

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) 平成 31 年度：

糸魚川—静岡構造線断層帯中南部区間の茅野断層及び釜無山断層群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する。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する。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する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

北部区間の神城断層において昨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。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。

(b) 業務の成果

1) 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1、図2、図3)。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3)。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、昨年度に引き続き、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。昨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4)。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5～8、周辺の地形地質断面図を図9に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果を表1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5～9)。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10～20°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20～30°程度と増傾斜しており、さらに下位の4～6層では40～70°

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 9）。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 10A）。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 0.6~0.7mm/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 3）。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 10B）。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 11）、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 12、ジオスライサーの写真を図 13、地形地質断面図を図 14 に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果をまとめて表 2 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 14）。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14～15)。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14)。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14, 表2)。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の発生年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15)。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。

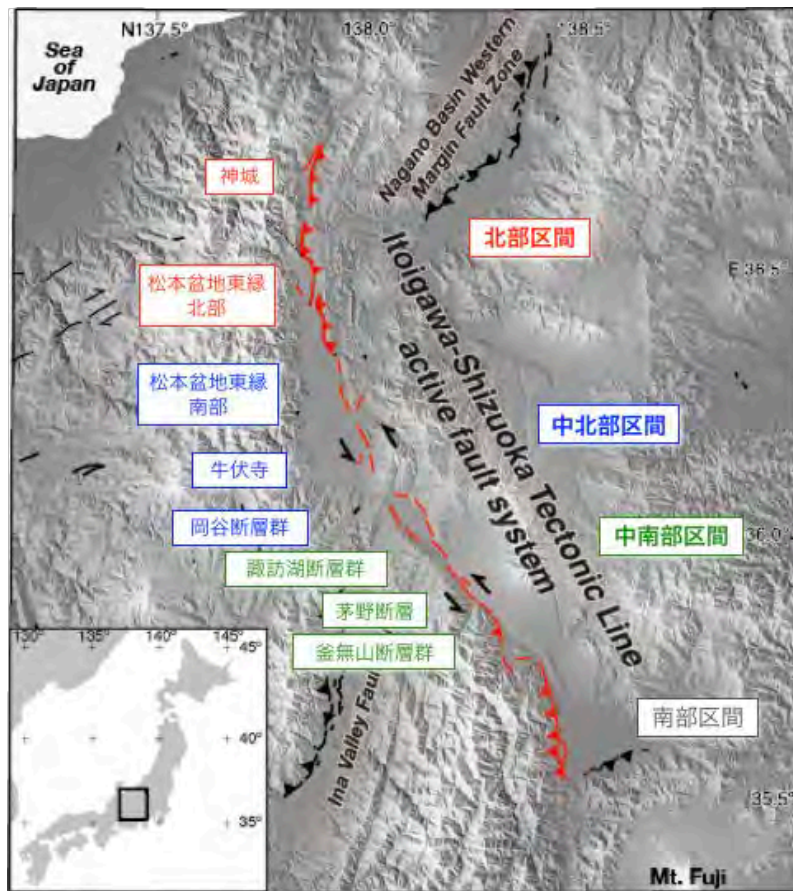


図1 糸魚川-静岡構造線断層帯の活動区間。活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。Kondo et al.（2008）に加筆。

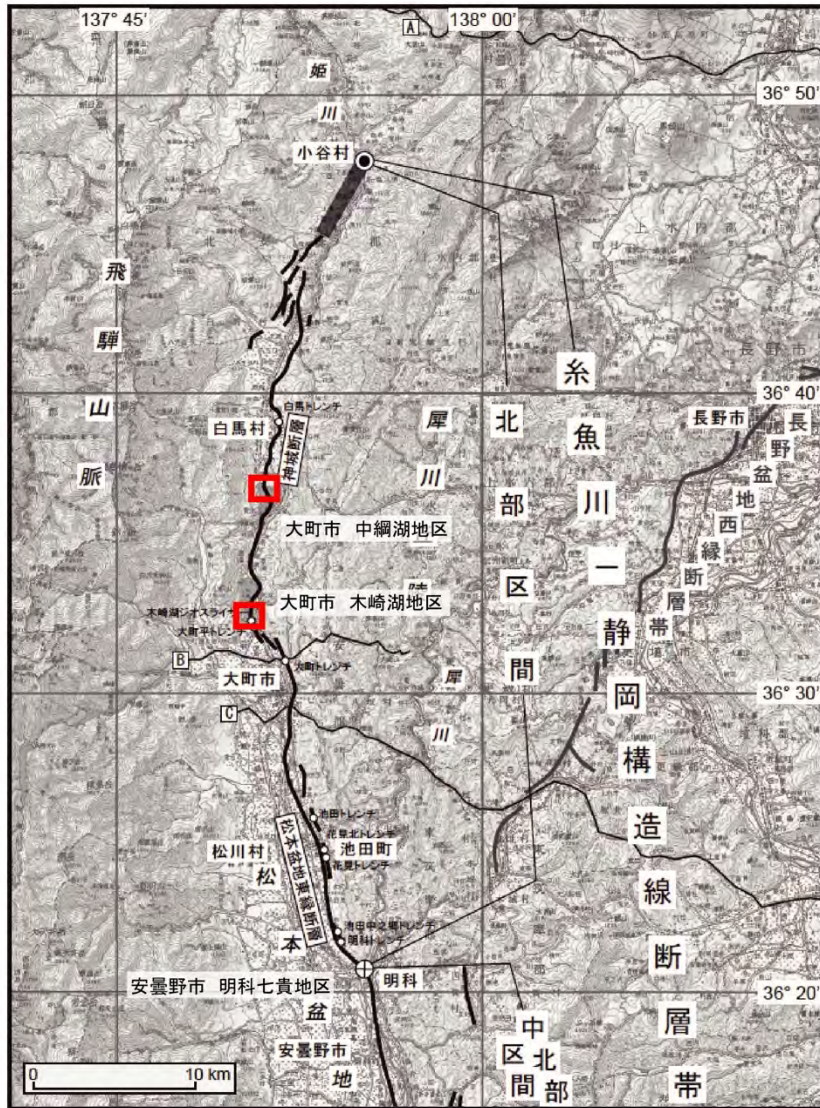


図2 糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間と調査位置。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）に加筆。

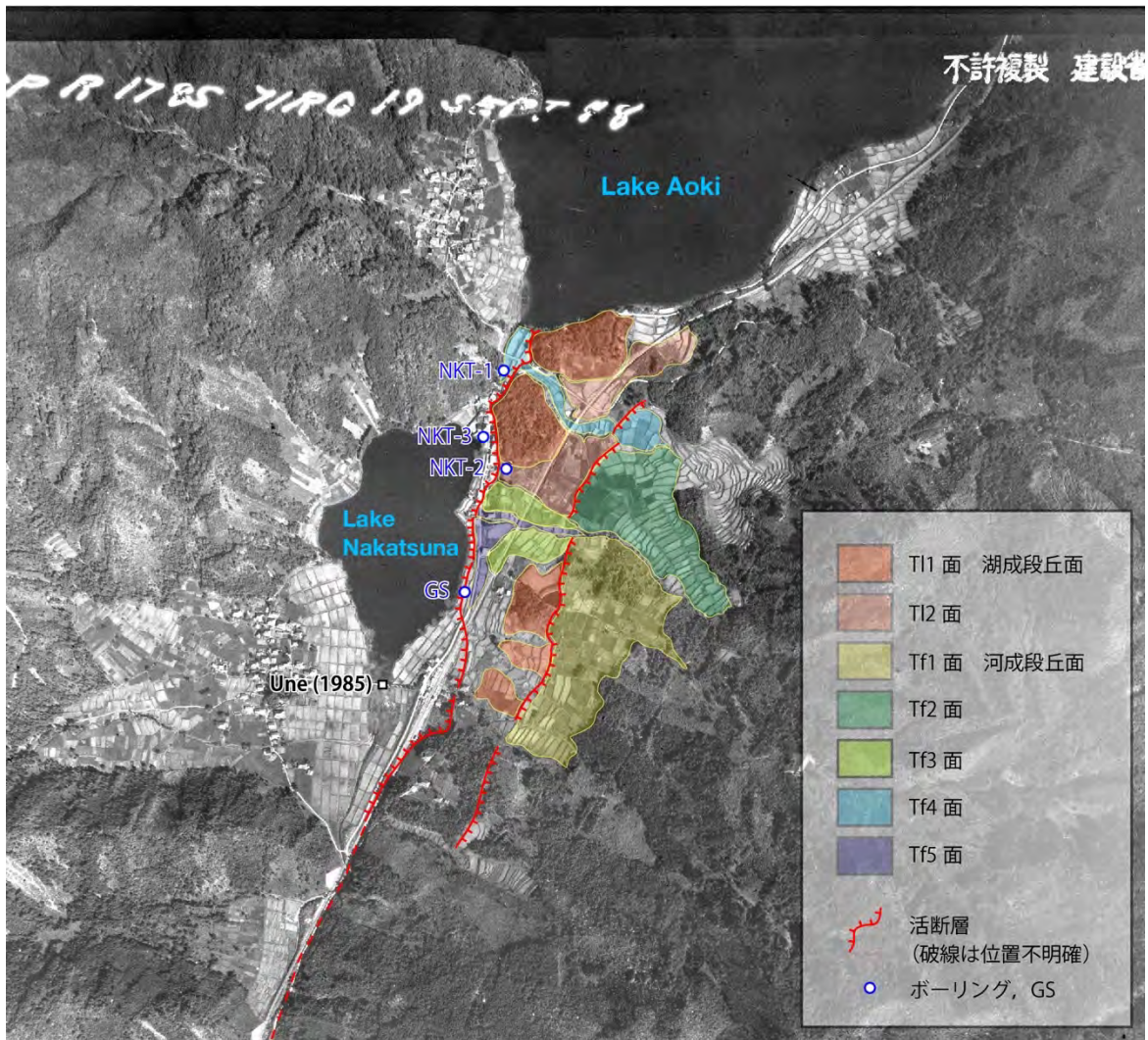


図3 中綱湖周辺（大町市平）の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置。
 国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。赤線は本研究による
 神城断層のトレース、ケバは低下側を示す。

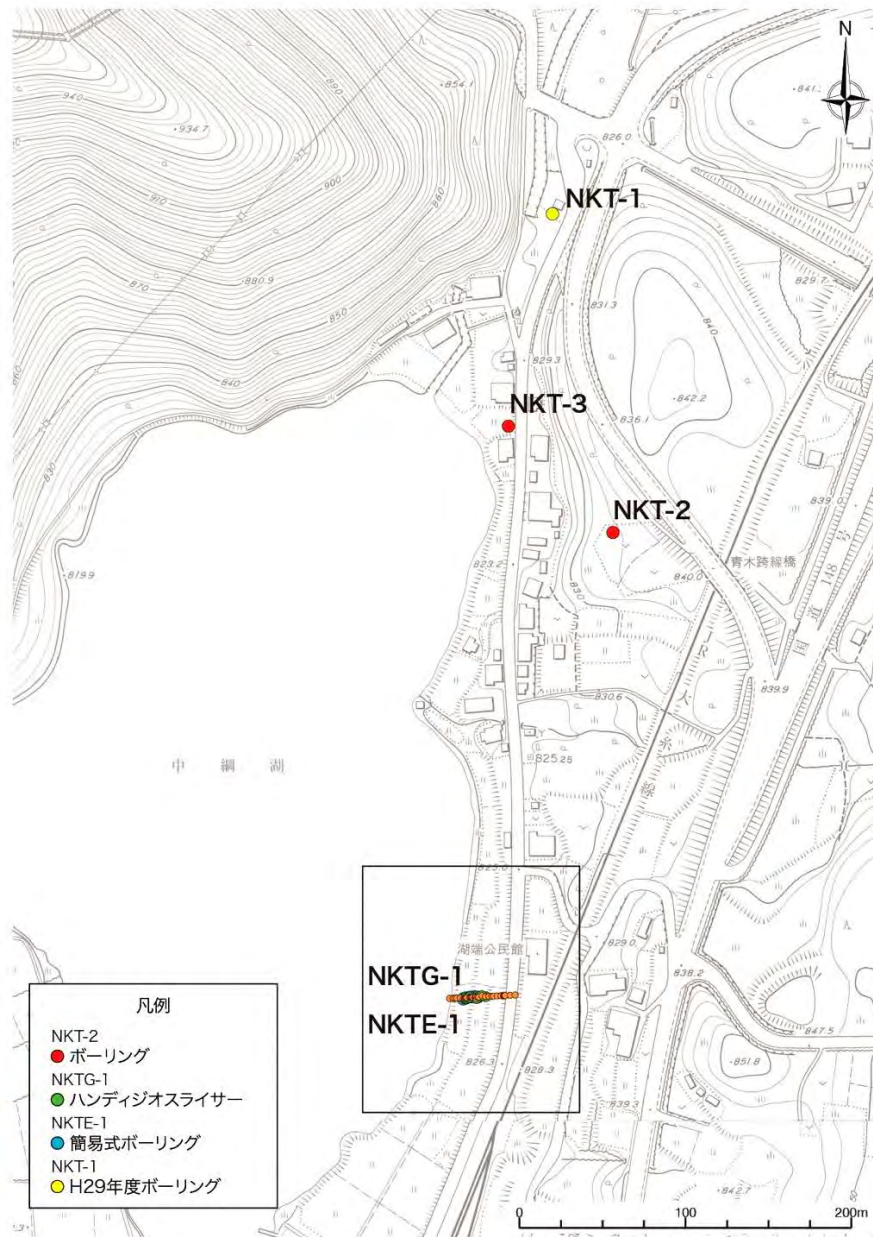


図4 中綱湖周辺におけるボーリング調査およびジオスライサー調査地点。基図は大町市発行の1/2,500都市計画図。図中の黒枠は図11に示す拡大図の範囲。NKT-1孔は、平成29年度に実施したTA0-1孔と同じ。NKT-2孔とNKT-3孔が今年度新たに掘削したボーリング地点。NKTG-1及びNKTE-1はハンディジオスライサーおよび簡易式ボーリング。

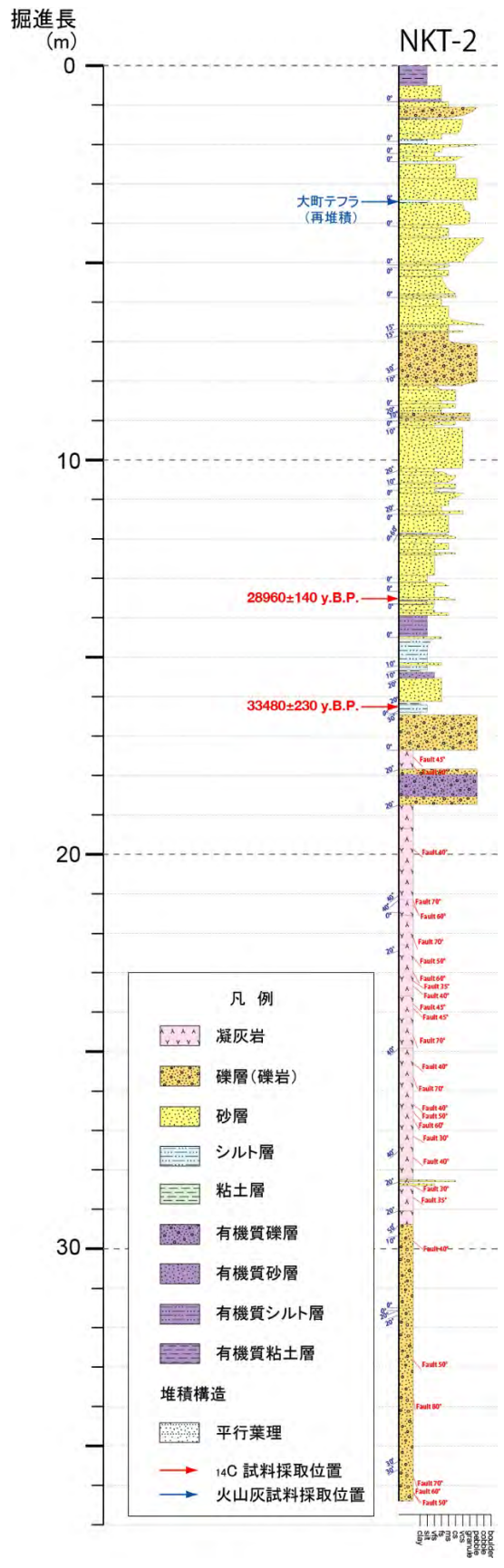


図5 NKT-2孔 (断層隆起側) の柱状図。掘削位置は、図4を参照。

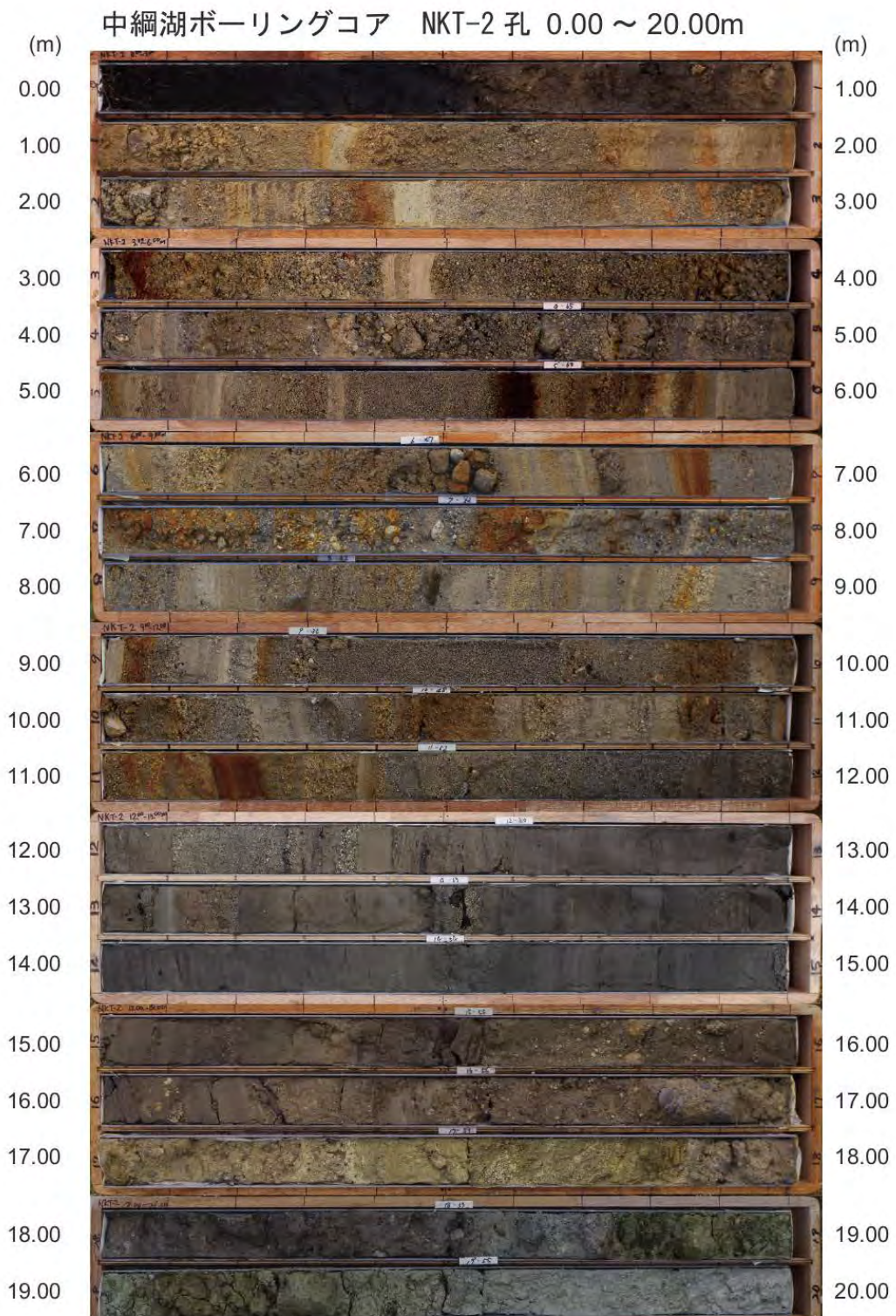


図6 NKT-2 孔のコア写真

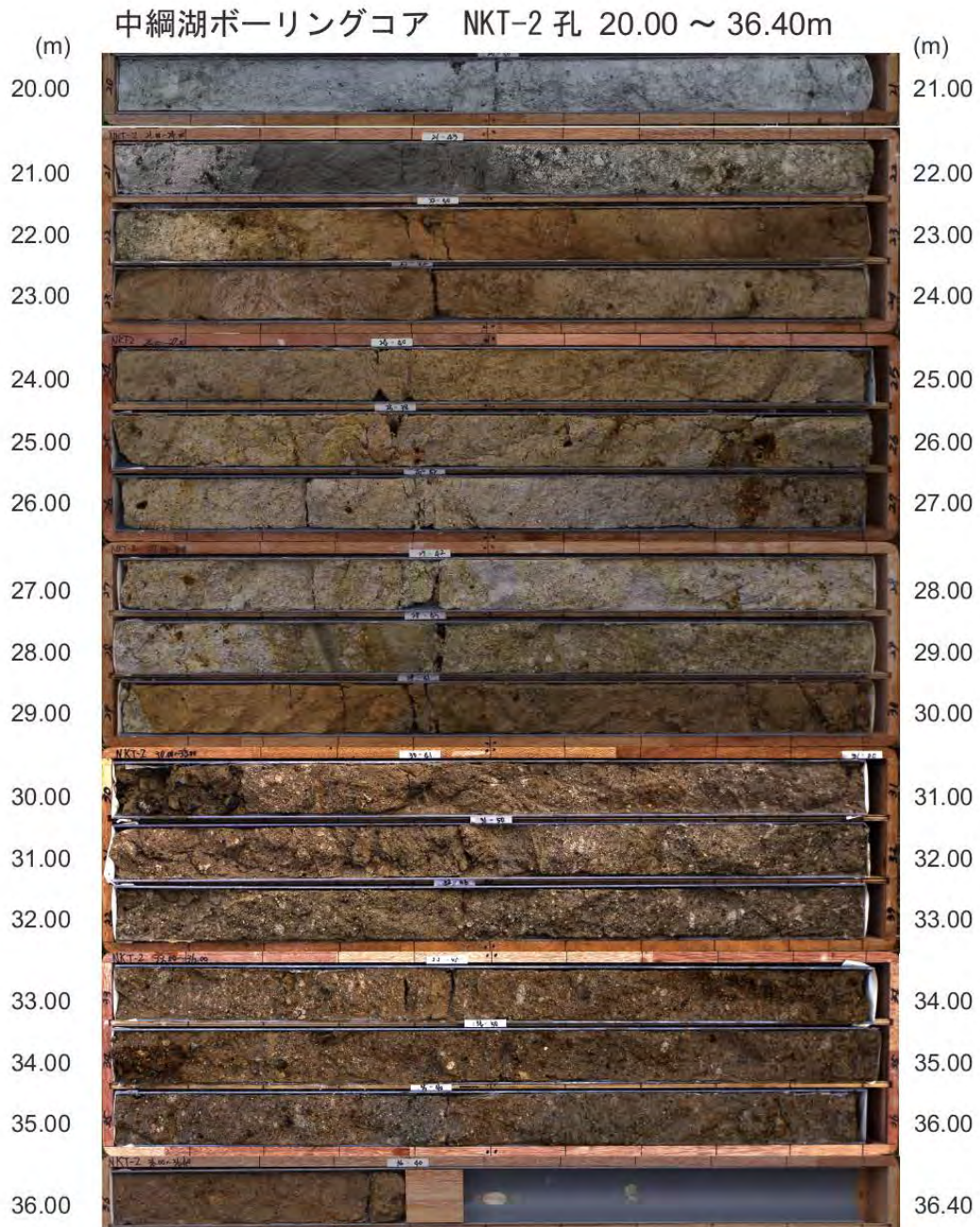


図6 NKT-2 孔のコア写真 (続き)

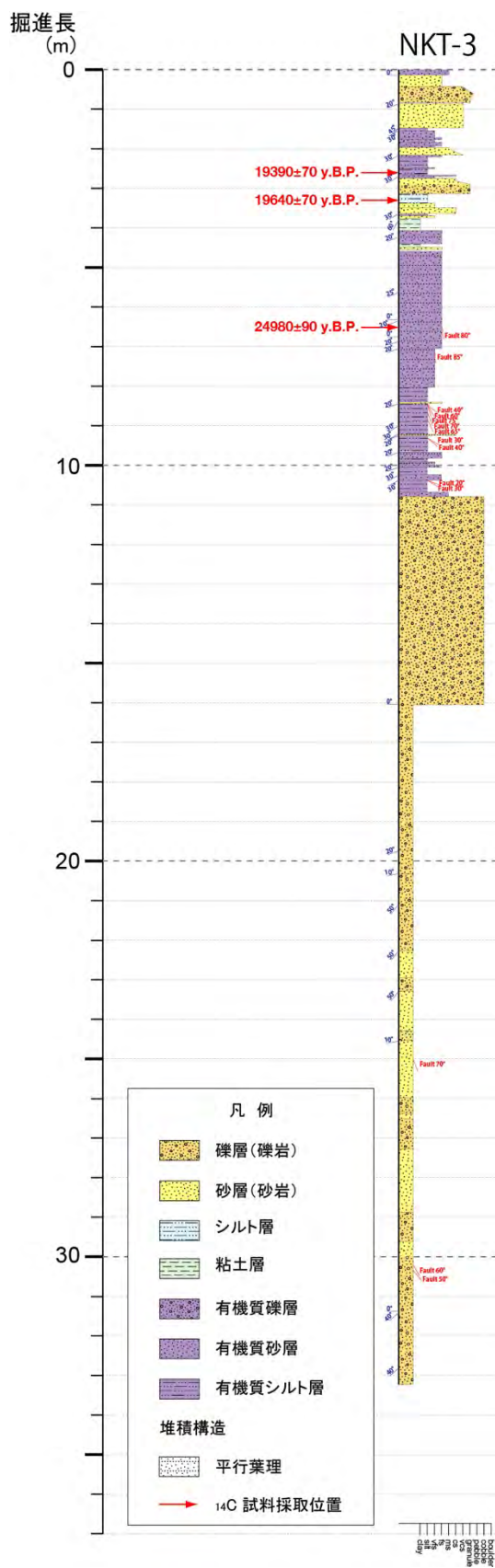


図7 NKT-3孔 (断層低下側) の柱状図。掘削位置は、図4を参照。

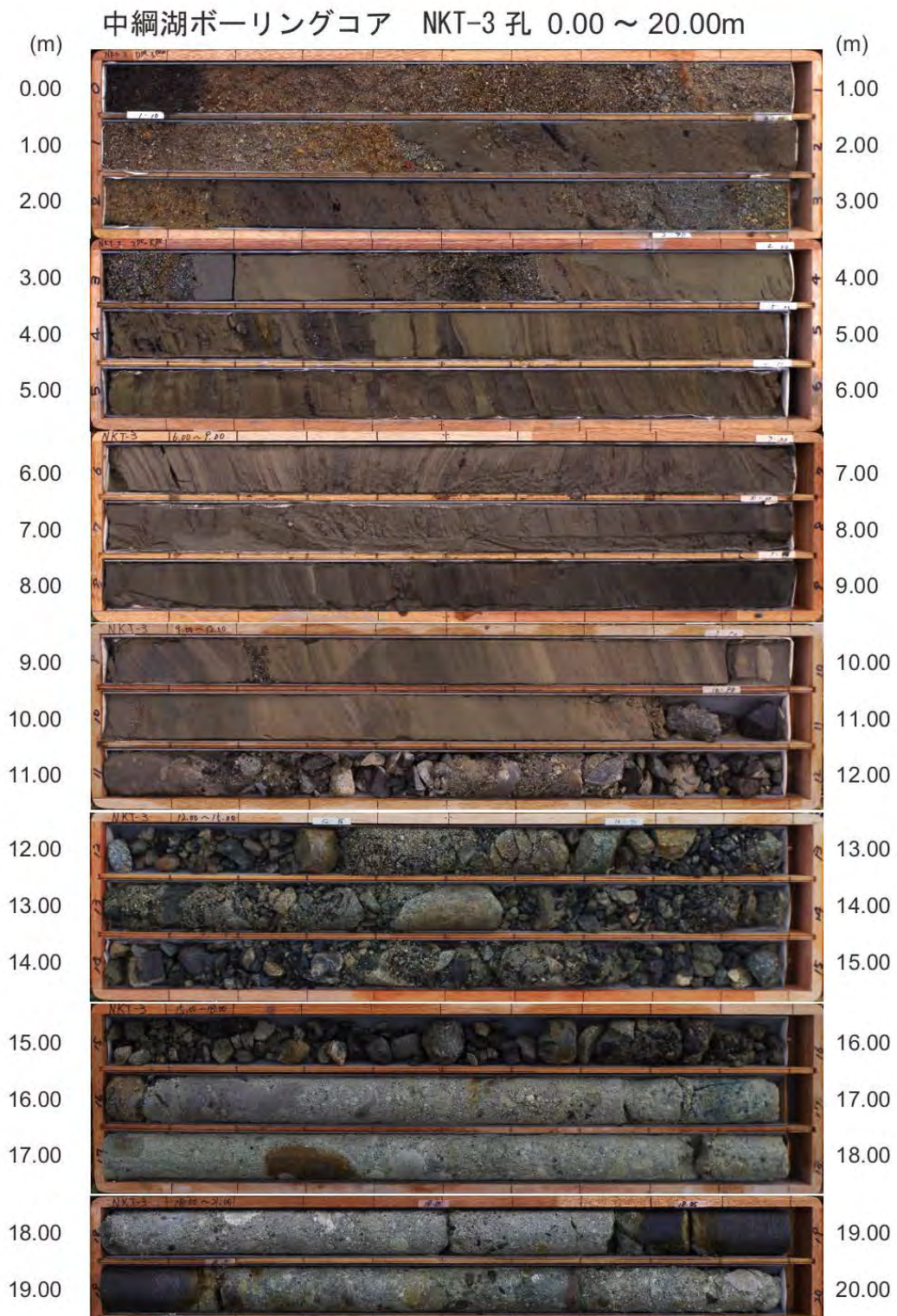


図8 NKT-3 孔のコア写真

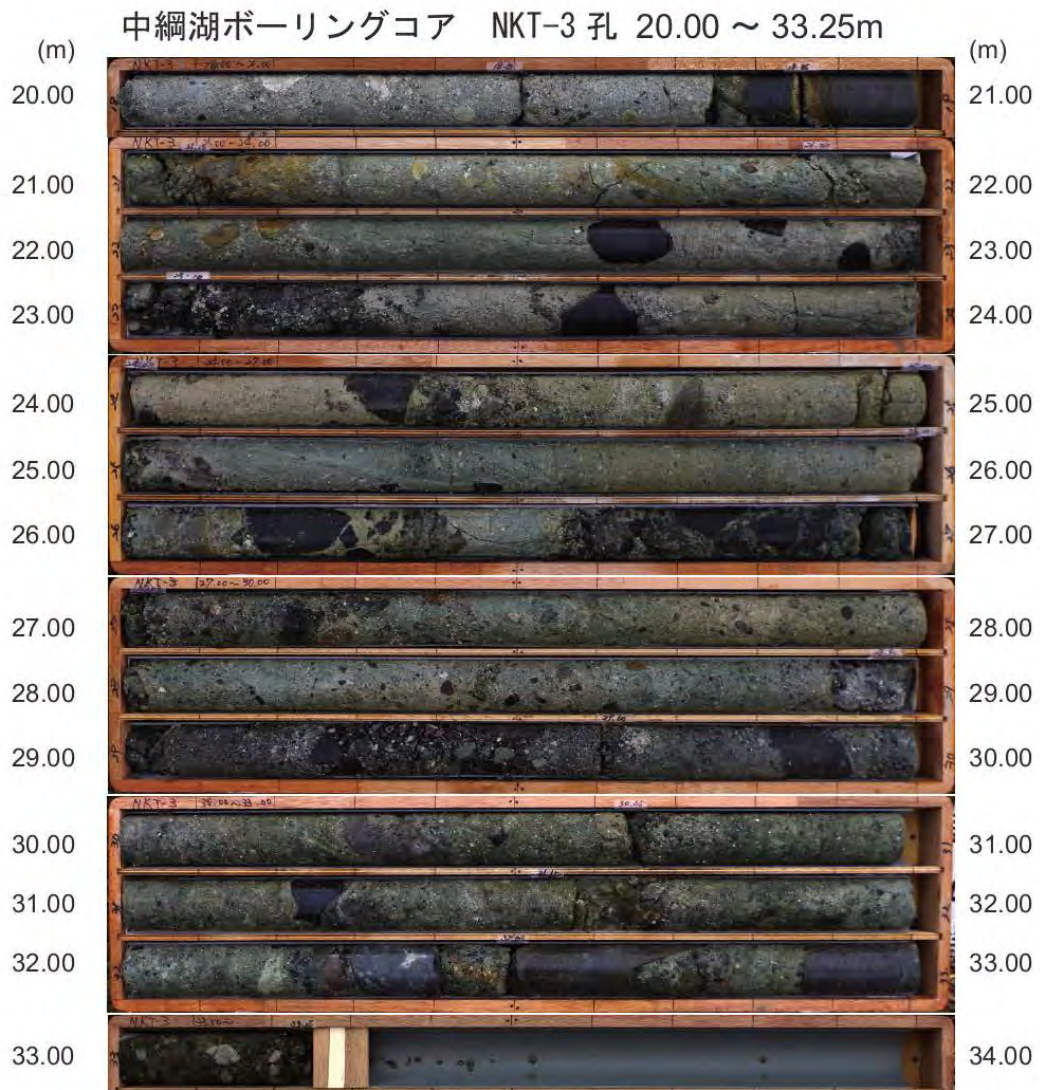


図8 NKT-3 孔のコア写真 (続き)

表 1 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.)		^{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

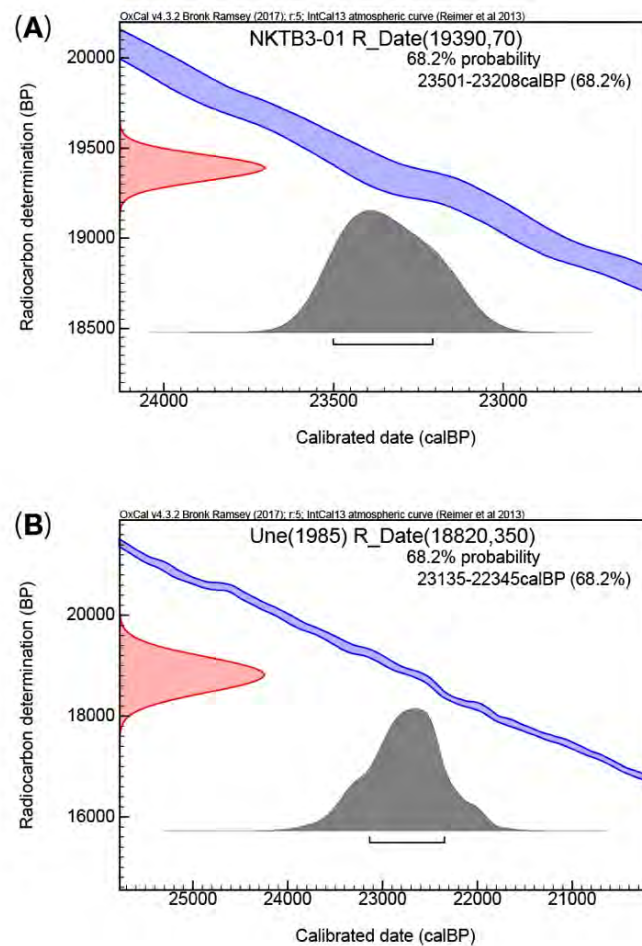


図 10 放射性炭素同位体年代測定の較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を使用し、較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を用いた。



図 11 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

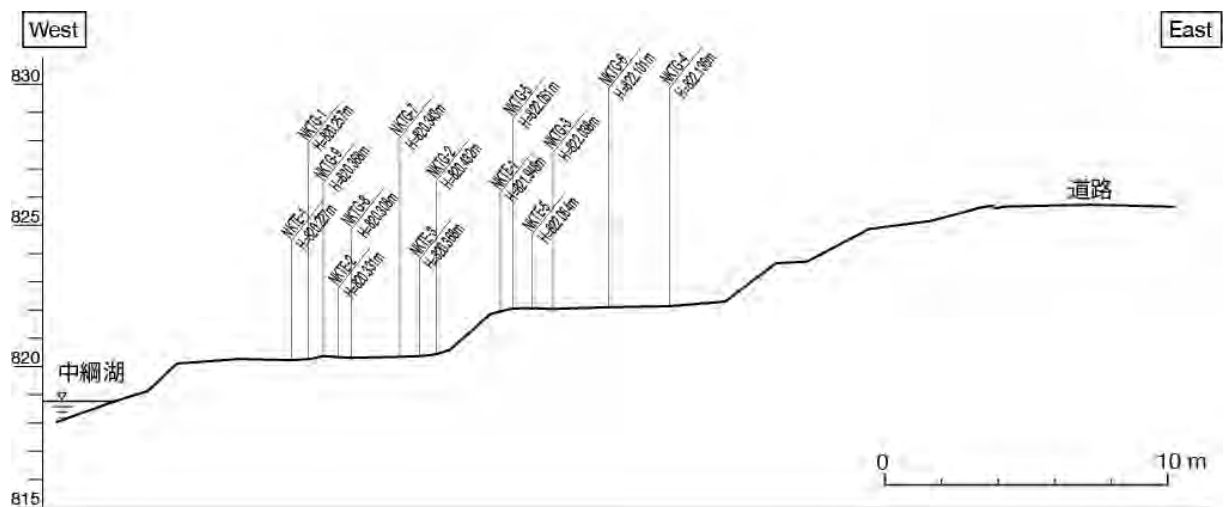


図 12 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の地形断面図

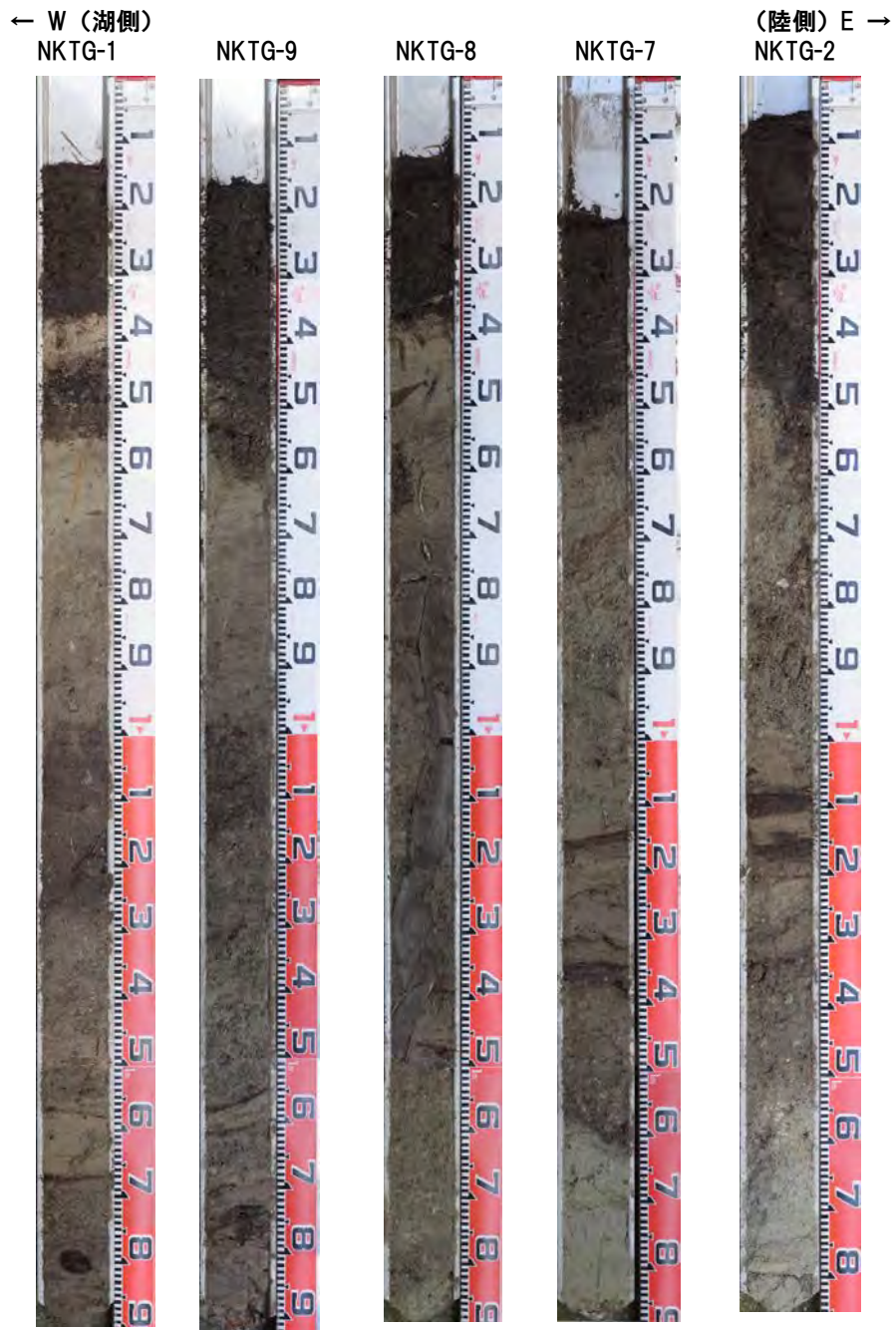


図 13 ジオスライサー断面の写真。位置は図 11 を参照。

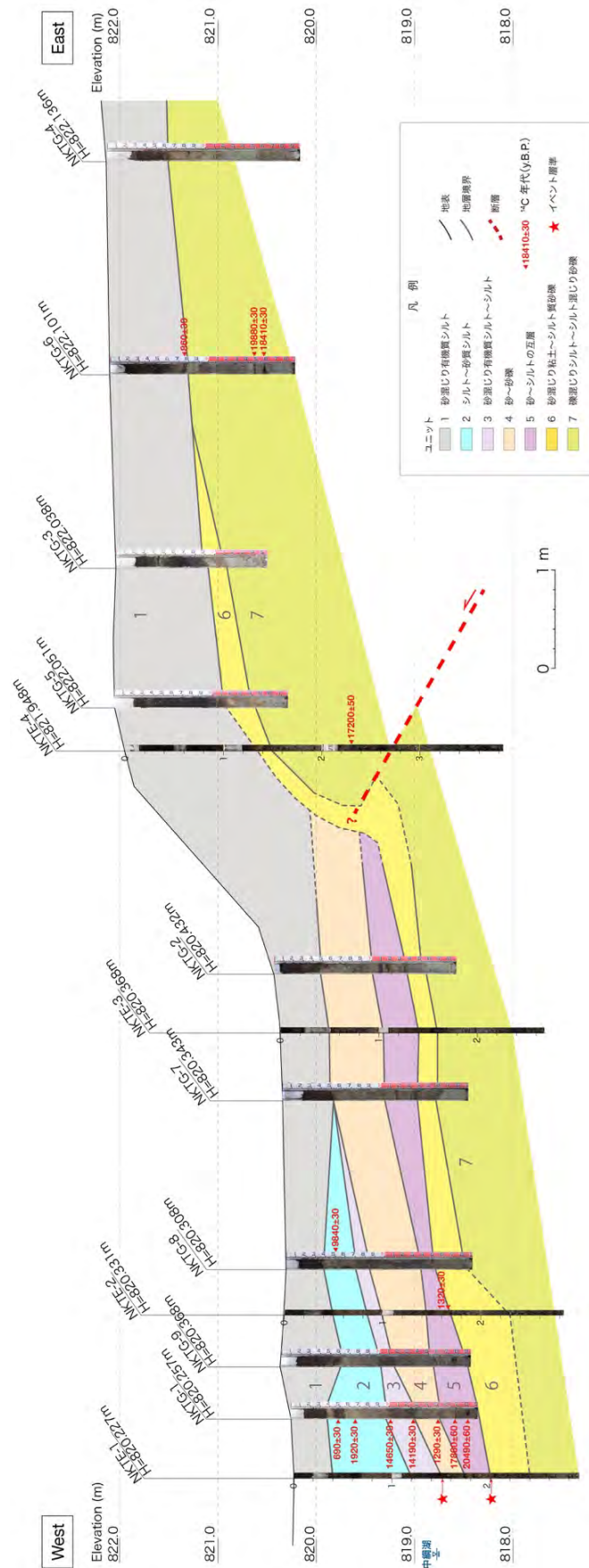


図 14 群列ジオスライサーに基づく地形地質断面図

表 2 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 (88.9%) 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

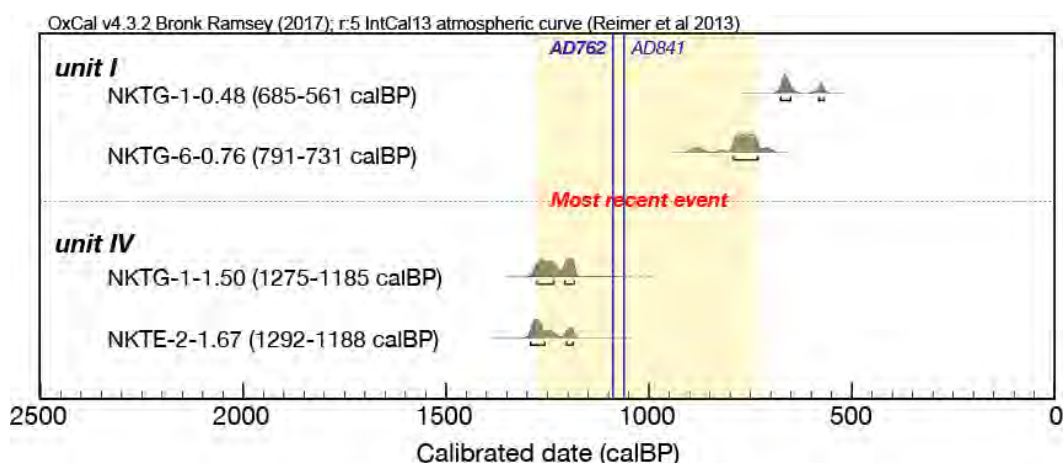


図 15 中綱湖ジオスライサー調査による神城断層の最新活動時期。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲を示す。AD762 と AD841 はそれぞれ歴史地震を示す。

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 2、図 16）。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。昨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—変位ダイアグラムを作成し、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 3 及び表 4 にドローンレーザ測量の仕様、図 17 に 0.1 mDEM に基づく地形陰影図とボーリング掘削位置、図 18 に地形断面の測線位置、図 19 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 20～23、地形地質断面図を図 24 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 24）。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・レーザー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 堆積前に推定した。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25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、時間一変位ダイヤグラムを作成した(図26)。昨年度と異なる点は、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。

再検討した時間一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回であり昨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 16 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4 ドローンレーザー計測の仕様

	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5 ドローンレーザー計測の計測諸元

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
レーザー照射レート	550kHz	スキャン回数角度	15° ~345°

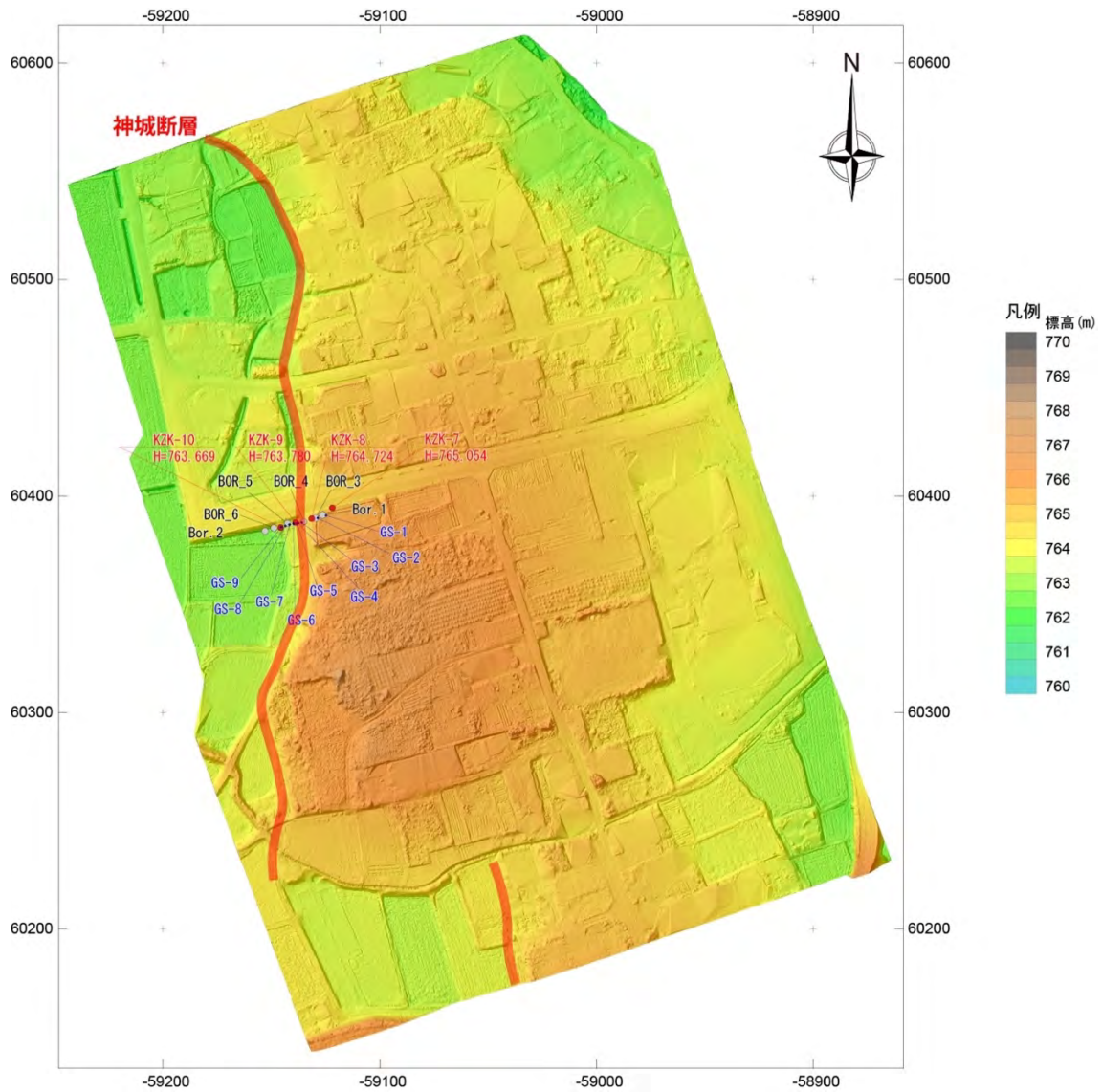


図 17 木崎湖南方地点におけるドローンレーザーによる詳細地形陰影図。陰影図は 0.1mメッシュの DEM から作成。高さは 3 倍に強調。赤字が本事業によるボーリング掘削位置、青字が奥村・他 (2007) によるジオスライサー掘削位置、黒字がボーリング掘削位置を示す。赤線は本研究による活断層トレス。

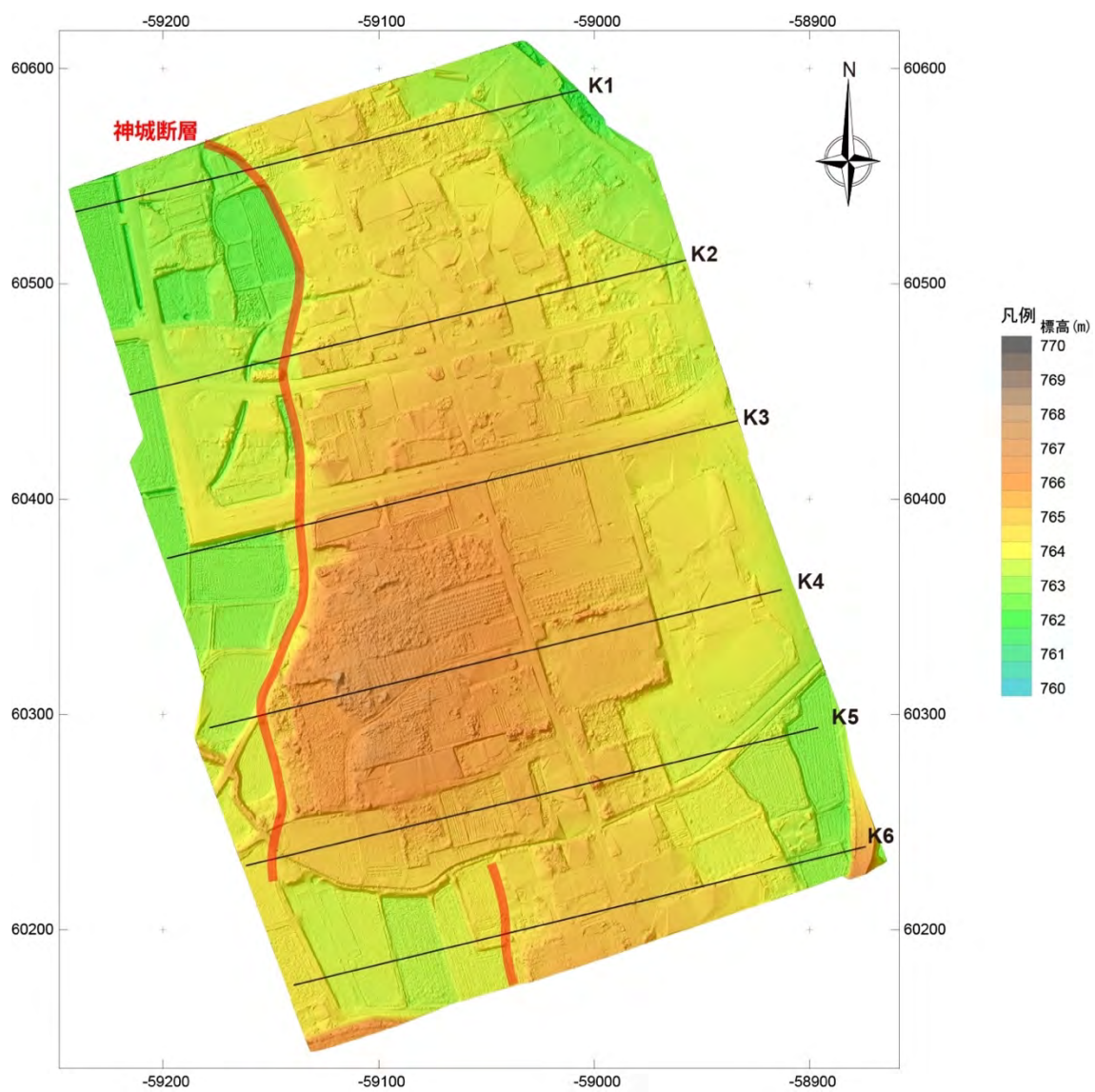


図 18 木崎湖南方地点における地形断面の測線位置。K1 から K6 が地形断面の測線位置を示す。

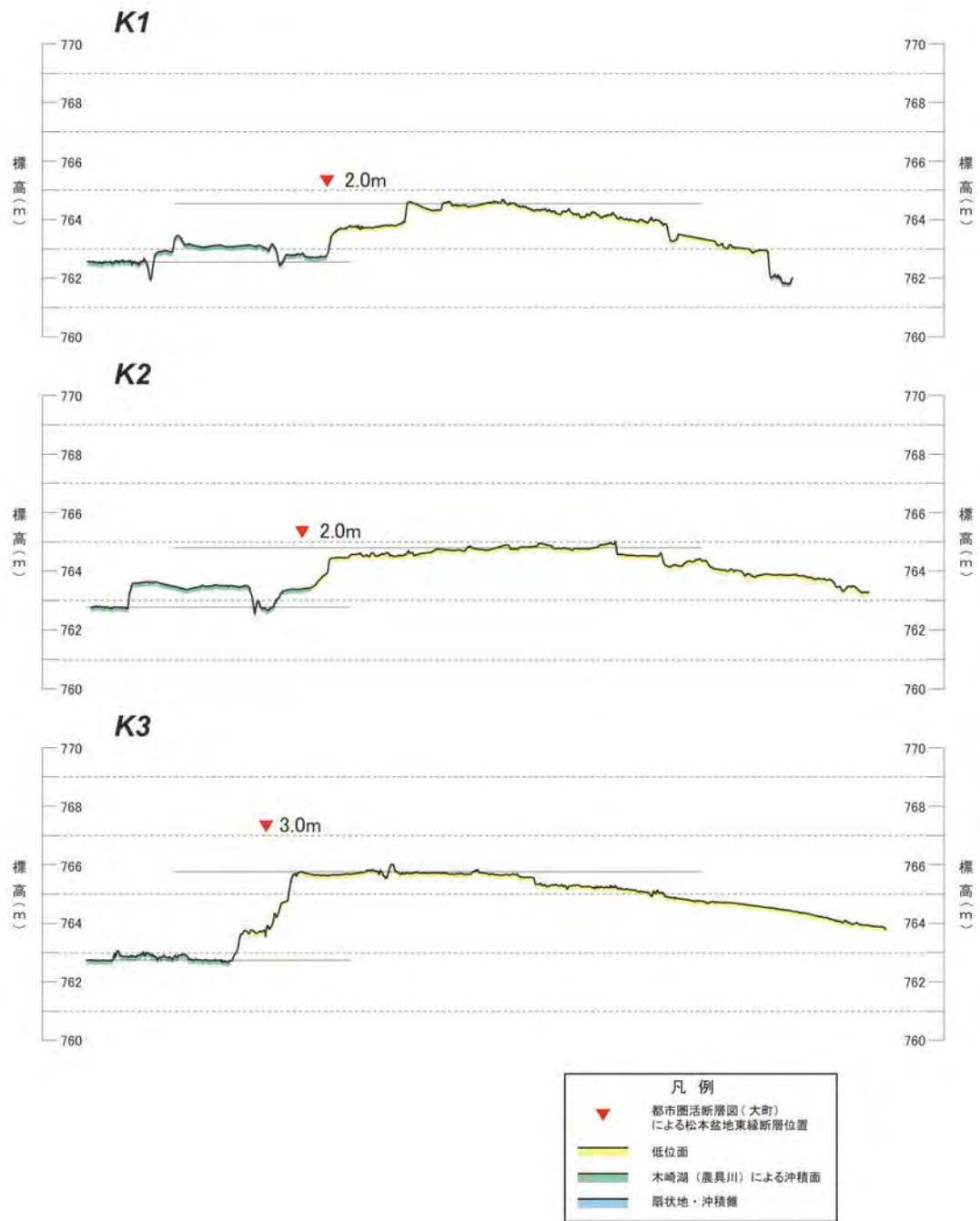


図 19 ドローンレーザーDEMによる地形断面。高さは10倍に強調。測線位置は図18に示す。

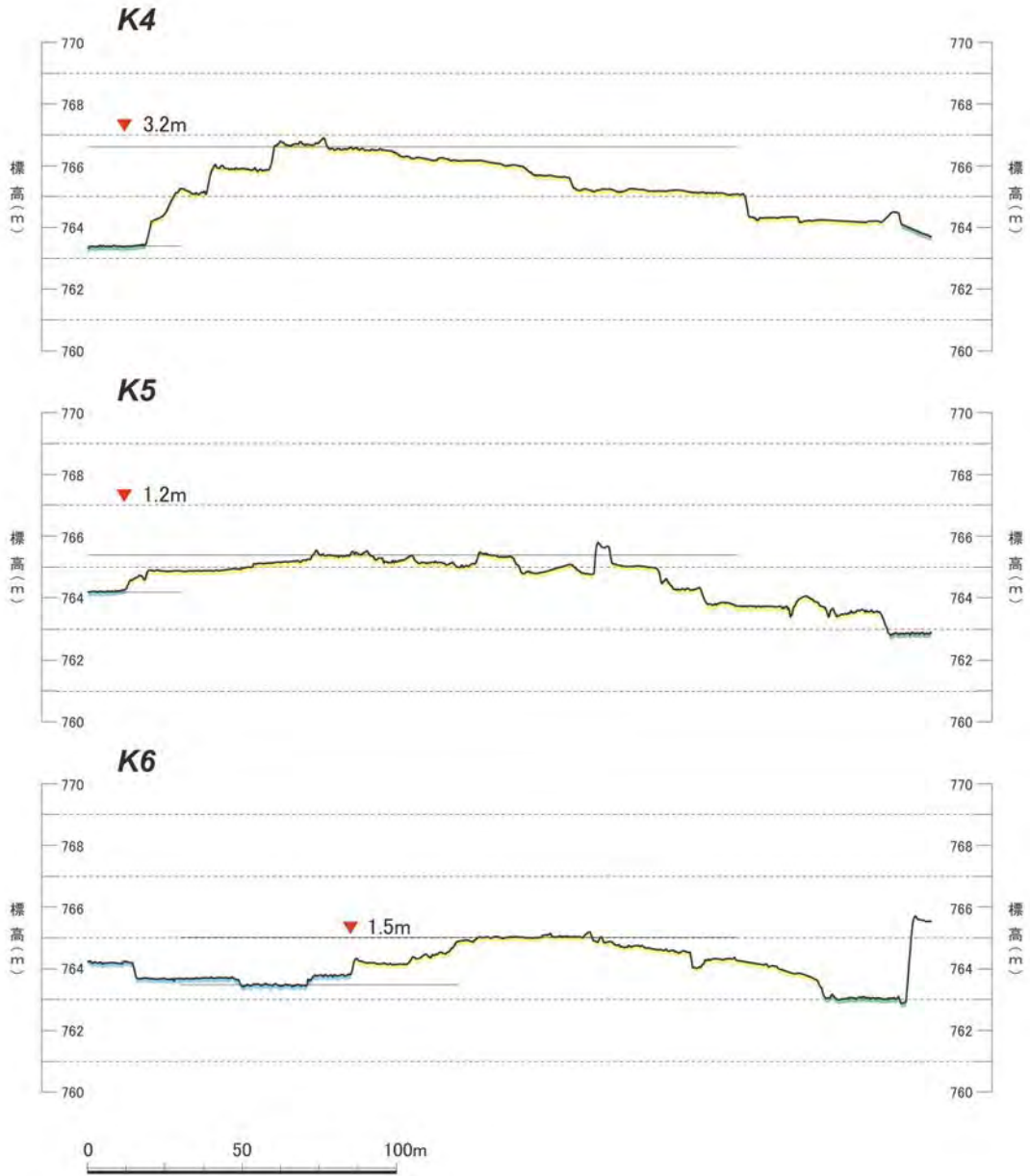


図 19 ドローンレーザーDEMによる地形断面（続き）。高さは10倍に強調。測線位置は図18に示す。

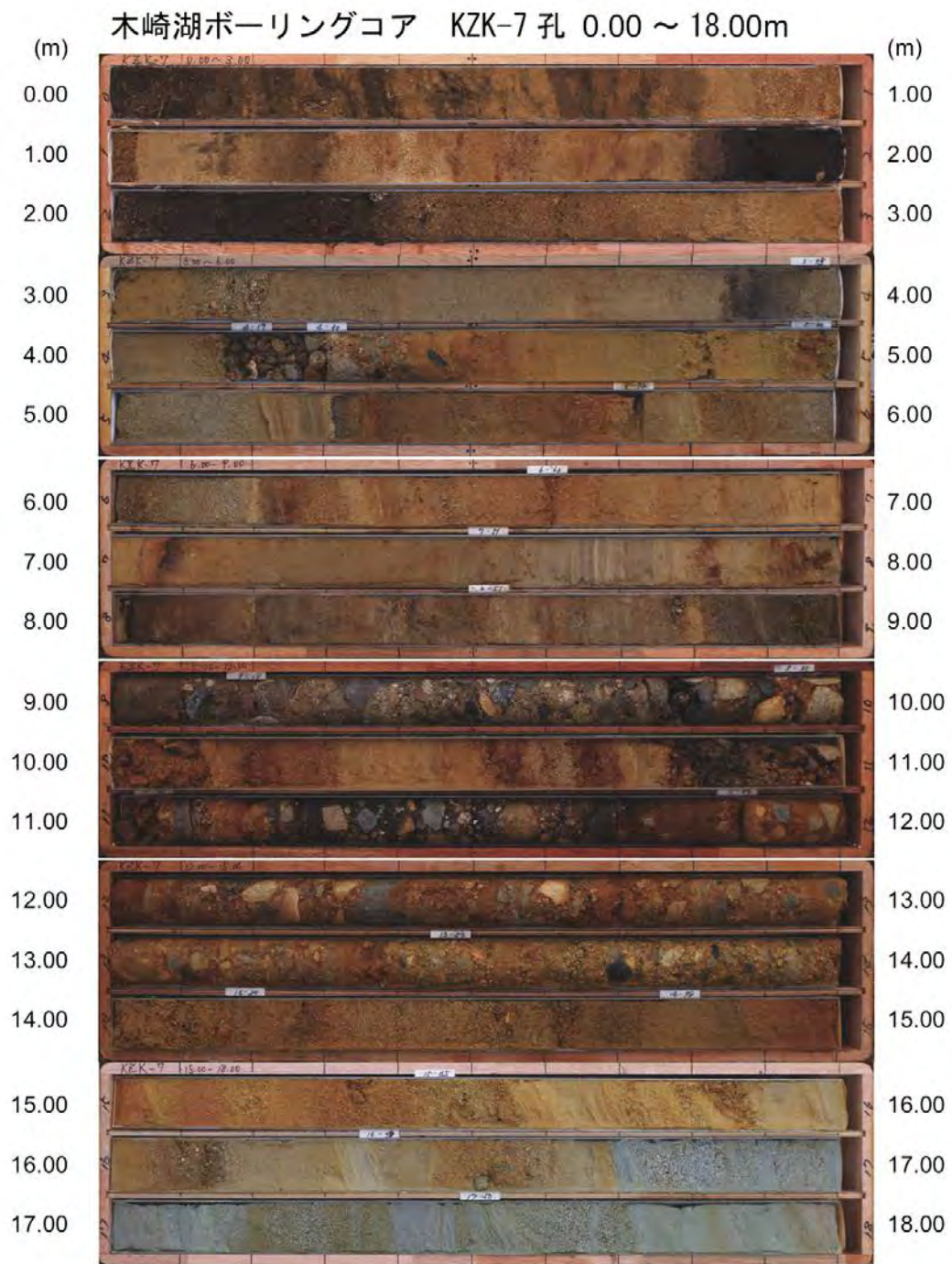


図 20 KZK-7 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

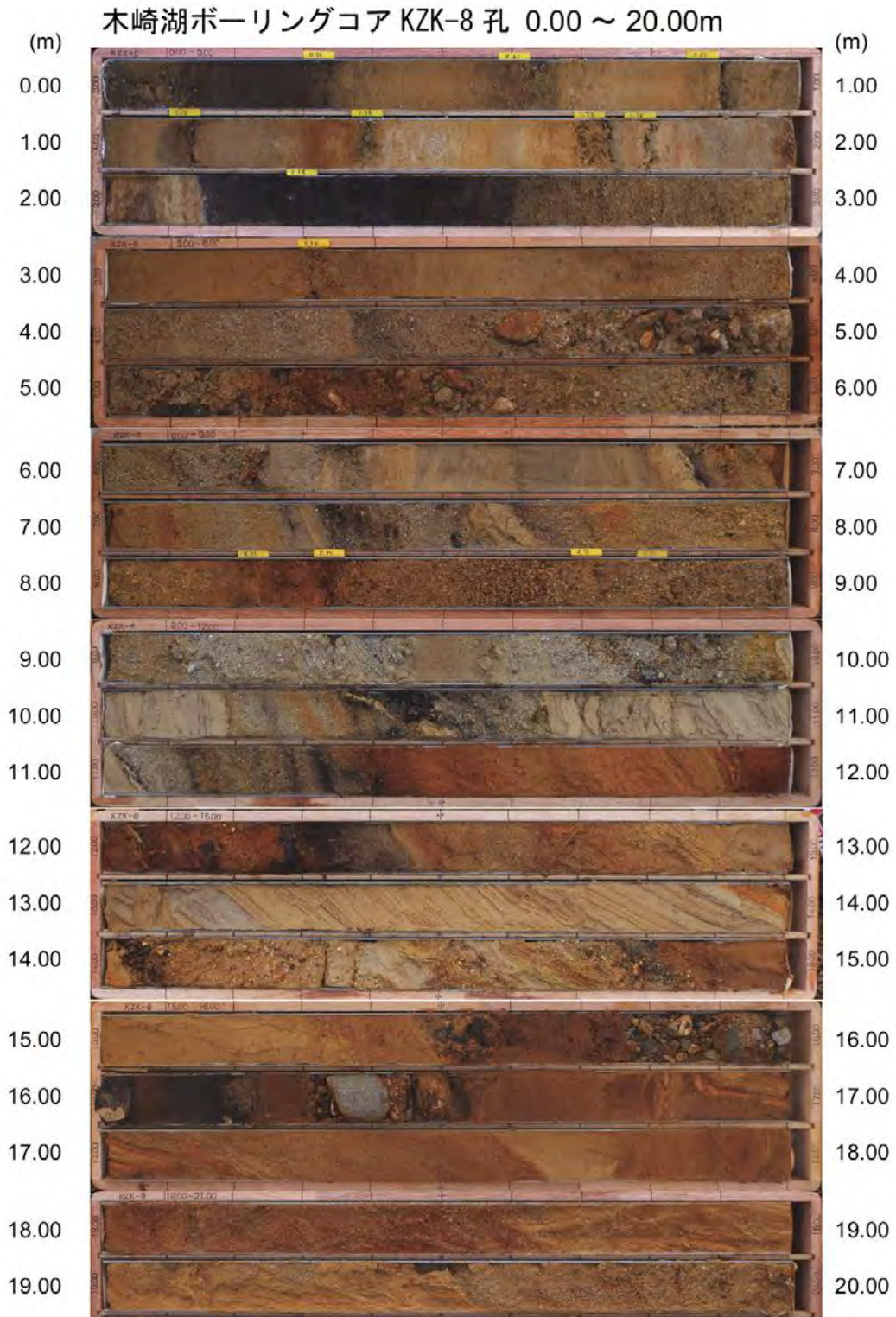


図 21 KZK-8 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。



図 21 KZK-8 孔のボーリングコア写真（続き）。掘削位置は図 17 に示す。

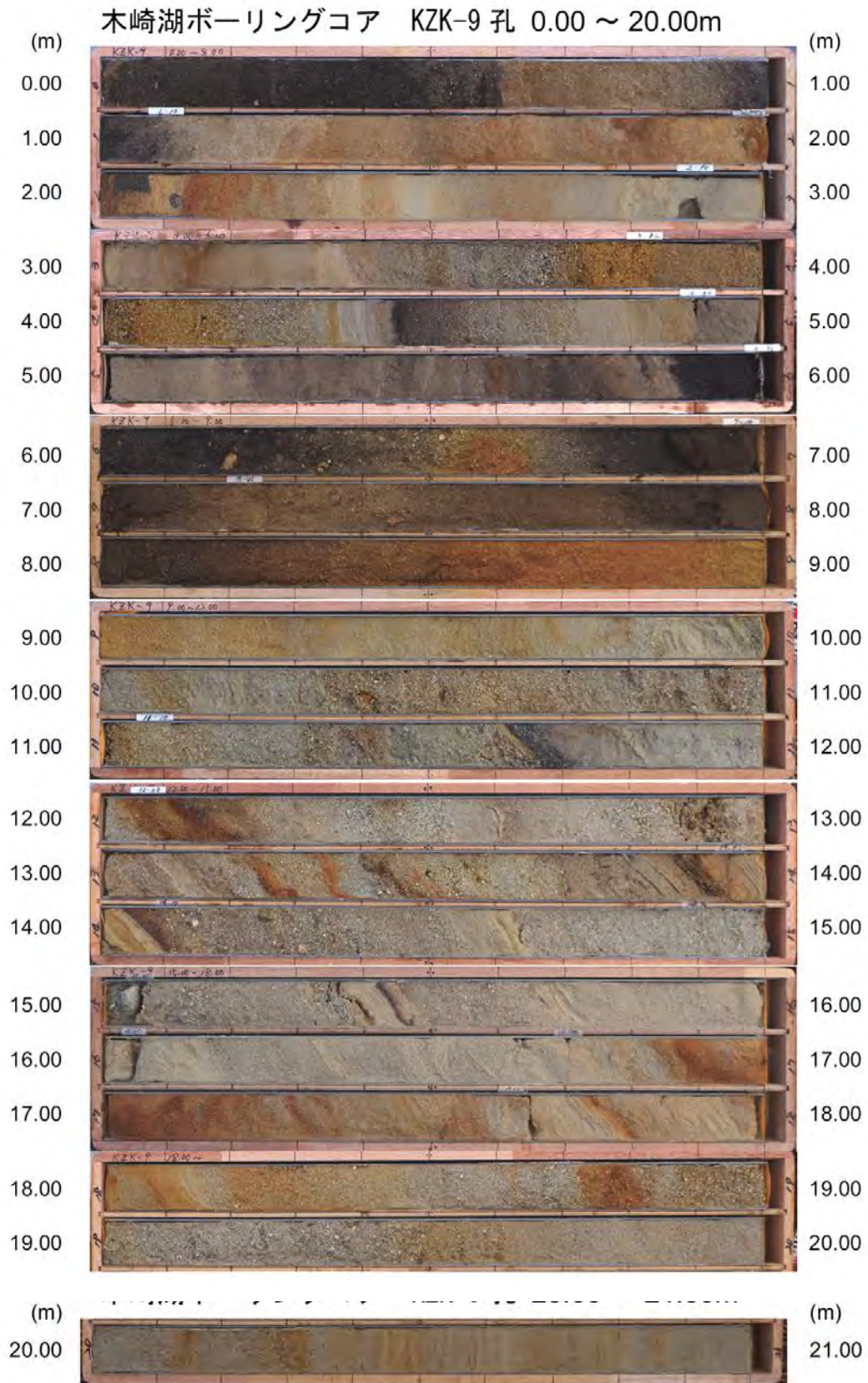


図 22 KZK-9 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

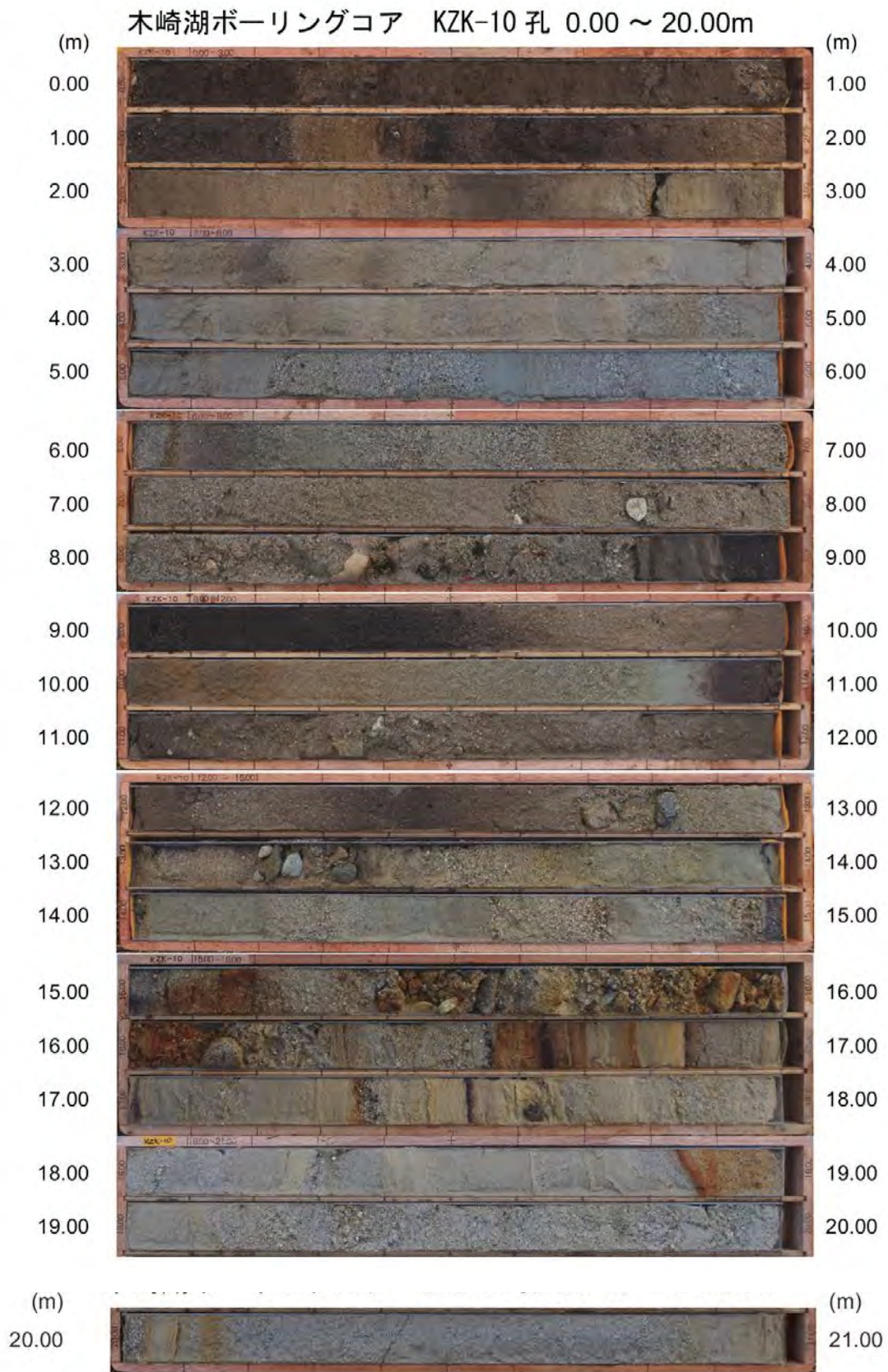


図 23 KZK-10 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

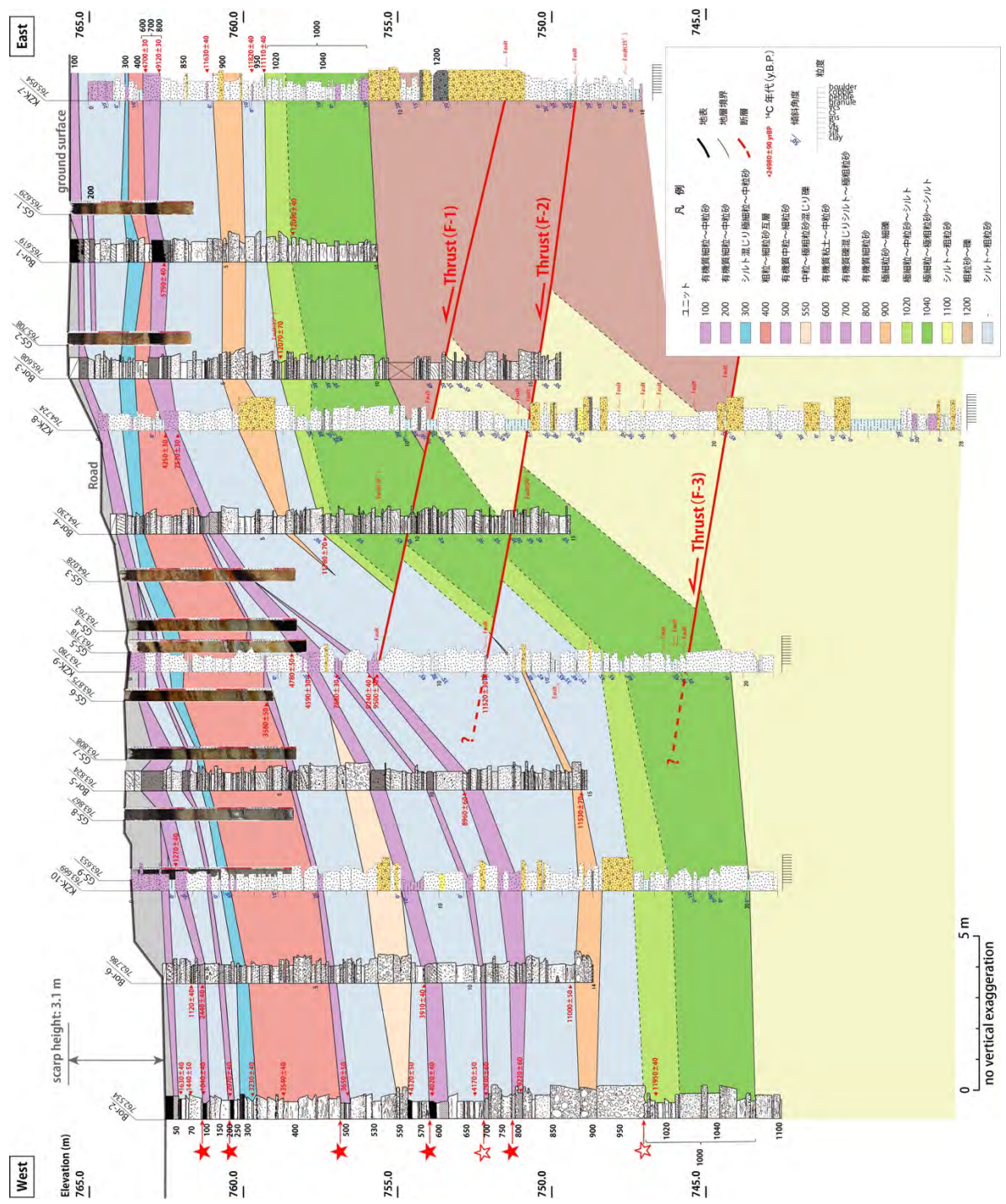


図 24 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

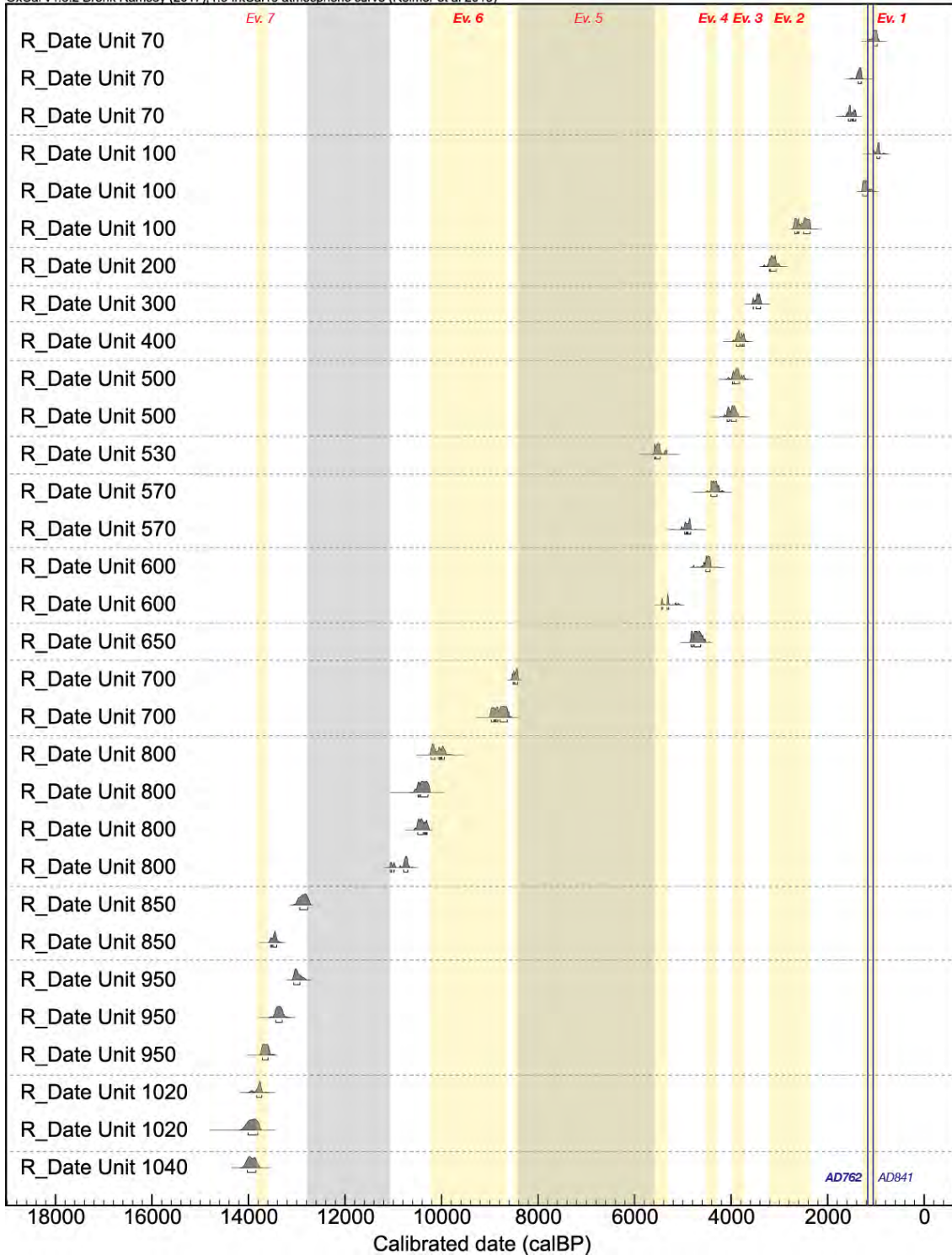


図 25 木崎湖南方地点における古地震イベントの較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲と確率密度分布を示す。黄色の網かけはイベント年代の範囲、灰色の網かけは地層の欠落期間を示す。細字のイベントは信頼性が相対的に低いイベント。

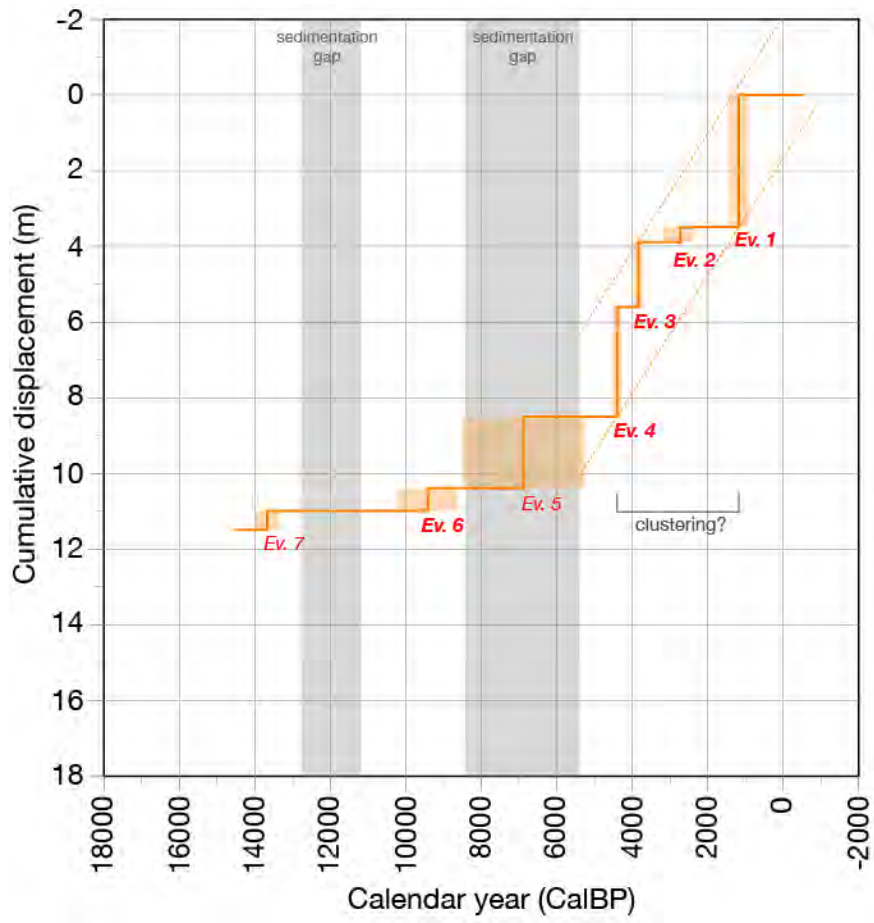


図 26 木崎湖南方地点における時間-変位ダイヤグラム。灰色の年代区間は、地層が欠落し時間間隙となっている期間。カラーのボックスは、イベント年代の推定幅 (1σ)。

3) 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 27）。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 27, 28）。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 29 及び図 30 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 31 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 30）。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 32 及び図 33 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 34）。

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。

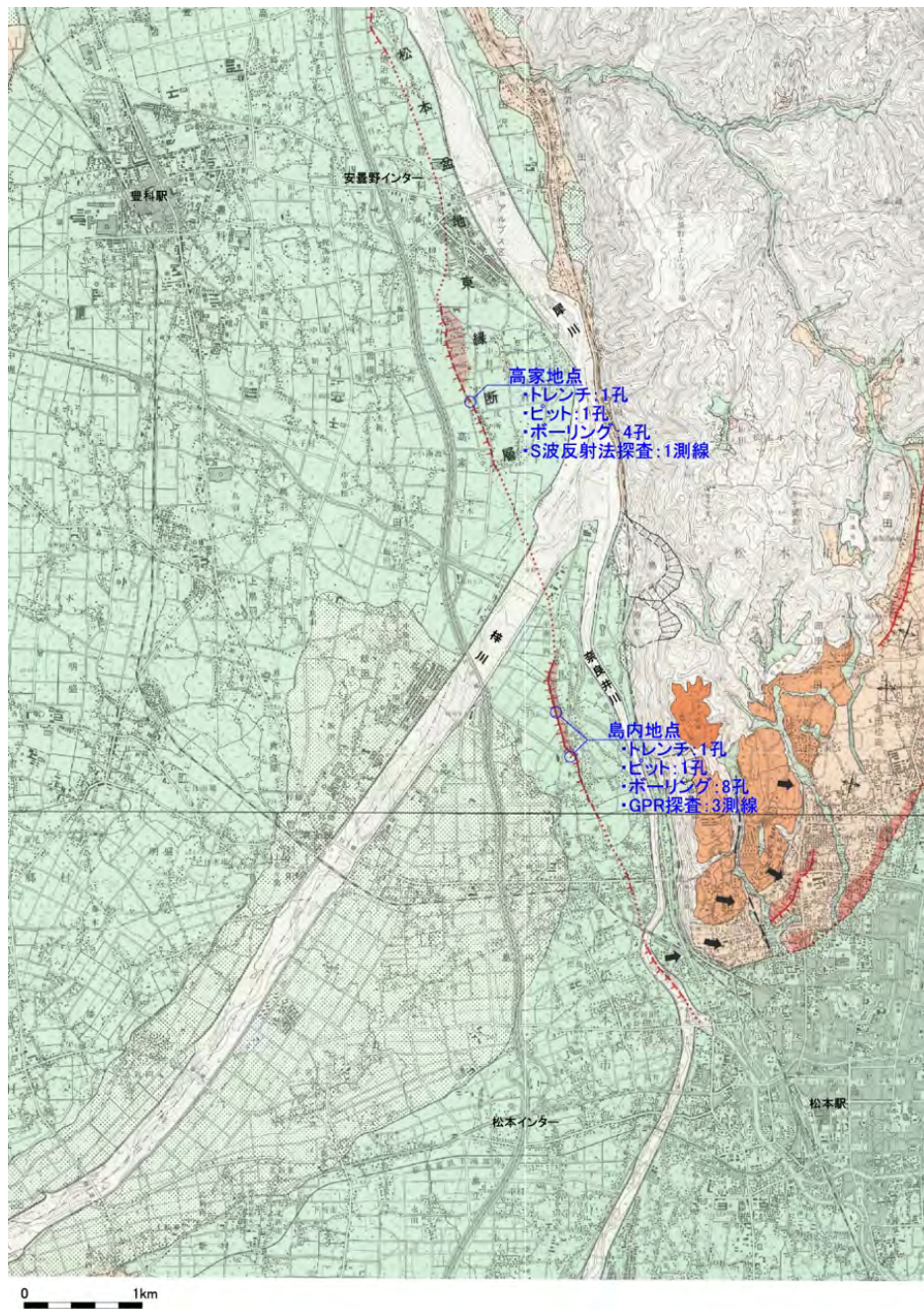


図 27 松本盆地東縁断層南部の豊科高家地区、島内地区の位置。基図は国土地理院発行都市圏活断層図「松本」を使用。

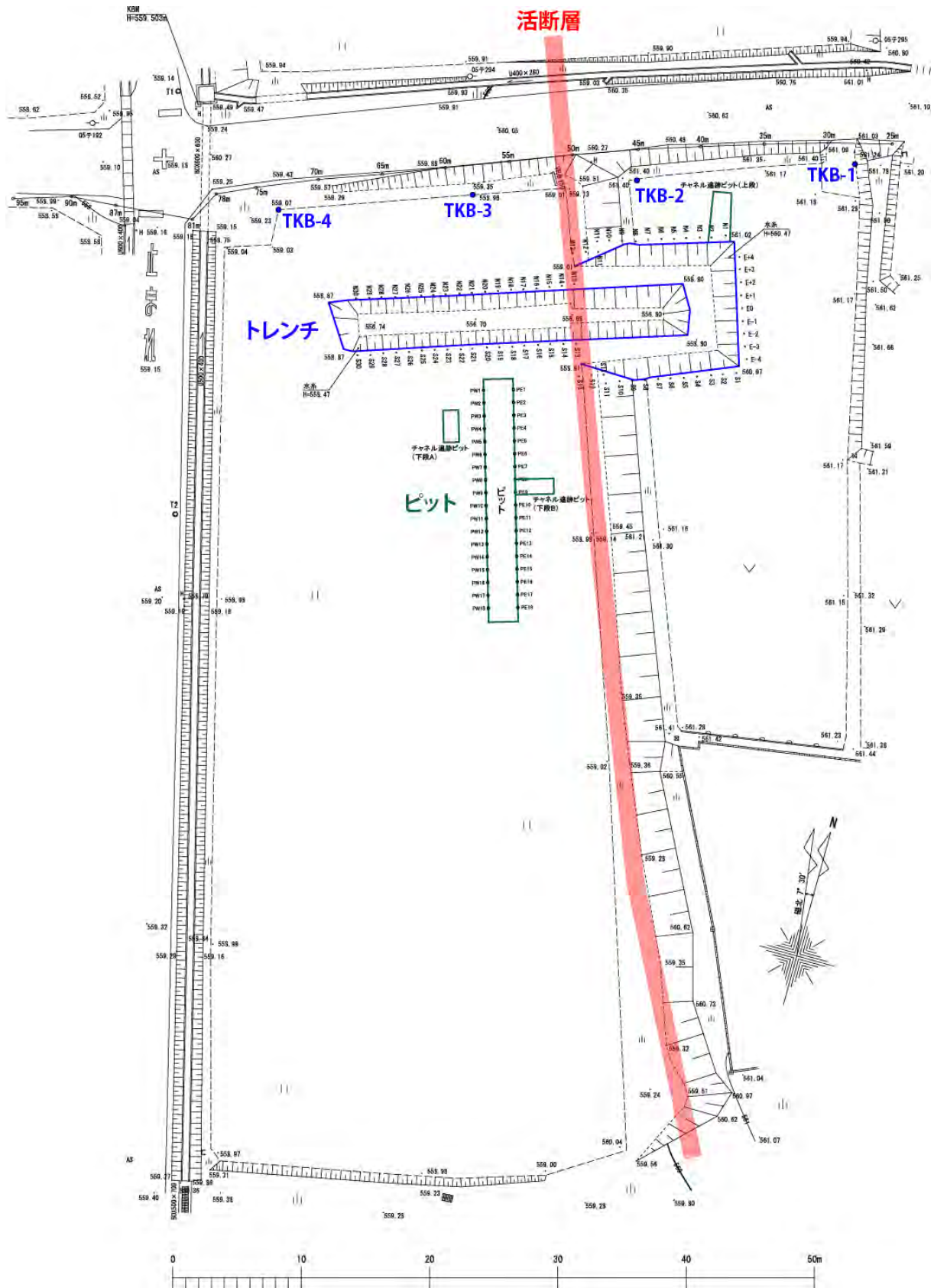


図 28 豊科高家地区におけるトレンチ・ピット掘削位置

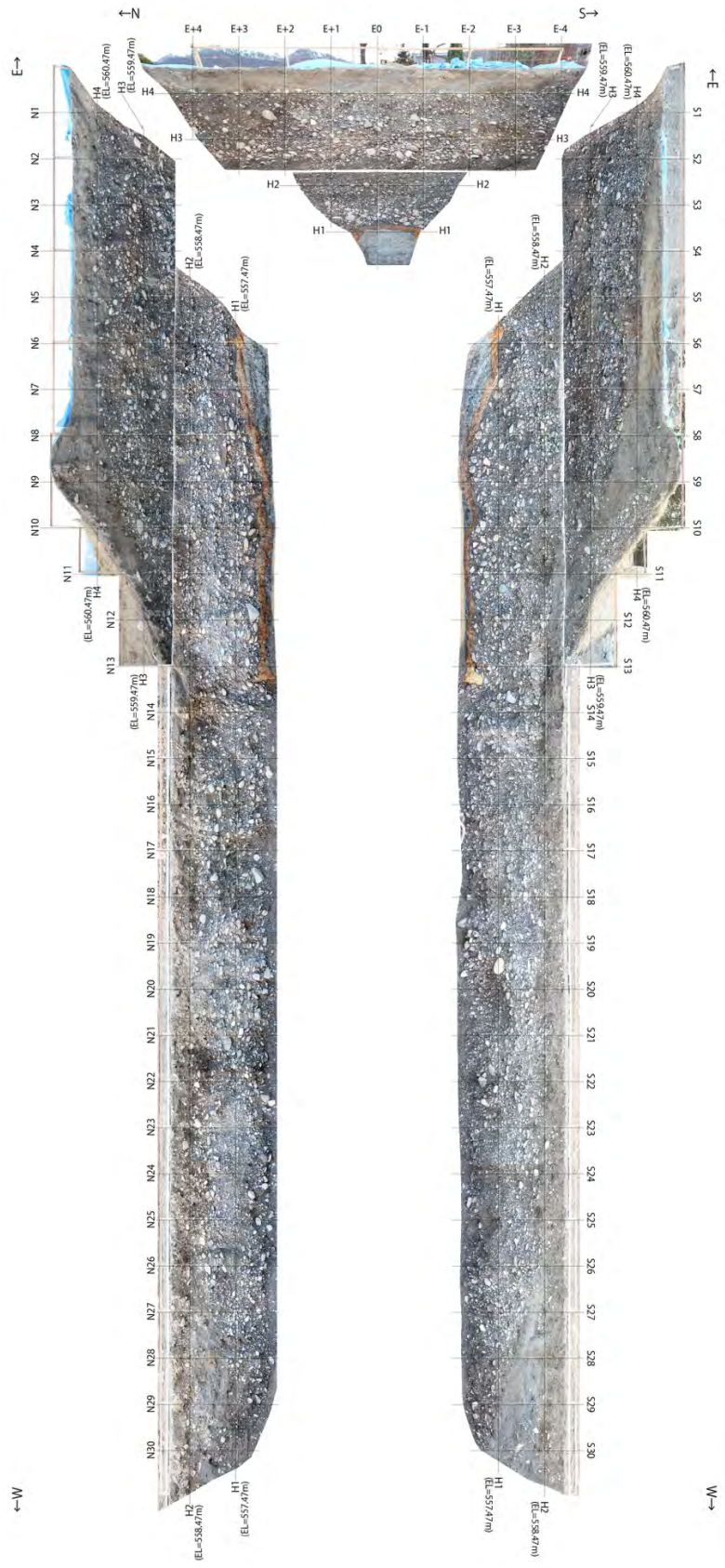


図 29 豊科高家地区におけるトレンチ壁面の写真

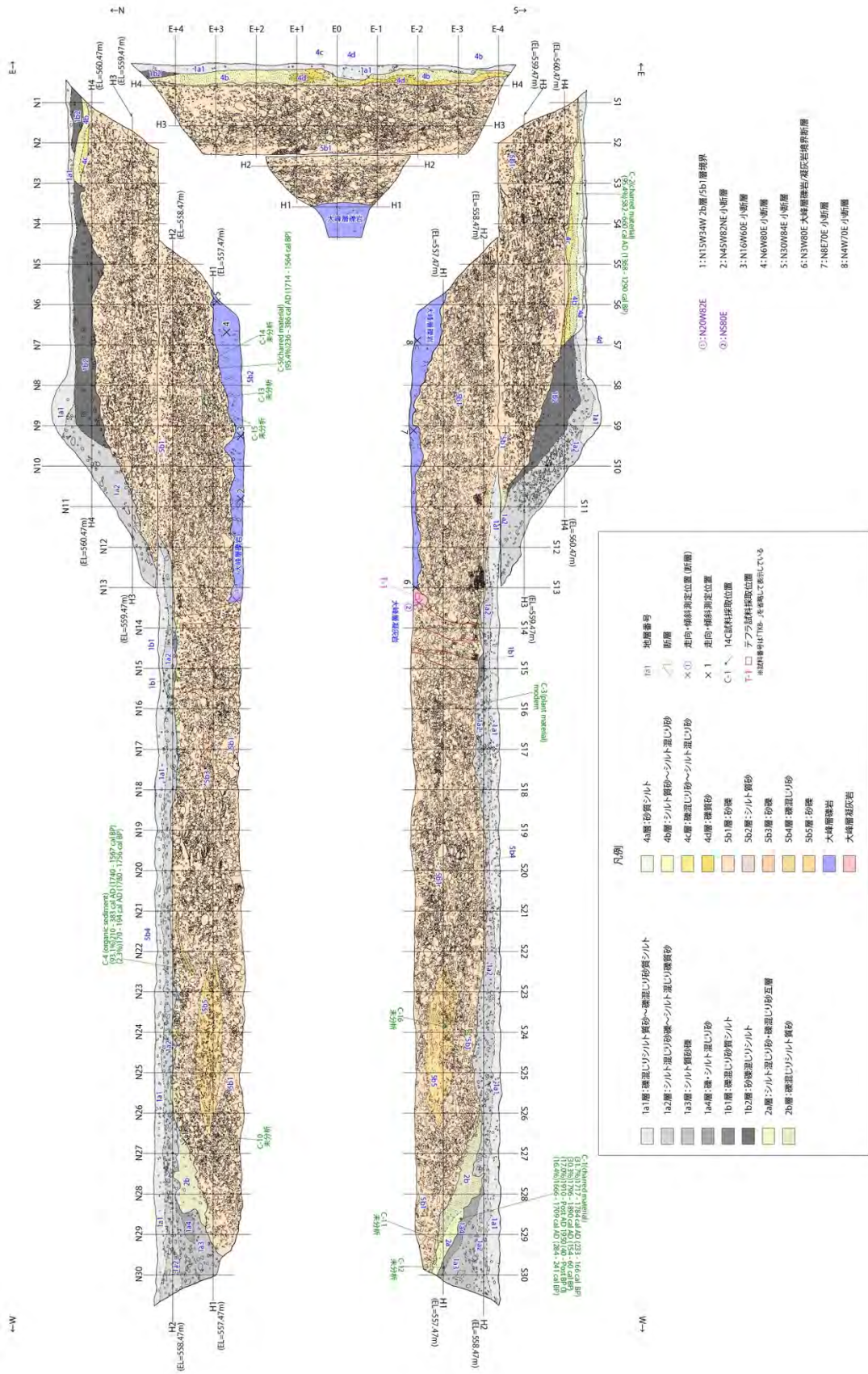


図 30 豊科高家地区におけるトレンチ壁面のスケッチ

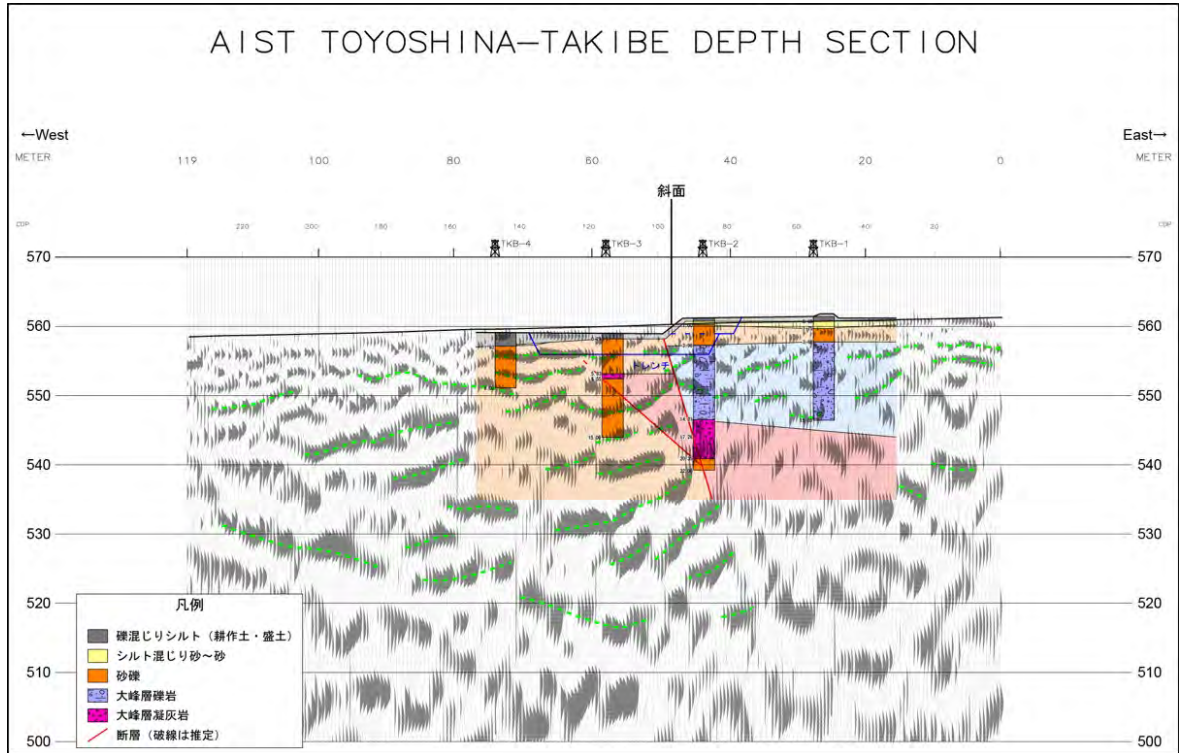


図 31 豊科高家地区におけるトレンチ・ボーリング・反射断面統合解釈図

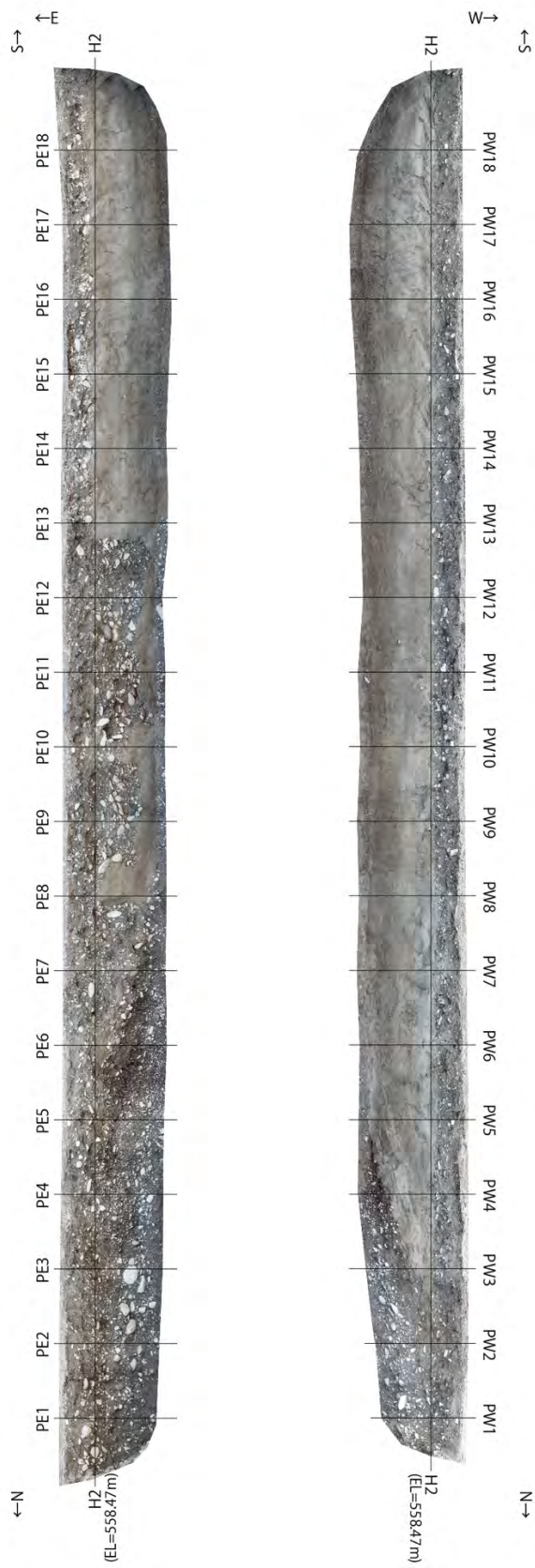


図 32 豊科高家地区におけるピット壁面の写真

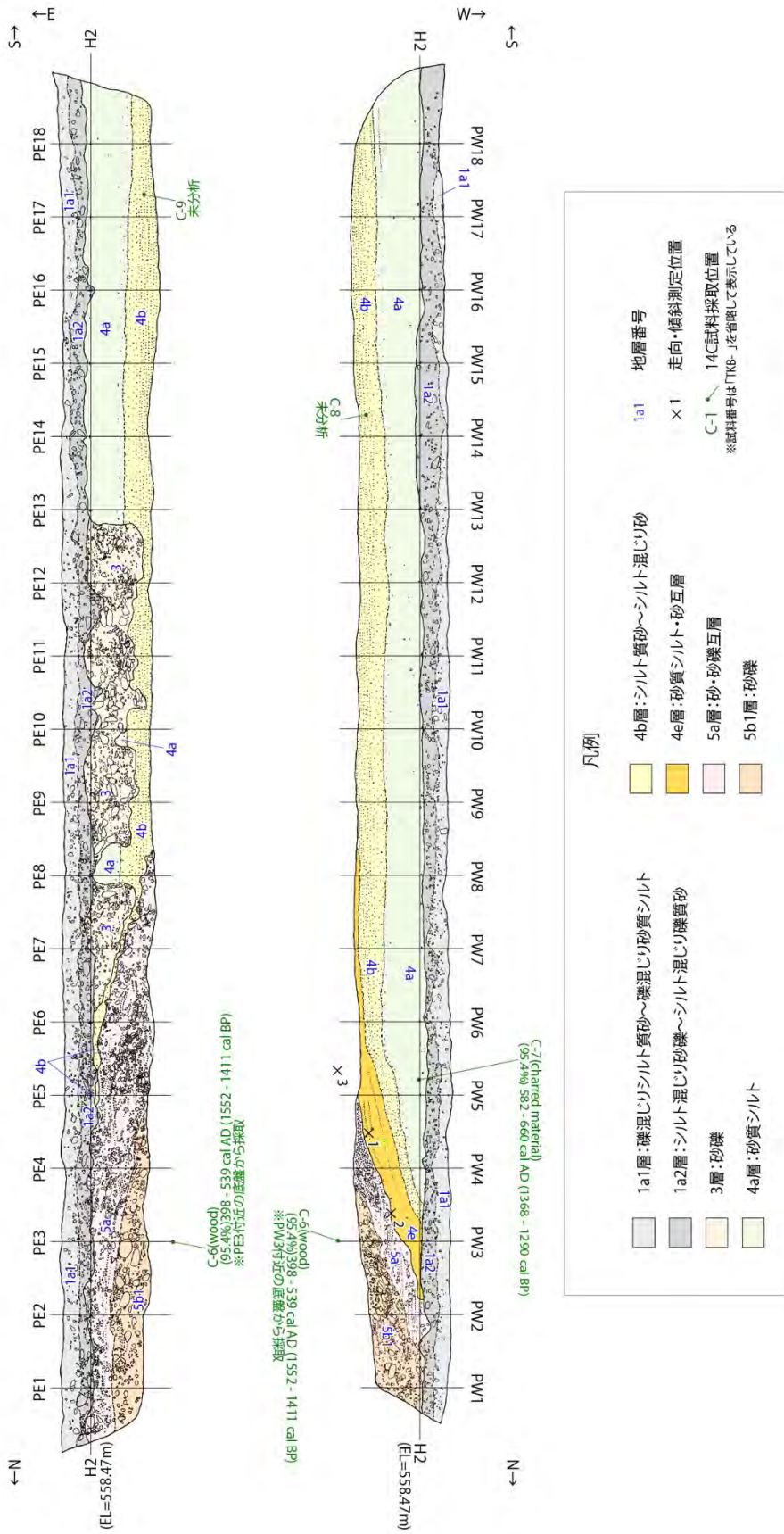


図 33 豊科高家地区におけるピット壁面のスケッチ

4) 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 35, 36)。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。ボーリングの柱状図を図 37、ボーリングの地質に基づくパネルダイアグラムを図 38、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 39 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 35) 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 37)。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 38)。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。

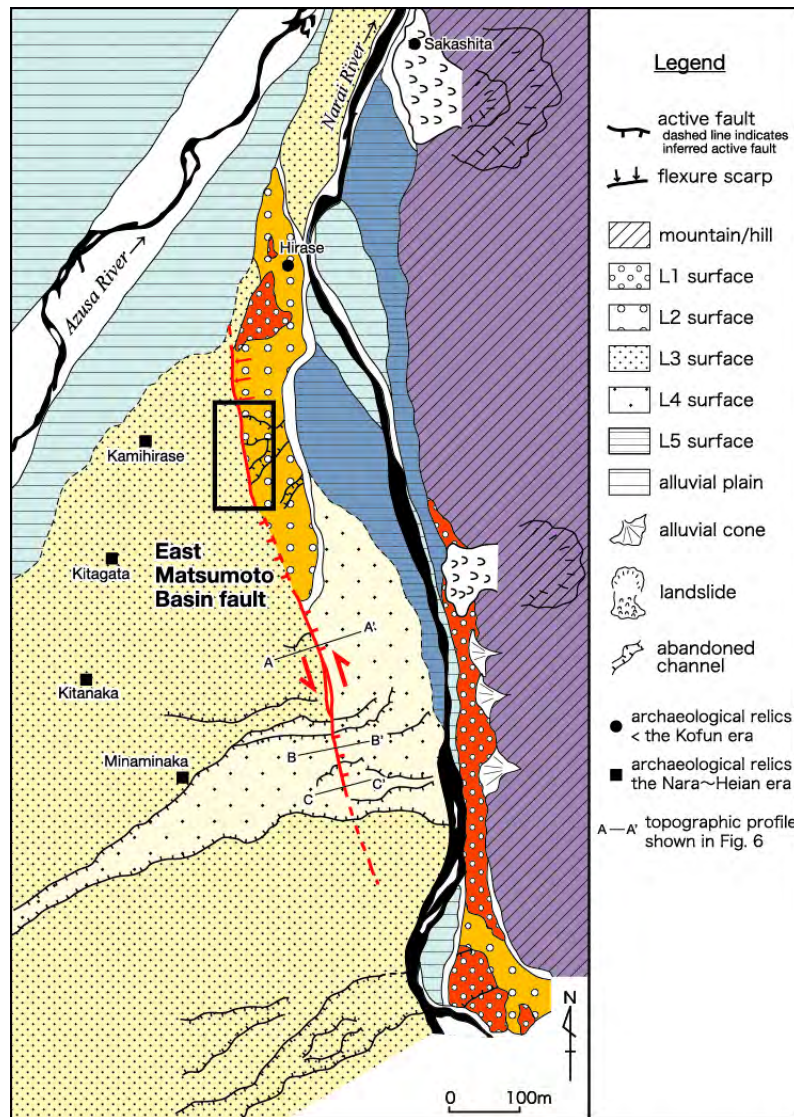


図 35 松本市島内地区周辺の活断層と地形分類図。黒枠が図 36 の調査範囲。Kondo et al. (2008) に一部加筆。

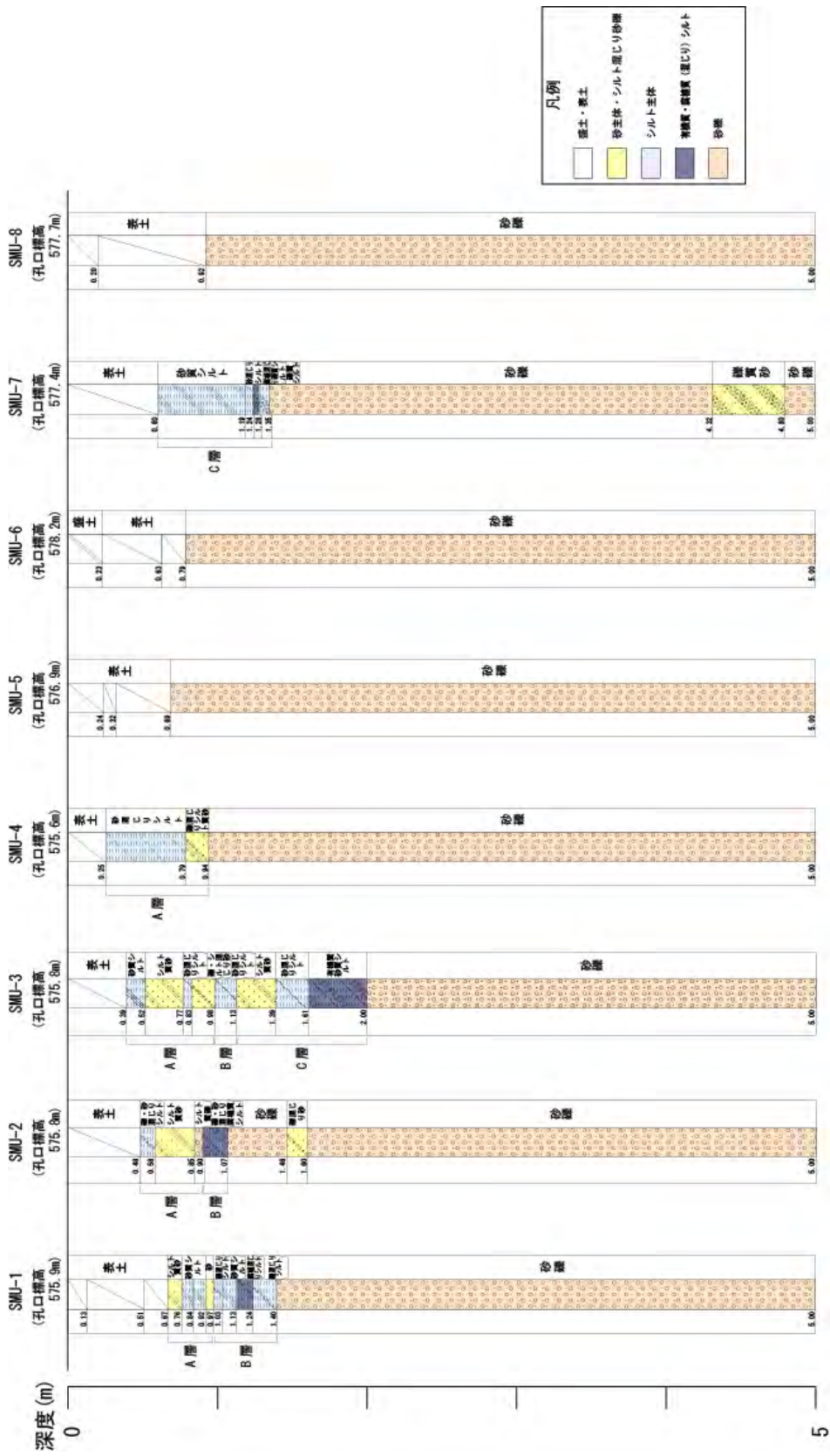


図 37 松本市島内地区におけるボーリング柱状図

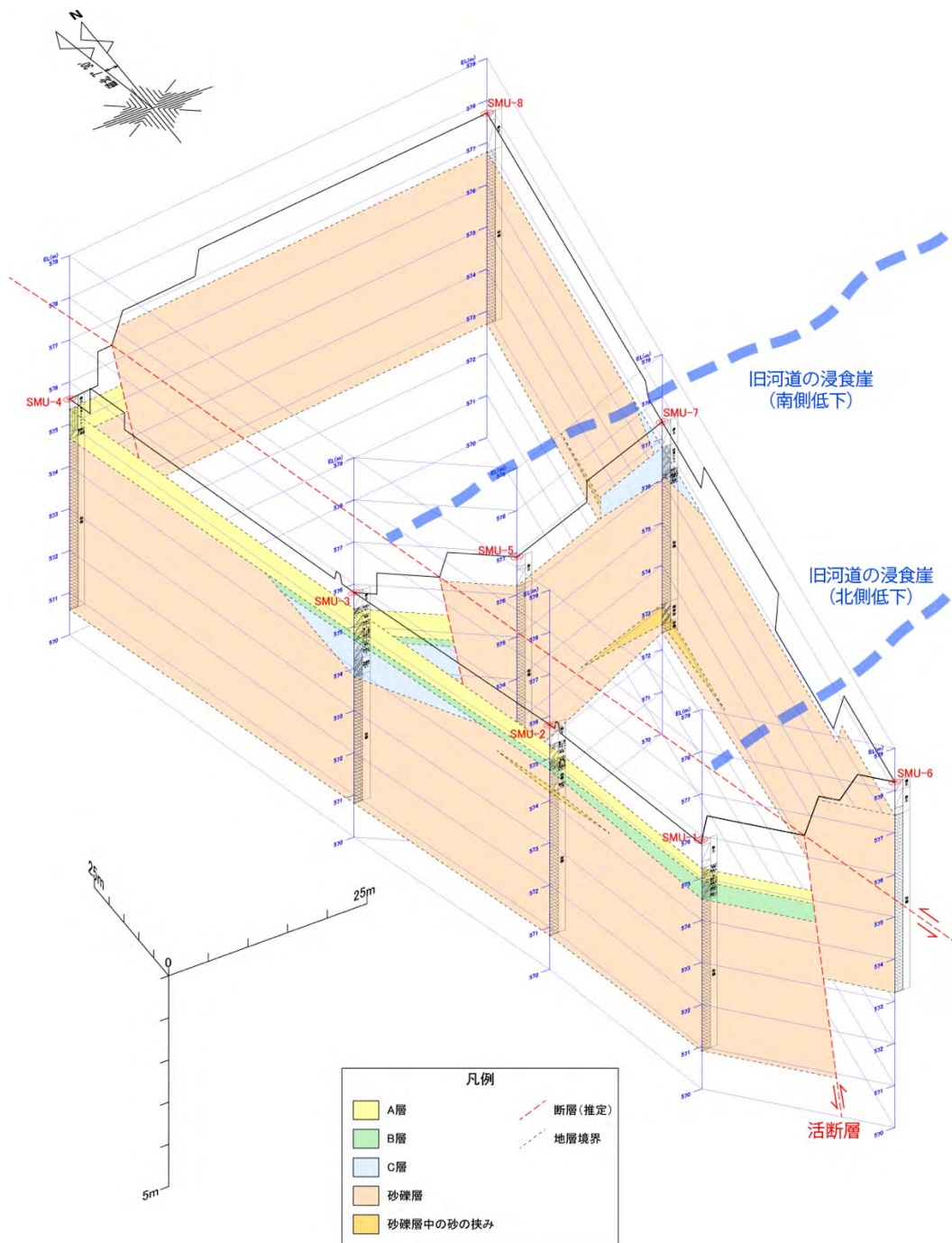


図 38 松本市島内地区におけるパネルダイアグラム。縦軸は 5 倍強調。

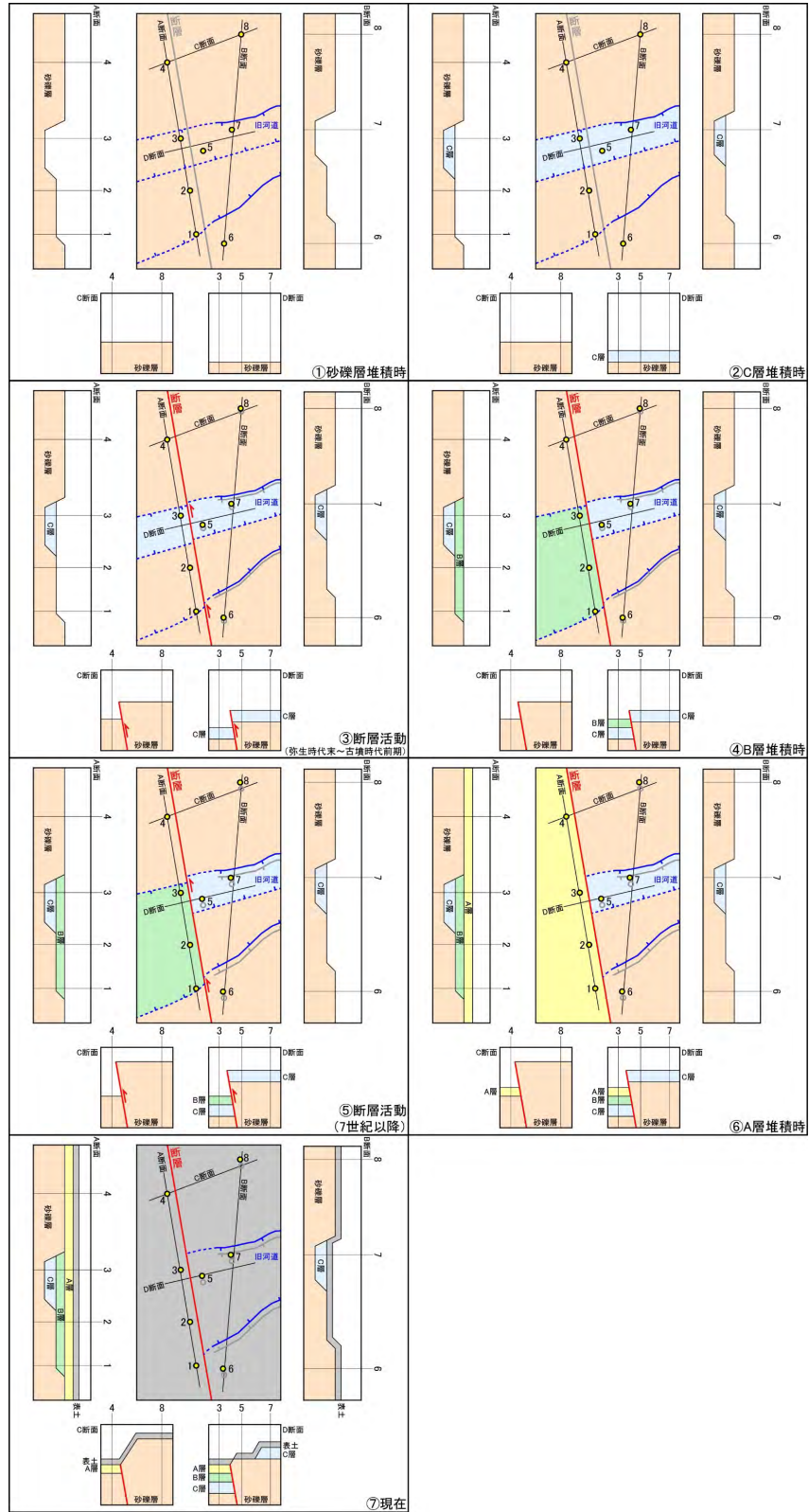


図 39 松本市島内地区における地形発達史と横ずれ量の予察的検討

5) 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40）。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41）、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42）。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。

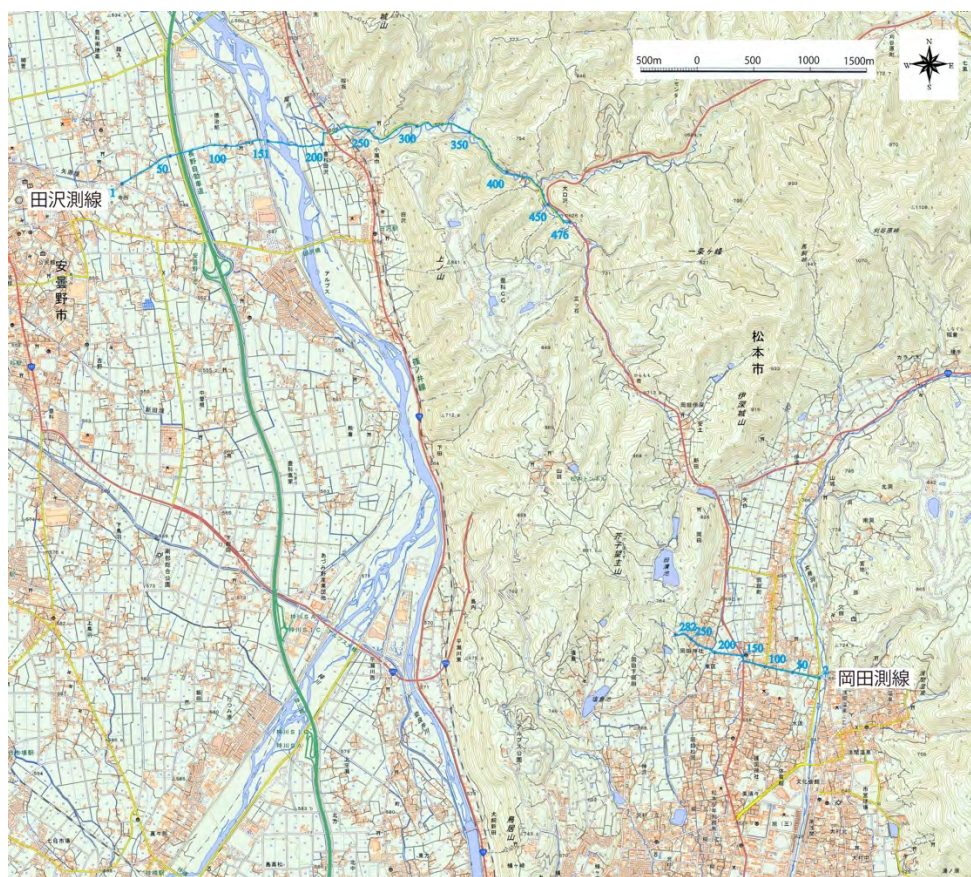


図 40 反射法地震探査測線配置図（田沢測線および岡田測線）。基図は地理院地図を使用。

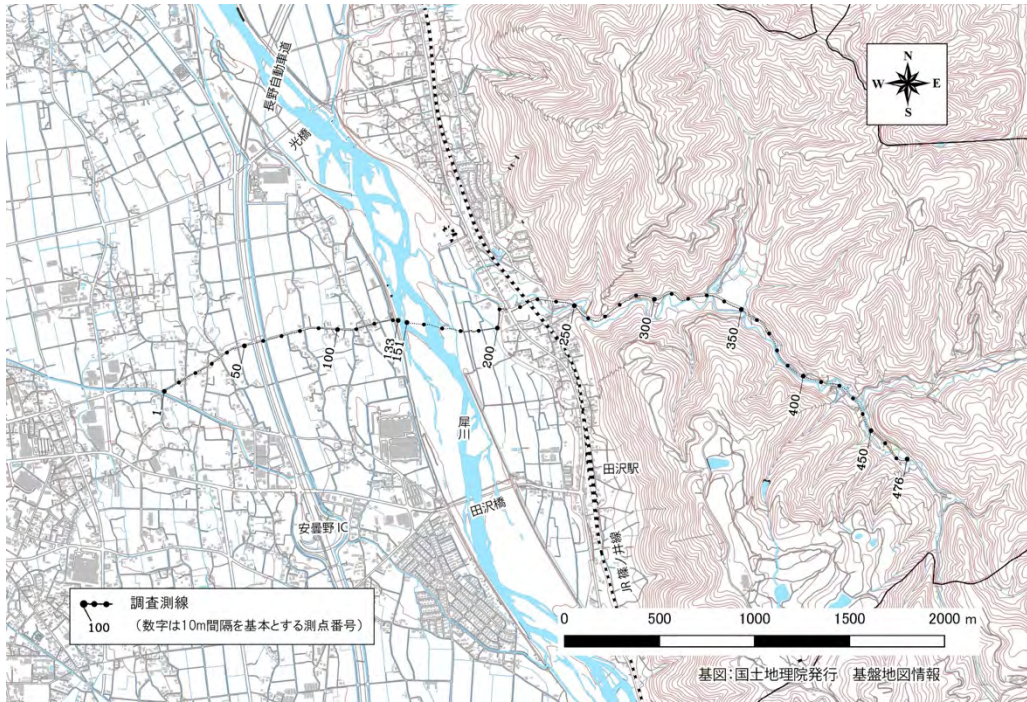


図 41 田沢測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

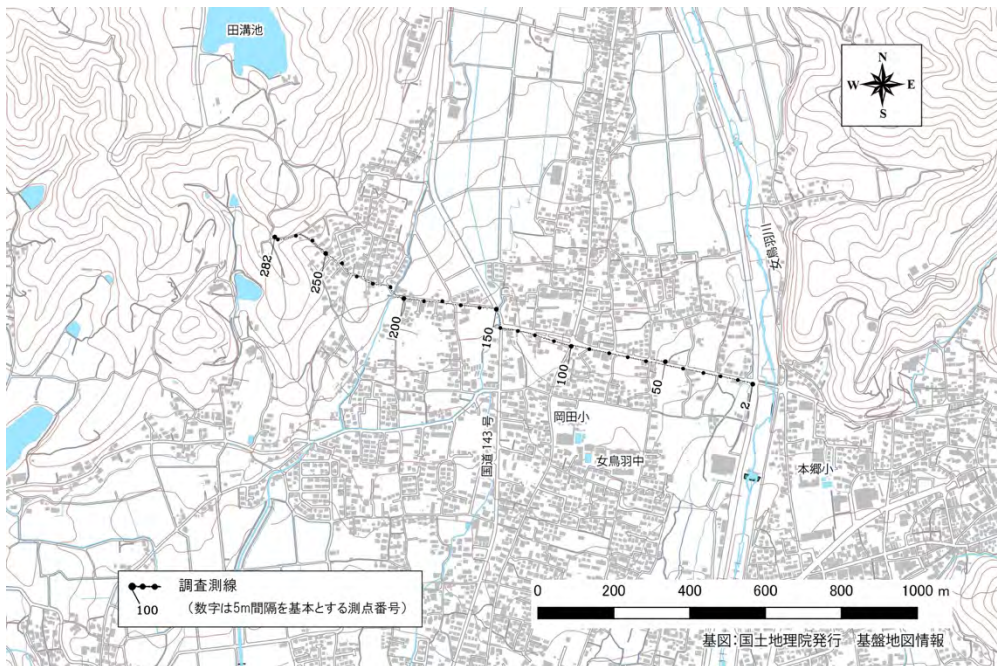


図 42 岡田測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

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43）、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44）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5）。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5に、本探査で使用した機材の仕様を表6に示す。



図 43 中型バイブレーター震源



図 44 中型油圧インパクト震源

表5 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/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 6 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45によって、岡田測線では図46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47に示す。また、各処理の際に適用した主なパラメータを表7に示す。

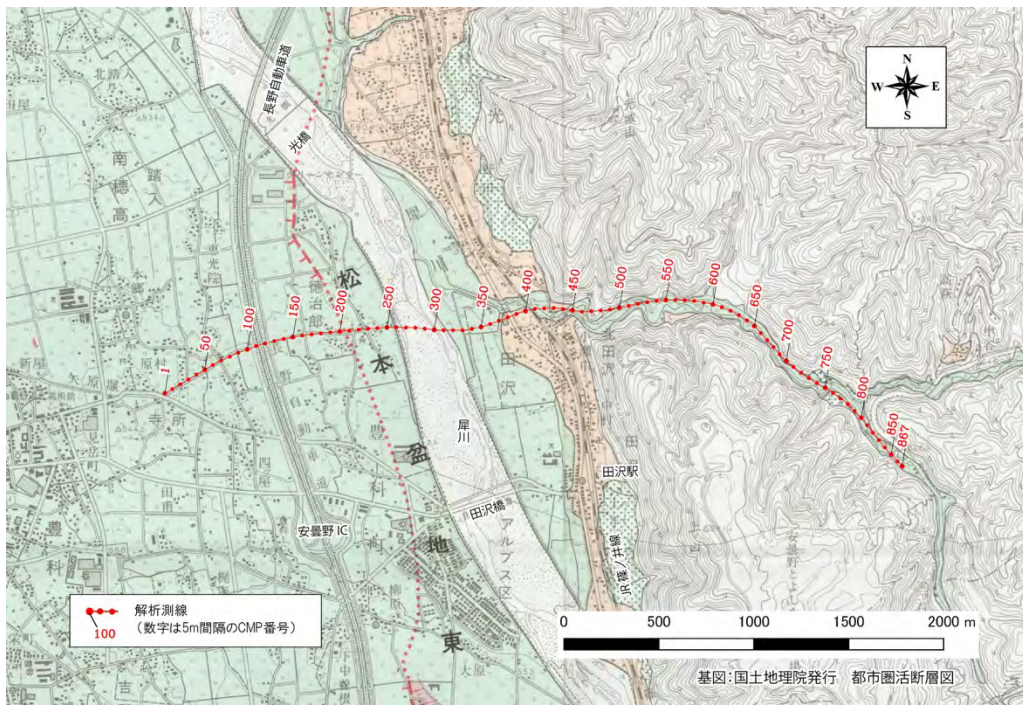


図 45 田沢測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多ほか, 1999) を使用。

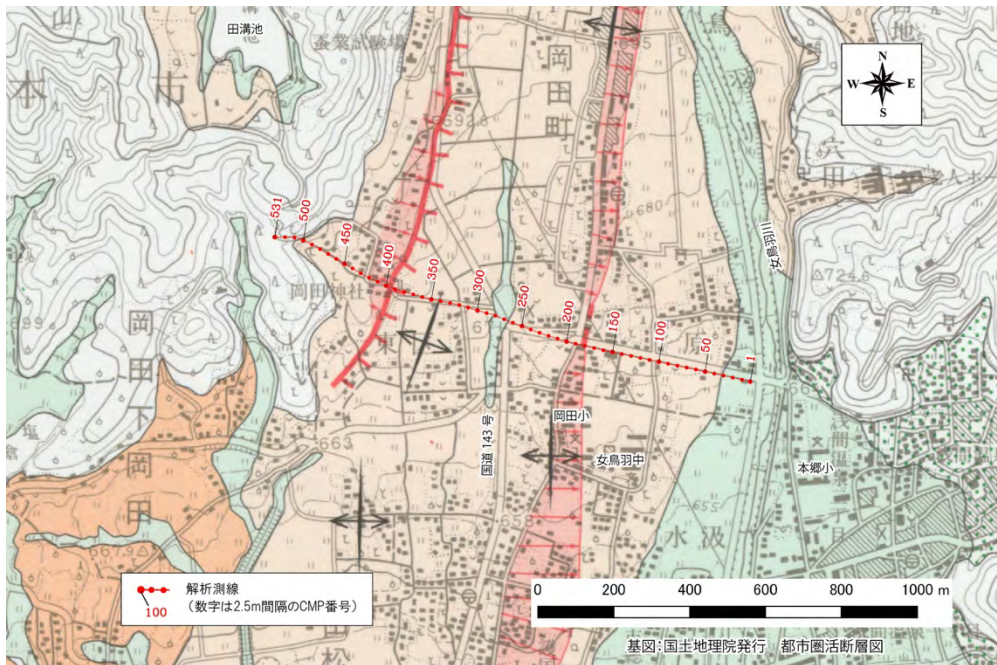


図 46 岡田測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多ほか, 1999) を使用。

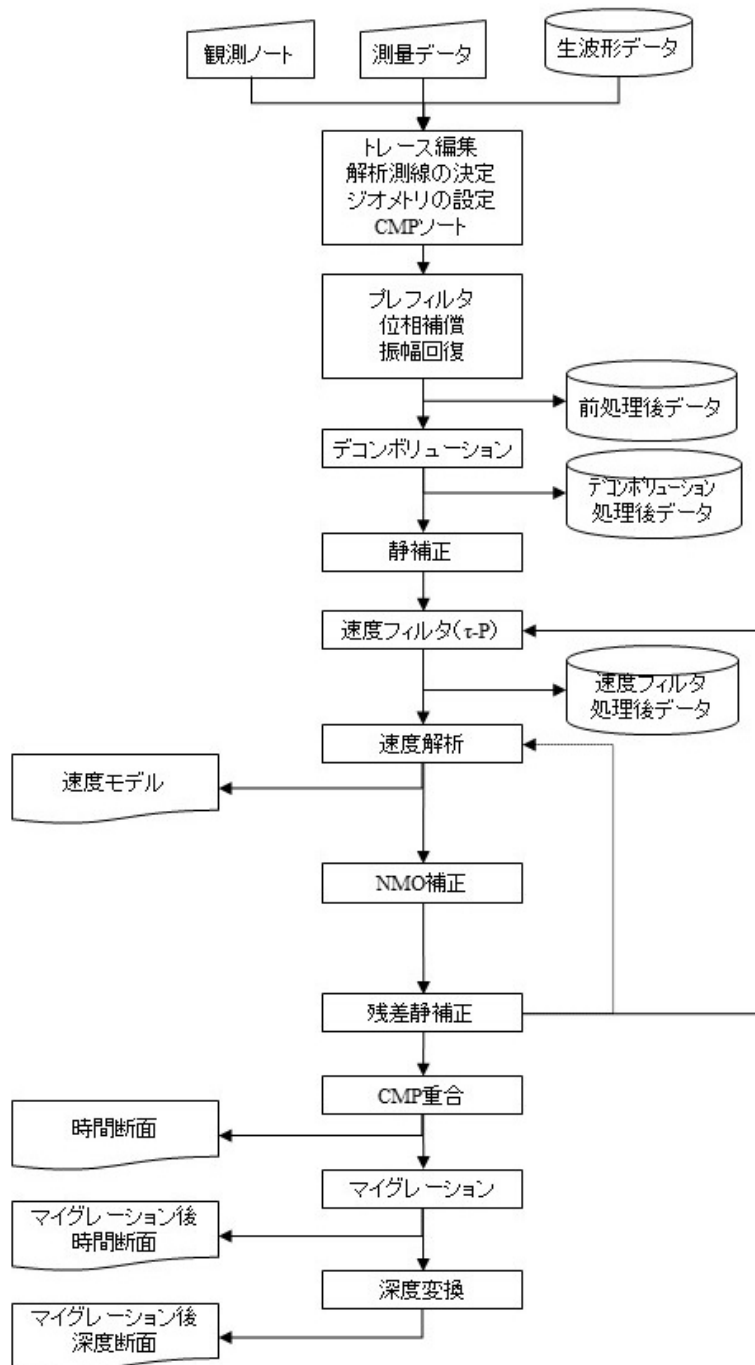


図 47 反射法地震探査のデータ処理フローチャート

表7 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	
	自己相関演算用 ゲート長	1200msec	800msec	タイムバリエーション スペクトラル ホワイトニング 等
	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 48 に、マイグレーション時間断面図を図 49 に、深度変換断面図を図 50 に示す。また、岡田測線の重合時間断面図を図 51 に、マイグレーション時間断面図を図 52 に、深度変換断面図を図 53 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（松多ほか，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。

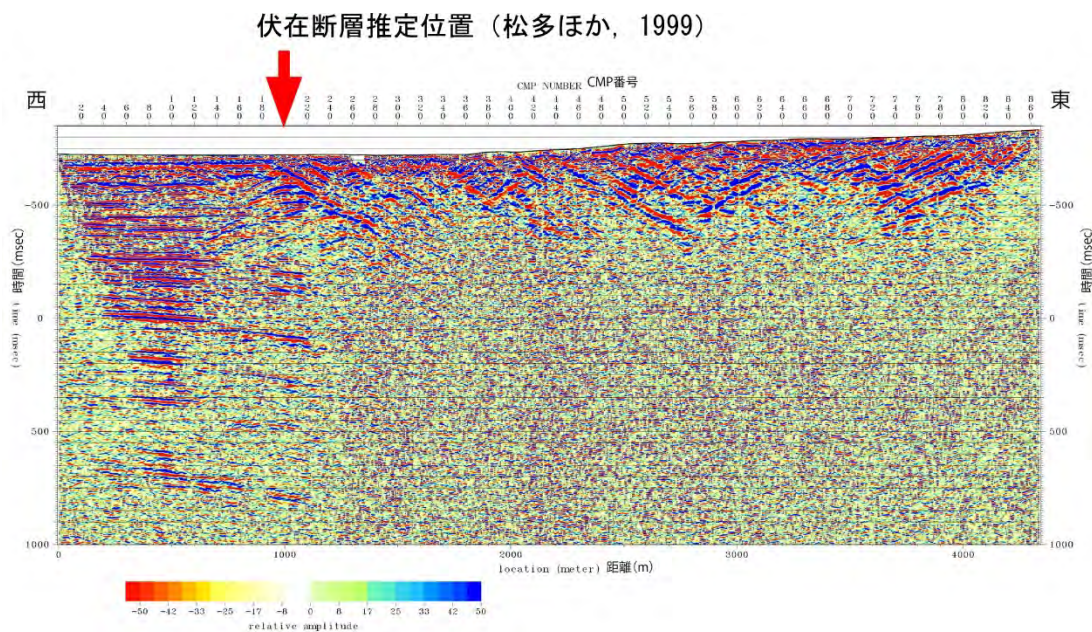


図 48 田沢測線の重合時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

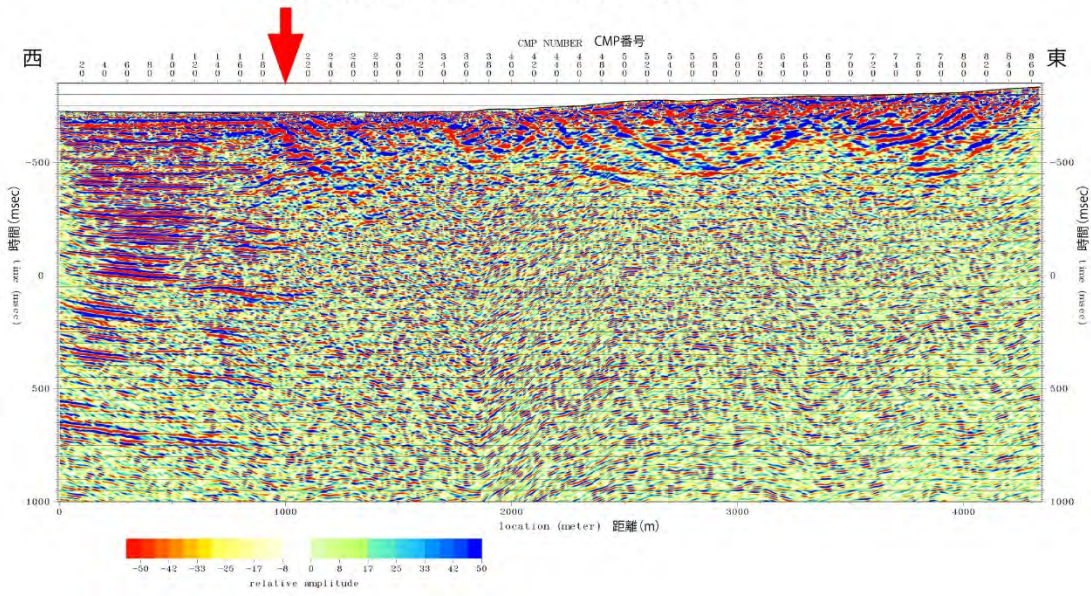


図 49 田沢測線のマイグレーション時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

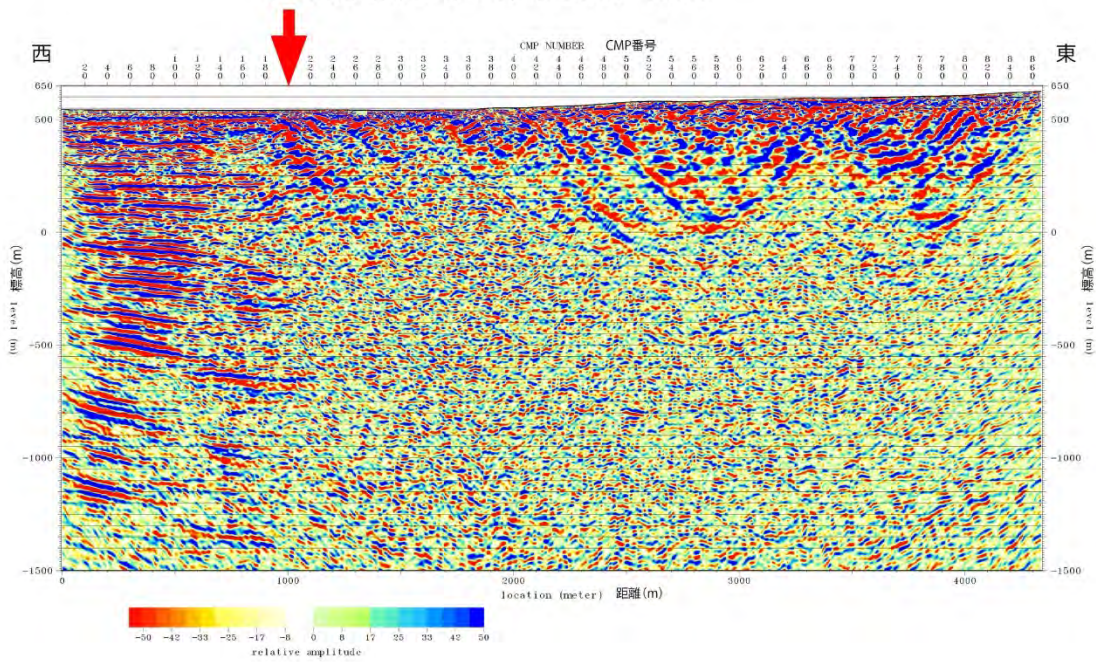


図 50 田沢測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

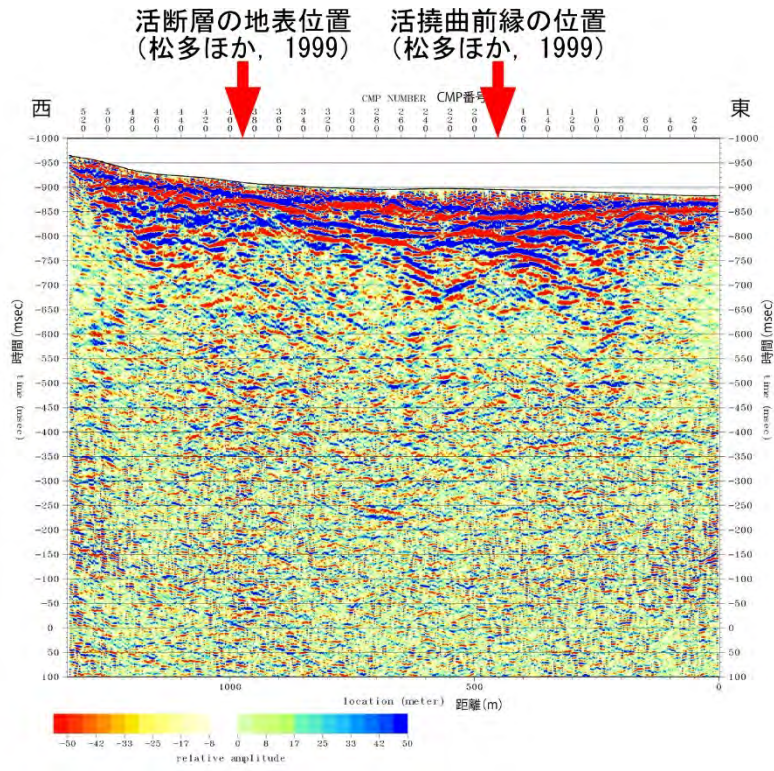


図 51 岡田測線の重合時間断面図

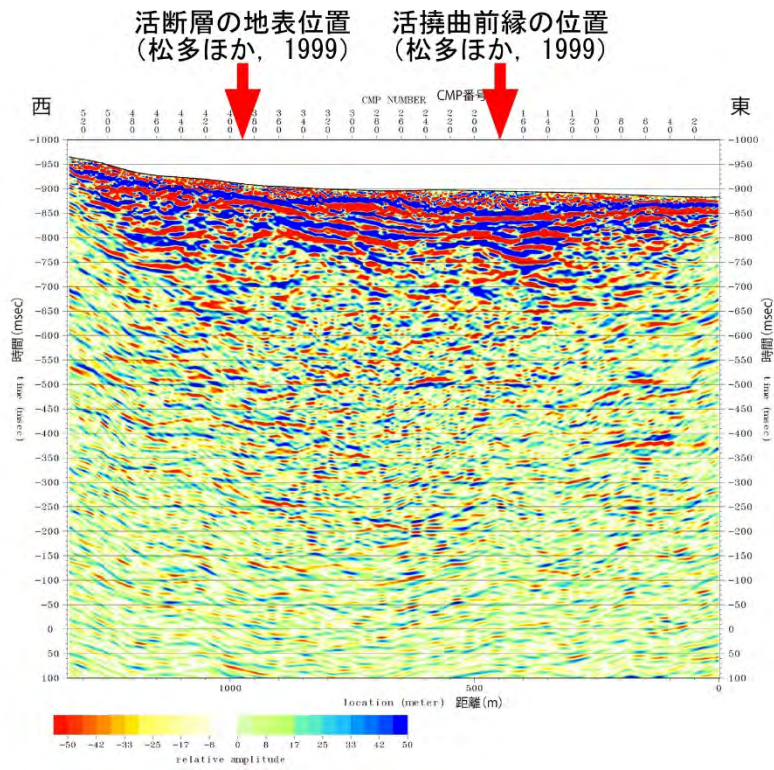


図 52 岡田測線のマイグレーション時間断面図

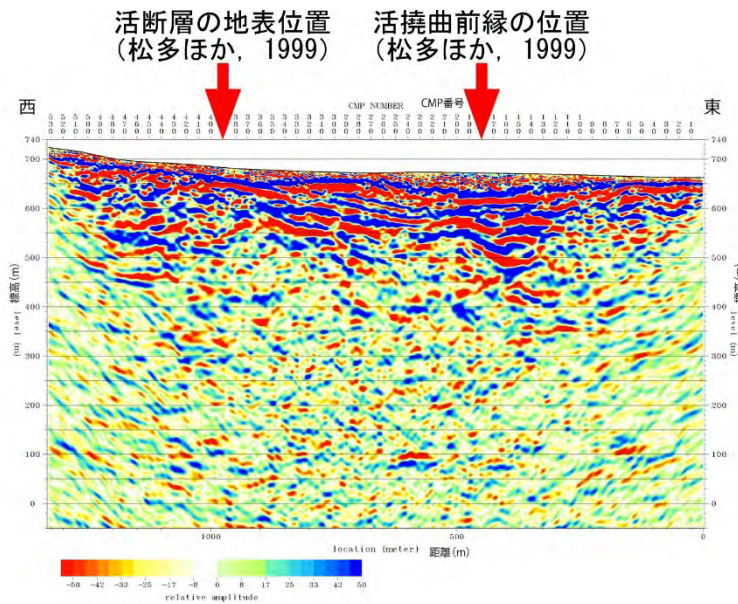


図 53 岡田測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

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 54 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 55 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（松多ほか，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（松多ほか，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。

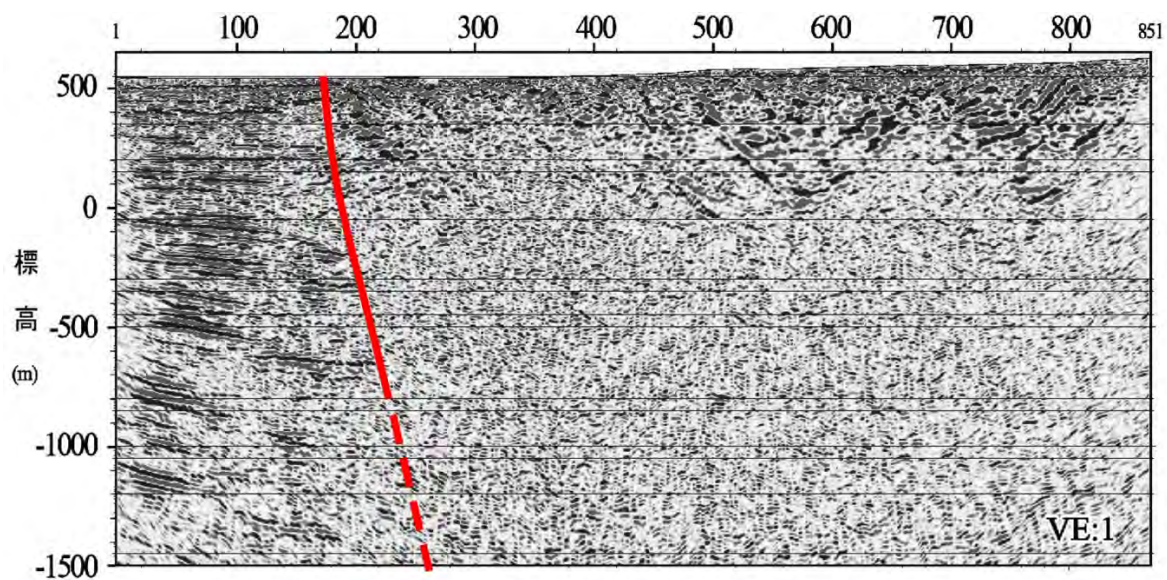


図 54 田沢測線の深度変換断面図（図 50）における断層地下形状の解釈
深度方向の強調は無し。

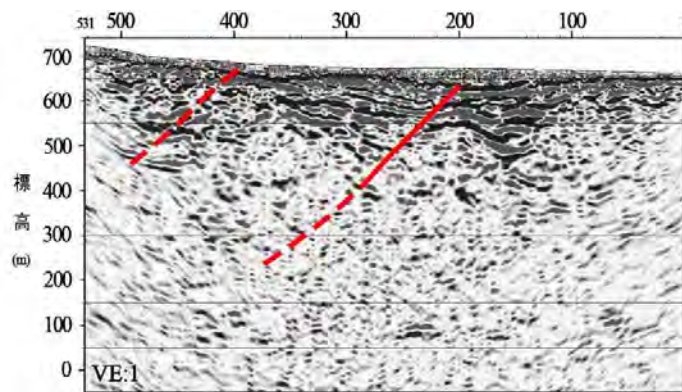


図 55 岡田測線の深度変換断面図（図 53）における断層地下形状の解釈
深度方向の強調は無し。

(c) 結論ならびに今後の課題

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 $10\sim 20^\circ$ 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3m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1.5m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1.5km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200m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。

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、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。特に、神城断層の木崎湖南方地点においては現時点の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多測線で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、安曇野市危機管理課、松本市危機管理課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。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.
- 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, 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-, *日本地震学会秋季大会講演要旨集*, S09-08, 2018.
- 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震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.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・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, B.C., Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. *Radiocarbon*, 59(2), 1809-1833, 2017.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatt, 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.
- 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.
- 都司嘉宣, 糸静線付近に起きた正徳四年 (1714) 信州小谷地震と安政 5 年 (1858) 大町自身の詳細震度分布, 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.