

3. 研究報告

3. 1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

(b) 担当者

	所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	近藤 久雄
一般財団法人	電力中央研究所	主任研究員	木村 治夫
学校法人	法政大学	准教授	杉戸 信彦

(c) 業務の目的

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価手法を考案する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯北部区間において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。

2) 平成 30 年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯中北部区間の松本盆地東縁断層及び牛伏寺断層等において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。また、北部区間の補足調査を実施した。それらの結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。

3) 令和元年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯中南部区間の釜無山断層群において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、北部区間から中南部区間までの変位履歴を整理して、過去の連動型地震の頻度を明らかにし、連動型地震の発生確率を算出した。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

糸魚川－静岡構造線断層帯（糸静断層帯）で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実

施した。その結果、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下葛木断層・下葛木地点において 3D トレンチ調査、ドローン LiDAR 調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約 1 万年前以降に 3 回の活動が推定され、最近 2 回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約 3 m であった。最新活動は、北部～中北部区間の連動イベント（西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震）とは異なるイベントであり、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部～南部区間の連動間隔は約 3700～7200 年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4～0.8% と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約 1 万年間に両区間が連動したイベントは約 3000～3200 年前の 1 回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で 7000 年程度であり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4% 以下と試算した。北部～中南部の 3 区間に至る連動イベントは、過去 1 万年間の変位履歴では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

(b) 業務の成果

1) 諏訪湖南岸断層群・岡谷市湊地点におけるトレンチ・ボーリング調査

a) 調査地点の概要

湊地点は、諏訪湖に流入する支流性小河川の扇状地面上に位置する（図 1, 2）。トレンチ掘削位置の数 m 南東側まで比高 1 m 程度で諏訪湖側（北東側）が低い小崖地形が北西－南東方向に連続しているが、トレンチ掘削位置より北西側には崖地形は認められない。この小崖地形を境に扇状地の傾斜が不連続となっており、断層崖の可能性はある。都市圏活断層図においては、湊地点付近には断層は図示されておらず、100m ほど南西側の山裾に活断層（位置やや不明確）及び活断層（伏在部）が図示されている。トレンチとボーリングの掘削位置を図 3、ボーリングによる地質断面図を図 4 に示す。

b) ボーリングの層序

湊地点のボーリングコアの地質は、上位から 1 層：人為的影響が見られる表土・盛土、2 層：腐植混じり砂礫層、3 層：砂礫層（酸化色、大礫）、4 層：砂礫層（還元色）、5 層：砂礫とシルトの互層、6 層：砂礫層（巨礫、木片を含む）、7 層：砂礫層（大礫）及び基盤岩（凝灰角礫岩及び凝灰岩）に区分される（図 3, 4）。このうち、6 層は 5 層中に挟在するため、以下では 6 層を挟んで上位を 5-1 層、下位を 5-2 層とする。なお、6 層は MNT-3 孔には分布しない。

1 層は、すべてのボーリング孔で 1～1.5m 程度の層厚で確認された。一部にコンクリート片やビニール片が混入することから、人為的影響を受けた表土・盛土であると判断した。なお、本層下限付近で採取した試料（MNT-2-C1.03）からは、1666～1890 cal AD の年代が得られている。

2 層は MNT-5 孔以外の 4 孔において、15～60cm 程度の層厚で確認された。扇状地堆積物であると考えられるが、後述するようにトレンチ壁面での観察結果から人工層の可能

性もある。

3層は、すべてのボーリング孔で60cm～1m程度の層厚で確認された。酸化色を呈することを特徴とし、淘汰が不良であり、大礫を多く含む。扇状地堆積物と考えられる。

4層は、すべてのボーリング孔で25～80cm程度の層厚で確認された。細礫～中礫が多く、不明瞭な堆積構造が見られる。扇状地堆積物と考えられる。

5層は、前述の通り、MNT-3孔を除いて6層を挟んで5-1層と5-2層に細分される。5-1層は1.8～2.7m程度、5-2層は1.3～1.8m程度の層厚で、合計で3.2～4.3m程度である。MNT-3孔では3.6m程度である。細礫を主体としたシルト混じりの砂礫層と腐植質な砂質シルトの互層であり、構成粒子に不明瞭ながら水平な堆積構造が確認される。氾濫原堆積物もしくは湖成堆積物と考えられる。5-1層上部で採取した試料(MNT-2-C3.04)からは、27711～27345 cal BPの年代が得られている。

6層はMNT-3孔以外の4孔において、70cm～1.2m程度の層厚で確認された。径20cmを超える巨礫や径10cmを超える木片を含む。土石流などの突発的なイベントなどに伴う河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料(MNT-2-C5.30)からは、29342～28720 cal BPの年代が得られている。

7層はMNT-3孔以外の4孔において、60cm～1.2m程度の層厚で確認された。径10cmを超える大礫を含み、淘汰も悪い。河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料(MNT-2-C7.36)からは、30900～30345 cal BPの年代が得られている。

基盤岩は、MNT-1、MNT-4、MNT-5孔では、30cm～1m程度の凝灰角礫岩とその下位の凝灰岩が確認されたのに対し、MNT-2、MNT-3孔では凝灰角礫岩のみが確認された。これらの基盤岩類は山崎・他(1991)で示されている前期更新世の塩嶺累層と考えられる。

小崖地形の延長であるMNT-4孔とMNT-5孔の間には顕著な地層のずれは確認されない。しかし、MNT-2孔において地層境界が約30度に傾斜し、腐植質シルトが約45度傾斜している構造などが見られた。6層及び7層がMNT-3孔に分布しない理由として、MNT-3孔が河道から外れていた可能性もあるが、断層変位による可能性も考えられる。基盤岩の岩種もMNT-2孔とMNT-5孔の間で差異が見られる。以上のことから、MNT-2孔とMNT-3孔の間、もしくは、MNT-2孔とMNT-5孔の間に断層が存在する可能性が示唆される。

c) トレンチの層序

トレンチ壁面には腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫の互層状の堆積物のほか、それを覆う砂礫を主体とした堆積物が露出した(図5～8)。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違により1層から5層に区分し、いくつかの地層についてはさらに細分した。以下に湊トレンチにおける各地層区分について述べる。

1層：砂・礫混じりシルト(7.5YR4/6：褐色)

トレンチの全体にわたって、地表から1～1.5m程度の層厚で分布する。細礫～20cmを超える巨礫まで広く混在し、淘汰は不良である。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とし、一部に砂岩などの堆積岩を含む。多量の木片や植物片を混入するほか、縦に植物根が伸びている。NW3～NW9では、H3付近に径10cm程度の丸太が水平に並ぶ。コンクリート片やプラスチック片が混入する。人工層である。

2a 層：腐植質砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）

SE1～SE7、SW、NW1～NW3 で、H3 付近に 10～20cm 程度の層厚で分布する。礫は亜角～亜円礫を主体とする。平均礫径は 3.5cm、最大礫径は 8 cm、礫率は 10～30%程度であり、平均的には 2b 層より低い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。細礫を多く含み、一部に中礫を伴い、淘汰は良い。基質は中～細粒砂を主体とし、シルトを含む。SW 面では、中～細礫主体部と粗粒砂主体部が水平に複数層分布するようにみえる。一部に 3a 層由来の偽礫を含む。木片や植物片を多く含むほか、植物根が縦に伸びる。

2b 層：シルト混じり砂礫（10YR3/4：暗褐色）

SE9～SE11 に、深度 1.4m 付近から 30cm 程度の層厚で分布する。2a 層ほどではないが、やや腐植質である。礫は亜角～亜円礫を主体とする。2a 層よりは、亜角礫程度の角ばった礫を含み、円磨度は低い。平均礫径は 11cm、最大礫径は 19cm である。礫率は 30%程度で 2a 層より高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。基質は中～細粒砂を主体とし、シルトが混じる。不明瞭だが、水平なラミナが見られる。一部に植物根が縦に伸びる。

3a 層：砂混じりシルト質礫（2.5Y5/3：黄褐色）

トレンチの全体にわたって、深度 1.4m 付近から 1m 程度の層厚で分布する。礫は角～亜角礫を主体とし、2b 層よりも円磨度は低い。巨～大礫を主体とし、淘汰は不良である。礫率は 10～30%程度と 4a 層より低い。径が 20cm を超える礫も多く混在し、50cm を超える礫も含まれる。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩を含む。基質はシルトを主体とし、細粒砂が混じる。基質中には明瞭な堆積構造は見られない。多量の植物根が縦に伸び、太いものでは径が 5 cm にも及ぶ。

3b 層：腐植・砂混じりシルト質礫（2.5Y3/2：黒褐色）

NW5～NW7 及び SE7～SE9 に、深度 2.2m 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 3a 層と同様だが、礫径は最大で 10cm 程度と小さい。また、3a 層より基質にシルトを多く含み、腐植質に富む。

4a 層：シルト混じり砂礫（2.5Y5/4：黄褐色）

トレンチの全体にわたって、H2 付近から 50cm 程度の層厚で分布する。礫は一部に角礫を含むが、全体的には 3a 層より円磨度は高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。礫率は 40%程度で、3a 層より高い。細礫～10cm 程度の大礫を含み、淘汰はやや不良。基質は粗～中粒砂を主体とし、細粒砂やシルトが混じる。不明瞭な水平に近いラミナが見られる。一部に、木片や植物片を含むが、2a 層以浅及び 5 層よりは少ない。同様に植物根も混在するが、浅い部分よりは少なく、径が太いものも見られない。

4b 層：腐植・シルト混じり砂礫（2.5Y3/1：黒褐色）

SE3～SE5 に、H2 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 4a 層と同様だが、礫径が小さく、礫率も低い。また、基質も 4a 層よりシルトを多く含み、腐植質に富む。

5 層：腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫 互層

（シルト層：2.5Y5/4：黄褐色、砂礫層：2.5Y4/3：オリーブ褐色）

トレンチの全体にわたって、壁面最下部に分布する。南西側では底盤から 1m 程度分布するが、上位層との境界が北東に向かってなだらかに下がるため、NW6 及び SE6 より北東側では 50cm ほどしか露出しない。腐植質砂混じりシルト層は、多量の木片や植物片を

含み、大きいものでは径が 10cm を超える。シルト混じり砂礫層は、中粒砂～細礫からなる。各単層は側方への連続性は悪く、それぞれが漸移的であったり、レンズ状に分布が途切れたりする。全体に緩やかな傾斜のラミナが発達しているが、NW3～NW6 及び SE3～SE6 では急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が顕著である。ラミナの傾斜は全体に 30 度程度以下であるが、急傾斜部では 30 度を超え、最大で 60 度程度の傾斜を示す。

断層は複数条認められ、いずれも急傾斜したラミナを切り、南西側が北東側にのし上げる逆断層的な変形を示す(図 7, 8)。変位量は断層に沿った方向で 10 数 cm 程度である。断層面はいずれも非常に不明瞭かつ不連続である。これらの断層は 4a 層には変形を及ぼしていない。

d) 湊地点および周辺の堆積構造と上下変位速度

湊地点ではボーリング調査により 1 層～7 層、トレンチ調査により 1 層～5 層が観察された。このうち、5 層はトレンチ壁面において、急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が観察された(図 7, 8)。この構造は北東-南西方向の圧縮による水平短縮により生じたと考えられる。圧縮の原因については、地すべりの末端における圧縮や、地震動による流動変形などが考えられるが、いずれも根拠に乏しい。なお、この構造は上位の 4 層に続かないことから、5 層堆積期間中にイベント的に変形が生じたと考えられる。

5 層は、MNT-2 孔の 7 層上部から得られている年代値から、およそ 3 万年前に堆積を始めたと考えられる。山崎・他(1991)は、諏訪湖南岸で行ったボーリング結果から、AT テフラ降灰以降 2 万年間は基本的に堆積環境が河川氾濫原もしくは湖水域であったことを示しており、5 層も同様の環境で形成されたと考えられる(図 9)。先に述べたように 6 層は、5 層堆積期間内に生じた土石流などのイベントに伴う堆積物と考えられることから、6 層上部で得られた年代試料は 5-1 層最下部の年代とおおよそ同じ値を示していると考えられる。このことから、MNT-2 孔において、5-1 層上部の深度 3.04m から得られた年代値(MNT-2-C3.04: 27711～27345 cal BP)及び 6 層上部の深度 5.30m から得られた年代値(MNT-2-C5.30: 29342～28720 cal BP)の中央値を用いると、5-1 層の堆積速度は 1.5mm/年と求められる。山崎・他(1991)では、諏訪湖南岸で掘削された 63B 孔(位置は図 9 を参照)から検出された AT、Aso-4、On-Pm1 の各テフラの年代と出現深度から、63B 孔における堆積速度を 1.5mm/年と算出しているが、Maruyama et al.(2019)で示されている AT と Aso-4 の最新の年代(それぞれ 30078±96 cal BP、87.3～86.8ka)を用いて計算し直すと、63B 孔における堆積速度は 1.3mm/年となる。この値と比べると MNT-2 孔で算出された堆積速度はやや大きな値となるが、これは湊地点は盆地の縁辺に位置するのに対し、63B 孔は盆地の中心部に近いといった堆積場所の差によるものと考えられる。

湊地点の調査の結果、ボーリングでは活断層が存在する可能性が示唆されたが、トレンチ壁面には明瞭な断層は露出しなかった。ただし、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間はトレンチを掘削していないため、この間に活断層が存在する可能性は否定できない。

湊地点の約 1 km 南東の諏訪湖南西端で掘削された山崎・他(1991)の 63A 孔では、河成氾濫原堆積物中の深度 33.4m (標高 728.2m) から AT テフラが検出されている。一方、MNT-2 孔の深度 7.36m (標高 755.0m) からは、AT テフラとほぼ同じ 30900-30345 cal BP

の年代が得られている。また、この直上から湖成堆積物または河成氾濫原堆積物が分布する。ATテフラ降灰直後の両地点間に標高差が無かったと仮定すると、ATテフラ降灰以降の約3万年間に26.8mの標高差が生じたことになり、両地点の間のほぼ湖岸に沿う位置に平均変位速度0.89m/1000年（活動度B級）の活断層の存在が示唆される（図9）。

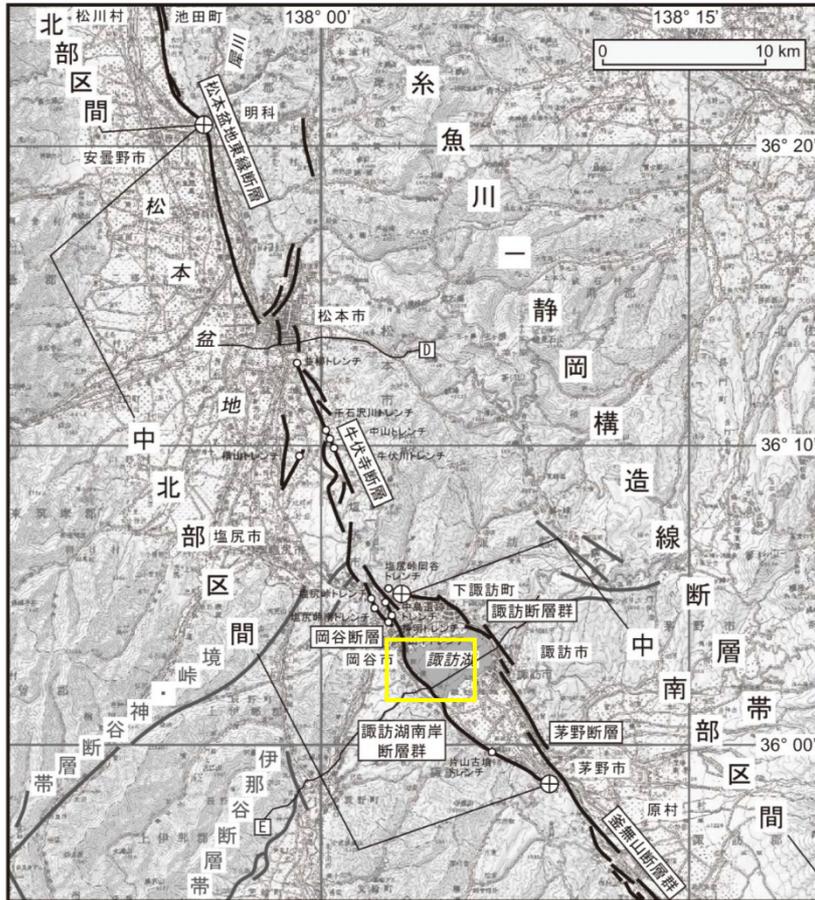


図2-2 糸魚川－静岡構造線断層帯中北部（明科－諏訪湖南方）区間の活断層位置

○ トレンチ等の調査地点

D、E：地下構造探査測線 D：松本2002（文献11）、E：辰野－諏訪2007（文献11）

⊕：活動区間の端点

断層の位置は文献1、2、3、4に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「高山」、「長野」、「飯田」、「甲府」を使用。

図1 糸魚川－静岡構造線断層帯・中北部区間の位置
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。黄色枠は図2の範囲。



図2 諏訪湖南岸断層群・湊地点の位置
基図は今泉・他（1999）を使用。

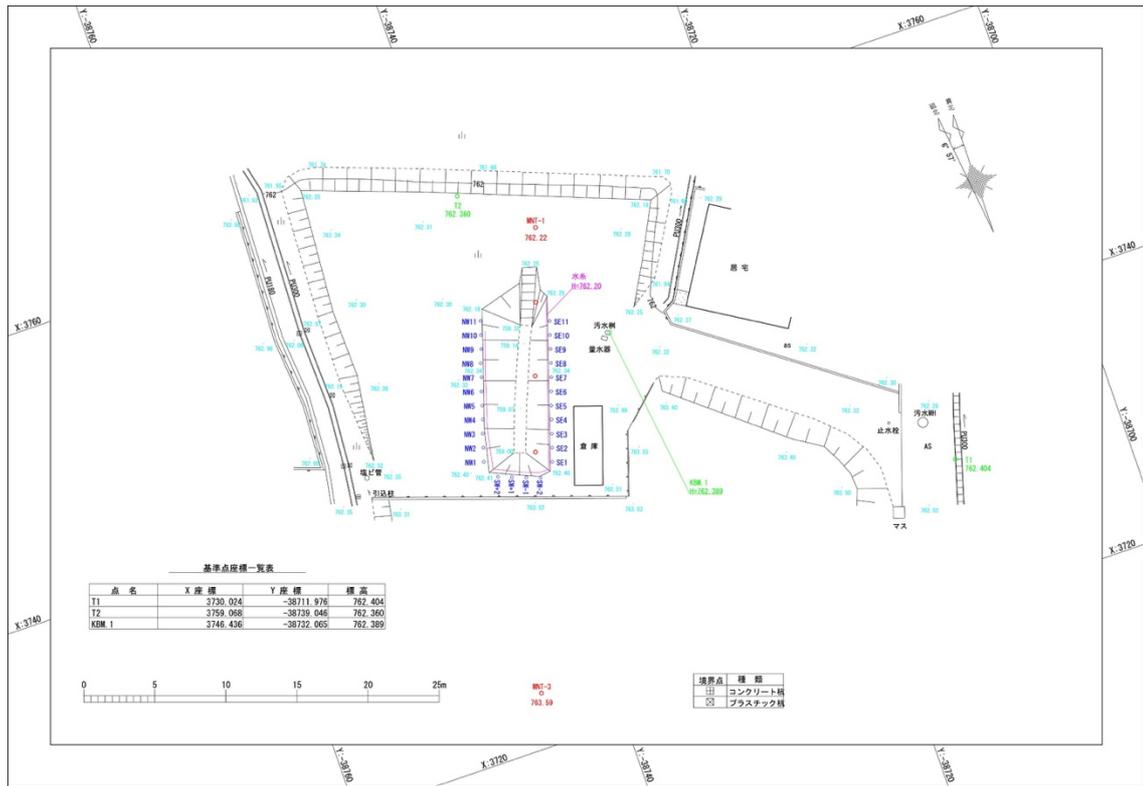


図3 諏訪湖南岸断層群・浸地点のトレンチ・ボーリング位置

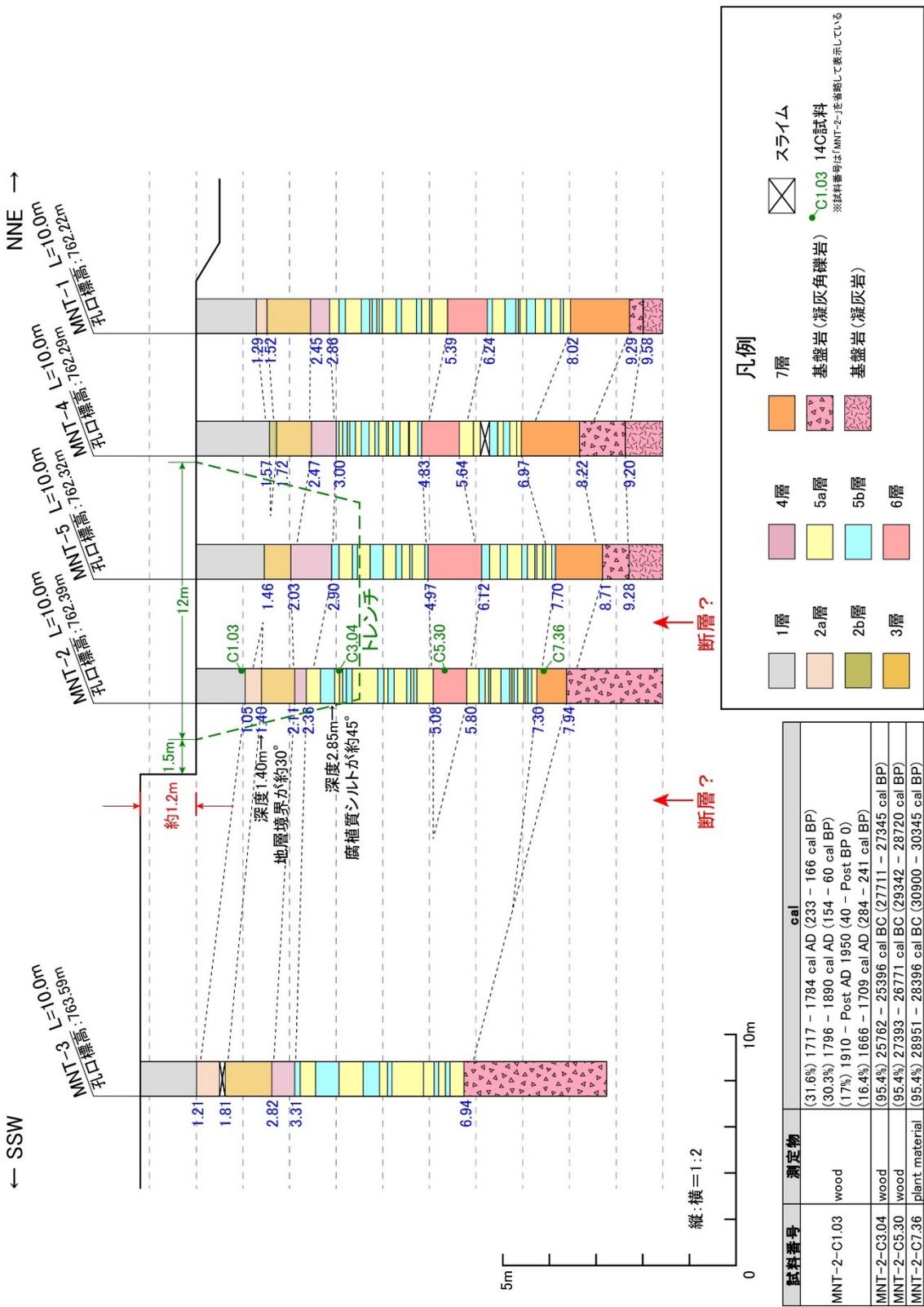


図4 湊地点におけるボーリング地質断面図

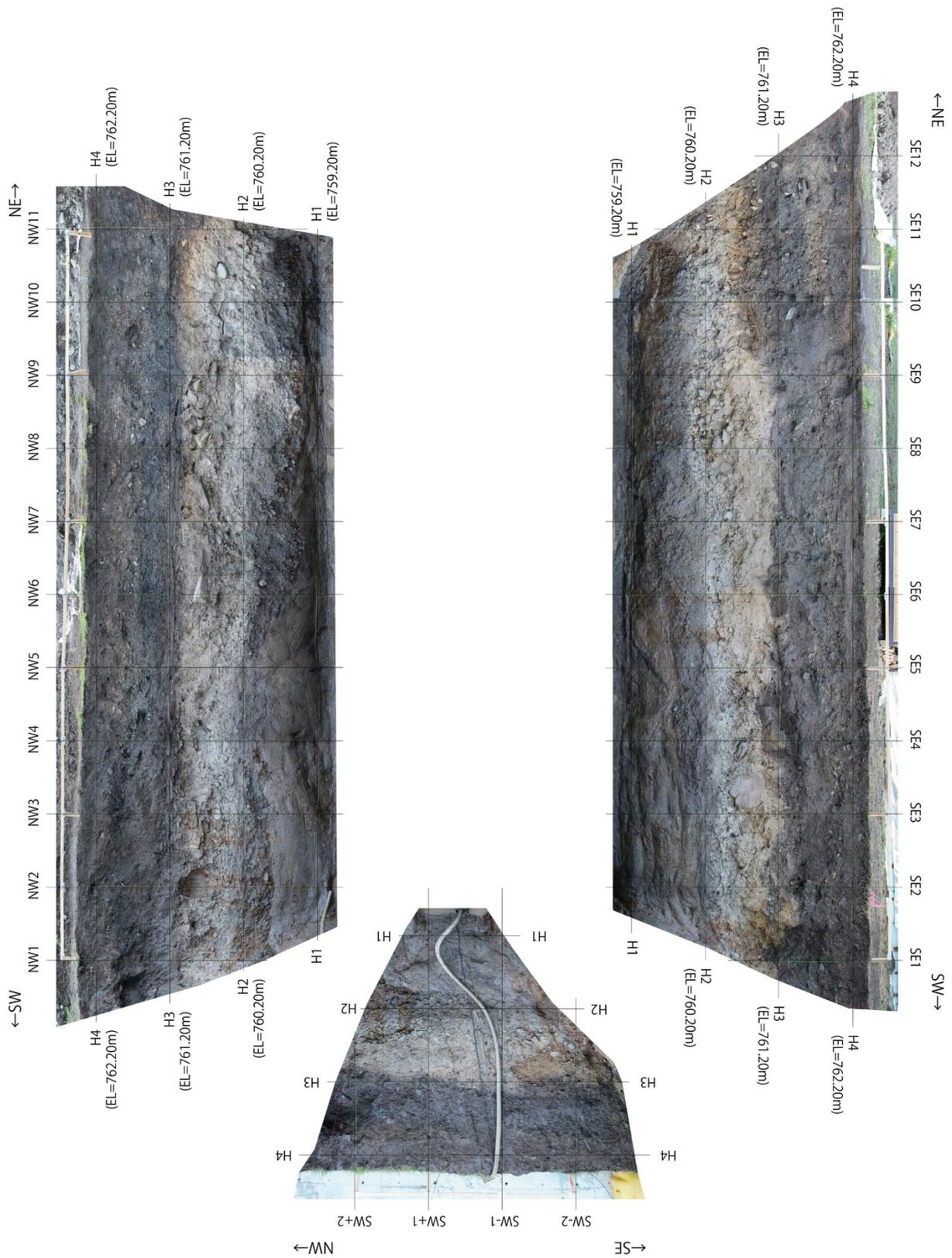


図5 湊地点におけるトレンチ壁面の写真

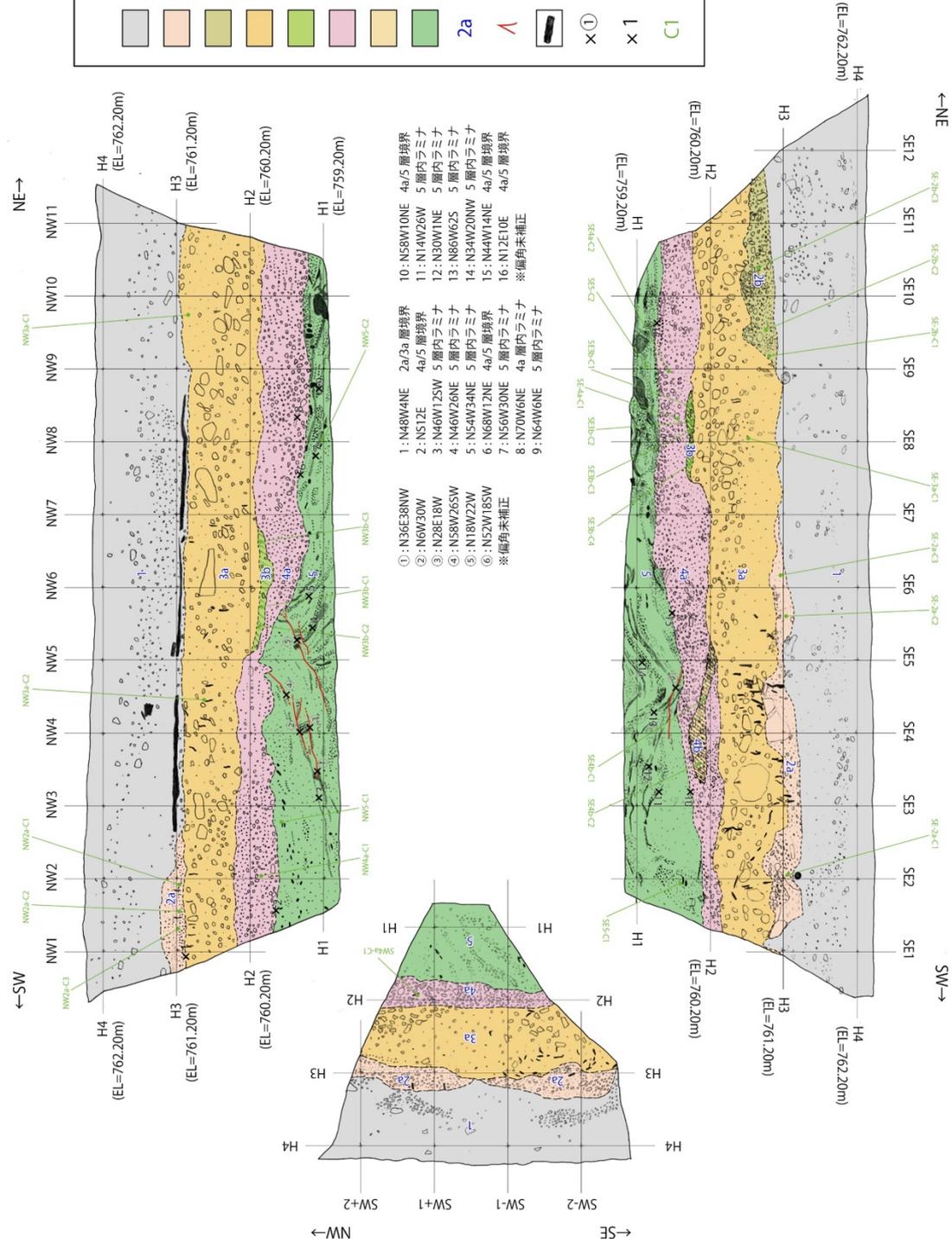
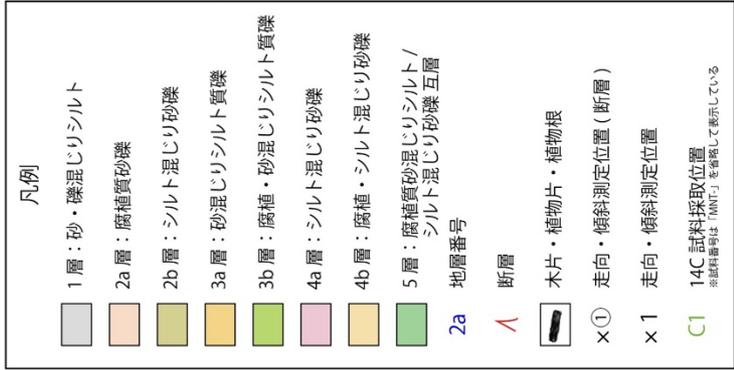
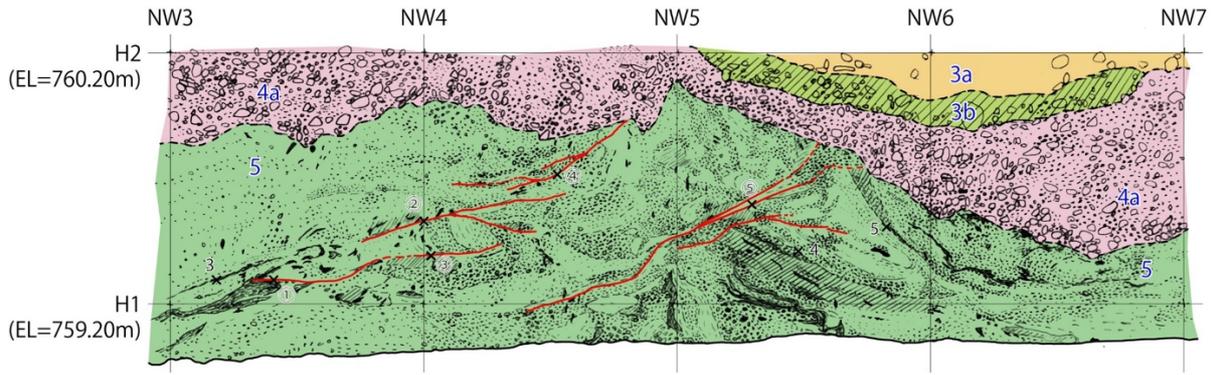


図6 湊地点におけるトレンチ壁面のスケッチ

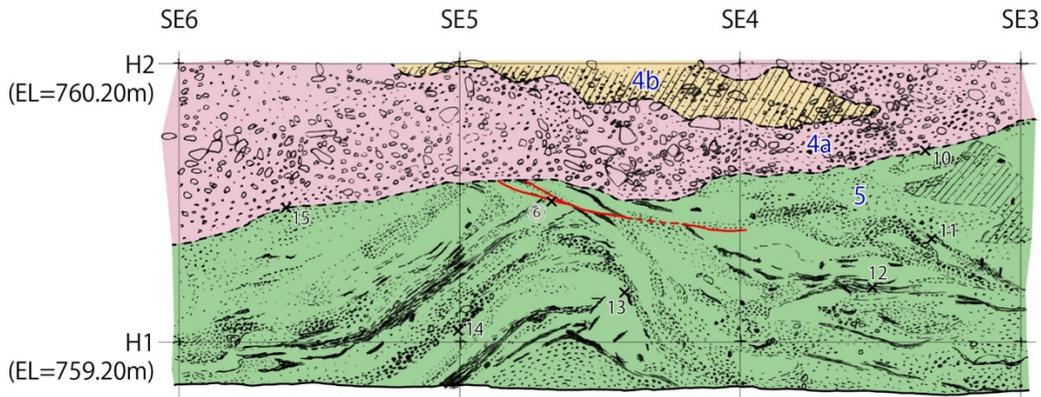


- ①: N36E38NW
- ②: N6W30W
- ③: N28E18W
- ④: N58W26SW
- ⑤: N18W22W
- ※偏角未補正
- 3: N46W12SW 5層内ラミナ
- 4: N46W26NE 5層内ラミナ
- 5: N54W34NE 5層内ラミナ
- ※偏角未補正

凡例

3a層：砂混じりシルト質礫	4a 地層番号
3b層：腐植・砂混じりシルト質礫	断層
4a層：シルト混じり砂礫	x① 走向・傾斜測定位置 (断層)
5層：腐植質砂混じりシルト / シルト混じり砂礫 互層	x 1 走向・傾斜測定位置
木片・植物片・植物根	

図7 湊地点におけるトレンチ北西壁面の拡大スケッチ



- ⑥: N52W18SW
- ※偏角未補正
- 10: N58W10NE 4a/5層境界
- 11: N14W26W 5層内ラミナ
- 12: N30W1NE 5層内ラミナ
- 13: N86W62S 5層内ラミナ
- 14: N34W20NW 5層内ラミナ
- 15: N44W14NE 4a/5層境界
- ※偏角未補正

凡例

4a層：シルト混じり砂礫	4a 地層番号
4b層：腐植・シルト混じり砂礫	断層
5層：腐植質砂混じりシルト / シルト混じり砂礫 互層	x① 走向・傾斜測定位置 (断層)
木片・植物片・植物根	x 1 走向・傾斜測定位置

図8 湊地点におけるトレンチ南東壁面の拡大スケッチ

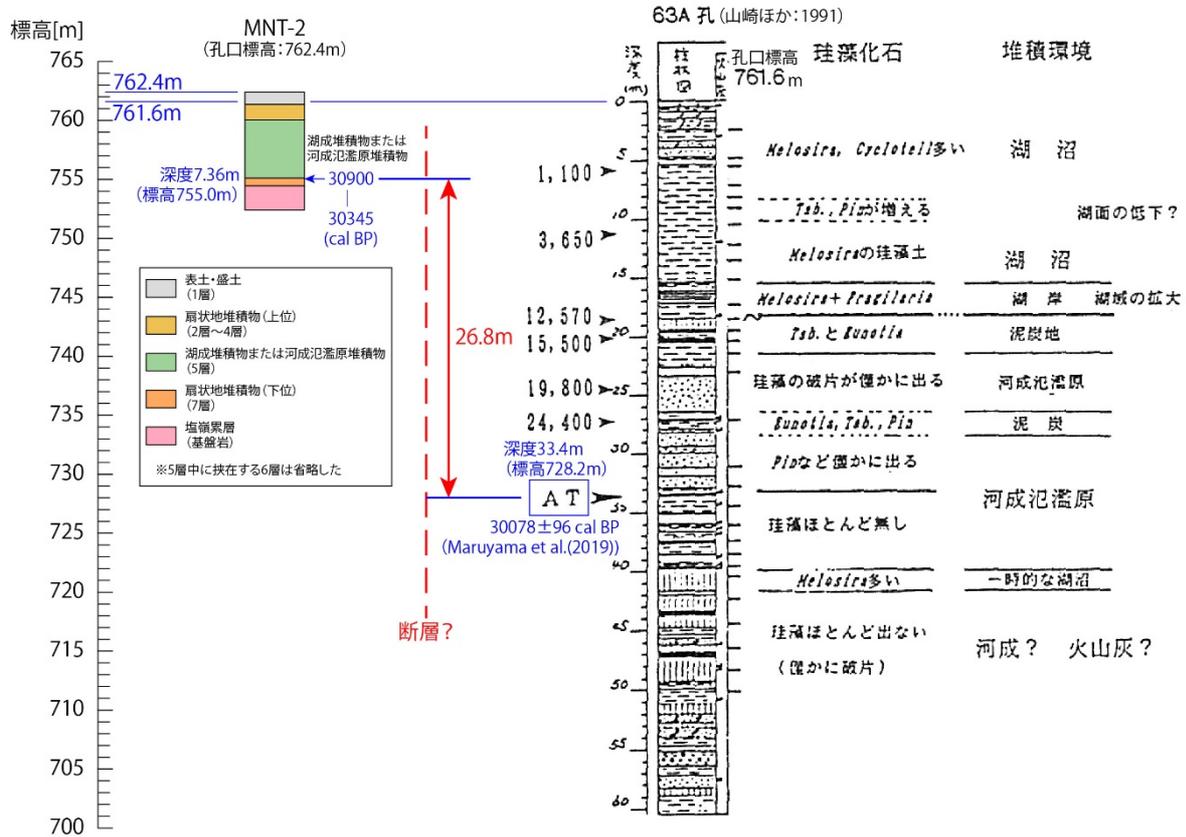


図9 諏訪湖南岸断層群・湊地点周辺の累積上下変位量
上段の基図は都市圏活断層図を使用。右下の層序は山崎・他(1991)による。

2) 下葛木断層・下葛木地点の3Dトレンチ・ボーリング調査

a) 調査地点の概要

下葛木地点は南東に流下する釜無川に沿った段丘面上に位置し、都市圏活断層図において下葛木断層が活断層として示されている地点である(図10)。北東から南西に向かって流下する支流性の小河川が形成した扇状地上に、比高2~3mで北東側低下の逆向き低断層崖が分布しており、複数の文献で断層崖と認められているほか、小河川の屈曲から左横ずれが指摘されている。

ドローン測量はこれらの断層地形が認められる範囲において、国道を避ける形の測量範囲とした。また、ボーリング調査は扇状地上に低崖が認められる地点において、断層の両側で掘削した。

トレンチ調査地点は低崖が発達しておらず断層位置が不明確であるが、既往のトレンチで断層が確認されているバルジ地形と扇状地上の逆向き低崖を直線的に結んだ延長上で3Dトレンチを掘削した。

b) ドローンLiDARによる精密地形計測

ドローン測量は図11に示す範囲とフライトプランにしたがって、複数回のフライトで計測を行った。また、樹木が多い部分はフライトを多くし、データの精度向上を図った。

ドローン測量で得られた0.1mDEMから作成した等高線図を図12に、陰影図を図13に示す。これらの図において、扇状地上の逆向き低崖やバルジ地形が明瞭に表現されていることが見て取れる。バルジ地形は周囲に樹木が多いため、空中写真では詳細な位置や形状が把握できなかったが、ドローン測量では明瞭に表現されており、この手法が有効であることが明らかになった。

c) 下葛木地点の3Dトレンチ調査

i) トレンチ掘削の概要

下葛木地点においては、トレンチを2孔(Aトレンチ、Bトレンチ)、ピットを2孔(C1ピット、C2ピット)掘削した。Aトレンチは推定される断層に直交する方向に、断層推定位置をまたいで掘削し、トレンチSE面の一部は深掘りを行ったほか、断層平行方向にも掘削した(図14)。BトレンチはAトレンチより南東側の地質を確認するため、Aトレンチと平行方向に用地内で最大限南西方向に寄せた位置で掘削した。C1ピットはAトレンチ及びBトレンチが位置する水田から、農道を隔てて南東側の水田において掘削した。C2ピットはAトレンチ及びBトレンチと同じ水田の南東側において掘削した。Aトレンチ壁面と拡張部分、断層平行部分のそれぞれについて写真の展開図を図15~17、スケッチを図18~20に示す。また、Bトレンチ壁面写真の展開図を図21に、Bトレンチ壁面スケッチの展開図を図22にそれぞれ示す。

ii) トレンチの層序

トレンチ及びピット壁面には砂礫を主体とした堆積物とそれに挟在する腐植質シルト・砂主体の堆積物が露出した。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違などにより区分し、さらにそれぞれの層をいくつかに分けた。

(1) A トレンチ

A トレンチでは、上位から0層：掘削残土、1層：盛土、2層：腐植質シルト、3層：扇状地性礫層（上位：断層を覆う）、4層：扇状地性礫層（上位）、5層：腐植質シルトと砂礫の互層、6層：扇状地性礫層（下位）、7層：砂混じりシルト（フラッドルーム）、8層：シルト混じり砂礫（釜無川系）の9層に区分し、いくつかの地層については細分した。

0層：掘削残土。トレンチ掘削時の残土である。NW2面、SE2面、NE2面の上部に分布する。

1層：盛土（10YR5/8：黄褐色）。シルト混じり砂礫からなる。最大礫径は30cm、平均礫径は13cmで、亜円～亜角礫からなる。礫種は安山岩・凝灰岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中～細粒砂主体である。ところどころに腐植質シルト主体の部分も見られる。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

2層：腐植質シルト（10YR2/3：黒褐色）。植物片・木片や植物根を多量に混入する。まれに最大径15cmまでの亜角～亜円礫を混入する。SE1面のSE1付近には加工された木杭らしき木片が露出した。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

3a層：シルト混じり砂礫（10YR3/4：暗褐色）。最大礫径は18cm、平均礫径は7cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は30%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。径40cmの巨礫を1つ混入する。

3b層：礫混じりシルト質砂（7.5YR3/3：暗褐色）。やや腐植質なシルト混じり砂からなり、全体に亜角～亜円礫を混入する。礫は3a層や4a層に似る。

4a層：シルト混じり砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）。最大礫径は25cm、平均礫径は6cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20%程度である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はやや腐植質なシルト混じり砂である。ところどころに巨礫が集中する。

4b層：砂礫（7.5YR4/3：褐色）。最大礫径は25cm、平均礫径は8cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は40%程度である。淘汰は不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質は中粒砂主体である。

4c層：シルト混じり砂礫（7.5YR3/2：黒褐色）

最大礫径は20cm、平均礫径は6cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～30%である。淘汰はやや不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質はシルト混じり砂であり、NW1～5付近では下位の5a層との境界は不明瞭で漸移的である。

4d層：礫混じり砂（7.5YR3/2：黒褐色）。礫混じりの中粒砂～粗粒砂を主体とするほか、一部は細礫主体である。全体にやや腐植質であるが、NW1面のNW6～7付近は特に腐植分が多い。礫は4a層や4e層に似るが、礫径が平均2cm程度と小さい。

4e層：砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）。最大礫径は40cm、平均礫径は5cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質は粗粒～中粒砂である。場所による礫率の変化が大きい。5c層との境界は明瞭で、NW13付近では軽微に削り込んでいる。5c層が分

布しない NW16 付近より北東側では6層と直に接するが、その境界は非常に不明瞭である。

5a層：礫混じり砂（10YR4/4：褐色）。粗粒砂を主体とし、径3cm程度以下の亜円～円礫を含む。不明瞭なラミナが見られる。

5b層：砂礫（10YR3/4：暗褐色）。最大礫径は30cm、平均礫径は3cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は30～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質はやや腐植質な粗～中粒砂からなる。NW8～10付近では下部が砂主体となる。

5c層：腐植質シルト（2.5Y2/1：黒色）。腐植質シルトを主体とし、砂を多量に混入する。ところどころに最大径30cmの亜角礫が点在する。木片・植物片及び植物根を多量に混入する。

6層：砂礫（2.5Y3/2：黒褐色）。最大礫径は40cm、平均礫径は4cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質は粗～中粒砂、一部では腐植質となる。ところどころに木片・植物片が点在する。

7a層：礫・砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。礫・砂混じりシルトからなる。上端部は腐植質である。7b層に似るが、亜円～亜角礫を多量に混入する。礫種は安山岩・凝灰岩からなる。

7b層：砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。均質な砂混じりシルトからなり、塊状である。鉛直方向に伸びる植物根が全体に発達する。NW1面の北東端では腐植質シルト主体部も見られる。ごくまれに礫を混入する。釜無川本流の影響がなくなった後のフラッドロームと考えられる。

7c層：礫・砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。礫・砂混じりシルトからなる。7b層に似るが、亜円～亜角礫を多量に混入する。礫種は釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩からなる。

8層：シルト混じり砂礫（2.5Y5/3：黄褐色）。最大礫径は70cm、平均礫径は10cmで、亜円～円礫からなる。礫率は40～50%である。釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩、斑レイ岩、花崗岩などの礫を含むことを特徴とする。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。

(2) Bトレンチ

BトレンチではB1層～B13層に区分した。B1層がAトレンチの1層に、B2層がAトレンチの2層に、B4～B7層がAトレンチの3層及び4層に、B8層がAトレンチの5層に、B9～B12層がAトレンチの6層に、B13層がAトレンチの8層にそれぞれ概ね相当する。なお、B3層に相当する地層は、Aトレンチには分布しない。また、Aトレンチの0層及び7層に相当する地層は、Bトレンチには分布しない。

B1層：盛土（10YR5/8：黄褐色）。シルト混じり砂礫層。平均礫径は13cm、最大礫径は30cm。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中～細粒砂主体で、極細粒砂～シルトが混じる。植物根、植物片を含む。トレンチの全体にわたって、地表から層厚1m程度で分布する。

B2層：腐植質シルト（7.5YR3/2：黒褐色）。礫・砂混じりの腐植質シルトからなり、植物根、植物片、木片を多量に含む。B1層との境界付近に全体的にB1層由来と考えられる大～中礫が混入する。下限付近にも、一部にB4層由来と考えられる中～細礫が混入する。トレンチの全体にわたって、B1層の下限から層厚1～1.4m程度で分布する。下位層との境界が北東から南西にむかってなだらかに下がり、南西側ほど層厚を増す。

B3層：シルト質砂礫（7.5YR2/2：黒褐色）。シルト質砂礫からなり、平均礫径は15cm、最大礫径は27cm。礫径は40%程度。基質は粗～中粒砂が主体だが、B2層との境界付近では腐植質シルトが主体となる。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体である。巨～細礫まで混在し、淘汰は不良である。上限及び下限付近に巨礫が分布する。NW2、SE2より南西側及びSW面に、H1を挟んで層厚0.5～1m程度で分布する。NW面よりもSE面の方が、層厚が大きい。下位層を明瞭に削り込んでおり、SE面とSW面の境界付近で最も下限が低くなる。

B4層：シルト混じり砂礫（10YR3/3：暗褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は10cm、最大礫径は27cm。亜円礫を主体とし、一部亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰はやや不良で、礫率は20%程度である。基質は腐植質シルト主体で、細～極細粒砂が混じる。B2層との境界に1～5cm程度の礫が水平に並ぶ。植物根を多く含み、植物片を伴う。B12層とは、礫率が低いことから区分される。NW5及びSE5より北東側に、B2層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B5層：砂・礫混じり腐植質シルト層（7.5YR2/1：黒褐色）。腐植質シルトを主体とし、細～極細粒砂が混じる。中～細礫が全体的に混入し、一部に大礫を含む。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩主体である。植物根や植物片を含む。NW1～14、SE2～12、SW+1～+2に、最大層厚70cm程度で分布する。NW面ではNW14付近で、SE面ではSE12付近で、B4層内でレンズ状に収束する。

B6層：シルト混じり砂礫（10YR3/2：黒褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3cm、最大礫径は9cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通、礫率は40%程度である。礫は概ね水平にならぶ。基質は粗～細粒砂主体で、極細粒砂～シルトが混じる。やや腐植質で、植物根や植物片を含む。B7層とは礫率が高く、礫径が小さいことで区分される。NW1～4及びSW-1～+2に、B5層の下位に層厚30cm程度で分布する。NW面では、NW4付近でB5層内にレンズ状に収束する。SW面では、SW-1付近でB3層に削り込まれる。

B7層：シルト混じり砂質礫（7.5YR3/2：黒褐色）。シルト混じりの砂質な礫からなり、平均礫径は4.5cm、最大礫径は11cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通で、礫率は30%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗～中粒砂が主体で、細粒砂～シルトが混じる。NW4及びSE4より南西側では、下限付近に大礫が分布する。NW9、SE9より南西側及びSW面に、B5層及びB6層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B8層：礫混じり腐植質シルト（7.5YR2/1：黒色）。腐植質シルトを主体とし、中～極細粒砂混じる。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩を主体とする。NW7～9及びSE6～8では礫率が低いのに対し、それより南西側では礫率が高くなり、15cmを超える礫も混入する。植物根や植物片を含む。NW5～8及びSE4～9に、B7層の下位に層厚20～40cm程度で

分布するが NW8 付近では B7 層と指交関係にある。NW 面では、概ね層厚 20cm 程度で分布する。SE 面では、層厚 20～40cm 程度で NW 面に比べて変化が大きい。

B9 層：シルト混じり砂礫（10YR3/4：暗褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 3 cm、最大礫径は 4.5cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩が主体で、淘汰は良く、礫率は 40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は細粒砂が主体で、シルトが混じる。やや腐植質で植物片を含む。B10 層とは礫径が小さく、礫率が高いことで区分される。NW6～10 に、B4 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B10 層：シルト混じり砂礫（10YR2/3：黒褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 6.5cm、最大礫径は 12cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰は普通、礫率は 30%程度である。基質は中～細粒砂主体で、シルトが混じる。やや腐植質。植物根を含む。NW2～7、SE3～4 及び SE5～7 に、B7 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 25cm 程度が露出する。

B11 層：砂混じり腐植質シルト（10YR3/3：暗褐色）。腐植質シルトを主体とし、細～極細粒砂が混じる。植物根や植物片を含む。NW9～10 に、B9 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B12 層：シルト混じり砂礫（10YR2/2：黒褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 8 cm、最大礫径は 30cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰はやや不良、礫率は 40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗～中粒砂主体で、細粒砂～シルトが混じる。植物根を含む。NW12～15 及び SE8～15 に、B4 層及び B5 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 80cm 程度が露出する。

B13 層：シルト・砂混じり礫（2.5Y4/3：オリーブ褐色）。シルト・砂の混じる礫からなり、平均礫径は 5 cm、最大礫径は 20cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は砂岩、斑レイ岩、安山岩などからなり、釜無川起源の堆積物と考えられる。淘汰はやや不良で、礫率は 30%程度である。基質は中～細粒砂主体で、シルトが混じる。NW9～10 では礫率が 10%程度に下がり、基質もシルト主体となる。NW9～12 及び SE11～12 に、NW 面では B4 層の下位、SE 面では B12 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では NW 面では最大 50cm 程度、SE 面では最大 40cm 程度が露出する。

iii) イベント層準の認定と年代、活動間隔

下葛木 A トレンチでは堆積物を切断する複数の断層が露出した。断層と地層の切断・被覆関係から、以下の 3 つの活動と発生時期が推定される。

イベント 1：4 層を切り、3 層に覆われる。4 層から得られている年代のうち、最新の年代として 222～384 cal AD（1566～1728 cal BP：SMT-NW1-11）の年代が得られている。一方、3a 層から得られている年代のうち、最も古い年代として 398～539 cal AD（1411～1552 cal BP：SMT-NW1-10）の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、222～539 cal AD（1411～1728 cal BP：約 1400～1700 年前）と推定される。この年代は、近傍で実施された三浦・他（2002）の最新活動時期と調和的である。一方、北部区間と中北部区間の連動イベントと推定された西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震には対応しない。また、南部区間の最新活動時期は約 1400～2500 年前とされており（例

えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、この年代と矛盾しない。すなわち、下葛木地点では最新活動に伴い南部区間と連動した可能性が示唆される。

イベント2：4e層を切り、4d層に覆われる。4e層からは年代が得られていないが、その下位の5層から得られている年代のうち、最新の年代として8980～8649 cal BP (SMT-SE-C3)の年代が得られている。一方、4d層からは5380～5449 cal BP (SMT-NW1-7)及び4836～4615 cal BP (SMT-NW1-8)の年代が得られている。SMT-NW1-7は堆積物中の木片を測定した値であるが、SMT-NW1-8はバルクで測定した値である。そのため、ここではSMT-NW1-7の年代値を採用すると、活動時期は8649～5380 cal BP (約5400～8600年前)と推定される。この年代は、既報の調査による中南部区間の約6000～8000年前の活動5 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)と調和的である。一方、南部区間の活動時期は最新活動に先行する活動2が約7200～8400年前と推定されており (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、この年代とも矛盾しない。

イベント3：6層を切り、5層に覆われる。6層からは年代が得られていないが、その下位の7層からは19195～18895 cal BP (SMT-SE-C1)の年代が得られている。一方、5層下部からは11075～10659 cal BP (SMT-NW1-18)の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、18895～11075 cal BP (約11000～19000年前)と推定される。

各活動時期の範囲を用いて活動間隔を算出すると、活動1と2では3700～7200年、活動2と3では2400～13600年となる。また、活動1から3の年代幅をイベント回数-1で除した場合、約4700～8800年となる。これらは誤差が大きいですが、糸静断層帯北部区間、中北部区間、及び中南部区間の平均活動間隔と比して有意に長く、南部区間よりも短い。これは、調査地点が全てのイベントを記録していなく、北東側を並走するトレースがより高頻度で活動したイベントが存在する可能性を示唆する。その場合、本地点で記録されたイベントは連動イベントのみである可能性もある。

iv) 横ずれ変位量の計測

下葛木Aトレンチでは、断層に斜交して流下した2つのチャネル堆積物を基に左横ずれ量を計測可能である。それらは新しいものから4b層、5層であり、それぞれ最新活動1回分と2回分を記録している。各チャネル堆積物と横ずれ量の計測結果を図23と図24にそれぞれ示す。

最新活動に伴う横ずれ量はチャネル堆積物4b層の西縁を基準に3.0mと計測した。東縁も横ずれ変位を生じているが、古流向が湾曲し相対的に不明瞭なため、ここでは西縁を変位基準とした変位量を最新活動に伴う横ずれ量とみなした。この横ずれ変位量は、地表で計測できる流路の横ずれ量が約3mであることと調和的である。

最近2回分の横ずれ量を記録する5層は5a～5c層からなり、薄く幅広いチャネルを充填する一連の堆積物と判断し、その西縁を変位基準とした。西縁はAトレンチ壁面に広範囲に露出するが、断層帯近傍では横ずれ変位により分布が見られない場所がある。横ずれ量の計測にあたっては、層厚が0になる西端だけでなく、流心に向かって厚くなる分布を等層厚線を描いて検討した。層厚が0cm、10cm、20cmの等層厚線を基準に6.2±0.2mの横ずれ量を本地点の2回分の横ずれ量と判断した。

v) 下葛木断層における変位履歴と連動確率の試算

下葛木地点における 3D トレンチ調査の結果、最近活動と 1 つ前のイベントに伴う横ずれ変位量はそれぞれ約 3 m で同程度であったと推定された。活動時期からみて、いずれのイベントも南部区間の活動時期と調和的である。さらに、本地点は下葛木断層及び中南部区間の南東末端付近に位置し、3 m の地震時変位が中南部区間の単独イベントとして生じたとは考えにくい。したがって、下葛木 A トレンチで検出された 2 回の活動は南部区間ないし下葛木断層より南の断層区間と連動したイベントを記録している可能性が高い。中南部区間の平均活動間隔は約 1300～1500 年であり（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）、より高頻度で活動していることから、4～6 回に一回の頻度で中南部区間と南部区間が連動した可能性がある。下葛木地点の活動 1 と 2 の発生間隔である約 3700～7200 年を連動間隔とみなせば、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4～0.8% と試算される。

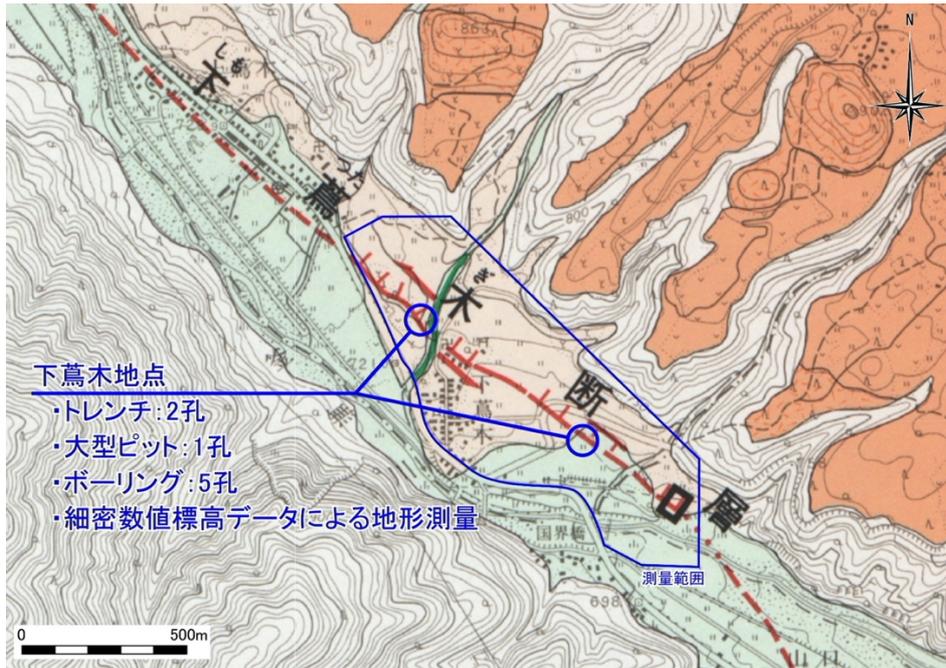


図 10 下葛木断層と調査位置
 基図は国土地理院発行の都市圏活断層図（澤・他，1998）を使用。

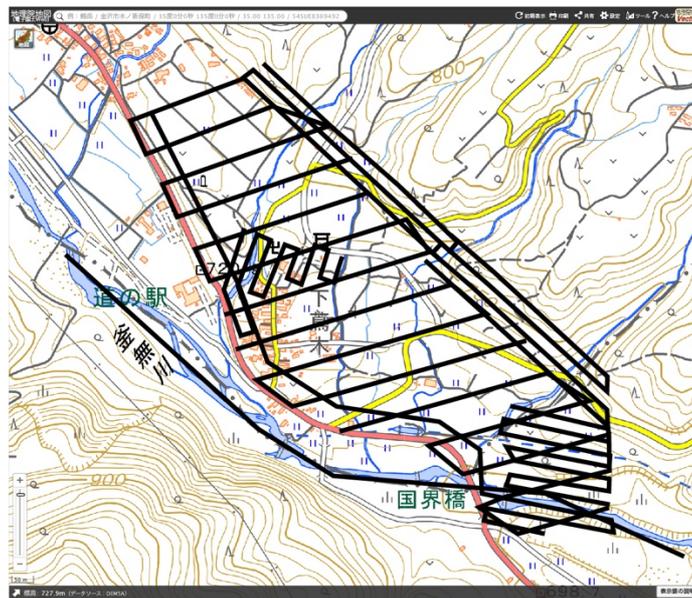


図 11 下葛木断層周辺のドローン LiDAR 実施範囲
 基図は地理院地図を使用。黒線はフライト位置。



図 12 下葛木断層周辺のドローン LiDAR による等高線図
等高線間隔は 0.5m。

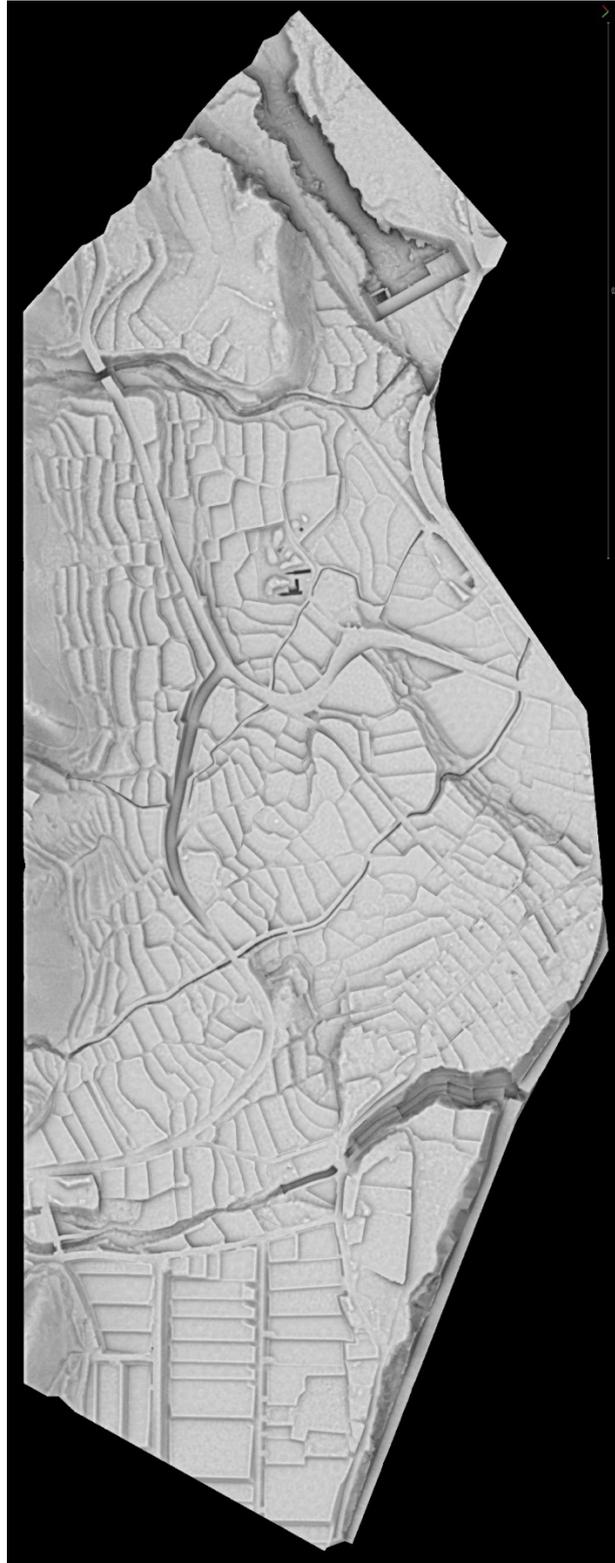


図 13 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR によるモノクロ陰影図
DEM のグリッド間隔は 0.1mメッシュ。

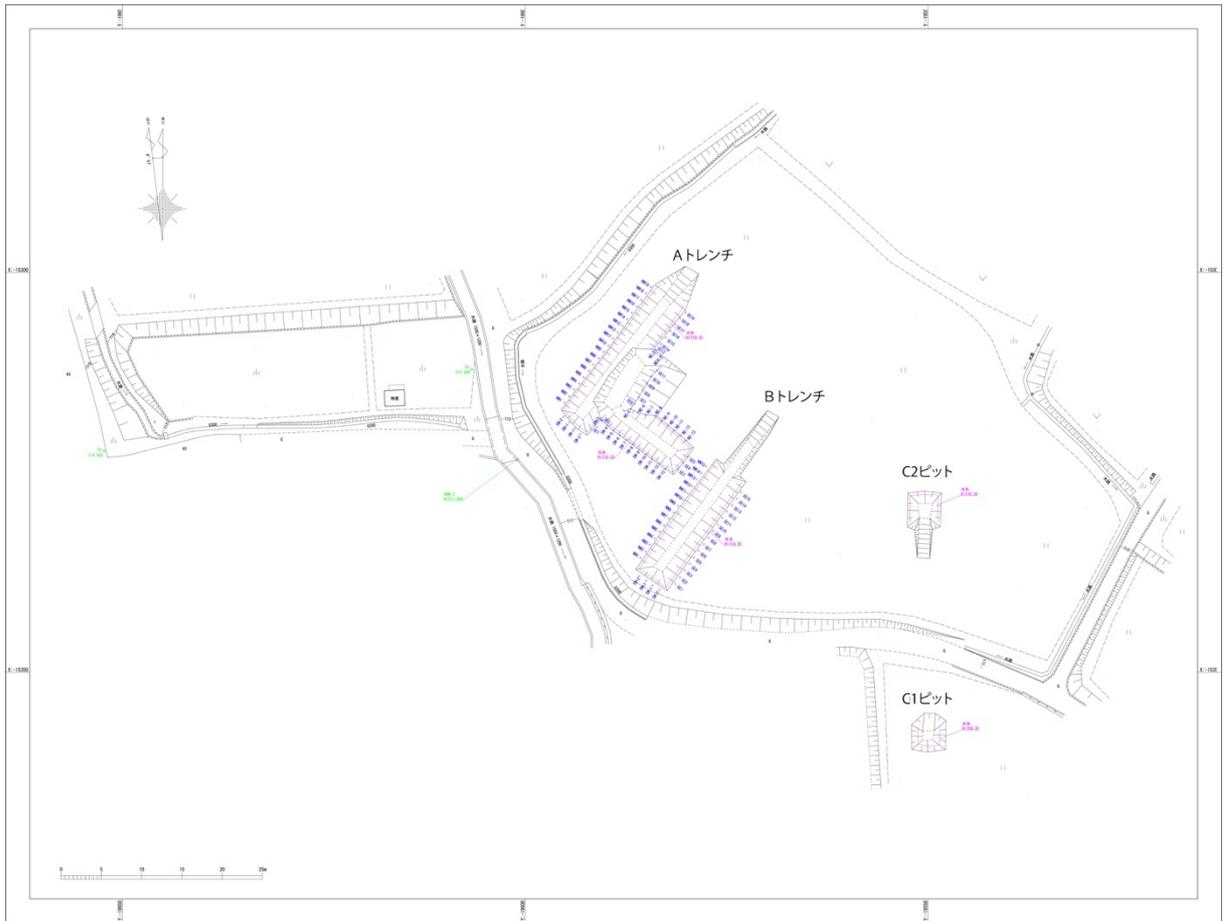


図 14 下葛木地点の測量図と 3 D トレンチ掘削位置

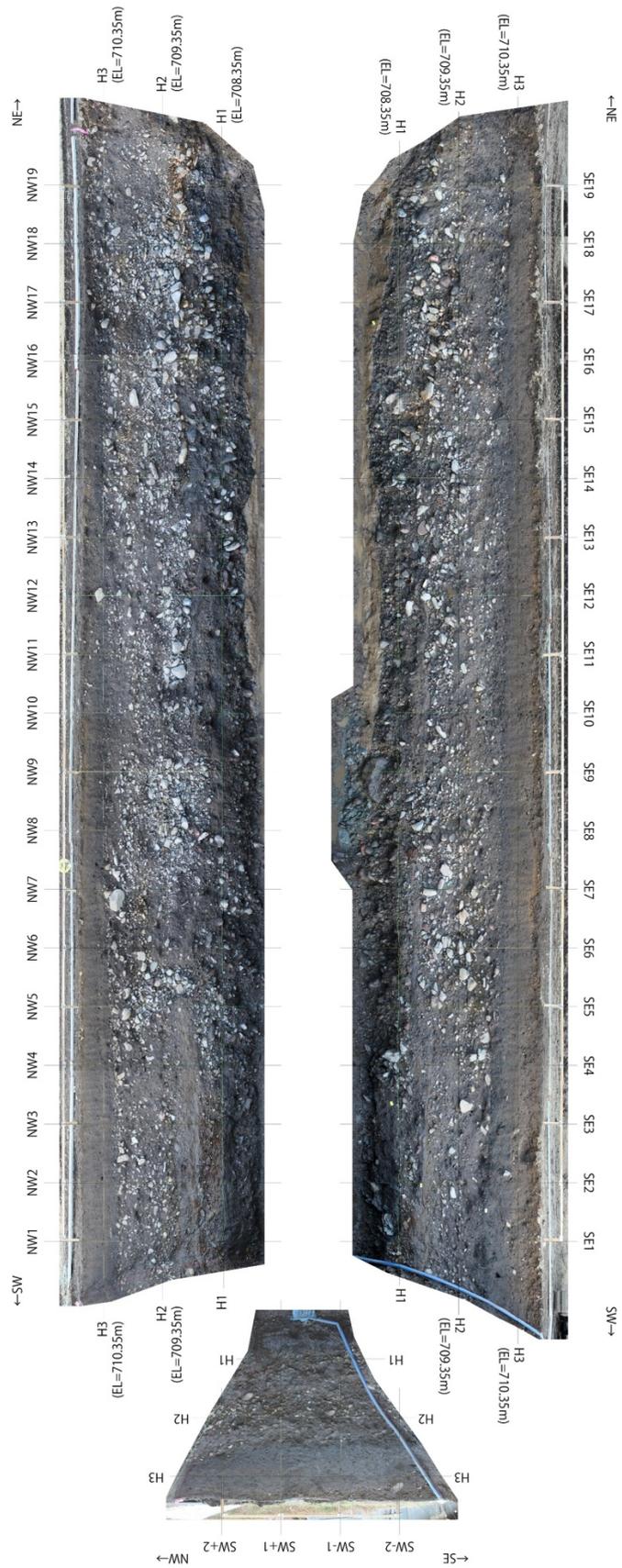


図 15 下葛木地点のAトレンチの写真

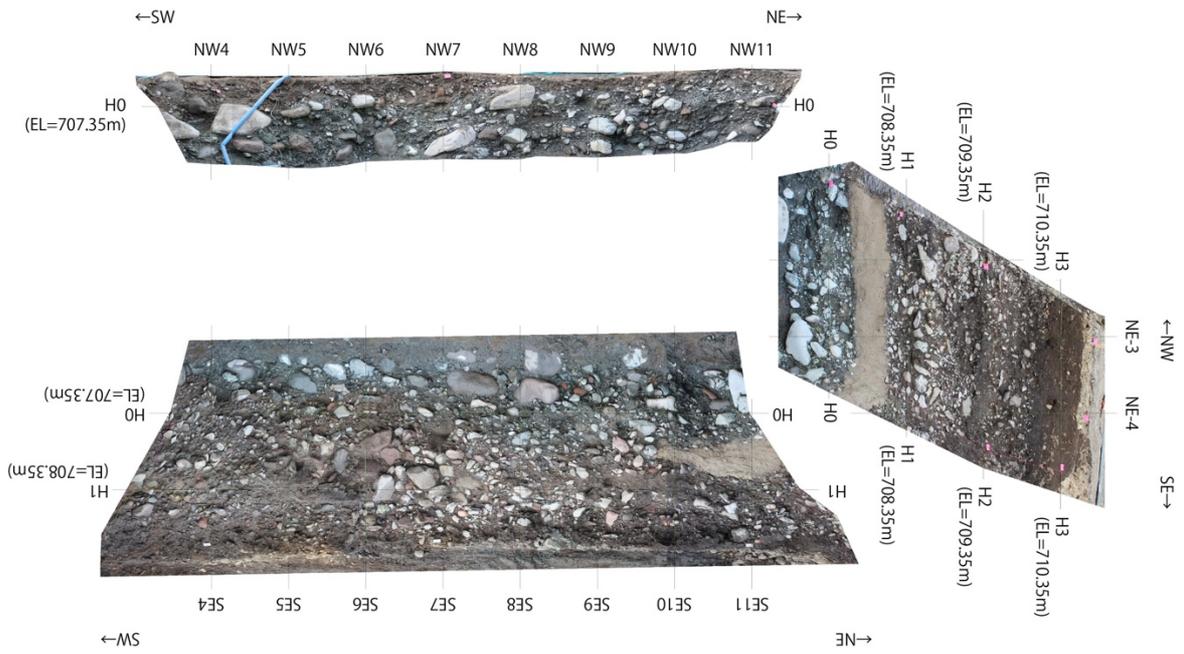


図 16 下葛木地点の A トレンチ拡張部分の写真

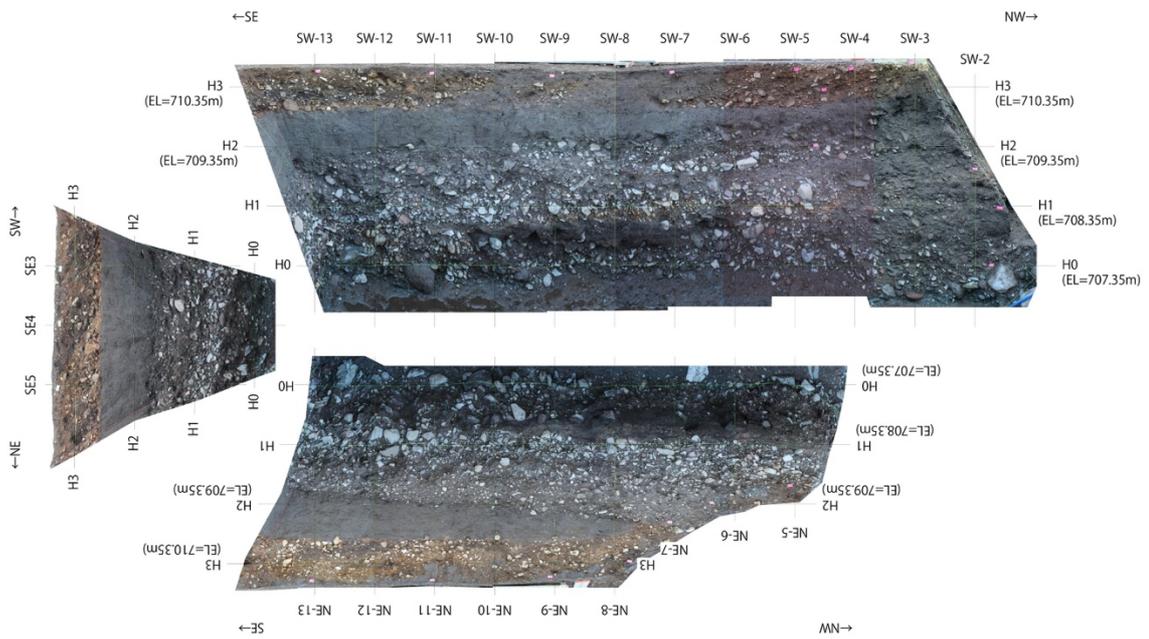


図 17 下葛木地点の A トレンチ断層平行部分の写真

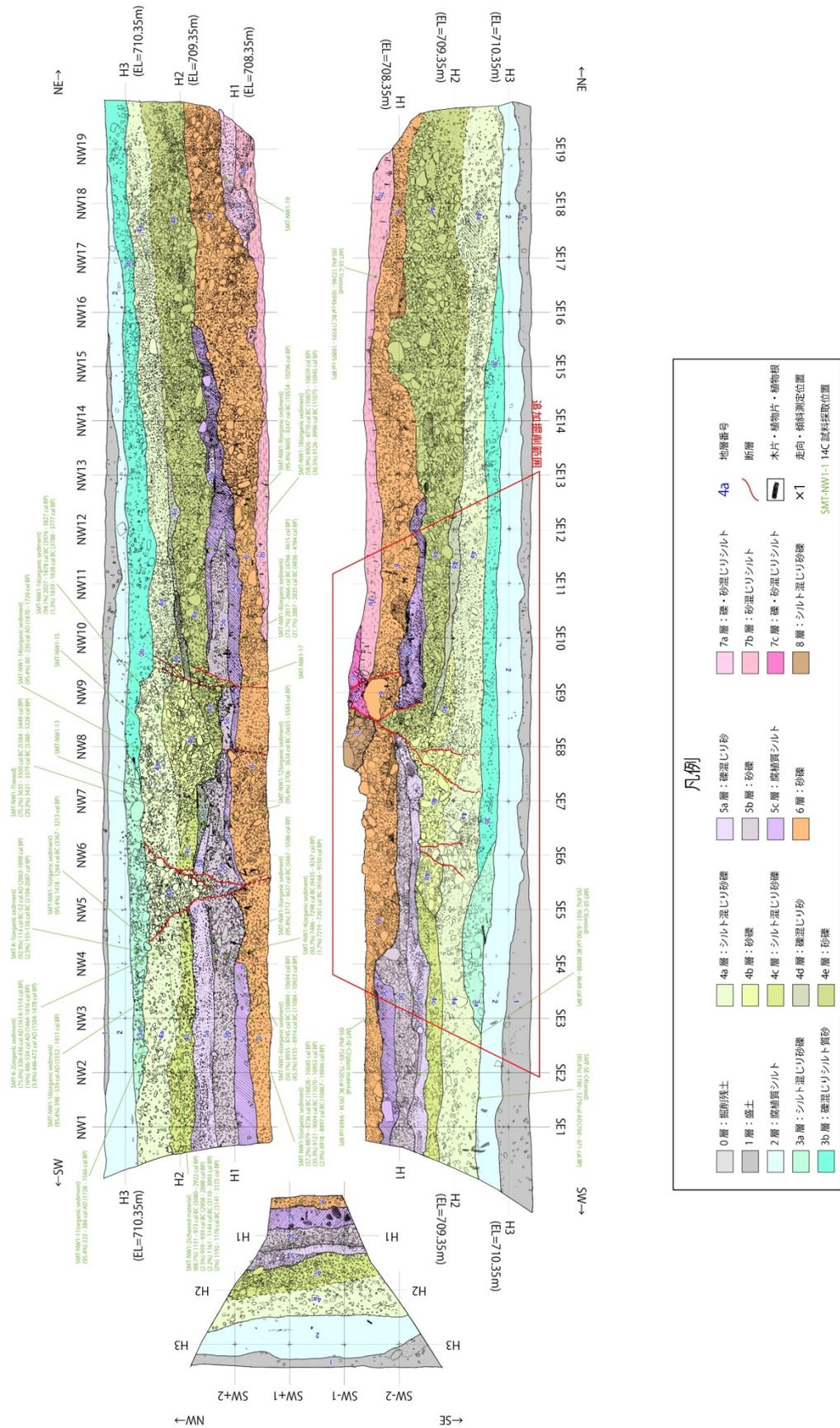
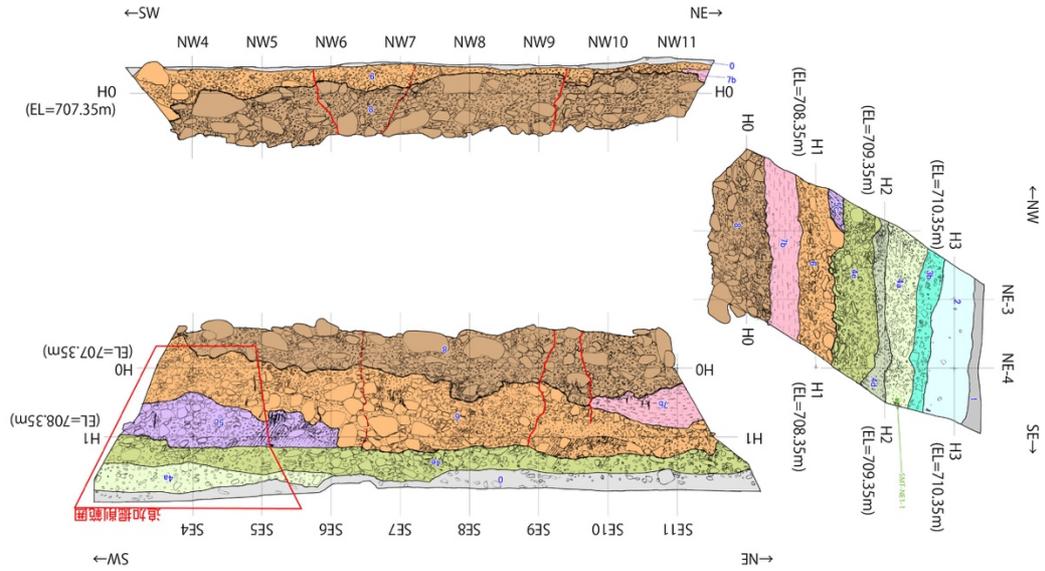


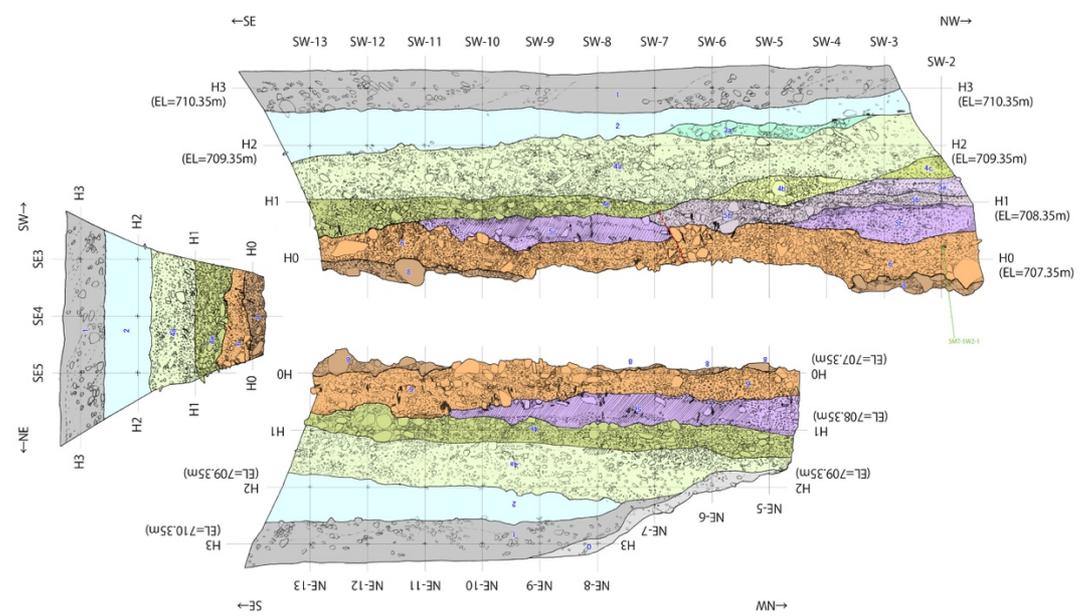
図 18 下葛木地点のAトレンチのスケッチ



凡例

0層：掘削残土	4a層：シルト混じり砂礫	5a層：礫混じり砂	7a層：礫・砂混じりシルト	4a 地層番号
1層：盛土	4b層：砂礫	5b層：砂礫	7b層：砂混じりシルト	断層
2層：腐植質シルト	4c層：シルト混じり砂礫	5c層：腐植質シルト	7c層：礫・砂混じりシルト	木片・植物片・植物根
3a層：シルト混じり砂礫	4d層：礫混じり砂	6層：砂礫	8層：シルト混じり砂礫	×1 走向・傾斜測定位置
3b層：礫混じりシルト質砂	4e層：砂礫			SMT-NE1-1 14C 試料採取位置

図 19 下葛木地点のAトレンチ拡張部分のスケッチ



凡例

0層：掘削残土	4a層：シルト混じり砂礫	5a層：礫混じり砂	7a層：礫・砂混じりシルト	4a 地層番号
1層：盛土	4b層：砂礫	5b層：砂礫	7b層：砂混じりシルト	断層
2層：腐植質シルト	4c層：シルト混じり砂礫	5c層：腐植質シルト	7c層：礫・砂混じりシルト	木片・植物片・植物根
3a層：シルト混じり砂礫	4d層：礫混じり砂	6層：砂礫	8層：シルト混じり砂礫	×1 走向・傾斜測定位置
3b層：礫混じりシルト質砂	4e層：砂礫			SMT-SW2-1 14C 試料採取位置

図 20 下葛木地点のAトレンチ断層平行部分のスケッチ



図 21 下蔦木地点Bトレンチの写真

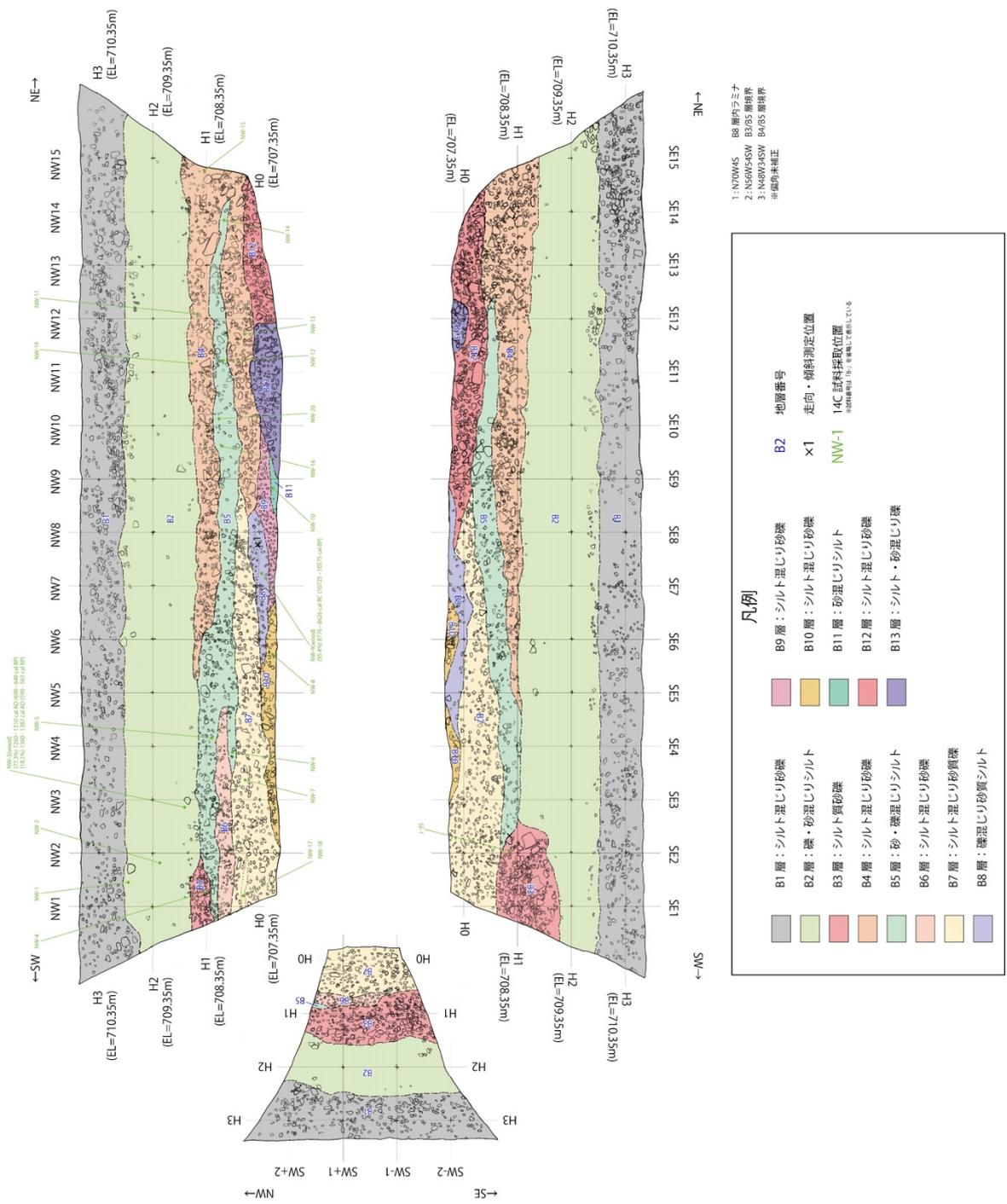


図 22 下葛木地点B トレンチのスケッチ

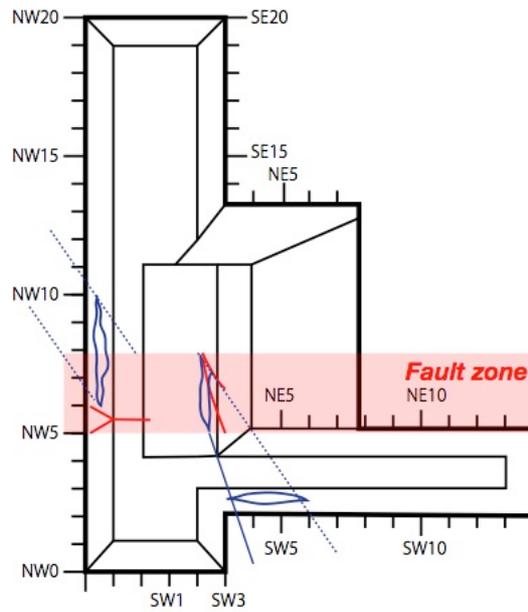


図 23 最新活動に伴う横ずれ量の推定

壁面に露出したチャネル堆積物の分布形状（青色）をもとに推定。

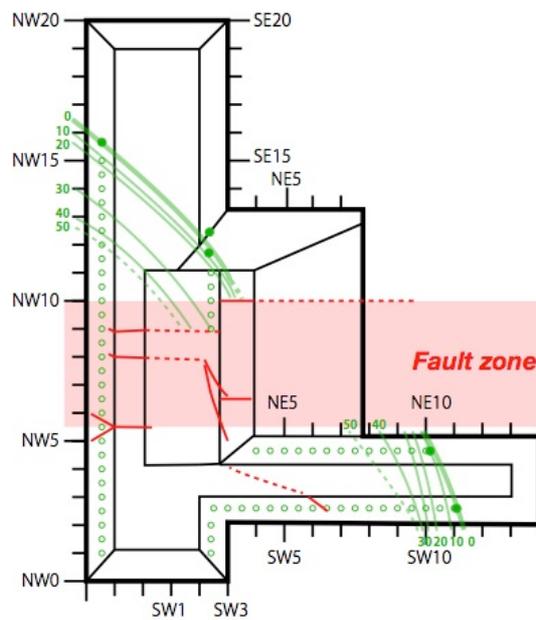


図 24 最近 2 回の活動に伴う横ずれ量の推定

壁面に露出したチャネル堆積物の層厚分布（黄緑色：数値は cm）をもとに推定。

3) 糸静断層帯全体の連動イベントの整理

本事業と従来の調査研究成果を総合して、糸魚川－静岡構造線断層帯で生じた連動型地震の発生時期、活動範囲、地震時変位量を整理した。既往の活動時期や地震時変位量は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）でまとめられた結果を中心に、個別の調査地点については文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所（2010）を参考にした。各地点間のイベント対比では、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）と同様に、単独トレース上で複数回の活動履歴が推定された地点を重視した。以下では、最も詳細な連動履歴が明らかになった北部区間との連動組み合わせを中心に北から南へ新しいイベントから整理する。

a) 北部区間と中北部区間の連動イベント

北部区間の神城断層から中北部区間の岡谷断層に至る区間では、最新活動時期が約 1200 年前頃もしくは 6 世紀以降と推定された（図 25）。この連動イベントは西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震に対比されると考えられる。近藤・他（2014）で指摘したように、被害記録の詳細さや分布域から判断して、西暦 762 年の地震が北部区間から中北部区間を活動範囲とする連動型地震であった可能性が高い。このイベントに伴い、神城断層・木崎湖南方地点で 8.5～10.2m の実変位（近藤，2018）、松本盆地東縁断層北部・池田町会染地点で 5.0m の実変位（近藤・木村，2017）、松本盆地東縁断層南部・豊科高家地点で 7.1 ± 3.6 m（近藤・他，2019）、島内地点で 6.2～6.9m（近藤・他，2006）、牛伏寺断層・並柳地点で 7.5 ± 1.5 m（奥村・他，1994）、牛伏川地点で 6 m 程度が計測されている。この際の活動範囲は北部区間と中北部区間をあわせた、長さ約 120km の範囲が活動したと考えられる。この場合の地震規模は $M_j 8.0$ もしくはそれ以上である。

さらに先行する北部区間と中北部区間の連動イベントの候補は、神城断層・木崎湖南方地点で推定された約 4300～4500 年前のイベントである。ただし、このイベント発生年代に相当するイベントは牛伏寺断層では検出されていない。調査地点における地層の欠落やイベント年代推定の誤差によるものか、このイベントでは牛伏寺断層が連動しなかったかのいずれかの可能性が考えられる。地震時変位量からみれば、神城断層・木崎湖南方地点における本イベントに伴う地震時変位量は 8.5m（上下変位 2.9m を傾斜 20° で換算）であり、約 90km の地震断層長に相当する。一方、北部区間と中北部区間のうち、牛伏寺断層以南を除いた断層区間（北部区間から松本盆地東縁断層南部まで）は長さ約 65km に過ぎない。そのため、地震時変位量と地震断層長のスケーリング則（松田・他，1980）に基づけば、現時点ではこのイベントに伴い牛伏寺断層以南を含む中北部区間全体が連動したと考えることが合理的である。よって、北部区間と中北部区間の連動型地震が約 4300～4500 年前に生じた可能性が高い。この場合の連動範囲は約 120km の区間となり、地震規模は $M_j 8.0$ もしくはそれ以上である。なお、北部区間から松本盆地東縁断層南部までが連動範囲の場合は長さ約 65km となり、地震規模は $M_j 7.9$ 程度と推定される。

これらを踏まえて、北部区間と中北部区間の連動型地震の発生間隔は、最新活動を西暦 762 年とした場合、約 3100～3300 年となる。この連動間隔とポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動型地震の発生確率は 0.9～1.0% と試算される。

b) 中北部区間と中南部区間の連動イベント

両区間が連動したイベントは、諏訪湖周辺の活動時期を整理した結果、約 3100～3200 年前に推定される（図 26）。北端は少なくとも神城断層・木崎湖南方地点以南であり、同地点より北方のトレンチ調査等ではこのイベント相当が検出されていない（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。神城断層・木崎湖南方地点では、このイベントに伴う地震時変位量は上下変位 0.4m と小さく地震断層末端付近の変位、もしくは地震断層近傍の地表で生じた受動的変位と示唆される。よって、この連動イベントの北端は、北部区間の神城断層全体は含まず、松本盆地東縁断層北部の北端までと判断できる。また、南端についても正確な位置は特定できないが、中南部区間の活動 3（約 2900～3200 年前：地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）に相当するため、中南部区間全体が活動したと考えられる。本事業による下蔦木地点の 3D トレンチでは、上述のように約 2900～3200 年前イベントは検出されていないが、北西約 400m に位置する近藤・他(2005)によるトレンチ調査では、約 2000～3300 年前のイベント II が識別されており大きな矛盾はない。よって、この連動イベントでは、松本盆地東縁断層北部から中北部区間、及び中南部区間に至る区間で生じたと考えられる。なお、現時点では、この連動イベントに伴う地震時変位量は計測されていない。

以上から、松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間に至る長さは約 78km となり、その連動型地震の規模は $M_j 8.0$ 程度もしくはそれ以上と推定される。本イベントは約 3100～3200 年前に生じたと推定され、現時点では過去約 1 万年間で 1 回のみ検出されている。仮に先行する連動イベントが最も新しい時期の約 1 万年前にも生じていた場合には、連動間隔は最小で 7000 年程度となり、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は最大で 0.4% と試算される。

c) 中南部区間と南部区間の連動イベント

中南部区間と南部区間では詳細な変位履歴が限られているが、現時点で得られているデータを基に連動イベントの抽出を試みた。中南部区間の南東端付近に位置する下蔦木地点の 3D トレンチの結果、最新活動と先行する活動が南部区間との連動イベントである可能性が得られた。既述のように、最新活動は約 1400～1700 年前に生じたと推定され、南部区間の最新活動時期が約 1400～2500 年前であることと矛盾しない。さらに、本事業による最新活動に伴う横ずれ量が約 3m と推定されるため、少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部が連動した可能性が指摘できる。ただし、その連動範囲の詳細は現時点では明らかではない。例えば、中南部区間の茅野断層では対応するイベントが検出されておらず、複数の断層トレースで構成される釜無山断層群においても、最新活動時期は約 900～1300 年前とされ不調和である。よって、現時点では少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部を含む連動イベントが約 1400～1700 年前に生じたと言え、地震時変位量が約 3m であることから少なくとも約 30km 以上の断層区間が連動したと考えられる。また、同様に連動範囲は不明であるが、活動時期と地震時変位量からみて、約 5400～8600 年前に連動イベントが生じた可能性がある。今後、より詳細な変位履歴について特に南部区間においても明らかにする必要がある。

以上から、少なくとも下蔦木断層から南部区間を含む範囲で生じた連動イベントが約 1400～1700 年前と約 5400～8600 年前に生じた可能性がある。この場合、暫定的な連動間

隔は約 3700～7200 年となり、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4～0.8%と試算される。

d) 糸静断層帯全区間（北部～南部区間）の連動イベント

本事業により特定した連動型イベントの時空間分布を図 27 に示した。これまでに実施された調査研究では、本事業による成果を含めて、断層帯全体が連動したと判断できる連動型地震イベントは検出されていない。活断層の連動性評価において、断層不連続や離間距離が地震時の応力変化や連動可能性に影響することが知られている（例えば、Wesnousky, 1988 ; 松田, 1990 ; Wesnousky, 2008）。この観点で見ると、糸静断層帯で最も大きな断層不連続は中北部区間と中南部区間の境界であり、この諏訪湖周辺の区間境界を超える連動型イベントだけが断層帯全体の連動型イベントの候補となり得る。よって、現時点では過去約 1 万年間の中で約 2900～3200 年前に生じた連動イベントのみが候補となる。しかし、実際には、本イベントに対比可能なイベントは北部区間の神城断層では検出されておらず、松本盆地東縁北部のみで認められている。また、南部区間でもこの連動イベント時期に対応するイベントは検出されていなく、上述のように連動範囲は限定的である。したがって、糸静断層帯全体が連動するイベントは約 1 万年間には検出されておらず、約 1 万年に 1 回よりも長い連動間隔と判断できる。この場合、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の糸静断層帯全体の連動確率は 0.3%未満と試算される。

以上のように、本事業ではこれまで不明とされてきた連動確率を新たに算出するため、変位履歴に基づく連動型地震の発生確率の算出手法を整理して構築した。ここでは評価手法を整理して構築することを主眼としたため、活動区間ごとのデータ粗密や信頼度は考慮できていないが、本評価手法を適用していくためには、より多くの地点で可能な限り多数回の変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では 7 回のうち 2 回を顕著な連動型イベントとして抽出できたものの、横ずれ断層区間である中北部～中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。さらに、確率評価手法においては、神城断層でみられた時間的クラスタリングに対して、ポアソン過程による評価をせざるを得ないのが現状である。今後、多峰性分布を考慮した更新過程に基づく評価手法についても、引き続き検討していく必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

最終年度にあたる令和元年度は、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の地形地質調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施し、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下葛木断層・下葛木地点において 3D トレンチ調査、ドローン LiDAR 調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約 1 万年前以降に 3 回の活動が推定され、最近 2 回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約 3 m であると推定した。最新活動は約 1400～1700 年前に生じたと推定さ

れ、北部～中北部区間の連動イベント（西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震）とは異なる時期のイベントである。一方、この年代は中南部及び南部区間の最新イベント発生時期と調和的であり、下葛木地点の最新活動に伴う地震時変位量が約 3 m と推定されたことを加味すれば、両者の連動イベントである可能性がある。また、それ以前のイベントでは、約 5400～8600 年前に中南部区間と南部区間の連動イベントが生じた可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部～南部区間の連動間隔は約 3700～7200 年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4～0.8% と試算した。

また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約 1 万年間に両区間が連動したイベントは約 3000～3200 年前の 1 回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で 7000 年程度であり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4% 以下と試算した。

さらに、北部～中南部の 3 区間に至る連動イベントは、既往の過去 1 万年間の変位履歴では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

以上から、過去の活動時期に地震時変位量を加味した変位履歴、既往の地震時変位量と地震断層長のスケーリング則に基づき、複数の活動区間による連動確率をポアソン過程による試算として提示した。確率評価手法は従前の長期評価で実施された方法と同様であるが、さらに稠密かつ多数回の変位履歴を明らかにすることによって、より適切な連動型地震の発生確率を算出可能になるものと期待される。特に、横ずれ断層区間では複数回の地震時変位量を復元することが相対的に困難であり、今後、調査手法の改良を進める必要がある。さらに、上述のように、時間的クラスタリングがみられる場合にも、ポアソン過程に依らない更新過程に基づく評価手法も引き続き検討していく必要がある。

謝辞：野外調査の実施にあたり長野県危機管理防災課、岡谷市危機管理室、富士見町の各位にご協力を頂きました。掘削調査地の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。下葛木トレンチでは広島大・奥村晃史氏、鶴岡高専・澤祥氏に壁面の解釈について有益な議論を頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

(d) 引用文献

今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松多信尚, 1:25,000 都市圏活断層図「諏訪」, 国土地理院, 1999.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「糸魚川－静岡構造線断層帯の長期評価(第二版)」, 60p, 2015.

Katsube, A., H. Kondo, and H. Kurosawa, Surface rupturing earthquakes repeated in the 300 years along the ISTL active fault system, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 44, doi:10.1002/2017GL073746, 2017.

近藤久雄・奥村晃史・杉下一郎・中田 高, 糸魚川－静岡構造線断層系・下葛木断層の活動

- 履歴と平均変位速度の再検討. 活断層研究, 25, 75-84, 2005.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太, 糸魚川－静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形, 地学雑誌, 115, 208-220, 2006.
- 近藤久雄・谷口薫・杉戸信彦, 糸魚川－静岡構造線活断層系の最新活動に伴う新たな古地震像. 地球惑星科学連合大会, SSS34-14, 2014.
- 近藤久雄・谷口薫, 糸魚川－静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, 66, 147-158, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014.
- 近藤久雄・杉戸信彦・木下博久・池田哲哉, 高時間分解能堆積物に基づく古地震履歴復元と不規則な大地震発生－糸静線活断層系・茅野断層のジオスライサー調査－. 日本活断層学会 2008 年度秋期学術大会, P-09, 2008.
- 近藤久雄・木村治夫, 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 29 年度成果報告書, 3-54, 2017.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦, 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 30 年度成果報告書, 4-76, 2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川－静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位量, 日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会, 0-7, 2019.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T. and Danhara, T., Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 128, 879-903, 2019.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 松田時彦, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, 65, 289-319, 1990.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・井上大栄, 糸魚川－静岡構造線活断層系中～南部のセグメンテーションモデル, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, J029-P011, 2002.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所, 糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17～21 年度成果報告書, 362p, 2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉, 糸魚川－静岡構造線活断層系の最近の断層活動－牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査－, 地震第 2 輯, 46, 425-438, 1994.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「茅野」, 国土地理院, 1998.
- Wesnousky, S. G., Seismological and structural evolution of strike-slip faults, Nature, 335, 340-343, 1988.

Wesnousky, S.G., Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. Bull. Seismol. Soc. Am.98, 1609-1632, 2008.

山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・鹿島 薫, 日本海東縁部およびフォッサマグナ周辺の地震テクトニクスの研究—地殻構造調査. 科学技術振興調整費「中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究」第 I 期, 第 II 期成果報告書, 69-79, 1991.

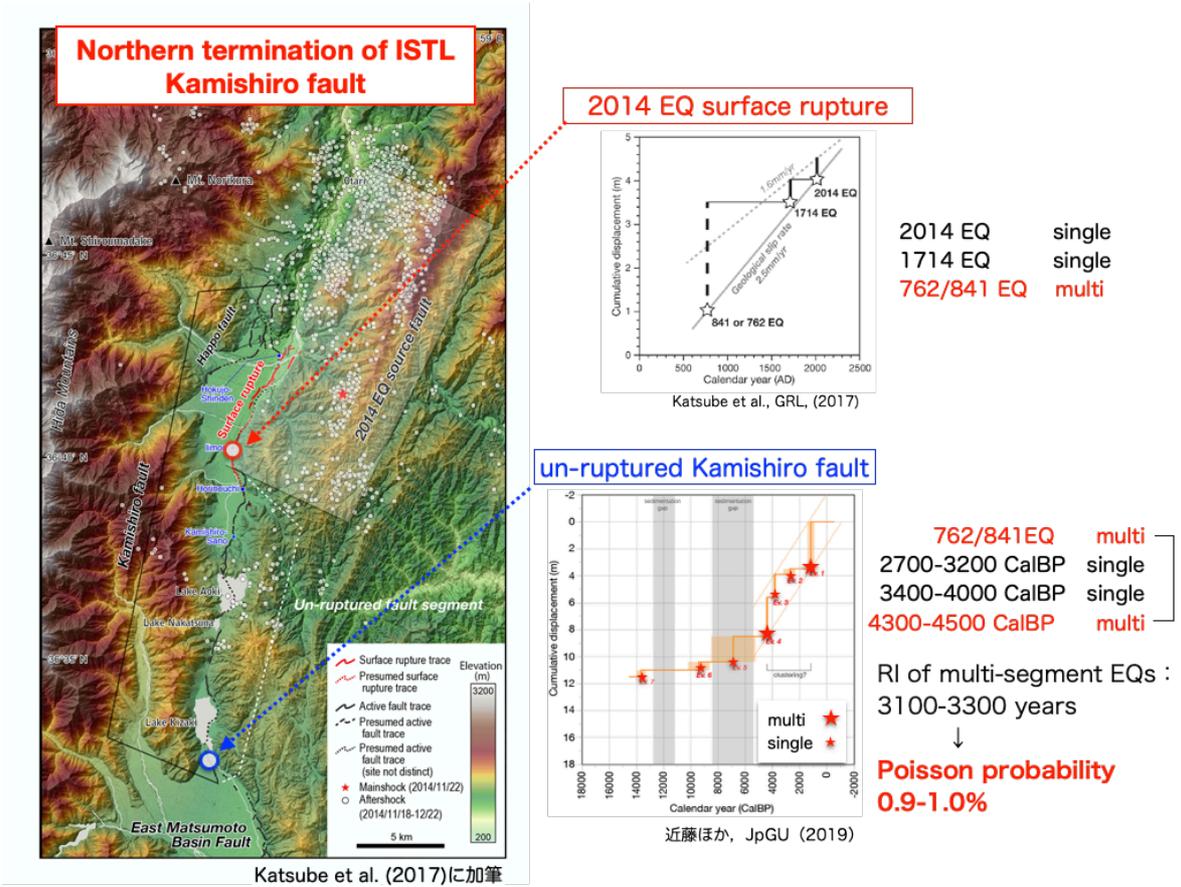


図 25 北部区間の神城断層／松本盆地東縁断層北部における変位履歴と連動イベントのまとめ

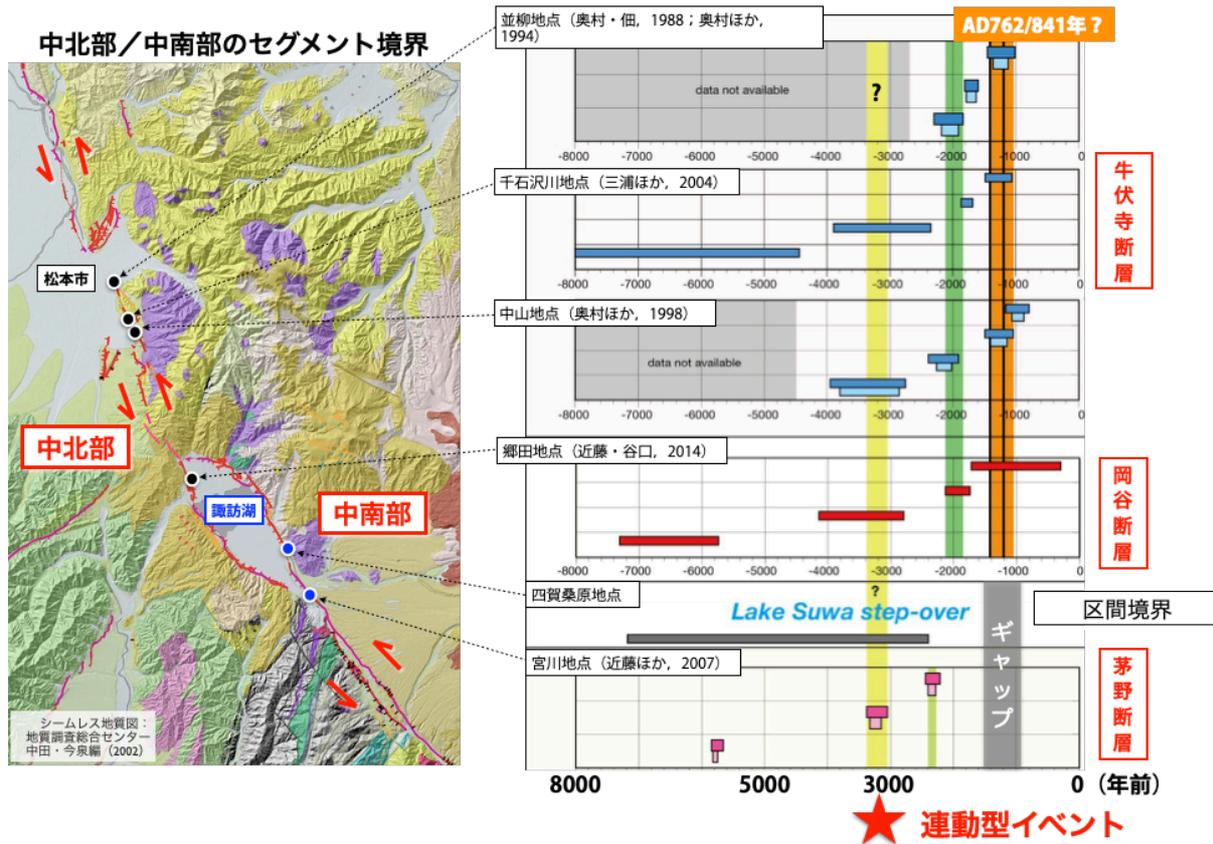


図 26 中北部区間／中南部区間のセグメント境界付近における活動履歴と連動イベントのまとめ

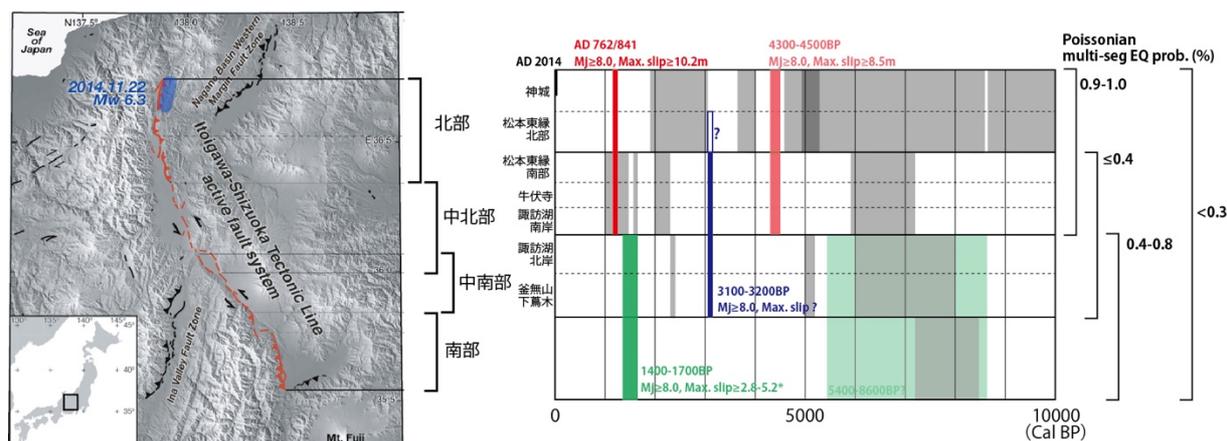


図 27 糸魚川－静岡構造線断層帯における連動履歴・確率試算のまとめ
 本事業で連動型地震と判断したイベント（赤，青，緑色ボックス）
 関東地域の活断層の長期評価（2015）及び本事業で新たに検出された区間単独の活動時期（灰色ボックス）

(3) 平成 29～令和元年度の成果

(a) 業務の要約

糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間を対象として、過去の地震時変位量等の変位履歴に基づき連動確率を試算する評価手法を構築するため、以下の調査研究を実施した。平成 29 年度には北部区間を構成する神城断層及び松本盆地東縁断層北部において変位履歴調査を実施するため、トレンチ調査、群列ボーリング調査、S 波反射法地震探査を実施した。その結果、池田町会染地区において過去 3 回の上下変位量を復元し、安曇野市明科七貴地区において最新活動に伴う上下変位量を復元した。また、地震時変位量と断層長の経験式から地震イベント毎の活動範囲を推定した。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺の断層と連動した地震イベントを検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、神城断層の変位履歴と比較検討し、両断層が連動したと考えられる地震イベントを抽出した。

平成 30 年度には北部区間の神城断層において前年度の補足調査を実施した。神城断層の中綱湖地点においてボーリング調査とジオスライサー調査を実施し、平均上下変位速度と最近 2 回の活動時期を明らかにした。さらに、木崎湖南方地点においてボーリング調査を実施し、最近 7 回のイベント発生年代と地震時変位量を明らかにした。これらの成果から、既往の地震発生確率評価手法に基づき、2014 年長野県北部の地震で未破壊の神城断層は、今後 30 年以内の地震発生確率は 6～17%程度、地震後経過率は 80～140%と試算した。

平成 30 年度にはさらに、中北部区間の松本盆地東縁断層南部に位置する安曇野市豊科高家地点において、三次元的なトレンチ調査を実施した。その結果、6 世紀以降に生じた最新活動に伴う横ずれ量を推定した。また、松本市島内地点においてボーリング調査を実施し、過去 2 回の活動に伴う横ずれ量を推定した。さらに、松本盆地東縁断層南部の田沢測線において P 波反射法地震探査を実施し、東傾斜 75° 程度の断層傾斜を推定した。以上の調査結果と既存の情報を整理し、地震時変位量をもとに連動型地震を判別し、断層長との経験式からイベント毎の活動範囲と連動間隔を推定した。その連動間隔を基にポアソン過程による連動確率を試算した。

令和元年度には、糸静断層帯で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施した。その結果、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下葛木断層・下葛木地点において 3D トレンチ調査、ドローン LiDAR 調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約 1 万年前以降に 3 回の活動が推定され、最近 2 回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約 3 m であった。最新活動は、北部～中北部区間の連動イベント（西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震）とは異なるイベントであり、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部～南部区間の連動間隔は約 3700～7200 年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4～0.8%と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約 1 万年間に両区間が連動したイベントは約 3000～3200 年前の 1 回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で 7000 年程度であり、ポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動確率を 0.4%

以下と試算した。北部～中南部の3区間に至る連動イベントは、過去1万年間の変位履歴では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

(b) 業務の成果

1) 神城断層・大町市平青木地点におけるボーリング調査

本地点は、2014年長野県北部の地震では活動しなかった神城断層付近に位置し、青木湖と中綱湖の間に位置している(図28～30)。周辺では湖成段丘面及び河成段丘面が神城断層の上盤側に分布しており、湖成層に基づき平均変位速度を従来よりも高精度に推定するため、断層の低下側で深さ20mまでのボーリング調査を実施した。断層の隆起側においても調査を計画・検討したものの、積雪により調査資材の搬入ができなかったため、令和元年度以降に実施することとした。

ボーリング調査の結果、下位から花崗岩からなる基盤岩、深度12m以浅に湖沼性堆積物とみられる砂層、腐植質シルト層と泥炭層との互層、人工攪乱土層が分布することが明らかとなった(図31)。人工攪乱土層は深度3.36mまでであり、ビニール片等の人工物が含まれる。深度3.5m以深の腐植質シルト層及び泥炭層から採取した放射性炭素同位体年代測定の結果、基盤岩を不整合に覆う湖沼性堆積物は少なくとも約1.3万年前以降に堆積したと推定される。これらの湖沼性堆積物には最大45°程度で傾斜した砂層も含まれており(例えば深度7～8m)、層序と矛盾する年代測定値も含まれている。深度3.8m付近から深度7.1m付近までは概ね層序と整合的な年代値を示すが、さら下位では腐植質シルト層や砂層の層理面を切断する剪断面もみられることから、コア内に数条の断層を識別した。

暫定的な上下変位速度として次の見積もりをおこなった。約5千年前の層準は深度4.6mと9.8mに層序と矛盾して認められ、その間に数条の断層が識別される。この5.3mの高度差が4690±30y. B. P. 以降の逆断層変位で生じたと仮定した場合、平均的な上下変位速度は1.1mm/yrとなる。ただし、このコアは神城断層の地表トレースよりも数十m西側に位置しており、幅広い撓曲変形帯ないし分岐した断層の一部である可能性があるため、1.1mm/yrの上下変位速度は現段階では最小値と考えられる。

今後、断層の隆起側でも追加のボーリング調査等を実施し、今回の断層低下側の層序との対比を検討することによって神城断層の平均変位速度を高精度に推定する。その結果を基に、2014年長野県北部の地震では活動しなかった、神城断層南半区間の活動性を明らかにし、変位履歴から推定される連動型地震と非連動型地震が長期間にどの程度繰り返したかを検討する資料としていく。

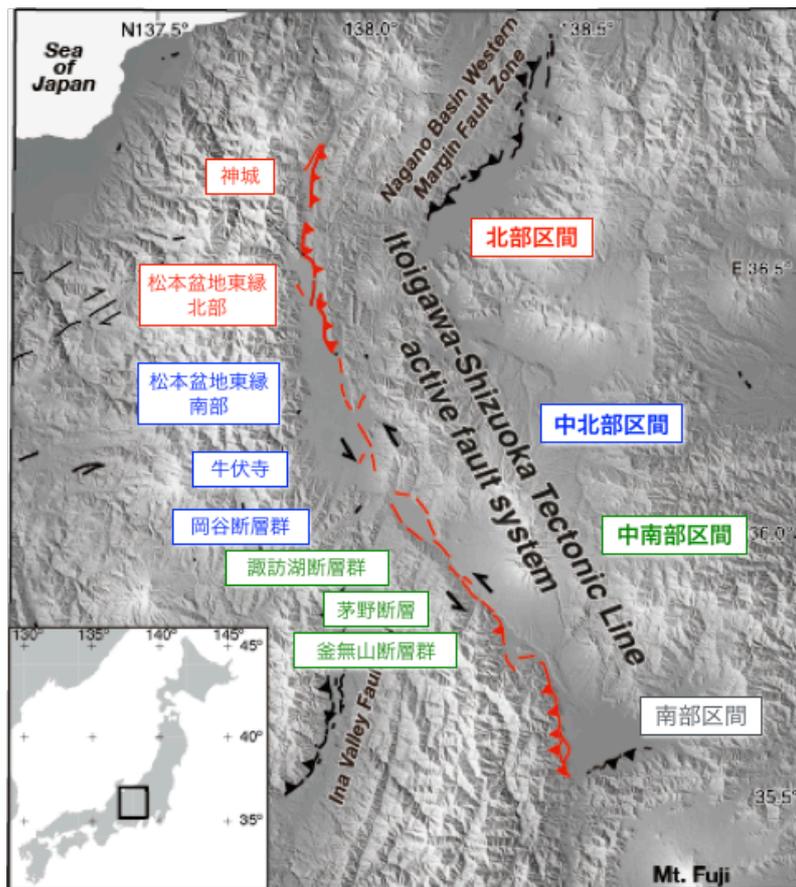


図 28 糸魚川－静岡構造線断層帯の活動区間
 活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。Kondo
 et al.（2008）に加筆。

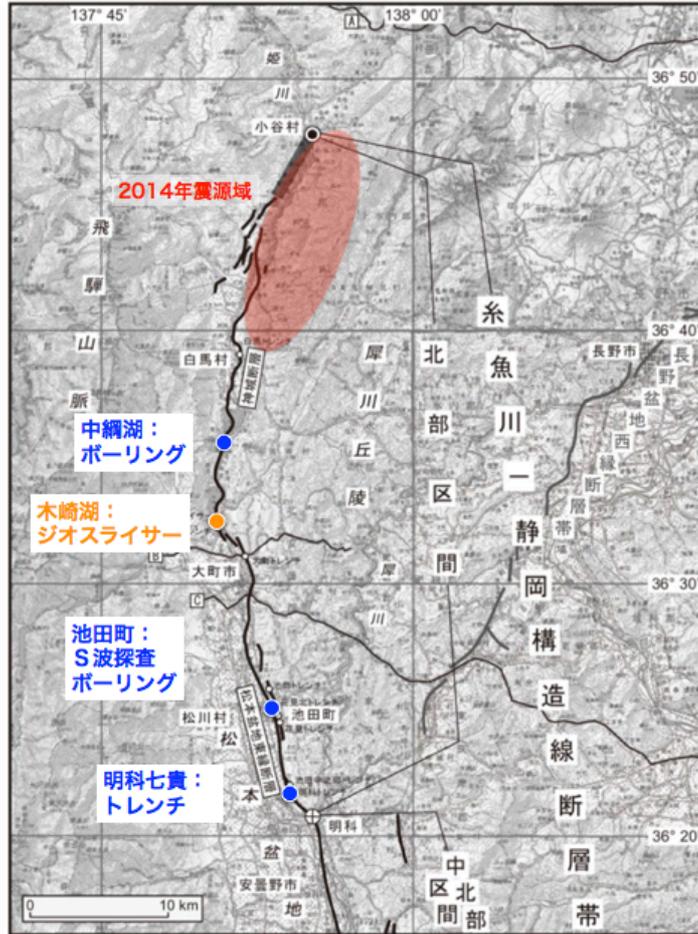


図 29 糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間と調査位置
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）に加筆。



図 30 中綱湖周辺（大町市平）の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置
 国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。

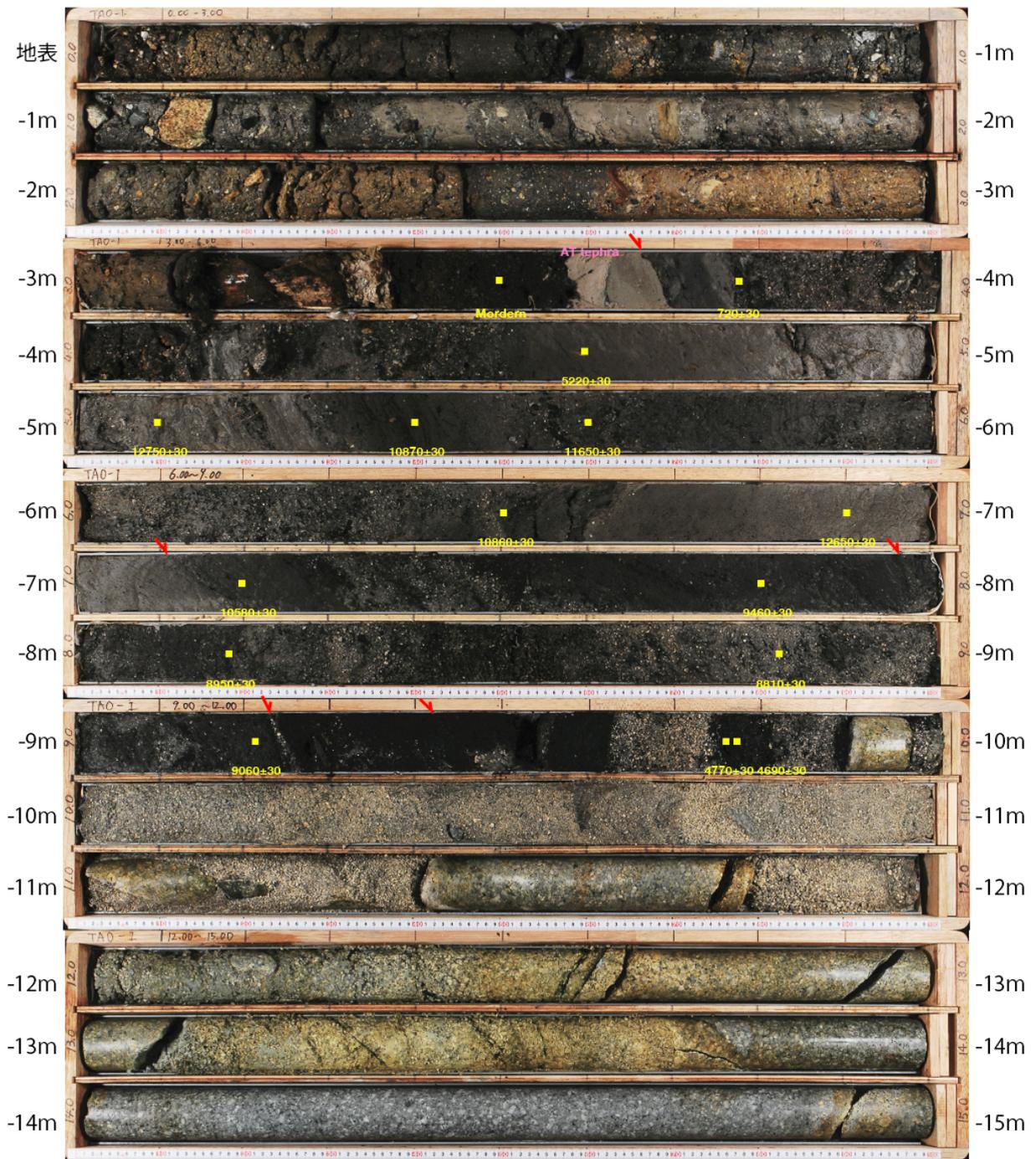


図 31 大町市平青木におけるボーリングコア (TA0-1 孔)
 赤矢印は断層、黄色の数字は放射性炭素同位体年代測定値 (y. B. P.) を示す。AT は始良-丹沢火山灰。深度 15m から 20m まで花崗岩が続くが、ここでは省略した。

2) 神城断層・木崎湖南方地点における変位履歴の再検討

木崎湖南方地点は神城断層の南端付近に位置する(図 29, 32)。産業技術総合研究所は同地点で 2006 年にジオスライサー・ボーリング調査を実施した。その成果の概略は奥村・他(2007)で速報として報告されている。今回、2006 年当時に復元された地形地質断面を仔細に再検討し、過去の活動時期と地震時上下変位量を復元した。ボーリングの密度が少なく地層の分布が不明な場所については、現状で得られるコアの地層の傾斜や変形の累積性を考慮して、地層の分布を外挿した。

特に、コア写真や地層の年代、対比を再検討することにより、調査当時は重視しなかった東傾斜の低角逆断層をあらためて認定した(図 33)。撓曲変形の上盤側のボーリングコアでは、砂層とシルト層の互層からなる湖沼性堆積層が $40\sim 70^\circ$ で傾斜している。この傾斜は一般的な砂の安息角と内部摩擦角を越えていることから、コアで認められていた傾斜 $20\sim 30^\circ$ の逆断層を神城断層の本体として判断した。このように逆断層の存在を再検討し傾斜を求めた結果、地震時上下変位量をネットスリップに換算することが可能となった。約 9 千年前から約 1.2 万年前の層準が 11~12m の累積変位を生じていることから、平均的な上下変位速度は $0.9\sim 1.3$ mm/yr であることが明らかとなった。

今回の再検討の結果、約 1.2 万年前以降に少なくとも 4 回、不確かな活動を含めて 6 回の地震イベントを認定し、それらの活動時期と地震時上下変位量を元に予察的な時間-変位ダイアグラムを作成した(図 34)。現時点ではいずれのケースにおいても 3 m 程度の地震時上下変位量が 2 回ずつ復元され、最新活動に伴う変位量は共通して 3.1m である。本地点の南約 300m で実施されたトレンチ調査と GPR 探査の結果では、最新活動時の上下変位量が 3.0m 以上と求められており(丸山・他, 2010; 木村・他, 2013)、本研究の上下変位量と矛盾しない。3.1m の上下変位量は傾斜 $20\sim 30^\circ$ の逆断層で 6.2~9.1m のネットスリップに相当するため、変位量と地震断層長のスケーリング則(松田・他, 1980)によれば約 60~90km の活動範囲に相当する。よって、最新活動は本地点を含む長さ 26km の神城断層単独の活動ではなく、少なくとも南隣の松本盆地東縁断層北部と連動したイベントと判断出来る。

さらに、イベントを 6 回認定したケースでは、最近 4 回の活動が時間的なクラスタリングを生じ、それに先行して 2 千年以上の長い休止期間が生じている可能性がある。約 7~9 千年前に地層が欠落する期間があるものの、クラスタリング内のイベントは変位予測モデル的な繰り返しになっており、この期間では約 2 mm/yr の上下変位速度であった可能性もある。今後、補足の調査を実施して、断層構造と地層の対比、年代、イベント識別回数、地震時変位量を改良して変位履歴を精緻化し、これらの課題を検討していく。



図 32 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の位置
 本研究で再検討した木崎湖南方地点は、奥村・他（2007）の位置。
 Taira site は丸山・他（2010）によるトレンチ・ボーリング地点。
 基図は丸山・他（2010）を引用。

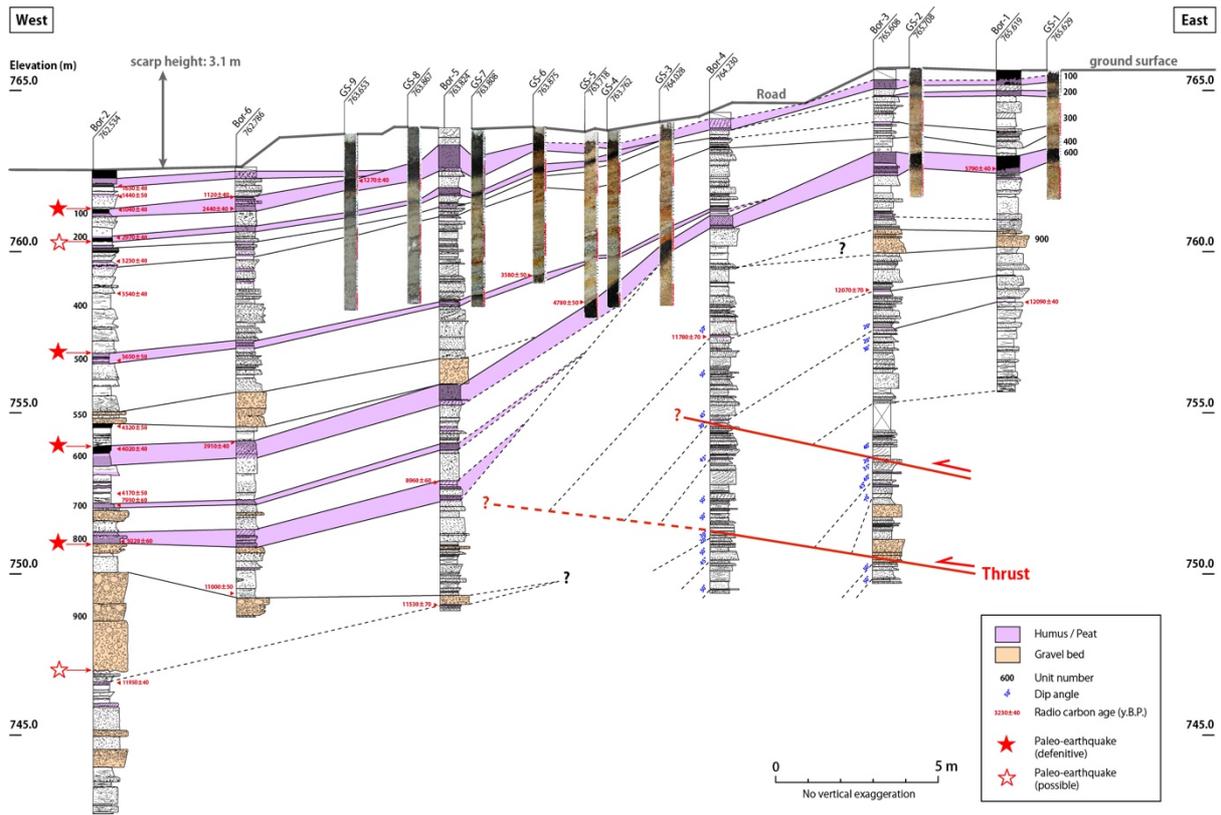


図 33 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

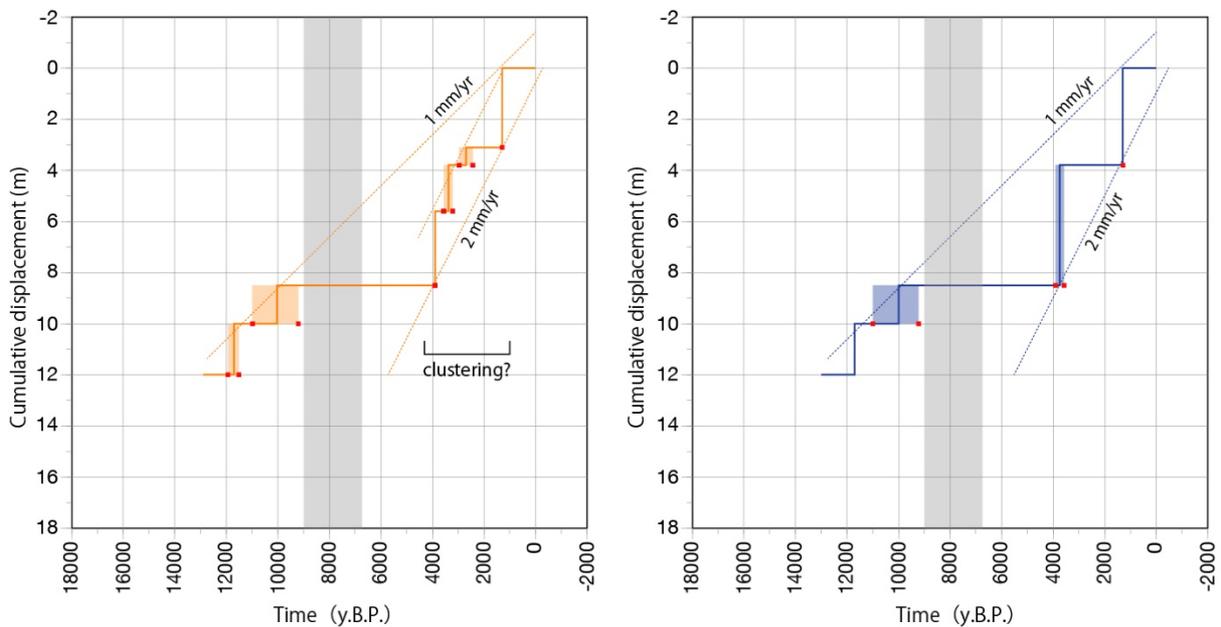


図 34 木崎湖南方地点における予察的な時間-変位ダイアグラム
 (左) イベントを6回認定したケース、(右) イベントを4回認定したケース。
 灰色の年代区間は、地層が欠落する期間。カラーのボックスはイベント年代の推定幅 (1σ)。

3) 松本盆地東縁断層北部・池田町会染地区における反射法地震探査・ボーリング調査
本地区は、糸魚川－静岡構造線断層帯北部区間を構成する松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近に位置する(図 29, 35)。周辺では、東側隆起の低角逆断層が大峰山地から西流する扇状地面群を切断し、東側隆起の低断層崖および撓曲崖を生じている。既往の調査研究では、トレンチ・ボーリング調査が実施され、過去2～3回の活動時期が推定されている(丸山・他, 2010; 近藤・谷口, 2014)。本調査では、それらの活動に伴う地震時上下変位量を明らかにすること、断層変位に横ずれ成分を伴うかを検討することを目的として、S波反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。以下にそれらの結果を述べる。

a) 池田町会染地区におけるS波反射法地震探査

i) 探査測線

長野県北安曇郡池田町の会染花見地点において、合計6本の測線でS波反射法地震探査を実施した。探査測線の配置状況を図36に示す。本地点では推定される断層構造にできるだけ直交するEW-1測線(測線長:334m)、EW-2測線(同:430m)、EW-3測線(同:130m)を設定した。また、断層に平行な方向での地下地質構造の変化を把握するために、断層に平行かつEW-1測線、EW-2測線に直交するNS-1測線(測線長:330m)、NS-2測線(同:500m)、NS-3測線(同:300m)を設定した。NS-2測線とEW-1測線の交差点およびNS-2測線とEW-2測線の交差点については、共通反射点重合法による反射法探査において重合数が低下し結果断面の信頼性がやや低下する測線端部付近で交差するため、交差点近傍においてボーリング掘削調査を実施し、交差する両測線(両断面)の反射面の対比の信頼性向上を期した。

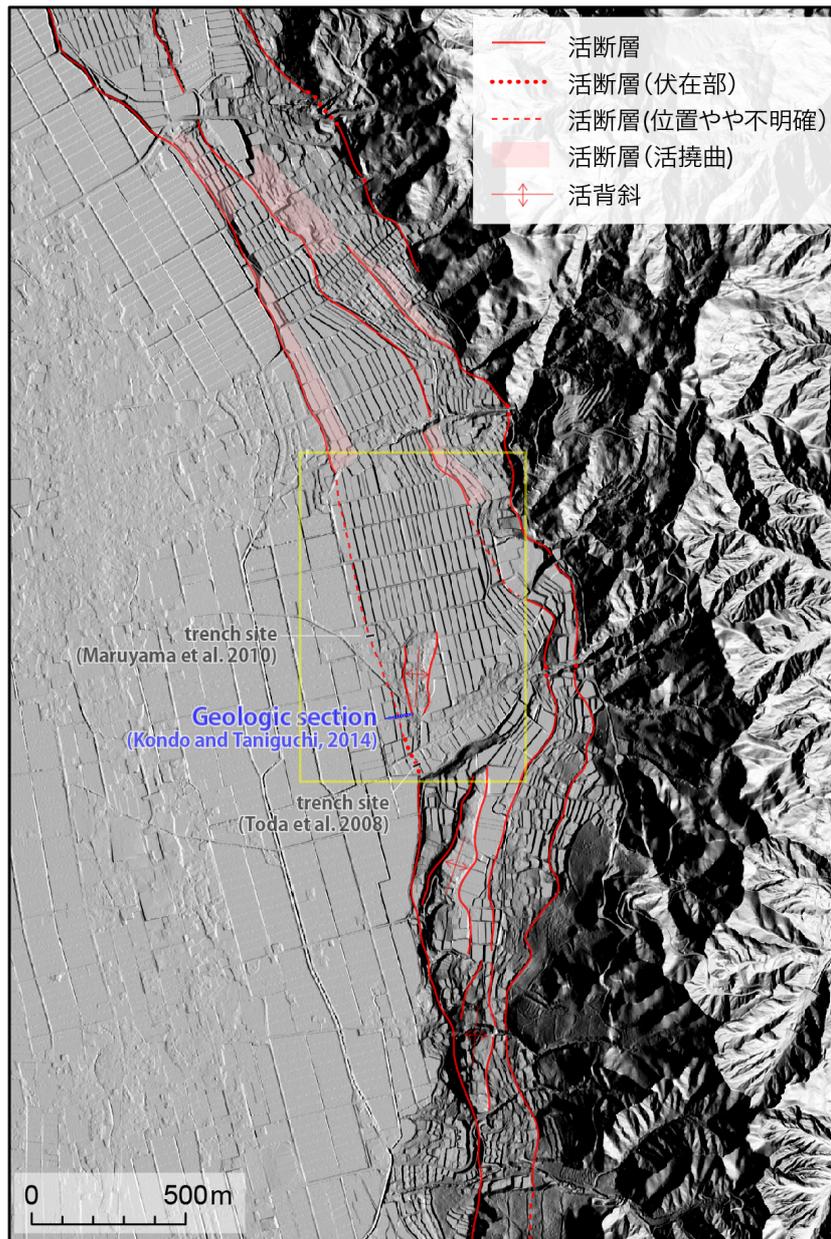


図 35 松本盆地東縁断層北部と池田町会染地区における調査位置
 黄色の枠は図 36 の範囲を示す。近藤・谷口（2014）に加筆。

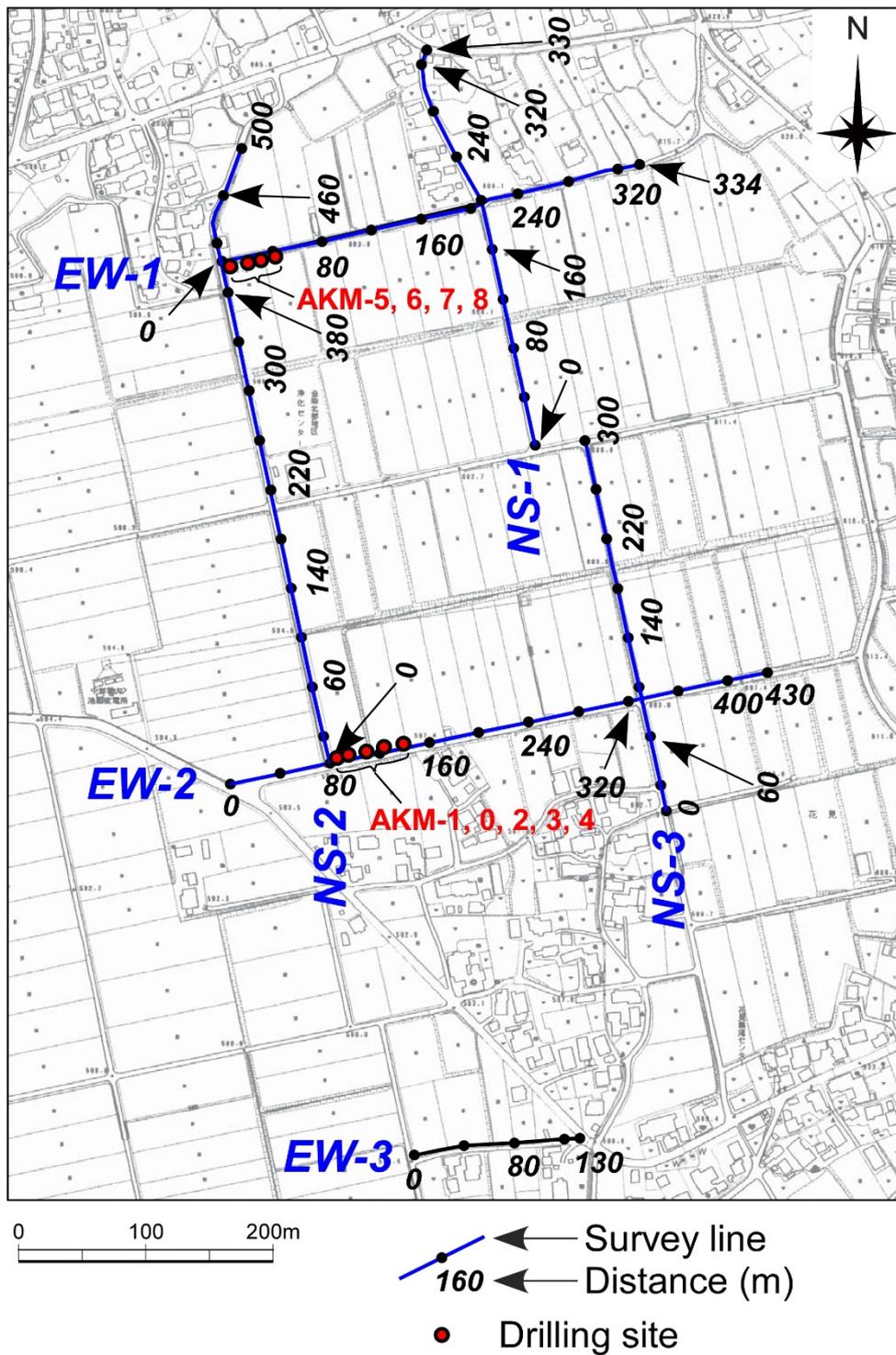


図 36 反射法地震探査測線およびボーリング掘削地点の配置図（会染花見調査地点）
 基図は池田町発行 1:2,000 地形図を使用。各測線に付した数字は測線端からの距離
 (m) を示す。

ii) 探査データの取得

一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査（例えば、物理探査学会，2016）の現

場データ取得作業の模式図を図37に示す。反射法地震探査は、地表で人工的に発生させた地震波が地下に伝播し、地下の地質・土質境界・断層等で反射されて再び地表に戻ってくる現象を利用し、地下構造を断面像として描き出す手法である（例えば、物理探査学会，2016）。

池田町会染花見地点および後述する安曇野市明科七貴地点で実施した探査の主なデータ取得仕様をまとめて表1に、本探査で使用した機材の仕様を表2に示す。本探査では極浅部構造の把握を目的とするため、分解能の高いS波探査を実施した。S波震源には、積雪状況・道路状況から振源設置が確実にできるような高周波な波の発生が可能なポータブルバイブレータを使用した(図38)。

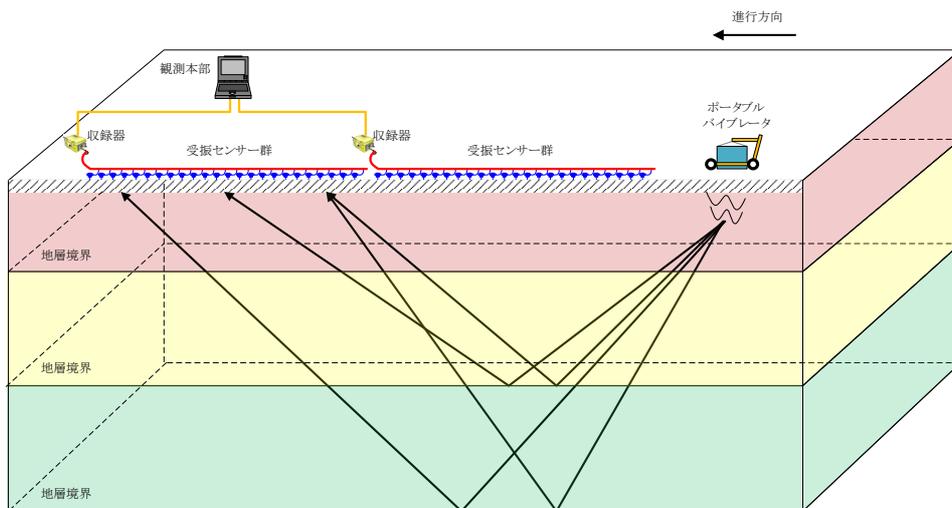


図 37 S波反射法地震探査測定模式図

表 1 主な探査データ取得仕様

池田町 会染花見			
測線名	NS-1	NS-2	NS-3
測線長	332m	504m	302m
受振点間隔	2m		
発振点間隔	2m		
展開方式	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開
振源	ポータブルバイブレータ		
起振周波数	10-100Hz		
スウィープ長	8秒		
収録時間	2秒(コリレーション後)		
サンプリングレート	0.5ms		
垂直重合数	4~8回	4~6回	4~8回
池田町 会染花見			
測線名	EW-1	EW-2	EW-3
測線長	336m	432m	132m
受振点間隔	2m		
発振点間隔	2m		
展開方式	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	固定展開
振源	ポータブルバイブレータ		
起振周波数	10-100Hz		
スウィープ長	8秒		
収録時間	2秒(コリレーション後)		
サンプリングレート	0.5ms		
垂直重合数	4~8回	4~8回	4回

表 2 測定機器 仕様一覧

振源 :S波 (ポータブルバイブレータ)	最大出力荷重	500N	OYO CAG(オランダ)製
	発振周波数帯	10Hz~500Hz	
	総重量	100kg	
受振器 :S波 (GS-20DM)	固有周波数	14Hz	OYO Geospace(米国)製
	波種	水平動用地震計	
受振ケーブル :浅部探査用 (CDPケーブル)	テイクアウト数	12ch/本	OYO Geospace(米国)製
	テイクアウト間隔	2m	
	最大接続成分	48ch	
データ収録器 (GEODE)	システム構成	24chフィールドモジュール システムコントローラ ラップトップコンピュータ	Geometrics, Inc.(米国)製
	チャンネル数	24ch/モジュール	
	サンプリング間隔	0.02, 0.03125, 0.0625, 0.125msec 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0msec	
	サンプリング数	64,000サンプル	
	A/Dコンバータ プリアンプ データフォーマット	24ビット シグマ・デルタコンバータ 0dB, 12dB, 24dB, 36dB SEG-2	



図 38 ポータブルバイブレータ

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会, 2016)による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常データ取得時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services社製)を用いて、図39に示す過程によって行った。

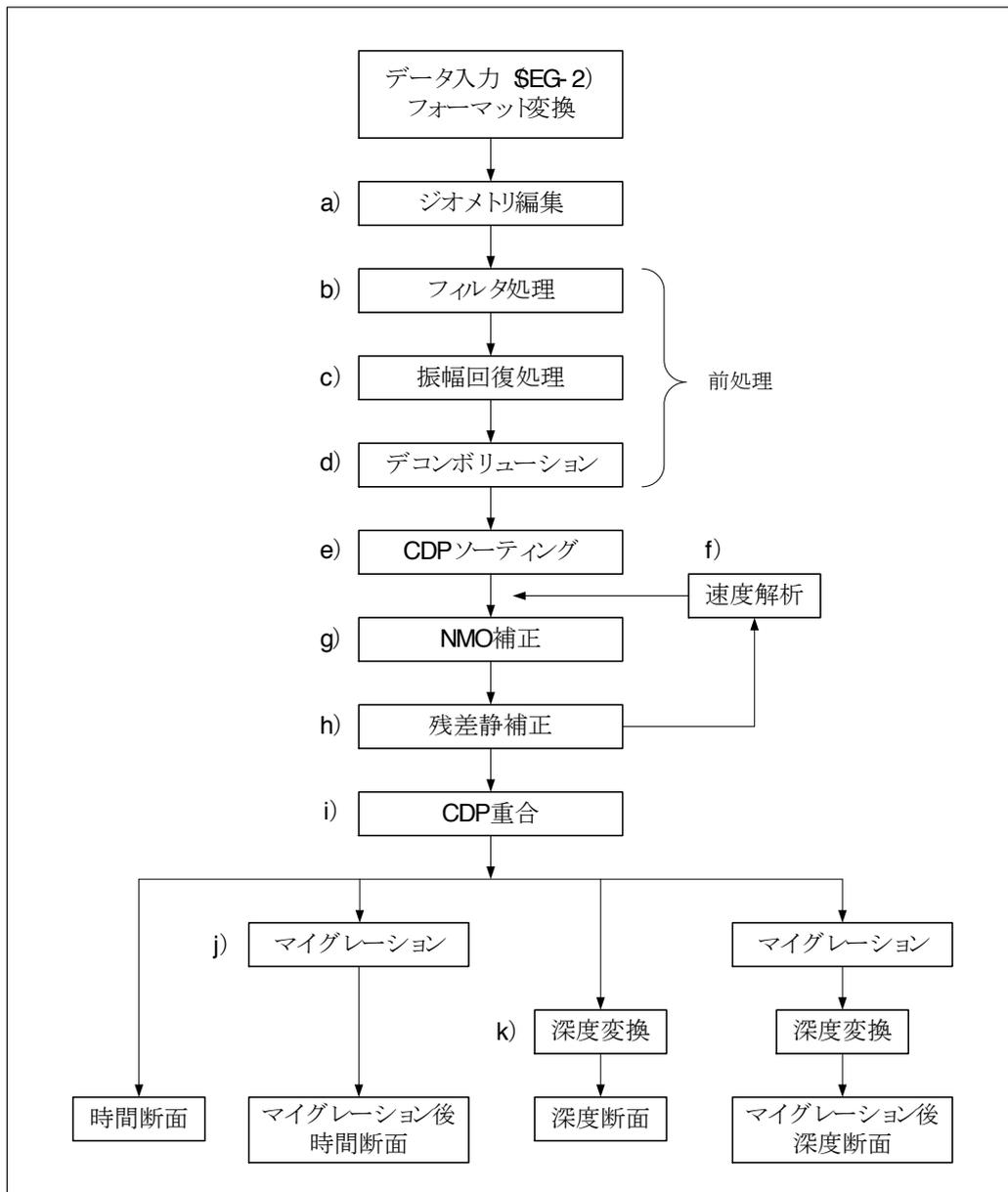


図 39 反射法探査の解析処理フローチャート

iv) 探査結果

図 40 に EW-3 測線でのオリジナルの発振記録例を示す。測線端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。

取得記録に対してバンドパスフィルタを適用した。パラメータテストの結果、スイープ周波数 10~80Hz において有意な信号が含まれていると判断し、スイープ周波数に近い帯域にフィルタの通過帯域を設定した。その後、振幅回復処理、デコンボリューション処理を適用した。デコンボリューション適用後、反射断面の波形の連続性向上のため低周波を強調する目的でバンドパスフィルタを適用した。上記処理適用後の発振記録例を図 41 に示す。オリジナルの発振記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であるこ

とを確認した。

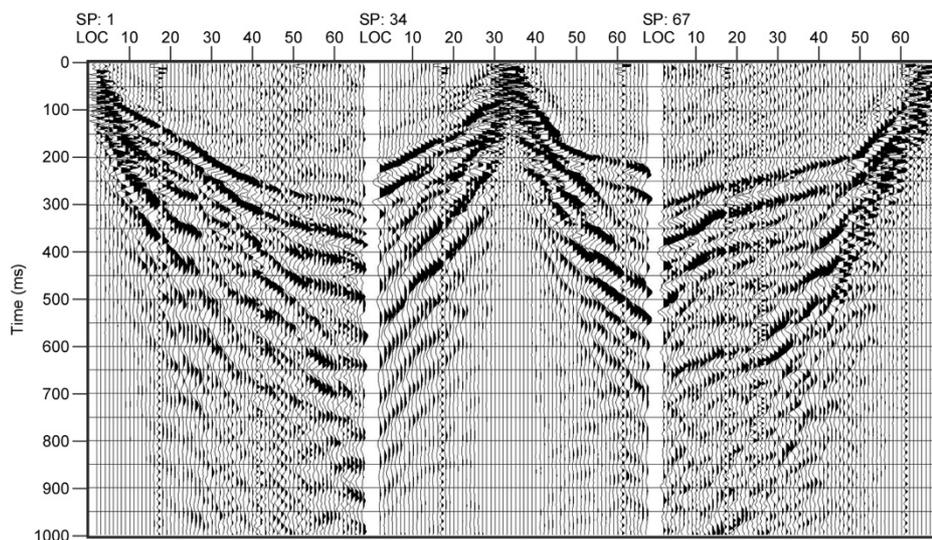


図 40 EW-3 測線におけるオリジナルの発振記録例
図の上部の SP は震源の位置：測線端からの距離（m）を示す。

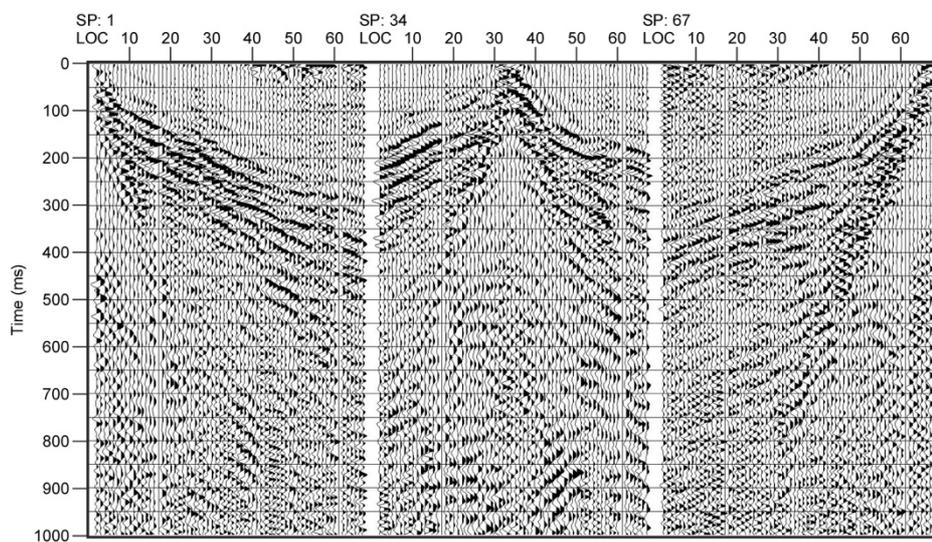


図 41 EW-3 測線における各種処理適用後の発振記録例
図の上部の SP は震源の位置：測線端からの距離（m）を示す。

上記処理後、速度解析により構築した速度構造に基づいて NMO 補正を行い、残差静補正処理を実施した。残差静補正により起振点・受振点近傍の不均質に起因すると思われる反射波走時のずれが補正され、反射面の連続性が向上したことを確認した。その後、CMP 重合処理を実施した。得られた重合断面（図 42～47）に、FK マイグレーションを適用した。使用した速度構造は、マイグレーションのパラメータテストにより、速度解析で得られた速度構造を 80% にスケーリングしたものである。マイグレーション処理を施した時間断面（図 48～53）に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換を行い、それぞれ深度変換断面を作成した（図 54～59）。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 3 に示す。

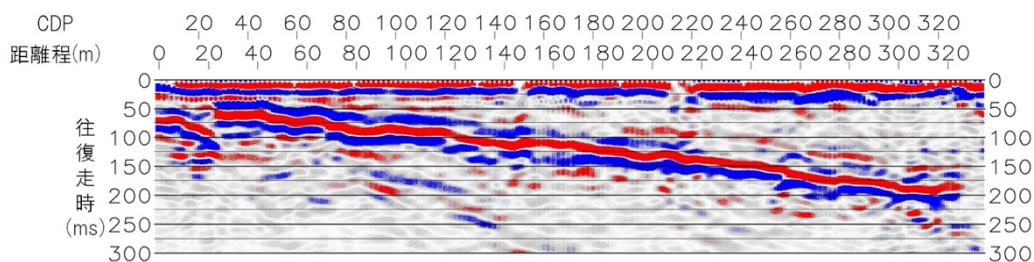


図 42 EW-1 測線の重合断面図

相対振幅表示の色は赤を正とする。以下、図 16～32 も同様。

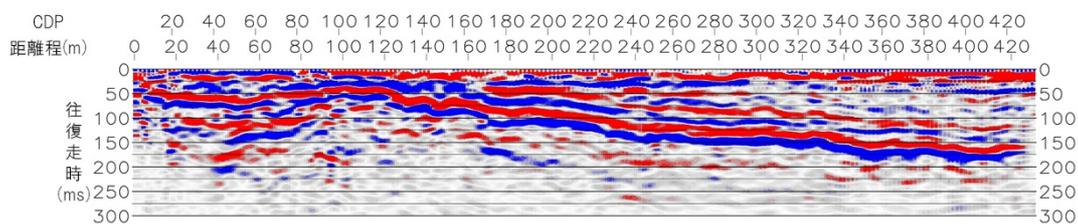


図 43 EW-2 測線の重合断面図

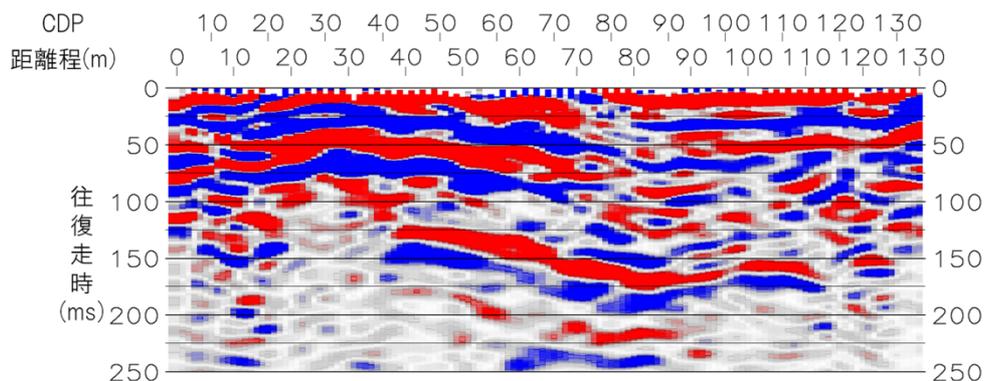


図 44 EW-3 測線の重合断面図

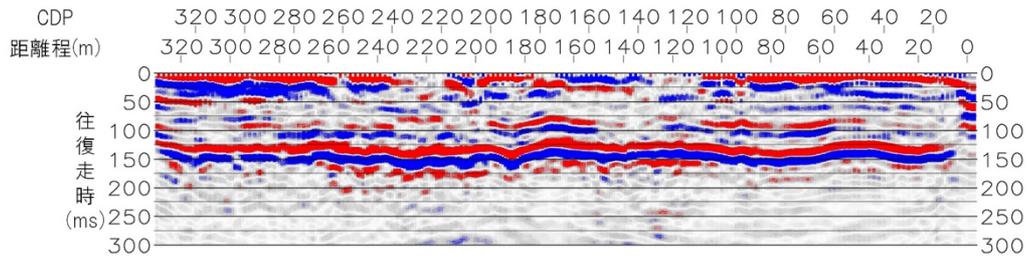


図 45 NS-1 測線の重合断面図

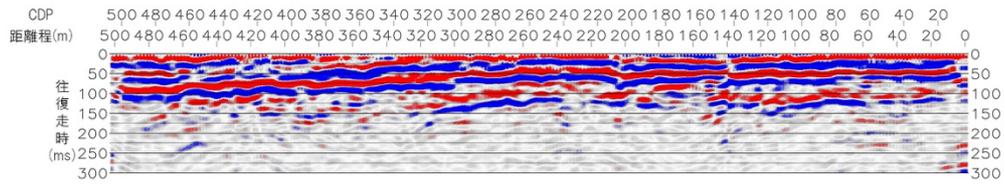


図 46 NS-2 測線の重合断面図

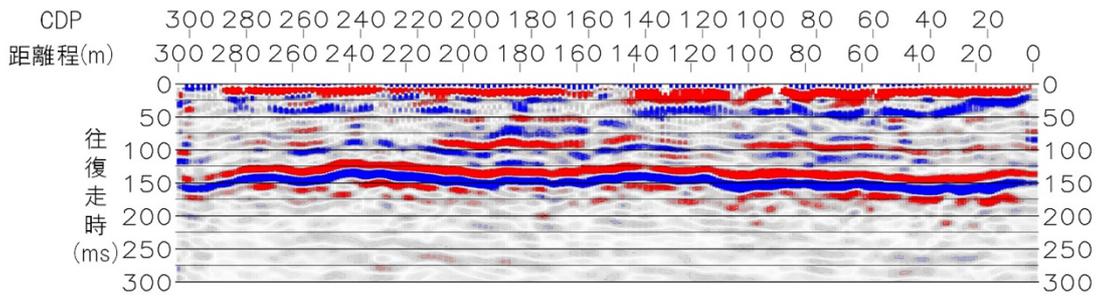


図 47 NS-3 測線の重合断面図

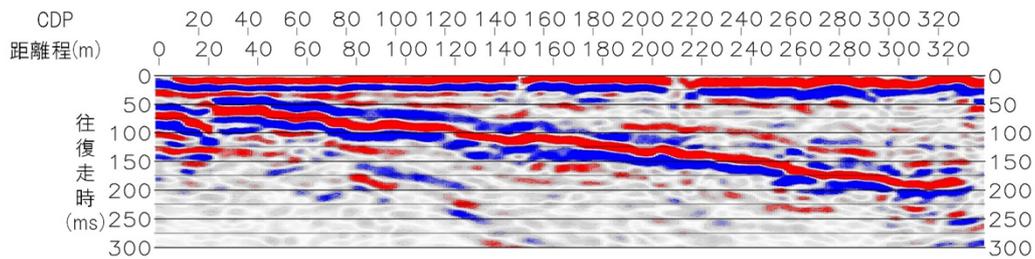


図 48 EW-1 測線のマイグレーション時間断面図

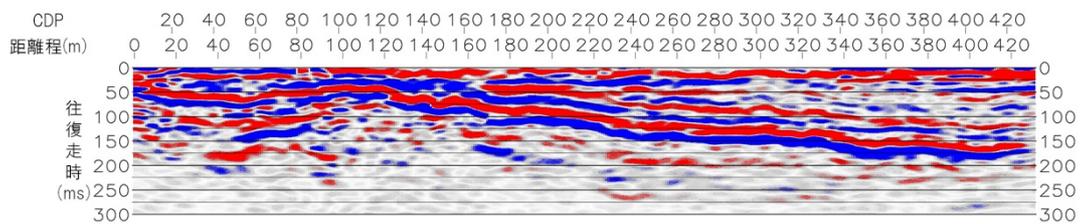


図 49 EW-2 測線のマイグレーション時間断面図

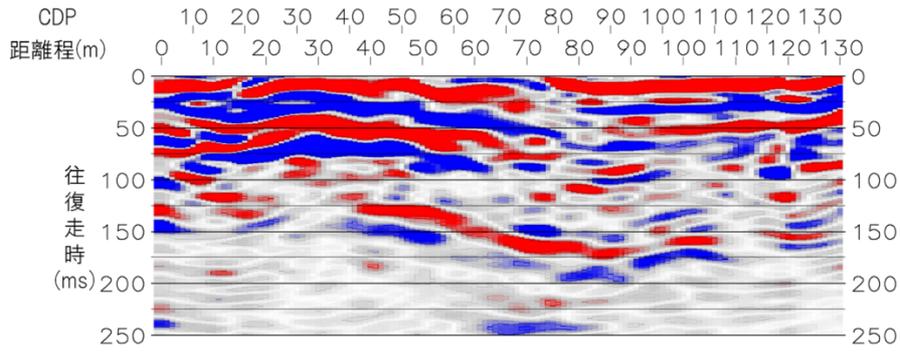


図 50 EW-3 測線のマイグレーション時間断面図

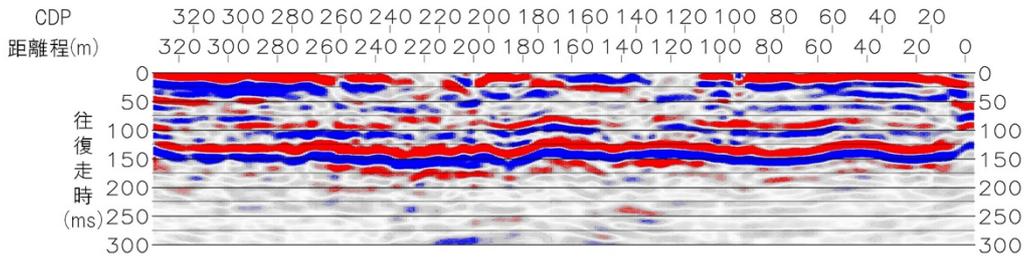


図 51 NS-1 測線のマイグレーション時間断面図

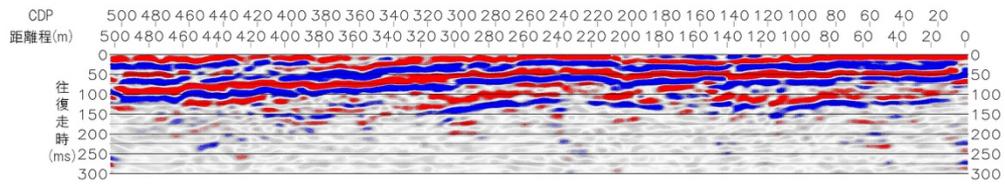


図 52 NS-2 測線のマイグレーション時間断面図

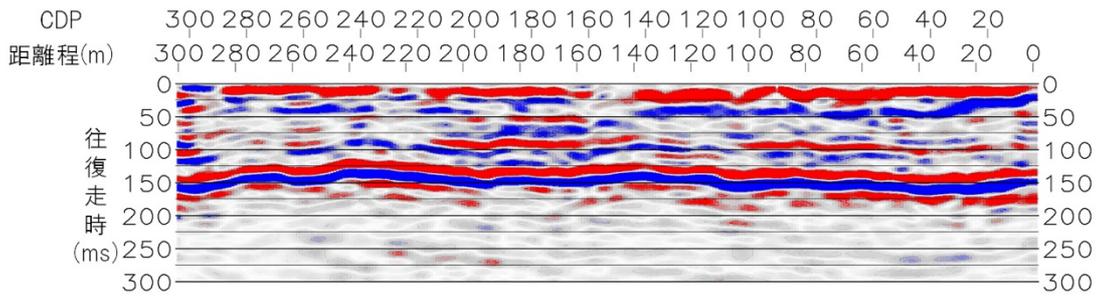


図 53 NS-3 測線のマイグレーション時間断面図

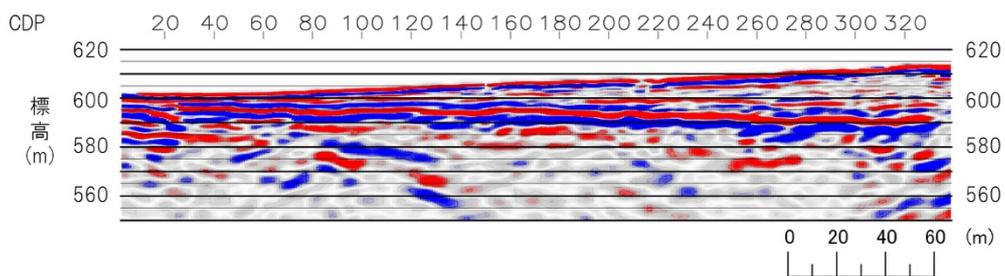


図 54 EW-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

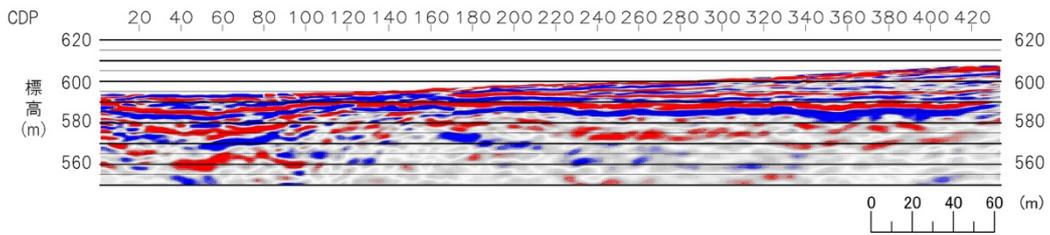


図 55 EW-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

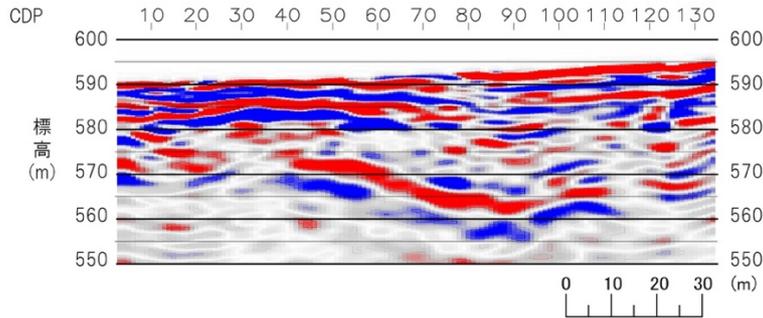


図 56 EW-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

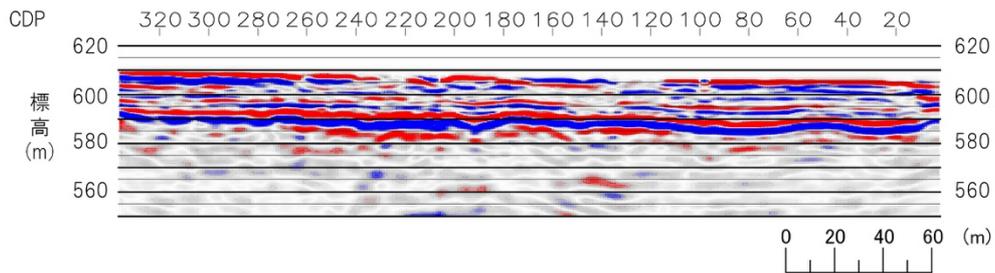


図 57 NS-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

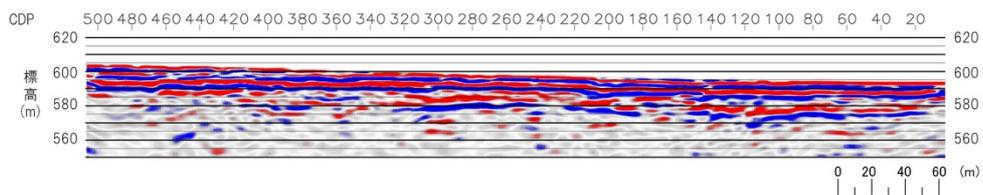


図 58 NS-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

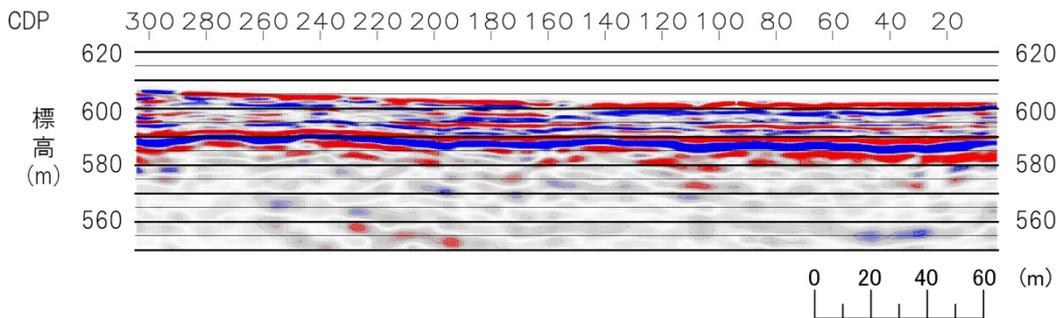


図 59 NS-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

表3 池田町会染花見地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ

測線名	池田町 会染花見		
	EW-1	EW-2	EW-3
ジオメトリ情報			
CDP間隔	1m	1m	1m
CDP範囲	3-338	2-433	3-134
バンドパスフィルタ			
周波数帯域	20/25-90/100 Hz	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz
振幅回復処理			
真振幅回復	-	-	-
AGCゲート長	400ms	400ms	500ms
デコンボリューション			
アルゴリズム	Zero phase spiking	Zero phase spiking	Zero phase spiking
ゲート長	300ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)
オペレータ長	10ms	10ms	10ms
デコン後BPF	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz
デコン後AGC	-	500ms	-
その他処理			
	-	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)
速度解析			
間隔	20CDP	20CDP	10CDP
残差静補正			
アルゴリズム	-	-	Max. Power Autostatics
最大許容量	-	-	10ms
CDP重合処理			
NMO-ストレッチミュート	100%	100%	100%
マイグレーション			
アルゴリズム	FK	FK	FK
速度スケール	80%	100%	100%

測線名	池田町 会染花見		
	NS-1	NS-2	NS-3
ジオメトリ情報			
CDP間隔	1m	1m	1m
CDP範囲	3-336	3-506	3-304
バンドパスフィルタ			
周波数帯域	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz	20/25-90/100 Hz
振幅回復処理			
真振幅回復	-	-	-
AGCゲート長	500ms	300ms	400ms
デコンボリューション			
アルゴリズム	Zero phase spiking	Zero phase spiking	Zero phase spiking
ゲート長	200ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)
オペレータ長	20ms	10ms	20ms
デコン後BPF	5/10-90/100 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz
デコン後AGC	-	300ms	-
その他処理			
	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40・60Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)
速度解析			
間隔	20CDP	20CDP	20CDP
残差静補正			
アルゴリズム	-	-	-
最大許容量	-	-	-
CDP重合処理			
NMO-ストレッチミュート	100%	100%	100%
マイグレーション			
アルゴリズム	FK	FK	FK
速度スケール	100%	100%	100%

得られたマイグレーション深度変換断面（図 54～59）を見ると、すべての断面において最大深度 20～30m 程度まで明瞭な反射面が見られ、とくに断層の低下側にあたる EW-2 断面（図 55）の距離 0m～50m 程度の範囲では深度 40m 程度まで確認できる。また、これらの断面内で浅部から深部に至るまで極端に振幅の小さい領域は見られない。したがって、こうした反射波が到達した深度までの地下構造を検討するに足りる断面であると言える。一方で、EW-1 断面（図 54）の距離約 180m～330m、EW-2 断面（図 55）の距離約 320m～430m、NS-1 断面（図 57）の距離約 130m～280m、NS-3 断面（図 59）の距離約 210m～290m などでは地表付近から深度 10m ないし 15m 程度までの間で周辺よりも反射波の振幅が小さくなる領域が存在する。これらの領域はすべて断層の上盤側に分布しているが、極浅部の現象であり、測線設置状況や人工改変の影響の可能性もあることから、地下地質構造の解釈の際には注意を要する。逆に、EW-1 断面（図 54）、EW-2 断面（図 55）、NS-1～NS-3 断面（図 57～59）では標高 590m 前後に振幅が強くて連続性の良い反射面が見られる。これらの 5 断面はお互いに交差しているので、反射面が断面相互でどのように連続するかについて検討することが可能である。しかし、この反射面が 5 断面とは独立した EW-3 断面（図 56）でのどの標高の反射面に連続するかについては本探査結果のみだけでは判断はできず、掘削結果もあわせて検討する必要がある。

断層にほぼ直交する EW-1～EW-3 断面（図 54～56）では地表断層トレース位置に対応した部分に明瞭な反射面の途切れや曲がりが見られ、これらは断層変形構造を示していると考えられる。以下、それぞれの断面における断層位置の解釈（図 60～62）について述べる。

EW-1 断面（図 60）では標高 590m～600m・距離約 20m～330m に非常に連続性の良い反射面群が見られ、その下位でも比較的連続性の良い反射面が多く見られる。また、断面の西端付近の距離 0m～20m では地表から深度約 30m 付近に至るまで明瞭で水平な反射面群が見られる。こうした反射面は地表付近では距離 20m 付近で途切れたり食い違ったりしており、その途切れ・食い違いの位置は断層面の形状を反映しており、東方に 20～30° 程度で傾斜する（図 60）。

EW-2 断面（図 61）では断面中央から断面東端では反射面はほぼ水平であるのに対して、断面の西側の距離約 50m～200m にかけての反射面は東側が上昇するような曲がりの形状を呈している。これは本探査地点における逆断層運動に伴う地層の変形を示すものと考えられる。こうした反射面の曲がりの形状から、距離約 50m～80m の間に、逆断層にともなう変形フロントが位置していると考えられる。ただし、地下の詳細な断層面形状を求めるためには今後さらなる検討が必要である。

EW-3 断面（図 62）の標高 575m より上方では、断面の西側の距離 0m～70m にはほぼ水平で連続性の良い反射面が卓越するのに対して、断面の東側の距離 80m～130m では緩やかに西側へ傾斜する反射面が多く見られる。断面西側のほぼ水平な反射面群と断面東側の緩やかに西へ傾斜する反射面群の間には途切れや食い違いが見られ、その部分が断層面のおおよその位置であるとして解釈した。また、EW-3 断面の距離 35m～90m・標高 575m～555m の領域では、明瞭な東傾斜の反射面が見られる。この反射面は他の反射面群と比べて明らかに異質なものであり、その実体の把握のためには、掘削調査の結果なども含めて今後慎重に検討する必要がある。

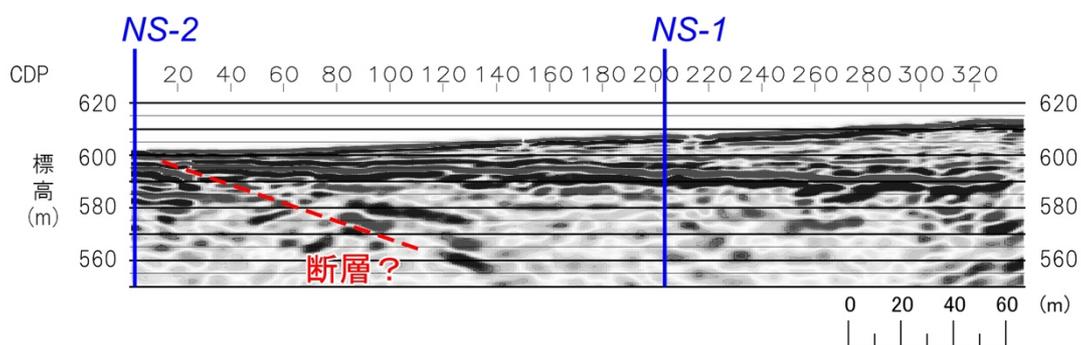


図 60 EW-1 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

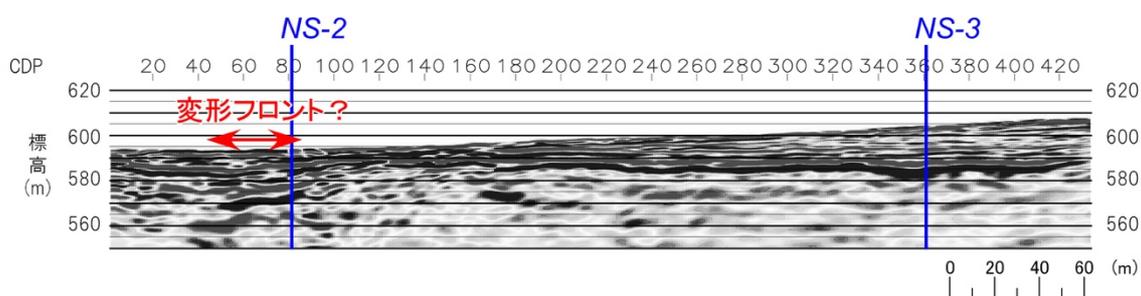


図 61 EW-2 測線の深度変換断面図における断層変形フロント位置の解釈

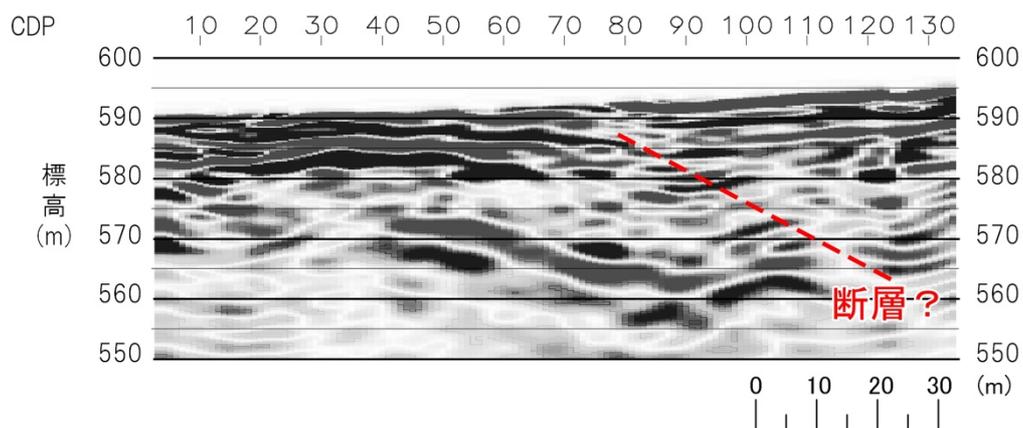


図 62 EW-3 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

b) 池田町会染地区における変位履歴調査

池田町会染地区ではS波反射法地震探査断面でみられる反射面の対比と層序や年代を明らかにするため、群列ボーリング掘削調査（AKM-0～8）をおこなった。以下では、本研究によるS波反射法地震探査と既存のトレンチ・ボーリングによる地形地質断面図との対比と再検討をおこなった、EW-3 測線の結果について記述する。図 36 に池田町会染地区におけるボーリング掘削位置、探査測線の配置図、図 63～図 69 に各ボーリングコアの写真を示す。なお、EW-1 測線および EW-2 測線では年代測定結果が不足しているため、ここでは暫定的な推定地質断面図のみを図 70 および図 71 に提示するに留める。ただし、AKM-3 孔および AKM-4 孔は文科省委託「内陸及び沿岸海域の活断層調査・糸魚川－静岡構造線断層帯（北部区間）」で掘削されたため、ここではコア写真の掲載を省略した。

EW-3 測線では、平成 24 年および 25 年に産業技術総合研究所によりトレンチ・ボーリング調査が実施され、地形地質断面図が作成されている（図 72）。当時の調査結果は、近藤・谷口（2014）にまとめられ、不確実なイベントや既存のトレンチ調査結果を含めて3回の活動時期が推定されている。今回、同じ測線上で高分解能S波反射法地震探査を実施し、地層境界に対応する反射面や東傾斜約 20° の逆断層をイメージングした。大局的な地質構造は従来の見解と変わらないが、地層境界の傾斜に関する空間解像度がボーリングよりも上がったため、より正確な地層の対比に基づく地形地質断面図を作成することができた。

今回の再検討によって、従来から推定されていた活動時期には変更がなく、最新活動時期が $1029 \pm 29 \sim 1217 \pm 30$ y. B. P. ($1217 \sim 928$ CalBP)、1つ前が $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. ($4436 \sim 4005$ CalBP)、2つ前が $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. ($9410 \sim 7427$ CalBP) である（図 73）。各イベントの上下変位量は、3回の累積として 5.1m（⑩層の上面）、最近2回の累積として 3.4m（⑧層の上面）である。1つ前のイベントは⑦層堆積中に生じたと思われるが、その層準は正確に特定できないため、正確な地震時上下変位量が計測できない。ただし、近藤・谷口（2014）と同様に最近2回の上下変位が同程度とみなせば、最近3回のイベントの地震時上下変位量はいずれも 1.7m程度である。これらの 1.7mの上下変位を逆断層の傾斜 20° でネットスリップに換算すると 5.0mとなる。今後、EW-1 測線や EW-2 測線においても地震時変位量の検討を詳細におこない、池田町会染地区での変位履歴をより正確に明らかにする必要がある。

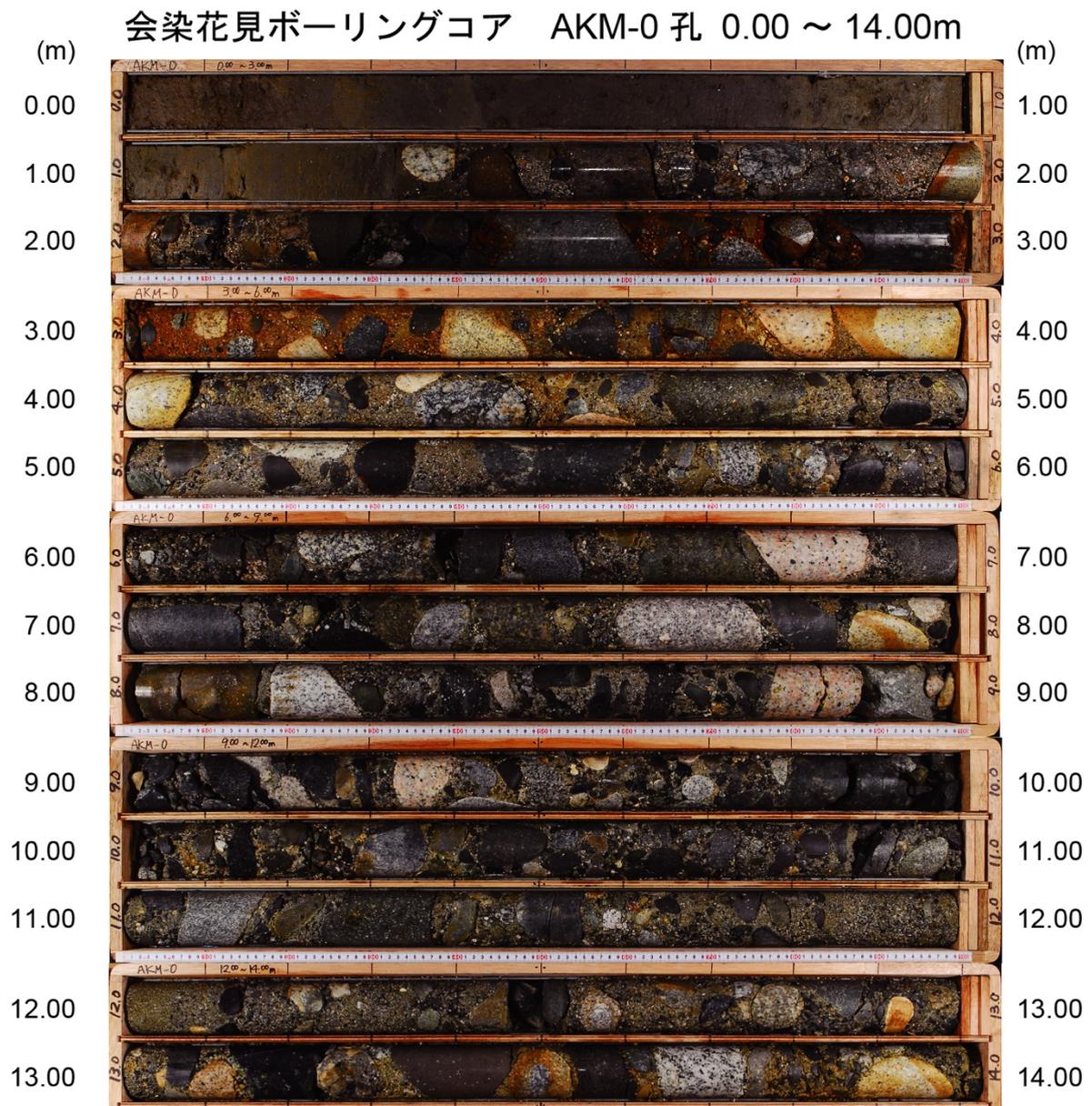


図 63 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-0 孔)

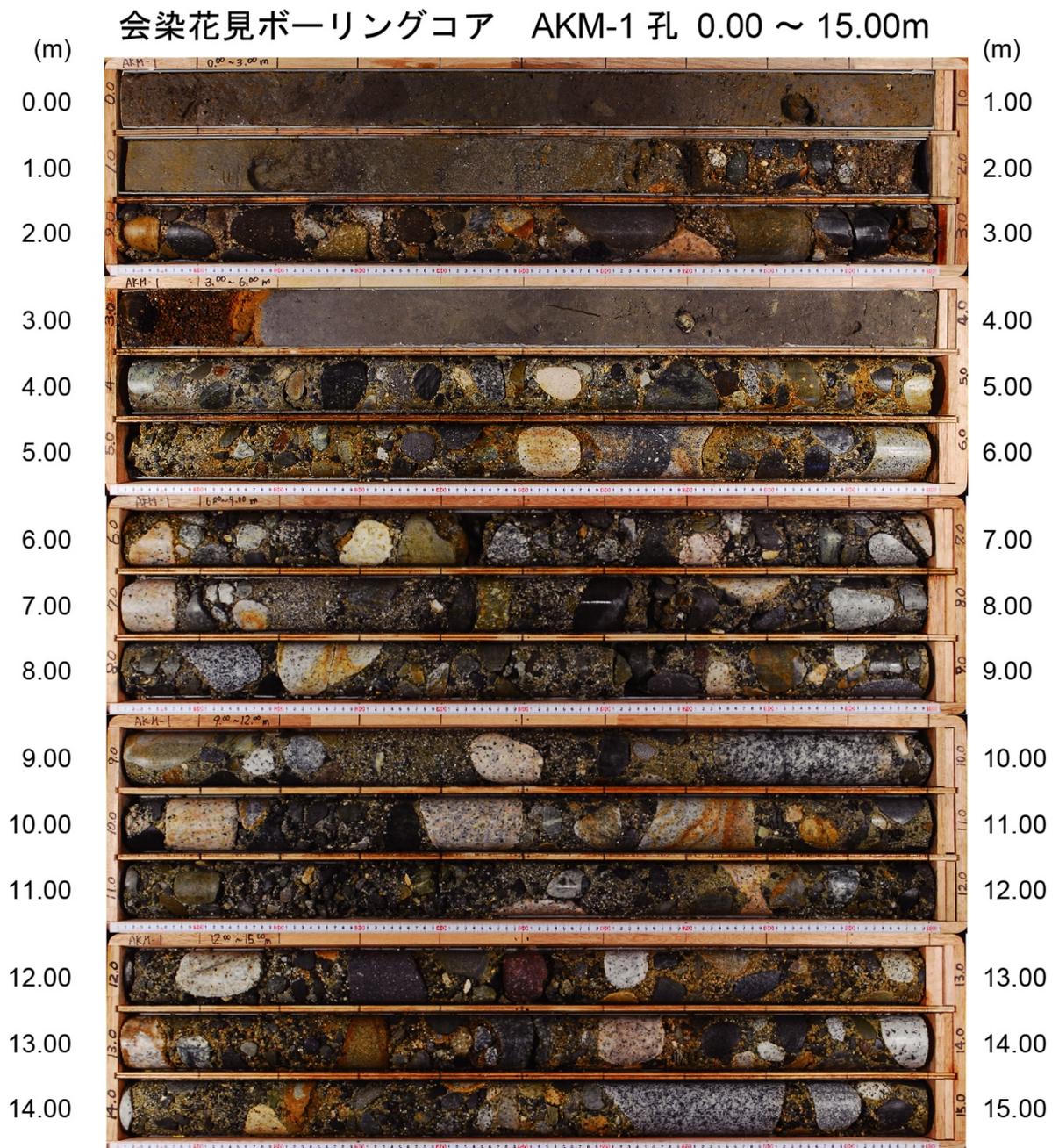


図 64 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-1 孔)

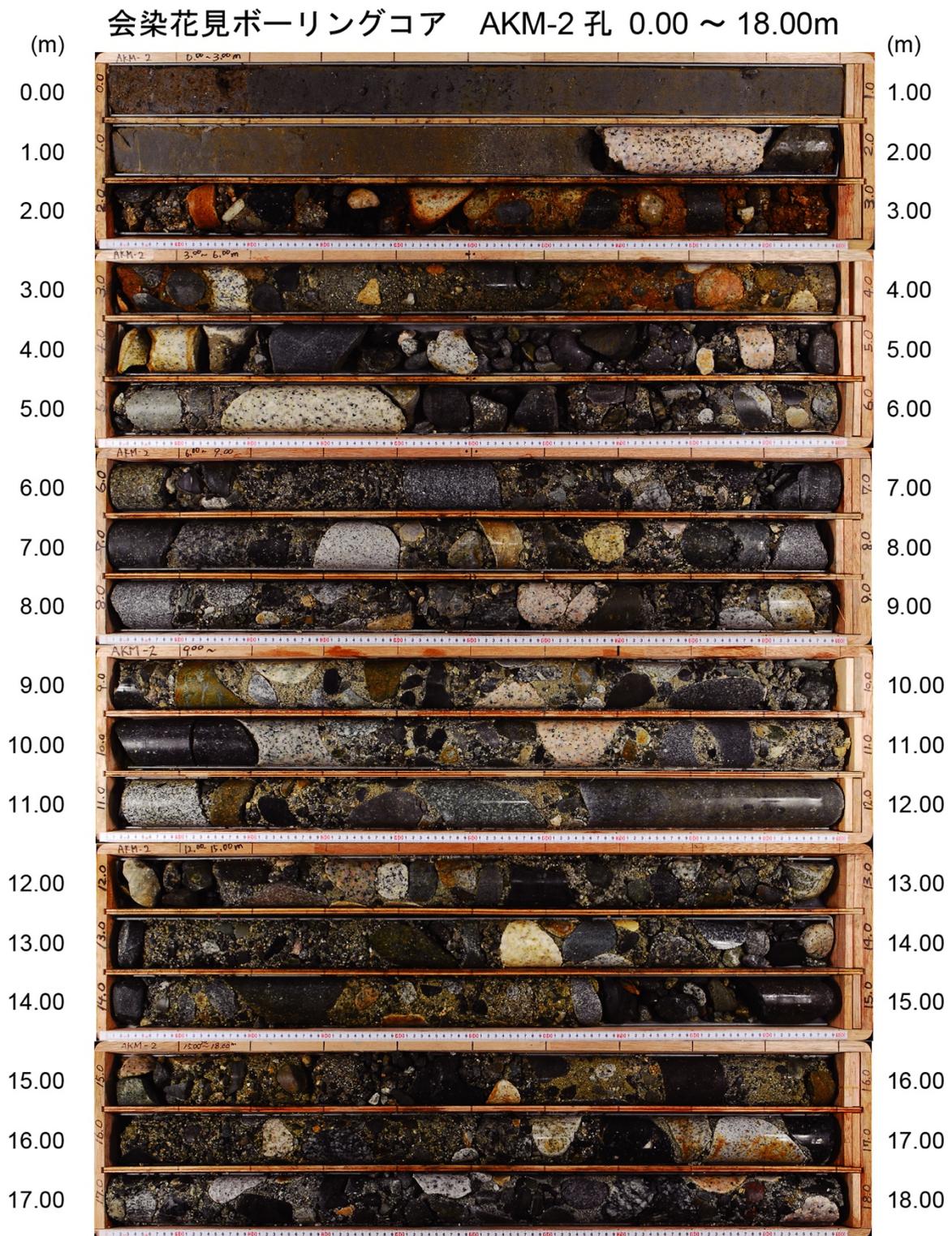


図 65 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-2 孔)

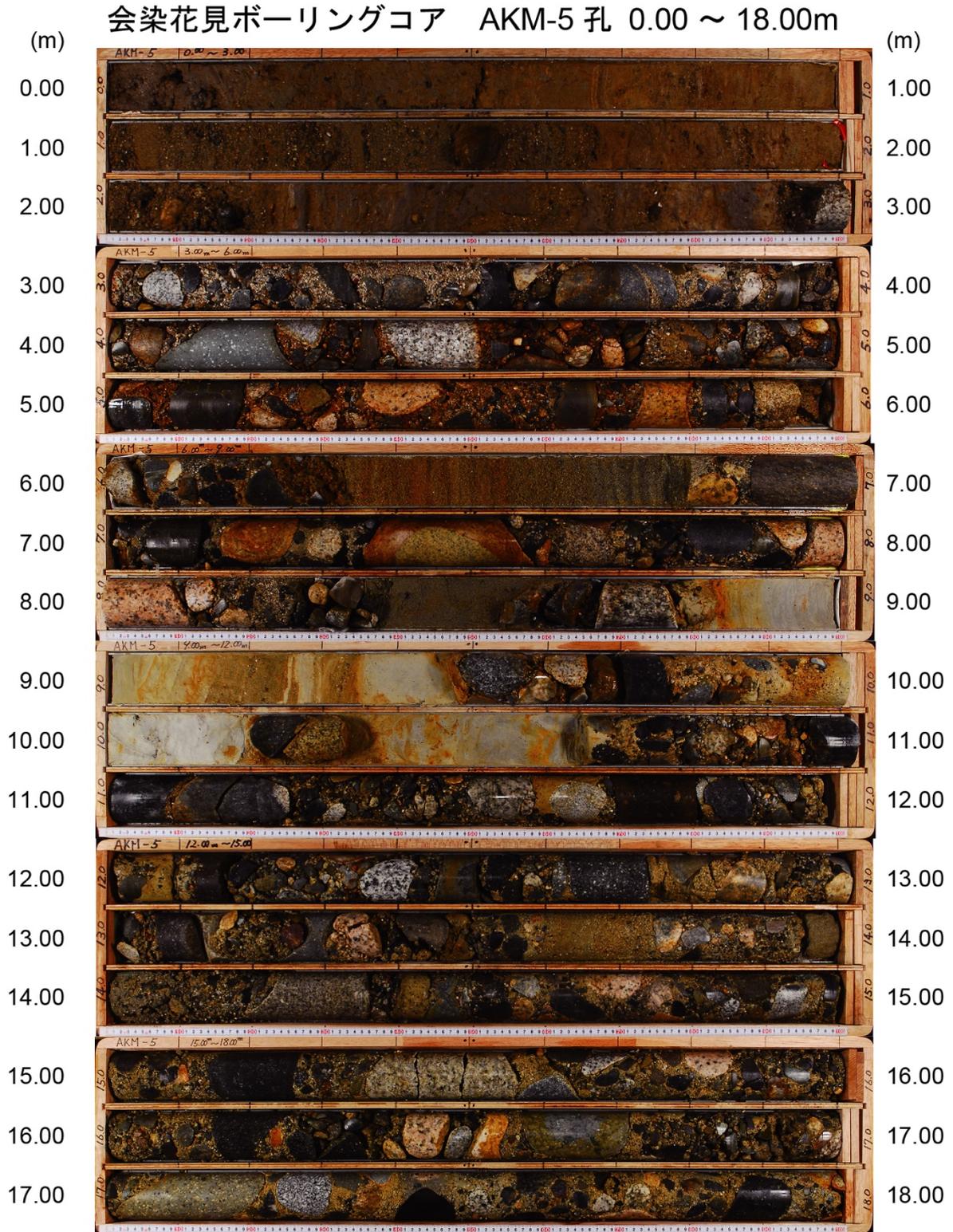


図 66 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-5 孔)

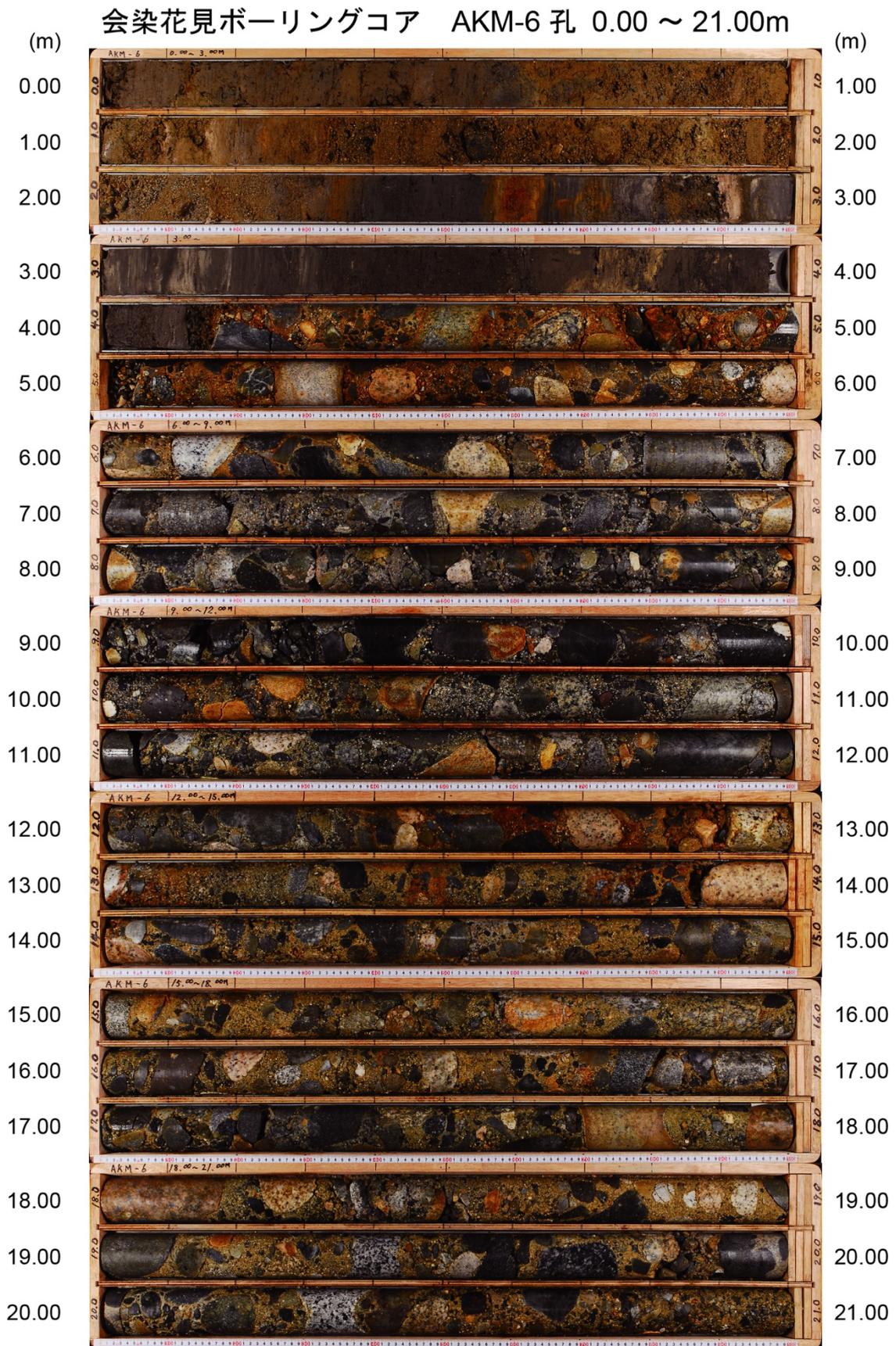


図 67 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-6 孔)

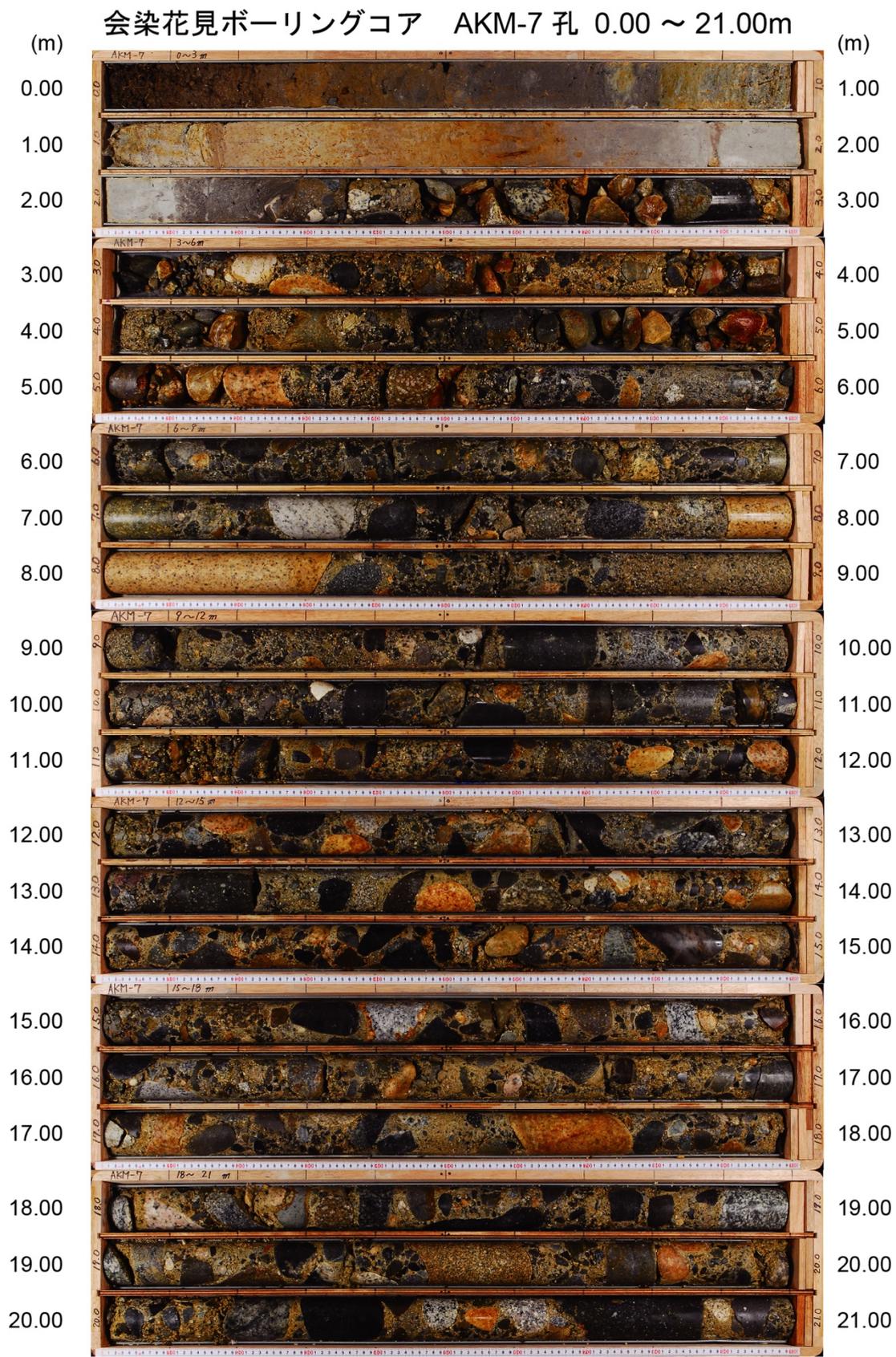


図 68 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-7 孔)

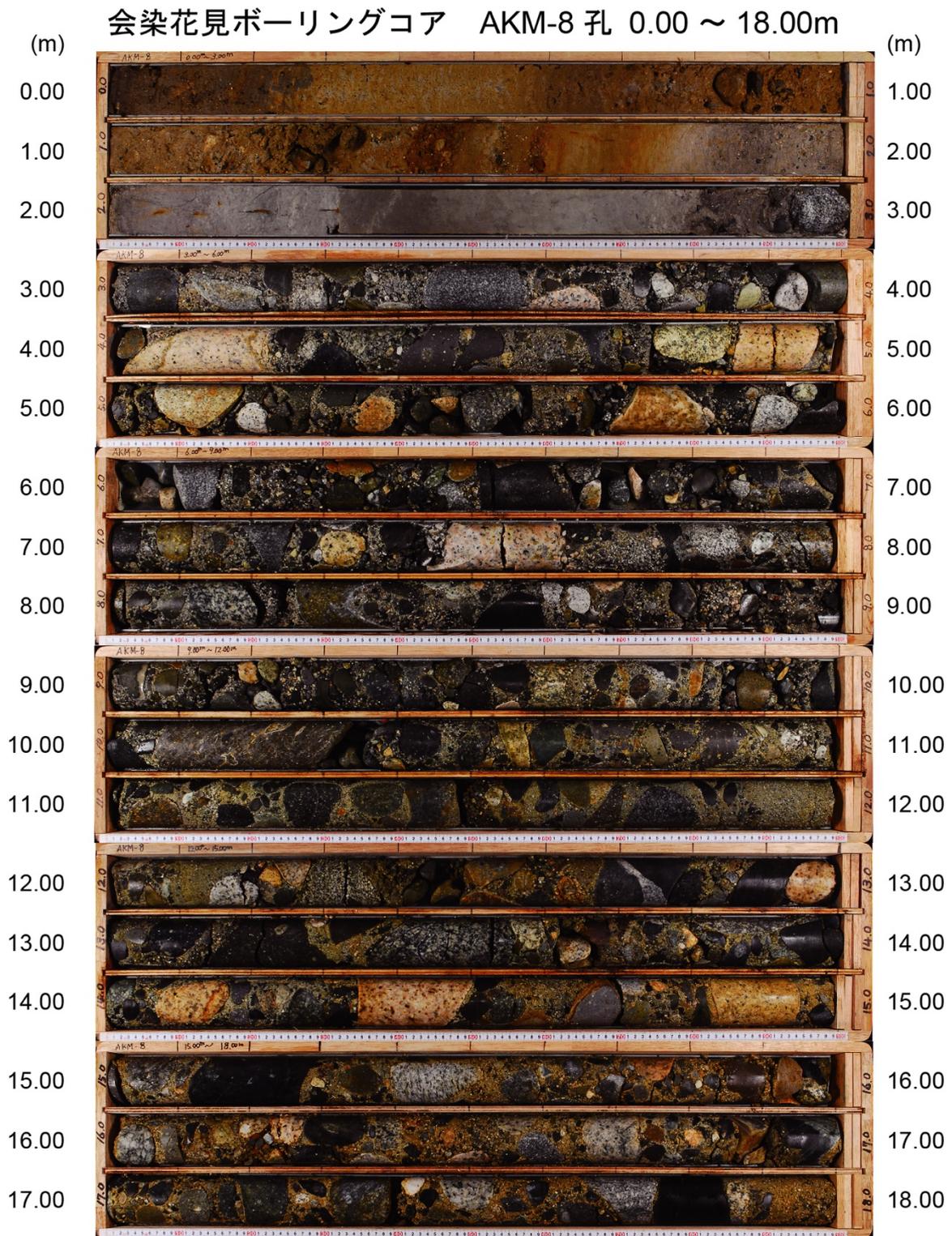


図 69 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-8 孔)

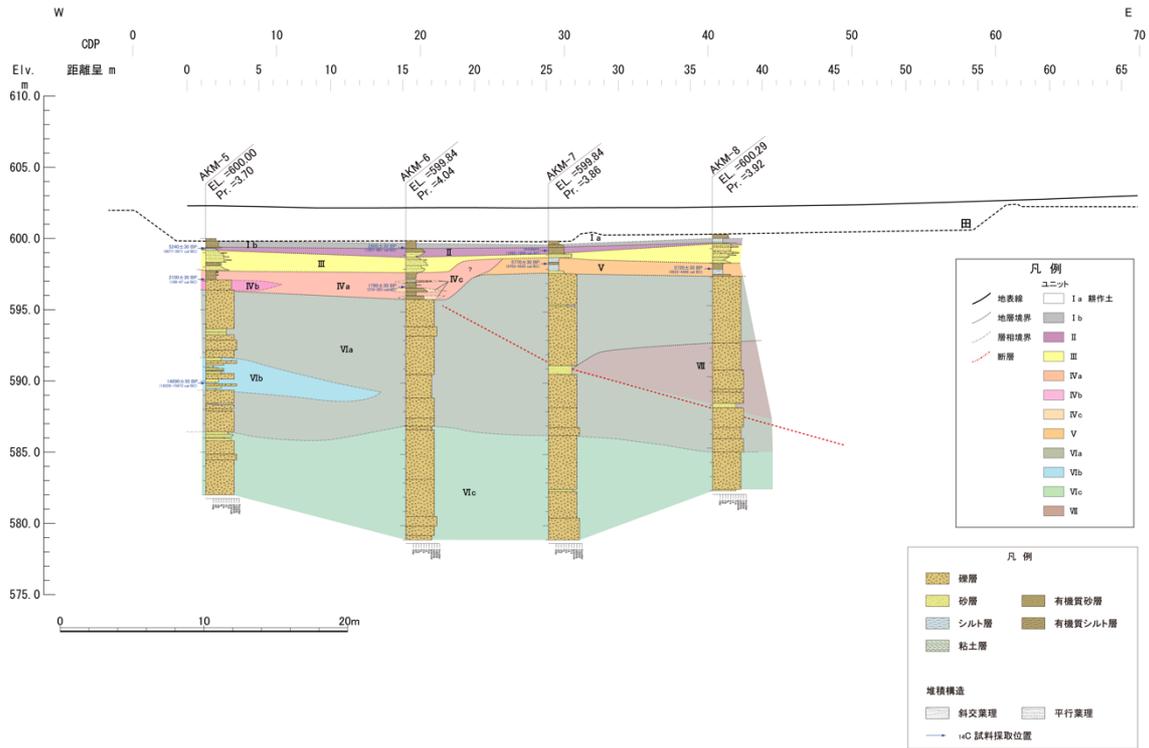
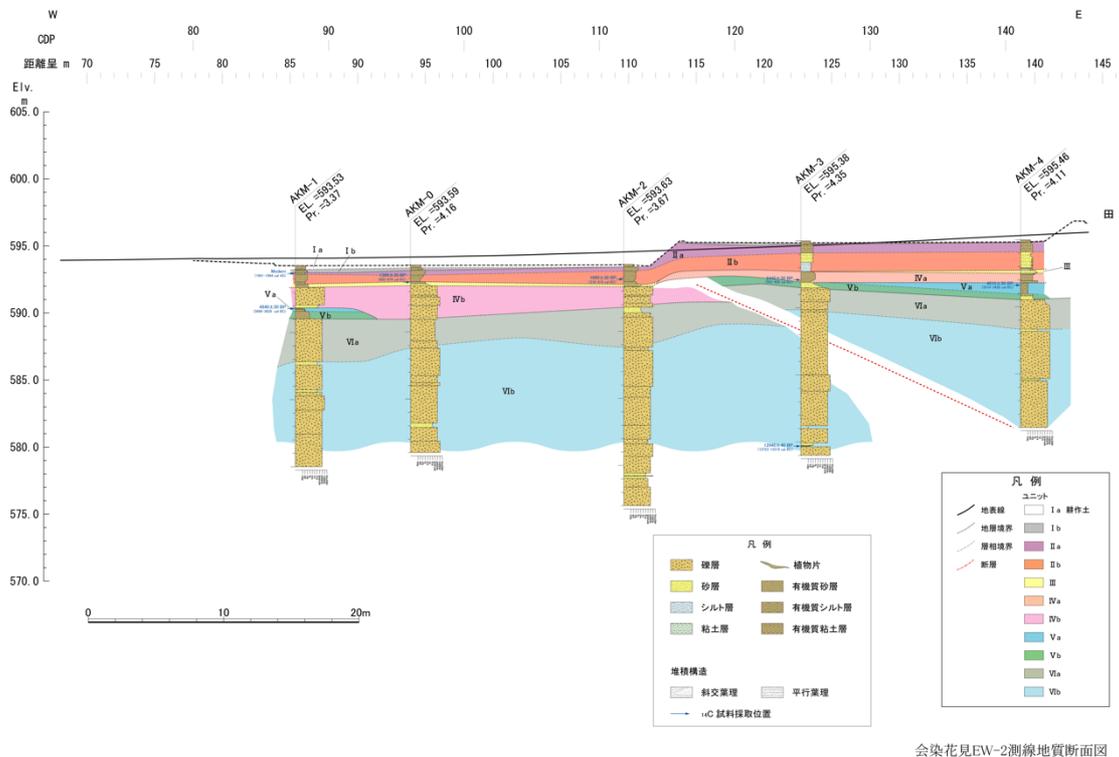


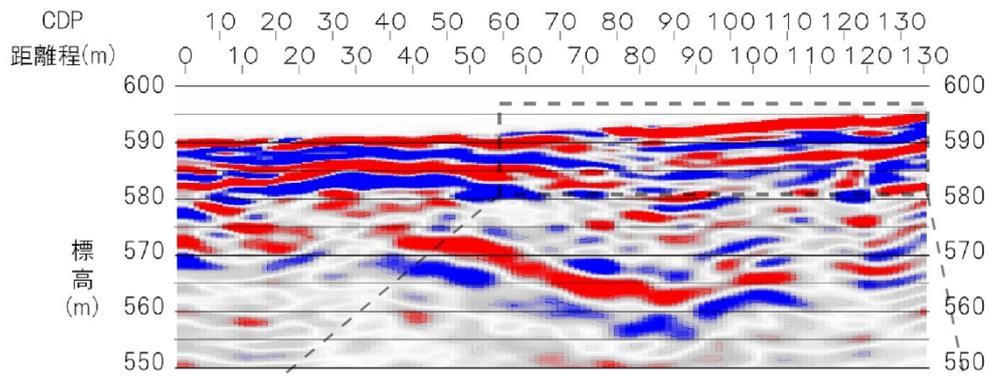
図 70 池田町会染地区 EW-1 測線における推定地質断面図



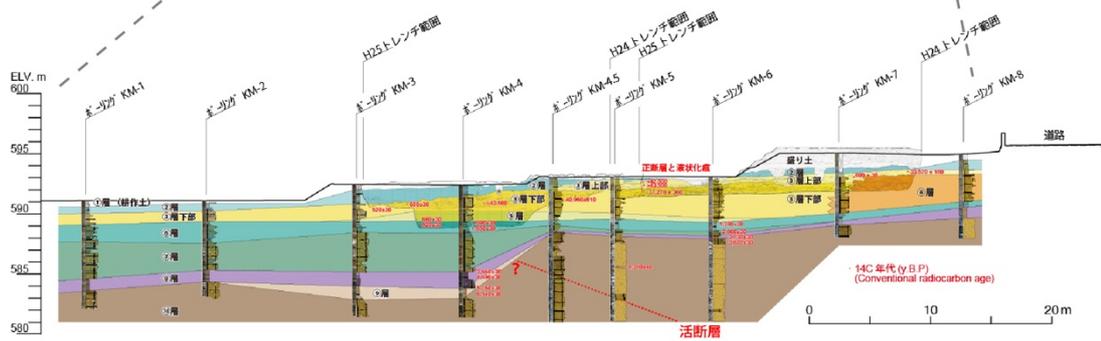
会染花見EW-2測線地質断面図

図 71 池田町会染地区 EW-2 測線における推定地質断面図

(A)



(B)



(C)

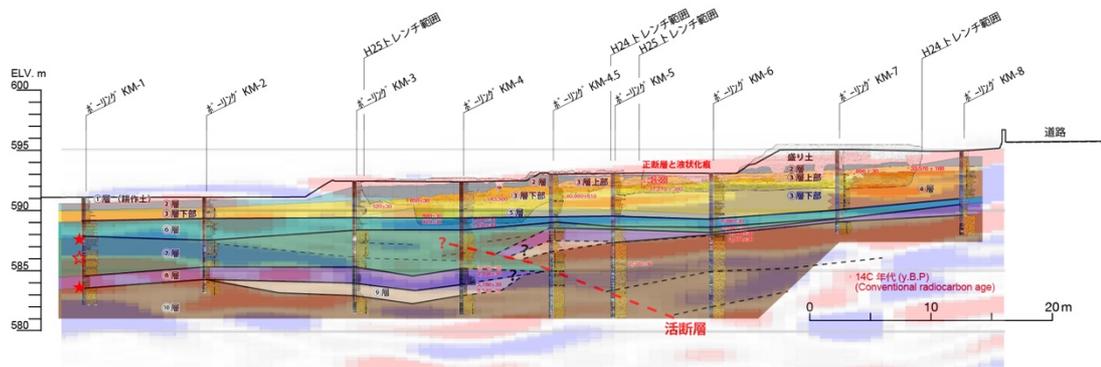


図 72 池田町会染地区 EW-3 測線における地形地質断面図

(A) EW-3 測線の S 波反射法地震探査、(B) 近藤・谷口 (2014) によるトレンチ・ボーリング調査に基づく地形地質断面図、(C) トレンチ・ボーリング・S 波探査結果を統合した地形地質断面図。

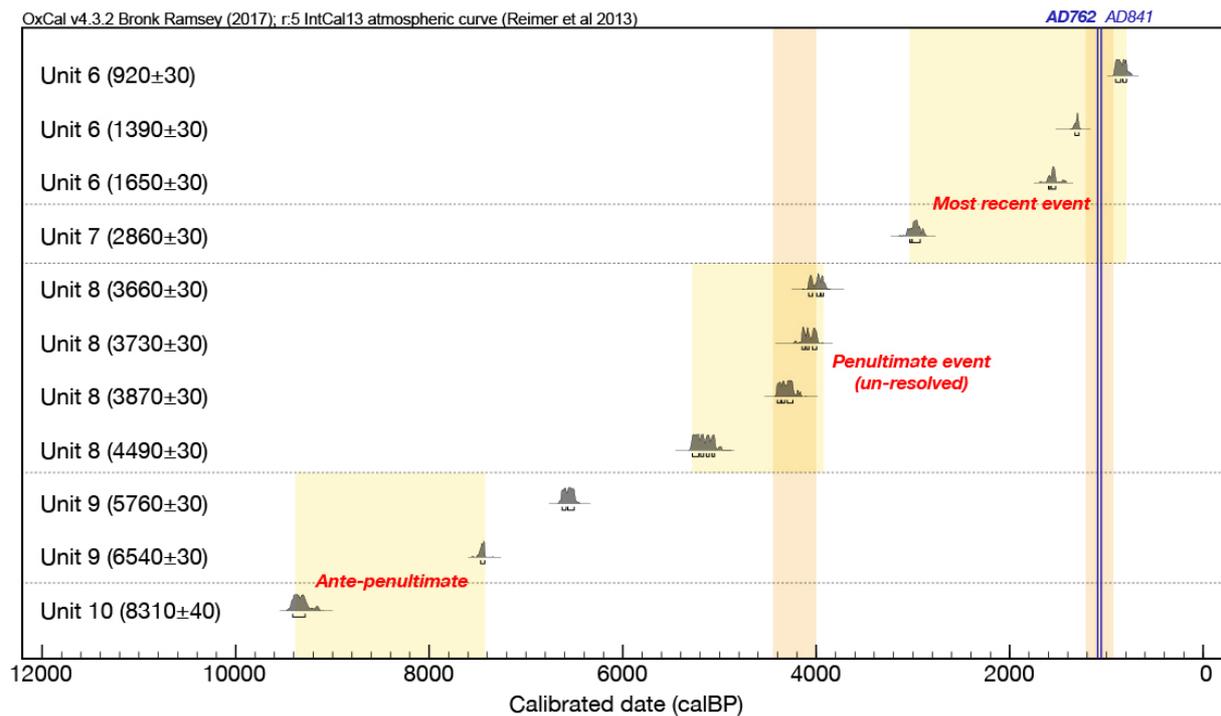


図 73 EW-3 測線の地形地質断面における古地震イベントの較正暦年代
 年代測定結果は近藤・谷口（2014）に基づく。オレンジ色の推定幅は、丸山・他（2010）
 による花見北地点の活動時期。OxCal v. 4. 3. 2（Ramsey, 2017）を基に暦年較正し、 1σ
 に対応する確率分布を示した。較正曲線は IntCal13（Reimer et al., 2013）を使用し
 た。

c) 池田町会染地区における変位履歴と連動範囲の推定

本調査と既往の調査結果を総合し、池田町会染地区における過去活動時期は、新しいものから $1029 \pm 29 \sim 1217 \pm 30$ y. B. P. ($1217 \sim 928$ CalBP)、 $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. ($4436 \sim 4005$ CalBP)、 $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. ($9410 \sim 7427$ CalBP) と推定された (図 73)。さらに、それぞれの活動に伴う地震時変位量は、いずれも 1.7m 程度と推定された。S 波反射法地震で推定された傾斜角は約 20° であり、これに基づき上下変位量をネットスリップに換算すると変位量は 5.0m となる。ただし、横ずれ成分は現段階では不明のため、ここでは加味していない。

これらの地震時変位量は、松田・他 (1980) による地震断層長と変位量のスケーリング則に基づけば、50km の地震断層区間に相当する。一方、松本盆地東縁断層北部の断層長さは約 21km である (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。すなわち、松本盆地東縁断層北部が単独で活動し固有規模の地震を生じた場合には、地震時変位量は最大で約 2m と推定されるため、上述の変位履歴調査による実測値はこの推定値を明らかに上回っている。そのため、変位履歴調査によって復元された地震時変位量から判断すれば、過去 3 回のいずれの活動でも松本盆地東縁断層北部の単独ではなく、隣接した断層区間と連動したと判断できる。

また、池田町会染地区は断層のほぼ中央付近にあたり (図 29)、地震時変位量は最大値に近いと期待されるため、松本盆地東縁断層北部を含む少なくとも 50km 程度の断層区間が一度に連動したことになる。なお、神城断層と松本盆地東縁断層北部により構成される北部区間の長さは約 50km であり (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、上記の 3 回の活動は北部区間全体が連動した地震イベントであった可能性もある。今後、池田地区の地震時変位量をより正確に復元するとともに、南隣の松本盆地東縁断層南部の変位履歴を総合して検討すれば、それぞれの活動に伴う連動範囲がより正確に復元できるものと期待される。

4) 松本盆地東縁断層北部・明科七貴地区におけるトレンチ調査

安曇野市明科七貴地区では、松本盆地東縁断層北部の活動時期と地震時変位量を明らかにするため、トレンチ調査を実施した。同地区は、既存の活断層図では伏在断層が指摘されているものの、断層の正確な地表位置が不明であった（図 74）。本調査により米軍撮影の空中写真の再判読と地表踏査を実施した結果、調査地周辺には河成段丘面と沖積低地を限り相対的に東側が隆起する低崖がみいだされた。段丘面は南東へ流下する高瀬川によって形成され南東から南方向へ緩やかに傾斜するが、段丘面上には不明瞭ながら西側低下の撓曲変形と背斜状変形が新たに認められた（図 75, 76 : EW-2 測線）。そのため、この低崖地形を松本盆地東縁断層北部によって形成された低断層崖と判断し、トレンチ調査を実施した。トレンチは長さ 24m、幅 4 m、深さ 3.5m程度で低崖を横断して掘削した。トレンチ壁面の写真およびスケッチを図 77、図 78 にそれぞれ示す。

a) トレンチ壁面の層序と層相

トレンチ壁面には人工改変土層、河川性砂礫層及び砂質シルト層、砂礫層を切断する高角東傾斜の断層が露出した。これらの地層を層相に基づき上位からⅠ層～Ⅴ層に区分した。以下に各地層の層相と特徴を略述する。

Ⅰ層：粘土化した畦畔土（Ⅰ a 層）と、田畑耕作土（Ⅰ b 層）からなる。褐～暗灰褐色を呈し、塊状の不淘汰な有機質礫混り礫混じりシルトからなる。植物根やビニール片などの人工物を含み、下位のⅡ層との境界は明瞭である。植物根や人工物を含むことから、耕作土と判断される。

Ⅱ層は細～中粒砂からなるⅡ a 層と、シルト～中粒砂からなるⅡ b 層に区分される。

Ⅱ a 層：暗灰～灰褐色を呈し、淘汰が悪い有機質分を含む細～中粒砂からなる。植物根を含む。下位のⅡ b 層との境界は漸移的である。有機質分や植物根を含み、下位のⅢ層と明瞭に境することから、旧耕作土と判断される。

Ⅱ b 層：灰褐～灰色または黄褐色を呈し、淘汰は悪いシルト～中粒砂からなる。分布は N08 付近及び S08 付近と、N09～N18 及び S09～S22 にみられる。下位のⅢ層との境界は明瞭である。N08 付近及び S08 付近の黄褐色のシルト～中粒砂は、下位の礫層を浸食するような弧状の分布を示すこと、分布が局所的であることから、旧耕作土に沿った旧水路の堆積物と判断される。

Ⅲ層はシルト分を含む極細～細粒砂からなるⅢ a 層、礫からなるⅢ b 層、細礫からなるⅢ c 層に区分される。

Ⅲ a 層：灰褐～灰色を呈し、淘汰は悪いシルト分を含む極細～細粒砂からなる。薄層またはレンズ状のシルトを挟む。一部に細礫が散在し、断層周辺の N05～N08 付近または S05～S08 付近において、本層基底部に細～中礫サイズの礫層を挟む。下位のⅣ層との境界は明瞭で、傾斜不整合の関係を示す。

Ⅲ b 層：褐色を呈し、淘汰の悪い礫からなる。基質支持で、基質は淘汰が悪くシルトを含む黄褐色極細～細粒砂からなる。礫は径約 4 cm の円～亜円礫を主体とし、最大約 30cm である。分布は N05～N08 付近または S05～S08 付近に限られる。上位のⅢ a 層と下位のⅣ a 層が混ざった岩相を示し、分布はⅣ a 層からなる崖下のみであることから、Ⅳ a 層堆積後のⅢ a 層由来の崩積土と判断される。

IIIc 層：褐色を呈し、淘汰の悪い細礫からなる。概ね基質支持で、基質は極細～細粒砂からなる。分布は N23～N24 付近または E00～E02 付近に限られる。

IV 層は礫からなる IV a 層、極細～細粒砂およびシルトからなる IVb 層と礫からなる IVc 層に区分される。

IVa 層：灰白～灰褐色を呈し、比較的淘汰の良い礫からなる。礫は径約 3～20cm の円～亜円礫を主体とし、最大約 40cm である。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層または砂層を挟む。基質は極粗粒砂からなる。礫種は主として、礫種は主として、花崗岩類（花崗岩・花崗閃緑岩）、閃緑岩、閃緑斑岩、アプライト、斑岩、安山岩、溶結凝灰岩、ホルンフェルス、砂岩、チャートからなる。本層は上位下位の地層に比べ、圧砕岩（カタクレサイト・マイロナイト等）の礫を多く含む。N02～N06 付近または S03～S06 付近、N11～N15 付近または S08～S16 付近において、それぞれ下位の V 層または VI 層を著しく削り込み下位層が欠如する。

IVb 層：断層の東側と西側で岩相がやや異なる。東側の IVb 層は黄褐色を呈し、淘汰が良い極細～細粒砂からなる。分布は N19～N24 付近または S16～S24 付近にみられる。西側の IVb 層は緑灰～青灰色を呈し、淘汰は良いシルトからなる。本層上部にシルト質極細粒砂層、一部に砂層をレンズ状に挟み、植物片、木片、細礫を含む。本層は、断層の東側で IV a 層の礫層と指交状に接し西側では IVc 層の礫層と指交状に接することから、それぞれ同時異相の関係にあると判断される。

IVc 層：黄灰色を呈し、比較的淘汰は良い礫からなる。礫は径約 5～20cm の円～亜円礫を主体とし、最大約 40cm である。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層または砂層を挟む。その砂層に弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。基質は粗～極粗粒砂からなる。礫種は主として、花崗岩類（花崗岩・花崗閃緑岩）、閃緑岩、アプライト、斑岩、安山岩、ホルンフェルス、砂岩、チャートからなる。

V 層：黄灰色を呈し、淘汰は良く、極細～粗粒砂からなる。分布は断層の上盤のみに認められる。本層は上部から、極細～細粒砂、細粒～中粒砂、細～極粗粒砂、極細粒砂、粗～極粗粒砂からなる。最下部の粗～極粗粒砂は礫をレンズ状に挟み、弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。北壁面では N06～N11 付近においては平行葉理を有する砂層が上に凸の形状を示す。一方、南壁面では S08 付近で断層近傍の引きずり剪断を受けており、ほぼ直立した変形を生じている。下位の VI 層との境界は明瞭で、傾斜不整合で接する。

VI 層：橙褐～灰褐色を呈し、淘汰はやや悪い礫からなる。礫は一部で酸化し、全体として橙色を呈する。礫は径約 3～40cm の円～亜円礫を主体とし、最大径約 40cm である。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層または砂層を挟む。その砂層に弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。基質は粗粒砂からなる。礫種は主として、花崗岩類（花崗岩・花崗閃緑岩）、閃緑斑岩、アプライト、斑岩、安山岩、溶結凝灰岩、ホルンフェルス、礫岩、砂岩、チャートからなる。カタクレサイトも少量含む。

b) イベント層準の認定と年代、変位量

断層と地層の切断・被覆関係、上下変位量の差異に基づき、本調査では最近 2 回のイベントを認定した。断層は IVa 層以下の地層を切断し、走向は N40° W、傾斜 45～86° E である。ここでは新しいものからイベント 1、イベント 2 と呼称し、その認定根拠について記

載する。北壁面の断層近傍の拡大図を図 79、放射性炭素同位体年代測定の結果を表 4、各イベントの暦年較正年代を図 80 に示す。

イベント 1：北壁面及び南壁面において、IVa 層を切断する断層は上端をⅢ層に覆われる。IVa 層中の断層は剪断による礫の再配列を伴う（図 79）。砂礫層は高瀬川の本流性堆積物であり、初生的なインブリケーションはトレンチに対して直交方向の南東方向であるが、断層直近の礫は長軸がほぼ鉛直に再配列する。断層を挟んだIVa 層上面の比高は 1.2m である。断層上端を覆うⅢa 層およびⅢb 層は断層の低下側にのみ分布し、IVa 層に生じた高度差や上に凸の変形構造に対してアバットして分布する。Ⅲb 層は断層直上付近にのみ分布するIVa 層由来の崩積土とみられる。以上から、IVa 層に生じる断層変位及び変形構造と被覆層であるⅢ層の分布状況から、最新活動のイベント 1 はIVa 層堆積後、Ⅲb 層堆積前に生じたと考えられる。

IVa 層からは年代試料が採取できなかったものの、下位のIVb 層から 1240 ± 30 y. B. P. (1261~1091 CalBP : AD689~860 年) と 1280 ± 30 y. B. P. (1269~1184 CalBP : AD681~767 年)、Ⅲa 層からは 810 ± 30 y. B. P. (735~690 CalBP : AD1215~1261 年) の放射性炭素同位体年代測定値が得られた（表 4、図 80）。よって、最新活動時期は西暦 689~1261 年ないし約 1300~700 年前に特定される。この年代は、従来のトレンチ調査で推定された松本盆地東縁断層北部の最新活動時期（例えば、奥村・他, 1998 ; 遠田・他, 2008）や、従来から対比されてきた歴史地震である西暦 762 年の地震 ($M > 7.0$ 程度: 宇佐美・他, 2013) とも調和的である。また、IVa 層上面を変位基準として、最新活動に伴う上下変位量は 1.2 m と計測される。

イベント 2：北壁面の N07-N08 で認められる断層は、VI 層内部で上方へ不明瞭となり、V 層の砂層に明瞭な上下変位を与えていない。また、VI 層は断層の低下側では露出しておらず、最新活動に伴う 1.2m よりも大きな上下変位を受けている。さらに、断層より東側でVI 層は上位のV 層と明瞭な傾斜不整合の関係にあり、VI 層がより多くのイベントを記録している可能性が高い。よって、VI 層はイベント 1 に伴う変位だけでなく、それに先行するイベント 2 により累積的な変位と変形を生じていると考えられる。以上から、イベント 2 は、VI 層堆積以降、V 層堆積前に生じた。

VI 層からは年代測定試料が採取できなかったものの、V 層からは 2380 ± 30 y. B. P. (2434~2349 CalBP : BC485~400 年) の年代値が得られた（表 4、図 80）。よって、イベント 2 の発生年代は、約 2400 年前以前に限定される。なお、 2020 ± 30 y. B. P. の年代値も得られたが、試料に含まれる炭素量が少なく $\delta^{13}\text{C}$ が測定できなかったため、イベントの発生年代推定や暦年較正の対象からは除外した。

これらのイベントの発生年代から、最近 2 回の活動間隔の最小値は約 1100 年であると推定される。

以上から、明科七貴地区における変位履歴調査の結果、西暦 689~1261 年に生じた最新活動に伴い 1.2m の地震時上下変位が生じたことが明らかとなった。最新に先行する活動は、約 2400 年前以前に限定される。トレンチ壁面に露出した断層の傾斜は最大で 86° E であり、横ずれ断層に特徴的である礫の再配列も認められるため、実際の地震時変位には横ずれ成分が含まれている可能性がある。よって、今回計測した最新活動に伴う上下変位量 1.2m は最小値である可能性がある。

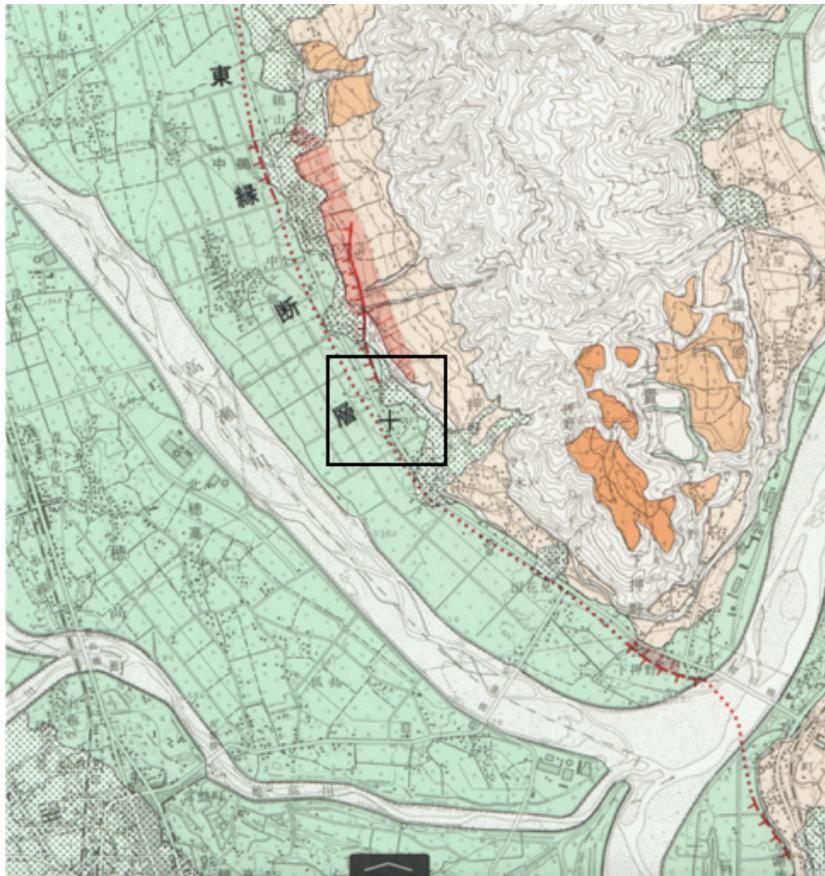


図 74 松本盆地東縁断層北部と明科七貴地区における調査位置
 国土地理院発行都市圏活断層図「信濃池田」(東郷・他, 1999)に加筆。

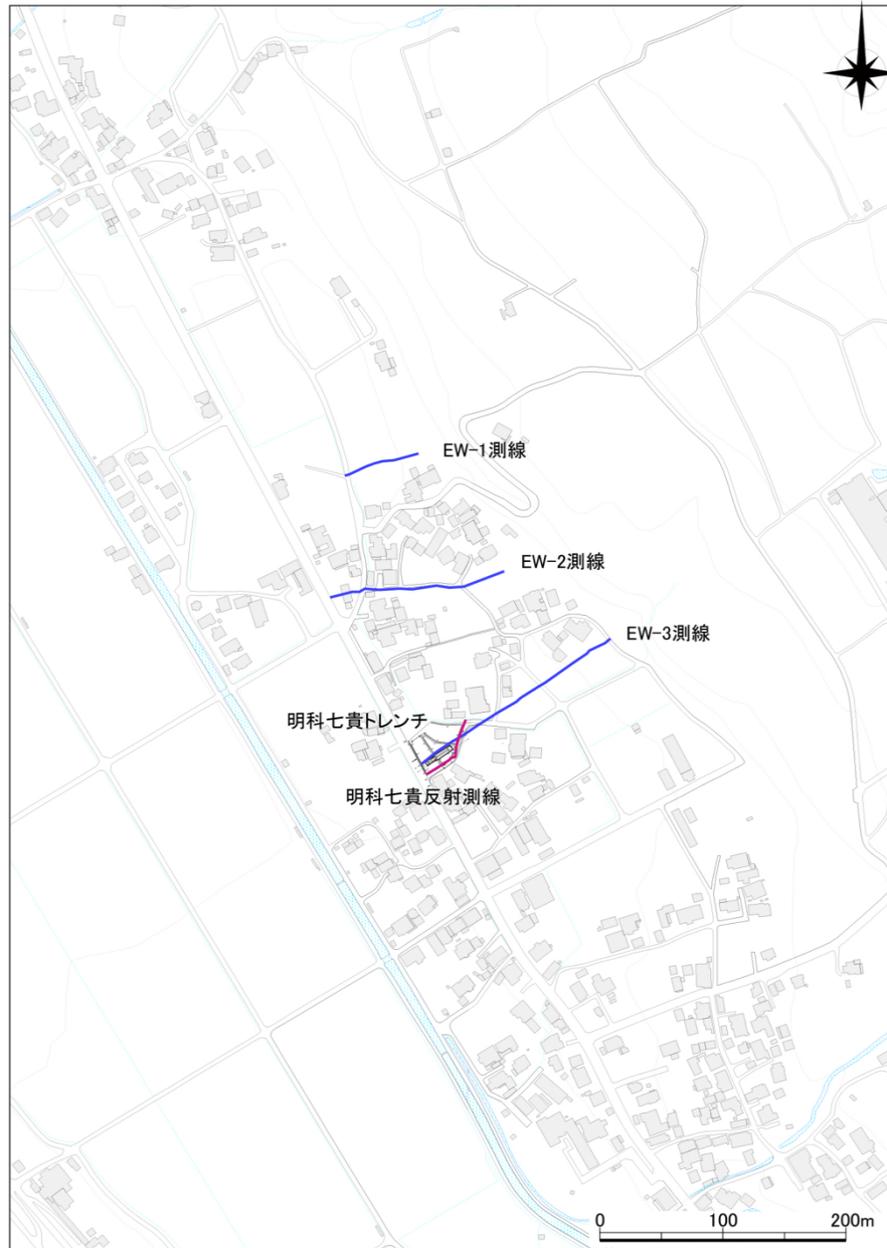


図 75 明科七貴地区におけるトレンチ掘削位置と測量図面
EW-1～EW-3 測線は地形断面測量の測線。

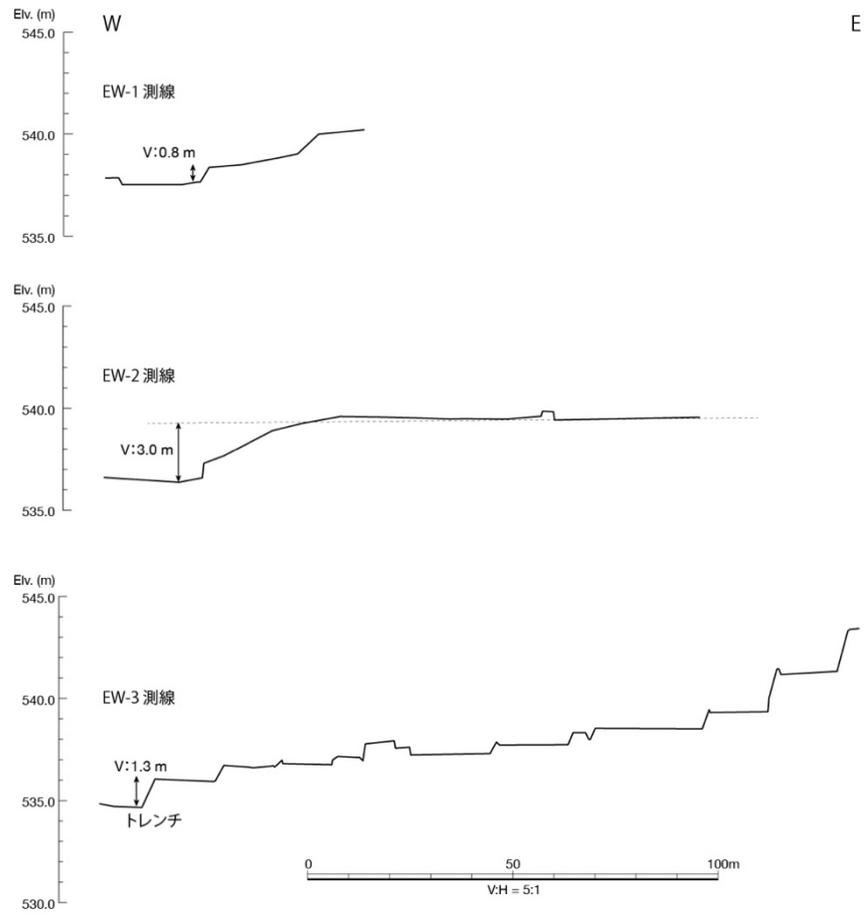


図 76 明科七貴地区における地形断面
縦軸は 5 倍強調。EW-1～EW-3 測線の位置は図 75 に示す。

明科七貴地区 トレンチ壁面展開写真 縮尺：25分の1



図 77 明科七貴トレンチ壁面の写真
グリッドは1 m間隔。

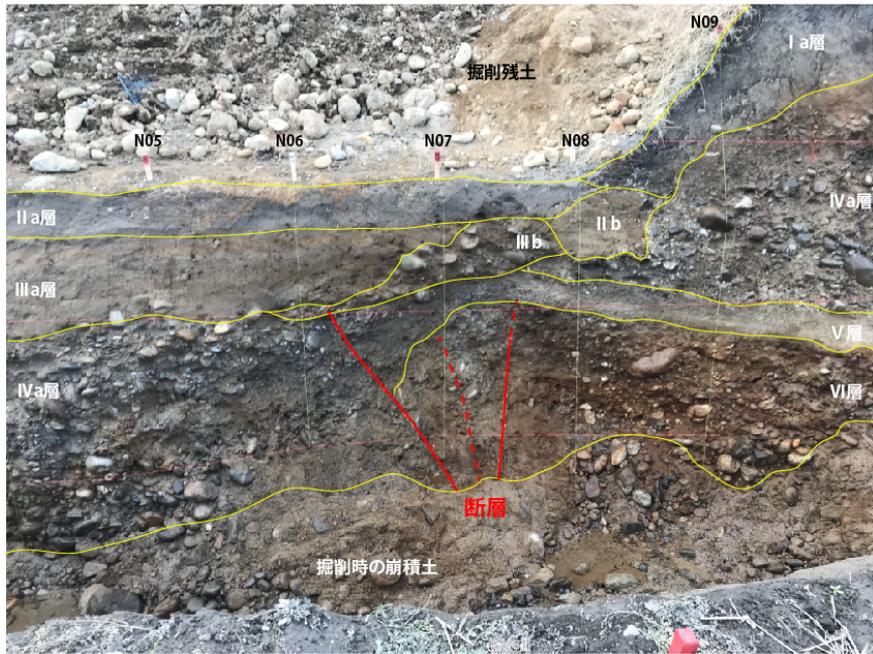


図 79 明科七貴トレンチ北壁面における断層近傍の拡大写真

表 4 明科七貴トレンチにおける放射性炭素同位体年代測定の結果
ここでは暦年較正年代として 2σ の範囲を示している。

geo ID	beta ID	sample	type of material	Measured Radiocarbon Age		Conventional Radiocarbon Age		cal	d13C	Pretreatment
55557	488337	AKN-S01-1	wood	1260	30	1240	30	95.4% probability (61.3%) 684 – 780 cal AD (1266 – 1170 cal BP) (34.1%) 787 – 876 cal AD (1163 – 1074 cal BP)	-26.4	acid/alkali/acid
55558	488338	AKN-S02-1	wood	1300	30	1280	30	95.4% probability (95.4%) 662 – 774 cal AD (1288 – 1176 cal BP)	-26.3	acid/alkali/acid
55643	489161	ANN-W2-2	organic sediment	730	30	810	30	95.4% probability (95.4%) 1169 – 1270 cal AD (781 – 680 cal BP)	-20.3	acid washes
55742	490076	ANN-N05-1	organic sediment	490	30	500	30	95.4% probability (94.7%) 1398 – 1449 cal AD (552 – 501 cal BP) (0.7%) 1333 – 1336 cal AD (617 – 614 cal BP)	-24.3	acid washes
55749	490181	ANN-N16-1	organic sediment	2350	30	2380	30	95.4% probability (93.6%) 541 – 393 cal BC (2490 – 2342 cal BP) (1%) 704 – 695 cal BC (2653 – 2644 cal BP) (0.7%) 727 – 720 cal BC (2676 – 2669 cal BP)	-23.2	acid washes
55750	490182	ANN-N20-1	organic sediment	NA	***	2020	30	95.4% probability (95.4%) 107 cal BC – 58 cal AD (2056 – 1892 cal BP)	NA	acid washes

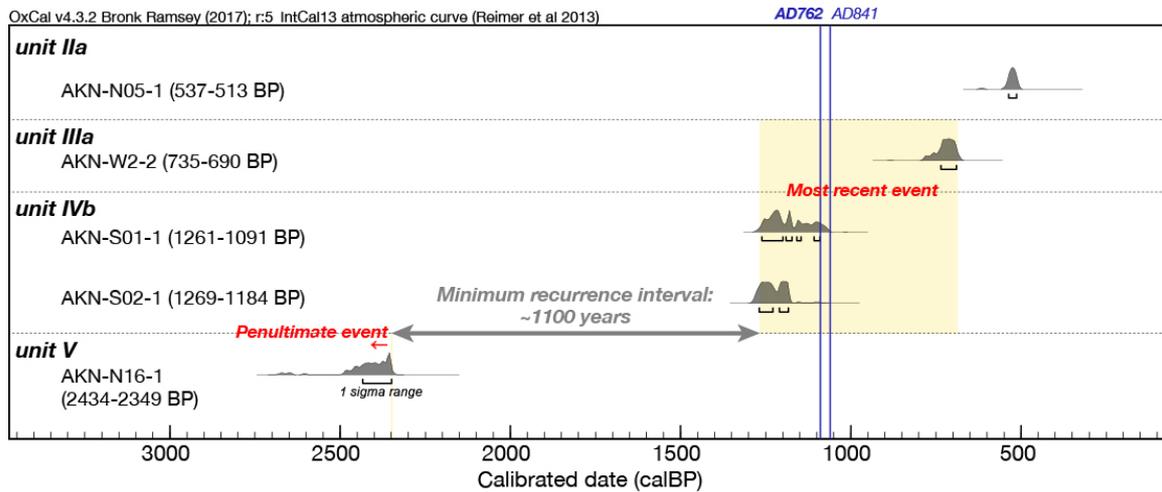


図 80 明科七貴トレンチにおける最近 2 回の活動の歴年代
年代測定結果は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を基に暦年較正し、 1σ に対応
する確率分布を示した。較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を
使用した。

c) 明科七貴地区におけるS波反射法地震探査

i) 探査測線

長野県安曇野市の明科七貴地点において実施したS波反射法地震探査の詳細測線位置を図54に示す。本地点においては、トレンチ掘削調査地点の近傍で、かつ、推定される断層構造にできるだけ直交する長さ約50mの測線を設定した。本測線はトレンチ調査地に隣接する南側の舗装道路上に設定しており、道路形状に沿って測線中央部分で折れ曲がる平面形態を呈する(図81)。

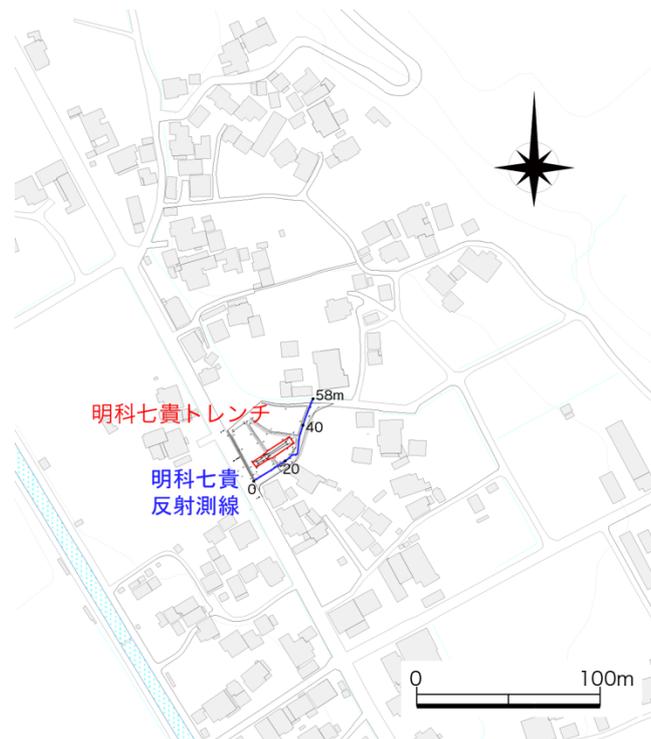


図81 反射法地震探査測線配置図(明科七貴調査地点)

青色線がS波反射法地震探査測線を示す。赤線はトレンチ掘削調査地点を示す。

安曇野市発行1/2500安曇野市基本図「No.26」、「No.36」を使用。

ii) 探査データの取得

本地点における探査データの取得についても一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査(例えば、物理探査学会, 2016)の現場データ取得作業に基づき、池田町会染地区におけるS波反射法地震探査と同様にして行った。本地点で実施した探査の主なデータ取得仕様を表5に示す。また、本探査で使用した機材は前述した会染花見で用いたものと同じであり、探査機材の仕様は前掲の表2の通りである。

表 5 主な探査データ取得仕様

	安曇野市 明科七貴
測線名	明科七貴
測線長	58m
受振点間隔	1m
発振点間隔	1m
展開方式	固定展開
振源	ポータブルバイブレータ
起振周波数	10-100Hz
スweep長	8秒
収録時間	2秒(コリレーション後)
サンプリングレート	0.5ms
垂直重合数	4回

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会, 2016)に基づいて、池田町会染地区におけるS波反射法地震探査のデータ処理とほぼ同様の、各種のデータ編集・フィルタ処理を施し、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業では池田町会染地区の探査データ処理と同様に、反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services社製)を用いて、図12に示す過程によって行った。

iv) 探査結果

データ処理によって得られた重合断面図を図 82 に、マイグレーション処理を施した時間断面図を図 83 に、マイグレーション処理を施した深度変換断面図を図 84 に示す。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 6 に示す。

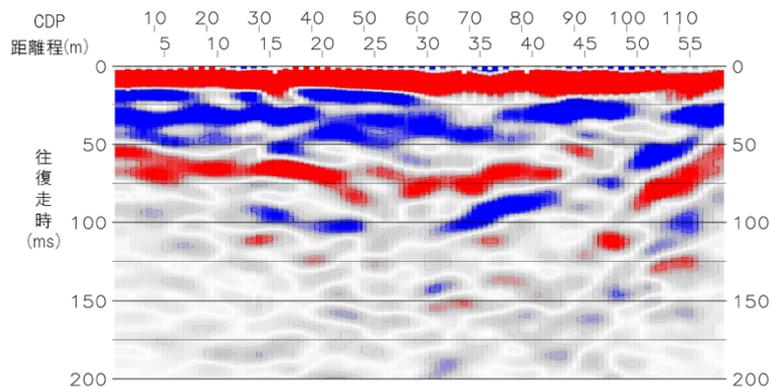


図 82 明科七貴測線の重合断面図

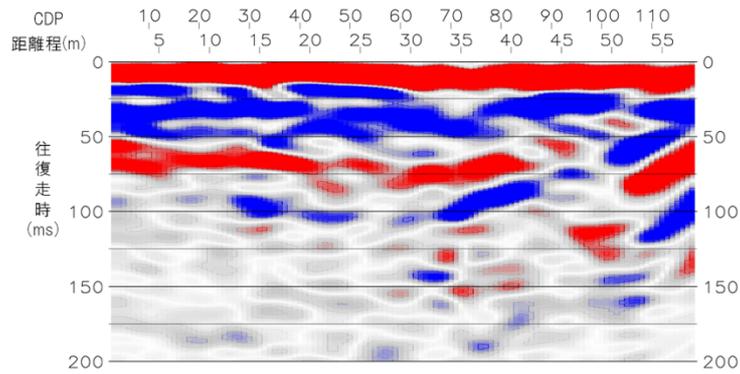


図 83 明科七貴測線のマイグレーション時間断面図

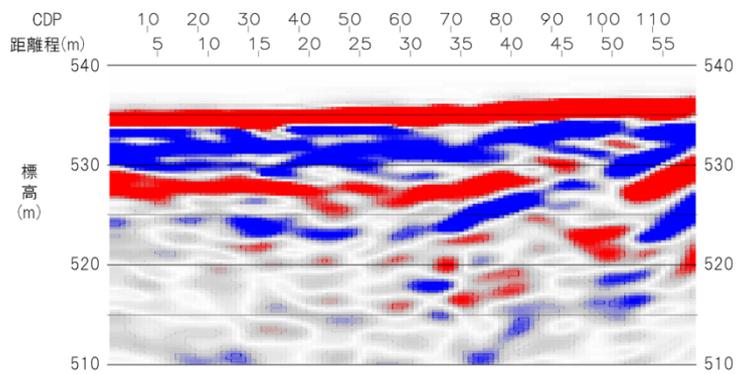


図 84 明科七貴測線のマイグレーション深度変換断面図

表 6 安曇野市明科七貴地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ表

安曇野市 明科七貴	
測線名	明科七貴
ジオメトリ情報	
CDP間隔	0.5m
CDP範囲	3-118
バンドパスフィルタ	
周波数帯域	5/10-90/100 Hz
振幅回復処理	
真振幅回復	-
AGCゲート長	500ms
デコンボリューション	
アルゴリズム	Zero phase spiking
ゲート長	250ms(ゼロオフセット)
オペレータ長	10ms
デコン後BPF	0/10-70/80 Hz
デコン後AGC	-
その他処理	
	-
速度解析	
間隔	10CDP
残差静補正	
アルゴリズム	-
最大許容量	-
CDP重合処理	
NMO-ストレッチミュート	100%
マイグレーション	
アルゴリズム	FK
速度スケール	70%

5) 連動イベントの発生頻度と確率の試算

神城断層・木崎湖南方地点では予察的な変位履歴に基づけば、約 1.2 万年前以降に識別された活動回数が 4 回もしくは 6 回と現時点で確定的ではないものの、いずれのケースでも地震時上下変位量が 3 m 程度の活動が 2 回認められ、これらを連動型地震とみなすことができる。したがって、神城断層における連動型地震の平均再来間隔は 5400 年程度と見積もられる。仮に、これらの連動イベントがポアソン過程に従うとした場合、神城断層全体と松本盆地東縁断層北部との連動確率は、30 年で 0.6% と試算される。ただし、現時点での変位履歴からみて、当該地点の神城断層では連動型地震と非連動型地震が時間的なクラスタリング（集中期）を生じつつ、バイモーダルとなっている（頻度分布に 2 つのピークがある）可能性もあり、これらを考慮した発生確率の評価方法も考案していく必要がある。

松本盆地東縁断層北部を含む連動イベントについて、現時点で中南部区間にデータの制約があるため、詳細な連動範囲については現段階では言及できない。しかし、北隣の神城断層との連動イベントについては、従来から最新活動に対応するとされた西暦 762 年の歴史地震に伴い、少なくとも北部区間全体が連動した可能性を指摘することができる。これは、従来から推定されていた最新活動時期が重なるという指標だけではなく、1) 上記の神城断層南端付近の木崎湖南方において 3 m 程度の地震時上下変位量が確認されたこと、2) 池田町会染地区においても最新活動に伴い 1.7m 程度の地震時上下変位量が生じた可能性があることによる。

さらに、連動範囲は特定できないが、松本盆地東縁断層北部を含む連動イベントの発生頻度については、現時点で次のように推定可能である。既述のように、松本盆地東縁断層北部では過去約 1000 年前から約 8300 年前までに 3 回の活動が生じ、いずれも少なくとも 50km の断層区間が活動した連動型の地震イベントの可能性が指摘された。この場合、松本盆地東縁断層北部を含む連動型地震の平均再来間隔は 3700 年程度と見積もられる。仮に、これらの連動イベントがポアソン過程に従うとした場合、松本盆地東縁断層北部の連動確率は、30 年で 0.8% と試算される。

6) 神城断層・大町市平中綱湖地区におけるボーリング調査、ジオスライサー調査

本地点は、2014年長野県北部の地震では活動しなかった神城断層上に位置し、青木湖と中綱湖の間に位置している(図85~87)。周辺では湖成段丘面及び河成段丘面が神城断層の上盤側に分布しており、これらの段丘面を切る東側低下のバックスラストも併走する(図87)。主に西側トレースの神城断層本体において、高時間分解能の湖成層に基づき高精度に平均変位速度を推定するため、平成29年度に引き続き、断層の低下側と隆起側で各1孔のボーリング調査を実施した。平成29年度に断層の低下側で実施したTA0-1孔は孔名をNKT-1孔に変更した。また、ボーリング地点から約500m南の地点において、最新活動時期と地震時変位量、活動間隔等を推定するため、比高1.5mの低崖を横断して群列ジオスライサー調査を実施した。以下では、それぞれの調査結果を報告する。

a) 中綱湖地区におけるボーリング調査

本年度は、断層の隆起側で深さ約33mまで(NKT-2孔)、断層の低下側で深さ約36mまで(NKT-3孔)、2孔を掘削した(図88)。NKT-3孔の掘削位置選定にあたっては、可能な限り撓曲変形帯から離れ、初生的な湖成層の堆積構造を確認し、かつ断層を堀抜き採取することに留意した。ボーリングコアの柱状図と写真を図89~92、周辺の地形地質断面図を図93に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果を表7に示す。

NKT-2孔及びNKT-3孔には、下位から大峰帯相当層の礫岩(7b層)、凝灰岩(7a層)、不整合に覆う河川性砂礫層(4~6層)、腐植質シルト・砂の互層からなる湖成層(2~3層)、人工改変土層(1層)が露出した(図89~93)。NKT-2孔では大峰帯とみられる礫岩と凝灰岩の境界に破碎帯を伴う明瞭な断層が認められ、その傾斜は 20° 及び 40° である。湖成層最下部の深度18m付近には、凝灰岩が湖成層の砂層に衝上する小断層がみられる。NKT-3孔では砂礫層(6層)を切断する傾斜 20° 程度の低角逆断層が認められ、上位の湖成層中にも副次的な断層がみられた。湖成層の傾斜はNKT-2孔では $10\sim 20^{\circ}$ 程度であり、これは逆断層の上盤側で生じた撓曲変形の一部と判断できる。一方、低下側のNKT-3孔では湖成層の傾斜は $20\sim 30^{\circ}$ 程度と増傾斜しており、さらに下位の4~6層では $40\sim 70^{\circ}$ と変形の程度に累積性が認められる。これは、NKT-3孔最下部付近の逆断層による撓曲変形の一部と考えられる。

湖成層(3層)から木片、腐植質シルトなどの放射性年代測定試料が得られた。NKT-2孔とNKT-3孔で概ね調和的な年代値が得られ、約3.4~1.9万年前に堆積したと考えられる(図93)。最も新しい年代値として、NKT-3孔から 19390 ± 70 y. B. P. が得られた。炭素年代の 1σ に対応する較正暦年代は23501-23208 Cal BPである(図94A)。隆起側の湖成段丘面の構成層は3層であり、段丘面は約24ka頃に形成されたと推定される。段丘面と湖成層の比高から計測される累積上下変位量は約15mであるため、段丘面の年代を考慮して、平均的な上下変位速度は $0.6\sim 0.7$ mm/yr程度と見積もられる。ただし、累積上下変位は撓曲崖を挟んで計測される値であり、NKT-3孔では調査地点よりも西側を通る逆断層が認められたため、ここで算出されたレートは最小値となる。

さらに調査地点から南方では、Une(1985)により神城断層の低下側の層序が橋梁工事に伴うボーリングから推定されている(図87)。それによると、地表から深度12mの湖成層中から $18,820\pm 350$ y. B. P. の年代値を示す木片が報告されている。炭素年代の 1σ に対応

する較正暦年代は 23135～22345 Cal BP である (図 94B)。年代から判断して、この層準が本調査のボーリングによる 3 層の湖成層に対比され、断層低下側では湖成層が南北方向にほぼ水平に分布すると考えた場合、段丘面の累積上下変位量に 12m を加算した 27m が断層帯本体の累積上下変位量とみなせる。よって、この累積変位量を 24ka で除した 1.1mm/yr が本地区における神城断層の平均的な上下変位速度と推定される。

以上から、中綱湖周辺における平均的な上下変位速度は、撓曲崖を挟んだ両側で湖沼性堆積物と湖成段丘面を基準に 0.68mm/yr 以上と見積もられた。さらに、地表の撓曲崖だけではなく、西側の中綱湖底にも従来知られていなかった逆断層が新たに推定された。断層低下側における既報の層序と年代を考慮して検討した場合、本地区における神城断層全体の平均上下変位速度は 1.1mm/yr と推定された。

b) 中綱湖地区におけるジオスライサー調査

本地点は中綱湖畔に位置し、比高 1.5m 程度の西側低下の低崖地形がみられる。湖成堆積物を基に神城断層の最近の活動時期を明らかにするため、この低崖を横断して長さ 2 m のジオスライサー 9 本 (NKTG-1～9) と深さ 2～3 m 程度の簡易式ボーリング 4 本 (NKTE-1～4) を採取し (図 95)、地形地質断面図を作成した。調査地点周辺の地形断面を図 96、ジオスライサーの写真を図 97、地形地質断面図を図 98 に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果をまとめて表 8 に示す。

調査地には、下位から斜面堆積物 (7 層)、シルト質砂礫層 (6 層)、腐植質シルト及び砂の互層 (5 層及び 4 層)、腐植質シルト層 (3 層)、シルト層 (2 層)、人工改変土層 (1 層) が露出した。低崖の直下付近で採取した NKTE-4 孔の 7 層中には不明瞭ながら剪断面がみられ、これを低崖を形成した神城断層の一部と判断した。

過去の地震イベント層準は、地層の変形・上下変位の差異やアバットする堆積構造を基に 2 回識別できる (図 98)。新しいイベント (イベント 1) は、4 層以下の地層が西へ傾動ないし撓曲変形するのに対して、上位の 3 層及び 2 層がアバットすることで認定される。よって、イベント 1 は 4 層堆積後、3 層堆積前に生じた。この変形と不整合関係は低崖よりも西側で生じており低崖の形成に寄与するイベントでないため、上記のボーリング調査で明らかになった中綱湖底を延びる逆断層によるイベントである可能性が高い。4 層から 1290 ± 30 y. B. P. (較正暦年代 1σ : 1275～1185 CalBP, 675～766 AD) が得られた。3 層から得た年代値はいずれも古く矛盾しており、2 層の最上部から 690 ± 30 y. B. P. (較正暦年代 1σ : 675～570 CalBP, 1275～1380 AD) が得られた。3 層の古い年代試料は、地層の堆積年代よりも古い木材や腐植がリワークして再堆積したと推定される。よって、イベント 1 は約 1300 年前～600 年前 (西暦 675～1380 年) に生じたと考えられる (図 98～99)。この発生年代は、2014 年長野県北部の地震以前に指摘されてきた神城断層の最新活動時期と調和的であり (例えば、奥村・他, 1998; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震 (宇佐美・他, 2013) に対比可能である。また、長野県北部の地震に伴う地震断層上のトレンチ調査で推定された西暦 1714 年正徳小谷の地震 (例えば、都司, 2003; Katsube et al., 2017) には対応しない。よって、本地点を含む長野県北部の地震で未破壊の神城断層においては、最新活動は従来と同様に西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震である可能性が高い。

古いイベント（イベント2）は、6層以下の地層が低崖を境として上下変位を生じ、その低下側を5層及び4層が埋積する地質構造によって認定される（図98）。5層及び4層と断層の直接の関係は明らかではないが、隆起側には相当層は確認されず低下側のみに堆積する。また、層相が細粒の腐植質シルトと砂層の互層からなるため、6層堆積後に生じたイベントの後、低下側を埋積して湖沼性の5層及び4層が堆積したと判断した。6層の上面を基準として断層近傍の累積上下変位量は1.7mと計測され、中綱湖底を延びる逆断層の存在を考慮すればこの値は最小値となる。6層からは年代測定値は得られていないが、下位の7層から最も新しい年代値として17200±50 y. B. P.（較正暦年代1σ：20834～20642 CalBP）が得られた（図98，表8）。一方、イベント2の上限を示す年代値として、5層からは1320±30 y. B. P.（較正暦年代1σ：1292～1188 CalBP，658～762 AD）が得られた。よって、イベント2は約1200年前以前に生じたと考えられる。ただし、7層の年代が約21kaと古く、5層との堆積間隙が大きいため、イベント2の発生日代はより詳細な検討が必要である。

以上から、中綱湖のジオスライサー調査地点では、最近活動時期は西暦675～1380年に生じたことが明らかとなった（図99）。この年代は、2014年長野県北部の地震前に指摘されてきた、神城断層の最新活動が西暦762年もしくは841年の歴史地震に対比される可能性と調和的である。仮に、西暦762年の歴史地震に対比されたとした場合、現在までの経過時間は1257年となる。また、2014年地震の震源域で1つ前の活動とされる西暦1714年正徳小谷の地震には対応しないことが明らかとなった。調査地点を含む神城断層南部の約15km区間は2014年地震では未破壊であり、今後の地震発生可能性や確率評価には、ここで明らかとなった最新活動時期を用いることが妥当であると考えられる。さらに、この未破壊区間が次に活動した場合、南へ連動してさらに大規模な地震を生じる可能性を引き続き検討する必要が明確になった。

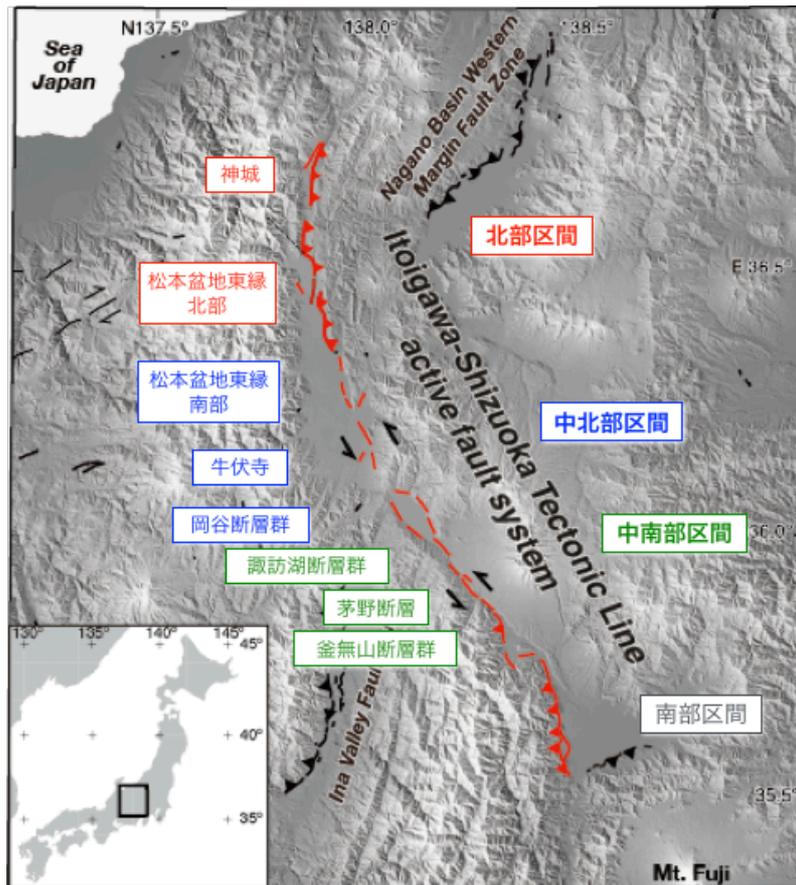


図 85 糸魚川－静岡構造線断層帯の活動区間。活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。Kondo et al.（2008）に加筆。

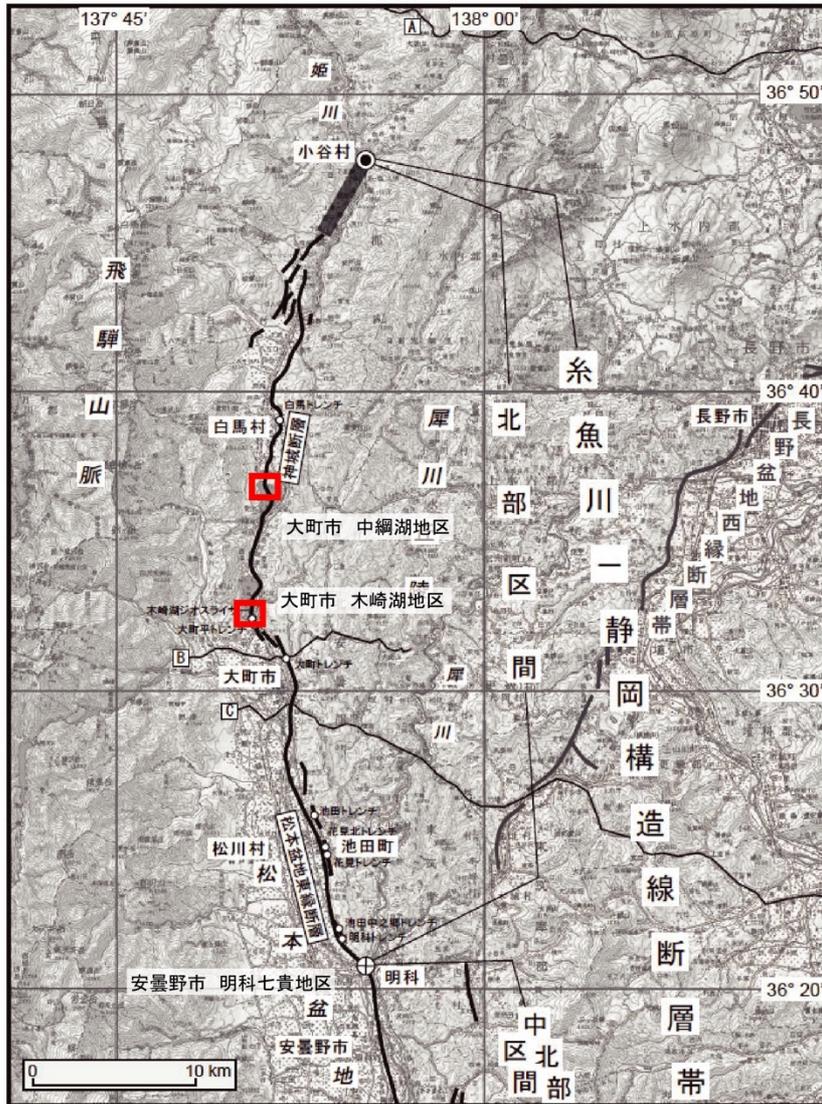


図 86 糸魚川－静岡構造線断層帯北部区間と調査位置。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）に加筆。

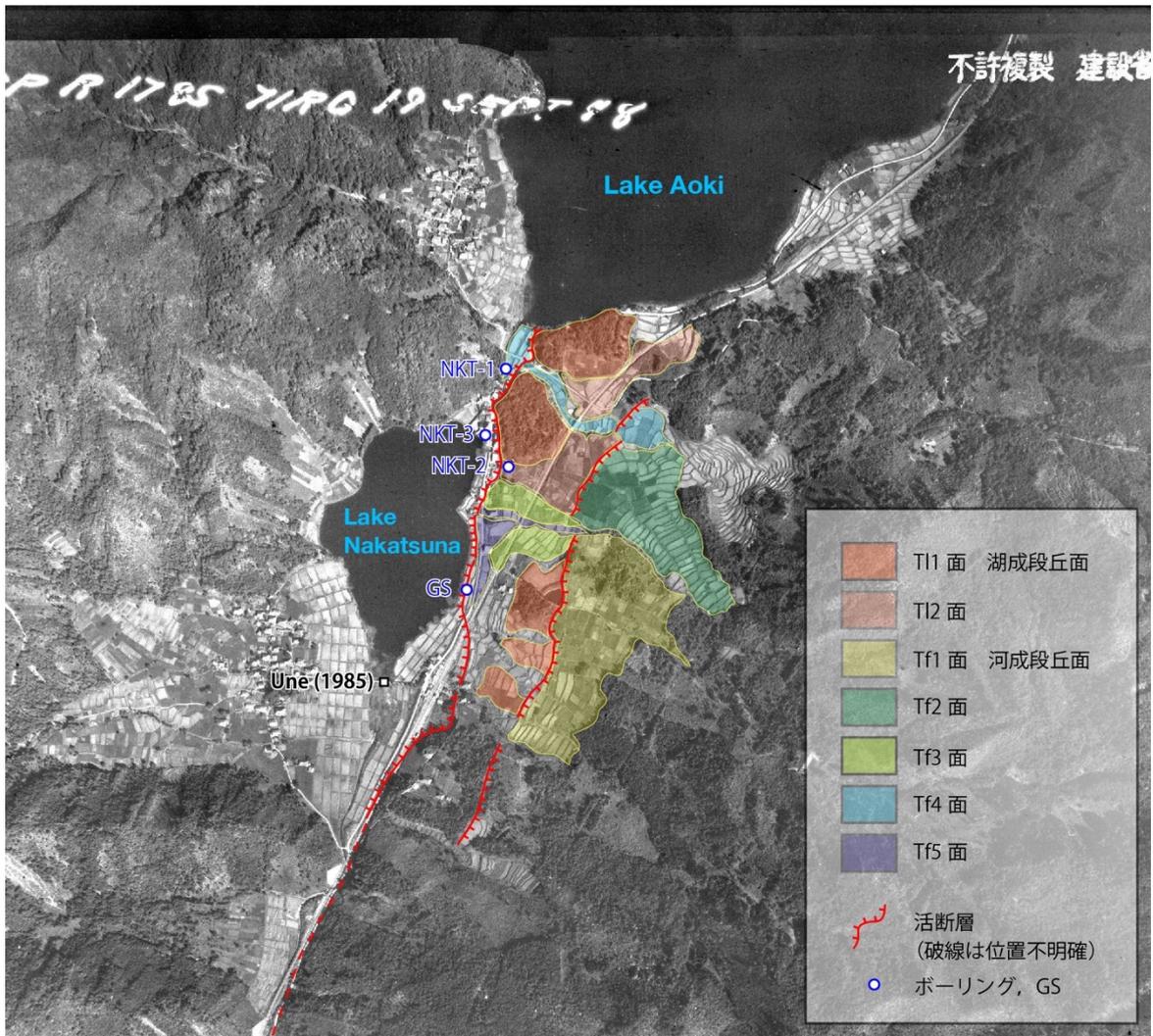


図 87 中綱湖周辺（大町市平）の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置。国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。赤線は本研究による神城断層のトレース、ケバは低下側を示す。

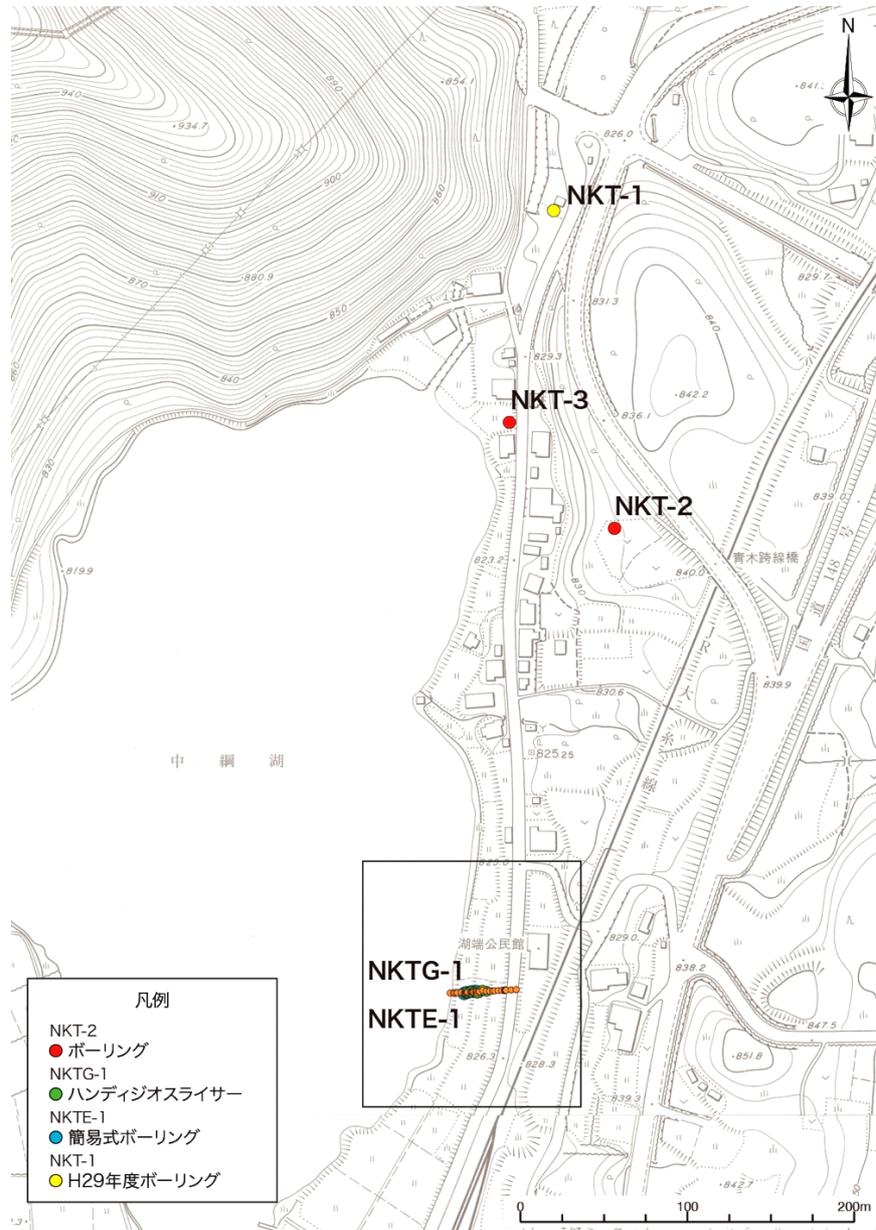


図 88 中綱湖周辺におけるボーリング調査およびジオスライサー調査地点。基図は大町市発行の 1/2,500 都市計画図。図中の黒枠は図 95 に示す拡大図の範囲。NKT-1 孔は、平成 29 年度に実施した TA0-1 孔と同じ。NKT-2 孔と NKT-3 孔が平成 30 年度に新たに掘削したボーリング地点。NKTG-1 及び NKTE-1 はハンディジオスライサーおよび簡易式ボーリング。

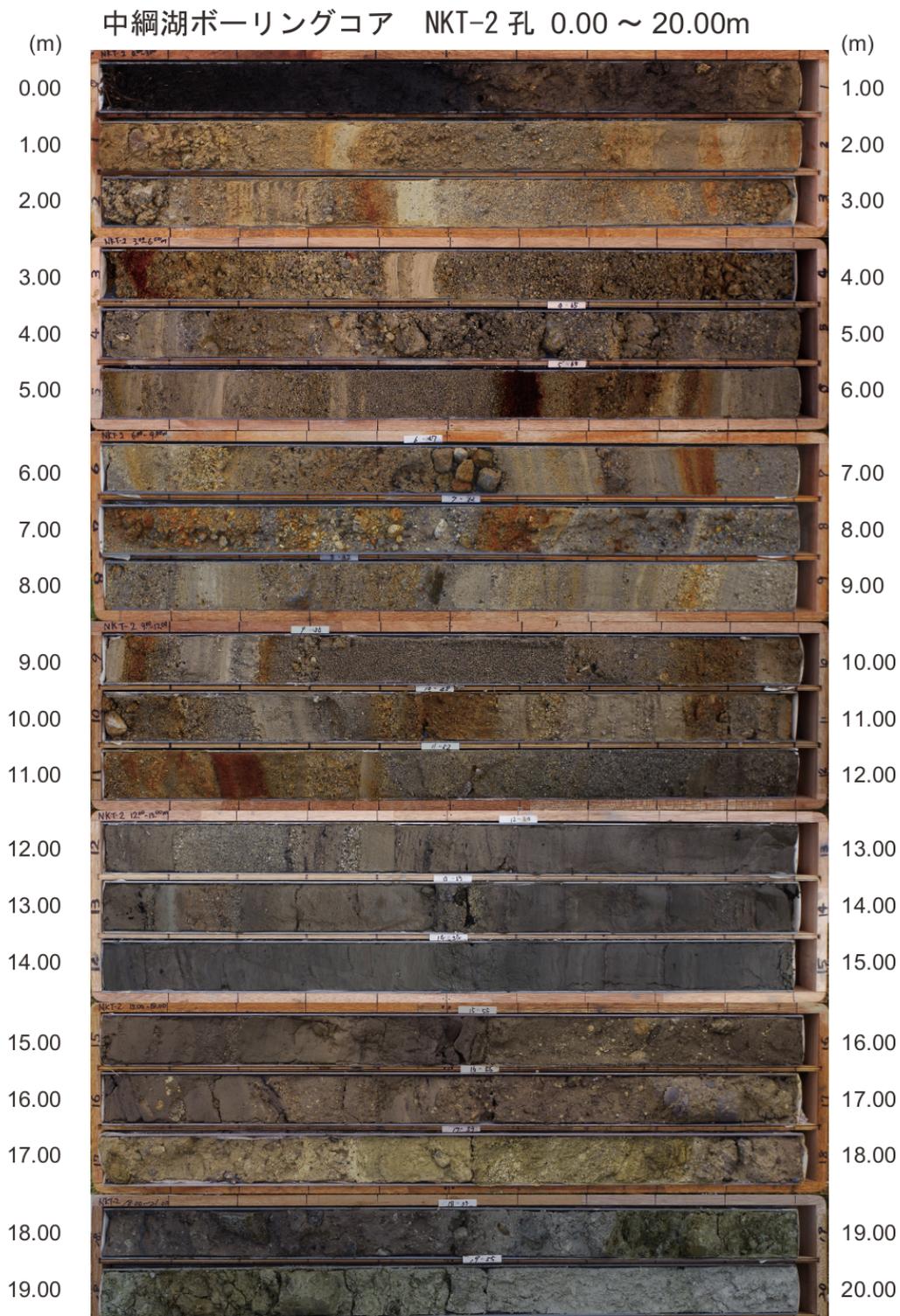


図 90 NKT-2 孔のコア写真

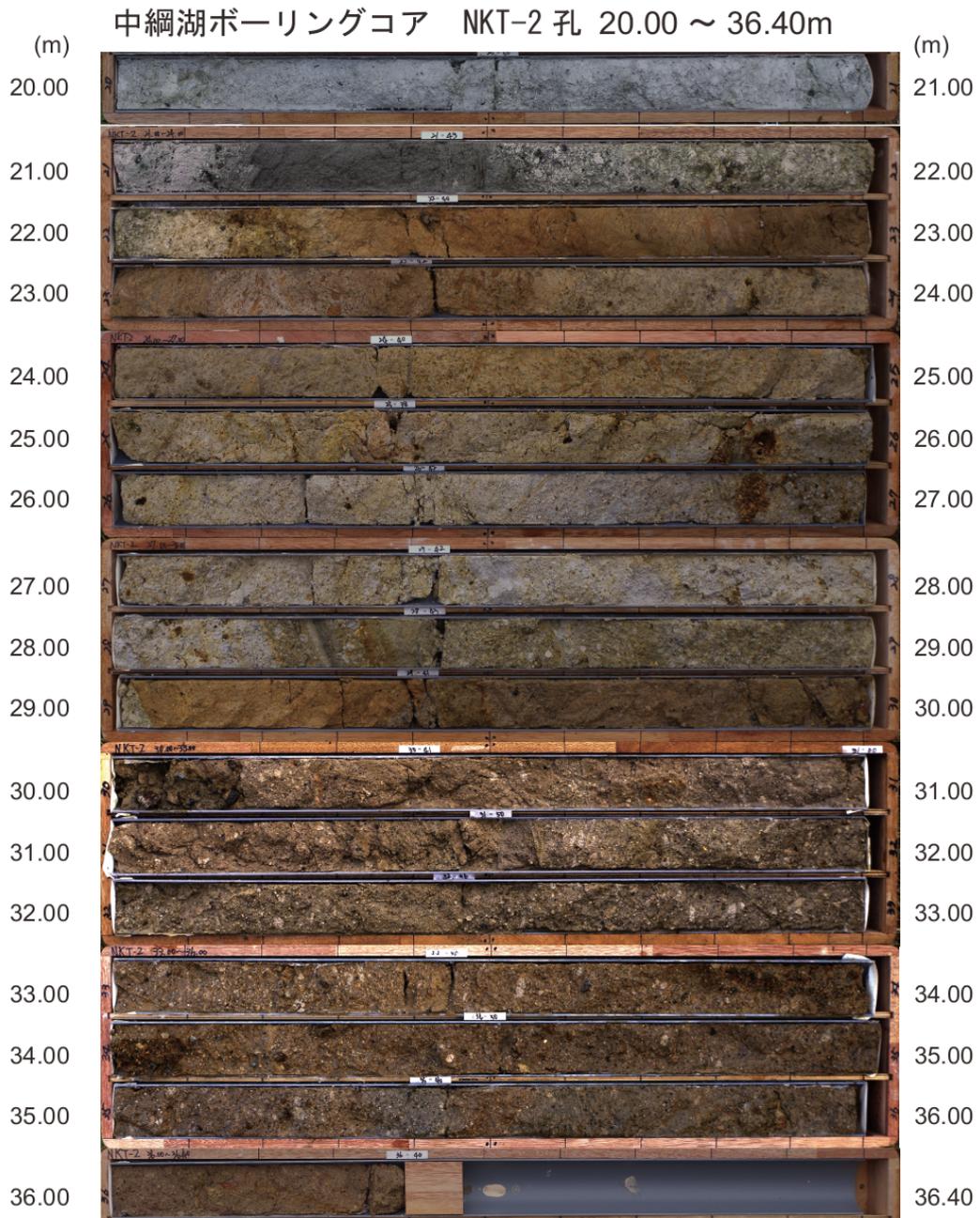


図 90 NKT-2 孔のコア写真 (続き)

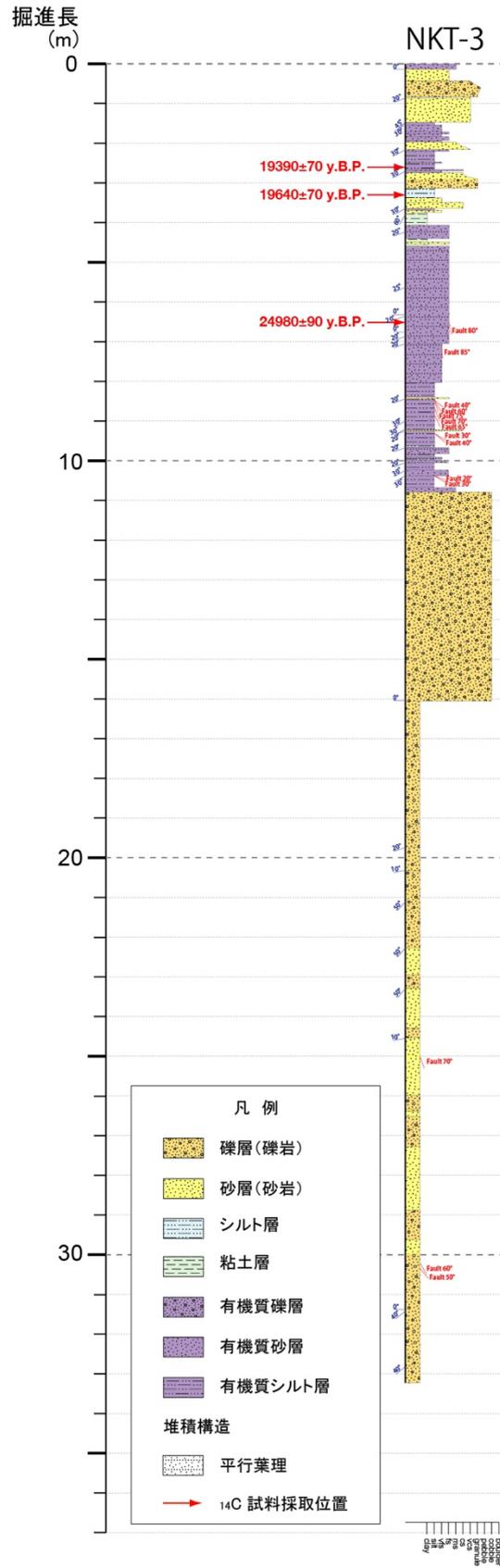


図 91 NKT-3 孔（断層低下側）の柱状図。掘削位置は、図 88 を参照。

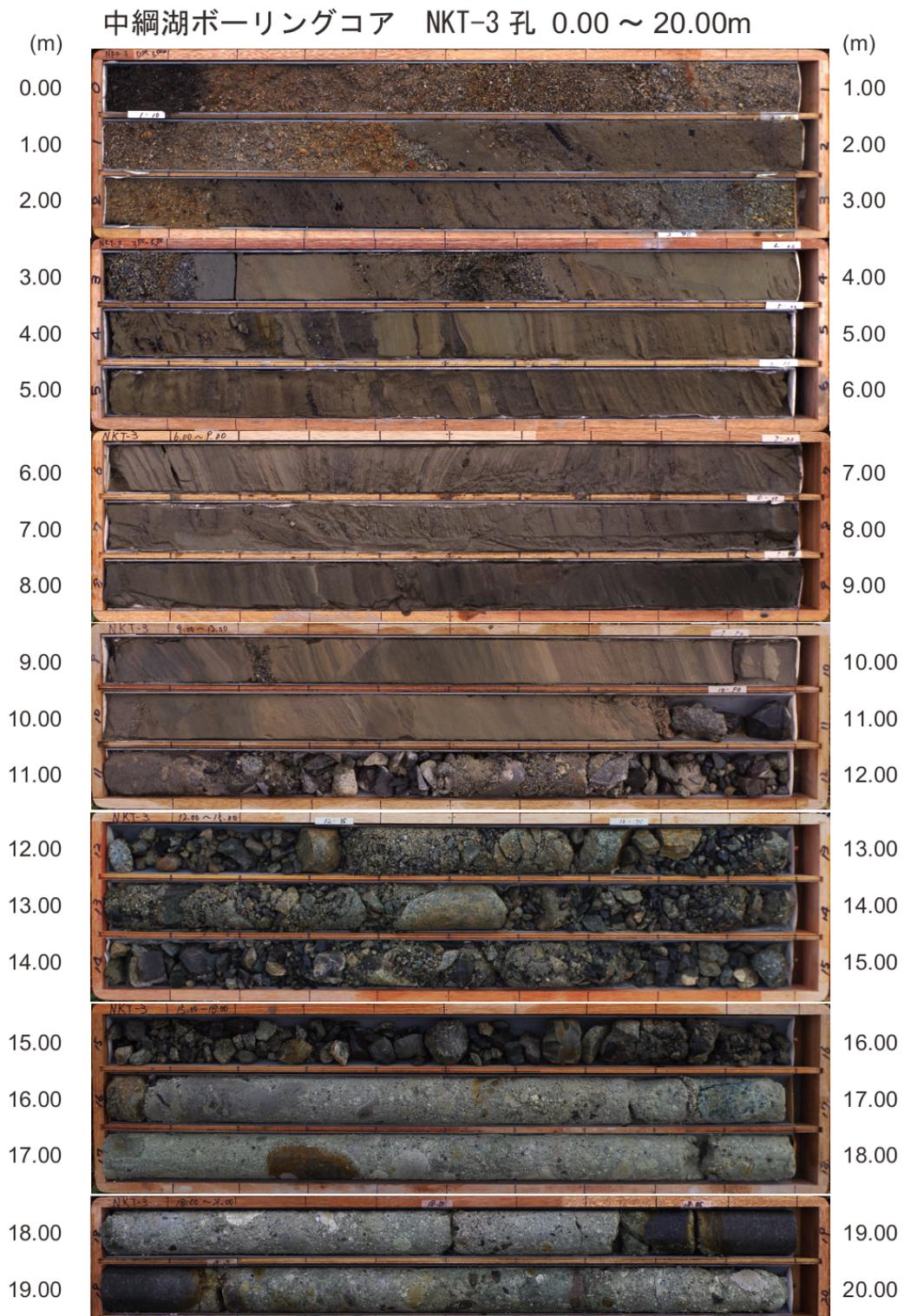


図 92 NKT-3 孔のコア写真

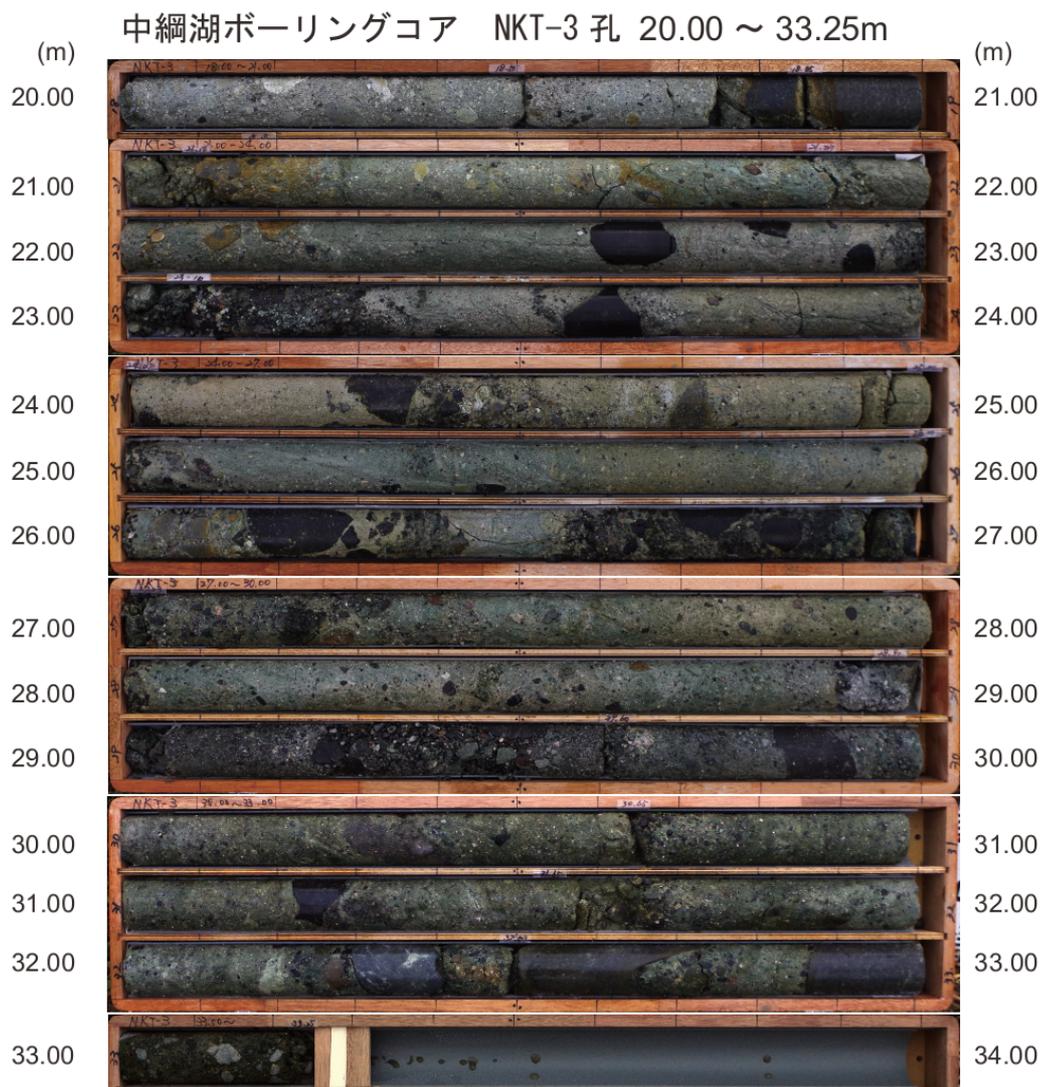


図 92 NKT-3 孔のコア写真 (続き)

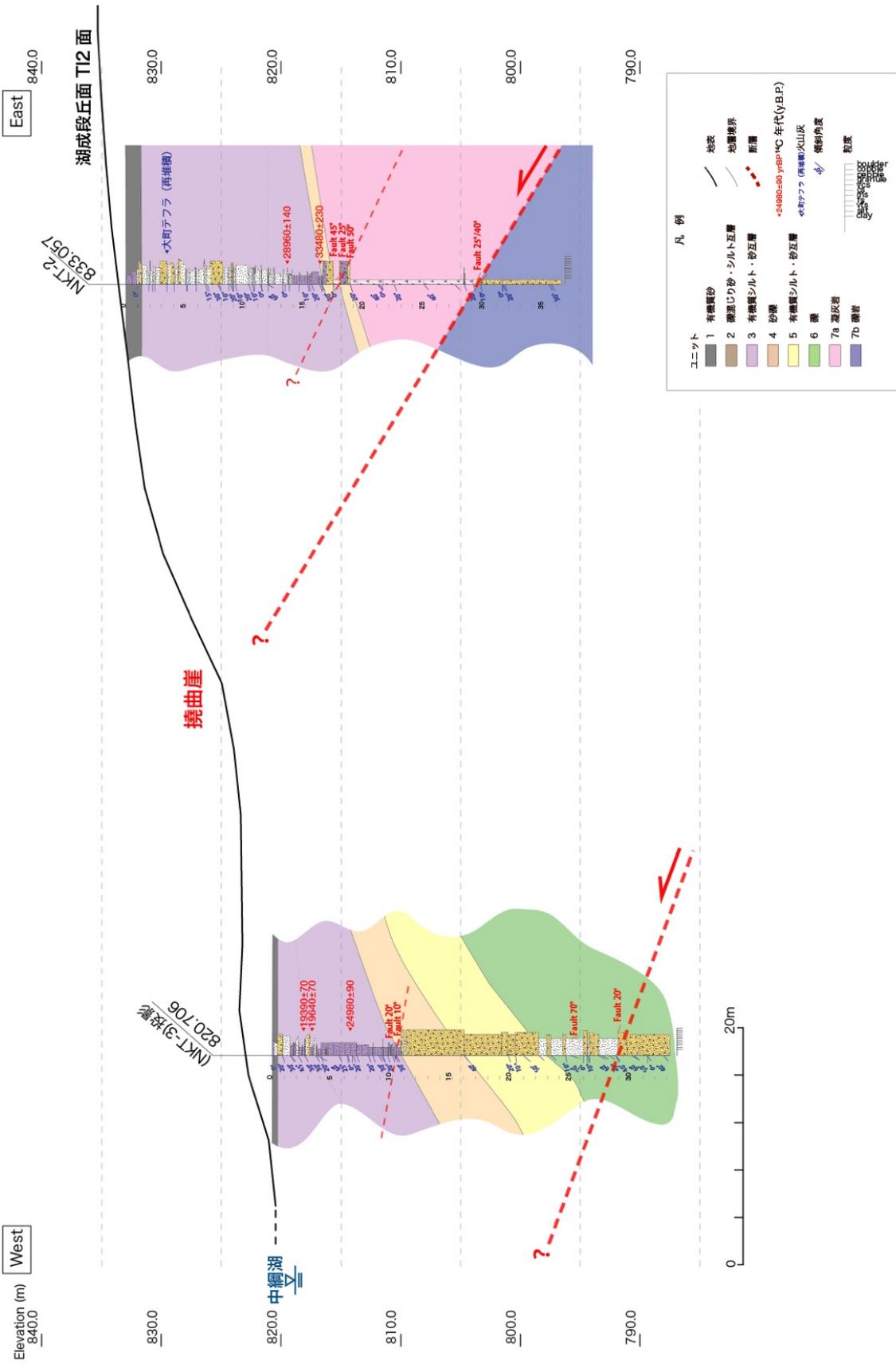


図 93 NKT-2 孔及び NKT-3 孔に基づく地形地質断面図

表7 NKT-2 孔及び NKT-3 孔の放射性炭素同位体年代測定の結果

unit	sample name	type of material	Measured Radiocarbon Age (y.B.P.)		Conventional Radiocarbon Age (y.B.P.)		$\delta^{13}C$ (‰)	calendar year	Technique	Pretreatment	beta D
3	NKTB2-02	wood	28980	140	28960	140	-26.11	95.4% probability (95.4%) 31642 – 30816 cal BC (33591 – 32765 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	509160
3	NKTB2-03	wood	33520	230	33480	230	-27.35	95.4% probability (95.4%) 36543 – 35021 cal BC (38492 – 36970 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	509161
3	NKTB3-01	wood	19400	70	19390	70	-25.82	95.4% probability (95.4%) 21650 – 21116 cal BC (23599 – 23065 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510908
3	NKTB3-02	wood	19670	70	19640	70	-26.54	95.4% probability (95.4%) 21972 – 21466 cal BC (23921 – 23415 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510909
3	NKTB3-03	wood	24950	90	24980	90	-23.13	95.4% probability (95.4%) 27379 – 26780 cal BC (29328 – 28729 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510910

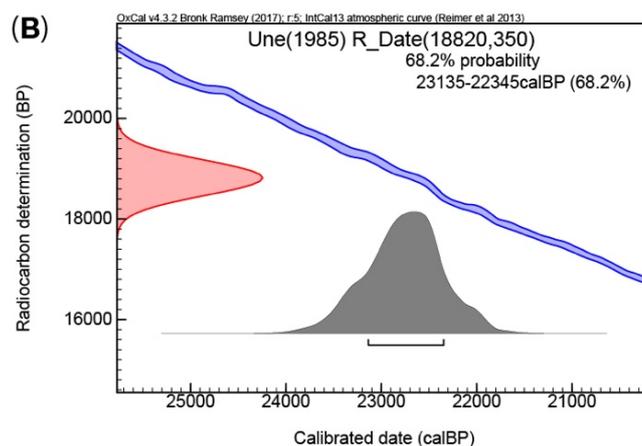
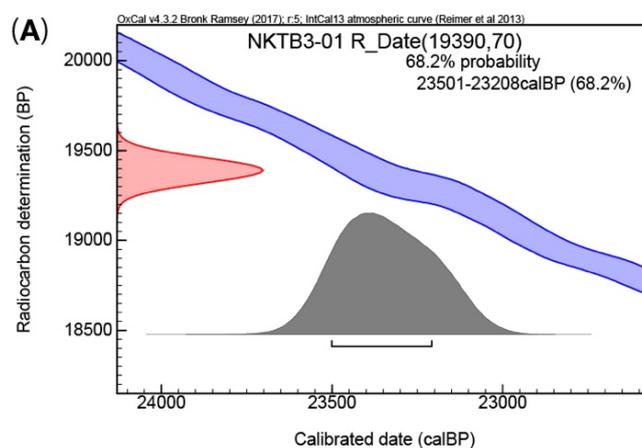


図 94 放射性炭素同位体年代測定の較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を使用し、較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を用いた。

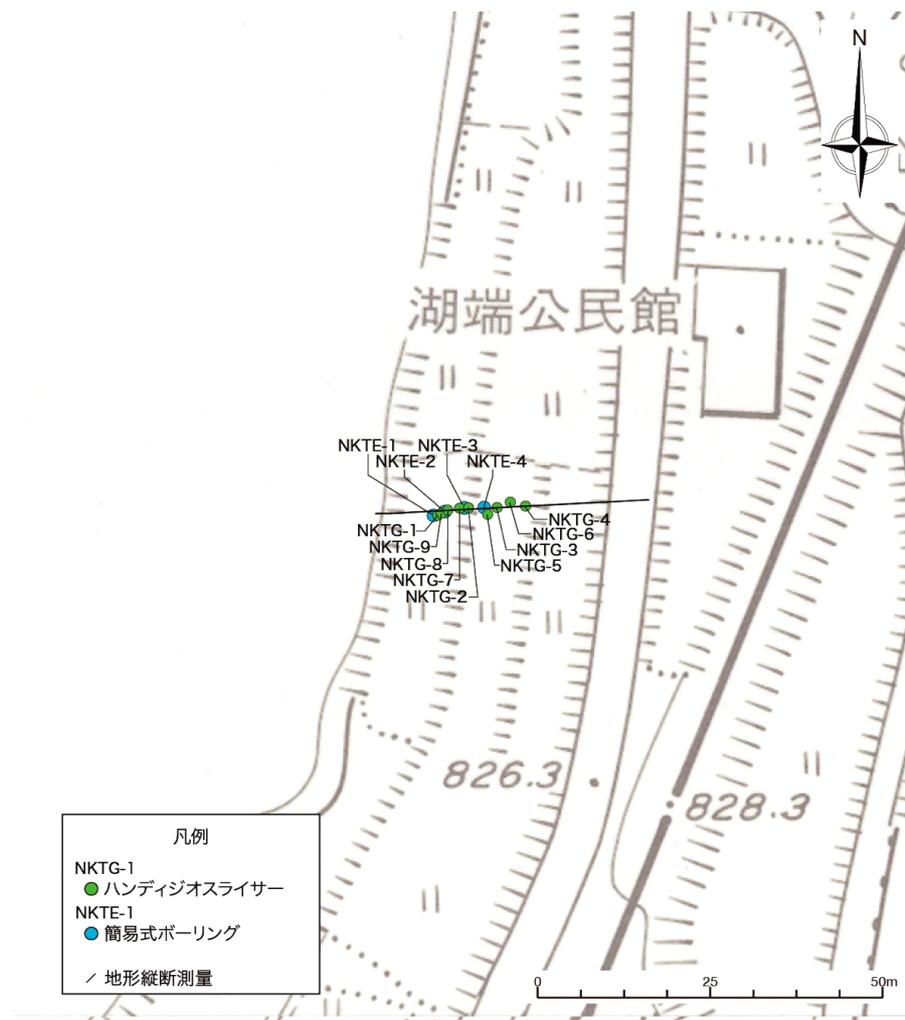


図 95 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の詳細位置図。基図は大町市発行の 1/2,500 都市計画図。NKTG-1～9 及び NKTE-1～4 はハンディジオスライサーおよび簡易式ボーリングの位置。黒線は地形断面測線の位置

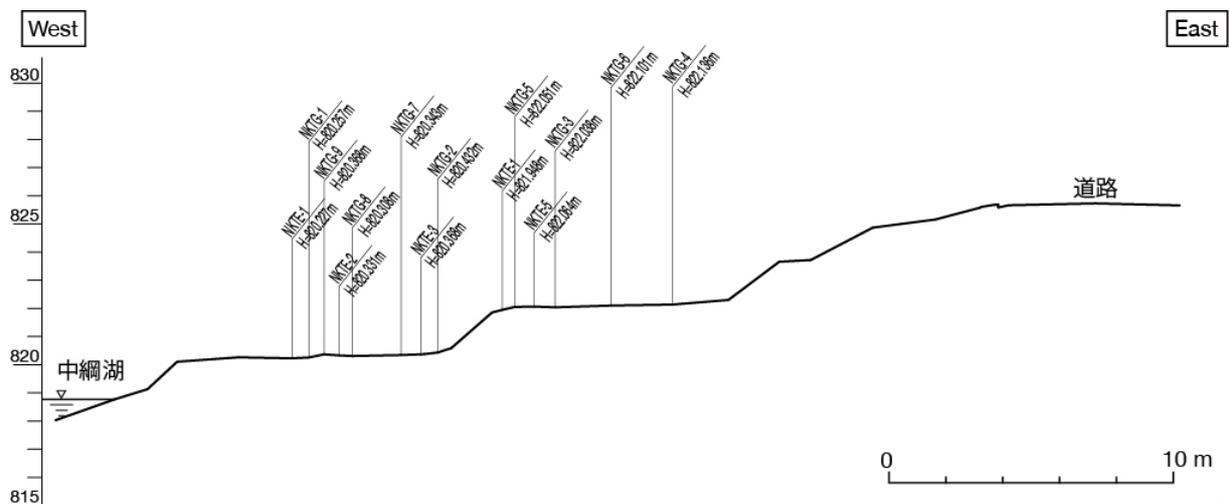


図 96 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の地形断面図

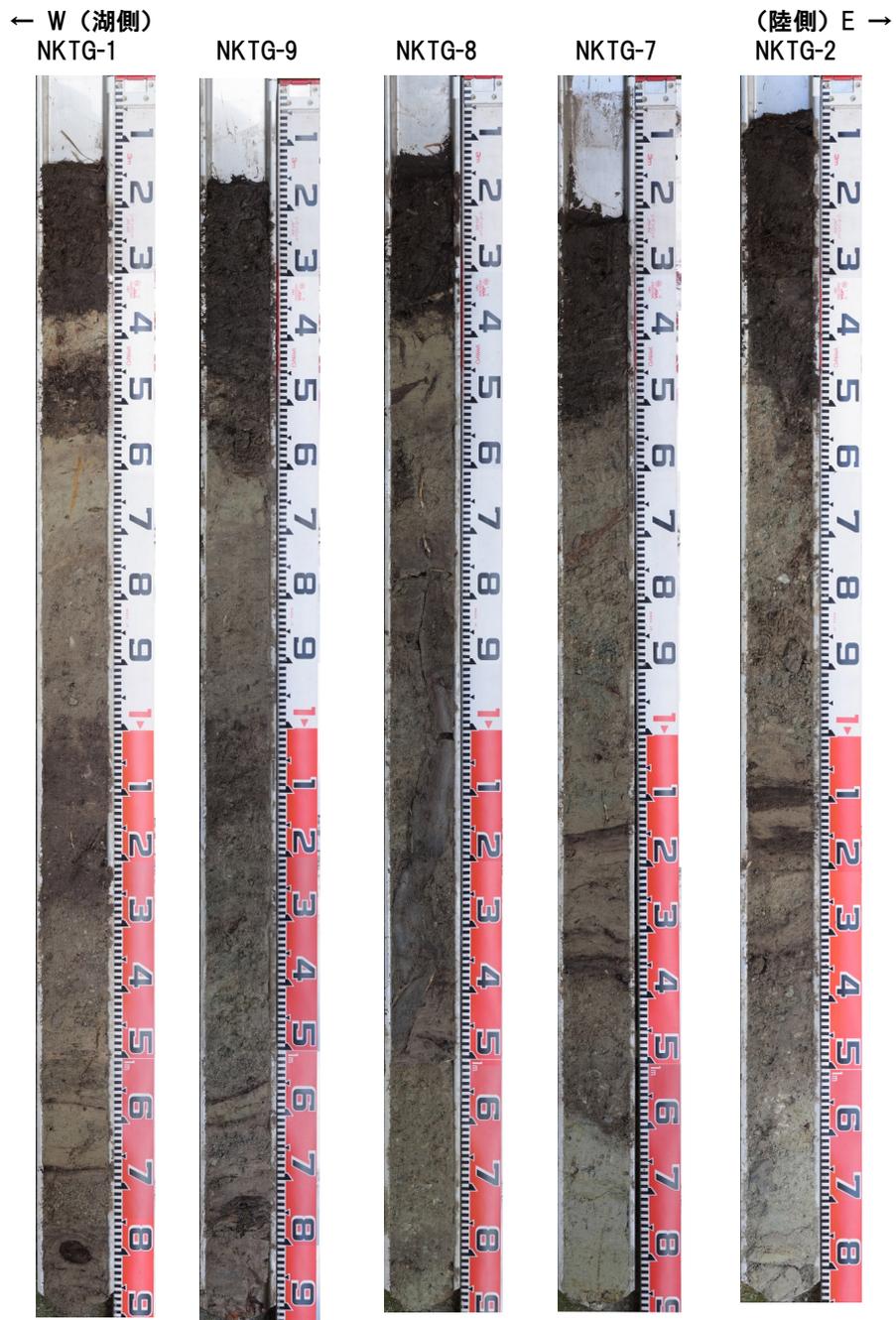


図 97 ジオスライサー断面の写真。位置は図 95 を参照。

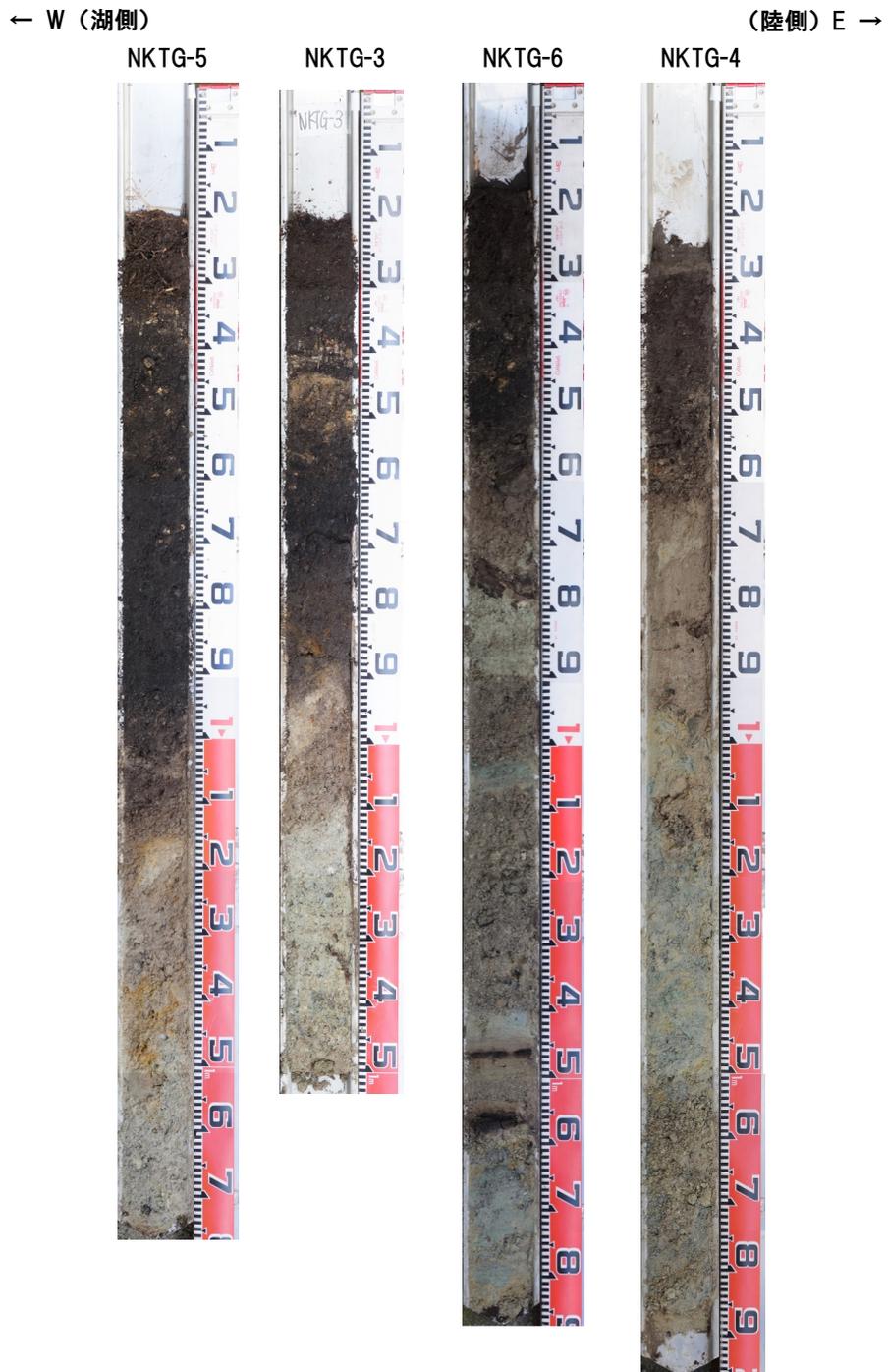


図 97 ジオスライサー断面の写真 (続き)。位置は図 95 を参照。

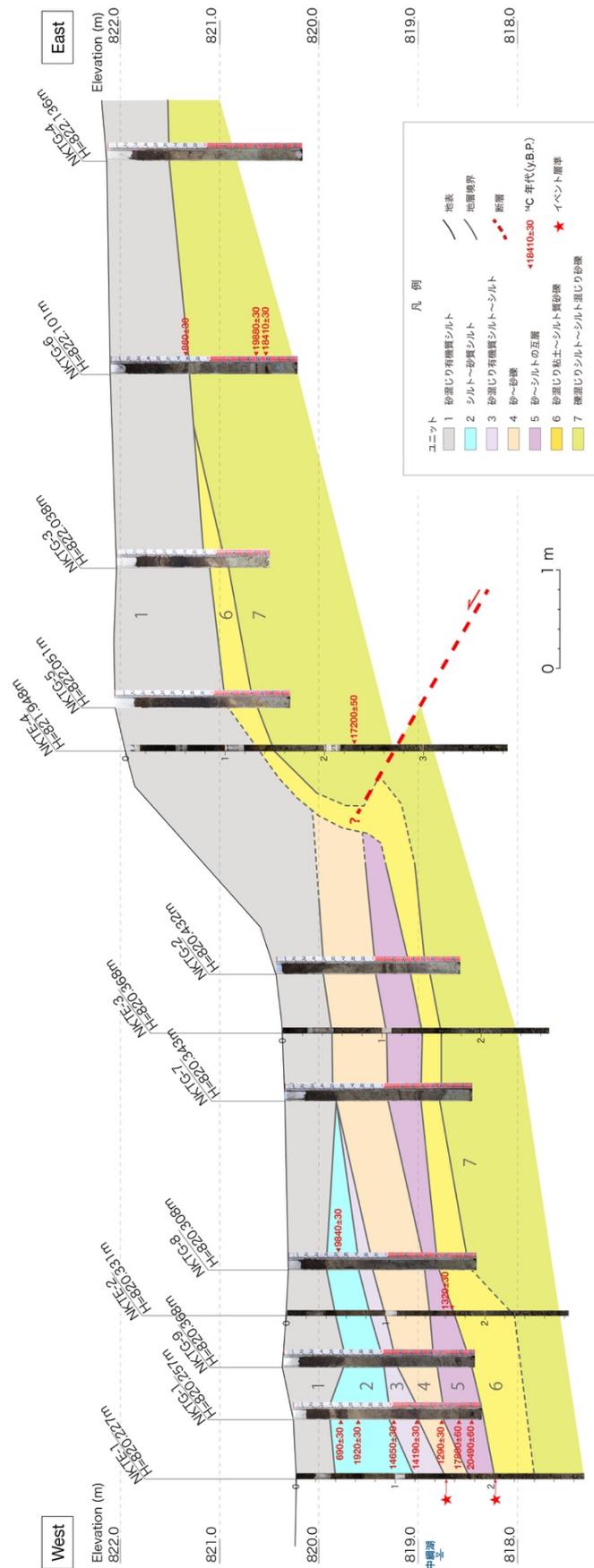


図 98 群列ジオスライサーに基づく地形地質断面図

表 8 中綱湖ジオスライサー調査における放射性炭素同位体年代測定の結果。
ここでは暦年較正年代として 2σ の範囲を示している。

unit	sample name	type of material	Measured Radiocarbon Age (y.B.P.)	Conventional Radiocarbon Age (y.B.P.)	^{13}C (‰)	calendar year	Technique	Pretreatment	beta ID
1	NKTG-1-0.48	organic sediment	690	690	-24.84	95.4% probability (68.9%) 1265 – 1312 cal AD (685 – 638 cal BP) (26.5%) 1358 – 1388 cal AD (592 – 562 cal BP)	AMS	acid washes	516543
1	NKTG-6-0.76	wood	910	860	-27.74	95.4% probability (83.5%) 1150 – 1256 cal AD (800 – 694 cal BP) (9.9%) 1049 – 1084 cal AD (901 – 866 cal BP) (2%) 1124 – 1136 cal AD (826 – 814 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516550
2	NKTG-1-0.66	wood	1950	1920	-26.59	95.4% probability (95.1%) 2 – 138 cal AD (1948 – 1812 cal BP) (0.3%) 199 – 204 cal AD (1751 – 1746 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516544
2	NKTG-8-0.53	organic sediment	9870	9840	-26.6	95.4% probability (94.4%) 9326 – 9251 cal BC (11275 – 11200 cal BP) (1%) 9342 – 9333 cal BC (11291 – 11282 cal BP)	AMS	acid washes	516553
3	NKTG-1-1.25	organic sediment	14220	14190	-26.94	95.4% probability (95.4%) 15516 – 15153 cal BC (17465 – 17102 cal BP)	AMS	acid washes	516546
3	NKTG-1-1.02	organic sediment	14690	14650	-27.47	95.4% probability (95.4%) 16045 – 15722 cal BC (17994 – 17671 cal BP)	AMS	acid washes	516545
4	NKTG-1-1.50	wood	1330	1290	-27.49	95.4% probability (95.4%) 664 – 770 cal AD (1286 – 1180 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516547
5	NKTE-2-1.67	wood	1360	1320	-27.56	95.4% probability (73%) 652 – 722 cal AD (1298 – 1228 cal BP) (22.4%) 740 – 788 cal AD (1210 – 1182 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	518640
5	NKTG-1-1.68	organic sediment	17900	17860	-27.64	95.4% probability (95.4%) 19896 – 19491 cal BC (21845 – 21440 cal BP)	AMS	acid washes	516548
6	NKTG-1-1.80	wood	20510	20490	-26.1	95.4% probability (95.4%) 23017 – 22431 cal BC (24966 – 24380 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516549
7	NKTE-4-2.60	plant material	17200	17200	-25.01	95.4% probability (95.4%) 18987 – 18614 cal BC (20936 – 20563 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	518641
7	NKTG-6-1.56	organic sediment	18440	18410	-26.59	95.4% probability (94.6%) 20515 – 20141 cal BC (22464 – 22090 cal BP) (0.8%) 20118 – 20098 cal BC (22067 – 22047 cal BP)	AMS	acid washes	516552
7	NKTG-6-1.46	organic sediment	19930	19880	-27.92	95.4% probability (95.4%) 22196 – 21746 cal BC (24145 – 23695 cal BP)	AMS	acid washes	516551

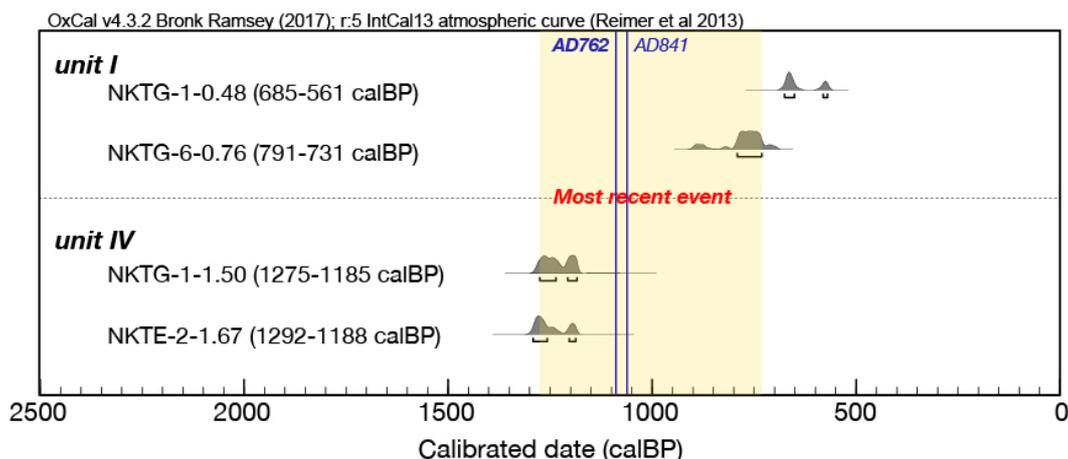


図 99 中綱湖ジオスライサー調査による神城断層の最新活動時期。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲を示す。AD762 と AD841 はそれぞれ歴史地震を示す。

7) 神城断層・木崎湖南方地点における変位履歴の再検討

木崎湖南方地点は神城断層の南端付近に位置する(図 86, 100)。産業技術総合研究所は 2006 年に同地点でジオスライサー・ボーリング調査を実施した。その成果の概略は奥村・他(2007)において速報として報告され、湖沼性の細粒堆積物に生じた撓曲変形をもとに過去 3～4 回の古地震イベントが指摘されている。平成 29 年度は既存資料の再検討によって、従来は指摘されていなかった深部の低角逆断層をみだし、過去 5～6 回の古地震イベントを識別した。その結果をもとに、予察的な時間-変位ダイヤグラムを作成し、地震時変位量に基づく連動型イベントの識別と連動履歴の推定、ポアソン過程による連動型地震の発生確率の試算をおこなった(近藤, 2018)。

今年度は、逆断層上盤側で生じる変形を面的に把握し、より正確な地震時変位量を計測するため、調査地点周辺を対象にドローンによるレーザ測量を実施し、0.1mの精密な数値標高モデル(DEM)を作成した。表 9 及び表 10 にドローンレーザ測量の仕様、図 101 に 0.1 mDEM に基づく地形陰影図とボーリング掘削位置、図 102 に地形断面の測線位置、図 103 に地形断面を示す。さらに、深さ 20m 程度のボーリングを 4 孔追加することにより、2006 年当時に復元された地形地質断面をさらに仔細に検討し、地下 20m 程度までの断層形状、古地震イベントの認定、活動時期と地震時上下変位量を再検討した。地層の分布が不明な部分については、現状のコアでみられる地層の傾斜や断層との関係、変形の累積性を考慮して、地層の分布を推定した。ボーリングコアの写真を図 104～107、地形地質断面図を図 108 に示す。

a) イベント層準の認定と地震時上下変位量

調査地域には、地表から深さ約 30m 程度まで湖沼性の細粒堆積層が厚く堆積し、それらを切断する東傾斜の低角逆断層が確認された(図 108)。ここでは、層相をもとに各地層をユニット 50～1200 に区分した。逆断層は、明瞭な変位と上盤側の地層の顕著な変形を伴い、各ボーリングコアで連続的に確認できるものを主断層として 3 条を認定し、F-1～F-3 とした。その他に確認された多数の逆断層は副次的な断層として断面図に記入した。F-1 から F-3 の逆断層は、地表下 10m 程度より深部でユニット 800 以下の地層を明瞭に切断する。地形地質断面図から読み取った断層の傾斜は 10～20° である。一方、800 より上位の地層では東側隆起の撓曲変形を生じ、明瞭な剪断は認められない。今回の補足調査によって、地層の変位・変形の程度や断層との切断・被覆関係をもとに、約 1.2 万年前以降に確実な古地震イベントを 5 回と不確かなイベントを 2 回認定した。以下では、それらのイベントを新しいものからイベント 1～7 とし、イベント毎に認定の根拠と上下変位量について記述する。

i) イベント 1

イベント 1 はユニット 100 堆積後、ユニット 70 堆積前に認定した。ユニット 100 は調査地で連続的に分布する腐植質シルト層であり、Bor-6 から Bor-3 の間で東側隆起の撓曲変形を生じている。その低下側では、KZK-10 より西側で上位のユニット 70 とユニット 50 がユニット 100 の変形に対してアバットして堆積する。ユニット 70 はシルト～砂からなる後背地性の堆積物であり、低下側を埋積して分布する。よって、ユニット 100 堆積後、

ユニット 70 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。地表の低崖地形を基に上下変位を計測した場合、上下変位が 3.1m と計測された。一方、ユニット 100 の上面を基準とした場合は、3.5m と計測される。ドローン・レーザによる周辺の地形計測では、K4 測線で 3.2m の上下変位が計測されており、K4 測線付近を頂部とするバルジ状の上盤側変形が認められる。ここでは、ジオスライサー・ボーリング調査によって明らかとなった、最新活動以降に断層下盤側で堆積した埋積層（ユニット 70 及び 50）の層厚も考慮し、イベント 1 に伴い 3.5m の上下変位が生じたことと判断した。

ii) イベント 2

イベント 2 はユニット 200 堆積後、ユニット 150 堆積前に認定した。ユニット 200 は腐植質シルト層からなり、層厚が 20cm 程度と薄いながらも調査地に連続的に分布する。隆起側では Bor-3 から GS-1 までは対比が容易で連続的に分布し、概ね水平に堆積する。この地層も Bor-6 から Bor-3 の間で東側隆起の撓曲変形を生じている。一方、上位のユニット 150 は後背地性のシルト～砂層であり、ユニット 200 の変形をアバットして低下側を埋積し、東へ向かって層厚を減じて GS-4 から GS-3 の間で殲滅する。よって、ユニット 200 堆積後、ユニット 150 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベント 2 が生じたことが確実である。ユニット 200 の上面を基準に、3.9m の累積上下変位量が計測された。イベント 1 による 3.5m を差し引きして、イベント 2 に伴う上下変位は 0.4m となる。

iii) イベント 3

イベント 3 はユニット 500 堆積後、ユニット 400 堆積前に認定した。ユニット 500 は腐植質シルト層により構成され、調査地西端の Bor-2 から中央付近の Bor-4 付近まで連続して分布する。さらに東側ではユニット 600～800 相当の腐植質シルトと収斂し、明瞭に分布を追うことは困難であるが、ユニット 500 堆積時には上面が概ね水平であったと考えられる。その上位には、ユニット 400 の砂層が厚く堆積し、内部構造の傾斜から判断して、下位のユニット 500 に対してアバットする。ユニット 400 は、ユニット 500 ないし 600～800 が形成した撓曲崖をオーバーラップして隆起側にも堆積する。よって、ユニット 500 堆積後、ユニット 400 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット 500 の上面を基準に、5.6m の累積上下変位量が計測された。イベント 2 以降の累積変位量 3.9m を差し引きして、イベント 3 に伴う上下変位は 1.7m となる。

iv) イベント 4

イベント 4 はユニット 600 堆積後、ユニット 570 堆積前に認定した。ユニット 600 は調査地で連続よく対比可能な腐植質シルト層であり、上位のユニット 400 にみられる撓曲変形よりも累積的に大きく変形する。上位にはユニット 530～570 の後背地性堆積層がユニット 600 にアバットして堆積する。ユニット 550 はチャンネル状の分布を示し、断面形状から判断して、概ね南北方向に流下した小規模なチャンネル堆積物である。一連の河川性堆積層の最下部を構成するユニット 570 は Bor-2 では下位の 600 と整合的であるが、ユニット 600 へアバットして東へ層厚を減じており KZK-10 孔までに殲滅する。これらのユニット 530～570 は、南北方向へ流れる河川性の堆積層であり、初生的にほぼ水平な堆積上面であったと考えられる。そのため、ユニット 600 を変形させるイベントが生じた後、低下側をユニット 530～570 が埋積し、その後に生じた新しいイベント 1～3 によってさらに変形を受けたと判断出来る。よって、ユニット 600 堆積後、ユニット 570 堆積前に東側隆起の

撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット 600 の上面を基準に、8.5 mの累積上下変位量が計測された。イベント 3 以降の累積変位量 5.6mを差し引きして、イベント 4 に伴う上下変位は 2.9mとなる。

v) イベント 5

イベント 5 はユニット 700 堆積後、ユニット 650 堆積前に認定した。ユニット 700 は低下側の KZK-9 以西を埋積する腐植質シルト層であり、上位のユニット 600 よりも累積的に大きく変形する。東への連続性は不明瞭であるが、後述する年代値から判断して、隆起側にほぼ水平に堆積するユニット 600～800 に収斂するとみられる。ユニット 700 堆積時には、他の腐植質シルト層と同様に初生的に概ね水平に堆積したと考えられ、その上位のユニット 650 は 700 に対してアバットして堆積する。よって、ユニット 700 堆積後、ユニット 650 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことと推定される。ただし、ユニット 700 は、後述するユニット 800 を変形させるイベントの後、低下側を埋積した地層の一部であった可能性もある。また、イベント 5 の発生後、約 8400 年前から約 5600 年前にかけて地層の欠落が認められる。そのため、ここではイベント 5 の信頼性を相対的に低いものと判断した。ユニット 700 の上面を基準に、10.4mの累積上下変位量が計測された。イベント 4 以降の累積変位量 8.5mを差し引きして、イベント 5 に伴う上下変位は 1.9mとなる。

vi) イベント 6

イベント 6 はユニット 800 堆積後、ユニット 750 堆積前に認定した。ユニット 800 は調査地に連続的に分布する腐植質シルト層であり、隆起側ではユニット 600～800 の一連の地層としてマージする。上位のユニット 750 は河川性の砂礫層で、下位のユニット 800 に対してアバットして堆積し、層厚を東へ減じながら KZK-9 付近で殲滅する。よって、ユニット 800 堆積後、ユニット 750 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット 800 の下面を基準に、11.0mの累積上下変位量が計測された。イベント 5 以降の累積変位量 10.4mを差し引きして、イベント 6 に伴う上下変位は 0.6mとなる。

vii) イベント 7

イベント 7 はユニット 1000 (ユニット 1020 及び 1040) 堆積後、ユニット 950 堆積前に認定した。ユニット 1000 は極細粒砂～粗粒砂～シルトの互層であり、KZK-8 および 9 では明瞭な逆断層によって切断される。特に断層直近では傾斜が 50° 程度まで大きく変形し、本層が撓曲変形を生じつつ逆断層による剪断を受けたことを示す。ユニット 1000 を構成するサブユニット 1020 は特に細粒堆積物を主体としており、初生的にほぼ水平に堆積したと判断出来る。一方、上位のユニット 950～850 は細礫を含む河川性の砂礫層で、断層の低下側と隆起側に広く分布する。ただし、ユニット 950 のみが低下側で厚く堆積し、堆積前に下位のユニット 1020 が高度差を生じていたことを示す。以上から、ユニット 1020 堆積後、ユニット 950 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことと推定した。ただし、このイベントの認定根拠は低下側で厚い地層の存在であり、相対的に信頼性は低い。ユニット 1020 の上面を基準に、11.5mの累積上下変位量が計測された。イベント 6 以降の累積変位量 11.0mを差し引きして、イベント 7 に伴う上下変位は 0.5mとなる。

b) イベント発生年代

イベント1～7について、それぞれのイベント層準前後の地層から得られた放射性炭素同位体年代測定値を基に各イベントの年代を特定した。年代測定の結果は2006年調査当時の試料と今回実施した合計31試料である。地層の年代として採用する年代値は木片、バルクの腐植質シルトなど試料種及び層序と年代値の矛盾を考慮した。さらに、地層の堆積時間を考慮し、急速に堆積する河川性の砂層や礫層は原則として最も新しい年代値を代表値とした。湖沼性ないし沼池性のようなゆっくりと堆積した腐植質シルト層の場合は、年代値と層序に矛盾がない限り、最も新しい年代値と最も古い年代値の範囲を地層の年代とした。断層の上盤側に位置するKZK-8以東のユニット600～800は、下盤側の3つの腐植質シルト層が収斂し、年代値の矛盾はないものの約4000～9000年前と幅広い年代値を示す。そのため、上盤側のユニット600～800から得た年代値は古地震イベントを特定する年代値としては考慮しなかった。各ユニットから得た年代の1 σ に対応する較正暦年代と確率密度分布、各イベントの年代推定幅をを図109に示した。

c) 木崎湖南方地点における変位履歴と連動確率の試算

今年度の調査によって認定された7回の古地震イベントの年代と上下変位量を基に、時間-変位ダイヤグラムを作成した(図110)。平成29年度と異なる点は、精緻化した地形地質断面図を基により多くのイベントが認定され、イベントの発生年代がより詳細に特定された点にある。上述のように約5600年から約8400年前は顕著な堆積間隙があるため、これ以降に生じたイベント1～4の平均発生間隔を求めると、3500年間ないし2900年間で3回で除して、970～1170年の平均発生間隔が求まる。最新活動時期をイベント1の970～1370年前とした場合、BPTモデルに基づく今後30年以内に生じる地震発生確率は6～17%程度と極めて高く、地震後経過率は80～140%となる。

この地震発生確率は、木崎湖南方地点を含み、2014年長野県北部の地震で未破壊であった神城断層の未破壊区間の地震発生可能性を示している。そのため、次の大地震時において、南に隣接する松本盆地東縁断層以南を含む区間と連動した場合の地震発生確率は、別途検討をおこなう必要がある。

再検討した時間-変位ダイヤグラムに基づき、地震時上下変位量が3mを超える連動型イベントとして認定したものは、イベント1及びイベント4の2回であり平成29年度の推定と変わりはない。いずれのイベントも断層の傾斜を20°前後とした場合、ネットスリップはそれぞれ10.2mと8.5mとなる。これらを松田・他(1980)により地震断層長に換算すれば、イベント1の地震断層長は100km以上、イベント4が85km以上となる。よって、これら2つのイベントは神城断層単独ではなく、少なくとも松本盆地東縁断層北部とそれ以南の断層区間と連動したことが確実である。

さらに、発生年代が高精度化されたことにより、発生間隔の見積もりが改訂された。今年度の成果によって、それぞれの連動型イベントの発生年代は、約1000～1400年前および4300～4500年前であり、これらの発生年代から求まる連動間隔は2900～3500年となる。また、イベント1を西暦762年の歴史地震に対比した場合、連動間隔は3100～3300年と推定幅がより狭まった。

これらの連動型イベントの発生間隔を基に、ポアソン過程に基づく連動確率を試算した

場合、今後 30 年以内に生じる連動型イベントの発生確率は 0.9~1.0%と求まる。また、歴史地震に対比した場合の連動間隔を用いても、今後 30 年間に生じる連動型イベントの発生確率は 0.9~1.0%と試算される。一方、過去 1.4 万年間に 2 回の連動型イベントが生じたと考えた場合、連動間隔は 7000 年程度となるため、今後 30 年間に生じる連動型イベントの発生確率は 0.4%程度と試算される。

さらに、イベント 1~4 の発生が 2900~3500 年間に生じ平均発生間隔が 970~1170 年であるのに対して、イベント 6 と 7 は約 5600~14000 年前の期間に 2 回のみ生じている。後者の約 8400 年間には顕著な地層の欠落を含んでいるものの、累積上下変位量や堆積構造から判断して、この期間に未検出のイベントが多数発生したとは考えにくい。よって、最近 4 回のイベントは相対的に短い間隔で発生し、少なくともイベント 6 と 7 の 2 回のイベントは長い時間間隔で発生したと解釈できる。このように考えた場合、約 5600 年前以降に生じた最近 4 回は活動の集中期（例えば、Walalce, 1987; Sieh et al., 1989; Rockwell et al., 2000）を示すと判断できる。

これまでの地震本部による活断層の長期評価では、BPT モデルのばらつき α という形で活動間隔のゆらぎが評価されてきた。ただし、そのばらつきの成因までは特定されているわけではなく、連動型地震と時間的クラスタリング（活動の集中期）を同時に考慮した評価は実施されていない。今後、連動型地震の発生確率の算出方法については、時間的なクラスタリング（活動の集中期）を考慮した場合や、連動型地震と非連動型地震の地震発生パターンを考慮した BPT モデルに基づく試算など、引き続き検討をおこなう。



図 100 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の位置。本研究で再検討した木崎湖南方地点は、奥村・他（2007）の位置。Taira site は丸山・他（2010）によるトレンチ・ボーリング地点。基図は丸山・他（2010）を引用。

表9 ドローンレーザ計測の仕様

	項目	仕様	
	モデル	ZION FH1440 プロトタイプ	
機体本体	機体形式	ローター数 6枚	
	機体寸法	ローター径	665mm
		直径	2103mm
		軸間	1440mm
		高さ	703mm
	機体重量	kg	11.9kg(機体のみ) 15.9kg(バッテリー含む)
		機体フレーム	材質 カーボンファイバー
	オートパイロットシステム	フライトコントローラー	enRoute Ridge Hawk
		自動航行装置	あり
		飛行ログ機能	あり
その他		位置情報、高度、時刻、飛行姿勢 自動帰還機能	
飛行性能	最大離陸重量	24.9kg	
	積載可能重量	13.0kg(バッテリー込)	
		9.0kg(バッテリー外)	
	最大飛行時間	ホバー 25分	
	最大飛行距離	km 10km	
	飛行速度	水平	12m/s
		上昇	5m/s
最高到達高度	150m		
耐風性能	8m/s		
通信	プロポ	メーカー	エンルート(TX2)
		使用周波数帯	2.4GHz
		電波到達距離	1.000m
その他	安全性能	灯火	LEDによる前方・後方向の灯火装備
		自動帰還機能①	バッテリー残量規定値以下の帰還
		自動帰還機能②	プロポ通信断での帰還
		自動帰還機能③	飛行距離制限設定値(ジオフェンス)オーバー時の帰還
	映像伝送	メーカー、型式	送信機WTW-TR23T/受信機WTW-TR23R
		通信周波数帯	2.4GHz
		通信距離	200m~300m(見通し)
		映像伝送形式	SD
重量	150g		

表10 ドローンレーザ計測の計測諸元

対地高度	70m	コース間重複度	0.5
対地速度	3m/s	スキャン回数	56ライン/s
レーザ照射レート	550kHz	スキャン回数角度	15° ~345°

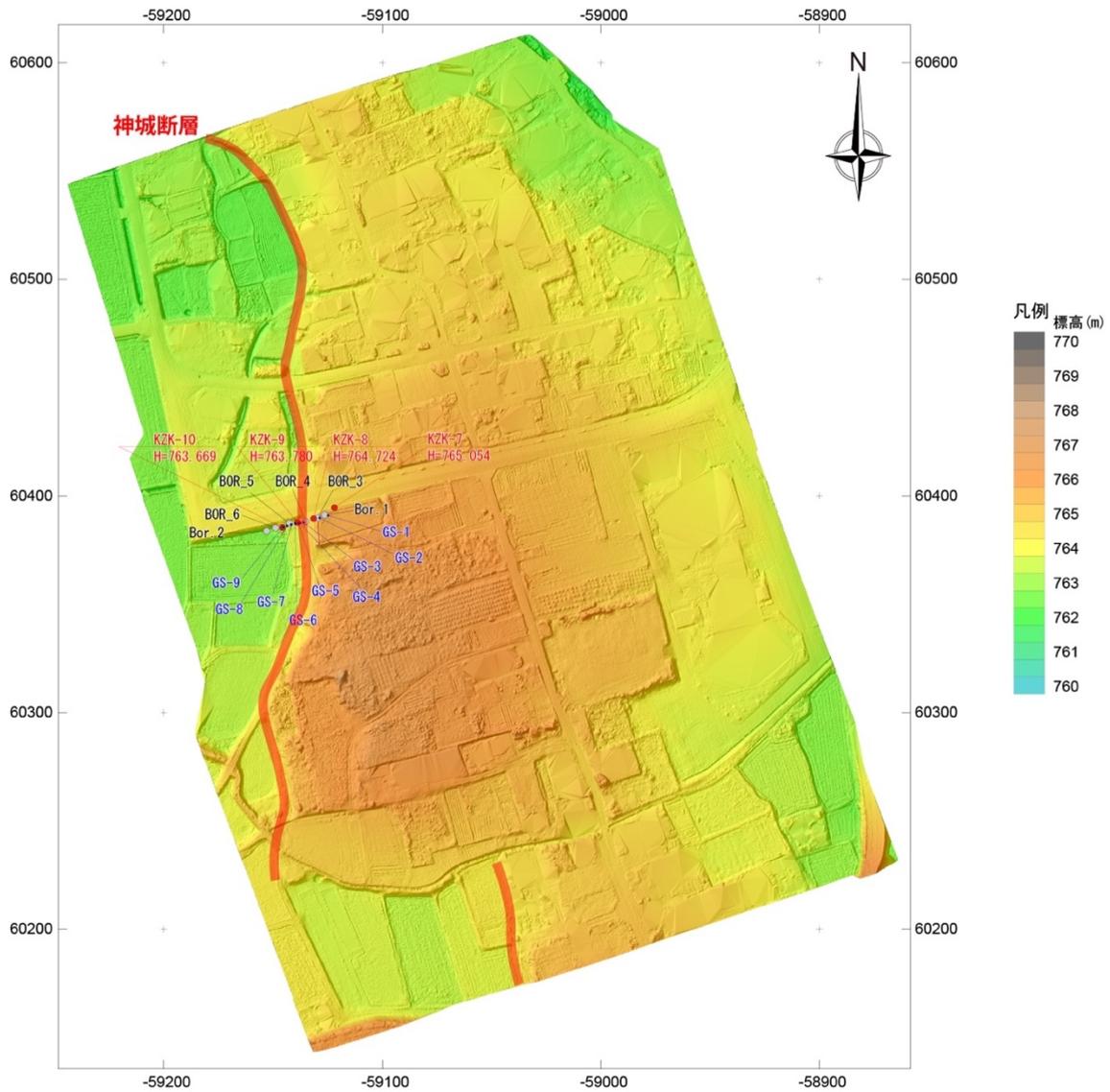


図 101 木崎湖南方地点におけるドローンレーザによる詳細地形陰影図。陰影図は 0.1m メッシュの DEM から作成。高さは 3 倍に強調。赤字が本事業によるボーリング掘削位置、青字が奥村・他 (2007) によるジオスライサー掘削位置、黒字がボーリング掘削位置を示す。赤線は本研究による活断層トレース。

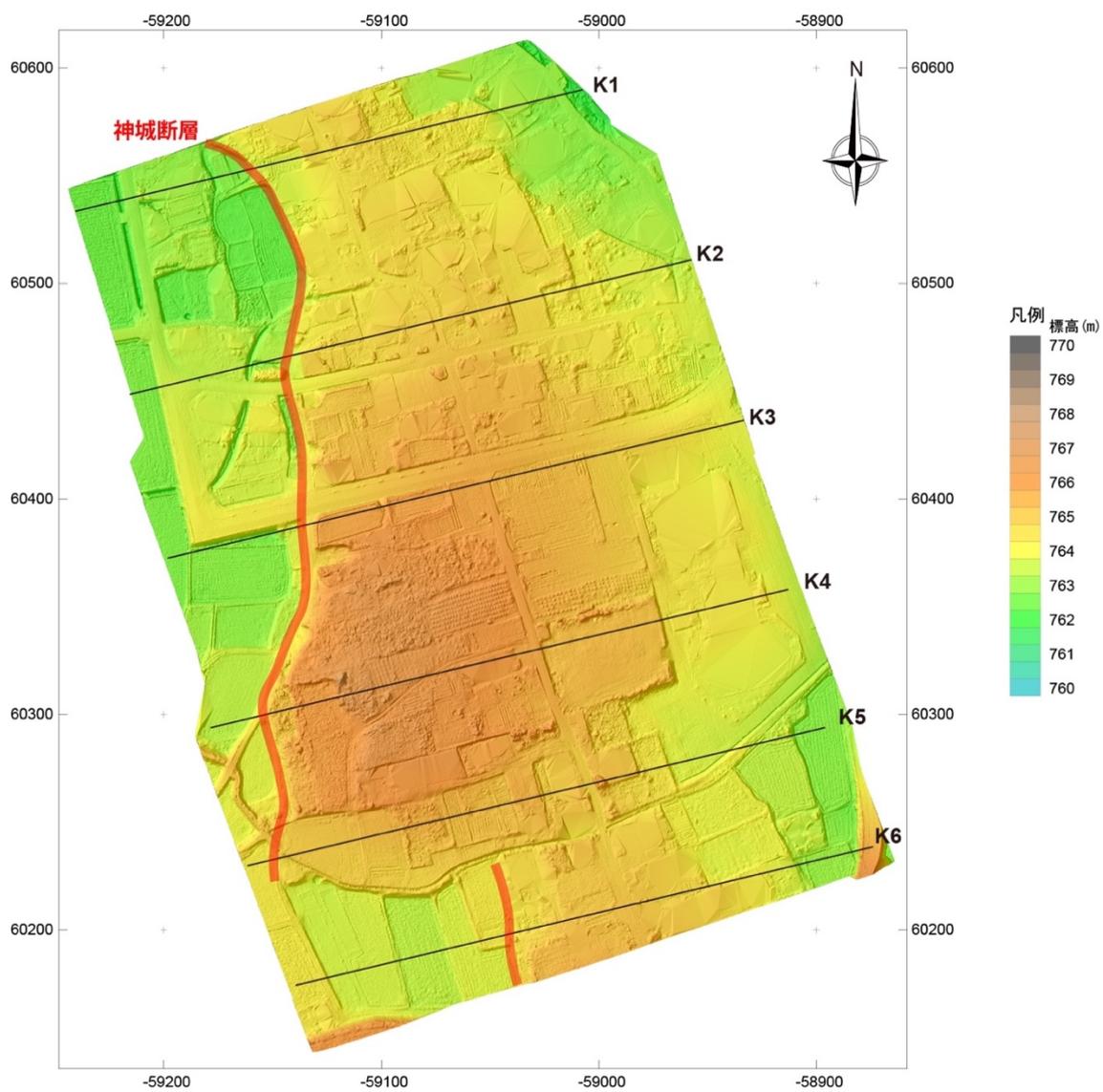


図 102 木崎湖南方地点における地形断面の測線位置。K1 から K6 が地形断面の測線位置を示す。

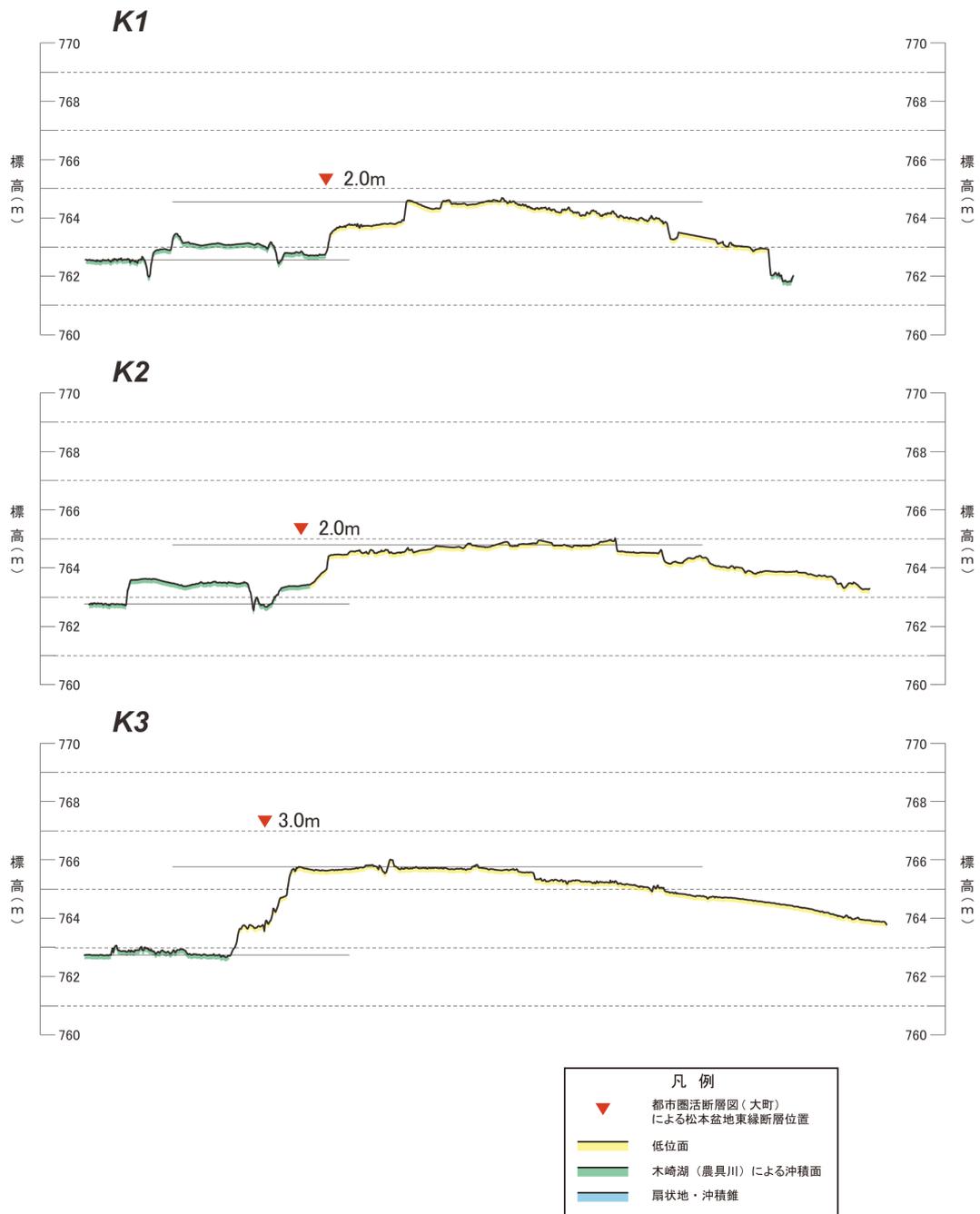


図 103 ドローンレーザ DEM による地形断面。高さは 10 倍に強調。測線位置は図 102 に示す。

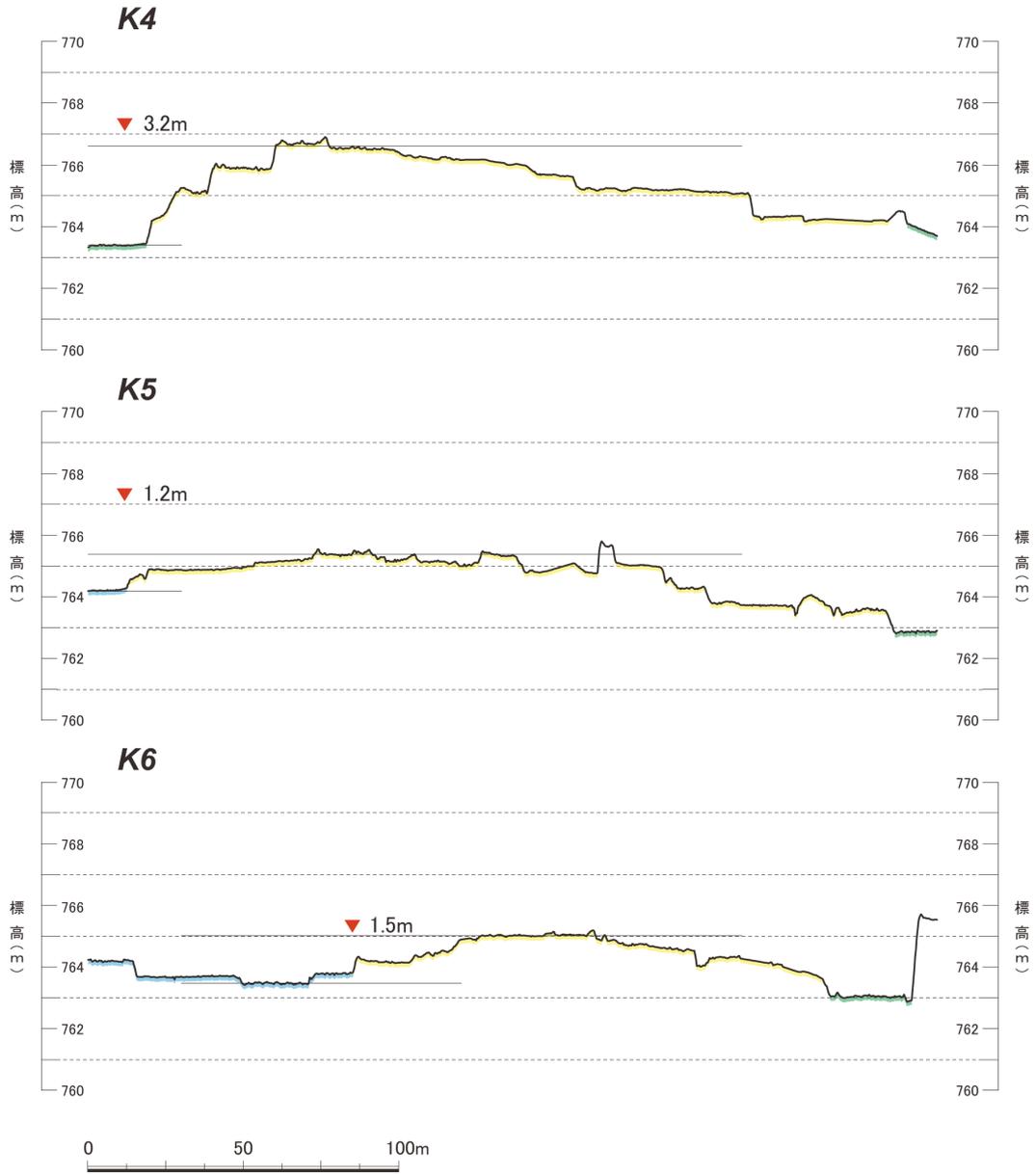


図 103 ドローンレーザ DEM による地形断面（続き）。高さは 10 倍に強調。測線位置は図 102 に示す。

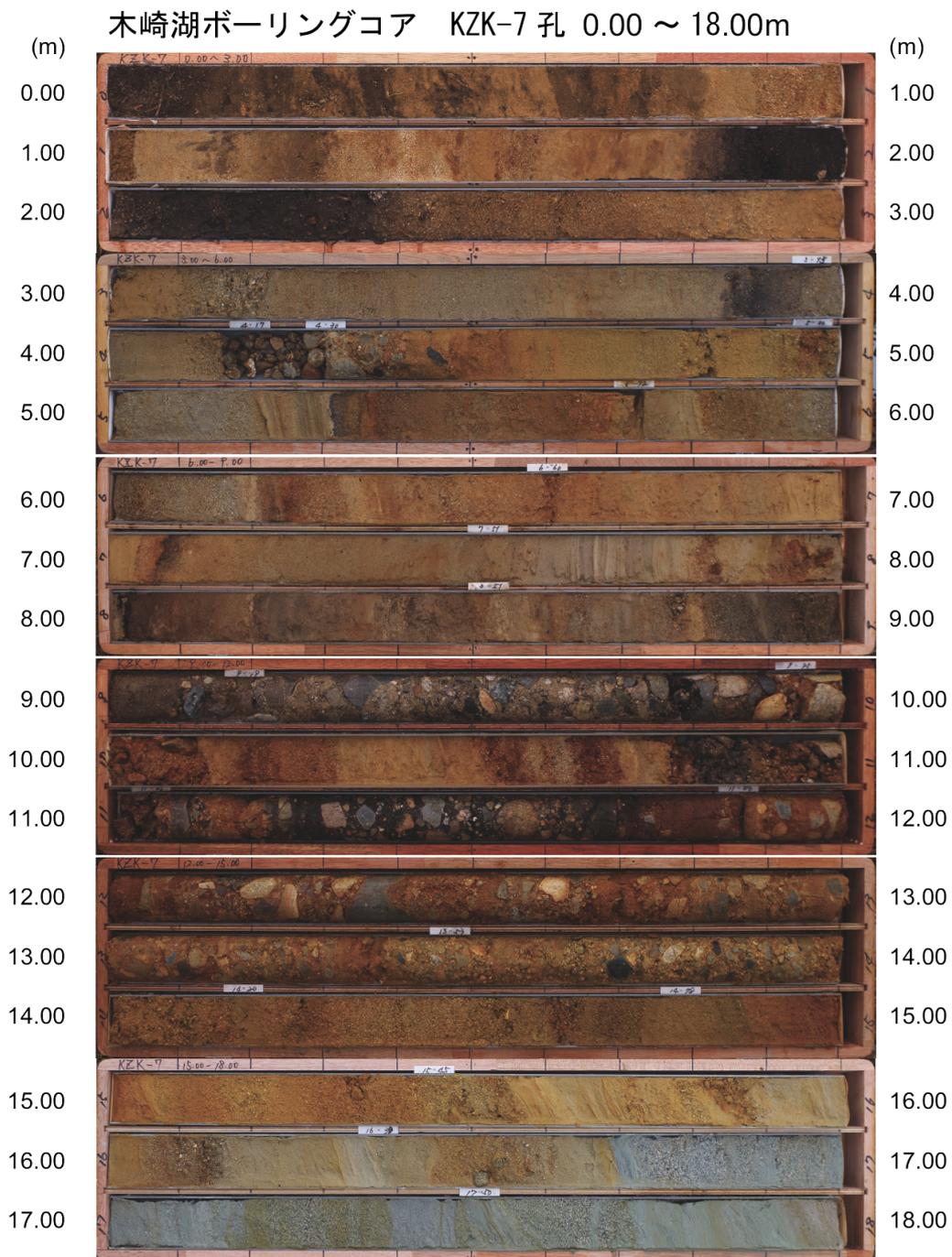


図 104 KZK-7 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

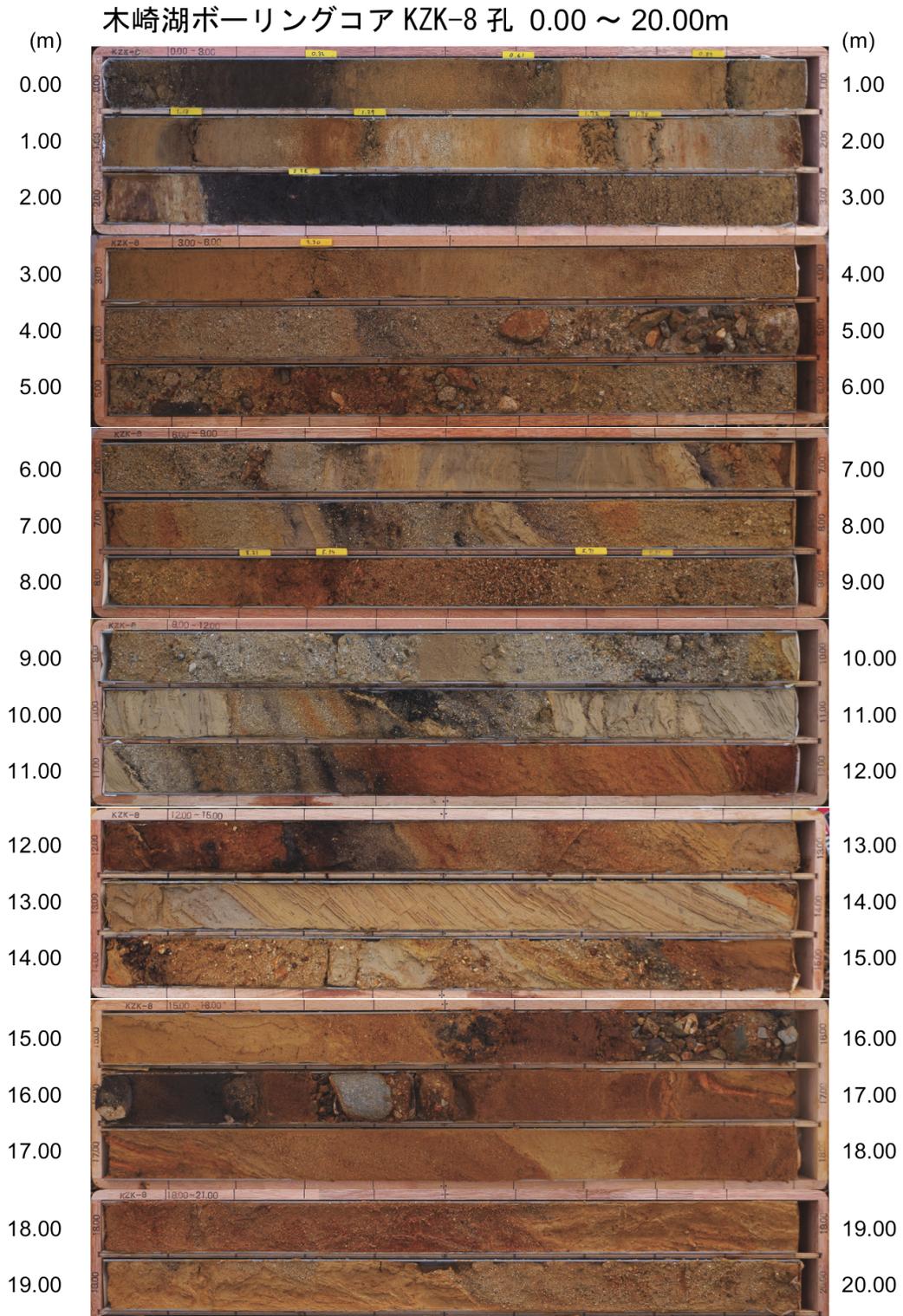


図 105 KZK-8 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。



図 105 KZK-8 孔のボーリングコア写真 (続き)。掘削位置は図 101 に示す。

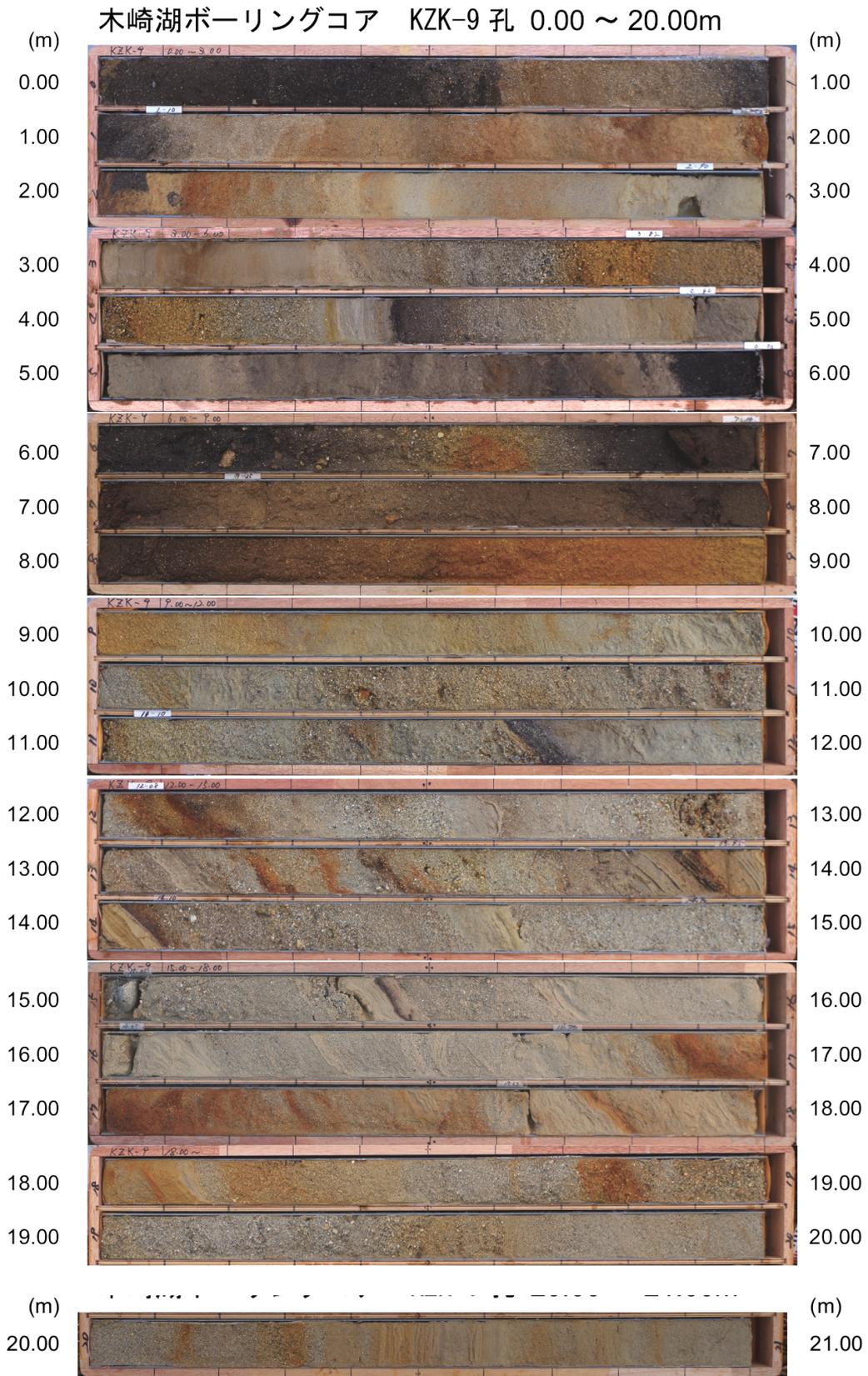


図 106 KZK-9 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

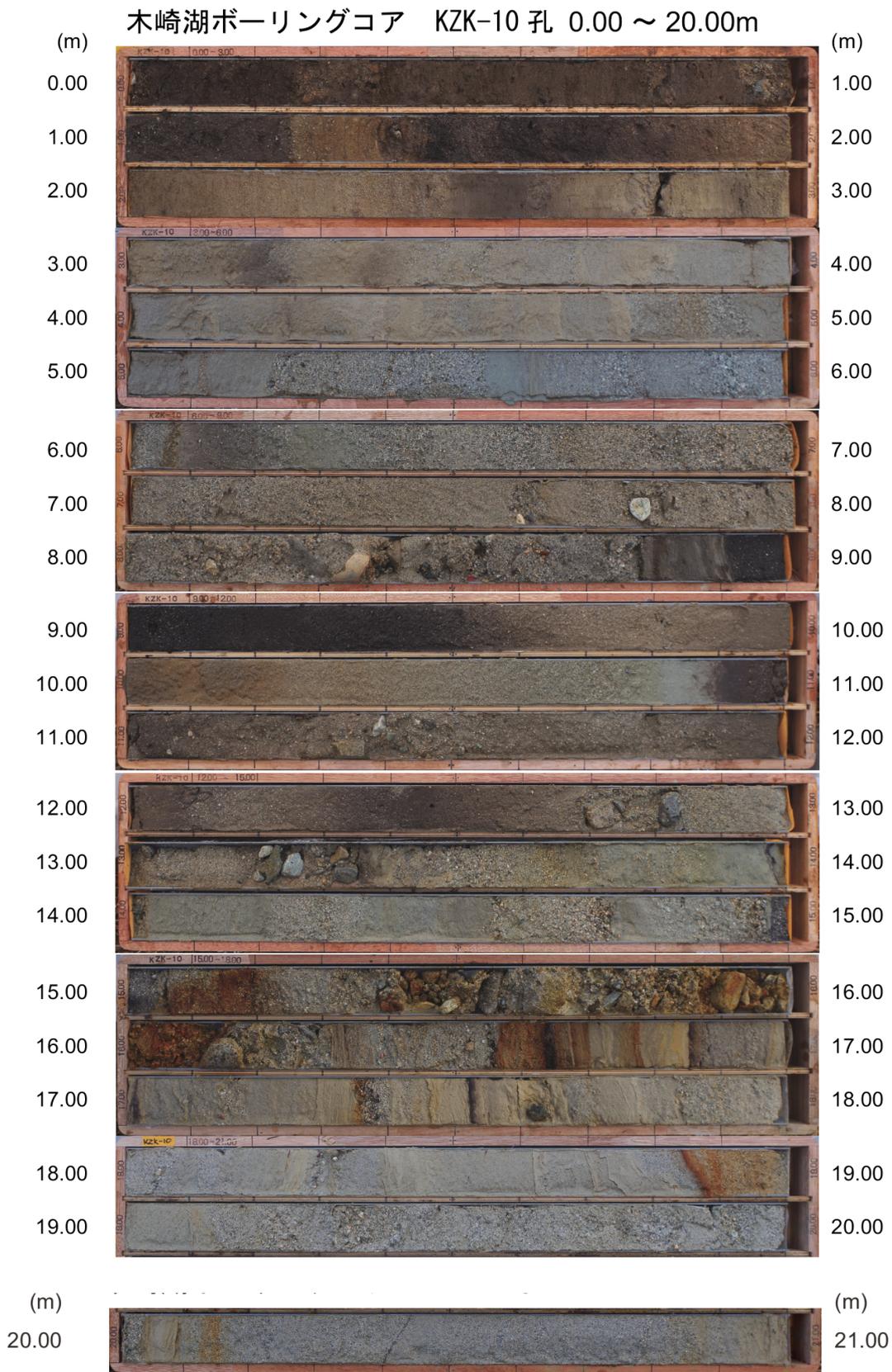


図 107 KZK-10 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

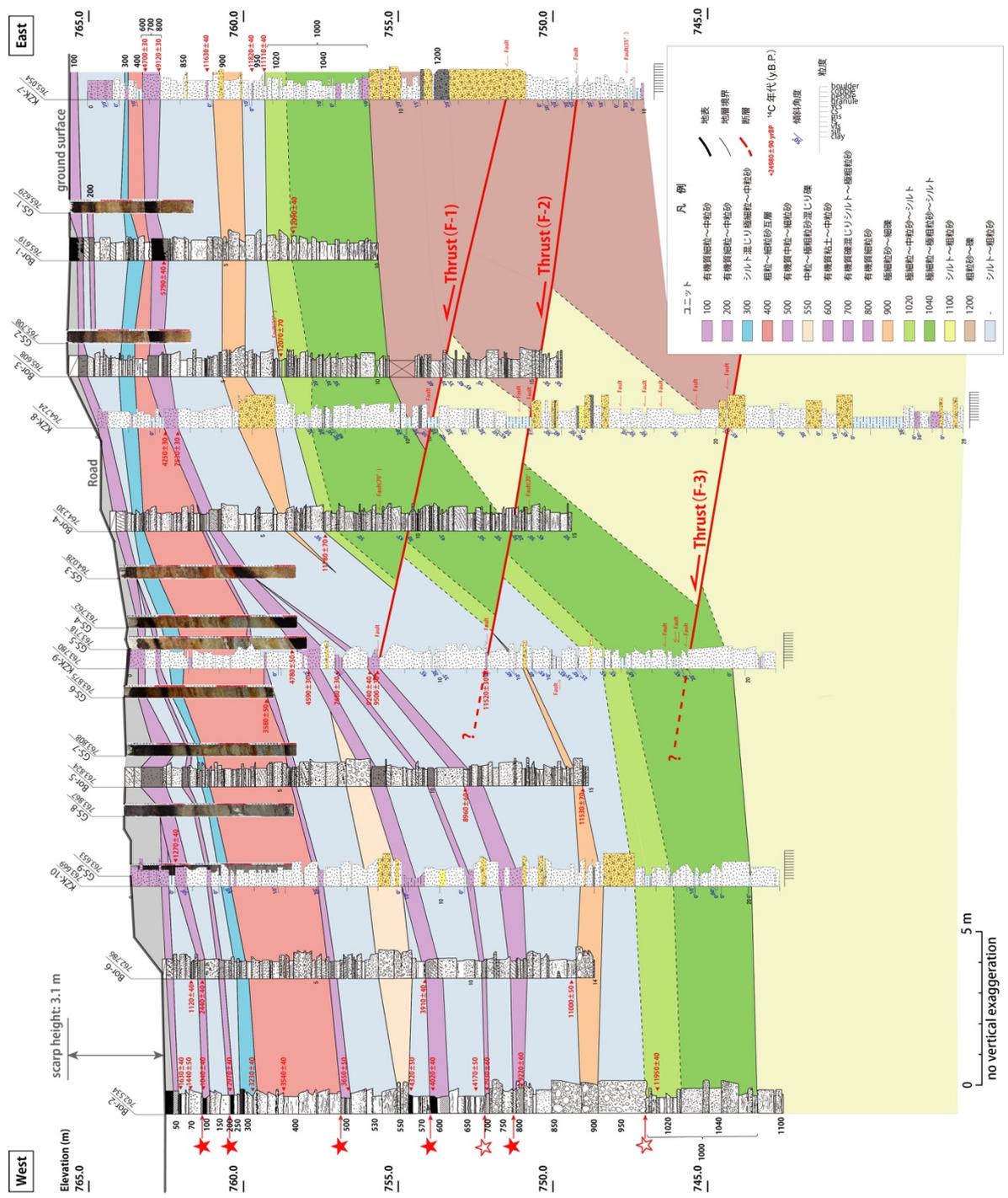


図 108 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

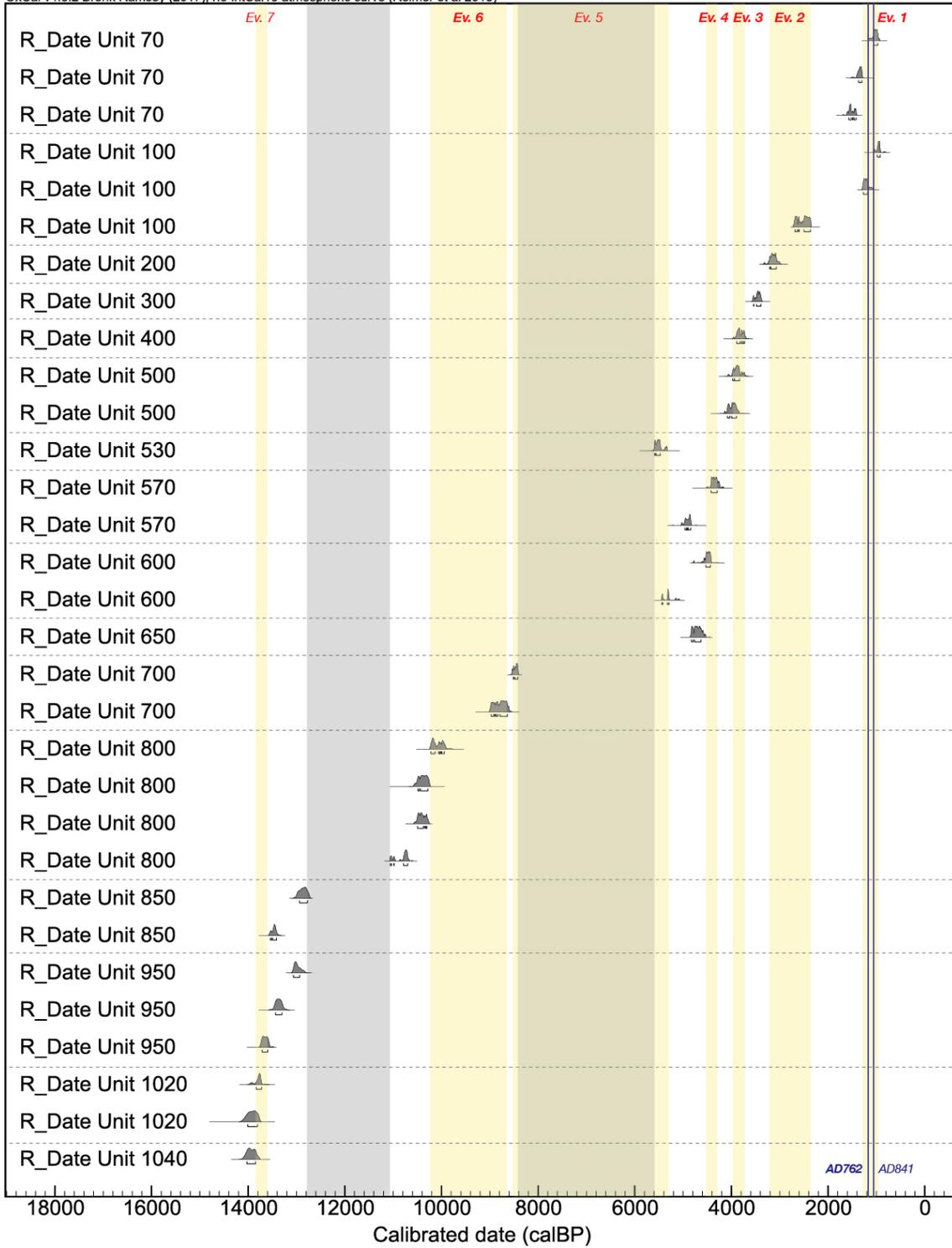


図 109 木崎湖南方地点における古地震イベントの較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲と確率密度分布を示す。黄色の網かけはイベント年代の範囲、灰色の網かけは地層の欠落期間を示す。細字のイベントは信頼性が相対的に低いイベント。

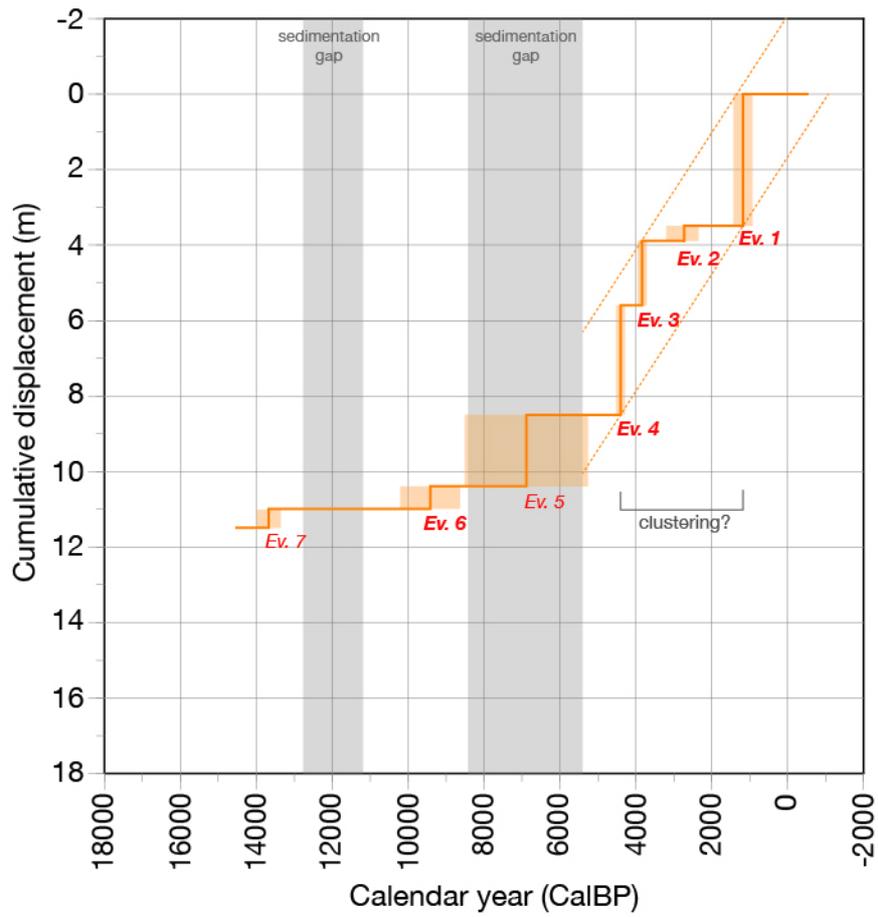


図 110 木崎湖南方地点における時間－変位ダイヤグラム。灰色の年代区間は、地層が欠落し時間間隙となっている期間。カラーのボックスは、イベント年代の推定幅（ 1σ ）。

8) 松本盆地東縁断層南部・安曇野市豊科高家地区におけるトレンチ調査

本地区では、松本盆地東縁断層南部の最新活動時期、最新活動に伴う横ずれ量を推定するための三次元的にトレンチ・ピットを掘削した（図 111）。断層に直交方向に掘削したトレンチ、極浅部の断層構造を把握するためのボーリング掘削調査、S波反射法地震探査については、文部科学省委託事業平成 30 年度「内陸及び沿岸海域の活断層調査」において実施したため、詳細は当該事業の報告書に記載し、ここでは横ずれ量を推定したピットを中心に記載をおこなう。

調査地では、河成段丘面に形成された比高約 2 m の低断層崖が約 1 km の区間にわたり南北走向に延びる（図 111, 112）。トレンチはこの低断層崖を横断して掘削し、壁面には下位から鮮新-更新統の大峰帯、扇状地礫層、人工改変土層、自然堆積層を切断する高角な断層が露出した。トレンチ壁面の写真とスケッチを図 113 及び図 114 に示す。また、ここでは詳細を省略するが、断層の極浅部形状を確認するため、4 孔の群列ボーリングと S 波反射法地震探査を実施した。その結果、トレンチの断層に連続する主断層は東傾斜 75° 程度であり、深さ 20m 程度では鮮新-更新統の大峰帯と第四系の扇状地礫層が断層関係で接することが明らかとなった。統合解釈断面図を図 115 に示す。

トレンチ壁面では最新活動に伴うイベント 1 が認められる。低断層崖の基部に露出した断層は扇状地礫層（5 b 層）と大峰帯を明瞭に切断し、上端を人工改変土層である 1 a 層に覆われる（図 114）。よって、イベント 1 は 5 b 層堆積以降に生じたことが確実である。5 b 層からは年代測定試料は得られていないが、南壁面のチャネル充填堆積物である 4 b 層から 1420±30 y. B. P. が得られた。この年代に対応する 1σ の較正暦年代は、1300～1338 CalBP (612～650 AD) である。4 b 層が最新活動によって切断されたことは確実であるため、最新活動時期はこの年代以降となり、西暦 612 年以降と考えられる。

隆起側に位置する断層の東側ではトレンチ北壁面、東壁面、南壁面に、細粒な砂・シルト層からなるチャネル充填堆積物（4 層）が露出した。このチャネルは概ね北東方向の走向を示すが、断層低下側のトレンチ壁面には露出しておらず、断層とは直接は接していない。そのため、チャネルの北西縁が断層により左横ずれ変位を受けており、低下側ではトレンチよりも南方に存在する可能性があった。そこで、断層の低下側で長さ 20m 程度のピットを南北方向に掘削した。ピット壁面の写真とスケッチを図 116 及び図 117 に示す。断層低下側でみられるチャネルの走向は、西側壁面の 2 箇所と底盤の 1 箇所で測定し、N26°～35° W 程度であった。ただし、この走向は東西壁面間の局所的な走向であり、蛇行する河道の一部の走向を示すと判断した。さらに、チャネルの古流向を確認するため、隆起側と低下側でそれぞれ小規模なチャネル追跡ピットを掘削し、チャネル充填堆積物の北縁ないし北西縁の平面位置を確認した（図 118）。

チャネルの北縁は、断層の低下側では明瞭に認められ、その走向は N70° E から N76° E である。一方、断層の隆起側ではチャネル充填堆積物は、チャネル追跡ピットの範囲に薄く広がって堆積しており、北縁を正確に把握することが難しい。隆起側では人工改変土層がチャネル堆積物を切っているため、人工改変の影響もみられる。そのため、隆起側ではチャネルの走向を 2 ケース設定した。1 つめは、低下側のチャネル走向を隆起側でも同じと仮定し、トレンチ北壁面でみられるチャネル西縁を通る外挿線を設定した。2 つめとしては、隆起側ではチャネルの走向が初生的に低下側と異なり蛇行していた場合で、追跡

ピット東側壁面でみられるチャンネル底の北端と、トレンチ北壁面のチャンネル西縁を結んだ外挿線を設定した。

2つのケースをもとに左横ずれ量を計測した場合、それぞれ10.6mと3.6mとなる。現状では、いずれの信頼性が高いか判別できないため、両者の値が取る範囲を誤差を含む最小値と最大値とし、中央値を最良推定値とした場合、横ずれ量は $7.1\text{m} \pm 3.6\text{m}$ となる。上述のように、このチャンネル充填堆積物は7世紀以降に形成されており、最新活動による地震時横ずれ変位量と判断できる。今後、より正確にチャンネルの流向や分布を明らかにすることによって、正確な横ずれ量とネットスリップが計測可能になると期待される。

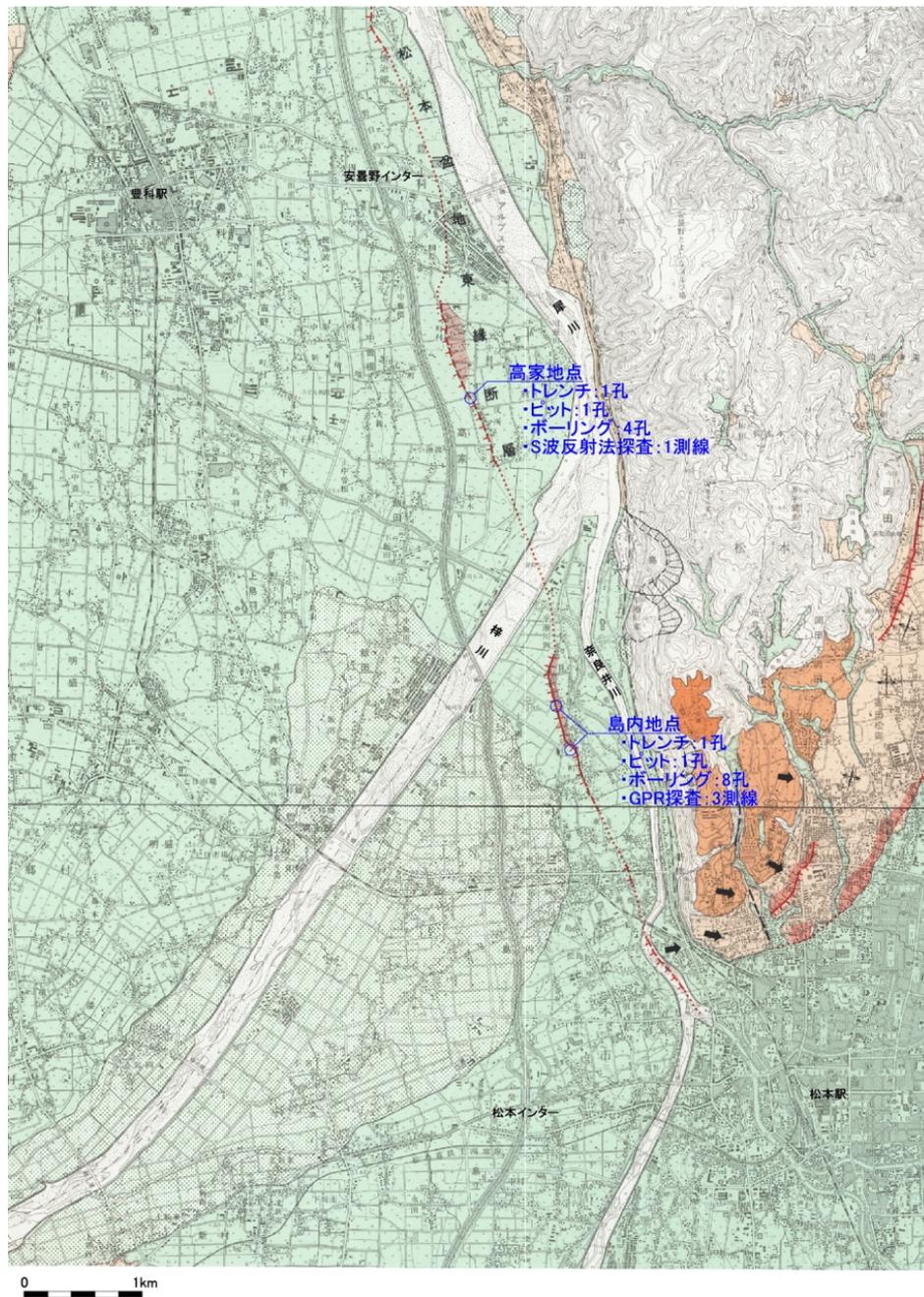


図 111 松本盆地東縁断層南部の豊科高家地区、島内地区の位置。基図は国土地理院発行都市圏活断層図「松本」を使用。

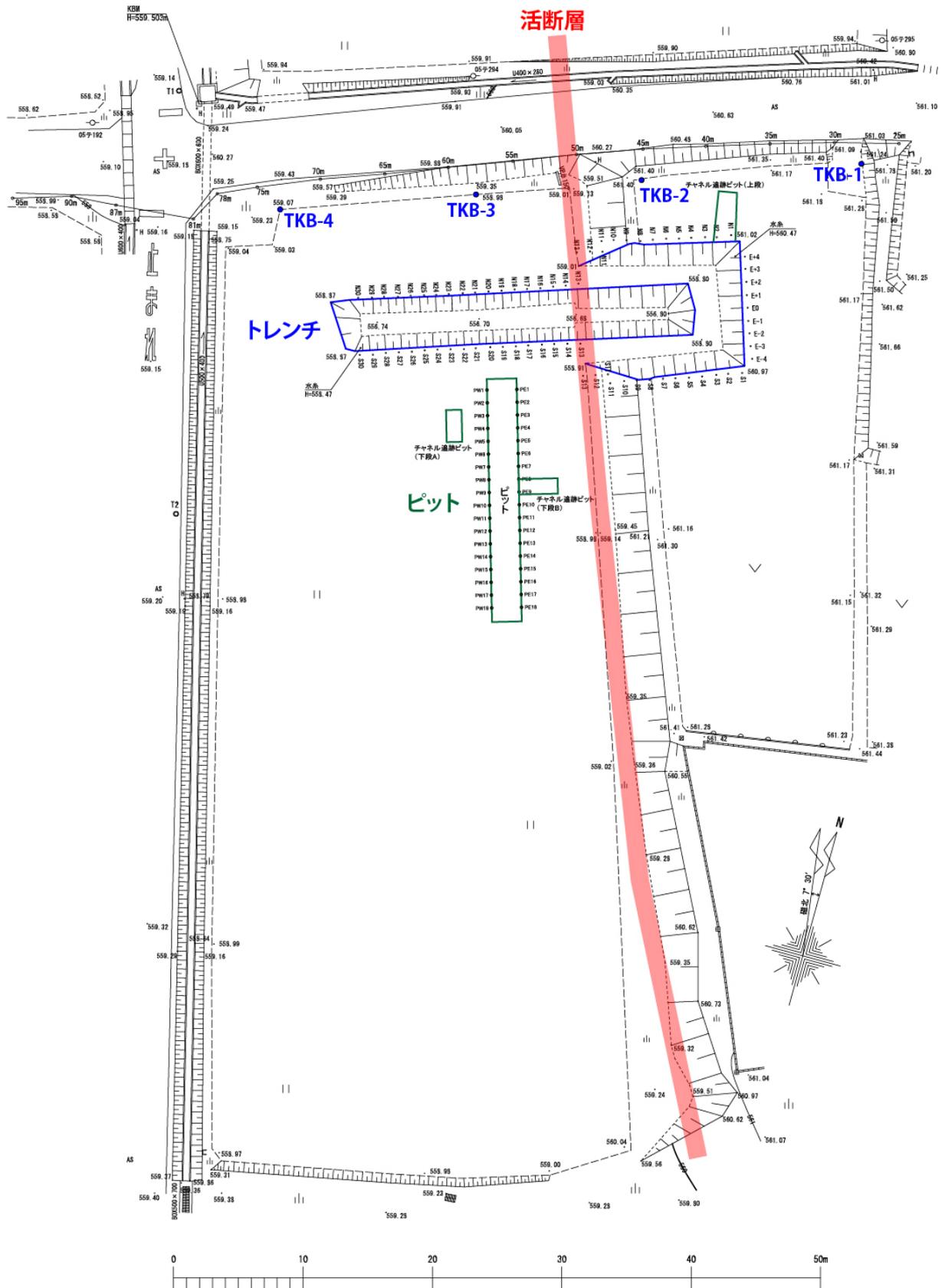


図 112 豊科高家地区におけるトレンチ・ピット掘削位置

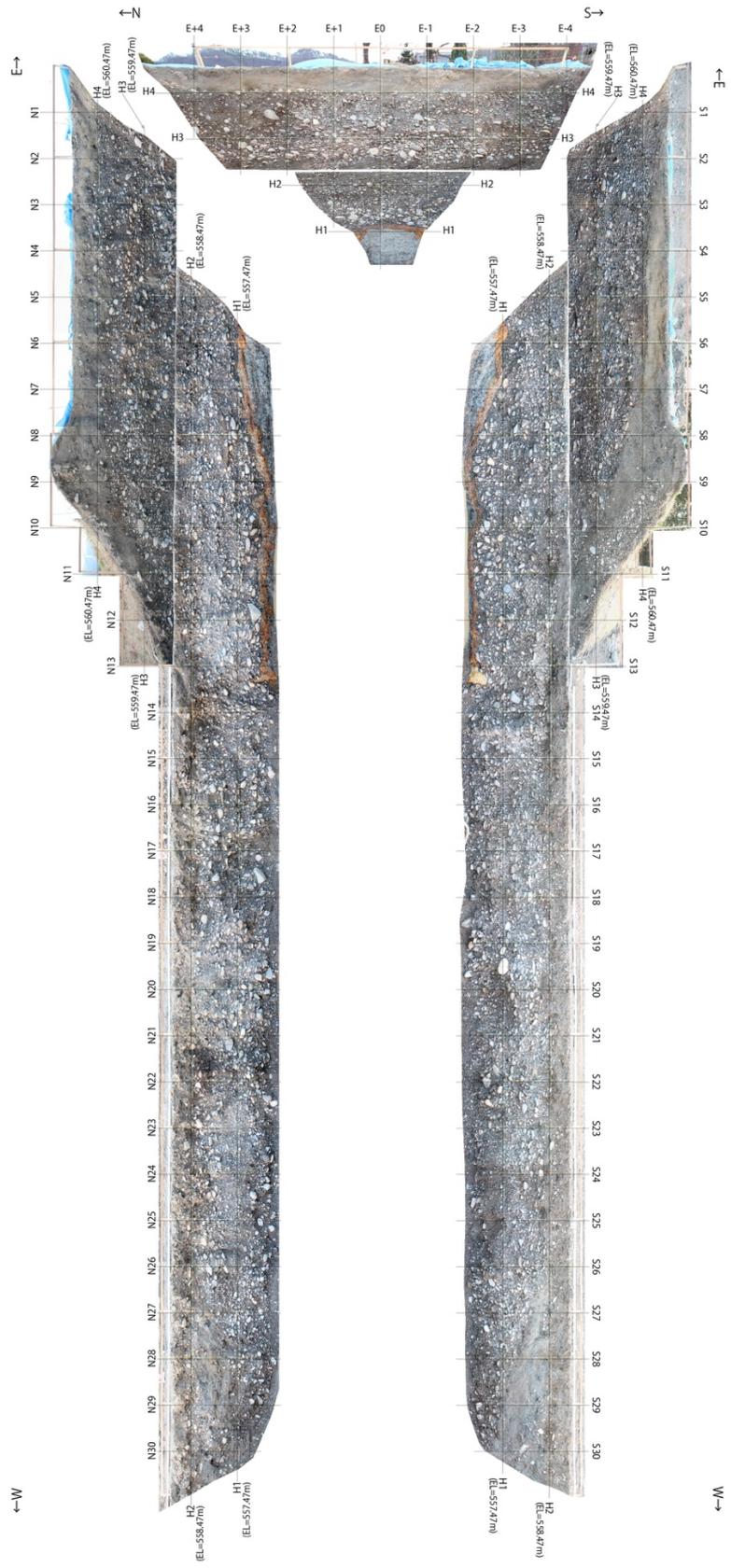


図 113 豊科高家地区におけるトレンチ壁面の写真

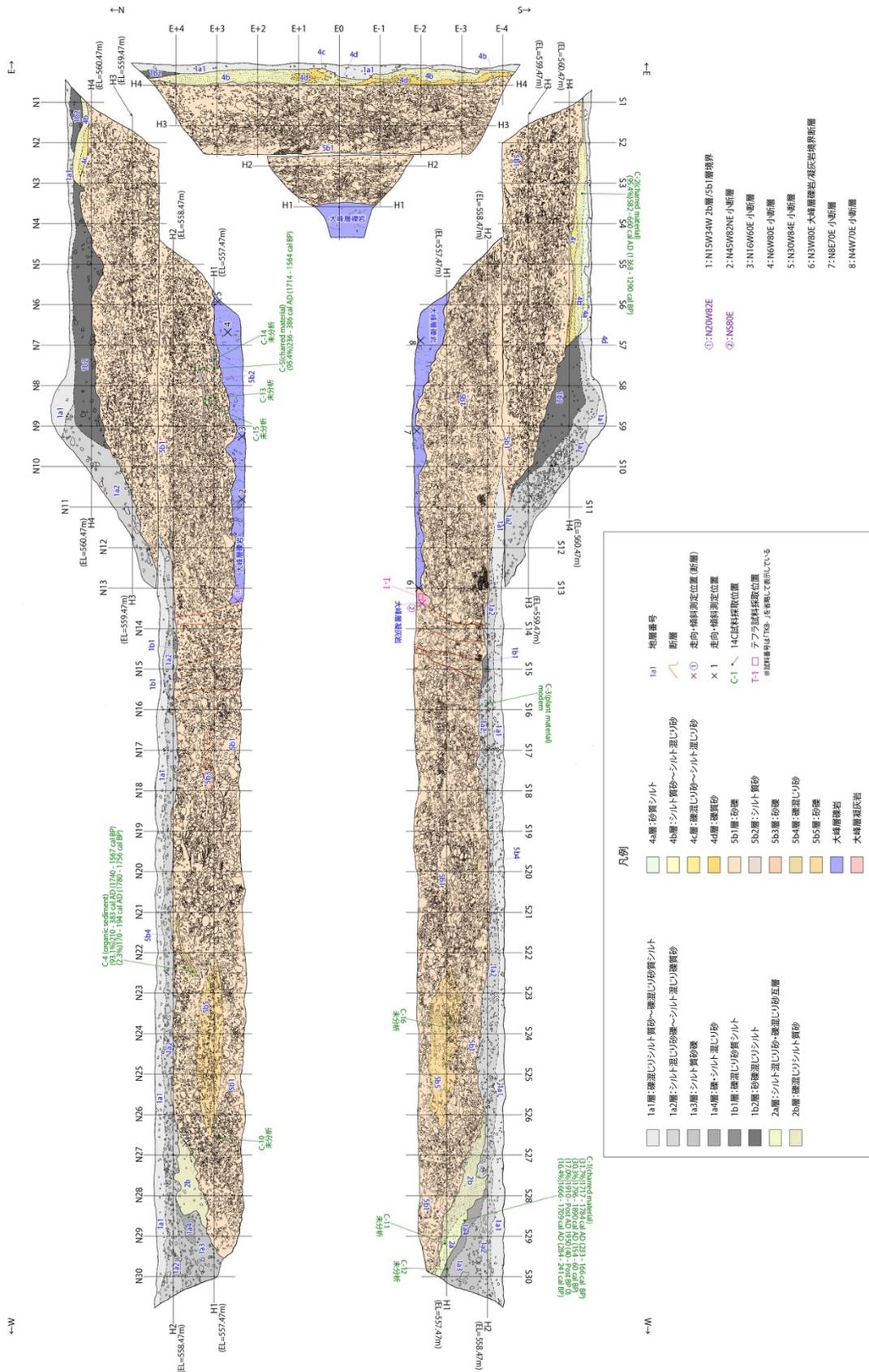


図 114 豊科高家地区におけるトレンチ壁面のスケッチ

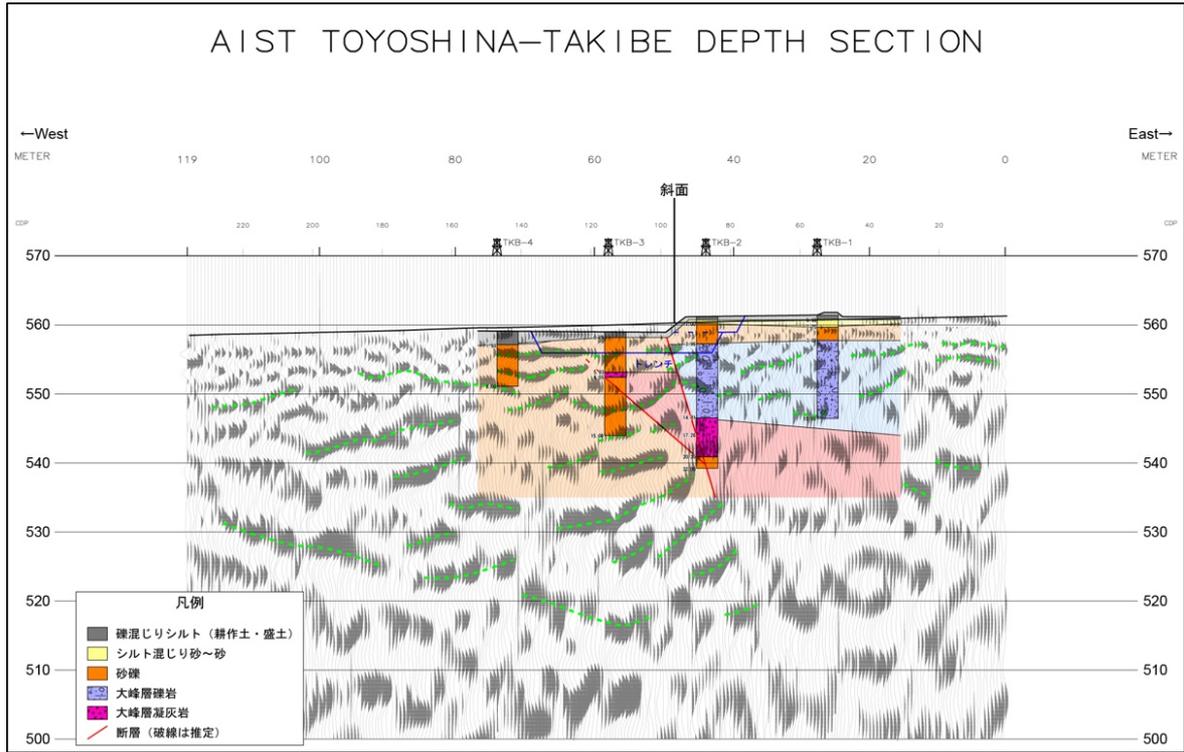


図 115 豊科高家地区におけるトレンチ・ボーリング・反射断面統合解釈図

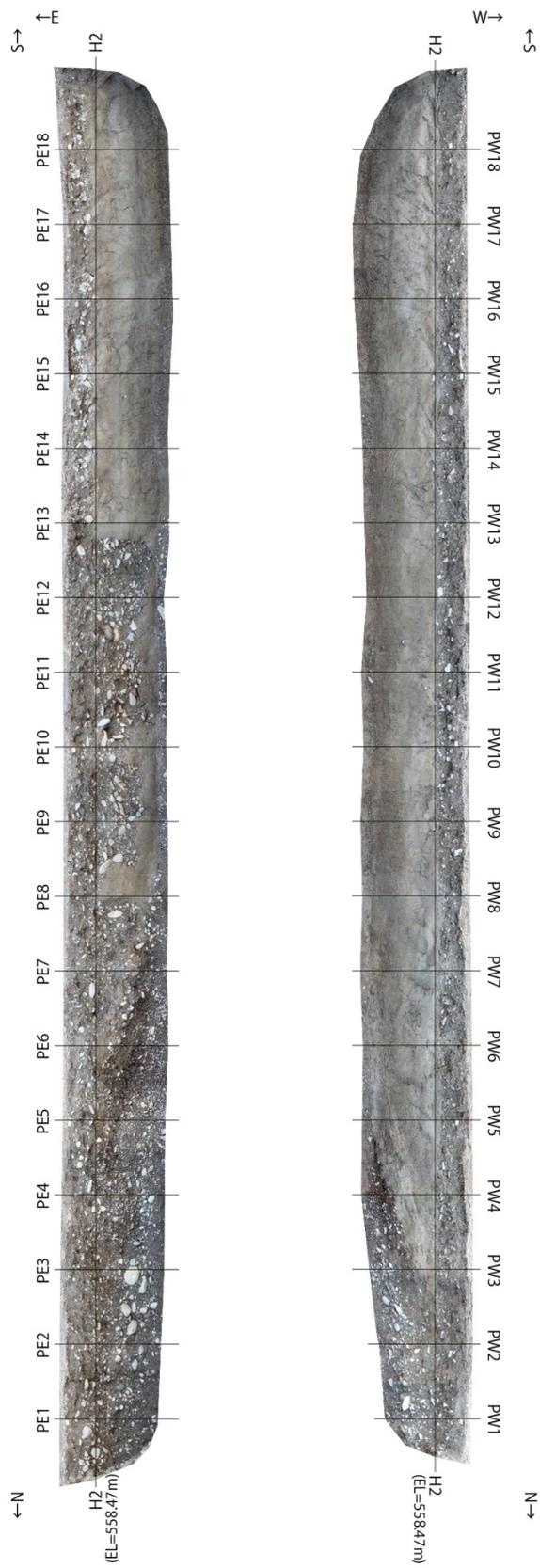


図 116 豊科高家地区におけるピット壁面の写真

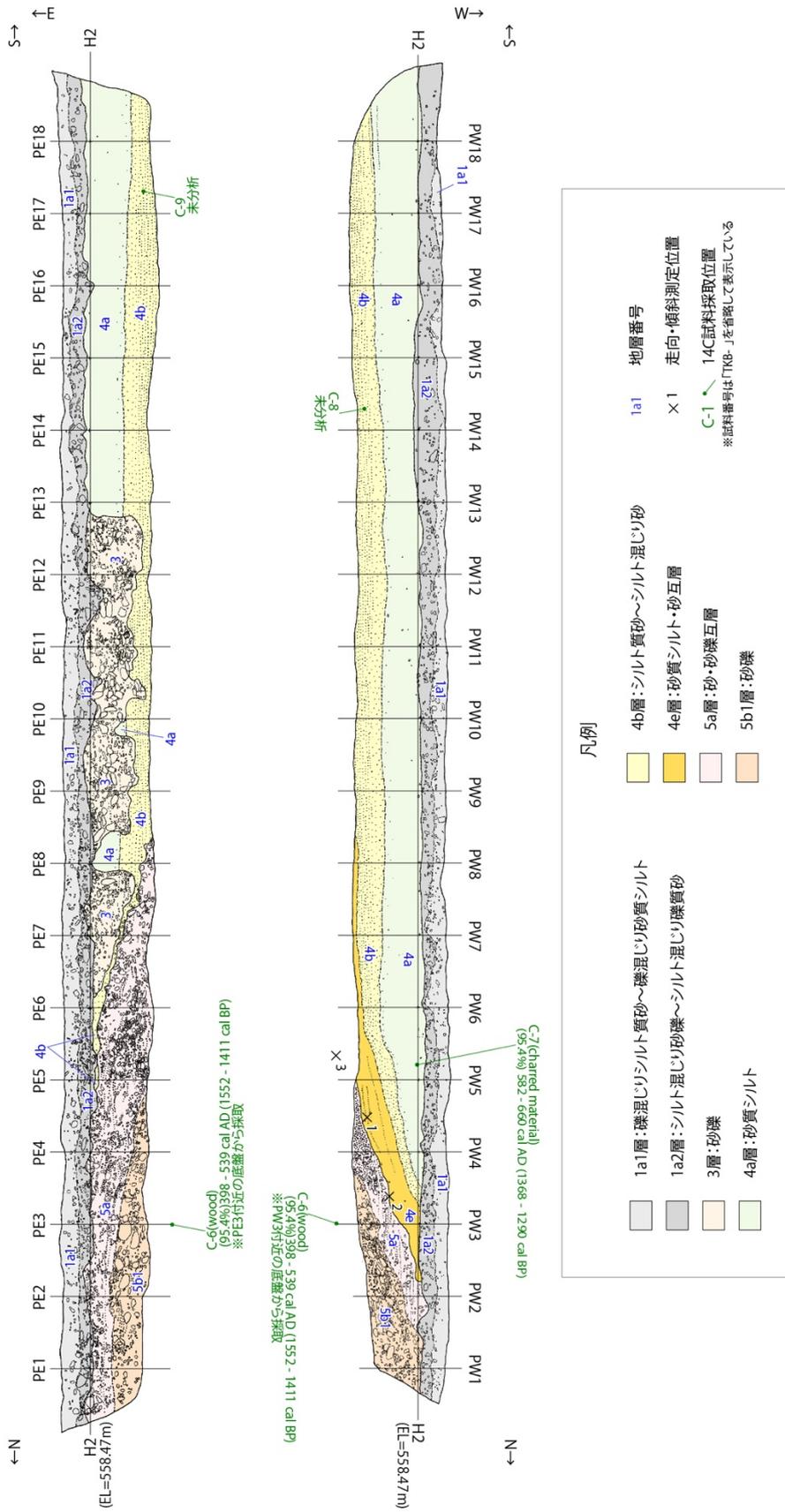


図 117 豊科高家地区におけるピット壁面のスケッチ

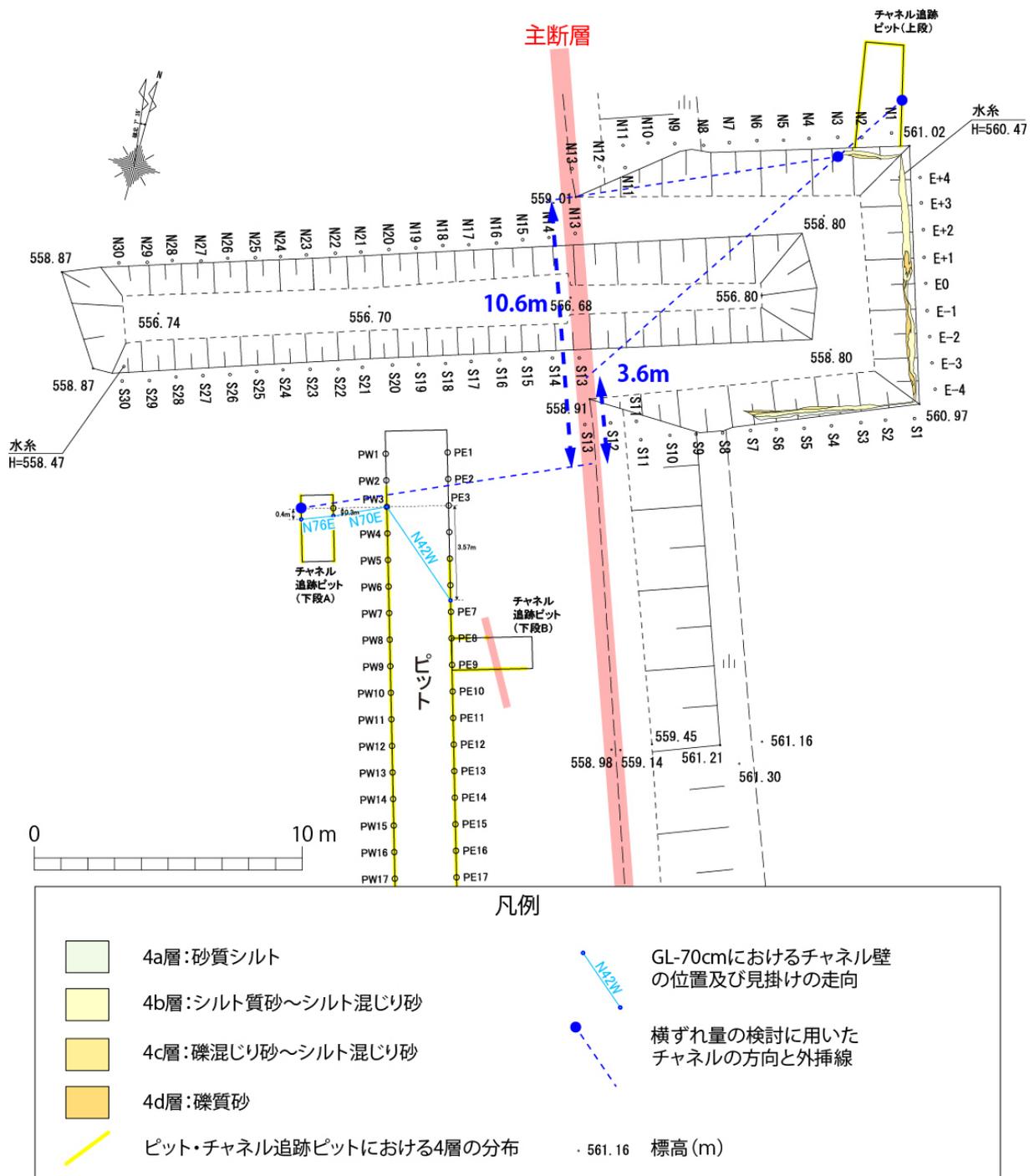


図 118 豊科高家地区におけるチャンネル堆積物に基づく横ずれ量の推定

9) 松本盆地東縁断層南部・松本市島内地区におけるボーリング調査

島内地区では、横ずれ量を推定するための予察的なボーリング調査を実施した。調査地周辺では、比高 1.5m 程度の東側隆起の低断層崖が南北に延び、近藤・他 (2006) 及び Kondo et al. (2008) により横ずれ変位地形と基に最新活動に伴う約 7 m の横ずれ量が計測されている。ボーリングは低断層崖を挟んで断層の隆起側と低下側で深さ 5 m 程度を 8 孔掘削した (図 119, 120)。従来は、最新活動時期は周辺に分布する遺跡の年代に基づいており、本研究では絶対年代により最新活動時期を推定し、横ずれ量を地質学的に検討することを目的として調査を実施した。ボーリング柱状図を図 121、ボーリングの地質に基づくパネルダイアグラムを図 122、周辺の地形発達史を考慮した横ずれ量の予察的検討結果を図 123 に示す。

断層の隆起側では、西から東へ流下する旧河道が扇状地性段丘面 (L2 面 : 図 119) に残存する。一方、低下側ではこれに連続する上流側の微地形は存在していない。そこで、低下側で埋没する旧河道堆積物を探索するため、断層の隆起側で 4 孔、低下側で 4 孔を旧河道の内側と外側で掘削した。隆起側のボーリング (SMU-5~8) では表土の直下に扇状地礫層が分布する (図 121)。一方、低下側のボーリング (SMU-1~4) では、表土より下位に細礫、砂、腐植質シルトからなる細粒な堆積層 (A~C 層) が分布している。A 層は主に断層の低下側である西側にのみ分布し、B 層及び C 層は低下側で SMU-3 孔、隆起側で SMU-7 孔付近にのみ局所的に分布する。これらの層相と分布から判断して、断層の低下側を埋積した地層 (A 層) と旧河道の堆積層 (B~C 層) に区分した。扇状地礫層の上面高度は、断層を境に約 2 m の西側低下の断層変位を示す (図 122)。断層低下側の SMU-3 孔では、C 層基底には 50cm 程度の腐植質シルト層がみられるが、隆起側の SMU-5 孔および 7 孔では対応する腐植質シルト層はみられない。ただし、SMU-7 孔のみで C 層に対応する砂質シルト層が確認され、SMU-3 孔との間に左横ずれ変位が生じた可能性が示唆される。現段階では、放射性炭素同位体年代測定を実施できていないが、今後、年代測定の結果を含めて詳細を検討し、イベント発生年代や地震時変位量を明らかにする。

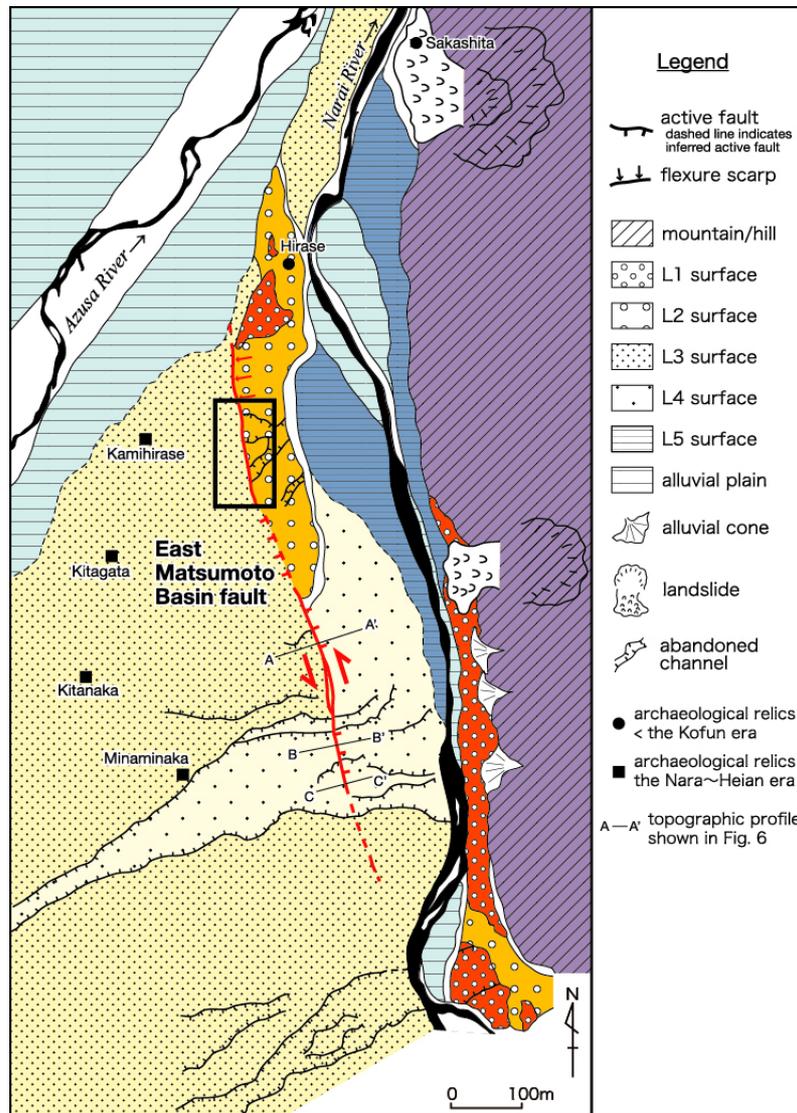


図 119 松本市島内地区周辺の活断層と地形分類図。黒枠が図 120 の調査範囲。
Kondo et al. (2008) に一部加筆。

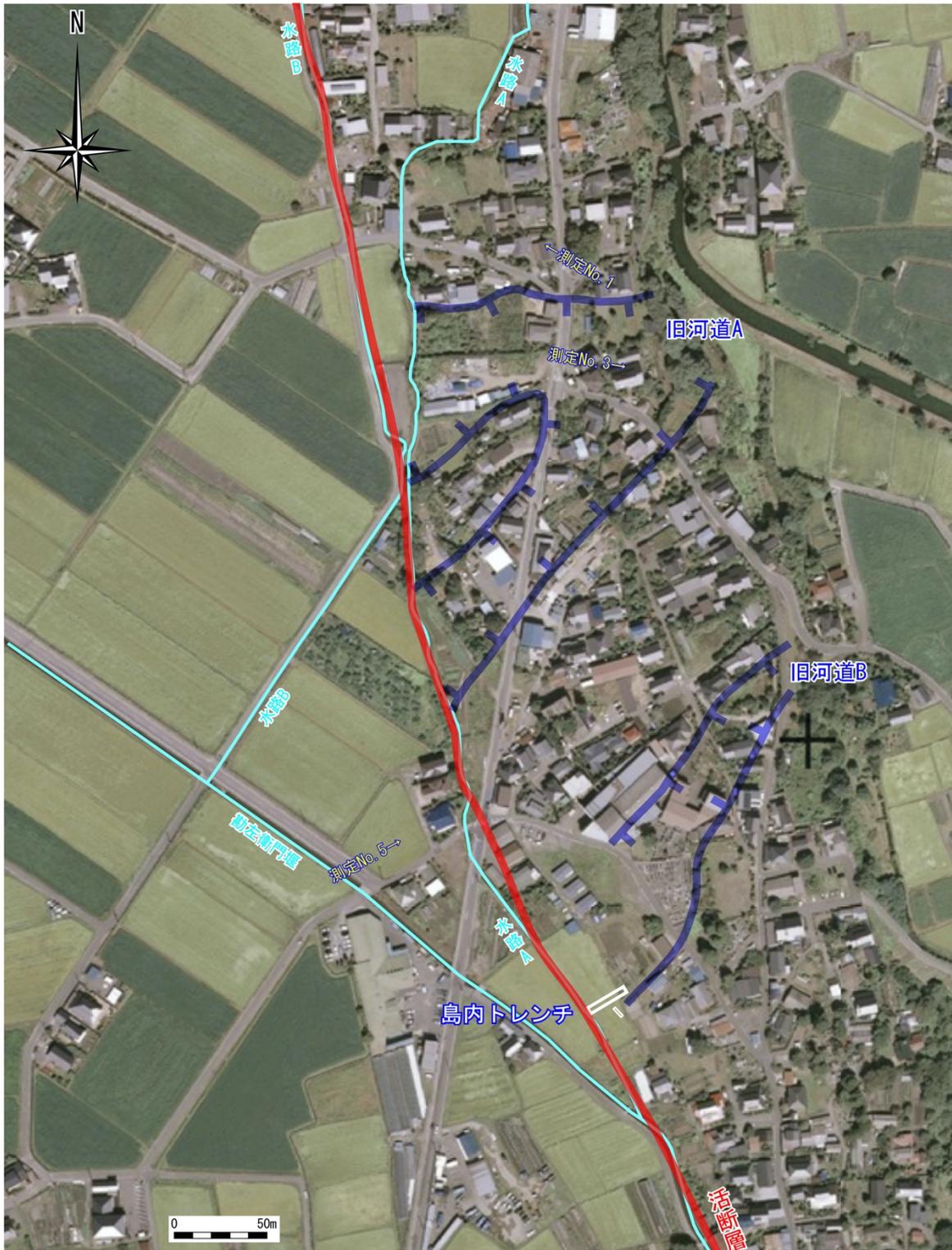


図 120 松本市島内地区におけるボーリング掘削位置
 基図は国土地理院の地理院地図を使用。

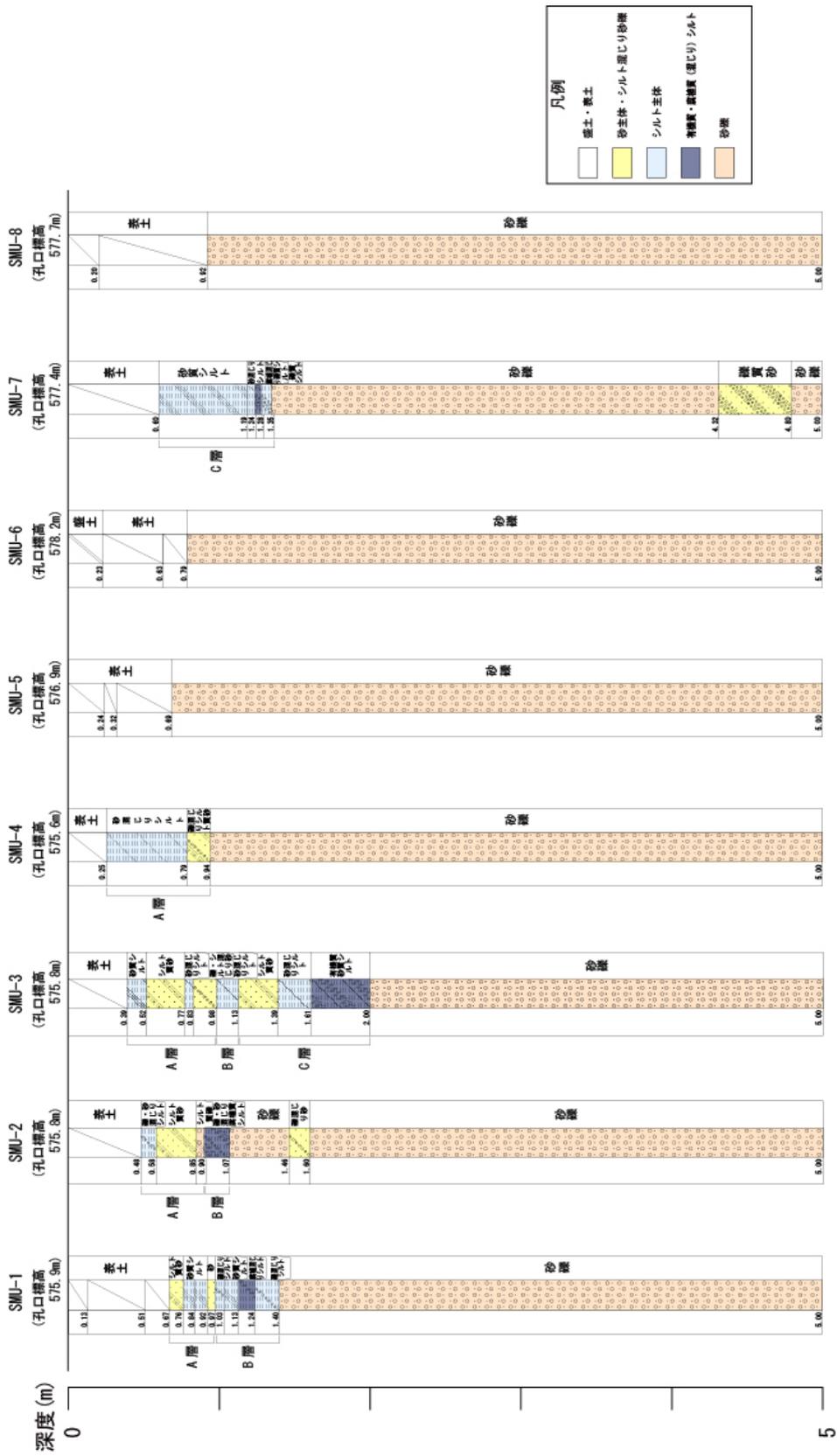


図 121 松本市島内地区におけるボーリング柱状図

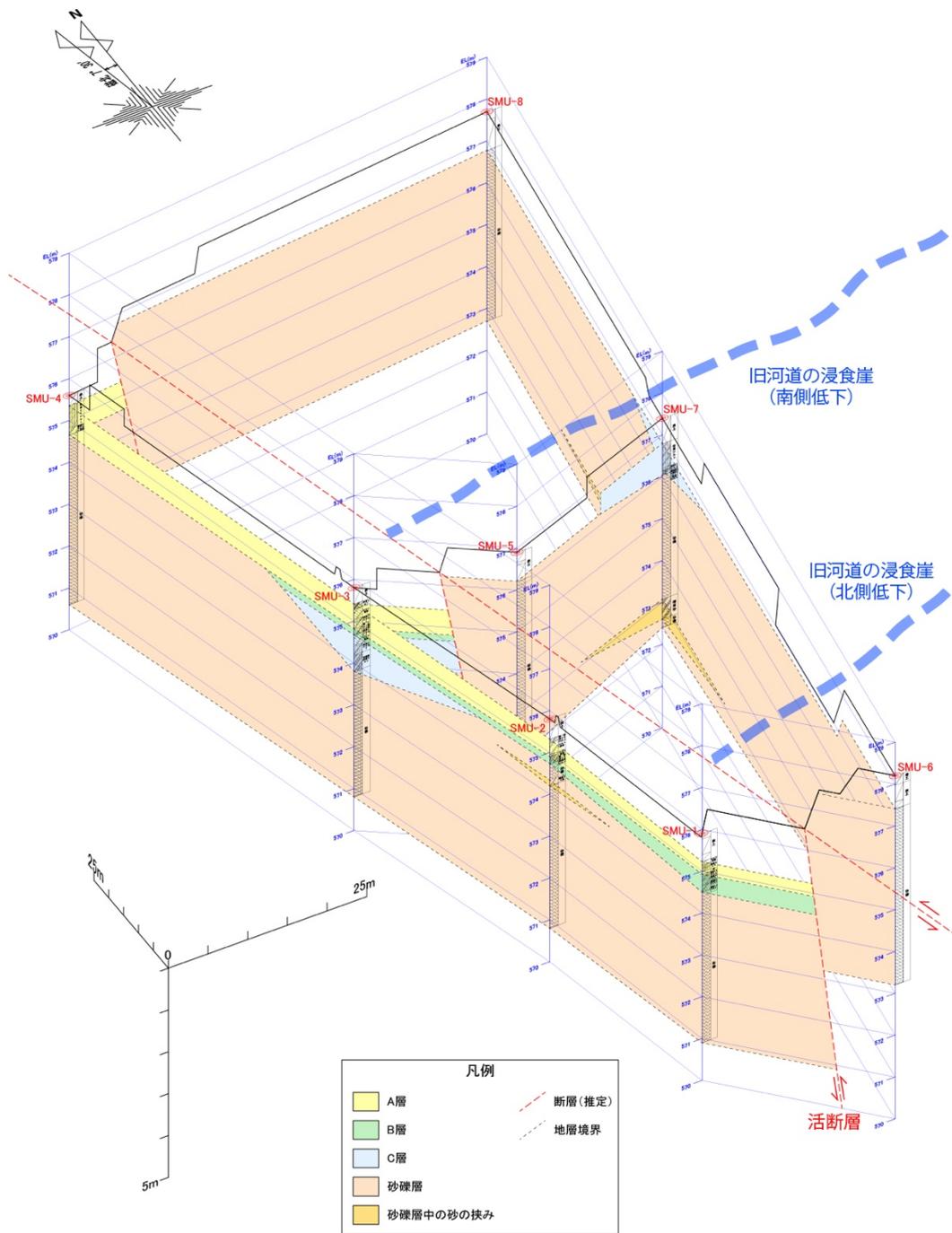


図 122 松本市島内地区におけるパネルダイアグラム。縦軸は5倍強調。

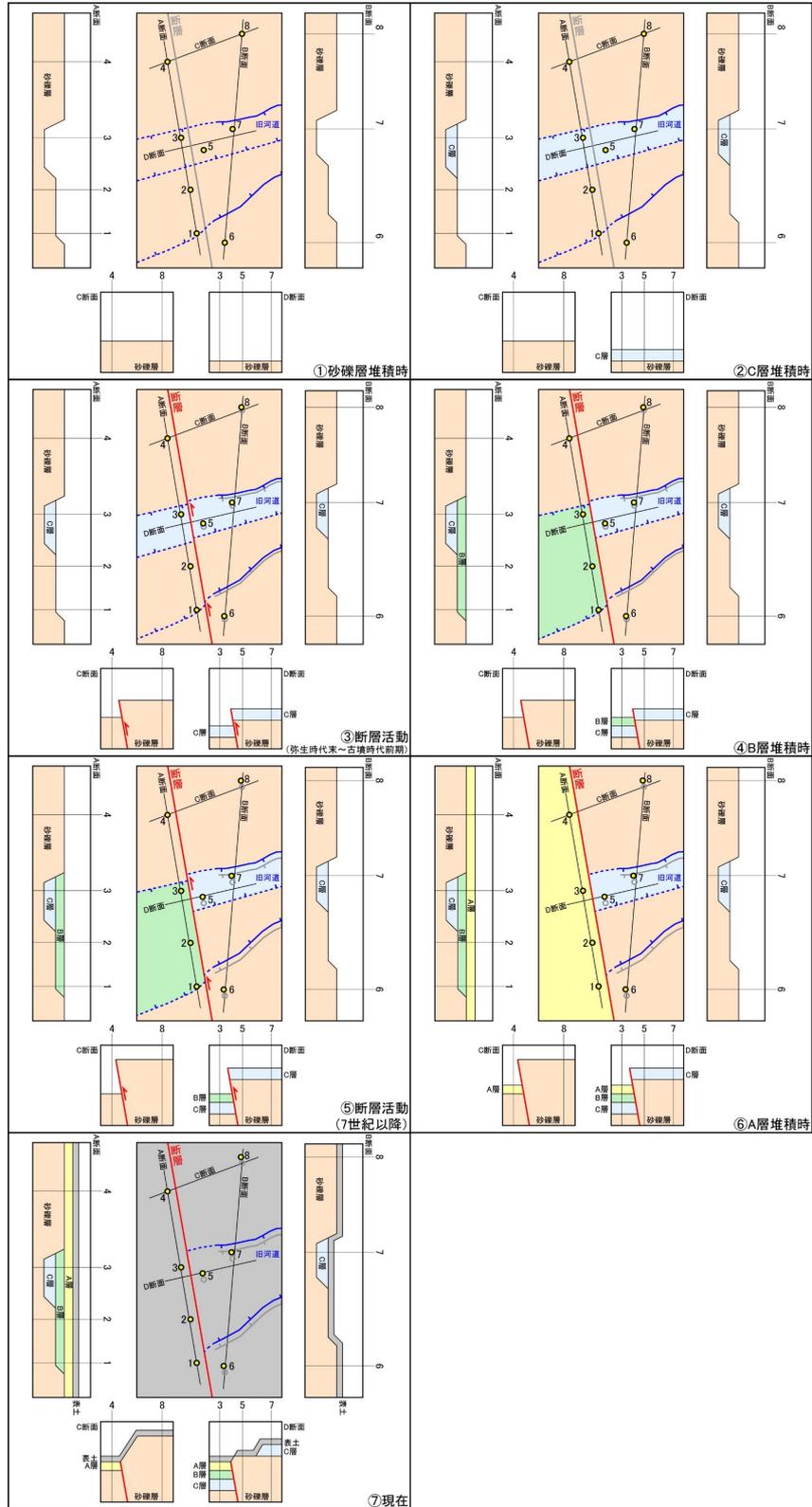


図 123 松本市島内地区における地形発達史と横ずれ量の予察的検討

10) 松本盆地東縁断層南部における反射法地震探査

a) 探査測線

糸魚川－静岡構造線活断層系は本州の中央部を南北に横断する全長約160kmの活断層系であり、そのうち、安曇野市から茅野市に至る長さ約45kmの中北部区間（明科－諏訪湖南方区間）は左横ずれが主体であると考えられている（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。同断層系中北部区間は、松本盆地東縁断層（明科以南）、牛伏寺断層、岡谷断層、諏訪湖南岸断層群などといった主に北北西－南南東走向の断層によって構成されている（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。ただし、これらの主要な断層に斜交して、松本市の北部では北北東－南南西走向の全長約5kmの断層が分布する。本研究では、上記の松本盆地東縁断層（明科以南）と断層長の短い北北東－南南西走向の断層を探査の対象とした。

本探査は2測線（田沢測線および岡田測線と名付けた）において実施した（図124）。田沢測線は長野県安曇野市徳次郎周辺から大口沢周辺に至る約4.3kmの区間であり（図125）、岡田測線は長野県松本市浅間温泉西方から岡田神社周辺に至る約1.3kmの区間である（図126）。それぞれの探査測線は対象とする活断層に対してほぼ直交するように設定した。

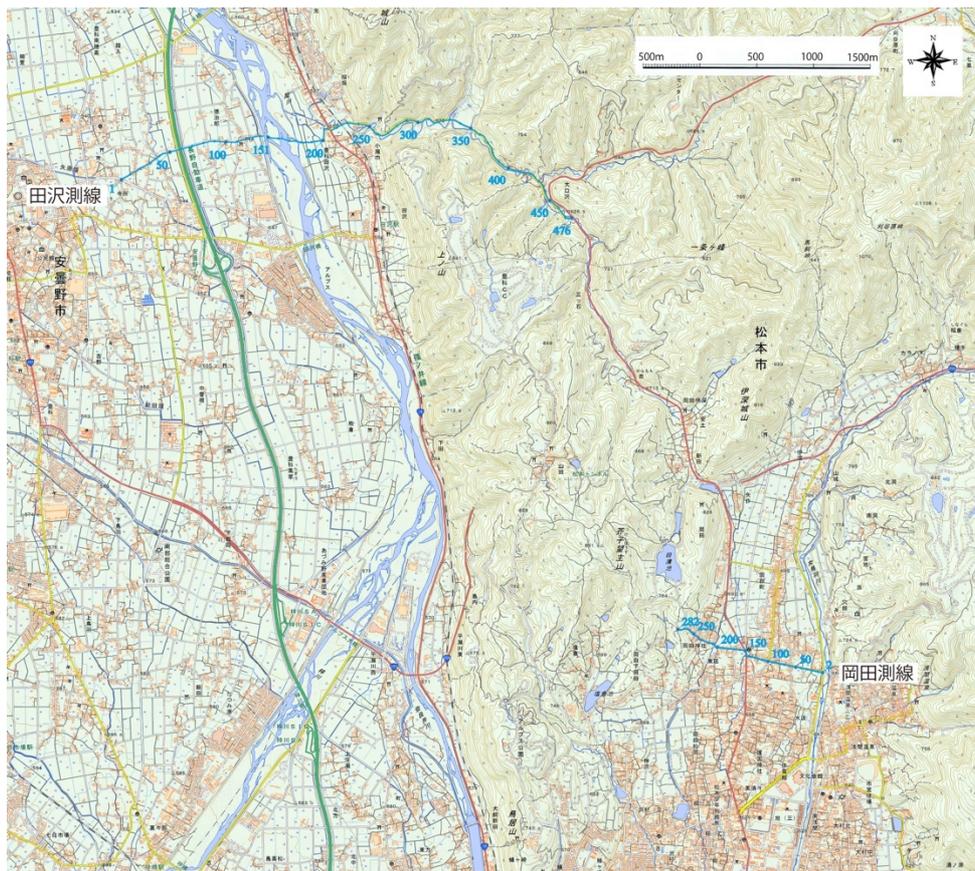


図 124 反射法地震探査測線配置図（田沢測線および岡田測線）。基図は地理院地図を使用。

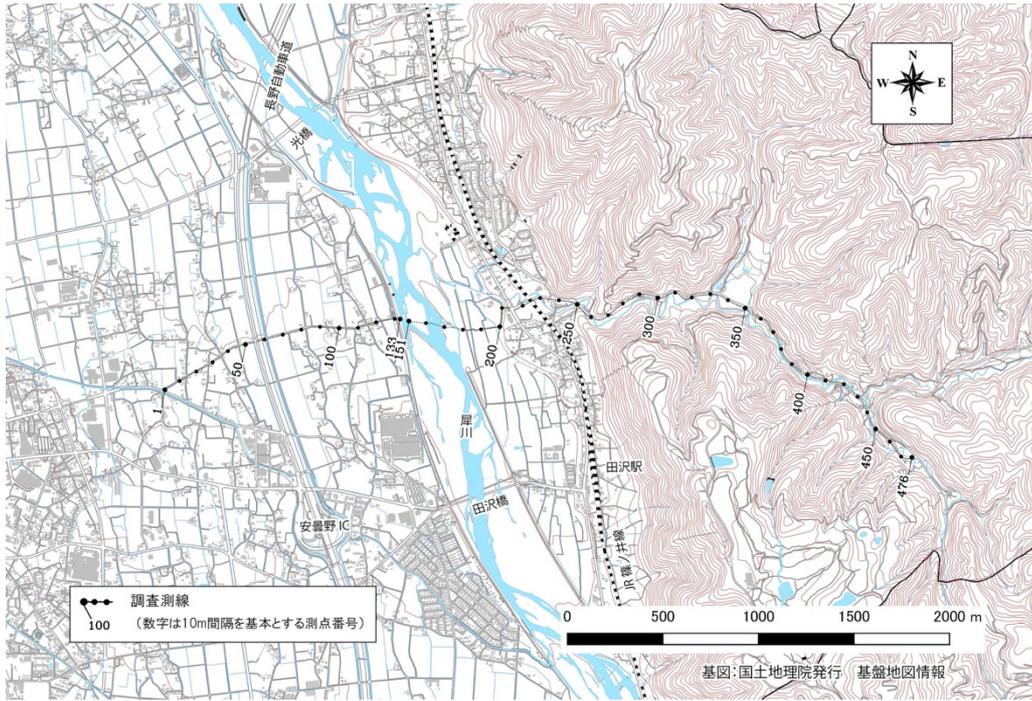


図 125 田沢測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

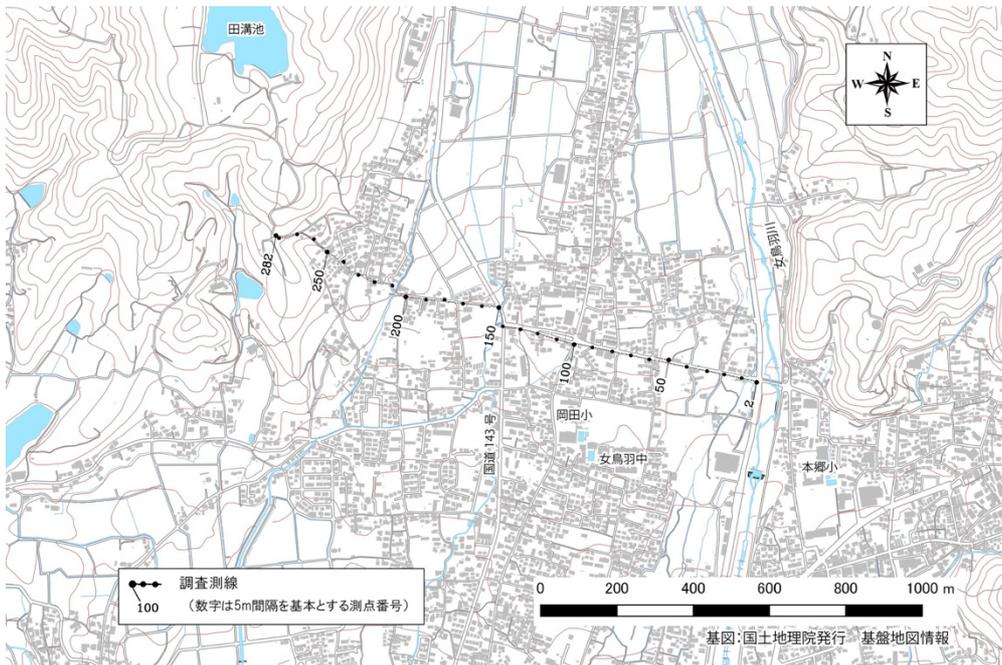


図 126 岡田測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

b) 探査データの取得

データ取得は共通中間点重合法（例えば、物理探査学会，2016）によって行った。発震は田沢測線では中型バイブレーター震源（米国IVI社製のEnviro Vibe；図127）、岡田測線では中型油圧インパクト震源（株式会社地球科学総合研究所製のJMI-200；図128）で行い、標準発震点間隔は10m（田沢測線）、5m（岡田測線）である（表11）。受振器は固有周波数15Hzのもの（米国Geospace社製のOMNI-2400）を用いて、標準受振点間隔が10mとなるように受振点を配置し、同時収録チャンネル数は130チャンネル（田沢測線）、140チャンネル（岡田測線）とした。データ記録は独立型レコーダー（米国Geospace社製のGSR/GSX）を用いて、サンプリング間隔0.5msecで行った。

田沢測線および岡田測線で実施した反射法地震探査の主なデータ取得仕様をまとめて表11に、本探査で使用した機材の仕様を表12に示す。



図 127 中型バイブレーター震源



図 128 中型油圧インパクト震源

表 11 主な探査データ取得仕様

項目	内容		備考
探査手法	P波反射法地震探査		
波動種別	P波		
測線数	2		
測線名	田沢測線	岡田測線	
測線長 (上段：測定 下段：解析)	4,633m	1,390m	予察調査の結果を踏まえ、発注者と協議の上、決定した
	4,330m	1,325m	
標準発震点間隔	10m	5m	施設管理者の許可条件、交通状況、隣接家屋等の状況に応じ、発震をスキップ
標準受振点間隔	10m	10m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらし設置した
標準収録チャンネル数	130チャンネル (展開長：標準1.3km)	140チャンネル (約1.4km固定展開)	田沢測線については、震源の東側：100CH、西側：30CH
標準垂直重合数	10回	14回	現地テストに基づき決定した
標準スイープ長	16秒	—	
スイープ周波数	10-100Hz	—	
収録記録長	20秒（相互相関前） 3秒（相互相関後）	3秒	
サンプリング間隔	0.5msec		
収録様式	SEG-D		
震源	中型バイブレーター 1台	油圧インパクトター 1台	
受振器	速度型地震計 (固有周波数：15Hz、3個グループピニング/1地点)		OMNI-2400 (GEOSPACE社製)
収録装置	独立型デジタルレコーダー (A/D分解能：24ビット)		GSR/GSX (GEOSPACE社製) GPS機能付独立型収録装置

表 12 測定機器 仕様一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	中型バイブレーター	Enviro Vibe	IVI	実用周波数範囲：8～200Hz 最大ストローク：6.99cm ホールドダウン重量：約 7.5 トン リアクションマス重量：約 0.8 トン ベースプレート設置面積：約 1.1m ² 総重量：8.4 トン 寸法：(L)6.1×(H)2.4×(W)1.9m
震源	油圧インパクトター	JMI-200 II	地球科学 総合研究所	ロッド重量：200kg 圧縮空気(窒素)最大圧力：10 気圧 総重量：6.5 トン
受振器	ジオフォン	OMNI-2400	GEOSPACE	速度型地震計（1成分） 固有周波数：15Hz グルーピング：3 個
探鉱機	独立型レコーダー	GSR/GSX	GEOSPACE	A/D 分解能：24 ビット サンプルング間隔： 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0msec 保存データ形式：SEG-D または SEG-2 周波数特性：3Hz－0.8 of Nyquist プリアンプゲイン：0, 12, 24, 36dB
探鉱機	発震時刻・パイロット信号データレコーダー	SDR	GEOSPACE	A/D 分解能：24 ビット サンプルング間隔： 0.25、0.5、1.0、2.0、4.0msec 保存データ形式：SEG-D または SEG-2 周波数特性：3Hz－0.8 of Nyquist プリアンプゲイン： 0, 6, 12, 18, 24, 30, 36dB

c) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法（例えば、物理探査学会，2016）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。データ処理にあたっては、田沢測線では図129によって、岡田測線では図130によって示される解析測線（重合測線）を設定した。これらの解析測線において、SN比（シグナルとノイズの比）を高めた時間断面を作成した。それぞれの測線の時間断面に対して次に、速度解析結果等に基づいてマイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。これらの探査データ処理作業のフロー図を図131に示す。また、各処理の際に適用した主なパラメータを表13に示す。

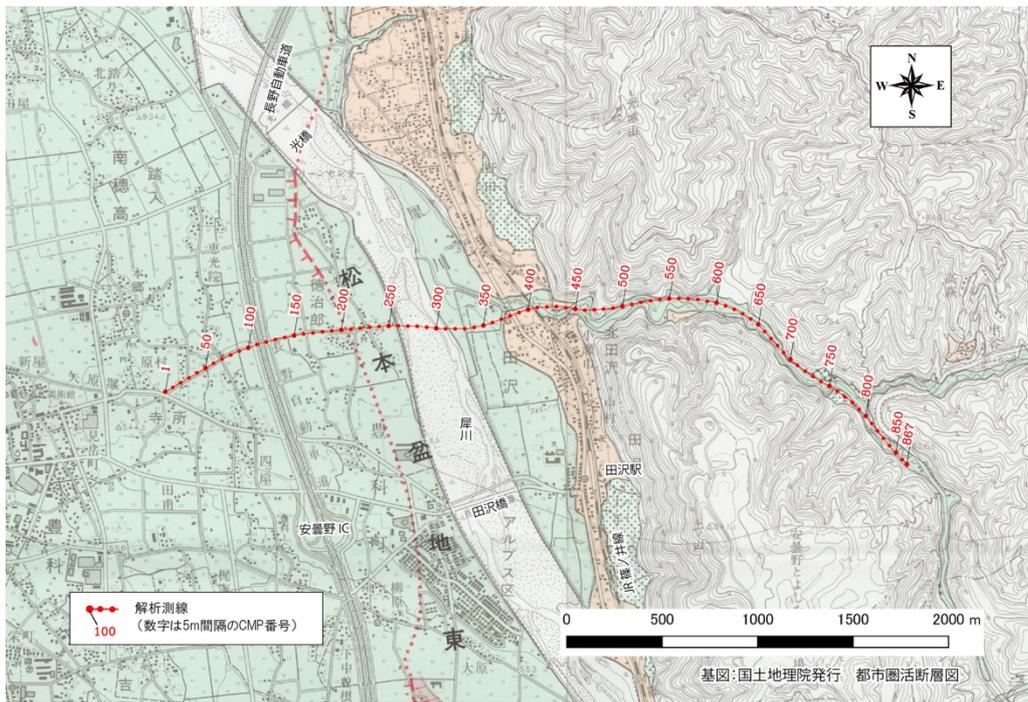


図 129 田沢測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多・他, 1999) を使用。

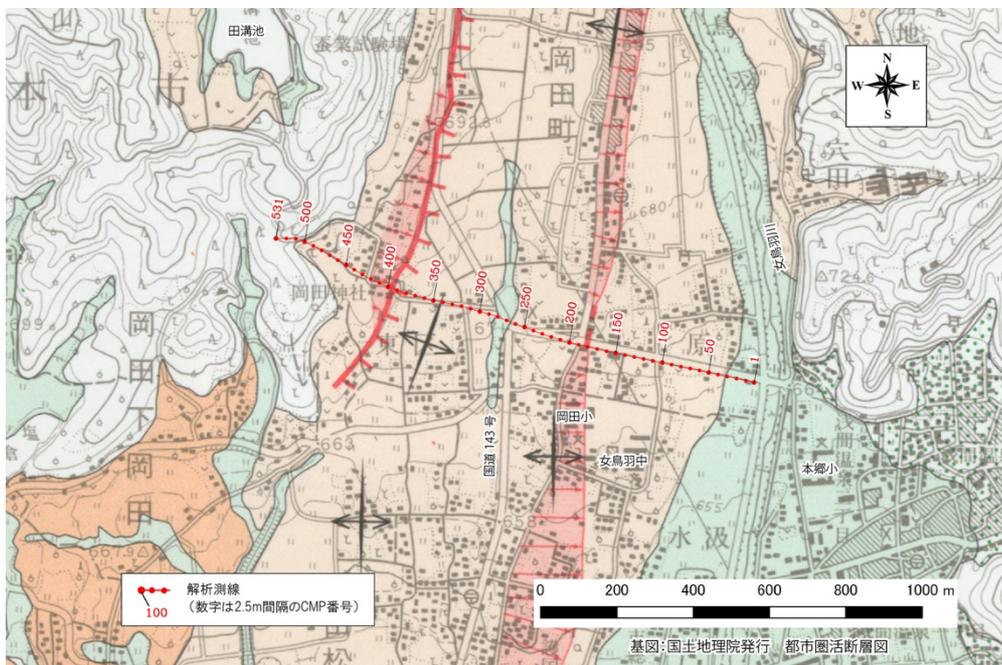


図 130 岡田測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多・他, 1999) を使用。

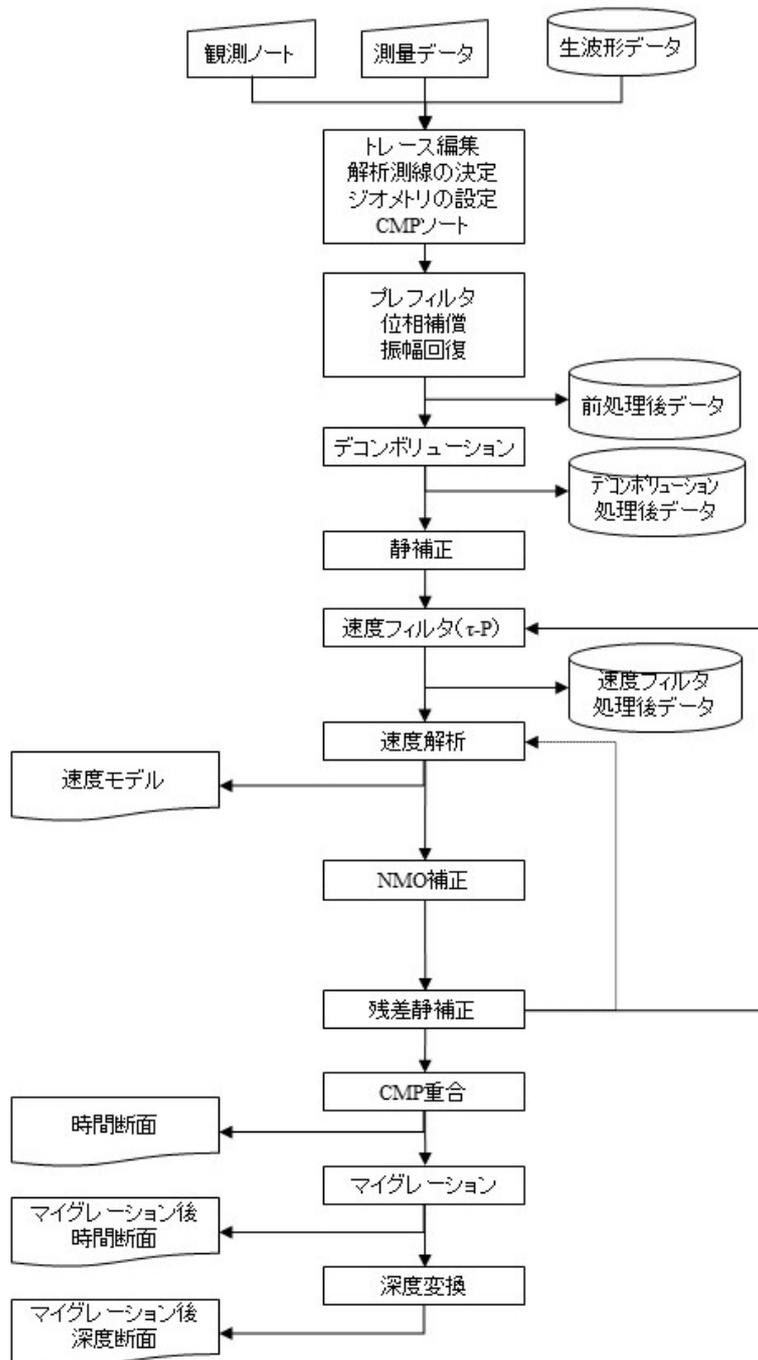


図 131 反射法地震探査のデータ処理フローチャート

表 13 データ処理に適用した主なパラメータ

処理名	パラメータ等	田沢測線	岡田測線	備考
プレフィルタ	バンドパス フィルタ帯域	20~100Hz	20~110Hz	
位相補正	—	インパルスに変換するオペレータを設計し適用	インパルスに変換するオペレータを設計し適用	
振幅調整	AGC ウィンドウ幅	200msec	180msec	
デコン ボリューション	タイプ	ホワイトニング	ホワイトニング	タイムバリエーション スペクトル ホワイトニング 等
	自己相関演算用 ゲート長	1200msec	800msec	
	フィルタ長	120msec	80msec	
	ホワイトノイズ	1%	1%	
静補正	メッシュサイズ	1m×1m		
	初期速度モデル	深度と共に単調増加 (100~1500m/s)		
	最大オフセット距離	300m	500m	
	再構成速度範囲	100~6500m/sec		
	トモグラフィ 付加条件	速度逆転層許さず		
	トモグラフィ 繰り回数	60回	80回	
	置換速度	1500m/sec		
	標高補正用速度	1500m/sec		
速度フィルタ	種類	<tau-p フィルタ> 1250m/sec 以下の速度を 除去するように適用		
残差静補 正	最大許容時間 シフト量 (1回 当)	5msec	適用せず	補正量自 動算出
	繰り返し 算出回数	4回	—	
NMO 補正	ストレッチミュート 適用比率	1.75		
帯域通過 フィルタ	タイムバリエーション フィルタ	0~50msec ; 2~150Hz 50~250msec ; 2~120Hz 250~1000msec ; 8~80Hz 1000 msec~ ; 8~60Hz	0~150msec ; 15~150Hz 150msec~ ; 10~80Hz	マイグレーション 処理後の 時間断面 に適用

d) 探査結果

一般的な共通反射点重合法によるデータ処理の結果、マイグレーション深度変換断面を得て、田沢測線では深度 2 km 程度まで、岡田測線では深度 300m 程度までの地下構造をイメージすることができた。田沢測線の重合時間断面図を図 132 に、マイグレーション時間断面図を図 133 に、深度変換断面図を図 134 に示す。また、岡田測線の重合時間断面図を図 135 に、マイグレーション時間断面図を図 136 に、深度変換断面図を図 137 に示す。

田沢測線の断面の特徴を概説すると、都市圏活断層図松本図幅で示された松本盆地東縁断層の地表推定位置（松多・他，1999）の付近よりも西側の領域では、連続性が非常に良く浅部ではほぼ水平で深部では緩やかに東傾斜する反射面群が見られた。それに対して、松本盆地東縁断層の東側かつ山地盆地境界の西側では水平あるいはやや西傾斜であるが連続性の悪い短い反射面群が見られた。さらに山地盆地境界の東側山地内では断面内での半波長が 1 km 以下の規模の褶曲列が見られた。

次に、岡田測線の断面の特徴を概説すると、断面の東部（段丘および沖積低地が分布）ではほぼ水平な連続性の良い反射面群で特徴付けられる。また、断面の中部（段丘が分布）でも反射面の連続性は良いが、緩やかに東傾斜しており一部は上に凸の形状を示している。対して、断面の西部（山地）では反射面の連続性が悪くなっている。

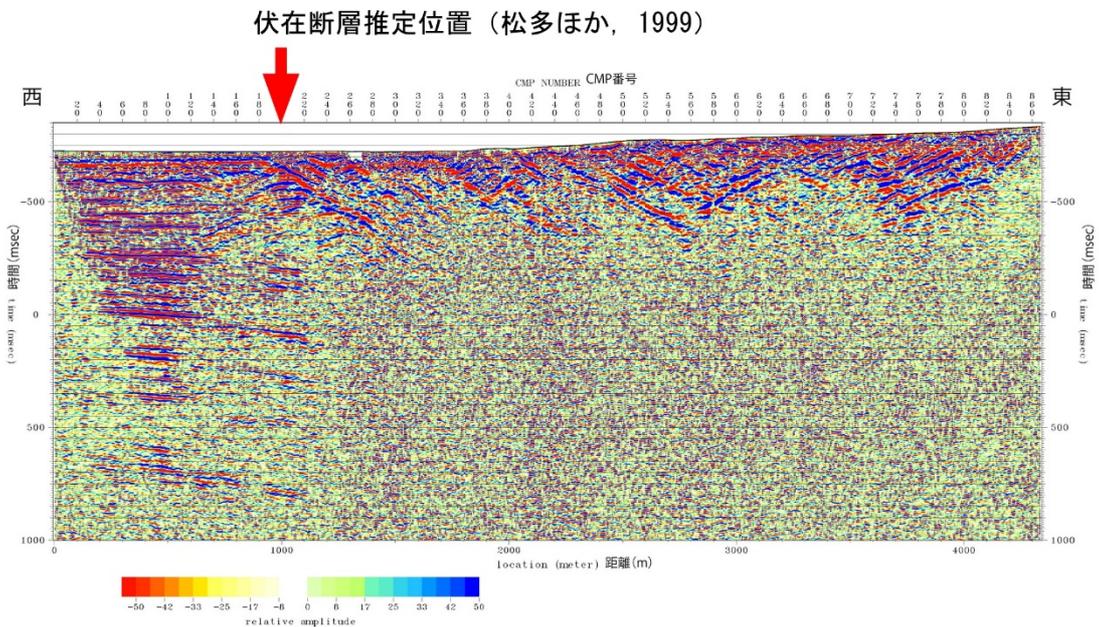


図 132 田沢測線の重合時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

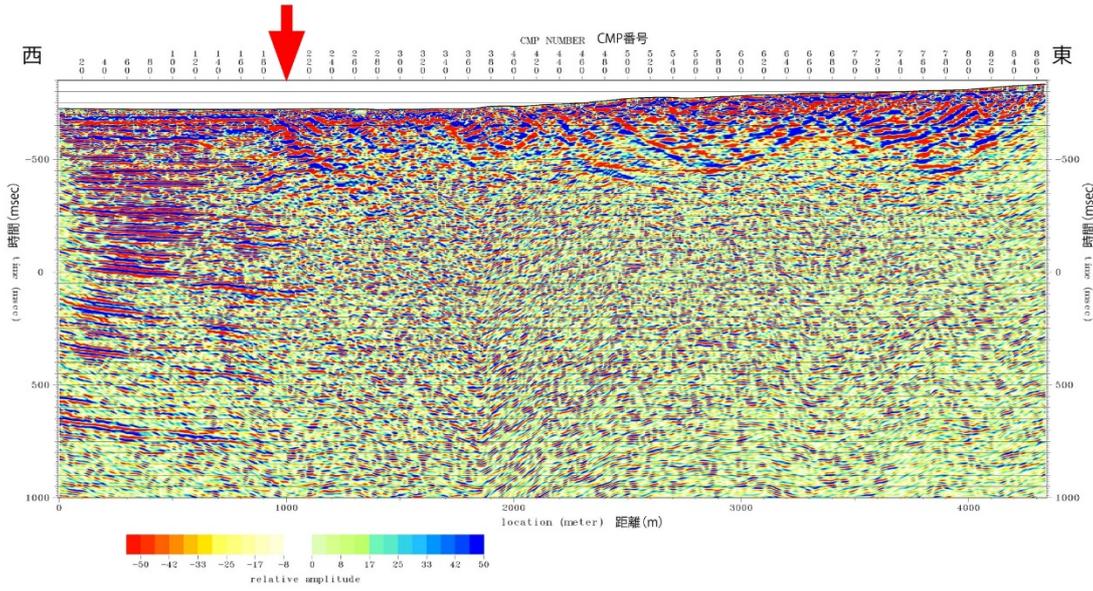


図 133 田沢測線のマイグレーション時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

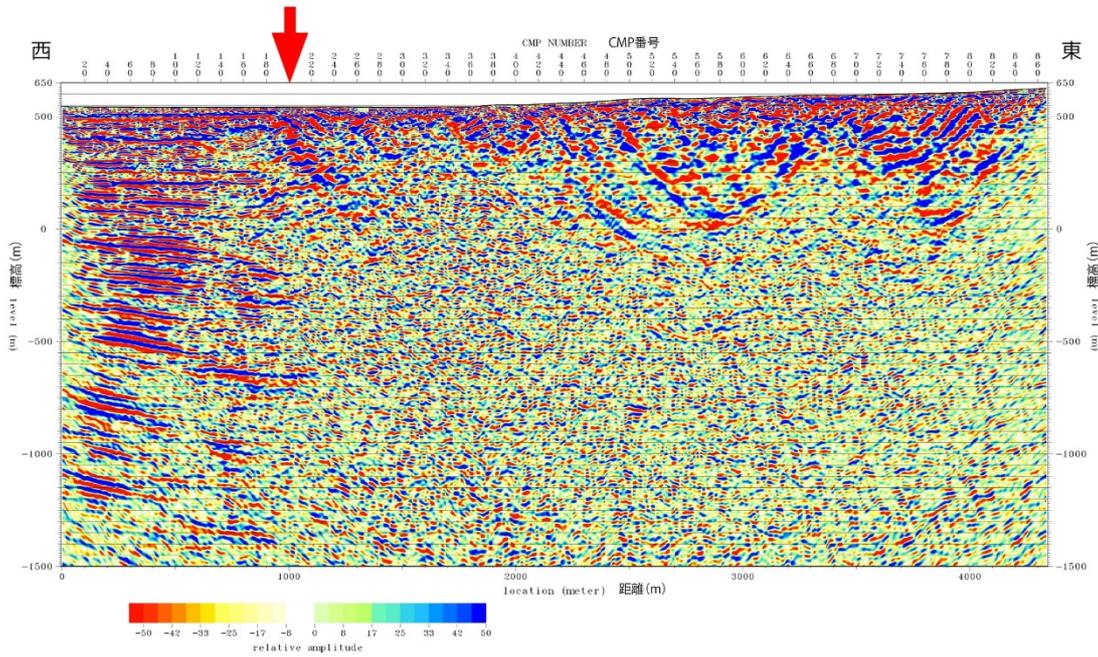


図 134 田沢測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

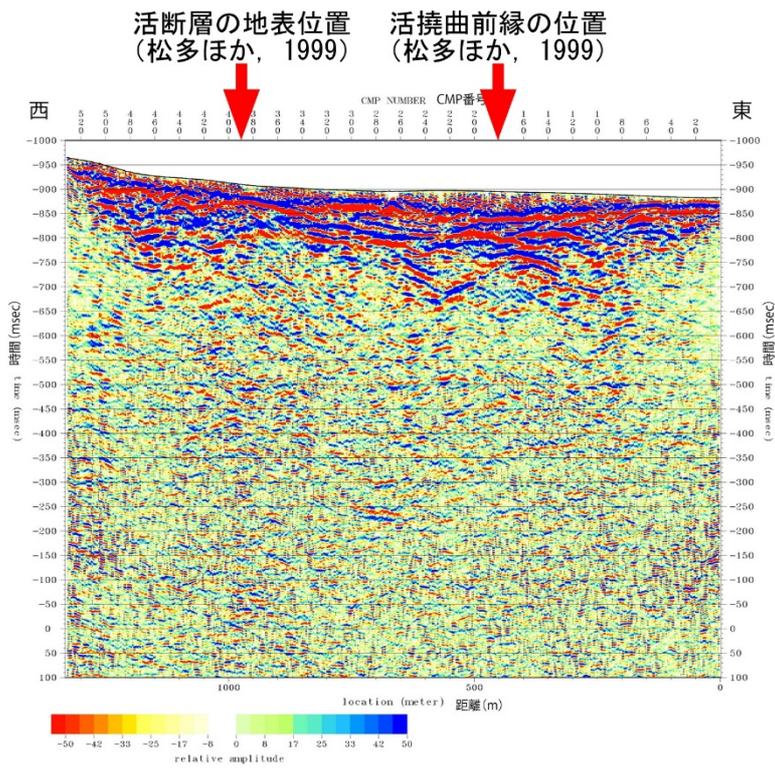


図 135 岡田測線の重合時間断面図

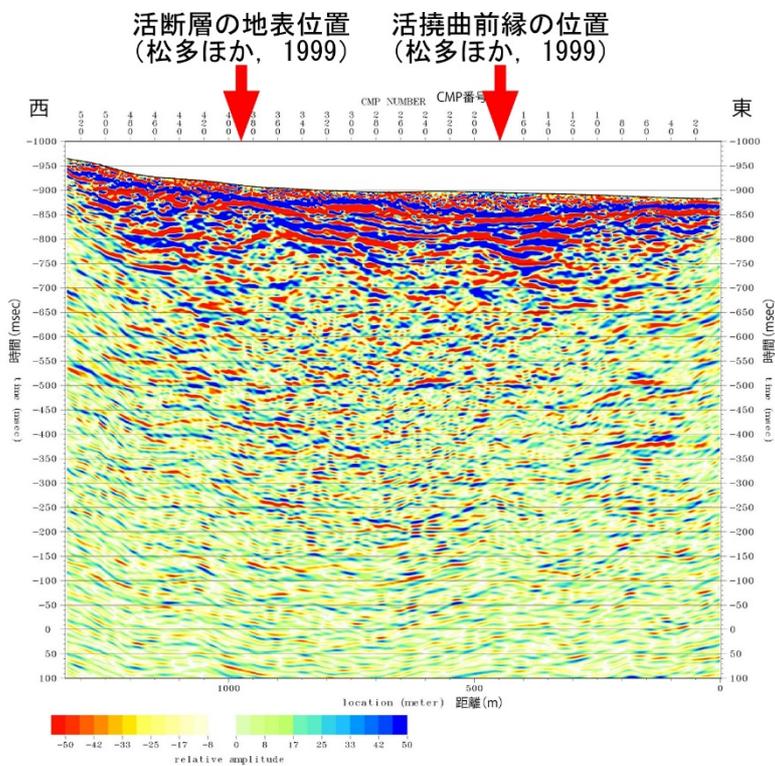


図 136 岡田測線のマイグレーション時間断面図

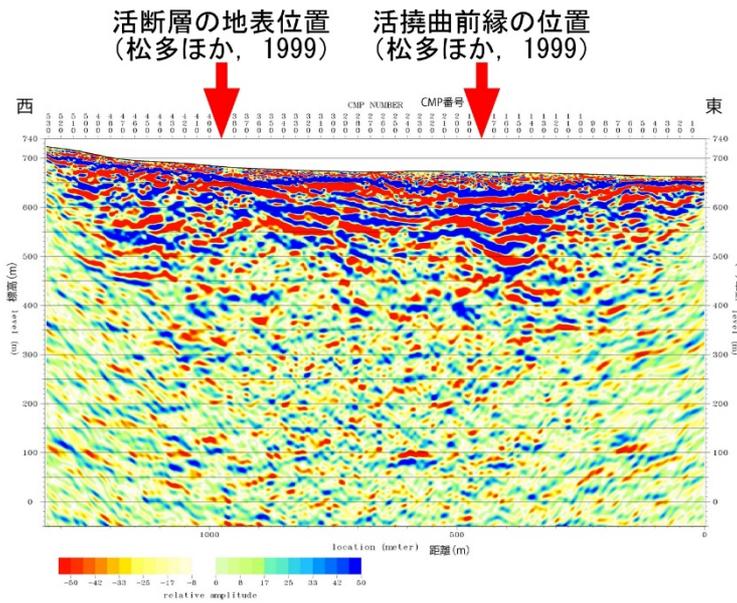


図 137 岡田測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

田沢測線の深度変換断面図に対して、地下の断層の形状についての解釈を付したものを図 138 に示す。また、岡田測線の深度変換断面図に対して、同様に断層地下形状の解釈を付したものを図 139 に示す。

田沢測線の結果断面における水平および緩やかな東傾斜の反射面群の東端に注目すると、表層では松本盆地東縁断層の推定地表位置（松多・他，1999）にほぼ相当する。したがって、この反射面群の途切れは松本盆地東縁断層を示すものと考えられる。表層から深度 500m 程度まではこの断層を挟んで西側には上述した水平な反射面群が、東側には連続性は悪いものの水平あるいは西傾斜する特徴を持つ反射面群が見られる。さらにより深部を見ると反射面群の途切れの位置は深くなるほどやや東側によっている。このような地下の反射面の特徴および反射面の途切れ位置から、松本盆地東縁断層の地下形状は 75° 前後の東傾斜を示していると判断できる。

次に、岡田測線では、水平な連続性の良い反射面分布域（東部）、東傾斜した連続性の良い反射面分布域（中部）、反射面の連続性が悪い領域（西部）のそれぞれ表層付近での境界位置は都市圏活断層図松本図幅（松多・他，1999）に示された断層の地表位置に相当する。また、上述した東部領域－中部領域の地下での境界部では反射面の途切れ・食い違いが見られることと、東傾斜する中部領域の反射面群は上に凸の形状を呈しており、これらは西傾斜する逆断層の運動に伴う変形構造であると判断した。こうした変形構造にもとづいて、地表位置 CMP200 の地点から地下では西方へ傾斜する活断層を解釈した。さらに、上述した中部領域－西部領域の地下での境界部では、やや不明瞭ながらも一部の反射面群では西側が上昇する食い違いが見られる。したがって、位置精度はやや低いものの、CMP400 の地点から西方へ傾斜する活断層を解釈した。なお、岡田測線の断面で解釈した 2 条の断層の傾斜角度は共に $40^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 程度である。よって、地下浅部で西側の松本盆地東縁断層に収斂すると推定され、西傾斜の逆断層は大地震を生じる独立した震源断層としては挙動しない可能性が高いと判断される。

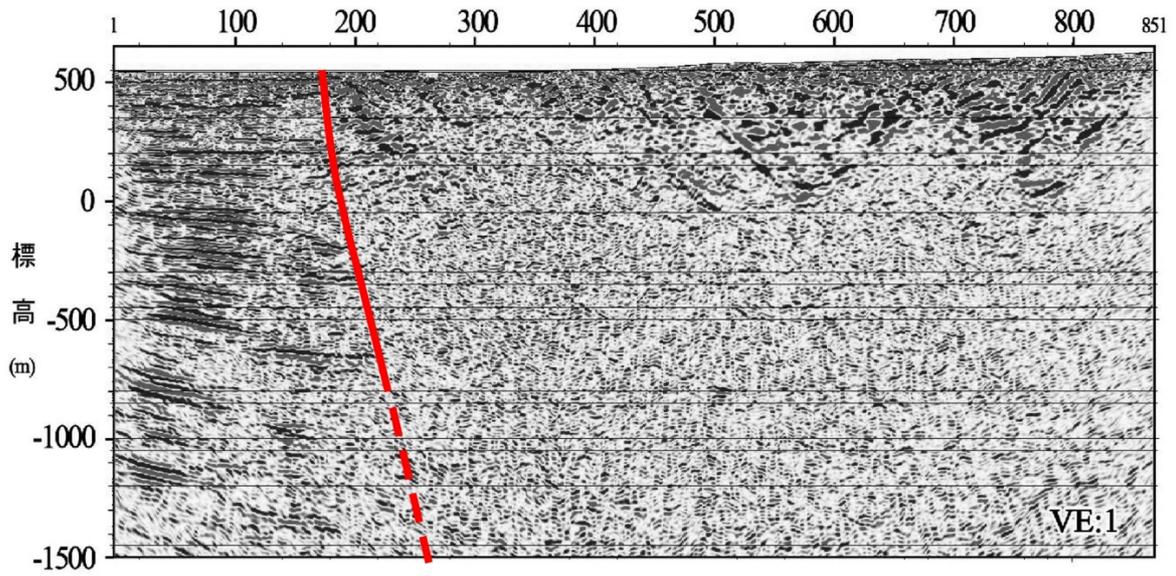


図 138 田沢測線の深度変換断面図における断層地下形状の解釈
 深度方向の強調は無し。

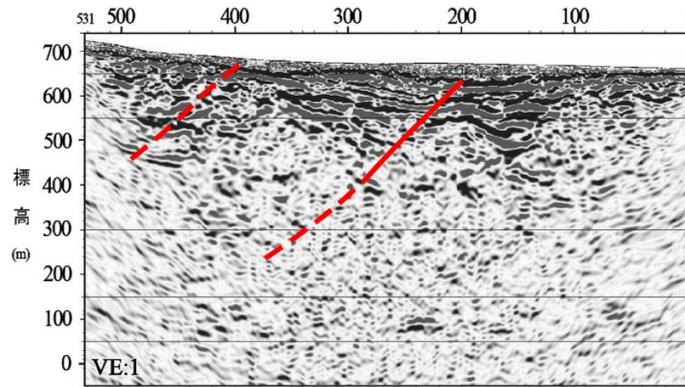


図 139 岡田測線の深度変換断面図における断層地下形状の解釈
 深度方向の強調は無し。

11) 諏訪湖南岸断層群・岡谷市湊地点におけるトレンチ・ボーリング調査

a) 調査地点の概要

湊地点は、諏訪湖に流入する支流性小河川の扇状地面上に位置する（図 140, 141）。トレンチ掘削位置の数m南東側まで比高 1 m程度で諏訪湖側（北東側）が低い小崖地形が北西－南東方向に連続しているが、トレンチ掘削位置より北西側には崖地形は認められない。この小崖地形を境に扇状地の傾斜が不連続となっており、断層崖の可能性がある。都市圏活断層図においては、湊地点付近には断層は図示されておらず、100mほど南西側の山裾に活断層（位置やや不明確）及び活断層（伏在部）が図示されている。トレンチとボーリングの掘削位置を図 142、ボーリングによる地質断面図を図 143 に示す。

b) ボーリングの層序

湊地点のボーリングコアの地質は、上位から 1 層：人為的影響が見られる表土・盛土、2 層：腐植混じり砂礫層、3 層：砂礫層（酸化色、大礫）、4 層：砂礫層（還元色）、5 層：砂礫とシルトの互層、6 層：砂礫層（巨礫、木片を含む）、7 層：砂礫層（大礫）及び基盤岩（凝灰角礫岩及び凝灰岩）に区分される（図 58, 59）。このうち、6 層は 5 層中に挟在するため、以下では 6 層を挟んで上位を 5-1 層、下位を 5-2 層とする。なお、6 層は MNT-3 孔には分布しない。

1 層は、すべてのボーリング孔で 1～1.5m 程度の層厚で確認された。一部にコンクリート片やビニール片が混入することから、人為的影響を受けた表土・盛土であると判断した。なお、本層下限付近で採取した試料（MNT-2-C1.03）からは、1666～1890 cal AD の年代が得られている。

2 層は MNT-5 孔以外の 4 孔において、15～60cm 程度の層厚で確認された。扇状地堆積物であると考えられるが、後述するようにトレンチ壁面での観察結果から人工層の可能性もある。

3 層は、すべてのボーリング孔で 60cm～1 m 程度の層厚で確認された。酸化色を呈することを特徴とし、淘汰が不良であり、大礫を多く含む。扇状地堆積物と考えられる。

4 層は、すべてのボーリング孔で 25～80cm 程度の層厚で確認された。細礫～中礫が多く、不明瞭な堆積構造が見られる。扇状地堆積物と考えられる。

5 層は、前述の通り、MNT-3 孔を除いて 6 層を挟んで 5-1 層と 5-2 層に細分される。5-1 層は 1.8～2.7m 程度、5-2 層は 1.3～1.8m 程度の層厚で、合計で 3.2～4.3m 程度である。MNT-3 孔では 3.6m 程度である。細礫を主体としたシルト混じりの砂礫層と腐植質な砂質シルトの互層であり、構成粒子に不明瞭ながら水平な堆積構造が確認される。氾濫原堆積物もしくは湖成堆積物と考えられる。5-1 層上部で採取した試料（MNT-2-C3.04）からは、27711～27345 cal BP の年代が得られている。

6 層は MNT-3 孔以外の 4 孔において、70cm～1.2m 程度の層厚で確認された。径 20cm を超える巨礫や径 10cm を超える木片を含む。土石流などの突発的なイベントなどに伴う河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料（MNT-2-C5.30）からは、29342～28720 cal BP の年代が得られている。

7 層は MNT-3 孔以外の 4 孔において、60cm～1.2m 程度の層厚で確認された。径 10cm を超える大礫を含み、淘汰も悪い。河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料

(MNT-2-C7.36) からは、30900～30345 cal BP の年代が得られている。

基盤岩は、MNT-1、MNT-4、MNT-5 孔では、30cm～1m 程度の凝灰角礫岩とその下位の凝灰岩が確認されたのに対し、MNT-2、MNT-3 孔では凝灰角礫岩のみが確認された。これらの基盤岩類は山崎・他（1991）で示されている前期更新世の塩嶺累層と考えられる。

小崖地形の延長である MNT-4 孔と MNT-5 孔の間には顕著な地層のずれは確認されない。しかし、MNT-2 孔において地層境界が約 30 度に傾斜し、腐植質シルトが約 45 度傾斜している構造などが見られた。6 層及び 7 層が MNT-3 孔に分布しない理由として、MNT-3 孔が河道から外れていた可能性もあるが、断層変位による可能性も考えられる。基盤岩の岩種も MNT-2 孔と MNT-5 孔の間で差異が見られる。以上のことから、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間、もしくは、MNT-2 孔と MNT-5 孔の間に断層が存在する可能性が示唆される。

c) トレンチの層序

トレンチ壁面には腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫の互層状の堆積物のほか、それを覆う砂礫を主体とした堆積物が露出した（図 144～147）。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違により 1 層から 5 層に区分し、いくつかの地層についてはさらに細分した。以下に湊トレンチにおける各地層区分について述べる。

1 層：砂・礫混じりシルト（7.5YR4/6：褐色）

トレンチの全体にわたって、地表から 1～1.5m 程度の層厚で分布する。細礫～20cm を超える巨礫まで広く混在し、淘汰は不良である。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とし、一部に砂岩などの堆積岩を含む。多量の木片や植物片を混入するほか、縦に植物根が伸びている。NW3～NW9 では、H3 付近に径 10cm 程度の丸太が水平に並ぶ。コンクリート片やプラスチック片が混入する。人工層である。

2a 層：腐植質砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）

SE1～SE7、SW、NW1～NW3 で、H3 付近に 10～20cm 程度の層厚で分布する。礫は垂角～垂円礫を主体とする。平均礫径は 3.5cm、最大礫径は 8 cm、礫率は 10～30%程度であり、平均的には 2b 層より低い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。細礫を多く含み、一部に中礫を伴い、淘汰は良い。基質は中～細粒砂を主体とし、シルトを含む。SW 面では、中～細礫主体部と粗粒砂主体部が水平に複数層分布するようにみえる。一部に 3a 層由来の偽礫を含む。木片や植物片を多く含むほか、植物根が縦に伸びる。

2b 層：シルト混じり砂礫（10YR3/4：暗褐色）

SE9～SE11 に、深度 1.4m 付近から 30cm 程度の層厚で分布する。2a 層ほどではないが、やや腐植質である。礫は垂角～垂円礫を主体とする。2a 層よりは、垂角礫程度の角ばった礫を含み、円磨度は低い。平均礫径は 11cm、最大礫径は 19cm である。礫率は 30%程度で 2a 層より高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。基質は中～細粒砂を主体とし、シルトが混じる。不明瞭だが、水平なラミナが見られる。一部に植物根が縦に伸びる。

3a 層：砂混じりシルト質礫（2.5Y5/3：黄褐色）

トレンチの全体にわたって、深度 1.4m 付近から 1m 程度の層厚で分布する。礫は角～垂角礫を主体とし、2b 層よりも円磨度は低い。巨～大礫を主体とし、淘汰は不良である。

礫率は10～30%程度と4a層より低い。径が20cmを超える礫も多く混在し、50cmを超える礫も含まれる。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩を含む。基質はシルトを主体とし、細粒砂が混じる。基質中には明瞭な堆積構造は見られない。多量の植物根が縦に伸び、太いものでは径が5cmにも及ぶ。

3b層：腐植・砂混じりシルト質礫（2.5Y3/2：黒褐色）

NW5～NW7及びSE7～SE9に、深度2.2m付近から10cm程度の層厚で分布する。礫種は3a層と同様だが、礫径は最大で10cm程度と小さい。また、3a層より基質にシルトを多く含み、腐植質に富む。

4a層：シルト混じり砂礫（2.5Y5/4：黄褐色）

トレンチの全体にわたって、H2付近から50cm程度の層厚で分布する。礫は一部に角礫を含むが、全体的には3a層より円磨度は高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。礫率は40%程度で、3a層より高い。細礫～10cm程度の大礫を含み、淘汰はやや不良。基質は粗～中粒砂を主体とし、細粒砂やシルトが混じる。不明瞭な水平に近いラミナが見られる。一部に、木片や植物片を含むが、2a層以浅及び5層よりは少ない。同様に植物根も混在するが、浅い部分よりは少なく、径が太いものも見られない。

4b層：腐植・シルト混じり砂礫（2.5Y3/1：黒褐色）

SE3～SE5に、H2付近から10cm程度の層厚で分布する。礫種は4a層と同様だが、礫径が小さく、礫率も低い。また、基質も4a層よりシルトを多く含み、腐植質に富む。

5層：腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫 互層

（シルト層：2.5Y5/4：黄褐色、砂礫層：2.5Y4/3：オリーブ褐色）

トレンチの全体にわたって、壁面最下部に分布する。南西側では底盤から1m程度分布するが、上位層との境界が北東に向かってなだらかに下がるため、NW6及びSE6より北東側では50cmほどしか露出しない。腐植質砂混じりシルト層は、多量の木片や植物片を含み、大きいものでは径が10cmを超える。シルト混じり砂礫層は、中粒砂～細礫からなる。各単層は側方への連続性は悪く、それぞれが漸移的であったり、レンズ状に分布が途切れたりする。全体に緩やかな傾斜のラミナが発達しているが、NW3～NW6及びSE3～SE6では急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が顕著である。ラミナの傾斜は全体に30度程度以下であるが、急傾斜部では30度を超え、最大で60度程度の傾斜を示す。

断層は複数条認められ、いずれも急傾斜したラミナを切り、南西側が北東側にのし上げる逆断層的な変形を示す（図146, 147）。変位量は断層に沿った方向で10数cm程度である。断層面はいずれも非常に不明瞭かつ不連続である。これらの断層は4a層には変形を及ぼしていない。

d) 湊地点および周辺の堆積構造と上下変位速度

湊地点ではボーリング調査により1層～7層、トレンチ調査により1層～5層が観察された。このうち、5層はトレンチ壁面において、急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が観察された（図146, 147）。この構造は北東－南西方向の圧縮による水平短縮により生じたと考えられる。圧縮の原因については、地すべりの末端における圧縮や、地震動による流動変形などが考えられるが、いずれも根拠に乏しい。なお、この構造は上位の4層に続かないことから、5層堆積期間中にイベント的に変形が生じたと考えられる。

5層は、MNT-2 孔の7層上部から得られている年代値から、およそ3万年前に堆積を始めたと考えられる。山崎・他（1991）は、諏訪湖南岸で行ったボーリング結果から、AT テフラ降灰以降2万年間は基本的に堆積環境が河川氾濫原もしくは湖水域であったことを示しており、5層も同様の環境で形成されたと考えられる（図148）。先に述べたように6層は、5層堆積期間内に生じた土石流などのイベントに伴う堆積物と考えられることから、6層上部で得られた年代試料は5-1層最下部の年代とおおよそ同じ値を示していると考えられる。このことから、MNT-2 孔において、5-1層上部の深度3.04mから得られた年代値（MNT-2-C3.04：27711～27345 cal BP）及び6層上部の深度5.30mから得られた年代値（MNT-2-C5.30：29342～28720 cal BP）の中央値を用いると、5-1層の堆積速度は1.5mm/年と求められる。山崎・他（1991）では、諏訪湖南岸で掘削された63B孔（位置は図148を参照）から検出されたAT、Aso-4、On-Pm1の各テフラの年代と出現深度から、63B孔における堆積速度を1.5mm/年と算出しているが、Maruyama et al. (2019)で示されているATとAso-4の最新の年代（それぞれ 30078 ± 96 cal BP、87.3～86.8ka）を用いて計算し直すと、63B孔における堆積速度は1.3mm/年となる。この値と比べるとMNT-2 孔で算出された堆積速度はやや大きな値となるが、これは湊地点は盆地の縁辺に位置するのに対し、63B孔は盆地の中心部に近いといった堆積場所の差によるものと考えられる。

湊地点の調査の結果、ボーリングでは活断層が存在する可能性が示唆されたが、トレンチ壁面には明瞭な断層は露出しなかった。ただし、MNT-2 孔とMNT-3 孔の間はトレンチを掘削していないため、この間に活断層が存在する可能性は否定できない。

湊地点の約1km南東の諏訪湖南西端で掘削された山崎・他（1991）の63A孔では、河成氾濫原堆積物中の深度33.4m（標高728.2m）からATテフラが検出されている。一方、MNT-2 孔の深度7.36m（標高755.0m）からは、ATテフラとほぼ同じ30900-30345 cal BPの年代が得られている。また、この直上から湖成堆積物または河成氾濫原堆積物が分布する。ATテフラ降灰直後の両地点間に標高差が無かったと仮定すると、ATテフラ降灰以降の約3万年間に26.8mの標高差が生じたことになり、両地点の間のほぼ湖岸に沿う位置に平均変位速度0.89m/1000年（活動度B級）の活断層の存在が示唆される（図148）。

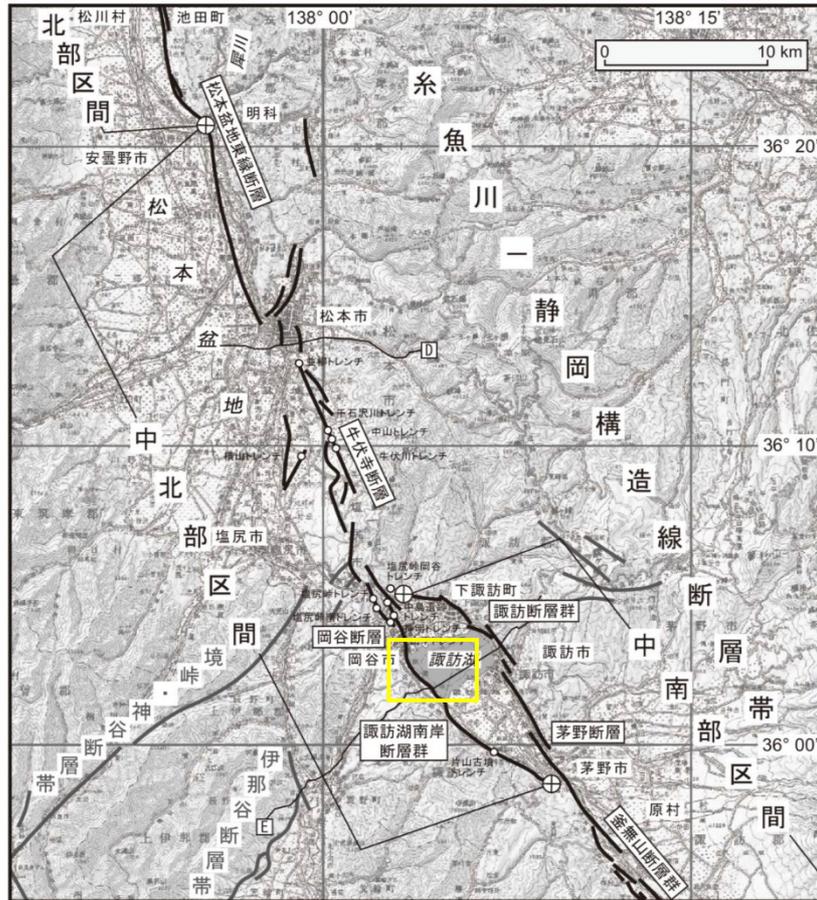


図 2-2 糸魚川-静岡構造線断層帯中北部（明科-諏訪湖南方）区間の活断層位置
 ○ トレンチ等の調査地点
 D、E：地下構造探査測線 D：松本 2002（文献 11）、E：辰野-諏訪 2007（文献 11）
 ⊕：活動区間の端点
 断層の位置は文献 1、2、3、4 に基づく。
 基図は国土地理院発行数値地図 200000「高山」、「長野」、「飯田」、「甲府」を使用。

図 140 糸魚川-静岡構造線断層帯・中北部区間の位置
 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。黄色枠は図 141 の範囲。



図 141 諏訪湖南岸断層群・湊地点の位置
 基図は今泉・他（1999）を使用。

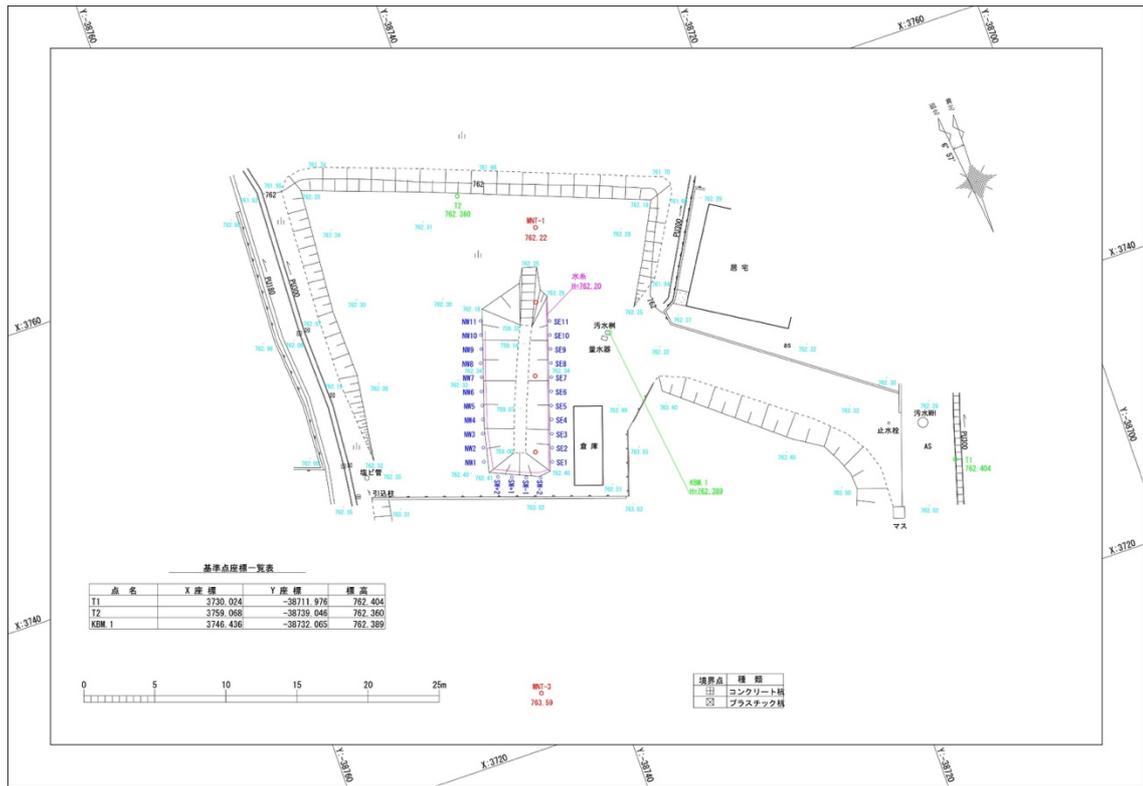


図 142 諏訪湖南岸断層群・湊地点のトレンチ・ボーリング位置

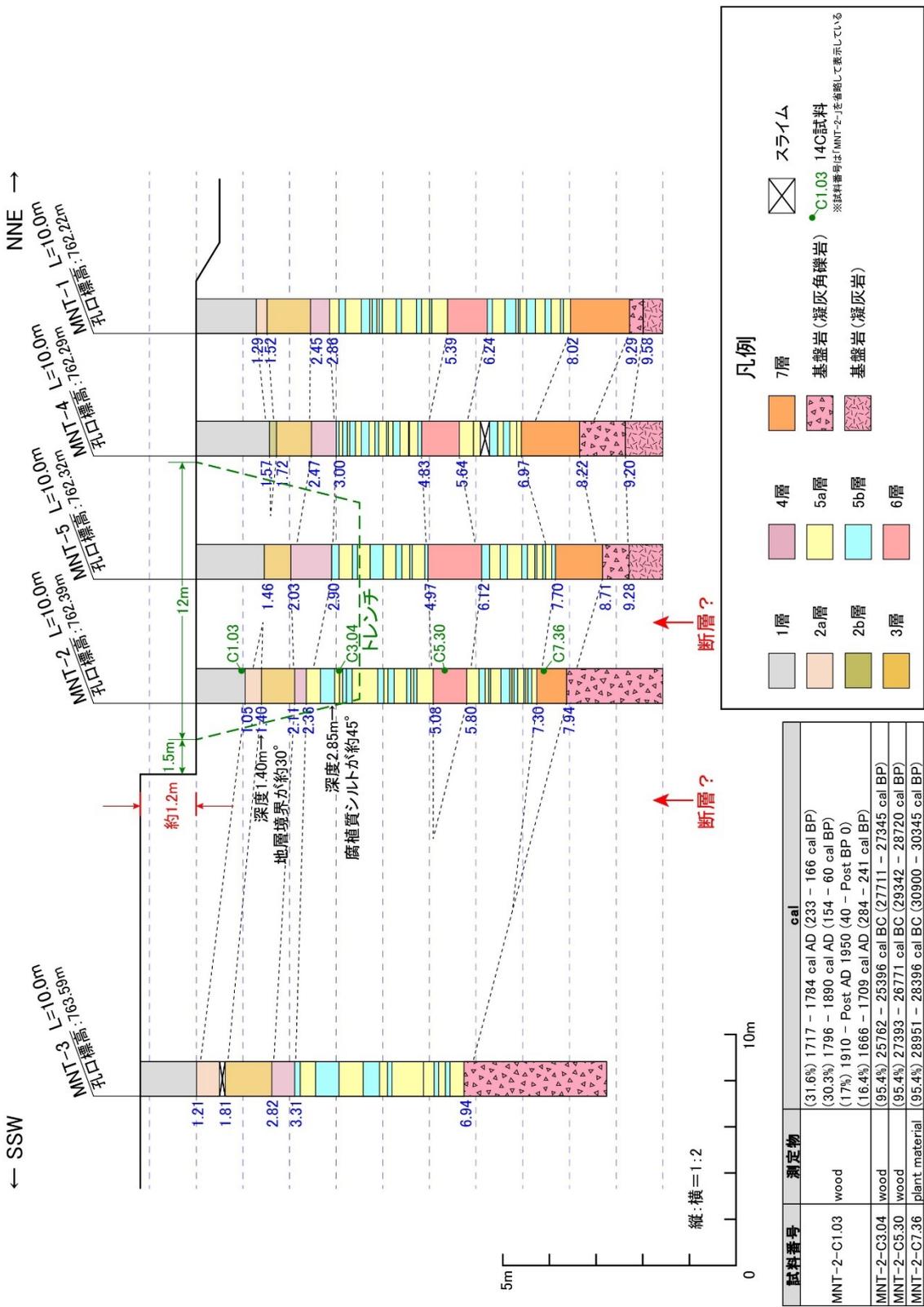


図 143 湊地点におけるボーリング地質断面図

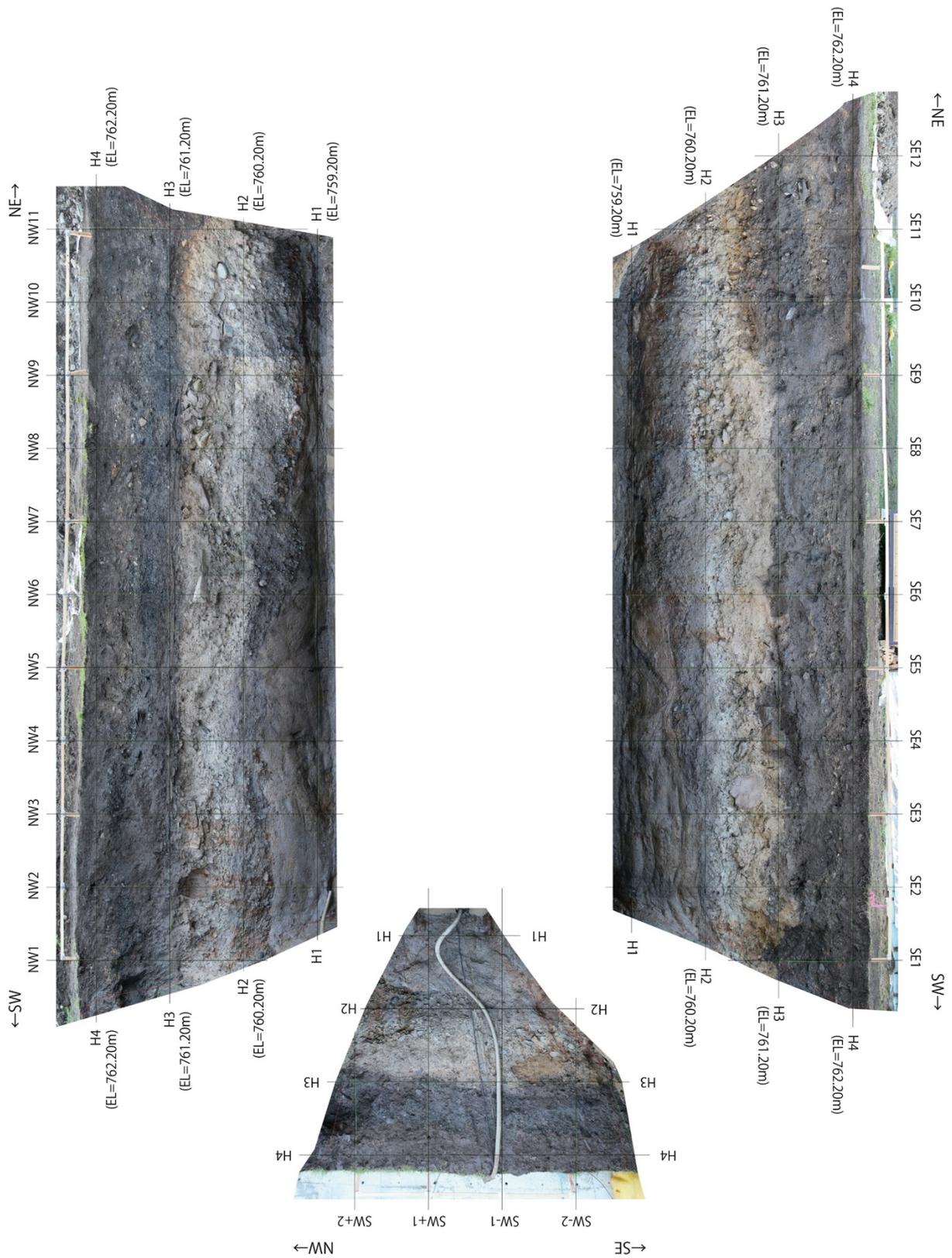


図 144 湊地点におけるトレンチ壁面の写真

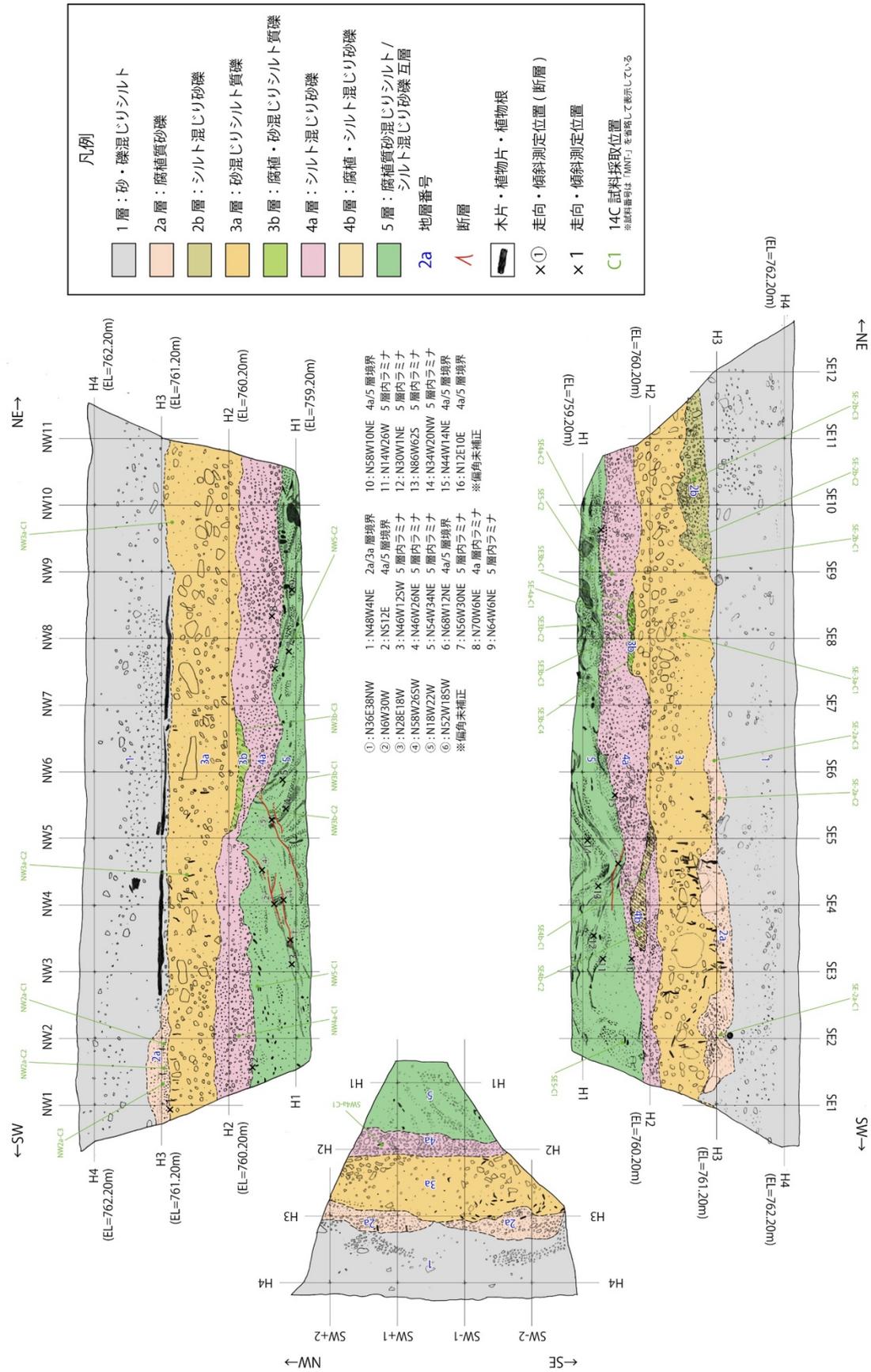
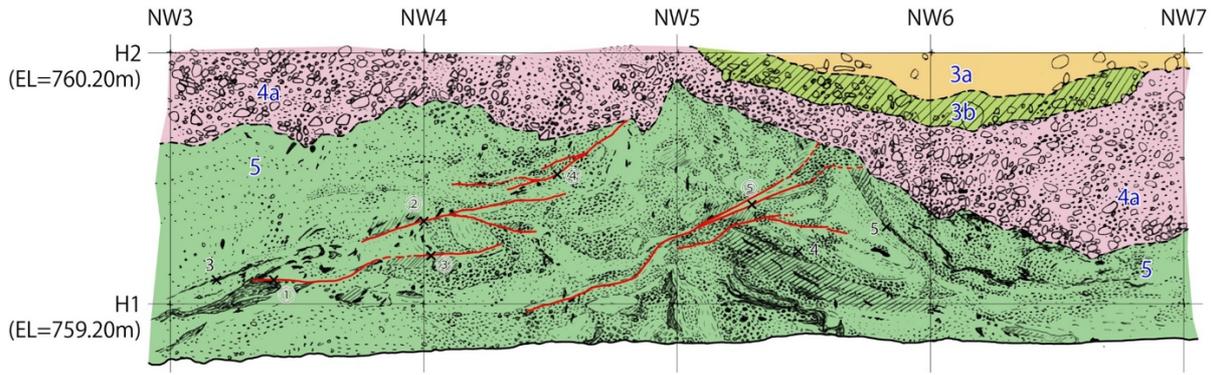


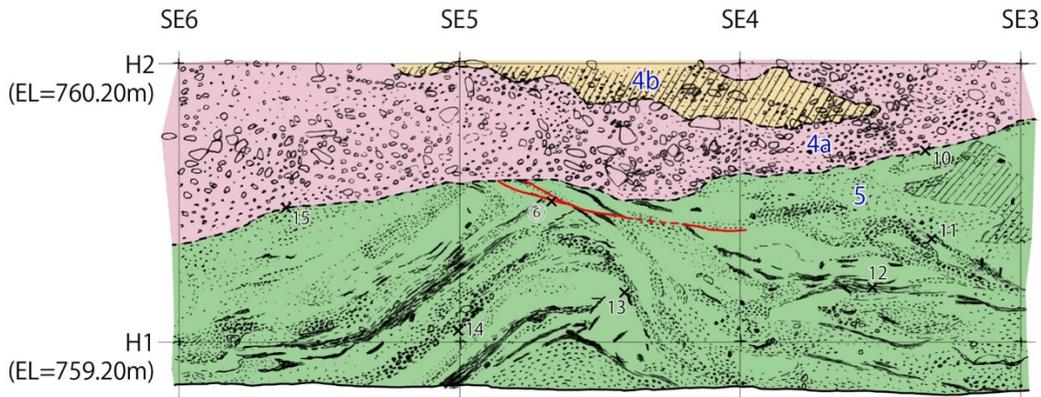
図 145 浸地点におけるトレンチ壁面のスケッチ



- ①: N36E38NW 3: N46W12SW 5層内ラミナ
- ②: N6W30W 4: N46W26NE 5層内ラミナ
- ③: N28E18W 5: N54W34NE 5層内ラミナ
- ④: N58W26SW ※偏角未補正
- ⑤: N18W22W ※偏角未補正

凡例	
3a層：砂混じりシルト質礫	4a 地層番号
3b層：腐植・砂混じりシルト質礫	断層
4a層：シルト混じり砂礫	① 走向・傾斜測定位置 (断層)
5層：腐植質砂混じりシルト / シルト混じり砂礫 互層	① 走向・傾斜測定位置
木片・植物片・植物根	① 走向・傾斜測定位置

図 146 湊地点におけるトレンチ北西壁面の拡大スケッチ



- ⑥: N52W18SW 10: N58W10NE 4a/5層境界
- ※偏角未補正 11: N14W26W 5層内ラミナ
- 12: N30W1NE 5層内ラミナ
- 13: N86W62S 5層内ラミナ
- 14: N34W20NW 5層内ラミナ
- 15: N44W14NE 4a/5層境界
- ※偏角未補正

凡例	
4a層：シルト混じり砂礫	4a 地層番号
4b層：腐植・シルト混じり砂礫	断層
5層：腐植質砂混じりシルト / シルト混じり砂礫 互層	① 走向・傾斜測定位置 (断層)
木片・植物片・植物根	① 走向・傾斜測定位置

図 147 湊地点におけるトレンチ南東壁面の拡大スケッチ

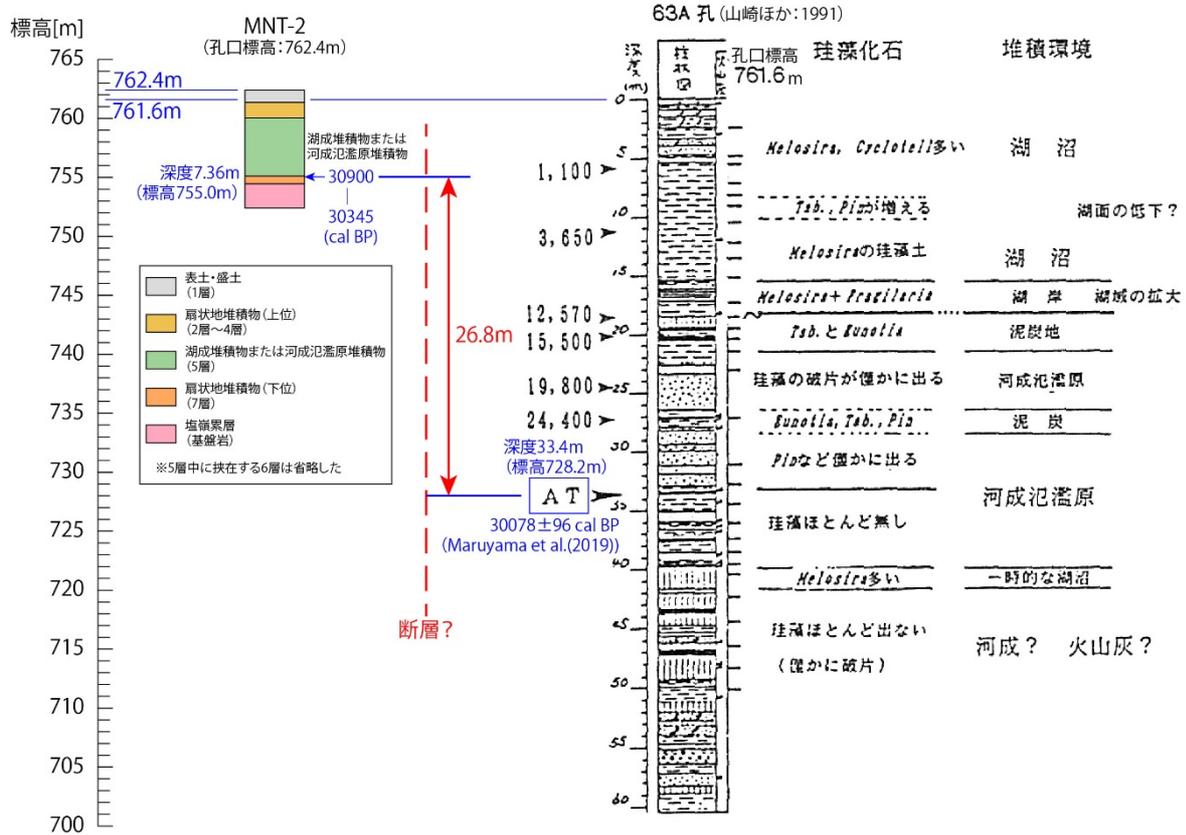


図 148 諏訪湖南岸断層群・湊地点周辺の累積上下変位量
 上段の基図は都市圏活断層図を使用。右下の層序は山崎・他 (1991) による。

12) 下葛木断層・下葛木地点の3Dトレンチ・ボーリング調査

a) 調査地点の概要

下葛木地点は南東に流下する釜無川に沿った段丘面上に位置し、都市圏活断層図において下葛木断層が活断層として示されている地点である(図149)。北東から南西に向かって流下する支流性の小河川が形成した扇状地上に、比高2~3mで北東側低下の逆向き低断層崖が分布しており、複数の文献で断層崖と認められているほか、小河川の屈曲から左横ずれが指摘されている。

ドローン測量はこれらの断層地形が認められる範囲において、国道を避ける形の測量範囲とした。また、ボーリング調査は扇状地上に低崖が認められる地点において、断層の両側で掘削した。

トレンチ調査地点は低崖が発達しておらず断層位置が不明確であるが、既往のトレンチで断層が確認されているバルジ地形と扇状地上の逆向き低崖を直線的に結んだ延長上で3Dトレンチを掘削した。

b) ドローンLiDARによる精密地形計測

ドローン測量は図150に示す範囲とフライトプランにしたがって、複数回のフライトで計測を行った。また、樹木が多い部分はフライトを多くし、データの精度向上を図った。ドローン測量で得られた0.1mDEMから作成した等高線図を図151に、陰影図を図152に示す。これらの図において、扇状地上の逆向き低崖やバルジ地形が明瞭に表現されていることが見て取れる。バルジ地形は周囲に樹木が多いため、空中写真では詳細な位置や形状が把握できなかったが、ドローン測量では明瞭に表現されており、この手法が有効であることが明らかになった。

c) 下葛木地点の3Dトレンチ調査

i) トレンチ掘削の概要

下葛木地点においては、トレンチを2孔(Aトレンチ、Bトレンチ)、ピットを2孔(C1ピット、C2ピット)掘削した。Aトレンチは推定される断層に直交する方向に、断層推定位置をまたいで掘削し、トレンチSE面の一部は深掘りを行ったほか、断層平行方向にも掘削した(図153)。BトレンチはAトレンチより南東側の地質を確認するため、Aトレンチと平行方向に用地内で最大限南西方向に寄せた位置で掘削した。C1ピットはAトレンチ及びBトレンチが位置する水田から、農道を隔てて南東側の水田において掘削した。C2ピットはAトレンチ及びBトレンチと同じ水田の南東側において掘削した。Aトレンチ壁面と拡張部分、断層平行部分のそれぞれについて写真の展開図を図154~156、スケッチを図157~159に示す。また、Bトレンチ壁面写真の展開図を図160に、Bトレンチ壁面スケッチの展開図を図161にそれぞれ示す。

ii) トレンチの層序

トレンチ及びピット壁面には砂礫を主体とした堆積物とそれに挟在する腐植質シルト・砂主体の堆積物が露出した。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違などにより区分し、さらにそれぞれの層をいくつかに分けた。

(1) A トレンチ

A トレンチでは、上位から0層：掘削残土、1層：盛土、2層：腐植質シルト、3層：扇状地性礫層（上位：断層を覆う）、4層：扇状地性礫層（上位）、5層：腐植質シルトと砂礫の互層、6層：扇状地性礫層（下位）、7層：砂混じりシルト（フラッドローム）、8層：シルト混じり砂礫（釜無川系）の9層に区分し、いくつかの地層については細分した。

0層：掘削残土。トレンチ掘削時の残土である。NW2面、SE2面、NE2面の上部に分布する。

1層：盛土（10YR5/8：黄褐色）。シルト混じり砂礫からなる。最大礫径は30cm、平均礫径は13cmで、亜円～亜角礫からなる。礫種は安山岩・凝灰岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中～細粒砂主体である。ところどころに腐植質シルト主体の部分も見られる。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

2層：腐植質シルト（10YR2/3：黒褐色）。植物片・木片や植物根を多量に混入する。まれに最大径15cmまでの亜角～亜円礫を混入する。SE1面のSE1付近には加工された木杭らしき木片が露出した。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

3a層：シルト混じり砂礫（10YR3/4：暗褐色）。最大礫径は18cm、平均礫径は7cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は30%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。径40cmの巨礫を1つ混入する。

3b層：礫混じりシルト質砂（7.5YR3/3：暗褐色）。やや腐植質なシルト混じり砂からなり、全体に亜角～亜円礫を混入する。礫は3a層や4a層に似る。

4a層：シルト混じり砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）。最大礫径は25cm、平均礫径は6cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20%程度である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はやや腐植質なシルト混じり砂である。ところどころに巨礫が集中する。

4b層：砂礫（7.5YR4/3：褐色）。最大礫径は25cm、平均礫径は8cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は40%程度である。淘汰は不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質は中粒砂主体である。

4c層：シルト混じり砂礫（7.5YR3/2：黒褐色）

最大礫径は20cm、平均礫径は6cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～30%である。淘汰はやや不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質はシルト混じり砂であり、NW1～5付近では下位の5a層との境界は不明瞭で漸移的である。

4d層：礫混じり砂（7.5YR3/2：黒褐色）。礫混じりの中粒砂～粗粒砂を主体とするほか、一部は細礫主体である。全体にやや腐植質であるが、NW1面のNW6～7付近は特に腐植分が多い。礫は4a層や4e層に似るが、礫径が平均2cm程度と小さい。

4e層：砂礫（7.5YR3/3：暗褐色）。最大礫径は40cm、平均礫径は5cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質は粗粒～中粒砂である。場所による礫率の変化が大きい。5c層との境界は明瞭で、NW13付近では軽微に削り込んでいる。5c層が分

布しない NW16 付近より北東側では6層と直に接するが、その境界は非常に不明瞭である。

5a層：礫混じり砂（10YR4/4：褐色）。粗粒砂を主体とし、径3cm程度以下の亜円～円礫を含む。不明瞭なラミナが見られる。

5b層：砂礫（10YR3/4：暗褐色）。最大礫径は30cm、平均礫径は3cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は30～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質はやや腐植質な粗～中粒砂からなる。NW8～10付近では下部が砂主体となる。

5c層：腐植質シルト（2.5Y2/1：黒色）。腐植質シルトを主体とし、砂を多量に混入する。ところどころに最大径30cmの亜角礫が点在する。木片・植物片及び植物根を多量に混入する。

6層：砂礫（2.5Y3/2：黒褐色）。最大礫径は40cm、平均礫径は4cmで、亜角～亜円礫からなる。礫率は20～40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質は粗～中粒砂、一部では腐植質となる。ところどころに木片・植物片が点在する。

7a層：礫・砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。礫・砂混じりシルトからなる。上端部は腐植質である。7b層に似るが、亜円～亜角礫を多量に混入する。礫種は安山岩・凝灰岩からなる。

7b層：砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。均質な砂混じりシルトからなり、塊状である。鉛直方向に伸びる植物根が全体に発達する。NW1面の北東端では腐植質シルト主体部も見られる。ごくまれに礫を混入する。釜無川本流の影響がなくなった後のフラッドロームと考えられる。

7c層：礫・砂混じりシルト（10YR5/4：にぶい黄褐色）。礫・砂混じりシルトからなる。7b層に似るが、亜円～亜角礫を多量に混入する。礫種は釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩からなる。

8層：シルト混じり砂礫（2.5Y5/3：黄褐色）。最大礫径は70cm、平均礫径は10cmで、亜円～円礫からなる。礫率は40～50%である。釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩、斑レイ岩、花崗岩などの礫を含むことを特徴とする。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。

(2) Bトレンチ

BトレンチではB1層～B13層に区分した。B1層がAトレンチの1層に、B2層がAトレンチの2層に、B4～B7層がAトレンチの3層及び4層に、B8層がAトレンチの5層に、B9～B12層がAトレンチの6層に、B13層がAトレンチの8層にそれぞれ概ね相当する。なお、B3層に相当する地層は、Aトレンチには分布しない。また、Aトレンチの0層及び7層に相当する地層は、Bトレンチには分布しない。

B1層：盛土（10YR5/8：黄褐色）。シルト混じり砂礫層。平均礫径は13cm、最大礫径は30cm。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中～細粒砂主体で、極細粒砂～シルトが混じる。植物根、植物片を含む。トレンチの全体にわたって、地表から層厚1m程度で分布する。

B2層：腐植質シルト（7.5YR3/2：黒褐色）。礫・砂混じりの腐植質シルトからなり、植物根、植物片、木片を多量に含む。B1層との境界付近に全体的にB1層由来と考えられる大～中礫が混入する。下限付近にも、一部にB4層由来と考えられる中～細礫が混入する。トレンチの全体にわたって、B1層の下限から層厚1～1.4m程度で分布する。下位層との境界が北東から南西にむかってなだらかに下がり、南西側ほど層厚を増す。

B3層：シルト質砂礫（7.5YR2/2：黒褐色）。シルト質砂礫からなり、平均礫径は15cm、最大礫径は27cm。礫径は40%程度。基質は粗～中粒砂が主体だが、B2層との境界付近では腐植質シルトが主体となる。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体である。巨～細礫まで混在し、淘汰は不良である。上限及び下限付近に巨礫が分布する。NW2、SE2より南西側及びSW面に、H1を挟んで層厚0.5～1m程度で分布する。NW面よりもSE面の方が、層厚が大きい。下位層を明瞭に削り込んでおり、SE面とSW面の境界付近で最も下限が低くなる。

B4層：シルト混じり砂礫（10YR3/3：暗褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は10cm、最大礫径は27cm。亜円礫を主体とし、一部亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰はやや不良で、礫率は20%程度である。基質は腐植質シルト主体で、細～極細粒砂が混じる。B2層との境界に1～5cm程度の礫が水平に並ぶ。植物根を多く含み、植物片を伴う。B12層とは、礫率が低いことから区分される。NW5及びSE5より北東側に、B2層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B5層：砂・礫混じり腐植質シルト層（7.5YR2/1：黒褐色）。腐植質シルトを主体とし、細～極細粒砂が混じる。中～細礫が全体的に混入し、一部に大礫を含む。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩主体である。植物根や植物片を含む。NW1～14、SE2～12、SW+1～+2に、最大層厚70cm程度で分布する。NW面ではNW14付近で、SE面ではSE12付近で、B4層内でレンズ状に収束する。

B6層：シルト混じり砂礫（10YR3/2：黒褐色）。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3cm、最大礫径は9cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通、礫率は40%程度である。礫は概ね水平にならぶ。基質は粗～細粒砂主体で、極細粒砂～シルトが混じる。やや腐植質で、植物根や植物片を含む。B7層とは礫率が高く、礫径が小さいことで区分される。NW1～4及びSW-1～+2に、B5層の下位に層厚30cm程度で分布する。NW面では、NW4付近でB5層内にレンズ状に収束する。SW面では、SW-1付近でB3層に削り込まれる。

B7層：シルト混じり砂質礫（7.5YR3/2：黒褐色）。シルト混じりの砂質な礫からなり、平均礫径は4.5cm、最大礫径は11cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通で、礫率は30%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗～中粒砂が主体で、細粒砂～シルトが混じる。NW4及びSE4より南西側では、下限付近に大礫が分布する。NW9、SE9より南西側及びSW面に、B5層及びB6層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B8層：礫混じり腐植質シルト（7.5YR2/1：黒色）。腐植質シルトを主体とし、中～極細粒砂混じる。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩を主体とする。NW7～9及びSE6～8では礫率が低いのに対し、それより南西側では礫率が高くなり、15cmを超える礫も混入する。植物根や植物片を含む。NW5～8及びSE4～9に、B7層の下位に層厚20～40cm程度で

分布するが NW8 付近では B7 層と指交関係にある。NW 面では、概ね層厚 20cm 程度で分布する。SE 面では、層厚 20~40cm 程度で NW 面に比べて変化が大きい。

B9 層：シルト混じり砂礫 (10YR3/4：暗褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 3 cm、最大礫径は 4.5cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩が主体で、淘汰は良く、礫率は 40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は細粒砂が主体で、シルトが混じる。やや腐植質で植物片を含む。B10 層とは礫径が小さく、礫率が高いことで区分される。NW6~10 に、B4 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B10 層：シルト混じり砂礫 (10YR2/3：黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 6.5cm、最大礫径は 12cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰は普通、礫率は 30%程度である。基質は中~細粒砂主体で、シルトが混じる。やや腐植質。植物根を含む。NW2~7、SE3~4 及び SE5~7 に、B7 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 25cm 程度が露出する。

B11 層：砂混じり腐植質シルト (10YR3/3：暗褐色)。腐植質シルトを主体とし、細~極細粒砂が混じる。植物根や植物片を含む。NW9~10 に、B9 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B12 層：シルト混じり砂礫 (10YR2/2：黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 8 cm、最大礫径は 30cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰はやや不良、礫率は 40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗~中粒砂主体で、細粒砂~シルトが混じる。植物根を含む。NW12~15 及び SE8~15 に、B4 層及び B5 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 80cm 程度が露出する。

B13 層：シルト・砂混じり礫 (2.5Y4/3：オリーブ褐色)。シルト・砂の混じる礫からなり、平均礫径は 5 cm、最大礫径は 20cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は砂岩、斑レイ岩、安山岩などからなり、釜無川起源の堆積物と考えられる。淘汰はやや不良で、礫率は 30%程度である。基質は中~細粒砂主体で、シルトが混じる。NW9~10 では礫率が 10%程度に下がり、基質もシルト主体となる。NW9~12 及び SE11~12 に、NW 面では B4 層の下位、SE 面では B12 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では NW 面では最大 50cm 程度、SE 面では最大 40cm 程度が露出する。

iii) イベント層準の認定と年代、活動間隔

下蔦木 A トレンチでは堆積物を切断する複数の断層が露出した。断層と地層の切断・被覆関係から、以下の 3 つの活動と発生時期が推定される。

イベント 1：4 層を切り、3 層に覆われる。4 層から得られている年代のうち、最新の年代として 222~384 cal AD (1566~1728 cal BP：SMT-NW1-11) の年代が得られている。一方、3a 層から得られている年代のうち、最も古い年代として 398~539 cal AD (1411~1552 cal BP：SMT-NW1-10) の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、222~539 cal AD (1411~1728 cal BP：約 1400~1700 年前) と推定される。この年代は、近傍で実施された三浦・他 (2002) の最新活動時期と調和的である。一方、北部区間と中北部区間の連動イベントと推定された西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震には対応しない。また、南部区間の最新活動時期は約 1400~2500 年前とされており (例え

ば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015)、この年代と矛盾しない。すなわち、下葛木地点では最新活動に伴い南部区間と連動した可能性が示唆される。

イベント2：4e層を切り、4d層に覆われる。4e層からは年代が得られていないが、その下位の5層から得られている年代のうち、最新の年代として8980～8649 cal BP (SMT-SE-C3)の年代が得られている。一方、4d層からは5380～5449 cal BP (SMT-NW1-7)及び4836～4615 cal BP (SMT-NW1-8)の年代が得られている。SMT-NW1-7は堆積物中の木片を測定した値であるが、SMT-NW1-8はバルクで測定した値である。そのため、ここではSMT-NW1-7の年代値を採用すると、活動時期は8649～5380 cal BP (約5400～8600年前)と推定される。この年代は、既報の調査による中南部区間の約6000～8000年前の活動5(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015)と調和的である。一方、南部区間の活動時期は最新活動に先行する活動2が約7200～8400年前と推定されており(地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015)、この年代とも矛盾しない。

イベント3：6層を切り、5層に覆われる。6層からは年代が得られていないが、その下位の7層からは19195～18895 cal BP (SMT-SE-C1)の年代が得られている。一方、5層下部からは11075～10659 cal BP (SMT-NW1-18)の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、18895～11075 cal BP (約11000～19000年前)と推定される。

各活動時期の範囲を用いて活動間隔を算出すると、活動1と2では3700～7200年、活動2と3では2400～13600年となる。また、活動1から3の年代幅をイベント回数-1で除した場合、約4700～8800年となる。これらは誤差が大きいが、糸静断層帯北部区間、中北部区間、及び中南部区間の平均活動間隔と比して有意に長く、南部区間よりも短い。これは、調査地点が全てのイベントを記録していなく、北東側を並走するトレースがより高頻度で活動したイベントが存在する可能性を示唆する。その場合、本地点で記録されたイベントは連動イベントのみである可能性もある。

iv)横ずれ変位量の計測

下葛木Aトレンチでは、断層に斜交して流下した2つのチャネル堆積物を基に左横ずれ量を計測可能である。それらは新しいものから4b層、5層であり、それぞれ最新活動1回分と2回分を記録している。各チャネル堆積物と横ずれ量の計測結果を図162と図163にそれぞれ示す。

最新活動に伴う横ずれ量はチャネル堆積物4b層の西縁を基準に3.0mと計測した。東縁も横ずれ変位を生じているが、古流向が湾曲し相対的に不明瞭なため、ここでは西縁を変位基準とした変位量を最新活動に伴う横ずれ量とみなした。この横ずれ変位量は、地表で計測できる流路の横ずれ量が約3mであることと調和的である。

最近2回分の横ずれ量を記録する5層は5a～5c層からなり、薄く幅広いチャネルを充填する一連の堆積物と判断し、その西縁を変位基準とした。西縁はAトレンチ壁面に広範囲に露出するが、断層帯近傍では横ずれ変位により分布が見られない場所がある。横ずれ量の計測にあたっては、層厚が0になる西端だけでなく、流心に向かって厚くなる分布を等層厚線を描いて検討した。層厚が0cm、10cm、20cmの等層厚線を基準に6.2±0.2mの横ずれ量を本地点の2回分の横ずれ量と判断した。

v) 下葛木断層における変位履歴と連動確率の試算

下葛木地点における 3D トレンチ調査の結果、最近活動と 1 つ前のイベントに伴う横ずれ変位量はそれぞれ約 3 m で同程度であったと推定された。活動時期からみて、いずれのイベントも南部区間の活動時期と調和的である。さらに、本地点は下葛木断層及び中南部区間の南東末端付近に位置し、3 m の地震時変位が中南部区間の単独イベントとして生じたとは考えにくい。したがって、下葛木 A トレンチで検出された 2 回の活動は南部区間ないし下葛木断層より南の断層区間と連動したイベントを記録している可能性が高い。中南部区間の平均活動間隔は約 1300～1500 年であり（地震調査委員会, 2015）、より高頻度で活動していることから、4～6 回に一回の頻度で中南部区間と南部区間が連動した可能性がある。下葛木地点の活動 1 と 2 の発生間隔である約 3700～7200 年を連動間隔とみなせば、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4～0.8% と試算される。

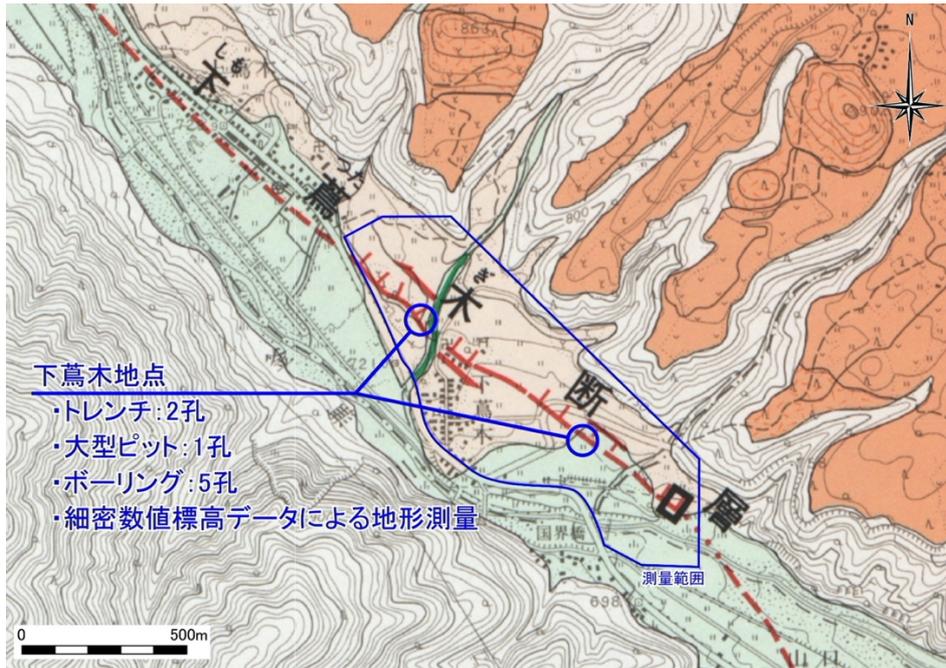


図 149 下葛木断層と調査位置
 基図は国土地理院発行の都市圏活断層図（澤・他，1998）を使用。

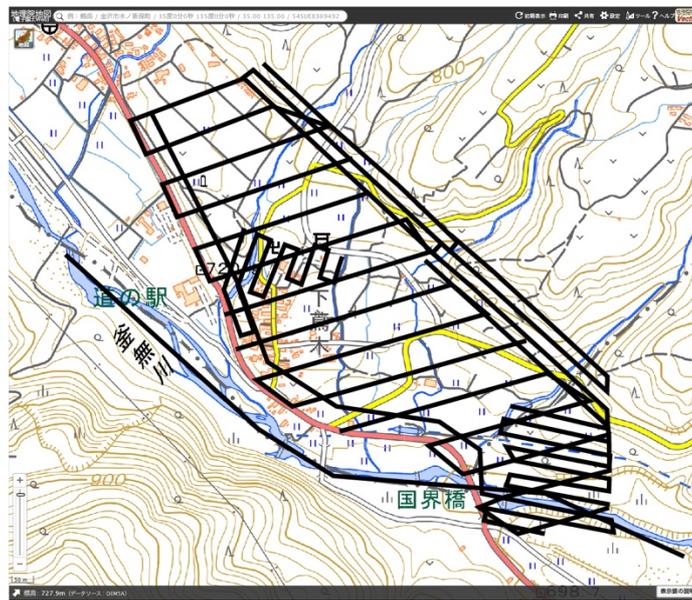


図 150 下葛木断層周辺のドローンLiDAR実施範囲
 基図は地理院地図を使用。黒線はフライト位置。



図 151 下葛木断層周辺のドローン LiDAR による等高線図
等高線間隔は 0.5m。

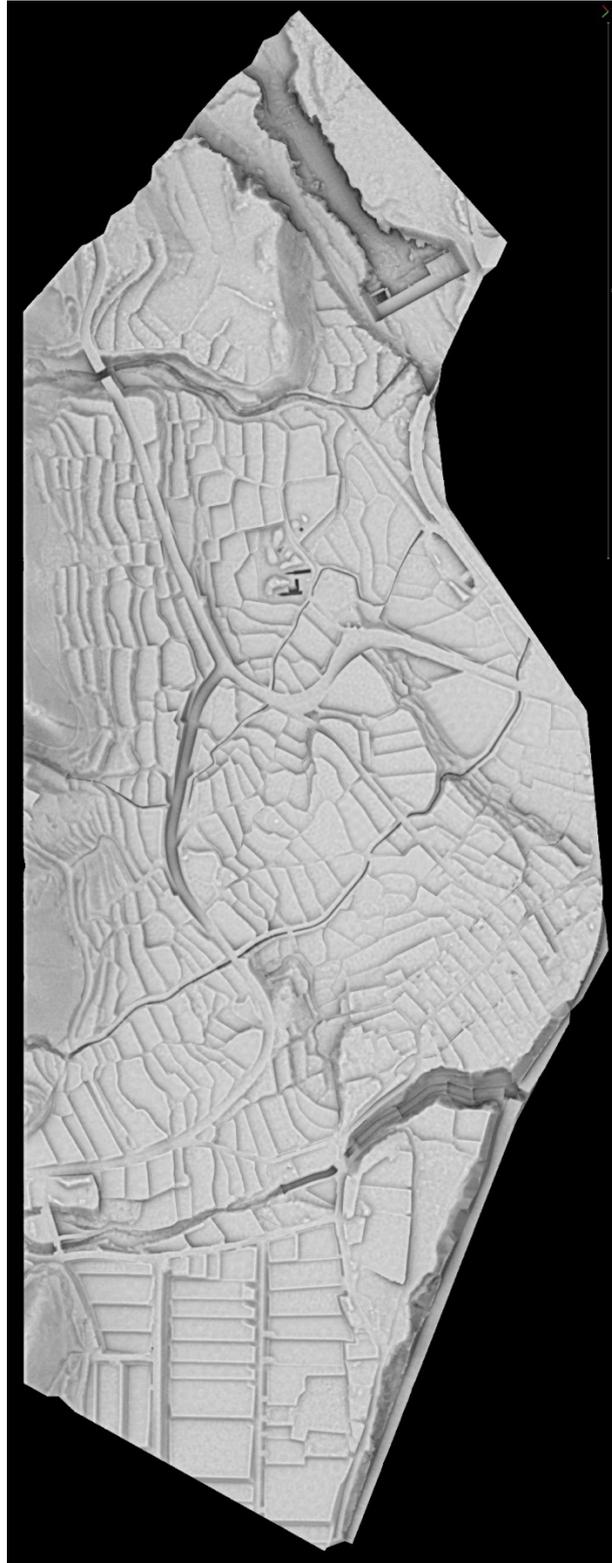


図 152 下葛木断層周辺のドローン LiDAR によるモノクロ陰影図
DEM のグリッド間隔は 0.1mメッシュ。

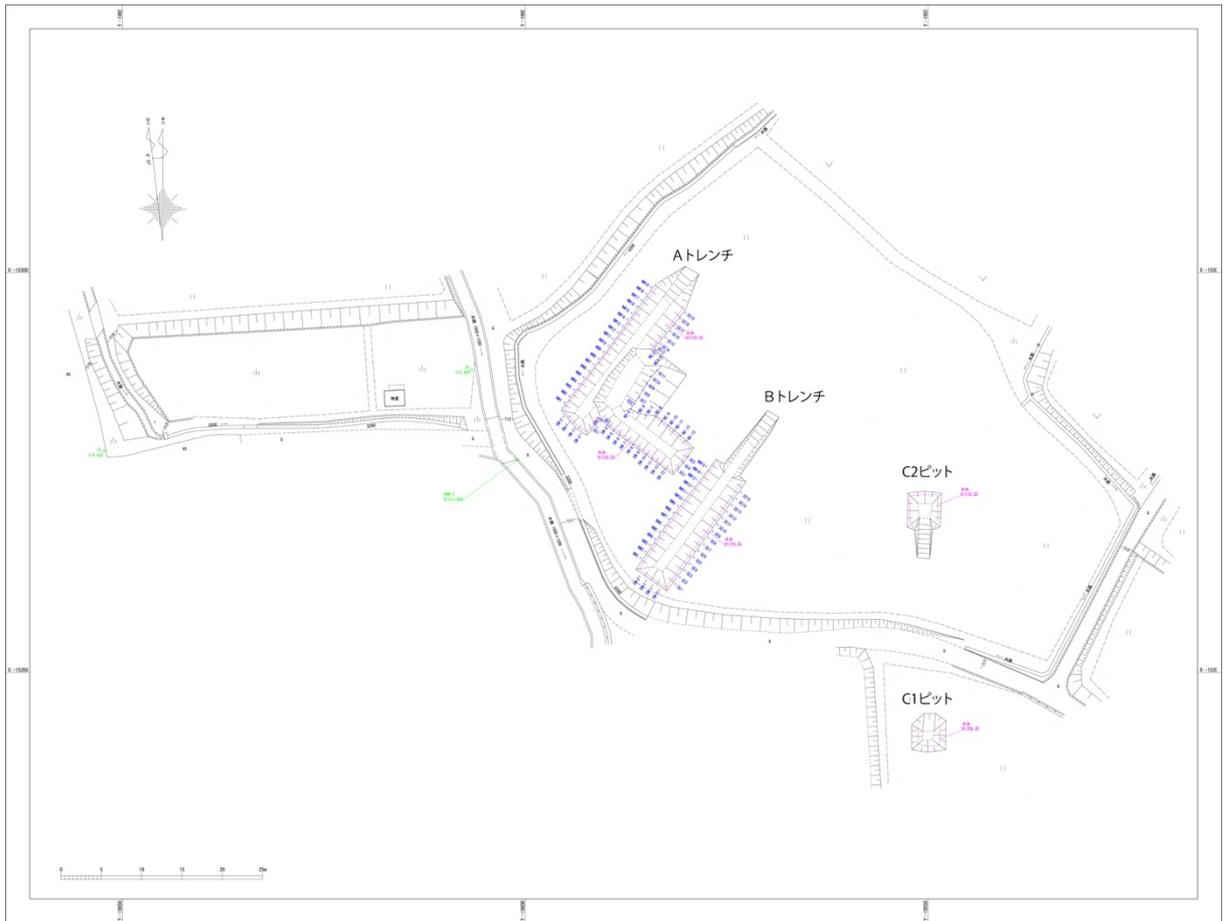


図 153 下葛木地点の測量図と 3 D トレンチ掘削位置

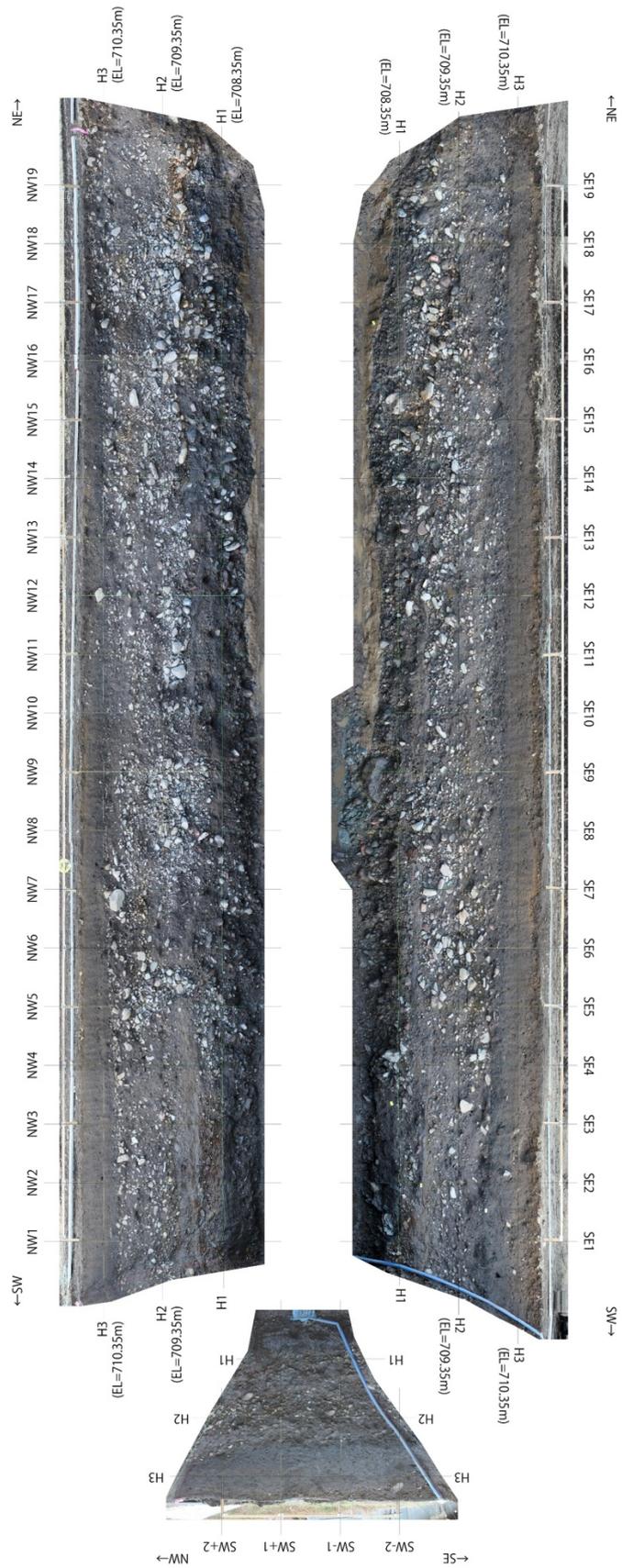


図 154 下葛木地点のAトレンチの写真

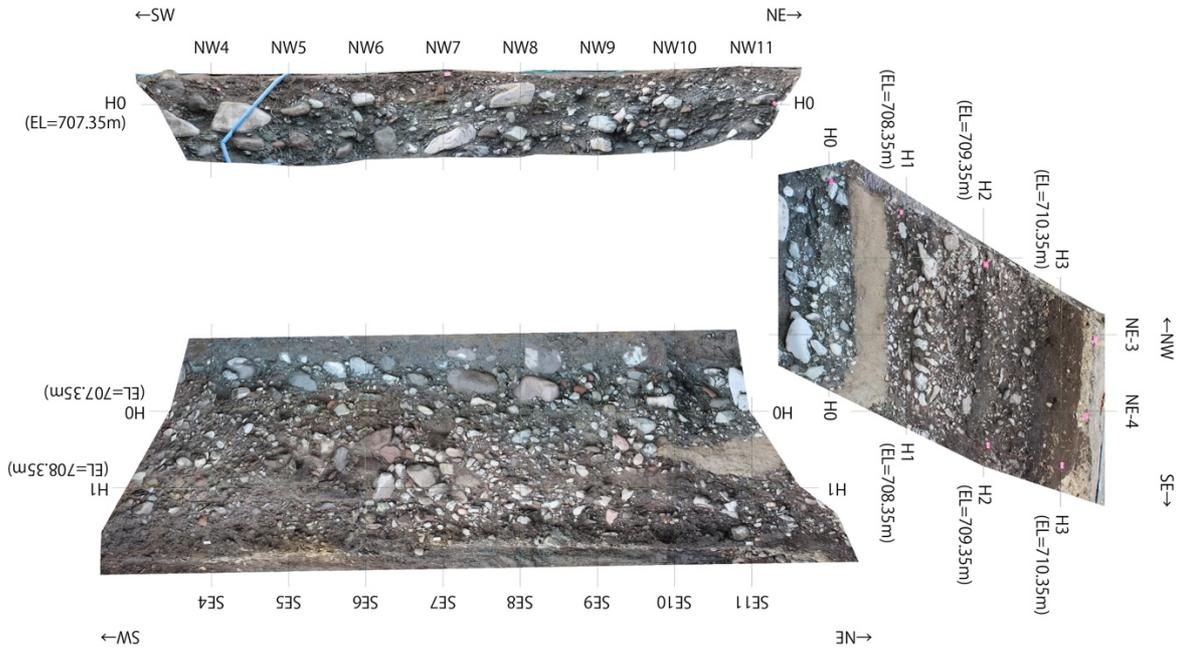


図 155 下葛木地点のAトレンチ拡張部分の写真

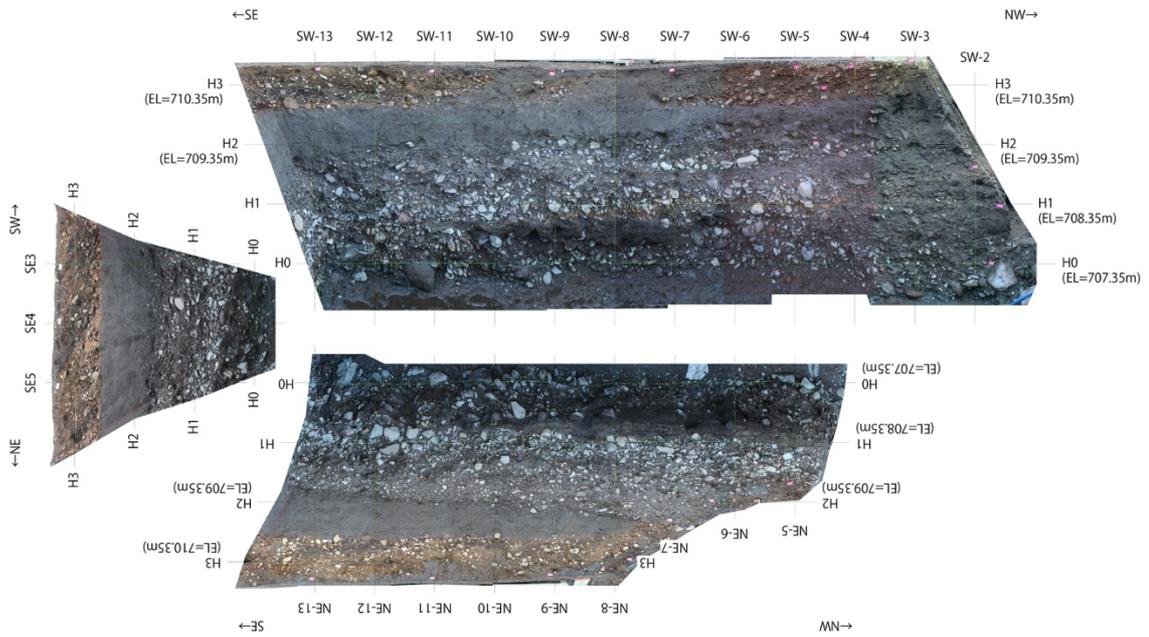


図 156 下葛木地点のAトレンチ断層平行部分の写真

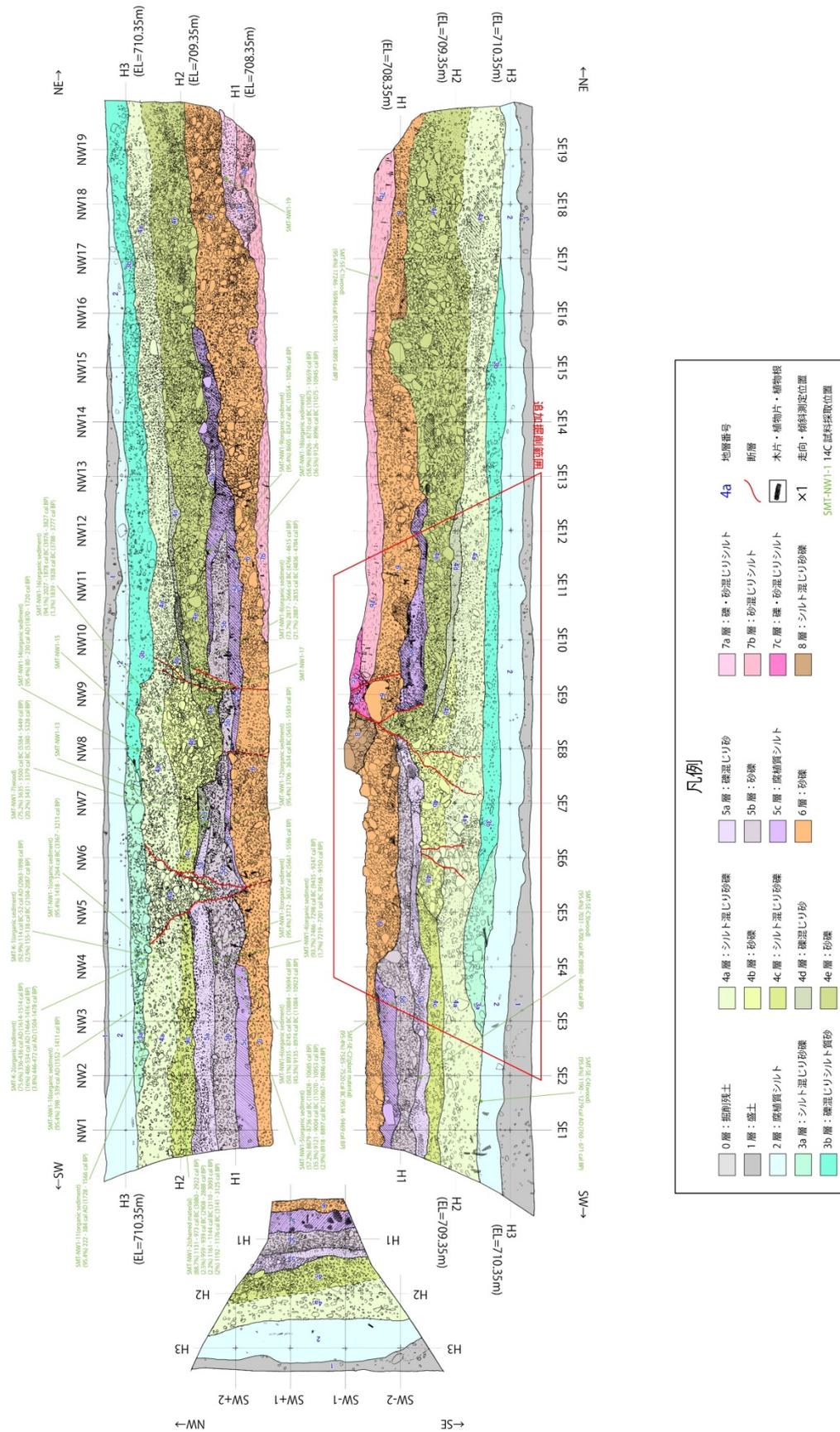


図 157 下蔦木地点のAトレンチのスケッチ

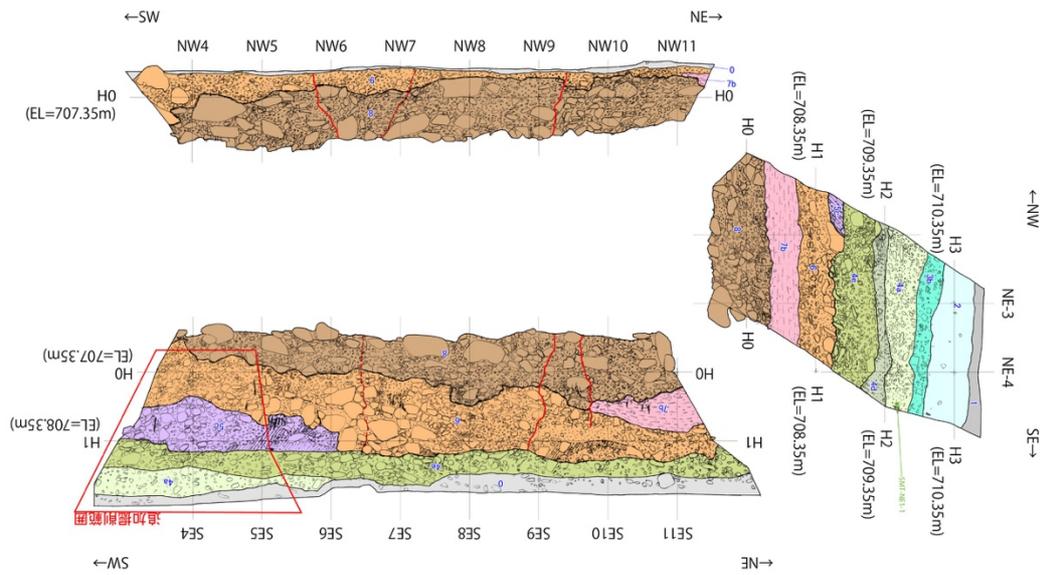


図 158 下葛木地点のAトレンチ拡張部分のスケッチ

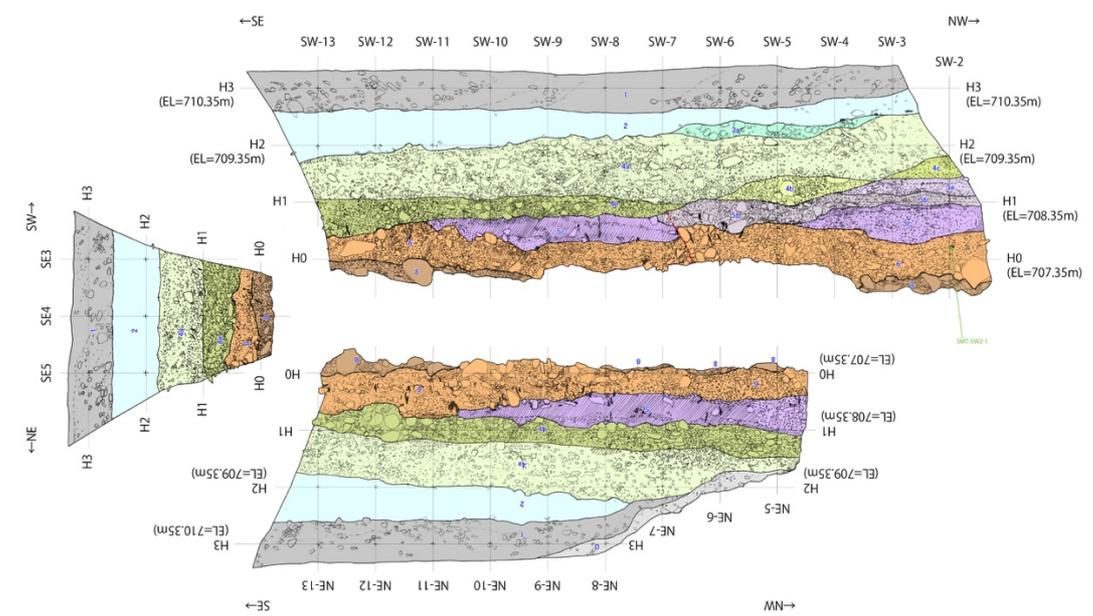


図 159 下葛木地点のAトレンチ断層平行部分のスケッチ



図 160 下蔦木地点Bトレンチの写真

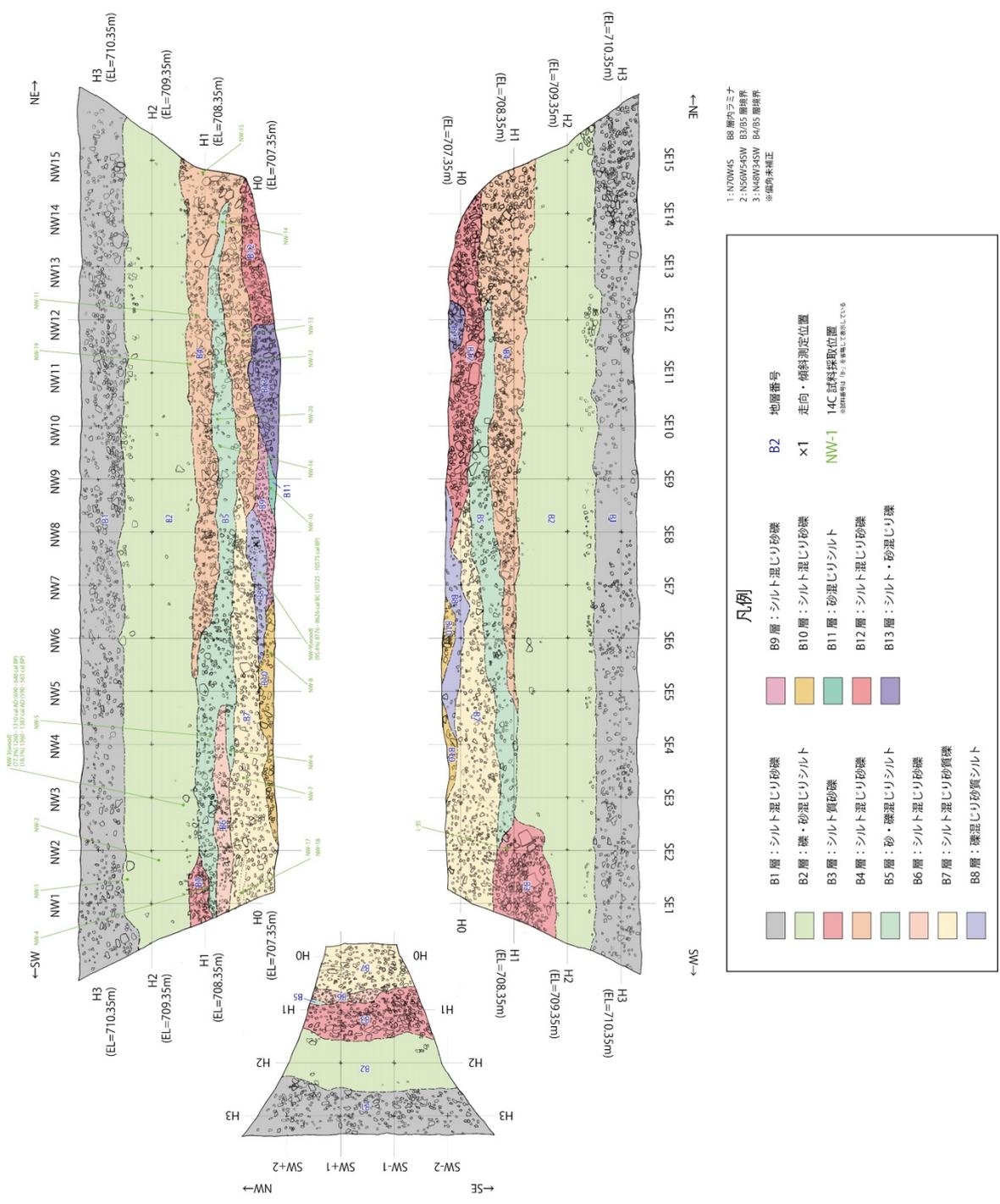


図 161 下葛木地点 B トレンチのスケッチ

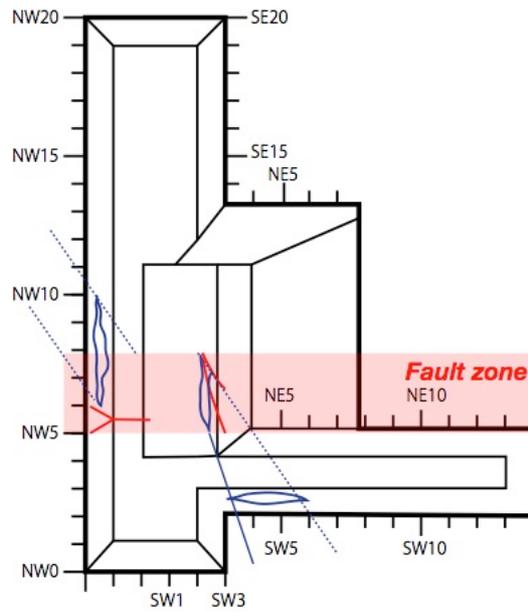


図 162 最新活動に伴う横ずれ量の推定
壁面に露出したチャンネル堆積物の分布形状（青色）を基に推定。

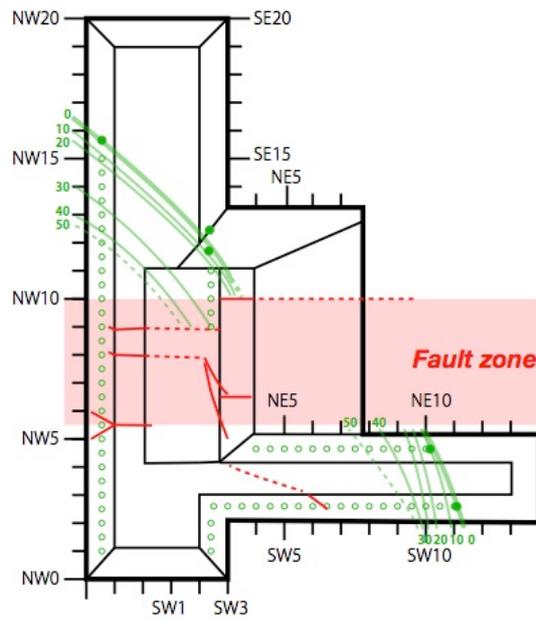


図 163 最近 2 回の活動に伴う横ずれ量の推定
壁面に露出したチャンネル堆積物の層厚分布（黄緑色：数値は cm）を基に推定。

13) 糸静断層帯全体の連動イベントの整理

本事業と従来の調査研究成果を総合して、糸魚川－静岡構造線断層帯で生じた連動型地震の発生時期、活動範囲、地震時変位量を整理した。既往の活動時期や地震時変位量は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）でまとめられた結果を中心に、個別の調査地点については文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所（2010）を参考にした。各地点間のイベント対比では、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）と同様に、単独トレース上で複数回の活動履歴が推定された地点を重視した。以下では、最も詳細な連動履歴が明らかになった北部区間との連動組み合わせを中心に北から南へ新しいイベントから整理する。

a) 北部区間と中北部区間の連動イベント

北部区間の神城断層から中北部区間の岡谷断層に至る区間では、最新活動時期が約 1200 年前頃もしくは 6 世紀以降と推定された（図 164）。この連動イベントは西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震に対比されると考えられる。近藤・他（2014）で指摘したように、被害記録の詳細さや分布域から判断して、西暦 762 年の地震が北部区間から中北部区間を活動範囲とする連動型地震であった可能性が高い。このイベントに伴い、神城断層・木崎湖南方地点で 8.5～10.2m の実変位（近藤，2018）、松本盆地東縁断層北部・池田町会染地点で 5.0m の実変位（近藤・木村，2017）、松本盆地東縁断層南部・豊科高家地点で 7.1 ± 3.6 m（近藤・他，2019）、島内地点で 6.2～6.9m（近藤・他，2006）、牛伏寺断層・並柳地点で 7.5 ± 1.5 m（奥村・他，1994）、牛伏川地点で 6 m 程度が計測されている。この際の活動範囲は北部区間と中北部区間をあわせた、長さ約 120km の範囲が活動したと考えられる。この場合の地震規模は Mj8.0 もしくはそれ以上である。

さらに先行する北部区間と中北部区間の連動イベントの候補は、神城断層・木崎湖南方地点で推定された約 4300～4500 年前のイベントである。ただし、このイベント発生年代に相当するイベントは牛伏寺断層では検出されていない。調査地点における地層の欠落やイベント年代推定の誤差によるものか、このイベントでは牛伏寺断層が連動しなかったかのいずれかの可能性が考えられる。地震時変位量からみれば、神城断層・木崎湖南方地点における本イベントに伴う地震時変位量は 8.5m（上下変位 2.9m を傾斜 20° で換算）であり、約 90km の地震断層長に相当する。一方、北部区間と中北部区間のうち、牛伏寺断層以南を除いた断層区間（北部区間から松本盆地東縁断層南部まで）は長さ約 65km に過ぎない。そのため、地震時変位量と地震断層長のスケーリング則（松田・他，1980）に基づけば、現時点ではこのイベントに伴い牛伏寺断層以南を含む中北部区間全体が連動したと考えることが合理的である。よって、北部区間と中北部区間の連動型地震が約 4300～4500 年前に生じた可能性が高い。この場合の連動範囲は約 120km の区間となり、地震規模は Mj8.0 もしくはそれ以上である。なお、北部区間から松本盆地東縁断層南部までが連動範囲の場合は長さ約 65km となり、地震規模は Mj7.9 程度と推定される。

これらを踏まえて、北部区間と中北部区間の連動型地震の発生間隔は、最新活動を西暦 762 年とした場合、約 3100～3300 年となる。この連動間隔とポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動型地震の発生確率は 0.9～1.0% と試算される。

b) 中北部区間と中南部区間の連動イベント

両区間が連動したイベントは、諏訪湖周辺の活動時期を整理した結果、約 3100～3200 年前に推定される (図 165)。北端は少なくとも神城断層・木崎湖南方地点以南であり、同地点より北方のトレンチ調査等ではこのイベント相当が検出されていない (例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。神城断層・木崎湖南方地点では、このイベントに伴う地震時変位量は上下変位 0.4m と小さく地震断層末端付近の変位、もしくは地震断層近傍の地表で生じた受動的変位と示唆される。よって、この連動イベントの北端は、北部区間の神城断層全体は含まず、松本盆地東縁断層北部の北端までと判断できる。また、南端についても正確な位置は特定できないが、中南部区間の活動 3 (約 2900～3200 年前: 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015) に相当するため、中南部区間全体が活動したと考えられる。本事業による下蔦木地点の 3D トレンチでは、上述のように約 2900～3200 年前イベントは検出されていないが、北西約 400m に位置する近藤・他(2005)によるトレンチ調査では、約 2000～3300 年前のイベント II が識別されており大きな矛盾はない。よって、この連動イベントでは、松本盆地東縁断層北部から中北部区間、及び中南部区間に至る区間で生じたと考えられる。なお、現時点では、この連動イベントに伴う地震時変位量は計測されていない。

以上から、松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間に至る長さは約 78km となり、その連動型地震の規模は $M_j 8.0$ 程度もしくはそれ以上と推定される。本イベントは約 3100～3200 年前に生じたと推定され、現時点では過去約 1 万年間で 1 回のみ検出されている。仮に先行する連動イベントが最も新しい時期の約 1 万年前にも生じていた場合には、連動間隔は最小で 7000 年程度となり、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は最大で 0.4% と試算される。

c) 中南部区間と南部区間の連動イベント

中南部区間と南部区間では詳細な変位履歴が限られているが、現時点で得られているデータを基に連動イベントの抽出を試みた。中南部区間の南東端付近に位置する下蔦木地点の 3D トレンチの結果、最新活動と先行する活動が南部区間との連動イベントである可能性が得られた。既述のように、最新活動時期は約 1400～1700 年前に生じたと推定され、南部区間の最新活動時期が約 1400～2500 年前であることと矛盾しない。さらに、本事業による最新活動に伴う横ずれ量が約 3m と推定されるため、少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部が連動した可能性が指摘できる。ただし、その連動範囲の詳細は現時点では明らかではない。例えば、中南部区間の茅野断層では対応するイベントが検出されておらず、複数の断層トレースで構成される釜無山断層群においても、最新活動時期は約 900～1300 年前とされ不調和である。よって、現時点では少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部を含む連動イベントが約 1400～1700 年前に生じたと言え、地震時変位量が約 3m であることから少なくとも約 30km 以上の断層区間が連動したと考えられる。また、同様に連動範囲は不明であるが、活動時期と地震時変位量からみて、約 5400～8600 年前に連動イベントが生じた可能性がある。今後、より詳細な変位履歴について特に南部区間においても明らかにする必要がある。

以上から、少なくとも下蔦木断層から南部区間を含む範囲で生じた連動イベントが約 1400～1700 年前と約 5400～8600 年前に生じた可能性がある。この場合、暫定的な連動間

隔は約 3700～7200 年前となり、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4～0.8%と試算される。

d) 糸静断層帯全区間（北部～南部区間）の連動イベント

本事業により特定した連動型イベントの時空間分布を図 166 に示した。これまでに実施された調査研究では、本事業による成果を含めて、断層帯全体が連動したと判断できる連動型地震イベントは検出されていない。活断層の連動性評価において、断層不連続や離間距離が地震時の応力変化や連動可能性に影響することが知られている（例えば、Wesnousky, 1988；松田, 1990；Wesnousky, 2008）。この観点で見ると、糸静断層帯で最も大きな断層不連続は中北部区間と中南部区間の境界であり、この諏訪湖周辺の区間境界を超える連動型イベントだけが断層帯全体の連動型イベントの候補となり得る。よって、現時点では過去約 1 万年間の中で約 2900～3200 年前に生じた連動イベントのみが候補となる。しかし、実際には、本イベントに対比可能なイベントは北部区間の神城断層では検出されておらず、松本盆地東縁北部のみで認められている。また、南部区間でもこの連動イベント時期に対応するイベントは検出されていなく、上述のように連動範囲は限定的である。したがって、糸静断層帯全体が連動するイベントは約 1 万年間には検出されておらず、約 1 万年に 1 回よりも長い連動間隔と判断できる。この場合、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の糸静断層帯全体の連動確率は 0.3%未満と試算される。

以上のように、本事業ではこれまで不明とされてきた連動確率を新たに算出するため、変位履歴に基づく連動型地震の発生確率の算出手法を整理して構築した。ここでは評価手法を整理して構築することを主眼としたため、活動区間ごとのデータ粗密や信頼度は考慮できていないが、本評価手法を適用していくためには、より多くの地点で可能な限り多数回の変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では 7 回のうち 2 回を顕著な連動型イベントとして抽出できたものの、横ずれ断層区間である中北部～中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。さらに、確率評価手法においては、神城断層でみられた時間的クラスタリングに対して、ポアソン過程による評価をせざるを得ないのが現状である。今後、多峰性分布を考慮した更新過程に基づく評価手法についても、引き続き検討していく必要がある。

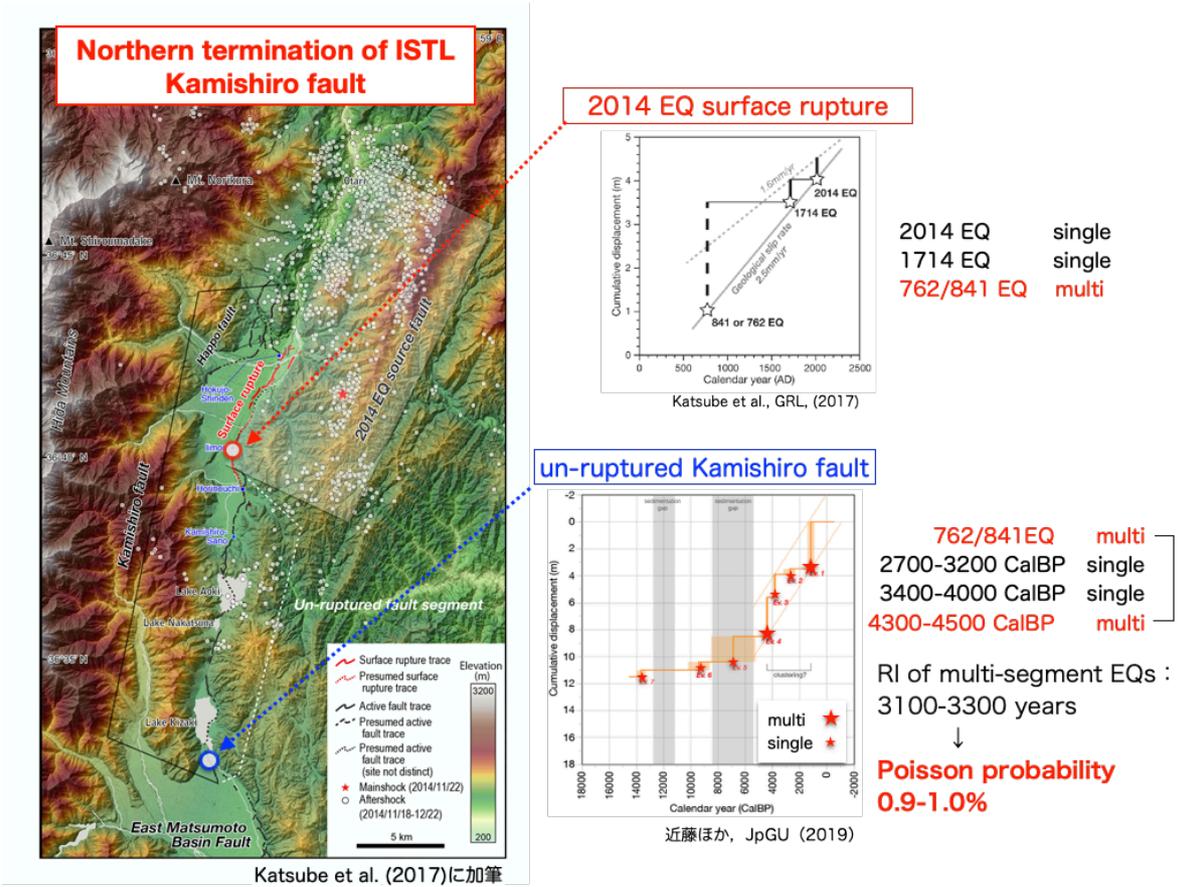


図 164 北部区間の神城断層／松本盆地東縁断層北部の境界における変位履歴と連動イベントのまとめ

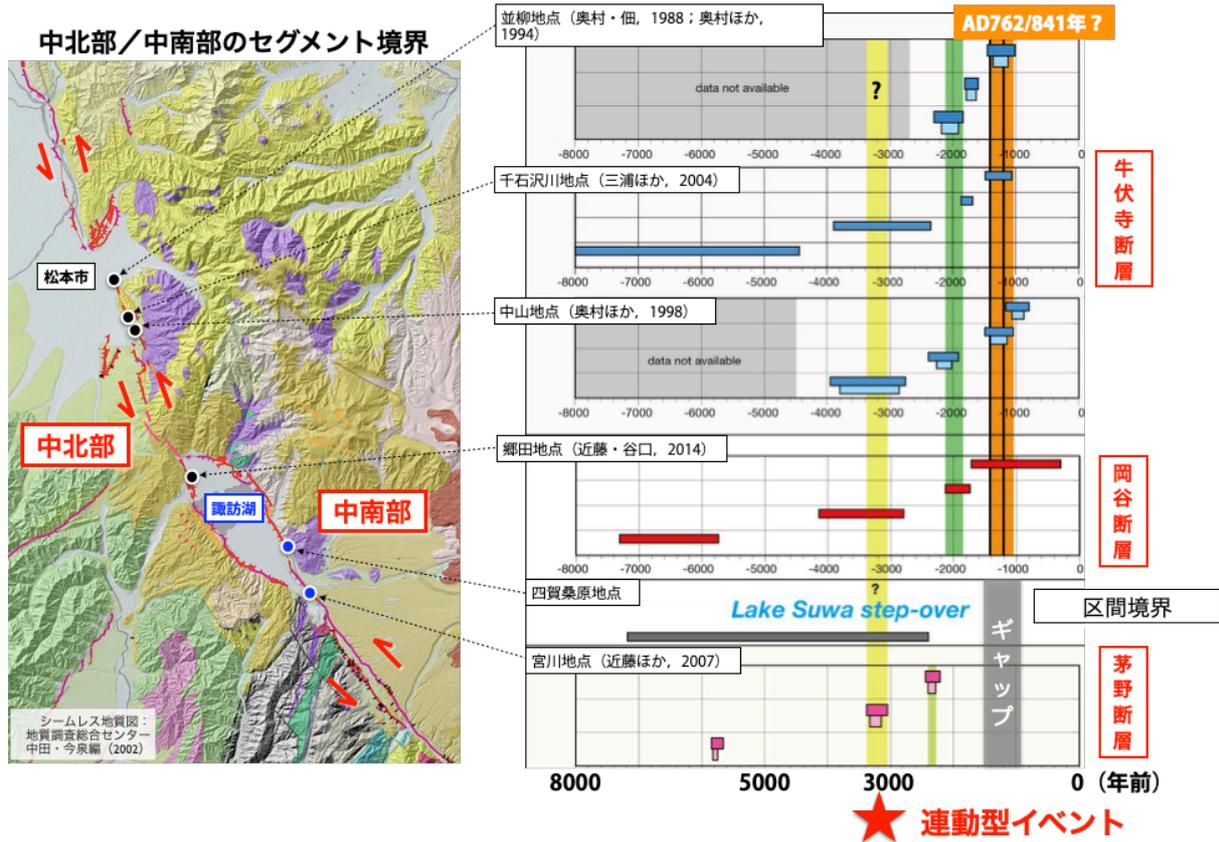


図 165 中北部区間／中南部区間のセグメント境界付近における活動履歴と連動イベントのまとめ

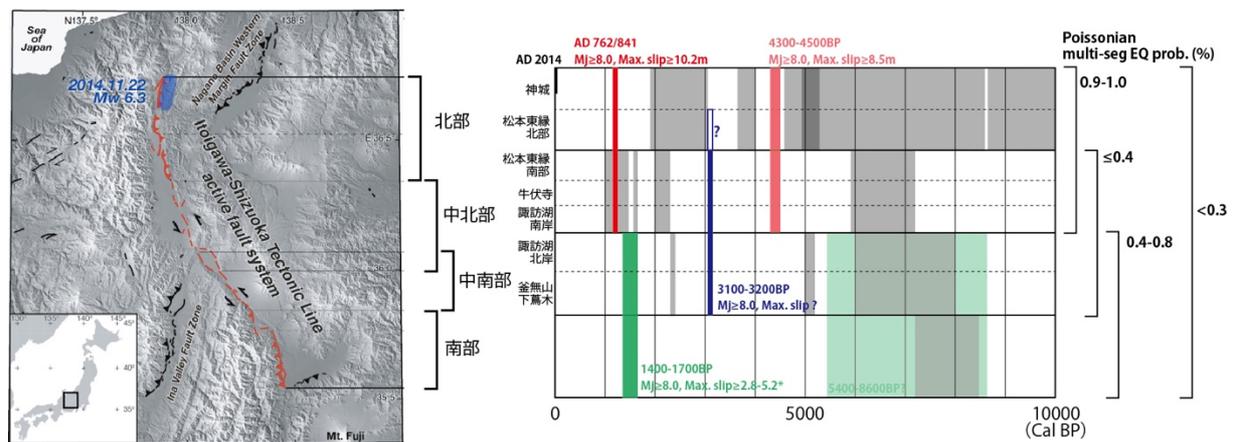


図 166 糸魚川－静岡構造線断層帯における連動履歴・確率試算のまとめ

本事業で連動型地震と判断したイベント（赤，青，緑色ボックス）

関東地域の活断層の長期評価（2015）及び本事業で新たに検出された区間単独の活動時期（灰色ボックス）

(c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川－静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間を対象として、過去の地震時変位量等の変位履歴に基づき連動確率を試算する評価手法を構築する調査研究を実施し、以下の新たな知見を得た。北部区間を構成する神城断層のうち2014年長野県北部の地震では活動しなかった中綱湖周辺において平均変位速度を高精度に推定するため、断層の低下側でボーリング調査を実施した。その結果、約1.3万年以降の湖沼堆積物を切断する複数の断層をコアに認め、上下平均変位速度の最小値が1.1mm/yrであることを明らかにした。今後、断層の隆起側でもボーリング調査を実施し、より正確な累積上下変位量と年代に基づく平均変位速度を明らかにする必要がある。

また、神城断層の南端付近に位置する、木崎湖南方地点における既往のジオスライサー・ボーリング調査結果を再検討した。その結果、湖沼性堆積層の撓曲変形だけでなく東傾斜20～30°の逆断層を認定し、約1.2万年前以降に4回もしくは6回の地震イベントを識別した。平均的な上下変位速度は0.9～1.3 mm/yrと求められる。いずれのイベント回数のケースでも地震時上下変位量が3 m程度の活動が2回認められ、変位量と地震断層長のスケージング則から判断して、これらは少なくとも神城断層全体と松本盆地東縁断層北部の連動型地震と判断できる。その平均再来間隔は5400年程度であり、ポアソン過程では同断層の連動確率は30年で0.6%と試算した。

松本盆地東縁断層北部の池田町会染地区において、S波反射法地震探査及びボーリング調査を実施し、断層の変位・変形構造を詳細に明らかにした。その結果と既存の活動時期等を総合して、同地区では過去約1000年前から約8300年前までに3回の活動が生じ、それぞれ5.0 mの地震時変位量を伴っていたと推定した。これらは50km程度の地震断層長に相当し、松本盆地東縁断層北部が単独で活動したとは考えられないため、いずれのイベントも周辺の断層と連動したものと判断した。この場合、連動イベントの平均再来間隔は2400年程度であることから、ポアソン過程の場合、同断層の連動確率は30年で1.2%と試算した。今後、各イベントの正確な変位履歴や長期間の挙動を明らかにする必要がある。

松本盆地東縁断層北部の明科七貴地区でトレンチ調査を実施し、高瀬川の本流性砂礫層を切断する高角東傾斜の断層をみいだした。最新活動は7～13世紀に生じ、1.2mの上下変位を伴う。さらに先行する活動は約2400年前以前に限定され、最近2回の活動間隔は最短で1100年と算出される。今後、横ずれ成分の有無等を検討し、より正確な地震時変位量を復元して、中北部区間との連動性を検討する必要がある。

北部区間を構成する神城断層のうち2014年長野県北部の地震では活動しなかった中綱湖周辺において平均変位速度を高精度に求めるため、断層の隆起側と低下側でボーリング調査を実施した。その結果、約1.9万年以降の湖沼堆積物を切断する複数の断層が認められ、上下平均変位速度が0.6mm/yr以上、断層低下側の層序を考慮した場合1.4mm/yrである可能性を明らかにした。さらに、最近の活動時期を推定するため、比高1.5m程度の低断層崖を横断して群列ジオスライサー調査を実施した。その結果、最新活動は西暦675～1380年に生じたことが明らかとなった。このイベントは神城断層南部の未破壊区間における最新活動を示し、西暦762年もしくは841年の歴史地震に対応する可能性が高い。

神城断層の南端付近に位置する、木崎湖南方地点における既往のジオスライサー・ボーリング調査結果を再検討した。その結果、湖沼性堆積層の撓曲変形と東傾斜10～20°の逆断層

を複数認定し、約1.4万年前以降に7回の地震イベントを識別した。そのうち地震時上下変位量が3 m程度のイベントは2回認められ、変位量と地震断層長のスケーリング則から判断して、これらは神城断層全体と少なくとも松本盆地東縁断層北部との連動型地震と判断できる。その平均再来間隔は3100～3300年であり、ポアソン過程の連動確率は今後30年で0.9～1.0%と試算した。また、最近4回のイベントから求めた平均発生間隔は970～1170年であり、最新活動時期を970～1370年前とした場合、地震後経過率は80～140%、BPTに基づく今後30年以内の地震発生確率は6～17%程度と極めて高いことを明らかにした。今後、より長期間の変位履歴を復元し、多数の連動型イベントと非連動型イベントを検出していく必要がある。

中北部区間を構成する松本盆地東縁断層南部の安曇野市高家地区において、地震時の横ずれ変位量を復元する三次元的なトレンチ・ピット調査を実施した。断層に対して概ね直交方向に流下した埋没チャンネル堆積物をもとに、最新活動に伴う横ずれ量を 7.1 ± 3.6 mと計測した。チャンネルは7世紀以降に形成されており、西暦762年もしくは841年に対比される活動に伴い生じたと判断できる。さらに、松本市島内地区において、比高1.5 m程度の低断層崖を横断して三次元的にボーリングを配置し、隆起側に残存する旧河道と低下側の埋没チャンネル堆積物による横ずれ量を予察的に検討した。その結果、埋没チャンネル形成以降に2回の横ずれイベントが生じた可能性が指摘された。今後、年代測定結果を基に、より正確な変位履歴や長期間の挙動を明らかにする必要がある。

松本盆地東縁断層南部の断層形状を把握するため、田沢測線と岡田測線の2測線においてP波反射法地震探査を実施した。田沢測線では、断層西側で松本盆地を埋積する第四系と東側で城山丘陵を構成する鮮新～更新統及び下部中新統が深さ1.5 km程度までイメージングされた。これを基に、地表の活断層に連続する断層面の傾斜が東傾斜 75° 程度であると推定した。また、岡田測線では、城山丘陵の東縁付近に限る西傾斜の逆断層が深さ200 m程度までイメージングされた。断層面の傾斜は西傾斜 40° ないし 45° であり、浅部で松本盆地東縁断層南部と接合する位置関係にある。そのため、これらの西傾斜の逆断層は、松本盆地東縁断層南部のバックスラストとして解釈され、独立した震源断層としては挙動しない可能性が示唆された。

糸静断層帯で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施した。その結果、周辺では少なくとも 0.9 mm/yrの上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下葛木断層・下葛木地点において3Dトレンチ調査、ドローンLiDAR調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約1万年前以降に3回の活動が推定され、最近2回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約3 mであった変位履歴を明らかにした。最新活動は約1400～1700年前に生じ、北部～中北部区間の連動イベント（西暦762年もしくは841年の歴史地震）とは異なるイベントである一方、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部～南部区間の連動間隔は約3700～7200年である可能性がある。この結果に基づき、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4～0.8%と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約1万年間に両区間が連動したイベントは約3000～3200年前の1回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で7000年程度であり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連

動確率を0.4%以下と試算した。北部～中南部の3区間に至る連動イベントは、過去1万年間の変位履歴では検出されなかった。特に、南部区間については活動時期を含めて変位履歴をより正確に復元し、より高い信頼度で連動イベントを抽出する必要がある。

さらに、本事業とこれまでの調査研究による変位履歴に基づき、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲の推定、連動確率の試算結果を整理した。その結果、北部区間と中北部区間が連動したイベントは、連動範囲は長さ約120km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は約3100～3300年、今後30年間の連動確率は0.9～1.0%と推定した。北部区間の松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間を含む連動イベントは約3100～3200年前に生じ、連動範囲は長さ約78km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は7000年程度以上、今後30年以内の連動確率は0.4%以下と推定した。中南部区間の下葛木断層と南部区間が連動したイベントは、連動範囲と地震規模は不明、暫定的な連動間隔は約3700～7200年、今後30年以内の連動確率は0.4～0.8%と推定した。糸静断層帯全体の連動イベントは、連動範囲は約160km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は約1万年以上、今後30年間の連動確率は0.3%以下と推定した。

本事業で提示した連動確率の試算は変位履歴の信頼性に大きく依存することから、より多数の地点で地震時変位量とイベントの年代をさらに精緻に復元していく必要がある。また、本評価手法を適用していくためには、変位様式の相違も考慮して変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では7回のうち2回を顕著な連動型イベントとして抽出できた一方で、横ずれ断層区間である中北部～中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。また、神城断層の木崎湖南方地点においては変位履歴から判断して、時間的クラスタリング（活動の集中期）や連動型地震と非連動型地震の頻度分布がバイモーダルで生じている可能性もあり、それらを考慮した更新過程に基づく発生確率の評価方法も考案していく必要がある。また、断層の地下形状については、他の研究項目ともさらに連携を深め、より現実的かつ信頼性の高い断層形状を明らかにしていく必要がある。

謝辞：野外調査の実施にあたり長野県危機管理防災課、大町市消防防災課、池田町総務課、安曇野市危機管理課、松本市危機管理課、岡谷市危機管理室、富士見町の各位にご協力を頂きました。掘削調査地の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。明科七貴トレンチでは、法政大学・杉戸信彦氏、信州大学・原山 智氏、大塚 勉氏、小坂共栄氏、株式会社ダイヤコンサルタント・高瀬信一氏、安曇野市高家トレンチでは、信州大学・原山 智氏、大塚 勉氏、小坂共栄氏、専修大・荻谷愛彦氏、株式会社ダイヤコンサルタント・高瀬信一氏、下葛木トレンチでは広島大・奥村晃史氏、鶴岡高専・澤祥氏に壁面の解釈について有益な議論を頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

(d) 引用文献

- 物理探査学会, 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 公益社団法人 物理探査学会, 東京, 1045p, 2016.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「糸魚川－静岡構造線断層帯の長期評価(第二版)」, 60p, 2015.
- Katsube, A., H. Kondo, H. Kurosawa, Surface rupturing earthquakes repeated in the 300 years along the ISTL active fault system, central Japan, *Geophysical Research Letter*, 10.1002/2017GL073746, 2017.
- 木村治夫・中西利典・丸山 正・安藤亮輔・堀川晴央, 糸魚川－静岡構造線活断層系神城断層における地中レーダー探査, *活断層研究*, 38, 1-16, 2013.
- 近藤久雄・奥村晃史・杉下一郎・中田 高, 糸魚川－静岡構造線断層系・下葛木断層の活動履歴と平均変位速度の再検討. *活断層研究*, 25, 75-84, 2005.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太, 糸魚川－静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形, *地学雑誌*, 115, 208-220, 2006.
- Kondo, H., S. Toda, K. Okumura, K. Takada, T. Chiba, A fault scarp in an urban area identified by LiDAR survey: a case study on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan, *Geomorphology*, 101, 731-739, 2008.
- 近藤久雄・杉戸信彦・木下博久・池田哲哉, 高時間分解能堆積物に基づく古地震履歴復元と不規則な大地震発生－糸静線活断層系・茅野断層のジオスライサー調査－. 日本活断層学会 2008 年度秋期学術大会, P-09, 2008.
- 近藤久雄・谷口薫・杉戸信彦, 糸魚川－静岡構造線活断層系の最新活動に伴う新たな古地震像. 地球惑星科学連合大会, SSS34-14, 2014.
- 近藤久雄・谷口薫, 糸魚川－静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 66, 147-158, 2014.
- 近藤久雄・木村治夫, 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 29 年度成果報告書, 3-54, 2017.
- 近藤久雄, 活断層による連動型地震の発生確率の試算－糸魚川－静岡構造線断層帯・北部区間の事例－, 日本地震学会 2018 年度秋季大会講演要旨集, S09-09, 2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦, 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 30 年度成果報告書, 4-76, 2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川－静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位量, 日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会, 0-7, 2019.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T. and Danhara, T., Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core

- Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 128, 879-903, 2019.
- 丸山 正・遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣, より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および史料地震学的研究, 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所, 230-254, 2010.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 松田時彦, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研究所彙報, 65, 289-319, 1990.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥, 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「松本」, 国土地理院技術資料 D1-No. 368, 1999.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・井上大栄, 糸魚川-静岡構造線活断層系中~南部のセグメンテーションモデル, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, J029-P011, 2002.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所, 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書, 362p, 2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉, 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の地震活動-牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査-, 地震第 2 輯, 46, 425-438, 1994.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査. 地震 第 2 輯, 50, 35-51, 1998.
- 奥村晃史・近藤久雄・遠田晋次・高田圭太・木下博久, 糸魚川-静岡構造線断層系神城断層南端, 木崎地区における古地震調査, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会, S141-004, 2007.
- Ramsey, C. B., Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*, 59(6), 1809-1833, 2017.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J., IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 2013.
- Rockwell, T. K., Lindvall, S., Herzberg, M., Murbach, D., Dawson, T. & Berger, G., Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley faults: Clustering of earthquakes in the Eastern California Shear Zone, *Bull. seism. Soc. Am.*, 90, 1200-1236, 2000.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「茅野」, 国土地理院, 1998.

- Sieh, K., Stuiver, M., Brillinger, D., A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in Southern California, *JGR* 94(B1), 603-623, DOI: 10.1029/JB094iB01p00603, 1989.
- 遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・原口 強・都司嘉宣, より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および資料地震学的研究. 糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 19 年度成果報告書, 糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測, 文部科学省研究開発局, 国土交通省国土地理院, 国立大学法人東京大学地震研究所, 84-95, 2008.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚, 1:25,000 都市圏活断層図「信濃池田」, 国土地理院技術資料 D.1-No.368, 1999.
- 都司嘉宣, 糸静線付近に起きた正徳 4 年 (1714) 信州小谷地震と安政 5 年 (1858) 大町地震の詳細震度分布, P035, 日本地震学会 2003 年秋季大会講演要旨集, 2003.
- Une, H., On the tectonic landforms in the northwestern part of the Nagano Prefecture, central Japan. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 29, 88-101, 1985.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 「日本被害地震総覧 599-2012」, 東京大学出版会, 東京, 694p, 2013.
- Wallace R. E., Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province, *Bull. seism. Soc. Am.*, 77, 868-876, 1987.
- Wesnousky, S. G., Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, 335, 340-343, 1988.
- Wesnousky, S.G., Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1609-1632, 2008.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・鹿島 薫, 日本海東縁部およびフォッサマグナ周辺の地震テクトニクスの研究—地殻構造調査. 科学技術振興調整費「中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究」第 I 期, 第 II 期成果報告書, 69-79, 1991.