambientes marinhos profundos, passando a fácies de plataforma rasa e fácies litorâneas a supralitorâneas.

Da base para o topo, esses megaciclos distribuem-se da seguinte maneira:

- Megaciclo I: argilo-carbonatado, correspondendo à

Fm. Sete Lagoas, mostrando uma seqüência granocrescente com calcilitos cinza escuros na base, passando para calcários e dolomitos no topo.

- Megaciclo II: argilo-carbonatado, formado pela Fm. Serra de Santa Helena, essencialmente argilosa, indicando uma subsidência brusca e generalizada a qual sucede a Fm. Lagoa do Jacaré, caracterizada pela sedimentação de calcários cinza escuros platformais depositados em ambiente dominado por tempestades e correntes de marés.

- Megaciclo III: argilo-arenoso, representado pela Fm. Serra da Saudade, argilosa, sedimentada em ambiente de plataforma profunda com influência episódica de tempestades e pela Fm. Três Marias, predominantemente arcoseana, depositada em ambiente de plataforma rasa dominada pelas correntes de tempestades em fácies litorâneas a supralitorâneas (gretas de ressecamento) episódicas (Chiavegatto & Dardenne, 1997).

Os perfis estratiográficos levantados desde a área cratônica de Januária-Itacarambi em direção à região de Vazante, a oeste (Fig. 3), mostram aumentos consideráveis das espessuras das fácies carbonáticas e pelíticas, o que corresponde ao jogo normal de grandes falhamentos regionais de direção NS a N10-20 W durante a sedimentação, permitindo um notável aprofundamento da bacia em direção a oeste (Dardenne, 1978, 1979; Alvarenga e Dardenne, 1978).

Os estudos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, realizados sobre as rochas carbonáticas ao longo de toda a coluna sedimentar do Grupo Bambuí vêm confirmar a correlação pro-

posta para o Grupo Bambuí e as correlações litoestratigráficas avançadas com a presença de dolomitos glaciogênicos (cap-dolomites) na base da seqüência ($\delta^{13}\text{C}$ negativos), que evoluem para fácies marinhas ($\delta^{13}\text{C}$ positivos). Destacam-se nessa evolução os valores extremamente elevados de $\delta^{13}\text{C}$ (até 12‰ PDB) na porção superior deste grupo que traduzem condições marinhas confinadas devidas aos processos tectônicos (Santos *et al.*, 1997; Chang, 1997; Misi e Veizer, 1998).

A idade do Grupo Bambuí é ainda aproximativa em função da ausência de vulcanismo contemporâneo à sedimentação, o que não permite obter datações geocronológicas precisas, ficando no amplo intervalo compreendido entre 950 Ma, que corresponde à abertura do rift Macaúbas, e 600 Ma, que marca o fim do evento tectônico Brasileiro. Datações K/Ar e Rb/Sr realizadas sobre sedimentos pelíticos mostraram idades entre 650 e 600 Ma (Thomaz *et al.*, 1998).

Trabalhos com base em razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, determinadas nos calcários e dolomitos para datação por analogia com as curvas de referência de variação em função do tempo na escala mundial (Misi & Veizer, 1998), forneceram idades entre 800 e 600 Ma (Kawashita, 1998; Misi *et al.*, 1997; Chang, 1997; Alvarenga *et al.*, 2003). Recentemente, uma datação Pb-Pb dos dolomitos basais da Fm. Sete Lagoas forneceu uma idade de 740 ± 2 Ma (Babinsky e Kaufman, 2003). Idades modelo T_{DM} dos sedimentos detríticos variam entre 1,4 e 1,9 Ga, indicando a presença de uma fonte jovem neoproterozóica relacionada à erosão do Arco Magmático de

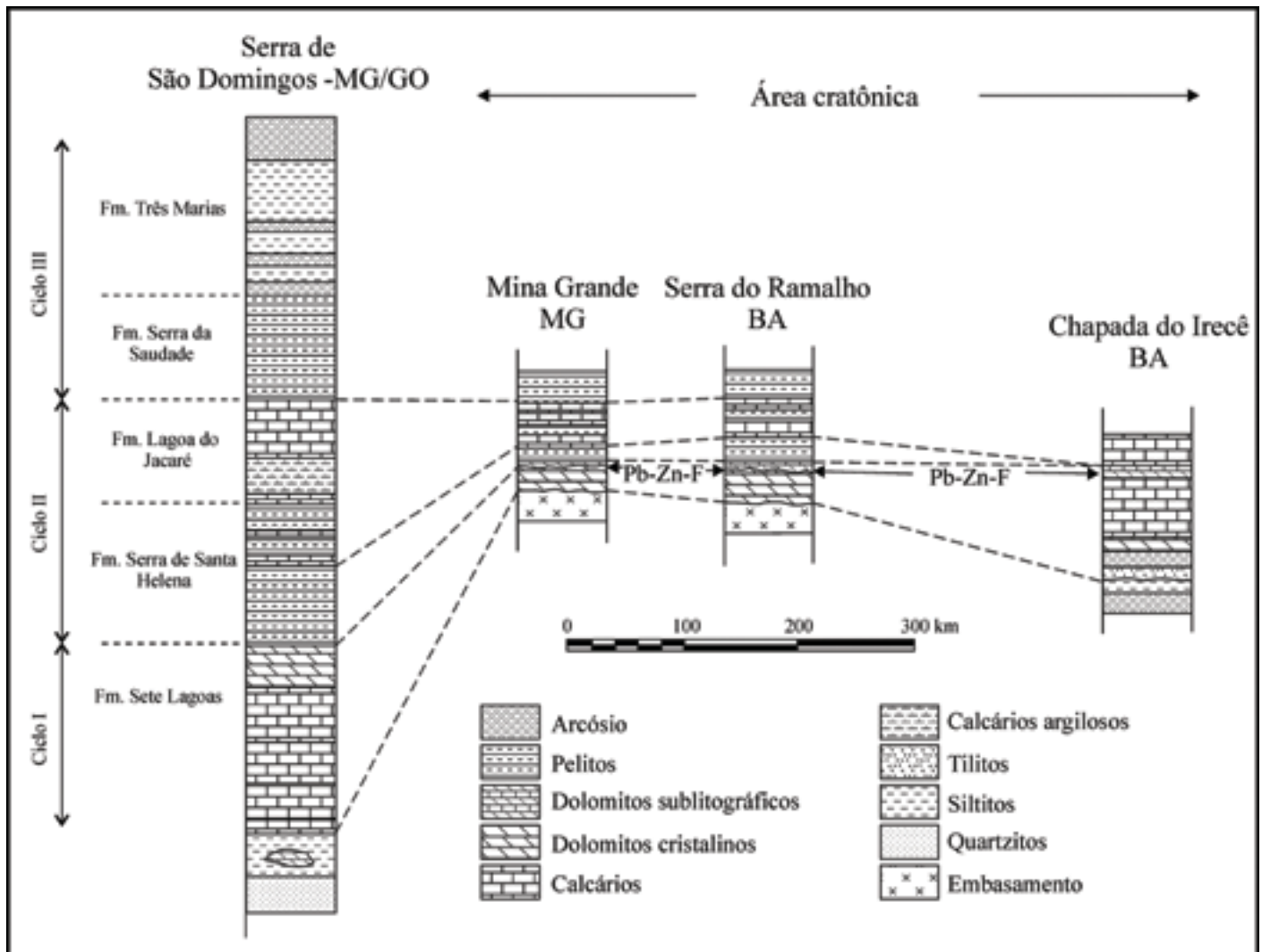
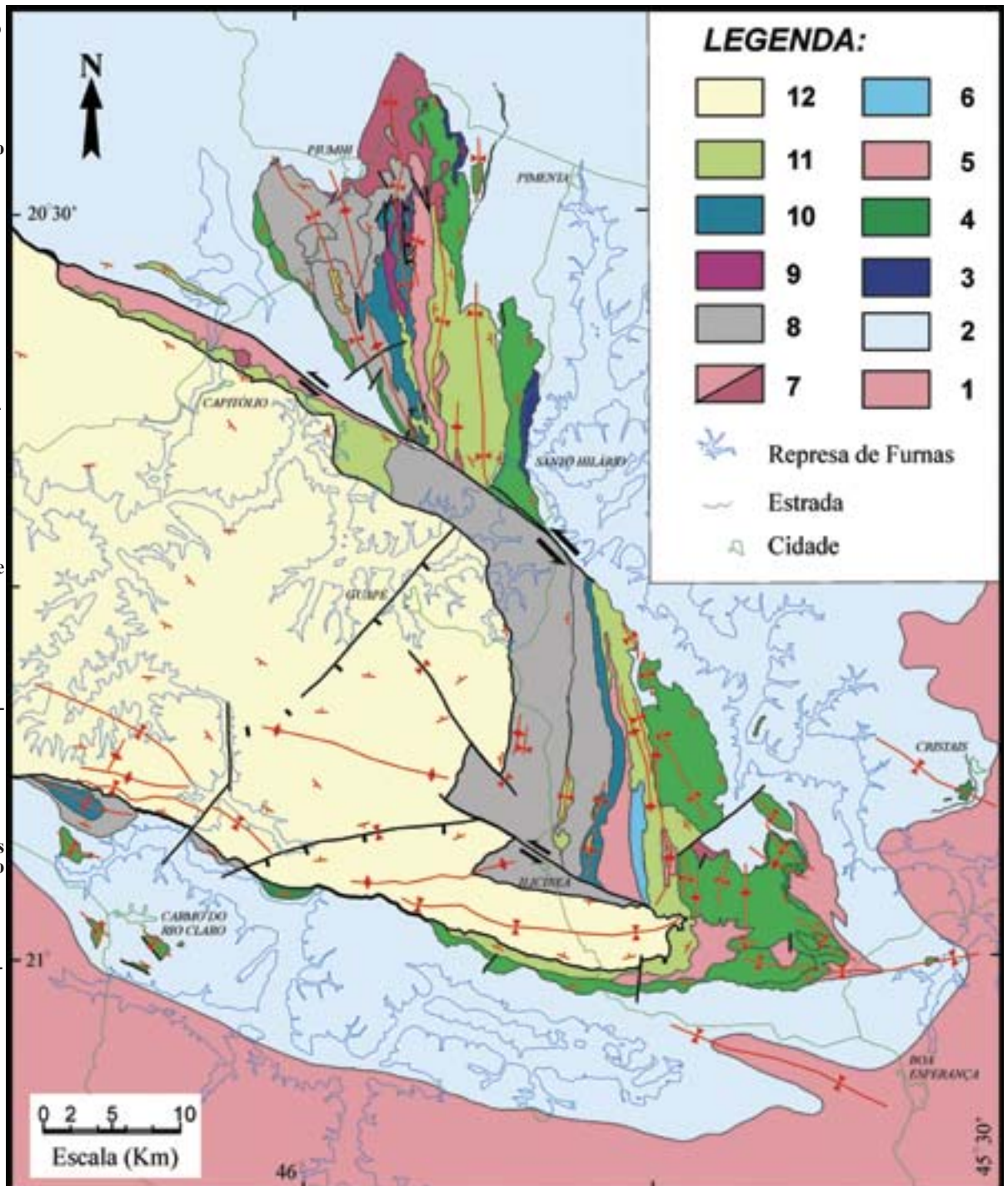


Fig. 3 - Variação de espessura do Grupo Bambuí na área cratônica (Dardenne, 1978; 1979; 2000)

- Thickness variations of the Bambuí group rocks in the cratonic area (Dardenne, 1978; 1979; 2000)

Fig. 4 -Litologia das escamas tectônicas do Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi: 1- Embasamento indiviso: terreno granito-gnáissico-migmatítico e *greenstone*; 2- Grupo Bambuí (Sub-grupo Paraopeba): metapelitos e carbonatos plataformais; Formação Samburá: metaconglomerados polimíticos, *metawackes* líticos, metassiltitos e metapelitos; 3- Metadiamictitos, *metawackes* feldspáticos, metarenitos quartzíticos, metapelitos; 4- Metarenitos e metapelitos interestratificados; 5- Rochas granitóides em graus variáveis de filonitização; 6- Ardósia (Grupo Bambuí); 7- Associação granito-*greenstone* arqueana (Greenstone-belt de Piumhi); 8- Meta-turbiditos finamente acamados; 9- Rochas meta-ultramáficas com cromitito podiforme; 10- Sequência Serra da Mamona: metapelitos carbonosos, formação ferrífera bandada, metaconglomerados quartzíticos finos a grossos; 11- Quartzitos com intercalações de metapelitos; 12- Nappe de Passos (Grupo Araxá indiviso)

- Lithology of the Ilicínea-Piumhi Thrust System: 1- basement granite-gneiss-migmatite and greenstone belt rocks; 2- Bambuí Group: shelf metapelites and carbonatic rocks; Samburá Formation: polymictic conglomerate, lithic wackes, metassiltite and metapelite; 3- Metadiamictite, feldspathic metawacke, quartzite, metapelite; 4- Layered metarenite and metapelite; 5- Variably phyllonitized granitoid rocks; 6- Slate (Bambuí group); 7- Granite-greenstone association (Piumhi greenstone-belt); 8- Thin-bedded turbidite; 9- Podform chromitite-bearing metaultramafic rocks; 10- Serra da Mamona Sequence: black shale, BIF, fine to coarse grained quartzitic metaconglomerate; 11- Quartzite with metapelite intercalations; 12- Passos Nappe (Araxá Group)



Goiás situado a oeste, além da fonte continental paleoproterozóica localizada a leste no Cráton do São Francisco (Pimentel *et al.*, 2001). Estudos geoquímicos (Guimarães, 1997), sedimentológicos (Castro e Dardenne, 1996, 2000), e datações geocronológicas sobre zircões detríticos da Fm. Três Marias (Dardenne *et al.*, 2003) confirmam a natureza sinorogênica de pelo menos parte da bacia Bambuí, e sua classificação como uma bacia do tipo *foreland*.

O Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi (paralelo 20 15'S)

No segmento da Represa de Furnas (Fig. 4), o Sistema de Cavalgamentos Ilicínea-Piumhi (SCIP) recobre as rochas do Grupo Bambuí, e é recoberto pela Nappe de Passos, constituindo uma unidade tectônica à parte dada sua complexidade litológica e estrutural. É um pacote tectonicamente

imbricado e dobrado composto por numerosas escamas de empurrão constituídas principalmente por lascas de metassedimentos neoproterozóicos e de rochas granito-*greenstone* arqueanas, todas deformadas em fácies xisto verde (zona da clorita). Em Santo Hilário, o SCIP é deslocado de modo sinistrógiro em 15 km por uma reativação tardia da Rampa Lateral de Capitólio, estrutura originalmente dúctil que limita a Nappe de Passos em seu flanco norte. Onze *klippen* (testemunhos das rochas alóctones) repousam sobre o Grupo Bambuí e atestam que o SCIP teria recoberto o autóctone para leste até próximo ao contato Bambuí/embasamento. As lascas de empurrão são constituídas por rochas que podem ser agrupadas em seis unidades litológicas principais, algumas delas datadas recentemente pelo método U-Pb (Valeriano *et al.*, 2004): a) Sequência Serra da Boa Esperança: unidade metassedimentar siliciclástica plataformar de idade neopro-

terozóica que ocorre associada a frequentes intercalações tectônicas de rochas granito-*greenstone* arqueanas. Predominam quatro associações de litofácies: alternância de ortoquartzitos grossos e sericita-filito esverdeado; metarenito com intercalações de filito carbonoso e hematítico; quartzito micáceo com estratificação cruzada de médio porte; e metadiamiccito de matriz arenosa e metapelito (sericita filito), com intercalações de quartzito e arcó시오. b) Xisto Costas: escama tectônica empurrada sobre rochas do Grupo Bambuí, é representada por micaxistos feldspáticos interpretados como metavulcânicas ácidas datadas em 1.72 Ga., relacionadas ao episódio de rifteamento esteriano correlacionado ao Evento Espinhaço. c) Associação granito-*greenstone*: ocorre como lentes tectônicas na base do SCIP, entre as quais se destaca uma escama de maior porte que pode ser seguida desde Piumhi até Ilicínea. A sua porção mais setentrional, descrita detalhadamente por Schrank (1982), é um fragmento de um *Greenstone-belt* arqueano. Na base predomina uma sucessão metavulcano-sedimentar com idade mínima de 3116 10 Ma (Machado & Schrank, 1989), que inclui derrames komatiíticos almofadados com texturas do tipo spinifex em associação com vulcanitos básicos a ácidos e metapelito. Na parte sul dessa escama predominam rochas granitóides com graus variáveis de milonitização e filonitização que, em Piumhi, exibem relações intrusivas com a seqüência vulcânica e têm idade mínima de 3.02 Ga. Mais ao sul, a leste de Ilicínea, uma suite cálcio-alcalina com hornblenda granitos e granodioritos foi datada em 2935 13 Ma. d) Unidade Turbidítica: predominam turbiditos finamente acamadados com pares silito-pelito granodecrescentes. Outra litofácies, mais proximal, constitui-se de ciclos granodecrescentes de espessuras decimétricas compostas por arenito/*wacke* grosso contendo intraclastos pelíticos, localmente com laminação cruzada e convoluta. A composição dos litoclastos dos metarenitos aponta para uma proveniência compatível com rochas da associação granito-*greenstone*. e) Rochas meta-ultramáficas cromitíferas: ao longo da superfície de cavalgamento que recobre a Unidade Turbidítica, ocorrem lentes tectônicas de serpentinitos e talco-filitos, altamente tectonizados, portadores de cromitito podiforme, com ocorrências já conhecidas e garimpadas desde a década de 40 (Barbosa & Lacourt, 1940; Araújo, 1943). f) Unidade Serra da Mamona: seções mais completas ocorrem na Serra da Gabiroba, ao sul de Piumhi, onde níveis métricos de formação ferrífera bandada (jaspilitos magnetíticos finamente laminados) transicionam para metapelitos carbonosos laminados e maciços. Esse pacote basal grada para arenitos e conglomerados finamente acamadados que, no topo, contêm lentes de metaconglomerado cinzento grosso. Seus zircões detriticos são majoritariamente arqueanos; o mais jovem tem ca. 2.0 Ga, indicando uma possível idade Paleoproterozóica para os conglomerados, ou sua área-fonte restrita a rochas do embasamento. O caráter marcadamente granocrescente do conjunto sugere resultar do avanço de deltas ou leques sub-aquáticos que preencheram depressões profundas.

O Grupo Vazante

Na porção noroeste do Estado de Minas Gerais, os metassedimentos do Grupo Vazante, constituído por uma espessa seqüência marinha argilo-dolomítica, ocorrem numa faixa de mais ou menos 250 km de extensão, orientada segundo uma direção geral vizinha de norte-sul, entre as cidades de Coromandel, Lagamar, Vazante, Paracatu e Unai. Os mais importantes depósitos de chumbo e zinco do Brasil (minas de Vazante e Morro Agudo) são hospedados nas formações dolomíticas do Grupo Vazante.

O grupo pode ser dividido em sete formações (Fig. 5), denominadas da base para o topo: Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Dardenne *et al.*, 1995; 1997; 1998; 2000).

- Fm. Retiro: considerada como basal, é constituída por bancos métricos de quartzitos brancos às vezes conglomeráticos, intercalados com níveis pelíticos ardósianos. Nos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio, essa formação é

caracterizada pela presença de horizontes de diamicritos com seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e granitóides flutuando na matriz pelítica, a qual apresenta-se localmente fosfatada (Fosforitos 1). Os diamicritos representam fluxos de detritos depositados em águas relativamente profundas por correntes gravitacionais (Dardenne *et al.*, 1998; Souza, 1997).

- Fm. Rocinha: é composta na base por uma seqüência rítmica arenosa e pelítica. Na sua porção superior, apresenta-se na forma de um espesso pacote de ardósias e metassiltitos regularmente intercalados. Passa verticalmente para ardósias cinza escuro, carbonáticas e piritosas, com finas laminações fosfáticas, que transicionam para um intervalo de fosfarenitos ricos em intraclastos e *pellets* (Fosforito 2), constituindo o depósito de fosfato de Rocinha (Dardenne *et al.*, 1998; Souza, 1997). Na porção superior dessa formação, ritmitos (quartzitos e siltitos) contêm o depósito de fosfato de Lagamar (Nogueira, 1993; Dardenne *et al.*, 1995, 1997) constituído essencialmente por fosfarenitos (Fosforito 3).

- Fm. Lagamar: a unidade psamo-pelítica carbonática de Lagamar (Dardenne *et al.*, 1976; Dardenne, 1978, 1979; Campos Neto, 1984; Dardenne *et al.*, 1995, 1998) é representada na sua porção basal por alternância de conglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias. Esses psamitos são sobrepostos por brechas intraformacionais dolomíticas, às quais sucedem horizontes de calcários cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares e finalmente dolomitos estromatolíticos. Esses últimos formam belíssimos biohermas de cor bege claro, compostos por dolomitos laminados (esteiras microbianas), dolarenitos e doloruditos oncolíticos, e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas do tipo Conophyton e Jacutophyton. Lateralmente e verticalmente, esses biohermas interdigitam-se com metassiltitos carbonáticos e metapelitos ardósianos.

- Fm. Serra do Garrote: é constituída por um espesso pacote de ardósias cinza escuras a cinza esverdeadas, às vezes rítmicas, carbonosas e piritosas, com finas intercalações de quartzitos (Madalosso & Valle, 1978; Madalosso, 1980; Dardenne, 1978).

- Fm. Serra do Poço Verde: corresponde a uma seqüência predominantemente dolomítica, cuja denominação original é devida a Dardenne (1978; 1979), a qual foi modificada para Fm. Vazante por Rigobello *et al.*, (1988).

- Formação Morro do Calcário: é caracterizada pela presença de dolomitos róseos estromatolíticos constituindo biostromos e biohermas com colunas de laminações convexas, associados a dolarenitos oolíticos e oncolíticos e doloruditos (espessura 200 - 300m). Na região de Morro Agudo, Paracatu e Unai, a Fm. Morro do Calcário mostra espessuras superiores a 900 m, sendo composta essencialmente por doloruditos evidenciando provavelmente o retrabalhamento de biohermas estromatolíticos parcialmente preservados associados a fácies de dolarenitos intraclásticos oolíticos e oncolíticos. Essa espessura anormal pode significar que, nessa região, as formações Morro do Calcário e Serra do Poço Verde devem representar uma seqüência dolomítica única, depositada em continuidade, não permitindo a individualização das subdivisões observadas na região de Vazante.

- Formação Lapa: é representada por filitos carbonosos, metassiltitos carbonáticos, lentes de dolomitos e níveis de quartzitos. As lentes dolomíticas apresentam fácies variadas como dolomitos laminados com esteiras de ciano-bactérias, dolomitos com estromatólitos colunares e dolomitos com brechas intraformacionais, interdigitando-se com a seqüência argilo-dolomítica que recobre regionalmente as formações predominantemente dolomíticas do Morro do Calcário e da Serra do Poço Verde.

Na região de Unai, essa formação apresenta-se sob a forma de uma fácies muito peculiar, sendo composta por arenitos e conglomerados líticos intercalados com ardósias cinza escuro.

A idade do Grupo Vazante é ainda indefinida. As informações fornecidas pelos estromatólitos colunares do tipo Conophyton indicam um intervalo de tempo mais amplo

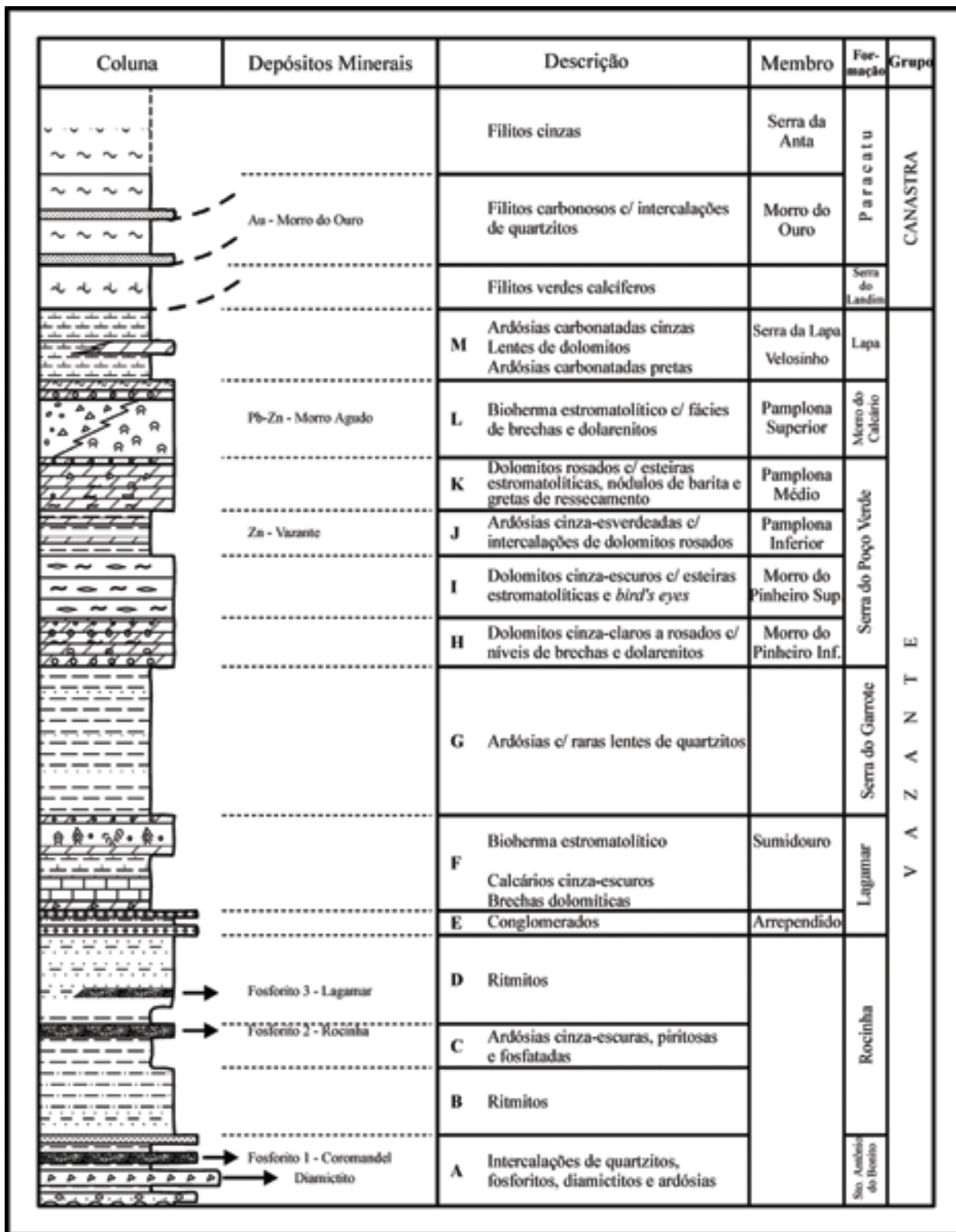


Fig. 5 - Coluna estratigráfica dos Grupos Vazante e Canastra - Stratigraphic column of the Vazante and Canastra groups

(1350 a 650 Ma) com concentração entre 1350 e 950 Ma (Cloud & Dardenne, 1973; Moeri, 1972; Dardenne *et al.*, 1976), o que permitiria uma correlação com o Grupo Paranoá que apresenta estromatólitos do mesmo tipo.

Por outro lado, a descoberta de diamictitos na base da seqüência, muito semelhantes aos encontrados na Formação Jequitai favorece uma correlação com o Grupo Bambuí. A ausência de vulcanismo associado à seqüência sedimentar restringe a qualidade dos dados geocronológicos que ficam restritos a datações de K/Ar e Rb/Sr sobre sedimentos pelíti-

cos. Esses dados indicam a idade do metamorfismo (± 600 Ma), ao passo que datações Pb/Pb nas galenas dos depósitos de Vazante e Morro Agudo fornecem idades variando entre 1,2 e 0,65 Ga (Freitas-Silva & Dardenne, 1997).

As idades modelo T_{DM} dos sedimentos detríticos do Grupo Vazante variam entre 1,7 e 2,1 Ga (Pimentel *et al.*, 2001) favorecendo a interpretação dessa seqüência como sedimentação de margem passiva neoproterozóica na borda do Cráton do São Francisco.

O Grupo Canastra

A área da Sinforma de Araxá (Fig. 6) tem sido objeto de estudos recentes (Simões & Navarro, 1996; 1997; Seer, 1999; Seer *et al.*, 2000; Seer & Dardenne, 2000; Seer *et al.*, 2001; Silva, 2003). É uma dobra regional com eixo caindo suavemente para WNW, com flancos de direção WNW e mergulhos para NNE e SSW, ao longo dos quais afloram as rochas dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra definidos originalmente por Barbosa (1955) e Barbosa *et al.*, (1970). Esses grupos estão estruturados em três lascas tectônicas, separadas entre si por falhas de empurrão. O Grupo Canastra, que compreende a lasca tectônica inferior, é uma seqüência de metassedimentos detriticos representados por quartzitos e filitos, estes em grande parte carbonosos, e com fácies carbonatadas subordinadas. Foi metamorfisada em condições de fácies xisto verde (zonas da clorita até granada). Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,2 Ga têm reforçado interpretações anteriores (Barbosa *et al.*, 1970) de que as rochas metassedimentares do Grupo Canastra originaram-se num contexto bacinal de margem passiva, com sedimentos provenientes de fontes antigas, possivelmente do Cráton do São Francisco.

Mais ao sul, na Região de Tapira (MG), cartografia geológica detalhada (Silva, 2003) na área tipo do Grupo Canastra (Fig. 7), revelou a existência de três escamas tectônicas (inferior, intermediária e superior), imbricadas por falhas de empurrão. A inferior e a intermediária apresentam metamorfismo de fácies xisto verde, nas zonas da clorita e da granada, respectivamente, e a superior com metamorfismo na transição de fácies xisto verde para anfibolito.

As duas escamas inferiores foram interpretadas como pertencentes ao Grupo Canastra (Silva *et al.*, 2002; Silva, 2004) e são constituídas por associações de metapelitos com expressivas porções grafitosas e quartzitos. A escama superior foi correlacionada ao Grupo Araxá.

A correlação entre as rochas das regiões de Tapira e da Sinforma de Araxá sugere que o Grupo Canastra, aflorante nesta última, corresponde à escama inferior, e que as rochas da escama intermediária estão ausentes. Quanto às rochas do Grupo Ibiá, que ocorrem de forma expressiva na referida sinforma, percebe-se uma semelhança litológica com a unidade de clorita-muscovita filito da escama inferior, embora a posição estrutural ocupada por essa unidade não seja compatível com a situação tectônica do Grupo Ibiá.

O Grupo Ibiá

A lasca tectônica representada pelo Grupo Ibiá se estende desde a cidade de Araxá até a altura de Goiânia, ao norte, sempre tectonicamente posicionada entre o Grupos Araxá (por cima) e Canastra (por baixo). É representada por uma seqüência metassedimentar pelítica (calcifilito, quartzito-filito, filito e quartzito micáceo subordinado) arranjada em ritmos finamente granulados em fácies xisto verde (zona da clorita). As rochas metassedimentares do Grupo Ibiá foram interpretadas por Barbosa *et al.*, (1970) como provenientes da erosão do Grupo Canastra.

Dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos, incluindo idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,1 a 1,3 Ga, indicam uma origem a partir da erosão de fontes juvenis, possivelmente arcos magmáticos (Seer *et al.*, 2000). Pimentel *et al.*, (2001) destacaram o fato de que as rochas dos Grupos Ibiá e Araxá possuem bimodalidade quanto a suas idades modelo Sm-Nd com um conjunto de idades em torno de 1,0 a 1,3 Ga e outro entre 1,8 e 2,1 Ga, em diferentes regiões, interpretado como decorrente de aportes sedimentares de áreas fontes juvenis, tais como o AMG, e de áreas fontes cratônicas, respectivamente. Com base nessa hipótese, os Grupos Ibiá e Araxá podem ter evoluído em uma bacia de retro-arco sendo o Grupo Canastra representante da plataforma continental ao longo da margem oeste do Cráton do São Francisco. Explicação alternativa decorre de datações U-Pb de zircões detriticos de quartzitos dos grupos Canastra, Araxá e Andrelândia (Valeriano *et al.*, 2004), que apresentam expressivas populações de idade mesoproterozóica, com moda principal em torno de 1,3 Ga, evidenciando a participação de fontes magmáticas mesopro-

terozóicas. Como zircões dessa idade também estão presentes em quartzitos autóctones do Grupo Andrelândia, essas fontes, provavelmente anorogênicas, devem estar presentes no embasamento do CSF, hoje quase todo recoberto pelo Grupo Bambuí e pelas *nappes* externas.

O Grupo Araxá

Essa unidade litoestratigráfica perfaz *nappes* metamórficas da FBM que avançaram para SE sobre as *nappes* mais externas. É constituída por metassedimentos (com metavulcânicas associadas) neoproterozóicos depositados na plataforma continental distal, incluindo taludê e sopê continental. Ocorrências de melanges ofiolíticas comprovam a incorporação de representantes oceânicos durante a fase orogênica. Essas *nappes* sofreram metamorfismo de pressão média a alta, em fácies xisto verde alto e principalmente anfibolito, chegando a granulito. Rochas granitóides, representadas por corpos deformados de granitos sin-colisionais de fusão crustal (tipo-S), ocorrem de maneira relativamente restrita em comparação a outras províncias neoproterozóicas brasileiras, como Mantiqueira e Borborema. Em relação às *nappes* externas, o estilo deformacional é comparativamente muito mais complexo, apresentando superposição de fases de dobramento associadas a intenso cisalhamento dúctil de baixo mergulho. Dobramentos empinados associados a falhas transcorrentes tipificam os estágios finais da deformação.

Correlações entre os grupos Araxá e Andrelândia têm sido propostas com base em semelhanças de conteúdo litológico e padrão metamórfico-deformacional. Em parte por causa do recobrimento pela Bacia do Paraná, e principalmente devido a falhas transcorrentes transversais que segmentam a FBM, a unidade tectônica representada pelas rochas dos grupos Araxá e Andrelândia não aflora continuamente ao longo da faixa, mas ocorre na forma de quatro grandes *nappes* e/ou sistemas de *nappes* de conformação sinformal, do norte para o sul: Araxá-Goiânia, Tapira, Passos e Luminárias. Apesar desses segmentos serem separados por rampas laterais e/ou oblíquas, eles guardam características muito semelhantes de conteúdo litoestratigráfico e magmatismo associado, de regime metamórfico e de evolução deformacional.

Sistema de *nappes* Araxá-Goiânia (paralelos 6° a 19° S)

O Grupo Araxá em sua área-tipo (Fig. 6) é representado por rochas metamáficas e metassedimentares, predominantemente pelíticas, em fácies anfibolito. Os metassedimentos são representados por mica xistos, quartzito-mica xistos, granada-quartzito-mica xistos, estauroclorita-xistos, granada-cloritóide-quartzito-mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos. Mapeamentos recentes (Seer, 1999; Seer *et al.*, 2001) colocaram em evidência o expressivo volume de rochas metamáficas presentes no Grupo Araxá, em relação à quantidade originalmente mapeada de micaxistos. As rochas máficas compreendem desde anfibolitos grossos a finos (metabasaltos), clorita-anfibólio xistos até clorita xistos. Os anfibolitos representam basaltos toleíticos do tipo MORB enriquecido ($\epsilon_{Nd T} = +1,10$) Além das metamáficas, ocorrem raros afloramentos de rochas ultramáficas, como serpentinitos e anfibólio-talco xistos. A lasca tectônica representada pelo Grupo Araxá passa portanto a ser caracterizada como uma *nappe* composta por fragmento de crosta oceânica que, durante a orogênese, foi intrudido por corpos leucograníticos sin-colisionais intensamente deformados, com idade U-Pb (zircão) de 637 ± 1 Ma (Valeriano *et al.*, 2004).

Na continuidade do Grupo Araxá para noroeste, na região de Abadia dos Dourados (paralelo 18°30'S) e Abadiânia, ocorrem metabasaltos e metatufos félsicos associados a metapelitos localmente carbonosos e metacherte ferruginosos, com lentes ultramáficas serpentinizadas, que foram reconhecidas como melange ofiolítica (Brod *et al.*, 1991; Strieder & Nilson, 1992). No contexto geodinâmico da faixa, são interpretados como fragmentos da porção oceânica da placa sanfranciscana empurrados sobre a sua margem continental.

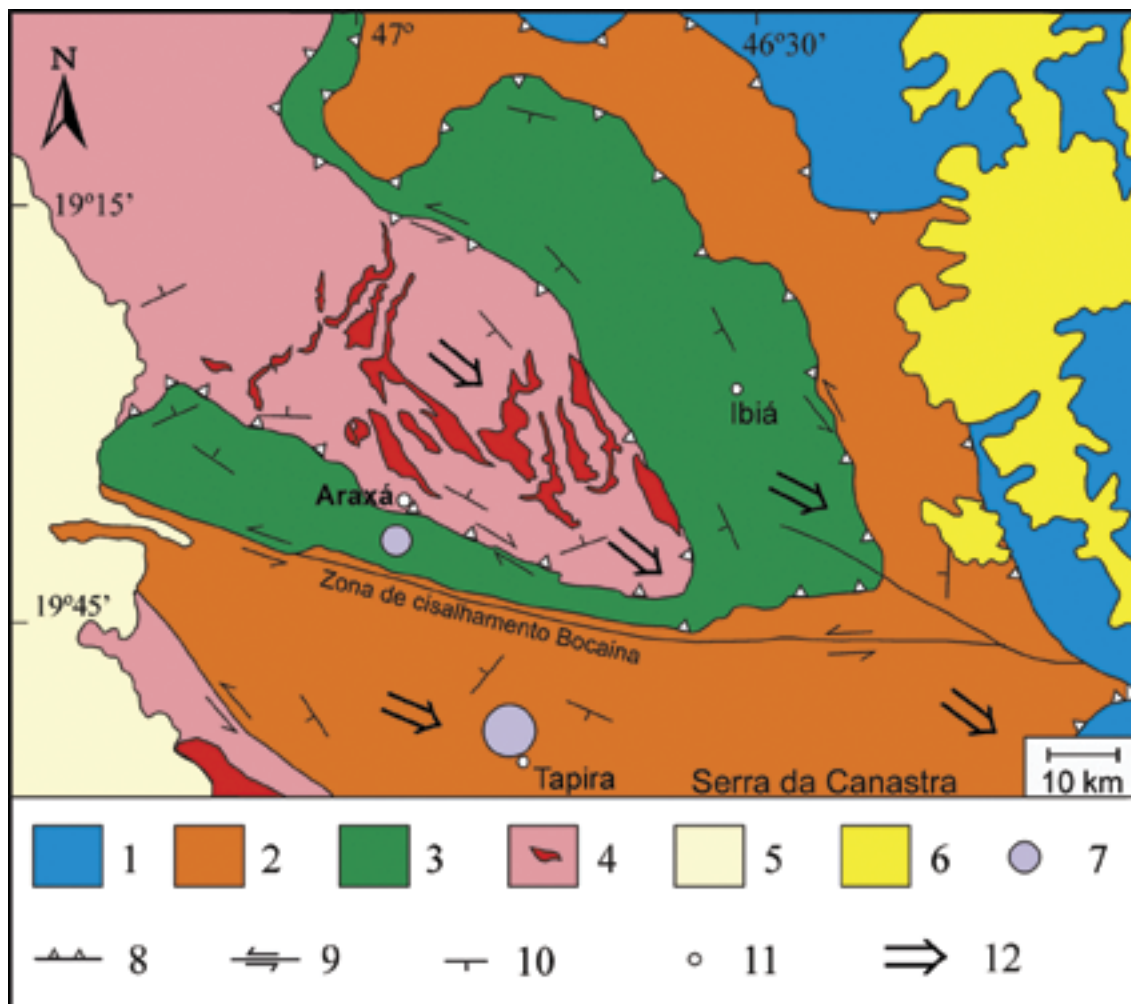


Fig. 6 - Unidades tectônicas principais da Faixa Brasília Meridional no segmento de Araxá: Neoproterozóico: 1- Cobertura autóctone (Grupo Bambuí); 2- Lasca inferior (Grupo Canastra); 3- Lasca intermediária; (Grupo Ibiá); 4- Lasca superior (Grup Araxá com granitos sin-colisionais); Fanerozóico: 5- Bacia do Paraná; 6- Bacia São Franciscana; 7- Complexo carbonatítico; 8- falha de empurrão; 9- falha transcorrente; 10- foliação S2; 11- cidade; 12- Transporte tectônico principal (fase D2)

- Main tectonic units of the southern Brasília belt in the Araxá segment. Neoproterozoic: 1- autochthonous cover (Bambuí Group); 2- Lower thrust sheet (Canastra Group); 3- Intermediate thrust sheet (Ibiá Group); 4- Upper thrust sheet (Araxá Group and sin-collisional granites). Phanerozoic: 5- Paraná Basin; 6- São Franciscan Basin; 7- Carbonatite complex. 8- Thrust fault; 9- Transcurrent fault; 10- S2 foliation; 11- Town; 12- Main tectonic transport direction

Seguindo esse sistema de *nappes* para noroeste, na região de Goiânia, as rochas do Grupo Araxá encerram lentes tectônicas de metassedimentos neoproterozóicos e ortognaisses metamorfisados à fácies granulito em ca. 650 Ma, constituindo o Complexo Anápolis-Itaçu. Os metassedimentos são associados a anfibolito de afinidade oceânica datado em 838±20 Ma (Pizana *et al.*, 2003a, b).

O Grupo Araxá na região de Tapira (paralelo 19°30'S)

Nessa região, são reconhecidas duas ocorrências de rochas do Grupo Araxá (Fig. 7). Uma a cerca de 30 km a W da cidade de Tapira, já identificada por Barbosa (1970), que ocorre em uma lasca tectônica limitada por falhas tardias transcorrentes, contendo três unidades (Silva, 2003): a inferior representada por granada mica xistos com intercalações métricas de quartzito, hornblenda-granada-mica xistos e lentes de rochas metamáficas e metaultramáficas; a intermediária é constituída por quartzitos micáceos com intercalações de quartzo xisto e granada mica xisto; e a superior correspondendo a um pacote de biotita-muscovita paragnaisses bandados. As rochas dessas três unidades encontram-se metamorfisadas em fácies anfibolito (T = 600-642° C), e fazem contato através de falha de empurrão com granada grafita xistos do Grupo Canastra, metamorfisados em fácies xisto verde (zona da granada). A outra ocorrência é uma klippe braquissinformal empurrada sobre o Grupo Canastra, situada cerca de 5 km a sudeste de Tapira. Foi identificada recentemente por Silva *et al.*, (2002) e Silva (2003), e é representada por granada-biotita-muscovita xistos, com lentes subordinadas de rochas metaultramáficas, metamorfisados em fácies anfibolito inferior, próximo à transição para xisto verde (T = 520-595 °C).

Nas duas ocorrências, a associação com rochas metamáficas e metaultramáficas sugere, à semelhança do que ocorre na Sinforma de Araxá, que ao menos em parte represente faciologia de afinidade com assoalho oceânico.

O Grupo Araxá na região de Passos (paralelos 20° a 21°S)

No âmbito da *Nappe* de Passos (Valeriano *et al.*, 2000; Simões, 1995), o Grupo Araxá, apresenta uma sucessão con-

tínua de metassedimentos plataformais, na base constituída por xi-stos metapelíticos associados a expressivas camadas de quartzitos e lentes subordinadas de metacalcários, que passam transicionalmente a metassedimentos de fácies mais profunda (talude continental) representada por xistos e paragnaisses, localmente associados a finas camadas de quartzitos e metacherte. Rochas metabásicas são encontradas muito subordinadamente ao longo de toda a seqüência, sendo interpretadas como resultantes de vulcanismo que acompanhou a deposição sedimentar. Foram geoquimicamente caracterizadas por Valeriano & Simões (1997) como magmatismo básico toleítico, de afinidade com os derrames de platôs continentais, embora na porção superior da sucessão estratigráfica também tenham sido reconhecidas algumas ocorrências de afinidade química semelhante a basaltos de assoalho oceânico. Os referidos autores usam esses dados como evidência de que a sedimentação se deu em substrato essencialmente continental (plataforma e talude). É possível que nessa área, as associações petrotectônicas típicas de ambiente de fundo oceânico, como aquelas descritas no Grupo Araxá mais ao norte não tenham sido preservadas no processo de acreção, ou ocorram mais para oeste, encobertas pelas rochas da Bacia do Paraná.

A *Nappe* de Passos tem a peculiaridade de apresentar um gradiente metamórfico invertido (Simões *et al.*, 1988) onde os dados geotermobarométricos indicam temperaturas do auge do metamorfismo variando de 450 ° C na base a 750 ° C no topo (Simões, 1995). Gradientes de pressão foram relativamente altos, tendo sido localmente descritas ocorrências de retroclogitos (Hoppe *et al.*, 1985), que possivelmente representam o estágio de alta pressão antecedente ao auge de temperatura.

A idade do auge do metamorfismo do Grupo Araxá na *Nappe* de Passos, de 631±4 Ma, é dada por uma datação U-Pb em monazita de um corpo métrico de granito anatéctico, contemporâneo à foliação principal subhorizontal, formado pela fusão parcial de micaxistos do topo do Grupo Araxá próximo a Passos (Valeriano *et al.*, 2004).

O Grupo Andrelândia (paralelo 22° S)

O Grupo Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000) é uma unidade metassedimentar correlata ao Grupo Araxá, com muitas semelhanças de conteúdo litológico e zoneamento metamórfico, que ocorre à margem sul-sudoeste do Cráton do São Francisco, no sul de Minas Gerais. Nessa região ocorrem representantes proximais do Grupo Andrelândia em fácies xisto verde, que repousam de modo autóctone sobre o embasamento do CSF. São tectonicamente recobertos, na região de Carrancas e Minduri, por sistemas imbricados de rochas predominantemente quartzíticas plataformais do Grupo Andrelândia e do seu embasamento. Esse conjunto é recoberto por sistemas de *nappes* de rochas mais distais em fácies anfíbolito e granulito que, por sua vez, são cavalgados pela *Nappe* Socorro-Guaxupé (Janasi, 2002), predominantemente composta por ortognaisses neoproterozóicos em fácies granulito.

Estudos geotermobarométricos no Grupo Andrelândia têm mostrado condições de pressão relativamente altas associadas ao metamorfismo principal, que alcançou a fácies anfíbolito e granulito com ocorrências restritas de retroeclogitos

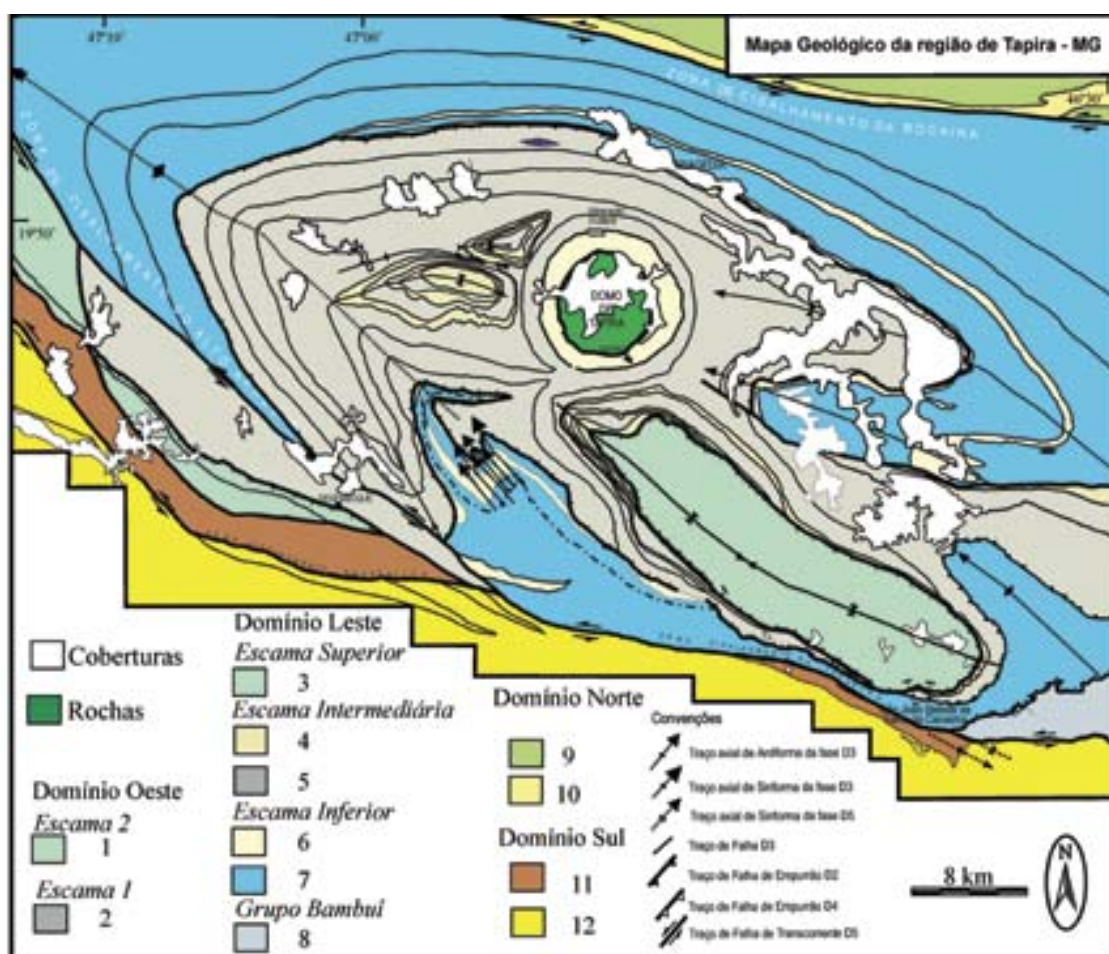
(Trouw *et al.*, 1998; Campos Neto & Caby 1999; Del Lama, 1993). Esses dados, juntamente com a marcada vergência das *nappes* para E, corroboram a interpretação de que o metamorfismo principal da porção sul da FB, ao menos em parte, está relacionado ao processo de subducção da placa sanfranciscana sob a placa colidente encoberta pela Bacia do Paraná (Cráton do Paranapanema).

Para sul da *Nappe* Socorro-Guaxupé, os terrenos que outrora formavam a continuação da Faixa Brasília encontram-se progressivamente envolvidos e retrabalhados pelos processos geodinâmicos que resultaram na Faixa Ribeira e que impuseram uma trama de direção NE-SW, acompanhando a costa Atlântica. Em relação à Faixa Brasília, a Faixa Ribeira teve evolução relativamente mais jovem, com estágios pré-colisionais iniciando-se em torno de 790 Ma e episódios colisionais desde 605 Ma até 530 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003).

A Faixa Brasília Setentrional

A arquitetura da Faixa Brasília Setentrional (FBS) é marcada pela existência de vários compartimentos nos quais

Fig.7 - Mapa geológico da região de Tapira (Silva, 2003). Legenda: Domínio W, Escama 2: (1) Grupo Araxá - Granada-mica xistos com intercalações de quartzitos; hornblenda-granada-mica xistos; rochas metamáficas e metaultramáficas; quartzito micáceo com intercalações de quartzo xistos e granada-mica xisto; gnaisses. Escama1: (2) Grupo Canastra - granada-muscovita xisto com porções grafitosas e com freqüentes intercalações de quartzitos micáceos. Domínio E, Escama Superior (3) Grupo Araxá - granada-mica xisto com intercalações de granada-quartzo xisto e rochas metaultramáficas; Escama Intermediária (4) Quartzitos com intercalações de quartzo xisto e muscovita xisto; (5) Granada-mica xistos com intercalações granada-grafita xistos, granada quartzitos e albíta-granada-mica xisto; mica xistos e quartzo xistos com intercalações métricas de quartzitos, localmente com lentes métricas de mármores (azul escuro). Escama Inferior (6) quartzitos; (7) quartzo-muscovita xistos/filitos com intercalações de quartzito e níveis feldspáticos; grafita-muscovita xistos/filitos com intercalações de quartzitos micáceos e muscovita-quartzo xistos; quartzo-muscovita xistos/filitos, com lentes e camadas decimétricas a métricas de quartzitos. Grupo Bambuí (8) Filitos e ardósias com lentes métricas de mármores. Domínio Norte, (9) Filitos/xistos sericíticos (10) Quartzitos puros a micáceos. Domínio Sul, (11) Metarenitos com intercalações de quartzo filito, quartzitos micáceos, filitos e metaconglomerados. (12) Quartzo-muscovita xistos, metarenitos bandados



- Geologic map of the Tapira region (Silva, 2003). Legend: Western Domain, Thrust-sheet 2: (1) Araxá Group- garnet mica schist with intercalated quartzite; hornblende-garnet-mica schist, mafic and ultramafic rocks; micaceous quartzite with quartz-schist and garnet-mica schist intercalated, gneisses. Thrust sheet 1: (2) Canastra Group- garnet-muscovite schist with graphitic portions and micaceous quartzite intercalations. Eastern Domain, Upper Thrust-sheet (3) Araxá Group- garnet-mica schist with garnet-quartz schist intercalated; (4) quartzite with quartz schist and muscovite-schist intercalated; (5) garnet-mica schist with garnet-graphite schist, garnet-quartzite and albite-garnet-mica schist intercalated; mica schists and quartz schist with metric quartzite intercalations, locally with metric marble lenses (deep blue). Lower Thrust-sheet (6) quartzite; (7) quartz-muscovite schist/phyllite with quartzite intercalations and feldspathic portions; graphite-muscovite schist/phyllite with micaceous quartzite and muscovite-quartz schist intercalations; quartz-muscovite schist/phyllite with decimetric quartzite lenses and layers. Bambuí Group (8) Phyllite and slate with metric marble lenses. Northern Domain, (9) Sericitic phyllite/schist, (10) Pure to micaceous quartzite. Southern Domain, (11) Metarenite with quartz-phyllite, micaceous quartzite, phyllite and metaconglomerate intercalations. (12) Quartz-muscovite schists, banded metarenite

variam, substancialmente, os materiais envolvidos, os graus de metamorfismo, além dos estilos estruturais. Adicionalmente, a FBS exibe feições interessantes em termos de particionamento da deformação, em escala de faixa de dobramento, o que vem a ser uma feição que a distingue, em parte, da Faixa Brasília Meridional.

Os limites da FBS podem ser assim estabelecidos (Fig. 8). A leste, a faixa limita-se com o Arco Magmático do Oeste de Goiás e com o Maciço Goiano através de uma estrutura de escala regional, denominada Sistema de Falhas Rio Maranhão (Fonseca, 1996). Essa estrutura, reconhecida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1969), constitui-se num expressivo cavalgamento que estende-se de norte do Distrito Federal (15° N) até a altura da confluência dos rios Paranã e Maranhão (12° 30' N). Na verdade, tal estrutura possui geometria e cinemática mais complexas, configurando-se como uma superfície de cavalgamento que descreve curvaturas sintaxiais e antitaxiais, com movimentos desde reversos frontais a oblíquos, com cinemática seja dextral ou sinistral. Tal estrutura alça, tanto frações do embasamento, como terrenos de idade paleoproterozóica sobre metassedimentos do Grupo Paranoá.

O limite sul da FBS se fez pela denominada Megaflexura dos Pirineus (Fig. 2), estrutura reconhecida por Costa & Angeiras (1971) no sentido de designar um corredor no qual os trends estruturais dominantes da Faixa Brasília (NNW ao sul e NNE ao norte) são bruscamente infletidos para a direção E-W. Roscoe & Araújo Filho (1994) mostraram que a Megaflexura dos Pirineus contém um acervo estrutural que registra pelo menos duas fases deformacionais de caráter contracional: a primeira com vergência para leste e a segunda, com vergência para sul. Estudos mais recentes (Fonseca, 1996; Fonseca *et al.*, 1997; Araújo & Marshak, 1997) confirmaram que estruturas da fase principal de deformação, cartografadas na FBS (por exemplo, a foliação regional S₁), adentram a Megaflexura dos Pirineus como estruturas mais jovens da FBM (por exemplo, a foliação S₂). Estas observações comprovam que a principal trama do acervo estrutural da FBS se sobrepõe àquela da FBM, confirmando o diacronismo da evolução de ambos os segmentos da Faixa Brasília.

O Grupo Araí e seu embasamento

O Grupo Araí foi proposto formalmente por Dyer (1970) no sentido de designar um grupo de metamorfitos que ocorrem na porção setentrional da Chapada dos Veadeiros em Goiás e que não apresentavam continuidade física que permitisse a correlação com unidades litoestratigráficas naquela época conhecidas. Corresponde a um conjunto de metassedimentos essencialmente detriticos depositados em sistemas de rifte que ocorrem na altura dos paralelos 13° e 14° S, no norte de Goiás (Fig. 8). Rochas vulcânicas félsicas intercaladas na base da unidade foram datadas em 1,77 Ga (Pimentel *et al.*, 1991), caracterizando sua contemporaneidade com o Supergrupo Espinhaço, no Cráton do São Francisco, ambos relacionados ao importante evento tafrogenético do Estateriano (Brito Neves *et al.*, 1995). O evento também gerou a colocação de granitos estaníferos no embasamento do Grupo Araí.

O Grupo Araí assenta-se sobre um embasamento constituído predominantemente por granitóides de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, na maioria de idade mais antiga que 1.9 Ga, que formam um relevo arrasado em toda sua zona de exposição (Marini *et al.*, 1981). Os granitóides são compostos essencialmente por álcali-feldspato perítico (geralmente microclina) e quartzo, ocorrendo como constituintes varietais plagioclásio, biotita além de muscovita.

Dyer (1970) propôs a primeira divisão litoestratigráfica do Grupo Araí em duas formações: a basal (Arraias), representada por metassedimentos psamíticos, incluindo quartzitos, lentes de metassiltitos e corpos descontínuos de metaconglomerados. A espessura estimada dessa unidade é de aproximadamente 1.000 metros. A unidade de topo, denominada de Traíras, é constituída por uma seqüência pelito-car-

bonatada e possui espessura estimada em 1.200 metros.

Araújo & Alves (1979), com base em mapeamento geológico de semi-detalhe, dividiram o Grupo Araí em seis unidades, destacando-se na base da primeira (unidade basal) a ocorrência de níveis de vulcânicas ácidas a intermediárias. Essas rochas, datadas por Pimentel *et al.*, (1991) pelo método U-Pb, forneceram idade de cerca 1,771 Ma, permitindo a correlação do Grupo Araí com o Supergrupo Espinhaço, seja na Chapada Diamantina (Schobbenhaus Filho, 1993), seja no Espinhaço Meridional.

Mais recentemente, Dardenne *et al.*, 1997, sistematizaram a seguinte seqüência na região próxima a Cavalcante e na Chapada dos Veadeiros: na base, metassedimentos eólicos e fluviais (seqüência pré-rifte), metassedimentos aluviais, intercalados a metassedimentos fluviais com intercalações de rochas vulcânicas (seqüência rifte) e no topo, metassedimentos marinhos.

Em termos estruturais, a tectônica regional é do tipo "thick-skinned", portanto com embasamento envolvido. Fonseca & Dardenne (1993) e Fonseca (1996) reconheceram que a Faixa Brasília, nesse setor, mostra um interessante processo de particionamento da deformação, que se desdobra em sistemas de falhamentos frontais, passando por sistemas de falhamentos oblíquos até essencialmente transcorrentes. Além dos sistemas de falhamentos, importantes sistemas de dobramentos regionais também acomodam a deformação. Como principais sistemas de falhamentos, podem ser reconhecidos (Fig. 8) os seguintes:

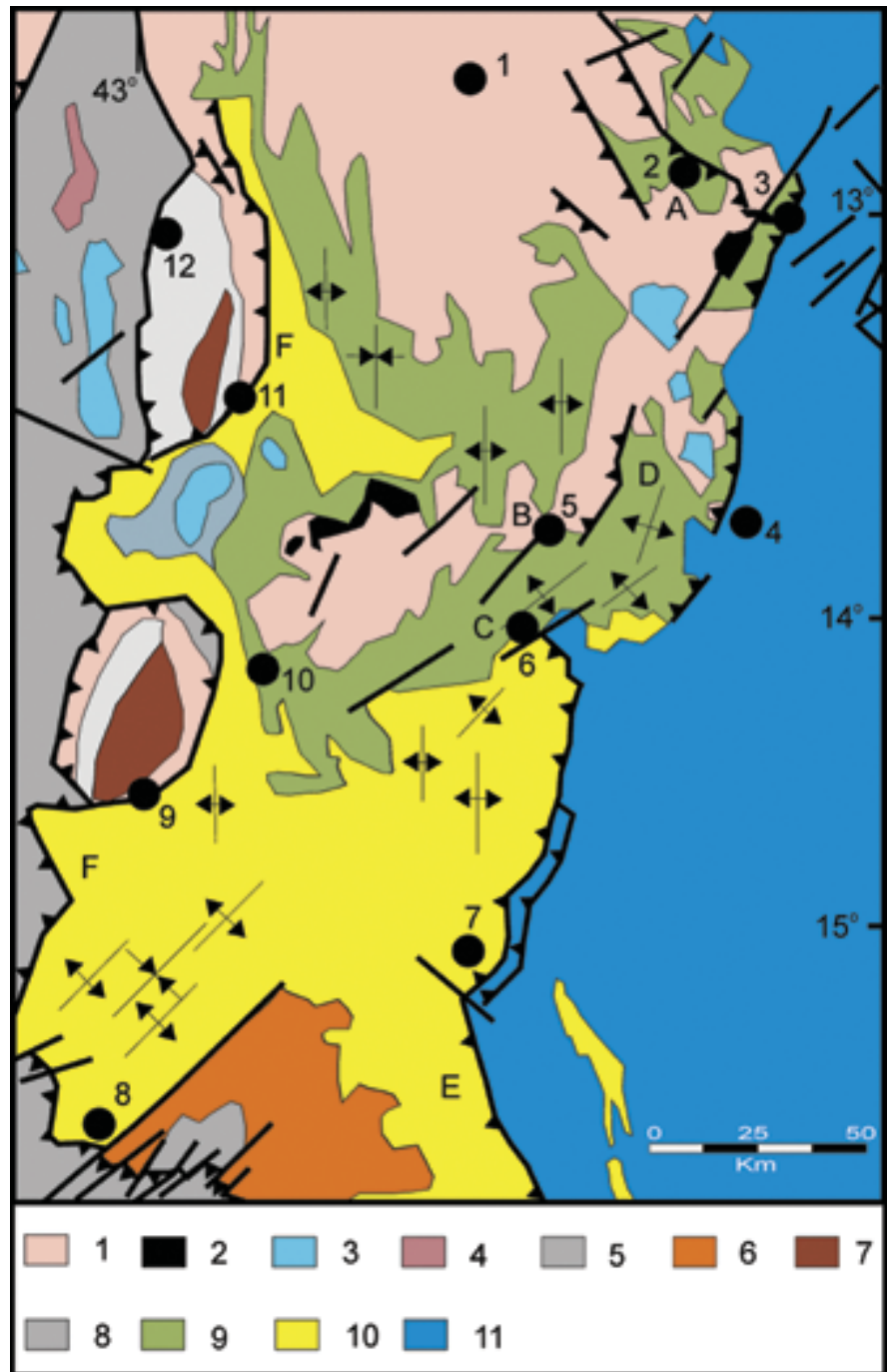
- Sistema Arraias-Campos Belos, que compreende falhas reversas e oblíquas com rumo N 30° - 40° W, truncando o Grupo Araí e seu embasamento. Indicadores cinemáticos mostram movimentos reversos para oeste, com componente oblíqua sinistral.

- Sistema Terezina-Nova Roma, que se orienta na direção meridiana, com movimentação essencialmente reversa e frontal. Através desse sistema, lascas do embasamento são empurradas sobre os metassedimentos do Grupo Araí e também por sobre os sedimentos do Grupo Bambuí.

- Sistema Cavalcante-Terezina, um importante sistema de falhas transcorrentes que opera ao sul da bacia Araí. Definido por Fonseca (1996), compreende um conjunto de falhas transcorrentes orientadas na direção NE. Decorrente da evolução desse sistema, um conjunto de rochas de falhas é gerado, tanto no embasamento quanto nas supracrustais, em função de processos deformacionais, metamórficos e metasomáticos superimpostos (Evangelista & Fonseca, 1995). No embasamento, são desenvolvidos filonitos nos quais a deformação causou a fragmentação de cristais de feldspatos, o surgimento de cristais estirados de quartzo, e o desenvolvimento de extinção ondulante. A deformação causou ainda o surgimento de cristais estirados de quartzo. Associados ao processo deformacional, os processos metamórficos e metasomáticos causaram a seritização dos feldspatos, com desenvolvimento de mica branca em foliação vertical, bem como também foram responsáveis pela remoção de sílica que se aloja em potentes veios de quartzo, alguns deles mineralizados em ouro, como na cidade de Cavalcante. Estudos realizados por Massucato (2003) na região de Terezina de Goiás-Cavalcante evidenciam que grande parte da deformação observada nas rochas do embasamento, incluindo a formação dos grandes veios auríferos de quartzo, e grande parte dos filonitos representados por muscovita-quartzo xistos, é anterior à deposição do Grupo Araí. Idades Ar-Ar em 1,5 e 1,4 Ga em muscovita de rochas do embasamento foram interpretadas pelo autor como idades mínimas, relacionadas a processos mais antigos de provável "idade Transamazônica". A foliação que ocorre na maior parte do embasamento está associada a uma lineação mineral de mergulho e tem orientação aproximadamente NS/subvertical, que é semelhante à foliação principal das rochas do Grupo Araí. O sistema transcorrente Cavalcante-Terezina promove uma rotação dextral desta foliação que inflete para direção NE, com pouca variação textual. A maior evidência de que essa foliação de orientação NE não foi gerada pelo sistema transcorrente é a presença de lineação mineral e de estiramento subvertical. Lineações

Fig. 8 - Mapa geológico simplificado da Faixa Brasília Setentrional (Fonte: DNPM 1987). Unidades litoestratigráficas: 1- Embasamento arqueano/paleoproterozóico; 2- Formação Ticunzal; 3- Granitos estaníferos anorogênicos; 4- Alcalinas do Peixe; 5- Grupos Araxá e Serra da Mesa; 6- Grupo Canastra; 7- Complexos básico-ultrabásicos (Niquelândia, Cana Brava); 8- Sucessões vulcanossedimentares (Palmeirópolis e Indaianópolis); 9- Grupo Araí; 10- Grupo Paranoá; 11- Grupo Bambuí. Sistemas de Falhamentos: A. Arraias-Campos Belos; B. Cavalcante-Terezina; C. São Jorge -Alto Paraíso-Cormari; D. Terezina-Nova Roma; E: Front do Paraná; F: Rio Maranhão. Cidades: 1. Paranã; 2. Arraias; 3. Campos Belos; 4. Nova Roma; 5. Cavalcante; 6. Alto Paraíso; 7. São João da Aliança; 8. Pe. Bernardo; 9. Niquelândia; 10. Colinas; 11. Minaçu; 12. Palmeirópolis

- Simplified geologic map of the Northern Brasília belt (DNPM, 1987). Lithostratigraphic units: 1- Archean/Paleoproterozoic basement; 2- Ticunzal Formation; 3- anorogenic tin-bearing granites; 4- Peixe alkaline rocks; 5- Araxá and Serra da Mesa Groups; 6- Canastra Group; 7- Basic-ultrabasic layered complexes (Niquelândia, Cana Brava); 8- volcano-sedimentary successions (Palmeirópolis and Indaianópolis); 9- Araí Group; 10- Paranoá Group; 11- Bambuí Group. Fault Systems: A. Arraias-Campos Belos; B. Cavalcante-Terezina; C. São Jorge -Alto Paraíso-Cormari; D. Terezina-Nova Roma; E: Paraná Front; F: Rio Maranhão. Towns: 1. Paranã; 2. Arraias; 3. Campos Belos; 4. Nova Roma; 5. Cavalcante; 6. Alto Paraíso; 7. São João da Aliança; 8. Pe. Bernardo; 9. Niquelândia; 10. Colinas; 11. Minaçu; 12. Palmeirópolis



minerais sub-horizontais ocorrem, porém são escassas e restritas a certos planos, que provavelmente foram reativados durante a transcorrência.

Os metarenitos do Grupo Araí, sujeitos aos mesmos processos, foram submetidos a um intenso processo de silificação na interface com o embasamento, embora ainda possam preservar feições sedimentares primárias, tais como cristais de quartzo bem arredondados. Nas porções de rocha mais alteradas, finos cristais de filosilicatos (possivelmente sericita) formam películas que definem uma incipiente foliação ao redor dos cristais de quartzo.

Indicadores cinemáticos existentes tanto nas rochas menos deformadas do embasamento quanto nas rochas de falhas e nas supracrustais comprovam que o sistema Transcorrente Cavalcante - Terezina possui cinemática destal.

O Grupo Paranoá ao norte do Distrito Federal

Os sedimentos arenosos, pelíticos e argilo-carbonatados, pertencentes ao Grupo Paranoá representam uma impor-

tante unidade litoestratigráfica, separada por discordância dos grupos Araí na base e Bambuí no topo (Dardenne, 1978; 1979). A área de ocorrência desse grupo concentra-se no segmento setentrional da FDB, ao norte do Distrito Federal, onde foi descrito originalmente por Ramos (1958) na região de Alto Paraíso, onde se situa a seção tipo (Fig. 8) representativa do grupo, São João da Aliança, São Gabriel e no Distrito Federal. Revisão litoestratigráfica detalhada pode ser encontrada em Dardenne (2000).

O paraconglomerado São Miguel (espessura da ordem de 50 m), descrito originalmente por Dyer (1970), constitui a base do Grupo Paranoá, repousando em discordância erosiva sobre os sedimentos do Grupo Araí. É composto por seixos de quartzitos, siltitos calcíferos, calcários argilosos, fluando numa matriz pelítico-carbonatada de cor esverdeada. Apresenta-se na forma de bancos espessos e maciços, as vezes mostrando estratificação local incipiente com estratificações cruzadas e convolutas. É sobreposto diretamente por sedimentos rítmicos quartzosos, pelíticos e carbonatados apresentando gretas de contração, níveis de evaporitos substi-

tuídos por carbonatos e moldes de cubos de sais. A esse conjunto, evidenciando um ambiente litorâneo a supralitorâneo, sucede sedimentação francamente marinha caracterizada pela alternância de ritmitos e de importantes níveis de quartzitos depositados em ambiente plataformal dominado pelas correntes de marés. A porção superior do Grupo Paranoá é representada por ambientes mais variados, evidenciando flutuações importantes do nível do mar: pelitos de águas profundas; ritmitos e quartzitos litorâneos; ritmitos e quartzitos de plataforma dominada pelas tempestades; intercalações lenticulares de calcários cinza micríticos, intraclásticos e oolíticos e de dolomitos estromatolíticos com esteiras microbianas e colunas com laminações convexas e cônicas. A identificação de estromatólitos colunares do tipo Conophyton metula Kirichenko (Dardenne *et al.*, 1976; Melo Filho, 1996) pode sugerir uma idade de sedimentação entre 1,2 e 0,9 Ga, correspondendo de modo geral ao intervalo existente entre a deposição dos grupos Araí e Bambuí.

Na região de Alto Paraíso, as determinações de paleocorrentes indicam um aporte principal material clástico transportado do norte, semelhante ao observado para os sedimentos do Grupo Araí. Nas regiões de São João da Aliança e São Gabriel, situadas ao sul, as direções medidas indicam um transporte de leste para oeste (Faria, 1995).

Na região de Formosa, Cabeceiras, Bezerra e Unai (Guimarães & Dardenne, 1989) somente a porção superior do Grupo Paranoá aflora no centro de grandes anticlinais da zona externa com a aparição de fácies arcoseanas, às vezes conglomeráticas, intercaladas com dolomitos estromatolíticos e níveis de ritmitos com glauconita (Guimarães, 1997).

Em direção à zona interna da Faixa Brasília, o Grupo Paranoá é afetado pelo metamorfismo progressivo (Fuck *et al.*, 1988). Concomitantemente, ocorre uma diminuição da espessura dos horizontes arenosos da porção inferior. Esse conjunto foi individualizado sob a denominação de Formação Minaçu (Marini & Fuck, 1981), na qual predominam intercalações de metarritmitos e níveis de calcários e dolomitos com estromatólitos colunares apresentando laminações convexas e cônicas, sotopostos a horizontes arciosianos.

Os estudos geológicos (Dardenne, 2000; Fuck *et al.*, 1988), geoquímicos (Guimarães, 1997) e isotópicos (Dardenne *et al.*, 2003; Pimentel *et al.*, 2001) indicam uma sedimentação em ambiente de margem passiva neoproterozóica para o Gr. Paranoá. Idades modelo para os ritmitos, folhelhos e filitos do Gr. Paranoá variam dentro do intervalo 1,9 a 2,3 Ga, sugerindo fontes cristais paleoproterozóicas, relativamente uniformes, no Cráton do São Francisco (Pimentel *et al.*, 2001).

Na FBS, o Grupo Paranoá se distribui amplamente, sendo suas principais ocorrências na área do Distrito Federal, no interflúvio dos Rios São Felix e Traíras, a leste do Maciço de Canabrava e ao norte do Distrito Federal. Nessa última área de ocorrência, que se limita ao norte com a bacia Araí (Fig. 7), o Grupo Paranoá mostra feições onde variam estilos estruturais e magnitudes de deformação.

Nesse segmento da FBS, as rochas do Grupo Paranoá se organizam num cinturão de dobras e cavalgamentos em nível crustal mais raso, denotando estruturas típicas, tais como dobras flexurais de deslizamento com superfícies axiais orientadas na direção norte-sul e vergência para leste. Ocorrem ainda falhas reversas rúpteis, denotando transporte também para leste. É nítida a ausência de trama metamórfica associada, exceto à medida que se avança em direção ao pós-país da faixa, ou seja, para oeste, onde pode ser claramente reconhecida uma foliação regional, tipo xistosidade. Uma importante zona de cisalhamento marca o limite leste desse cinturão, qual seja o *front* de cavalgamento do Paranã, onde o Grupo Paranoá cavalga sedimentos do Grupo Bambuí, em regime frontal.

Outra feição estrutural que merece destaque é a interferência desse cinturão de dobras e cavalgamentos com sistemas transcorrentes, seja ao norte seja ao sul. Ao norte, a interferência ocorre com o Sistema Transcorrente São Jorge-Alto Paraíso-Cormai (Fonseca, 1996), que possui cinemática dextral. O sistema, além de promover a rotação geral de charneiras de dobras regionais, trunca a Zona de Cisalhamento do Paraná, comprovando dessa forma ser posterior

aos sistemas de ca-vaigamento. Por truncar sedimentos relacionados ao Grupo Bambuí, além de rochas dos Grupos Araí e Paranoá, fica confirmada a idade Brasileira para a evolução desse sistema transcorrente. Ao sul, o cinturão de dobras e cavalgamentos interfere com uma série de sistemas transcorrentes, estando estes relacionados ao desenvolvimento da Megaflexura dos Pirineus. Rotação geral em mapa de charneiras de dobras, da direção norte-sul para a direção NNE, além de superposição de elementos estruturais na trama (como pode ser verificado nas seções entre as cidades de Padre Bernardo e Cocalzinho, já próximo ao Distrito Federal), comprovam o diacronismo na evolução entre os segmentos setentrional e meridional da Faixa Brasília

O Maciço Goiano

O Maciço Goiano é um fragmento continental relativamente pequeno que colidiu contra a margem ocidental sanfranciscana e que apresenta uma evolução crustal marcadamente longa e complexa.

Na sua parte sul aflora um embasamento granito-*greenstone* com idades entre 2,8 e 2,6 Ga (Queiroz *et al.*, 1998), que aloja os dos *greenstone-belts* de Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos e outros menores. Importante retrabalhamento durante o Evento Transamazônico (ca. 2,2-2,0 Ga) produziu magmatismo granitóide e sucessões supracrustais.

Na parte norte do Maciço Goiano, sucessões vulcanossedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis, Indaiatãpolis) em alto grau metamórfico contêm rochas metavulcânicas bimodais com características geoquímicas anorogênicas, datadas em 1,3-1,25 Ga por Pimentel *et al.*, (2003). Essas rochas são o registro de um novo evento tafrogenético preservado no maciço, que pode estar relacionado à abertura precoce de um oceano. Essas rochas supracrustais recobrem tectonicamente três volumosos complexos máfico-ultramáficos diferenciados em fácies granulito (Cana Brava, Barro Alto, Niquelândia). Estes complexos resultaram da cristalização profunda de câmaras magmáticas básicas de afinidade toleítica, marcadas por controvérsias quanto à sua idade de cristalização. Recentemente, datações U-Pb SHRIMP em zircões (Pimentel *et al.*, 2003) forneceram idades de cristalização em 797 Ma e do metamorfismo granulítico em ca 770 Ma, as últimas confirmando datações U-Pb (zircão) obtidas por Ferreira Filho *et al.*, (1994). O metamorfismo granulítico de ca 770 Ma é indicativo de um evento orogênico precoce do Neoproterozóico, parcialmente preservado no Maciço Goiano, porém geralmente obliterado pelos eventos metamórficos principais ocorridos entre 650-600 Ma, relacionados aos episódios colisionais que estruturaram toda a Faixa Brasília.

O Arco Magmático de Goiás

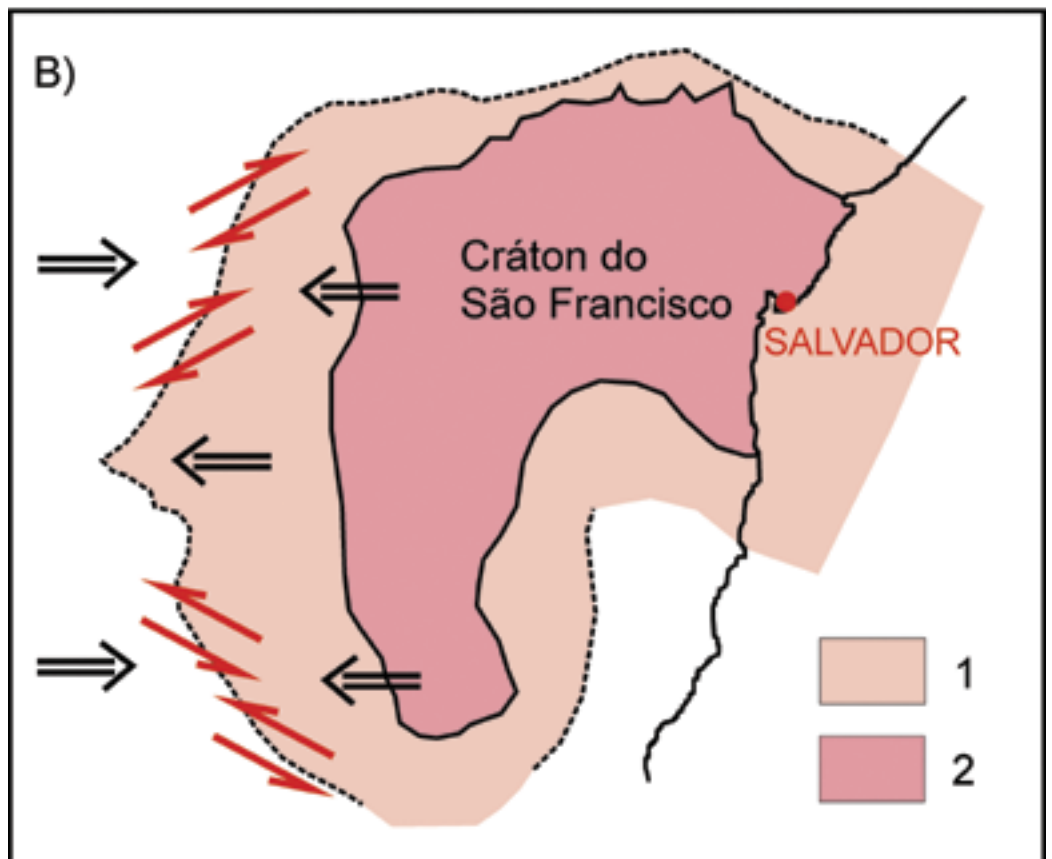
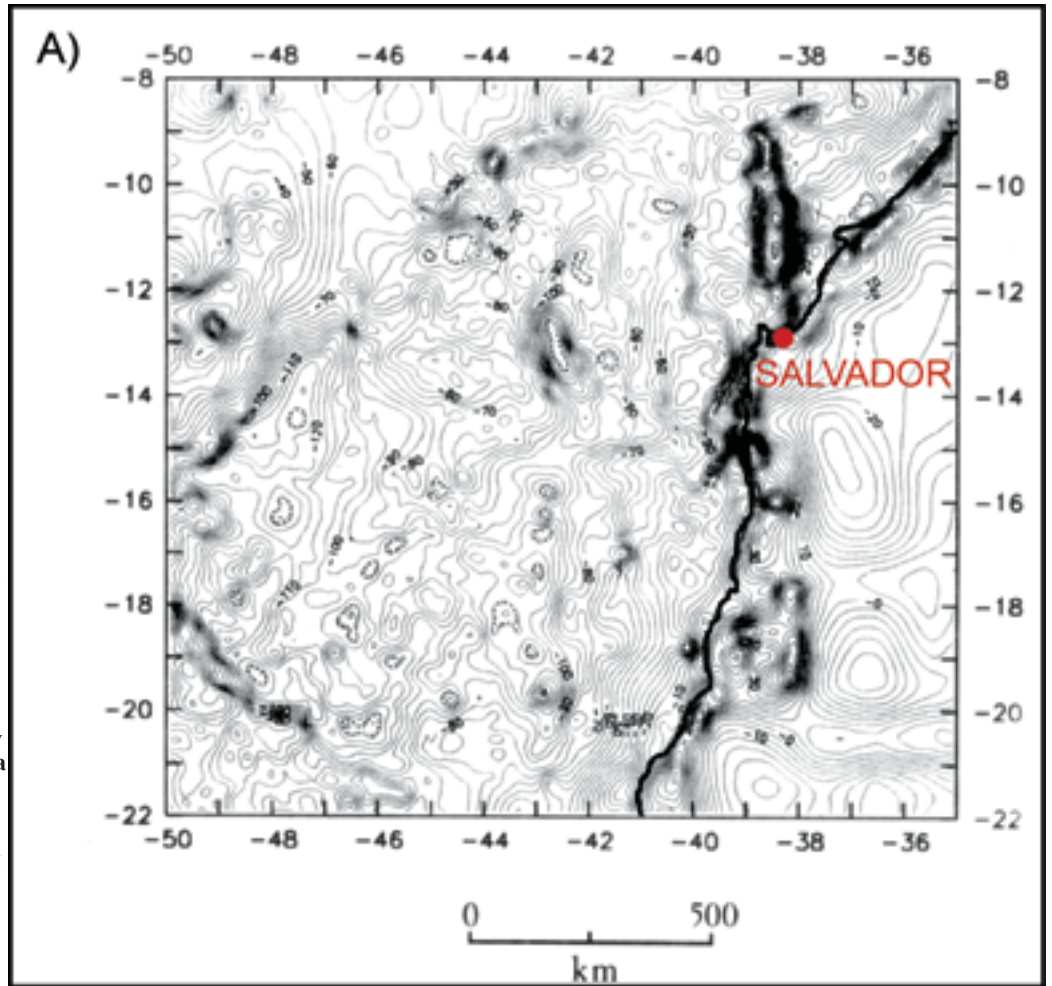
O AMG (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996; 1998; 2000) se estende desde a região de Arenópolis e Bom Jardim de Goiás até Porangatu-Mara Rosa, ocupando a porção mais ocidental da Faixa Brasília (Fig. 1). Representa o testemunho da fase pré-colisional, durante a qual a subducção de litosfera oceânica desenvolveu ortognaisses originados de rochas plutônicas de arcos de ilhas e cordilheiranos, associados a outros gnaisses representantes de seqüências vulcanossedimentares. Embora haja representantes típicos de arcos intraoceânicos na extremidade meridional, ocorrem também ortognaisses com características geoquímicas cordilheiranas, como por exemplo na região de Porangatu, mais ao norte. As rochas magmáticas do arco têm idades de entre ca. 900 Ma e 630 Ma. O magmatismo tardi a pós-colisional distribui-se no intervalo entre 600 e 480 Ma. Entretanto, as manifestações mais jovens que ca. 580 Ma podem ter sua origem ligada à evolução relativamente tardia da Faixa Paraguaia, a oeste da Faixa Brasília. A deformação e o metamorfismo das rochas do AMG situa-se em torno de 630 Ma. Determinações Sm-Nd em granada e rocha total, obtidas nas seqüências vulcanossedimentares na porção norte do AMG, fornecem idades entre ca. 765 e ca. 604 Ma, interpretadas como indicativas de dois eventos metamórficos (Pimentel *et al.*, 2000).

Fig. 9 -
a) Anomalias gravimétricas de Bouguer da região do Cráton do São Francisco (Ussami *et al.*,1993);

b) Alkmim *et al.* (1993) interpretaram os contornos do paleocontinente São Francisco-Congo (1) mais largos que os do Cráton São Francisco (2), apresentando uma protuberância hoje recoberta pelas nappes da Faixa Brasília. Os terrenos acresionários colidindo de oeste adquiriram os regimes de deformação transpressivos observados na Faixa Brasília Setentrional e Meridional, com movimentação respectivamente destrógira e sinistrógira

- a) Bouguer gravimetric anomalies of the São Francisco Craton (Ussami *et al.*,1993);

b) Alkmim *et al.*,(1993) interpreted the outline of the São Francisco-Congo paleocontinent (1) as larger than that of the São Francisco Craton (2). The western margin displays a pronounced corner, presently covered by the nappes of the Brasília belt. Accretionary terranes colliding from west originated the observed transpressional regimes in the Northern and Southern Brasília Belt with respectively dextral and sinistral senses of movement



A margem continental Sanfranciscana e a Faixa Brasília

Uma convergência de dados decorrentes de várias ferreamentas independentes tem reforçado a idéia de que o estilo estrutural da Faixa Brasília, uma zona colisional de mais de 1000 km de extensão, é fortemente controlado pelo formato da margem continental do paleocontinente São Francisco. Levantamentos gravimétricos, aliados à caracterização de associações petrotectônicas indicativas de margens convergentes de placa (por exemplo ofiolitos e arcos magmáticos), têm servido de base a tentativas de reconstituição do contorno do paleocontinente São Francisco (Fig. 9), cujas origens remontam ao que Almeida (1981) denominou de Cráton do Paramirim. Desde os estudos gravimétricos pioneiramente interpretados por Almeida *et al.*, (1980), as várias reconstruções do contorno da margem passiva sanfranciscana (Lesquer *et al.*, 1981; Haralyi & Hasui, 1982; Ussami, 1993; Strieder, 1993; Alkmin *et al.*, 1993) mostram uma pronunciada protuberância na margem ocidental do paleocontinente São Francisco, na altura do paralelo 17° S, toda recoberta pelas *nappes* externas e internas que a ela se amoldam (Fig. 8a). Da mesma maneira que a Índia, no caso himalaiano, o CSF representa o bloco continental indentante e pertence à placa em subducção. Na etapa orogênica, esta feição paleogeográfica foi responsável por um efeito de indentação (Strieder, 1993) contra os terrenos cavalgantes da Faixa Brasília e pela compartimentação da faixa em duas porções, setentrional e meridional. Os dois compartimentos encontram-se na Megaflexura dos Pirineus, uma zona de lineamentos estruturais de direção E-W classificada por Fonseca & Dardenne (1996) como uma sintaxe em forma de cúspide de convexidade voltada para oeste. O regime de convergência E-W dos terrenos alóctones, contra a margem continental indentante, organizou-se em dois sistemas transpressivos: predominantemente dextrógiros a norte da Mega-Inflexão dos Pirineus (Fonseca, 1996) e ao sul dela sinistrógiros (Fig. 8b).

Cinemática deformacional na Faixa Brasília

Correlações estruturais e cinemáticas são possíveis entre as estruturas sinformais de Araxá, Tapira e Passos, baseado em descrições detalhadas, sob o ponto de vista estrutural (Valeriano, 1992; Simões, 1995; Seer, 1999; Silva, 2003). A evolução estrutural do Grupo Araxá nestas áreas é muito parecida, especialmente no que se refere à fase deformacional principal (D_2). A semelhança expressa-se tanto no seu arranjo geométrico como na sua cinemática. Em Passos, a fase D_1 é acompanhada de um metamorfismo M_1 (fácies anfíbolito) e transiciona para D_2 (Simões, 1995). O pico metamórfico (fácies anfíbolito) ocorreu pré- D_2 ou cedo- D_2 , ao redor de 640 Ma, seguida de um evento retrometamórfico durante a colocação da *nappe*. Em Araxá há o registro de uma fase D_1 , materializada por uma foliação que se desenvolveu durante evento metamórfico M_1 (fácies anfíbolito). Após esse evento iniciou-se a implantação da fase D_2 , também sob regime tangencial, porém com registro de empurrões precoces para NNE (D_{2p}). Num momento tardio, D_{2t} passa a mostrar empurrões para SE, de modo similar à *Nappe* de Passos e a região de Tapira, nesse caso identificada por D_4 (Silva, 2003). Em Araxá e Passos, granitos intrusivos e leucossoma formados durante D_2 precoce foram datados por U-Pb em 637-635 Ma. A fase D_3 em toda a FBM desenvolveu falhamentos transcorrentes com cinemática sinistral e dobramentos associados. A fase D_4 é representada em Passos por dobramentos e crenulações suaves das estruturas anteriores. De qualquer modo, tanto a evolução de D_{2t} como D_3 em Araxá, segundo campos de tensão principal orientados E-W, é muito parecida com a evolução de D_2 e D_3 em Passos. Para Valeriano (1992), o deslocamento da *Nappe* de Passos para SE se deu sob um regime de constricção lateral que foi acompanhado de encurtamento N-S, dando a essa *nappe*, e às demais mapeadas, uma feição "em colher". É possível que esse encurtamento N-S tenha sido mais expressivo durante a fase D_{2p} em Araxá, gerando empurrões para NNE. Deve-se destacar ainda que,

Valeriano *et al.*, (1995) assinalam o registro de um evento de desenvolvimento de empurrões para norte, ligado ao Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi.

Mais para norte, em Abadia dos Dourados, Coromandel e Catalão, o padrão estrutural é similar ao de Araxá, com destaque para a presença de uma lineação de estiramento reliquiar associada a transporte tectônico para NNE, desenvolvida anteriormente ao transporte principal para SE.

Evolução geotectônica da Faixa Brasília

A história tectônica da Faixa Brasília, com apoio no seu acervo geocronológico atualmente disponível, mostra que ela teve um importante papel na história precoce da aglutinação de Gondwana Ocidental. Acresções de terrenos alóctones contra o bordo ocidental do Cráton do São Francisco (CSF), ocorridas por volta de 630 Ma, levaram à amalgamação inicial de um protocontinente formado pelo CSF juntamente com sua margem passiva ocidental exumada, pelo Maciço Goiano e pelo AMG. Posteriormente, ao redor desse protocontinente desenvolveram-se as Faixas Araçuaí/Ribeira, ao sul, e as Faixas Paraguaia e Araguaia, a oeste, na borda do Craton Amazônico.

Entretanto, o registro geocronológico também mostra que os núcleos continentais antigos, envolvidos na história da Faixa Brasília (Cráton do São Francisco, embasamento do Grupo Araí, Maciço Goiano), têm uma história muito mais antiga, que remonta à formação da crosta continental no Arqueano (2,8-2,6 Ga), retrabalhada durante o Evento Transamazônico (2,2-2,0 Ga).

Durante o Estateriano (ca. 1.7 Ga), uma importante sucessão de eventos distensivos que imprimiu, em praticamente todos os núcleos antigos da Plataforma Sul-Americana, sistemas de riftes frequentemente acompanhados de magmatismo anorogênico bimodal (Brito Neves *et al.*, 1995). Na FBS, são representados pela implantação do tipo rifte continental do Grupo Araí, portador de níveis de vulcânicas félsicas contemporâneas a granitos anorogênicos estaníferos intrusivos no seu embasamento (Pimentel *et al.*, 1991, 1999). No Maciço Goiano, metassedimentos paleoproterozóicos do Grupo Serra da Mesa e correlatos podem estar relacionados a esse evento estateriano.

O intervalo de 1,3-1,1 Ga foi marcante na literatura brasileira pela polêmica em torno da proposição original de Almeida (1967), da Orogênese Uruçuana, que teria precedido a Orogênese Brasileira. Paradoxalmente, datações recentes do magmatismo bimodal da Sequência Juscelândia, que recobre os complexos de Niquelândia e Cana Brava, fizeram crescer a corrente de opinião a favor da existência de um novo episódio de rifteamento nesse período.

No intervalo 900-950 Ma iniciou-se um episódio tafrogênico de escala mundial, que levou à fragmentação do supercontinente Rodínia e à dispersão de múltiplos paleocontinentes, incluindo o São Francisco-Congo. Inicia-se assim o desenvolvimento de bacias sedimentares de margem passiva ao redor deste paleocontinente. Na sua margem ocidental, onde se desenvolveu a Faixa Brasília, depositaram-se os Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia. No embasamento interior do CSF se desenvolveram enxames de diques máficos (Brito Neves *et al.*, 1996) que precederam a sedimentação do Grupo Bambuí.

Concomitantemente à tafrogênese toniana, subducção e consumo de litosfera oceânica ocorriam a oeste do CSF, iniciando a formação do AMG em ca. 930 Ma (Pimentel & Fuck, 1992). O magmatismo pré-colisional perdura até a colisão do arco em ca. 630 Ma. Esse arco é contemporâneo às primeiras manifestações de magmatismo pré-colisional da *Nappe* Socorro-Guaxupé (Janasi, 2002).

Em ca. 770 Ma é datado o metamorfismo granulítico dos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Niquelândia e de Barro Alto (Ferreira Filho *et al.*, 1994; Pimentel *et al.*, 2003), indicativo de um primeiro episódio colisional neoproterozóico envolvendo o Maciço Goiano e as sequências vulcanossedimentares sobrejacentes, p. ex. Juscelândia e Serra da Malacacheta (Moraes & Fuck, 1994; Moraes, 1997). Magmatismo

fêlsico de refusão crustal em contexto colisional se faz presente no Grupo Araxá e no AMG, datado no intervalo 750-830 Ma (Pimentel et al., 1999), pode estar relacionado a esse episódio precoce que teria levado à aglutinação do AMG ao Maciço Goiano.

O período em torno do intervalo 620-640 Ma concentra a maioria das idades relacionadas a fenômenos de colisão continental, envolvendo metamorfismo de alta pressão seguido de granitogênese de fusão crustal. Idades de metamorfismo nesse intervalo são consistentemente detectadas no AMG, no Maciço Goiano, e principalmente nas *nappes* formadas pelo Grupo Araxá (Seer, 1999; Piuzana et al., 2003b; Valeriano et al., 2004). A essa altura, o AMG e a *Nappe* Socorro-Guaxupé registram importante granitogênese sincolisional de fusão crustal (Janasi, 2002).

Em torno de 610 Ma ocorre a exumação das *nappes* de fácies anfíbolito e granulito e seu cavalgamento sobre os alóctones externos da faixa. Essa fase é datada pela geração tardia de monazita na *nappe* de Passos, e por granitos tardi-colisionais na *Nappe* Socorro-Guaxupé (Janasi, 2002). Anquimetamorfismo é registrado no Grupo Bambuí e no enxame de diques máficos neoproterozóicos (ca. 900 Ma) que cortam o embasamento (Chaves et al., 1997). No interior do Cráton do São Francisco, a influência térmica neoproterozóica foi insuficiente para abrir o sistema K-Ar em mica (300°C), que no embasamento registra idades paleoproterozóicas ou arqueanas.

O resfriamento do conjunto alóctone da FBM se dá em 580-560 Ma, segundo o registro geocronológico K-Ar dos metassedimentos (Valeriano et al., 2000). Nessa época, a aglutinação do Gondwana passa a se processar através de colisões continentais em zonas mais periféricas ao protocontinente formado pelo CSF e terrenos acrescidos da Faixa

Brasília (Margem Passiva, Maciço Goiano, AMG): a leste e sul do CSF desenvolvem-se as Faixas Araçuaí e Ribeira, cuja atividade orogênica perdura até o Cambriano, imprimindo direções estruturais NE-SW que truncam a parte sul da Faixa Brasília;

Embora ainda sem dados geocronológicos que a confirme, é praticamente comprovado que a evolução dos segmentos norte e sul (FBM e FBS), em termos de cronologia do processo colisional final, se deu em tempos diferenciados. Os dados estruturais tomados junto à Megaflexura dos Pirineus (Araújo & Marshak, 1997), bem como em zonas adjacentes a ela (Fonseca et al., 1997) mostram que efetivamente as estruturas da FBS pós-datam as estruturas da FBM. As estruturas da FBS provavelmente são sincrônicas à evolução da Faixa Araçuaí e à Faixa Ribeira (Alkmim et al., 1997).

A colisão do lado oposto, com a aproximação final de Amazônia leva à orogênese cambriana que desenvolveu as faixas Paraguaia e Araguaia. O caráter mais jovem dessas faixas é atestado pela idade de ca. 530 Ma dos granitos colisionais de ambas as faixas, e pelo fato da deformação orogênica afetar metassedimentos do neoproterozóicos III (Ediacarano) Grupo Corumbá, na Faixa Paraguaia, onde se observam fósseis metazoários de *Cloudina* e *Corumbella*.

Agradecimentos

Este trabalho é fruto de projetos de pesquisa sobre a Faixa Brasília, que contaram com financiamentos do CNPq (proc. 471931/01-2), da UERJ/SR-1 e da CAPES (proc. BEX-1032/99-2). Os autores agradecem a revisão cuidadosa do manuscrito e sugestões feitas por Paulo Boggiani.



EVOLUÇÃO FANEROZÓICA DAS BACIAS SEDIMENTARES BRASILEIRAS

Pedro Victor Zalán

Petrobras, E&P, E&P-Exp, GPE, NNE, Rio de Janeiro, RJ
zalan@petrobras.com.br*Resumo:*

A Plataforma Sul-Americana evoluiu, no Fanerozóico, através de três fases principais: Plataforma Transicional (500-450 Ma), Plataforma Estável (450-220 Ma), com sub-fases Grandes Sinéclises Paleozóicas (450-250 Ma) e Mega-Desertos (250-220 Ma), e Plataforma Reativada (220-0 Ma) com duas sub-fases: Rifteamentos (220-98 Ma) e Deriva Continental (98-0 Ma). Os rifteamentos podem ser divididos em I (220-140 Ma), II (140-110 Ma) e III (113-98 Ma) refletindo áreas diferentes de ruptura dos super-continentes Pangea e Gondwana. Essa divisão segue o raciocínio pioneiro do Professor Fernando de Almeida em 1967, refinado pela compilação e análise minuciosa de dados novos.

Palavras-chave: Reativação, Fanerozóica, Tectonismo, Magmatismo, Bacias Brasileiras, Plataforma Brasileira.

Abstract:

The Phanerozoic evolution of the South American Platform can be divided into three major phases: Transitional Platform (500-450 Ma), Stable Platform (450-220 Ma), with two sub-phases, Large Paleozoic Synclises (450-250 Ma) and Mega-Deserts (250-220 Ma), and Reactivated Platform (220-0 Ma), also with two sub-phases: Rifting (220-98 Ma) and Continental Drift (98-0 Ma). Rifting comprises three major groups, I (220-140 Ma), II (140-110 Ma), III (113-98 Ma), reflecting different regions of the supercontinents Pangea and Gondwana undergoing break up processes at different times. This division is based upon the pioneer concepts and reasoning laid down by Professor Fernando de Almeida in 1967, refined by the meticulous compilation and analyses of new available data.

Keywords: Reactivation, Phanerozoic, Tectonism, Magmatism, Brazilian Basins, Brazilian Platform.

Resumen:

La Plataforma Sur-Americana evolucionó en el Fanerozoico, a través de tres fases principales: Plataforma Transicional (500-450 Ma), Plataforma Estable (450-220 Ma), con dos sub-fases Grandes Sineclisis Paleozóicas (450-250 Ma) y Mega-Desiertos (250-220 Ma), y Plataforma Reactivada (220-0 Ma) con dos sub-fases también: Rifts (220-98 Ma) y Deriva Continental (98-0 Ma). Los rifts pueden ser divididos en I (220-140 Ma), II (140-110 Ma) y III (113-98 Ma) reflejando áreas diferentes de ruptura de los super-continentes Pangea y Gondwana. Esta división está basada en las ideas pioneras del Professor Fernando de Almeida en 1967, y refinada por la investigación y análisis minucioso de datos nuevos.

Palabras llave: Reactivación, Fanerozoica, Tectonismo, Magmatismo, Cuencas Brasileñas, Plataforma Brasileira.

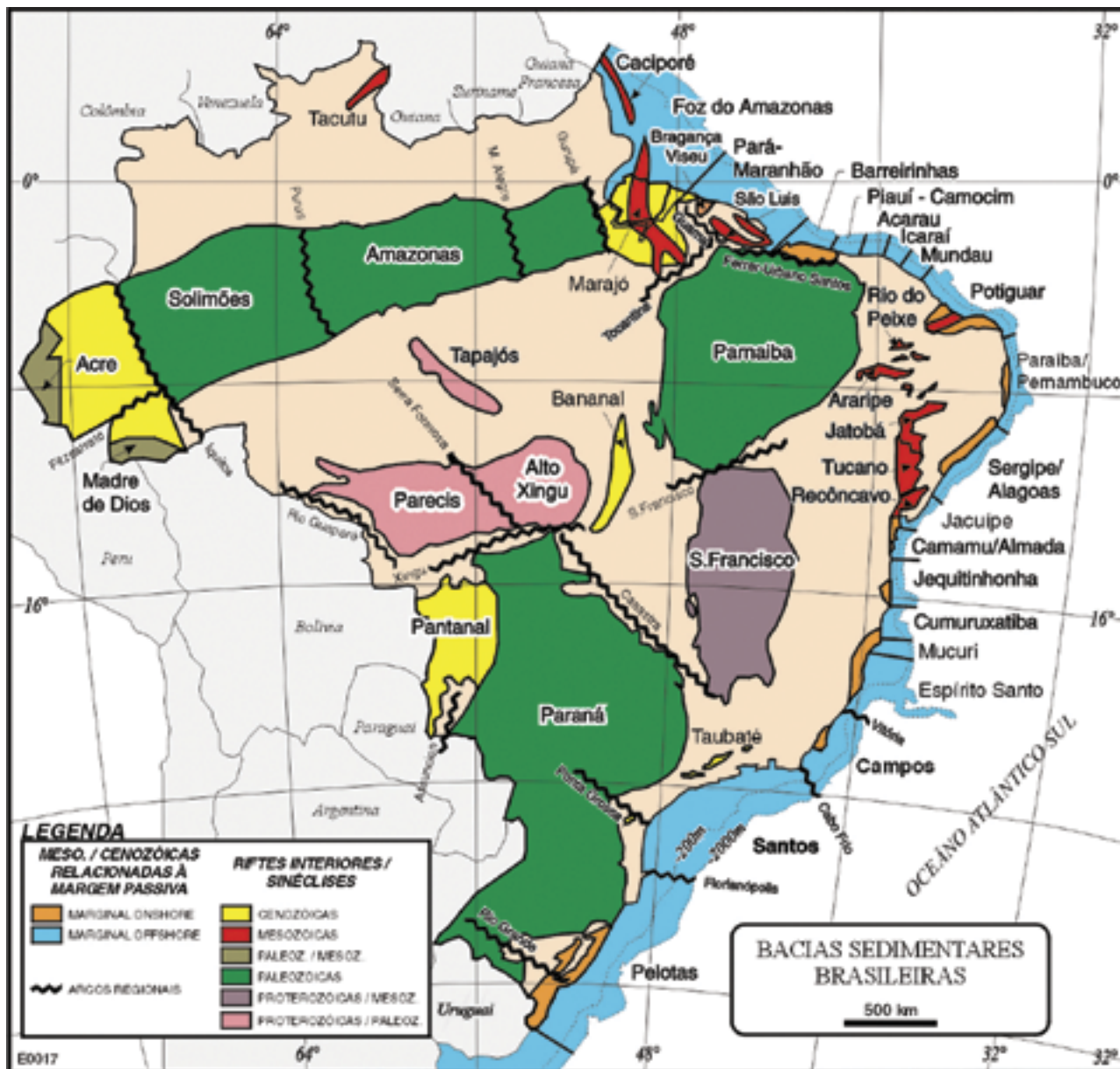


FIG. 1 - Mapa-índice das bacias sedimentares brasileiras. As bacias estão discriminadas segundo o tipo e as idades geológicas predominantes de seu preenchimento sedimentar. Os arcos regionais principais, delimitadores das bacias, também estão indicados

- Location map of Brazilian sedimentary basins. The basins are referred according to the type and predominant geological ages of their sedimentary infilling. The main regional arches limiting the basins are also indicated

Introdução

Qualquer trabalho histórico acerca da evolução geológica fanerozóica do Brasil, da Plataforma Brasileira ou Plataforma Sul-Americana, deve necessariamente se iniciar com a leitura do clássico artigo do Professor Fernando Almeida, *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira* (1967, Boletim no. 241 do DNPM/DGM, 36 pg.), complementando-se logo em seguida com a leitura do próximo artigo do Professor Almeida sobre este assunto, *Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira* (1969, Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, pg. 29-46). Nestes trabalhos, o Professor Fernando de Almeida já define pioneiramente vários eventos e grupos de eventos de natureza sedimentar, tectônica e magmática, os quais, ao longo do tempo e a despeito do significativo acúmulo de dados novos nas últimas três décadas e meia, têm se constituído na base de classificações, divisões, definições, correlações e análises

diversas sobre todos os aspectos da geologia pós-pré-cambriana do Brasil; seja de maneira explícita, seja de maneira inconsciente. O próprio Professor Fernando de Almeida já apresenta uma divisão da evolução geológica da Plataforma Brasileira em quatro grandes etapas (1967) ou estágios (1969), sendo que as duas últimas englobam a maior parte do Fanerozóico e constituem o tema principal deste artigo.

A primeira das quatro etapas, de idade pré-cambriana, denominada de ciclo tecto-oro gênico Baicaliano (1967) ou ciclo Brasileiro (1969), assistiu à formação e consolidação da plataforma que serviria de substrato para a evolução fanerozóica. Segundo este autor, duas plataformas antigas (Guaporé e São Francisco) teriam sido soldadas por diversas faixas de dobramentos "geossinclinais" durante esse ciclo oro gênico. Hoje em dia, conhece-se esse evento pelo nome de Ciclo Oro gênico, Orogenia ou Colagem Brasileiro, representando o mesmo uma série de interações de placas litosféricas, acompanhadas de todos os eventos deformacionais, metamór-

ficos, ígneos, sedimentares e orográficos típicos de orogêneses. Tais colagens ocorreram em diversos locais distintos dos atuais continentes sul-americano e africano, sucedendo-se diacronamente por todo o Neo-Proterozóico e Cambriano (intervalo de 890-490 Ma; Brito Neves, com. oral, 2004); levando à formação do super-continente Gondwana.

A segunda etapa, de idade cambriana a ordoviciana, denominada de paraplateforma Eopaleozóica (1967) ou estágio de transição (1969), marca a diminuição dos processos de dobramentos, passando-se à predominância de falhamentos como o agente gerador de fossas intermontanas, antefossas, bacias marginais, preenchidas por material de natureza sedimentar eminentemente detritica continental, e abundante material vulcânico predominantemente ácido a intermediário.

A terceira etapa, de idade siluriana a jurássica, denominada de ortoplateforma (1967) ou estágio de estabilização (1969), é marcada por uma calma tectônica notável e uma mudança significativa no padrão de sedimentação por sobre a plataforma. Duas fases podem ser reconhecidas no estágio de estabilização: na fase talassocrática (Siluriano ao Permiano) formam-se grandes sinéclises paleozóicas, independentes das estruturas subjacentes locais, que passam a sofrer transgressões e regressões marinhas extensas. Arcos regionais se formam isostaticamente em resposta à subsidência nas sinéclises, circundando e separando as mesmas. A Plataforma Brasileira parece soerguer-se e submergir através de suaves mas amplas oscilações de caráter epirogênico. O caráter regional transcontinental destas oscilações e conseqüentes transgressões/regressões é tão forte que as sucessões sedimentares resultantes podem ser correlacionadas facilmente de bacia para bacia, tanto litologicamente quanto cronologicamente. Na fase geocrática (Triássico a Jurássico) a calma tectônica é extrema e a plataforma como um todo sofre ascensão, não favorecendo a acumulação e a retenção de sedimentos. Não ocorrem mais ingressões marinhas e apenas delgadas capas sedimentares de natureza desértica constituem o registro desta fase.

A quarta e última etapa, de idade neo-jurássica a recente, denominada de reativação Wealdeniana (1967) ou estágio de reativação (1969) assistiu a um verdadeiro reavivamento tectônico da Plataforma Brasileira. Ao contrário da fase anterior, as estruturas de reativação mostraram grande controle da herança tectônica do embasamento, havendo nítida preferência por regiões que por último se consolidaram no ciclo Brasileiro. A maioria desses eventos acabou se localizando nas imediações da margem continental brasileira da atual Placa Sul-Americana, indicando com isso a sua direta relação com a fragmentação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico. Manifestações magmáticas recorrentes no tempo de natureza básica (imensos derrames de basaltos e intrusões de diabásio) e alcalina, intenso fendilhamento da crosta originando aulacógenos terrestres profundos e bacias marginais extensas, soerguimentos epirogênicos de amplos platôs, quebraimento desses platôs e individualização de paleo-relevos sob a forma de montanhas remanescentes e a inceptação de bacias terciárias terrestres intermontanas foram apontados pelo Professor Almeida como resultados geológicos da reativação Wealdeniana. Esta última etapa foi, posteriormente, renomeada como ativação Mesozóica (Almeida, 1972) e Evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.*, 1984). Segundo o Professor Benjamin Bley Brito Neves (com. oral, 2004) o termo preferido pelo Professor Almeida para designar esta ativação tectônica seria Ativação Meso-Cenozóica, por isso ele será empregado daqui em diante.

O objetivo deste trabalho é discorrer principalmente sobre os eventos tectônicos e magmáticos, e em menor escala os sedimentares, que afetaram a Plataforma Sul-Americana durante todo o Fanerozóico. Pretende-se alcançar tal objetivo

através da apresentação da compilação mais moderna possível de dados surgidos ao longo dos últimos 38 anos e compará-los com os eventos e divisões observadas por Almeida (1967; 1969). Ficará evidente nesta comparação que as duas grandes fases distinguidas pelo Professor Almeida, a fase de estabilização da Plataforma Brasileira (etapa de ortoplateforma) e a fase de “reativação” (Ativação Meso-Cenozóica) foram confirmadas pelos estudos e dados que se seguiram. A parte terrestre será enfatizada, já que a parte marítima estará sendo discutida por Mohriak (2004, neste volume).

O conceito de plataforma a ser usado aqui será o de Almeida *et al.* (2000, pg. 78), ou seja, como sinônimo de cráton, representando a parte de crosta continental estável de uma placa litosférica, circundada por cinturões móveis distensionais (margens passivas) e compressionais (margens ativas e transformantes). Neste sentido, a Plataforma Brasileira (originalmente definida por Almeida em 1967 e 1969), e posteriormente ampliada para Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 2000) é representada pelos terrenos pré-cambrianos estáveis de natureza ígnea e metamórfica, composta por crátons menores e faixas móveis coladas ao longo de diversos ciclos orogênicos arqueanos e proterozóicos. Tal plataforma encontra-se coberta por amplas sinéclises sedimentares pouco deformadas de idades predominantemente paleozóicas/proterozóicas, e localmente fendida por aulacógenos restritos, com seus *sags* correlativos, de idades mesozóicas/cenozóicas. A plataforma assim definida engloba a vasta maioria do território brasileiro e pequenas extensões no Uruguai, Bolívia, Colômbia, Venezuela, Suriname, Guiana e Guiana Francesa; não afetados pelas orogênias fanerozóicas ocorrentes nos países andinos. A Plataforma Sul Americana localizava-se na parte ocidental do super-continente Gondwana, ao final do Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.*, 2000).

A Tabela 1 representa uma compilação atualizada de todos os eventos tectônicos e magmáticos fanerozóicos que afetaram as bacias sedimentares brasileiras e seus embasamentos adjacentes, conhecidos e reportados na literatura geológica nacional e internacional. Esses eventos estão relacionados aos diversos estágios de evolução da Plataforma Brasileira definidos nos pioneiros trabalhos do Professor Fernando de Almeida (1967; 1969). As diversas fases orogênicas da América do Sul e da América do Norte também estão indicadas nessa tabela, ilustrando o cenário geotectônico dinâmico das margens ativas da placa gondwânica (Paleozóico ao Neo-Jurássico) e da placa Sul-Americana (Neo-Jurássico ao Recente), sobre as quais se desenvolveram as bacias sedimentares brasileiras. A Tabela 1 representa o cerne deste artigo e em torno dela se desenvolverá todo o arazoado desta obra. Este capítulo trata especialmente da filosofia usada na construção desta tabela e do referenciamento bibliográfico das cerca de meia centena de eventos apresentados.

Todos os eventos apresentados estão tentativamente relacionados a uma escala geológica de tempo absoluta (no caso, a International Stratigraphic Chart, IUGS/UNESCO, 2000). No caso de eventos magmáticos, as datações radiométricas fornecem uma idade numérica diretamente. Sempre que possível reportou-se idades Ar/Ar com suas pequenas faixas de incerteza, em preferência às idades K/Ar ou Rb/Sr, com uma gama de idades invariavelmente mais espalhada. No caso de eventos tectônicos ou de eventos deposicionais associados paleontologicamente/estratigraficamente a períodos, épocas ou idades (por exemplo: a idade Santoniano, da época Neo-Cretáceo, do período Cretáceo) atribuiu-se aos mesmos a idade absoluta apresentada na referida carta (no exemplo citado seria 87-83 Ma).

Entende-se perfeitamente que tal atitude traz um grande risco técnico às interpretações deduzidas a partir de tal

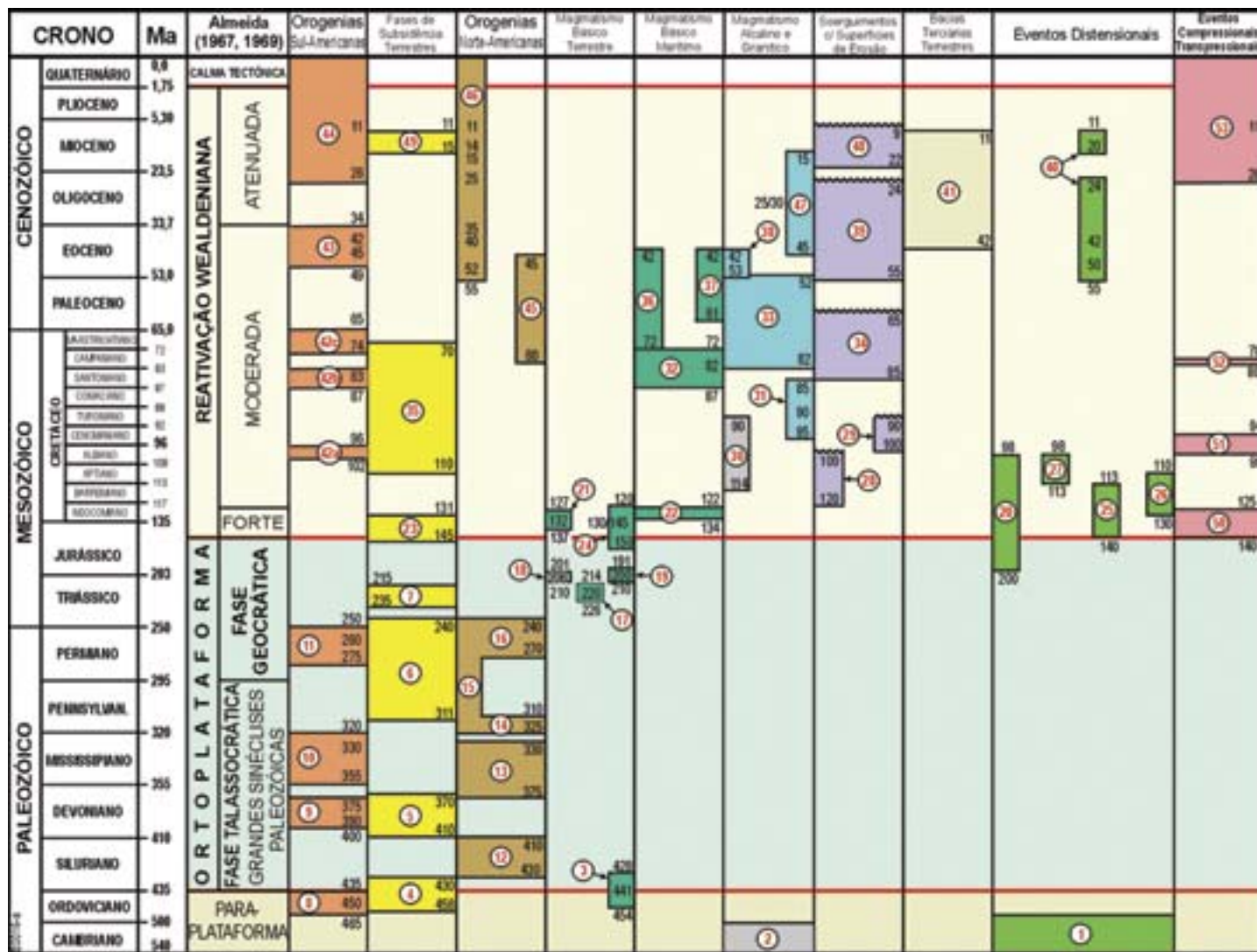


TABELA 1 - Eventos tectono-magmático-sedimentares fanerozóicos do Brasil. Compilação moderna dos eventos que afetaram a evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras comparada com as fases evolutivas ou estágios da Plataforma Brasileira conforme definidas por F.F.M. Almeida (1967 e 1969). A maioria destes eventos estão tentativamente associados a idades absolutas segundo a escala de tempo geológica apresentada na International Stratigraphic Chart (coluna de idades de G. S. Odin) publicada pela IUGS/UNESCO (2000) durante o XXXI Congresso Internacional de Geologia. Os eventos apresentam idades absolutas mínimas, máximas e de pico (no meio da barra indicadora do evento). Cada evento é identificado por um número vermelho maior dentro de um círculo branco, sendo identificado e referenciado bibliograficamente na Tabela 2

Table 1- Phanerozoic tectonic-magmatic-sedimentary events in Brazil. Modern compilation of the events that affected the phanerozoic evolution of Brazilian sedimentary basins as defined by F.F.M. Almeida (1967 and 1969). Most of these events are tentatively associated to the absolute ages of the geological time scale adopted by the International Stratigraphic Chart (ages column by G. S. Odin) published by IUGS/UNESCO (2000) during the XXXI Geological International Congress. The events present minimum absolute ages, maximum ages and peak ages (in the middle of the event indicating bar). Each event is identified by a bigger red number in a white circle, with identification and bibliographic references shown in Table 2

compilação, já que cartas cronológicas de idades absolutas variam conforme autores diversos, seus países de origem, as metodologias empregadas para definição e, mais significativamente, variam ao longo do tempo de acordo com a evolução qualitativa e poder de resolução dos métodos de datação diversos. Entretanto, esta metodologia permitiu a correlação temporal de eventos de naturezas muito diversas e aparentemente desconexos, dando origem a interpretações originais, abrangendo regiões de dimensões continentais.

No caso de referências antigas em que as idades citadas não estão referidas na *International Stratigraphic Chart*, procurou-se investigar a melhor adaptação possível às idades atualmente aceitas e usadas internacionalmente. O exemplo mais importante desse caso é a “reativação Wealdeniana” lançada pelo Professor Almeida no seu célebre trabalho de 1967 (pg. 25). Segundo o ilustre Professor, o Wealden seria do Jurássico Superior, pois considerava a Formação Aliança da Bacia do Recôncavo, atribuída ao Neo-Jurássico, como a

unidade litológica indicativa do início de tal reativação da plataforma. Hoje em dia, o Wealden é definido como um andar local da Grã-Bretanha representativo da parte mais velha do Cretáceo (Glossary of Geology, 1980, American Geological Institute, 2nd edition, pg. 697), grosseiramente equivalente ao Neocomiano. Neste caso, respeitamos a assertiva inicial do Professor Almeida e indicamos na Tabela 1 o início da “reativação Wealdeniana” de maneira vaga no Neo-Jurássico.

Os eventos, em um total de 53, encontram-se numerados na Tabela 1 de maneira incremental de modo a permitir a sua identificação, seu pronto referenciamento ao longo do texto e a correta identificação de sua fonte de informação, que se apresentam a seguir na Tabela 2. Os números entre círculos são os números dos eventos indicados na Tabela 1 e repetidos e explicados na Tabela 2.

Na etapa de paraplataforma Eopaleozóica de Almeida (1967) são citados riftes diversos (eventos distensionais),

Nº	TIPO DE EVENTO, DENOMINAÇÃO, LOCAL	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS
1	Distensão - Riftes e Rombo-Grábens Continentais	Almeida (1967, 1969)
2	Magmatismo Ácido a Intermediário	Almeida et al. (2000)
3	Basalto Três Lagoas, Precursor da Bacia do Paraná	Milani (2004, este volume)
4	Superseqüência Sedimentar Rio Ivaí, Bacia do Paraná	
5	Superseqüência Sedimentar Paraná, Bacia do Paraná	Milani e Ramos (1998)
6	Superseqüência Sedimentar Gondwana I, Bacia do Paraná	
7	Superseqüência Sedimentar Gondwana II (Bacia do Paraná), Fm. Sambaíba	
8	Orogenia Ocloyica	
9	Orogenia Precordilheirana	
10	Orogenia Chanica	Milani e Ramos (1998), Ramos et al (1986), Ramos (2003)
11	Orogenia Sanrafaélica	
12	Orogenia Caledoniana	
13	Orogenias Acadiana e Antler	
14	Orogenia Ouachita	
15	Orogenia Variscana	Leighton e Kolata (1990)
16	Orogenia Allegheniana	
17	Lavas Basálticas na Bacia do Acre (2 níveis)	Oliveira et al (1995)
18	Soleiras de Diabásio nas Bacias do Solimões/Amazonas e Magmatismos Penatecaua/Mosquito	Peter Szatmari e Joaquim R. W. Filho (com. oral, 2004)
19	Diques de Diabásio no Cráton das Guianas, Lavas Basálticas nas Bacias de Tacutu e Cassiporé	PROEMBU/UFPA (com. oral, 2004)
20	Distensão nas Bacias de Tacutu e Cassiporé	Eiras et al. (1994), Brandão e Feijó (1994)
21	Lavas Basálticas da Fm. Serra Geral (Bacia do Paraná) e Lavas Sardinha, Tapirapuá e Anari	Milani (2004, este volume), Almeida et al. (2000)
22	Basaltos da Fm. Cabúnas, Bacia de Campos, Enxame de Diques no litoral RJ/SP e Cabo Frio	Guedes et al. (2002), Rangel et al. (1994)
23	Superseqüência Sedimentar Gondwana III, Bacia do Paraná	Milani e Ramos (1998)
24	Vulcanismo Rio Ceará-Mirim, Sul da Bacia Potiguar	Oliveira (1998)
25	Distensão nas Bacias do Recôncavo/Tucano, Bahia Sul, Sergipe-Alagoas, Potiguar	Caixeta et al. (1994), Araripe e Feijó (1994)
26	Distensão nas Bacias de Campos / Santos / Espírito Santo	Rangel et al. (1994)
27	Distensão nas Bacias da Margem Equatorial	
28	Soerguimento Crustal no Sudeste Brasileiro	Tello Saenz et al. (2003)
29	Soerguimento Crustal na Província Borborema	Morais Neto et al. (2004, no prelo)
30	Granitos e Vulcânicas Alcalinas da Província do Cabo, PE	Morais Neto et al. (2004, no prelo)
31	Vulcanismo Alcalino Cuó, Bacia Potiguar	Oliveira (1998)
32	Vulcanismo Basáltico na parte Norte da Bacia de Santos	Peter Szatmari e José J. G. Rodrigues (com. oral, 2003)
33	Magmatismo Alcalino do Sudeste do Brasil	Szatmari et al. (2000)
34	Soerguimento Crustal no Sudeste Brasileiro (adjacente à Bacia de Santos) e Superfície Japi	Tello Saenz et al. (2003), Almeida e Carneiro (1998)
35	Superseqüência Sedimentar Bauru (Bacia do Paraná), Fm. Parecis e Fms. Areado e Urucua	Milani e Ramos (1998), Almeida et al. (2000)
36	Vulcanismo no Arco de Cabo Frio, Bacia de Campos	Mohriak (2004, este volume)
37	Vulcanismo de Abrolhos, Royal Charlotte	Peter Szatmari (com. oral, 2004)
38	Lavas Ankaramíticas em Volta Redonda e Itaboraí	Ferrari (1990), Ricomini e Rodrigues Francisco (1992)
39	Soerguimento Crustal no Sudeste Brasileiro	Hackspacher et al. (2003)
40	Distensão nas Bacias da GB (Itaboraí), Taubaté, Resende, Volta Redonda, Barra de São João	Ferrari e Ricomini (2003), Almeida e Carneiro (1998)
41	Sedimentação nas Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Guanabara, Barra de São João	Melo et al. (1985)
42	Orogenia Pré Andina - a- Fase Mochica, b- Fase Peruana, c- Cordilheira Ocidental, Colômbia	Cooper et al. (1995), Oliveira (1994)
43	Orogenia Andina - Fase Incaica	Ramos (1999), Cooper et al. (1995)
44	Orogenia Andina - Fase Quechua	Oliveira et al. (1995), Ramos (1999), Cooper et al. (1995)
45	Orogenia Cubana	CUPET (2002)
46	Orogenia Caribenha	Pindell et al. (1999), Beatriz (1998), Lugo e Mann (1995)
47	Vulcanismo Macau, Norte da Província Borborema e Bacia Potiguar Offshore	Morais Neto et al. (2004, no prelo)
48	Soerguimento Crustal na Província Borborema	Morais Neto et al. (2004, no prelo)
49	Transgressões Marinhas nas Bacias do Recôncavo (Fm. Sabiá), PE/PB, PA/MA (Fm. Pirabas)	Luciano P. Magnavita (com. oral, 2004)
50	Orogenia Jurua, Bacias do Acre e Solimões	Oliveira et al. (1995), Barros e Carneiro (1991)
51	Evento Romancheano, Bacia de Piauí - Camocim	Zalán (1984), Zalán et al. (1985)
52	Evento Transpressional na Bacia Potiguar Offshore	Cremonini (1996), Morais Neto et al. (2004, no prelo)
53	Dobramentos (Serra do Divisor) e Falha de Batá, Bacia do Acre	Oliveira et al. (1995)

Tabela 2 -Discriminação dos eventos apresentados na Tabela 1, segundo o tipo, área de ocorrência e referências bibliográficas

Table 2- Description of the events showed in Table 1, with indication of the type, occurrence site ad bibliographic references

espalhados geograficamente mas com pequena extensão (evento 1) e magmatismos ácidos a intermediários (evento 2) de idade genérica cambro-ordoviciana. Almeida *et al.* (2000) precisaram estas idades restringindo o magmatismo somente ao Cambriano e os riftes ao Cambriano/Neo-Ordoviciano, e estas foram as idades indicadas na Tabela 1. Não se aprofundou, neste artigo, uma pesquisa mais detalhada sobre os dados mais modernos desta fase. Os restantes 51 eventos, das fases de ortoplateforma e de Ativação Meso-Cenozóica são tratados com maior detalhe, em capítulos específicos.

Pode-se adiantar que as principais diferenças notadas entre a Tabela 1 deste trabalho e a tabela apresentada por Almeida (1969, pg. 43), esta última também já tentativamente correlacionada a uma escala de tempo absoluto, são:

(a) uma definição mais precisa da idade do início da “reativação Wealdeniana”, conforme inicialmente proposta pelo Prof. Almeida, e assim respeitada neste trabalho, para cerca de 140 Ma, em vez de 150 Ma.

(b) a não-deteção de vários eventos diastróficos (com sedimentação associada) e magmáticos na parte amazônica da Plataforma Sul-Americana de idades Neo-Triássica a Eo-Jurássica (hoje conhecidos), por uma absoluta falta de dados à época de poços de petróleo e datações radiométricas e paleontológicas de rochas destes poços. Tivesse o Professor Almeida conhecimento destes resultados (que só chegariam ao mercado durante as décadas de 1980 e 1990), com certeza,

a Ativação Meso-Cenozóica teria sido definida no início do Neo-Triássico (há cerca de 220 Ma) de maneira a englobar tais eventos.

(c) a identificação de uma quantidade surpreendentemente grande de eventos tectônicos, magmáticos e sedimentares associados, pós-140 Ma, a maioria deles insuspeita ao Professor Almeida em 1967/1969, e que cabem exatamente dentro da Ativação Meso-Cenozóica, confirmando-a como a principal fase de ativação da Plataforma Sul-Americana.

(d) o refinamento das datações geocronológicas nacionais e internacionais reposicionando os limites do Pré-Cambriano (de 550 Ma para 540 Ma), e redefinindo a duração das etapas de paraplateforma ou de transição (de 550/440 Ma para 540/435 Ma), de ortoplateforma ou de estabilização (de 440/150 Ma para 435/140 Ma) e de Ativação Meso-Cenozóica ou “reativação Wealdeniana” (de 150/2 Ma para 140/1,75 Ma).

Todas estas diferenças são surpreendentemente pequenas e de natureza quantitativa, esta última perfeitamente compreensível dentro dos limites das ciências geológicas, e de maneira nenhuma de caráter definitivo. O mais importante, a identificação qualitativa dos fenômenos geológicos e, como consequência destes, a divisão da história fanerozóica da Plataforma Sul-Americana em três grandes fases, foi notavelmente percebida e profetizada pelo Professor Almeida, e confirmada por todos os estudos posteriores.

Apresenta-se a seguir, uma síntese comentada dos prin-

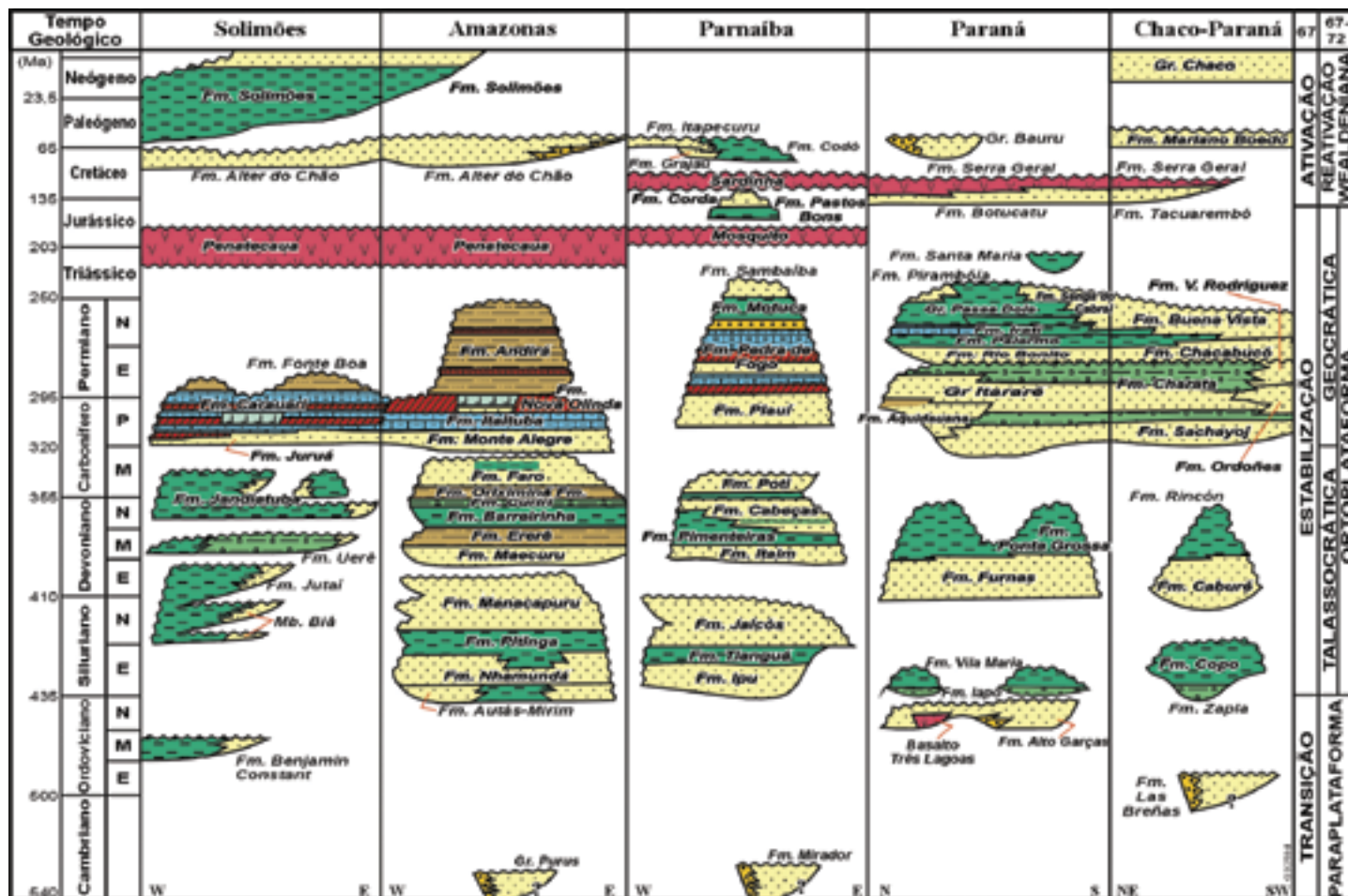


FIG. 2 - Cartas crono-estratigráficas das sinéclises paleozóicas da América do Sul adaptadas de Milani e Zalán (1999). Correlações inter-regionais entre superseqüências de mesmas idades são facilmente percebíveis. As etapas ou estágios de evolução da Plataforma Sul-Americana de Almeida (1967 e 1969/1972) estão indicadas nas colunas da extrema direita

- Chrono-stratigraphic charts of the Paleozoic intracratonic basins in South America adapted from Milani and Zalán (1999). The South American Platform phases or stages of evolution of Almeida (1967 and 1969/1972) are indicated in the columns at the far right

cipais fenômenos tectônicos, magmáticos e sedimentares observados/vaticinados pelo Professor Almeida e compilados/atualizados na Tabela 1. Ao final deste artigo, espera-se que o leitor tenha obtido uma boa idéia da evolução geológica grosseiramente tranqüila da parte brasileira da plataforma durante a maior parte do Paleozóico, em contraste notável com a Ativação Meso-Cenozóica. Esta última é hoje caracterizada por quebramento intenso de uma plataforma antes estável, sujeita adicionalmente a gigantescos derrames de lavas, a intrusões de soleiras espessas e múltiplas, ao aparecimento de vulcões continentais do tipo escudo, a soerguimentos violentos de amplas regiões da plataforma formando terras altas (cujos resquícios formam hoje as atuais cadeias de montanhas) e a deformações estruturais de naturezas insuspeitas há algumas décadas atrás em uma margem tradicionalmente dita como passiva.

As Sinéclises Paleozóicas e suas Controvertidas Subsídências

Almeida (1967; 1969) reconheceu fases de transgressões marinhas no Siluriano, no Devoniano e no Neo-Carbonífero, com suas conseqüentes regressões, em quase todas as bacias paleozóicas (Fig. 2). Almeida também reconheceu a extensa glaciação Neo-Carbonífera na Bacia do Paraná, os espessos depósitos de calcários e evaporitos de mesma idade na Bacia do Amazonas, intrusões de basaltos triássicos na Bacia do Amazonas e a cessação das grandes

fases de sedimentação dessas bacias através da implantação de condições desérticas e absoluta calma tectônica no Neo-Permiano/Triássico, em todas elas.

Soares *et al.* (1974; 1978) perseguiram a mesma linha de raciocínio do Professor Almeida, a de correlações inter-regionais de seqüências sedimentares transgressivas/regressivas e das discordâncias intervenientes, e, aplicando os conceitos lançados por Sloss (1963) no interior cratônico da América do Norte, reconheceram cinco principais seqüências cratônicas nas sinéclises paleozóicas brasileiras, separadas por discordâncias inter-regionais. Almeida *et al.* (2000) reviram este trabalho e apresentaram seis seqüências cratônicas: Alfa (Neoproterozóico III-Eo-Ordoviciano), Beta (Ordoviciano-Siluriano), Gama (Devoniano-Carbonífero Inferior), Delta (Carbonífero Superior-Triássico), sub-seqüência Delta A (Triássico-Jurássico), Epsilon (Neocomiano) e Zeta (Santoniano-Maastrichtiano). Os quatro primeiros pertenceriam à fase de ortoplataforma ou de estabilização, o penúltimo representaria sedimentação sob influência da Ativação Meso-Cenozóica, e o último seria uma fase de re-estabilização pós-ativação (Brito Neves, com. oral, 2004).

Milani & Zalán (1999) reviram a geologia e os sistemas petrolíferos das cinco grandes sinéclises paleozóicas da América do Sul e correlacionaram as superseqüências de uma bacia para a outra (Fig. 2). Neste artigo, o leitor terá uma visão sumarizada, mas completa, do estado da arte atual dos diversos ciclos de sedimentação de escala continental que afetaram a Plataforma Sul-Americana, do papel dos arcos regionais no

controle das transgressões marinhas, dos poucos eventos deformacionais que afetaram estas bacias cratônicas e dos sistemas petrolíferos existentes em cada bacia. Para o presente artigo, a Bacia do Paraná, por ser a melhor estudada em termos sedimentológicos, paleontológicos e estratigráficos, será usada para exemplificar a evolução geológica da plataforma durante a etapa de ortoplataforma ou de estabilização.

Usando-se, portanto, a Bacia do Paraná como modelo para os ciclos de sedimentação das bacias paleozóicas indicouse na Tabela 1 as superseqüências (ou unidades alostratigráficas de segunda ordem) de Milani & Ramos (1998). A bacia registra quase 400 milhões de anos de história geológica, incluindo-se aí três ciclos transgressivos-regressivos: superseqüências Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano) (evento 4), Paraná (Lockoviano-Frasniano) (evento 5) e Gondwana I (Westfaliano-Scythiano) (evento 6). A seguinte é constituída apenas por um pacote de sedimentos continentais, mas faz parte ainda da fase de ortoplataforma, do super-contidente estável (Gondwana): superseqüência Gondwana II (Anisiano-Noriano) (evento 7). Segundo estes autores, “estas superseqüências constituem o registro remanescente de sucessivas fases de acumulação sedimentar que se alternaram a épocas de erosão generalizada”.

Esta afirmação nos remete ao maior dos problemas ainda não solucionados em relação às sinéclises paleozóicas, a origem da subsidência inicial que localiza geograficamente as sinéclises e os mecanismos de subsidências adicionais que vão aprisionando as superseqüências posteriores, superpostos às vezes ao local da subsidência inicial, deslocadas outras vezes espacialmente desta. Em relação à origem inicial, este problema está muito bem discutido no artigo de Milani (2004, inédito, este volume) e parece se elucidar cada vez mais com a confirmação radiométrica da idade do Basalto Três Lagoas, ocorrente na base da superseqüência mais antiga da Bacia do Paraná (Milani, 2004, inédito, este volume) (evento 3). A ocorrência de um vulcanismo basáltico no fundo de outras bacias sedimentares brasileiras tem sido interpretada como um prenúncio de esforços distensionais, com falhamentos, condicionando uma calha tectônica precursora da bacia. Assim sendo, a hipótese de um início semelhante a de um rifte ativo ganha força como hipótese para o mecanismo inicial da subsidência das sinéclises paleozóicas da Plataforma Sul-Americana.

Com relação aos mecanismos de subsidência posteriores, a controvérsia é grande. Milani (2004, inédito, este volume) também apresenta uma discussão detalhada deste tema e a ele deve se referir o leitor mais interessado. Sumarizadamente, as discussões se centram nos seguintes pontos:

Zalán (1991) chegou à conclusão que em épocas de orogenias nas margens andinas da Placa do Gondwana o continente em compressão sofria soerguimento, os mares interiores das sinéclises paleozóicas escoavam para os oceanos provocando regressões e as bacias eram colmatadas por afluxos de areias. Com a cessação da sedimentação nas bacias sobreviriam discordâncias inter-regionais. Assine (1996), Milani (1997), Milani e Ramos (1998) assumiram posição exatamente oposta correlacionando as épocas com maiores taxas de subsidência no registro sedimentar da Bacia do Paraná aos picos das orogenias da margem sul-ocidental do Gondwana. Possivelmente, a enorme complexidade da trama tectônica do embasamento gondwânico, de bacia para bacia, conjugado com os complexos campos de esforços resultantes das colisões/colagens marginais e com as curvas (verdadeiramente) globais de variação dos níveis dos mares, impedirá que um modelo simplista ou universal responda por todas as seqüências sedimentares e discordâncias inter-regionais ocorrentes em bacias intracratônicas. Consideramos, portanto, a

questão em aberto e multifacetada, abrangendo, possivelmente, aspectos de ambos pontos de vista opostos.

Compilou-se na Tabela 1 os principais eventos orogênicos da margem sul-ocidental do Gondwana segundo Ramos *et al.* (1986) e Ramos (2003) com o intuito de se correlacionar seus períodos de atividade com os períodos de sedimentação na Bacia do Paraná, conforme sugerido por Milani (1997) e Milani & Ramos (1998). A Orogenia Oclóyica (Meso a Neo-Ordoviciano) (evento 8) resultou da colisão do terreno alóctone Precordilheira com o Gondwana. A Orogenia Precordilheirana (Emsiano-Givetiano) (evento 9) reflete a colisão inicial do terreno Chilena. A Orogenia Chanica (Eocarbonífero) (evento 10) resultou da colisão final do terreno Chilena. A Orogenia Sanrafaélica (Neopermiano) (evento 11) ou Gondwanides (mais ampla regionalmente) reflete a colagem do terreno Patagônia ao extremo sul do Gondwana.

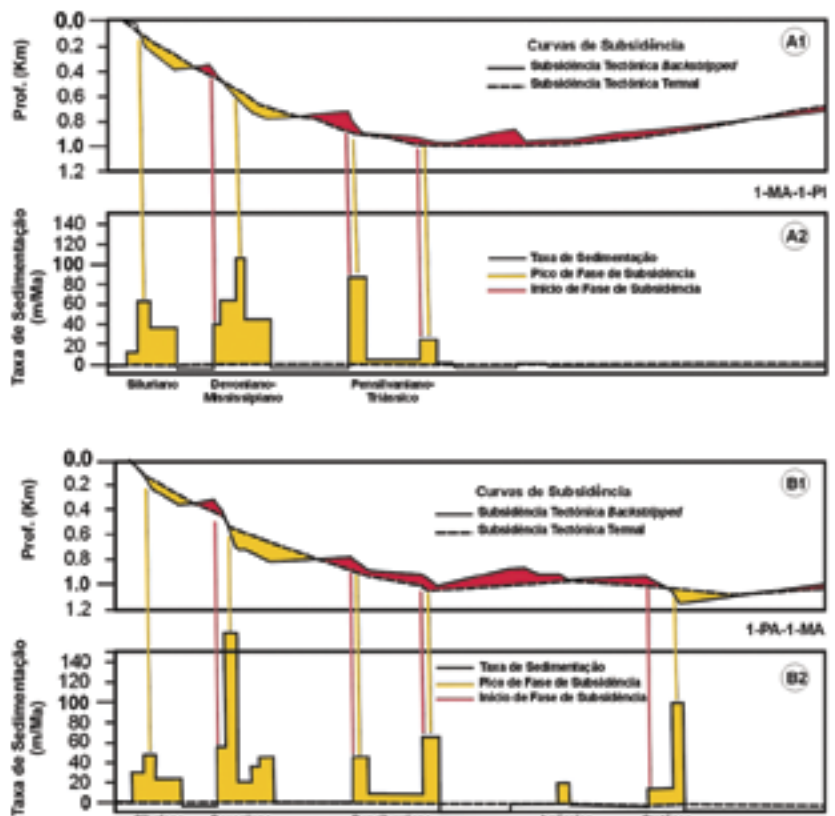
Também estão apresentadas as orogenias paleozóicas que afetaram a parte norte-americana atual da Laurásia, a qual colidiu gradualmente com o Gondwana para formar, ao final do Permiano, o super-contidente Pangea. Baseado em Leighton & Kolata (1990) listam-se a Orogenia Caledoniana (Wenlockiano ao final do Siluriano) (evento 12), reflexo da colisão das placas Baltica e Laurentia (formando a placa Laurásia), Acadiana e Antler (Neo-Devoniano a Eo-Mississippiano) (evento 13), Ouachita (Neo-Mississippiano a Pensilvaniano) (evento 14) e Allegheniana (final do Permiano) (evento 16). Segundo Ramos (2003), esta última afetou tanto os terrenos norte-americanos (margem apalachiana), africanos (Mauritanides), como os da América do Sul setentrional (Venezuela, Colômbia e Equador).

A Orogenia Variscana (evento 15) é um termo mais amplo tanto em tempo (Neo-Mississippiano a Permiano) como regionalmente, sendo usado como sinônimo da Orogenia Herciniana na Europa. Ela reflete o choque gradual entre a parte setentrional do Gondwana (principalmente a parte africana) e a Laurásia. Os eventos 13, 14 e 16 designam orogenias temporalmente específicas dentro da grande colisão Variscana/Herciniana. O termo Orogenia Herciniana, juntamente com sub-orogenias específicas (Eo-, Tardi- e Fini-Herciniana), têm sido freqüentemente usadas por autores na América do Sul (Dalmayrac *et al.*, 1985, Zalán, 1990; 1991, Oliveira *et al.*, 1995) em referência a eventos deformacionais paleozóicos da região andina. Entretanto, tal uso perde força com os estudos mais modernos e terminologias regionalmente mais apropriadas de Ramos (1986, 2003, vide acima). Em termos práticos, o continente Gondwana foi anexando terrenos durante as orogenias Caledoniana e Variscana/Herciniana, levando à formação do super-contidente Pangea entre 215-210 Ma (Brito Neves, com. oral, 2004)

Como uma pequena e nova contribuição adicional à discussão citada dois parágrafos acima apresentamos a Fig. 3, baseada em um trabalho inédito de Galushkin *et al.* (1996) sobre a Bacia do Parnaíba para a Petrobras. Segundo estes autores, a subsidência longeva da bacia pode ser explicada fundamentalmente por uma curva exponencial de subsidência termal única. O evento térmico responsável por tão longa curva é por ora desconhecido, entretanto, pode-se especular que ela representaria o esfriamento de um evento térmico de grande intensidade ocorrente na passagem Proterozóico/Paleozóico. Seria o resfriamento do Ciclo Brasileiro o responsável por tal subsidência tão duradoura?

A curva de subsidência tectônica real da Fig. 3, *backstripped*, apresenta desvios acima (soerguimento e erosão) e abaixo (afundamento e sedimentação) da curva motriz de subsidência termal. Quando comparadas com taxas de sedimentação constatamos que durante a deposição das duas primeiras seqüências sedimentares a bacia flexionou-se para baixo significativamente, com a curva *backstripped* bem abaixo da de subsidência termal. As idades das seqüências sedi-

Fig. 3 - Curvas de subsidência e taxas de sedimentação de dois poços (A = 1-MA-1-PI e B = 1-PA-1-MA) da Bacia do Parnaíba ao longo de sua evolução geológica. Nas figuras A1 e B1 ilustra-se uma curva de subsidência tectônica calculada fazendo-se o backstripping das seções sedimentares dos poços. À partir desta, com base em modelagem térmica, calculou-se uma curva de subsidência tectônica de natureza termal (pontilhada) que possivelmente reflete um mecanismo motriz único para a subsidência da bacia ao longo de cerca 450 m.y.. Os desvios para cima e para baixo da curva backstripped em relação à curva termal fundamental refletem períodos de soerguimento (área vermelha) e de subsidência acentuada (área amarela) da bacia, respectivamente. Os histogramas A2 e B2 refletem taxas de sedimentação das seqüências que preenchem a bacia. Notar que o início da sedimentação das seqüências se dá imediatamente após o auge dos soerguimentos (linha vertical vermelha) e que os picos máximos de taxas de sedimentação coincidem com a inflexão máxima da curva backstripped (linha vertical amarela) em segmentos que ligam desvios máximos e mínimos relativos desta curva em relação à curva de subsidência termal (adaptado de Galushkin *et al.*, 1996)



- Subsidence curves and sedimentation rates of two wells (A = 1-MA-1-PI and B = 1-PA-1-MA) in the Parnaíba Basin along its geologic evolution. Figures A1 and B1 show a tectonic subsidence curve obtained by backstripping of the sedimentary sections. From this curve, based in thermal modeling, a tectonic subsidence curve of thermal character was calculated (dotted), which possibly reflects a sole driving mechanism for the subsidence of the basin during 450 m.y.. The upward or downward deviations of the backstripped curve as compared to the fundamental thermal curve reflect uplift periods (red area) and intense subsidence (yellow area) of the basin. The A2 and B2 histograms reflect sedimentation rates of the sequences that fill the basin. Note that the beginning of the sequences sedimentation occurs immediately after the peak of the uplifts (vertical red line) and that the maximum peaks of deposition rates are coincident with the maximum inflexion of the backstripped curve (vertical yellow line) in segments that connect the relative maximum and minimum deviations of this curve, in relation to the thermal subsidence curve (adapted from Galushkin *et al.*, 1996)

mentares são de Góes & Feijó (1994). A subsidência siluriana coincide temporalmente com a Orogenia Caledoniana, enquanto que a subsidência eifeliana-mississipiana coincide apenas parcialmente com as Orogenias Acadiana/Antler. Já a fase de subsidência pensilvaniana-triássica apresenta dois picos, muito provavelmente relacionados às Orogenias Ouachita e Allegheniana, em meio à mais ampla Orogenia Variscana. Neste período, a curva *backstripped* aparece consistentemente acima da de subsidência termal, refletindo, talvez, o soerguimento regional da Plataforma Sul-Americana no norte do Brasil em resposta à compressão generalizada mais ao norte. Entretanto, mesmo assim, ocorreram deflexões locais (na sinéclise) capazes de aprisionar sedimentos. Arriscamos concluir que na Bacia do Parnaíba o processo de flambagem, ou seja, encurvamento (no caso, subsidência) por compressão, parece estar relacionado temporalmente às orogenias paleozóicas que ocorreram ao norte do Gondwana.

Em termos tectônicos, essa etapa de estabilização é significativamente tranqüila, com notável ausência de magmatismo de qualquer tipo e de eventos deformacionais pervasivos. As poucas deformações atribuíveis a este período, visíveis em linhas sísmicas afetando as camadas sedimentares das sinéclises paleozóicas, são de pequena intensidade e de natureza variada (distensional, compressional, transcorrente e mista) e parecem ocorrer concentradas acima de zonas de falhas antigas do embasamento. O mecanismo proposto para explicar reativações de antigas zonas de fraqueza no embasamento subjacente das bacias cratônicas, com trendes os mais variados possíveis, é o alívio de campos de tensões tênues atuando no interior da plataforma, resultantes de orogenias nas margens das placas; atuando segundo orientações distintas em tempos diferentes (Zalán *et al.*, 1990; Milani, 2004; inédito, este volume).

A Etapa de Ativação Meso-Cenozóica da Plataforma Sul-Americana

Todos os eventos de 17 a 53 (pós-220 Ma) são resultado direto do rompimento do super-continente Pangea, seguido pela ruptura do Gondwana e complementada pela separação continental entre a África e a América do Sul. A maioria dos eventos distensionais (geradores de grábens) parece ser precedida por importantes manifestações magmáticas de origem mantélica (basaltos toleíticos ou ankaramitos), sejam como lavas trapeadas posteriormente dentro da própria calha tectônica, sejam como diques ou lavas no embasamento circunvizinho. Posteriormente, após a cessação das fortes tensões distensionais, as bacias sedimentares brasileiras sofreram, variadamente, episódios renovados de magmatismo, tanto toleíticos como outros com forte influência crustal (magmas alcalinos, basáltico-alcalinos e graníticos), episódios de soerguimento e erosão (com desenvolvimento de superfícies de neoplanização), episódios de retomada de subsidência flexural com sedimentação continental associada nas sinéclises paleozóicas e episódios de deformação estrutural de intensidade e natureza variadas.

Apresenta-se a seguir a identificação destes eventos, agrupados qualitativamente, segundo suas naturezas. Não será apresentada, neste capítulo, uma concatenação temporal dos mesmos. No capítulo seguinte, Síntese da Evolução Fanerozóica, será apresentada uma tentativa de se estabelecer uma evolução geológica causal/temporal entre os diversos eventos apresentados neste artigo.

Magmatismo Básico Terrestre

A ruptura do Pangea se inicia com eventos distensionais que atuam durante o Neo-Triássico ao Eo-Jurássico (230-

175 Ma), afetando grande parte da Laurásia e mais notadamente, de nosso interesse, a região que hoje constitui a costa leste dos Estados Unidos e o Golfo do México. Uma série de aulacógenos e riftes desta idade romperam essa área, estes últimos evoluindo para uma completa separação da margem norte do Gondwana. Essa parte é comumente denominada de parte central do Atlântico Norte, ou Atlântico Central. A inserção de crosta oceânica nessa região, a mais velha de todo o Oceano Atlântico, data do Eo-Jurássico tardio, há cerca de 180 Ma (Leighton & Kolata, 1990, pg. 757, Fig. 35-21). É muito importante distinguir-se o Atlântico Central da parte mais ao norte do Atlântico Norte, que assistiu à separação continental entre o Canadá/Groenlândia e a Província Ibérica/Grã-Bretanha/Escandinávia muito tempo depois, do Hauteriviano (123 Ma) em diante.

É exatamente nesta época que as primeiras manifestações magmáticas básicas começam a aparecer profusamente na Plataforma Sul-Americana, exatamente na sua parte mais setentrional, próxima da área de influência da distensão que afetava o Golfo do México. Lavas basálticas com idades de 220 Ma (evento 17) ocorrem intercaladas em seqüência sedimentar na Bacia do Acre, depositada sob a influência de esforços distensionais (Oliveira *et al.*, 1995). As gigantescas soleiras de diabásio da Bacia do Solimões e os numerosos diques e soleiras de diabásio da Bacia do Amazonas (evento 18) tiveram suas idades recentemente confirmadas por datação Ar/Ar, de amostras oriundas de poços de petróleo, no intervalo 210-201 Ma, com idade mais provável de 206 Ma (Peter Szatmari & Joaquim R.W. Filho, com. oral, 2004). Esta é também, por correlação, a idade mais provável do magmatismo Penatecaua (aflorante nas bordas da Bacia do Amazonas) e do magmatismo Mosquito da Bacia do Parnaíba. Resultados recentes do projeto PROEMB/UFPA, patrocinado pela Petrobras, indicaram idades entre 210-191 Ma (Ar/Ar), com idade mais provável de 200 Ma (Reis, com. oral, 2004), para todos os diques de diabásio espalhados pelo Escudo das Guianas (evento 19) (Cassiporé no Amapá, Taiano em Roraima e na Guiana, Apatoe no Suriname, e diques na Guiana Francesa). Por correlação esta seria também a idade de seus equivalentes extrusivos ocorrentes no interior das Bacias de Tacutu (lavas Apoteri) e Cassiporé (lavas Calçoene).

As próximas manifestações de magmatismo basáltico toleítico terrestre ocorreriam como um prenúncio da ruptura do Pangea. Na Bacia do Paraná, o mais voluminoso derramamento de lavas basálticas em terra conhecidas no planeta, a Formação Serra Geral (evento 21), ocorreu durante o intervalo 137-127 Ma (Ar/Ar), com idade mais provável de 132 Ma (Szatmari, com. oral, 2003). Esta seria também a idade das lavas Sardinha da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994), e por correlação, das lavas Tapirapuã e Anari na parte sudoeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 2000). Entre as duas sinéclises paleozóicas, na Província do Borborema, houve o magmatismo Rio Ceará-Mirim (evento 24), entre 150-120 Ma (Ar/Ar), com picos em 145 Ma e 130 Ma (Oliveira, 1988), antecipando a implantação do aulacógeno da Bacia Potiguar. Não há notícias de magmatismo basáltico toleítico terrestre na Plataforma Sul-Americana após estes eventos.

Eventos Distensionais

Como regra geral, eventos distensionais intensos, promotores de grandes rachamentos na crosta, seguiram-se aos eventos de magmatismo básico terrestre. Associados à abertura do Atlântico Central, os riftes de Tacutu e Cassiporé (evento 20) implantaram-se logo após o evento 19. O gráben de Tacutu é preenchido por sedimentos neo-jurássicos, que ocorrem acima das espessas lavas Apoteri, e neocomianos a aptianos (Eiras *et al.*, 1994). A camada da halita ocorrente em

meio aos sedimentos neo-jurássicos da Formação Pirara pode ser correlacionada com o sal calloviano (160-154 Ma) do Golfo do México (*Louann salt*). O rifte de Cassiporé, na plataforma continental do Amapá, é preenchida em sua base por *red beds* intercalados com basaltos toleíticos datados de 222-186 Ma (K/Ar) (Brandão & Feijó, 1994). Tal idade neotriássica/eo-jurássica coincide perfeitamente com as idades do rifteamento no Golfo do México e com a faixa de idades Ar/Ar citada para o magmatismo básico nos eventos 17 a 19. O preenchimento sedimentar restante do rifte é de idade eo- a meso-albiana, sedimentos estes já correlacionáveis com o rifteamento da margem atlântica equatorial (vide adiante).

Aventamos aqui a hipótese de a Bacia do Marajó conter em sua parte mais profunda, ainda não atingida por poços de petróleo, sedimentos neo-jurássicos à semelhança de Cassiporé e Tacutu. Assim sendo, não só o magmatismo básico mas também o quebramento precursor do Oceano Atlântico Central teria se propagado pela parte central do Pangea para dentro da Plataforma Sul-Americana. Os riftes do Tacutu, Cassiporé e Marajó representariam as ramificações terminais do sistema de riftes do Golfo do México em direção ao sul (Fig.4), abortadas no neo-jurássico, preenchidas parcialmente durante o Neocomiano e novamente retomadas como sítios de rifteamento e deposição durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (vide adiante).

Relacionados com a abertura do Atlântico Sul tivemos primeiramente o rifteamento neo-jurássico/eo-cretácico formador das Bacias do Recôncavo/Tucano/Jatobá, Bahia Sul, Sergipe/Alagoas e Potiguar (evento 25), este último logo após o evento 24 e sem os sedimentos jurássicos (Araripe & Feijó, 1994). Muito embora as camadas mais basais do Recôncavo/Tucano, (Grupo Brotas e Formações Itaparica e Água Grande, pertencentes aos andares locais Dom João e base do Rio da Serra, respectivamente) sejam tradicionalmente consideradas como de fase pré-rifte (Caixeta *et al.*, 1994), consideramo-las, neste trabalho, como pertencentes a uma fase realmente rifte, inicial e de caráter plástico (Fig. 5). Neste caso, a subsidência se processou de maneira quase flexural por afinamento dúctil da crosta, inicial e com baixas taxas de estiramento (segundo o modelo de ciclos de rifteamento com fases dúctil e rúptil de Conceição *et al.*, 1988), em franca oposição à fase posterior mais rúptil e cheia de falhamentos do período Berriasiano-Aptiano (andares locais Rio da Serra-Jiquiá) (Fig. 6 e 7).

Mais ao sul, na região que engloba as bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, o magmatismo precursor da ruptura do Pangea, de caráter basáltico toleítico, ocorreu à época totalmente em ambiente terrestre, entretanto, no presente, encontra-se parcialmente sob a margem continental (evento 22). Os basaltos da Formação Cabiúnas formam o assoalho da Bacia de Campos e possuem idades K/Ar entre 134-122 Ma (Mizusaki *et al.*, 1989; in Rangel *et al.*, 1994). Provavelmente, ocorrem também subjacentes à Bacia de Santos (Formação Camboriú, Pereira & Feijó, 1994). O enxame de diques de direção NE-SW ocorrentes no embasamento litorâneo dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo (idades K/Ar de 134 Ma e 129 Ma, Ferrari e Riccomini, 2001), e especialmente os concentrados na região de Cabo Frio (idades K/Ar de 127-120 Ma, Guedes *et al.*, 2002), possuem quimismo e idades semelhantes sendo correlacionados às lavas das bacias adjacentes. O evento 21, lavas da Fm. Serra Geral, basáltico toleítico, com idades de 137-127 Ma, também é considerado precursor do rachamento do Pangea meridional. A distensão continental que gerou os riftes subjacentes à margem continental do Sudeste Brasileiro (evento 26) processou-se do Valanginiano ao Aptiano (andares locais Aratu a Jiquiá) (Rangel *et al.*, 1994), logo após os eventos 21 e 22.

Na margem atlântica equatorial o rifteamento foi signifi-

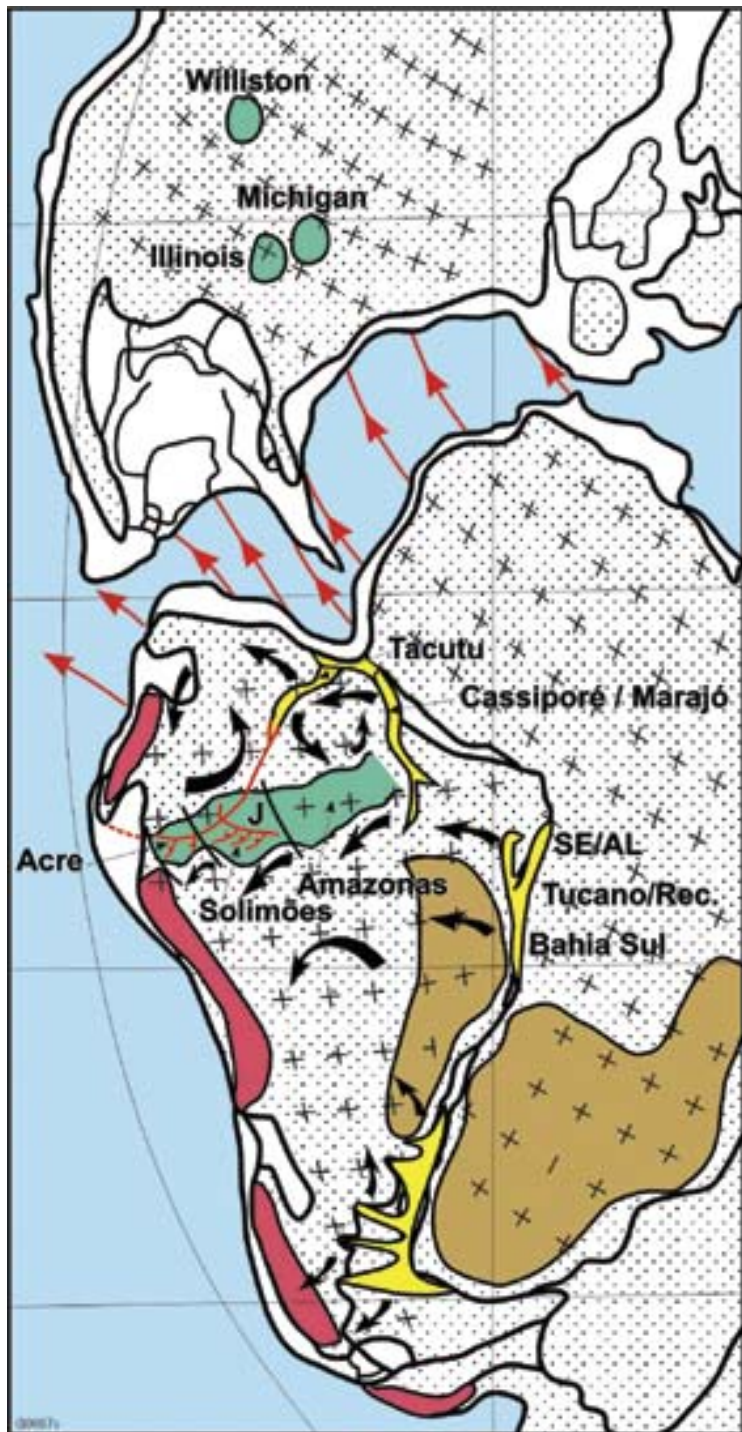


Fig. 4 - Cenário geotectônico sugerido para o Neo-Jurássico (circa 140 Ma). A abertura do Atlântico Central implicou na ruptura entre a Laurásia e a parte setentrional do Gondwana (África e América do Sul). Tal rompimento provavelmente segmentou o Escudo das Guianas em dois mega-blocos, ao longo das suturas que originaram os riftes do Tacutu e Cassiporé/Marajó (áreas amarelas). Orogenia Juruá - A direção destes riftes sugere esforços causados por rotações anti-horárias destes dois blocos, cujas fricções com o Escudo do Brasil Central, por baixo das bacias paleozóicas (áreas verdes), teriam causado transpressão dextral (J) dentro das Bacias do Acre e Solimões (intensa) e do Amazonas (fraca)

- Geotectonic scenario for the Late-Jurassic (ca.140 M.y.). The opening of the Central Atlantic is related to the rupture between Laurasia and the northern part of the Gondwana (Africa and South America). Such rupturing probably segmented the Guyana Shield in two mega-blocks along the sutures that gave origin to the Tacutu and Cassiporé/Marajó rifts (yellow areas). Juruá Orogeny: the orientation of these rifts suggest stresses originated by counter-clockwise rotation of these two blocks, whose friction with the Central Brazilian Shield underneath the Paleozoic Basins (green areas), could have caused dextral transpression (J) inside the Acre and Solimões (intense) and Amazon (weak) basins

ficativamente mais tardio do que na margem leste e de natureza distinta, transtensional em vez de distensão ortogonal (evento 27). Os extensos riftes que se estendem desde a Bacia Potiguar offshore, passando pelas Bacias do Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão, São Luiz, Bragança-Vizeu, Marajó (maior parte) e Foz do Amazonas são preenchidos por sedimentos não mais velhos que o Aptiano (andar local Alagoas) e eo- a meso-albianos. A discordância pós-rifte na margem equatorial tem sido assinalada ao Meso-Albiano, em torno de 98 Ma. Esta idade se coaduna bem com a idade de inepção de crosta oceânica ao longo da Zona de Fratura Romanche, estimada em cerca de 100 Ma por Attoh *et al.*, (2004, pg. 12-13, sua Fig.13).

A Distensão Terciária e os Riftes do Sudeste Brasileiro

Somente no início do Terciário a crosta continental da Plataforma Sul-Americana voltou a sofrer processos distensionais, com geração de novas calhas tectônicas: Curitiba, Cananéia/Iguape, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Guanabara (Fig.8), Itaboraí e Barra de São João (evento 40), e várias outras menos conhecidas. Este conjunto tem sido denominado de Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. A distensão iniciou-se durante o Neo-Paleoceno, de acordo com a idade dos fósseis mais antigos da Bacia de Itaboraí (Ferrari, 1990; Almeida & Carneiro, 1988), e o Eo-Eoceno, de acordo com a idade K/Ar de 50 Ma de uma brecha tectônica silicificada no Gráben da Guanabara (Ferrari & Riccomini, 2003). Efução de lavas ankaramíticas, com idades entre 42 Ma e 53 Ma (evento 38), acompanharam e cortaram a sedimentação nas Bacias de Volta Redonda e Itaboraí, respectivamente (Ferrari, 1990; Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992). O tectonismo deve ter continuado durante o Eoceno e o Oligoceno, concomitantemente com um importante soerguimento crustal detectado através de traços de fissão de apatitas por Hackspacher *et al.* (2003) no Sudeste Brasileiro (evento 39). O início deste evento pode ser grosseiramente datado como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.*, 2003), coincidindo com as indicações tectônicas apontadas acima. Segundo Hackspacher *et al.* (2003), do final do Oligoceno até cerca de 10 Ma (Neo-Mioceno) o soerguimento continuou, mas de maneira atenuada; conclui-se, portanto, que as tensões distensionais devem ter se suavizado igualmente durante este período.

Este evento distensional atuou sobre um grande planalto soerguido no Sudeste Brasileiro no Neo-Cretáceo (evento 34, vide adiante), quebrando-o e segmentando-o em montanhas (Serras da Mantiqueira e do Mar, Maciço Carioca), separadas entre si por pequenos grábens continentais. Estas depressões tectônicas são preenchidas por sedimentos mormente eocênico-miocênicos (evento 41) (Melo *et al.*, 1985; Almeida & Carneiro, 1998), que não chegam a alcançar 1000 m de espessura nem na Bacia de Taubaté, a maior delas. Suas fácies sedimentares são típicas de bacias intermontanas (predominância de fanglomerados e ambiente fluviais, raros lagos), refletindo alta energia oriunda da criação constante de relevos pela movimentação vertical diferencial das montanhas circundantes.

Hackspacher *et al.* (2003) apontam para um soerguimento acentuado a partir de 10 Ma até o Plioceno relacionado a reativações tectônicas. Sugere-se aqui que tal movimento possa ter sido o gerador do Gráben do Rio Santana, calha tectônica extremamente jovem desenvolvida imediatamente ao norte do Gráben da Guanabara (Fig. 8).

Magmatismo Básico Marítimo

O magmatismo basáltico toleítico do evento 22 foi discutido no item acima, como precursor da implantação dos riftes subjacentes às bacias da margem continental sudeste brasileira.



Fig. 5 - Falha normal lístrica com anticlinal de compensação associado em sedimentos neo-jurássicos da Bacia do Recôncavo (Grupo Brotas). Este falhamento (evento 25) ocorre em um estágio de estiramento inicial predominantemente dúctil, acompanhado de subsidência flexural, característico das porções mais basais dos grábens de Recôncavo/Tucano/Sergipe-Alagoas. Foram exatamente os sedimentos correlativos destes, com sinais similares de tectonismo, que levaram o Prof. Almeida a detectar a fase de ativação da Plataforma Sul-Americana

- Listric normal fault with associated rollover anticline in Late-Jurassic sediments of the Recôncavo Basin (Brotas Group). This faulting (event 25) occurred in a phase of initial stretching, predominantly ductile, accompanied by flexural subsidence, characteristic of the basal portions of the Recôncavo/Tucano/Sergipe-Alagoas grabens. The sediments correlative to these ones, with similar signs of tectonism, were precisely those that led Prof. Almeida to detect the activation phase of the South American Platform

Estas mesmas bacias foram afetadas por novo magmatismo basáltico toleítico durante a fase de deriva continental. Na parte norte da Bacia de Santos, soleiras de diabásio intrudem as seções santoniana e campaniana e cones vulcânicos são visíveis em seções sísmicas (Gonçalves Rodrigues, com. oral, 2003) (evento 32). Uma amostra de diabásio foi datada por Ar/Ar em 82 Ma (Szatmari, com. oral, 2003). Na parte sul da Bacia de Campos, principalmente na região do Arco de Cabo Frio, próximo à fronteira com a Bacia de Santos, o evento 36 representa soleiras, lavas basálticas e cones vulcânicos abundantes nas seções sísmicas e em poços de petróleo, associadas a seções maastrichtianas a eocênicas (Mohriak, 2004, este volume). Segundo Oreiro *et al.* (2003) o clímax deste evento ocorreu no início do Meso-Eoceno. Ambos eventos 32 e 36, quando extrusivos, ocorreram sob condições submarinas e, mais raramente, sub-aéreas.

O maior evento de magmatismo marítimo conhecido na margem continental da Plataforma Sul-Americana são os derrames paleocênicos/eocênicos de basaltos toleíticos que formaram os Bancos de Abrolhos, Royal Charlotte e outros menores, nos litorais do Espírito Santo e Bahia (evento 37). Suas idades foram determinadas por Ar/Ar como sendo de 61-42 Ma (Szatmari, com. oral, 2003).

Magmatismo Alcalino e Granítico

A Plataforma Sul-Americana foi abundantemente afetada por magmatismo alcalino durante a Etapa de Ativação. Na sua parte nordeste, o evento 30 representa um caso único,

no Brasil, de magmatismo ácido-alcalino com granitos alcalinos (Cabo de Santo Agostinho) e riolitos, traquitos, basaltos, tufo (vulcanismo Ipojuca) (Almeida *et al.*, 2000); que afetou o litoral sul de Pernambuco entre 114-90 Ma (Morais Neto *et al.*, 2004, no prelo), predominantemente durante o Albiano. Ainda na Província do Borborema, o vulcanismo Cuó de natureza alcalina (evento 31) afetou uma área muito reduzida nas imediações da Bacia Potiguar entre 95-85 Ma (idade mais provável de 90 Ma) (Morais Neto *et al.*, 2004, no prelo). Na parte norte da plataforma, o sienito Catrimani, em Roraima, é citado por Almeida *et al.* (2000) como tendo cerca de 100 Ma, idade igualmente aventada por estes autores para a província ultramáfica alcalina/quimberlítica de Seis Lagos, Amazonas.

Na região centro-sul da Plataforma Sul-Americana, o magmatismo alcalino ocorreu grosseiramente em torno da Bacia do Paraná, entre o Neo-Triássico(?)/Eo-Jurássico (Almeida *et al.*, 2000) e o Eoceno, na maioria das vezes no embasamento adjacente, menos comumente em seu interior, nas suas porções marginais. Inúmeros e volumosos plutões encontram-se expostos pela erosão. Edifícios vulcânicos estavam comumente associados como se pode deduzir da sedimentação contemporânea vizinha; a maioria já erodida. O evento 33 indica os batólitos alcalinos ocorrentes no Sudeste Brasileiro (Fig. 8), em um trende aproximadamente paralelo à costa, de Poços de Caldas no interior de Minas Gerais, ao Morro de São João na borda terrestre da Bacia de Campos. A maioria destas ocorrências foi datada recentemente através de Ar/Ar por



Fig. 6 - Falhas planares não-rotacionais conjugadas em rochas sedimentares da Bacia do Tucano. Esta deformação reflete o evento 25, em fase predominantemente rúptil do rifteamento

- Conjugate planar non-rotational faults affecting sedimentary rocks of the Tucano Basin. This deformation reflects the event 25, in a predominantly disruptive phase of the rifting

Szatmari *et al.* (2002), fornecendo uma variação decrescente de 75 Ma a 52 Ma, da intrusão de Passa Quatro até às vulcânicas de Cabo Frio, respectivamente. As idades K/Ar disponíveis para Poços de Caldas indicam uma variação ampla de 87-53 Ma (Franco *et al.*, 2003), confirmando a tendência de envelhecimento do trende de intrusões alcalinas em direção ao interior do con-

tinente. O evento 38, efusão de lavas ankaramíticas (53-42 Ma), foi apresentado no item anterior.

O magmatismo mais recente em toda a Plataforma Sul-Americana, vulcanismo Macau (evento 47), ocorreu no norte da Província do Borborema e na parte *offshore* da Bacia Potiguar (Formação Macau), sob a forma de basaltos alcalinos, durante o intervalo de 45-15 Ma (Morais Neto *et al.*, 2004, no prelo; Morais Neto *et al.*, 2000). Basaltos alcalinos com 22 Ma são também registrados no Estado da Paraíba (Campos Novos, Cubati e Boa Vista) (Brito Neves, com. oral, 2004).

Soerguimentos com Superfícies de Erosão

Outro fenômeno notável sofrido pela Plataforma Sul-Americana durante a Ativação Meso-Cenozóica foram os soerguimentos significativos de natureza epirogenética sofridos por grandes áreas do embasamento adjacente às bacias marginais, mormente na fase de deriva continental. No nordeste, na Província do Borborema, são reportados soerguimentos entre 100-90 Ma (evento 29) (Albiano a Turoniano, Morais Neto *et al.*, 2004, no prelo) e 22-9 Ma (evento 48) (Mioceno; Morais Neto, com. oral, 2004). O primeiro seria devido a fenômenos de *underplating* magmático na base da crosta. O segundo refletiria uma fraca reativação tectônica, fenômeno semelhante em natureza, intensidade e idade com o reportado no Sudeste Brasileiro (vide sub-item Distensão Terciária do item Eventos Distensionais).

No Sudeste Brasileiro, imediatamente após a fase rifte (130-110 Ma, evento 26), houve um pulso de soerguimento inicial de algumas regiões (atual Serra da Mantiqueira) da borda ocidental do extenso sistema de grábens das Bacias de Santos,



Fig. 7 - Falha planar não-rotacional cortando turbiditos lacustres neocomianos da Bacia do Recôncavo. Esta deformação reflete o evento 25, em fase predominantemente rúptil do rifteamento

- Planar non-rotational fault cutting neocomian lacustrine turbidites in the Recôncavo Basin. This deformation reflects the event 25, in a predominantly disruptive phase of the rifting

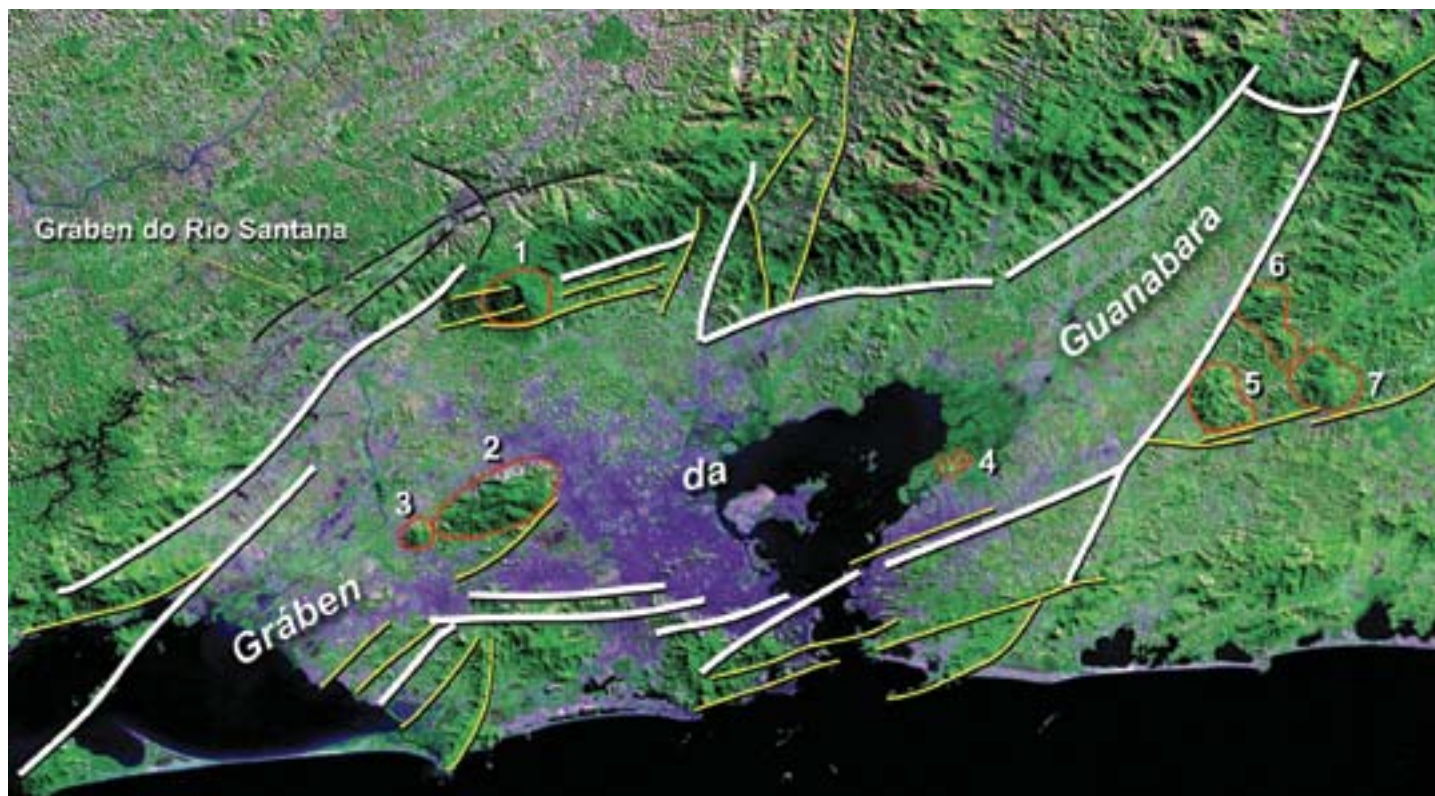


Fig. 8 - Imagem de satélite da NASA sobre o Gráben da Guanabara. Interpretação estrutural mostra os principais falhamentos de borda do gráben (traços grossos brancos) e outros menores associados (traços amarelos) (evento 40). Intrusões alcalinas do evento 33 encontram-se delineadas em vermelho: 1- Tinguá, 2- Mendanha, 3- Marapicu, 4- Itaúna, 5- Tanguá, 6- Soarinho, 7- Rio Bonito. O Gráben do Rio Santana representa um episódio tardio (Neo-Mioceno - Presente) do evento 40

- NASA satellite image of the Guanabara Graben. Structural interpretation shows the main faults of the edge of the graben (white bold lines) and other minor associated faults (yellow dashes) (event 40). Alkaline intrusions of event 33 are marked in red: 1- Tinguá, 2- Mendanha, 3- Marapicu, 4- Itaúna, 5- Tanguá, 6- Soarinho, 7- Rio Bonito. The Rio Santana Graben is related to a late episode (neo-Miocene to Present) of event 40

Campos e Espírito Santo (evento 28) (Tello Saenz *et al.*, 2003). Posteriormente, toda a Região Sudeste, englobando as Serras da Mantiqueira e do Mar atuais, do Paraná ao Espírito Santo, sofreu um levantamento coeso e de grande intensidade (evento 34), entre 85-65 Ma (baseado em várias evidências). A superfície de aplainamento que erodiu este gigantesco planalto, superfície Japi, nivelou ao final do Cretáceo o topo deste em torno de 1200-1300m (vide Fig. 9), com exceções de 2200 m e 2300-2800 m (vide Fig. 10) em alguns pontos mais resistentes à erosão (Almeida & Carneiro, 1998).

Este planalto cretácico pode ser chamado de proto-Serra do Mar ou Serra do Mar Cretácea. No final do Paleoceno, e por todo o Eoceno-Oligoceno, ele foi quebrado por falhamentos verticais de grande porte (Fig. 9 e 10), individualizando blocos que tiveram movimentações verticais diferenciadas, ascensionais e descensionais (evento 39, já introduzido no sub-item Distensão Terciária do item Eventos Distensionais).

Fases de Subsidência Terrestre

As fases de subsidência paleozóicas (eventos 4 a 6) já foram tratadas no capítulo das Sinéclises Paleozóicas. A Plataforma Sul-Americana só voltou a receber e aprisionar sedimentações significativas, e de natureza essencialmente continental, em duas épocas:

Durante o Triássico, em plena calma tectônica da fase geocrática final da ortoplataforma, ambientes desérticos se instalaram por todo o super-continentes Pangea. Na Bacia do Paraná ocorrem, de acordo como Milani & Ramos (1998), as superseqüências Gondwana II (anisiano-noriano) (evento 7) e Gondwana III (evento 23), esta portadora dos arenitos do paleodeserto do Botucatu, que embora de idade neo-jurássica

a eo-cretácica é o mais expressivo representante destas amplas condições desérticas. Na Bacia do Parnaíba, a Formação Sambaíba representa tal ambiente desértico. Segundo o Professor Benjamim Bley Brito Neves (com. oral, 2004) esta fase final de ortoplataforma representa o máximo da geocracia, a consolidação do Pangea.

Durante o Neo-Cretáceo, mais especificamente entre o Aptiano e o Maastrichtiano, houve a deposição de extensos pacotes de sedimentos continentais (evento 35) no interior de sinéclises paleozóicas, tais como a superseqüência Bauru na



Fig. 9 - Vista da Superfície Japi (evento 34) nivelada entre 1200-1300 m, encimando a Serra do Couto (nome local da Serra do Mar), na borda norte do Gráben da Guanabara (região deprimida e parcialmente inundada)

- Regional view of the Japi erosional surface (event 34) levelled at around 1200-1300m, topping the Serra do Couto range (local name of the Serra do Mar), northern border of the Guanabara Graben (depressed and partially flooded area)



Fig. 10 - Vista da Superfície Japi (evento 34) nivelada entre 2000-2200 m, encimando a Serra dos Órgãos (nome local da Serra do Mar), na borda norte do Gráben da Guanabara. Notar a grande escarpa recessiva de falha e diversos falhamentos transversais de pequeno porte compartimentando e deslocando o planalto, todos representativos do evento 39

- Regional view of the Japi erosional surface (event 34) levelled at around 2000-2200 m, topping the Serra dos Órgãos range, northern border of the Guanabara Graben. Notice the large fault recessive escarpment and several small transversal faults breasing and displacing the plateau, all representing the event 39

Bacia do Paraná (Milani & Ramos, 1998), Formação Itapecuru na Bacia do Parnaíba e Formação Alter do Chão nas Bacias do Solimões e Amazonas (Fig. 2). Igualmente, no interior das sinéclises proterozóica/paleozóica do Parecis (Formação Parecis) e proterozóica/mesozóica do São Francisco (Formações Areado e Urucuiá) (vide Fig.1), depositaram-se pacotes arenosos similares. Esta retomada de subsidência flexural nas sinéclises parece estar associada em tempo, e talvez causalmente, com as diversas fases de deformação da Orogenia Pré-Andina (evento 42, vide Tabela 1).

A transgressão marinha do Serravaliano (15-11 Ma, Mioceno) (evento 49) foi a única pós-permiana a deixar depósitos marinhos na Plataforma Sul-Americana, representados pelas Formações Sabiá da Bacia do Recôncavo (Magnavita, com. oral, 2004) e Pirabas na Bacia do Pará-Maranhão; bem como calcários marinhos na Bacia de Pernambuco-Paraíba.

Bacias Terciárias Terrestres

A formação, evolução e preenchimento sedimentar dos grábens continentais terciários do Sudeste Brasileiro, que constituem o evento 41, já foram apresentadas no sub-item Distensão Terciária do item Eventos Distensionais.

Orogenias Sul-Americanas e Norte-Americanas pós-Paleozóicas.

A margem ocidental do Gondwana de início, e depois do Pangea, constituiu-se em uma margem ativa desde o

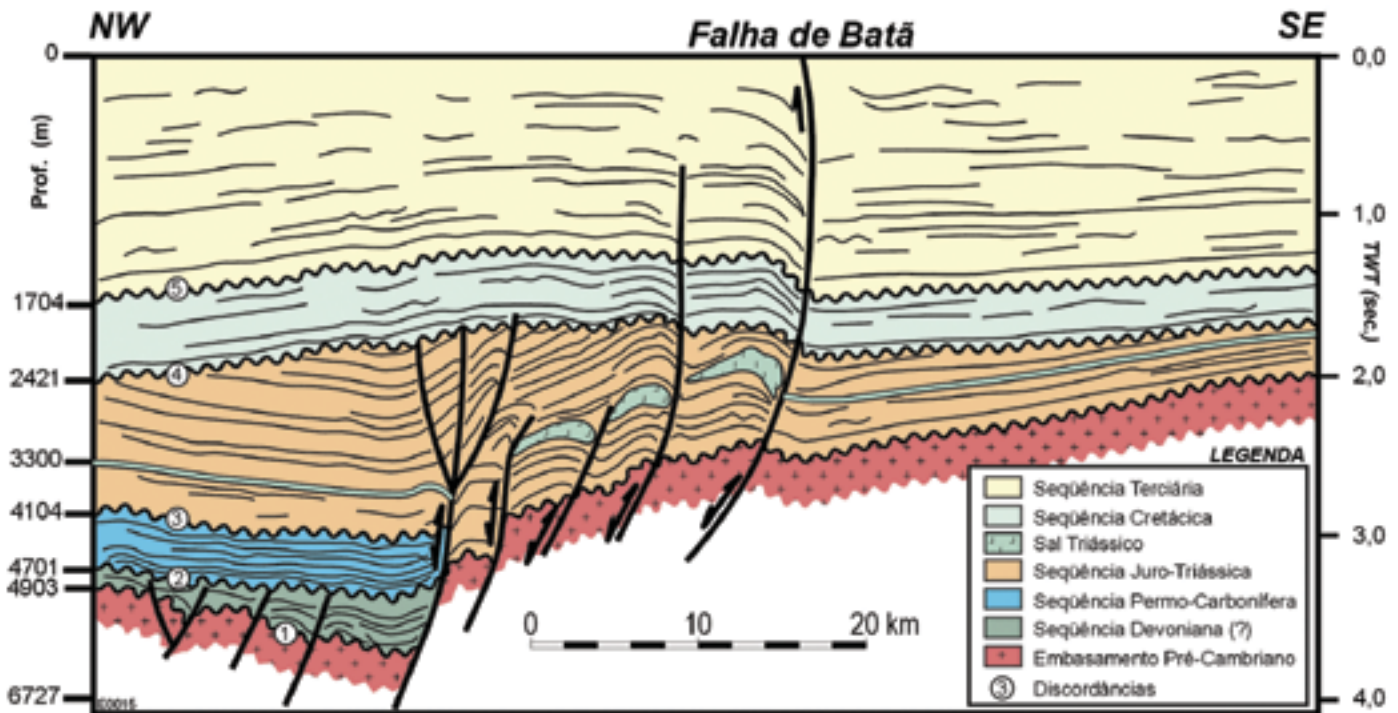


Fig. 11 - Interpretação geológica da linha sísmica 31-RL-183, em tempo duplo (escala vertical à direita), da Bacia do Acre. Escala vertical à esquerda em profundidade é aproximada, não-linear (dependente da velocidade intervalar das seqüências sedimentares), e válida somente para a extremidade noroeste da linha. Discordâncias: (1) - topo do embasamento cristalino, (2) fase eo-Herciniana da Orogenia Herciniana na América do Sul (seg. Dalmayrac *et al.*, 1980, in Oliveira *et al.*, 1995), (3) fase neo-Herciniana da Orogenia Herciniana na América do Sul (seg. Dalmayrac *et al.*, 1980, in Oliveira *et al.*, 1995), (4) Discordância pós-Orogenia Juruá, (5) topo do Cretáceo. O dobramento harmônico das discordâncias (4) e (5) juntamente com os estratos cretácicos e terciários, bem como a reativação da Falha de Batã até a superfície, refletem a tectônica compressional relacionada à fase Quechua da Orogênese Andina (Mioceno/Plioceno) (Oliveira *et al.*, 1995)

- Geological sketch of the seismic section 31-RL-183, in double time (vertical scale at right), from the Acre Basin. The vertical depth scale on the left is approximate, non-linear (it is dependent on the intervalar velocities of the sedimentary sequences) and is valid only for the northwest extremity of the line. Unconformities: (1) top of the crystalline basement, (2) Eo-Hercinian phase of the Hercinian Orogeny in South America (after Dalmayrac *et al.*, 1980, in Oliveira *et al.*, 1995), (3) neo-Hercinian phase of the Hercinian Orogeny in South America (after Dalmayrac *et al.*, 1980, in Oliveira *et al.*, 1995), (4) post Juruá Orogeny unconformity, (5) top of the Cretaceous. The harmonic folding of the unconformities (4) and (5) together with the cretaceous and tertiary strata, as well as the reactivation of the Batã Fault to the surface, reflect compressional tectonics related to the Quechua Phase of the Andean Orogeny (Miocene/Pliocene) (Oliveira *et al.*, 1995)

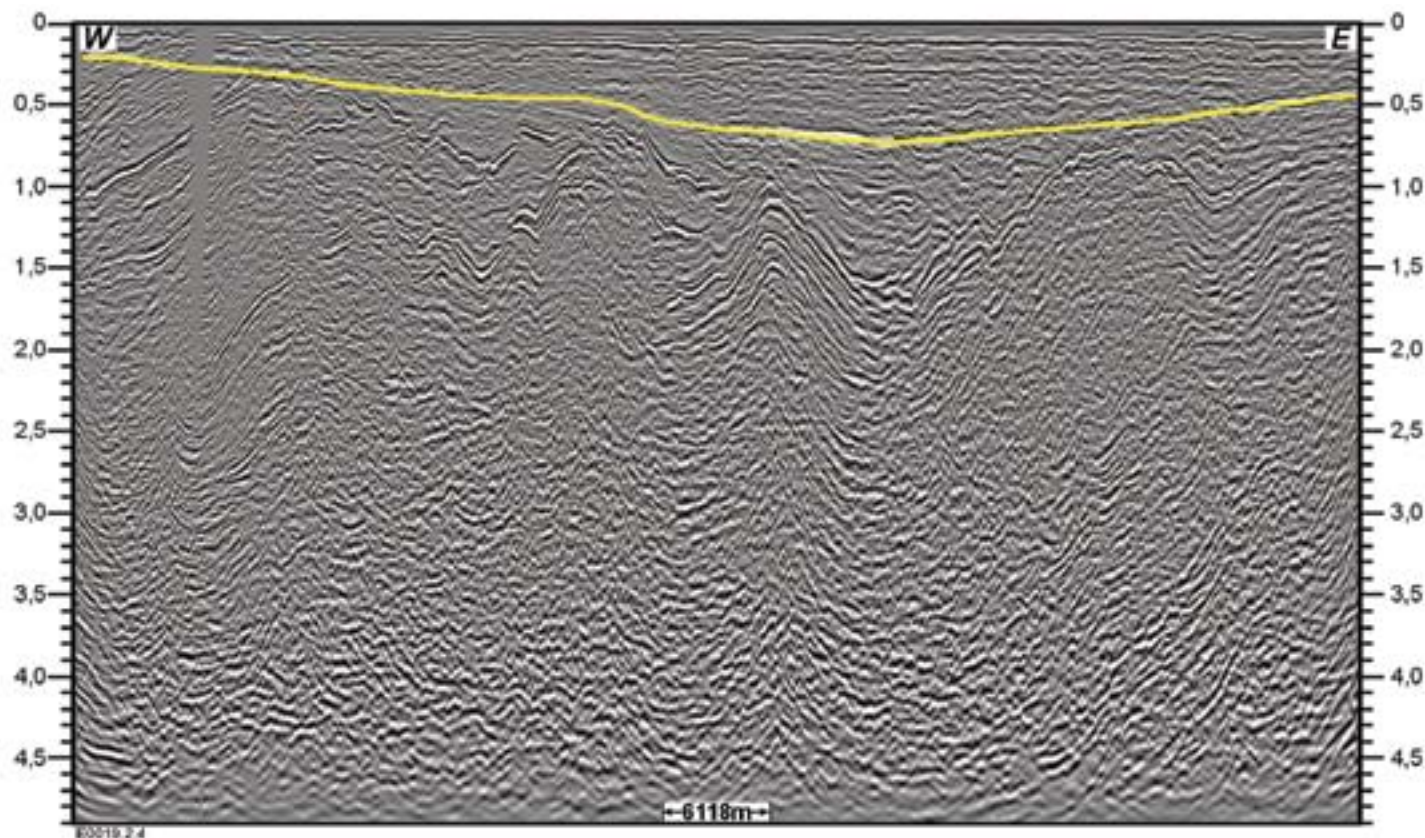


Fig. 12 - Seção sísmica 48-256, em tempo duplo (escalas verticais em segundos), da plataforma continental da Bacia de Barreirinhas, ilustrando o forte dobramento e soerguimento de estratos Albianos/Aptianos/pré-Aptianos associados ao Evento Romancheano. Sobre a discordância angular traçada (em amarelo), na Bacia de Piauí-Camocim, repousam sedimentos do neo-Cenomaniano a Turoniano

- Seismic section 48-256 in double time (vertical scale in seconds), of the Continental Shelf in the Barreirinhas Basin, illustrating intense folding and uplifting of Albian/Aptian/pre-Aptian strata associated to the Romanchean Event. Above the angular unconformity traced in yellow, in the Piauí-Camocim Basin, rest Late-Cenomanian to Turonian sediments

Proterozóico até o final do Paleozóico (eventos 8 a 11), e assim continuou sendo durante o Mesozóico e Cenozóico, agora como a margem andina da placa Sul-Americana. Muito embora os eventos típicos desse tipo de margem (subducções, arcos magmáticos, colagens, deformação compressional) tenham ocorrido intermitentemente ao longo dessas duas eras, e em pontos específicos dessa extensa região, duas fases orogênicas podem ser destacadas:

A fase pré-Andina (evento 42) engloba vários eventos orogênicos entre o Cretáceo e o Paleoceno tais como a fase Mochica (evento 42a, Neo-Albiano; Oliveira, 1994), fase Peruana (evento 42b, Santoniano; Oliveira, 1994) e a colisão e acreção do terreno Cordilheira Ocidental na Colômbia (evento 42c, 74-65 Ma, Cooper *et al.*, 1995).

A Orogenia Andina apresenta dois picos de atividade tectônica, a fase Incaica (49-34 Ma) (evento 43), devida às altas taxas de convergência entre as Placas Farallon e Sul-Americana (Neo-Eoceno no Chile e Peru; Ramos, 1999) (Meso a Neo-Eoceno; Oliveira *et al.*, 1995) (49-42 Ma na Colômbia; Cooper *et al.*, 1995); e a fase Quechua do Neo-Oligoceno ao Recente (26-0 Ma) (evento 44); (Ramos, 1999, Oliveira *et al.*, 1995). Há 25 Ma a Placa Farrallon se rompeu em outras duas, Nazca e Cocos, e a convergência entre Nazca e América do Sul passou a ser ortogonal ensejando a fase Quechua (Branquet *et al.*, 2002). Adicionalmente, também há 45 Ma, iniciou-se a subducção ortogonal da Placa do Caribe por sob a Placa Sul-Americana (Branquet *et al.*, 2002), ensejando com isto o desenvolvimento da Orogenia Caribenha no norte da Venezuela (Parnaud *et al.*, 1995) (evento 46, vide adiante). Cooper *et al.* (1995) reportam um pico notável de atividade concentrada em 11 Ma. Esta última fase corresponde à deformação, soerguimento e erosão da Cordilheira

Oriental da Colômbia. O cinturão de dobramentos e cavalgamentos sub-andinos, que se estende da Argentina até a Venezuela, teve o seu desenvolvimento tectônico máximo nestes últimos 11 Ma, com reflexos até na Bacia do Acre (evento 53, vide adiante). Um outro resultado importante deste paroxismo miocênico foi a inversão da drenagem continental dos Andes para o Atlântico formando com isto os gigantes cones submarinos dos deltas dos rios Amazonas e Orinoco, ambos iniciados a partir de 11 Ma.

Menciona-se também a Orogenia Cubana (evento 45), ocorrente entre o Campaniano e o Meso-Eoceno (aproximadamente entre 80-45 Ma) (CUPET, 2002; Gaumet & Letouzey, 2002; Branquet *et al.*, 2002), originado pelo cavalgamento da Placa do Caribe sobre a Placa Norte-Americana. Muito provavelmente, esse evento tem grande importância sobre os eventos detectados no Brasil ao redor de seus limites temporais, já que idades em torno de 85-80 Ma (eventos 32, 33, 34, 52) e 45-42 Ma (eventos 43, 36, 37, 38, 47, 41, 40) aparecem diversas vezes na Tabela 1. Esta orogênese terminou há 45 Ma (Branquet *et al.*, 2002) com uma reorientação cinemática da Placa do Caribe. Esta deixou de cavalgar a Placa Norte-Americana e passou a interagir com a Placa Sul-Americana através de deslizamento lateral (Venezuela e Trinidad) e subducção ortogonal (sob as Antilhas Menores).

A Orogenia Caribenha (evento 46) resultou da convergência oblíqua dextral que se instalou entre as Placas do Caribe e da América do Sul (Pindell *et al.*, 1999). Na região do Lago Maracaibo iniciou-se vagamente no Paleoceno ou Neo-Paleoceno (associamos tentativamente a idade de 55 Ma) e terminou abruptamente no Meso-Eoceno (Lugo & Mann, 1995, Parnaud *et al.*, 1995). A orogenia foi se propagando gradativamente para o leste da região litorânea da

Fig. 13 - Imagem de satélite da NASA sobre a Bacia do Acre ilustrando quatro anticlinais que compõem a Serra do Divisor e que estão associados à falha reversa de Oeste de Batã (evento 53). A falha de Batã (eventos 50 e 53), ilustrada na Fig. 11, aflora em superfície próxima à cidade de Cruzeiro do Sul

- NASA satellite image of the Acre Basin showing four anticlines that constitute the Serra do Divisor range and are associated to the Oeste de Batã reverse fault (event 53). The Batã fault (events 50 and 53), illustrated in figure 11, outcrops near the town of Cruzeiro do Sul



Venezuela sob a forma de cinturões de dobramentos/cavalgamentos com vergência para sul (Serrania del Interior) e bacias de antepaís associadas, com picos de deformação no Eoceno (52-40 Ma) (Beatriz, 1998; De Armas & Lallemand, 1996), no Neo-Eoceno (35 Ma) (Klitgord & Schouten, 1986), no Neo-Oligoceno (25 Ma) (devido a aumento na obliquidade da convergência, Branquet *et al.*, 2002) e no Meso-Mioceno (15-14 Ma) (Beatriz, 1998; De Armas & Lallemand, 1996). Desde então a transpressão migrou para Trinidad onde as faixas dobradas, no Presente, se juntam com o prisma de acreção de Barbados, cavalgado sobre a subducção da Placa Sul-Americana. A instalação do delta do Orinoco por volta de 11 Ma reflete também um pico de soerguimento associado a esta orogenia com deflexão de drenagens.

As reorganizações sofridas pela Placa Sul-Americana interagindo com a Placa do Caribe, ao início (80 Ma) e ao final (45 Ma) da Orogenia Cubana, e durante a Orogenia Caribenha (55-0 Ma), parece ter se refletido fortemente na Plataforma Sul-Americana através de fissuramentos/falhamentos, abundante magmatismo, soerguimentos e subsidências.

Eventos Compressivos e Transpressivos

A maior novidade na geologia do Brasil, desde os trabalhos pioneiros do Professor Almeida (1967; 1969 e 1972) é a grande quantidade de deformações compressivas e transpressivas que afetaram a Plataforma Sul-Americana durante a Ativação Meso-Cenozóica, deformações estas tradicionalmente insuspeitas em uma margem passiva como a borda oriental da plataforma.

A mais expressiva delas é a Orogenia Juruá (evento 50), termo cunhado por Barros & Carneiro (1991), para designar fortes deformações de natureza compressional (intensos dobramentos associados a falhas reversas) ocorrentes nas bacias do Acre e Solimões. As rochas deformadas por este evento são invariavelmente capeadas por forte discordância angular com amplo hiato de tempo associado. A idade triássica determinada então por estes autores para esta deformação

foi posteriormente revisada por Caputo & Silva (1991) e Oliveira *et al.* (1995) como sendo jurássica a eo-cretácica (pré-albiana), esta última considerada aqui como mais correta. Acreditamos que a Orogenia Juruá esteja intimamente relacionada com a etapa de Ativação Meso-Cenozóica da Plataforma Sul-Americana e que seja tão significativa para datar sub-etapas da mesma quanto o início dos esforços distensionais nas bacias do Recôncavo/Tucano, Bahia Sul e Sergipe/Alagoas (140 Ma), o início da efusão das lavas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (137 Ma), das lavas da Formação Cabiúnas na Bacia de Campos (134 Ma) e das lavas Sardinha na Bacia do Parnaíba; todas aproximadamente síncronas.

Sua origem, tentativamente sugerida em torno de 140 Ma, deve estar ligada ao rearranjo dos crátons constituintes da Plataforma Sul-Americana, sujeitos nesta época à abertura do Atlântico Central e do Atlântico Sul. A movimentação diferencial do Escudo das Guianas (rachado em dois pelos riftes do Tacutu e do Cassiporé/Marajó, evento 20) em relação ao Escudo do Brasil Central pode ter provocado uma deformação regional por cisalhamento simples de caráter dextral, provocando grandes falhas reversas de direção NE-SW, com dobras associadas, ambas escalonadas à direita, espalhadas pelas Bacias do Solimões e do Acre (vide Fig. 4). As deformações causadas pela Orogenia Juruá (falhas reversas, falhas inversas, dobramentos e migração de sal para o núcleo de anticlinais, vide Fig. 11) constituem os mais belos e amplos exemplos em solo brasileiro de estruturas compressivas fanerozóicas de natureza tectônica, tão pouco comuns na geologia do Brasil. A gênese desta deformação já havia sido estudada anteriormente por Sztamari (1983), Porsche (1985) e Caputo & Silva (1991), seguindo outras linhas de raciocínio.

O segundo evento mais importante de deformação transpressional é o aqui denominado Evento Romancheano (evento 51), em alusão à Zona de Fratura Romanche (ZFR), a mais expressiva do Atlântico Equatorial, e a responsável pelo deslizamento lateral convergente das placas Africana e Sul-Americana durante a abertura inicial deste oceano. A defor-

mação romancheana formou-se em resposta à transpressão dextral desenvolvida entre as crostas continentais das duas placas ao longo da ZFR e ocorre nas porções *offshore* das Bacias de Piauí-Camocim e Barreirinhas, no Brasil (Zalán, 1984; Zalán *et al.*, 1985), e na margem conjugada africana, parte *offshore* de Gana e Costa do Marfim (Mascle & Blarez, 1987, Attoh *et al.*, 2004). Em ambas as margens, a deformação é constituída de amplas e numerosas dobras (vide Fig. 12), freqüentemente associadas a estruturas-em-flor e falhas reversas, com trendes NE-SW, dispostas escalonadamente (à direita) à costa. Há divergências quanto à idade do evento, principalmente devido ao grande hiato deposicional que ocorre associado à discordância que cobre as camadas dobradas. Dependendo das idades disponíveis para as primeiras camadas depositadas acima da discordância, a variação da idade atribuída ao evento pode ser grande. Assim sendo, Zalán (1984) determinou uma idade de 98-94 Ma (Neo-Albiano a Eo-cenomaniano), enquanto que Attoh *et al.* (2004) deduziram uma idade de 84 Ma (final do Santoniano). Não há divergências, entretanto, quanto à natureza, intensidade, estilo e causa destas deformações.

Ainda na margem equatorial e provavelmente ligada aos movimentos transcorrentes oriundos da separação da América do Sul e da África neste trecho do Oceano Atlântico, registra-se uma significativa deformação transpressional na parte *offshore* da Bacia Potiguar (evento 52) durante o Meso-Campaniano (circa 78 Ma) (Cremonini, 1996; Morais Neto

et al., 2004, no prelo).

Finalmente, na Bacia do Acre, a única bacia brasileira afetada diretamente pelas deformações da Orogenia Andina, ocorrem fortes dobramentos associados a falhas reversas que originaram as quatro serras que compõem a Serra do Divisor, na fronteira do Brasil com o Perú. Além disso, na superfície do território acreano, desponta a Falha de Batã, de natureza reversa e cortando toda a seção sedimentar (vide Fig. 11 e 13), como a feição tectônica mais proeminente da bacia. Todas estas feições compressoriais que definem o evento 53 são recentes (miocênicas e mais novas) e relacionadas à fase Quechua (evento 44) da Orogenia Andina (Oliveira *et al.*, 1995).

Síntese da Evolução Fanerozóica

Analisando os 53 eventos listados na Tabela 1, sob o ponto de vista de suas naturezas, estilos, causas, idades e inter-relacionamentos, e, mais fundamentalmente, seguindo o raciocínio elaborado pelo Professor Almeida em 1967 e 1969, podemos dividir a evolução fanerozóica da Plataforma Sul-Americana, e, conseqüentemente, das bacias sedimentares brasileiras, em três grandes fases (Tabela 3): Plataforma Transicional, englobando os eventos 1 e 2, do final do Ciclo Orogênico Brasileiro ao início da subsidência da Bacia do Paraná (evento 3), aproximadamente de 500-450 Ma; Plataforma Estável, de 450-220 Ma, englobando os eventos 4-6, depositados na sub-fase Grandes Sinéclises Paleozóicas

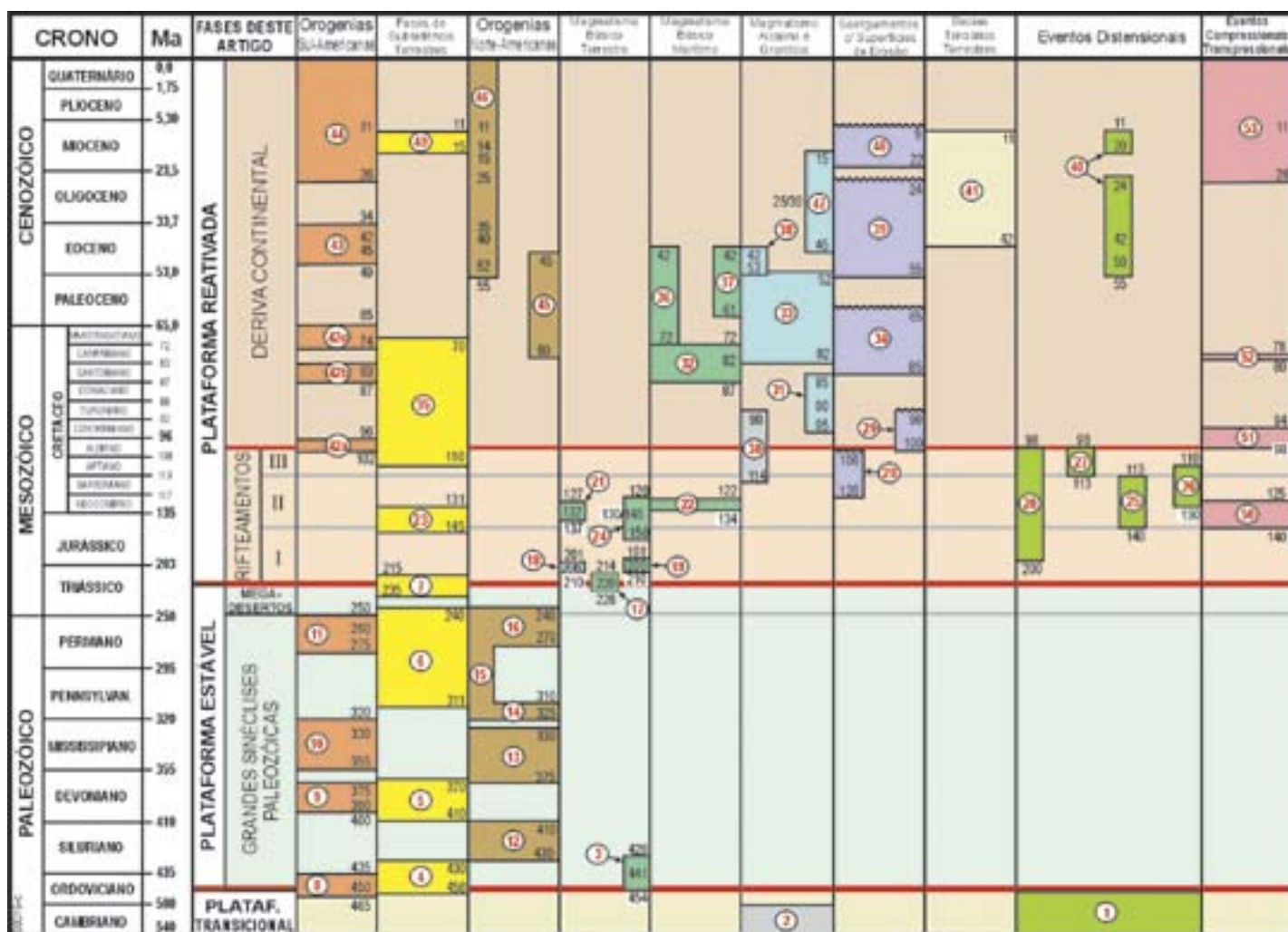


TABELA 3 - Refinamento da divisão em fases da evolução fanerozóica da Plataforma Sul-Americana, adaptado de Almeida (1967, 1969). Discriminação dos eventos encontra-se na Tabela 2, segundo o tipo, área de ocorrência e referências bibliográficas

- Phanerozoic evolution of the South American Platform, modified and adapted from Almeida (1967, 1969). Description of the events is in table 2, ordered by type, occurrence site and bibliographic references

(450-250 Ma), sob a influência dos eventos orogênicos 8-16; e a sub-fase Mega-Desertos (250-220 Ma) representada pelo evento deposicional 7; e, a mais importante fase de todas, Plataforma Reativada, reunindo os demais 32 eventos, ocorrentes sob a influência dos eventos 42-44 e 45-46, de 220 Ma até o Presente.

A fase de Plataforma Reativada pode ser dividida em duas sub-fases: Rifteamentos (220-98 Ma) e Deriva Continental (98-0 Ma). A sub-fase Rifteamentos apresenta três grandes grupos qualitativamente semelhantes, mas temporalmente e espacialmente distintos. O Rifteamento I (220-140 Ma) engloba os eventos magmáticos básicos 17-19 e o evento distensional 20 na parte norte da Plataforma Sul-Americana, sob a influência da abertura do Atlântico Central. O Rifteamento II (140-110 Ma) engloba os eventos magmáticos 21, 22 e 24 e os eventos distensionais 25 a 26, na margem atlântica leste e sudeste, sob a influência da ruptura do Gondwana e da separação ortogonal entre as Placas Sul-Americana e Africana. O Rifteamento III (113-98 Ma) é representado pelo evento distensional 27, sob a influência da separação oblíqua entre as Placas Sul-Americana e Africana, na margem equatorial. Ocorrendo em paralelo ao Rifteamento II, mas não associada diretamente à distensão, a Orogenia Juruá (evento 50) reflete a interação transpressional entre dois escudos constituintes da Plataforma Sul-Americana, rearranjados pela ruptura simultânea do Pangea em pontos diferentes. Naturalmente, os limites temporais propostos para estas sub-fases, abrangendo áreas tão extensas e distintas, superpõem-se parcialmente, ou podem estar ligeiramente defasados.

A sub-fase Deriva Continental abrange vários eventos magmáticos básicos marítimos (32, 36, 37), alcalinos (31, 33, 38, 47) e granítico (30); acompanhados por soerguimentos e erosão (eventos 28, 29, 34, 39, 48), deposição de seqüências continentais (eventos 23, 35) e transgressão marinha (evento 49). Uma importante fase distensional no Terciário (evento 40) levou à formação de inúmeras pequenas bacias intermontanas (evento 41). Importantes fases deformacionais ocorreram nos eventos 51-53. Paralelamente à deriva continental, que constituía o ambiente geotectônico predominante desta sub-fase na margem leste e nordeste, a Plataforma Sul-Americana foi influenciada pelos eventos orogênicos 42-44 e 45-46 ocorrentes nas suas margens norte e ocidental, respectivamente.

Conclusões

As etapas de evolução fanerozóica da Plataforma Sul-Americana que o Prof. Almeida descreveu em seus trabalhos de 1967, 1969 e 1972, sobreviveram aos testes dos tempos, de novas tecnologias, novos dados e novos conceitos. A sua divisão original tripartite pode ser mantida neste trabalho, principalmente do ponto de vista qualitativo. Naturalmente, os limites temporais dos mesmos foram refinados em vista da imensa quantidade de dados, mas em intensidade significativamente pequena. A fase de Plataforma Estável manteve as mesmas divisões em duas sub-fases (Grandes Sinéclises Paleozóicas e Mega-Desertos). A fase de Plataforma Reativada foi dividida em duas sub-fases: Rifteamentos (I, II e III) e Deriva Continental.

O Professor F.F.M. Almeida provou às gerações futuras de geólogos que é possível se fazer ciência de alta qualidade e duradoura, a despeito do tempo em que se vive e com a utilização das ferramentas disponíveis à época de atuação do profissional, desde que se tenha cultura, erudição e aprofundamento nos problemas. O que faz com que os trabalhos de um cientista tenham validade por muito tempo é o uso habilidoso da maior quantidade de dados conhecidos, coordenado com o emprego de bons conceitos atualizados e, o mais importante, a aplicação de uma dosagem correta de conceitos novos, audaciosos, corajosos e revolucionários.

Agradecimentos

Expressam-se aqui os agradecimentos aos Professores Benjamim Bley de Brito Neves e Celso Dal Ré Carneiro pelo incentivo em aceitar a tarefa de escrever este artigo, ao primeiro também pela valorosa revisão do texto; aos geólogos João Marinho Morais Neto, Peter Szatmari, José Antônio Cupertino, José Joaquim Gonçalves Rodrigues, Joaquim Ribeiro Wanderley Filho, Webster Ueipass Mohriak, Edison José Milani e Luciano Portugal Magnavita, da Petrobras, pelas informações cedidas oralmente e pelas discussões dos temas associados; ao desenhista Adelino Teixeira Dias da Petrobras pelo esmero no preparo das figuras e tabelas, e, à minha esposa Lucia Regina, pelo dedicado trabalho de organização da lista de referências bibliográficas.

