



JAEA-Data/Code

2017-009

DOI:10.11484/jaea-data-code-2017-009

宮崎平野北部の正断層（川南断層）に係る 地形・地質データ

Geological and Topographical Data Concerning Normal Faults (Kawaminami Fault)
in the Northern Miyazaki Plain, Southern Kyushu, Japan

丹羽 正和 黒澤 英樹 小坂 英輝 生田 正文
高取 亮一

Masakazu NIWA, Hideki KUROSAWA, Hideki KOSAKA, Masafumi IKUTA
and Ryoichi TAKATORI

バックエンド研究開発部門
東濃地科学センター
地層科学研究部

Geoscientific Research Department
Tono Geoscience Center
Sector of Decommissioning and Radioactive Waste Management

June 2017

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Data/Code

本レポートは国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)
より発信されています。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 研究連携成果展開部 研究成果管理課
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村大字白方2番地4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency.
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Institutional Repository Section,
Intellectual Resources Management and R&D Collaboration Department,
Japan Atomic Energy Agency.
2-4 Shirakata, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2017

宮崎平野北部の正断層(川南断層)に係る地形・地質データ

日本原子力研究開発機構

バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター 地層科学研究部

丹羽 正和, 黒澤 英樹^{*1}, 小坂 英輝^{*2}, 生田 正文^{*3}, 高取 亮一^{*4}

(2017年4月3日受理)

プレート収束帯に位置する日本列島では、活断層の多くは逆断層型ないし横ずれ断層型であるが、2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)から1か月後に発生した福島県浜通りの地震(Mw6.6)は、特異的に正断層型の運動を起こした。この地震では、それまで地質断層であるという見解もあった断層が活動しており、地殻変動の規則性、継続性に基づく地質環境の長期予測の観点からは、地質断層の再活動が地層処分のサイト選定や安全評価に及ぼす影響を検討しておく必要がある。そこで筆者らは、海溝型地震などによる地殻応力・歪の変化に伴い地質断層が再活動する可能性を評価する手法を構築する目的で、南海トラフ巨大地震の想定震源域の西端部に位置し、沿岸域に正断層の存在が知られている宮崎平野を対象とした事例研究を進めてきた。本報告書は、宮崎平野における主に川南断層の活動履歴や活動性を明らかにするための地形・地質調査および試料分析(研磨片および薄片観察, 粘土試料のX線回折分析および粒度分析, テフラ分析, 植物珪酸体分析, および放射性炭素年代測定)の内容を取りまとめたものである。

東濃地科学センター: 〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

*1 応用地質株式会社

*2 株式会社環境地質

*3 JX 金属探開株式会社

*4 株式会社地圏総合コンサルタント

Geological and Topographical Data Concerning Normal Faults (Kawaminami Fault) in the Northern
Miyazaki Plain, Southern Kyushu, Japan

Masakazu NIWA, Hideki KUROSAWA^{*1}, Hideki KOSAKA^{*2}, Masafumi IKUTA^{*3}
and Ryoichi TAKATORI^{*4}

Geoscientific Research Department
Tono Geoscience Center
Sector of Decommissioning and Radioactive Waste Management
Japan Atomic Energy Agency
Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received April 3, 2017)

Changes of stress state due to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Mw9.0) triggered normal displacements of faults that have not been regarded as active faults. The Fukushima Hamadōri earthquake on 11 April 2011 (Mw6.6) was induced by such normal faulting. In this study, geological survey for normal faults in coastal region was conducted in order to understand the mechanism of reactivation of inactive faults triggered by megathrust earthquakes. This report includes topographical and geological data obtained by field works in and around the Kawaminami Fault in northern margin of the Miyazaki Plain, with results of microscopic examination, analyses of X-ray diffraction and particle size distribution for clayey samples, analyses of tephra and plant opal, and radiocarbon dating.

Keywords: Miyazaki Plain, Normal Fault, Kawaminami Fault, Nankai Trough Earthquake

*1 OYO Corporation

*2 Kankyo Chishitsu Co., Ltd.

*3 JX Nippon Exploration and Development Co., Ltd.

*4 Chi-ken Sogo Consultants Co., Ltd.

目次

1. はじめに	1
2. 調査地域の地形・地質概要	3
3. 地形分類	5
4. 地形・地質調査	11
4.1 段丘露頭	11
4.1.1 本地域に分布する広域テフラ	11
4.1.2 段丘面の記載	18
4.2 断層変位量の検討	19
4.2.1 川南断層を横断する地形断面図	21
4.2.2 切原川沿いのルート	21
4.2.3 平田川沿いのルート	24
4.2.4 川南断層沿いの露頭記載	24
4.2.5 ボーリングコアの記載	30
4.3 地中レーダ探査	36
5. 地質試料の分析	41
5.1 研磨片および薄片観察	41
5.2 粘土試料の X 線回折分析および粒度分析	46
5.3 テフラ分析	48
5.3.1 分析方法	48
5.3.2 分析結果	49
5.4 植物珪酸体分析	59
5.4.1 分析方法	59
5.4.2 分析結果	59
5.5 放射性炭素年代測定	64
5.5.1 分析方法	64
5.5.2 分析結果	64
6. まとめ	66
謝辞	66
参考文献	67

Contents

1. Introduction	1
2. Outline of geology and topography of the studied area	3
3. Landform classification	5
4. Geologic and topographic description	11
4.1 Outcrops of terrace deposits	11
4.1.1 Widespread tephra in the studied area	11
4.1.2 Description of terrace surfaces	18
4.2 Examination of fault offsets	19
4.2.1 Topographic cross-section across the Kawaminami Fault	21
4.2.2 Routemap along the Kirihara River	21
4.2.3 Routemap along the Heta River	24
4.2.4 Description of outcrops along the Kawaminami Fault	24
4.2.5 Description of drill cores	30
4.3 Ground penetrating radar survey	36
5. Analysis of samples	41
5.1 Observation of polished slabs and thin sections	41
5.2 X-ray diffraction and particle size distribution analyses for clays	46
5.3 Tephra analysis	48
5.3.1 Sample preparation	48
5.3.2 Results	49
5.4 Plant opal analysis	59
5.4.1 Sample preparation	59
5.4.2 Results	59
5.5 Radiocarbon dating	64
5.5.1 Sample preparation	64
5.5.2 Results	64
6. Conclusion	66
Acknowledgement	66
References	67

図リスト

図 1-1	宮崎平野, 川南断層・征矢原断層の位置	2
図 2-1	宮崎平野の段丘面対比	4
図 3-1	地形分類図	9
図 3-2	地形断面図	10
図 4.1-1	地形・地質調査位置図	12
図 4.1-2	露頭柱状図(T1, T2)	13
図 4.1-3	露頭柱状図(T3)	14
図 4.1-4	露頭柱状図(T4, T5)	15
図 4.1-5	検土杖による柱状図(D1~D12 地点)	16
図 4.1-6	検土杖による柱状図(D13~D20 地点)	17
図 4.2-1	地形断面図(測線 I ~IV)	20
図 4.2-2	切原川沿いのルートマップ	22
図 4.2-3	平田川沿いのルートマップ	23
図 4.2-4	12073101 露頭のスケッチと写真	26
図 4.2-5	12080101 露頭のスケッチと写真	27
図 4.2-6	12080201 露頭のスケッチと写真	28
図 4.2-7	12080202 露頭の模式柱状図と各層相の写真	29
図 4.2-8	ロータリー式オイルフィード型試錐機による掘削の概要	30
図 4.2-9	No. 5 地点のコア柱状図(1)	32
図 4.2-10	No. 5 地点のコア柱状図(2)	33
図 4.2-11	No. 5 地点のコア柱状図(3)	34
図 4.2-12	No. 5 地点のコア写真	35
図 4.3-1	地中レーダ探査位置	38
図 4.3-2	プロフィール測定およびワイドアングル測定	38
図 4.3-3	測線 A での地中レーダ探査結果	39
図 4.3-4	測線 B1~B6 での地中レーダ探査結果	40
図 5.1-1	研磨片の写真	43
図 5.1-2	薄片写真(1)	44
図 5.1-3	薄片写真(2)	45
図 5.2-1	12073101 露頭の X 線回折分析結果	47
図 5.2-2	12073101 露頭の試料 A7 の粒度分析結果	48
図 5.3-1	テフラ分析結果(1)	52
図 5.3-2	テフラ分析結果(2)	53
図 5.3-3	テフラ分析結果(3)	54
図 5.3-4	テフラ分析結果(4)	55
図 5.3-5	テフラ分析結果(5)	56
図 5.3-6	テフラ分析結果(6)	57

図 5.3-7 テフラ分析結果(7).....	58
図 5.4-1 植物珪酸体分析結果.....	61
図 5.4-2 産出した植物珪酸体の代表的な写真.....	62

表リスト

表 5.4-1 産出した植物珪酸体のリスト.....	63
表 5.5-1 放射性炭素年代測定結果.....	65

1. はじめに

従来の地質学的研究では、過去数十万年の時間スケールにおいては地震・断層活動に規則性や継続性が認められている(核燃料サイクル開発機構, 1999¹⁾)。これらの規則性および継続性は、地殻応力場が一定の向きや大きさなどの傾向をもって持続していることが前提である(松田, 1988²⁾)。プレート収束帯に位置する日本列島では、活断層の多くは逆断層型ないし横ずれ断層型であるが、東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)後の2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震(Mw6.6)は、特異的に正断層型の運動を起こした(堤・遠田, 2012³⁾)。この地震では、それまで地質断層であるという見解(原子力安全委員会, 2010⁴⁾)もあった湯ノ岳断層や井戸沢断層が活動した。この正断層型の地震の要因としては、もともと当該地域が正断層型の応力場にあったとする考え方(Imanishi et al., 2012⁵⁾)に加え、東北地方太平洋沖地震に伴い応力場が東西圧縮から東西伸張へと反転したためとする考え方(Hasegawa et al., 2011⁶⁾; Kato et al., 2011⁷⁾)もある。地殻変動の規則性、継続性に基づく地質環境の長期予測の観点からは、地層処分サイトの選定や安全評価にとってどのような影響が考えられるか検討しておく必要がある。

そこで筆者らは、海溝型地震などによる地殻応力・歪の変化に伴い地質断層が再活動する可能性を評価する手法を構築するための事例研究として、南海トラフ巨大地震の想定震源域の西端部に位置し、沿岸域に正断層の存在が知られている宮崎平野を対象として、海溝型地震の履歴、完新世の隆起運動、および正断層の分布と活動履歴に関する地質データの取得を進めてきた(例えば、生田ほか, 2014⁸⁾)。東北地方太平洋沖地震を契機とする巨大地震の想定の見直しにより、南海トラフ巨大地震については、内閣府中央防災会議の検討会において、最大クラスの地震・津波の想定として想定震源断層域に日向灘を新たに含めるモデルが示され(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2012⁹⁾)、日向灘で発生する地震による断層破壊が周辺領域まで広がった場合を想定した津波の想定も行われている(宮崎県, 2013¹⁰⁾)。日向灘では、昭和東南海地震(1944年, M7.9)による強震動や、昭和南海地震(1946年, M8.0)による強震動および津波の影響など、南海トラフを震源とする地震の影響も受けている(宇佐美ほか, 2013¹¹⁾)。

一方、宮崎平野北端の九州山地との境界部付近には、正断層型の征矢原(そやばる)断層および川南断層が存在する(活断層研究会編, 1991¹²⁾; 図 1-1)とされており、海溝型巨大地震に関連する断層活動が想定されるものとして注目に値する。しかし、これら2つの断層の認定根拠となっている段丘の分布などの地形発達プロセスについては、いくつかの先行研究(例えば、長岡, 1986¹³⁾; 長岡ほか, 2010¹⁴⁾)があるものの、断層の成因や活動履歴については未だはっきりしていない。これらの断層が活断層かどうか判断するためには、断層の活動履歴や性状などに関する基礎データを取得するとともに、周辺地域についての地形学および地質学的データの補強が必要である。

本報告書は、宮崎平野における主に川南断層の活動履歴や活動性を明らかにするための地形・地質調査(空中写真判読, 現地調査, 岩石記載, テフラ分析など)の内容を取りまとめたものである。



図 1-1 宮崎平野, 川南断層・征矢原断層の位置

背景図は国土地理院発行の 50mDEM より作成した。断層線は中田・今泉編(2002)¹⁵⁾を使用した。点線は地形分類図作成範囲(図 3-1)を示す。

2. 調査地域の地形・地質概要

宮崎平野は、中期中新世～鮮新世の宮崎層群を堆積させた前弧海盆が、第四紀に九州山地とともに隆起して成立した海岸平野である(町田ほか, 2001¹⁶⁾)。宮崎平野の地質は四万十累層群を基盤とし、その上位を不整合で宮崎層群が覆い、さらにその上位には更新統～完新統の複数の段丘面が発達している。宮崎平野は九州では数少ない海成段丘が発達する平野で、かつ、九州山地の火山群から多量のテフラが供給されており、九州の段丘や第四紀層に関する数多くの模式的な研究が知られている(例えば、長岡,1984¹⁷⁾,1986¹³⁾;長岡ほか, 2010¹⁴⁾, 2010¹⁸⁾)。

宮崎平野北部は、九州山地と日向灘に囲まれた海岸平野で隆起地域を象徴するように段丘地形の発達が良く、多段化した海成面や、九州山地から流下する河川(北から耳川、石並川、心見川、都農川、名貫川、平田(へた)川、小丸川、一ツ瀬川、大淀川)周辺では河成面が形成されている(図 2-1)。海成面は主に都農川以北と小丸川以南において発達し、一方、河成面は都農川から小丸川の間で平野部から海岸にかけて発達する。それらの河川は山間部と平野部の境界あるいは海岸付近において大きく蛇行する様子が見られる。

調査地域の九州山地には主に中新世中期の尾鈴山火山深成複合岩体(尾鈴山酸性岩および木城花崗岩)が分布し、宮崎平野には中新世後期から更新世前期の宮崎層群および更新世後期の段丘堆積物が分布する(寺岡ほか, 1981¹⁹⁾)。尾鈴山火山深成複合岩体は、尾鈴山酸性岩とそれに貫入する花崗岩類を一つの火成活動のメンバーとしてとらえ総称したものである(木村ほか, 1991²⁰⁾)。本複合岩体は下位より、庵川礫岩層、溶結凝灰岩層1、溶結凝灰岩層2の順で重なり、それらの後で花崗岩類(花崗閃緑斑岩あるいは花崗閃緑岩)が貫入している。庵川礫岩層は四万十累層群を不整合で覆う。放射性年代値(K-Ar法)として、溶結凝灰岩層2で 15.2 ± 0.8 Ma、花崗岩類で 15.2 ± 0.8 Ma、 15.1 ± 0.8 Ma が得られており(木村ほか, 1991²⁰⁾)、本複合岩体の火成活動の年代は、約 15 Ma 頃と推定される。

本地域の宮崎層群は、川原(かわばる)層、妻層、および高鍋層から構成される(遠藤・鈴木, 1986²¹⁾; 木村ほか, 1991²⁰⁾)。川原層は礫岩、砂岩、シルト岩および砂岩泥岩互層を、妻層は塊状無層理の泥岩を主とする。本地域の川原層と妻層の堆積年代は、生層序から中新世後期後半から鮮新世前期と考えられている(木村ほか, 1991²⁰⁾)。なお、妻層は本地域南方において、泥岩以外に砂岩・礫岩も挟まれる。高鍋層は、泥岩を主とするが妻層とは異なり砂岩層を頻りに挟み成層構造が認められる。また、しばしば植物片を多く含んで葉理を示す。

征矢原断層および川南断層は、北東-南西方向に延びる海岸線とほぼ平行に分布するが、地形判読に基づき断層と推定されている区間の長さは短く、7 km 以下である。川南断層はその地形学的な特徴と断層露頭における構造から正断層と推定され(活断層研究会編, 1991¹²⁾)、その分布は河成面の発達する都農川から小丸川の間で山地と平野の境界付近である。

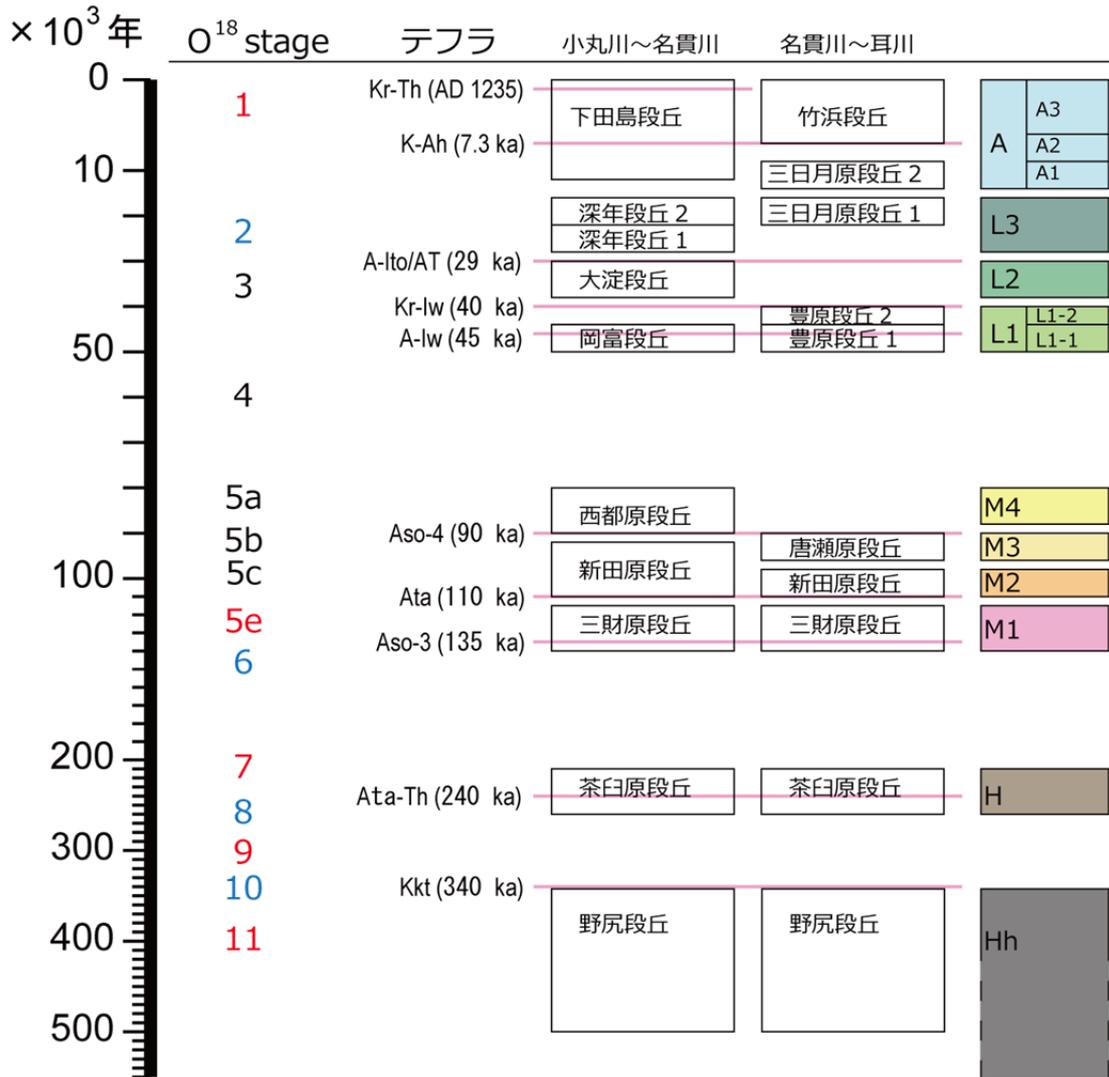


図 2-1 宮崎平野の段丘面対比

テフラ名と年代は町田・新井 (2003)²²⁾および長岡ほか (2010)¹⁴⁾による。海洋酸素同位体ステージは Cohen and Gibbard (2016)²³⁾に基づく。

3. 地形分類

本研究ではまず、既往の文献(長岡, 1984¹⁷⁾, 1986¹³⁾;長岡ほか, 2010¹⁴⁾, 2010¹⁸⁾など)および空中写真判読に基づき地形分類図(図 3-1)の作成を行った。地形分類図と合わせて山地・平野境界をまたぐ代表的な測線における地形断面図を図 3-2 に示した。

本地域の地形面は、高位よりHh面, H面, M1面, M2面, M3面, M4面, L1面, L2面, L3面, A面に区分される(図 2-1)。以下に各段丘面について高位から順に記述する。

1) Hh面(野尻面)

Hh面は、宮崎平野と九州山地との境界付近で定高性をもつ丘陵地の背面を成す多段化した面を一括したもので、長岡ほか(2010)¹⁴⁾の野尻面を含む。段丘面は断片的で丸みを帯び丘状を呈す。野尻面の構成層は主に基質支持の礫層からなる。礫は風化し、礫層は粘土質な赤色を帯びた古土壌に覆われる。この古土壌はその層位や分布からいわゆる古赤色土(例えば、長友, 2006²⁴⁾)と考えられる。古赤色土中には、加久藤テフラ(Kkt; 330~340ka; 町田・新井, 2003²²⁾)に対比されるテフラが認められる(赤木ほか, 2002²⁵⁾)。このことから、本段丘面の離水年代は、野尻面の離水年代(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)から、340 ka 以前と考えられる。

2) H面(茶臼原面)

H面は、大塚(1930)²⁶⁾の茶臼原段丘面に相当し、長岡ほか(2010)¹⁴⁾の茶臼原段丘面に対比される。宮崎平野中央部、西都市茶臼原周辺の標高 120~135 m に模式的に発達し、平野北東縁に沿っても断片的に分布している。段丘面は原面の保存が悪く丘状を呈すが、その分布や勾配から扇状地性であると推定される。構成層は礫支持の礫層を主とし、砂層およびシルト層を挟む。茶臼原面の構成層中(最上部から約 30 m の深度)には阿多鳥浜火砕流堆積物(Ata-Th; 240ka; 町田・新井, 2003²²⁾)が含まれている(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。このことから、本段丘面の離水年代は 240 ka よりも若いと考えられる。

3) M1面(三財原面)

M1面は、地形的には大塚(1930)²⁶⁾によって定義された三財原面に相当し、長岡ほか(2010)¹⁴⁾では海成段丘で一部河成段丘からなる三財原段丘面に対比される。本調査地域では、分布高度は概ね 90~60 m である(長岡, 1986¹³⁾;長岡ほか, 1991²⁷⁾;長岡・町田, 2001²⁸⁾)。旧汀線高度は、小丸川~名貫川間で約 70 m, 都農川以北で 60 m 以下と北へ低くなる(長岡, 1986¹³⁾;長岡ほか, 1991²⁷⁾)。本段丘面は海岸と平行な侵食崖に沿って平坦面を成す海成面を主とし、平田川と切原川の間では、海岸線と併走する侵食崖を伴わず海側へ扇状を成す開析扇状地面となる。本調査地域では、主に小丸川の左岸に河成面の分布が見られる。構成層は、下部で河成礫層(網状河川)、中部で砂泥互層(蛇行河川~内湾)、上部で砂層・円礫層(海浜・砂丘・三角州)からなり、1つの海進期での堆積の場に対応する。長岡ほか(2010)¹⁴⁾によると、阿蘇 3 火砕流堆積物(Aso-3; 120 or 135 ka; 町田・新井, 2003²²⁾)は下部層と中部層の境界付近にあり、阿多火砕流堆積物(Ata; 105~110 ka; 町田・新井, 2003²²⁾)より若いテフラは、上部層を土壌を介して風成の堆積物として覆うとされる。このことから、本段丘は 130 ka 前後に形成され、その離水年代は 110 ka 以前であると考えられる。

4) M2 面(新田原面)

M2 面は、大塚(1930)²⁶⁾によって定義された新田原面に相当し、長岡(1986)¹³⁾の新田原Ⅱ面に対比できる。宮崎平野中部、新富町新田原を模式地とし、大淀川中流を除いた宮崎平野全域に分布する海成面と河成面からなる。都農川以北では、海岸と平行な侵食崖に沿って平坦面を成す海成面を主とし、都農川以南では、九州山地から東へ流下する河川により形成された開析扇状地面を主とする。本調査地域では小丸川沿いに河成段丘、名貫川付近から耳川付近の海岸沿いに海成段丘が分布する。構成層は礫層を主とし、シルト・粘土互層などを挟む。長岡ほか(2010)¹⁴⁾によると、礫層中に Ata を挟み、構成層の最上部に鬼界葛原降下火山灰層(K-Tz;95 ka;町田・新井, 2003²²⁾)と始良福山降下軽石堆積物(A-Fk;90 ka;町田・新井, 2003²²⁾)が堆積しているとされる。また、構成層は風成の阿蘇4火砕流堆積物(Aso-4;85~90 ka;町田・新井, 2003²²⁾)に覆われているとされる。このことから、本段丘の離水年代は90 ka ごろと考えられる。

5) M3, M4 面(M3 面;唐瀬原面, M4 面;西都原面)

M3 面は、遠藤ほか(1962)²⁹⁾によって定義された小丸川以北に分布する開析扇状地であり、長岡ほか(2010)¹⁸⁾の唐瀬原段丘面に対比できる。構成層は厚さ20 m以下の礫層からなる流路堆積物で、非溶結のAso-4および礫混じりシルトからなる洪水堆積物が挟まれる。本段丘は名貫川下流域の川南町唐瀬付近に模式的に発達する。

M4 面は、遠藤・鈴木(1986)²¹⁾が定義した西都原段丘面に相当する。構成層は厚さ20 m以下の河成礫層からなる流路堆積物である。非溶結のAso-4が挟まれる。

本調査地域ではM3面は礫支持の礫層、M4面は基質支持の礫層からなり、九州山地と宮崎平野との境界付近を谷口とする扇状地性の段丘面として、山地・平野境界付近に発達する。以上の段丘構成層は、長岡ほか(2010)¹⁴⁾によると、厚さ50 cm以上の土壌を介して始良岩戸降下軽石堆積物(A-Iw;45~50 ka;町田・新井, 2003²²⁾)およびそれより若い風成テフラに覆われるとされる。このことから、M3面およびM4面は主に90~80 kaに堆積し、50 kaより前に離水したと考えられる。

6) L1 面(岡富面, 雷野面, 豊原面)

L1 面は、遠藤・鈴木(1986)²¹⁾の岡富段丘面および雷野(いかつの)段丘面と、遠藤ほか(1962)²⁹⁾の豊原面に相当する。

岡富段丘面は、厚さ5 m以下の河成礫層(流路堆積物)を構成する。上部の砂層中に厚さ約20 cmのA-Iwが含まれている。また、厚さ約30 cmの土壌を介して霧島イワオコシ降下軽石堆積物(Kr-Iw;40~45 ka;町田・新井, 2003²²⁾)を最下部に含む風成テフラに覆われる。このようなテフラとの層位関係から、本段丘は50~40 kaに形成されたと推定される(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。

雷野段丘面は厚さ2 m以上の流路堆積物である。Kr-Iwに直接覆われるので(遠藤・鈴木,1986²¹⁾)、40 kaには形成されていたと考えられる(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。

豊原面は解析扇状地面を構成し、宮崎平野北部の川南町豊原付近に模式的に発達するほか、平田川沿いや都農川~耳川間に分布する。長岡ほか(2010)¹⁴⁾によると、豊原面の構成層は主に厚さ5 m以下の礫質の流路堆積物からなるとされる。また、名貫川右岸では、明瞭な段丘崖によって、高位より豊原

I, 豊原 II 面に分けられるが, その他の地域では両者の区別はできないとしている。豊原 I, 豊原 II 面はいずれも Kr-Iw に直接覆われるので, 約 40 ka に形成が終了したと考えられる(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。

7) L2 面(大淀面)

L2 面は長岡(1986)¹³⁾の大淀面に相当する。長岡ほか(2010)¹⁴⁾によると, 大淀面の構成層は, 厚さ 5 m 以下の河成礫層からなるとされる。礫層は厚さ約 1 m のシルト層に覆われ, このシルト層中には, 厚さ約 20 cm の霧島アワオコシ降下スコリア堆積物(Kr-Aw; 町田・新井, 2003²²⁾)が含まれているとしている。また, 段丘面は厚さ約 5 cm の大隅降下軽石堆積物(A-Os; 町田・新井, 2003²²⁾)と厚さ 10m 以上の入戸火砕流堆積物(A-Ito; 町田・新井, 2003²²⁾)に直接覆われているとしている。A-Os と A-Ito は始良 Tn テフラ(AT; 29ka; 奥野, 2002³⁰⁾)の構成物である。すなわち, L2 面は 40~30ka に形成されたと推定される。

8) L3 面(深年面, 三日月原 I 面)

L3 面は長岡(1986)¹³⁾の深年面, および遠藤ほか(1962)²⁹⁾の三日月原面に相当する。深年面は段丘崖によって高位より深年段丘 I と深年段丘 II に分けられる。これらは現在の沖積面より河床勾配が大きく, 下流側で沖積面下に埋没する(長岡, 1986¹³⁾)。深年 I 面は, 厚さ約 4 m の流路堆積物であり, 約 30 cm の黒ボク土壌を介して霧島小林降下軽石堆積物(Kr-Kb; 16.7 ka 以降; 町田・新井, 2003²²⁾)に覆われる(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。深年 II 面は, 厚さ約 1 m の流路堆積物であり, 直接 Kr-Kb に覆われるか, この軽石の一部が礫層最上部に混入している。勾配や Kr-Kb との関係から, 深年面は約 20~15 ka の低海面期に対応して形成されたものと推定される(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。

三日月原面は, 小丸川以北に分布する扇状地性の段丘であり, 厚さ 5 m 以上の流路堆積物を構成する。本段丘は, 長岡ほか(2010)¹⁴⁾の三日月原 I 面に対比できる。三日月原 I 面の形成は海洋酸素同位体ステージ(MIS)2 末期から MIS1 初期と推定されている(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。以上から, L3 面は MIS2 に形成されたと判断される。

9) A 面(三日月原 II 面, 下田島面, 竹浜面)

A 面は三日月原 II 面, 下田島面(長岡ほか, 1991³¹⁾)および竹浜面(長岡, 1986¹³⁾)からなる。三日月原 II 面は鬼界アカホヤ降下火山灰層(K-Ah; 7.3 ka; 町田・新井, 2003²²⁾)を含む黒ボク土壌層に覆われていることから, 約 8 ka には形成が完了していたと推定される(長岡ほか, 2010¹⁴⁾)。下田島面は I ~ IV の 4 面に区分される。下田島 I 段丘は, 完新世海進の最高海面に対応した段丘で, 堆積物の上部に K-Ah を含んでいる。この段丘は約 5000 年前までに離水した。下田島 II・III・IV 段丘は, その後の海退過程で形成された段丘で, 遺跡の分布や ¹⁴C 年代測定値により, それぞれ 5000~4800 年前, 約 3000 年前, 約 1600 年前から始まった海退により離水したと推定されている(長岡ほか, 1991³¹⁾)。

また, 日南海岸には宮崎層群の砂泥互層を侵食した“鬼の洗濯岩”と呼ばれる現在の波食棚が広く発達する(Takahashi, 1973³²⁾; 高橋, 1975³³⁾)。それより高い標高約 10 m までの間で, 4 つの異なるレベルに隆起波食棚が認められ, それぞれ宮崎平野の下田島 I・II・III・IV 段丘に対比されている(前杵, 1992³⁴⁾)。

竹浜面は、厚さ 50 m 以下の沖積層で、名貫川～耳川とその付近の海岸沿いに分布している。K-Ah の上位に存在することから、約 7 ka 以後に形成されたものであり(長岡ほか, 2010¹⁴⁾), 本調査地域では最も低位の段丘面である。

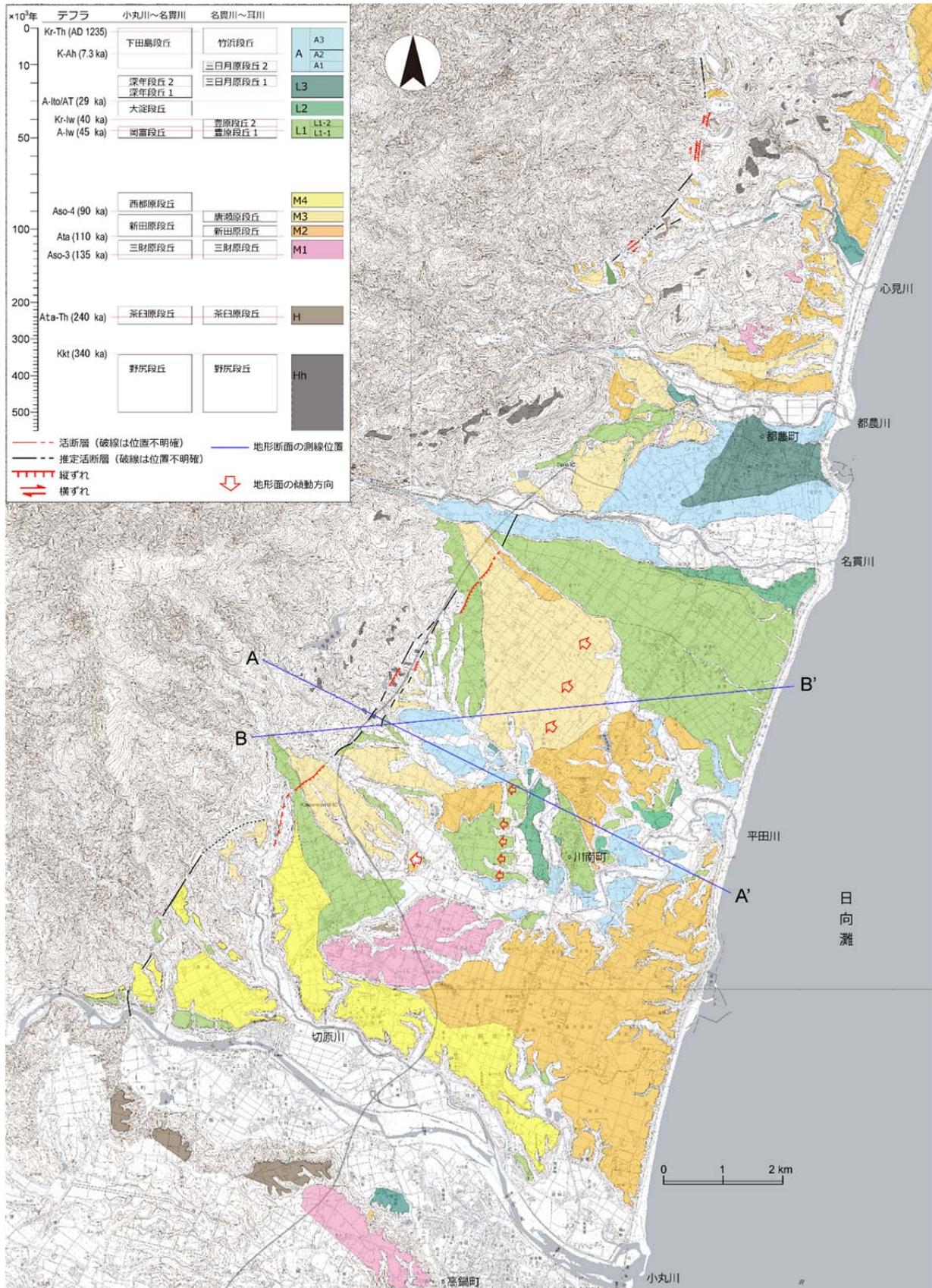


図 3-1 地形分類図

背景図は国土地理院発行の 1/25,000 地形図「山陰」、「坪谷」、「都農」、「尾鈴山」、「川南」、「石河内」、「高鍋」、「妻」を使用した。本図の高解像度版は本報告書の CD に収録されている。A-A'および B-B'は図 3-2 の地形断面測線。

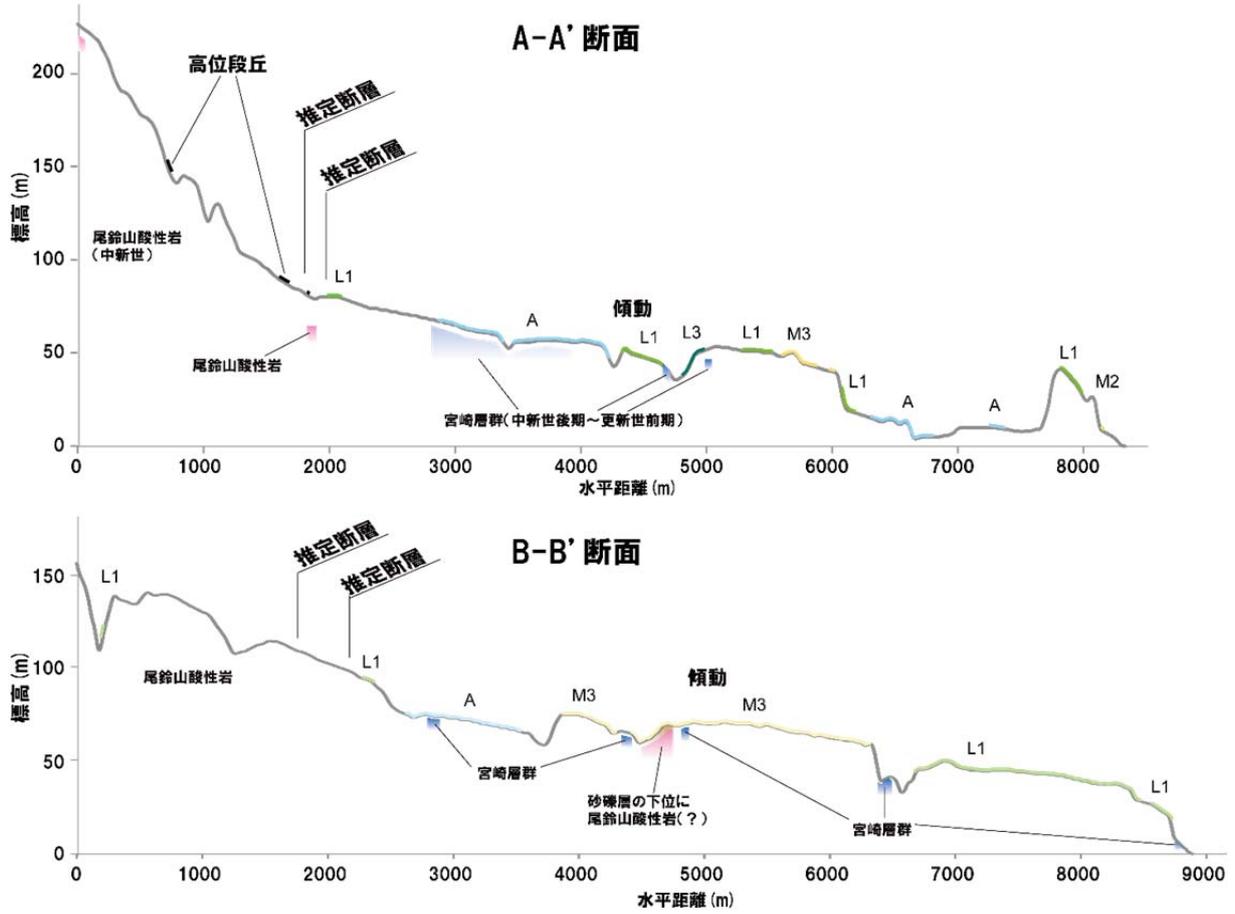


図 3-2 地形断面図

測線の位置は図 3-1 を参照。地形断面図の作成に当たっては、九州地盤情報システム協議会 (2012)³⁵⁾ のデータも参考にした。

4. 地形・地質調査

4.1 段丘露頭

本研究ではまず、川南断層の活動に伴う変位の有無や変位量について検討するための基礎データを取得する目的で、宮崎平野北部の規模が大きく保存の良好な段丘露頭(T1～T5; 図 4.1-1～4)について、各段丘の層相、層厚、テフラとの関係、風化の程度を記載した。また、規模が小さい露頭については簡単な岩相／層相記載を行った。ただし、本地域では良好な段丘露頭の露出は限られるため、地表踏査を補う目的で、段丘面上の数地点で検土杖による掘削を行い、柱状図(図 4.1-5～6)を作成した。以上の記載および長岡ほか(2010)¹⁴⁾による段丘記載に基づき、段丘堆積物と編年マーカとなる火山灰層との関係について検討した。

4.1.1 本地域に分布する広域テフラ

本研究で記載した段丘露頭および掘削した検土杖からは、広域テフラとしてK-Ah, AT, Aso-4, AtaおよびK-Tzが含まれる可能性があることが確認された。

K-Ah は、黒色火山灰土層中に挟まれ、橙褐色軽石質火山灰からなる。軽石支持で淘汰が良く、降下堆積物とみられる。軽石は主として径 1 mm 以下である。層厚は 5～15 cm 程度のところが多い。

AT は、よく締まったクラックの発達する黒色火山灰土層を覆い、K-Ah を挟む黒色火山灰土層に覆われる。黄褐色軽石質火山灰からなり、軽石支持で淘汰が良く、降下堆積物とみられる。軽石は主として径 0.5～3 mm で、上方へ粗粒化している。層厚は 20～70 cm である。

Aso-4 は、M2 面を構成する砂礫層を直接覆い、黄白色軽石(最大径 20 mm)を含む黄褐色～赤褐色火山灰土からなる。軽石の円磨度は低い。基質支持で淘汰が悪く、高温酸化(赤色化)が認められることから、火砕流堆積物とみられる。層厚は露頭ごとに変化が大きく、0.5～1 m 程度である。

T3 露頭では砂礫層中に、厚さ約 1.5 m の火山灰質な砂～シルトからなる火砕流堆積物を挟む。M1 面～M3 面の堆積期に厚い火砕流堆積物をもたらしたテフラは限られるため、この火砕流堆積物は Ata とみられる。

川南断層沿いの露頭の土壌のテフラ分析(5.3 節参照)からは、K-Tz を含む可能性があることが見出された。ただしこれらは K-Tz であっても、降下物ではなく二次堆積の可能性はある。

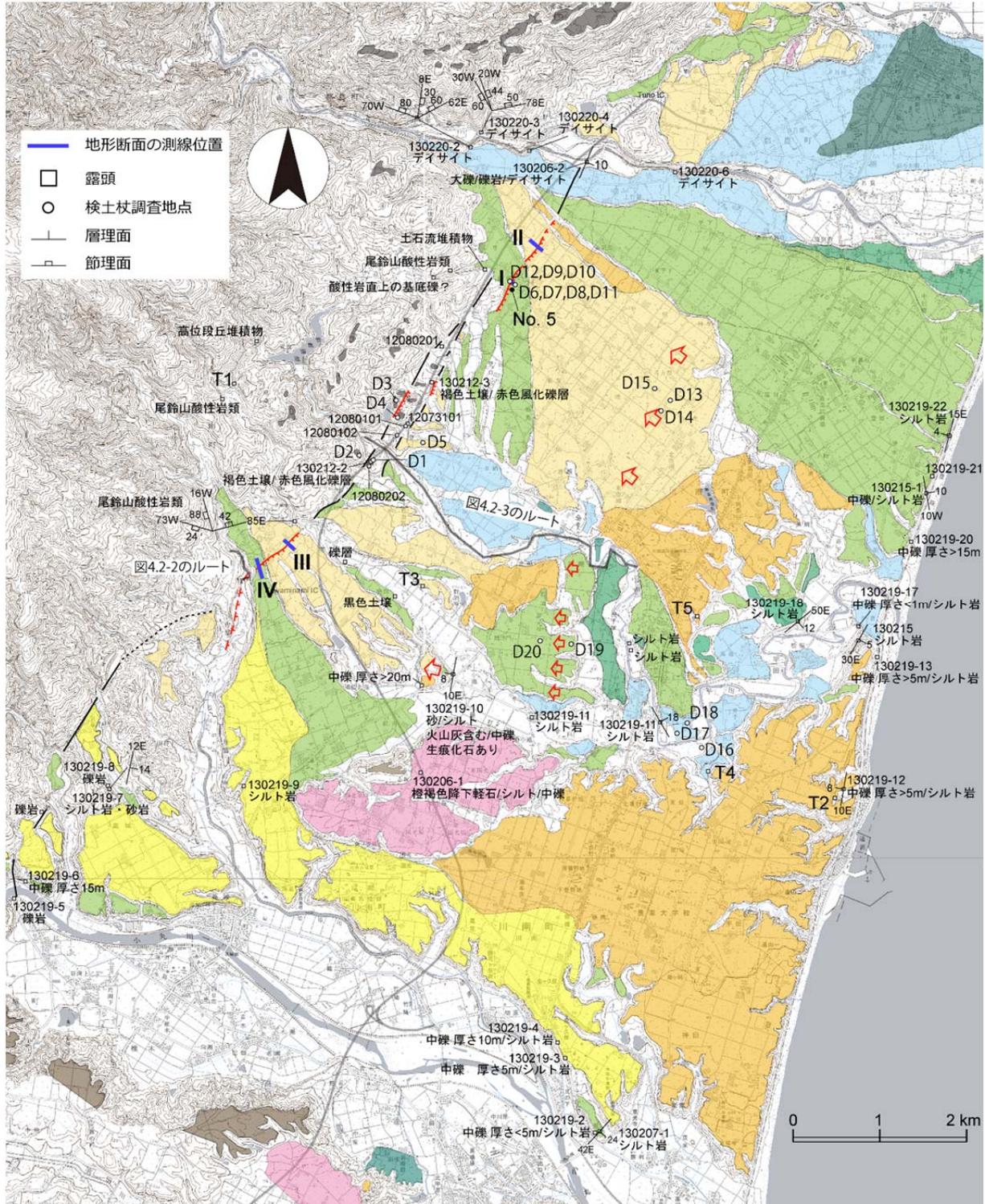


図 4.1-1 地形・地質調査位置図

露頭，検土杖 (D1～D20)，測量 (I～IV)，ルートマップ位置 (図 4.2-2 および図 4.2-3 のルート) およびボーリング掘削地点 (No. 5) を図示。段丘面の凡例は図 3-1 参照。本図の高解像度版は本報告書の CD に収録されている。

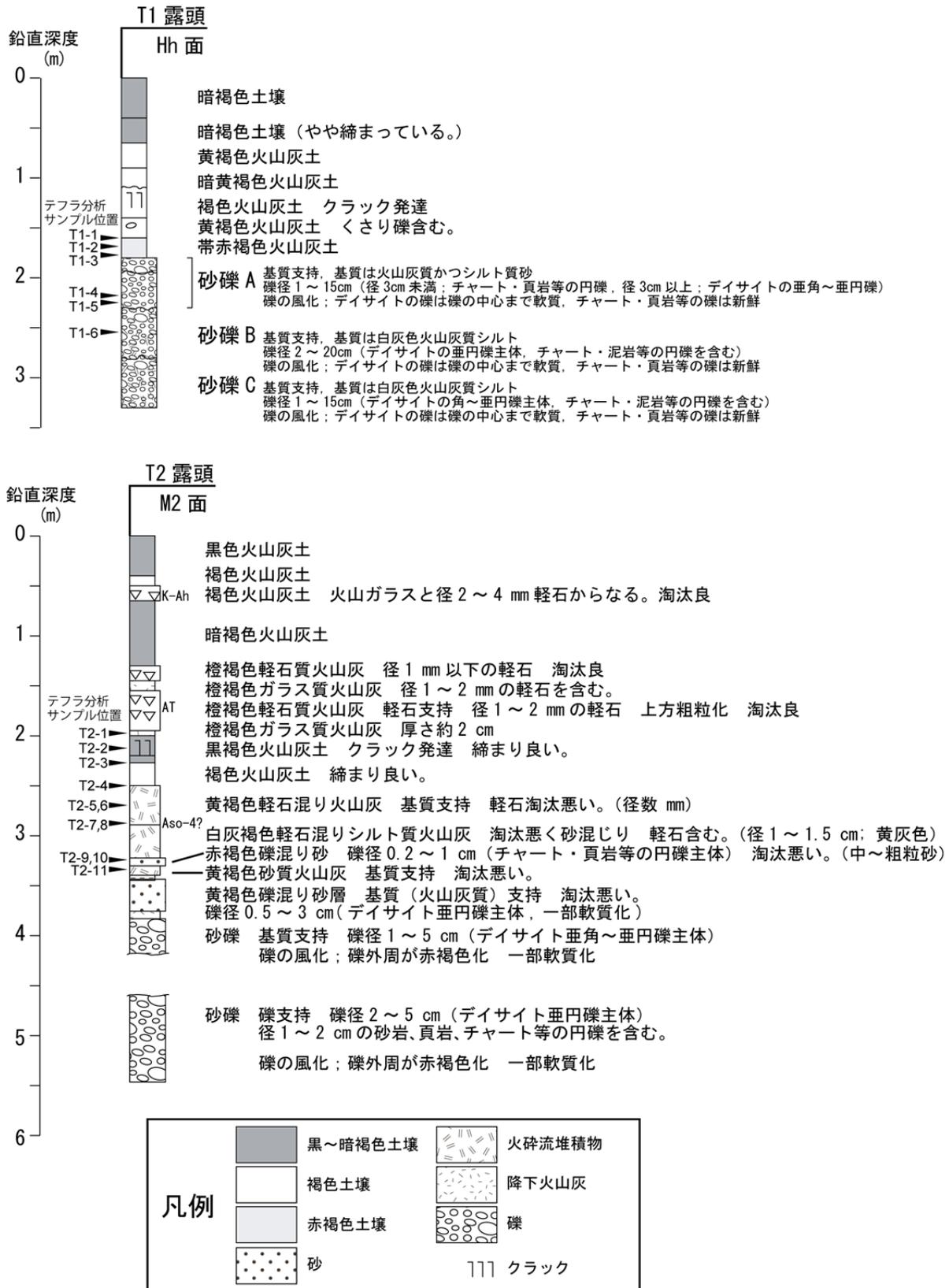


図 4.1-2 露頭柱状図(T1, T2)

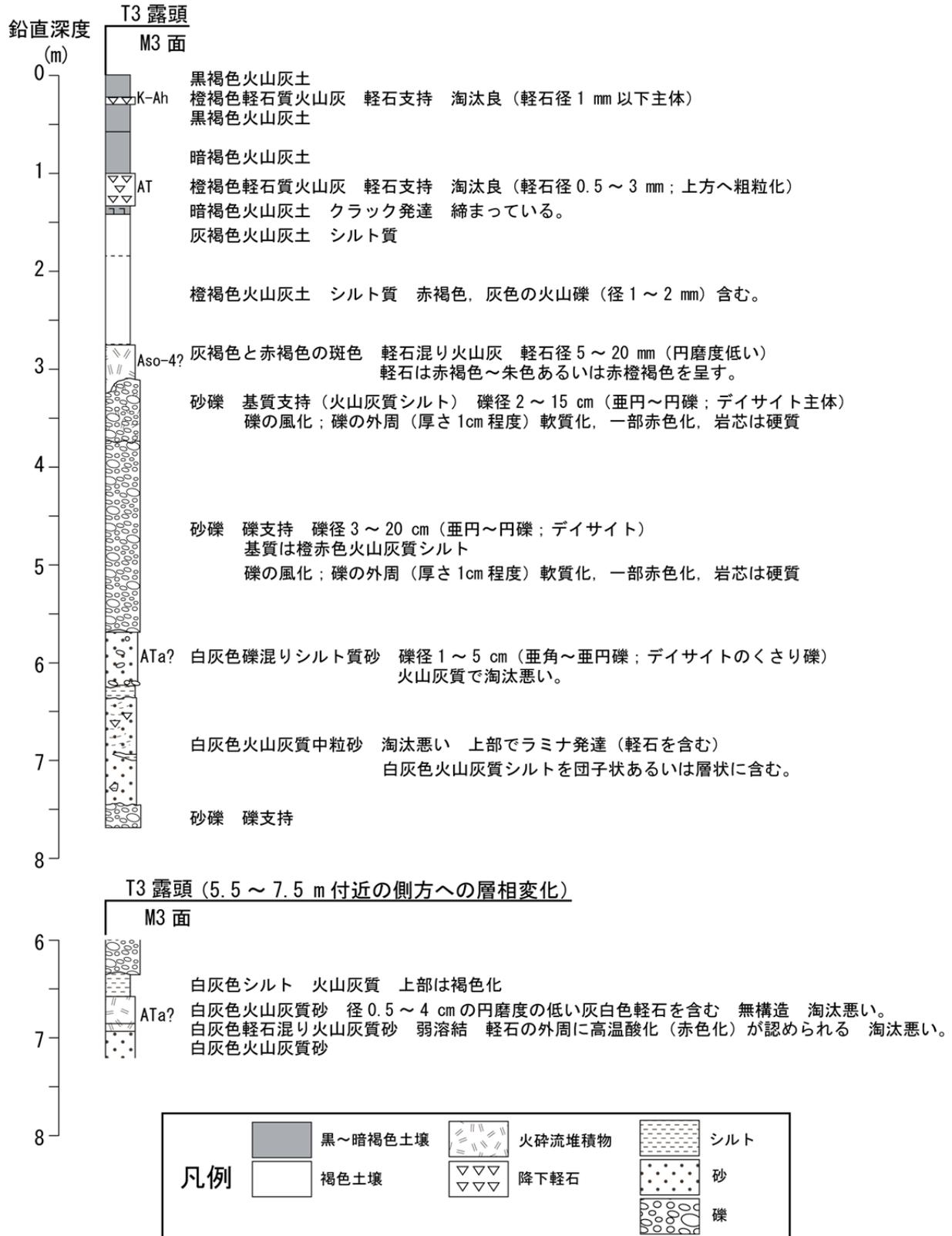


図 4.1-3 露頭柱状図(T3)

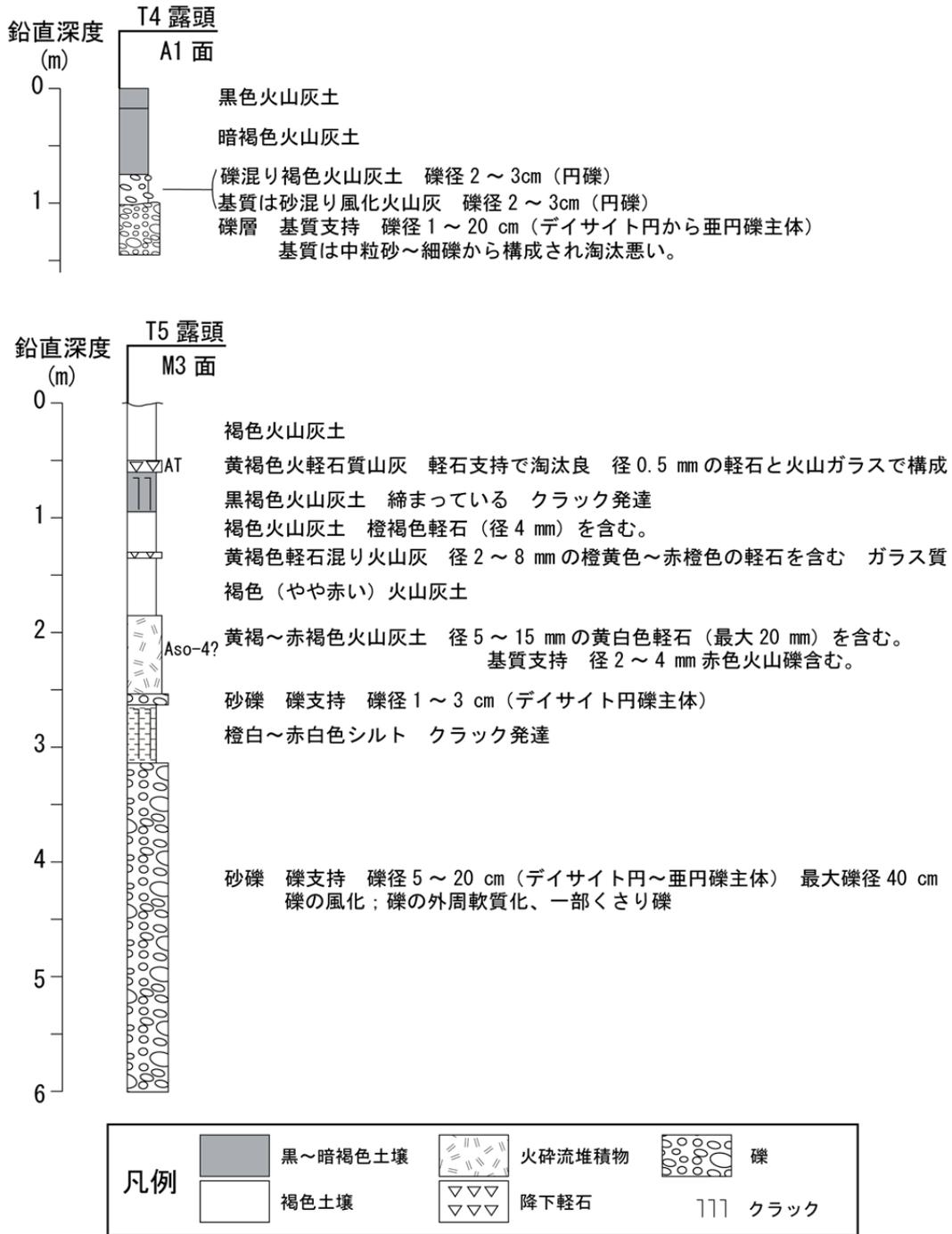


図 4.1-4 露頭柱状図(T4, T5)

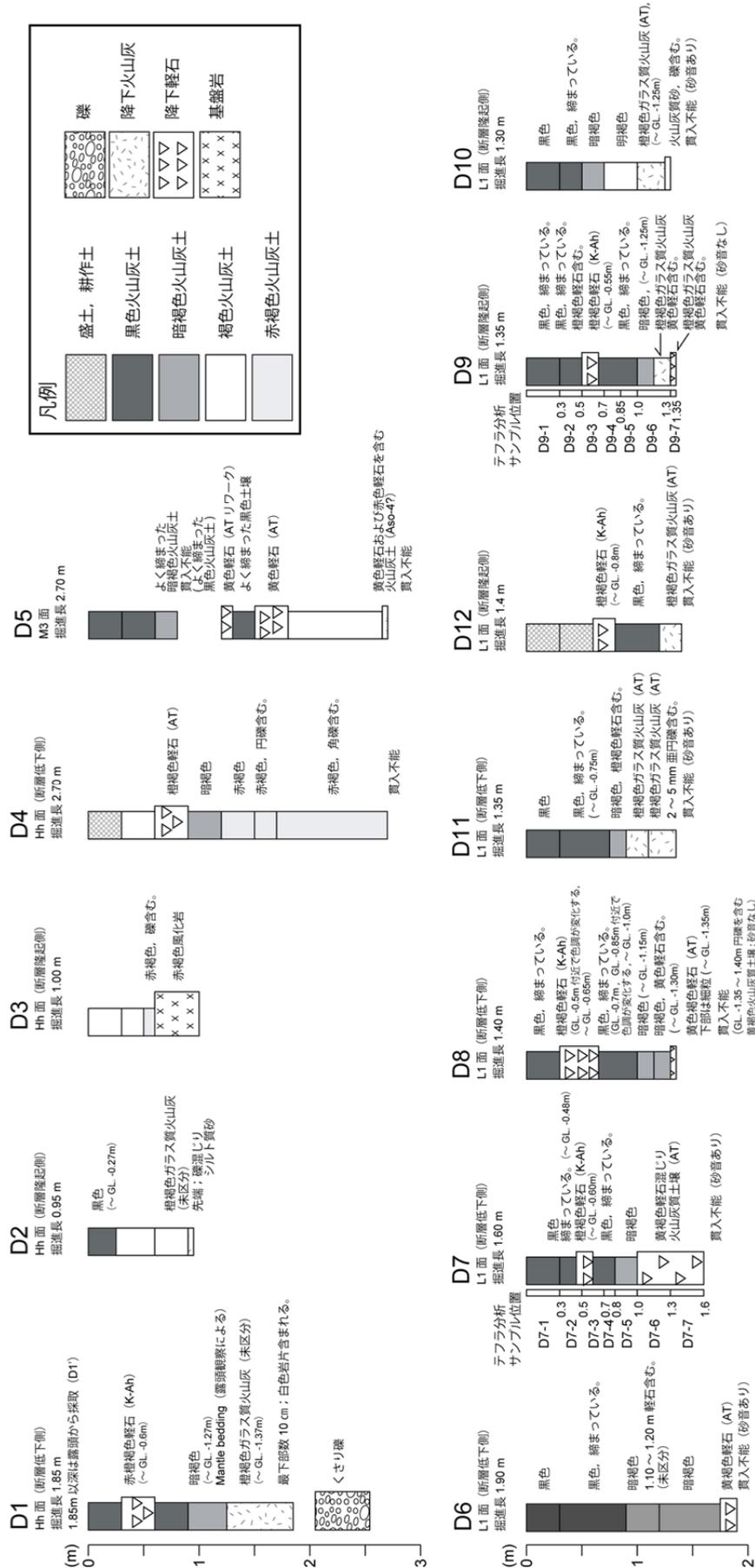


図 4.1-5 検土杖による柱状図 (D1~D12 地点)

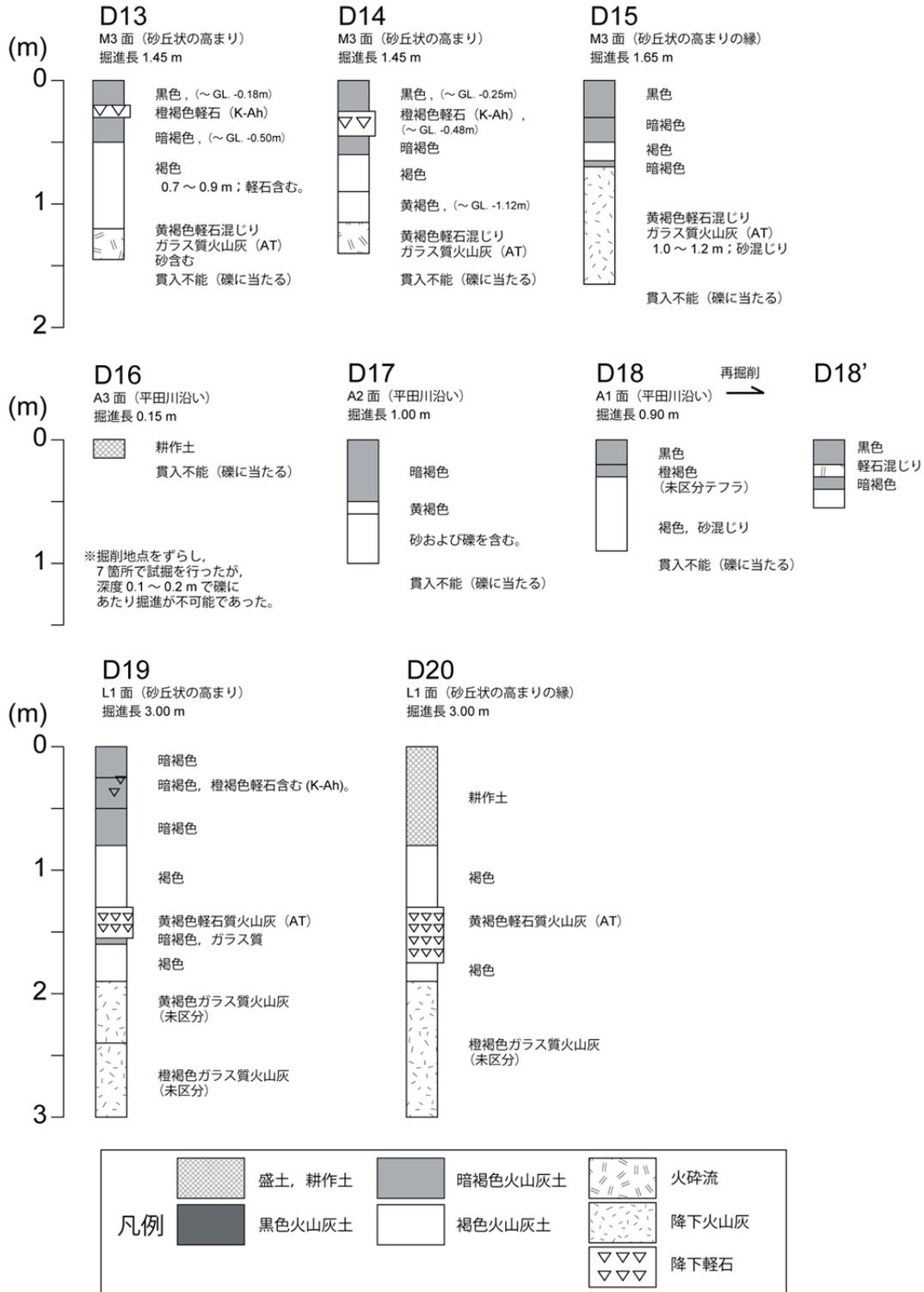


図 4.1-6 検土杖による柱状図(D13~D20 地点)

4.1.2 段丘面の記載

T1 露頭では Hh 面の構成層が確認できる。露頭観察によると本面は、淘汰の悪い砂礫層から構成され、河成面とみられる。T1 露頭では、火山灰質な基質をもつ砂礫層が認められる。礫の一部は風化シクサリ礫となっている。礫径は 1～20 cm で、周辺の現河床の礫より明らかに小さい。砂礫層の層厚は 1～2 m 以上ある。また、山麓の近くでは、砂礫層とそれを覆う火山灰土層に赤色化が認められる(130112-3 露頭、検土杖 D3, D4 地点)。この赤色化は、最終間氷期に形成された風化殻と考えられ、本面の形成時期は、最終間氷期より古い。

H 面は、地形判読に基づく段丘面区分からは、平田川と切原川との間にわずかに分布する。本研究の範囲では露頭は認められず、詳細については不明であるが、M 面より高位にあることと、開析の程度から、小丸川右岸に発達する茶臼原面に対比される可能性が高い。

M1 面の構成層は 130206-1 露頭において露出が認められ、粗悪な砂礫層とシルト層からなり、褐色火山灰土層に覆われる。礫は風化により褐色化している。風化による軟質化は礫の中心まで及んでいない。

T2 露頭では M2 面の構成層が確認できる。T2 露頭は、主に礫支持の砂礫層から構成され、Aso-4 と推定されるテフラまたはそれより若いテフラに覆われる。礫径は 2～5 cm で、周辺の現河床の礫より若干小さい。130219-12 露頭で見られる M2 面構成層からは、砂礫層の層厚は 5 m 以上見積もられる。礫は風化により褐色化している。風化による軟質化は礫の中心まで及んでいない。

M3 面の構成層は T3 露頭および T5 露頭で確認できる。本面の構成層は礫支持の砂礫層から構成され、Aso-4 と推定されるテフラまたはそれより若いテフラに覆われる。礫径は主に 3～20 cm で周辺の現河床の礫と同程度であり、M2 面構成層のそれより大きい。砂礫層の層厚は、少なくとも 2.5～3 m 以上あり、礫は風化により褐色化している。風化による軟質化は主に礫の中心まで及んでいないが、風化しやすいデイサイト礫は一部くさり礫となっている。M3 面は、山麓線から 2～4 km 程下流で勾配が緩くなり、山側へ傾いているとみられる。この山側への傾きは、波長が数 km と長く海岸線と平行であることから、地殻変動の可能性以外に、砂丘による高まりであるとも考えられる。この山側に傾いたところで検土杖を実施した結果(D13～D15 地点)、火山灰土層が概ね一定の層厚で分布し(1.4～1.6 m)、砂層は認められなかった。本地域の砂丘は、砂で構成されるものと礫で構成されるものがある。礫からなる砂丘は一般に急勾配を成すので、D13～D15 地点の堆積物には砂丘構成物は含まれていないと推察される。したがって、M3 面に認められる山側への傾きは地殻変動による可能性がある。

M4 面の構成層は、小丸川の左岸側で一部露頭が見られ、切原川と小丸側の合流部の北東に位置する 130219-3 露頭および 130219-4 露頭では層厚 5～10 m の砂礫層が露出する。

L1 面は、九州山地から流下する河川により形成された開析扇状地面で、特に名貫川と切原川で発達が良い。本面の構成層は、130219-20, 21, 22 露頭では、礫支持の砂礫層から構成され、火山灰土層に覆われる。検土杖掘削を行った D6～D12, D19, D20 地点では本面は少なくとも AT およびそれより若いテフラに覆われる。礫径は中礫以上であり、周辺の現河床の礫と同程度である。また、露頭分布から類推

すると、本面を構成する砂礫層の基底は起伏に富む。層厚は、厚いところで 15 m 以上ある。礫は風化により一部褐色となるが、新鮮な礫も見られる。礫の軟質化は認められない。

L2 面の構成層は、名貫川沿いでは、現在の河床に分布する礫と同程度の巨礫を含む砂礫層からなる。平田川沿いでも、L2 面の構成層は現在の河床に分布する礫と同程度の中礫を主とする砂礫層からなり、AT およびそれより若いテフラに覆われる(図 4.2-3 の A 地点)。層厚は 3 m 程度である。

L3 面の堆積物は本調査では確認できなかったが、長岡ほか(2010)¹⁴⁾の露頭柱状図 T23 によると、本面は礫支持で大～巨礫サイズの砂礫層からなり、K-Ah を含む黒ボク土壤に覆われているとされる。

A 面は主に河川沿いに発達する河岸段丘で、構成層は砂礫層からなる。A 面は河川との比高から、高位より A1 面、A2 面、および A3 面に細分される。平田川下流に見られる露頭観察に基づくと、砂礫層を覆う火山灰層は、A1 面構成層で厚さ 0.8 m 程度(T4 露頭;図 4.1-4)、A2 面構成層で 0.6 m 程度(D17 地点;図 4.1-6)である。砂礫層の層厚は数 m とみられる。礫は新鮮である。

4.2 断層変位量の検討

川南断層の活動による変位の有無や変位量について検討するため、いくつかの段丘面上において、地形判読で推定した川南断層の地表トレースを横断する方向で測量および検土杖による掘削を行い、地形断面図の作成を行った(図 4.2-1)。また、川南断層を横断する方向に流れる切原川および平田川沿いでルートマップを作成した(図 4.2-2 および 4.2-3;ルートマップ作成位置は図 4.1-1 参照)。川南断層沿いでは良好な露頭に乏しいものの、東九州自動車道の工事が進んでいた 2012 年に、断層トレース近傍で新たな露頭が出現したため、それらも含めた川南断層沿いの露頭記載(図 4.2-4～7)も行い、断層との関係について検討した。

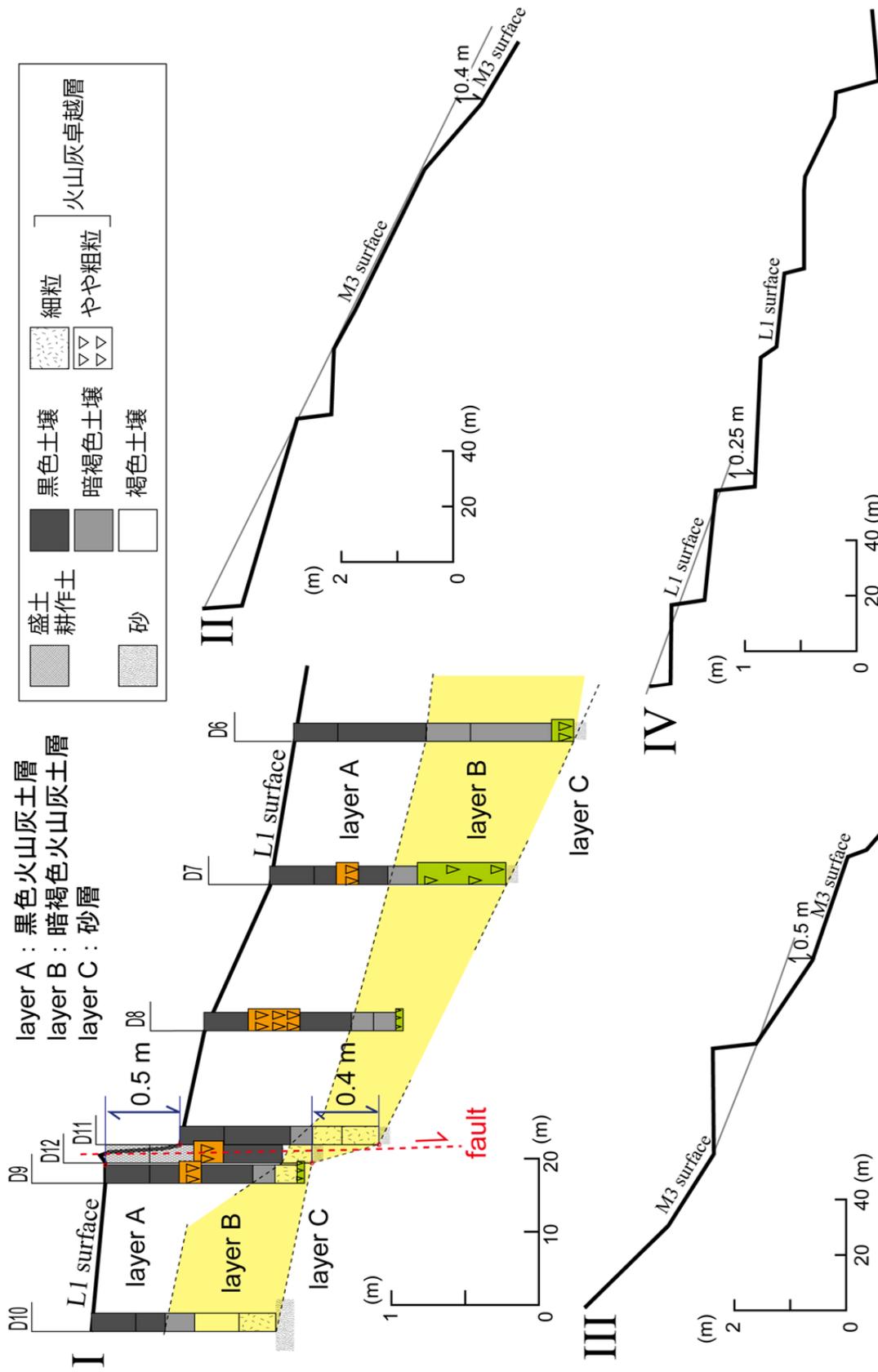


図 4.2-1 地形断面図(測線 I ~IV)

測線位置は図 4.1-1 参照。

4.2.1 川南断層を横断する地形断面図

空中写真判読、数値標高モデル (DEM) を用いた検討、および現地での地形観察により、川南断層トレース上で上下変位の存在が示唆された M3 面および L1 面上において現地で測量を行い、断層を横断する方向の地形断面図を作成した。DEM は国土交通省国土地理院「基盤地図情報」10 mDEM および 5 mDEM を使用し、地形断面の検討に資した。測量では STS 株式会社製「オートレベル FS-26N」を用いた。測点は目視により抽出した地形変換点 (勾配の変化点) とした。

測線 I は L1 面上にある。ここでは地表面において、断層崖で約 0.5 m の落差が見られる (図 4.2-1)。断層横断方向に数点で検土杖による掘削を行ったところ、約 2 m 深まで土壌が掘削された。地表面から約数十 cm～1 m 深までは黒色土壌を主体とし、K-Ah を示唆する褐色の火山灰卓越層を挟む (layer A)。褐色の火山灰卓越層の出現深度は断層崖を挟んで明瞭にずれていない。黒色土壌の下位は約数十 cm～1 m の厚さで暗褐色の土壌および AT とみられる黄褐色の火山灰質砂層 (layer B) からなる。その下位は赤褐色の土壌 (layer C) となるが、硬質のため検土杖では掘削できなかった。layer B の出現深度に基づく断層崖での落差は約 0.4 m であった。

測線 II および III は M3 面上にあり、地表面において、断層崖で 0.4～0.5 m の落差が見られる。測線 IV は L1 面上にあり、地表面における断層崖での落差は約 0.25 m と見積もられた。以上の観察からは、断層崖での落差が断層活動によるものであったとすれば、測線 I における layer B の堆積以降かつ layer A の堆積前 (AT の堆積以降 K-Ah の堆積前) に、0.4 m 程度の東落ちの正断層の活動があったということになる。その場合、正断層の平均変位速度は 0.01～0.04 mm/y となり、活動度は C 級以下となる。しかし、L1 面と M3 面との間で累積変位の明瞭な差は見られない。

4.2.2 切原川沿いのルート

切原川では、地形判読により推定した川南断層を挟んで、デイサイト質溶結凝灰岩からなる尾鈴山火山深成複合岩体とそれを不整合で覆う礫岩からなる宮崎層群が露出し、宮崎層群を不整合で覆う巨礫を含む段丘礫層がわずかに認められる (図 4.2-2)。宮崎層群の礫岩は、主として中礫を含む下部層と細礫を含む上部層に 2 分できる。礫岩の下部層と上部層の地質境界は、川南断層が推定される位置を境に南側が低下しているように見える。この地質境界の高度差を川南断層により形成されたと仮定すると、宮崎層群の礫岩が受けた上下変位量は露頭の位置関係から 5m 以上 (図 4.2-2b) と推定され、高位段丘が受けた上下変位量 (20～30 m; 活断層研究会編, 1991¹²⁾) と同等かやや小さい。川南断層の正断層の活動開始時期は、宮崎層群と高位段丘の上下変位量が概ね等しいことから、高位段丘形成期以降にあることを示唆する。

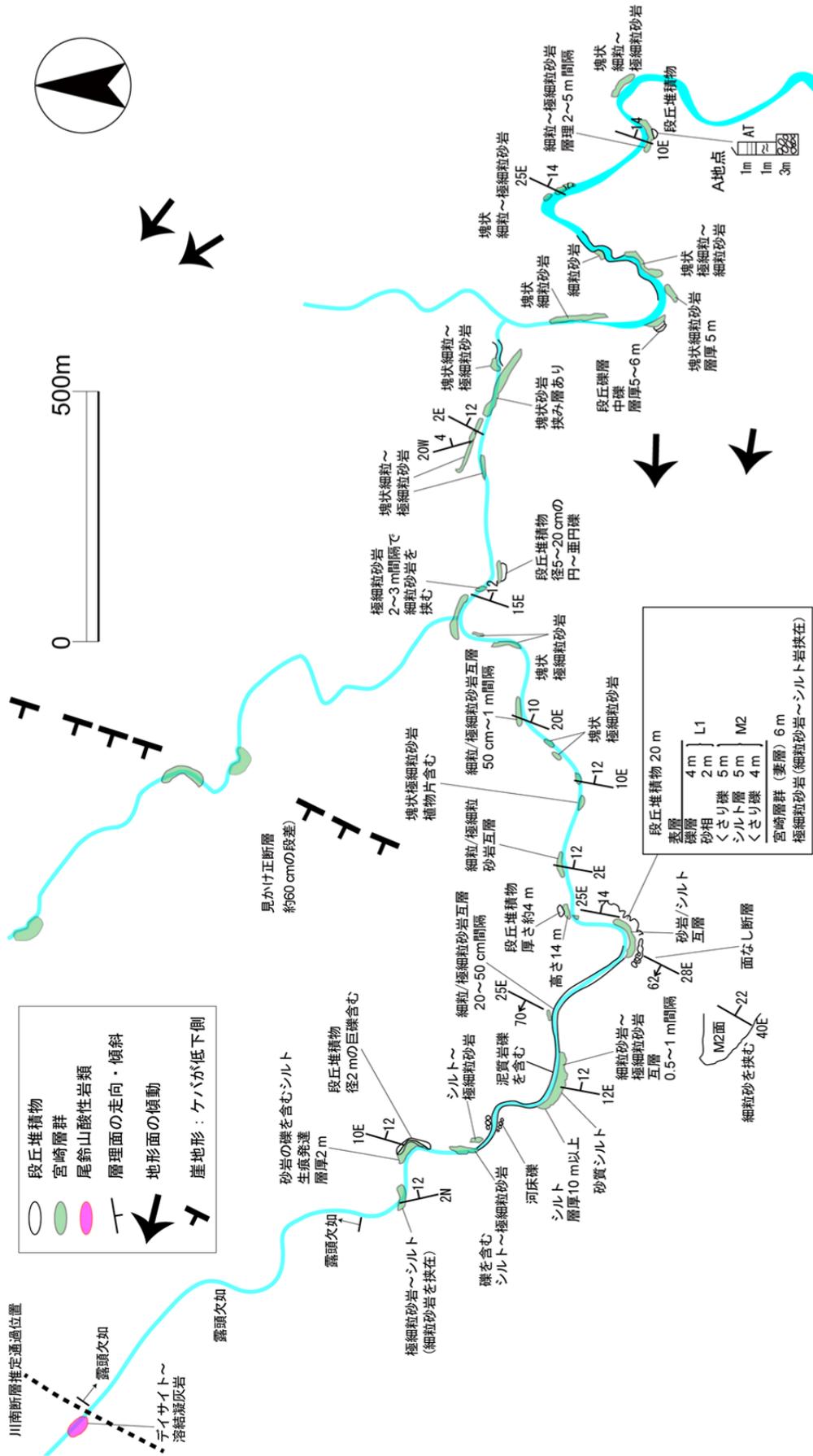


図 4.2-3 平田川沿いのルートマップ

4.2.3 平田川沿いのルート

平田川では、地形判読により推定した川南断層の西側にデイサイト質凝灰岩からなる尾鈴山火山深成複合岩体が、東側に主に塊状のシルト岩～砂岩からなる宮崎層群が露出する(図 4.2-3)。宮崎層群の露出は、蛇行する平田川の流路に認められる。宮崎層群の層理面は、平田川の蛇行域では概ね同斜構造を示している。段丘面はその同斜構造より緩い傾斜で分布することから、段丘礫層は宮崎層群を傾斜不整合で覆うと推定される。

平田川の流路は、隆起海岸平野を切る先行性を示し下流で大きく蛇行しており、宮崎層群に海側への傾斜をもたらした地殻変動と非調和である。段丘面が山側へ傾斜したところでは、宮崎層群の層理面が若干緩くなるようにもみえるが、段丘面の傾きと地質構造との関係については言及できない。一方、130219-10 露頭(図 4.1-1)では、段丘堆積物中に挟まれる生痕化石を産するシルト層が山側(西側)へ 8° 傾斜している。先行性を示す蛇行河川の発達と、段丘堆積物および段丘面が山側へ傾斜している地質構造の存在からは、段丘面の形成期に山側への傾動を伴う地殻変動があった可能性が示唆される。

4.2.4 川南断層沿いの露頭記載

12073101 露頭と 12080101 露頭はそれぞれ隣り合った地点にある。いずれも大局的には、尾鈴山火山深成複合岩体の溶結凝灰岩を礫層が不整合に覆い、さらに上位に赤褐色～黒色土壌が被覆する。

12073101 露頭(図 4.2-4)の溶結凝灰岩は全体に変質しており、赤褐色～明灰色を帯びている。露頭中央部には、ENE-WSW～E-W 走向、北傾斜の割れ目が密に発達するとともに、ENE-WSW 走向、高角北傾斜で粘土化した細脈(粘土脈)が1条、3～6 cmの厚さで発達する。粘土脈は褐色～明灰色を呈し、水平に近い条線を伴う。また、粘土脈と上盤側で接する溶結凝灰岩には、粘土脈とほぼ平行に発達する割れ目が特に密集する。粘土脈は上部の礫層へは連続せず、礫層に明瞭なずれは見られない。

粘土脈の南側の溶結凝灰岩の上部は、赤褐色でやや硬質の砂を基質とした礫層が2層被覆する。下位の礫層(図 4.2-4 の礫層 A)は溶結凝灰岩の角礫を主体とするが、まれに明灰色のチャートまたはアブライトの垂円礫が見られる。細礫～大礫サイズで、淘汰は悪く、基質支持である。溶結凝灰岩との境界は凹凸が激しく、濃灰色の充填物が特徴的に見られる。上位の礫層(図 4.2-4 の礫層 B)は約 20 cm 厚の水平層として発達し、中礫サイズの風化した溶結凝灰岩の角礫およびチャートの円礫を含む。この上位の礫層は粘土脈の上端付近で溶結凝灰岩の基盤と接し連続性が途絶える。

礫層 B または溶結凝灰岩の直上には、約 70 cm の厚さで赤褐色の土壌(土壌 A)が被覆する。土壌 A は細礫～大礫混じりで、礫種は溶結凝灰岩を主体とし、チャートをまれに含む。また、礫層 B の収斂する直上部分には、礫層 A と性状が類似する約 70 cm 径の巨礫が含まれる。

土壌 A の上位は、細礫～大礫を主体とする河成段丘起源の礫層(礫層 C)が被覆する。礫種は溶結凝灰岩を主体とするが、四万十帯付加体起源のチャート、砂岩および泥岩の礫も含まれる。礫層 C の上位

は、黒色腐植質の土壤(土壤 B)が被覆する。土壤 B の上部には、K-Ah を示唆する橙褐色の軽石質火山灰層(軽石径 1～3 cm 程度)が挟まれる。

12080101 露頭(図 4.2-5)の溶結凝灰岩も赤褐色に変質している部分が多いが、露頭中央部は比較的新鮮である。新鮮な溶結凝灰岩は灰色で、流理構造が一部で見られる(流理構造は緑泥石を主体とするフィルムで特徴づけられる)。露頭中央部の、新鮮な部分と変質した部分の境界は明瞭で、変質した部分の溶結凝灰岩側には割れ目が密に発達する。一方の新鮮な溶結凝灰岩側は約 20 cm の厚さで細粒化している。境界面には条線が発達するので、何らかの断層変位があったことが示唆されるが、境界面の姿勢は川南断層の姿勢とは非調和である。

これら溶結凝灰岩の上位は、溶結凝灰岩の角礫からなる礫層となる。礫層は淘汰が悪く、礫サイズも細礫から巨礫までである。礫層は露頭中央部の、新鮮な溶結凝灰岩が露出する部分で厚くなっている。この礫層の上位は、褐色土壤となる。褐色土壤の下部には火山灰質の砂層が挟まれる。露頭中央部では、褐色土壤の部分が擾乱し、砂層の連続性が不明瞭になるとともに、溶結凝灰岩の角礫がしばしば混入する。褐色土壤の上位は、K-Ah を示唆する橙褐色の軽石質火山灰層となり、さらに上位は、黒色腐植質の土壤となる。

12080201 露頭(図 4.2-6)は、大局的には、溶結凝灰岩を基盤とし、含礫褐色土壤、礫層、褐色土壤、濃褐色腐植質土壤の順に被覆する。溶結凝灰岩は全体に著しく変質・風化しているが、12073101 露頭や 12080101 露頭で見られるような断層を示唆する粘土脈や割れ目は発達していない。溶結凝灰岩の基盤の最上部は一部で角礫化している。

基盤の上位の含礫褐色土壤は、露頭中央部ではほぼ水平な層理面が観察される。この部分では溶結凝灰岩の角礫のほか、チャートの円礫をわずかに含む。礫は中礫サイズである。また、破片化した褐色土壤が集塊として散在しており、褐色土壤が二次堆積したことが示唆される。この水平な層理面を伴う含礫褐色土壤の上位は、露頭のほぼ全体にわたり、溶結凝灰岩の角礫が散在する無層理の含礫褐色土壤が堆積する。

含礫褐色土壤の上位の礫層は、溶結凝灰岩の礫で占められる。本露頭の南端部では強風化した溶結凝灰岩と礫層が直接接する。露頭最上位の濃褐色腐植質土壤には、K-Ah を示唆する橙褐色の軽石質火山灰が一部で集塊として含まれる。この濃褐色腐植質土壤と、すぐ下位の褐色土壤は地表面とほぼ平行に堆積するが、礫層の下位の含礫褐色土壤は層相、層厚が大きく変化する。基盤岩が深く削剥された露頭中央部において、ほぼ水平な層理面の発達する含礫褐色土壤の層厚が大きくなっているように見える。

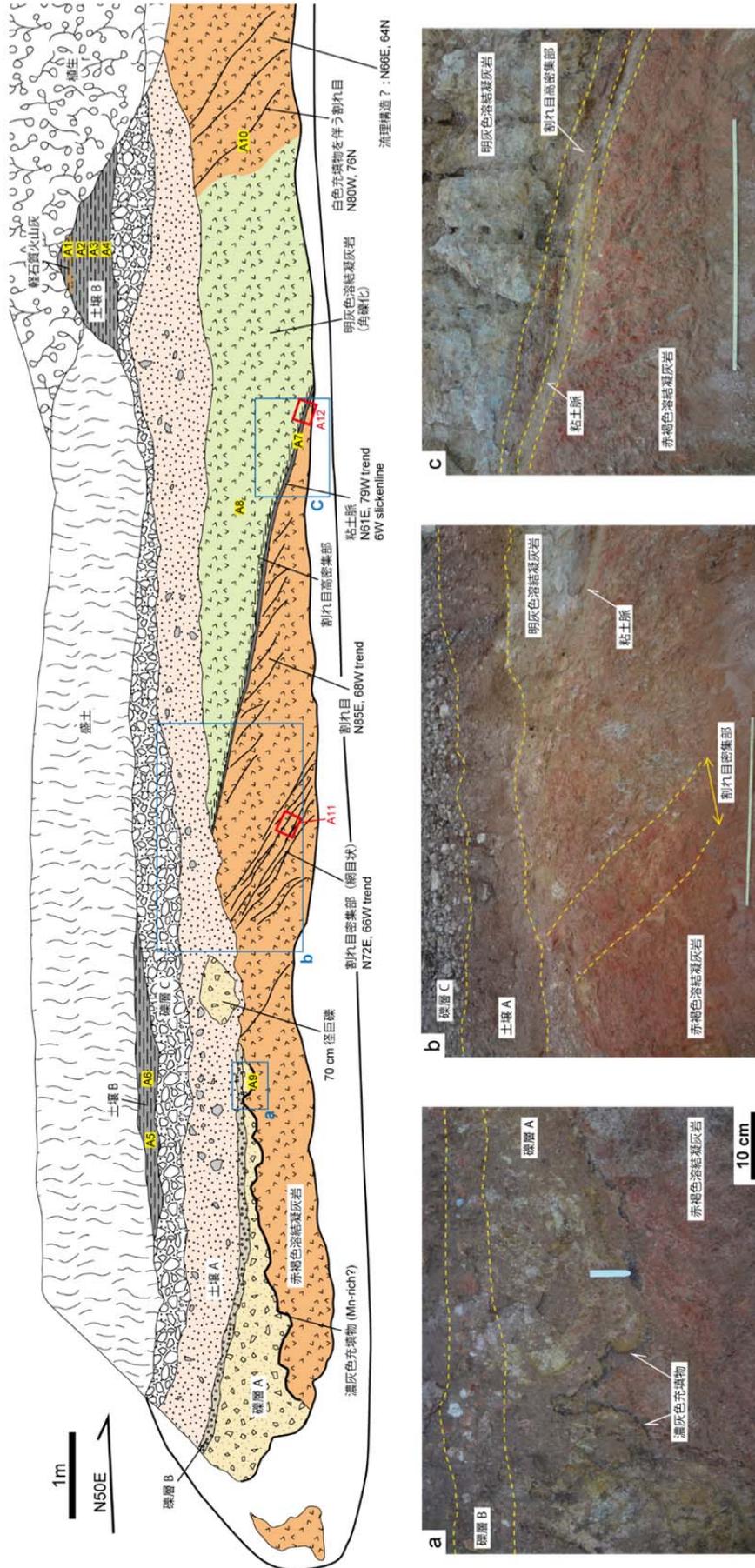


図 4.2-4 12073101 露頭のスケッチと写真

a, b, c は写真の位置。写真 b と c の折尺は長さ 1 m。

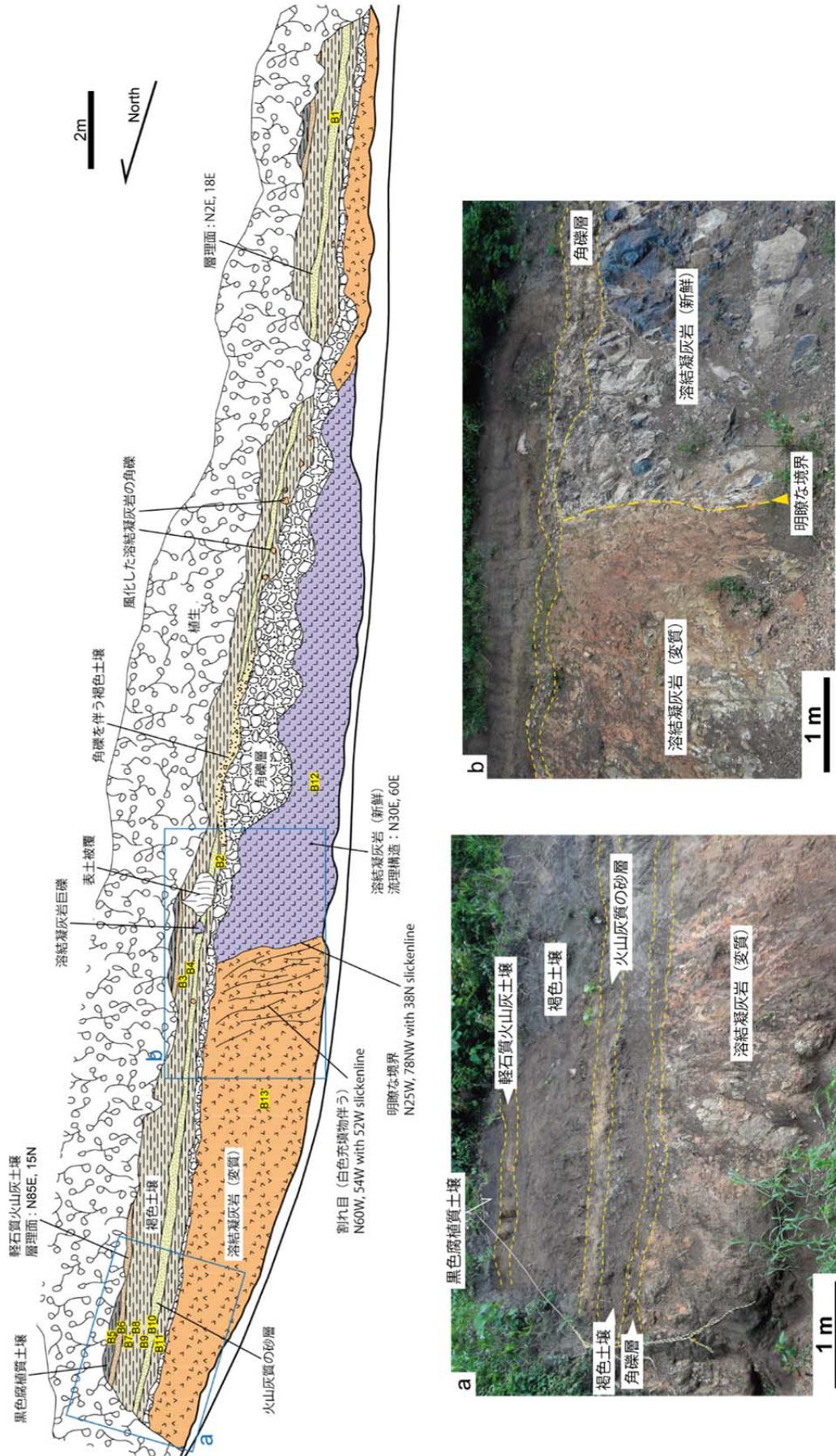


図 4.2-5 12080101 露頭のスケッチと写真

a, b は写真の位置。

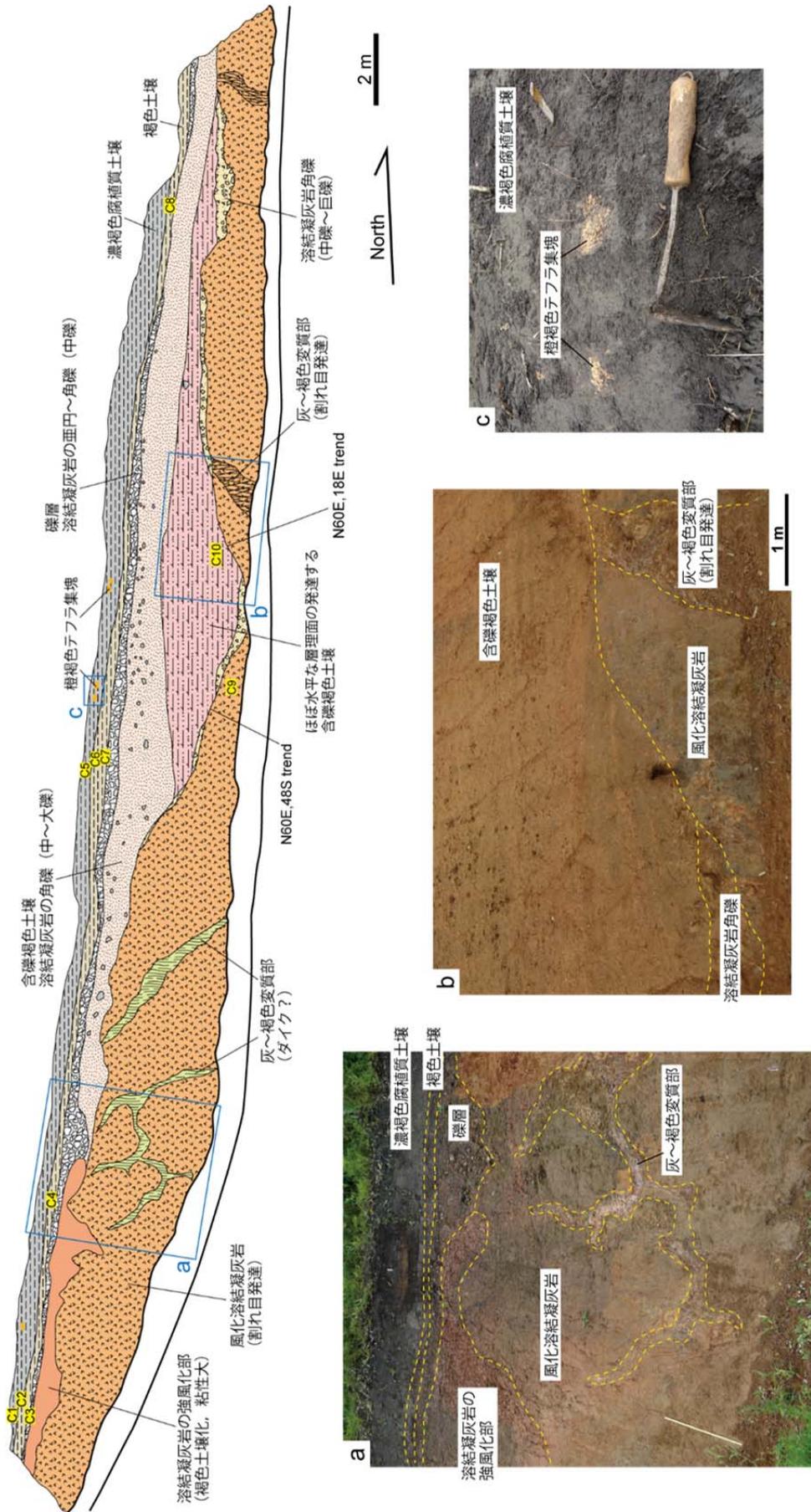


図 4.2-6 12080201 露頭のスケッチと写真

a, b, cは写真の位置。写真aの折尺は長さ1 m。写真cのねじり鎌は長さ30 cm。

12080202 露頭は、川南断層の推定通過位置の東側の小丘を上ったところに位置し、礫岩層が連続的に露出する(図 4.2-7)。特に、露頭下部の、径数十 cm 以上の巨礫を含む礫岩は、後述する薄片観察も踏まえると、基質が火山性物質起源であり、火砕流堆積物であると考えられる。

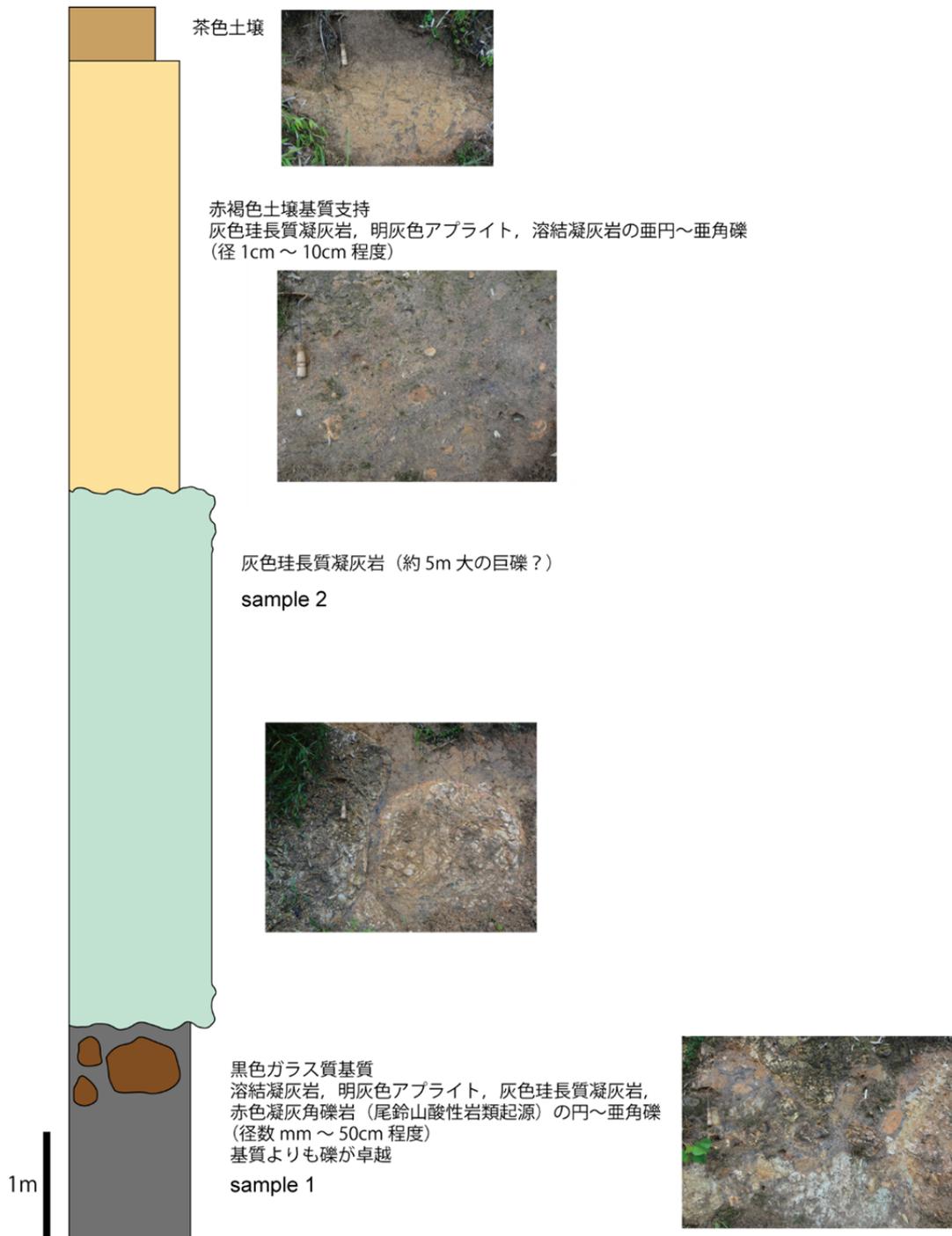


図 4.2-7 12080202 露頭の模式柱状図と各層相の写真

4.2.5 ボーリングコアの記載

ボーリング掘削は、段丘堆積物の地質性状および下底面深度を確認することを主な目的として、孔径 86 mm(採取コア径は 60 mm)のオールコアボーリングで実施した。掘削地点は図 4.1-1 の No. 5(北緯 32°13'55.1", 東経 131°30'29.1", 標高 111.343 m)で、鉛直方向に掘削を行い、掘削深度は 16 m に達した。ボーリング掘削の概要図は図 4.2-8 の通りである。

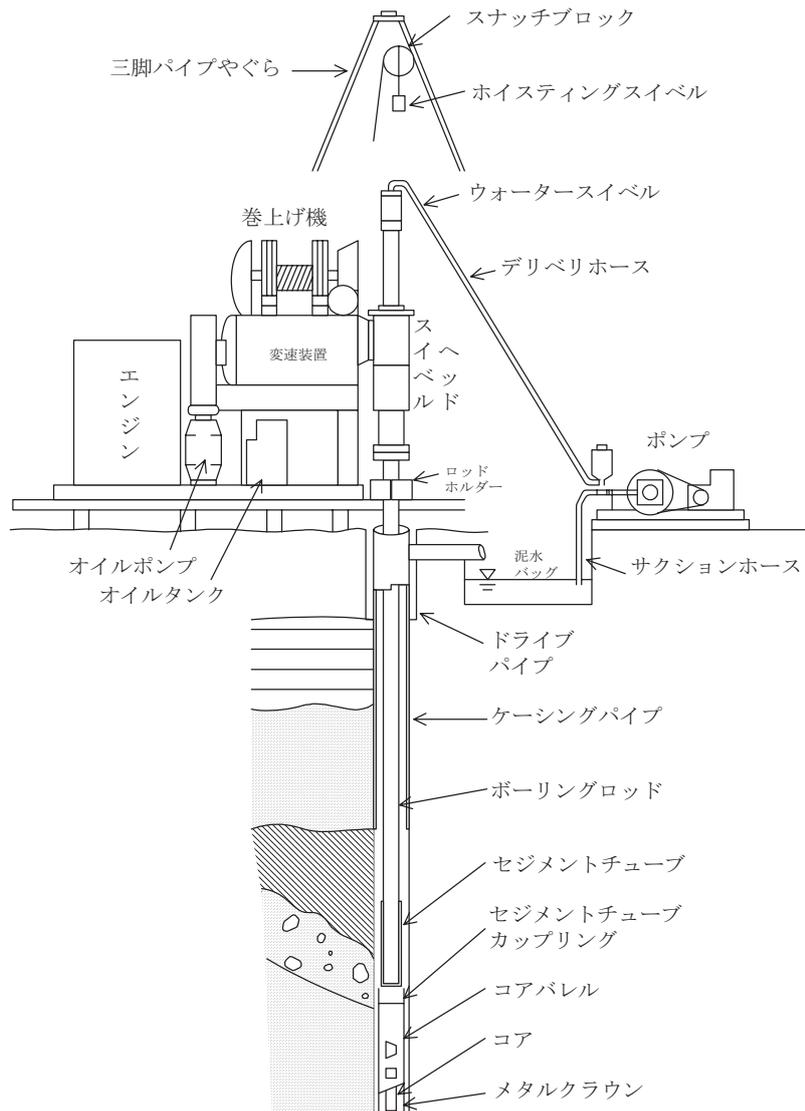


図 4.2-8 ロータリー式オイルフィード型試錐機による掘削の概要

掘削の結果、深度 0.2 m 程度までは耕作土、深度 0.2～1.4 m は有機質のシルト～細粒砂、深度 1.4～2.1 m はシルト質砂～礫、深度 2.1～7 m は土石流堆積物、それ以深は尾鈴山酸性岩の火砕流堆積物からなる基盤岩となった(図 4.2-9～12)。深度 1.4～2.1 m の区間は大局的に上方細粒化の傾向を示す。また、シルト～砂層では斜交葉理が見られる。礫は細礫～中礫で、尾鈴山酸性岩起源の礫を主体とする。

土石流堆積物はシルト～砂を基質とし、尾鈴山酸性岩起源の円礫～亜角礫を含む礫支持の産状をなす。礫径は最大で 30 cm 以上に達する。基質は全体に褐色を呈するが、礫は中まで風化しておらず新鮮な色を呈するものも多い。特に深度 4.4～7 m の区間の土石流堆積物は全体に固く締まっている。

深度 7 m 以深の火砕流堆積物は、火山角礫岩からなり、一部で流理構造が認められる。深部ほど新鮮で還元的な色調を呈し、深度 7～7.4 m は褐色がかかった灰色、深度 7.4～10.7 m は明灰色(一部褐色)、深度 10.7 m 以深は暗灰色となる。火山角礫岩には、フィルム上の粘土をしばしば挟む割れ目が複数発達する。

No. 5 地点は測線 I(図 4.2-1)の推定断層の東側(低下側)に位置するが(図 4.1-1)、土壌の厚さは 2 m 程度で検土杖掘削地点(D6～D8)とほぼ同程度である。土石流堆積物および火砕流堆積物の部分には、断層による変位や変形を示唆するような産状は認められなかった。

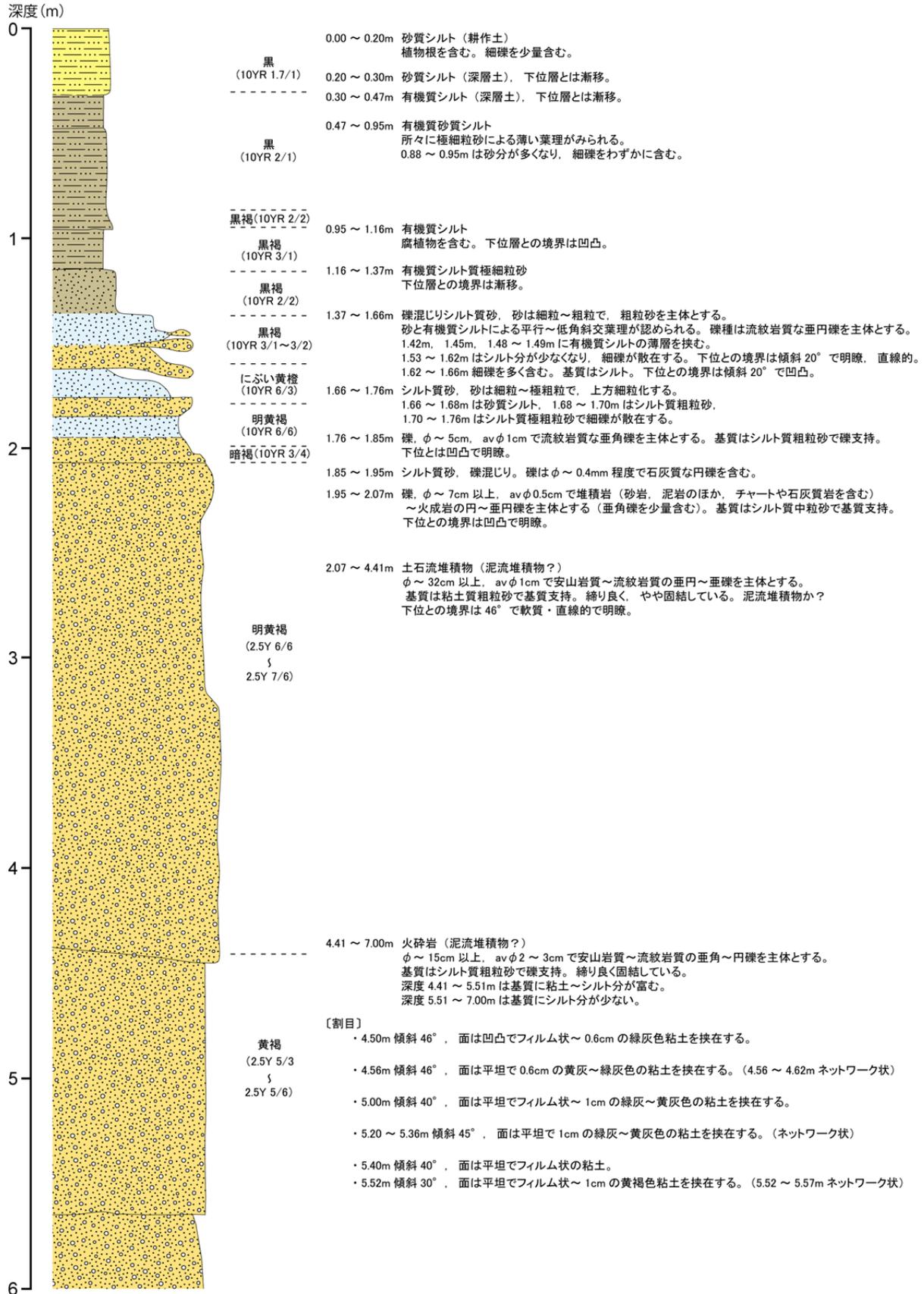


図 4.2-9 No. 5 地点のコア柱状図(1)

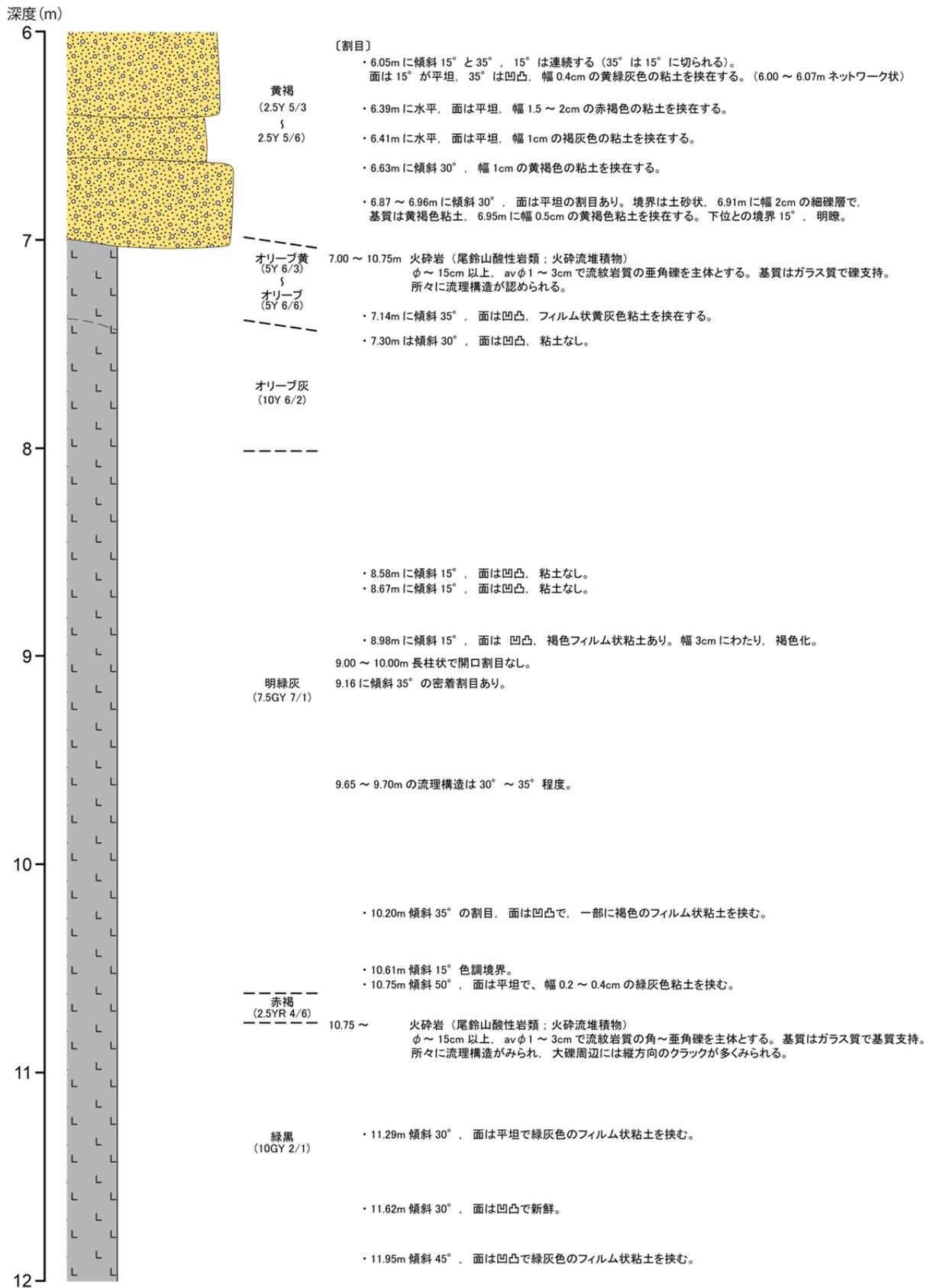


図 4.2-10 No. 5 地点のコア柱状図(2)

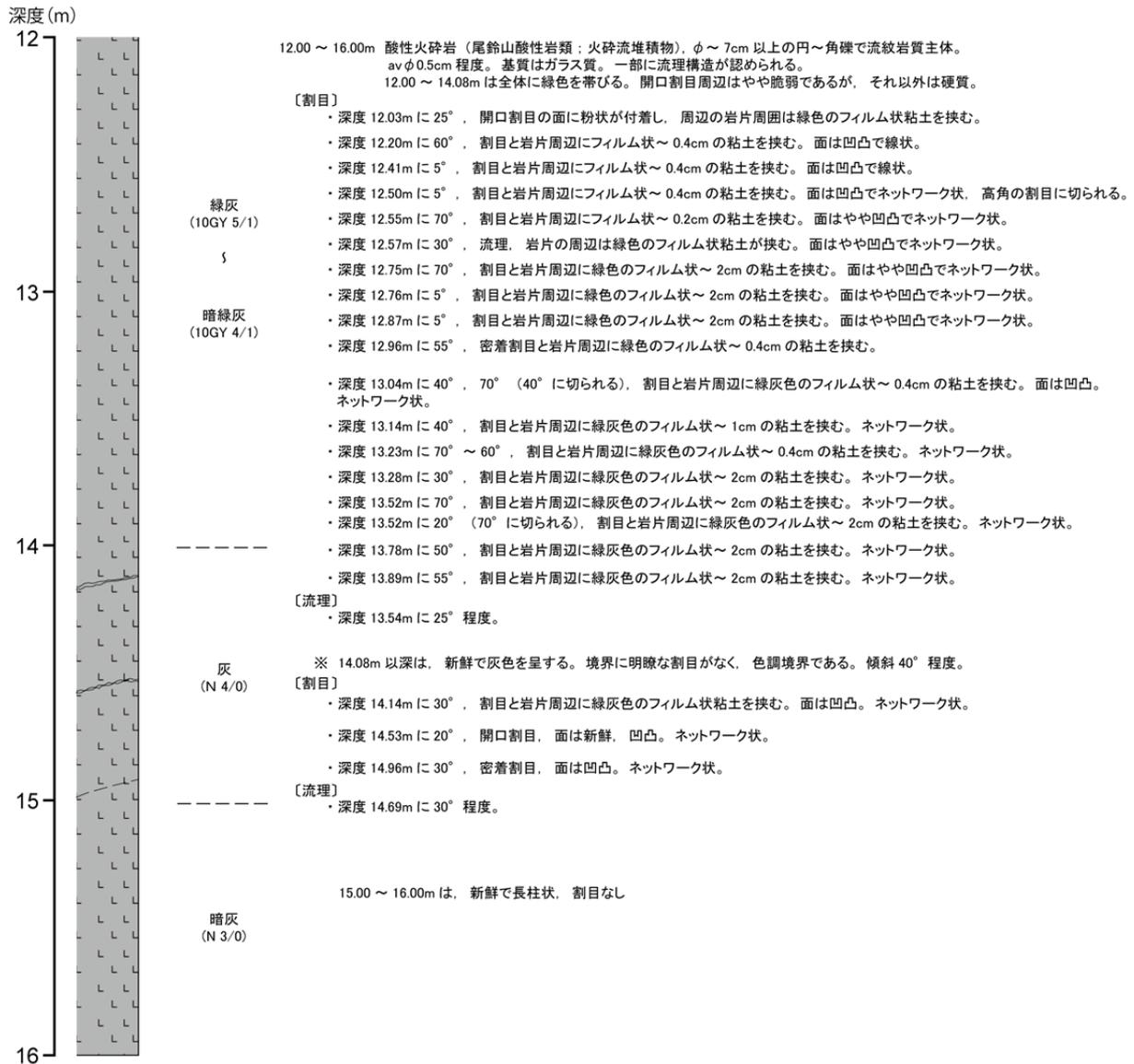


図 4.2-11 No. 5 地点のコア柱状図 (3)

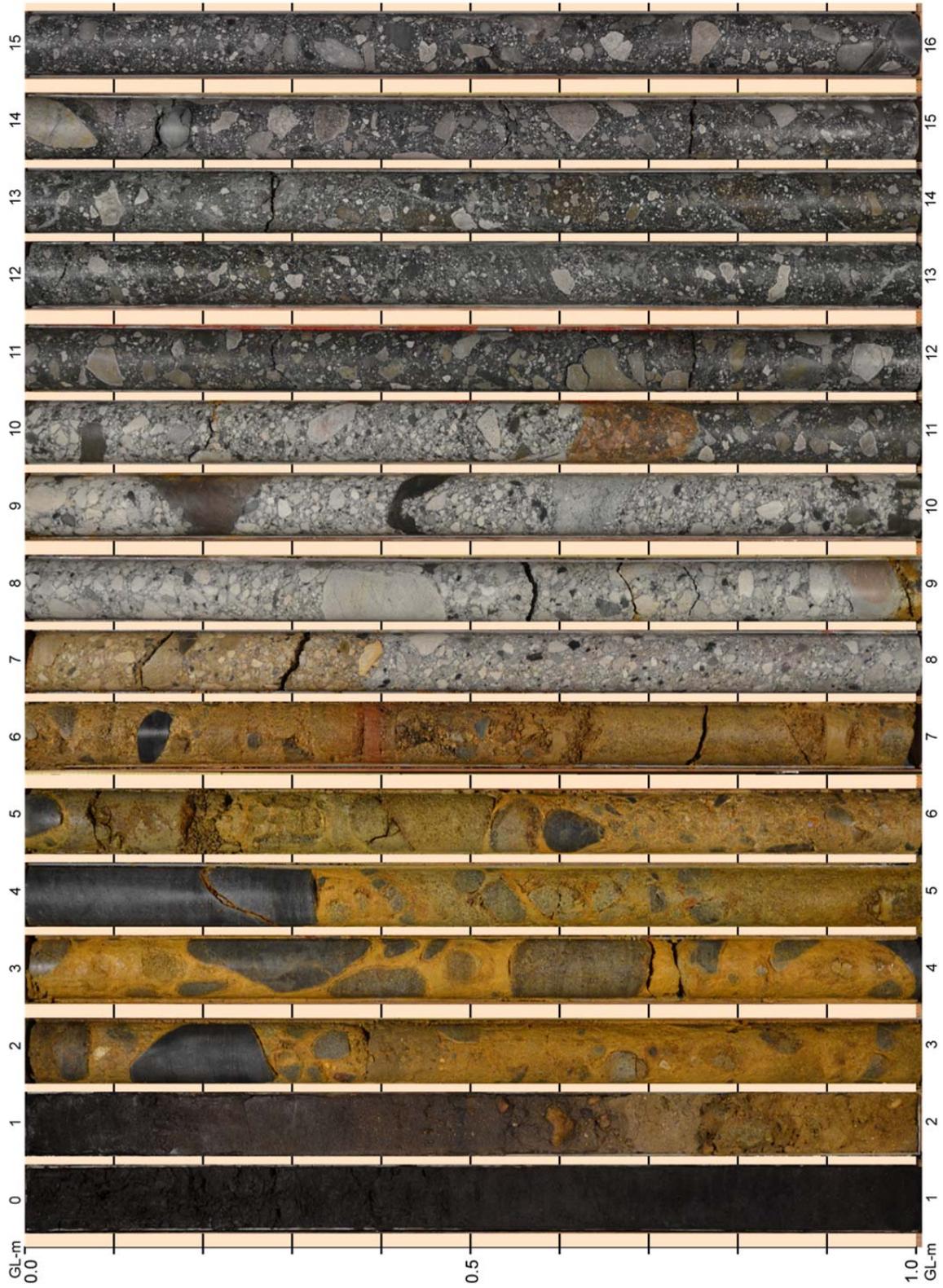


図 4.2-12 No. 5 地点のコア写真

4.3 地中レーダ探査

地形判読から活断層の存在が示唆されるトレース上において、地下の構造を把握するため、地中レーダ探査を行った。地中レーダ探査では、地中に向け電磁波(周波数数十 MHz～数 GHz 程度)を送信し、地層境界や地下埋設物など、電磁氣的性質の異なる媒質の境界面からの反射波を受信して地下構造を推定する。深度数 m～十数 m 程度の地下であれば、非破壊かつ簡便に情報を得ることができるのが利点であり、地下構造物調査や遺跡調査などに加え、地質分野では砂丘や河川の堆積物の構造、活断層の分布などを明らかにするために利用されている(安江ほか, 2005³⁶⁾; Tamura et al., 2008³⁷⁾)。本研究では、川南断層の推定トレース上で、かつ測量(図 4.1-1 の測線 I および II)で東落ちの落差を検出した地点(図 4.3-1)において、断層を横断する測線で地中レーダ探査を実施した。用いた機器は Sensors & Software 社製 Pulse EKKO PRO である。

地中レーダ探査を行った測線のうち、測線 A は M3 面上、測線 B は L1 面上に位置する。測線 A では、長さ約 44 m の 1 本の測線で、アンテナ周波数 100 MHz と 50 MHz の 2 ケースでデータを取得した。測線 B では、長さ 30～75 m の並列する 6 本の測線(B1～B6)で、アンテナ周波数 100 MHz でデータを取得した。測定は、1 対の送受信アンテナを用い、アンテナ間隔を固定し移動しながら測定するプロファイル測定を測線沿いに行った。なお、アスファルト道路のような地表が平滑な場所ではカート式(Cart Type)の測定を行い、草地などのカートによる測定が困難な場所ではバイスタティック式(接地式: BiStatic Type)の測定を行った(図 4.3-2)。測定時間は、100 MHz の測定では 300 ns、50 MHz の測定では 600 ns とした。サンプリング間隔は、100 MHz の測定では 0.25 m、50 MHz の測定では 0.5 m とした。アンテナ間隔は、100 MHz の測定では 1 m、50 MHz の測定では 2 m とした。スタッキング回数は 256 回とした。

また、プロファイル測定以外に、各区域の測線上で電磁波速度を求めるためのワイドアングル測定(CMP(Common Mid Point)測定)を行った(図 4.3-2)。ワイドアングル測定は、プロファイル測定によって捉えられた反射面に対し、アンテナの送受信間隔を変化させて同じ反射面を捉えることにより、測定地点の地盤の電磁波速度を求める測定方法である。これを用いて、プロファイル測定で得られた測定記録上に示される反射面までの深度を補正することを目的とする。

探査測線の水平位置・標高座標の決定のため、国土地理院 10 m メッシュ DEM データを用いて、マッピング・ソフト Surfer のグリッド処理機能より Terrain Slope(地形の傾斜)、Terrain Aspect(地形の向き)を求めた。

電磁波伝搬速度は、プロファイル測定における双曲線状反射パターンのパターンマッチングおよび CMP 測定により、0.052 m/ns と算出された。この値は、物理探査ハンドブック(1999)³⁸⁾による湿潤した砂質土壌の電磁波伝搬速度(0.055～0.077 m/ns; 100MHz の場合)に近い値となる。0.052 m/ns を電磁波伝搬速度の代表値とし、測定時間から測定深度を計算すると、100 MHz の測定では約 7 m、50 MHz の測定では約 15 m となる。

測線 A の地中レーダ断面からは、深度約 2 m 付近に地層境界が推定される(図 4.3-3)。これは既往の工事記録に残っているボーリングデータや、M3 面の地質記載(例えば、図 4.1-3 の T3 露頭の記載)に基づく、AT の降灰層準かそれより新しい黒ボク土と、AT より古いローム層との境界であると考えられる。断層トレース直下ではこの地層境界が落ち込んでおり、黒ボク土が相対的に厚く堆積している。さらに、こ

の直下では双曲線状の反射パターンが特徴的に認められており、この部分だけ礫などが特徴的に存在している可能性がある。

測線 B でも、深度約 2 m 付近に地層境界が推定されるが、境界より上部の反射パターンが層状であるのに対し、下部では広い範囲で双曲線状反射パターンが連なるような特徴を示す(図 4.3-4)。これは、礫層上面に凹凸があり、その凸部で双曲線状の反射パターンが発生するためである可能性があり、その場合、地層境界は表土と礫層との境界に相当すると考えられる。測線 B では、断層トレース直下のみに認められるような特徴的な構造は明瞭には検知できなかった。

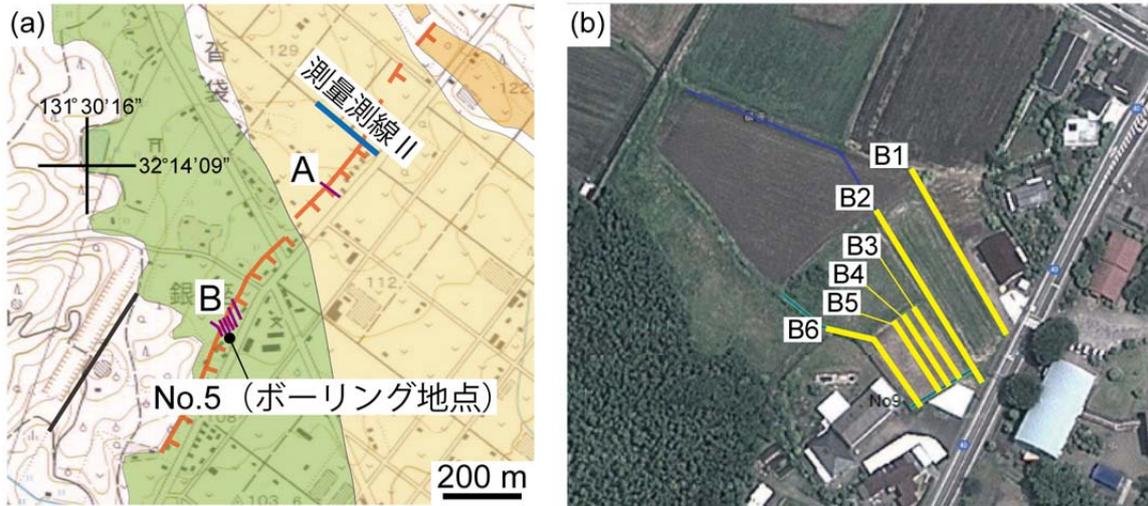


図 4.3-1 地中レーダ探査位置

(a) M3 面上の測線 A と L1 面上の測線 B の位置。測線 B の位置は、測量の測線 I および検土杖地点 D6～D12 (図 4.1-1 参照) と同位置になる。(b) 測線 B の位置の拡大。B1～B6 の並列する 6 本の測線で探査している。

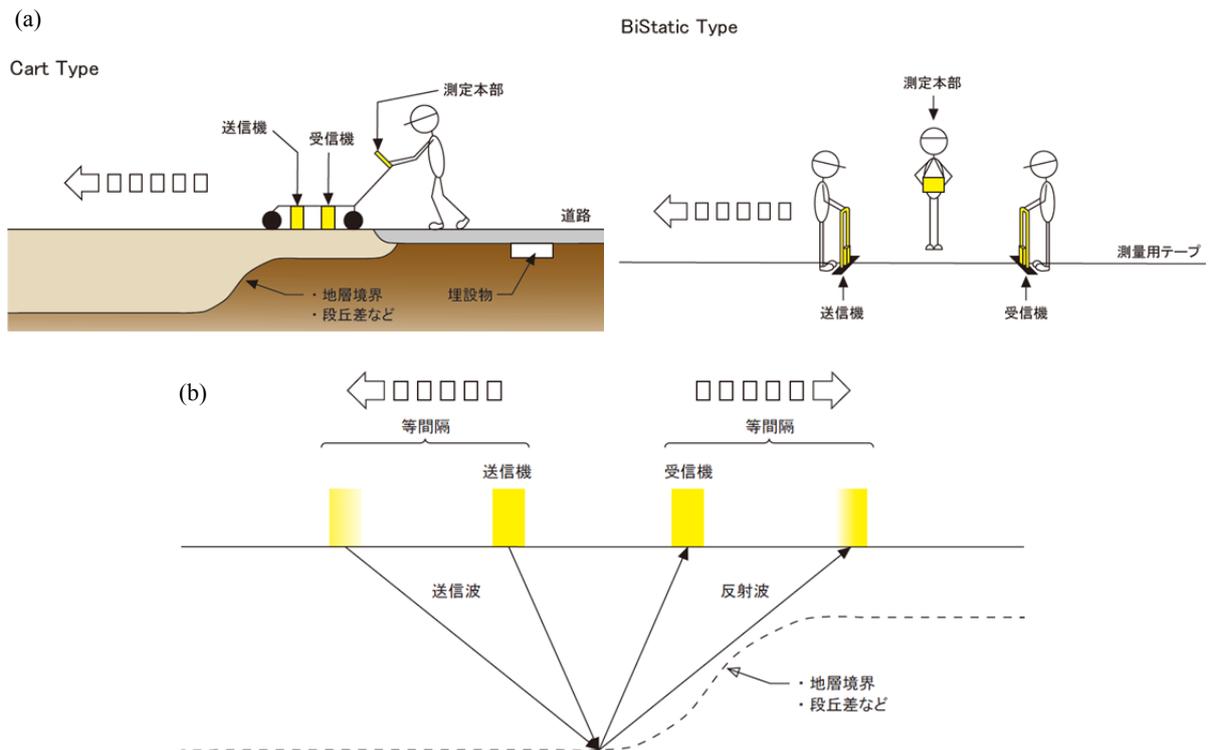


図 4.3-2 プロファイル測定およびワイドアングル測定

(a) プロファイル測定 (Cart Type および BiStatic Type)。(b) ワイドアングル測定。

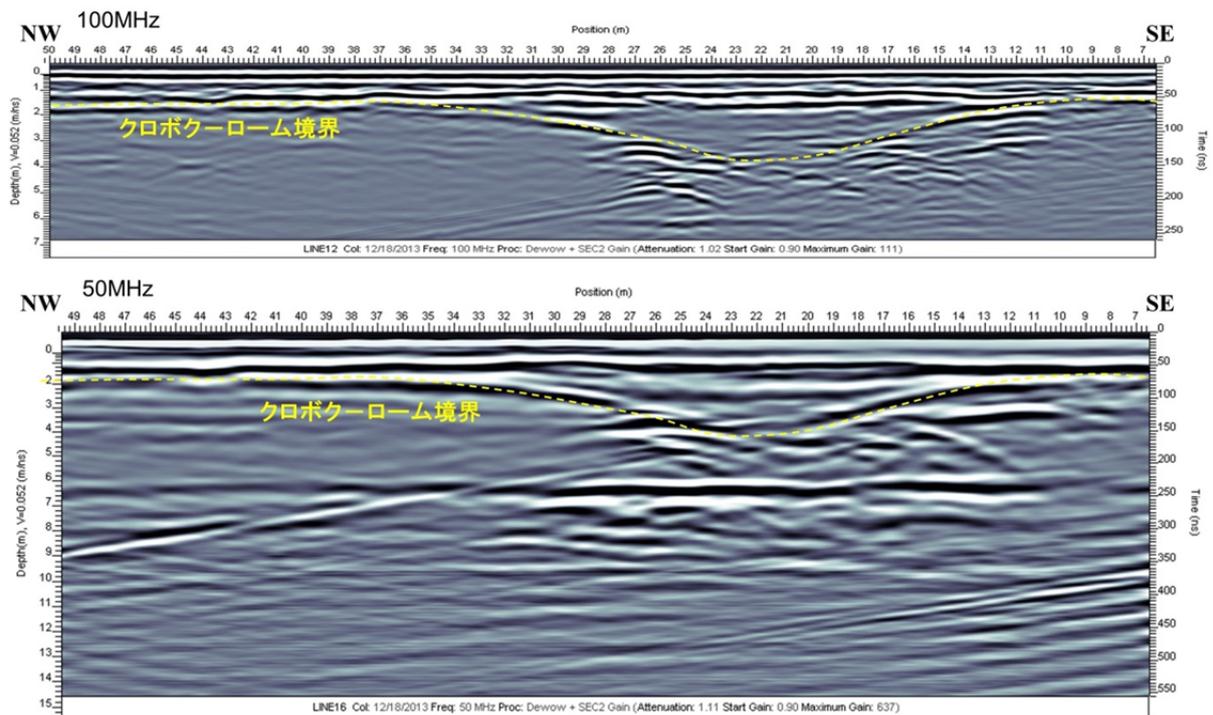


図 4.3-3 測線 A での地中レーダ探査結果

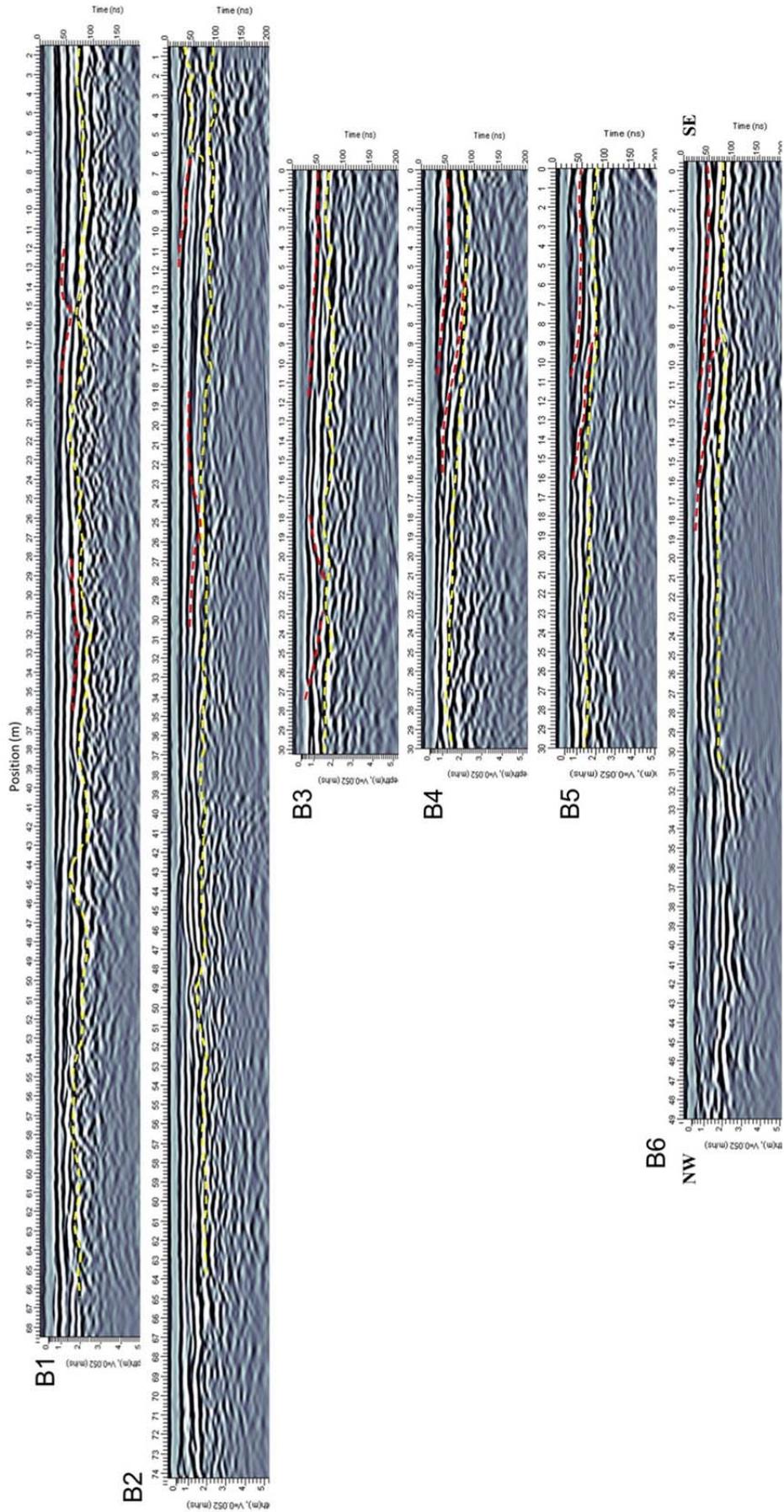


図 4.3-4 測線 B1～B6 での地中レーダ探査結果

黄色の点線は表土と礫層の推定境界に相当する。

5. 地質試料の分析

5.1 研磨片および薄片観察

川南断層沿いの露頭において、基盤の尾鈴山酸性岩の研磨片と薄片、および基盤に発達する割れ目や粘土脈を含む部分の研磨片の観察を行った。

12073101 露頭では、赤褐色溶結凝灰岩中の割れ目密集部と粘土脈に沿って定方位試料を採取し(図 4.2-4 の A11 および A12)、研磨片を作成した。割れ目密集部の研磨片(A11:図 5.1-1a)は、大局的には、連続性の良い割れ目の方向が北東-南西トレンドでそろっているように見えるが、細かい割れ目の方向はそろっていない。岩片や鉱物粒子にも配列性は見られない。割れ目は赤褐色の細粒緻密な物質で充填されている。粘土脈を含む部分についても、露頭で観察される条線に平行かつ粘土脈の姿勢に垂直な方向で研磨片を作成したが(A12:図 5.1-1b)、岩片や鉱物粒子に明瞭な配列性は見られなかった。明灰色の粘土脈と接する溶結凝灰岩の部分は、濃い赤褐色を呈し、相対的に細粒緻密である。粘土脈の上盤側(北西側)の角礫化した明灰色溶結凝灰岩(図 4.2-4 の A8)は、薄片観察によると、基質の石英が一部で再結晶し、やや粗粒である(図 5.1-2a, b)。また、著しく変質し、緑泥石化が目立つ。

12080101 露頭では溶結凝灰岩の新鮮な部分と変質した部分の薄片を作成した(図 4.2-5 の B12 および B13)。新鮮な溶結凝灰岩は、斜長石、緑泥石、および針状~塊状の不透明鉱物を含むガラス質の石英と、斜長石、石英および斜方輝石の斑晶からなる(図 5.1-2c, d)。斜長石や石英の斑晶は径 1~2 mm 程度の大きさに達するが、斜方輝石の斑晶はそれよりも明らかに小さい。石英はしばしば融食して丸みを帯びている。一方、変質した溶結凝灰岩は、鉄水酸化物による著しい赤褐色化を伴う。また、角礫化および変質が進行するとともに、基質の石英が一部で再結晶しており(図 5.1-2e)、12073101 露頭の角礫化した明灰色溶結凝灰岩(A8)と鏡下の産状が類似する。

12080201 露頭では 2 か所で薄片を作成し(図 4.2-6 の C9 および C10)、うち C10 では、研磨片も作成して観察を行った。溶結凝灰岩としたところで作成した薄片(C9)は、柱状の斜長石を主体とする石英と、斜方輝石の斑晶とからなり、やや安山岩質である(図 5.1-2f)。この試料は、針状の不透明鉱物を多く含むほか、斑晶はしばしば緑泥石化している。溶結凝灰岩の直上の、ほぼ水平な層理面を持つ含礫褐色土壌(C10)は、尾鈴山酸性岩起源の火山岩の角礫や、石英、斜長石、不透明鉱物に富むので、赤褐色に変質かつ角礫化した溶結凝灰岩(A8 や B13)と鏡下の産状が類似する(図 5.1-1c)。しかし、含礫褐色土壌には堆積岩の亜円~角礫も含まれる点が異なる(図 5.1-3a, b)。

12080202 露頭では露頭最下部の黒色ガラス質基質の角礫岩(sample 1)の研磨片と薄片、およびその直上の灰色珪長質凝灰岩(sample 2)の薄片を作成した(図 4.2-7)。黒色ガラス質基質の角礫岩の礫は、角が取れているものが多い(図 5.1-1d)。基質はガラス質であるが、変質により不透明鉱物が樹枝状に成長している(図 5.1-3c, d)。また、礫には尾鈴山酸性岩起源の礫に加え、四万十帯堆積岩起源と思われる珪長質凝灰岩やシルト岩の礫も含まれる。本露頭の位置も考慮すると、この角礫岩は尾鈴山火山深成複合岩体末端部の火砕流堆積物であると推定される。その直上の珪長質凝灰岩(図 5.1-3e)は、黒色ガラス質基質の角礫岩に含まれる珪長質凝灰岩礫と同様、四万十帯堆積岩起源と思われる。

12080102 露頭は、東九州自動車道の工事の際、側道沿いに一時的に露出した露頭である。ここでは褐色の溶結凝灰岩中に、EW, 86Nの姿勢で灰緑色の岩脈が貫入している。岩脈は鏡下では、珪長質の細粒火山岩が角礫化している(図 5.1-3f)。岩脈と溶結凝灰岩の境界は入り組んでいて凹凸が激しく、ともに変質により軟らかくなっている。産状からは、岩脈の貫入は尾鈴山火山深成複合岩体の活動とほぼ同時期に起こったものと考えられる。

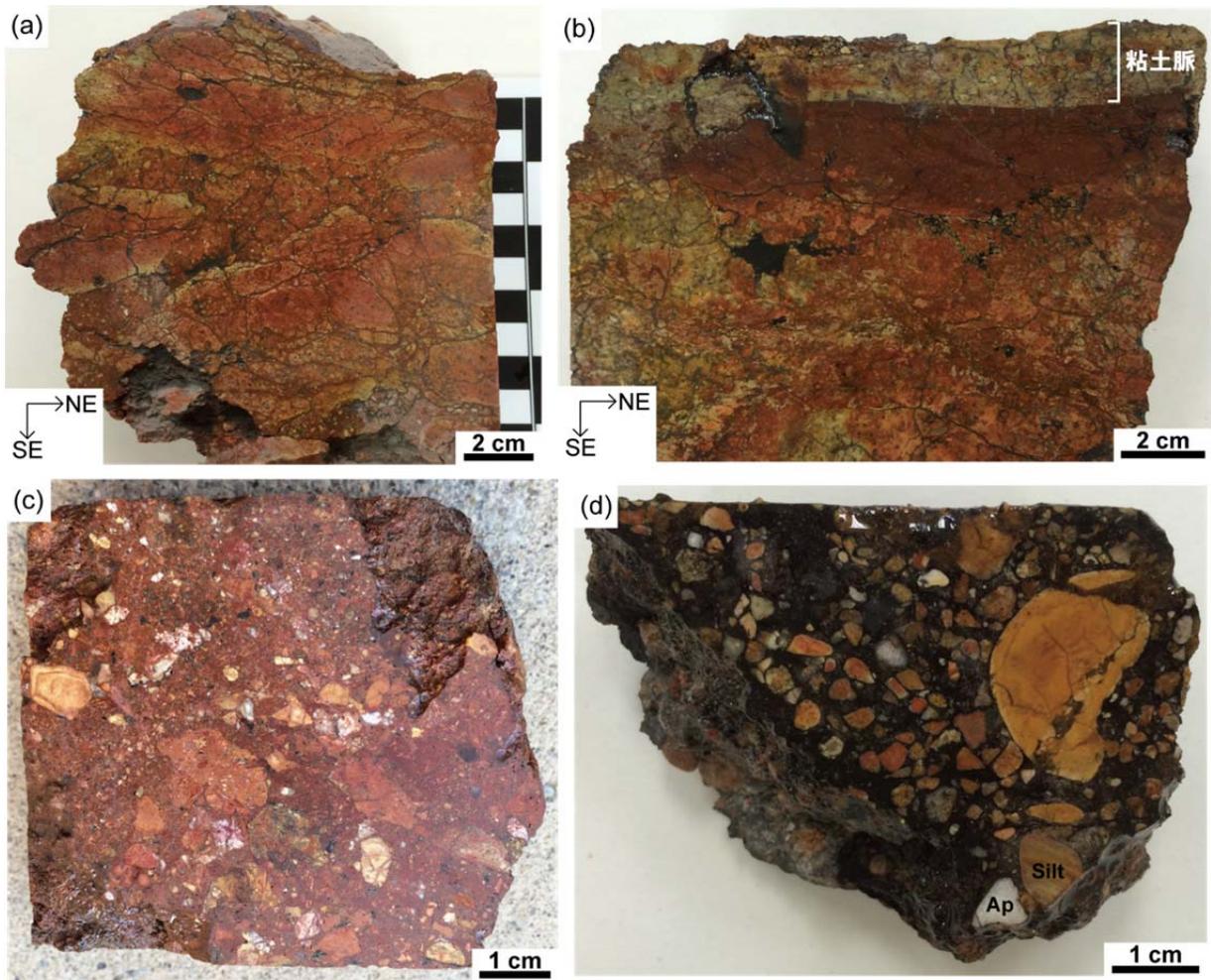


図 5.1-1 研磨片の写真

(a) 溶結凝灰岩中の割れ目密集部(12073101 露頭の A11 地点)。(b) 溶結凝灰岩とそれに隣接する粘土脈(12073101 露頭の A12 地点)。(c) 尾鈴山酸性岩直上の含礫褐色土壌(12080201 露頭の C10 地点)。(d) 黒色ガラス質基質の角礫岩(12080202 露頭の sample 1)。溶結凝灰岩の礫に加え、アプライト(Ap)やシルト(Silt)の礫も見られる。

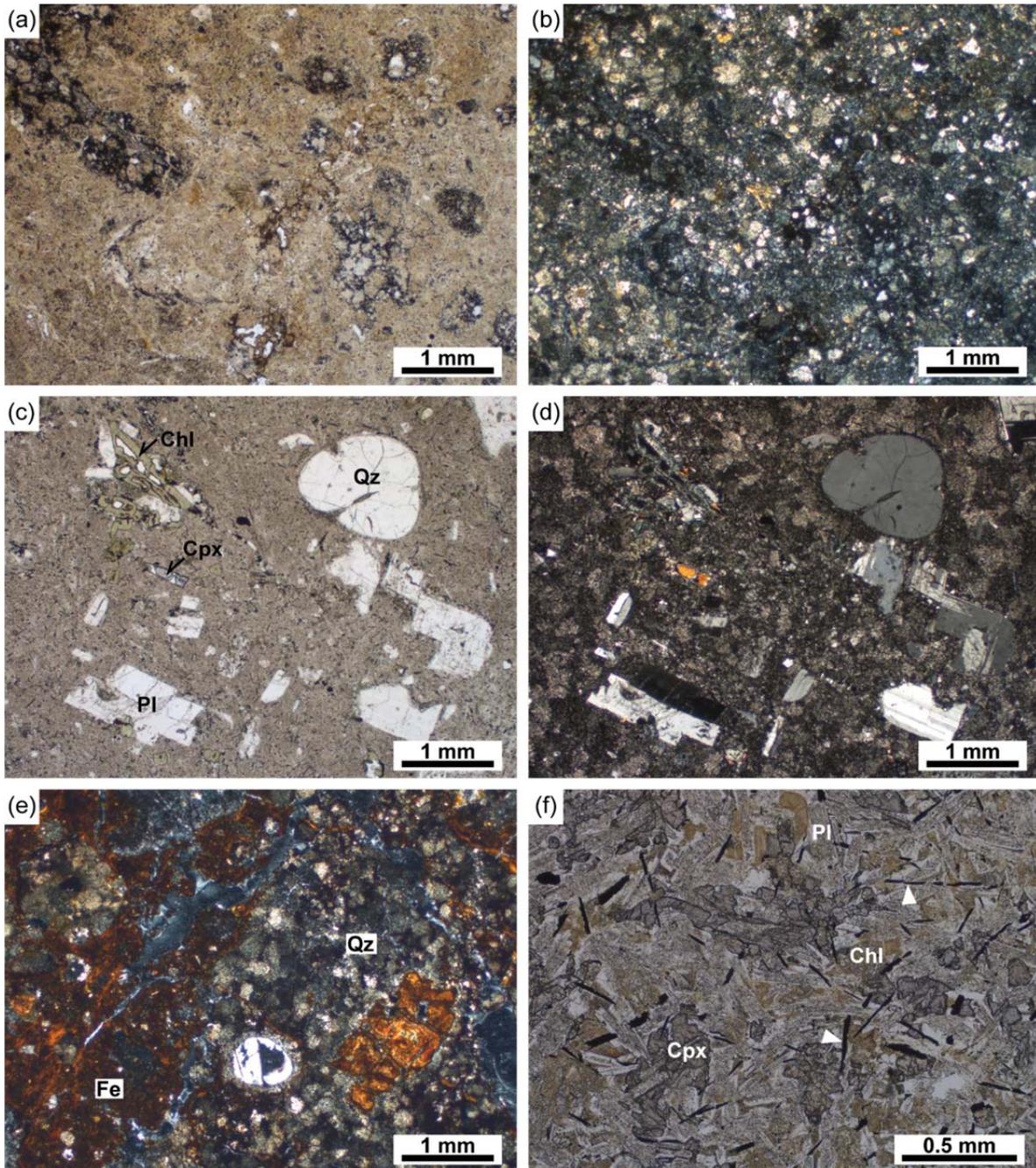


図 5.1-2 薄片写真(1)

(a および b) 角礫化した溶結凝灰岩(12073101 露頭の A8 地点)。基質の石英は再結晶し、やや粗粒である。(c および d) 新鮮な溶結凝灰岩(12080101 露頭の B12 地点)。石英(Qz)は融食して丸みを帯びている。石英や斜長石(Pl)と比べ、単斜輝石(Cpx)は細粒である。単斜輝石の一部は変質して緑泥石(Chl)になっている。(e) 変質した溶結凝灰岩(12080101 露頭の B13 地点)。基質の石英が一部で再結晶している。また、褐色の鉄水酸化物(Fe)が広い範囲で充填している。(f) 安山岩質の火山岩(12080201 露頭の C9 地点)。針状の不透明鉱物(白矢印)を多く含む。Chl:緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Pl:斜長石。(a), (c), (f)は単ポーラー, (b), (d), (e)は直交ポーラー。

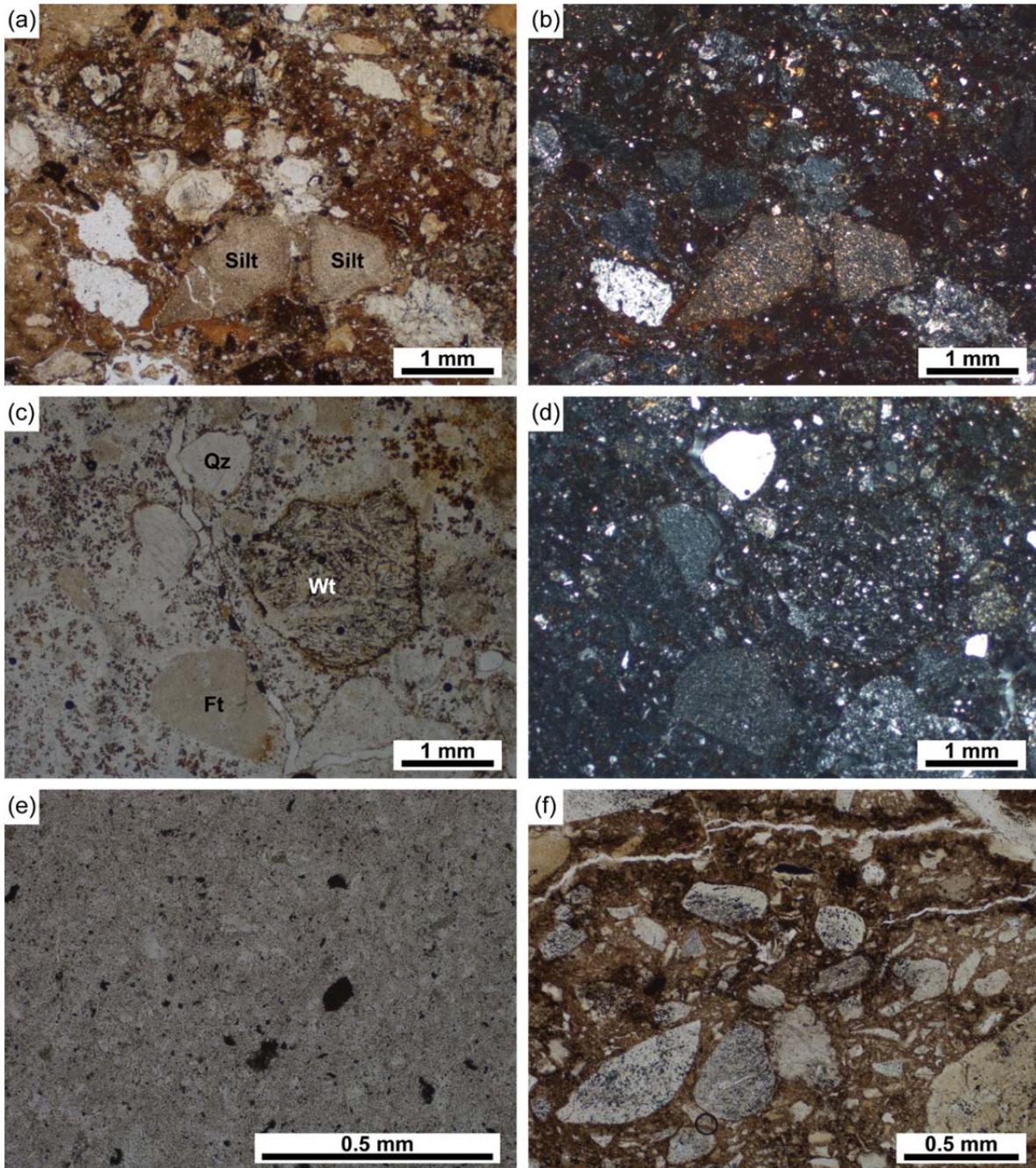


図 5.1-3 薄片写真(2)

(a および b) 尾鈴山酸性岩直上の含礫褐色土壌(12080201 露頭の C10 地点)。火山岩起源のものが大半であるが、堆積岩の岩片(Silt:シルトの岩片)も含まれる。(c および d) 黒色ガラス質基質の角礫岩(12080202 露頭の sample 1)。Ft:珩長質凝灰岩, Wt:溶結凝灰岩, Qz:石英。(e) 珩長質凝灰岩(12080202 露頭の sample 2)。(f) 角礫化した珩長質岩の岩脈(12080102 露頭)。(a), (c), (e), (f)は単ポーラー, (b), (d)は直交ポーラー。

5.2 粘土試料の X 線回折分析および粒度分析

12073101 露頭(図 4.2-4)の溶結凝灰岩の基盤中に発達する粘土脈(A7), 溶結凝灰岩と礫層 A との境界に認められる濃灰色の充填物(A9), および露頭北東端の溶結凝灰岩中の割れ目を充填する白色物質(A10)の物質的特徴を把握するため, X 線回折分析および粒度分析を行った。

X 線回折分析は土岐地球年代学研究所に設置してある Rigaku Ultima IV を用いて行った。試料 A7 については軟質で粘性が高く, 粘土鉱物に富むと想定されたため, 粘土鉱物の同定に有利な方法として, 懸濁液をスライドガラスに滴下して乾燥させた定方位試料で分析を行った。懸濁液は水簸により, <2 μm の粒子を濃集させたものを用いた。測定は, 2 軸ゴニオメーター, $k\beta$ フィルター, D/teX Ultra のカウンタ, 0.5° の発散スリット, 10 mm の発散縦制限スリット, 8 mm の散乱スリット, および $\text{CuK}\alpha$ の X 線を用いて行った。測定時の条件は, 管電圧 40 kV, 管電流 30 mA, 走査範囲 $3^\circ\sim 45^\circ$, スキャンスピード $1^\circ/\text{min}$, サンプル幅 0.01° とした。また, スメクタイトの同定のため, 無処理での測定後, デシケーター中でエチレングリコールの蒸気に 1 日間さらした試料の測定を行った。

試料 A7 の測定結果は図 5.2-1 の通りである。この粘土脈の試料はスメクタイトに富み, イライト, 石英, カリ長石を含むことが分かる。エチレングリコール処理後に分析したデータのスメクタイトの(001)ピークがほぼ等間隔に出ていることから, スメクタイトとイライトはほとんど混合層をなしていないと推定される。

試料 A9 および A10 については, メノウ乳鉢で粉末にしたものをガラスホルダーに詰めて不定方位で分析を行った。測定時の条件は, 管電圧 40 kV, 管電流 30 mA, 走査範囲 $3^\circ\sim 70^\circ$, スキャンスピード $1^\circ/\text{min}$, サンプル幅 0.01° とした。測定結果からは, 試料 A9 は石英を主体とし, スメクタイトおよびカオリナイトを含む。試料 A10 はスメクタイトおよびカオリナイトを主体とし, 石英をわずかに含む。スメクタイトの(060)ピークの位置からは, これらは 2 八面体スメクタイト(モンモリロナイト)であることが分かる。試料 A9 においては, 濃褐色を特徴づける鉱物(鉄鉱物など)は検出されなかった。

粒度分析はレーザー回折/散乱式粒度分布測定装置(HORIBA LA-950V2)を用いた。試料 A7 について, 細粒の粘土質な部分を米粒 2 粒程度の量だけ取り出し, イオン交換水で満たされたセルに流して攪拌させた。超音波洗浄を繰り返し, 透過率の値が安定したところで測定を行った。測定は複数回行い, 粒度分布のグラフの再現性を確認した。なお, 粒度分布の計算では, 体積を粒子径基準とし, 溶媒の屈折率は水(1.333)を, 溶質の屈折率は石英ガラス(1.450)を用いた。<2 μm のフラクションの X 線回折分析結果ではスメクタイトに富むが, スメクタイトの屈折率が 1.49 程度で石英ガラスのそれと大きく離れていないことから, 溶質の屈折率を石英ガラスとして計算した。

粒度分析の結果(図 5.2-2), 粘土脈の試料 A7 では, 6 μm のあたりに最大ピーク, 0.4 μm のあたりに 2 番目のピークがあるバイモーダルな分布が得られた。粒径の中央値は 4.68 μm , 平均値は 5.59 μm となった。

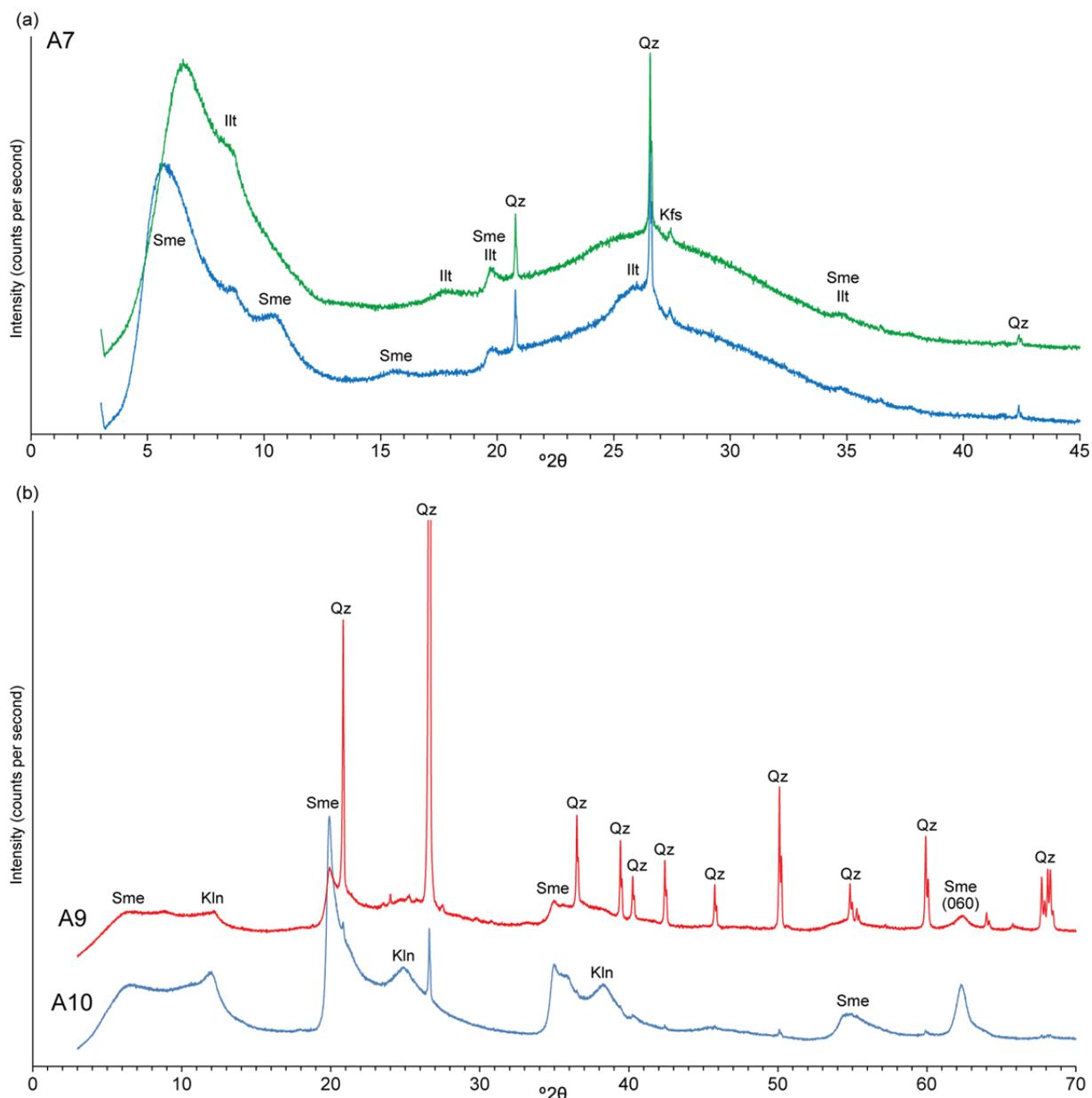


図 5.2-1 12073101 露頭の X 線回折分析結果

(a) 試料 A7 の定方位分析の結果。緑色は無処理，青色はエチレングリコール処理で測定したもの。(b) 試料 A9 (赤色) および A10 (青色) の粉末不定方位分析の結果。Illt: イライト, Kfs: カリ長石, Kln: カオリナイト, Sme: スメクタイト, Qz: 石英。

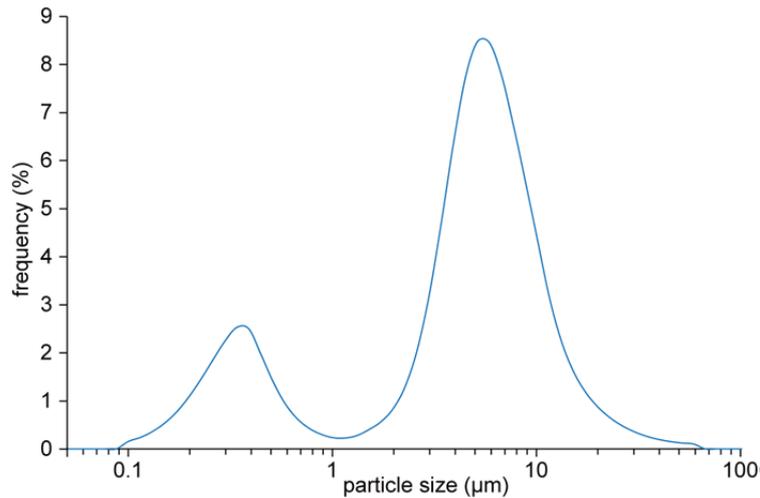


図 5.2-2 12073101 露頭の試料 A7 の粒度分析結果

5.3 テフラ分析

テフラ分析は、年代指標となる広域テフラ、あるいは層序において鍵層となるローカルテフラの同定を目的に行った。

テフラ分析では、まずテフラ分析を行う全試料を対象に、全鉍物組成分析、重鉍物分析および火山ガラスの形態分類を行った。これらの分析結果から、広域テフラの可能性のある試料および広域テフラではないが調査地域に広く認められるテフラ試料については、火山ガラスおよび鉍物の屈折率測定を行った。なお、テフラの分析は、株式会社京都フィッション・トラックへ依頼した。

5.3.1 分析方法

1) 前処理および粒度分析

テフラ分析用に採取した試料は、適宜取り分けて 50°C で 15 時間乾燥させた。乾燥質量の測定後、試料を数回水洗し、さらに 1~2% ヘキサメタリン酸ナトリウム溶液による超音波洗浄を行い、懸濁が無くなるまで溶液の交換を繰り返した。その後、静電気の影響を避けるため水中で使い捨ての篩用メッシュ・クロスを用い、30, 60, 120 および 250 メッシュの順に篩い分けを行い、各段階での秤量により粒度分布を求めた。このうち 120-250 メッシュ (1/8-1/16 mm) の粒径の試料は、鉍物組成分析および屈折率測定のため、屈折率 1.54 の封入剤を用いて薄片を作成した。

2) 全鉍物組成分析

火山ガラス・軽鉍物・重鉍物・岩片・その他の 5 項目について、1 薄片中の各粒子を無作為に 200 個まで計数し、含有粒子数の量比百分率を測定した。

3) 重鉍物分析

主要重鉍物である斜方輝石 (Opx), 単斜輝石 (Cpx), 褐色普通角閃石 (Bhb), 緑色普通角閃石 (Ghb), 不透明 (鉄) 鉍物 (Opq), ジルコン (Zr), 黒雲母 (Bt), アパタイト (Ap) を鏡下で識別し, ポイント・カウンターを用いて無作為に 200 個体を計数し含有粒子数の量比百分率を求めた。なお, 試料により重鉍物含有の少ないものは結果的に総数 200 個に満たないものがあった。

4) 火山ガラス形態分類

薄片中に含まれる火山ガラスの形態を, 吉川 (1976)³⁹⁾に基づき, 平板状で突起が無いか, あってもわずかである扁平型, 平板状の面に直線ないし曲線の突起を比較的多く持つ中間型, および透明で気泡を多く含み, 突起が密に発達する多孔質型に分類した。扁平型はさらに, 突起が全く見られないものを Ha, 突起が 1~3 本程度のもを Hb とした。中間型は, 曲線の突起を主体とするものを Ca, 直線の突起を主体とするものを Cb とした。多孔質型は, 不規則な多角形で, 曲線の突起を主体とするもの (Ta) と, 繊維状で直線の突起を主体とするもの (Tb) とに細分した。以上の形態に属さないものは一括し, 不規則型 (It) として示した。扁平型と多孔質型は概ね, 町田・新井 (1978)⁴⁰⁾ のバブル型 (bubble wall type) と軽石型 (pumice type) に, それぞれ対応する。なお含有率を測定するため 200 個の粒子を観察した。なお, 試料により火山ガラス含有の少ないものは結果的に総数 200 個に満たないものがあった。

5) 火山ガラスの屈折率測定

火山ガラスの屈折率は, 株式会社京都フィッション・トラックに設置されている温度変化型屈折率測定装置 (RIMS: 横山ほか, 1986⁴¹⁾; Danhara et al., 1992⁴²⁾) を用いて測定した。本装置では, 火山ガラスと浸液の屈折率が合致した温度を測定することにより, 浸液ごとに決められた浸液温度および屈折率の換算温度から火山ガラスの屈折率を計算することができる (檀原, 1993⁴³⁾)。測定では, 精度を高めるため原則として 1 試料あたり 50 個以上の火山ガラスを測定したが, 火山ガラスの含有の低い試料ではそれ以下の個数となる場合もあった。

6) 斜方輝石の屈折率測定

斜方輝石を多く含む試料については, 火山ガラスと同様に RIMS を用いて (鎌田ほか, 1994⁴⁴⁾), 斜方輝石の屈折率測定を行った。測定では, 横山・山下 (1986)⁴⁵⁾ および新井 (1993)⁴⁶⁾ に準じ, 偏光顕微鏡下で斜方輝石の長軸を左右の十字線に平行な状態で消光させた上で, 左右方向に振動する単色光にして屈折率を測定した。これは一般に, 劈開面に垂直に通過する光に対する最大屈折率に相当し, 斜方輝石の場合は γ に等しい。屈折率値の精度を高めるため 30 結晶の測定を行ったが, 斜方輝石の含有量が少ない場合にはそれ以下になる場合もあった。

5.3.2 分析結果

1) 測線 I の検土杖掘削試料

測線 I (図 4.2-1) の layer A および B に挟まれる火山灰層の給源を明らかにするため, D7 と D9 の検土杖掘削試料 (図 4.1-5) を対象にテフラ分析を行った。D7, D9 とともに, layer A のうち褐色の火山灰卓越層

の部分で火山ガラスの割合が特に多くなる(図 5.3-1)。また, layer B の下部では, 黒雲母の割合がやや多くなる。火山ガラスの形態は, 全体的に扁平型(Ha および Hb)の割合が多い。

火山ガラスの屈折率は, 1.511 に良い集中を示すグループが D7-1~5 および D9-1~5, 7 に, 1.497~1.498 に良い集中を示すグループが D7-4~7 および D9-6 に認められる。斜方輝石の屈折率は, D7-3 と D9-3 では 1.710 に良い集中を示すのに対し, D7-6 と D9-6 では 1.706 と 1.732 にピークがあり, 全体としてばらついている。火山ガラスの形態および屈折率と, 斜方輝石の屈折率に基づくと, 屈折率が 1.511 に良い集中を示すグループの火山ガラスは, 露頭記載で推定した通り K-Ah として矛盾が無いと言える。特に, D7-3 および D9-3 は, 全鉱物中の火山ガラスの割合が 90%以上に達し, K-Ah の降灰層準に近いと推定される。

一方, 屈折率が 1.497~1.498 に良い集中を示すグループの火山ガラスは, AT であると考えられる。ただし, 既往研究で示されている AT の火山ガラス屈折率(町田・新井, 2003²²)に比べると若干低めの値を示す傾向がある。

以上より, layer A の堆積時期は K-Ah の堆積時期(7,300 calBP: 奥野, 2002²⁹)に重なり, layer B の堆積時期は AT の堆積時期(29,000 calBP: 奥野, 2002²⁹)以降, K-Ah の堆積時期以前であると考えられる。なお, D9-7 の, 屈折率が 1.511 に良い集中を示すグループの火山ガラスは, K-Ah のコンタミネーションである可能性がある。

2) 段丘露頭 T1~T3 の試料

Hh 面に相当する T1 露頭(図 4.1-2)では, 主に砂礫層上部の, 火山灰に富むように観察された部分から試料を採取して分析したが, 火山ガラスは観察されなかった(図 5.3-2)。また, 重鉱物組成も不透明鉱物および黒雲母を主体とし, 角閃石や輝石は見られなかった。ただし, 伸長性に富む自形ジルコン結晶が含まれるのを特徴とする。風化の進んだ高位段丘のため, 仮に火山性物質が堆積していたとしても新鮮な状態で保存されていなかったと考えられる。

M2 面に相当する T2 露頭(図 4.1-2)では, 深度約 1.9~5.5 m の褐色火山灰土から採取した T2-1~4 では火山ガラスが含まれ, 屈折率は 1.499 に良い集中を示す(図 5.3-2)。火山ガラスの形態は中間型および多孔質型を主とするため, これらは AT 系テフラのうち軽石質火山ガラスを主とする始良妻屋(A-Tm)または始良大隅(A-Os)テフラ(町田・新井, 2003²²)に対比される可能性が高い。特に, 露頭観察で AT 相当層とした軽石質火山灰層の直下の T2-1 でこれらの火山ガラスの割合が多くなるので, 分析結果と露頭観察結果は矛盾しないと言える。なお, T2-4 の層準を中心に緑色角閃石が比較的多く含まれるので, 何らかのマイナーテフラの混入も予想されるが, 詳細は不明である。一方, T2-5 より下位の試料では, 火山ガラスや輝石, 角閃石が全く含まれておらず, テフラの認定はできなかった。

M3 面に相当する T3 露頭(図 4.1-3)では, 深度約 1.6 m より浅部では火山ガラスおよび斜方輝石を比較的多く含むが, それ以深ではほとんど含まれない(図 5.3-3, 4 および 7)。火山ガラスの屈折率を見ると, 深度 0.47 m より上位の試料では 1.511 に良い集中を示すグループが認められる。火山ガラスの形態が扁平型主体であることや, 1.710 に良い集中を示す斜方輝石の屈折率, および露頭での産状に基づくと, こ

れらは K-Ah であると考えられる。特に露頭で橙褐色軽石質火山灰とした深度 0.25 m 前後の試料は、K-Ah の降灰層準と見なせる。

一方、深度 0.45 m～1.57 m の試料の火山ガラスは、屈折率が 1.498～1.499 に良い集中を示し、AT 系のテフラからなると推定される。これらの火山ガラスの形態は、中間型および多孔質型を主体とし、特に深度 1.05 m～1.57 m では扁平型の割合が非常に少ない。したがって、これら相対的に下部のものは、AT 系のテフラの中でも初期の A-Tm および A-Os からなると考えられる。なお、深度約 2～3 m でごくわずかに検出された火山ガラスは、その屈折率からは、AT や K-Ah の上位層からのコンタミネーションである可能性がある。

深度 6.4～7.0 m の試料は、重鉍物のうち黒雲母を有意に含むのが特徴である。T2 および T3 露頭での分析では、Aso-4 や Ata を積極的に示すテフラの証拠は得られなかった。

3) 川南断層沿いの露頭試料

川南断層沿いの露頭観察で橙褐色軽石質火山灰とした 12080101-B6 の試料は、扁平型の火山ガラスの割合が非常に多く(図 5.3-1)、それらの屈折率は 1.511 に良い集中を示す。また斜方輝石の屈折率は、1.708～1.710 に良い集中を示す。したがって、これらの火山灰は露頭観察での推定の通り K-Ah に対比できる。一方、12073101-A4, 12080101-B1, B2, B10, 12080201-C4, C8 は礫層の直上(黒色腐植質土壌の下部に見られる火山灰質砂層または褐色土壌)に位置するが、いずれも火山ガラスの屈折率は 1.497～1.498 に良い集中を示す。これらの給源は層位からは AT が推定されるが、既往研究で示されている AT の火山ガラス屈折率(町田・新井, 2003²²⁾)に比べると若干低めであることや、斜方輝石の屈折率が非常にばらついていることから、AT だけでなく K-Tz(町田・新井, 2003²²⁾)によると、火山ガラス屈折率が 1.496～1.500、斜方輝石屈折率が 1.705～1.709)を含む可能性がある。

4) ボーリングコアの試料

No. 5 地点(図 5.3-5～7)では深度 7 m までの土壌、シルト、砂礫および土石流堆積物を対象に分析を行った。しかし、深度 2.1～7 m の土石流堆積物からは火山ガラスは産出されず、ほとんど岩片からなる。重鉍物も輝石や角閃石はほとんど含まれず、主に黒雲母と不透明鉍物からなる。有機質シルトを主体とする深度 1.6 m 程度までは、火山ガラスを有意に含む。これらは主に扁平型からなり、屈折率は 1.510～1.511 に良い集中を示す。斜方輝石の屈折率はややばらつくが、1.706 前後のものが多いように見える。以上の特徴からは、この有機質シルトに含まれる火山灰は主に K-Ah からなると考えられる。火山ガラスは 1.497～1.498 前後の屈折率を持つものもわずかながらあり、AT や K-Tz を一部含む可能性がある。

No. 5 地点の近傍の測線 I では、全鉍物中の火山ガラスの割合が 90%以上に達する橙褐色の軽石層からなる D7-3 や D9-3 が K-Ah の降灰層準に近いと推定されるが、No. 5 地点ではそのようなテフラ濃集層は見られなかった。

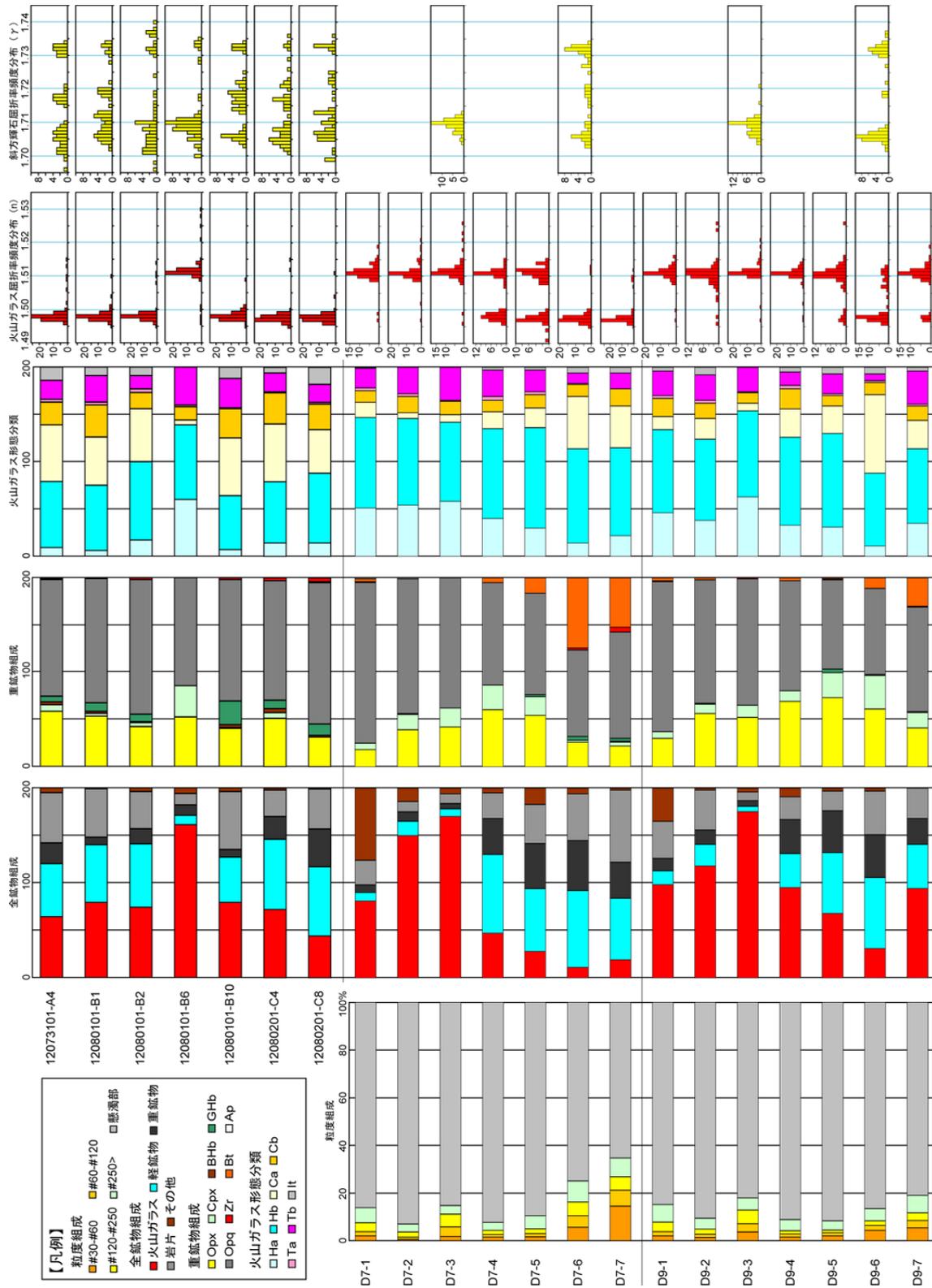


図 5.3-1 テフラ分析結果(1)

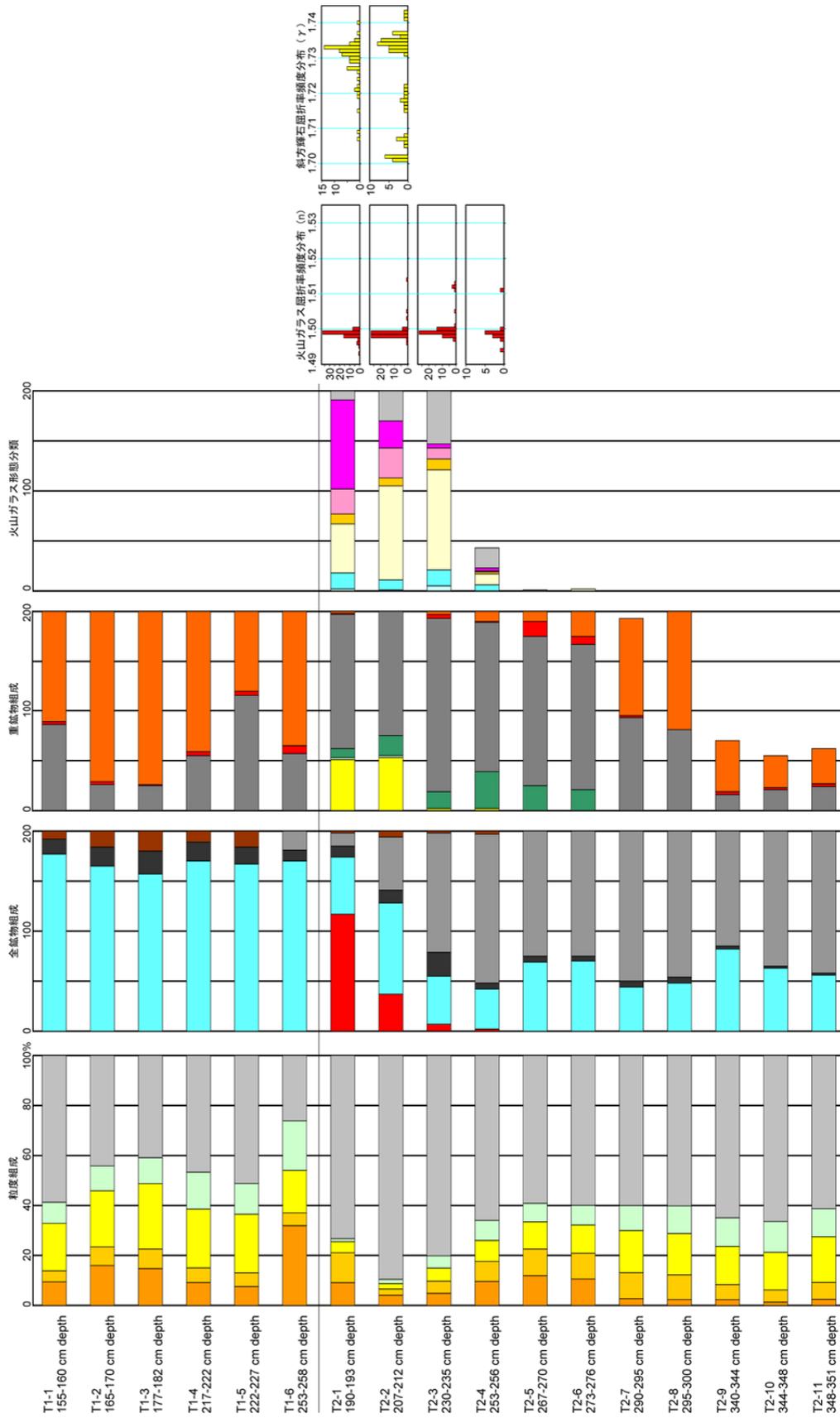


図 5.3-2 デブライ分析結果(2)

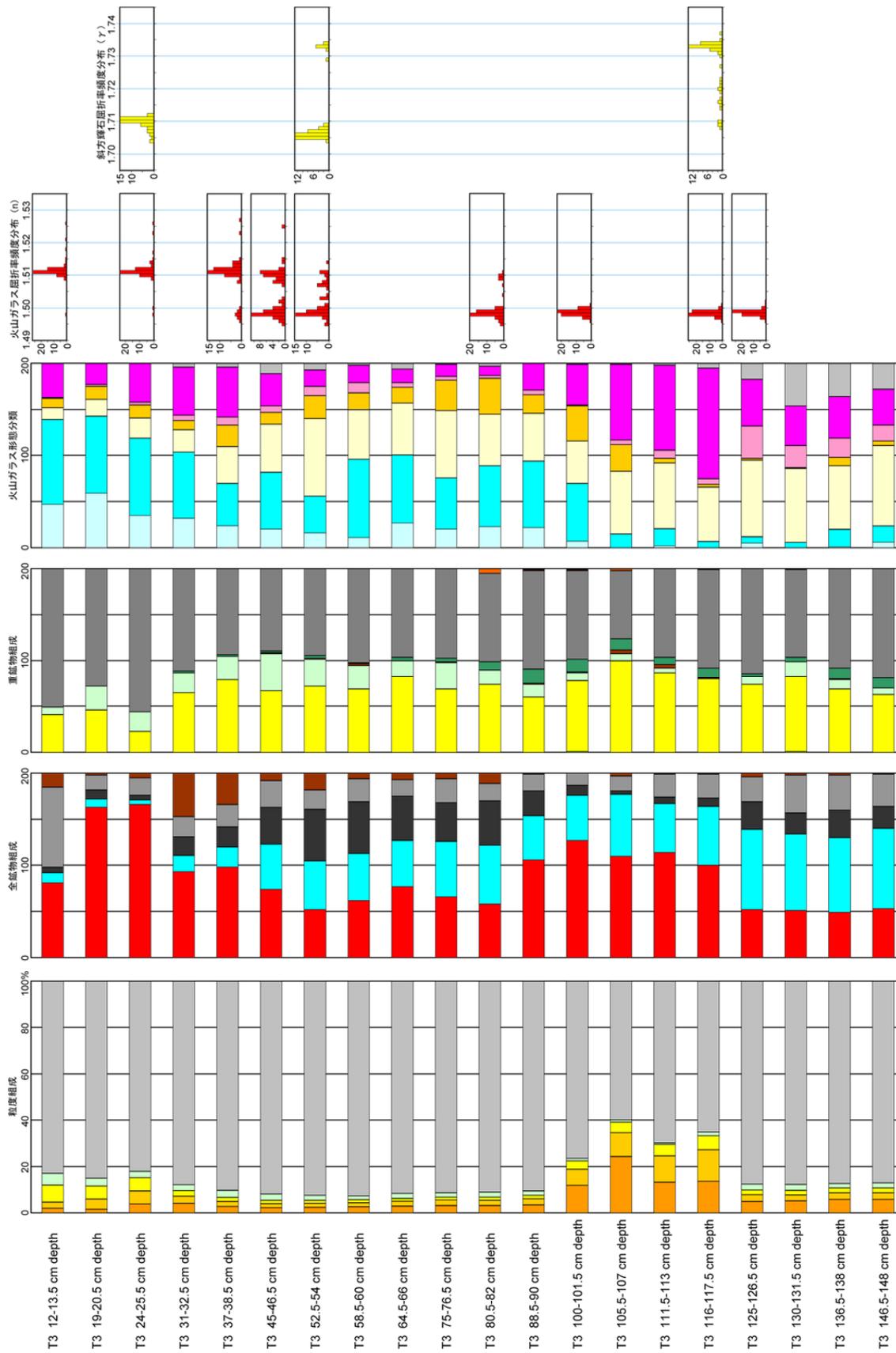


図 5.3-3 テフラ分析結果 (3)

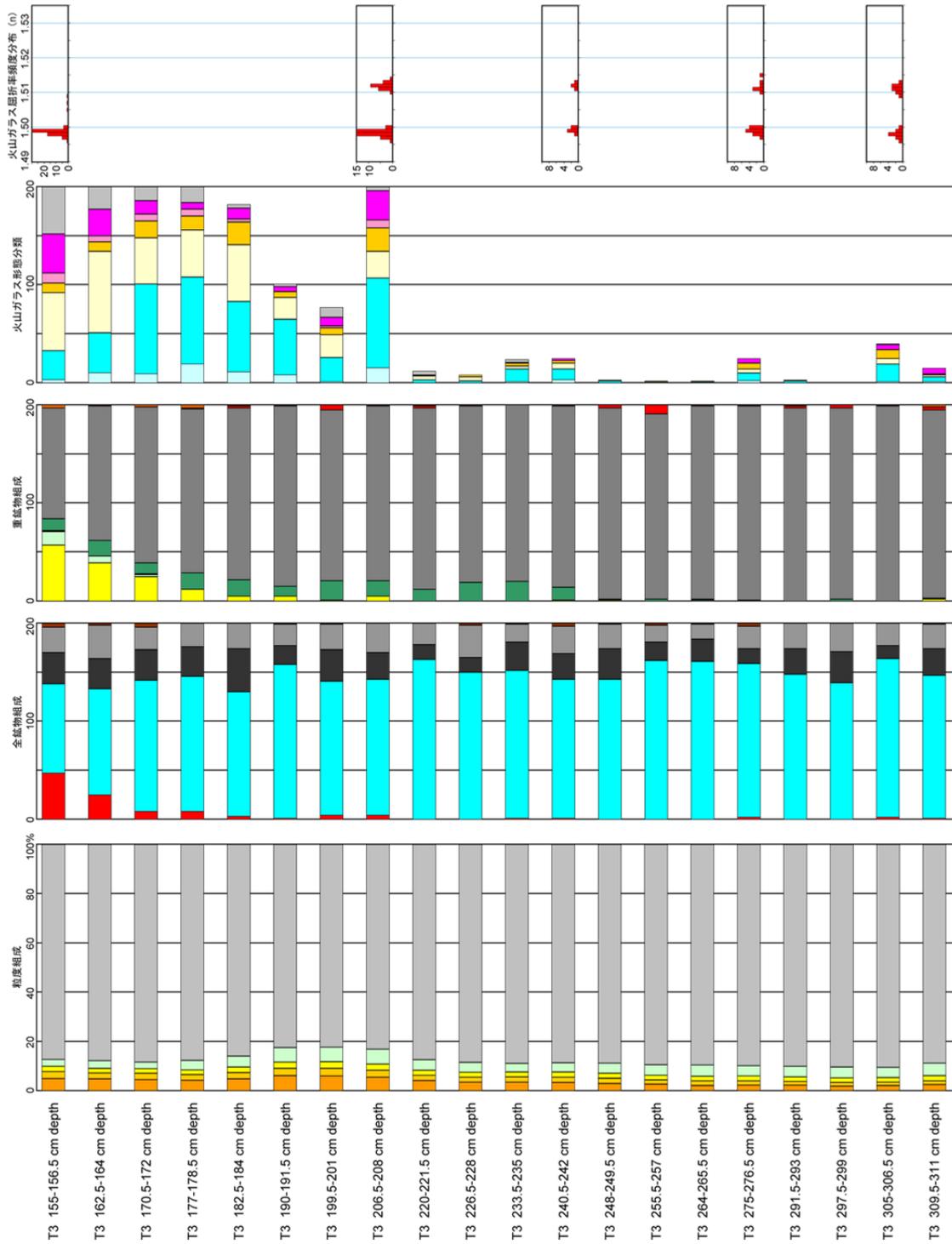


図 5.3-4 テフラ分析結果(4)

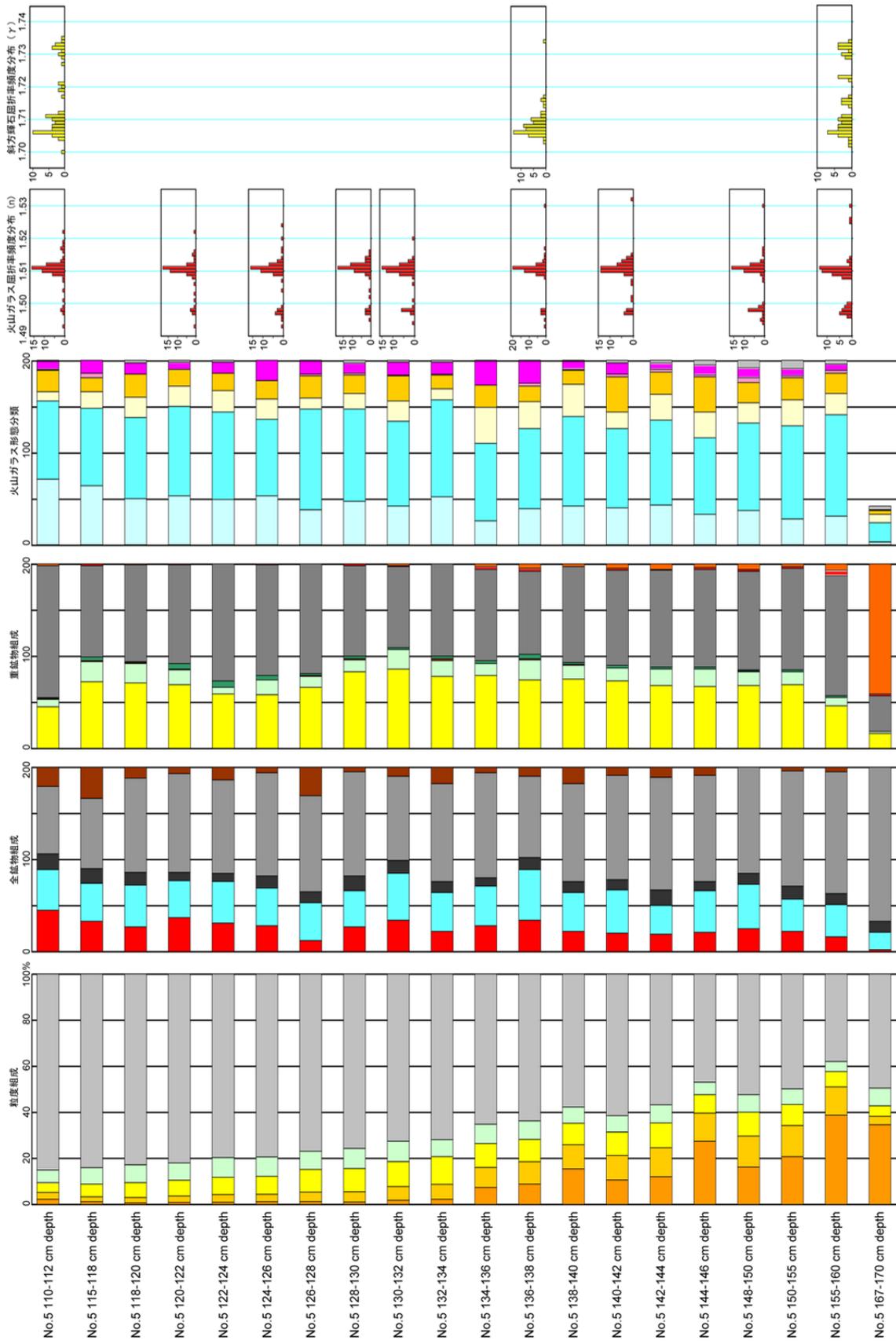


図 5.3-5 XRF分析結果(5)

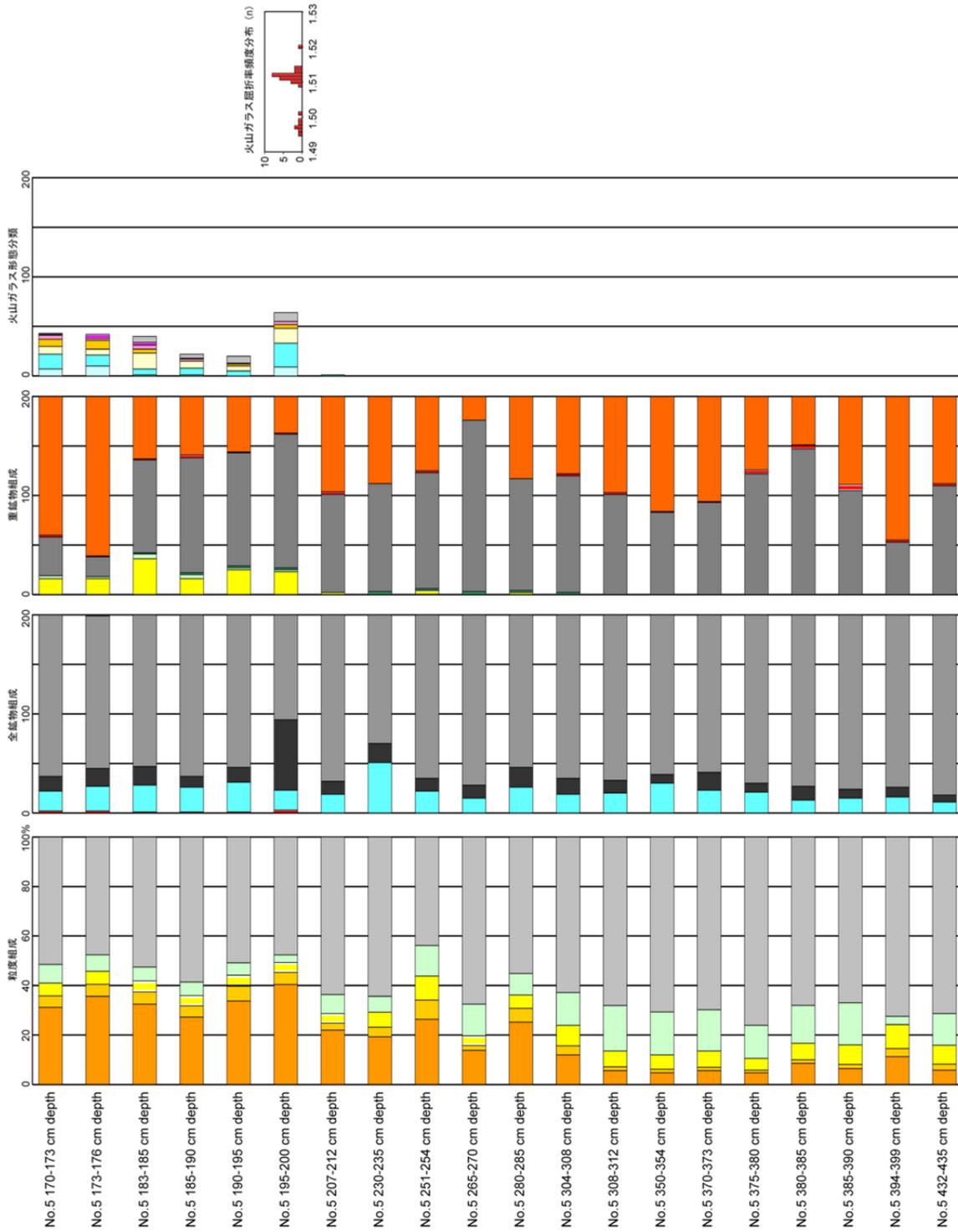


図 5.3-6 テフラ分析結果(6)

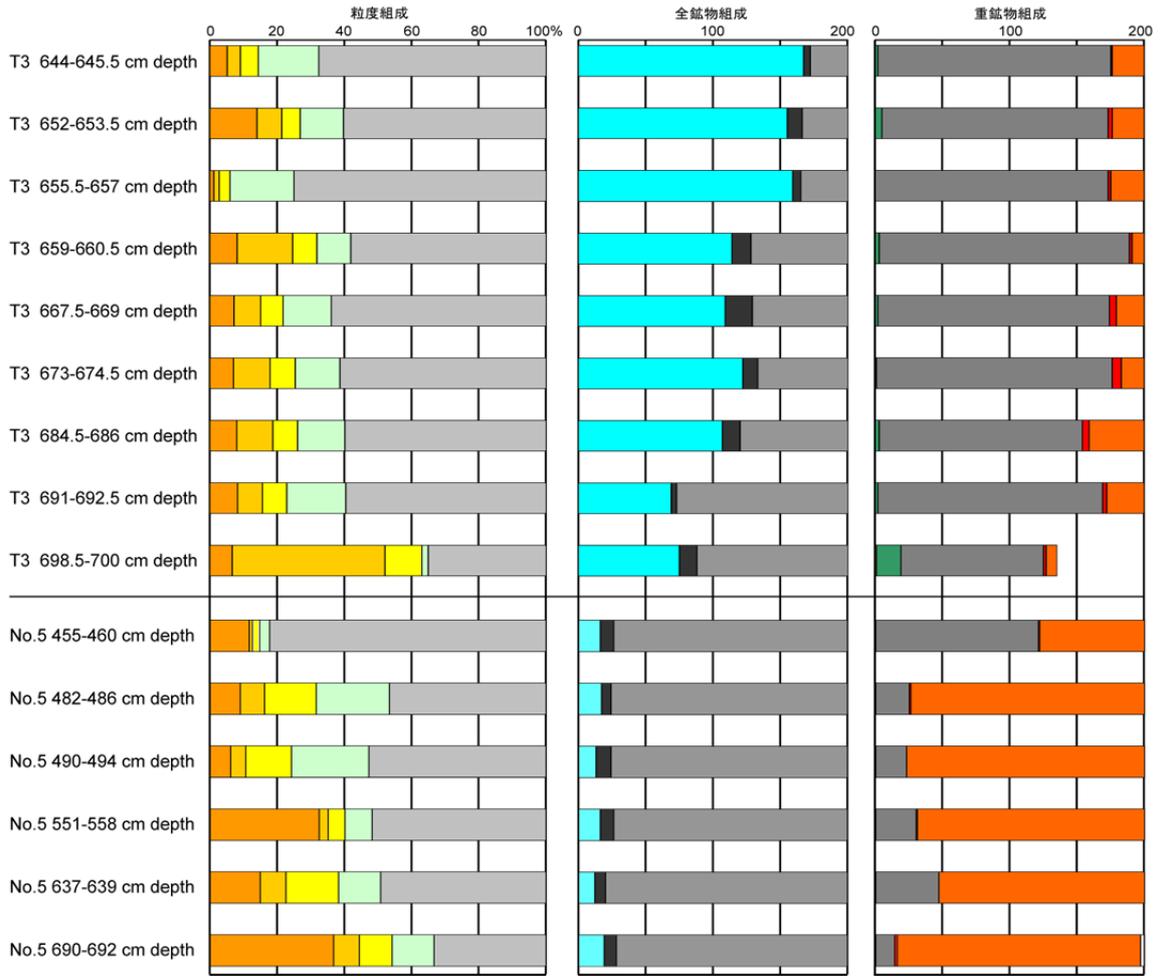


図 5.3-7 テフラ分析結果(7)

5.4 植物珪酸体分析

川南断層周辺の表層被覆堆積物について、その堆積環境、古気候および堆積時期を検討するため、堆積物中の植物珪酸体分析を行った。分析試料は、12073101 露頭で採取した 4 点(A1～A4)、12080101 露頭で採取した 6 点(B5, B7～B11)、および 12080201 露頭で採取した 6 点(C1～C3, C5～C7)の計 16 点である。

植物珪酸体は、植物の細胞内に珪酸(SiO_2)が蓄積したもので、植物が枯れた後もガラス質の微化石(プラント・オパール)となって土壤中に半永久的に残っている。植物珪酸体分析は、この微化石を土壤などから検出して同定・定量する方法であり、古植生・古環境の推定などに応用されている(杉山, 2000⁴⁷⁾)。

タケ亜科植物(竹笹類)は、日本全国の山野や人里で普遍的に見られるが、その分布状況などからメダケ属は温暖、ササ属は寒冷な気候の指標とされている(室井, 1960⁴⁸⁾;杉山, 1987⁴⁹⁾)。メダケ率(両者の推定生産量の比率:メダケ率の値が 100%に近ければメダケ属が主体で温暖、0%に近ければササ属が主体で寒冷)の変遷は、地球規模の気候変動(氷期-間氷期サイクル)と一致することが知られており、過去における気候環境の推定に応用されている(杉山, 2001⁵⁰⁾, 2010⁵¹⁾;佐瀬ほか, 2008⁵²⁾)。

5.4.1 分析方法

植物珪酸体の分析は、株式会社古環境研究所へ依頼した。植物珪酸体の抽出と定量は、ガラスビーズ法(藤原, 1976⁵³⁾)を用いて次の手順で行った。

- 1) 試料を 105℃で 24 時間乾燥
- 2) 試料約 1 g に対し直径約 40 μm のガラスビーズを約 0.02 g 添加(0.1 mg の精度で秤量)
- 3) 電気炉灰化法(550℃・6 時間)による脱有機物処理
- 4) 超音波水中照射(300 W・42 kHz・10 分間)による分散
- 5) 沈底法による 20 μm 以下の微粒子除去
- 6) 封入剤(オイキット)中に分散してプレパラート作成
- 7) 検鏡・計数

同定は、400 倍の偏光顕微鏡下で、主にイネ科植物の機動細胞に由来する植物珪酸体を対象として行った。計数は、ガラスビーズ個数が 400 以上になるまで行った。これはほぼプレパラート1枚分の精査に相当する。試料 1 g あたりのガラスビーズ個数に、計数された植物珪酸体とガラスビーズ個数の比率を掛けることにより、試料 1 g 中の植物珪酸体個数を求めた。

また、主な分類群についてはこの値に試料の仮比重(1.0 と仮定)と各植物の換算係数(機動細胞珪酸体 1 個あたりの植物体乾重)をかけて、単位面積で層厚 1 cm あたりの植物体生産量を算出した。これにより、各植物の繁茂状況や植物間の占有割合などを具体的にとらえることができる(杉山, 2000⁴⁷⁾)。タケ亜科については、植物体生産量の推定値から各分類群の比率およびメダケ率を求めた。

5.4.2 分析結果

検出された植物珪酸体の分類群は以下の通りである。これらの分類群について定量を行い、その結果を表 5.4-1 および図 5.4-1 に示した。主要な分類群について顕微鏡写真を図 5.4-2 に示す。

【イネ科】

ヨシ属, キビ族型, ススキ属型(おもにススキ属), ウシクサ族 A(チガヤ属など), ジュズダマ属型

【イネ科-タケ亜科】

メダケ節型(メダケ属メダケ節・リュウキュウチク節, ヤダケ属), ネザサ節型(主にメダケ属ネザサ節), チマキザサ節型(ササ属チマキザサ節・チシマザサ節など), ミヤコザサ節型(ササ属ミヤコザサ節など), 未分類等

【イネ科-その他】

表皮毛起源, 棒状珪酸体(主に結合組織細胞由来), 茎部起源, 未分類等

【その他】

樹木, 海面骨針

12073101 露頭では, メダケ属(メダケ節型, ネザサ節型)の割合が上位の層準(A1~A3)で卓越する。メダケ率を計算すると, A4 では 22%, A3 では 60%, A2 では 41%, A1 では 91%であり, 上位に向かって値が高くなる傾向が認められる。このメダケ率の変化から, 下位(A4)から上位(A1)に向かって冷涼から温暖へと気候が変遷したことが示唆される。また, A1 と A2 にはウシクサ族 A が見られ, A1 ではほかにヨシ属, キビ族型, 樹木(その他)が出現している。このように最上位の層準では植生の種類に富むのが特徴である。

12080101 露頭では, ミヤコザサ節型とウシクサ族 A がすべての層準で普遍的に見られるのに対し, メダケ属は下位の B9~B11 で認められなかった。また, B7~B8 でもメダケ属の割合は非常に少なく, メダケ率にすると B8 で 6%, B7 で 20%となる。一方, 最上位の B5 ではメダケ節型, ネザサ節型ともに割合が大きく増加し, メダケ率は 93%に達する。メダケ率の変化から, B9~B11 にかけては寒冷な気候, B7~B8(K-Ah の層準より下位)にかけては冷涼な気候, B5 では温暖な気候が示唆される。露頭最上部の B5 には樹木(その他)が出現している。

12080201 露頭では, 礫層の直上(C3 および C7)ではミヤコザサ節型が検出されたが, いずれも少量である(植物珪酸体の検出自体が少ない)。褐色土層(C2 および C6)から露頭最上部(C1 および C5)にかけては, ミヤコザサ節型が大幅に増加し, ウシクサ族 A, メダケ節型, ネザサ節型, チマキザサ節型, 樹木(その他)が出現している。メダケ属の検出は全体的に少なく, 特に C2, C3, C7 では全く認められない。露頭最上部でもメダケ率は 8~20%にとどまる。これらの特徴から, 礫層直上(C3 および C7)から褐色土層(C2 および C6)にかけては寒冷な気候, 露頭最上部(C1 および C5)では冷涼な気候が示唆される。

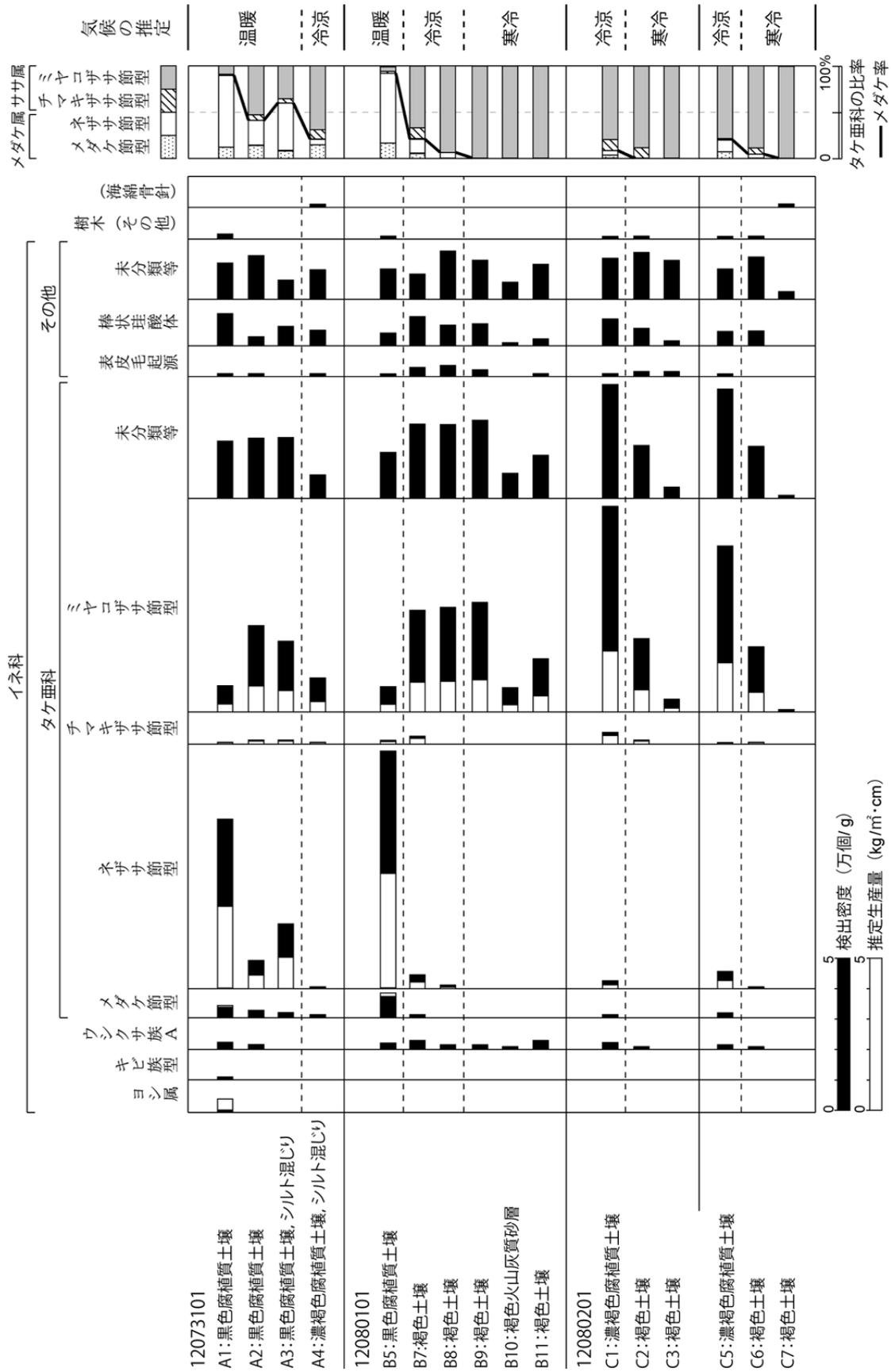


図 5.4-1 植物珪酸体分析結果

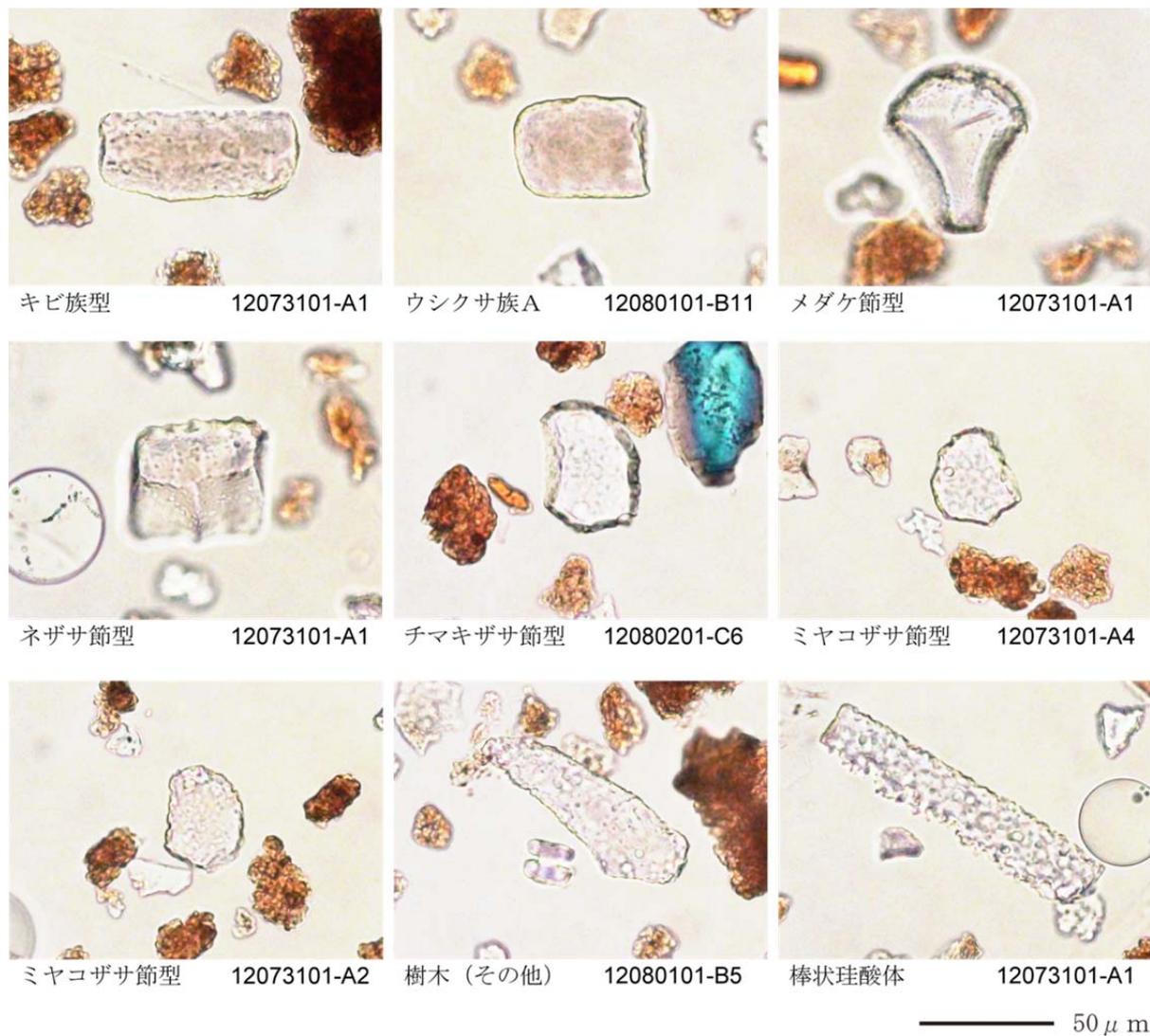


図 5.4-2 産出した植物珪酸体の代表的な写真

表 5.4-1 産出した植物珪酸体のリスト

検出密度 (単位: ×100個/g)	12073101										12080101							12080201																														
	A1	A2	A3	A4	B5	B7	B8	B9	B10	B11	C1	C2	C3	C5	C6	C7	A1	A2	A3	A4	B5	B7	B8	B9	B10	B11	C1	C2	C3	C5	C6	C7																
分類群	地点・試料																																															
イネ科	Gramineae																																															
ヨシ属	Phragmites																																															
キビ族型	Paniceae type																																															
ススキ属型	Miscanthus type																																															
ウシクサ族 A	21	14			19	27	13	13	7	27	20	7	13	7		21	14			19	27	13	13	7	27	20	7	13	7		21	14			19	27	13	13	7	27	20	7	13	7				
ジユズダマ属型	Coix type																																															
タケ亜科	Bambusoideae																																															
メダケ節型	34	20	14	7	71	7										34	20	14	7	71	7											34	20	14	7	71	7											
ネザサ節型	570	95	218	7	798	47	13									570	95	218	7	798	47	13										570	95	218	7	798	47	13										
チマキザサ節型	7	14	14	7	13	27										7	14	14	7	13	27											7	14	14	7	13	27											
ミヤコザサ節型	89	291	239	116	84	342	352	369	81	180	690	248	42	558	221	8	89	291	239	116	84	342	352	369	81	180	690	248	42	558	221	8	89	291	239	116	84	342	352	369	81	180	690	248	42	558	221	8
未分類等	186	196	198	75	149	242	241	255	81	140	372	172	35	357	169	8	186	196	198	75	149	242	241	255	81	140	372	172	35	357	169	8	186	196	198	75	149	242	241	255	81	140	372	172	35	357	169	8
その他のイネ科	Others																																															
表皮毛起源	7	7			6	27	33	19								7	7			6	27	33	19								7	7			6	27	33	19										
棒状珪酸体	103	27	61	48	39	94	65	70	7	20	86	55	14	45	46	103	27	61	48	39	94	65	70	7	20	86	55	14	45	46	103	27	61	48	39	94	65	70	7	20	86	55	14	45	46			
茎部起源	Stem origin																																															
未分類等	117	142	61	95	97	81	157	127	54	113	133	152	126	97	137	23	117	142	61	95	97	81	157	127	54	113	133	152	126	97	137	23	117	142	61	95	97	81	157	127	54	113	133	152	126	97	137	23
樹木起源	Arboreal																																															
その他	Others																																															
(海綿骨針)	14				6											14				6											14				6													
植物珪酸体総数	Sponge spicules																																															
	7																																															
植物珪酸体総数	1161	805	806	360	1285	892	874	853	230	486	1387	669	232	1161	598	38	1161	805	806	360	1285	892	874	853	230	486	1387	669	232	1161	598	38	1161	805	806	360	1285	892	874	853	230	486	1387	669	232	1161	598	38
おもな分類群の推定生産量 (単位: kg/m ² ・cm)	: 試料の仮比重を1.0と仮定して算出																																															
	0.43																																															
ヨシ属	Phragmites																																															
ススキ属型	Miscanthus type																																															
メダケ節型	0.40	0.24	0.16	0.08	0.83	0.08										0.40	0.24	0.16	0.08	0.83	0.08										0.40	0.24	0.16	0.08	0.83	0.08												
ネザサ節型	2.74	0.45	1.05	0.03	3.83	0.23	0.06									2.74	0.45	1.05	0.03	3.83	0.23	0.06									2.74	0.45	1.05	0.03	3.83	0.23	0.06											
チマキザサ節型	0.05	0.10	0.10	0.05	0.10	0.20										0.05	0.10	0.10	0.05	0.10	0.20										0.05	0.10	0.10	0.05	0.10	0.20												
ミヤコザサ節型	0.27	0.87	0.72	0.35	0.25	1.03	1.06	1.11	0.24	0.54	2.07	0.74	0.13	1.67	0.66	0.02	0.27	0.87	0.72	0.35	0.25	1.03	1.06	1.11	0.24	0.54	2.07	0.74	0.13	1.67	0.66	0.02	0.27	0.87	0.72	0.35	0.25	1.03	1.06	1.11	0.24	0.54	2.07	0.74	0.13	1.67	0.66	0.02
タケ亜科の比率 (%)																																																
メダケ節型	12	14	8	15	17	5										12	14	8	15	17	5										12	14	8	15	17	5												
ネザサ節型	79	27	52	6	76	15	6									79	27	52	6	76	15	6									79	27	52	6	76	15	6											
チマキザサ節型	1	6	5	10	2	13										1	6	5	10	2	13										1	6	5	10	2	13												
ミヤコザサ節型	8	52	35	68	5	67	94	100	100	100	80	88	100	78	89	100	8	52	35	68	5	67	94	100	100	100	80	88	100	78	89	100	8	52	35	68	5	67	94	100	100	100	80	88	100	78	89	100
メダケ率	91	41	60	22	93	20	6	0	0	0	8	0	0	20	4	0	91	41	60	22	93	20	6	0	0	0	8	0	0	20	4	0	91	41	60	22	93	20	6	0	0	0	8	0	0	20	4	0

5.5 放射性炭素年代測定

5.5.1 分析方法

放射性炭素年代は、川南断層沿いの露頭およびボーリングコア (No. 5) での腐植土試料を用いて測定した。採取した試料は、及川ほか(2008)⁵⁴⁾や道家ほか(2014)⁵⁵⁾に準拠し、次の手順で前処理を行った。

- 1) 超音波洗浄機で表面の付着物を取り除いた後、140 メッシュ(106 μm)のふるいにかけて、メッシュサイズより細粒の試料を回収
- 2) 1.2 N の塩酸処理により炭酸塩などを除去
- 3) 1.2 N の水酸化ナトリウム溶液による処理でアルカリ可溶成分(フミン酸)と不溶成分(ヒューミン)とに分離
- 4) これらをさらに塩酸処理し、得られた試料を燃焼法により二酸化炭素(CO₂)化し、精製を行った後、水素還元法(Kitagawa et al., 1993⁵⁶⁾)でグラファイト化してグラファイト・カソードを作製

放射性炭素測定は、加速器質量分析装置(JAEA-AMS-TONO, NEC 15SDH-2; Xu et al., 2000⁵⁷⁾; Matsubara et al., 2014⁵⁸⁾)を用いた。測定では、NIST HOxII(シュウ酸, pMC(percent Modern Carbon): 134.07%)を標準試料とし、IAEA C1(pMC:0.00±0.02%)をバックグラウンド試料とした。取得した年代測定値の暦年較正は OxCal 4.2.4(Ramsey, 2009⁵⁹⁾; Ramsey and Lee, 2013⁶⁰⁾)で、IntCal 13の較正曲線(Reimer et al., 2013⁶¹⁾)を用いて行った。

5.5.2 分析結果

分析結果は表 5.5-1 の通りである。12073101 露頭(図 4.2-4)で採取した土壌 B の試料(A5, A6)の年代は、土壌 B 上部(試料 A1 の位置)で K-Ah を示唆する軽石質火山灰に富む土壌に比較して相対的に若い値を示す。A5 および A6 の採取位置は上位の人工造成堆積物と下位の礫層 C の間に挟まれた狭い領域のため、実際の堆積年代より大幅に若い年代の堆積物が混入した可能性がある。土壌 B は、植物珪酸体分析で下位から上位に向かって冷涼から温暖へと気候が変遷したことが示唆される点、上部で K-Ah を示唆する軽石質火山灰に富む点、および隣接する 12080101 露頭の褐色土壌と黒色腐植質土壌の堆積年代の推定(後述)に基づくと、最終氷期の明けた 1 万数千年前～K-Ah の噴出年代(7,300 calBP: 奥野, 2002²⁹⁾)以降の数千年前にかけて堆積したと考えられる。

12080101 露頭(図 4.2-5)の試料 B2 の年代は、フミン酸とヒューミンとでやや開きがある。この試料の位置は近傍にやや深い土壌の被覆があったり、溶結凝灰岩のサイズの大きな角礫の混入によりやや擾乱を受けていることから、年代値の精度を欠いている可能性がある。テフラ分析(B6 の軽石質火山灰土壌が K-Ah の降灰層準に相当すること、B1, B2, B10 の火山灰質の砂層が主に AT 起源の可能性が高く、K-Ah を含まない)、および植物珪酸体分析(B9～B11 が寒冷、B7～B8 が冷涼、B5 が温暖な気候に対比)に基づくと、12080101 露頭の褐色土壌は、最終氷期の末期の MIS2(約 2 万年前)から、K-Ah の噴出年代(7,300 calBP)にかけて堆積し、その上位の黒色腐植質土壌は、K-Ah の噴出年代以降に堆積したと推定される。火山灰質の砂層の直上の褐色土壌の試料 B3 および B4 の年代は、このテフラ分析と植物珪酸体分析に基づく堆積年代の推定と調和的であると言える。

同様に、12080201 露頭(図 4.2-6)の褐色土壌～濃褐色腐植質土壌についても、試料 C5～C7 の放射性炭素年代、試料 C4 および C8 のテフラ分析結果(AT を含み、K-Ah を含まない)、および植物珪酸体

分析結果(C2～C3 および C6～C7 が寒冷, C1 および C5 が冷涼な気候を示す)に基づくと, MIS2(約 2 万年前)から, K-Ah の噴出年代(7,300 calBP)ごろにかけて堆積したと考えられる。

No. 5 地点のコアから採取した有機質試料の年代は, 約 2 千～2 千数百年前を示す。当該採取位置のテフラ分析の結果からは, K-Ah 以降の年代が推定されるため, 放射性炭素年代とテフラ分析の結果は互いに矛盾しないと言える。

表 5.5-1 放射性炭素年代測定結果

試料採取位置	試料	^{14}C 年代 (yBP, 1σ)	補正年代	確率 (%)	lab. ID
12073101-A5	フミン酸	4445 ± 30	3333 ~ 3213 calBC	36.8	JAT-9456
			3189 ~ 3154 calBC	6.1	
			3133 ~ 3009 calBC	48.9	
			2982 ~ 2938 calBC	3.5	
12073101-A6	フミン酸	4420 ± 35	2885 ~ 2834 calBC	20.8	JAT-9457
			3174 ~ 3161 calBC	1.3	
			3118 ~ 2920 calBC	78.2	
12073101-A6	ヒューミン	4225 ± 35	2909 ~ 2849 calBC	43.6	JAT-9467
			2818 ~ 2664 calBC	73.4	
			2647 ~ 2638 calBC	1.2	
			2814 ~ 2739 calBC	40.2	
12080101-B2	フミン酸	12370 ± 60	2730 ~ 2693 calBC	10.9	JAT-9468
			2687 ~ 2680 calBC	0.8	
12080101-B2	ヒューミン	15180 ± 60	2885 ~ 2834 calBC	20.8	JAT-9460
			3174 ~ 3161 calBC	1.3	
12080101-B3	フミン酸	10520 ± 40	16671 ~ 16330 calBC	95.4	JAT-9458
			10082 ~ 9749 calBC	92.0	
			9723 ~ 9689 calBC	3.2	
12080101-B3	ヒューミン	10160 ± 40	9684 ~ 9681 calBC	0.2	JAT-9468
			18427 ~ 18007 calBC	95.4	
12080101-B4	フミン酸	16710 ± 60	17885 ~ 17450 calBC	95.4	JAT-9459
			16230 ± 60	17885 ~ 17450 calBC	
12080101-B4	ヒューミン	16230 ± 60	9796 ~ 9791 calBC	0.2	JAT-9469
			9769 ~ 9367 calBC	95.2	
12080201-C5	フミン酸	10020 ± 40	9765 ~ 9360 calBC	95.4	JAT-9461
			10015 ± 40	9765 ~ 9360 calBC	
12080201-C6	フミン酸	15590 ± 60	17022 ~ 16757 calBC	95.4	JAT-9471
			14280 ± 60	17022 ~ 16757 calBC	
12080201-C6	ヒューミン	14280 ± 60	15646 ~ 15217 calBC	95.4	JAT-9462
			14700 ± 60	15646 ~ 15217 calBC	
12080201-C7	ヒューミン	14700 ± 60	16119 ~ 15738 calBC	95.4	JAT-9472
			92 ~ 68 calBC	3.5	
No. 5 87-90 cm depth	フミン酸	2000 ± 35	61 calBC ~ 76 calAD	91.9	JAT-10426
No. 5 112-115 cm depth	フミン酸	2755 ± 40	998 ~ 822 calBC	95.4	JAT-10427
No. 5 146-148 cm depth	フミン酸	2740 ± 40	976 ~ 811 calBC	95.4	JAT-10428

6. まとめ

本報告では、宮崎平野における主に川南断層の活動履歴や活動性を明らかにするための地形・地質調査および各種分析の結果をデータ集として取りまとめた。地形分類図の作成、段丘面の記載、および平田川沿いのルートマップの作成においては、宮崎平野上に川南断層とほぼ同じ NNE-SSW トレンドで地殻変動に伴う地形面の傾動が存在する可能性が示された。また、既往文献で記載されている川南断層のトレース上となる山地・平野境界における地形断面図の作成(測量、検土杖掘削による地質記載、および切原川沿いのルートマップの作成)においては、川南断層沿いで高位段丘形成期以降に 1 万年あたり 0.1~1 m 程度の正断層の上下変位があった可能性が見出された。しかし、川南断層沿いの露頭記載や地中レーダ探査などからは、基盤岩や段丘堆積物に正断層の存在を積極的に示唆する構造は認められなかった。

本研究で得られたデータのみでは、川南断層が活断層として繰り返し活動している、あるいは日向灘の巨大地震に伴う地殻変動が周期的に起きていることを示すことは難しい。本研究で収集してきた地形・地質データに加え、より広範囲に着目した深部地質および測地データに基づく検討が今後の課題である。

謝辞

本研究を進めるにあたり、株式会社京都フィッション・トラックの檀原 徹氏からは、テフラ分析について貴重なご意見を賜った。株式会社古環境研究所の杉山真二氏からは、植物珪酸体分析についてご教示戴いた。東濃地科学センターの皆様には、地中レーダ探査や薄片作成、放射性炭素年代測定などの様々な面で協力を戴いた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 核燃料サイクル開発機構：“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—分冊 1 わが国の地質環境—”, JNC TN1400 99-021, 559p., 1999.
- 2) 松田時彦：“地殻運動からみた第三紀／第四紀 — 第四紀地殻運動の様観の検討—”, 月刊地球, 10, pp.599-603, 1988.
- 3) 堤 浩之・遠田晋次：“2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴”, 地質学雑誌, 118, pp.559-570, 2012.
- 4) 原子力安全委員会：“東京電力株式会社福島第一原子力発電所地質・地質構造, 基準地震動 Ss の策定について(資料集)”, 東京電力株式会社福島第一原子力発電所の原子炉の設置変更(6号原子炉施設の変更)に係る調査審議第2回会合参考資料第2-1号, 106p. http://warp.da.ndl.go.jp/info:ndljp/pid/9483636/www.nsr.go.jp/archive/nsc/shinsa/shidai/touden_fukushima/2/ssiryol.pdf, (accessed April 27, 2017).
- 5) Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y.: “Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake”, *Geophysical Research Letters*, 39, L09306, doi:10.1029/2012GL051491, 2012.
- 6) Hasegawa, A., Yoshida, K., Okada, T. : “Nearly complete stress drop in the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake”, *Earth Planets and Space*, 63, pp.703-707, 2011.
- 7) Kato, A., Sakai, S., Obara, K. : “A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate”, *Earth Planets and Space*, 63, pp.745-748, 2011.
- 8) 生田正文・丹羽正和・高取亮一・鎌滝孝信・黒澤英樹：“宮崎平野における完新世堆積物の分析データ”, JAEA-Data/Code 2014-002, 246p., 2014.
- 9) 南海トラフの巨大地震モデル検討会：“南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)”, 44p., 2012.
- 10) 宮崎県：“県における南海トラフ巨大地震等に伴う被害想定について”, <http://www.pref.miyazaki.lg.jp/kiki-kikikanri/kurashi/bosai/page00172.html>, (accessed April 27, 2017).
- 11) 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子：“日本被害地震総覧 599-2012”, 東京大学出版会, 724p., 2013.
- 12) 活断層研究会編：“新編日本の活断層—分布図と資料—”, 東京大学出版会, 437p., 1991.

- 13) 長岡信治：“後期更新世における宮崎平野の地形発達”，第四紀研究, 25, pp.139-163, 1986.
- 14) 長岡信治・西山賢一・井上 弦：“過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス—海面変化とテクトニクスに関連して—”，地学雑誌, 119, pp.632-667, 2010.
- 15) 中田 高・今泉俊文編：“活断層詳細デジタルマップ”，東京大学出版会, 2002.
- 16) 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治：“日本の地形 7 九州・南西諸島”，東京大学出版会, 355p., 2001.
- 17) 長岡信治：“大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ”，地学雑誌, 93, pp.348-370, 1984.
- 18) 長岡信治・新井房夫・檀原 徹：“宮崎平野に分布するテフラから推定される霧島火山の爆発的噴火史”，地学雑誌, 119, pp.121-152, 2010.
- 19) 寺岡易司・今井 功・奥村公男・須田芳朗・渡辺史郎：“20 万分の 1 地質図幅「延岡」”，地質調査所, 1981.
- 20) 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・坂巻幸雄：“尾鈴山地域の地質”，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所, 138p., 1991.
- 21) 遠藤秀典・鈴木祐一郎：“妻および高鍋地域の地質”，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所, 105p., 1986.
- 22) 町田 洋, 新井房夫：“新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺”，東京大学出版会, 336p., 2003.
- 23) Cohen, K.M., Gibbard, P.L.：“Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v.2016a”，Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England, 2016.
- 24) 長友由隆：“南九州における黒ボク土および古赤色土の生成に関する研究”，宮崎大学農学部研究報告, 52, pp.1-10, 2006.
- 25) 赤木 功・井上 弦・高木 浩・長友由隆：“九州南部に分布する古赤色土の上・下位に存在するテフラの同定・対比”，ペドロジスト, 46, pp.2-13, 2002.
- 26) 大塚弥之助：“宮崎県高鍋町付近の地質学的問題”，地理学評論, 6, pp.1048-1073, 1930.
- 27) 長岡信治・前杵英明・沖野郷子：“九州・パラオ海嶺の沈み込みと九州南東部の第四紀地殻変動”，月刊地球号外, no.3, pp.167-173, 1991.
- 28) 長岡信治・町田 洋：“九州・南西諸島”，小池一之・町田 洋編：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会, pp.72-84, 2001.

- 29) 遠藤 尚・松田 剛・法元紘一・児玉三郎：“日向海岸平野を構成する段丘について”，宮崎大学学芸学部紀要, no.14, pp.9-27, 1962.
- 30) 奥野 充：“南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究”，第四紀研究, 41, pp.225-236, 2002.
- 31) 長岡信治・前杵英明・松島義章：“宮崎平野の完新世地形発達史”，第四紀研究, 30, pp.59-78, 1991.
- 32) Takahashi, T.：“Shore Platforms and Costal Platforms along Nichinan Coast”，*Science Reports of the Tohoku University*, 7th series, Geography, 23, pp.119-133, 1973.
- 33) 高橋健一：“日南海岸青島の「波状岩」の形成機構”，地理学評論, 48, pp.43-62, 1975.
- 34) 前杵英明：“西南日本外帯南部の完新世地殻変動”，第四紀研究, 31, pp.285-296, 1992.
- 35) 九州地盤情報システム協議会：“九州地盤情報共有データベース 2012”，地盤工学会九州支部, 2012.
- 36) 安江健一・廣内大助・中埜貴元・酒井英男・奥村晃史・海津正倫：“活断層の横ずれ変位によって形成される変動地形と極浅部地質構造との関係：雁行断層について”，地質学雑誌, 111, pp.29-38, 2005.
- 37) Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., Saito, Y.：“Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan”，*Marine Geology*, 248, pp.11-27, 2008.
- 38) 物理探査学会編：“物理探査ハンドブック”，物理探査学会, 1408p., 1999.
- 39) 吉川周作：“大阪層群中の火山灰層について”，地質学雑誌, 82, pp.479-515, 1976.
- 40) 町田 洋・新井房夫：“南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山”，第四紀研究, 17, pp.143-163, 1978.
- 41) 横山卓雄・檀原 徹・山下 透：“温度変化型屈折率測定装置による火山ガラスの屈折率測定”，第四紀研究, 25, pp.21-30, 1986.
- 42) Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H., Kasuya, M.：“An improved system for measuring refractive index using the thermal immersion method”，*Quaternary International*, 13/14, pp.89-91, 1992.
- 43) 檀原 徹：“温度変化型屈折率測定法”，日本第四紀学会編，第四紀試料分析法 2，東京大学出版会, pp.149-157, 1993.

- 44) 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二：“大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比－猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash－”，地質学雑誌, 100, pp.848-866, 1994.
- 45) 横山卓雄・山下 透：“温度変化型屈折率測定装置(RIMS-86)による斜方輝石・角閃石の屈折率測定を試み”，京都大学教養部地学報告:九十九地学, 21, pp.30-36, 1986.
- 46) 新井房夫：“温度一定型屈折率測定法”，日本第四紀学会編, 第四紀試料分析法 2, 東京大学出版会, pp.138-149, 1993.
- 47) 杉山真二：“植物珪酸体(プラント・オパール)”，考古学と植物学, 同成社, pp.189-213, 2000.
- 48) 室井 綽：“竹笹の生態を中心とした分布”，富士竹類植物園報告, 5, pp.103-121, 1960.
- 49) 杉山真二：“タケ亜科植物の機動細胞珪酸体”，富士竹類植物園報告, 31, pp.70-83, 1987.
- 50) 杉山真二：“テフラと植物珪酸体分析”，月刊地球, 23, pp.645-650, 2001.
- 51) 杉山真二：“更新世の植生と環境”，講座日本の考古学第1巻, 旧石器時代, 青木書店, pp.156-177, 2010.
- 52) 佐瀬 隆・町田 洋・細野 衛：“相模野台地, 大磯丘陵, 富士山東麓の立川－武蔵野ローム層に記録された植物珪酸体群集変動－酸素同位体ステージ 5.1 以降の植生・気候・土壌史の解説－”，第四紀研究, 47, pp.1-14, 2008.
- 53) 藤原宏志：“プラント・オパール分析法の基礎的研究(1)－数種イネ科栽培植物の珪酸体標本と定量分析法－”，考古学と自然科学, 9, pp.15-29, 1976.
- 54) 及川輝樹・笹尾英嗣・星野安治：“長野県梓川上流セバ谷沿いに分布する礫層中から産する材化石の ^{14}C 年代の再検討”，第四紀研究, 47, pp.425-431, 2008.
- 55) 道家涼介・安江健一・廣内大助・國分(齋藤)陽子・松原章浩：“岐阜県中津川市加子母地区長洞における阿寺断層帯中部の活動時期”，活断層研究, 40, pp.43-50, 2014.
- 56) Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T., Matsumoto, E.: “A batch preparation method for graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements”, *Radiocarbon*, 35, pp.295-300, 1993.
- 57) Xu, S., Ito, S., Iwatsuki, T., Abe, M., Watanabe, M.: “A new AMS facility at the JNC Tono Geoscience Center, Japan”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, 172, pp.8-12, 2000.
- 58) Matsubara, A., Saito-Kokubu, Y., Nishizawa, A., Miyake, M., Ishimaru, T., Umeda, K.: “Quaternary geochronology by accelerator mass spectrometer (AMS): Current status of the AMS system at the Tono Geoscience Center”, *In van Mourik, J., ed., Geochronology, InTech*, pp.3-30, 2014.

- 59) Ramsey, C. B.: “Bayesian analysis of radiocarbon dates”, *Radiocarbon*, 51, pp.337-360, 2009.
- 60) Ramsey, C. B., Lee, S.: “Recent and Planned Developments of the Program OxCal”, *Radiocarbon*, 55, pp.720-730, 2013.
- 61) Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J.: “IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP”, *Radiocarbon*, 55, pp.1869-1887, 2013.

This is a blank page.

国際単位系 (SI)

表1. SI 基本単位

基本量	SI 基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質량	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI 組立単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m ²
体積	立方メートル	m ³
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比体積	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率 ^(b)	(数字の)	1
比透磁率 ^(b)	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI 組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(e)	1 ^(b)	m ² /m ²
周波数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷, 電気量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静電容量	ファラド	F	C/V	m ² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m ² kg ⁻¹ s ³ A ²
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光照射度	ルーメン	lm	cd sr ^(e)	cd
放射線量	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
酸素活性化	カタール	kat		s ⁻¹ mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。
 (d) ヘルツは周期現象についてのみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。
 (e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。
 (f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g) 単位シーベルト (PV, 2002, 70, 205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI 組立単位		
	名称	記号	SI 基本単位による表し方
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ = s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² = s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比エネルギー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
体積エネルギー	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電荷密度	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電表面積	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m ³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ⁴ m ⁻² kg s ⁻³ = m ² kg s ⁻³
酵素活性濃度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m ² sr)	m ² m ⁻² kg s ⁻³ = kg s ⁻³
	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ³ s ⁻¹ mol

表5. SI 接頭語

乗数	名称	記号	乗数	名称	記号
10 ²⁴	ヨタ	Y	10 ¹	デシ	d
10 ²¹	ゼタ	Z	10 ²	センチ	c
10 ¹⁸	エクサ	E	10 ³	ミリ	m
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁶	マイクロ	μ
10 ¹²	テラ	T	10 ⁹	ナノ	n
10 ⁹	ギガ	G	10 ¹²	ピコ	p
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹⁸	アト	a
10 ²	ヘクト	h	10 ⁻²¹	zepto	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	yocto	y

表6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI単位による値
分	min	1 min=60 s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	'	1'=(1/60)°=(π/10 800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648 000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天文単位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1 mmHg=133.322Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852m
バイン	b	1 b=100fm ² =(10 ¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
ノット	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的関係は、 対数量の定義に依存。
ベレル	B	
デシベル	dB	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI単位で表される数値
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s
ストークス	St	1 St=1cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹
スチルブ	sb	1 sb=1cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²
フオト	ph	1 ph=1cd sr cm ⁻² =10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm ² =10 ⁻⁸ Wb
ガウス	G	1 G=1Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド ^(a)	Oe	1 Oe _e =(10 ³ /4π)A m ⁻¹

(a) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「△」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R=2.58×10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
フェルミ	f	1 フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1 メートル系カラット=0.2 g=2×10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr=(101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm=101 325 Pa
カロリ	cal	1 cal=4.1858J (「15°C」カロリ), 4.1868J (「IT」カロリ), 4.184J (「熱化学」カロリ)
マイクロ	μ	1 μ=1μm=10 ⁻⁶ m

