

2019 年度 1:25,000 活断層図の公開

○山中崇希・前島正吉・安喰 靖・木村幸一・飯田 誠・植田摩耶
(国土地理院応用地理部)

Releasing new sheets of 1:25,000 Active Fault Map in 2019

○Takaki YAMANAKA, Masayoshi MAESHIMA, Yasushi AKUI, Kouichi KIMURA,
Makoto IIDA and Maya UEDA

Geocartographic Dept., Geospatial Information Authority of Japan (GSI)

1. 1:25,000 活断層図について

1:25,000 活断層図（以下、「活断層図」という。）は、全国の主要な活断層帯を中心に活断層の詳細な位置・形状を 2 万 5 千分 1 の縮尺で表示した、国土地理院が作成する主題図である。平成 7（1995）年の阪神・淡路大震災を契機に整備が開始された。活断層図の作成にあたっては、活断層研究の専門家からなる「全国活断層帯情報整備検討委員会」を設置し、空中写真や詳細な標高データを用いた断層変位地形の判読による調査を行っている。加えて、現地調査による地形や地質の確認結果や、トレンチ調査等の最新の研究成果などを反映し、「1:25,000 活断層図」としてまとめている。

2. 令和元（2019）年度公開の 1:25,000 活断層図について

平成 30（2018）年度は、牛首断層帯及び跡津川断層帯とその周辺（一部、庄川断層帯を含む）（6 図葉）と、養老-桑名-四日市断層帯とその周辺（2 図葉）の調査を実施し、その成果は令和元（2019）年 7 月に公開した（図 1）。

牛首断層帯及び跡津川断層帯は、活動度が高いこと、過去に大きな災害を引き起こしていること（鳶崩れ等）、トレンチ調査や地球物理学的観測等の調査結果が多く蓄積されていること等の理由から、新たに整備を行った。一方の養老-桑名-四日市断層帯では、都市圏活断層図「津島」「桑名」（鈴木ほか、1996a, b）を平成 8（1996）年に公開していたものの、それ以降、物理探査やボーリング調査などによる地下構造の把握が進み（例えば、須貝・杉山（1999）、石山ほか（2007）など）、断層の地下形状やその存在がより明らかとなった。これらの理由から、それら最新の知見を加えて活断層の詳細な位置と形状を見直す必要があると判断し、「全面的に調査をしておし、「改訂版」として図の更新を行うこととした。なお、これらの活断層帯が分布する中部地方において政府の地震調査研究推進本部による長期評価の見直しが進められていることも、調査地域選定の理由の 1 つである。

今回の調査により、最新の調査結果をもとに活断層の詳細な位置・形状を明らかにできたとともに、両地域において既存の活断層の延長や新たな活断層、主断層の副次的な変動地形等を新たに確認することができた。

3. 1:25,000 活断層図の今後の取組

この公開により、活断層図の整備面数は 202 面となった。これらの成果は、断層線の判読根拠を含む解説書と共に、ウェブ地図「地理院地図」上で公開され（図 2）、国民へ広く情報が普及されるほか、地震調査研究推進本部が実施する主要活断層帯の長期評価、各研究機関による調査研究のための基礎資料としての利用や、行政の防災への取組に利活用が期待される。国土地理院では、今後も主要活断層帯を中心として活断層図の未整備地域の解消に取り組むとともに、初期に公開された活断層図の更新を実施していく予定である。

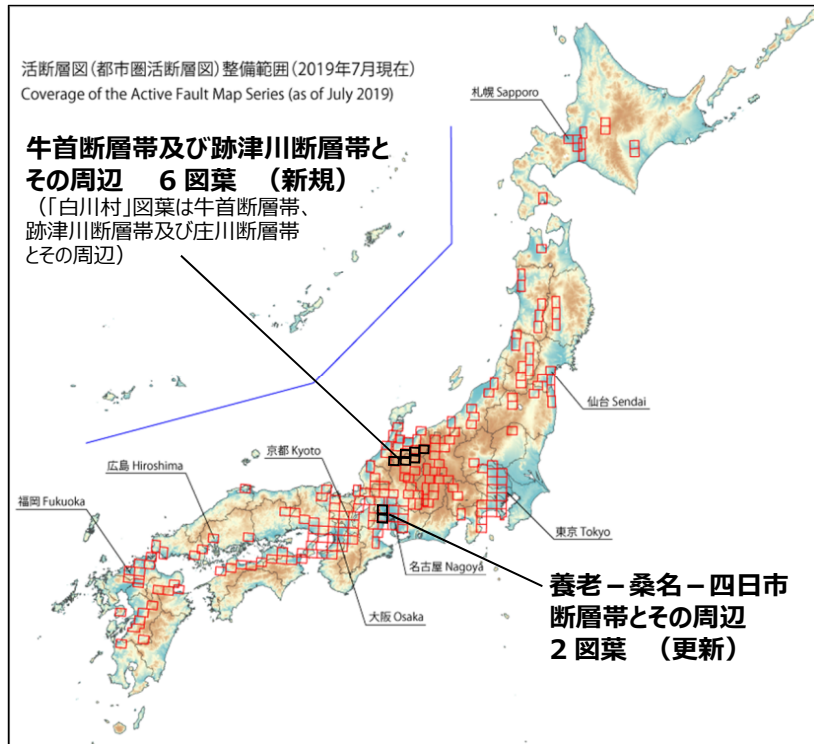


図 1. 1:25,000 活断層図の整備範囲と令和元(2019)年度の公開範囲



図 2. 1:25,000 活断層図の地理院地図上での表示イメージ(活断層図「飛騨古川」の一部) 諸元情報の表示をオンにして図上をクリックすると、その図の諸元情報を確認できる。

引用文献

- 石山ほか(2007): 養老断層の P 波浅層反射法地震探査: 2004 年志津測線, 東京大学地震研究所彙報, 82, 65-74.
- 須貝・杉山(1999): 深層ボーリング(GS-NB-1)と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価, 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 77-87.
- 鈴木ほか(1996a): 1:25,000 都市圏活断層図「津島」, 国土地理院.
- 鈴木ほか(1996b): 1:25,000 都市圏活断層図「桑名」, 国土地理院.

P-2

研究機関と学会の協働による若手育成（その2）：「第2回活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」の開催報告

吾妻 崇[○]（産業技術総合研究所）・山口 勝（NHK放送文化研究所）・
中島秀敏（国土地理院）・中埜貴元（国土地理院）・
藤原広行（防災科学技術研究所）・杉戸信彦（法政大学）

Human resource development through collaboration between research institutions and academic society -Report on The 2nd “School of Active Fault Studies” in Tsukuba, 3days of Geospatial Authority of Japan, Geological Survey of Japan/AIST and National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience-

Azuma, Takashi[○] (GSJ/AIST), Yamaguchi, Masaru (NHK Broadcasting culture Research Institute), Nakajima, Hidetoshi (GSI), Nakano, Takayuki (GSI), Fujiwara, Hiroyuki (NIED), Sugito, Nobuhiko (Hosei University)

1. はじめに

日本活断層学会では、普及教育事業の1つとして、国土地理院、産業技術総合研究所地質調査総合センター、防災科学技術研究所と共催し、学生・院生を対象にした第2回「活断層の学校 in つくば “国土地理院、産総研、防災科研で学ぶ活断層研究”」を2019年9月11-13日に実施する予定である。本行事は、幅広い分野の学生・院生に活断層調査・研究の現状と魅力を知ってもらうとともに、若手研究者の育成とこの分野に関連したキャリアパスの提示を主な目的としている。本発表では、本行事の開催内容を紹介するとともに、アンケートの集計結果等に基づき、その報告を行う。

2. 活断層調査の現状

活断層調査では、地形判読等により活断層図を作成し、個々の活断層の地震時における活動範囲、あるいは過去における活動履歴（活動時期、活動間隔）を地形地質調査によって明らかにし、その成果に基づいて活断層から発生する強震動の評価やその発生確率が算出されている。国の地震調査研究推進本部が中心となって実施している活断層調査事業では、国土地理院から発行されている活断層図や研究者が論文や出版物として公表している活断層図に基づいて地形情報から認定される活断層の位置形状を決め、大学や研究機関が実施した古地震学的な調査に基づき、平均変位速度、活動履歴といった活断層の特性等に関する検討結果とその活断層が近い将来に活動して大地震を発生させる確率、いわゆる「活断層の長期評価」が公表されている。この長期評価に基づいて設定された断層モデルを用いて強震動計算が行われ、各地点の地盤情報と合わせて地震動分布図が作成される。さらに活断層やその他の地震の発生確率に関する情報を加えて作成・公表されているのが、地震調査研究推進本部の全国地震動予測地図である。

3. 各研究機関の役割

大学の教室においては、活断層の調査に関する各過程の一部分について深く研究されているが、国が行っているような活断層調査事業の全体に関する情報に触れる機会は少ない。また、確率論的な活断層の長期評価や地震動評価について学ぶことができる大学は、現状ではほとんどない。「活断層の学校 in つくば」は、活断層から発生する大地震のハザード評価からリスク評価までを、国の研究機関で体系的に学べる数少ない機会である。具体的には、国がおこなっている活断層調査事業の過程のうち、活断層図作成の部分と人工衛星によって得られる測地情報に基づく地殻変動に関する研究の紹介を国土地理院が担当する。この中では、法政大学の杉戸信彦会員に協力を依頼し、空中写真を用いた地形判読の実習が行われる予定である。次に、古地震学的な調査によって平均変位速度や断層活動履歴を明らかにする研究の紹介を産業技術総合研究所が担当する。研究所に併設する地質標本館の見学も、地球科学としての活断層研究をより理解する上で役に立つであろう。最後に、地震観測ネットワークと強震動計算、そして地震動予測地図の作成に関する部分を防災科学技術研究所が担当する。各研究機関における講義はいずれも1日であり、やや駆け足ではあるが充実した講義を受講できることが期待される。

4. 期待される成果とアウトカム

活断層研究を学ぶことができる大学は全国を見渡しても非常に限られており、学会が中心となって活断層を学ぶ機会を作ることは大きな意義があると考えられる。仮に、参加者が研究者の道に進まないとしても、ここで学んだ情報は将来携わる仕事や日常生活の中で役に立つであろう。開催期間中における学生-研究者間あるいは学生間の情報交換や今後の連携のきっかけ作りが行われ、参加者にとって有意義な「学校」となることが期待される。一方、学会や研究機関にとっては、学生の「学会離れ」「研究者離れ」が進む中で、幅広い分野の学生・院生に本学会や研究機関の魅力を知ってもらうのに非常に良い機会である。昨年度は、本行事の開催を通じて、参加者の中から1名が学生会員として入会した。主催者と参加者の双方にメリットがある行事となることが、本行事の開催にとって重要な目標である。

2018年北海道胆振東部地震の地盤変動による地域区分

岡 孝雄(株式会社北海道技術コンサルタント)

Dividing areas according to the ground movement of 2018 Hokkaido Eastern Ebury earthquake

Takao Oka (Hokkaido Gijyutsu Consultant Co., Ltd.)

2018年9月6日未明に発生した胆振東部地震後、多発した崩壊・地すべり現象を始めとして、地盤変動の地形学・地質学的実態を把握するために、2018年10日、2019年(8月20日時点)23日の延べ33日間の現地調査を続けてきた。2018年には、被害が大きかった厚真町管内の厚真川中流域の実態から把握を行ったため、胆振東部地震による地盤災害は斜面上のTa-d火山灰以上の厚さ3m前後の表層堆積物の崩壊に主に起因するとの認識の範囲内にとどまっていた。2019年になり、崩壊多発の全体像およびそれと地震動との関係を解明することに目的を定め、崩壊多発範囲の周辺部の調査も重要との認識から、北より、安平町安平川上流、早来瑞穂～同緑丘～同守田、早来市街付近、厚真町幌里・豊沢～軽舞、むかわ町管内および平取町の一部についても調査を行った。そのような中、第57回試錐研究会(2/27)、2019年度日本応用地質学会道支部・北海道応用地質研究会通常総会(4/19)・研究発表会(6/14)および2019年度日本地すべり学会道支部・北海道地すべり学会特別講演・研究発表会(4/26)により、胆振東部地震の崩壊・地すべり現象についての調査結果と成因・発生メカニズムについて多くの報告が行われた。これらの関連学会での報告を含めて検討した結果、崩壊した斜面堆積物に地域差があり、その問題は降下火砕物(Kt-1, Spfa, Ta-d, Ta-c, Ta-bなど)の分布と共に河岸段丘など地形面区分の視点を加味することで解釈が可能であることが分かった。この地域差の中には過去の多発崩壊の発生を解き明かす鍵も秘められている。ポスターセッションでは地盤変動による地域区分について発表を行う。

胆振東部地震による斜面の崩壊・地すべりについては、第一義的にはTa-d以上の厚さ3m前後の表層堆積物の崩壊に主に起因するものである。ただし、崩壊多発地帯最北部(安平町瑞穂貯水池付近、厚真町高丘最北部)では4月26日研究発表会での知本ほかの指摘にあるように、En-a以上の表層堆積物が崩壊しているのが観察できる。さらに、厚真市街南西やウクル川中流域の一部では、崩壊物が白っぽくなりTa-b以上のそれが、崩壊の主体となる所もある。震源域を含む、むかわ町や平取町の一部では、火山灰などの表層堆積物の発達が貧弱で、急傾斜地の新第三系堆積岩(泥岩主体)の風化物の表層崩壊や岩盤崩落が主体となる。

調査の結果に降下火山灰層の層厚分布、地質・地形状況などを勘案し、地形面区分の結果を加味して、以下のように4区域(I～IV)に分けて取り扱うのが適切と判断した。

I区(安平町北東部～厚真町高丘最北部)：安平川最上流部、瑞穂ダム付近、高丘越え林道および高丘ハビウ川上流部などで調査を行った結果、早来緑丘のアロハゴルフ場～高丘の旧

ロイヤルゴルフ場南側を結ぶ東西方向の線を境にして、その北側では斜面部の表層堆積物（厚さ 3m 前後）は En-a 以上の降下火山灰、ローム層、腐植土層で構成され、それらが崩壊の主体であることが分かった。知本らの示す模式断面には下位に Spfa が存在するように示されているが、そのような場所は厚真川流域の T5 面に相当する部分であると考えられる。実際に安平川上流域、ハビウ川流域では河岸段丘の発達があり、そのような部分では段丘礫層（あるいはそれに続く崖錐堆積物）の上位に Spfa, Kt-1 などの古期の降下火山灰層が水平に累積の様子が観察できるが、尾根部～山腹斜面では En-a 以上の表層堆積物は山腹斜面を覆う様子が明らかである。En-a の等層厚線の 100cm 以上の範囲の主軸は瑞穂ダム～高丘最北部を通過する。

II 区（厚真川中～上流域）：アロハゴルフ場～旧ロイヤルゴルフ場南側を結ぶ線とむかわ町豊田キナウス川河口付近から西へ向かい、厚真町・むかわ町境界部から厚穂トンネル付近でやや厚真町に入る線で境されている範囲である。胆振東部地震における崩壊・地すべり多発地域の主体を成す部分で、斜面崩壊の主体は Ta-d 以上の表層堆積物（厚さ 3m 前後）である。Ta-d より古い En-a, Spfa, Kt-1 やさらに古い降下火山灰については T4 面や T5 面に付随してほぼ水平に累積しているもので、部分的に巻き込まれて崩壊していると考えられる。斜面堆積物として存在するような説明も行なわれているが、具体的に検討されている日高幌内川や東和川上流域での事例に即してのチェックが必要であろう。高丘や日高幌内川沿いなどの急斜面では岩盤の表層崩壊・岩盤崩落も認められる。さらに日高幌内川では移動距離数 100m の大規模岩盤すべりにより河谷の閉塞も発生している。

III 区（むかわ町および平取町の一部）：一部厚真町管内も含まれる。Ta-d は 50cm 以下と薄くなり、Ta-b も 20cm 以下と薄い。そのため、震源域を含むにもかかわらず I 区・II 区で見られる降下火山灰層主体の斜面堆積物の崩壊はほとんど見られなくなる。新第三系（泥岩主体）より成る開析の進んだ丘陵性山地において、急傾斜面の岩盤崩壊および風化層の表層崩壊・すべりが点々と生じており、崩落・崩壊箇所の密度・面積も急減する。なお、急傾斜部の周囲・上位で緩斜面へ移行した部分で、Ta-d 以上の斜面堆積物の崩壊が組み合わさり、崩壊が複合的になっている場合もある。

IV 区（西部丘陵～台地域）：安平町中部（早来市街～安平市街～追分市街とその周辺）および厚真町南西部が該当する。最終間氷期～最終前半において内湾状の浅海～沿岸平野であった地域で、I～III 区が丘陵性山地（丘陵性山地）とそれを刻む厚真川沿いのような谷底平野であったのとは対照的である。最終間氷期の海進に対応した海成段丘とそれに準ずる地域で、海進に関連する厚真層～本郷層の上に降下火山灰群（Kt-1～Ta-b など）、ロームおよび腐植土層で構成される風成層が累計 5～8m の厚さで重なっている。崩壊は厚真市街南側台地、朝日～幌里、早来北進へ向かう道道沿いおよび早来守田付近で生じており、その他、早来緑丘～瑞穂の東縁部で認められる。基本的には Ta-d 以上が崩壊の主体であるが、アロハゴルフ場付近より北側では I 区と同様に En-a 以上が崩壊の主体となる。所により傾斜 10° 前後の緩傾斜での崩壊や盛土が巻き込まれた崩壊も認められる。厚真市街南方では Ta-b が崩壊の主体となる場合もある。

北海道渡島半島中部、八雲断層帯とその周辺の活断層

○田力正好(地震予知振興会)・中田 高(広島大学名誉教授)・堤 浩之(同志社大学)・
後藤秀昭(広島大学)・吾妻 崇(産総研)

Active faults around the Yakumo Fault Zone, Oshima Peninsula, Hokkaido, Japan

Masayoshi TAJIKARA (ADEP), Takashi NAKATA (Hiroshima Univ.), Hiroyuki TSUTSUMI
(Doshisha Univ.), Hideaki GOTO (Hiroshima Univ.), Takashi AZUMA (AIST)

八雲断層帯は北海道渡島半島中部の内浦湾沿いに発達するほぼ南北走向の活断層帯である(今泉ほか編, 2018)。本断層帯は、寒川ほか(1982)によって最初に記載されたが、その後いくつかの文献によってもその位置形状が示されている(山岸, 1986; 活断層研究会編, 1991 など)。最近の活断層図(今泉ほか編, 2018)では長さ約 10 km の断層帯とされており、北方に位置する黒松内低地断層帯(地震調査研究推進本部, 2005)とのギャップは約 13 km ほどである。筆者らはこれまで 1970 年代に国土地理院が撮影した縮尺 1/1 万のカラー写真および国土地理院 5-10 m DEM アナグリフ画像を用いて全国の写真判読作業を進めてきた(田力ほか, 2018, 2019 など)が、今回の調査により、黒松内低地断層帯と八雲断層帯の間の区間に活断層の可能性のある構造が新たに見出されたので、その位置形状と断層変位地形について報告する。また、八雲断層帯の南方延長部および西方の丘陵中にも新たに活断層と思われる変位地形を見出したので、これらについても報告する。さらに、これらの構造のテクニクな意義について簡単な考察を行う。

八雲断層帯と黒松内低地断層帯との間の地域(長万部町国縫付近)には海岸沿いに酸素同位体ステージ(MIS)5e および 7 に形成された海成段丘が広く発達する(小池・町田編, 2001)。この付近の MIS5e 段丘はその東縁付近が陸側(西側)に緩く傾斜していることから、西方への傾動が推定され、その基部に東上りの断層が存在する可能性が考えられる。八雲断層帯北端の八雲町黒岩付近には、MIS7 の海成段丘を変位させる西上り・東上りの 2 条の活断層が分布しているが、その北方延長にも同様な活断層が 2 条新たに認定された。この地域においても南方と同様に MIS7 の海成段丘を変位させていると考えられるが、段丘面の開析が進み対比が不明確であるため、確実ではない。

既報の八雲断層帯の南方の八雲町大新・上八雲付近には中位段丘面(年代不明)を北東あるいは南西上りに変位させる北西-南東走向の数条の活断層が新たに認定された。これらのうち、上八雲付近の北東上りの断層地形は特に明瞭であり、中位段丘面の傾斜方向に直交する逆向きの崖として認識される。この断層は背後の段丘面の南西方向への傾動を伴うが、既報(小池・町田編, 2001)では傾動のみが示されていたものである。その他の断層も同様に中位段丘面を変位させていると考えられるが、面の開析が進み変位が不明瞭であったり、崖が傾斜方向と斜交していたりと確実度は劣る。

八雲断層帯西方の今金町日進付近には中位段丘面(年代不明)が広く発達し、それを北上りに変位させるとされる 3 条の活断層が今回新たに記載された。いずれも東北東-西南西走向を持つ長さ 6 km 程度の断層である。これらの活断層は段丘面の下流側が高くなる逆向きの直線的な崖地形から認定されたものであるが、走向が段丘面の傾斜方向とは斜交していること、崖地形が恐らく周氷河作用によって著しく従順化し不明瞭となっていることから、確実とは言えない。

黒松内低地断層帯と八雲断層帯は、既報(今泉ほか編, 2018)においても連続する一連の断層帯である可能性が指摘されていたが、今回の調査により推定活断層・傾動が新たに認定されたことによって、両者の間の連続性がさらに明確となった。長万部～八雲間の海底には八雲断層帯と平行な走向を持つ海底活断層や活背斜・向斜が知られており(杉山ほか, 2011)、陸上に分布する黒松内低地～八雲断層帯と合わせて

幅の広い変形帯をなしている可能性が考えられる。変位地形は逆向き(東上がり)の副次的な断層のものがより明瞭ではあるが、海底～丘陵の地形や新第三系の地層が海岸付近で東方へ傾斜していること(石田, 1978; 1983)から、変形帯全体としては西上りの変位が卓越しているものと思われる。

八雲断層南方の上八雲～大新付近の断層群は、その走向が八雲断層帯とはやや異なっていることから、一連のものであるとは言い難いが、八雲断層帯に非常に近接していることから、八雲断層帯の活動に伴って生じた副次的な断層の可能性が考えられる。また、今金町日進付近の断層群については、八雲断層帯と 10 km ほど離れていること、走向が著しく異なることから、八雲断層帯とは直接的な関連は無いと思われる。

今回の調査により、八雲断層帯は黒松内低地断層帯から連続する大規模な断層帯の一部をなし、大地震を発生させる可能性が示された。しかし、現状では断層の変位速度や活動履歴、断層の地下構造などについては全く明らかにされておらず、その活動性の評価のためにはそれらを明らかにすることが求められる。

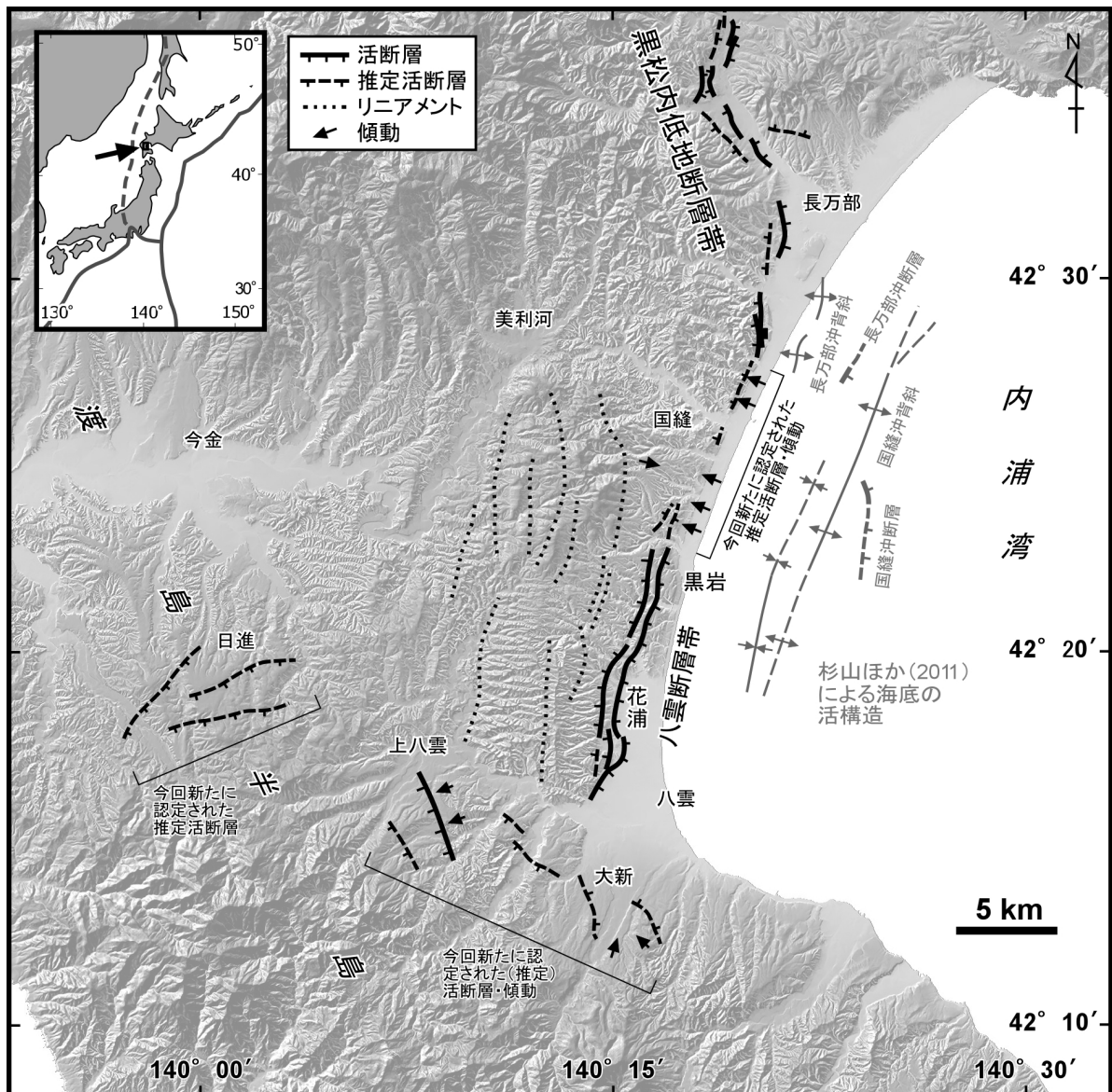


図1 調査地域周辺の地形と活断層の分布

黒松内低地断層帯と八雲断層の間、国縫付近、八雲断層帯南方の上八雲・大新付近、および西方の日進付近で新たに断層変位地形が認定された。

2019 年山形県沖の地震直後の地形地質調査（速報）

－地殻変動と主要動の方向－

澤 祥（鶴岡工業高等専門学校）

Crustal movement and direction of principal motion of earthquake
caused by the 18 June 2019 Yamagata-ken-oki earthquake of Mj 6.7, northeast Japan
Hiroshi SAWA (National Institute of Technology, Tsuruoka College)

1 2019 年山形県沖の地震

2019 年 6 月 18 日 22 時 22 分に山形県沖の日本海（北緯 38.6 度，東経 139.5 度，深さ 14 km，酒田の南西約 50 km 付近）を震源とする Mj 6.7 (Mw 6.4) の地震が発生した。発震機構は西北西－東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった（気象庁 2019）。震央に面した沿岸部の新潟県村上市府屋で最大震度 6 強，山形県鶴岡市温海で震度 5 強，温海から約 14 km 東の内陸の温海川で震度 6 弱，鶴岡市街地の道田町で震度 5 強，馬場町で震度 5 弱を観測し，鶴岡市および村上市は震度 4 以上の強い揺れに見舞われた（地震予知総合研究振興会 2019）。鶴岡市の家屋被害は総世帯数 48,934 戸のうち，全壊 0 戸，半壊 11 戸，一部損壊 538 戸，人的被害 18 名（重傷 1 名，軽傷 17 名）であった（鶴岡市 2019）。国土交通省・内閣府・文部科学省（2013）では日本海東縁ひずみ集中帯に複数の海底活断層が認定されており，その中の F34 が今回の地震の震央に近いが，F34 が震源であるかは今のところ不明である。

2 地震直後の現地調査：沿岸部の地殻変動

筆者は本地震に伴う沿岸部での地殻変動を確認するために，地震直後の 2019 年 6 月 19 日午前 5 時から調査を始めた。調査地域は，北の鶴岡市小波渡から南の村上市芦谷までの海岸線約 30 km の範囲である。この区間の岩石海岸と漁港の岸壁 14 地点で，地盤の相対的隆起沈降を確認するために潮間帯生物（アオサ，多毛類等）を観察した。調査地域の沖合約 20 km に位置する粟島における 2019 年 6 月 19 日の潮位差は気象庁の潮位表によれば約 30 cm であり，午前 6 時～正午の潮位は+約 30 cm，正午～午後 3 時は+約 30～35（満潮）cm，午後 3～6 時が+約 35～30 cm であった。

筆者の観察結果によれば，肉眼で判断できる様な明瞭な地盤の隆起沈降は認められなかった。新潟漁業協同組合山北支所（新潟県村上市勝木）と小岩川漁港（山形県鶴岡市）で漁業従事者 2 名に聞き取りを行なったが，すぐに気付くような地盤の昇降は無いとの答を両者から得た。

なお国土地理院（2019）は，電子基準点：新潟山北（071162）と鼠ヶ関（山形県鶴岡

市)において、それぞれ約5 cmと約3 cmの北西へ向かった水平の地殻変動と4~5 cmの比高の変化を報告している。

3 暮石のズレから推定される沿岸部での主要動の方向

筆者は鶴岡市の沿岸部での主要動の方向を推定するために、暮石のズレ方向の計測を2019年6月19日、20日、21日、22日、26日に行った。調査した墓地は4ヵ所で、計測した暮石は28基である。

澤ほか(1996)は1995年兵庫県南部地震において神戸周辺の墓石の移動方向を調査し、主要動が震源断層の走向とほぼ直交することを指摘した。国土地理院(2019)によれば、本地震の震源断層の走向はほぼ北東~南西である。水平方向の一方向にずれた墓石は9基で、残り19基は回転していた。一方向にずれた墓石のうち3基は、北西~南東方向にずれており震源断層の走向とほぼ直交する。また、残り6基は震源断層の走向と斜交して東西方向にずれていた。

鶴岡市の建物被害は震央に面する沿岸部の小岩川付近に集中している。小岩川の南約12 kmの村上市府屋では最大震度6強が観測され多くの建物被害が生じたので、小岩川においても震度6強程度の強い揺れに見舞われたと推測される。これらの被害は、おおよそ東西方向の主要動によって生じたものと考えられる。

文献

気象庁(2019):令和元年6月18日22時22分頃の山形県沖の地震について(第2報)。

地震予知総合研究振興会(2019):地震加速度情報《震度5弱以上が観測された主な地震の震度分布図》2019年6月18日山形県沖の地震。

鶴岡市(2019):6月18日の地震被害状況等について(第33報 8/16 17:00 現在)。

国土交通省・内閣府・文部科学省(2013):日本海における大規模地震に関する調査検討会報告(概要)。

国土地理院(2019):令和元年6月18日22時22分の山形県沖の地震に伴う地殻変動。

澤祥ほか(1996):地震動による墓石の移動と伏在断層の挙動,地質環境と地球環境シリーズ3,阪神・淡路大震災都市直下型地震と地質環境,東海大学出版会。

諏訪盆地北西部の御岳第一テフラ高度分布から推定された
糸魚川-静岡構造線活断層系の変位
井口豊(生物科学研究所)

Displacement of active faults along the Itoigawa-Shizuoka tectonic
line estimated from the altitudinal distribution of Ontake Pm-1
tephra in the northwestern part of the Suwa basin
Yutaka Iguchi (Laboratory of Biology)

はじめに

諏訪盆地北西部，塩尻峠付近から岡谷市街地にかけて，南南東へと下る大川の谷には，糸魚川-静岡構造線に伴う活断層が推定されている（澤ほか，2007；井口，2013）。大川の東，数百 m を，大川に平行して流れる塚間川沿いの岡谷断層の調査は進んでいるが，大川沿いの活断層は，ほとんど調査されていない。本研究では，大川の谷を跨ぐように分布する御岳第一テフラ（On-Pm1）の分布高度の違いから，大川沿いの活断層の変位量を推定してみた。

御岳第一テフラの露頭分布

図 1 に，御岳第一テフラの露頭を調査した 3 地点を示す。このうち，A（勝弦峠の北西 380 m）と C（国道 20 号沿い，塩嶺工業団地の東入り口）では，御岳第一テフラを直接確認した。一方，B（内山霊園の最上部）では同テフラを直接確認できなかったため，A，B 地点の地層を参考にして，塩嶺層とそれを覆うローム層の境界の 2 m ほど上部に同テフラがあると推定した。



図 1. 御岳第一テフラの露頭調査地点。
A: 勝弦峠の北西 380 m, B: 内山霊園の最上部, C: 国道 20 号沿い，塩嶺工業団地の東入り口。背景地図は国土地理院の電子国土 Web システム提供。

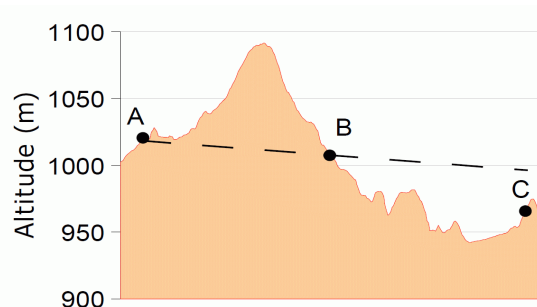


図 2. 御岳第一テフラの分布高度。A: 勝弦峠の北西 380 m, B: 内山霊園の最上部, C: 国道 20 号沿い，塩嶺工業団地の東入り口。国土地理院の電子国土 Web システムの地形断面図使用。

御岳第一テフラの分布高度

図 2 に，A，B，C の 3 地点における御岳第一テフラの分布高度を地形断面図と共に示した。井口（2019）は，諏訪盆地北西部に向かって，同テフラの分布高度が上昇することを示した。しかしながら，それを考慮しても，A，B 地点に比べて，C 地点の同テフラの高度低下が著しいように見える。単純に見積もると，C 地点は 20 m 程度，盆地側（東側）に落

ち込んでいるように見え、この地点付近の大川の谷の深さにほぼ相当する。図 3 に示すように、C 地点では、同テフラを切る多数の正断層（最大落差 5 m）が認められている（井口，2013）。糸魚川-静岡構造線活断層系の中でも、大川の谷沿いの活断層が、諏訪盆地西縁を画する断層となっているのかもしれない。



図 3. C 地点で見られた御岳第一テフラを切る多数の正断層.

引用文献

- 井口豊（2013）長野県岡谷市の塩嶺西山地域における断層と地すべり地形．日本活断層学会 2013 年度秋季学術大会講演予稿集：60-61.
- 井口豊（2019）諏訪盆地西部における御岳第一テフラの高度分布．日本地理学会発表要旨集（2019 年度日本地理学会秋季学術大会），印刷中.
- 澤祥ほか（2007）糸魚川-静岡構造線活断層帯中部，松本盆地南部・塩尻峠および諏訪湖南岸断層群の変動地形の再検討．活断層研究 27：169-190.

愛媛県丹原における中央構造線の反射法地震探査・ボーリング調査

° 大西耕造^{*1}・西坂直樹^{*1}・石川慶彦^{*1}・大野裕記^{*1}・池田倫治^{*2}・辻 健^{*3}
^{*1} 四国電力株式会社・^{*2} 株式会社四国総合研究所・^{*3} 九州大学

Seismic profiling and borehole survey of the MTL in Tanbara, Ehime

Kozo Onishi^{*1}, Naoki Nishizaka^{*1}, Yoshihiko Ishikawa^{*1}, Yuki Ohno^{*1},
 Michiharu Ikeda^{*2}, Takeshi Tsuji^{*3}

^{*1} Shikoku Electric Power Co., ^{*2} Shikoku Research Institute Inc., ^{*3} Kyushu Univ.

1. はじめに

日本で最も長大で活動的な活断層である中央構造線断層帯において、紀伊半島～別府湾の各地で調査が行われており、地表の露頭やトレンチで高角の横ずれ活断層が確認されるのに対し、反射法等による地下の調査では中角度で北傾斜する地質境界断層が認められ、両者の関係について活発な議論が続いている。2017年12月に公表された「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－由布院）の長期評価（第二版）」（地震本部，2017）では、断層深部の傾斜について中角度北傾斜と高角度の両論が併記され、深部での傾斜を最終的に解明するためには断層の深部延長をボーリング調査などによって直接確認することが望ましいとされた。

地表で確認される活断層としての中央構造線断層帯と地下で確認される地質境界としての中央構造線の位置関係に着目すると、紀伊半島から四国中央部で両者が一致しているのに対し、四国西部では活断層が地質境界と並走するように北方に分布する。これらの関係を詳細に検討する上で、両者が地表で一致している地点では両者の関係を検討することが難しく、両者が地表で大きく離れている場合には大深度までの調査が必要となるため、いずれの場合も調査に不都合である。そこで、我々は両者が一致することなく近接している愛媛県西条市丹原を調査地点として選定し、反射法地震探査およびボーリング調査を実施した（図1）。

2. 調査地域の地質概要

調査地域である丹原地点には、西南日本を内帯と外帯とにわける地質境界としての中央構造線が通過しており、国の天然記念物として知られる湯谷口の断層露頭が存在する。一方、活断層としての中央構造線断層帯の構成断層の1つである川上断層が地質境界の約100m北側に分布することが、調査地域東方の中山川河床や西方のトレンチ調査（池田ほか，2014）で確認されている。

その周辺には地質境界としての中央構造線の外帯側（南側）に低温高压型変成岩類で構成される三波川帯が分布し、内帯側（北側）には近傍に上部白亜系の海成層である和泉層群、また、さらにその北側に高温低压型変成岩と白亜紀花崗岩類で構成される領家帯が分布する。三波川帯、領家帯および和泉層群の形成時期はその大部分が後期白亜紀であり、これらはその後、中新世に小規模な酸性火山岩脈の貫入を受けている。また、内帯側には、これらの岩石を被覆する第四系（岡村層、段丘堆積物および沖積層）が分布する。

3. 調査の概要

(1) 反射法地震探査

地質境界としての中央構造線とその北方を並走する川上断層の地下での関係を検討することを目的として、両断層を横断するようにP波測線(1,106m)およびS波測線(399m)を設定し、反射法地震探査を実施した（図1）。

(2) ボーリング調査

地質境界としての中央構造線の深度を把握するため、反射法測線のやや西方の地質境界としての中央構造線と川上断層の間（No.2孔）および川上断層の北方（No.4孔）の2本の鉛直ボーリングを行うとともに、活断層としての中央構造線と地質境界としての中央構造線の間を調査する。

ることを目的として、川上断層の北方 (No.1 孔, No.3 孔) の 2 本の斜めボーリングを実施し (図 1), 採取した岩石コアを観察した。

4. 調査結果

P 波反射断面では、明瞭な反射面が北へ傾斜する構造が認められ、地表で地質境界としての中央構造線とほぼ対応する。地質境界以南の地表付近に 3000m/s を越える速い速度層が認められるのに対し、地質境界以北の地表付近には第四系や和泉層群と対応する遅い速度層が存在する。川上断層下方では浅部の反射面がやや不連続となる。一方、S 波反射断面では、地質境界以北の地表付近に分布する第四系やその下位の和泉層群が明瞭にイメージされており、川上断層下方でこれらに乱れが認められる。

また、ボーリングコア観察によると、No.1~4 孔で地質境界としての中央構造線 (三波川変成岩類の上面深度) がそれぞれ、標高 14m 付近、標高 50m 付近、標高 -13m 付近、標高 -47m 付近に認められる。それぞれのコアにおいて、和泉層群は中央構造線の運動に伴う著しい破碎を受けているものの、三波川変成岩類は地質境界の数m下で CH 級に相当する堅硬な岩盤となって中央構造線の運動によるダメージはそれほど認められない。なお、No.2 孔において、三波川変成岩類中に南傾斜の顕著な断層破碎帯は認められない。川上断層の下方で地質境界に落差があるか否かは不明であるものの、No.1~4 孔の対比から地質境界は全体として約 35 度で北へ傾斜していると推定される。

本研究においては、反射法地震探査およびボーリング調査によって得られた地下構造データを踏まえ、活断層としての中央構造線と地質境界としての中央構造線の関係を議論する。なお、今回の調査地点は地質境界と活断層が近接した特異な地点であり、東西の両者が離れた地点とは状況が異なる可能性もあるため、活断層および地質境界としての中央構造線の関係について全体像を解明するためには、今後の更なる検討が必要である。

謝辞 本研究を進めるにあたり、岡田篤正京都大学名誉教授及び遠田晋次東北大学教授にボーリングコアを観察しながらご議論を頂きました。ここに記して謝意を表します。

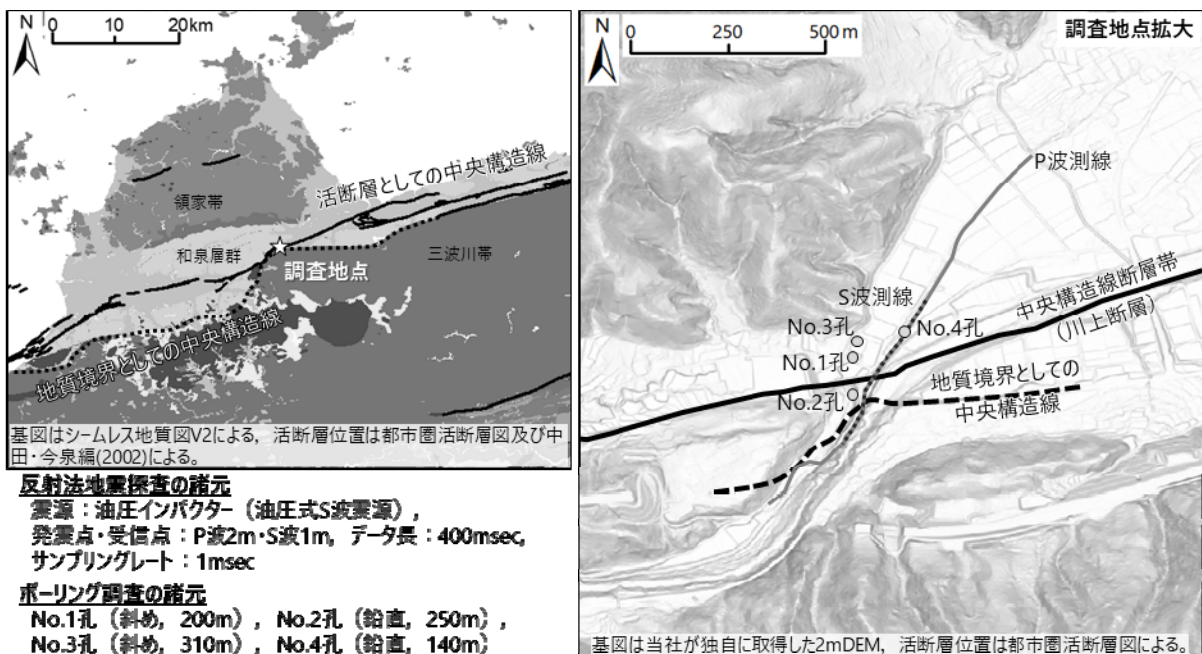


図 1 調査位置図および調査の諸元

四国北西沖の伊予灘における地震探査結果を用いた 中央構造線断層帯周辺の地質構造に関する検討

○高橋恭平・佐藤誉司・足達健人（総合地質調査）、
西坂直樹・大西耕造・大野裕記（四国電力）、
池田倫治（四国総研）、辻 健（九州大学）

Study on geological structure around the MTL active fault zone in the Iyo-nada Sea area off the northwest of Shikoku by using seismic survey

°Kyohei TAKAHASHI, Takashi SATO, Kento ADACHI

(Sogo Geophysical Exploration Co.,Ltd.),

Naoki NISHIZAKA, Kozo ONISHI, Yuki OHNO(SEPCO),

Michiharu IKEDA (SRI), Takeshi TSUJI (Kyushu Univ.)

1. 背景

中央構造線は、西南日本の内帯（領家帯）と外帯（三波川帯）を境する、地質構造上極めて重要な構造線の1つである。四国北西部の陸域では、領家帯と三波川帯を境する地質境界としての中央構造線（MBMTL [Material Boundary MTL]）と、活断層である中央構造線断層帯（MTLAFZ [MTL Active Fault Zone]）が、数kmの離隔を持って並走する。

四国北西沖に位置する伊予灘では、各調査機関により実施された稠密な反射法地震探査（音波探査）に基づき、MTLAFZの詳細な分布状況（七山ほか，2002）や右横ずれに伴う第四紀層の変形構造（西坂ほか，2007）が明らかにされている。本検討では、これら音波探査や屈折法探査のデータに基づき、伊予灘におけるMTLAFZとMBMTLの位置関係・性状等について考察した。

2. 音波探査及び屈折法探査結果

伊予灘の音響基盤は、陸域の地質分布との対応関係などから、内帯を構成する領家花崗岩類及び和泉層群と、外帯を構成する三波川変成岩類に対比される。

伊方沖で実施されたエアガン・マルチチャンネル音波探査断面（図1）では、四国側沿岸から北方に傾斜する三波川変成岩類の上面と、北側から南傾斜する領家花崗岩類の上面が明瞭にイメージされ、両者の会合部（R/S境界）は佐田岬半島沿岸から約8kmに位置する。また、音響基盤を覆う堆積層（新第三系～第四系）中には、R/S境界に収れんする明瞭な高角断層が認められ、堆積層浅部から深部までの地層に累積的な変位・変形を及ぼしていることから、長期にわたって同様の活動を繰り返してきたことが示唆される。一方、三波川変成岩類の上位の音響基盤は和泉層群に対比される可能性があり、同一測線上の浅～中部を対象とした音波探査断面も含めた検討より、北傾斜する三波川変成岩類上面との分布境界（Iz/S境界）が佐田岬半島沿岸から約1～2kmの位置に推定できる。このIz/S境界を横断する屈折法探査結果（図1）によると、和泉層群に対比される音響基盤はP波速度が3.7km/s程度で、下位の三波川変成岩類（5.5km/s）との境界が明瞭な速度コントラストと

して認められる。また、浅～中部音波探査記録によると、音響基盤を覆う堆積層は I_z/S 境界付近を含む佐田岬半島沿岸部ではほぼ水平で、活断層を示唆するような変形等は認められない。

3. 中央構造線断層帯と地質境界の関係

同様の検討を他の測線でも行い、活断層の性状と地質境界を平面的に把握した(図 2)。R/S 境界は、佐田岬半島の沖合をほぼ直線的に伸び、四国陸域の MTLAFZ の延長に位置する。伊予灘に帯状に分布する活断層をその性状に応じて区分すると、変位の累積が顕著で海底に変位を伴う断層が、その北縁付近に直線的に連なっており、R/S 境界の位置とほぼ一致する。

一方、陸域の MBMTL の延長部である I_z/S 境界は、概ね海岸線に並行するように大きく屈曲しており、活断層の分布とは対応しない。

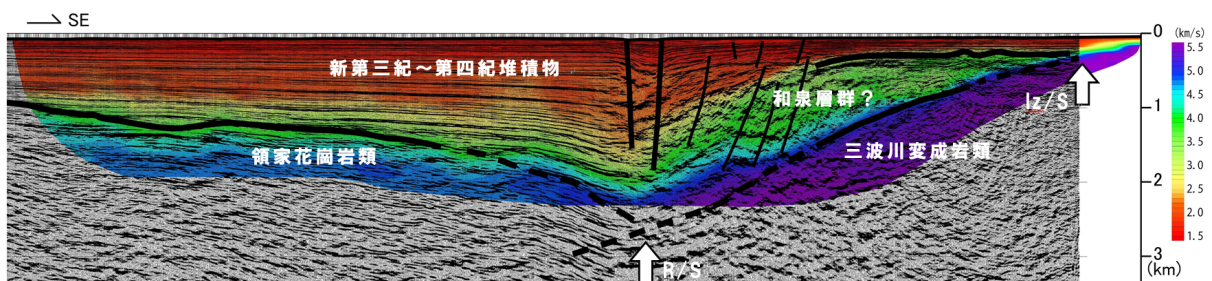


図 1 伊方沖の反射断面及び屈折法トモグラフィ解析結果

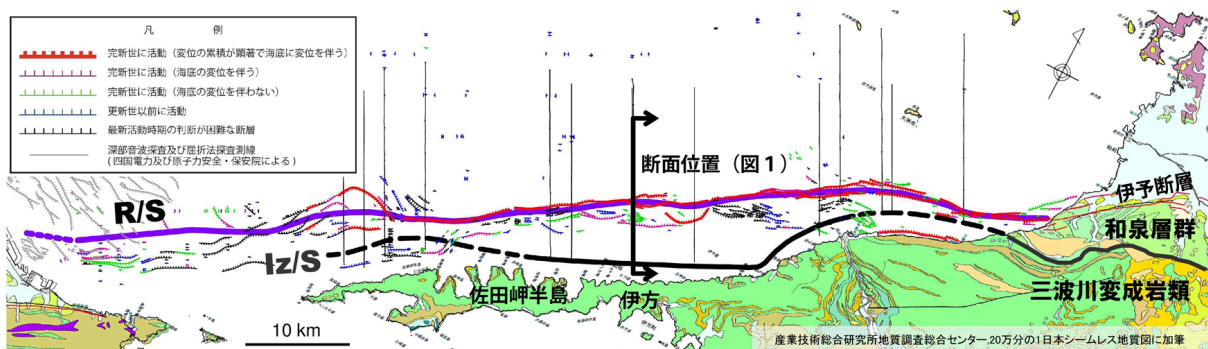


図 2 伊予灘の活断層分布と地質境界の位置関係

引用文献 原子力安全・保安院(2008):伊方発電所敷地前面海域における海上音波探査について,第12回AサブWG(H20.12.10).七山ほか(2002):伊予灘～佐賀関沖MTL活断層系の広域イメージングとセグメント区分,活断層・古地震研究報告,2,141-152.西坂ほか(2007):伊予灘中央構造線断層帯による第四紀層の変形構造,物理探査学会第117回学術講演会講演論文集,P-1,321-324.

足摺岬及び屋久島に分布する離水生物遺骸群集から得られた 放射性炭素年代の特徴

°内田淳一・佐津川貴子（原子力規制庁長官官房技術基盤グループ）

Characteristics of ^{14}C age from uplifted sessile assemblages at Cape Ashizuri
and Yakushima Island

Jun'ichi UCHIDA, Takako SATSUKAWA

1. はじめに

先史時代も含めた地震の発生履歴に関するデータは、将来の地震活動の評価にとって極めて重要な情報となる。陸域における地震についてはトレンチ調査による地震履歴評価が可能な場合もあるが、沿岸域及び海域における地震については同様な評価は困難である。沿岸域における地震履歴の情報を得る手段の一つとして、地震により隆起した離水生物群集遺骸を用いる方法が広く用いられている。しかし、離水生物群集遺骸を用いて年代測定を実施する際、測定対象の違いが、年代測定の結果に及ぼす不確実さの程度については知見が少ない。そこで、本研究では年代測定試料の対象の違い（生物遺骸または炭酸塩基質）に着目し、それらが放射性炭素年代測定の結果に与える影響を検討した。調査地域は、離水生物遺骸群集が産出し、かつ完新世段丘に関する既往研究例がある、高知県足摺岬（松尾地区、伊佐地区）及び鹿児島県屋久島（安房地区）を選定した。

2. 足摺岬及び屋久島における完新世段丘（地形面）の特徴

足摺岬の海岸付近に露出する地質は中新世の花崗岩類を主体とし、一部にアプライト、ドレライト及び玄武岩の岩脈がみられる。岩脈、断層及び卓越する割れ目の方向は、NNW-SSEで高角度のものが多く、完新世段丘は海岸侵食地形面として認識でき、高位よりA1面～A7面に区分した（表1）。これらの地形面の内縁付近では平坦地を伴い、外縁付近では丸みを帯び、海岸へ傾斜している。

屋久島安房地区の海岸付近に露出する地質は、古第三紀中期始新世～前期漸新世の四万十帯堆積岩コンプレックスの日向層群であり、暗灰色の泥岩及び灰色の砂岩を主体とし、これらをサンゴ礁が覆う。完新世段丘は海岸侵食地形面として認識でき、高位よりA1面～A5面に区分した（表1）。岩石海岸部の地形面は、外縁付近では海岸へ緩く傾斜し、中央～内縁で平坦面を伴う。ビーチロックを主とする隆起サンゴ礁の地形面は浸食により細かい凹凸があるが、その凹部を除けば概ね水平な平坦面が発達する。

3. 放射性炭素年代測定試料の採取

足摺岬及び屋久島において年代測定試料を採取した地形面は、それぞれA7面～A6面（A7面：1.5～2.2m、A6面：3.8～4.0m）、A5～A2面（A5面：1.4～0.6m、A4面：2.0～1.7m、A3面：2.4m、A2面：3.9m）に区分される。採取試料はビーチロックで構成されていたことから、採取試料を貝殻片、サンゴ片（屋久島地域のみ）及び基質部に分け、足摺岬地域及び屋久島地域における年代測定試料を、それぞれ13試料及び25試料採取した。また、試料を採取した標高には幅があることから、試料の上端及び下端の標高を記録した。

表1 足摺岬（松尾地区、伊佐地区）及び屋久島（安房地区）
における地形面区分の一覧

地形面	標高(m)	分布幅	平坦面の発達	
松尾・足摺岬地区	A1	13.0～15.0	5m程度	全体的に起伏がみられる
	A2	11.0～13.0	5m程度	全体的に起伏がみられる
	A3	8.0～10.5	5～15m程度	全体的に起伏がみられる
	A4	6.0～8.0	20～30m程度	平坦面が発達
	A5	4.0～6.0	最大20m程度	平坦面が発達
	A6	2.5～4.0	最大30m程度	平坦面が発達
	A7	0.5～2.5	最大20m程度	平坦面が発達
屋久島安房地区	A1	4.0～5.0	5～15m程度	全体的に起伏がみられる
	A2	3.0～4.0	5～20m程度	全体的に起伏がみられる
	A3	2.0～3.0	5～20m程度	全体的に起伏がみられる
	A4	1.2～2.0	最大30m程度	平坦面が発達
	A5	0.0～1.2	最大120m程度	平坦面が発達

4. 放射性炭素年代の測定結果

測定結果を図1に示す。実際の暦年代は、400年程度の海洋リザーバ効果⁽¹⁾及び黒潮域における50～100年程度のローカルリザーバ効果⁽²⁾の除去により若くなることを考慮する必要があるが、測定結果はそれよりも大きくばらついている。両地域ともに全体的に基質の年代が若く、貝殻片またはサンゴ片の年代がより古い傾向がある。この理由としては、基質であるビーチロックの再結晶時に、相対的に新しい炭素を取り込んだ可能性が考えられる。

足摺岬地域における地形面の形成年代は、貝殻片に着眼すると測定数の多いA7面で $2,096 \pm 32 \sim 3,762 \pm 28$ yr B.P.の値を示した。これは、既往の研究例⁽³⁾の $1,700 \pm 60$ yr B.P.と概ね整合している。

屋久島地域では、基質を除外すると、4,500～5,600 yr B.P.に集中し、サンゴ片及び貝殻片に着目すると、採取標高が低いほど古くなる傾向がある。珊瑚礁段丘の形成過程⁽⁴⁾を考慮すると、4,500～5,600 yr B.P.頃に形成された上方及び海側にオフラップする珊瑚礁がある時期に浸食されたと考えることができ、その浸食年代（地形面の形成年代）は最も若い基質の年代値である3,000 yr B.P.頃が妥当と考えられる。

5. まとめ

年代測定試料の対象の違いが、放射性炭素年代測定の結果に与える影響を検討した。その結果、炭酸塩基質（ビーチロック）の年代が、貝殻片またはサンゴ片の年代より若くなる傾向が明らかになった。この理由としては、ビーチロックの形成に伴う再結晶時に、相対的に新しい炭素を取り込んだ可能性が考えられる。離水生物群集遺骸の年代を基質から分離して測定することにより、足摺岬地域のような岩石海岸においては、地形面の形成年代の幅をより狭めることができ、屋久島地域のような珊瑚礁においては、地形面と珊瑚礁自体の形成年代を区別して解釈することが可能となる。このような測定対象の違いを適切に考慮することにより、本手法に基づいた完新世段丘の離水年代のもつ不確実さを低減できる。

引用文献：⁽¹⁾ Alves et al. (2018) Reviews of Geophysics, 56, 278-305、⁽²⁾ Hirabayashi et al. (2017) Journal of Quaternary Science, 32, 1-6、⁽³⁾ 前杵 (1988) 地理科学, 43, 231-240、⁽⁴⁾ Chappellet al. (1996) Quaternary Science Reviews, 15, 7-22

謝辞：地域住民の方々をはじめ、環境省中国四国地方環境事務所、高知県土木部幡多土木事務所、土佐清水市総務課、鹿児島県熊毛支庁屋久島事務所及び屋久島町総務課には本調査に関する多大なご協力をいただいた。ここに記してお礼申し上げる。

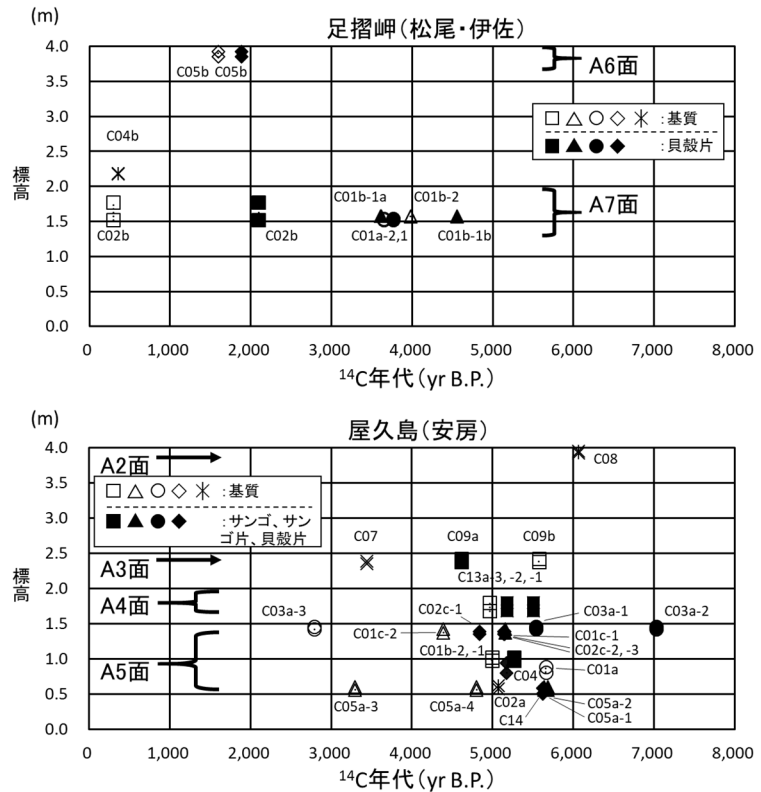


図1 足摺岬及び屋久島に分布する離水生物遺骸群集から得られた放射性炭素年代
同一標高にある同じ輪郭をもつシンボルは同一試料から分取した試料であることを表す。

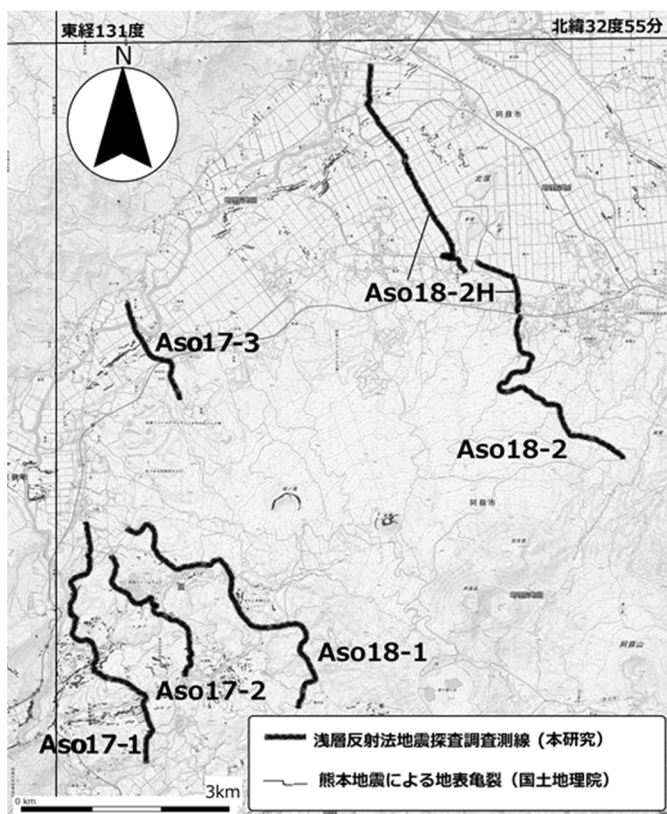
反射法地震探査からみた布田川断層帯北東延長域の地下構造 内田淳一・佐津川貴子・戸澤茉莉花 (原子力規制庁長官官房技術基盤グループ)

Seismic structures of northeastern extension of Futagawa Fault Zone
based on seismic reflection survey

Jun'ichi UCHIDA, Takako SATSUKAWA and Marika TOZAWA

1. 背景・目的

布田川断層帯は、西南日本九州中西部熊本県阿蘇郡南阿蘇村立野～上益城郡益城町を経て宇土半島まで東北東-西南西方向に伸びる断層帯で、熊本市北甘木付近で北東-南西～北北東-南南西走向の日奈久断層帯と斜交する。両者を合わせて布田川-日奈久断層帯とも呼ぶ（地震調査研究推進本部, 2013）。布田川断層帯の一部は、「平成28年（2016年）熊本地震」（以下、「同地震」という。）の震源断層としても知られている。同地震発生後、布田川断層帯沿いには、多くの地表地震断層及び亀裂が生じた（Shirahama et al., 2016）。地表地震断層は、従来断層が認定されていなかった北東延長の阿蘇カルデラ内部にまで出現し、布田川断層帯が従来評価されていた長さよりも長い可能性が示された。しかし、布田川断層帯の北東端部については、十分に調査されていたとは言いがたい。



層が認定されていなかった北東延長の阿蘇カルデラ内部にまで出現し、布田川断層帯が従来評価されていた長さよりも長い可能性が示された。しかし、布田川断層帯の北東端部については、十分に調査されていたとは言いがたい。

断層長は、断層活動時の強震動評価のための重要なパラメーターである。一般的に断層は主部ほど明瞭であり、端部に向かうと不明瞭になり最終的に消滅するが、断層長の決定においては、不明瞭な端部周辺の地質構造の評価が極めて重要となる。そこで、断層端部の地質構造の特徴を捉えることを目的として、布田川断層帯の北東延長域である阿蘇カルデラ内部において反射法地震探査を実施した（図1）。

図1 調査位置図

国土地理院及び国土地理院タイル「空から見た布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布図」

(https://maps.gsi.go.jp/#15/32.947570/131.030889/&base=std&ls=std%7C20160414kumamoto_jiware&disp=11&lcd=20160414kumamoto_jiware&vs=c1j0h0k0l0u0t0z0r0s0m0f1&d=v1) に加筆

2. 調査結果

調査地域において、6測線（総延長20 km）にわたって反射法地震探査を実施した。このうち、代表的なAso17-1測線及びAso18-2測線をそれぞれ図2及び図3に示す。いずれのプロファイルにおいても、深度200～400 m付近に連続性の良い強い反射面が認められる。Aso17-1測線（図2）では南から距離程2 km付近に強反射面の撓みが認められる。また、距離程1.4 km及び2.5 km付近に反射面の不連続部が認められる。Aso18-2測線（図3）では南から距離程800 m付近において、深度300 m付近に認められる強反射面に撓みがみられる。この強反射面は距離程

1.7 km付近で低角逆断層に切られている。また、Aso18-1測線では南から距離程3 km地点において、深度200 m付近に認められる強反射面が途切れている。なお、その他の測線においても地下構造がみられた。

これら強反射面の不連続部は東北東-西南西方向に連続して出現する。

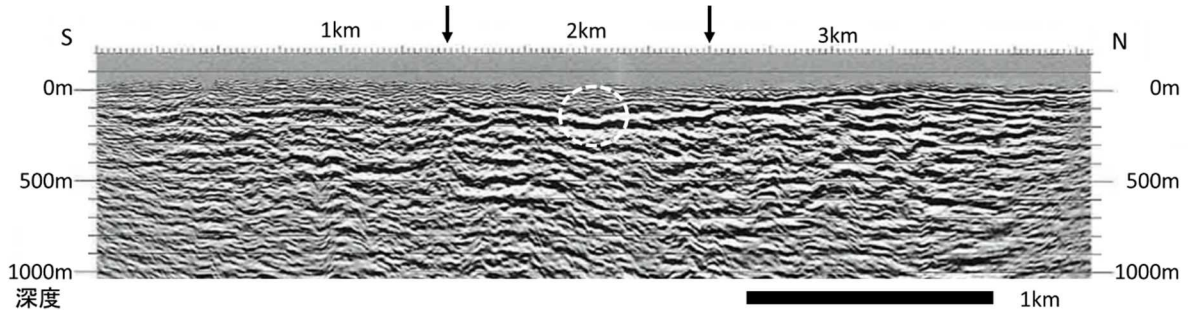


図2 Aso17-1測線 重合前時間マイグレーション深度断面図

↓は反射面の不連続点、○囲いは撓みを表す。

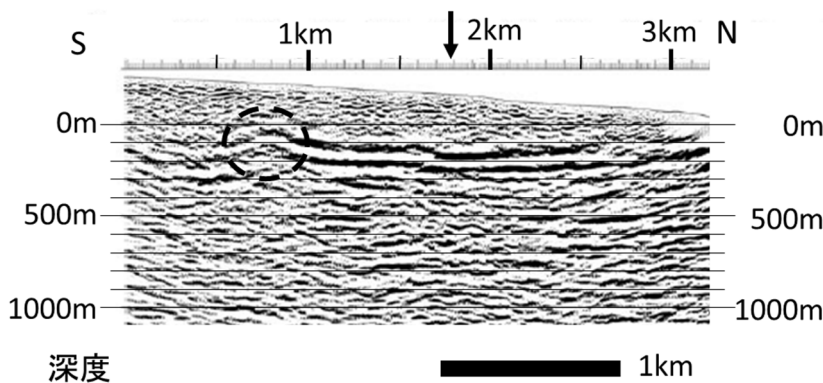


図3 Aso18-2測線 重合前時間マイグレーション深度断面図

↓は反射面の不連続点（断層）、○囲いは撓みを表す。

3. まとめ

布田川断層帯北東延長域の断層端部の特徴を捉えることを目的として反射法地震探査を実施した。その結果、Aso17-1測線、Aso18-2測線等で認められる強反射面の不連続部は、布田川断層帯の走向方向と調和的に分布する。このことから、強反射面の不連続部は布田川断層帯の北東延長部にあたる可能性が高い。今後は布田川断層帯端部付近の特徴を明らかにするために、調査地域を拡張し、反射法地震探査のデータ拡充をおこなう。

引用

[1] 地震調査研究推進本部（2013）布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）、[2] Shirahama et al. (2016) EPS, 68, 191 [3] 国土地理院タイル（2016）空から見た（航空写真判読による）布田川断層帯周辺の地表の亀裂分布図

謝辞

許認可に関して経済産業省九州経済産業局、環境省九州地方環境事務所、国土交通省国道事務所、熊本県のほか、阿蘇市、南阿蘇村を始めとする関係自治体及び地権者に多大なご協力をいただいた。ここに記してお礼申し上げます。

浅海底に分布する海底段丘の変動地形学的分析
—沖縄島北西沖の伊平屋島周辺で認められる傾動運動—

後藤秀昭(広島大学)

Deformation of Submarine Terraces around Iheya Island

Hideaki Goto (Hiroshima Univ.)

1. はじめに

陸上沿岸域の変動地形学的研究では、海成段丘の旧汀線高度を指標として後期更新世以降の地殻変動が推定されているが、海成段丘が分布せず、検討できない地域も多い。近年、マルチビーム測深調査によって浅海底の高解像度な地形データの取得が進み、活断層の分布 (Goto, 2018) やサンゴ礁の発達過程 (Kan et al., 2015) など、浅海底の地形について具体的なデータを基に検討が進みつつある。浅海底を変動地形学的に研究することで、陸上の旧汀線が認められない地域の地殻変動を検討できる可能性がある。

本研究では、沖縄島北西沖の伊平屋島周辺の浅海に分布する海底段丘に基づいて地殻変動を検討した。細長く伸びる伊平屋島には明瞭な海成段丘が認められず、後期更新世以降の地殻変動はよくわかっていないが、浅海底の海底段丘からは、伊平屋島の長軸に直行する東向きの傾動があることが明らかとなった。海底段丘の旧汀線高度を用いた検討は、浅海域において広く適用可能であり、広域的な地殻変動の解明のためにも、浅海底の詳細な地形データの取得と分析が望まれる。

2. 研究の方法

本研究では、多様な機関で計測されてきた海底地形の情報を統合して用いた。島周辺の浅海はマルチビームで測深した安原 (2013) による約 44m 間隔のデータを主に用いた。その周辺については、荒井ほか (2013) のマルチビーム測深データ (約 20m 間隔) や JAMSTEC の航海・潜航データ・サンプル探索システム「Darwin」から取得したマルチビーム測深データ (約 65m 間隔)、日本水路協会の等深線を基に作成したメッシュデータ (約 65m 間隔)、J-EGG500 の約 500m 間隔のメッシュデータを補助的に用いた。

これらを Simple DEM viewer に読み込み、後藤 (2015) の方法に従って浅海底の細かな地形が観察できるように調整した傾斜角による地形アナグリフとした。また、これに等深線をテクスチャマッピングし、深度を確認しながら実体視をして地形を判読できるようにした。

3. 海底段丘の分布と特徴

伊平屋島のある伊平屋島伊是名島諸島は沖縄島の約 30km 北西沖にあり、沖縄島—与論島—沖永良部島の南西諸島の島棚列よりも大陸側に位置する。町田 (2001) によれば、離水した沖積面よりも高い、標高 20m 付近に低位段丘面が山麓を埋めるように分布しており、これらは後期更新世の海成面と考えられるため、伊平屋島、伊是名島ともに隆起傾向にあるとされる。しかし、伊平屋島は北東—南西方向に伸びる南北約 12km、最大幅 4km の細長い島で、

段丘の分布も限られ、隆起の地域的な違いについては検討が困難である。

本研究で作成した地形アナグリフ、地形図によると、伊平屋島伊是名島諸島の周辺には150m以浅の島棚が、幅約20km、長さ約35kmで北東—南西方向に広がる。低海面期には、現在の諸島の大きさに比べ、極めて大きな単一の島が広がっていたと考えられる。

この島棚では、3段の明瞭な海底段丘を認めることができる。南部の西岸沖の水深に基づけば、高位より段丘崖付近の水深が-60m付近の段丘面（I面）、-80m付近の段丘面（II面）、-100m付近の段丘面（III面）である。

I面よりも島側には小刻みに起伏の変化するリッジ上の高まりがあり、現生のサンゴ礁に連続するように見える。I面の沖側のII面との間には最大幅約1.5kmに達する高まりが断続的に分布しており、I面の段丘崖付近には浅い凹地が連続する。一方、II面は起伏に乏しい平坦面をなし、島側の変換線は明瞭で相対的に広く発達する。段丘面上には急崖が断片的に認められ、さらに細分できるかもしれない。III面の段丘崖は連続的に追跡できるが、大陸棚外縁によって分布の途切れる場所もあり、面の幅は場所により大きく異なる。また、平坦面とその島側の急崖という場所もあるが、北端付近など斜面の傾斜変換線を成しているように見える場所もある。

以上の地形的特徴から、I面は沈水したサンゴ礁である可能性が高く、II面およびIII面は主に波蝕によって形成された侵食段丘の様相を示す。

4. 海底段丘の形成時期と傾動

南西諸島の浅海底を検討した堀・茅根（2000）は水深50m程度と80m程度に傾斜変換線があることを指摘しており、本研究の結果とよく似る。水深50m付近の急崖基部を堀・茅根（2000）は内側傾斜変換点（IB）と呼び、約10～11kaの海面上昇が弱まった時期に形成されたとし、水深50～70mの平坦面もこの時期に形成されたとした。また、Arai et al. (2016)は宮古島沖で-56mに沈水したサンゴ礁を認めており、上記の地形的特徴から推定した結果とも調和する。最終氷期極相期ごろの海面変化を詳細に研究したYokoyama et al. (2018)によれば、-100mと-120mの段丘があり、海面が-100mであった時期が相対的に長く、短期間で20m海面低下したとしており、本研究のIII面の分布状況と矛盾しない。

I面は旧サンゴ礁地形と考えられるため、当時の海水準は礁嶺の高さ付近と考えられる。また、II面は侵食地形の可能性が高いため、傾斜変換線の高さを比較した。その結果、I面上の礁嶺は伊平屋島の東では-70mであるのに対し、西では-60mであり、II面の旧汀線高度は島の東では-80mであるのに対し、西では-70mであった。すなわち、伊平屋島の延びる方向と直交する向きで東に傾動している可能性があると考えられる。細長い伊平屋島の陸上地形からは読みとることができない地殻変動を海底段丘から読みとることができたことになる。

点在する島に分布する海成段丘からは、限られた情報しかえられないが、浅海に分布する海底段丘を分析することで地殻変動をより広く検討することが可能である。

文献：Goto, H. (2018) Geosciences ; Kan, H. et al. (2015) Geomorphology ; 安原徹 (2013) 海洋情報部研究報告；荒井晃作ほか (2013) 地質調査総合センター速報；後藤秀昭 (2015) 広島大学大学院文学研究科論集特輯号；町田洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス；堀和明・茅根勇 (2000) 地理学評論；Arai K. et al. (2016) Marine Geology；Yokoyama, Y. et al. (2018) Nature 謝辞：科学研究費補助金（課題番号：19H01374）を使用した。

衛星 SAR 差分干渉解析による
2019 年カリフォルニア州リッジレスト地震の地表変位

影島充万・大沼巧（株式会社地球科学総合研究所）

Surface displacement of the 2019 Ridgecrest Earthquake
by DInSAR analysis.

Mitsukazu Kageshima, Takumi Onuma (JGI, Inc.)

1. 概要

米国カリフォルニア州リッジレストにおいて、2019 年 7 月 4 日 17:33 UTC（前震）および 2019 年 7 月 6 日 03:19 UTC（本震）に大規模な地震が発生した。この地震前後に観測された Sentinel-1 C-SAR データを用いて差分干渉解析およびピクセルオフセット解析を実施した。解析結果より、北西 - 南東方向の走向を持つ断層の存在が示唆され、その断層の南西側ブロックおよび北東側ブロックにおける地表の変位分布を確認することができた。

2. 使用データと解析方法

欧州宇宙機構 Sentinel-1 の C-SAR データのうち、2019/7/4 と 2019/7/10 観測の昇交軌道 2 シーン、および 2019/7/4 と 2019/7/16 観測の降交軌道 2 シーンを使用した。数値標高データは 1 秒メッシュの SRTM データを用い、各軌道の干渉ペアにつき差分干渉解析を実施し差分インターフェログラムを生成した。またピクセルオフセット解析により水平移動量を算出した。

3. 解析結果

差分干渉解析結果の例として、図 1 に昇交軌道のペアの差分インターフェログラムを示す。図の赤色印は本震および前震の震央を、青色印は余震分布を示す。位相変化のパターンと余震分布から、北西 - 南東方向の走向を持つ断層の存在が示唆される。この断層の南西側ブロックでは、断層に向かい南西から北東に位相が減少するパターンが認められる。これは地震前と比べて、衛星に近づく変位（隆起 and/or 西への移動）が生じていることを示しており、断層北西端付近における最大変位量は 75cm 程度に達する。同様に断層の北東側ブロックでは、衛星から遠ざかる変位（沈下 and/or 東への移動）が生じていることを示しており、最大変位量は 7/4 の震央付近において 60cm 程度に達する。またこの断層と直交する、北東 - 南西方向の走向を持つ断層の存在も示唆される。図 2 は、ピクセルオフセット解析による、昇交軌道のペアにおける水平移動量の分布図である。ピクセルオフセット解析では、地震前後での衛星飛翔方向および SAR 照射方向の変位量を算出でき、それらを東西および南北方向の移動量に変換し、水平移動量としてベクトルで示した。変位分布から、断層を境として断層の両側が反時計周りに回転するように見え、断層に沿う右横ずれの活動が示唆される。降交軌道のペアにおいても同様の結果が得られた。これらの結果は、米国地質調査所による、北西 - 南東方向の断層に沿う右横ずれ移動という評価と調和的である。

参考文献 米国地質調査所 Earthquake Hazards Program ホームページ

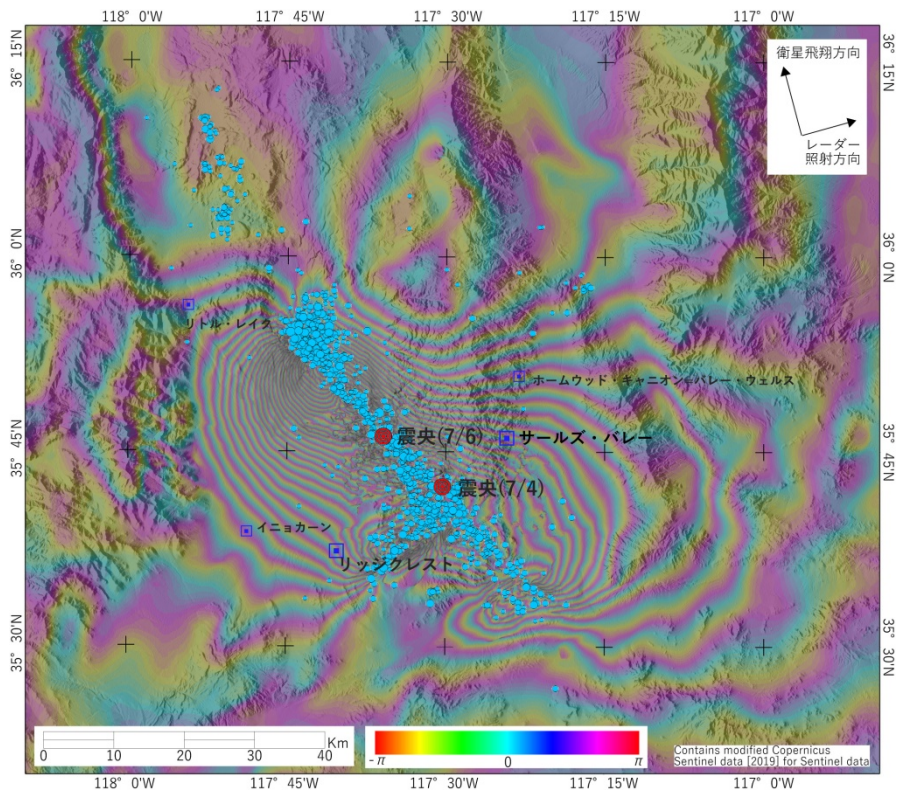


図1 昇交軌道ペアの差分インターフェログラム

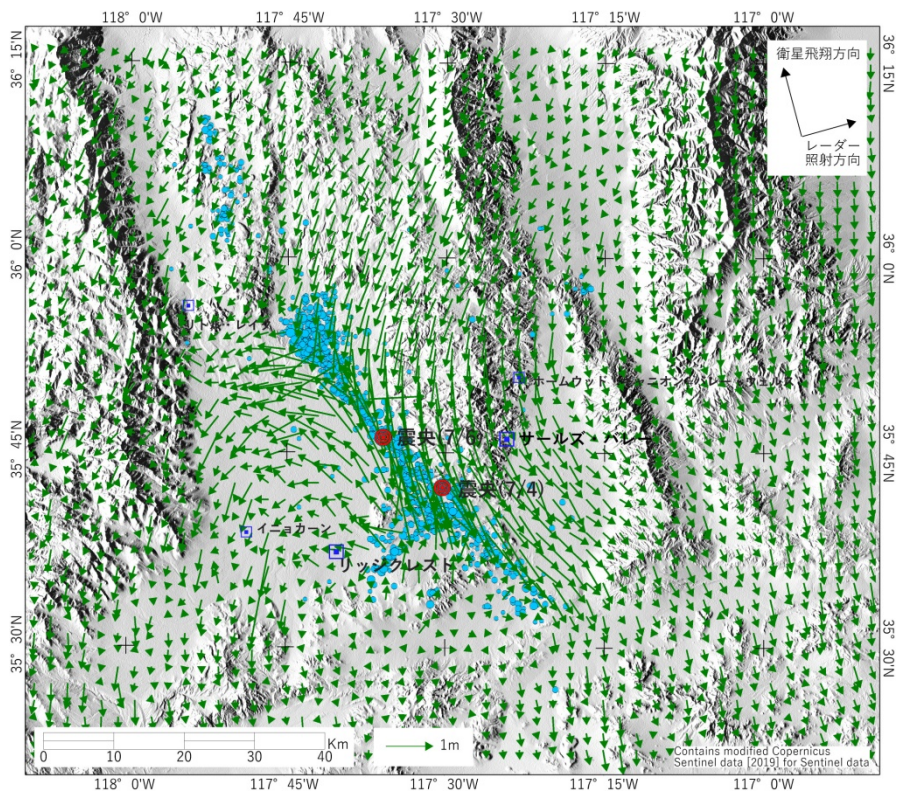


図2 昇交軌道ペアの水平移動量分布

ドローン画像によるモンゴル・ブルナイ断層の断層変位地形の詳細把握の試み

中田 高 (広島大名誉教授)・山中 蛍 (広島大・院)

Detailed fault mapping of some parts of Bulnay fault in Mongolia by drone photogrammetry

Takashi NAKATA (Emeritus Prof., Hiroshima Univ.)・Tomoru YAMANAKA (Hiroshima Univ. Graduate Student)

はじめに

モンゴル西部では 20 世紀に複数の長大な活断層が M8 クラスの巨大地震を発生させ、長大な地震断層が出現した (Baljinnyam et al., 1993). このうち、ブルナイ断層は、1905 年に M8 を超える巨大地震を発生させ、長さ 400km にも達する地震断層が地表に出現した. 多くの研究者が関心を寄せるこの断層の位置・形状や変位量分布については、Rizza et al. (2015)や Choi et al.(2018)によって詳しい調査なされている. このうち、Choi et al.(2018)は、地上分解能 0.5m の衛星画像を用いて、1905 年に活動したブルナイ断層とその周辺の地震断層の地震に伴う変位量を 384 地点で 654 変位を計測するという労作である. 全長にわたって詳細に解明している. 一部については、現地調査によってそれを確認し変位を計測している. しかし、実際に現地に赴いて地震断層を観察すると、大きな変位ともなった地震断層といえども地震後 100 年以上が経過しており、1905 年の地震時変位量を見いだすことは簡単ではないことがわかる. また、地表変化が緩慢な半乾燥地域では、ブルナイ断層の過去の活動による累積的な変位地形が比較的明瞭に残されており、それとの区別が最新活動による変位量の把握を困難にしている.

ドローン空撮調査

筆者の一人は 2019 年 8 月、現地の専門家の案内でモンゴル・ブルナイ断層を観察する機会を得た. そこで、ドローン (DJI 社 Mavic 2 Pro)を用いて、ブルナイ断層の 3 地点において空撮を行うとともに、簡易 RTK(EMLID 社 Reach)を使って GCP を計測した. これらのデータを、SfM ソフト (Agisoft 社 PhotoScan)で処理して得た DSM(Digital Surface Model) をもとに、アナグリフ画像や等高線図を作成し、断層変位地形の詳細な把握を試みた.

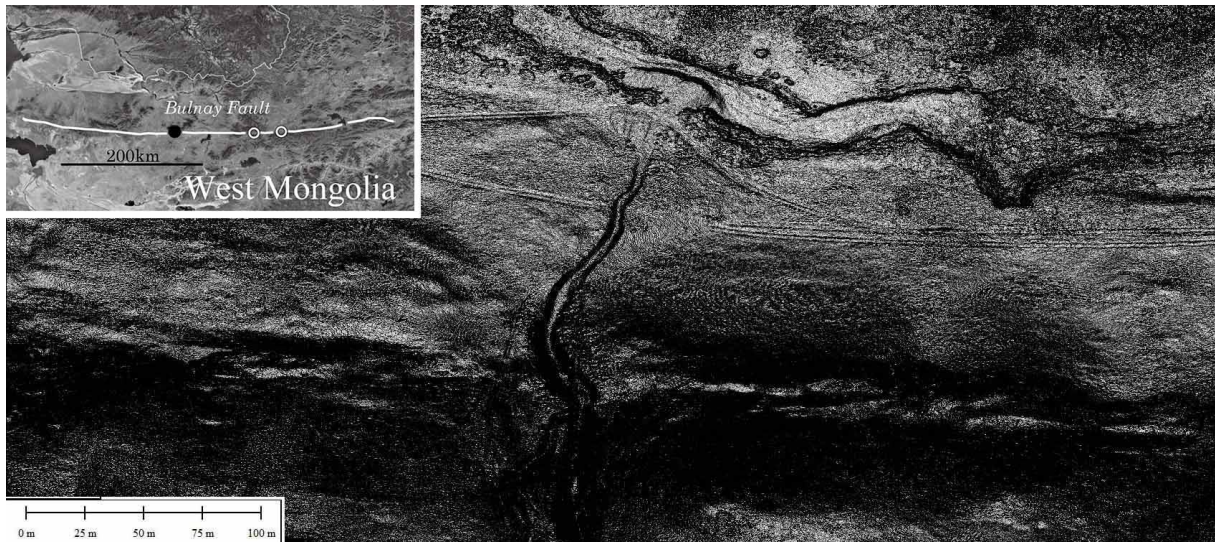


Fig. 1 山地斜面に地震断層が現れた例 (Choi et al. (2018)の 83.8-83.9 地点を含む場所) モノクロ画像のために断層変位地形は必ずしも明瞭ではないが、直線的な断層線に沿って鞍部や凹地が連続する. 断層を横切る gully には左横ずれが窺えるが、最新変位は明瞭ではない.

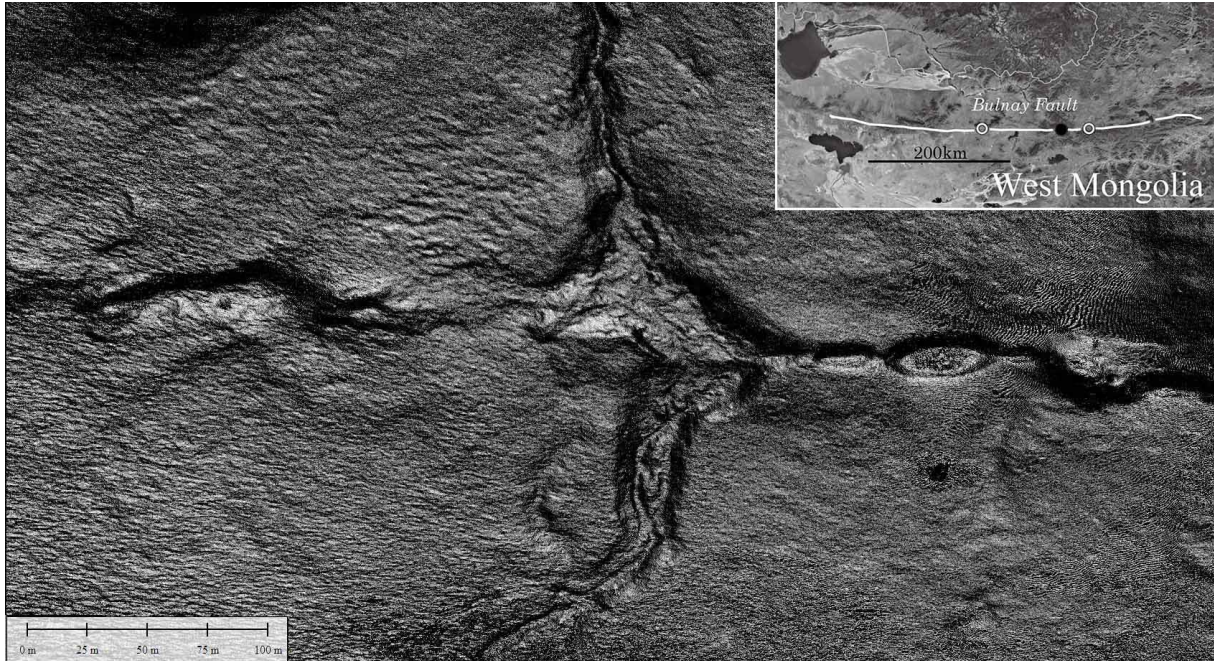


Fig. 2 扇状地面を横切る地震断層の例 (Choi et al. (2018)の 188.3-188.9 地点を含む場所) 比較的大きな断層凹地とバルジが累積変位の大きさを示す. 扇状地を開析する谷も 25m 前後左ずれしている. しかし, 1905 年の断層位置と変位量を詳細に特定することは容易でない.

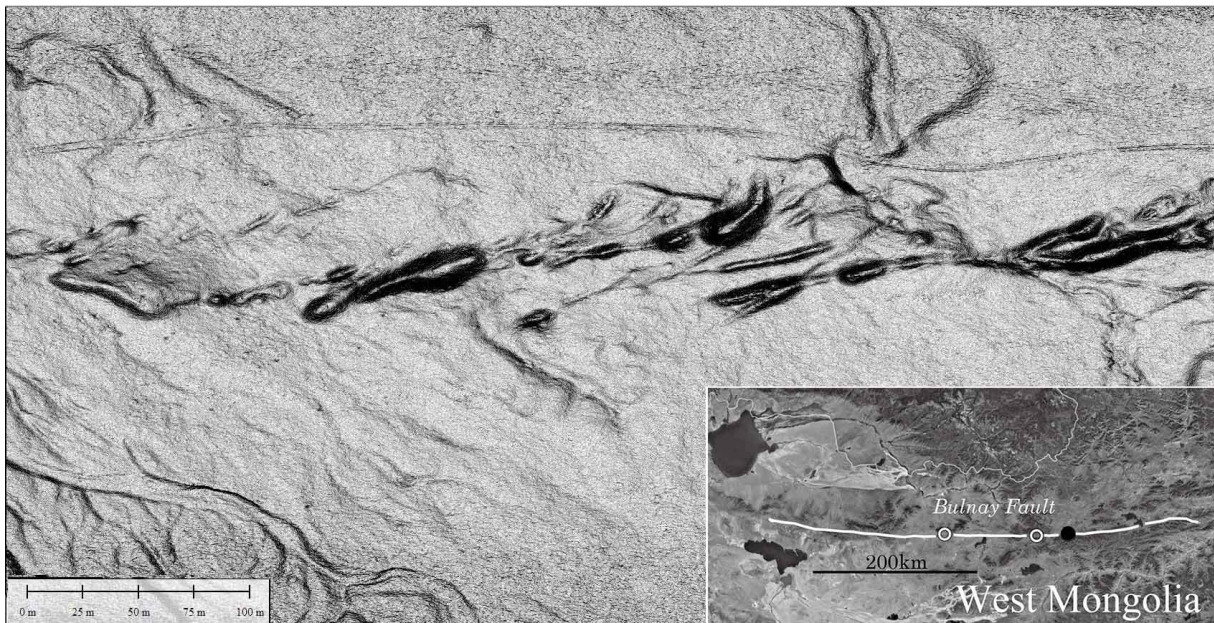


Fig. 3 地震断層が堆積物が厚い低地を横切る例 (Choi et al. (2018)の 224.9 地点を含む場所) 断層線は右ステップし幅 50m 以上の変形帯を形成する. 長さ 100m, 幅 20m, 深さ 5m に及ぶ凹地が東北東-西南西に連続し, 一部に西北西-東南東の高まりが認められる.

今後に向けて

今回の調査ではドローンの飛行高度は 80m-180m で画像の地上分解能は 2-4cm/pixel であり, Choi et al. (2018)が用いた高分解能衛星画像と比較してはるかに高い解像力を持つ. しかしながら, このような画像と野外観察によっても, Choi et al. (2018)が計測した地形と変位量を再現することは困難であった. さらに低空からの系統的なドローン空撮が不可欠と思われる.

謝辞: 本研究は科学研究費 (基盤研究 B, JP18H00766)の助成を受けた.

帯磁率を用いた活断層の変位把握の試み

○安江健一（富山大学），廣内大助（信州大学）

Study on faulting using magnetic susceptibility

○Ken-ichi Yasue (Univ. Toyama), Daisuke Hirouchi (Shinshu Univ.)

1. はじめに

活断層の長期評価では、最新活動時期と活動間隔の把握が重要である。過去の活動時期を精確に把握するためには、断層周辺の堆積物から活動イベントを認定し、イベントの前後の堆積物について高確度かつ高精度な年代測定が必要である。しかし、層相の変化に乏しい堆積物中から断層変位基準を肉眼観察で識別して、断層変位を明らかにすることが難しい場合がある。そのような場合には、粒度、鉱物、微化石などの顕微鏡で観察可能なものに着目して、それらの空間分布が断層付近を境にどのように変化しているのかを把握する方法が考えられる。さらに、顕微鏡では識別できないような含水率、帯磁率、古地磁気などの空間分布を把握する方法が考えられる。本研究では、これらの中でも現地で簡易的に測定が可能な帯磁率を用いて、活断層露頭において肉眼観察では確認が困難な断層変位基準を定量的に識別し、断層変位の有無の判断を試みる。

2. 方法

本研究は、変位地形が明瞭であり、活動履歴が明らかになっている活断層において実施することで、手法の適用性の検討が行いやすいと考えて、既往研究において変位地形や活動履歴に関する多くのデータが得られている阿寺断層において実施した。阿寺断層は、岐阜県東部を北西～南東方向に長さ約 70km に渡って連続する左横ずれ活断層である。この阿寺断層の中央部付近である岐阜県中津川市加子母地区上桑原において、2005年～2006年に実施したトレンチ掘削調査（廣内・安江，2006）によって観察されたトレンチ壁面において帯磁率測定を実施した。

トレンチ壁面では、山地斜面に山側が低下する断層によって形成された局所的な凹地が認められ、層厚 3m 程度の黒色土の分布が観察された（図 1）。黒色土には、層厚 10～30cm 程度の砂層や角礫層が挟まれており、深さ 1.5 m 付近の角礫層は断層によっておよそ 16cm の見かけの上下変位が認められた。その上位の角礫まじり黒色腐植土や茶褐色砂層では、断層変位がの有無の判断が肉眼では難しい。このトレンチ壁面の断層近傍において、ポケット型帯磁率計 WSL-C を使用した帯磁率測定を実施した。測定は、壁面を透明ビニールシートで覆い、上から順に横方向へ連続的に測定し、値を記録した。記録した値を 5cm 四方に 1 つの値として表に整理した。

3. 結果

測定した帯磁率の分布を図2に示す。図2では、値が大きいほど濃い灰色であり、小さいほど白色である。中央から下側には、厚さが薄くて値が比較的大きい部分がほぼ水平に連続しているが、北東から60cm付近で不連続となる。不連続となる位置は、壁面で観察される断層の位置をほぼ一致している。さらに、中央から上側の値が大きい部分の下部にも不連続が認められる。これは、壁面において明瞭に観察された断層の上方への延長部に位置しており、この付近までは断層変位が及んでいる可能性が高い。

この例のように帯磁率は、現地において簡易的に非破壊で高分解能のデータを得ることができることから、調査の早い段階で変位基準を定量的に把握する際に有効な手法の一つになると考えられる。なお、帯磁率の違いが発生する原因としては、堆積物の後背地の違い、テフラの混入、腐植土の割合などが関係していると考えられる。

今後、適用事例の蓄積を進めていくことで、活断層調査における断層変位の有無の把握に有効な手法として提示できると考えられる。また、帯磁率に関連して、同じ地点で帯磁率異方性や古地磁気の測定も行い、それらの結果も合わせて検討することにより活断層の変位を把握する体系的な手法の提示が行えると考えられる。

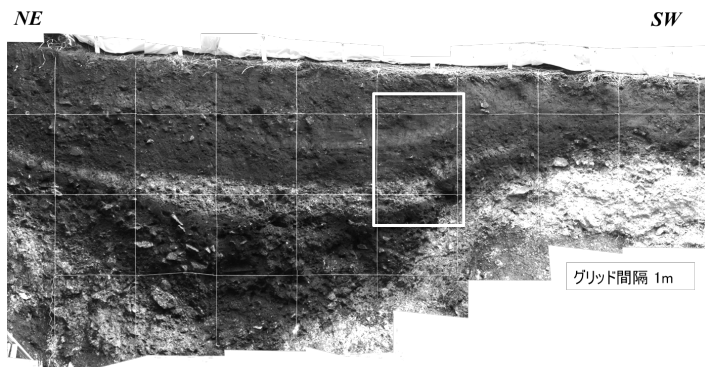


図1 阿寺断層におけるトレンチ掘削調査の壁面 (廣内・安江, 2006)。白四角が帯磁率測定範囲。

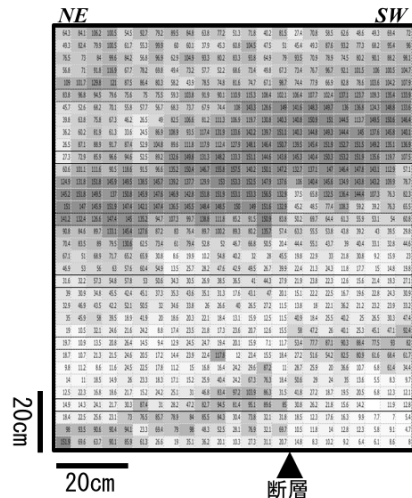


図2 断層周辺の帯磁率分布。

引用文献

- 廣内大助・安江健一(2006)阿寺断層帯中部、中津川市加子母地区における古地震活動調査。
愛知工業大学地域防災研究センター年次報告書, 3, 106-108.