

(千葉大学審査学位論文)

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

**Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) in a
humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi Mountains, central
Japan**

2021年8月

小村慶太郎

Keitaro KOMURA

千葉大学大学院融合理工学府

Graduate School of Science and Engineering, Chiba University

目次

第1章 はじめに	1
第2章 越美山地および研究地域の地形・地質概要	11
2.1. 越美山地の気候と地形・地質概要	12
2.2. 濃尾活断層系と根尾谷断層	13
2.3. 1891年地震とその後の豪雨に伴う斜面崩壊	15
2.4. 越美山地の山体重力変形に関する先行研究と本研究の調査地	15
第3章 手法	23
3.1. 地形判読	24
3.2. 現地調査	24
3.2.1. 地形・地質調査	25
3.2.2. ハンドコアラー・ピット掘削	25
3.2.3. 可搬型パーカッションコアリングシステム (PPCS) 掘削	26
3.2.4. 電気探査	28
3.3. テフラ分析	30
3.3.1. 分析方法	30
3.3.2. 火山ガラスの形態分類	31
3.3.3. 越美山地で検出が予想される広域テフラ	33
3.4. ¹⁴ C年代測定	36
3.4.1. 試料の選定・抽出	36
3.4.2. 前処理とAMS測定機関	37
3.4.3. 暦年較正とベイズ推定	39
第4章 若丸山サイトにおける山体重力変形の形成・成長イベントとその年代	49
4.1. 若丸山周辺の地形・地質と山体重力変形地形の分布・特徴	50
4.2. コア掘削およびピット掘削結果	53
4.2.1. 掘削結果：稜線中央付近	53
4.2.1.1 凹地 E	53
4.2.1.1.1 凹地全体の地下構造	55
4.2.1.1.2 堆積中心位置の推定および凹地 E 形成イベント層準の認定	58

4.2.1.1.3.	崖成長イベント層準の認定	62
4.2.1.1.4.	テフラ分析結果	67
4.2.1.1.5.	¹⁴ C年代測定結果	71
4.2.1.1.6.	凹地 E 形成・崖成長イベントの年代	72
4.2.1.2.	凹地 Fd	77
4.2.1.2.1.	凹地全体の地下構造	78
4.2.1.2.2.	wk-p-07 の層相と凹地 Fd 形成イベント層準の認定	79
4.2.1.2.3.	崖成長イベント層準の認定	81
4.2.1.2.4.	テフラ分析結果	84
4.2.1.2.5.	¹⁴ C年代測定結果	86
4.2.1.2.6.	凹地 Fd 形成・崖成長イベントの年代	86
4.2.1.3.	凹地 Fu	88
4.2.1.3.1.	wk-p-06 の層相と凹地 Fu 形成・崖成長イベント層準の認定	89
4.2.1.3.2.	テフラ分析結果	90
4.2.1.3.3.	¹⁴ C年代測定結果	91
4.2.1.3.4.	凹地 Fu 形成・崖成長イベントの年代	92
4.2.2.	掘削結果：稜線東部	95
4.2.2.1.	凹地 A	95
4.2.2.1.1.	wkE-01 の層相と凹地 A 形成イベント層準の認定	96
4.2.2.1.2.	テフラ分析および ¹⁴ C年代測定結果	97
4.2.2.1.3.	凹地 A 形成イベントの年代	98
4.2.2.2.	凹地 B	99
4.2.2.2.1.	wkE-02 の層相と凹地 B 形成イベント層準の認定	99
4.2.2.2.2.	テフラ分析および ¹⁴ C年代測定結果	100
4.2.2.2.3.	凹地 B 形成イベントの年代	101
4.2.2.3.	凹地 C	102
4.2.2.3.1.	wk-04 の層相と凹地 C 形成イベント層準の認定	102
4.2.2.3.2.	テフラ分析結果	103
4.2.2.3.3.	凹地 C 形成イベントの年代	103
4.2.2.4.	凹地 D	104
4.2.2.4.1.	wk-05, wk-p-12 の層相と凹地 D 形成・崖成長イベント層準の認定	104

4.2.2.4.2.	テフラ分析結果	107
4.2.2.4.3.	¹⁴ C年代測定結果	110
4.2.2.4.4.	凹地 D 形成・崖成長イベントの年代	110
4.2.3.	掘削結果：稜線西部	112
4.2.3.1.	凹地 G	112
4.2.3.1.1.	wk-p-03, wk-p-04 の層相と凹地 G 形成イベント層準の認定	113
4.2.3.1.2.	テフラ分析結果	116
4.2.3.1.3.	¹⁴ C年代測定結果	117
4.2.3.1.4.	凹地 G 形成イベントの年代	119
4.2.3.2.	凹地 Hd	120
4.2.3.2.1.	wk-p-10 の層相と凹地 Hd 形成・崖成長イベント層準の認定	120
4.2.3.2.2.	テフラ分析および ¹⁴ C年代測定結果	121
4.2.3.2.3.	凹地 Hd 形成・崖成長イベントの年代	122
4.2.3.3.	凹地 Hu	124
4.2.3.3.1.	wk-p-09 の層相と凹地 Hu 形成イベント層準の認定	124
4.2.3.3.2.	テフラ分析および ¹⁴ C年代測定結果	125
4.2.3.3.3.	凹地 Hu 形成イベントの年代	126
4.2.3.4.	凹地 I	127
4.2.3.4.1.	wk-p-11 の層相と凹地 I 形成イベント層準の認定	128
4.2.3.4.2.	テフラ分析および ¹⁴ C年代測定結果	129
4.2.3.4.3.	凹地 I 形成イベントの年代	130
4.3.	若丸山サイトにおける山体重力変形イベントの対比	132
4.4.	若丸山サイトにおける堆積物の堆積速度の比較	137
第 5 章 魚金山サイトにおける山体重力変形地形の形成年代		185
5.1.	魚金山サイト周辺の地形・地質と山体重力変形地形の特徴	186
5.2.	電気探査結果	189
5.3.	PPCS 掘削結果	192
5.3.1.	YK-01 の層相	193
5.3.2.	YK-02 の層相	194
5.3.3.	YK-03 の層相	195
5.3.4.	YK-02, YK-03 コアの対比と魚金山凹地形成イベント層準の認定	196

5.3.5. 魚金山凹地の年代論	198
5.3.5.1. テフラ分析結果	198
5.3.5.2. ¹⁴ C年代測定結果	201
5.3.5.3. 凹地形成イベントの年代	202
5.4. 魚金山サイトにおける掘削結果まとめ	203
第6章 考察	219
6.1. 山体重力変形地形の形成・成長と近接する活断層との関係	220
6.2. off-fault 古地震調査対象としての山体重力変形地形の有用性	225
6.3. 氷河地域と湿潤変動帯における山体重力変形地形の発達過程	228
6.4. 湿潤変動帯における流域スケールでの山体重力変形地形の分布様式	235
第7章 結論	263
謝辞	267
引用文献	270
補遺 1. コア記載シート	287
補遺 2. コアの圧縮と圧密の影響	375
補遺 3. 越美山地での検出が予想されるテフラの諸元情報	387
補遺 4. ピット壁面のフォトモザイク	401
補遺 5. 若丸山サイトにおいて K-Ah テフラより上位から検出されたテフラの同定とその根拠	405
補遺 6. ベイズ推定で用いた OxCal コード	417

Abstract

On and around mountain ridge crests, small topographic features with a scale of several meters to several tens of meters often developed, such as double ridges, uphill-facing scarps, and linear depressions. Such features are considered to have been formed as a result of the deformation of the mountain body under its weight, and are collectively called deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) features, some of them being considered precursors of gigantic deep-seated landslide. In humid, tectonically active regions, including Japan, the regional uplift over tens of thousands of years and river incision due to climate change are considered to play an important role in DGSD, but few studies have examined its controlling factors based on actual formation ages. In this study, hand-coring, portable percussion coring system, and pit excavations were carried out at two DGSDs in the Etsumi Mountains, Gifu and Fukui Prefectures, central Japan: Wakamaru-yama and Yokin-zan sites located along the upper and middle reaches of the Neo River, respectively. At the Wakamaru-yama site, multiple corings in eleven depressions revealed that the first depressions had first formed at 20,100-7730 cal BP and that they have experienced six to four DGSD-growth events since then. The DGSD formation/growth events appear to be synchronized with the paleoearthquakes on the adjacent active Neodani fault, suggesting that the strong shaking and static crustal strain caused by active faulting may significantly impact the DGSDs at this site. On the other hand, the formation of the depression at the Yokin-zan site dates back to 77-60 ka, indicating that the deformation started 70-40 thousand years earlier than the Wakamaru-yama site. The difference in the onset age of DGSD over tens of thousands of years in the same drainage basin may be related to fluvial incision events that correspond to the marine oxygen isotope stage (MIS). In the Etsumi Mountains, two incision phases of MIS 2 and MIS 4 may have controlled the distribution and onset age of DGSDs. This study for the first time reconstructs the detailed development process of DGSDs in the humid and tectonically active region and shows that the river incisions in response to climate change and active faulting in the vicinity work as a background and triggering factors in the initiation and growth of DGSD, respectively.

要旨

山体の頂部やその周辺にはしばしば二重山稜や山向き小崖、線状凹地等の数 m~数十 m スケールの微地形が発達し、それらは山体が自重に伴って変形した結果形成された地形と考えられる。このような微地形は総称して山体重力変形地形と呼ばれ、その一部は大規模な深層崩壊の前兆的地形とされる。日本を含む湿潤変動帯では、数万年スケールの広域隆起や気候変動に伴う河川の下刻が山体重力変形に影響を与えられきたが、その具体的な形成年代を解明・比較して形成要因を検討した事例は少ない。本研究では、岐阜県と福井県にまたがる越美山地の上流部に位置する若丸山サイトと、中流部に位置する魚金山ようきんざんサイトの2箇所¹の重力性凹地において、ハンドコアラと可搬型パーカッションコアリングシステムによるコア掘削、およびピット掘削調査を実施し、それぞれの形成年代と成長過程を詳細に明らかにした。計 11 か所の凹地で掘削調査を行った若丸山サイトでは、20,100–7730 cal BP に最初の凹地が形成され、その後 6~4 回の山体重力変形の進行イベントを経験していることが明らかとなった。この山体重力変形の開始および進行イベントは隣接する根尾谷断層の古地震と連動しており、地震動や断層の横ずれに伴う周辺地殻の静的歪みがこのサイトにおける山体重力変形に大きな影響を与えている可能性がある。一方、魚金山サイトの凹地形成年代は 77–60 ka まで遡り、若丸山サイトより 7~4 万年古いことが明らかとなった。同じ流域内における数万年におよぶ山体重力変形開始年代の差には、海洋酸素同位体ステージ (MIS) に応じた河川下刻イベントが関連し、越美山地では特に MIS 2 と MIS 4 の 2 回の下刻フェーズが流域の大局的な山体重力変形地形の分布と年代を支配している可能性がある。本研究では、湿潤変動帯の山体重力変形地形の発達過程を初めて実証的な時間軸をもって復元することにより、気候変動に応じた河川の下刻と周辺の断層活動がその素因と誘因であることを明らかにした。

第 1 章
はじめに

山体の頂部やその周辺にはしばしば二重山稜 (double ridges) , 線状凹地 (linear depression) , 山向き小崖 (uphill-facing scarp) と呼ばれる微地形が発達する (Figs. 1-1a, 1-1b) . これらは山体の重力変形に伴って形成された地形と考えられ, その作用のことはサギング (sagging; Zischinsky, 1966) , これら作用によって形成された地形のことはサギング地形 (sagging feature もしくは sackungen) と呼ばれる. あるいはその作用のことを Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD, DGSD; Dramis and Sorriso-Valvo, 1994) や山体重力変形 (目代・千木良, 2004) と呼ぶ. 山体重力変形地形の一部は大規模な深層崩壊の前兆地形と考えられ (例えば, Chigira and Kiho, 1994; Wang et al., 2003; Chigira, 2009; Chigira et al., 2013) , その分布と崩壊への危険度を評価することは防災上の意義が大きい. また, 変形に伴って形成された凹地には, 凹地形成以降の堆積物が保存されていることが期待され, 山体の変形開始時期のみならず山体あるいはその周辺の様々なイベントの記録媒体としての役割も併せ持つ.

山体重力変形地形の分布や形成年代については主にヨーロッパアルプスや北米などの高緯度・高標高地域を中心に精力的に研究されてきた (例えば, Bovis, 1982; Agliardi et al., 2001; Ballantyne, 2002; Coquin et al., 2015; Pánek and Klimeš, 2016) . これらの地域では多くの山体重力変形地形が後期更新世から完新世にかけて形成され (例えば, McCalpin and Irvine, 1995; Thompson et al., 1997; Agliardi et al., 2009; Hippolyte et al., 2012; Pánek and Klimeš, 2016) , 谷氷河の後退・消失 (Fig. 1-1c) に伴う斜面側方の応力開放がその形成要因の1つと考えられている (例えば, Bovis, 1982; Ballantyne, 2002; Pánek et al., 2015; Pánek and Klimeš, 2016) .

山体重力変形地形の変形開始年代あるいは崖や凹地の成長年代はその素因・誘因を明らかにするために重要な情報である. 年代を推定するためには山体重力変形に伴って形成した凹地 (重力性凹地 ; DGSD depression) でピット掘削やボーリング調査を行うことが有効であり, McCalpin and Irvine (1995) が Aspen Highland (コロラド州, アメリカ) で先駆的に重力性凹地に対するピット掘削調査を実施し, 以降, 北米やヨーロッパアルプス地域で同様の掘削調査が複数行われてきた (例えば, Thompson et al., 1997; Tibaldi et al., 2004; Gutiérrez

et al., 2008; Agliardi et al., 2009; El Bedoui et al., 2009; McCalpin et al., 2011; McCalpin and Corominas, 2019) . 近年は、露出した崖面の表面照射年代を基に変形開始年代を推定する例も報告されている (例えば, Hippolyte et al., 2006, 2009, 2012; Le Roux et al., 2009; 西井・松四, 2011; Břežný et al., 2018) . 北米やヨーロッパアルプス地域と比較すると研究例は少ないが、湿潤温暖な気候を持つ日本においても、重力性凹地の形成年代に言及した研究が一部存在する (目代・千木良, 2004 ; 加藤・千木良, 2009; 西井・松四, 2011; 苺谷ほか, 2014; Kojima et al., 2015; 苺谷・高岡, 2019, 2021 ; 苺谷ほか, 2020) . 世界中の山体重力変形地形の研究例を整理した Pánek and Klimeš (2016) は、最終氷期に氷河に覆われていた地域 (氷河地域) の山体重力変形地形は、その形成開始年代が氷河後退の時期と重なる 15–6 ka に集中するのに対し、最終氷期に氷河がなかったとされる地域 (無氷河地域) の形成開始年代は 40–4 ka とばらつきが生じ (Fig. 1-2) , 無氷河地域における山体重力変形の素因・誘因が複雑である可能性を指摘した.

また、プレート沈み込み帯などの変動帯においては地震活動と山体重力変形地形の関係も注目され (例えば, Beck, 1968; Solonenko, 1977; Tabor, 1971; Wallace, 1984; Ponti and Wells, 1991; McCalpin, 2009; Delano et al., 2018) , 実際の地震時に震源域周辺で山体重力変形地形と考えられる亀裂が形成・成長する事例が報告されている (例えば, Plafker, 1967; Wallace, 1984; Dramis and Solliso-Valvo, 1983; Ponti and Wells, 1991; Jibson et al., 2004; Aringoli et al., 2016) . 特に 1989 年 Loma Prieta 地震 (Mw: 6.9; カリフォルニア州, アメリカ) は、地震時に形成された山体重力変形地形と考えられる多数の地表亀裂の詳細な分布が明らかにされ、それらの形成と断層活動が密接に関わっていることが強く示唆された初めての地震である (Ponti and Wells, 1991) . また、近年は地震前後の航空レーザー測量 (airborne light detection and ranging; 以下 LiDAR) や合成開口レーダー観測により、山体重力変形地形の地震時の微小な変動を捉えることにも成功している (例えば, Moro et al., 2007, 2009, 2011; Amato et al., 2018; 村上ほか, 2013) .

ここで、湿潤温暖な気候帯に属し、プレート沈み込み帯に属する日本、台湾、ニュージーランドのような地域を湿潤変動帯と呼ぶこととする。湿潤変動帯における山体重力変形地形の分布・発達過程は、数万年スケールの広域隆起や気候変動に伴う侵食基準面の変化と関連していることが指摘されている（例えば、平石・千木良, 2011; Tsuo et al., 2014; 2015; 2017; Zhao et al., 2019）。Dahan 川流域（台湾北部）に分布する深層崩壊、山体重力変形地形、河床縦断面形、および段丘面の年代を比較した Tsuo et al. (2014) は、流域には気候変動と広域隆起に対応した 3 フェーズの下刻イベントおよび下刻イベントに対応した地形面が存在することを示し、深層崩壊と山体重力変形地形がそれぞれの地形面のへり（遷急帯）に集中することを明らかにした (Fig. 1-3a)。紀伊半島の熊野川流域の山体重力変形地形と 1889 年と 2011 年の豪雨で発生した深層崩壊の分布と河床縦断面、および地形面を比較した Tsuo et al. (2017) は、河川の遷急点の後退が山体重力変形地形の分布と相関があることを示し、遷急点の後退は紀伊半島の広域隆起に由来することに言及した (Fig. 1-3b)。また、日本における山体重力変形地形の分布と地形・地質・活断層などの要素との相関を、統計的な手法から明らかにしようとした試みもあり (Endo and Sugai, 2017; Kaneda and Kono, 2017)、山体頂部と谷底の標高差が大きい場所、すなわち後氷期に降水量が増加し急激な下刻が生じた地点で山体重力変形が生じやすいことが指摘されている。

このように、湿潤変動帯における山体重力変形地形は気候変動と周辺テクトニクスに密接に関係した山体の崩壊過程の一部であると言える。深層崩壊の前兆的地形である山体重力変形地形の発達史を明らかにすることは、深層崩壊のリスク評価に繋がり、防災の観点で重要な研究対象である。あるいは、重力性凹地を埋積する堆積物は、周辺地域の古地震履歴や古環境を復元する有力な研究対象に成り得る。しかしながら、大部分が植生に覆われる湿潤帯において、0.1~1 m スケールの微小な山体重力変形地形を検出することは困難であり、このことが北米やヨーロッパアルプス地域と比較して湿潤帯の研究例が少ない原因の 1 つであった。近年取得された LiDAR データによる 0.5–2.0 m グリッドの高精度な数値地形モ

デル (digital elevation model; 以下 DEM) により, 植生下における山体重力変形地形の全容が明らかになりつつある. ニュージーランド南島の Hope 断層と Alpine 断層の接合部付近では, 高精度 DEM データにより従来認められていなかった多数の重力性小崖が植生下に存在することが明らかとなった (Khajavi et al., 2014; Vermeer et al., 2021). また, 日本の紀伊山地や越美山地などの中部日本地域の植生下には微小な山体重力変形地形が多数存在することが明らかとなった (例えば, Lin et al., 2013; Chigira et al., 2013; Tsuo et al., 2017; Kaneda and Kono, 2017). 植生下の重力性凹地では豊富な有機物試料が保存され, ^{14}C 年代測定を用いた高精度な年代決定が期待できる. 本研究で対象とする越美山地には 1891 年濃尾地震の震源となった濃尾活断層系 (松田, 1974) をはじめとする多数の活断層が分布し, 周辺の河成段丘の分布と離水年代も詳しく明らかになっている (例えば, Kaneda and Okada, 2008; 林, 2016MS). さらに, 越美山地の比較的近傍に位置する琵琶湖と水月湖の湖底堆積物の研究により, 越美山地を含む中部日本は詳細なテフラ層序が確立されており, ^{14}C 年代測定に加えて広域テフラを用いた年代決定が期待できる. このように越美山地は, 山体重力変形地形と古地震, 気候変動, 段丘を実証的な年代を基に比較・議論することのできる極めて研究価値の高い地域と言える.

本研究では越美山地の中で, 分水界に近い上流域の 1 箇所 (標高約 1170 m) と中流域の 1 箇所 (標高約 900 m) の計 2 箇所の山体重力変形地形を対象に, そのうちの複数の凹地でハンドコアラーと金田ほか (2018a) によって開発された可搬型パーカッションコアリングシステム (portable percussion coring system; 以下 PPCS) を用いたコア掘削, および手掘りによるピット掘削調査を実施した. その結果, 越美山地に分布する山体重力変形地形は後期更新世から完新世初頭に形成を開始し, その後複数回の成長イベントを経験していることが明らかとなった. 山体重力変形の形成・成長年代と近接する活断層の古地震履歴を比較した結果, 両者は過去繰り返し連動しており, 断層活動に伴う強震動と周辺地殻の静的歪みが変形の直接的な引き金となっていることが示唆された. また, 越美山地の段丘と各山体重力変

形地形, および深層崩壊の分布を比較したところ, 全球的な気候変動に伴う少なくとも2回の下刻フェーズが山体重力変形地形の分布様式と大局的な変形開始年代を規定し, さらに各フェーズの遷急点の後退がより詳細なそれらの位置と年代を支配していることが示唆された.

なお, 本研究では山体重力変形によって生じた崖を重力性小崖 (DGSD scarp) と定義し, そのうち山向きものを山向き小崖 (uphill-facing scarp; Radbruch-Hall et al., 1977; 千木良 1989), 谷向きものを谷向き小崖 (downhill-facing scarp; Bovis, 1982; 目代・千木良, 2004) と呼ぶ. また, これらの崖によってせき止められる, あるいは山頂が陥没することによって形成された凹地のことを重力性凹地 (DGSD depression) と呼び, そのうち直線的な平面形態を持つものを線状凹地 (linear depression) と呼ぶ (Figs. 1-1b, 1-1c) .

本研究は筆者が 2013~2016 年間に卒業論文 (小村, 2014MS) と修士論文 (小村, 2016MS) として取り組んだ研究内容と 2017 年以降の博士課程在学中に取り組んだ研究内容をまとめたものであるが, その中には同研究室の柏原真太郎氏が 2016~2018 年に卒業論文 (柏原, 2016MS) と修士論文 (柏原, 2018MS) として取りまとめたデータ, および同研究室の中江悠氏が 2019~2020 年に卒業論文 (中江, 2020MS) として取りまとめたデータについて, 筆者が追加の分析・検討を行った内容を含む. 2013~2016 年間に卒業論文と修士論文として筆者が取り組んだ研究内容については学術論文として公表済みである (Komura et al., 2020) . また, 本論文に関連して, PPCS を用いたコア掘削の手法に関する論文も公表済みである (金田ほか, 2018a) .

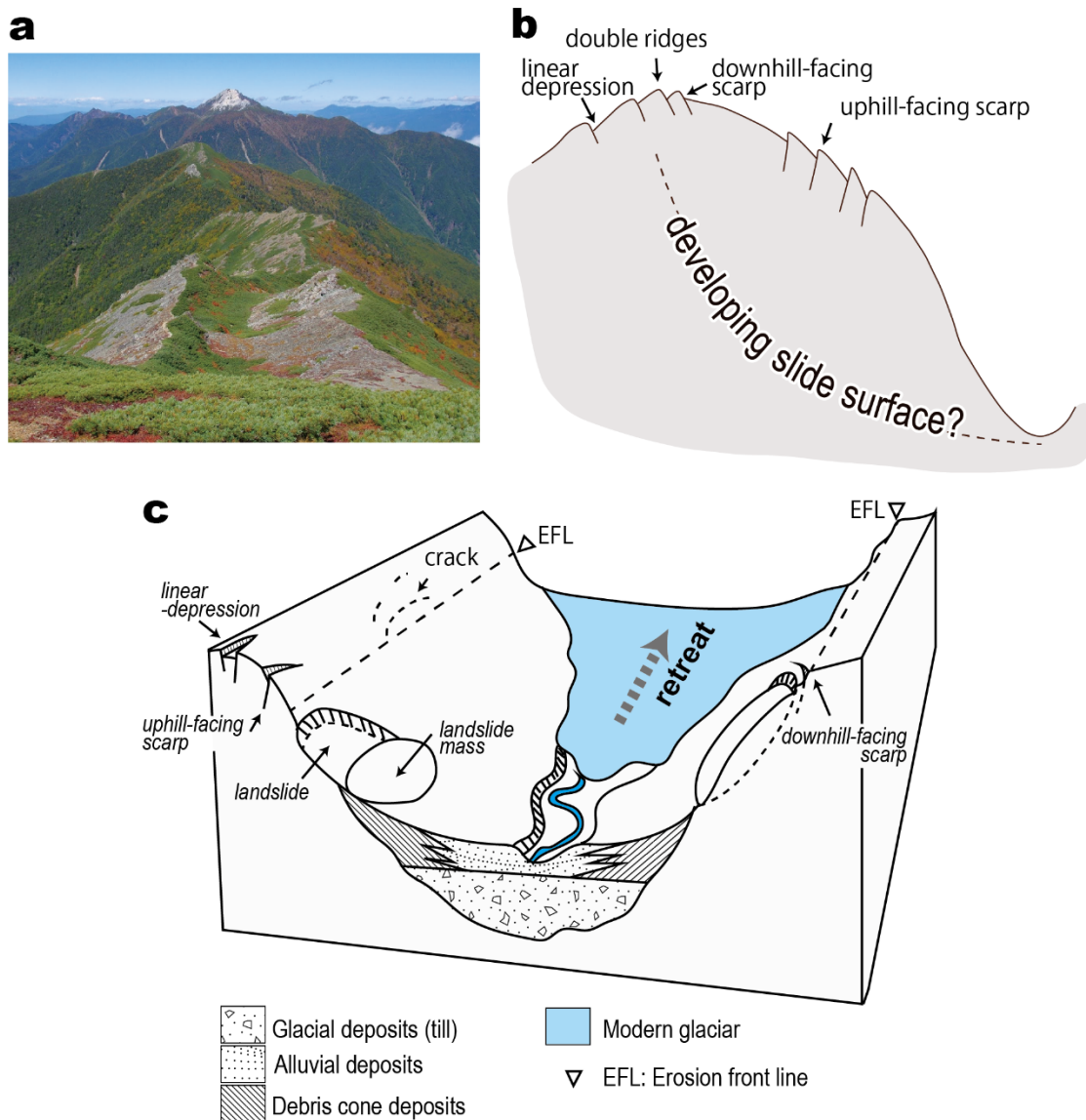


Fig. 1-1. (a) Typical double-ridge near Mt. Kita-dake, southern Japanese Alps (Kashihara, 2018MS). (b) Schematic model of DGSD and related geomorphic features (modified after Kaneda and Kono, 2017). (c) Schematic illustration showing the relationship between glacier retreat and DGSD features. Palaglacial geomorphology was drawn based on Ballantyne (2002).

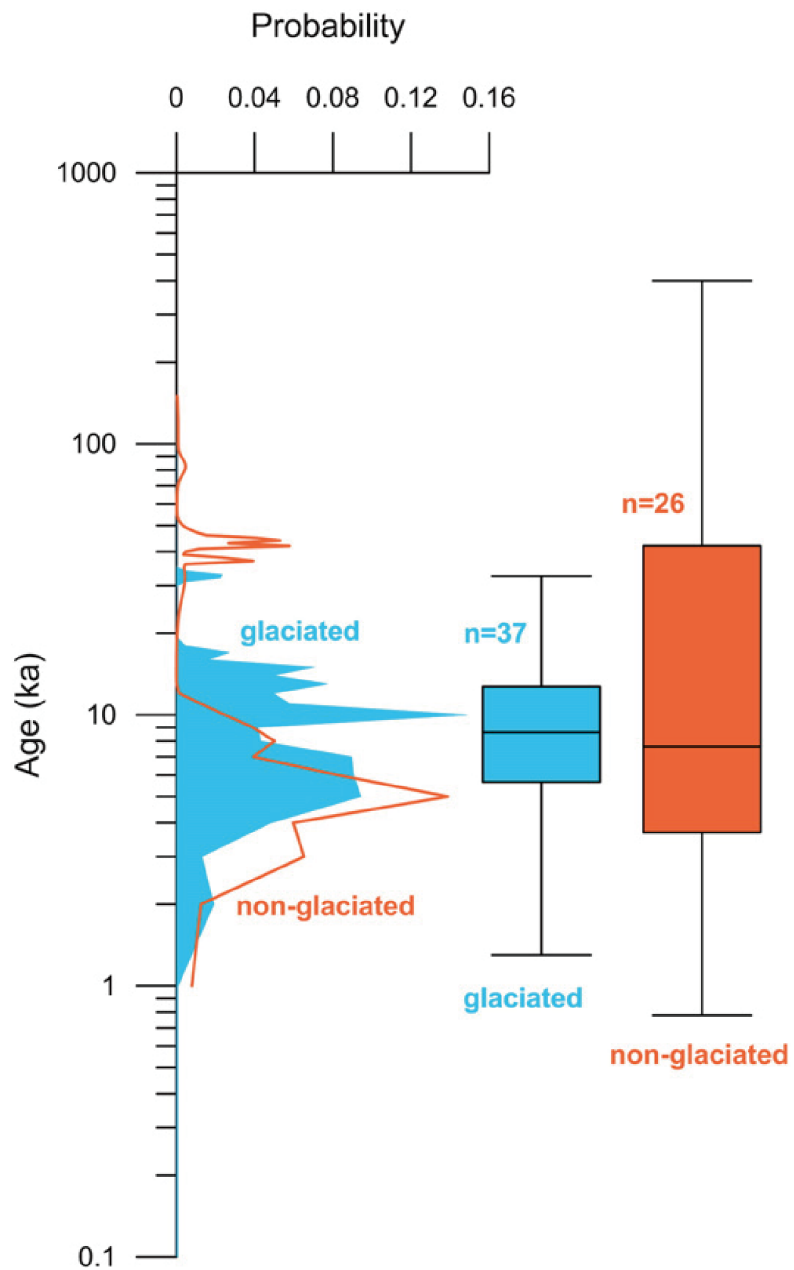


Fig. 1-2. Probability distributions of ages expressed as box-whisker plots for published DGSDs and DSLs (Deep-seated landslides) in formerly glaciated terrains and non-glaciated settings (Pánek and Klimeš, 2016).

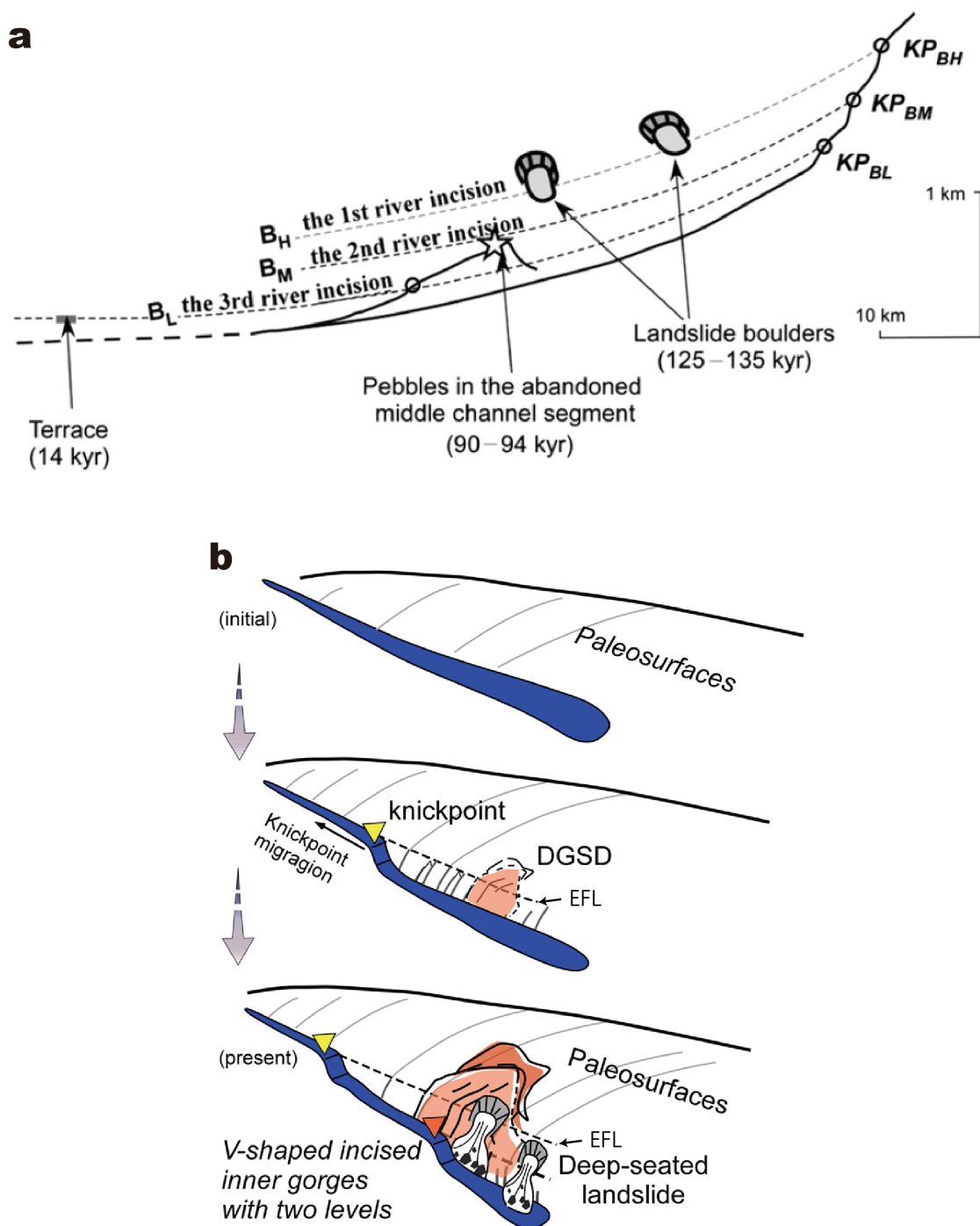


Fig. 1-3. (a) Schematic diagram showing the DGSD locations about the three phases of river incision at the Central range of Taiwan (Tsuo et al., 2014). (b) Schematic diagram of the relationship among river incision, DGSD, and deep-seated landslide at the Kii Mountains, central Japan (modified from Tsuo et al., 2017). EFL; Erosion front line.

第 2 章

越美山地および研究地域の地形・地質概要

2.1. 越美山地の気候と地形・地質概要

越美山地は濃尾平野の北側から福井県にかけて広がる標高 1000～1600 m の中標高山地で、岐阜県・福井県の県境に位置する能郷白山（北緯 35 度 45 分，標高 1,617 m）を最高峰に持つ（Fig. 2-1）．岐阜県・福井県の県境を分水界とする揖斐川は越美山地を南に向かって流れ、濃尾平野を經由し太平洋へ注ぐ全長約 120 km の一級河川である．揖斐川の最大の支流である根尾川は能郷白山から約 60 km に渡って流れる河川であり、濃尾平野で揖斐川と合流する．気象庁（2020）によると、越美山地の気象観測点の一つである樽見（Fig. 2-1 の地点 a）では年平均気温が 12.7°C，年平均降水量が 3228.9 mm とされ、このような湿潤温暖な環境であることから現在は一部の山頂とその周辺を除いて山地全域が森林に覆われる．一方、冬季には山地の大部分が厚い雪に覆われ、例えば能郷白山周辺の多いところで積雪量が約 6 m に及ぶことが報告されている（田中, 2018MS）．また、最終氷期最寒冷期には中部日本一帯で最寒冷月の平均気温が 6～8°C 低下したと推定されている（例えば、Kigoshi et al., 2014, 2017）．日本国内や東アジアの化石氷河・周氷河地形の分布と緯度・高度との関係を調べた Ono（1984）や小口（1984）によると、北緯 36 度地点の最終氷期における周氷河作用の下限高度は標高 1000 m 以下まで低下し、例えば能郷白山をはじめとする越美山地の北部では最終氷期に周氷河作用を受けていた可能性は高い．

既存の 20 万分の 1 地質図（脇田ほか, 1992）によると、越美山地は古生代から第四紀の地質で構成され、そのうち揖斐川・根尾川の流域は後期古生代～中生代の付加体に属し、泥岩・砂岩・チャートを中心とした美濃帯の堆積岩類が分布する（Fig. 2-2）．一方、舟伏山^{ふなふせやま}や魚金山^{ういじんざん}の周辺では古生代の玄武岩および石灰岩を主体とする舟伏山ユニットが東側の中生代の堆積岩類（金山ユニット）と衝上断層で接する様子が認められる（Fig. 2-2 の A-B, C-D 測線）．また、これらの美濃帯堆積岩類は貝月山や能郷白山周辺で後期白亜紀および新第三紀の花崗岩類によって貫入される．揖斐川と根尾川沿いには段丘および現河床の堆積物が

分布し、段丘は高位から低位の複数面に区分され、それらの一部は沖積錘や地すべり堆積物に覆われる（例えば、Kaneda and Okada, 2008）。

2.2. 濃尾活断層系と根尾谷断層

西南日本は沈み込むプレートの影響で強い水平圧縮応力を受けており、特に新潟―神戸間の帯状の範囲に歪みが集中することが測地学的に明らかとなっている（例えば、Sagiya et al., 2000; 西村, 2016）。越美山地はこの新潟―神戸歪集中帯に属し、福井県から濃尾平野にかけて多数の活断層が分布する（例えば、活断層研究会, 1980, 1991; 鈴木・杉戸, 2010; 今泉ほか, 2018）。そのうち福井県大野市付近から濃尾平野までの NW-SE 方向に配列する左横ずれを主体とする活断層群は濃尾活断層系と呼ばれる（松田, 1974; Fig. 2-1）。

このうち北から^{ぬくみ}温見・黒津・根尾谷・梅原の各断層が 1891 年濃尾地震（以下、1891 年地震）時に活動し、この際出現した地表地震断層は全長約 80 km に及んだ（小藤, 1892, 1894; Koto, 1893; 大森, 1894; 松田, 1974）。近代化が進む明治時代の日本に甚大な被害をもたらした 1891 年地震については、震災直後に東京大学の小藤文次郎や大森房吉らを中心に地表地震断層の分布や被害の状況が調査された（例えば、小藤, 1892, 1894; Koto, 1893; 大森, 1894）。その後、住民の聞き取り調査などの情報を加え、松田（1974）によって 1891 年地震の地表地震断層の分布が取りまとめられた。1891 年地震では主として左横ずれの変位が断層に沿って出現し、最大変位量は断層中央部の^{なか}中地区（Fig. 2-1 の地点 b）で 7.4 m に及ぶ（松田, 1974）。1891 年地震の詳細や 2000 年頃までの濃尾活断層系に関する研究成果・研究史については村松ほか（2002）が詳しい。

これまでに濃尾活断層系では変動地形・古地震調査も多数実施されている。濃尾活断層系の主部をなす根尾谷断層は、岐阜県と福井県の県境に位置する若丸山付近から本巢市川内地区（Fig. 2-1 の地点 c）付近へ延びる全長約 42 km の活断層である（例えば、鈴木・杉戸, 2010）。1891 年地震の地表地震断層が直接確認された北限は能郷白山南南東の藤谷口（Fig.

2-1 の地点 d) であるが、さらに北に向かって能郷白山周辺にも出現したことが指摘されている (小藤, 1892, 1894; Koto, 1893) . 松田 (1974) は地形的に明らかな活断層線が存在することから、少なくとも温見白谷 (Fig. 2-1 の地点 e) 付近まで地表地震断層が出現したことを指摘した。一方、1891 年地表地震断層の南端は現在の本巢市川内地区周辺まで延び、さらに南東の梅原断層へと変位が乗り移ったとされる (松田, 1974 ; Fig. 2-1) .

根尾川沿いには根尾谷断層による明瞭な累積変位地形が分布しており、中地区と水鳥^{みどり}地区 (Fig. 2-1 の地点 b, f) の累積変位地形から、2.0 mm/yr の左横ずれ平均変位速度が推定されている (岡田・松田, 1992) . 根尾川沿いのより広域な断層変位地形と段丘の離水年代を再検討した Kaneda and Okada (2008) は、複数地点の累積変位量から 1.3 ± 0.3 mm/yr の平均変位速度を推定し、1891 年地震時の変位が繰り返すと仮定した場合、根尾谷断層の平均活動間隔が約 5000 年となると推定した。一方、近年の高解像度 DEM を用いた地形判読、および現地掘削調査によって根尾谷断層の北部区間、例えば温見白谷 (Fig. 2-1 の地点 e) では 6.9 ± 2.3 mm/yr (田中, 2018MS) , 天神堂 (Fig. 2-1 の地点 g) では 7.2–4.3 mm/yr (田所, 2021MS) に達する従来の推定より極めて大きい左横ずれ平均変位速度が報告され、根尾谷断層の北部区間は中～南部区間と比較して活動性が高い可能性のほか、中～南部区間の平均変位速度は過小評価である可能性が指摘されている (田所, 2021MS) .

根尾谷断層ではこれまでトレンチ掘削による古地震調査も多数行われている (岡田, 1986; 宮腰ほか, 1988; 隈元ほか, 1992; 佐藤ほか, 1992; 栗田ほか, 1999; Komura et al., 2020) . そのうち、門脇地区 (Fig. 2-1 の地点 h) で行われたトレンチ調査では過去 2 万年間に 1891 年地震も含め 5 回の古地震イベントが認定され、3000～4000 年の平均活動間隔が推定されている (栗田ほか, 1999) . 根尾谷断層の北端部に近い温見白谷 (Fig. 2-1 の地点 e) で行われた手掘りのトレンチ掘削調査では、過去 1 万年間に 1891 年地震を含む 4 回の古地震イベントが認定され、その平均活動間隔は約 2000 年となり、断層の北部区間が中部区間より活動間隔が短いことが指摘されている (Komura et al., 2020) . ただし、いずれのトレンチ調査にお

いても、認定された個々の古地震は 1000～5000 年の年代誤差を含み、トレンチごとのイベント対比や再来間隔の算出を行うのに十分な年代精度を持っているとは言えない。

2.3. 1891 年地震とその後の豪雨に伴う斜面崩壊

1891 年地震時の斜面崩壊については、田畑ほか（1999）や建設省越美山系砂防工事事務所（1999）により、根尾川中流～上流沿いで多くの崩壊の発生とともに、天然ダムが形成されたことが報告されている。崩壊のほとんどが厚さ数 m 以下の表層崩壊であり、いわゆる深層崩壊と呼ばれる大規模な崩壊の発生は確認されていない。ただし、地震直後の写真や地変分布図によると、これらの崩壊は根尾川から見える範囲の状況の記載に留まっており（Milne and Burton, 1892; 田畑, 1999; 建設省越美山系砂防工事事務所, 1999），根尾川の支流沿いや本流から離れた越美山地の北部で地震時にどの程度・規模の崩壊が発生したかについて、具体的な情報を提供する文献は筆者の探す限り見つからなかった。

一方、地震から 4 年後（1895 年）および 74 年後（1965 年）の集中豪雨時には、根尾川沿いに複数の大規模崩壊が発生し、地震の影響がその後の豪雨によって顕在化したとされる（田畑, 1999）。そのうち、顕著な事例であるナンノ谷（Fig. 2-1 の地点 i）と根尾白谷（Fig. 2-1 の地点 j）の崩壊は緑色岩（玄武岩）やチャートなどの上に石灰岩が載る、いわゆるキャップロック構造の山体で発生した（河田ほか, 1967; 山内, 1985; 田畑ほか, 1999）。このように、越美山地の特に大規模な崩壊に関しては地震や豪雨がその誘因として働くものの、その発生個所については地質構造などの素因が存在するものと考えられる。なお、上述のナンノ谷、根尾白谷に徳山白谷（Fig. 2-1 の地点 k）を加えた 3 地点は、揖斐三大崩れと呼ばれる。

2.4. 越美山地の山体重力変形に関する先行研究と本研究の調査地

縮尺約 4 万分の 1 空中写真を基に全国の地すべり地形の分布を明らかにした防災科学技術研究所「1:50,000 地すべり地形分布図」のうち、第 9 集「岐阜」図集（清水ほか, 1998）

によって越美山地全域について、幅が約 150 m 以上の地すべり地形、後方崖や多重稜線等を含む滑落崖の輪郭構造、および移動体の分布が 5 万分の 1 地形図にまとめられた (Fig. 2-3a) . 永田ほか (2006) は、清水ほか (1998) による地すべり地形分布図と 2.5 万分の 1 地形図から独自に抽出した線状凹地について、20 万分の 1 地質図との関係に着目した GIS 解析を実施した。その結果、地すべり地形はジュラ紀～白亜紀の石灰岩体でその地形占有率が高く、逆に白亜紀花崗岩やジュラ紀付加体の泥岩・チャートで占有率が低いことが明らかとなった。また、線状凹地の分布が標高 800–1200 m の侵食小起伏面に集中することも指摘され、古い地形面の開析に伴ってこれらの線状凹地が形成された可能性に言及した。しかしながらこれらの研究は植生下の微地形を捉えておらず、越美山地の山体重力変形地形の全容を捉えているとは言えない。

その後、2007 年から 2011 年にかけて実施された航空レーザー測量データを用いて、越美山地広域の山体重力変形地形の判読が行われた (Fig. 2-3b; Kaneda and Kono, 2017) . その結果、広さ約 819 km² の判読範囲に 10,487 条、線密度にして 0.87 km/km² に及ぶ山体重力変形地形 (山向き小崖と谷向き小崖) が存在することが明らかとなった。清水ほか (1998) によって既に判読されていた山体重力変形地形の数と比較すると、全体の数に対し約 96% の山体重力変形地形が植生の下に隠れていたこととなる (Kaneda and Kono, 2017) . その分布密度と標高・尾根谷度・傾斜・地質・活断層の位置から推定される最大加速度および静的体積歪の分布の各パラメータとの相関を統計的に調べたところ、越美山地の山体重力変形地形の分布は標高・尾根谷度・傾斜量の地形的要素と相関が高いことが明らかとなった (Fig. 2-4) . 一方、活断層の位置から推定される最大加速度および静的体積歪の影響は上記の地形的要素より相関は低いものの、いずれも有意な正相関を示す (Kaneda and Kono, 2017) .

一方で、越美山地の山体重力変形地形の形成年代を明らかにした研究は少ないが、Kojima et al. (2015, submitted) は冠山周辺 (Fig. 2-3b の地点 1) の重力性凹地でハンドコアラによる掘削を行い、この凹地が 10–11 ka に形成されたことを報告した。また、岩本 (2015MS)

は、能郷白山の東麓 (Fig. 2-3b の地点 m) に分布する重力性凹地でハンドコアラーによる掘削を行い、少なくとも 7300 年前以前に凹地が形成されたことを示した^(注1)。このように、越美山地の山体重力変形地形は完新世以降に形成された可能性が明らかとなりつつあるが、調査地点は越美山地北部の一部地域に限られていることと、これらの研究に用いられたハンドコアラーは凹地の深部の堆積物を採取できず、コアの引き上げ時に上位の層の混入が発生する等の問題点を内包している (金田ほか, 2018a) ことから、実証的に形成開始年代と発達過程を明らかにするためには、掘削手法の見直しが求められる。さらに、越美山地全体の山体重力変形地形の分布特性を明らかにするためには、調査地点を拡充し、複数の山体重力変形地形の形成年代を明らかにする必要がある。本研究では、分水界から離れた中流域にも調査対象を広げ、Kaneda and Kono (2017) によって明らかになった多数の山体重力変形地形のうち、特にその分布が集中する根尾谷断層北端部の若丸山サイトと、根尾谷の中流域に位置する魚金山サイト (Fig. 2-3b) の 2 地点を対象として、現地調査を実施した。

(注1) 岩本 (2015MS) は凹地堆積物中に K-Ah テフラ (7303–7165 cal BP) の降灰層準が認められるとし、凹地形成年代は 7300 年より前と推定しているが、本研究による堆積物の解釈に照らし合わせると、K-Ah テフラの降灰層準は凹地ができる以前の堆積物中 (黄褐色シルト層中) に存在する。本研究では、能郷白山サイトの実際の凹地形成年代は K-Ah テフラより新しい時代である 6–4 ka と解釈している。

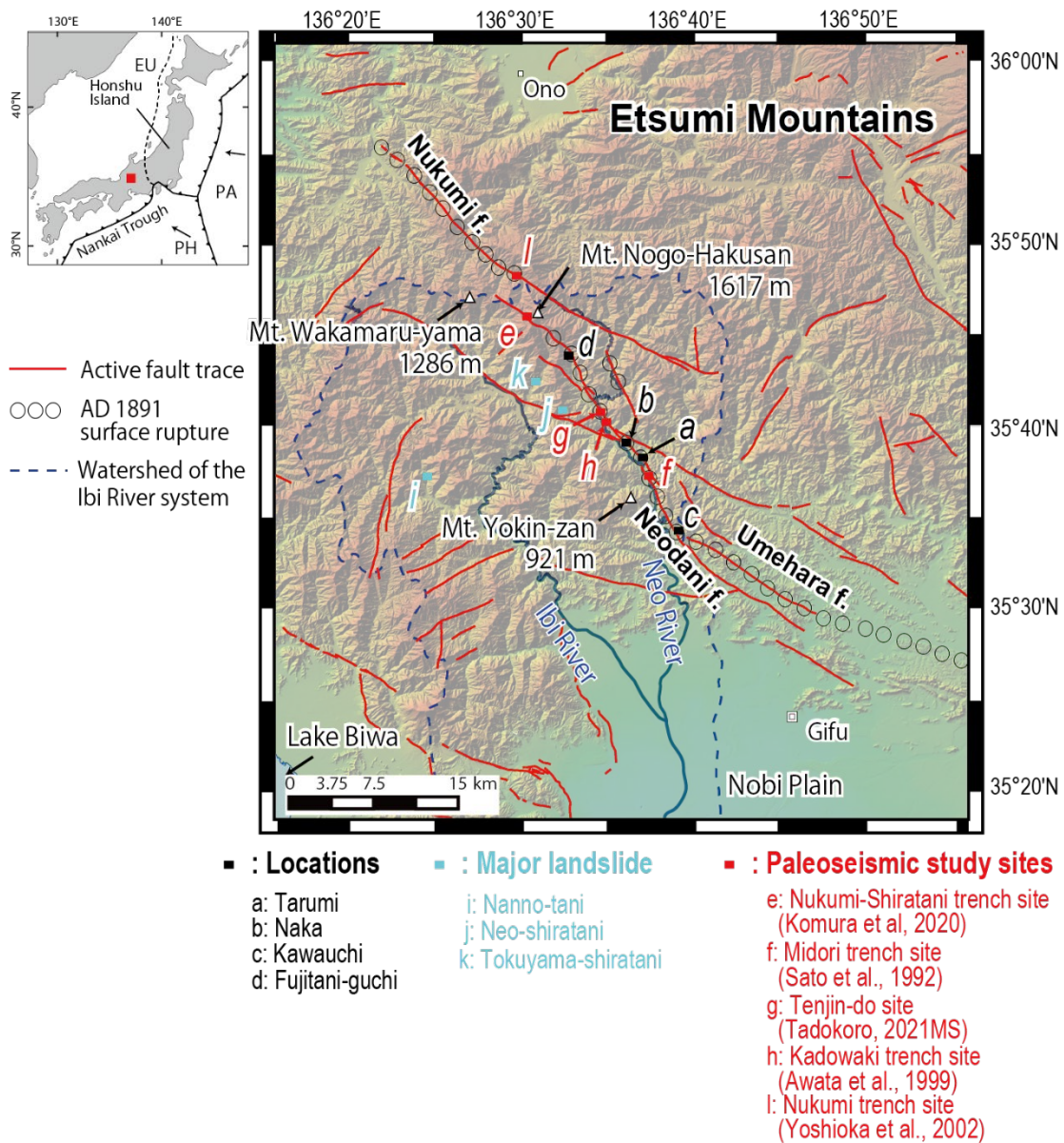


Fig. 2-1. Topography in and around the Etsumi Mountains. Active fault traces are based on Nakata and Imaizumi (2002) and Suzuki and Sugito (2010). Aligned open circles indicate the trace of surface rupture in the 1891 earthquake (Matsuda, 1974). The background shaded relief map is from the Geospatial Information Authority of Japan (<https://maps.gsi.go.jp/>). Abbreviations in the inset map: EU, Eurasia plate; PA, Pacific plate; PH, Philippine Sea plate.

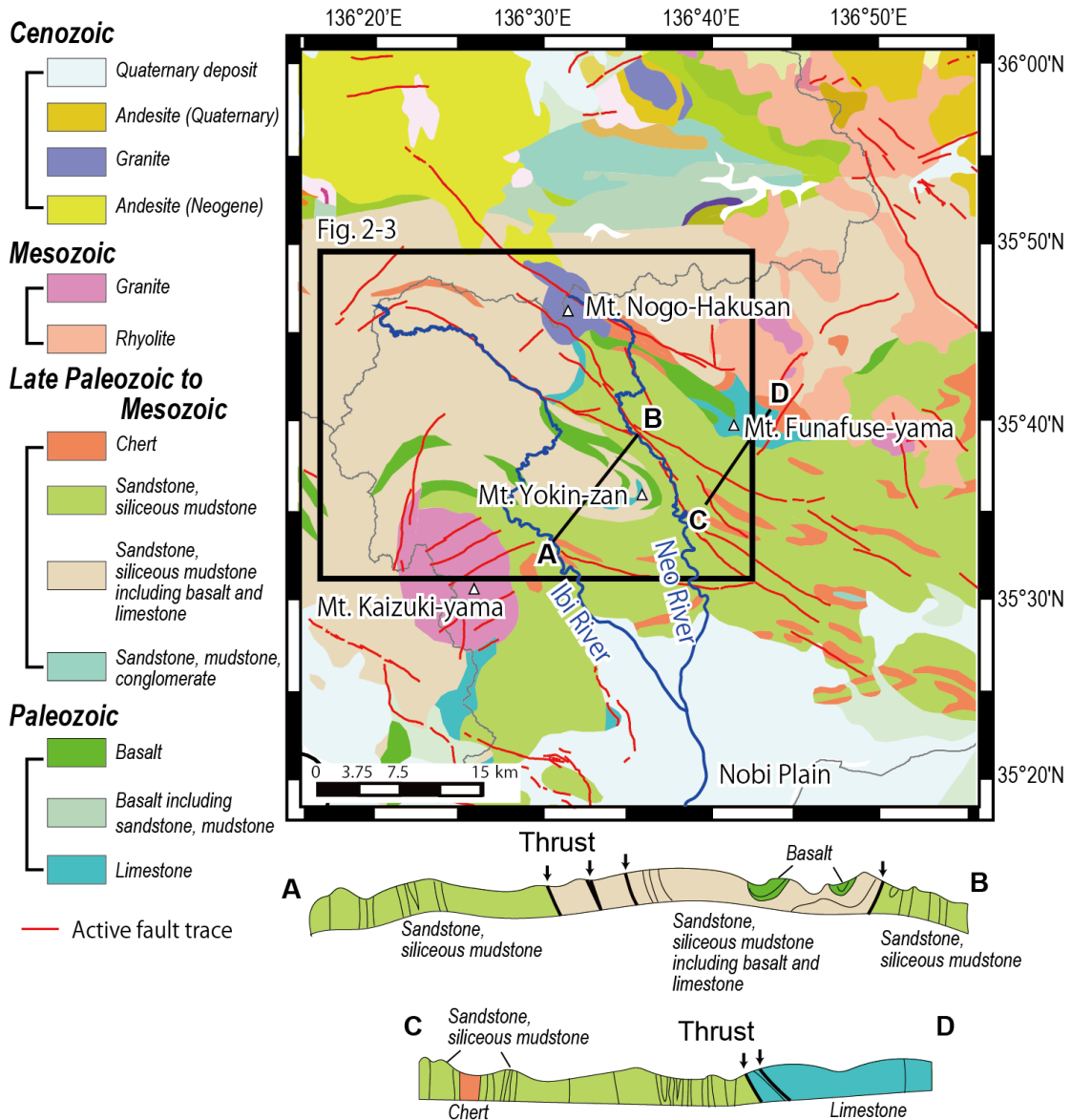


Fig. 2-2. Surface geology around the Etsumi Mountains based on Geological Survey of Japan, AIST (2015). Area and active fault traces are the same as Fig. 2-1.

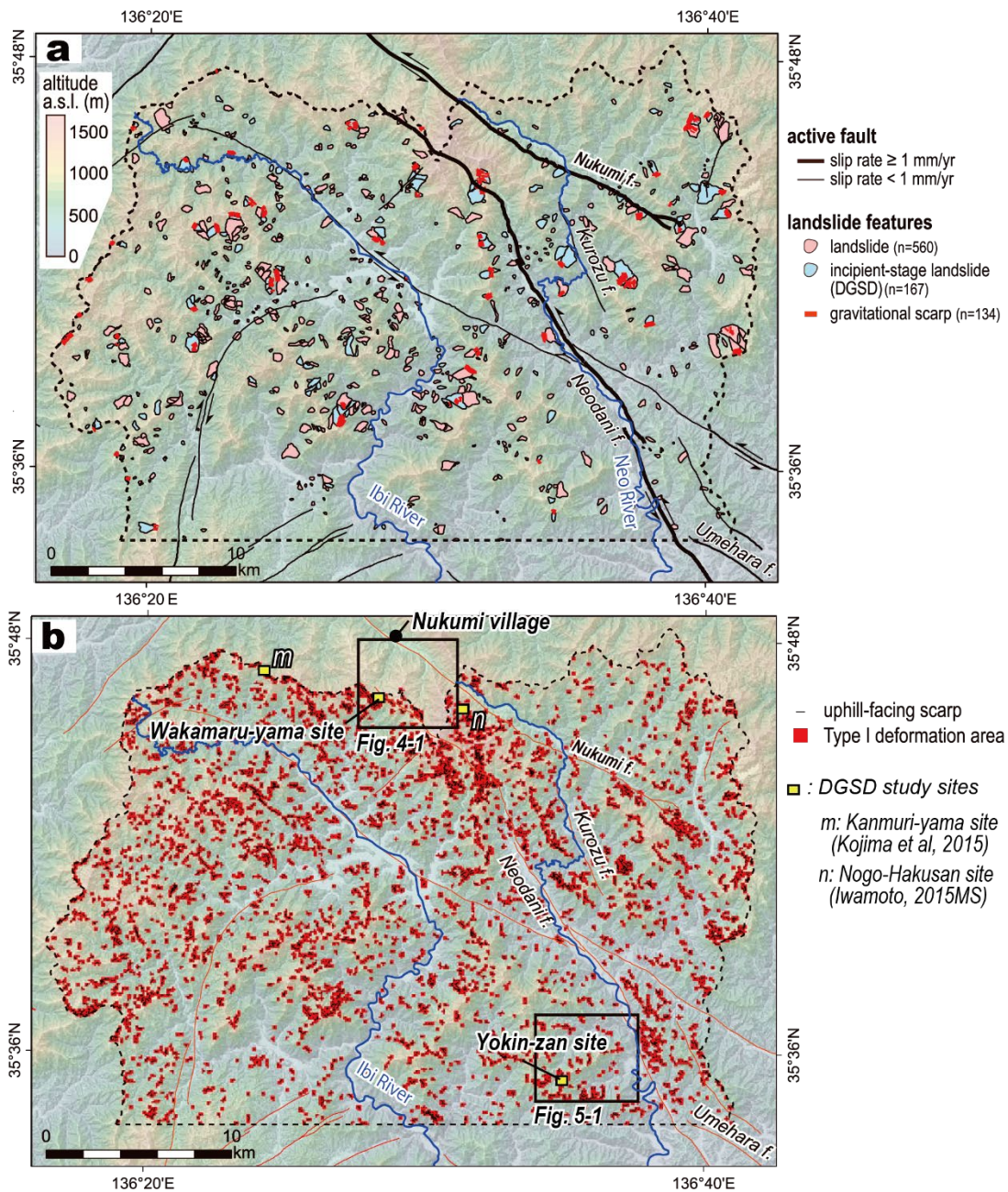


Fig. 2-3. Landslide features in the Etsumi Mountains (modified from Kaneda and Kono, 2017). See Fig. 2-2 for the location. Solid black lines indicate active fault traces based on Suzuki and Sugito (2010) and Nakata and Imaizumi (2002) with half-headed arrows indicating a sense of slip. Bolded lines emphasize higher slip-rate faults (≥ 1 mm/yr). Pink-colored areas, blue-colored areas, and red lines are landslides, incipient-stage landslides (DGSD), and small gravitational scarps as mapped by the previous aerial-photograph interpretation (Shimizu et al., 1998), respectively. (b) Mapping result of uphill-facing scarps with Type I (deformation area defined by uphill-facing scarps) area in the same area (modified from Kaneda and Kono, 2017).

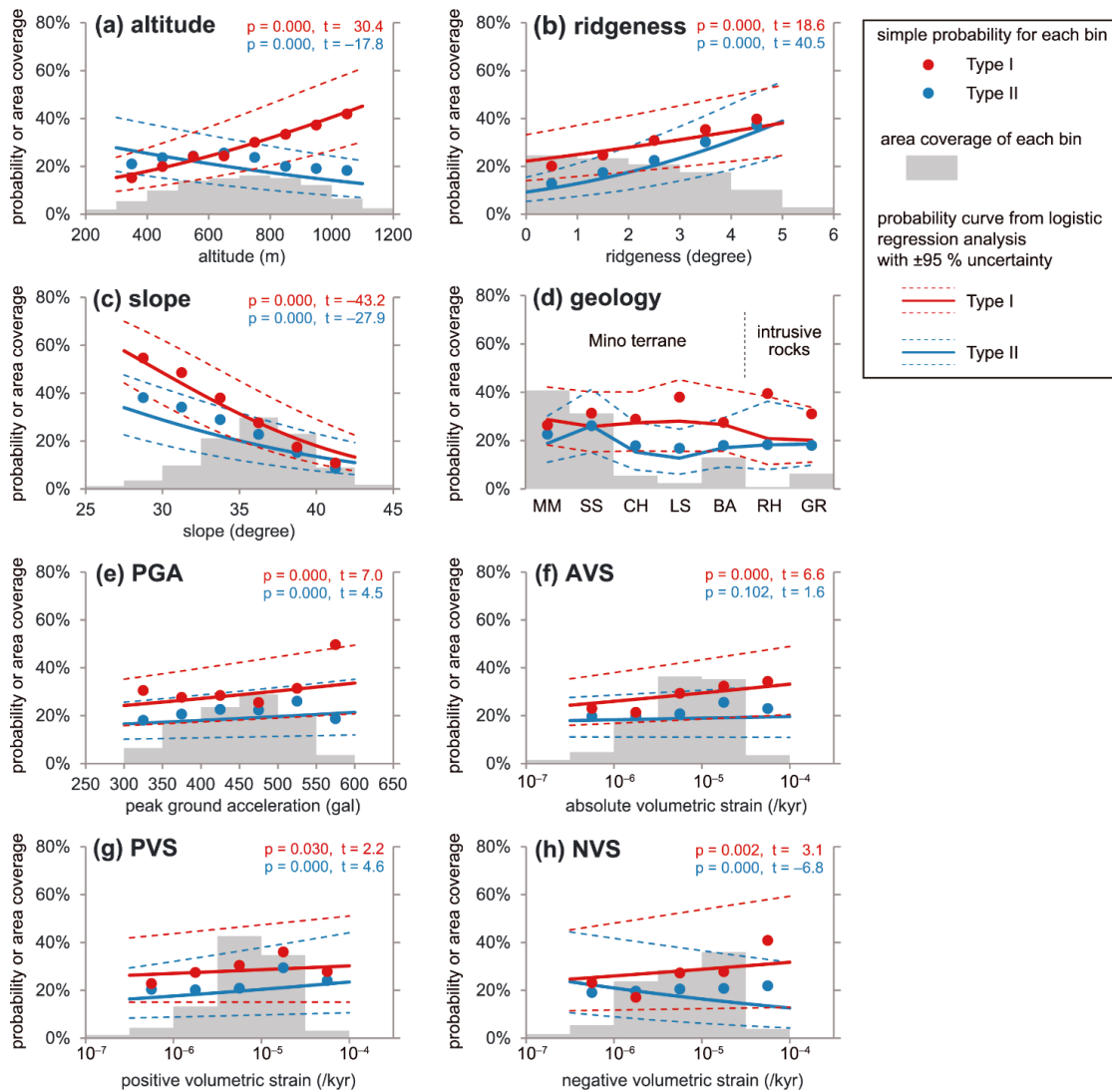


Fig. 2-4. The relation between various factors and the probability of being Type I or Type II (deformation area defined by downhill-facing scarps) deformation areas (Kaneda and Kono, 2017). (a) The relation between altitude and probability. (b) The relation between ridgeness and probability. (c) The relation between slope and probability. (d) The relation between types of surface geology and probability. Abbreviation: mudstone mélangé, MM; sandstone, SS; chert, CH; limestone, LS; basalt, BA; rhyolite, RH; granite; GR. (e) The relation between peak ground acceleration (PGA) from local earthquakes and probability. (f) The relation between absolute volumetric strain (AVS) from local earthquakes and probability. (g) The relation between positive (dilatational) volumetric strain (PVS) from local earthquakes and probability. (h) The relation between negative (contractional) volumetric strain (NVS) from local earthquakes and probability. In all panels except for the (d), p values and t values for the corresponding coefficients, representing their statistical significance and parameter impact, are also shown.

第 3 章

手法

3.1. 地形判読

若丸山および魚金山サイト周辺の山体重力変形地形の詳細な分布と形態を把握するために地形判読を行った。若丸山サイトの福井県側は2009年に国土交通省近畿地方整備局福井河川国道事務所が実施した航空レーザー測量によるフィルタリング済みのDEM（0.5 mグリッド）を、若丸山サイトの岐阜県側および魚金山サイトについては2007～2011年に国土交通省中部地方整備局越美山系砂防事務所が実施した航空レーザー測量によるフィルタリング済みのDEM（1.0 m グリッド）を用いて作成したMPI赤色立体地図およびそのステレオペア（Kaneda and Chiba, 2019）を使用した。これらはKaneda and Chiba（2019）によるMPI赤色立体地図作成プログラムが開発される以前にESRI社の地理情報ソフトウェアArcGIS ver.10.0、地形保護指数計算プログラムMPICAL（中央大学理工学部の金田平太郎教授作成）、Adobe社の画像処理ソフトウェアPhotoshop CS6、およびフリーソフトウェアであるSimpleDEMViewer 3.9.5 (<http://www.jizoh.jp/pages/sdvr0.html>)を用いて作成されたが、その作成原理はKaneda and Chiba（2019）と共通である。

判読に際し、山体重力変形地形と断層変位地形は以下の特徴に基づいて区別した。山体重力変形地形は山体の頂部とその周辺斜面に集中し、個々の崖の長さは最大でも200 mほどである。また、尾根や谷に沿って弓状の平面形態を持つものが多い。ただし、斜面が馬蹄状に滑落することによって形成された比高が10 mを越す谷向きの崖は山体重力変形地形に含めず、地すべり地形の一部である滑落崖に区分した。一方、尾根や谷を跨ぐ直線的な低崖は断層崖に区分し、加えて系統的に屈曲する隣り合う尾根や谷、風隙等を基に活断層のトレースを作成した。この際、既存の活断層判読結果（鈴木・杉戸, 2010; 金田ほか, 2018b）に基づく断層トレースの位置も参考とした。

3.2. 現地調査

若丸山サイトについては麓の旧温見集落（Fig. 2-3b）までは国道（157号線）が整備されているものの、集落から研究地域までのアクセス路が存在しないため、全ての調査機器を背

負って支流沿いを徒歩で移動した。調査に際してはベースキャンプを設営し、4～8日間の調査を2013～2018年の間に計7回行った。若丸山サイトは、冬季は国道が閉鎖され、夏は厚い植生に覆われるため、現地調査は春（5月下旬から6月上旬）と秋（10月）の期間に限定される。一方、魚金山サイトについては私有の林道（未舗装）が存在するため、所有者に許可を得てワゴン車で調査機器の運搬を行った。魚金山サイトの調査は2018～2019年の間に計5回実施した。以下、現地調査の詳細と使用した機器の詳細を述べる。

3.2.1. 地形・地質調査

まず、若丸山・魚金山各サイトについて、地形判読結果と表層地質の確認、およびコア掘削候補地の選定のために地表踏査を行った。若丸山サイトの北側斜面の地質情報（岩相・走向傾斜）と同斜面における根尾谷断層の露頭情報については、岐阜大学の小嶋智教授に提供していただいた。研究地域の稜線上を中心に複数の重力性凹地が存在するが、規模（表面積）が大きく、堆積物が厚く堆積していることが期待される凹地を掘削対象とした。凹地が形成されると、最も深いところ（堆積中心）から徐々に埋没が始めるため、堆積中心の基底付近に最も古い堆積物が存在するはずである。また、砂の流入などのイベントが発生した際も、堆積中心にはそのイベント堆積物が保存される可能性が高く、凹地の形成開始年代だけでなく、成長年代を推定するためにも堆積中心でコア試料を得ることが極めて重要である。したがって、若丸山サイトにおいてはDEMに基に断面を作成し、凹地をせき止める崖と上流側斜面を凹地地下に延長することで堆積中心を推定した（Fig. 3-1）。一方、魚金山サイトは林道を用いて調査器具の運搬が容易に行える立地条件であったため、掘削に先立って後述の電気探査を行い、堆積中心を推定した。

3.2.2. ハンドコアラー・ピット掘削

若丸山サイトでは、まずハンドコアラーによる掘削（Fig. 3-2a）と手掘りによるピット掘削調査（Fig. 3-2b）を実施した。コア掘削には（株）大起理化工業製の打撃式ハンドコアラ

ー（径 4 cm, サンプラー長さ 50 cm）を使用した。ハンドコアラーによる掘削では最大で深度 3.0 m までサンプラーを挿入したが、深い深度では引き上げ時にサンプラー内の堆積物が落下してしまうため、実際に採取できたコア長は最大で 2.5 m である。採取したコアについては、現地で記載し、年代推定を目的としたサンプリングを行った。

若丸山サイトでは、4 箇所重力性凹地で計 13 本のハンドコア掘削を実施した。また、別の 2 箇所の凹地において、柏原（2016MS）はそれぞれ 1 本ずつのハンドコア掘削を実施し、記載・分析を行った。本研究ではこれらのコア記載を基に新たに柱状図を作成した。

ハンドコア掘削を行った重力性凹地のうち、2 箇所では堆積物の変形の有無を確かめるためのピット掘削調査を手掘りで実施した。ピット掘削は幅約 0.5～1.0 m、長さ 1.5～2.5 m、深度 0.7～1.7 m の規模のものを計 3 箇所で行った。掘削した各ピットにおいて、壁面の整形作業の後、蛍光水系と丸釘を用いて 50cm 四方のグリッドを作成し、10 分の 1 の縮尺で壁面スケッチを実施した。以上の調査は 2014～2016 年にかけて実施している。

3.2.3. 可搬型パーカッションコアリングシステム（PPCS）による掘削

本研究では 2014 年から若丸山サイトでハンドコアラーを用いた掘削調査を行ったが、この手法にはいくつかの問題点が生じた（金田ほか, 2018a）。1 点目は、地下にわずかな礫が存在するだけで掘削が不能となり、凹地の基底に達したのかもしくは凹地堆積物中に狭在する礫に当たったのかの判断が難しい点である。2 点目は、特に泥炭層のように水分量の多い堆積物を掘削する際、引き上げ時にサンプラー内の堆積物が抜け落ちてしまう点である。若丸山サイトにおいては深度 2.5 m より深い堆積物の採取を試みた際、引き上げ時にサンプラーが抜け落ち、採取することができなかった。3 点目は、コアを採取できたとしても、上位の地層の混入が発生しやすい点である。これは、サンプラー長が 50 cm と短く、50 cm ごとに繰り返しサンプラーを掘削孔に抜き差しする間に孔壁が崩れ、掘削孔の底に上位の堆積物（スライム）が貯まってしまうことが原因と考えられる。

これらの問題を克服するため、2016年より金田ほか（2018a）により開発されたPPCSによるコア掘削手法を導入した（Fig. 3-2c）。PPCSのサンプラーは長さ1 mで、内部のポリカーボネート製のサンプルチューブ（径50 mm）に堆積物が収納される仕組みとなっている（Fig. 3-2d）。サンプラーの先端部にはコアキャッチャーと呼ばれる返しが付いており、一度サンプラー内に入った堆積物の抜け落ちを防止している。ただし、サンプラー先端部のビット（全長3 cm）とコアキャッチャー（全長5 cm）部分（Fig. 3-2e）の堆積物はコアチューブ内に格納されないため、コアチューブ内の実際の堆積物の全長は0.92 mとなる。ただし、2018年以降は、コアキャッチャーの5 cm分を特製の器具を使ってサンプルチューブ内に留める方法を開発したため、以降のPPCSコアではサンプルチューブ内に0.97 mの堆積物が格納されるようになった。エンジン式の打撃により掘削力はハンドコアラーより大幅に向上し、コア径（50 mm）より小さいサイズの礫層であれば問題なく貫通し、風化した基盤岩も採取することが可能となった。サンプラーの引き上げには単管パイプで組んだ三脚から吊り下げたチェンブロック（定格荷重1 t）を用いる。ただし、湿地のような足場が軟らかい環境では引き上げ時に三脚の脚が地面に沈み込むことでサンプラーの引き上げができなくなってしまうため、市販のベニヤ板や現地の倒木などを用いて三脚の足場を作成する必要がある。以降、本論ではPPCSを用いて採取したコアをPPCSコアと呼ぶ。

本研究では若丸山サイトの6箇所凹地において計6本のPPCSコアを採取した。コアの記載は現地で行い、分析のための連続試料を基本的に2.5 cm間隔で採取した。また、コアチューブ内に格納されないビット部分の3 cm、および2018年以前はコアキャッチャー部分の5 cmの堆積物は現地で別途サンプリングを行い、テフラ降灰層準の可能性のある層が肉眼で認められた場合は、該当箇所を直接採取した。また、柏原（2018MS）は同様に若丸山サイトの3箇所凹地で計4本のPPCSコアを採取し、記載・分析を行った。ただし、柏原（2018MS）が調査した凹地のうち1カ所については本研究で調査した凹地と重複している。本研究ではそれらのコア記載情報も加え、コアの柱状図を作成した。

魚金山サイトではまず初めに菅沼ほか(2019)により開発された可搬型パーカッションピストンコアラーによる掘削を試みた。このシステムは、掘削時のエンジンと引き上げシステムはPPCSと同様であるが、サンプラーとロッドの仕様が異なる。ピストンを用いることで収納された堆積物を確実に引き上げることが可能で、一度に最大8mの連続コアを採取できるなどのメリットがある。一方で、本来は水深数m~数十mの凍結した湖面上から湖底堆積物を採取することを想定して作られたシステムであり、実際にはトラブルが生じ、凹地表層部の1m分しか堆積物を採取することができなかった。次に、PPCSを用いて掘削を試みたところ、実際に掘削を行うことで凹地の特殊な地下状況が明らかとなり、そのために様々な対応が必要となったが、これらの詳細については第5章で述べる。2種類のコア掘削方法で3本のPPCSコアを採取し、室内に運搬後、若丸山サイトのコアと同様に記載とサンプリング、柱状図の作成を行った。

以上のPPCSを用いた掘削調査は、若丸山サイトについては2016~2018年にかけて、魚金山サイトについては2019年にそれぞれ実施した。本研究と柏原(2016MS, 2018MS)で得られた全てのコアの記載シートおよびコア写真は、補遺1に示した。

なお、PPCSを用いたコア掘削の際に、掘削時の打撃力でコアチューブに採取された堆積物が圧縮する現象が度々生じた。また、凹地を埋積する堆積物そのものにも、圧密の影響が生じることが考えられる。柱状図の作成、および凹地基底の年代を推定する上で上記の圧縮と圧密を考慮する必要がある。その影響の評価と対処について、補遺2に記した。

3.2.4. 電気探査

魚金山サイトでは、地形判読および地表踏査の結果、凹地の規模が若丸山サイトと比較して大きく、基底の深度も深いことが予想された。PPCSを用いた掘削に先立って堆積中心の位置を明らかにするために、鈴木ほか(2007)により開発された電気探査システム「超高速電気探査装置」を用いた比抵抗法電気探査を実施した。本装置は送信装置、受信装置(本体)、

受信装置 (増幅部), 制御装置の計 4 つのシステムからなり, 送信周波数帯は 128~5120Hz, 電圧は 1~350 V から選択できる. 本研究では, ヤマハ製のインバータ発電機 EF900iS (0.9kVA) を別途用意し, 電源として用いた. 測定は Wenner & Eltran 法と Dipole-Dipole 法の 2 種類の電極配置方法を用いて実施した. Wenner & Eltran 法とは等間隔に配置した電極の外側を電流電極に, 内側を電位電極にした Wenner 法 (Fig. 3-3a) と, 同じく等間隔に配置した電極の隣り合う 2 本の片方を電流電極に, もう片方を電位電極にした Eltran 法 (Fig. 3-3b) の 2 つの電極配置法を組み合わせた手法である (例えば, 鈴木ほか, 2007). Wenner & Eltran 法は測定電位が大きいためノイズに強く, 大局的な構造を把握するには適している. 一方で Dipole-Dipole 法は, 一对の電流電極ともう一对の電位電極を離して配列する (双極子) 配置 (Fig. 3-3c) であり, 電流および電位電極間隔が, 電流電極系と電位電極系の距離より小さくなり, 測定電位が小さいのでノイズに弱いが高精度は高く, 細かい構造の検出に優れている (例えば, 高倉, 1999; 物理探査学会, 2000; 鈴木ほか, 2007). 電極間隔は 2 m に設定し, この場合の理論上の探査深度は 16 m となる. 本研究では, 凹地を横切る南北と東西方向の計 2 測線で探査を行った. 使用した機器は 1 回の測定で 60 チャンネルの測定が可能で, 凹地の規模から約 120 m の測線長が必要であり, 1 側線の測定につき 1 回の測点の付け替え (ロールアロング) を行った. 実際の測線沿いには地形の凹凸が存在するため, 平面上の測線長はそれぞれ約 110 m と約 115 m であった. この際, 凹地の表面は水分量が多く, 立ち入ることが困難であったため, 地表にベニヤ板を敷いて足場としつつ, 電極を設置した. 測定の結果得られた電極間の比抵抗データから地下の比抵抗分布を推定するために, 2 次元逆解析を実施した. 逆解析にはラプラシアンフィルターによる平滑化制約付き非線形最小二乗法 (佐々木, 1988) を採用し, 解析には鈴木浩一北海道大学工学院特任教授作成のソフトウェア tomo.exe を使用した. 反復計算は各電極配置につき 8 回行った. 比抵抗断面図の可視化には Surfer Ver.8 (Golden Software 社製) を使用した. 解析時の地形補正に必要な測線

上の地形断面は、LASER TECHNOLOGY 社製のレーザー測距計 Trupulse200X（測距精度 4 cm）を用いて測量した。

3.3. テフラ分析

多数の活火山が分布する日本列島においては、堆積物中に含まれる広域火山灰を用いることで、その堆積物や堆積物を作る地形の年代を把握することが可能である（例えば、町田・新井, 2003）。越美山地周辺には気象庁の定義する活火山は存在しないが、西日本あるいは海外で発生した大規模噴火に伴うテフラであれば、越美山地においても堆積物中に肉眼視できる層として存在する場合もあり、実際に本研究の一部のコア中から肉眼視できるテフラ層が認められた。しかしながら、多くのコアでは肉眼視できるテフラ層は認められず、肉眼視できない理由として堆積中あるいは堆積後の擾乱によって地層中にテフラ粒子が拡散した、すなわち肉眼視できない（クリプト）テフラとして地層中に存在している可能性が考えられる（例えば、長橋・片岡, 2015）。そこで、本研究では堆積物中に含まれる火山ガラスの含有率を明らかにすることで、テフラの降灰層準を認定する分析を行った。以下、その方法と越美山地で検出が予想されるテフラについて順に述べる。

3.3.1. 分析方法

テフラ分析手順は Takemura and Danhara (1994) および Ishimura and Kakiuchi (2011) に従い、試料の湿潤重量を計測した後、乾燥機を用いて 50 °C で約 12 時間乾燥した。各試料の乾燥重量を計測した後、超音波洗浄機およびメッシュクロスを用いて極細粒砂粒子（粒径 1/16 ~ 1/8 mm）および、細粒砂（粒径 1/8 ~ 1/4 mm）とそれよりも粗い粒子を抽出した。有機物が多い試料については、約 10 % の濃度の過酸化水素水を加え、常温で 2 日間以上反応させて有機物を分解させた後、上記の粒子抽出を行った。次に、各試料について極細粒砂の一部を、光硬化剤を使いスライドガラスに封入し、偏光顕微鏡を用いて火山ガラス、有色鉱物（角

閃石，斜方輝石，単斜輝石），および無色鉱物のカウントを行った．この際，明らかな有機物粒子や植物起源の珪質物（プラントオパール）はカウントしなかった．カウントは基本的に1試料につき合計500粒子を超えるまで実施したが，一部粒子数が少なく500粒子に達しなかったサンプルもある．また，検鏡した時点で火山ガラスや重鉱物が全く含まれないと判断できたサンプルについては，300粒子まででカウントを終了した．さらに，全粒子の数を分母として火山ガラスと各重鉱物の含有率を算出した．

テフラの降灰層準が疑われる試料に関しては，温度変化型屈折率測定装置（（株）京都フイッシュントラック製，RIMS2000）を用いて火山ガラスの屈折率測定を行った．屈折率は，各試料につき30粒子の火山ガラスを測定した．ただし，透明度が悪く屈折率測定に適した火山ガラスが少ない一部試料については，測定数が10～20粒子に留まった．

若丸山サイトの一部のサンプルについては小村（2014MS, 2016MS）が同様の方法でテフラ分析を行っているが，火山ガラスの分類方法が本研究と異なるため，作成済みのスライドガラスを用い，本研究で改めて鉱物粒子のカウントを実施した．また，若丸山サイトの2本のハンドコアと4本のPPCSコアについては柏原（2016MS, 2018MS）が作成したスライドガラスを，同じく魚金山サイトのPPCSコアについては中江（2020MS）が作成したスライドガラスを利用し，本研究の分類法を適用した鉱物粒子のカウントを実施した．

3.3.2. 火山ガラスの形態分類

火山ガラスの形態や色の特徴は，給源火山や噴火様式の違いを反映しているため，広域テフラと対比する上で重要な情報であり，これまで様々な形態分類案が提案されてきた．越美山地の南西約50 kmに位置する琵琶湖（Fig. 3-4）に堆積する火山灰層について火山ガラスの形態分類を行った吉川・井内（1991）は，吉川（1976）による大阪層群に含まれる火山ガラスの分類法を基にして扁平型，中間型，多孔質型，その他の4種類に区分を行った．町田・新井（2003）はバブル型（bw）・軽石型（pm）・塊状（ch）の3種類の形態に火山ガラスを分類し，日本列島各地の第四紀後期のテフラを区分した．越美山地の西約65 kmに

位置し (Fig. 3-4) , 近年多数のテフラの給源と年代, 層序が明らかとなりつつある水月湖では, McLean et al. (2018) が 7 種類に細分化した火山ガラスの形態分類を提案した. また, Maruyama et al. (2019) は水月湖の後期更新世から完新世のテフラに関して吉川 (1976) の 4 種類の形態分類を採用し, それぞれのテフラの区分を行った. しかしながら, これら先行研究による火山ガラスの分類を統合したものはなく, 琵琶湖と水月湖以外の地域に火山ガラスの分類法を適用する場合や, 後期更新世から完新世にまたがって複数の火山灰層を扱う場合には, これらの火山ガラス形態分類を対比・統合した新たな分類を行う必要がある. そこで本研究では独自に, 火山ガラスの形態を以下の 5 種類 (タイプ A-E) に分類した (Fig. 3-5) .

タイプ A 型火山ガラスは扁平でガラス内部に不純物や気泡を含まないものである. これは McLean et al. (2018) では *Platy* (平面型) と分類し, 吉川 (1976) は扁平型, 町田・新井 (2003) がバブル型と分類しているものが対応する. 極めて発泡の良い, 噴出規模の大きな巨大カルデラ噴火によって放出されるテフラと対応する.

タイプ B 型ガラスは, タイプ A 型と比較すると厚みがあり, ガラス内部に骨子やしわが認められ, McLean et al. (2018) で *Cusplate* (尖形, 尖ったさま) および *Fluted* (縦溝のついた) に分類されているものである. これは吉川 (1976) が扁平型と分類したもののうち, しわや骨子が認められるものと, 中間型と分類したものと, および多孔質型と分類したもののうち溝が多く認められるものに対応する. また, 町田・新井 (2003) がバブル型と分類したうちの Y 字型のものと, パミス型と分類したものに対応する.

タイプ C 型火山ガラスは McLean et al. (2018) で *Vesicular* (有孔質) ないし *Microvesicular* と分類されているもので, ガラス内部に気泡を含むものに対応する. McLean et al. (2018) は気泡の大きさによって *Vesicular* と *Microvesicular* に細分したが, 本研究では気泡の大きさによる区分は行わなかった. 吉川 (1976) の多孔質型と分類したもののうちガラス内部の気泡が明瞭なものがこれに対応する. また, 町田・新井 (2003) は, ガラス内部の気泡の有無

は判断基準に用いていないが、彼らがパミス型と分類したガラスのうちスポンジ状で肌理が粗いものが本研究のタイプ C に対応する。

タイプ D 型火山ガラスは厚みのあるブロック状を呈し、ガラス内部に不純物が多く透明度が悪いものである。McLean et al. (2018) が Blocky (ブロック型) と分類したもので、吉川 (1976) では該当する分類はないものの、彼らが多孔質型と分類したガラスのうち肌理が細かく、透明度の悪いものが本研究のタイプ D に相当する。町田・新井 (2003) では塊状 (ch) ガラスと分類されているガラスのうち透明度の悪いものが本研究のタイプ D に対応する。

タイプ E 型火山ガラスはタイプ A~D のいずれにも属さない特徴を持つガラスである。吉川 (1976) は扁平型、中間型、多孔質型いずれにも属さないものを「その他」と分類しており、本研究のタイプ E に対応する。また、町田・新井 (2003) がブロック型と分類した火山ガラスのうち、透明度の高いものも本研究のタイプ E に対応する。なお、McLean et al. (2018) は、火山ガラスの内部に結晶物 (Microlite) を含むかどうかを形態分類の要素の 1 つとしていたが、本研究では項目が増えて分類が煩雑になることを避け、ガラス内部の結晶物の有無は考慮せず、ガラスの形態のみに注目した分類を行った。

3.3.3. 越美山地で検出が予想される広域テフラ

日本列島では、第四紀後期の主要な広域テフラの分布・年代および岩石学的特徴が町田・新井 (2003) により整理され、これらの情報を基に各地の地形面やイベントの編年に広域テフラが用いられてきた。越美山地においては、河成段丘の編年に九州の巨大カルデラ噴火起源の鬼界アカホヤテフラ (K-Ah; 噴出年代 7.3 ka) と始良 Tn テフラ (AT; 噴出年代 26~29 ka) (噴出年代はいずれも町田・新井, 2003 による) が用いられている (例えば, Kaneda and Okada, 2008) 。また、根尾川上流域の段丘面上や断層凹地の堆積物中からは、肉眼視できる K-Ah テフラ層も認められ (栗田ほか, 1999; 吉岡ほか, 2002) , 若丸山・魚金山サイトにお

いても凹地堆積物中から K-Ah テフラ層が検出される可能性がある。K-Ah テフラと AT テフラはいずれもバブル型と呼ばれる扁平な火山ガラス（タイプ A 型）であるが、それぞれの火山ガラスの屈折率は 1.504–1.512（K-Ah）, 1.498–1.501（AT）と異なることから、屈折率測定を行うことで容易に区別できる（町田・新井, 2003）。また、K-Ah テフラの火山ガラスの特徴として、褐色を帯びた火山ガラスが豊富に含まれることも、AT テフラと区別する重要な情報である（町田・新井, 2003）。

ところで、近年越美山地から西におよそ 65 km 離れた福井県水月湖（Fig. 3-4）の年縞堆積物の研究が進むことで、AT, K-Ah テフラのより詳細な年代が決定されただけでなく、更新世から完新世にかけて多数のテフラが近畿～中部一帯にかけて降灰した可能性が明らかとなってきた（Smith et al., 2013; McLean et al., 2016, 2018, 2020; Albert et al., 2018, 2019; Maruyama et al., 2019, 2020）。2006 年に掘削された SG06 コアの肉眼視できるテフラ層の給源と年代を明らかにした Smith et al. (2013) は、K-Ah・AT テフラの年代をそれぞれ 7303–7165 cal BP, 30,009 ± 189 cal BP であることを示した。以降本研究で扱う K-Ah・AT テフラの年代は、この Smith et al. (2013) による年代を採用する。また、水月湖で確認される完新世の肉眼視できるテフラとクリプトテフラの年代、火山ガラスの形態、および火山ガラスの主成分を分析した McLean et al. (2018) は、0–10,300 cal BP 間に計 20 層のテフラを認定し、そのうち K-Ah テフラを含む 6 層は肉眼視できる層であることを報告した。さらに、McLean et al. (2020) は、30–50 ka の間に 5 層の肉眼視できる層を含む計 25 層のテフラを認定し、それぞれの噴出起源・年代・火山ガラスの形態を報告した。また、水月湖の SG06 コアと 1993 年に掘削された SG93 コアで認められた肉眼視できるテフラ層の鉱物組成、火山ガラスの形態分類、および火山ガラスと重鉱物の屈折率を測定・整理した Maruyama et al. (2019) は、現在から 180 ka までの間に、給源不明のものも含めて 31 層のテフラが存在することを報告している。

また、水月湖に先んじてテフラの研究が行われている琵琶湖 (Fig. 3-4) においても、完新世から中期更新世の複数のテフラが報告されている。琵琶湖のテフラ層序を確立した吉川・井内 (1991) は、1986 年に掘削された深度 141 m の高島沖ボーリングコアを基に、過去 40 万年間にわたる計 76 層の肉眼視できるテフラ層の岩石学的特徴を記載した。それらは BT1~BT76 と番号が付され、日本各地のテフラと対比が行われてきた。Satoguchi et al. (2008) によると、過去 10 万年間の BT1~BT25 のうち、7 層については西南日本の各地で報告されている主要な広域テフラと対比されている。また、Takemura et al. (2000)、竹村ほか (2010)、および檀原ほか (2010) は、1995 年と 2007 年に掘削されたピストンコア試料 (BIW95, BIW07) に含まれる過去 5 万年間の火山灰層についてその岩石学的特徴を報告した。その結果、そのうちの 9 層のテフラが広域テフラと対比され、いずれも水月湖においても検出されているテフラであった。

水月湖と琵琶湖では、肉眼視できるテフラ層以外にもクリプトテフラが多数存在するが、集水域の大きい上記 2 つの湖の静穏な湖底でクリプトテフラとして存在しているテフラを、越美山地の陸上の小規模な凹地で検出することは難しいと考えられる。すなわち、越美山地の凹地で検出される可能性があるテフラは、少なくとも水月湖と琵琶湖で肉眼視できるテフラであると言える。以上から、水月湖・琵琶湖いずれかで肉眼視できるテフラ層を抽出し、越美山地で検出が期待できる候補テフラ (Table. 3-1) とした。本研究で扱う地形の年代スケールは最終間氷期である海洋酸素同位体ステージ (Marine Isotope stage; MIS) 5e (およそ 125 ka) を遡ることはないと考え、候補テフラのうち最も古いテフラは後期更新世の日本列島の主要テフラである阿多カルデラ起源の Ata テフラ (99.3 ± 6.0 ka; Albert et al., 2019) とした。その結果、古いものから Ata, Aso-ABCD, K-Tz, Aso-4, DSP, DKP, Kj-P1, SUn, Sambe-Koyahara, ACP-4, SI, Ko-Fuji, U-Ym, AT, DSs, DHg, DMs, Md-fl (SUK), U-4 (U-Oki), U-3, K-Ah, S2-fl, Th-pd, KGP, B-Tm の計 25 層のテフラが越美山地で検出される可能性のある候補として抽出された。各テフラの岩石学的特徴などの詳細情報については補遺 3 に示した。

3.4. ^{14}C 年代測定

若丸山サイトのコア・ピット壁面、および魚金山サイトのコア中から採取した有機物について、加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代測定を行った。測定数は若丸山サイトのピット壁面から 15 試料、ハンドコアから 8 試料、PPCS コアから 41 試料、魚金山サイトの PPCS コアから 9 試料の、計 73 試料である。また、若丸山サイトの一部の PPCS コアについては、柏原 (2018MS) が計 48 試料の ^{14}C 年代測定を行っており、本研究ではこの測定結果を含めた計 120 試料の ^{14}C 年代値を用いて凹地の年代についての検討を行った。以下、測定を行った試料の選定・抽出、前処理、および AMS 測定の詳細を述べる。

3.4.1. 試料の選定・抽出

一般に、 ^{14}C 年代値は非現地性の古い有機物片の二次堆積により、実際の堆積年代より古い値となる可能性を考慮しなければならないが、本研究で調査対象とする凹地はいずれも稜線上に位置し、集水域をほとんど持たないため、二次堆積によって年代値が実際の堆積年代より大きく古くなる可能性は低いと考えられる。しかしながら、実際に凹地に堆積していた有機物片には葉片、木片、種子、根、炭化物など様々な種類があり、それらの生成・堆積過程の違いによっては数十～数百年程度の誤差、すなわちその有機物片の起源となった植物等が枯死してから凹地に堆積するまでの時間差が生じることを考慮しなければならない。2014～2018 年に若丸山サイトの凹地堆積物に対して実施した計 71 試料の ^{14}C 年代測定結果 (小村, 2014MS, 2016MS; 柏原, 2018MS) によると、層序と年代値の整合率は、葉が 100 %、種子が 92 %、小枝が 89 %、部位不明の木片が 50 %であることが明らかとなった (柏原, 2018MS)。ここで、整合率とは、ある試料の年代値が、その上下で得られた年代値のそれぞれ上限値と下限値の間に収まる確率である。葉や種子に対して小枝や木片の整合率が低い理由として、葉や種子が単年生であるのに対し、小枝は炭素の供給源である樹木と切り離されてから堆積するまでに数年～数十年程度の時間差が生じる可能性が考えられる。また、

木片については、その起源が巨木であった場合、年輪の中心部から最外部、あるいは樹皮のどこに由来するかによって最大で数百年程度の年代誤差が生じる可能性がある。以上より、 ^{14}C 年代測定に関してはいずれのサイトにおいても葉・種子・小枝 (Fig. 3-6) を優先的に測定に供したが、測定に適した単年生の試料が堆積物中から見出されなかった場合、止む負えず木片や他の有機物を測定に供した。これらの測定試料は、現場でのコア記載あるいは壁面観察中に肉眼視できた場合は現場で直接採取し、できない場合は 5.0~2.5 cm 間隔で持ち帰った堆積物中から、室内で実体視顕微鏡とピンセットを用いて選別し、採取した。

また、2019 年以降、加藤ほか (査読中) によるハンドピッキング法によりこれまで有機物の抽出が難しかった粘土層中から 0.1~1.0 mm 程度の粒径を持つ微粒炭を取り出し、年代測定することが可能となった (Fig. 3-7)。ハンドピッキング法の手順は以下の通りである。まず、乾燥機を用いて堆積物を完全に乾燥させたのちに、純水を加えることによって急激に膨潤させ、これを工作用ナイフ (OLFA 社製アートナイフ) の先端に昆虫標本用の針 (志賀昆虫普及社製ステンレス製シガ微針 0.18mm) を取り付けた器具を用いて微粒炭とそれ以外の粒子を実体視顕微鏡下で分離する (Figs. 3-7a, b)。上記作業が完了したものを再度乾燥機で乾燥させ、水彩用の筆 (ぺんてる社製ネオセーブル丸 0 号細) を使用して、微粒炭 (Fig. 3-7c) を粘土層から抽出する。なお、後述の AMS 測定で測定を行うことができる最低重量は乾燥重量で約 1 mg であるが、炭素含有率が高い炭化物であった場合は 0.6~0.8 mg 程度でも測定を行うことが可能である。若丸山サイトの PPCS コアから得られた ^{14}C 年代値の一部は、このハンドピッキング法によって採取された微粒炭の年代値である。

3.4.2. 前処理と AMS 測定機関

選定・抽出した試料について前処理 (酸・アルカリ・酸処理) を実施したのち、グラファイト化、カソード詰め、および AMS 測定を実施した。

前処理とは、測定対象の有機物に付着した炭酸塩および水溶性炭素（フミン、フミン酸）を取り除くことを目的に行う化学処理である。まず、1 mol/L 濃度の塩酸を用いて、試料を 30～60 分、60～80°C に加熱しながら反応させる。その後純水を用いて中性にしたのち、水酸化ナトリウムを用いて同様に加熱しながら反応させる。水酸化ナトリウムの濃度を小さい濃度（0.01 mol/L 程度）から徐々に高い濃度へ上げ、試料の反応がほとんどなくなった段階でこの処理を終了する。この際、試料を完全に溶かしてしまわないように濃度、加熱温度、時間を適宜調節した。最終的に水酸化ナトリウムの濃度が 1 mol/L に達したものは AAA、達さなかったものについては AaA とし、結果の表に記載した。その後、再度 1 mol/L 濃度の塩酸を用いて、試料を 30～60 分、60～80°C に加熱しながら反応させ、純水を用いて複数回すすぎ、中性になったことをリトマス紙で確認し、試料を乾燥させ、前処理を終了する。ここまでの作業は、試験管と加熱器（アルミバス）を用いて行った。

前処理後の試料は、秤量の後、触媒とともに燃焼させ、グラファイト化を行う。以上の作業はガラス真空ラインで行い、生成されたグラファイトを金属製のカソードに詰め、加速器質量分析（AMS）測定を行う。AMS 測定は独立行政法人日本原子力研究開発機構（JAEA）東濃地科学センター、（株）加速器分析研究所、東京大学総合研究博物館放射性炭素年代測定室、および山形大学高感度加速器センターの 4 か所の機関で実施したが、機関によって前処理から測定までのプロセスが若干異なるため、以下に機関ごとに詳述する。

JAEA 東濃地科学センターで測定した試料（試料 ID が JAT もしくは UNK から始まる試料）については、同センターの夏季休暇実習を利用して測定を行った。夏季休暇実習とは、主に学生を対象とし、¹⁴C 年代測定の原理と各処理の手順を学びながら、実習者がそれぞれ持ち寄った試料の年代測定を実際に行う実習で、毎年募集が行われるものである。これらの試料については、前処理を同センターで実施し、以降のグラファイト化から AMS 測定までは同センターの職員に依頼した。

(株) 加速器分析研究所で測定した試料 (試料 ID が IAAA から始まる試料) については前処理を含めた全ての処理・測定を依頼した。

東京大学総合研究博物館放射性炭素年代測定室で測定した試料 (試料 ID が TKA から始まる試料) については、同博物館の共用事業制度を利用して測定を行った。これらの試料については前処理からカソード詰めまでを同測定室で実施し、AMS 測定は同測定室の職員に依頼した。前処理からカソード詰めは柏原真太郎氏が行った。

山形大学高感度加速器センターで測定した試料 (試料 ID が YU から始まる試料) については、前処理を電力中央研究所内で実施し、以降のグラファイト化から AMS 測定は同センターの職員に依頼した。

3.4.3. 暦年較正とベイズ推定

得られた ^{14}C 年代については、Reimer et al. (2013) の暦年較正曲線 IntCal13, および暦年較正プログラム OxCal v4.3 (Bronk Ramsey, 2017) を用いて暦年較正を行った。イベント層準や凹地堆積物基底の年代を制約する際には、同じく OxCal v4.3 を使用してベイズ推定を行った。ベイズ推定とは、測定試料の層序関係から、各年代値に新旧の制約条件を与えることにより、各試料についてより確からしい年代の確率密度分布を導き出す手法であり、近年第四紀学や、古地震学、考古学の分野で広く用いられる (例えば、Biasi and Weldon, 1994) 。OxCal プログラムは Oxford 大学の研究グループがオンライン上で無料公開しているもので、得られた ^{14}C 年代の他に年代既知の火山灰やイベント堆積物の年代を入力し、層序の制約を与えることでより確からしい年代推定を行うことが可能で、逆に年代が未知の火山灰層やイベント層の年代の確率密度分布を求めることも可能である。また、プログラム上では入力する ^{14}C 年代に様々な制約を与えるコマンドが用意され、堆積状況によってそれらを使い分けることができる。本研究では、下位の地層が上位の地層よりも古いことが確実な場合、各年代値の上下関係の制約を与えた層序モデル (Sequence; Bronk Ramsey, 1995) を用い、擾乱

が予想される堆積物や、試料採取位置の相対的な上下関係が判定できない試料に対しては、それらを一様にグループ化して1つの年代値として扱う一様モデル (Phase; Bronk Ramsey, 2009) を使用した。OxCal ソフトウェア使用方法の詳細は OxCal のホームページに記載されている (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>)。あるいは、各コマンドの詳細は東京大学総合研究博物館の大森貴之特任研究員が日本語に翻訳したホームページが詳しい (https://www.nendai.nagoya-u.ac.jp/research/oxcal/manual/oxcalhelp/hlp_contents.html)。以上の暦年較正年代およびモデル年代はいずれも $\pm 2\sigma$ (95.4 %の信頼区間) の値で結果に示した。本研究では、暦年較正していない ^{14}C 年代値を yr BP, 年代較正した ^{14}C 年代値については cal BP と記し、区別している。ベイズ推定で用いた OxCal コードは、補遺 6 の Text. S1-S18 に示した。

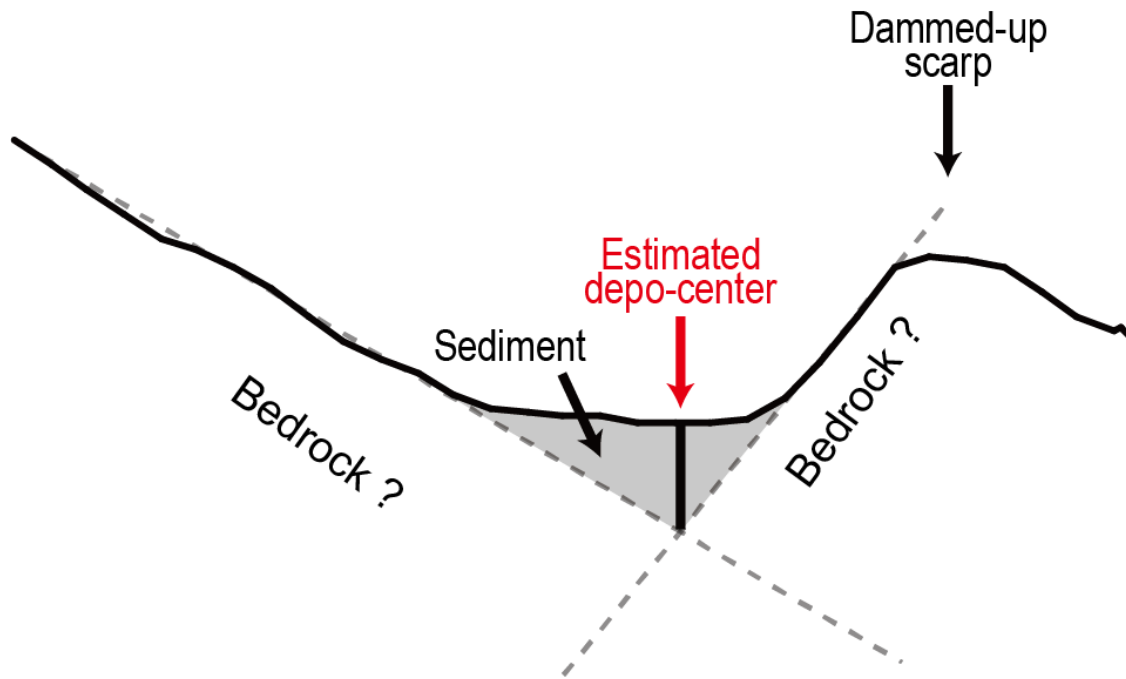


Fig. 3-1. A method for estimating the location of the depocenter from geological cross-sections.

a Hammer-impact hand corer



d Sampler and linear tube of PPCS



b Pit E1 at the Wakamaru-yama site



e Bit and core-catcher of PPCS

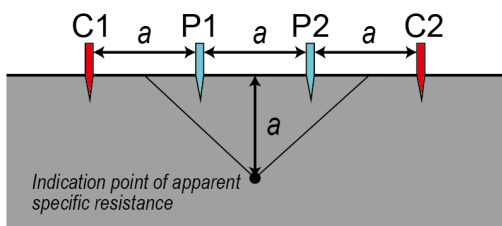


c Portable percussion coring at the Wakamaru-yama site

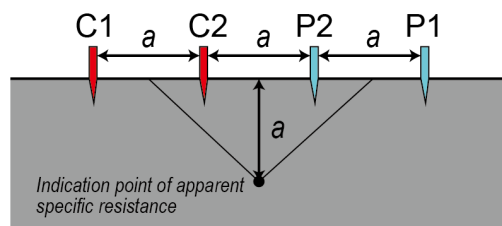


Fig. 3-2. Photographs showing field methods and equipment of this study. (a) Hand coring at the Wakamaru-yama site. (b) Pit excavation at the Wakamaru-yama site. (c) Percussion coring at the Wakamaru-yama site. (d) Sampler and linear-tube of the PPCS. (e) Bit and core-catcher at the tip of the sampler.

a Wenner array



b Eltran array



c Dipole-Dipole array

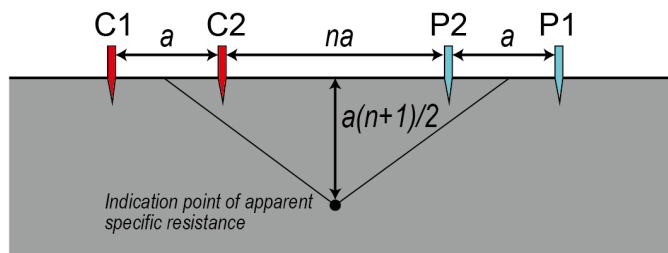


Fig. 3-3. Schematic illustration of the three types of (a) Wenner array, (b) Eltran array, and (c) Dipole-Dipole array. C1, C2 show current electrode, and P1, P2 show Potentiostatic electrode.

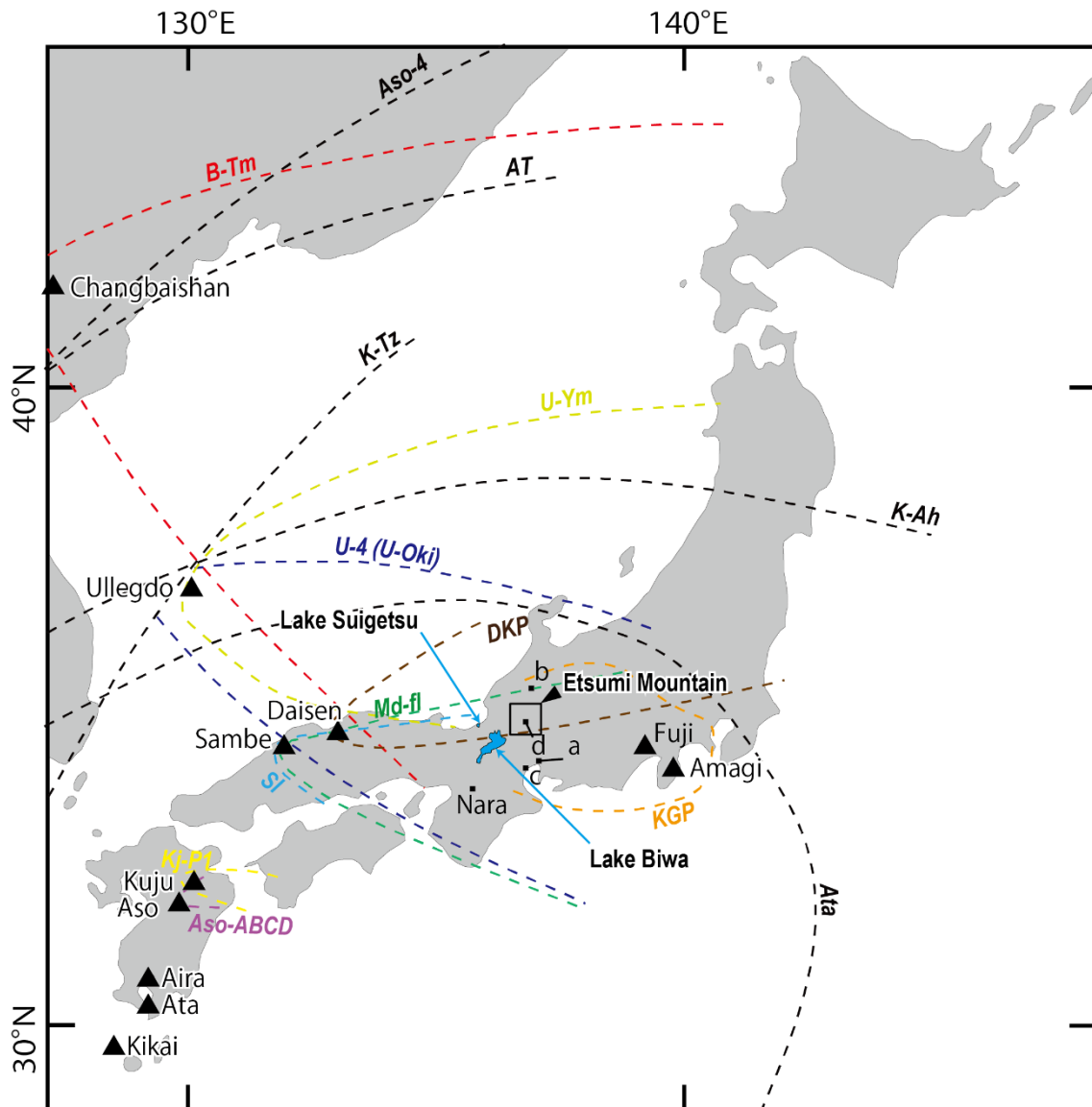


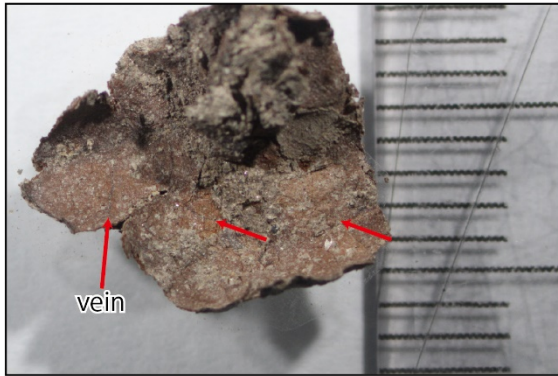
Fig. 3-4. Isopachs of major tephras associated with our study site. Most of the isopachs are based on Machida and Arai (2003), but the KGP, B-Tm, and Md-fl are slightly modified based on recent studies (McLean et al., 2016, 2018, 2020; Maruyama et al., 2020). The colorful dashed lines indicate the detective limit of tephra-fall (>0 cm).

Type	Type A	Type B	Type C	Type D	Type E	
Photograph of typical glass shards (This study)						
Characteristics	<i>McLean et al. (2018)</i>	<i>Platy</i> 	<i>Cusped</i> 	<i>Fluted</i> 	<i>Vesicular</i> <i>Microvesicular</i> <i>Pumiceous</i> 	<i>Blocky</i>
	<i>Yoshikawa (1976)</i> <i>Maruyama et al. (2019)</i>	<i>Bubble wall</i> 	<i>Inter-mediate</i> 	<i>Porous or pumiceous</i> 	<i>Irregular</i> 	
	<i>Machida and Arai (2003)</i>	<i>Tabular</i> 	<i>Y-shaped</i> 	<i>Fiber</i> 	<i>Sponge</i> <i>ch (opaque)</i> 	<i>ch (clear)</i>

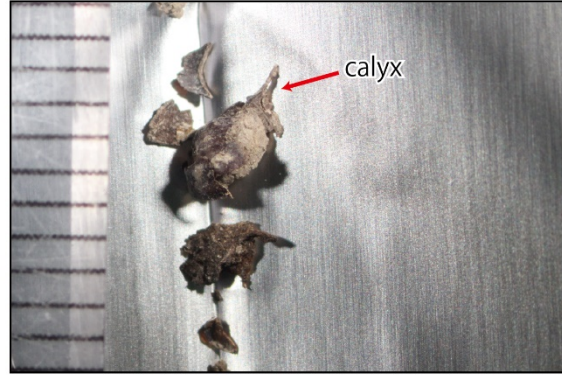
© The Geological Society of Japan

Fig. 3-5. Classification of volcanic glasses used in this study based on their morphology. The bottom three rows show the correlation to those of previous studies of McLean et al. (2018), Yoshikawa (1976), and Machida and Arai (2003).

a leaf



b seed

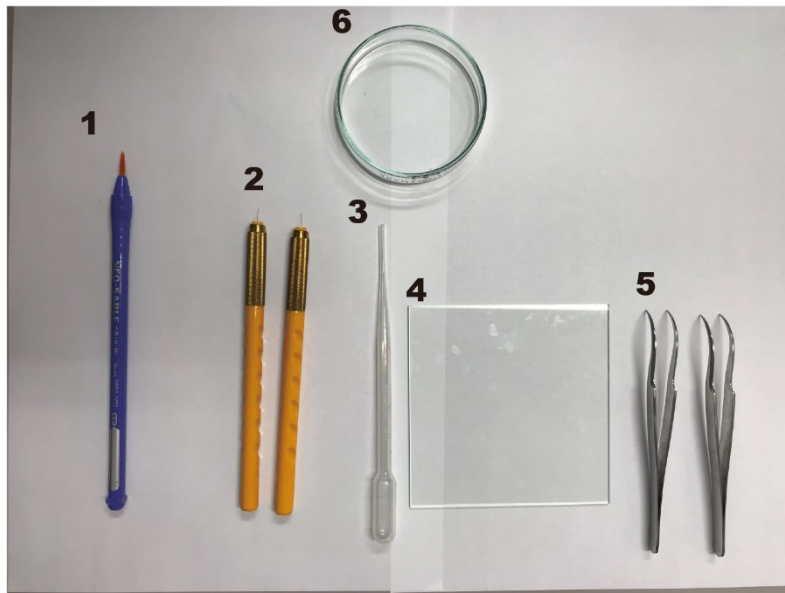


c twig

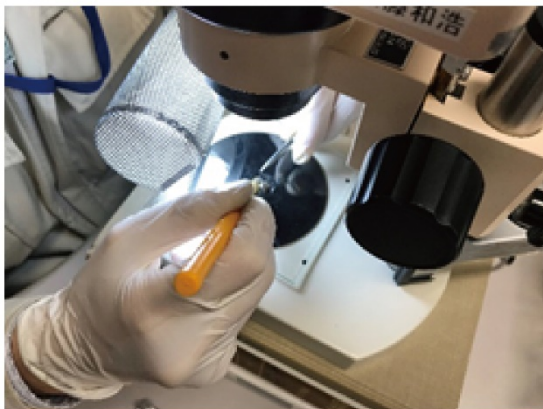


Fig. 3-6. Photomicrographs of plant fragments for radiocarbon dating. To avoid reworked materials that yield older ages than those of their buried, we principally picked up (a) leaf, (b) seed, and (c) twig.

a equipment used for hand-picking method



b operation of the loosening and hand-picking



c micro charcoals identified in bulk organic sediment

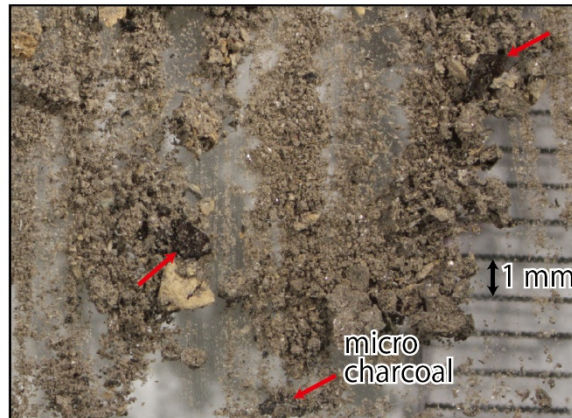


Fig. 3-7. Photographs showing a hand-picking method (Kato et al., under review). (a) Equipment used in this method: 1, a paintbrush (Efude-neo-sable No. 0, thin-type); 2, insect-pin (Shiga-conchu, small stainless 0.18 mm thickness); 3, sputit; 4, glass sheet (100 mm*100 mm) ; 5, pin set; 6, schale. (b) Loosing and hand-picking on the stereoscopic microscope. (c) Target microcharcoals in the loosed bulk sediment.

Table 3-1 List of wide-area tephtras expected to be detected in the Etsumi Mountains

Candidate tephtras	Source volcano or caldera	Age	Characteristics of volcanic glass				Range of refractive index of glass (Mode)	Characteristics of heavy minerals	Correlation with Biwako tephtras	
			McLean et al. (2018, 2020)	Maruyama et al. (2019)	Machida and Arai (2003)	This study			Satoguchi et al. (2008)	Takemura et al. (2010) Danhara et al. (2010)
B-Tm	Changbaishan	AD 946* ¹	C, V	-	pm, bw	Type B, C	1.511-1.522 (1.515-1.520)* ^y	few heavy minerals		
KGP	Amagi	3227-3129 cal BP* ²	C, F, V	-	pm	Type B, C	1.493-1.503 (1.499-1.502)* ^y	Gamp, Opx* ^y	BT1	Kg
Th-pd	Sambe	4036±32 cal BP* ³	PU, MV, MI	irr > pm	-	Type D, E	1.493-1.502 (1.499-1.500)	Gamp>Opq, Bt	BT2 ?	S-Oh
S2-fl	Sambe	5501±20 cal BP* ³	PU, MV, MI	irr	-	Type D, E	1.494-1.499 (1.496-1.497)	Gamp>Opq, Bt		
K-Ah	Kikai	7303-7165 cal BP* ⁴	PL	bw, pm > im	bw, pm	Type A, B	1.510-1.516 (1.511)	Opx>Cpx	BT3	K-Ah
U-3	Ullegdo	8455-8376 cal BP* ²	MV	-	pm	Type C	1.518-1.523 (1.519-1.523)* ^y	Bt>Cpx* ^y		
U-4 (U-Oki)	Ullegdo	10,230-10,171 cal BP* ²	MV	pm > im	pm	Type C	1.521-1.525 (1.523)	Bt>Cpx	BT4	U-Oki
Md-fl (SUK)	Sambe	19,551±80 cal BP* ³	-	pm, irr	pm	Type C, D	1.497-1.501 (1.499)	Gamp>Bt	BT5	Sakate
DMs	Daisen	28,449±78 cal BP* ³	-	pm, irr > im, bw	pm	Type B, C	1.499-1.505 (1.502)	Opx>Opq>Gamp	BT7 ?	
DHg	Daisen	28,888±72 cal BP* ³	-	pm, irr > im	pm	Type C, D	1.501-1.505 (1.503)	Gamp>Opx>Opq	BT8 ?	DHg
DSs	Daisen	29,830±96 cal BP* ³	-	pm, irr	pm	Type D	1.502-1.505 (1.504)	Gamp>Opx>Opq	BT9 ?	DSs
AT	Aira	30,009±189 cal BP* ³	PL	bw, pm > im (Bottom) bw, pm > im > irr (Top)	bw, pm	Type A, B	1.497-1.501 (1.500)	few heavy minerals	BT10	AT
U-Ym	Ullegdo	40,332-39816 cal BP* ⁵	MV	-	pm	Type C	1.518-1.524 (1.521-1.523)* ^y	Gamp* ^y		
Ko-Fuji	Fuji	43,713±300 cal BP* ³	F, V, PL	irr	-	Type B, C	-	Opx>Cpx>Ol	BT 14 ?	
SI	Sambe	46,295±418 cal BP* ³	PU, MV, F	pm > irr > im	pm	Type C, D	1.499-1.502 (1.500)	Bt>Gamp	BT15	SI
ACP-4	Aso	49,974±337 cal BP* ⁴	F, C	pm > im > bw	no glass	Type B	1.506-1.512 (1.510)	Bt>Gamp>Opq, Opx		
Sambe-Koyahara ?	Sambe	50,929±378 cal BP* ⁴	-	irr > pm	-	Type D, E ?	1.495-1.500 (1.496)	Gamp>Bt		
SUn	Sambe	53.8±0.3 ka* ³	-	pm, irr > im	no glass	Type D, E ?	1.494-1.498 (1.496)	no heavy minerals		
Kj-P1	Kuju	54.4±1.6 ka* ³	-	pm, im > irr	pm	Type C, D, E ?	1.499-1.502 (1.501)	Gamp		
DKP	Daisen	59.6±5.5 ka* ³	-	pm > im, irr pm, im, irr > bw	pm	Type C, D, E ?	1.497-1.512 (1.503-1.509)	Gamp>Opx, Opq	BT19 ?	DNP or DAP ?
DSP	Daisen	61.1±5.9 ka* ³	-	pm > irr > im	no glass	Type C, D, E ?	1.506-1.521 (1.514-1.517)	Gamp>Opx		
Aso-4	Aso	86.4±1.1 ka* ³	-	bw, pm, im > irr	bw, pm	Type A, B, C	1.508-1.513 (1.509, 1.512)	Opx>Gamp, Opq, Ap	BT22	Aso-4
K-Tz	Kikai	97.5±4.8 ka* ³	-	bw, im, pm	bw, pm	Type A, B	1.498-1.501 (1.500)	few heavy minerals	BT25	K-Tz
Aso-ABCD	Aso	97.9±6.0 ka* ³	-	pm > im, bw > irr	-	Type B, C ?	1.515-1.526 (1.516)	Ap>Opx		
Ata	Ata	99.3±6.0 ka* ³	-	bw > pm, im	bw, pm	Type A, B	1.510-1.513 (1.511)	few heavy minerals		Ata

Age; *¹ Oppenheimer et al. (2017), *² McLean et al. (2018), *³ Albert et al. (2019), *⁴ Smith et al. (2013), *⁵ McLean et al. (2020)

Characteristics of volcanic glass; PL:Platy, C: Cuspate, F: Fluted, V: Vesicular, MV: Microvesicular, PU: Pumiceous, MI: Microlite Inclusion, bw: bubble wall type, im: intermediate type, pm: pumice type, irr: irregularly shaped type

Characteristics of heavy minerals; Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Gamp: greenish amphibole, Opq: opaque minerals, Bt: biotite, Ol: olivine, Ap: apatite

*^y marked samples are based on Machida and Arai (2003). -: no data

第4章

若丸山サイトにおける山体重力変形の 形成・成長イベントとその年代

4.1. 若丸山周辺の地形・地質と山体重力変形地形の分布・特徴

若丸山サイトは越美山地最高峰の能郷白山（1617m）と若丸山（1286m）を結ぶ稜線上に位置し、東西方向の稜線上に約 30 の重力性凹地が集中する（Fig. 4-1）。既存の空中写真判読（鈴木・杉戸, 2010；金田ほか, 2018b）により、若丸山サイトに極近接する位置に根尾谷断層が推定されているが、1891 年地震時に地表地震断層がこの周辺で出現したかどうかは不明である。また、若丸山サイトの約 2 km 北東には根尾谷断層と同じ北西—南東走向を持つ温見断層が存在し、少なくとも旧温見集落（Fig. 4-1）から北西の区間では 1891 年地震時に地表地震断層が出現した（大森, 1894；松田, 1974）。空中写真判読に基づく地すべり地形分布図（清水ほか, 1998）によれば、若丸山サイト周辺の特に根尾谷断層と温見断層の間には多数の地すべり地形が分布しているものの（Fig. 4-1）、稜線上に山体重力変形を示す山向きや谷向きの小崖は判読されていない。

Kaneda and Kono（2017）は航空レーザー測量データによる MPI 赤色立体地図ステレオペアを用いた実体視地形判読により、若丸山サイトの植生下に多数の山体重力変形地形が存在することを明らかにした。本研究では同様の実体視判読手法を用い、判読範囲をさらに北の福井県側へ広げるとともに、より詳細な山体重力変形地形の判読を行った（Fig. 4-2）。判読された重力性小崖は約 100 条に及び、稜線上のものは稜線と平行な N90°W（東西）から N70°W 走向を持つ（Fig. 4-3a）。そのほとんどは北側に凸の弧状の平面形態を持ち、南側が相対的に低下する。山体の北側斜面、南側斜面、稜線上で重力性小崖の分布と形態に差があり、北側斜面には Loc. 1 付近に認められた一部の崖を除き、重力性小崖がほとんど分布しない。調査地北東の Loc. 2 には滑落崖と地すべり移動体が存在するものの、北方向への崩壊であるため、南側への主すべり面とは直接的関係はないと考えられる。一方、南側斜面には北側斜面と異なり小規模なものも含めて約 50 条に及ぶ重力性小崖が分布する。その多くは、相対的に南側が上昇する山向き小崖であり、稜線上のものとは変位方向が逆である。これらの小崖は、斜面の上部が南側に向かって倒れこむトップリング構造（大八木・横山, 1996；

Yokoyama, 2020)によって形成された北傾斜のすべり面を持つ小崖と考えられる (Fig. 4-3b). 稜線を跨ぐ南北の地形断面 (Fig. 4-3b) によると、北側斜面は急である一方、南側斜面は傾斜が緩く外側に膨らむ非対称な断面となっている。これは山体重力変形に伴う斜面の膨らみ (bulging; Chigira, 1992) を反映しているものと考えられ、山体重力変形は南側への潜在すべり面に伴って発生し、重力性小崖の分布からその変形範囲は東西に約 750 m、南北に約 750 m、南側の谷底までの高低差約 500 m に及ぶ (Figs. 4-1, 4-3a) .

稜線上とその周辺には、南落ちの複数の重力性小崖が列を成して分布し、その総数は 30 に及ぶ (Figs. 4-3a, 4-4) . 崖の規模は長さ 10~200 m、比高 0.5~5.0 m 程度で、ほとんどの小崖は北側を向く谷頭を切断する形で凹地を形成する。一方で、少数であるが Loc. 4 のように地形図上は斜面をせき止める明瞭な崖が存在しない凹地や、Loc. 5 など南側斜面にも凹地が存在する (Fig. 4-4) . 本研究では、若丸山全体の山体重力変形発達過程を復元することを目的とし、稜線上の比較的連続性が良く、比高が大きい 7 条の重力性小崖とそれに伴う計 9 ヶ所の重力性凹地を対象に掘削調査を実施した。これらの凹地はいずれも表層が泥炭質な堆積物で覆われた湿地であり、一部は現在も湛水している湖沼環境である。したがって、¹⁴C 年代測定による年代決定が期待でき、凹地の形成年代、あるいは成長履歴を高精度に復元できる可能性がある。本研究では調査対象とした崖および凹地を、それぞれ東から西に向かって崖 1~7、凹地 A~I と呼ぶ。また、結果説明の都合上、凹地を東部、中部、西部の 3 つに区分した。凹地 A~D は東部、凹地 E, F は中部、凹地 G~I は西部に属する (Fig. 4-4) . このうち凹地 F と凹地 H は凹地内の崖または小規模な地すべりにより上流側と下流側の 2 つの凹地に分かれている (凹地 Fu と Fd, 凹地 Hu と Hd) .

さらに、稜線の北東には、根尾谷断層による断層変位地形も複数認められた。逆向き低崖・風隙・小河谷の左屈曲が断続的に分布し、これらに基づき根尾谷断層の断層線を認定した (Fig. 4-3a) . 判読された断層の位置と走向 (N35°-40°W) は既存の空中写真判読 (鈴木・杉戸, 2010; 金田ほか, 2018b) による根尾谷断層と基本的に一致する。ただし、Fig. 4-3a に

示される風隙 (Loc. 1) や逆向き低崖 (Loc. 3) 等は, 本研究で初めて認定した断層変位地形であり, 斜面上の新鮮な山向き低崖は, ごく最近に地表地震断層が出現した可能性を示唆する. なお, 金田ほか (2018b) は Fig. 4-3a の北縁から北西に向かってさらに約 1.5 km 根尾谷断層が続くものと判読している.

1:25,000 既存地質図 (中江ほか, 2015) によると, 若丸山サイトの山体の大部分は湯尾コンプレックスと呼ばれる美濃帯の泥質混在岩で構成され, 稜線付近には糸生層と呼ばれる前期中新世の安山岩火山角礫岩, 凝灰角礫岩および礫岩が分布しており, 下位の美濃帯堆積岩類に対しキャップロック構造を成す (Fig. 4-1a の挿入図). また, 同地質図の Fig. 4-3a の範囲には地質断層としても活断層としても根尾谷断層は示されていない. しかし, 小嶋智教授に提供していただいた地表踏査結果によると, 地形判読で断層変位地形と認定した風隙 (Fig. 4-3a の Loc. 3) 周辺で, 南西側が美濃帯に属すると考えられる堆積岩類, 北東側が新第三紀に属すると考えられる安山岩類の地質境界を示す断層露頭が確認された. すなわち, 若丸山サイト付近の根尾谷断層は地質断層としても存在しており, 古くから繰り返し活動していることが示唆される. また, 同地表踏査結果と既存地質図 (中江ほか, 2015) による走向・傾斜情報によると, 少なくとも稜線北側の美濃帯堆積岩類は基本的に高角 (約 70°) の北傾斜をなす (Fig. 4-3). 一方, 南側斜面には, 既存地質図では美濃帯の泥質混在岩が分布するとされるが, 地表踏査を行っていないため詳細な表層地質やその姿勢は不明である. 糸生層火山岩類が分布するとされる稜線上には, 既存地質図通り, 緑灰色の凝灰角礫岩や玉ねぎ状風化を示す安山岩などの火山岩類が認められた (Fig. 4-4 の Locs. 7-9) 一方で, 下位に存在するはずの砂岩や泥岩, 石灰岩を含む美濃帯と思われる堆積岩類 (Fig. 4-4 の Locs. 10, 11) も確認された. このように数十~百 m の狭い範囲で複数の岩種が露出する原因は不明であるが, 侵食や山体重力変形によって稜線上にあった火山岩類が削剥され, その下位の美濃帯堆積岩類の一部が地表に出現した可能性がある.

4.2. コア掘削およびピット掘削結果

掘削調査を行った計9ヶ所の凹地 (Fig. 4-4) のうち、3箇所の凹地 (凹地 A, B, C, D) で各凹地につき1本ずつのハンドコアを採取した。そのうち2本のハンドコアは柏原(2016MS)によって掘削・記載されたものである。その他の8箇所の凹地 (凹地 D, E, Fd, Fu, G, Hd, Hu, I) では、計10本のPPCSコアを得た。そのうち4本のPPCSコアは柏原(2018MS)によって掘削・記載されたものである。さらに、凹地 E と凹地 Fd ではそれぞれ群列のハンドコア掘削とピット掘削調査を実施した。

採取した各凹地のコアを東西走向に並べたものを Fig. 4-5 に示す。ただし、凹地 E と凹地 Fd で実施した群列のハンドコアの結果はここには示していない。一部凹地の基底まで達していないコアもあるものの、採取した中で最も長いコアは凹地 E で掘削した 4.17 m であった (wk-p-01)。いずれの凹地も基本的に3種類の堆積物で構成され、上位から泥炭層、灰色の粘土層、黄褐色のシルト層が認められ、その下位には風化した基盤岩、もしくは礫層が存在する。ただし、凹地によってそれぞれの堆積物の厚さ、出現深度は異なる。

本研究ではまず、複数の掘削手法を適用し、凹地の詳細な構造を明らかにした稜線中央付近の凹地 E, Fd, Fu の結果について記述し、次いで東部、西部の順に各凹地の掘削結果について述べる。

4.2.1. 掘削結果：稜線中央付近

稜線の中央付近には崖 4 によってせき止められる比較的規模の大きい凹地 E と、下流側と上流側の2つに分かれる凹地 Fd, 凹地 Fu の主に3つの凹地が分布する (Fig. 4-4)。以下、凹地 E, 凹地 Fd, 凹地 Fu の順に掘削調査の結果を記す。

4.2.1.1. 凹地 E

凹地 E は、調査を行った凹地群の中心付近に位置し、南側に頂点の1つを向けた三角形の平面形態を持つ (Figs. 4-4, 4-6)。N35°W 程度の方角に伸びる崖 4 にせき止められ、崖 4

は稜線上の崖の中でも最も連続性の良いものの1つで、その長さは約 280 m である。三角形の平面形態と凹地の南北に谷が続くことから、凹地形成以前から存在する谷頭を切断することで南側が相対的に低下し、凹地が形成されたと考えられる。凹地は南北方向に約 20 m、東西方向に約 17 m の規模で、表面積は約 100 m² である。せき止める崖 4 の比高は約 2.0 m で (Fig. 4-6a の挿入図)、平時の凹地表面は湛水しておらず、湿地化している (Fig. 4-6b)。凹地の北東には明瞭な開析谷 (排水河谷) が形成され、豪雨時にはここから表面の流水が排出される。

まず凹地の大局的な地下構造を把握するために、崖 4 に直交する方向に測線 E-E' を設定し (Fig. 4-6a)、この測線に沿う群列のハンドコア掘削を実施した。以下、それらのコアを掘削した順に wk-01-1, 2, 3...8 と呼ぶ。さらに測線 E-E' と崖 4 の交差部にあたる崖の基部でピット掘削調査 (長さ約 2.3 m、幅約 1.0 m、深さ約 1.4 m) を実施し (ピット E1)、ピットの基底から 1 本のハンドコア (wk-01-9) を掘削した。また、凹地堆積物の陸上への連続性を確認するために E-E' 測線の南端部にあたる凹地の端においてもピット掘削 (長さ約 2.5 m、幅約 0.5 m、深さ約 0.7 m) を実施した (ピット E2)。

一方、ハンドコア掘削では引き上げ時にコアサンプルの抜け落ちが度々発生し、凹地深部の構造と基底の深度を明らかにすることができなかつたため、柏原 (2018MS) はピット E1 の東縁から 0.9 m 東かつ崖 4 の基部から崖と直交方向に 1.0 m 離れた、凹地の堆積中心と考えられる地点で PPCS を用いたコア掘削を実施した (wk-p-01; Fig. 4-6a)。さらに、wk-p-01 が東西方向に沿って凹地の堆積中心を捉えているかどうかを比較・検討するために、wk-p-01 掘削地点から東方向に 4.8 m 離れた、より排水河谷に近い地点においても 1 本の PPCS を用いたコア掘削を行った (wk-p-08; Fig. 4-6a)。以下、ハンドコアとピット掘削に基づく凹地全体の地下構造、PPCS コアに基づく凹地の堆積中心の推定および凹地 E 形成イベント層の認定、崖成長イベントの認定、各イベントの年代論について順に述べる。

4.2.1.1.1. 凹地全体の地下構造

ハンドコアでは地表からの最大深度 2.5 m までのコアサンプルを採取した。一方、柏原 (2018MS) による PPCS を用いた掘削では、全長 4.17 m のコア (wk-p-01) の採取に成功した。さらに深部については PPCS の打撃力でも掘削が不能であったため、礫層ないし基盤岩に達したと考えられる。

ハンドコア、ピット E2、および wk-p-01 に基づく、E-E'測線に沿った凹地部分の推定地下構造を Fig. 4-7 に示す。ここで示す wk-p-01 は、約 2 m 東に離れた地点 (Fig. 4-6a) の地下地質情報を測線 E-E'に投影したものである。なお、ピット E2 のフォトモザイクについては補遺 4 の Fig. S2a に示す。凹地は、上位から主に厚い暗褐色泥炭層、比較的薄い無機質な灰色粘土層、および無機質な黄褐色シルト層の 3 種類の堆積物で埋積され、かつ北側に向かいそれぞれの堆積物の厚さが増す非対称な形態を示す。

上位の泥炭層 (ユニット E10-E71) は、凹地を構成する堆積物の大部分を占め、主として葉片、小枝、種子、木片などの未分解の植物片で構成される (Fig. 4-7)。これらは観察のために表面を削り、大気に触れて少し経つと黒色へと変化する特徴を持つ。泥炭層の厚さは崖の基部付近では少なくとも 3.3 m に及ぶが、泥炭層は凹地南側に向かって徐々に薄層化し、水平グリッド 0.7 m 付近でせん滅する。泥炭層を構成する植物片は現在の凹地表面にも豊富に存在することから、現在と同様の湿地環境がある時代から現在まで続いていることを示す。一方で、泥炭層中には薄い灰色粘土層 (ユニット E21) や砂層 (ユニット E22)、礫層 (ユニット E41, E61) などが挟まり、湿地環境が続く中で一時的に堆積環境が変化する、もしくは堆積物が流入したイベントの存在を示唆する。

泥炭層の下位には、無機質な灰色粘土層 (ユニット E80) が分布する (Fig. 4-7)。崖に近い wk-p-01 では、深度約 3.6 m より深い部分には礫がやや多く含まれる (ユニット E81) ものの、全体的には無機質で淘汰の良い粘土で構成される。灰色粘土層は北側に向かって層厚を増し、wk-01-4 では約 30 cm、wk-p-01 では約 70 cm になる。上位の泥炭層ほど明瞭ではな

いが、灰色粘土層も非対称の形態を示す。凹地南側へ向かって薄層化し、上位の泥炭層と同様、水平グリッド 0–1.0 m 付近でせん滅する。灰色粘土層は、凹地がかつてある程度水深のある湖沼環境であったことを示唆し、上位の泥炭層との境界は有機質粘土層を挟んで遷移的であることから、湖沼が徐々に埋積され、あるいはガリーの発達により排水され、現在のような湿地環境へと徐々に変化したことが推測される。なお、灰色粘土層の基底には厚さ 0.5~1.0 cm の赤褐色層が認められる (Fig. 4-7 の挿入図)。これは、湖底に濃集した酸化マンガンを由来すると考えられ、類似した堆積物は閉塞した静水環境で報告される場合がある (例えば, Löfgren and Boström, 1989)。

少なくとも凹地の wk-01-4 より南側では、赤褐色層を挟んで灰色粘土層の下位に、礫を含む黄褐色シルト層 (ユニット E90) が確認された (Fig. 4-7)。黄褐色シルト層は下位になるほど礫の含有量が多くなり、その層厚は少なくとも 30 cm 以上である。ピット E2 では、この黄褐色シルト層は上位の泥炭層および灰色粘土層とは異なり、せん滅せずに南側の斜面へと続く。このことから、黄褐色シルト層は凹地を埋める堆積物ではなく、凹地形成以前から山地斜面を覆っていた風成堆積物と考えられる。類似した層相の風成シルト層は、いわゆるローム層として根尾川沿いや近畿地方一帯の段丘上に堆積していることが知られている (例えば, Kaneda and Okada, 2008; Ishimura and Kakiuchi, 2011)。風成層が堆積するためには段丘のような平坦な地形面が必要であり、したがって凹地形成以前の若丸山サイトの稜線上も、風成堆積物が保持される平坦面ないし緩斜面であった可能性が高い。

一方、堆積中心に近い凹地北部 (wk-p-01) では、灰色粘土層と黄褐色シルト層の間に灰色粘土を基質とする礫層 (ユニット E81) が認められた。また、その下位には、黄褐色礫層 (ユニット E82) が存在する。これらの礫層は、崖錐 (colluvial wedge) 堆積物、もしくは凹地形成以前から存在する谷埋堆積物の可能性がある。なお、黄褐色シルト層のさらに下位について、凹地の南側では、礫の含有量が多くなる、もしくは礫のサイズが大きくなることによって、ハンドコアラーでは掘削が困難となり、その詳細は不明である。

凹地 E の環境変化をまとめると、かつて風成堆積物が堆積する程度の平坦面ないし緩傾斜面であり、その後、崖の形成によって湖沼が形成し、灰色粘土層を堆積させた。徐々に湖沼は埋積が進む、ないし開析により排水が進むことで現在のような湿地環境に変化したと考えられる。ただし、堆積中心に近い凹地北部では底部に礫層が認められたことから、凹地形成以前から周辺の礫が濃集する谷底であった可能性もある。

なお、以降で説明する若丸山サイトの他の凹地、あるいは若丸山サイトに限らず越美山地のほとんどの山上凹地では、凹地は上位から泥炭層・灰色粘土層で埋められる共通の特徴を持つ。大規模で静穏な湖の湖底に、いわゆる年縞と呼ばれる葉理を持った灰色～暗灰色の粘土層が堆積する仕組みについては、碎屑粒子の供給や季節性の酸化還元環境の変動、生物生産量等の観点から多くの研究が解明を試みているものの（例えば、Anderson and Dean, 1988; O'sullivan, 1983）、若丸山サイトのような小規模な山上凹地において淘汰の良い細粒な灰色粘土層が堆積する確実な理由は現在のところ明らかになっていない。一方で、山上に限らず地震時に活断層上に形成される断層凹地（sagpond）に類似の特徴を持つ粘土層が堆積する場合がある。若丸山サイトのごく近傍の温見断層のトレンチ調査（Fig. 4-1）では、断層を跨いで低下側の堆積物中に比較的無機質な灰色粘土層が認められた（吉岡ほか, 2001, 2002）。2011年に福島県で発生したいわき浜通り地震において、活動した井戸沢断層上には複数の湛水した断層凹地が形成され、地震後にいくつかの地点で行われたトレンチ調査やボーリング調査ではその地下に灰色粘土層が認められた（Toda and Tsutsumi, 2013; 丹羽ほか, 2013）。これらの灰色粘土層は過去の地震時に形成された断層凹地で堆積したものと考えられている。このように、規模が小さくとも、閉塞し湛水した凹地では灰色粘土層が堆積することが知られており、そのメカニズムとしては水深があることでその水面に落下する葉や小枝などの植物片がその表面を移動し、いわゆる湖底には流水に伴って周囲から供給された細粒物のみが堆積し、これが灰色粘土層の由来となる可能性が考えられる。一方で、埋積が進むことで地表に流水がない湿地環境になると、落下した植物片は移動が難しくなるため、現位

置で積み重なることしかできなくなる。このように、凹地に灰色粘土層か泥炭層か、どちらが堆積するかについては、表面が湛水しているかどうかが高確率である可能性が高い。

4.2.1.1.2. 堆積中心位置の推定および凹地 E 形成イベント層準の認定

凹地の正確な形成時期推定のためには堆積中心でコアを採取することが重要である。測線 E-E'測線上の群列コア掘削により、少なくともこの測線上では、崖の基部に近い凹地北側の wk-p-01 周辺に堆積中心が存在することが明らかとなった (Fig. 4-7)。しかし凹地の東西方向における基底の深度変化については、wk-p-01 掘削地点から 4.8 m 東の地点で採取した wk-p-08 (Fig. 4-6a) との比較が必要である。

Fig. 4-8 に wk-p-01 と wk-p-08 の柱状図を示す。ここで示す wk-p-01 コアの柱状図は、柏原 (2018MS) の記載情報 (補遺 1) に基づき作成したものである。wk-p-01 は掘削は深度 4.17 m まで、wk-p-08 は掘削は 4.07 m まで掘削を行った。いずれもそれより深い部分は PPCS を用いても掘削することができなくなったため、礫層か基盤に達したと考えられる。以下、wk-p-01, wk-p-08 の層相と解釈、およびその 2 本のコア結果に基づく堆積中心位置の推定と凹地形成層準の認定について順に述べる。

4.2.1.1.2a. wk-p-01 の層相

地表から深度約 2.77 m までは未分解の植物片を多く含む、暗褐色の泥炭層が認められた (Fig. 4-8a)。ただし、深度 0.33–0.58 m には比較的無機質な灰色粘土層が挟まり、柏原 (2018MS) はこの粘土層の色を暗灰色と記載しているが、小村 (2014MS, 2016MS) ではハンドコアとピット壁面で認められた同じ粘土層の色を灰色と記載したため、本研究では灰色に表現を統一する。泥炭層の下位、遷移的な層境界を経て深度 2.77–2.96 m に有機質な暗褐色粘土層が認められ、その下位には無機質な灰色粘土層が深度 3.65 m まで続く。さらに下位の深度 3.65–3.89 m には灰色粘土を基質とし、細～中礫サイズの角礫を豊富に含む礫層 (粘土質礫層) が存在する。深度 3.89 m では明瞭な層境界が現れ、その下位の深度 4.17

m までは暗黄褐色の礫層が出現した。掘削時の打撃により粉碎されている可能性があるため、元の礫サイズは不明であるが、少なくともサンプラーの径（50 mm）よりは粒径が大きいものと考えられる。なお、柏原（2018MS）は wk-p-01 コアの深度 3.45–4.17 m を一括して礫層と記載しているが、本研究ではコア記載シートおよびコア写真（補遺 1）から礫の含有度合い、基質の色相を確認した上で、上述のように灰色粘土層、礫層、暗黄褐色礫層に細分した。

深度 0–2.77 m の泥炭層に狭在する灰色粘土層は、湿地が続く中で一時的にある程度水深のある湖沼が形成されたことを示唆する。また、深度 2.77–2.96 m の暗褐色粘土層は上位の泥炭層と比較するとやや水深のある湿地環境で堆積し、その下位の灰色粘土層はある程度水深のある湖沼で堆積したと考えられる。深度 3.65–3.89 m の粘土質礫層は崖 4 から供給された崖錐堆積物と灰色粘土層（湖沼堆積物）が混合したものと考えられ、上位の灰色粘土層と比較すると比較的短期間で堆積した可能性がある。深度 3.89 m の明瞭な層境界は酸化マンガンの濃集に由来すると考えられる濃い赤褐色を呈する。測線 E-E' の南側で行ったハンドコア（wk-01-7, 8, 4）では、灰色粘土層の下位は同じく赤褐色層を隔てて風成堆積物に対応する黄褐色シルト層が確認されたが（Fig. 4-7）、wk-p-01 では類似したシルト層は認められなかった。この理由としては、凹地 E の堆積中心付近には風成堆積物を開析する谷が元々存在しており、wk-p-01 はその谷埋堆積物を捉えた可能性がある。地形判読によると凹地 E の南側（上流側）に谷が存在し、さらに排水河谷から北側にも明瞭な谷が続いていることから（Fig. 4-4）、凹地 E 形成以前から既に谷が発達していた可能性が高い。

4.2.1.1.2b. wk-p-08 の層相

地表から深度 0.14 m 付近までは水分を多く含む暗灰色の泥炭層である（Fig. 4-8b）。その下位の深度 0.14–0.23 m は緑灰色の細~中礫を含む砂層で、深度 0.23–1.97 m は未分解の植物片を多く含む暗褐色泥炭層で構成される。ただし、深度 1.00–1.13 m には有機質な暗褐色粘

土層が狭在する。泥炭層の下位の深度 1.97–2.18 m には有機質な暗褐色粘土層が認められ、上位の泥炭層との境界は遷移的である。暗褐色粘土層の下位には無機質な灰色粘土層が深度 2.78 m まで確認され、その下位の深度 2.78–3.44 m は上位と同様の無機質な灰色粘土を基質とする細～中礫層（粘土質礫層）である。深度 3.44 m より下位は、基質は同様に灰色シルトであるものの、固く締まった角礫を主体とする礫層が深度 4.02 m まで続く。深度 4.02–4.07 m の間には暗黄褐色礫層が認められ、その礫は赤褐色を呈し、酸化マンガんに由来すると考えられる。深度 4.07–4.10 m には掘削の衝撃で粉碎した可能性のある礫層ないし風化基盤岩が認められた。

深度 0.14–0.23 m の砂層に含まれる礫はその色相から火山岩由来と考えられる。掘削地点近傍の崖 4 の表面には美濃帯の砂岩および泥岩が露出しており（Fig. 4-4 の Loc. 11），この砂層に含まれる礫とは岩種が異なる。一方、凹地の東西にはコアで認められたものと類似する緑灰色の火山岩類の露頭・転石が確認され（Fig. 4-4 の Loc. 7, Loc. 8），砂層はこの付近から流水によって供給されたと考えられる。泥炭層中の深度 1.00–1.13 m に狭在する暗褐色粘土層は、その層相と深度を考慮すると E-E' 測線のハンドコアで捉えたユニット E40（Fig. 4-7）に対応する。湿地環境が続く中で、一時的にある程度水深のある湖沼が形成され、再び湿地へ戻る環境変化が推定される。深度 1.97–2.18 m の暗褐色粘土層は上位の泥炭層と湖沼の中間的な環境で堆積し、その下位の灰色粘土層はある程度水深のある湖沼で堆積したと考えられる。また、深度 2.78–3.44 m に認められた粘土質礫層は湖沼堆積物と崖 4 からの崖錐堆積物の混合層であり、上位の灰色粘土層と比較すると比較的短期間で堆積した可能性が高い。さらに、深度 3.44–4.02 m の礫層は、その淘汰の悪さと角礫を含む特徴から、崖 4 の崖錐堆積物に由来し、崖の活動に関連するイベントによって瞬間的に堆積した colluvial wedge 堆積物（例えば、McCalpin, 2009）である可能性が高い。なお、凹地の南側で認められた風成堆積物（黄褐色シルト層）は wk-p-08 ではほとんど認められずに基底に達したことから、wk-p-01 と同様、かつての谷底周辺を捉えた可能性が高い。

4.2.1.1.2c. 堆積中心位置の推定

wk-p-01 と wk-p-08 の層相を比較すると、大局的には上位から泥炭層、暗褐色粘土層、灰色粘土層、礫層、暗黄褐色礫層で構成され、それ以上掘削不能となった深度がそれぞれ 4.17 m と 4.07 m と同等である (Fig. 4-8) . 掘削時の堆積物圧縮の度合いが異なる可能性があるため、センチメートルの精度で両者を比較することは難しいが、泥炭層の基底深度は wk-p-01 で 2.77 m, wk-p-08 で 1.97 m と約 0.8 m の差があり、泥炭層については wk-p-01 の方が厚く、その基底深度も深い。下位の灰色粘土層の基底深度は、wk-p-01 が深度 3.65 m, wk-p-08 が深度 2.77 m と、これも wk-p-01 の方が深く、灰色粘土層の厚さも wk-p-01 の方が 10 cm 程度厚い。詳細は後述するが、テフラ分析によって K-Ah テフラ (7303–7165 cal BP) の降灰層準が wk-p-01 で深度 3.05–3.10 m, wk-p-08 が深度 2.20–2.25 m の灰色粘土層中に認められ、この深度についても wk-p-01 の方が深いことが明らかとなった。灰色粘土層堆積開始時、既に wk-p-01 地点の方が深かったのか、あるいはその後の凹地の成長で wk-p-01 地点の方が深くなったかは不明であるが、少なくとも灰色粘土層堆積開始以降の時代は wk-p-01 の方が一貫して堆積中心に近いと言える。

一方で、灰色粘土層より下位からコアの基底までの堆積物については、wk-p-01 が粘土質礫層と暗黄褐色礫層の合計の厚さが 0.52 m, wk-p-08 の粘土質礫層、礫層、暗黄褐色礫層の合計の厚さが 1.25 m と、wk-p-08 の方が厚い。つまり、K-Ah テフラ降灰以前の時代は wk-p-08 の方が堆積中心に近かった可能性も否定できない。ただし、wk-p-08 の K-Ah テフラ降灰層準から基底までの間は、ほとんどが礫層であることから、これらのごく短期間で堆積したのであれば、wk-p-01 が K-Ah テフラ降灰以前も一貫して堆積中心であったと考えられる。このように、両コアを比較すると wk-p-01 付近に堆積中心が存在する可能性が高いため、凹地基底 (凹地形成イベント) の年代推定には wk-p-01 を用いる。

4.2.1.1.2d. 凹地形成イベント層準の推定

灰色粘土層は凹地形成直後の湖沼堆積物、黄褐色シルト層ないし暗黄褐色礫層は凹地形成以前の地形面上で堆積したと考えられ、両者の境界で堆積環境の変化が推定される。さらに、暗黄褐色礫層の上面に明瞭な層境界が認められた。この明瞭な層相変化は堆積環境の変化に由来し、明瞭な層境界の上位の礫層も崖の形成直後に堆積した colluvial wedge 堆積物に対応する可能性が高い。以上の証拠は、山体重力変形に伴う崖が斜面、あるいは元々存在していた谷をせき止め、凹地を形成するイベントを示唆し、wk-p-01 の粘土質礫層と暗黄褐色礫層の境界である深度 3.89 m と、wk-p-08 の礫層と暗黄褐色礫層の層境界である深度 4.02 m でそれぞれ凹地 E が形成されたイベントを認定した。以降、これをイベント E-f (f: formation の意味) と呼ぶ (Fig. 4-8)。

また、wk-p-01 の泥炭層中に狭在する灰色粘土層 (深度 0.33–0.58 m) は、湿地環境が続く中で一時的に湖沼が形成されたことを示唆し、一度形成された崖 4 がさらに成長し、凹地 E に環境変化を与えたイベントを示唆する。同様に wk-p-08 の泥炭層中の深度 1.00–1.13 m には有機質な暗褐色粘土層が狭在し、これも一時的な湖沼形成イベントを示唆する。これらの崖成長イベントについてはピット E1 でより詳しい構造が明らかになったため、次項でイベント層準の認定について述べる。

4.2.1.1.3. 崖成長イベント層準の認定

崖 4 の基部で行ったピット調査では、複数の堆積物の変形構造や明瞭な層相変化が認められた。以下、ピット E1 の層相と解釈、およびピットとコアから推定された凹地 E の崖成長イベントの認定について詳細を述べる。

4.2.1.1.3a. ピット E1 の層相

E-E'測線の北端部で掘削したピット E1 の壁面には、凹地堆積物と崖 4 を構成する基盤岩、およびその基盤岩から供給された礫層が露出した。西壁面の詳細スケッチを Fig. 4-9a に、

フォトモザイクを補遺 4 の Fig. S2b に示す。壁面の北側には風化・破碎した美濃帯に属すると考えられる砂岩が露出した（ユニット E91, E92）。それらに対し、南側に急傾斜する礫層と灰色粘土層（ユニット E81, E80）を挟んで、傾斜不整合関係で凹地堆積物（ユニット E30~E10）が堆積する。

ユニット E10 は水分を多く含んだ暗褐色泥炭層で、未分解の植物片を多く含む。含まれる葉片や植物片はほぼ地表面と平行に堆積し、水平グリッド 8.5 m 付近で層厚は約 40 cm になる。ユニット E10 は北側の崖に向かって薄層化し、水平グリッド 9.2–9.3 m 付近で現成の根に富んだ表土へと変化する。

ユニット E20 は層厚 2–3 cm 程度の薄層で、暗灰色の有機質粘土と未分解の植物片である。下に凸のお椀状の分布を示し、水平グリッド 9.2 m 付近では直立に近い形となる。上位のユニット E10 とは傾斜不整合関係である。

ユニット E21 は淘汰の良い無機質な灰色粘土層で構成される。その層厚は壁面南側では 20 cm 以下で、南に向かって薄層化する一方で北側に向かっては急激に層厚を増し、水平グリッド 9.2 m 付近では鉛直方向に 80 cm 程度の厚さとなる。さらに、北側の礫層（ユニット E81）に乗り上げるように高度を増し、水平グリッド 9.3 m 付近で消滅する。

ユニット E22 は中～細粒砂層で多くの細～中礫サイズの角礫を含み、美濃帯の砂岩類とは異なる緑色の火山岩由来の礫を含有する。淘汰はよく、少なくとも崖錐堆積物ではないと考えられる。層厚は壁面南で約 15 cm で、北側に向かって高度を下げながら水平グリッド 8.9 m 付近でせん滅する。また、ハンドコアによるとこの砂層は南方向に向かっても薄層化し、wk-01-5 と wk-01-1 の間で消滅するが、同様の層相を持つ砂層がより南のピット E2 内で再出現する（Fig. 4-7）。

ユニット E30 は暗褐色の泥炭層で、葉片、種子、小枝などの未分解有機物を多く含み、直径 15 cm に達する倒木を含む。表層の泥炭や上位のユニット E10 と比較すると圧密を受け

て固く締まる。壁面内で確認できる最大層厚は約 70 cm で、ユニット E30 に含まれる植物片は上位のユニット E22 とほぼ平行に北に傾斜 (15–20°) している。

ユニット E80 は、ユニット E30 の北側に分布し、比較的無機質の灰色粘土層で構成される。上位の層と比較して垂直に近い形態を示し、ユニット E30 とは傾斜不整合関係である。

ユニット E81 は凹地堆積物と基盤 (ユニット E91, 92) の間に挟まれた、高角で南に傾斜する礫層である。現在のユニット E81 は 70°以上の南傾斜であり、明らかに安息角を超えている。淘汰の悪い小～中礫サイズの角礫と灰色シルトの混合層であり、含まれる礫は美濃帯に属する砂岩と考えられ、崖 4 に由来する。

ユニット E91 は隣接するユニット E81 と比較すると固く締まった礫で構成され、礫と礫の間は灰色粘土で充填される。ユニット内には多数の褐色の線構造が認められ、含まれる粘土の色もユニット E21 や E80 の灰色粘土より白色が強い。

ユニット E92 は基盤であり、激しく風化と破砕を受けているものの、ユニット E91 と比較すると母岩の砂岩の構造を残す。ユニット E92 内には 3–4 cm 幅の明瞭な開口割れ目と 1 本の明瞭なせん断面が認められ、そのせん断面の姿勢 (N55°W , 46°S) は、崖 4 の走向および傾斜と基本的に矛盾しない。

それぞれのユニットのうち、現在よりやや水分の多い湿地環境下で堆積したと考えられるユニット E20 について、そのお椀状の構造は初生的な堆積では説明できず、堆積後に変形を受けていることが示唆される。その下位のユニット E21 は、灰色かつ無機質な層相が複数のハンドコアによって確認されたユニット E80 (Fig. 4-7) と類似し、ある程度水深のある湖沼で堆積したと考えられる。さらに、その出現深度と層相から、wk-p-01 の深度 0.33–0.58 m の灰色粘土層 (Fig. 4-8a) と対比される。また、北側の崖に乗り上げる不自然な構造は初生的な堆積構造とは考え難く、ユニット E20 と同様堆積後に変形を受けていると考えられる。ユニット E21 に含まれる砂礫について、同様の岩相を持つ火山岩類の露頭・転石が Loc. 7, Loc. 8 付近 (Fig. 4-4) で確認され、これらの地点付近から供給された可能性が高い。

したがって、凹地の東西方向から広い範囲に流水を伴って供給されたイベント堆積物であり、凹地で定常的に堆積する堆積物とは異なる、突発的な堆積イベントを示唆する。垂直に近い形態を示すユニット E80 については、その層相の類似性と後述する火山灰分析により、ハンドコアの wk-01-7, 8, 4 で確認されたユニット E80 (Fig. 4-7) に対比され、深部から引きずり上げられたものが壁面底部に露出しているものと考えられる。ユニット E81 については、現在の崖面の傾斜に沿う形態と、下部ほどその層厚を増す特徴から崖 4 の崖錐堆積物と考えられる。しかし、現在は明らかに安息角より大きい傾斜を持つことから、堆積当初の姿勢から引きずり上げられたものと考えられる。また、ピット壁面のユニット E81 を下方に延長すると、wk-p-01 の深度 3.65–3.89 m の粘土質礫層におおよそ繋がり、崖錐堆積物が凹地の基底付近まで続いているものと考えられる。基盤であるユニット E91 と E92 のうち、ユニット E91 は基盤が破碎を受けた断層角礫部 (breccia; Sibson, 1977; 高木・小林, 1996) と考えられ、ユニット内の複数の開口・せん断構造は崖 4 を作る主断層の一部である可能性がある。

4.2.1.1.3b. 崖成長イベント層準の認定

ピット壁面およびコア中からは初生的な堆積では説明できない構造や、湿地環境が続く中で一時的に湖沼が形成されたことを示唆する粘土層が確認され、これらは凹地 E 形成後複数回の崖成長イベントを経験していることを示す。明瞭な層相変化や、崖錐堆積物の存在、傾斜不整合といった特徴から、これらの成長はゆっくりと時間をかけてクリープ的に起きたわけではなく、間欠的・突発的に発生した可能性が高い (McCalpin, 2003; McCalpin et al., 2011)。

最も新しい崖成長イベント (E-1) は、ユニット E21 と E20 が堆積した後からユニット E10 下部が堆積する間に発生したと推定される (Fig. 4-9a)。ユニット E21 と E20 は北側の崖に向かって撓み上がっている一方、ユニット E10 の上～中部に含まれる植物片は地表面と平

行に堆積しており、堆積以降変形を受けていない。したがって、イベント層準はユニット E10 と E20 の層境界、もしくはユニット E10 の基底付近に存在し、その変位量は、ユニット E21 の上面の高度差から少なくとも 50–60 cm 以上と考えられる。

次に、ユニット E30 から E21 へ、層相が有機質な泥炭層から無機質な灰色粘土層へと明瞭に変化している特徴が挙げられる。この層相変化は崖 4 が成長することによって凹地の排水河谷をせき止め、排水不良となることで湿地から湖沼へ堆積環境が変化したことを示唆する。本研究では、イベント E-1 による変形を引き戻したのち、ユニット E20 より下位の地層にどのような変形が残るかを推定するため、地層の変形引き戻し（レトロデフォメーション）解析（例えば、McCalpin, 2009）を実施した（Fig. 4-10）。現在のピット E1 壁面からイベント E-1 による変形を引き戻しても、依然としてユニット E22, E30 の北への傾動が残り、むしろ傾動が増加する（Figs. 4-10a–c）。つまり、イベント E-1 とは異なる別のイベントによってユニット E22 と E30 が上盤側（凹地側）の低下に伴って撓みながら北側へ傾斜したと考えられる（Figs. 4-10e–d）。また、ユニット E21 が崖の基部で最も層厚が大きくなることも、上盤側の凹地堆積物が傾動し、崖基部に半地溝状の非対称な凹地が形成されたことを示唆する。このような正断層上盤側（低下側）の傾動は、しばしば活断層のトレンチ壁面で認められ（例えば、Slemmons et al., 1957）、ユニット E21 の基底で崖が成長し一時的に湖沼を形成するイベント（E-2）が推定される。なお、ユニット E22 の砂層は下位のユニット E30 の泥炭層を侵食して堆積した可能性がある（Figs. 4-10e, 4-10f）。この砂層はイベント E-2 に伴う傾動に参加しているため、イベントの直前に堆積したと考えられるが、砂層の供給がイベント E-2 と直接関係があるかどうかは不明である。また、wk-p-01 の深度 0.58 m で認められた泥炭層から灰色粘土層への層相変化（Fig. 4-8a）も、その層相と出現深度が類似することからピット壁面で認定したイベント E-2 に対応する可能性が高い。なお、より凹地の東側で掘削した wk-p-08 では、同じ深度付近で灰色粘土層が認められないため、イベント E-2 に伴う湖沼は凹地西側の堆積中心付近のみに限定されていた可能性がある。

イベント E-2 に伴う変形を引き戻すと、ほぼ水平に堆積している泥炭層（ユニット E30）と逆方向の南側に向かって傾斜している灰色粘土層（ユニット E80）は傾斜不整合関係であることが明らかとなった（Fig. 4-10f）。したがって、ユニット E80 堆積以降、ユニット E30 堆積以前に少なくとも 1 回の崖成長イベント（E-3）がなければこの傾斜不整合を説明できない。ただし、凹地地下深部では、ユニット E80 と E30 の間にユニット E40-E70 の厚い堆積物が存在し（Fig. 4-7）、大きな時間間隙が存在するはずである。したがって、ユニット E80 堆積以降、ユニット E30 堆積以前には複数の崖成長イベントが存在する可能性が高く、実際、wk-01-2 と wk-01-1 では泥炭層中（ユニット E30, E50, E70）に礫層と粘土層の組み合わせが 2 箇所狭在する（ユニット E41-E40 と E61-E60；Fig. 4-7）。礫層とこれを覆う粘土層の組み合わせは、崖が成長することで崖錐堆積物が凹地に供給されるとともに、半地溝の形成により一時的に湖沼化する一連の堆積環境変化で説明でき、それぞれが崖成長イベントに対応する可能性がある（Fig. 4-10g）。以下、これらのイベントを上位からイベント E-3a と E-3b と呼ぶ。なお、wk-p-08 の深度 1.00–1.13 m の泥炭層から有機質粘土層への層相変化（Fig. 4-8b）は、その出現深度がハンドオーガーで認められた有機質粘土（ユニット E40）とほぼ同じであるため、イベント E-3a に対応する可能性が高い。

4.2.1.1.4. テフラ分析結果

以下、ハンドコアとピット壁面から採取した試料のテフラ分析結果に基づく凹地 E の堆積物のおおよその年代について述べ、次に wk-p-01, wk-p-08 コアの詳細なテフラ分析結果を述べる。

4.2.1.1.4a. テフラ分析に基づく凹地堆積物のおおよその年代

凹地堆積物の大まかな年代を把握するために、小村（2016MS）はハンドコアの灰色粘土層（ユニット E80）と黄褐色シルト層（ユニット E90）に対してテフラ分析を実施した。分

析範囲は wk-01-7, 8, 4 (Fig. 4-7) およびピット E1 内のユニット E80 中 (PA1-1, 2, 3) である (Fig. 4-9a) . 本研究では小村 (2016MS) が作成したスライドガラスを用い, Fig. 3-4 の火山ガラスの分類 (タイプ A~E) に基づいた鉱物粒子のカウントを実施した.

wk-01-7 と wk-01-8 については, 灰色粘土層 (ユニット E80) と黄褐色シルト層 (ユニット E90) の境界付近で 30-40 %程度のタイプ A 型ガラスの含有率ピークが認められた (Fig. 4-11) . wk-01-7 の深度 0.40-0.42 m のピークに含まれる火山ガラスは 1.509-1.513 もしくは 1.520 より高い屈折率を示し (Fig. 4-11a の RIMS①) , wk-01-8 の深度 1.05-1.10 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.510-1.512 を示すが, 一部それよりも高い屈折率を示す火山ガラスが含まれる (Fig. 4-11b の RIMS②) . 一方, wk-01-4 については明瞭なピークは認められないが, 灰色粘土層 (ユニット E80) の底部付近で約 16-18 %の比較的高いタイプ A 型火山ガラス含有率を示し, wk-01-4 の深度 1.80-1.85 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.509-1.515 を示す (Fig. 4-11c の RIMS③) .

上述した火山ガラスのうち, 屈折率が 1.510-1.512 のものは K-Ah テフラ (7303-7165 cal BP) の屈折率 (1.510-1.516 ; 町田・新井, 2003) と一致し, 凹地 E で灰色粘土層堆積中ないし泥炭層堆積開始前後に K-Ah テフラが降灰した可能性を示す. したがって, ピット E1 および北側の崖周辺で掘削したコアによって認定した複数の崖成長イベント (E-1~E-3) は全て K-Ah テフラ降灰 (7303-7165 cal BP) 以降に発生したと言える. なお, 同様にピット E1 の底部に出現した灰色粘土層中のサンプル (PA1-1~1-3) では, PA1-3 で最大で約 14 %のタイプ A 型ガラスの含有率を持つことが明らかとなった (Fig. 4-9b) . 一方, PA1-1 ではタイプ A 型火山ガラスの含有率が 3 %以下と低い値を示す. PA1-2 に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.509-1.513 および 1.521-1.525 の値を示し, 前者の屈折率を持つものについては K-Ah テフラの屈折率と一致する (Fig. 4-9b) . さらに K-Ah テフラの特徴である褐色ガラスを豊富に含み, ピット壁面の灰色粘土層中, 特に含有率が変化する PA1-1 と PA1-2 の間に K-Ah テフラの降灰層準が存在する可能性が高い. したがって, K-Ah テフラの降灰層

準からもハンドコアで認められた灰色粘土層（ユニット E80）とピット壁面基底の灰色粘土層は対比可能と言える。

なお、上述の屈折率測定を行ったサンプルには 1–8 %程度であるがタイプ B 型、C 型の火山ガラスも含まれ、さらに、屈折率の高い (1.520 以上) 火山ガラスも少量ながら存在する。これらのうちタイプ C 型の火山ガラスは K-Ah テフラより古い時代に降灰した鬱陵島起源の U-3 (8455–8376 cal BP) , U-4 (10,230–10,171 cal BP) テフラに由来する可能性がある (Table 3-1 ; McLean et al., 2018) 。ただし、これらのテフラが仮に降灰していたとしても、本分析では明瞭なタイプ C 型火山ガラスの含有率ピークは認められず、凹地形成以前に降灰したか、形成後に降灰したかの判断はできないため、以降の年代論には用いることは難しい。

4.2.1.1.4b. *wk-p-01* のテフラ分析結果

wk-p-01 については柏原 (2018MS) が基本的に 2.5 cm 間隔で連続試料を採取し、掘削を行った全ての深度に対してテフラ分析を実施した。本研究では柏原 (2018MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉱物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-12) 。ただし、深度 2.30–2.45 m 付近は倒木をサンプラーが貫通したため、この区間の分析は行っていない。また、深度 0.58–0.72 m の泥炭層の区間は、カウントに十分な鉱物粒子 (300~500 粒子) がスライドガラスに含まれていなかったため結果から除外した。そのほとんどが植物片で構成され、粒度分析の際に過酸化水素処理を行ったところカウントに必要な粒子がほとんど残らなかったものと考えられる。

タイプ A 型火山ガラスについては、灰色粘土層中の深度 3.05–3.10 m 付近で約 45 %の含有率のピークが認められる。含まれる火山ガラスの屈折率が 1.509–1.513 に集中することから (Fig. 4-12 の RIMS③) , このピークは K-Ah テフラに由来すると考えられ、深度 3.05–3.10 m のピークを K-Ah テフラの降灰層準と認定した。なお、前項でハンドコアの灰色粘土層、ピット E1 壁面の灰色粘土層 (ユニット E80) 中から K-Ah テフラの降灰層準が認定さ

れていることから、wk-p-01 の灰色粘土層（深度 2.96–3.65 m）もユニット E80 に対比可能であり、K-Ah テフラの降灰層準に基づく約 7.3 ka の同時間面は非対称なお盆状の形状を示す（Fig. 4-7）。認定した K-Ah テフラ層準より上位では、タイプ A 型のガラスが 5–30 % の間で推移する。深度 2.85 m や 1.10 m 付近で含有率がそれぞれ 28 %、22 % とやや高い箇所が認められるが、K-Ah テフラより新しい時代にタイプ A 型を主体とする別のテフラは知られておらず（Table 3-1）、これらは K-Ah テフラの二次堆積に由来すると考えられる。一方、認定した K-Ah テフラの層準（深度 3.05–3.10 m）の下位に向かって、タイプ A 型火山ガラスの含有率は徐々に減少し、深度 3.55 m 付近ではほぼゼロとなるが、深度 3.95 m 付近の暗黄褐色礫層中で再び約 12 % のピークを示す。ただし、1 点の試料の含有率が高いのみであり、このサンプルはサンプラーの先端部（コアキャッチャー；Fig. 3-2e）に格納されていたことを考慮すると、現地でのコア引き上げ時やサンプラーからコアチューブを引き抜く作業中に K-Ah テフラの火山ガラスが混入したことに由来する可能性が高い。

また、認定した K-Ah テフラより上位の泥炭層中のタイプ D 型火山ガラス、および重鉍物の含有率について、複数のピークが認められた。これらのうち深度 2.25 m 付近と 1.25 m 付近の 2 つのピークについては三瓶山（Fig. 3-3）起源の S2-fl (5501 ± 20 cal BP)、Th-pd (4036 ± 32 cal BP) テフラ（Table 3-1）と対比される可能性がある（年代は Albart et al., 2019 に基づく）。ただしこれら泥炭層中のテフラは凹地 E 形成年代の推定に直接関係しないため、テフラの同定に関する詳細は補遺 5 に記した。さらに、タイプ B~E 型の火山ガラス、および重鉍物の含有率について、K-Ah テフラの降灰層準より下部に有意な変化は認められない。K-Ah テフラの下位では鬱陵島（Fig. 3-3）起源の U-3 ($8455-8376$ cal BP)、U-4 ($10,230-10,171$ cal BP) テフラが検出される可能性があるものの（Table 3-1）、それらのテフラを示唆する含有率の変化は認められなかった。

4.2.1.1.4c. wk-p-08 のテフラ分析結果

wk-p-08 については、wk-p-01 と同様に基本的に 2.5 cm 間隔で連続試料を採取し、深度 2.07–4.00 m の区間に対しテフラ分析を行った (Fig. 4-13) . wk-p-08 は K-Ah テフラの降灰層準を特定する目的でテフラ分析を行ったため、深度 2.00 m より上位の泥炭層区間については分析を実施していない。

タイプ A 型火山ガラスについては、灰色粘土層中の深度 2.20–2.25 m 付近で含有率約 51 % の明瞭なピークが認められた。深度 2.40 m より下位では 0–2 % 程度の含有率が上位に向かって急激に上昇することから、テフラの降灰層準と考えられる。含まれる火山ガラスの屈折率が 1.510–1.514 の範囲に集中し (Fig. 4-13) , その特徴も一致することから K-Ah テフラの降灰層準と認定した。認定された K-Ah テフラの層準は wk-p-01 で認定された K-Ah テフラの層準の深度 (Fig. 4-12) より約 0.8 m 浅く、wk-p-01 の方が堆積中心に近いことを示す決定的な証拠となる。

タイプ B~E 型火山ガラス、および重鉍物の含有率については、分析を行った区間でテフラの降灰が疑われる有意なピークは認められなかった。wk-p-01 コアでは、K-Ah テフラの降灰層準の上位に三瓶山起源の S2-fl (5501 ± 20 cal BP) , Th-pd (4036 ± 32 cal BP) テフラ (Table 3-1) の降灰層準が認定されたが (Fig. 4-12) , wk-p-08 の分析を行った範囲ではそれらに対応するタイプ D 型火山ガラスの含有率のピークは認められない。分析を行っていない深度 2.00 m より上位の泥炭層部にこれらの降灰層準が存在する可能性がある。

4.2.1.1.5 ^{14}C 年代測定結果

凹地 E では、ハンドコアとピット壁面から計 12 試料 (Figs. 4-7, 4-9a) , 2 本の PPCS コアからは柏原 (2018MS) が測定したのもも含め計 18 試料 (Figs. 4-12, 4-13) の葉片、種子、小枝、木片、炭化物、昆虫 (甲虫) 片の ^{14}C 年代が得られた (Table 4-1) . このうち、泥炭層中の ^{14}C 年代値はいずれも層序と矛盾しないものの、ピット壁面の灰色粘土層中から得ら

れた年代値の一部については層序との矛盾が認められた。ピット E1 壁面において、灰色粘土層（ユニット E21）の中部から採取された WY-03W（木片）は 490–310 cal BP の年代を示すものの、同ユニットの基底から採取された WY-04（昆虫片）は 310–30 cal BP と矛盾する ^{14}C 年代を示す（Fig. 4-9a）。昆虫片については、含まれる炭素の起源が複雑であり、生存時に堆積物に潜り込んだ可能性もあることから、本研究では WY-03W を信頼し、WY-04 の ^{14}C 年代値はイベントの発生年代推定には用いない。また、ピット E2 内において、ユニット E80 から採取した WY-12S（種子）の年代が 5290–4830 cal BP を示し、wk-01-7 の灰色粘土層と泥炭層の境界付近に認定した K-Ah テフラの年代と層序が矛盾する（Fig. 4-7）。したがって、WY-12S の年代が真の堆積年代より若返っている可能性が挙げられるが、その原因として、地下水の影響で表面に付着した上位の泥炭層由来の水溶性炭素（ヒューミン）を前処理で十分に取り除くことができなかつたか、掘削時に壁面に混入した上位の泥炭層由来の種子を現地で壁面の堆積物と誤認して採取した可能性がある。以上の理由から WY-12S の年代は棄却し、以降の凹地の年代論には用いない。

テフラ分析と ^{14}C 年代測定結果から各ユニットのおおよその年代は、灰色粘土層（ユニット E80）は K-Ah テフラ降灰（7303–7165 cal BP）以前から堆積を開始し、泥炭層のうちユニット E70 から E30 の部分はおおよそ 6000–3500 cal BP に堆積し、泥炭層中に挟まる砂層（ユニット E22）と灰色粘土層（ユニット E21）は約 3500 cal BP 以降に堆積したものと推定された。

4.2.1.1.6 凹地 E 形成・崖成長イベントの年代

凹地 E 形成イベントの年代推定には、より堆積中心に近い wk-p-01 コアのテフラ分析結果と ^{14}C 年代値を用いる。次いで、wk-p-08、ハンドオーガー、そしてピット E1 の年代指標を基に、凹地成長イベントの年代推定を行う。

4.2.1.1.6a. 凹地E形成イベントの年代

wk-p-01 のテフラ分析の結果 (Fig. 4-12) から、深度 3.89 m に認定されたイベント E-f は K-Ah テフラの年代より古いと言えるが、下限についての年代情報はない。後期更新世終盤の越美山地一帯の年代指標として、 $30,009 \pm 189$ cal BP に降灰した AT テフラ (Table 3-1) が知られる。根尾川沿いの段丘を覆う風成層中 (例えば, Kaneda and Okada, 2008) や濃尾平野の沖積層中 (例えば, 牧野内ほか, 2001, 2006) ではクリプトテフラ, あるいは肉眼視できる層として AT テフラが検出され, 越美山地の堆積条件の良好な山上凹地では, もしその凹地が 3 万年より前から存在していた場合, 堆積物中から AT テフラの降灰層準が検出される可能性は高い。しかし, wk-p-01 で K-Ah テフラの降灰層準の下位に AT テフラの降灰を示唆する火山ガラスのピークは認められず, 少なくともイベント E-f の年代は AT テフラ降灰以降 K-Ah テフラ降灰以前の年代 (約 30–7.3 ka) に制約することができる。

wk-p-01 コアでは, 柏原 (2018MS) により計 7 試料の種子, 葉片, 小枝の ^{14}C 年代値が得られたが, 本研究ではこれらに加えて 1 試料の小枝の ^{14}C 年代測定を実施した (Fig. 4-12, Table 4-1)。以上の 8 試料の ^{14}C 年代値と認定したテフラの年代値を用いてベイズ推定 (Sequence モデル) を行い, 各年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-14)。

^{14}C 年代値は主に深度 0.85–2.80 m の泥炭層から得られ, その年代値はおよそ 5800–3700 cal BP の値を示す。最も古い年代値は深度 2.80 m から得られた WY-30T (小枝; 5840–5650 cal BP) であり, 深度 2.80 m から凹地形成イベント (E-f) を認定した深度 3.89 m までの間には K-Ah テフラの降灰層準 (深度 3.05–3.10 m) のみが年代指標として得られている。WY-30T と K-Ah テフラの層位と年代から推定されるこの間の暗褐色粘土層と灰色粘土層の堆積速度は 0.13–0.24 mm/yr となる (Fig. 4-14)。この堆積速度をイベント E-f の層準 (深度 3.89 m) まで外挿すると, その年代は 13,420–10,540 cal BP と推定された。しかしながら, 実際には深度 2.80–2.95 m の暗褐色粘土層, 深度 2.95–3.65 m の灰色粘土層, 深度 3.65–3.89 m の粘土質礫層が同じ堆積速度で堆積したとは考え難い。例えば, 礫層部分 (深度 3.65–3.89 m)

は凹地形成直後の崖錐堆積物と考えられ、非常に短期間で堆積した可能性が高いため、礫層の上面（深度 3.65 m）がイベント E-f の層準相当と見なすことができる。この場合、上述の堆積速度（0.13–0.24 mm/yr）を採用した場合、イベント E-f の取りうる年代範囲は、11,670–9510 cal BP と推定される。一方、深度 2.80–2.95 m の暗褐色粘土層は灰色粘土層と比較すると堆積速度がわずかに速い可能性があるが、wk-p-01 の年代情報のみでは暗褐色粘土層の堆積速度を直接推定することはできない。ここで、¹⁴C 年代値を基に推定される上位の泥炭層部の堆積速度は、深度 0.87 m の WY-23S（種子；3830–3690 cal BP）と深度 2.80 m の WY-30T（小枝；5840–5650 cal BP）の層位と年代から 0.86–1.08 mm/yr と推定される。暗褐色粘土層の堆積速度もこの値と同等であると仮定した場合、堆積速度の外挿により暗褐色粘土層の下端（深度 2.95 m）の年代は 6060–5780 cal BP と推定され、さらにこの暗褐色粘土層の下端の年代と K-Ah テフラの降灰層準の層位と年代から推定されるこの間の灰色粘土層の堆積速度は 0.06–0.14 mm/yr となる。この堆積速度をイベント E-f の層準（深度 3.89 m）まで外挿すると、その年代は 20,100–12,980 cal BP と推定された。以上の全ての堆積速度外挿パターンを統合すると、イベント E-f の取りうる年代範囲は 20,100–9510 cal BP となる（Fig. 4-14）。

4.2.1.1.6b. wk-p-08 の年代

4.2.1.1.2c で述べた通り、wk-p-08 は堆積中心位置から外れている可能性が高いため、凹地形成イベント（E-f）の年代推定には用いない。ただし、泥炭層中の深度 1.13 m に崖成長イベント（E-3a）が認定され（Fig. 4-13）、その年代を推定することを目的に¹⁴C年代とテフラ分析結果に基づくベイズ推定（Sequence モデル）を行った（Fig. 4-15）。

深度 0.31–2.23 m の部分から得られた¹⁴C年代値は、全て層序と矛盾せず、約 6300–320 cal BP の値に収まる。深度 1.13 m に認定された崖成長イベント（E-3a）の層準は、深度 0.85 m の WY-100S（種子；3850–3690 cal BP）と深度 1.20 m の WY-101S（種子；5260–4870 cal BP）

の 2 つの年代値によって挟み込まれ、ベイズ推定に基づく年代は 4980–3780 cal BP となる (Fig. 4-15) .

なお、得られた ^{14}C 年代値の中で最も深い、暗褐色粘土層中の深度約 2.15 m の WY-106C (微粒炭 ; 6300–6190 cal BP) と深度 2.20–2.25 m の K-Ah テフラ降灰層準の間には、約 10 cm の灰色粘土層が存在し、上記 2 つの年代と層位から灰色粘土層の堆積速度は 0.05–0.15 mm/yr と推定される。この値は、wk-p-01 で推定された灰色粘土層の堆積速度 (0.06–0.14 mm/yr ; Fig. 4-14) と同等の値である。さらに、深度 0.40–0.45 m の WY-98S (種子 ; 3640–3480 cal BP) と深度約 0.86 m の WY-100S (種子 ; 3690–3850 cal BP) の層位と年代から、その間の泥炭層の堆積速度は 0.95–3.95 mm/yr、同じく深度 1.33 m の WY-101S (種子 ; 4870–5260 cal BP) と深度 1.63 m の WY-103S (種子 ; 5580–5320 cal BP) の層位と年代から、その間の泥炭層の堆積速度は 0.40–5.17 mm/yr と推定された。これらの値は推定幅が大きいものの、wk-p-01 で推定された泥炭層の堆積速度 (0.86–1.08 mm/yr; Fig. 4-14) と矛盾しない。なお、得られた ^{14}C 年代値のうち最上位の深度 2.50 m 付近の WY-97L (葉片 ; 500–320 cal BP) は、その上位の砂層による侵食の影響で若返った年代を示している可能性が高いため、泥炭層の堆積速度推定には用いていない。さらに、深度 2.125–2.150 m の WY-104S (種子 ; 5900–5610 cal BP) と WY-106C の層位と年代から、その間の暗褐色粘土層の堆積速度は 0.07–0.35 mm/yr と推定され、この値は上述の灰色粘土層の推定堆積速度より大きく、泥炭層の推定堆積速度より小さいことから概ね妥当な値と考えられる。

4.2.1.1.6c. 崖成長イベントの年代

ピット E1 とハンドオーガー、および wk-p-08 の PPCS コアによって、凹地 E では少なくとも 4 回の崖成長イベント (E-1, E-2, E-3a, E-3b) が認定された (Figs. 4-7, 4-9a) . 凹地 E 成長イベント年代の確率密度分布を求めるため、ピット E1 とハンドオーガーから得られた ^{14}C 年代値を基にベイズ推定 (Sequence モデル) を行った (Fig. 4-16) . ここで示す柱状図は、

ピット E1, wk-01-1, wk-01-2 を基に作成した水平グリッド 8.5 m 付近 (Fig. 4-7) の模式柱状図であり、各 ^{14}C 年代値のサンプル位置を投影している。

最も新しい崖成長イベント E-1 は、ユニット E20 とユニット E10 の境界付近に認定され (Fig. 4-9a) , ユニット E10 から得られた WY-01S (種子 ; modern) とユニット E20 から得られた WY-02W (木片 ; 290–0 cal BP) で制約される。ベイズ推定に基づく年代は 0–230 cal BP ないし西暦 1720 年以降 1950 年以前である (Fig. 4-16) 。 イベント E-2 については、ユニット E30 およびユニット E22 の堆積以降、ユニット E21 の堆積以前の層準に認定され (Fig. 4-9a) , ユニット E21 から得られた WY-03W (木片; 490–310 cal BP) とユニット E30 の最上位から得られた WY-05S (種子; 3570–3380 cal BP) によって年代が制約される。ベイズ推定に基づく年代は 3410–460 cal BP となり、上述のイベント E-1 と比較すると年代幅が大きい。これは、ユニット E30 の上部が砂層 (ユニット E22) によって侵食されたことが原因として挙げられる。ユニット E30 の上部が侵食されたとすると、イベント E-2 は 3410–460 cal BP のうち、より若い年代に発生した可能性が高い。 イベント E-3 は、ユニット E30 とユニット E80 との傾斜不整合関係を基に認定され (Fig. 4-9a) , ユニット E30 から得られた WY-07L (葉片; 4150–3890 cal BP) とユニット E80 中に認定した K-Ah テフラの降灰層準によってその年代が制約される。ベイズ推定に基づくその年代は 7170–3980 cal BP となる (Fig. 4-16) 。 一方で、4.2.1.1.3b で述べた通りユニット E30 に挟まる礫層と粘土層の組み合わせ (ユニット E40 と E41, E60 と E61) が崖の成長に伴う崖錐堆積物とその後の湖沼堆積物であった場合、すなわちイベント E-3a と E-3b が実在するのであれば、イベント E-3 の年代はより狭い範囲に制約することができる。 イベント E-3a は wk-01-2 中のユニット E30 から得られた WY-07L (葉片; 4150–3890 cal BP) とユニット E50 から得られた WY-08L (葉片; 5290–4830 cal BP) で制約され、同様にイベント E-3b は wk-01-1 中のユニット E50 から得られた WY-10L (葉片; 5590–5320 cal BP) とユニット E70 から得られた WY-11L (葉片; 5590–5310 cal BP) で制約される (Figs. 4-7, 4-9a) 。 ベイズ推定に基づく年代は、イベント E-3a が

5060–3980 cal BP, イベント E-3b が 5570–5340 cal BP となる (Fig. 4-16) . なお, 上述のイベント E-3b の年代は, wk-p-08 で推定された崖成長イベントの年代 (4980–3780 cal BP ; Fig. 4-15) と矛盾せず, 年代の上でも両者が同じイベントであることが追認された.

なお, 深度 0.5 m 付近に分布する砂層 (ユニット E22) は, 凹地成長イベントとの直接的な関係は不明であるが流水を伴って短期間で堆積したイベント堆積物と考えられる. その堆積年代は灰色粘土層 (ユニット E21) から採取された WY-03W の年代と泥炭層 (ユニット E30) の上部から採取された WY-05S の 2 つの年代によって制約され (Fig. 4-9a) , その年代はイベント E-2 と同じく 3410–460 cal BP となる (Fig. 4-16) . 後述する他の凹地においても同じイベントを示す可能性のある砂層が検出されたため, この砂層の年代値はイベント対比上重要な情報となる.

4.2.1.2. 凹地 Fd

凹地 E の西側には, 崖 4 の西端付近に位置する南北に細長い, 三日月型の平面形態を持つ凹地が存在し, 凹地は狭窄部で下流側 (凹地 Fd) と上流側 (凹地 Fu) に分かれる (Figs. 4-4, 4-17a) . 狭窄部の東西には不明瞭かつ比高も 1–2 m 程度と比較的小規模な崖 5 が存在し, 狭窄部の成因として関与している可能性があるが, 凹地 Fu のせき止めに直接寄与しているのは狭窄部右岸側の小規模な地すべりと考えられる (Fig. 4-17a) .

下流側の凹地 Fd は, その北端を崖 4 によってせき止められ, 崖の比高は約 4–5 m である (Fig. 4-17a の挿入図) . 現在は崖の一部が開析され, 排水河谷を形成している. その北側の斜面と上流の南側には明瞭な谷地形が存在することから, 凹地形成以前から谷が存在しており, その谷頭がせき止められることで形成されたと考えられる. 凹地の規模は南北方向に約 20 m, 東西方向に約 22 m であり, 表面積は約 90 m² である. 排水河谷の近くには玉ねぎ状風化をした火山岩の露頭が確認され (Fig. 4-4 の Loc. 9) , 既存地質図 (中江ほか, 2015) によれば, 糸生層の安山岩類に対応する (Fig. 4-1 の挿入図) . 現在の凹地表面は湿地化し

ているものの、春期調査時には積雪および上流側の凹地 Fu の影響で表面にわずかに水流が認められ、現在の地表面は侵食を受けている可能性がある (Fig. 4-17b) .

本研究ではまず、崖 4 に直交する方向に測線 Fd-Fd'を設定し、この測線上で 2 本のハンドコア (wk-02-1, wk-02-2) を採取した (Fig. 4-17a) . さらに Fd-Fd'測線の北側にあたる崖 4 の基部で、凹地 E と同様にピット掘削調査 (長さ 1.5 m, 幅 1.0 m, 深さ 1.7 m) を実施した (ピット F) . ハンドコア掘削では引き抜き時のコアサンプルの抜け落ちにより、底部の構造を明らかにすることができなかつたため、その後ピット F の南西縁から西に 3 m, 崖 4 の基部から 1 m 離れた現在最も標高が低く、堆積中心付近と考えられる地点において PPCS を用いたコア掘削を実施した (wk-p-07) . 以下、ハンドコアとピット掘削に基づく凹地 Fd 全体の地下構造, wk-p-07 コアに基づく凹地 Fd 形成イベント層準の認定, 凹地 Fd の崖成長イベント認定, および各イベントの年代論について順に述べる.

4.2.1.2.1. 凹地全体の地下構造

凹地 Fd ではハンドオーガーにより深度 2.0 m までのコア (wk-02-2) を採取し、ピット F の掘削では深度約 1.7 m の地下構造の情報を得た. ハンドコアとピット F に基づく、Fd-Fd'測線上の推定地下構造と、Fd-Fd'測線から西に約 3 m 離れた地点で掘削した wk-p-07 の柱状図を Fig. 4-18a に示す.

凹地 E の結果と同様、凹地の地下は上位から大局的に、厚い暗褐色泥炭層、比較的薄い無機質な灰色粘土層、および無機質な黄褐色シルト層の 3 種類の堆積物で構成される. 凹地 E (Fig. 4-7) では、地下構造が崖に向かって深さを増す非対称な形態であったのに対し、限られた本数のコアに基づく推測ではあるが、凹地 Fd は wk-02-1 周辺に堆積中心を持つ南北に対称なお椀状の地下構造を示す (Fig. 4-18a) .

暗褐色泥炭層 (ユニット F10-F50) は大部分が未分解の植物片 (葉片, 小枝, 種子, 木片など) によって構成され、wk-02-1 によると泥炭層は少なくとも深度 1.55 m まで続く. 凹地

Eと同様、泥炭層中には砂層（ユニット F12）や有機質な粘土層が狭在する。その下位には有機質な暗灰色粘土層（ユニット F60）と無機質な灰色粘土層（ユニット F70）が存在し、2つのユニットを合わせた層厚が wk-02-2 では少なくとも約 40 cm（深度 1.35–1.62 m）になる。底部には無機質な黄褐色シルト層（ユニット F80）が存在し、wk-02-2 ではその基底を捉えることはできなかったが、少なくとも層厚 30 cm 以上に及ぶ。

上部の泥炭層はある時期から現在まで湿地環境が継続していたことを指すが、狭在する砂層や粘土層は湿地環境中に砂層流入イベントや一時的な湖沼形成イベントを示す。灰色粘土層の基底は酸化マンガンに由来すると考えられる赤褐色層が認められ、ある程度水深のある湖沼がかつて存在していたことを示唆する。また、底部の黄褐色シルト層の層相は凹地 E のユニット E80（Fig. 4-7）に類似し、凹地形成以前の山地斜面を覆っていた風成堆積物と考えられる。以上から、凹地 Fd はかつて黄褐色シルト層が堆積する平坦面ないし緩斜面であり、崖 4 の形成に伴い湖沼が形成されることで灰色粘土層が堆積し、徐々に埋積が進むないし開析により排水が進むことで、現在のような湿地環境へ変化したと考えられる。

4.2.1.2.2. wk-p-07 の層相と凹地 Fd 形成イベント層準の認定

凹地の排水河谷周辺で掘削した wk-p-07 は、掘削は深度 4.00 m まで行った（Fig. 4-18a の右図）。地表から深度 0.12 m は水分を多く含む暗灰色泥炭層で、未分解の植物片を主体とする。深度 0.12–1.42 m は暗褐色で、上位と同じく未分解の植物片を多量に含む泥炭層であり、上位の暗灰色泥炭層より圧密を受けている。深度 0.30 m 付近には、緑灰色を呈する厚さ 1 cm 弱の細～中粒砂層が狭在する。泥炭層の下位の深度 1.42–1.51 m には有機質な暗褐色粘土層が認められ、粘土を主体とするが、直径 1 mm 以下の微小な有機物を多く含む。その下位の深度 1.51–1.54 m には無機質な灰色粘土層が存在する。灰色粘土層の下位には厚さ 4 cm 程度の酸化マンガンに由来すると考えられる赤褐色層が認められ、その下位にはやや明るい礫質な黄褐色シルト層が深度 1.58–2.23 m に存在する。礫質シルト層のさらに下位は、遷移的な境界を経て深度 4.0 m まで母岩の構造をある程度残した明黄灰色の風化基盤岩が

認められた。なお、母岩は美濃帯に属する堆積岩類と考えられる。そのうち深度 2.81–3.03 m はシルト質、深度 3.80–4.00 m は砂質な特徴を持つ。一方、深度 4.00 m より下位は PPCS を用いても掘削不能となったため、未風化の基盤に到達したと考えられる。

以上の層相から、上部の泥炭層は現在と同様の湿地環境がしばらく続いていたことを示すが、泥炭層の下位の暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境で堆積したと考えられる。深度 0.30 m 付近に狭在する砂層は、その層相と出現深度からハンドコアで確認されたユニット F12 (Fig. 4-18a) と対比される。さらに、深度 1.58–2.23 m の礫質黄褐色シルト層は基本的に凹地形成以前の平坦面ないし緩斜面で堆積した風成堆積物と考えられるが、段丘上に堆積するいわゆる風成ローム層と比較すると非常に礫質である。その理由については、wk-p-07 掘削地点がかつて存在した谷底に位置し、周辺斜面からの落石や土壌クリープによって周囲から砂礫が集まりやすい環境であった可能性が挙げられる。また、基盤岩中のシルト質区間、砂質区間は元の風化基盤岩が破碎・変質したものと考えられ、崖 4 を作る断層面本体あるいは本体から派生する断層と対応する可能性がある。

wk-p-07 について、凹地 Fd 形成層準 (イベント Fd-f) は赤褐色層を隔てて黄褐色礫質シルトから灰色粘土に層相が変化する深度 1.54 m と考えられる。しかしながら、ハンドコア (wk-02-1, wk-02-2) と比較すると、泥炭層の基底は wk-p-07 で深度 1.42 m、wk-02-1 で深度 1.58 m であり、wk-02-1 の方が泥炭層は厚く堆積している (Fig. 4-18a)。また、その下位の灰色粘土層についても wk-p-07 では厚さ 3 cm であったのに対し、wk-02-2 では厚さ約 15 cm と厚い。以上から、凹地 Fd の堆積中心は wk-p-07 掘削地点よりも東側に存在し、wk-p-07 の灰色粘土層の基底面が凹地形成層準を指すとは限らない。すなわち、wk-p-07 掘削地点が礫質黄褐色シルト層を堆積させている時期に、wk-02-1 地点付近では既に灰色粘土層を堆積させる湖沼が存在していた可能性も否定できない。ただし、得られたコアの中で最も堆積中心に近い wk-02-1 は、イベント Fd-f の層準 (灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界) を捉えていない。また、wk-p-07 が堆積中心を捉えていないとしても、凹地の規模と現在の地形 (Fig.

4-17a) から、wk-p-07 掘削地点が堆積中心から数 m 以上大きく外れているとは考え難く、実際には wk-02-1 と wk-p-07 地点の間に大きな堆積環境の差が生じていた可能性は低い。以上から、wk-p-07 の深度 1.54 m をイベント Fd-f の層準と認定し、その年代推定には wk-p-07 を用いる。

4.2.1.2.3. 崖成長イベント層準の認定

凹地が成長している痕跡を確かめるために崖の基部で行ったピット調査(ピット F)では、複数の堆積物の変形構造や明瞭な層相変化が認められた。以下、ピット F の層相・解釈と、推定された凹地 Fd の崖成長イベントの認定について順に述べる。壁面のフォトモザイクは補遺 4 の Fig. S3 に示す。

4.2.1.2.3a. ピット F

ピット F では基盤を露出させることはできなかったが、壁面北側(崖側)には高角で南側に傾斜する礫質な層(ユニット F71)が認められ(Fig. 4-18a)、その南側には粘土層を挟む泥炭層(ユニット F10-50)が厚く堆積する。壁面の底部には灰色粘土層(ユニット F70)が露出した。

ユニット F10 は水分を多く含む暗褐色泥炭層で、未分解の植物片を多く含む。含まれる植物片はほぼ現在の地表面と平行である。凹地 E と同様、観察のために表面を削った直後は赤い還元色を示すが、大気に触れると酸化して徐々に暗褐色へ変化する特徴を持つ。凹地全体で層厚は 10-20 cm ほどで、北側の表土との境界は遷移的である。

ユニット F11 は有機質な暗灰色粘土層で、壁面の南側では層厚約 10 cm、水平グリッド 3.0 m 付近では層厚約 40 cm と、北側に向かって層厚を増す。ユニット内には肉眼視できる大きさの未分解植物片も多数含まれ、それらも北側へ傾動する。

ユニット F12 は 5–10 cm 程度の層厚を持つ中～細粒砂層で、緑灰色の角礫（細礫）を多く含む。ユニット F12 は北側へ向かって撓み下がり、徐々に薄層化し水平グリッド 2.8 m 付近でせん滅する。北側の崖 4 には繋がらないことから、ユニット F12 は崖錐堆積物ではない。

ユニット F20 は黒色を呈する有機質な粘土で、層厚は 5–10 cm ほどである。北側への傾斜を示し、水平グリッド 2.7 m 付近でせん滅する。その下位のユニット F21 はユニット F11 によく似た有機質な暗灰色粘土層で、最大層厚は水平グリッド 3.0 m 付近で約 30 cm である。含まれる未分解の植物片は、ユニット F20 と同程度の北側への傾斜を示す。

ユニット F30 は暗褐色泥炭層で、未分解の植物片（葉片、種子、小枝など）を豊富に含み、直径 10 cm を超す倒木も含む。水平グリッド 2.0 m 付近の層厚は 20–30 cm 程度で、北側に向かって薄層化し、水平グリッド 2.8 m 付近で消滅する。上位のユニットと同様、明瞭な北側への傾斜を示す。

ユニット F40 と F41 は有機質な暗灰色粘土層で、未分解の植物片を含むが、特にユニット F41 は柔らかく水分量が多い。ユニット F41 は高角に南側へ傾斜する礫質なユニット F71 と北側で接し、下位のユニット F50 に形成された割れ目を埋める構造を示す。これはいわゆる Fissure-Fill 構造と呼ばれ、正断層ないし横ずれ型活断層のトレンチ壁面でしばしば認められる構造である（例えば、McCalpin, 2005）。

ユニット F50 は未分解の植物片を主体とする泥炭層で、直径が 20 cm に及ぶ倒木を含む。層厚は水平グリッド 2.0 m 付近で最大 80 cm に及び、含まれる植物片は北傾斜を示すが、上位のユニット F30 や F21 と比較するとその傾斜は不明瞭である。

壁面の基底付近に出現した無機質な灰色粘土層は、やや角礫を含むものの、その層相と深度から wk-02-2 で確認したユニット F70 (Fig. 4-18a) に対比される。ユニット F70 は北側の崖に向かって高度を徐々に増し、ユニット F71 に遷移的に変化する。ユニット F71 は礫を豊富に含むが、その間は暗灰色シルトにより充填される。含まれる礫のうち一部は玉ねぎ状風化した安山岩であり、これは排水河谷付近の露岩 (Fig. 4-4 の Loc. 9) と同様である。

以上の層相から、ユニット F10 が現在の湿地環境で堆積したのに対し、ユニット F11 は基質がやや粘土質であることから、現在よりも水分の多い湿地で堆積したことが示唆される。ユニット F12 に含まれる礫は、凹地 Fd の排水河谷周辺の露頭で確認された安山岩 (Fig. 4-4 の Loc. 5) とは異なるため、流水を伴って上流から供給された可能性が高い。さらにその層相と深度が凹地 E のユニット E22 (Fig. 4-9a) と類似しており、両者が同時期の堆積イベントを示す可能性がある。ユニット F41 と F50 の境界に認められた Fissure-Fill 構造は、湿地環境が続く中で割れ目が形成され、周囲からの堆積物で速やかに埋められるイベントが発生したことを示唆する。崖側に堆積するユニット F71 は崖錐堆積物と考えられるが、シルトによる基質支持であること、色が南側のユニット F11 や F21 と類似していることから、イベントに伴い短期間で供給された崖錐堆積物ではなく、凹地堆積物中に崖から転石によって安山岩礫が定常的に供給される環境下で、ある程度時間をかけて堆積した可能性が高い。

4.2.1.2.3b. 崖成長イベントの認定

凹地の堆積中心はピットの南側の wk-02-1 付近 (Fig. 4-18a) であることから、圧密が作用した場合は、堆積物は堆積中心、すなわちピット壁面の南側に向かって傾斜するはずである。したがって、ピット F の一部のユニットで認められた北側への傾斜と撓み下がりには圧密作用では説明できず、崖の基部で凹地堆積物が北へ傾動するイベント (McCalpin, 2003; Gutiérrez et al., 2010) が示唆される。また、ユニット F40, F41 で認められた Fissure-Fill 構造も地層に割れ目を生じさせるイベントとの関連が疑われる。

ユニット F11 は北側に向かって 10-20°程度傾斜しており、これは崖 4 の成長に伴い上盤側が撓み下がる運動を示す (Fig. 4-18a)。一方で、それを覆うユニット F10 に含まれる植物片はほぼ水平に堆積していることから、ユニット F10 堆積以降は凹地に変形を与えるイベントは発生していない。したがって、崖成長イベント (Fd-1) の層準はユニット F11 と F10 の境界に認定され、表層の堆積物が侵食されていないのであれば、最も新しい時代に起

きたイベントと考えられる。なお、イベント Fd-1 は傾斜不整合のみで認定したため、徐々にクリープ的に発生したのか突発的に発生したのかは不明である。

イベント Fd-1 に先行する崖成長イベント (Fd-2) は、Fissure-Fill 構造を基にユニット F41 と F50 の境界に認定した (Fig. 4-18a)。イベントによってユニット F50 の上面に割れ目が生じ、ユニット F40, F41 がその割れ目を埋めたと考えられる。割れ目を埋めるユニット F41 (暗褐色粘土) が水分を多く含む緩い堆積物であることも、イベントにより凹地が排水不良になったことを示し、イベントの認定を支持する。なお、イベント Fd-2 に関しては、Fissure-Fill 構造の存在から、突発的な発生であったと考えられる (McCalpin, 2003; McCalpin et al., 2011)。

4.2.1.2.4. テフラ分析結果

採取したサンプルのテフラ分析、¹⁴C 年代測定結果を基に凹地 Fd の形成・崖成長イベントの年代を推定する。以下、テフラ分析に基づく凹地 Fd 堆積物のおおよその年代と wk-p-07 コアのテフラ分析結果を順に説明する。

4.2.1.2.4a. テフラ分析に基づく凹地堆積物のおおよその年代

凹地堆積物の大まかな年代を把握することを目的に、まずは wk-02-2 のユニット F50 (泥炭層) から F80 (黄褐色シルト層) の区間のテフラ分析を実施した (Fig. 4-18b)。本研究では、小村 (2016MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラスの分類基準に基づいた鉱物粒子のカウントを実施した。

黄褐色シルト層 (ユニット F80) の上面付近でタイプ A 型火山ガラスの含有率が約 10–12 %のやや高い値を示す。このうち下位のピークに含まれる火山ガラスの屈折率は 1.509–1.514 を示し、K-Ah テフラの屈折率と一致する (Fig. 4-18b)。明瞭なピークではないものの、深度 2.0 m 付近ではほぼ 0 %の含有率が上位に向かって 12 %に上昇することから、黄褐色シルト層堆積中に K-Ah テフラが降灰した可能性が高く、ピット F 壁面の堆積物を含む上位

の凹地堆積物はいずれも K-Ah テフラ降灰（7030–7165 cal BP）以降に堆積したと推定される。

4.2.1.2.4b. wk-p-07 のテフラ分析結果

wk-p-07 については深度 1.35–2.30 m の区間に対し基本的に 2.5 cm 間隔で連続試料を採取し、テフラ分析を実施した（Fig. 4-19a）。また、上位の泥炭層区間は ^{14}C 年代で十分に年代決定が可能であると判断し、テフラ分析は実施していない。

タイプ A 型火山ガラスの含有率は、深度 1.80–1.85 m で約 78 % と高い値を示す。現地でのコア記載時は認識できなかったが、コア写真を詳細に観察すると、該当の箇所は礫質な黄褐色シルト層のうち、やや細粒で明度が大きい部分に対応する。含まれる火山ガラスの屈折率は 1.506–1.513 であり（Fig. 4-19a）、K-Ah テフラの屈折率と一致する。深度 2.0 m 以深でほぼ 0 % であった含有率が上位に向かって急激に上昇し、肉眼でも層相変化が確認できることから、深度 1.80–1.85 m は K-Ah テフラの降灰層準と認定した。また、深度 1.45–1.47 m においてもタイプ A 型火山ガラスの含有率が約 22 % のピークが認められる。後述する ^{14}C 年代値によると該当のピークの年代は 5250–4820 cal BP 相当であるが、越美山地の検出候補テフラ（Table 3-1）に該当する年代と火山ガラスの形状を持つテフラはなく、このピークは K-Ah テフラの二次堆積である可能性が高い。なお、黄褐色シルト層中に K-Ah テフラの降灰層準が認定されることは、wk-02-2 のテフラ分析の結果（Fig. 4-18b）とも矛盾しない。

タイプ A 型以外の形態の火山ガラスや重鉍物については、分析を行った区間において、含有率に有意な変化は認められない。K-Ah テフラの層準（深度 1.80–1.85 m）の下位には鬱陵島（Fig. 3-3）起源の U-3（8455–8376 cal BP）、U-4（10,230–10,171 cal BP）テフラ（Table 3-1）が検出される可能性があるものの、それらの降灰を示すタイプ C 型火山ガラスや重鉍物の含有率変化は認められなかった。

4.2.1.2.5. ¹⁴C 年代測定結果

凹地 Fd では、ピット F からは計 7 試料、wk-p-07 からは計 6 試料の種子、葉片、小枝、木片の ¹⁴C 年代が得られた (Figs. 4-18a, 4-19a, Table 4-1) . 全ての ¹⁴C 年代値は上述した K-Ah テフラの層準と矛盾せず、各々の ¹⁴C 年代値も層序とも整合的である。テフラ分析結果と ¹⁴C 年代値から推定される各ユニットのおおよその年代は、黄褐色シルト層 (ユニット F80) は K-Ah テフラ降灰後 (7303–7165 cal BP) に堆積を完了し、灰色粘土層 (ユニット F70) は K-Ah テフラ降灰から 5000 cal BP の間に堆積、ユニット F50–F20 までの泥炭層が 5000–2000 cal BP の間に堆積、そして砂層 (ユニット F12) を含む浅部の泥炭層は 2000 cal BP 以降に堆積したものと推定された。

4.2.1.2.6. 凹地 Fd 形成・崖成長イベントの年代推定

PPCS を用いて掘削した wk-p-07 コアは、堆積中心から大きく外れている可能性は低いと考えられたため、凹地形成イベント (Fd-f) の年代推定には wk-p-07 コアのテフラ分析結果と ¹⁴C 年代値を用いる。また、ピット壁面から得られた ¹⁴C 年代値を基に、凹地の崖成長イベント (Fd-1, Fd-2) の年代推定を行う。以下、wk-p-07 に基づく凹地 Fd 形成イベントと、ピット F に基づく崖成長イベントの年代推定について順に述べる。

4.2.1.2.6a. 凹地 Fd 形成イベントの年代

テフラ分析の結果、K-Ah テフラの降灰層準が礫質な黄褐色シルト層の深度 1.80–1.85 m に認められたため (Fig. 4-19a) , wk-p-07 の深度 1.54 m に認定した凹地形成イベント (Fd-f) は少なくとも K-Ah テフラ降灰以降に発生したと言える。一方、イベント Fd-f 層準の上位の暗褐色粘土層と泥炭層からは、計 6 試料の種子、葉片の ¹⁴C 年代値が得られた (Fig. 4-19a, Table 4-1) . 以上 6 試料の ¹⁴C 年代値と認定した K-Ah テフラの降灰層準を用いてベイズ推

定 (Sequence モデル) を行い、各年代値の暦年較正と凹地 Fd 形成・成長イベント年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-19b) .

イベント Fd-f の層準は、得られた ^{14}C 年代のうち最も古い深度 1.50 m の WY-36L (葉片 ; 5440–5060 cal BP) と K-Ah テフラの年代で制約することができ、ベイズ推定に基づく年代は 7200–5300 cal BP となる。なお、ピット F 壁面から得られた最も古い ^{14}C 年代は、灰色粘土層中の WY-19T (小枝 ; 5050–4440 cal BP) である (Fig. 4-18a, Table 4-1) . イベント Fd-f の年代はこの WY-19T の年代よりも古いとも言えるが、wk-p-07 コアの年代を用いた方がより狭い範囲に制約することができたため、上述の 7200–5300 cal BP をイベント Fd-f の年代として採用する。

なお、他の凹地で推定された堆積速度と比較するため、wk-p-07 から得られた年代指標を基に各堆積物の堆積速度を推定したところ、深度 0.60 m の WY-31L (葉片 ; 4780–4430 cal BP) と深度 1.35 m の WY-34S (種子 ; 4860–4700 cal BP) の層位と年代から、その間の泥炭層の堆積速度は 1.65–6.20 mm/yr と推定された。この値は、凹地 E で推定された泥炭層の堆積速度のうち、wk-p-01 を用いて推定された値 (0.86–1.08 mm/yr ; Fig. 4-14) と比較すると大きい値であるが、wk-p-08 を用いて推定された値 (0.40–5.17 mm/yr, 0.95–3.95 mm/yr; Fig. 4-15) とは矛盾しない。さらに、深度 1.50 m の WY-36L (葉片 ; 5440–5060 cal BP) と K-Ah テフラの降灰層準の層位と年代から、その間の上部に灰色粘土層を含む礫質黄褐色シルト層の堆積速度は 0.12–0.20 mm/yr と推定された (Fig. 4-19b) .

4.2.1.2.6b. 崖成長イベントの年代

ピット F の壁面観察により、少なくとも 2 回の凹地成長イベント (Fd-1, Fd-2) が認定された (Fig. 4-18a) . ピット F 壁面から得られた ^{14}C 年代値を基にベイズ推定 (Sequence) を行い、 ^{14}C 年代値の暦年較正と崖成長イベント年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-20) .

ここで示す柱状図は、水平グリッド 2.3 m 付近 (Fig. 4-18a) の模式柱状図であり、¹⁴C 年代値のサンプル位置を投影したものである。

ユニット F11 と F10 の境界に認定した最新の崖成長イベント Fd-1 は、ユニット F11 中から採取した WY-13L (葉片; 630–510 cal BP) 以降と制約され、ベイズ推定に基づく年代は 520 cal BP 以降、ないし西暦 1430 年以降となる (Fig. 4-20)。

ユニット F50 とユニット F41 との境界に認定した崖成長イベント Fd-2 は、ユニット F30 中から採取した WY-16L (葉片; 3820–3580 cal BP) とユニット F50 の上位から採取した WY-17T (小枝; 4820–4520 cal BP) によって年代を制約され、ベイズ推定に基づく年代は 4680–3660 cal BP となる (Fig. 4-20)。

また、泥炭層に狭在する砂層 (ユニット F12) は流水を伴って短期間で凹地に供給されたイベント堆積物であり、同様にベイズ推定を用いてその堆積年代を推定すると、直上の暗褐色粘土層 (ユニット F11) から得られた WY-14W (木片; 650–530 cal BP) と、直下の黒色粘土層 (ユニット F20) から得られた WY-15T (小枝; 2120–1930 cal BP) によって制約され、ベイズ推定に基づく年代は 1990–620 cal BP となる。この砂層は、崖 4 以外の集水域から流水を伴って供給されたイベント堆積物と考えられる。層相と出現深度が類似する砂層が凹地 E においても認められ (ユニット E22, Fig. 4-7), ユニット E22 の年代はイベント E-2 の年代と同じく 3410–460 cal BP と推定されている (Fig. 4-16)。両凹地の砂層は年代の上でも矛盾しないため、両者を同時期面として扱うことで、崖成長イベント年代の制約に砂層が貢献する可能性がある。

4.2.1.3. 凹地 Fu

凹地 Fd の上流に位置する凹地 Fu は右岸側の小規模な地すべりによってせき止められ、南北に細長い平面形態を持つ (Fig. 4-17a)。凹地は南北に約 34 m、東西に最大で 9 m の規模で、表面積は約 100 m² である。凹地表面の北半分は湛水し (Fig. 4-17c)、春期調査時は

最大水深 30 cm 程度の池となっていた。ただし、狭窄部の堤体と水面の高さはほぼ同じで、狭窄部の下流側には水が流れた痕跡もあることから、豪雨時や融雪期には越水している可能性が高い。一方で、秋期調査では比較的凹地表面は乾いており、池よりも湿地に近い環境であった。凹地 Fu は南北に細長いため、南北方向に最も深い地点を推定することは難しいが、柏原（2018MS）は、右岸側の小規模な地すべりの影響を避けつつ、せき止め箇所から南へ 8 m、西側の凹地の縁から東へ 3.8 m の、東西断面（Fu-Fu'）で最も深くかつ最も標高が低い地点を選定し、PPCS を用いたコア掘削（wk-p-06）を実施した（Fig. 4-17a）。掘削は水位の下がった秋に実施したものの、それでも凹地表面が非常に軟らかく自然状態では掘削作業および掘削器具の搬入が困難であったため、倒木などを脚場として利用することで掘削が可能となった。

4.2.1.3.1. wk-p-06 の層相と凹地 Fu 形成・崖成長イベント層準の認定

柏原（2018MS）の記載情報（補遺 1）に基づき wk-p-06 の柱状図を作成した（Fig. 4-21）。掘削は深度 3.72 m まで行い、それより深い部分は PPCS を用いても掘削することができなくなつたため、礫層か基盤に達したと考えられる。

柏原（2018MS）によると、地表から深度 2.72 m は未分解の植物片を主体とした泥炭層である。また、深度 2.39–2.40 m には無機質な灰色粘土の薄層が挟まる。なお、コア写真を確認すると、柏原（2018MS）が一樣に泥炭層とした区間のうち、深度 2.19–2.39 m は比較的粘土質である。粘土質な区間は、一時的に形成された湖沼が埋積する間の湖沼と湿地の中間的な環境に対応し、本研究では深度 2.19–2.39 m を暗褐色粘土層と区分した。深度 2.40–2.72 m は再び未分解の植物片を主体とした泥炭層で構成され、その下位の深度 2.72–2.89 m に有機質な暗灰色粘土層、深度 2.89–3.25 m に無機質な灰色粘土層が認められ、いずれの層境界も遷移的である。暗灰色粘土層中の深度 2.83–2.84 m には、明褐色の極細粒砂が狭在し、構成粒子のほとんどが火山ガラスであることが肉眼視できた。灰色粘土層の下位の深度 3.75–3.85 m は、灰色粘土を基質とした礫層（粘土質礫層）である。粘土質礫層の基底は酸化マン

ガンに由来すると考えられる赤褐色層が存在し、さらにその下位には掘削を行った 3.72 m まで暗黄褐色の細～中礫層が認められた。基質はシルトおよび砂で、含まれる礫は美濃帯の砂岩由来と考えられる亜角礫～角礫である。

以上の層相から、深度 0–2.72 m の泥炭層に狭在する灰色粘土層と暗褐色粘土層は、湿地環境時に一時的に水深のある湖沼が形成され、その湖沼が埋積し再び湿地へ戻る環境変化を示し、湖沼の形成は凹地をせき止める崖成長イベントを示唆する。なお、暗褐色粘土層中に狭在する明褐色の極細粒砂層（深度 2.83–2.84 m）は、テフラの降灰層準に対応すると考えられる。さらに、深度 3.75–3.85 m の粘土質礫層は湖沼堆積物と崖錐堆積物が混合した堆積物と考えられた。基底付近の暗黄褐色礫層は、若丸山サイトの他の凹地で認められた風成堆積物と類似する暗黄褐色を呈し、赤褐色層を挟んだ粘土質礫層との層相変化も明瞭であることから、この暗黄褐色礫層は凹地形成以前の堆積物と考えられる。ただし、段丘上に堆積する風成ローム層と比較すると礫質なため、掘削地点は凹地が形成される以前から既に谷底であり、その谷埋堆積物と風成堆積物の混合物である可能性が高い。

以上の層相とその解釈から、凹地形成以前の堆積物（暗黄褐色礫層）から凹地堆積物（粘土質礫層）へと層相が明瞭に変化する深度 3.35 m の層準で凹地形成イベント（Fu-f）が発生したと推定される。また、泥炭層中の深度 2.19–2.40 m に狭在する灰色粘土層は、湿地環境下で崖の成長に伴う湖沼形成イベントを示すと考えられ、灰色粘土層基底の深度 2.40 m に崖成長イベント（Fu-1）を認定した。

4.2.1.3.2. テフラ分析結果

wk-p-06 については、柏原（2018MS）が作成した wk-p-06 のスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉍物粒子のカウントを実施した（Fig. 4-21）。分析は基本的に 2.5 cm 間隔で実施したが、深度 0–0.9 m の区間はそのほとんどが植物片で構成され、

鉍物粒子のカウントに十分な粒子数（300～500 粒子）がスライドガラスに含まれていなかったため結果から除外した。

コア記載の段階でテフラ降灰層準と判断した深度 2.83–2.84 m の明褐色の極細粒砂層は、タイプ A 型の火山ガラスの含有率が 80%以上に達し、確実にテフラの降灰純層であることを追認した。火山ガラスの屈折率は 1.509–1.513 に集中し、屈折率が K-Ah テフラの特徴と一致する（Fig. 4-21 の RIMS③）。また、深度 2.83–2.84 m の下位では全ての形態の火山ガラス含有率がほぼ 0%になることも深度 2.83–2.84 m のピークがテフラの降灰層準であることを強く示唆する。以上から深度 2.83–2.84 m を K-Ah テフラの降灰層準と認定した。

K-Ah テフラの上位の泥炭層中からは、タイプ D 型火山ガラスの含有率について少なくとも 2 つのピークが認められた。凹地 E で掘削した wk-p-01（Fig. 4-12）と同様、2 つのピークについては三瓶山起源（Fig. 3-4）の S2-fl（ 5501 ± 20 cal BP）、Th-pd（ 4036 ± 32 cal BP）テフラ（Table 3-1）と対比される可能性が高い。ただしこれら泥炭層中のテフラは凹地 Fu 形成年代の推定には直接関係しないため、テフラの同定に関する詳細は補遺 5 に記した。一方、認定した K-Ah テフラの層準（深度 2.83–2.84 m）の下位では、全ての形態の火山ガラスおよび重鉍物にテフラの降灰層準を示すような含有率の変化は認められない。

4.2.1.3.3. ^{14}C 年代測定結果

wk-p-06 は柏原（2018MS）により、高密度な ^{14}C 年代測定が行われたコアであり、1 本のコアに対しての測定数は若丸山サイトで採取されたコアの中で最も多い。計 34 試料の種子、葉片、小枝の ^{14}C 年代値が得られたが、本研究ではこれらに加えてハンドピッキング法で取り出した 1 試料の微粒炭（WY-70C）の ^{14}C 年代測定を実施した（Figs. 4-21, 4-22, Table 4-1）。得られた ^{14}C 年代値のうち、最も深い深度 2.97–3.00 m から採取した WY-71L（葉片）は、認定した K-Ah テフラの降灰層準（深度 2.83–2.84 m）の下位から採取したにもかかわらず $5290 - 4970$ cal BP と若い年代を示し、かつ上位の ^{14}C 年代値と比較しても若返った年代値である（Fig. 4-22, Table 4-1）ため、WY-71L は棄却することとする。WY-71L は深度 2.97–

3.00 m のサンプラー先端部（ビット；Fig. 3-2e）から得られたサンプルであり，掘削時もしくは引き上げ時に混入した葉片を誤って採取してしまったか，上位から貫入した根の一部を葉片と誤認して測定した可能性がある．

テフラ分析結果と ^{14}C 年代値から推定される各層のおおよその年代は，黄褐色シルト層と灰色粘土層は K-Ah テフラ降灰（7303–7165 cal BP）以前に堆積を完了し，その上位の暗褐色粘土層と泥炭層が K-Ah テフラ降灰以降に堆積したものと推定された．ただし，泥炭層の表層に近い深度 0.20 m 付近の年代が 3000 cal BP 程度と頭打ちになっていることから，3000 cal BP 頃には既に凹地容量の上限付近まで埋積が完了していたと考えられる．

4.2.1.3.4. 凹地 Fu 形成・崖成長イベントの年代

35 試料の ^{14}C 年代と認定したテフラの降灰層準を用いてベイズ推定（Sequence モデル）を行い，各年代値の暦年較正と凹地 Fu 形成・成長イベントの年代の確率密度分布を推定した（Fig. 4-22）．なお，深度 2.09–2.12 m から採取した WY-60S（種子；5580–5310 cal BP）と認定した S2-fl テフラの降灰層準（補遺 5），および深度 2.67–2.70 m から採取した WY-67S（種子；6890–6740 cal BP）と WY-68L（葉片；6660–6460 cal BP）は，同じ深度のサンプルから得られた年代値であるため，ベイズ推定のための上下関係を与えることができない．したがって上下関係を与えない Phase コマンド（Bronk Ramsey, 2009）を用いて，ベイズ推定の Sequence モデルに組み込んだ．

灰色粘土層と暗黄褐色礫層の境界である深度 3.35 m に認定した凹地形成イベント（Fu-f）は，得られた ^{14}C 年代の中で最も古い灰色粘土層中の深度 2.95–2.97 m の WY-70C（微粒炭；7270–7160 cal BP）の年代より古いと言える（Fig. 4-22）．しかし，実際には WY-70C の採取深度とイベント Fu-f の層準の間には約 40 cm の灰色粘土層と粘土質礫層が存在するため，7200 cal BP を大きく遡る時代にイベント Fu-f が発生した可能性が高い．一方で，凹地 E の

wk-p-01 の結果と同様、その年代が AT テフラ降灰の年代 ($30,009 \pm 189$ cal BP) まで遡ることとはないと考えられる。

ここで、深度 3.00–3.45 m 間の灰色粘土層と粘土質礫層の堆積速度が一定だと仮定する。K-Ah テフラの降灰層準 (深度 2.83–2.84 m) と WY-70C の層位と年代から推定されるその間の堆積速度は 1.1 mm/yr 以上となり、この値をイベント Fu-f の層準 (深度 3.35 m) まで外挿すると、イベントの年代は 7640–7200 cal BP と推定される (Fig. 4-22) 。しかしながら推定された堆積速度 (1.1 mm/yr 以上) は、凹地 E で推定された灰色粘土層の堆積速度 0.06–0.14 mm/yr (Fig. 4-14) , 0.05–0.15 mm/yr (Fig. 4-15) と比較して明らかに過大な値であり、その原因として WY-70C の ^{14}C 年代値が実際の堆積年代よりもわずかに若返っている可能性が挙げられる。WY-70C は、棄却した WY-71L と同様、サンプラー先端部 (コアキャッチャー) から得られたサンプルであり、掘削時もしくは引き上げ時に混入した葉片を誤って採取してしまったか、測定に供した微粒炭の由来が上位から貫入した根であった可能性がある。一方で、WY-70C に次いで古い ^{14}C 年代値である深度 2.80 m の WY-69T (小枝 ; 6960–6790 cal BP) と K-Ah テフラの降灰層準の層位と年代から推定されるこの間の暗褐色粘土層の堆積速度は 0.05–0.24 mm/yr となる (Fig. 4-22) 。この値は、凹地 E の wk-p-08 で推定された暗褐色粘土層の堆積速度 0.07–0.35 mm/yr と同等の値であり、おおむね妥当な推定値と考えられる。したがって、過大な堆積速度の推定の原因となった WY-70C の年代値は棄却し、同様に WY-70C を用いて推定したイベント Fu-f の年代 7640–7200 cal BP も信頼度は低いため、以降の考察には採用しない。

WY-69T と K-Ah テフラ降灰層準を用いて推定した暗褐色粘土層の堆積速度 (0.05–0.24 mm/yr) をイベント Fu-f の層準まで外挿した場合、その年代は 17,790–9320 cal BP となる (Fig. 4-22) 。実際には深度 2.89–3.25 m の灰色粘土層はさらに堆積速度が遅いことが予想され、そのイベント年代の下限值はさらに古くなる可能性がある。ここで、暗褐色粘土層の下端 (深度 2.89 m) の年代は、上述の暗褐色粘土層の堆積速度外挿から 8540–7390 cal BP と

推定される。深度 2.89–3.35 m 間の灰色粘土層および礫層の堆積速度を直接推定することはできないが、詳しくは 4.4 項で後述するが、若丸山サイトの凹地で認められた暗褐色粘土層と灰色粘土層の堆積速度のうち、最も小さい値は 0.03 mm/yr であったため、凹地 Fu の灰色粘土層の堆積速度もこの値よりさらに小さい値である可能性は低いと考えられる。深度 2.89–3.35 m 間が一様に 0.03 mm/yr の堆積速度で堆積したと仮定した場合、イベント Fu-f の年代の下限値は 23,870 cal BP と推定された (Fig. 4-22)。

一方で、深度 3.25–3.35 m の礫層は非常に短期間で堆積した崖錐堆積物である可能性が高いため、この場合礫層の上面 (深度 3.65 m) がイベント Fu-f の層準相当と見なすことができる。WY-69T と K-Ah テフラ降灰層準を用いて推定した暗褐色粘土層の堆積速度 (0.05–0.24 mm/yr) を深度 3.65 m まで外挿した場合、イベント Fu-f の年代の取りうる範囲は 15,770–8900 cal BP と推定される。以上の全ての堆積速度外挿パターンを統合すると、イベント Fu-f の取りうる年代範囲は 23,870–8900 cal BP となる。

さらに、泥炭層中の深度 2.40 m に認定した崖成長イベント Fu-1 は、上下の小枝の ^{14}C 年代 (WY-63T と WY-64T) によって挟み込むことができ、ベイズ推定に基づく年代は 6130–5710 cal BP となった (Fig. 4-22)。

なお、他の凹地の堆積速度と比較を行うため、上位の泥炭層と暗褐色粘土層の堆積速度を推定する (Fig. 4-22)。深度 0.20 m の WY-37L (葉片; 3340–3160 cal BP) と深度 2.15 m の WY-61L (葉片; 5590–5320 cal BP) の層位と年代から推定されるこの間の泥炭層の堆積速度は 0.78–1.00 mm/yr となる。その下位の暗褐色粘土層について、WY-61L と深度 2.40–2.43 m の WY-64T (小枝; 6190–5940 cal BP) の層位と年代から推定されるこの間の堆積速度は 0.27–1.10 mm/yr となる。さらに下位の泥炭層について、深度 2.40–2.43 m の WY-64T と深度 2.68 m の WY67S (種子; 6890–6740 cal BP) および WY-68L (葉片; 6660–6460 cal BP) の層位と年代から推定されるこの間の堆積速度は 0.25–1.11 mm/yr となる。このように wk-p-06 は若丸山サイトの凹地を埋積する主の堆積物の堆積速度が、上位に向かって灰色粘土層、暗褐色

粘土層，泥炭層の順で大きくなることを示す証拠となったコアである．一方，泥炭層中の深度 1.350–1.375 m の WY-50S（種子；3560–3450 cal BP）と深度 1.400–1.425 m の WY-51L（葉片；4520–4290 cal BP）の間には 1100–700 cal BP，あるいは 1.675–1.700 m の WY-54L（葉片；5030–4840 cal BP）と深度 1.725–1.750 m の WY-55S（種子；5580–5310 cal BP）の間には 700–300 cal BP 程度の年代ギャップが生じている．このような年代ギャップは泥炭層中に肉眼視できない不整合が存在することを示唆しており，高密度に年代測定を行うことで初めて認識された泥炭層の特徴である．

4.2.2. 掘削結果：稜線東部

稜線の東部では，東から順に凹地 A，凹地 B，凹地 C，そして凹地 D の 4 か所の凹地で掘削調査を行った（Fig. 4-4）．以下，東の凹地 A から順に掘削調査の結果を記す．

4.2.2.1. 凹地 A

凹地 A は，若丸山サイトで調査した凹地の中で最も東に位置し，かつ最短距離で約 150 m と，調査を行った凹地の中で根尾谷断層から最も近い場所に位置する（Figs. 4-4, 4-23a）．北東斜面に北西—南東方向に伸びる直線的な崖 1 が形成され，現在は Loc. 11 の崩壊によって崖の北側が途切れる（Fig. 4-4）．崖 1 によってせき止められる凹地 A は，崖と同じく北西—南東方向に細長い平面形態を持ち，凹地の長軸の長さは約 30 m，面積は約 35 m² である．凹地をせき止める崖 1 の高さは最大で比高約 2 m で，凹地形成当初，排水河谷が凹地の南東に形成されていた可能性が高いが，現在は凹地の南東（Fig. 4-23a の Loc. 12）で小規模な崩壊が発生し，排水河谷は閉ざされている．凹地表面の一部は泥炭質な堆積物に覆われ，他の凹地と比較すると乾燥している（Fig. 4-23b）．柏原（2016MS）は，現在最も標高が低く，崖 1 に直行する地形断面から，現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と

考えられる地点を推定し、1本のハンドコア（wkE-01）を掘削した（Fig. 4-23a）。

4.2.2.1.1. wkE-01の層相と凹地A形成イベント層準の認定

Fig. 4-24aに、柏原（2018MS）の記載情報（補遺1）に基づき作成したwkE-01の柱状図を示す。掘削は深度3.0 mまで実施したが、2.5 mより深い部分は引き上げ時に抜け落ちてしまったため、採取・記載をすることができなかった。

表層から深度0.71 mは未分解の植物片を多量に含む泥炭層であり、柏原（2016MS）によると、その下位の深度0.71–1.17 mは一様に無機質な灰色粘土層とされる。しかし、本研究では粘土層の色と有機物の含有度合いから深度0.71–0.82 mを有機質な暗褐色粘土層、深度0.82–1.17 mを無機質な灰色粘土層と細分した。灰色粘土層の下位は、酸化マンガンに由来すると考えられる赤褐色層を挟み、深度1.17–2.50 mには無機質な黄褐色シルト層が存在する。そのうち、深度2.30 mより深い部分はやや色が暗くなり、砂と細礫を多く含む。ハンドコアラの感触から、少なくとも深度3.0 mまでは同様の層が続き、基盤岩や礫層には達していない。

凹地Eでの解釈と同様、黄褐色シルト層は風成堆積物で、凹地ができる以前の緩斜面で堆積したと考えられる一方、灰色粘土層は湖沼、泥炭層は湿地を示し、以上の層序は緩斜面ないし平坦面で凹地・湖沼が形成され、埋積が進むことで湿地へと環境変化したことで説明できる。

以上の層相と解釈から、黄褐色シルト層と灰色粘土層の明瞭な境界（深度1.17 m）が凹地A形成イベント（A-f）の層準に対応すると考えられる。一方で、凹地Aは現在、30–40°北東方向に傾斜する急斜面上に位置し、崖が形成されることによって黄褐色シルト層（風成ローム）が厚く堆積するような緩斜面になったと考えることもできる。この場合、凹地形成イベントは黄褐色シルト層のさらに下位の層準で発生したこととなるが、地形断面から推定される凹地の基底深さはせいぜい1 m程度で（Fig. 4-23aのA-A'断面）、黄褐色シルト層と灰色粘土層の境界（深度1.17 m）をイベントA-fの層準とする前者の考え方と整合的であ

る。以上から、これまで他の凹地で凹地形成層準を認定した根拠と同様、黄褐色シルト層と灰色粘土層へ層相が明瞭に変化する深度 1.17 m をイベント A-f の層準と認定した (Fig. 4-24a)。

4.2.2.1.2. テフラ分析および ^{14}C 年代測定結果

wkE-01 については、柏原 (2018MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉍物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-24a)。ただし、深度 0.25–0.40 m の区間はほとんどが植物片で構成され、鉍物粒子のカウントに十分な粒子数 (300–500 粒子) がスライドガラスに含まれていなかったため結果から除外した。

タイプ A 型火山ガラスは、地表から深度 2.5 m にかけて 1–4% 程度で含有率が推移し、明瞭なピークは認められない。柏原 (2018MS) によると、灰色粘土層中の深度 1.05–1.10 m 中に含まれるタイプ A 型火山ガラスの屈折率は 1.509–1.512 に集中し (Fig. 4-24a の RIMS②)、K-Ah テフラの屈折率と一致することから、少なくとも泥炭層から灰色粘土層中に含まれるタイプ A 型火山ガラスの大半は K-Ah テフラ由来と考えられる。一方で、深度 1.17 m より下位の凹地形成以前に堆積したと考えられる黄褐色シルト層中からもタイプ A 型火山ガラスが 0–4% 程度検出された。そのうち、最も含有率の高い深度 1.40–1.45 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.508–1.512 に集中し (Fig. 4-24a の RIMS③)、これらも K-Ah テフラ由来と考えられ、wkE-01 コアの深度 2.5 m より上位全てが少なくとも K-Ah テフラ降灰 (7303–7165 cal BP) 以降に堆積した堆積物と言える。

一方、タイプ C 型火山ガラスについては、その下位では 2% 以下で推移する含有率が深度 0.80–0.85 m で約 5.5% に急激に上昇するピークが認められる。K-Ah テフラの上位でタイプ C 型の火山ガラスを持つテフラとして、伊豆半島起源の天城カワゴ平 (KGP) テフラ (3227–3129 cal BP) と朝鮮半島起源の白頭山苦小牧 (B-Tm) テフラ (AD946 年) が候補として挙げられる (Fig. 3-4; Table 3-1)。含まれる火山ガラスの屈折率は基本的に 1.499–1.502 の範囲に集中し、KGP テフラの屈折率 (1.493–1.503) と一致する (Fig. 4-24a の RIMS①) 一方で、B-

Tm テフラの屈折率 (1.511–1.522) とは異なるため、このピークは KGP テフラに対比できる可能性が高い。また、柏原 (2018MS) はこのピークの上位にあたる深度 0.70–0.75 m から WY-22T (小枝 ; 2310–1820 cal BP) の ^{14}C 年代値を得ており (Fig. 4-24a, Table 4-1) , この年代も KGP テフラとの対比を支持する。越美山地周辺では、根尾川沿いの段丘上の風成層中 (金田, 2009; Fig. 3-3 の地点 c) や濃尾平野の沖積層中 (中西・竹村, 2015; Fig. 3-3 の地点 b) から KGP テフラがクリプトテフラとして検出された事例があり、同じく越美山地の比較的堆積速度の速い泥炭層中であれば KGP テフラが検出される可能性は高いと考えられる。以上から、深度 0.80–0.85 m を KGP テフラの降灰層準と認定した。

タイプ D 型火山ガラスの含有率は、黄褐色シルト層中ではタイプ A 型と同様に 0–2 % 程度で推移するが、深度 0.70–0.75 m では含有率約 4.6% のわずかなピークが認められる。KGP テフラの上位でタイプ D 型火山ガラスを持つ主要なテフラは知られていないが (Table 3-1), McLean et al. (2018) によると噴出年代 2192–2117 cal BP のクリプトテフラ (DG14-0373) が報告されている。しかしながら、給源は不明であり、本研究の情報のみでは DG14-0373 テフラと対比することは難しい。また、表層に近い深度 0.20–0.25 m ではタイプ B 型火山ガラスの含有率が約 8.6% と、比較的高いサンプルが認められた。KGP テフラより上位で、表層に近い新しい時代のテフラの中では、白頭山苦小牧 (B-Tm) テフラ (Table 3-1) に対応する可能性があるが、同様に本研究の情報のみで B-Tm テフラと対比することは難しい。

4.2.2.1.3. 凹地 A 形成イベントの年代

柏原 (2018MS) によって得られた 1 試料の ^{14}C 年代値と KGP テフラ、およびコア全体が K-Ah テフラ以降の堆積物であるというテフラ分析の結果を基にベイズ推定 (Sequence モデル) を行い、各年代値の暦年較正と凹地 A 形成イベント (A-f) 年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-24b) 。ベイズ推定のモデルには下限値に K-Ah テフラの年代値を組み込み、灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界 (深度 1.17 m) に認定した凹地 A 形成イベント (A-f) は、

深度 0.80–0.85 m の KGP と K-Ah テフラの年代で制約され、ベイズ推定に基づく年代は 7210–3220 cal BP となる (Fig. 4-24b) .

4.2.2.2. 凹地 B

凹地 B は凹地 A から西に約 200 m 離れた場所に位置し、およそ N35°W の走向を持つ崖 2 にせき止められる、北西–南東方向に細長い平面形状の凹地である (Fig. 4-4) . 崖に沿った凹地の長さは約 25 m、面積は約 60 m²、崖の比高は最も大きいところで約 1.0 m である (Fig. 4-25a) . 凹地の東部付近に浅い排水河谷が形成されているが、凹地中心部より標高がやや高いため堆積物は現在ほとんど流出していない。現在の凹地は湿地化しており、一部湛水している (Fig. 4-25b) . 柏原 (2016MS) は崖 2 に直行する凹地の幅が最も大きくなる地点で崖 2 に直交する測線 (B-B') を設定し、B-B' 地形断面上の現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と考えられる地点を選定し、1 本のハンドコア (wkE-02) を掘削した (Fig. 4-25a) .

4.2.2.2.1. wkE-02 の層相と凹地 B 形成イベント層準の認定

柏原 (2018MS) の記載情報 (補遺 1) に基づき wkE-02 の柱状図を作成した (Fig. 4-26a) . 掘削は深度 3.0 m まで実施したが、2.5 m より深い部分は引き上げ時に抜け落ちてしまったため、採取・記載できていない。

表層から深度 0.99 m は未分解の植物片を多量に含む暗褐色泥炭層が認められ、その下位は、柏原 (2016MS) によると灰色粘土層が深度 1.22 m まで続く。しかし、本研究では粘土層の色と有機物の含有度合いから深度 0.71–0.82 m を有機質な暗褐色粘土層、深度 0.82–1.17 m を無機質な灰色粘土層と細分した。これまで述べた凹地と同様、灰色粘土層の下位には黄褐色シルト層が出現し、上位の灰色粘土層との境界は酸化マンガンの由来すると考えられる赤褐色層で明瞭に区切られる。黄褐色シルト層は深度 2.20 m まで続き、その下位の深度 2.20–2.53 m は砂分が多くなり、色もやや暗い礫質な黄褐色シルト層が認められる。ハンド

コアラーの感触から少なくとも深度 3.0 m までは同じ礫質な黄褐色シルト層が続く可能性が高い。

凹地 B において、黄褐色シルト層は凹地形成以前の平坦面ないし緩斜面で堆積し、その後崖が形成されることである程度水深のある湖沼が出現し、灰色粘土層が堆積したと考えられる。以上から、黄褐色シルト層から灰色粘土層へと変化する明瞭な層境界(深度 1.22 m)に凹地 B 形成イベント (B-f) を認定した (Fig. 4-26a)。

4.2.2.2.2. テフラ分析および ^{14}C 年代測定結果

wkE-02 については、柏原 (2018MS) が作成した wkE-02 のスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉍物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-26a)。分析間隔は基本的に 5 cm である。深度 0.15–0.30 m の区間はそのほとんどが植物片で構成され、鉍物粒子のカウントに十分な粒子数 (300~500 粒子) がスライドガラスに含まれていなかったため、結果から除外した。

タイプ A 型火山ガラスは、黄褐色シルト層中の深度 1.30–1.35 m で含有率約 25 %のピークを示す。柏原 (2016MS) は、このピークに含まれる火山ガラスの屈折率が K-Ah テフラの特徴と一致する 1.509–1.513 に集中することを示し (Fig. 4-26a の RIMS②)、K-Ah テフラの降灰層準を認定した。本研究においてもこの認定を妥当と判断する。さらに、深度 0.80–0.85 m の泥炭層中に含有率約 15 %のタイプ A 型火山ガラスのピークが認められる。しかしながら、K-Ah テフラの上位で対応する可能性のあるタイプ A 型火山ガラスは知られておらず (Table 3-1)、このピークは K-Ah テフラの二次堆積に由来すると考えられる。

深度 0.65–0.70 m では、タイプ B, C 型火山ガラスの含有率がそれぞれ約 3.5 %, 6.2 %のわずかなピークを示す。火山ガラスの形態、および認定した K-Ah テフラの上位であることから、このピークは天城カワゴ平 (KGP) テフラ (3227–3129 cal BP) と白頭山苦小牧 (B-Tm) テフラ (AD946 年) のいずれか (Table 3-1) に対比できる可能性がある。ピークに含

まれる火山ガラスの屈折率は 1.498–1.501 に集中し、KGP テフラの屈折率 (1.495–1.503) と一致する (Fig. 4-26a の RIMS①) . また、柏原 (2016MS) は、ピークの上位である深度 0.40–0.45 m から WY-20T (小枝 ; 1530–1280 cal BP) , ピークの下位の深度 0.70–0.75 m から WY-21T (小枝 3810–3250 cal BP) の ^{14}C 年代値を得ており (Fig. 4-26a, Table 4-1) , 年代も KGP テフラと矛盾しないことから、深度 0.65–0.70 m を KGP テフラの降灰層準と認定した。なお、その他のタイプの火山ガラス、および重鉍物の含有率については、分析を行った区間において全て 0~4 %程度で推移し、テフラの降灰層準を示す有意なピークは認められない。

4.2.2.2.3. 凹地 B 形成イベントの年代

柏原 (2016MS) により得られた 2 試料の ^{14}C 年代値とテフラ分析で認定した K-Ah, KGP テフラの降灰層準を基にベイズ推定 (Sequence モデル) を行い、各年代値の年代と凹地 B 形成 (イベント B-f) 年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-26b) . 灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界 (深度 1.22 m) に認定した凹地 B 形成イベント (B-f) は、深度 0.70–0.75 m の WY-21T と深度 1.30–1.35 m の K-Ah テフラの年代で制約され、ベイズ推定に基づく年代は 7210–3620 cal BP となる (Fig. 4-26b) .

なお、他の凹地の堆積速度と比較を行うため、上位の泥炭層の堆積速度を推定する。深度 0.40–0.45 m の WY-20T (小枝 ; 1530–1280 cal BP) と深度 0.40–0.45 m の WY-21T (小枝 ; 3810–3250 cal BP) の層位と年代から推定されるこの間の泥炭層の堆積速度は 0.09–0.21 mm/yr である (Fig. 4-26b) . この値はこれまで凹地 E, Fd, Fu で推定された泥炭層の堆積速度 (Figs.4-14, 4-15, 4-19b, 4-22) より小さい値であり、凹地が完全に閉塞されておらず、堆積物の流出が起きていることで堆積速度が周囲の凹地より小さくなっている可能性がある。

4.2.2.3. 凹地 C

凹地 C は崖 4 の東端付近に位置し (Fig. 4-4) , 北北西—南南東方向へ延びる細長い平面形態の凹地である (Fig. 4-27a) . 凹地は南北に約 36 m, 東西方向の幅は 5–6 m 程度であり, 約 170 m² と若丸山サイトの凹地の中で最も大きい面積を持つ. 凹地の北側が崖 4 によってせき止められ, その崖の比高は 0.5–1.0 m ほどと比較的小さい (Fig. 4-27a の挿入図) . 北東部に排水河谷が認められるが, 若丸山サイトの他の凹地と比較すると十分に開析されていない. 現在表面は湿地化しており, 春季調査の際表面の一部はさらに乾燥して草に覆われていた (Fig. 4-27b) . 凹地の規模が大きくせき止める崖も不明瞭なため, 地形断面を用いて堆積中心を推定することは難しいが, 崖 4 の影響を避けるために崖 4 から約 2.5 m 離れ, かつ現在最も標高が低い地点を選定し, 1 本のハンドコア掘削を実施した (wk-04; Fig. 4-27a) .

4.2.2.3.1. wk-04 の層相と凹地 C 形成イベント層準の認定

wk-04 の掘削は深度 1.14 m まで行ったが, 礫層ないし基盤岩に当たり, それより深い部分はハンドコアラでは掘削不能となった (Fig. 4-28) . サンプラーの径より大きな径を持つ礫層か基盤岩に到達したと考えられる.

地表から深度 0.23 m は未分解の植物片で構成される暗褐色泥炭層で, その下位の深度 0.23–0.27 m は有機質な暗褐色粘土層が続く. 深度 0.27–0.36 m は無機質な灰色粘土層で構成され, その基底は酸化マンガンの由来すると考えられる赤褐色層が認められる. その下位は採取ができた深度 1.14 m まで無機質な黄褐色シルト層が続くが, 下部ほど礫の含有量が多くなる.

以上の層相から, 泥炭層は現在と同様の湿地, 暗褐色粘土層と灰色粘土層はある程度水深のある湖沼, 黄褐色シルト層は平坦面ないし緩斜面でそれぞれ堆積し, 赤褐色層を挟んで黄褐色シルト層から灰色粘土層へと明瞭に層相が変化する深度 0.36 m が凹地 C 形成イベント (C-f) に対応すると考えられる. ただし, 表面積の大きい凹地 C において wk-04 が堆積中心を確実に捉えている保証はないため, 実際にはより古い時代に既に凹地が形成された可

能性も否定できない。イベント C-f は若丸山サイトの他の凹地で認定した凹地形成イベントと比較すると、その年代の信頼度は低い。

4.2.2.3.2. テフラ分析結果

wk-04 については、小村 (2014MS) が 5 cm 間隔で試料を採取し、テフラ分析を実施した。本研究では、小村 (2014MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉱物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-28)。

タイプ A 型火山ガラスは、灰色粘土層中の深度 0.27–0.36 m で約 30 % 程度の明瞭なピークを示す。そのうち、深度 0.33–0.36 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.509–1.513 に集中し、K-Ah テフラの屈折率と一致する。最も高い含有率は灰色粘土層中に存在するが、含有率の上昇はイベント C-f の層準 (深度 0.36 m) を跨いで下位の黄褐色シルト層中から始まり、凹地形成以前の山地平坦面ないし緩斜面であった時代に K-Ah テフラが降灰し、深度 0.27–0.36 m の含有率のピークは凹地形成後の二次堆積を示す可能性が高い。一方で、深度 0.36 m より上位の灰色粘土層中に K-Ah テフラが降灰し、その後の生物擾乱によって火山ガラスが下位の黄褐色シルト中に拡散した可能性も否定できないため、K-Ah テフラの降灰が黄褐色シルト堆積中に生じたのか、あるいは灰色粘土堆積中に生じたのか判断することは難しい。なお、タイプ B~E 型火山ガラス、および重鉱物の含有率は、分析を行った全区間で 0–4 % 程度で推移し、テフラの降灰層準を示唆する有意な変化は認められない。

4.2.2.3.3. 凹地 C 形成イベントの年代

wk-04 コアからは ^{14}C 年代が得られていないため、年代指標は K-Ah テフラの降灰層準のみである。しかしながら、上述した通り K-Ah テフラがイベント C-f の層準 (深度 0.36 m) の前に降灰したのか後に降灰したのか判定が難しいため、イベント C-f は K-Ah 降灰 (7303–7165 cal BP) 前後に生じたとしか言うことができない。

4.2.2.4. 凹地 D

重点的な調査を行った凹地 E の北側に、東西走向で長さ約 80 m の崖 3 が存在する (Fig. 4-4) . 東西にやや細長い平面形態を持つ凹地 D は、崖 3 によって北側斜面がせき止められる (Fig. 4-29a) . 凹地は東西に約 18 m, 南北に約 6 m の規模を持ち、表面積は 50 m² 程度である. せき止める崖の比高は最大約 1.0 m で (Fig. 4-29a の挿入図) , 崖 3 を開析する明瞭な排水河谷は認められないものの、凹地西側に排水河谷が形成され、豪雨時はここから水が流出する可能性がある. 凹地表面は湿地化し (Fig. 4-29b) , 春期調査時には一部は残雪に覆われていた. 凹地 D ではまず小村 (2016MS) が東西に長い凹地のうち、最も南北方向に幅が広い地点の中心からやや崖 3 寄りに堆積中心があると考え、崖 3 から約 2 m 南に離れた地点でハンドオーガーを用いて 1 本のコア掘削を行った (wk-05) . ただし、wk-05 は引き上げ時にコアの欠落が生じ、採取できたコアの連続性が悪い. また、wk-05 からは小村 (2016MS) が 5 cm 間隔でテフラ分析用の連続試料を採取したが、凹地形成層準の年代推定を行う上でその分析の解像度は十分とは言えない. 以上の問題点を解決することを目的に、本研究では PPCS を用いたコア掘削を再度実施した (wk-p-12) . wk-p-12 は wk-05 から約 1.5 m 西に移動した地点で、崖 3 の基部から 2.1 m (凹地の南縁から 3.5 m) の位置で掘削した (Fig. 4-29a) .

4.2.2.4.1. wk-05, wk-p-12 の層相と凹地 D 形成・崖成長イベント層準の認定

wk-05 は深度 3.30 m までサンプラーを差し込んだところで、礫か基盤岩に当たりそれ以上の掘削が不可能となった. ただし、引き上げ時にコアの抜け落ちが生じたため採取できたコアの深度は深度 3.11 m までである. さらに、0.5 m 間隔の掘削の継ぎ目にあたる深度 1.5 m, 2.0 m 付近ではサンプラーの引き上げ時にコアの欠落が生じた. wk-p-12 は、深度 2.0 m まで到達した時点で目的とする凹地形成層準と考えられる灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界が確認されたため、深度 2.0 m で打ち止めとし、それ以上の掘削は実施しなかった. 以

下では、wk-05 と wk-p-12 の層相と解釈を記述し、2本のコア結果に基づく堆積中心位置の推定について順に述べる。

4.2.2.4.1a. wk-05 の層相

地表から 1.22 m までは未分解の植物片を主体とする泥炭層で構成される (Fig. 4-30a) 。その下位は、深度 1.22–1.31 m は有機質な暗褐色粘土層、深度 1.31–1.41 m は未分解の植物片を主体とする泥炭層、深度 1.41–1.50 m は再び有機質な暗褐色粘土層が出現する。コア欠落部を挟むため正確な深度は不明であるが、さらに下位の深度 1.53–1.65 m は無機質な灰色粘土層で構成される。灰色粘土層の基底には酸化マンガンを由来すると考えられる赤褐色層が認められ、深度 1.65 m より下位には風成堆積物と考えられる黄褐色シルト層が続く。黄褐色シルト層は少なくとも掘削を行った深度 3.30 m まで続くと考えられるが、実際に確認したのは深度 3.11 m までである。また、そのうちの深度 2.86–3.11 m はコア径 (4 cm) よりも小さな礫を多量に含む。なお、wk-05 で認められた黄褐色シルト層の厚さは少なくとも 1.2 m 以上であり、若丸山サイトのコアの中で認められた黄褐色シルト層の中では最も厚い。

以上の層相から、泥炭層は現在と同様の湿地、暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境、灰色粘土層はある程度水深のある湖沼、黄褐色シルト層は緩斜面ないし平坦面でそれぞれ堆積したと考えられる。黄褐色シルト層が若丸山サイトの他の凹地と比較して厚い理由は、凹地 D の集水域が他の凹地と比較して小さく、かつ集水域に礫を供給するような大規模な崖が存在しないことに起因している可能性が高い。また、斜面上方にあたる南側に規模の大きな崖 4 が存在し (Figs. 4-4, 4-29a) , 崖 4 が斜面上方からの礫供給を抑制する役割を果たしていることも影響していると考えられる。wk-05 においては、黄褐色シルト層から灰色粘土層に明瞭に層相が変化する深度 1.65 m が凹地形成層準を示すと考えられる。また、泥炭層中の深度 1.22–1.31 m に狭在する暗褐色粘土層は湿地環境下で一時的な湖沼形成を引き起こす崖成長イベントが示唆される。

4.2.2.4.1b. *wk-p-12* の層相

地表から深度 1.38 m までは基本的に未分解の植物片を主体とする泥炭層である。深度 0.66–0.74 m には暗褐色粘土層が狭在する。また、泥炭層の下部の深度 1.00–1.38 m は上位より植物片の分解が進み、基質がやや粘土質である。泥炭層の下位は、遷移的に有機質な暗褐色粘土層へ変化する（深度 1.38–1.42 m）。さらにその下位の深度 1.42–1.67 m は無機質な灰色粘土層で構成され、そのうち、上部の深度 1.42–1.48 m、および 1.51 m 付近には葉片が層状に堆積する。灰色粘土層は下部に向かって灰色から徐々に黄褐色へと変化し、その基底には酸化マンガンを由来すると考えられる赤褐色層が認められる。赤褐色層を隔てて、さらに下位には淘汰が良く無機質な黄褐色シルト層が少なくとも掘削を行った深度 2.0 m まで続く。若丸山サイトの他の凹地底部で認められた黄褐色シルト層と比較すると、凹地 D の黄褐色シルト層は礫が少なく細粒で、より段丘上で認められる風成ロームに近い層相である。

wk-05 と同様、*wk-p-12* からは平坦面ないし緩斜面、ある程度水深のある湖沼、湿地環境と堆積環境が遷移したことが推測される。したがって、黄褐色シルト層から灰色粘土層へ層相が明瞭に変化する深度 1.67 m が凹地形成層準を示すと考えられる。また、深度 0.66–0.74 m に狭在する灰～暗灰色の粘土層は、湿地環境下で一時的に湖沼が出現したことを示し、崖成長イベントが示唆される。

4.2.2.4.1c. 堆積中心位置の推定

wk-05 と *wk-p-12* は東西方向に約 1.5 m 離れているため、両者の層相を比較することでどちらが東西方向で堆積中心に近いかを評価する必要がある。狭在する暗褐色粘土層は無視すると、泥炭層の基底は *wk-05* で深度 1.41 m、*wk-p-12* で深度 1.38 m とほぼ同等である。さらに、灰色粘土層の基底の深度は *wk-05* が深度 1.65 m、*wk-p-12* が深度 1.67 m とこちらもほぼ同等である。一方で、灰色粘土層の厚さに関しては、*wk-05* は少なくとも 11 cm、*wk-p-12* は 25 cm と、*wk-p-12* の方が厚い (Figs. 4-30a, 4-30b)。したがって、凹地 D が湖沼であ

った時代は少なくとも wk-p-12 の方が堆積中心に近かったと言える。なお、後述するテフラ分析の結果では、K-Ah テフラの降灰層準が wk-05 では深度 1.75–1.80 m に、wk-p-12 では深度 1.70–1.75 m にそれぞれ認定され、わずかに wk-05 の方が深い地点からその層準が検出されたものの、掘削に伴う圧縮度の違いやテフラ分析間隔の違いから、cm 精度での比較は難しく、K-Ah テフラ降灰層準の深度もほぼ同等と言える。以上から、wk-05、wk-p-12 はどちらが明確に堆積中心に近いかを断定することは難しいが、凹地形成層準の年代推定を行う上で、灰色粘土層が厚く、かつ後述の凹地形成層準付近を欠落なく採取することのできた wk-p-12 コアの年代結果を用いる。

なお、wk-p-12 の泥炭層中の深度 0.66–0.74 m で認められた暗褐色粘土層と wk-05 の泥炭層中の深度 1.22–1.31 m に認められた暗褐色粘土層について、両者の深度は約 0.6 m 離れていることからそれぞれ別々の崖成長イベントを示している可能性がある。本研究では、wk-p-12 の深度 0.74 m に崖成長イベント D-1 の層準を、wk-05 の深度 1.31 m に崖成長イベント D-2 の層準を認定した (Fig. 4-30b)。

4.2.2.4.2. テフラ分析結果

以下、wk-05 と wk-p-12 コアのテフラ分析結果を順に説明する。

4.2.2.4.2a. wk-05 のテフラ分析結果

wk-05 については小村 (2016MS) が基本的に 5 cm 間隔で連続試料を採取し、掘削を行った全ての深度に対してテフラ分析を実施した。本研究では小村 (2016MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉱物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-30a)。ただし、深度 0–1.20 m の泥炭層の区間はそのほとんどが植物片で構成され、カウントに十分な鉱物粒子 (300–500 粒子) を含むスライドガラスが作成できなかったため結果から除外した。

タイプ A 型火山ガラスは黄褐色シルト層中の深度 1.75–1.80 m で含有率約 26 %の明瞭なピークが認められる。含まれる火山ガラスの屈折率が 1.510–1.513 に集中することから (Fig. 4-30a の RIMS③) , このピークは K-Ah テフラに由来すると考えられ, 深度 1.75–1.80 m のピークを K-Ah テフラの降灰層準と認定した。認定した K-Ah テフラより上位の泥炭層中では, 深度 1.30–1.35 m でタイプ A, B, C, E 型の複数形態の火山ガラスが 8–11 %程度のピークを, 深度 1.46 m 付近で含有率約 12.2%のタイプ D 型火山ガラスのピークを示す。火山ガラスの形態と K-Ah テフラ降灰層準との関係から, 前者のピークについては伊豆半島の天城山起源の KGP (3227–3129 cal BP) テフラ (Fig. 3-4, Table 3-1) に, 後者のピークについては三瓶山起源の Th-pd テフラ (4036 ± 32 cal BP) か S2-fl テフラ (5501 ± 20 cal BP) に対比される可能性がある。前者のピークについて, 含まれる火山ガラスの屈折率は 1.500–1.503 に値が集中し (Fig. 4-30a の RIMS①) , KGP テフラの特徴と一致する。また, 後述する ^{14}C 年代測定により, ピークの下位の深度 1.40–1.45 m からは 3720–3570 cal BP の年代値 (WY-91T) が得られ, 年代の上でも KGP テフラと矛盾しない。以上から深度 1.30–1.35 m に KGP テフラの層準を認定した。後者の深度 1.46 m 付近のピークについては, 含まれる火山ガラスの屈折率は 1.492–1.499 の値を示し (Fig. 4-30a の RIMS②) , Th-pd, S2-fl 両テフラの屈折率 (Table 3-1) と矛盾しない。火山ガラスの形態・屈折率からは Th-pd テフラか S2-fl テフラかの判別は難しいが, 直上の深度 1.40–1.45 m から 3720–3570 cal BP の ^{14}C 年代が得られたため (WY-91T) , 年代の上からは Th-pd テフラに対比される可能性が高い。以上から本研究では深度 1.46 m に Th-pd テフラの降灰層準を認定した。なお, K-Ah テフラの降灰層準より下位で, 火山ガラスおよび重鉍物の含有率にテフラの降灰を示すような有意な変化は認められない。

4.2.2.4.2b. wk-p-12 のテフラ分析結果

wk-p-12 のテフラ分析については, 深度 1.30–2.00 m の区間に対して Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉍物粒子のカウントを実施した (Fig. 4-30b) 。上位の泥炭層の区間につい

ては ^{14}C 年代測定で十分な年代決定が可能と判断し、テフラ分析は実施していない。テフラ分析は基本的に 2.5 cm 間隔で実施したが、テフラの降灰層準が疑われる区間やイベント層準の周辺は、それらを跨がないように 1 cm 間隔でサンプリングを行った。

タイプ A 型火山ガラスの含有率は、灰色粘土層中の深度 1.45–1.47 m 付近で 30.2% のピークを示す。一方、含有率はピークの下位も約 10–25% と比較的高い値で推移し、黄褐色シルト層中の深度 1.70–1.75 m においても 22% の値を示す。このうち深度 1.70–1.75 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.508–1.513 に集中し、K-Ah テフラの屈折率と一致する (Fig. 4-30b の RIMS②)。上位のピークに含まれる火山ガラスもほぼ同じ形態を示すことから、深度 1.75–1.45 m の一連の高含有率区間は全て K-Ah テフラに由来するものと考えられる。降灰層準を認定する上で含有率が最も高いのは上位の深度 1.45–1.47 m 付近であるが、含有率が上位に向かって顕著に上昇し始めるのは黄褐色シルト層中の深度 1.70–1.75 m である。後述する ^{14}C 年代によると深度 1.45–1.47 m 付近の堆積年代はおよそ 4000 cal BP と推定され、K-Ah テフラの年代と矛盾することから、本研究では含有率が上位に向かって上昇し始める深度 1.70–1.75 m が K-Ah テフラの降灰層準であり、上位の深度 1.45–1.47 m 付近のピークは二次堆積に由来すると考える。灰色粘土層が堆積した湖沼環境の方が、黄褐色シルト層が堆積した平坦面ないし緩斜面よりテフラ粒子の捕獲能力が高いために、二次堆積の含有率が降灰層準の含有率を逆転した可能性がある。

タイプ B 型火山ガラスの含有率は、明瞭なピークは示さないものの、深度 1.70–1.40 m の区間で 2.9–6.6% で推移する。その含有率の挙動は K-Ah テフラ由来と考えるタイプ A 型火山ガラスと連動して推移するように見えるため、このタイプ B 型火山ガラスは K-Ah テフラのうち発泡のやや悪い火山ガラスに対応するものと考えられる。さらに、タイプ D 型火山ガラスの含有率は、それより下位では 1.5% 程度であった含有率が、深度 1.41–1.42 m で約 5.4% に上昇する比較的名瞭なピークを示す。層序関係や上下の ^{14}C 年代からこのピークは三瓶山起源の Th-pd テフラ (Table 3-1) と対比できる可能性が明らかとなったが、泥炭層

中のテフラは凹地 D 形成年代を推定する上で直接の関係はないため、テフラの同定に関する詳細は補遺 5 に記した。その他の形状の火山ガラス、および重鉍物の含有率については、分析を行った区間はいずれも 1.4%以下で推移し、テフラの降灰層準を示唆するようなピークは認められない。

4.2.2.4.3. ^{14}C 年代測定結果

wk-05 コアからは小枝の 1 試料、wk-p-12 コアからは計 6 試料の種子と小枝、およびハンドピッキング法で取り出した微粒炭の ^{14}C 年代値が得られた (Figs. 4-30a, 4-30b, Table 4-1)。全ての ^{14}C 年代値は層序と矛盾せず、認定した K-Ah テフラの降灰層準とも矛盾しない。

4.2.2.4.4. 凹地 D 形成・崖成長イベントの年代

以下、wk-05 と wk-p-12 の各コアで認定されたテフラ降灰層準と ^{14}C 年代値を基にそれぞれの凹地 D 形成イベント (D-f) の年代を推定し、その結果を比較する。さらに、各コアで認められた凹地 D の崖成長イベント (D-1, D-2) についても年代推定を行う。

4.2.2.4.4a. 凹地 D 形成イベントの年代

wk-05 コアからは得られた 1 試料の ^{14}C 年代値とテフラの降灰層準を用いてベイズ推定 (Sequence モデル) を行い、各年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-31a)。灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界にあたる深度 1.65 m に認めた wk-05 のイベント D-f の層準は、認定した Th-pd と K-Ah テフラの降灰層準で制約され、ベイズ推定に基づくその年代は 7180–4060 cal BP となる。

次に、wk-p-12 コアから得られた計 6 試料の ^{14}C 年代値とテフラの降灰層準を用いてベイズ推定 (Sequence モデル) を行い、各年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-31b)。灰色粘土層と黄褐色シルト層の境界に認めたイベント D-f の層準 (深度 1.67 m) は、測定した中で最

も古い深度 1.57–1.60 m 付近の WY-97C (微粒炭 ; 4860–4650 cal BP) の ^{14}C 年代値と K-Ah テフラの降灰層準で制約され、ベイズ推定に基づくその年代は 7190–4840 cal BP となる。

分析前に wk-p-12 の年代結果を用いる方がイベント D-f の正確な年代推定を行うことができる可能性が高いことを述べたが、実際、それぞれのコアを基に推定したイベント D-f の年代は、wk-p-12 コアを基に推定した方がより制約された。したがって、後の考察に採用するイベント D-f の年代は wk-p-12 コアを基に推定した 7190–4840 cal BP を採用する。

4.2.2.4.4b. 崖成長イベントの年代

wk-05 コアの泥炭層中 (深度 1.31 m) からは崖成長イベント D-2 が認定され、イベント D-2 は KGP テフラの降灰層準以降に発生したと言える。ベイズ推定に基づくその年代は 3140 cal BP 以降となるが (Fig. 4-31a) , イベント D-2 の層準は KGP テフラの直上であるため、実際にはより古い 3140 cal BP に近い年代に発生した可能性が高い。

同様に、wk-p-12 の泥炭層中の深度 0.74 m に認定した崖成長イベント D-1 は、深度 0.73–0.74 m の WY-92S (種子 ; 1260–1060 cal BP) と深度 1.27 m の WY-93S (種子 ; 3320–3070 cal BP) の ^{14}C 年代値で制約され、ベイズ推定に基づく年代は 3160–1210 cal BP となる (Fig. 4-31b) 。ただし、その上限に用いた WY-91S はイベント D-f の直上から得られている一方、下限に用いた WY-92S はイベント層準の約 0.5 m 下位から得られているため、イベント D-f が発生した年代は 3160–1210 cal BP のうち、より若い 1210 cal BP に近い可能性が高い。イベント D-1 と D-2 はその層準の深度が約 0.6 m 離れていることから、異なるイベントである可能性を述べたが、イベント D-1 は 1210 cal BP に近い時代、イベント D-2 は 3140 cal BP に近い時代に発生したと推定され、年代の上でも両者は異なるイベントである可能性が高い。

なお、他の凹地で推定された堆積速度と比較するため、wk-p-12 から得られた年代指標を基に各堆積物の堆積速度を推定した。深度 0.73–0.74 m の WY-92S (種子 ; 1260–1060 cal BP)

と WY-93S (種子 ; 深度 1.27 m) の層位と年代から, その間の泥炭層の堆積速度は 0.23–0.30 mm/yr と推定される. この値は他の凹地で推定された泥炭層の堆積速度, 例えば凹地 Fd の 1.65–6.20 mm/yr (Fig. 4-19b) と比較すると一回り小さい値であり, 泥炭層中に肉眼視できない不整合 (年代ギャップ) が存在している可能性が示唆される. wk-05 では wk-p-12 で認定されたイベント D-1 に対応する層準が見出されないこと, 逆に wk-p-12 では wk-05 で認定されたイベント D-2 に対応する層準が見出されないことも上記の解釈を支持する. また, 深度 1.42 m の WY-94S (種子 ; 3580–3470 cal BP) と深度 1.575–1.600 m の WY-97C (微粒炭 ; 4860–4650 cal BP) の層位と年代から, その間の灰色粘土層の堆積速度は 0.10–0.17 mm/yr と推定された (Fig. 4-31b) . この値は, 若丸山サイトの他の凹地で推定された灰色粘土層の値, 例えば凹地 E の 0.05–0.15 mm/yr (Figs. 4-14, 4-15) と概ね同等である.

4.2.3. 掘削結果 : 稜線西部

稜線の西部では, 東から順に凹地 G, 凹地 Hd, 凹地 Hu, そして凹地 I (Fig. 4-4) の 4 か所の凹地で掘削調査を行った. 以下, 東の凹地 G から順に掘削調査の結果を記す.

4.2.3.1. 凹地 G

若丸山サイトに複数存在する山向き低崖のうち, 長さ約 400 m と最も連続性が良く, 複数の凹地形成に寄与している崖が崖 6 である (Fig. 4-4) . ただし, 崖 6 はその中央部やや東寄りの地点で西に向かって北側の崖 6 と南側の崖 7 に分岐する. 崖 6 にせき止められる凹地のうち, 最も東に位置する凹地が凹地 G である (Figs. 4-4, 4-32a) . 凹地 G は東西方向に伸びるやや細長い平面形態を持ち, 東西に約 17 m, 南北に約 9 m の広さを持ち, 表面積は約 30 m² である (Fig. 4-32a) . 凹地の東側がわずかに開析され, 豪雨時はここから水が流出すると考えられるが, 調査を行った秋には凹地は比較的乾燥していた (Fig. 4-32b) . これまでに説明した凹地 E~D はいずれも分水界の北側に属していたが, 凹地 G は現在の分水界の南側に位置し, この凹地から流出した水は南側斜面を流れる. 凹地北側の崖の比高は最大

で7 mに及び、南側の斜面の比高は2.5 mほどである (Fig. 4-32a の挿入図) . 柏原 (2018MS) は、現在最も標高が低く、崖6に直行する地形断面から、現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と考えられる地点を推定し、北側の崖基部から南西に1.25 mの地点で1本 (wk-p-03) , wk-p-03 掘削地点からさらに南西に10 mの緩斜面上で、斜面堆積物と凹地堆積物との連続性、および現在の地表面の堆積物を確認するために1本 (wk-p-04) の、計2本のPPCSコアを採取した (Fig. 4-32a) .

4.2.3.1.1. wk-p-03, wk-p-04 の層相と凹地G形成イベント層準の認定

柏原 (2018MS) による記載情報を基に、wk-p-03 と wk-p-04 の柱状図を作成した (Figs. 4-33, 4-34) . 掘削は wk-p-03 は深度3.81 mまで、wk-p-04 は深度3.87 mまで行い、いずれもその深度でPPCSの打撃力でもそれ以上掘削できなくなったため、コア径より大きいサイズの礫層か基盤岩に達したと考えられる。以下、wk-p-03 と wk-p-04 の順にその層相と解釈を述べ、両コアの層相を基にG-G'断面の地下構造を推定する。

4.2.3.1.1a. wk-p-03 の層相

地表から深度0.54 mは未分解の植物片を主体とする泥炭層で構成される (Fig. 4-33) . その下位には、有機質な暗褐色粘土層が深度0.54–0.59 mに認められ、上位の泥炭層との境界は遷移的である。その下位は、比較的明瞭な境界を隔てて、無機質な灰色粘土層が深度0.59–0.71 mに存在し、柏原 (2018MS) によると、灰色粘土層の下位には酸化マンガンを由来すると考えられる赤褐色層を経て、礫質暗黄褐色シルト層が深度2.83 mまで続く。本研究では、この礫質暗黄褐色シルト層について、礫の含有度合いを基に深度0.71–1.00 mを黄褐色シルト層、深度1.00–2.83 mを礫質暗黄褐色シルト層と細分した。深度2.83 mの下位には、黄褐色の礫質シルト、赤褐色の粘土、灰色の礫質粘土、褐色の礫質粘土の互層状態が深度3.81 mまで続く。

以上の層相から、上位から泥炭層は現在と同様の湿地、暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境、灰色粘土層はある程度水深のある湖沼、黄褐色シルト層は平坦面ないし緩斜面でそれぞれ堆積したことを示す。ただし、黄褐色シルト層の下部に認められた礫質な区間は段丘上に堆積する一般的な風成ロームと比べると礫質なため、周辺に礫を供給する基盤が露出していた、もしくは周囲の礫が集まってくる谷底に近い環境下で堆積した可能性がある。また、深度 2.83–3.81 m の区間で認められた色彩豊かな粘土層とシルト層の互層は、現地でもコア記載を行った時点では湖沼堆積物である可能性も考慮したが、柏原（2018MS）はこの区間の堆積物に火山ガラスが全く含まれない（厳密には 0.2%程度含まれるサンプルも一部存在したが、採取過程で混入した火山ガラスと考えられる）ことを示し、風成堆積物ではなく著しい風化作用を受けた基盤岩であると推定した。本研究も同様に、これらは基盤岩由来の粘土と考える。これまで若丸山サイトの凹地基底付近で認められた灰色粘土層は礫の含有度合いに違いがある場合はあっても、必ず基質は灰色粘土で構成されていた。一方、wk-p-03 の深度 2.83–3.81 m の礫質シルトと粘土の互層は数 cm 間隔で著しく色、粒径、淘汰度が増える産状から、静水環境で堆積した堆積物とは考え難く、基盤岩が破碎・変質したものと推定される。狭い間隔で層相が著しく変化する理由としては、せん断や熱水変質の影響が挙げられる。一方で、凹地によっては凹地基底付近にこのような変質基盤岩は認められず、若丸山サイトの地下に変質基盤岩が普遍的に存在しているわけではない（Fig. 4-5）。

以上から、wk-p-03 では酸化マンガンの由来すると考えられる赤褐色層を隔てて、風成堆積物である黄褐色シルト層から灰色粘土層へ層相が明瞭に変化する深度 0.71 m に凹地形成イベント（G-f）を認定した。

4.2.3.1.1b. wk-p-04 の層相

地表から深度 0.12 m は現成の根に富んだ黒色土である（Fig. 4-34）。その下位の深度 0.12–1.89 m は無機質で黄褐色～暗黄褐色を呈するシルト層が認められ、そのうちの深度 1.03–

1.89 m は暗黄褐色で礫を多く含む。礫質な暗黄褐色シルト層の下位は、遷移的に粘土質な区間へと変化する。深度 1.89–2.91 m では、赤褐~赤灰色の粘土、赤灰色の礫質シルト、暗黄褐色~黄褐色の粘土が数 cm の狭い間隔で互層状態となって出現する。さらに、その下位の深度 2.91 m から深度 3.87 m までは、上位の変質部と比較すると母岩である美濃帯の砂岩・泥岩類の構造を残す風化基盤岩が認められた。

wk-p-04 地点は、一貫して緩斜面ないし平坦面であったはずなので、黒色土・黄褐色~暗黄褐色シルト層は確実に風成堆積物であると言える。一方で深度 1.89 m 以下で認められた粘土と礫質シルトの互層について、柏原 (2018MS) は深度 1.89–2.91 m の区間に対しテフラ分析を実施し、火山ガラスが全く含まれていないことから wk-p-03 の深度 2.83–3.81 m と同様に、風化した基盤岩と推定している。本研究も、せん断や熱水変質の影響で基盤岩が変質した区間と考える。

4.2.3.1.1c. G-G'断面の地下構造

wk-p-03 と wk-p-04 を比較すると、黄褐色シルト層以下の層序は、礫質暗黄褐色シルト層、変質した基盤岩と、下位に向かってほぼ同様の層序を示す。したがって、黄褐色シルト層より下位の構造は凹地の地下で連続しており、wk-p-03 で認められた灰色粘土層・泥炭層に対してはこれらが基盤の役割を果たしていると考えられる (Fig. 4-35a)。斜面上の黄褐色シルト層が現在の凹地地下へと連続することは、凹地 E の群列ハンドコアとピット掘削によっても確認されていたが、凹地 E では堆積中心付近で黄褐色シルト層を捉えていなかった (Fig. 4-7)。wk-p-03 と wk-p-04 によって推定された凹地地下の断面構造は、若丸山サイトのほとんどの凹地で黄褐色シルト層と灰色粘土層の層境界を凹地形成イベント認定の根拠としたことが妥当であったことを示す重要な証拠である。また、wk-p-04 では深度 0.12 m の表層に近い深度から黄褐色シルト層が出現し、このことは黄褐色シルト層は現在の wk-p-04 掘削地点のような緩斜面上 (Fig. 4-35b) で生成・堆積することを示している。すなわち、現在凹地化している地点もかつては Fig. 4-34b のような植生に覆われた緩斜面ないし平坦面であった

と推定される。また、wk-p-04 の黄褐色シルト層（深度 0.12–1.03 m）は wk-p-03 の黄褐色シルト層（深度 0.71–1.15 m）より約 50 cm 厚い（Figs. 4-33, 4-34）。wk-p-03 掘削地点が凹地化し黄褐色シルト層の堆積が止まった後も、wk-p-04 掘削地点では約 47 cm 分黄褐色シルト層の堆積を続けていたこととなる。

4.2.3.1.2. テフラ分析結果

wk-p-03 の深度 0–3.85 m と wk-p-04 の深度 0–3.00 m の区間に対し、柏原（2018MS）が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の火山ガラス形態分類に基づく鉱物粒子のカウントを実施した。以下、wk-p-03 と wk-p-04 コアのテフラ分析結果を順に説明する。

4.2.3.1.2a. wk-p-03 のテフラ分析結果

wk-p-03 は深度 0–3.85 m の区間に対し基本的に 2.5 cm 間隔でテフラ分析を行った（Fig. 4-33）が、深度 0–0.45 m はほとんどが植物片で構成され、鉱物粒子のカウントに十分な粒子数（300–500 粒子）がスライドガラスに含まれていなかったため、結果から除外した。

有機質な暗褐色粘土層上部（深度 0.54–0.55 m）で、含有率が約 47.2 % の明瞭なタイプ A 型火山ガラスのピークが認められた。柏原（2018MS）によると、このピークに含まれる火山ガラスの屈折率は 1.510–1.514 に集中し、K-Ah テフラの屈折率と矛盾しない（Fig. 4-33 の RIMS①）。ピークより下位の深度 0.56–1.00 m ではタイプ A 型ガラスの含有率が 0–1.7 % で推移しており、上位に向かって急激に 47.2 % へ上昇することから、深度 0.54–0.55 m は K-Ah テフラの降灰層準と考えられる。一方、深度 1.70–1.72 m 付近の礫質暗黄褐色シルト層中にタイプ A 型火山ガラスの約 3.7 % を示す小さな含有率のピークが認められる。このタイプ A 型火山ガラスの屈折率は 1.497–1.503 を示し、AT テフラ（30,009 ± 189 cal BP）の屈折率（1.497–1.501；Table 3-1）とほぼ一致する（Fig. 4-33 の RIMS②）。越美山地の河成段丘上の風成堆積物中にクリプトテフラとして検出される AT テフラの含有率が 30–40 % である

(Kaneda and Okada, 2008) ことと比較すると低い値であるため降灰層準と認めることは難しく、AT テフラが降灰した可能性を指摘するのに留める。

また、深度 0.71 m–1.80 m までの黄褐色シルト層および礫質暗黄褐色シルト層中では、タイプ D 型とタイプ E 型火山ガラスがそれぞれ 1~3 % で推移する。特に深度 0.87 m 付近では単斜輝石の含有率も約 1.1 % の値を示す。K-Ah テフラ降灰層準の下位で、該当するテフラとしては鬱陵島起源の U-3 (8455–8376 cal BP) , U-4 (10,230–10,171 cal BP) テフラや三瓶山起源の Md-fl テフラ (19,551 ± 80 cal BP) などが候補として挙がるが (Table 3-1) , 含有率が小さいため本分析の結果をもってこれらのテフラの降灰層準と認定することは難しい。

4.2.3.1.2b. wk-p-04 のテフラ分析結果

wk-p-04 は深度 0–2.00 m については基本的に 2.5 cm 間隔で、深度 2.00–3.00 m については基本的に 10 cm 間隔でテフラ分析を実施した。

それによると表層に近い黒色土中 (深度 0.10–0.12 m 付近) で含有率約 12.5 % のタイプ A 型火山ガラスのピークが認められる (Fig. 4-34) 。黒色土から下位の黄褐色シルト層中に向かってタイプ A 型火山ガラスの含有率は減少し、深度 0.28 m 付近で 1.0 % を下回る。ピークに含まれる火山ガラスの屈折率は、そのほとんどが 1.509–1.512 に集中し (Fig. 4-34 の RIMS①) , K-Ah テフラの屈折率と矛盾しない。したがって深度 0.05–0.08 m 付近のピークを K-Ah テフラの降灰層準と認定した。なお、その他の形態の火山ガラスおよび重鉱物の含有率について、テフラの降灰を示唆する有意な含有率ピークは認められない。

4.2.3.1.3. ¹⁴C 年代測定結果

wk-p-03 については柏原 (2018MS) により小枝と木片の 2 試料 (WY-72T, WY-73W) , さらに本研究でハンドピッキング法を用いて粘土層から採取した炭化物、小枝、葉片の 4 試料

(WY-74C, WY-75T, WY-76T, WY-77L) の計 6 試料の ^{14}C 年代測定を実施した (Fig. 4-33, Table 4-1) . その結果, 全ての ^{14}C 年代値が認定した K-Ah テフラの層準と矛盾が生じる結果となり, また ^{14}C 年代同士の比較においても層序と矛盾が生じる結果が 1 試料 (WY-72T) で発生した (Fig. 4-36a) .

泥炭層中の深度 0.45 m から採取された WY-72T (小枝) の年代は, 7940–7750 cal BP となり, その約 10 cm 下位に認定した K-Ah テフラの降灰層準と比較して 800–400 年古い値を示す. 矛盾が生じた原因として, K-Ah テフラの実際の降灰層準と火山ガラス多産層準がずれている可能性が考えられるが, K-Ah テフラと認定した含有率のピークの値が約 50 % と高く, ピークの形も明瞭であることからその可能性は低い. 別の原因として, WY-72T が二次堆積である可能性が挙げられる. 凹地 G の上流には, 崖 6 に沿った線状凹地 (Fig. 4-32a の Loc. 13) が存在し, 上流の線状凹地で 800–400 年保存された小枝が下流側の凹地 G に再堆積し, それを採取・測定してしまった可能性がある. 本研究では K-Ah テフラの降灰層準の方が信頼度が高いと考え, WY-72T の年代値は二次堆積と判断し, 考察から除外する.

また, K-Ah テフラの層準と同じ深度から採取した WY-73W (木片), およびその下位から採取した WY-74C (炭化物), WY-75T (小枝), WY-76T (小枝), WY-77L (葉片) の 5 試料 (Fig. 4-33) の年代は全て 320–1060 cal BP に収まり, K-Ah テフラの降灰層準と矛盾する若い年代を示す. 多岐にわたる試料種が全て揃って若返った年代を示すことから, 新しい時代の根を葉片などと誤認して採取してしまった可能性は低い. これらは, 掘削時に泥炭層中の枝などがサンプラーの先端に引っかかり, 周囲の堆積物や有機物とともに下位に引きずられた植物に由来する可能性がある. 実際, 泥炭層と灰色粘土層の境界付近のコア写真では, 無機質な灰色粘土層中に不自然に植物片の塊が混入しているようにも見える (Fig. 4-36b) . なお, これまでの若丸山サイトの凹地のコアで, 無機質な灰色粘土層の区間から肉眼で植物遺骸が認められたのはこのコアのみであることもこの植物片が上位からの

混入であるという解釈を支持する。以上から、凹地 G では K-Ah テフラの降灰層準のみを信頼し、5 試料の ^{14}C 年代値全てを棄却する。

4.2.3.1.4. 凹地 G 形成イベントの年代

wk-p-03 では上述のように全ての ^{14}C 年代値が層序と矛盾したため、凹地 G 形成イベントの年代についてベイズ推定を行うことができない。凹地 G 形成イベント (G-f) の年代推定には、深度 0.54–0.55 m に認定された K-Ah テフラの降灰層準しか用いることができず、イベント G-f は少なくとも K-Ah テフラ降灰以前 (7303–7165 cal BP 以前) に発生したと言える。

K-Ah テフラの降灰層準とイベント G-f の層準 (深度 0.71 m) には、暗褐色粘土層 (深度 0.55–0.59 m) と灰色粘土層 (深度 0.59–0.71 m) が存在する。詳しくは 4.4 項で後述するが、他の凹地の暗褐色粘土層と灰色粘土層の堆積速度を統合すると、その値はそれぞれ 0.03–0.46 mm/yr と 0.05–0.25 mm/yr と推定され、wk-p-03 の暗褐色粘土層と灰色粘土層にこれらの堆積速度を適用する。深度 0.59 m の暗褐色粘土層の基底の年代は、堆積速度 0.03–0.46 mm/yr を採用することで 8970–7250 cal BP と推定された。さらに、この暗褐色粘土層の基底からイベント G-f 層準の間の灰色粘土層の堆積速度に 0.05–0.25 mm/yr を採用し、イベント G-f の層準まで外挿するとその年代は 11,370–7730 cal BP と推定された (Fig. 4-36a)。

ところで、緩斜面上で掘削した wk-p-04 (Fig. 4-34) は、凹地 G で掘削した wk-p-03 (Fig. 4-33) より黄褐色シルト層が約 47 cm 厚く堆積している。凹地 G 形成以前は両地点とも同じ厚さの黄褐色シルト層が堆積していたと仮定すると、47 cm を凹地 G 形成年代 (11,370–7730 cal BP) で除することによって、間接的に黄褐色シルト層の堆積速度を推定することができ、その値は 0.04–0.06 mm/yr となった。

4.2.3.2. 凹地 Hd

凹地 G から西に 80 m ほどの地点に下流側（凹地 Hd）と上流側（凹地 Hu）の二段に分かれた凹地が存在する（Figs. 4-4, 4-37a）。下流側の凹地 Hd（Fig. 4-37b）は崖 6 によって、上流側の凹地 Hu（Fig. 4-37c）は崖 7 によってせき止められ、2 つの凹地は峡谷によって繋がる。峡谷は尾根から谷底までの比高が約 2 m で、下流側の凹地 Hd のさらに北側へと続くことから、2 つの凹地が形成される以前から存在していた可能性が高い。

凹地 Hd は南側に先端を向けた矢尻のような平面形態を持ち、その幅は南北に約 12 m、東西に約 6 m、表面積は約 40 m² である。せき止める崖 6 の比高は 1.5–2.0 m ほどで（Fig. 4-37a の挿入図）、凹地の北端に明瞭な排水河谷が形成されている。現在の凹地の一部には表面の泥炭層を開析する深さ 5–10 cm 程度のガリーが複数認められ、凹地全体も排水河谷に向かって傾斜する。したがって、現在の凹地は堆積場から侵食場へと変化しつつあり、凹地堆積物の表層部は流出してしまっていることが予想される。凹地 Hd では、崖 6 に直行する地形断面から現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と考えられる地点を推定し、排水河谷の中心と崖 6 基部の延長線の交点から南に 1.9 m 離れた現在最も標高が低い地点で 1 本の PPCS を用いた掘削を行った（wk-p-10; Fig. 4-37a）。

4.2.3.2.1. wk-p-10 の層相と凹地 Hd 形成・崖成長層準の認定

wk-p-10 の掘削は深度 2.08 m まで行い、PPCS の打撃力でもそれ以上掘削できなくなったためコア径（50 mm）より大きい粒径を持つ礫層、もしくは基盤に達したと考えられる（Fig. 4-38a）。

地表から深度 1.55 m には未分解の植物片を豊富に含む泥炭層が認められた。そのうち深度 1.25–1.55 m はやや水分が多く、植物片の分解が進んだ泥炭層である。さらにその泥炭層のうち、深度 1.36–1.39 m には植物片の分解がより進んだ暗褐色粘土層が狭在する。その下の深度 1.55–1.85 m には有機質な暗灰色粘土層が認められ、種別は判断できないものの肉

目で確認できる植物片や炭化物もわずかに含まれる。暗灰色粘土層の下位の深度 1.85–1.92 m には上方細粒化を示す薄黄灰色砂層が狭在する。現地でのルーペによる観察、および後のテフラ分析により、この砂層は多量に火山ガラスを含むことが明らかとなった。砂層と礫層ないし基盤の間の深度 1.92–2.00 m には無機質な灰色粘土層が認められ、深度 2.00–2.08 m には同じく灰色粘土層を基質とする粘土質礫層が続く。

以上の層相から、泥炭層は現在と同様の湿地、暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境、灰色粘土層はある程度水深のある湖沼の堆積環境をそれぞれ示す。灰色粘土層の下位に認められた粘土質礫層は湖沼堆積物と崖錐堆積物が混合した層と考えられ、比較的短期間で堆積した可能性が高い。一方で、他の凹地の底部で認められた黄褐色シルト層や風化・変質した基盤岩は wk-p-10 では確認されなかった。その理由として、凹地が形成される以前から存在する谷底を捉えた可能性があり、深い谷が北側斜面に続く地形的特徴も上記の解釈を支持する。

以上から、粘土質礫層と基盤岩の境界、つまりこのコアの基底である深度 2.08 m が、凹地 Hd 形成イベント (Hd-f) 層準と考えられる。また、泥炭層の深度 1.36–1.39 m に狭在する暗褐色粘土層は、排水河谷が閉鎖され湿地が一時的に湖沼化した崖成長イベントを示すと考えられ、深度 1.39 m に崖成長イベント (Hd-1) の層準を認定した。

4.2.3.2.2. テフラ分析および¹⁴C年代測定結果

wk-p-10 については深度 1.35–2.08 m に対してテフラ分析を実施した (Fig. 4-38a)。上位の泥炭層の区間については¹⁴C年代測定で年代決定が可能と判断されたため、テフラ分析は実施していない。テフラ分析は基本的に 2.5 cm 間隔で実施し、テフラの降灰層準が疑われる区間やイベント層準の周辺は、それらを跨がないように 1 cm 間隔でサンプリングを行った。

肉眼視できるテフラ降灰層準と判断した深度 1.85–1.92 m の砂層については、分析の結果、該当の区間は極めて高いタイプ A 型火山ガラスの含有率 (59–67%) を示し、特に深度 1.90–

1.92 m が約 67 % と最も高い値を示す。この深度より下位では 1 % 以下と含有率が急激に下がり、上位に向かっては深度 1.725–1.750 m で再び 66 % の含有率を示すものの、全体としては緩やかに含有率が低下する。深度 1.90–1.92 m の火山ガラスの屈折率は 1.510–1.515 を示し、K-Ah テフラの屈折率と一致するため (Fig. 4-38a) 、深度 1.90–1.92 m に K-Ah テフラの降灰層準を認定した。

タイプ B 型火山ガラスの含有率は、深度 1.80–1.82 m 付近で約 11 % とやや高い値を示し、緩やかなピークが認められた。このピークは後述の ^{14}C 年代測定結果により約 7000 cal BP 相当の年代に対応することが明らかとなったが、Table 3-1 および McLean et al. (2018) ではその年代に該当するタイプ B 型火山ガラスを主体とするテフラは存在しないため、タイプ B 型火山ガラスのピークはテフラの降灰層準ではなく、K-Ah テフラの火山ガラスのうち発泡がやや悪いものに由来すると考えられる。なお、分析を行った区間で上記以外のタイプの火山ガラス、および重鉍物の含有率にテフラの降灰を示すような有意な変化は認められない。

一方、wk-p-10 コアでは、計 7 試料の種子、葉片、およびハンドピッキング法で取り出した微粒炭の ^{14}C 年代測定を実施した (Fig. 4-38a, Table 4-1) 。全ての ^{14}C 年代は、K-Ah テフラの降灰層準、および層序とも矛盾しない。

4.2.3.2.3. 凹地 Hd 形成・崖成長イベントの年代

7 試料の ^{14}C 年代と認定した K-Ah テフラの降灰層準を用い、ベイズ推定 (Sequence モデル) を実施し、各年代値と凹地 Hd 形成イベントの年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-38b) 。

コアの基底である深度 2.08 m に認定されたイベント Hd-f は、得られた年代指標の内最も古い深度 1.95–1.97 m 付近の WY-87C (微粒炭 ; 7660–7510 cal BP) より古い時代に発生したと言える。WY-87C とイベント Hd-f の層準の間には灰色粘土層 (深度 1.92–2.00 m) と礫層 (深度 2.00–2.08 m) の、約 13 cm の堆積物が存在するため、実際には 7660–7510 cal BP よ

りさらに古い時代にイベント Hd-f が発生したと考えられる。ここで、深度 1.90–1.92 m の K-Ah テフラの降灰層準と深度 1.95–1.95 m 付近の WY-87C の層位と年代から、その間の灰色粘土層と礫層の堆積速度は 0.06–0.31 mm/yr と推定される。この値は他の凹地で推定された灰色粘土層の堆積速度、例えば凹地 E の 0.05–0.15 mm/yr (wk-p-01 ; Fig. 4-14) や 0.06–0.14 mm/yr (wk-p-08 ; Fig. 4-15) と同等の値である。この堆積速度 0.06–0.31 mm/yr をイベント Hd-f の層準まで外挿すると、その年代は 9800–7840 cal BP と推定された。ただし、実際には深度 2.00–2.08 m の粘土質礫層は凹地形成直後の崖錐堆積物であり、ごく短期間で堆積した可能性がある。この場合、粘土質礫層の上面である深度 2.00 m がイベント Hd-f の層準相当と見なせるため、上述の堆積速度の外挿から、その年代は 8480–7590 cal BP 相当と見積もられる。以上の全ての堆積速度外挿パターンを統合すると、イベント Hd-f の年代の取りうる範囲は 9800–7590 cal BP となる。

また、泥炭層中の深度 1.39 m に認定した崖成長イベント Hd-1 は、その直上の深度 1.29 m の WY-82L (葉片 ; 5610–5480 cal BP) と深度 1.46 m の WY-83S (種子 ; 5750–5640 cal BP) の ¹⁴C 年代で制約され、ベイズ推定に基づくその年代は 5720–5490 cal BP となる。

なお、他の凹地で推定された堆積速度と比較するため、wk-p-10 から得られた年代指標を基に各堆積物の堆積速度を推定した。深度 0.88 m の WY-81S (種子 ; 5570–5320 cal BP) と深度 1.46 m の WY-83S (種子 ; 5750–5640 cal BP) の層位と年代から推定されるその間の泥炭層の堆積速度は 1.14–4.40 mm/yr となる。ただし、上記区間の泥炭層は深度 1.36–1.39 m に暗褐色粘土層を狭在していることに留意する必要がある。また、泥炭層の下位の暗褐色粘土層について、深度 1.57–1.60 m 付近の WY-84C (微粒炭 ; 6310–6200 cal BP) と深度 1.90–1.92 m の K-Ah テフラの降灰層準の層位と年代から推定される堆積速度は 0.28–0.40 mm/yr となる (Fig. 4-38b) 。以上の泥炭層、暗褐色粘土層、および前段落で推定した灰色粘土層の堆積速度は、若丸山サイトの他の凹地で推定されたそれぞれの堆積速度、例えば凹地 E の wk-p-

08 で推定された値（泥炭層：0.40–5.17 mm/yr, 暗褐色粘土層；0.07–0.35 mm/yr, 灰色粘土層；0.06–0.14 mm/yr；Fig. 4-15）と概ね同等な値である。

4.2.3.3. 凹地 Hu

凹地 Hu は凹地 Hd の約 15 m 上流（南側）に位置し，その北縁を比高約 2 m の崖 7 によってせき止められる（Fig. 4-37a）．凹地は南北に約 7 m，東西に約 17 m の幅を持ち，表面積は約 60 m² である．下流の凹地 Hd とは峡谷で繋がりを，この峡谷は凹地 Hu の排水河谷の役割も持つ．凹地表面は湿地化しており，最近の降雨に由来する深さ数 cm のガリーが表層の一部に認められることから，凹地の容量の限界まで堆積物で埋められており，表層部の一部は流出してしまっていることが予想される．また，峡谷とせき止める崖 7 の基部には風化した砂岩が露出していた（Fig. 4-37c）．この砂岩に由来すると考えられる砂が現在の凹地表面の一部にも分布している．凹地 Hu では，現在最も標高が低く，崖 7 に直行する地形断面から現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と考えられる地点を推定し，排水河谷の中心と崖 7 基部の延長線の交点から南に 1.5 m 離れた地点で 1 本の PPCS を用いた掘削（wk-p-09）を行った（Fig. 4-37a）．

4.2.3.3.1. wk-p-09 の層相と凹地 Hu 形成層準の認定

wk-p-09 コアは深度 2.00 m まで掘削を行い，PPCS の打撃力でもそれ以上掘削できなくなった．現地で 1–2 m 間のコアチューブを開封したところ，底部に風化基盤岩が確認されたため，凹地の基底に達したと判断しこの深度で掘削を終了した．

地表から深度 0.62 m は未分解の植物片を主体とする暗褐色泥炭層で構成される（Fig. 4-39a）．泥炭層の下位には，有機質な暗褐色粘土層が深度 0.62–0.73 m に認められる．暗褐色粘土層中には植物片が含まれるものの試料種は判別できないほど分解が進んでいる．暗褐色粘土層は下位に向かって遷移的に無機質な灰色粘土層と変化し，灰色粘土層は深度 0.85 m まで続く．灰色粘土層は下部ほどやや赤みを帯び，その基底面は酸化マンガンの由来する

と考えられる赤褐色層で特徴付けられる。赤褐色層を隔てて、下位の深度 0.85–1.24 m には無機質かつ礫質な暗黄褐色シルト層が認められた。細～中礫に富むこのシルト層は、上位の灰色粘土層とは色・淘汰度ともに異なる。礫質暗黄褐色シルト層は、下位に向かって遷移的に風化基盤岩へと変化する。この風化基盤岩は少なくとも深度 2.00 m まで続くが、その下部ほど掘削時の感触は固くなるため、さらに深部の基盤岩は未風化と考えられる。

以上の層相から、泥炭層は現在と同様の湿地、暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境、灰色粘土層はある程度水深のある湖沼で堆積したものと考えられる。一方、深度 0.85–1.24 m の礫質黄褐色シルト層は、凹地が形成される以前の緩斜面ないし平坦面で堆積した風成堆積物と考えられる。ただし、段丘上に堆積する風成ロームと比較すると礫の含有量が多いため、集水域から礫が集まりやすい谷底のような環境で堆積した可能性がある。また、礫質黄褐色シルト層の下位に認められた風化基盤岩について、掘削時の衝撃で破碎している可能性があるため元の構造は不明であるが、母岩は美濃帯の堆積岩と考えられる。地表の崖 7 の基部に美濃帯の砂岩が露出していた (Fig. 4-37c) ことから、地下に埋没する崖 7 に到達した可能性がある。

以上から、wk-p-09 では酸化マンガンの由来すると考えられる赤褐色層を隔てて、礫質暗黄褐色シルト層から灰色粘土層へ層相が明瞭に変化する深度 0.85 m に凹地 Hu が初めて形成されたイベント (Hu-f) の層準を認定した。

4.2.3.3.2. テフラ分析および ^{14}C 年代測定結果

wk-p-09 については、深度 0.5–1.3 m に対してテフラ分析を実施した (Fig. 4-39a)。上位の泥炭層の区間については ^{14}C 年代測定で年代決定が可能と判断されるためテフラ分析は実施していない。テフラ分析は基本的に 2.5 cm 間隔で実施したが、テフラの降灰層準が疑われる区間やイベント層準の周辺は、それらを跨がないように 1 cm 間隔でサンプリングを行った。

タイプ A 型火山ガラスは、暗灰色粘土層から下位の礫質暗黄褐色シルト層（深度約 0.6–1.1 m）にわたり 10–25 % と比較的高い含有率で推移する。このうち、最も高い含有率 (25.8 %) を示す礫質暗黄褐色シルト層中の深度 0.97–1.00 m に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.509–1.514 に集中し、K-Ah テフラの屈折率と矛盾しない (Fig. 4-39a の RIMS②)。深度 1.3 m 付近では 0 % であるタイプ A 型火山ガラスの含有率が急激に上昇することから、深度 0.97–1.00 m を K-Ah テフラの降灰層準と認定する。

タイプ A 型以外の形態の火山ガラス含有率では、タイプ D 型火山ガラスが分析を行ったうちの最上部（深度 0.62–0.67 m 付近）で、その下位では 0–1.7 % で推移していた値が 4.7–5.8 % に上昇する。含まれる火山ガラスの屈折率、K-Ah テフラとの層序関係、およびピークの上下の ^{14}C 年代から、これは三瓶山起源の S2-fl テフラ (5501 ± 20 cal BP ; Table 3-1) に対比される可能性がある。ただし、凹地 Hu 形成年代を推定する上では影響を与えない深度であるため、上記のテフラ対比の詳細については補遺 5 に記した。なお、分析を行った区間で上記以外のタイプの火山ガラス、および重鉍物の含有率にはテフラの降灰を示すような有意な変化は認められない。

一方、wk-p-09 コアでは、計 3 試料の種子、小枝の ^{14}C 年代測定を実施した (Fig. 4-39a, Table 4-1)。全ての ^{14}C 年代は、K-Ah テフラの降灰以降の年代を示し、層序と矛盾しない。

4.2.3.3.3. 凹地 Hu 形成・崖成長イベントの年代

3 試料の ^{14}C 年代値と認定した K-Ah, S2-fl テフラの降灰層準を用い、ベイズ推定 (Sequence モデル) を実施し、各年代値とイベント Hd-f の確率密度分布を求めた (Fig. 4-39b)。

灰色粘土層と礫質暗黄褐色シルト層の境界 (深度 0.85 m) に認定されたイベント Hu-f は、測定した ^{14}C 年代の中で最も古い灰色粘土層中の WY-80T (小枝 ; 深度 0.725–0.750 m) と深度 0.97–1.00 m の K-Ah テフラの降灰層準で制約され、ベイズ推定に基づく年代は 7180–5600 cal BP となる。

なお、他の凹地で推定された堆積速度と比較するため、wk-p-09 から得られた年代指標を基に各堆積物の堆積速度の推定を試みた。ただし、wk-p-09 の場合、上下の年代値で挟み込むことでその間の堆積速度を推定できるのは深度 0.62–0.73 m の暗褐色粘土層のみで、深度 0.60 m の WY-78S（種子；5300–5040 cal BP）と深度 0.725–0.750 m の WY-80T（小枝；5650–5480 cal BP）の層位と年代から推定されるその間の暗褐色粘土層の堆積速度は 0.19–0.86 mm/yr となる。この値は、若丸山サイトの他の凹地で推定された暗褐色粘土層の堆積速度、例えば凹地 Fu の 0.27–1.10 mm/yr（Fig. 4-22）とおおよそ同等であるため、妥当な推定値と考えられる。

4.2.3.4. 凹地 I

凹地 I は、調査を行った若丸山サイトの凹地のうち、最も西に位置する（Fig. 4-4）。頂点の 1 つが南を向く三角形の平面形態を持ち、その幅は南北に約 14 m、東西に約 16 m、その表面積は約 70 m² の規模である（Fig. 4-40a）。凹地の北側が崖 6 によってせき止められ、その崖の比高は約 2.5 m である（Fig. 4-40a の挿入図）。現在はその崖 6 を明瞭に開析する排水河谷が形成され、北側斜面に深さ 3–4 m の明瞭な谷が続き、同様に上流側の南側にも続くことから、かつて北側斜面に流れていた谷の頭部が切断されることによって凹地が形成されたと考えられる。なお、全長約 400 m の連続性の良い崖 6 はさらに西側へは続かず、凹地 I から約 20 m ほど西の地点で消滅する。現在の凹地表面は湿地化しているものの（Fig. 4-40b）、表面の泥炭層の一部には深さ数 cm 程度の小規模なガリーが複数認められる。さらに、最近の流水に伴って供給された砂層、もしくは表層が浸食されることで地中から露出した砂層が凹地表面の一部で認められた。以上から、現在は凹地の容量の限界まで堆積物で埋められ、堆積場から侵食場へ変化しつつあると考えられる。凹地 I では、現在最も標高が低く、崖 6 に直行する地形断面から、現在の斜面を延長することでこの凹地の堆積中心付近と

考えられる地点を推定し、排水河谷の中心と崖 6 基部の延長線の交点から南に 2.4 m の地点で PPCS を用いたコア掘削 (wk-p-11) を実施した (Fig. 4-40a) .

4.2.3.4.1. wk-p-11 の層相と凹地 I 形成イベント層準の認定

wk-p-11 は深度 3.0 m まで掘削を行い、PPCS の打撃力でもそれ以上掘削できなくなった。現地でも 2-3 m 間のコアチューブを開封したところ、底部に風化基盤岩が確認されたため、基底に達したと判断しそこで掘削を終了した。

地表から深度 0.09 m には有機質な暗褐色砂層が認められた (Fig. 4-41a) . 砂の淘汰は悪く、中～粗粒砂を主体としつつ青色の火山岩類に由来すると考えられる中礫も豊富に含む。その下位の深度 0.09-0.58 m には未分解の植物片を主体とする暗褐色泥炭層が認められる。ただし、そのうち深度 0.49-0.58 m は基質がやや粘土質であり、より水分の多い環境で堆積したと推測される。また、深度 0.37 m 付近には厚さ 0.5 cm 程度の灰色の砂層 (細～中粒砂) が狭在する。泥炭層の下位には、有機質でやや青色を呈する暗褐色粘土層が深度 0.59-0.66 m に認められる。植物片もある程度含まれるものの、試料種は肉眼視できないほど分解が進んでいる。その下位には比較的明瞭な層境界を隔てて、青色の細礫を含む無機質な灰色粘土層が深度 0.66-0.78 m に認められる。ただし、そのうちの上部の深度 0.66-0.69 m はやや赤色を呈する。灰色粘土層の基底は酸化マンガンを由来すると考えられる赤褐色層で特徴付けられ、その下位には無機質な黄褐色シルト層が深度 2.18 m 付近まで続く。そのうちの深度 1.00-2.18 m は細～中礫を多量に含み、色相も上部と比較すると黄色の度合いが弱い。さらに黄褐色シルト層の下位には、掘削時の打撃で破砕したと考えられる風化基盤岩が少なくとも深度 3.0 m まで続く。母岩は美濃帯に属する砂岩類と考えられ、一部粘土化している。そのうち深度 2.72-2.87 m は比較的淘汰の良いシルト質な区間が存在する。

以上の層相から、泥炭層は現在と同様の湿地、暗褐色粘土層は湿地と湖沼の中間的な環境、灰色粘土層はある程度水深のある湖沼で堆積したものと考えられる。表層の深度 0-0.09 m に分布する砂層は流水に伴って集水域から供給された可能性が高いが、周囲の詳細な基盤

地質調査は行っていないため具体的な供給源は不明である。これらの砂層は地表に存在することから、ごく最近に流水を伴って堆積したか、かつて地下に埋没していた砂層が侵食により地表に露出した可能性が考えられる。また、深度 0.37 m 付近の砂の薄層もテフラ降灰や流水に伴う砂層流入などのイベントを示唆する。さらに、暗褐色粘土層と灰色粘土層の境界をなす深度 0.66–0.69 m の赤褐色粘土層もテフラ降灰層準との関連が疑われる。深度 0.78–2.18 m の黄褐色シルト層および礫質黄褐色シルト層は、凹地ができる以前の山地緩斜面ないし平坦面を覆っていた風成堆積物と考えられるが、礫質黄褐色シルト層は周囲から礫が集まるかつての谷底周辺で堆積した可能性がある。基底付近で認められた風化基盤岩の粘土化した区間は、凹地 Fd の wk-p-07 (Fig. 4-19a) や凹地 G の wk-p-03 (Fig. 4-33) と同様、崖 6 を形成した断層本体、もしくは派生した断層と対応する可能性がある。

以上から、wk-p-11 では、黄褐色シルト層が灰色粘土層へと層相が明瞭に変化する層準(深度 0.78 m) に、凹地 I が初めて形成されたイベント (I-f) の層準を認定した。

4.2.3.4.2. テフラ分析および ^{14}C 年代測定結果

wk-p-11 については深度 0.25–2.00 m に対してテフラ分析を実施した (Fig. 4-41a) 。テフラ分析は基本的に 2.5 cm 間隔で実施したが、テフラの降灰層準が疑われる区間やイベント層準の周辺は、それらを跨がないように 1 cm 間隔でサンプリングを行った。

分析の結果、コア記載時にテフラの降灰層準を疑った深度 0.37 m 付近の砂層は、火山ガラスの含有率が特段のピークを示すわけではなく、タイプ A 型火山ガラスの含有率はむしろ上下と比較して低く、タイプ A 型火山ガラスが 17%、それ以外のタイプの火山ガラスはいずれも 1%以下を示す。したがって、テフラ降灰層準ではなく、流水とともに突発的に堆積した砂層の可能性が高いと判断される。

一方、灰色粘土層の上部のやや赤みがかかった区間のうち、深度 0.65–0.67 m 付近はタイプ A 型火山ガラスが 55.5%、タイプ B 型火山ガラスが 10.3%の含有率のピークが認められた。含まれる火山ガラスの屈折率は 1.508–1.514 に集中し、K-Ah テフラの屈折率と一致する (Fig.

4-41a) . ピークより下位では 0–2.8 %で推移する含有率が急上昇する特徴と、赤みがかった層が肉眼視できることから、深度 0.65–0.67 m 付近を K-Ah テフラの降灰層準と認定する。

タイプ B 型火山ガラスの含有率は、K-Ah テフラ由来と認定したタイプ A 型火山ガラスの含有率推移と同じく深度 0.70 m 付近から上位に向かって上昇し始め、深度 0.40 m までの間を 4–11 %程度で推移する。この含有率の推移はタイプ A 型火山ガラスと連動していることから、K-Ah テフラとは別のテフラが降灰したことを意味するのではなく、K-Ah テフラ中に含まれるやや発泡が悪い火山ガラスに由来すると考えられる。同様にタイプ B 型、A 型火山ガラスが連動して推移する現象は、凹地 D の wk-p-12 (Fig. 4-30b) と凹地 Hd の wk-p-10 (Fig. 4-38a) においても確認されている。なお、分析を行った区間で上記以外のタイプの火山ガラス、および重鉍物の含有率にはテフラの降灰を示すような有意な変化は認められなかった。

さらに wk-p-11 コアでは、計 3 試料の種子と葉片の ^{14}C 年代測定を実施した (Fig. 4-41a, Table 4-1) . 全ての ^{14}C 年代は K-Ah テフラの降灰以降の年代を示し、層序と矛盾しない。

4.2.3.4.3. 凹地 I 形成イベントの年代

3 試料の ^{14}C 年代と認定した K-Ah テフラの降灰層準を用い、ベイズ推定 (Sequence モデル) を実施し、各年代値とイベント I-f の年代の確率密度分布を求めた (Fig. 4-41b) .

酸化マンガンに由来すると考えられる赤褐色層を隔てて、深度 0.78 m に認定されたイベント I-f は少なくとも K-Ah テフラの降灰以前に発生したと言える。K-Ah テフラの降灰層準とイベント I-f の間には約 9 cm の灰色粘土層が存在するため、イベント I-f は K-Ah テフラの年代 (7303–7165 cal BP) からさらに古い時代に発生したと考えられる。灰色粘土層区間の堆積速度を直接推定することはできないが、その上位の暗褐色粘土層 (深度 0.58–0.66 m) の堆積速度は深度 0.61 m の WY-90S (種子 ; 6290–9180 cal BP) と深度 0.65–0.67 m 付近の K-Ah テフラの降灰層準の層位と年代から 0.03–0.10 mm/yr と推定される。この堆積速度は、

若丸山サイトの他の凹地，例えば凹地 Fd の 0.19–0.85 mm/yr (Fig. 4-19b) ，凹地 Hu の 0.19–0.85 mm/yr (Fig. 4-39b) と比較するとやや小さい（遅い）値である．ここで一旦，簡単のために灰色粘土層の堆積速度も同じく 0.03–0.10 mm/yr と仮定し，この堆積速度をイベント I-f の層準まで外挿すると，その年代は 11,000–8040 cal BP と推定された．しかし，灰色粘土層の堆積速度は 0.03–0.10 mm/yr よりもさらに遅い可能性も否定できず，その場合はイベントの年代の下限值が 11,100 cal BP よりさらに古くなる可能性もある．しかしながら，これまで若丸山サイトの凹地で推定された灰色粘土層の堆積速度は，最も小さい値で 0.05 mm/yr (wk-p-08 と wk-p-06 ; Figs. 4-15, 4-22) であり，灰色粘土層が 0.03 mm/yr より極端に遅い堆積速度を持つとは考え難い．したがって，灰色粘土層の堆積速度を暗褐色粘土層の堆積速度 0.03–0.10 mm/yr と同等と仮定してイベント層準まで外挿することは概ね妥当な推定であり，イベント I-f の年代には上記で推定した 11,100–8040 cal BP を採用する．ただし，灰色粘土層の堆積速度はその中でもより 0.03 mm/yr に近い小さい値であると予想され，イベント I-f の年代は推定範囲のうち 11,100 cal BP に近い古い年代に発生した可能性が高いと言える．

また，凹地成長イベントとの関連は不明であるが，深度 0.37 m に認められた砂層について，深度 0.31 m の WY-88S（種子；5590–5470 cal BP）と深度 0.50–0.52 m 付近の WY-89L（葉片；6680–5610 cal BP）の年代で挟み込むことによってベイズ推定を行ったところ，その堆積年代は 6190–5520 cal BP となった．同様に，コア上部の地表～深度 0.09 m に認められた暗褐色砂層は，WY-88S の ^{14}C 年代以降から現在（地表）までの期間に堆積したため，ベイズ推定に基づくとその堆積年代は 5480 cal BP 以降となる．

なお，他の凹地で推定された堆積速度と比較するため，wk-p-11 の泥炭層の堆積速度を推定すると，深度 0.31 m の WY-88S（種子；5590–5470 cal BP）と深度 0.61 m の WY-90S（種子；6290–6180 cal BP）の層位と年代からその値は 0.21–0.53 mm/yr となった (Fig. 4-41b) . この値は他の凹地で推定された泥炭層の堆積速度，例えば凹地 Fd の 1.65–6.20 mm/yr (Fig. 4-19b) や凹地 Hd の 1.14–4.40 mm/yr (Fig. 4-38b) と比較すると低い値である．暗褐色粘土

層の堆積速度 (0.03–0.10 mm/yr) も他の凹地と比較して低い値と推定されたことから、凹地 I は堆積速度が全般的に遅く、その原因としては凹地形成初期から排水河谷が形成されており、堆積物の流出が起きていた可能性が挙げられる。

4.3. 若丸山サイトにおける山体重力変形イベントの対比

若丸山サイトにおける計 11 か所の凹地 (Fig. 4-4) でのハンドコアラーと PPCS によるボーリング調査、およびピット掘削調査の結果、全ての凹地の地下には未分解の植物片を主体とする泥炭層が認められ、その下位には無機質な灰色粘土層が存在し、かつて現在よりも水深のある湖沼であったことが推定された。さらに 1 箇所 (凹地 Hd) を除く全ての凹地では、その下位に黄褐色シルト層ないし礫質な暗黄褐色シルト層が出現し、これは凹地が形成される以前の山地緩斜面ないし平坦面を覆っていた風成堆積物であると考えられる (Fig. 4-5)。凹地 E と凹地 G では黄褐色シルト層が凹地外の斜面へ連続することが確かめられ (Figs. 4-7, 4-35a)、黄褐色シルト層と灰色粘土層の層境界は、緩斜面から湖沼へと堆積環境が変化した、すなわち凹地が形成された層準を示すことが確かめられた。また、ピット掘削を行った凹地 E と凹地 Fd、および一部の凹地の PPCS コアからは、堆積物の変形や湿地環境下で一時的に湖沼が形成された痕跡を示す泥炭層中に狭在する粘土層が認められた。これらは一度形成された崖が再度成長するイベントを示す。採取した堆積物のテフラ分析および ^{14}C 年代測定の結果、それぞれの凹地形成イベントと崖成長イベントの年代が推定された。

Fig. 4-42 は掘削を行った全ての凹地形成イベントと一部の凹地の崖成長イベントの年代を凹地の位置に沿って並べたダイヤグラムである。イベントの年代は、イベント層準の上下から ^{14}C 年代かテフラの降灰層準が得られた場合はベイズ推定に基づく確率密度分布で示し、イベント層準の上位のみからしか年代指標が得られておらず、堆積速度の外挿によって推定された場合は横棒で示している。また、崖成長イベントとの関連は明確ではないが、参考情報として凹地 E、凹地 Fd、凹地 I で認められた砂層の堆積年代の確率密度分布も併せて示した。

Fig. 4-42 によると、調査を行った凹地全てが同時に形成されたわけではなく、それぞれ形成開始時期が異なり、さらに、一部の凹地で認められた崖成長イベントも、その年代が異なることが明らかとなった。これらの凹地形成イベントと崖成長イベントは、年代によっていくつかのグループに分けることが可能である。

掘削を行った凹地のイベントのうち最も形成開始年代が古いグループは、信頼度の劣るものも含め、比較的根尾谷断層から離れた 5 箇所の凹地で認定したイベント E-f (20,100–9510 cal BP) , Fu-f (17,790–8900 cal BP) , G-f (11,370–7730 cal BP) , Hd-f (9800–7840 cal BP) , および I-f (11,100–8040 cal BP) の 5 つの凹地形成イベントである (Fig. 4-42) 。これらの凹地形成イベントが 20,100–7690 cal BP の期間に別々に発生した可能性もある一方、5 つ全ては 9800–9510 cal BP の比較的狭い年代範囲で重合しており、この期間に全ての凹地が同時に形成された可能性を指摘できる。鬱陵島起源の U-4 テフラ降灰 (10,230–10,171 cal BP; Table 3-1) 以前に凹地が形成されていた場合、粘土層あるいは泥炭層中から U-4 テフラが検出される可能性があるが、全ての凹地で U-4 テフラの降灰を示す火山ガラスないし重鉱物の明瞭なピークは検出されていない。このことも、9800–9510 cal BP に 5 か所全ての凹地が同時に形成された可能性を支持する。本研究ではこれら 5 つのイベントをグループ化し、新たに若丸山サイトの山体重力変形開始イベント (RWak-f) を定義する。ここで、「Wak」とは若丸山を表し、Komura et al. (2020) が定義した「Wak-イベント」と区別するため、頭に *reconstructed* の意味を持つ R を付した。

一方、上述の凹地以外の 5 箇所の凹地 (A, B, D, Fd, Hu) では、凹地形成イベント (A-f, B-f, D-f, Fd-f, Hu-f) が K-Ah テフラ降灰以降に発生したと推定された。また、十分に年代が制約されていないものの、凹地 C 形成イベント (C-f) も K-Ah テフラ降灰前後に発生している。これらの凹地形成イベントの年代は 7180–5600 cal BP の範囲で重複しているため、凹地 C を含む 6 箇所の凹地が 7180–5600 cal BP の間に同時に形成された可能性を指摘できる。ここで、イベント RWak-f で既に形成された凹地 E, Fu, Hd の 3 か所では、6130–5340 cal BP の

間に崖成長イベント (E-3b, Fu-1, Hd-1) が推定されている。また、同じくイベント RWak-f で既に形成された凹地 I でも、同時期に砂層堆積イベント (6190–5520 cal BP) が発生している。砂層が堆積する直接の要因は大雨などの流水イベントである可能性が高いが、現在の凹地 Hu において崖から砂層が供給されていたこと (Figs. 4-37a, 4-37c) から、集水域において崖が露出するイベントがその直前に発生していた可能性が示唆される。イベント E-3b, Fu-1, Hd-1 の年代はいずれも約 6200–5300 cal BP の比較的狭い範囲に収まり、同一の崖成長イベントを示す可能性がある。これは上述した 6 箇所の凹地形成イベントが同時に発生した場合の年代範囲 (7180–5600 cal BP) と矛盾せず、新たに凹地が形成されるイベント (A-f, B-f, C-f, D-f, Fd-f, Hu-f) と既存の凹地がさらに成長するイベント (E-3b, Fu-1, Hd-1) が同時に発生した可能性を指摘できる。ただし、厳密にはイベント E-3b (5570–5340 cal BP) は 95.4% (2σ) 信頼度の区間を考慮しても Fu-1 (6130–5710 cal BP), Hu-1 (7180–5600 cal BP) より 140–30 年若く、年代は重複しない。したがって、約 6200–5300 cal BP の比較的狭い年代範囲で 2 回のイベントが生じたと考えられる。本研究では、A-f, B-f, C-f, D-f, Fd-f, Hu-f と E-3b, Fu-1, Hd-1 の計 9 つの崖形成イベントをグループ化し、イベント E-3b を除く 8 個のイベントが同時に発生した場合をイベント RWak-4b、イベント Fu-1 と Hu-1 を除く 7 個のイベントが同時に発生した場合をイベント RWak-4a と新たに定義する。ベイズ推定に基づく、イベント RWak-4b の年代は 5840–5660 cal BP、イベント RWak-4a の年代は 5570–5490 cal BP となる (Fig. 4-42)。若丸山サイトでごく短期間で 2 つのイベントが生じた理由として、例えば地震や大雨などの 1 つの誘因に対して、数百年の時間差で個々の崖が形成された可能性がある。

ここで、既に形成されている凹地 E では、ピット掘削調査と PPCS コア (wk-p-08) により崖成長イベント E-3a (4980–3980 cal BP) が推定されている。また、凹地 Fd では同じく崖成長イベント Fd-2 (4680–3660 cal BP) が認定されている。2 つ凹地の崖成長イベントは年代が重複することから同一のイベントを示す可能性があり、本研究では 2 つをグループ化

イベント RWak-3 と呼ぶ (Fig. 4-42) . イベント RWak-3 は, イベント E-3a, Fd-2 が同時であると仮定しベイズ推定を行ったところ, その年代は 4720–3970 cal BP となる. なお, 崖成長イベントとの関連は不明かつ十分に堆積年代が制約されていないものの, 凹地 I においてもイベント RWak-4a の年代以降に砂層堆積イベント (5480 cal BP 以降) が認定されており, イベント RWak-3 と関連している可能性もある. さらに, イベント RWak-4a, RWak-4b グループに含めた崖形成イベント A-f, B-f は, 比較的年代の推定幅が大きく, 実際はイベント RWak-3 と対応する可能性も否定できない.

ここまで述べたイベントによって, 調査を行った 11 箇所全ての凹地は形成されたことになる. しかし, 凹地 D, E, Fd の 3 箇所ではイベント RWak-3 よりさらに新しい時代にも崖成長イベントが検出された. 凹地 D では, wk-p-12 コアにより泥炭層堆積中に一時的に湖沼が形成されたイベント D-1 (3160–1210 cal BP) が, wk-05 コアにより同じく湖沼が形成されたイベント D-2 (3140 cal BP 以降) がそれぞれ KGP テフラ降灰以降に認定されている (Fig. 4-31) . 両者は年代の上では矛盾せず, 同一のイベントを示す可能性もあるが, 実際にはイベント D-1 は 1210 cal BP に近い時代に, イベント D-2 は 3140 cal BP に近い時代に発生したと考えられており, さらにイベント D-1 と D-2 はその深度が 0.6 m ほど異なることから別々のイベントである可能性が高い. また, 凹地 E では Pit E1 の壁面から砂層が流入した後に湖沼化したイベント E-2 (3410–460 cal BP) が認定されており (Fig. 4-9) , この年代は上述のイベント D-1 と重複する. また, 崖の成長との関係は不明なもの, 凹地 Fd では Pit F の壁面から砂層 (ユニット F12; Fig. 4-18) 堆積イベント (1990–620 cal BP) が認定されており, 年代は上記のイベント D-1, E-2 と矛盾しない. 以上から, KGP テフラ降灰以降に少なくともイベント D-2, およびイベント D-1 と E-2 が同時に発生したイベントの, 2 つの崖成長イベントが発生した可能性を指摘できる. 本研究では前者をイベント RWak-2b, 後者を RWak-2a と呼ぶ. イベント RWak-2b は, イベント D-2 と同じく 3140 cal BP 以降のうち, 3140 cal BP に近い時期に発生したと考えられるが, 凹地 D 以外で年代が重複するイベント

が発見されておらず、他の山体重力変形イベント (RWak-) よりはその認定の信頼度が低い。また、イベント RWak-2a について、凹地 Fd の砂層 (ユニット B12; Fig. 4-18) が、凹地 E のイベント E-2 の直前に堆積した砂層 (ユニット E22 ; Fig. 4-9a) と同じ砂層堆積イベント、すなわち同時面を表している可能性がある。そこでイベント RWak-2a は、イベント D-1 と E-2 が同時であり、かつ、凹地 Fd のユニット F12 堆積よりも後の制約を与えることができ、ベイズ推定によるその年代は 2010–1150 cal BP となった (Fig. 4-42)。

さらに凹地 E, Fd では、ピット E1 (Fig. 4-9a) とピット F (Fig. 4-18a) からはごく近年に発生したと考えられる崖成長イベント E-1 と Fd-1 も認定された。ベイズ推定による 2 つのイベントの年代 (230 cal BP 以降, 520 cal BP 以降) も重合しており、両者が同時に発生した可能性を指摘できる。さらに、いずれのイベントも表層近くで認められ、堆積物が全体に傾動する特徴、および凹地 E と凹地 Fd が同じ崖 4 によってせき止められている共通点も両者が同時イベントであることを支持する。本研究ではこの 2 つのイベントを統合してイベント RWak-1 と呼ぶ。イベント E-1 と Fd-1 が同時である制約の下、ベイズ推定を実施すると、その年代は 230–0 cal BP (西暦 1720 年以降) となった (Fig. 4-42)。

以上を整理すると、若丸山サイトでは一部の凹地が 20,100–7690 cal BP の間に別々に形成され、あるいは 9800–9510 cal BP の間に同時に形成され (RWak-f)、その後少なくとも 4～6 回の新規の凹地形成イベントないし既存の崖が成長するイベントを経験していることが明らかとなった。その年代は 5840–5660 cal BP (RWak-4b)、5570–5490 cal BP (RWak-4a)、4720–3970 cal BP (RWak-3)、3140 cal BP 以降 (RWak-2b)、2000–1140 cal BP (RWak-2a)、230–0 cal BP (RWak-1) と制約された。ただし、RWak-4b と RWak-4a はごく短期間に集中しているため、同じ誘因による崖の形成・成長が、その位置によって時間差で生じた可能性もある。また、RWak-2b は、重複する他のイベントが発見されておらず、そのイベント認定の信頼度は低い。なお、ピット掘削と PPCS コアによって、一部の凹地で崖が成長するイベントが認定されたが、特にピット掘削を行った凹地 E と凹地 Fd においては他の凹地より 3

～4回多い崖成長イベントが認定された。しかし、実際にはボーリング1本のみで形成年代を論じた凹地においても、ボーリングでは検出することのできなかつた崖成長イベントが存在している可能性が高い。実際、高密度な¹⁴C年代測定を行った凹地Fuのwk-p-06コアでは、泥炭層中に複数の年代ギャップが存在することが明らかとなり、コア中には肉眼視できない不整合面（年代ギャップ）が存在する可能性が示された（Fig. 4-22）。崖の成長イベントを検出する上では崖基部におけるピット掘削が極めて有効と言える。

4.4. 若丸山サイトにおける堆積物の堆積速度の比較

若丸山サイトで取得したコアのうち、一部のコアでは年代指標（テフラ降灰層準、¹⁴C年代測定結果）の層位と年代を基に、その間の堆積速度を推定することができた。さらに、凹地G（Fig. 4-32）においては、凹地と凹地外の斜面上で掘削したwk-p-03, wk-p-04（Fig. 4-33, 4-34）を基に、斜面上で堆積する黄褐色シルト層の堆積速度を間接的に推定した。Fig. 4-43aは若丸山サイトの各コアで推定された泥炭層、暗褐色粘土層、灰色粘土層、礫質黄褐色シルト層、黄褐色シルト層の堆積速度を示したダイアグラムである。その結果、泥炭層は0.09–6.20 mm/yr、暗褐色粘土層は0.03–1.10 mm/yr、灰色粘土層は0.05–0.31 mm/yr、礫質黄褐色シルト層は0.12–0.20 mm/yr、黄褐色シルト層は0.04–0.06 mm/yrの堆積速度を示す。さらに、1つ1つの推定値を正規分布の確率密度で表し、それを各堆積物ごとに加算したものをFig. 4-43bに示す。それぞれの2 σ 信頼区間は、泥炭層が0.26–0.52 mm/yr および0.75–1.03 mm/yr、暗褐色粘土層が0.03–0.46 mm/yr、灰色粘土層が0.05–0.25 mm/yr、礫質黄褐色シルト層が0.11–0.22 mm/yr、黄褐色シルト層が0.04–0.08 mm/yrとなった。泥炭層は推定幅が比較的大きいものの、暗褐色粘土層、灰色粘土層の順に推定幅が小さくなる特徴を持つ。泥炭層と暗褐色粘土層は確率密度の山が2つ認められ、凹地によっては同じ層相でも堆積速度が異なることを示している。泥炭層と暗褐色粘土層の堆積速度にばらつきが生じる原因としては、凹地Fuのwk-p-06で高密度な¹⁴C年代測定を行った結果明らかとなった（Fig. 4-22）ように、肉眼で確認できない不整合面（年代ギャップ）が存在している可能性が挙げられる。あるいは、

凹地 I (Fig. 4-41) で推定されたように、凹地形成直後から排水河谷が形成されている場合は、堆積速度が遅くなる可能性もある。一方で、灰色粘土層ほどの凹地においても比較的均質な堆積速度を示すことが大きな特徴である。

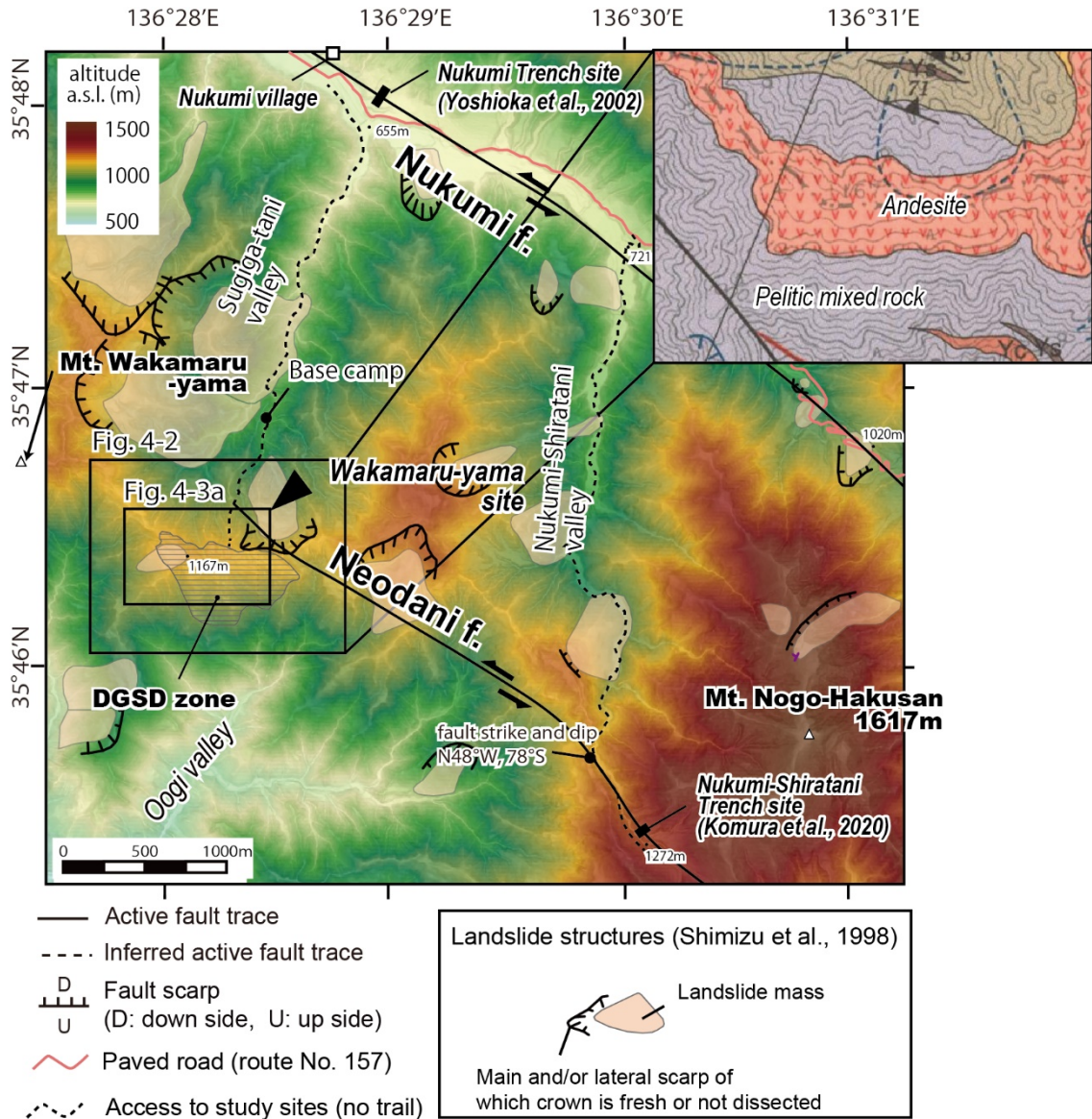


Fig. 4-1. Topographical maps around Wakamaru-yama site. See Fig. 2-3b for the locations. The background elevation maps of both panels are based on 5-m grid DEMs of the Geospatial Information Authority of Japan. Active fault traces are based on Suzuki and Sugito (2010) and Nakata and Imaizumi (2002). Landslide features mapped by the previous aerial-photograph interpretation (Shimizu et al., 1998) are also shown. Inset is the closed-up geology around the study area (Nakae et al., 2015).

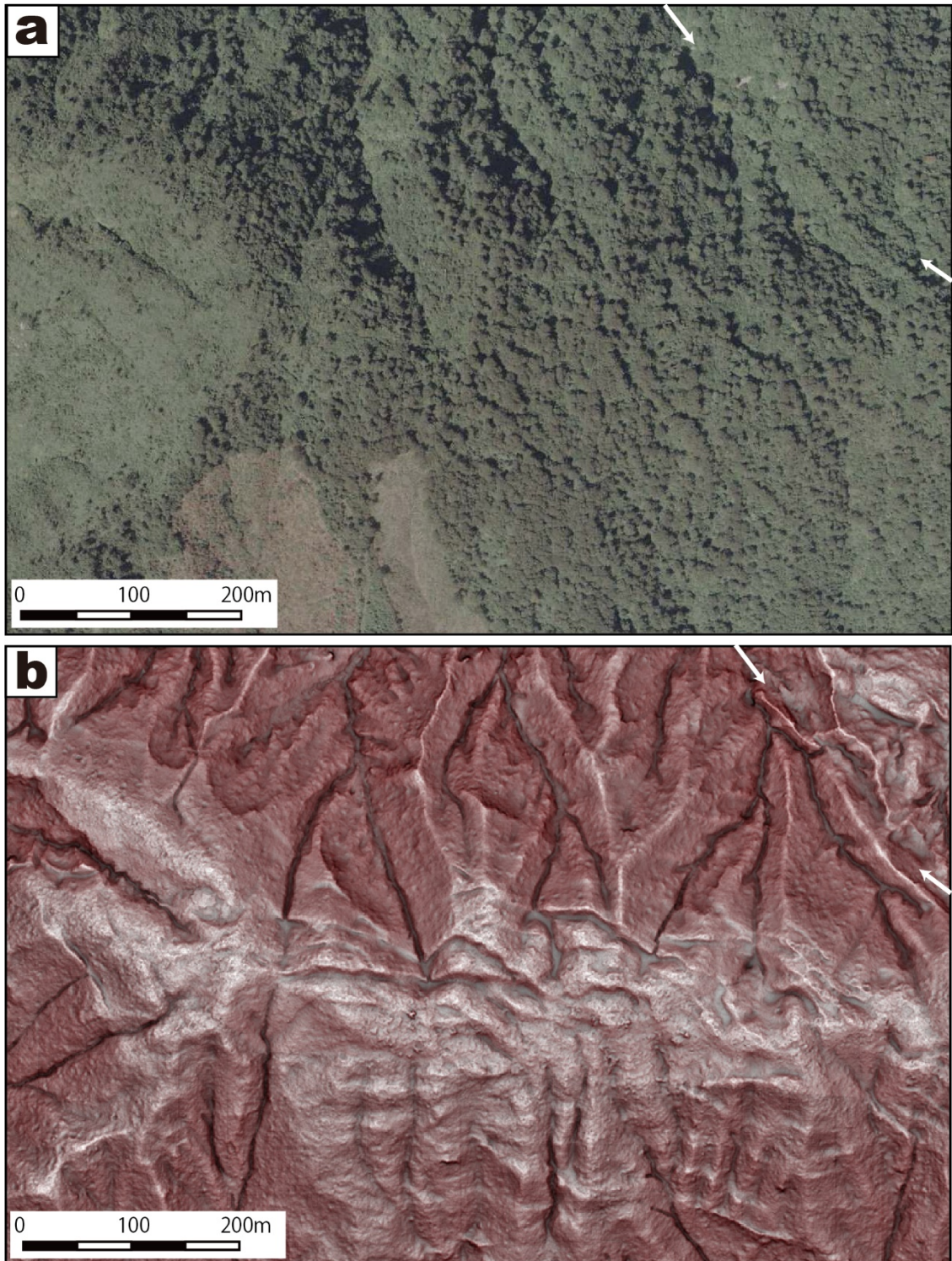


Fig. 4-2. (a) Aerial photograph of the Wakamaru-yama site taken in 1977 by the Geospatial Information Authority of Japan (See Fig. 4-1 for location). (b) Red relief image map (RRIM) of the same area based on 0.5-m and 1.0-m LiDAR DEMs. White arrows in both panels indicate the trace of the Neodani fault.

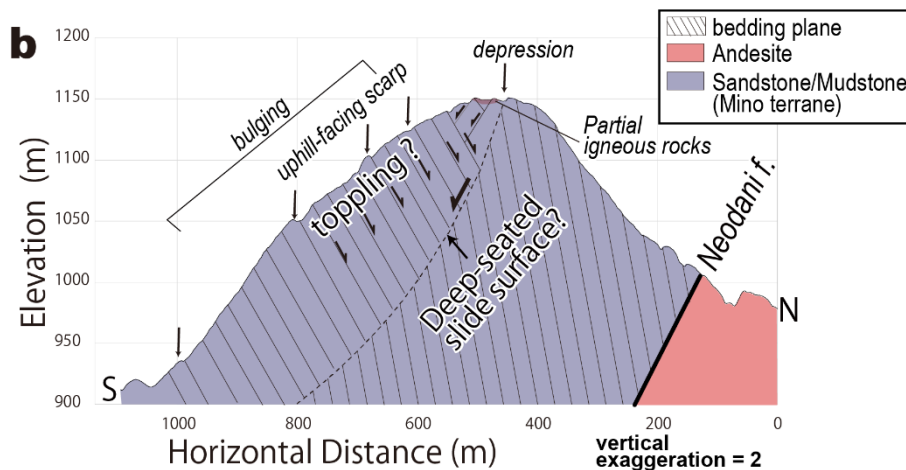
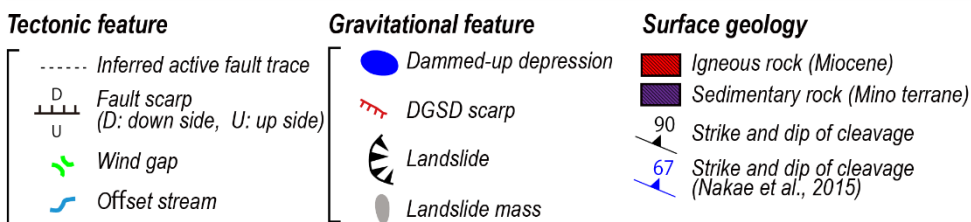
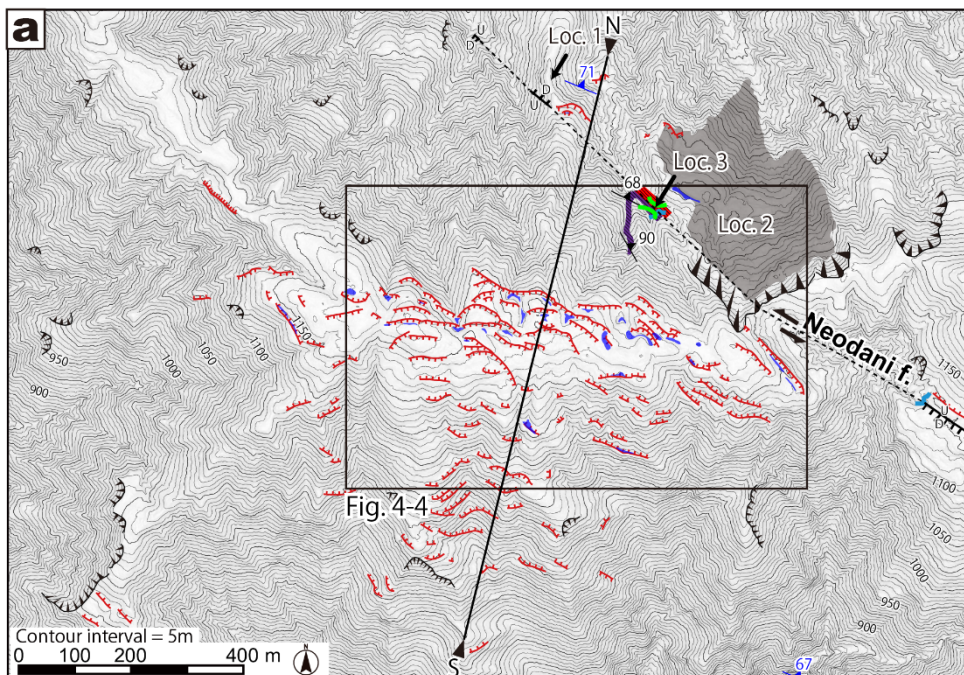


Fig. 4-3. (a) Topographic map (contour interval, 5 m) showing geomorphic features at the Wakamaru-yama site based on the interpretation of Stereo MPI-RRIMs (See Fig. 4-1 for location). (b) Inferred geologic and structural cross-section along line N–S based on our field mapping and published geological map (Nakae et al., 2015). The slope of the Neodani fault ($\sim 70^\circ$ S) is based on information measured at a fault outcrop along the Nukumi-Shiratani valley (Fig. 4-1), about 1.5 km southeast of the Wakamaru-yama site (Komura et al., 2020).

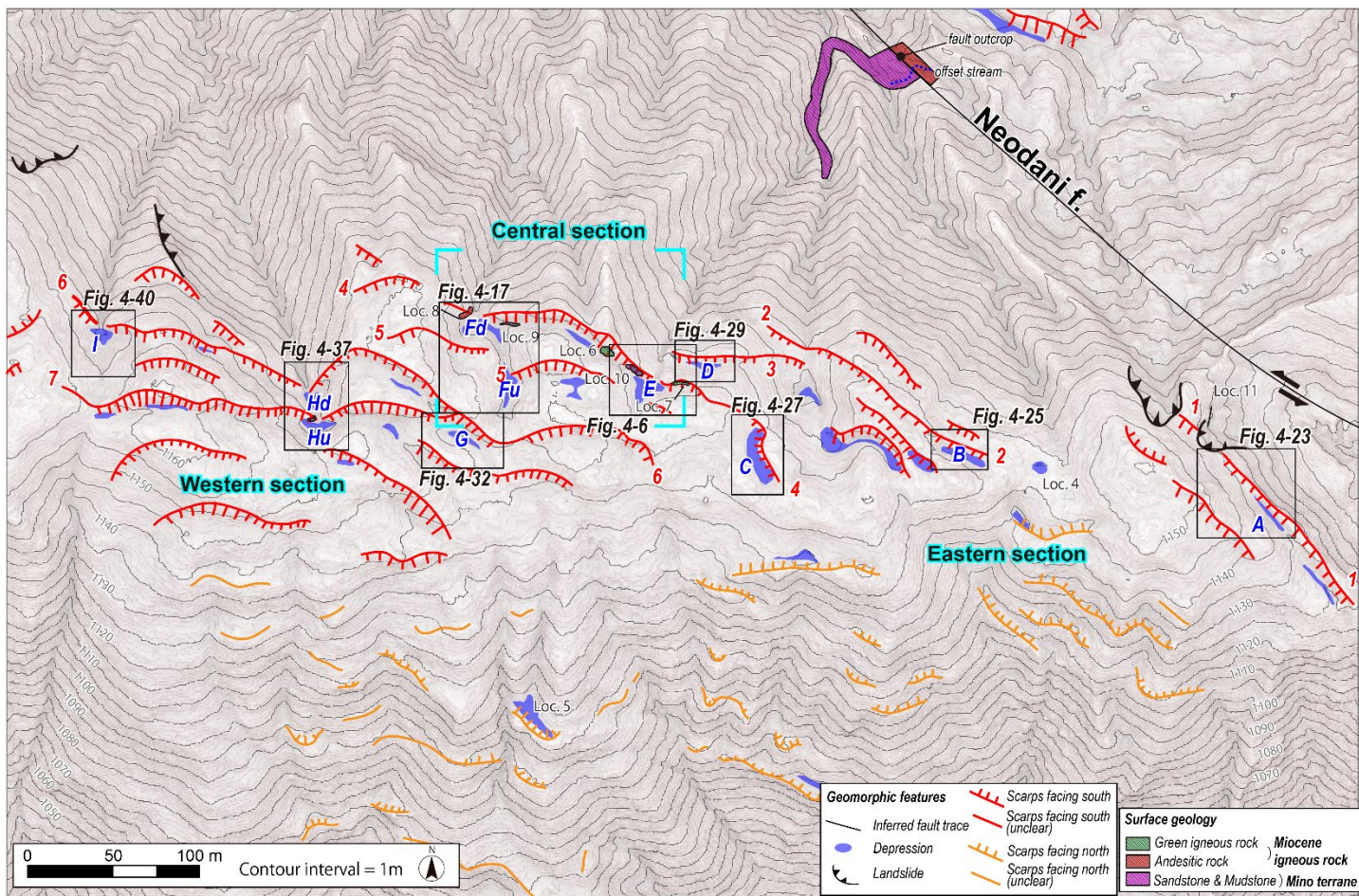


Fig. 4-4. Distribution of scarps and depressions surveyed at the Wakamaru-yama site (See Fig. 4-3a for location). Surface geology on this panel is based on outcrops or boulders. The background map is MPI-RRIM based on a 0.5-m grid LiDAR DEM.

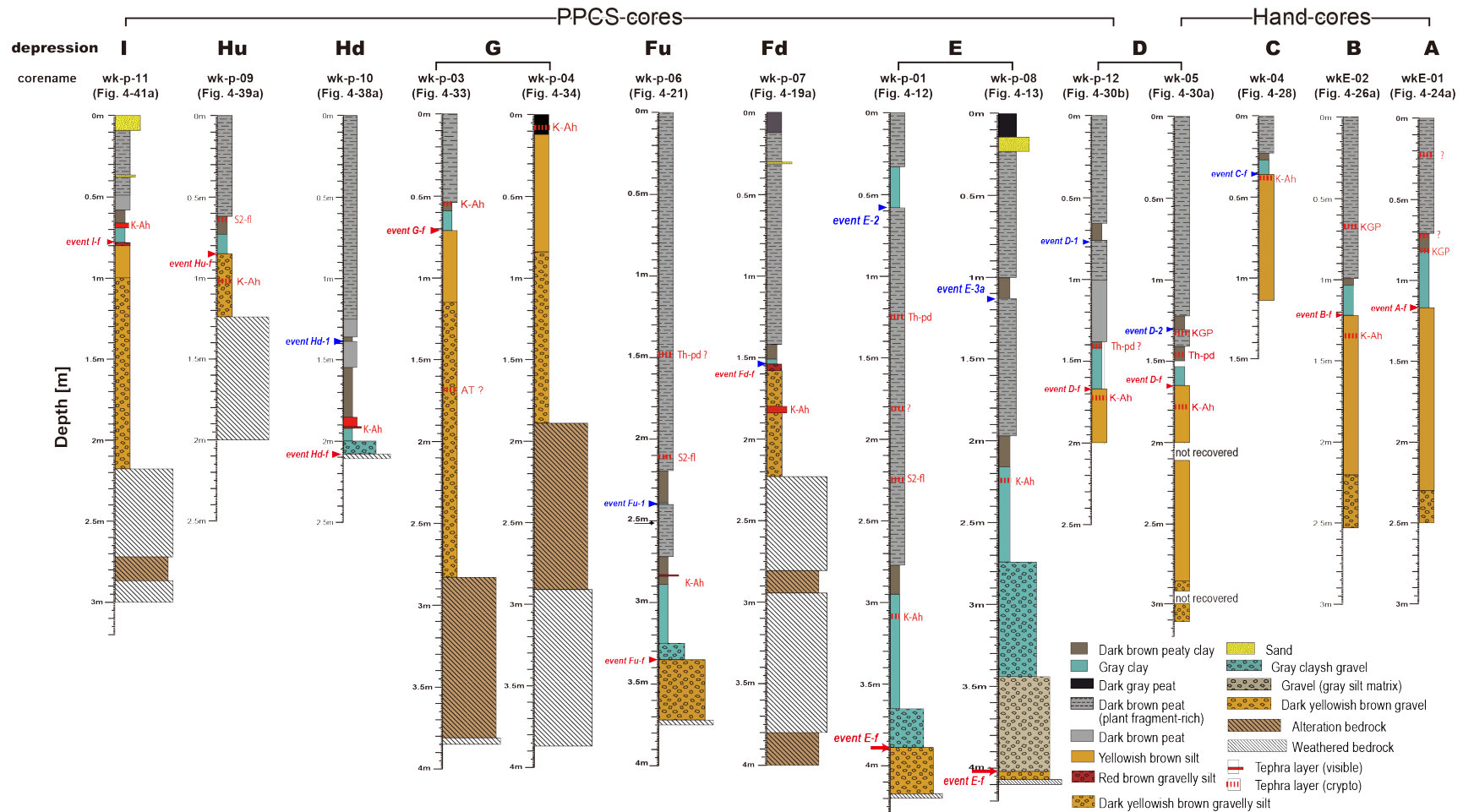
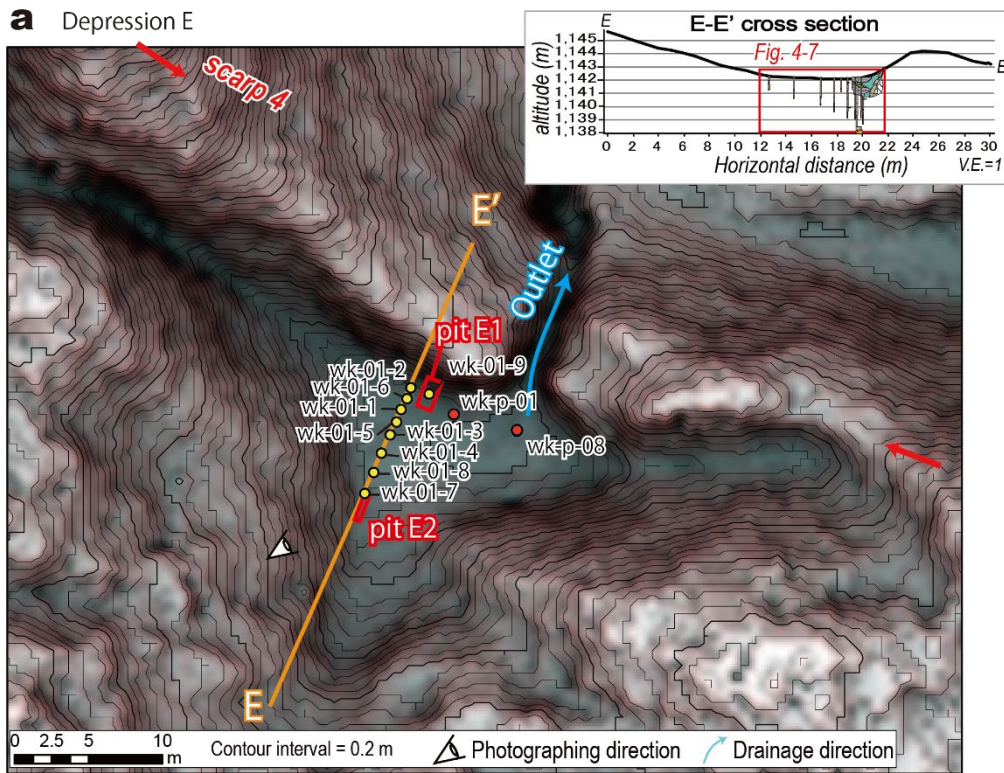


Fig. 4-5. All cores acquired in each depression at the Wakamaru-yama site. The formation event (red letters) and scarp-growth event (blue letters) horizons are also shown. Correlated tephras are also shown.



b Field photograph of depression E

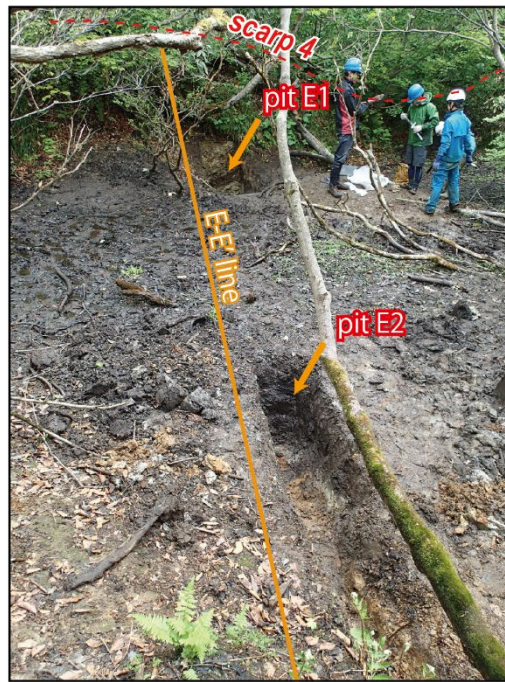


Fig. 4-6. (a) Detailed map of the depression E and location of cores and pits (See Fig. 4-4 for location). Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the E-E' line. (b) Field photograph of the depression E. See panel (a) for a photo location.

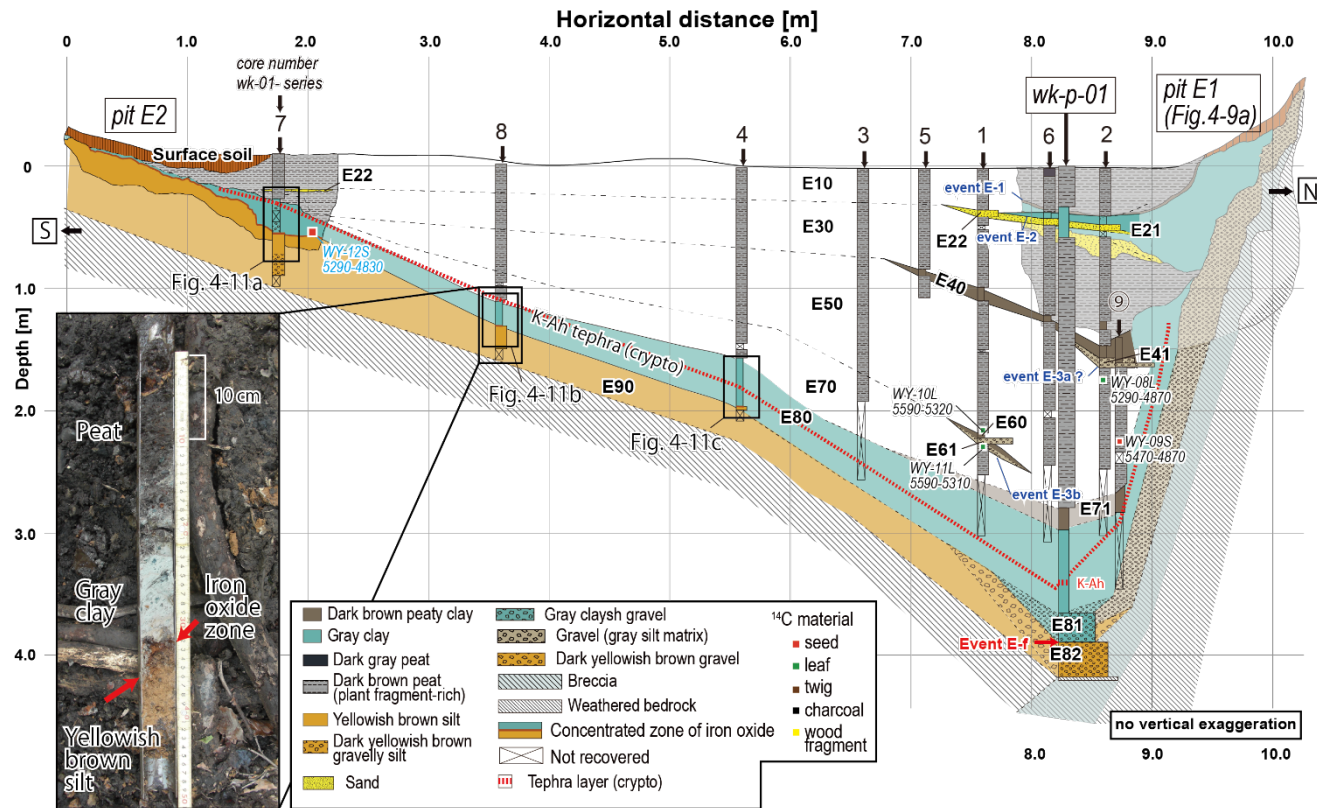


Fig. 4-7. Inferred subsurface structure of depression E on the line E–E’ based on cores and the pit E2 (See Fig. 4-6a for location). The columns of wk-01-9 in the pit E1 and wk-p-01 are projected to the line from the east side of the depression. Radiocarbon ages from the hand cores (wk-01- series) are shown in uncalibrated years (yr BP); notations in blue are anomalous data not used in subsequent analyses. The red dashed line indicates an inferred horizon of the K-Ah tephra based on cryptotephra analysis. At the left photograph is three types of typical deposits that fill the depression (depth of 1.0–1.5 m of wk-01-8).

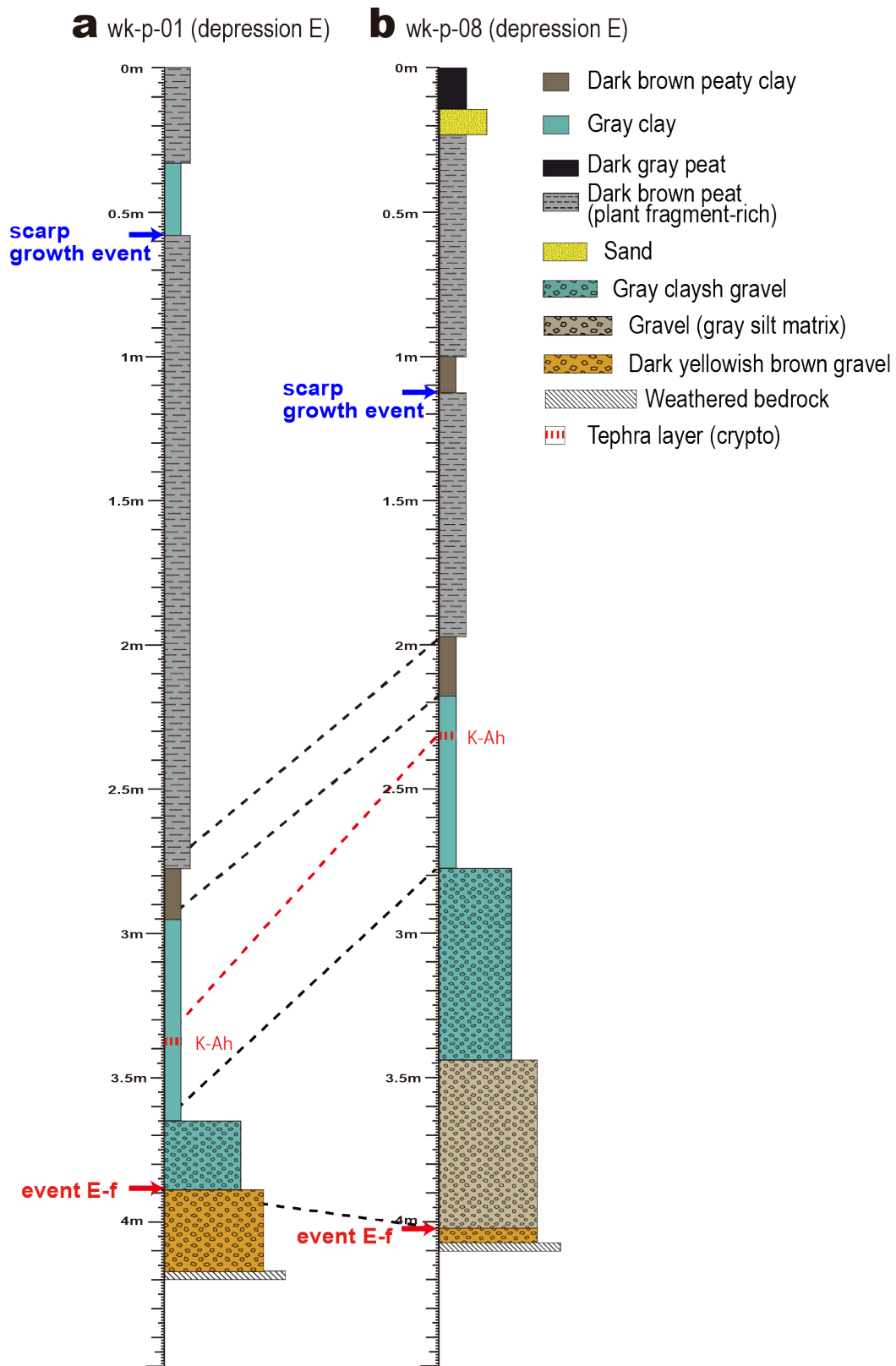


Fig. 4-8. Geologic columns of wk-p-01 and wk-p-08. See Fig. 4-6a for coring locations. The dotted lines indicate the contrast of units.

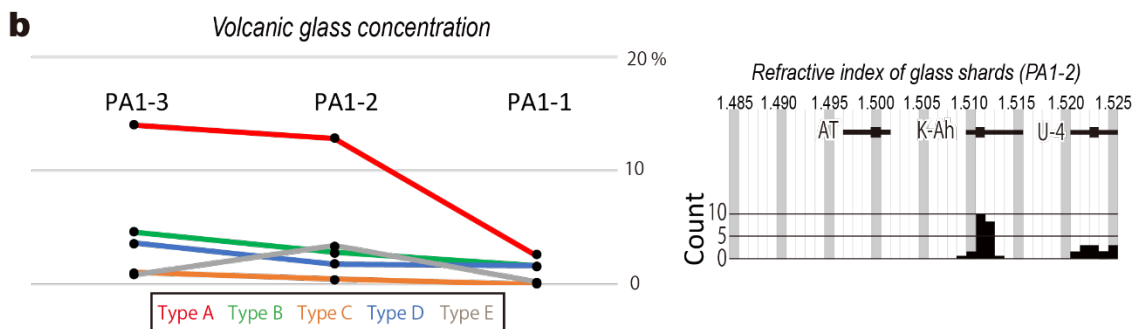
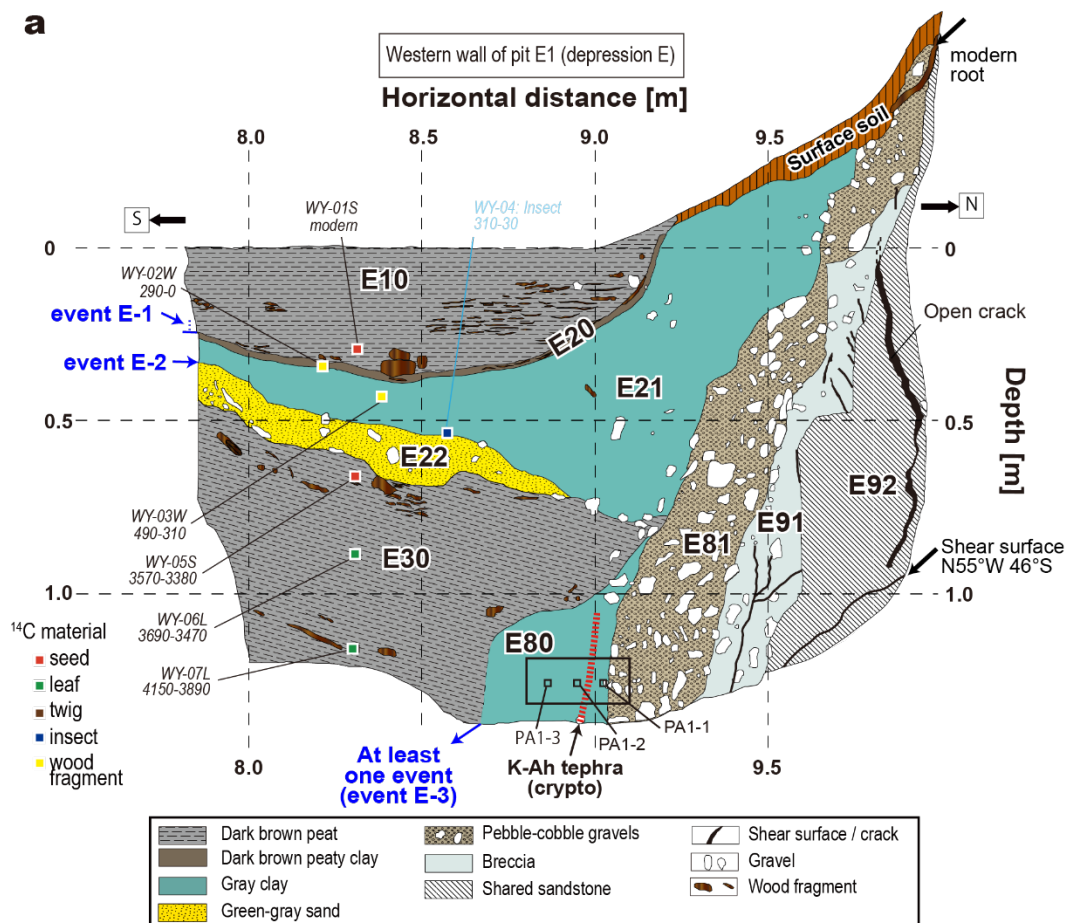


Fig. 4-9. (a) Log of the pit E1 at depression E showing positions and calibrated ages (cal BP) of radiocarbon samples. See Fig. 4-6a and 4-7 for the location of the pit. The red dashed line in unit E80 indicates the inferred horizon of the K-Ah tephra. (b) The left panel is a volcanic glass concentration, and the right panel is a histogram of refractive indexes of glass shards in the PA1-2 sample. The horizontal bar next to the tephra name indicates the range of refractive indices of volcanic glass for that tephra, and the thick line corresponds to the most frequent value.

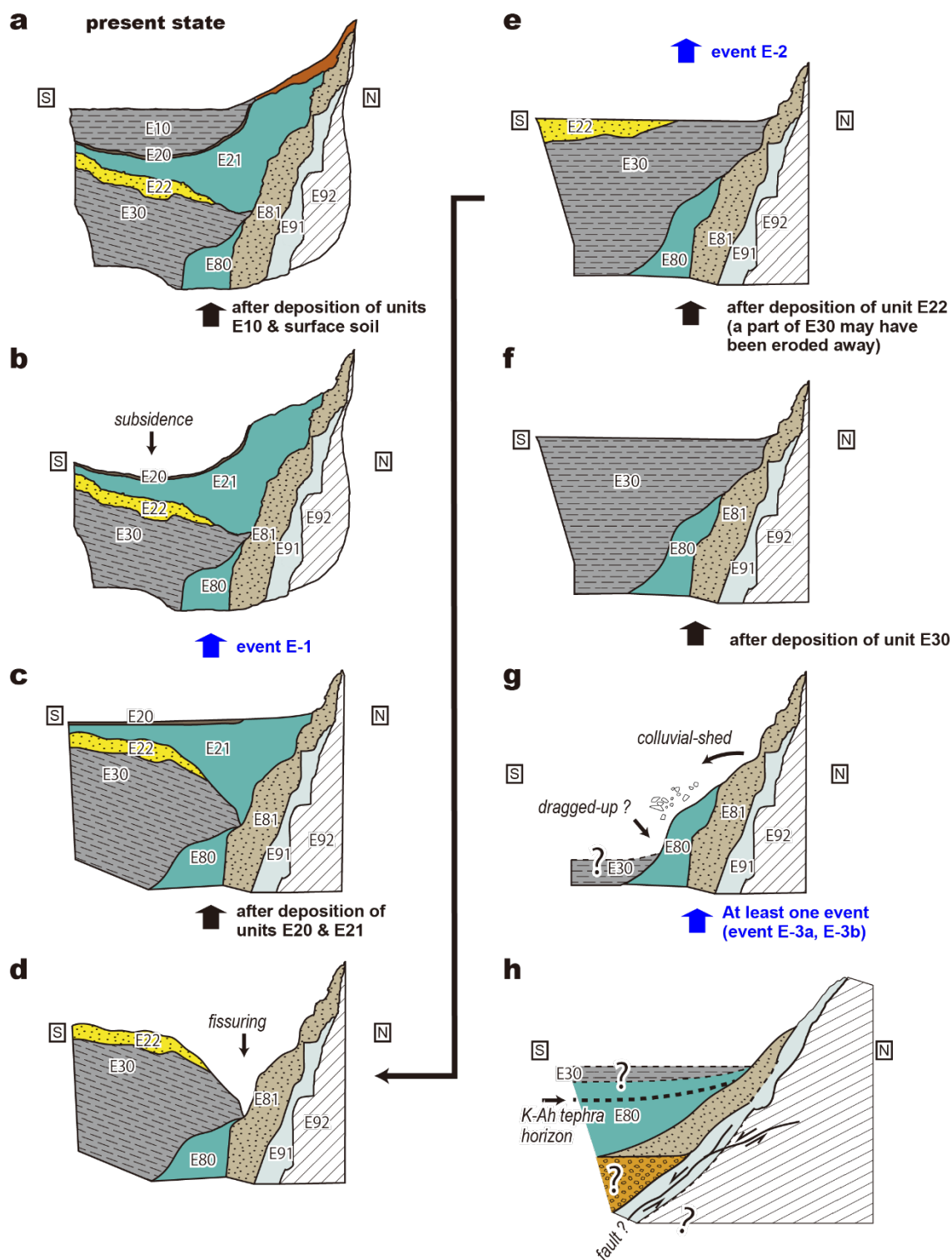


Fig. 4-10. Retrodeformation sequences of the pit E1 at the depression E. (a) The present stage of the pit E1 (Fig. 4-9a). (b–g) The older stages that we retrodeformed. (h) Inferred initiate stage of the pit E1 including the deeper part under the pit. We inferred them by the simple faulting or folding without minor deformation or faults.

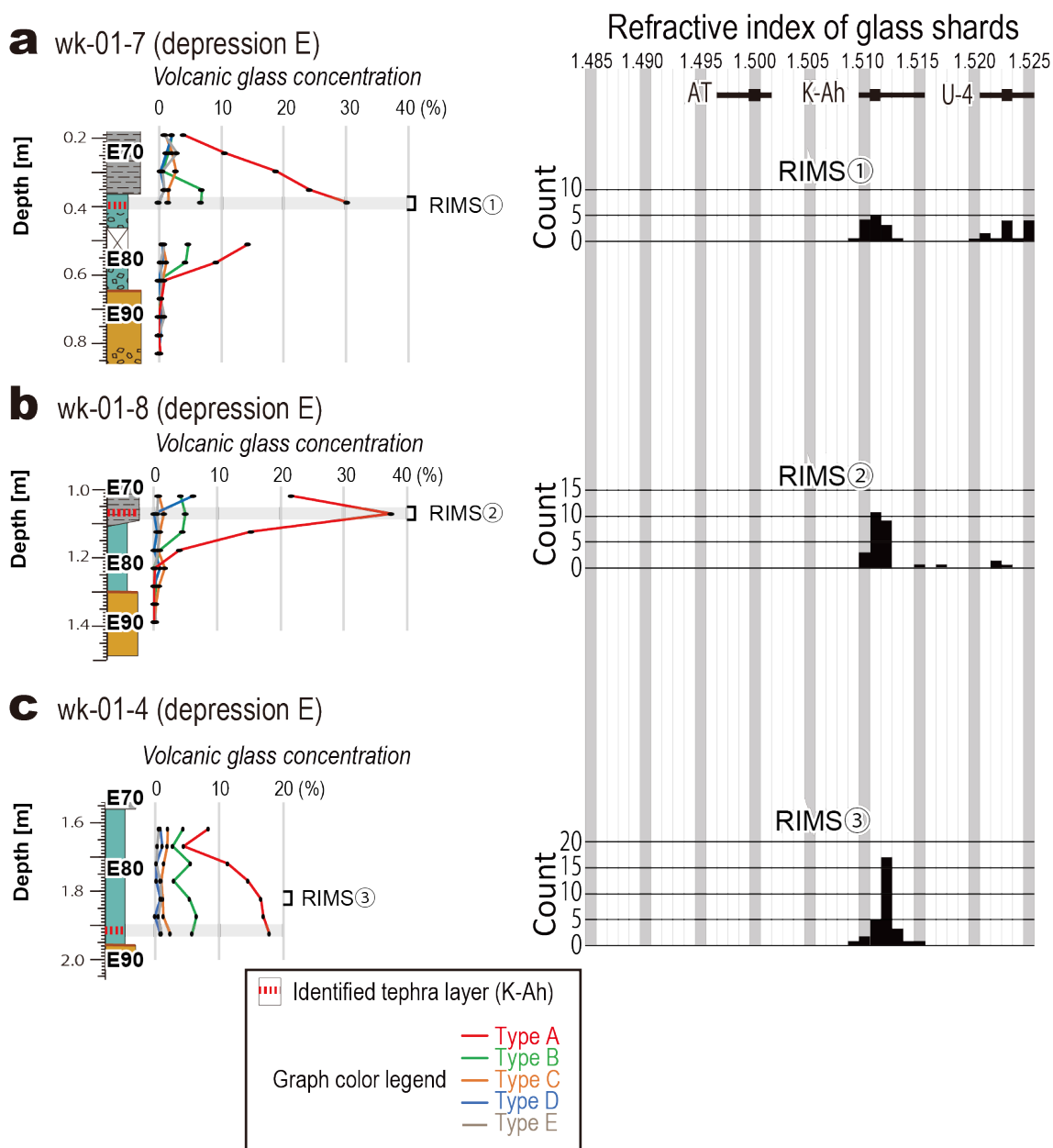


Fig. 4-11. Result of cryptotephra analysis of the hand cores of depression E. (a) Volcanic glass concentrations in core wk-01-7, (b) wk-01-8, and (c) wk-01-4 (See Fig. 4-7 for the location and depth of the cores). These graphs show the concentrations of volcanic glasses and heavy minerals within very fine sand. The type classification of the volcanic glasses is based on Fig. 3-5. The right panel is histograms of refractive indexes of glass shards in each core. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

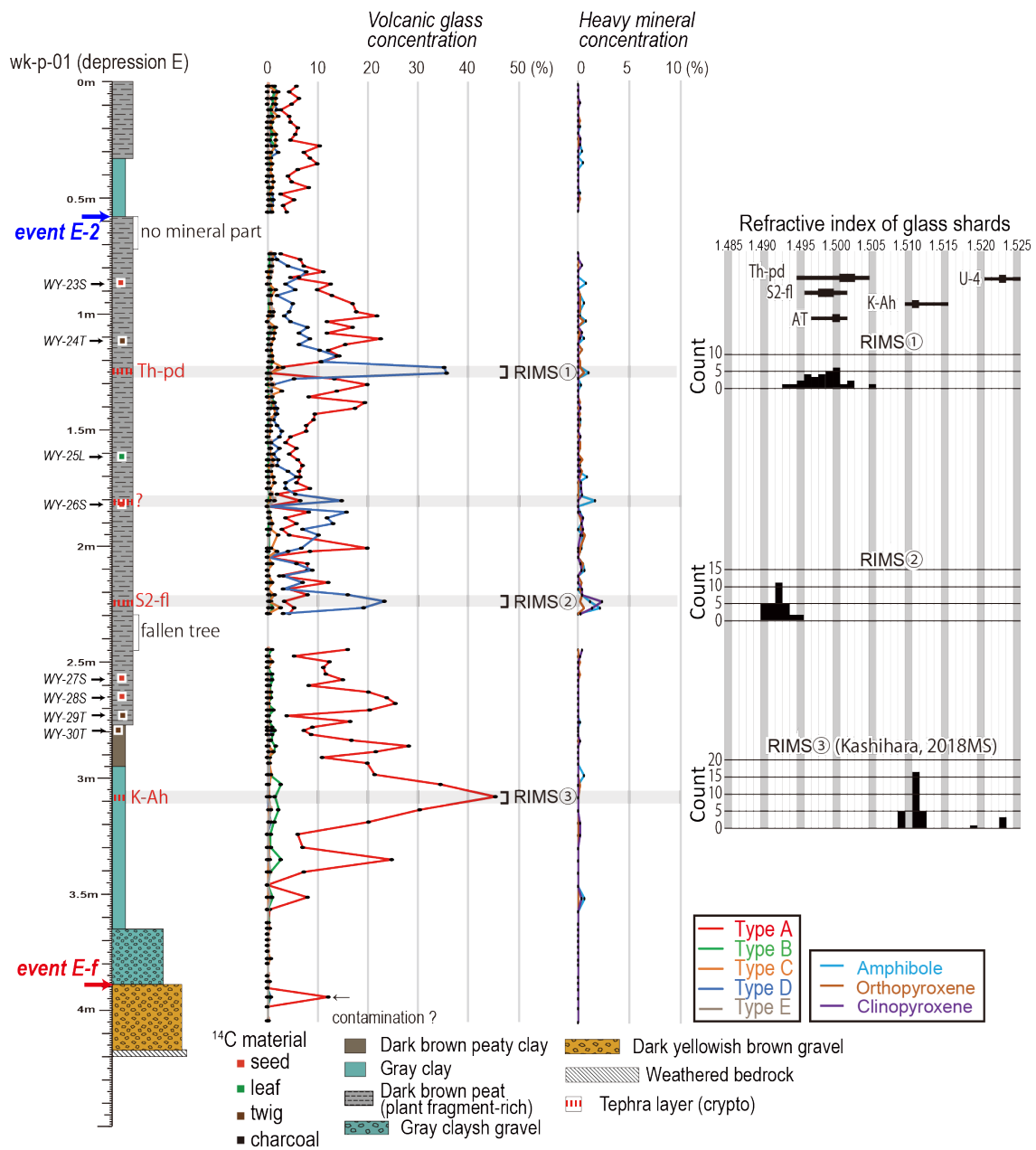


Fig. 4-12. Result of cryptotephra analysis of wk-p-01. See Fig. 4-11 for the graph legends. The right panels are histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

wk-p-08 (depression E)

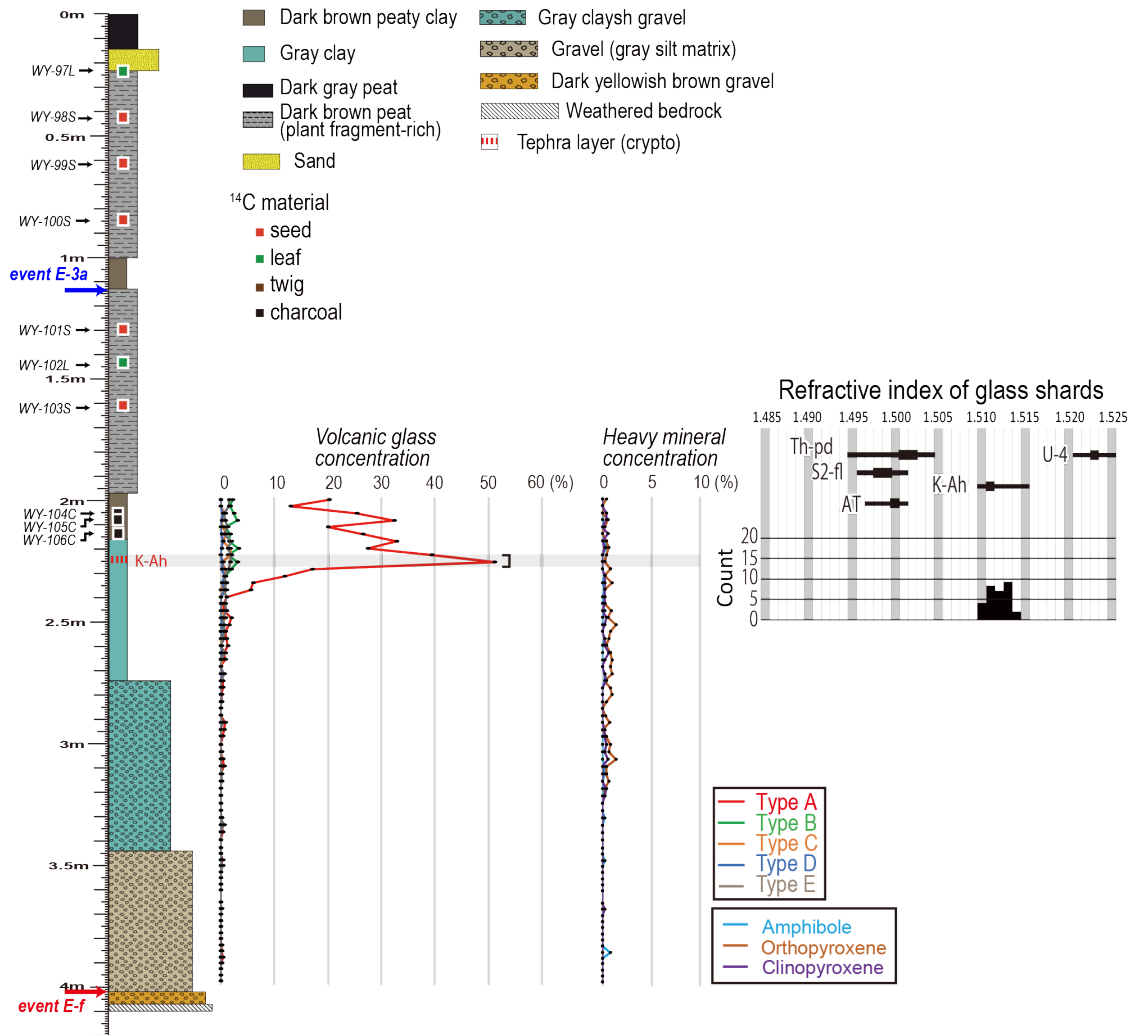


Fig. 4-13. Result of cryptotephra analysis of wk-p-08. The right panel is a histogram that shows the refractive indexes of volcanic glasses. Legends are the same as Figs. 4-9b and 4-11.

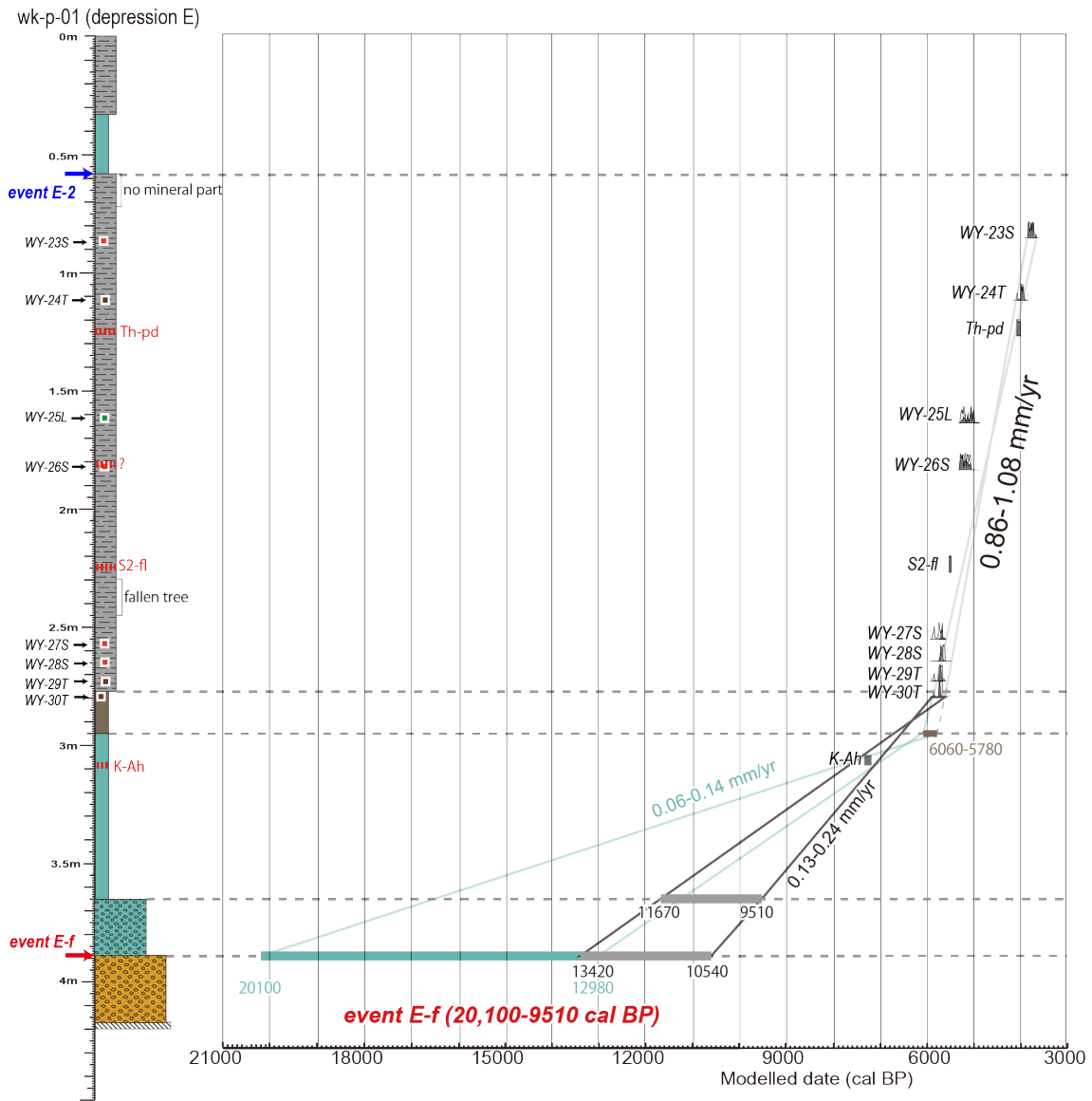


Fig. 4-14. Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephras, and scarp-formation events based on wk-p-01. See Fig. 4-12 for coring legend. Curves shaded in light gray are original probability density distributions of radiocarbon ages or tephras; curves shaded in dark gray are age distributions refined by Bayesian analysis. The blue-gray and light gray lines are the estimated sedimentation rate lines of the gray clay and dark brown peats. The brack line is simply the sedimentation rate line estimated by connecting the two lowest age values. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S1 in Appendix 6.

wk-p-08 (depression E)

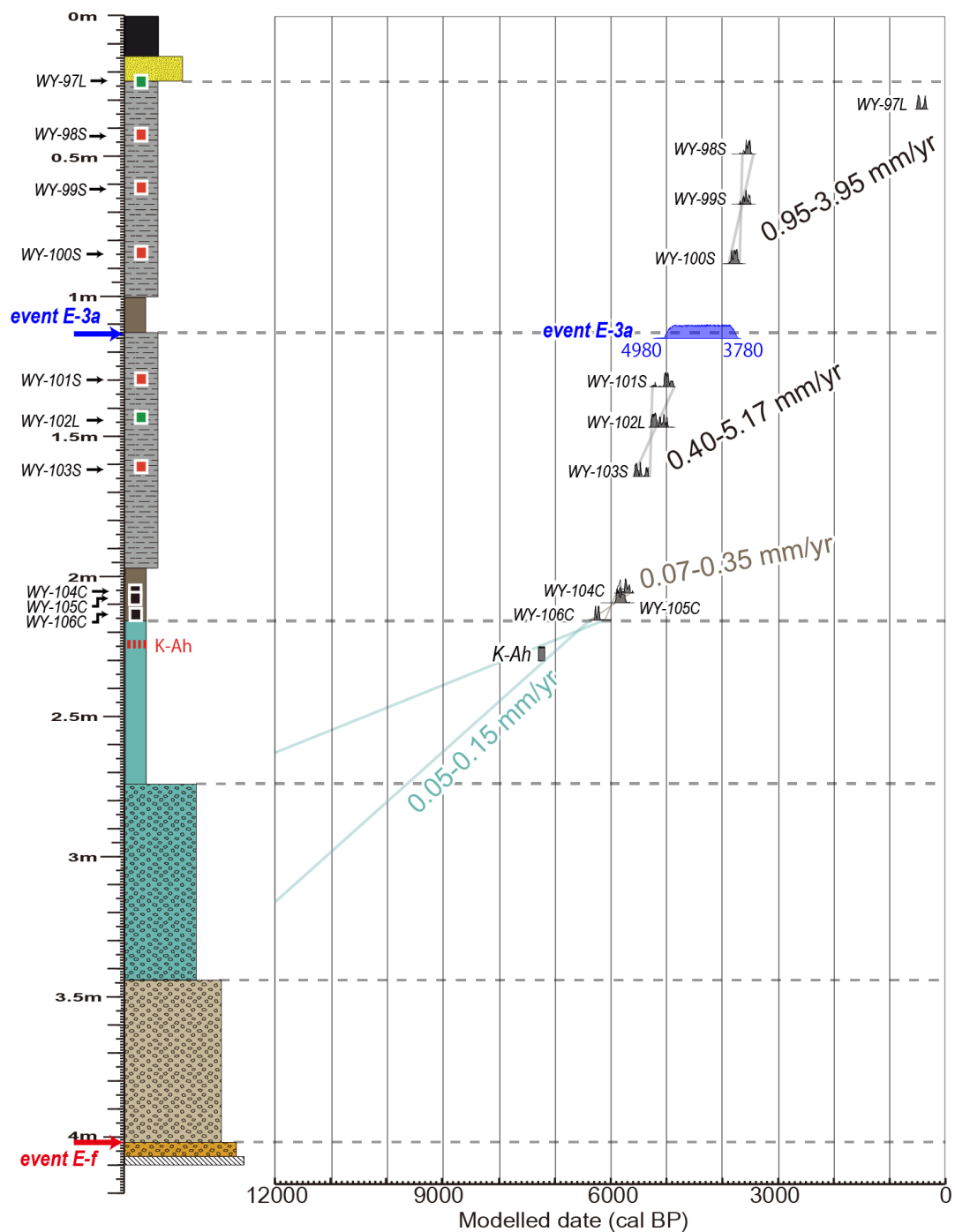


Fig. 4-15. Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephtras, and scarp-formation events based on wk-p-08. See Fig. 4-13 for coring legend and the details of tephra analysis. See Fig. 4-14 for the legend of age-depth plots and other sedimentation rate lines. Curves shaded in blue are age distributions of scarp-growth events constrained by the radiocarbon and tephra ages. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S2 in Appendix 6.

Synthesized column based on pit E1 and wk-01-1, 2 (depression E)

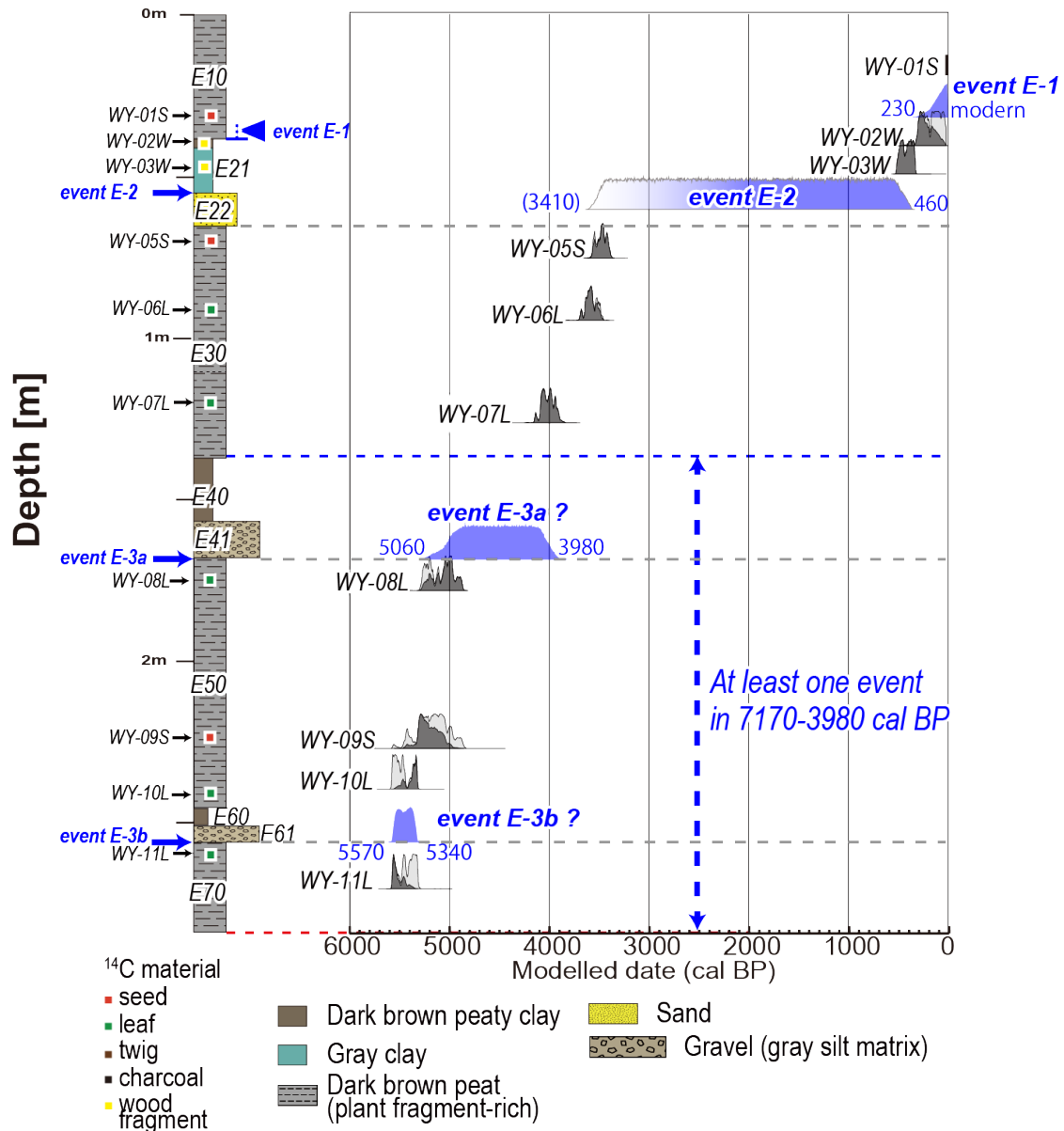
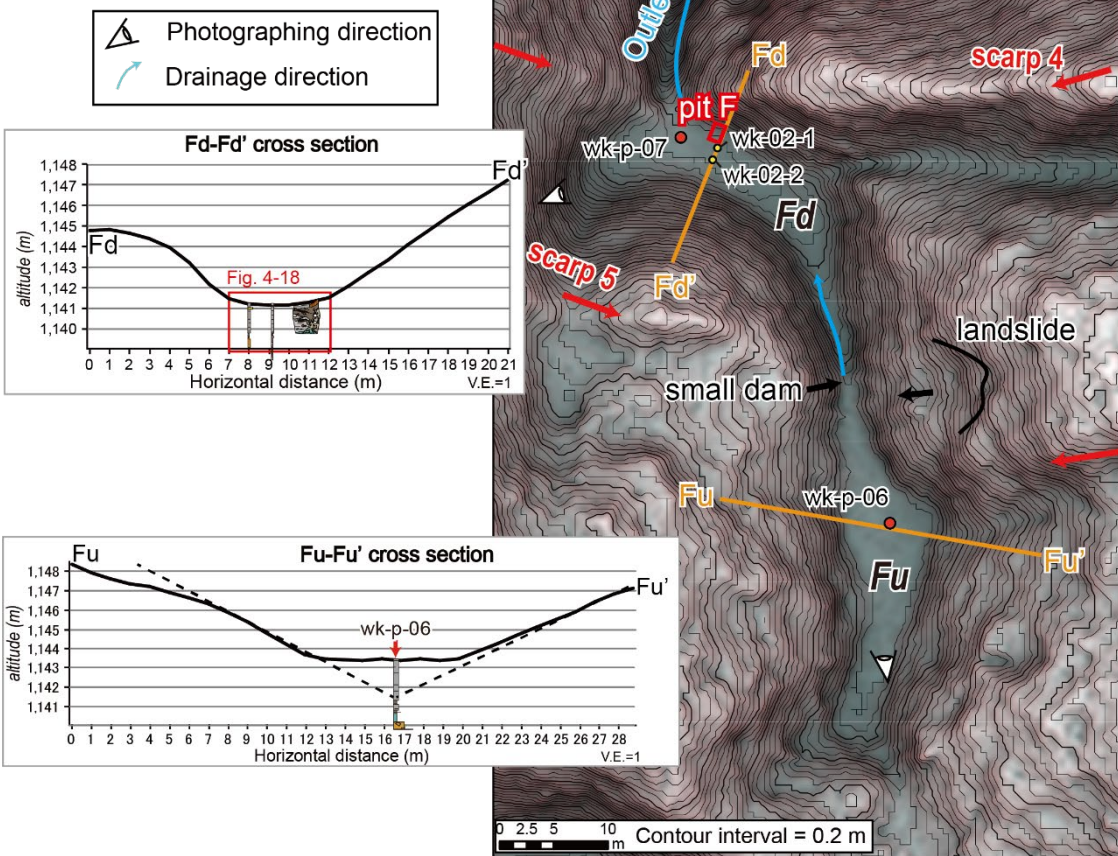


Fig. 4-16. Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephras, and scarp-growth events along with the synthesized geologic column. The synthesized geologic column is based on the pit E1 and core wk-01-2; units E60 and E61 and event E-3b horizon are projected from cores wk-01-1 (Fig. 4-7). See Figs. 4-14 and 4-15 for the legend of age-depth plots. Curves with paler shades indicate low reliability. See Figs. 4-7 and 4-9a for the sample location. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S3 in Appendix 6.

a Depression Fd and Fu



b Field photograph of depression Fd



c Field photograph of depression Fu



Fig. 4-17. (a) Detailed map of the depression Fd and Fu and location of cores and pit. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset panels are geomorphic cross-sections on the Fd-Fd' and Fu-Fu' lines. Field photograph of (b) depression Fd and (c) depression Fu. See panel (a) for photo locations.

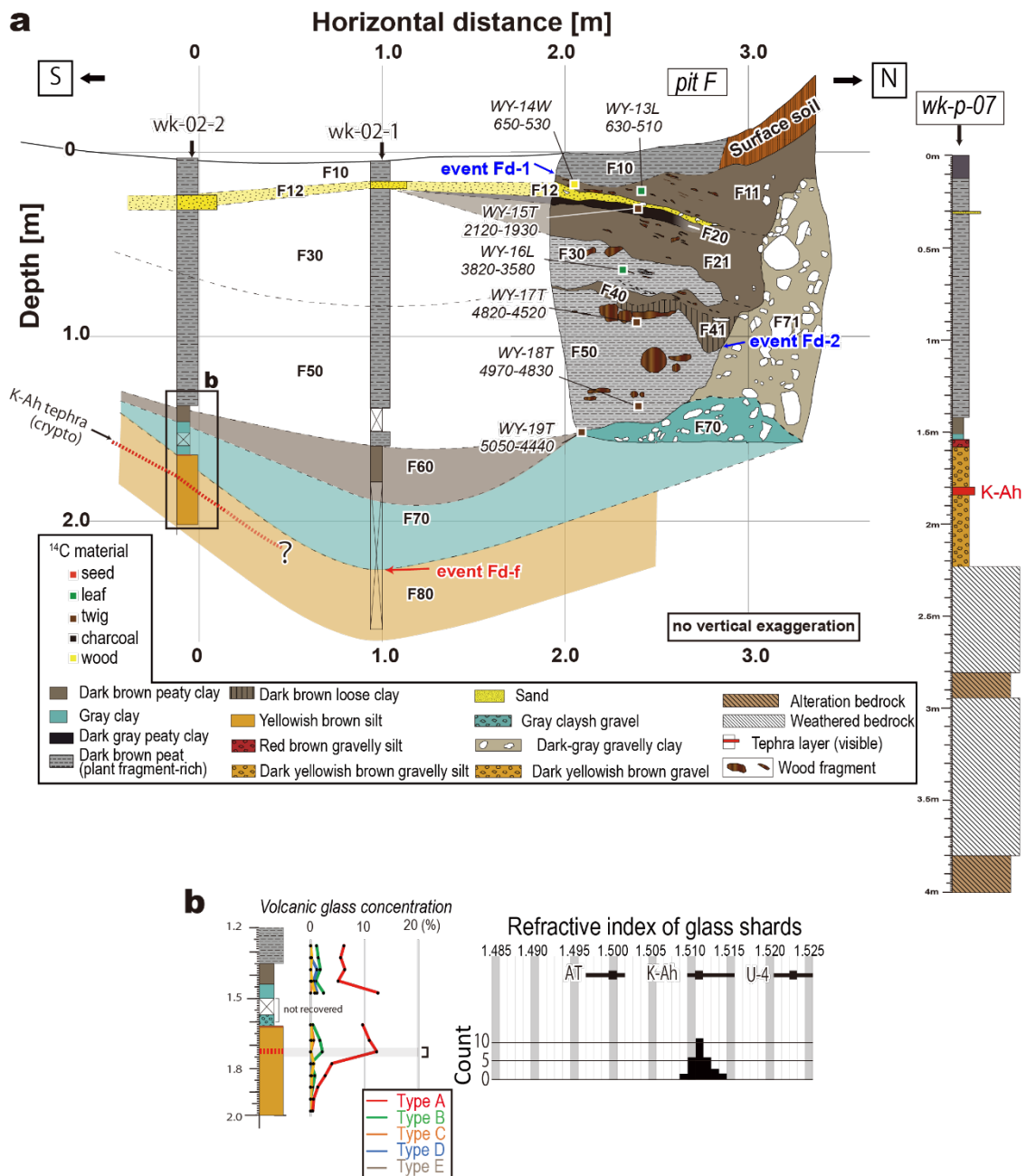


Fig. 4-18. (a) Inferred subsurface structure of depression Fd on the line Fd–Fd' based on cores (See Fig. 4-17a for location). The positions and calibrated ages (cal BP) of radiocarbon samples are also shown. The red dashed line indicates an inferred horizon of the K-Ah tephra based on cryptotephra analysis. The right panel shows the geologic column of the wk-p-07. (b) The left panel is volcanic glass concentrations, and the right panel is a histogram that shows refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

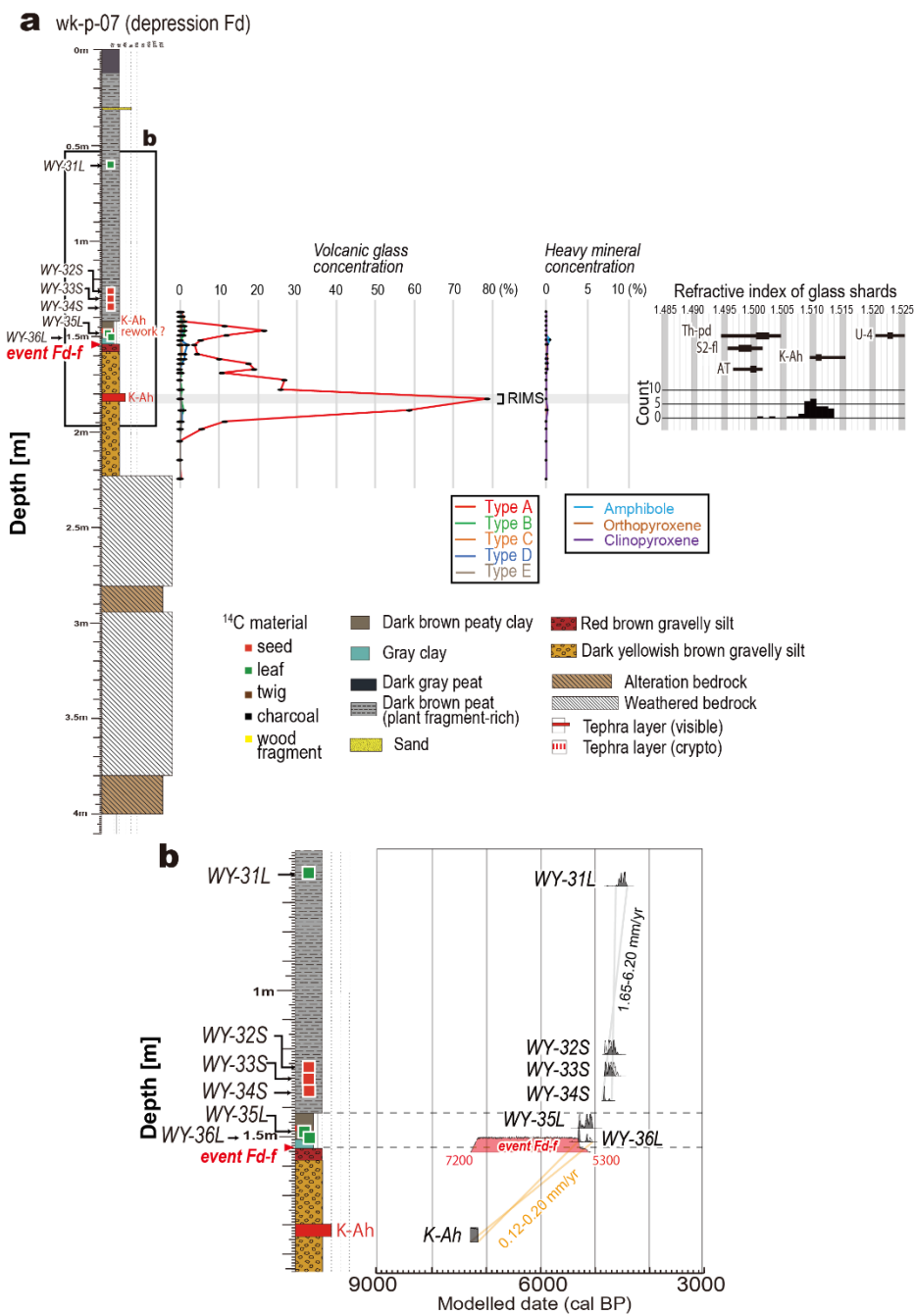


Fig. 4-19. (a) Result of cryptotephra analysis of wk-p-07 at the depression Fd. See Fig. 4-17a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. The right panel is a histogram that shows the refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephra, and scarp-formation event (shaded in red) based on the wk-p-07. The light orange line is the estimated sedimentation rate lines of the yellowish-brown gravelly silt. Other legends are the same as Figs. 4-14, 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S4 in Appendix 6.

Synthesized column based on pit F (depression Fd)

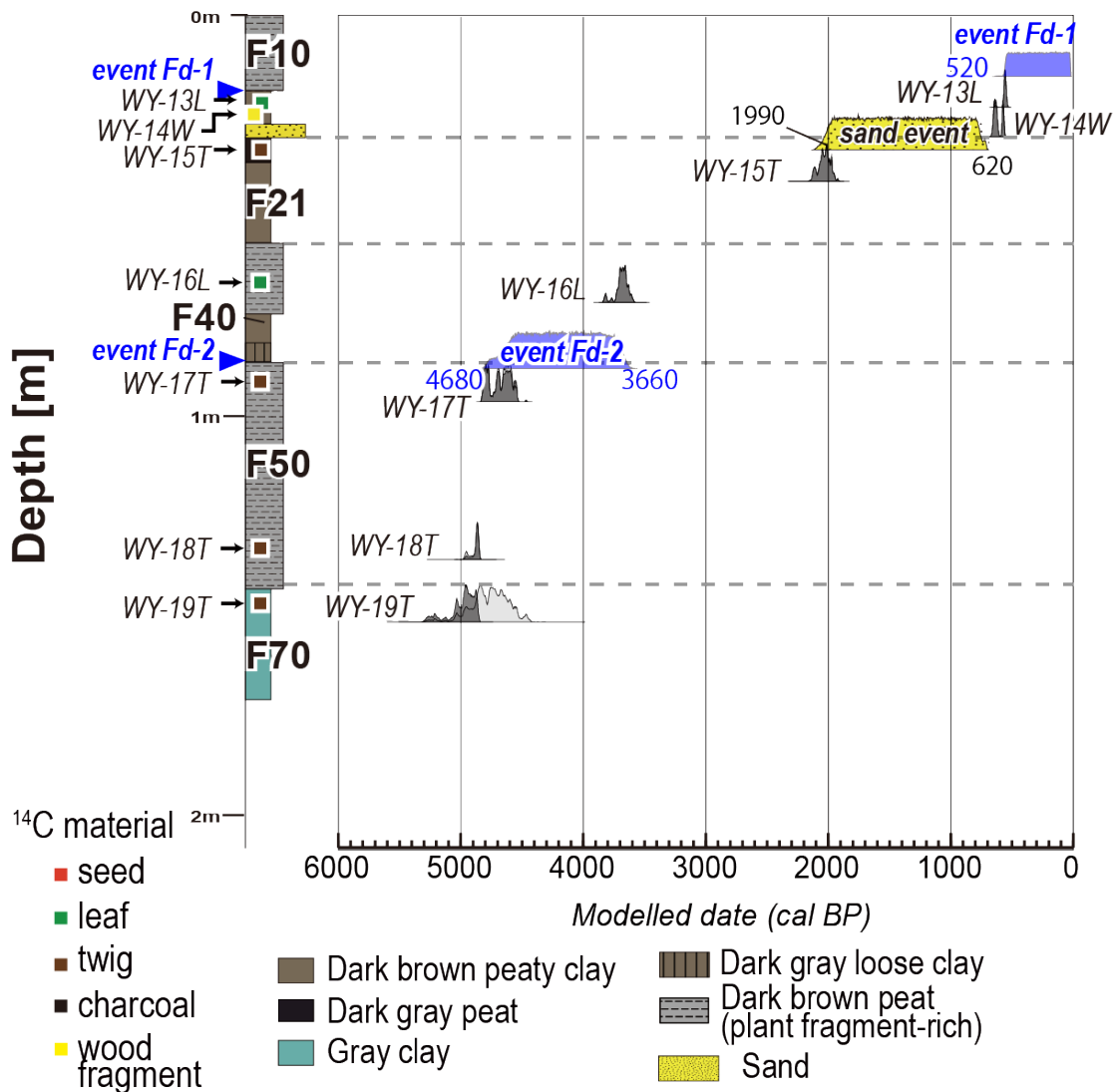


Fig. 4-20. Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, scarp-growth, and sand-deposition events at the depression Fd. The synthesized geologic column is based on the pit F. See Fig. 4-18 for the sample location of radiocarbon ages. Legends of the age-depth plot are the same as Figs. 4-14, 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S5 in Appendix 6.

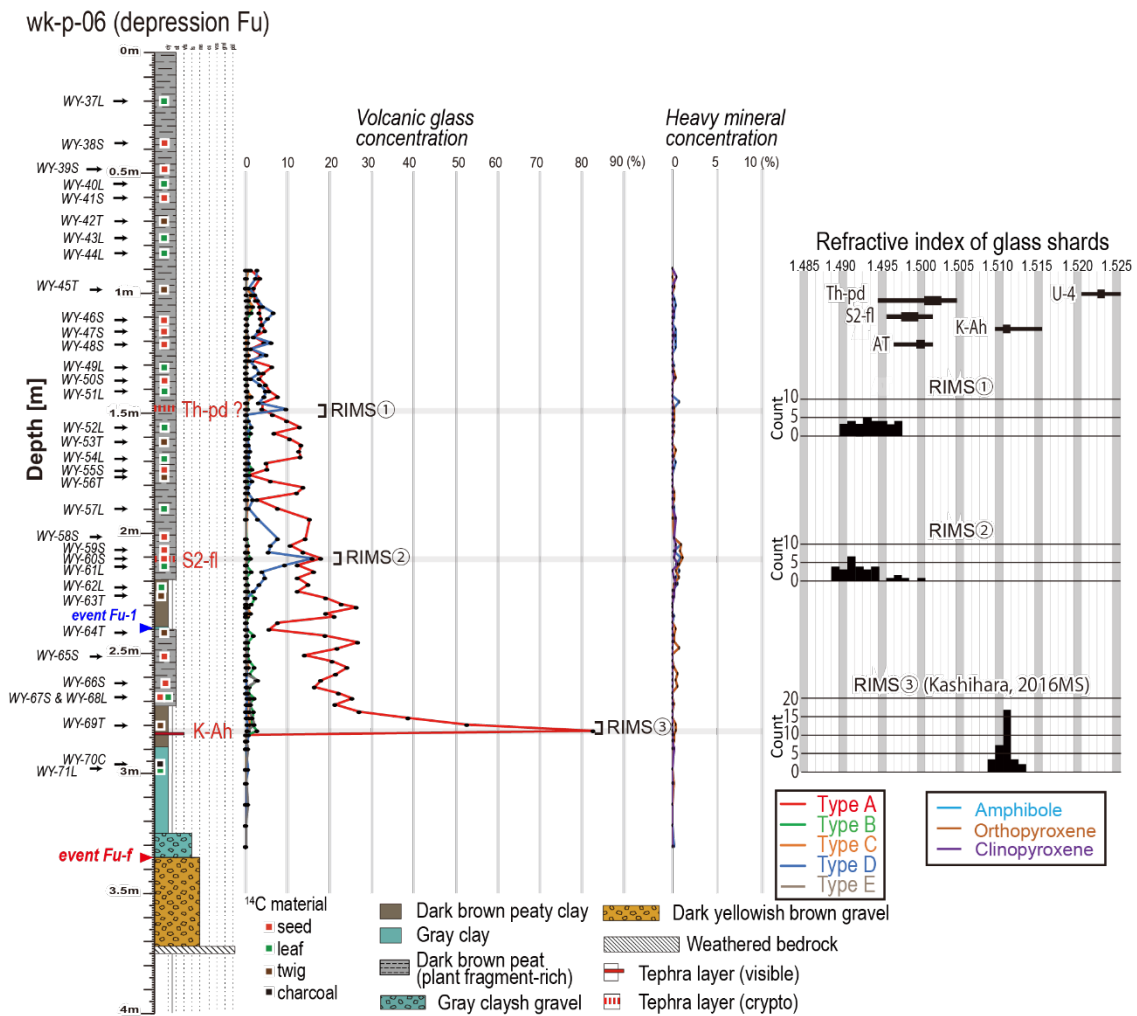


Fig. 4-21. Result of cryptotephra analysis of wk-p-06 at the depression Fu. See Fig. 4-17a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

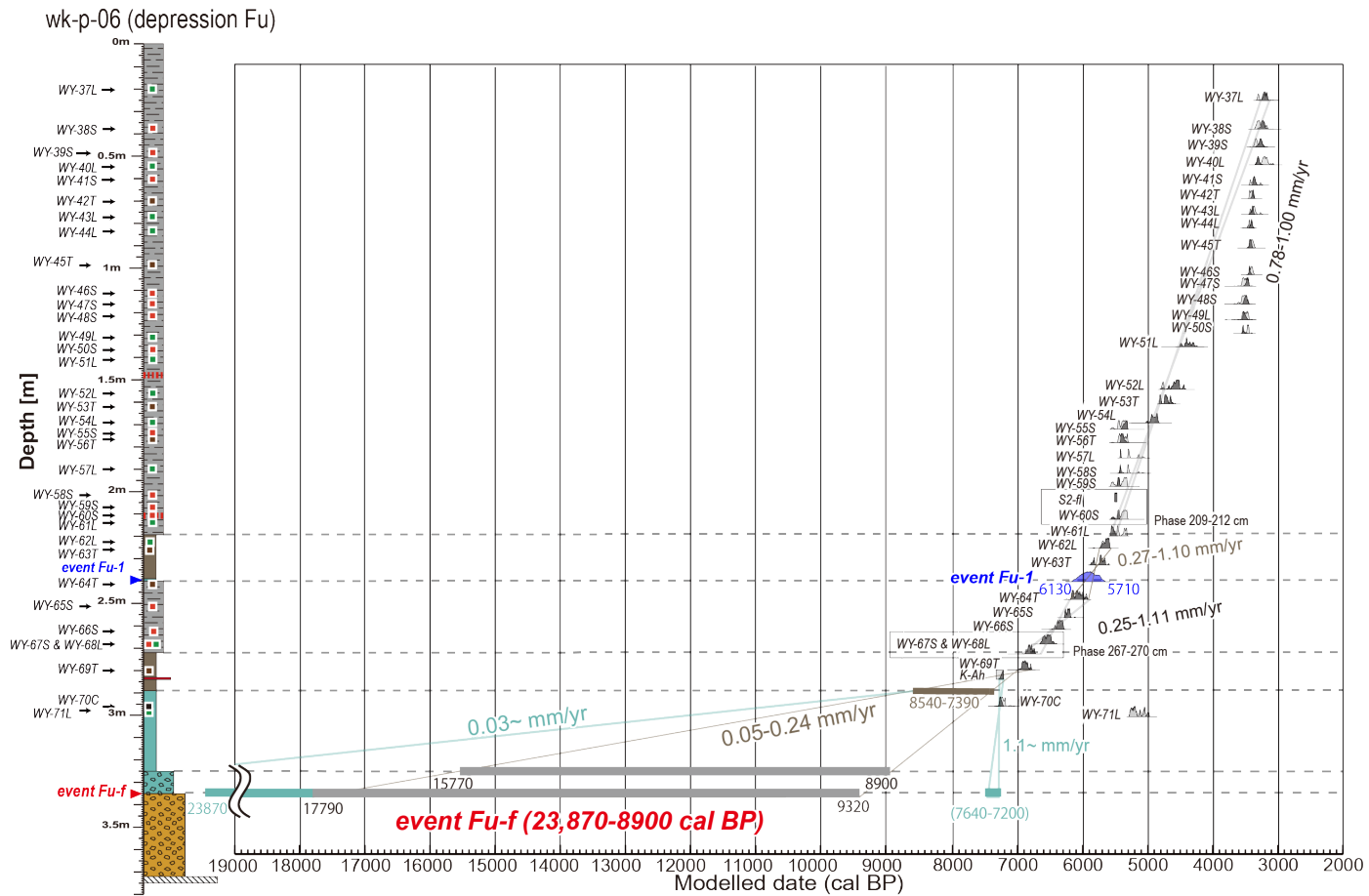
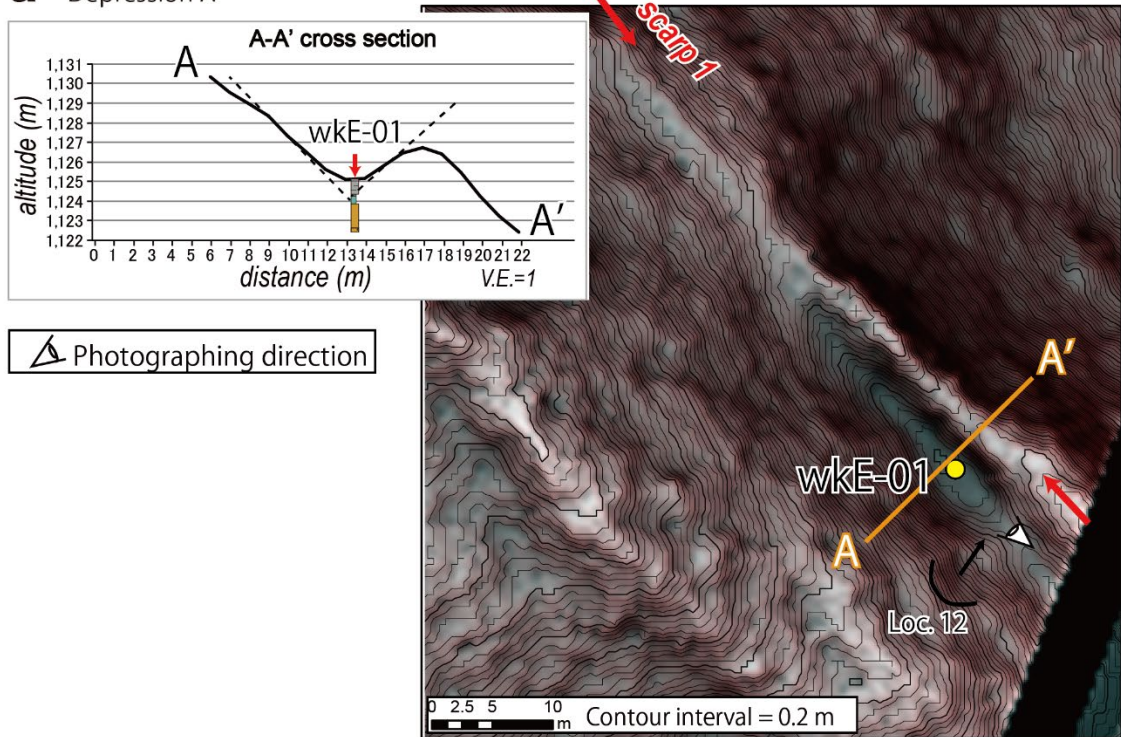


Fig. 4-22. Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephras, and scarp-formation/growth events of the depression Fu. Legends of age-depth plots and color lines are the same as Figs. 4-14, 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S6 in Appendix 6.

a Depression A



b Field photograph of depression A



Fig. 4-23. (a) Detailed map of depression A and location of the core. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the A-A' line. (b) Field photograph of the depression A. See panel (a) for a photo location.

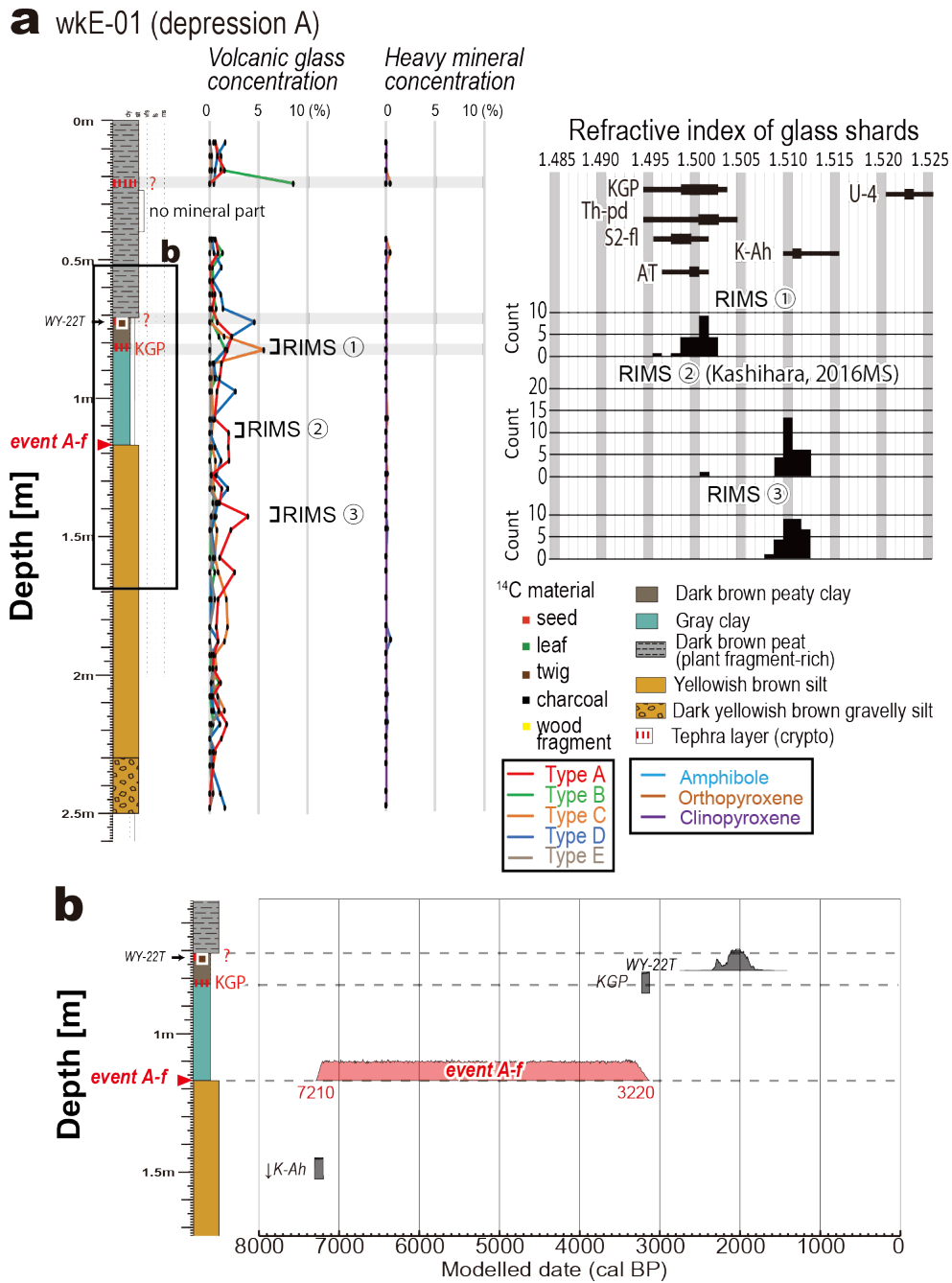
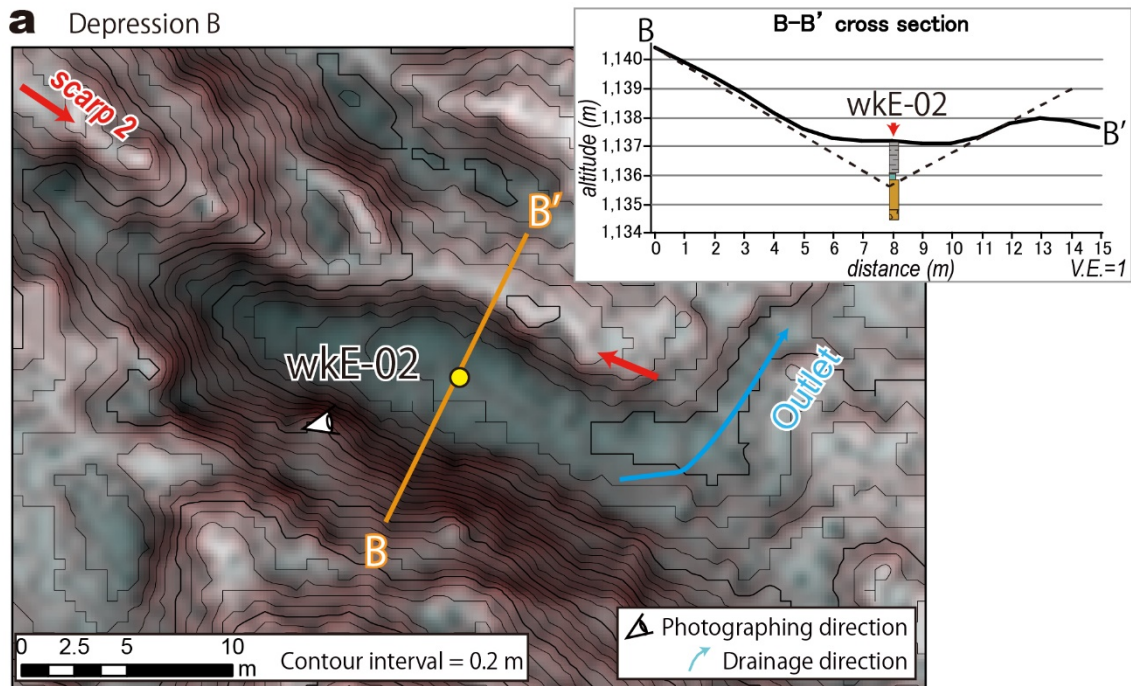


Fig. 4-24. (a) Result of cryptotephra analysis of wkE-01 at depression A. See Fig. 4-23a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon age, tephtras, and scarp-formation event (shaded in red) of depression A. Legends of the plots are the same as Figs. 4-14, 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S7 in Appendix 6.



b Field photograph of depression B



Fig. 4-25. (a) Detailed map of the depression B and location of the core. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the B-B' line. (b) Field photograph of the depression B. See panel (a) for a photo location.

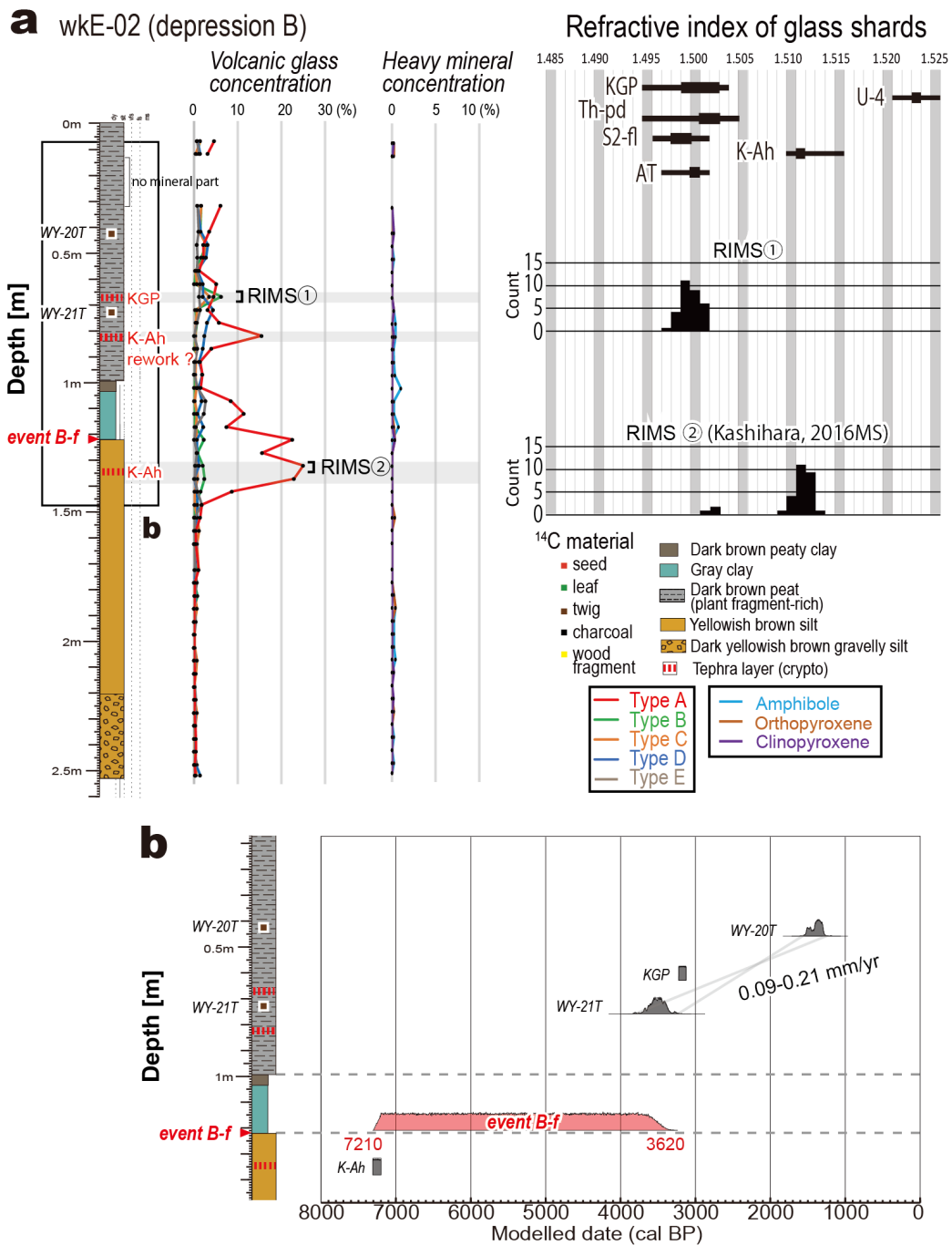
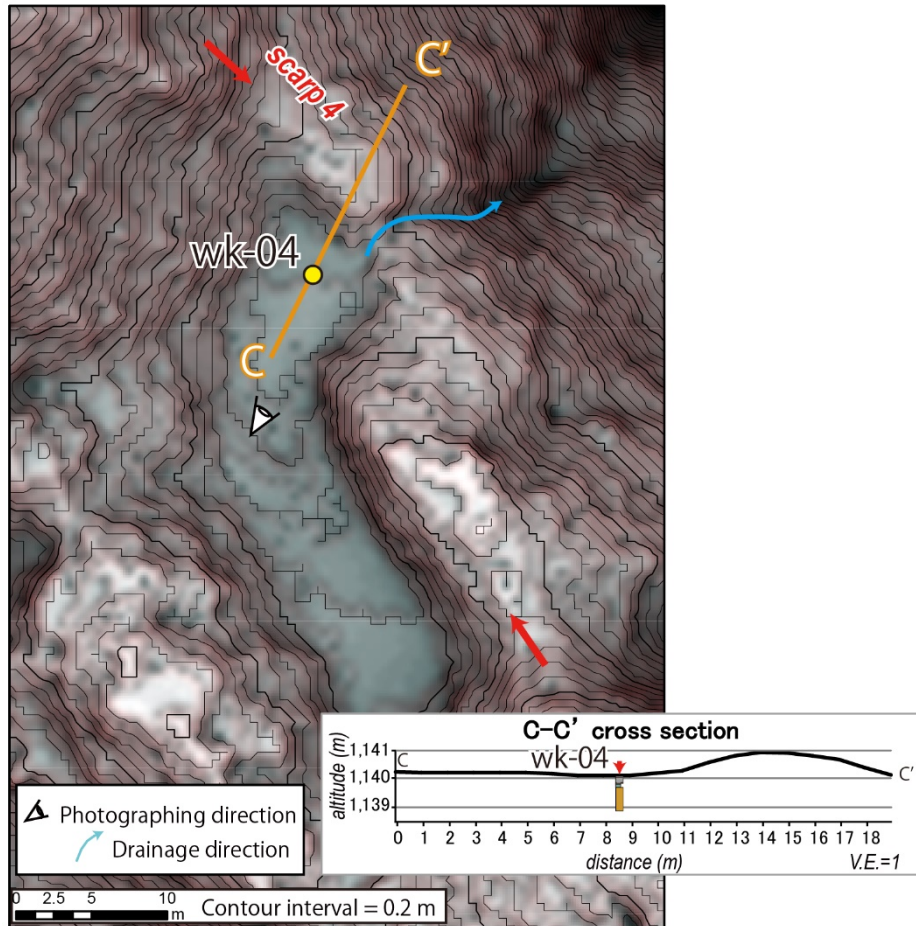


Fig. 4-26. (a) Result of cryptotephra analysis of wkE-02 at depression B. See Fig. 4-25a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. Right panels are histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephra, and scarp-formation event (shaded in red) of depression B. Other legends of the graph are the same as Figs. 4-14, 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S8 in Appendix 6.

a depression C



b Field photograph of depression C



Fig. 4-27. (a) Detailed map of the depression C and location of core. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the C-C' line. (b) Field photograph of the depression C. See panel (a) for a photo location.

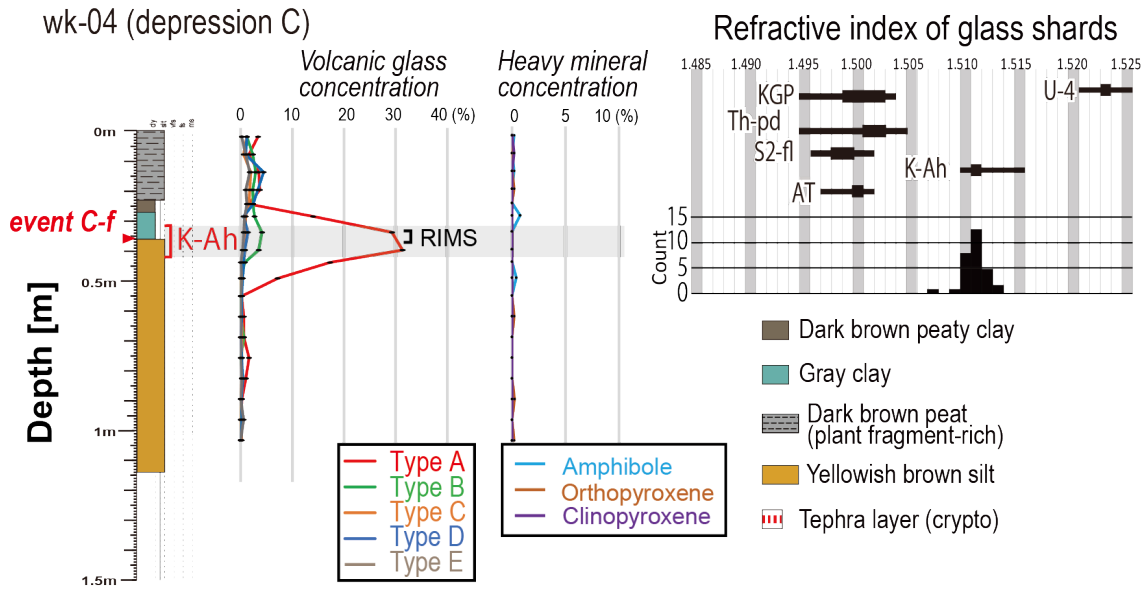


Fig. 4-28. Result of cryptotephra analysis at depression C. See Fig. 4-27a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

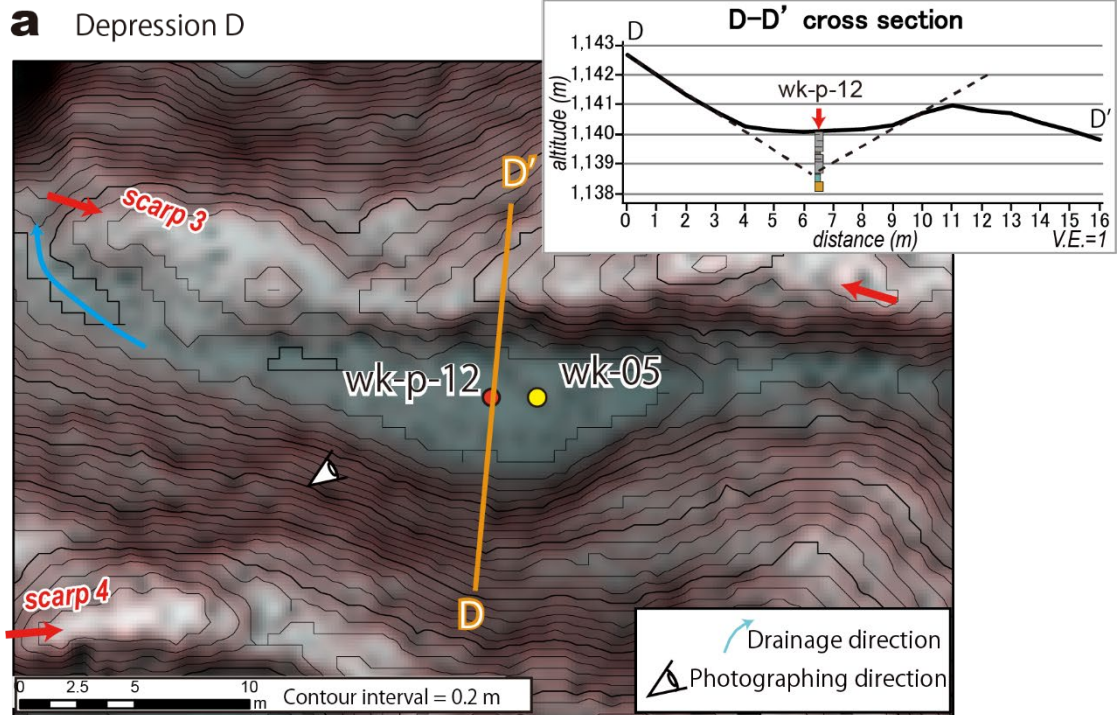
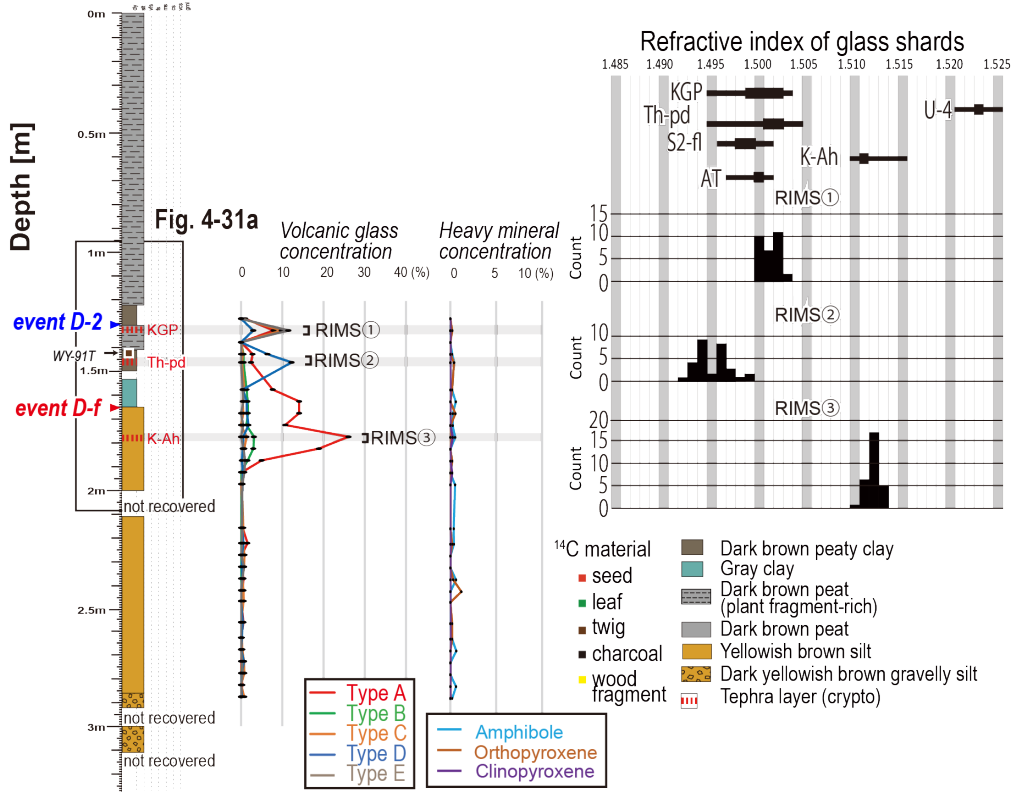


Fig. 4-29. (a) Detailed map of the depression D and location of core. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the D-D' line. (b) Field photograph of the depression D. See panel (a) for a photo location.

a wk-05 (depression D)



b wk-p-12 (depression D)

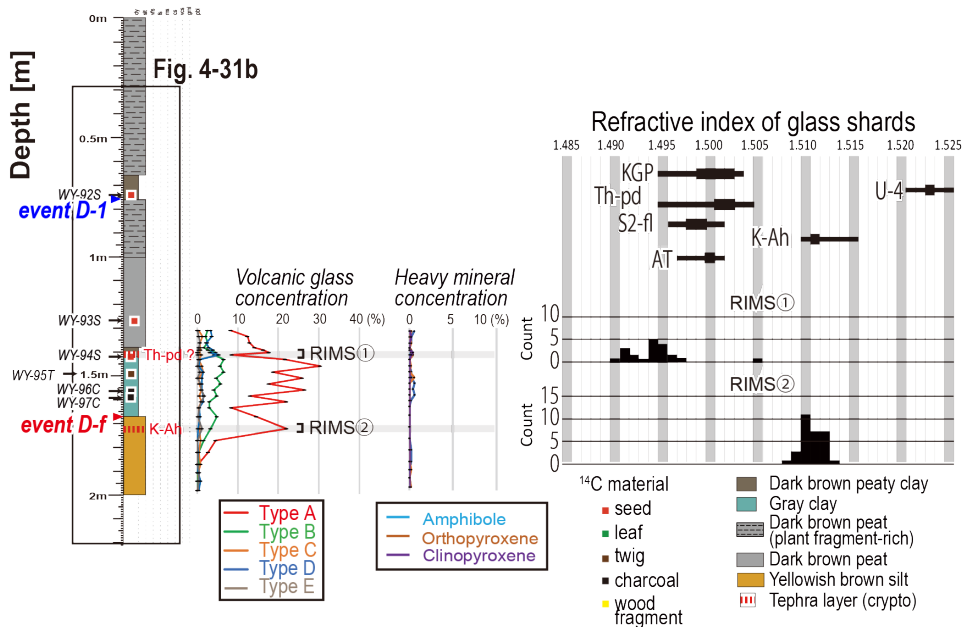
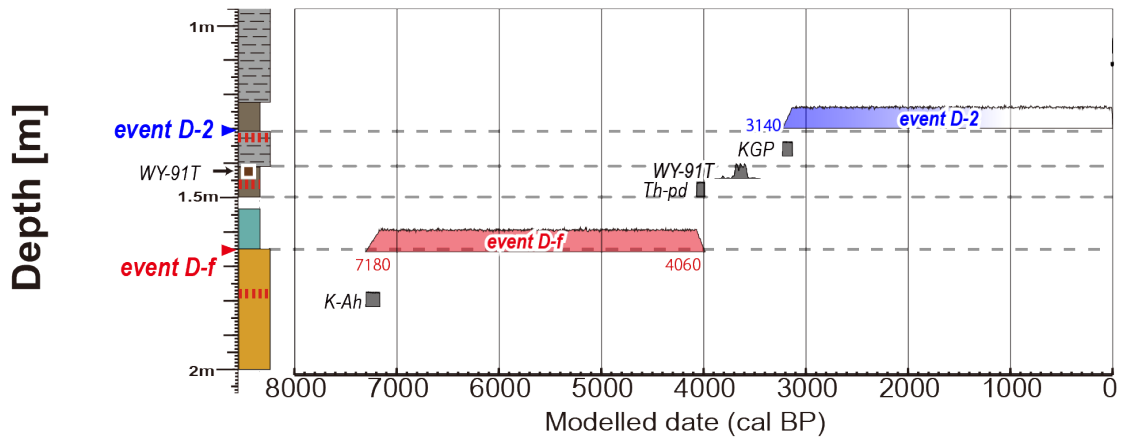


Fig. 4-30. (a) Result of cryptotephra analysis of wk-05. (b) Result of cryptotephra analysis of wk-p-12. In both panels, see Fig. 4-29a for coring locations. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

a wk-05 (depression D)



b wk-p-12 (depression D)

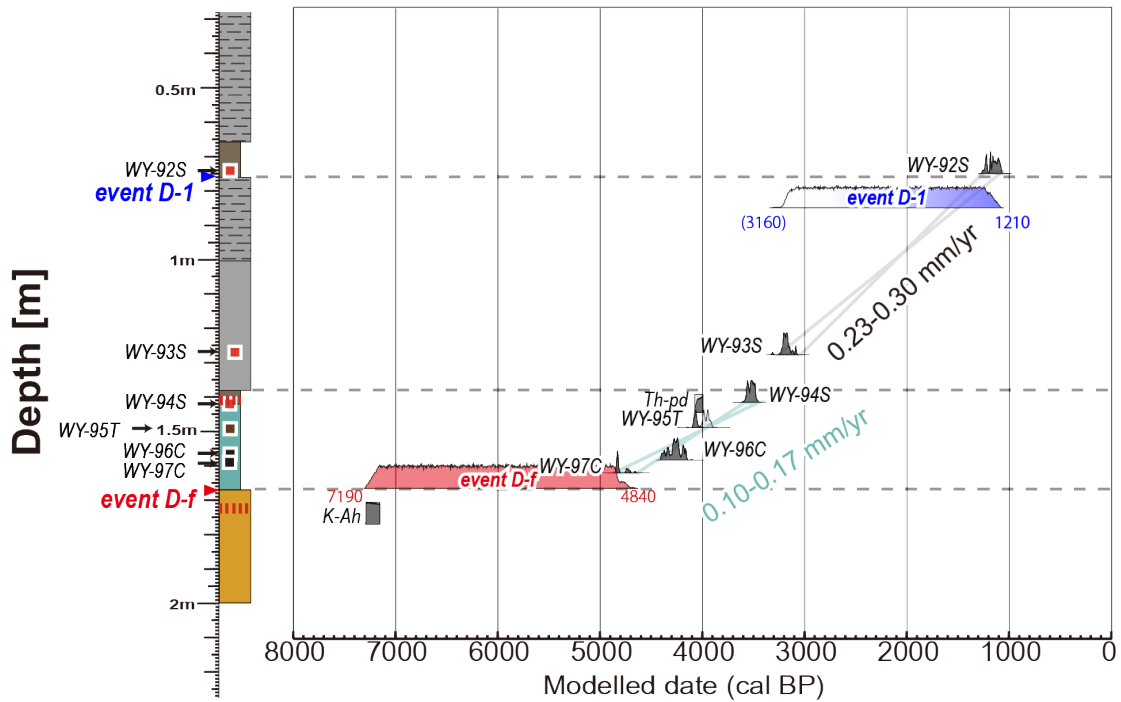


Fig. 4-31. (a) Age-depth plot of wk-05 showing the constrained probability density distribution of tephra and scarp-formation/growth events of depression D. (b) The same result of wk-p-12. In both panels, legends of the plots and color lines are the same as Figs. 4-14 and 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S9 (wk-05) and Text. S10 (wk-p-12) in Appendix 6.

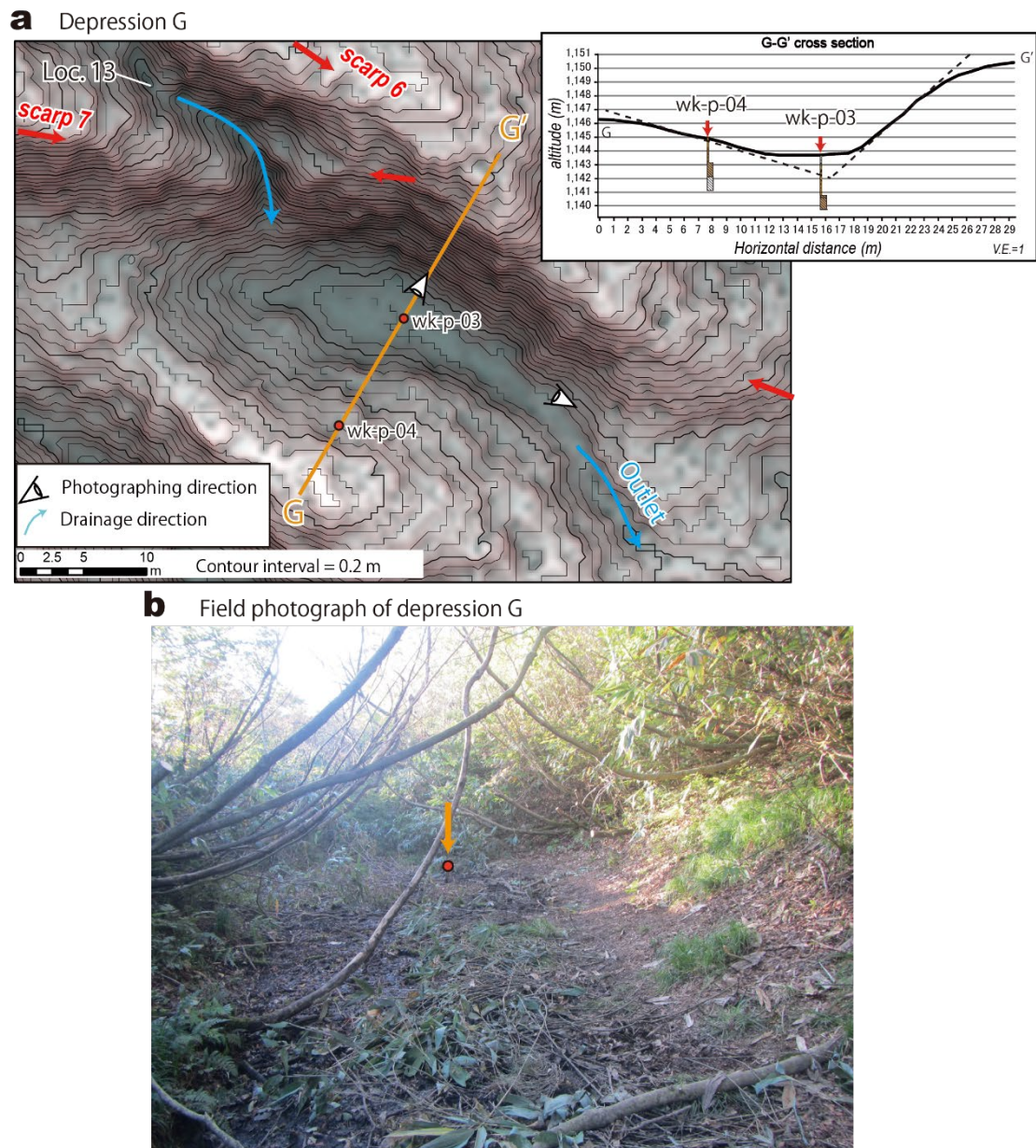


Fig. 4-32. (a) Detailed map of the depression G and location of cores. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). Inset is a geomorphic cross-section on the G-G' line. (b) Field photograph of depression G. See panel (a) for a photo location.

wk-p-03 (depression G)

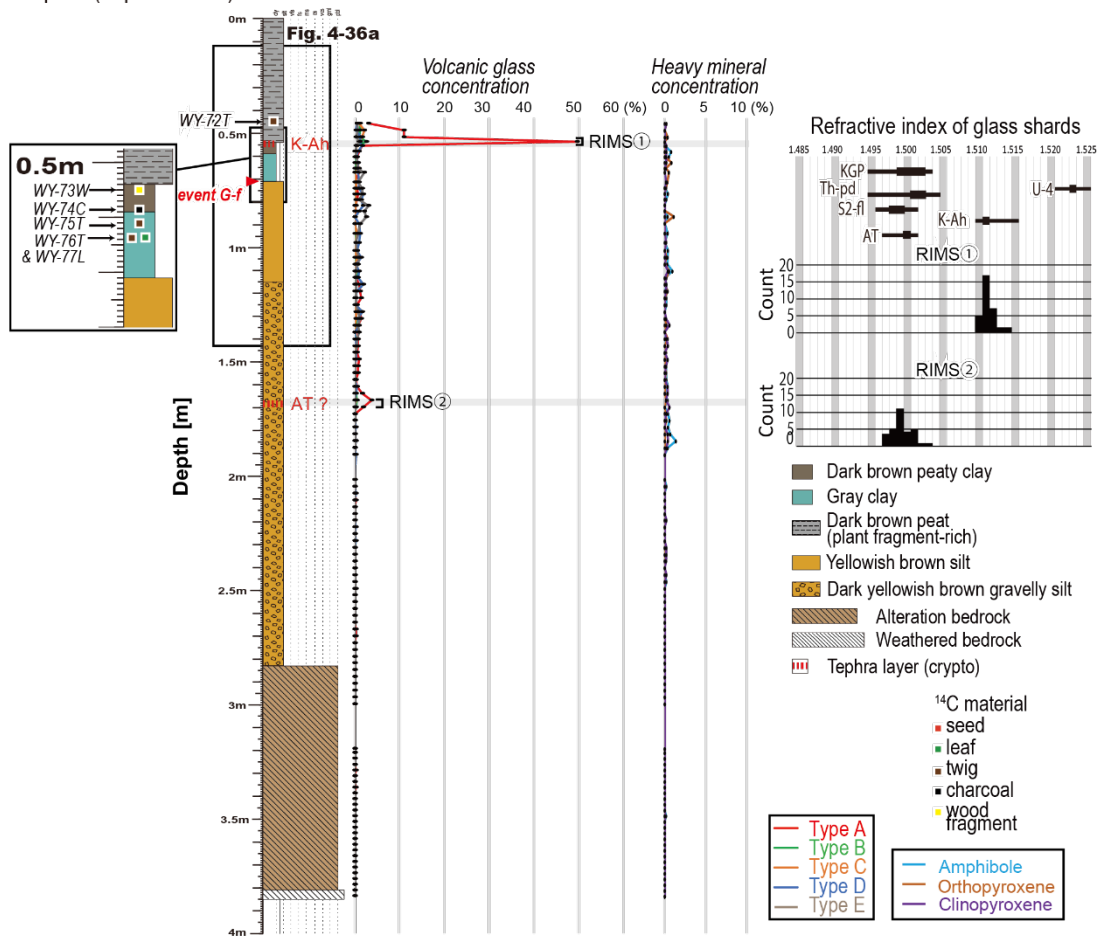


Fig. 4-33. Result of cryptotephra analysis of wk-p-03. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-32a for coring locations. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

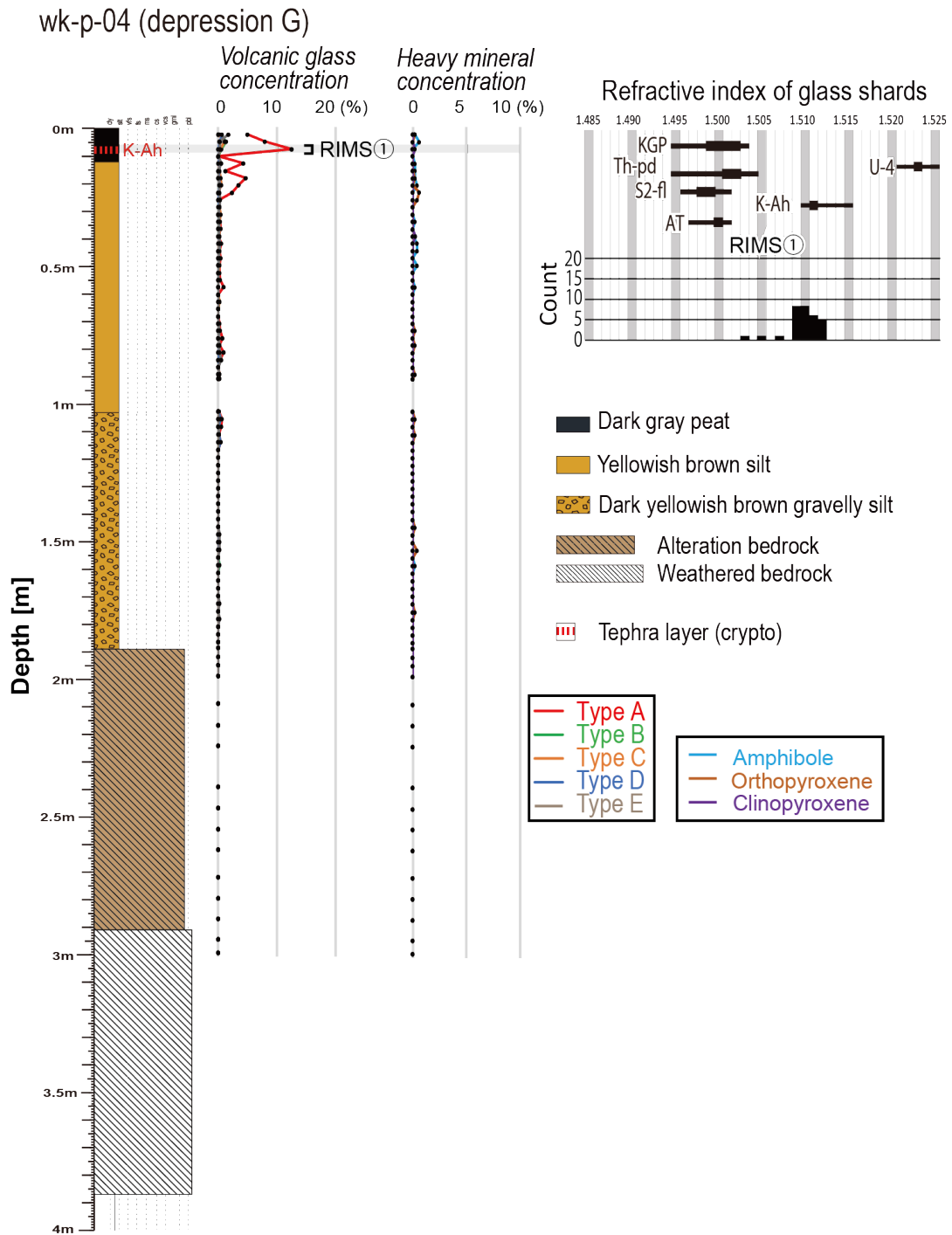


Fig. 4-34. Result of cryptotephra analysis of wk-p-04. Right panel is histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-32a for coring locations. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms.

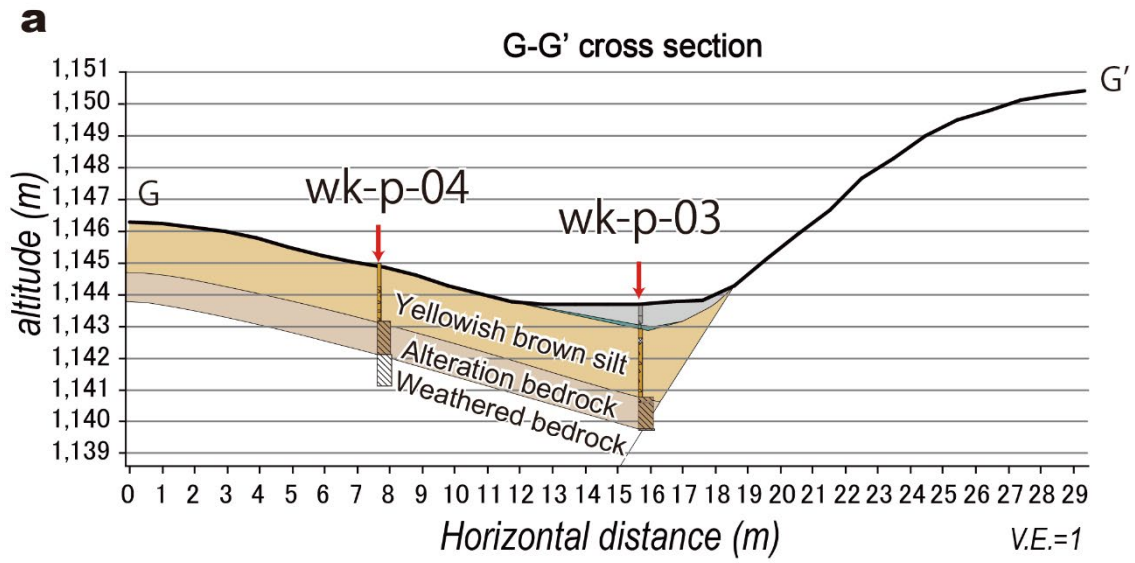


Fig. 4-35. (a) A geomorphic cross-section and inferred subsurface structure along the G-G' line. See Fig. 4-32a for the location of the line G-G'. (b) Photograph of the wk-p-03 and wk-p-04 coring site. See Fig. 4-32a for the photographing location.

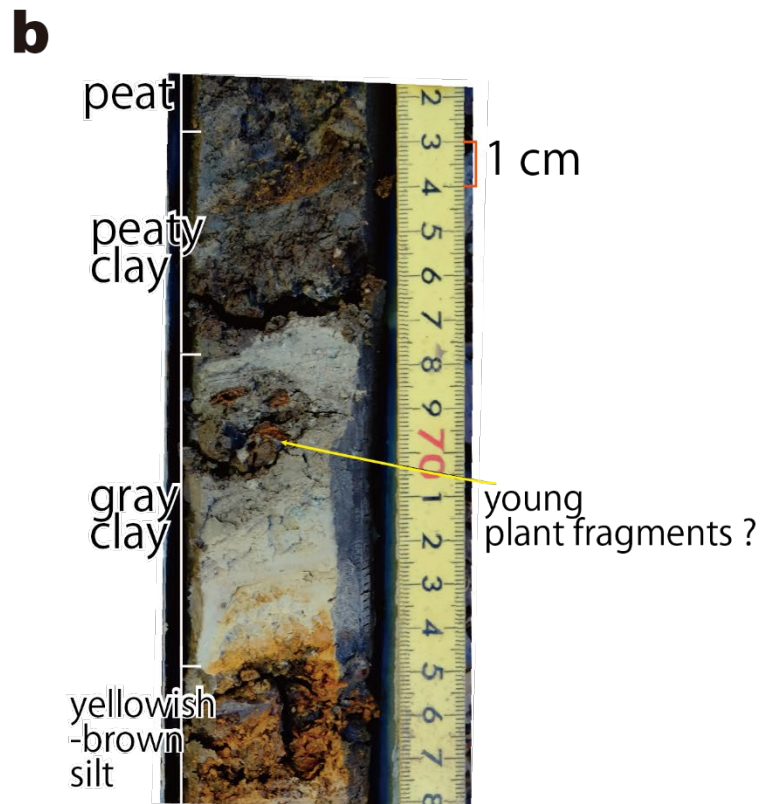
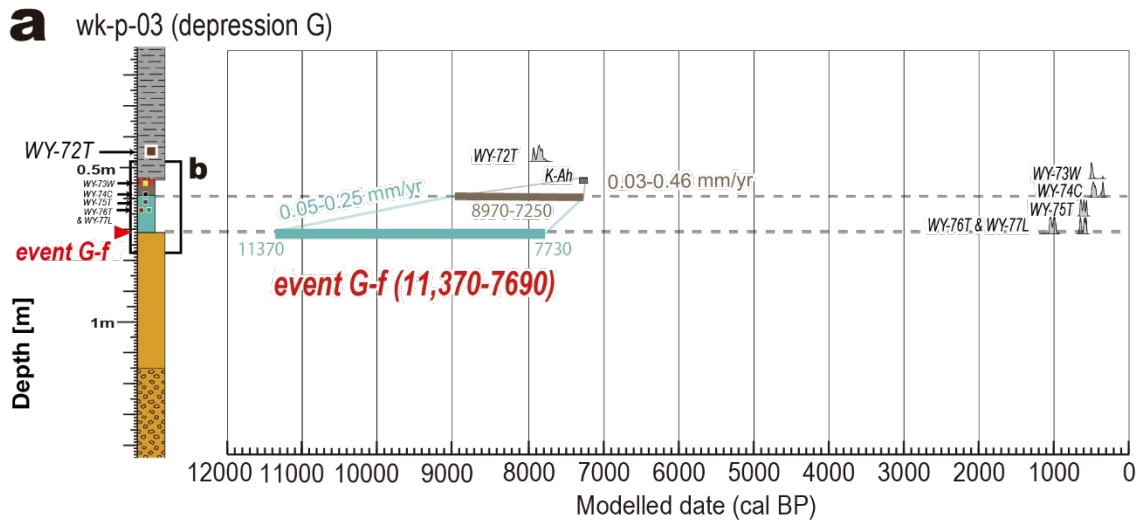


Fig. 4-36. (a) Distribution of calibrated ages without Bayesian estimation and ages of tephras and events of depression G. (b) Closed-up photograph of wk-p-03 at a depth of 0.5-0.8m.

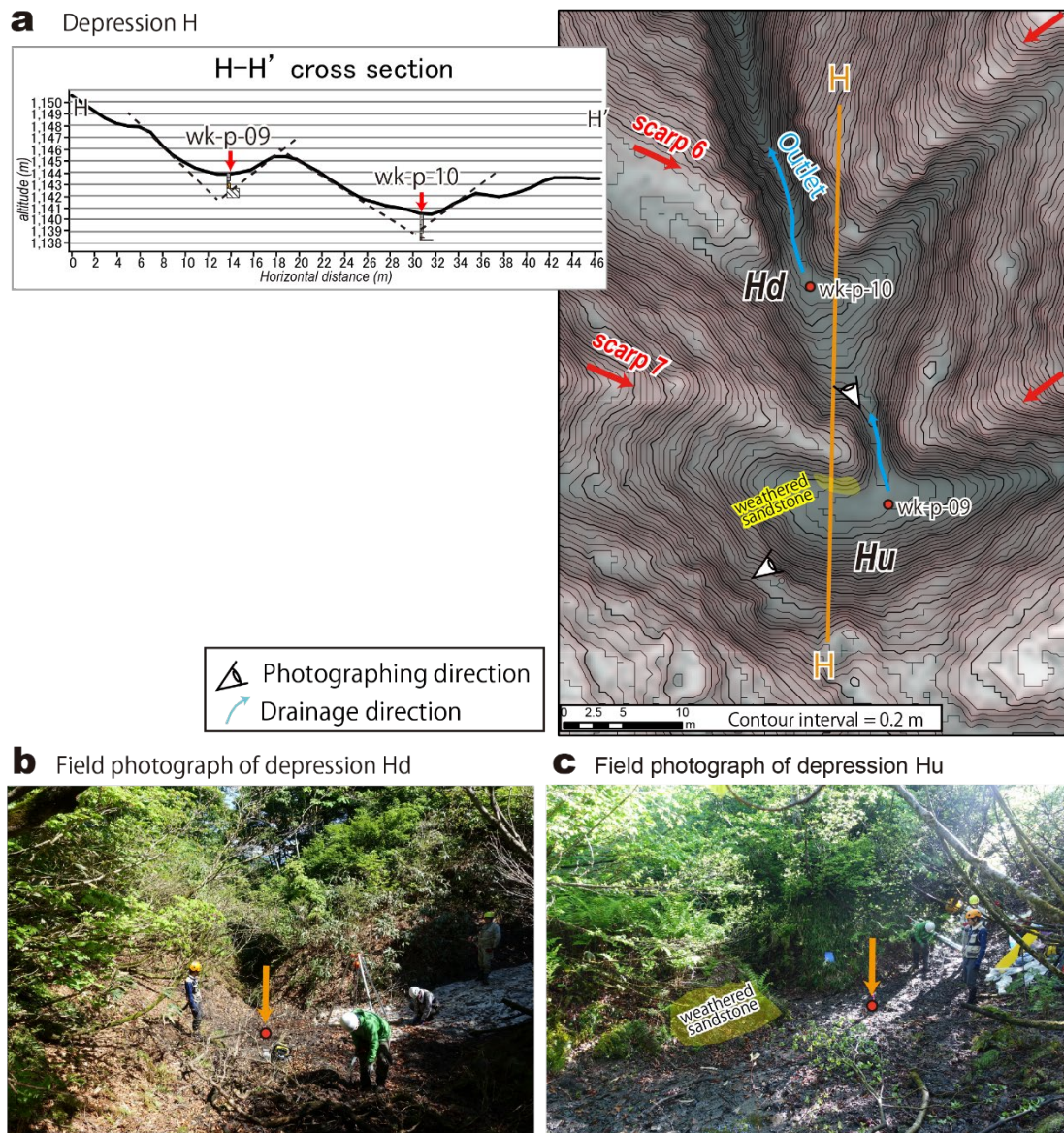


Fig. 4-37. (a) Detailed map of the depressions Hd and Hu. The location of cores is also shown. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). The Inset panel is a geomorphic cross-section on the H-H' line. Field photograph of (b) the depression Hd and (c) depression Hu. See panel (a) for photo locations.

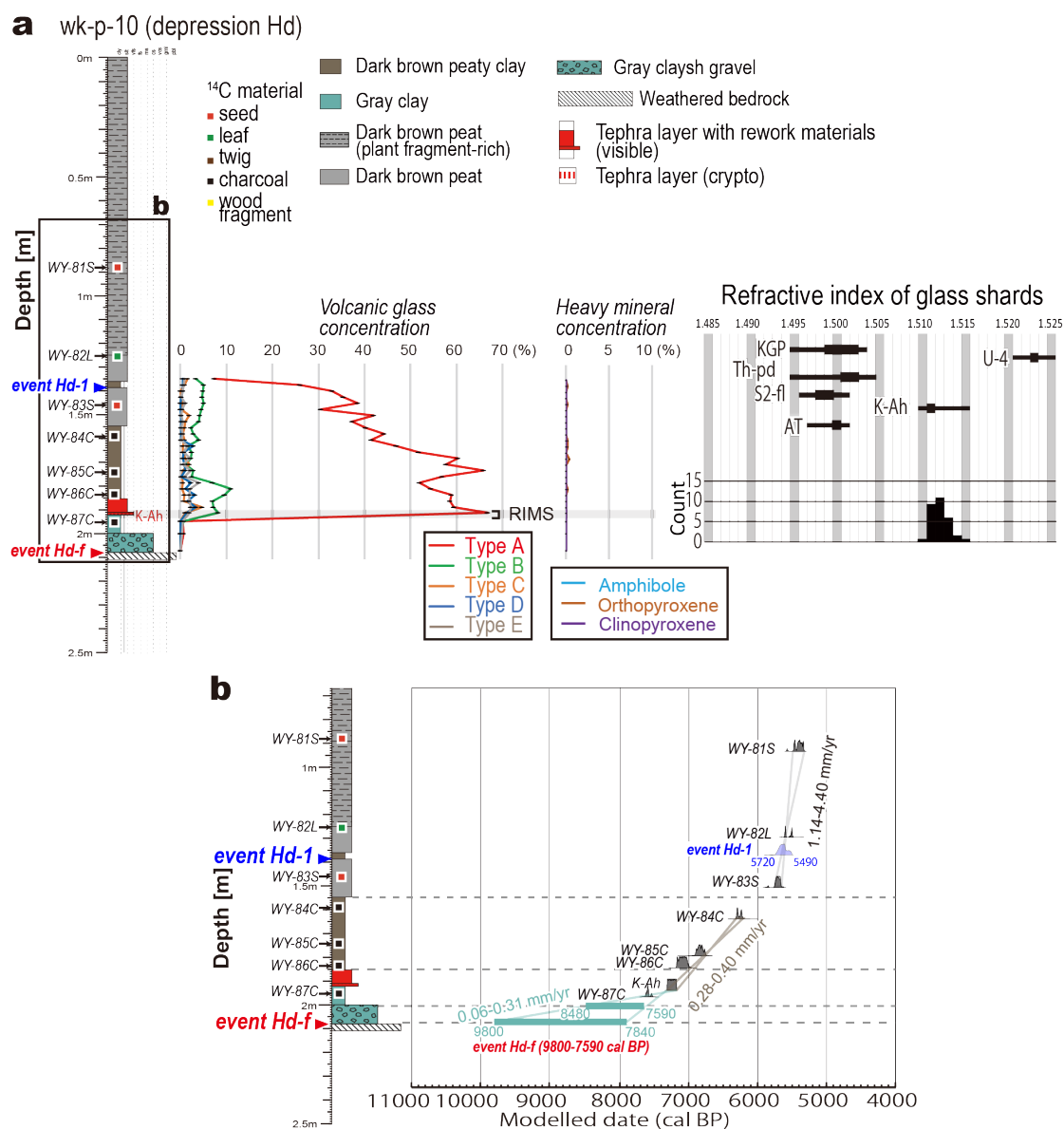


Fig. 4-38. (a) Result of cryptotephra analysis of wk-p-10 at the depression Hd. See Fig. 4-37a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. The right panel is a histogram that shows the refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephtras, and scarp-formation/growth events of the depression Hd. Legends of the plots and color lines are the same as Figs. 4-14 and 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S11 in Appendix 6.

a wk-p-09 (depression Hu)

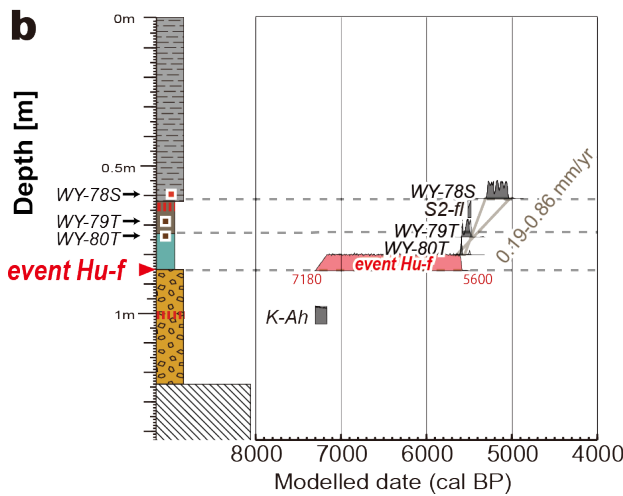
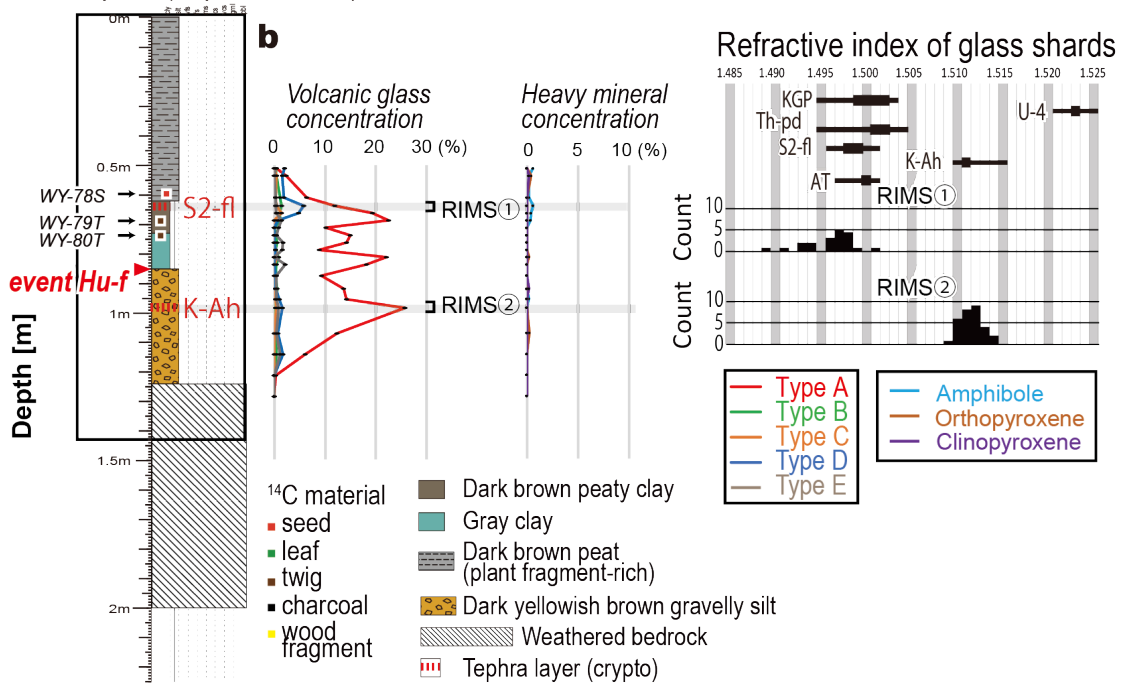
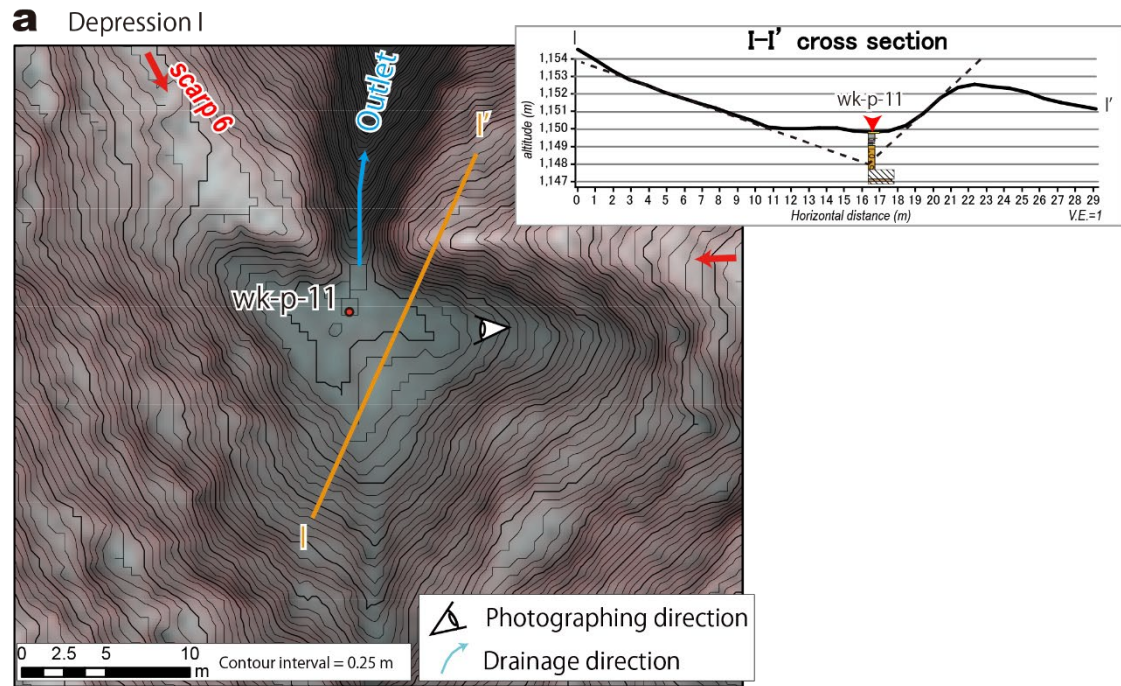


Fig. 4-39. (a) Result of cryptotephra analysis of wk-p-09 at the depression Hu. See Fig. 4-37a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. The right panel is a histogram that shows the refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephtras, and scarp-formation event (shaded in red) of the depression Hu. Legends of the plots and color lines are the same as Figs. 4-14 and 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S12 in Appendix 6.



b Field photograph of depression I



Fig. 4-40. (a) Detailed map of the depression I and location of core. See Fig. 4-4 for location. Base MPI-RRIM is an increased resolution version (three times). The Inset panel is a geomorphic cross-section on the I-I' line. (b) Field photograph of the depression I. See panel (a) for a photo location.

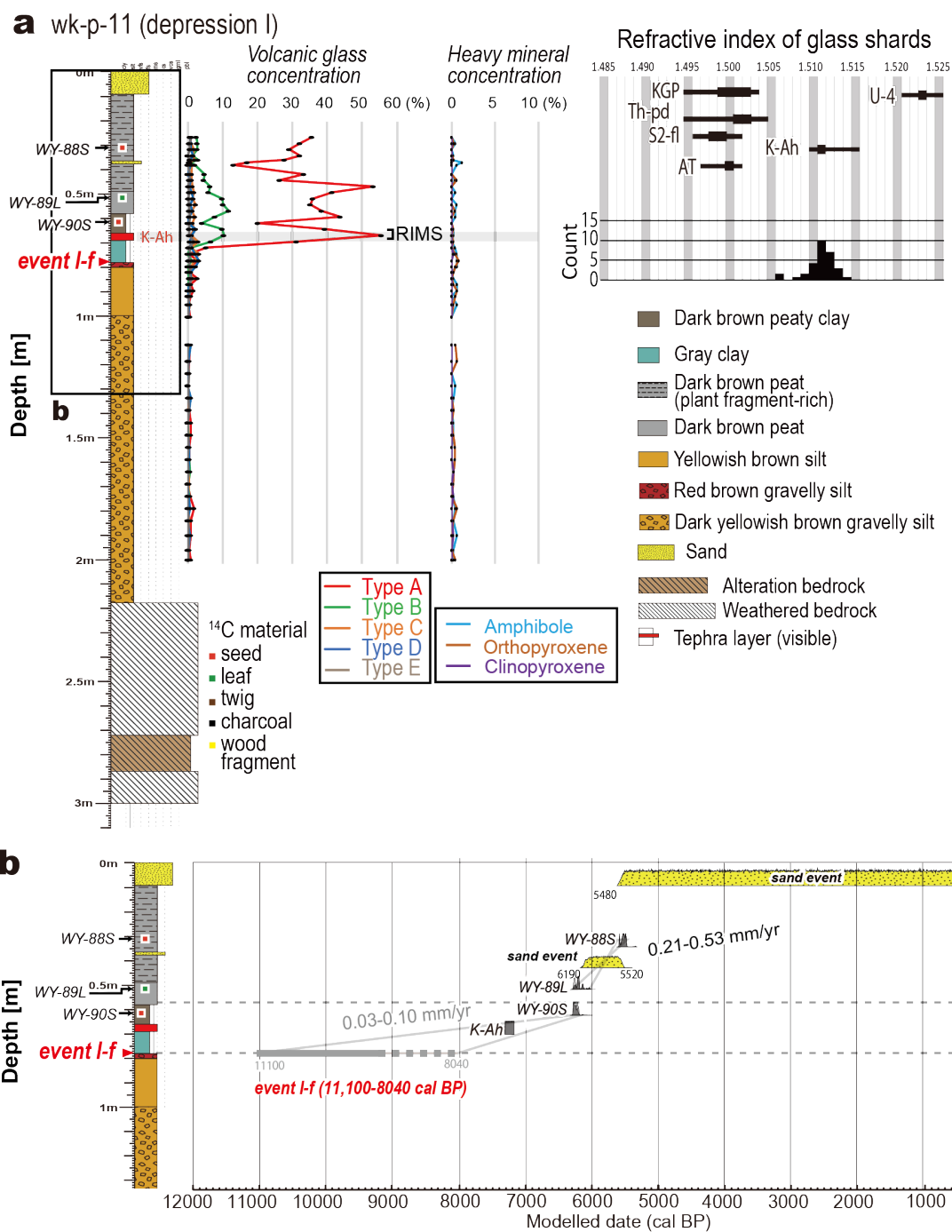


Fig. 4-41. (a) Result of cryptotephra analysis of wk-p-11 at the depression I. See Fig. 4-40a for coring location. Legends of graphs are the same as Fig. 4-11. The right panel is a histogram that shows the refractive indexes of volcanic glasses. See Fig. 4-9b for the legend of the histograms. (b) Age-depth plot showing the constrained probability density distribution of radiocarbon ages, tephtras, and scarp-formation event of the depression I. Legends of the plots and color lines are the same as Figs. 4-14 and 4-15. The code used in the OxCal model is shown in the Text. S13 in Appendix 6.

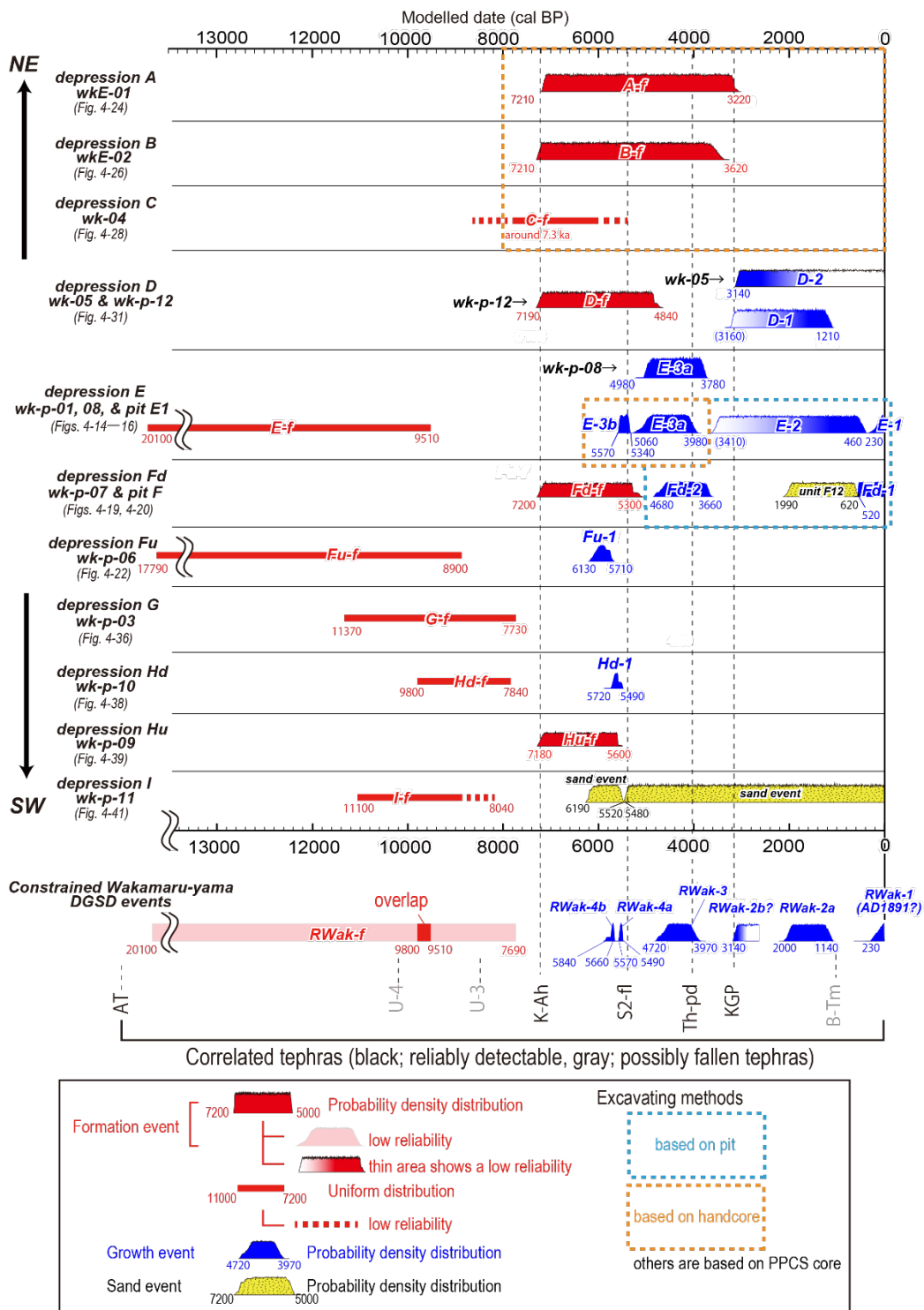


Fig. 4-42. Diagram showing the correlation of DGSD events at Wakamaru-yama site. Here, the positions of the depressions are arranged so that the upper part of the ridgeline is closer to the Neodani fault and the lower part is further from the fault. Constrained site-wide DGSD onset event (RWak-f) and DGSD-growth events (RWak-1–4b) are shown at the bottom. Vertical dashed bars show the ages of the key tephras.

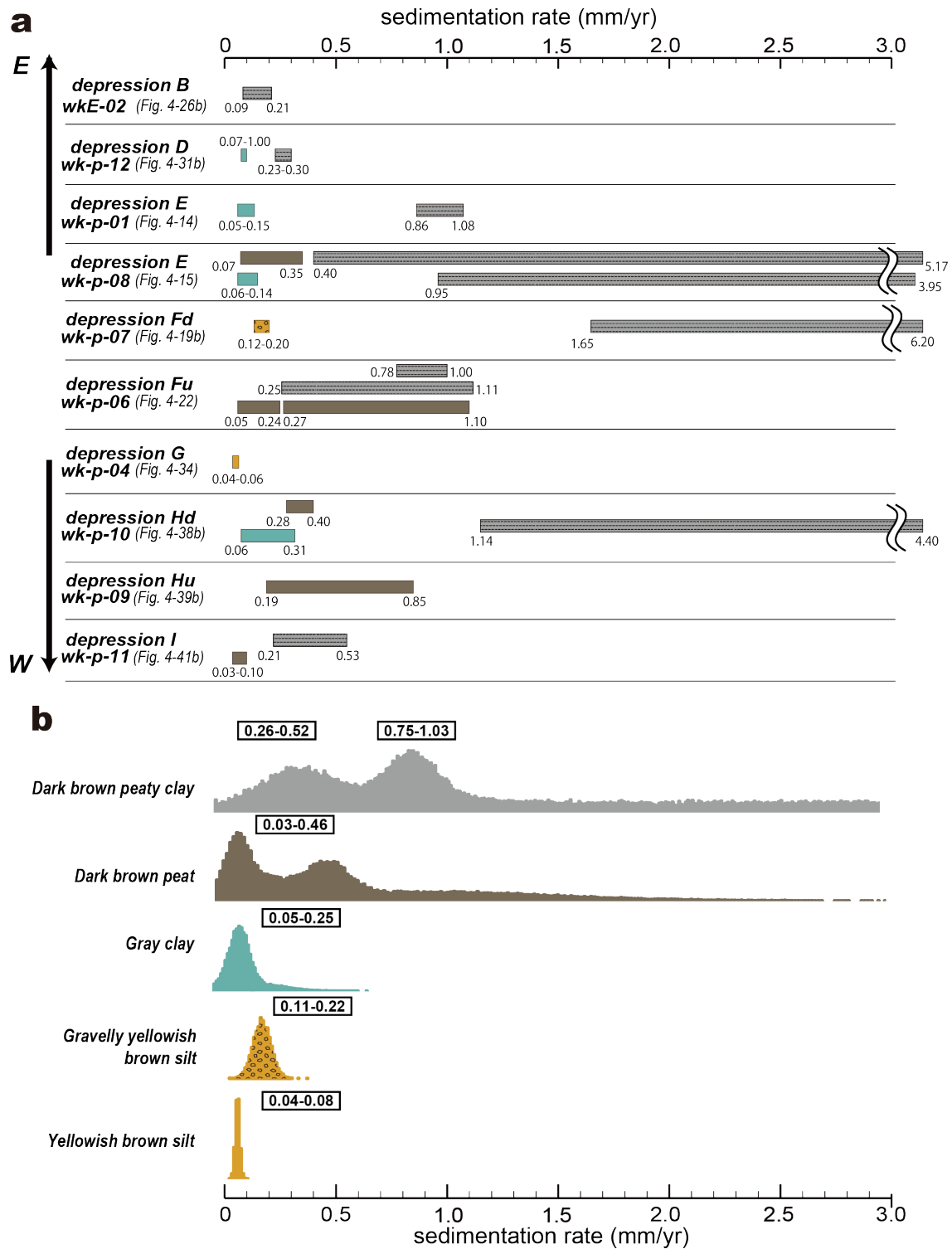


Fig. 4-43. (a) Sedimentation rate diagram of each sediment estimated using cores obtained from the Wakamaru-yama site. Depressions are arranged from east to west. (b) Probability density distribution of sedimentation rate of each sediment.

Table 4-1 Radiocarbon ages from the Wakamaru-yama site

Depression	Pit / Core name	Unit / Depth	Sample name	Material	Pretreatment* ^a	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (calBP, 2 σ) from - to	Labo-number* ^b
E	Pit E1	E10	WY-01S	seed	AAA	-27.02	Modern		JAT-10708
E	Pit E1	E20	WY-02W	wood fragment	AAA	-27.35	120±70	290 - 0	UNK_11495_1
E	Pit E1	E21	WY-03W	wood fragment	AAA	-23.33	345±35	490 - 310	JAT-10707
E	Pit E1	E21	WY-04	insect	AAA	-26.25	185±35	310 - 30	JAT-10712
E	Pit E1	E30	WY-05S	seed	AAA	-27.84	3245±40	3570 - 3380	JAT-10709
E	Pit E1	E30	WY-06L	leaf	AAA	-28.12	3340±40	3690 - 3470	JAT-10710
E	Pit E1	E30	WY-07L	leaf	AAA	-28.85	3675±40	4150 - 3890	JAT-10711
E	wk-01-2	E50	WY-08L	leaf	AAA	-29.27	4445±45	5290 - 4870	JAT-10715
E	wk-01-9	E50	WY-09S	seed	AAA	-30.36	4525±95	5470 - 4870	UNK_11496_1
E	wk-01-1	E50	WY-10L	leaf	AAA	-27.22	4740±45	5590 - 5320	JAT-10713
E	wk-01-1	E60	WY-11L	leaf	AAA	-29.42	4700±50	5590 - 5310	JAT-10714
E	Pit E2	E70	WY-12S	seed	AAA	-26.47	4375±75	5290 - 4830	UNK_11493_1
E	wk-p-01	E30 / 0.87m	WY-23S	seed	AAA	-28.1±0.5	3477±20	3830 - 3690	TKA-18074*2
E	wk-p-01	E30 / 1.16 m	WY-24T	twig	AAA	-24.5±0.6	3647±20	4080 - 3890	TKA-18075*2
E	wk-p-01	E50 / 1.625-1.650 m	WY-25L	leaf	AAA	-32.0±0.5	4459±28	5290 - 5100	TKA-18076*2
E	wk-p-01	E50 / 1.83 m	WY-26S	seed	AAA	-27.1±0.5	4498±21	5290 - 5040	TKA-18077*2
E	wk-p-01	E70 / 2.60 m	WY-27S	seed	AAA	-18.0±0.5	5009±27	5890 - 5650	TKA-18078*2
E	wk-p-01	E70 / 2.68 m	WY-28S	seed	AAA	-30.1±0.5	4924±34	5730 - 5590	TKA-18145*2
E	wk-p-01	E70 / 2.76 m	WY-29T	twig	AAA	-25.9±0.4	4988±33	5890 - 5610	TKA-18146*2
E	wk-p-01	E71 / 2.800-2.825 m	WY-30T	twig	AAA	-28.71±0.28	4976±23	5840 - 5650	YU-11082
E	wk-p-08	E30 / 0.31 m	WY-97L	leaf	AaA	-27.70±0.22	367±20	500 - 320	YU-12505
E	wk-p-08	E30 / 0.48 m	WY-98S	seed	AAA	-26.34±0.26	3335±21	3640 - 3480	YU-12506
E	wk-p-08	E30 / 0.65 m	WY-99S	seed	AAA	-27.72±0.29	3345±21	3680 - 3480	YU-12507
E	wk-p-08	E30 / 0.86 m	WY-100S	seed	AAA	-26.76±0.34	3510±22	3850 - 3690	YU-12508
E	wk-p-08	E50 / 1.33 m	WY-101S	seed	AAA	-27.07±0.33	4419±22	5260 - 4870	YU-12509
E	wk-p-08	E50 / 1.46 m	WY-102L	leaf	AaA	-30.10±0.36	4462±23	5290 - 4970	YU-12510
E	wk-p-08	E50 / 1.63 m	WY-103S	seed	AAA	-28.28±0.34	4734±23	5580 - 5320	YU-12511
E	wk-p-08	E71 / 2.125-2.150 m	WY-104C	charcoal	AaA	-28.82±0.32	5016±26	5900 - 5610	YU-12512
E	wk-p-08	E71 / 2.150-2.175 m	WY-105C	micro charcoal	AaA	-35.24±0.82	5081±39	5920 - 5730	YU-12513
E	wk-p-08	E71 / 2.200-2.225 m	WY-106C	micro charcoal	AaA	-25.23±0.48	5446±27	6300 - 6190	YU-12514
Fd	Pit F	F11	WY-13L	leaf	AAA	-27.5	530±20	630 - 510	TKA-18094
Fd	Pit F	F11	WY-14W	wood fragment	AAA	-29.2	580±20	650 - 530	TKA-18095
Fd	Pit F	F20	WY-15T	twig	AAA	-29.22	2050±30	2120 - 1930	IAAA-142475
Fd	Pit F	F30	WY-16L	leaf	AAA	-29.38	3420±30	3820 - 3580	IAAA-142474
Fd	Pit F	F50	WY-17T	twig	AAA	-29.46	4120±30	4820 - 4520	IAAA-142476
Fd	Pit F	F50	WY-18T	twig	AAA	-29.84	4310±30	4970 - 4830	IAAA-142477
Fd	Pit F	F70	WY-19T	twig	AAA	-31.13	4225±105	5050 - 4440	UNK_11494_1
Fd	wk-p-07	F30 / 0.60 m	WY-31L	leaf	AAA	-30.58±0.35	4045±22	4780 - 4430	YU-9388
Fd	wk-p-07	F50 / 1.250-1.275 m	WY-32S	seed	AAA	-25.26±0.32	4177±22	4830 - 4620	YU-9389
Fd	wk-p-07	F50 / 1.30 m	WY-33S	seed	AAA	-26.31±0.30	4163±22	4830 - 4610	YU-9390
Fd	wk-p-07	F50 / 1.325-1.350 m	WY-34S	seed	AAA	-28.86±0.28	4231±22	4860 - 4700	YU-9391
Fd	wk-p-07	F70 / 1.475-1.500 m	WY-35L	leaf	AaA	-25.29±0.27	4526±22	5310 - 5050	YU-9392
Fd	wk-p-07	F70 / 1.500-1.525 m	WY-36L	leaf	AaA	-26.82±0.26	4559±25	5440 - 5060	YU-9393

Table 4-1 (continue)

Depression	Pit / Core name	Unit / Depth	Sample name	Material	Pretreatment* ^a	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (calBP, 2 σ) from - to	Labo-number* ^b
Fu	wk-p-06	0.1725-0.2300 m	WY-37L	leaf	AAA	-30.0±0.6	3027±20	3340 - 3160	TKA-18087*2
Fu	wk-p-06	0.3450-0.4025 m	WY-38S	seed	AAA	-26.7±0.4	3054±31	3360 - 3170	TKA-18147*2
Fu	wk-p-06	0.4600-0.5175 m	WY-39S	seed	AAA	-24.2±0.4	3099±31	3390 - 3230	TKA-18148*2
Fu	wk-p-06	0.5175-0.5750 m	WY-40L	leaf	AAA	-29.8±0.4	3024±31	3350 - 3080	TKA-18149*2
Fu	wk-p-06	0.5750-0.6325 m	WY-41S	seed	AAA	-25.3±0.5	3153±31	3450 - 3260	TKA-18150*2
Fu	wk-p-06	0.70 m	WY-42T	twig	AAA	-26.3±0.5	3207±19	3460 - 3380	TKA-18081*2
Fu	wk-p-06	0.7475-0.8050 m	WY-43L	leaf	AAA	-25.9±0.4	3156±30	3450 - 3260	TKA-18151*2
Fu	wk-p-06	0.8025-0.8625 m	WY-44L	leaf	AAA	-28.5±0.6	3231±20	3550 - 3380	TKA-18088*2
Fu	wk-p-06	0.97-0.10 m	WY-45T	twig	AAA	-30.0±0.4	3202±31	3480 - 3360	TKA-18152*2
Fu	wk-p-06	1.100-1.125 m	WY-46S	seed	AAA	-23.9±0.8	3214±21	3470 - 3380	TKA-18089*2
Fu	wk-p-06	1.150-1.175 m	WY-47S	seed	AAA	-25.1±0.4	3297±30	3590 - 3450	TKA-18153*2
Fu	wk-p-06	1.200-1.225 m	WY-48S	seed	AAA	-28.4±0.5	3316±31	3640 - 3460	TKA-18154*2
Fu	wk-p-06	1.300-1.325 m	WY-49L	leaf	AAA	-31.2±0.5	3294±31	3590 - 3450	TKA-18155*2
Fu	wk-p-06	1.350-1.375 m	WY-50S	seed	AAA	-23.4±0.6	3269±19	3560 - 3450	TKA-18090*2
Fu	wk-p-06	1.400-1.425 m	WY-51L	leaf	AAA	-29.3±0.5	3945±31	4520 - 4290	TKA-18156*2
Fu	wk-p-06	1.550-1.575 m	WY-52L	leaf	AAA	-27.8±0.4	4086±32	4810 - 4440	TKA-18157*2
Fu	wk-p-06	1.62 m	WY-53T	twig	AAA	-28.1±0.6	4186±20	4840 - 4620	TKA-18082*2
Fu	wk-p-06	1.675-1.700 m	WY-54L	leaf	AAA	-27.0±0.5	4346±31	5030 - 4840	TKA-18158*2
Fu	wk-p-06	1.725-1.750 m	WY-55S	seed	AAA	-28.3±0.5	4688±32	5580 - 5310	TKA-18159*2
Fu	wk-p-06	1.750-1.775 m	WY-56T	twig	AAA	-26.4±0.5	4660±33	5570 - 5310	TKA-18160*2
Fu	wk-p-06	1.875-1.920 m	WY-57L	leaf	AAA	-21.4±0.6	4563±20	5320 - 5070	TKA-18091*2
Fu	wk-p-06	2.00-2.03 m	WY-58S	seed	AAA	-25.6±0.4	4595±32	5450 - 5070	TKA-18161*2
Fu	wk-p-06	2.06-2.09 m	WY-59S	seed	AAA	-24.4±0.6	4709±32	5590 - 5320	TKA-18162*2
Fu	wk-p-06	2.09-2.12 m	WY-60S	seed	AAA	-24.7±0.4	4692±32	5580 - 5310	TKA-18163*2
Fu	wk-p-06	2.12-2.15 m	WY-61L	leaf	AAA	-29.3±0.5	4731±28	5590 - 5320	TKA-18092*2
Fu	wk-p-06	2.21-2.24 m	WY-62L	leaf	AAA	-25.9±0.6	4938±35	5740 - 5600	TKA-18087*2
Fu	wk-p-06	2.26 m	WY-63T	twig	AAA	-24.6±0.5	5006±21	5880 - 5650	TKA-18164*2
Fu	wk-p-06	2.40-2.43 m	WY-64T	twig	AAA	-24.0±0.5	5282±33	6190 - 5940	TKA-18083*2
Fu	wk-p-06	2.51 m	WY-65S	seed	AAA	-21.8±0.6	5422±21	6290 - 6190	TKA-18165*2
Fu	wk-p-06	2.61-2.64 m	WY-66S	seed	AAA	-27.6±0.4	5593±34	6440 - 6300	TKA-18084*2
Fu	wk-p-06	2.68 m	WY-67S	seed	AAA	-22.6±0.5	5983±21	6890 - 6740	TKA-18166*2
Fu	wk-p-06	2.67-2.70 m	WY-68L	leaf	AAA	-26.1±0.5	5754±34	6660 - 6460	TKA-18085*2
Fu	wk-p-06	2.80 m	WY-69T	twig	AAA	-26.1±0.5	6044±23	6960 - 6790	TKA-18086*2
Fu	wk-p-06	2.95-2.97 m	WY-70C	micro charcoal	AaA	-25.79±0.53	6275±29	7270 - 7160	YU-11082
Fu	wk-p-06	2.97-3.00 m	WY-71L	leaf	AAA	-27.8±0.6	4466±21	5290 - 4970	TKA-18093*2
B	wkE-02	0.40-0.45 m	WY-20T	twig	AAA	-27.66	1478±72	1530 - 1280	UNK11490_1*1
B	wkE-02	0.70-0.75 m	WY-21T	twig	AAA	-26.77	3723±90	3810 - 3250	UNK11491_1*1
A	wkE-01	0.70-0.75 m	WY-22T	twig	AAA	-31.8	2067±94	2310 - 1820	UNK11489_1*1

Table 4-1 (continue)

Depression	Pit / Core name	Unit / Depth	Sample name	Material	Pretreatment* ^a	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (calBP, 2 σ) from - to	Labo-number* ^b
G	wk-p-03	0.45 m	WY-72T	twig	AAA	-23.5±0.2	7000±27	7940 - 7750	TKA-18182*2
G	wk-p-03	0.55 m	WY-73W	wood fragment	AAA	-23.0±0.6	406±18	510 - 330	TKA-18080*2
G	wk-p-03	0.575-0.600 m	WY-74C	charcoal	AAA	-23.34±0.36	370±20	500 - 320	YU-11084
G	wk-p-03	0.600-0.625 m	WY-75T	twig	AAA	-27.12±0.39	611±20	660 - 550	YU-11085
G	wk-p-03	0.625-0.650 m	WY-76T	twig	AAA	-27.68±0.53	627±20	660 - 550	YU-11087
G	wk-p-03	0.625-0.650 m	WY-77L	leaf	AaA	-27.09±0.59	1105±22	1060 - 960	YU-11086
Hu	wk-p-09	0.60 m	WY-78S	seed	AAA	-25.40±0.25	4499±22	5300 - 5040	YU-9394
Hu	wk-p-09	0.675-0.700 m	WY-79T	twig	AAA	-23.90±0.26	4775±22	5590 - 5470	YU-9395
Hu	wk-p-09	0.725-0.750 m	WY-80T	twig	AAA	-25.86±0.21	4839±23	5650 - 5480	YU-9396
Hd	wk-p-10	0.88 m	WY-81S	seed	AAA	-21.47±0.26	4681±22	5570 - 5320	YU-9397
Hd	wk-p-10	1.25 m	WY-82L	leaf	AaA	-26.25±0.26	4829±23	5610 - 5480	YU-9398
Hd	wk-p-10	1.46 m	WY-83S	seed	AAA	-25.73±0.30	4975±23	5750 - 5640	YU-9399
Hd	wk-p-10	1.575-1.600 m	WY-84C	micro charcoal	AaA	-33.32±0.31	5458±30	6310 - 6200	YU-11078
Hd	wk-p-10	1.725-1.750 m	WY-85C	micro charcoal	AaA	-22.23±0.51	5984±27	6890 - 6740	YU-11079
Hd	wk-p-10	1.825-1.850 m	WY-86C	micro charcoal	AaA	-25.59±0.52	6173±26	7170 - 6990	YU-11080
Hd	wk-p-10	1.950-1.975 m	WY-87C	micro charcoal	AaA	-25.55±0.54	6713±30	7660 - 7510	YU-11081
I	wk-p-11	0.31 m	WY-88S	seed	AAA	-28.08±0.31	4773±22	5590 - 5470	YU-9400
I	wk-p-11	0.500-0.525 m	WY-89L	leaf	AaA	-29.17±0.36	5380±24	6680 - 5610	YU-9401
I	wk-p-11	0.61 m	WY-90S	seed	AAA	-27.10±0.29	5407±23	6290 - 6180	YU-9402
D	wk-05	1.40-1.45 m	WY-91T	twig	AAA	-24.77±0.70	3400±29	3720 - 3570	IAAA-142472
D	wk-p-12	0.73-0.74 m	WY-92S	seed	AAA	-28.40±0.35	1225±20	1260 - 1060	YU-9403
D	wk-p-12	1.27 m	WY-93S	seed	AAA	-25.87±0.26	2996±20	3320 - 3070	YU-9404
D	wk-p-12	1.42 m	WY-94S	seed	AAA	-28.86±0.42	3305±21	3580 - 3470	YU-9405
D	wk-p-12	1.475-1.500 m	WY-95T	twig	AAA	-29.59±0.45	3654±22	4090 - 3890	YU-9406
D	wk-p-12	1.550-1.575 m	WY-96C	micro charcoal	AaA	-32.19±0.40	3850±24	4410 - 4150	YU-9407
D	wk-p-12	1.575-1.600 m	WY-97C	micro charcoal	AaA	-23.40±0.48	4236±27	4860 - 4650	YU-11077

*^a: The case where a NaOH solution with a concentration of 1 mol/L is used for alkali treatment is described as AAA, and the case where a NaOH solution with a concentration of 1 mol/L or less is used is described as AaA.

*^b: The initial of ID indicates the measurement institute, JAT and UNK: JAEA Tono Geoscience Center, IAAA: Institute of Accelerator Analysis Ltd., TKA: The University Museum, The University of Tokyo, YU: Analysis of mass of Yamagata University high sensitivity accelerator center.

*1: measured by Kashiwara (2016MS)

*2: measured by Kashiwara (2018MS)

第 5 章

魚金山サイトにおける山体重力変形地形の形成年代

5.1. 魚金山サイト周辺の地形・地質と山体重力変形地形の特徴

魚^{よう}金山^{きんざん} サイトは根尾川中流域右岸側の魚金山（921 m）と西台山（949 m）をつなぐ北東—南西方向の稜線上に位置する（Figs. 2-1, 5-1）。なお、魚金山は「うおかねやま」（山本, 1985）, 「うおがねやま」（地元の土木会社による情報）, 「いおがねやま」（インターネット上の登山情報サイトによる情報）といくつか読み方があるが、本研究では5万分の1地質図（脇田, 1991）と国土地理院発行の2.5万分の1地形図の名称を採用し、「ようきんざん」と呼称を統一する。魚金山サイトの北東を通る根尾谷断層と調査地の距離は約4.2 kmで、研究対象の稜線は西側の水鳥谷、東側の高尾谷の分水界となっている。既存の空中写真判読に基づく地すべり地形分布図（清水ほか, 1998）によれば、水鳥谷の最上流部に地すべり地形が集中する（Fig. 5-1）。本研究で調査を行う山体重力変形地形はこのうちの一つに関連するもので、稜線西側に向かって長さ約300 mの滑落崖と約0.2 km²の移動体が判読され、移動体の標高差は350–390 m程度である。しかし、地すべり地形分布図では山体重力変形地形は判読されておらず、地すべり地形の詳細および微地形については明らかになっていない。1948年米軍撮影の縮尺約1:50,000空中写真（Fig. 5-2a）および1975年国土地理院撮影の縮尺1:15,000空中写真（Fig. 5-2b）では、稜線上に存在する凹地がわずかに確認できるのみである。航空レーザー測量データ（1-m DEM）によるMPI赤色立体地図を用いた地形判読（Kaneda and Kono, 2017）によると、西側斜面を向く地すべりに関連した微小な山体重力変形地形が多数確認された。本研究では、Kaneda and Kono（2017）が作成したMPI赤色立体地図（Fig. 5-2c）を用いて、より詳細な山体重力変形地形、および関連する地形の判読を行った。

地形判読結果と現地踏査に基づく調査地周辺の地形学図を Fig. 5-3a に示す。地すべりの頂部は西側を向く明瞭な馬蹄形の滑落崖（以下、崖 α ）となっており、移動体は冠頂（大八木, 1982）から西に向かって水平方向に50–60 m すべり落ちている。移動体上には15–20条の山向き小崖が発達し、小崖の規模は大きいもので長さ約120 m、比高約2 mである。いず

れも崖 α とは逆の東方向に開いた弓型の平面形態をとる。これらの山向き小崖の分布から、地すべり移動体の頂部が陥没し、層理面を使いながら西側の斜面に倒れこむ、いわゆるブックシェルフ型構造（大八木・横山, 1996）で山体重力変形が進行したと考えられる。西側斜面の移動体は2~3本の谷によって開析されるものの、その谷幅は狭く、東側斜面と比較して谷密度も小さい（Figs. 5-2c, 5-3a）。一方で、東側斜面（高尾谷）は西側斜面（水鳥谷）に比べて急傾斜で、山体重力変形地形は研究地域北側の一部の小規模なもの（Fig. 5-3a の Loc. B1）を除いて存在しない。谷幅も西側斜面と比較して広く、谷密度も大きい（Figs. 5-2c, 5-3a）。既存地質図（脇田, 1991）によると、稜線が地質境界に対応するわけではなく（Fig. 5-1 の挿入図）、東西斜面の地形差が差別侵食である可能性は低い。一方で、層理面は調査地全体で北北西に高角度傾斜し（Fig. 5-3b）、東側斜面は受け盤、西側斜面は流れ盤となることから、地質の姿勢の差が両側斜面の地形差を生じさせている可能性は否定できない。また、東側斜面で過去に大規模な崩壊が発生し、その後の侵食の結果、西側斜面と明瞭に異なる地形になった可能性がある。実際、西側斜面の高尾谷（Fig. 5-1）の河床では、増水時であっても現在の谷の水流では動かすことは不可能である、高さ、幅ともに3~5 m程度の大きさを持つ巨礫が多数確認され、過去に大規模な崩壊が高尾谷で発生したことが示唆される。

崖 α の東側の稜線上には、西方向を向く長さ 100 m 強の崖 β が存在し（Fig. 5-3a）、崖 α と崖 β の間には、大小2つの閉塞した凹地が存在する（Fig. 5-4a）。2つの凹地は稜線東の斜面を崖 β がせき止めたことで形成されたと考えられる。北側の凹地をせき止める崖 β の比高は0.5 mにも満たない程度である（Fig. 5-4b）一方、南側の凹地をせき止める崖 β の比高は約4.5 mと（Fig. 5-4c）、変位量が明らかに異なる。また、崖 β の変位量に対応して2つの凹地の規模も大きく異なることから、少なくとも崖 β は複数回の成長イベントを経験している可能性が高い。南側の凹地が本研究で調査対象とする凹地（魚金山凹地）であり、その規模は南北に約40 m、東西に約33 m、周囲約110 m、表面積は約730 m²である。

既存地質図（脇田，1991）によると，研究地域は稜線の上部に石灰岩が分布し，西側斜面の一部には玄武岩（緑色岩）が分布する（Fig. 5-1 の挿入図）．これらは美濃帯堆積岩類の魚金山メランジに分類され，断層を隔ててその下位には珪質泥岩，泥岩，チャートの堆積岩類（白倉谷メランジ）が存在する．稜線と魚金山メランジの石灰岩の分布が一致していることから，衝上断層を隔てて下位の白倉谷メランジの上に石灰岩が載るキャップロック構造を成し，この凹地がカルスト地形（ドリーネ）である可能性も疑われたため，実際の地表地質を確認するための地表踏査を行った．作成した研究地域周辺のルートマップ（Fig. 5-3b）によると，魚金山凹地の稜線上の標高が高い一部箇所には，既存地質図通り石灰岩の露岩が認められたが，魚金山凹地とその東西斜面では玄武岩質の緑色岩の露頭と転石が多数確認された．また，西側斜面の移動体の Loc. B2（Fig. 5-3b）の下位では白倉谷メランジに属する泥岩やチャートの転石が認められた．したがって，稜線上は基本的には石灰岩で構成されているものの，山体重力変形が生じている区間の少なくとも稜線部分は緑色岩で構成され，その下位には泥岩・チャートなどの堆積岩類が存在すると考えられる．また，仮に凹地がドリーネであった場合，水は地中に浸透し表面にはとどまらないことが一般的であるが（例えば，漆原，1996），現在の魚金山凹地は少なくとも春～秋期にかけて湛水している．以上から，魚金山凹地はカルスト地形ではなく山体重力変形地形と判断できる．

地表踏査および既存地質図による層理面の走向・傾斜情報から，稜線上の石灰岩の層理面および玄武岩との地質境界はいずれも基本的に北西に 70–80°傾斜する（Fig. 5-3b）．西側斜面では地質の姿勢に関するデータは得られていないが，既存地質図（脇田，1991）では水鳥谷を跨いだ左岸側でも 1 点北西傾斜のデータが示され（Fig. 5-3b），研究地域一帯の層理面が北西傾斜である可能性がある．ただし西側の移動体上では，判読された山向き小崖の性状から層理面ないし地質境界は東傾斜に反転している可能性が高い（Fig. 5-5）．主すべり面は少なくとも西側斜面の山向き小崖が分布する標高 600m 程度まで続き（Figs. 5-3a, 5-5），頂部に形成される崖 β は，崖 α を形成した主すべり面と同じ姿勢を持つと考えられるが，地

下で2つの崖を作る断層が収斂するかどうかは不明である。また、既存地質図 (Fig. 5-1の挿入図)によれば、山体の深部に魚金山メランジと白倉谷メランジを隔てる衝上断層が存在しているものとされる。実際、東側斜面の稜線上では断層露頭が発見され (Fig. 5-3bの Loc. B4) , この断層が上位の緑色岩と下位の美濃帯堆積岩類の境界となっている可能性があるが、衝上断層と地すべり、ないし山体重力変形地形との関係は不明である。

魚金山凹地は1948年および1975年の空中写真 (Figs. 5-2a, 5-2b)でもその存在が確認でき、現在の凹地表面は湿地よりは沼に近く、そのほとんどが湛水している (Fig. 5-6)。また、若丸山サイトの凹地と比較すると、排水河谷なく、完全に閉塞していることも魚金山凹地の特徴である。凹地内部への侵入を試みたところ、半身以上が沼に沈んでしまう状態であったため、PPCSによるコア掘削は表面に敷いたベニヤ板を足場にして実施した。また、表面の一部には浮島のような水草や植物片の集合体(植物マット)が存在し (Figs. 5-6a, 5-6b), 後のボーリング掘削により、実際の堆積物はさらに深い部分に存在していることが明らかとなった。さらに凹地の縁に近い部分では、多数の樹木が立ち枯れしており (Figs. 5-6a, 5-6b), 陸地であった部分が比較的新しい時代(少なくとも数十~百年程度)に水没した可能性を示唆する。

5.2. 電気探査結果

魚金山凹地はその規模の大きさから堆積中心位置の推定が難しく、さらに凹地への侵入が難しいことから複数のボーリングを行うことも困難であった。したがって、掘削に先立ち東西と南北の2測線の比抵抗法電気探査を実施し、凹地の地下構造および堆積中心位置を推定した (Fig. 5-6c)。東西測線 (YK-E1) は、魚金山凹地の東西の幅が最も大きくなる場所を通り、崖 α と崖 β を跨ぐように設置した (Fig. 5-7a)。電極数は60点、間隔は斜面に沿った2mであるため、測線の平面距離は約110mである。南北測線 (YK-E2) は東西測線とほぼ直角になるように設定したが、南側の急斜面を避けるために約10°東に傾いている。

電極数は 60 点，間隔は斜面に沿った 2 m であるため，測線の平面距離は約 115 m である。1 つの測線に対し，Wenner & Eltran 法と Dipole-Dipole 法の 2 種類の電極配置方法 (Fig. 3-3) による測定を実施した。前者は大局的な構造を把握するのに適し，後者は細かい構造の検出に優れている (例えば，高倉，1999; 物理探査学会，2000; 鈴木ほか，2007)。YK-E1 測線について，Wenner & Eltran 法による比抵抗断面図を Fig. 5-7b に，Dipole-Dipole 法による比抵抗断面図を Fig. 5-7c に示す。同じく YK-E2 測線について，Wenner & Eltran 法による比抵抗断面図を Fig. 5-7d に，Dipole-Dipole 法による比抵抗断面図を Fig. 5-7e に示す。いずれも逆解析回数は 8 回，寒色は高比抵抗・低含水率を表し，暖色は低比抵抗・高含水率を表す。

YK-E1 測線について，2 つの電極配置による比抵抗断面図で，凹地の地下に約 150 Ωm 以下 (赤～オレンジ) の低比抵抗層が認められ，その両縁は約 600 Ωm (緑) 以上の高比抵抗層と接する (Figs. 5-7b, 5-7c)。凹地外の乾いた地表面の比抵抗がおおよそ 600 Ωm 以上であることから，600–100 Ωm (オレンジ～黄緑) 程度の等比抵抗線が凹地堆積物とその他の堆積物，もしくは基盤との境界を示していると考えられる。ただし，破碎や風化によって基底に存在する基盤の透水性が増加していた場合は比抵抗値が低下し，100 Ωm に近い値が凹地境界を示す可能性がある。Wenner & Eltran 法 (Fig. 5-7b) では約 150 Ωm 以下の低比抵抗部が東西に延びる長方形の分布を示し，この結果からは凹地の東西の断面形状が箱型であることが推察される。一方で，本来含水率が高いほど低比抵抗となるため，池や沼では表面ほど比抵抗値が低くなるはずであるが，比抵抗値のコンターが地表に向かって閉じており，凹地の表面に水が存在することと矛盾する。その原因として，表面に浮かぶ植物マットが比抵抗値を上昇させている可能性が高い。仮に約 120 Ωm の等比抵抗線を凹地の基底とすると，その深度は最大で約 8 m と推定されるが (Fig. 5-7b の青点線)，断面形状が東西に長く，わずかに西側が深くなる様子が分かる。一方，Dipole-Dipole 法 (Fig. 5-7c) では，より明確に西側へ低比抵抗帯が傾く形状が明らかとなった。Wenner & Eltran 法の断面では認められていない 100 Ωm の等比抵抗線が得られ，Wenner & Eltran 法と同じく約 120 Ωm の等比

抵抗線が凹地の基底を示すと仮定すると、水平距離 67–73 m 付近が最も深く、基底の深さは最大約 10 m と推定される。

YK-E2 測線については、いずれの電極配置による比抵抗断面も凹地内に 100 Ωm 以下の低比抵抗帯が認められ (Figs. 5-7d, 5-7e) , 凹地表面の含水率がほぼ 100 %に近い部分と対応する。YK-E1 断面と同様、値が 600–100 Ωm (オレンジ～黄緑) 程度の等比抵抗線が凹地境界を示し、いずれの電極配置でも凹地の南側が深くなる非対称な凹地断面形状が推察される。特にその傾向が明瞭なのは Wenner & Eltran 法による比抵抗断面 (Fig. 5-7d) で、水平距離 64–68 m 付近が最も深く、約 120 Ωm の低比抵抗線によるとその深さは約 5 m と推定される。Dipole-Dipole 法 (Fig. 5-7e) では、低比抵抗帯の断面がやや南北に広がるものの、約 120 Ωm の低比抵抗線は水平距離 60–72 m 付近が最も深く、その深さは深度 6 m と推定される。

なお、YK-E1, YK-E2 断面のいずれの電極配置による比抵抗断面も、凹地以外の地下に明瞭な低比抵抗帯が存在することを捉えた (Figs. 5-7b–e) 。測線の地表部分 (Fig. 5-7a) に低比抵抗帯に対応する地形は存在しないため詳細は不明であるが、基盤岩中に破碎帯やすべり面が存在し、地下水が浸透している可能性がある。

掘削地点の選定に際し、これらの比抵抗断面図から、この凹地全体の 3 次元の地下形状を推定した。なお推定は、Wenner & Eltran 法と Dipole-Dipole 法のどちらの手法を用いて行った場合もほぼ同様の結果が得られたため、ここでは細かい構造の検出に優れている Dipole-Dipole 法を用いた結果のみを示す。まず YK-E1 断面 (Fig. 5-7c) で最も低い比抵抗値である 100 Ωm の等高線の深度を読み取った (Fig. 5-8a) 。ただし、YK-E1 測線の比抵抗断面は、等比抵抗線が上に向かって閉じているため、上に向かって開く等比抵抗線を仮定することで深度を読み取った。一方、YK-E2 断面 (Fig. 5-7f) において、東西断面 (YK-E1) との交点の同じ深度 (約 8.5 m) の比抵抗値は約 300 Ωm である (Fig. 5-8b) 。各断面の交点の同一深度で比抵抗値が異なる理由としては、各測線測定時の電極接地抵抗や凹地の水温、水質の

差が原因として挙げられる。南北断面ではこの 300 Ωm 以上となる深度を読み取り、以上の 2 測線上深度データから、周囲の地形も考慮して凹地の深度分布図を作成した (Fig. 5-8c)。ただし、ここで示した深度の値は、必ずしも凹地の基底を表しているわけではなく、ある比抵抗値 (YK-E1 断面の 100 Ωm , YK-E2 断面の約 300 Ωm) を持つ堆積物の深度分布であることに注意が必要である。現在の凹地の平面形態と比較すると、等深度線から推定される等深度線図は北北東-南南西の走向を持つ線状の平面形態を示す。また、現在の凹地の長軸方向 (NE-SW) と比べると、等深度線図の長軸はやや斜交する NNE-SSW 方向を向く。等高線図から、堆積中心は 2 本の電気探査測線の交点の南西側と推定された。

5.3. PPCS 掘削結果

電気探査に基づく等深度分布図から、推定された堆積中心付近で計 3 本のコア掘削を実施した。本研究では菅沼ほか (2019) の可搬型パーカッションピストンコアラーを用いた 1 本 (YK-01)、次に PPCS (金田ほか, 2018a) を用いた 2 本 (YK-02, YK-03) の計 3 本のコアを得た (Fig. 5-8c)。

凹地表面は非常に軟らかい植物マットが存在するため、複数枚のベニヤ板を地表に設置し、これを足場としてコア掘削およびコアの引き上げを行った (Fig. 5-9a)。掘削の結果、表層から深度数 10 cm まではサンプラーを差し込む際に抵抗があるものの、その区間を通過し、深度 1.5-2.0 m 程度までほとんど抵抗なくサンプラーが落下することが明らかとなった。したがって、現在の地表に認められる植物マットは厚さ数 10 cm 程度であり、実際の堆積物が存在する「湖底」は地表からの深度 1.5~2.0 m に存在する (Fig. 5-9b)。ただし、地表から湖底までの深度は季節や調査前の降水量で変化する。以降で示す柱状図は湖底からの深度で統一する。

まず可搬型パーカッションピストンコアラーを用いた掘削 (YK-01) を行ったところ、湖底から深度 1 m のコアの採取に成功したが、掘削時にサンプラーの接続部が破損したため、

それより深部の掘削が困難となった。菅沼ほか (2019) による同サンプリングシステムは、本来は水深数 m~数十 m の凍結した湖面上から湖底堆積物を採取することを想定して作られたシステムであり、凍結した湖で掘削を行う際はエンジンとサンプラーの間に必ず複数本のカーボン製の接続ロッドをかませる。しかしながら今回、サンプラーに直接エンジンを接続したことでサンプラーの接続部に負荷がかかることで接続部が破損し、それ以上の掘削が不能となった。さらにこの際、表層の植物マットと水の影響で湖底の掘削孔に 2 本目以降のサンプラーを差し込むことが難しいことが明らかとなった。そこで、PPCS を用いて YK-02, YK-03 の掘削を行った際は、湖底の掘削孔と凹地表面の孔口を結ぶための長さ 2 m のケーシングパイプ (市販の塩ビパイプ VU75) を掛矢で打ち込み、設置することで確実に湖底の掘削孔にサンプラーを差し込むことが可能となった (Figs. 5-9a, 5-9b)。

5.3.1. YK-01 の層相

PPCS を用いて掘削した YK-01 コアは、電気探査で推定された堆積中心に近い凹地の南西縁から約 8.5 m の地点で掘削を行った (Fig. 5-8c)。地表面から深度 1.5 m の位置にある湖底から長さ 1 m の堆積物を採取したものの、上述の通りサンプラーとロッドを接続するネジが掘削時の打撃で破損してしまったため、これ以上の掘削は断念した。採取したコアは室内に持ち帰り、半割・記載を行った。

採取した 1 m のコアサンプルは全て未分解の植物片で構成される暗褐色の泥炭層で (Fig. 5-10a)、観察のためにコアを半割した直後は赤みを帯びるが、次第に表面が酸化して黒くなる特徴を持ち、凹地内部が還元環境であることを示す。少なくともある時代から現在と同様の湖沼環境が継続していることを示す。

の層相

YK-01 と同様、等深度線図から推定された堆積中心付近で、YK-01 コア掘削地点から 1 m北東の地点で YK-02 の掘削を行った (Fig. 5-8c) . 地表面からの深度 1.85 m の湖底から長さ 6.00 m のコアを採取することに成功した (Fig. 5-10b) .

深度 0–0.40 m は、ごく最近に堆積した未分解の植物片で構成され、植物マットと湖底の植物片が圧縮したものである。深度 0.40–2.23 m には未分解の植物片を主体とする暗褐色泥炭層が認められ、掘削直後はやや赤みを帯びる特徴を持つ。泥炭層のうち下部の深度 1.81–2.23 m は上位よりやや分解が進んだシルト質な泥炭層である。泥炭層の下位の深度 2.23–2.37 m には有機質な暗褐～暗灰色粘土層が認められ、上位の泥炭層と比較するとサイズは小さいものの、未分解の植物片も含まれる。暗褐～暗灰色粘土層の下位には、明瞭な層境界を経て深度 5.23 m まで無機質な灰色粘土層が存在する。灰色粘土層は全区間で細～中礫を含むが、特に礫を多く含む区間が深度 2.66–2.79 m, 3.00–3.51 m, 3.72–3.92 m に認められる。さらに、深度 3.05–3.20 m, 3.60–3.66 m, 4.13–4.26 m, 4.66–4.67 m 付近では、暗黄褐～黄褐色のシルトないし砂がパッチ状に狭在し、深度 2.50 m 付近には厚さ 1–2 mm の酸化マンガンの由来すると考えられる褐色層が狭在する。灰色粘土層のさらに下位の深度 5.23–5.30 m には無機質かつ礫質な黄褐色シルト層が存在する。さらに下位の深度 5.30–5.62 m は粘土層を基質とする礫層（中礫）で構成される。基質の粘土層はコアを半割した直後は灰色を呈するが、半割の数分後には黄褐色に変化する。深度 5.62 m の下位では掘削時の打撃の感触が変わり掘削速度が著しく低下した。現地でコアチューブを開封し、深度 5.62–6.00 m には緑灰～紫灰色の風化した基盤岩（緑色岩）が現れることを確認したため、基底に達したと判断し深度 6.00 m で掘削を終了した。

以上の層相から、上位の泥炭層は現在と同様の湖沼環境がある時期から続いていることを示唆する。一方、その下位の灰色粘土層は、ある程度水深があり、植物片が湖底に沈下せず、周囲からの細粒物のみが凹地に供給される環境下で堆積したと考えられる。少なくとも凹地表面が現在のような植物マットに覆われてはいなかったはずであり、類似した層相の

灰色粘土層が若丸山サイトの凹地地下でも認められている (Fig. 4-5) . 灰色粘土層中の礫質な区間とそうでない区間の繰り返しは、礫の供給が盛んな時期と静穏な時期の繰り返しを示し、例えばある時期に凹地の周囲で表層が崩れ、礫が凹地に流入するイベントが発生した可能性が挙げられる。さらに、灰色粘土層中に狭在するパッチ状の褐色部や酸化マンガンに由来すると考えられる褐色層は、テフラ降灰や突発的な凹地の環境変化などのイベントに由来することが疑われる。深度 5.23–5.30 m に認められた黄褐色の礫質シルト層は上位の灰色粘土層と明らかに色相が異なることから、湖沼ではなく風成環境下で堆積した可能性がある。一方で、その下位の深度 5.30–5.62 m の粘土質礫層は湖沼環境下で湖沼堆積物と崖錐由来の礫層が混合した堆積物と考えられ、これは上位の黄褐色の礫質シルト層は崖錐とともに周辺の陸上から供給された可能性がある。いずれにしても、これら黄褐色礫質シルト層と粘土質礫層は、上位の灰色粘土層と比較すると比較的短期間で堆積した可能性が高い。

5.3.3. YK-03 の層相

電気探査で推定した堆積中心位置が妥当であるかどうかの検証を目的として、堆積堆積中心付近と推定された地点で掘削した YK-02 から西に約 2 m の地点で YK-03 の掘削を行った (Fig. 5-8c) . 地表面からの深度 1.69 m の湖底から、長さ 5.00 m のコアの採取に成功した (Fig. 5-10c) .

深度 0–0.10 m はごく最近に堆積したと考えられる植物片で構成され、植物マットと湖底の植物片が圧縮したものである。深度 0.10–1.91 m は未分解の植物片を主体とする暗褐色の泥炭層で、深度 0.46–0.93m, 1.00–1.24 m にはサンプラーの全径に木材が詰まっており、倒木をサンプラーが貫通した。泥炭層の下部は遷移的に粘土分が増加し、その下位の深度 1.91–2.15 m には有機質な暗褐色粘土層が認められた。上位の泥炭層と比較するサイズは小さいが、未分解の植物片も含まれ、さらに下部の深度 2.00–2.15 m は細～中礫を多く含む。暗褐色粘土層の下位には、比較的明瞭な層境界を経て、無機質な灰色粘土層が深度 2.71 m まで

存在する。そのうち深度 2.18–2.33m, 2.48–2.71 m 付近は細～中礫を多く含み, 深度 2.30 m, 2.62 m 付近には暗黄褐～黄褐色のシルトないし砂がパッチ状に狭在する。酸化マンガンに由来すると考えられる褐色層を隔てて, 灰色粘土層の下位の深度 2.71–3.00 m は無機質かつ礫質な暗黄褐色シルト層で構成される。この暗黄褐色礫質シルト層の下位には再び礫質な灰色粘土層が出現した。礫質な灰色粘土層は深度 3.87 m まで続き, その基底には再び酸化マンガンに由来すると考えられる褐色層が出現する。深度 3.87–4.57 m は無機質な黄褐色シルト層が認められ, そのうちの下部の深度 4.34–4.57m は礫を多く含む。さらに深度 4.57 m より下位では掘削時の打撃の感触が変わり, 掘削速度が著しく低下した。深度 5.00 m まで掘削した段階でコアチューブを開封し, 深度 4.57–5.00 m には緑灰～紫灰色の風化した基盤岩(緑色岩)が現れることを確認したため, 基底に達したと判断し, 深度 5.00 m で掘削を終了した。

以上の層相から, YK-02 と同様, 上位の泥炭層は現在と同様の湖沼環境がある時期から続いていることを示し, その下位の灰色粘土層は現在よりも水深がある静水環境, あるいは凹地表面が現在のような植物マットに覆われておらず, 細粒物のみが供給される環境下で堆積したものと考えられる。また, 粘土層中の礫質な区間は, 周囲から礫供給が盛んな時期が存在したことを示唆し, パッチ状の褐色部はテフラ降灰や突発的な凹地の環境変化など, 何らかのイベントが疑われる。さらに, 深度 2.71–3.00 m で認められた暗黄褐色シルト層は平坦面か緩斜面上で堆積した風成堆積物と考えられる, その下位で再び灰色粘土層(深度 3.00–3.87 m), 黄褐色シルト層(深度 3.87–4.57 m) が現れることは, 陸地, 湖沼, 陸地, 湖沼と堆積環境が変遷してきたことが示唆される。

5.3.4. YK-02, YK-03 コアの対比と魚金山凹地形成イベント層準の認定

YK-02, YK-03 コア共に, 泥炭層, 有機質粘土層, 灰色粘土層, 黄褐色シルト層, 風化基盤岩と, 上位からの層序は基本的に同じである (Figs. 5-10b, 5-10c)。泥炭層の基底深度は

YK-02 コアでは深度 2.23 m, YK-03 コアでは深度 1.91 m, 灰色粘土層の基底深度は YK-02 コアでは深度 5.23 m, YK-03 コアでは深度 3.87 m (ただし, 深度 2.15–2.71 m に認められた灰色粘土層ではなく, その下位で再度出現した灰色粘土層の基底), 風化基盤岩の上面深度は YK-02 コアは深度 5.62 m, YK-03 コアは深度 4.47 m であり, いずれの層の深度も YK-02 コアの方が深く, 電気探査に基づく等深度分布 (Fig. 5-8c) と調和的な結果が得られた. したがって, YK-02 コアは堆積中心ないしその近傍で掘削され, 電気探査の結果は妥当であることが示された.

YK-02 コアについて, 凹地形成イベント (YK-f) の層準は, 粘土質礫層と風化基盤の境界である深度 5.62 m と考えられる. 深度 5.30–5.62 m の粘土質礫層はこのイベント YK-f の直後に供給された崖錐堆積物 (colluvial wedge) の可能性があり, さらに上位の礫質黄褐色シルト層 (5.23–5.30 m) も, 現位置で堆積した風成堆積物ではなく周囲から供給された崖錐堆積物の一部と考えられる. これらの礫質な堆積物の存在も深度 5.62 m がイベント YK-f の層準であることを支持する.

なお, YK-03 コアでは同じく黄褐色シルト層から灰色粘土層へと変化する層準は深度 3.87 m に認められ, YK-02 掘削地点との距離は 2 m しか離れていないことから YK-02 コアで認定したイベント YK-f の層準に相当する可能性が高い. しかし厳密には YK-03 コアの深度 3.87 m と YK-02 コアの深度 5.23 m の間に大きな時間間隙が存在し, YK-03 コアの深度 3.87 m はイベント YK-f とは別のイベントを示す可能性も否定できない.

また, YK-03 コアの灰色粘土層中に挟まる礫質黄褐色シルト層 (深度 2.73–3.00 m) は湖沼が徐々に埋没し, 一度陸化したことで黄褐色シルト層 (風成堆積物) が堆積したが, 崖成長イベントが発生したことで凹地の水位が増し, 再び水没するような環境変化を示唆する. さらに, 各コアのイベント YK-f の上位の灰色粘土層中には, 礫を多く含む区間が複数認められ, 礫の供給が盛んな時期と静穏な時期が繰り返していることが推察された. 礫を多く含む区間が崖の成長に伴う colluvial wedge 堆積物であった場合, 複数回の崖成長イベントが存

在していた可能性がある。さらに、5章の冒頭で述べたように、崖 β の変位量に対応して2つの凹地の規模も大きく異なることから (Fig. 5-5) , 崖 β は複数回の成長イベントを経験している可能性がある。また、現在の凹地表層部にも立ち枯れした樹木が存在し (Figs. 5-6a, 5-6b) , 比較的新しい時代に水深が増加したイベントが生じたことも示唆される。以上から、魚金山凹地ではおそらく複数回の崖成長イベントが発生したと考えられるが、本研究では魚金山凹地の形成年代を解明することが主目的であるため崖成長イベントに関してはこれ以上の検討はしない。

5.3.5. 魚金山凹地の年代論

YK-02 コアの結果を用い、凹地の形成年代を推定する。以下、テフラ分析結果、 ^{14}C 年代測定結果、および年代結果に基づく凹地形成イベントの年代推定を順に述べる。

5.3.5.1. テフラ分析結果

若丸山サイトの一部の凹地では K-Ah テフラ (7303–7165 cal BP) の肉眼視できるテフラ層が確認され、魚金山サイト近傍の根尾谷沿いの段丘を覆う風成堆積物中には K-Ah テフラと AT テフラ ($30,009 \pm 189$ cal BP) の降灰層準がクリプトテフラとして認められている (例えば、Kaneda and Okada, 2008) 。魚金山凹地においてもこの2層のテフラが検出される可能性があるため、中江 (2020MS) は YK-02 コアの深度 2.30–5.80 m の区間に対しテフラ分析を実施した。深度 2.30 m より上位の泥炭層区間は ^{14}C 年代で十分に年代決定が可能であるため、テフラ分析は実施していない。本研究では中江 (2020MS) が作成したスライドガラスを用い、Fig. 3-4 の分類法に基づく鉱物粒子のカウントを実施した。分析は基本的に 2.5 cm 間隔であるが、層境界などを跨がないようにサンプルを採取したため、一部は 2.5 cm 間隔に従っていない。

Fig. 5-11 に YK-02 コアのテフラ分析結果を示す。タイプ A 型火山ガラスの含有率について、深度 2.54 m 付近で約 8.2 %、深度 3.50 m 付近で約 18.6 % と 2 つの比較的明瞭なピークが認められる。下位のピークについて、含まれる火山ガラスの屈折率は 1.498–1.503 を示し (Fig. 5-11 の RIMS②) , 一部は AT テフラの屈折率と一致する。一方、さらに下位の深度 3.63 m 付近にも約 16.6 % のピークが認められ、該当箇所ではタイプ B 型火山ガラスも連動して約 3.9 % のピークを成す。深度 3.60–3.66 m にはパッチ状の黄褐色砂層も認められており、含まれる火山ガラスの屈折率は 1.497–1.501 に集中し、AT テフラの屈折率 (1.497–1.501 ; Table 3-1) とよく一致する (Fig. 5-11 の RIMS③) 。深度 3.50 m と 3.63 m の 2 つのピークを比較すると、タイプ A 型火山ガラスの含有率は上位のピークの方が 2 % 程度高いが、タイプ A 型、B 型の含有率を足し合わせると、上位のピークは 19.0 %、下位のピークは 20.5 % と下位のピークの方がわずかに高い。パッチ状の黄褐色部が肉眼視できることから、下位のピークが AT テフラの降灰層準で、上位のピークは AT テフラの二次堆積によってもたらされたピークと考えられる。以上から、AT テフラの降灰層準を深度 3.60–3.66 m に認定した。

深度 2.54 m で認められたタイプ A 型火山ガラスについては、含まれる火山ガラスの屈折率は 1.507–1.515 に集中し (Fig. 5-11 の RIMS①) , K-Ah テフラの屈折率 (1.510–1.516 ; Table 3-1) と一致する。また、ピークを含む深度 2.41–2.59 m では褐色を帯びた火山ガラスが認められ (Fig. 5-11) , このことも K-Ah テフラの特徴 (町田・新井, 2003) と一致する。後述する ^{14}C 年代測定によると、ピークの約 20 cm 上位の暗褐色粘土層からおおよそ 2800–3000 cal BP の年代が得られた。火山ガラスの形態と特徴、AT テフラと ^{14}C 年代との層序関係から、ピークは K-Ah テフラの降灰層準と対応する可能性が高い。タイプ A 型火山ガラスの含有率ピークは深度 2.54 m であるが、含有率約 8.2 % は若丸山で認められた K-Ah テフラの降灰層準の含有率 (クリプトテフラで 20–50 %、肉眼視できる層準で 60–80 %) と比較して小さく、堆積後の生物擾乱で上下方向に火山ガラスが分散した可能性がある。したがっ

て、±5 cm の誤差を与え、深度 2.49–2.59 m を K-Ah テフラの降灰層準とする。なお、給源近くを除く日本各地では K-Ah テフラより AT テフラの方が厚く堆積し(町田・新井, 2003)、根尾谷の段丘を覆う風成堆積物中においても AT テフラの方が K-Ah テフラより 20–30 % 含有率が高いことが知られる (Kaneda and Okada, 2008)。このことは、YK-02 の AT と K-Ah テフラの火山ガラス含有率を比較すると、前者の値が大きいことと整合的である。また、認定した YK-02 コアの AT, K-Ah テフラの降灰層準の火山ガラス含有率は、タイプ A 型とタイプ B 型を合わせた場合でも、AT テフラで約 20 %, K-Ah テフラで約 8.9 % と、根尾谷の段丘堆積物中で認められた両テフラの含有率 (Kaneda and Okada, 2008) よりも小さい。その理由として、各テフラの層準について、テフラ以外の堆積物を一緒にサンプリングしたために、火山ガラス含有率が薄まってしまった可能性が挙げられる。あるいは、魚金山凹地は南北方向の稜線の陰になっていることから (Fig. 5-4a)、偏西風に乗って降灰するテフラがそもそも堆積しづらい地形条件であった可能性もある。

タイプ C, D, E 型火山ガラスの含有率は、いずれも分析を行った区間全てで 0–2 % 程度で推移し、テフラの降灰層準を示すような含有率の明瞭なピークは認められないが、重鉍物の含有率には一部テフラ降灰層準が疑われるピークが存在する。特に深度 2.44 m 付近では斜方輝石が 8.1 %, 単斜輝石が 16.6 % と明瞭なピークを示す。しかし、火山ガラスの含有率にはこのピークに対応する変化は認められず、火山ガラスを伴わずに輝石類のみを供給する降下テフラは考え難いため、これらの輝石類のピークは基盤の緑色岩に由来する可能性が挙げられる。例えば、凹地の周辺から大雨などによって輝石を多く含む基盤岩由来の細粒物が突発的に凹地内に流入するなどのイベントが発生した可能性がある。また、AT テフラの降灰層準 (深度 3.63 m) より下位では、深度 5.51 m 付近で約 6.6 %, 深度 5.26 m 付近では単斜輝石が約 5.9 %, 深度 5.68 m 付近では単斜輝石が約 3.9 % と、比較的明瞭なピークが認められた (Fig. 5-11)。ただし、これらのピークに対応する火山ガラスの含有率変化は見られず、深度 2.44 m 付近のピークと同様に基盤岩である緑色岩由来のピークの可能性がある。

さらに、認定した K-Ah と AT テフラの降灰層準の間では、角閃石の含有率が 1-2 % と上下と比較してやや高い値を示す箇所が存在する（例えば、深度 2.80-2.87 m 付近）。K-Ah と AT テフラの間の層準で、琵琶湖と水月湖では角閃石に富むテフラとして三瓶山起源の Md-fl (19,551 ± 80 cal BP) や大山起源の DHg (28,888 ± 72 cal BP) と DSs (29,830 ± 96 cal BP) が報告されているものの (Fig. 3-4, Table 3-1), YK-02 コアからそれらのテフラと対比することのできる確実な証拠は得られなかった。

5.3.5.2. ¹⁴C 年代測定結果

YK-02 コアの深度 0.80-2.30 m の泥炭区間からは計 9 試料の種子、葉片、小枝の ¹⁴C 年代値を得た (Fig. 5-12, Table 4-1)。得られた ¹⁴C 年代は 3000-920 cal BP の年代範囲を示し、YK-02S (種子; 920-760 cal BP) を除く 8 試料は 3000-2150 cal BP の比較的狭い年代範囲に収まる。深度 1.25 m から採取された YK-02S は唯一若い値を示し、上下の YK-01S (種子: 2340-2150 cal BP) と YK-03S (種子: 2720-2460 cal BP) の年代と矛盾する。凹地が稜線上にあり再堆積が生じる可能性が低いこと、他の試料が集中する年代範囲から唯一外れていることから、YK-02S は掘削時に混入した上位の若い種子を測ってしまった可能性が高い。また、YK-02S 以外の 8 試料の年代値にも逆転が生じた。YK-06T (小枝; 2750-2500 cal BP), YK-07S (種子; 2860-2770 cal BP), YK-08S (種子; 2720-2470 cal BP), YK-09T (小枝; 2770-2730 cal BP) は、いずれも上位の YK-05S (種子; 3000-2870 cal BP) より最大で 500 cal BP 程度若い年代を示す。さらに、YK-08S, YK-09T も上位の WY-07S に対し 0-400 cal BP 若い年代を示す。これらの年代値逆転の原因としては、YK-05S と YK-07S が再堆積である可能性と、YK-06T, YK-08S, YK-09T が掘削時および引き上げ時に混入した上位の有機物である可能性の 2 つが考えられる。YK-05S と YK-07S を棄却した場合、YK-09T と YK-01S の層位と年代から推定されるその間の泥炭層の堆積速度は 2.53-4.01 mm/yr となる。一方、YK-06T, YK-07S, YK-08S, YK-09T を棄却した場合、YK-09T と YK-05S の層位と年代から推

定されるその間の泥炭層の堆積速度は 1.27–2.06 mm/yr となる。凹地の規模が異なるため一概には比較できないが、若丸山サイトで推定された泥炭層の堆積速度 0.26–0.52 mm/yr もしくは 0.75–1.03 mm/yr (Fig. 4-42) と比較すると、魚金山凹地で推定された 2 つの堆積速度はやや大きい値である。魚金山凹地が完全に閉塞しており、若丸山サイトでは認められなかった凹地表面の植物マットの存在からも、有機物の供給が若丸山サイトより多く、堆積速度も大きく（速く）なっていると考えられる。棄却する試料数が少ないという観点からは、YK-05S と YK-07S が再堆積である可能性の方が高いと言えるが、どちらの可能性を採用しても YK-02 コアの上部の泥炭層部で生じたわずかな年代値の逆転であり、基底の年代を推定する上で影響はない。

テフラ分析と ^{14}C 年代測定の結果から、各堆積物のおおよその年代は、灰色粘土層は少なくとも AT テフラ降灰以前 (30,009 ± 189 cal BP) から堆積を開始しており、K-Ah テフラ降灰 (7303–7165 cal BP) を経ておよそ 3000 cal BP までには堆積を完了した。その上位の暗褐色粘土層、泥炭層はいずれも約 3000 cal BP 以降に堆積したと推定される。

5.3.5.3. 凹地形成イベントの年代推定

深度 5.62 m に認定した凹地形成イベント (YK-f) は AT テフラ降灰以前に発生したと言えるが、AT テフラの降灰層準とイベント YK-f の層準の間には厚さ約 2 m の灰色粘土層、礫質黄褐色シルト層、粘土質礫層が存在する (Fig. 5-11)。深度 2.49–2.59 m に認定した K-Ah テフラ (7303–7165 cal BP) と深度 3.60–3.66 m に認定した AT テフラ (30,009 ± 189 cal BP) の降灰層準と年代から推定されるその間の灰色粘土層の堆積速度は 0.04–0.05 mm/yr となる。この堆積速度は、若丸山サイトで推定された灰色粘土層の平均堆積速度 0.05–0.25 mm/yr (Fig. 4-43) と矛盾しない。AT テフラより下位の堆積物の堆積速度が一定だと仮定すると、堆積速度 0.05–0.25 mm/yr をイベント YK-f の層準まで外挿することで、その年代は 76,270–67,540 cal BP と推定される。ただし、礫質な区間も含む深度 3.66–5.23 m の灰色粘土層、深度 5.23–5.30 m の礫質黄褐色シルト層および深度 5.30–5.62 m の粘土質礫層が同じ堆

積速度で堆積したとは考え難い。例えば、礫質黄褐色シルト層と粘土質礫層は凹地形成直後の崖錐堆積物と考えられ、非常に短期間で堆積した可能性があることから、礫質黄褐色シルト層の上面（深度 5.23 m）がイベント YK-f の層準相当と見なすことができる。この場合、上述の堆積速度 (0.05–0.25 mm/yr) を採用した場合、イベント YK-f の取りうる年代範囲は、67,370–60,030 cal BP と推定される。以上の堆積速度外挿パターンを統合すると、イベント YK-f の年代の取りうる範囲は 76,270–60,030 cal BP となる。ただし、上述の推定方法に 100 年単位の精度はないため、1 ka で丸め込みを行い、イベント YK-f の年代は 77–60 ka として以降の考察を行う。

なお、堆積速度一定を仮定したことについて、魚金山凹地の灰色粘土層は比較的厚いため、圧密による見かけの堆積速度低下の可能性を考慮しなければならない。しかしながら、堆積物の間隙率減少と密度増加によるモデル (Kaneda et al., 2008) によると、表層 5 m の粘土層における見かけの堆積速度に与える圧密の影響はわずか 0.0002 % 程度と評価されるため (補遺 2)、ほぼ無視できると言える。以上から、堆積速度の外挿を基に推定した上述の年代はおおむね妥当と考えられる。

5.4. 魚金山サイトにおける掘削結果まとめ

魚金山サイトでは、完全に閉塞する規模の大きな凹地で電気探査に基づく堆積中心の推定を行い (Fig. 5-7)、堆積中心付近で 2 本 (YK-01, YK-02)、電気探査結果の妥当性検証のために推定堆積中心付近から約 2 m 離れた地点で 1 本 (YK-03) の PPCS コアを取得した (Fig. 5-8)。コア掘削の結果、堆積中心付近で掘削した YK-02 コアが最も基底の深度が深く、電気探査の結果が妥当であることが確かめられた (Fig. 5-10)。凹地の表層は水分量が多く、現生の植物に由来する植物マットで構成される。YK-02 コアによると、実際の凹地堆積物は地表から約 1.85 m 下に存在しており (Fig. 5-9)、主に上位から未分解の植物片によって構成される泥炭層、やや分解が進んだ泥炭層および有機質な暗褐色粘土層、無機質で一

部礫質な区間を含む灰色粘土層，粘土基質な礫層が認められ，基底には風化した基盤岩が存在することが明らかとなった．テフラ分析結果によると，灰色粘土層中に K-Ah テフラ（7303–7165 cal BP）と AT テフラ（30,009 ± 189 cal BP）の降灰層準が認められた（Fig. 5-11）．なお，越美山地の重力性凹地で，堆積物中から AT テフラの降灰層準が認定されたのは筆者が知る限り初めてである．上記の 2 つのテフラから推定される灰色粘土層の堆積速度（0.04–0.05 mm/yr）を基底まで外挿すると，凹地形成イベント（YK-f）の年代は 77–60 ka と推定された（Fig. 5-12）．この形成年代は，若丸山サイトの凹地形成年代である 20,100–7690 cal BP（Fig. 4-42）や冠山（Fig. 2-3）の凹地形成年代である約 1 万年前（Kojima et al., 2015）より数万年古く，これまで越美山地で掘削された山上凹地の形成年代としては最も古い．同じ水系で異なる形成年代を持つこれらの重力性凹地の分布特性を調べることで，流域スケールの山体重力変形地形の素因を解明できる可能性がある．

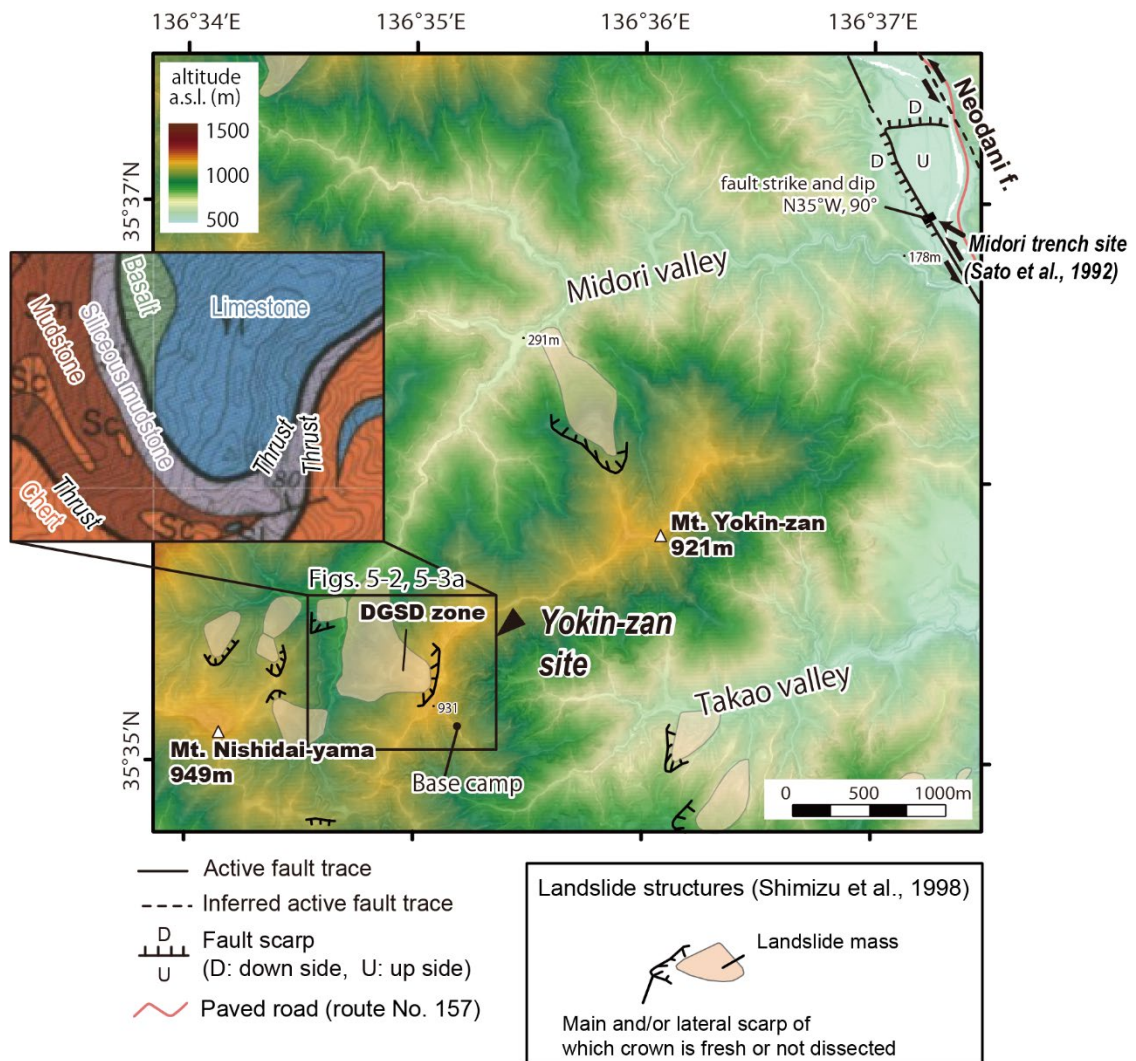


Fig. 5-1. Topographical maps around Yokin-zan site. See Fig. 2-3b for the location. Inset is the closed-up geology around the study area (Wakita, 1991). The legends of the panel are the same as Fig. 4-1.

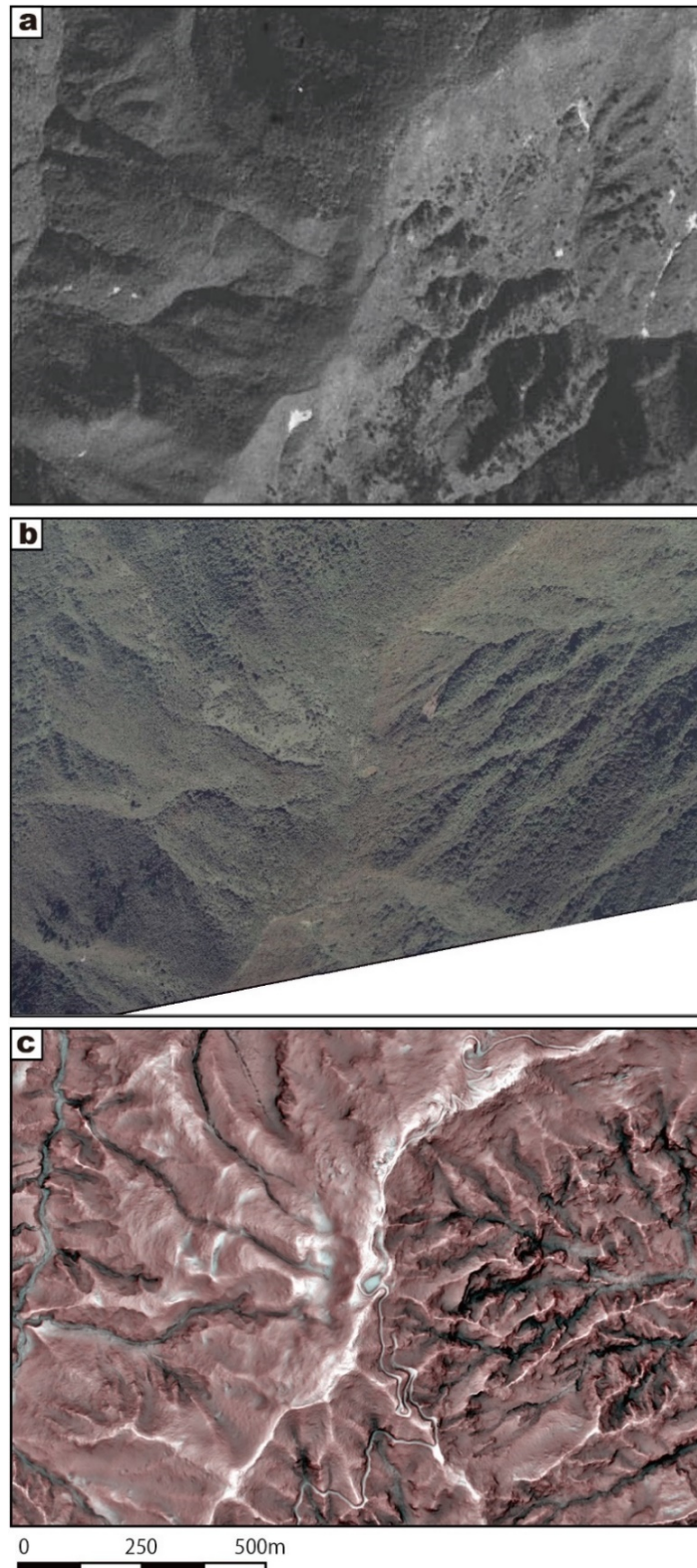


Fig. 5-2. Aerial photographs of Yokin-zan site taken (a) in 1948 by the U.S. Armed Forces and (b) in 1975 by the Geospatial Information Authority of Japan. See Fig. 5-1 for the location. (c) RRIM of the same area based on 1.0-m grid LiDAR DEM.

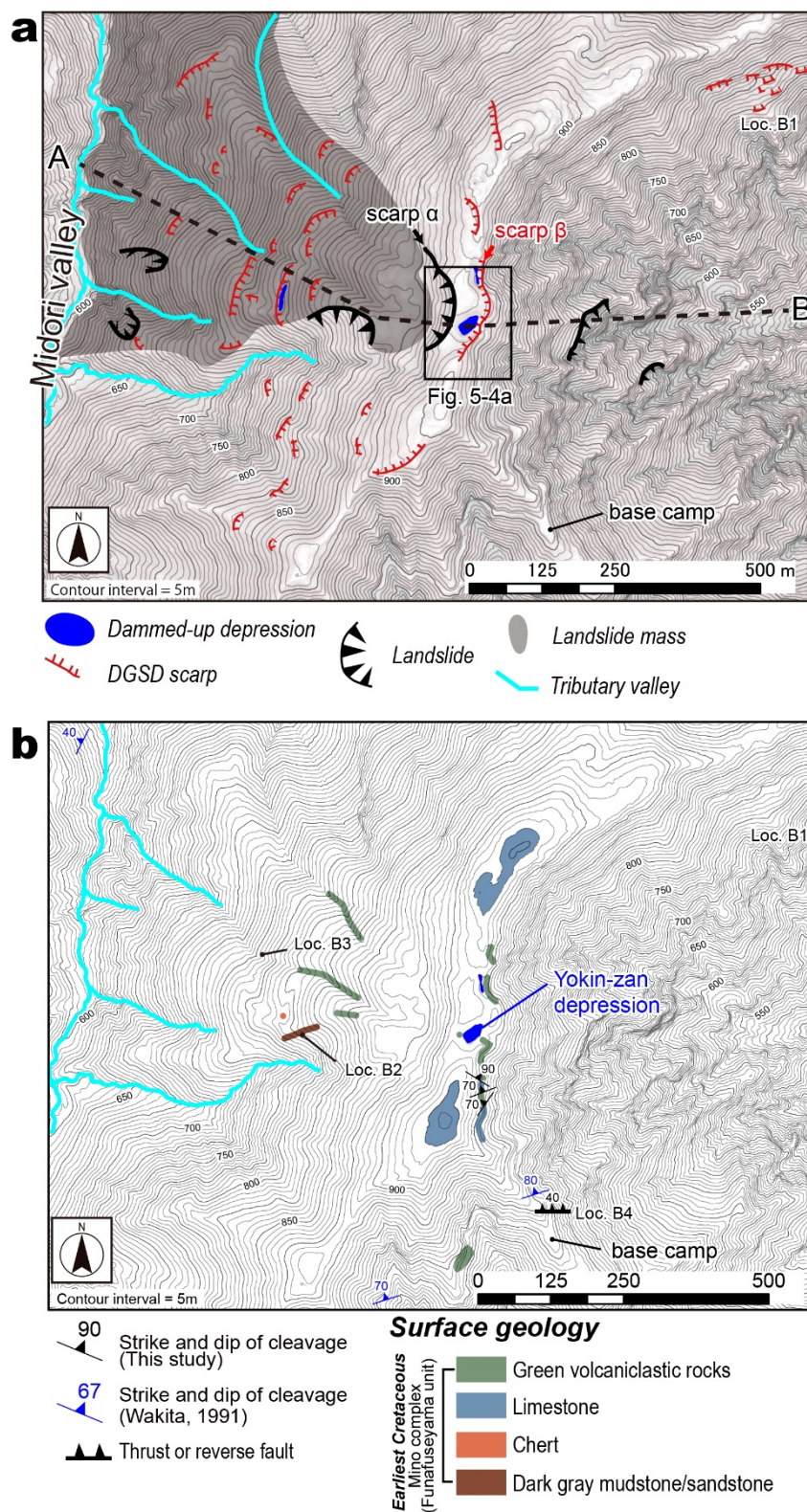


Fig. 5-3. (a) Geomorphic map of Yokin-zan site based on the interpretation of stereo MPI-RRIMs. The area is the same as in Fig. 5-2. (b) Mapping result of the surface geology of the same area of panel a.

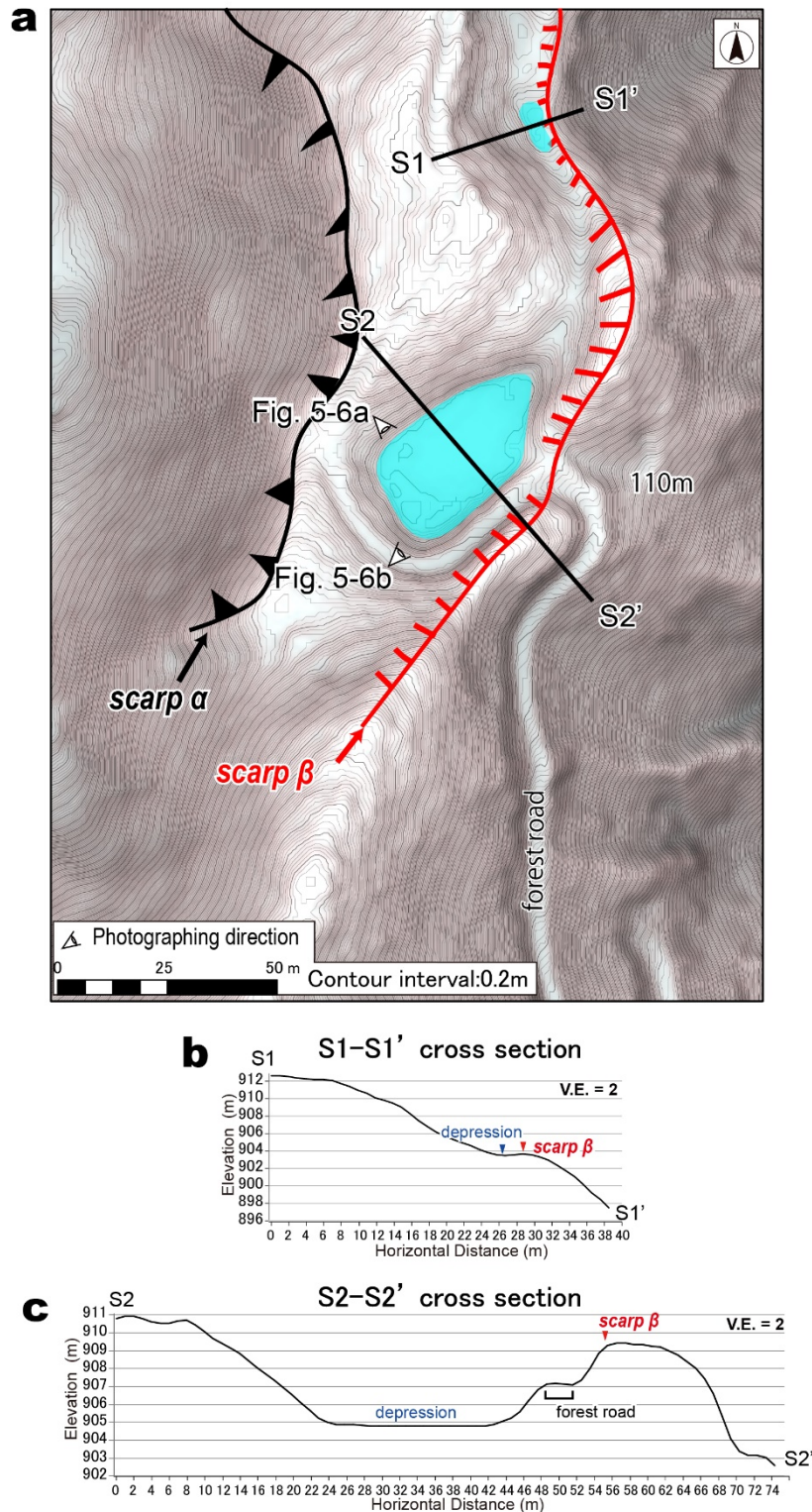


Fig. 5-4. (a) Closed-up geomorphic map around the Yokin-zan depression. See Fig. 5-3a for the location. The background MPI-RRIM and contours are based on a 1.0-m grid LiDAR DEM. Geomorphic cross-section of (b) S1-S1' line and (c) S2-S2' line based on the 1.0-m LiDAR DEM.

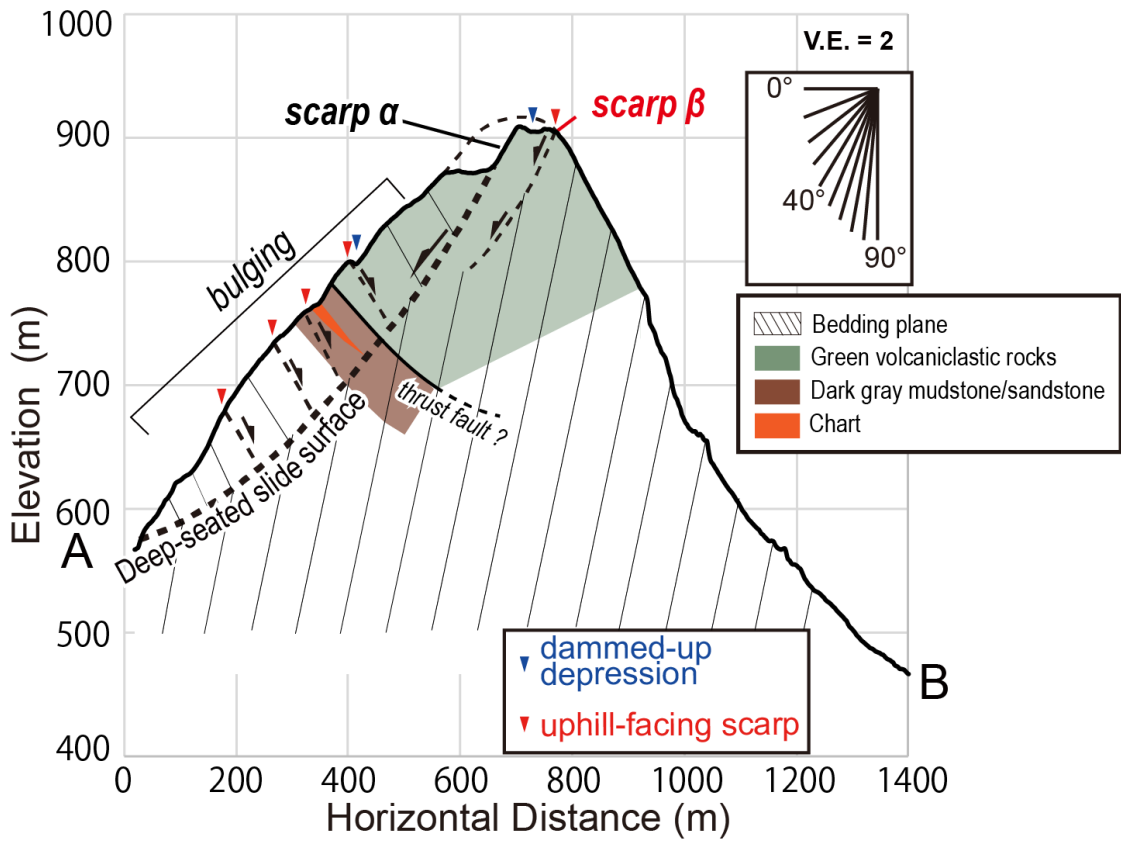


Fig. 5-5. Structural cross-section along the line A–B based on the geomorphic interpretation and our field mapping. See Fig. 5-3a location of the line.

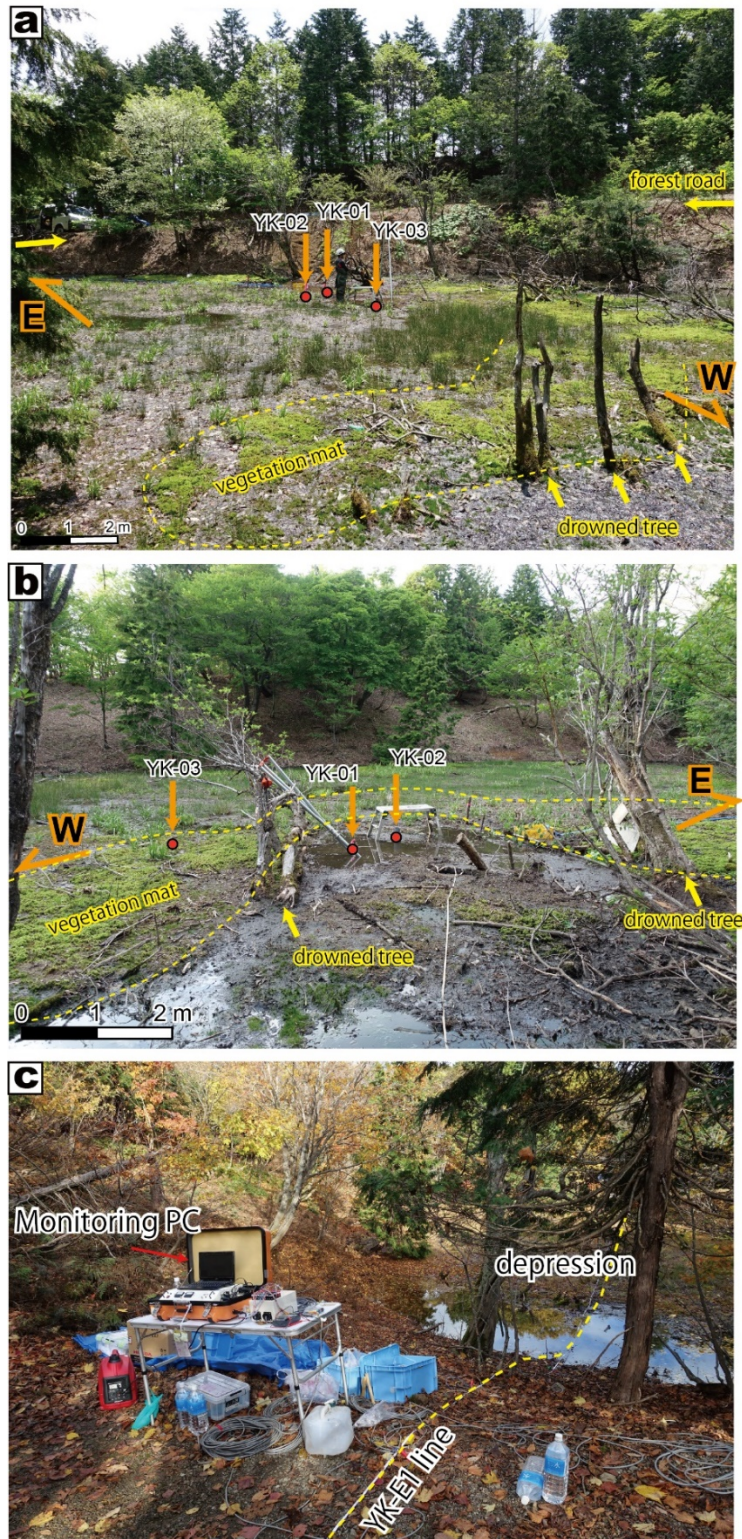


Fig. 5-6. Field photographs of Yokin-zan site. (a) Depression seen from the northwest and (b) from the southwest. The location of cores is also shown. (c) Electric resistivity survey of YK-E1 line.

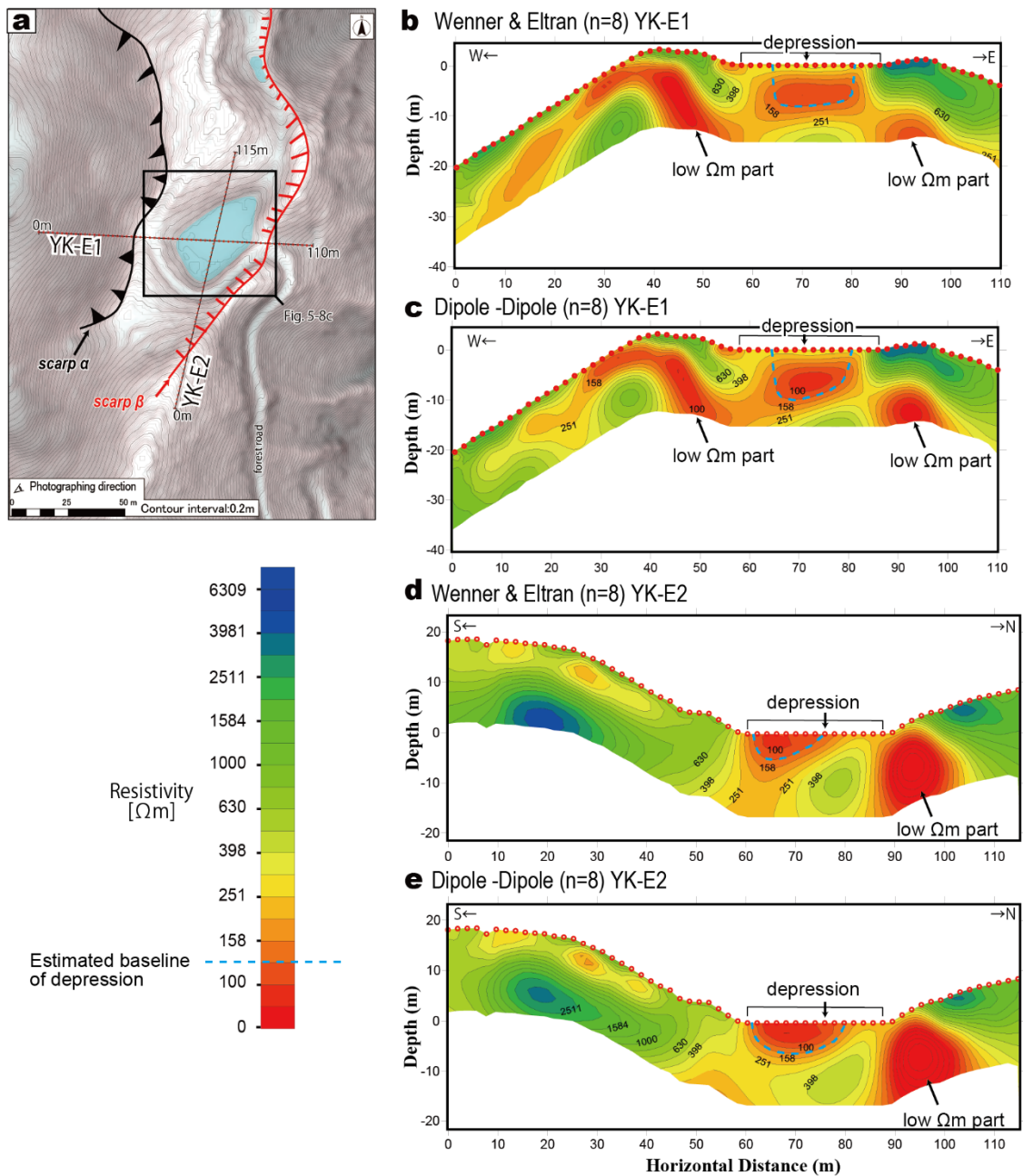


Fig. 5-7. (a) Location of electric resistivity survey-line. The map area is the same as Fig. 5-4a. (b) Resistivity cross-sections of the YK-E1 line of the Wenner & Eltran layout by stack number 8 and (c) result from the Dipole-Dipole layout. (d) Resistivity cross-sections of the YK-E2 line of the Wenner & Eltran layout by stack number 8 and (e) result from the Dipole-Dipole layout. Note that the contours and colors of all panels are logarithm scales.

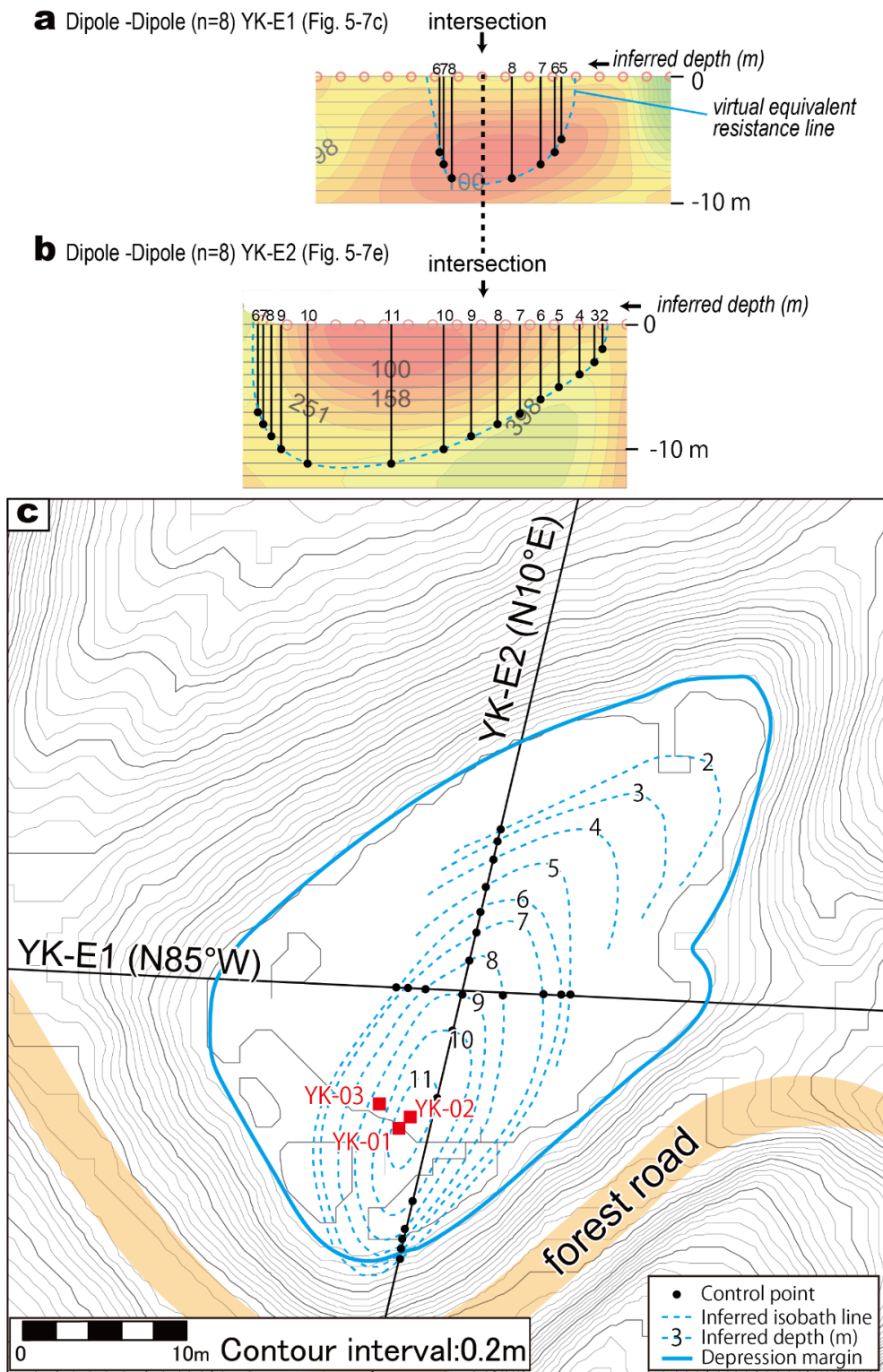


Fig. 5-8. How to read the depth from the resistivity cross-section of (a) YK-01 and (b) YK-02 lines. Both cross-sections were used in the Dipole-Dipole by stuck number 8. (c) Inferred isobath based on the resistivity cross-sections of Dipole-Dipole layout (Figs. 5-7b and 5-7d). See Fig. 5-7a for the location.

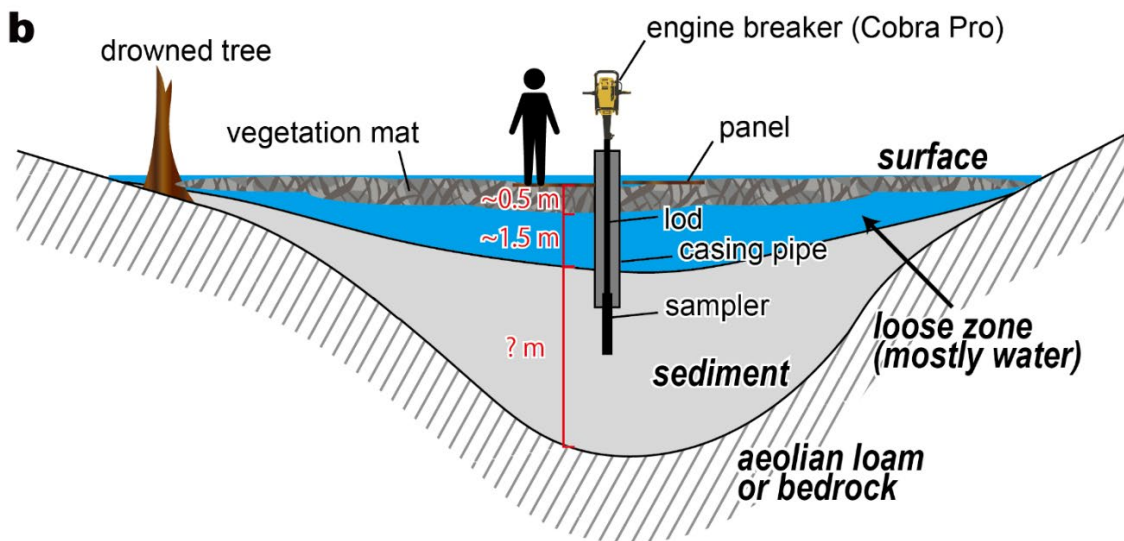


Fig. 5-9. (a) Photograph of the pulling up system of the core. (b) Schematic illustration of subsurface structure and excavation methods of the depression.

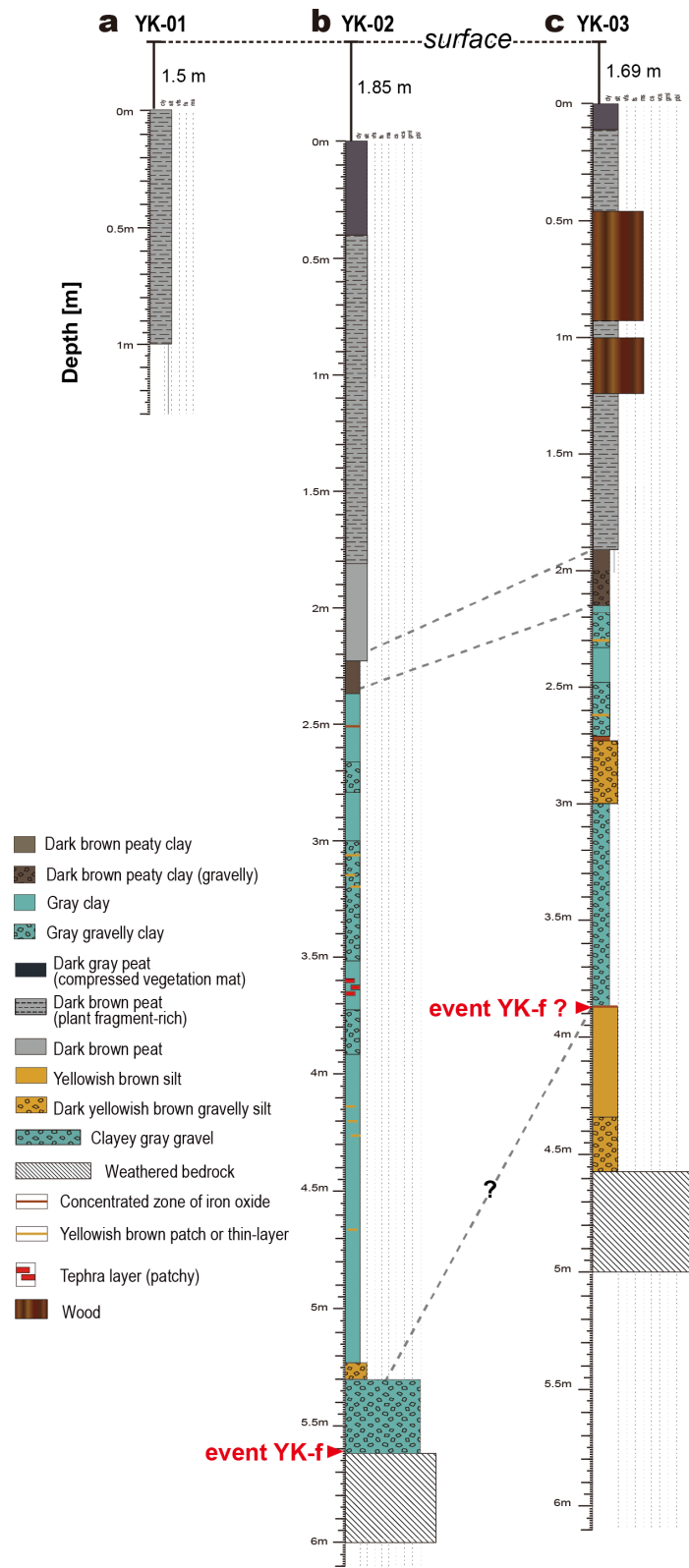


Fig. 5-10. Geologic columns of (a) YK-01, (b) YK-02, and (c) YK-03. The location of cores is shown in Fig. 5-8c.

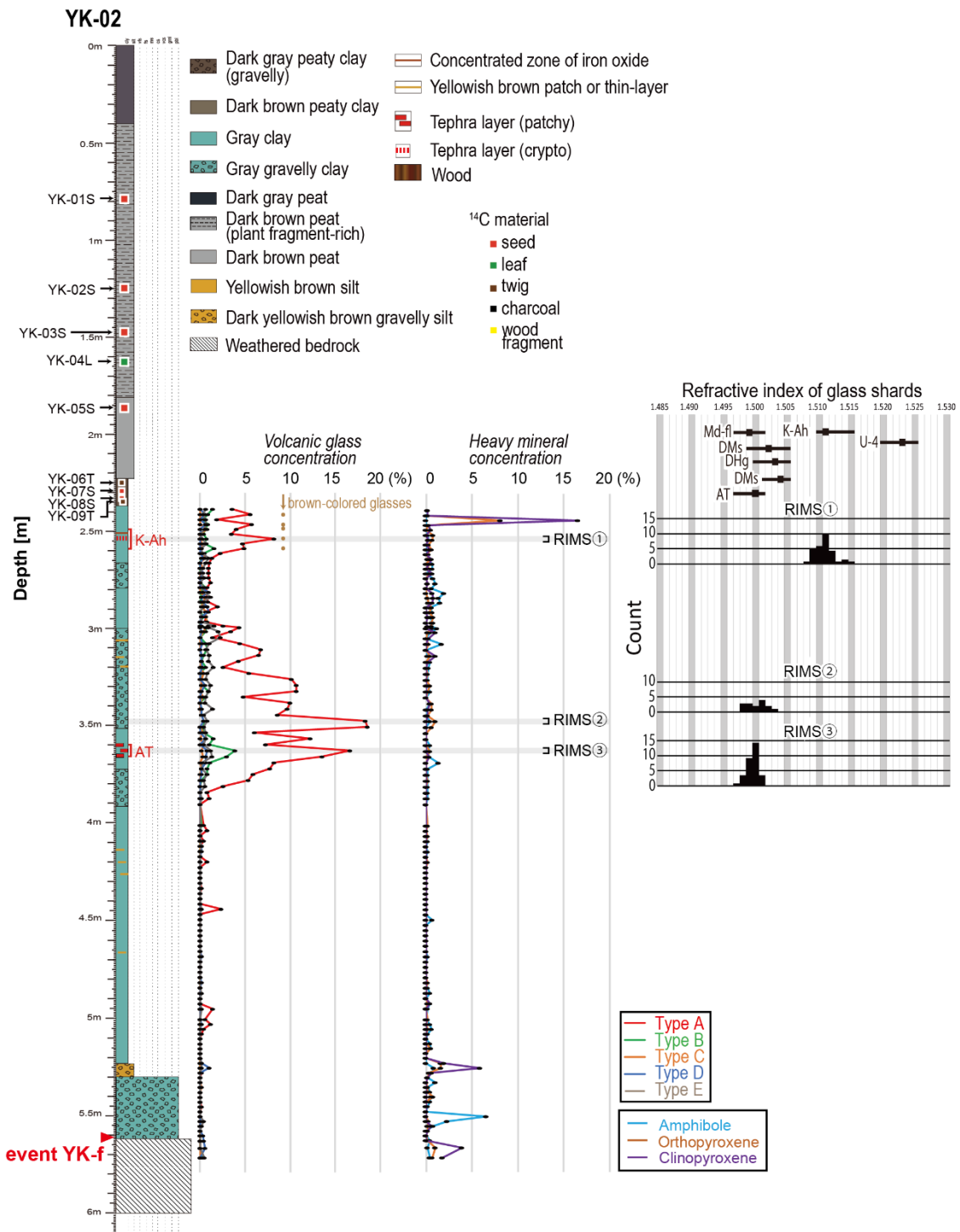


Fig. 5-11. Result of cryptotephra analysis of YK-02. The graph shows the concentrations of volcanic glasses and heavy minerals within very fine sand. The right panels are histograms that show refractive indexes of volcanic glasses. The horizontal bar next to the tephra name indicates the range of refractive indices of volcanic glass for that tephra, and the thick line corresponds to the most frequent value.

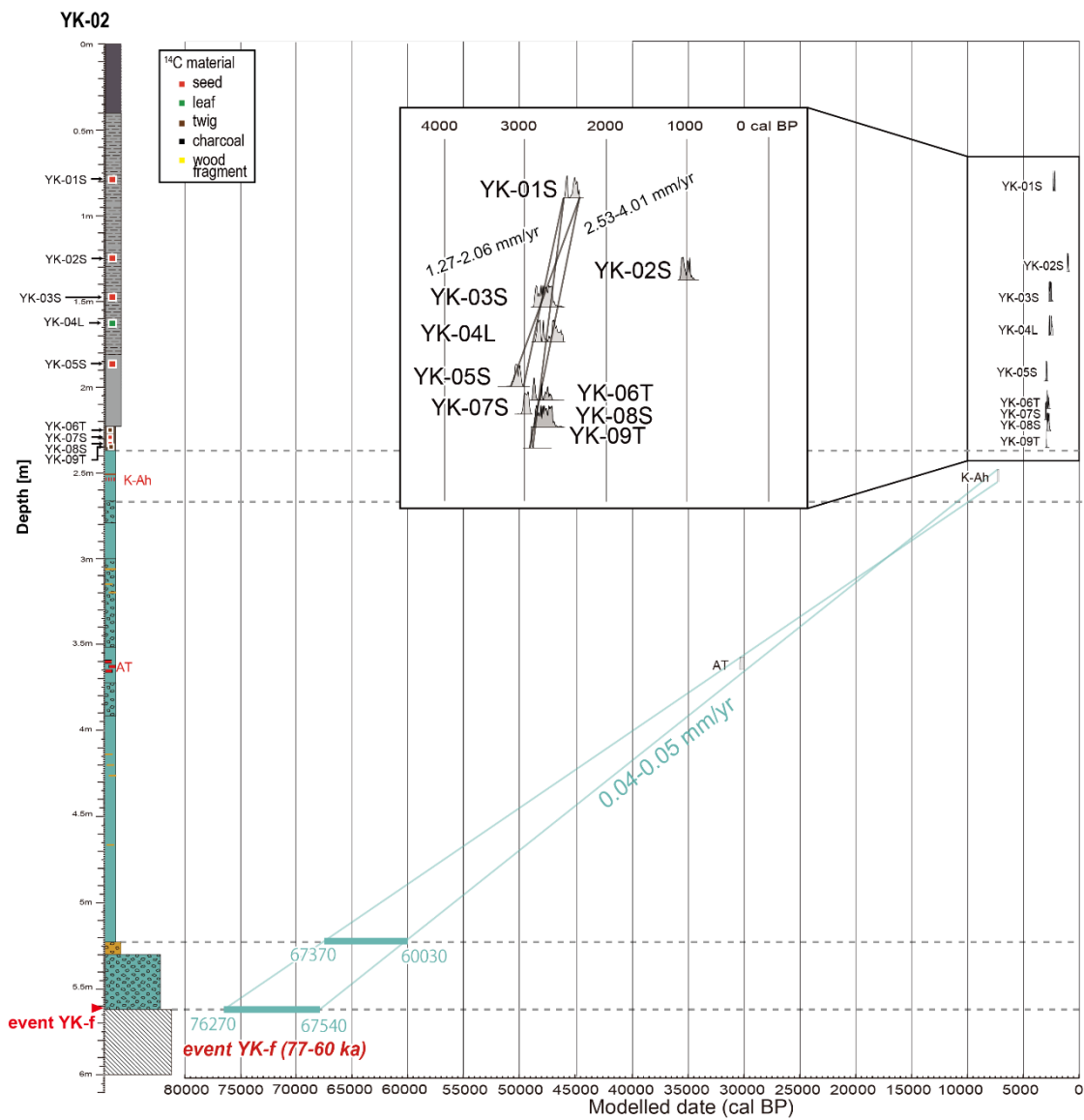


Fig. 5-12. Age-depth plot showing the probability density distribution of radiocarbon ages, tephtras, and scarp-formation events based on YK-02. Inset is the closed-up age-depth plots of the upper peat zone. The blue line represents the age-depth lines connecting the K-Ah and AT tephra horizons.

Table 5-1 Radiocarbon ages from the Yokin-zan site

Depression	Core name	Depth	Sample name	Material	Pretreatment* ^α	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (calBP, 2σ) from - to	Labo-number* ^β
Yokin-zan	YK-02	0.79 m	YK-01S	seed	AAA	-21.18±0.37	2248±21	2340 - 2150	YU-11076
Yokin-zan	YK-02	1.25 m	YK-02S	seed	AAA	-22.76±0.27	910±20	920 - 760	YU-11075
Yokin-zan	YK-02	1.48 m	YK-03S	seed	AAA	-25.74±0.34	2482±23	2720 - 2460	YU-11074
Yokin-zan	YK-02	1.68 m	YK-04L	leaf	AAA	-28.07±0.33	2447±20	2700 - 2360	YU-11073
Yokin-zan	YK-02	1.87 m	YK-05S	seed	AAA	-22.38±0.36	2829±21	3000 - 2870	YU-11072
Yokin-zan	YK-02	2.25 m	YK-06T	twig	AAA	-27.27±0.33	2529±20	2750 - 2500	YU-11071
Yokin-zan	YK-02	2.30 m	YK-07S	seed	AAA	-24.23±0.40	2724±21	2860 - 2770	YU-11070
Yokin-zan	YK-02	2.34 m	YK-08S	seed	AAA	-28.23±0.42	2479±21	2720 - 2470	YU-11069
Yokin-zan	YK-02	2.35 m	YK-09T	twig	AAA	-26.47±0.42	2616±21	2770 - 2730	YU-11068

*^α: AAA indicates the case a NaOH solution with a concentration of 1 mol/L is used for alkali treatment

*^β: The initial of ID indicates the measurement institute, YU: Analysis of mass of Yamagata University high sensitivity accelerator center.

第 6 章
考察

6.1. 山体重力変形地形の形成・成長と近接する活断層との関係

若丸山サイトにおける掘削調査の結果，多数ある凹地の一部（凹地 E, Fu, G, Hd, I; Fig. 4-4）は 20,100–7730 cal BP の間に形成されたことが明らかとなった（RWak-f; Fig. 4-42）．ただし，20,100–7730 cal BP の年代範囲うち年代が重合する 9800–9510 cal BP の間に上記全ての凹地が同時に形成された可能性が高い．若丸山サイトではその後，5840 cal BP 以降に 6–4 回の間欠的な新たな崖形成と既存の崖成長イベントが発生した（Fig. 4-42）．イベント RWak-f が 9800–9510 cal BP に発生したと仮定した場合，若丸山サイトの山体重力変形イベントの平均活動間隔は，最短で 1550 年（9510–230 cal BP の間に 7 回のイベント），イベント RWak-4a と RWak-4b, RWak-2b と RWak-2a がそれぞれ同一イベントだった場合，最長で 2450 年（9800–0 cal BP 間で 5 回）となる．

Fig. 6-1 に，若丸山サイト山体重力変形イベントと，トレンチ調査に基づく根尾谷断層の古地震の年代を確率密度分布で示す．根尾谷断層のトレンチ調査は，若丸山サイトから約 3 km 南東に位置する温見白谷サイト（Fig. 2-1 の地点 e；Komura et al., 2020）と約 16 km 南東に位置する門脇サイト（Fig. 2-1 の地点 h；栗田ほか, 1999）で実施されたものであり，門脇サイトについては栗田ほか（1999）に基づき地震調査研究推進本部（2005）がイベント解釈を再検討したものを採用した．本研究では各サイトにおける根尾谷断層の古地震を，時代の新しいものから NS-1, NS-2....（温見白谷サイト），Kad-1, Kad-2...（門脇サイト）と呼ぶ．古地震イベント年代は，各文献の ^{14}C 年代値（yr BP）を基に本研究でベイズ推定を行い，推定した確率密度分布で示している．根尾谷断層の完新世の活動については，いずれのトレンチ調査も K-Ah テフラ以降に 3 回の古地震イベントを認定しており，門脇トレンチについては 1891 年時の地表地震断層の記録（Koto, 1892, 1893）が残っているため，最新イベントは 1891 年地震に対応する．温見白谷サイトにおいても最新のイベントは 1891 年地震に対応する可能性が高いことが指摘されており，1891 年地震の地表地震断層は直接確認された能郷白山南南東から北側に向かって少なくとも温見白谷サイトまで出現したと考えられている

(Komura et al., 2020) . さらに、若丸山サイト周辺でも新鮮な横ずれ地形や低断層崖が残されていること (Fig. 4-3) から、1891 年地震の地表地震断層は温見白谷サイトから若丸山サイトの間 (Fig. 4-1) においても出現した可能性が高い。ここで、最も新しい若丸山の山体重力変形イベント (RWak-1) の年代は 230 cal BP 以降と制約されており、1891 年 (59 cal BP) と整合的であることから、1891 年に若丸山サイトで地震と同時に山体重力変形イベントが発生した可能性が高いと言える。

若丸山の先行するイベント RWak-2a (2000–1140 cal BP) は、温見白谷サイトで認められた古地震イベント NS-2 (2010–1220 cal BP) とほぼ同じ年代範囲を示す。したがって、先行イベントについても 1891 年地震と同様、若丸山サイトの山体重力変形イベントと根尾谷断層の活動が連動した可能性を指摘できる。なお、門脇トレンチサイトでは 4200 cal BP 以降 1891 年以前に古地震イベントが推定され (Kad-2) , これも上記 2 つのイベントの年代と矛盾しない。

若丸山サイトではイベント RWak-2a に先行するイベント RWak-2b が 3140 cal BP 以降に推定された (Fig. 6-1) . ただし、このイベントはハンドオーガー 1 本 (wk-05) のみで認定したイベントであり、他の山体重力変形 (RWak-) イベントと比較するとその認定信頼度は低い。RWak-2a が実在する場合、温見白谷サイトの NS-3 (7180–2110 cal BP) , 門脇サイトの Kad-2 (4200 cal BP 以降) の古地震イベントと年代が矛盾しないため、両者が連動した可能性を指摘できるが、根尾谷断層側の古地震の推定年代幅が十分に制約されていないため、これ以上の言及は難しい。イベント RWak-2b の特徴として、そのイベント層準の直下に KGP テフラ (3227–3129 cal BP) が存在する (Fig. 4-30a) ことから、今後根尾谷断層のトレンチ調査で KGP テフラの層準を検出することができれば精度の良い対比が可能となることが期待される。

さらに、K-Ah テフラ降灰 (7303–7165 cal BP) から RWak-2b の間には、若丸山サイトでは RWak-3 (4720–3970 cal BP) と RWak-4a (5570–5490 cal BP) , RWak-4b (5840–5660 cal

BP) の3つの山体重力変形イベントが推定された。ただし、RWak-4a と RWak-4b についてはごく短期間で別々のイベントが発生した可能性と、例えば地震や大雨など1つの誘因に対して、数百年の時間差で崖が形成された可能性を指摘した。一方の根尾谷断層では、同時に温見白谷サイトの NS-3 (7180–2110 cal BP) , 門脇サイトの Kad-3 (7200–4450 cal BP) の1つずつしか古地震イベントが認定されていないため、若丸山サイトの山体重力変形イベントと根尾谷断層の古地震イベントの間で認定数の不一致が生じている。しかし、温見白谷サイトではトレンチ壁面のイベント NS-3 層準と NS-2 層準の間の灰色粘土層中に、酸化マンガンを由来すると考えられる不自然な不連続面(褐色層)が認められ、トレンチ壁面では古地震イベント NS-3 と NS-2 の間に別の古地震イベントが存在する可能性が指摘されている(Komura et al., 2020)。さらに、トレンチ調査を行った段丘を開析する谷の横ずれ量(28 ± 5 m) が認定された古地震イベントの回数(4回)にしては大きすぎることから、トレンチ壁面では認定できなかった別の古地震イベントの存在が指摘されている(Komura et al., 2020; 田中, 2018MS)。したがって、温見白谷と門脇サイトのトレンチ調査では認定されていない根尾谷断層の古地震イベントが存在し、実際には若丸山サイトの RWak-3 と RWak-4a ないし RWak-4b も根尾谷断層の過去の活動と連動していた可能性も否定できない。一方で、若丸山サイトにおけるこれらの山体重力変形イベントが根尾谷断層の活動とは関係なく発生した可能性もあるため、今後、根尾谷断層の K-Ah テフラ降灰以降の古地震履歴を高精度に復元する更なる古地震調査が望まれる。

若丸山サイトで K-Ah テフラ降灰以前に推定された崖形成イベント RWak-f (20,100–7730 cal BP) については、9800–9510 cal BP のごく狭い年代範囲に制約される可能性が高いことを指摘した(Fig. 4-42)。この場合、根尾谷断層の古地震イベント NS-4 (9540 cal BP 以前) と Kad-4 (13,550–8350 cal BP) に対して、9800–9540 cal BP の範囲で一致しており、若丸山サイトの山体重力変形の開始についても根尾谷断層の活動が影響していた可能性が高いと言える。

山体重力変形と古地震イベントの認定数の不一致や、より古い時代のイベントについては不確実性が残るものの、以上の **off-fault** (若丸山サイトの山体重力変形) と **on-fault** (根尾谷断層の古地震) イベントの年代対比により、若丸山サイトの重力変形イベントと根尾谷断層の古地震が繰り返し連動している可能性が明らかとなった。隣接する根尾谷断層が活動するたびに若丸山サイトが強震動を受けたことは確実である。旧根尾村の住民に対するアンケート調査に基づいて復元された 1891 年地震の震度分布 (村松, 1991) によると、能郷白山周辺は震度 7 であったとされる。また、地形と地盤も考慮し、周辺活断層が活動した際に各地点が過去に経験した最大加速度を計算した Kaneda and Kono (2017) によると、若丸山サイト周辺は越美山地の中でも最も高い 600 gal 以上の最大加速度を経験したと推定される。したがって、繰り返しの強震動が若丸山サイトの山体重力変形地形の形成・成長に影響を与えた可能性は高い。一方で、根尾谷断層は横ずれを主体とすることから、断層の端部やステップ部、屈曲部で周辺地殻に大きな歪みを生じさせることが予想され、根尾谷断層の北端部にあたる若丸山サイトでは地殻の静的歪みも山体重力変形の形成・成長に影響を与えている可能性がある。実際、越美山地広域の山体重力変形地形の分布と活断層による地殻の静的歪みとの相関を統計的に調べた Kaneda and Kono (2017) は、強震動 (最大加速度) に次いで地殻の静的歪みも山体重力変形の分布に影響を与えていることを指摘している。本研究ではこの静的歪みに着目し、根尾谷断層が引き起こす静的歪みによって周囲の断層 (レシーバー断層) のすべりが促進または抑制されるか (クーロン応力変化) についての計算を実施した。クーロン応力変化とは断層面にかかる剪断応力と法線応力に摩擦係数をかけた値の総和で、剪断応力が増加するか、法線応力、すなわち断層を押さえつける圧力が小さくなればクーロン応力は増加し、断層は動きやすくなる (Lin and Stein, 2004, Toda et al., 2005)。クーロン応力変化の計算には、Colomb 3.3 ソフトウェア (Toda et al., 2011) を使用し、半無限弾性体 (Okada, 1992) を仮定し、ポアソン比は 0.25、ヤング率は 80GPa とした。根尾谷断層の断層モデルについて、温見白谷サイト近傍の断層露頭 (Fig. 4-1) のデータに基づき断層面の傾斜は

78°SW, すべりは純粋な横ずれ(レイク角 0) と仮定した。また, 断層面の下端は, 1891 年の断層モデル (Fukuyama and Mikumo, 2006) に基づき, 深度 15 km に設定した。横ずれ量は温見白谷サイトで 5 m の横ずれが発生したと仮定し, 断層端部の応力が過大にならないよう, 走向方向のすべり減衰率 10^{-3} (Gold et al., 2013) を採用した。これは, 1 km につきすべり量 1 m の減衰で, 北西方向に向かってすべり量を徐々に減衰させ, 根尾谷断層の北西端にあたる若丸山サイトで 0.5 m のすべりとなるように設定した。

Fig. 6-2 は根尾谷断層が活動した際に, 若丸山サイトの稜線と平行な東西走向で傾斜 (60°) の正断層, すなわち稜線上の崖の姿勢に対応するレシーバー断層に対するクーロン応力変化を示している。赤色は設定した正断層の活動が促進される範囲を示し, 青色は逆に活動が抑制される範囲を示す。若丸山サイトは著しくすべりが促進される場所に位置し, そのクーロン応力値は 300 bars に及ぶ。仮に根尾谷断層の端部の位置を多少変更したり, あるいは根尾谷断層のすべり量を変更した場合もその絶対値が変わるのみで, 例えば根尾谷断層のすべり量を 1/10 にすると, 最大のクーロン応力値は 40 bars 程度となるが, 応力変化の範囲に変化はない。通常, 地殻内地震に伴う応力降下量は 3–10 MPa (30–100 bar) とされ (例えば, Kanamori and Anderson, 1975), 既存の断層面を活動させるには十分な歪みが稜線に加わっている。

これまで, 地震時の山体重力変形地形や深層崩壊については, 強震動のみで議論されることが多かったが (例えば, Solonenko, 1977; Keefer, 1984; Meunier et al., 2007; Delano et al., 2018), 活断層の変位に伴う地殻の静的歪みや隆起・沈降と, 山体重力変形地形の関係が指摘される事例もある。ニュージーランド南島の Hope 断層と Alpine 断層の接合部付近では, 近年の高精度 DEM により多数の重力性小崖が分布することが明らかとなっており, 小崖のほとんどは両断層間の歪みを解消するのに合理的な走向を持つことが指摘されている (Vermeer et al., 2021)。近年の地震においても, 活断層による地殻の静的歪みが大きい地点で山体重力変形地形が形成される事例が複数報告されている。カリフォルニア州 (アメリカ) で発生した

1989年 Loma Prieta 地震 (M7.1) では、断層の上盤側に多数の引張性亀裂が生じ、断層運動に伴う上盤側の隆起が亀裂の分布と走向に影響を与えたと考えられている (Ponti and Wells, 1991) . 2008年四川地震 (中国) において Beichuan 断層の北端部で発生した巨大深層崩壊では、断層端部の引張部にあたる尾根上に多数の亀裂が形成された (Yuan et al., 2010) . 2008年岩手宮城内陸地震 (M7.2) では、地表地震断層の南端部で巨大な深層崩壊 (荒戸沢地すべり) が生じるとともに (Yagi et al., 2009) , 地震前後の LiDAR DEM により既存の山体重力変形地形が成長したことが明らかとなっている (村上ほか, 2013) . このように地震に伴う隆起域や活断層の接合部・端部といった、地殻の静的歪みが大きくなる地点で山体重力変形地形が形成されやすい傾向が示唆される. さらに、地震時に震源断層から数 10 km の範囲に渡って発生する数 cm 程度変位については、主断層から生み出される地震動によってその要因が合理的に説明されるが (例えば, Rymer et al., 2002) , 0.1–1.0 m, あるいはそれ以上の規模の受動変位は地震動だけでは説明できないとの指摘もある (Sieh, 1996; Kaneda and Rockwell, 2009) . 若丸山サイトの崖は大きなもので比高 7 m にも及び (例えば, 崖 6; Fig. 4-32a) , ピット掘削で明らかになった 1 回のイベント当たりの崖の成長量も少なくとも 20–50 cm に及ぶ (Figs. 4-9a, 4-18a) . 変形量を賄う営力の 1 つは重力と考えられるが、根尾谷断層に伴う静的歪みも山体重力変形の変位量増大に貢献していると考えるのが自然である. 断層の端部や屈曲部, ステップ部では、強震動だけでなく繰り返しの断層運動に伴う地殻の静的歪みも、山体重力変形地形の形成・成長誘因として今後考慮すべきである.

6.2. off-fault 古地震調査対象としての山体重力変形地形の有用性

断層関連地形を用いた古地震調査は、一般に on-fault と off-fault の 2 種類の調査に区分できる. on-fault 古地震調査とは主に活断層の直上に形成される断層崖を対象に行うトレンチ掘削調査のことを指すが、off-fault 古地震調査とは活断層から離れた地点で地震に伴って生じた地すべりやせき止め湖、液状化などを対象に調査を行うことで、近接する活断層の活動

履歴を解明する調査手法のことである（例えば、McCalpin, 2009）。山体重力変形イベントが近接する断層活動と毎回連動するのであれば、これらの地形を off-fault 古地震調査の対象として活用できる可能性がある（McCalpin et al., 2003, 2009; McCalpin and Irvine, 2003）。同様の試みはいくつかの先行事例があり、例えば McCalpin and Hart (2003) はカリフォルニア州（アメリカ）の San Gabriel および Santa Susana 山地の複数の重力性凹地でトレンチ調査を実施し、約 3.5 ka 以降に少なくとも 3 回のイベントが発生していることを明らかにした。彼らはこの山体重力変形イベントと近接する San Andreas 断層の古地震履歴との対比を試みたが、100–200 年の短い再来間隔を有する San Andreas 断層の古地震履歴と、off-fault の山体重力変形イベントの活動間隔は年代オーダーが異なり、両者の連動性を確証をもって指摘するには至らなかった。Gold et al. (2019) はテネシー州（アメリカ）のミシシッピ川左岸に分布する重力性凹地でトレンチ調査を実施し、複数の年代測定手法やベイズ推定を組み合わせ、およそ 5 ka の間に 4 回の山体重力変形イベントが発生したことを推定した。さらに、山体重力変形イベントと近接する Reelfoot 断層の古地震履歴との対比を試みたが、断層側の古地震履歴自体も液状化や河道の変遷といった off-fault 調査に基づく古地震履歴であるため、山体重力変形（off-fault）と断層本体（on-fault）の直接的なイベント対比には至っていない。

本研究では山体重力変形サイト（off-fault）側と断層（on-fault）側について同じ認定基準、年代測定法を適用しており、両者を直接対比する初めての事例と言える。若丸山サイトの山体重力変形イベントが全て根尾谷断層の過去の活動と連動していた場合、従来の根尾谷断層の活動履歴が大幅に更新される。根尾谷断層の既存トレンチ調査のうち、完新世の古地震イベントを複数認定している門脇トレンチ（栗田ほか, 1999; 地震調査研究推進本部, 2005）と温見白谷トレンチ（Komura et al., 2020）は、K-Ah テフラ降灰以降に 1891 年地震を含めて 3 回の古地震イベントを指摘している（Fig. 6-1）。ただし、1891 年の 2 回前のイベント（NS-3, Kad-3）についてはその推定年代幅が 3000 年以上と、十分に制約されていなかった。一方

で、若丸山サイトでは、同じ期間に RWak-3, RWak-4a, RWak-4b の計 3 回、もしくは RWak-4a, RWak-4b が 1 つの誘因に対応する時間差イベントであった場合は計 2 回の山体重力変形イベントが認定され、on-fault 古地震調査では検出されていない根尾谷断層の古地震イベントの存在を示唆している。もし根尾谷断層に見逃されている古地震が存在する場合、これまでの根尾谷断層の活動間隔や 1 回あたりの単位変位量などの長期評価（地震調査研究推進本部, 2005）の見直しが必要となる。

湿潤変動帯に限らず、山岳域は侵食が盛んなことから地形の保存状態が悪く、かつ植生に覆われることから微地形の検出が困難であり、古地震調査の対象地域として注目されることは少なかった。しかしながら、近年の航空レーザー測量により植生下の微地形の発見が容易になり、本研究のように off-fault の山体重力変形地形を調査対象にすることで、むしろ平地や中～下流域の段丘上などで従来行われてきた on-fault の古地震調査よりも高精度なイベントの検出と年代決定が可能となり得る。特に上下変位が小さい横ずれ断層の場合、低下側堆積物を対象としたトレンチ調査の候補地は限られるが、山体重力変形地形であれば上下成分が卓越し、かつ閉塞した凹地を伴う可能性が高いことから、堆積速度が速い堆積物を使ったイベントの検出や、嫌気的環境で有機物が分解されずに保存されることで可能となった高精度な ^{14}C 年代測定を行うことができる。さらに、稜線上に形成された凹地は集水域をほとんど持たないため、再堆積による年代誤差をほぼ無視できることも年代測定の上で有利な点である。

一方で、山体重力変形は対象の活断層以外の影響、例えば遠方で発生した海溝型地震による強震動や大雨などによっても引き起こされる可能性があるため、off-fault 古地震調査の対象とする際は、適切な掘削調査地を注意深く選定する必要がある。対象の活断層に近接しているだけでなく、前項で示したように断層の端部、屈曲部、ステップ部といった地殻の静的歪みが集中する場所はより断層活動と連動している可能性が高く、off-fault 古地震調査対象として適した場所と言える。この際、クーロン応力変化の計算は断層運動による静的歪みに

よって山体重力変形が著しく促進される場所を選定する有効なツールと言える。また、複数の崖と重力性凹地が存在する場合、どの地点を調査対象とするかも重要である。実際、若丸山サイトではわずか 100 m ほどしか離れていない凹地 E と凹地 Fd (Fig. 4-4) の 2 箇所、認定イベント数の不一致が生じた (Fig. 4-42)。その原因としては、崖の端部に近い位置では変位量が急激に減衰し、せき止める堆積物に痕跡を残さなかった可能性か、あるいは一連と思われた崖が実際はいくつかのセグメントに分かれており、イベントごとに活動セグメントが異なる可能性などが挙げられる。このような局所的なイベント経験数の差を避けるために、極力、変位量の大きい崖の中央付近で掘削調査を行うことが重要である。あるいは、可能であれば 1 つの崖の複数地点で掘削調査を行い、イベント認定の相互確認を行うことも肝要である。さらに、本研究でも適用した乾燥ハンドピッキング法 (加藤ほか, 投稿中) や、近年注目されるセメントタイト法による微量炭素試料の年代測定 (Omori et al., 2017)、セルソーターを使った花粉化石の ^{14}C 年代測定法 (Kasai et al., 2021) といった ^{14}C 年代測定技術の向上、堆積物の花粉分析に基づく気候変動との対比 (例えば、竹本・吾妻, 2014)、石英と長石の光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法 (例えば、塚本, 2018)、水月湖における高分解能の火山灰編年など、近年発達を遂げる年代測定法を、on-fault 古地震調査のみならず off-fault の山体重力変形地形の調査に適用することで、イベントの年代をさらに高精度に復元できる可能性を持つ。日本、さらには植生下に多数の活断層が分布している台湾やニュージーランドなど世界中の湿潤変動帯において、山体重力変形地形を用いた off-fault 古地震調査が各断層の古地震履歴の高精度化へ大きく貢献する可能性がある。

6.3. 氷河地域と湿潤変動帯における山体重力変形地形の発達過程

若丸山サイトと同じ揖斐川水系に属する魚金山サイトでは、PPCS を用いたコア掘削調査を行い、完全に閉塞された凹地が 77–60 ka に形成されたものと推定された (イベント YK-f; Fig. 5-12)。これは若丸山サイトの形成年代 (20,100–7690 cal BP) より 7–4 万年古い。

Kaneda and Kono (2017) は越美山地の山体重力変形地形を例に、山体重力変形地形から深層崩壊に発達する過程を、変形が生じてないステージ a, 変形が開始し頂部周辺に小規模な崖が発達したステージ b, さらに多数の崖が山体の中腹まで生じ主すべり面が形成されるステージ c, 主すべり面を用いてすべりを開始するステージ d, さらに最終的に深層崩壊へと発展したステージ e の 5 つのステージに分類した (Fig. 6-3) . しかしながら、各ステージに移行する時間がどの程度なのか、あるいは各ステージごとの詳細な崖・凹地の発達過程については明らかになっていなかった. 本研究による実証的調査により、断片的ではあるものの初めて具体的な時間軸を持った越美山地の山体重力変形地形の発達過程が明らかとなった.

地形判読と現地地形・地質調査により若丸山・魚金山サイトの各山体重力変形地形の断面が推定され (Figs. 4-3b, 5-5) , いずれも山向き小崖が稜線から中腹にかけて多数発達するものの、主すべり面を使った山体の明瞭な移動は認められない若丸山サイトはステージ c, 主すべり面を使用して山体が移動を開始している魚金山サイトはステージ d に対応する. 両者の山体重力変形開始時期は、若丸山サイトは 20,100–7690 cal BP と推定され、そのうち 9800–9510 cal BP に発生した可能性が高い. すなわち山体が変形を開始してからステージ c に到達するのに少なくとも 20,100–7690 cal BP 程度の時間がかかると言える. 一方、魚金山サイトの変形開始時期は 77–60 ka であり、ステージ d に到達するのに少なくとも 77–60 ka の時間がかかると言える. ステージ c 相当の若丸山サイトとステージ d 相当の魚金山サイトはいずれも将来的には深層崩壊 (ステージ e) へ移行する可能性が高いが、ステージ c がステージ d に移行するのに、魚金山サイトと若丸山サイトの年代差から少なくとも 4 万年以上の時間がかかるとするならば、若丸山サイトは深層崩壊へと移行するのにまだ時間的猶予があると言える. 一方で実際には、ステージ b, c 相当の山体がステージ d を経験せずに深層崩壊へと至る場合も報告されている. 2011 年の台風 Talas が襲来した際、紀伊半島の熊野川沿いで発生した複数の深層崩壊は、崩壊地に沿って微小な崖や凹地があらかじめ存在

していたことが災害前に取得された 1 m 解像度の DEM によって明らかとなっている (Chigira et al., 2013) . これら紀伊半島の山体重力変形地形は山体の中腹に山向き低崖がそれほど発達しておらず、魚金山サイトの崖 α (Fig. 5-3) のような規模の大きなすべり面が発達していないことから、Kaneda and Kono (2017) による山体重力変形ステージに当てはめるとステージ b あるいは c に相当する。今後、越美山地内でステージ b や e に相当する山体重力変形の初期段階の地形や深層崩壊の編年を行い、山体重力変形の発達ステージについて断片的な年代情報を連続的なものにしてゆくことで、山体重力変形地形から深層崩壊への発達過程の解明が進む可能性がある。

一方で、若丸山サイトについては複数の崖成長イベントが検出されたため、変形開始初期からステージ c に至るまでどのような過程を経て変形が進行しているか推測することができる。若丸山サイトの山体重力変形開始イベント RWak-f は 20,100–7690 cal BP, あるいはより制約された 9800–9510 cal BP に発生し (Fig. 4-42) , イベント RWak-f に対応する崖は崖 4 の中心部, 崖 5, および崖 6 である (Figs. 6-4, 6-5a) . 最も規模が大きく連続性の良い崖 6 は、山体の内部に続く主すべり面に対応する可能性が高い。次に、イベント RWak-4a (5840–5660 cal BP) あるいは RWak-4b (5570–5490 cal BP) で新しく形成された崖は、崖 3, 崖 4 の東西部分, および崖 7 であり、新たな崖の形成場が南北斜面へと広がったと考えられる (Figs. 6-4, 6-5b) . また、推定年代幅が大きいものの、崖 1 と崖 2 がイベント RWak-3 (4720–3970 cal BP) 時に初めて形成された崖であった場合は、新たな崖の形成場がさらに稜線の東側に進展したこととなる (Figs. 6-4, 6-5c) . 一方、調査を行っていないため形成年代は不明であるが、南側に多数発達する北傾斜の小崖 (Fig. 6-4) は削剥されやすい急斜面であるにも関わらずその多くは新鮮な崖面を残しているため (Fig. 4-2b) , 比較的最近の山体重力変形イベント (RWak-2b, RWak-2a, RWak-1) によって形成され、より最近のイベントでは崖の形成場が南側の斜面にも進展した可能性がある (Fig. 6-5d) .

山体重力変形地形の発達過程については、山体を模した砂の模型を垂直落下させ、重力加速度を与えるアナログ実験が知られており（例えば、Bachmann et al., 2009）、それによると変形の初期に山体の深部から潜在的な主すべり面が形成され、山頂にそのすべり面が到達するとされる（Fig. 6-6a）。さらに、別のアナログ実験（Bois et al., 2008）では、主のすべり面が形成された後、その移動体中に副次的なすべり面が形成されることが報告されている（Fig. 6-6b）。また、河川の下刻に伴う斜面不安定化の2次元有限要素法シミュレーション（Hou et al., 2014）によっても、変形の初期にまず主すべり面が形成され、その後、移動体中に副次的なすべり面が形成されるモデルが再現されている（Fig. 6-6c）。若丸山サイトの発達過程と比較すると、南側斜面の北傾斜を持つ崖の形成（Fig. 6-5d）はこれらのモデルと調和的であり、本研究は実際の山体重力変形地形において初めて時間軸を持った発達過程を復元できた事例と言える。

一方で、現在も氷河が存在する高緯度・高標高地域（氷河地域）の山体重力変形地形では、まず山体の下部で崖が形成され、崖の形成場が徐々に頂部に向かう発達過程、すなわち山体の頂部に近い重力性凹地ほど形成年代が若い事例が数多く報告されている。Table 6-1 は複数の重力性小崖の年代を明らかにし、崖の発達過程に言及した公表論文を筆者が調べ、その諸元情報をまとめたものである。それによると、イタリアの Mt. Watles の事例（Agliardi et al., 2009）を除き、氷河地域のほとんどで、崖の形成場が徐々に頂部に向かう発達過程が報告されている。一方で、事例は少ないものの日本の赤石山脈（目代・千木良, 2004）と本研究で対象とした2サイトでは山体頂部に形成された凹地ほど年代が古く、斜面下部に向かって凹地の形成年代が若くなることが明らかとなっている。このように氷河地域と湿潤変動帯では山体重力変形地形の発達過程に差異がある可能性があるが、このことに注目する研究はこれまでなく、また原因についてもよく分かっていない。氷河地域と湿潤変動帯とは山体を開析する谷の断面形態に差が生じ、氷河地域では後氷期に圏谷ないしU字谷と呼ばれる氷河によって削られた下に凸の円弧状谷（Fig. 1-1c）が発達する一方、湿潤変動帯で

は一般的に、河川による下刻が進み V 字谷が形成される (Fig. 1-3b) . 下刻に伴いいずれの谷にも傾斜変換を示す侵食前線が生じる. ここで, Fig. 6-7a に示す単純な 2 次元の谷の断面を考える. 潜在的なすべり面において, その駆動力と抵抗力が平衡状態であるならば, 以下の式が成り立つ (Taylor, 1948; Matsukura, 1987) .

$$W \sin \theta = cL + \cos \theta \tan \phi \quad (1)$$

W は ABk で囲われる部分の重量 (kN) , L は潜在すべり面長 (m) , c はすべり面の粘着力 (kPa) , θ は潜在すべり面の傾斜角 ($^{\circ}$) , ϕ は内部摩擦角 ($^{\circ}$) を示す. ここで, l を斜面の長さ (m) , p を遷急点と潜在すべり面の鉛直距離 (m) , γ を斜面構成物質の単位体積重量 (kN/m³) , i を斜面勾配 ($^{\circ}$) とし, a ($^{\circ}$) の角度で崩壊が生じるとすると W, p, l はそれぞれ

$$W = \frac{1}{2} p L \gamma \quad (2)$$

$$p = l \sin(i - a) \quad (3)$$

$$l = H / \sin i \quad (4)$$

と表される. (2) ~ (4) 式から W は

$$W = \frac{1}{2} \frac{H}{\sin i} \sin(i - a) L \gamma \quad (5)$$

と表される. (1) 式と (5) 式から, 谷の深さ H (m) は

$$H = \frac{2c}{\gamma} \frac{\sin i}{\sin(i - \theta) (\sin \theta - \cos \theta \tan \phi)} \quad (6)$$

となる. 潜在すべり面で破壊が実現する時, 粘着力 c が最大になると考えられるので, c を最大にするすべり面の傾斜角 θ は

$$\theta = \frac{\phi + i}{2} \quad (7)$$

と与えられ, この際臨界値となる谷の深さ H_c (m) は (6) (7) 式から

$$H_c = \frac{4c}{\gamma} \frac{\sin i \cos \phi}{1 - \cos(i - \phi)} \quad (8)$$

と表される。(8)式を基に、中部～近畿の複数地点で実際に崩壊が発生した場所と崩壊に至っていない山体重力変形地点の安定性解析を行った Matsushi et al. (2014) は、対象の山体の潜在すべり面の粘着力、単位重量、内部摩擦角が同一であると仮定した場合の谷の深さ H_c (m) と斜面勾配 i ($^\circ$) の関係を Fig. 6-7b のように示した。その結果、仮に斜面の勾配を固定した場合は、谷の深さが深くなるほど崩壊が生じやすく、逆に谷の深さを固定した場合は、斜面勾配が急なほど崩壊が生じやすいことが定量的に示された。これを模式的な 2 次元の V 字谷 (Fig. 6-7c) と U 字谷 (Fig. 6-7d) に当てはめた場合、氷期が終わり一斉に川による下刻ないし氷河の後退が開始し、等速度で下刻が生じたと仮定すると、ある深さまでは U 字谷の斜面勾配 i_u の方が V 字谷の斜面勾配 i_v よりも急であることが分かる。つまり U 字谷の方が、V 字谷と比較して下刻が始まってから早い段階で斜面が不安定化する可能性が高く (Fig. 6-7b)、崩壊も生じやすいと言える。さらに (7) 式によれば、斜面勾配 i_v が大きい分、崩壊が生じた際のすべり面の勾配 θ_u も V 字谷の同一深度の潜在的なすべり面の勾配 θ_v よりも大きくなる (Figs. 6-7c, 6-7d)。すべり面の勾配が大きくなるとすべり面の頂端 A はより遷急点 k に近づくため、U 字谷はより遷急点に近いところからすべりが生じやすくなる。一方 V 字谷では、より谷の深さが深くなった段階でようやく斜面が不安定化するため、U 字谷と比較して崩壊が生じるのに時間がかかる。また、不安定化した際の潜在的なすべり面の勾配 θ_v も U 字谷の θ_u と比較して小さいため、すべり面の頂端 A は遷急点 k からより離れた地点に発生しやすいと考えられる。このような斜面不安定化のプロセスの違いが、湿潤変動帯で山体の頂部に近いところから山体重力変形が生じ、斜面下方へ変形が伝搬する原因の一つである可能性が高い。また、上述の議論は V 字谷と U 字谷それぞれの下刻速度が等速度であることを仮定したが、実際には最終氷期以降の両者の下刻速度には大きな差がある。氷河による侵食速度は河川による侵食速度の 10–20 倍大きく (例えば, Selby, 1985, Hallet et al., 1996)、さらに氷河そのものの消滅(後退)速度も、例えばケニアの現成の Tyndall 氷河の後退速度は 2.9–3.8 m/yr と推定されており (Charnly, 1959)、圏谷の側壁は後氷期に

急速度で急斜面化すると考えられる。下刻速度の違いは山体重力変形開始年代を支配し（例えば、Pánek and Klimeš, 2016），実際に各地の氷河地域とそれ以外の地域における山体重力変形の開始年代のピークには数千年の差があることが指摘されている（Fig. 1-2）。氷河地域ではごく短期間で斜面不安定化が生じるために斜面下部（圏谷の側壁）が次々と崩壊してゆくが、湿潤変動帯では不安定化に十分に時間をかけることで、山体の頂部まで到達するような深層の潜在すべり面を生成することができると考えられる。

ただし、自然界の斜面で生じるすべり面は上述の単純なモデルで必ずしも説明できるわけではなく、地質や層理面の走向傾斜、山体内部の節理の発達具合、断層の有無など要素が多数存在する。山体を模した砂模型のアナログ実験においても、あらかじめ山体内部に破断面が発達していた場合は、頂部ではなく山体の下部から崩壊が開始することが指摘されており（例えば、Bois and Bouissou, 2010），実際に生じた深層崩壊においても基盤内に存在する地質断層がすべり面の形成位置を規制している事例が日本の紀伊半島で報告されている（例えば、Arai and Chigira, 2018）。

一方で、地形の違いに伴う地震動特性の違いも山体重力変形の分布や変形の伝搬方向に影響を与えている可能性がある。一般に、山体の頂部や丘、段丘の肩など地上開度（着目点を中心とするある半径内で天頂と地平線のなす角度；Yokoyama et al., 2002）の大きい地点では地震動が増幅する地形効果が知られ（例えば、Boore, 1972; Griffiths and Bollinger, 1979），地震動が増幅する位置の近傍で崩壊が発生しやすい（例えば、浅野ほか, 2006; Massey et al., 2017）。模式的なV字谷（Fig. 6-7c）とU字谷（Fig. 6-7d）を例にすると、地上開度が大きい山頂付近と遷急点付近で地震動が周囲より増幅するはずである。山頂付近についてはどちらの谷の形態も地震動の大きさに大きな違いはないと考えられるが、遷急点付近では斜面の傾斜が大きく、地上開度の大きいU字谷の方が相対的により大きな地震動増幅が生じるはずである。このような谷の断面形態に基づく地震動特性の違いもU字谷の方がより遷急点に近い地点から崩壊が生じやすい原因の一つと考えられる。

このように下刻様式の違いとそれに伴う谷の断面形態の差異が氷河地域と湿潤変動帯の山体重力変形地形の発達過程を規制していると考えられるが、現地調査に基づく山体重力変形地形の発達過程に関する研究はヨーロッパアルプスを中心とした氷河地域に集中しているため (Pánek and Klimeš, 2016) , 湿潤変動帯における研究例を増やすことで、その発達過程をより一般化できるだろう。また、凹地が形成されていない山体においても、宇宙線生成核種を用いて形成された崖面の表面照射年代を測定することで、崖の形成過程を推定することが可能であり、近年ヨーロッパアルプスでは適用例が増えている (例えば, Hippolyte et al., 2012) 。日本国内で表面照射年代を用いて崖の年代を推定したのは西井・松四 (2011) による北アルプスでの事例のみであり、今後国内の各地で適用例を増やし、山体スケールの崖の発達過程を明らかにすることが望まれる。

6.4. 湿潤変動帯における流域スケールでの山体重力変形地形の分布様式

越美山地全体の山体重力変形地形の分布を明らかにした Kaneda and Kono (2017) によれば、活断層から励起される地震動 (最大加速度) と静的歪みが、山体重力変形地形の分布に影響を与えることが明らかとなった (Fig. 2-4) 。一方で、その地点の稜線と谷の標高差、尾根谷度、傾斜量といった地形的要素は、山体重力変形地形の分布により大きな影響を与え、特に注目点の半径 300–400 m 以内の尾根と谷の標高差、すなわち下刻する谷が深いほどその地点の山向き小崖が形成されやすいとされる。しかしながら、その谷の深さを規定する要因は不明であり、異なる地理的条件を持つ若丸山・魚金山サイトの調査結果を比較・検討することが越美山地全体の山体重力変形地形の分布様式を明らかにする上で重要である。

魚金山サイトは、調査を行った凹地から東に約 4.5 km の位置に根尾谷断層が存在し (Fig. 5-1) , 若丸山サイトと同様、活断層から励起される地震動や地殻の静的歪みが山体重力変形に影響を与えている可能性がある。Kaneda and Kono (2017) によると、魚金山サイトが過去に経験した最大加速度は 450–475 gal と推定され、越美山地全体の中では比較的地震動の

影響が大きい場所に分類されているものの、若丸山サイトで推定された 600 gal 以上の最大加速度に比べるとその影響は小さい。また、若丸山サイトで山体重力変形に影響を与えていると考えられた断層の横ずれに伴う地殻の静的歪みの影響について、魚金山サイトにおいても同様に Colomb 3.3 ソフトウェアを用いてクーロン応力変化を計算しその影響を検討した。Fig. 6-8 は、根尾谷断層が 1891 年地震と同様の変位を生じさせた場合の、N10°E の傾斜 60°の正断層に対するクーロン応力変化を示す。ここで設定したレシーバ断層のパラメータは、魚金山サイトの山体重力変形を作る潜在すべり面の姿勢に対応する。計算に用いた 1891 年地震の根尾谷断層の位置・変位量データは松田 (1974) に基づき、ソフトウェア上のパラメータ、および断層モデルの下端深度は若丸山サイトでの計算 (Fig. 6-2) と同じである。計算の結果、魚金山凹地の稜線上は断層のすべりが促進される赤色の範囲に属するものの、そのクーロン応力変化の値は 0–5 bar 程度で、若丸山サイトの値 (300 bar) と比較すると著しく小さい。したがって、魚金山における根尾谷断層の活動に伴う地殻の静的歪みの影響は限定的であると言える。

魚金山凹地の山体重力変形開始年代は 77–60 ka と推定され (Fig. 5-12) , 若丸山サイトの開始年代 (20,100–7690 cal BP) より少なくとも 4 万年以上古い。逆に、魚金山サイトは 77–60 ka の間、過去数十回以上に及ぶ根尾谷断層の活動や、豪雨を経験しているにもかかわらず、深層崩壊には至らずに「山体重力変形状態で耐えている」と見ることもできる。魚金山サイトの山体重力変形では、近接する活断層や豪雨といった短期的かつ局所的な要素ではなく、平石・千木良 (2011) や Tsuo et al. (2014, 2015, 2017) が指摘した数万年スケールの広域隆起や気候変動に伴う侵食基準面の変化が素因として存在する可能性がある。侵食基準面の変化について、本研究では海洋酸素同位体ステージ (MIS) に対応した河床縦断面形の変化と河成段丘の存在に着目した。MIS とは、海洋底堆積物中に含まれる有孔虫化石の酸素同位体比から復元された全球的な古海洋水温の変動をステージ区分したものであり、偶数番号は寒冷期 (氷期) を、奇数番号は温暖期 (間氷期) を表す (Fig. 6-9 ; Lisiecki and Raymo,

2005; Siddall et al., 2003) . 氷床の増減に対応して MIS の偶数番号時には全球的に海水準は低下し、奇数番号時には全球的に海水準は上昇する. 河川の中～上流域に発達する河成段丘は、この海水準変動に伴う侵食基準面の変化、特に遷急点の後退と降水量増加に伴う下刻の影響を強く受けて形成されると考えられている (Fig. 6-10 ; Zeuner, 1959 ; 貝塚, 1969 ; 柳田, 2009; Yanagida, 2016) . ここで、根尾川沿いにおいては、高位から H, M1, L1 面の大きく 3 面の河成段丘が存在することが知られ、段丘を覆う風成堆積物中の AT および K-Ah テフラの降灰層準と ^{14}C 年代値を基に、それぞれの離水年代は H 面が 140–160 ka (MIS 6) , M1 面が 60–70 ka (MIS 4) , L1 面が 17–20 ka (MIS 2) の氷期に対応すると推定されている (Kaneda and Okada, 2008) . 各段丘と山体重力変形地形の分布を比較するため、根尾川と揖斐川水系の段丘面分布図を Fig. 6-11 にまとめた. 段丘面の区分は Kaneda and Okada (2008) に基づき高位から H, M1, M2, L1, L2, L3 の 6 面を採用し、根尾川沿いの中～上流域は Kaneda and Okada (2008) の判読結果をそのまま用いた. その上流の根尾西谷川～温見峠の区間については林 (2016MS) の判読結果を採用し、論文中の離水年代と現河床からの比高を基に I 面を M1 面に、II 面を M2 面に、III 面を L1 面に、IV 面を L2 面にそれぞれ対応させた. 上記以外の根尾川の区間については、1:25,000 活断層図「能郷白山」「冠山」「谷汲」「大垣」(金田ほか, 2018b, 2018c; 中田ほか, 2018; 鈴木ほか, 2005) を採用し、活断層図中の上位段丘面を H 面に、中位段丘面を M1 面に、下位段丘面を L1 面に対応させた. 揖斐川沿いについても同様に活断層図を参考にしたが、一部区間と現在徳山ダムに水没した範囲(徳山湖)については 1975 年国土地理院撮影のカラー空中写真 (1:15,000) の実体視判読を行い、段丘面を区分した. 以上の各文献の段丘面区分を整理すると、根尾川については、濃尾平野の北縁から分水界である温見峠まで広く段丘面が分布する. 一方、揖斐川沿いは根尾川沿いほど段丘面の発達はよくないものの、濃尾平野の北縁から徳山ダムの上流まで広く段丘面が分布する.

Fig. 6-12 には、根尾川と揖斐川の合流点を起点 (0 km) とした、分水界までの河床縦断面形および各段丘 (L1, M1, H 面) と調査を行った山体重力変形地形の高度分布を示す。山体重力変形地形については本研究で対象とした若丸山・魚金山サイトに加えて、先行研究で凹地形形成時期が推定されている能郷白山サイト (岩本, 2015MS), 冠山サイト (Kojima et al., 2015, submitted) の 2 つの山体重力変形地形の高度分布も併せて示した。また、揖斐三大崩れに属する崩壊地 (ナンノ谷崩れ, 根尾白谷崩れ, 徳山白谷崩れ) と、三大崩れに次ぐ崩壊規模をもつ越山谷崩れ (田畑ほか, 1999) の高度分布も示す。

根尾川・揖斐川沿いに最も広く分布する段丘面は 17–20 ka に離水したとされる L1 面である (Figs. 6-11, 6-12)。L1 面は濃尾平野の北縁から、根尾川沿いは根尾西谷川と能郷谷の分岐点付近まで、揖斐川沿いは徳山湖の上流付近まで分布し、17–20 ka に中～上流域の広範囲で下刻が生じたことを示している。同様の離水年代を持ち、中～上流域に広く分布するいわゆる低位段丘面は日本全国の河川で認められ、その成因は MIS 2 の低海面期に基づく遷急点の後退と、その後の急激な温暖化に伴う全流域の降水量増加と考えられている (例えば、柳田, 2009; Yanagida, 2016)。一方 M1 面は、根尾川で約 56 km 地点まで、揖斐川で約 49 km 地点までのある地点から下流側にその分布が限定される (Figs. 6-11, 6-12)。M1 面の離水年代は 60–70 ka と推定され (Fig. 6-9), MIS 4 の低海面期に対応する遷急点の後退によって形成されたと考えられる。M1 面の分布が限定的である理由として、実際には MIS 4 期に上流域まで広く M1 面が形成されたものの、その後の侵食により上流域の M1 面は消滅してしまっただけの可能性が挙げられる。また、MIS 6 に対応する H 面についても根尾川、揖斐川共に約 40 km 地点を境に分布はそれより下流側に限定される。全球的な酸素同位体カーブおよび海水準変動 (Fig. 6-9) からは、MIS 6 の海水準低下と MIS 5 にかけての温暖化は上述の MIS 2 から MIS 1 にかけての規模と同等であるため、H 面も L1 面と同様下～上流域の広い範囲に形成された可能性があるが、離水年代が古い分その後の侵食でほとんどが消滅し、現在はその分布が限定的となっている可能性が考えられる。

河床縦断面形上で L1 面, M1 面の分布と各山体重力変形地形の位置は, 能郷白山・若丸山・冠山サイトの 3 地点は L1 面分布の上流限界位置とほぼ一致し (Fig. 6-12), L1 面離水に伴う河川の下刻が谷と尾根の高度差を拡大させ, これら上流部の 3 地点の山体重力変形を引き起こした可能性が指摘できる. 若丸山サイトの凹地形成時期は 20,100–7690 cal BP (Fig. 4-42), 能郷白山サイトの凹地形成時期は少なくとも 7.3 ka 以降 (岩本, 2015MS), 冠山サイトの凹地形成時期は 10–11 ka (Kojima et al., 2015, submitted) とされ, 年代の上では L1 面が離水 (17–20 ka) してから数千～一万年の時間差を置いて山体重力変形を開始したと言える.

一方, 揖斐川・根尾川合流点からおよそ 35 km の地点に位置する魚金山サイトは, その直下の水鳥谷には現在段丘が分布しないため, 段丘の分布との位置関係は不明である (Fig. 6-12). ただし, 同じ距離の本流 (根尾川) 沿いには H 面, M1 面, L1 面全てが分布している. 魚金山凹地の形成年代は 77–60 ka と推定され, 年代の上では特に M1 面の離水年代 (60–70 ka) と調和的であり, M1 面離水に伴う下刻が魚金山サイトの山体重力変形開始の素因となった可能性がある.

このように, MIS 2 と MIS 4 の少なくとも 2 回の河川の下刻が越美山地の山体重力変形地形と段丘の発達に影響を与えている可能性が示唆される. 一方で, 氷床の増減に対する全球的な海水準の変化は瞬発的に生じると考えられるが, 遷急点の後退は海水準の変動から時間をかけて河川の中～上流域に影響を与えることが予想される. ここで, 遷急点がある時期に後退を開始し, 各々の山体重力変形地点に到達するのに相対的な時間差がどれくらい生じるのかを推定する. 遷急点の後退速度を直接推定した研究は筆者の調べた限り存在しないが, 滝の後退速度に関する研究が適用できると考えられる. なお, ここでは相対的な到達時間の大小を比較することを目的とするため, 到達時間の絶対値 (年数) を求めることはしない. 遷急点の後退速度 E (m/yr) は, 河川の侵食力と岩盤の抵抗力によって規制され, 複数の変数を内包する以下の無次元式で表される (Hayakawa and Matsukura, 2003).

$$E = a \left(\frac{AP}{WH} \sqrt{\frac{\rho}{S}} \right)^b \quad (1)$$

ここで、 A はその地点より上流の流域面積 (km^2)、 P は流域年間降水量 (mm/yr)、 W は遷急点の幅 (m)、 H は遷急点の高さ (m)、 ρ は水の密度 (kg/m^3)、 S は岩盤の一軸圧縮強度 (MPa)を表す。また a と b はそれぞれ経験的に得られる係数で、複数の河川データを基に、河床礫の少ない河川で 0.81、河床礫の多い河川で 0.79 の b の値を取ることが知られる (早川ほか, 2013)。ここで、複数の河川ではなく、1つの水系における後退速度を相対的に比較する場合を想定する。流域の降水量 P 、遷急点の高さ H 、水の密度 ρ 、係数 a は同じ河川のどの位置においてもほぼ同じ値であると仮定できる。また、通過する地点の地質によって岩盤の圧縮強度 S は変化するが、揖斐川と根尾川の大部分は同じ美濃帯の堆積岩類を通過するため (Fig. 2-2)、ここでは簡単のため岩盤の一軸圧縮強度も河川のどの位置においてもほぼ同じであると仮定する。また、河川の幅 W は、揖斐川と根尾川の合流地点ではおよそ 50–60 m で分水界では理論上 0 m のため、0–60 m の値をとる変数であるが、流域面積 A と比較すると後退速度 E に与える影響は十分に小さいため、ここでは簡単のため幅が一定の河川を想定する。以上の P 、 H 、 ρ 、 a 、 S 、 W は変化しないパラメータとして定数 K に集約する。その結果後退速度 E は

$$E = K \cdot A^b \quad (2)$$

と単純化される。ここで分水界を $x=0$ 、根尾川と揖斐川の合流点を $x=L$ とする河床縦断面形を想定した時 (Fig. 6-13a)、遷急点の後退速度 E は

$$-\frac{dx}{dt} = K \cdot A^b \quad (3)$$

と表される。同一河川を比較する場合、単純化のため流域面積 A は始点から分水界までの距離に比例すると仮定し、(3) 式は新たな定数 K' を用いて

$$-\frac{dx}{dt} = K' \cdot x^b \quad (4)$$

と表すことができる。これを t について積分すると

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{-K' \cdot x^b}$$

$$t = \frac{-1}{K'} \cdot \frac{x^{(1-b)}}{(1-b)} + C \quad (5)$$

となり、 C は積分定数を表す。 $t=0$ の時、 x は分水界から始点までの距離 L （この場合の始点は根尾川と揖斐川の合流点）となるので、 L を代入して

$$C = \frac{1}{K'} \cdot \frac{L^{(1-b)}}{1-b} \quad (6)$$

を得る。(5)式に(6)式を代入すると

$$t = \frac{-1}{K'} \cdot \frac{x^{(1-b)}}{1-b} + \frac{1}{K'} \cdot \frac{L^{(1-b)}}{1-b} \quad (7)$$

が導き出される。(7)式は、始点からある地点に遷急点が到達するのにかかる時間 t を表す。本研究は時間 t を相対的に比較することが目的であるため、比較を簡単にするため仮に $K'=1$ の値を(7)式に代入すると

$$t = -\frac{x^{(1-b)}}{1-b} + \frac{L^{(1-b)}}{1-b} \quad (8)$$

とさらに式を単純化できる。遷急点が本流を後退する際は(8)式に代入する L は一定であるが、 t を求めたい地点が本流から外れた支流沿いに存在する場合、遷急点の後退が本流から支流の区間に到達した時点で、代入する L の値を変更しなければならない。すなわち、遷急点が本流を後退する際は本流の $L=L_1$ （分水界から始点までの距離）を、支流を後退する際は支流の $L=L_2$ （分水界から本流・支流合流点までの距離）を(8)式で用いる(Fig. 6-13b)。

$X=L'$ 地点で本流と支流が合流する場合、始点から支流合流点までに遷急点が後退するのにかかる時間 t_1 と支流合流点から支流の分水界まで遷急点が後退するのにかかる時間 t_2 は

$$t_1 = -\frac{x^{(1-b)}}{1-b} + \frac{L_1^{(1-b)}}{1-b} \quad (L_2 \leq x \leq L_2 + L') \quad (9)$$

$$t_2 = -\frac{x^{(1-b)}}{1-b} + \frac{L_2^{(1-b)}}{1-b} \quad (0 \leq x \leq L_2) \quad (10)$$

と表され、始点（本研究の場合根尾川と揖斐川の合流点）から支流の分水界まで遷急点が到達するのにかかる時間 T は(9)式と(10)式を合わせて

$$T = t_1 + t_2 \quad (11)$$

と表される。 T は絶対時間を表すわけではないが、各山体重力変形地形の地点まで遷急点が到達するのにかかる時間を相対的に表す指標と考えることができ、本研究では T 値 (T value) と呼ぶ。 Fig. 6-13c は根尾川と支流の水鳥谷を後退する遷急点の T 値と距離 x の関係を示している。始点から水鳥谷との合流点の間は比較的短時間で遷急点の後退が進むものの、水鳥谷の区間では遷急点の後退速度は急激に遅くなり、指数関数的に T 値が増加する挙動を示す。水鳥谷の上流近くに位置する魚金山サイト (Fig. 5-1) の山体重力変形は、点ではなく、谷に対しある程度幅を持つ (Fig. 6-13a の挿入図)。山体重力変形範囲に遷急点の後退が到達した際、その範囲に到達した時点とその範囲を通過した時点の、大小 2 つの T 値 (最小 T 値と最大 T 値) が求まる。遷急点が山体に到達した瞬間速やかに山体重力変形が開始するのか、あるいは遷急点が通過しその地点が十分に下刻されてから山体重力変形が開始するのかは不明であるため、求める山体重力変形地点の T 値は、最大 T 値と最小 T 値の幅を持った値とする。

Table 6-2 に計算で用いた各山体重力変形地形サイトと崩壊地の本流、支流のパラメータと、 T 値の計算結果を記す。また、Fig. 6-14 には各山体重力変形サイトの T 値と形成年代、および M1 面と L1 面の離水年代の関係を示した。加えて近年発生した崩壊地の T 値も併せて示す。それによると、地点数は少ないものの、山体重力変形地形の形成年代と T 値の間に相関が、つまり遷急点の後退に時間がかかる河川の上流部ほど、山体重力変形地形の形成年代が若い傾向が示された。また、実際には MIS 4 と MIS 2 の 2 回の遷急点後退イベントが生じたと考えられ、特に MIS 2 の下刻フェーズに注目すると、3 地点 (若丸山・冠山・能郷白山サイト) の山体重力変形の形成開始年代は T 値が大きいほど若い傾向が明瞭である。さらに、近年の豪雨で発生した大規模な崩壊地点 (ナンノ谷崩れ、根尾白谷崩れ、徳山白谷崩れ、越山谷崩れ) の T 値は、越山谷崩れのみ 6 程度の比較的高い値を示すが、それ以外の 3 地点はいずれも 3 前後であり、山体重力変形サイトと比較して低い値を持つ (Fig. 6-14)。

これは、山体重力変形地形と深層崩壊の T 値の間に閾値が存在し、その閾値より下流域では深層崩壊が発生しやすい傾向を示している。MIS 2 の下刻フェーズでは、遷急点の後退が流域スケールでの山体重力変形地形と深層崩壊の発生場、形成年代の支配要因と考えられる。

一方で、MIS 4 の下刻フェーズについては、現在年代が明らかとなっている地点が魚金山サイトの 1 地点のみであることから、遷急点の後退が局所的な山体重力変形と深層崩壊の開始時期・位置を支配していたのかこれ以上の言及はできない。興味深い点として、魚金山サイトの稜線を分水界として、東側斜面である高尾谷 (Fig. 5-1) において過去に発生した深層崩壊に由来する可能性のある巨礫が多数発見され、これらに対し宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定を行うことで深層崩壊が発生した年代を推定できる可能性がある。高尾谷は根尾川本流に面していることから、遷急点の後退は非常に早い時間で到達すると考えられ、高尾谷と根尾川の合流点の T 値を計算したところ約 1.3 となった (Fig. 6-14 ; Table 6-2) 。高尾谷と併せて、T 値が低い複数地点の山体重力変形地形と深層崩壊の年代を明らかにすることで MIS 4 の下刻フェーズの全容が解明できる可能性がある。また、越美山地では現在のところ発見されていないが、紀伊半島では形成年代が 95 ka 以前まで遡る重力性凹地や (ツエノ峰; Kojima et al., 2015) , 関東山地南部では 93 ka 以前に遡る重力性凹地 (保之瀬天平; 荻谷ほか, 2014) など、同じ湿潤変動帯で魚金山サイトよりさらに古い形成年代を持つ山体重力変形地形も報告されている。これらは MIS 6 (Fig. 6-9) の下刻フェーズと関連している可能性がある。

Fig. 6-15 は、越美山地を例にした MIS 5a (約 80 ka) 以降の河床縦断面形の変化と、河成段丘、山体重力変形地形、深層崩壊の分布様式を示している。

MIS 5a の海水準は現在より 40~70 m ほど低い位置で比較的安定しており (Fig. 6-9) , その年代を示す段丘面は揖斐川水系では見つかっていないため、河川の中~上流部で大規模な下刻は生じなかったと考えられる (Fig. 6-15a) 。MIS 5a から MIS 4 (71-57 ka) にかけて、

全球的に寒冷化が進み海水準は現在より 80–100 m ほど低下したとされる (Fig. 6-9) . 海水準の低下に伴い下流側では河床の低下が, 中～上流域では山岳域からの土砂供給量の増加により河床が上昇したと考えられる (Fig. 6-15b) . 海水準の低下は瞬間的に生じるため, 河床縦断面形は非平衡状態となり, 下流に近いある地点で遷急点が生じる. 平衡河川を目指すために遷急点は上流側に向かって M1 面を形成しながら徐々に後退してゆき, この際, T 値が低い地点では下刻が進むことで十分に山体が不安定化し, 魚金山サイトを含む山体重力変形および深層崩壊が発生したものと考えられる (Fig. 6-15c) . この Fig. 6-15a から Fig. 6-15c までの下刻と山体の不安定化を, 本研究では MIS 4 下刻フェーズと呼ぶ.

次に, MIS 4 から MIS 3 (57–29 ka) の温暖期に移行すると, 全球的な海水準は MIS 4 の最寒冷期から 20–40 m ほど上昇したとされる (Fig. 6-9) . 揖斐川水系では, 断片的に分布する支流性ものを除いて, この時期に対応する広域段丘は知られていないため (Kaneda and Okada, 2008) , 中～上流域で大規模な下刻は生じなかったと考えられる (Fig. 6-15d) . その後, MIS 2 の最終氷期に突入すると, 海水準はこの 12 万年間で最も低い, 現在から約 120 m の位置まで低下し (Fig. 6-9) , 下流側では河床の低下が, 中～上流域では河床が上昇した (Fig. 6-15e) . この際, MIS 4 期と同様に, 瞬間的に低下した海水準の影響で遷急点が生じ, 河床の非平衡状態を解消するために上流へ向かって L1 面を形成しながら遷急点が後退していったと考えられる (Fig. 6-15f) . 中～上流部では下刻により山体が不安定化し, この時期に若丸山・冠山サイトを含む山体重力変形が発生した. なお, 一つ前の MIS 4 の下刻フェーズで形成された M1 面 (Fig. 6-15c) が, 現在ある地点より下流側にしか分布しない (Fig. 6-12) 原因として, 上流部に形成された M1 面はその後の侵食作用により消滅してしまったと考えられる (Fig. 6-15f) .

一般に, 最終氷期から現在にかけての河床は現在もなお非平衡状態であり, 上流域を中心に遷急点の後退と下刻は継続していると考えられている (例えば, 吉山・柳田, 1995) . したがって, 遷急点の後退はさらに分水界に向かって現在も進行中であり, これによって比較

的形成年代の若い能郷白山の山体重力変形地形や、揖斐三大崩れを含む近年の深層崩壊が引き起こされていると考えることができる (Fig. 6-15g) . この Fig. 6-15d から現在 (Fig. 6-15g) までの下刻と山体の不安定化を、本研究では MIS 2 下刻フェーズと呼ぶ。深層崩壊の発生場を予測する観点から、近年の地震や豪雨で生じた深層崩壊は T 値が 3 前後の十分に下刻がなされた範囲に集中している (Figs. 6-14, 6-15g) . 将来は、より T 値が高い上流域に深層崩壊の発生場が移ってゆく可能性が高く、逆に言えば、十分に T 値が高い山体重力変形地点は、深層崩壊が発生するまでにまだ時間的猶予があると言え、深層崩壊の発生場を予測する上でも T 値が有効な指標となることが示唆される。現段階では少数の結果のみで傾向を論じているため、今後、同じ水系内の山体重力変形地形と深層崩壊の形成・発生年代の研究地点数を増やし、統計的に検討する必要がある。

本研究では、越美山地・揖斐川水系の複数地点の山体重力変形地形について、発達過程を初めて実証的な時間軸をもって復元するとともに、MIS に応じた少なくとも 2 回の下刻フェーズが流域内の山体重力変形開始年代の大局的な支配要因となり、さらに遷急点の後退がさらに詳細なその位置と山体の変形開始年代、および深層崩壊の発生場を規定していることを明らかにした。今後は同じ水系内で研究地点数を増やし、統計的な議論を行うとともに、山体重力変形と深層崩壊が多く分布する湿润変動帯の他の水系についても同様に山体重力変形地形の年代、分布、T 値を比較し、より一般化した湿润変動帯の山体重力変形発達モデルと深層崩壊の発生場予測モデルが構築されることが期待される。

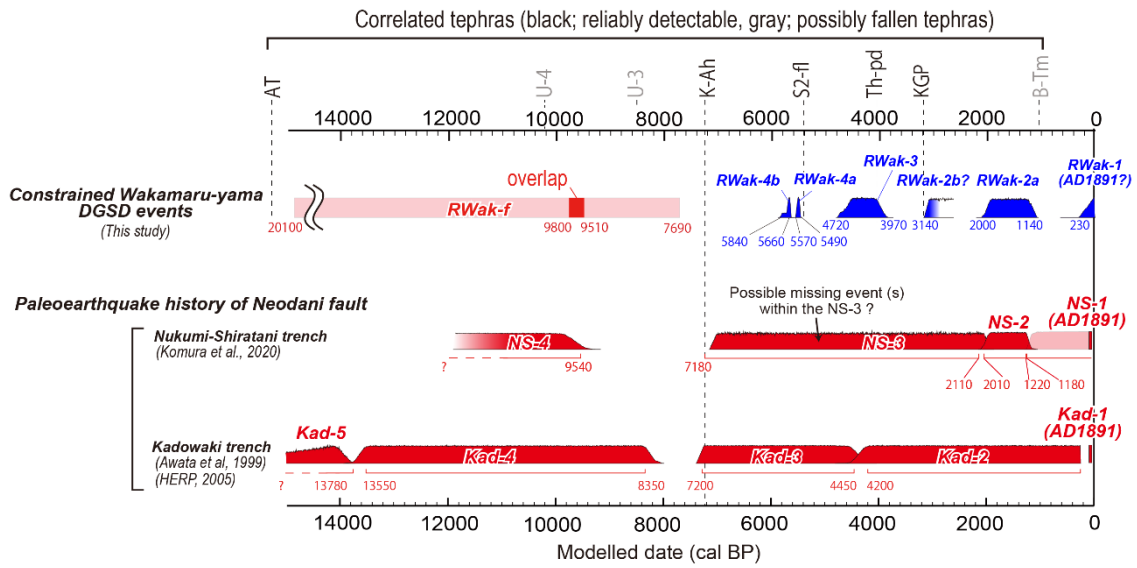


Fig. 6-1. Diagram showing the correlation of the off-fault DGSD scarp-formation/growth events at the Wakamaru-yama site (Fig. 4-42) and surface-rupturing paleoearthquakes of the Neodani fault based on the Nukumi-Shiratani (Yoshioka et al., 2002) and Kadowaki (Awata et al., 1999, HERP, 2005) trenches. The probability density distribution of paleoearthquakes shown here is a Bayesian estimate again in this study based on the original radiocarbon ages. The locations of these paleoseismic trenches are shown in Fig. 2-1.

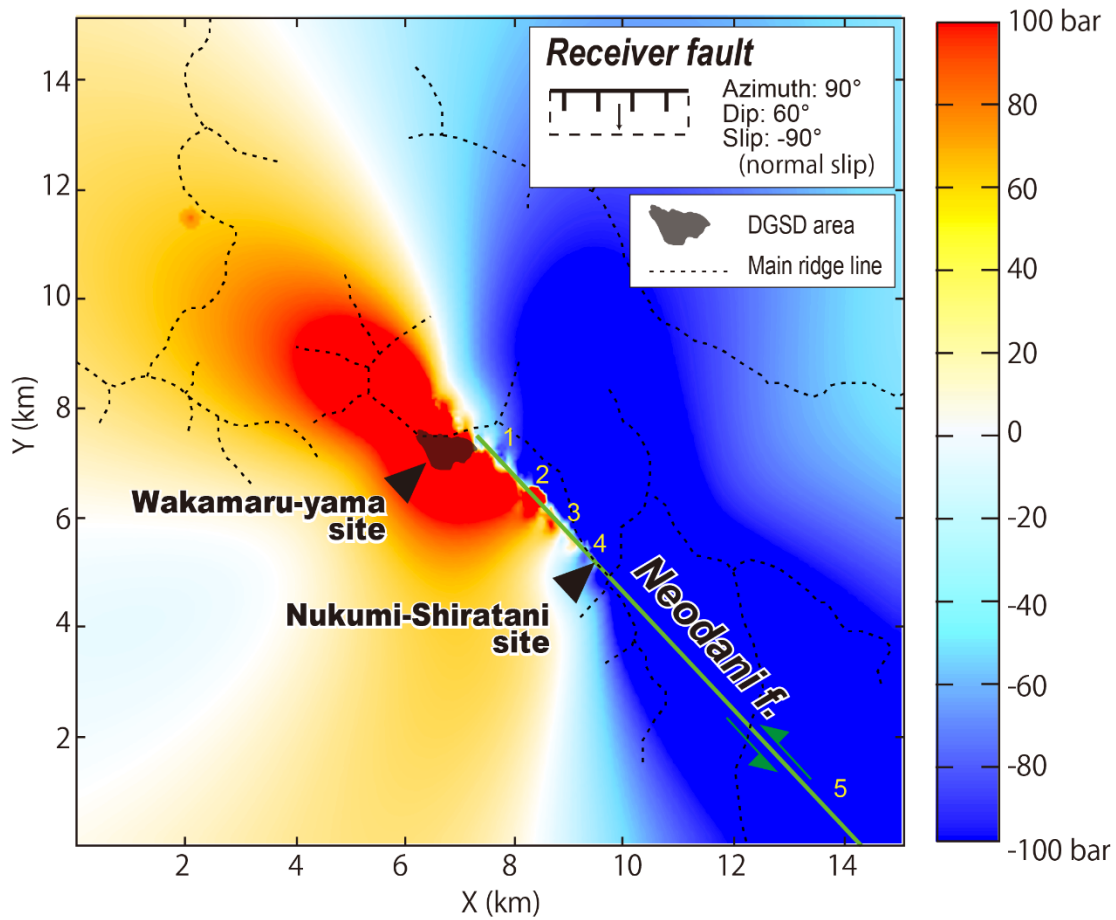


Fig. 6-2. The plot of the coulomb stress changes of ground surface resolved onto E–W-striking normal faults by a rupture of the Neodani fault around the Wakamaru-yama site. The numbers next to the faults are the left-lateral displacement used in the calculations. The calculated resolution is 100 m.

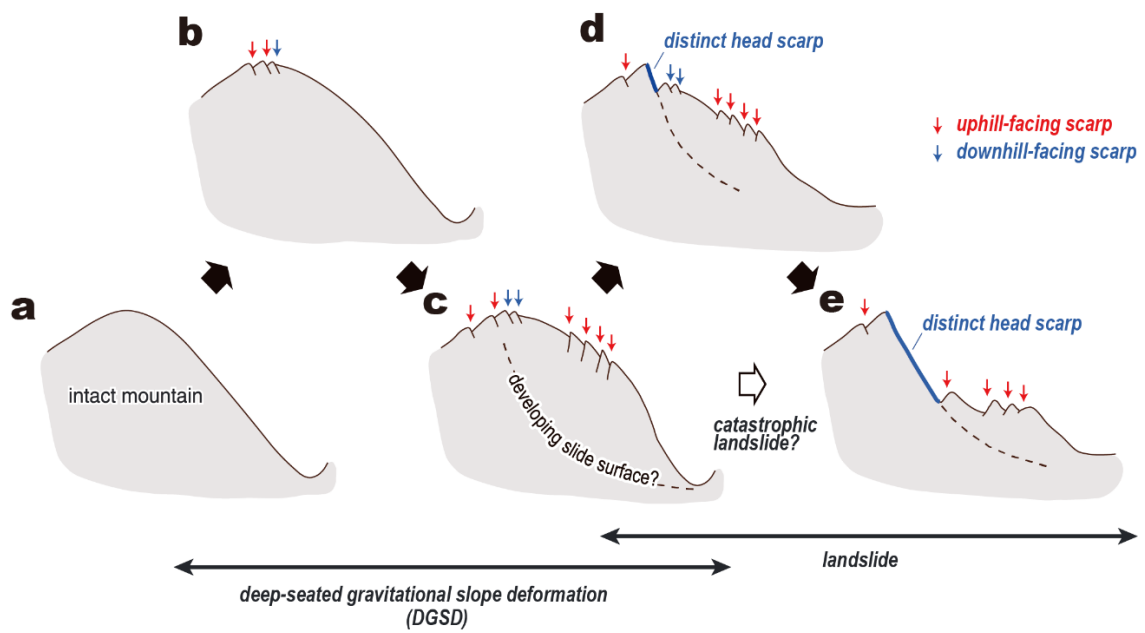


Fig. 6-3. A schematic model of DGSD that eventually develops into deep-seated landslide (modified from Kaneda and Kono, 2017).

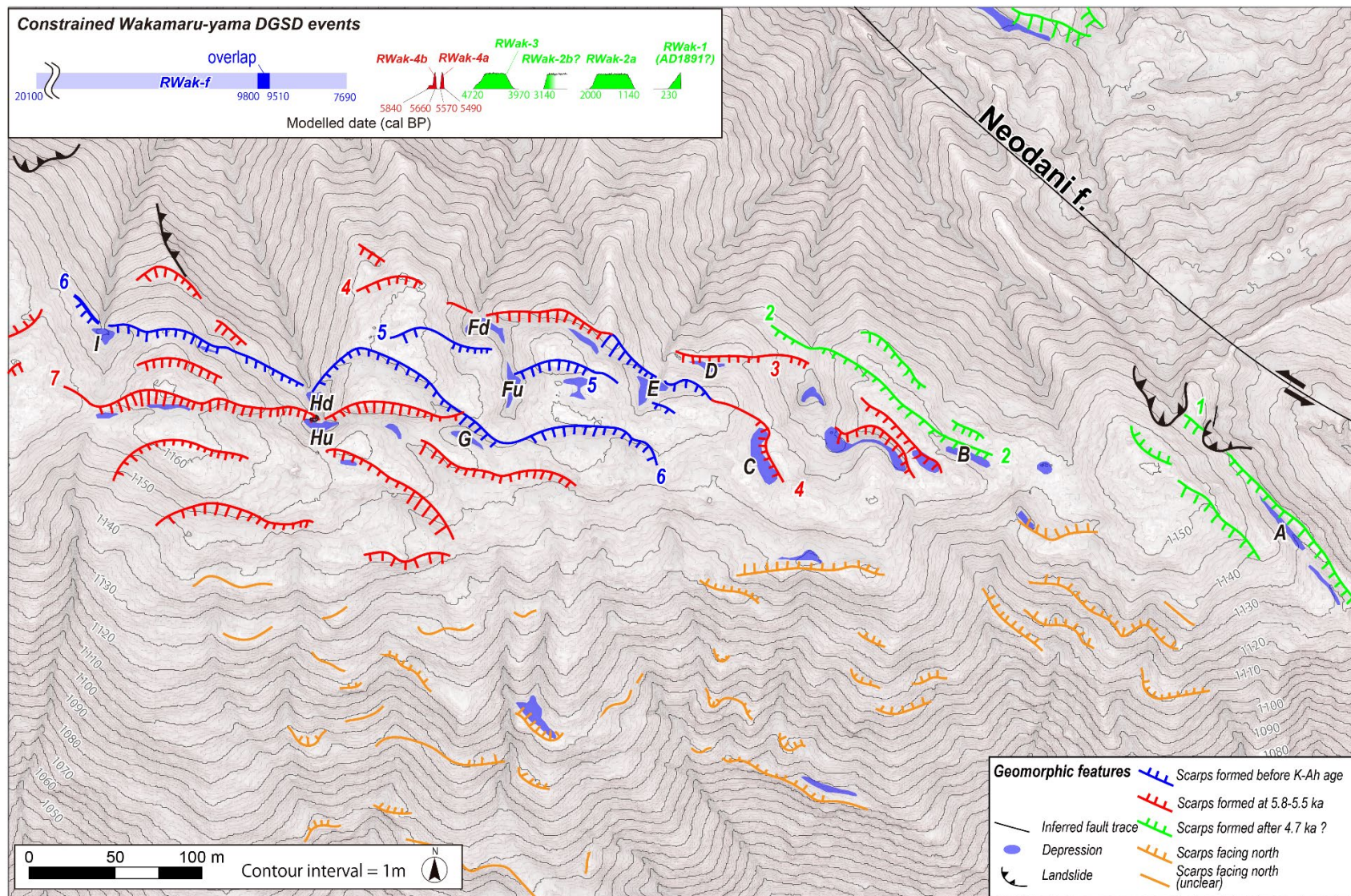


Fig. 6-4. Classification of studied scarps based on the formation age at the Wakamaru-yama site. The area and base map are the same as Fig. 4-4.

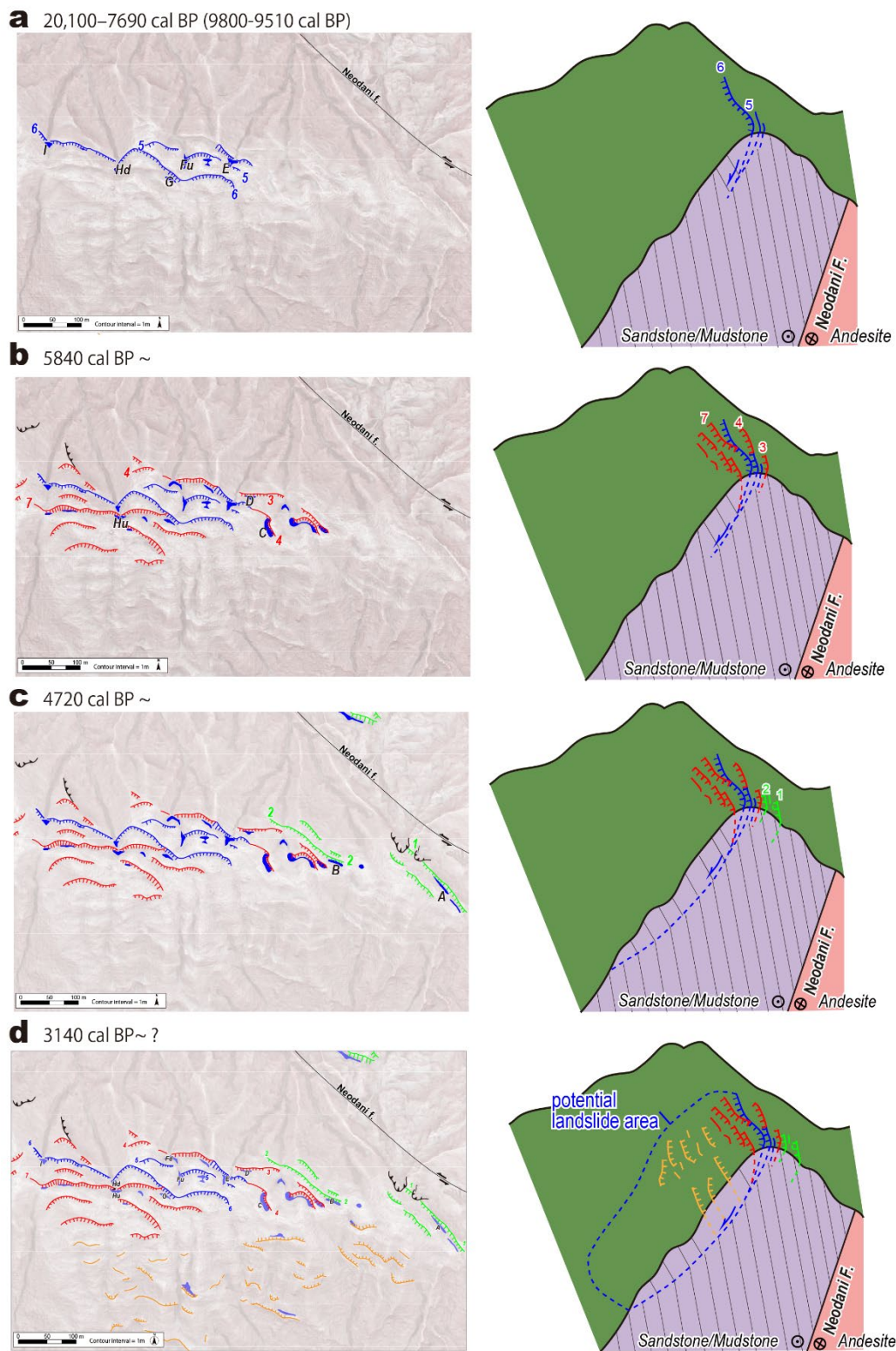


Fig. 6-5. Development history of DGSDs of the Wakamaru-yama site. The map to the left of each panel is based on Fig. 6-4. The right panels show the 3-D view of the development. The length and scale of the features are not to scale and are exaggerated for visibility.

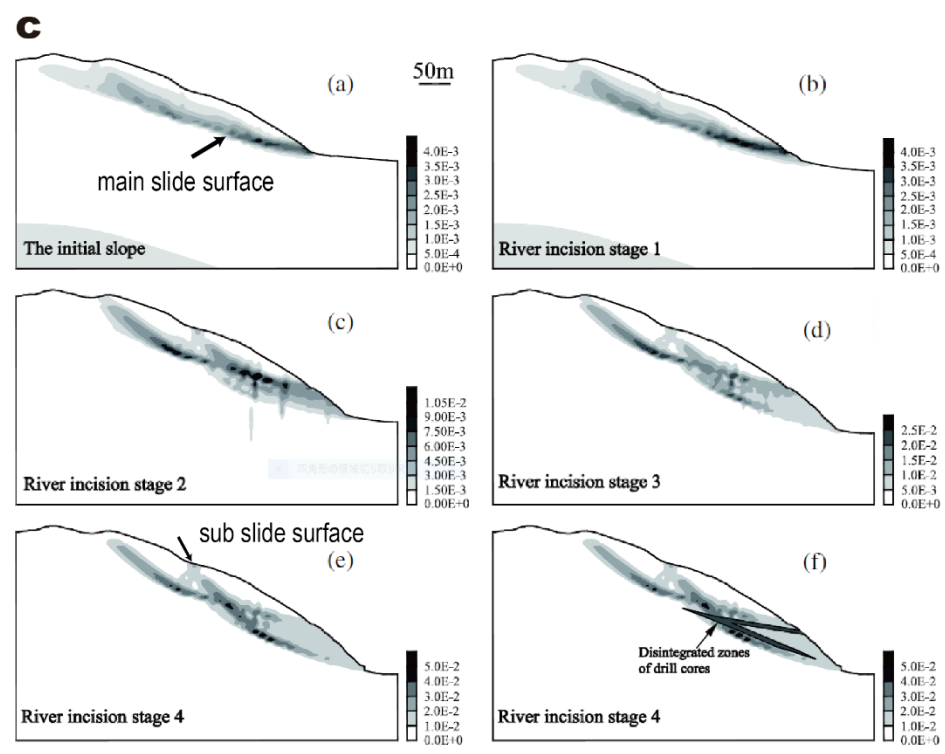
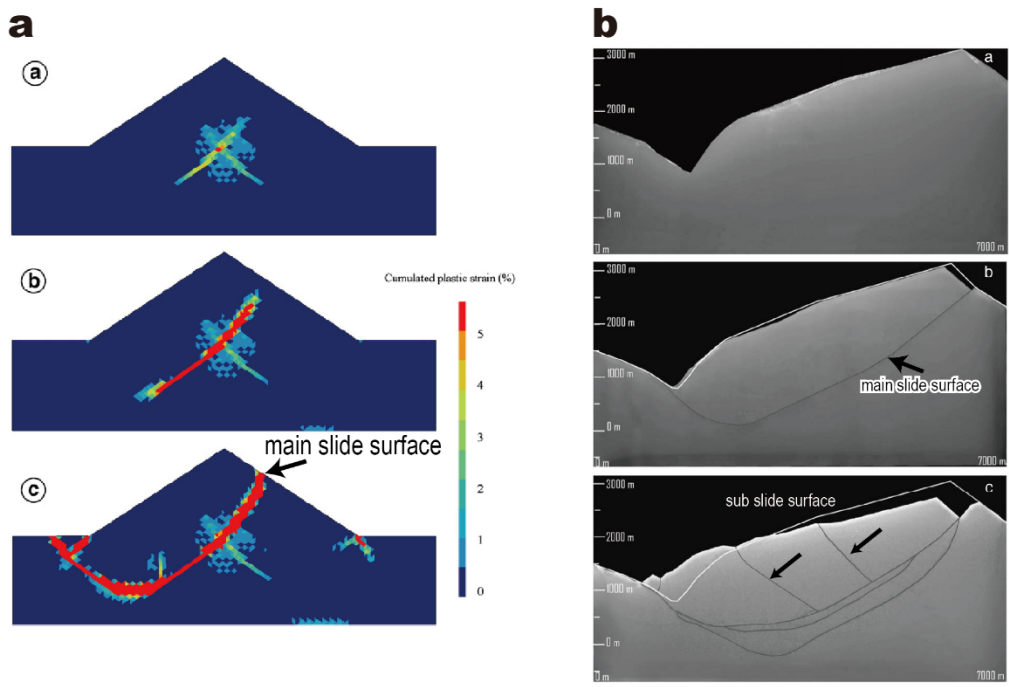


Fig. 6-6. (a) Early stages of DGSD based on the modeling of analog sand materials and an original vertical accelerator device (Bachmann et al., 2009). (b) The formation of a secondary slip surface in a landslide mass based on an analog sandbox modeling (Bois et al., 2008). (c) The evolution of plastic shear bands and the development of DGSD based on continuum-based (finite difference) numerical modeling (Hou et al., 2014).

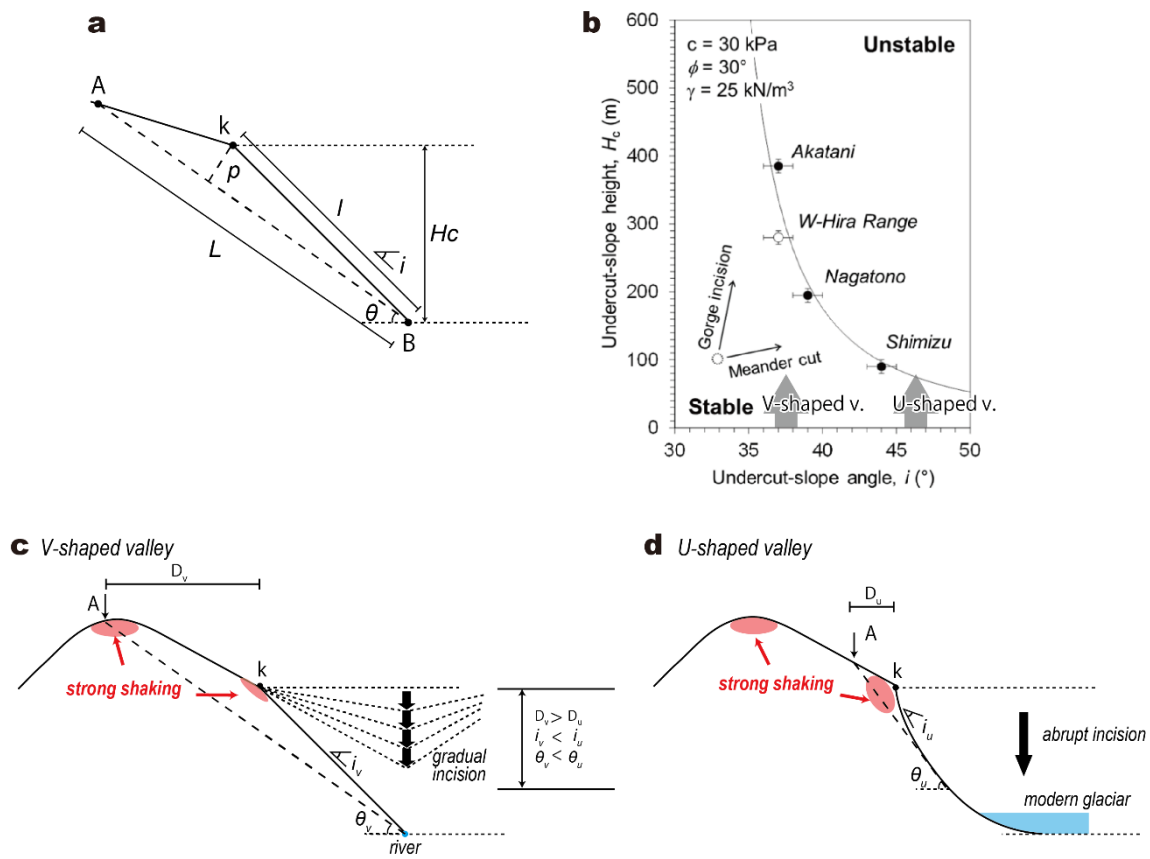


Fig. 6-7. (a) Schematic slope profiles showing the definition of parameters for 2D wedge failure modeling. A; deformation scarplet, k; knickpoint, B; valley bottom, H_c ; undercut-slope height (m), p ; vertical distance between knickpoint and potential slide surface (m), l ; slope length (m), L ; potential slide surface length (m), i ; undercut slope angle ($^\circ$), θ ; potential slide surface angle ($^\circ$). (b) Relationship between slope angle of undercut part and height of slope break above the river bed, for landslides in the mid-Totsukawa and deformed hillslope (DGSD) in the western Hira Range (modified from Matsushi et al., 2014). Black circles indicate deep-seated landslides, and the white circle indicates DGSD. (c) Schematic slope profiles of typical V-shaped valley. (d) Also, schematic slope profile of U-shaped valley.

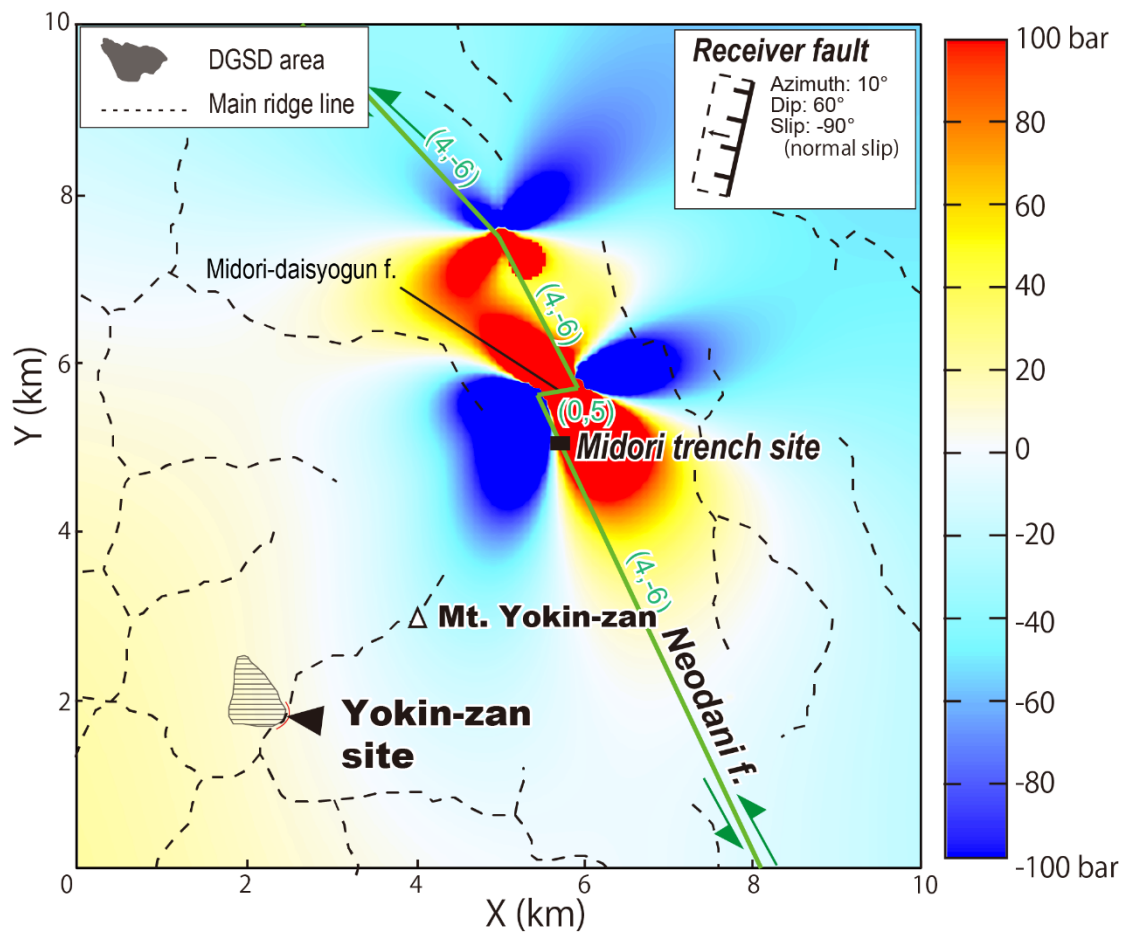


Fig. 6-8. The plot of the coulomb stress changes of ground surface resolved onto N10°E normal faults by a rupture of the Neodani fault around the Yokin-zan site. A conjugate fault called the Midori-daishogun fault (Matsuda, 1974), which appeared in the east-west direction, was assumed to be a reverse fault of S45°, and other fault sections were assumed to be pure lateral faults with vertical fault planes. The numbers next to the faults are the left-lateral displacement and vertical displacement used in the calculations. Positive value indicates a reverse fault sense. The other parameters in this modeling are the same as in Fig. 6-2.

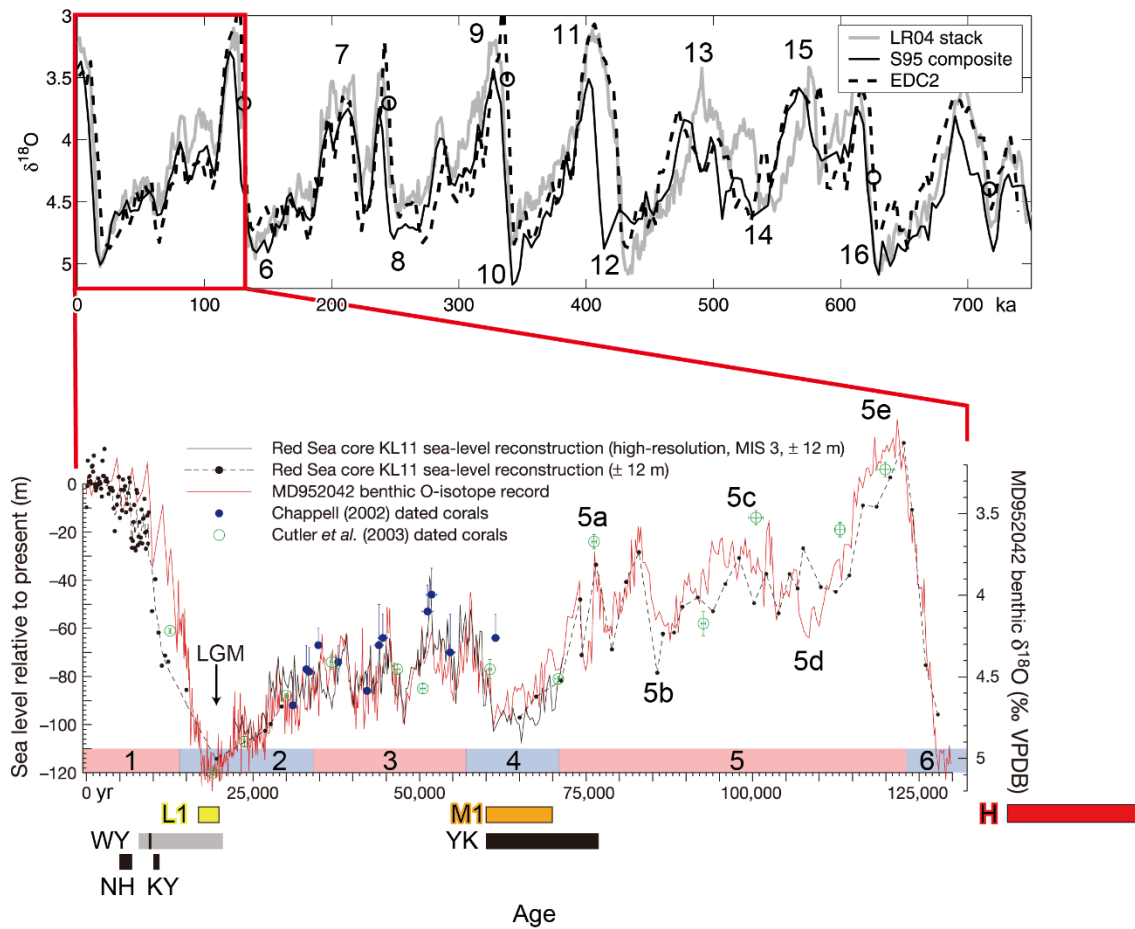


Fig. 6-9. $\delta^{18}\text{O}$ curves and sea-level changes with the marine oxygen-isotope stage (MIS). The upper panel shows the past 750 ka record (modified from Lisiecki and Raymo, 2005), and the lower one shows the past 130,000 years (modified from Siddall et al., 2003). The horizontal bars at the bottom of the graphs indicate the abandonment ages of the H, L1, and M1 terraces and the onset age of the DGSD sites: WY; Wakamaru-yama site, YK; Yokin-zan site, NH; Nogo-Hakusan site, KY; Kanmuri-yama site.

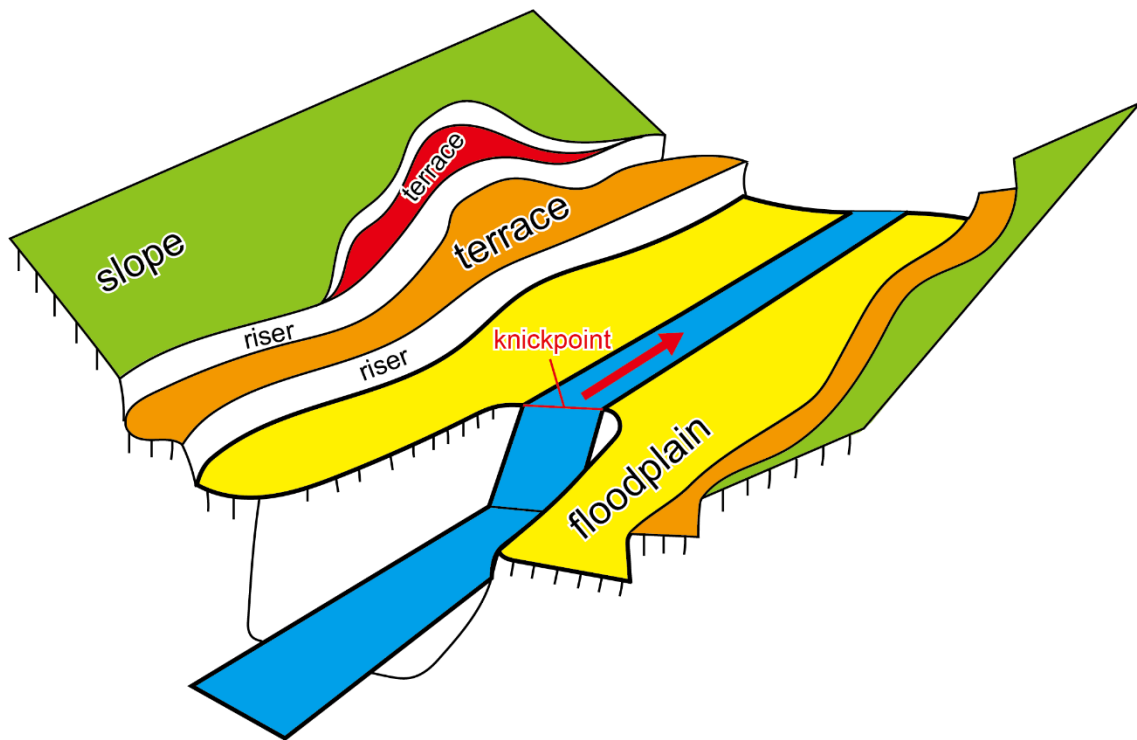


Fig. 6-10. Schematic illustration of the knickpoint retreat and the formation of terraces.

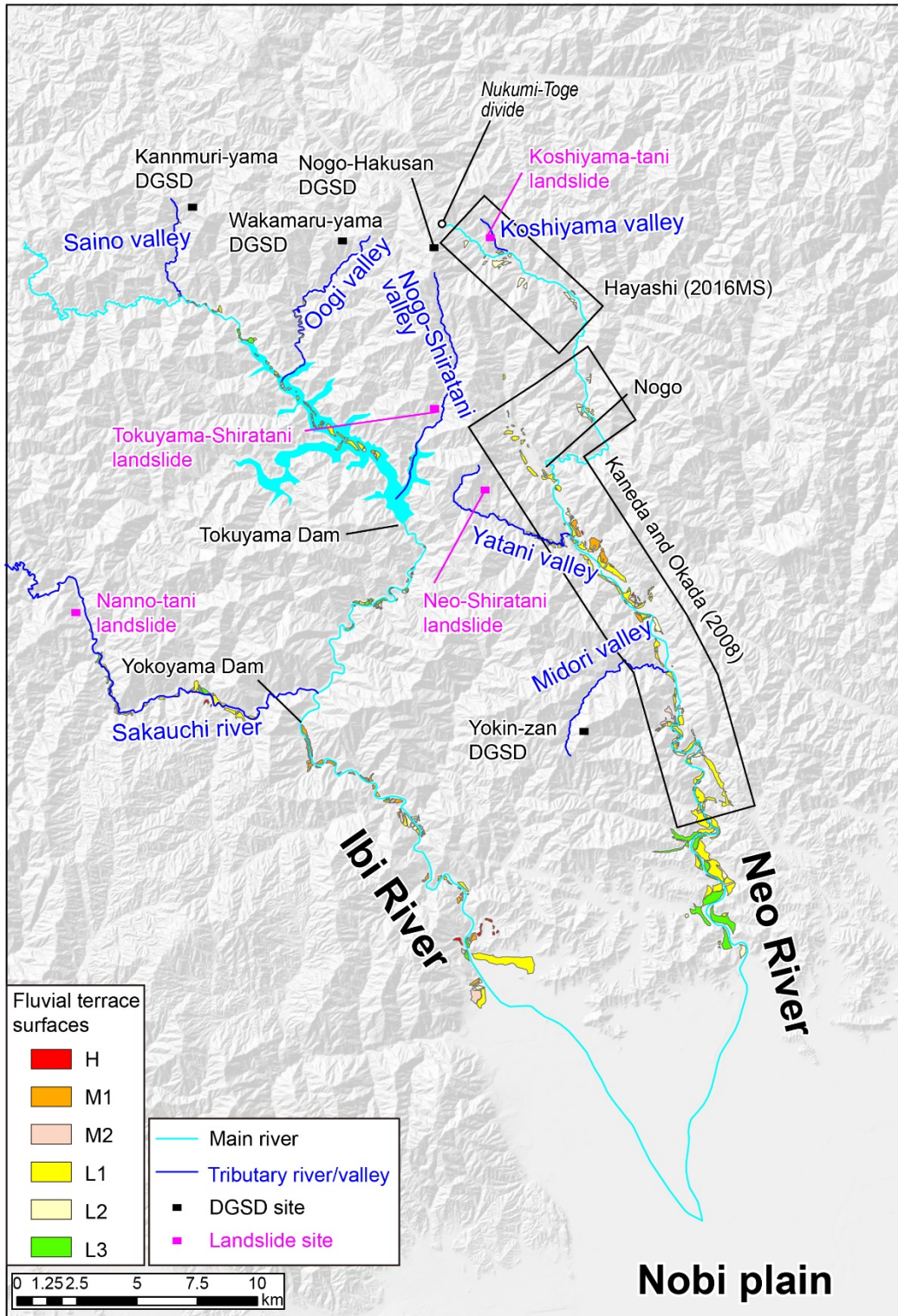


Fig. 6-11. Fluvial terraces along the Neo River and Ibi River. Location of DGSD sites and deep-seated landslide that has occurred in recent years are also shown. The base map is a shaded relief map from the Geospatial Information Authority of Japan (<https://maps.gsi.go.jp/>).

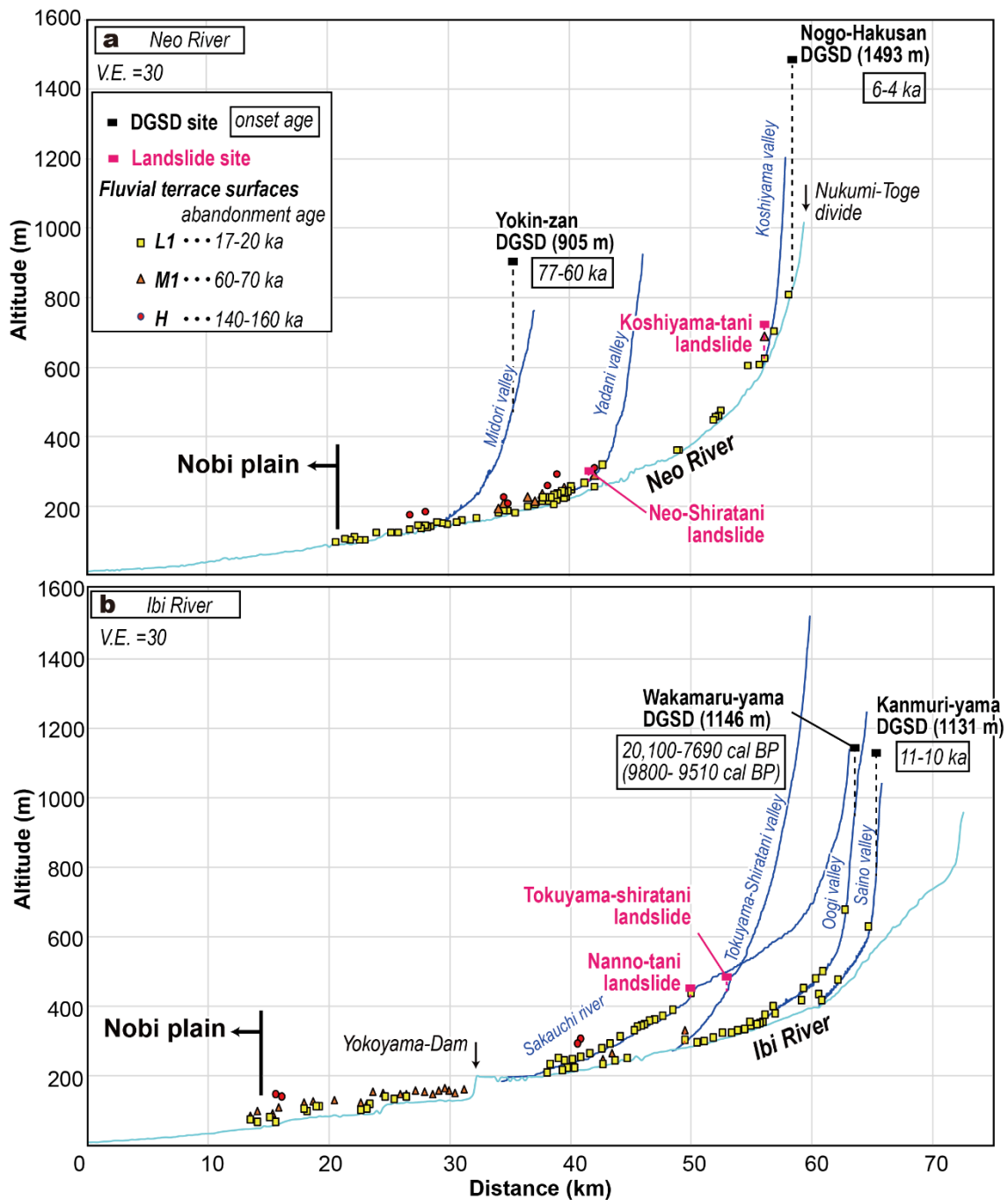


Fig. 6-12. (a) Longitudinal profiles of fluvial terraces and the modern riverbed of Neo River. The altitude of terrace surfaces and riverbeds are based on 5-m DEMs of the Geospatial Information Authority of Japan. The altitudes of DGSD sites with onset ages and deep-seated landslides are also shown. (b) The same result of Ibi River. The altitude of terrace surfaces and riverbeds under the Tokuyama-Dam reservoir was based on 1.0-m LiDAR DEMs taken by the Etsumi Sankei Sabo Office in 2004.

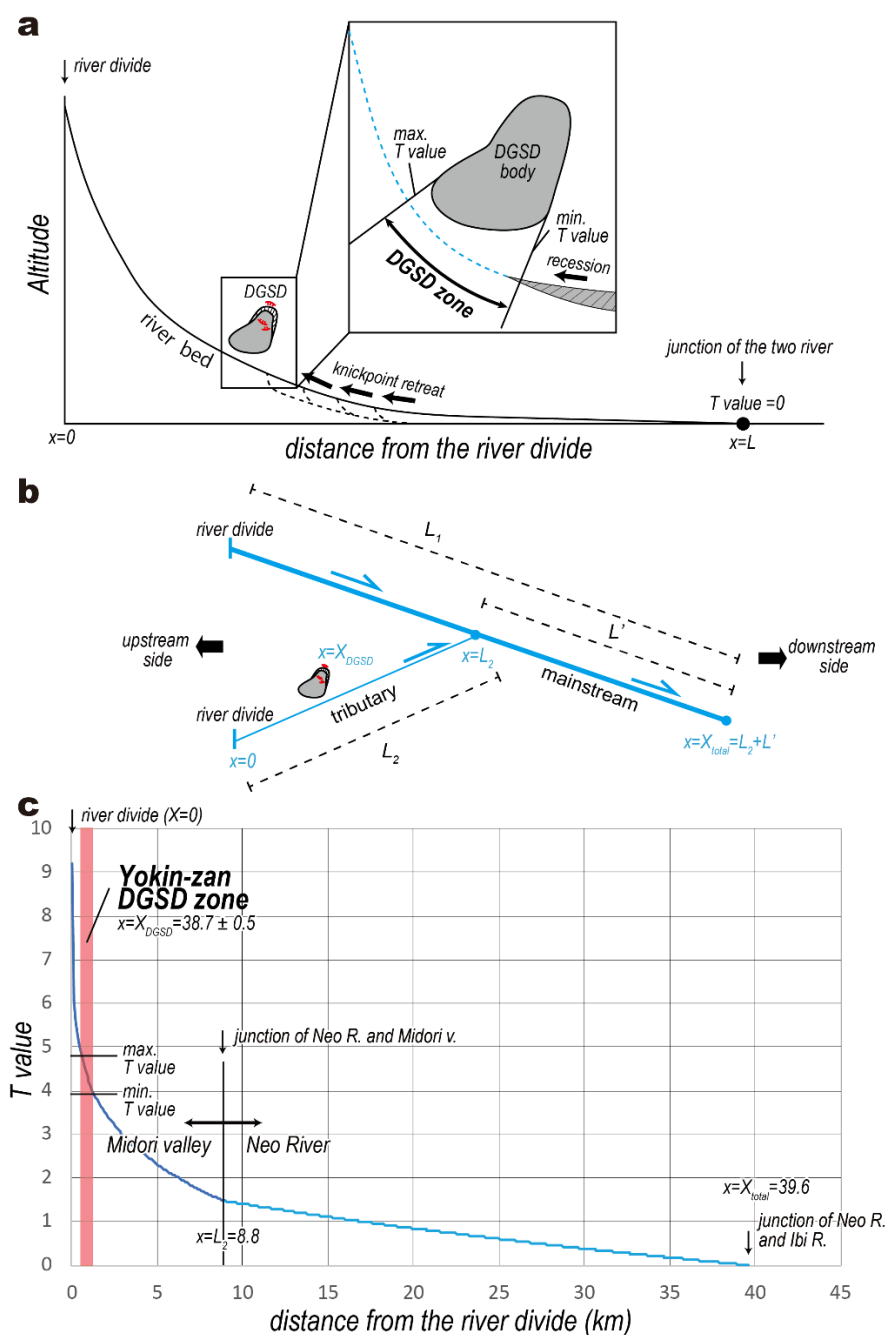


Fig. 6-13. (a) Schematic longitudinal profile of the riverbed and knickpoint retreat associated with a climatic change from the MIS. The inset shows a schematic scene that the knickpoint retreat passes the DGSD body. The minimum T-value is defined when the retreat reached the DGSD body, whereas the maximum T-value is defined when it finished passing the body. (b) Schematic illustration of the parameters used to calculate T values for the tributaries and mainstream. (c) Relationship between T-value and distance from the river divide at the main Neo River and tributary Midori valley; a case of the Yokin-zan DGSD site.

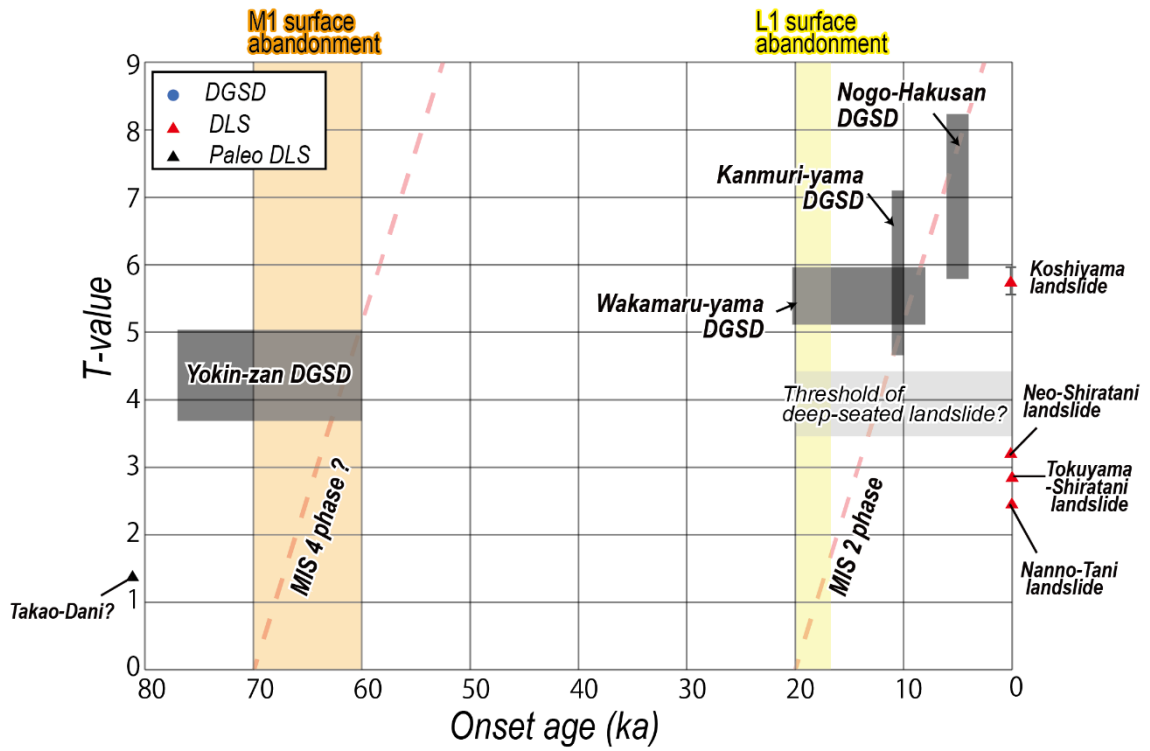


Fig. 6-14. Relationship between onset age of DGSDs, DLSs, and calculated T-value at the Etsumi Mountains. See Table 6-2 for the detail of T-value. The location of DGSDs and DLSs is shown in Fig. 6-11.

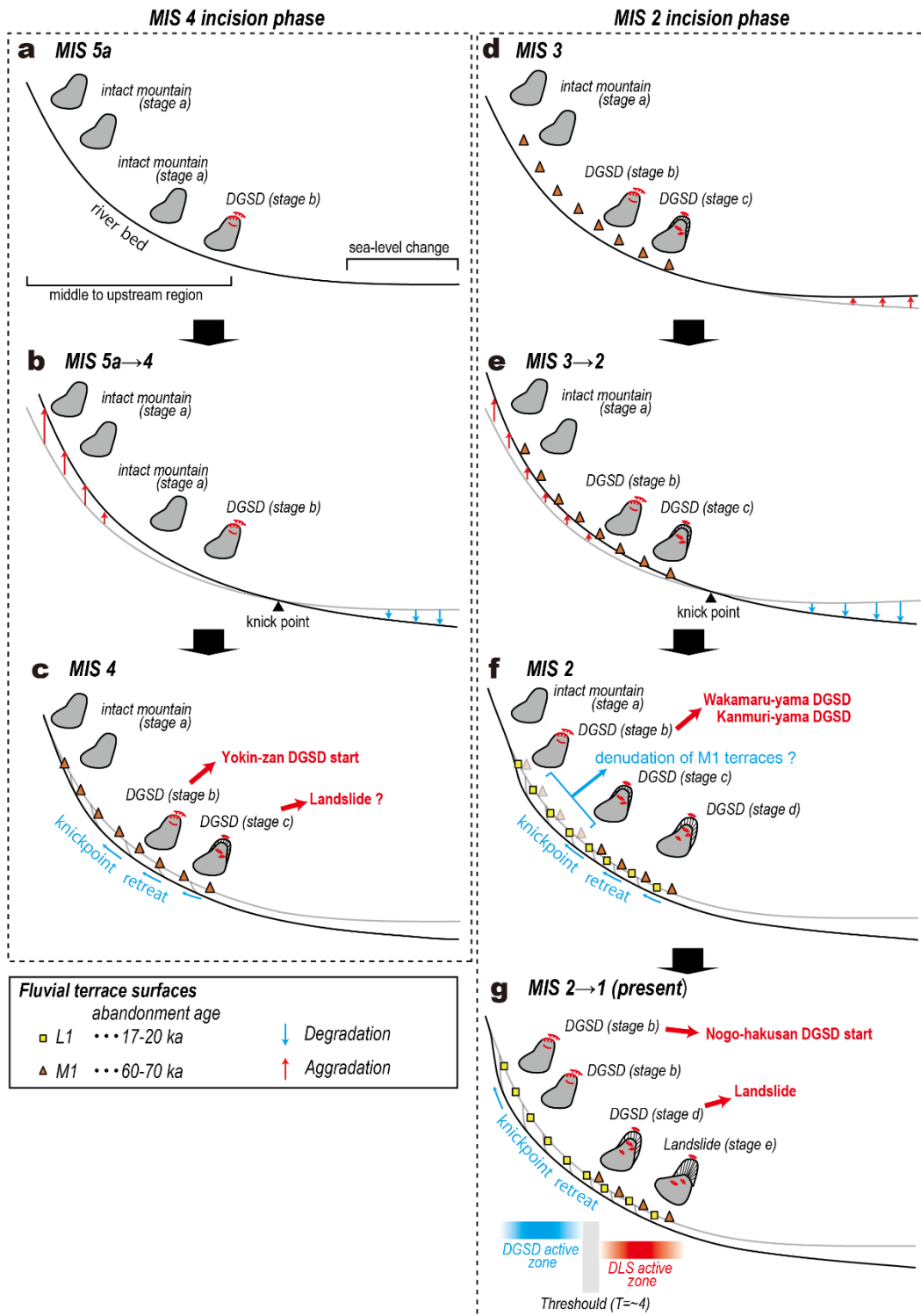


Fig. 6-15. A simplified development model of DGSD and terraces in the Etsumi Mountains for MIS. The stages beside each DGSD correspond to the model by Kaneda and Kono (2017) (Fig. 6-3). Features are not to scale and are exaggerated for visibility.

Table 6-1. The list of published DGSDs and their geographical characteristic and development style.

Locality	N.Lat.	Altitude	Glaciated in the LGM	Seismicity and active fault	Main deep-seated slip surface	Onset age of DGSD	Development style	Reference
Picd'Encampadana, Andora	42°35'	1900-2300 m	Yes	almost none	probably developed	~15.3 ka	upward migration	McCalpin and Corominas (2019)
The Alps of Savoy, France	45°55'	2200-2400 m	Yes	probably none	probably developed	~11 ka	upward migration	Hippolyte et al. (2009)
The La Clapière slope, France	44°20'	1500-2300 m	Yes	unknown	probably developed	~10 ka	upward migration	El Bedoui et al. (2009)
The Tatra Mts, Slovakia and Poland	49°20'	1600-2050 m	Yes	none	developed	~15.7 ka	upward migration	Pánek et al. (2017)
Pitkin County, Colorado, USA	39°20'	3475-3775 m	Yes	unknown	probably none	11-11.5 ka	upward migration	McCalpin and Irvine (1995)
The Coast Mountains, British Columbia, Canada	50°60'	1600-1700 m	Yes	unknown	probably none	140 yr ago	upward migration	Bovis (1982)
Mt. Watles, Italy	46°70'	2000-2500 m	Yes	active and active strike-slip fault (~4 km away)	developed	10.2-9.5 ka	downward migration	Agliardi et al. (2009)
Mt. Akaishi, central Japan	35°30'	1900 m	No	no active faults, but the area of megathrust eq.	probably developed	~30-20 ka	Formation of the initial main slip surface	Mokudai and Chigira (2004) Yokoyama (2020)
Mt. Wakamaru-yama, central Japan	35°45'	1000-1100 m	No	active and vicinity with active fault	developed	~20-7.6 ka	Formation of the initial main slip surface	This study
Mt. Yokin-zan, central Japan	35°35'	850-900 m	No	active and active strike-slip fault (~4 km away)	developed	~77-60 ka	Formation of the initial main slip surface	This study

Table 6-2. Parameters used in the calculation of the T-value

	DGSD site				Major landslide				Paleo-landslide?
	Wakamaru-yama	Kanmuri-yama	Yokin-zan	Nogo-Hakusan	Nanno-dani	Tokuyama-Shiratani	Neo-Shiratani	Koshiyama-dani	Takao-dani
Main river	Ibi River		Neo River		Ibi River		Neo River		
Tributary river	Oogi vally	Saino vally	Midori vally	-	Sakauchi river	Tokuyama-Shiratani	Yadani valley	Koshiyama valley	-
L ₁ (km)	77.6	77.6	61.4	61.4	77.6	77.6	61.4	61.4	61.4
L ₂ (km)	10.0	5.2	8.8	0.0	36.2	11.3	9.1	1.9	0.0
L' (km)	55.8	62.3	30.8	-	34.0	48.4	39.1	57.9	-
X _{DGSD} (km)	1.1 ± 0.4	0.6 ± 0.5	0.9 ± 0.5	0.6 ± 0.5	19.8 ± 0.3	6.7 ± 0.2	4.2 ± 0.1	0.9 ± 0.2	33.4 ± 0.1
X _{total} (km)	65.8	67.5	39.6	61.4	70.2	59.7	48.2	59.8	61.4
T value (min.)	5.2	5.2	3.9	6.3	2.5	3.2	2.9	5.8	1.3
T value (max.)	5.9	7.1	5.0	8.2	0.1	0.1	0.1	0.2	1.3

L₁; Length of the main river from the starting point to the diversion boundary, L₂; Length of the tributary river from the junction with the main river to the division boundary, X'; Length of the river from the starting point to the junction of the tributary and the main river, X_{DGSD}; River length from the starting point to the DGSD area, X_{total}; Sum of L₂ and L'. See Figs. 6-14b, 6-14c for the schematic illustrations of these parameters.

第 7 章

結論

本研究では越美山地の揖斐川水系に属する若丸山サイトと魚金山サイトの2つの山体重力変形に伴う凹地を対象に、ハンドコアラーと可搬型パーカッション採土器（PPCS）を用いたボーリング掘削、およびピット掘削調査を実施した。掘削の結果明らかとなった凹地の地下構造から、凹地形成イベントとせき止める崖の成長イベントを認定した。採取した堆積物の¹⁴C年代測定と火山灰分析結果を基に、それらの山体重力変形イベントの年代を推定した。

若丸山サイトは1891年濃尾地震の震源断層である根尾谷断層北端部に隣接し、稜線上には複数の重力性小崖と凹地が存在する。若丸山サイトでは11か所の凹地で計13本のハンドコア、6本のPPCSコア、3箇所のピット掘削調査を実施し、さらに先行研究によって得られた2本のハンドコア、4本のPPCSコア、およびその堆積物の分析結果も本研究に加え、凹地の地下構造の推定と堆積物の火山灰分析と¹⁴C年代測定を行った。分析の結果、若丸山サイトでは稜線の中央付近を中心に最初の重力性小崖と凹地が形成されるイベントRWak-f (20,100–7690 cal BP)が発生したものと考えられる。ただし、その年代範囲のうち複数の凹地形成年代が重合する9800–9510 cal BPにイベントRWak-fが生じた可能性が高い。さらに、複数のコアおよびピット壁面からせき止める崖が成長を繰り返している痕跡が認められ、6–4回の崖成長イベントが発生していることが明らかとなった。6回のイベントの年代はそれぞれ古いものから5840–5660 cal BP (RWak-4b)、5570–5490 cal BP (RWak-4a)、4720–3970 cal BP (RWak-3)、3140 cal BP以降 (RWak-2b)、2000–1140 cal BP (RWak-2a)、230–0 cal BP (RWak-1)と制約された。ただし、RWak-4bとRWak-4aは同一のイベントである可能性があり、RWak-2bはイベント認定の信頼度が比較的小さいため、若丸山サイトが経験した崖成長イベントは最小で計4回となる可能性もある。これらの山体重力変形イベントは隣接する根尾谷断層の古地震履歴と基本的に矛盾せず、両者が繰り返し連動している可能性が高い。根尾谷断層の過去の活動に伴う地震動は、若丸山サイトの山体重力変形に大きな影響を与えていることは確実だが、根尾谷断層が活動した

際の周辺地殻の静的歪み（クーロン応力変化）についても計算を行ったところ、重力性小崖の大部分は著しくすべりが促進されることが明らかとなった。地震活動と山体重力変形地形の形成・成長に関しては、従来地震動のみが注目されることが多かったが、断層の端部や屈曲部、ステップ部等では、周辺地殻の静的歪みが山体重力変形地形の形成と成長を促している可能性がある。また、過去繰り返しにわたって山体重力変形地形と周辺活断層が連動しているということは、山体重力変形地形が off-fault 古地震調査の有効な調査対象となり得ることを示す。若丸山サイトの結果によれば、根尾谷断層の古地震履歴はその 1 つ 1 つの年代が、従来のトレンチ調査によって推定されていたものより大幅に制約され、かつ見逃されていた古地震イベントの存在も示唆された。

一方、揖斐川水系の下流側に位置する魚金山サイトは、若丸山サイトと同じく根尾谷断層沿いに位置するものの、断層からの距離は 4.5 km ほど離れており、断層活動の直接の影響は少ない。魚金山サイトでは完全に閉塞した規模の大きい凹地が形成されており、本研究では計 2 本の PPCS コアを採取した。採取した堆積物のテフラ分析と ^{14}C 年代測定の結果、凹地の形成時期が 77–60 ka まで遡り、若丸山サイトより 7~4 万年古い時代に形成されたことが明らかとなった。

若丸山サイトは山向き小崖が稜線から斜面中腹にかけて多数発達するものの、主すべり面を使った山体の明瞭な移動は認められない。一方で、魚金山サイトは稜線から斜面中腹にかけて山向き小崖が多数発達し、かつ山体が既に数十~数百 m 移動している。両者の形成年代から、山体重力変形が若丸山から魚金山のステージに移行するのに 7–4 万年の時間がかかると言える。さらに、若丸山サイトについては、複数の凹地の形成・成長年代から、具体的な時間軸を持った山体重力変形地形の発達過程が明らかとなった。まず稜線の中央部で崖と凹地が形成され、その後の新たな崖の形成場が斜面両側と稜線に平行な方向に進展したことが明らかとなった。このような山体重力変形の発達過程は、氷河地域でしばしば指摘される山体重力変形が頂部に向かって進展する発達過程とは異なり、氷河地域

と湿潤変動帯ではそのメカニズムが異なることが示唆される。2次元の斜面安定解析や砂模型を使ったアナログ実験と比較すると、氷河地域で一般的なU字谷と湿潤変動帯で一般的なV字谷の、斜面の断面形態の差異が、山体スケールでの重力変形発達過程を規定している可能性が明らかとなった。

さらに、同じ流域の山体重力変形地形の形成年代に数万年の年代差が生じる要因として、海洋酸素同位体ステージ (MIS) に応じた数万年スケールの侵食基準面の変化とそれに伴う河川の下刻が影響していることが疑われた。実際、揖斐川水系には MIS 2, MIS 4, MIS 6 の氷期に離水した3段 (L1, M1, H 面) の段丘面が分布し、これらの段丘の存在はこの地域で氷期に大規模な下刻イベントが生じたことを示唆している。各段丘と山体重力変形地形の分布を比較すると、若丸山サイトを含む上流部の山体重力変形地形は L1 面のと、魚金山サイトは M1 面とその分布と年代が調和的であり、MIS 4 と MIS 2 の少なくとも2回の下刻フェーズが山体重力変形地形の大局的な分布と年代を支配していることが示唆された。また、根尾川と揖斐川の合流点を起点として、遷急点が後退するのにかかる相対時間を T 値と定義し、各山体重力変形地点と近年発生した深層崩壊地点の T 値を計算したところ、MIS 2 の下刻フェーズでは T 値が大きいほど山体重力変形の開始年代が若い傾向が明らかとなった。さらに、山体重力変形と近年の豪雨に伴って発生した深層崩壊の T 値との間には閾値が存在し、遷急点が後退するのに伴い、山体重力変形の発生場が上流側へ徐々に移動し、それを追従するように深層崩壊の発生場も上流側へ移動している可能性が明らかとなった。今後、研究地点数を増やすことで統計的な検討を重ね、地質背景の異なる他の水系にも研究を展開する必要があるが、湿潤変動帯では気候変動に応じた河川の下刻が山体重力変形の分布様式を支配する素因であるとともに、深層崩壊の発生場も規定する重要な要素であると言える。

このように、湿潤変動帯における山体重力変形地形は気候変動に応じた流域の環境を復元するのに有効な調査対象であるだけでなく、深層崩壊の発生場の予測、off-fault 古地震

調査対象として有効性，さらには周辺地域のテフラ編年や古環境復元にも貢献する可能性を持つ．地形・地質分野のみならず気候学，環境学等様々な研究分野から山体重力変形地形にアプローチし，さらなる研究が進むことが期待される．

謝辞

筆者が 2013 年に千葉大学理学部地球科学科地形学研究室に配属されてから今日まで，長きにわたり丁寧な指導をしてくださった千葉大学大学院理学研究院地球科学研究部門の金田平太郎准教授（現，中央大学理工学部都市環境学科教授）に心より感謝申し上げます．また，ゼミを通して研究に関する有益なご意見をくださった千葉大学大学院理学研究院地球科学研究部門の宮内崇裕教授，研究や学生生活全般に関して相談に乗っていただいた東京都立大学都市環境学部の石村大輔助教，越美山地の各フィールドにおける調査にご協力，研究に対して有益なご意見をいただいた岐阜大学工学部の小嶋智教授と兵庫県小野市の井上勉氏，本研究で使用したコアデータおよび年代測定結果の一部を提供していただいた千葉大学理学部地球科学科地形学研究室の柏原真太郎氏と中江悠氏にも併せて感謝申し上げます．

若丸山サイトの現地調査の際には，同研究室に所属していた流川遥平氏，林星和氏，高木颯太氏，岡部将弥氏，柏原真太郎氏，田中知季氏，小林幹也氏，および岐阜大学の岩本直也氏，東北大学の髙橋直也氏，京都大学防災研究所の松四雄騎准教授と太田凌駕氏，山岳ガイドの赤田幸久氏，（有）風水土の永田秀尚氏のご助力をいただきました．PPCS 機器の運搬に関しては岐阜大学山岳部の部員にご協力いただきました．魚金山サイトの現地調査の際には，千葉大学理学部地球科学科地形学研究室の山田航己氏，田所龍二氏，中江悠氏，林田裕紀氏，岐阜大学の藤井峻氏，国立極地研究所の菅沼悠介准教授のご助力をいただきました．

2016年に電力中央研究所に所属して以降、地球工学研究所地圏科学領域の上田圭一氏、青柳恭平氏、佐々木俊法氏は大学の研究に集中する環境を整えてくださりました。また、同領域の鈴木浩一氏（現、北海道大学工学院特任教授）には魚金山サイトにおける電気探査へのご助力とご指導を受けました。同領域の加藤和浩氏には、微粒炭素のハンドピッキング法と前処理についてご指導いただきました。

本研究で実施した¹⁴C年代測定に際しては、JAEA 東濃地科学センターの西尾智博氏、國分陽子氏、島田彰臣氏、および安江健一氏（現、富山大学都市デザイン学部准教授）に、夏季インターンシップを通して大変お世話になりました。東京大学総合研究博物館放射線炭素年代測定室の大森貴之氏と尾寄大真氏には、共同研究利用を通してお世話になりました。山形大学高感度加速器質量分析センターの門叶冬樹教授、森谷透氏、武山美麗氏には、急な測定依頼や複雑な注文に対しても快く測定を引き受けていただき、大変お世話になりました。

若丸山サイトの現地調査にあたっては福井森林管理署大野森林事務所に、魚金山の調査にあたっては有限会社根尾開発にそれぞれ調査の許可をいただきました。本研究では中部地方整備局越美山系砂防事務所と近畿地方整備局福井河川国道事務所が測量した航空レーザー測量データを使用しました。

地形図の作成にあたっては、国土地理院の基盤地図情報および電子国土を使用した。本研究で使用したMPI赤色立体地図はアジア航測株式会社の赤色立体地図（特許番号 No. 3670274 および No. 4272146）を活断層地形判読用に最適化した手法である。また、本論文中の一部の図については、引用元の出版社である Elsevier 社（Figs. 1-2, 1-3a, 3-5, 6-6a, 6-6b, 6-6c）、Springer Nature 社（Figs. 1-3b, 6-9）、Wiley 社（Figs. 2-3, 2-4, 6-3, 6-9）、東京大学出版会（Fig. 3-5）、日本地質学会（Fig. 3-5）、および京都大学防災研究所の松四雄騎准教授に転載の許可をいただいた上で使用した。

本研究の実施には，日本学術振興会の科研費（No. 24700945 および No. 16H03112）と電力中央研究所共有研究課題「断層活動性評価手法の高度化・合理化」の研究費を使用した。本研究の実施には，日本学術振興会の科研費（No. 24700945 および No. 16H03112）と電力中央研究所共有研究課題「断層活動性評価手法の高度化・合理化」の研究費を使用した。

引用文献(References)

- Agliardi, F., Crosta, G., and Zanchi, A., 2001, Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Eng. Geol.*, **59**, 83–102.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., and Ravazzi, C., 2009, Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, **103**, 113–129.
- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., Tomlinson, E.L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R.A., Scholaut, G., Takemura, K., Nagahashi, Y., and Kimura, J.I., 2018, Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Rev.*, **185**, 1004–1028.
- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E.L., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D.F., Moriwaki, H., and Nakagawa, T., 2019, Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core). *Quat. Geochronol.* **52**, 103–131.
- Amato, G., Devoti, R., Fubelli, G., Aringoli, D., Bignami, C., Galvani, A., Moro, M., Polcari, M., Saroli, M., Sepe, V., Stramondo, S., 2018, Step-like displacements of a deep seated gravitational slope deformation observed during the 2016–2017 seismic events in Central Italy. *Eng. Geol.*, **246**, 337–348.
- Anderson, R.Y., and Dean, W.E., 1988, Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **62**, 215–235.
- Arai, N., Chigira, M., 2018, Rain-induced deep-seated catastrophic rockslides controlled by a thrust fault and river incision in an accretionary complex in the Shimanto Belt, Japan. *Isl. Arc*, **27**, e12245.
- Aringoli, D., Farabollini, P., Giacometti, M., Materazzi, M., Paggi, S., Pambianchi, G., Pierantoni, P.P., Pistolesi, E., Pitts, A., and Tondi, E., 2016, The August 24 th 2016 Accumoli earthquake: Surface faulting and deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the Monte Vettore area. *Ann. Geophys.*, **59**.
- 浅野志穂・落合博貴・黒川 潮・岡田康彦, 2006, 山地における地震動の地形効果と斜面崩壊への影響. 日本地すべり学会誌, **42**, 457–466.
- 栗田泰夫・刈谷愛彦・奥村晃史, 1999, 古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分. 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, 115–130.

- Bachmann, D., Bouissou, S., and Chemenda, A., 2009, Analysis of massif fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology*, **103**, 130–135.
- Ballantyne, C.K., 2002, Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 1935–2017.
- Beck, A.C., 1968, Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, **11**, 191–199.
- Biasi, G.P., and Weldon, R., 1994, Quantitative refinement of calibrated ^{14}C distributions. *Quat. Res.*, **41**, 1–18.
- Bois, T., and Bouissou, S., 2010, Influence of tectonic fractures zones on gravitational rock slope failures: New insights from 2-D physical modeling. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **115**, 3.
- Bois, T., Bouissou, S., Guglielmi, Y., 2008, Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: A two-dimensional physical modelling of the La Clapière area (Southern French Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* **272**, 709–719.
- Boore, D.M., 1972, a Note on the Effect of Simple Topography on Seismic Sh Waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 275–284.
- Bovis, M.J., 1982, Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 804–812.
- Břežný, M., Pánek, T., Lenart, J., Zondervan, A., Braucher, R., 2018. ^{10}Be dating reveals pronounced Mid-to Late Holocene activity of deep-seated landslides in the highest part of the Czech Flysch Carpathians. *Quat. Sci. Rev.*
- Bronk Ramsey, C., 1995, Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425–430.
- Bronk Ramsey, C., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- Bronk Ramsey, C., 2017, OxCal Program, Project, Version 4.3 <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>. (last accessed in April, 2020).
- 物理探査学会編, 2000, 物理探査ハンドブック. 手法編, 第5章, 247–250.
- Charnley, F.E., 1959, Some Observations on the Glaciers of Mt. Kenya. *J. Glaciol.*, **3**, 480–492.
- 千木良雅弘, 1989, 巨大崩壊発生の地質的要因と土砂生産-赤石山地の堆積岩の崩壊例. 電力中央研究所報告, U88064.
- Chigira, M., 1992, Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Eng. Geol.*, **32**, 157–184.

- Chigira, M., 2009, September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan. *Eng. Geol.*, **108**, 1–15.
- Chigira, M., and Kiho, K., 1994, Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Eng. Geol.*, **38**, 221–230.
- Chigira, M., Tsou, C.Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N., and Matsuzawa, M., 2013, Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, **201**, 479–493.
- Coquin, J., Mercier, D., Bourgeois, O., Cossart, E., and Decaulne, A., 2015, Gravitational spreading of mountain ridges coeval with Late Weichselian deglaciation: Impact on glacial landscapes in Tröllaskagi, northern Iceland. *Quat. Sci. Rev.*, **107**, 197–213.
- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明, 2010, 琵琶湖 1400 m 掘削試料の編年 : フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討, 第四紀研究, **49**, 101-119.
- Delano, J.E., Gold, R.D., Briggs, R.W., and Jibson, R.W., 2018, Coseismic Sackungen in the New Madrid Seismic Zone, USA. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 13,258-13,268.
- Dramis, F., and Sorriso-Valvo, G., 1983, Two cases of earthquake-triggered gravitational spreading in Algeria and in Italy. *Rend. della Soc. Geol. Ital.*, **6**, 7–10.
- Dramis, F., and Sorriso-Valvo, M., 1994, Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Eng. Geol.*, **38**, 231–243.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., and Pérez, J.L., 2009, Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology*, **105**, 232–238.
- Endo, R., and Sugai, T., 2017, Topographic factors leading to linear depression formation estimated by regression tree analysis in the kiso mountains, central Japan. *Chikei/Transactions, Japanese Geomorphol. Union*, **38**, 297–310.
- Fukuyama, E., and Mikumo, T., 2006, Dynamic rupture propagation during the 1891 Nobi, Central Japan, earthquake: A possible extension to the branched faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96**, 1257–1266.
- Gold, P.O., Oskin, M.E., Elliott, A.J., Hinojosa-Corona, A., Taylor, M.H., Kreylos, O., and Cowgill, E., 2013, Coseismic slip variation assessed from terrestrial lidar scans of the El Mayor-Cucapah surface rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **366**, 151–162.
- Gold, R.D., DuRoss, C.B., Delano, J.E., Jibson, R.W., Briggs, R.W., Mahan, S.A., Williams, R.A., and Corbett, D.R., 2019, Four Major Holocene Earthquakes on the

- Reelfoot fault recorded by sackungen in the New Madrid Seismic Zone, USA. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**, 3105–3126.
- Griffiths, D.W., and Bollinger, G. a, 1979, The effect of Appalachian Mountain topography on seismic waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **69**, 1081–1105.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., Piacentini, D., and Soldati, M., 2008, Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? *Geodin. Acta*, **21**, 187–202.
- Gutiérrez, F., Lucha, P., Galve, J.P., 2010, Reconstructing the geochronological evolution of large landslides by means of the trenching technique in the Yesa Reservoir (Spanish Pyrenees). *Geomorphology*, **124**, 124–136.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996, Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Glob. Planet. Change*, **12**, 213–235.
- Hayakawa, Y., and Matsukura, Y., 2003, Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surf. Process. Landforms*, **28**, 675–684.
- 早川裕弐・松多信尚・前門晃・松倉公憲, 2013, 集集地震により生じた台湾中西部における滝の地震後 10 年間の後退速度とその変化, *地形*, **34**, 21–36.
- 林星和, 2016MS, 航空レーザー測量データに基づく温見断層南東部の断層変位地形の再検討. 千葉大学大学院理学研究科修士論文.
- Hippolyte, J.C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., and Souffaché, B., 2006, The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics*, **418**, 255–276.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Braucher, R., Carcaillet, J., Léanni, L., Arnold, M., and Aumaitre, G., 2009, Cosmogenic ^{10}Be dating of a sackung and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology*, **108**, 312–320.
- Hippolyte, J.C., Bourlès, D., Léanni, L., Braucher, R., Chauvet, F., Lebatard, A.E., 2012, ^{10}Be ages reveal >12ka of gravitational movement in a major sackung of the Western Alps (France). *Geomorphology*, **171–172**, 139–153.
- 平石成美・千木良雅弘, 2011, 紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生. *地形*, **32**, 389–409.
- Hou, Y.L., Chigira, M., and Tsou, C.Y., 2014, Numerical study on deep-seated gravitational slope deformation in a shale-dominated dip slope due to river incision. *Eng. Geol.* **179**, 59–75.

- 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高, 2018, 活断層詳細デジタルマップ 新編. 東京大学出版会.
- Ishimura, D., and Kakiuchi, Y., 2011, Chronology and processes of fluvial terrace formation in northeastern Kinki district, southwest Japan, based on cryptotephra analysis. *Quat. Int.*, **246**, 190–202.
- 岩本直也, 2015MS, 地すべり関連地形の地下構造と形成過程: 紀伊半島ツエノ峰地域と越美山系を例として. 岐阜大学工学部修士論文集.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., and Keefer, D.K., 2004, Landslides triggered by the 2002 Denali fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. *Earthq. Spectra*, **20**, 669–691.
- 地震調査研究推進本部 (HERP), 2005, 濃尾断層帯の長期評価について. 内閣府地震調査研究推進本部.
- 貝塚爽平, 1969, 変化する地形— 地殻変動と海面変化と気候変化の中で—. *科学*, **39**, 11–19.
- Kanamori, H., Anderson, D.L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.
- 金田平太郎, 2009, 濃尾断層帯 (揖斐川断層) の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H20-7, 産業技術総合研究所.
- Kaneda, H., and Okada, A., 2008, Long-term seismic behavior of a fault involved in a multiple-fault rupture: Insights from tectonic geomorphology along the Neodani fault, Central Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 2170–2190.
- Kaneda, H., and Kono, T., 2017, Discovery, controls, and hazards of widespread deep-seated gravitational slope deformation in the Etsumi Mountains, central Japan. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **122**, 2370–2391.
- Kaneda, H., and Chiba, T., 2019, Stereopaired morphometric protection index red relief image maps (Stereo MPI-RRIMs): Effective visualization of high-resolution digital elevation models for interpreting and mapping small tectonic geomorphic features. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **109**, 99–109.
- Kaneda, H., Kinoshita, H., and Komatsubara, T., 2008, An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **113**.
- Kaneda, H., and Rockwell, T.K., 2009, Triggered and primary surface ruptures along the camp rock fault, eastern California shear zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 2704–2720.

- 金田平太郎・柏原真太郎・小村慶太郎, 2018a, 山上凹地掘削のための可搬式パーカッションコアリングシステム. 号外地球, **69**, 112–120.
- 金田平太郎・石村大輔・田力正好・中田 高, 2018b, 1:25,000 都市圏活断層図「冠山」. 国土地理院.
- 金田平太郎・石村大輔・熊原康博・中田 高, 2018c, 1:25,000 都市圏活断層図「能郷白山」. 国土地理院.
- 苅谷愛彦・高岡貞夫, 2019, 北アルプスの稜線上に形成された線状凹地の埋積物: 「きぬがさの池」の事例. 専修自然科学紀要, **50**, 1-11.
- 苅谷愛彦・高岡貞夫, 2021, 上高地西部, 善六沢および玄文沢源頭の地すべり移動体における線状凹地埋積物 (SMA-2019 コア) の層序と年代. 専修自然科学紀要, **52**, 1-11.
- 苅谷愛彦・佐藤 剛・目代邦康・清水長正, 2014, 多摩川上流域の山地斜面における深層崩壊に関する地形・地質学的研究. 東急財団研究助成・学術研究報告書, **43**, No.310.
- 苅谷愛彦・高岡貞夫・斎藤めぐみ, 2020, 北アルプス上高地・玄文沢源頭の西穂池における線状凹地埋積物(NSH-2018 コア)の層序と年代. 専修自然科学紀要, **51**, 1-10.
- 柏原真太郎, 2016MS, 根尾谷断層北端部に集中する山体重力変形地形—活断層近傍における形成時期の推定—. 千葉大学理学部卒業論文.
- 柏原真太郎, 2018MS, 根尾谷断層北端部に集中する山体重力変形地形—可搬式コアリングシステムおよび高密度 C-14 年代測定による地形発達史の解明—. 千葉大学大学院理学研究科修士論文.
- Kasai, Y., Leipe, C., Saito, M., Kitagawa, H., Lauterbach, S., Brauer, A., Tarasov, P.E., Goslar, T., Arai, F., Sakuma, S., 2021, Breakthrough in purification of fossil pollen for dating of sediments by a new large-particle on-chip sorter. *Sci. Adv.* **7**, eabe7327.
- 加藤弘徳・千木良雅弘, 2009, 中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形. 応用地質, **50**, 140–150.
- 加藤和浩・門叶冬樹・森谷 透・武山美麗, 査読中, 放射性炭素年代測定のための土壌試料に含まれる現代炭素の簡便で効果的な除去方法の開発. 第四紀研究.
- 活断層研究会編, 1980. 日本の活断層図. 東京大学出版.
- 活断層研究会編, 1991. 新編 日本の活断層図. 東京大学出版.
- 河田五郎・片岡 順・竹田泰雄・山田正治, 1967, 根尾川流域における崩壊地調査. 新砂防, **20**, 1–4.
- Keefer, D.K., 1984, Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 406–421.

- 建設省越美山系砂防工事事務所, 1999, 越美山系の地震と土砂災害. —濃尾地震 (M=8.0) とその後の土砂移動—, 29p.
- Khajavi, N., Quigley, M., Langridge, R.M., 2014, Influence of topography and basement depth on surface rupture morphology revealed from LiDAR and field mapping, Hope Fault, New Zealand. *Tectonophysics*, **630**, 265–284.
- Kigoshi, T., Kumon, F., Hayashi, R., Kuriyama, M., Yamada, K., and Takemura, K., 2014, Climate changes for the past 52 ka clarified by total organic carbon concentrations and pollen composition in Lake Biwa, Japan. *Quat. Int.*, **333**, 2–12.
- Kigoshi, T., Kumon, F., Kawai, S., and Kanauchi, A., 2017, Quantitative reconstruction of paleoclimate in central Japan for the past 158,000 years based on a modern analogue technique of pollen composition. *Quat. Int.*, **455**, 126–140.
- 気象庁, 2020, 過去の気象データ検索 (樽見). http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_amd_ym.php?prec_no=52&block_no=0486&year=&month=&day=&view= (最終閲覧; 2020年5月).
- Kojima, S., Kaneda, H., Nagata, H., Niwa, R., Iwamoto, N., Kayamoto, K. and Ohtani, T., 2015, Development history of landslide-related sagging geomorphology in orogenic belts: Examples in central Japan. In Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G. B., Corominas, J., Azzam, R., Wasowski, J. and Sciarra, N., eds., *Engineering Geology for Society and Territory*, **2**, Springer, Berlin, 553–558.
- Kojima, S., Ryota, N., Iwamoto, N., Kaneda, H., Hattori, K., Komura, K., Yamazaki, T., Yasunaga, K., submitted, Development history of deep-1 seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the Kanmuriyama area, central Japan.
- 小村慶太郎, 2014MS, 根尾谷断層北端部に集中する山体重力変形地形の特徴とその形成時期. 千葉大学理学部卒業論文.
- 小村慶太郎, 2016MS, 根尾谷断層北端部に集中する山体重力変形地形—その形成・成長年代と活断層運動との関係—. 千葉大学大学院理学研究科修士論文.
- Komura, K., Kaneda, H., Tanaka, T., Kojima, S., Inoue, T., and Nishio, T., 2020, Synchronized gravitational slope deformation and active faulting: A case study on and around the Neodani fault, central Japan. *Geomorphology*. 107214.
- 小藤文次郎, 1892, 濃尾大地震ノ震源. 東洋学芸雑誌, **9**, 147–158.
- Koto, B., 1893, On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *J. Coll. Sci. Imp.*, Univ. Jpn., **5**, 295–353.
- 小藤文次郎, 1894, 地震を醸せし断層の道筋. 明治二十四年十月二十八日大震報告, 岐阜県岐阜測候所, 104–108.
- 隈元 崇・岡田篤正・遠田晋次・上田圭一・池田安隆, 1992, 1991年濃尾活断層系根尾谷断層 (金原地区) トレンチ調査. 活断層研究, **10**, 85-91.

- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., and Leanni, L., 2009, CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **280**, 236–245.
- Lin, J., and Stein, R.S., 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **109**.
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N., and Chiba, T., 2013, Detection of subtle tectonic–geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology*, **182**, 104–115.
- Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records. *Paleoceanography*, **20**, 1–17.
- Löfgren, S., and Boström, B., 1989, Interstitial water concentrations of phosphorus, iron and manganese in a shallow, eutrophic swedish lake—Implications for phosphorus cycling. *Water Res.*, **23**, 1115–1125.
- 町田洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG, 2001, 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果—. *地質学雑誌*, **107**, 283–295.
- 牧野内 猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二, 2006, 濃尾平野における第一礫層 (BG) の層位と形成過程. *地質学論集*, **59**, 129–140.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T., and Danhara, T., 2019, Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **128**, 879–903.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T., and Danhara, T., 2020, Major and trace element abundances in volcanic glass shards in visible tephra in SG93 and SG06 drillcore samples from Lake Suigetsu, central Japan, obtained using femtosecond LA-ICP-MS. *J. Quat. Sci.*, **35**, 66–80.
- Massey, C., Della Pasqua, F., Holden, C., Kaiser, A., Richards, L., Wartman, J., McSaveney, M.J., Archibald, G., Yetton, M., and Janku, L., 2017, Rock slope response to strong earthquake shaking. *Landslides*, **14**, 249–268.
- 松田時彦, 1974, 1891 年濃尾地震の地震断層. *地震研究所研究速報*, **13**, 85–126.
- Matsukura, Y., 1987, Evolution of valley side slopes in the 'Shirasu' ignimbrite plateau. *Trans. - Japanese Geomorphol. Union*, **8**, 41–49.

- Matsushi Y., Chigira M., and Kosugi K., 2014, Orographic rainfall, deep-seated catastrophic landslides, and landscape evolution: geomorphic hazard assessment in active orogens. *Proceedings of INTERPRAEVENT 2014*, O-4.
- McCalpin, J.P., 2003, Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions. In: Hart, E.W. (Ed.), Ridge-Top Spreading in California. Contributions toward understanding a significant seismic hazard. *Calif. Geol. Surv.*, CD 2003-05. 2 CD-ROMs.
- McCalpin, J.P., 2005, Late Quaternary activity of the Pajarito fault, Rio Grande rift of northern New Mexico, USA. *Tectonophysics*, **408**, 213–236.
- McCalpin, J., ed., 2009, *Paleoseismology 2nd Eds*, Academic Press.
- McCalpin, J.P., and Irvine, J.R., 1995, Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environ. Eng. Geosci.*, **1**, 277–290.
- McCalpin, J.P., and Hart, E.W., 2003, Ridge-top spreading features and relationship to earthquakes, San Gabriel Mountains Region, Southern California - Part B: Paleoseismic investigations of ridge-top depressions. In: Hart, E.W. (Ed.), Ridge-Top Spreading in California; Contributions toward understanding a significant seismic hazard. *Calif. Geol. Surv.* CD 2003-05, 2 CD-ROMs.
- McCalpin, J.P., and Corominas, J., 2019, Postglacial deformation history of sackungen on the northern slope of Pic d'Encampadana, Andorra. *Geomorphology*, **337**, 134–150.
- McCalpin, J.P., Bruhn, R., Pavlis, T.L., Gutierrez, F., Guerrero, J., and Lucha, P., 2011, Antislope Scarp S, gravitational spreading, and tectonic faulting in the western Yakutat microplate, south coastal Alaska. *Geosphere*, **7**, 1143–1158.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Staff, R.A., Suzuki, T., and Smith, V.C., 2016, Identification of the Changbaishan 'Millennium' (B-Tm) eruption deposit in the Lake Suigetsu (SG06) sedimentary archive, Japan: Synchronisation of hemispheric-wide palaeoclimate archives. *Quat. Sci. Rev.*, **150**, 301–307.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi, T., Kitagawa, J., and Smith, V., 2018, Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quat. Sci. Rev.*, **183**, 36–58.
- McLean, D., Albert, P.G., Suzuki, T., Nakagawa, T., Kimura, J. - I., Chang, Q., Miyabuchi, Y., Manning, C.J., MacLeod, A., Blockley, S.P.E., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Yamasaki, A., Haraguchi, T., Kitagawa, J., and Smith, V.C., 2020, Constraints on the timing of explosive volcanism at Aso and Aira calderas (Japan)

- between 50 and 30 ka: New insights from the Lake Suigetsu sedimentary record (SG14 core). *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, e2019GC008874.
- Meunier, P., Hovius, N., and Haines, A.J., 2007, Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20408.
- Milne, J., and Burton, W. K., 1892, The great earthquake in Japan, 1891. Lane, Crawford & Co., Yokohama, Japan, 72.
- 宮腰勝義・緒方正虔・角田隆彦・佐竹義典・田中和広・木方建造・猪原芳樹・金折裕司, 1988, 根尾谷断層の活動性—岐阜県金原における断層の分布・性状と活動様式の解析電力中央研究所報告. U-88052,1–38.
- 目代邦康・千木良雅弘, 2004, 赤石山脈南部,大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形. *地理学評論*, **77**, 55-76.
- Moro, M., Saroli, M., Salvi, S., Stramondo, S., and Doumaz, F., 2007, The relationship between seismic deformation and deep-seated gravitational movements during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes. *Geomorphology*, **89**, 297–307.
- Moro, M., Saroli, M., Tolomei, C., Salvi, S., 2009, Insights on the kinematics of deep-seated gravitational slope deformations along the 1915 Avezzano earthquake fault (Central Italy), from time-series DInSAR. *Geomorphology*, **112**, 261–276.
- Moro, M., Chini, M., Saroli, M., Atzori, S., Stramondo, S., Salvi, S., 2011, Analysis of large, seismically induced, gravitational deformations imaged by high-resolution COSMO-SkyMed synthetic aperture radar. *Geology*, **39**, 527–530.
- 村上 亘・大丸裕武・向山 栄・川浪亜紀, 2013, 2008 年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と斜面の重力変形. *地形*, **34**, 55–67.
- 村松郁栄, 1991, 濃尾地震の教訓. 第 19 回地盤振動シンポジウム, 日本建築学会, 35–44.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正, 2002, 濃尾地震と根尾谷断層帯—内陸最大地震と断層の諸性質—. 古今書院.
- 長橋良隆・片岡香子, 2015, テフラ学 (第 7 回) : 肉眼視できないテフラ (クリプトテフラ) の認定と評価. *第四紀研究*, **54**, 31–38.
- 永田秀尚・阪口 透・小嶋 智, 2006, GIS を用いた不安定斜面分布の地形地質要因解析. *応用地質*, **46**, 320-330.
- 中江 訓・小松原琢・吉川敏之, 2015, 5 万分の 1 地質図幅「冠山」. 地質調査総合センター.
- 中江 悠, 2020MS, 越美山地南部魚金山南西の重力性凹地の形成時期. 千葉大学理学部卒業論文.

- 中西利典・竹村恵二, 2018, 徳島平野と濃尾平野で得られた完新世浅海底堆積物のテフラと放射性炭素年代による編年. *火山*, **60**, 299–308.
- 中田 高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 中田 高・金田平太郎・鈴木康弘・中埜貴元, 2018, 1:25,000 都市圏活断層図「谷汲」. 国土地理院.
- 西井稜子・松四雄騎, 2011, 露出年代測定法を用いた山体の自重による変形履歴の解明. 平成 23 年度学術研究助成研究成果報告書, 財団法人国土地理協会.
- 西村卓也, 2017, GNSS データから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震. *活断層研究*, **46**, 33–39.
- 丹羽雄一・遠田晋次・小俣雅志・森 良樹, 2013, 井戸沢断層の 2011 年福島県浜通りの地震に先行する断層活動: 福島県いわき市塩ノ平地区におけるボーリング調査. *活断層研究*, **39**, 1-8.
- 小口 高, 1992, 関東以西の低所 Y おける化石周氷河地形の形成環境. *地理学評論*, **65A-2**, 195–212.
- 岡田篤正, 1986, 1891 年濃尾活断層系根尾谷断層(佐野地区)トレンチ調査. *活断層研究*, **3**, 33–36.
- 岡田篤正・松田時彦, 1992, 根尾村水鳥および中付近における根尾谷断層の第四紀後期の活動性. *地学雑誌*, **101**, 19–37.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.
- 大森房吉, 1894, 濃尾地震概況. 明治二十四年十月二十八日大震報告, 48–88.
- Omori, T., Yamazaki, K., Itahashi, Y., Ozaki, H., Yoneda, M., 2017, Development of a simple automated graphitization system for radiocarbon dating at the University of Tokyo. The 14th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry.
- Ono, Y., 1984, Last Glacial Paleoclimate Reconstructed from Glacial and Periglacial Landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan Ser. B.*, **57**, 87–100.
- Oppenheimer, C., Wacker, L., Xu, J., Galván, J.D., Stoffel, M., Guillet, S., Corona, C., Sigl, M., Di Cosmo, N., Hajdas, I., Pan, B., Breuker, R., Schneider, L., Esper, J., Fei, J., Hammond, J.O.S., and Büntgen, U., 2017, Multi-proxy dating the ‘Millennium Eruption’ of Changbaishan to late 946 CE. *Quat. Sci. Rev.* **158**, 164–171.
- 大八木規夫, 1982, 地すべりの構造. *アーバンクボタ*, **20**, 42–46.
- 大八木規夫・横山俊治, 1996, 斜面災害と地質学—「地すべり構造論の展開」, テクトニクスと変成作用, 原郁夫先生退官記念論文集, 創文, 335-343.
- O’Sullivan, P.E., 1983, Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes - a review. *Quat. Sci. Rev.* **1**, 245–313.

- Pánek, T., and Klimeš, J., 2016, Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review. *Earth-Science Rev.*, **156**, 14–38.
- Pánek, T., Mentlík, P., Ditchburn, B., Zondervan, A., Norton, K., and Hradecký, J., 2015, Are sackungen diagnostic features of (de)glaciated mountains? *Geomorphology*, **248**, 396–410.
- Pánek, T., Mentlík, P., Engel, Z., Braucher, R., and Zondervan, A., 2017, Late Quaternary sackungen in the highest mountains of the Carpathians. *Quat. Sci. Rev.*, **159**, 47–62.
- Plafker, G., 1967. Surface faults on Montague Island associated with the 1964 Alaska earthquake. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1–42.
- Ponti, D.J., and Wells, R.E., 1991, Off-fault ground ruptures in the Santa Cruz Mountains, California: Ridge-top spreading versus tectonic extension during the 1989 Loma Prieta Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 1480–1510.
- Radbruch-Hall, D.H., Varnes, D.J., Savage, W.Z., 1976, Gravitational spreading of steep-sided ridges (“sackung”) in Western United States. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **13**, 23–35.
- 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., Hafliðason, 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., and van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- Rymer, M.J., Boatwright, J., Seekins, L.C., Yule, J.D., and Liu, J., 2002, Triggered surface slips in the Salton Trough associated with the 1999 Hector Mine, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 1300–1317.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T., 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303–2322.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2015, 20万分の1日本シームレス地質図 2015年5月29日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐々木裕, 1988, 比抵抗法2次元インバージョンの改良. 物理探査, **41**, 111–115.
- 佐藤比呂志・岡田篤正・松田時彦・隈元 崇, 1992, 根尾谷断層水鳥断層崖のトレンチ壁面の地質. 地学雑誌, **101**, 556–572.
- Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., Furusawa, A., Yoshikawa, S., and Inouchi, Y., 2008, The Middle Pleistocene to Holocene tephrostratigraphy of the Takashima-oki core from Lake Biwa, central Japan. *J. Geosci.*, **51**, 47–58.

- Selby, M. J., 1985, Earth's changing surface: an introduction to geomorphology. Oxford University Press, p430.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 191–213.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853–858.
- Sieh, K., 1996, The repetition of large-earthquake ruptures. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **93**, 3764–3771.
- 清水文健・井口隆・大八木規夫, 1998, 5 万分の 1 地すべり地形分布図 第 9 集 「岐阜」 図集. 防災科学技術研究所研究資料, 第 184 号.
- Slemmons, D. B., 1957, Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **47**, 353-375.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., and Danhara, T., 2013, Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **67**, 121–137.
- Solonenko, V.P., 1977, Les glissements de terrains et les effondrements dans les regions seismiques leur prediction. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. - Bull. l'Association Int. Géologie l'Ingénieur*, **15**, 4–8.
- 菅沼悠介・香月興太・金田平太郎・川又基人・田邊優貴子・柴田大輔, 2019, 可搬型パーカッションピストンコアラーの開発. *地質学雑誌*, **125**, 323-326.
- 鈴木浩一・塩竈裕三・久野春彦・東 義則, 2007, 超高速電気探査装置の開発—未固結地盤中の地下水流動モニタリングへの適用—. *物理探査*, **60**, 515–526.
- 鈴木康弘・杉戸信彦, 2010, 1:25,000 岐阜県活断層図. 岐阜県, 138.
- 鈴木康弘・池田安隆・後藤秀昭・東郷正美・宮内崇裕, 2005, 1:25,000 都市圏活断層図「大垣」. 国土地理院.
- 田畑茂清・原 義文・井上公夫, 1999, 濃尾地震(1891)に起因した土砂移動の実態. *砂防学会誌*, **52**, 24–33.
- Tabor, R.W., 1971, Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**, 1811–1822.
- 田所龍二, 2021MS, 開析谷形成時間を考慮した横ずれ活断層の平均変位速度推定とその検証—根尾谷断層北部を例として—. 千葉大学大学院融合理工学府修士論文.

- 高木秀雄・小林健太, 1996, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造:その比較組織学. 地質学雑誌, **102**, 170–179.
- 高倉伸一, 1999, 二次元電気探査に用いる各種電極配置の特性とその評価. 物理探査, **52**, 409–420.
- 竹本仁美・吾妻崇, 花粉化石群集の変動から推定される 邑知潟断層帯石動山断層の活動間隔. 活断層研究, **41**, 1–10.
- Takemura, K., and Danhara, T., 1994, A method for determination of volcanic glass concentrations in sedimentary sequences and its application to quaternary studies. *Geoarchaeology*, **9**, 301–316.
- Takemura, K., Hayashida, A., Okamura, M., Matsuoka, H., Ali, M., Kuniko, Y., and Torii, M., 2000, Stratigraphy of multiple piston-core sediments for the last 30,000 years from Lake Biwa, Japan. *J. Paleolimnol.*, **23**, 185–199.
- 竹村恵二・岩部智紗・林田 明・檀原 徹・北川浩之・原口 強・佐藤智之・石川尚人, 2010, 琵琶湖における過去5万年間の火山灰と堆積物. 第四紀研究, **49**, 147–160.
- 田中知季, 2018MS, 濃尾活断層系,根尾谷断層北部山岳区間の断層変位地形とその活動性. 千葉大学大学院理学研究科修士論文.
- Taylor, D.W., 1948, *Fundamentals of Soil Mechanics*. John Wiley & Sons, New York, p700.
- Thompson, S.C., Clague, J.J., and Evans, S.G., 1997, Holocene activity of the Mt. Currie Scarp, Coast Mountains, British Columbia, and implications for its origin. *Environ. Eng. Geosci.*, **3**, 329–348.
- Tibaldi, A., Rovida, A., and Corazzato, C., 2004, A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology*, **58**, 27–47.
- Toda, S., Tsutsumi, H., 2013, Simultaneous reactivation of two, subparallel, inland normal faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki earthquake triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103**, 1584–1602.
- Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K., and Bozkurt, S.B., 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **110**, 1–17.
- Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., and Lin, J., 2011, Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide. *US Geol. Surv. Open-File Report*, 2011-1060, 63.

- Tsou, C.Y., Chigira, M., Matsushi, Y., and Chen, S.C., 2014, Fluvial incision history that controlled the distribution of landslides in the Central Range of Taiwan. *Geomorphology*, **226**, 175–192.
- Tsou, C.Y., Chigira, M., Matsushi, Y., and Chen, S.C., 2015, Deep-seated gravitational deformation of mountain slopes caused by river incision in the Central Range, Taiwan: Spatial distribution and geological characteristics. *Eng. Geol.*, **196**, 126–138.
- Tsou, C.Y., Chigira, M., Matsushi, Y., Hiraishi, N., and Arai, N., 2017, Coupling fluvial processes and landslide distribution toward geomorphological hazard assessment: a case study in a transient landscape in Japan. *Landslides*, **14**, 1901–1914.
- 塚本すみ子, 2018, 光ルミネッセンス(OSL)年代測定法の最近の発展と日本の堆積物へのさらなる応用の可能性. *第四紀研究*, **57**, 157–167.
- 漆原和子, 1996, カルスト-その環境と人びとのかかわり-. 大明堂.
- Vermeer, J.L., Quigley, M.C., Duffy, B.G., Langridge, R.M., Pettinga, J.R., 2021, Structure and kinematics of active faulting in the Hope-Kelly and Alpine Fault intersection zone, South Island, New Zealand. *Tectonophysics*, **813**, 228928.
- 脇田浩二, 1991, 5 万分の 1 地質図幅 [谷汲]. 地質調査所.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒澤正夫, 1992, 20 万分の 1 地質図幅「岐阜」. 地質調査所.
- Wallace, R.E., 1984, Fault scarps formed during the earthquakes of October 2, 1915, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implications. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1274 A**, 1–33.
- Wang, W.N., Chigira, M., and Furuya, T., 2003, Geological and geomorphological precursors of the Chiu-fen-erh-shan landslide triggered by the Chi-chi earthquake in Central Taiwan. *Eng. Geol.* **69**, 1–13.
- Yagi, H., Sato, G., Higaki, D., Yamamoto, M., Yamasaki, T., 2009, Distribution and characteristics of landslides induced by the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 in Tohoku District, Northeast Japan. *Landslides* **6**, 335–344.
- 山本博文, 1985, 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層. *地質学雑誌*, **91**, 353–369.
- 山内 修, 1985, ナンノ崩壊. *砂防学会誌*, **38**, 33–34_2.
- 柳田 誠, 2009, 更新世後期の地形・地質—河成段丘からみた河川の浸食と堆積の歴史—. *デジタルブック最新第四紀学*, 日本第四紀学会.
- Yanagida, M., 2016, Landform development of mountains and rivers in Japan. *Quat. Int.*, **397**, 223–233.

- Yokoyama, O., 2020, Evolution of uphill-facing scarps by flexural toppling of slate with high-angle faults. *Geomorphology*, **352**.
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., Pike, R.J., 2002, Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, **68**, 257–265.
- 吉川周作, 1976, 大阪層群の火山灰層について. *地質学雑誌*, **82**, 497–515.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. *地球科学*, **45**, 81–100.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹, 2001, 濃尾活断層系・温見断層の活動履歴調査. *活断層・古地震研究報告*, **1**, 97-105.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹, 2002, トレンチ調査に基づく 1891 年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴. *地震*, **55**, 301-309.
- 吉山 昭・柳田 誠, 1995, 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. *地学雑誌*, 104-6, 809–826.
- Yuan, R.M., Xu, X.W., Chen, G.H., Tan, X. Bin, Klinger, Y., and Xing, H.L., 2010, Ejection landslide at northern terminus of beichuan rupture triggered by the 2008 Mw7.9 Wenchuan earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 2689–2699.
- Zeuner, F. E., 1959, *The Pleistocene Period*. London, p447.
- Zhao, S., Chigira, M., and Wu, X., 2019, Gigantic rockslides induced by fluvial incision in the Diexi area along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Geomorphology*, **338**, 27–42.
- Zischinsky, U., 1966, On the deformation of high slopes. In: *Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, Sect., 2*, 179–185.

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) in a

humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi Mountains, central

Japan

補遺 1. コア記載シート

Appendix 1. Core description sheets

若丸山サイト

凹地 E

- wk-01-1 (Fig. 4-7) 289
- wk-01-2 (Fig. 4-7) 292
- wk-01-3 (Fig. 4-7) 295
- wk-01-4 (Fig. 4-7) 297
- wk-01-5 (Fig. 4-7) 299
- wk-01-6 (Fig. 4-7) 300
- wk-01-7 (Fig. 4-7) 303
- wk-01-8 (Fig. 4-7) 304
- wk-01-9 (Fig. 4-7) 306
- wk-p-01 (Fig. 4-8a) 308
- wk-p-08 (Fig. 4-8b) 313

凹地 Fd

- wk-02-1 (Fig. 4-18) 318
- wk-02-2 (Fig. 4-18) 320
- wk-p-07 (Fig. 4-18) 322

凹地 Fu

- wk-p-06 (Fig. 4-21) 326

凹地 A

- wkE-01 (Fig. 4-24a) 330

凹地 B

- wkE-02 (Fig. 4-26a) 333

凹地 C

- wk-04 (Fig. 4-28a) 336

凹地 D

- wk-05 (Fig. 4-30a) 338
- wk-p-12 (Fig. 4-30b) 342

凹地 G

- wk-p-03 (Fig. 4-33) 344
- wk-p-04 (Fig. 4-34) 348

凹地 H 下流側

- wk-p-10 (Fig. 4-38a) 352

凹地 H 上流側

- wk-p-09 (Fig. 4-39a) 355

凹地 I

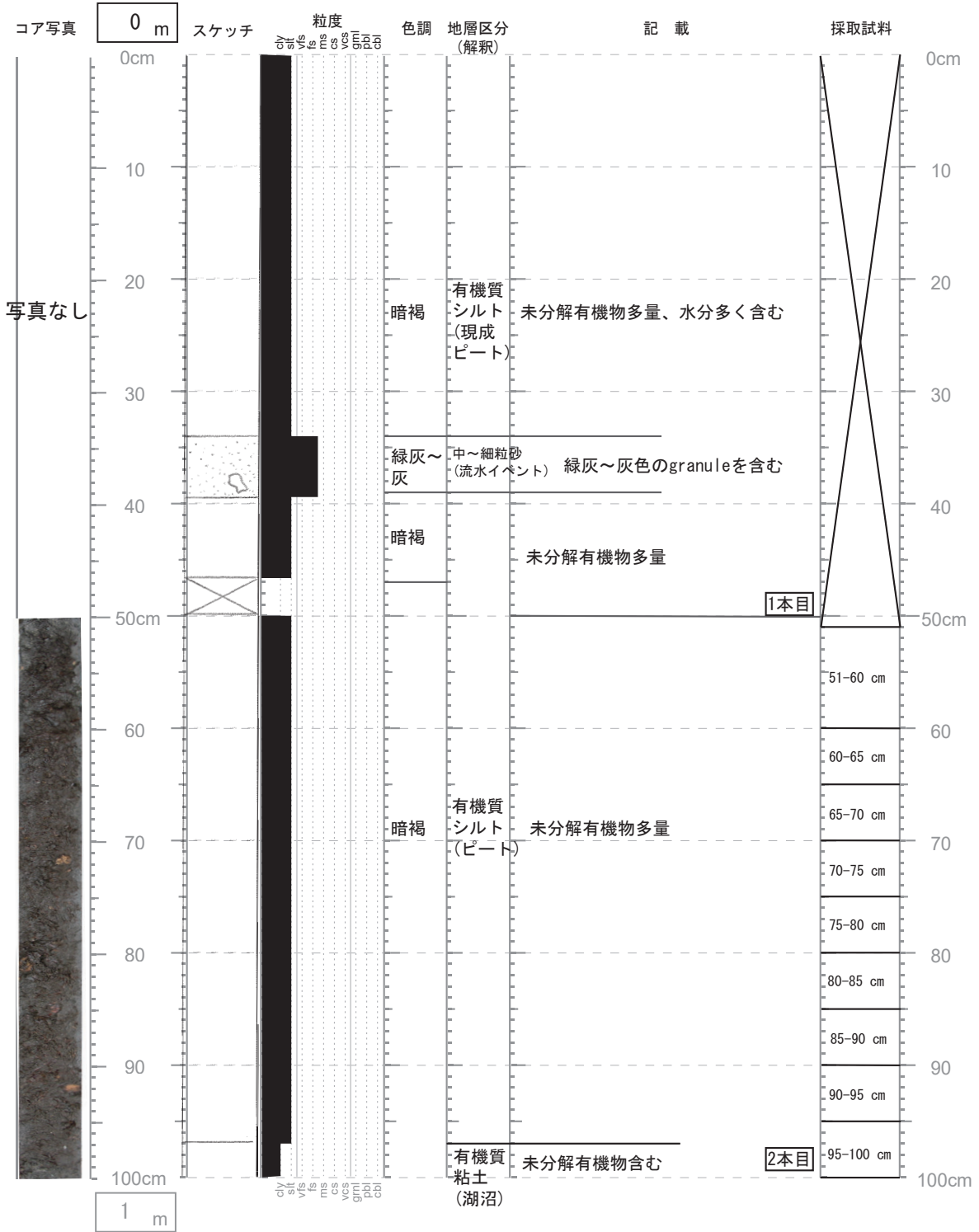
- wk-p-11 (Fig. 4-41a) 357

魚金山サイト

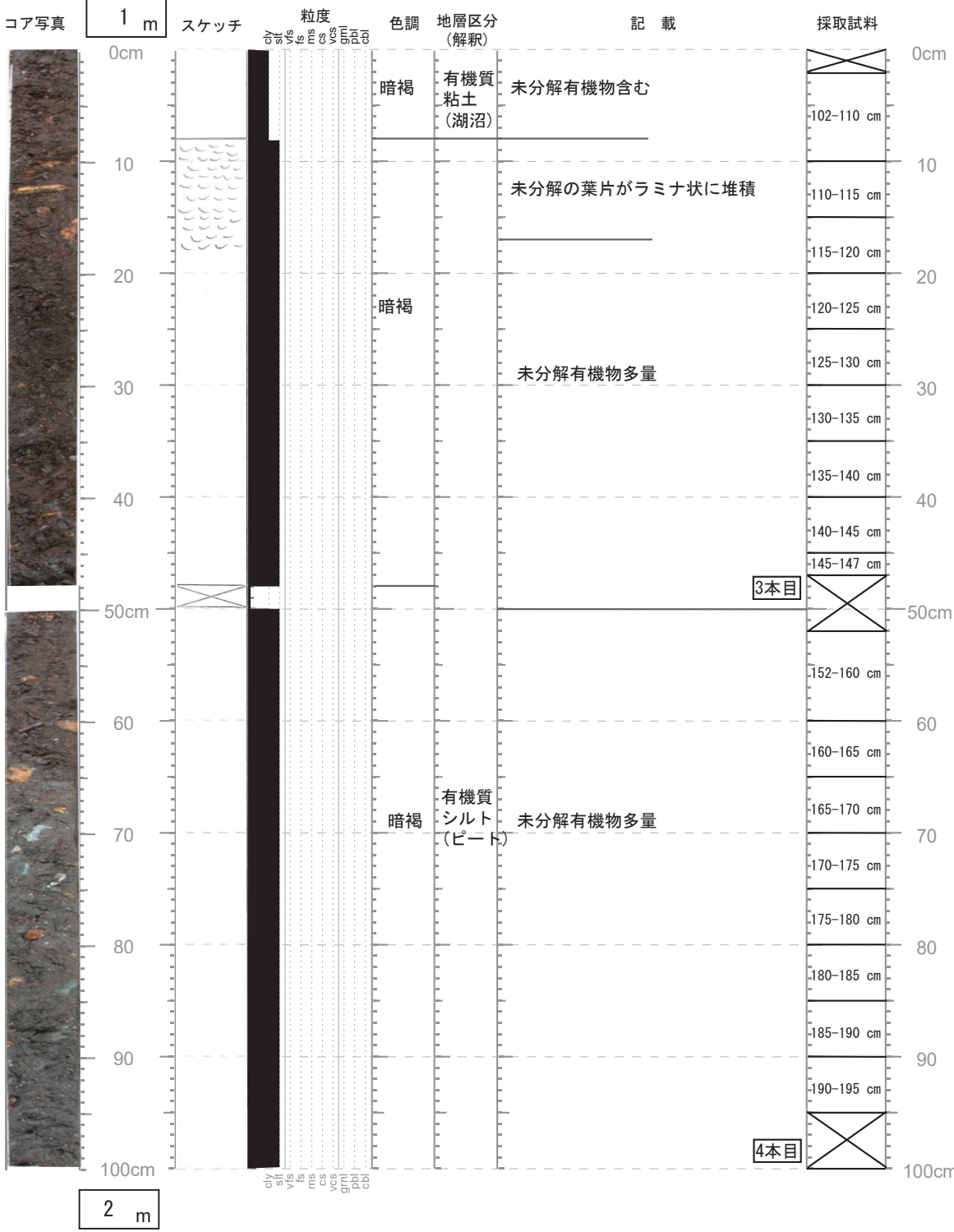
- YK-01 (Fig. 5-10a) 360
- YK-02 (Fig. 5-10b) 361
- YK-03 (Fig. 5-10c) 368

コア名 : wk-01-1 — no. 1 — 掘削方法_ハンドオーガー_

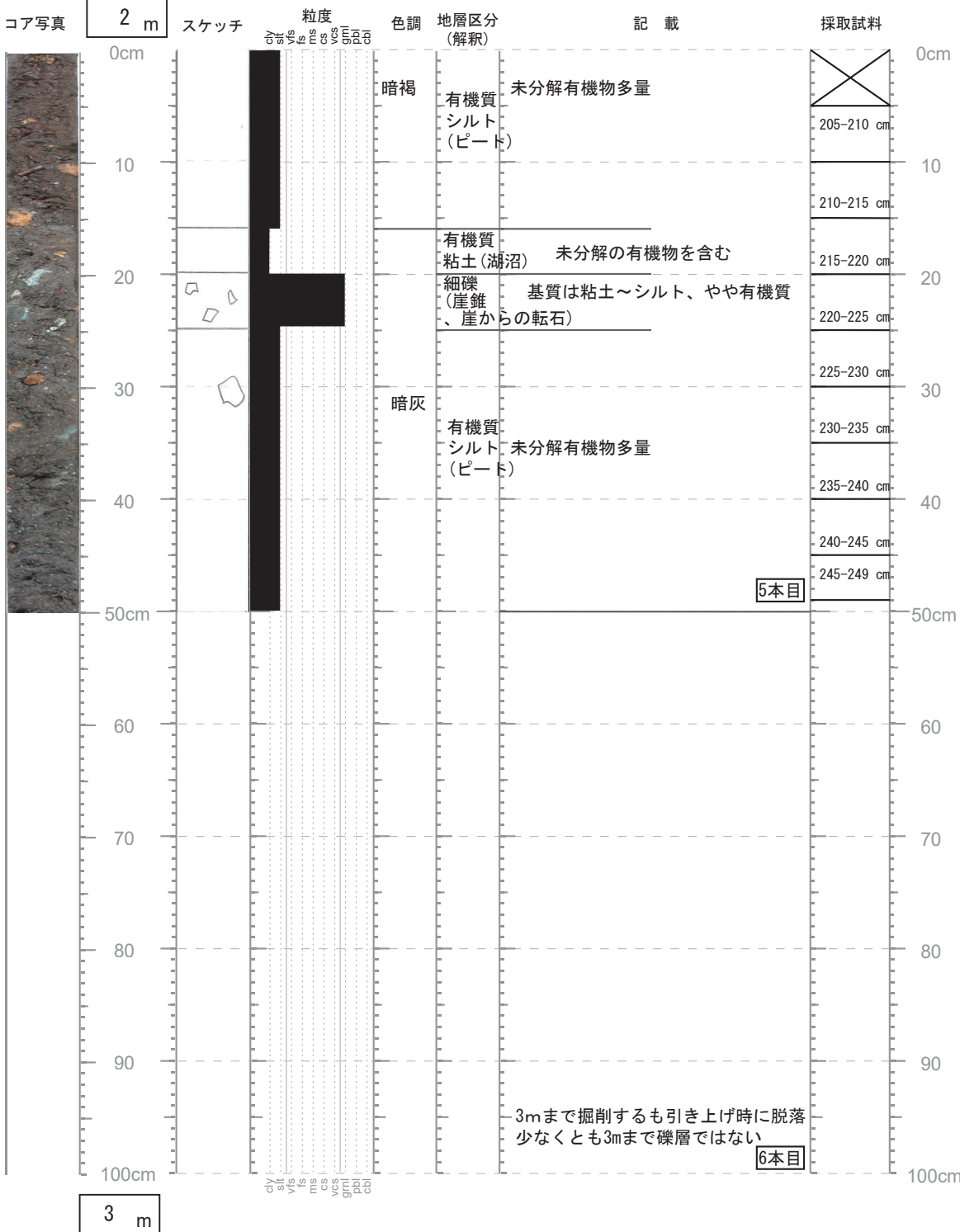
記載日 : 2014年6月3日 記載者 : 小村慶太郎



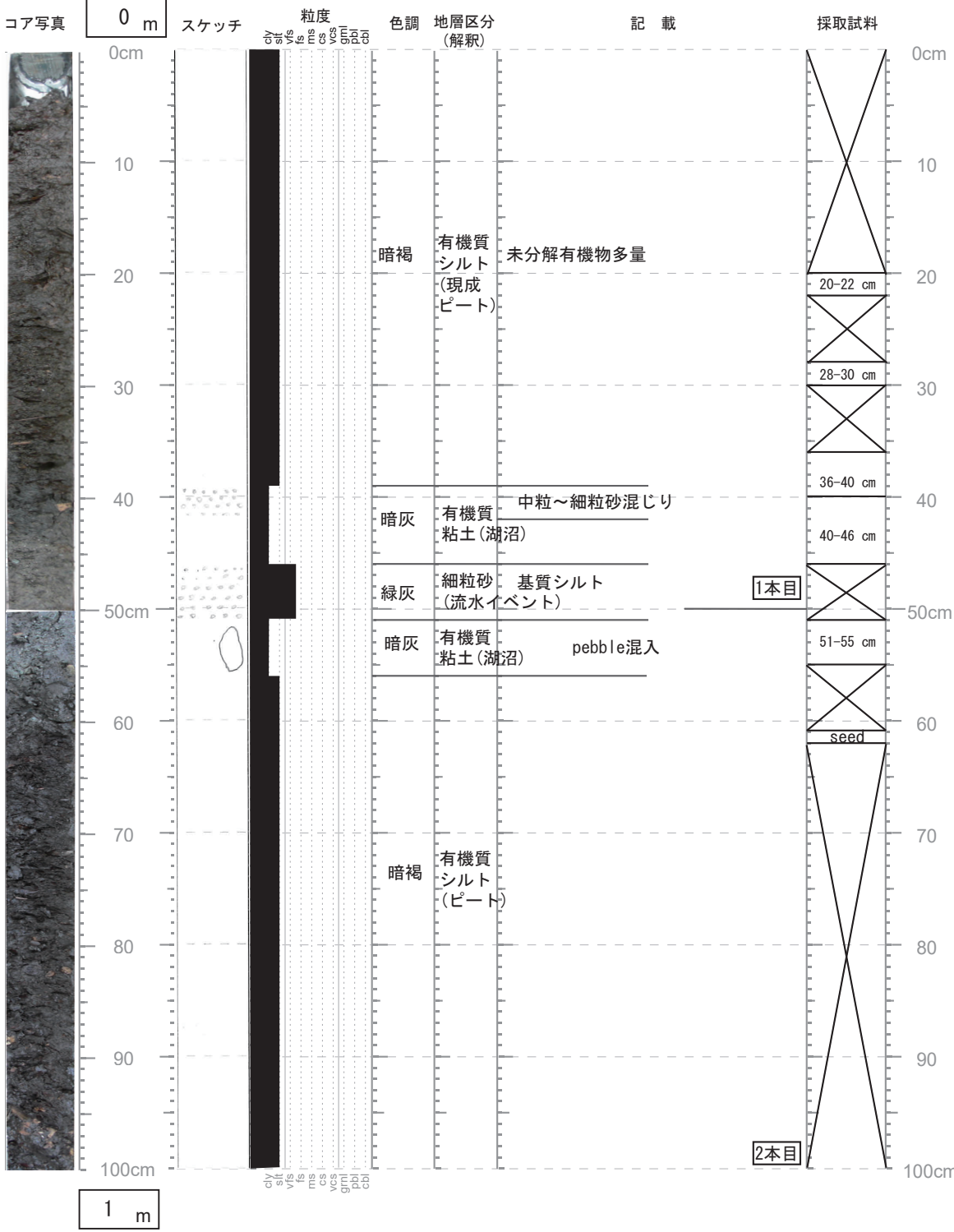
コア名 : wk-01-1 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 3 日 記載者 : 小村慶太郎



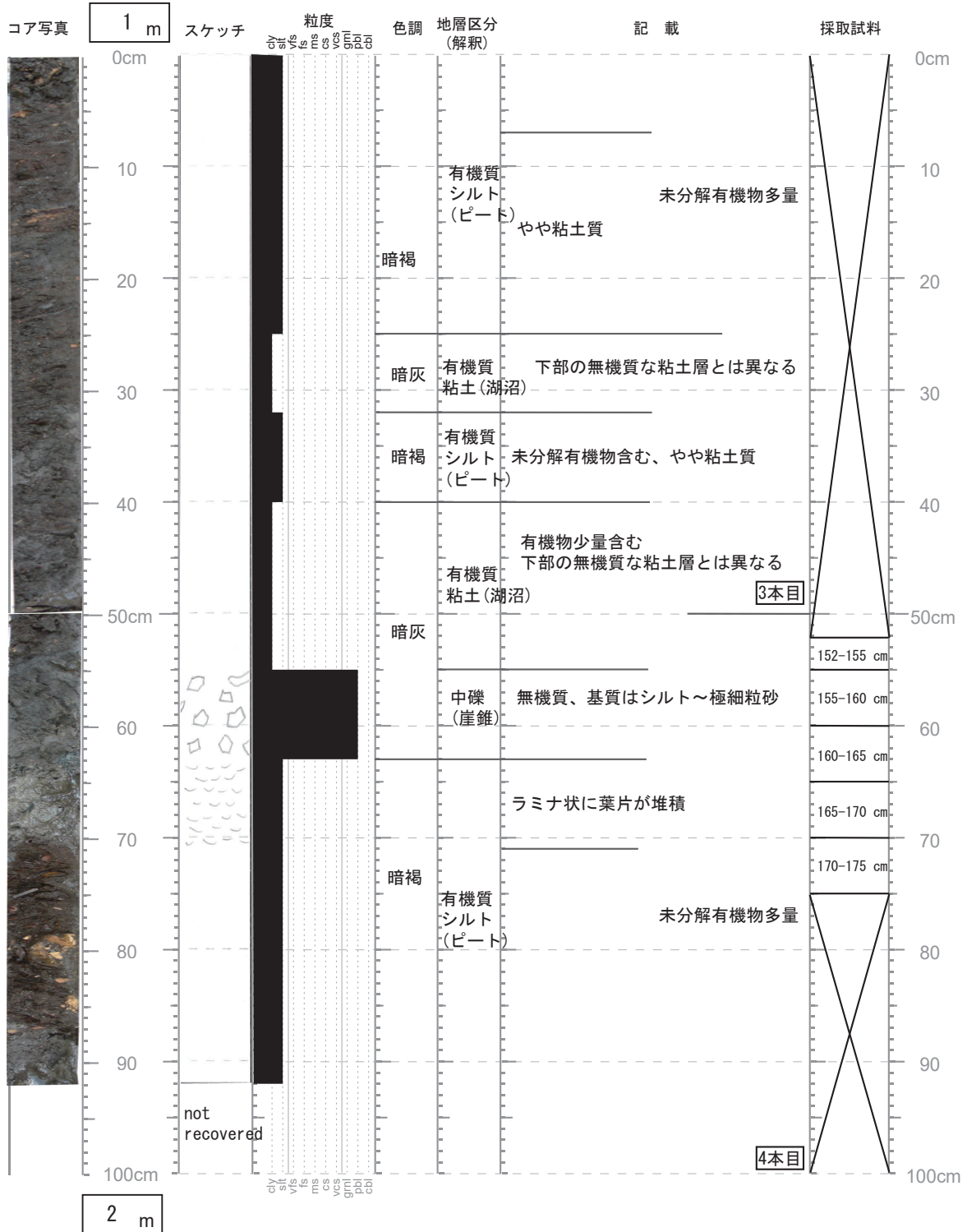
コア名 : wk-01-1 — no. 3 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 3 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-01-2 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

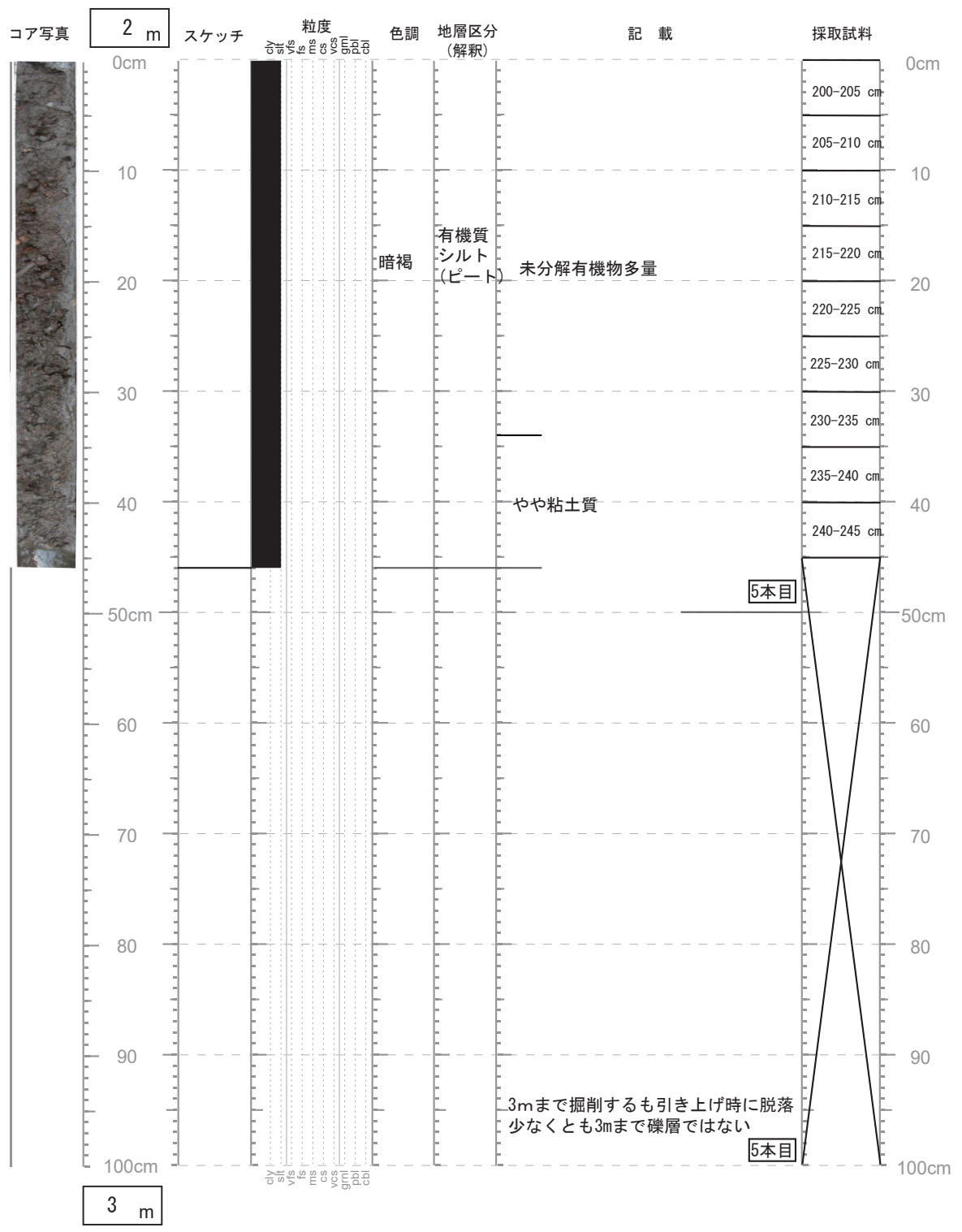


コア名 : wk-01-2 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



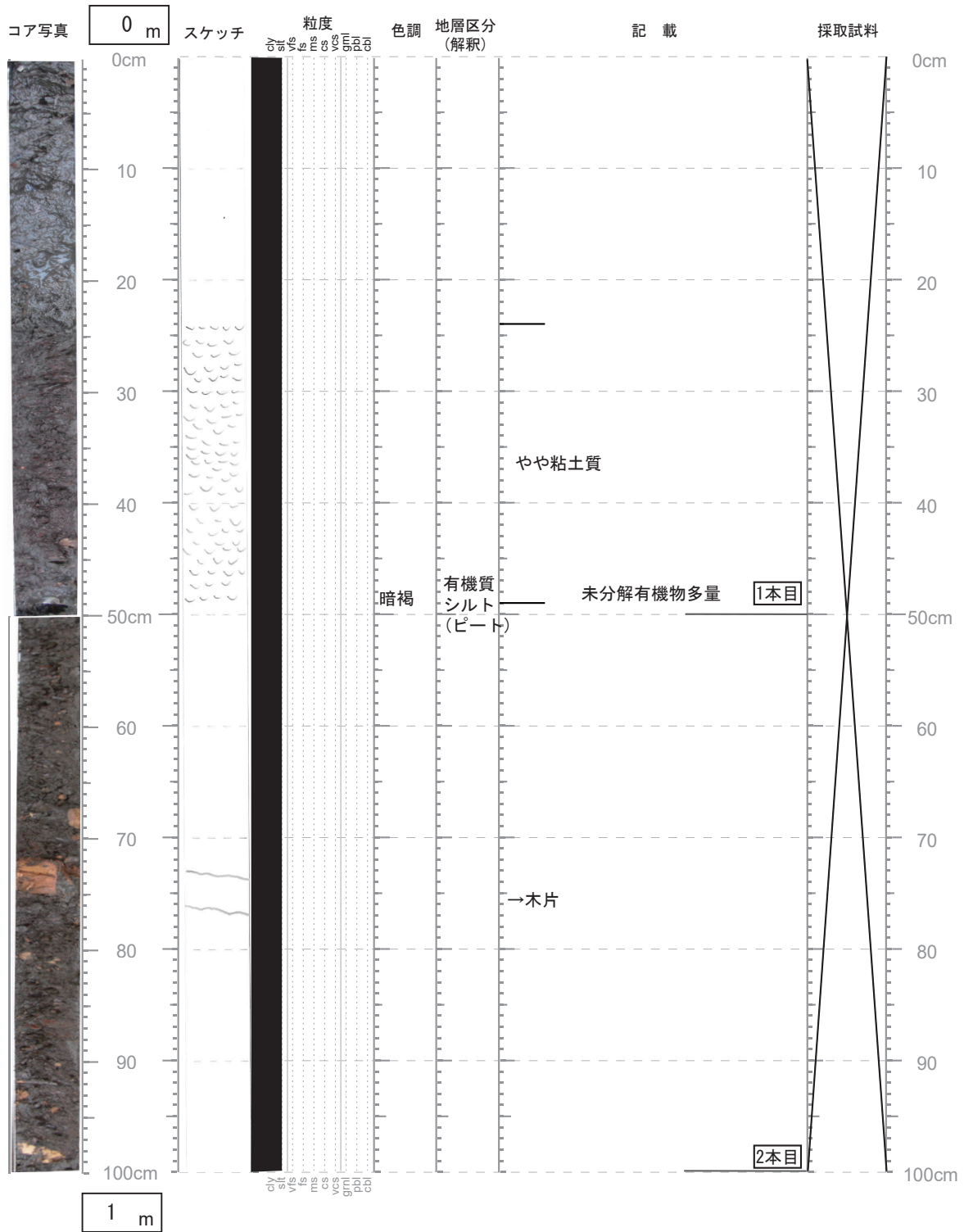
コア名 : wk-01-2 — no. 3 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

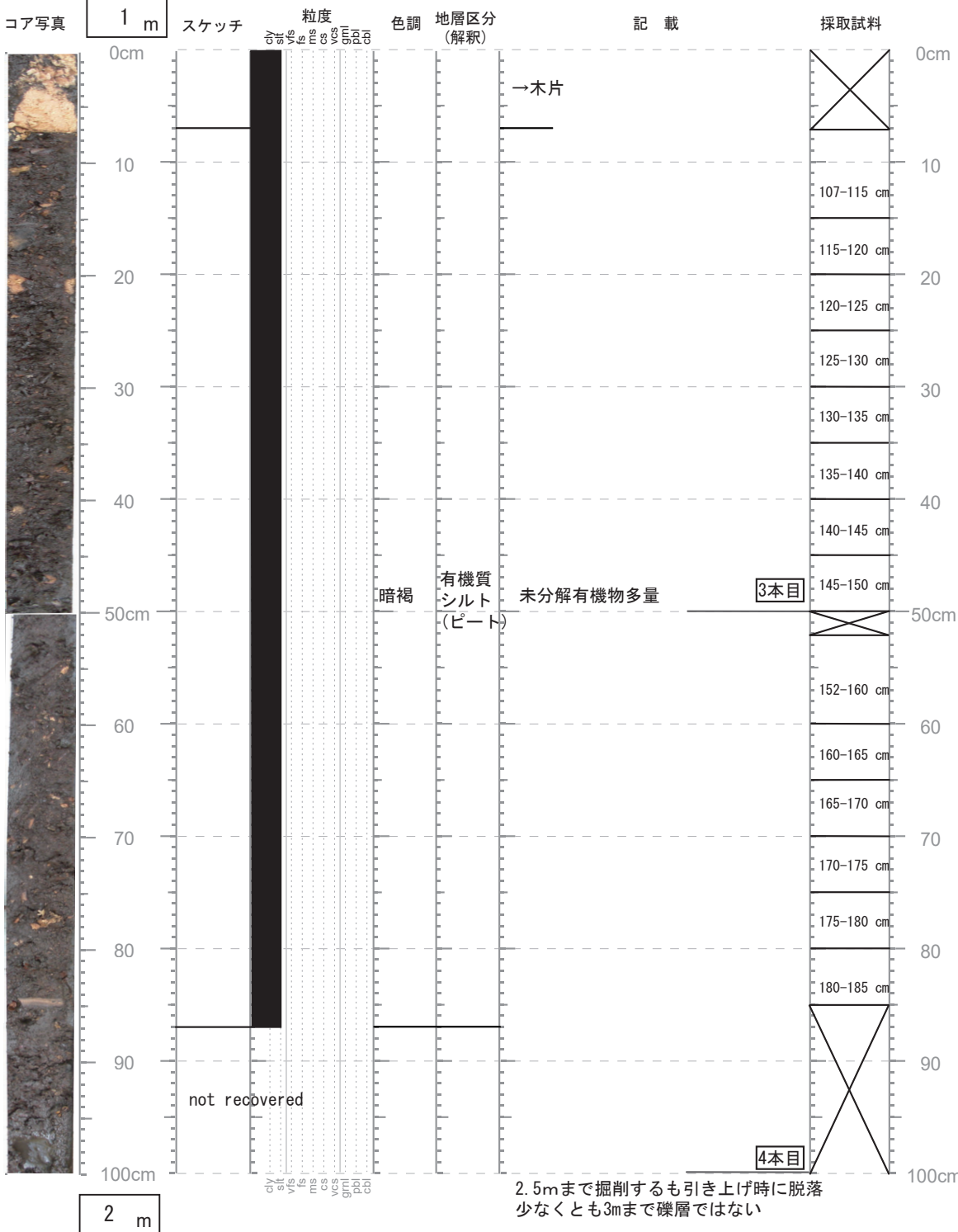


コア名 : wk-01-3 — no. 1 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

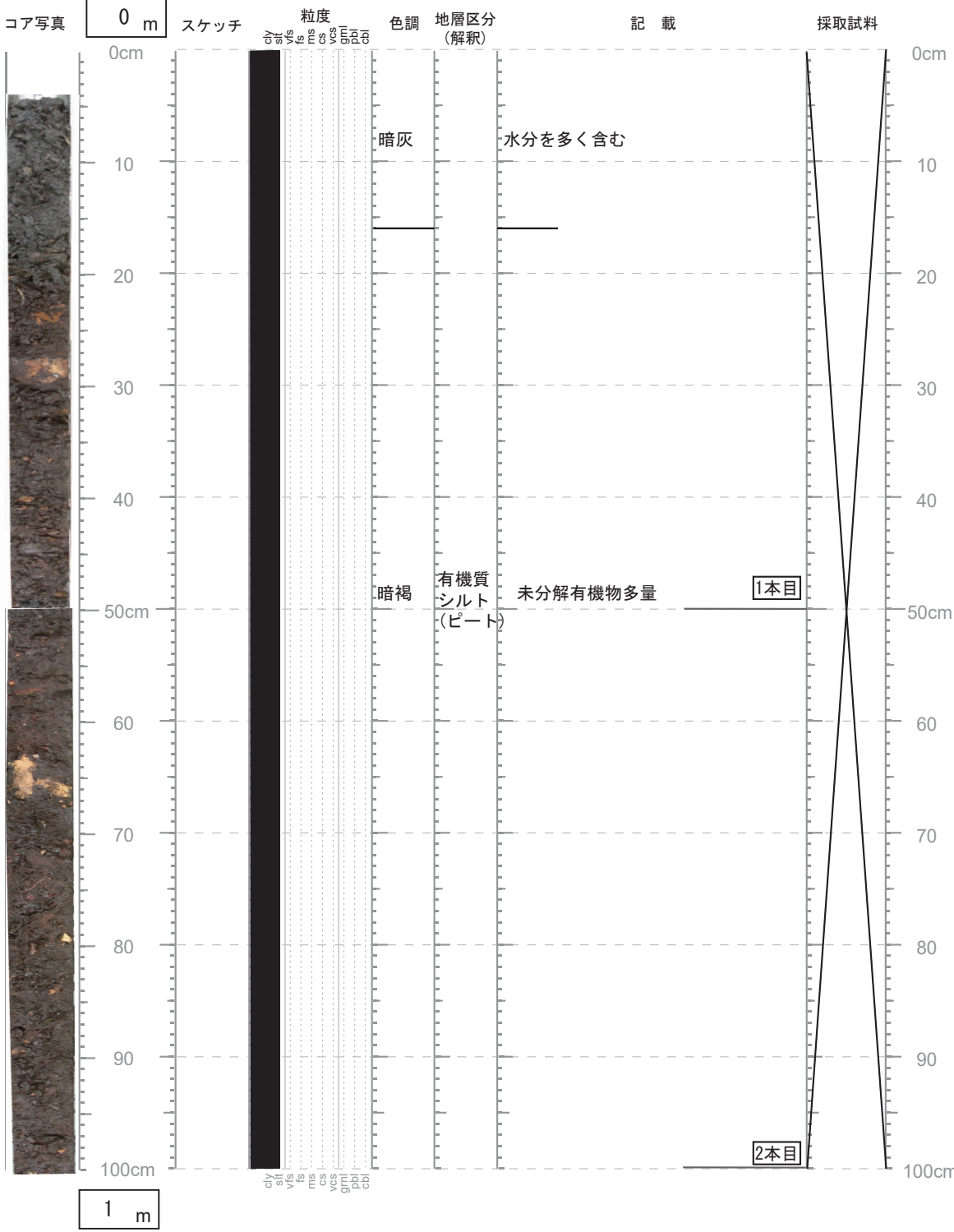


コア名 : wk-01-3 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

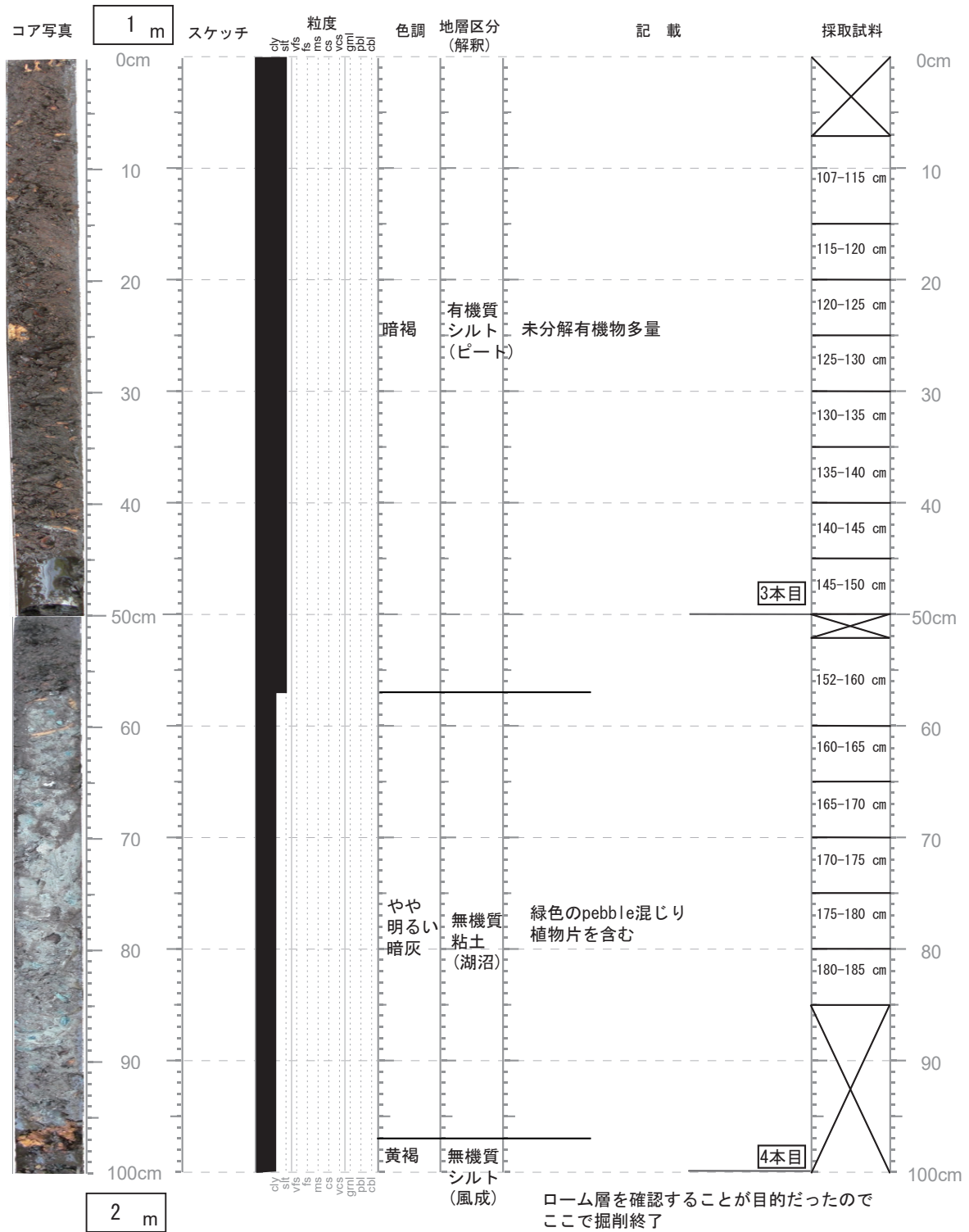


コア名 : wk-01-4 — no. 1 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014年6月23日 記載者 : 小村慶太郎

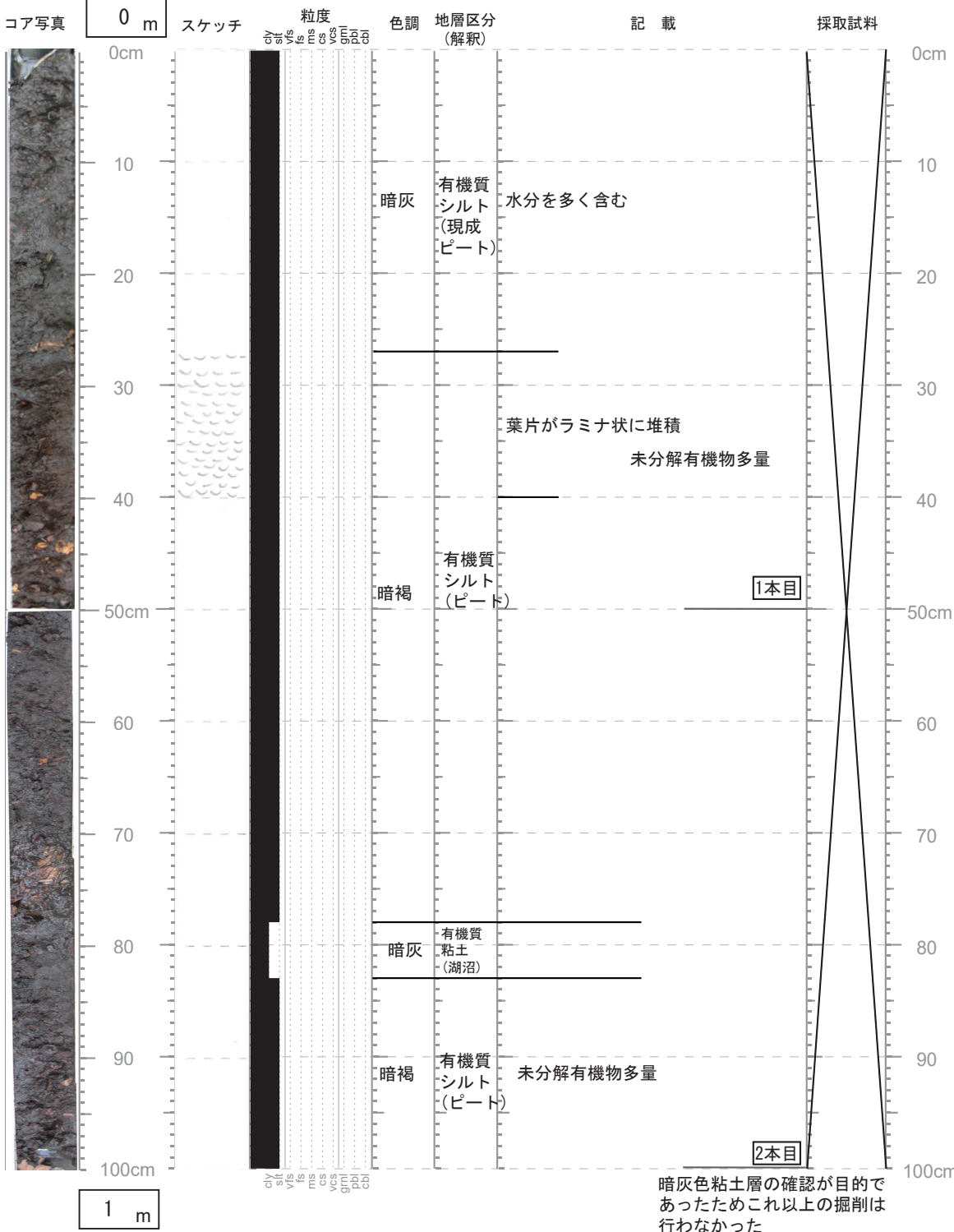


コア名 : wk-01-4 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

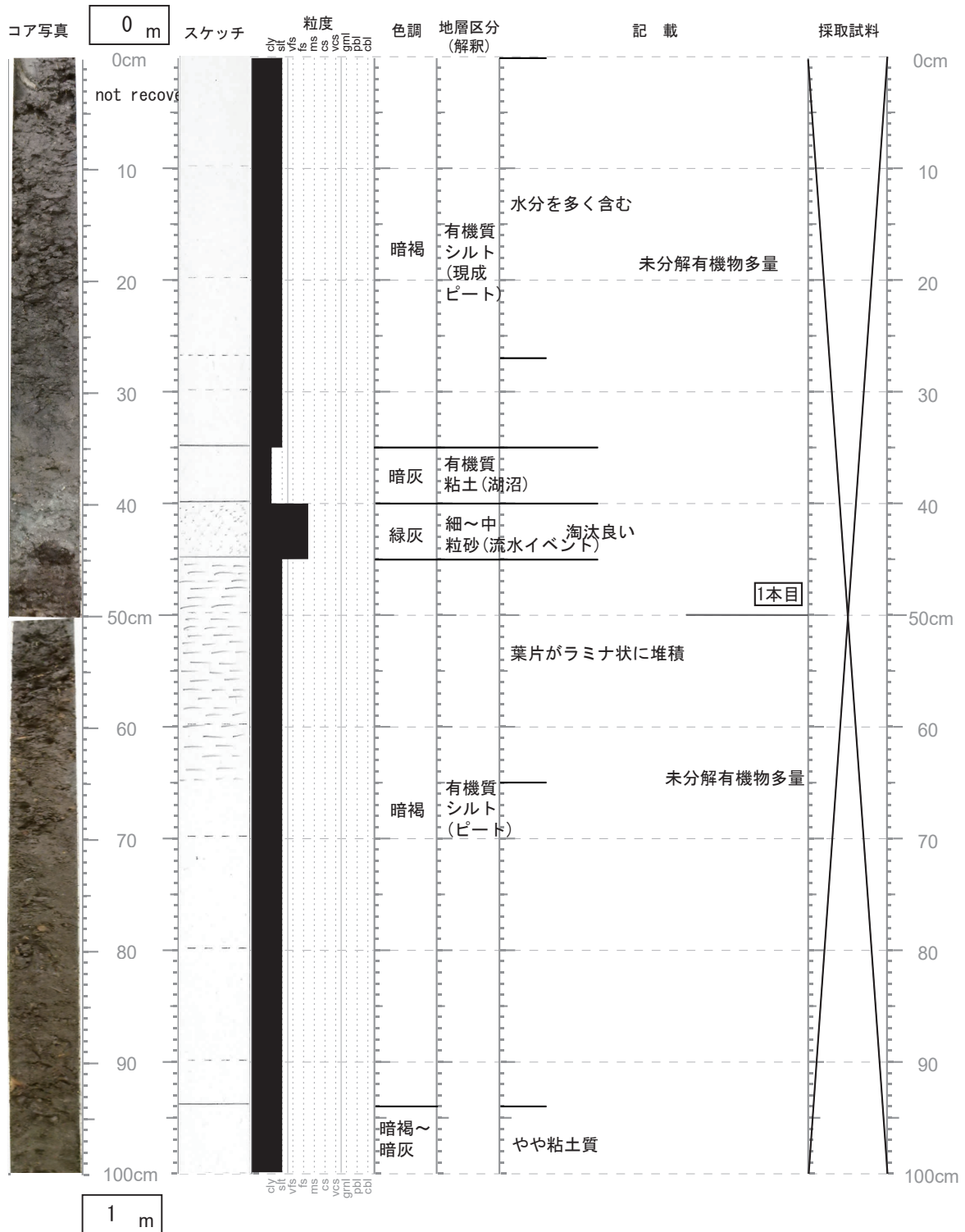


コア名 : wk-01-5 — no. 1 — 掘削方法_ハンドオーガー_

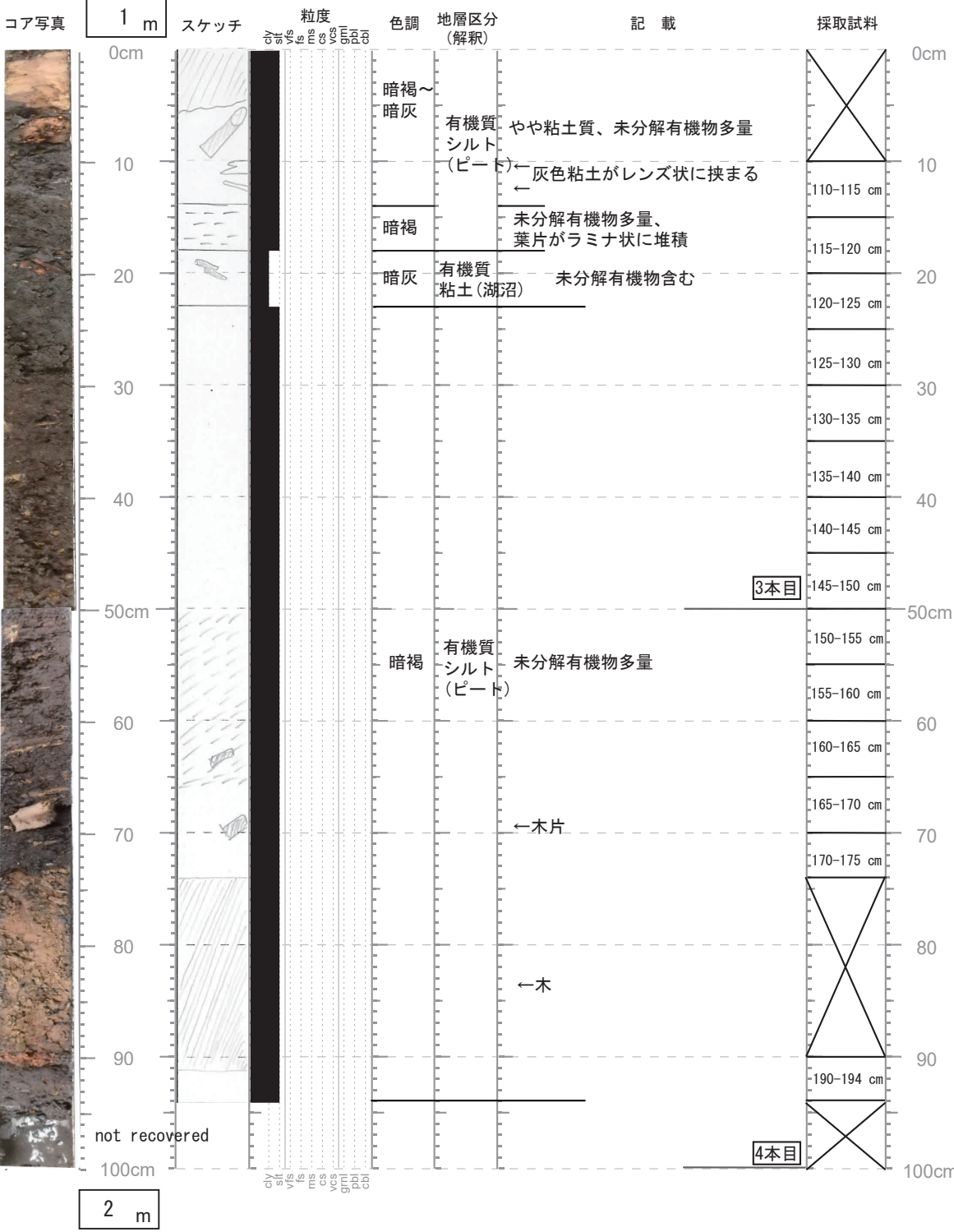
記載日 : 2014年6月23日 記載者 : 小村慶太郎



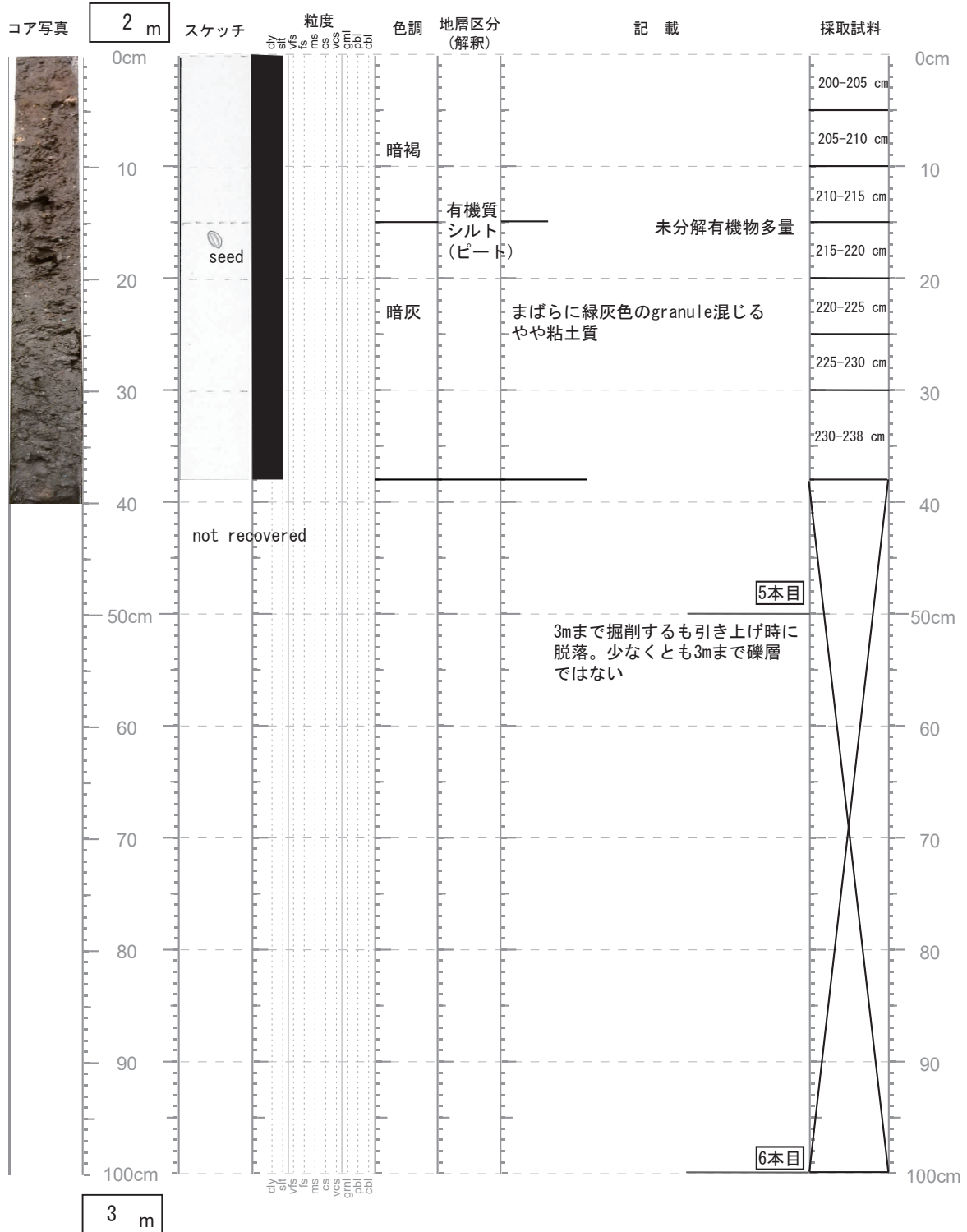
コア名 : wk-01-6 (2015コア) — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 4 日 記載者 : 小村慶太郎



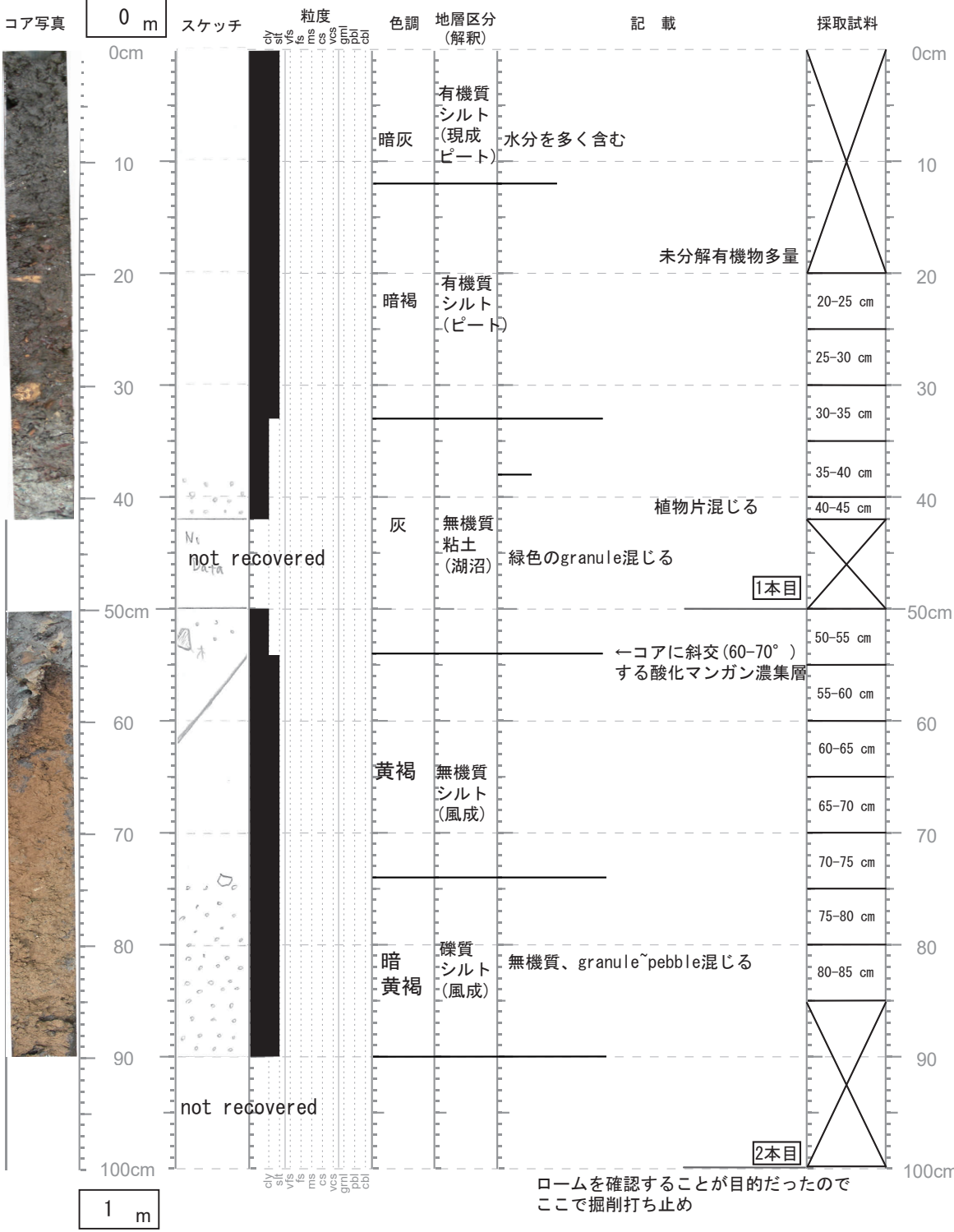
コア名 : wk-01-6 (2015コア) — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 4 日 記載者 : 小村慶太郎



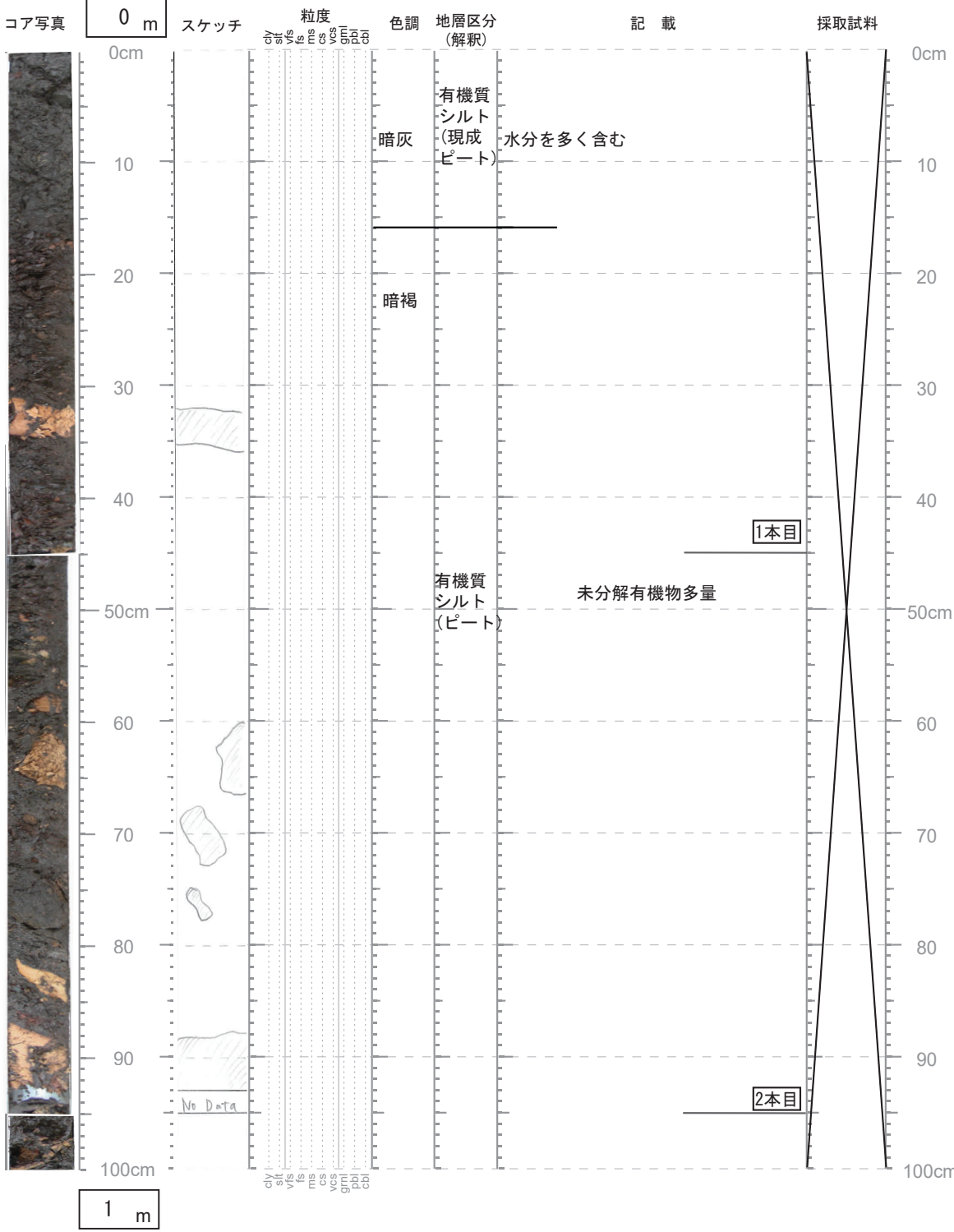
コア名： wk-01-6 (2015コア) — no. 3 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日： 2015 年 6 月 4 日 記載者： 小村慶太郎



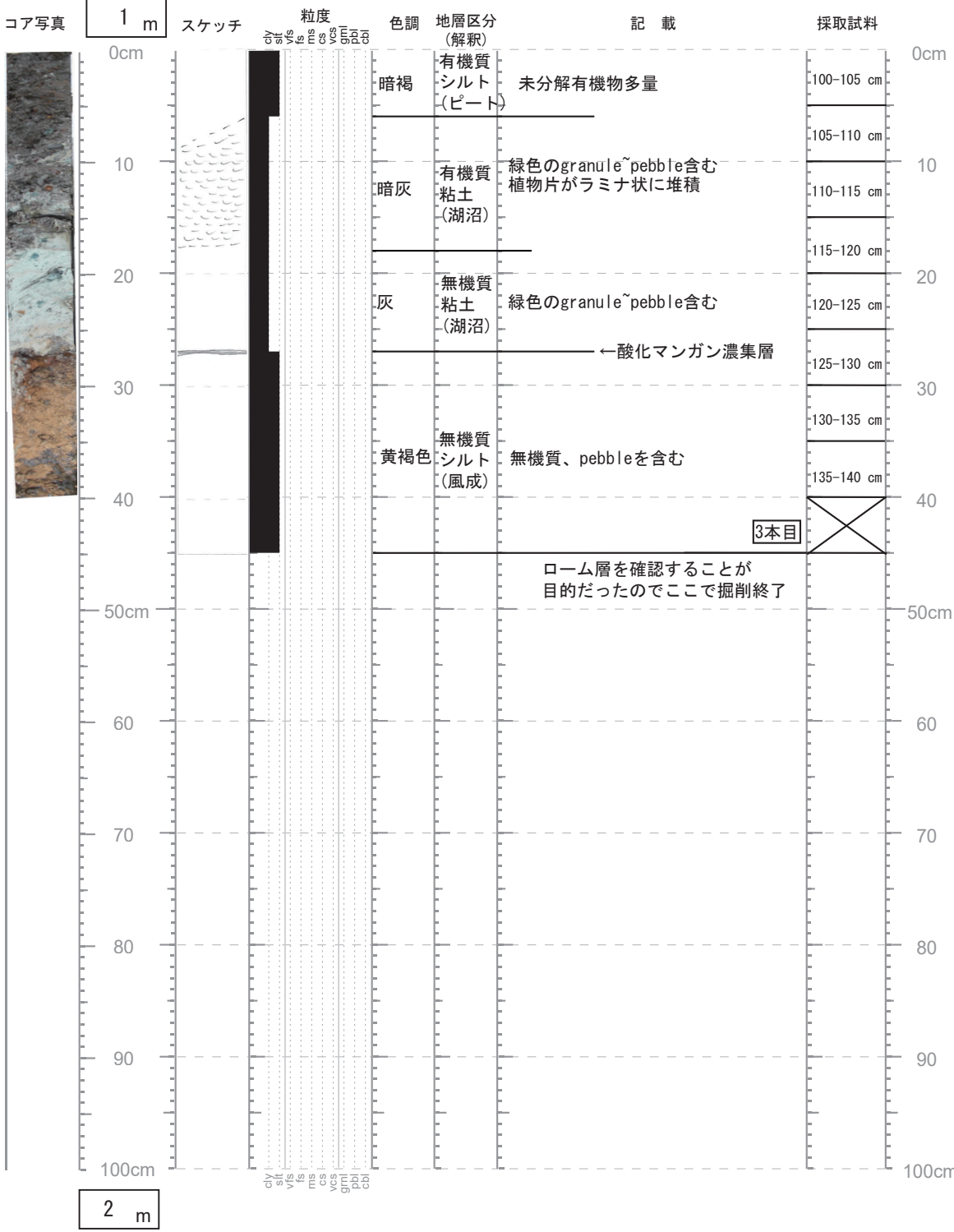
コア名 : wk-01-7 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



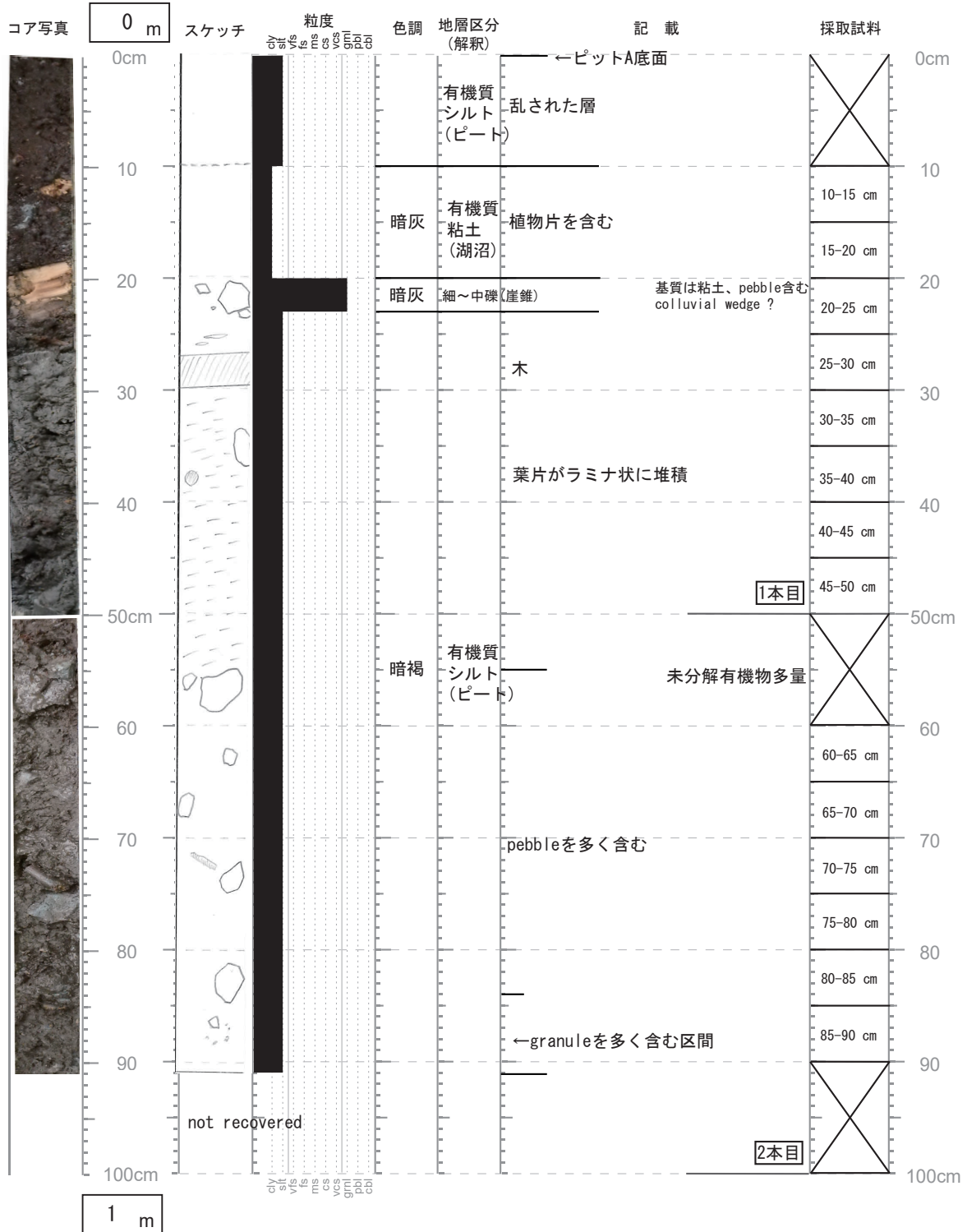
コア名 : wk-01-8 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-01-8 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

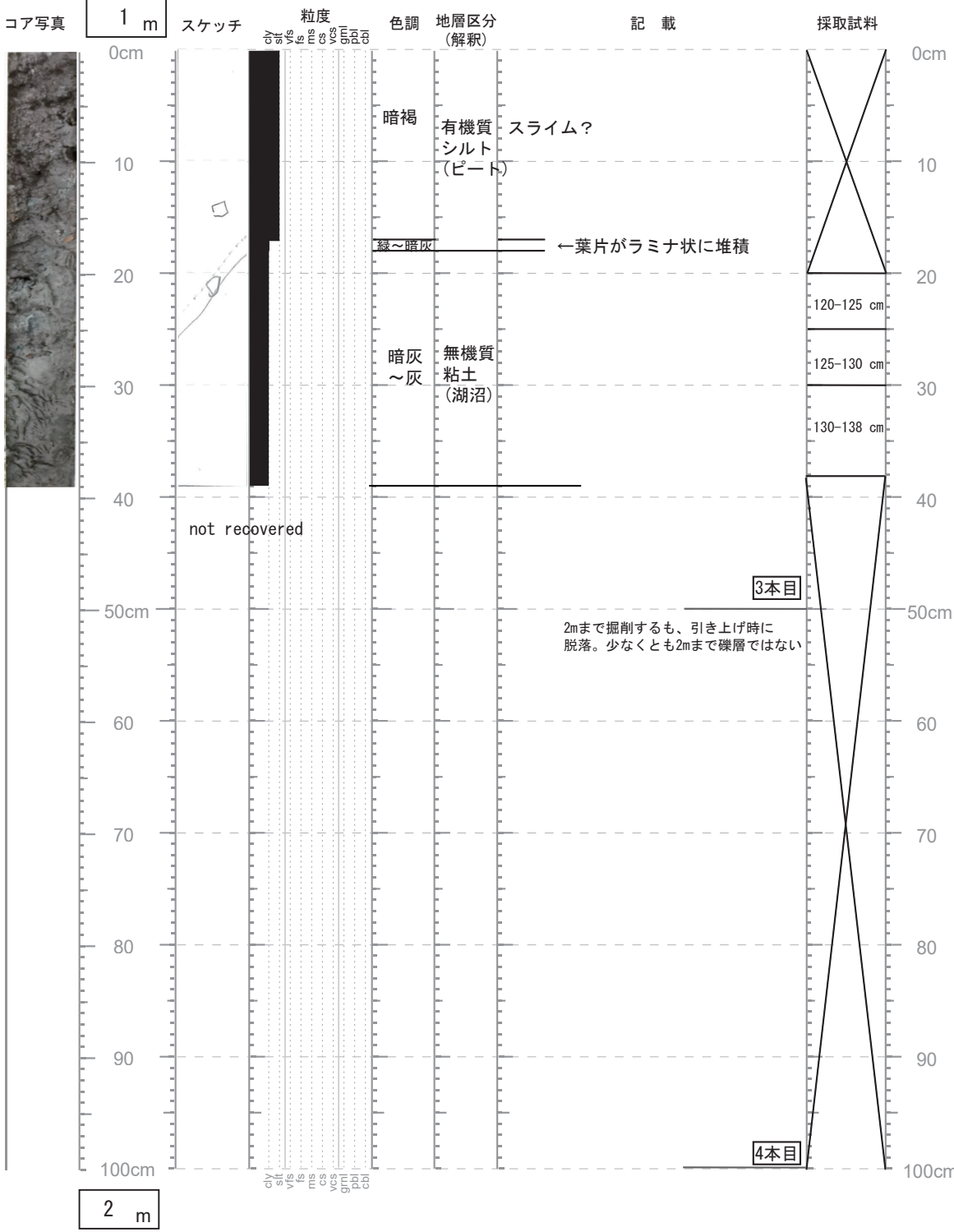


コア名 : wk-01-9 (2015コア) — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 4 日 記載者 : 小村慶太郎

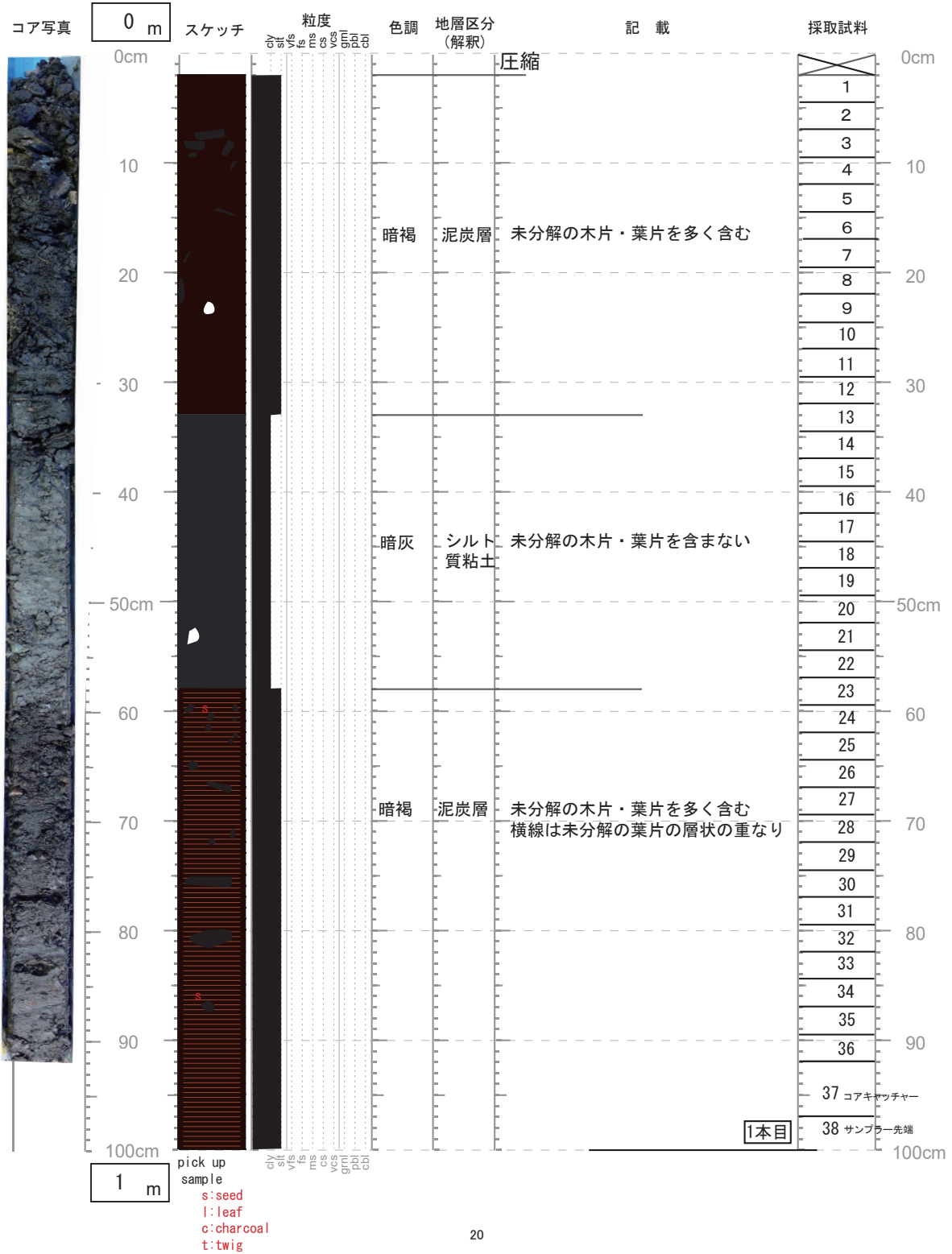


コア名 : wk-01-9 (2015コア) — no. 2 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2015 年 6 月 4 日 記載者 : 小村慶太郎

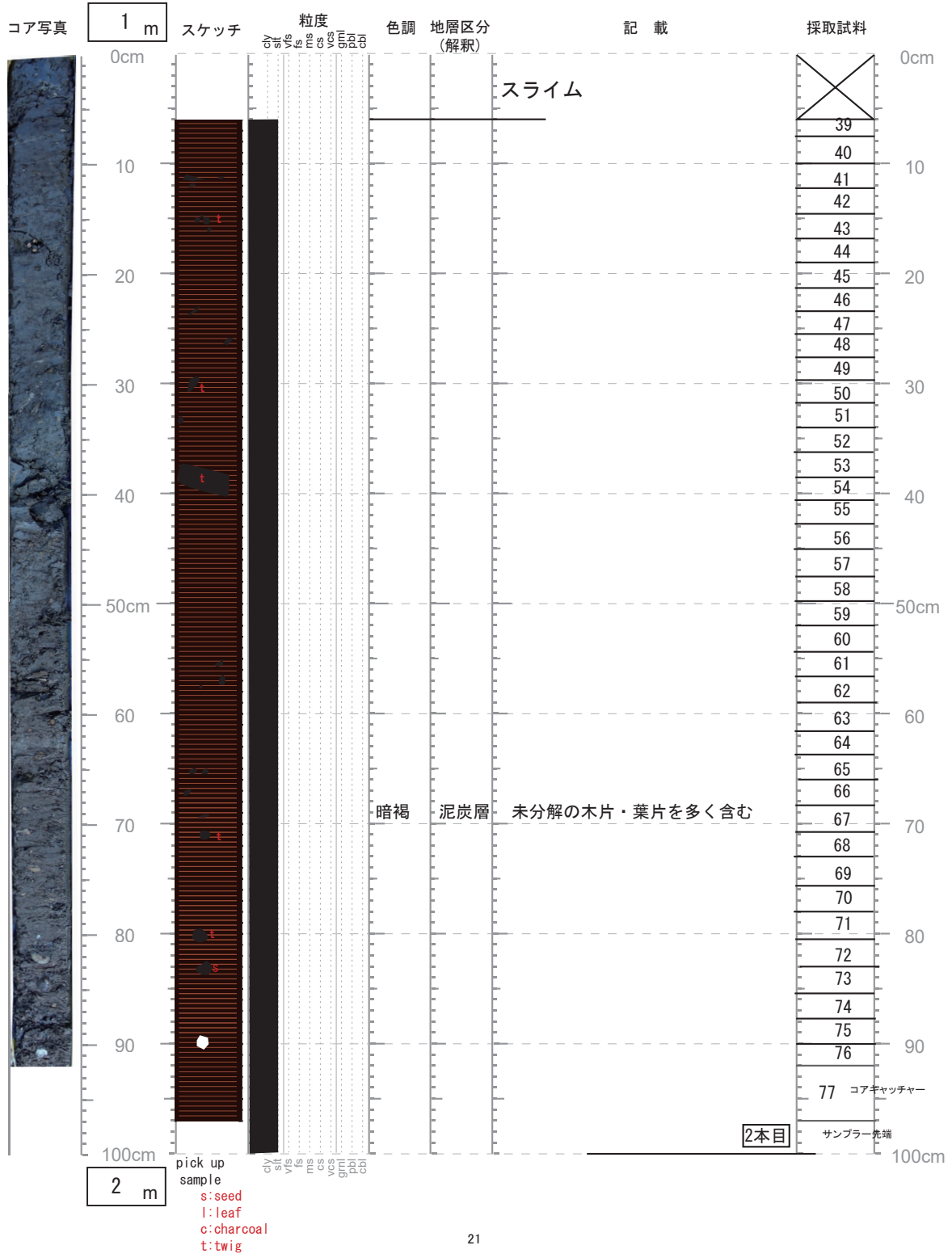


コア名 : wk-p-01 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 13 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

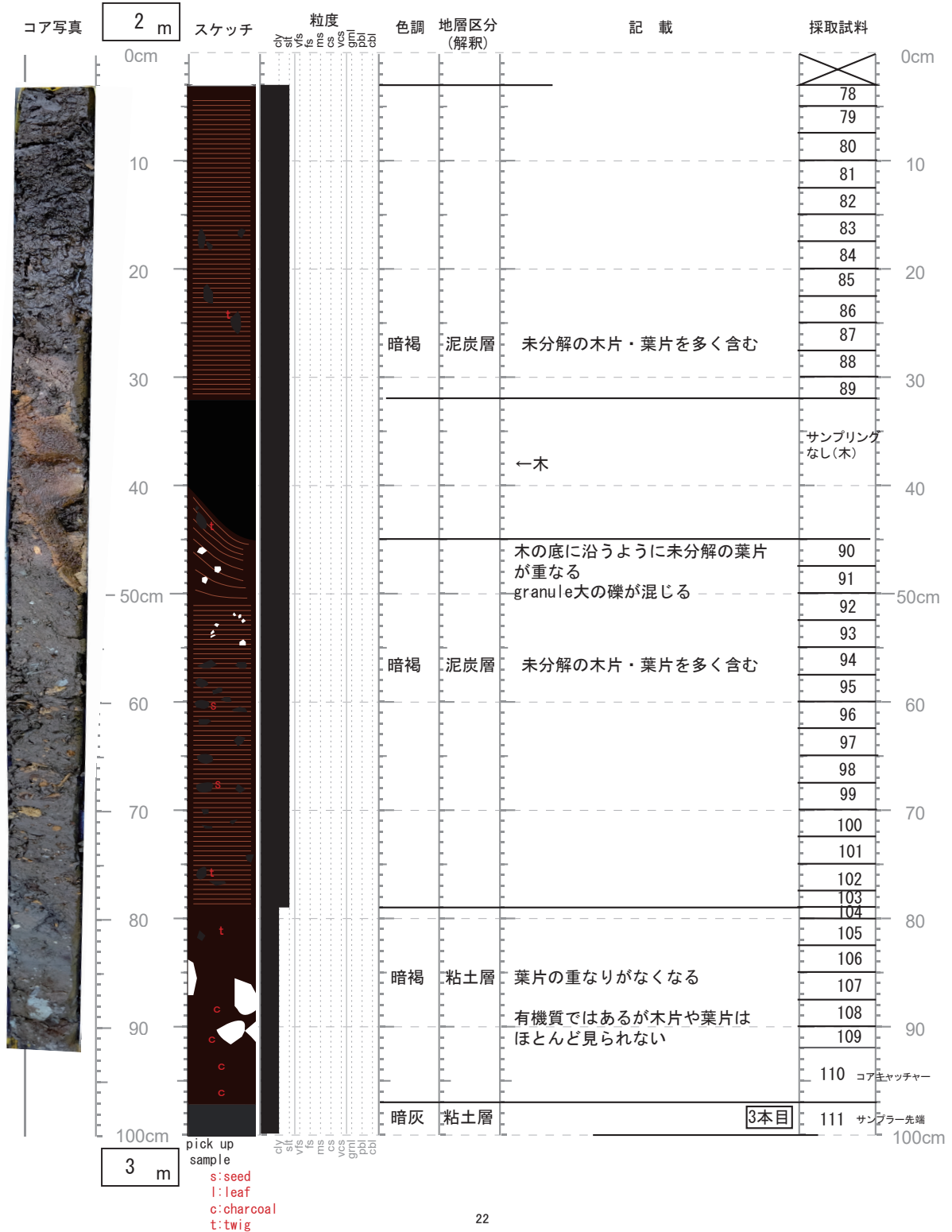


コア名 : wk-p-01 — no. 2 — 掘削方法 PPCS

記載日 : 2016 年 10 月 13 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

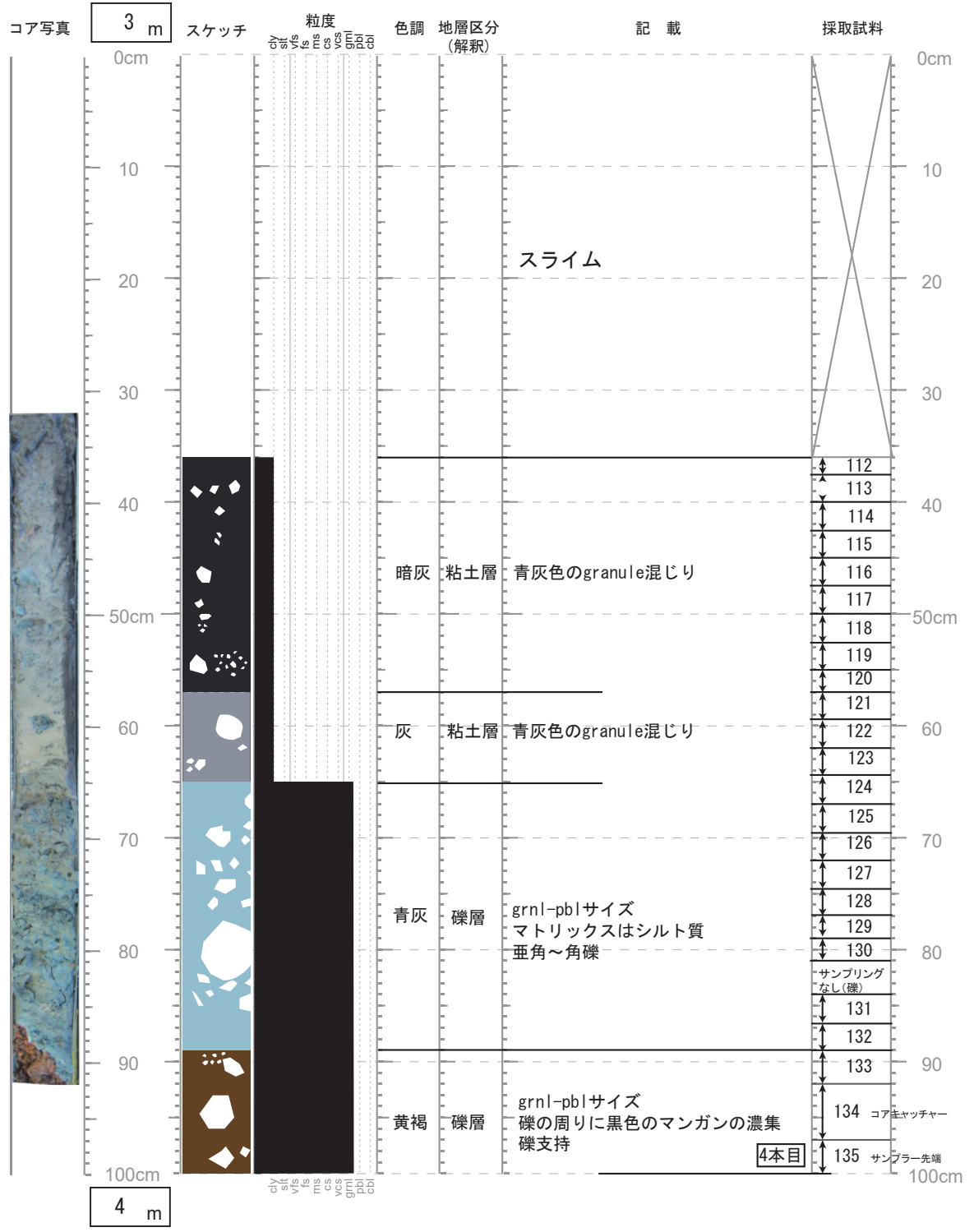


コア名 : wk-p-01 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 13 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

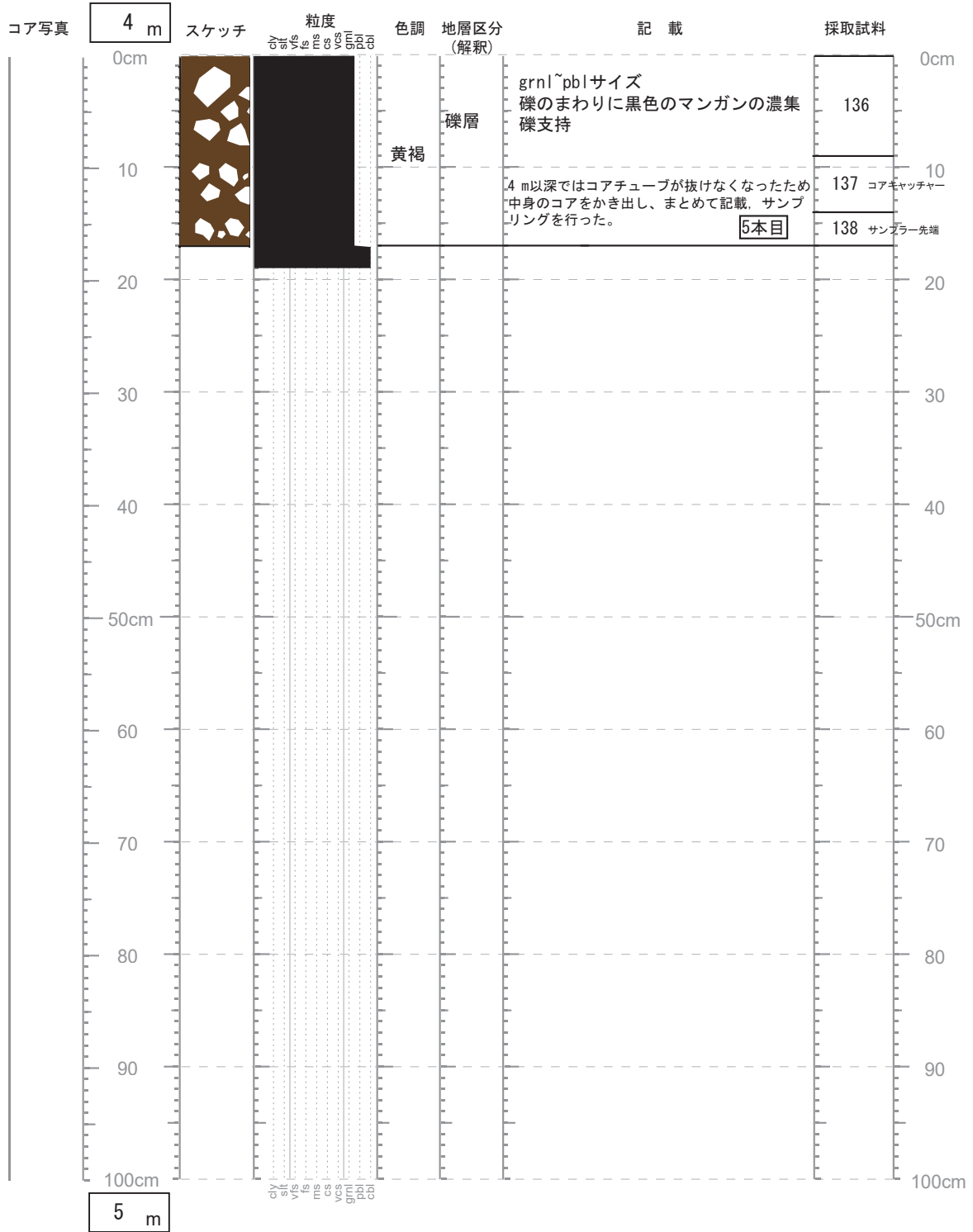


コア名 : wk-p-01 — no. 4 — 掘削方法 PPCS

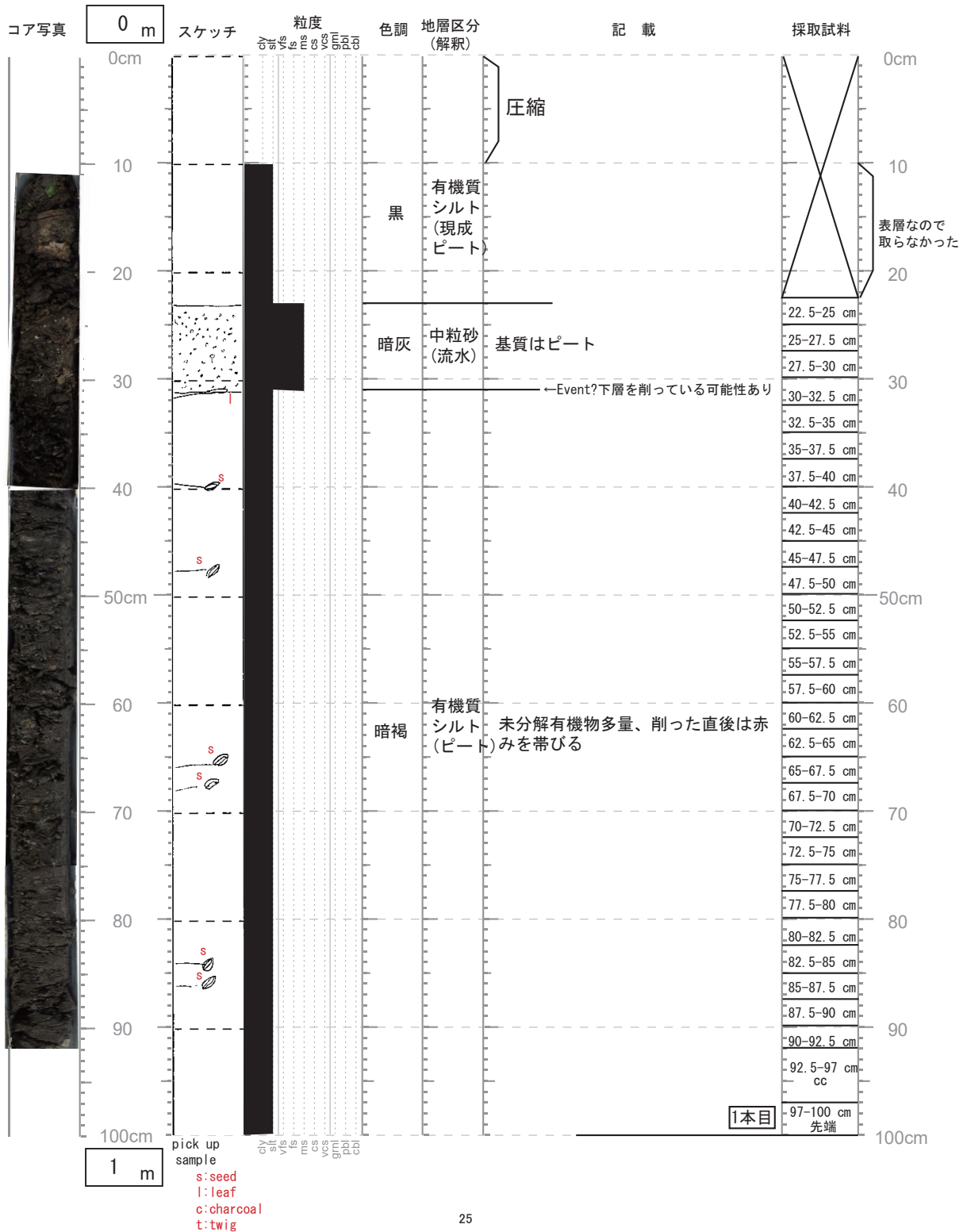
記載日 : 2016 年 10 月 13 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



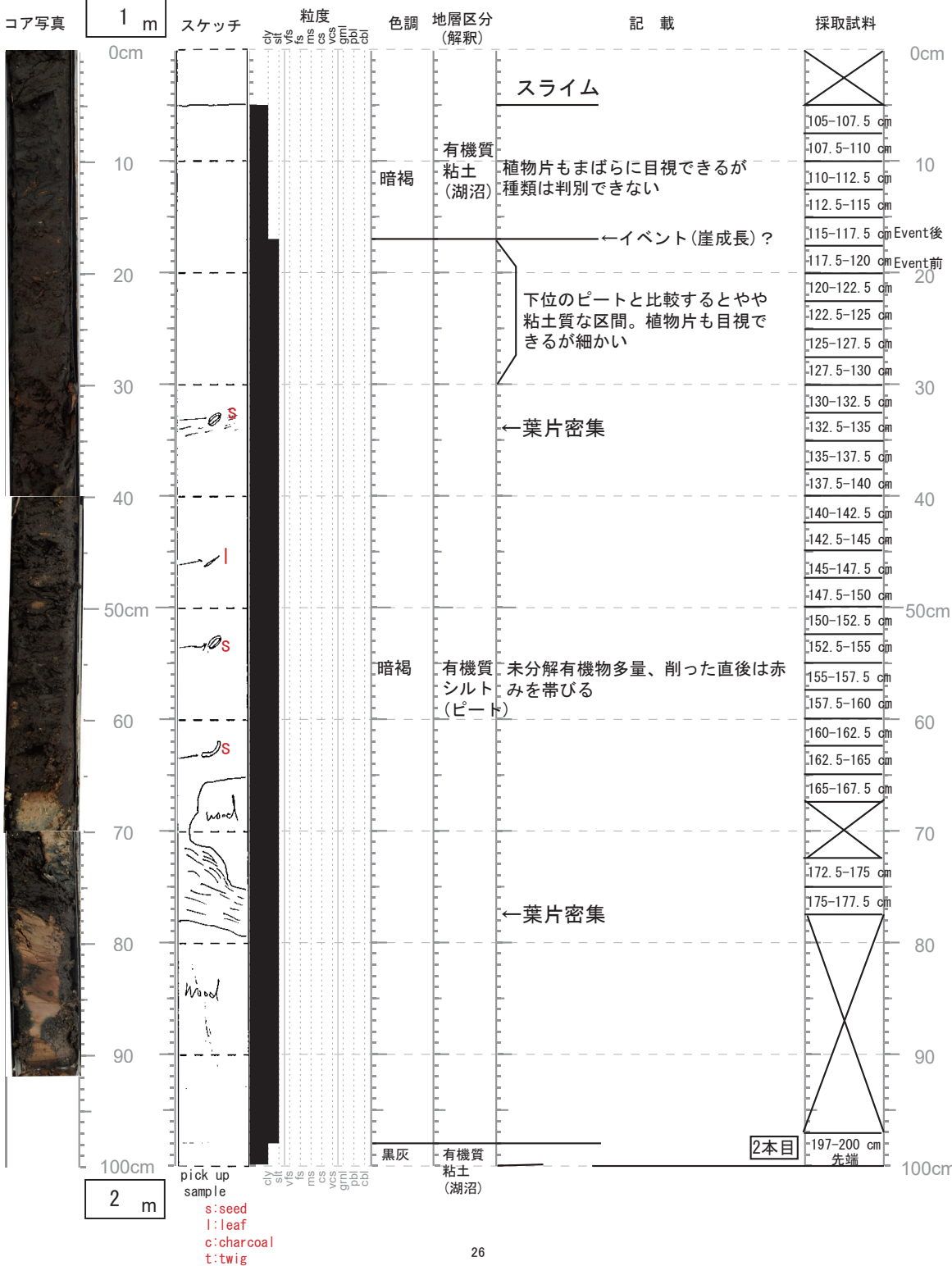
コア名 : wk-p-01 — no. 5 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 13 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



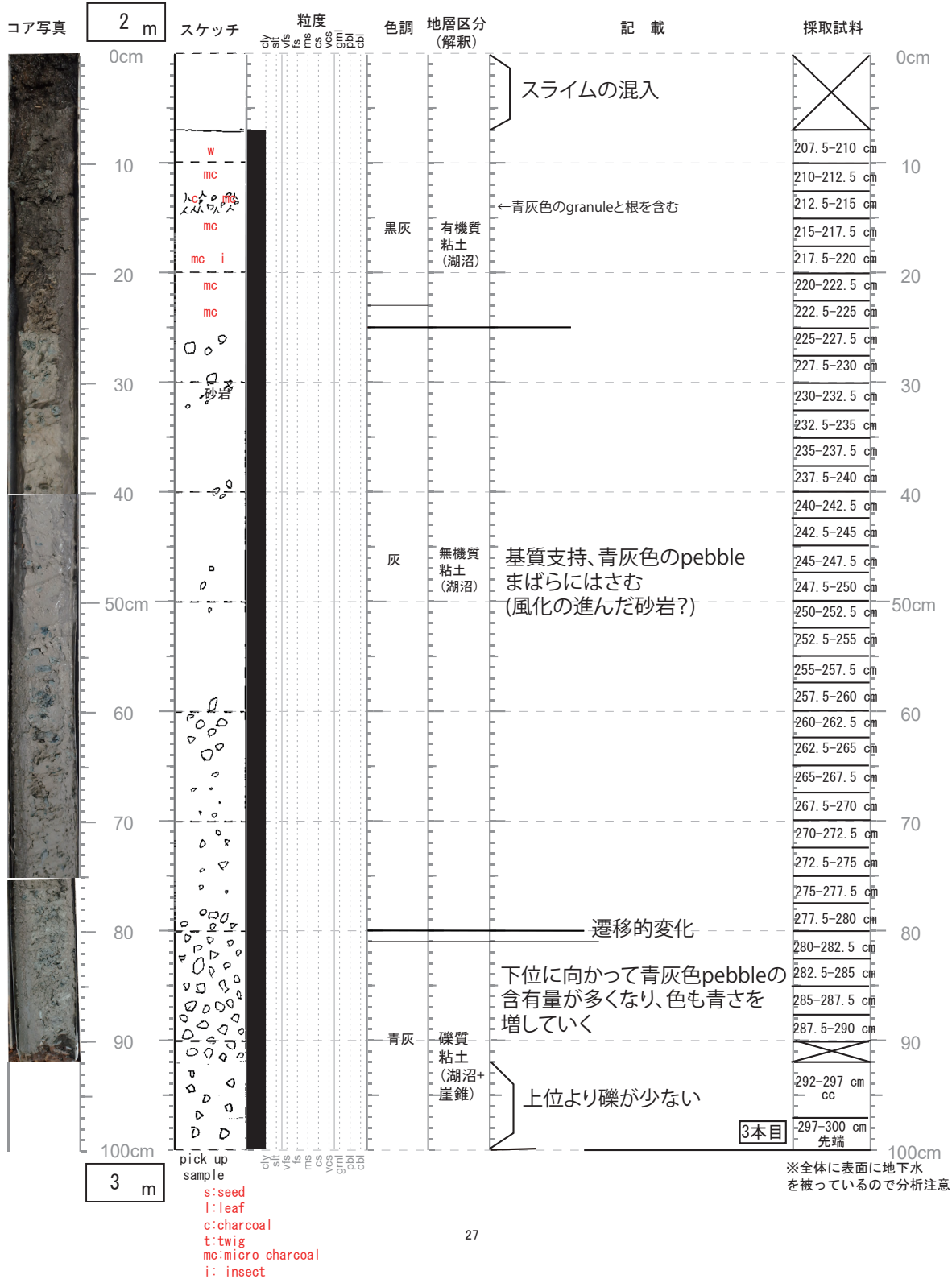
コア名 : wk-p-08 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 10 日 記載者 : 小村慶太郎



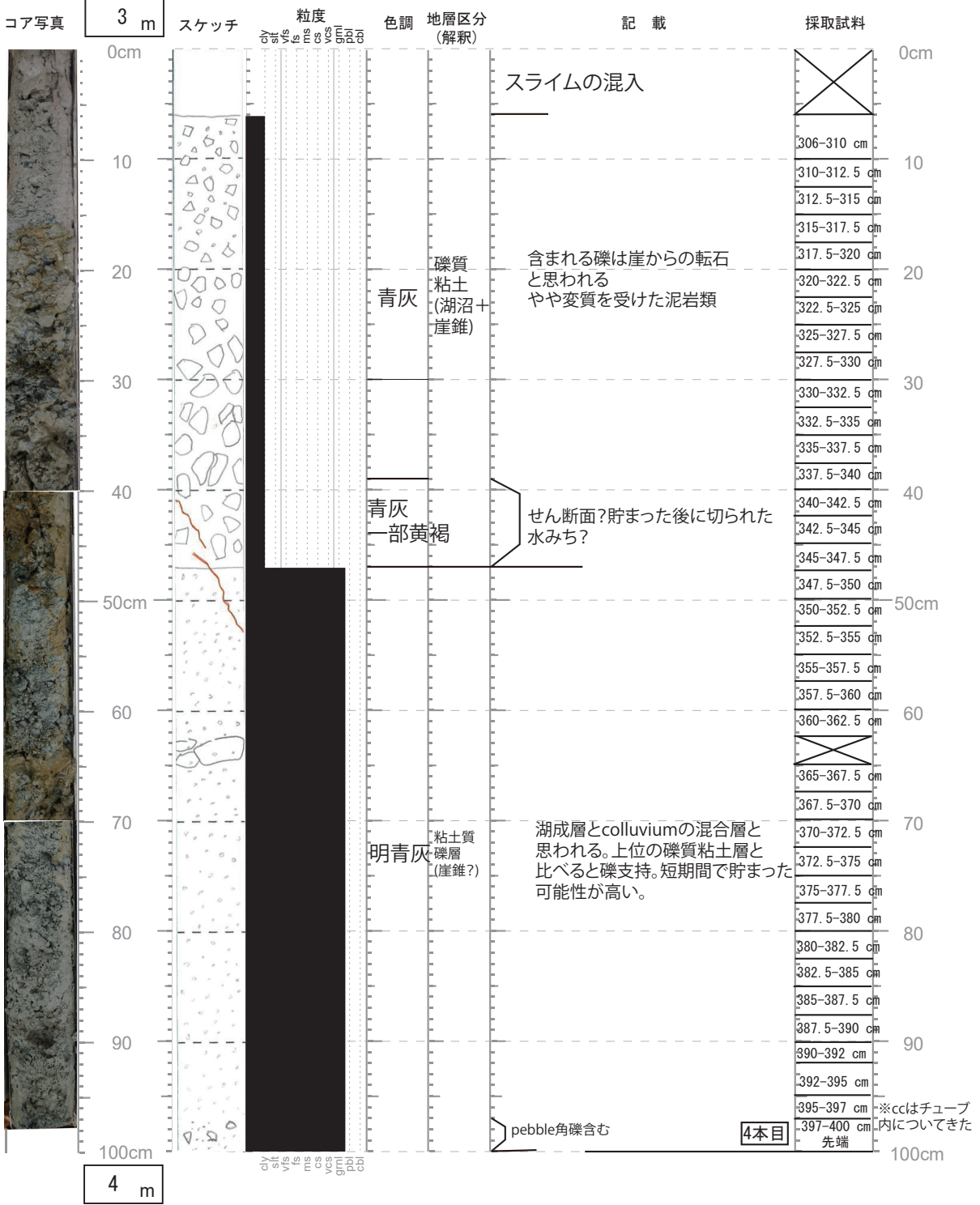
コア名 : wk-p-08 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 11 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-p-08 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 11 日 記載者 : 小村慶太郎

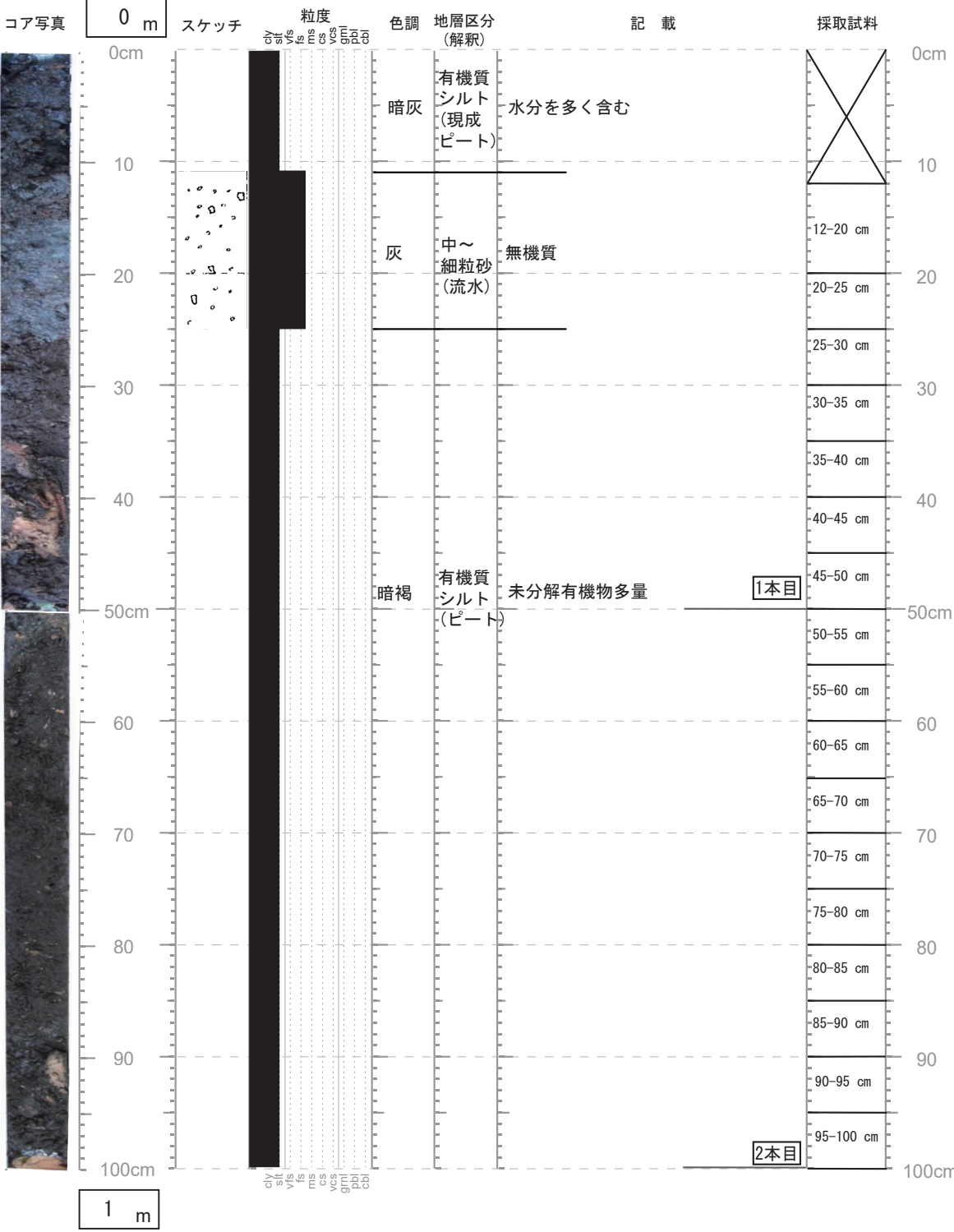


コア名 : wk-p-08 — no. 4 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 11 日 記載者 : 小村慶太郎



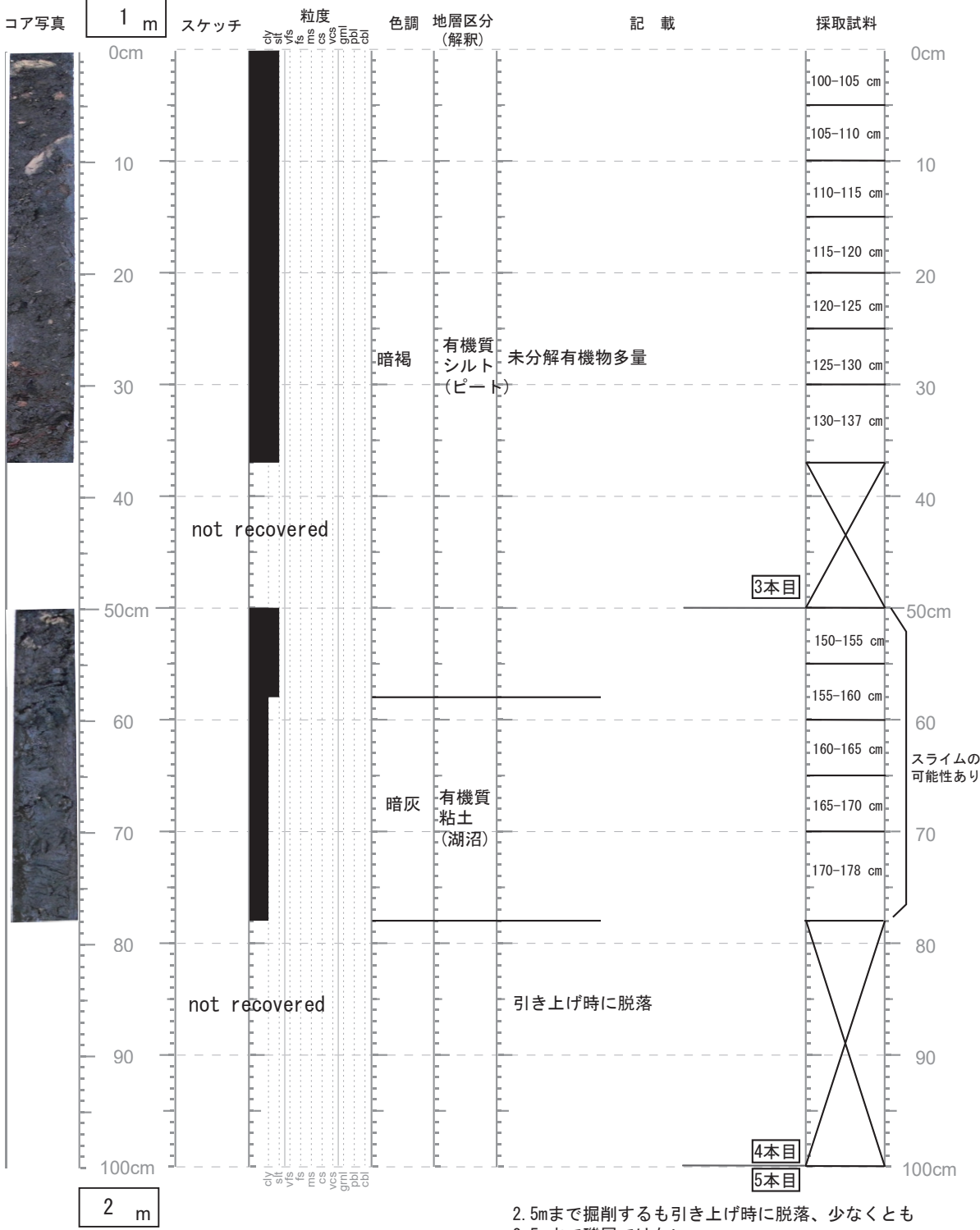
コア名 : wk-02-1 — no. 1 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014年10月17日 記載者 : 小村慶太郎



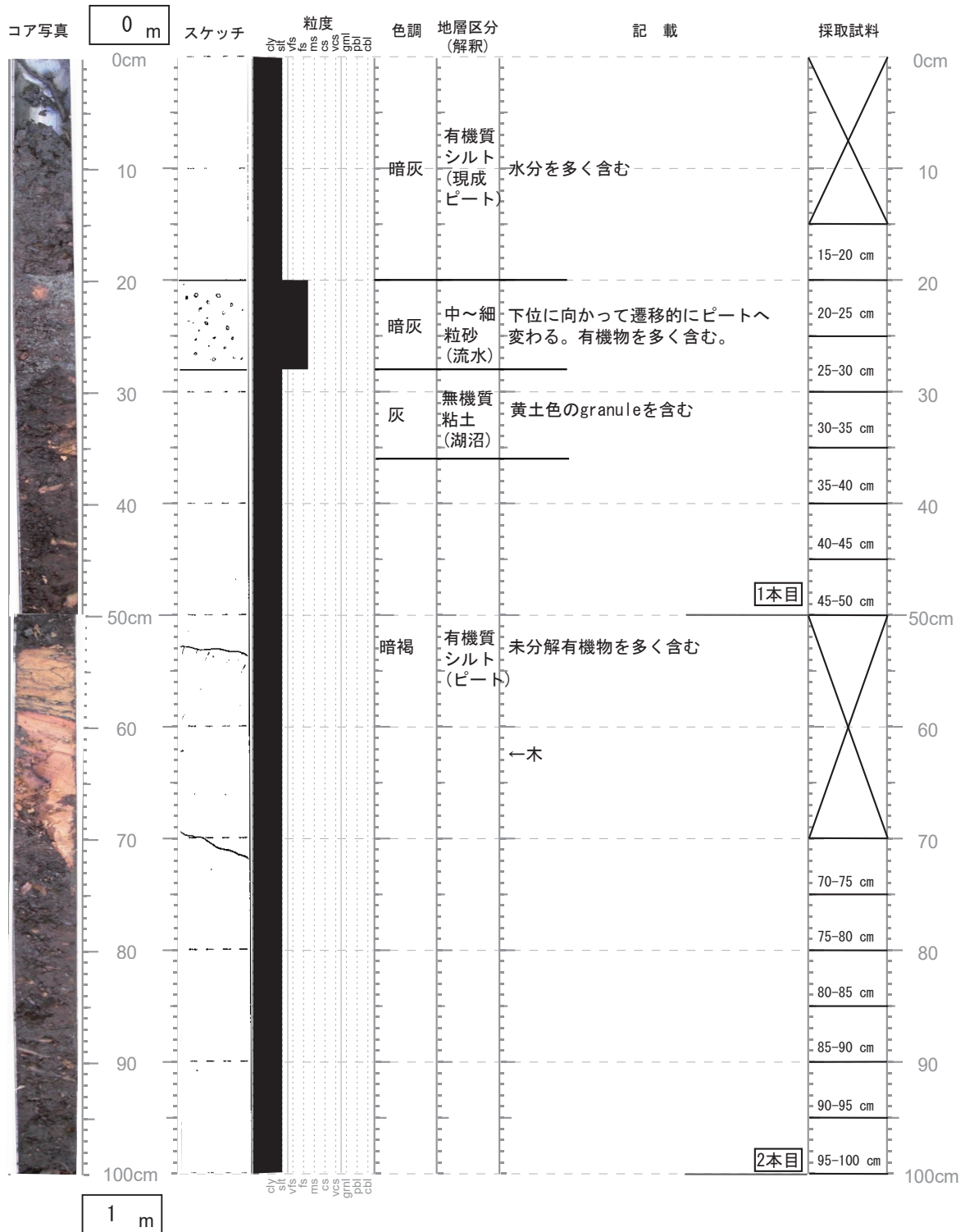
コア名 : wk-02-1 — no. 2 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014年10月17日 記載者 : 小村慶太郎

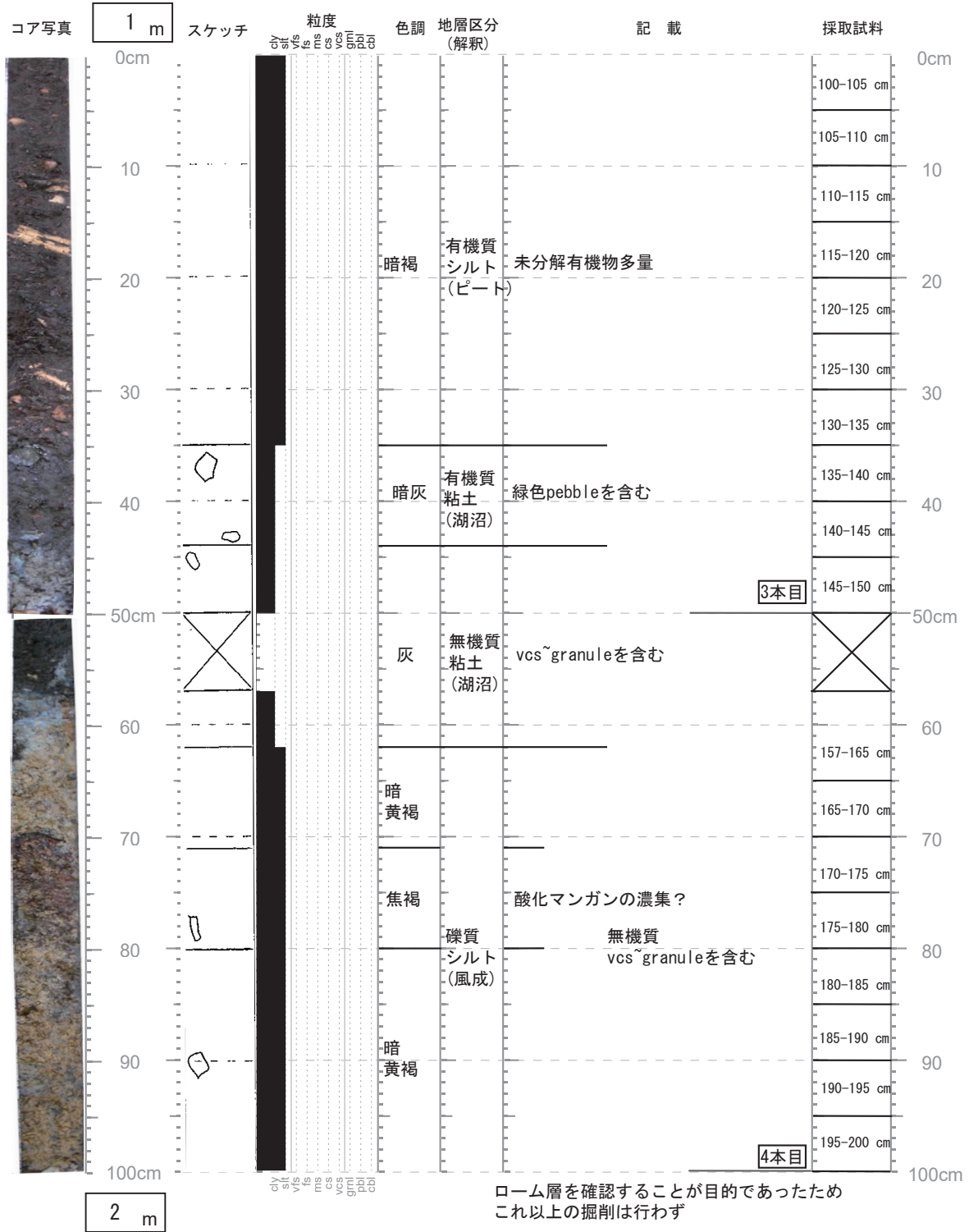


2.5mまで掘削するも引き上げ時に脱落、少なくとも2.5mまで礫層ではない

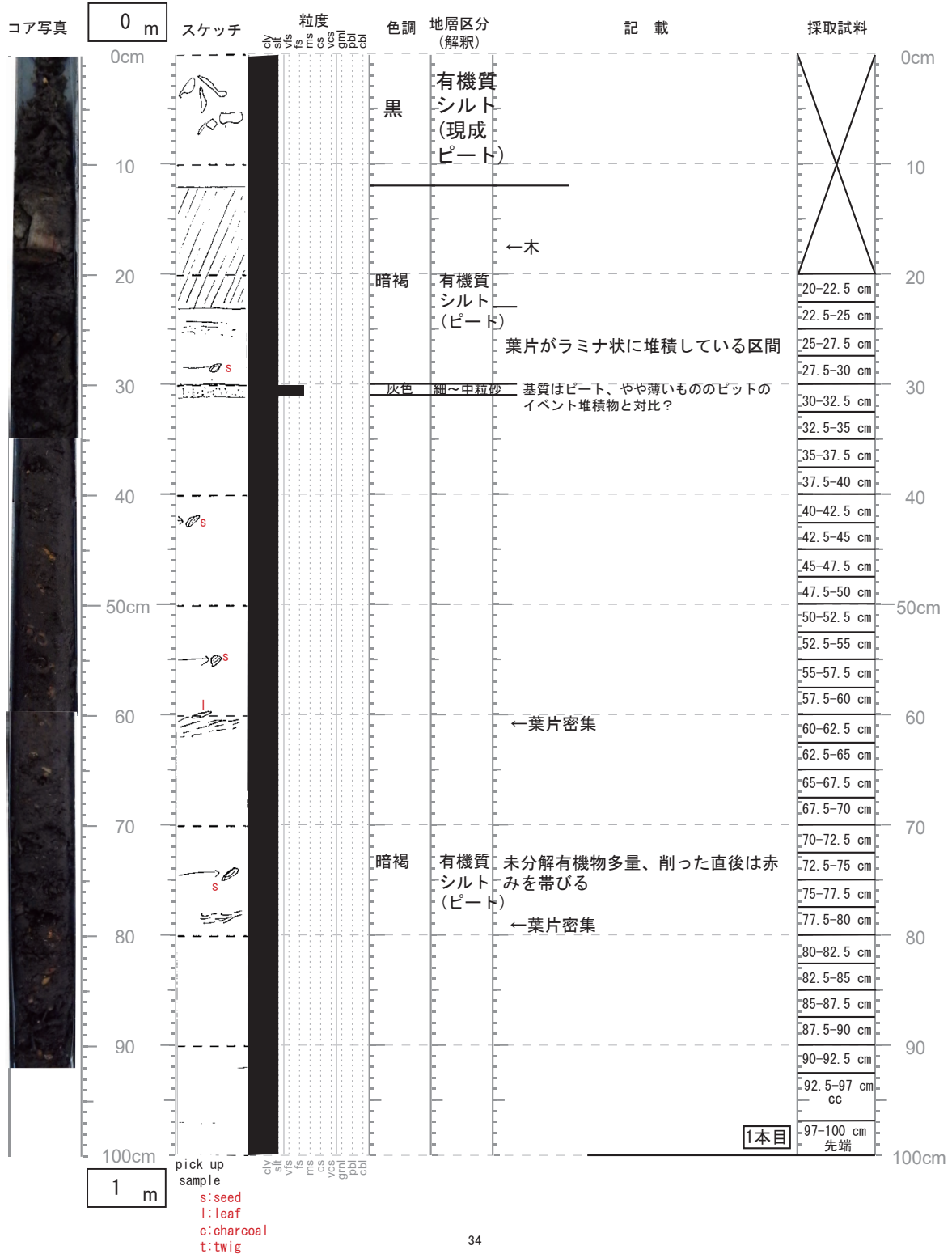
コア名 : wk-02-2 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 10 月 18 日 記載者 : 小村慶太郎



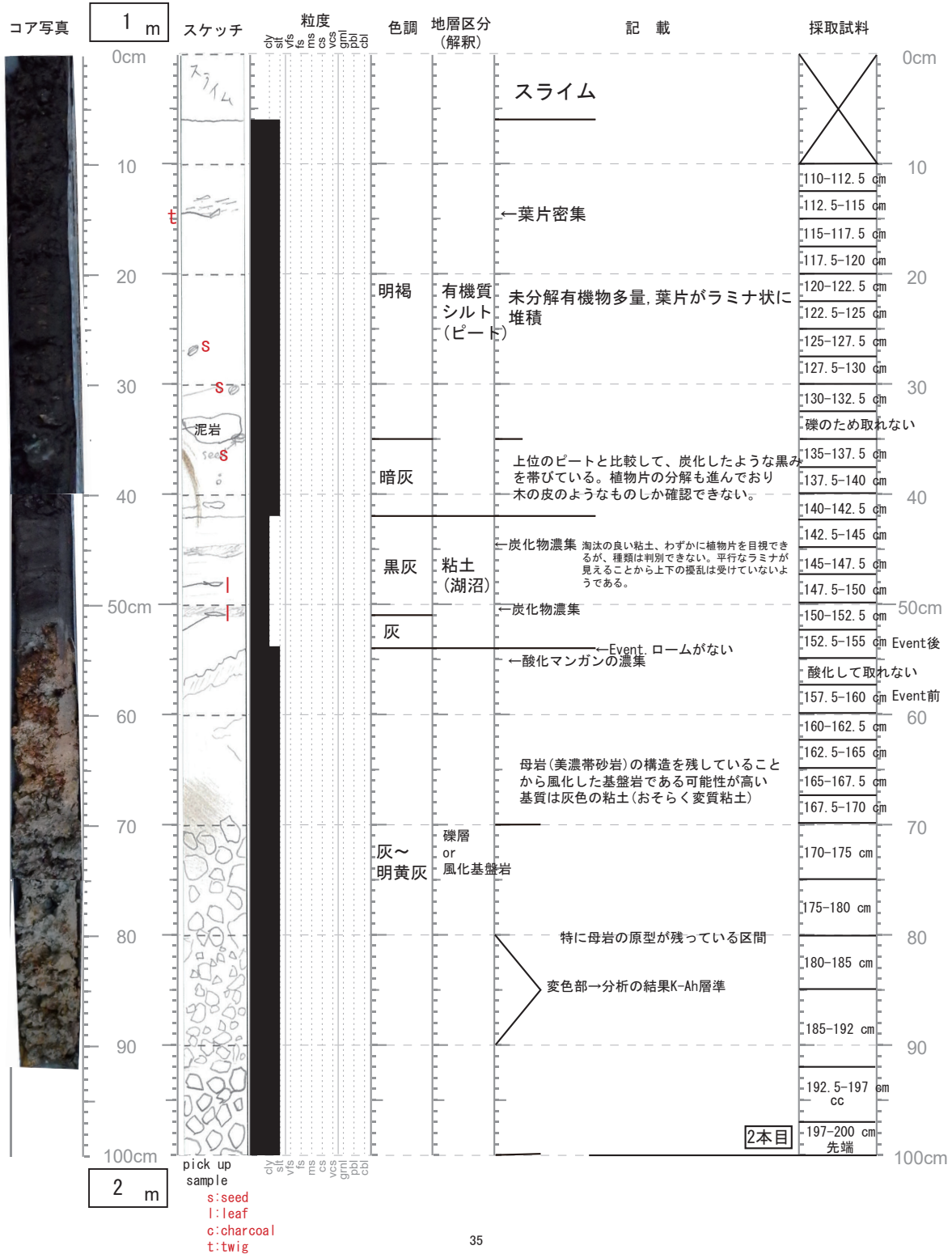
コア名 : wk-02-2 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 10 月 18 日 記載者 : 小村慶太郎



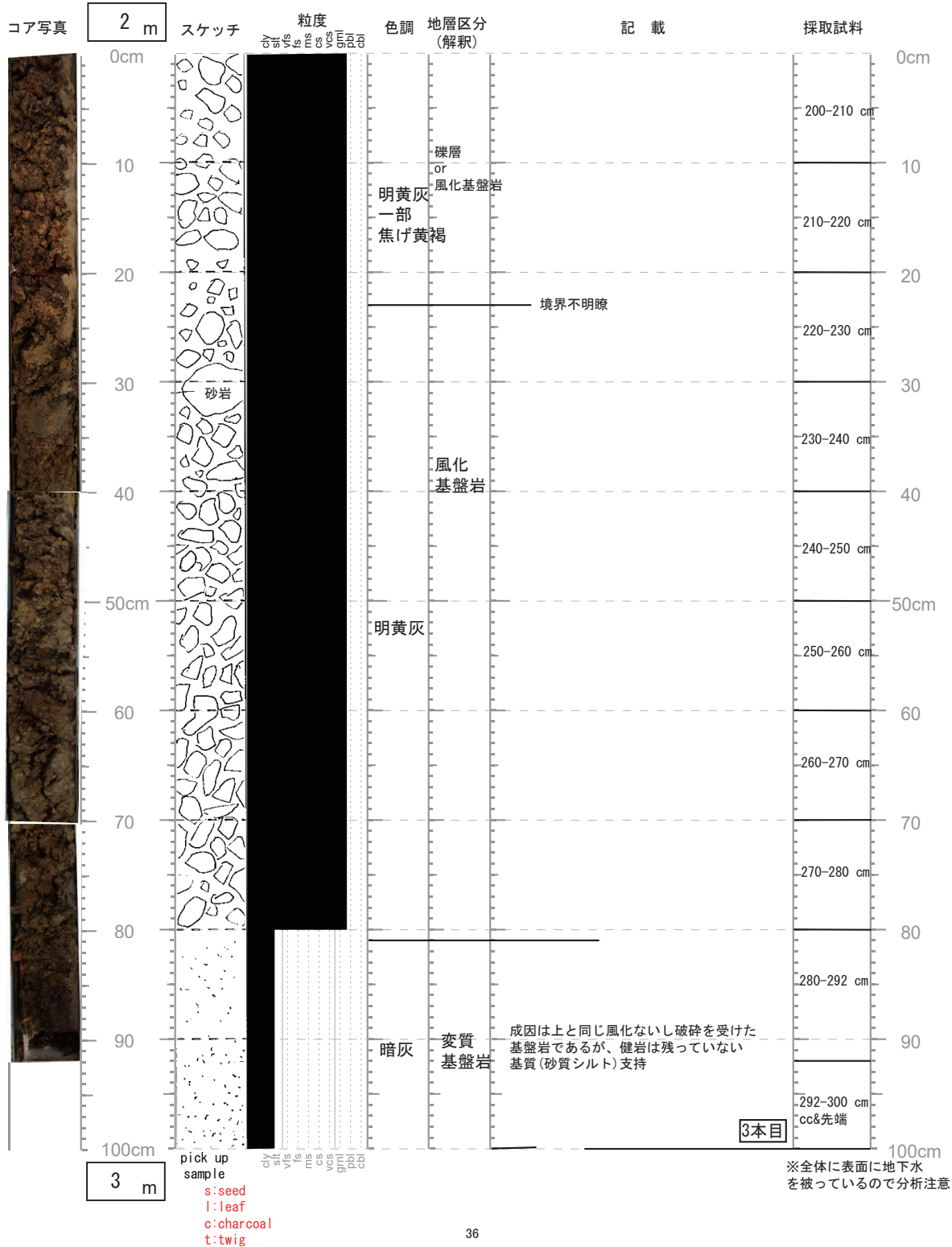
コア名 : wk-p-07 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 9 日 記載者 : 小村慶太郎



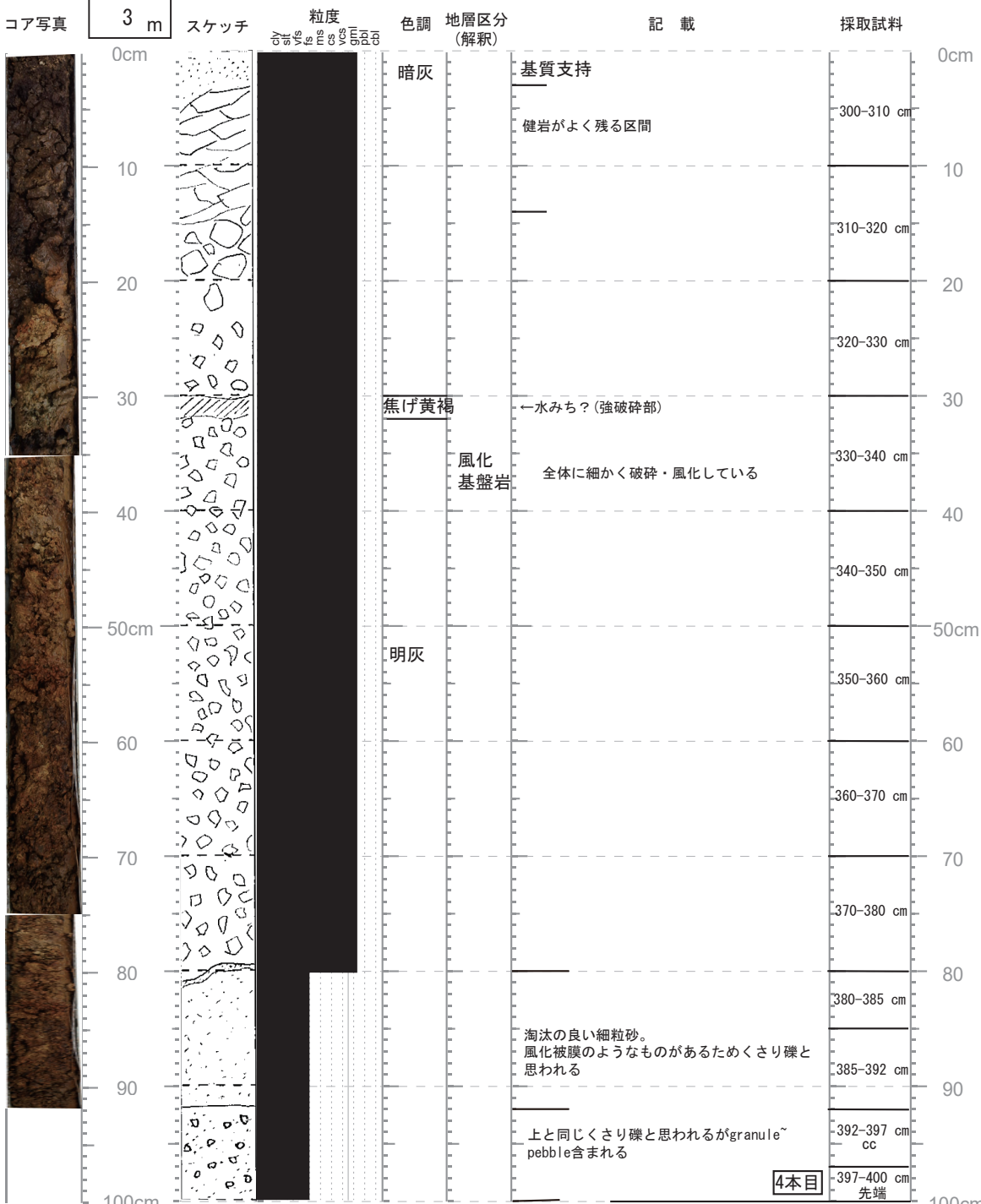
コア名 : wk-p-07 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 9 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-p-07 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 10 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-p-07 — no. 4 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2017 年 10 月 10 日 記載者 : 小村慶太郎

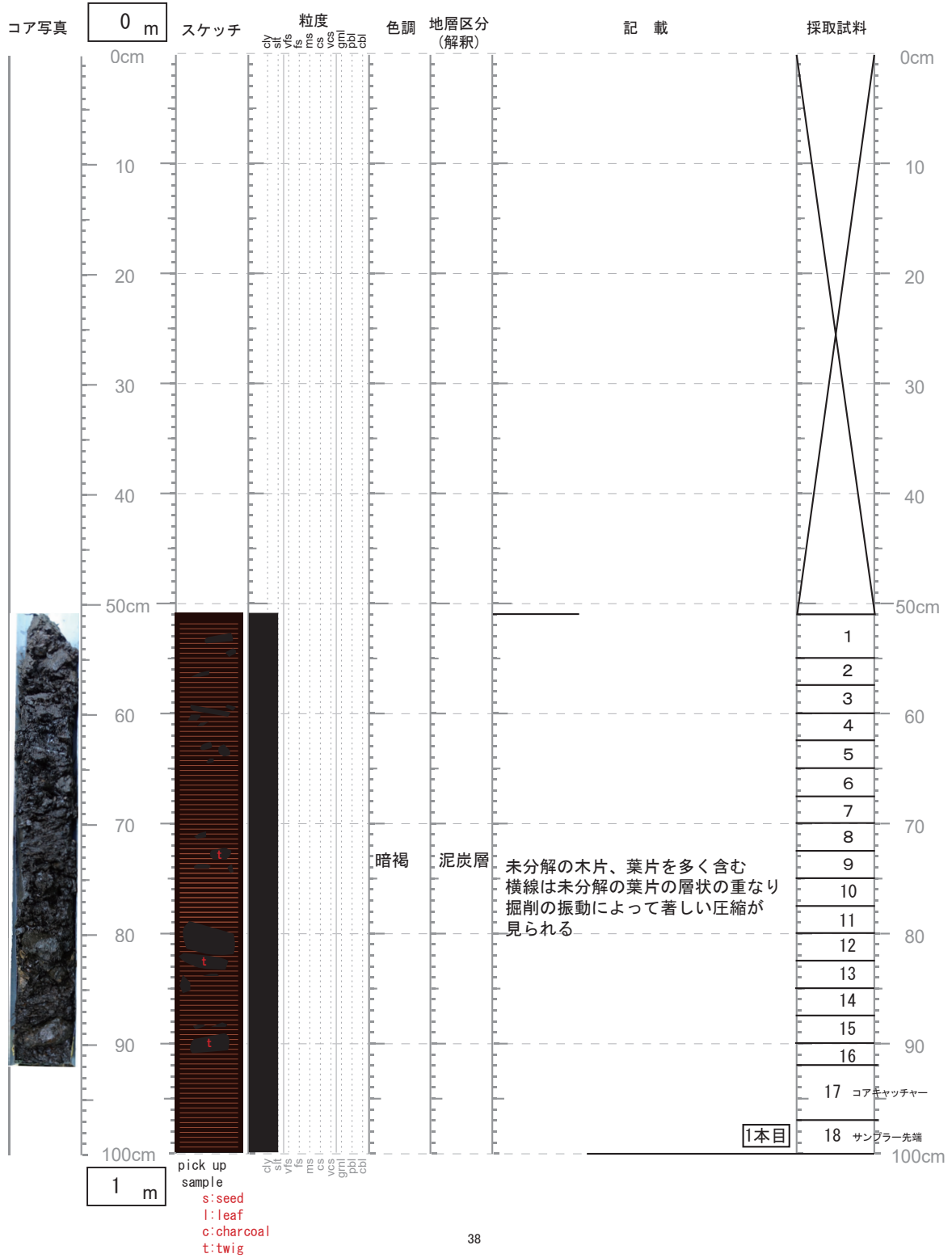


4 m

pick up sample
 s: seed
 l: leaf
 c: charcoal
 t: twig

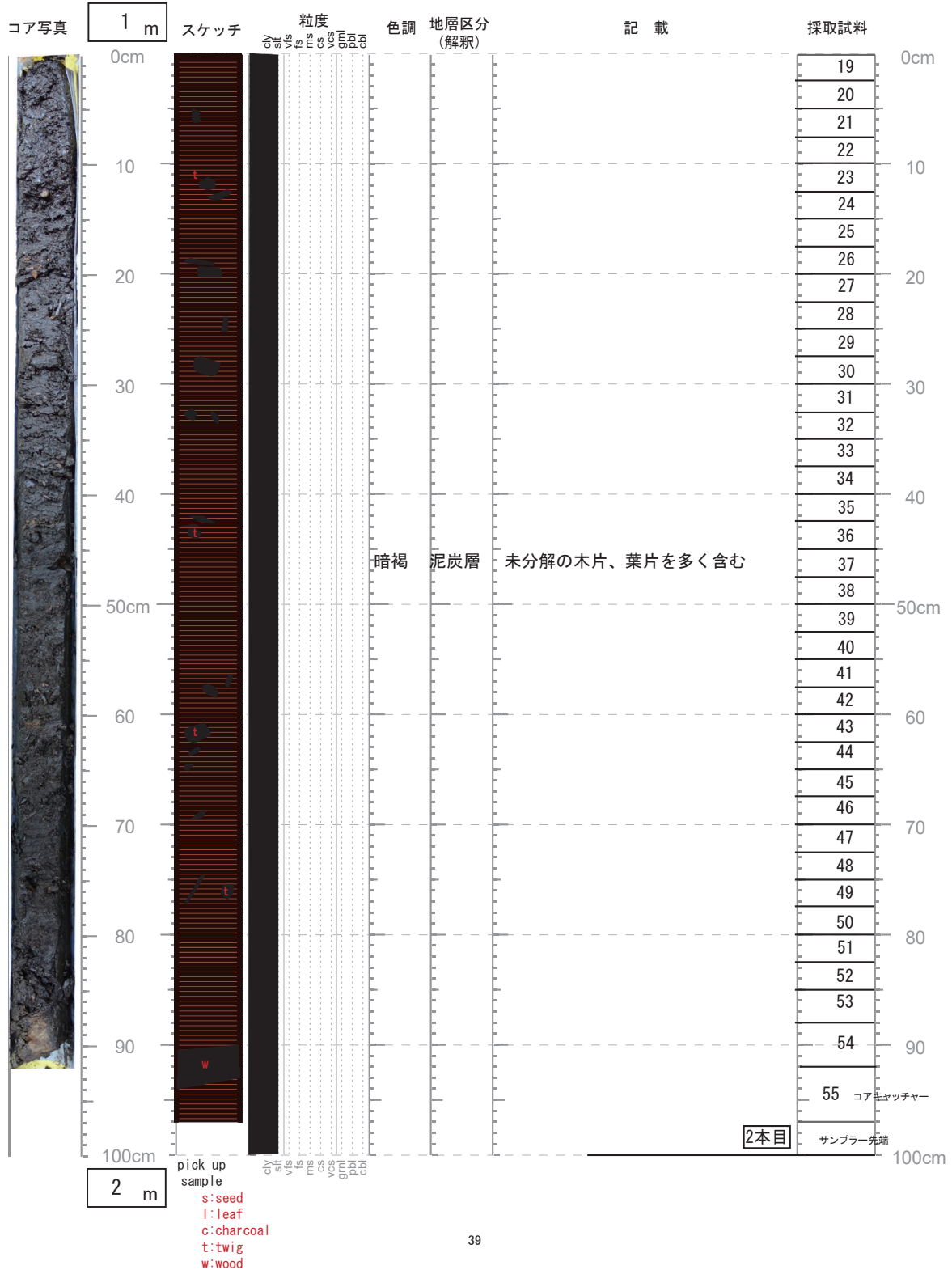
※全体に表面に地下水を被っているので分析注意

コア名 : wk-p-06 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 19 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

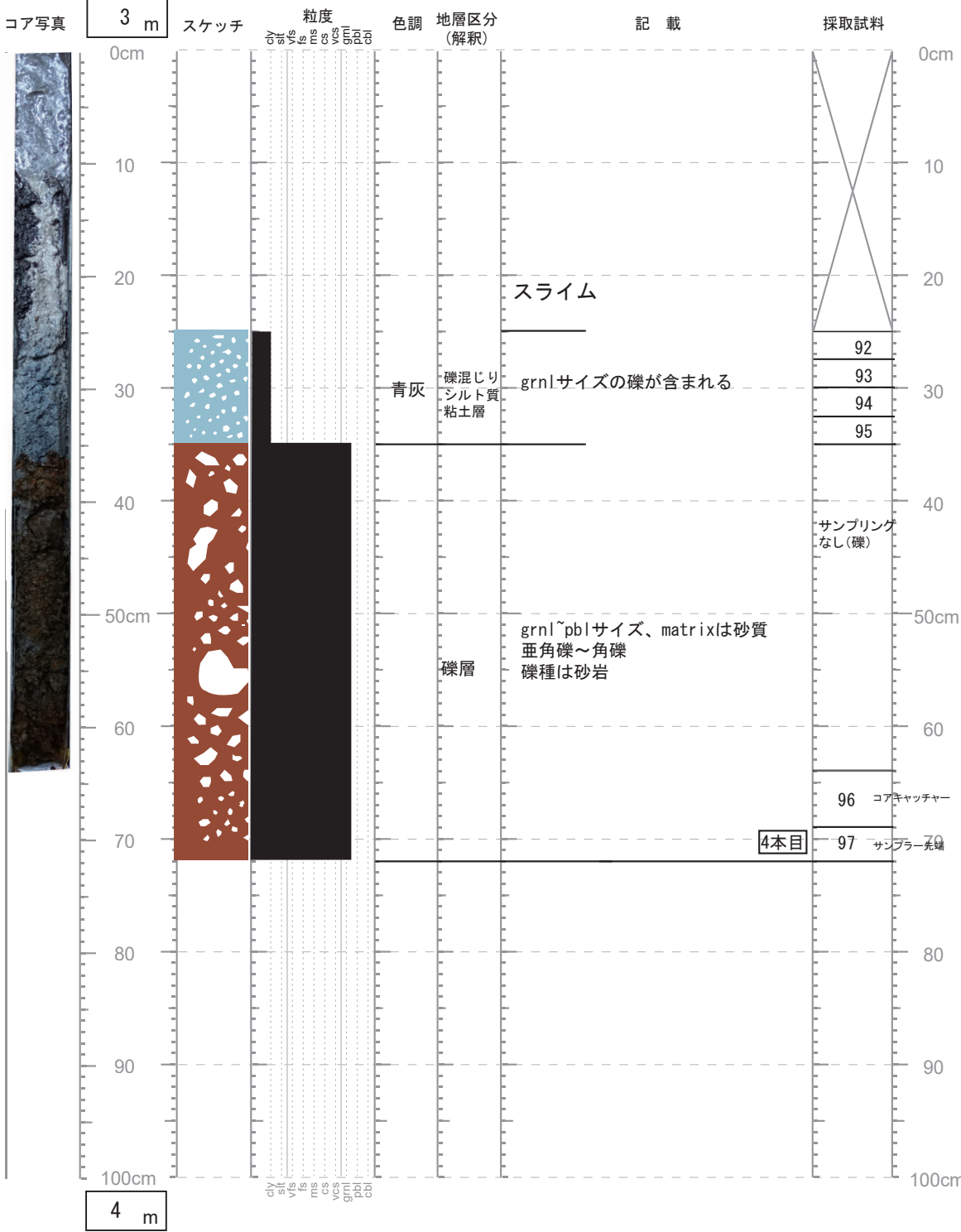


コア名 : wk-p-06 — no. 2 — 掘削方法 PPCS

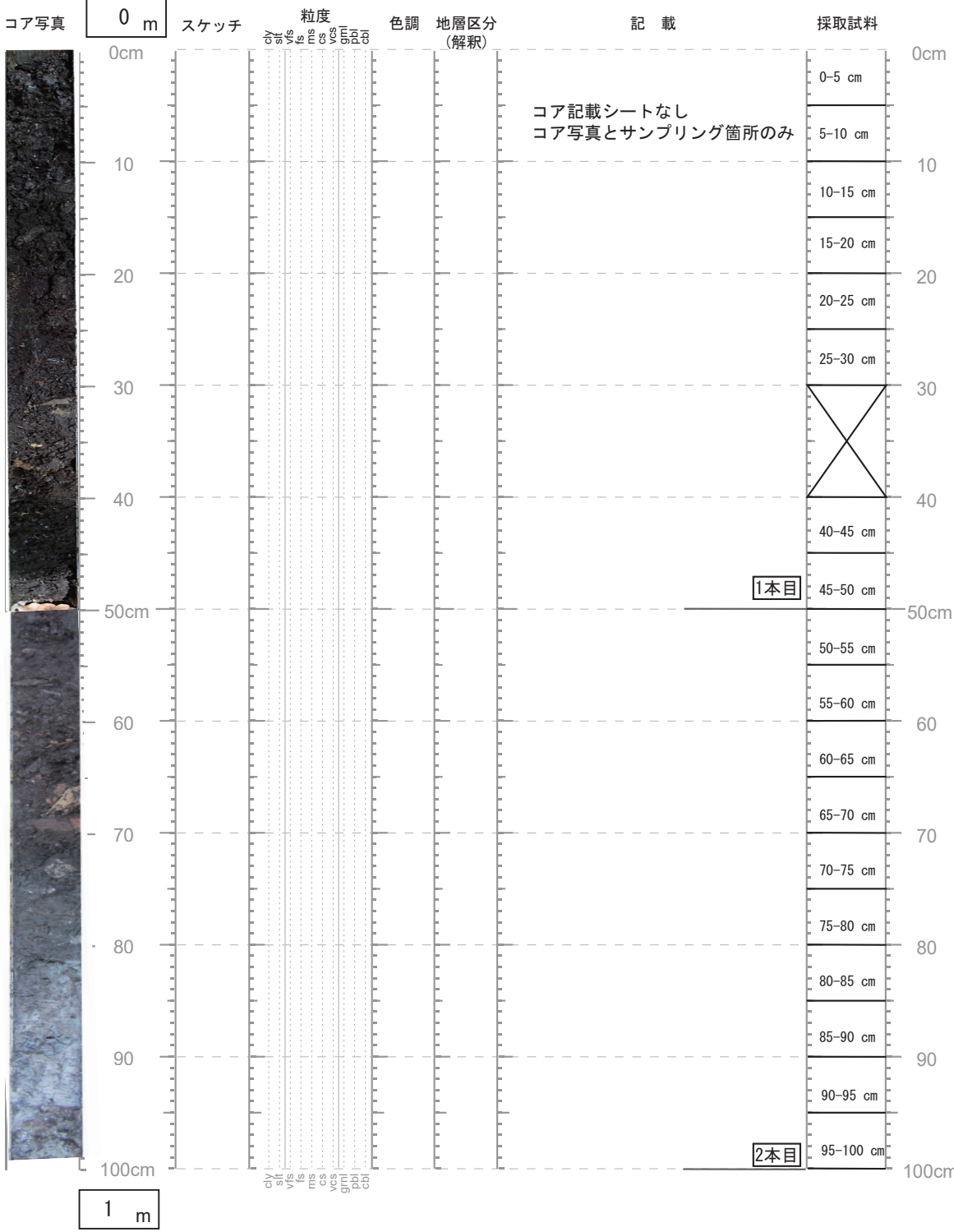
記載日 : 2016 年 10 月 19 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



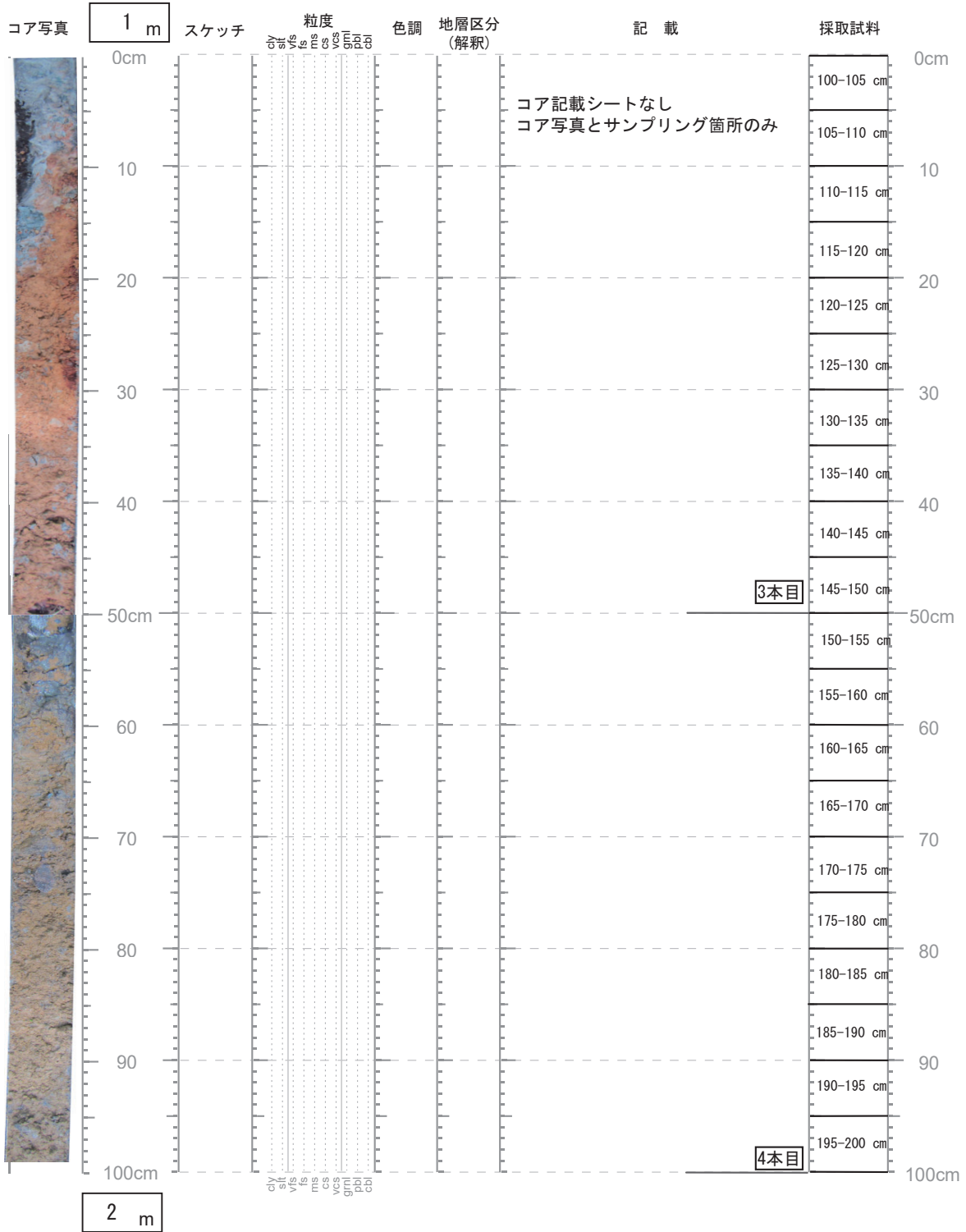
コア名 : wk-p-06 — no. 4 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 19 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



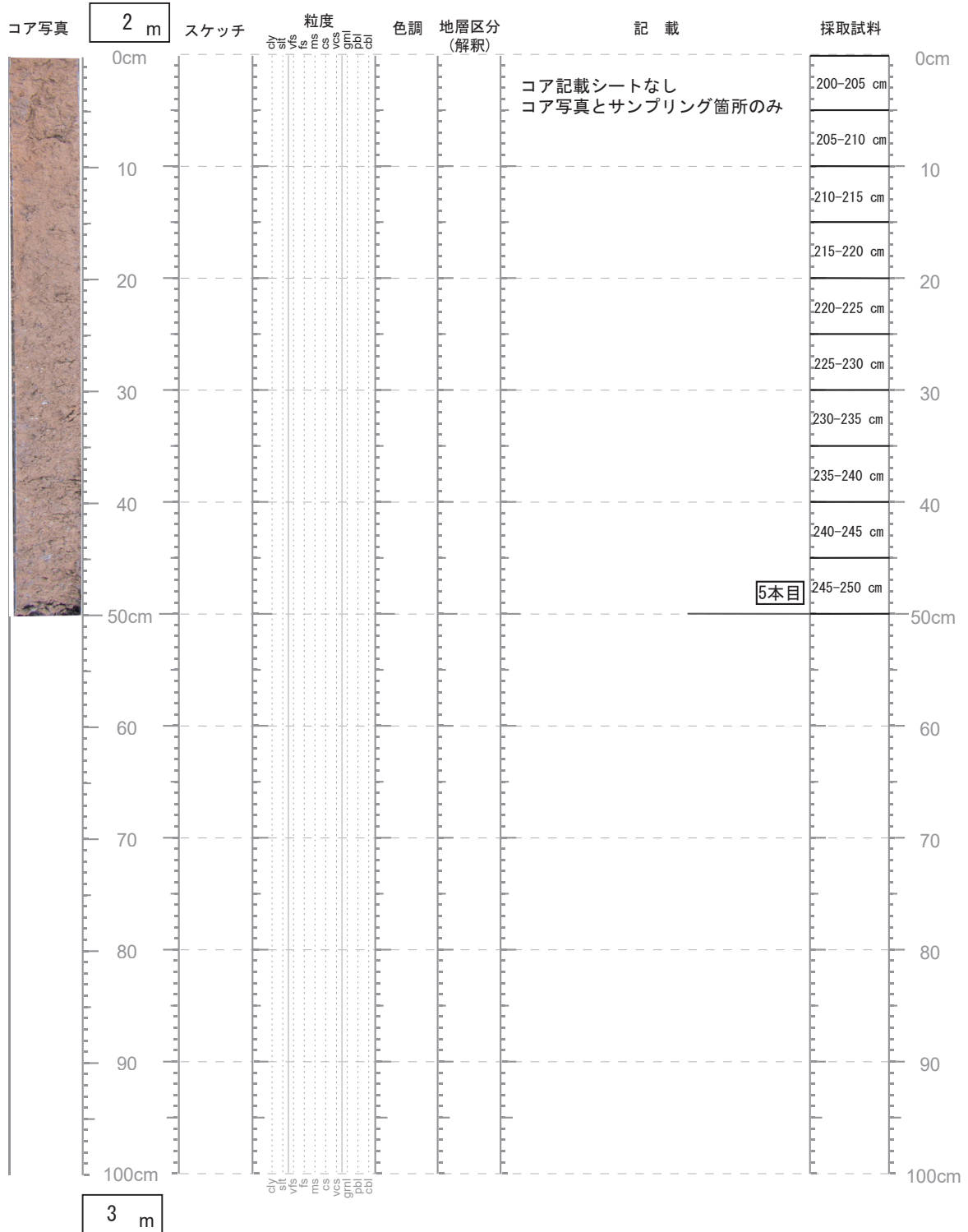
コア名 : wkE-01 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



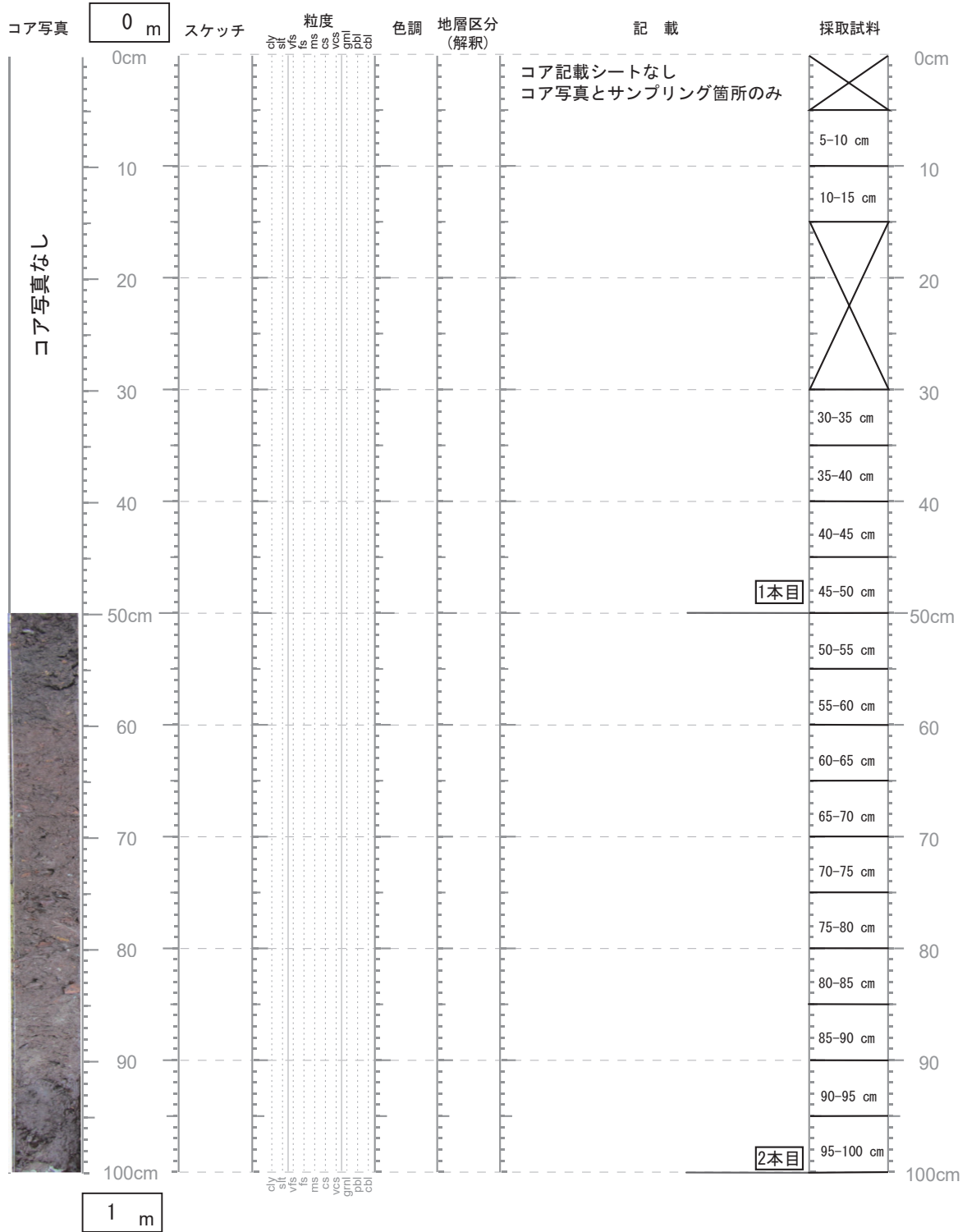
コア名 : wkE-01 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



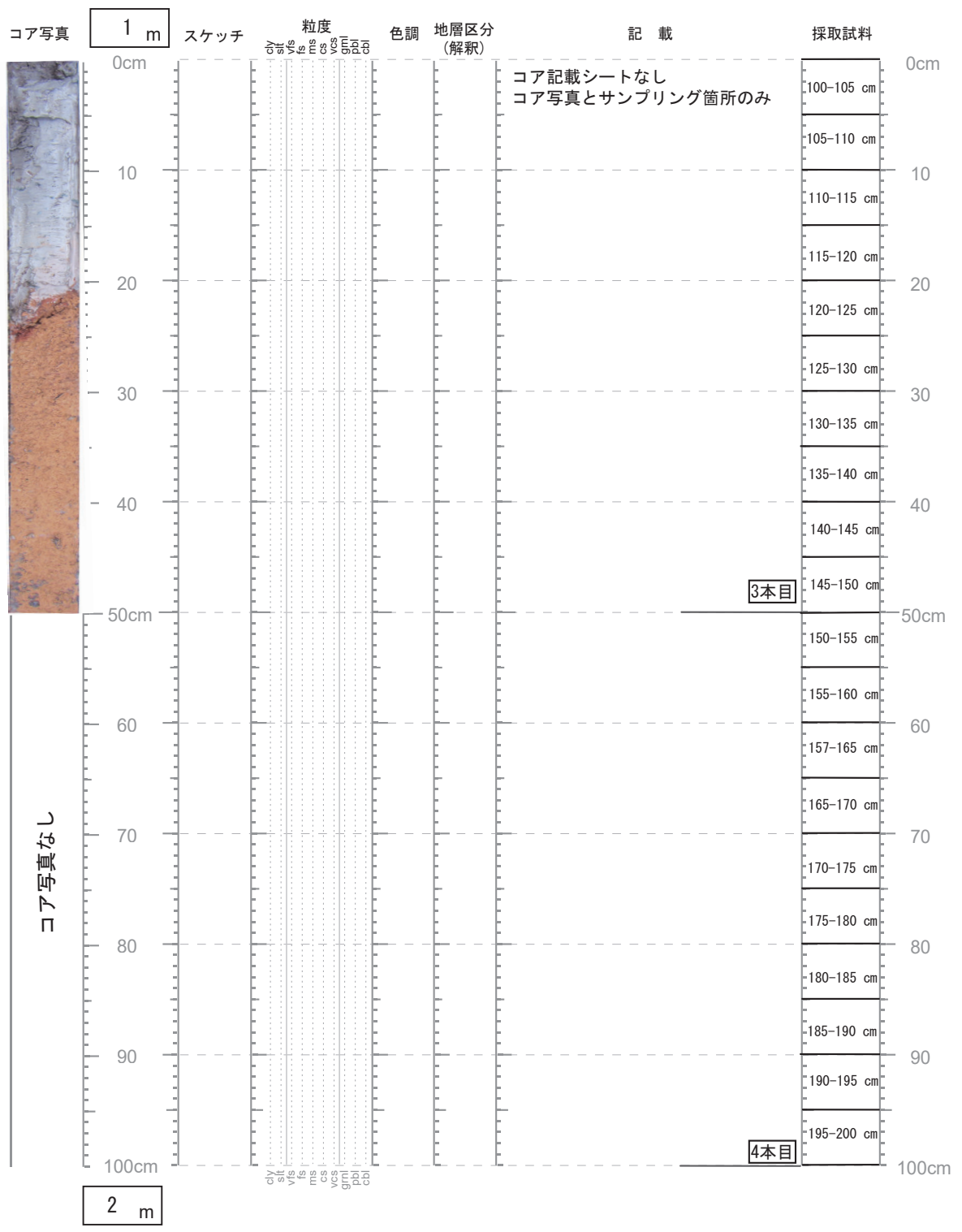
コア名 : wkE-01 — no. 3 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



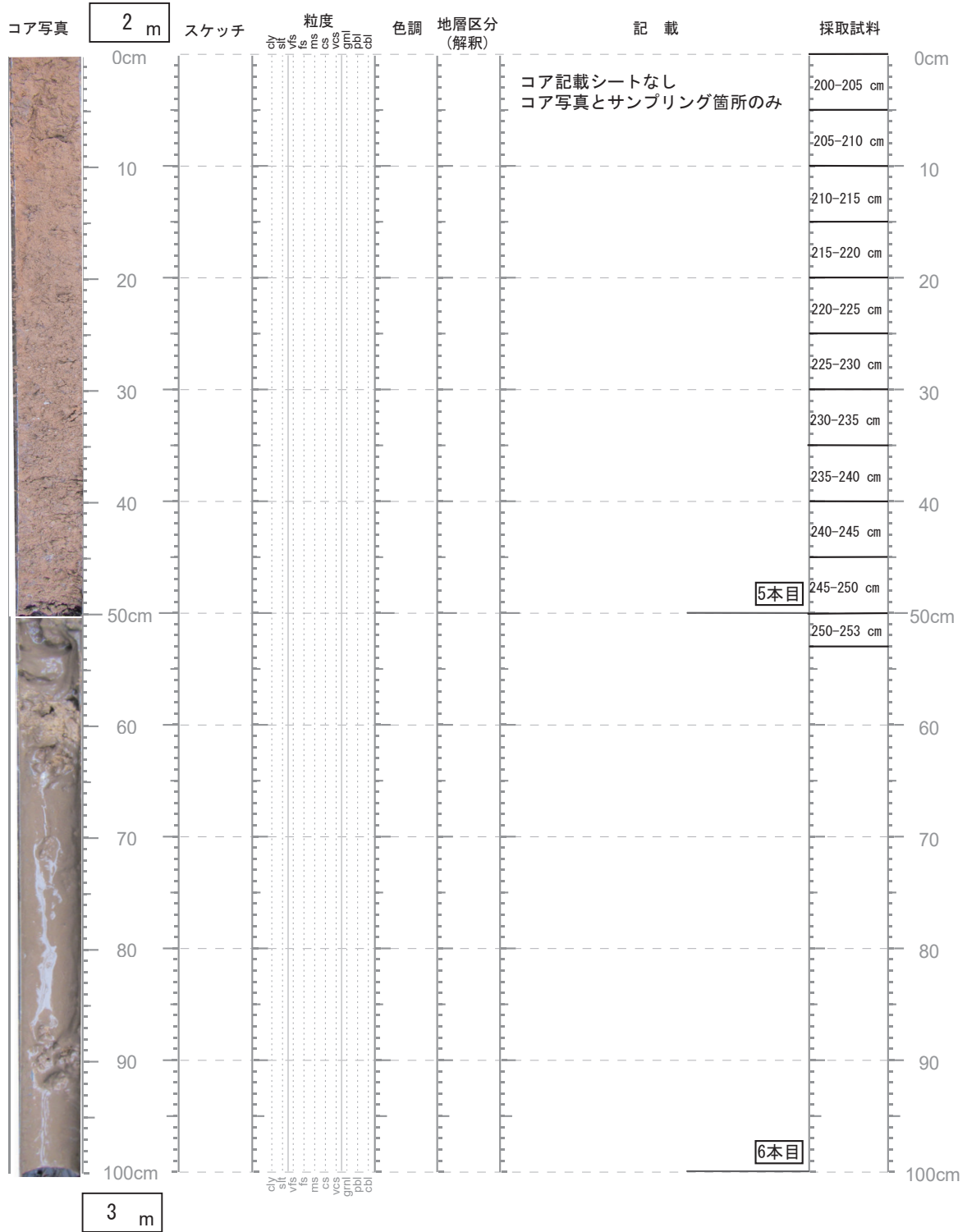
コア名 : wkE-02 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



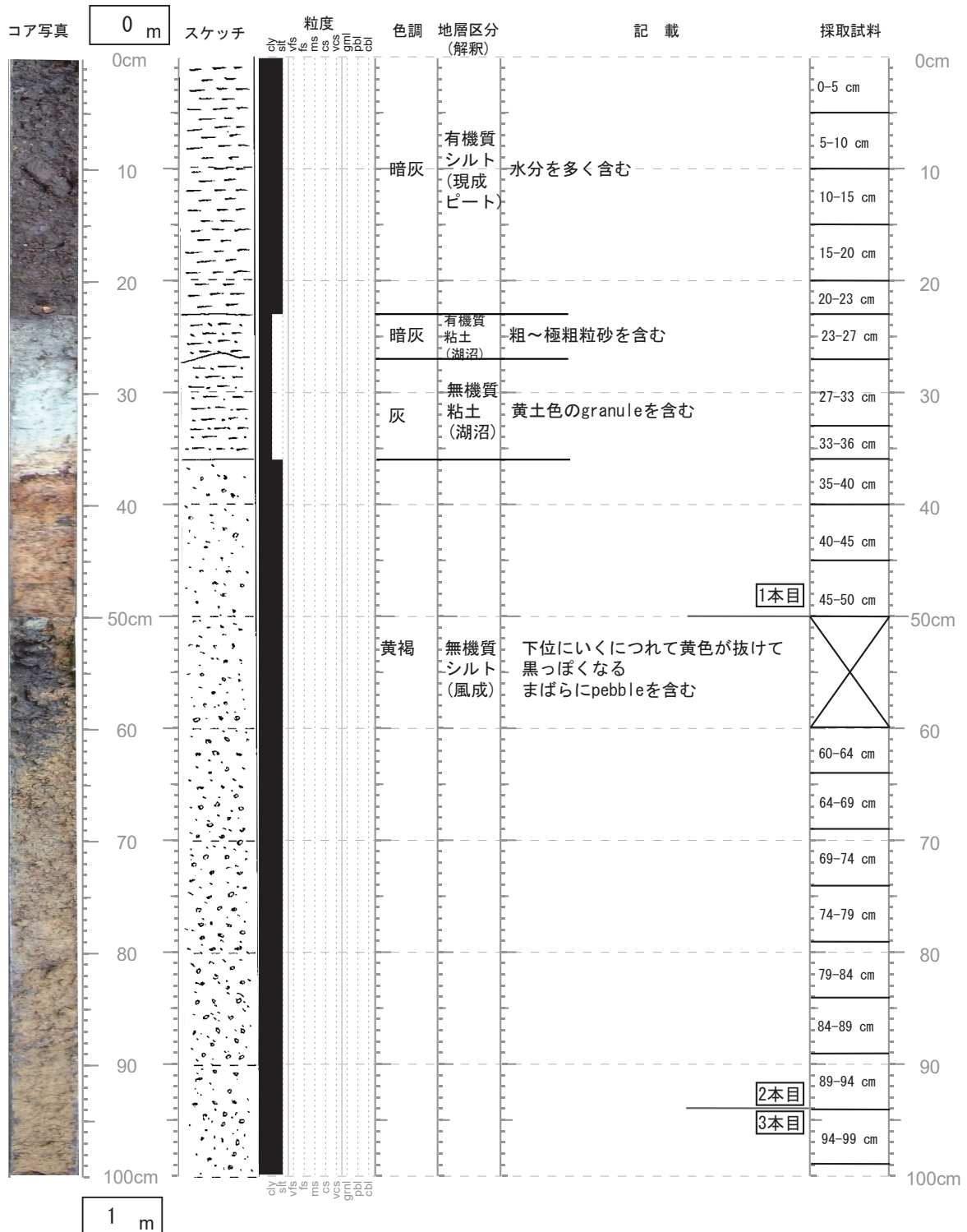
コア名 : wkE-02 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



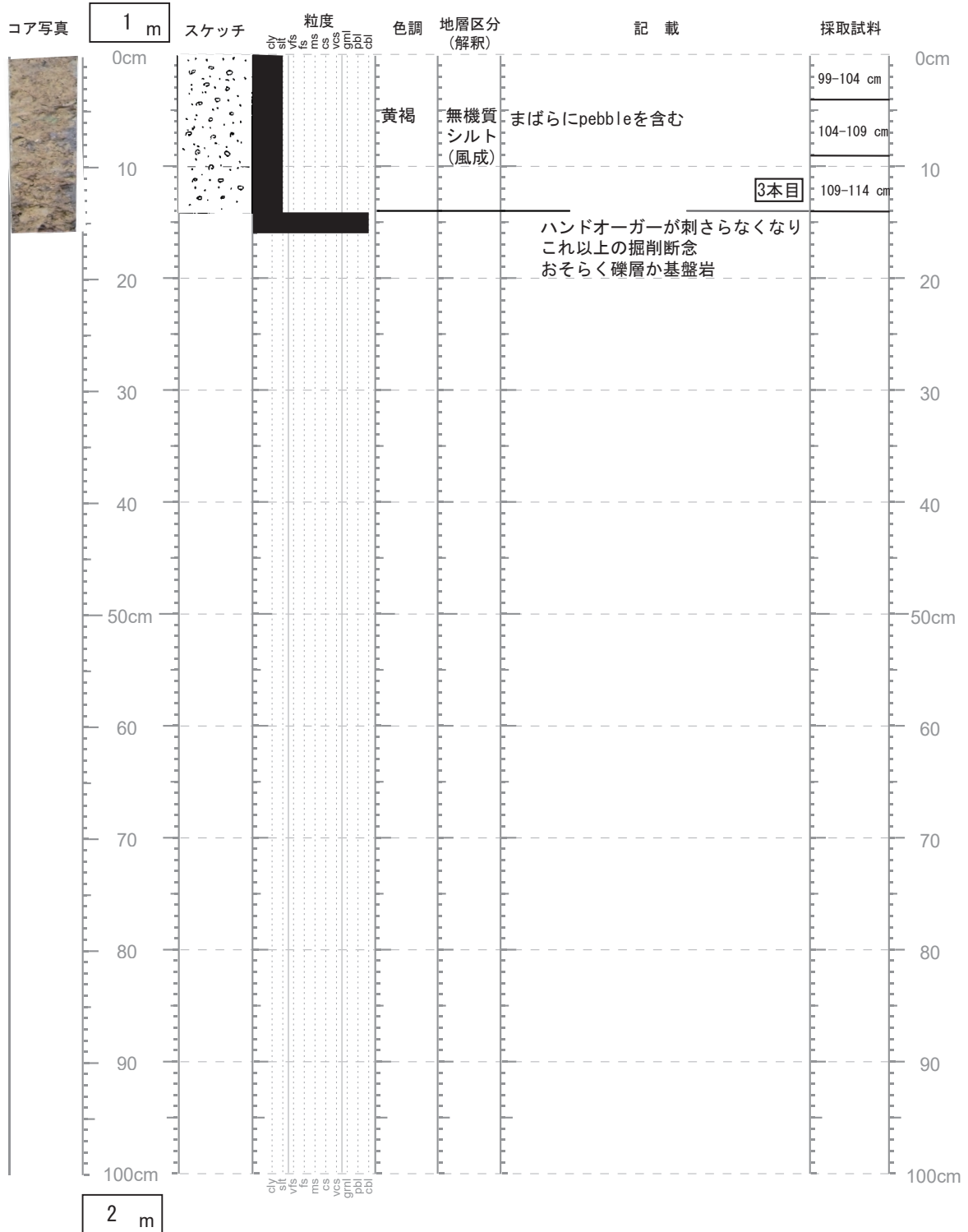
コア名 : wkE-02 — no. 3 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2015 年 6 月 1 日 記載者 : 小村慶太郎



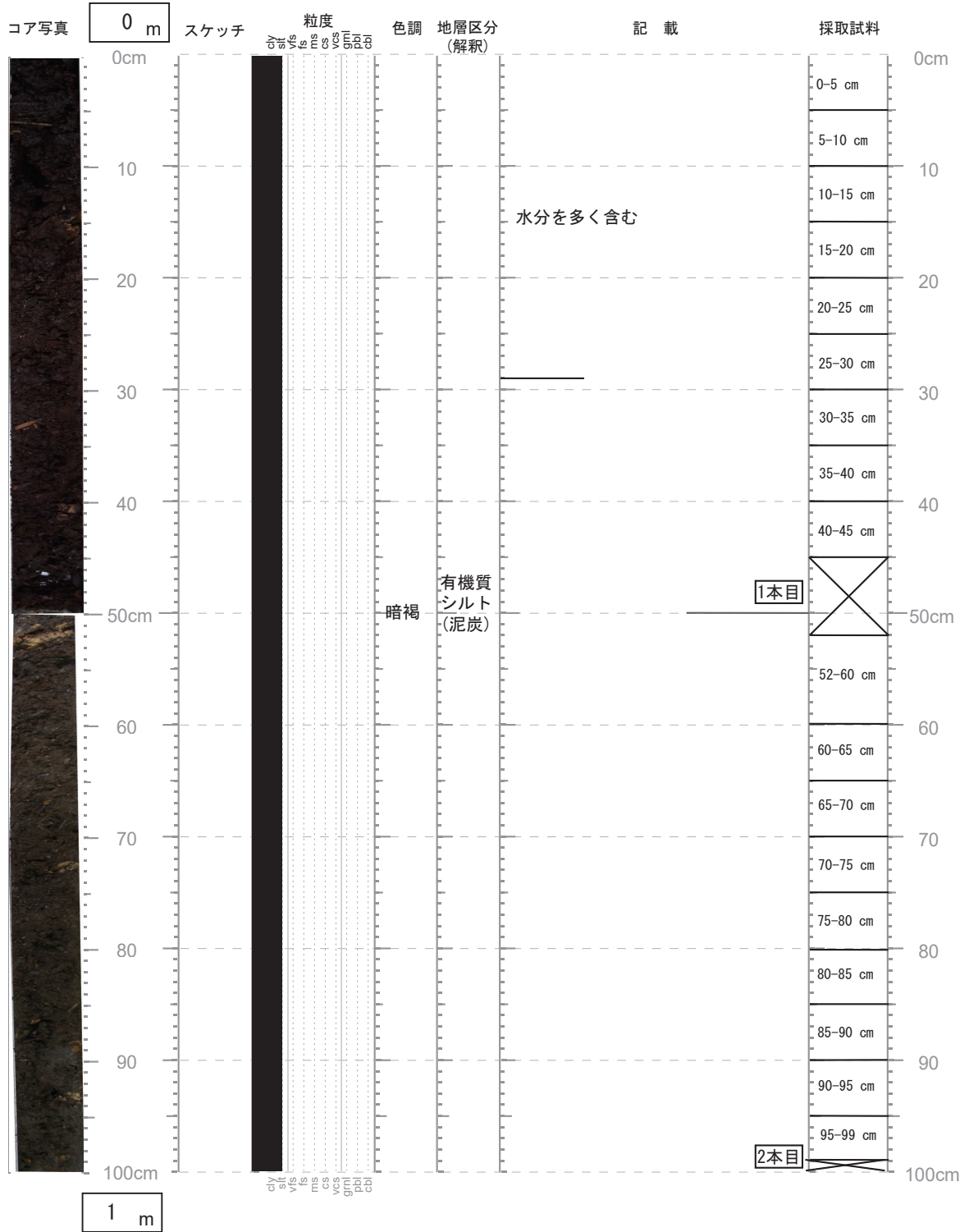
コア名 : wk-04 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2013 年 7 月 28 日 記載者 : 小村慶太郎



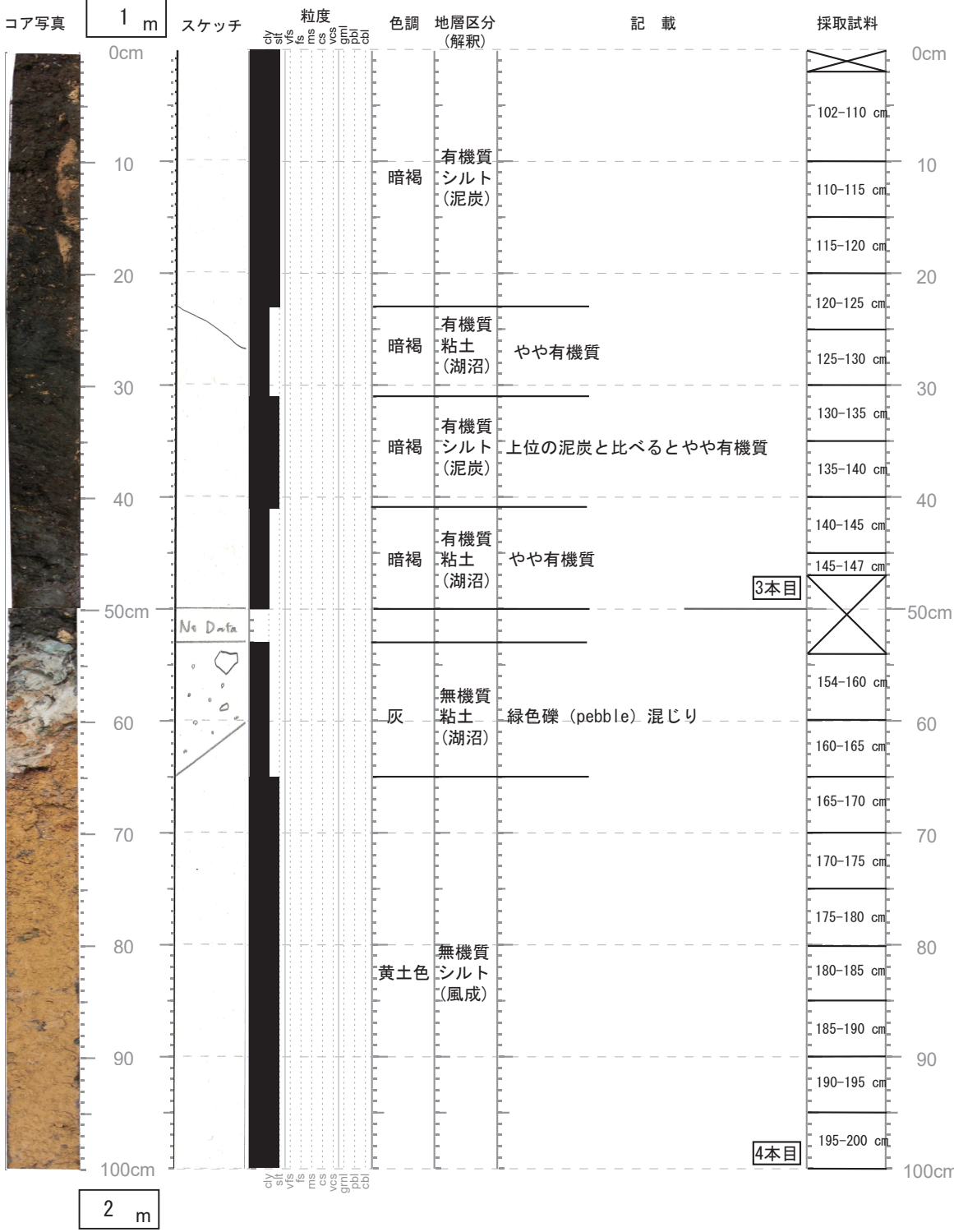
コア名 : wk-04 — no. 2 — 掘削方法_ハンドオーガー_
 記載日 : 2013 年 7 月 28 日 記載者 : 小村慶太郎



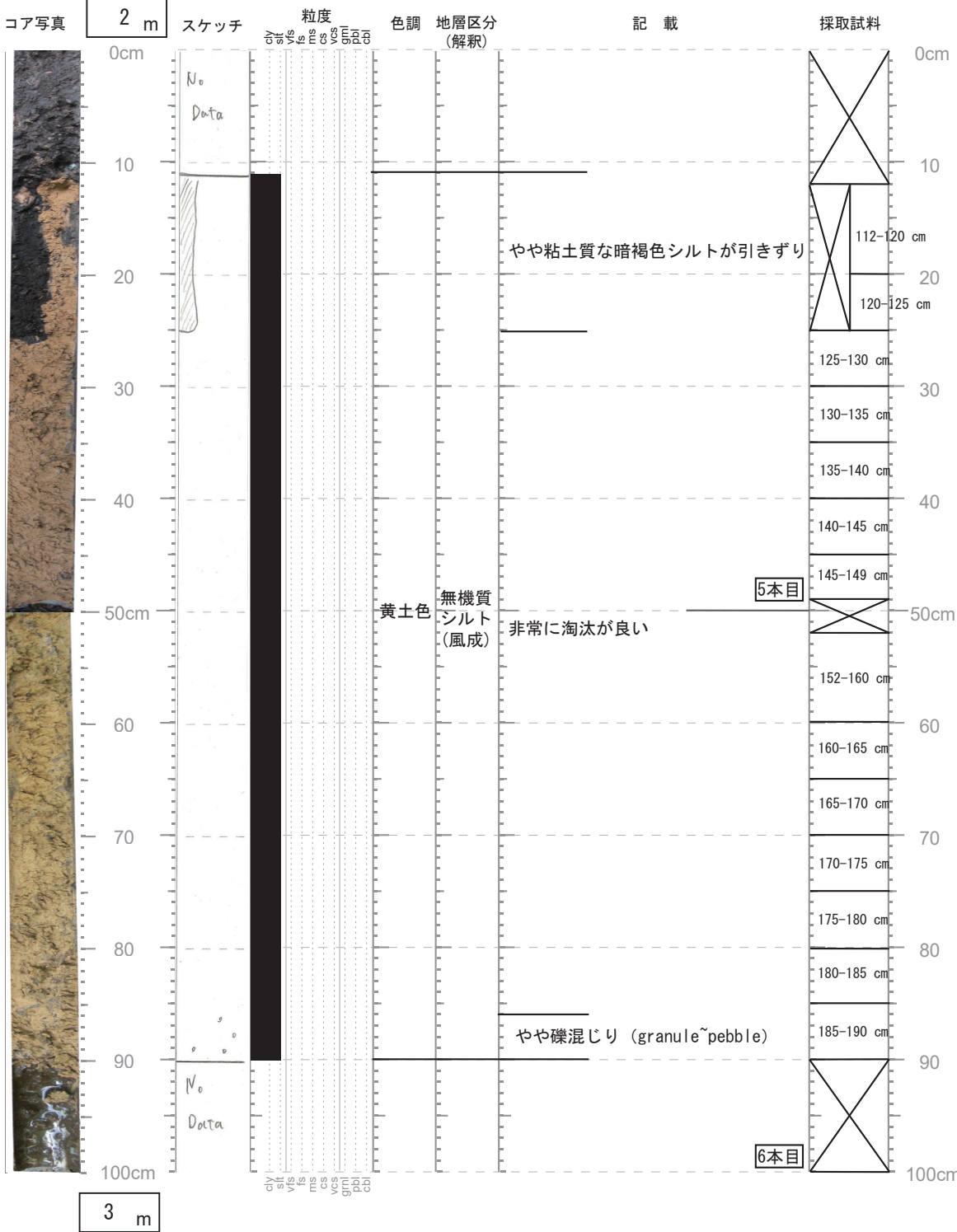
コア名 : wk-05 — no. 1 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



コア名 : wk-05 — no. 2 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎

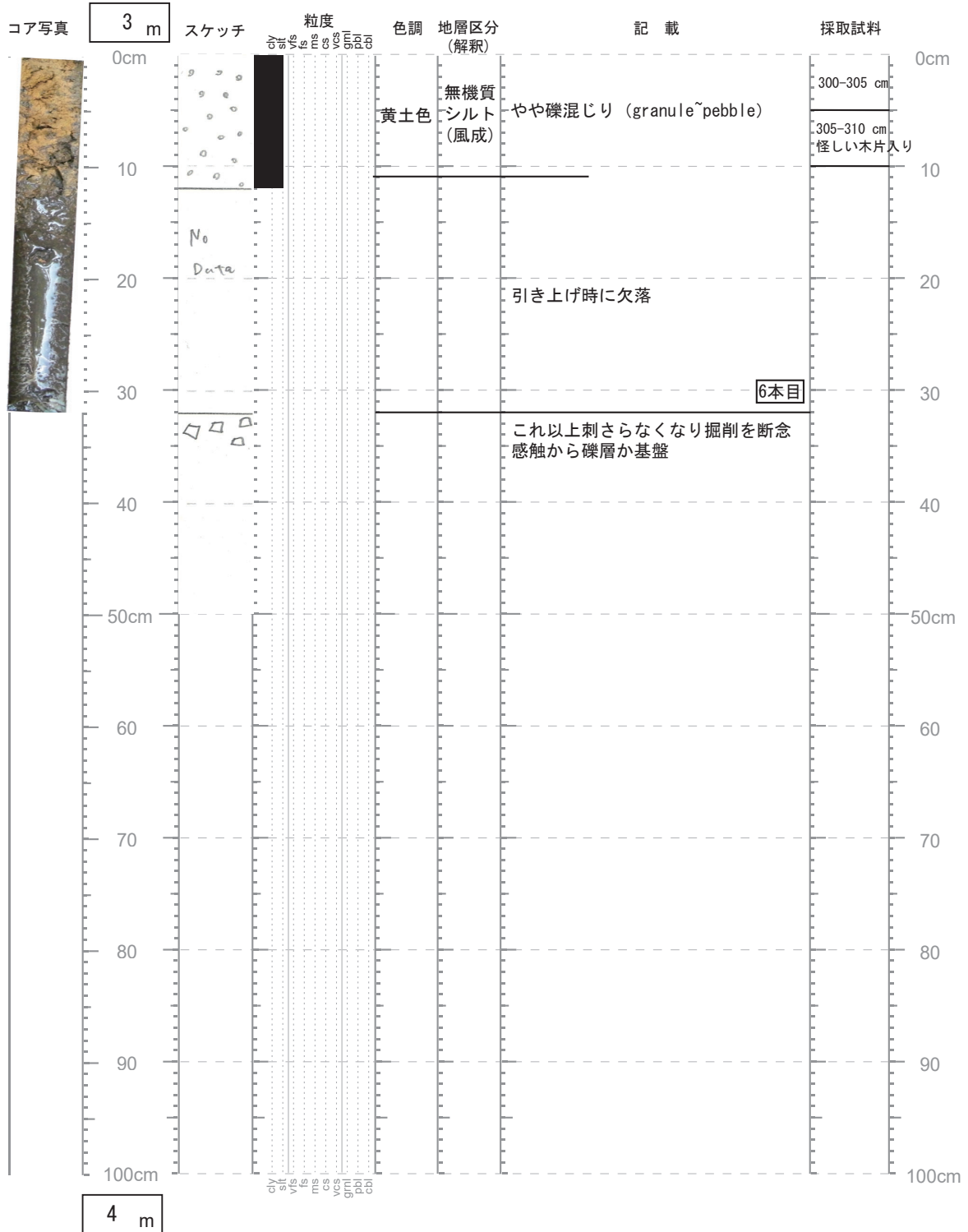


コア名 : wk-05 — no. 3 — 掘削方法 ハンドオーガー
 記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



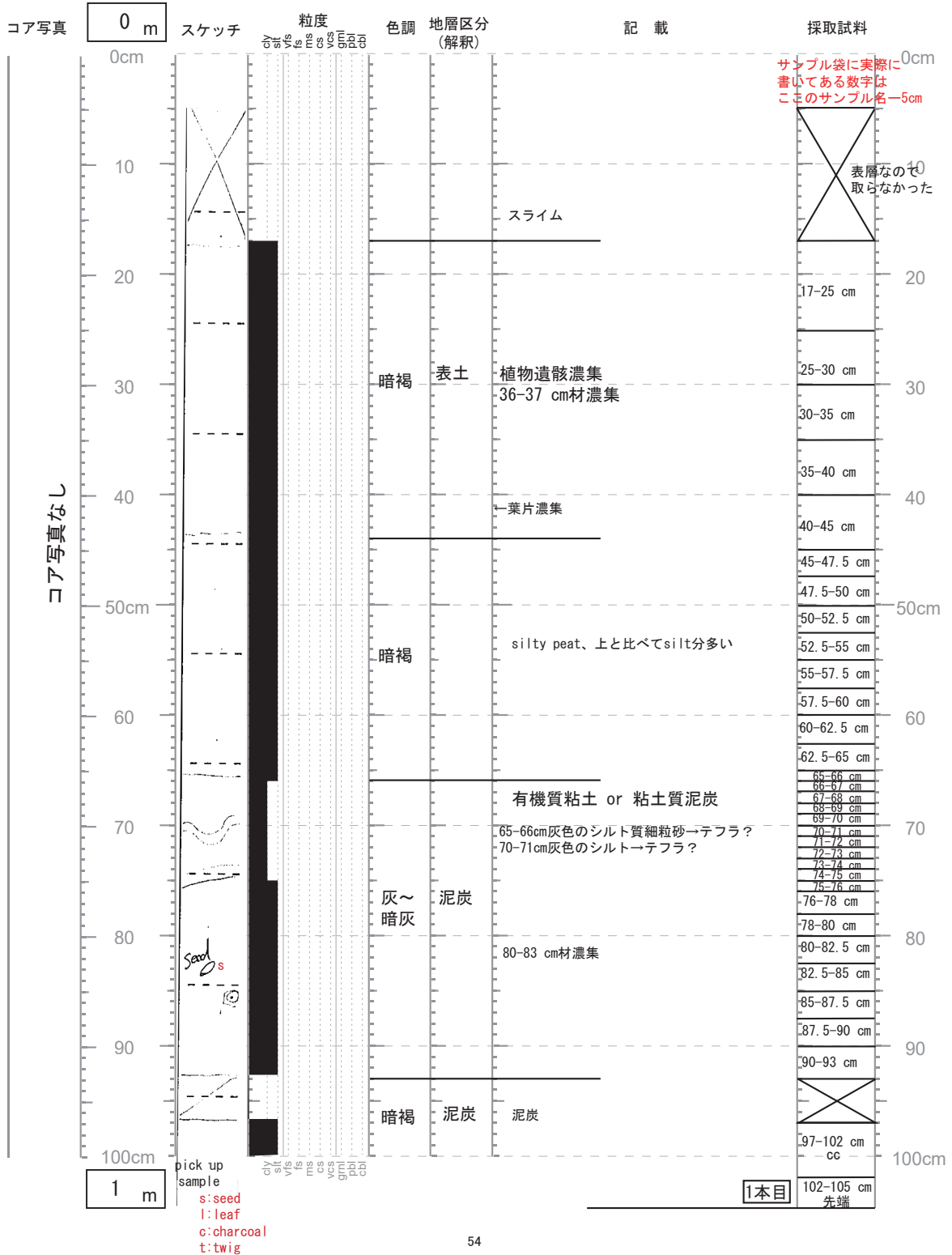
コア名 : wk-05 — no. 4 — 掘削方法_ハンドオーガー_

記載日 : 2014 年 6 月 23 日 記載者 : 小村慶太郎



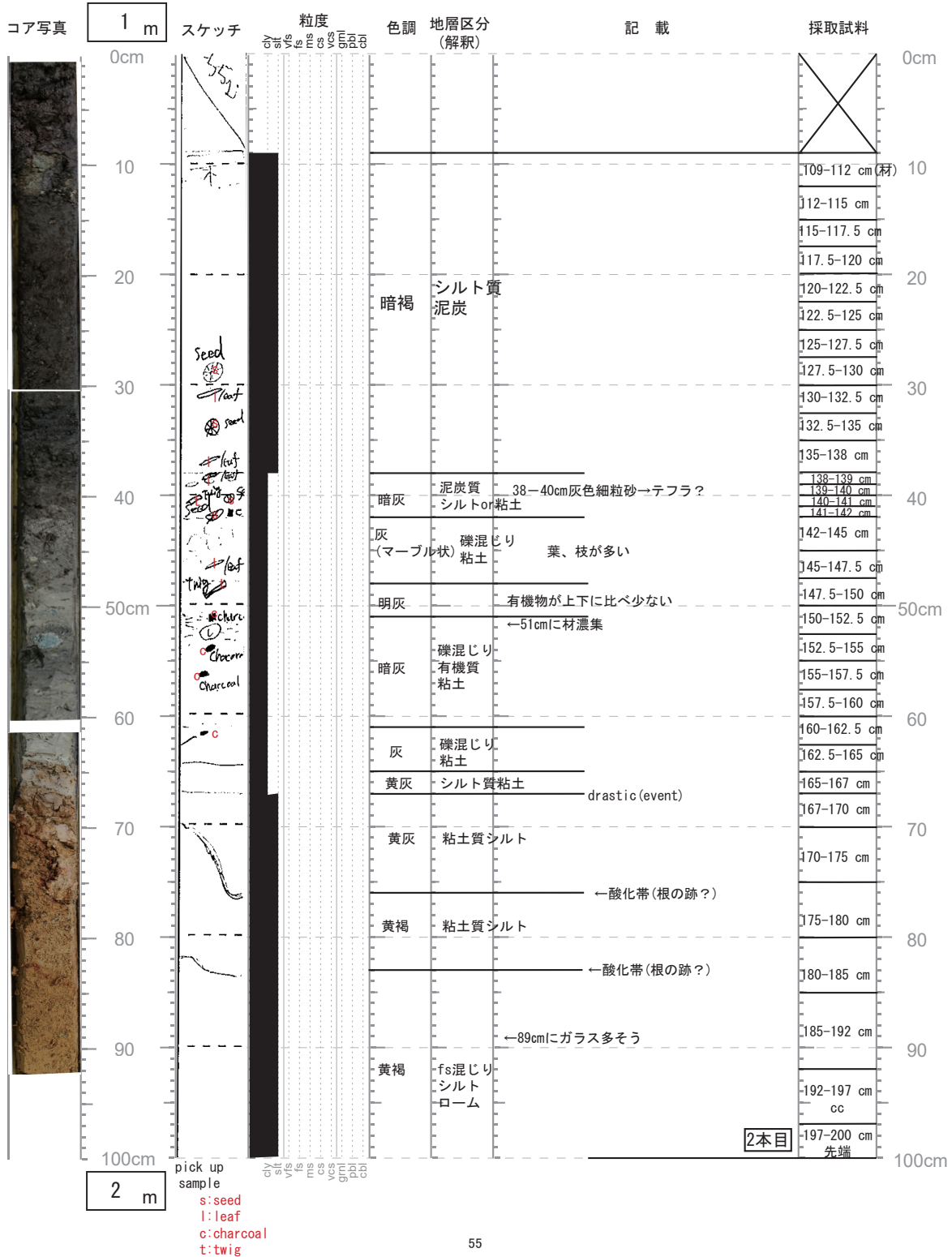
※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名: wk-p-12 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日: 2018 年 6 月 9 日 記載者: 原本は石村大輔, 小村が転載



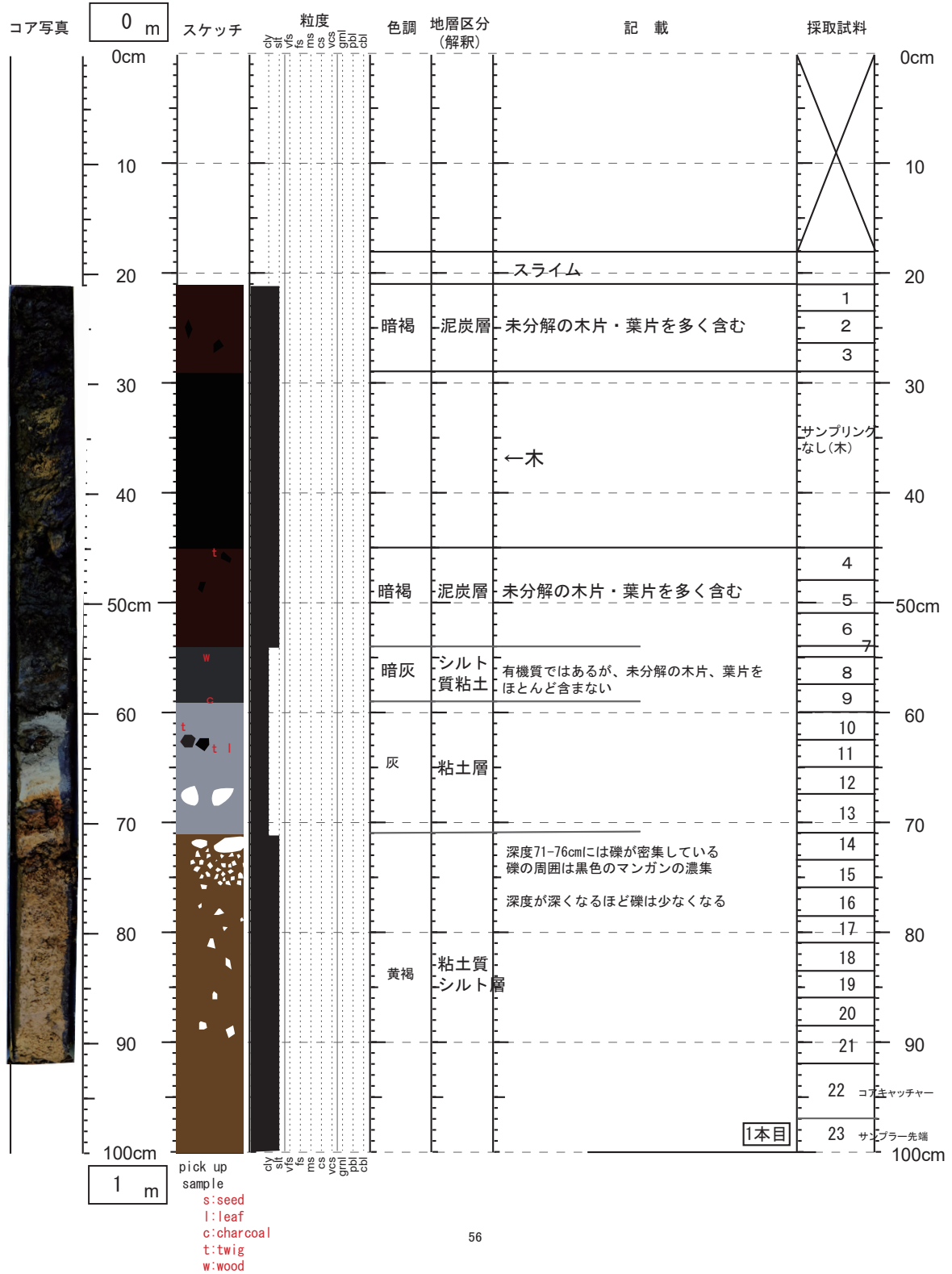
※誤って現地では92cmを底にして写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。この時ミスに気付いたので記載・サンプル名はあっている。

コア名 : wk-p-12 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2018 年 6 月 9 日 記載者 : 原本は石村大輔, 小村が転載



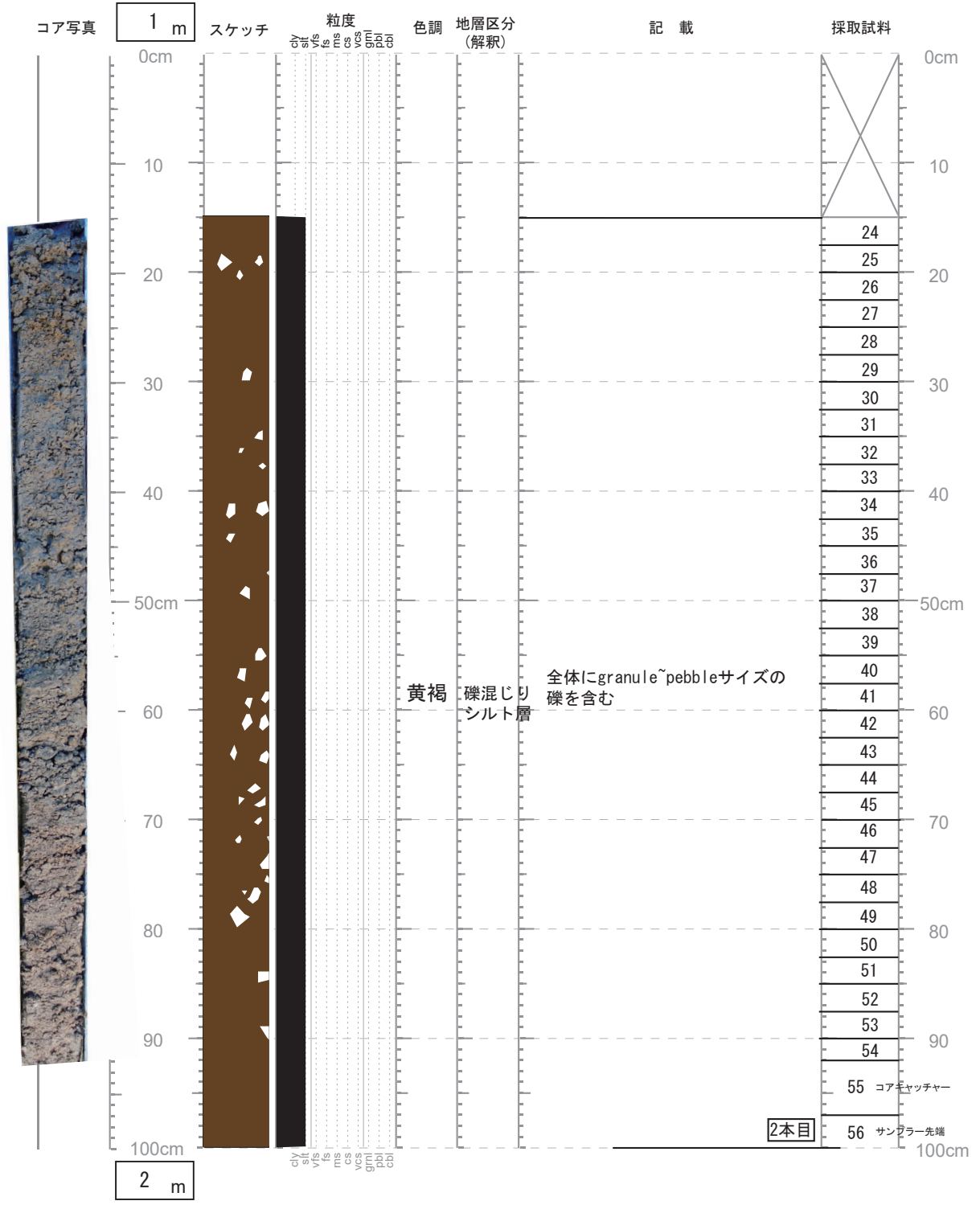
コア名 : wk-p-03 — no. 1 — 掘削方法 PPCS

記載日 : 2016 年 10 月 14 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



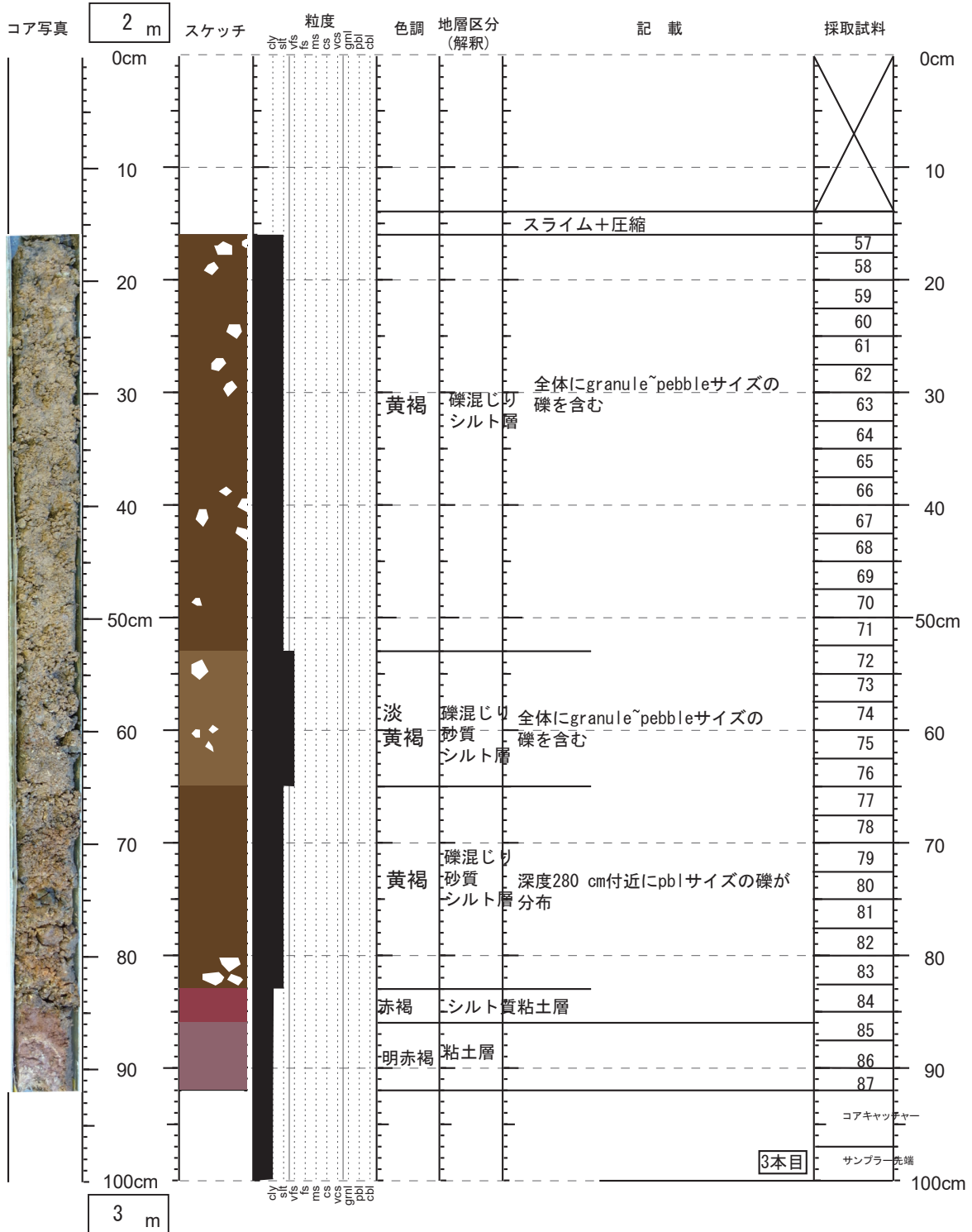
コア名 : wk-p-03 — no. 2 — 掘削方法 PPCS

記載日 : 2016 年 10 月 14 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



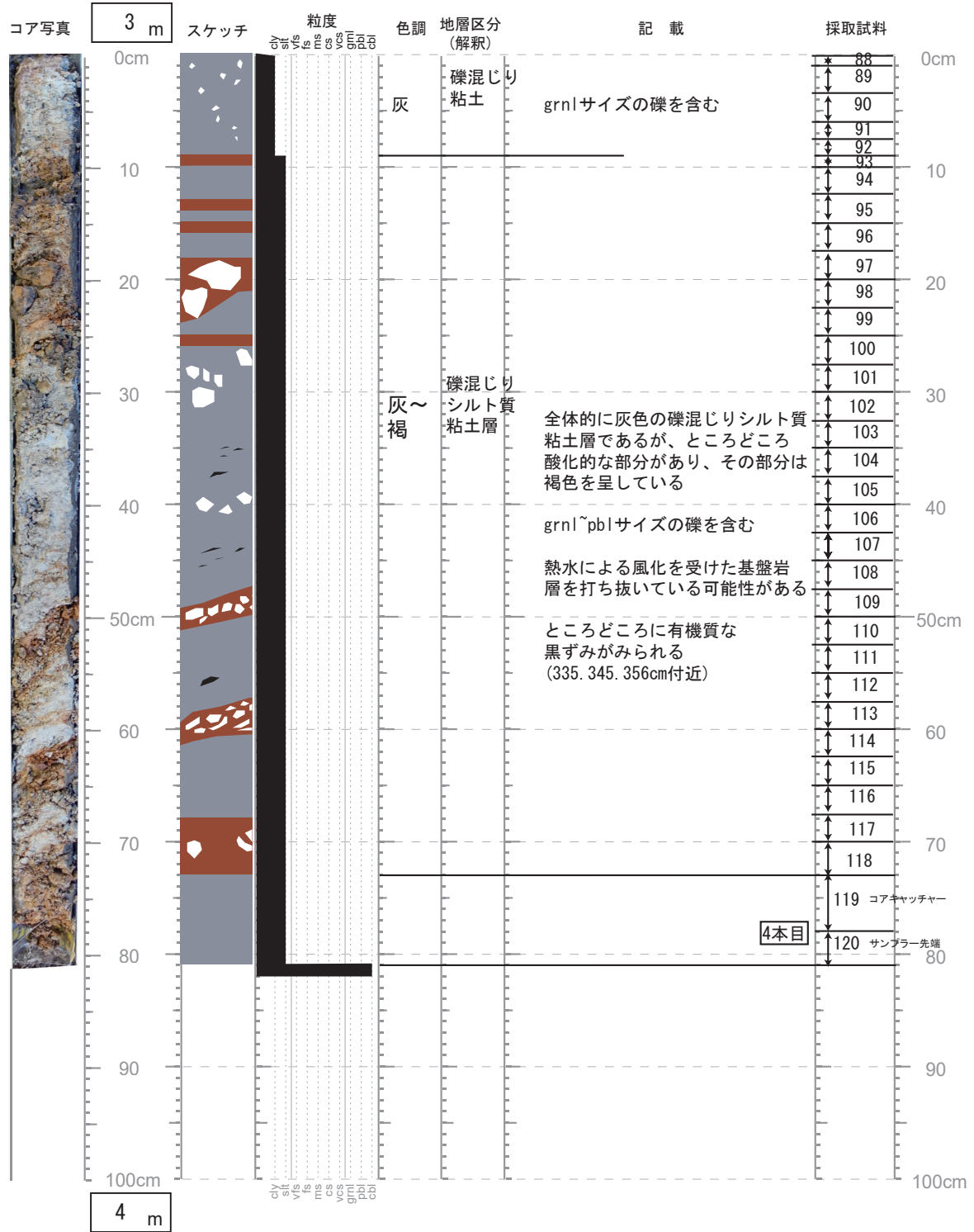
コア名 : wk-p-03 — no. 3 — 掘削方法 PPCS

記載日 : 2016 年 10 月 14 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

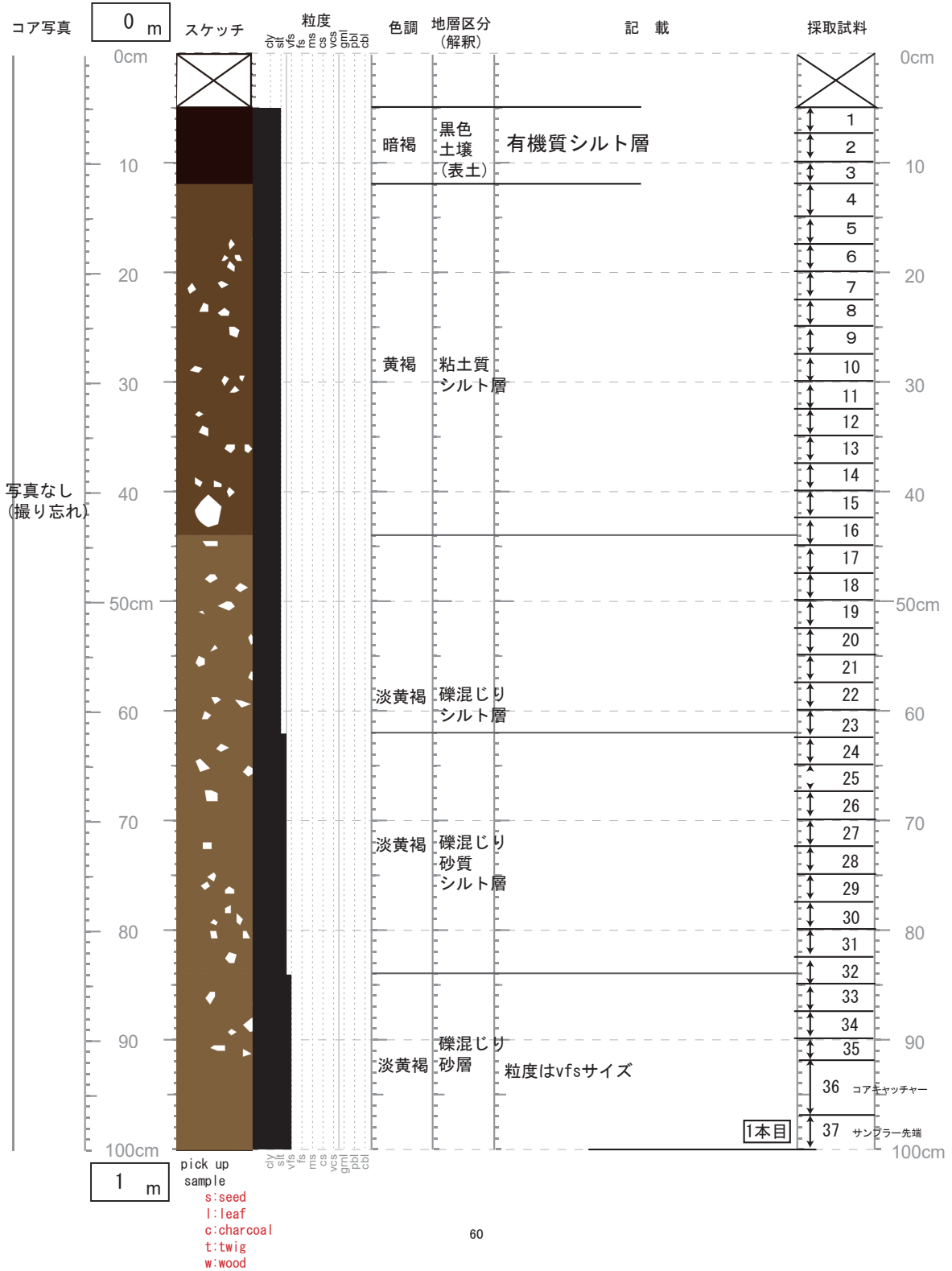


コア名 : wk-p-03 — no. 4 — 掘削方法 PPCS

記載日 : 2016 年 10 月 14 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

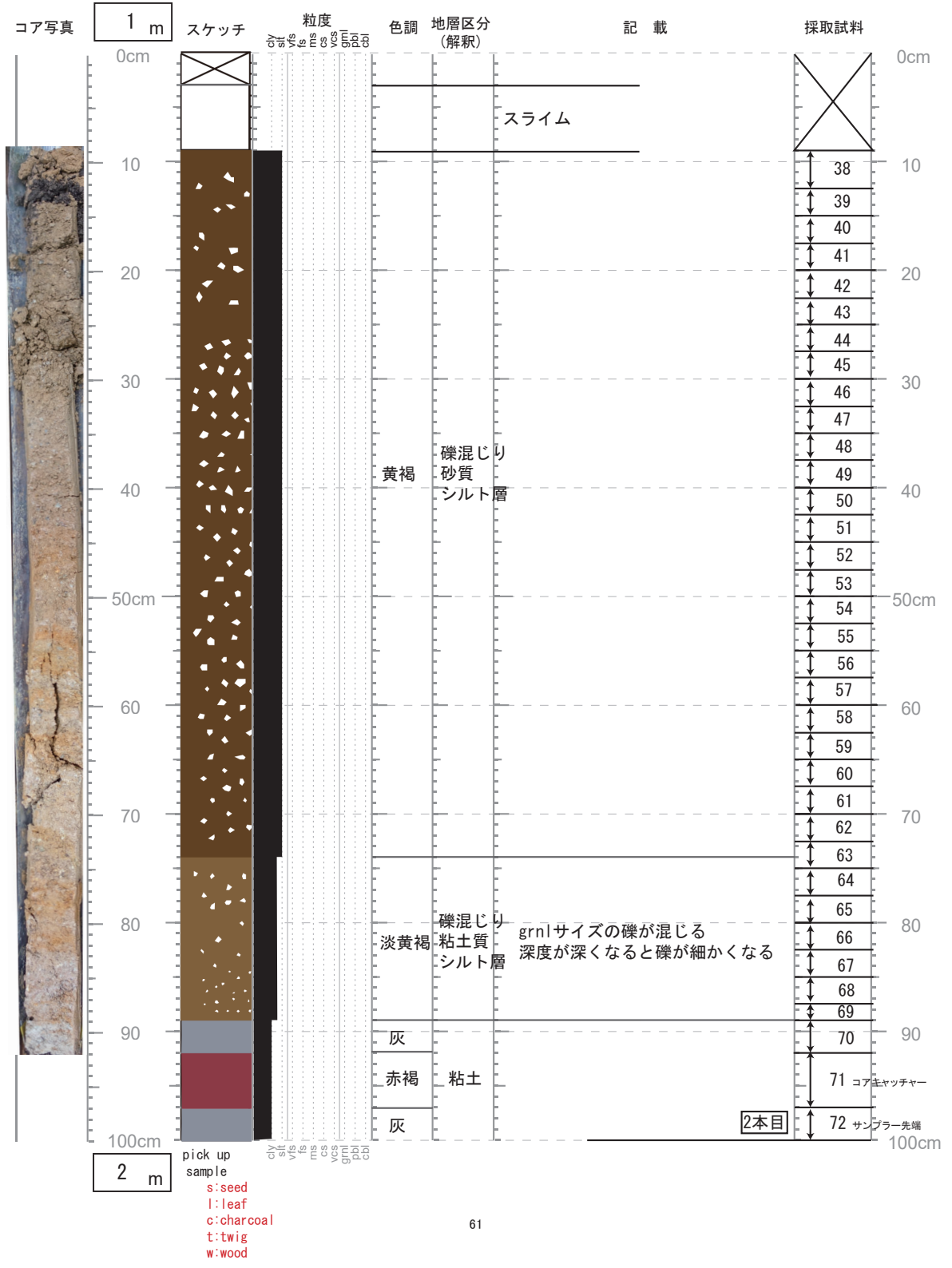


コア名 : wk-p-04 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 16 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

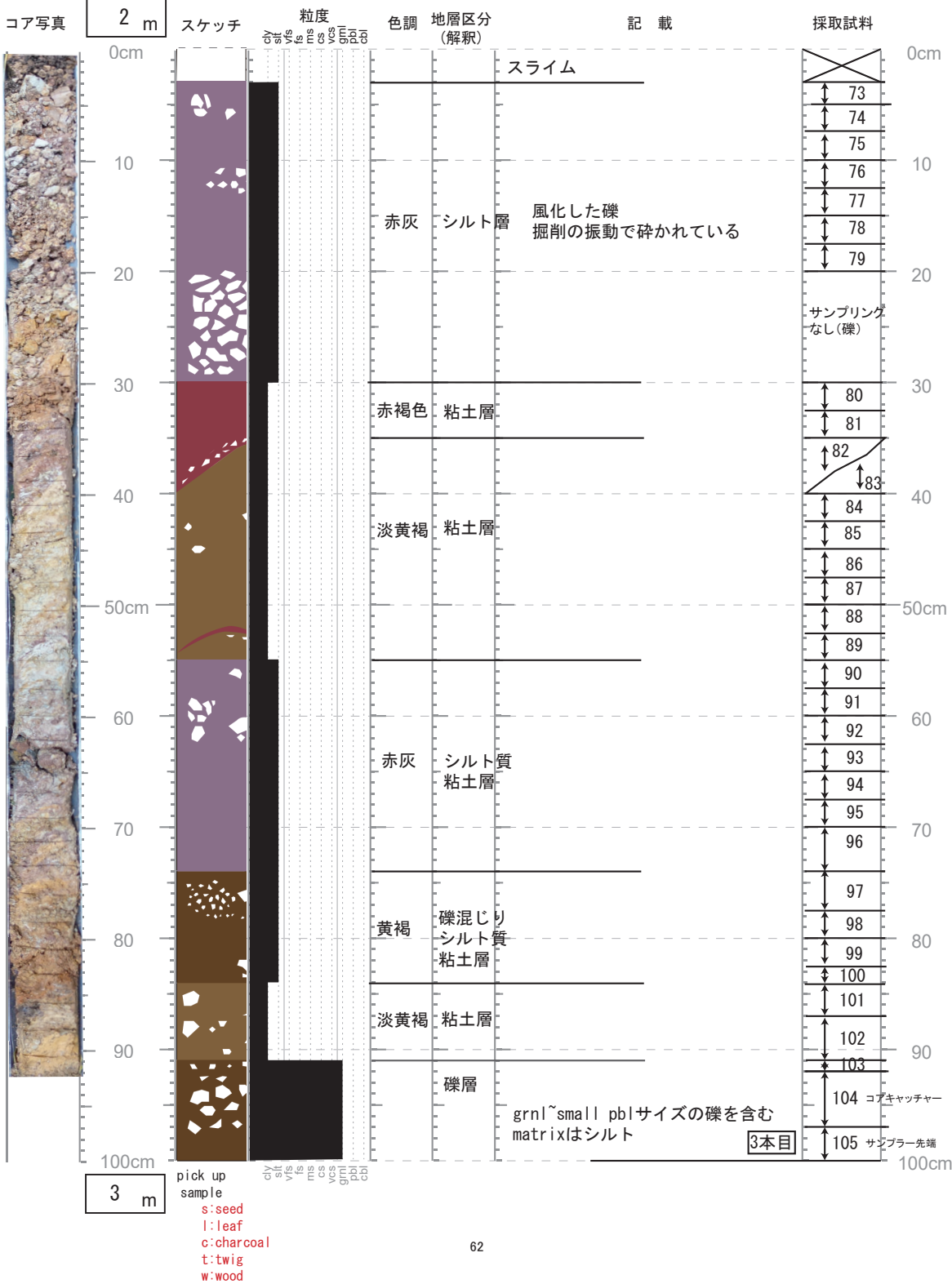


コア名 : wk-p-04 — no. 2 — 掘削方法 PPCS

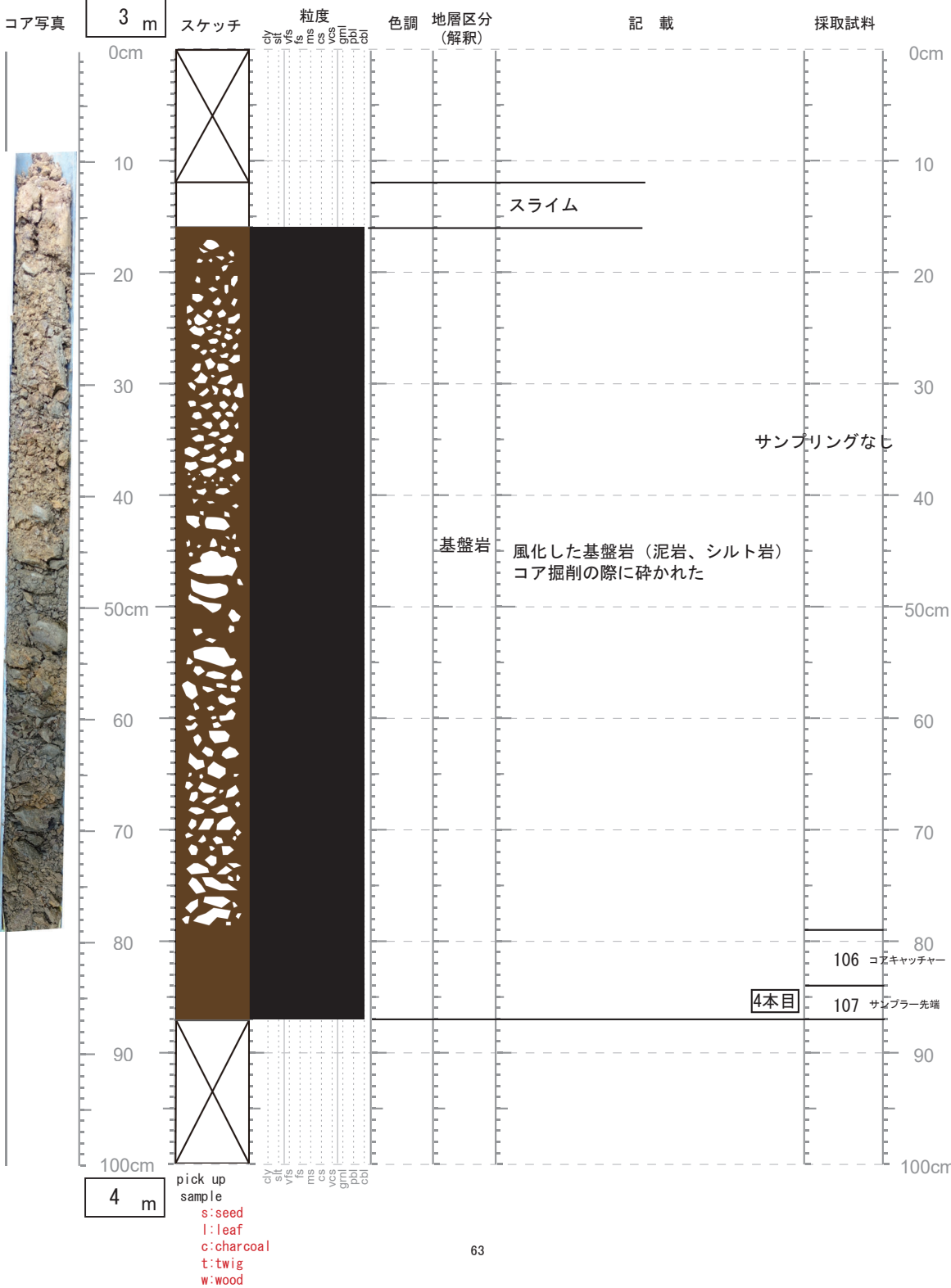
記載日 : 2016 年 10 月 18 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



コア名 : wk-p-04 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 18 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載

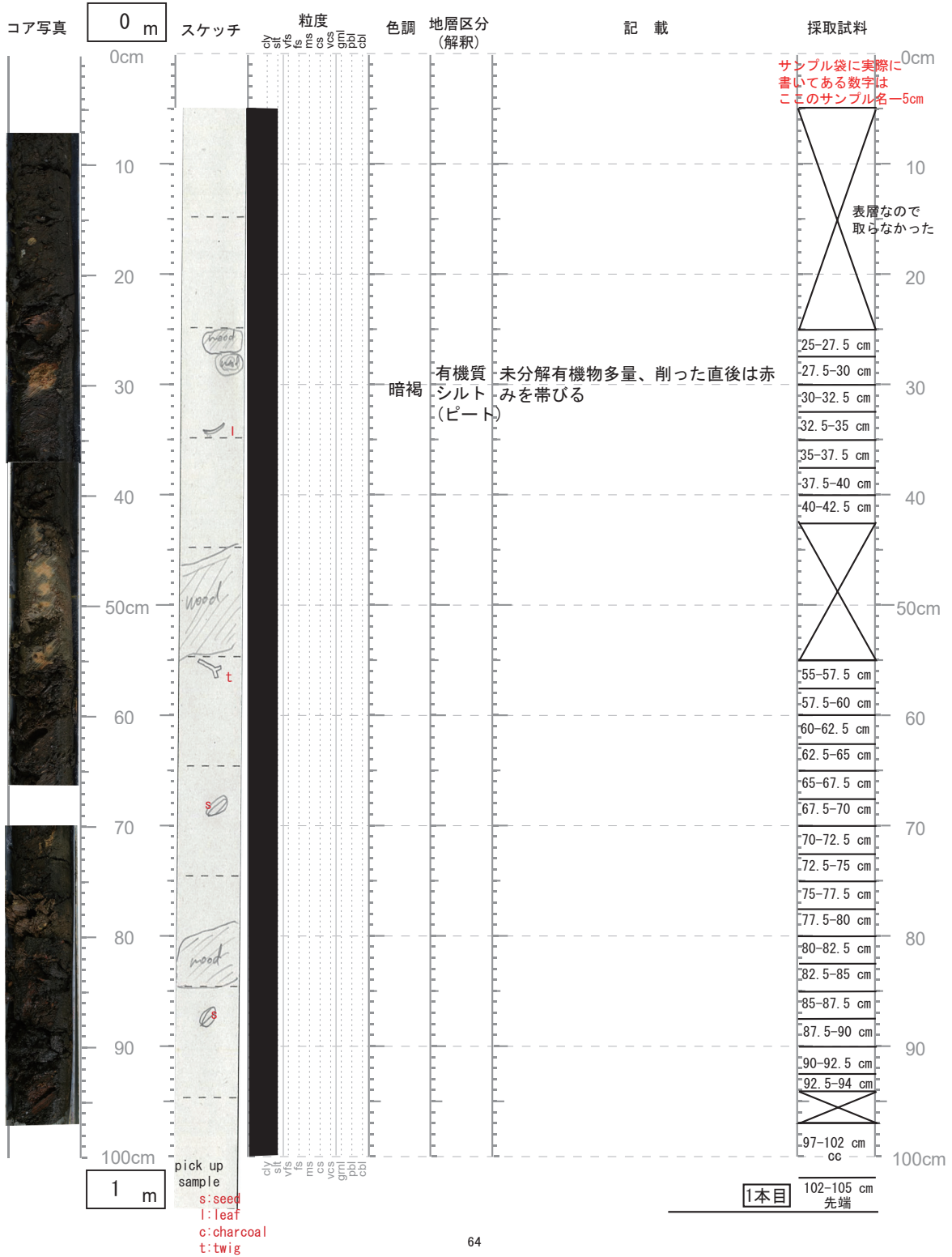


コア名 : wk-p-04 — no. 4 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2016 年 10 月 19 日 記載者 : 原本は柏原真太郎, 小村が転載



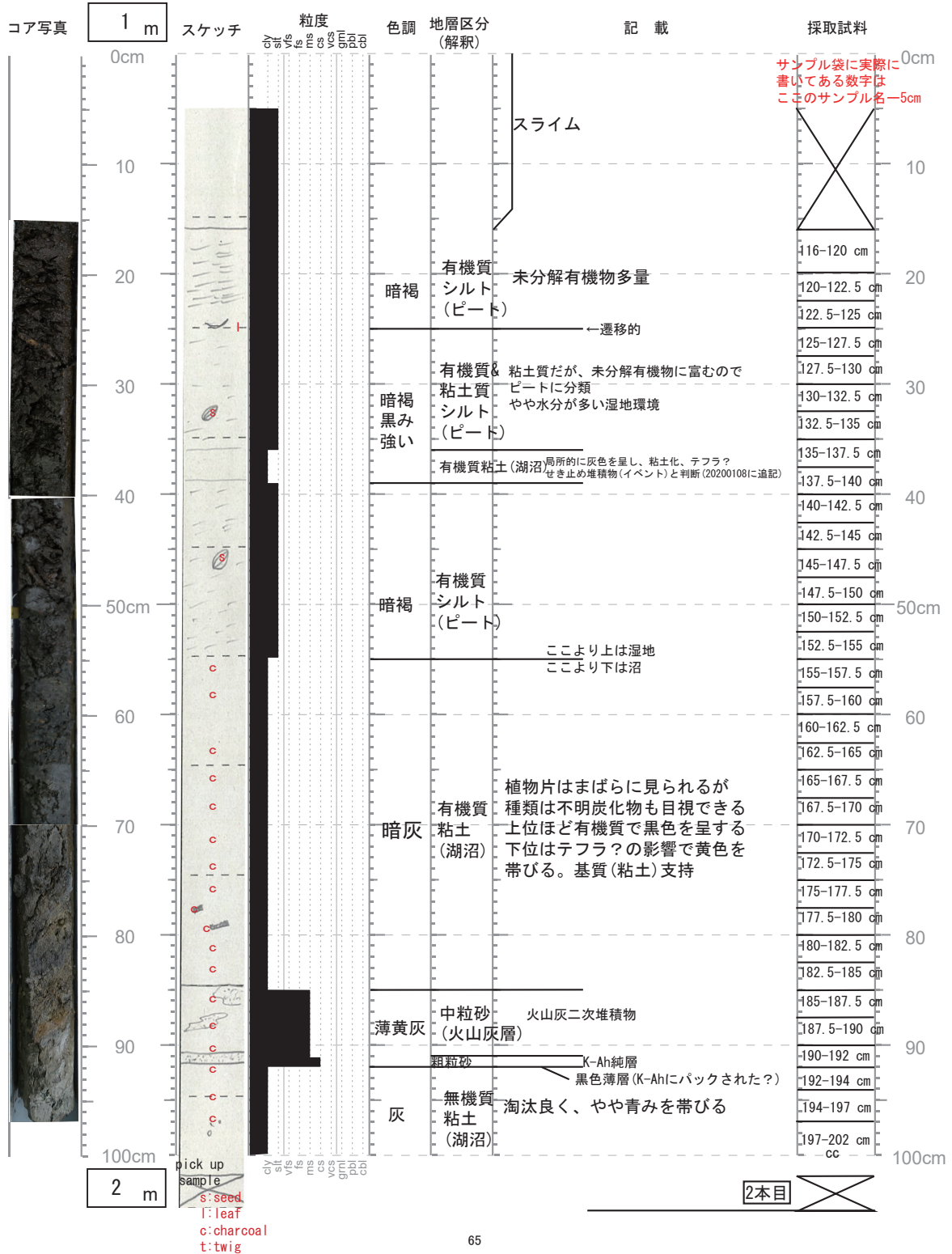
※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名: wk-p-10 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日: 2018 年 6 月 8 日 記載者: 小村慶太郎

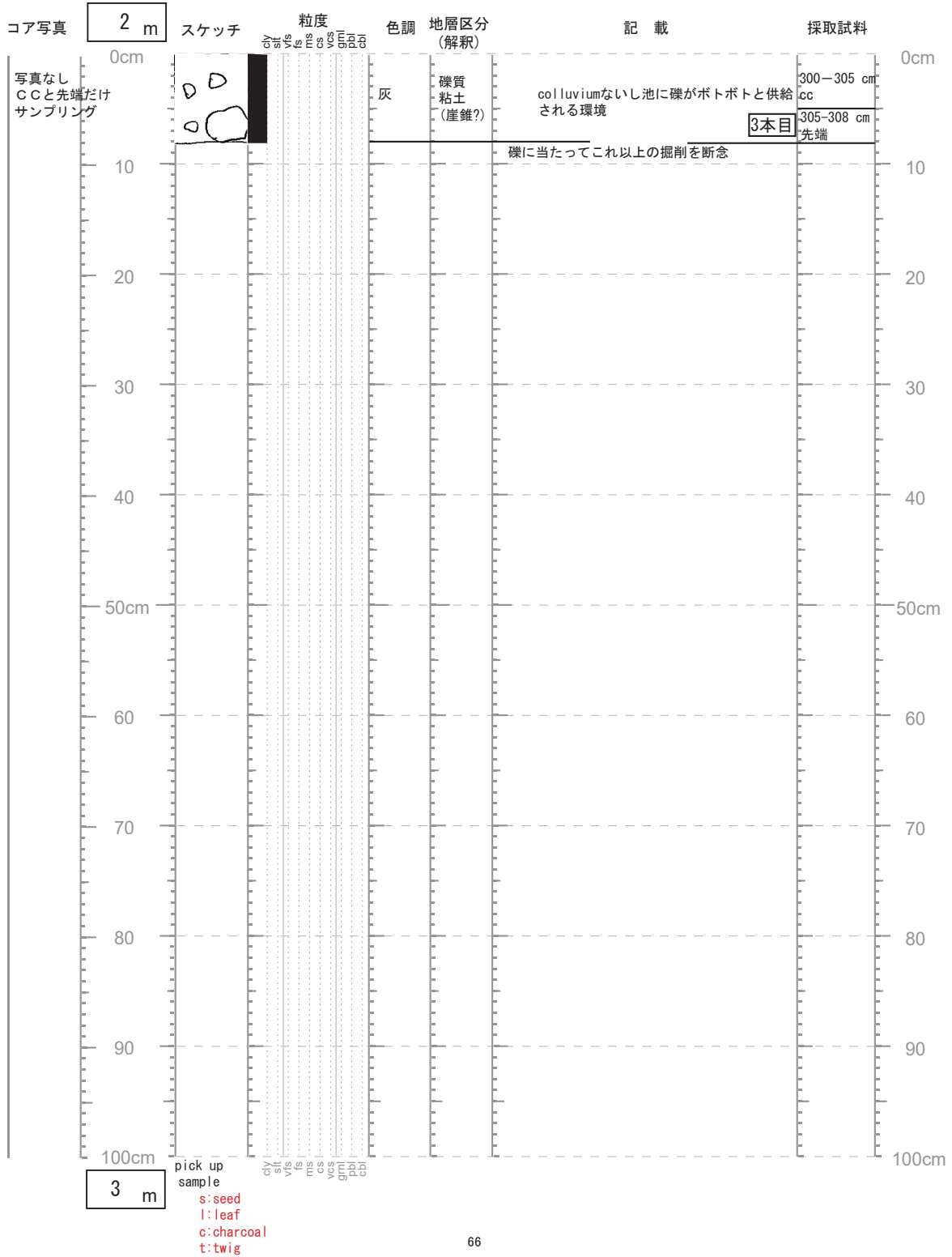


※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名: wk-p-10 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日: 2018 年 6 月 8 日 記載者: 小村慶太郎

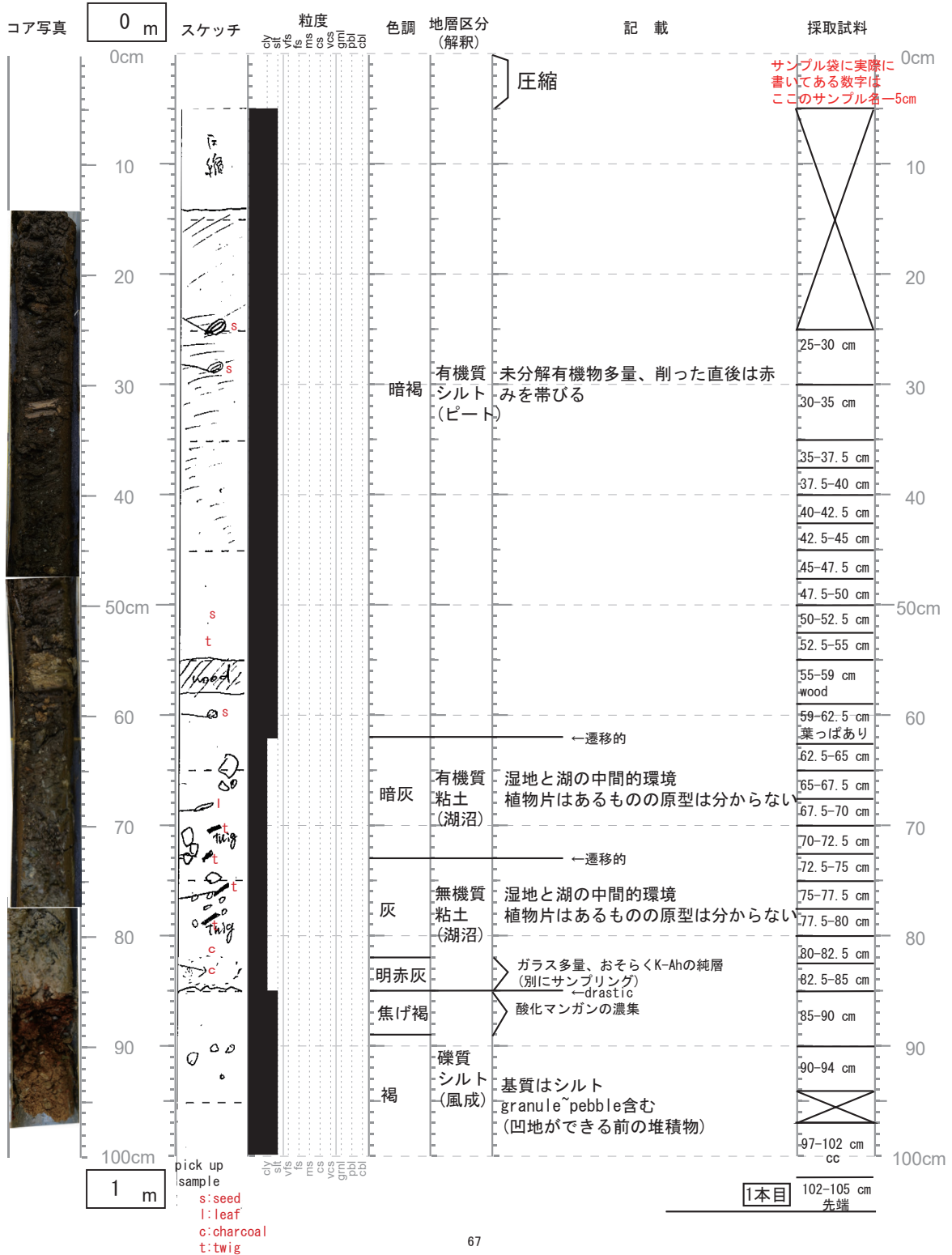


コア名 : wk-p-10 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2018 年 6 月 7 日 記載者 : 小村慶太郎



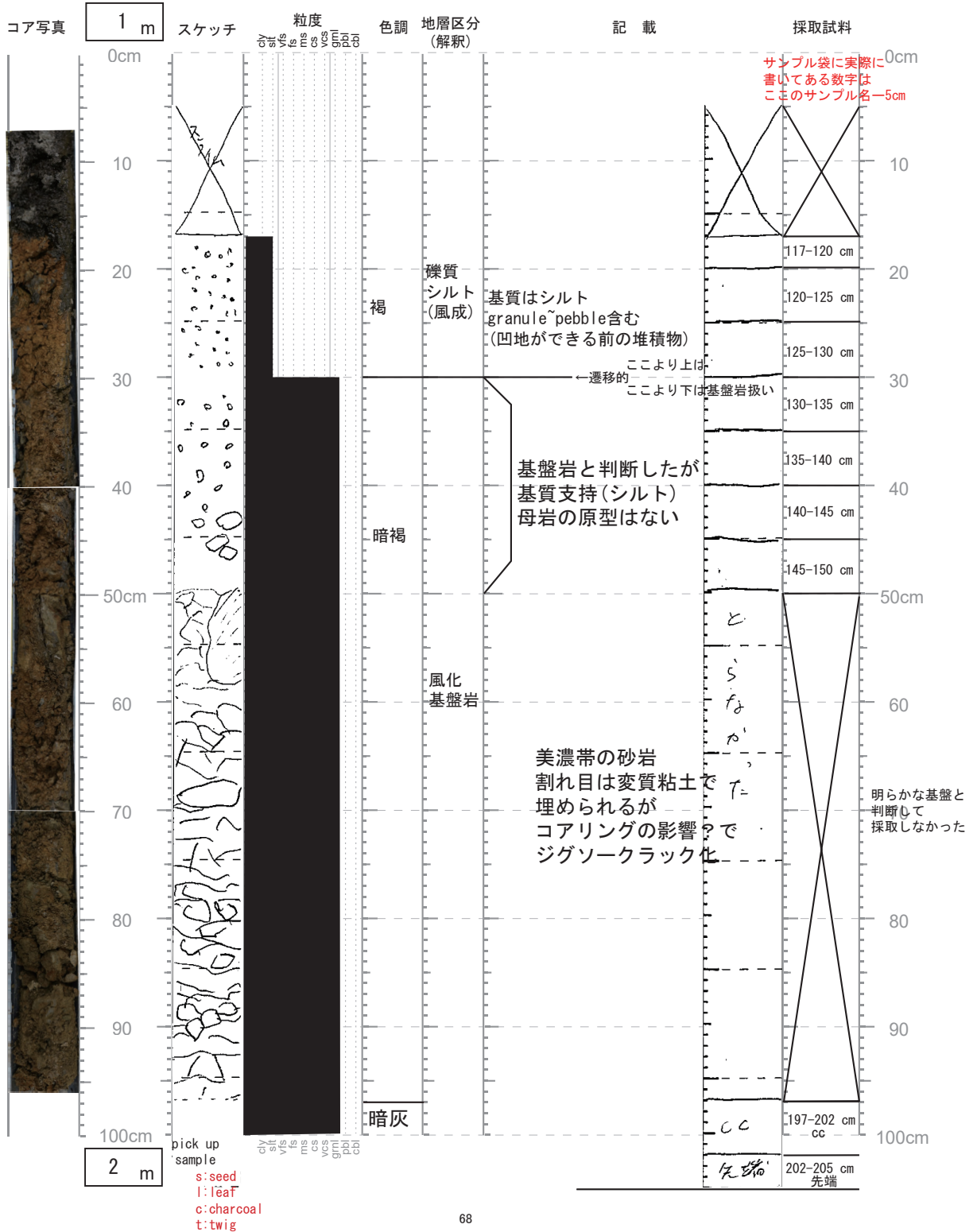
※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名 : wk-p-09 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2018 年 6 月 7 日 記載者 : 小村慶太郎



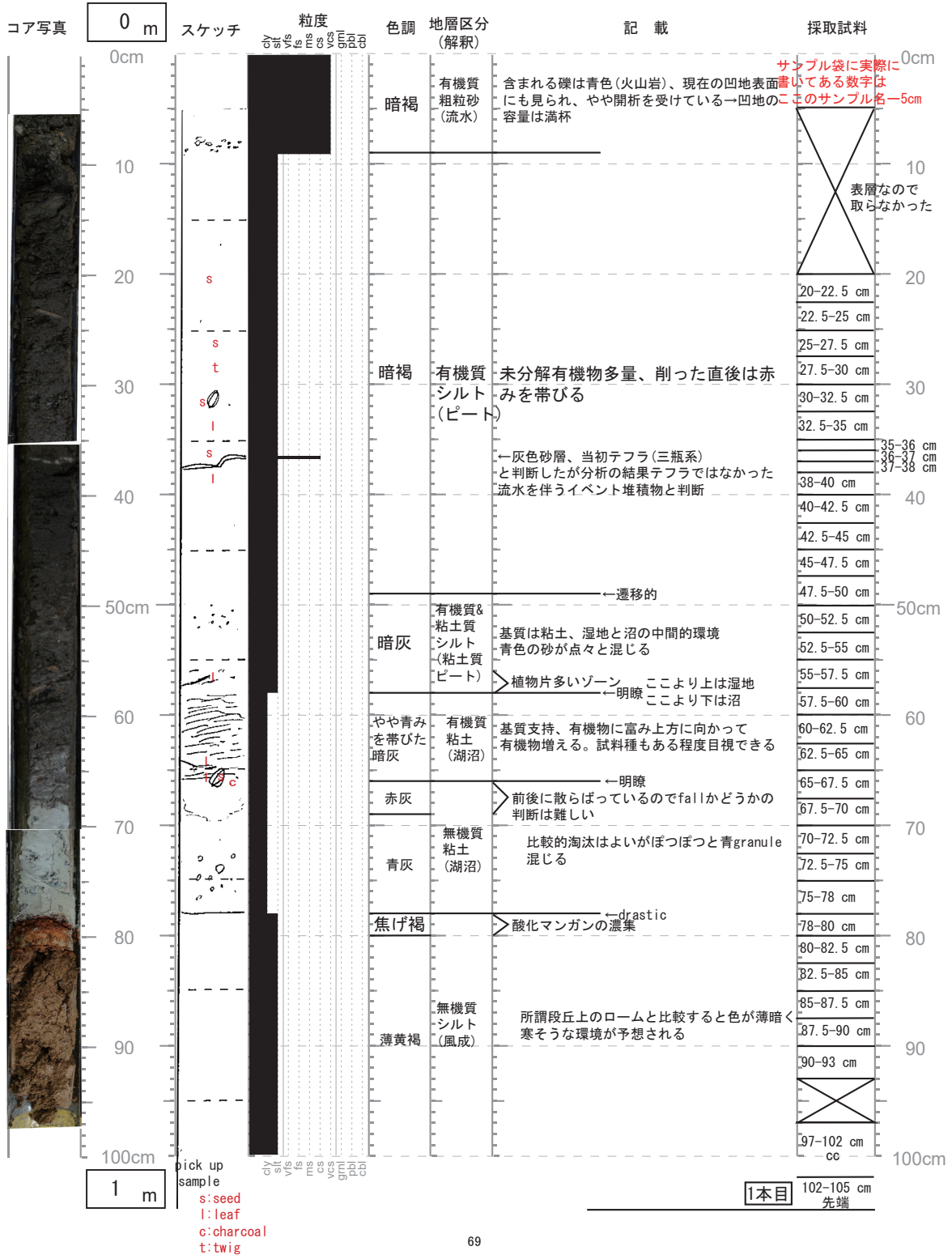
※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名 : wk-p-09 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2018 年 6 月 7 日 記載者 : 小村慶太郎



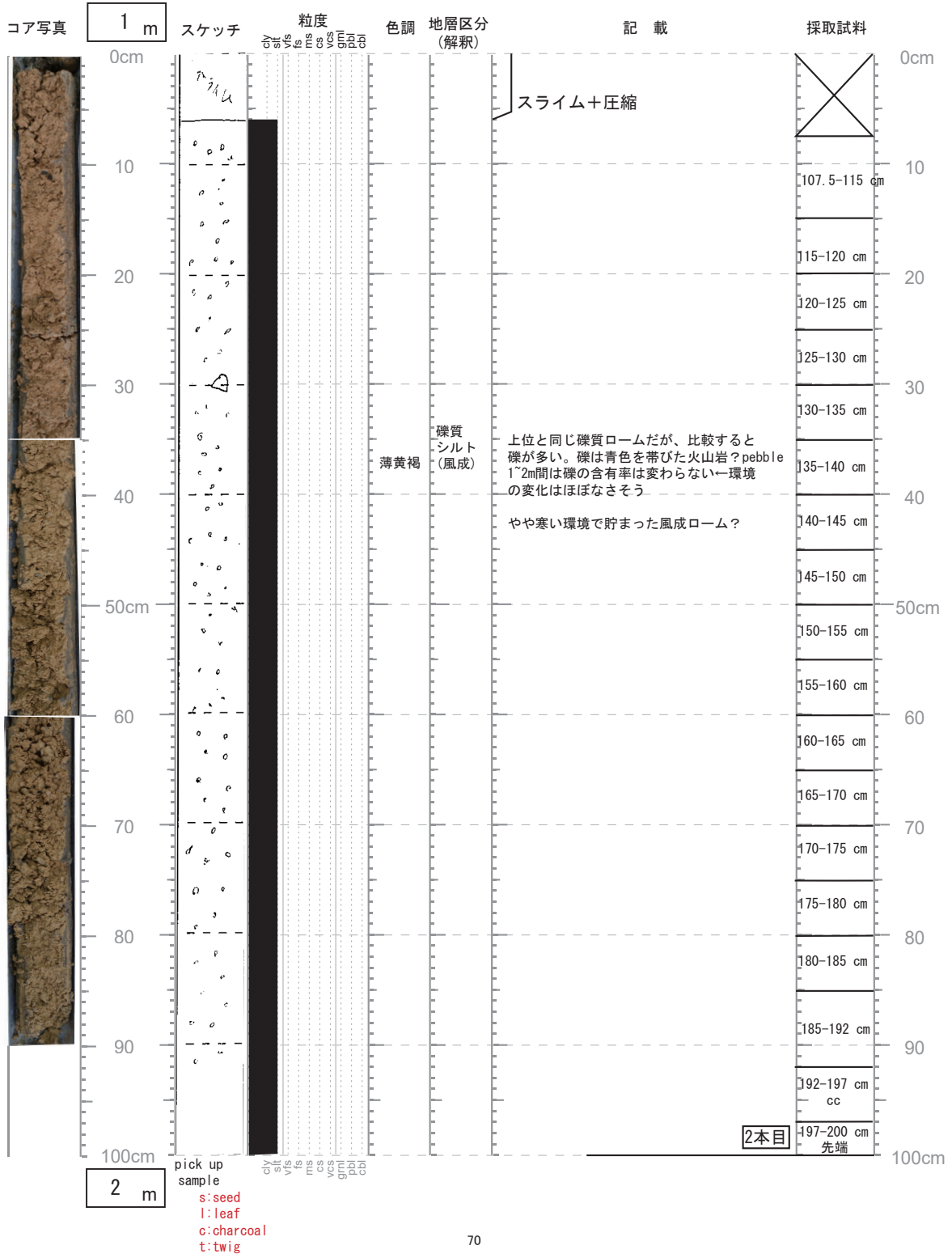
※誤って現地では92cmを底にして記載・写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを失念)。本記載シートはすべて5cmダウンしたものである。

コア名: wk-p-11 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日: 2018 年 6 月 8 日 記載者: 小村慶太郎

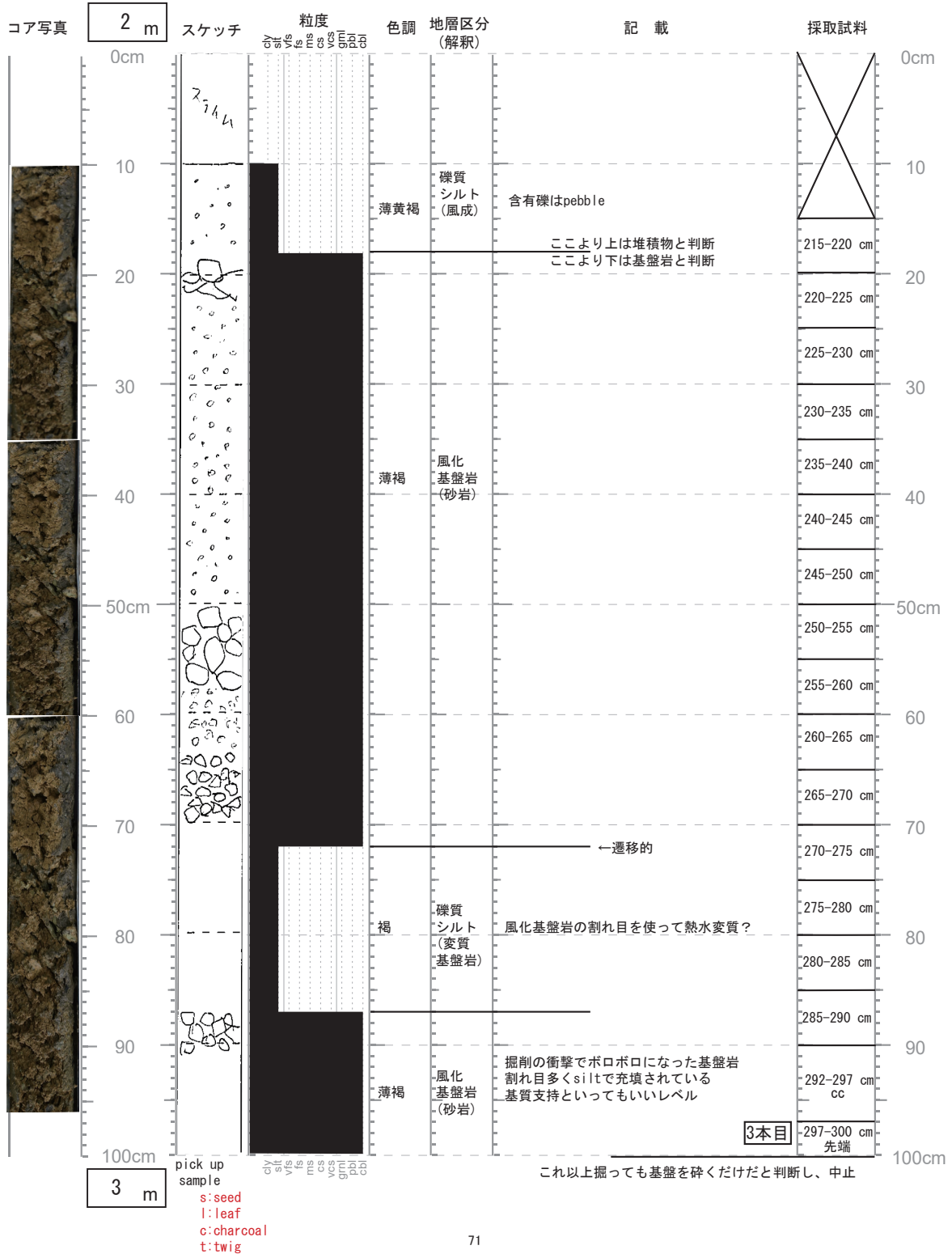


※誤って現地では92cmを底にして写真撮影(キャッチャー押し出しシステムのことを風成)。この時ミスに気付いたので記載・サンプル名はあってる。

コア名: wk-p-11 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日: 2018 年 6 月 7 日 記載者: 小村慶太郎

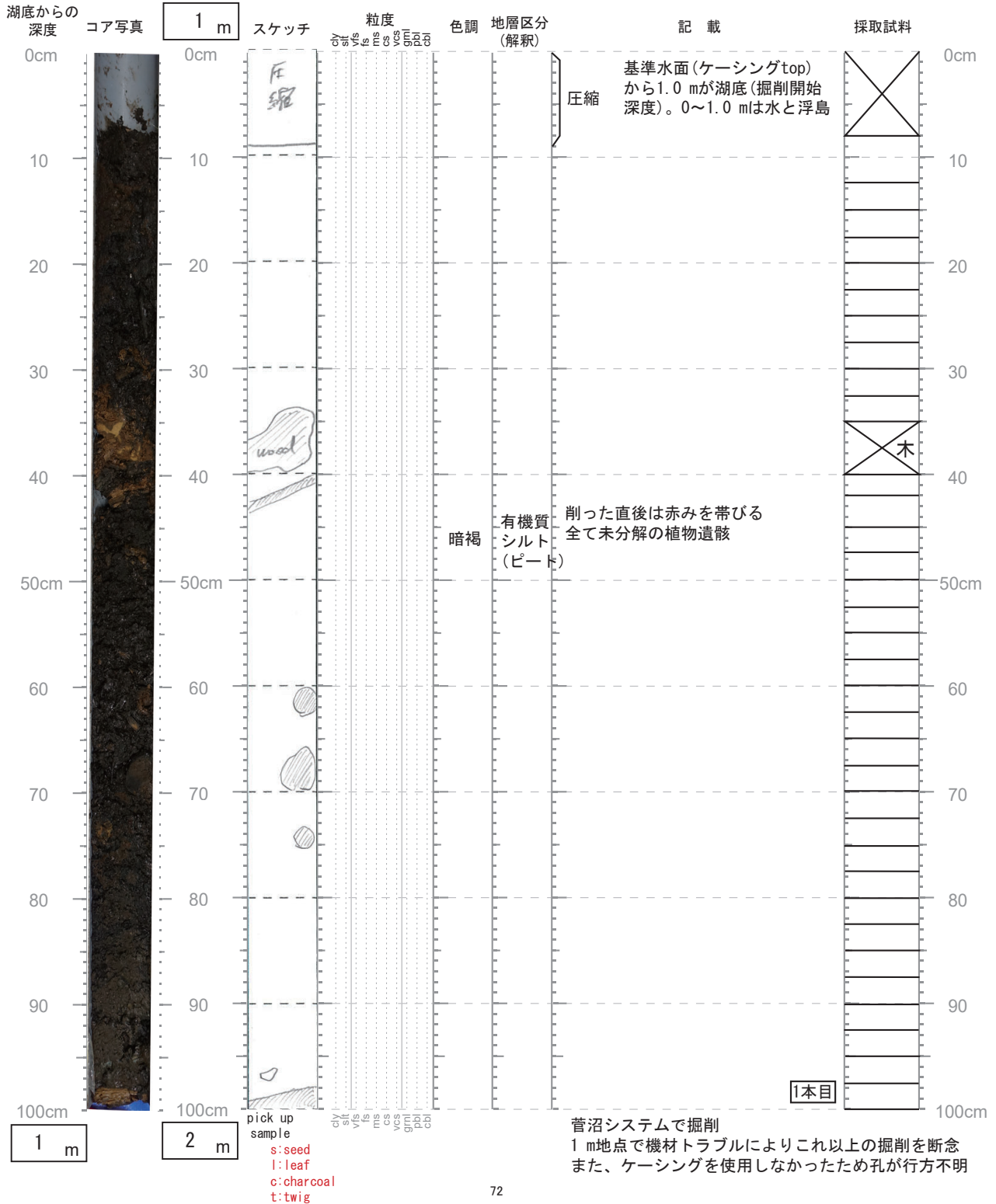


コア名 : wk-p-11 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2018 年 6 月 7 日 記載者 : 小村慶太郎



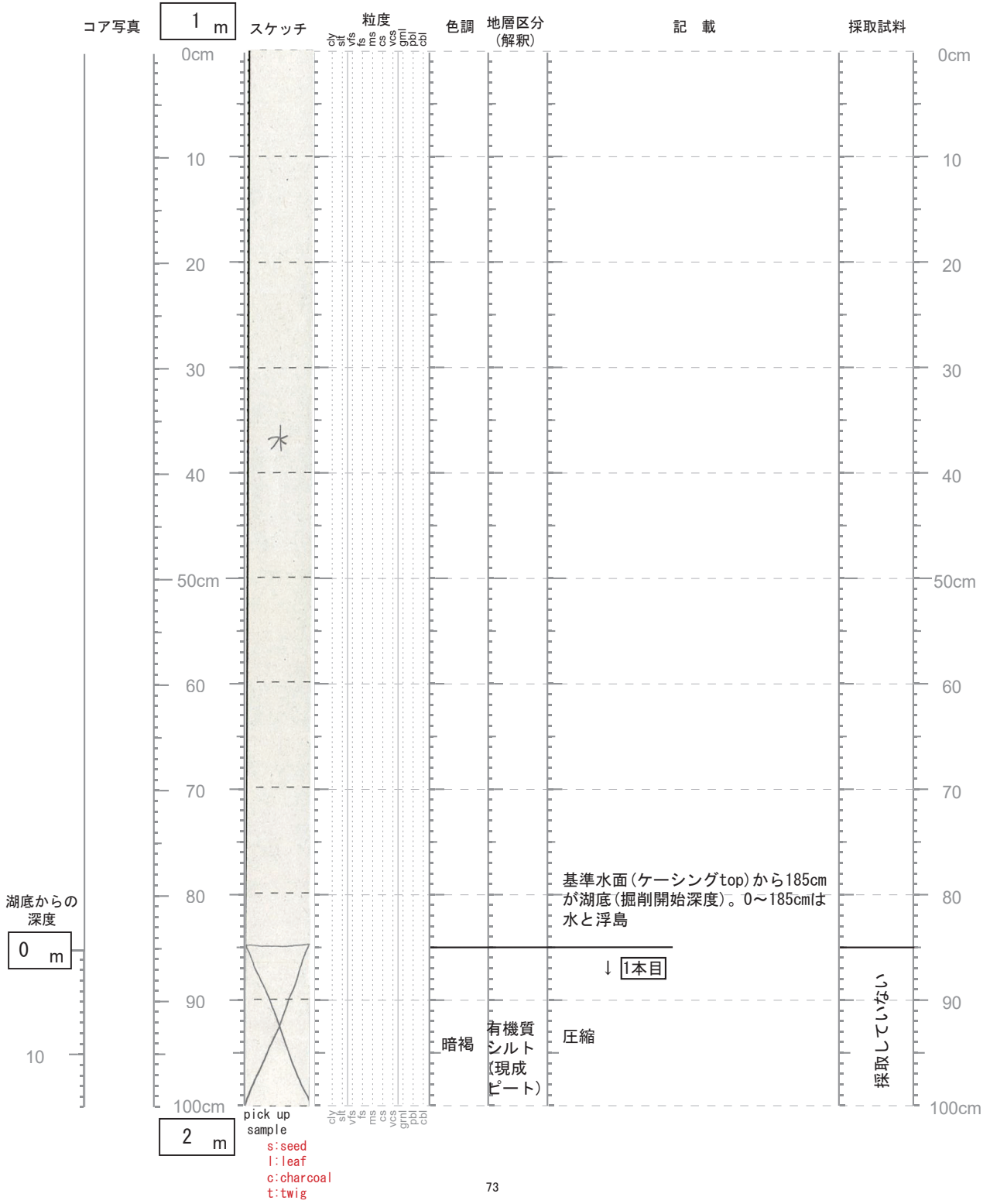
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名 : YK-01 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 6 月 4 日 記載者 : 小村慶太郎



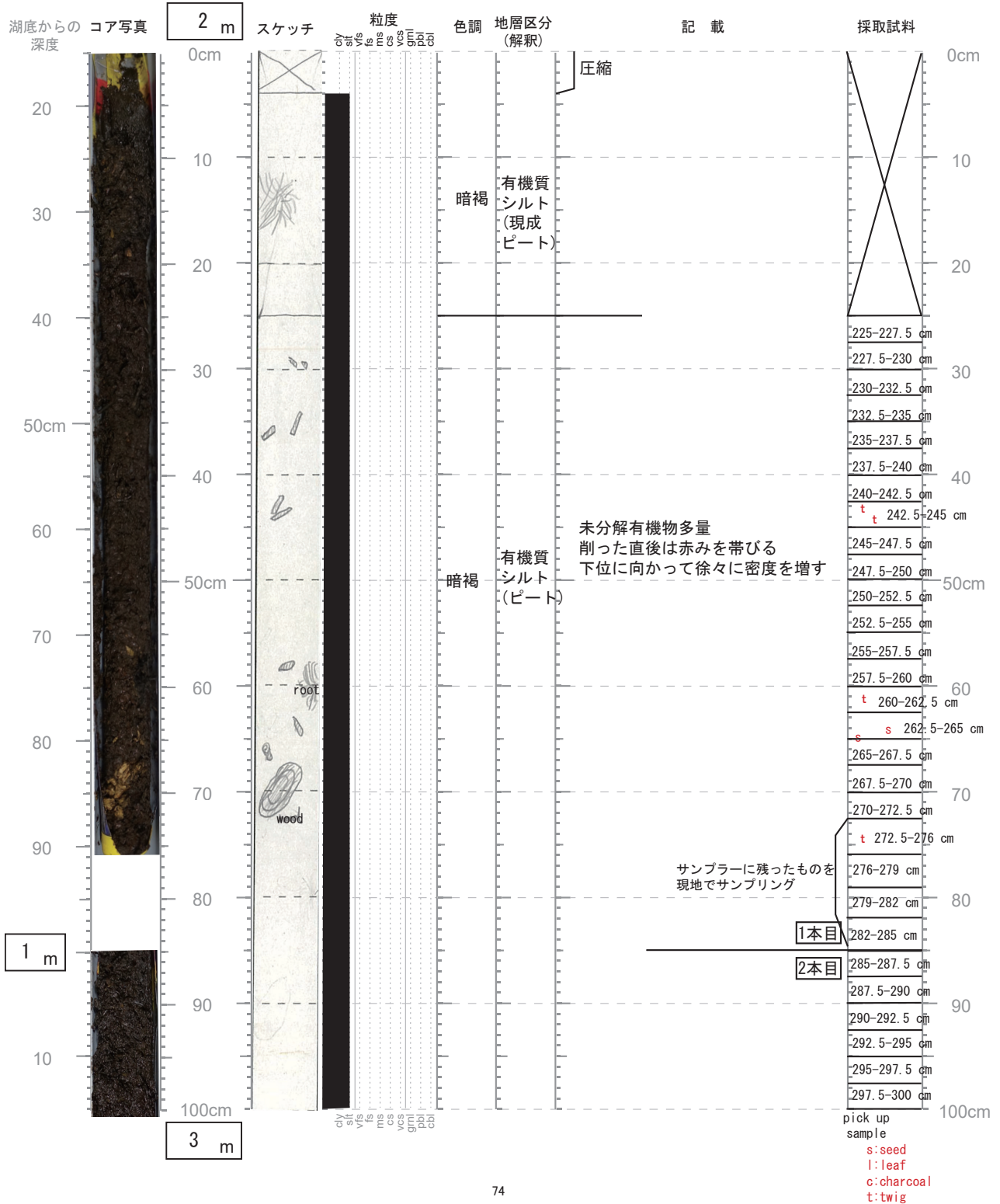
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
 柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名 : YK-02 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



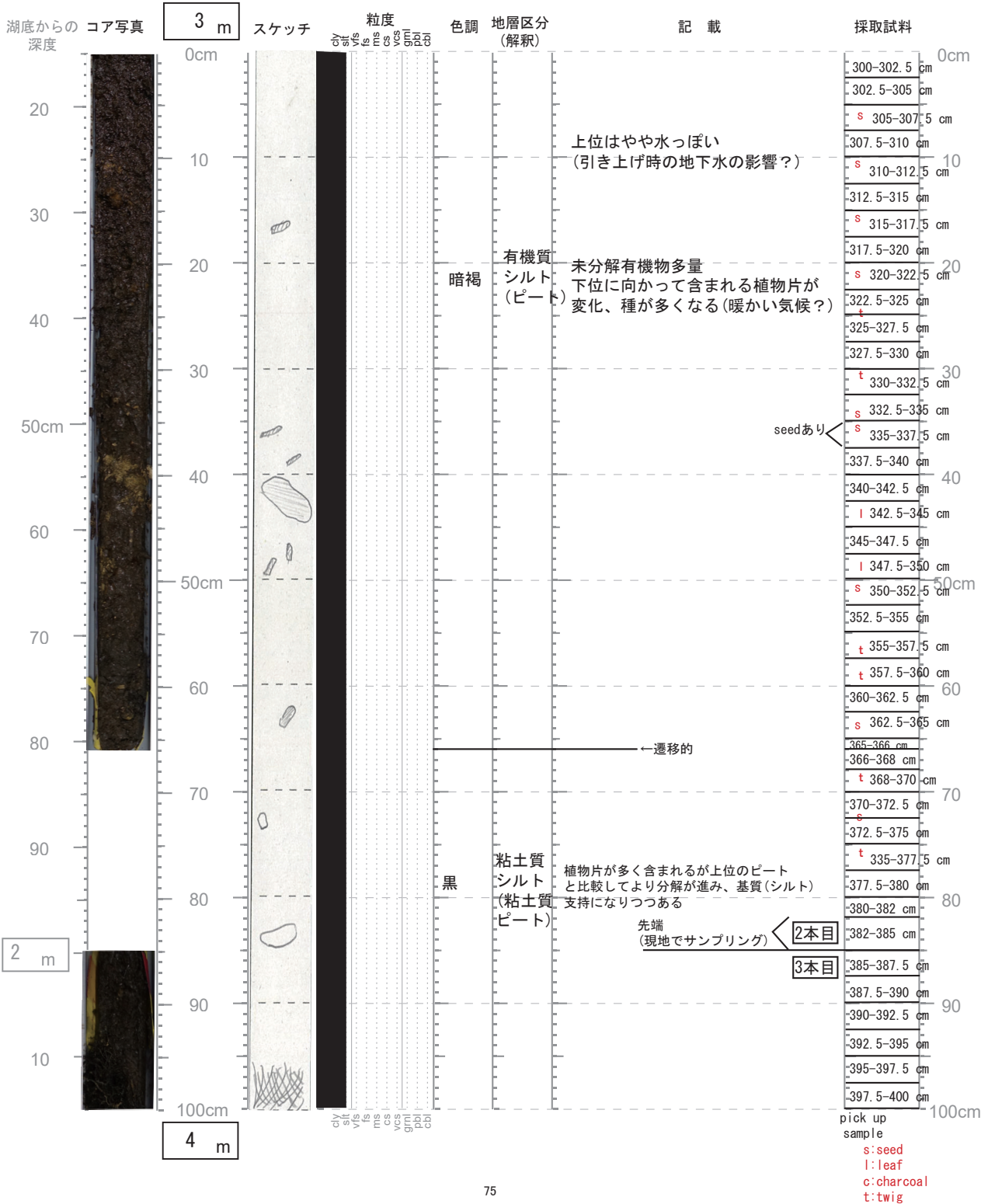
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名： YK-02 — no. 2 — 掘削方法 PPCS
 記載日： 2019 年 5 月 24 日 記載者： 小村慶太郎



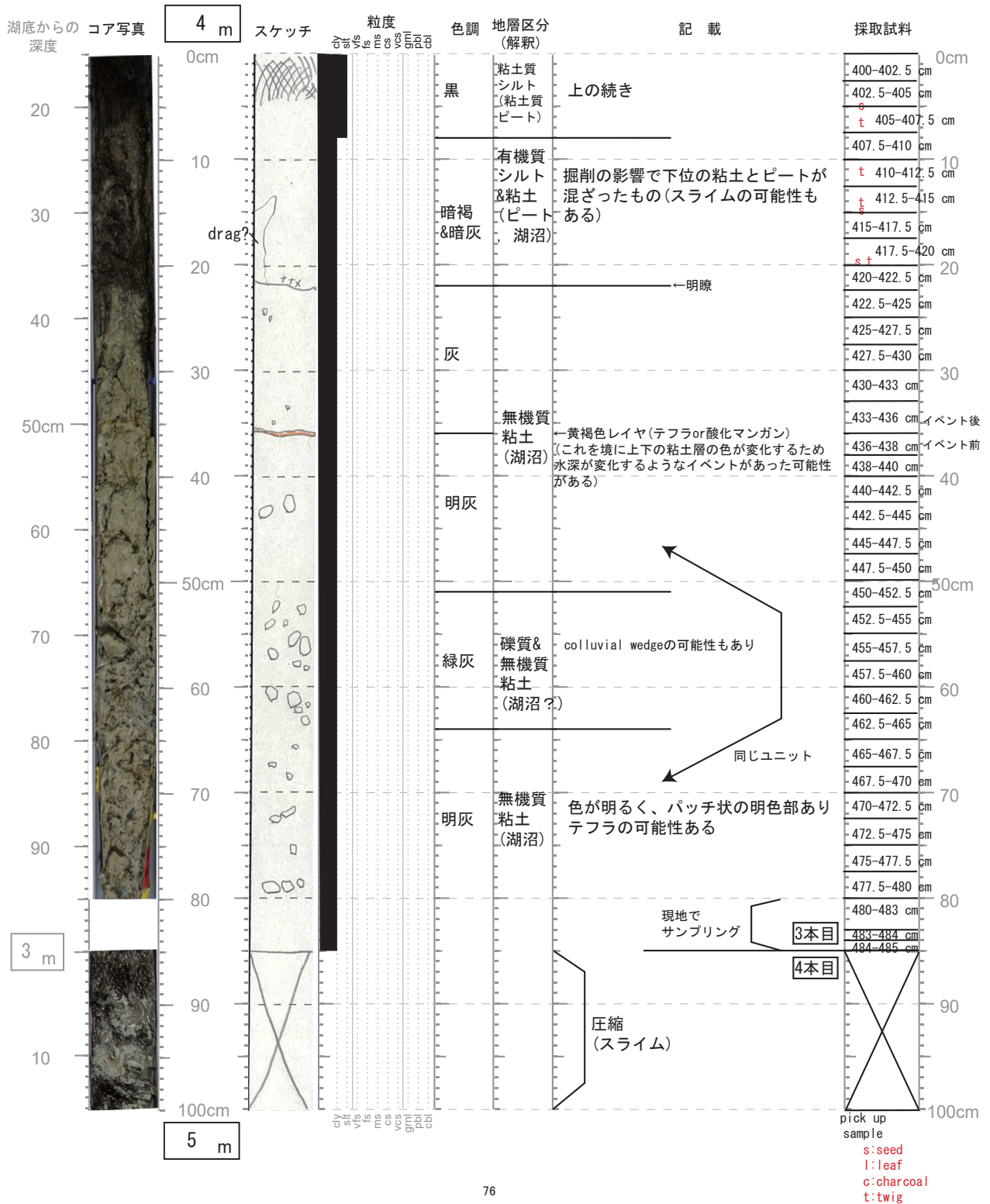
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名 : YK-02 — no. 3 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



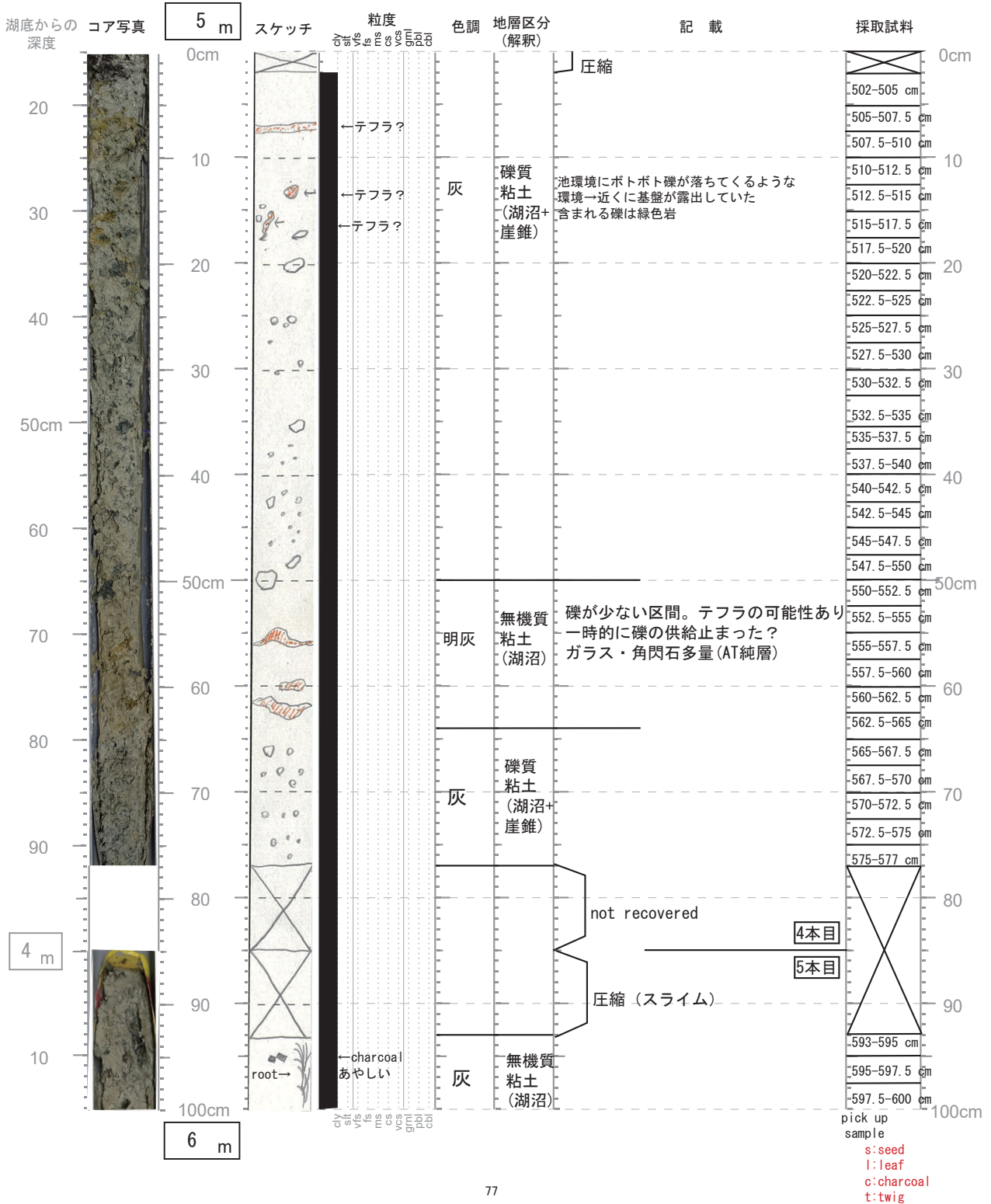
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名： YK-02 — no. 4 — 掘削方法 PPGS
 記載日： 2019 年 5 月 24 日 記載者： 小村慶太郎



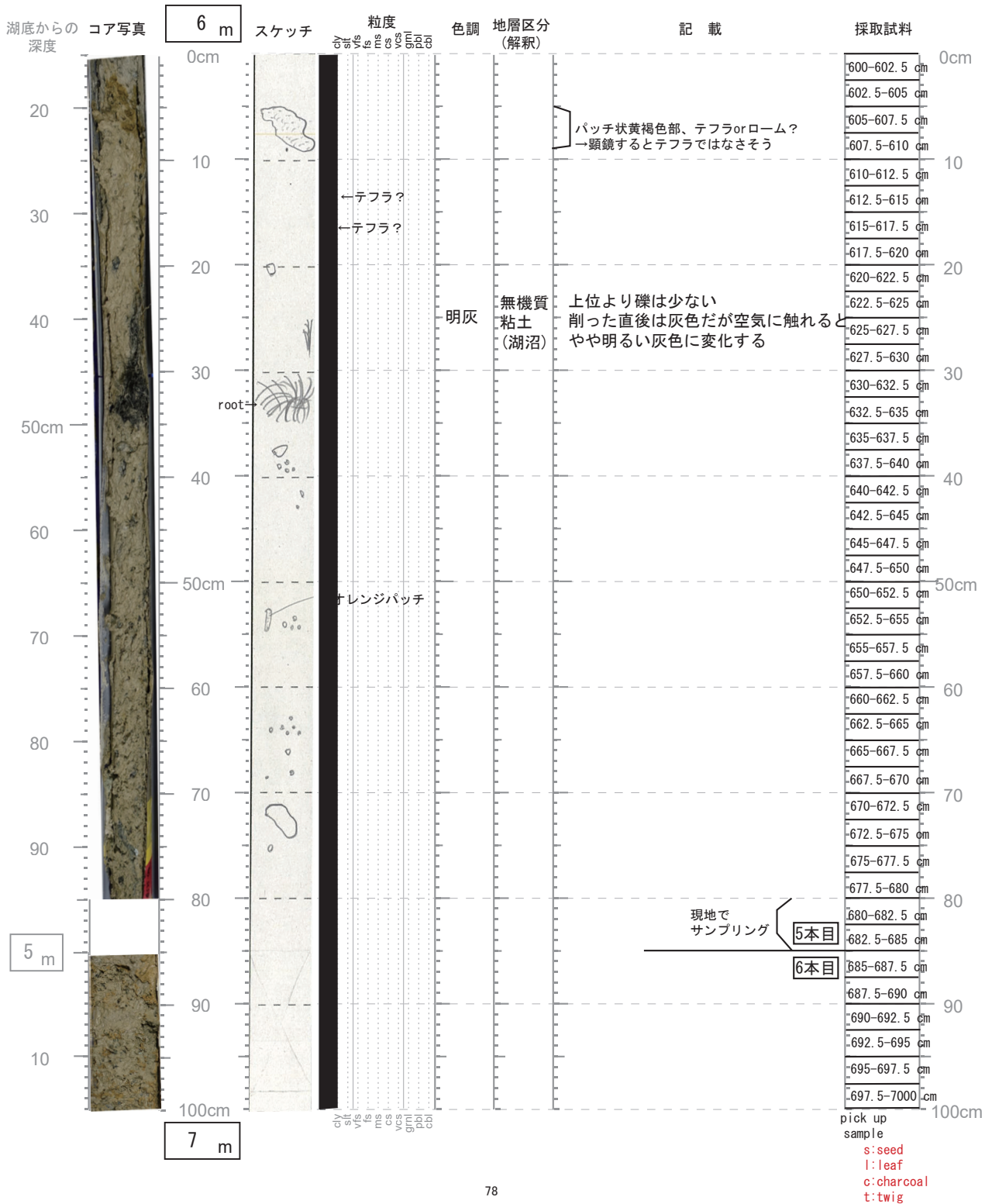
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名： YK-02 — no. 5 — 掘削方法 PPCS
記載日： 2019 年 5 月 24 日 記載者： 小村慶太郎



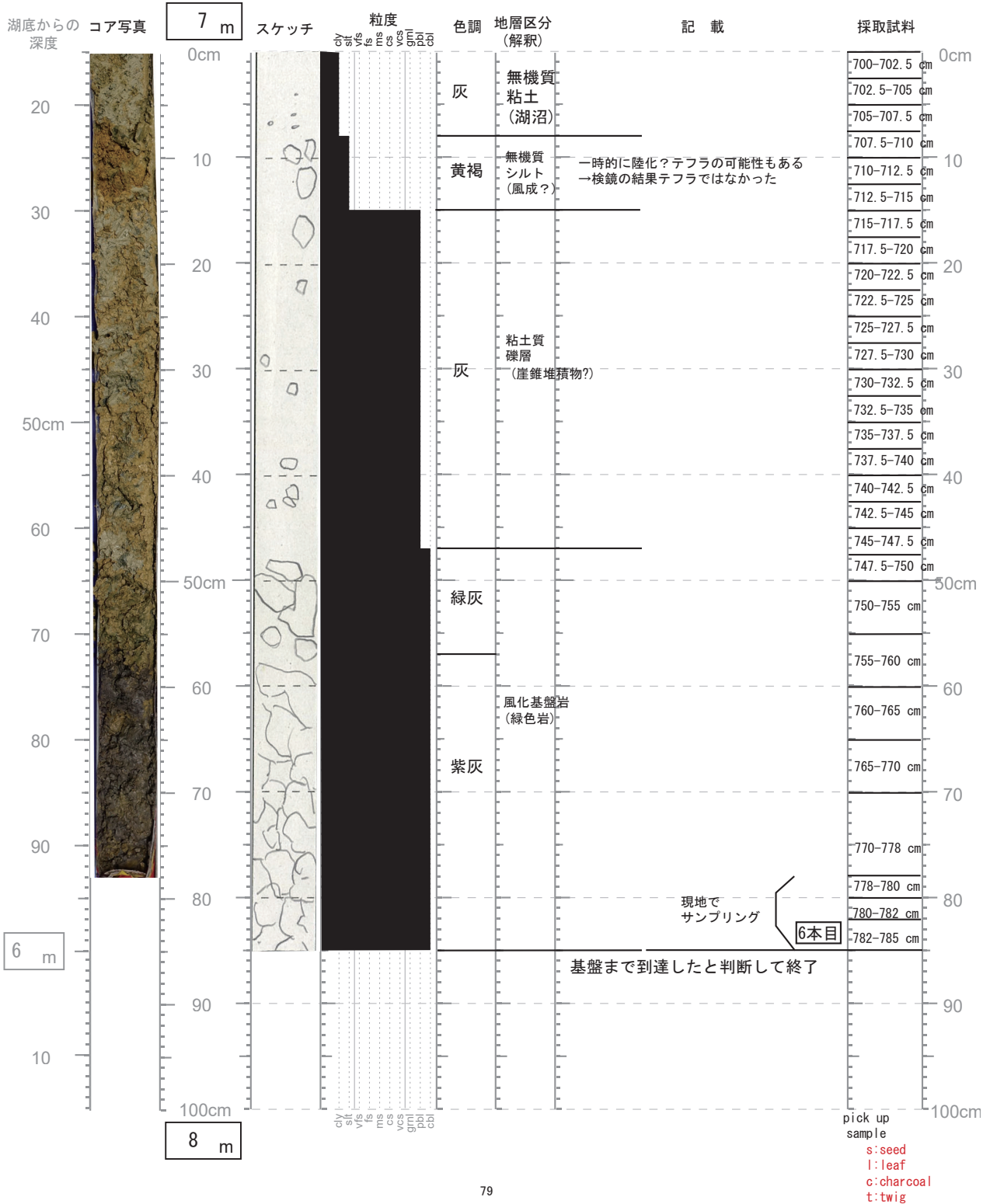
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名 : YK-02 — no. 6 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



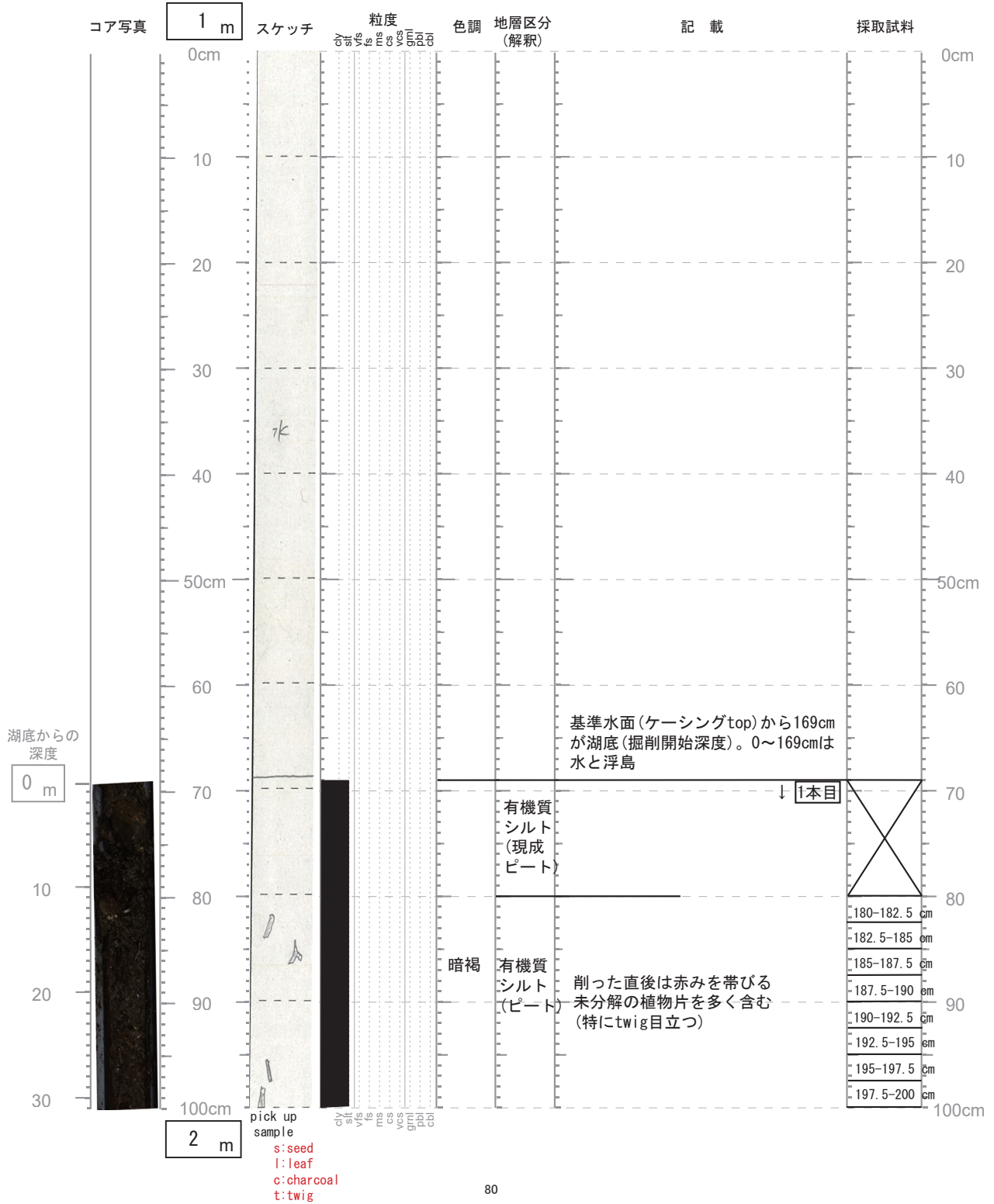
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名 : YK-02 — no. 7 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



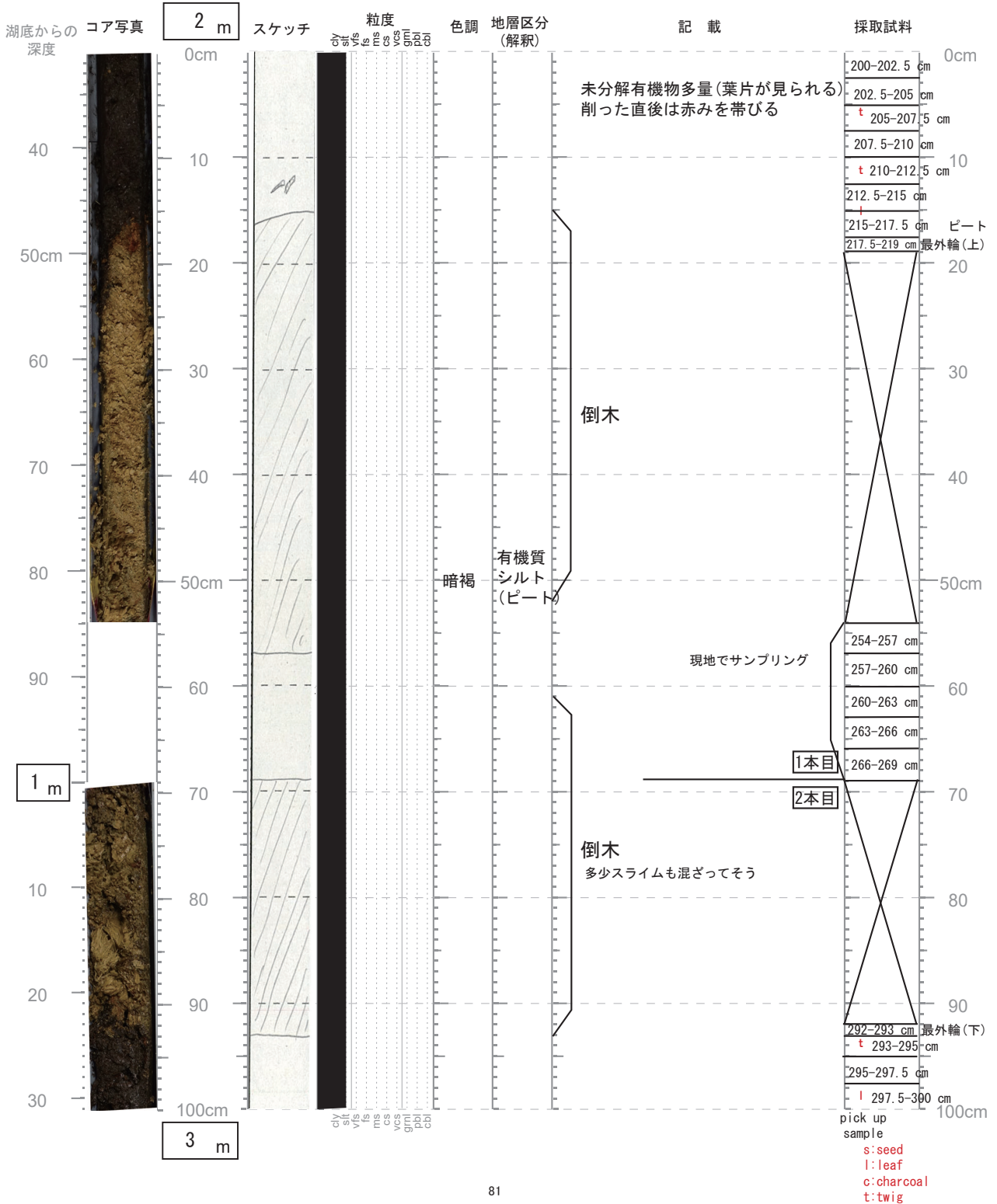
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名 : YK-03 — no. 1 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



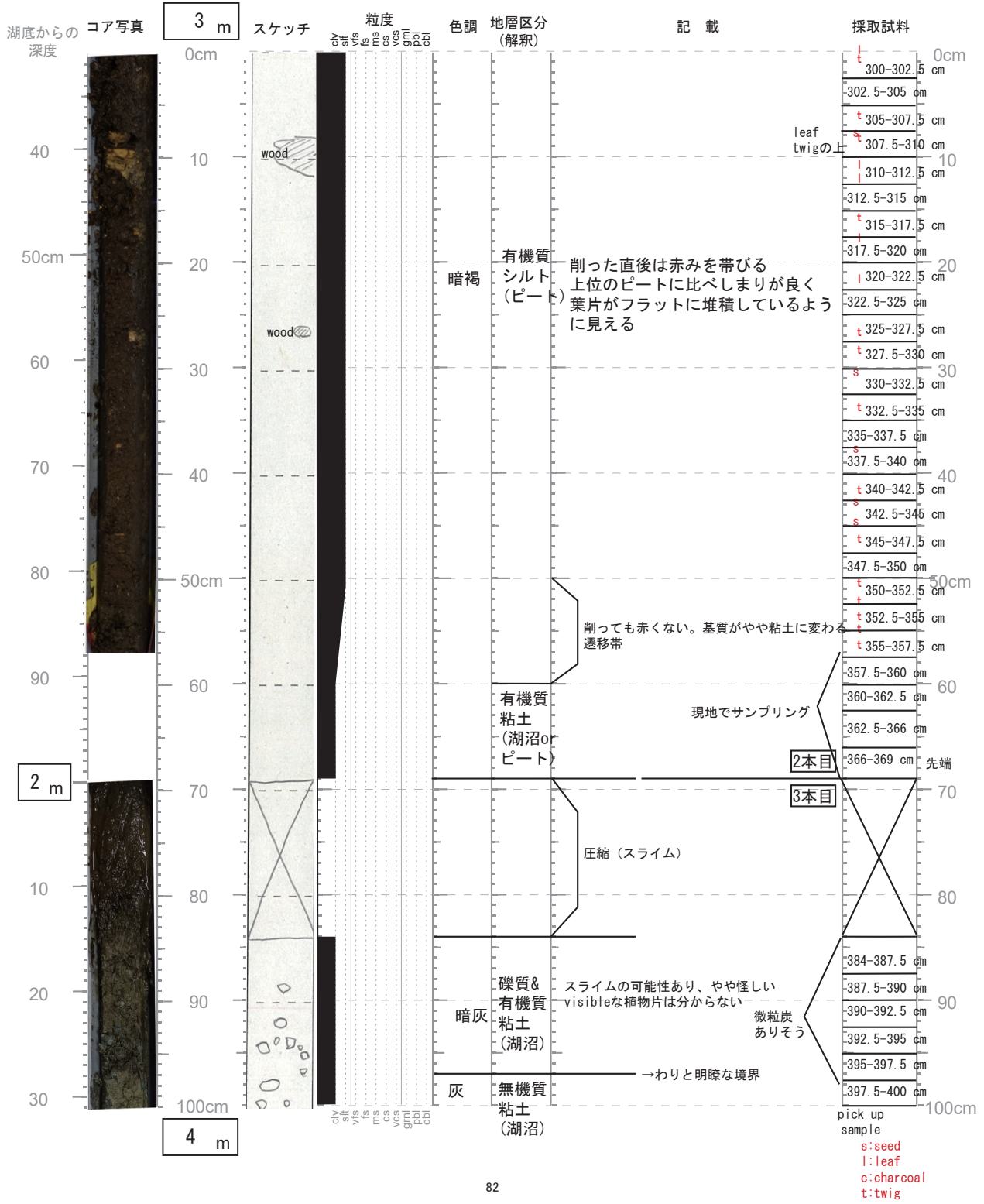
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、泥炭層の圧縮部は均質に引き延ばしている。

コア名： YK-03 — no. 2 — 掘削方法 PPGS
 記載日： 2019 年 5 月 24 日 記載者： 小村慶太郎



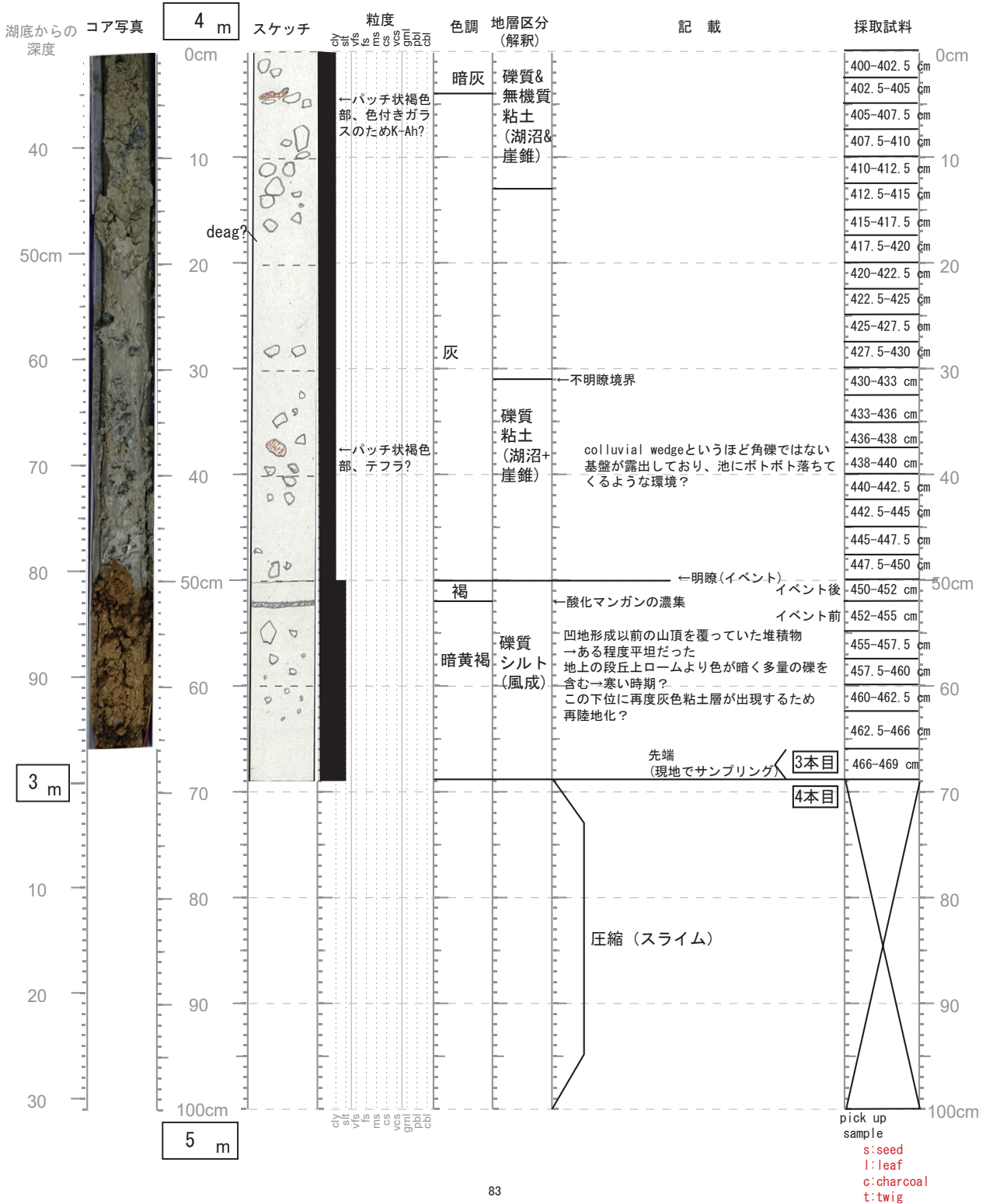
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとし、圧縮部は有機質粘土層を均質に引き延ばすことで対応。

コア名： YK-03 — no. 3 — 掘削方法 PPGS
 記載日： 2019 年 5 月 24 日 記載者： 小村慶太郎



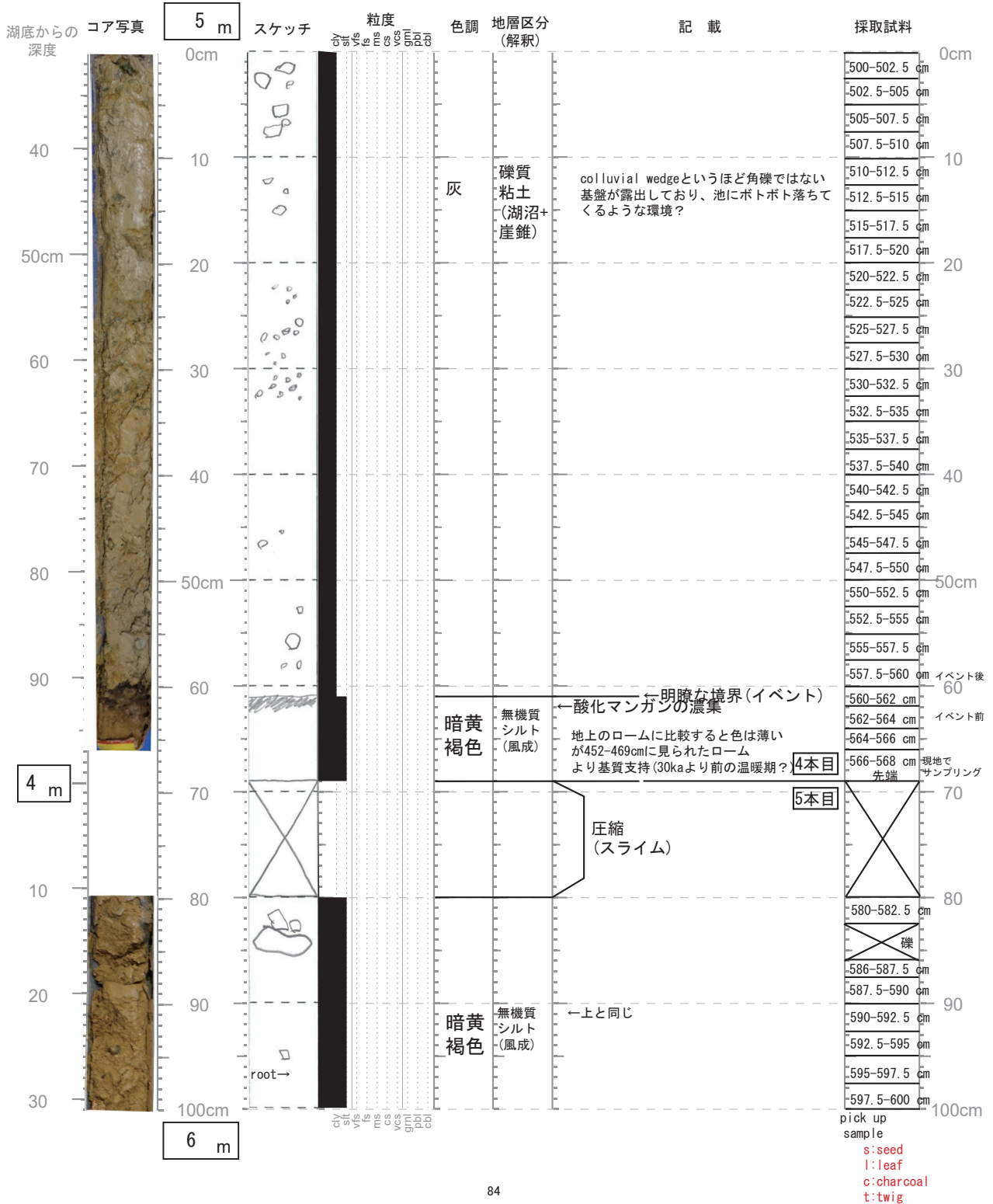
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名 : YK-03 — no. 4 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 24 日 記載者 : 小村慶太郎



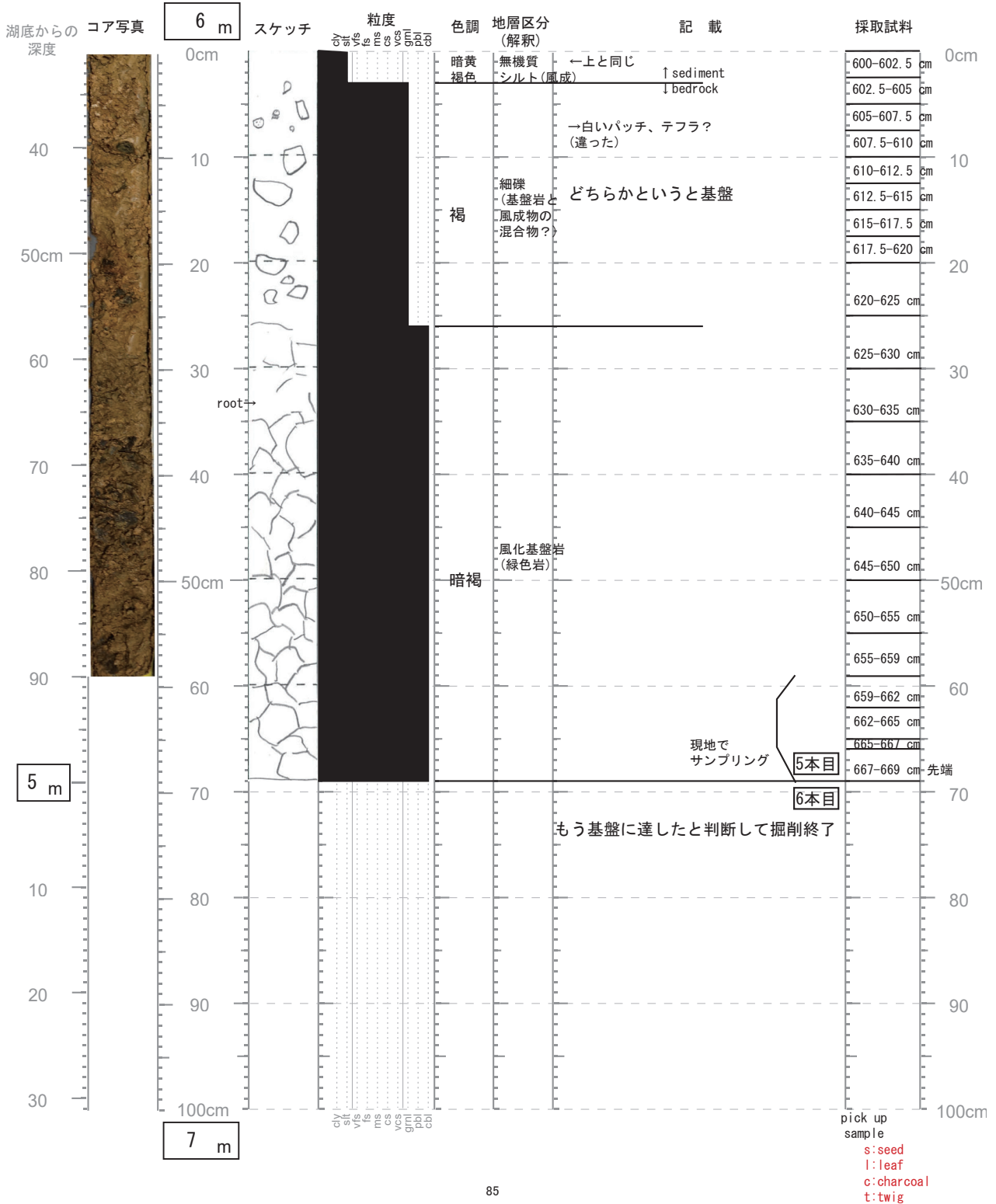
※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名 : YK-03 — no. 5 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 25 日 記載者 : 小村慶太郎



※記載シートおよびサンプリング名は水面を0mとして記載している。
柱状図では湖底を0mとしている。

コア名 : YK-03 — no. 6 — 掘削方法 PPCS
 記載日 : 2019 年 5 月 25 日 記載者 : 小村慶太郎



湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) in a humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi Mountains, central Japan

補遺 2. コアの圧縮と圧密の影響について

関連する本論の章：3.2.3. 可搬型パーカッションコアリングシステム（PPCS）による掘削

Appendix 2. The effect of compression and consolidation on the core

Related section: 3.2.3.

A2-1. 掘削時のコアの圧縮について	376
A2-2. 凹地を埋積する堆積物の圧密の評価	381

A2-1. 掘削時のコアの圧縮について

若丸山・魚金山両サイトにおいて、採取したサンプルチューブを記載のために開封した際、本来 0.97 m もしくは 0.92 m 分（2018 年以前）の堆積物が格納されているはずのサンプルチューブ内に 80～90 cm 程度しか堆積物が格納されていないことや、掘削深度分の堆積物がチューブ内に格納されていた場合も、上位数 10 cm 程度は明らかに孔壁上位からの混入物（スライム）であることが度々発生した。これらは、掘削時の打撃力によってチューブに格納された堆積物が圧縮したことに由来すると考えられる。したがって、作成する柱状図およびサンプルの採取深度は、1 m ごとに圧縮分を引き延ばし、深度の補正を行った。コアチューブ内に泥炭や粘土のような柔らかい層と礫や基盤などの固い層が同時に収納されていた場合は、固い層はほとんど圧縮しないものと見なし、柔らかい層のみを一様に引き延ばした。コア記載シート（補遺 1）には、深度補正する前のコアの層相・層厚を記した。

Table A2-1 に、柏原（2018MS）が掘削した分も含め、若丸山・魚金山両サイトで実施した全ての PPCS コアのコアチューブごと（1 m ごと）のコア圧縮量を記す。Table A2-1a, A2-1b, A2-1c には若丸山サイトのコアごとの圧縮量、層相別のコア圧縮量、および深度別の圧縮量を示した。同じく Table A2-1d, A2-1e, A2-1f には魚金山サイトのコアごとの圧縮量、層相別のコア圧縮量、および深度別の圧縮量を示した。ここで示す層相とは、圧縮が発生した区間の直下の層相のことを言う。

その結果、若丸山サイトでは全コアで 1 m の掘削につき平均 8.81 cm のコアの圧縮が生じ、堆積物別では粘土層で最も発生しやすく、平均で 13.17 cm の圧縮が生じることが明らかとなった。次いで泥炭層で平均 11.69 cm、黄褐色シルト層で平均 11.50 cm のコアの圧縮が生じた。一方で、礫層や基盤岩の比較的固い物質ではわずかしこコアの圧縮（平均 2.71 cm）が生じない。また、深度別では、0-1 m の掘削、すなわち各掘削で 1 回目に採取されるコアチューブで平均 14.10 cm と最もコアの圧縮が生じやすい。

魚金山サイトでは、全コアで平均 9.67 cm のコアの圧縮が生じ、堆積物別では粘土が平均 14.20 cm、次いで黄褐色シルト層で平均 11.00 cm の圧縮が生じた。深度別では深度 3-4 m の区間を掘削した際に著しくコアの圧縮が生じ、その平均は 24.0 cm となった。次いで、深度 0-1 m の区間と深度 4-5 m の区間を掘削した際に、いずれも平均 9.50 m の圧縮が生じた。

Table A2-1. Handling of the compression of the PPCS core**(a)** Loss of sample at the top of the PPCS cores at the Wakamaru-yama site

Core name	Depth (m)	Facies of upper edge	Compaction (cm)
wk-p-01	0-1	peat	2
wk-p-01	1-2	peat	6
wk-p-01	2-3	peat	3
wk-p-01	3-4	clay	36
wk-p-01	4-5	gravel or bedrock	0
wk-p-03	0-1	peat	21
wk-p-03	1-2	yellowish-brown silt	15
wk-p-03	2-3	yellowish-brown silt	16
wk-p-03	3-4	gravel or bedrock	0
wk-p-04	0-1	surface soil	5
wk-p-04	1-2	yellowish-brown silt	9
wk-p-04	2-3	gravel or bedrock	3
wk-p-04	3-4	gravel or bedrock	16
wk-p-06	0-1	peat	51
wk-p-06	1-2	peat	0
wk-p-06	2-3	peat	7
wk-p-06	3-4	clay	25
wk-p-07	0-1	peat	20
wk-p-07	1-2	peat	10
wk-p-07	2-3	gravel or bedrock	0
wk-p-07	3-4	gravel or bedrock	0
wk-p-08	0-1	peat	10
wk-p-08	1-2	clay	5
wk-p-08	2-3	clay	7
wk-p-08	3-4	clay	6
wk-p-08	4-5	gravel or bedrock	0
wk-p-09	0-1	peat	5
wk-p-09	1-2	yellowish-brown silt	12
wk-p-10	0-1	peat	5
wk-p-10	1-2	peat	16

wk-p-10	2-3	clay	0
wk-p-11	0-1	peat	5
wk-p-11	1-2	yellowish-brown silt	7
wk-p-11	2-3	yellowish-brown silt	10
wk-p-12	0-1	peat	17
wk-p-12	1-2	peat	9
			Average: 8.81

(b) Average amount of compression per unit at the Wakamaru-yama site

Facies	average compaction (cm)
surface soil	5.00
peat	11.69
clay	13.17
yellowish-brown silt	11.50
gravel or bedrock	2.71

(c) Average amount of compression per depth at the Wakamaru-yama site

Depth of upper edge (m)	average compaction (cm)
0-1	14.10
1-2	8.90
2-3	5.75
3-4	13.83
4-5	0.00

(d) Loss of sample at the top of the PPCS cores at the Yokin-zan site

Core name	Depth (m)	Facies of upper edge	Compaction (cm)
YK-02	0-1	peat	19
YK-02	1-2	peat	0
YK-02	2-3	peat	0
YK-02	3-4	clay	17
YK-02	4-5	clay	8
YK-02	5-6	clay	0
YK-03	0-1	peat	0
YK-03	1-2	peat	0
YK-03	2-3	clay	15
YK-03	3-4	clay	31
YK-03	4-5	yellowish-brown silt	11
			Average : 9.67

(e) Average amount of compression per unit at the Yokin-zan site

Facies	average compaction (cm)
peat	3.80
clay	14.20
yellowish-brown silt	11.00

(f) Average amount of compression per depth at the Yokin-zan site

Depth of upper edge (m)	average compaction (cm)
0-1	9.50
1-2	0.00
2-3	7.50
3-4	24.00
4-5	9.50
5-6	0.00

A2-2. 凹地を埋積する堆積物の圧密の評価

掘削時の圧縮だけでなく、凹地を埋積する堆積物そのものにも圧密の影響が生じることが考えられる。特に、凹地の基底（凹地形成イベント）の年代を推定する際、堆積速度の外挿を用いる場合は、その間の堆積物の圧密の影響を評価しなければ、正確な年代推定ができない。もし圧密の影響があった場合、年代と層位から推定されるその間の堆積物の堆積速度は見かけ上小さく（遅く）なっている可能性があり、堆積速度の外挿に基づく基底の年代が古く見積もられてしまう可能性がある。

一般に、未固結堆積物は上位の堆積物の荷重により圧縮されその体積が減少する。その要因は堆積物の弾性ひずみ、構成粒子の再配列、間隙水の脱水などが挙げられるが（例えば、Athy, 1930; 宮崎, 1965; 星野, 1978; 清水, 1989; Einsele, 2000），本研究で扱う泥炭層や粘土層といった柔らかく湿潤な堆積物に対しては、間隙水の脱水が最も圧密に影響を与えると考えられる。本研究で扱う湿潤な堆積物と層相が類似する琵琶湖西岸の湖岸の堆積物について、圧密の影響を評価した Kaneda et al. (2008) によると、深度による間隙率変化式と密度変化式はそれぞれ A1, A2 式のように表される (Fig. A2)。

$$n_z = n_0 e^{-\beta z} \dots (A1)$$

n_z は深度 z m における空隙率、 n_0 は堆積時の初期空隙率、 β は堆積物の種類に依存する指数である (Athy, 1930)。

$$\rho_z = \rho_s - (\rho_s - \rho_0) e^{-\beta z} \dots (A2)$$

ρ_z は深度 z m における湿潤密度、 ρ_0 は堆積時の初期湿潤密度、 ρ_s は土壌粒子密度を表す。琵琶湖中央部で得られた 1400 m コア (Horie, 1991) の湖底堆積物の密度データによると、堆積物の頂部（湖底）の湿潤密度 (ρ_0) は $\sim 1.35 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、湖底からの深度 250 m の湿潤密度 (ρ_{250}) は $\sim 1.65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、粘土全体の湿潤密度 (ρ_s) は $2.65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とされる。

この値を A2 式に代入すると、 β の値は 1.05×10^{-3} と求まる。以上 3 つの値を基に、A2 式を使って深度 0–5 m、および参考のために深度 10 m, 50 m, 100 m, 250 m の湿潤密度を求め、その湿潤密度から堆積速度がどれだけ変化するかを計算した (Table A2-2)。それによると表層 (深度 0 m) で 1 (無次元数) とした堆積速度は深度 5.0 m で 0.9998, 深度 10 m で 0.9997, 深度 100 m で 0.9965 と減少するものと推定された。したがって、表層 5 m の粘土層の堆積速度に対して、圧密はわずか 0.0002 % 程度しか影響を与えないため、本研究における堆積速度の外挿を用いて凹地基底の年代を推定する手法では圧密の影響は無視できると言える。

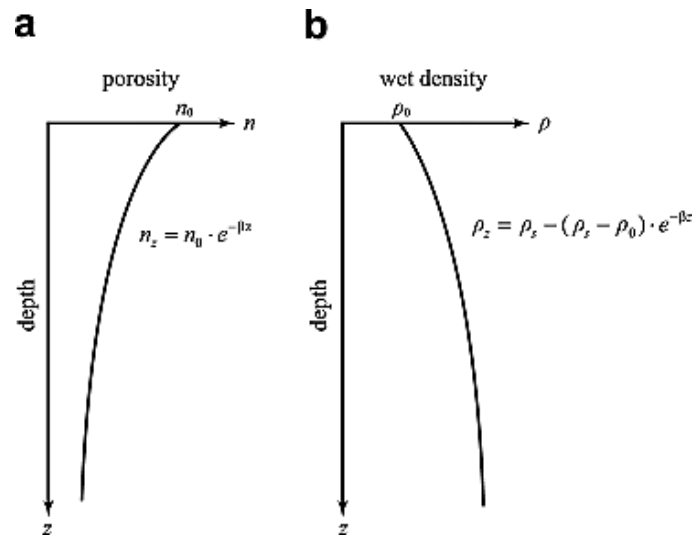


Fig. A2. (a) Porosity-depth curve and (b) Wet density-depth curve (Kaneda et al., 2008).

Table A2-2. Change in wet density of clay layer at the surface (0-5 m) using data from Lake Biwa core (Horie, 1991)

Depth(m)	wet density (kg/m³)	Sedimentation rate
0.0	1350.0000	1.00000
0.1	1349.9858	1.00000
0.2	1349.9717	0.99999
0.3	1349.9575	0.99999
0.4	1349.9433	0.99999
0.5	1349.9291	0.99998
0.6	1349.9150	0.99998
0.7	1349.9008	0.99998
0.8	1349.8866	0.99997
0.9	1349.8724	0.99997
1.0	1349.8583	0.99997
1.1	1349.8441	0.99996
1.2	1349.8299	0.99996
1.3	1349.8157	0.99995
1.4	1349.8016	0.99995
1.5	1349.7874	0.99995
1.6	1349.7732	0.99994
1.7	1349.7590	0.99994
1.8	1349.7449	0.99994
1.9	1349.7307	0.99993
2.0	1349.7165	0.99993
2.1	1349.7024	0.99993
2.2	1349.6882	0.99992
2.3	1349.6740	0.99992
2.4	1349.6598	0.99992
2.5	1349.6457	0.99991
2.6	1349.6315	0.99991
2.7	1349.6173	0.99991
2.8	1349.6032	0.99990
2.9	1349.5890	0.99990
3.0	1349.5748	0.99990

3.1	1349.5606	0.99989
3.2	1349.5465	0.99989
3.3	1349.5323	0.99988
3.4	1349.5181	0.99988
3.5	1349.5040	0.99988
3.6	1349.4898	0.99987
3.7	1349.4756	0.99987
3.8	1349.4615	0.99987
3.9	1349.4473	0.99986
4.0	1349.4331	0.99986
4.1	1349.4190	0.99986
4.2	1349.4048	0.99985
4.3	1349.3906	0.99985
4.4	1349.3764	0.99985
4.5	1349.3623	0.99984
4.6	1349.3481	0.99984
4.7	1349.3339	0.99984
4.8	1349.3198	0.99983
4.9	1349.3056	0.99983
5.0	1349.2914	0.99983
10.0	1348.5832	0.99965
50.0	1342.9311	0.99825
100.0	1335.8992	0.99651
250.0	1315.0236	0.99129

References

- Athy, L. F., 1930. Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **14**, 1–24.
- Einsele, G. 2000, *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*, –2nd ed., 792 pp., Springer, Berlin.
- 星野一男, 1978, 圧密の進行と機構について. 地質学雑誌, **15**, 15–34.
- Kaneda, H., Kinoshita, H., Komatsubara, T., 2008. An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **113**.
- 宮崎 浩, 1965, 秋田油田地域における泥質岩の圧密について. 地質学雑誌, **71**, 401-412.
- 清水昭男, 1989, 泥質堆積物の圧密と固化作用(その 1)—物理的, 力学的性質からみた圧密固化—. 応用地質, **30**, p14–28.

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) in a humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi Mountains, central Japan

補遺 3. 越美山地での検出が予想されるテフラの諸元情報

関連する本文の章 : 3.3.3. 越美山地で検出が予想される広域テフラ

関連する表 : Table 3-1

Appendix 3. Information on the tephra expected to be detected in the Koshi mi Mountains

Related section: 3.3.3.

Related tables: Table 3-1

広域テフラリスト

Ata (阿多)
Aso-ABCD (阿蘇 ABCD)
K-Tz (鬼界葛原)
Aso-4 (阿蘇第 4)
DSP (大山関金軽石)
DKP (大山倉吉軽石)
Kj-P1 (九重第一)
SUn (三瓶雲南)
Sambe-Koyahara (三瓶小屋原)
ACP-4 (阿蘇中央火口丘第四軽石)
SI (三瓶池田)
Ko-Fuji (古期富士)
U-Ym (鬱陵大和)
AT (始良 Tn)
DSs (大山笹ヶ平)
DHg (大山東大山)
DMs (大山弥山)
Md-fl (三瓶浮布火砕流)
U-4 (鬱陵第四)
U-3 (鬱陵第三)
K-Ah (鬼界アカホヤ)
S2-fl (三瓶志学)
Th-pd (三瓶大平山)
KGP (天城カワゴ平)
B-Tm (白頭山苦小牧)

Ata(阿多)

南九州のカルデラの一つである阿多カルデラから噴出したテフラで、後述する K-Tz, Aso-4 テフラとともに西日本の MIS5e 段丘の判定に用いられる重要なテフラである (町田・新井, 2003) . 越美山地の段丘面および凹地内から検出された事例はなく、濃尾平野のボーリングコアからも現在のところ Ata テフラに対比されるテフラはないため、越美山地に降灰したかは不明である. 一方で、琵琶湖 (B53-3) と水月湖 (SG06-5353) からは Ata テフラに対比されるテフラが見つかっており (檀原ほか, 2010 ; Smith et al., 2013) , その年代は、水月湖の SG-06 コアの堆積・深度曲線の内挿から 99.3 ± 6.0 ka と推定されている (Albert et al. 2019) . 火山ガラスの形態はバブル型を主とし、一部パミス型のものを含む (町田・新井, 2003 ; Maruyama et al., 2019) . 火山ガラスの屈折率は 1.510–1.513 を示し、似た形態の火山ガラスを持つ AT, K-Tz と比較すると高い屈折率であるため、容易に区別できる. 重鉍物はほとんど含まない (Maruyama et al., 2019) .

Aso-ABCD(阿蘇 ABCD)

日本最大のカルデラの一つ、九州の阿蘇カルデラから噴出したもので、陸上では阿蘇東麓のみで記載がなされている (小野, 1977 ; 町田・新井, 2003) . 本州における分布は不明であったが、水月湖の SG06-5287 テフラが Aso-ABCD テフラに対比された (Smith et al., 2013) . 琵琶湖では現在のところ対比されるテフラはないが、層序と年代から BT26~33 のいずれかのテフラ (Satuguchi et al., 2008; 檀原ほか, 2010) が Aso-ABCD テフラに対比される可能性がある. その年代は、水月湖の SG-06 コアの堆積・深度曲線の内挿から 97.9 ± 6.0 ka と推定されている (Albert et al. 2019) . 火山ガラスの形態はパミス型を主とし、一部バブル型やその他形状のものを含む (Maruyama et al., 2019) ことから、本研究のタイプ B, C 形に対応すると考えられる. 火山ガラスの屈折率は 1.515–1.526 と比較的高く、アパタイトを含む特徴を持つ (Maruyama et al., 2019) .

K-Tz (鬼界葛原)

南九州の鬼界カルデラから噴出された広域火山灰で、西日本から関東にかけての MIS5e 段丘を覆う重要な指標テフラである (町田・新井, 2003) . 越美山地の段丘上あるいは凹地中から検出された事例はないが、琵琶湖周辺の MIS5e 段丘面を覆う風成堆積物中からクリプトテフラとして検出される (Ishimura and Kakiuchi, 2011) . また、濃尾平野のボーリングコア中からも K-Tz に対比されるテフラが検出される (諏訪ほか, 1995) ため、越美山地にも降灰した可能性は高い. 琵琶湖 (BT-25) と水月湖 (SG06-5181) からそれぞれ K-Tz に対比されるテフラが見つかっており (Satoguchi et al., 2008 ; Smith et al., 2013) , その年代は、水月湖の SG-06 コアの堆積・深度曲線の内挿から 97.5 ± 4.8 ka と推定されている (Albert et al. 2019) . 含まれる火山ガラスはバブル型もしくは Platy 型と呼ばれる扁平なガラスを主とし、一部骨子を持つものや軽石型が含まれ (町田・新井, 2003; Maruyama et

al., 2019) , これは本研究のタイプ A, B 型ガラスに対応する. 火山ガラスの屈折率は 1.498–1.501 の比較的狭い範囲に収まり, 同じく南九州のカルデラ起源でタイプ A 型ガラスを主とする AT テフラの屈折率とほぼ重なる. 重鉱物はほとんど含まれないが, 石英粒子に富み, この特徴から AT テフラとの区別が可能となる (町田・新井, 2003; Ishimura and Kakiuchi, 2011) .

Aso-4 (阿蘇第 4)

日本最大のカルデラの一つ, 九州の阿蘇カルデラから噴出したもので, 北海道を含む全国から視認テフラとして検出される後期更新世の最も重要な指標テフラの一つである (町田・新井, 2003) . 近年の研究では, Aso-4 噴火の規模 (Volcanic Explosivity Index: VEI) は従来推定されていた噴火規模 (VEI=7) よりも大きい VEI=8 であったことが報告されており, 過去 10 万年間で世界第 2 位の規模の噴火であったとされている (Takarada and Hoshizumi, 2020) . 琵琶湖 (BT-22) と水月湖 (SG06-4963, 4979) でそれぞれ Aso-4 に対比されるテフラが見つかっており (Satoguchi et al., 2008; Smith et al., 2013) , その年代は K-Ar 年代および酸素同位体比層序から 85–90 ka とされていたが (町田・新井, 2003) , 水月湖コアの堆積・深度曲線の内挿から 86.4 ± 1.1 ka と推定されている (Albert et al., 2019) . 火山ガラスはバブル型 (タイプ A 型) で, 屈折率は水月湖で検出されたものは 1.508–1.513 の値を示す (Maruyama et al., 2019) . 斜方輝石と角閃石 (褐色) を含む (町田・新井, 2003) .

DSP (大山関金軽石)

中国地方大山から噴出したもので, 大山から東に降灰軸を持ち, 木曾谷での検出例があることから (町田・新井, 2003) , 越美山地でも検出される可能性がある. 水月湖では明確に対比されているものの, 琵琶湖では現在のところ対比されていない. Satoguchi et al. (2008) によると, 高島沖ボーリングコアの BT16–21 のいずれかが DSP に対比される可能性がある. 年代は水月湖コアの堆積・深度曲線の内挿から 61.1 ± 5.9 ka とされる (Albert et al., 2018) . 火山ガラスはパミス型が卓越するとされ (Maruyama et al., 2019) , 本研究のタイプ C, D, E 型のいずれかと対応するものと考えられる. また, 水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.506–1.521 の値を持ち, 角閃石と斜方輝石に富む (Maruyama et al., 2019) .

DKP (大山倉吉軽石)

大山から日本海沿岸に沿って細長い降灰軸を持つとされるテフラで, 東北地方にまで広く分布する (町田・新井, 2003) . その等層厚線図 (Fig. 3-2) から, 越美山地のより北部で検出される可能性がある. 水月湖では SG06-4281 テフラに対比されているものの, 琵琶湖では現在のところ対比されていない. ただし, 層序関係から竹村ほか (2010) と檀原ほ

か (2010) が DNP と対比している BT19 テフラが実際には DKP もしくは上述の DSP である可能性もある。年代は水月湖コアの堆積・深度曲線の内挿から 59.6 ± 5.5 ka とされる (Albert et al., 2018)。火山ガラスはパミス型と中間型を含むとされ (Maruyama et al., 2019), 本研究のタイプ C, D, E 型のいずれかと対応するものと考えられる。また, 水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.497–1.512 の値を持ち, 角閃石と斜方輝石に富む (Maruyama et al., 2019)。

Kj-P1 (九重第 1)

九州の現在の大大分県, 九重連峰を起源に持つテフラで, 降灰軸は東南東とされる (町田・新井, 2003; Fig. 3-2)。四国の南端部では段丘面上で視認層準として認められる (熊原・長岡, 2002) が, 本州での検出例はこれまでなかった。一方で, 近年水月湖の SG-06 コアから肉眼視できる層準 (SG06-4141) として検出されたため (Smith et al., 2013; Albert et al., 2018), 近畿・中部一体にも降灰している可能性がある。琵琶湖では明確に対比されていないものの, 層序関係から BT16–18 テフラ (Satoguchi et al., 2008) のいずれかが対応する可能性がある。年代は水月湖コアの堆積・深度曲線の内挿から 54.4 ± 1.6 ka とされる (Albert et al., 2018)。火山ガラスはパミス型・中間型を含むとされ (Maruyama et al., 2019), 本研究のタイプ C, D, E 型のいずれかと対応するものと考えられる。また, 水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.499–1.502 の比較的狭い範囲に集中し, 角閃石に富む (Maruyama et al., 2019)。

SUn (三瓶雲南)

中国地方の三瓶山に起源をもつが, 詳細な降灰分布は不明である。町田・新井 (2003) によると DKP, DSP より古いとされていたが, 水月湖ではそれらより上位の存在する (SG06-4124) ことが明らかとなり, その年代は水月湖コアの堆積・深度曲線の内挿から 53.8 ± 1.2 ka とされる (Albert et al., 2018)。琵琶湖では明確に対比されていないものの, 層序関係から BT16–18 テフラ (Satoguchi et al., 2008) のいずれかが対応する可能性がある。火山ガラスはパミス型を主体とし (Maruyama et al., 2019), 本研究のタイプ D, E 型と対応するものと考えられる。また, 水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.494–1.498 の比較的狭い範囲に集中し, 重鉍物はほとんど含まないとされる (Maruyama et al., 2019)。

Sambe-Koyahara (三瓶小屋原)

Albert et al. (2018) は水月湖の SG-06 コアから検出された SG06-3974 テフラは大山起源のテフラであると指摘しているが, Maruyama et al. (2019) は三瓶山起源の三瓶小屋原テフラと対比をしている。三瓶小屋原テフラの詳細な降灰分布は不明である。その元となる水月湖の SG06-3974 テフラの年代は堆積・深度曲線の内挿から $50,929 \pm 378$ cal BP とされ

る (Smith et al., 2013) . 琵琶湖では明確に対比されていないものの、層序関係から BT16–18 テフラ (Satoguchi et al., 2008) のいずれかが対応する可能性がある。火山ガラスはいずれの形態にも属さないイレギュラー型とされるが (Maruyama et al., 2019) , 他の三瓶山起源のテフラも参考にすると本研究のタイプ D, E 型と対応する可能性がある。また、水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.495–1.500 の値を持ち、角閃石に富む (Maruyama et al., 2019) .

ACP-4 (阿蘇中央火口丘第四軽石)

九州の阿蘇起源のテフラで、Aso-4 噴出に伴うカルデラ形成後最大規模の噴火とされ、同時期には阿蘇草千里軽石 (Aso-K) を噴出し、現在の阿蘇中岳の形成と関連する (Miyabuchi, 2009) . 水月湖で肉眼視できる層準 (SG06-3912) として認められる (Smith et al., 2013 ; Albert et al., 2019) 一方、琵琶湖ではいずれのテフラとも現段階では対比されていないものの、層序関係から BT16–18 テフラ (Satoguchi et al., 2008) のいずれかが対応する可能性がある。水月湖コアの ^{14}C 年代測定により、その年代は $49,974 \pm 337$ cal BP とされる (Smith et al., 2013) . 火山ガラスは Fluted, Cuspate で特徴づけられ (McLean et al., 2020) , 本研究のタイプ B 型に相当する。また、水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.506–1.512 の値を持ち、黒雲母と角閃石を含むとされる (Maruyama et al., 2019) .

SI (三瓶池田)

三瓶山起源のテフラの中で主要なものの一つで、近畿から東海にかけて広く降灰することが知られている (町田・新井, 2003; Fig. 3-2) . 水月湖では SG06-3668 テフラに (Albert et al., 2018) , 琵琶湖では BT15 テフラに対比されている (Satoguchi et al., 2008) . その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づく $46,295 \pm 418$ cal BP とされる (Albert et al., 2018) . 火山ガラスは Pumiceous, Microvesicular, Fluted で特徴づけられ (McLean et al., 2020) , 本研究のタイプ C, D 型に相当する。また、水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.499–1.502 の比較的狭い範囲に値が集中し、黒雲母と角閃石を含むとされる (Maruyama et al., 2019) .

Ko-Fuji (古期富士)

水月湖で肉眼視できる SG06-3485 テフラは、九州や中国地方のテフラとは異なる非常にスコリア質な特徴を持ち、Albert et al. (2019) はこれを古富士火山の活動に伴うテフラであることを指摘した。古期富士火山に伴うテフラの存在はこれまで指摘されていなかったが、町田・新井 (2003) によると、含雲母グリース状テフラと呼ばれるものがこれに対比される可能性がある。また、琵琶湖においても BT14 テフラ (Satoguchi et al., 2008) が層序関係、および岩石学特徴が一致する。その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づく

43,713 ± 300 cal BP とされる (Albert et al., 2019) . 火山ガラスは *Platy, Fluted, Vesicular* で特徴づけられ (McLean et al., 2020) , 本研究のタイプ B, C 型に相当する. また, 水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は測定範囲外であり, 斜方輝石, 普通輝石に富むとされる (Maruyama et al., 2019) .

U-Ym (鬱陵大和)

韓国・鬱陵島起源のテフラで, 日本海の海底で検出されていたテフラであるが (町田・新井, 2003; Fig. 3-2) , 最近の研究で水月湖で肉眼視できるテフラとして存在することが明らかとなった (McLean et al., 2020) . 琵琶湖では対応するテフラは現在のところ報告されていないが, 層序関係から BT11-13 (Satoguchi et al., 2008) のいずれかのテフラが対比される可能性がある. その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定から 40,332–39,816 cal BP とされる (McLean et al., 2020) . 火山ガラスは *Microvesicular* で特徴づけられ (McLean et al., 2020) , 本研究のタイプ C 型に相当する. 水月湖の U-Ym テフラの屈折率データはないが, 日本海で得られたものによると, その屈折率は 1.518–1.524 とされ, 国内の他の火山ガラスと比較して有意に高い値を持つ. また, 角閃石を含むとされる (町田・新井, 2003) .

AT (始良 Tn)

南九州始良カルデラを起源に持つ, 後期更新世の主要テフラで, 日本各地の最終氷期の年代指標とされる (町田・新井, 2003) . 越美山地においても M 面 (60–70 ka) の年代指標として用いられており, 風成堆積物中から含有率 30–40 % のクリプトテフラとして検出される (Kaneda and Okada, 2008) . 琵琶湖では BT10 テフラ, 水月湖では SG06-2650 テフラが AT テフラに対比されている (Satoguchi et al., 2008 ; Smith et al., 2013) . 年代は従来 26–29 ka とされてきたが (町田・新井, 2003) , 水月湖の SG06 コアの ^{14}C 年代測定により 30,009 ± 189 cal BP (Smith et al., 2013) と絞り込まれた. 火山ガラスはバブル型 (タイプ A 型) で特徴づけられるがわずかに軽石型 (タイプ B) のものも持ち, 屈折率は 1.497–1.501 に集中する. これは K-Ah テフラの屈折率と比較して低い. 給源から離れると重鉱物はほとんど含まない. また, 一般に給源から離れた本州では AT は K-Ah テフラより厚く堆積していることが知られている (町田・新井, 2003) .

DSs (大山笹ヶ平)

中国地方, 大山起源のテフラで, 東に降灰軸を持ち近畿地方一帯でも降灰したとされる (町田・新井, 2003) . 琵琶湖では BT9 テフラに, 水月湖では SG06-2602 テフラに (Albert et al., 2018) 対比されている (Satoguchi et al., 2008) . その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づくと 29,830 ± 96 cal BP とされる (Albert et al., 2018) . 火山ガラスはパミス型とイレギュラー型を含むとされ (Maruyama et al., 2019) , Satoguchi et al. (2008) の顕微鏡写真も参考にすると, 本研究のタイプ D 型に対応するものと考えられる. また, 水月湖のデー

タによると火山ガラスの屈折率は 1.502–1.505 の値を持ち，角閃石と斜方輝石に富む (Maruyama et al., 2019) .

DHg (大山東大山)

中国地方，大山起源のテフラで，DSs と同様，東に降灰軸を持つが，噴出規模は DSs と比較して小さいとされる (町田・新井, 2003) . 琵琶湖では竹村ほか (2010) が対比を行っているが，高島沖ボーリングコア (Stoguchi et al., 2008) では対比はなされていない. しかし，層序関係を考慮すると BT8 テフラ (Stoguchi et al., 2008) が DHg テフラに対比される可能性がある. その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づくと $28,888 \pm 72$ cal BP とされる (Albert et al., 2018) . 火山ガラスはパミス型とイレギュラー型を含むとされ (Maruyama et al., 2019) , Satoguchi et al. (2008) の BT8 テフラの顕微鏡写真も参考にすると，本研究のタイプ C, D 型に対応するものと考えられる. また，水月湖のデータによると火山ガラスの屈折率は 1.501–1.505 の値を持ち，角閃石と斜方輝石に富む (Maruyama et al., 2019) .

DMs (大山弥山)

中国地方，大山起源のテフラで，DSs, DHg と同様，東に降灰軸を持つ (町田・新井, 2003) . 水月湖の SG06-2504 テフラに対比され (Albert et al., 2018) , 琵琶湖では該当するテフラへの対比は行われていないが，層序関係を考慮すると BT7 テフラ (Satoguchi et al., 2008) が DMs テフラに対応する可能性がある. その年代は水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づくと $28,449 \pm 78$ cal BP とされる (Albert et al., 2018) . 火山ガラスは水月湖のデータからパミス型とイレギュラー型を含むとされ (Maruyama et al., 2019) , Satoguchi et al. (2008) の BT7 テフラの顕微鏡写真も参考にすると，本研究のタイプ B, C 型に対応するものと考えられる. また，同じく水月湖の DMs に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.499–1.505 の値を持ち，斜方輝石に富む (Maruyama et al., 2019) .

Md-fl (三瓶浮布)

中国地方の三瓶山を起源に持ち，三瓶浮布 (SUK) とも呼ばれる. 近畿から東海地方にかけての多くの地点で降灰が確認されており (Maruyama et al., 2020; Fig. 3-2) , 大阪層群中に含まれる Sakate テフラとも対比されている (吉川・井内, 1991) . 最近の研究により，Suk-U と Suk-L の 2 つのユニットに分かれることが明らかとなり，水月湖と琵琶湖を含む近畿から中部にかけて降灰したものは Suk-U であることが明らかとなった

(Maruyama et al., 2020) . 水月湖では SG06-1965 テフラに (Albert et al., 2018) , 琵琶湖では BT5 か BT6 テフラに対比される (Satoguchi et al., 2008; 竹村ほか, 2010; 檀原ほか, 2010) 水月湖コアの ^{14}C 年代測定から，年代は $19,551 \pm 80$ cal BP とされる (Albert et al., 2018) . 水月湖の Md-fl テフラ，すなわち Suk-U テフラにはパミス型とイレギュラー型の

火山ガラスが含まれ、本研究のタイプ C, D 型に対応する。また、その屈折率は 1.496–1.501 の値を持ち、角閃石にも富む特徴を持つ (Maruyama et al., 2020)。

U-4 (鬱陵第 4, 鬱陵沖)

韓国・鬱陵島に起源をもつテフラで、従来 U-Okii の名称で日本海から東海地方にかけて多数の検出例が報告されている (Fig. 3-2), 完新世初頭の重要な指標テフラである (町田・新井, 2003)。近年, U-Okii と呼ばれていたものは実際には少なくとも 2 つのユニットに分かれることが指摘され、そのうちの下位の U-4 と呼ばれるテフラが最も日本の広範囲に降灰しているものであることが明らかとなった (堂満ほか, 2002; Okuno et al., 2010; Shiihara et al., 2011)。水月湖 (SG06-1288) と琵琶湖 (BT4) でそれぞれ対比された (Smith et al., 2013; Satoguchi et al., 2008) だけでなく、濃尾平野の沖積層からもクリプトテフラとして検出された事例もあり (牧野内ほか, 2001; Fig. 3-2 の地点 a), 越美山地一帯にも降灰している可能性が高い。水月湖コアの ^{14}C 年代測定からその年代は 10,230–10,171 cal BP とされる (McLean et al., 2018)。火山ガラスの形態は Microvesicular で特徴づけられ (McLean et al., 2018), 本研究のタイプ C 型に対応する。その屈折率は 1.521–1.525 と比較的高い値を持ち、他の国内起源のテフラと容易に区別できる。また、黒雲母と普通輝石を含む (町田・新井, 2003; Maruyama et al., 2019)。

U-3 (鬱陵第 3)

韓国・鬱陵島を起源に持つテフラで、上述の U-4 テフラの上位、かつ K-Ah テフラの下位に位置する (Shiihara et al., 2011)。水月湖では上述の U-4 テフラと明確に区別され、肉眼視できるテフラと認識される一方 (McLean et al., 2018), 琵琶湖では U-Okii テフラとして 1 枚の視認層準 (BT4 テフラ) としか認知されないため (Satoguchi et al., 2008; 竹村ほか, 2010; 檀原ほか, 2010), U-3 テフラは U-4 よりもやや東方向に降灰軸を持っていた可能性がある。一方で、岐阜県と福井県の県境の白山 (標高 2702 m; Fig. 3-2 の地点 b) の泥炭層の露頭中では明確に U-3, U-4 の 2 枚のテフラが確認されている (東野ほか, 2019)。水月湖コアの ^{14}C 年代測定によるとその年代は 8455–8376 cal BP であり (McLean et al., 2018), 火山ガラスの特徴も U-4 とほぼ同じ Microvesicular で、本研究のタイプ C 型に対応する。火山ガラスの屈折率も 1.518–1.523 と高い値を持ち、黒雲母と普通輝石を含む (町田・新井, 2003)。

K-Ah (鬼界アカホヤ)

南九州の鬼界カルデラから噴出された広域火山灰で、東北地方までの日本各地で完新世の年代指標として用いられる代表的なテフラである (町田・新井, 2003)。越美山地においても段丘上の風成堆積物中からクリプトテフラとして検出され (例えば Kaneda and Okada, 2008), 断層崖によってせき止められる凹地内からは肉眼視できるテフラ層準とし

て一部の地点で発見されている（例えば栗田ほか, 1999; 吉岡ほか, 2002）。琵琶湖では BT3 テフラが (Satoguchi et al., 2008), 水月湖では SG06-967 テフラが (Smith et al., 2013) K-Ah テフラに対比されている。水月湖コアの ^{14}C 年代測定からその年代は 7303–7165 cal BP と推定されており (Smith et al., 2013), 火山ガラスはバブル型もしくは *Platy* 型と呼ばれる扁平なガラスが多数で, 一部軽石型のものや褐色を帯びたものが含まれる (町田・新井, 2003; McLean et al., 2018)。これは本研究のタイプ A, B 型ガラスに対応する。火山ガラスの屈折率は 1.510–1.516 の範囲であり, ガラスの形状が似る AT テフラとは容易に区別できる (町田・新井, 2003; Maruyama et al., 2019)。また, 斜方輝石と普通輝石を含む特徴を持つ (町田・新井, 2003)。

S2-fl (三瓶志学)

中国地方の三瓶山起源のテフラで, 給源近くで志学火砕流堆積物と記載されていたものである (福岡・松井, 2002)。これまで広域の降灰は認識されていなかったが (町田・新井, 2003), 水月湖で肉眼視できるテフラ層準 (SG06-0775) として初めて検出され, 近畿から中部地方一帯に降灰している可能性が示された (McLean et al., 2018; Albert et al., 2018)。琵琶湖では現段階で対比されるテフラの報告はないが, Takemura et al. (2000) によるピストンコアでは, 層序的に該当する可能性のあるテフラが見出されている (No.3 テフラ)。McLean et al. (2018) によると, 水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づく S2-fl テフラの年代は 5501 ± 20 cal BP である。火山ガラスの形態は *Pumiceous*, *Microvesicular*, *Microlite Inclusion* の特徴を持つとされ (McLean et al., 2018), 本研究のタイプ D, E 型に対応する。火山ガラスの屈折率は, 水月湖の 1 点のみのデータであるが, 1.494–1.499 という値が報告されており, 角閃石に富むという特徴も持つ (Maruyama et al., 2019)。

Th-pd (三瓶大平山)

S2-fl テフラと同様三瓶山起源のテフラで, 従来 SOh という名称で中国地方の一部と琵琶湖でその存在が指摘されていた (町田・新井, 2003; 竹村ほか, 2010)。水月湖で肉眼視できるテフラ層準 (SG06-0588) として認識され (McLean et al., 2018), 給源付近の大平山火砕堆積物 (福岡・松井, 2002) との対比から改めて Th-pd と命名された (Albert et al., 2018)。琵琶湖においては竹村ほか (2010) が SOh として対比した以外は認識されていなかったが, Takemura et al. (2000) の No. 2 テフラ, および高島沖ボーリングコアの BT2 テフラ (Satoguchi et al., 2008) がこれに対比される可能性がある。水月湖コアの ^{14}C 年代測定に基づき, その年代は 4036 ± 32 cal BP と推定された (McLean et al., 2018)。火山ガラスの形態は S2-fl とほぼ同じ *Pumiceous*, *Microvesicular*, *Microlite Inclusion* で特徴づけられ (McLean et al., 2018), 本研究のタイプ D, E 型に対応する。火山ガラスの屈折率は, 水月湖のもので 1.493–1.503 (Maruyama et al., 2019) の値を持つとされ, 琵琶湖のものもほぼ同じ値を持つ (竹村ほか, 2010)。さらに, 角閃石に富む特徴を持つ (町田・新井, 2003)。

KGP (天城カワゴ平)

伊豆半島の天城山を起源とするテフラで、東海から中部にかけて広く降灰が確認されており、降灰軸が西を向く珍しいテフラである(町田・新井, 2003)。琵琶湖(BT1)および水月湖(SG06-0490)でいずれもクリプトテフラとして検出されているため(Satoguchi et al., 2008; McLean et al., 2018)、越美山地でも降灰していたとして、ごくわずかな厚さであると考えられるが、濃尾平野の沖積層(例えば中西・竹村, 2015; Fig. 3-2 の地点 c)や根尾川沿いの段丘上の風成堆積物中(金田, 2009; Fig. 3-2 の地点 d)からもクリプトテフラとして検出されているため、越美山地の保存条件が良い堆積環境下では同様に検出される可能性が高い。水月湖の年縞堆積物から、その年代は3227–3129 cal BP とされた(McLean et al., 2018)。火山ガラスの形態は Cuspated, Fluted, Vesicular で特徴づけられ(McLean et al., 2018)、本研究のタイプ B, C 型火山ガラスと対応する。火山ガラスの屈折率は 1.493–1.503 の値を示し、角閃石と斜方輝石を含む(町田・新井, 2003)。

B-Tm (白頭山苦小牧)

歴史時代に噴出したテフラで、過去 2000 年間で世界最大規模の噴火であったとされる(例えば, McLean et al., 2016; Oppenheimer et al., 2017)。国内では東北から北海道にかけて広く降灰地点が存在するが、古文書によって奈良で降灰があった記録が残っている(早川・小山, 1998)。また、水月湖で肉眼視できる層準(SG06-0266)として対比されたことから(McLean et al., 2016)、降灰の南限はより南であった可能性が高い。ただし、古文書を除き、水月湖を除く西日本では現段階で対応するテフラは見つかっていない。埋没樹木年輪の ^{14}C ピークおよびグリーンランド氷床コアの ^{10}Be ピークから、その年代は AD 946 年であることが明らかになっている(Oppenheimer et al., 2017)。火山ガラスは Cuspatate, Vesicular の形態で特徴づけられ(McLean et al., 2018)、本研究のタイプ B, C 型に対応する。火山ガラスの屈折率は、主に北海道で採取された試料から 1.511–1.522 の値が報告されており、重鉍物はほとんど含まないものとされる(町田・新井, 2003)。

References

- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., Tomlinson, E.L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R.A., Schlolaut, G., Takemura, K., Nagahashi, Y., and Kimura, J.I., 2018, Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Rev.*, **185**, 1004–1028.
- Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E.L., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D.F., Moriwaki, H., and Nakagawa, T., 2019, Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core). *Quat. Geochronol.* **52**, 103–131.
- 栗田泰夫・刈谷愛彦・奥村晃史, 1999, 古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分. 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, 115–130.
- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明, 2010, 琵琶湖 1400 m 掘削資料の編年: フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. 第四紀研究, **49**, 101–119.
- 堂満華子・椎原美紀・鳥井真之・塚脇真二・尾田太良, 2002, 日本海南部 KT96-17 P-2 コアの火山灰層序—大山草谷原軽石層 (KsP) の噴出年代—. 地質学雑誌, **108**, 545–556.
- 福岡 孝・松井整司, 2002, AT 降灰以降の三瓶火山噴出物の層序. 地球科学, **56**, 105–122.
- 早川由紀夫・小山真人, 1998, 日本海をはさんで 10 世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日—十和田湖と白頭山—. 火山, **43**, 403–407.
- 東野外志男・曾田祐介・奥野充, 2019, 主成分化学組成と 14C 年代による白山火山に産出するアルカリ岩質テフラ (Hm-2 テフラ) と鬱陵島テフラとの対比. 地学雑誌, **128**, 439–452.
- Ishimura, D., and Kakiuchi, Y., 2011, Chronology and processes of fluvial terrace formation in northeastern Kinki district, southwest Japan, based on cryptotephra analysis. *Quat. Int.*, **246**, 190–202.
- 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二, 2010, 三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント. 地学雑誌, **119**, 775–793.
- 金田平太郎, 2009, 濃尾断層帯 (揖斐川断層) の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H20-7, 産業技術総合研究所.
- Kaneda, H., and Okada, A., 2008, Long-term seismic behavior of a fault involved in a multiple-fault rupture: Insights from tectonic geomorphology along the Neodani fault, Central Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 2170–2190.
- 熊原康博, 長岡信治, 2002, 四国南西部, 松田川流域における九重第一テフラの対比と低位段丘の年代. 第四紀研究, **41**, 213–219.

- 町田洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 牧野内猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG, 2001, 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代 : 臨海部ボーリングコアのテフラ分析に基づく成果. 地質学雑誌, **107**, 283-295.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T., and Danhara, T., 2019, Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **128**, 879–903.
- Maruyama, S., Yamashita, T., Hayashida, A., Hirata, T., and Danhara, T., 2020, Examination of the Relationship between the Ukinuno and Sakate Tephra from Sambe Volcano, Southwest Japan. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, **129**, 375–396.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Staff, R.A., Suzuki, T., and Smith, V.C., 2016, Identification of the Changbaishan ‘Millennium’ (B-Tm) eruption deposit in the Lake Suigetsu (SG06) sedimentary archive, Japan: Synchronisation of hemispheric-wide palaeoclimate archives. *Quat. Sci. Rev.*, **150**, 301–307.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi, T., Kitagawa, J., and Smith, V., 2018, Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quat. Sci. Rev.*, **183**, 36–58.
- McLean, D., Albert, P.G., Suzuki, T., Nakagawa, T., Kimura, J. - I., Chang, Q., Miyabuchi, Y., Manning, C.J., MacLeod, A., Blockley, S.P.E., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Yamasaki, A., Haraguchi, T., Kitagawa, J., and Smith, V.C., 2020, Constraints on the timing of explosive volcanism at Aso and Aira calderas (Japan) between 50 and 30 ka: New insights from the Lake Suigetsu sedimentary record (SG14 core). *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, e2019GC008874.
- Miyabuchi, Y., 2009, A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sediment. Geol.* **220**, 169–189.
- 中西利典・竹村恵二, 2018, 徳島平野と濃尾平野で得られた完新世浅海底堆積物のテフラと放射性炭素年代による編年. 火山, **60**, 299–308.
- Okuno, M., Shiihara, M., Torii, M., Nakamura, T., Kim, K.H., Domitsu, H., Moriwaki, H., and Oda, M., 2010, AMS Radiocarbon dating of Holocene tephra layers on Ulleung Island, South Korea. *Radiocarbon*, **52**, 1465–1470.
- Oppenheimer, C., Wacker, L., Xu, J., Galván, J.D., Stoffel, M., Guillet, S., Corona, C., Sigl, M., Di Cosmo, N., Hajdas, I., Pan, B., Breuker, R., Schneider, L., Esper, J., Fei, J., Hammond, J.O.S., and Büntgen, U., 2017. Multi-proxy dating the ‘Millennium Eruption’ of Changbaishan to late 946 CE. *Quat. Sci. Rev.* **158**, 164–171.

- Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., Furusawa, A., Yoshikawa, S., and Inouchi, Y., 2008, The Middle Pleistocene to Holocene tephrostratigraphy of the Takashima-oki core from Lake Biwa, central Japan. *J. Geosci.*, **51**, 47–58.
- Shiuhara, M., Torii, M., Okuno, M., Domitsu, H., Nakamura, T., Kim, K.H., Moriwaki, H., and Oda, M., 2011, Revised stratigraphy of Holocene tephra on Ulleung Island, South Korea, and possible correlatives for the U-Oki tephra. *Quat. Int.* **246**, 222–232.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., and Danhara, T., 2013, Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **67**, 121–137.
- 諏訪 斎・森 忍・中村俊夫, 1995, 名古屋市瑞穂区新瑞棉地下鉄工事現場の熱田層. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **6**, 196-200.
- Takarada, S., and Hoshizumi, H., 2020, Distribution and Eruptive Volume of Aso-4 Pyroclastic Density Current and Tephra Fall Deposits, Japan: A M8 Super-Eruption. *Front. Earth Sci.* **8**.
- Takemura, K., Hayashida, A., Okamura, M., Matsuoka, H., Ali, M., Kuniko, Y., and Torii, M., 2000, Stratigraphy of multiple piston-core sediments for the last 30,000 years from Lake Biwa, Japan. *J. Paleolimnol.*, **23**, 185–199.
- 竹村恵二・岩部智紗・林田 明・檀原 徹・北川浩之・原口 強・佐藤智之・石川尚人, 2010, 琵琶湖における過去 5 万年間の火山灰と堆積物. *第四紀研究*, **49**, 147–160.
- 吉川周作・井内美郎, 1991, 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. *地球科学*, **45**, 81–100.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹, 2002, トレンチ調査に基づく 1891 年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴. *地震*, **55**, 301-309.

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD)

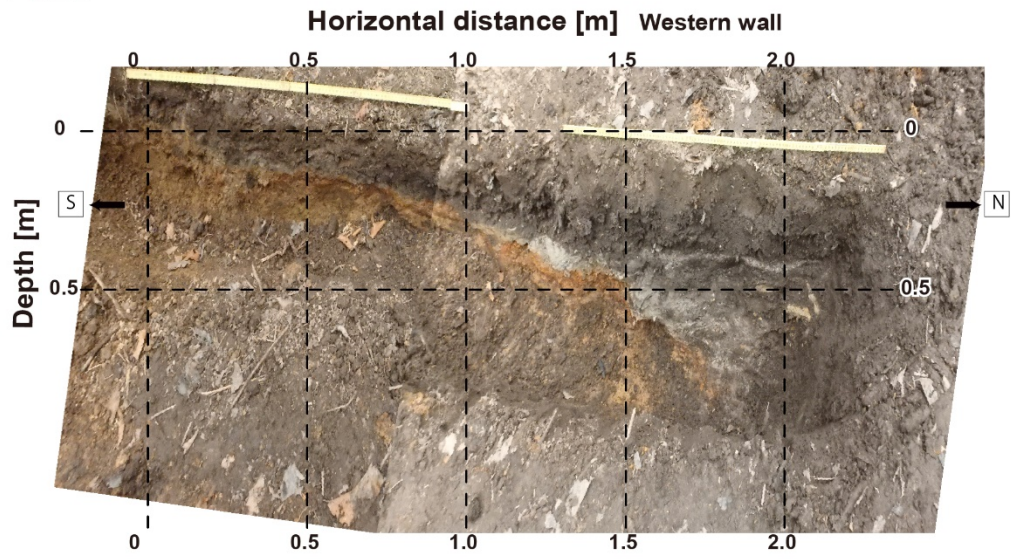
in a humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi

Mountains, central Japan

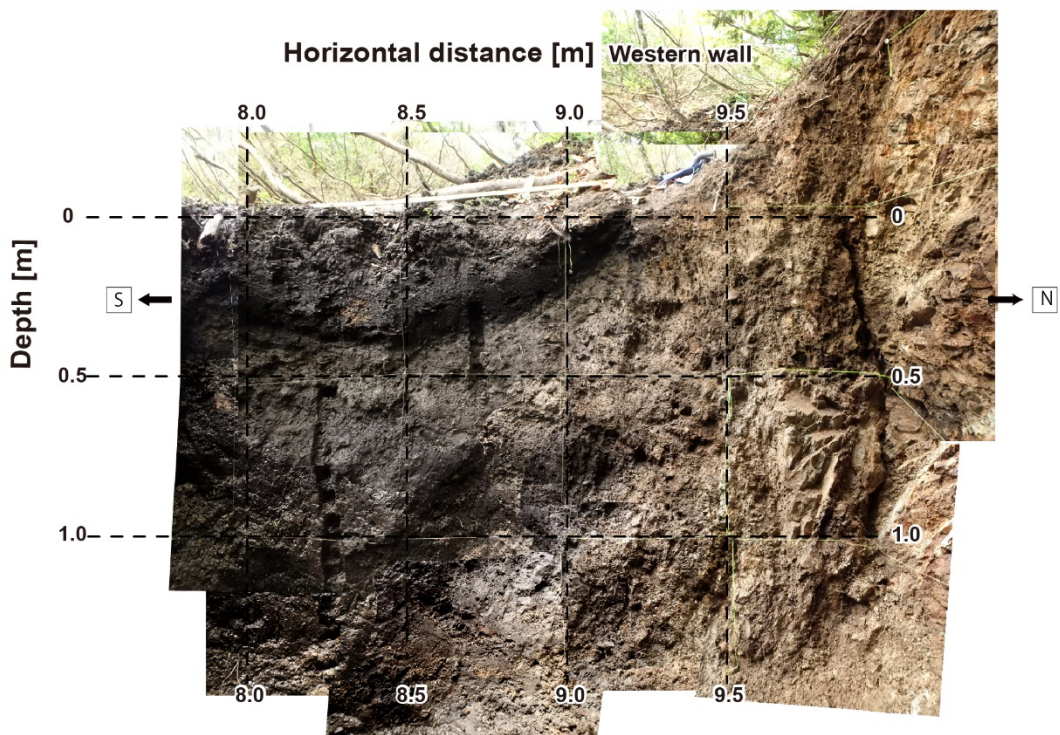
補遺 4.ピット壁面のフォトモザイク

Appendix 4. Sample photographs and photomosaics of the pit walls

a Pit E2



b Pit E1



C Pit F

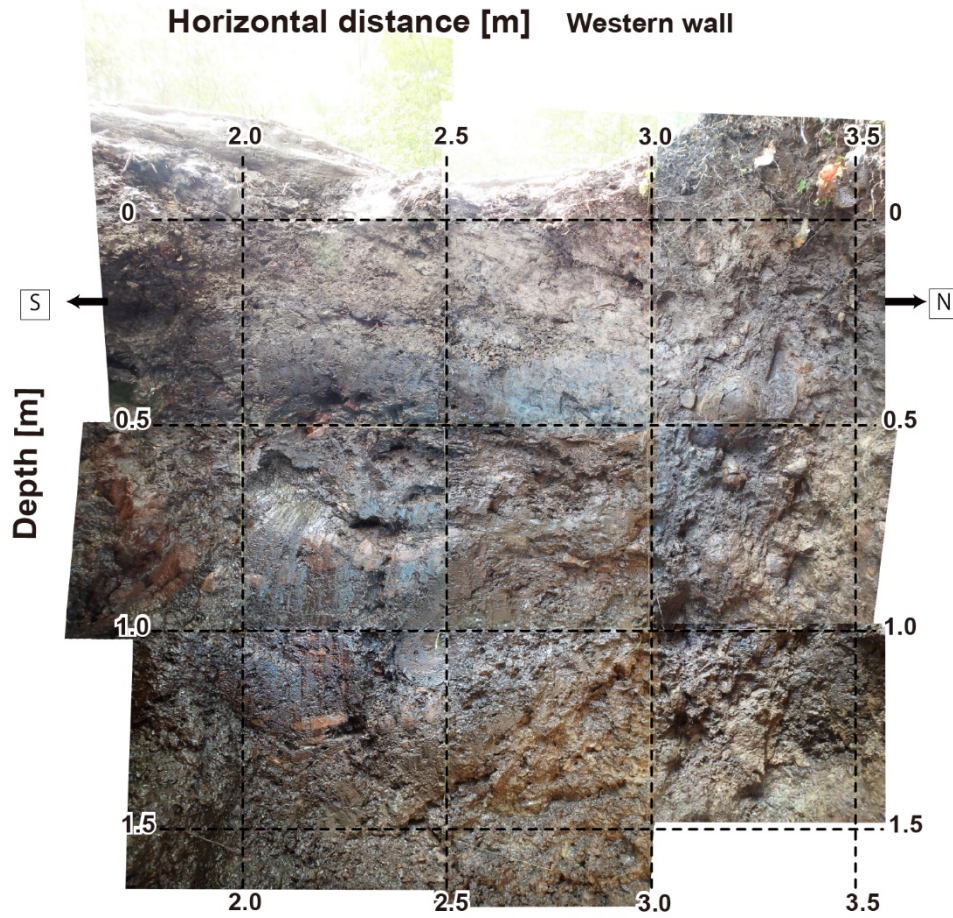


Fig. A4. Photomosaic of (a) the western wall of Pit E2 at depression E, (b) the western wall of Pit E1 at depression E, and (c) the western wall of Pit F at depression F with a fiducial grid overlay. Sketch logs of them are shown in Figs. 4-7, 4-9a, and 4-18a, respectively.

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD)

in a humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi

Mountains, central Japan

補遺 5. 若丸山サイトにおいて K-Ah テフラより上位から検出されたテフラの
同定とその根拠

**Appendix 5. Identification of tephra detected above the K-Ah tephra horizon at
the Wakamaru-yama site**

wk-p-01	406
wk-p-06	407
wk-p-12	408
wk-p-09	409

wk-p-01

wk-p-01 では深度 3.05–3.10 m の灰色粘土層中に K-Ah テフラ (7303–7165 cal BP) の降灰層準を認定した (Figs. 4-12, A5-1). その上部のタイプ D 型火山ガラスの含有率は、泥炭層中の深度 1.20–1.25 m で約 35 %, 深度 2.25 m で約 23%と、明瞭な 2 つのピークが認められた. さらに、重鉍物の含有率も、深度 1.20–1.25 m のピークでは角閃石と斜方輝石が、深度 2.25 m のピークでは角閃石と単斜輝石が、1–2 %程度であるが火山ガラスの含有率と連動して上昇する. 火山ガラスの形態と角閃石の含有、および K-Ah テフラの上位という層準関係から、それぞれ三瓶山 (Fig. 3-4) 起源の Th-pd テフラ (4036 ± 32 cal BP) と S2-fl テフラ (5501 ± 20 cal BP) (Table 3-1) に対応する可能性がある. 上位のピークに含まれる火山ガラスの屈折率は 1.495–1.502 (Fig. 4-12 の RIMS①) に、下位のピークのものは 1.490–1.495 (Fig. 4-12 の RIMS②) を示す. 上位のピークの値は Th-pd の屈折率と一致するが、下位のピークの値は Th-pd, S2-fl テフラのいずれの屈折率とも一部重なるものの、モード (最頻値) はずれている. 下位のピークについて、屈折率が一致しない原因として、S2-fl テフラの屈折率として参照したデータは、水月湖で採取された 1 点のみ (Maruyama et al., 2019) であり、同じテフラでも降灰域によって火山ガラスの屈折率が異なる可能性がある. 実際、同じく三瓶山起源の後期更新世のテフラで、従来 1 つのユニットと考えられていた三瓶浮布 (Suk) テフラが、岩石学的特徴の異なる同時期の 2 つのユニット (Suk-U と Suk-L) に分かれる事例が報告されている (Maruyama et al., 2020)

次に、泥炭層から得られた ^{14}C 年代値を用いて、2 つのピークの堆積年代をベイズ推定を基に推定した (Fig. A5-1). 上位のピークについては深度 1.16 m の WY-24T (小枝; 4080–3890 cal BP) と深度 1.62–1.65 m の WY-25L (葉片; 5290–5100 cal BP) の ^{14}C 年代によって絞りこまれ、下位のピークについては深度 1.83 m の WY-26S (種子; 5290–5040 cal BP) と深度 2.60 m の WY-27S (種子; 5890–5690 cal BP) の ^{14}C 年代のよって絞り込まれ、ベイズ推定に基づく年代はそれぞれ 5060–3950 cal BP と 5680–5160 cal BP となる.

いずれも Th-pd (4036 ± 32 cal BP) と S2-fl (5501 ± 20 cal BP) テフラの年代 (McLean et al., 2018) と矛盾しないことから、年代の上では対比が可能と言える。今後、主成分分析などを行い組成の対比を行うとともに、下位のピークについて火山ガラスの屈折率が一致しない理由を検討する必要があるが、深度 1.20–1.25 m と深度 2.25 m はそれぞれ Th-pd, S2-fl テフラと対比できる可能性は高いと考え、それぞれのテフラの降灰層準と認定した。なお、タイプ D 型火山ガラスの含有率は、深度 1.80 m 付近でも約 16%、深度 0.80–0.85 m でも約 8%と若干のピークを示す。これらは層序関係を考慮すると、水月湖で見出されたクリプトテフラ (McLean et al., 2018) の SG14-0704 ($4894\text{--}4827$ cal BP) と SG14-0513 ($3428\text{--}3312$ cal BP) に対応する可能性があるが、他地域での検出例がないことと噴出起源が不確実なため、本研究の情報のみでは対比は難しい。

wk-p-06

wk-p-06 では深度 2.83–2.84 m の暗褐色粘土層中に K-Ah テフラの降灰層準を認定した (Figs. 4-21, A5-2)。その上部のタイプ D 型火山ガラスの含有率は、泥炭層中の深度 2.10–2.12 m で 15.8%、深度 1.47–1.50 m で 9.7%の 2 つのピークを示す。そのうち、下位のピークに関しては、角閃石と斜方輝石も 1–2%程度であるが火山ガラスの含有率と連動して上昇する。火山ガラスの形態、および K-Ah テフラの上位という層準関係から、三瓶山 (Fig. 3-3) 起源の Th-pd テフラと S2-fl テフラに対応する可能性がある (Table 3-1)。特に、下位のピークについては角閃石を含有する S2-fl テフラの特徴とも一致する。上位のピークに含まれる火山ガラスの屈折率は 1.490–1.497 を示し、Th-pd テフラの屈折率 (1.495–1.504) のモードとややずれるが、一部のガラスの屈折率は重複する (Fig. 4-21 の RIMS①)。下位のピークに含まれる火山ガラスは 1.489–1.494 および 1.496–1.498 の屈折率を示し、一部のガラスは S2-fl テフラの屈折率 (1.494–1.499) と一致する (Fig. 4-21 の RIMS②)。以上の屈折率測定の結果のみでは、Th-pd, S2-fl テフラと対比可能な確実な証拠とは言えない。

次に、泥炭層から得られた ^{14}C 年代値を用いて、2つのピークの堆積年代を推定した (Fig. A5-2). 上位のピークについては深度 1.40–1.42 m の WY-51L (葉片 ; 4520–4290 cal BP) と深度 1.55–1.57 m の WY-52L (葉片 ; 4810–4440 cal BP) の ^{14}C 年代によって絞りこまれ、ベイズ推定に基づく年代は 4680–4310 cal BP となる. この年代は、Th-pd テフラの年代 (4036 ± 32 cal BP) より 300–600 cal BP 程度若い. 一方、下位のピークについては深度 2.06–2.09 m の WY-59S (種子 ; 5590–5320 cal BP) と深度 2.12–2.15 m の WY-61L (葉片 ; 5590–5320 cal BP) の ^{14}C 年代によって絞りこまれ、米俵推定に基づくその年代は 5570–5450 cal BP となる. この年代は S2-fl テフラ (5501 ± 20 cal BP) と一致する. 以上の屈折率および堆積年代の結果から、下位の深度 2.10–2.12 m のピークについては S2-fl テフラの降灰層準として認定した. 一方で、上位の深度 1.47–1.50 m のピークについては、Th-pd テフラと認定するには認定根拠が不十分な結果となった. 上位のピークに Th-pd テフラではなかった場合、越美山地で検出が期待される主要テフラには該当するものは知られていない. また、McLean et al. (2018) による、水月湖のクリプトテフラの中にも 4680–4310 cal BP と一致する年代を持つテフラは存在しないとされる. このことは逆に、WY-51L か WY-52L のどちらかの年代値が実際の堆積年代からずれている、あるいは火山ガラスの含有率が堆積後の生物擾乱によって乱され、実際の降灰層準と含有率のピークがずれている可能性を示唆する. 本研究では、深度 1.47–1.50 m のピークが Th-pd テフラに対比される可能性の指摘にとどめる.

wk-p-12

wk-p-12 では、深度 1.70–1.75 m の黄褐色シルト層中に K-Ah テフラの降灰層準を認定した (Figs. 4-30b, A5-3). その上部の暗褐色粘土層中の深度 1.41–1.42 m では、タイプ D 型火山ガラスの含有率が約 5.4 % に上昇する比較的明瞭なピークが認められた. K-Ah テフラ降灰層準の上位であり、火山ガラスの形態から三瓶山起源の Th-pd (4036 ± 32 cal BP)

と S2-fl (5501 ± 20 cal BP) テフラのいずれかと対応する可能性がある。含まれる火山ガラスの屈折率は、概ね 1.491–1.496 に集中し (Fig. 4-30b の RIMS①), 一部 Th-pd の屈折率 (1.493–1.502), S2-fl の屈折率 (1.496–1.501) と重合するものの、両者のモード (最頻値) からは外れる。したがって、屈折率のみでは三瓶山起源のテフラとの対比は難しい。

次に、ピークの上下から得られた ¹⁴C 年代を基に、ピークの堆積年代を推定した (Fig. A5-3)。ピークと同じ深度 1.41–1.42 m から採取された WY-94S (種子) が 3580–3470 cal BP を示し、さらにこのピークは上下の深度 1.27 m の WY-93S (種子; 3320–3070 cal BP) と深度 1.47–1.50 m の WY-95T (小枝; 4090–3890 cal BP) で挟み込まれ、ベイズ推定に基づくその年代は 3980–3170 cal BP となる。なお、同深度の WY-93S とは Phase コマンドを使用し、Sequence モデルを構築した。この年代は三瓶山起源の 2 つのテフラのうち、Th-pd (4066–3986 cal BP) と矛盾しないため、深度 1.80–1.85 m のピークを Th-pd テフラの降灰層準と認定した。屈折率が完全に一致しない原因は不明であるが、Th-pd テフラの屈折率として参照したデータは、水月湖で採取された 1 点のみ (Maruyama et al., 2019) であり、同じテフラでも降灰域によって火山ガラスの屈折率が異なる可能性がある。

wk-p-09

wk-p-09 では、風成堆積物と考えられる礫質暗黄褐色シルト層 (深度 0.85–1.24 m) が堆積中、もしくは堆積開始前に K-Ah テフラが降灰していることが明らかとなった (Figs. 4-39a, A5-4)。

タイプ D 型火山ガラスの含有率は、深度 0.62–0.65 m で、その下位では 0–1.7 % で推移していた値が 4.7–5.8 % に上昇するピークが認められた。火山ガラスの形態および K-Ah テフラの上位という層序関係から、三瓶山起源の Th-pd (4036 ± 32 cal BP) か S2-fl (5501 ± 20 cal BP) テフラのいずれかに対応する可能性がある。含まれる火山ガラスの屈折率は 1.489–1.501 とやや広い値を示すが (Fig. 4-39a の RIMS①), 1.497 周辺に不明瞭なモード

(最頻値)が存在する。これは水月湖で報告されている S2-fl の屈折率 (1.496–1.501; Maruyama et al., 2019) と大きく矛盾はしない。

次に、ピークの上下から得られた ^{14}C 年代を基に、ピークの堆積年代を推定した (Fig. A5-4)。ピークは、上位の深度 0.60 m の WY-78S (種子; 5300–5040 cal BP) と、下位の深度 0.67–0.70 m の WY-79T (小枝; 5590–5470 cal BP) によって挟み込まれ、ベイズ推定に基づく年代は 5540–5100 cal BP となる (Fig. A5-4)。この年代は三瓶山起源の 2 つのテフラのうち、S2-fl テフラ (5501 ± 20 cal BP) と矛盾しない。以上から wk-p-09 の深度 0.62–0.65 m を S2-fl テフラの降灰層準と認定する。wk-p-09 において、Th-pd テフラ (4066–3986 cal BP) は深度 0.60 m の WY-78S (種子; 5300–5040 cal BP) より上位の、テフラ分析を行っていない泥炭層中から検出される可能性がある。

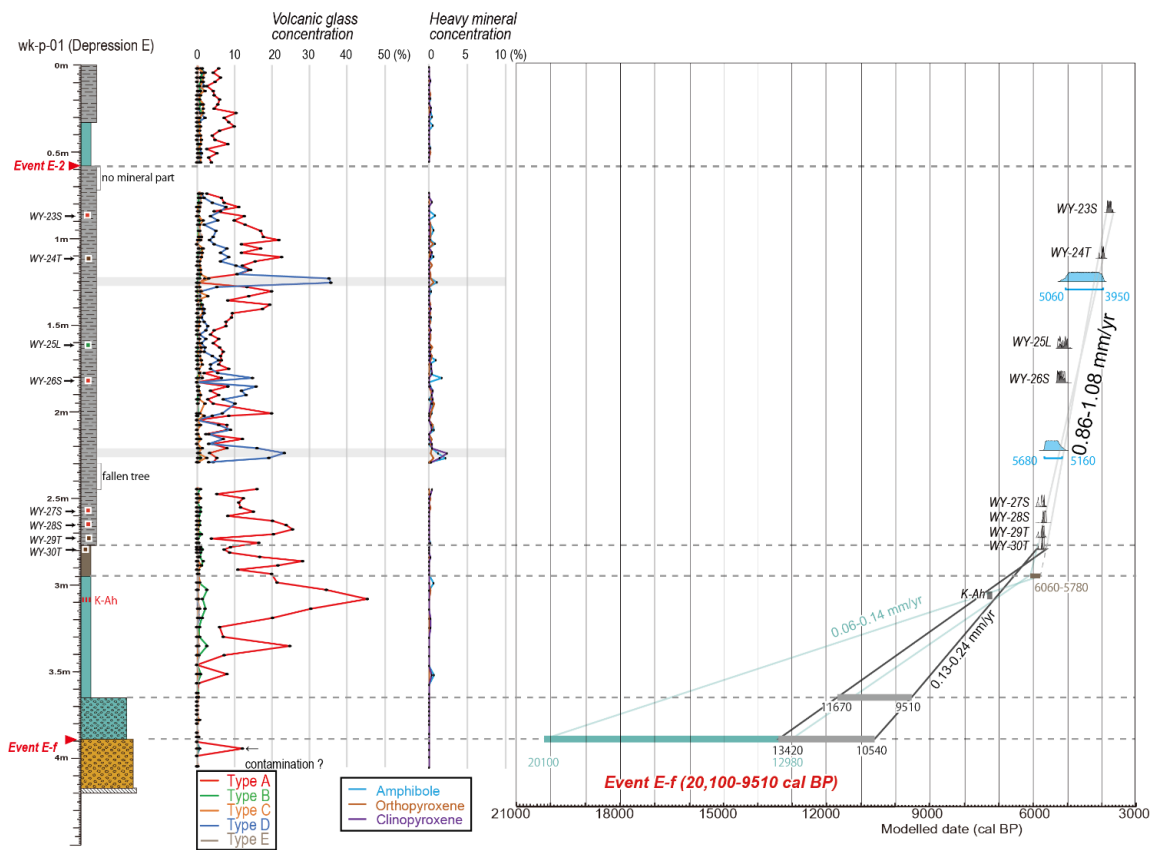


Fig. A5-1. Result of cryptotephra analysis and probability density distribution of type D volcanic glass peaks (blue probability density distribution) of wk-p-01. The legends of the column, graphs, and age-depth plots are same as Figs. 4-12, 4-14.

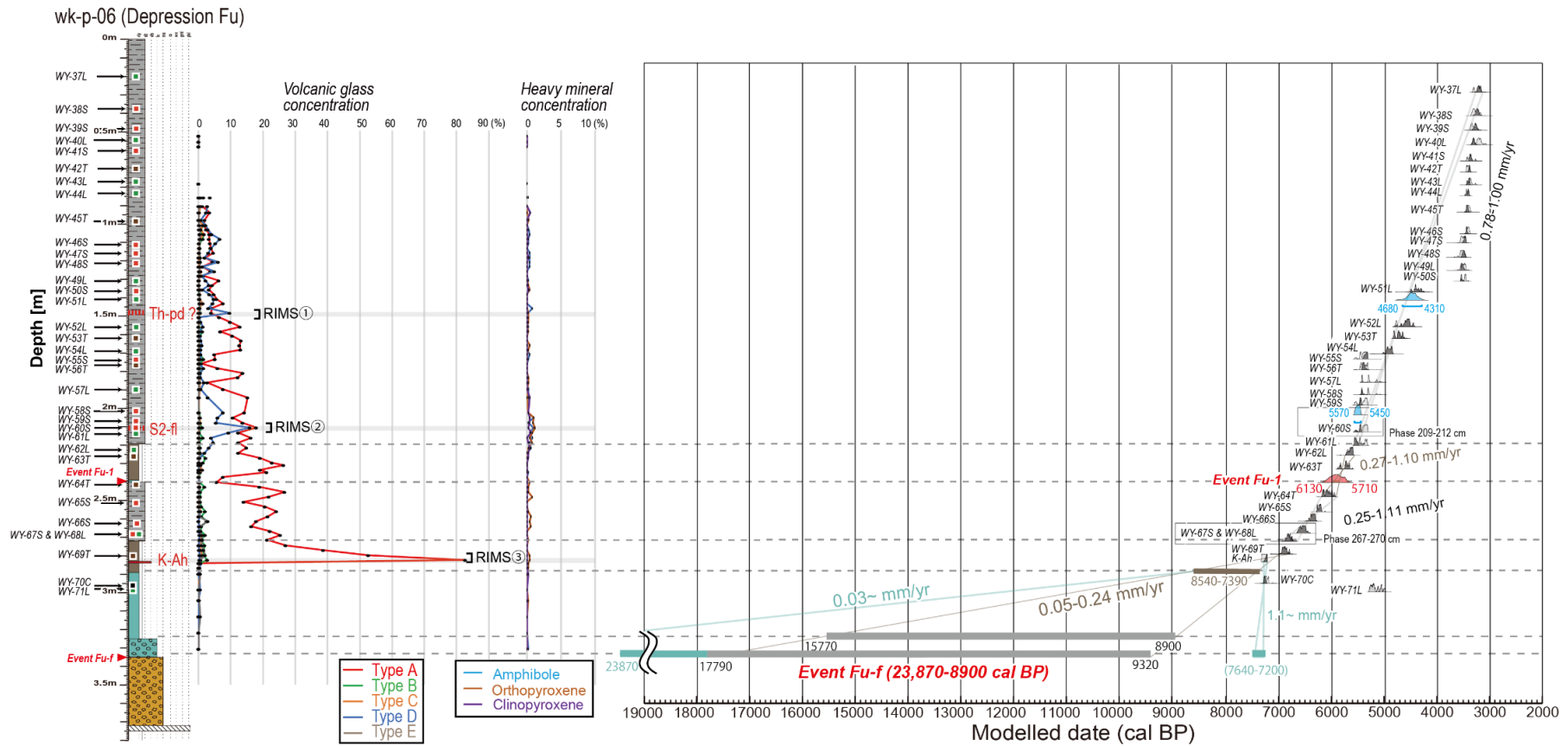


Fig. A5-2. Result of cryptotephra analysis and probability density distribution of type D volcanic glass peaks (blue probability density distribution) of wk-p-06. The legends of the column, graphs, and age-depth plots are same as Figs. 4-21 and 4-22.

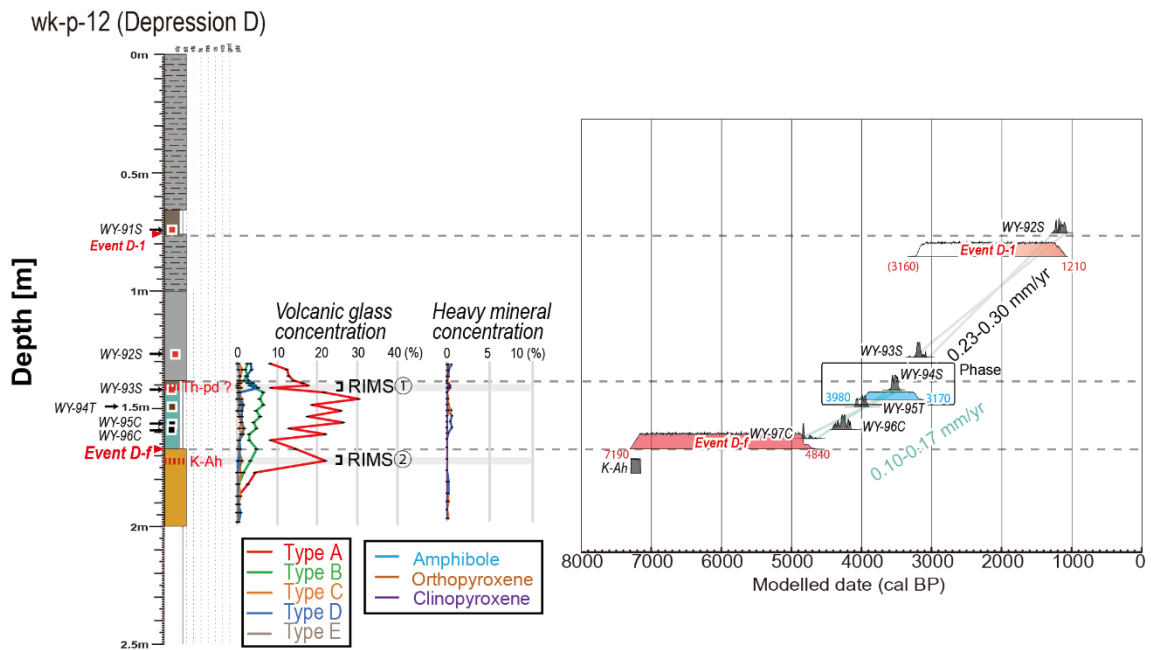


Fig. A5-3. Result of cryptotephra analysis and probability density distribution of type D volcanic glass peaks (blue probability density distribution) of wk-p-12. The legends of the column, graphs, and age-depth plots are same as Figs. 4-30b and 4-31b.

wk-p-09 (Depression Hu)

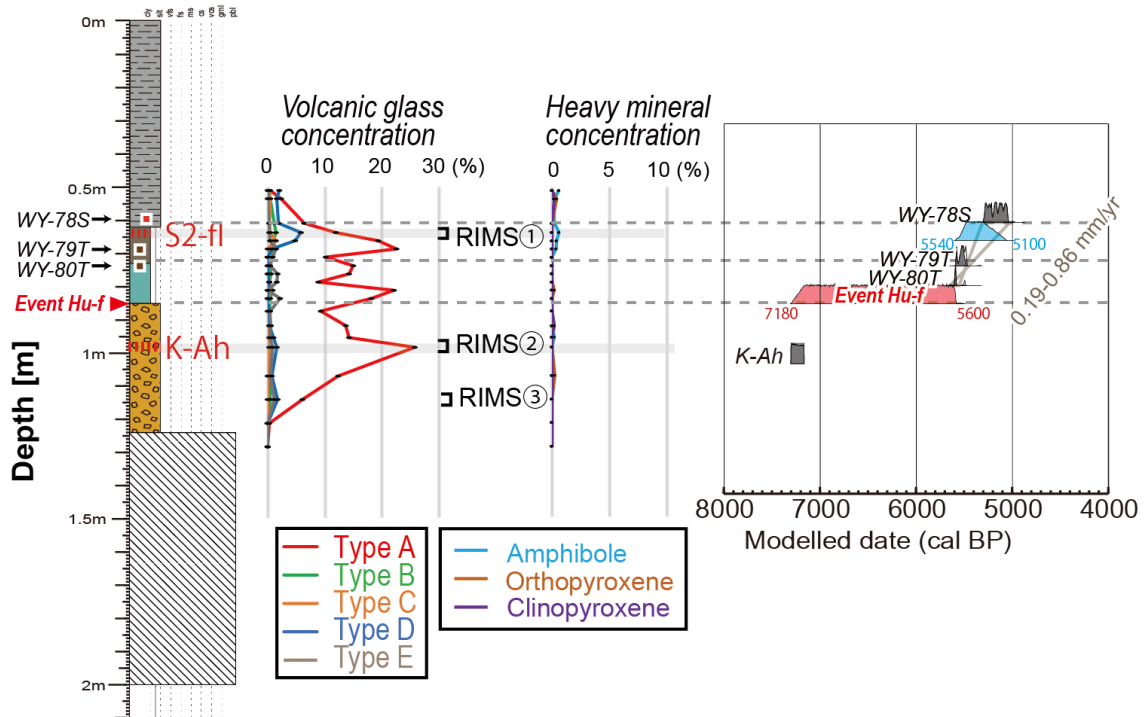


Fig. A5-4. Result of cryptotephra analysis and probability density distribution of type D volcanic glass peaks (blue probability density distribution) of wk-p-09. The legends of the column, graphs, and age-depth plots are same as Fig. 4-39.

References

- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T., and Danhara, T., 2019, Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. *J. Geogr. (Chigaku Zasshi)*, 128, 879–903.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T., and Danhara, T., 2020, Major and trace element abundances in volcanic glass shards in visible tephras in SG93 and SG06 drillcore samples from Lake Suigetsu, central Japan, obtained using femtosecond LA-ICP-MS. *J. Quat. Sci.*, 35, 66–80.
- McLean, D., Albert, P.G., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R.A., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi, T., Kitagawa, J., and Smith, V., 2018, Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quat. Sci. Rev.*, 183, 36–58.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., and Danhara, T., 2013, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, 67, 121–137.

湿潤変動帯における山体重力変形の発達過程

—越美山地における事例—

Evolutionary process of deep-seated gravitational slope deformation (DGSD)

in a humid, tectonically active region: A case study in the Etsumi

Mountains, central Japan

補遺 6. ベイズ推定で用いた OxCal コード

Appendix 6. OxCal codes used in the Bayesian analysis of this study

Text. S1. Code of the wk-p-01 (Fig. 4-14).

```
Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-01")
  {
    Date("U-4", U(BC(8280),BC(8221)));
    Date("event E-f");
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    R_Date("WY-30T", 4976, 23);
    R_Date("WY-29T", 4988, 33);
    R_Date("WY-28S", 4924, 34);
    R_Date("WY-27S", 5009, 27);
    Date("S2-fl", U(BC(3569),BC(3530)));
    R_Date("WY-26S", 4498, 21);
    R_Date("WY-25L", 4459, 28);
    Date("Th-pd", U(BC(2116),BC(2036)));
    R_Date("WY-24T", 3647, 20);
    R_Date("WY-23S", 3477, 20);
    Boundary("modern", AD(1950));
  };
};
```

Text. S2. Code of the wk-p-08 (Fig. 4-15).

```
Plot()
{
  Outlier_Model("General", T(5), U(0,4), "t");
  Sequence()
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    R_Date("WY-106C", 5446, 27);
    R_Date("WY-105C", 5081, 39);
    R_Date("WY-104C", 5016, 26);
    R_Date("WY-103S", 4734, 23);
    R_Date("WY-102L", 4462, 23);
    R_Date("WY-101S", 4419, 22);
```

```
Date("event E-3a");
R_Date("WY-100S", 3510, 22);
R_Date("WY-99S", 3345, 21);
R_Date("WY-98S", 3335, 21);
R_Date("WY-97L", 367, 20);
Date("event E-3b");
Boundary("modern", AD(1950));
};
};
```

Text. S3. Code of the Pit E1, wk-01-1, and wk-01-2 (Fig. 4-16).

```
Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("depression E")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-11", 4700, 50);
    Date("event E-3b");
    R_Date("WY-10", 4740, 45);
    R_Date("WY-09", 4525, 95);
    R_Date("WY-08", 4445, 45);
    Date("event E-3a");
    R_Date("WY-07", 3675, 40);
    R_Date("WY-06", 3340, 40);
    R_Date("WY-05", 3245, 40);
    Date("event E-2");
    R_Date("WY-03", 345, 35);
    R_Date("WY-02", 120, 70);
    Date("event E-1");
    Date("WY-01", "modern", AD(1950));
  };
};
```

Text. S4. Code of the wk-p-07 (Fig. 4-19b).

Plot()

```
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-07")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    Date("event Fd-f");
    R_Date("WY-36L", 4559, 25);
    R_Date("WY-35L", 4526, 22);
    R_Date("WY-34S", 4231, 22);
    R_Date("WY-33S", 4163, 22);
    R_Date("WY-32S", 4177, 22);
    R_Date("WY-31L", 4045, 22);
  };
};
```

Text. S5. Code of the pit F (Fig. 4-20).

Plot()

```
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("depression Fd")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-19", 4225, 105);
    R_Date("WY-18", 4310, 30);
    R_Date("WY-17", 4120, 30);
    Date("event Fd-2");
    R_Date("WY-16", 3420, 30);
    R_Date("WY-15", 2050, 30);
    Date("unit F-12_sandunit");
    R_Date("WY-14", 580, 20);
    R_Date("WY-13", 530, 20);
    Date("event Fd-1");
    Boundary("modern", AD(1950));
  };
};
```

Text. S6. Code of the wk-p-06 (Fig. 4-22).

Plot()

```
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  R_Date("WY-71L", 4466, 21);
  Sequence("wk-p-06")
  {
    Date("U-4", U(BC(8280),BC(8221)));
    Date("event Fu-f");
    R_Date("WY-70C", 6275, 29);
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    R_Date("WY-69T", 6044, 23);
    Phase()
    {
      R_Date("WY-68L", 5754, 34);
      R_Date("WY-67S", 5983, 21);
    };
    R_Date("WY-66S", 5593, 34);
    R_Date("WY-65S", 5422, 21);
    R_Date("WY-64T", 5282, 33);
    Date("event Fu-1");
    R_Date("WY-63T", 5006, 21);
    R_Date("WY-62L", 4938, 35);
    R_Date("WY-61L", 4731, 28);
    Phase()
    {
      R_Date("WY-60S", 4692, 32);
      Date("S2-fl", U(BC(3569),BC(3530)));
    };
    R_Date("WY-59S", 4709, 32);
    R_Date("WY-58S", 4595, 32);
    R_Date("WY-57L", 4563, 20);
    R_Date("WY-56T", 4660, 33);
    R_Date("WY-55S", 4688, 32);
    R_Date("WY-54L", 4346, 31);
```

```

R_Date("WY-53T", 4186, 20);
R_Date("WY-52L", 4086, 32);
R_Date("WY-51L", 3945, 31);
R_Date("WY-50S", 3269, 19);
R_Date("WY-49L", 3294, 31);
R_Date("WY-48S", 3316, 31);
R_Date("WY-47S", 3297, 30);
R_Date("WY-46S", 3214, 21);
R_Date("WY-45T", 3202, 31);
R_Date("WY-44L", 3231, 20);
R_Date("WY-43L", 3156, 30);
R_Date("WY-42T", 3207, 19);
R_Date("WY-41S", 3153, 31);
R_Date("WY-40L", 3024, 31);
R_Date("WY-39S", 3099, 31);
R_Date("WY-38S", 3054, 31);
R_Date("WY-37L", 3027, 20);
};
};

```

Text. S7. Code of the wkE-01 (Fig. 4-24b).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wkE-01")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    Date("event A-f");
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    R_Date("WY-22T", 2067, 94);
  };
};

```

Text. S8. Code of the wkE-02 (Fig. 4-26b).

```

Plot()
{

```

```

  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wkE-02")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    Date("event B-f");
    R_Date("WY-21T", 3273, 90);
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    R_Date("WY-20T", 1478, 72);
  };
};

```

Text. S9. Code of the wk-05 (Fig. 4-31a).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-05")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    Date("event_D-f");
    Date("Th-pd", U(BC(2116),BC(2036)));
    R_Date("WY-91T", 3400, 29);
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    Date("event D-2?");
    Date("modern", AD(1950));
  };
};

```

Text. S10. Code of the wk-p-12 (Fig. 4-31b).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-12")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    Date("event D-f");
    R_Date("WY-97C", 4236, 27);
  };
};

```

```

R_Date("WY-96C", 3850, 24);
R_Date("WY-95T", 3654, 22);
R_Date("WY-94S", 3305, 21);
R_Date("WY-93S", 2996, 20);
Date("event D-d");
R_Date("WY-92S", 1225, 20);
};
};

```

Text. S11. Code of the wk-p-10 (Fig. 4-38b).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-10")
  {
    R_Date("WY-87C", 6713, 26);
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-86C", 6173, 26);
    R_Date("WY-85C", 5984, 27);
    R_Date("WY-84C", 5458, 30);
    R_Date("WY-83S", 4975, 23);
    Date("event Hd-1");
    R_Date("WY-82L", 4829, 23);
    R_Date("WY-81S", 4681, 22);
  };
};

```

Text. S12. Code of the wk-p-09 (Fig. 4-39b).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-09")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    Date("event_Hu-f");
    R_Date("WY-80T", 4839, 23);

```

```

R_Date("WY-79T", 4775, 22);
Date("S2-fl", U(BC(3569),BC(3530)));
R_Date("WY-78S", 4499, 22);
};
};

```

Text. S13. Code of the wk-p-11 (Fig. 4-41b).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wk-p-11")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("90S", 5407, 23);
    R_Date("89L", 5380, 24);
    Date("sand event2");
    R_Date("88S", 4773, 22);
    Date("sand event1");
    Boundary("modern", AD(1950));
  };
};

```

Text. S14. Code of the event RWak-4a (Fig. 4-42).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wkE-01")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    Date("event RWak4a");
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    R_Date("WY-22T", 2067, 94);
  };
  Sequence("wkE-02")
  {

```

```

Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
Date("=event RWak4a");
R_Date("WY-21T", 3273, 90);
Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
R_Date("WY-20T", 1478, 72);
};
Sequence("wk-4")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4a");
Boundary("modern", AD(1950));
};
Sequence("wk-p-12")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4a");
R_Date("WY-96C", 4236, 27);
R_Date("WY-95C", 3850, 24);
R_Date("WY-94T", 3654, 22);
R_Date("WY-93S", 3305, 21);
R_Date("WY-92S", 2996, 20);
R_Date("WY-91S", 1225, 20);
};
Sequence("depression E")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
R_Date("WY-11", 4700, 50);
Date("=event RWak4a");
R_Date("WY-10", 4740, 45);
R_Date("WY-09", 4525, 95);
R_Date("WY-08", 4445, 45);
R_Date("WY-07", 3675, 40);
R_Date("WY-06", 3340, 40);
R_Date("WY-05", 3245, 40);
R_Date("WY-03", 345, 35);
R_Date("WY-02", 120, 70);
Date("WY-01", "modern", AD(1950));
};
Sequence("wk-p-07")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4a");
R_Date("WY-36L", 4559, 25);
R_Date("WY-35L", 4526, 22);
R_Date("WY-34S", 4231, 22);
R_Date("WY-33S", 4163, 22);
R_Date("WY-32S", 4177, 22);
R_Date("WY-31L", 4045, 22);
};
Sequence("wk-p-10")
{
R_Date("WY-87C", 6713, 26);
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
R_Date("WY-86C", 6173, 26);
R_Date("WY-85C", 5984, 27);
R_Date("WY-84C", 5458, 30);
R_Date("WY-83S", 4975, 23);
Date("=event RWak4a");
R_Date("WY-82L", 4829, 23);
R_Date("WY-81S", 4681, 22);
};
};
Text. S15. Code of the event RWak-4b (Fig. 4-42).
Plot()
{
Outlier_Model("General", T(5), U(0,4), "t");
Sequence("wkE-01")
{
Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
Date("event RWak4b");

```

```

Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
R_Date("WY-22T", 2067, 94);
};
Sequence("wkE-02")
{
Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
Date("=event RWak4b");
R_Date("WY-21T", 3273, 90);
Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
R_Date("WY-20T", 1478, 72);
};
Sequence("wk-4")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4b");
Boundary("modern", AD(1950));
};
Sequence("wk-p-12")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4b");
R_Date("WY-96C", 4236, 27);
R_Date("WY-95C", 3850, 24);
R_Date("WY-94T", 3654, 22);
R_Date("WY-93S", 3305, 21);
R_Date("WY-92S", 2996, 20);
R_Date("WY-91S", 1225, 20);
};
Sequence("wk-p-07")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("=event RWak4b");
R_Date("WY-36L", 4559, 25);
R_Date("WY-35L", 4526, 22);
R_Date("WY-34S", 4231, 22);
R_Date("WY-33S", 4163, 22);
R_Date("WY-32S", 4177, 22);
R_Date("WY-31L", 4045, 22);
};
Sequence("wk-p-06")
{
R_Date("WY-70C", 6275, 29);
Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
R_Date("WY-69T", 6044, 23);
Phase()
{
R_Date("WY-68L", 5754, 34);
R_Date("WY-67S", 5983, 21);
};
R_Date("WY-66S", 5593, 34);
R_Date("WY-65S", 5422, 21);
R_Date("WY-64T", 5282, 33);
Date("=event RWak4b");
R_Date("WY-63T", 5006, 21);
R_Date("WY-62L", 4938, 35);
R_Date("WY-61L", 4731, 28);
Phase()
{
R_Date("WY-60S", 4692, 32);
Date("S2-fl", U(BC(3569),BC(3530)));
};
R_Date("WY-59S", 4709, 32);
R_Date("WY-58S", 4595, 32);
R_Date("WY-57L", 4563, 20);
R_Date("WY-56T", 4660, 33);
R_Date("WY-55S", 4688, 32);
R_Date("WY-54L", 4346, 31);
R_Date("WY-53T", 4186, 20);
R_Date("WY-52L", 4086, 32);
R_Date("WY-51L", 3945, 31);
R_Date("WY-50S", 3269, 19);
R_Date("WY-49L", 3294, 31);
};

```

```

R_Date("WY-48S", 3316, 31);
R_Date("WY-47S", 3297, 30);
R_Date("WY-46S", 3214, 21);
R_Date("WY-45T", 3202, 31);
R_Date("WY-44L", 3231, 20);
R_Date("WY-43L", 3156, 30);
R_Date("WY-42T", 3207, 19);
R_Date("WY-41S", 3153, 31);
R_Date("WY-40L", 3024, 31);
R_Date("WY-39S", 3099, 31);
R_Date("WY-38S", 3054, 31);
R_Date("WY-37L", 3027, 20);
};
Sequence("wk-p-10")
{
  R_Date("WY-87C", 6713, 26);
  Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
  R_Date("WY-86C", 6173, 26);
  R_Date("WY-85C", 5984, 27);
  R_Date("WY-84C", 5458, 30);
  R_Date("WY-83S", 4975, 23);
  Date("=event RWak4b");
  R_Date("WY-82L", 4829, 23);
  R_Date("WY-81S", 4681, 22);
};
Sequence("wk-p-11")
{
  Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
  R_Date("WY-90S", 5407, 23);
  R_Date("WY-89L", 5380, 24);
  Date("=event RWak4b");
  R_Date("WY-88S", 4773, 22);
};
};

```

Text. S16. Code of the event RWak-3 (Fig. 4-42).

```

Plot()
{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("wkE-01")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    Date("event RWak3");
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    R_Date("WY-22T", 2067, 94);
  };
  Sequence("wkE-02")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5357),BC(5246)));
    Date("=event RWak3");
    R_Date("WY-21T", 3273, 90);
    Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
    R_Date("WY-20T", 1478, 72);
  };
  Sequence("wk-04")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    Date("=event RWak3");
    Boundary("modern", AD(1950));
  };
  Sequence("Pit E1")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-11", 4700, 50);
    R_Date("WY-10", 4740, 45);
    R_Date("WY-09", 4525, 95);
    R_Date("WY-08", 4445, 45);
    Date("=event RWak3");
    R_Date("WY-07", 3675, 40);
    R_Date("WY-06", 3340, 40);
  };
};

```

```

R_Date("WY-05", 3245, 40);
R_Date("WY-03", 345, 35);
R_Date("WY-02", 120, 70);
};
Sequence("Pit F")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
R_Date("WY-19", 4225, 105);
R_Date("WY-18", 4310, 30);
R_Date("WY-17", 4120, 30);
Date("=event RWak3");
R_Date("WY-16", 3420, 30);
R_Date("WY-15", 2050, 30);
R_Date("WY-14", 580, 20);
R_Date("WY-13", 530, 20);
Boundary("modern", AD(1950));
};
};

```

Text. S17. Code of the event RWak-2 (Fig. 4-42).

```

Plot()
{
Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
Sequence("wk-05")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
Date("Th-pd", U(BC(2116),BC(2036)));
R_Date("WY-91T", 3400, 29);
Date("KGP", U(BC(1277),BC(1179)));
Date("Wak2");
Date("modern", AD(1950));
};
Sequence("wk-p-12")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));

```

```

R_Date("WY-97C", 4236, 27);
R_Date("WY-96C", 3850, 24);
R_Date("WY-95T", 3654, 22);
Phase()
{
Date("Th-pd", U(BC(2116),BC(2036)));
R_Date("WY-94S", 3305, 21);
};
R_Date("WY-93S", 2996, 20);
Date("=Wak2");
R_Date("WY-92S", 1225, 20);
};
Sequence("Pit E1")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
R_Date("WY-11", 4700, 50);
R_Date("WY-10", 4740, 45);
R_Date("WY-09", 4525, 95);
R_Date("WY-08", 4445, 45);
R_Date("WY-07", 3675, 40);
R_Date("WY-06", 3340, 40);
R_Date("WY-05", 3245, 40);
Date("=Wak2");
R_Date("WY-03", 345, 35);
R_Date("WY-02", 120, 70);
Date("WY-01modern", AD(1950));
};
Sequence("Pit F")
{
Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
R_Date("WY-19", 4225, 105);
R_Date("WY-18", 4310, 30);
R_Date("WY-17", 4120, 30);
R_Date("WY-16", 3420, 30);
R_Date("WY-15", 2050, 30);
Date("=Wak2");

```

```

R_Date("WY-14", 580, 20);
R_Date("WY-13", 530, 20);
Boundary("modern", AD(1950));
};
};
Date("=event RWak1");
Boundary("modern", AD(1950));
};
};

```

Text. S18. Code of the event RWak-1 (Fig. 4-42).

Plot()

```

{
  Outlier_Model("General",T(5),U(0,4),"t");
  Sequence("Pit E1")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-11", 4700, 50);
    R_Date("WY-10", 4740, 45);
    R_Date("WY-09", 4525, 95);
    R_Date("WY-08", 4445, 45);
    R_Date("WY-07", 3675, 40);
    R_Date("WY-06", 3340, 40);
    R_Date("WY-05", 3245, 40);
    R_Date("WY-03", 345, 35);
    R_Date("WY-02", 120, 70);
    Date("event RWak1");
    Date("WY-01modern", AD(1950));
  };
  Sequence("Pit F")
  {
    Date("K-Ah", U(BC(5353),BC(5215)));
    R_Date("WY-19", 4225, 105);
    R_Date("WY-18", 4310, 30);
    R_Date("WY-17", 4120, 30);
    R_Date("WY-16", 3420, 30);
    R_Date("WY-15", 2050, 30);
    R_Date("WY-14", 580, 20);
    R_Date("WY-13", 530, 20);
  }
}

```