

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

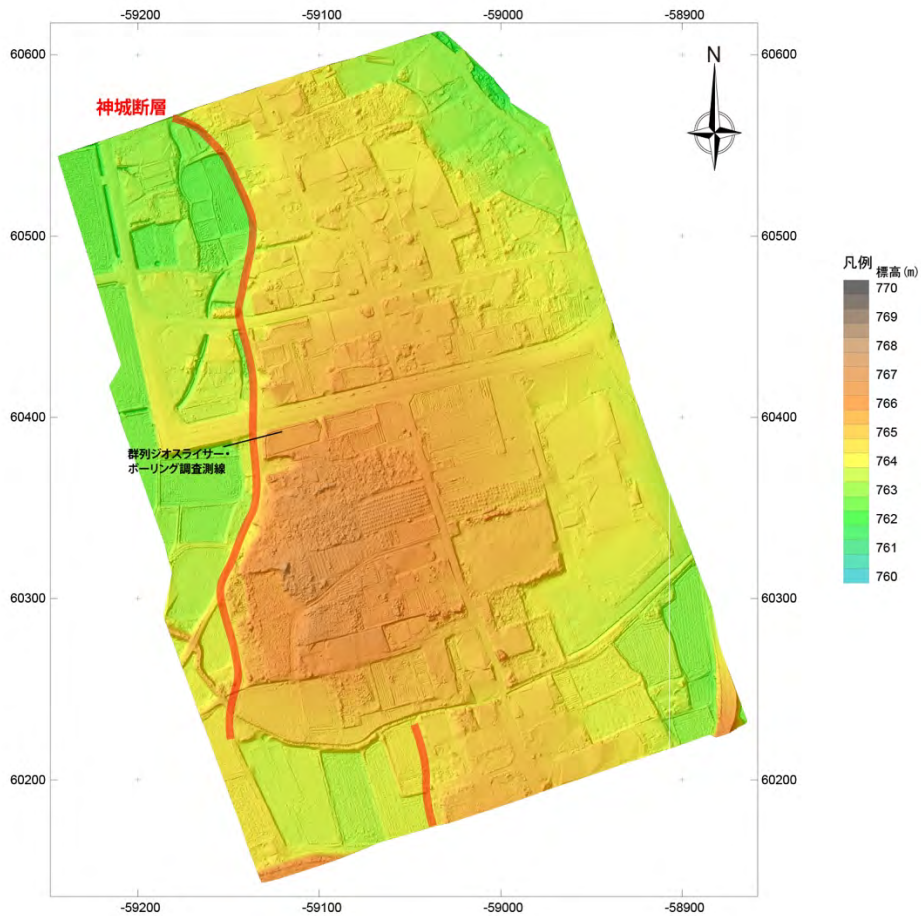
平成 30 年度
成果報告書

平成 31 年 3 月

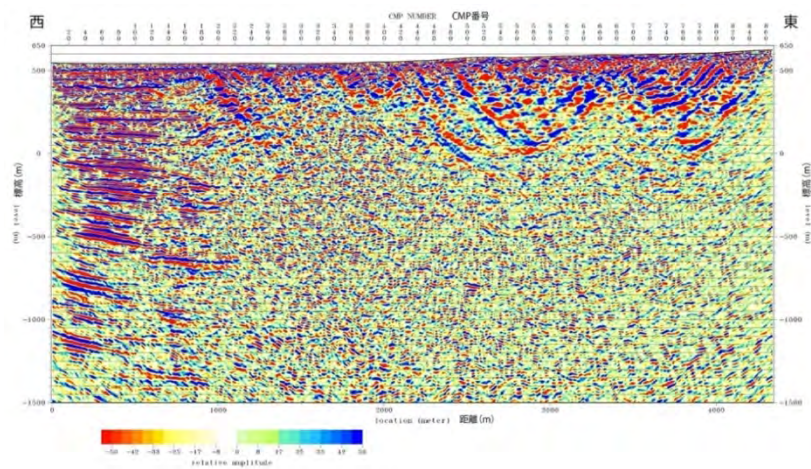
文部科学省研究開発局
国立研究開発法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した平成30年度「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」の成果を取りまとめたものです。

1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

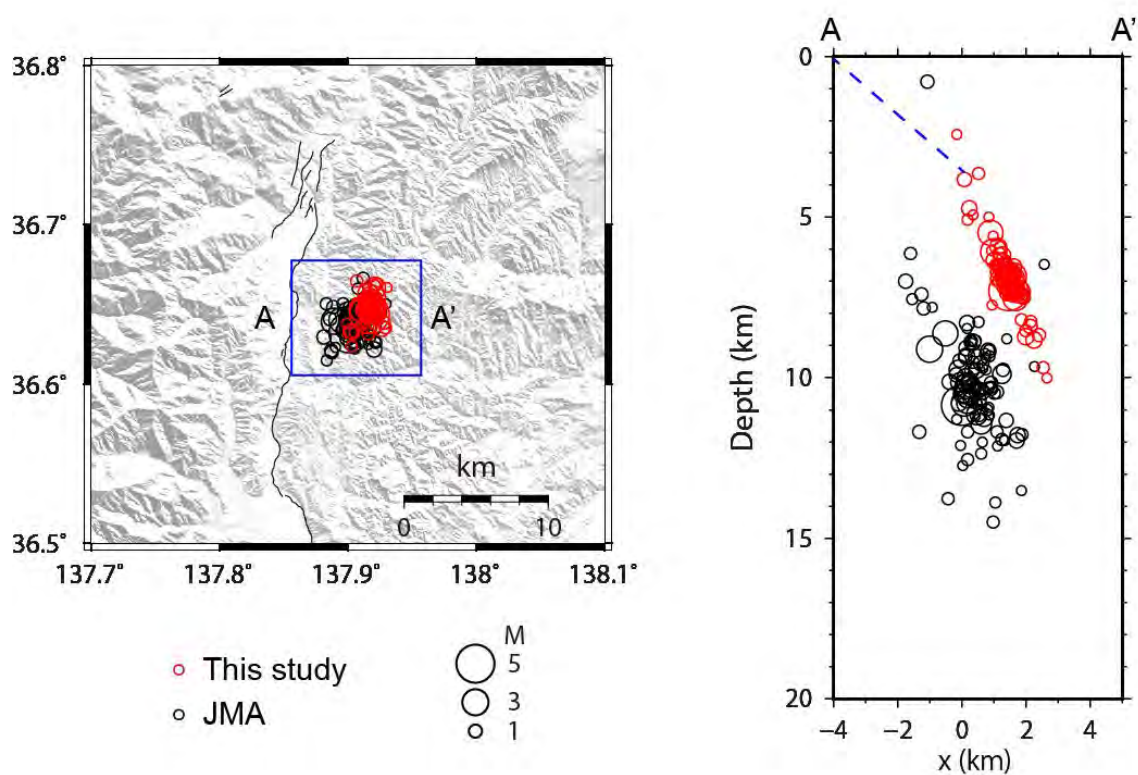


神城断層の木崎湖南方地点において、ドローンを用いたLiDAR調査を実施し、0.1mDEMによる精密地形陰影図を作成した。神城断層による東側隆起の撓曲崖とともにテクトニックバルジの変形が明瞭になり、より正確な地震時変位量を計測可能になった。



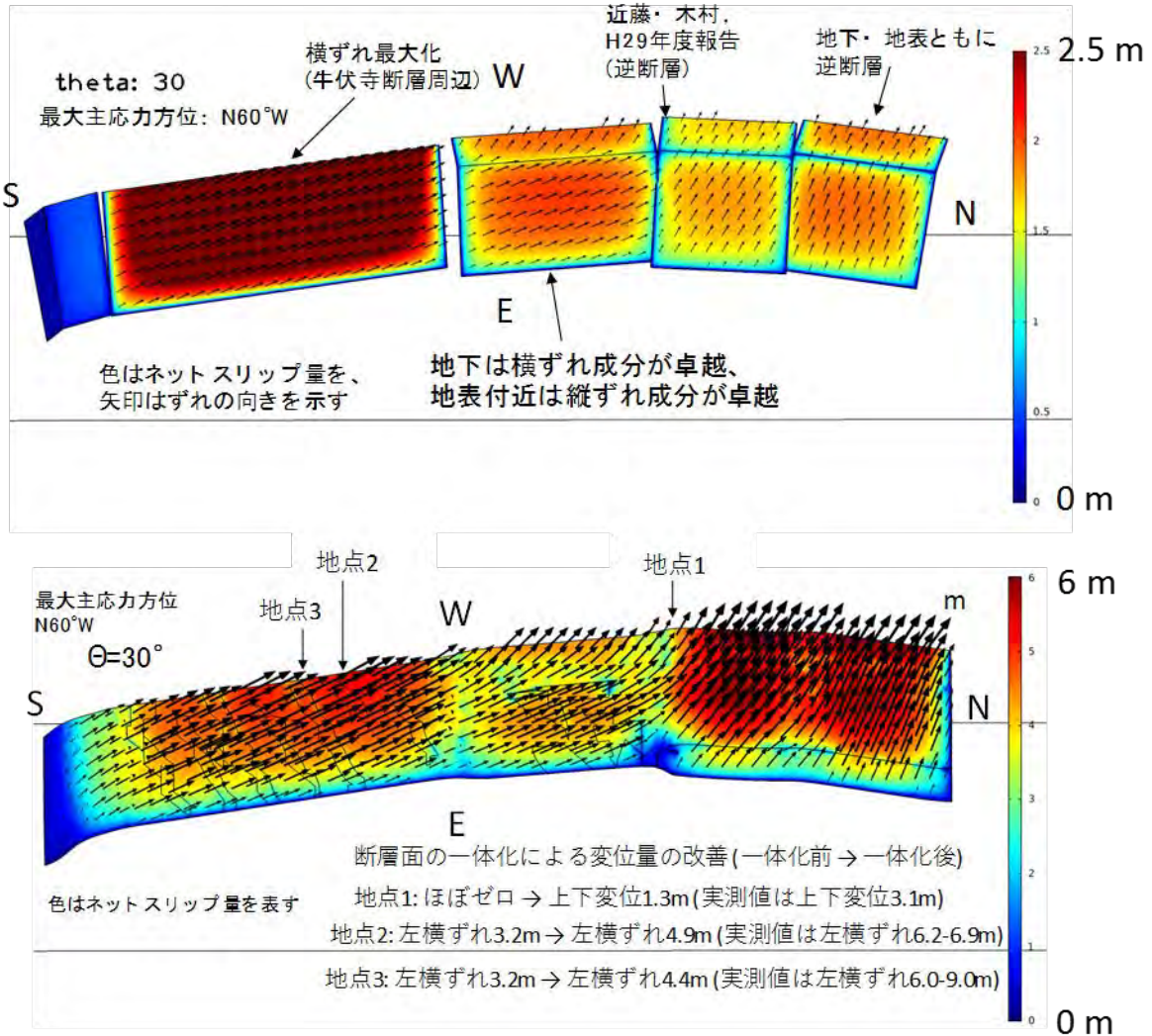
松本盆地東縁断層南部の田沢測線におけるP波反射法地震探査（深度変換断面）。高角・東傾斜の断層が深さ1km程度までイメージングされた。

2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定



2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 ($M_j 5.2$) の余震分布。気象庁一元化震源 (黒) と速度構造不均質を考慮して決定した震源分布 (赤)。速度構造不均質を考慮した結果、気象庁や防災科研のメカニズム解と調和的な東傾斜の面状分布が確認できるようになった。断面図の青点線は地表トレースとの位置関係から推定した浅部の断層形状。

3 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化



上段：北部区間・中北部区間に対する有限要素解析から得られた断層面上すべり変位分布の一例。最大主応力の方位についてパラメトリックスタディーを実施した結果、N60°W程度の方位となるとき、既往の調査結果から得られているずれ及び変位様式と整合的となることを見出した。下段：上段モデルの変位様式および最大主応力方位 (N60°W) を保持しつつ、変位量を実測値に近づけることを目的として断層面を滑らかに連結・一体化し、スケールリング則を適用した。結果、上段のモデルに比べてより実測値に近い変位量を得ることができた。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要	1
2. 業務の実施体制	2
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	3
3. 2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定	76
3. 3 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化	92
3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価	116
3. 5 断層モデル形状の整理・検討	123
4. 全体成果概要	127
5. 成果の論文発表・口頭発表等	129
6. むすび	131
7. 外部評価委員会	133

1. プロジェクトの概要

(1) 調査研究の方針と観点

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も地震発生可能性が高い断層帯の1つである糸魚川-静岡構造線断層帯の北部～中南部区間を対象として、これまで未解明であった連動型地震の発生確率の算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標とする。事業終了後には、地震調査研究推進本部・地震調査委員会の各委員会において、本事業で構築した連動型地震の評価手法について提案し、既往の「活断層の長期評価手法（暫定版）」に反映されることを目指す。

(2) 調査研究の内容

本研究課題では、主要活断層帯から生じる連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかにするため、次の4つの項目について調査研究を遂行する。

○変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査：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。

○速度構造不均質を考慮した精密震源決定：近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元速度構造モデルを構築する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。

○三次元FEMによる断層モデルの高度化：複雑な断層形状を反映した三次元有限要素法シミュレーションを実施し、相互作用を考慮した断層変位分布を三次元的に明らかにする。

○動的破壊シミュレーションによる連動性評価：本事業で得られた地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果をもとに連動可能性とその条件を検討する。

以上の知見を総合し、実証的な調査観測データと理論的な数値計算の両面から、複数の断層区間による連動型地震の発生予測に関する評価手法を構築する。

2. 業務の実施体制

この調査研究事業は、国立研究開発法人産業技術総合研究所を中心とした体制を構築し、関係する研究機関および研究者の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、産業技術総合研究所とする。

研究を効果的に実施するため、関係する専門分野の外部有識者を招聘して外部評価委員会（事務局は産業技術総合研究所）を設置する。

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	近藤 久雄
1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	近藤 久雄
	財団法人 電力中央研究所	木村 治夫
	学校法人 法政大学	杉戸 信彦
2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	今西 和俊
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	内出 崇彦
3 三次元 FEM による断層モデルの高度化		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	竿本 英貴
4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	加瀬 祐子

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。

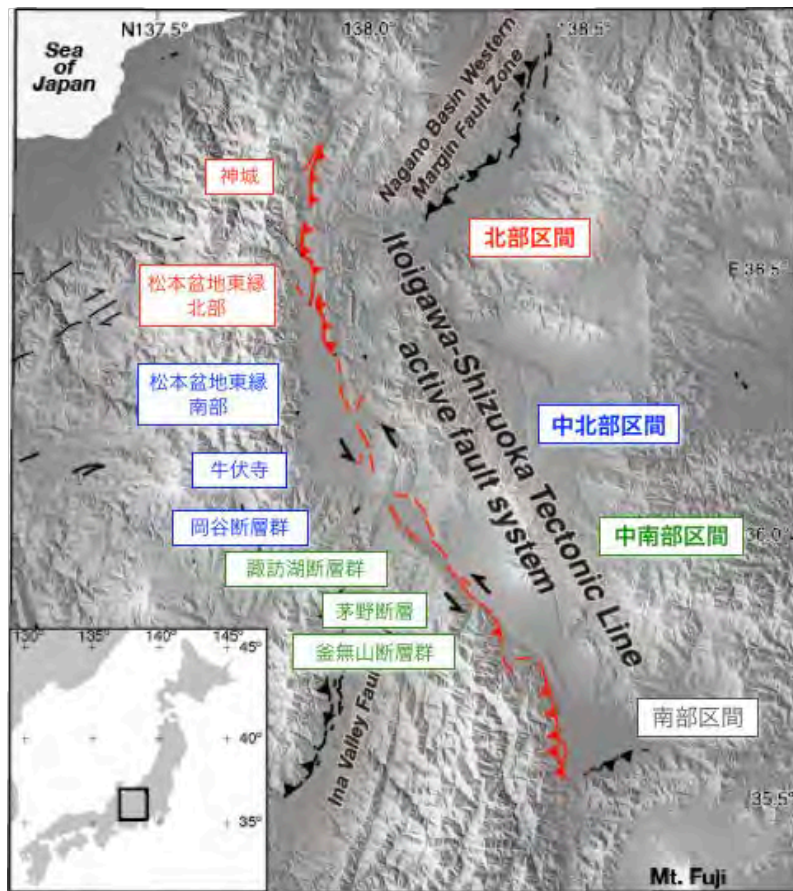


図1 糸魚川-静岡構造線断層帯の活動区間。活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。Kondo et al.（2008）に加筆。

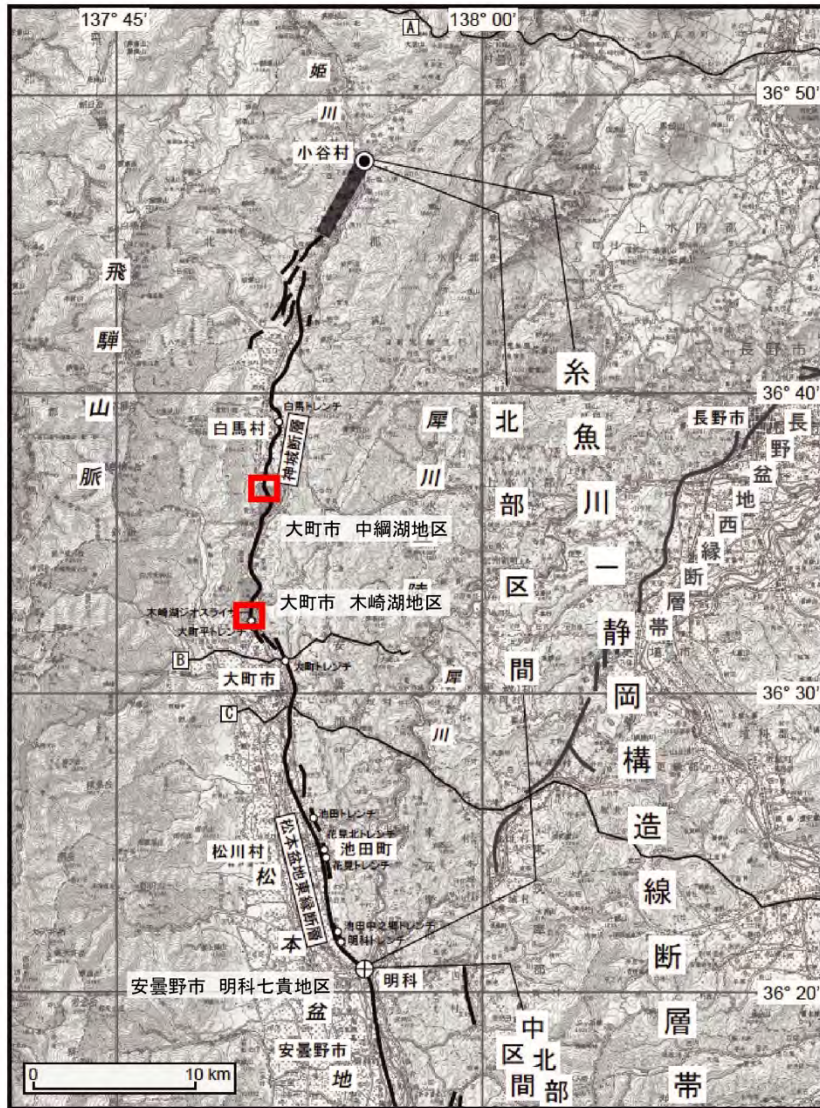


図2 糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間と調査位置。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）に加筆。

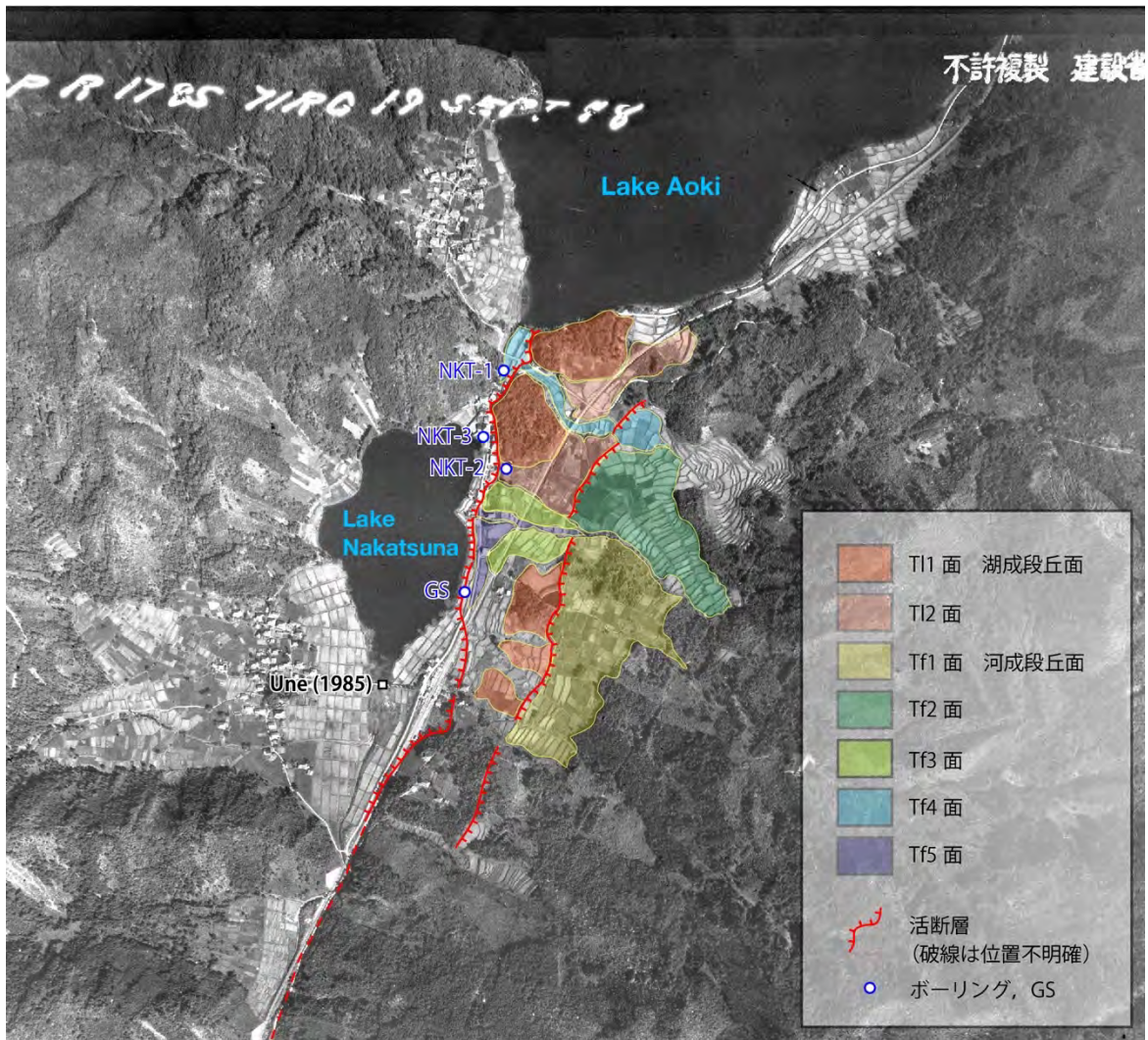


図3 中綱湖周辺（大町市平）の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置。国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。赤線は本研究による神城断層のトレース、ケバは低下側を示す。

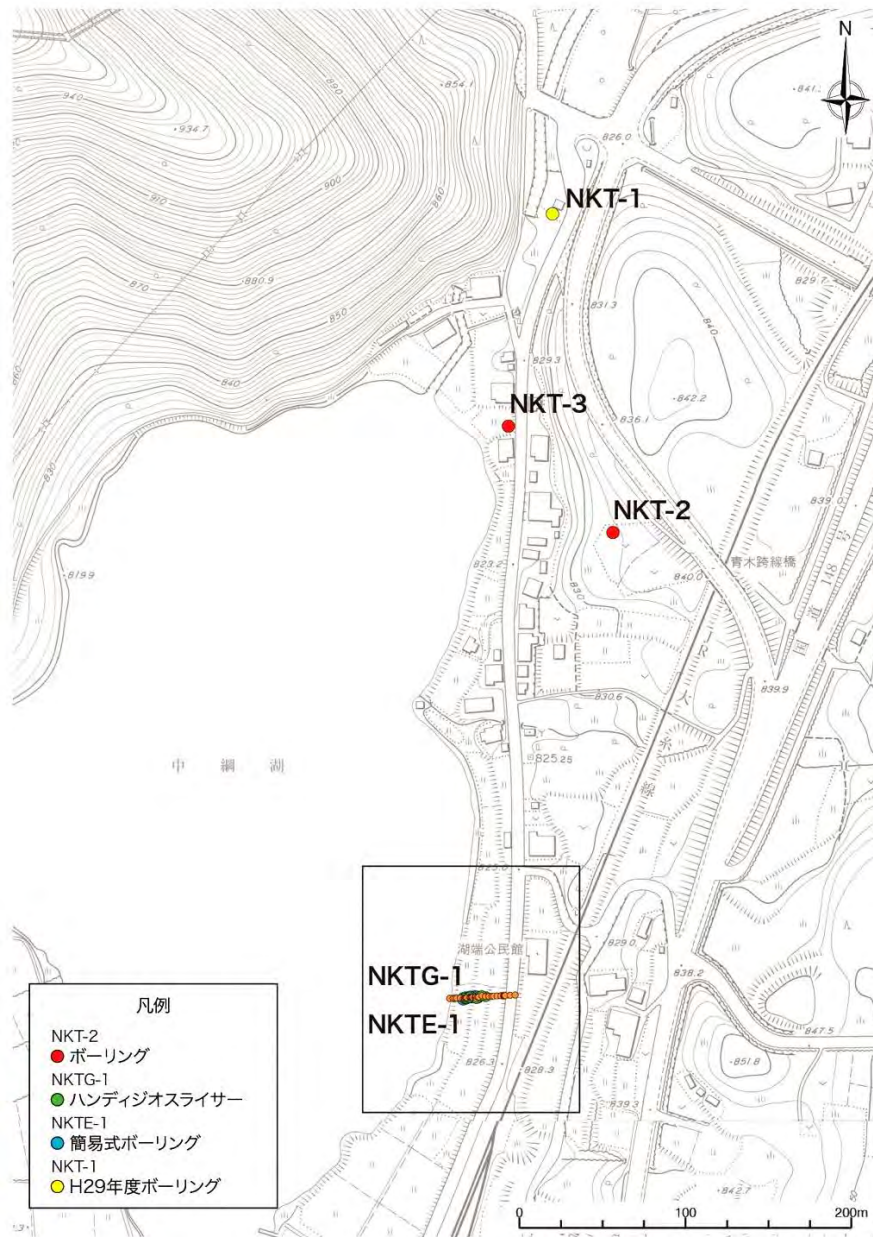


図4 中綱湖周辺におけるボーリング調査およびジオスライサー調査地点。基図は大町市発行の1/2,500都市計画図。図中の黒枠は図11に示す拡大図の範囲。NKT-1孔は、平成29年度に実施したTA0-1孔と同じ。NKT-2孔とNKT-3孔が今年度新たに掘削したボーリング地点。NKTG-1及びNKTE-1はハンドィジオスライサーおよび簡易式ボーリング。

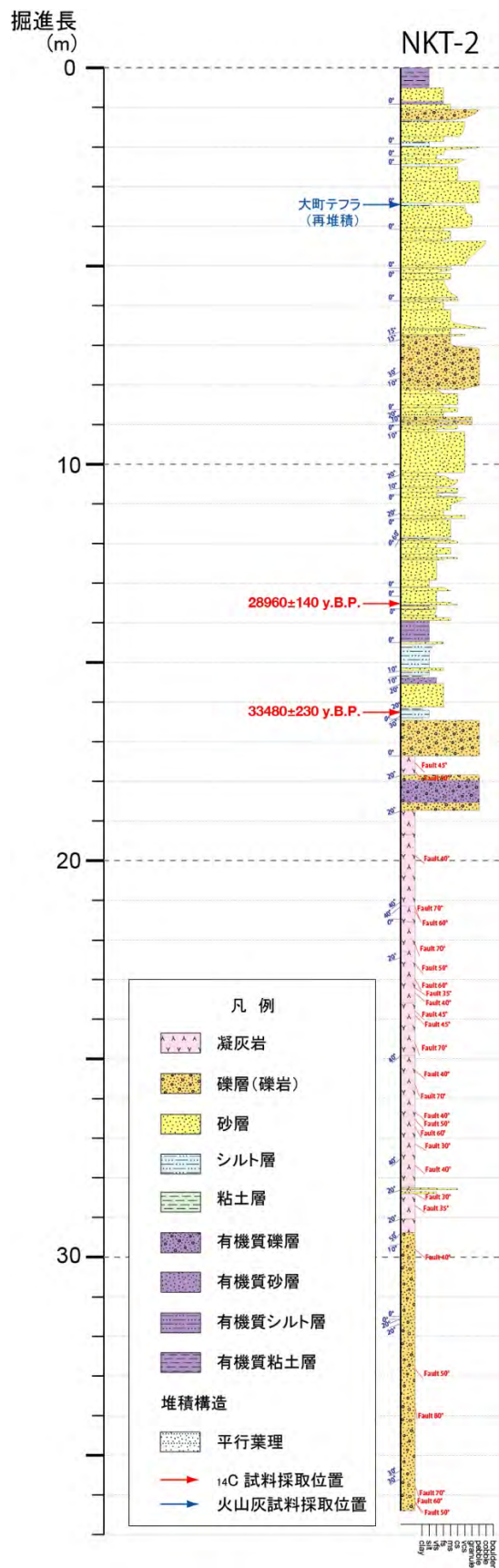


図5 NKT-2孔 (断層隆起側) の柱状図。掘削位置は、図4を参照。

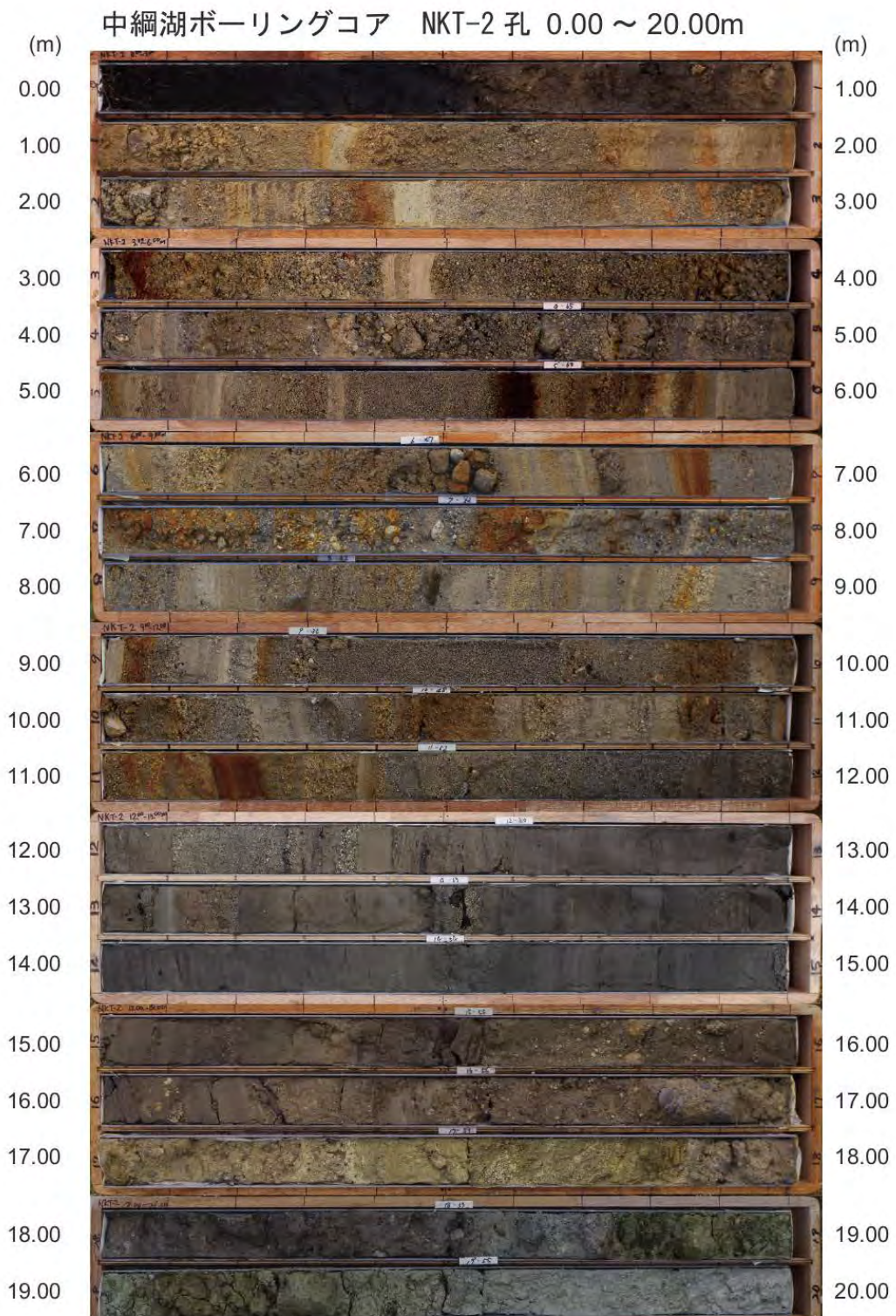


図6 NKT-2 孔のコア写真

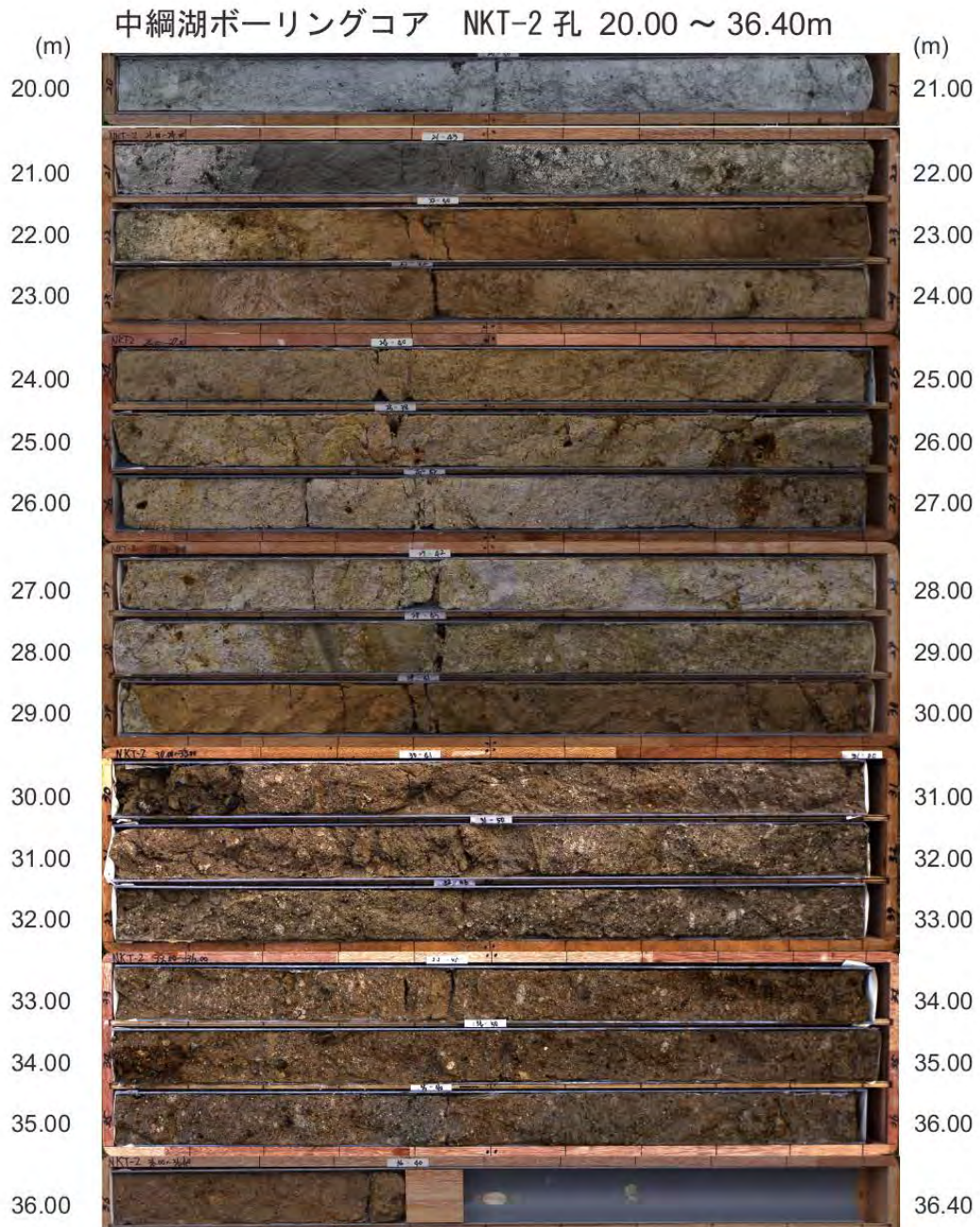


図6 NKT-2 孔のコア写真 (続き)

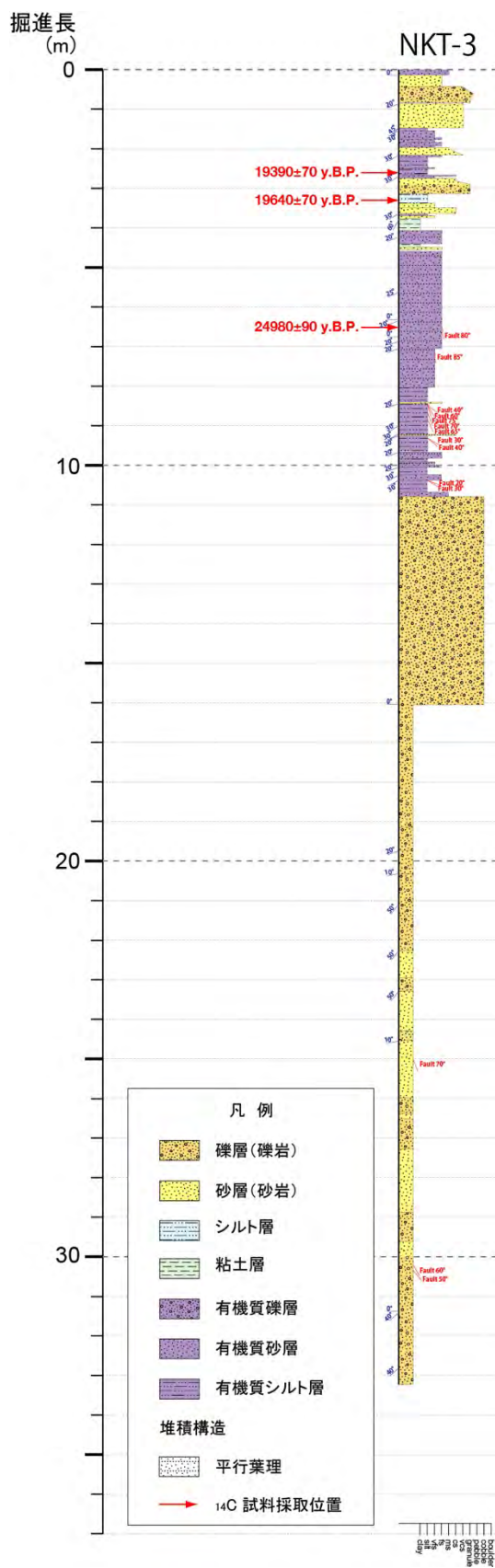


図7 NKT-3孔(断層低下側)の柱状図。掘削位置は、図4を参照。

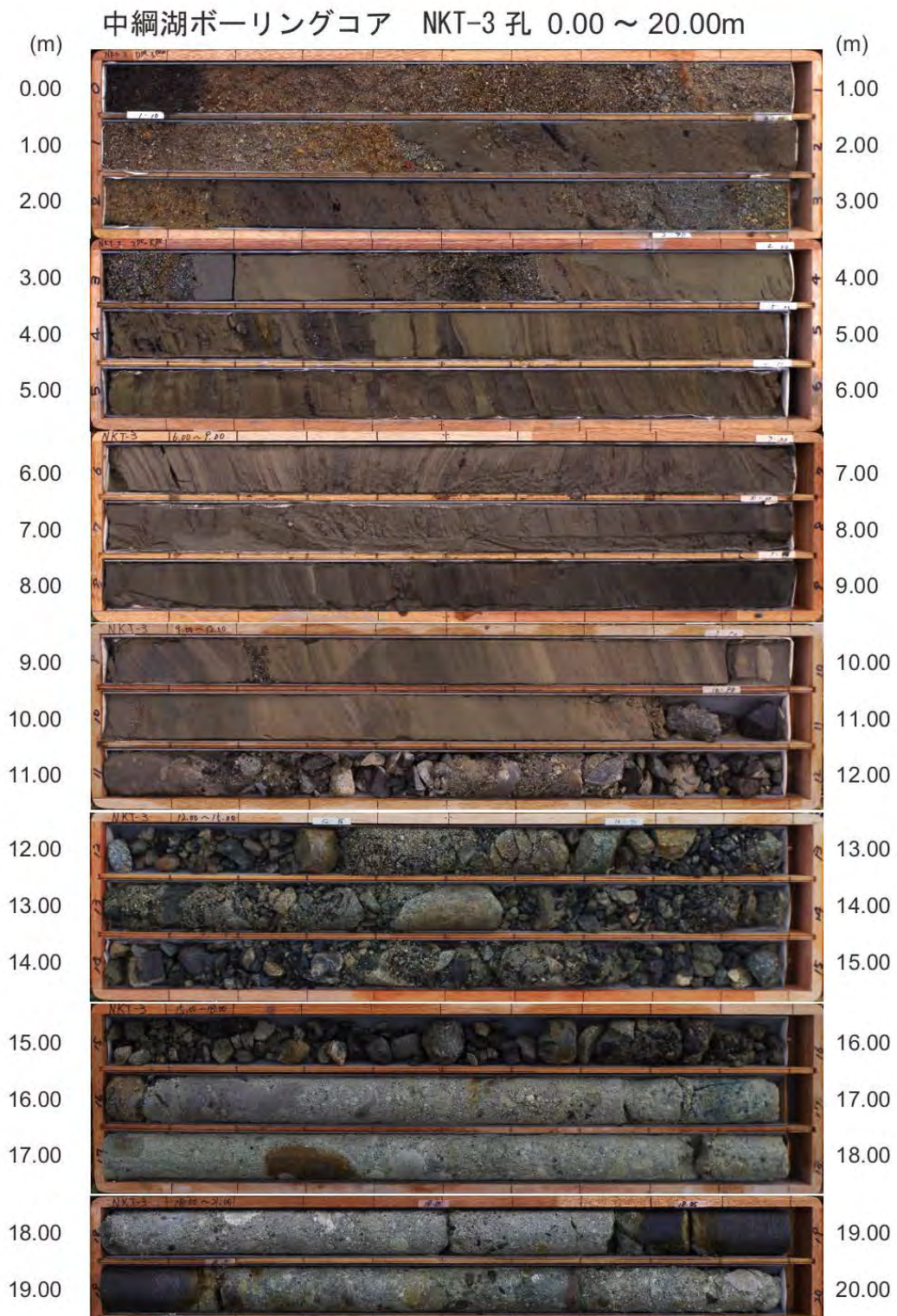


図8 NKT-3 孔のコア写真

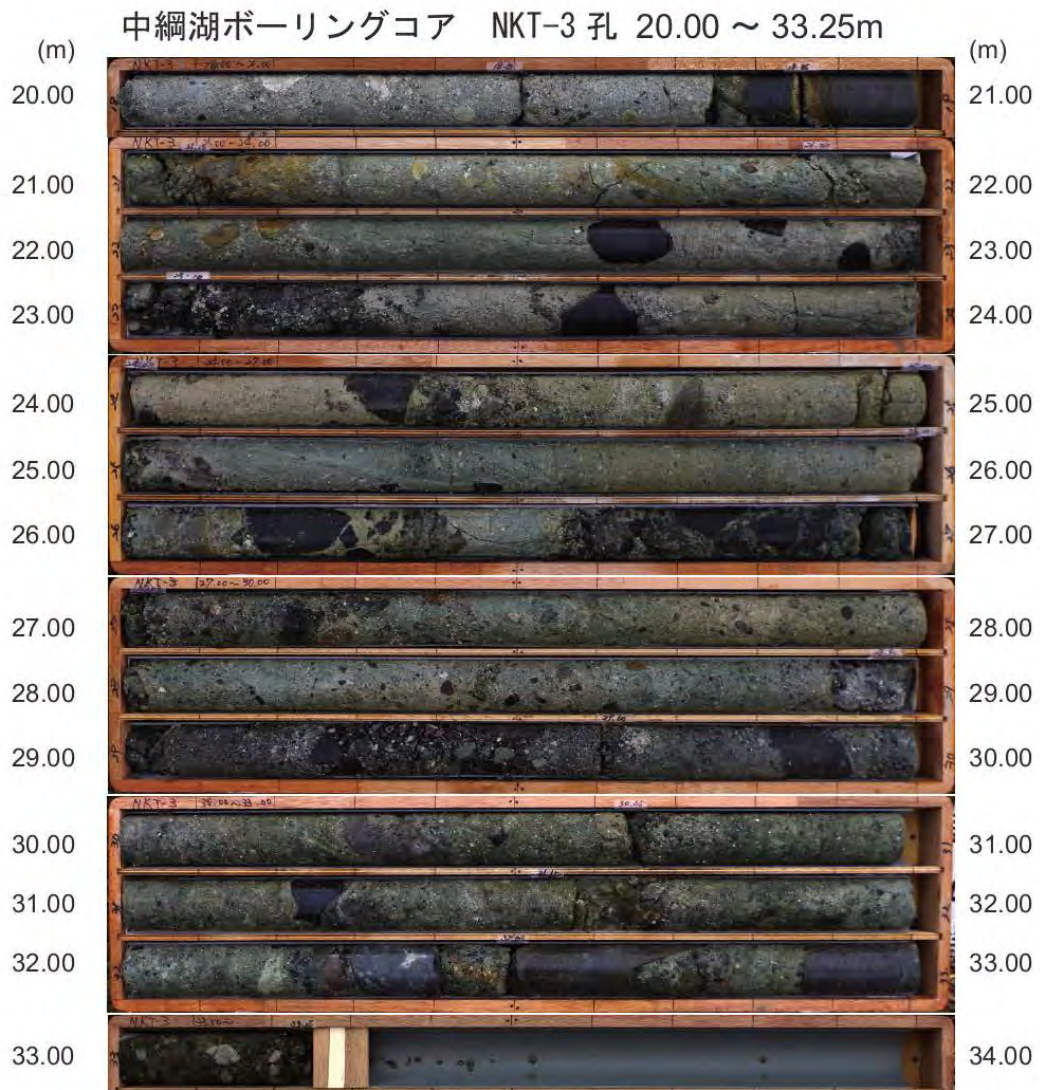


図8 NKT-3 孔のコア写真 (続き)

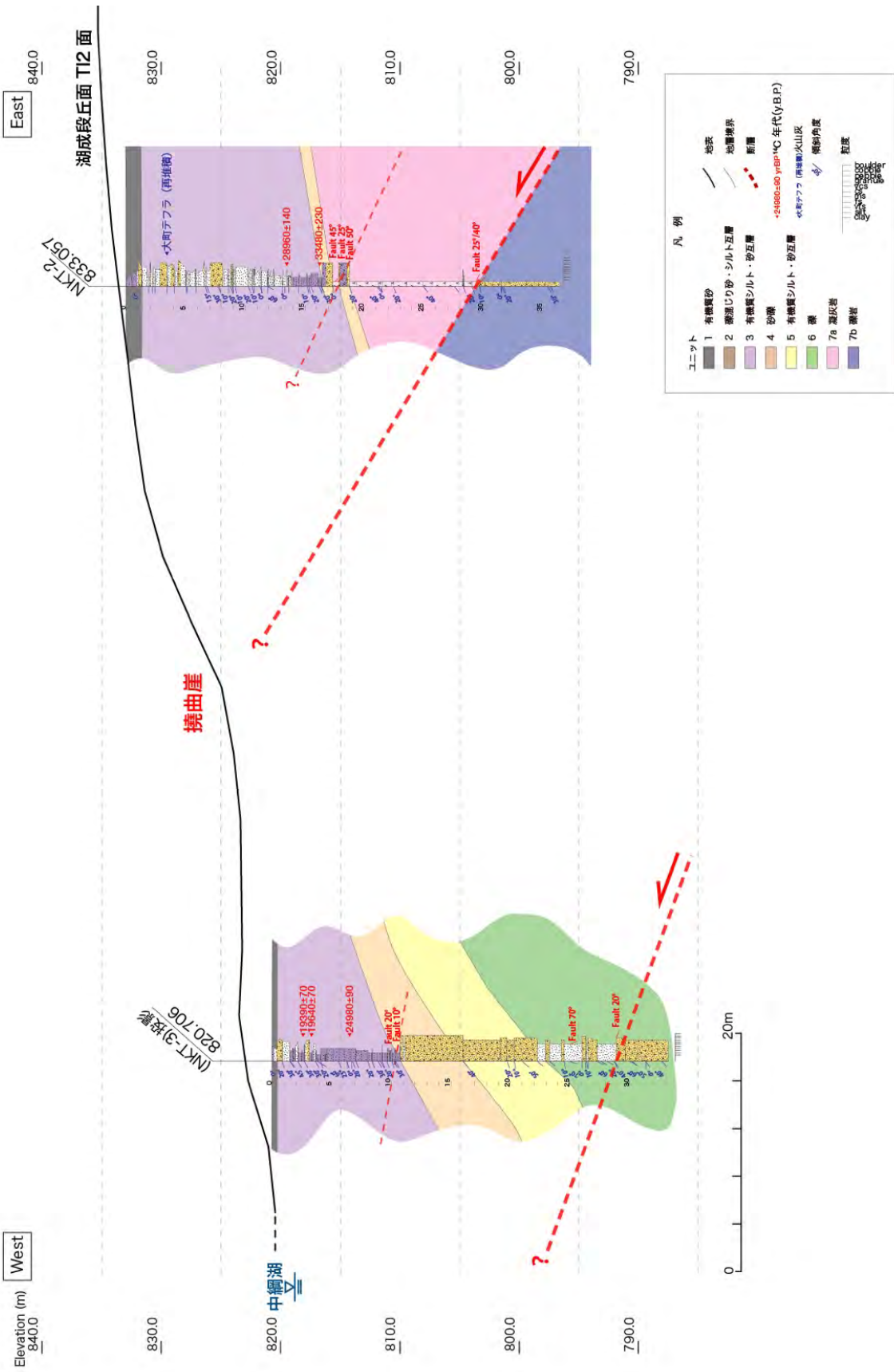


図9 NKT-2孔及びNKT-3孔に基づく地形地質断面図

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

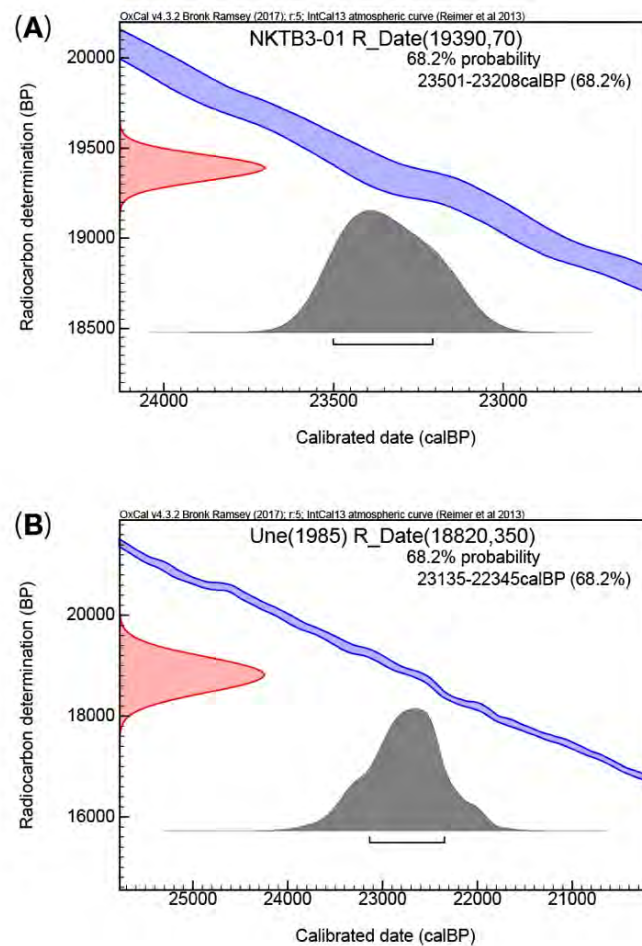


図 10 放射性炭素同位体年代測定の較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を使用し、較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を用いた。



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

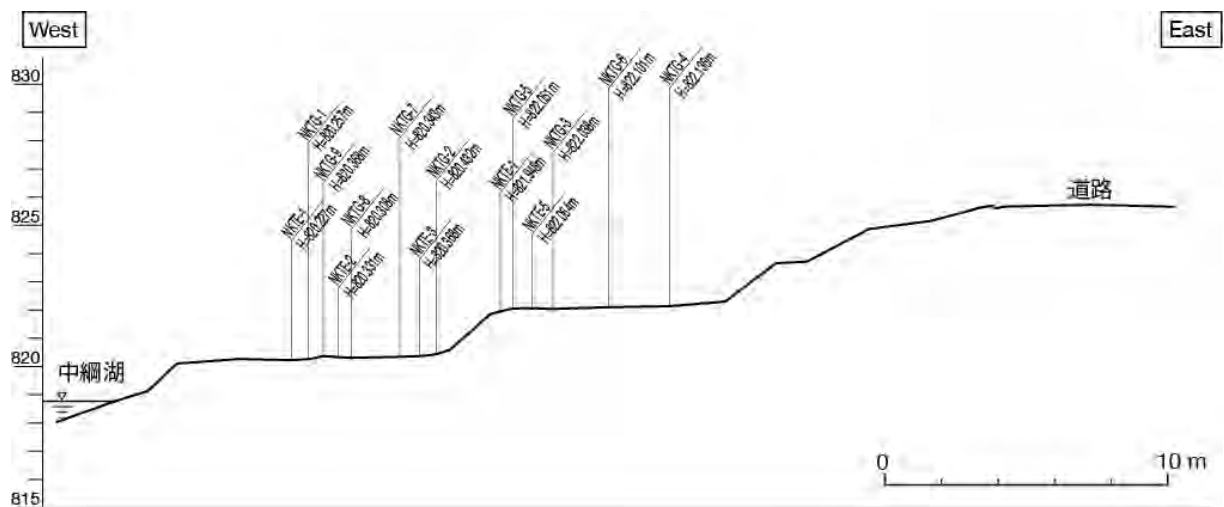


図 12 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の地形断面図

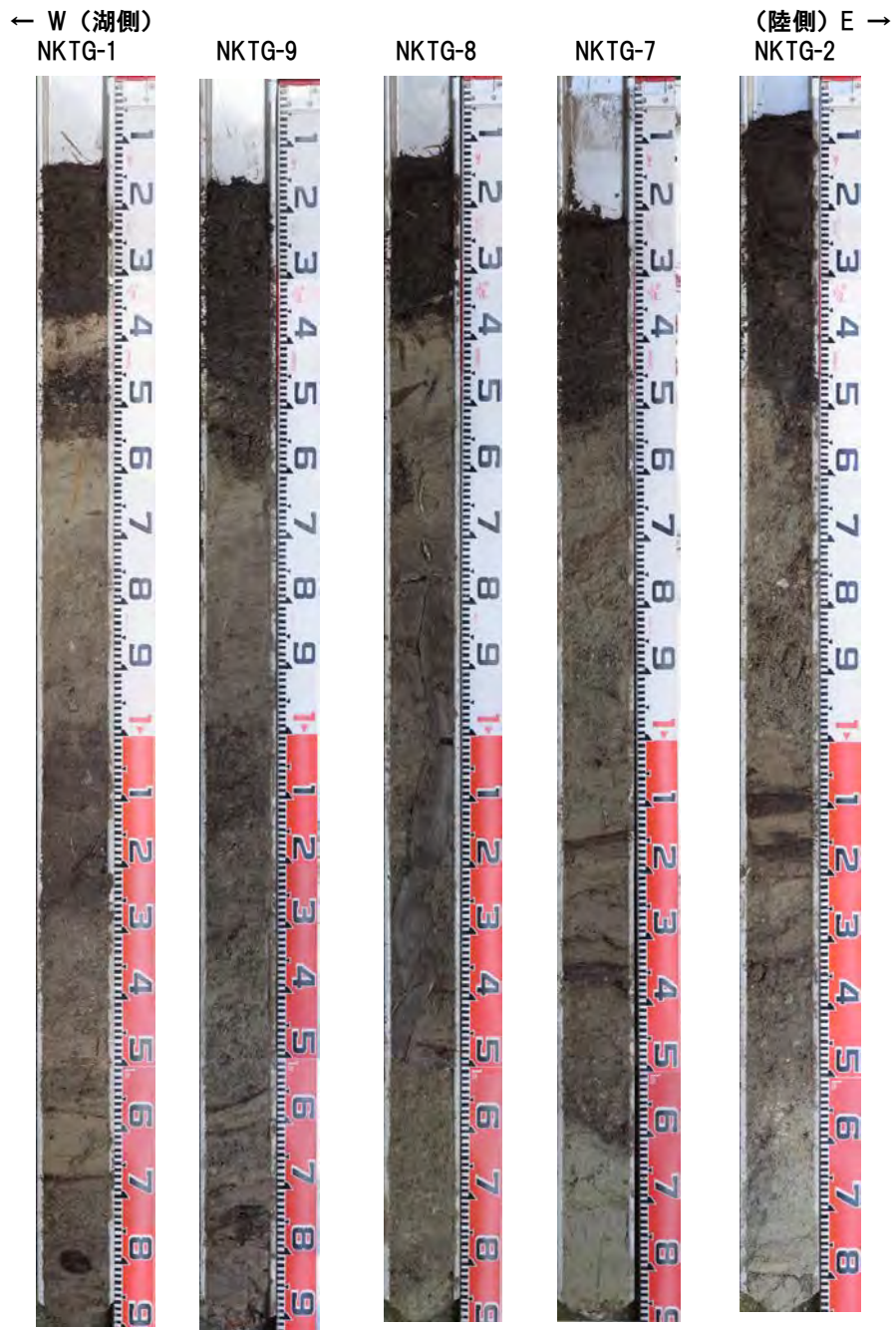


図 13 ジオスライサー断面の写真。位置は図 11 を参照。

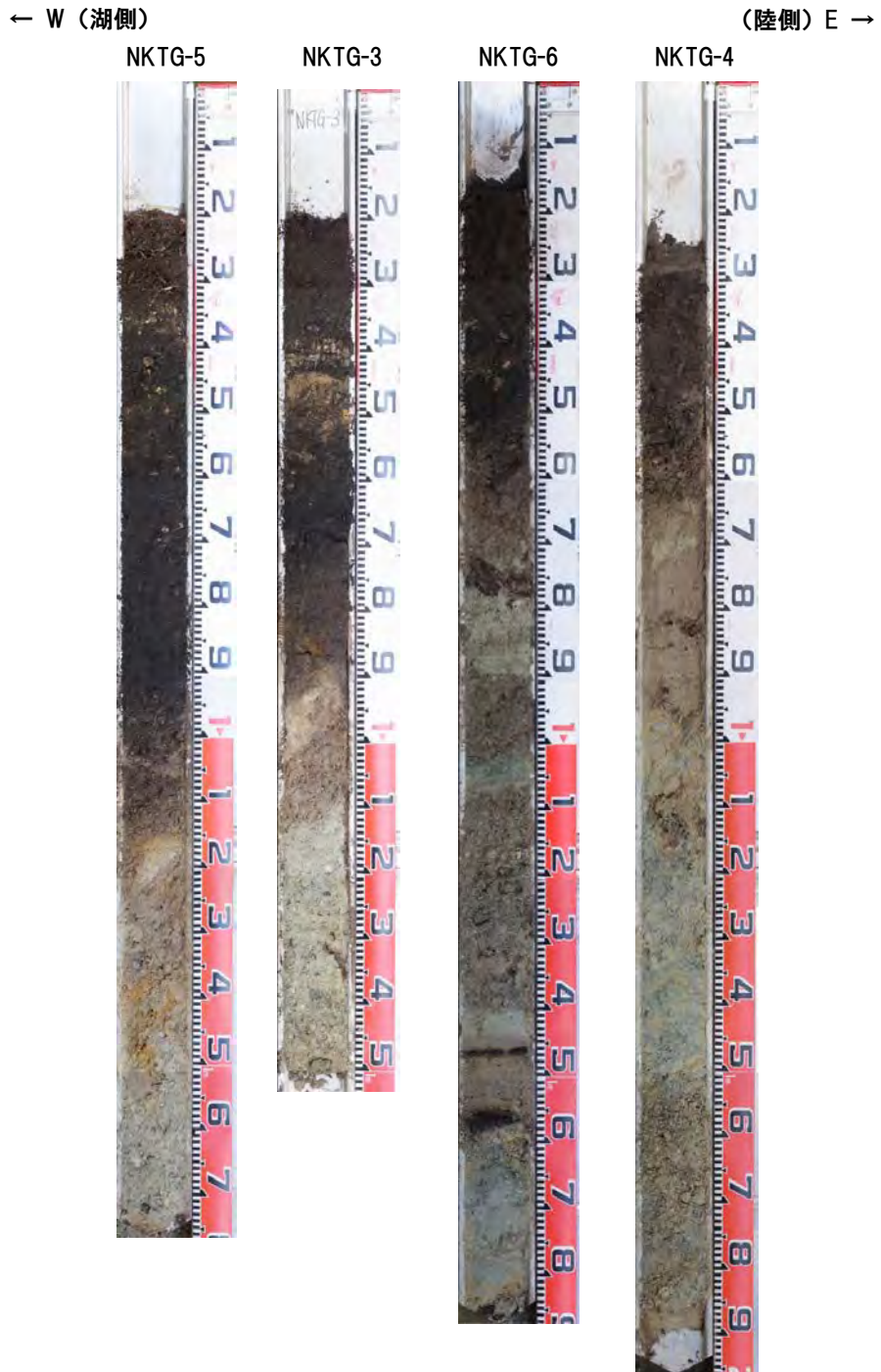


図 13 ジオスライサー断面の写真 (続き)。位置は図 11 を参照。

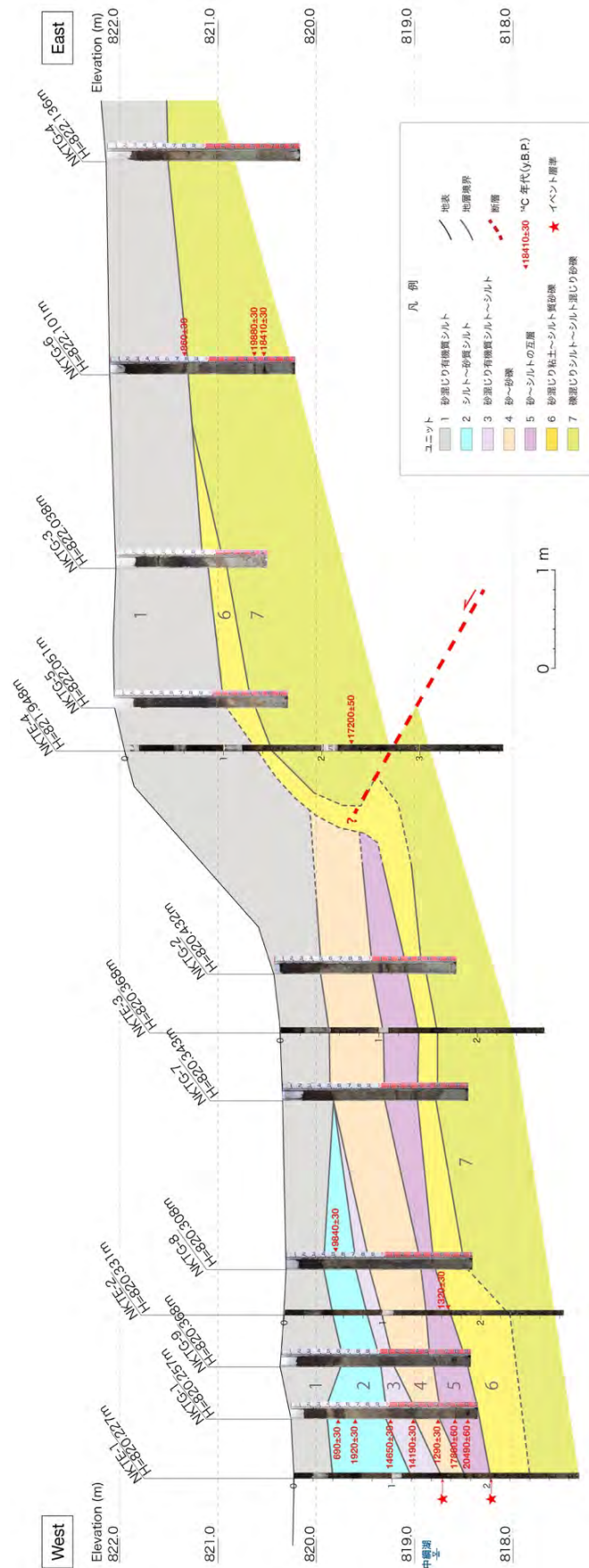


図 14 群列ジオスライサーに基づく地形地質断面図

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

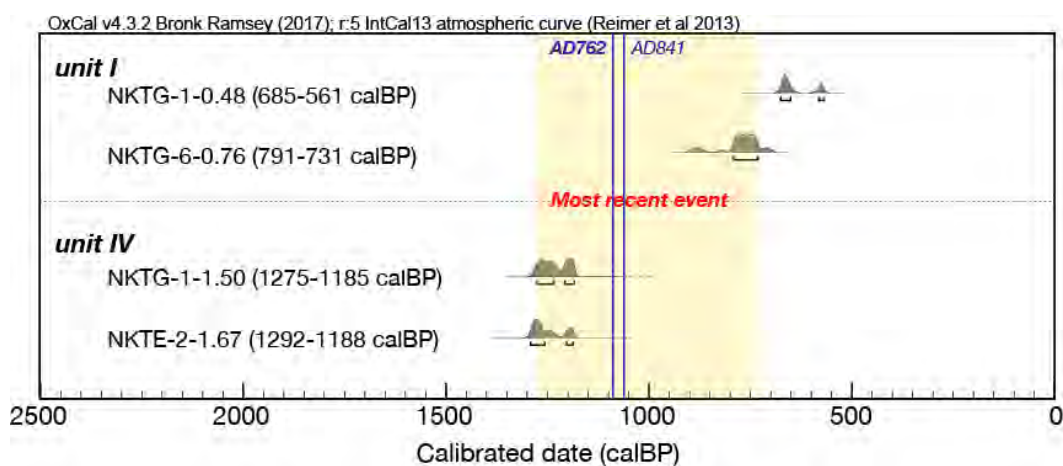


図 15 中綱湖ジオスライサー調査による神城断層の最新活動時期。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲を示す。AD762 と AD841 はそれぞれ歴史地震を示す。

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°

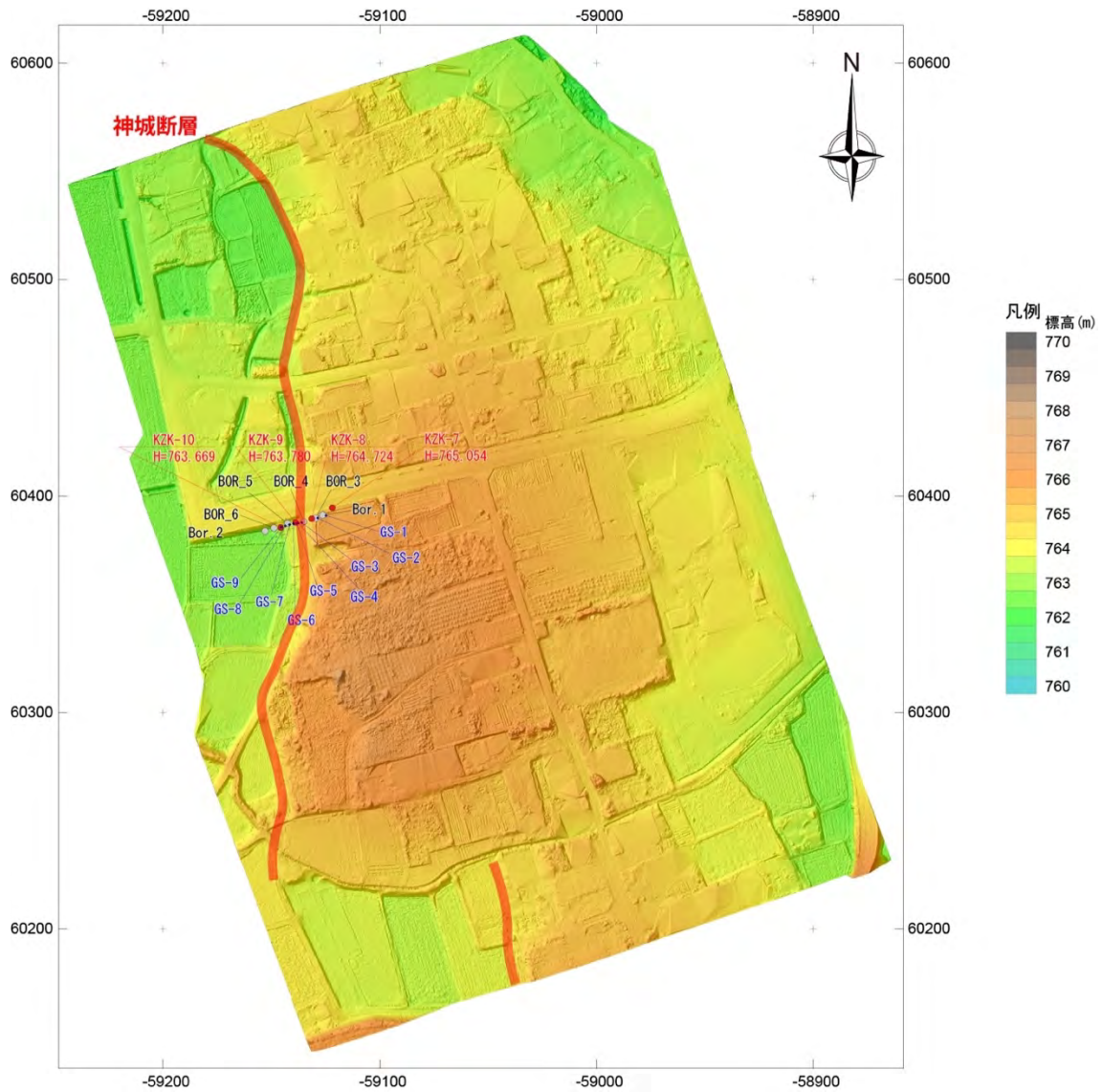


図 17 木崎湖南方地点におけるドローンレーザーによる詳細地形陰影図。陰影図は 0.1mメッシュの DEM から作成。高さは 3 倍に強調。赤字が本事業によるボーリング掘削位置、青字が奥村・他 (2007) によるジオスライサー掘削位置、黒字がボーリング掘削位置を示す。赤線は本研究による活断層トレース。

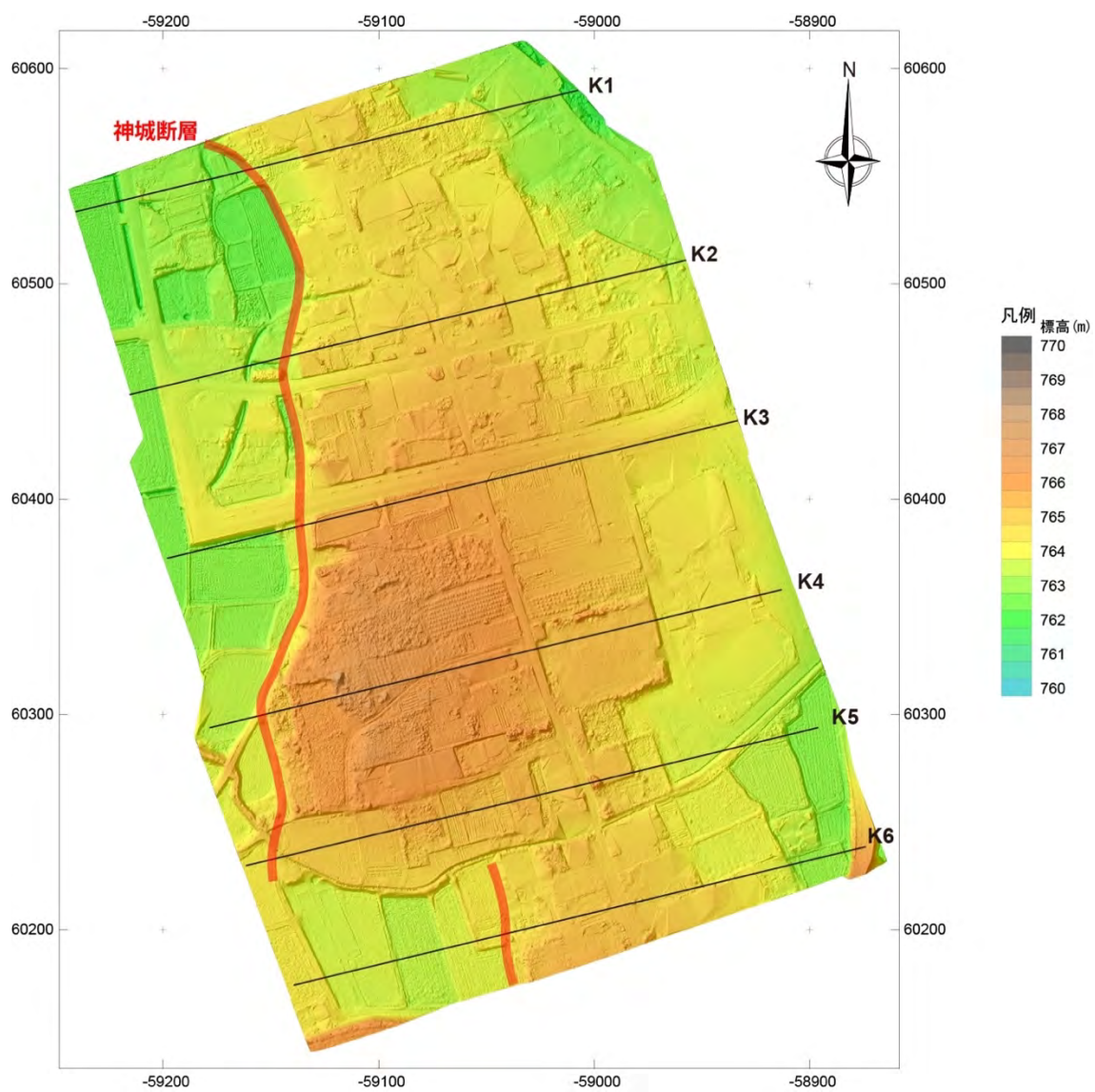


図 18 木崎湖南方地点における地形断面の測線位置。K1 から K6 が地形断面の測線位置を示す。

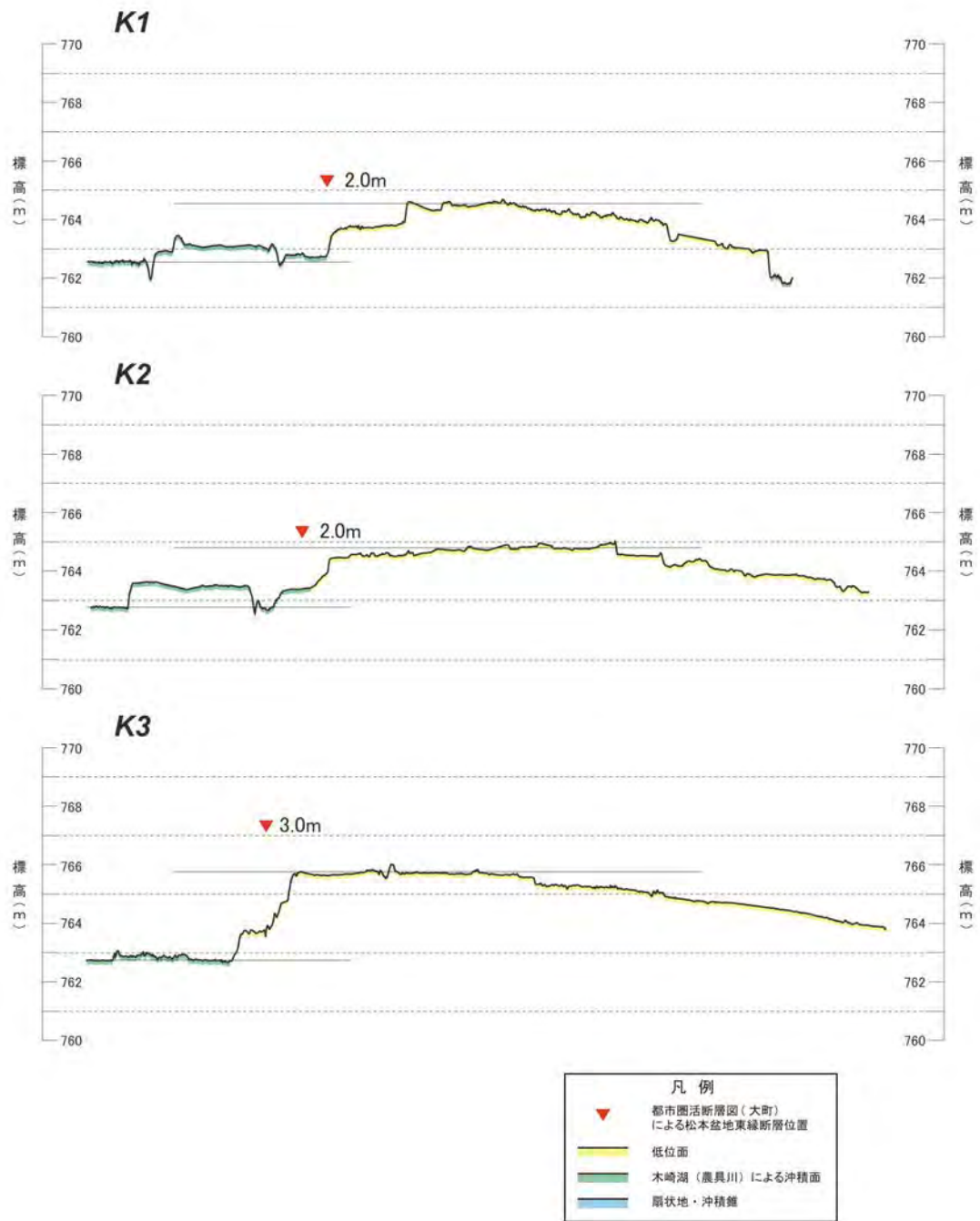


図 19 ドローンレーザーDEMによる地形断面。高さは10倍に強調。測線位置は図 18 に示す。

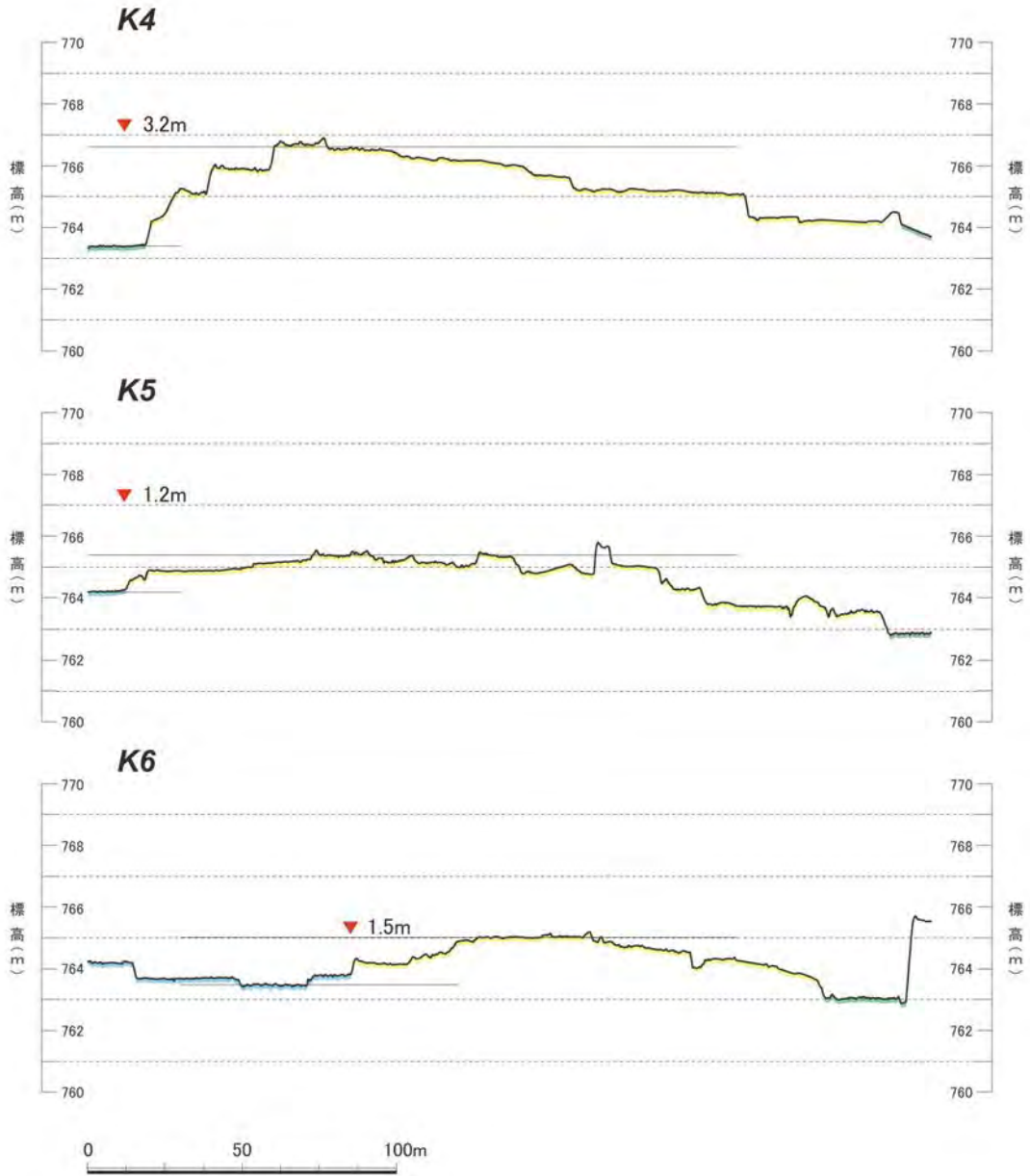


図 19 ドローンレーザーDEMによる地形断面（続き）。高さは10倍に強調。測線位置は図18に示す。

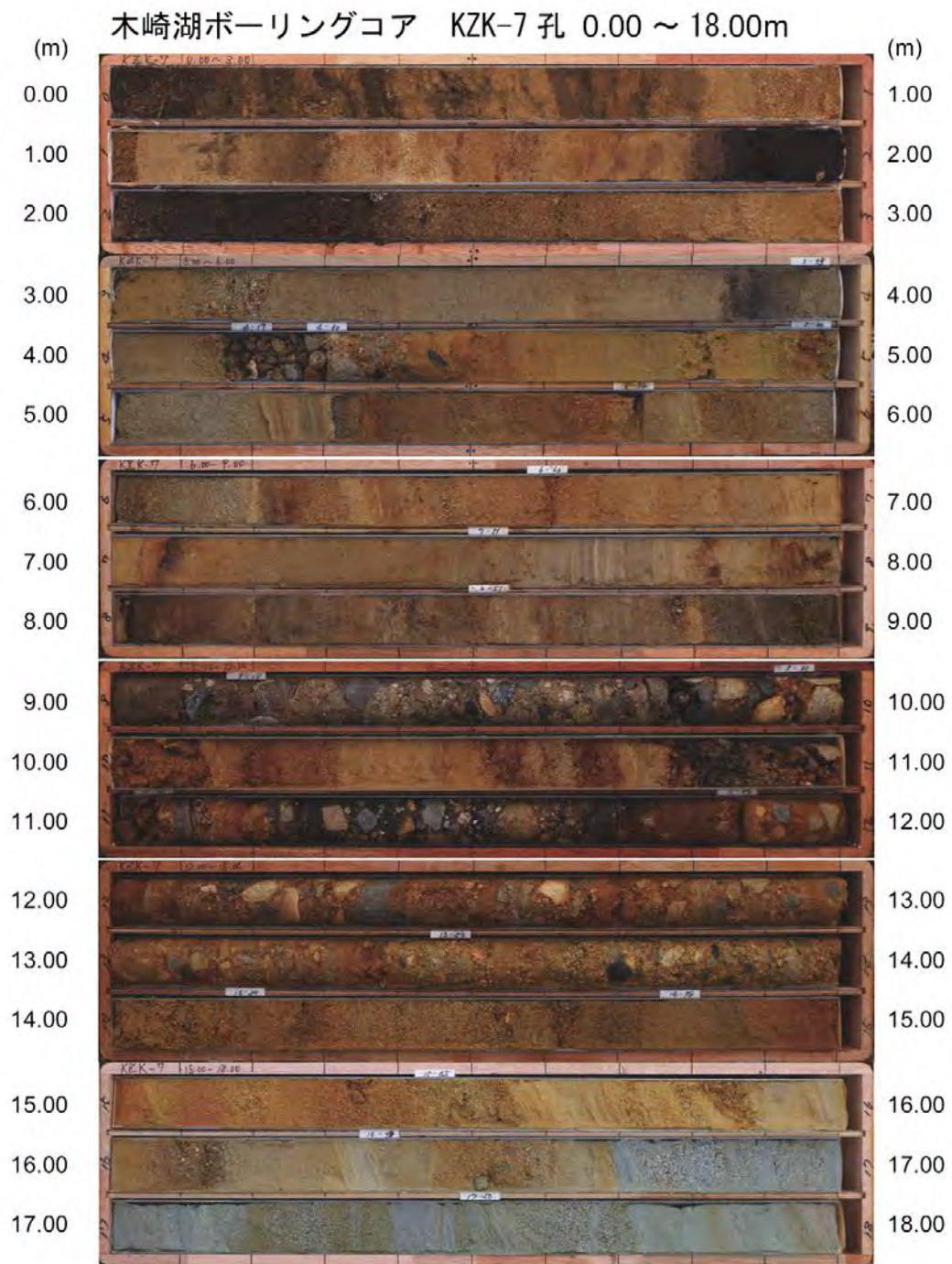


図 20 KZK-7 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

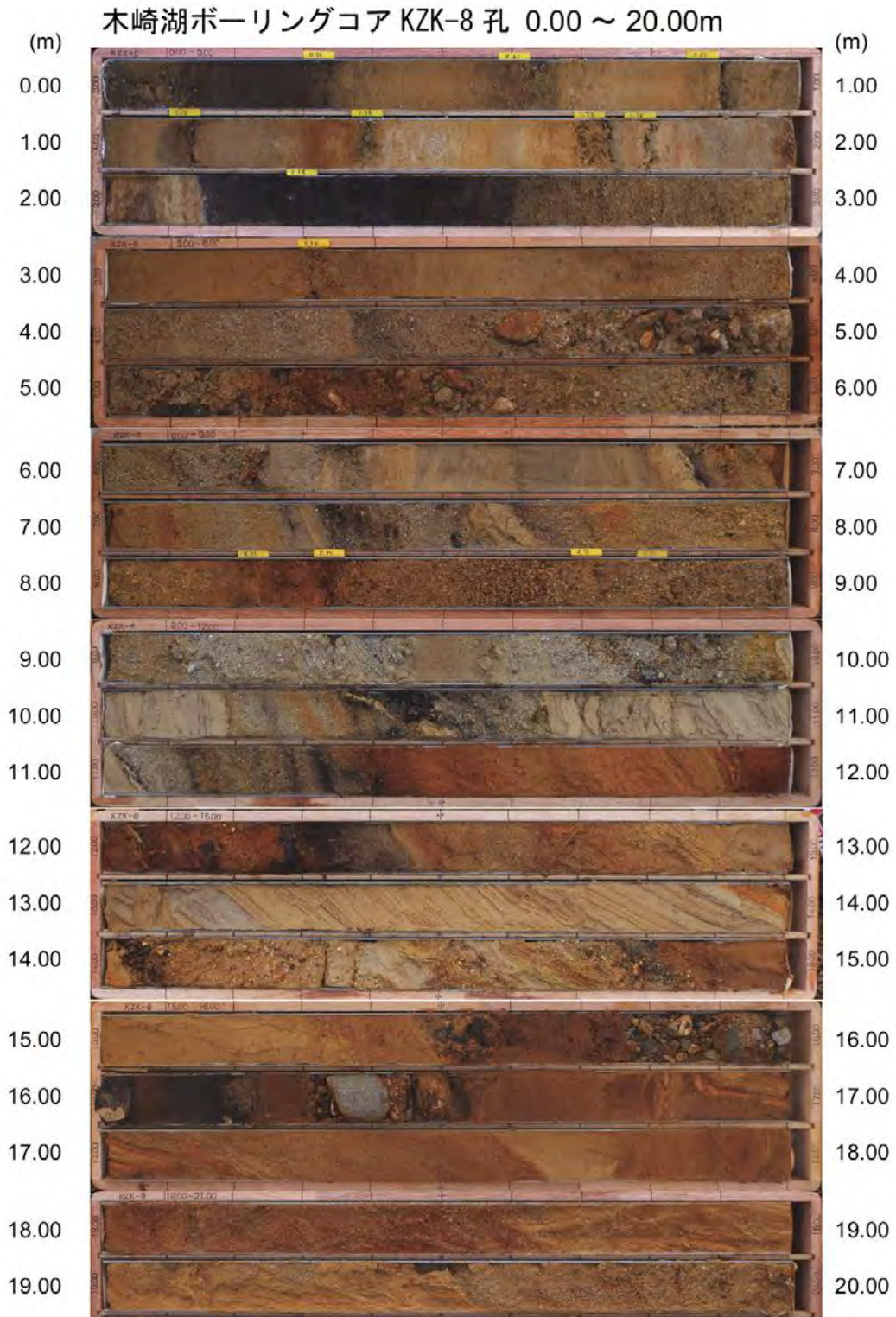


図 21 KZK-8 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。



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。

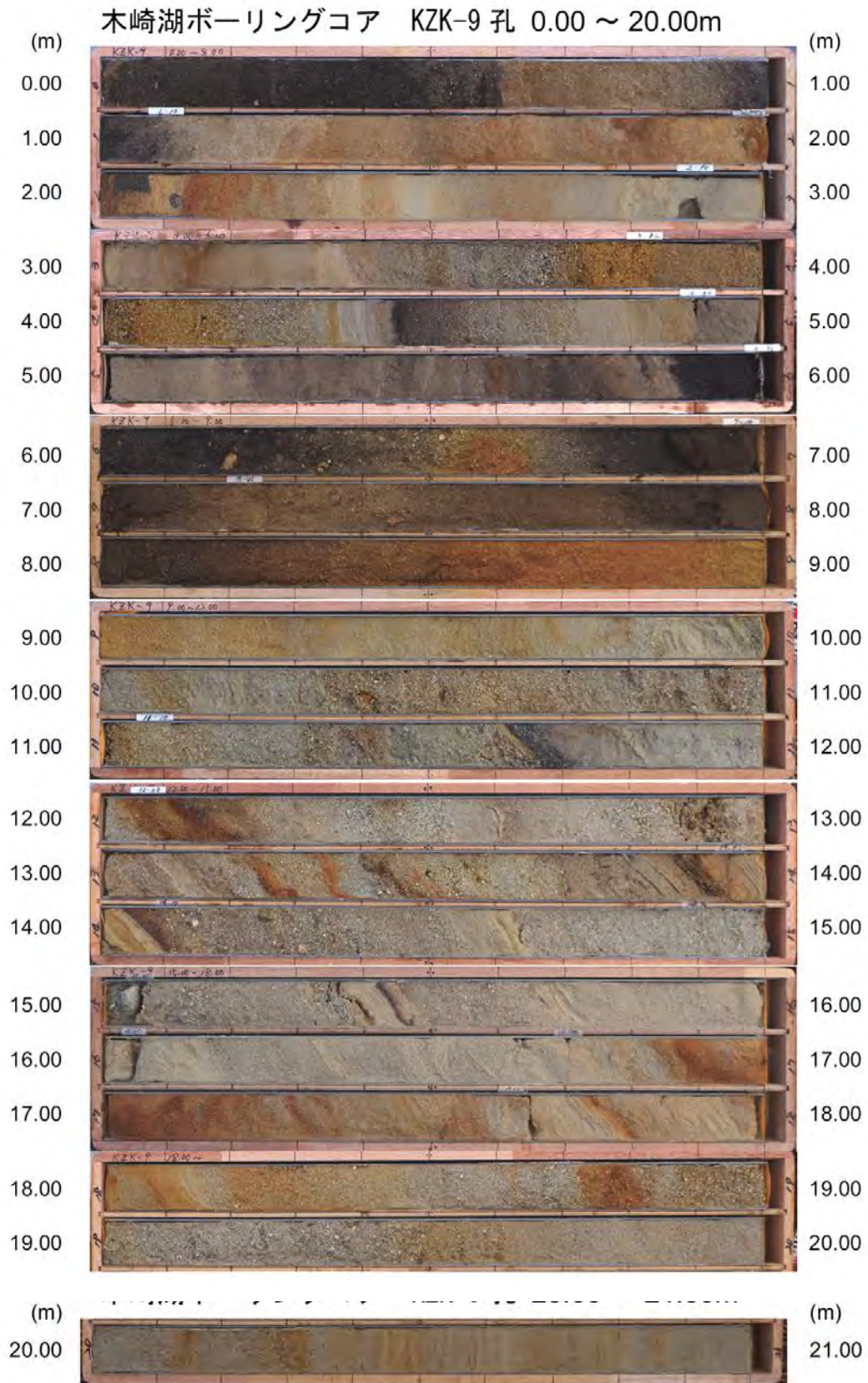


図 22 KZK-9 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

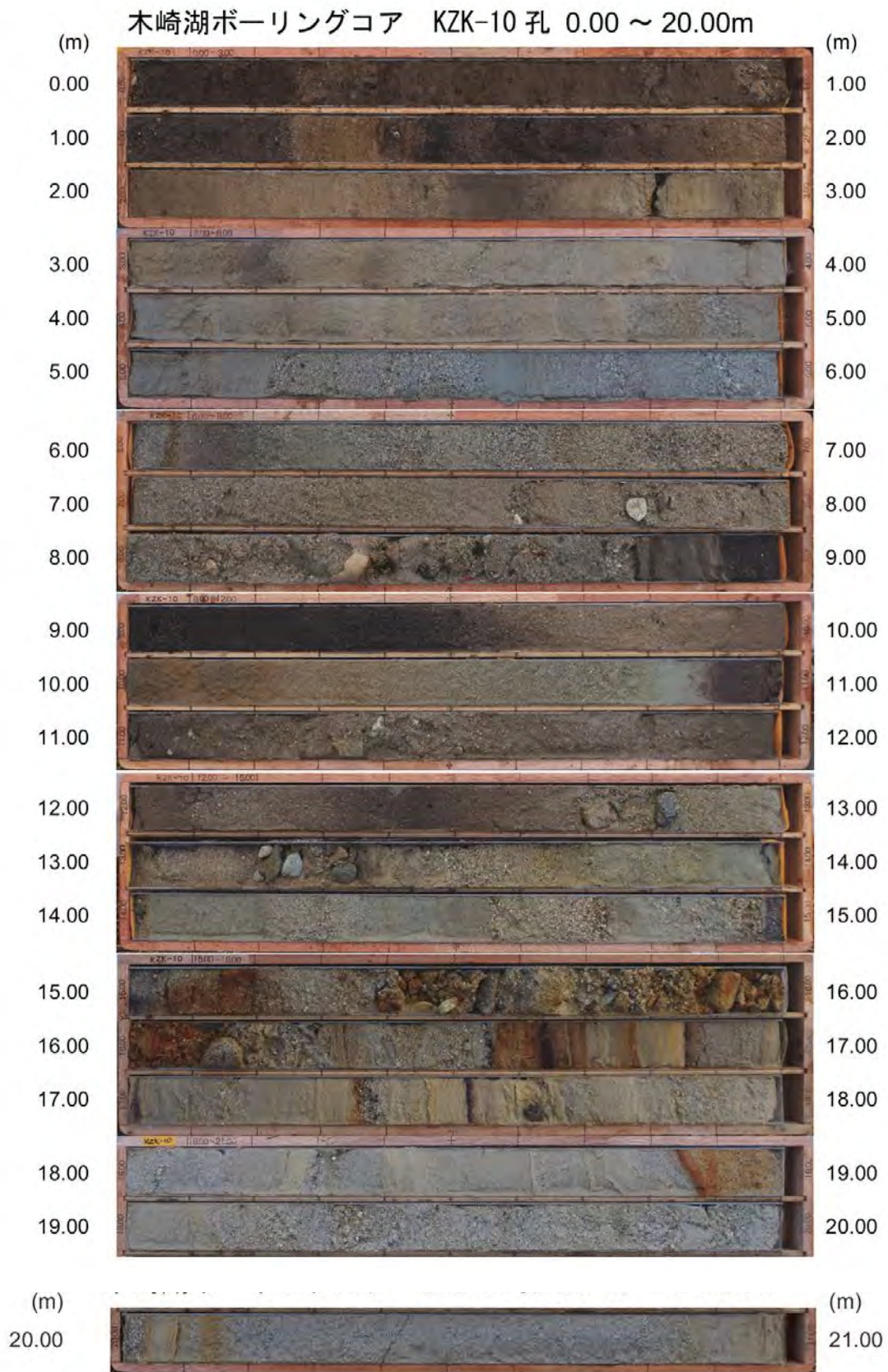


図 23 KZK-10 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 17 に示す。

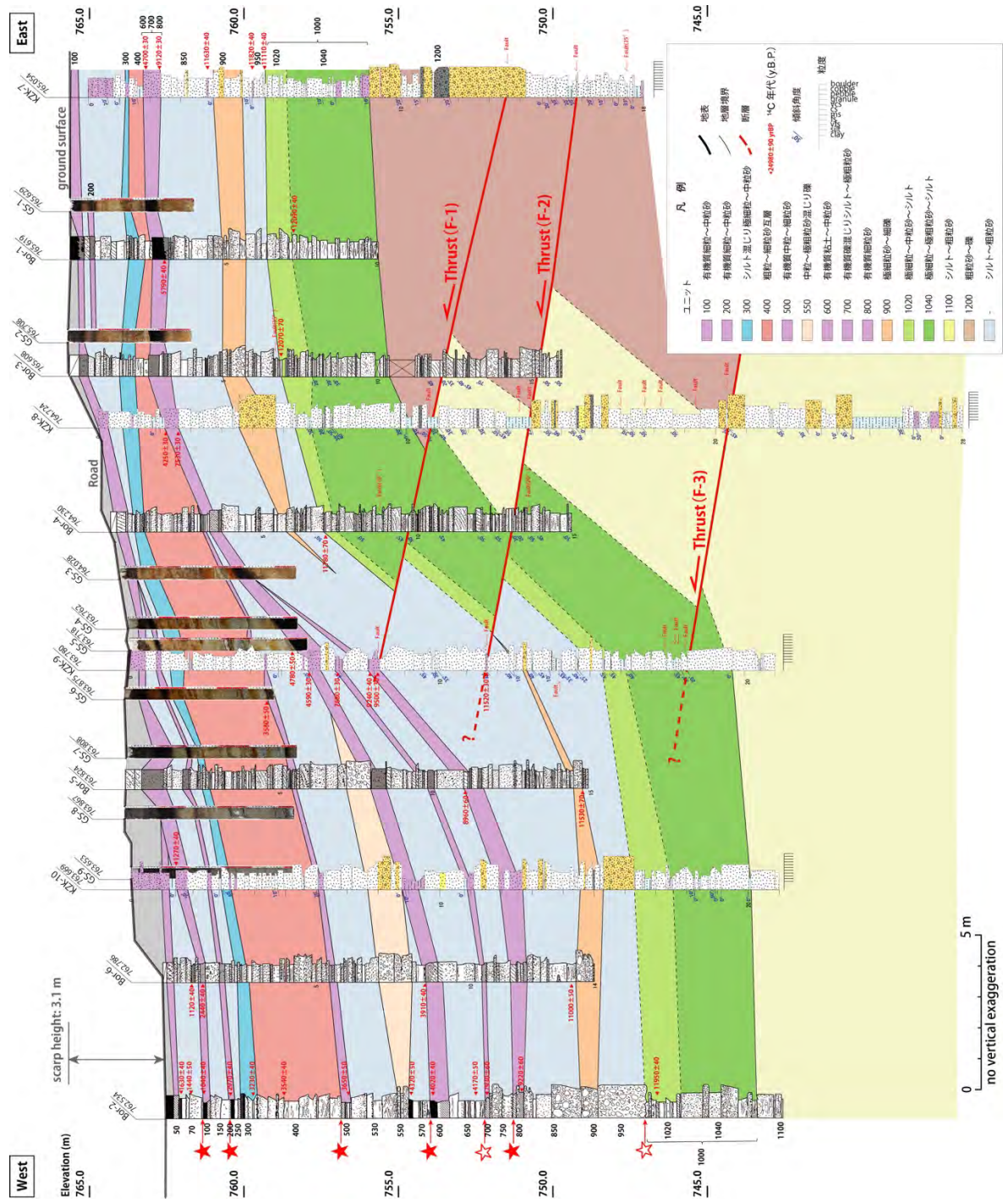


図 24 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

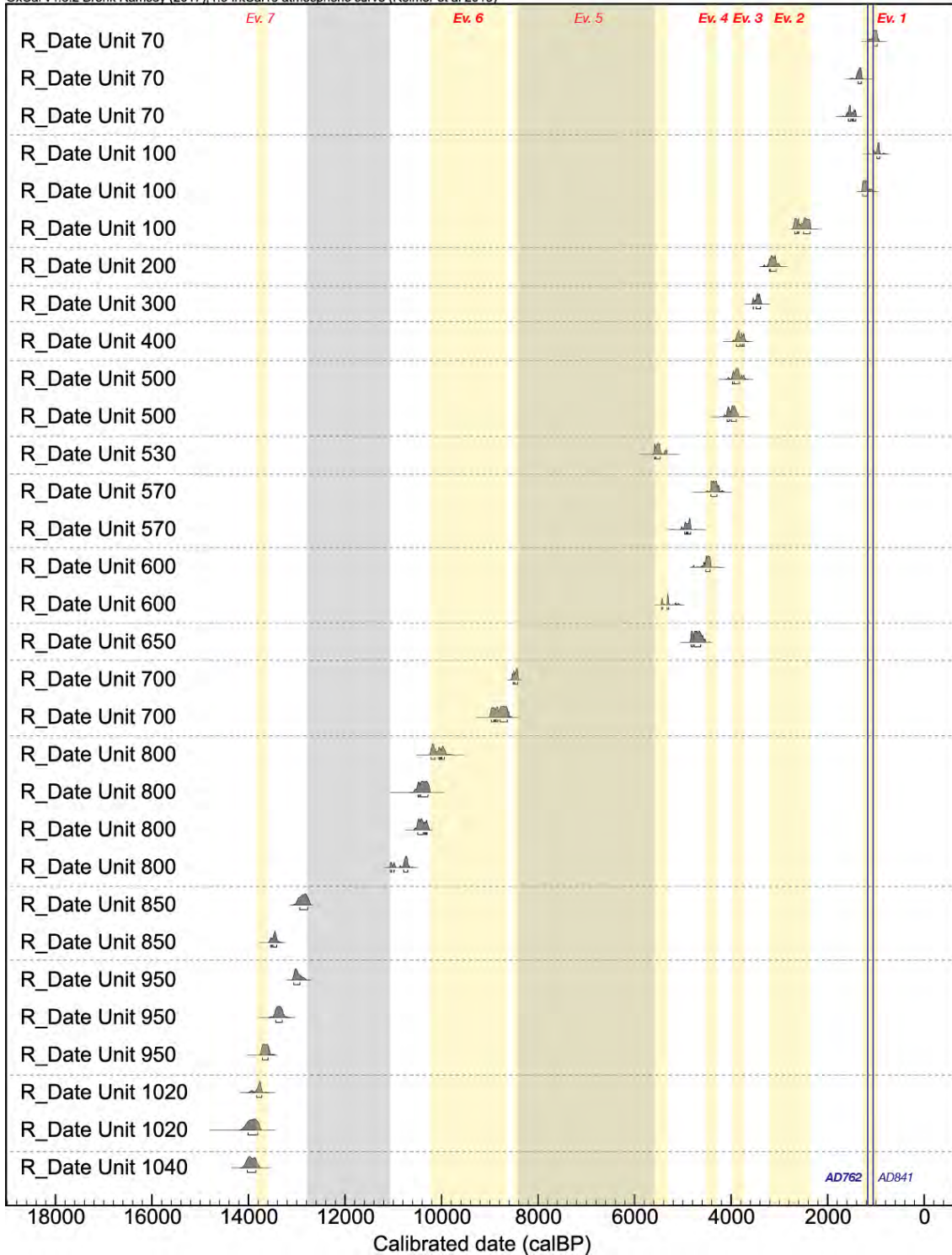


図 25 木崎湖南方地点における古地震イベントの較正暦年代。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1σ の範囲と確率密度分布を示す。黄色の網かけはイベント年代の範囲、灰色の網かけは地層の欠落期間を示す。細字のイベントは信頼性が相対的に低いイベント。

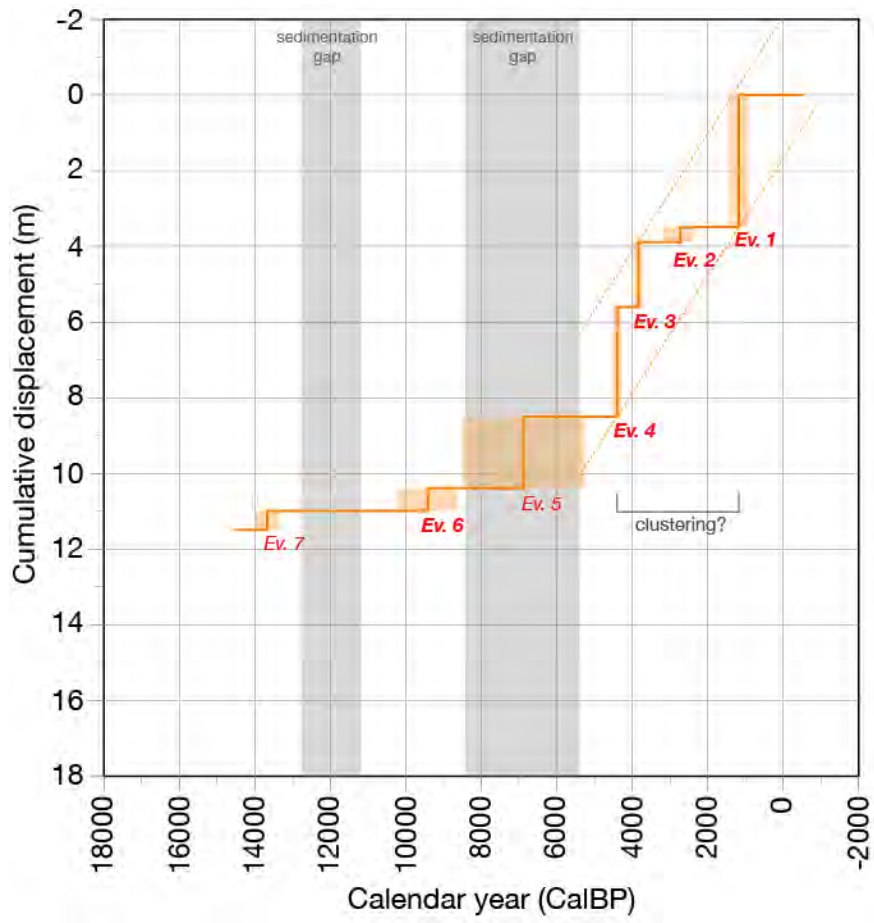


図 26 木崎湖南方地点における時間-変位ダイヤグラム。灰色の年代区間は、地層が欠落し時間間隙となっている期間。カラーのボックスは、イベント年代の推定幅 (1σ)。

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。

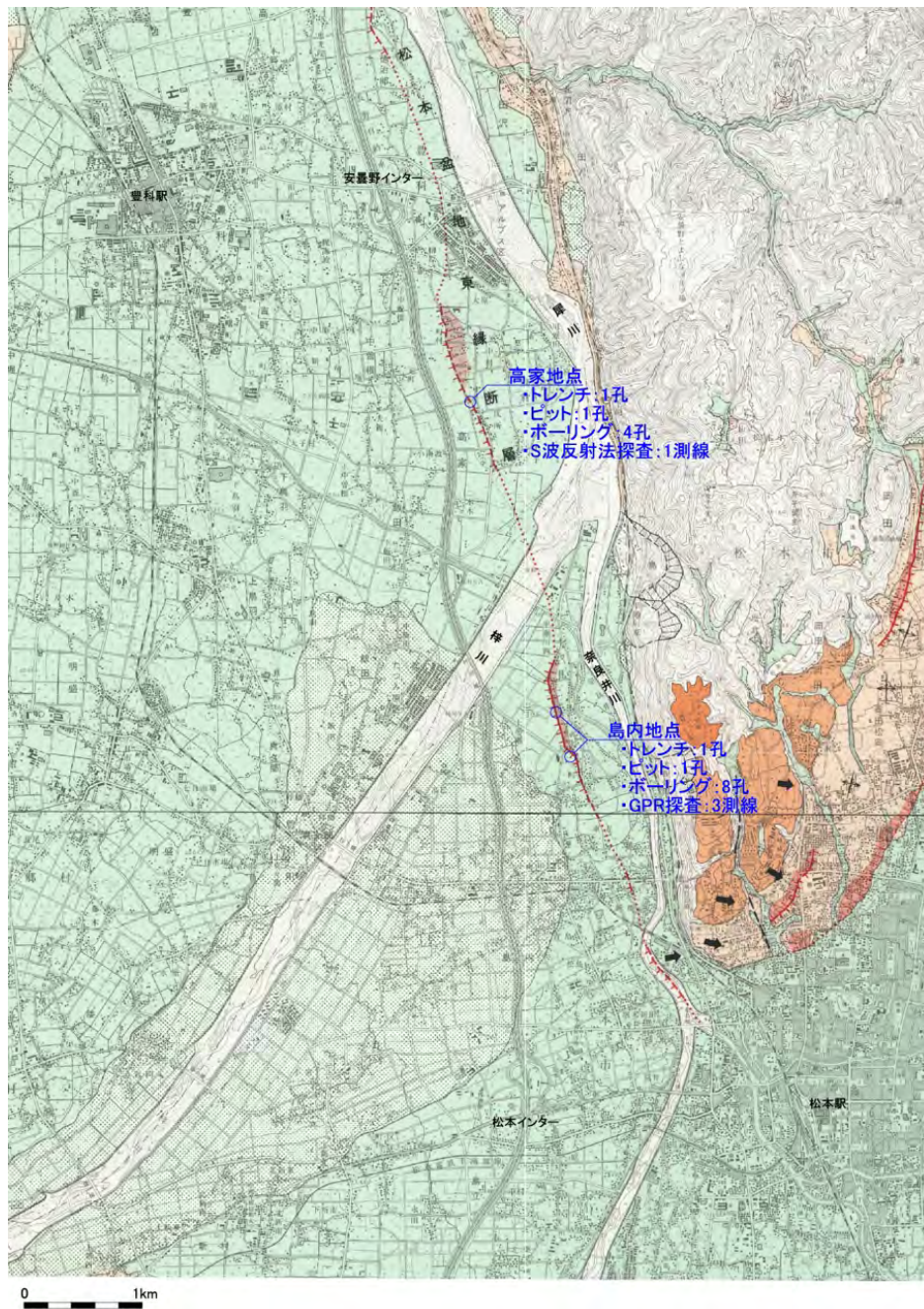


図 27 松本盆地東縁断層南部の豊科高家地区、島内地区の位置。基図は国土地理院発行都市圏活断層図「松本」を使用。

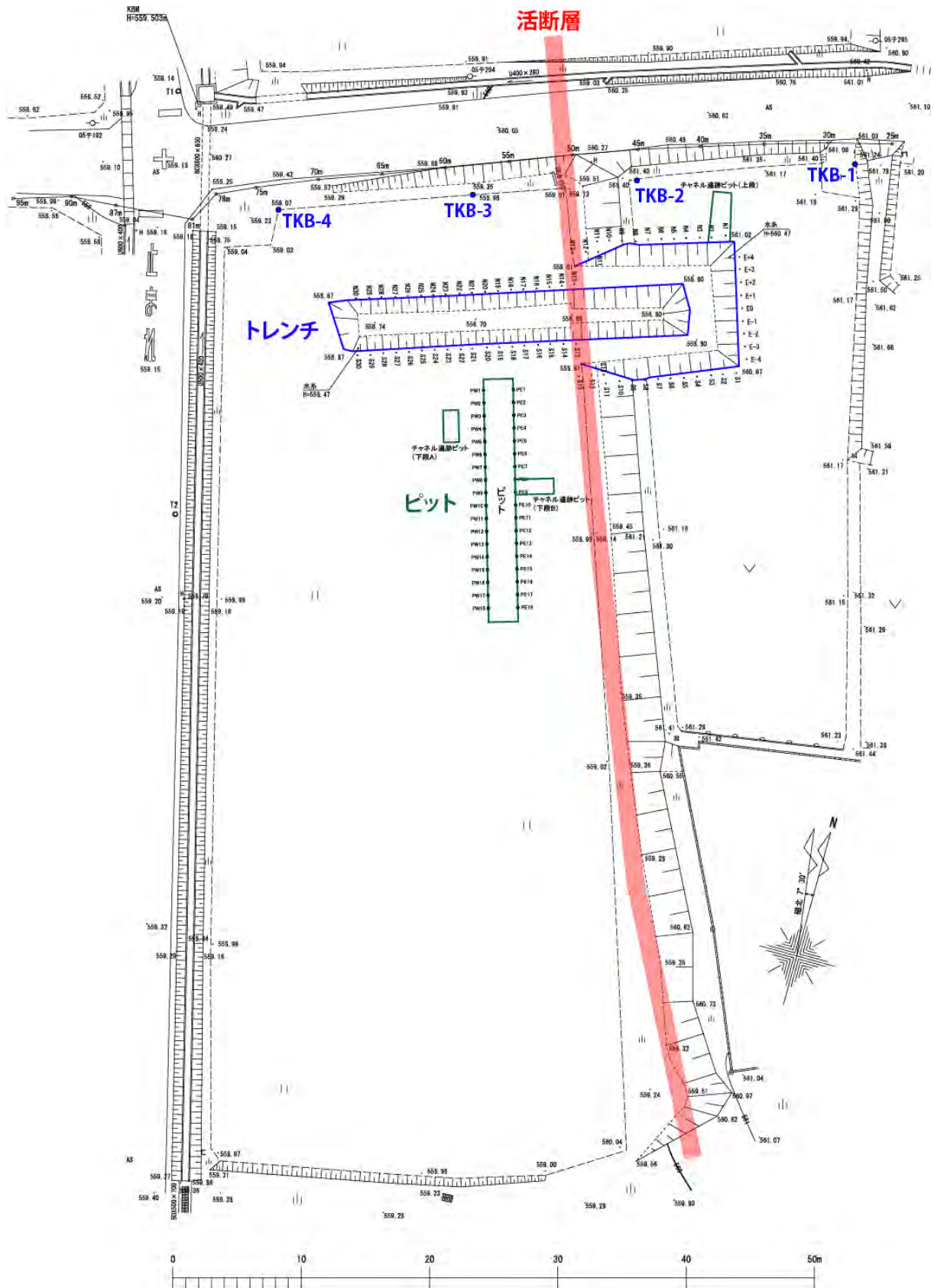


図 28 豊科高家地区におけるトレンチ・ピット掘削位置

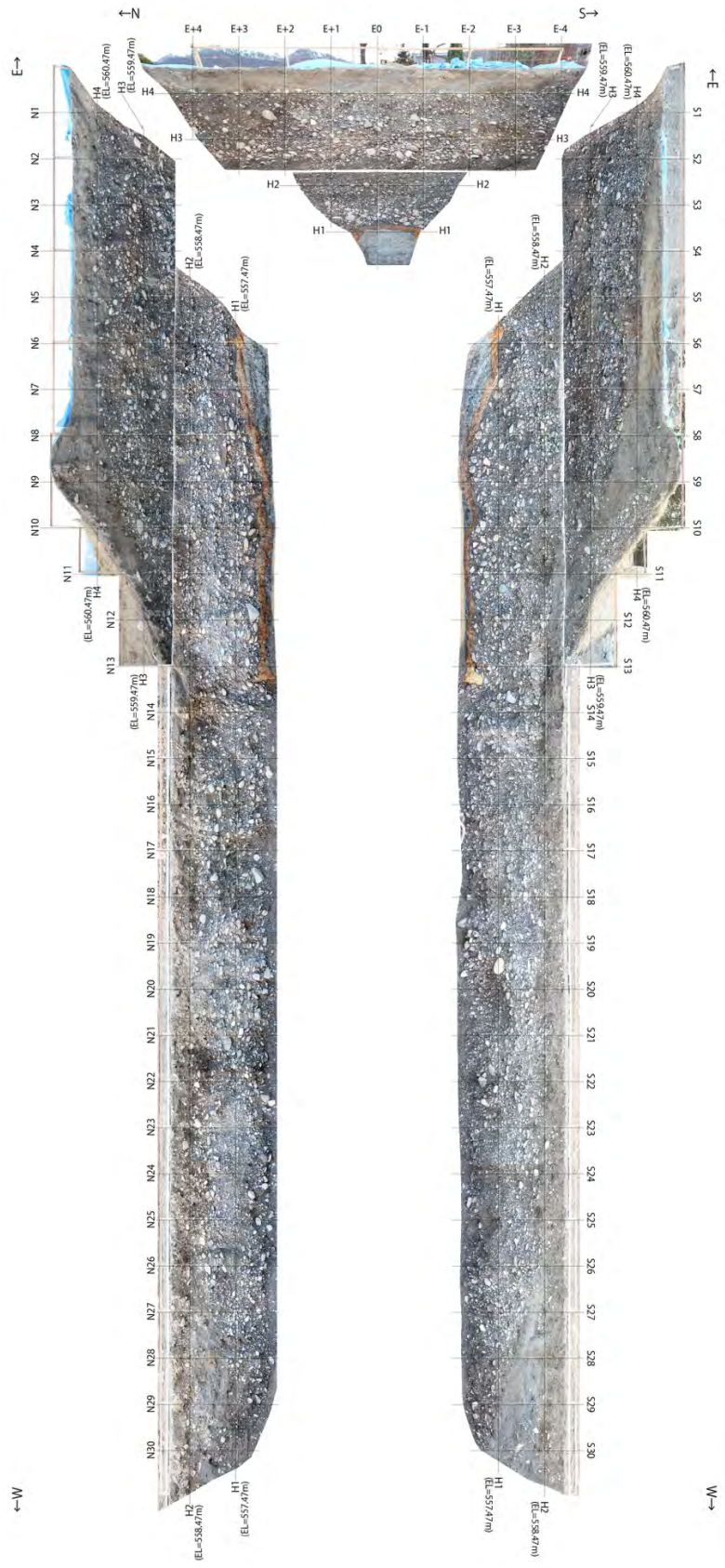


図 29 豊科高家地区におけるトレンチ壁面の写真

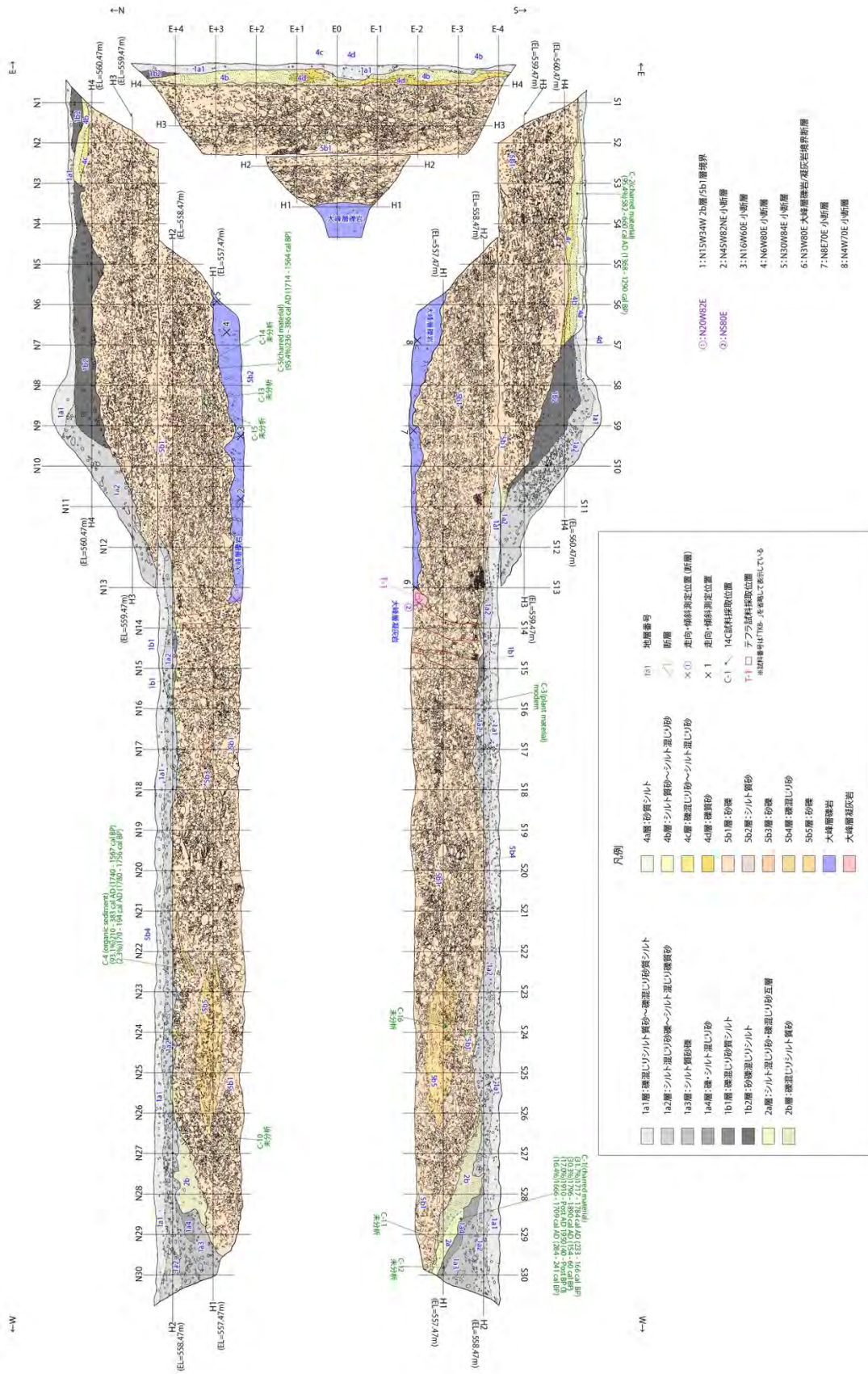


図 30 豊科高家地区におけるトレンチ壁面のスケッチ

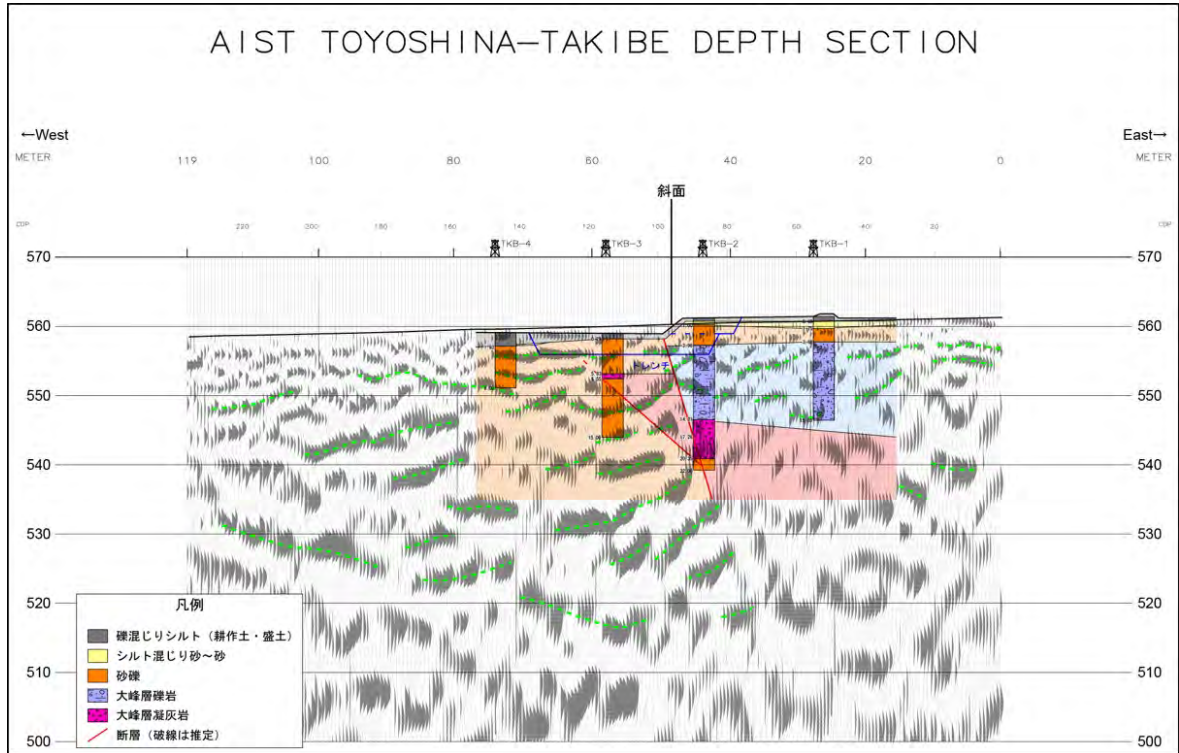


図 31 豊科高家地区におけるトレンチ・ボーリング・反射断面統合解釈図

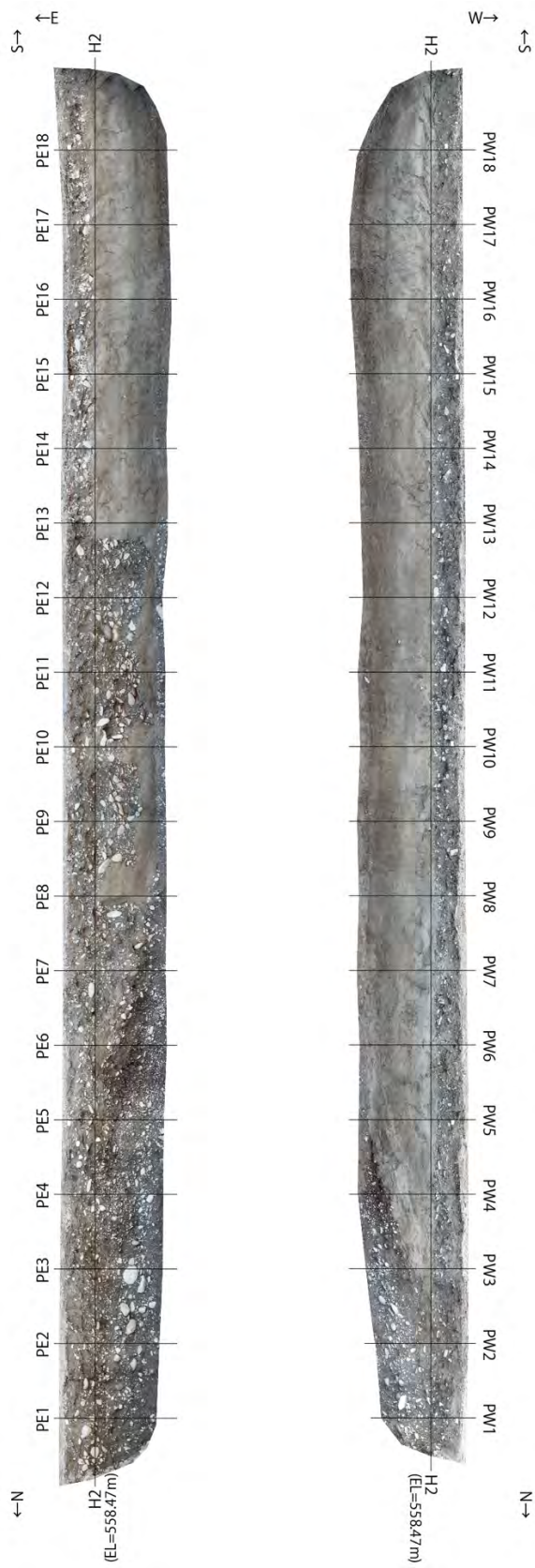


図 32 豊科高家地区におけるピット壁面の写真

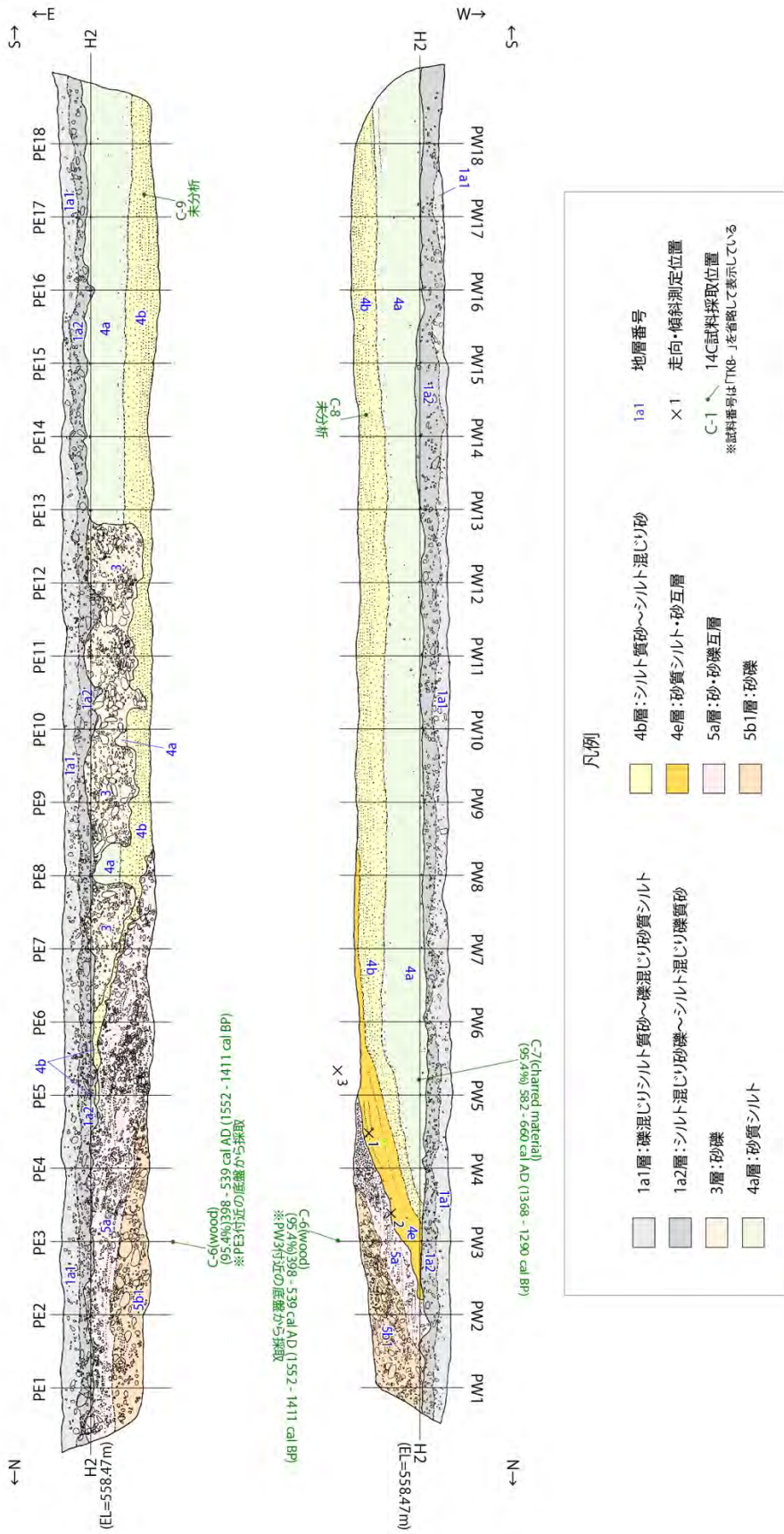


図 33 豊科高家地区におけるピット壁面のスケッチ

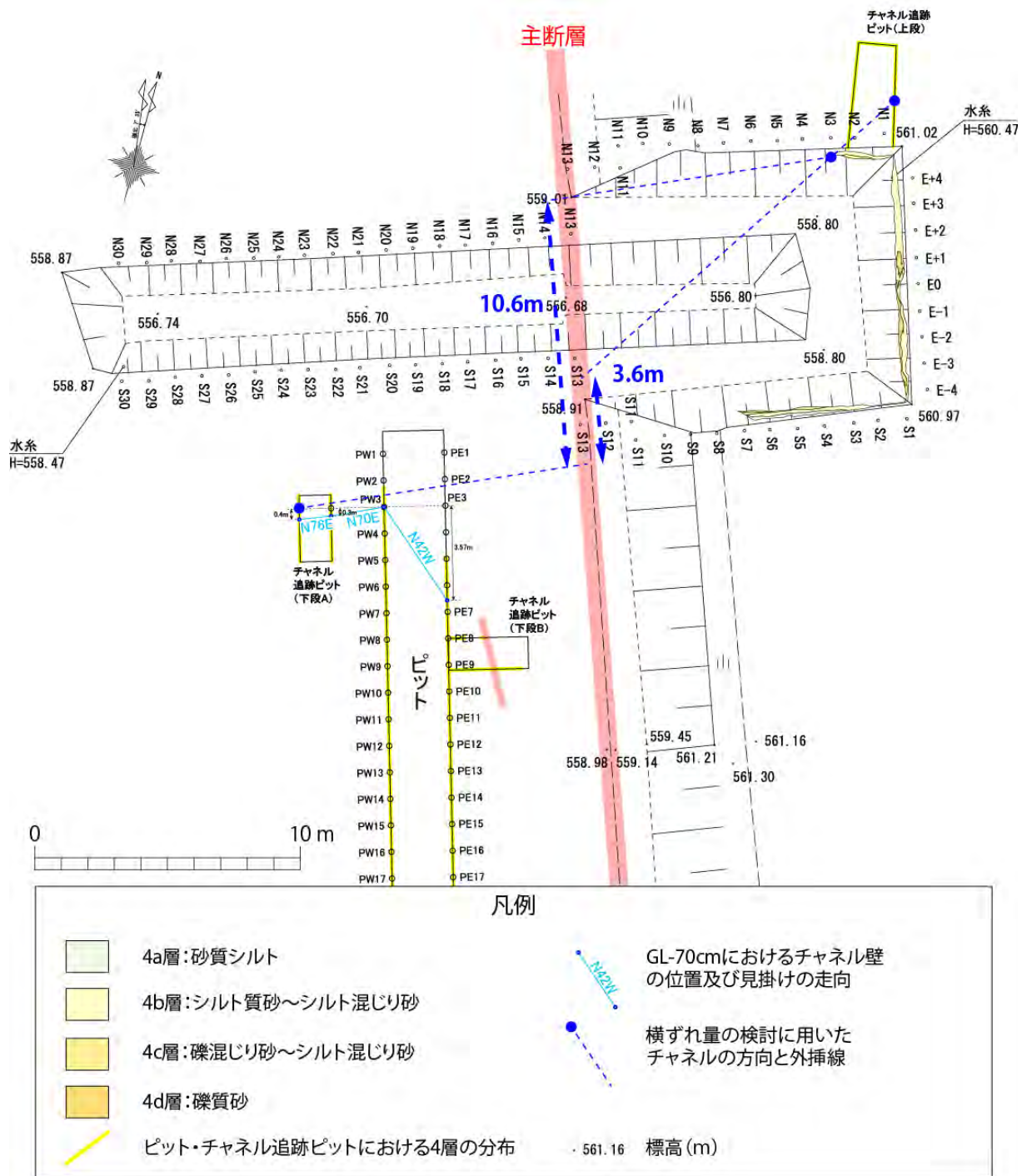


図 34 豊科高家地区におけるチャンネル堆積物に基づく横ずれ量の推定

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。

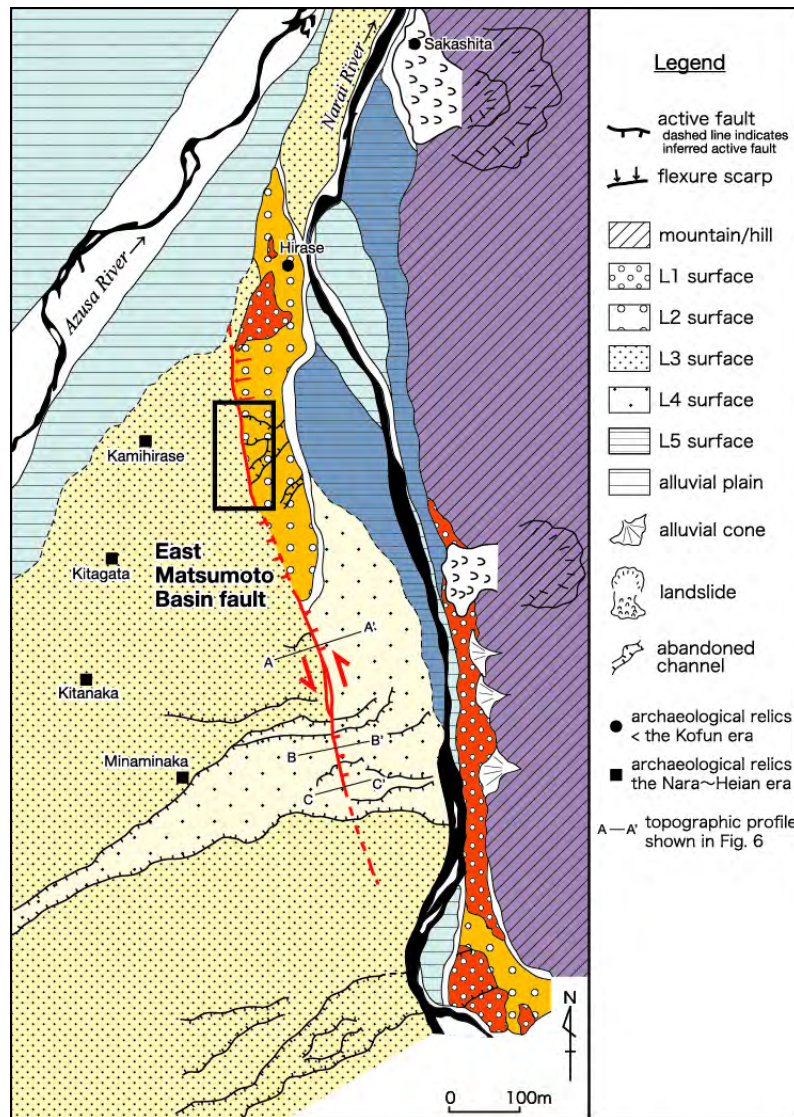


図 35 松本市島内地区周辺の活断層と地形分類図。黒枠が図 36 の調査範囲。Kondo et al. (2008) に一部加筆。



図 36 松本市島内地区におけるボーリング掘削位置

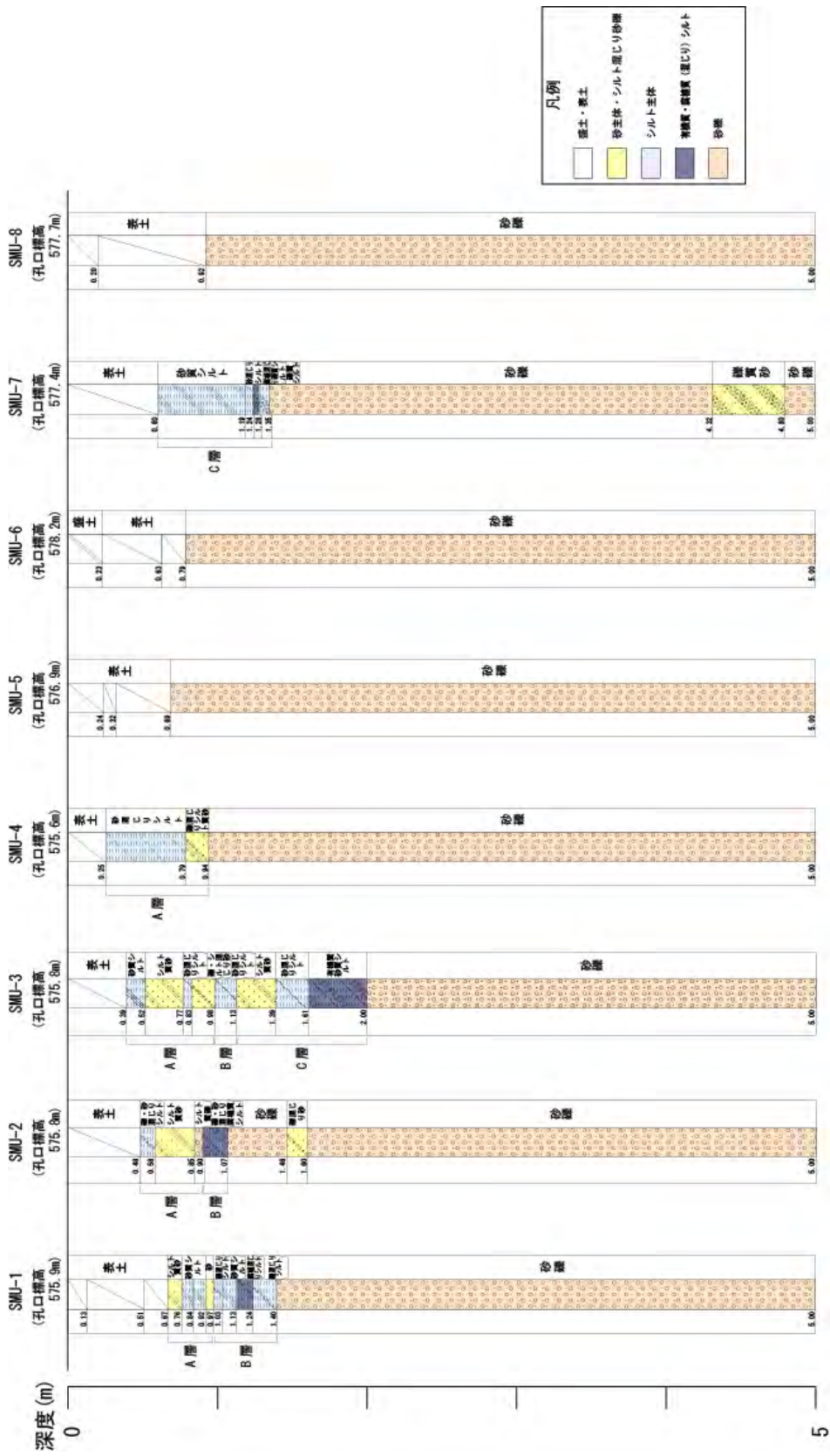


図 37 松本市島内地区におけるボーリング柱状図

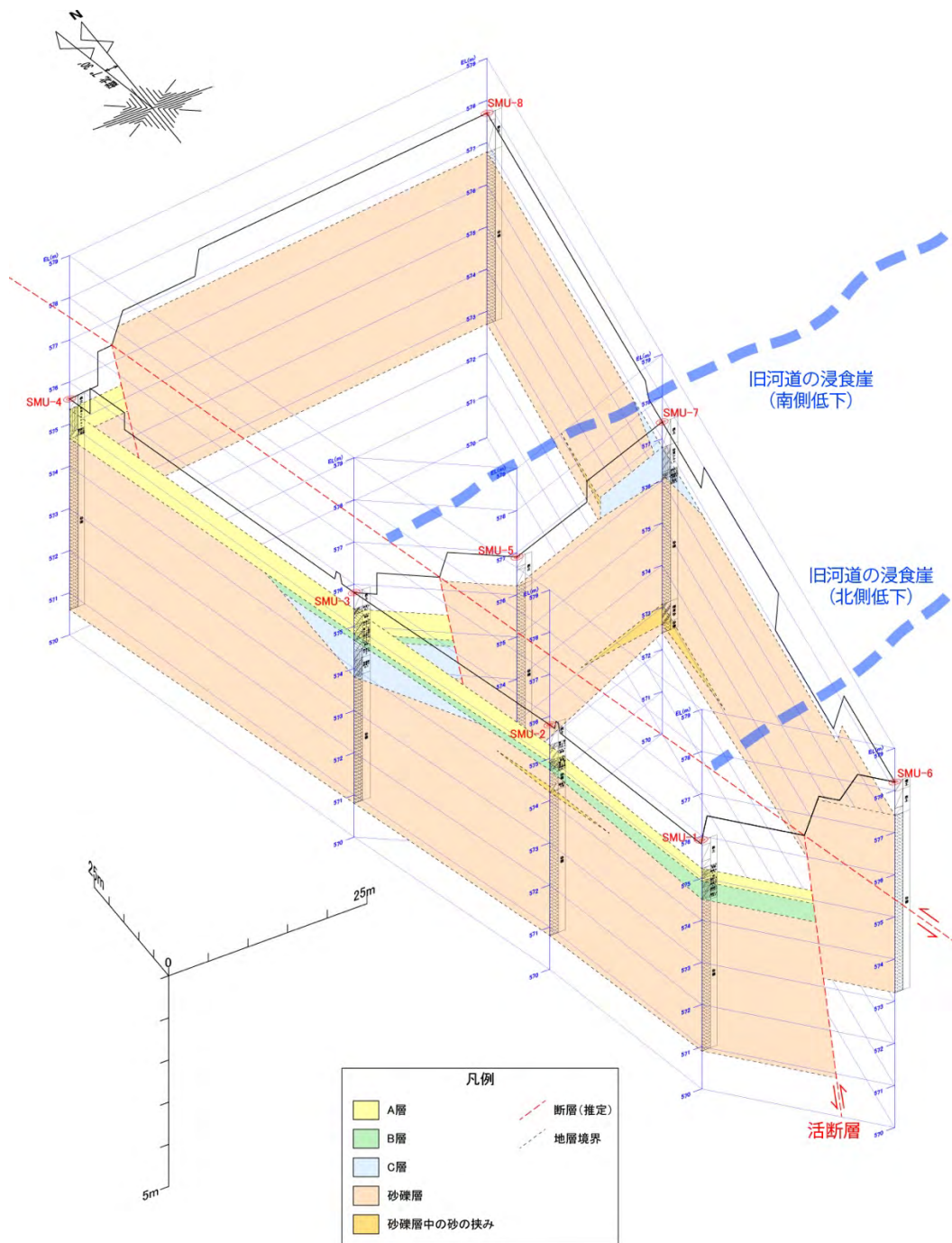


図 38 松本市島内地区におけるパネルダイアグラム。縦軸は 5 倍強調。

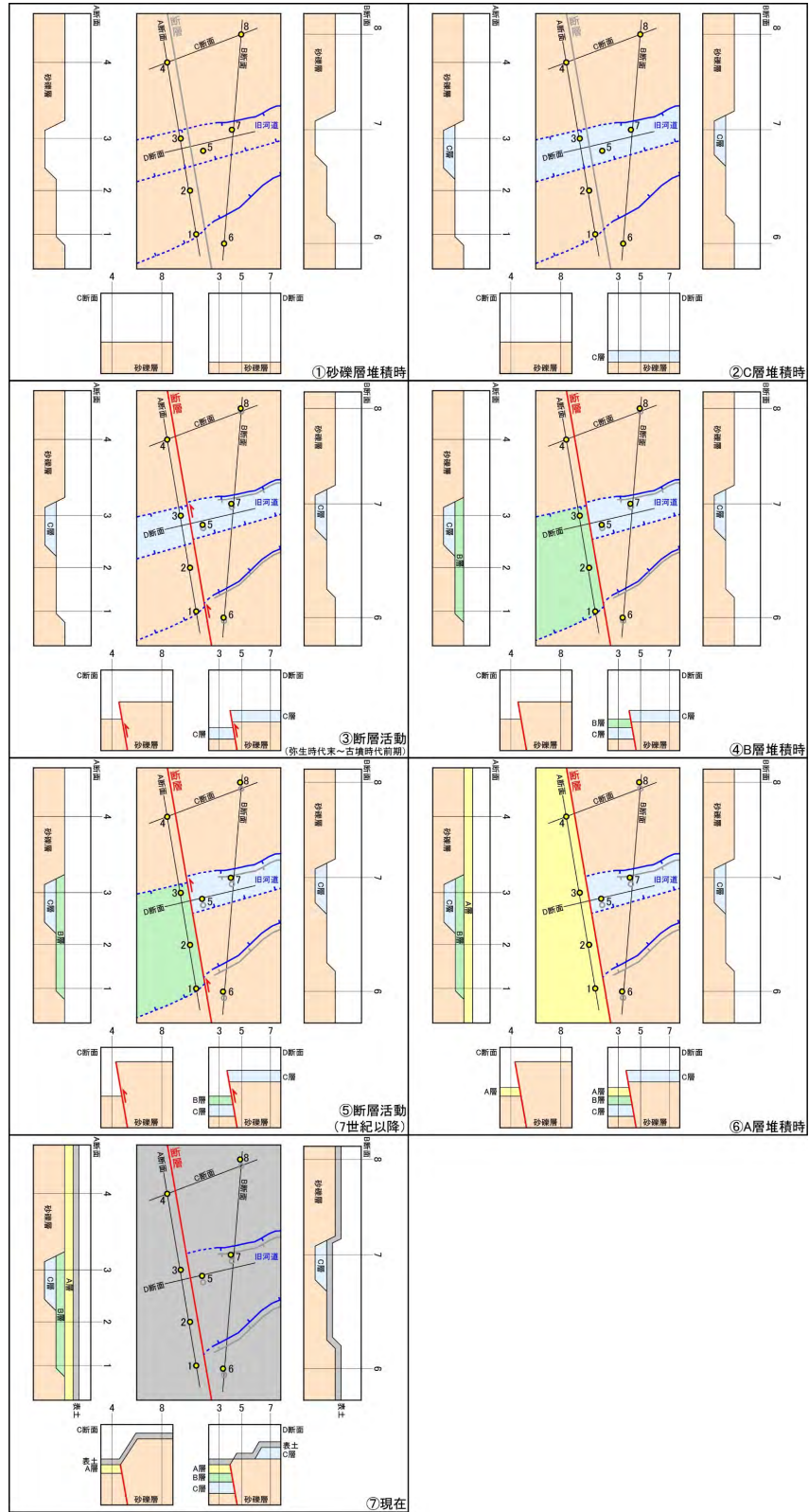


図 39 松本市島内地区における地形発達史と横ずれ量の予察的検討

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5 km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。

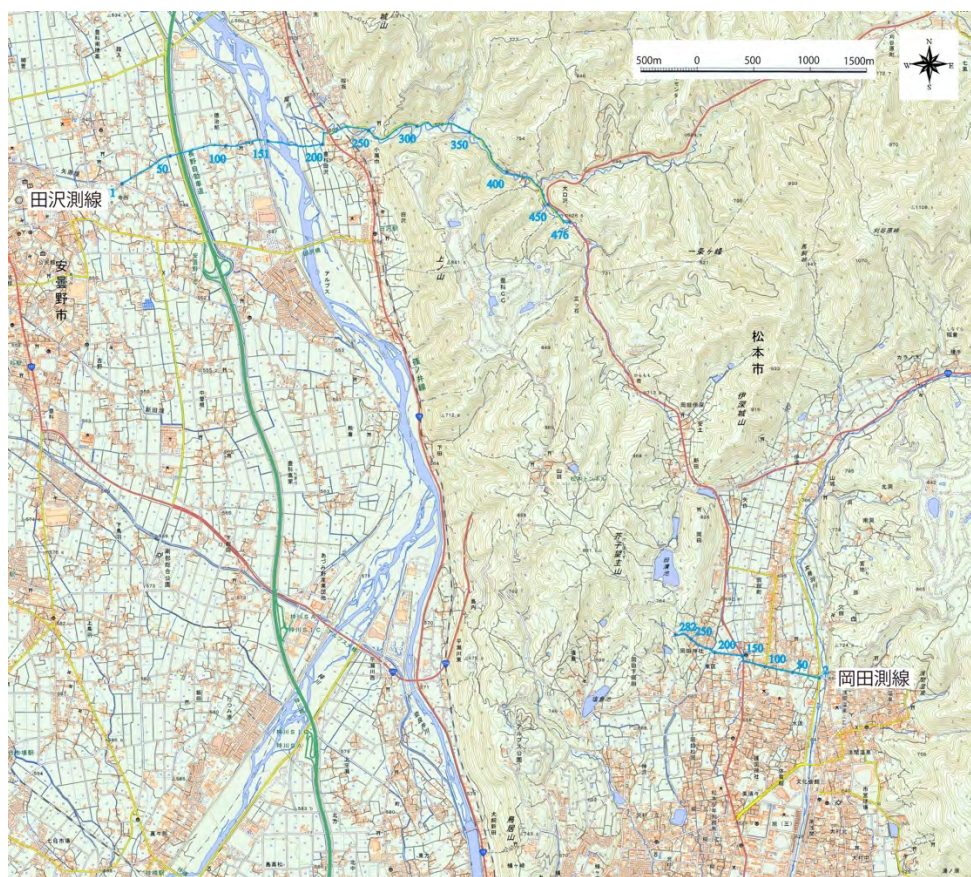


図 40 反射法地震探査測線配置図（田沢測線および岡田測線）。基図は地理院地図を使用。

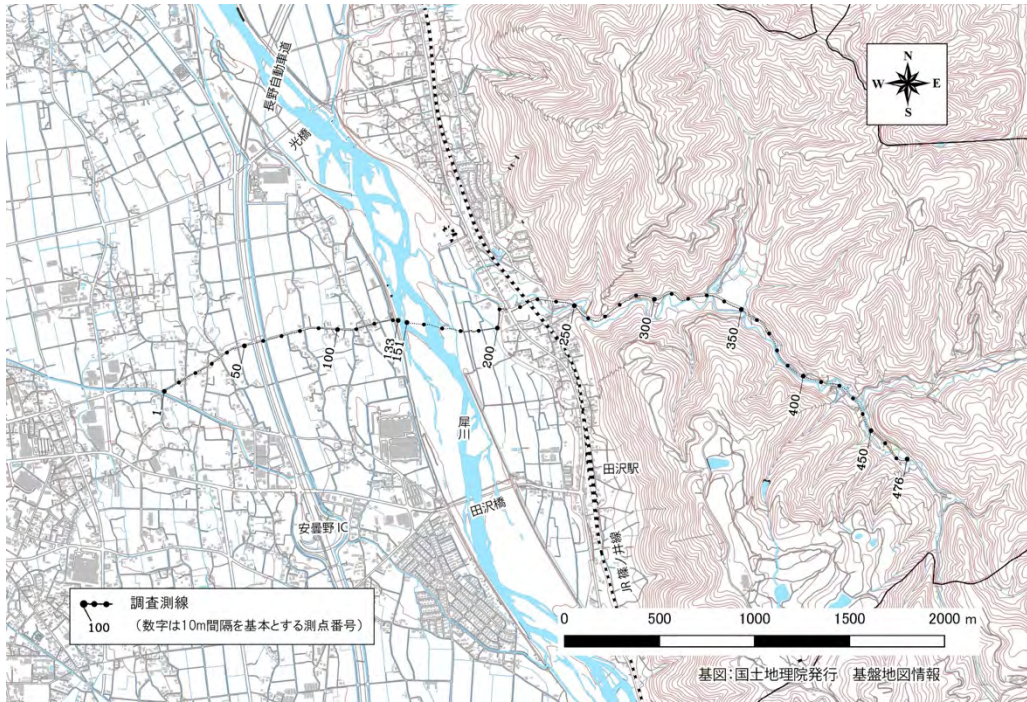


図 41 田沢測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

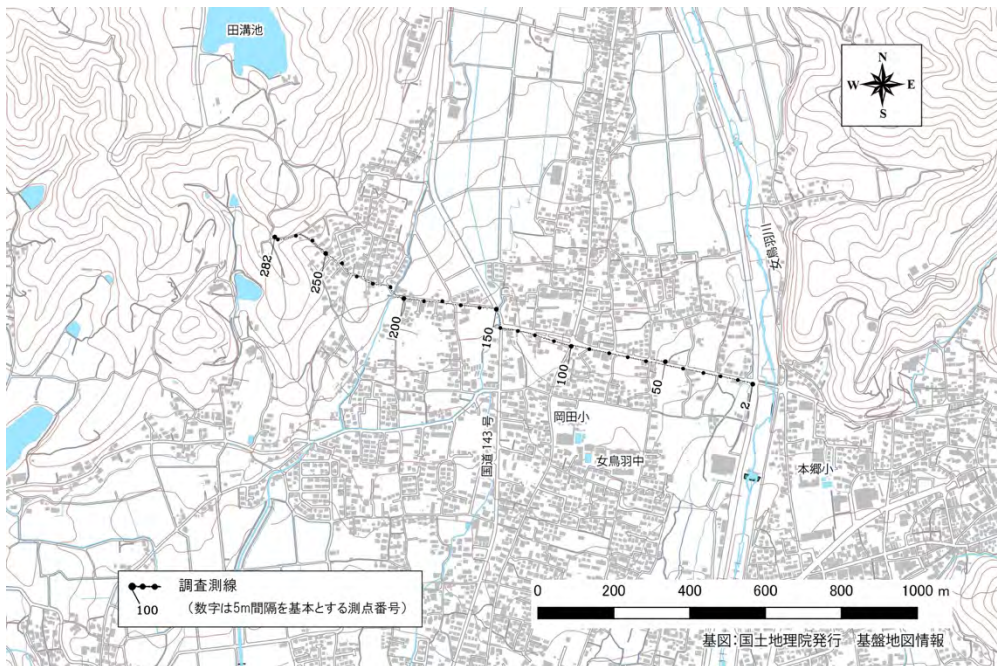


図 42 岡田測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

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。

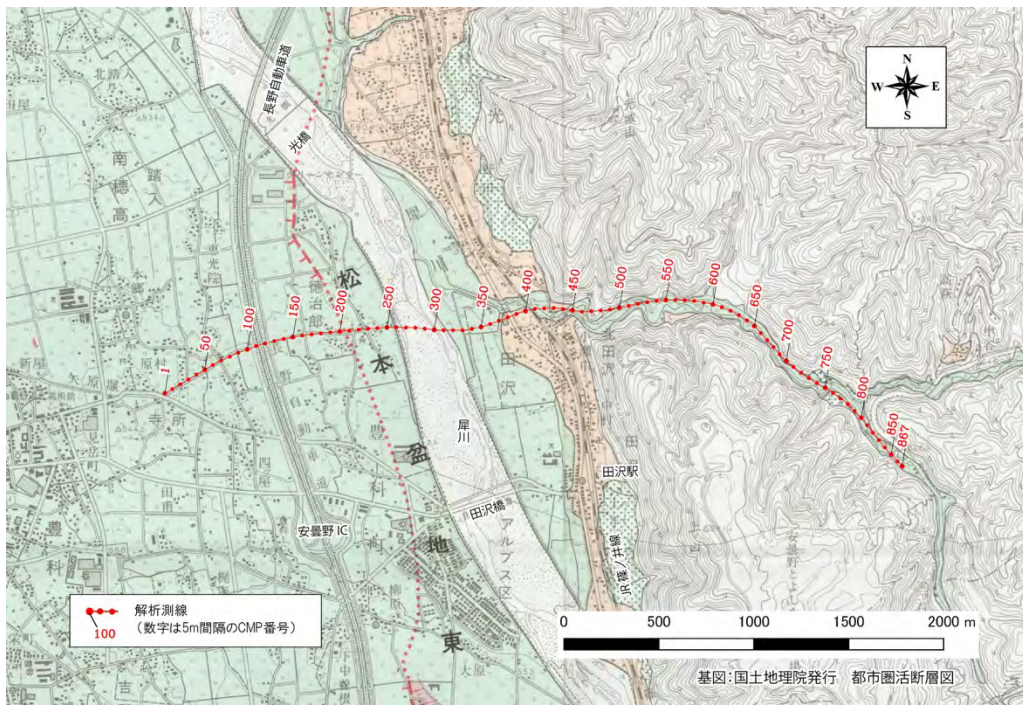


図 45 田沢測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多ほか, 1999) を使用。

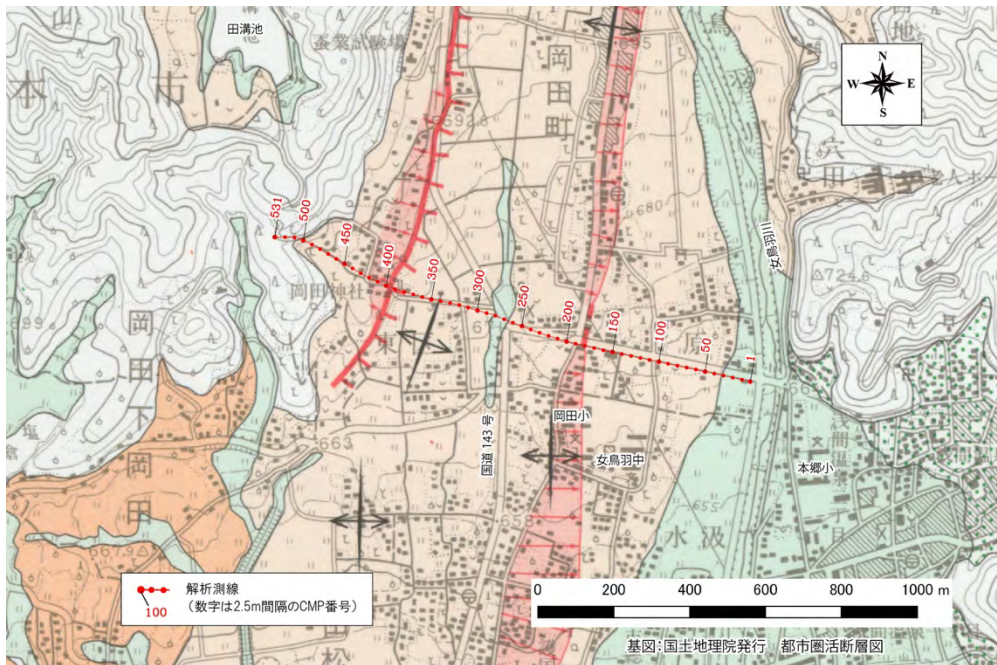


図 46 岡田測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多ほか, 1999) を使用。

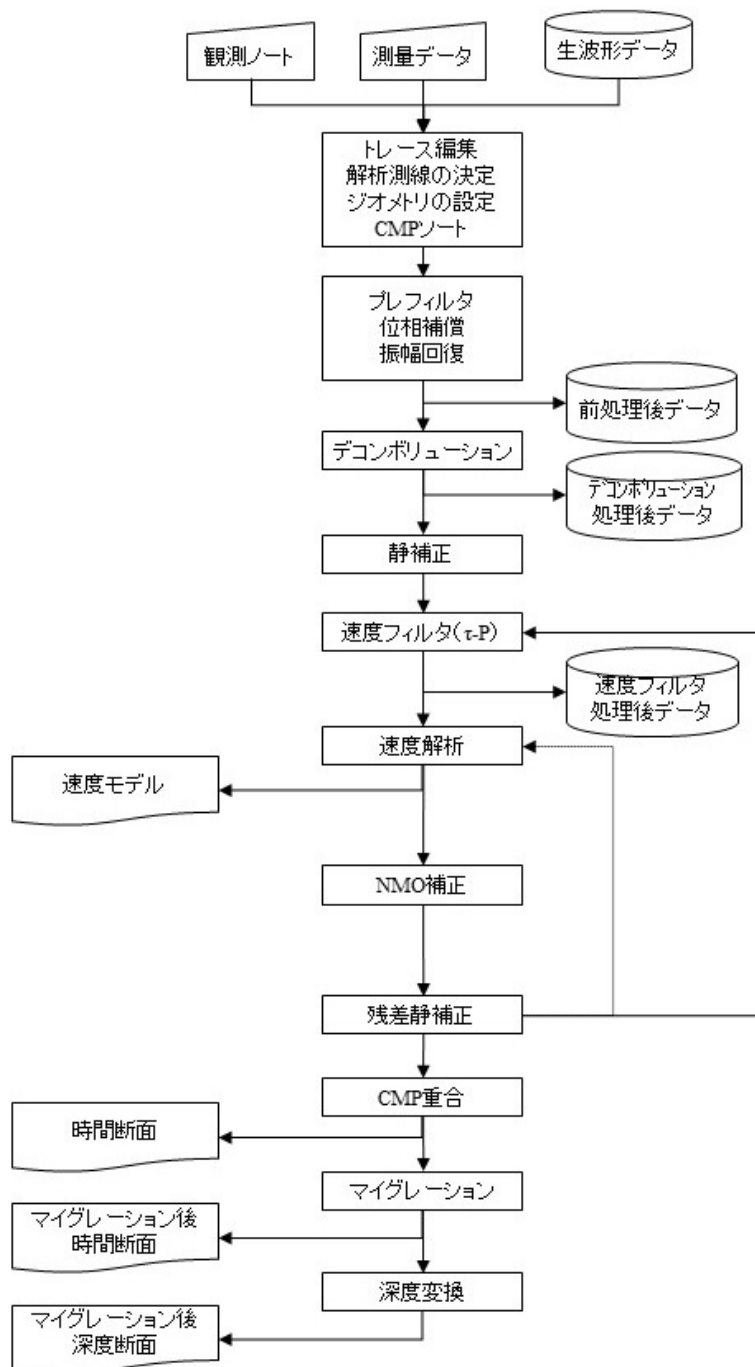


図 47 反射法地震探査のデータ処理フローチャート

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。

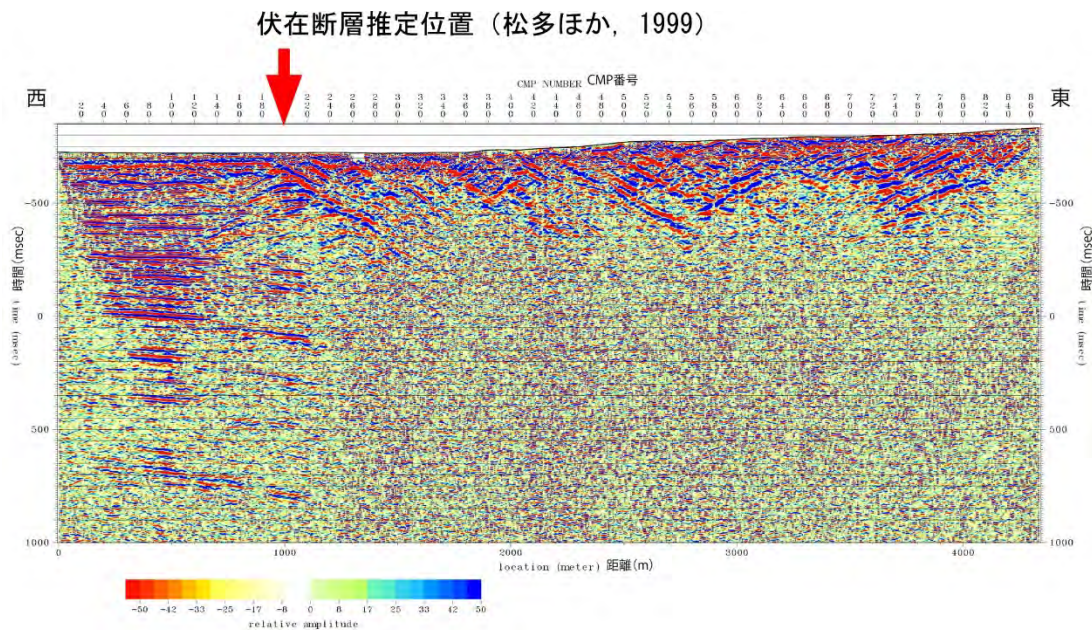


図 48 田沢測線の重合時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

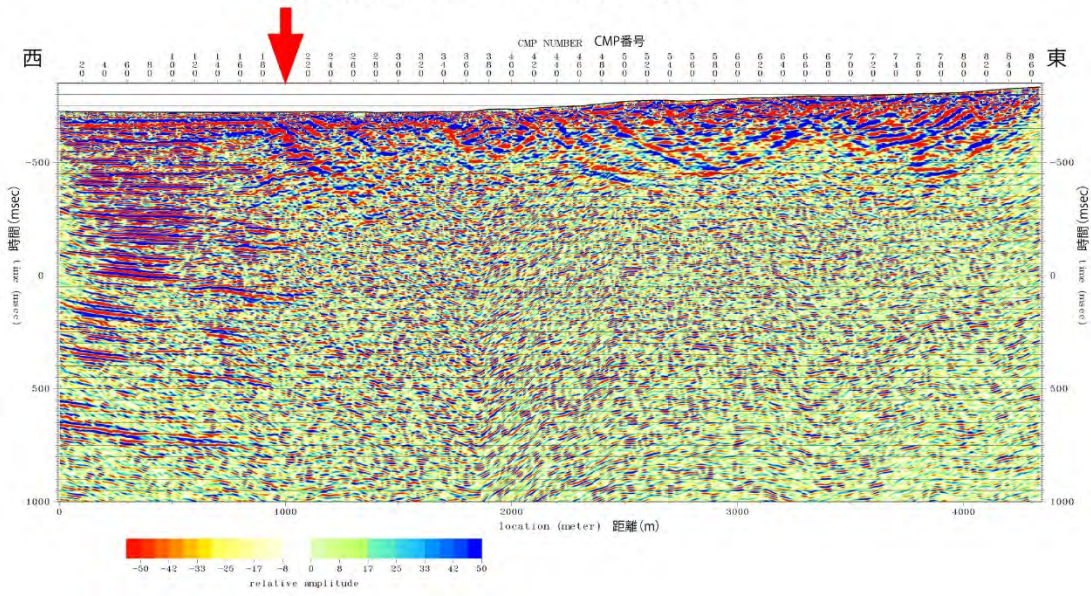


図 49 田沢測線のマイグレーション時間断面図

伏在断層推定位置（松多ほか，1999）

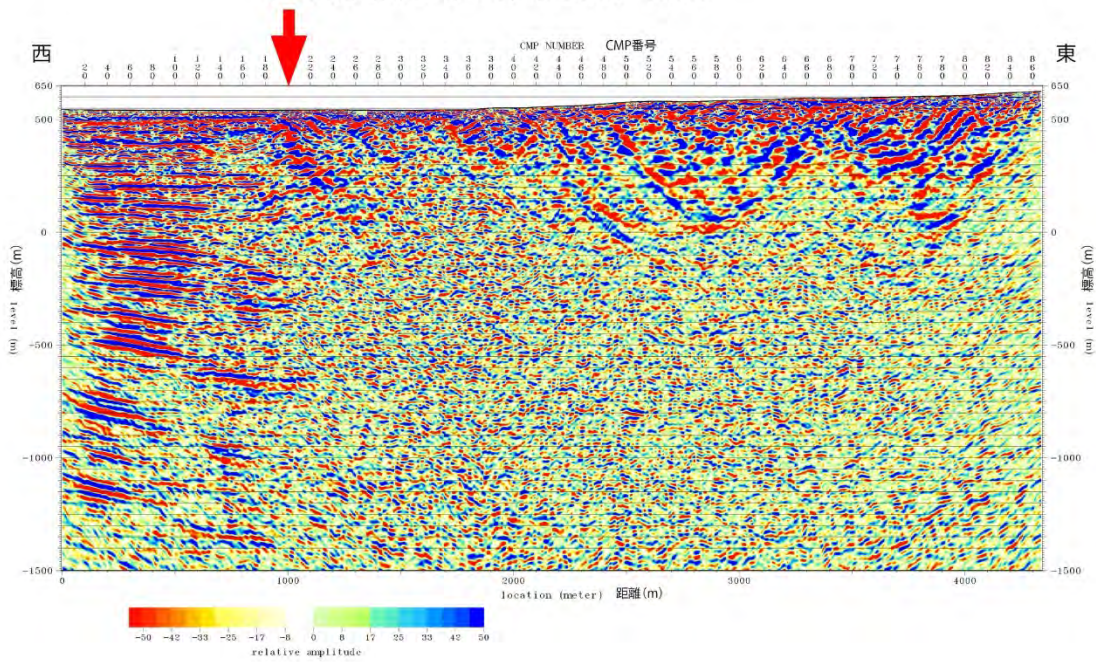


図 50 田沢測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

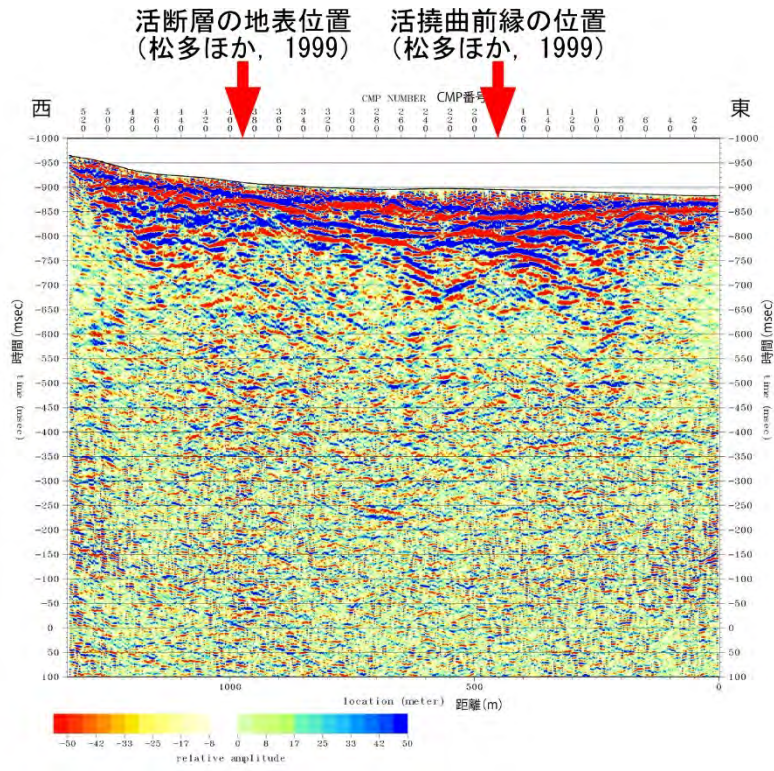


図 51 岡田測線の重合時間断面図

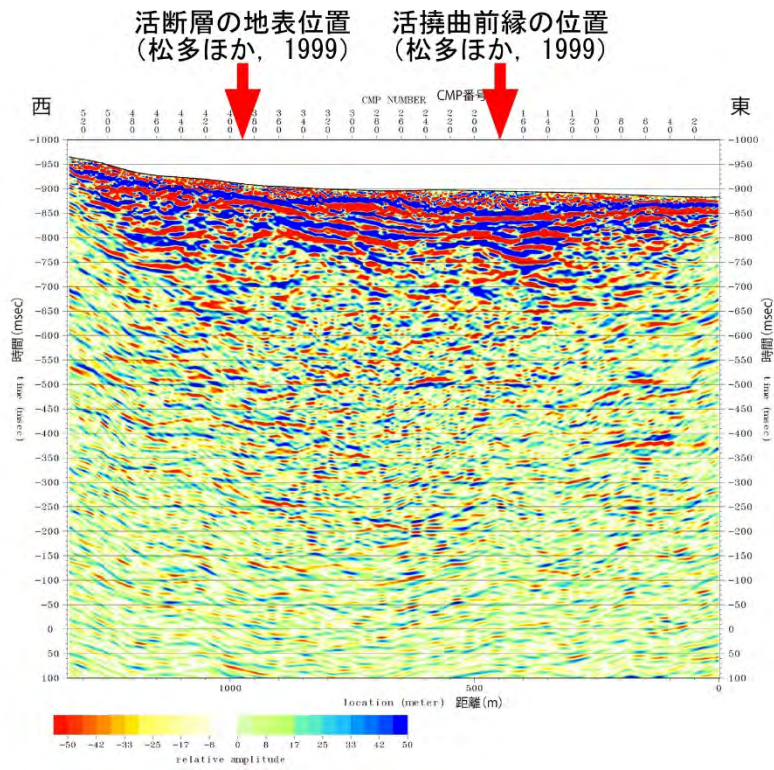


図 52 岡田測線のマイグレーション時間断面図

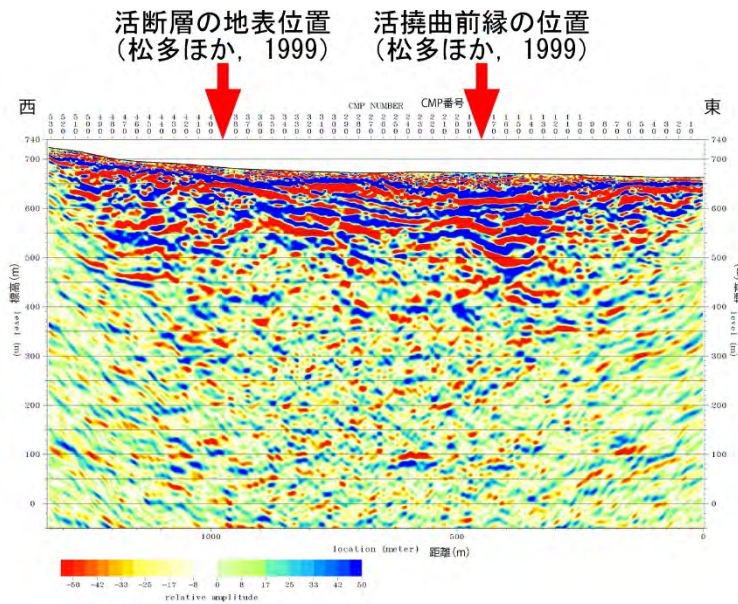


図 53 岡田測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

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。

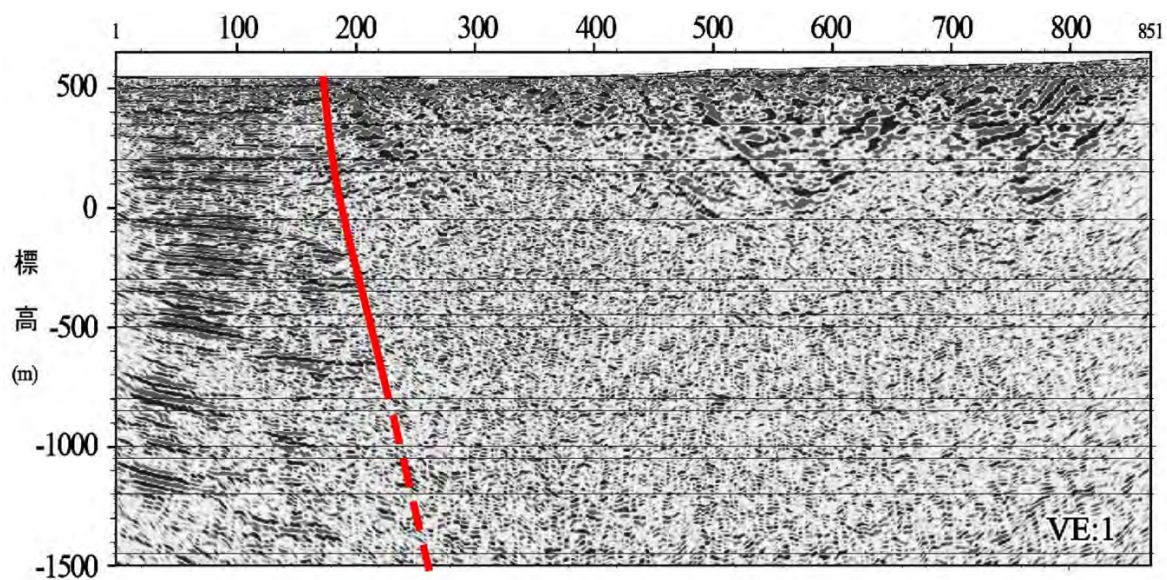


図 54 田沢測線の深度変換断面図（図 50）における断層地下形状の解釈
深度方向の強調は無し。

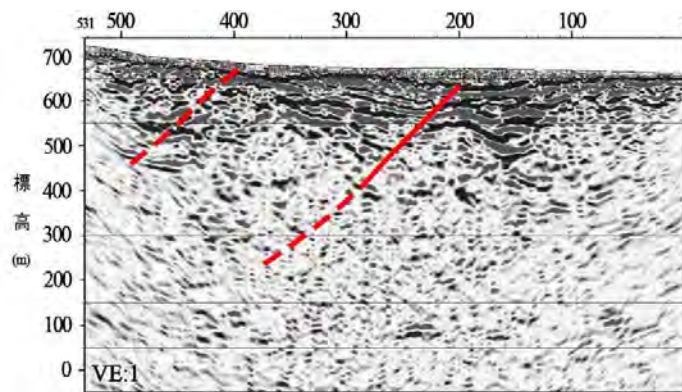


図 55 岡田測線の深度変換断面図（図 53）における断層地下形状の解釈
深度方向の強調は無し。

(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.

3. 2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

(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	研究グループ長	今西 和俊
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦

(c) 業務の目的

近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元地震波速度構造モデルを構築する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯における地震波速度構造モデルの先行研究をレビューし、当該地域で震源決定を行うに際して適切な速度構造モデルの検討を行った。また、当初計画には入っていなかったが、2017 年 12 月 6 日に長野県中部で発生した地震 ($M_j5.3$) とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定を行い、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である可能性を示した。

2) 平成 30 年度：

平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018 年 5 月 12 日に長野県北部で発生した地震 ($M_j5.2$) とその余震に関して震源決定とメカニズム解を求め、断層形状と応力場を推定した。また既存カタログから牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行った。

3) 平成 31 年度：

地震活動の下限が走向に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

2018 年 5 月 12 日に長野県北部で発生した地震 ($M_j5.2$) とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定を行い、断層形状と応力場を推定した。震源決定およびメカニズム解推定の際には、平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用いた。また、高精度に推定された既存カタログをもとに、牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行った。当初最終年度に予定していた

糸魚川－静岡構造線全域における応力場推定は、別プロジェクトによる研究が進み、1年前倒しで完了した。

(b) 業務の成果

1) 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 ($M_j5.2$) の解析

2018年5月12日の10時29分、長野県北部で深さ11kmを震源とする $M_j5.2$ の地震が発生した。この地震は2014年長野県北部の地震 ($M_j6.7$) の余震域の南部で発生した地震であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) の区分けに従うと、糸魚川－静岡構造線の北部区間に該当する (図1)。また、図2に気象庁によるP波初動解 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20180512102930.html>, 2019年3月15日確認)、CMT解 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180512102930.html>, 2019年3月15日確認)、防災科学技術研究所のF-net解 (http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20180512012800&LANG=ja, 2019年3月15日確認)、本報告による推定解 (後述) を示す。いずれもやや横ずれ成分を含む逆断層型の解である。メカニズム解の一つの節面は南北に近い走向を持ち、直近の神城断層の地表トレースの走向と調和的である。以下では震源決定、メカニズム解推定、応力場推定を行った結果について報告する。

・震源決定

解析には、本震の震央から概ね50km以内にある防災科学技術研究所のHi-net、気象庁、東京大学地震研究所の観測点の地震波形データを使用した (図3(a))。本震の波形例を図4に示す。解析対象とする地震として、2018年5月12日から2018年8月31日までに発生し、気象庁一元化震源カタログに含まれる20km以浅、マグニチュード0.5以上の106個を選んだ。これらの地震の震央を図3の緑の丸で示す。昨年度の検討を踏まえ、震源決定においては2つの一次元速度構造 (図3(b)) を仮定した。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかについては、全観測点について同じ速度構造を使用して震源決定したときの走時残差やPanayotopoulos et al. (2014) の浅部構造を参考にして決定した。P波・S波の走時とP波初動極性は、WINシステム (ト部・東田, 1992) を用いて全て手動検出した。

震源決定はhypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による震源決定と観測点補正值の決定を逐次的に行い、走時残差のRMS値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終解とした。最終的な走時残差のRMS値は、P波は0.15秒から0.05秒へ、S波は0.28秒から0.14秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に103m、鉛直方向に152mと見積もられる。この時の震源決定の結果を図5の赤丸で示す。気象庁一元化震源 (黒丸) と比較すると、震源がより集中するようになる。また、速度構造の不均質を考慮した結果、震央分布が全体にやや東に移動する傾向がみられる (図5(a))。断面図を見ると、気象庁一元化震源では不明瞭であったが、 70° で東傾斜する面状分布が確認できる (図5(b))。この面状分布の走向と傾斜角は気象庁、防災科研、本報告によるメカニズム解 (後述) の傾斜角 (図2) と基本的に調和的である。活断層の地表トレースは図5(b)の $x=-4\text{km}$ あたりに位置する。地表トレースとの位置関係から、断層形状は傾斜が浅部で緩くなると推定される (図5(b)の青の点線)。

図6に2014年長野県北部の地震 (M_j 6.7) の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017) と本報告で推定した2018年の活動の震源分布を比較する。2014年の解析では、図3(b)と同じ速度構造を用いている。2018年の活動は断面fに含まれており、その分布は2014年の地震の余震分布と調和的である。2018年の地震は、2014年の地震の時に壊れ残した場所で発生したと推定される。

・メカニズム解推定

今西ほか (2013) に従い、P波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使い、メカニズム解を決定した。震源決定した地震のうち、P波初動の押し引きデータが15個以上ある地震に対して上記手法を適用し、最終的に84個のメカニズム解を推定した。推定できた最小の地震は M_j 0.5 であり、メカニズム解と同時に推定されるモーメントマグニチュードは1.3となった。図7に推定されたメカニズム解の空間分布を示す。本震のメカニズム解については図2にも示している。Flohlich (1992) の定義に従うと、ほとんどの地震が逆断層成分と横ずれ成分の両方を持つタイプの地震である。図8(a)に全ての地震のP軸、B軸、T軸を下半球投影(等積投影)で、図8(b)にP軸とT軸の方位分布を地図上に示す。概ね北西-南東圧縮で特徴づけられる。

・応力場推定

本報告で推定したメカニズム解に Michael (1984, 1987) の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。図9に推定結果を示す。最大主応力 σ_1 はほぼ水平面内に作用し、北西-南東方向を示す。中間主応力 σ_2 と最小主応力 σ_3 はいずれも鉛直、水平面からずれている。これは、この地域が逆断層と横ずれの共存する場であることを意味している。最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向とメカニズム解のすべり方向の間の角度)のヒストグラムを図9(b)に示す。ミスフィット角の平均値は 2.7° であり、対象領域は均一の応力場で説明できることがわかる (Michael, 1991)。最適解の応力比 ϕ は0.5と推定された。

2) 既存地震カタログによる牛伏寺断層の断層形状の考察

2002年10月に牛伏寺断層でまとまった地震活動があった(気象庁, 2002)。最大マグニチュードは2.8である。図10(a)に気象庁一元化カタログの震源分布を示すが、牛伏寺断層の直下で鉛直方向に分布している特徴が確認できる。活断層としての牛伏寺断層の断層面は、この地震活動や牛伏寺断層の運動センスが左横ずれであることを考慮し、高角傾斜の断層であると推定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。Yano et al. (2017) は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を使い、高精度な震源カタログを作成した。このカタログには2002年10月の活動も含まれており、その分布を図10(b)に示す。気象庁一元化カタログに比べると鉛直方向の分布が目立たなくなるものの、それでも鉛直な分布を示すことに変わりはない。精度の高い震源分布からも、この地震活動は牛伏寺断層の高角な断層面に沿った活動であると考えられる。

図11に地震活動から地下の断層形状を拘束できた場所を示す。2014年長野県北部の地震の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017)、2017年12月の長野県中部の地震の余震分布 (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, 2018)、2018年5月の長野県北部の地震の余震分布 (本報告)、さらには前述の既存カタログからの考察した2002年10月の地震活動の余

震分布である。

(d) 結論ならびに今後の課題

昨年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 ($M_j5.2$) の震源決定とメカニズム解決定を行った。余震分布は約 70° の高角東傾斜を示し、2014年長野県北部の地震の余震分布の傾向と調和的であった。2018年の地震は、2014年の地震で壊れ残した場所で発生したと予想される。活断層の地表トレースとの位置関係から、傾斜角は浅部で緩くなると推定される。本震、余震のメカニズム解から推定される応力場は北西-南東圧縮の横ずれ成分を含む逆断層場を示す。牛伏寺断層に関しては、既存カタログから断層形状を考察した。この断層直下では2002年10月に特徴的な地震活動が発生しており、hypoDDを用いた精密震源結果からも活断層としての牛伏寺断層は、高角傾斜であることが支持された。

断層モデルの設定においては、断層の下限を何kmにするかも重要である。それには定常的に発生している地震活動の下限深さが鍵となるため、次年度では地震活動の下限が走向に伴って変化する原因について文献調査を行う予定である。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測網のデータを利用しました。図は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

(e) 引用文献

Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198, 1992.

Hirata, N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, 1987.

Imanishi, K. and T. Uchide, Non-self-similar source property for microforeshocks of the 2014 M_w 6.2 Northern Nagano, central Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5401-5410, doi:10.1002/2017GL073018, 2017.

今西和俊・武田直人・桑原保人, 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動, *地震*, 66, 47-66, DOI:10.4294/zisin.66.47, 2013.

今西和俊・内出崇彦・大谷真紀子・松下レイケン・中井未里, 関東地域の地殻内応力マップの作成, 地質調査研究報告, 2019 (受理).

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2版), 2015, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_21.pdf (2018年3月14日確認).

気象庁, 平成14年10月地震・火山月報 (防災編), 57p, 2002, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/200210/monthly200210.pdf>,

(2019年3月15日確認) .

中田高・今泉俊文, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 68p, 2002.

Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, *J. Geophys. Res.*, 89 (B13), 11,517-11,526, 1984.

Michael, A. J., Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 92 (B8), 7963-7979, 1987.

Michael, A. J., Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results, *J. Geophys. Res.*, 96, 6303-6319, 1991.

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, 114p, 2018.

Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, I. Cho, T. Takeda, and Y. Asano, Investigating the role of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line towards the evolution of the Northern Fossa Magna rift basin, *Tectonophysics*, 615-616, 12-26, 2014.

ト部卓・束田進也, WIN 微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), 地震学会予稿集, no.2, 331, 1992.

Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.

Wessel, P. and Smith, W. H. F., New, improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, 79, 579, 1998.

Yano T. E, T. Takeda, M. Matsubara, and K. Shiomi, Japan Unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): Crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 702:19-28, doi:10.1016/j.tecto.2017.02.017, 2017.



図1 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 (Mj5.2) の震央 (赤丸)。地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) の図2-1に加筆。

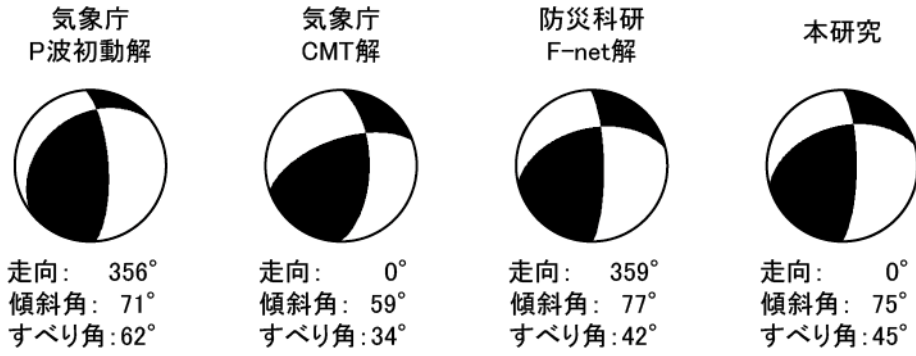


図2 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 (M_j5.2) のメカニズム解。左から順番に気象庁のP波初動解、CMT解、防災科学技術研究所のF-net解、本研究の推定解を示す。気象庁CMT解とF-net解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走向、傾斜角、すべり角を示す。

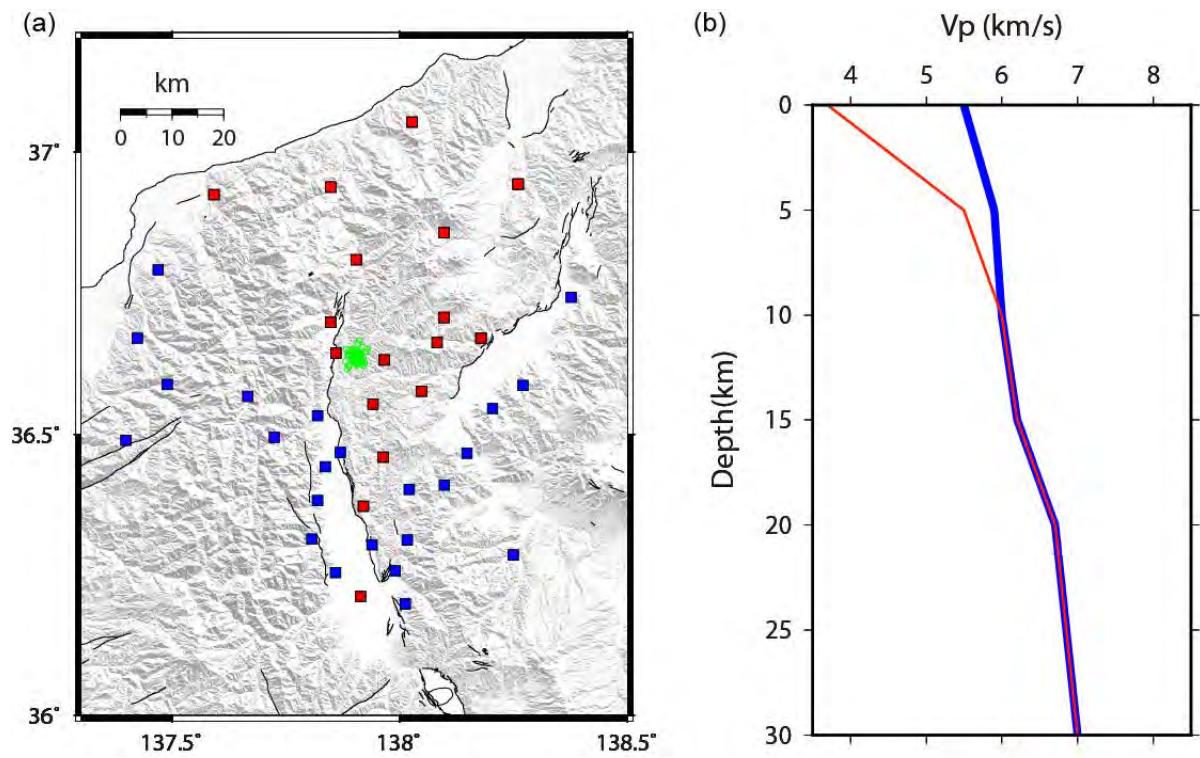


図3 (a) 解析対象の地震 (緑の丸) と観測点分布 (四角)。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50m メッシュ)。 (b) 速度構造モデル。a の青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を仮定する。S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した。

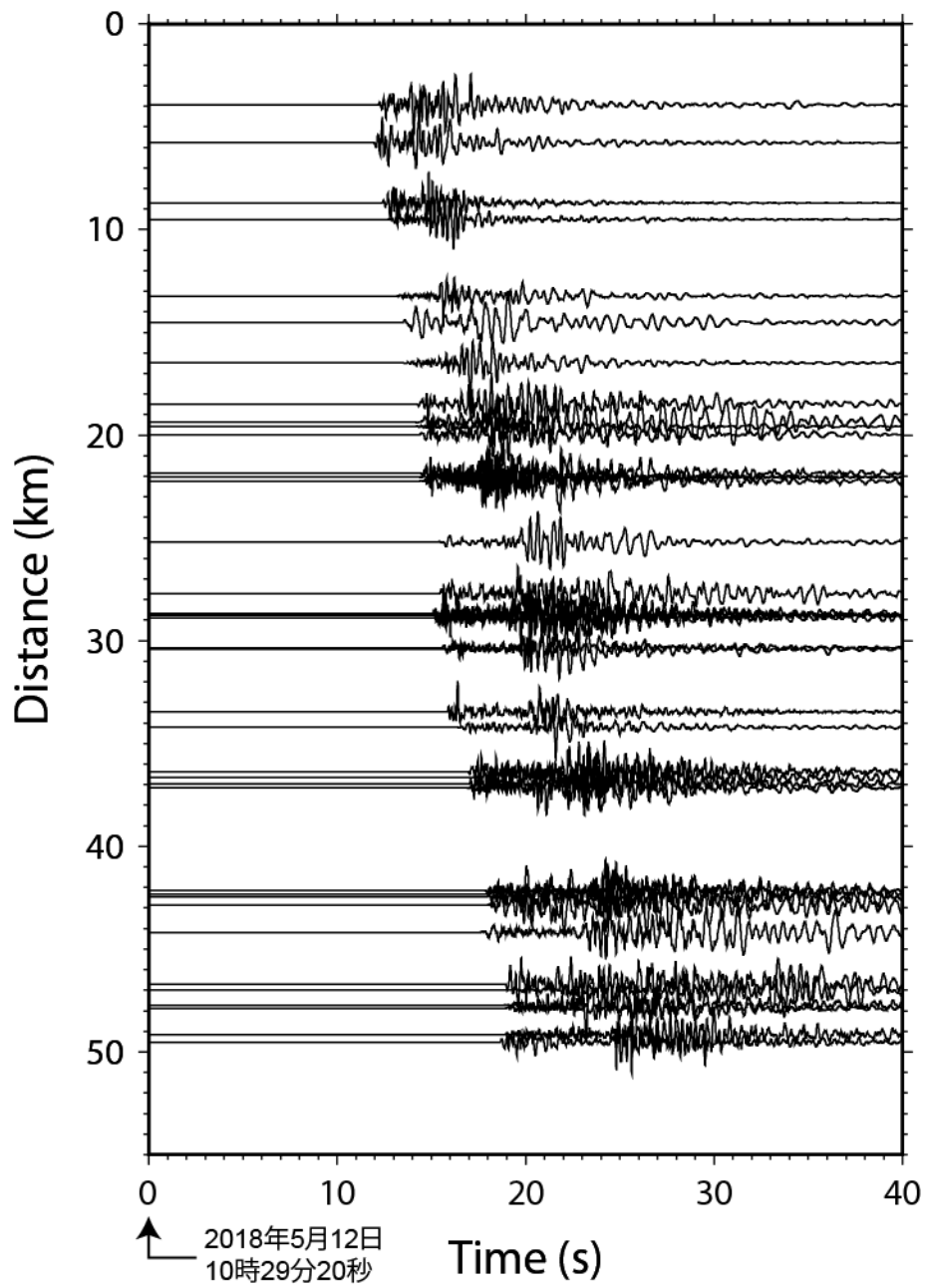


図4 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震(M_j5.2)の本震の観測波形例(上下動成分)。振幅値は各観測点の最大値により規格化している。

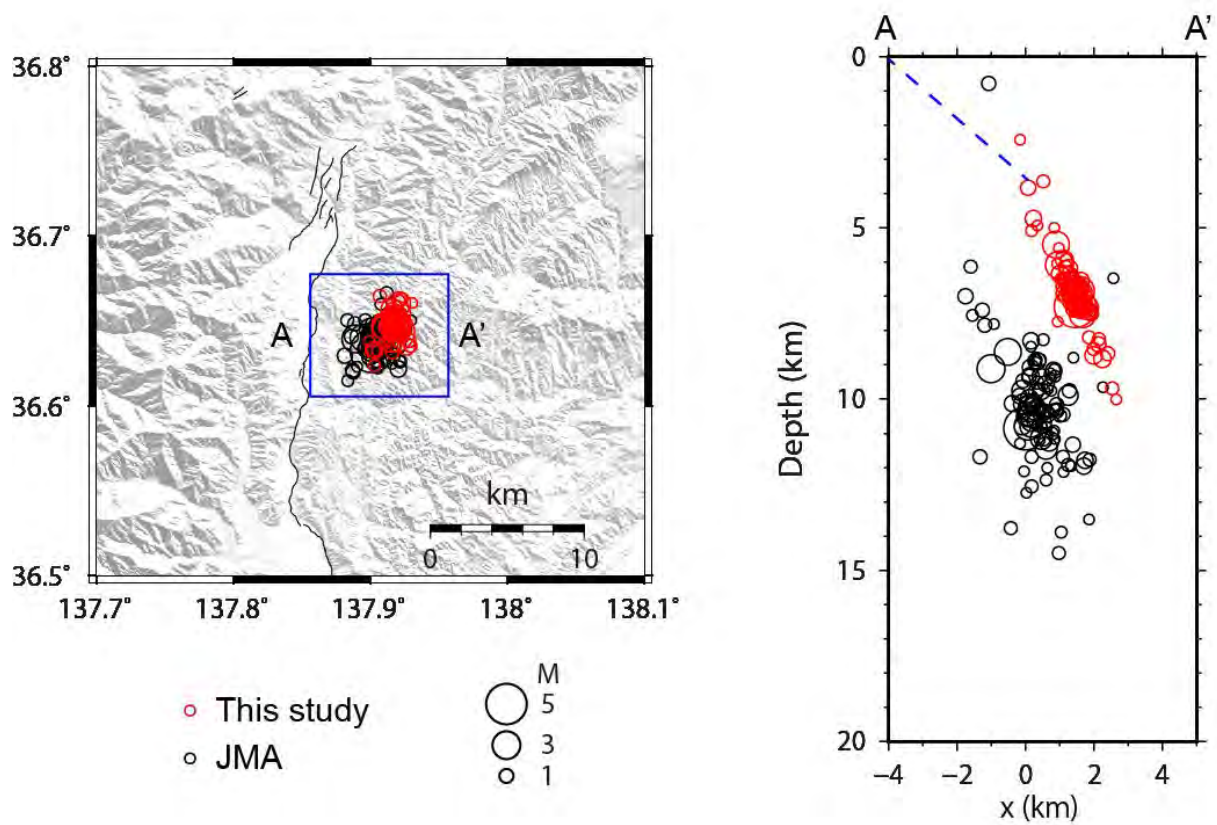


図5 震源決定結果。黒丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(左)震央分布。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。(右)東西断面図。青点線は地表トレースとの位置関係から推定した浅部の断層形状。

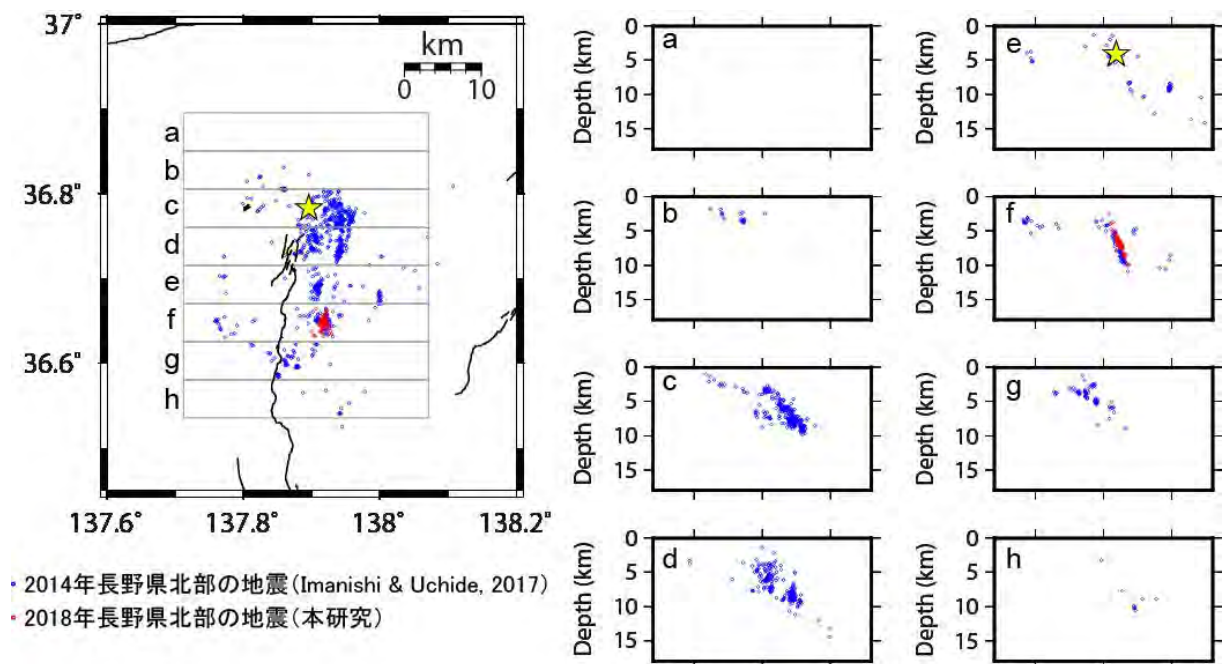


図6 2014年長野県北部の地震の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017) (青) と本研究で決定した2018年長野県北部の地震の余震分布 (赤)。黄色の星は2014年長野県北部の地震の本震。

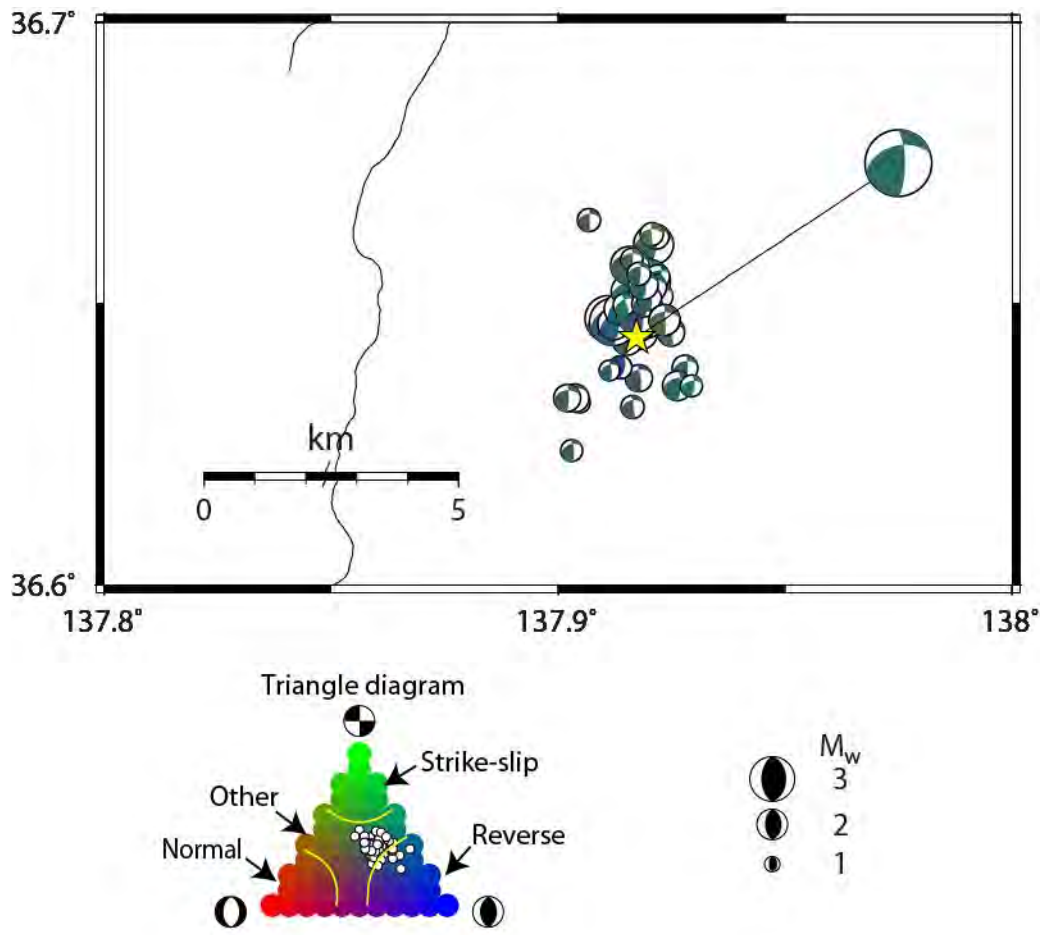


図7 推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを下に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボール（等積投影の下半球投影）の大きさはモーメントマグニチュード (M_w) に比例する。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。

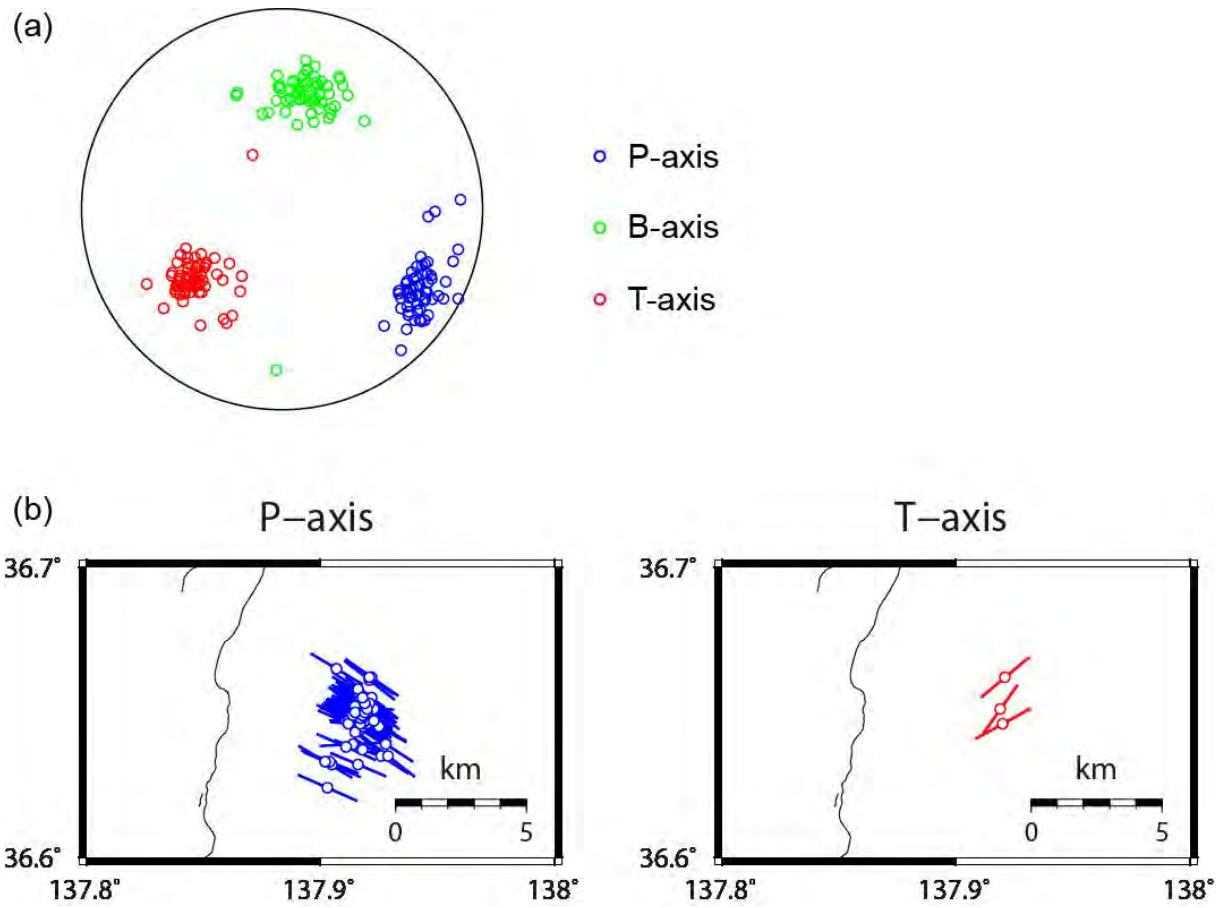


図8 (a) P軸、B軸、T軸の分布（等積投影の下半球投影）。(b) plunge角が30度以下の地震のP軸およびT軸方位分布。黒線は中田・今泉（2002）による活断層線。

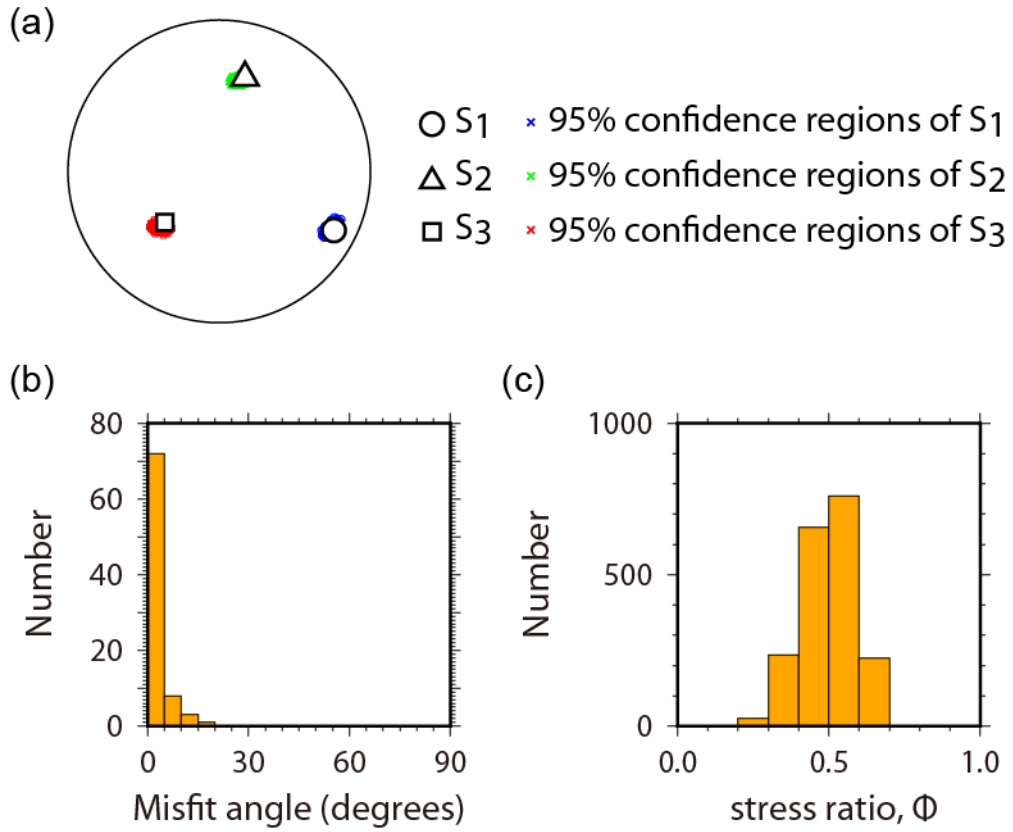


図9 応力テンソルインバージョン結果。(a) 主応力軸の最適解と95%信頼区間（等積投影の下半球投影）、(b) 最適解に対するミスフィット角（最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度）のヒストグラム、(c)95%信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラムをそれぞれ示す。

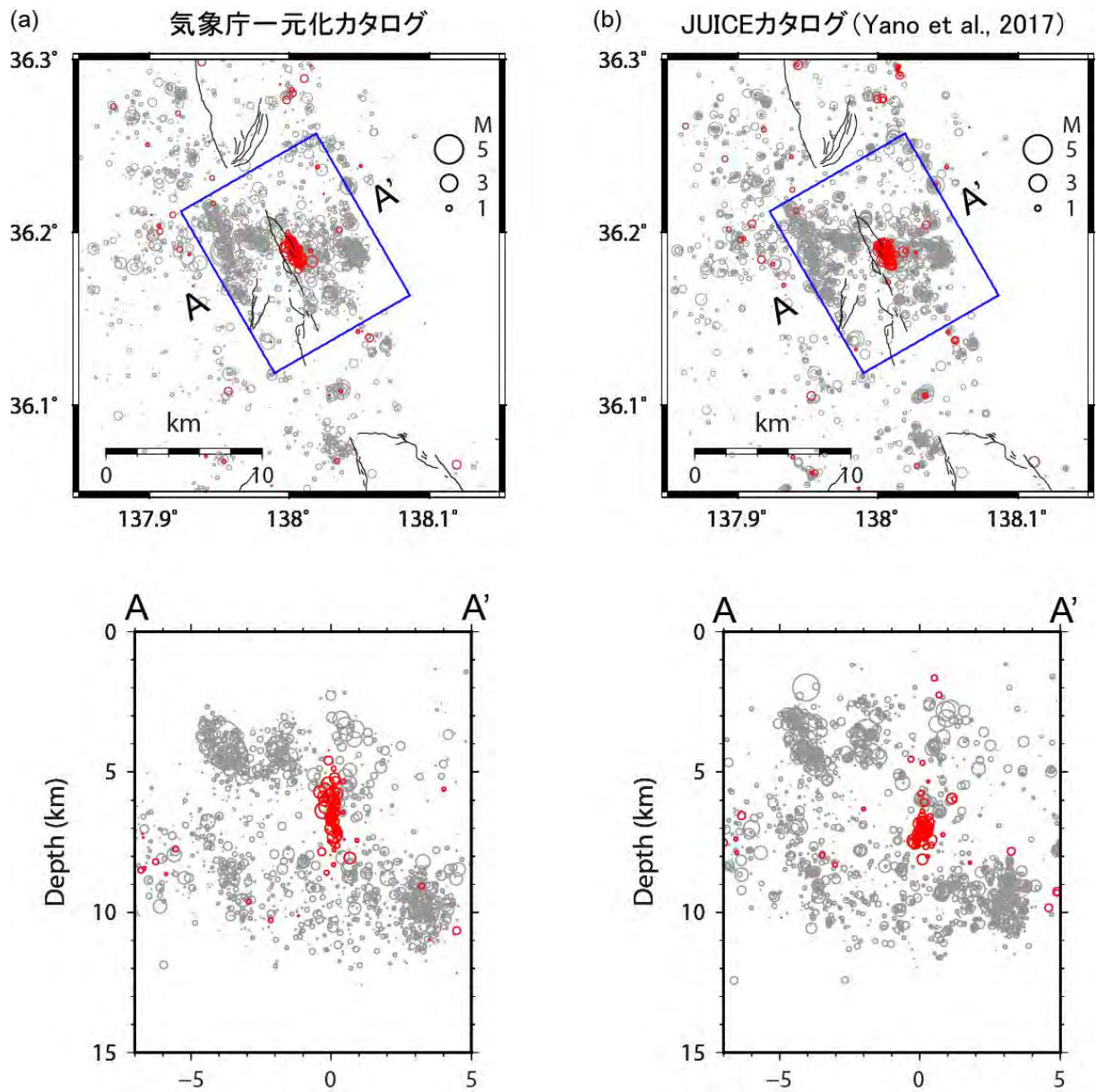


図10 牛伏寺断層周辺の震源分布。2002年10月の地震活動を赤丸で、2001年1月から2012年12月までの地震活動を灰色の丸で示す。(a) 気象庁一元化カタログ、(b) JUICEカタログ (Yano et al., 2018)。

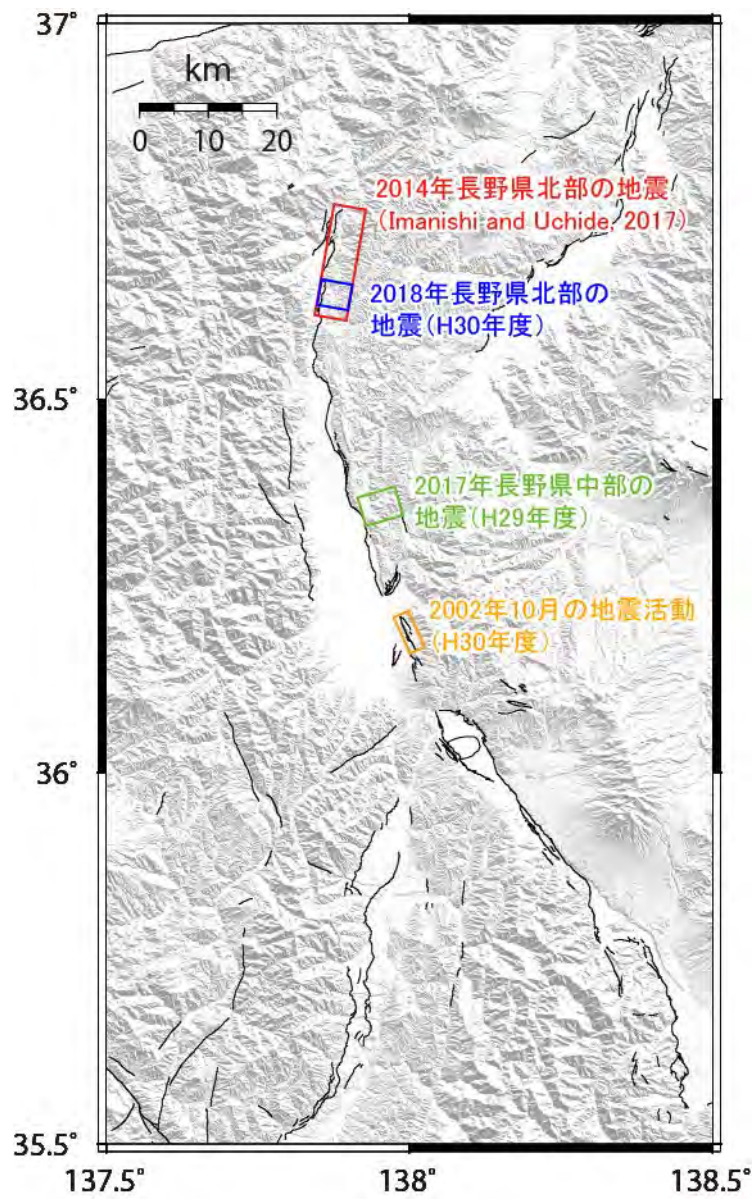


図 11 地震データから断層形状を推定した領域。

3. 3 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化

(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	竿本 英貴

(c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯を対象として、複雑な断層形状を反映させた三次元有限要素解析を実施し、断層面の相互作用を考慮した上で断層変位分布を明らかにする。すなわち、サブテーマ1で得られる断層面情報およびサブテーマ2で得られる広域応力場情報を入力とし、複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成29年度：

糸魚川-静岡構造線断層帯への適用を念頭において、複数の断層面を取り扱うことができる有限要素解析プログラムのプロトタイプを構築した。また、松田式を断層面上物性に反映させることにより、変位解析の信頼性を向上させる工夫を施した。

2) 平成30年度：

主としてサブテーマ1で得られる予定の断層面の地下形状に関する情報を解析プログラムに取り込み、断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した。対象地域は、糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間および中北部区間とした。

3) 平成31年度：

中南部区間についても有限要素メッシュを生成するとともに、全業務期間を通じて作成した有限要素メッシュについて変位解析を実施し、断層面周辺の変位分布および断層面間の相互作用を明らかにする。また、得られた結果のまとめを行う。

(2) 平成30年度の成果

(a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を積極的に統合・活用することが肝要である。

平成30年度における業務は、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における業務に分けられる。年度前半では、中北部区間の牛伏寺断層周辺に推定されているスリッ

プパーティショニングを念頭において、有限要素解析によってスリップパーティショニングが発生しやすい条件について検討し、スリップパーティショニングが積極的に生じる断層形状および最大主応力の方位を明らかにした。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間および中北部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した。断層面の位置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られた最新の知見を、また、北部区間・中北部区間における広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られた最新の知見をそれぞれ反映させた。最新の知見を反映させた有限要素モデルについて、最大主応力の方位についてのパラメトリックスタディーを実施し、最大主応力の方位をN60°Wと設定することで、既往の調査結果から得られている断層変位のセンスと整合することを確認した。並行して、変位量について調査結果とシミュレーション結果の定量的な比較も実施した。結果、シミュレーションから得られる変位量は現地調査結果に比べて小さいことが確認された。この差異をなるべく小さくするため、なめらかな断層面を作成する等の試みを実施し、より現実を模擬するための検討を加えた。

(b) 業務の実施方法

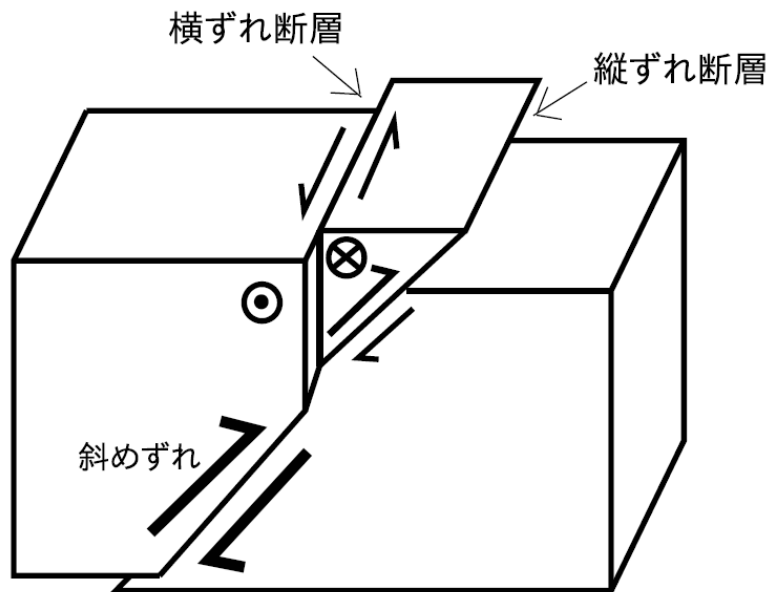
本年度前半におけるスリップパーティショニングについての発生条件検討および年度後半の北部区間・中北部区間の断層帯に関する変形シミュレーションの両方について、平成29年度に開発したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を用いる。本手法は、複数のシナリオを検討するために1回のシミュレーションにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則（松田式）を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である。なお、シミュレーションに関する一連の手続きは、汎用有限要素解析プログラム（COMSOL Multiphysics, ver. 5.4）上で実装した。

(c) 業務の成果

1) FEMを用いたスリップパーティショニング発生条件についての検討

i) スリップパーティショニングに関する既往研究

断層変位のスリップパーティショニングは、図1に示す模式図によって説明されることが多い。すなわち、大局的には断層面上に斜めずれが生じると考えられる状況で、縦ずれが一方の断層面に、横ずれが並走するもう一方の断層面にそれぞれ生じて大局的な斜めずれを解消すると考えられている。また、スリップパーティショニングの事例として、国内では2016年熊本地震の地表地震断層の一部（西原村）でスリップパーティショニングが地表踏査によって確認されており（Toda et al., 2016）、この地点では右横ずれ（変位量：約1.5m）を伴う主断層と並走するように北西落ちの正断層（変位量：約2.0m）が分布することが報告されている。この他、国内では、糸魚川-静岡構造線活断層系の牛伏寺断層および松本盆地東縁断層のずれ変位関係がスリップパーティショニングで説明できるとする報告等（Ikeda et al., 2004；松多・他，2007）がある。国外では、米国Owens Valleyで



大局的な斜めずれ変位を
地表近くの縦ずれ断層と横ずれ断層で変位を分配

図1 断層変位のスリップパーティショニングの模式図
(筈本, 2019 より引用)

の調査結果 (Wesnousky and Jones, 1994) および中国での Kokoxili 地震 (2001 年) に対する調査結果 (King et al., 2005) など、数例報告されている。なお、Toda らの報告と King らの報告は地表地震断層調査に基づいており、縦ずれと横ずれの同時出現が確認されている。一方、Wesnousky and Jones (1994) の報告では現地にて同時出現が確認されたわけではなく、活断層形態および地質調査に基づくスリップパーティショニングの推定である。また、Ikeda et al. (2004) の報告と松多・他 (2007) の報告は、ともに反射法地震探査結果から想定される断層面配置についてスリップパーティショニングを推定しているものであり、これらについても同時出現が地震時に確認されているわけではない。以上のように、断層変位のスリップパーティショニングの事例数は、正・逆断層や横ずれ断層単体の事例数に比べて極端に少ないため、スリップパーティショニングに対する知見や現象把握の程度は個別の逆断層や横ずれ断層の水準に達していないと考える。このような事情のため、スリップパーティショニングについて考察することは、一定の新規性を有する。また、実際に熊本地震時に発生したと推察されていることから、地震防災の観点からも一定の意義があると考えられる。

断層変位のスリップパーティショニングに関する数値シミュレーションは、国内において筆者の知る限り実施されていない。一方、国外で有限要素法に基づく弾塑性解析事例が一例 (Bowman et al., 2003) ある。Bowman et al. (2003) の研究では、San Andreas 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式およびチベット北東部の Haiyuan 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式の各ケースについて、弾塑性解析から得られる変位様式と比較する程度にとどまっており、スリップパーティショニングの発生条件については言及されていない。以上のように、数値シミュレーションの分野に

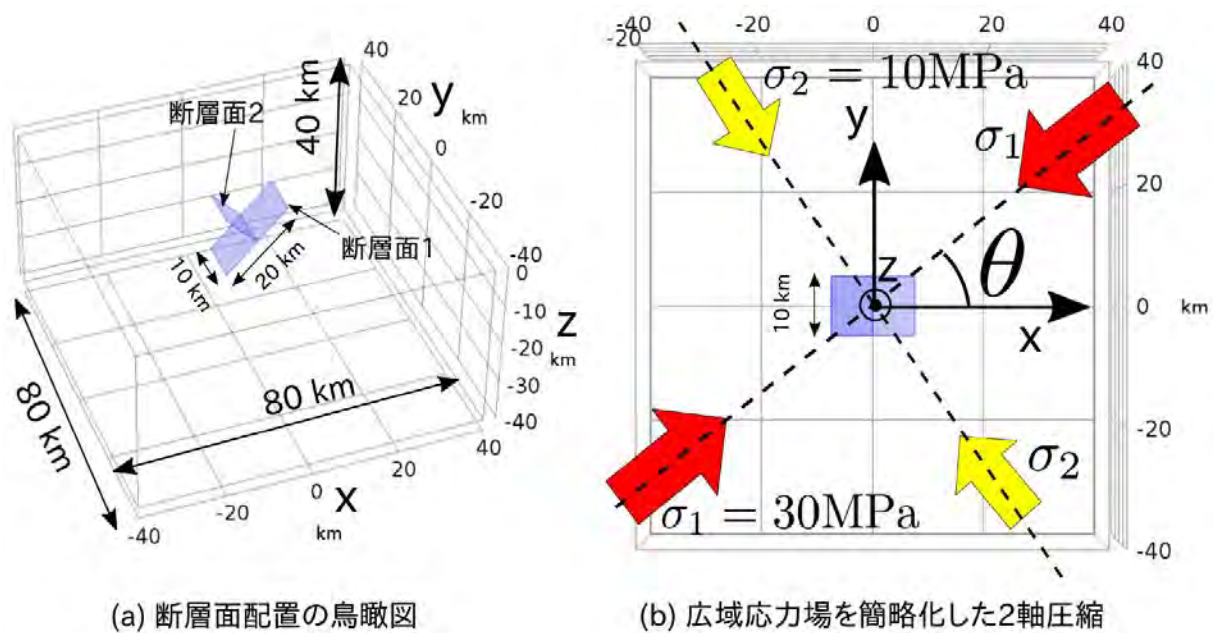


図2 スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定
(筈本, 2019 より引用)

においては、断層変位のスリップパーティショニングの事例数が少ないためか、これまでに解析の対象とされてこなかった。

ii) スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定

ここでは並走する2枚の断層面（これらは地下では一体化する）の傾斜角、2面が一体化する深さ、広域応力場の最大主応力方位をそれぞれ変化させ、スリップパーティショニングが発生しやすいパラメータの組を探索するとともに、得られたパラメータの組に対する断層面上のずれ変位および地表での変位様式について議論する。スリップパーティショニングの組み合わせとして、「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」および「正断層と横ずれ断層の組み合わせ」が考えられるが、ここでは牛伏寺断層と松本盆地東縁断層で推定されている「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」について検討する。

問題設定として、図2(a)に示すように、80km×80km×40kmの直方体（ヤング率：45GPa、ポアソン比：0.3）の内部に、スリップパーティショニングの模式図（図1）にある逆断層を想定した断層面1と横ずれ断層を想定した断層面2の2つの断層面からなるy字型の断層面を作成した。直方体の解析領域には、広域応力場を簡略化した2軸圧縮状態を設定しており、最大主応力 σ_1 および中間主応力 σ_2 をそれぞれ $\sigma_1=30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2=10\text{MPa}$ とした。なお、最大主応力の大きさ30MPaは、野島断層の地下1000mでの応力値30MPa（池田・他，2001）を参考とした。なお、最大主応力の作用方向 θ はパラメータであり、x軸方向から反時計回りに 0° から 90° まで 15° 刻みで変化させている（図2(b)）。

y字型の断層面を拡大したものが、図3である。今回、断層面1（逆断層を想定）および断層面2（横ずれ断層を想定）の傾斜角（ ϕ_1 、 ϕ_2 ）はパラメータとしてそれぞれ変化させる。結局のところ、パラメータは「最大主応力の方位 θ 」、「断層面の交点を規定する長さ Δ 」、「断層面1の傾斜角 ϕ_1 」、「断層面2の傾斜角 ϕ_2 」の4つとなる。各パラメータの取りうる数値をまとめたものが、表1である。すべてパラメータについて総当たり計算を行うが、

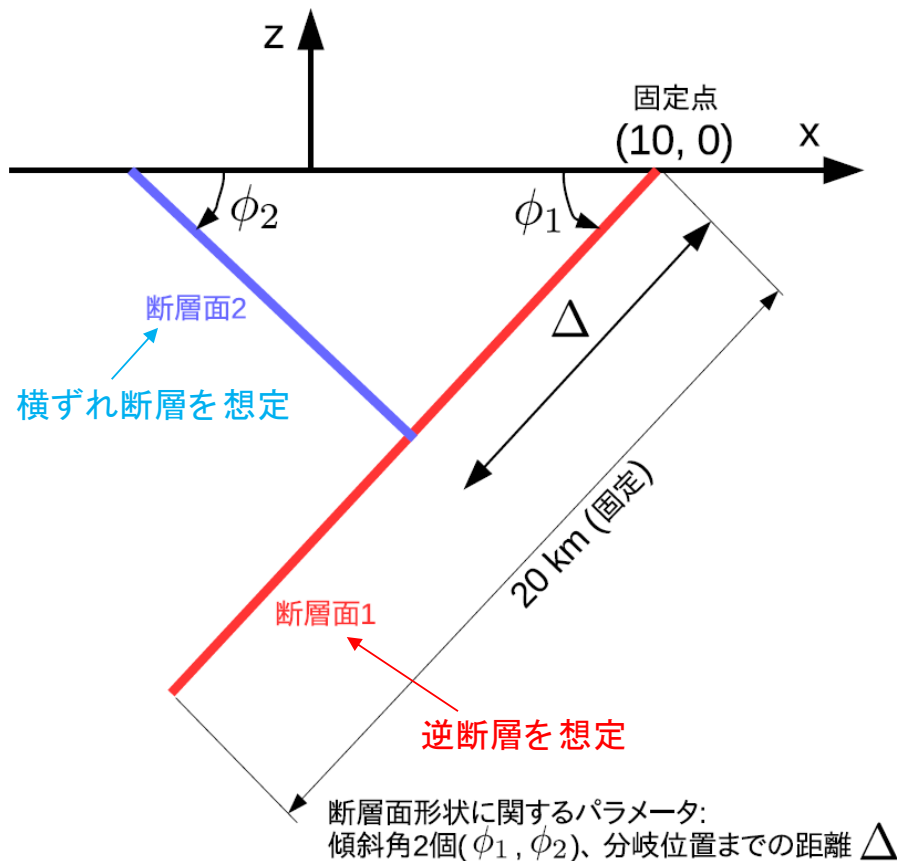


図3 y字型の断層形状を規定する3つのパラメータ (ϕ_1 , ϕ_2 , Δ)
(竿本, 2019 より引用)

表1 パラメータ θ , Δ , ϕ_1 , ϕ_2 の
取りうる範囲

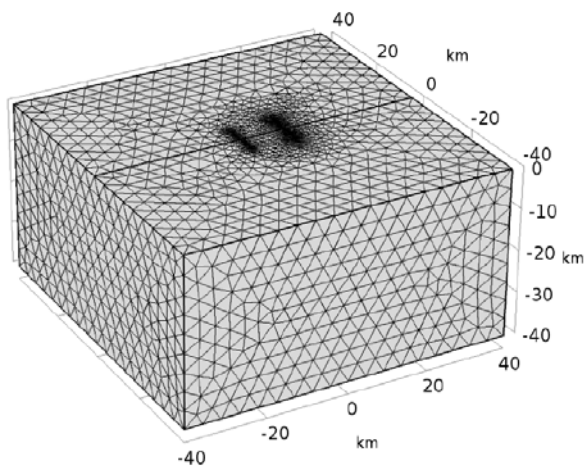
パラメータ名	数値
最大主応力方位 (θ)	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90
断層分岐位置 Δ (km)	5, 10, 15, 20
断層面1の傾斜角 ϕ_1 (°)	30, 45, 60, 75, 90
断層面2の傾斜角 ϕ_2 (°)	30, 45, 60, 75, 90, 100

表2 地殻および断層面の物性

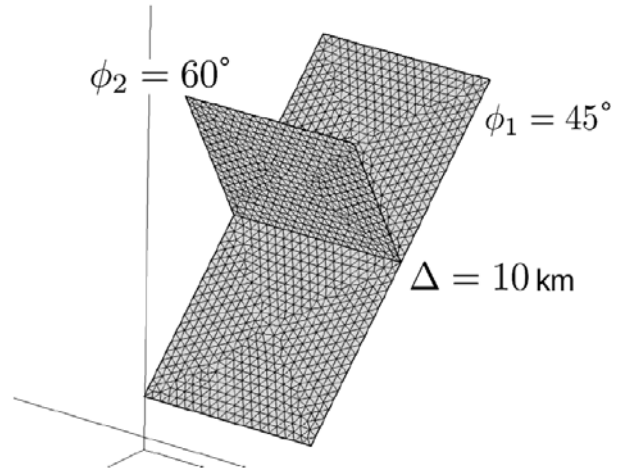
パラメータ名	数値
地殻のヤング率 (GPa)	45
地殻のポアソン比 (-)	0.3
断層面上の法線方向剛性 ($N/(m \cdot m^2)$)	1.21×10^{11}
断層面上の接線方向剛性 ($N/(m \cdot m^2)$)	1.04×10^7

$\phi_1=90^\circ$ の場合は ϕ_2 の範囲は 75° までとした。なお、4つのパラメータの組み合わせ総数は、784 ケースとなる。スリップパーティショニングは、一方の断層面の傾斜角が 90° と想定される場合が多いようであるが、今回は傾斜角 90° に限らず様々なケースについて検討する。これら4つのパラメータに加え、有限要素解析では地殻のヤング率、ポアソン比、断層面上の法線方向剛性および接線方向剛性が必要となる。これらの数値をまとめたものが表2である。なお、断層面上の法線方向剛性については母岩と同程度となるように、接線方向剛性については、松田式 (松田, 1975 ; 松田・他, 1980) を近似的に満たすようにそれぞれ設定している。断層面上剛性の設定の詳細については、既発表の文献 (竿本, 2018) を参照されたい。

図4に、 $\Delta=10\text{km}$ 、 $\phi_1=45^\circ$ 、 $\phi_2=60^\circ$ と設定した場合の有限要素メッシュを示す。直方体は約10万個の四面体2次要素で作成している。また、各断層面は500mピッチの3角形2次要素で分割することで作成している。一連のパラメトリックスタディーでは、4つの



約10万個の4面体2次要素



各断層面を500 m ピッチで分割

図4 作成した有限要素メッシュの一例 ($\Delta = 10 \text{ km}$, $\phi_1 = 45^\circ$, $\phi_2 = 60^\circ$)
(竿本, 2019 より引用)

パラメータ (θ , Δ , ϕ_1 , ϕ_2) をセットすると自動的にパラメータを反映させた有限要素メッシュを作成するが、断層面はパラメータの数値によらず常に 500mピッチの3角形2次要素で分割する設定とした。なお、一連の有限要素解析は、汎用工学シミュレーションソフトウェア COMSOL Multiphysics® (ver. 5.4) 上で実装・実行した。

iii) スリップパーティショニング強度の定義

本報告では、スリップパーティショニングの強弱と先に示したパラメータの関係を議論することが重要である。したがって、シミュレーション結果を示す前にスリップパーティショニングの強弱の程度を示す指標を定義しておく。定性的ではあるが、断層面1で一定レベル以上のずれ変位が算出されたとしても、断層面2でずれ変位がほとんど生じていなければ、断層面1のみが活動したように見えるため、スリップパーティショニングは生じていないと考える。また、最大主応力を x 軸に沿って設定した場合も断層面1と2はともに逆断層となるため、この場合においても逆断層と横ずれのスリップパーティショニングが生じたとは言えない。以上の考えの下、ここでは断層面1の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分と断層面2の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分の積を、スリップパーティショニングの強度を示す指標 I_{sp} として次の式で定義する。

$$I_{sp} = |d1z| |d2y| \quad (1)$$

ここで、 $d1z$ は断層面1上の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分を、 $d2y$ は断層面2上の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分を表している。本報告では、この指標 I_{sp} の値が大きければ大きいほどスリップパーティショニングが生じやすいと考える。以下では、今回定義したスリップパーティショニング強度 I_{sp} と各パラメータの関係性について議論する。

iv) スリップパーティショニング強度と各パラメータの関係性について

図5に、スリップパーティショニング強度 I_{sp} と断層面形状を規定する各パラメータについての関係性を示す。各パラメータの意味は図2および図3に示すとおりであり、それぞれ、 θ :最大圧縮応力の作用方向、 Δ :2つの断層面の交差点を規定する距離、 ϕ_1 :断層

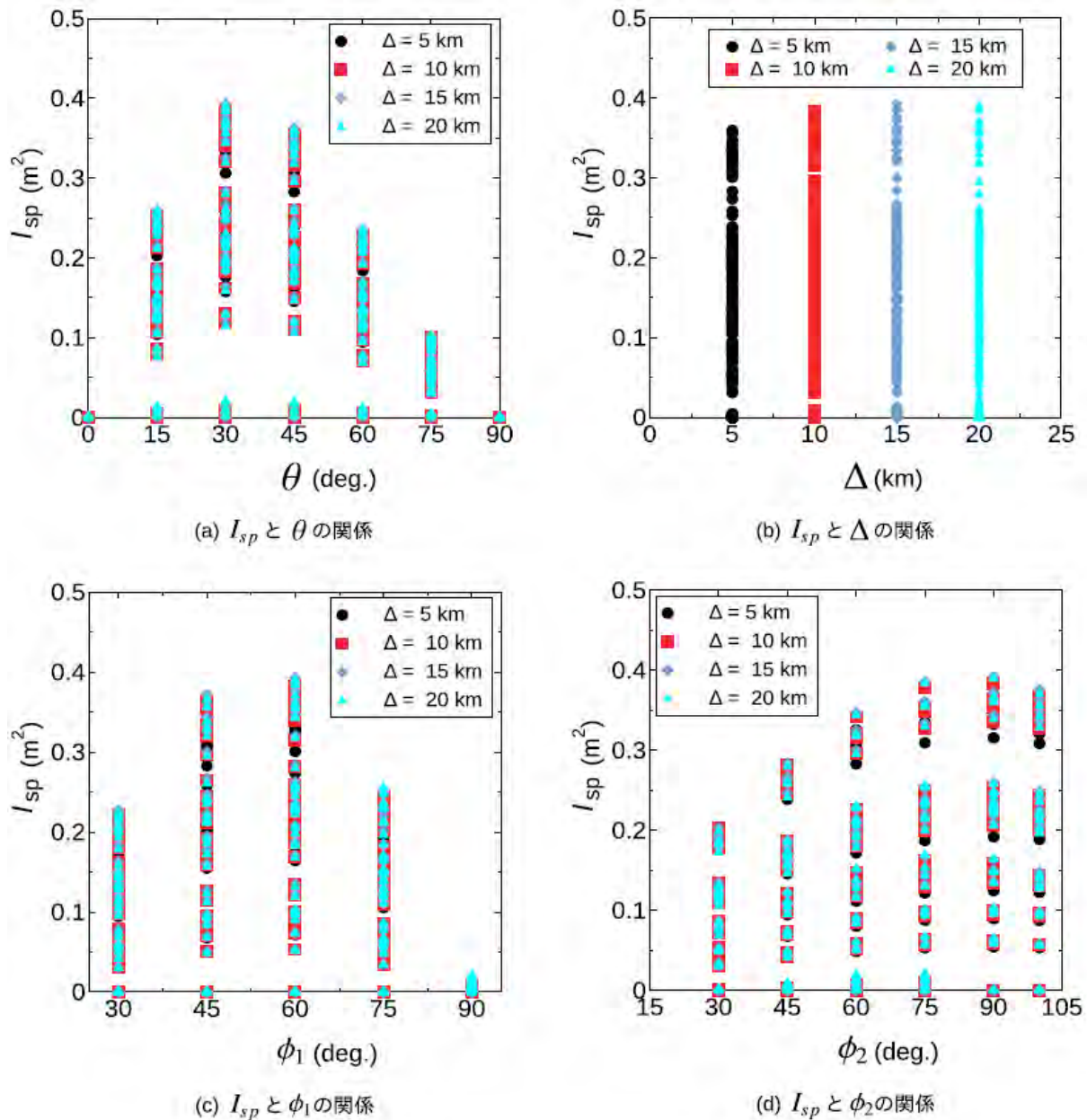


図5 スリップパーティショニング強度 I_{sp} と各パラメータとの関係性
(筈本, 2019 より引用)

面1の傾斜角、 ϕ_2 :断層面2の傾斜角である。図5の(a)から(d)の各図より、単一パラメータを固定したとしても、他のパラメータとの組み合わせによって I_{sp} は大きく変化することがわかる。なお、各図には784 ケース全てについてプロットしている。 I_{sp} と θ の関係(図5 (a))および I_{sp} と ϕ_1 の関係(図5 (c))では、ピーク位置が他のパラメータに比べて明確であり、今回検討したパラメータの中では感度が高いと言える。一方、 I_{sp} と Δ の関係(図5 (b))は明瞭なピークが確認できない上、 Δ の違いによって I_{sp} の分布形態がほとんど変化していないため、感度が低いと言える。 I_{sp} と ϕ_2 の関係(図5 (d))では、 ϕ_2 は I_{sp} に対して一定の感度があるが、 ϕ_1 ほど急峻なピークを有していないことがわかる。また、各関係から、 θ が 30° または 45° の場合かつ ϕ_1 が $45^\circ \sim 60^\circ$ の範囲かつ ϕ_2 が $75^\circ \sim 100^\circ$ の範囲である場合に I_{sp} が大きくなることが予想される。

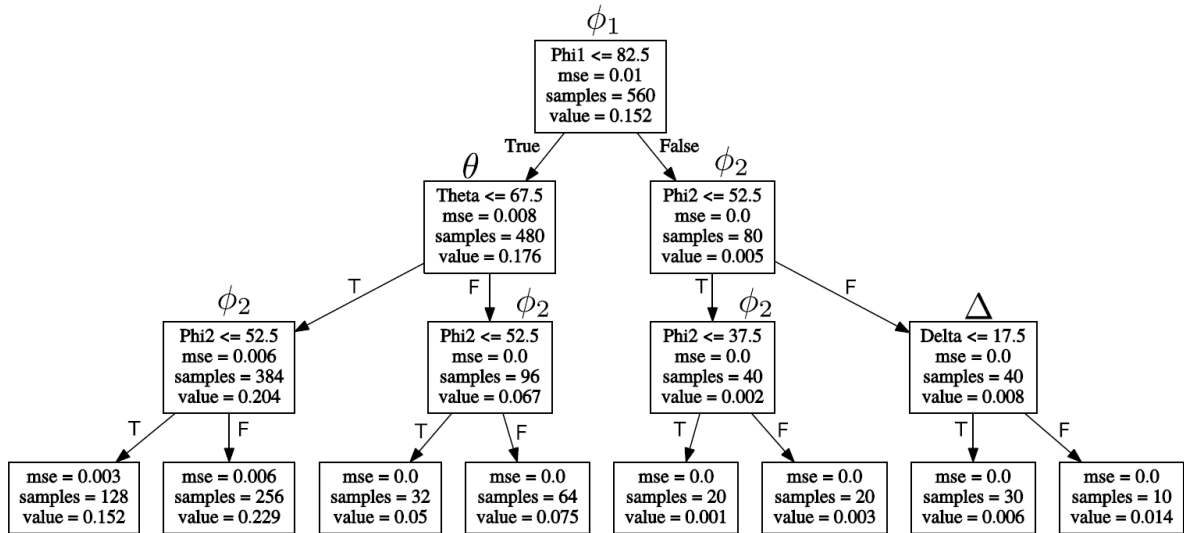


図6 各パラメータの Isp に対する回帰木 (3 階層)
(筈本, 2019 より引用)

図6は、各パラメータの Isp に対する回帰木を描いたものであり(作図には Scikit-learn と Graphviz を利用)、数値シミュレーション全ケースから得られた Isp を効率的に説明するにはどのパラメータについてどのような分岐を設定すれば良いかということを確認することができる。なお、ここでは Isp がほぼゼロとなる $\theta = 0^\circ$ および $\theta = 90^\circ$ のケース(全 224 ケース)を除いている。ツリー構造の上部にあるパラメータほど Isp についての寄与度が高いと言えるため、回帰木は図5で示した Isp と各パラメータの感度の表現方法の一つと考える。図6より、まずは ϕ_1 が 82.5° よりも小さいかどうかについて分けることで、効率的に Isp を分類可能となる。ここでの効率的な分岐の設定とは、分岐後の各グループについて平均二乗誤差 (mean squared error: mse) を求め、mse の合計が最小となるように設定する。なお、誤差はグループの平均値を真値とした場合に対する誤差を指す。また、分岐のしきい値 ($\phi_1 \leq 82.5^\circ$ の 82.5°) は、パラメトリックスタディーの刻みの中間値となっており、より正確な分岐のしきい値が必要な場合はパラメトリックスタディーの刻みを細かくする必要がある。Isp の平均値が大きくなる集団(最下段左から2番目、mse: 0.006、サンプル数: 256、Isp の平均値: 0.229)は、 $\phi_1 \leq 82.5^\circ$ True \rightarrow $\theta \leq 67.5^\circ$ True \rightarrow $\phi_2 \leq 52.5^\circ$ False \rightarrow というパスを経てグルーピングされており、 ϕ_1 、 θ 、 ϕ_2 の順で寄与度が高いことがわかる。なお、 Δ については Isp が大きくなる集団を選定する際には現れておらず、 ϕ_1 、 θ 、 ϕ_2 に比べて寄与度は小さいと言える。回帰木を用いた検討からも図5の目視から得られた感度と同じ結果をより体系的に得ることができた。今回のパラメトリックスタディーより、 θ が 30° 程度、 ϕ_1 が 60° 程度、 ϕ_2 が 90° 程度となると、スリップパーティショニング強度が大きくなることが示された。

v) 縦ずれと横ずれの変位量比

各断面面上で平均的なずれ変位量が算出されているため、縦ずれ量と横ずれ量の比を求めることができる。地表地震断層の現地調査では縦ずれと横ずれの変位量が計測されるた

表3 Isp の上位 30 位についての断層面上平均ずれ変位量および変位量の比（横/縦）
（筈本，2019 より引用）

順位	縦ずれ $ v_{1z} $ (m)	横ずれ $ v_{2y} $ (m)	$ v_{2y} / v_{1z} $
1	0.683	0.575	0.842
2	0.687	0.568	0.827
3	0.686	0.563	0.820
4	0.694	0.554	0.798
5	0.683	0.561	0.822
6	0.684	0.552	0.807
7	0.673	0.559	0.830
8	0.643	0.579	0.900
9	0.671	0.553	0.824
10	0.676	0.544	0.805
11	0.644	0.569	0.884
12	0.643	0.566	0.881
13	0.546	0.664	1.216
14	0.639	0.567	0.888
15	0.642	0.563	0.877
16	0.549	0.656	1.193
17	0.682	0.527	0.773
18	0.645	0.553	0.857
19	0.549	0.650	1.184
20	0.637	0.559	0.877
21	0.682	0.521	0.763
22	0.640	0.554	0.866
23	0.555	0.639	1.152
24	0.641	0.553	0.862
25	0.546	0.648	1.187
26	0.547	0.637	1.165
27	0.679	0.512	0.754
28	0.538	0.645	1.198
29	0.680	0.510	0.751
30	0.687	0.501	0.729

め（例えば Toda et al., 2016；縦ずれ：約 2.0m、横ずれ：約 1.5m）、今回得られた計算結果についてもこれらを整理しておくことは重要である。また、ずれ変位量はトレンチ調査で得られる平均変位速度と関連するため、この観点からも変位量を整理しておく意義がある。表3に、Isp が大きい上位 30 位について、断層面上での平均変位量の成分およびそれらの比を示す。ここで、 v_{1z} は断層面 1 上での平均変位ベクトルの z 方向成分であり、縦ずれ変位量に相当する。また、 v_{2y} は断層面 2 上での平均変位ベクトルの y 方向成分であり、横ずれ変位量に相当する。なお、断層面上の平均ずれ変位量の大きさについては、松田式に基づいて剛性を決定しているため、各断層面上でのずれ変位ベクトルのノルムは 1.0m 程度（断層長 10km の約 1/10000）となる。表1より、スリップパーティショニング強度が大きいケースの多くについて、横ずれ変位量と縦ずれ変位量の比は 0.8 から 0.9 の範囲内にあることがわかる。変位量の比が 1.0 を上回る場合がいくつかあるが、これらのケースでは、 $\theta = 45^\circ$ という共通事項がある。 $\theta = 45^\circ$ の場合は y 方向に沿って鉛直に配置された断層面 2 について理想的な横ずれを生じさせやすい応力状態であるため、横ずれ変

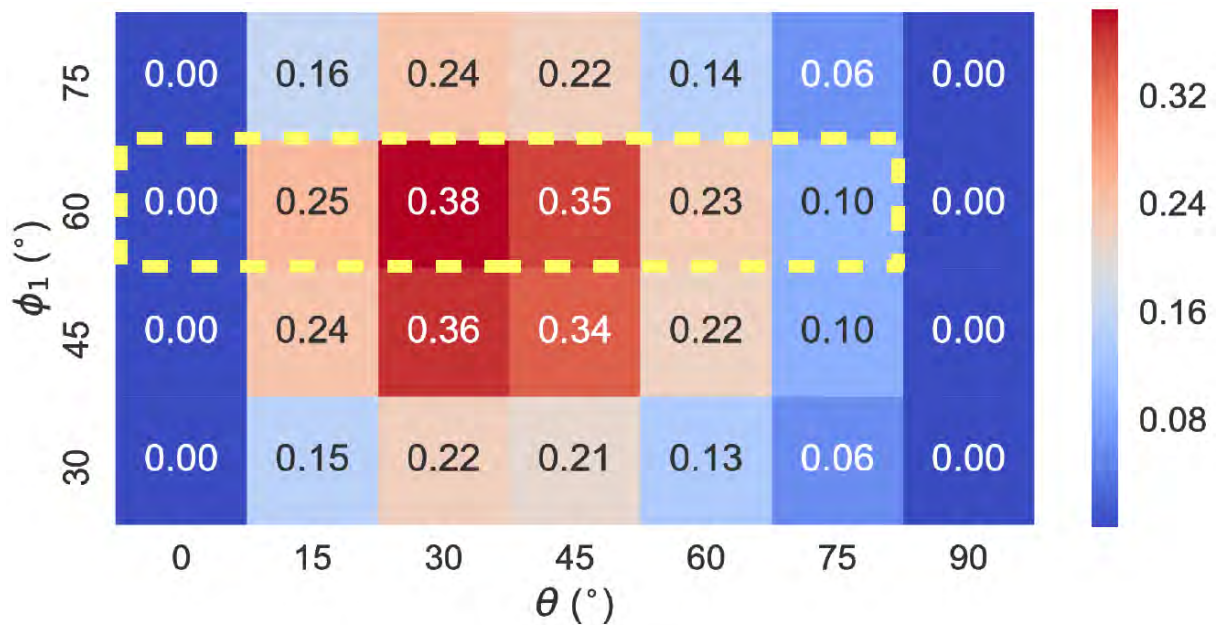


図7 $\Delta=10\text{km}$ 、 $\phi_2=90^\circ$ のケースにおける I_{sp} と θ および ϕ_1 の関係
(色は I_{sp} の大きさ (m^2) を表す。竿本, 2019 より引用)

位置と縦ずれ変位量の比が 1.0 を上回るものと解釈できる。断層面 2 に横ずれを積極的に生じさせるパラメータの組み合わせが最もスリップパーティショニングを生じさせる組み合わせではないことに留意されたい。

本研究で得られた縦ずれと横ずれの変位量の比に関する知見は、現地調査時にスリップパーティショニングが疑われる場合に、スリップパーティショニングかどうかを判断するための基礎情報として活用できると考える。

vi) 断層面上のずれ変位分布

図 7 は、 $\Delta=10\text{km}$ 、 $\phi_2=90^\circ$ のケースにおいてスリップパーティショニング強度 I_{sp} を θ (横軸) と ϕ_1 (縦軸) の関数として示したものであり、色は I_{sp} の大きさを示している。これまでに示したように、 $\theta=30^\circ$ 、 $\phi_1=60^\circ$ 周辺で I_{sp} が大きくなっているのが確認できる。紙面の都合上、全 784 ケースについての断層面上ずれ変位分布および地表での変位分布を示すことは困難であるため、ここでは $\Delta=10\text{km}$ かつ $\phi_2=90^\circ$ のケースのうち、 $\phi_1=60^\circ$ に固定して θ を変化させた際の断層面上のずれ変位分布および地表での変位分布を示す (図 7 の黄色破線内のケース)。

図 8 に、図 7 の黄色破線内のケースに対応する断層面上でのずれ変位分布を示す。図 8 (a) は、断層線に直交する方向に最大圧縮軸が配置される ($\theta=0^\circ$) ため、傾斜角が 90° である断層面 2 においては、ほとんど変位を生じていない。他方、断層面 1 では横ずれ成分が全くない逆断層成分のみが確認できる。 θ を増加させるにつれて、断層面 2 で横ずれ成分が増加していく様子がわかる。一方、断層面 1 上では逆断層成分のみであった状態から横ずれ成分が生じ、結果として断層面 1 において斜めずれが確認されるようになる。なお、 $\theta=45^\circ$ 時に断層面 2 上での横ずれ成分が最大となる。ただし、スリップパーティショニング強度 I_{sp} が最大となるのは、 $\theta=30^\circ$ (図 8 (c)) の場合である。また、図 8 (b) から図 8 (f) における断層面 1 および断層面 2 の横ずれのセンスは同じであり、両断層ともに「右横

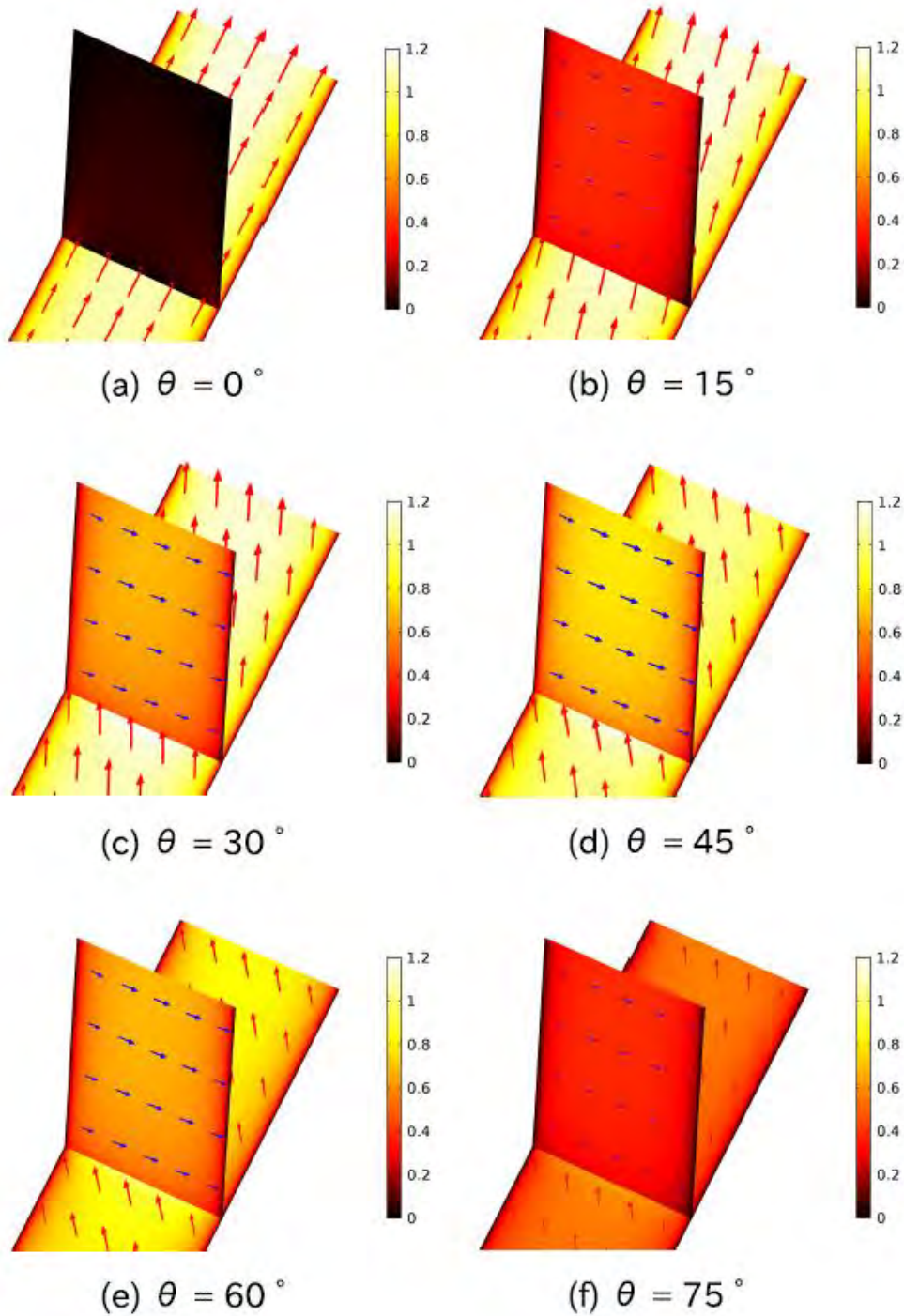


図8 断層面上ずれ変位の分布様式 (竿本, 2019 より引用)

($\Delta=10$ km、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$ 、色は変位 (m) の大きさを表す)

ずれ」となる。なお、スリップパーティショニングの特徴の一つと考えられている変位の分担については、断層面間の距離が小さい場合 (~ 2 km) に顕著に見られた。変位量の分担状況や断層面間の相互作用の詳細については、別の機会に報告したい。 θ を変化させる図8 (a)から図8 (f)の一連の結果は、主応力軸を $x-y$ 面内で回転させた場合そのものであるが、主応力回転が断層面上の変位の方向・大きさに影響を及ぼしていることは明らかである。この結果は、仮に断層面形状および地表でのずれ分布が確定した場合に、断層面

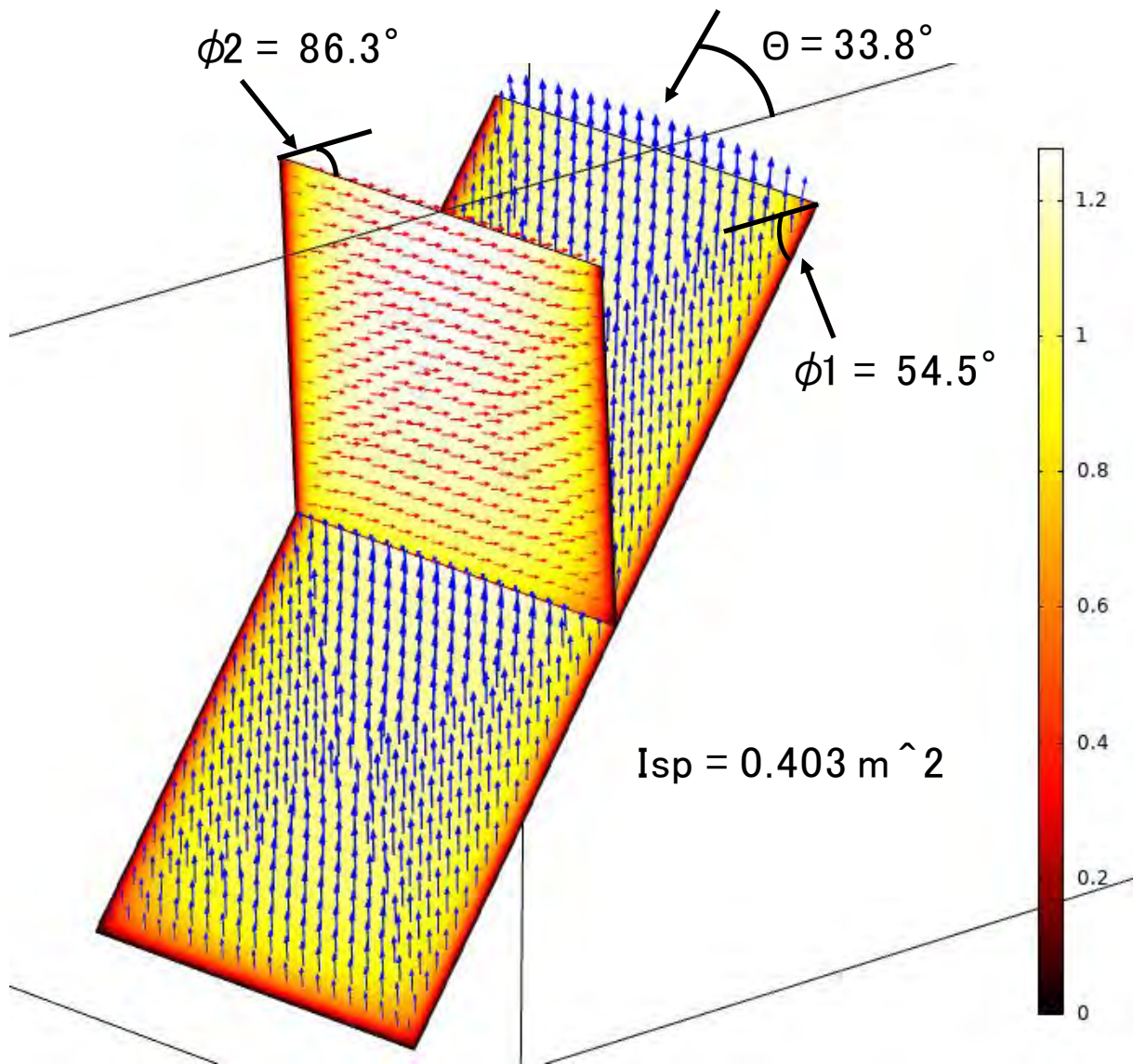


図9 I_{sp} が最大となるときのパラメータ ($\phi_1=54.5^\circ$ 、 $\phi_2=86.3^\circ$ 、 $\theta=33.8^\circ$)

周辺の最大圧縮主応力の方向を逆問題として推察可能となることを示唆している。一般に、断層面周辺の応力場を高い精度で取得することは困難であるため、主応力を回転させるなどのパラメトリックスタディーは社会基盤施設への断層変位の影響を考察する上で一定の意義があると考えられる。

これまでのパラメトリックスタディーより、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$ 、 $\theta=30^\circ$ 付近でスリップパーティショニング強度 I_{sp} が大きくなることがわかっている (図7)。しかしながら、パラメトリックスタディーではパラメータの刻みの大きさ程度の精度までしか考察することができないため、最も I_{sp} が大きくなるパラメータの組は探索できていない。これに対し、図9は $\Delta=10\text{km}$ のケースについて、最適化解析 (ベイズ最適化) を用いて I_{sp} を最大化するパラメータの組を探索した結果を示している。 $\phi_1=54.5^\circ$ 、 $\phi_2=86.3^\circ$ 、 $\theta=33.8^\circ$ のとき、 I_{sp} の最大値 0.403m^2 が得られた。パラメトリックスタディーで得られた I_{sp} の値 0.38 に対して約 1.06 倍となっており、よりスリップパーティショニング強度が大きい。

今回の取り組みでは主応力の回転のほか、多くのパラメータの組について断層面上ずれ

変位と地表での変位様式等、実に多くの情報を得ることができた。しかしながら、得られた全ての情報を効率的に活用できたとは言い難い。多くの結果を効率的に解析・解釈し、重要な知見・特徴を抽出するためのデータマイニング手法について今後検討する必要がある。

vii) スリップパーティショニング発生条件探索についてのまとめ

逆断層と横ずれ断層の組合せについて、スリップパーティショニングが発生しやすいと考えられる条件を有限要素法によって探索した。得られた結果は以下のとおりである。

1. 断層面上の平均ずれ変位を用いてスリップパーティショニング強度を定義した。
2. スリップパーティショニング強度が大きくなるパラメータの組を見出した。
($\theta=30^\circ$ 、 $\phi_1=60^\circ$ 、 $\phi_2=90^\circ$)
3. スリップパーティショニング強度に対する各パラメータの感度に関する知見を得た。
(ϕ_1 と θ の感度が高い)
4. 断層面上の縦ずれ変位量と横ずれ変位量の比を調べた結果、スリップパーティショニング強度が大きいケースのほとんどは、その比が0.8から0.9程度であった。

2) 糸魚川—静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間の断層面モデルの作成およびFEMによる変形解析

i) サブテーマ1とサブテーマ2で得られた知見を統合した断層面モデル

図10にサブテーマ1および2の知見を統合した断層面モデルの詳細を示す。北部区間には神城断層および松本盆地東縁断層北部が、中北部区間には松本盆地東縁断層南部—牛伏寺断層—岡谷断層群および諏訪湖南岸断層群がそれぞれ配置される。神城断層は、図10中の断層面①、②、③、④で表されており、断層面①と②からなる神城1、断層面③と④からなる神城2に細分される。断層面⑤と⑥は松本盆地東縁断層北部を、断層面⑦は松本盆地東縁断層南部—牛伏寺断層—岡谷断層群に相当する。断層面⑧と⑨は、諏訪湖南岸断層群をそれぞれ表す。断層面①と②、③と④、⑤と⑥の各ペアは、それぞれ地下でキンク（折れ曲がり）を有する構造となっており、図10下段右の断面図が①と②および③と④の断面を、図10下段中央の断面図が断層面⑤と⑥のペアに対応する断面図である。断層面⑦から⑨は全ての断層面について傾斜角が 80° であり、地下での断面図は図10下段左のとおりである。いずれの断層面も東落ちであり、各断層面の地下下端の深さは15kmと設定している。地表面における断層線端部の位置はそれぞれ、断層面①（断層長18.4km）：北端（ 36.789079° 、 137.905755° ）—南端（ 36.664632° 、 137.849278° ）、断層面③（断層長16.5km）：北端（ 36.658987° 、 137.85825° ）—南端（ 36.541295° 、 137.839537° ）、断層面⑤（断層長24.6km）：北端（ 36.531295° 、 137.85765° ）—南端（ 36.356748° 、 137.900219° ）、断層面⑦（断層長42.6km）：北端（ 36.346517° 、 137.92048° ）—南端（ 36.057010° 、 138.052998° ）、断層面⑧（断層長7.7km）：北端（ 36.052846° 、 138.05231° ）—南端（ 36.008215° 、 138.093596° ）、断層面⑨（断層長5.0km）：北端（ 36.008215° 、 138.09360° ）—南端（ 35.993147° 、 138.134708° ）である。断層面①の北端から断層面⑨の南端までの南北方向長さは、約110kmである。ここで、各断層面の色は作成した面を区別するために色付けしているものであり、色に断層面区別以外の意味はない。以上のように断層線の位置は緯度・経度で管理しているが、有限要素解析を実施する際には、球面メルカトル座標

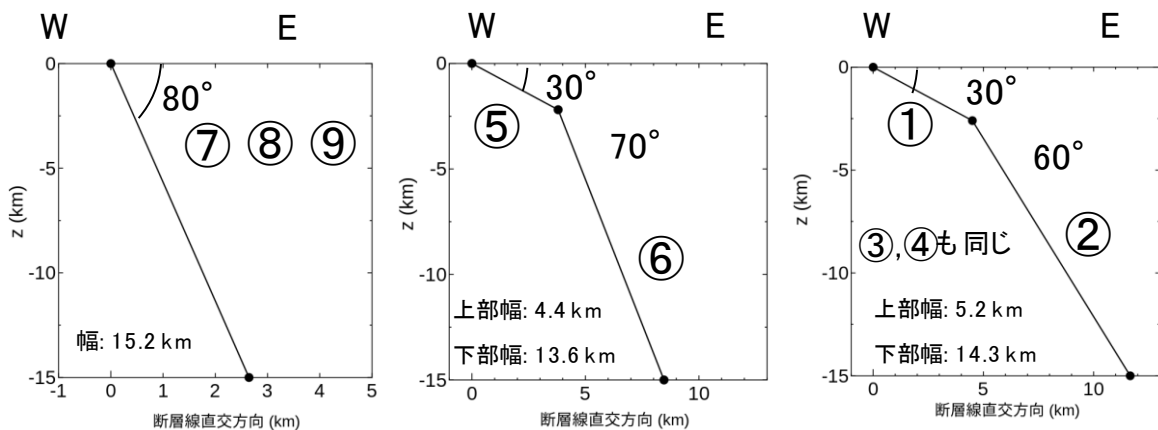
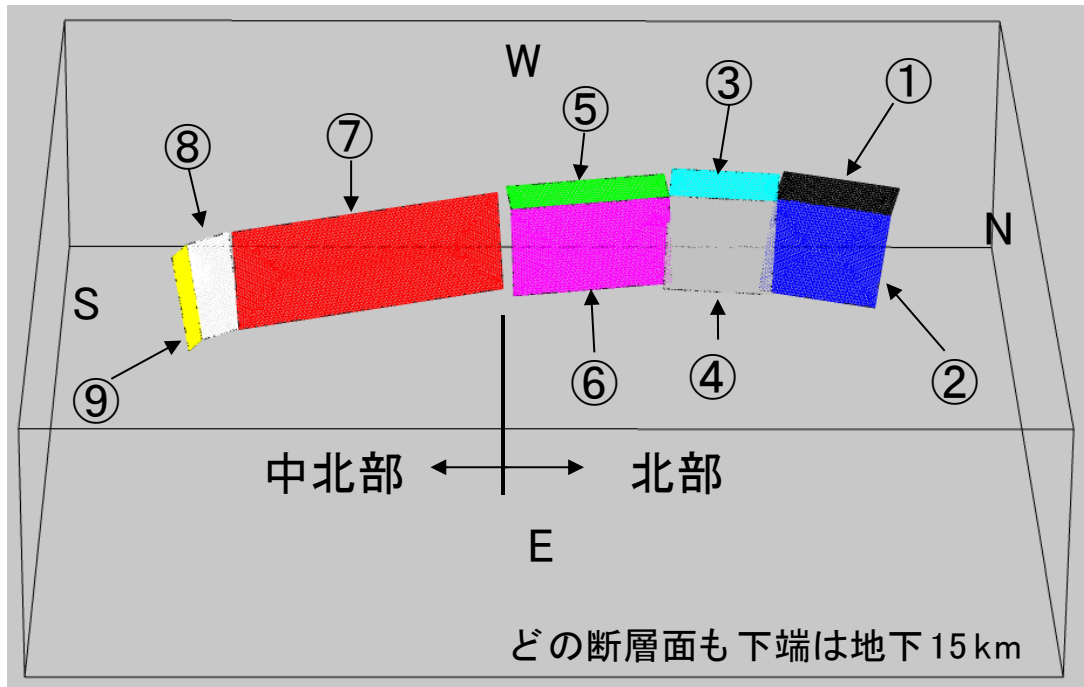


図 10 糸魚川—静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間の断層面モデル
断層面①、②、③、④は神城断層を、断層面⑤と⑥は松本盆地東縁断層北部を、断層面⑦は松本盆地東縁断層南部—牛伏寺断層—岡谷断層群を、断層面⑧と⑨は諏訪湖南岸断層群をそれぞれ示す。

(EPSG3857) に変換した後に適切な点を原点にとって断層面①から⑨が解析モデルのほぼ中央部に位置するように調整している。

ii) 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

図 11 は、図 10 の断層面①から⑨に対する有限要素メッシュを示したものである。東西 150km、南北 150km、深さ方向に 40km の直方体のほぼ中央部に断層面①から⑨をセットしている。x-y-z 座標の原点は、緯度：36.3921316679°、経度：137.9871225° の地表面とした。直方体を構成する 4 面体 2 次要素の総数は約 52 万、断層面を構成する 3 三角形 2 次要素の総数は約 2 万である。以上の要素数を用いた結果、今回作成した有限要素メッシュでは、約 226 万点 (変位評価点での未知変位の数に相当) の連立一次方程式に帰着する。

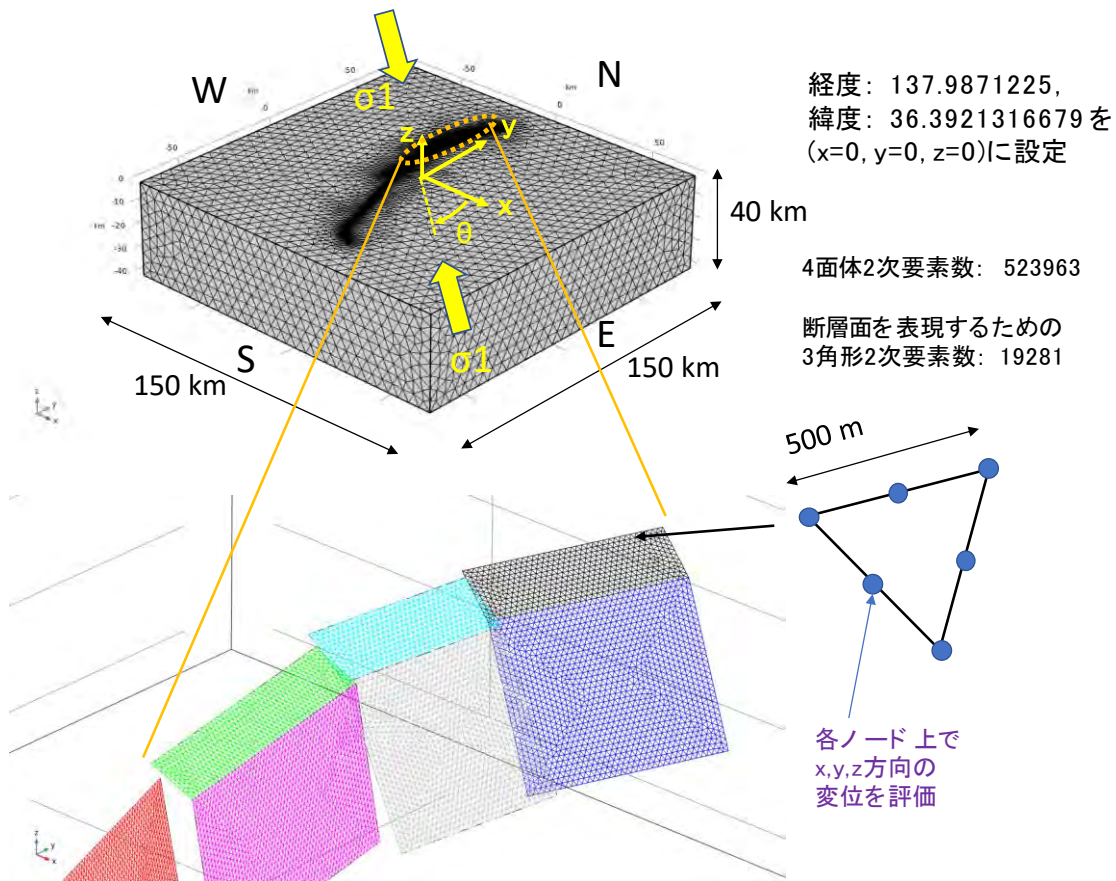


図 11 糸魚川—静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

ここで、断層面を構成する3角形2次要素は1辺の長さが500mとしており、変位評価は250m間隔で実施することができる。なお、広域応力場についてはサブテーマ2から最大主応力方位が「北西—南東」と得られているため、これに対応させる。今回の検討では、東西方向(x軸方向)から5°刻みで最大主応力軸を時計回りに回転させ、回転角が60°となるまでの各ケースについてパラメトリックスタディー(全13ケース)を実施している(図11中の θ)。また、断層面上の接線方向剛性は各断層面の断層線長に対応する剛性値は松田式を満たすように各断層面について設定している。

iii) 最大主応力方位と断層面上すべり分布の関係について

図12は、最大主応力の方位 θ を0°から60°まで変化させた場合の断層面上すべり分布を示したもので、色はネットスリップの大きさを表している(青:0m, 赤:2.5m)。 θ が増加するにつれて、各断層面上でのすべり分布が様々に変化していることが見て取れる。とりわけ、断層面⑦(松本盆地東縁南部—牛伏寺—岡谷断層群)上でのすべり変位分布の変化は顕著であり、 $\theta=60^\circ$ の場合に変位レベルが著しく小さくなることがわかる。牛伏寺断層における調査結果から、左横ずれが大変卓越していることがわかっている(例えば、近藤・他, 2006)ため、横ずれレベルが小さい θ が0°のケースおよび60°のケースは最大主応力の方位としては不適切であると考え。左横ずれセンスが最大となる $\theta=30^\circ$ のケースを拡大表示したものが、図13である。図13に対するずれ変位分布において、以下に挙げる3点から $\theta=30^\circ$ のケースが糸魚川—静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間の最大主応力方位として適切であると考え。(1)牛伏寺断層を含む断層面⑦において

左横ずれが最大化されること、(2) サブテーマ 1 の調査（文部科学省研究開発局・国立研

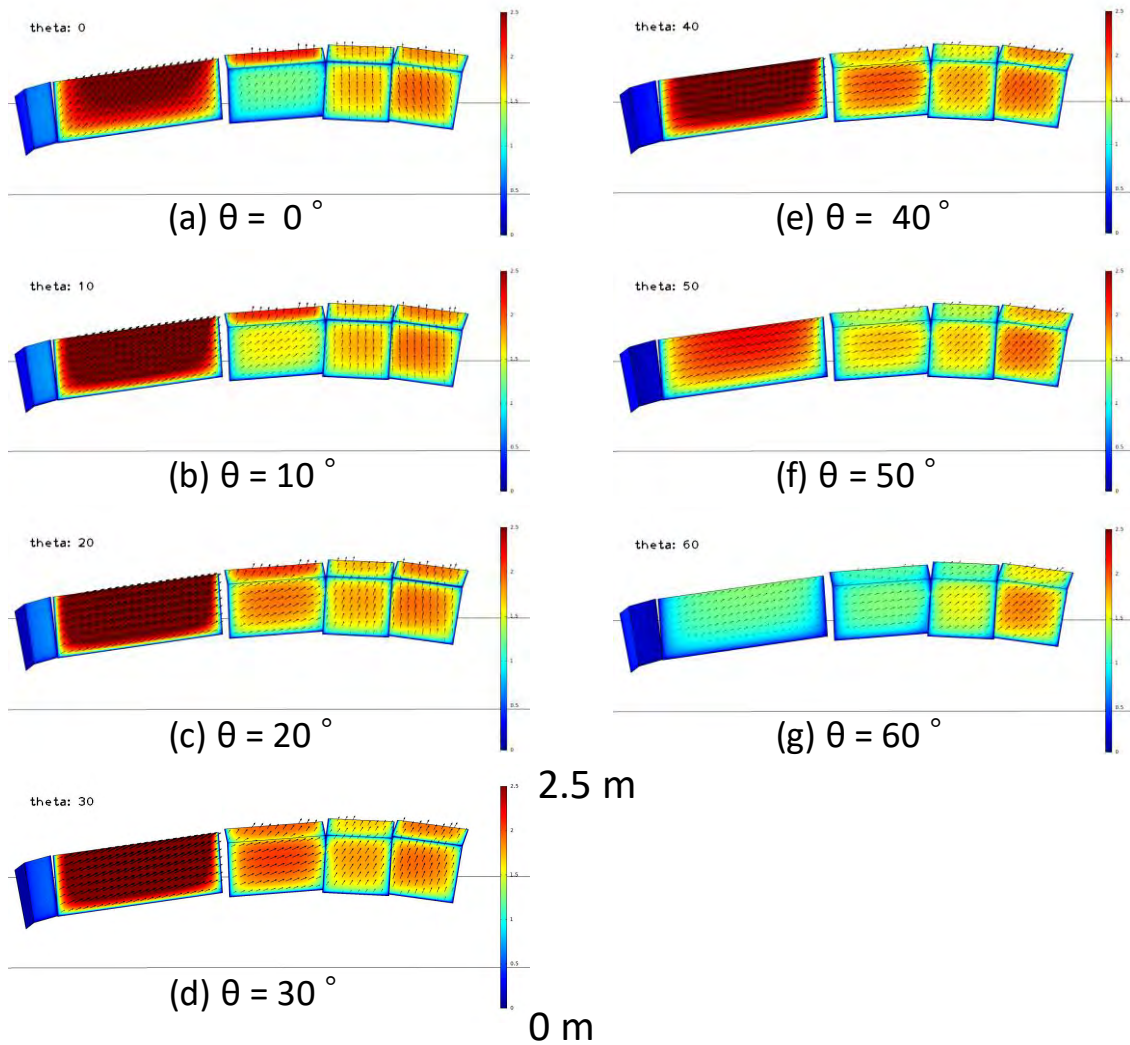
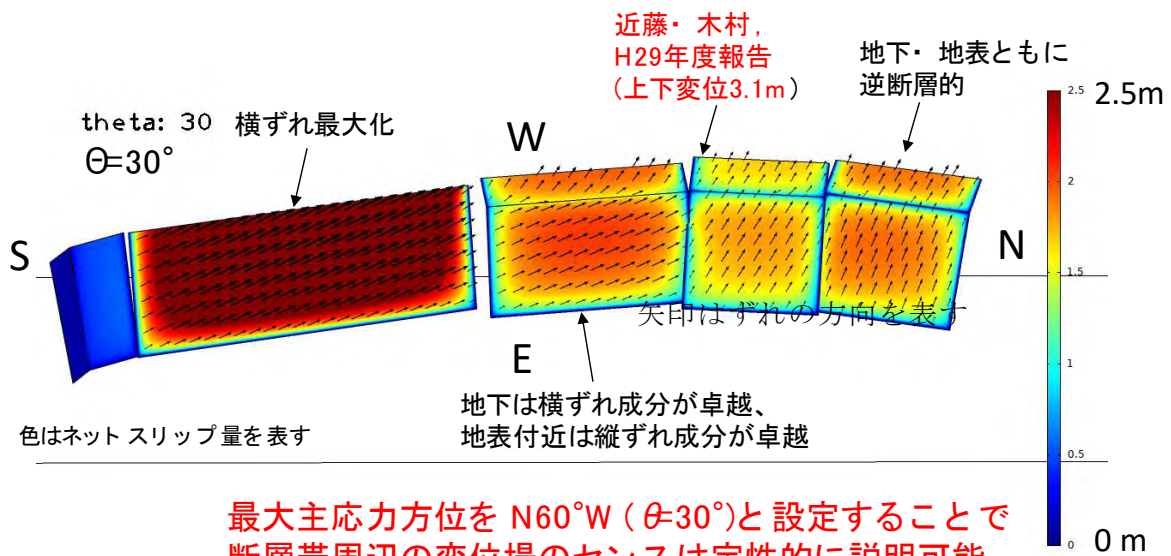


図 12 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係
色はネットスリップの大きさを表す（青：0 m，赤：2.5 m）。



最大主応力方位を $N60^{\circ}W$ ($\theta=30^{\circ}$) と設定することで
断層帯周辺の変位場のセンスは定性的に説明可能

図 13 既往調査結果と整合的なすべり変位センス ($\theta = 30^{\circ}$ 時)

究開発法人産業技術総合研究所，2018）で得られた変位センス（逆断層）と整合的であること、(3) 神城断層での地表地震断層に対するトレンチ調査結果（勝部・他，2017）から得られた結果（逆断層）と整合的であること。

以上の検討によって、今回設定した断層面モデルについて最大主応力の方位を $\theta = 30^\circ$ （N60° W）と設定することで、断層帯周辺でこれまでに得られている調査結果を定性的ではあるが、ずれ変位センスを説明可能であることが示された。また、断層面⑤と⑥の変位センスが地下では横ずれ成分が卓越しているものの、地表付近では逆断層成分が卓越することが特徴である。なお、変位レベルについての定量的な比較・検討は、パラメトリックスタディーから得られた地表変位分布を示した後で述べる（(2)-v）。

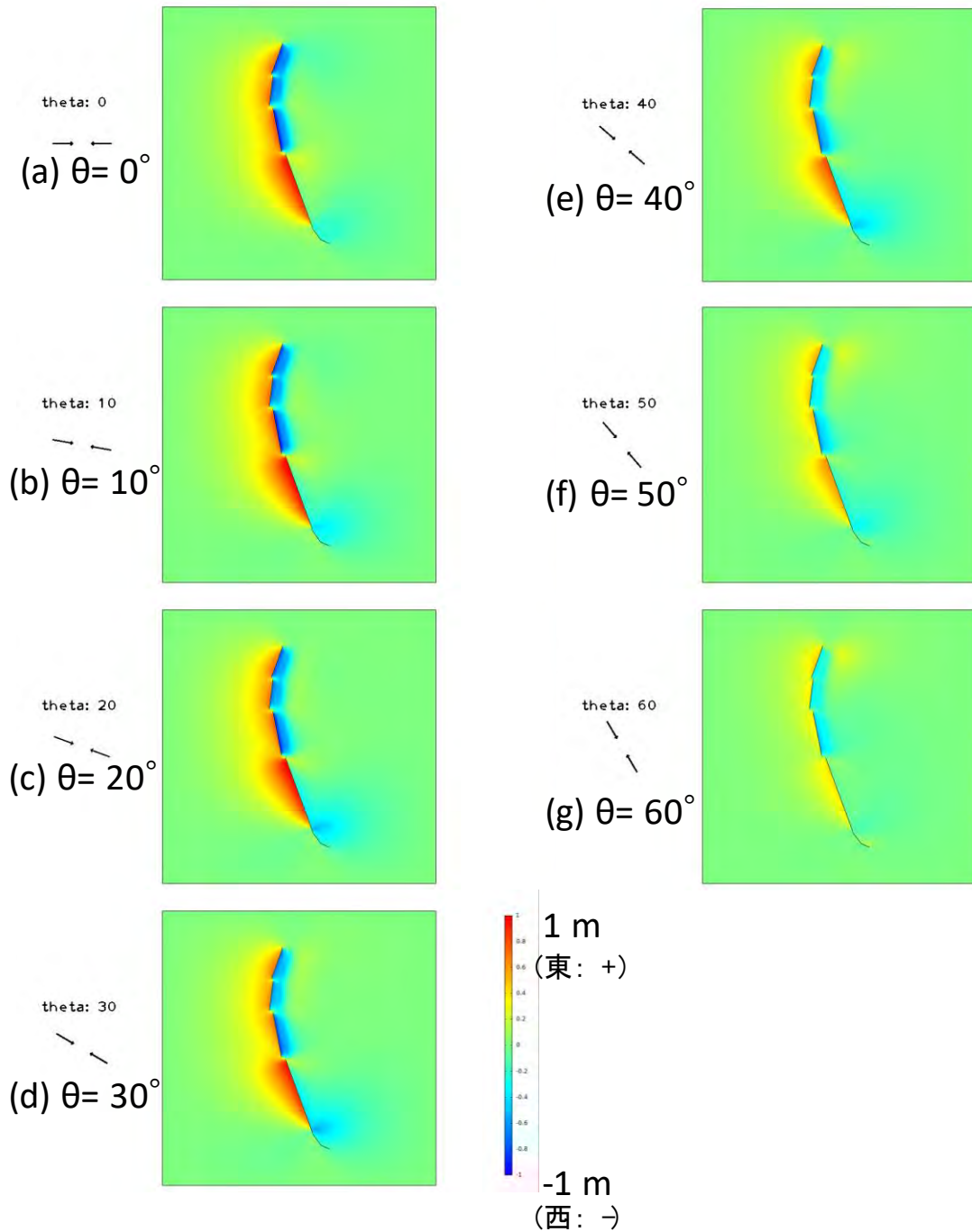


図 14 最大主応力方位と地表面変位分布（東西成分）の関係

iv) 最大主応力方位と地表面における変位分布の関係について

図 14 は、最大主応力方位を $\theta = 0^\circ$ から 60° まで変化させた際の地表面における水平方向の変位分布をそれぞれ示している。一連の断層帯の断層線は基本的には南北方向であるため、東西圧縮 ($\theta = 0^\circ$) に近ければ近いほど地表面変位の東西成分の差異は顕著となる。当然ながら、断層線東側の上盤側が西へ（青色）、下盤側が東（赤色）へ変位する。 θ の増加に伴って、地表面における東西成分のレベルは小さくなっていくことが確認できる。この結果は図 12 でネットスリップのレベルが $\theta = 60^\circ$ で小さくなることを反映している。

図 15 は、最大主応力方位と地表面変位の上下成分の関係を示したものである。 θ によら

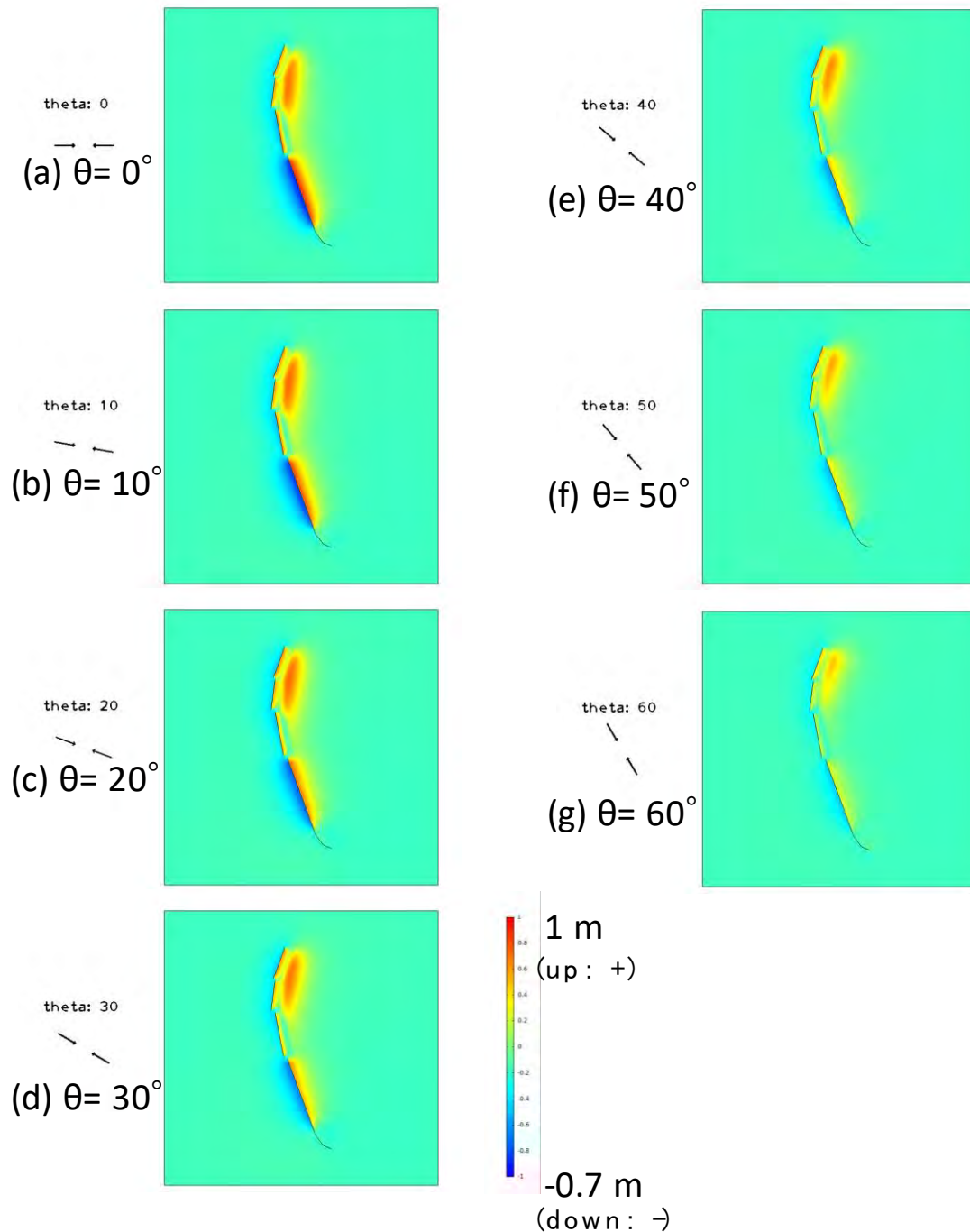


図 15 最大主応力方位と地表面変位分布（上下成分）の関係

ず神城断層（断層面①～④）の東側に、隆起する領域が生じていることがわかる。この結果は断層面地下で設定した折れ曲がり起因するもので、結果として神城断層の地表地震断層で確認された逆断層の変位センスと断層線東側に存在する山地を表現することに成功している。以上の結果からも断層面①から④における地下での折れ曲がりの設定は妥当であると判断できる。図12から図15で示した最大主応力方位と各種変位分布の検討を経て、今回設定した断層面形状は調査結果から得られている変位センスを定性的ではあるが説明可能と言える。以下では実際に計測された変位レベルとの比較を通じ、今回の断層面設定がどの程度信頼できるのかを検討するとともに、より現実の変位レベルに近くなるような

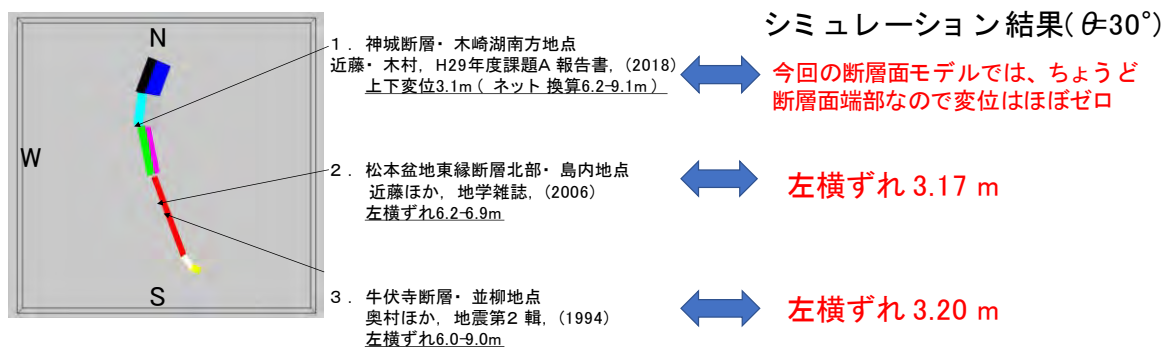


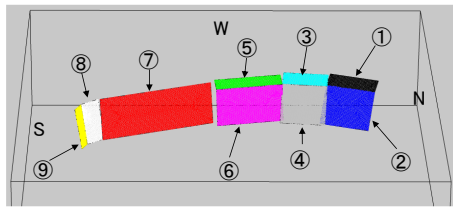
図 16 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較
断層面改変を試みた結果について述べる。

v) 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較

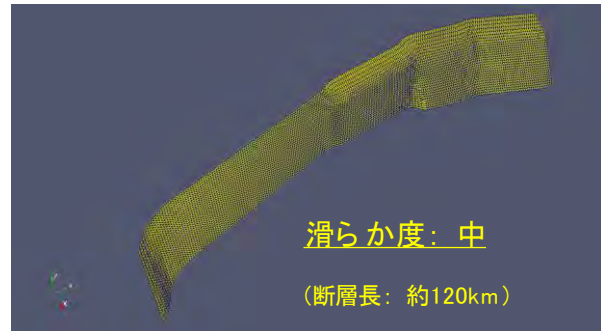
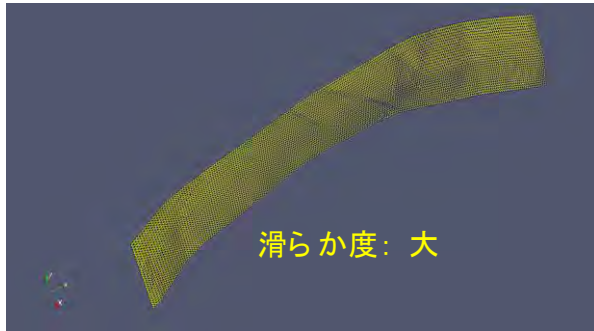
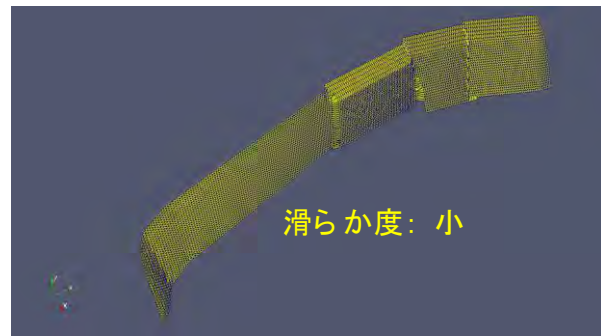
図 16 は、既往研究で報告されたすべり変位計測結果（3 地点）と、対応する地点におけるシミュレーション結果をそれぞれ示したものである。図 16 中の地点 1 は、本プロジェクト内でサブテーマ 1 の一環として実施された調査結果（文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所，2018）に基づくものであり、神城断層の南に位置する木崎湖南方地点にて 3.1m の上下変位が計測されている（傾斜角を推定してもとめたネットスリップ量は 6.2-9.1m）。また、地点 2 での変位量は松本盆地東縁断層北部・島内地点のもので左横ずれ 6.2-6.9m が計測されている（近藤・他，2006）。地点 3 の牛伏寺断層・並柳地点では左横ずれ 6.0-9.0m と報告されている（奥村・他，1994）。この 3 地点以外でも調査された事例はいくつかがあるが、ここでは最大変位量と考えられるものを対象とした。

これらの 3 地点に対応する位置でのシミュレーション結果（ $\theta=30^\circ$ のケース）は、図 16 右段に示すとおりである。地点 1 については、今回の断層面モデルではちょうど神代断層南端に位置するため変位レベルはほぼゼロであった。地点 2 に対しては、シミュレーション結果は、左横ずれ 3.17m、地点 3 に対しては左横ずれ 3.20m という結果になった。現地調査結果によれば、6.0~9.0m 程度となっているため、シミュレーション結果の 2~3 倍程度の変位量が計測されていることになる。本シミュレーションでは断層面上の物性を松田式に基づいて設定しているため、断層セグメントが長大にならない限り算出される変位量が大きくなることはない。したがって、現地調査から得られる変位レベルにシミュレーション結果をより近づけるためには、断層面を長大化する必要がある。断層面の長大化方法として様々な方法が考えられるが、ここでは図 10 で示した 9 つの断層面を滑らかに接合することによって断層面を長大化することを試みる。以下に断層面の長大化方法と長大化した断層面を用いたシミュレーション結果を示す。

点群から滑らかな面を作成する Poisson reconstruction 法 (Kazhdan et al., 2006) によって一体化した滑らかな断層面を生成



松田式を近似的に満たすように物性を調整しているため 断層線を長大にする必要がある



今回は滑らか度が「中」のモデルについて検討
(計算規模は、一体化前のモデルと同程度)

図 17 Poisson Reconstruction 法によって作成した滑らか度の異なる長大化モデル

vi) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

断層面①から⑨を滑らかに接合するには、補間法に関する知見が必要となる。各断層面を構成する有限要素メッシュはすでに作成しているため、各断層面を構成する点群データはすでに把握している。また、各断層面の法線に関する情報もすでに把握している。点群データに対する補間方法はコンピュータグラフィックスの分野で活発に研究されており、広く用いられる補間法として Poisson Reconstruction 法 (Kazhdan, 2006)、Radial Basis Function 法 (Carr, 2001; 金井, 2004)、Multi-level Partition of Unity 法 (Ohtake, 2003) 等が挙げられる。ここでは点群の位置データおよびその位置での法線データの両方を利用する Poisson Reconstruction 法によって滑らかで長大な断層面を作成することとした。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また、同手法は滑らかな度合いを調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 17 に滑らか度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュをそれぞれ示す。滑らか度が小のケース (図 17 右上) では、既存の断層面形状が明瞭に確認でき、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となっているのが確認できる。一方、滑らか度が大のケース (図 17 左下) では、断層面①から⑨を最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの点群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、滑らか度が大のケースでは神城断層

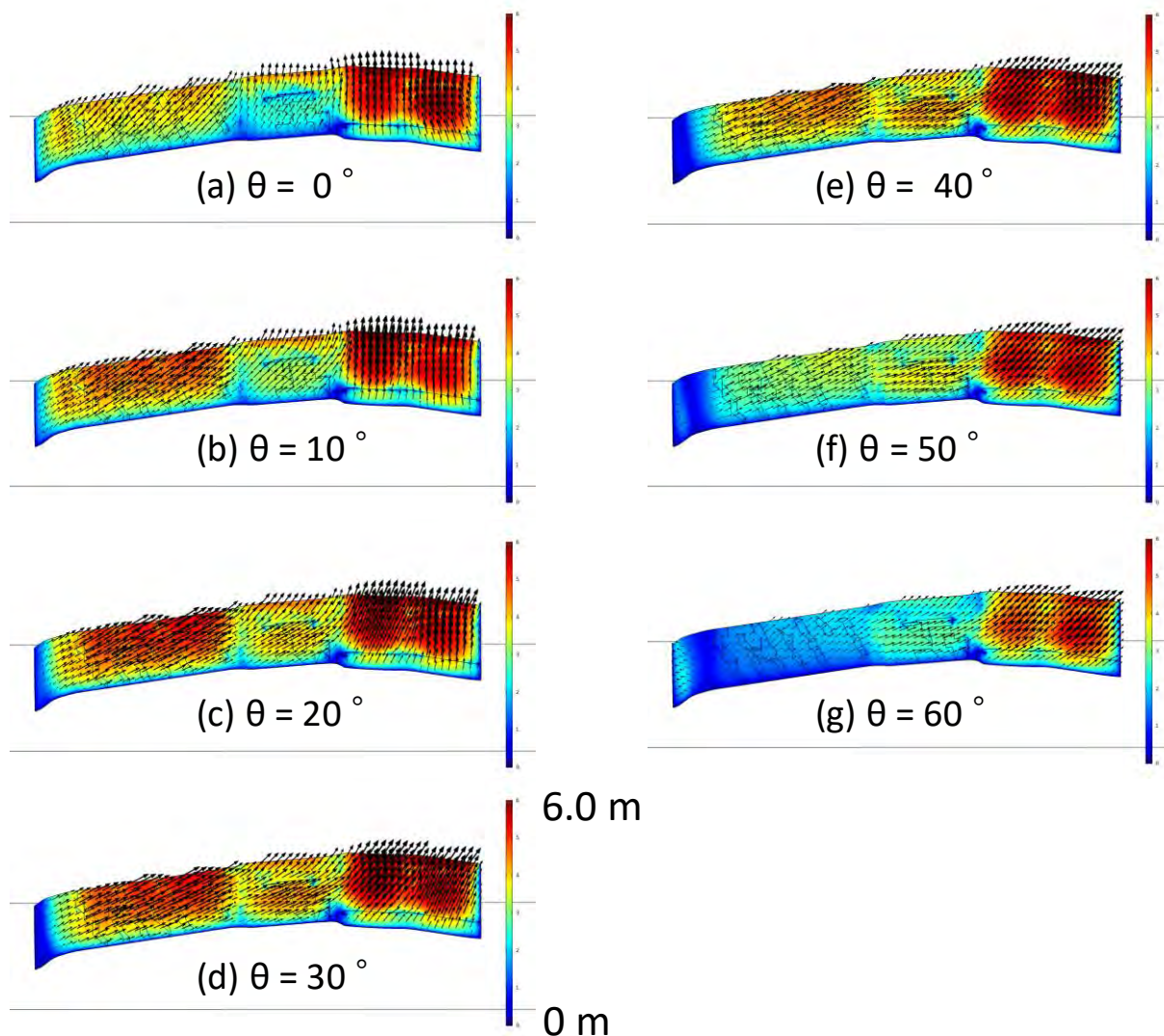


図 18 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係
(一体化モデル、断層線長 119.3km)

部分の地下の折れ曲がりが消滅しており、このモデルを用いた変形解析では神城断層東部の山地を形成するための隆起がモデル化できないことがわかっている。今回の検討では、地下の折れ曲がりを含み、一定レベル以上の滑らかさを有している滑らか度中（図 17 右下）のモデルについて有限要素解析を実施した。なお、一体化した断層面モデル（滑らか度：中）の地表における断層線の長さは、断層線に沿う距離計測で約 120km（119.3km）であった。一体化した断層面上の接線方向剛性については、断層線長を 119.3km とした場合に対応する接線剛性（ $1.18 \times 10^6 \text{N}/(\text{m m}^2)$ 、松田式を満たすように算出）を、断層面上に一様に設定している。

図 18 は最大主応力方位 θ （定義は図 11 中に記述）を東西方向から 5° 刻みで時計回りに回転させた際の一体化した断層面上でのすべり変位分布（色はネットスリップ量を表す）を示している。図 18 は図 12 に対応しており、大局的な変位分布様式は一体化前の断層面モデルと大きくは変わらない。 $\theta = 30^\circ$ 程度で牛伏寺断層付近で左横ずれが最大化されることも図 12 と同様である。ただし、ネットスリップ量が断層面上剛性の低下にともなって

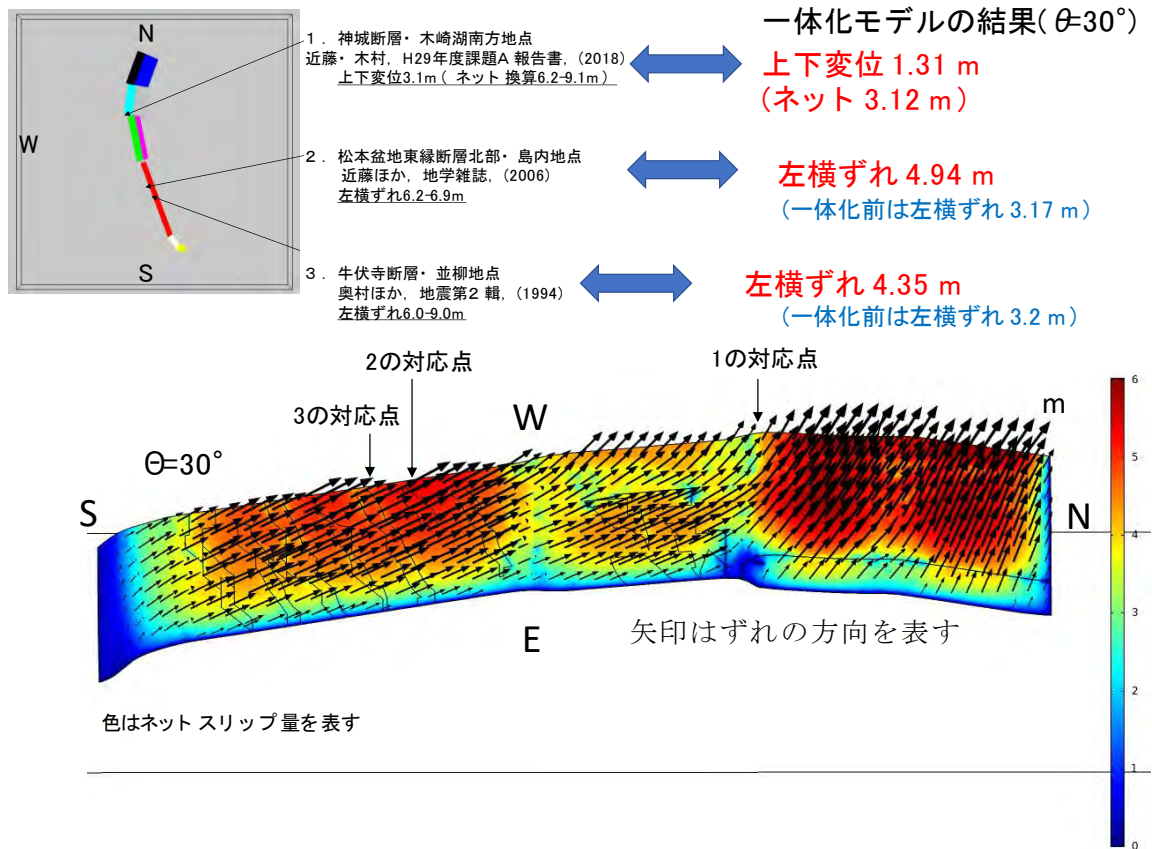


図 19 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較 (滑らかな一体化断層面モデルに対する結果)

大きくなっていることに留意されたい (レンジが 0.0~6.0m)。

図 19 は、一体化した断層面モデルに対して $\theta=30^\circ$ とした場合に対するすべり変位分布図を拡大したもので、図 16 で示した既往の調査結果との変位比較結果も合わせて示している。一体化したモデルによって、地点 1 では変位レベルがほぼゼロであったものが、上下変位 1.31m となり、一体化する前の結果よりも改善されていることがわかる。なお、地点 1 における変位のセンスは一体化した断層面モデルに対するシミュレーション結果でも逆断層的であり、一体化前の特徴は失われていない。ただし、変位レベルについては依然として計測結果よりも小さいため、今後はこの差異を小さくするための検討に着手する。地点 2 では横ずれ量 3.2m が 4.9m となり、より実測結果に近くなった。同様に地点 3 においても、一体化前の結果よりもより実測結果に近い横ずれ量となって改善されていることが確認できる (3.2m が 4.4m)。以上のように断層面を一体化してスケーリング則を適用することで断層面を一体化する前よりも実測値に近い結果を得ることはできたが、計測結果の変位レベルは実測結果よりも数 m 程度小さい。今後、より実測結果を模擬するための方策・工夫が必要となるが、この点については断層面形状の再考、断層面上物性の再考などが現時点で挙げられる。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成30年度前半では、牛伏寺断層周辺で推定されている断層変位のスリップパーティショニングに焦点を当て、y 字型の断層面について784ケースにおよぶパラメトリックスタディー

を実施した。この結果、最大主応力の作用方向は断層線との交角が 60° 程度かつ逆断層の傾斜角が 60° 程度かつ横ずれ断層の傾斜角が 90° 程度するとき、スリップパーティショニングが発生しやすいことがわかった。さらに最適化解析（ベイズ最適化）により正確な数値を算出した（断層線との交角 56.2° 、逆断層の傾斜角 54.5° 、横ずれ断層の傾斜角 86.3° ）。断層変位のスリップパーティショニングに関する数値解析事例はほとんどないため、今回の取り組みによってスリップパーティショニングが生じやすいと考えられる断層面配置についての知見が得られた。

平成30年度の後半では、サブテーマ1およびサブテーマ2で得られた調査結果・解析結果を統合的に勘案し、糸魚川―静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間に対応する断層面モデルを作成した（図10、断層面①から⑨）。作成した断層面モデルについて有限要素解析メッシュを生成し、広域応力場をパラメータとした有限要素解析を実施した。解析の結果、最大主応力方位を $N60^{\circ}W$ （北西―南東）と設定することで、既往の調査結果から得られている変位センスを定性的に説明可能であることがわかった。定量的な比較も併せて実施した結果、現地調査から得られている変位レベルは、シミュレーション結果の2～3倍程度となっていた。より現実的な変位分布にするように、断層面①から⑨を滑らかに接合してスケールング則を適用することで変位レベルを計測結果に近づける方法を検討した。結果、断層面①から⑨を個別にモデル化した場合よりも計測結果に近づいた。しかしながら、まだ改良の余地があるため、断層面形状および断層面上物性について他サブテーマと連携しながら、より現実的な断層面モデルを作成することが課題として残っている。平成30年度までの進捗は当初の計画どおりであり、本年度は糸魚川―静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間の断層面のモデル化およびそれらの有限要素メッシュ作成を実施した。今後は上記の課題対応に加え、他サブテーマと連携を取りながら断層面のモデル化を南部に拡大していく。

(e) 引用文献

- Bowman, D., G. King, and P. Tapponnier, Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, *Science*, 300, 16, 1121-1123, 2003.
- Carr, J., R. Beatson, H. Cherrie, T. Mitchel, W. Fright, B. McCallum, and T. Evans, Reconstruction and representation of 3D objects with radial basis functions, *SIGGRAPH*, 67-76, 2001.
- Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta, and T. Kozawa, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, *Eearth Planets Space*, 56, 12, 1315-1321, 2004.
- 池田隆司・小村健太郎・飯尾能久・新井崇史・小林健太・松田達生・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野聡, 1995年兵庫県南部地震に伴う野島断層を貫くドリリング調査, 防災科学技術研究所研究報告, 第61号, 2001.
- 金井 崇・高橋成雄, 最新コンピュータグラフィックス -基礎から応用まで-, 画像電子学会誌, 33, 4B, 612-619, 2004.
- 勝部亜矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子, 2014年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地震断層の分布と変位量, *地質学雑誌*, 123, 1, 1-21, 2017.

- Kazhdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, Symposium on Geometry processing, 61-70, 2006.
- King, G., Y. Klinger, D. Bowman, and P. Tapponnier, Slip-partitioned surface breaks for the Mw 7.8 2001 Kokoxili earthquake, China, Bull. Seismol. Soc. Am., 95, 2, 731-738, 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, 115, 2, 208-220, 2006.
- 松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 28, 3, 269-283, 1975.
- 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・佐藤比呂志・戸田茂・田力正好・加藤一・石山達也・井川猛・松本反射法地震探査グループ, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部・松本地域における反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 82, 45-55, 2007.
- 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, 文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「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, 114p, 2018.
- Ohtake, Y., A. Belyaev, M. Alexa, G. Turk, and H. P. Seidel, Multi-level partition of unity implicits, ACM Transactions on Graphics, 22, 3, 463-470, 2003.
- 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.
- 竿本英貴, 松田式を考慮したFEMによる断層変位評価とその上町断層系への適用, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 74, 4, I_59-I_71, 2018.
- 竿本英貴, FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索—逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例—, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 印刷中(2019.2.17受理), 2019.
- Toda, S., H. Kaneda, S. Okada, D. Ishimura, and Z.K. Milton, Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, Earth Planets Space, 68, 188, doi:10.1186/s40623-016-0560-8, 2016.
- Wesnousky, S.G., and C.H. Jones, Oblique slip, slip partitioning, spatial and temporal changes in the regional stress field, and the relative strength of active faults in the Basin and Range, western United States, Geology, 22, 11, 1031-1034, 1994.

3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(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	加瀬 祐子

(c) 業務の目的

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果をもとに連動可能性とその条件を検討する。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

糸魚川－静岡構造線断層帯で近年生じた地震の震源過程に関する既存資料の収集整理をおこなった。主に 2014 年長野県北部の地震の震源モデルについての研究をまとめ、周辺断層との連動性を検討する上で必要な情報を整理した。

2) 平成 30 年度：

既存資料および前年度の調査結果を基に、動力的破壊シミュレーションのためのコード整備をおこなった。

3) 平成 31 年度：

既存資料および本課題で得られた成果を反映した動力的震源モデルを構築し、動力的破壊シミュレーションをおこなう。地震時変位量や活動履歴、テクトニック応力場を考慮してセグメントの応力降下量を変化させ、連動可能性とその条件を検討する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯の置かれた条件を反映した動力的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、各点の走向、傾斜角が滑らかに変化する断層面上での動力的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系に mapping する手法を用いて、シミュレーションに用いるコードを改良した。また、均質半無限弾性体中にある鉛直横ずれ断層、および、傾斜角 60° の正断層に、深さに依存する初期応力場が働く場合の破壊過程について、本事業で開発したコードでの計算結果が検証済のコードによる計算結果とよく一致していることを確認した。

(b) 業務の成果

1) 動力的破壊シミュレーションのためのコードの開発

3. 3 (2) (c) 2) vi)で示されたような各点の走向、傾斜角が滑らかに変化する断層面上での動力的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系に mapping した差分法コードの開発をおこなった。この手法は、2次元問題については井上(1996)、3次元問題で走向が変化する鉛直断層について Kase and Day (2006)、傾斜角が変化する断層について Kase (2010)、3次元一般断層について Zhang et al. (2014) が適用している。Zhang et al. (2014) では、速度-応力で定式化しているが、本業務では、変位で定式化し、Kase and Day (2006)、Kase (2010) と同様に、Ilan and Loewenthal (1976) の自由表面の定式化を断層面の定式化に応用することで、計算の安定性を向上させている。

3次元半無限均質弾性体中に断層面があるモデルを考える。自発的な破壊伝播過程を計算するためには、断層面の境界条件と地表面の自由境界条件を与えて、弾性体の波動方程式を解くことになる。断層面の境界条件としては、Coulomb の破壊条件とすべり弱法の摩擦構成則 (Ida, 1972; Andrews, 1976) を与える。破壊していない領域では、速度と traction のすべての成分が、断層面を挟んで連続である。剪断応力が静摩擦応力 (静摩擦係数と法線応力の積) に達したところでは、すべりが始まり、traction のすべての成分と、速度の法線方向成分が断層面を挟んで連続、かつ、すべりと剪断応力はすべり弱法の摩擦構成則に従い、動摩擦応力 (動摩擦係数と法線応力の積) まで低下する。

非平面の断層面を扱うため、直交座標系 (x, y, z) 中に断層面形状に沿った一般座標系 (ξ, η, ζ) を設定する (図 1)。すると、直交座標系 (x, y, z) は、一般座標系 (ξ, η, ζ) の関数として

$$\begin{aligned}x &= x(\xi, \eta, \zeta) \\y &= y(\xi, \eta, \zeta) \\z &= z(\xi, \eta, \zeta)\end{aligned}$$

と表現されるので、空間偏微分オペレータは、

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial x} &= \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \zeta} \\ \frac{\partial}{\partial y} &= \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \zeta} \\ \frac{\partial}{\partial z} &= \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \zeta}\end{aligned}$$

と変換される。これらのオペレータを用いて、 (ξ, η, ζ) を直交座標系へ mapping し、波動方程式や traction を書き下すことによって、直交座標系で解くことができるようになる。

2) 動力的破壊シミュレーションのためのコードの検証

コードの検証のため、SCEC/USGS spontaneous rupture code verification project (Harris et al., 2009, 2011, 2018) で検証済のコードによる計算結果と比較した。

初めに、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程 (図 2 a; Harris et al., 2009 の TPV8) について、比較をおこなった。比較対象としては、Harris et al. (2009) の検証に参加した Kase and Kuge (2001) のコードを用いた。本事業のコードでの計算結果 (図 2 b の赤点線) は、比較対象のコー

ドでの計算結果（図 2 b の黒線）とよく一致している。

次に、均質半無限弾性体にある傾斜角 60° の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程（図 3 a ; Harris et al., 2009 の TPV10）について、比較をおこなった。比較対象としては、Harris et al. (2009) の検証に参加した Kase (2010) のコードを用いた。本事業のコードでの計算結果（図 3 b の赤点線）は、比較対象のコードでの計算結果（図 3 b の黒線）とよく一致している。

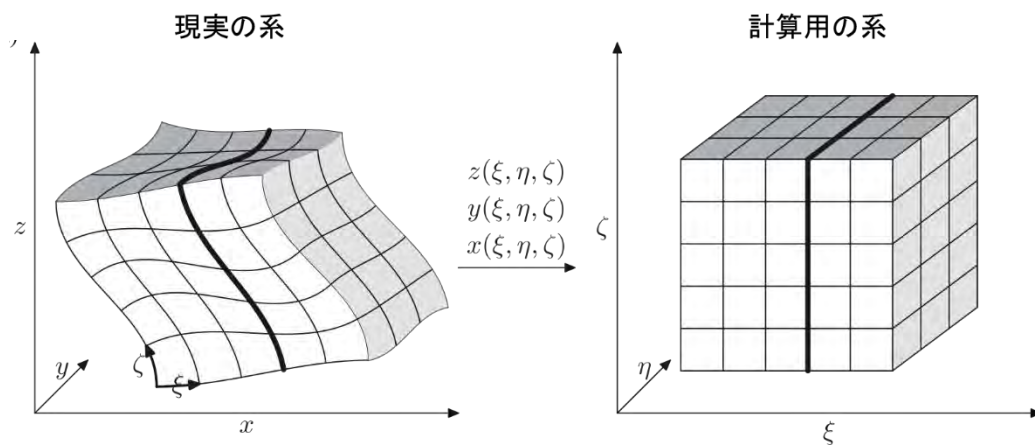


図 1 座標系の mapping のイメージ図。Zhang et al. (2014) に加筆。

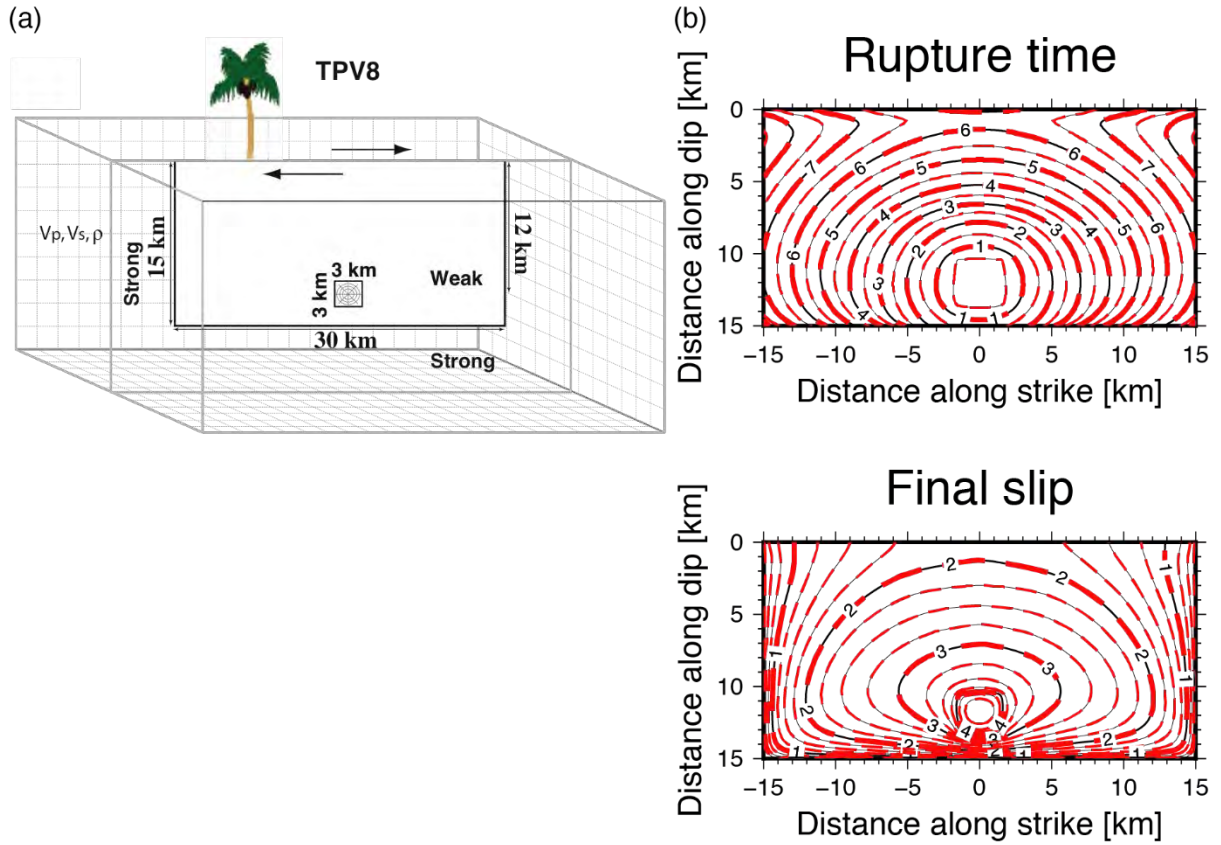


図2 (a) 均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層に、深さに依存する初期応力場がはたらくモデル (Harris et al., 2009)。(b)破壊時刻 (上) と最終すべり量 (下) の比較。黒線は Kase and Kuge (2001) のコードでの計算結果、赤点線は本事業のコードでの計算結果。

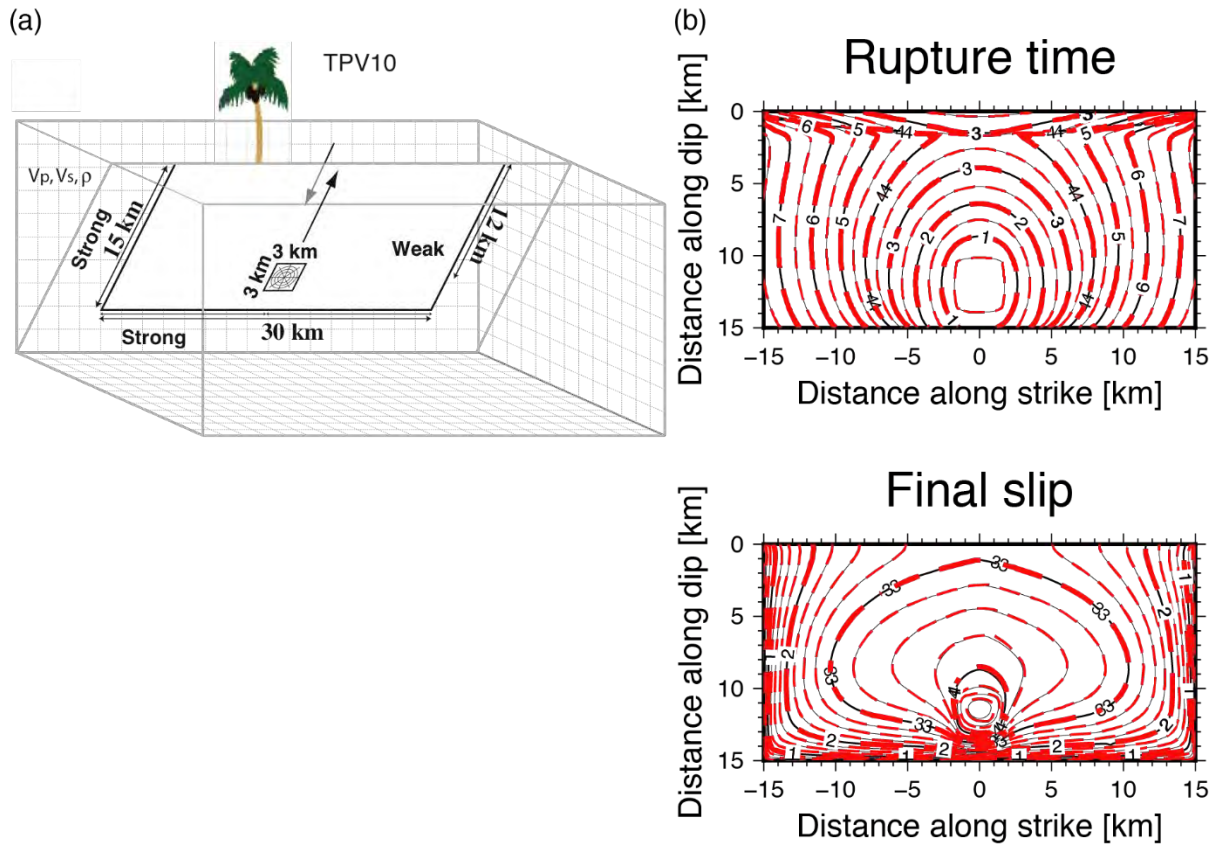


図3 (a) 均質半無限弾性体にある傾斜角 60° の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらくモデル (Harris et al., 2009)。(b)破壊時刻 (上) と最終すべり量 (下) の比較。黒線は Kase (2010) のコードでの計算結果、赤点線は本事業のコードでの計算結果。

(c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川－静岡構造線断層帯北部～中南部区間を対象としたシミュレーションをおこなうため、各断層面の走向と傾斜角を反映できるよう、一般座標系を直交座標系にmappingする手法を用いて、シミュレーションに用いるコードを改良した。コードの検証として、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層、及び傾斜角 60° の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程について、SCEC/USGS spontaneous rupture code verification project (Harris et al., 2009, 2011, 2018) で検証済のコードによる計算結果と比較し、本事業で開発したコードでの計算結果がよく一致していることを確認した。

実際に、糸魚川－静岡構造線断層帯北部～中南部区間を対象としたシミュレーションをおこなうためには、コードの検証が更に必要である。来年度は、非平面の断層面上での破壊過程についての検証をおこなった上で、他サブテーマの成果を反映したシミュレーションをおこない、破壊過程や連動性について考察する。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 5.4.4 (Wessel et al., 2013) で作成しました。

(d) 引用文献

- Andrews, D. J., Rupture velocity of plane shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679–5687, 1976.
- Harris, R. A., M. Barall, R. Archuleta, E. Dunham, B. Aagaard, J. P. Ampuero, H. Bhat, V. Cruz-Atienza, L. Dalguer, P. Dawson, S. Day, B. Duan, G. Ely, Y. Kaneko, Y. Kase, N. Lapusta, Y. Liu, S. Ma, D. Oglesby, K. Olsen, A. Pitarka, S. Song, and E. Templeton, The SCEC/USGS dynamic earthquake rupture code verification exercise, *Seism. Res. Let.*, 80, 119–126, doi:10.1785/gssrl.80.1.119, 2009.
- Harris, R. A., M. Barall, D. J. Andrews, B. Duan, S. Ma, E. M. Dunham, A. -A. Gabriel, Y. Kaneko, Y. Kase, B. T. Aagaard, D. D. Oglesby, J. -P. Ampuero, T. C. Hanks, and N. Abrahamson, Verifying a computational method for predicting extreme ground motion, *Seism. Res. Let.*, 82, 638–644, doi:10.1785/gssrl.82.5.638, 2011.
- Harris, R. A., M. Barall, B. Aagaard, S. Ma, D. Roten, K. Olsen, B. Duan, D. Liu, B. Luo, K. Bai, J. -P. Ampuero, Y. Kaneko, A. -A. Gabriel, K. Duru, T. Ulrich, S. Wollherr, Z. Shi, E. Dunham, S. Bydlon, Z. Zhang, X. Chen, S. N. Somala, C. Pelties, J. Tago, V. M. Cruz-Atienza, J. Kozdon, E. Daub, K. Aslam, Y. Kase, K. Withers, and L. Dalguer, A suite of exercises for verifying dynamic earthquake rupture codes, *Seism. Res. Let.*, 89, 1146–1162, doi:10.1785/0220170222, 2018.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3896–3805, 1972.
- 井上智広, 動力学的モデルによる断層近傍の強震動分布予測, 東京大学修士論文, 1996.
- Ilan, A. and D. Loewenthal, Instability of finite difference schemes due to boundary conditions in elastic media, *Geophys. Prospect.*, 24, 431–453, 1976.

- Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: significance of fault strike and location, *Geophys. J. Int.*, 147, 330-342, 2001.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Let.*, 33, L10302, 2006.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 473-481, 2010.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410, doi:10.1002/2013E0450001, 2013.
- Zhang, Z., W. Zhang, and X. Chen, Three-dimensional curved grid finite-difference modelling for non-planar rupture dynamics, *Geophys. J. Int.*, 199, 860-879, doi:10.1093/gji/ggu308, 2014.

3. 5 断層モデル形状の整理・検討

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層モデル形状の整理・検討

(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
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	研究グループ長	今西 和俊
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	竿本 英貴
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子

(c) 業務の目的

断層モデルを構築するための断層地下形状について、地表から地下深部までの断層傾斜等を既存の成果と本事業による成果を総合して、整理・検討する。

(2) 平成 30 年度の成果

(a) 業務の要約

三次元有限要素法による断層変位計算や動的破壊シミュレーションにおける断層モデル構築に資するため、地表から地下深部までの断層形状を設定した。地表から深さ数 km 程度までは、主に研究項目 1 による新たな調査成果と既報の活断層分布やトレンチ・ボーリング・反射法地震探査等で推定された断層傾斜、丘陵や平野の大地形と鮮新一更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数 km 程度以深については、主に研究項目 2 により実施した 2014 年長野県北部の地震と余震分布と地下で折れ曲がる断層形状を設定し、北部区間の基本モデルとした。その他の区間では、既報の高精度震源カタログや 2017 年 12 月の長野県中部の地震、2018 年 5 月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層形状を設定した。

(b) 業務の成果

1) 断層形状に関する既往成果と本事業における設定方針

糸魚川―静岡構造線断層帯では、大別して高角モデルと低角モデルの 2 通りの断層モデル形状が推定されきた（例えば、文部科学省研究開発局・国土地理院・東京大学地震研究所，2010；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。特に、北部区間と中北部区間ではその差が顕著である。本事業では、北部区間・神城断層の一部を震源としてその後生じた 2014 年長野県北部の地震と余震、地表付近の活断層トレースと地質断層である小谷

—中山断層、上盤側の鮮新—更新統で構成される丘陵地形との位置関係を矛盾なく説明できる形状を基本モデルとした。以下では、設定方針の概略を述べる。模式図を図1に示す。

2014年地震の余震分布から判断して、地震発生層下端付近から地下約4—5km程度までは東傾斜60-70°程度と高角である（例えば、Imanishi and Uchide, 2017）。この傾斜をそのまま地表まで延長した場合、神城断層には明らかに連続せず、地質断層の小谷—中山断層の位置（例えば、加藤・他, 1989）にほぼ一致する。よって、地下深部では小谷—中山断層の断層面がずれ動いて2014年地震が生じたと判断できる。一方、地表では既知の神城断層で地表地震断層が出現したことが明らかであり（例えば、勝部・他, 2017）、地下4—5km程度から地表の神城断層へ低角度で接続すると判断できる。この場合、地下深部では中新統と鮮新—更新統を境する小谷—中山断層が再活動しているものの、大峰帯や完新統等の第四系を切断する断層は神城断層へと連続し、西側の前縁へマイグレーションしたものと解釈される。北部区間を構成する神城断層、松本盆地東縁断層北部については、この考えを基本に地表の活断層トレースと小谷—中山断層の位置及び水平距離、小谷—中山断層の深部延長の傾斜、それらを結んだ位置に折れ曲がりを考慮する断層モデル形状を設定した。

中北部区間については、活断層の東側では鮮新—更新統が丘陵を形成しておらず、小谷—中山断層は丘陵と松本盆地との境界よりもやや西側を延びる（例えば、近藤・他, 2006；原山・他, 2010；本事業研究項目1）。断層の東側で丘陵を構成する地層は中新統である。また、既報の地質図では、活断層としての松本盆地東縁断層南部は、概ね小谷—中山断層である鮮新—更新統と中新統の境界付近に位置する（図1(A)）。よって、中北部区間については、地下深部の小谷—中山断層が折れ曲がりや西側へのマイグレーションを生じることなく、そのまま地表付近に露出していると解釈される。そのため、断層の傾斜は、本事業のトレンチ・ボーリングや反射法地震探査、既報の高精度震源カタログで確認された高角東傾斜（75-80°）と判断した。

(c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川—静岡構造線断層帯北部～中北部区間を対象として、地表から地下深部までの断層形状を設定した。地表から深さ数km程度までは、主に研究項目1による新たな調査成果と既報の活断層分布やトレンチ・ボーリング・反射法地震探査等で推定された断層傾斜、丘陵や平野の大地形と鮮新—更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数km程度以深については、主に研究項目2によって実施した2014年長野県北部の地震と余震分布から地下で折れ曲がる断層形状を設定し、逆断層区間の基本モデルとした。その他の区間では、活断層と地質断層との位置関係や丘陵を構成する地質、既報の高精度震源カタログや2017年12月の長野県中部の地震、2018年5月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層形状を設定した。今後、中南部区間を対象に、同様の手順で断層形状モデルを設定する。

(d) 引用文献

原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫, 「松本地域の地質」, 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 産総研地質調査総合センター, 63p.

Imanishi, K. and T. Uchide, Non-self-similar source property for microforeshocks of the 2014 Mw 6.2 Northern Nagano, central Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 5401-5410, doi:10.1002/2017GL073018, 2017.

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2版), 2015.

加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教, 「大町地域の地質」, (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 102p.

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.

文部科学省研究開発局・国土地理院・国立大学法人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調査観測」平成17~21年度成果報告書, 362p, 2010.

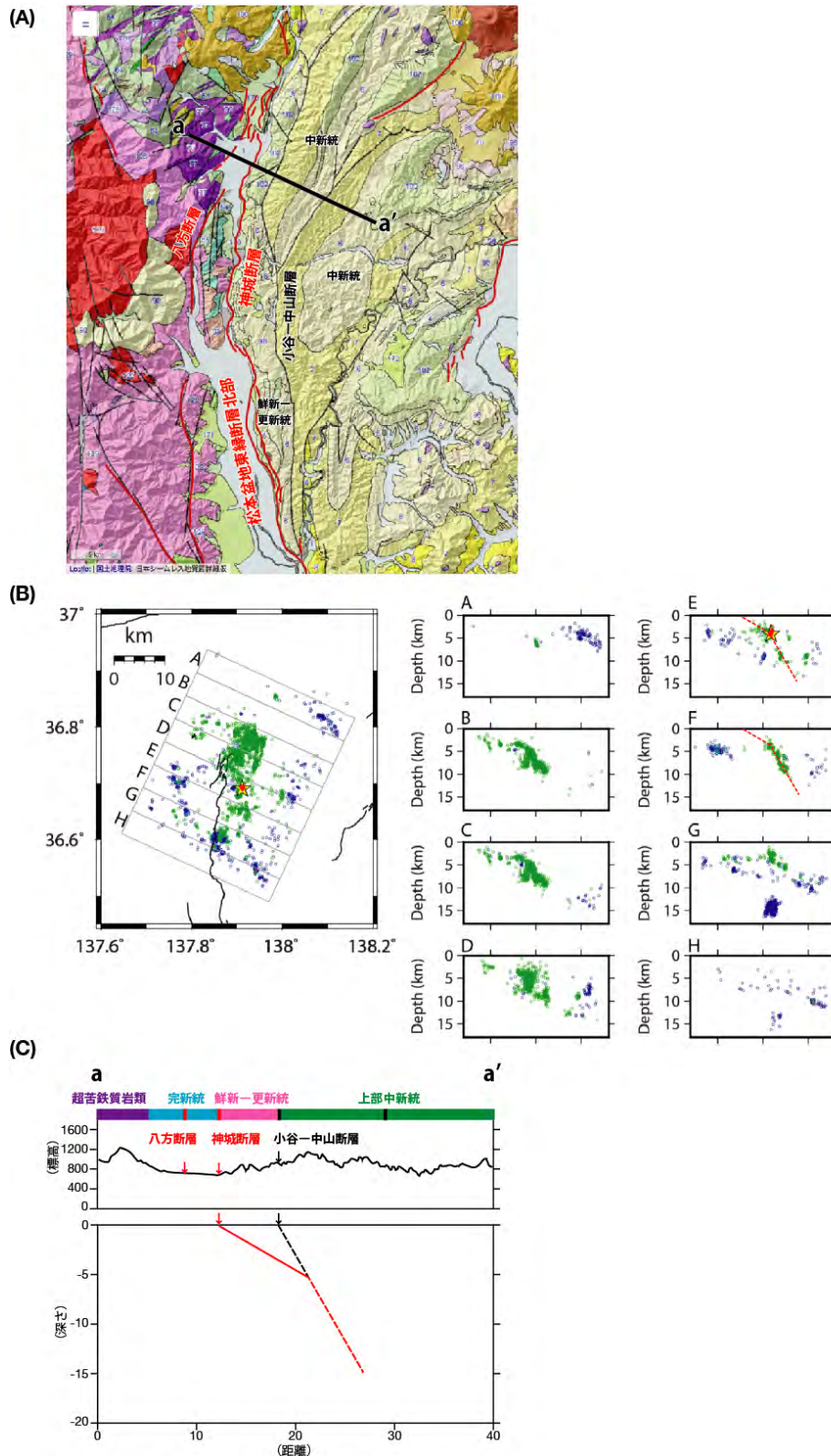


図1 (A) 神城断層、小谷-中山断層と周辺の地質分布。シームレス地質図に加筆。
 (B) Imanishi and Uchide (2017) による 2014 年長野県北部の地震と余震分布。E 及び F
 に赤破線で示した活断層の解釈線を加筆。(C) a-a' 測線における地形地質断面と断層面形
 状の模式図。上段の地形断面は地理院地図より作成、縦軸を 5 倍強調。

4. 全体成果概要

これまで未解明であった連動型地震の発生確率算出や連動条件の検討を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標として、本年度は糸魚川-静岡構造線断層帯の中北部区間を主な対象として、以下の調査研究を実施した。

1) 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査では、北部区間・神城断層の2地点において前年度の補足的な調査実施し、過去7回の変位履歴等を明らかにした。これらを基に、2014年長野県北部の地震で活動しなかった神城断層では、今後30年以内に6~17%の発生確率、地震後経過率は80-140%であると推定した。中北部区間・松本盆地東縁断層南部において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量等を明らかにした。また、松本盆地東縁断層南部及び周辺断層において反射法地震探査を実施し、それぞれ東傾斜75°と西傾斜40~45°の断層形状を推定した。以上の成果と既往成果を整理し、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、周辺断層と連動したイベントの発生頻度と連動間隔を推定した。これらを基にポアソン過程に基づく連動確率を試算した。

2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、昨年度の検討結果を踏まえた三次元速度構造モデルを用いて、2018年5月12日に長野県北部で発生した地震(Mj5.2)とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定をおこなった。その結果を基に地下深部の断層形状と周辺の応力場を推定した。また、既存の高精度震源カタログをもとに、中北部区間の牛伏寺断層周辺の微小地震分布について再検討し、高角な断層形状を推定した。

3) 三次元有限要素法(FEM)による断層モデルの高度化では、有限要素解析によってスリップパーティショニングが発生しやすい条件を仔細に検討し、発生条件として断層形状と最大主応力の方位を定量的に探索した。また、昨年度に構築したスケーリング則を考慮した有限要素解析手法を北部区間と中北部区間に適用し、研究項目1及び2の新知見を反映して応力方位に関するパラメトリックスタディーを実施した。その結果、調査観測結果と整合する最大主応力方位がN60°Wとなることを示した。さらに、変位量の調査結果と変位シミュレーション結果を比較検討し、区間毎の断層面をなめらかに接続する断層モデルへ改良をおこなった。

4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、サブテーマ3による断層モデルを考慮し、シミュレーション用コードの改良をおこなった。コードの改良は、走向、傾斜角がなめらかに変化する断層面上での動力的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系にマッピングする手法を用いた。また、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層および傾斜角60°の正断層を想定して深さ依存の初期応力場を設定し、本事業で開発したコードによる計算結果が既報の検証済みコードによる計算結果とよく一致することを確認した。

5) 全ての研究項目に関連し共通する断層モデル構築に資するため、地表から地下深部までの統合的な断層モデル形状を設定した。地表から深さ数km程度までは、主に研究項目1による新たな成果や既報の活断層分布、丘陵や平野の大地形と鮮新-更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数km程度以深については、主に研究項目2により実施した2014年長野県北部の地震と余震分布をもとに地下で折れ曲がる断層形状を設定し、北部区間の基本モデルとした。その他の区間では、既報の高精度震源カタログや2017年12月の長野県中部の地震、2018年5月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層

形状を設定した。

以上のように、平成 30 年度は、1) 北部区間の神城断層及び松本盆地東縁断層北部における変位履歴に基づく連動確率の試算、中北部区間の松本盆地東縁断層南部と牛伏寺断層との連動履歴の推定、2) 速度不均質を考慮した高精度震源位置決定手法による 2018 年 5 月の地震 ($M_j 5.2$) および牛伏寺断層周辺への適用、その結果に基づく断層形状と応力場の推定、3) H29 年度に開発した有限要素法に基づく断層変位評価手法の北部区間・中北部区間への適用、サブテーマ 1 及び 2 の知見を反映した、なめらかな断層面形状を考慮した断層モデルの改良、4) サブテーマ 3 のなめらかな断層モデルを考慮した動的震源モデルの構築へ向けたシミュレーションコード改良と検証、5) 全ての研究項目に関連する断層モデル形状の設定手順と整理などの新たな知見が得られた。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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 (福島県郡山市)	平成 30 年 10 月 10 日
木村治夫・ 近藤久雄・ 小鹿浩太・ 川崎悠介・ 平倉瑤子・ 黒澤英樹	糸魚川-静岡構造線断層帯松本盆地東縁断層の北部における S 波浅層反射法地震探査	日本地震学会 2018 年度秋季大会 (福島県郡山市)	平成 30 年 10 月 10 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
竿本英貴	松田式を考慮した FEM による断層変位評価とその上町断層系への適用	土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 74, No. 4, I_59-I_71	平成 30 年 9 月

竿本英貴	FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索－逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例－	土木学会論文集 A1(構造・地震工学)	印刷中 (平成 31 年 2 月 17 日受理)
竿本英貴	有限要素法を用いた断層変位評価－断層形状と圧縮軸方位に関するパラメトリックスタディー	日本地球惑星科学連合 2018 年連合大会(千葉県千葉市)	平成 30 年 5 月 22 日
竿本英貴	FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索－逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例－	第 38 回地震工学研究発表会(東京都目黒区)	平成 30 年 10 月 4 日
竿本英貴・ 近藤久雄	FEMによるスリップパーティショニング発生条件の探索	日本活断層学会 2018 年度秋季大会(鳥取県鳥取市)	平成 30 年 11 月 23 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6. むすび

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も地震発生可能性が高い断層帯の1つである糸魚川-静岡構造線断層帯の北部～中南部区間を対象として、これまで未解明であった連動型地震の発生確率の算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を3カ年の計画で実施している。最終的な成果は、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標とし、「活断層の長期評価手法（暫定版）」に反映されることを目指す。

糸魚川-静岡構造線断層帯は、我が国で最も地震発生可能性が高い主要活断層帯の1つであり、これまでも各機関で活断層調査や重点的な調査観測が実施されてきた。これらの既往調査研究成果に加え、本研究課題では下記の4つの各研究項目間で成果の共有や連携を図りつつ、新たな観点から調査研究を実施した。

1) 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査では、北部区間・神城断層の2地点において前年度の補足的な地形地質調査を実施し、過去の地震時変位量等を明らかにした。また、中北部区間・松本盆地東縁断層南部の2地点において調査を実施し、過去の地震時変位量等を明らかにした。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。これらの成果と既存の結果を整理し、過去に周辺断層と連動したイベントの発生頻度を推定し、変位履歴に基づく連動確率の試算をおこなった。

2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、昨年度の検討結果を踏まえた三次元速度構造モデルを用いて、2018年5月12日に長野県北部で発生した地震(Mj5.2)とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定をおこなった。その結果を基に地下深部の断層形状と周辺の応力場を推定した。また、既存の高精度震源カタログをもとに、中北部区間の牛伏寺断層周辺の断層形状について検討し、高角な断層形状を推定した。

3) 三次元FEMによる断層モデルの高度化では、有限要素解析によってスリップパーティションが発生しやすい条件を仔細に検討し、発生条件として断層形状と最大主応力の方位を明らかにした。また、昨年度に構築したスケーリング則を考慮した有限要素解析手法を断層帯の北部区間と中北部区間に適用し、研究項目1及び2の新知見を反映して応力方位に関するパラメトリックスタディーを実施した。その結果、調査観測結果と整合する最大主応力方位が $N60^{\circ}W$ となることを示した。さらに、地震時変位量の調査結果と変位シミュレーション結果を比較検討し、区間毎の断層面をなめらかに接続する断層モデルへ改良をおこなった。

4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、研究項目3による断層モデルを考慮し、シミュレーション用コードの改良をおこなった。コードの改良は、走向、傾斜角がなめらかに変化する断層面上での動力的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系に変換する手法を用いた。また、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層および傾斜角 60° の正断層について深さ依存の初期応力場を設定し、本事業で開発したコードと既報の検証済みコードによる計算結果がそれぞれ良く一致することを確認した。

5) 地表から地下深部までの統合的な断層モデル形状を北部区間及び中北部区間を対象に設定した。地表から深さ数km程度までは、新たな成果や既報の活断層分布、丘陵や平野の大地形と鮮新-更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数km程度以深は、2014年長野県北部の地震と余震分布から地下で折れ曲がる断層形状を設定し、逆断層区間の基本モデルとした。その他の区間では、既報の高精度震源カタログや余震分布を参考に断層形状を設定した。

以上のように、今年度は各研究項目の調査研究成果が進捗するだけでなく、各項目の新知見を反映した断層モデル形状の推定やモデル構築と改良など、相補的に連携した成果も挙げることもできた。

7. 外部評価委員会

7. 1 活動報告

「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」外部評価委員会(第2回)

日時 平成31年3月7日(水) 10時00分～12時00分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所 つくば中央第七事業所 第3会議室
議事 1. 事業全体の概要と計画
2. 研究項目毎の計画と今年度の進捗状況
3. その他

7. 2 外部評価委員会

○委員

1. 有識者

国土交通省国土地理院地理地殻活動研究センター	宇根 寛 (委員長)
気象庁気象研究所地震津波研究部	橋本徹夫
国立大学法人東京大学大学院情報学環・学際情報学府	三宅弘恵

2. 受託機関の研究者

国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	近藤久雄 (研究代表者)
一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所地圏科学領域	木村治夫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	今西和俊
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	内出崇彦
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	竿本英貴
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	加瀬祐子

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震・防災研究課	佐藤雄大
文部科学省研究開発局地震・防災研究課	谷川晃一朗

2. 受託機関

国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	桑原保人
-----------------------------	------