

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

平成 30 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実施した平成 29 年度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」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

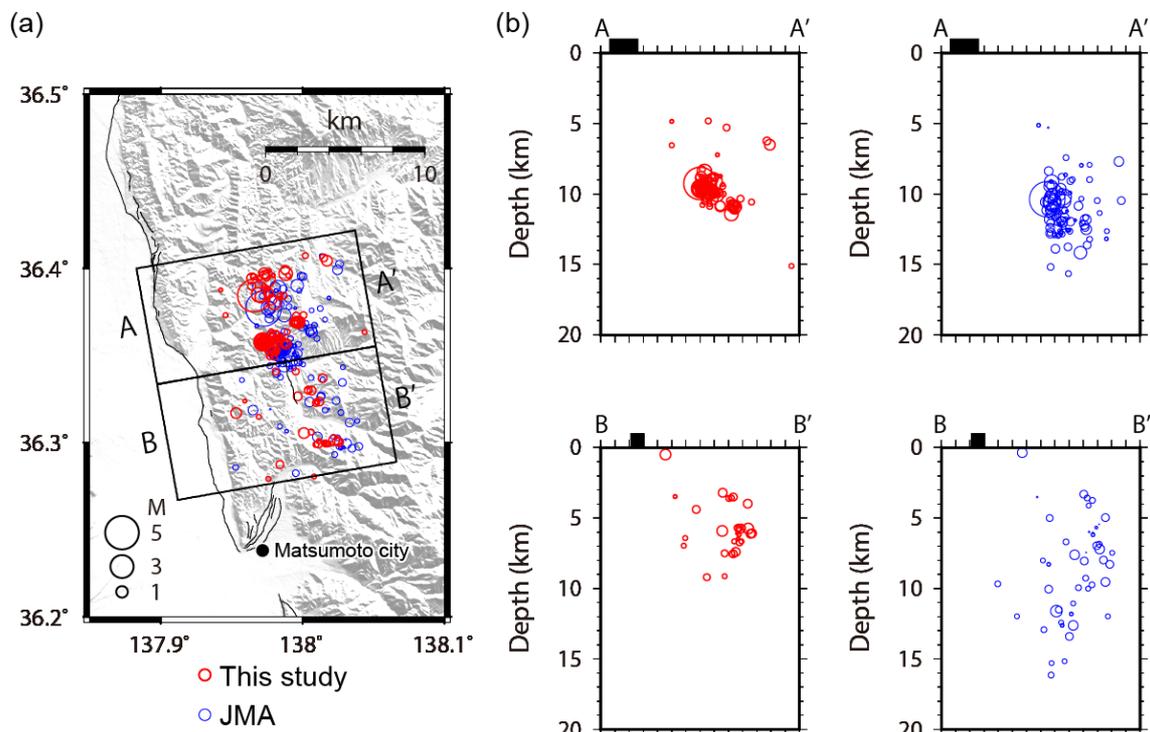


長野県安曇野市明科七貴において松本盆地東縁断層北部のトレンチ掘削調査を実施し、最新活動が7～13世紀、地震時上下変位量が約1mであることを明らかにした。



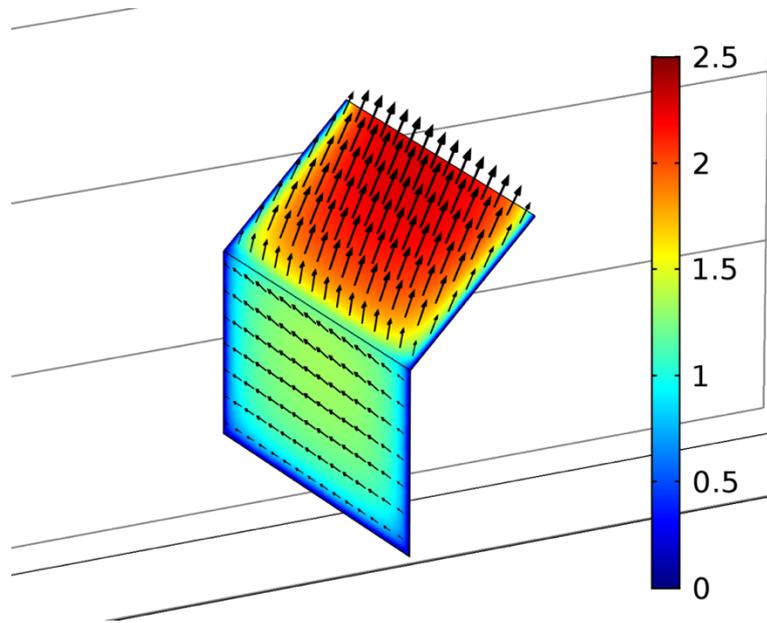
長野県北安曇郡池田町会染周辺において松本盆地東縁断層北部のS波極浅層反射法地震探査を実施し、地震時変位量をより正確に復元するための断層構造等を明らかにした。

2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定



2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (M_j5.3) の余震分布。
 気象庁一元化震源 (青) 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、A-A' 断面において、気象庁や防災科研の CMT 解と調和的な東傾斜の面状分布が確認できるようになる。

3 三次元 FEM による断層モデルの高度化



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
(スリップパーティショニング発生時)。

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.....	55
3. 3 三次元 FEM による断層モデルの高度化.....	76
3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価.....	98
4. 全体成果概要.....	109
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	111
6. むすび.....	113
7. 外部評価委員会.....	114

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
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

(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：

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：

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。

3) 平成 31 年度：

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 29 年度の成果

(a) 業務の要約

北部区間を構成する神城断層及び松本盆地東縁断層北部において変位履歴調査を実施するため、トレンチ調査、群列ボーリング調査、S波反射法地震探査を実施した。その結果、池田町会染地区において過去3回の上下変位量を復元し、安曇野市明科七貴地区において最新活動に伴う上下変位量を復元した。また、地震時変位量と断層長の経験

式から地震イベント毎の活動範囲を推定した。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺の断層と連動した地震イベントを検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、神城断層の変位履歴と比較検討し、両断層が連動したと考えられる地震イベントを抽出した。

(b) 業務の成果

1) 神城断層・大町市平青木地点におけるボーリング調査

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

ボーリング調査の結果、下位から花崗岩からなる基盤岩、深度12m以浅に湖沼性堆積物とみられる砂層、腐植質シルト層と泥炭層との互層、人工攪乱土層が分布することが明らかとなった(図4)。人工攪乱土層は深度3.36mまでであり、ビニール片等の人工物が含まれる。深度3.5m以深の腐植質シルト層及び泥炭層から採取した放射性炭素同位体年代測定の結果、基盤岩を不整合に覆う湖沼性堆積物は少なくとも約1.3万年前以降に堆積したと推定される。これらの湖沼性堆積物には最大45°程度で傾斜した砂層も含まれており(例えば深度7~8m)、層序と矛盾する年代測定値も含まれている。深度3.8m付近から深度7.1m付近までは概ね層序と整合的な年代値を示すが、さら下位では腐植質シルト層や砂層の層理面を切断する剪断面もみられることから、コア内に数条の断層を識別した。

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

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

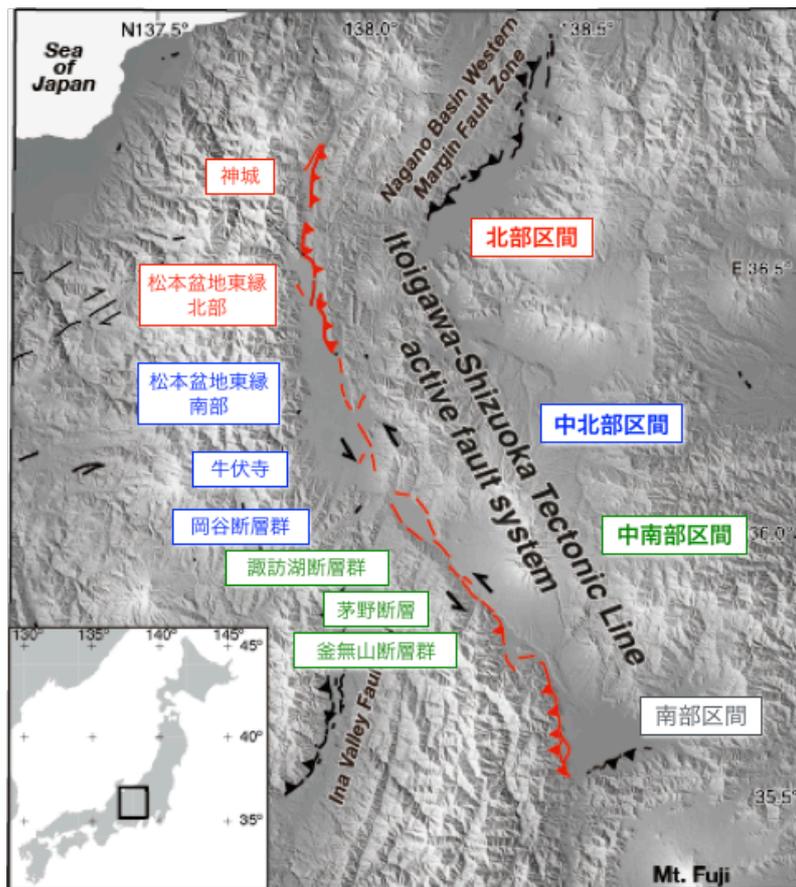


図1 糸魚川-静岡構造線断層帯の活動区間
 活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による。Kondo et al.（2008）に加筆。

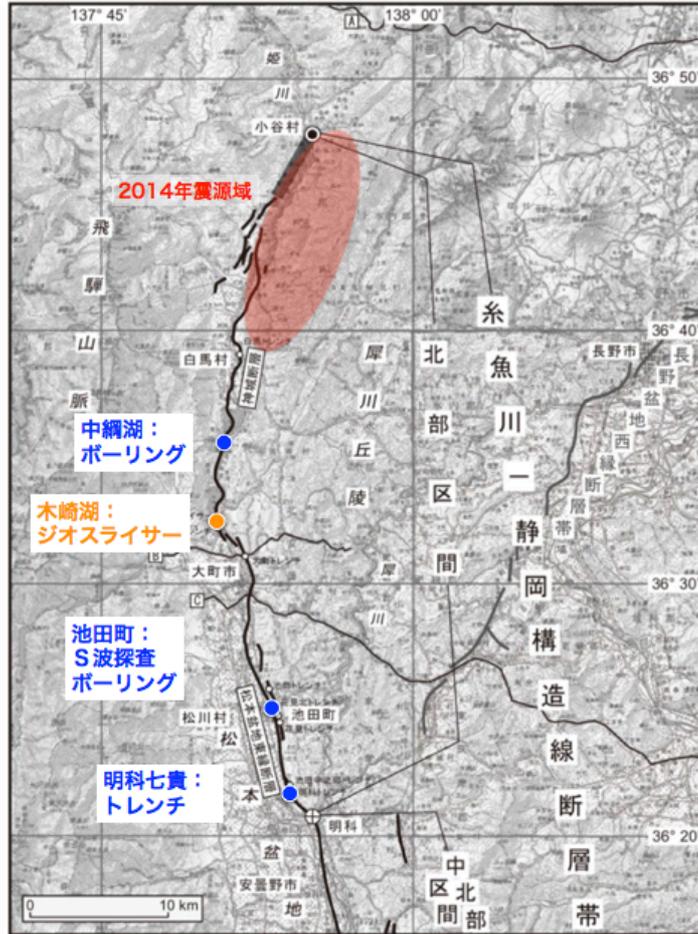


図2 糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間と調査位置
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）に加筆。



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。

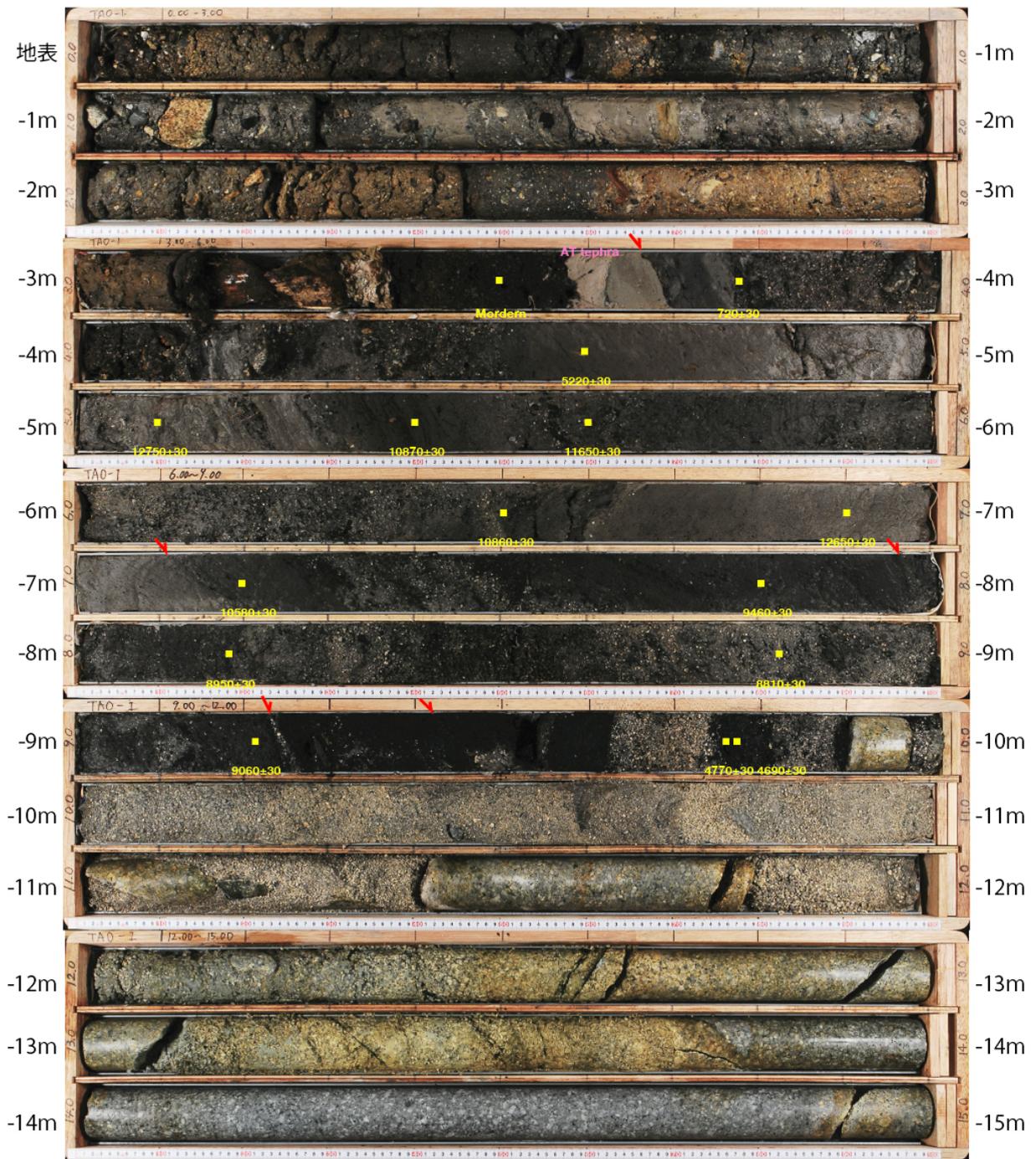


図4 大町市平青木におけるボーリングコア (TA0-1 孔)
 赤矢印は断層、黄色の数字は放射性炭素同位体年代測定値 (y. B. P.) を示す。AT は始良-丹沢火山灰。深度 15m から 20m まで花崗岩が続くが、ここでは省略した。

2) 神城断層・木崎湖南方地点における変位履歴の再検討

木崎湖南方地点は神城断層の南端付近に位置する(図2, 図5)。産業技術総合研究所は同地点で2006年にジオスライサー・ボーリング調査を実施した。その成果の概略は奥村・他(2007)で速報として報告されている。今回、2006年当時に復元された地形地質断面を仔細に再検討し、過去の活動時期と地震時上下変位量を復元した。ボーリングの密度が少なく地層の分布が不明な場所については、現状で得られるコアの地層の傾斜や変形の累積性を考慮して、地層の分布を外挿した。

特に、コア写真や地層の年代、対比を再検討することにより、調査当時は重視しなかった東傾斜の低角逆断層をあらためて認定した(図6)。撓曲変形の上盤側のボーリングコアでは、砂層とシルト層の互層からなる湖沼性堆積層が $40\sim 70^\circ$ で傾斜している。この傾斜は一般的な砂の安息角と内部摩擦角を越えていることから、コアで認められていた傾斜 $20\sim 30^\circ$ の逆断層を神城断層の本体として判断した。このように逆断層の存在を再検討し傾斜を求めた結果、地震時上下変位量をネットスリップに換算することが可能となった。約9千年前から約1.2万年前の層準が11~12mの累積変位を生じていることから、平均的な上下変位速度は $0.9\sim 1.3$ mm/yrであることが明らかとなった。

今回の再検討の結果、約1.2万年前以降に少なくとも4回、不確かな活動を含めて6回の地震イベントを認定し、それらの活動時期と地震時上下変位量を元に予察的な時間-変位ダイアグラムを作成した(図7)。現時点ではいずれのケースにおいても3m程度の地震時上下変位量が2回ずつ復元され、最新活動に伴う変位量は共通して3.1mである。本地点の南約300mで実施されたトレンチ調査とGPR探査の結果では、最新活動時の上下変位量が3.0m以上と求められており(丸山・他, 2010; 木村・他, 2013)、本研究の上下変位量と矛盾しない。3.1mの上下変位量は傾斜 $20\sim 30^\circ$ の逆断層で6.2~9.1mのネットスリップに相当するため、変位量と地震断層長のスケーリング則(松田・他, 1980)によれば約60~90kmの活動範囲に相当する。よって、最新活動では本地点を含む長さ26kmの神城断層単独の活動ではなく、少なくとも南隣の松本盆地東縁断層北部と連動したイベントと判断出来る。

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



図5 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の位置
 本研究で再検討した木崎湖南方地点は、奥村・他（2007）の位置。
 Taira siteは丸山・他（2010）によるトレンチ・ボーリング地点。
 基図は丸山・他（2010）を引用。

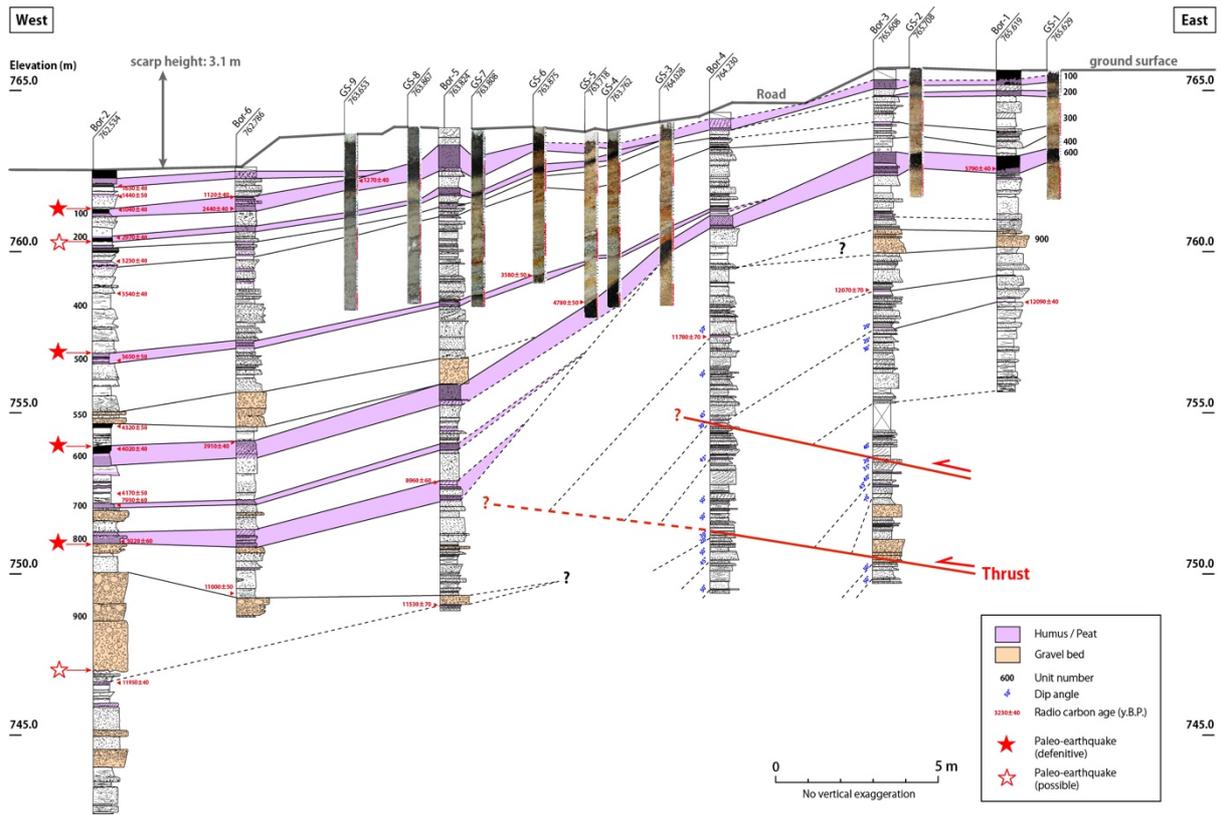


図6 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

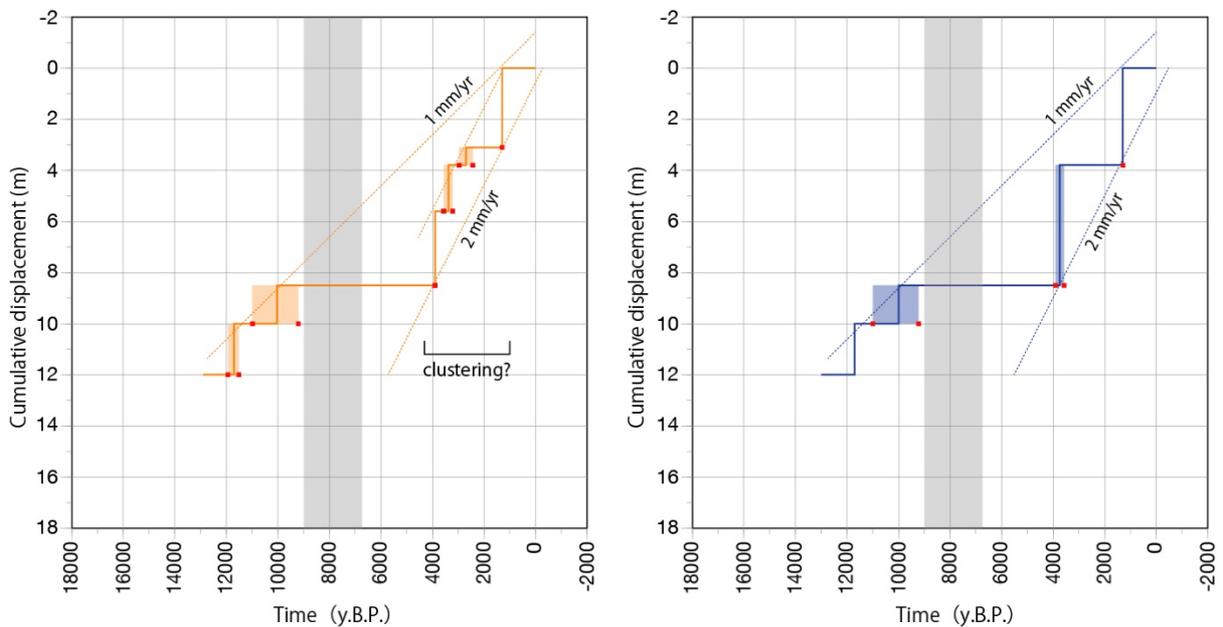


図7 木崎湖南方地点における予察的な時間-変位ダイアグラム
 (左) イベントを6回認定したケース、(右) イベントを4回認定したケース。
 灰色の年代区間は、地層が欠落する期間。カラーのボックスはイベント年代の推定幅(1σ)。

3) 松本盆地東縁断層北部・池田町会染地区における反射法地震探査・ボーリング調査

本地区は、糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間を構成する松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近に位置する(図2, 図8)。周辺では、東側隆起の低角逆断層が大峰山地から西流する扇状地面群を切断し、東側隆起の低断層崖および撓曲崖を生じている。既往の調査研究では、トレンチ・ボーリング調査が実施され、過去2~3回の活動時期が推定されている(丸山・他, 2010; 近藤・谷口, 2014)。本調査では、それらの活動に伴う地震時上下変位量を明らかにすること、断層変位に横ずれ成分を伴うかを検討することを目的として、S波反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。以下にそれらの結果を述べる。

a) 池田町会染地区におけるS波反射法地震探査

i) 探査測線、探査データの取得

長野県北安曇郡池田町の会染花見地点において、合計6本の測線でS波反射法地震探査を実施した。探査測線の配置状況を図9に示す。本地点では推定される断層構造にできるだけ直交するEW-1測線(測線長: 334m)、EW-2測線(同: 430m)、EW-3測線(同: 130m)を設定した。また、断層に平行な方向での地下地質構造の変化を把握するために、断層に平行かつEW-1測線、EW-2測線に直交するNS-1測線(測線長: 330m)、NS-2測線(同: 500m)、NS-3測線(同: 430m)を設定した。NS-2測線とEW-1測線の交差点およびNS-2測線とEW-2測線の交差点については、共通反射点重合法による反射法探査において重合数が低下し結果断面の信頼性がやや低下する測線端部付近で交差するため、交差点近傍においてボーリング掘削調査を実施し、交差する両測線(両断面)の反射面の対比の信頼性向上を期した。

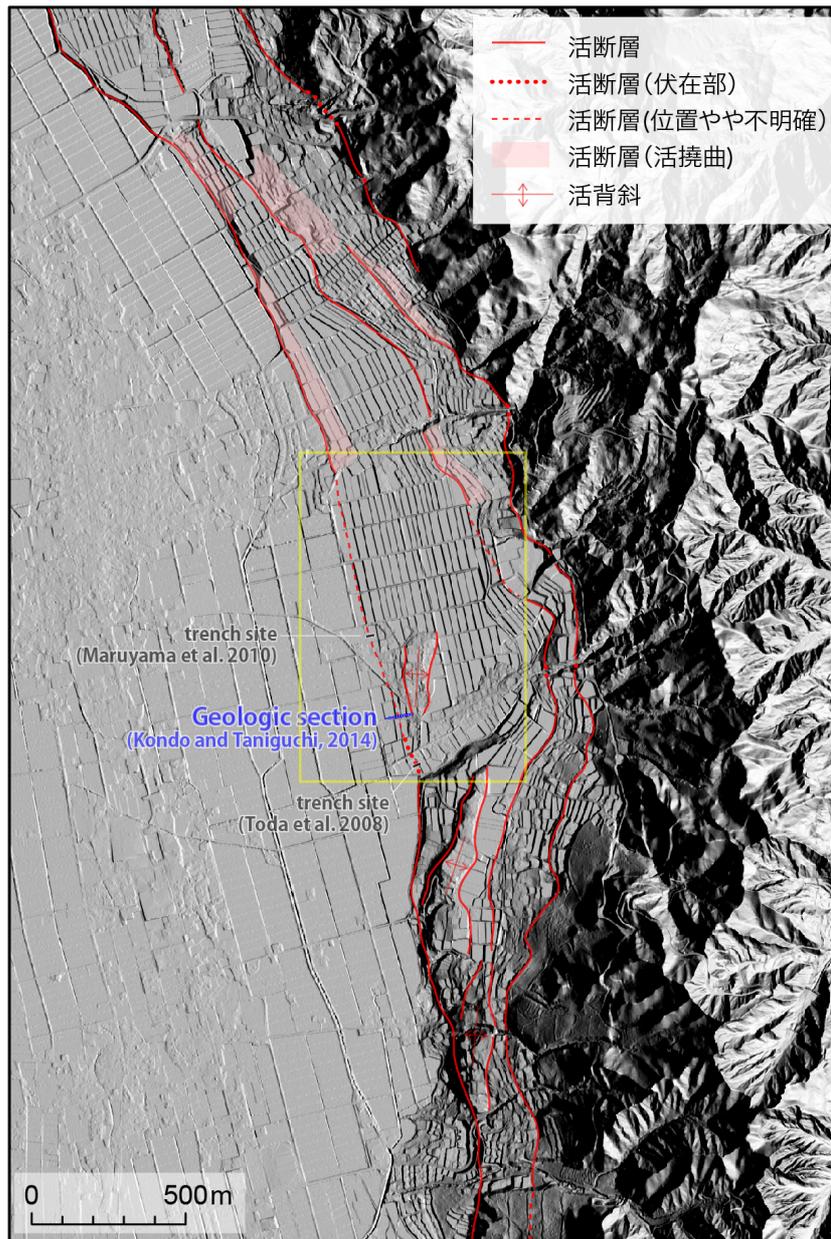


図8 松本盆地東縁断層北部と池田町会染地区における調査位置
黄色の枠は図9の範囲を示す。近藤・谷口（2014）に加筆。

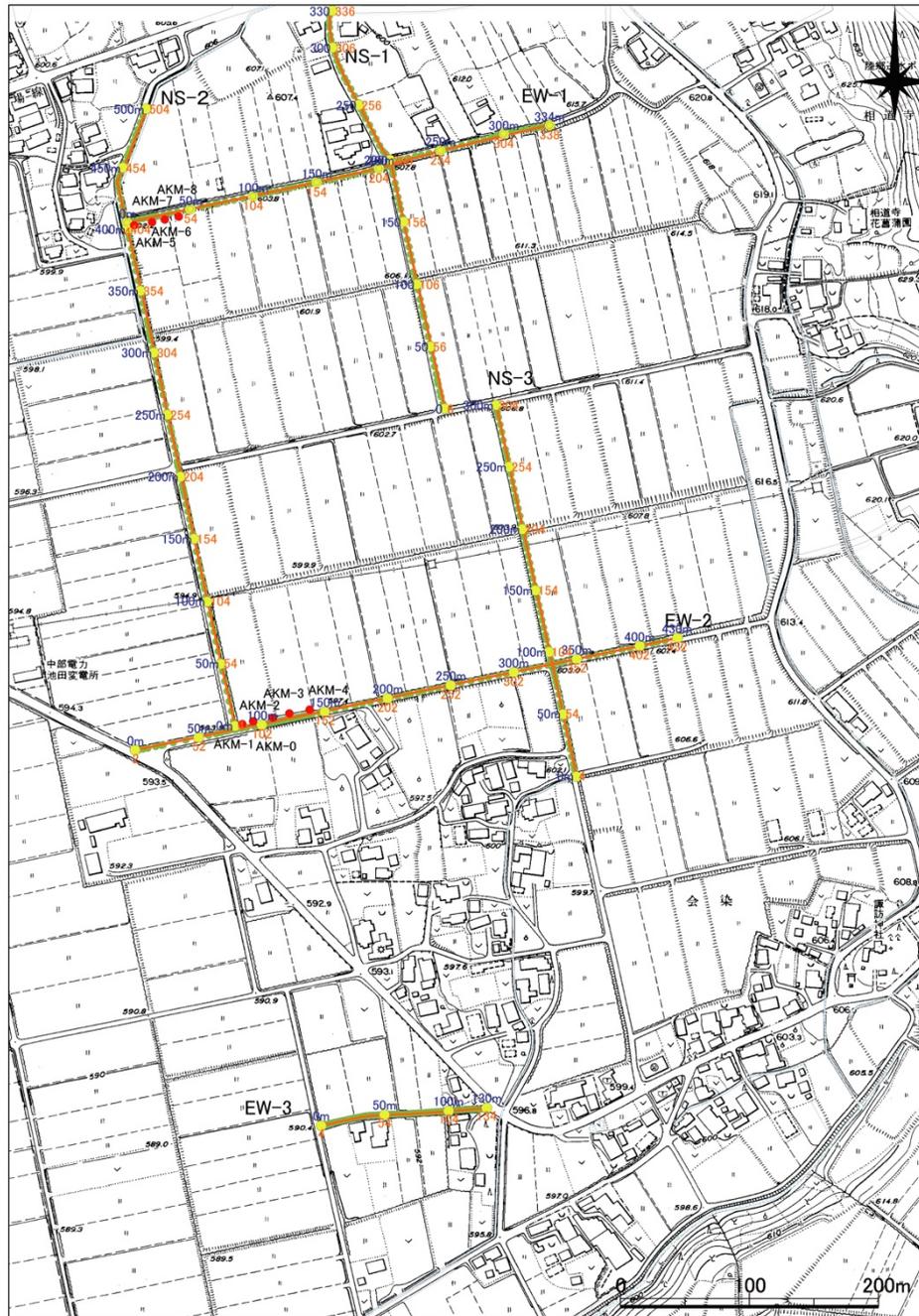


図9 反射法地震探査測線配置図（会染花見調査地点）

基図は池田町発行 1:2,000 地形図を使用。各測線に付した青色の数字は測線端からの距離（単位：m）、オレンジ色の数字は CDP（CMP）番号を示す。

ii) 探査データの取得

一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査（例えば、物理探査学会，2016）の現場データ取得作業の模式図を図10に示す。反射法地震探査は、地表で人工的に発生させた地震波が地下に伝播し、地下の地質・土質境界・断層等で反射されて再び地表に戻ってく

る現象を利用し、地下構造を断面像として描き出す手法である（例えば、物理探査学会，2016）。

池田町会染花見地点および後述する安曇野市明科七貴地点で実施した探査の主なデータ取得仕様をまとめて表1に、本探査で使用した機材の仕様を表2に示す。本探査では極浅部構造の把握を目的とするため、分解能の高いS波探査を実施した。S波震源には、積雪状況・道路状況から振源設置が確実にできるような高周波な波の発生が可能なポータブルバイブレータを使用した(図11)。

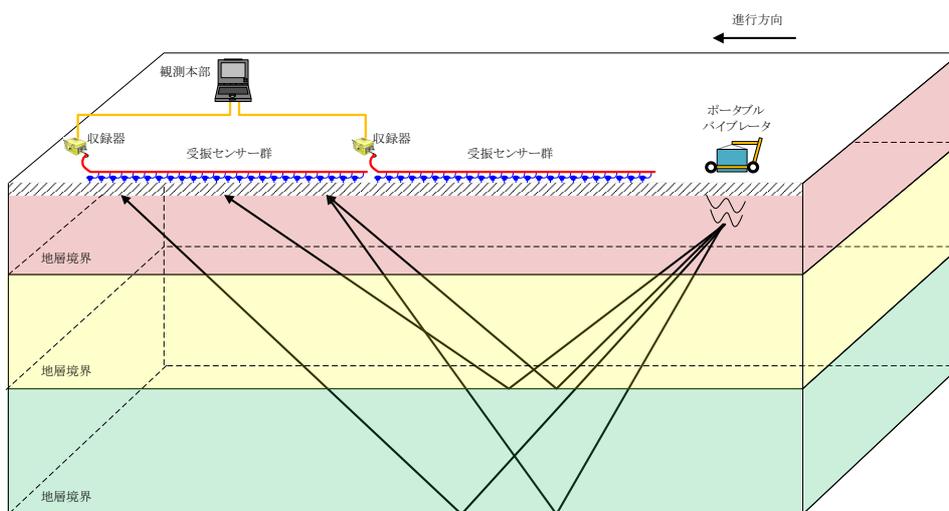


図10 S波反射法地震探査測定模式図

表1 主な探査データ取得仕様

測線名	NS-1	NS-2	NS-3	EW-1	EW-2	EW-3	明科七貴
測線長	330m	500m	300m	334m	430m	130m	58m
受振点間隔	2m			2m			1m
発振点間隔	2m			2m			1m
展開方式	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	エンドオン, 固定展開	固定展開	固定展開
振源	ポータブルバイブレータ			ポータブルバイブレータ			ポータブルバイブレータ
起振周波数	10-100Hz			10-100Hz			10-100Hz
スイープ長	8秒			8秒			8秒
収録時間	2秒(コリレーション後)			2秒(コリレーション後)			2秒(コリレーション後)
サンプリングレート	0.5ms			0.5ms			0.5ms
垂直重合数	4~8回	4~6回	4~8回	4~8回	4~8回	4回	4回

表 2 測定機器 仕様一覧

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



図 11 ポータブルバイブレータ

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会, 2016)による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常データ取得時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services社製)を用いて、図12に示す過程によって行った。

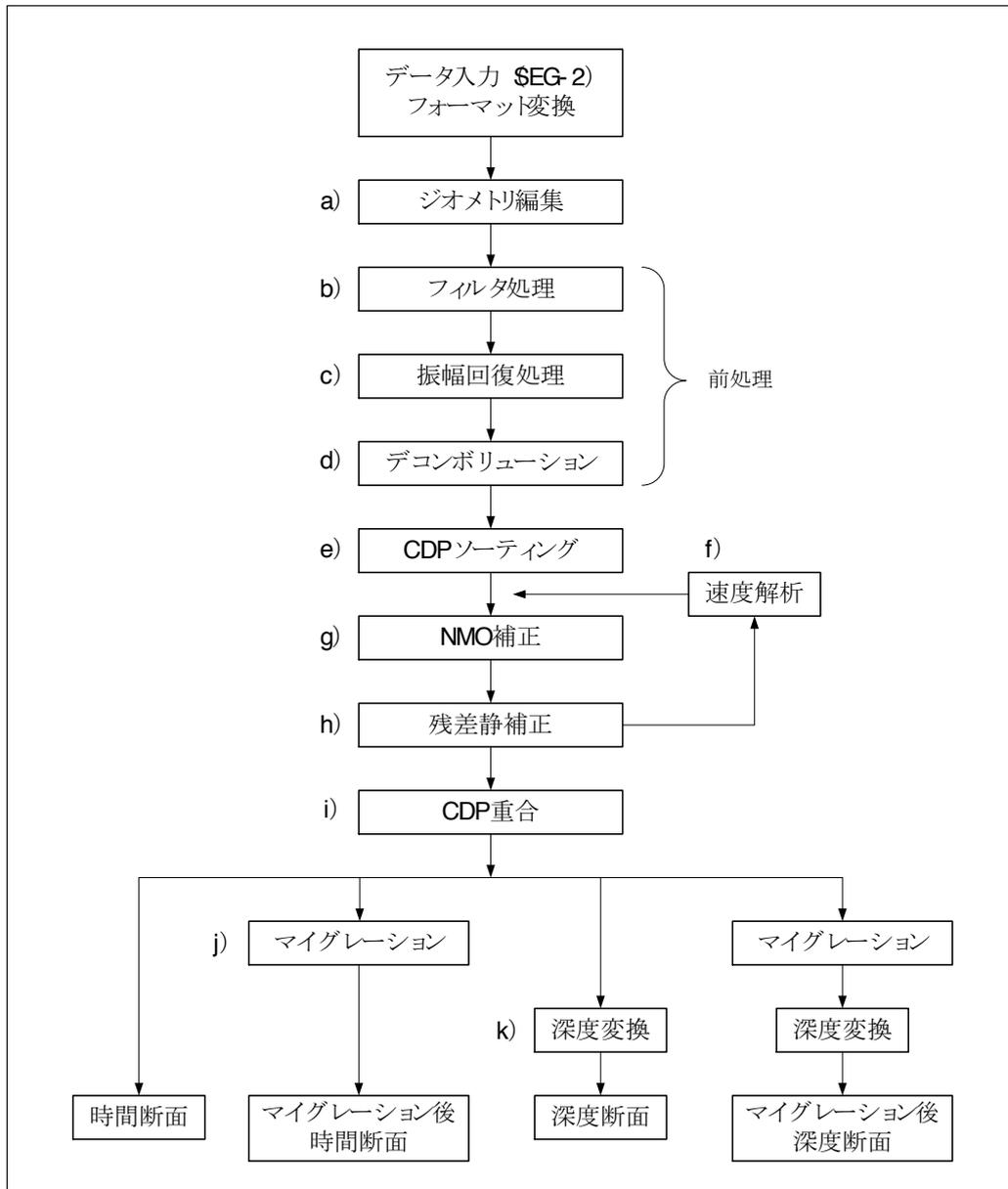


図 12 反射法探査の解析処理フローチャート

iv) 探査結果

図 13 に EW-3 測線でのオリジナルの発振記録例を示す。測線端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。

取得記録に対してバンドパスフィルタを適用した。パラメータテストの結果、スイープ周波数 10-80Hz において有意な信号が含まれていると判断し、スイープ周波数に近い帯域にフィルタの通過帯域を設定した。その後、振幅回復処理、デコンボリューション処理を適用した。デコンボリューション適用後、反射断面の波形の連続性向上のため低周波を強調する目的でバンドパスフィルタを適用した。上記処理適用後の発振記録例を図 14 に示す。オリジナルの発振記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であることを確認した。

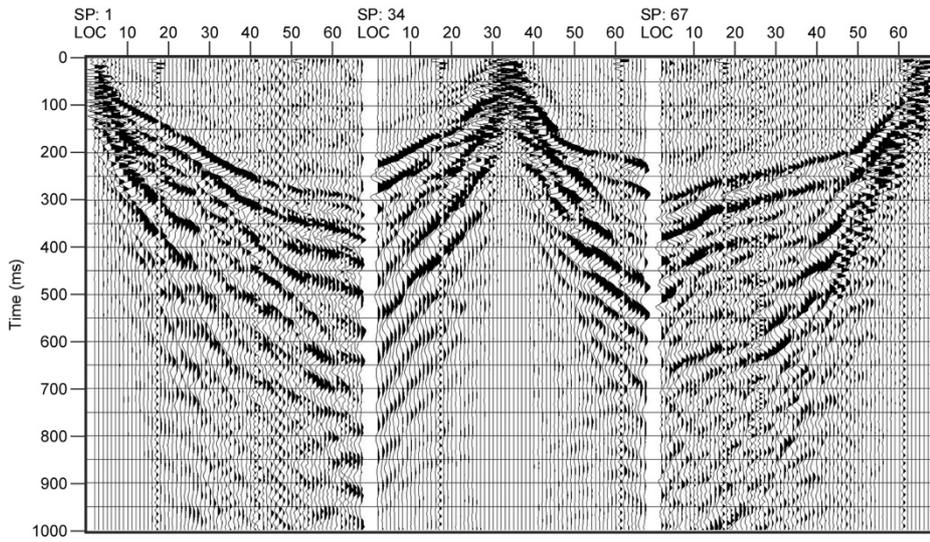


図 13 EW-3 測線におけるオリジナルの発振記録例
SP は震源の位置を示す。

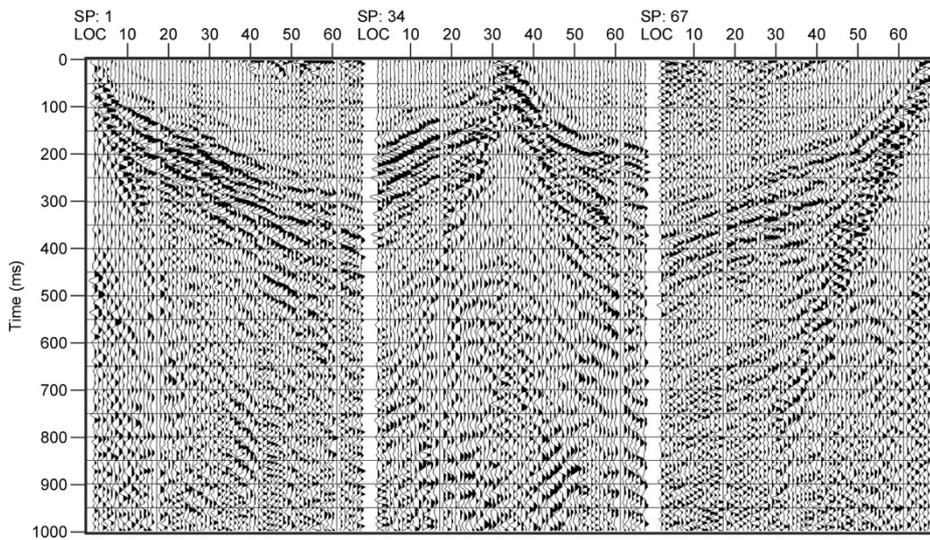


図 14 EW-3 測線における各種処理適用後の発振記録例
SP は震源の位置を示す。

上記処理後、速度解析により構築した速度構造に基づいて NMO 補正を行い、残差静補正処理を実施した。残差静補正により起振点・受振点近傍の不均質に起因すると思われる反射波走時のずれが補正され、反射面の連続性が向上したことを確認した。その後、CMP 重合処理を実施した。得られた重合断面（図 15～図 20）に、FK マイグレーションを適用した。使用した速度構造は、マイグレーションのパラメータテストにより、速度解析で得られた速度構造を 80% にスケーリングしたものである。マイグレーション処理を施した時間断面（図 21～図 26）に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換を行い、それぞれ深度変換断面を作成した（図 27～図 32）。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 3 に示す。

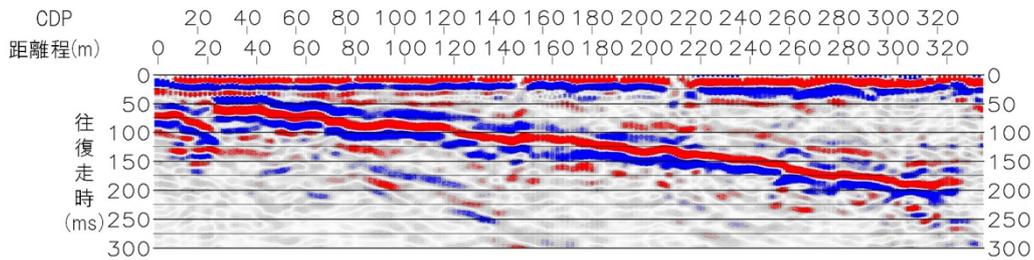


図 15 EW-1 測線の重合断面図

相対振幅表示の色は赤を正とする。以下、図 16～32 も同様。

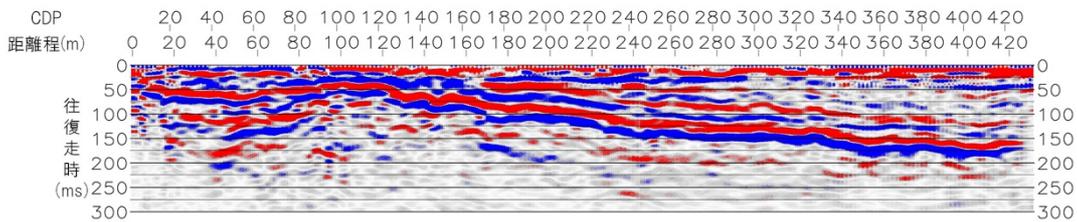


図 16 EW-2 測線の重合断面図

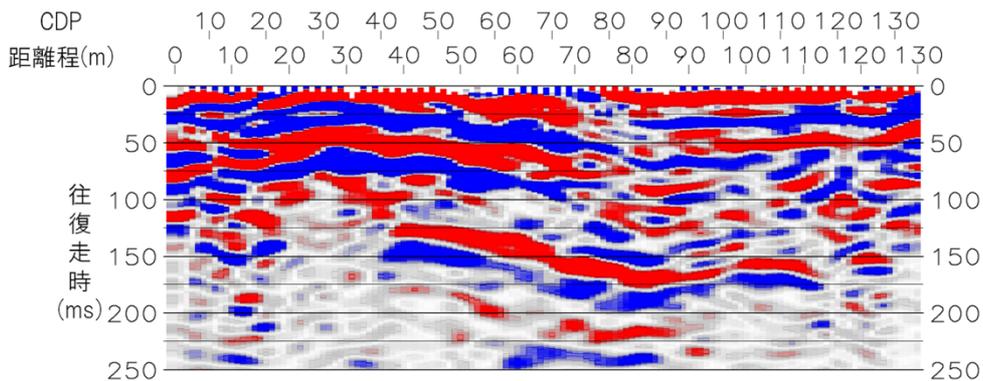


図 17 EW-3 測線の重合断面図

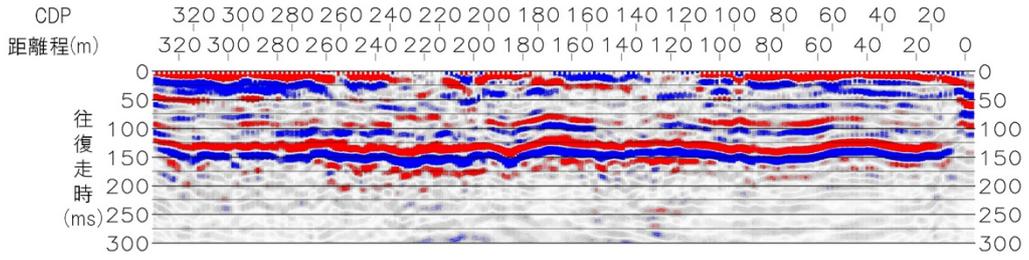


図 18 NS-1 測線の重合断面図

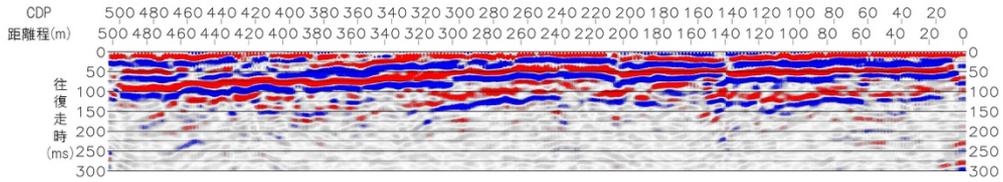


図 19 NS-2 測線の重合断面図

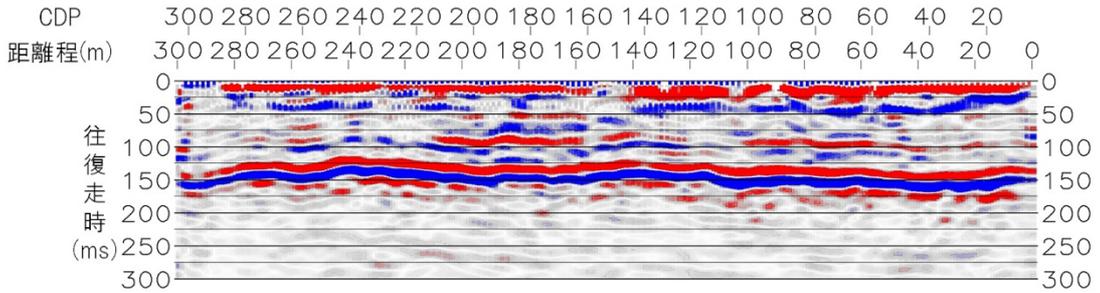


図 20 NS-3 測線の重合断面図

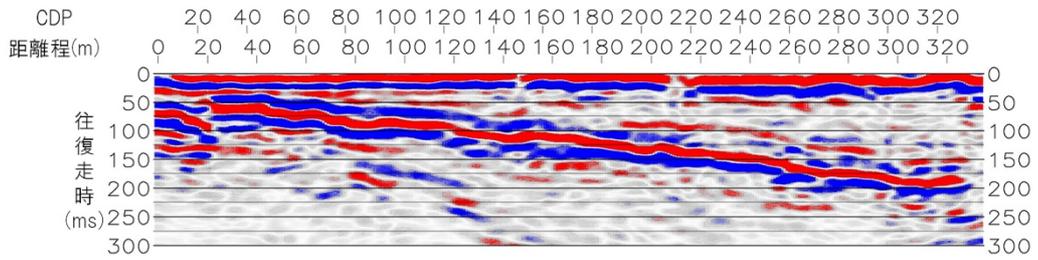


図 21 EW-1 測線のマイグレーション時間断面図

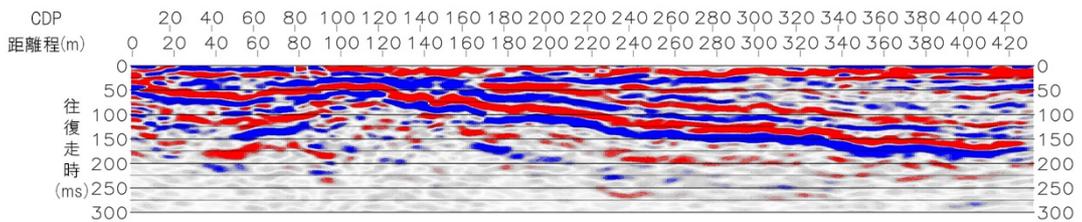


図 22 EW-2 測線のマイグレーション時間断面図

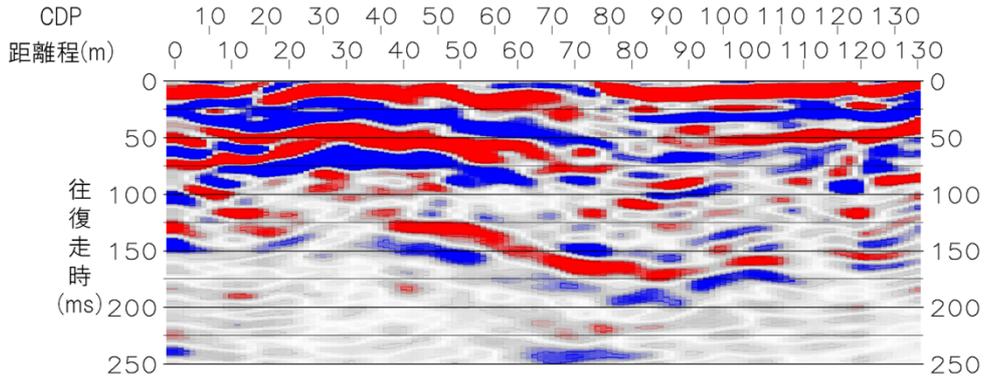


図 23 EW-3 測線のマイグレーション時間断面図

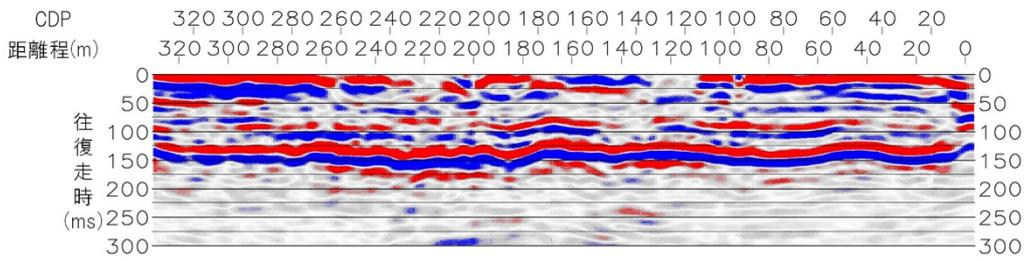


図 24 NS-1 測線のマイグレーション時間断面図

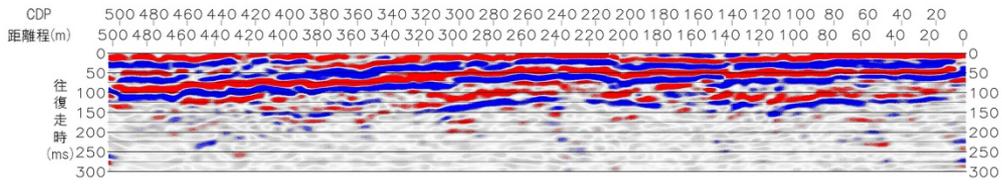


図 25 NS-2 測線のマイグレーション時間断面図

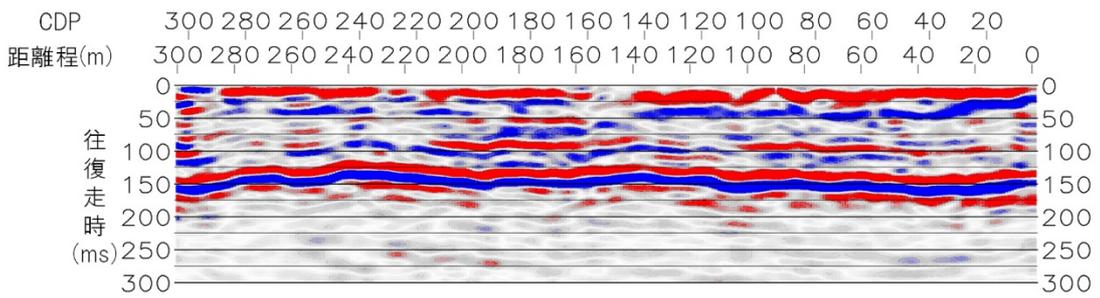


図 26 NS-3 測線のマイグレーション時間断面図

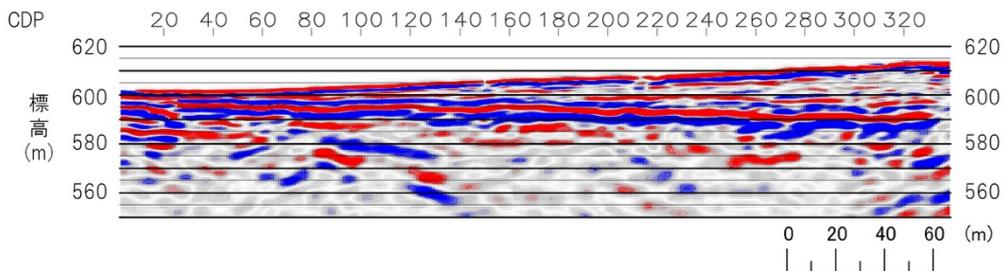


図 27 EW-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

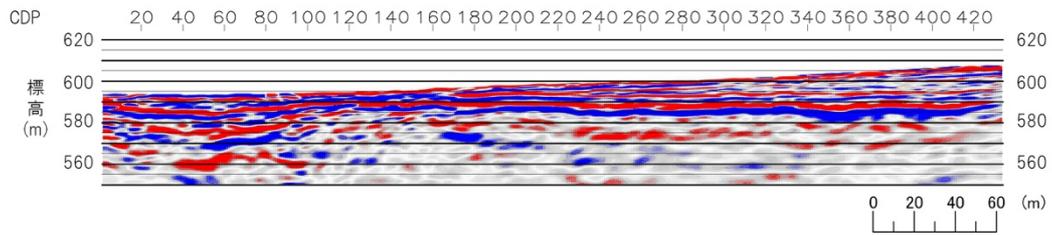


図 28 EW-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

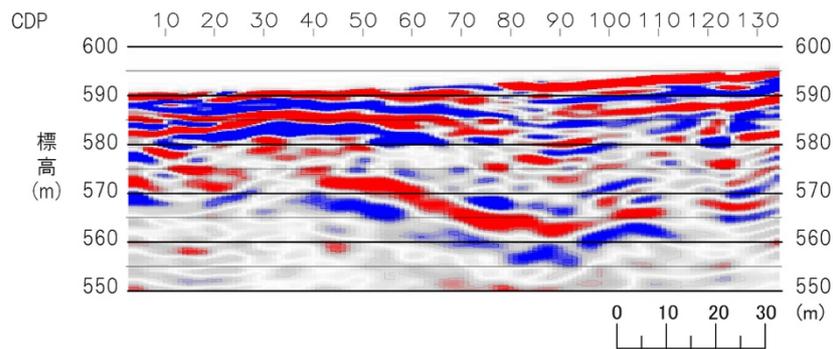


図 29 EW-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

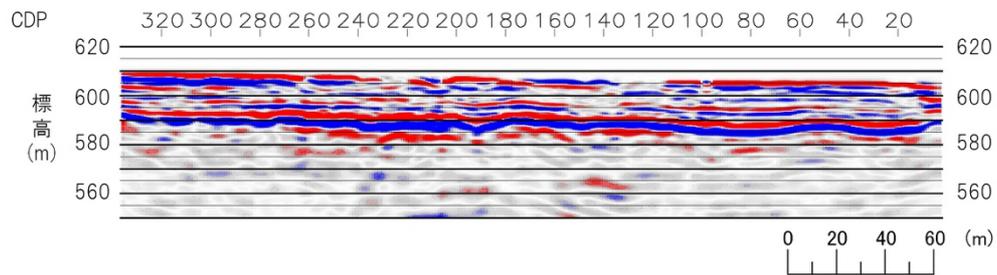


図 30 NS-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

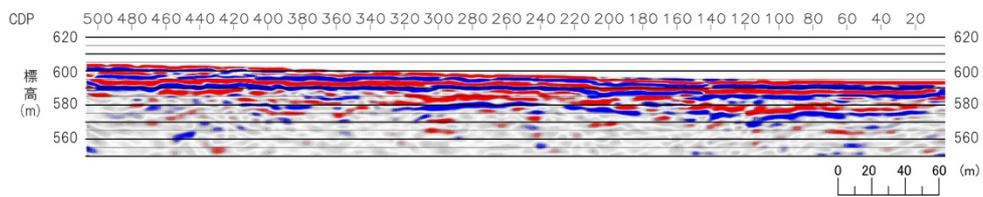


図 31 NS-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

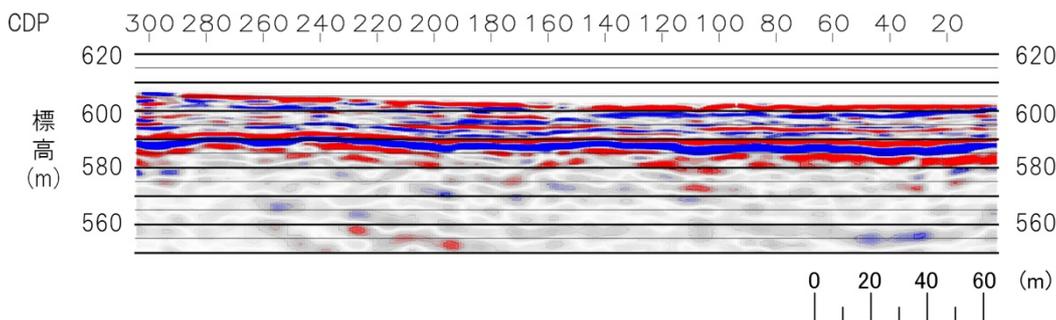


図 32 NS-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

表 3 池田町会染花見地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ表

	NS-1	NS-2	NS-3	EW-1	EW-2	EW-3
ジオメトリ情報						
CDP間隔	1m	1m	1m	1m	1m	1m
CDP範囲	3-336	3-506	3-304	3-338	2-433	3-134
バンドパスフィルタ						
周波数帯域	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz	20/25-90/100 Hz	20/25-90/100 Hz	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz
振幅回復処理						
真振幅回復	-	-	-	-	-	-
AGCゲート長	500ms	300ms	400ms	400ms	400ms	500ms
デコンボリューション						
アルゴリズム	Zero phase spiking					
ゲート長	200ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)
オペレータ長	20ms	10ms	20ms	10ms	10ms	10ms
デコン後BPF	5/10-90/100 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz
デコン後AGC	-	300ms	-	-	500ms	-
その他処理						
	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40・60Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)	-	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)
速度解析						
間隔	20CDP	20CDP	20CDP	20CDP	20CDP	10CDP
残差補正						
アルゴリズム	-	-	-	-	-	Max. Power Autostatics
最大許容量	-	-	-	-	-	10ms
CDP重合処理						
NMO-ストレッチミュート	100%	100%	100%	100%	100%	100%
マイグレーション						
アルゴリズム	FK	FK	FK	FK	FK	FK
速度スケール	100%	100%	100%	80%	100%	100%

得られたマイグレーション深度変換断面（図 27～図 32）を見ると、すべての断面において最大深度 20～30m程度まで明瞭な反射面が見られ、とくに断層の低下側にあたる EW-2 断面（図 28）の距離 0m～50m程度の範囲では深度 40m程度まで確認できる。また、これらの断面内で浅部から深部に至るまで極端に振幅の小さい領域は見られない。したがって、こうした反射波が到達した深度までの地下構造を検討するに足りる断面であると言える。一方で、EW-1 断面（図 27）の距離約 180m～330m、EW-2 断面（図 28）の距離約 320m～430m、NS-1 断面（図 30）の距離約 130m～280m、NS-3 断面（図 32）の距離約 210m～290mなどでは地表付近から深度 10mないし 15m程度までの間で周辺よりも反射波の振幅が小さくなる領域が存在する。これらの領域はすべて断層の上盤側に分布しているが、極浅部の現象であり、測線設置状況や人工改変の影響の可能性もあることから、地下地質構造の解釈の際には注意を要する。逆に、EW-1 断面（図 27）、EW-2 断面（図 28）、NS-1～NS-3 断面（図 30, 31, 32）では標高 590m前後に振幅が強くて連続性の良い反射面が見られる。これらの 5 断面はお互いに交差しているので、反射面が断面相互でどのように連続す

るかについて検討することが可能である。しかし、この反射面が5断面とは独立したEW-3断面(図29)でのどの標高の反射面に連続するかについては本探査結果のみだけでは判断はできず、掘削結果もあわせて検討する必要がある。

断層にほぼ直交するEW-1～EW-3断面(図27～29)では地表断層トレース位置に対応した部分に明瞭な反射面の途切れや曲がりが見られ、これらは断層変形構造を示していると考えられる。以下、それぞれの断面における断層位置の解釈(図33, 34, 35)について述べる。

EW-1断面(図33)では標高590m～600m・距離約20m～330mに非常に連続性の良い反射面群が見られ、その下位でも比較的連続性の良い反射面が多く見られる。また、断面の西端付近の距離0m～20mでは地表から深度約30m付近に至るまで明瞭で水平な反射面群が見られる。こうした反射面は地表付近では距離20m付近で途切れたり食い違ったりしており、その途切れ・食い違いの位置は断層面の形状を反映しており、東方に20度～30度程度で傾斜する(図33)。

EW-2断面(図34)では断面中央から断面東端では反射面はほぼ水平であるのに対して、断面の西側の距離約50m～200mにかけての反射面は東側が上昇するような曲がりの形状を呈している。これは本探査地点における逆断層運動に伴う地層の変形を示すものと考えられる。こうした反射面の曲がりの形状から、距離約50m～80mの間に、逆断層にともなう変形フロントが位置していると考えられる。ただし、地下の詳細な断層面形状を求めるためには今後さらなる検討が必要である。

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

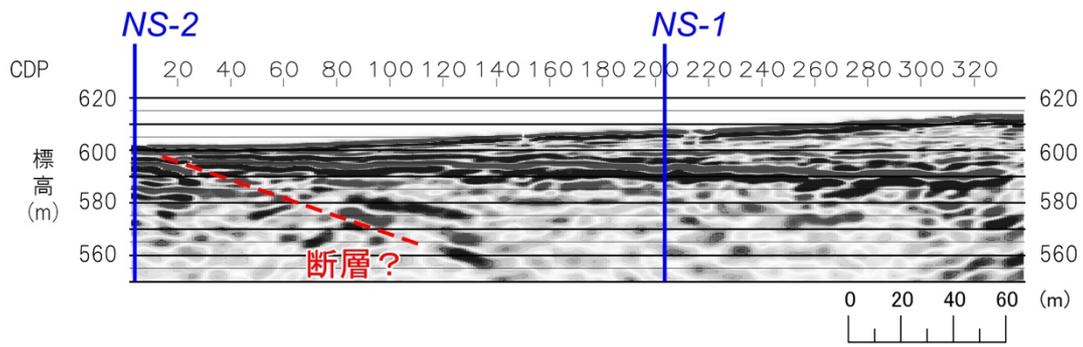


図 33 EW-1 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

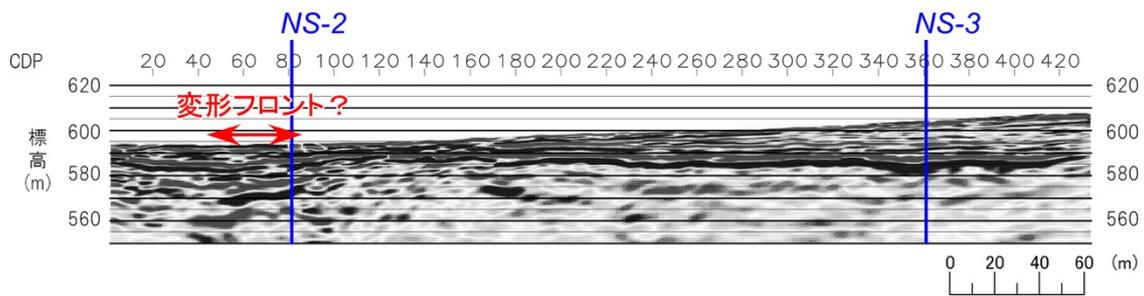


図 34 EW-2 測線の深度変換断面図における断層変形フロント位置の解釈

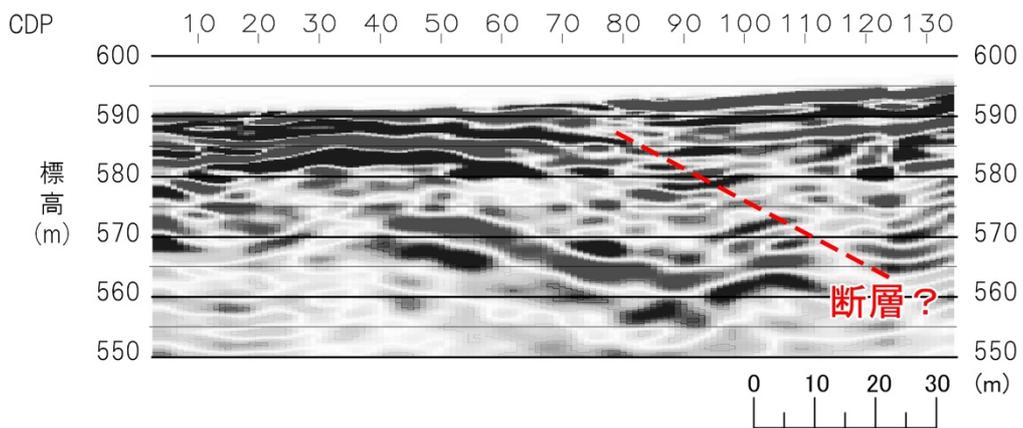


図 35 EW-3 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

b) 池田町会染地区における変位履歴調査

池田町会染地区ではS波反射法地震探査断面でみられる反射面の対比と層序や年代を明らかにするため、群列ボーリング掘削調査（AKM-0～8）をおこなった。以下では、本研究によるS波反射法地震探査と既存のトレンチ・ボーリングによる地形地質断面図との対比と再検討をおこなった、EW-3 測線の結果について記述する。図9に池田町会染地区におけるボーリング掘削位置、探査測線の配置図、図36～図42に各ボーリングコアの写真を示す。なお、EW-1 測線およびEW-2 測線では年代測定結果が不足しているため、ここでは暫定的な推定地質断面図のみを図43および図44に提示するに留める。ただし、AKM-3 孔およびAKM-4 孔は文科省委託「内陸及び沿岸海域の活断層調査・糸魚川-静岡構造線断層帯（北部区間）」で掘削されたため、ここではコア写真の掲載を省略した。

EW-3 測線では、平成24年および25年に産業技術総合研究所によりトレンチ・ボーリング調査が実施され、地形地質断面図が作成されている（図45）。当時の調査結果は、近藤・谷口（2014）にまとめられ、不確実なイベントや既存のトレンチ調査結果を含めて3回の活動時期が推定されている。今回、同じ測線上で高分解能S波反射法地震探査を実施し、地層境界に対応する反射面や東傾斜約 20° の逆断層をイメージングした。大局的な地質構造は従来の見解と変わらないが、地層境界の傾斜に関する空間解像度がボーリングよりも上がったため、より正確な地層の対比に基づく地形地質断面図を作成することができた。

今回の再検討によって、従来から推定されていた活動時期には変更がなく、最新活動時期が $1029 \pm 29 \sim 1217 \pm 30$ y. B. P. ($1217 \sim 928$ CalBP)、1つ前が $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. ($4436 \sim 4005$ CalBP)、2つ前が $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. ($9410 \sim 7427$ CalBP)である（図46）。各イベントの上下変位量は、3回の累積として5.1m（⑩層の上面）、最近2回の累積として3.4m（⑧層の上面）である。1つ前のイベントは⑦層堆積中に生じたとみられるが、その層準は正確に特定できないため、正確な地震時上下変位量が計測できない。ただし、近藤・谷口（2014）と同様に最近2回の上下変位が同程度とみなせば、最近3回のイベントの地震時上下変位量はいずれも1.7m程度である。これらの1.7mの上下変位を逆断層の傾斜 20° でネットスリップに換算すると5.0mとなる。今後、EW-1 測線やEW-2 測線においても地震時変位量の検討を詳細におこない、池田町会染地区での変位履歴をより正確に明らかにする必要がある。

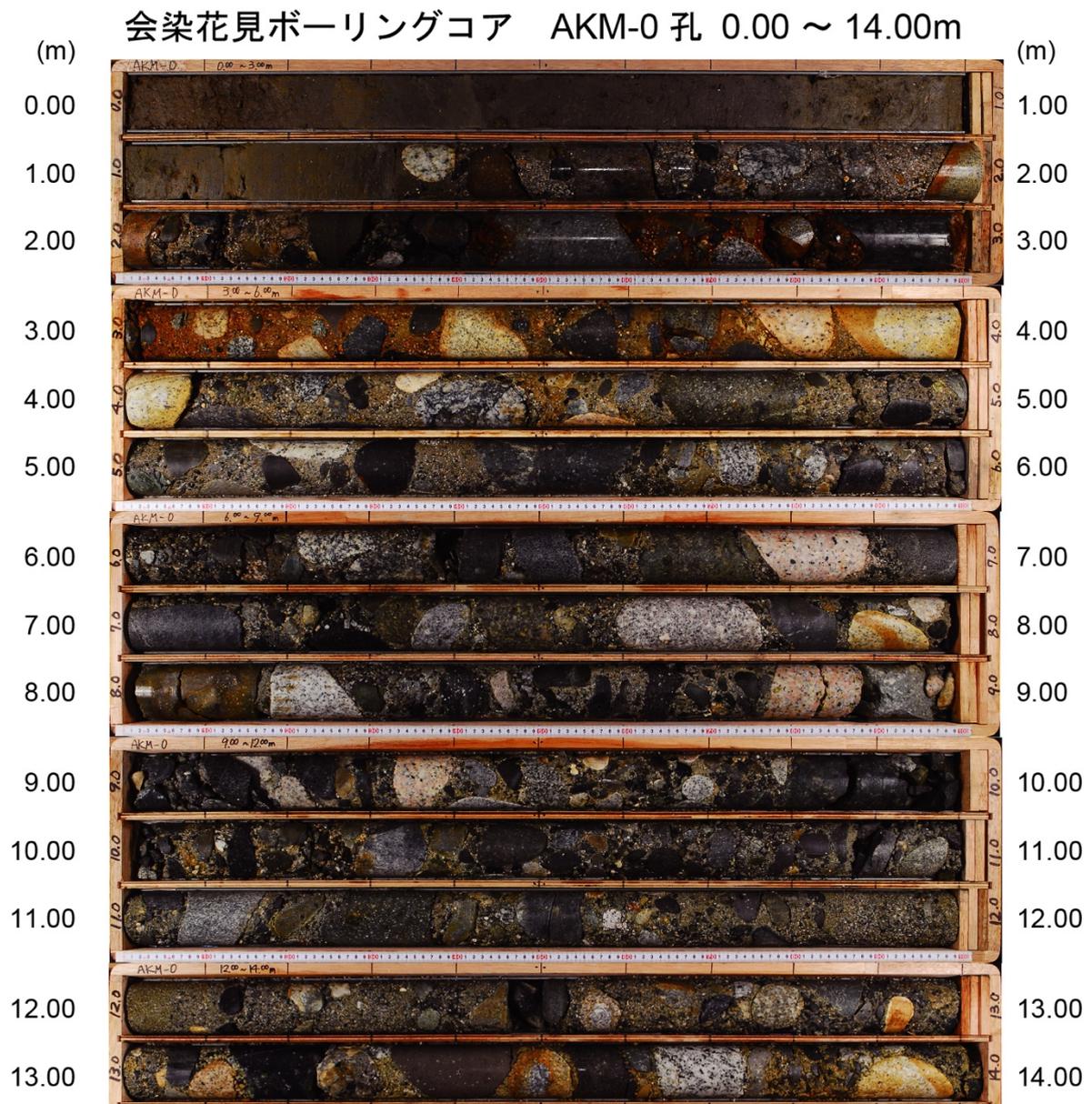


図 36 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-0 孔)

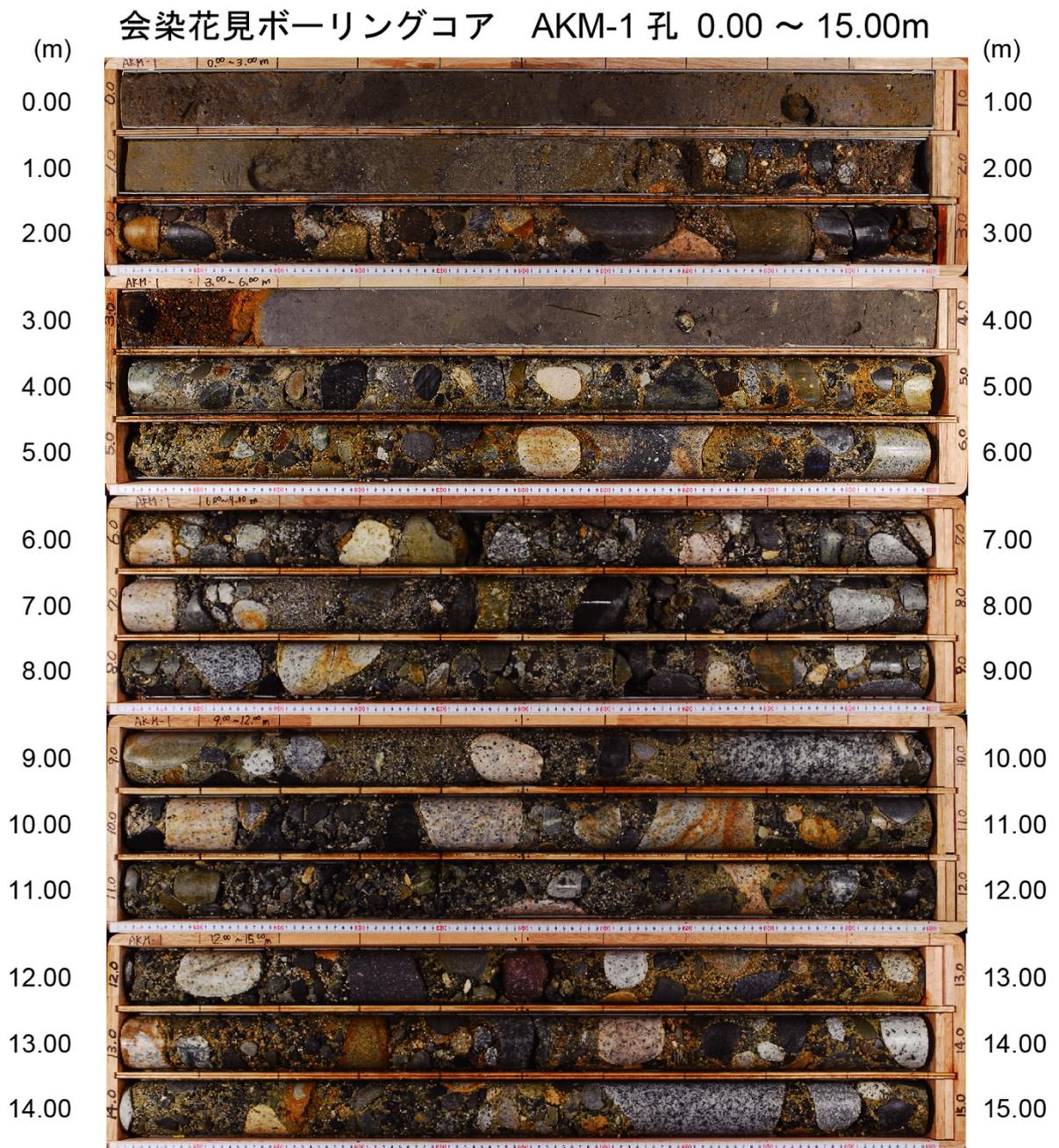


図 37 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-1 孔)

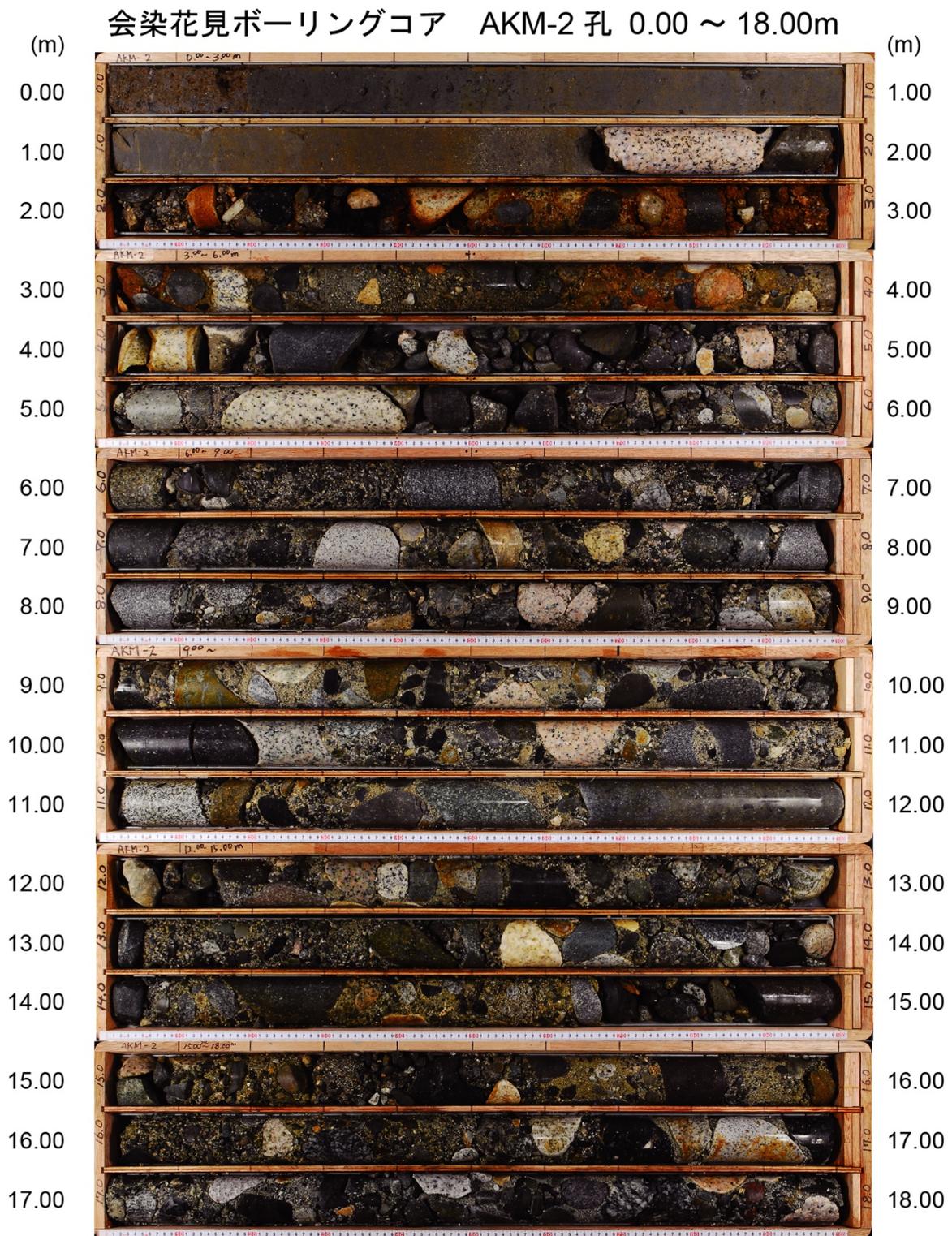


図 38 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-2 孔)

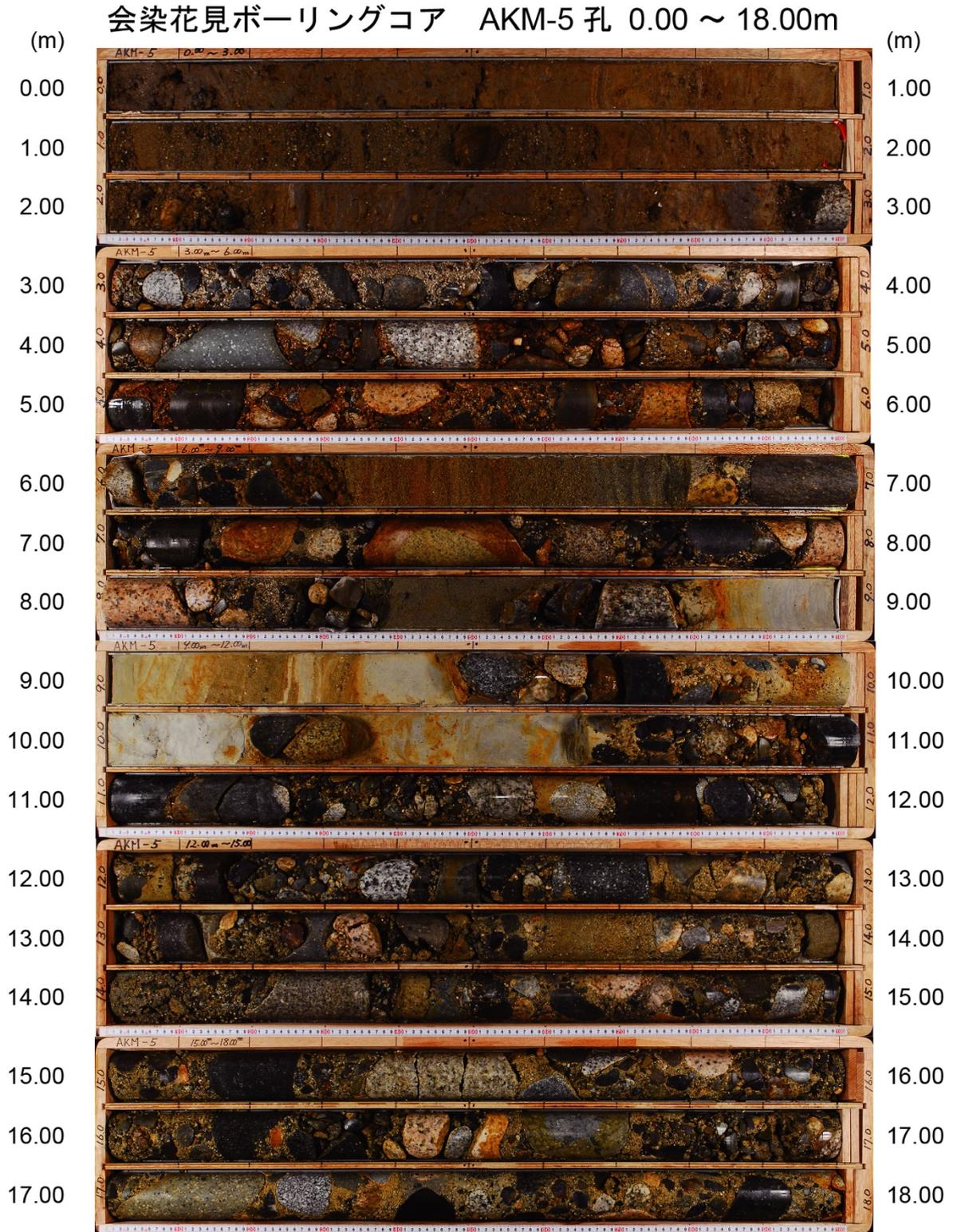


図 39 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-5 孔)

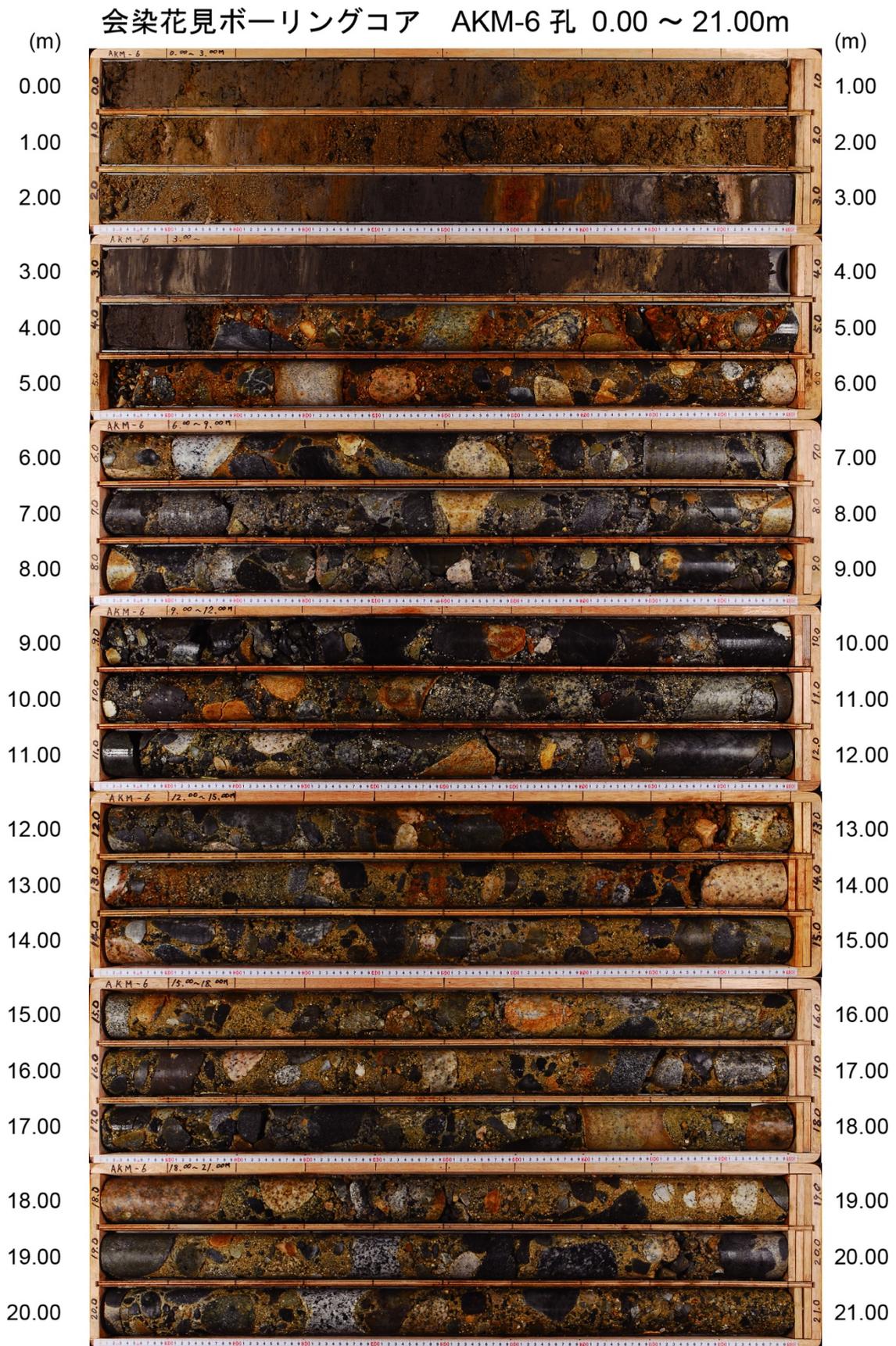


図 40 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-6 孔)

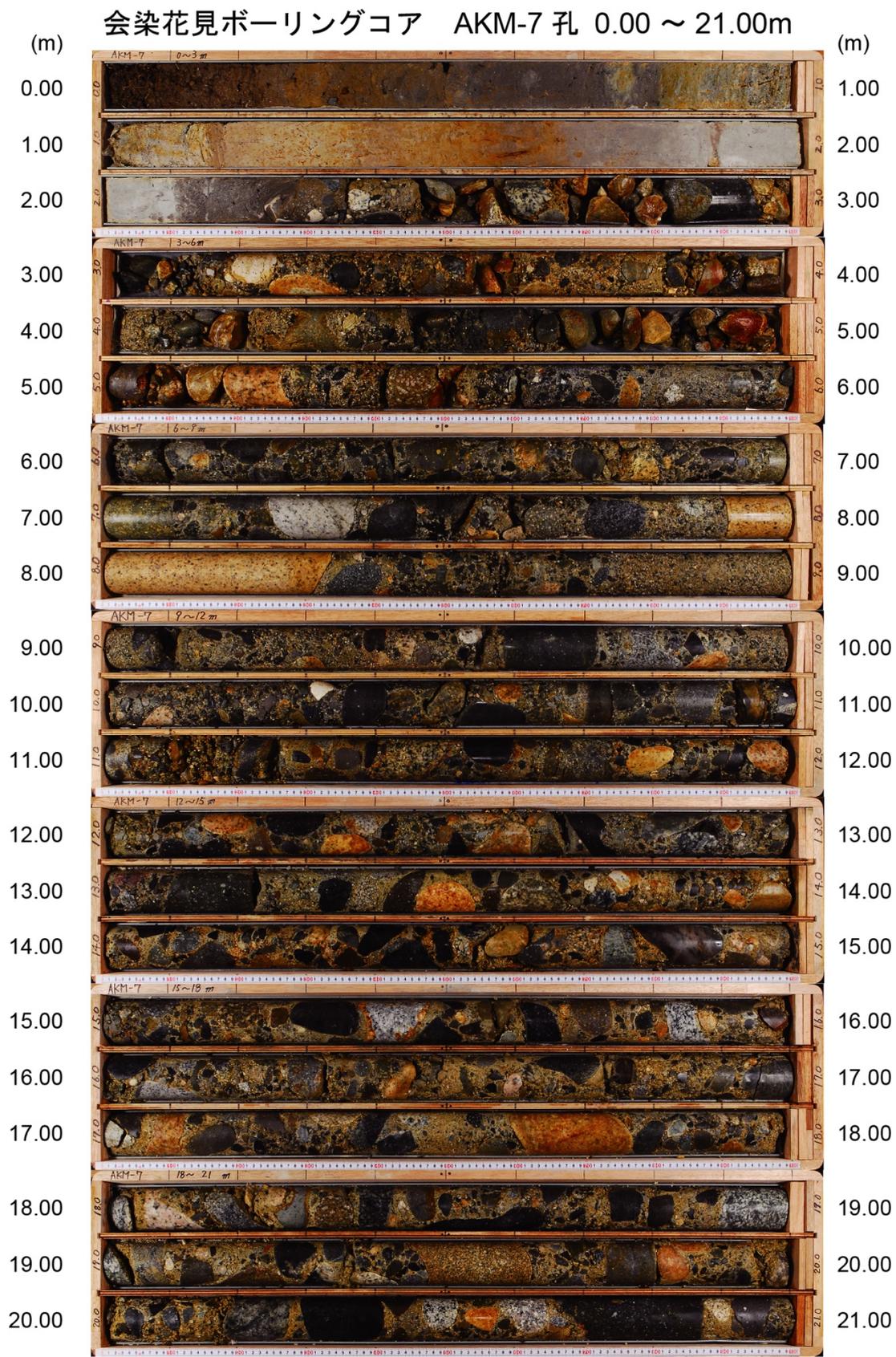


図 41 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-7 孔)

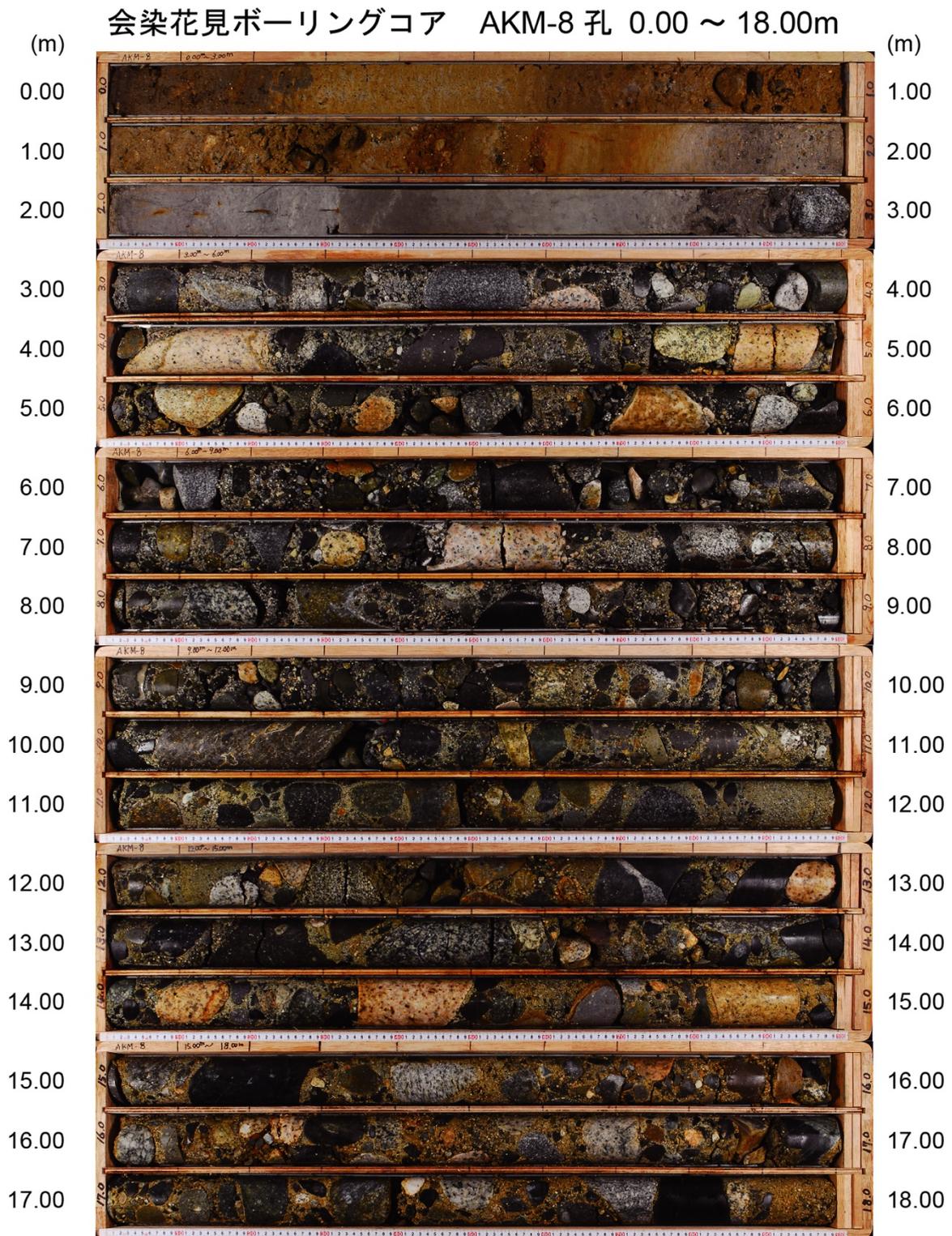


図 42 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-8 孔)

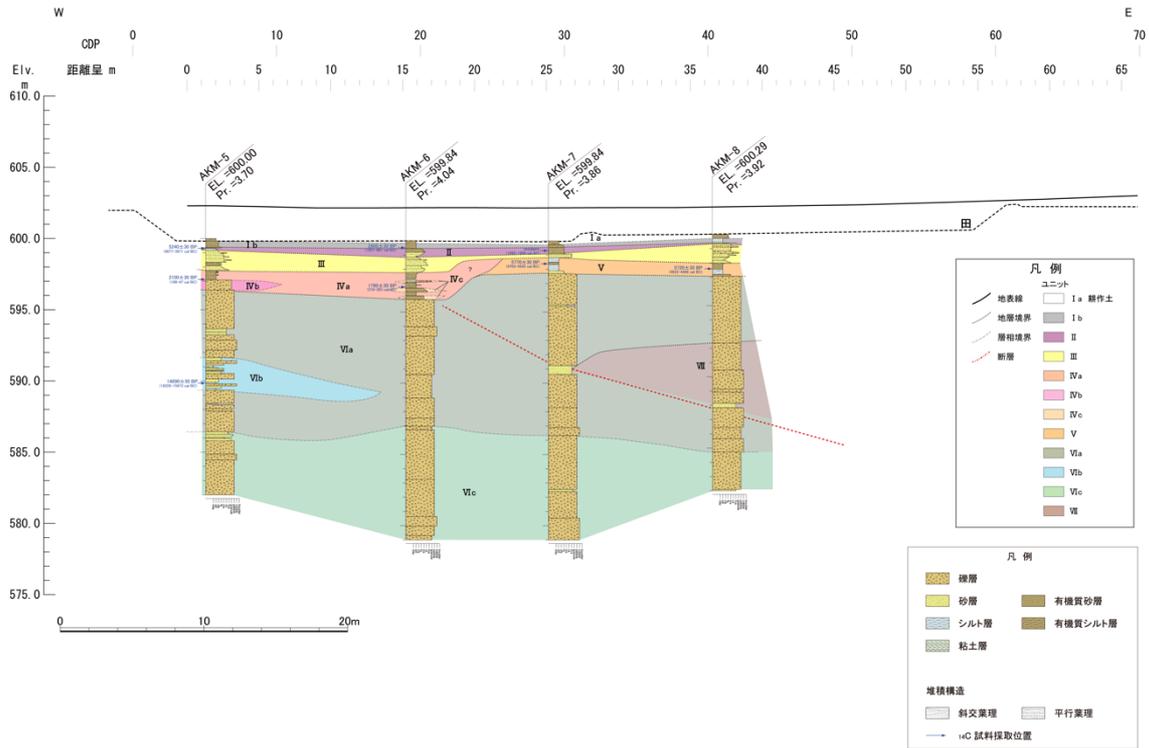
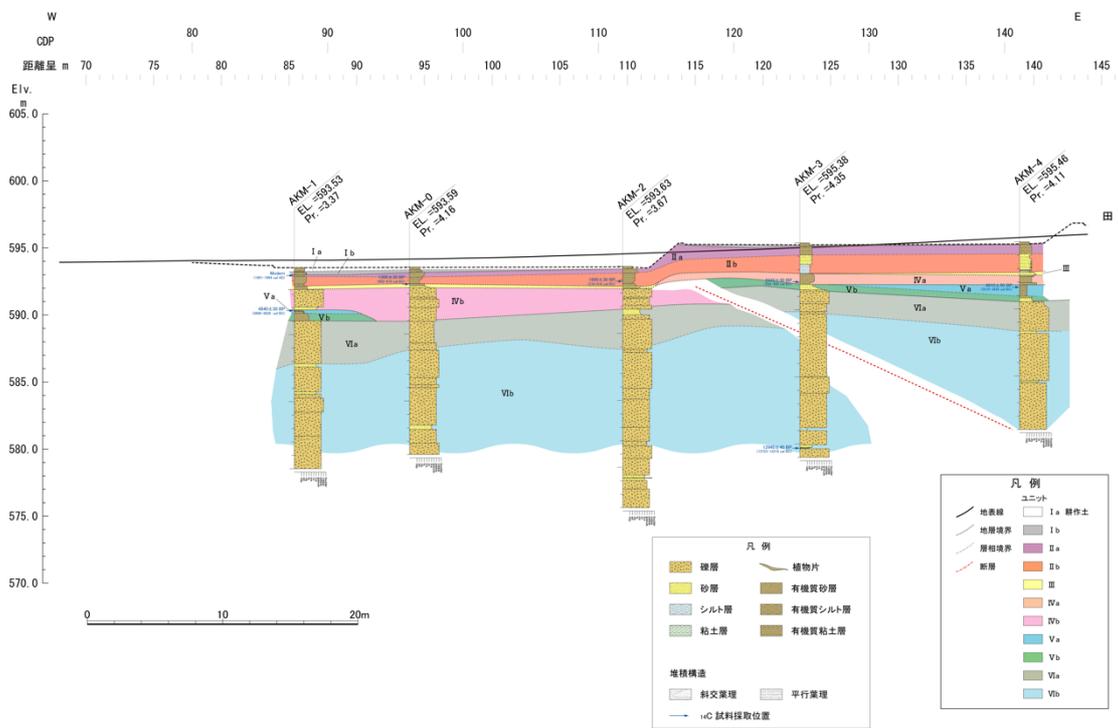


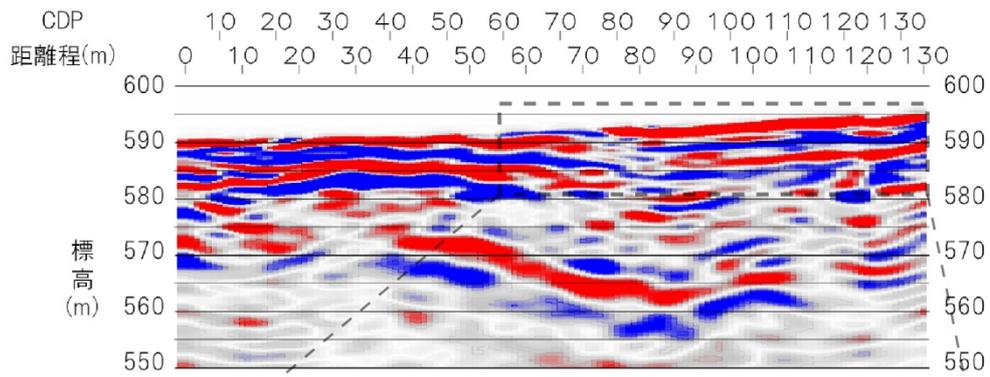
図 43 池田町会染地区 EW-1 測線における推定地質断面図



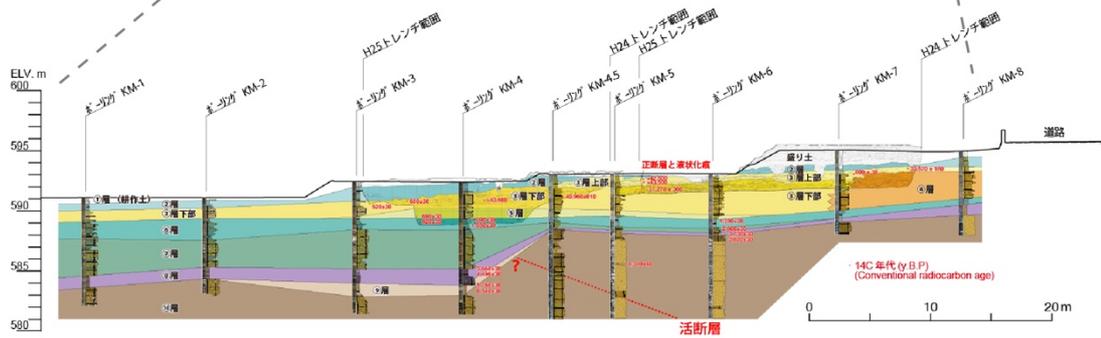
会染花見EW-2測線地質断面図

図 44 池田町会染地区 EW-2 測線における推定地質断面図

(A)



(B)



(C)

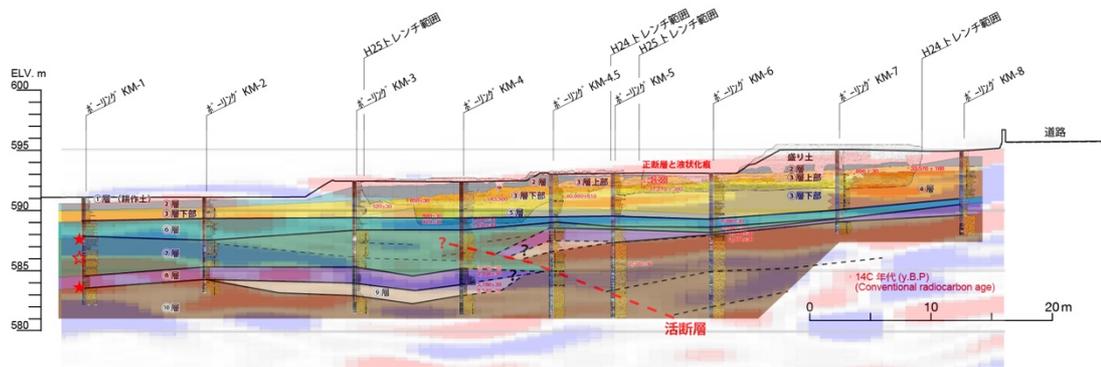


図 45 池田町会染地区 EW-3 測線における地形地質断面図

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

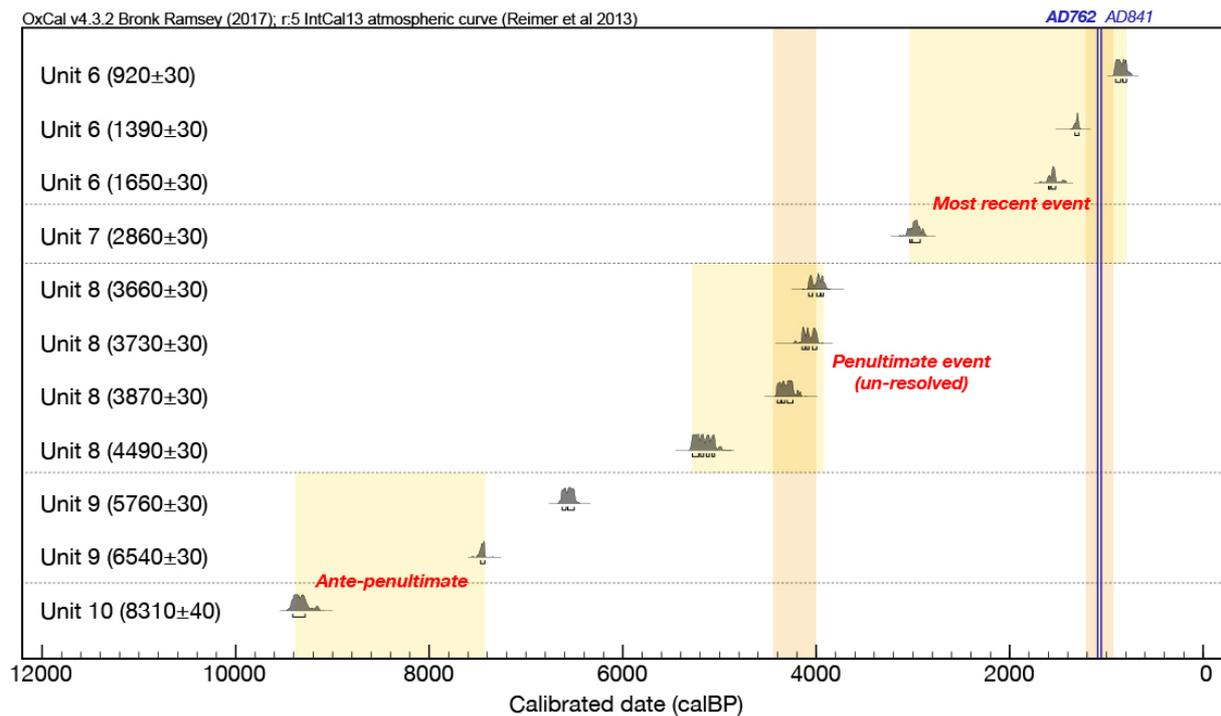


図 46 EW-3 測線の地形地質断面における古地震イベントの較正暦年代
 年代測定結果は近藤・谷口（2014）に基づく。オレンジ色の推定幅は、丸山・他（2010）
 による花見北地点の活動時期。OxCal v. 4. 3. 2（Ramsey, 2017）を基に暦年較正し、 1σ
 に対応する確率分布を示した。較正曲線は IntCal13（Reimer et al., 2013）を使用し
 た。

c) 池田町会染地区における変位履歴と連動範囲の推定

本調査と既往の調査結果を総合し、池田町会染地区における過去活動時期は、新しいものから $1029 \pm 29 \sim 1217 \pm 30$ y. B. P. (1217~928 CalBP)、 $3741 \pm 30 \sim 3939 \pm 30$ y. B. P. (4436~4005 CalBP)、 $6540 \pm 30 \sim 8310 \pm 40$ y. B. P. (9410~7427 CalBP) と推定された (図 46)。さらに、それぞれの活動に伴う地震時変位量は、いずれも 1.7m 程度と推定された。S 波反射法地震で推定された傾斜角は約 20° であり、これに基づき上下変位量をネットスリップに換算すると変位量は 5.0m となる。ただし、横ずれ成分は現段階では不明のため、ここでは加味していない。

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

また、池田町会染地区は断層のほぼ中央付近にあたり (図 1)、地震時変位量は最大値に近いと期待されるため、松本盆地東縁断層北部を含む少なくとも 50km 程度の断層区間が一度に連動したことになる。なお、神城断層と松本盆地東縁断層北部により構成される北部区間の長さは約 50km であり (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、上記の 3 回の活動は北部区間全体が連動した地震イベントであった可能性もある。今後、池田地区の地震時変位量をより正確に復元するとともに、南隣の松本盆地東縁断層南部の変位履歴を総合して検討すれば、それぞれの活動に伴う連動範囲がより正確に復元できるものと期待される。

4) 松本盆地東縁断層北部・明科七貴地区におけるトレンチ調査

安曇野市明科七貴地区では、松本盆地東縁断層北部の活動時期と地震時変位量を明らかにするため、トレンチ調査を実施した。同地区は、既存の活断層図では伏在断層が指摘されているものの、断層の正確な地表位置が不明であった（図 47）。本調査により米軍撮影の空中写真の再判読と地表踏査を実施した結果、調査地周辺には河成段丘面と沖積低地を限り相対的に東側が隆起する低崖がみいだされた。段丘面は南東へ流下する高瀬川によって形成され南東から南方向へ緩やかに傾斜するが、段丘面上には不明瞭ながら西側低下の撓曲変形と背斜状変形が新たに認められた（図 48, 49 : EW-2 測線）。そのため、この低崖地形を松本盆地東縁断層北部によって形成された低断層崖と判断し、トレンチ調査を実施した。トレンチは長さ 24m、幅 4m、深さ 3.5m程度で低崖を横断して掘削した。トレンチ壁面の写真およびスケッチを図 50、図 51 にそれぞれ示す。

a) トレンチ壁面の層序と層相

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

IVb 層：断層の東側と西側で岩相がやや異なる。東側のIVb 層は黄褐色を呈し、淘汰が良い極細～細粒砂からなる。分布は N19～N24 付近または S16～S24 付近にみられる。

西側のIVb 層は緑灰～青灰色を呈し、淘汰は良いシルトからなる。本層上部にシルト質極細粒砂層、一部に砂層をレンズ状に挟み、植物片、木片、細礫を含む。本層は、断層の東側でIVa 層の礫層と指交状に接し西側ではIVc 層の礫層と指交状に接することから、それぞれ同時異相の関係にあると判断される。

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

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

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

b) イベント層準の認定と年代、変位量

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

載する。北壁面の断層近傍の拡大図を図 52、放射性炭素同位体年代測定の結果を表 4、各イベントの暦年較正年代を図 53 に示す。

イベント 1：北壁面及び南壁面において、IVa 層を切断する断層は上端をⅢ層に覆われる。IVa 層中の断層は剪断による礫の再配列を伴う（図 52）。砂礫層は高瀬川の本流性堆積物であり、初生的なインブリケーションはトレンチに対して直交方向の南東方向であるが、断層直近の礫は長軸がほぼ鉛直に再配列する。断層を挟んだIVa 層上面の比高は 1.2m である。断層上端を覆うⅢa 層およびⅢb 層は断層の低下側にのみ分布し、IVa 層に生じた高度差や上に凸の変形構造に対してアバットして分布する。Ⅲb 層は断層直上付近にのみ分布するIVa 層由来の崩積土とみられる。以上から、IVa 層に生じる断層変位及び変形構造と被覆層であるⅢ層の分布状況から、最新活動のイベント 1 はIVa 層堆積後、Ⅲb 層堆積前に生じたと考えられる。

IVa 層からは年代試料が採取できなかったものの、下位のIVb 層から 1240 ± 30 y. B. P. (1261~1091 CalBP : AD689~860 年) と 1280 ± 30 y. B. P. (1269~1184 CalBP : AD681~767 年)、Ⅲa 層からは 810 ± 30 y. B. P. (735~690 CalBP : AD1215~1261 年) の放射性炭素同位体年代測定値が得られた（表 4、図 53）。よって、最新活動時期は西暦 689~1261 年ないし約 1300~700 年前に特定される。この年代は、従来のトレンチ調査で推定された松本盆地東縁断層北部の最新活動時期（例えば、奥村・他、1998；遠田・他、2008）や、従来から対比されてきた歴史地震である西暦 762 年の地震 ($M > 7.0$ 程度: 宇佐美・他、2013) とも調和的である。また、IVa 層上面を変位基準として、最新活動に伴う上下変位量は 1.2 m と計測される。

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

VI 層からは年代測定試料が採取できなかったものの、V 層からは 2380 ± 30 y. B. P. (2434~2349 CalBP : BC485~400 年) の年代値が得られた（表 4、図 53）。よって、イベント 2 の発生年代は、約 2400 年前以前に限定される。なお、 2020 ± 30 y. B. P. の年代値も得られたが、試料に含まれる炭素量が少なく $\delta^{13}\text{C}$ が測定できなかったため、イベントの発生年代推定や暦年較正の対象からは除外した。

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

以上から、明科七貴地区における変位履歴調査の結果、西暦 689~1261 年に生じた最新活動に伴い 1.2m の地震時上下変位が生じたことが明らかとなった。最新に先行する活動は、約 2400 年前以前に限定される。トレンチ壁面に露出した断層の傾斜は最大で 86° E であり、横ずれ断層に特徴的である礫の再配列も認められるため、実際の地震時変位には横ずれ成分が含まれている可能性がある。よって、今回計測した最新活動に伴う上下変位量 1.2m は最小値である可能性がある。この点については平成 30 年度に補足調査を実施し、

横ずれ成分の有無や上下変位成分と横ずれ成分との比率などを明らかにしていく。その結果をもとに中南部区間の松本盆地東縁断層南部との連動性についてさらに詳細に検討する。

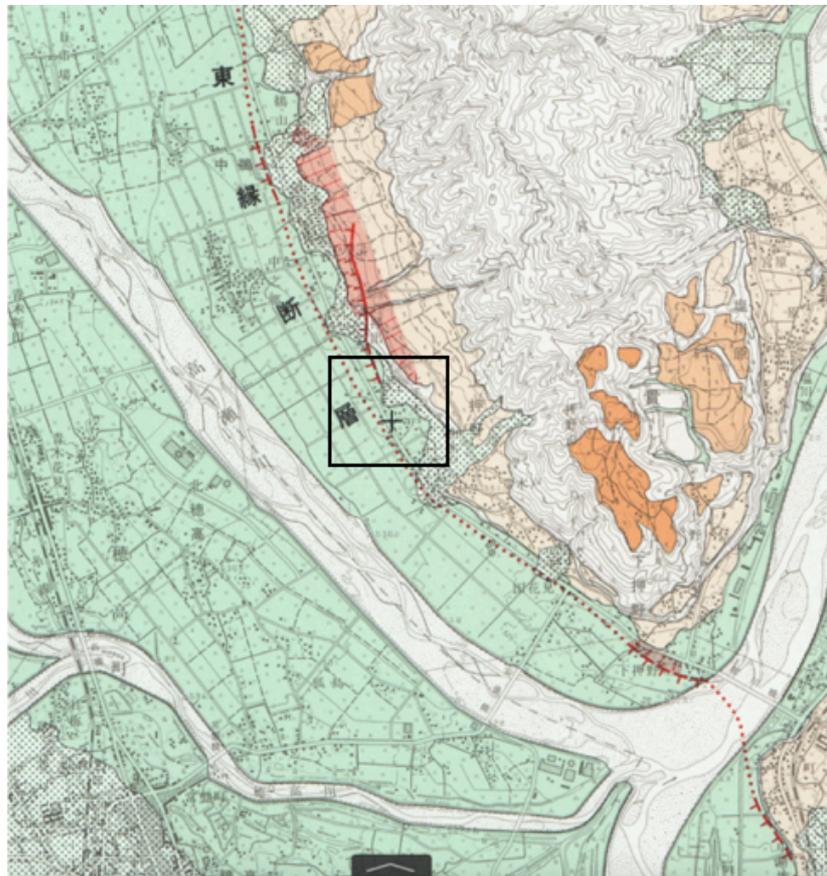


図 47 松本盆地東縁断層北部と明科七貴地区における調査位置
国土地理院発行都市圏活断層図「信濃池田」(東郷・他, 1999)に加筆。

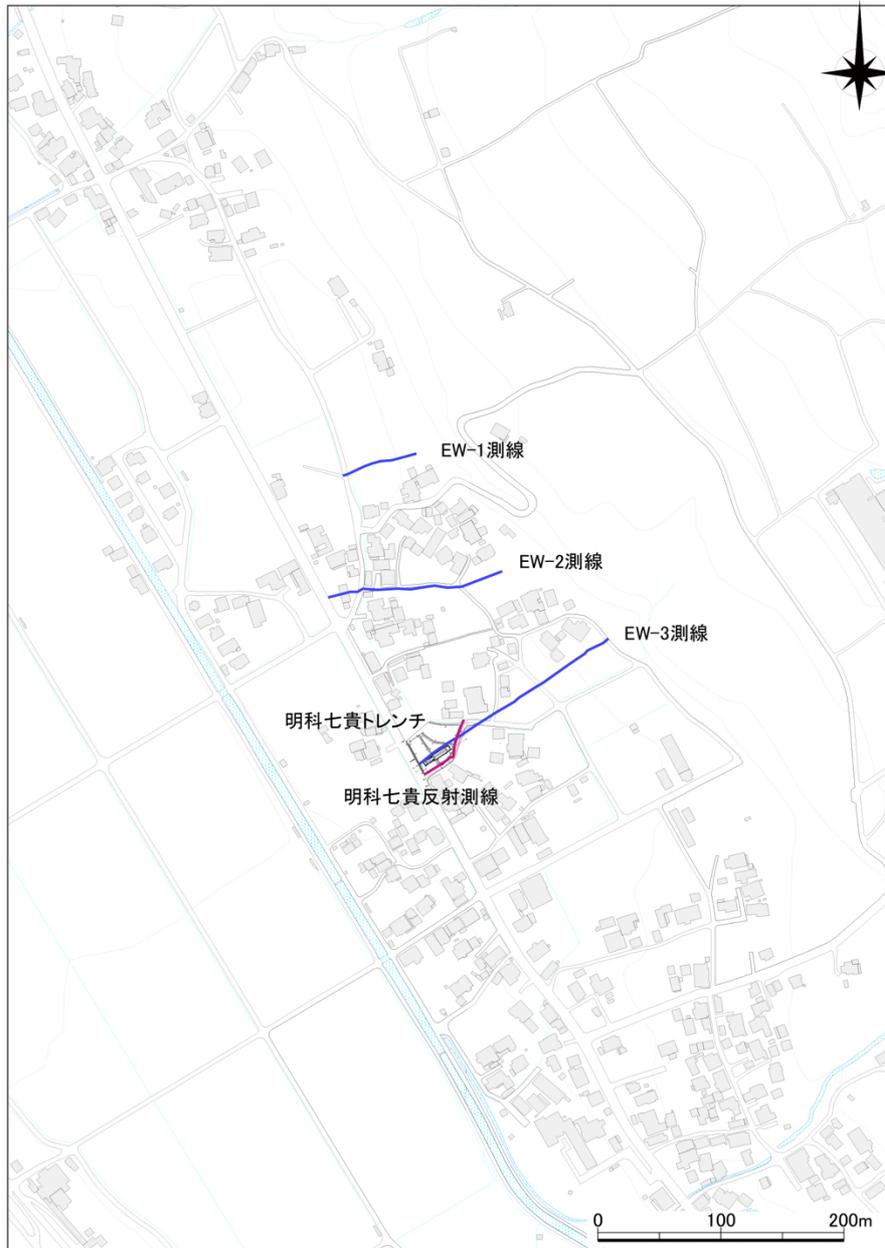


図 48 明科七貴地区におけるトレンチ掘削位置と測量図面
EW-1～EW-3 測線は地形断面測量の測線。

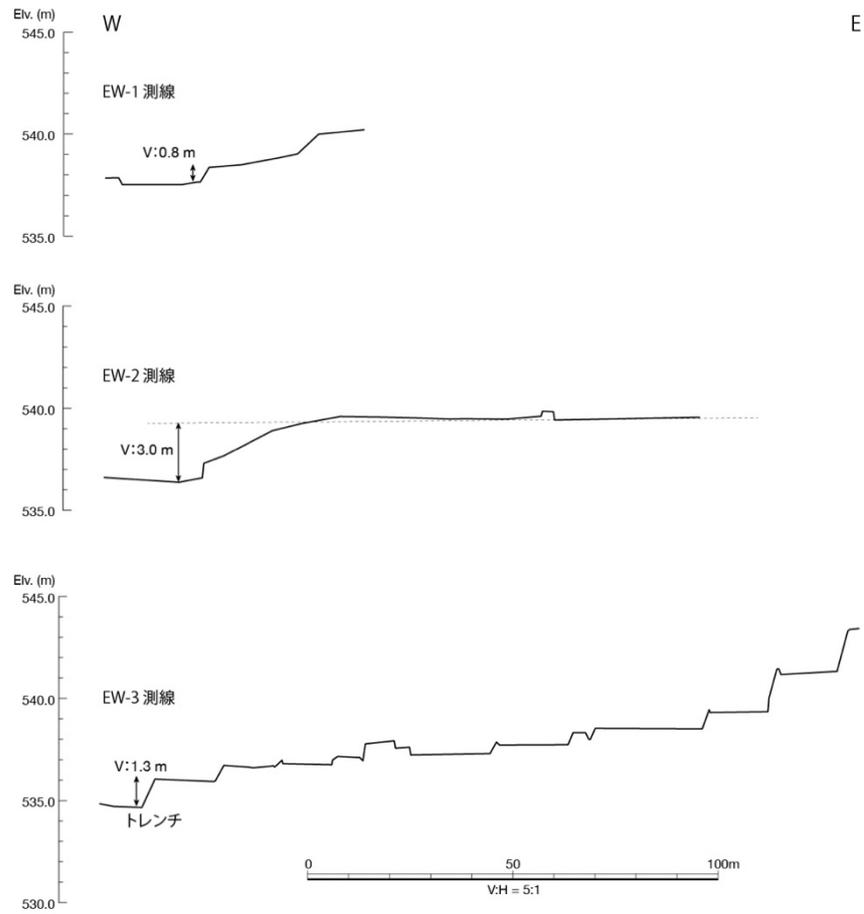


図 49 明科七貴地区における地形断面
縦軸は5倍強調。EW-1～EW-3 測線の位置は図 52 に示す。

明科七貴地区 トレンチ壁面展開写真 縮尺：25分の1

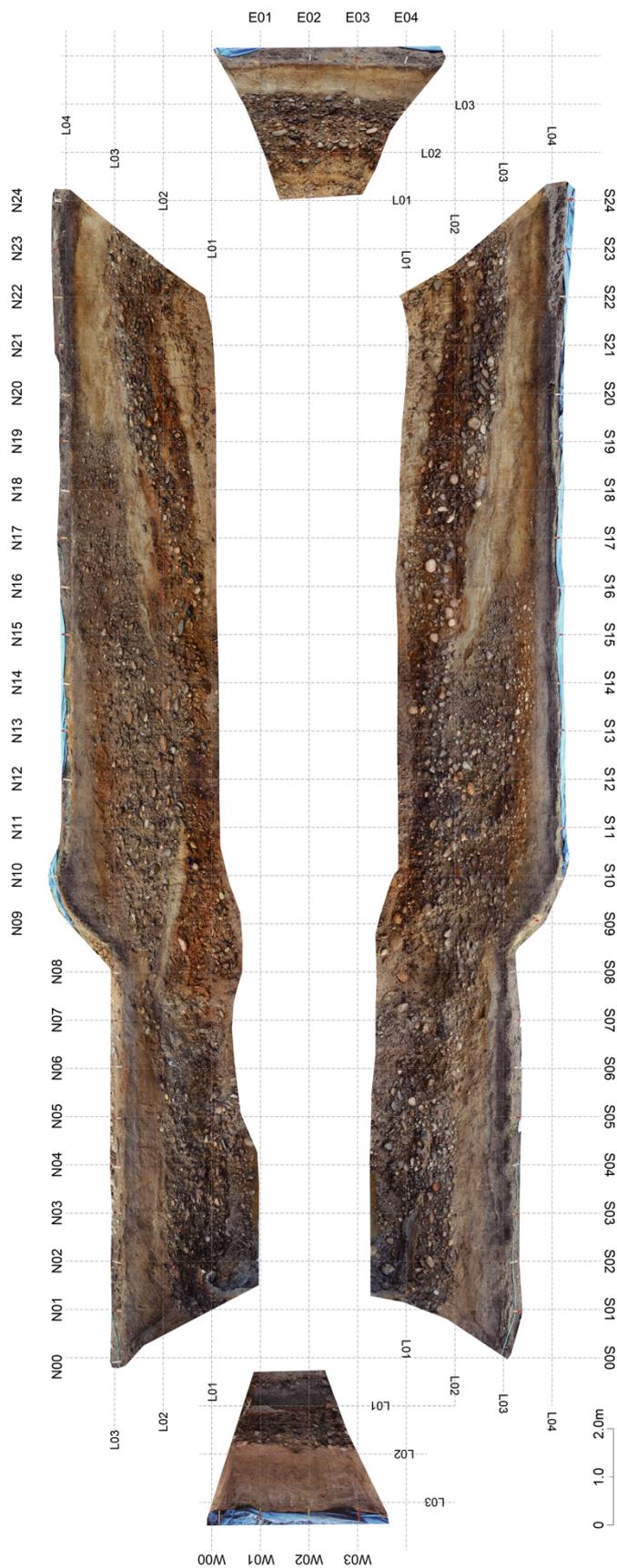


図 50 明科七貴トレンチ壁面の写真
グリッドは1 m間隔。

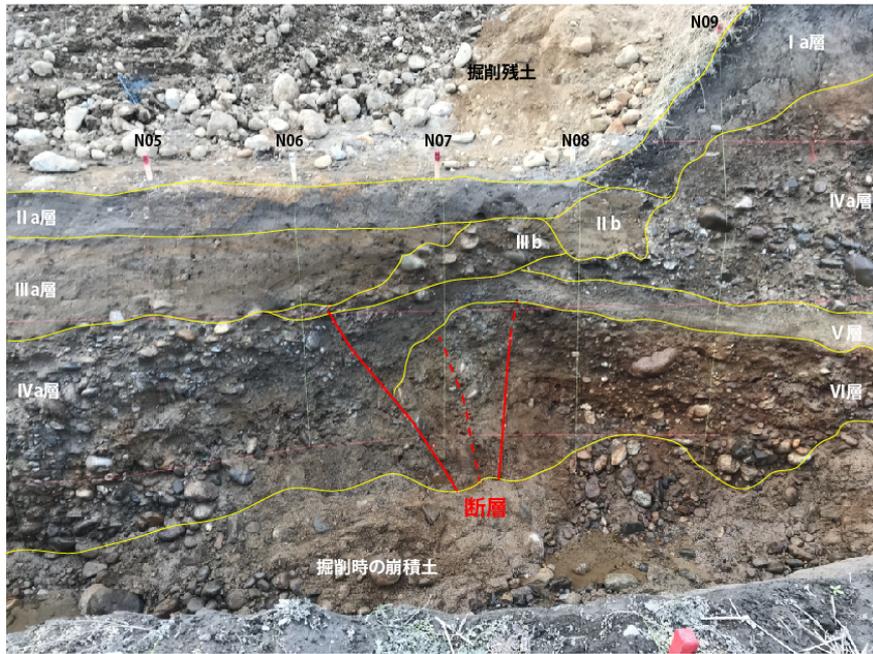


図 52 明科七貴トレンチ北壁面における断層近傍の拡大写真

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

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

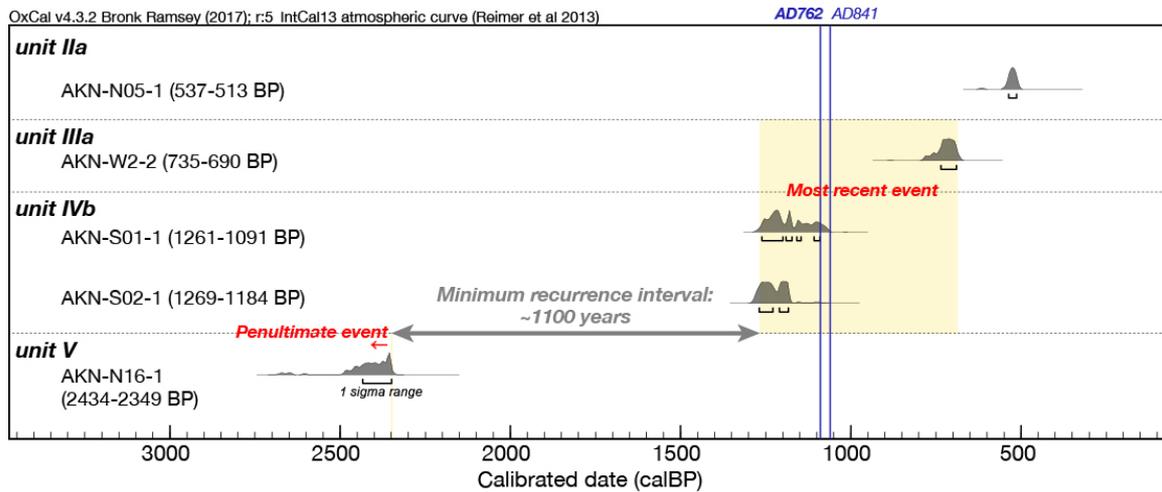


図 53 明科七貴トレンチにおける最近 2 回の活動の歴年代
年代測定結果は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を基に暦年較正し、 1σ に対応
する確率分布を示した。較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を
使用した。

c) 明科七貴地区における S 波反射法地震探査

i) 探査測線

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



図 54 反射法地震探査測線配置図（明科七貴調査地点）

青色線が S 波反射法地震探査測線を示す。赤線はトレンチ掘削調査地点を示す。

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

ii) 探査データの取得

本地点における探査データの取得についても一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査（例えば、物理探査学会，2016）の現場データ取得作業に基づき、池田町会染地区における S 波反射法地震探査と同様にして行った。本地点で実施した探査の主なデータ取得仕様は表 1 に、本探査で使用した機材の仕様を表 2 に示す。

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法（例えば、物理探査学会，2016）に基づいて、池田町会染地区における S 波反射法地震探査のデータ処理とほぼ同様の、各種

のデータ編集・フィルタ処理を施し、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業では池田町会染地区の探査データ処理と同様に、反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX（Halliburton Energy Services社製）を用いて、図12に示す過程によって行った。

iv) 探査結果

データ処理によって得られた重合断面図を図 55 に、マイグレーション処理を施した時間断面図を図 56 に、マイグレーション処理を施した深度変換断面図を図 57 に示す。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 5 に示す。

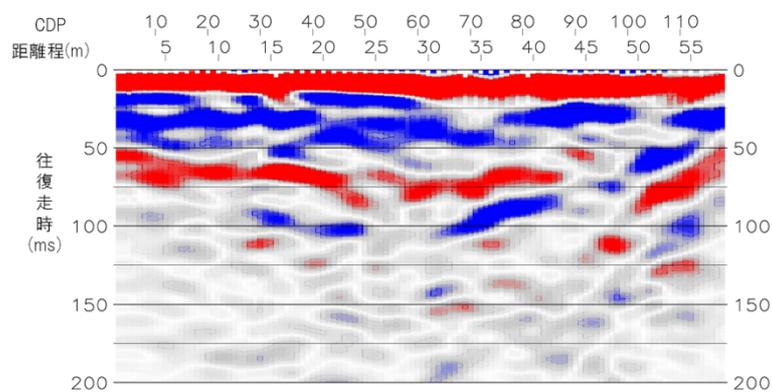


図 55 明科七貴測線の重合断面図

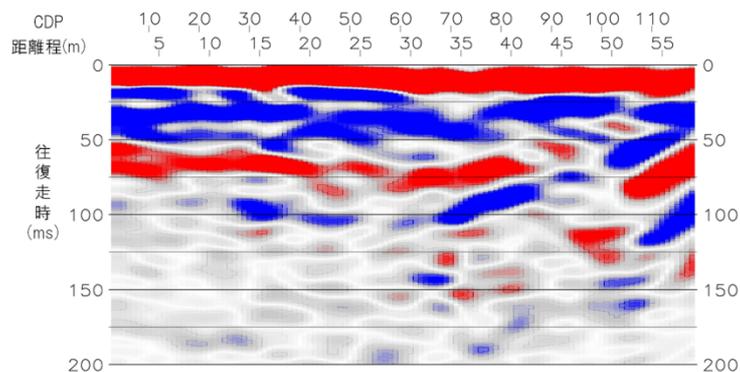


図 56 明科七貴測線のマイグレーション時間断面図

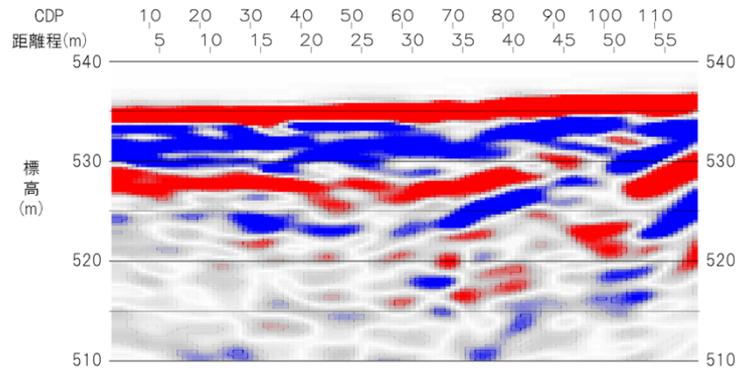


図 57 明科七貴測線のマイグレーション深度変換断面図

表 5 安曇野市明科七貴地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ表

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

5) 連動イベントの発生頻度と確率の試算

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

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

さらに、連動範囲は特定できないが、松本盆地東縁断層北部を含む連動イベントの発生頻度については、現時点で次のように推定可能である。既述のように、松本盆地東縁断層北部では過去約1000年前から約8300年前までに3回の活動が生じ、いずれも少なくとも50 kmの断層区間が活動した連動型の地震イベントの可能性が指摘された。この場合、松本盆地東縁断層北部を含む連動型地震の平均再来間隔は2400年程度と見積もられる。仮に、これらの連動イベントがポアソン過程に従うとした場合、松本盆地東縁断層北部の連動確率は、30年で1.2%と試算される。

(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推定するため、断層の低下側でボーリング調査を実施した。その結果、約1.3万年以降の湖沼堆積物を切断する複数の断層をコアに認め、上下平均変位速度の最小値が1.1 mm/yrであることを明らかにした。今後、断層の隆起側でもボーリング調査を実施し、より正確な累積上下変位量と年代に基づく平均変位速度を明らかにする必要がある。

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

断できる。その平均再来間隔は5400年程度であり、ポアソン過程では同断層の連動確率は30年で0.6%と試算した。

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

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

以上の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、当該地点の補足調査を実施して、地震時変位量とイベントの認定をさらに精緻に復元する必要がある。さらに、神城断層の木崎湖南方地点では現時点での変位履歴から判断して、時間的クラスタリングや連動型地震と非連動型地震がバイモーダルで生じている可能性もあり、それ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。

謝辞：野外調査の実施にあたり長野県危機管理防災課、大町市消防防災課、池田町総務課、安曇野市危機管理課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、土地の使用と掘削にご快諾頂きました。明科七貴トレンチでは、法政大学・杉戸信彦氏、信州大学・原山 智氏、大塚 勉氏、小坂共栄氏、株式会社ダイヤコンサルタント・高瀬信一氏に壁面の解釈について有益な議論を頂きました。野外調査は応用地質株式会社に協力頂きました。以上の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.
- 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・谷口薫, 糸魚川-静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 66, 147-158, 2014.
- 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.
- 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.
- 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資料地震学的研究. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 20 年度成果報告書, 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測, 文部科学省研究開発局, 国土交通省国土地理院, 国立大学法人東京大学地震研究所, 84-95, 2008.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・松多信尚, 1:25,000 都市圏活断層図「信濃池田」,

国土地理院技術資料 D. 1-No. 368, 1999.

宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):「日本被害地震総覧 599-2012」.
東京大学出版会, 東京, 694p.

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があることを示した。

2) 平成 30 年度：

断層帯で発生している地震の震源決定とメカニズム解推定を行う。震源断層周辺の微小地震分布から断層形状を推定する。

3) 平成 31 年度：

断層帯の応力場推定を行い、断層セグメントごとのテクトニック応力場を取りまとめる。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

糸魚川－静岡構造線断層帯（以下、糸静線）を境に地震波速度構造（以下、単に「速度構造」と書く）に大きな差異が見られることが知られている（例えば、Takeda et al., 2004）。そのため、精度の高い震源位置を決定するには、速度不均質を考慮した震源決定が不可欠である。今年度は糸静線周辺域における速度構造モデルの先行研究をレビューし、震源決定に適切な速度構造モデルの検討を行った。先行研究はいずれも深さ 5 km 以浅において水平方向の速度不均質が大きく、それ以深ではそれほど顕著ではない。そこで、浅部において速度値が異なる 2 つの一次元速度構造を仮定し、それだけでは説明しきれない部分を観

測点補正值で補正する方法が妥当と判断した。この検討を踏まえて、2017年12月6日に長野県中部で発生した $M_j 5.3$ の地震の解析を行った。推定された余震分布と周辺の地表活断層の位置関係から、この地震は松本盆地東縁断層帯の深部における活動であった可能性が示唆された。本震と余震のメカニズム解を用いた応力テンソルインバージョン解析から、この地域は横ずれ場であることも示された。

(b) 業務の成果

1) 速度構造モデルに関する検討

糸静線をカバーする地震波速度構造モデルについて、先行研究のレビューを行った。表1に代表的なモデルを、図1に各モデルの解析範囲を示す。Panayotopoulos et al. (2010, 2014) は臨時に設置した稠密地震計アレイのデータを用いて断層帯周辺の3次元速度構造を推定しており、概ね10km以浅で空間解像度が約5kmに達する高解像度のモデルを求めている。地表地質との対応も良く、信頼性の高い結果が得られているが、主に地殻内の地震を使っているため、15kmより深いところの速度構造は基本的に推定できていない。一方、Matsubara and Obara (2011) は深い地震も使って列島規模のトモグラフィー構造を求めており、深部の構造も推定できている。しかし、概ね20km間隔の定常観測点を用いているため、空間解像度は良いところでも10km程度と推定される。図2にPanayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011) のモデルの比較を示す。深さ5km以浅に着目すると、Panayotopoulos et al. (2014) では主に北部フォッサマグナにおいて顕著な低速度域が確認できる。Matsubara and Obara (2011) でも同じ場所に低速度域が確認できるが、解像度が低いためぼやけた描像となっている。深さ5km以深になると、速度不均質が不明瞭になっていくことが確認できる。Takeda et al. (2004) は大規模屈折法・広角反射法データを用いて、図1に示す3つの測線における速度断面を求めている。5km以浅において速度不均質が大きいという特徴がより明瞭に確認できる。以上のような特徴を踏まえると、この地域の構造モデルとして一番良いのは、各速度モデルの良い部分を使い、統合したモデルを作ることである。しかし、それぞれのモデルの解像度が異なっている点やモデル間の接合部分の扱いなど、実際に統合モデルを作成する上では難しい問題を抱えている。将来的に統合モデルを構築する可能性は残しつつも、現時点で一番現実的な方法は、5km以浅の速度不均質を考慮して代表的な2つの一次元構造モデルを設定し、それでも説明しきれない部分を観測点補正值で補正を行う方法であろう。同様のアプローチは Sakai (2004) や今西・他 (2006) によって行われている。

このアプローチがうまく機能することを示すために、2014年11月22日に発生した長野県北部の地震 ($M_j 6.7$) の解析結果 (Imanishi and Uchide, 2017) を紹介する。この地域の代表的な速度構造として、図3(a)の2つの一次元速度構造を仮定する。この構造は、Panayotopoulos et al. (2014) の初期構造モデルと基本的に同じであり、浅部で異なる速度値を持ち、深さ10km以深で同じになる。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかは、全観測点について同一の速度構造を使用して震源を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、図3(b)のように決定した。解析した地震は、本震と余震だけでなく、本震の4日前から活動した前震、およびそれ以前に発

生していた地震を対象とした。解析期間は2010年1月1日から2014年12月31日までである。P波とS波の到達時刻には気象庁の読み取りデータを使用した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987) の hypomh を用いて震源決定し、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導入し、再度震源決定と観測点補正値の計算を行うという操作を複数回繰り返した。繰り返し回数が3回を超えると、走時残差のRMS値の変化が見られなくなった。そこで本研究では、3回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差のRMS値は、P波は0.24秒から0.12秒へ、S波は0.40秒から0.25秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に218m、鉛直方向に369mと見積もられる。前震と本震の震源分布を図4に示す(緑丸)。気象庁一元化震源(青丸)と比較すると、震源がより集中するようになり、震央分布が全体にやや西に移動する傾向がみられる(図4(a))。分布が西に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図(図4(b))を見ると、本研究による結果は気象庁一元化震源に比べて浅くなり、少しばらつきがあるものの北西方向に傾斜する分布が見えてくる。本震(大きい丸)が全体の分布から外れている理由は、P波の到達時刻の読み取りが少ないことと読み取り精度が良くないことに起因していると考えられる。さらに、波形相関による走時差を計算し、double-difference法(Waldhauser and Ellsworth, 2000)により相対決定精度を向上させた。この時の結果を図4の赤丸で示す。相対的なアプローチを取ったことで、本震の位置も改善されている。分布はさらに引き締まり、北西方向に約40°で傾斜する断層面が確認できる。この断層面の走向と傾斜角は、本震や最大前震(2014年11月18日 21時29分、 $M_j2.7$)の気象庁P波初動解(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/pdf/mc201411.pdf>, 2018年3月14日確認)の節面の一つと調和的である。このように、2つの代表的な一次元速度構造モデルに観測点補正値を導入することで、この地域の不均質速度構造を考慮した震源決定がうまくいくことが確認できた。

2) 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震($M_j5.3$)の解析

2017年12月6日の0時13分、長野県中部で深さ10kmを震源とする $M_j5.3$ の地震が発生した。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、糸静線の北部区間南端で発生した地震になる(図5)。図6に気象庁によるP波初動解(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20171206001349.html>, 2018年3月14日確認)、CMT解(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20171206001349.html>, 2018年3月14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=20171205151200&LANG=ja, 2018年3月14日確認)、本研究による推定解(後述)を示す。いずれもやや逆断層成分を含む横ずれ型の解である。メカニズム解の一つの節面は南北に近い走向を持ち、直近の活断層(松本盆地東縁断層帯)の地表トレースの走向と調和的である。この地震は当プロジェクトにおいて重要な意味を持つことから、初年度計画に入っていなかったが解析を進めることにした。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。

a) 震源決定

解析には、本震の震央から概ね 50km 以内の観測点を使用した (図 7)。本震の波形例を図 8 に示す。解析対象とする地震として、2017 年 12 月 2 日から 2018 年 1 月 22 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 以浅の 142 個を選んだ。これらの地震の震央を図 7 のオレンジの丸で示す。1)での検討を踏まえ、震源決定においては 2 つの一次元速度構造 (図 3) 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、2014 年長野県北部の地震の時と同様に、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 (卜部・東田, 1992) を用いて全て手動検出した。

震源決定は、長野県北部の地震の時と同様に、hypomh による震源決定と観測点補正値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 回目の結果を最終の解とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P 波は 0.14 秒から 0.06 秒へ、S 波は 0.33 秒から 0.15 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 160m、鉛直方向に 205m と見積もられる。この時の震源決定の結果を図 9 の赤丸で示す。気象庁一元化震源 (青丸) と比較すると、震源がより集中するようになり、震央分布が全体にやや北西方向に移動する傾向がみられる (図 9 (a))。分布が北西方向に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図 (図 9 (b)) を見ると、震源が浅くなる傾向が確認できる。また、A-A' 断面を見ると、気象庁一元化震源ではほぼ鉛直に並ぶのに対して、本研究の結果は 50° 前後で東傾斜する面状分布が確認できる。この面状分布の走向と傾斜角は気象庁による CMT 解や防災科研の F-net 解、本研究によるメカニズム解 (後述) の傾斜角 (図 6) と調和的であり、A-A' に見られる面状分布は余震分布を示していると考えられる。この分布を地表に延ばしていくと、活断層 (松本盆地東縁断層帯) の地表トレースにぶつかるように見える。つまり、この活動は、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である可能性がある。B-B' 断面からは面状分布が確認できないことから、本震の断層は B-B' の領域には達していないと予想される。なお、A-A' 断面に見られる面状分布の傾斜角は気象庁 P 波初動解の傾斜角 (図 6) と一致しないが、一つの可能性として、初期破壊のずれが断層運動の全体像とわずかに異なっていたということが考えられる。

余震分布の拡がりから、断層面積は $S=4 \times 4 \text{ km}^2$ 程度と推定できる。 $M_0 = \mu DS$ の関係式に剛性率 $\mu=32\text{GPa}$ 、地震モーメント $M_0=4.03 \times 10^{16}\text{Nm}$ (気象庁の CMT 解の推定値) を代入すると、すべり量 D は 8 cm と推定される。また、 $\Delta\sigma = 2.5M_0/S^{3/2}$ (菊地, 1987) の関係式より、応力降下量 $\Delta\sigma$ は 1.6 MPa と推定される。この値は本州における地殻内地震として標準的と言える (Oth et al., 2013)。

b) メカニズム解推定

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、メカニズム解を推定した。解析手法の詳細は今西・他 (2013) を参照されたい。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た。走向、傾斜角、すべり角のグリッドサーチの刻み幅は 5° とした。最終的に推定できたメカニズム解

は 47 個で、最小の地震は M_j 0.3 である（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では 1.1）。推定されたメカニズム解を図 10 に示す。本震のメカニズム解については、図 6 にも示している。Flohlich (1992) の定義で逆断層型に分類される地震 2 個を除き、横ずれ型もしくは横ずれ成分を多く含む地震である。図 11(a) に全ての地震の P 軸、B 軸、T 軸を下半球投影（等積投影）で示す。また、図 11(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、北東－南西伸張で特徴づけられる。

c) 応力場推定

P 軸と T 軸の平均的な分布から応力場の傾向がわかるが、定量的に評価するために、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た。推定されるパラメータは、最大主応力 σ_1 、中間主応力 σ_2 、最小主応力 σ_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ の 4 つである。

図 12 に推定結果を示す。 σ_1 と σ_3 はほぼ水平面内に作用しており、それぞれ北西－南東、北東－南西方向を示す。これらの方位は P 軸、T 軸の平均的な方位と調和的である。また、 σ_2 はほぼ鉛直方向であることから、この地域は横ずれの応力場であることがわかる。ただし、詳しく見ると、 σ_2 軸と σ_3 軸が σ_1 軸に対して 15° ほど回転している。95% 信頼区間は狭く、この回転は統計的にも有意である。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 12(b) に示す。ミスフィット角の平均値は 11.8° 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 0.6 と推定された。95% 信頼区間からも、0.5 よりやや大きい応力比を持つことが示唆される。ここで推定した応力場は、先行研究 (文部科学省研究開発局・他, 2010; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Yukutake et al., 2015) とともに基本的に調和的である。

表 1 代表的な速度構造モデル

論文	モデル	データ
Matsubara and Obara (2011)	日本列島の 3 次元トモグラフィ	定常観測点を使用
Panayotopoulos et al. (2010)	糸魚川－静岡構造線断層帯の中南部域の 3 次元トモグラフィ	定常観測点及び 臨時観測点を使用
Panayotopoulos et al. (2014)	糸魚川－静岡構造線断層帯の中北部域の 3 次元トモグラフィ	定常観測点及び 臨時観測点を使用
Takeda et al. (2004)	北部フォッサマグナの速度断面	大規模屈折法・広角反射法データを使用

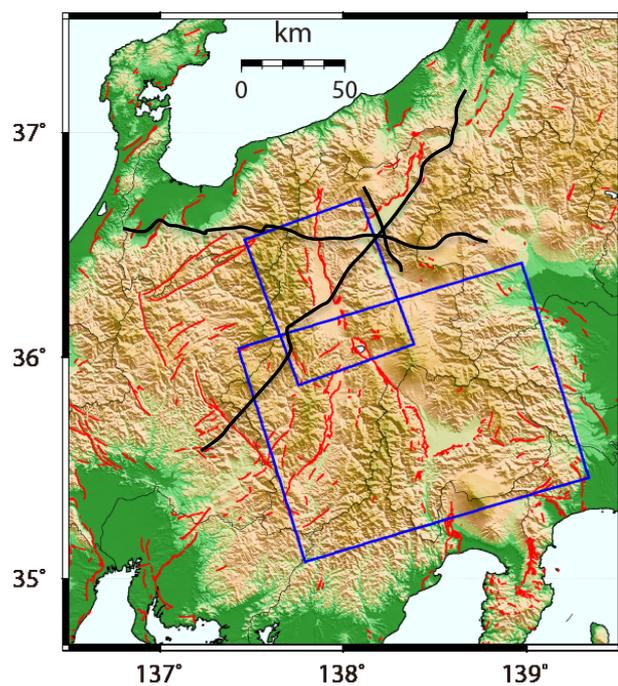


図1 代表的な速度構造モデルの解析範囲。青の枠内は Panayotopoulos et al. (2010, 2014) による解析範囲、黒線は Takeda et al. (2004) による速度断面の位置を示す。Matsubara and Obara (2011) は図の全ての範囲をカバーしている。赤線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

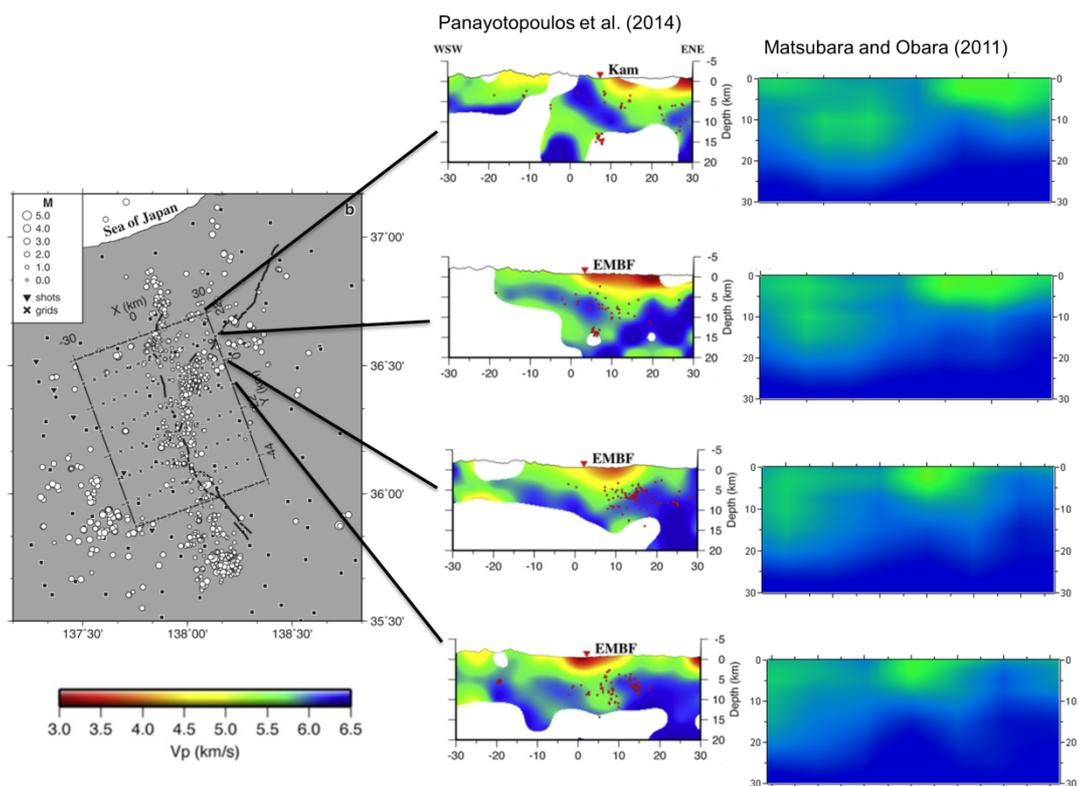


図2 Panayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011) の速度構造の比較。Panayotopoulos et al. (2014) の Fig. 4, Fig. 7 を修正加筆。Matsubara and Obara (2011) の速度断面は日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア (http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/software.php?LANG=ja) を使って作成。

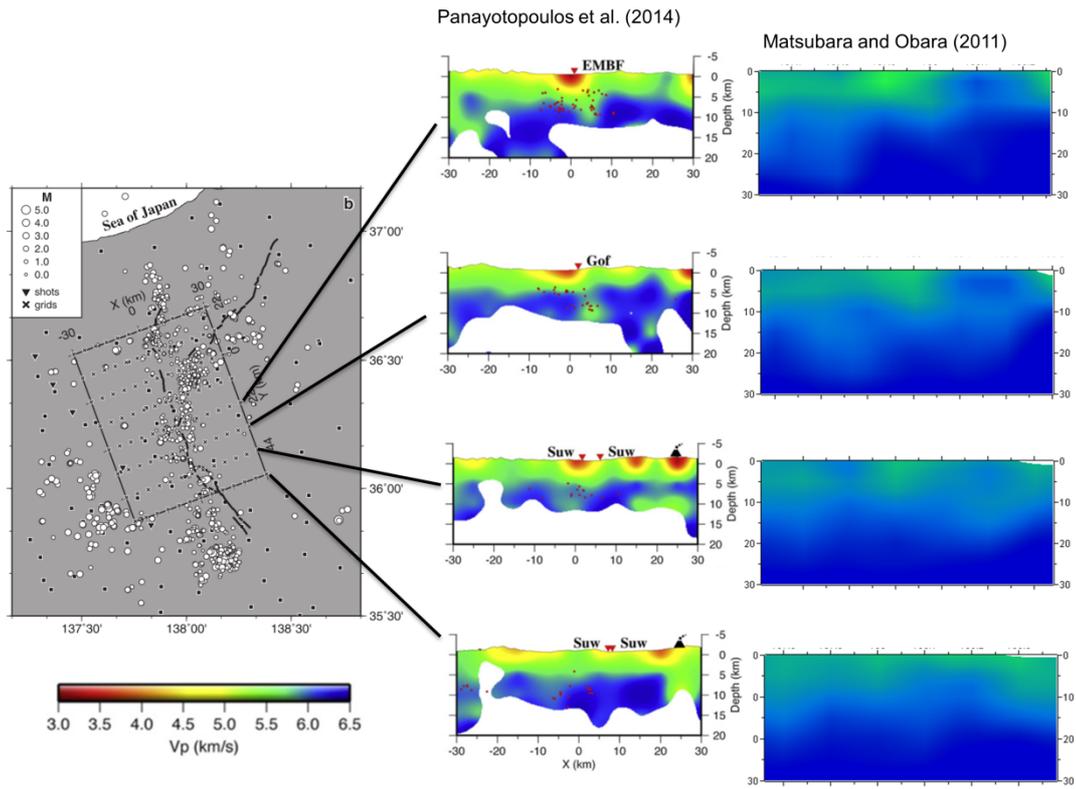


図2 (続き)

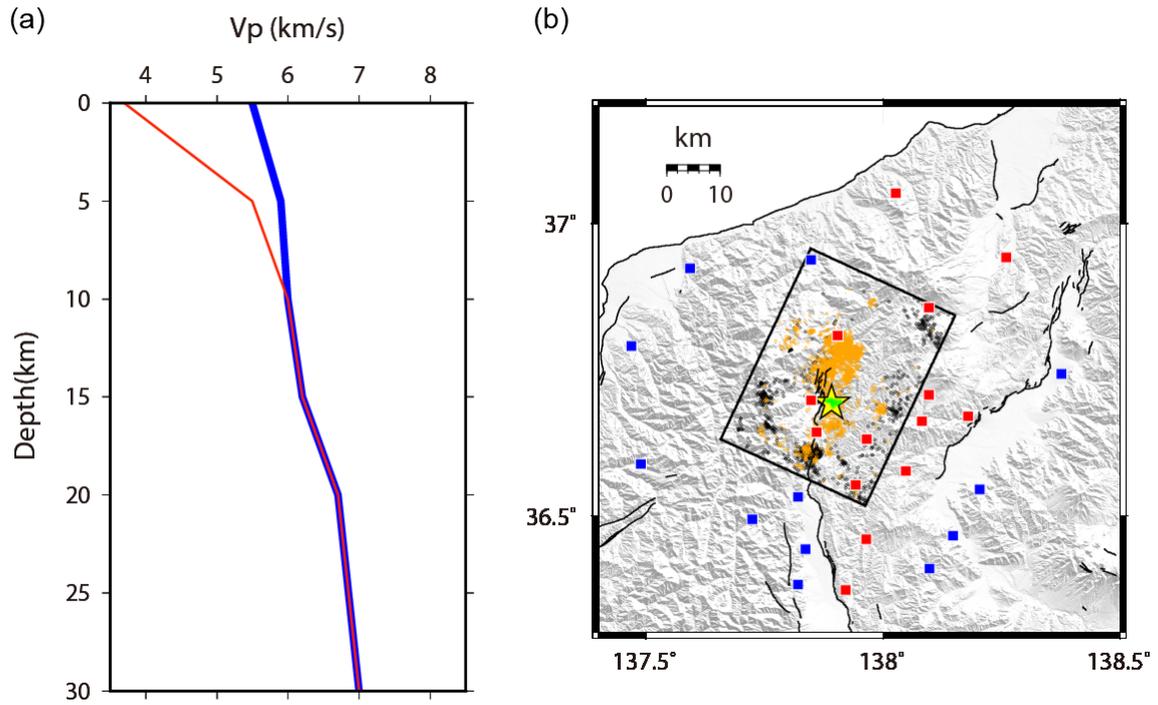


図3 Imanishi and Uchide (2017) が 2014 年長野県北部の地震の震源決定に用いた P 波速度構造 (a) と観測点分布 (b)。青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を仮定する。S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した。黄色の星は本震を示す。小さな丸は、オレンジが余震、緑は前震、黒はそれ以前の期間の定常的な地震活動を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50m メッシュ)。

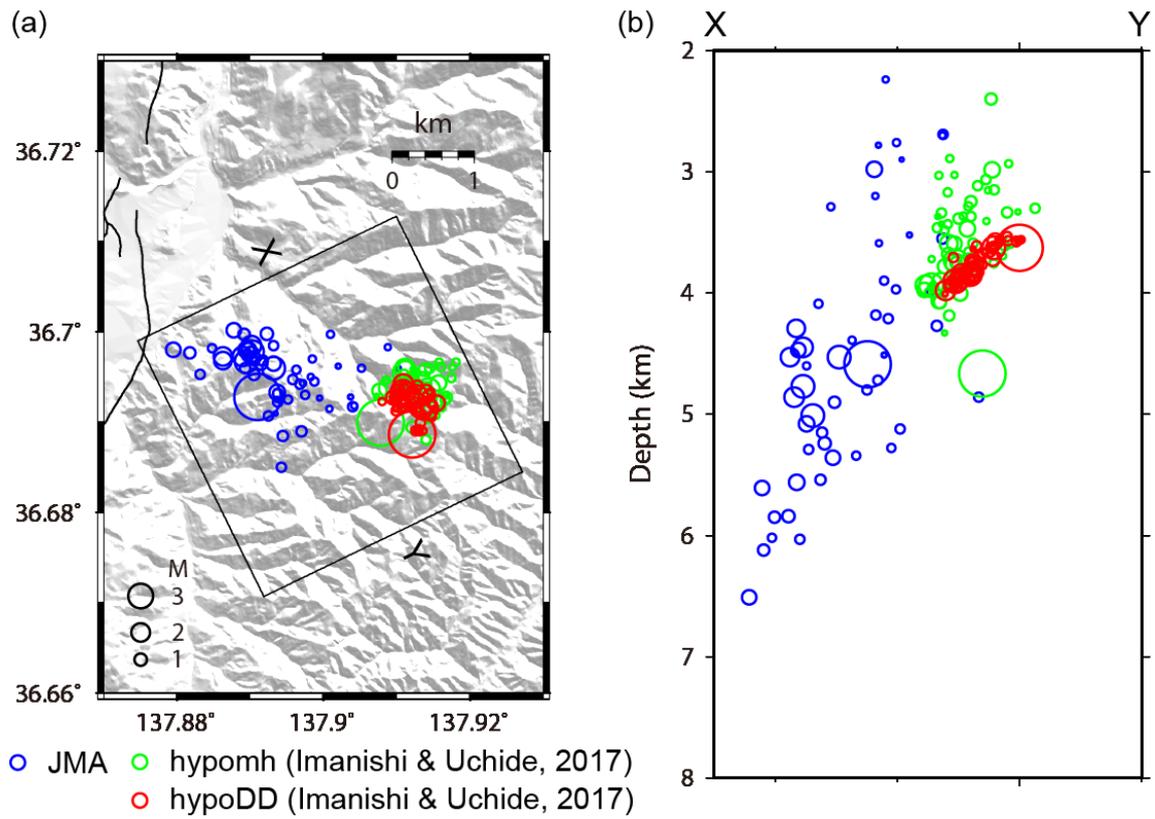


図4 Imanishi and Uchide (2017) による 2014 年長野県北部の地震の前震の震源決定結果 (緑、赤)。緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果、赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す。青丸は気象庁一元化震源を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (10mメッシュ)。

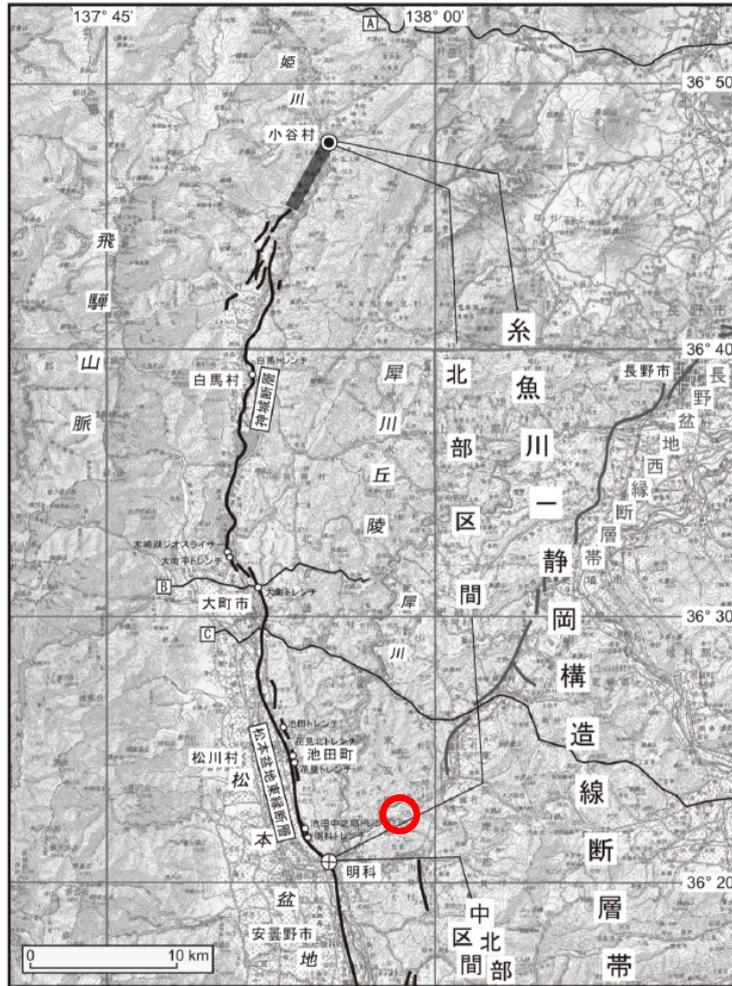


図5 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (Mj5.3) の震央 (赤丸)。地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) の図2-1に加筆。

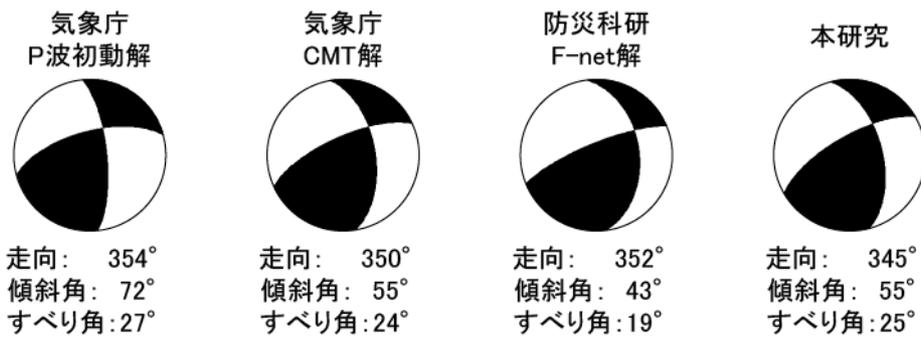


図6 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (M_j5.3) の発震機構解。左から順番に気象庁のP波初動解、CMT解、防災科学技術研究所のF-net解、本研究の推定解を示す。気象庁CMT解とF-net解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走向、傾斜角、すべり角を示す。

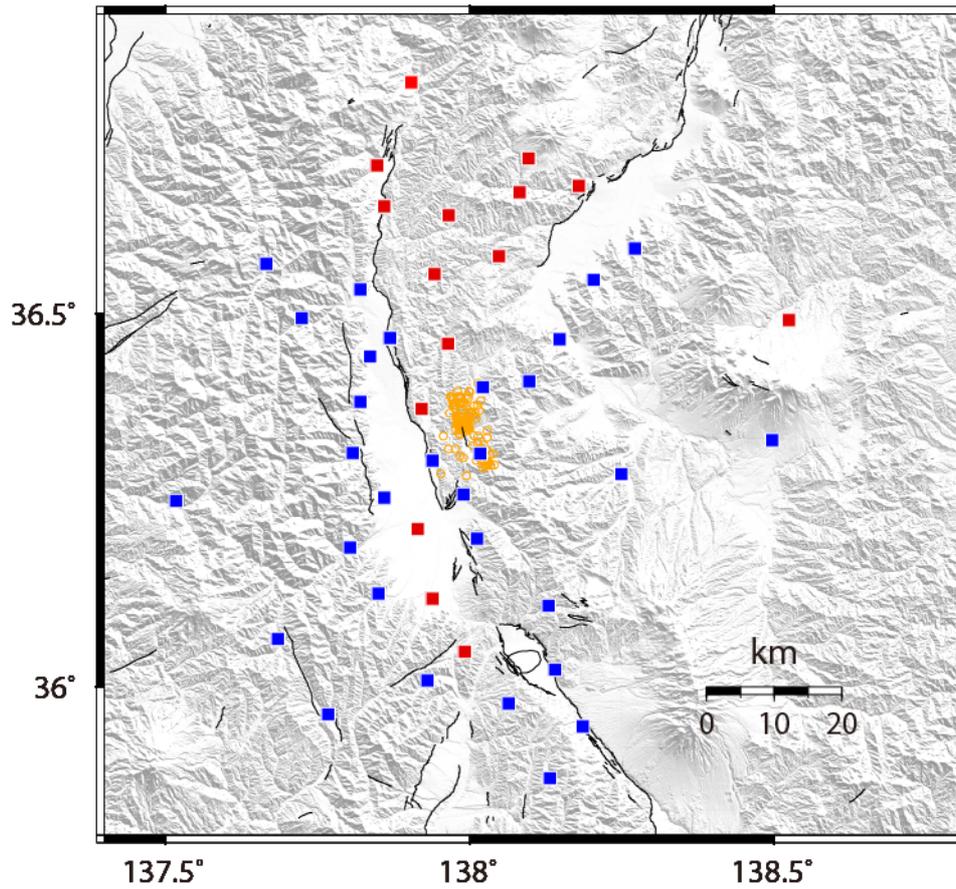


図7 解析対象の地震（オレンジの丸）と観測点分布（四角）。青の観測点には図3の青色の速度構造を、赤の観測点には図3の赤色の速度構造を仮定する。黒線は中田・今泉（2002）による活断層線。背景の地形は国土地理院の数値標高モデル（50mメッシュ）。

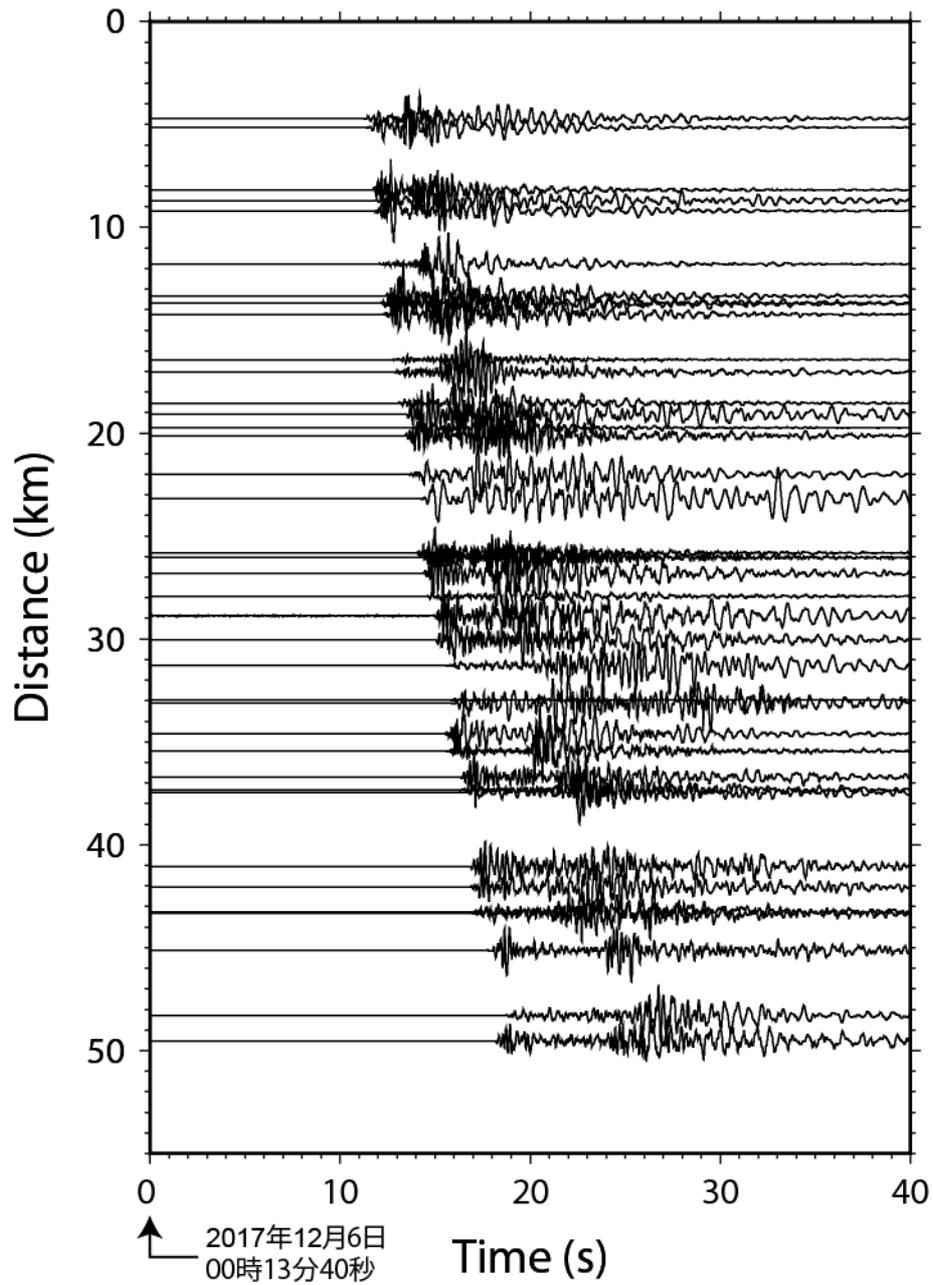


図8 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (M_j5.3) の本震の観測波形例 (上下動成分)。振幅値は各観測点の最大値により規格化している。

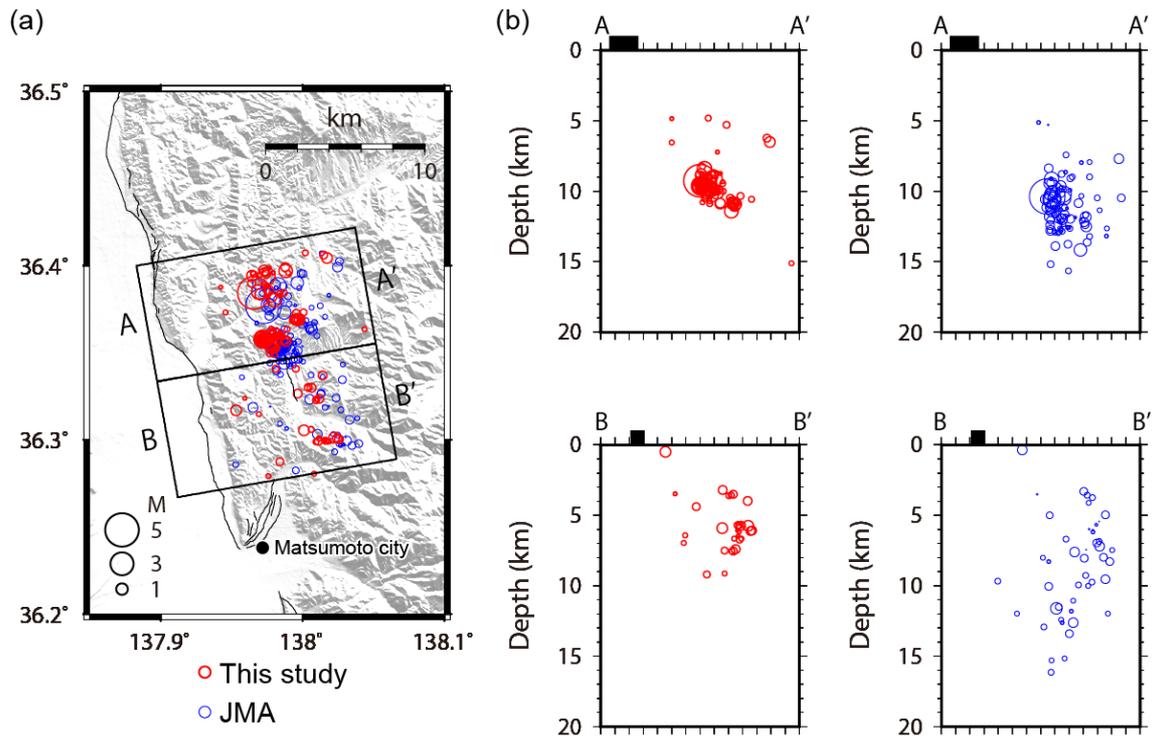


図9 震源決定結果。青丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(a)震央分布。(b)断面図。A-A'、B-B'の範囲は(a)に示す。黒の長方形は各断面に含まれる長野盆地東縁断層帯の地表トレースの範囲を示す。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。

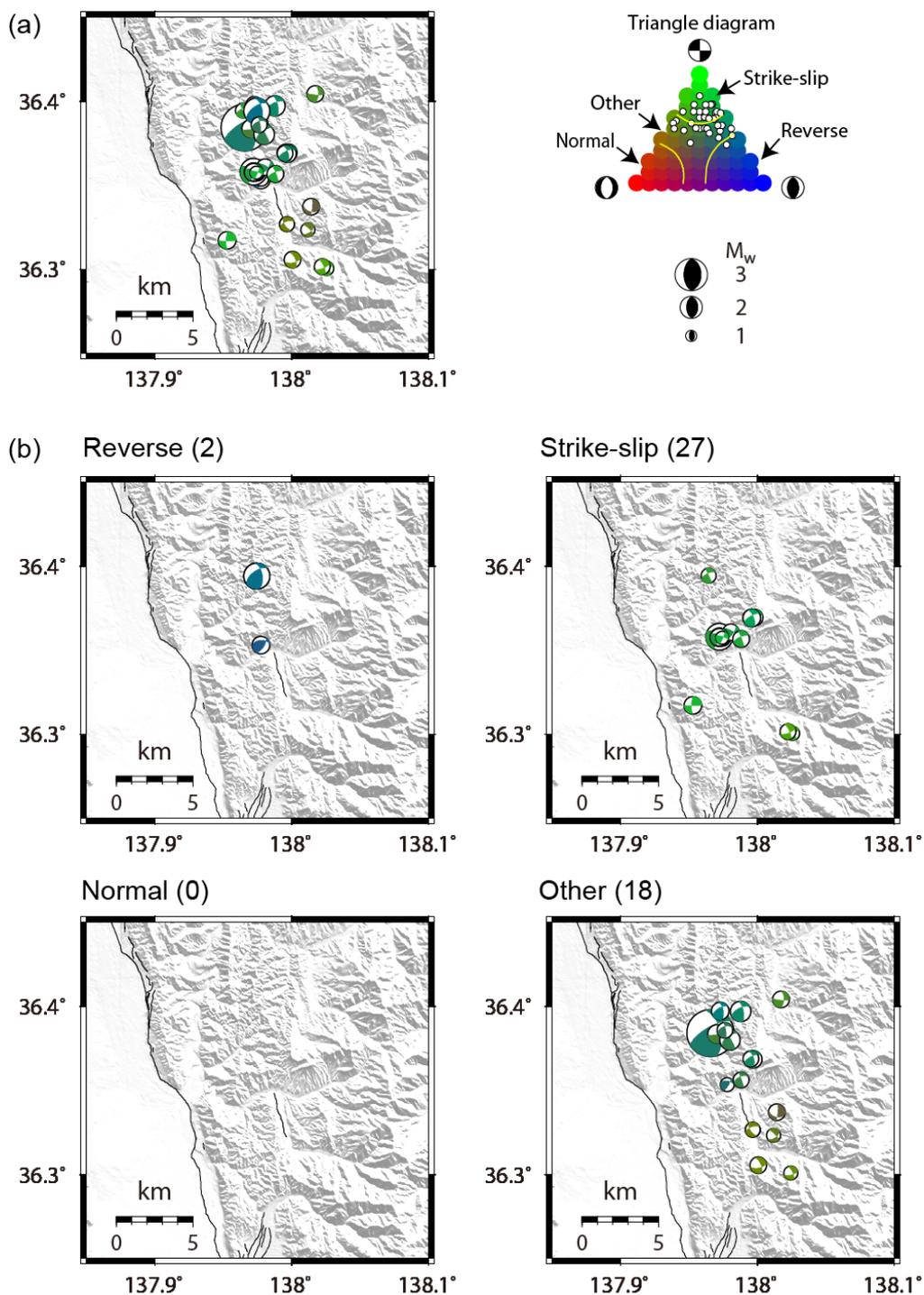


図 10 (a)推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右上に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボール（等積投影の下半球投影）の大きさはモーメントマグニチュード (M_w) に比例する。(b)断層タイプごとの空間分布。左上のカッコ内の数字は地震の個数を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

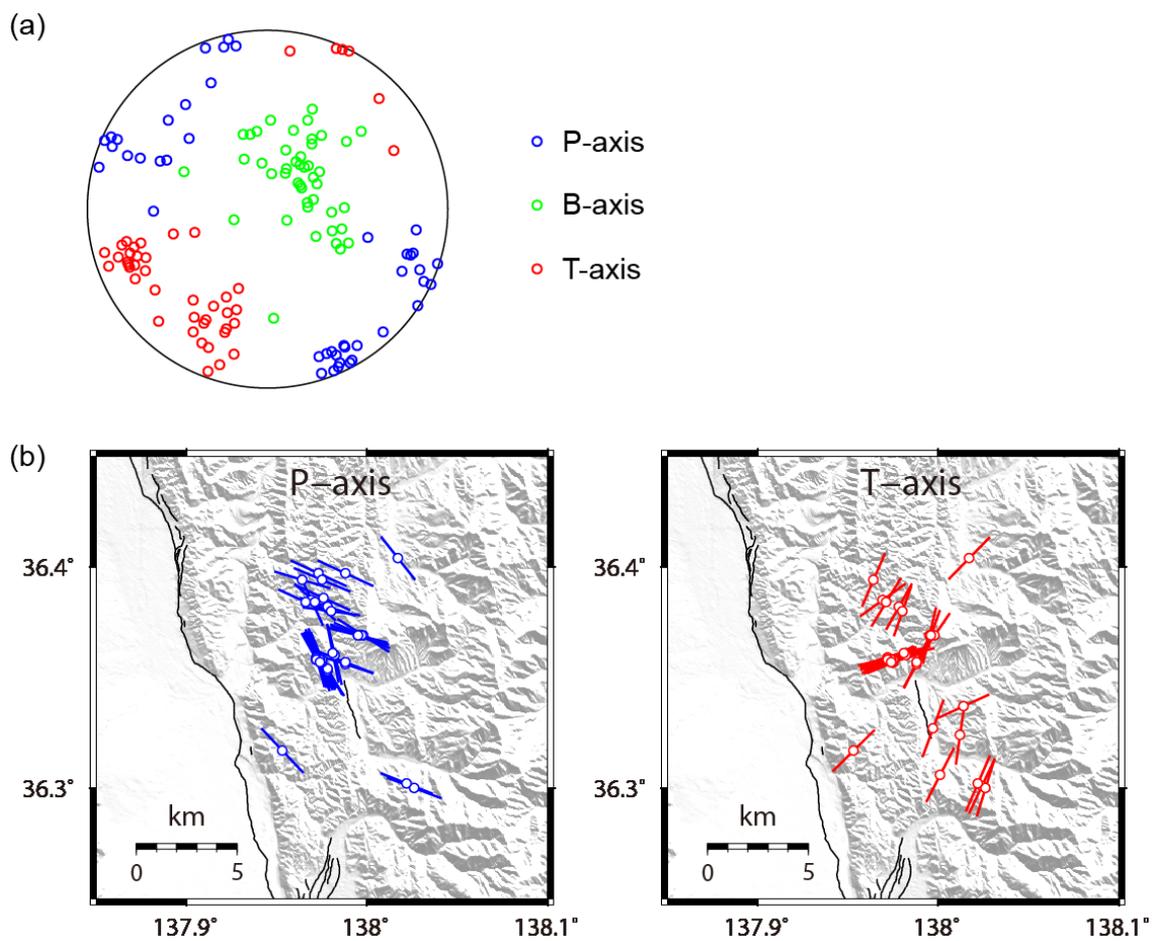


図 11 (a) P 軸、B 軸、T 軸の分布 (等積投影の下半球投影)。 (b) plunge 角が 30 度以下の地震の P 軸および T 軸方位分布。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

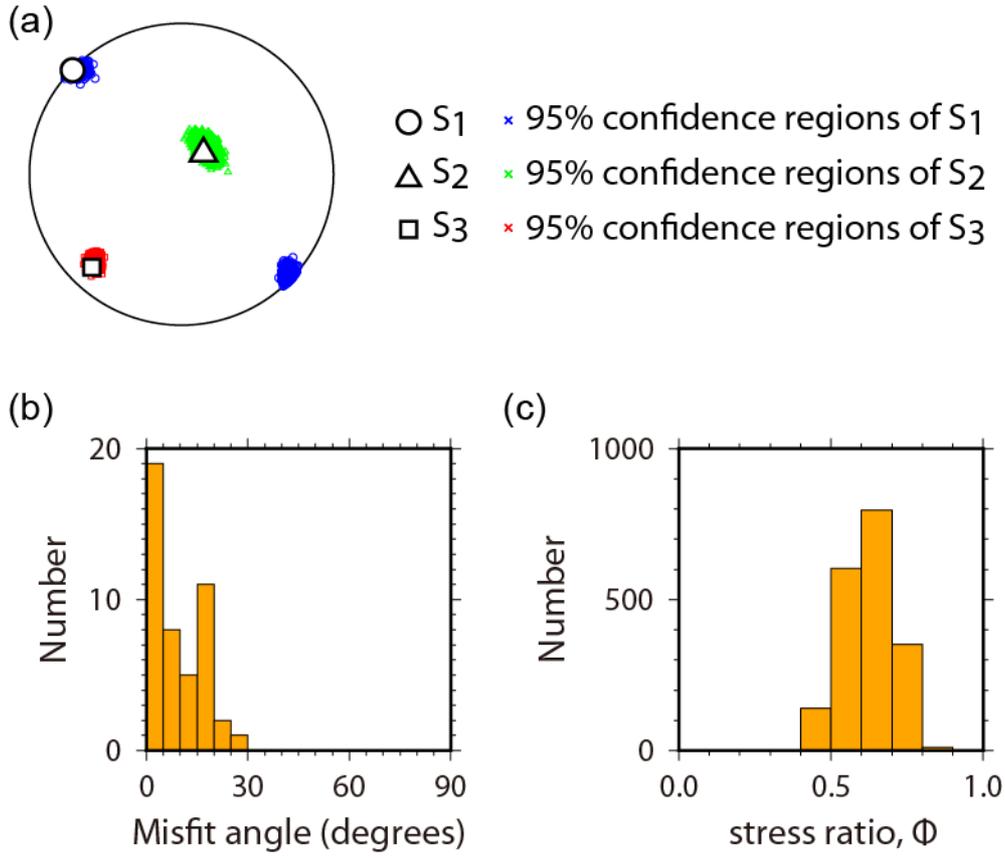


図 12 応力テンソルインバージョン結果。(a)主応力軸の最適解と 95%信頼区間（等積投影の下半球投影）、(b)最適解に対するミスフィット角（最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度）のヒストグラム、(c)95%信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラムをそれぞれ示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は糸静線の数値構造モデルについてレビューを行い、この地域において震源決定を行う上で適切な構造モデルについて検討を行った。また、当初計画には無かったが、2017年12月6日の長野県中部の地震 ($M_j 5.3$) の解析を進めた。今年度の検討を踏まえた構造モデルを用いて震源決定を行い、余震分布は 50° 前後で東傾斜することを明らかにした。活断層の地表トレースとの位置関係から、松本盆地東縁断層帯の深部における活動であった可能性がある。

今後は糸静線全体の地震データを解析していくことになるが、2010年以降だけでも解析対象地震が数千イベントある。気象庁一元化カタログには微小地震のP波初動極性が含まれていないことが多く、メカニズム解まで推定するためには独自の読み取りが必要になる。短期間で結果を出すためには、信頼性の高い自動処理手法の開発も並行して検討していく必要がある。

謝辞：本研究では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 Tool (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・長郁夫・桑原保人・平田直・Yannis Panayotopoulos, 糸魚川-静岡構造線活断層系中・南部域における微小地震の発震機構解, 活断層・古地震研究報告, 6, 55-70, 2006.
- 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.
- 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).
- 菊地正幸, 6. 地震の発生機構, *地震の事典*, 宇津徳治総編集, 朝倉書店, 568p, 1987.
- Matsubara, M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663-667, 2011.
- 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・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所, 糸魚川－静岡構造線断層帯における重点的な調査観測 平成 17－21 年度成果報告書, 362 p, 2010, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu_juten/h21/index.htm, (2018年3月14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, 68 p, 2002.
- Oth, A., On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan, *Earth Planets Sci. Lett.*, 377–378, 132–141, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.037>, 2013.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, T. Iwasaki, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, and I. Cho, Seismicity and crustal structure in the vicinity of the southern Itoigawa-Shizuoka tectonic line, *Earth Planets Space*, 62, 223–235, 2010.
- 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.
- Sakai, S., Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, *Earth Planets Space*, 56, 1279–1283, 2004.
- Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuda, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, *Earth Planets Space*, 56, 1293–1299, 2004.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- ト部卓・東田進也, 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.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional

reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis.
Earth Planet. Sci. Lett., 411, 188-198,
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.005>, 2015.

3. 3 三次元有限要素法による断層変位計算

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 三次元有限要素法による断層変位計算

(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、断層変位を複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。なお、複数のシナリオに関する検討結果は、サブテーマ4におけるシナリオ設定と関連している。

(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する。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を予定している。

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29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29年度では、これまで有限要素法に基づく地表変形解析に導入されてこなかったスケーリング則（松田式）を有限要素法に組み込む手法を提案・開発した。提案手法を汎用有限要素解析プログラム（COMSOL Multiphysics）上で

実装するとともに、2枚の断層面からなる単純なモデルに適用し、最大圧縮軸の方位および断層面傾斜角についてのパラメトリックスタディーを実施することで、様々なシナリオ下における地表面および断層面上での断層変位様式を得た。

(b) 業務の実施方法

複数のシナリオを検討するためには、1回のシミュレーションにかかる計算時間をより短くする必要がある。この観点から断層面上の構成式の簡略化および広域応力場の設定に関する簡略化を検討した。一方で数値解析の信頼性を担保するため、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た。これらに関するアルゴリズムは、汎用有限要素解析プログラム（COMSOL Multiphysics）上で実装した。

(c) 業務の成果

1) 松田式を考慮した有限要素法による断層変位評価手法について

a) 断層変位評価手法

断層変位量を推定する方法の一つは、動力学的断層破壊計算を通じて断層面内の破壊を直接シミュレートし、これに伴う地表付近での変位場の経時変化を表層地盤下端の境界条件とすることである。動力学的断層破壊計算は地震学の分野を中心として広く行われており（例えば Aochi et al., 2000 ; Aagaard et al., 2001 ; 加瀬・他, 2002, Kase and Day, 2006 ; 澤田, 2014 など）、すでにいくつかのベンチマーク問題（Harris et al., 2009）も設定されるなど、活発に研究されている。動力学的断層破壊計算では、少なくとも岩石の密度・P波速度・S波速度、断層面の静摩擦係数、動摩擦係数、粘着力、限界せん断変位が物性値として必要となる。また、断層面に作用する応力場も初期条件として設定する必要がある。

断層変位量を推定する他の方法として、松田式（後述）などに代表されるスケーリング則を利用する方法が考えられる。断層変位の観測事例は国内外を問わず数多く報告されているため、報告結果をまとめることで断層長と地震時に生じた断層変位の関係性、断層長と地震モーメントとの関係性、などのスケーリング則が国内外で数多く議論され、多くの関係式が提案されている（Kanamori and Anderson, 1975 ; 松田, 1975 ; 松田・他, 1980 ; 武村, 1998 ; Wesnousky, 2008 ; 入倉・三宅, 2001 など）。ここで挙げたスケーリング則は、松田式（地震規模と地表地震断層長さ、および地表地震断層変位量）と地下の地震断層のモデルパラメータに基づくもの、地表地震断層および地下の地震断層のパラメータの両者について考察したものの3種類に大別できる。とりわけ、松田の関係式からは地表地震断層の断層長と変位量の関係が直接得られるため、これを用いることで簡便に変位量を推定することができる。

近年、反射法地震探査等によって断層面の分布形態を2次元あるいは3次元に推定することが行われるようになったため、推定された断層面形状を利用した動力学的断層破壊計算には一定の合理性がある。しかしながら、シミュレーションで用いるパラメータが多いこと、初期応力場を適切に推定する必要があることなどの制約のため、動力学的断層破壊計算を利用する場合には一定以上の経験が必要となる。また、複数の断層面を考慮し

た上で、様々なケースの広域応力場に対する応答を求めるには多大な計算時間が必要となるため、広域応力場は別途微小地震の発震機構から求まるもの等を導入している場合が多く、広域応力場に関するバラつきを考慮したパラメトリックスタディーは積極的に行われていない。他方、松田式に代表されるスケーリング則は、実際の地震に対する調査結果から得られた関係式が一定以上の確度で成り立っているため、シミュレーション結果がスケーリング則によってある程度拘束されていることも重要である。

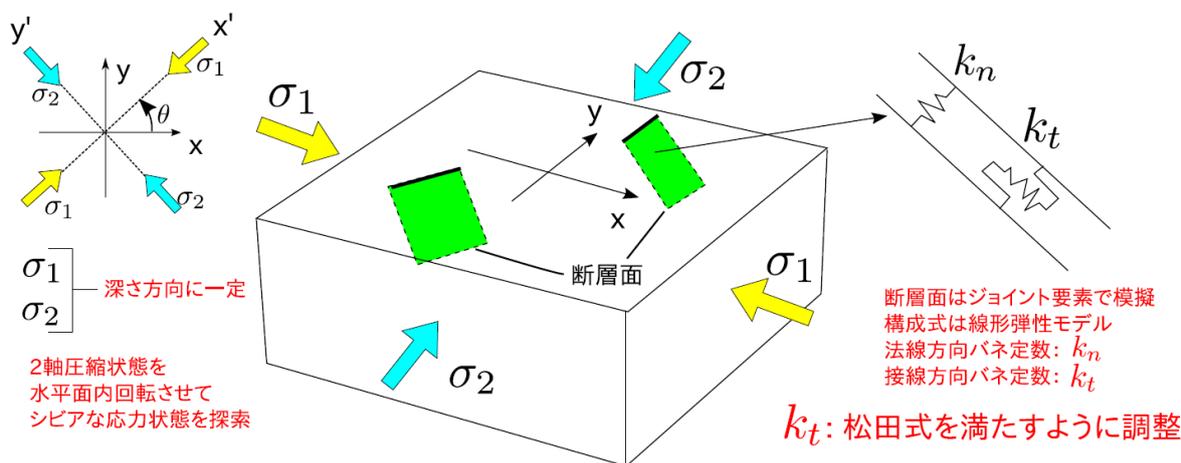


図1 断層変位評価手法における仮定
(筈本, 2018 より引用)

以上の背景を踏まえ、本業務では、断層面間の相互作用を考慮した断層変位分布を推定することおよび断層系への広域応力場の影響を評価することを目的として、動学的断層破壊計算よりも簡便で、スケーリング則を考慮した断層変位評価手法を有限要素法の枠組の中で提案・開発する。

今回提案する断層変位評価手法が目指す要件は、次の(i)から(vi)のとおりである。

- (i) 設定するパラメータの数をなるべく少なくすること
- (ii) 計算時間をなるべく少なくすること
- (iii) 複数の断層面をシミュレーションに導入すること
- (iv) 広域応力場の設定方法を簡素化すること
- (v) 広域応力場の影響を導入し、断層系の変位量の総和を最大にする応力条件を探索すること
- (vi) シミュレーションから得られる地表変位が松田式(後述)に代表される観測事実と整合的であること

上述の要件を実装するため、有限要素法に次に示す仮定(I) から(IV) を導入する(図1)。

- (I) 断層面上の構成関係は線形弾性と仮定する(要件(i)、(ii)への対処)
- (II) 断層面はジョイント要素によって表現する(要件(iii)への対処)
- (III) 解析モデルは2軸圧縮応力で模擬される造構応力場下にあると仮定し深さ方向へ

の変化は考えない。ただし、主軸方向は変更できる（要件(iv)、(v)への対処）
 (IV) 断層面上の接線方向バネ剛性は、スケーリング則（後述）を満たすように決定する
 （要件(vi)への対処）

動力学的断層破壊計算では、断層面の構成式にすべり弱化モデルが用いられるが、本研究ではシミュレーションの安定性と高速性を勘案し、法線方向バネ剛性 k_n と接線方向バネ剛性 k_t からなる線形弾性モデルとする。断層面（厚さ t ）を構成する岩石材料のヤング率を E 、ポアソン比を ν とすると、一般化フックの法則から各バネ剛性 $[(N/m)/m^2]$ は次のように近似できる。

$$k_n = \frac{E(1-\nu)}{t(1+\nu)(1-2\nu)} \quad (1)$$

$$k_t = \frac{G}{t} \quad (2)$$

断層変位は、接線方向バネ定数に強く依存していると考えられるが、接線方向バネ剛性には断層長がパラメータとして入っていないため、断層長に依らず一定のバネ剛性を用いる限り、観測事実である松田式を説明することはできない。そこで、松田式が満たされるように接線方向バネ剛性を調整する。パラメータ調整の詳細は次節で述べる。

初期応力場は通常、重力による応力成分と造構応力成分の和として定められるべきであるが、一般に地下の応力状態を推定するのは困難である。ここでは最も単純な場合を想定し、解析モデルが造構応力を模擬した2軸圧縮応力下にあると仮定する（最大主応力 σ_1 、最小主応力 σ_2 ）。ただし、主軸方向は任意であり、断層系の変位の総和が最大となる主軸配置を探索することができるようにする。本来は重力の影響も考慮すべきであるが、今回は断層面上にねらいのせん断応力を载荷・制御しやすい2軸圧縮としている。図1左上に示すように、最大圧縮軸が x 軸から反時計回りに θ [rad] 回転した座標軸 (x' - y' 系) を主軸とする2軸圧縮を考えた場合、 x - y 系での応力成分(解析モデルに作用させる初期応力 $[\sigma_0]$) は座標変換によって次式で表される。

$$\begin{aligned} [\sigma_0] &= [A^T][\sigma'][A] \\ &= \begin{bmatrix} \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_2 \sin^2 \theta & (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta \\ (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta & \sigma_1 \sin^2 \theta + \sigma_2 \cos^2 \theta \end{bmatrix} \quad (3) \end{aligned}$$

ここで、 $[A]$ は座標変換マトリクスである ($A_{11} = A_{22} = \cos \theta$ 、 $A_{12} = -A_{21} = \sin \theta$)。

次に、2軸圧縮応力 σ_1 と σ_2 の設定について述べる。 σ_1 および σ_2 の大きさについては、どのように定めても松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を調節するため、任意性がある。今回は、 $\sigma_1 = 30$ MPa、 $\sigma_2 = 10$ MPa と設定した。パラメータ数の観点

では、動力的断層破壊計算が 11 個程度であるのに対し、提案手法では 7 個 (E 、 ν 、 t 、 kt 、 σ_1 、 σ_2 、 θ) となり、半数とまではならないが一定レベルの削減となった。

最後に、提案する簡易評価手法と動力的断層破壊計算との比較を行い、簡易評価手法の立場を明らかにしておく。動力的断層破壊計算では、地殻応力が断層面上の岩石材料の破壊強度に達した際、その位置の岩石材料はすべり変位をともなって残留強度に応力が低下し、やがて運動が静止するまでの状態を時々刻々求める。運動が静止した際、地表で観察される永久的なすべり変位が観測される。なお、後述の松田式によれば、この地表でのすべり変位の大きさが経験的に地表で観察される断層長に比例するとされる。一方、提案手法では断層面上の岩石は線形弾性と仮定しているため、応力降下は表現できない。言い換えれば、断層面上の岩石要素のせん断応力-すべり変位関係は無視し、運動静止後の地表における変位分布のみを松田式を援用しつつ静解析に基づいて高速に求めることを目指している。また、応力-変位関係に注意を払っていないことに加え、断層周辺の初期応力分布についても 2 軸圧縮という仮定で単純化している。すなわち、提案する簡易評価手法では応力に関する正確な状態を設定することは困難であると考えており、せいぜい地殻応力の主方向と地表地震断層の変位量の関係性を求めるまでで止めている。すべり変位の駆動力となる断層面へのせん断応力として、10MPa を 2 軸圧縮によって断層面に載荷するが、このせん断応力値についても任意性があり、せん断応力値が変化すれば断層面上のせん断剛性を松田式がほぼ満たされるように再調整することになる。また、後述のように断層面上のせん断剛性を完全な横ずれ断層でキャリブレーションしているが、設定する断層面の走向・傾斜角、2 軸圧縮の方向に応じて断層面に作用するせん断力が変化するため、横ずれ断層でキャリブレーションした剛性を用いた場合、松田式が完全には満たされない場合がある。ただし、オーダが異なるほど大きくずれることはない。このような松田式からのずれは、断層面配置および広域応力場の方位の影響を反映しているものと解釈する立場をとる。

b) 松田式を満たす断層面上のせん断剛性の決定

松田 (1975) によれば、気象庁マグニチュード M_J と地表地震断層トレース長 L [km] の関係性および気象庁マグニチュード M_J と変位量 D [m] の関係性がそれぞれ次のように提案されている。

$$\log L = 0.6M_J - 2.9 \quad (4)$$

$$\log D = 0.6M_J - 4.0 \quad (5)$$

これらの式より、地表地震断層長 L [km] と地表地震断層の変位量 D [m] の関係は次式となる。

$$D = \frac{L}{10^{1.1}} \quad (6)$$

なお、松田式の適用範囲は関係式の作成に用いたデータセット（明治以降に生じた気象庁マグニチュードが 6.2 以上となる 14 の内陸地震）から、地表地震断層長が 10~80km 程度までの断層について適用可能と推察できる。本研究では観測事実を重視し、シミュレーションから得られる地表変位が松田式と整合するように断層面上の接線方向バネ剛性を決定する。

ここでは、図 2 に示す横ずれ断層モデルを用いて松田式が満たされる断層面上の接線方向バネ定数を検討する。なお、用いる初期応力場は $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ （深さ方向に一定）である。断層面は断層面上に最大せん断応力 10MPa が作用するように最大圧縮応力 σ_1 の軸に対して 45° 回転させている。断層長 L を 5 km から 80km まで 5 km 刻みで変化させた際に断層線中央部で得られる相対変位（ずれ変位）ベクトルのノルム（以下、相対変位ベクトルのノルムをネットスリップと記述）が式(6)で表される関係を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性 kt を決定する。なお、断層幅は断層長 L に依らず深さ方向に 20km（傾斜角 90° ）と設定している。逆断層モデルではなく横ずれ断層モデルを用いてバネ剛性を同定することの理由は、松田式の元となったデータに横ずれ断層の事例が多いこと、2 軸圧縮によって断層面上にねらいのせん断応力を载荷しやすいことに依っている。解析モデルは、最も自由度が大きい $L = 80$ km の場合で、約 20 万個の四面体 2 次要素からなっており、断層面については約 1.2 万個の 3 角形要素（最大寸法 1 km）から構成される。また、地表を除く境界は固定壁と設定している。地殻のヤング率およびポアソン比は、それぞれ 45GPa、0.3 とし、断層面の厚さ t は 0.5m と設定した。断層面上の法線方向剛性については、式(1)によって算出した値を用いた。今回、数値シミュレーションの実行には有限要素法に基づく汎用工学ソフトウェア、COMSOL Multiphysics® を用いた。なお、単純なベンチマーク問題を通じて COMSOL Multiphysics® と Okada のディスロケーションモデル（Okada, 1985）を比較し、両者から求まる変位分布が十分一致することはすでに確認している。

図 3 に接線方向バネ剛性と断層長の関係を示す。ここでは、断層周辺母岩のヤング率が 45GPa のケースのほか、15、25、35GPa とした場合の結果（ポアソン比 0.3）も合せて示している。断層長が 5 km の場合のみ断層周辺母岩のヤング率が異なることに起因して接線方向バネ剛性に多少の差異が見られるが、断層長が 10km 以上のケースではヤング率に起因する違いはほとんど見られず、接線方向バネ剛性の周辺母岩のヤング率依存性は小さいと言える。また、断層長の増加に対して、反比例的に接線方向バネ剛性が低下する傾向がある。この理由は、次のように説明できる。断層長が n 倍になると松田式では変位が n 倍になる。断層面上のせん断応力が断層長の n 倍操作によらず一定であるとすれば、断層長が n 倍された断層面の接線方向バネ剛性を $1/n$ 倍しないと松田式から得られる変位 n 倍が満たせない。以上が、接線方向バネ剛性が断層長に対して反比例する理由であると考えられる。当然ながら、図 3 の関係は 2 軸圧縮応力を $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ と設定した場合（断層面上に作用するせん断応力が 10MPa の場合）に限られる。2 軸圧縮応力の設定を変更する場合は、設定した応力に対応する図 3 の関係を求めておく必要がある。なお、図 3 の関係に対するメッシュ分割数依存性（断層線を何分割するか）も別途検討しているが、分割数依存性は大きくないことを確認している。

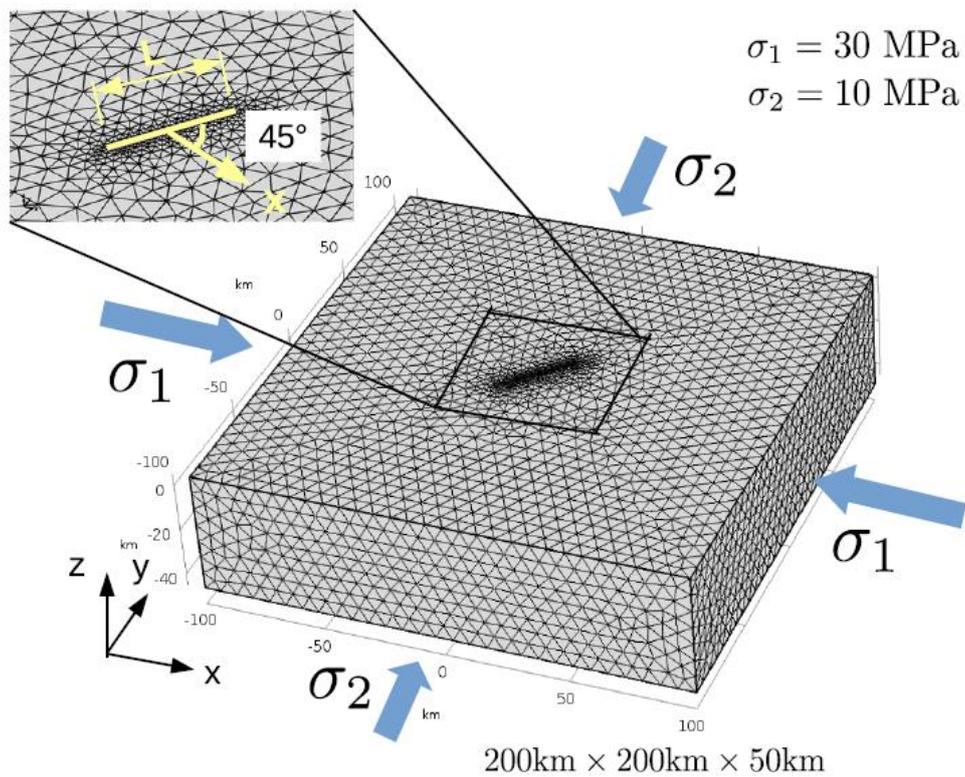


図2 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性を設定するための横ずれ断層モデル

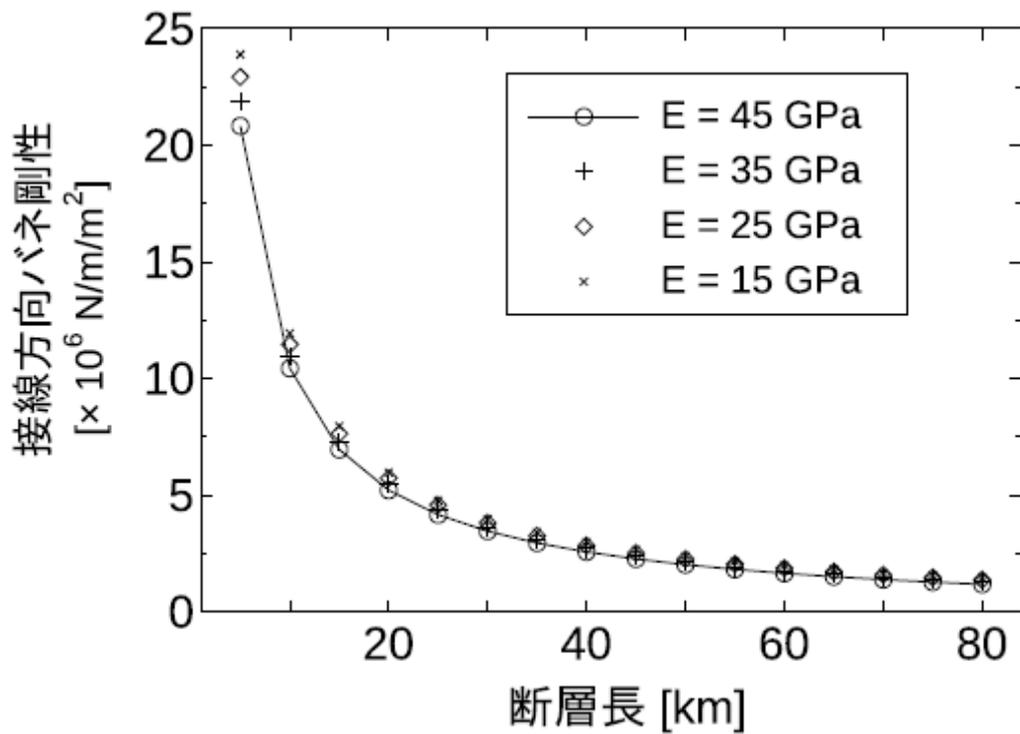


図3 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性の断層長依存性 (竿本, 2018 より引用)

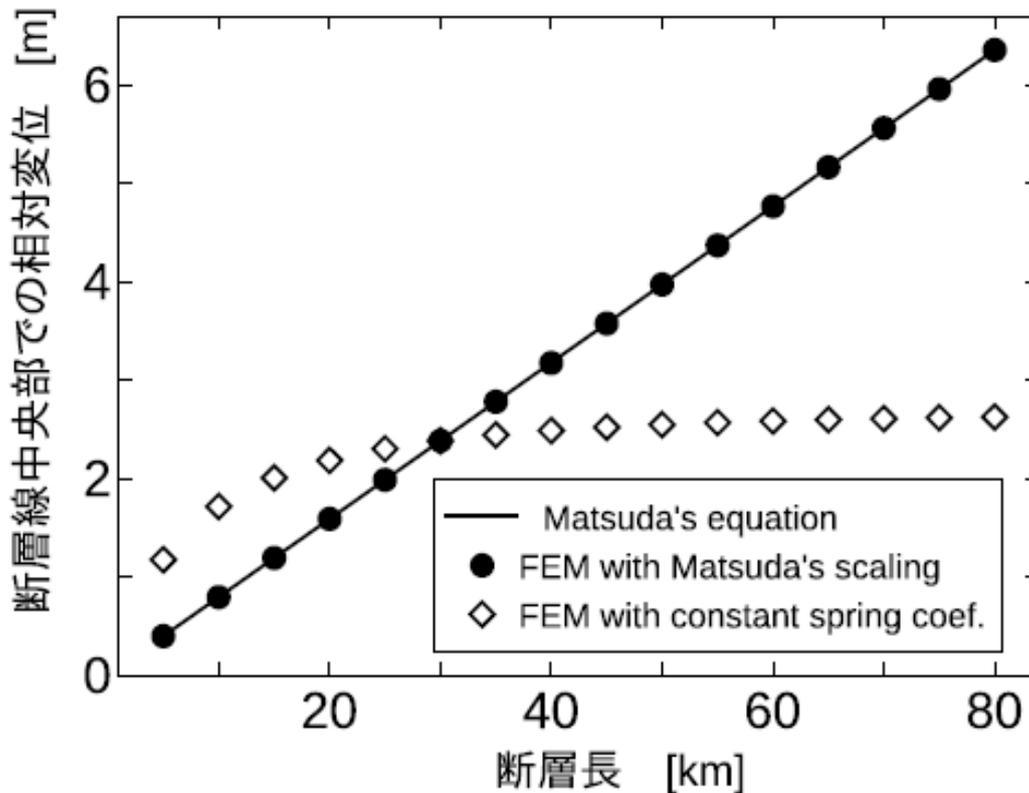


図4 松田式を満たすバネ剛性を用いた場合と一定のバネ剛性を用いた場合の比較
(竿本, 2018 より引用)

図4は、接線バネ剛性に一定値を用いた場合と、図3の関係を用いた場合の各ケースについて断層線中央部におけるネット変位量をプロットしたものである。当然ながら、図3の関係を導入した場合は、松田式から得られる変位量と合致する。一方、一定値（断層長30kmで松田式を満たす値）を用いた場合、断層長が大きい場合には変位を過小評価、断層長が小さい場合には変位を過大評価する傾向がある。また、シミュレーションの計算時間については、自由度が最も大きい断層長80kmのケース（約84万自由度）で約100秒であった。用いた計算機の性能は、Intel® Xeon® E5-2697（28コア）・256GBメモリである。

以上、本業務では松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を設定したが、他のスケーリング則についても、変位量と対応する物理量（例えば断層面の面積など）の関係が求まる場合は、同様の手続きでシミュレーションに導入可能であると考えられる。以降の数値シミュレーションでは、今回の検討を通じて得られた図3の関係を断層面上の接線方向バネ剛性に導入する。

2) 2枚の断層面に対するパラメトリックスタディーの実施

来年度以降、現地調査結果に基づく断層面情報から複数面の断層面をモデル化し、様々なケースについての断層変位分布を解析することになる。これに備え、2枚の断層面を仮想的に配置したモデルについてのパラメトリックスタディーを行い、構築したプログラム

から得られる情報について例示する。なお、本業務で用いるプログラム（のベース部分）は、すでに大阪湾周辺の上町断層帯へ適用しており（竿本，2018）、上町断層を含む10面の断層についての有限要素モデル化および断層変位解析の事例がある。

a) 問題設定

2枚の断層面配置および広域応力場の設定は、図5のとおりである。断層面は、断層面1（浅部）および断層面2（深部）から成り、各断層面のサイズは、断層長さ20km、断層幅10kmである。断層面1の傾斜角は 45° 、断層面2の傾斜角 ϕ は、パラメータであり、 0° から 90° まで 15° 刻みで変化させる。なお、 ϕ が 45° の場合は2枚の断層面の傾斜角が一致し、1枚の大きな断層面（断層長さ20km、断層幅20km）となる。また、広域応力場の設定は松田式を満たす断層面上接線バネ剛性を定めたときと同じであり、x軸からの回転角をパラメータ（ θ ）としている。今回、 θ は 0° から 165° まで 15° 刻みで変化させた。結局、7通りの ϕ および12通りの θ について解析しているため、トータルで84ケースについての結果が得られている（パラメータは、 ϕ と θ の2系列）。

図6に作成した有限要素メッシュの例（ $\phi=30^\circ$ ）を示す。モデル全体は61217個の四面体2次要素から成る。断層面は、992個の三角形2次要素から成り、要素間のピッチ（断層面境界部）は、1kmと設定した。なお、断層面2の傾斜角 ϕ を変更した場合は、COMSOL Multiphysics内で与えた傾斜角に対応する有限要素メッシュが自動的に生成されるようにプログラミングしている。

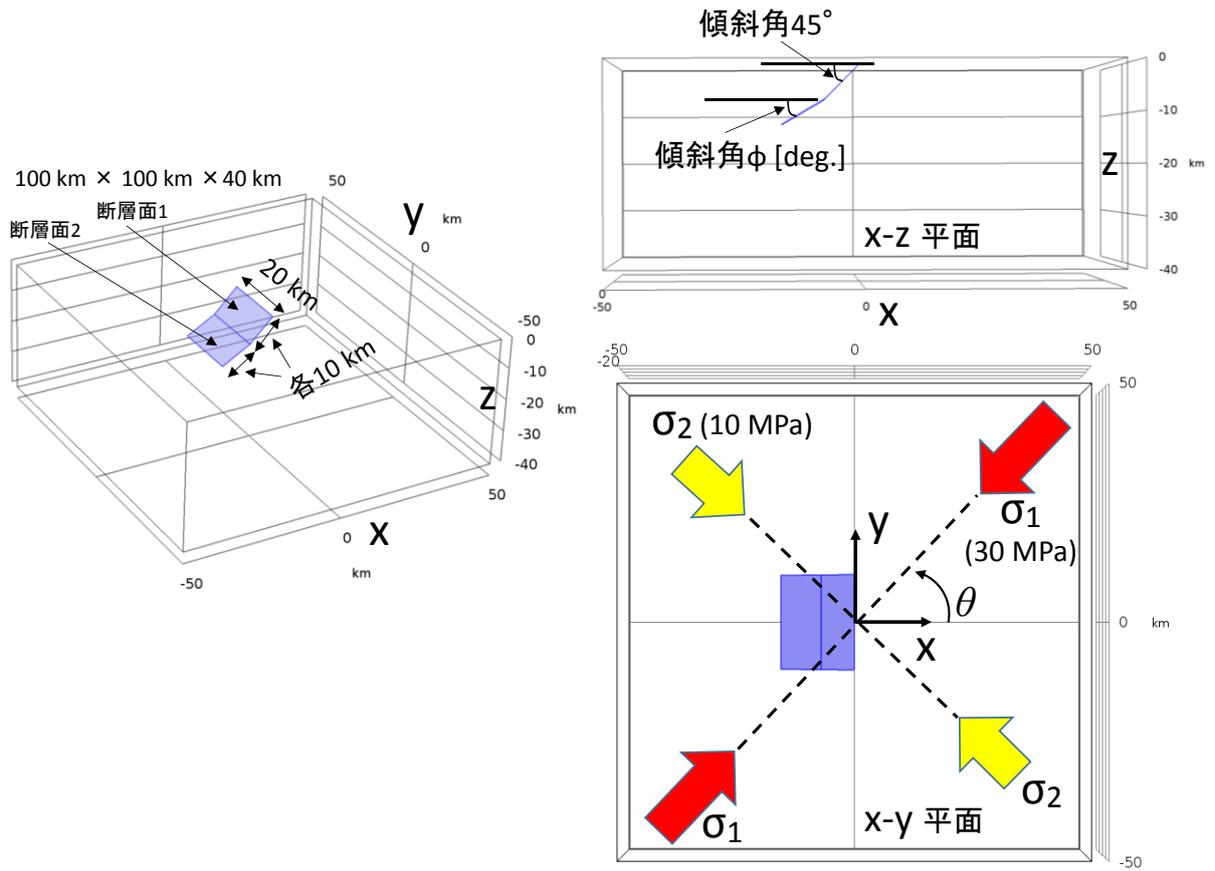


図5 2枚の断層面配置およびパラメトリックスタディのための問題設定

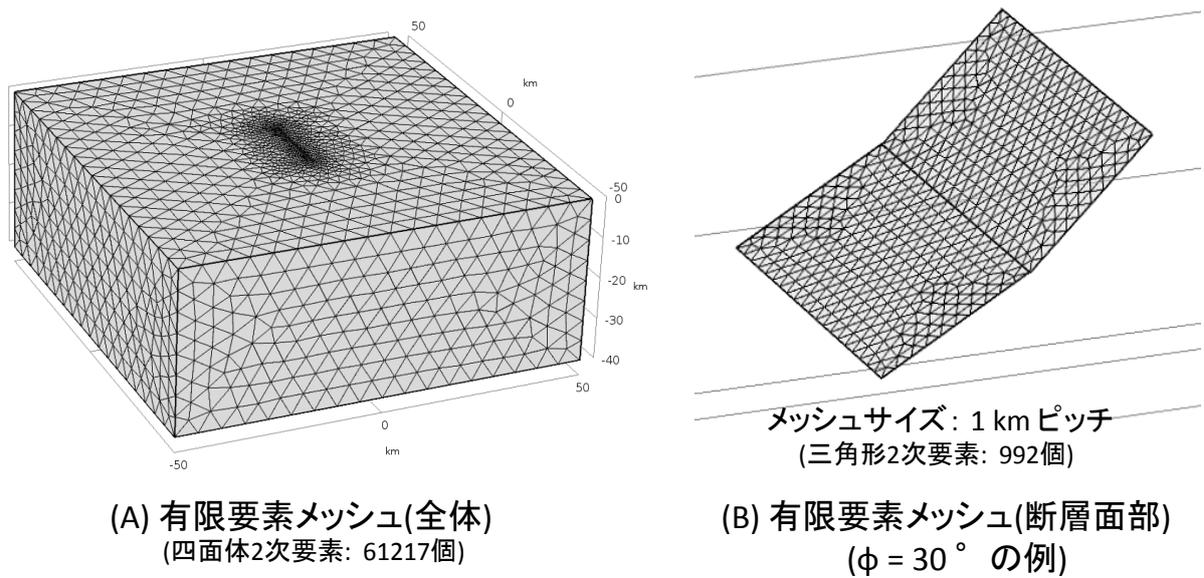


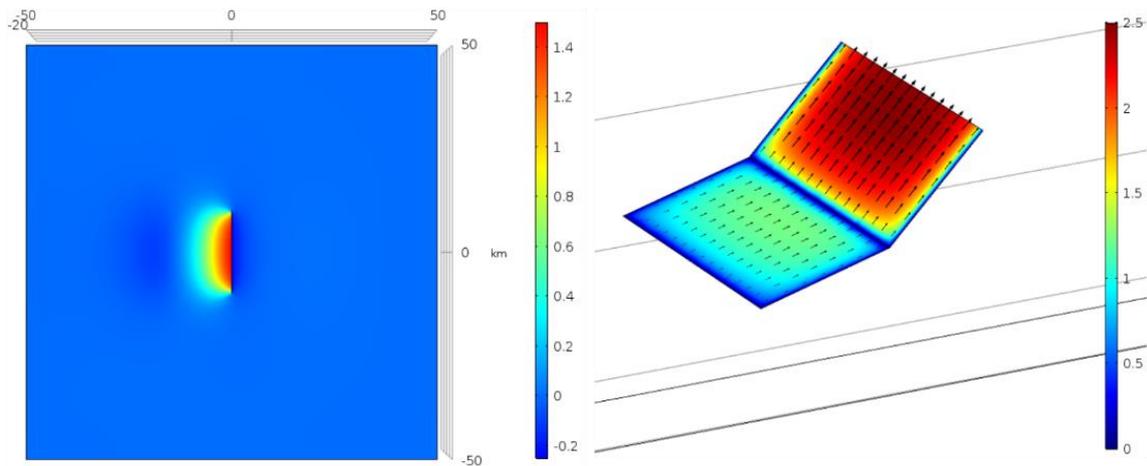
図6 有限要素メッシュの作成例 ($\phi = 30^\circ$ の場合)

b) 地表面での鉛直変位分布様式と断層面上すべり変位分布様式

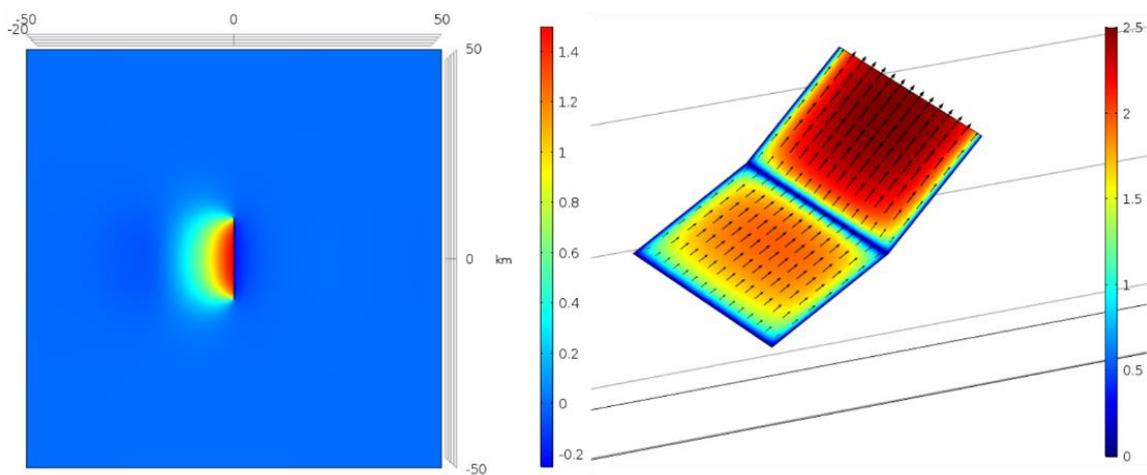
図7から図12は、得られた数値解析結果の一部を抜粋して掲載したもので、 $\theta=0^\circ$ のケース ($\phi=15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$)、 $\theta=45^\circ$ のケース ($\phi=15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$)、 $\theta=90^\circ$ のケース ($\phi=15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ, 90^\circ$) についての地表面における鉛直変位分布と断層面上のすべり変位分布をそれぞれ示している。 $\phi=0^\circ$ のケースについては、 θ によらず、断層面2上の変位レベル小さかった。紙面の都合上 $\phi=0^\circ$ のケースは掲載していない。例えば、 $\theta=0^\circ$ 、 $\phi=0^\circ$ の場合では、断層面1の最大すべり変位量は2.5m程度であるのに対し、断層面2の最大すべり変位量は0.3m程度であった。

まず、 $\phi=45^\circ$ のケースについての特徴を述べる。このケースでは、断層面1と断層面2が1つの平面となり、断層長20km、断層幅20kmの断層面を1枚設定した場合と等しくなる。この場合は、 θ の値に依らず断層面1と断層面2の境界線上での変位は連続的であることが確認できる(図7(C)、図9(C)、図11(C))。これらのケースについての変位分布様式は、1枚の断層面(20km×20km)を設定して得られる変位分布様式と完全に一致する。 θ に応じてすべり変位ベクトルの方向は変化するが、断層面1と断層面2の平均的なすべり変位ベクトルの向きはほぼ同じであり、断層面間ですべり方向の差異はほとんど見られない。地表面の鉛直変位分布様式については、 $\theta=0^\circ$ の場合は $y=0$ のライン(x 軸)について対称(図7(C))であるのに対し、 $\theta=45^\circ$ のケースでは、非対称(図9(C))となっているのが特徴である。 $\theta=90^\circ$ のケース(断層線走向方向が最大圧縮方向)では、 θ や ϕ に依らず変位レベルが小さいことがわかる。 $\theta=90^\circ$ の場合は断層面を劈開するような応力場であり、断層面上に食い違いが生じにくい状態であると推察できるが、有限要素解析結果でも同様の結果となっている。 θ が 0° や 15° のケースなど、最大圧縮方位が断層線の走向方向に直交する場合は断層面1と断層面2の接合部(キンク部)でのすべり変位が急激に小さくなる傾向が顕著である。一方、 θ が $45^\circ\sim 90^\circ$ の場合は、断層面間の接合部ですべり変位が抑制される傾向が緩和され、断層面1と断層面2で変位が滑らかに連結される。実際の断層面で今回検討したようなキンク部が存在するケースは想定されるため、今回の報告のようにキンク部における変位抑制機構を検討することは、一定の意味があると考えられる。

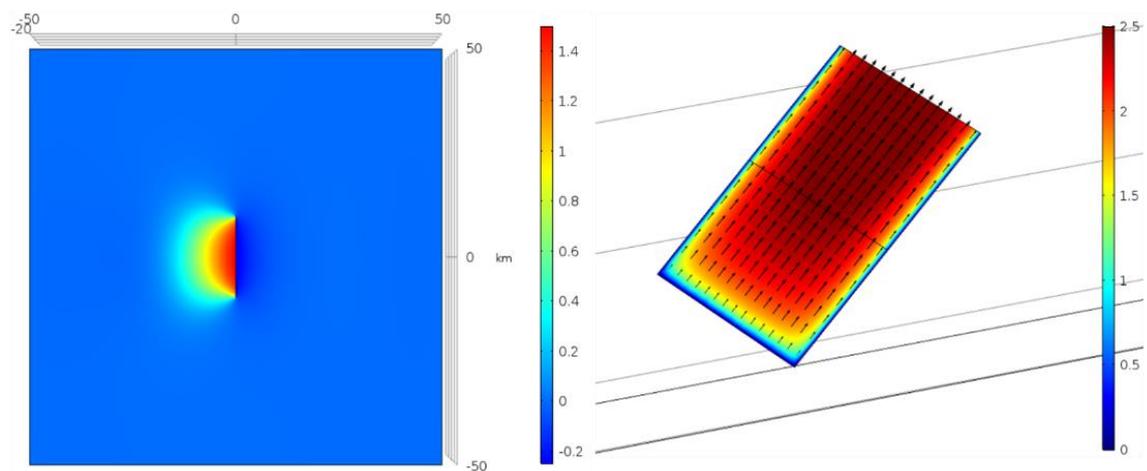
今回のパラメトリックスタディーで最も特徴的であるのは、図10(E)や図10(F)で顕著に確認できるスリップパーティショニングである。これらのケースでは断層面1に生じているすべり変位方向と断層面2に生じているすべり変位方向は明らかに異なっていることが確認できる。次節では、このスリップパーティショニングの評価に焦点を当て、評価指標の一例を示すとともに、提案したスリップパーティショニング評価指標の θ および ϕ 依存性を明らかにする。



(A) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

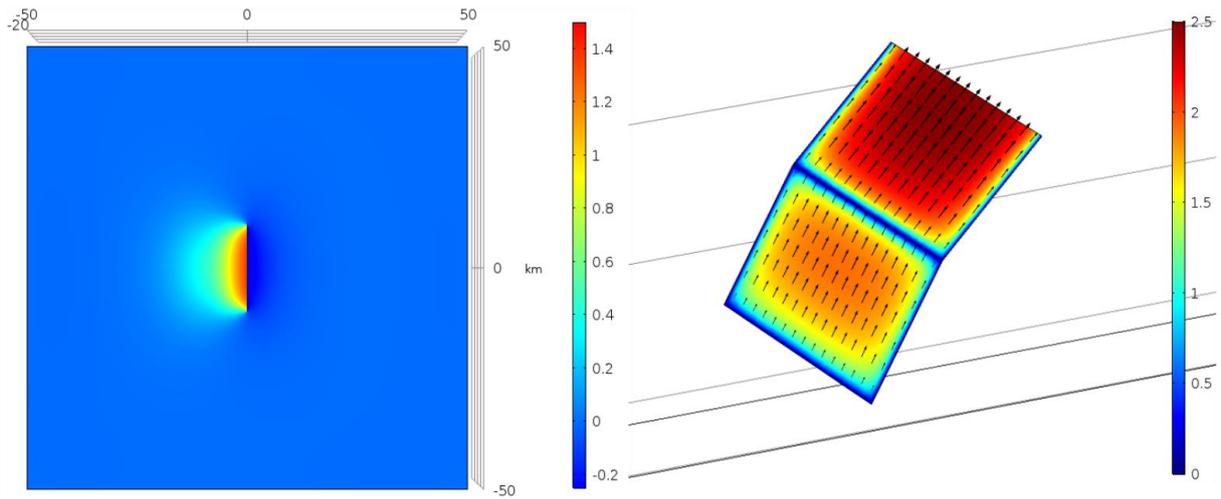


(B) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

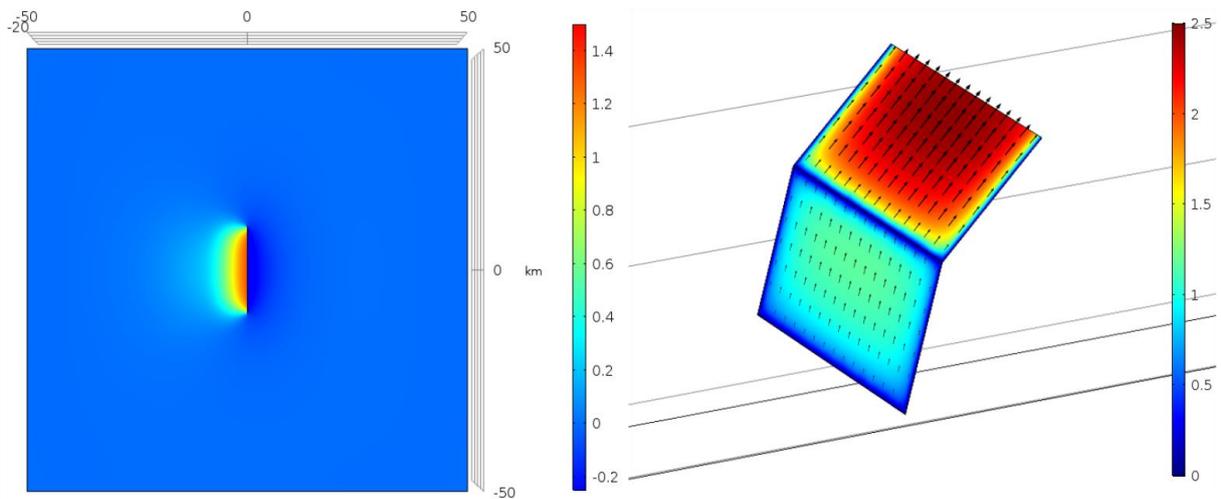


(C) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

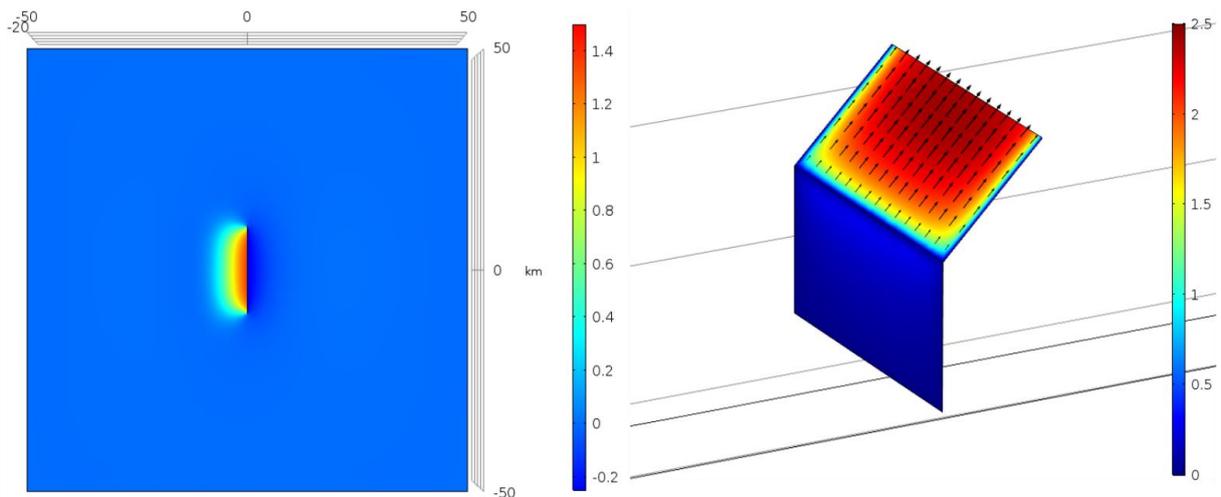
図7 $\theta = 0$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

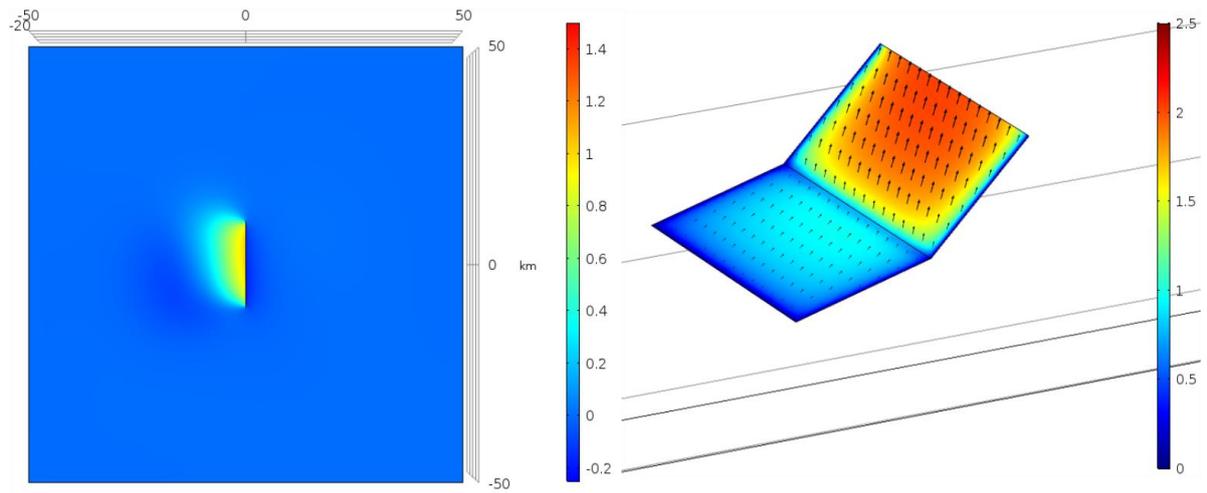


(E) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

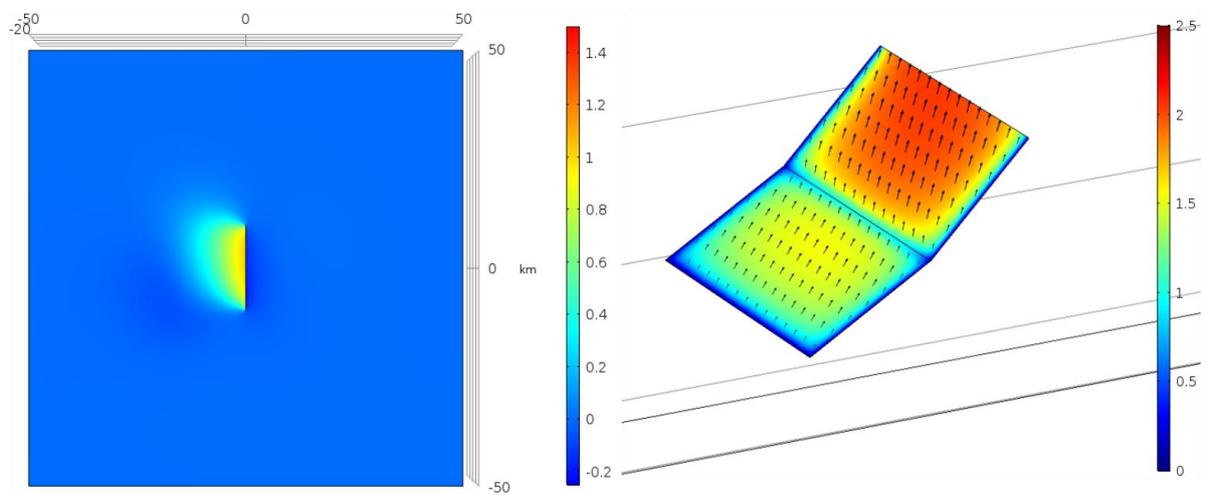


(F) $\theta = 0$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

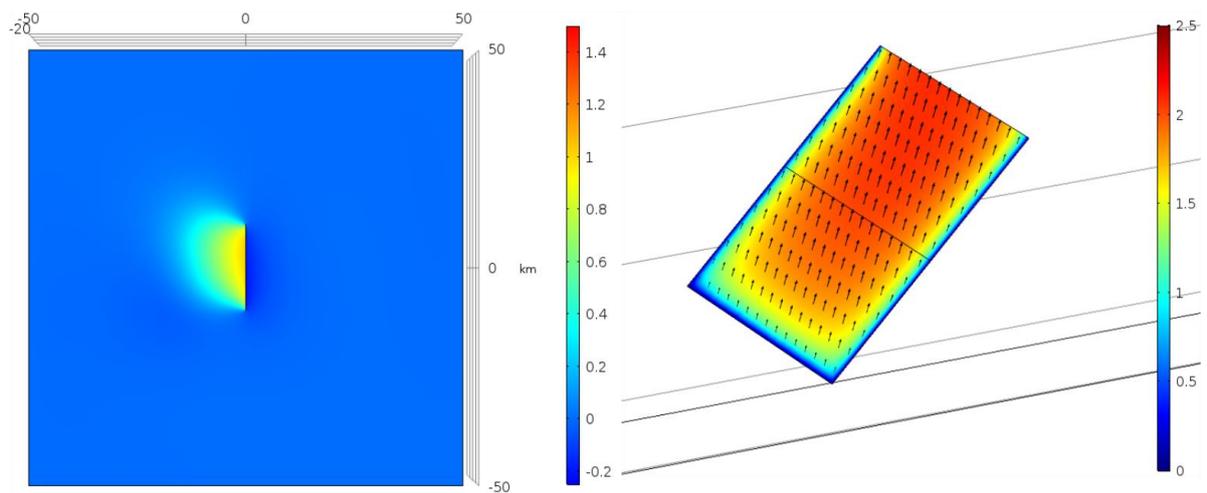
図8 $\theta = 0$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図7の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])



(A) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

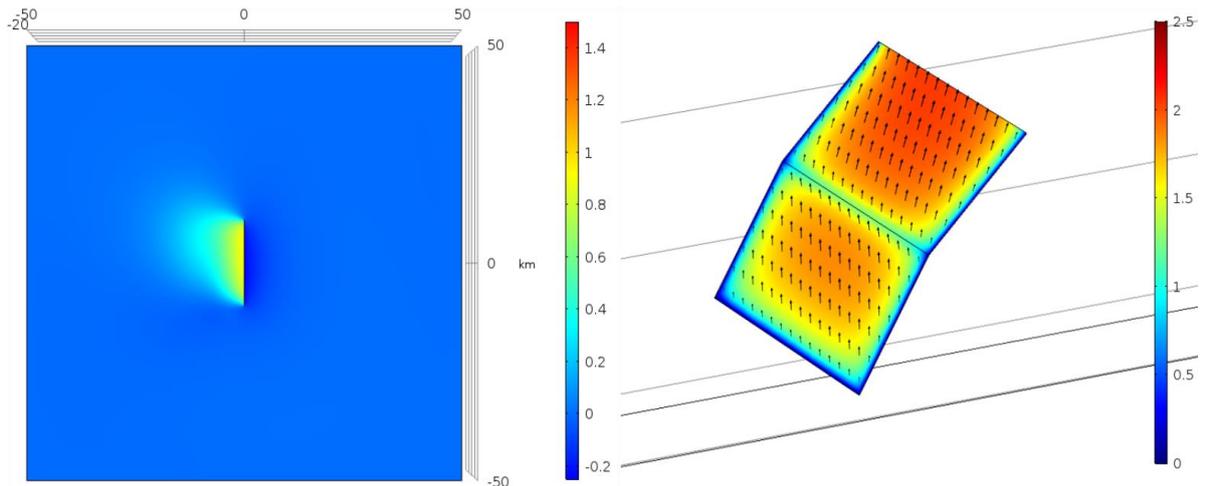


(B) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

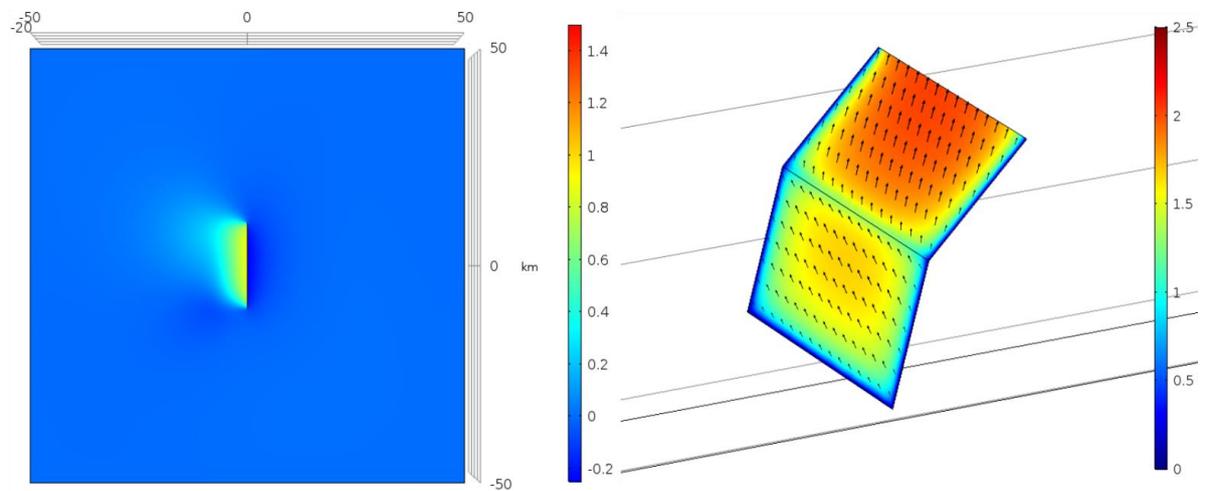


(C) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

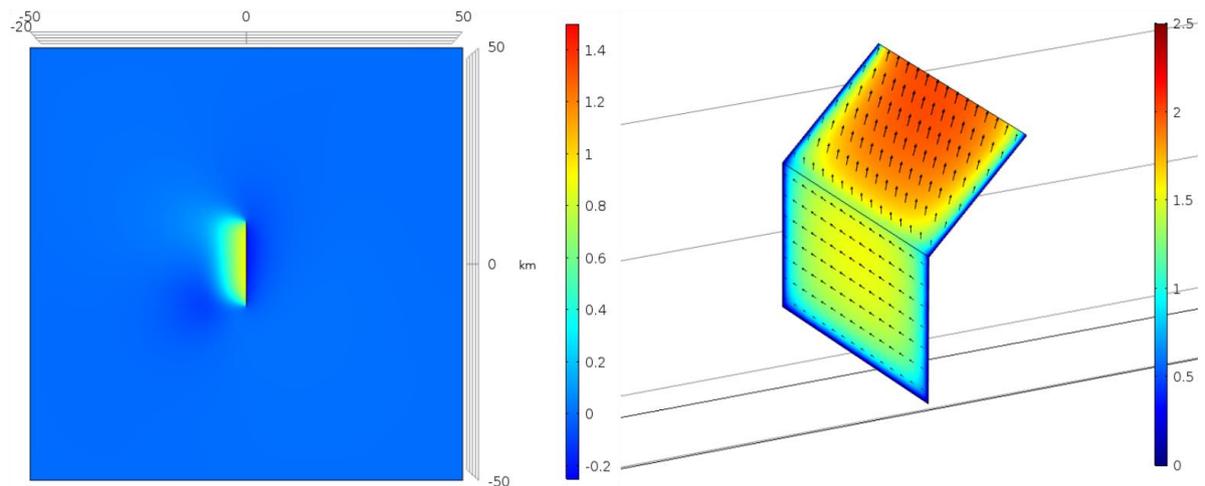
図9 $\theta = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

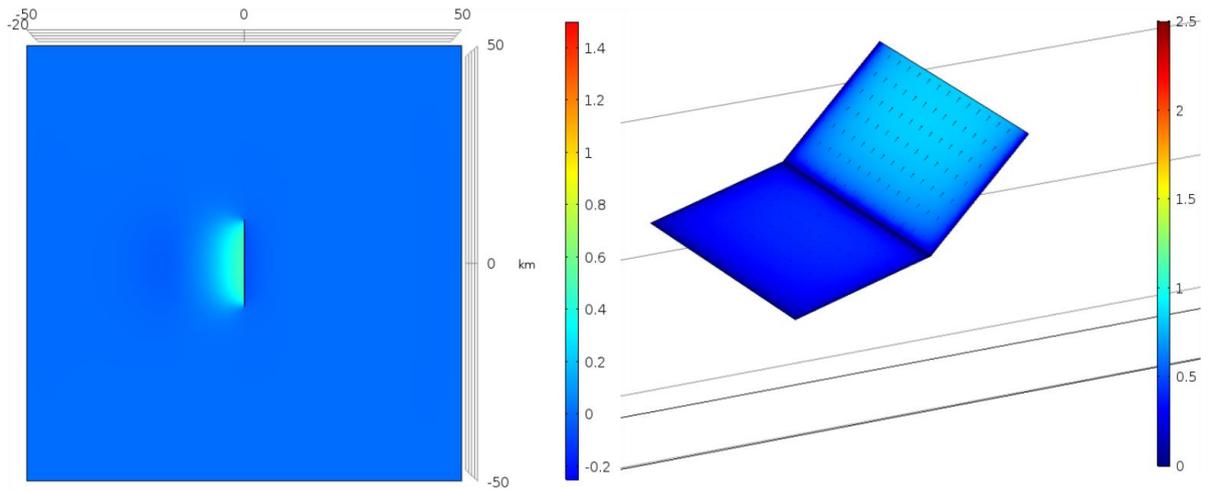


(E) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

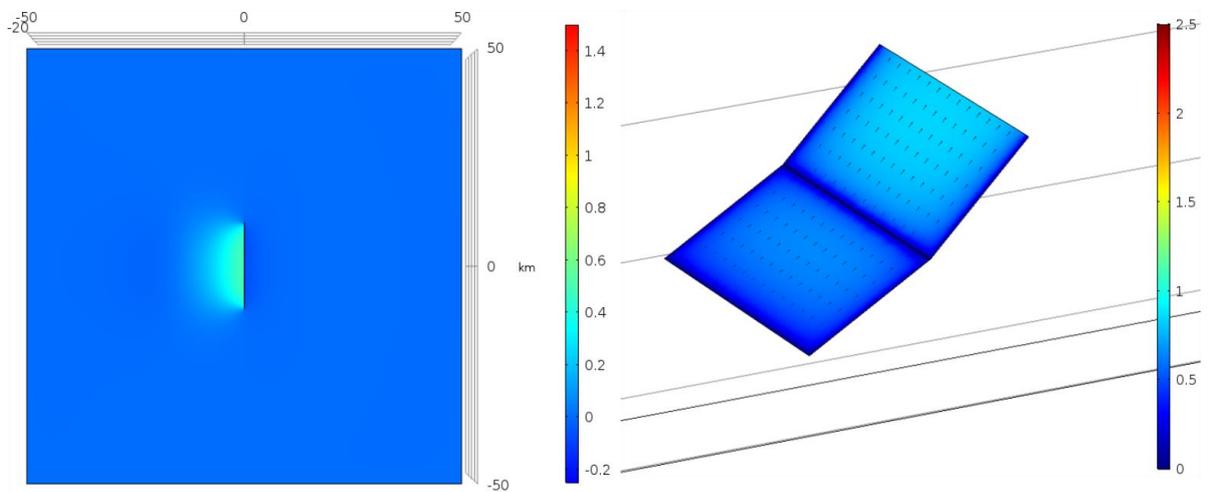


(F) $\theta = 45$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

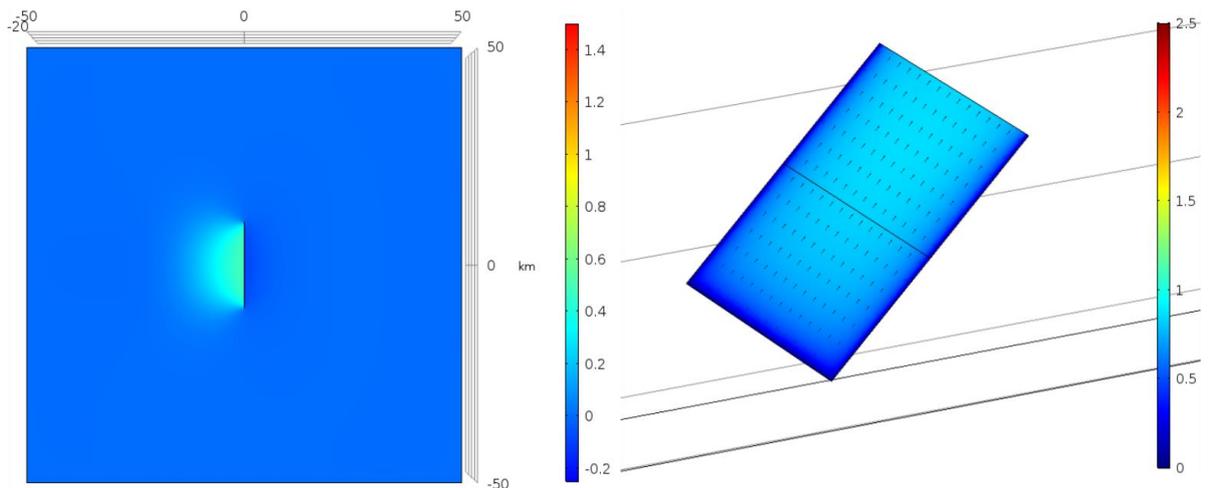
図 10 $\theta = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図 9 の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])



(A) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 15$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

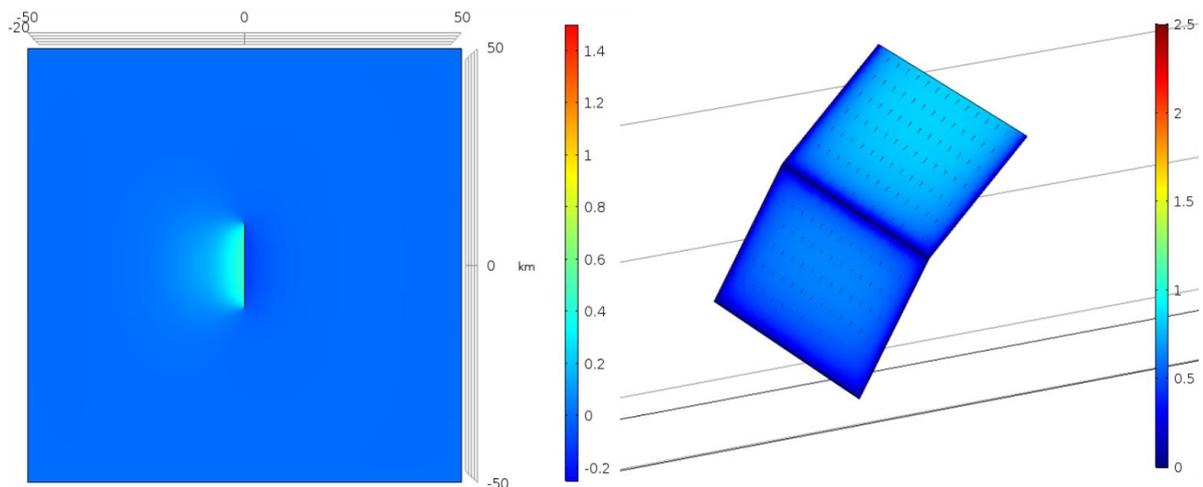


(B) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 30$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

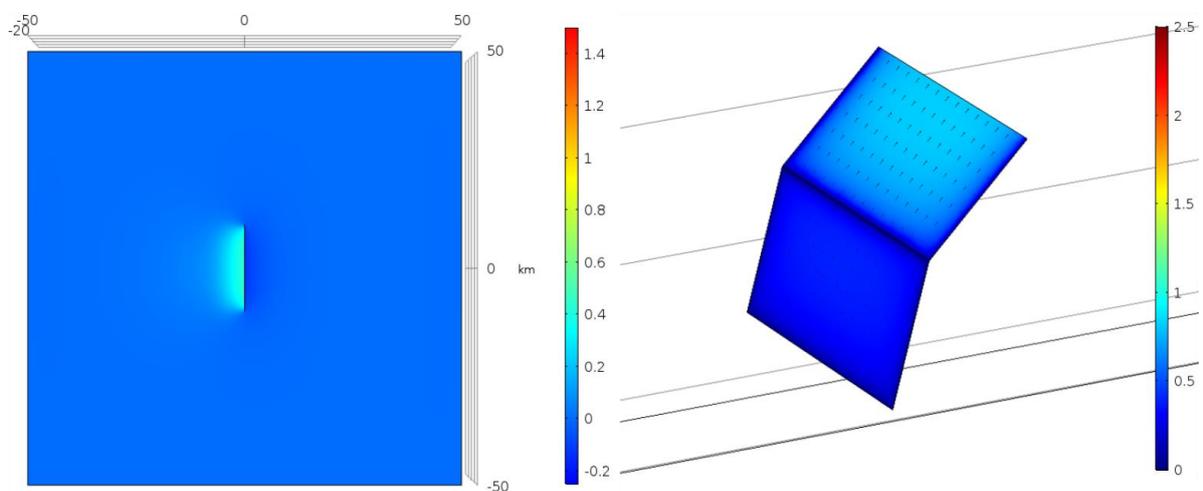


(C) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 45$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

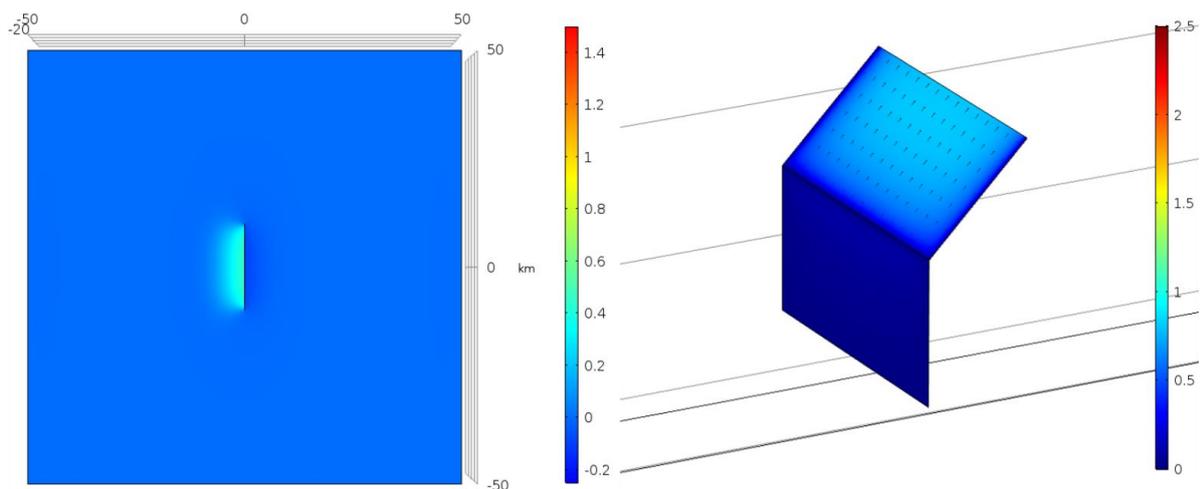
図 11 $\theta = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(上から $\phi = 15, 30, 45$ [deg])



(D) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 60$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(E) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 75$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(F) $\theta = 90$ [deg], $\phi = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

図 12 $\theta = 90$ [deg] の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布
(図 11 の続き、上から $\phi = 60, 75, 90$ [deg])

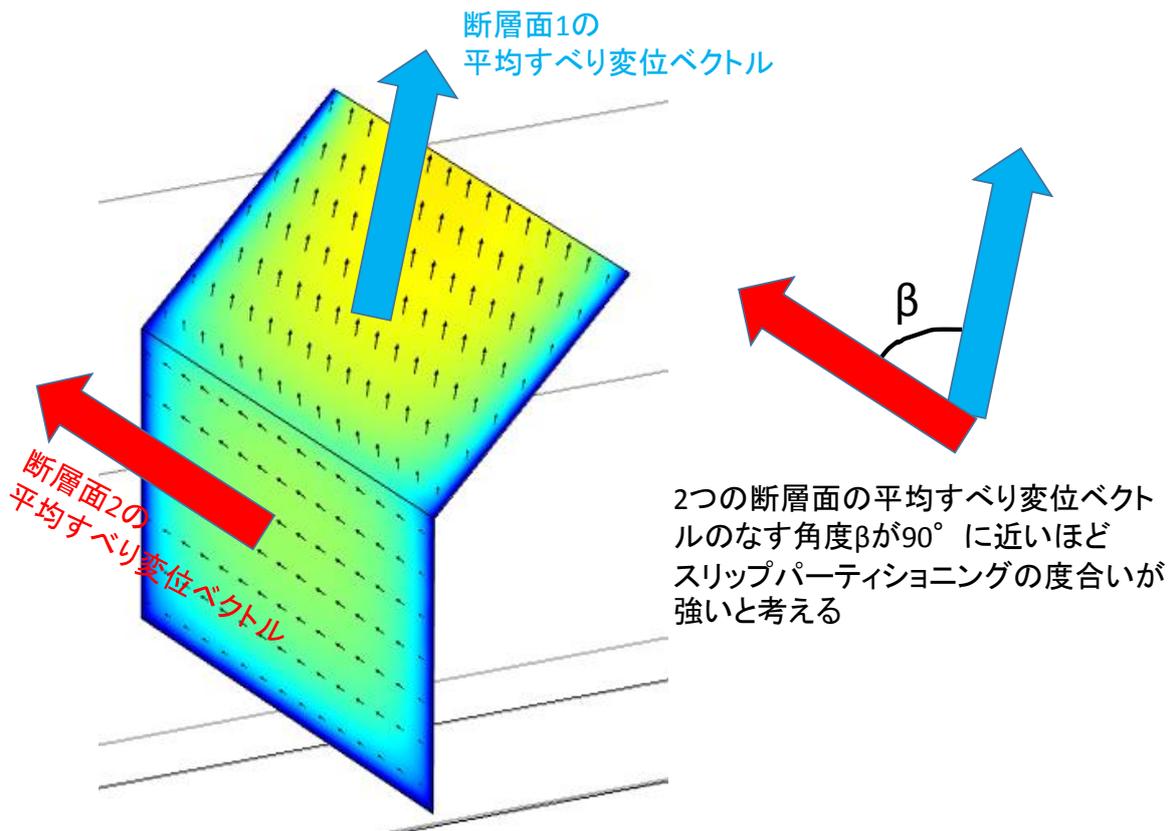


図 13 スリップパーティショニングの評価方法に関する説明（角度 β で評価）

c) スリップパーティショニングの評価

断層面上のすべり変位分布より、断層面 1 のすべり変位の方向と断層面 2 のすべり変位の方向が異なっているケースが確認できる（例えば図 10(E) 右）。この状態は、スリップパーティショニングと考えることができる。ここではスリップパーティショニングの評価指標を提案し、どのような条件下でスリップパーティショニングが生じやすいのかについて検討した。

図 13 にスリップパーティショニングの程度を評価するための指標（角度 β ）の定義を示す。ここでは断層面 1 の平均的なすべり変位ベクトルと断層面 2 の平均的なすべり変位ベクトルの方向が直交している場合に最もスリップパーティショニングの程度が強いと考えた。今回はすべりの方向のみに着目して評価指標を提案しているが、これ以外にもスリップパーティショニングの程度を表しうる評価指標が定義できることに留意されたい。

今回実施したパラメトリックスタディーの全ての結果について図 13 で示した角度 β を求めてまとめたものが、図 14 である。図 14 より、 ϕ が 45° の場合（2枚が 1つの平面をなす場合）、角度 β は、 θ によらず小さい値となっている。 ϕ が 90° の場合は、どの θ についても角度 β が最大となることを見て取れる。角度 β は、 θ よりも ϕ 依存性が強く出ている。以上のように、2面の断層面に生じるスリップパーティショニングは、深部断層面の傾斜角が 90° となる場合に生じやすいということが、今回のパラメトリックスタディーから示唆される。

図 15 は、角度 β が大きく出た 2 ケース ($\theta = 15^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ のケースおよび $\theta = 30^\circ$ 、 $\phi = 90^\circ$ のケース) について、断層面上のすべり変位分布を示したものである。 $\theta = 15^\circ$ のケース (図 15(A)) の方が角度 β は大きい (67.8°)。ところが、断層面 2 のすべり変位レベルが $\theta = 30^\circ$ のケース (図 15(B)) よりも明らかに小さい。視覚的には、 $\theta = 30^\circ$ のケースの方がスリップパーティショニングの度合いが強いようにも見て取れる。この結果は、スリップパーティショニングの評価は角度 β のみではなく、他の要素も勘案した上で評価指標を考案する必要があることを示唆している。例えば、角度 β に加えて各断層面のすべり変位レベルが一定以上あることも考慮する等。どのような指標が適切であるのかどうかは、今後の課題としたい。角度 β のみでもスリップの方向が異なるかどうかのチェックは可能であるため、完全とは言えないまでもスリップパーティショニングを評価するための指標として一定レベル以上は機能していると考えられる。

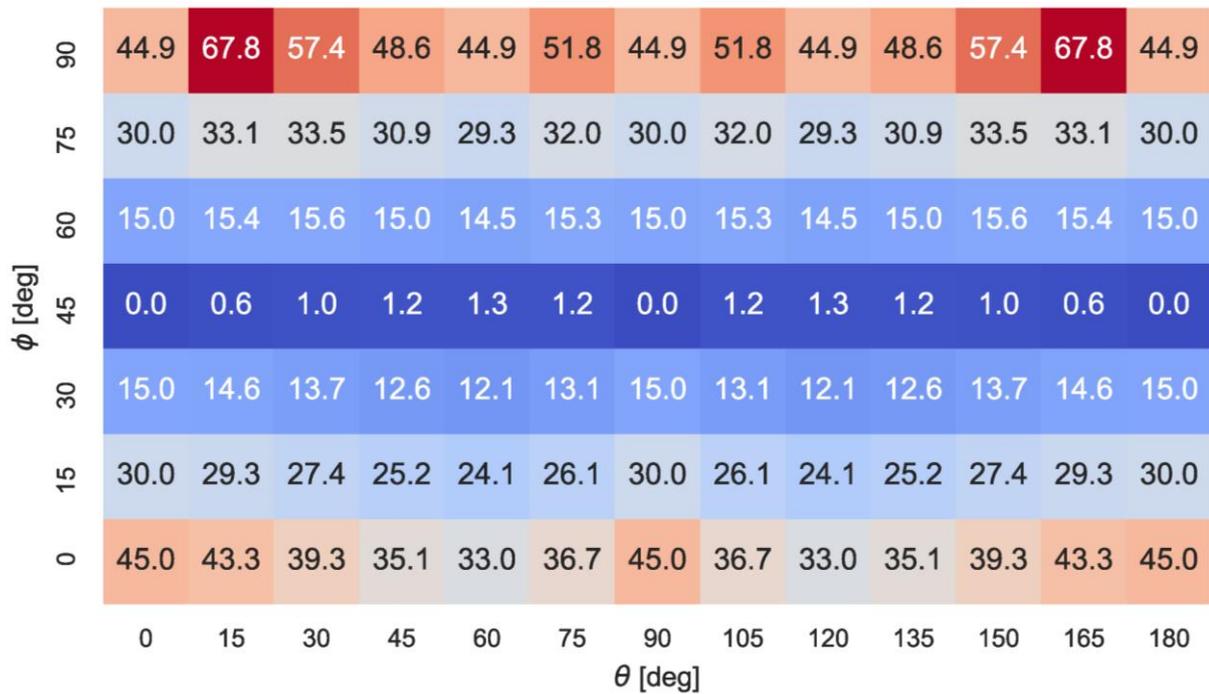


図 14 角度 β の $\theta \cdot \phi$ 依存性

(色付きタイル内の数値は角度 β の大きさを表しており、色が赤いほどスリップパーティショニングの度合いが強いことを表す)

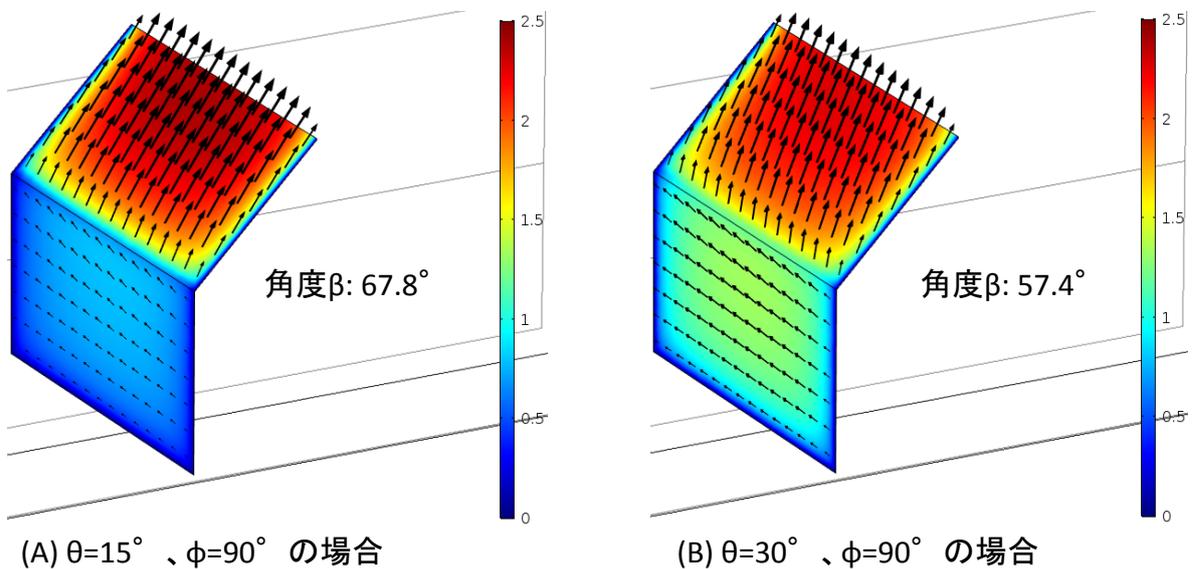


図 15 スリップパーティショニングの程度を表す指標 (角度 β) が大きい場合のすべり変位分布様式: (A) $\theta=15^\circ$ 、 $\phi=90^\circ$ 、(B) $\theta=30^\circ$ 、 $\phi=90^\circ$

(d) 結論ならびに今後の課題

松田式を考慮した有限要素法に基づく断層変位評価手法を提案・実装した。2枚の断層面からなる単純なモデルについてのパラメトリックスタディーを実施することで、複数の断層面が考慮可能であることを示すとともに、数多くの解析条件を検討可能であることを示した。

今回の単純な解析モデルにおいても、深部断層傾斜角が地表変位分布に与える影響や、スリップパーティショニングが生じやすい断層面配置と最大圧縮応力方位の組合せが定量的に明らかになる ($\theta=15^\circ$ かつ $\phi=90^\circ$ の場合) など、2枚の断層面の相互作用に関するいくつかの知見を得ることができた。来年度以降、本手法を糸魚川-静岡構造線断層帯に適用していく。

(e) 引用文献

- Aagaard, B.T., Heaton, T.H. and Hall, J.F., Dynamic Earthquake Ruptures in the Presence of Lithostatic Normal Stresses: Implications for Friction Models and Heat Production, *B. Seismol. Soc. Am.*, 91, 6, 1765-1796, 2001.
- Aochi, H. and Fukuyama, E. and Matsu'ura, M., Selectivity of spontaneous rupture propagation on a branched fault, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 22, 3635-3638, 2000.
- Harris, R.A., Barall, M., Archuleta, R., Dunham, E., Aagaard, B.T., Ampuero, J.-P., Bhat, H., Cruz-Atienza, V.M., Dalguer, L., Dawson, P., Day, S., Duan, B., Ely, G., Kaneko, Y., Kase, Y., Lapusta, N., Liu, Y., Ma, S., Oglesby, D., Olsen, K., Pitarka, A., Song, S., and Templeton, E., The SCEC/USGS Dynamic Earthquake Rupture Code Verification Exercise, *Seismol. Res. Lett.*, 80, 119-126, 2009.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 6, 849-875, 2001.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 5, 1073-1095, 1975.
- Kase, Y. and Day, S.M., Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, 2006.
- 加瀬祐子・堀川晴央・関口春子・佐竹健治・杉山雄一, 上町断層系の動的破壊過程の推定, *活断層・古地震研究報告*, 2, 325-340, 2002.
- 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.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 4, 1135-1154, 1985.
- 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)*, 印刷中(2018.2.17 受理).
- 澤田昌孝, 動力学的破壊進展解析による地表断層変位予測手法の提案, *電力中央研究所研究報告*, N14007, 2014.
- 武村雅之, 日本列島における地殻内地震のスケーリング則-地震断層の影響および地震被

害との関連, 地震第2輯, 51, 211-228, 1998.

Wesnousky, S.G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, Bull. Seism. Soc. Am. 98, 4, 1609-1632, 2008.

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ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

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う。

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 29 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、糸魚川-静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014 年長野県北部の地震を対象に、震源モデルについての情報を収集し、本業務の動的破壊シミュレーションのプロトタイプとして、この地震の動力的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。発震機構解と CMT 解、および、余震分布を基に、南北 2 枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの 3 面からなる単純な断層モデルを仮定し、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊伝播過程を再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの

応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもできることから、各断層面の活動履歴を考慮してモデルを設定することにより、より起こりうる破壊過程を再現できる可能性を示した。

(b) 業務の成果

糸魚川-静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014年長野県北部の地震の動学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。この地震については、Ando et al. (2017)が、Panayotopoulos et al. (2016)の断層形状に基づく複雑な断層モデルを用いて、動学的破壊過程を検討している。それに対し、本業務の目的は、地震発生前の、あらかじめ詳細な断層形状がわからない活断層帯における連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかにすることであるから、できるだけ単純な断層モデルを用いて、破壊過程を説明できる動学的震源モデルを構築することを試みた。

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動学的震源モデルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求める。平成30、31年度に予定される糸魚川-静岡構造線断層帯北部～中南部区間を対象とした動的破壊シミュレーションに先立ち、既に地震が発生し、地震学・測地学的データも用いることのできる2014年長野県北部の地震の動学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を考慮したシミュレーションを試みた。

断層モデル(図1a)は、発震機構解(気象庁, 2014)、CMT解(防災科学技術研究所, 2014)、および、余震分布(今西・内出, 2015)を基に決定した。この地震では、発震機構解とCMT解が異なる。余震分布(図1b)から、主として、南北2枚の断層面が破壊したと考えられ、その走向、傾斜角は、CMT解の高角東傾斜の面と調和的である。そこで、主たる断層面として、走向N20°Eで、長さ12.1kmの北側セグメントと、長さ13kmの南側セグメントを設定した。一方、破壊開始点付近の余震分布を発震機構解の2枚の節面に対応する鉛直断面に投影すると、低角の面(図1c)よりも高角の面(図1d)との対応がよいことから、破壊開始点のあるセグメントとして、長さ6km、幅3.5kmの鉛直なセグメントを、北側セグメントと南側セグメントをつなぐように設定した(図1a)。

主たる断層面のうち、南側セグメントは、既知の神城断層北部に対応し、地表変位が観察されている(例えば、勝部・他, 2017)。一方、北側セグメントでは、地表変位は観察されておらず、対応する活断層も知られていない(例えば、勝部・他, 2017)。そこで、余震分布も参考に、断層上端の深さは、北側セグメントで2km、南側セグメントで0kmとした。断層下端の深さは、両セグメントとも12kmとした。また、傾斜角は、余震分布、InSARデータの解析結果(矢来・他, 2015)、および、神城断層の地表トレースの位置を基に、深さ2kmより浅いところでは45°、深いところでは60°とした。

最大主圧縮応力(σ_1)の向きは、応力テンソルインバージョン結果(文部科学省研究開発局・他, 2010)よりN60°W、大きさは、ボーリング孔での水圧破碎実験結果(Tanaka, 1986)より

$$\sigma_1 = 53.0 z \text{ [MPa]} \quad (z \text{ [km]は深さ)}$$

とした。Takeda et al. (2004)に基づき、表1で示す水平2層構造を仮定し、最小主圧縮

応力 (σ_3) は鉛直でかぶり圧に等しく、静水圧条件が成り立つとすると、

$$\sigma_3 = \sigma_{\text{litho}} - \sigma_{\text{fluid}}$$

(σ_{litho} は静岩圧応力、 σ_{fluid} は間隙流体圧) なので、深さ 2 km 以浅では

$$\sigma_3 = 14.7 z \text{ [MPa]}$$

2 km 以深では

$$\sigma_3 = 16.7 z - 3.0 \text{ [MPa]}$$

とした。また、中間主応力 (σ_2) は、応力比 $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) = 0.42$ (文部科学省研究開発局・他, 2010) から、深さ 2 km 以浅では

$$\sigma_2 = 30.8 z \text{ [MPa]}$$

2 km 以深では

$$\sigma_2 = 31.8 z - 1.8 \text{ [MPa]}$$

となった。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則 (Andrews, 1976) を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量 (D_c) は、全セグメント共通で 0.10m とした。

数値計算には、斜め座標系の差分法 (Kase, 2010) に、鉛直セグメントを計算するための直交座標系の差分法を入れ子構造にしたコードを用いた。空間グリッド間隔は、南北 2 枚のセグメントの断層面内方向に 0.1km、鉛直セグメントの断層面内方向に 0.087km、断層面外方向に 0.05km、時間刻みは、0.005 秒とした。

上記の条件で、摩擦係数を変えて数値計算をおこない、実際の破壊過程と調和的になる摩擦係数を探索した。本研究では、最終的に、南北 2 枚のセグメントの静摩擦係数は 0.488、動摩擦係数は 0.470、鉛直セグメントの静摩擦係数は 0.0894、動摩擦係数は 0.0400 を用いた。平均的な応力降下量は、南北 2 枚のセグメントで 2.6MPa、鉛直セグメントで 10.3MPa となった。

南北 2 セグメントが同じ応力条件にある場合の破壊過程を、図 2 に示す。鉛直セグメントで始まった破壊は、北側セグメントの鉛直セグメント下端部付近の破壊を励起し、北側セグメント全体に破壊が広がっていった。一方、南側セグメントでは、鉛直セグメントの破壊による応力変化では、破壊を励起するには不十分で、むしろ北側セグメントの破壊による応力変化によって破壊が励起された。そのため、南側セグメントの破壊は、北側セグメントより 2 秒程度遅れて広がった。これは、強震波形インバージョンの結果 (例えば、引間・他, 2015; 堀川, 2015) とも調和的である。

このときのすべりのピークは、北側セグメントの深部と、南側セグメントの浅部に現れた。北側セグメントの最大すべりは 0.83m で、引間・他 (2015) のインバージョン結果とも調和的である。ただし、地震モーメントは 6.7×10^{18} Nm、地表での最大上下変位量は 1.25 m となり、観測された地震モーメント 2.9×10^{18} Nm (防災科学技術研究所, 2014) や観測された地表上下変位量 1.04m (廣内・他, 2015) よりも大きかった。

南側セグメント付近では、1986 年に M5.9、1998 年に M5.0 の地震が発生した。そのために、北側セグメントに比べて、南側セグメントの応力降下量が小さい可能性があると考え、地表での最大上下変位量が観測値と調和的になるよう、南側セグメントの応力降下量を探索した。その結果、南側セグメントの応力降下量を 75% としたとき (図 3)、地表での最

大上下変位量が 1.04m となり、観測値と一致した。しかし、このときの地震モーメントは 5.7×10^{18} Nm となり、観測値よりもまだ大きかった。本研究では、南側セグメント全面で応力降下量を小さくしたが、過去の地震規模が小さいため、断層深部のみの応力降下量を小さくするなどの検討が必要と考えられる。

表 1 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P 波速度 [m/s]	S 波速度 [m/s]	密度 [kg/m ³]
0	4100	2300	2500
2000	5900	3400	2670

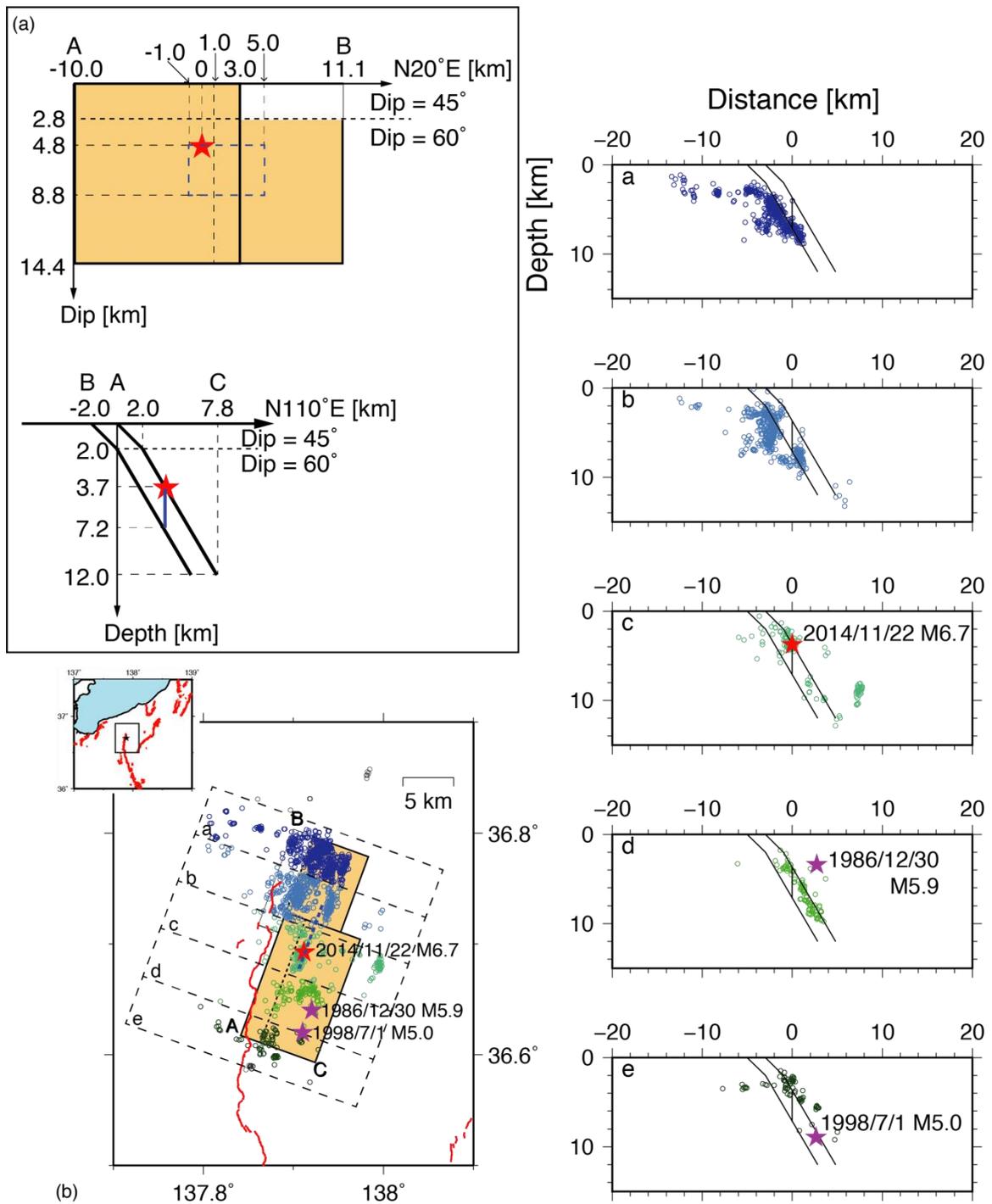


図1 本研究で用いた断層モデル。(a)断層面展開図(上図)と鉛直断面図(下図)。(b)断層モデルと余震分布の地表面投影図(左図)と各領域の断層面(黒実線)に直交する鉛直断面への投影図(右図)。赤星は震源位置を示す。

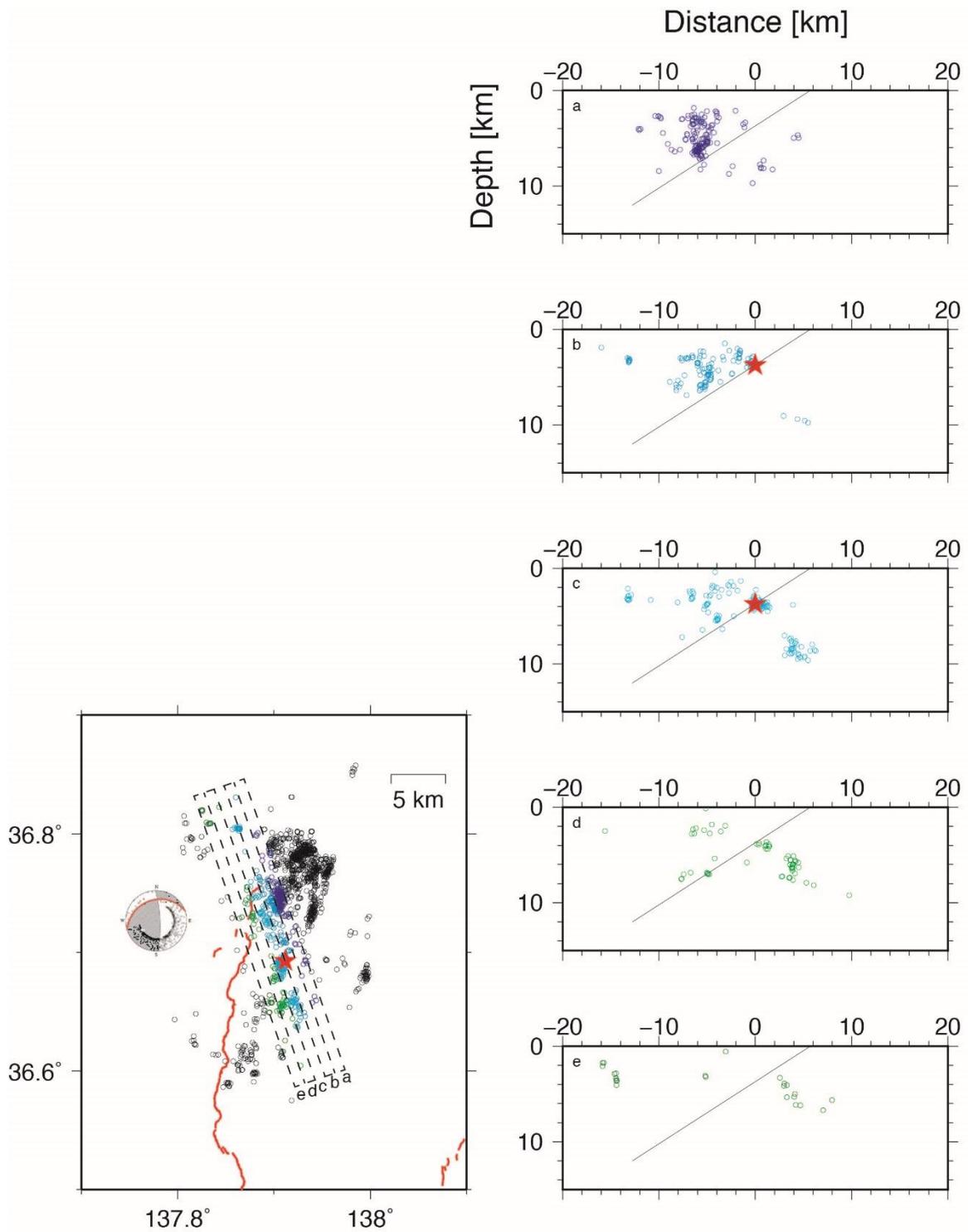


図1 (c)余震分布の地表面投影図(左図)と破壊開始点付近の各領域の発震機構解の低角な節面(黒実線)に直交する鉛直断面への投影図(右図)。

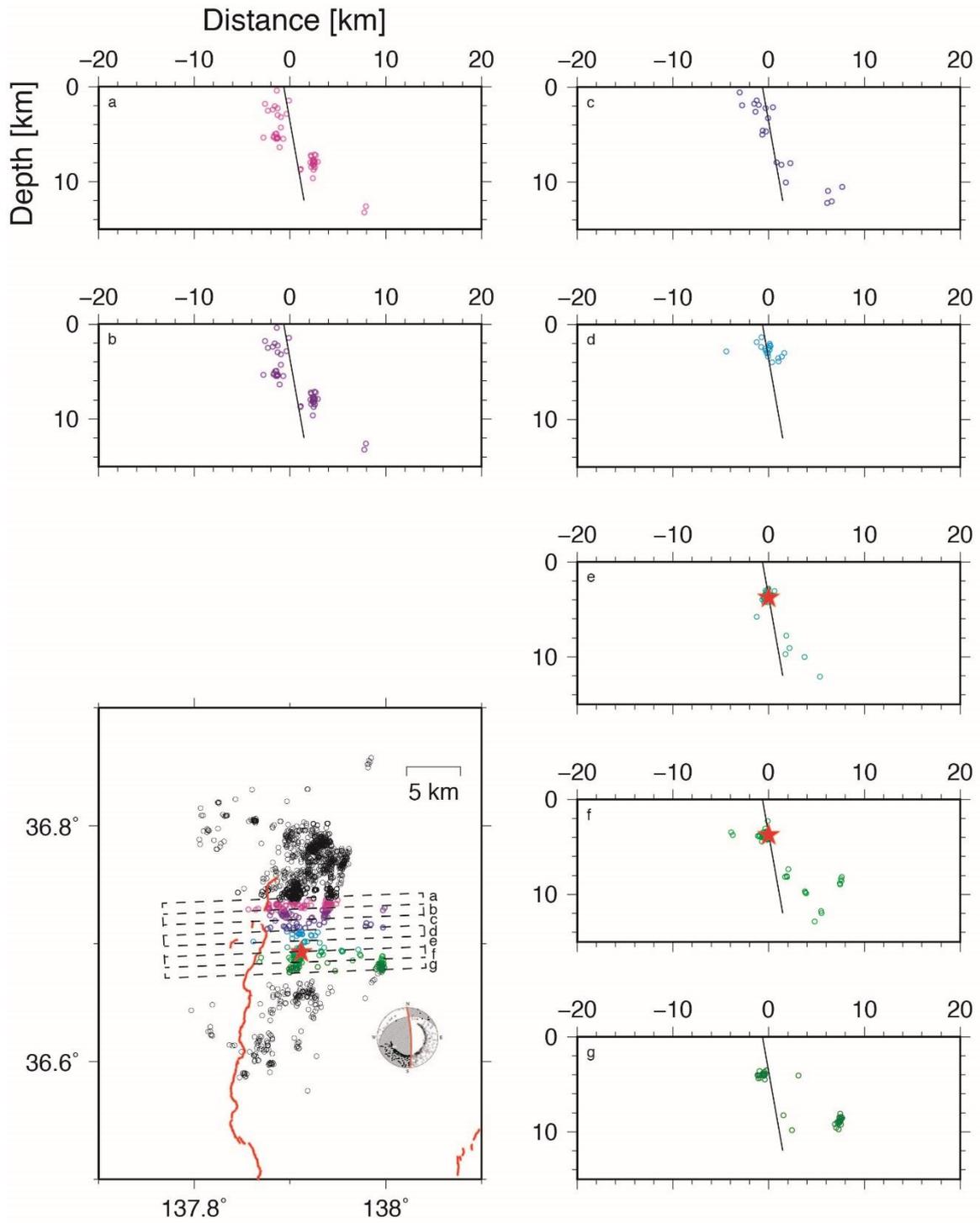


図1 (d)余震分布の地表面投影図（左下図）と破壊開始点付近の各領域の発震機構解の高角な節面（黒実線）に直交する鉛直断面への投影図（右図）。

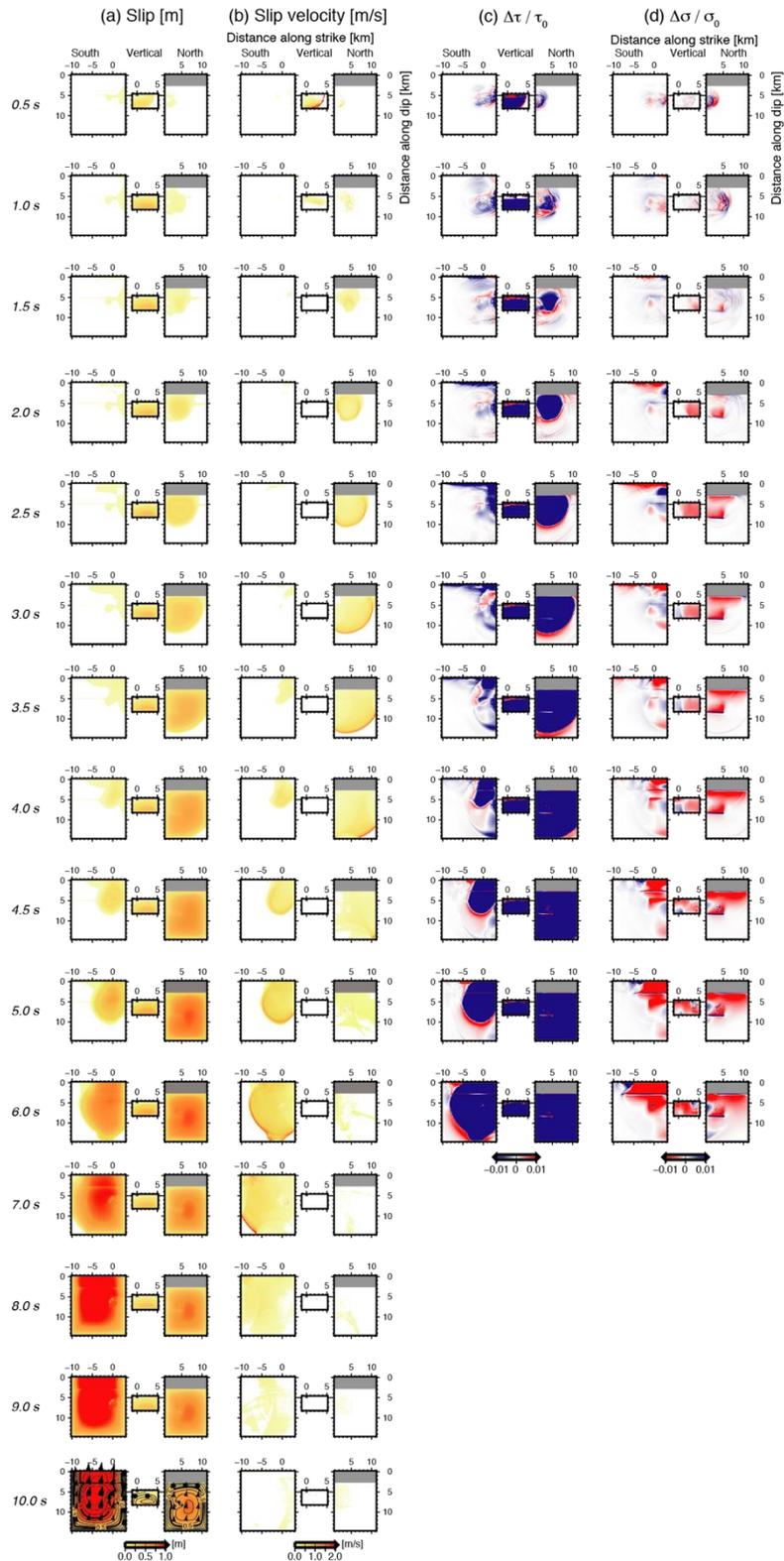


図2 南北2セグメントが同じ応力条件にある場合のすべり(a)、すべり速度(b)、初期値で規格化した剪断応力(c)、および、初期値で規格化した法線応力(d)のスナップショット。時刻10秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

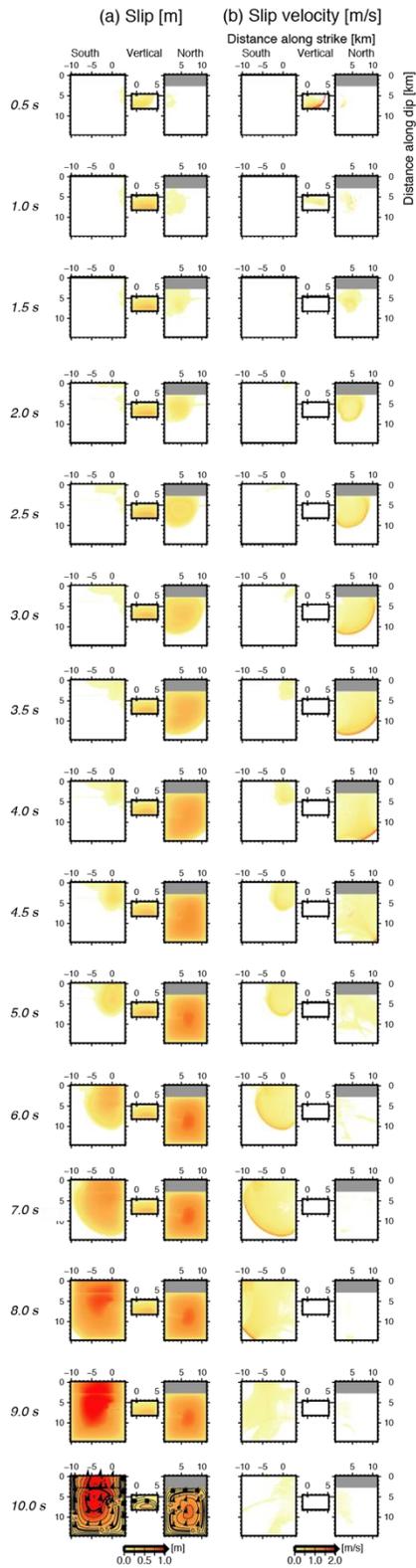


図3 南側セグメントの応力降下量を75%とした場合のすべり(a)とすべり速度(b)のスナップショット。時刻10秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

2014年長野県北部の地震の動学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。南北2枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの3面からなる単純な断層モデルで、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊の伝播過程と最大すべりを再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもでき、各断層面の活動履歴を考慮する必要性を示した。ただし、全体の地震モーメントはやや大きめに計算されるため、南側セグメントの応力降下量の与え方に、更なる工夫が必要である。

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、地形・地質学的データから設定できる比較的単純な断層モデルを用いるといえども、各断層面の走向と傾斜角を反映できるよう、シミュレーションに用いるコードを改良する必要がある。来年度以降、コードを開発し、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う。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

(d) 引用文献

- Ando, R., K. Imanishi, Y. Panayotopoulos, and T. Kobayashi, Dynamic rupture propagation on geometrically complex fault with along-strike variation of fault maturity: insights from the 2014 Northern Nagano earthquake, *Earth Planets Space*, 69, doi:10.1186/s40623-017-0715-2, 2017.
- Andrews, D.J., Rupture velocity of plane shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687, 1976.
- 防災科学技術研究所, 2014年11月22日長野県北部の地震 (F-netによるメカニズム解), <http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/n-nagano141122/?LANG=ja&m=mecha>, 2014.
- 引間和人・中村亮一・植竹富一, 2014年長野県北部の地震 (M_j6.7) の震源過程～震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析～, 日本地震学会 2015年度秋季大会, S15-14, 2015.
- 廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡士・金田平太郎・後藤秀昭・楮原京子・中田高・鈴木康弘・渡辺満久・澤祥・宮内崇裕, 2014年神城断層地震変動地形調査グループ, 糸魚川-静岡構造線北部に出現した2014年長野県北部の地震 (神城断層地震) の地表地震断層, 活断層研究, 43, 149-162, 2015.
- 堀川晴央, 断層近傍の強震記録から推定される2014年長野県北部の地震の破壊過程 (その2), 日本地震学会 2015年度秋季大会, S08-P17, 2015.
- 今西和俊・内出崇彦, 2014年長野県北部の地震の前震と余震の震源パラメータ, 日本地球惑星科学連合 2015年大会, SSS30-11, 2015.
- 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.
- 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 (M_w6.2) に伴う地表地震断層の分布と変位量, *地質学雑誌*, 123, 1-21, 2017.
- 気象庁, 地震月報 (カタログ編) 2014年11月, 2014.

- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所，糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17～21 年度成果報告書，362p，2010.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, A. Hashima, T. Iwasaki, S. Sakai, and H. Sato, Seismological evidence of an active footwall shortcut thrust in the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line derived by the aftershock sequence of the 2014 M6.7 Northern Nagano earthquake, *Tectonophysics*, 679, 15-28, 2016.
- Takeda, T, H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, *Earth Planets Space*, 56, 1293-1299, 2004.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579, 1998.
- 矢来博司・小林友勝・森下遊・山田晋也・飛田幹男，ALOS-2 の SAR 干渉解析で捉えられた長野県北部の地震の地殻変動，日本地球惑星科学連合 2015 年大会，STT54-02，2015.

4. 全体成果概要

本事業では、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、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、北部区間を構成する神城断層の木崎湖南方地点において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結果、約 1.2 万年前以降に 4 回もしくは 6 回の地震イベントを識別し、いずれのケースでも地震時上下変位量が 3 m 程度の活動が 2 回認められた。これらはネットスリップに換算して 6.2~9.1m、地震断層長で約 60~90km に相当する。神城断層の長さは約 26km のため、これらのイベントは単独の地震ではなく連動型地震と考えた場合、平均再来間隔は 5400 年程度であり、ポアソン過程では連動確率は 30 年で 0.6% と試算した。松本盆地東縁断層北部の池田町会染地区において、S 波反射法地震探査及びボーリング調査を実施し、断層の変位・変形構造を詳細に明らかにした。その結果、過去約 1000 年前から約 8300 年前までに 3 回の活動が生じ、それぞれ 5.0m の地震時変位量であったと推定した。これらは 50km 程度の地震断層長に相当し、長さ約 21km の松本盆地東縁断層北部が単独で活動したとは考えられないため、いずれのイベントも周辺の断層と連動したものと判断した。いずれも連動イベントとした場合、その平均再来間隔は 2400 年程度となる。これをポアソン過程で評価した場合、同断層の連動確率は 30 年で 1.2% と試算した。また、松本盆地東縁断層北部の明科七貴地区でトレンチ調査を実施し、最新活動が 7~13 世紀に生じ、1.2m の上下変位を伴うこと、先行する活動が約 2400 年前以前であること、最近 2 回の活動間隔が最短で約 1100 年であることを明らかにした。

2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、糸魚川-静岡構造線断層帯を境として大きく異なる地震波速度構造を既往研究から把握し、精度の高い震源位置決定に適切な速度構造モデルの検討を行った。先行研究では深さ 5 km 以浅が水平方向の速度不均質が大きいため、速度値が異なる 2 つの一次元速度構造を仮定し、それだけでは説明しきれない部分を観測点補正值で補正する方法が妥当と判断した。この検討を踏まえて、2017 年 12 月 6 日に長野県中部で発生した $M_j5.3$ の地震の解析を行った。推定された余震分布と地表での活断層位置との関係から、同地震は松本盆地東縁断層の深部における活動であった可能性が示唆された。また、本震と余震のメカニズム解を用いた応力テンソルインバージョン解析から、この地域は横ずれ場であることも示した。

3) 三次元 FEM による断層モデルの高度化では、これまで有限要素法に基づく地表変形解析に導入されてこなかった、松田式を考慮した有限要素法に基づく断層変位評価手法を提案・実装した。2 枚の断層面からなる単純なモデルに適用し、最大圧縮軸の方位および断層面傾斜角についてのパラメトリックスタディーを実施することで、様々なシナリオ下における地表面と断層面上での断層変位様式を明らかにした。今回の解析モデルにおいても、深部の断層傾斜角が地表変位分布に与える影響や、スリップパーティショニングが生じやすい断層面配置と最大圧縮応力方位との関係が定量的に明らかになり、2 枚の断層面の静的な相互作用に関するいくつかの知見を得ることができた。

4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、糸魚川-静岡構造線断層帯で近年生じた 2014 年長野県北部の地震を対象に、震源モデルに関する情報を収集した。本業務で実施する動的破壊シミュレーションのプロトタイプとして、この地震の動力学的震源モデ

ルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。その結果、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊伝播過程を再現できた。また、過去の活動履歴を考慮してセグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明できることから、各断層面の活動履歴を考慮したモデル設定によって、より起こりうる破壊過程を再現できる可能性を示した。

以上のように、平成 29 年度では、1) 神城断層及び松本盆地東縁断層における変位履歴に基づく連動確率の試算、2) 速度不均質を考慮した高精度震源位置決定手法の改良と 2017 年長野県中部の地震への適用、3) 松田式を考慮した有限要素法に基づく断層変位評価手法の開発と断層間相互作用の試算、4) 2014 年長野県北部の地震を対象とした動的震源モデルの構築とシミュレーションコード改良点の抽出など、新たな知見を得る調査研究が進捗した。

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

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

(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 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

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

(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カ年の計画で開始した。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している。

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、本研究課題では新たな観点からの調査研究を実施するとともに、各研究項目間の成果の共有や連携を図りつつ、下記の4つの調査研究を今年度から開始した。

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、過去の地震に伴い地表で生じた変位量を可能な限り多数回実測し、地震時変位量と地震断層長との既往スケーリング則を介して過去の地震に伴う連動範囲を推定する。さらに連動イベントの発生間隔や頻度に基づいて連動型地震の発生確率を算出する手法の構築を目指している。今年度は、北部区間を構成する神城断層と松本盆地東縁断層北部において変位履歴調査を実施し、当該断層区間を含む連動型地震の発生確率をポアソン過程で試算した。

2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、大規模な地質境界をなす糸魚川-静岡構造線断層帯を境として地震波速度構造が大きく異なることを考慮し、最適な速度構造モデルを設定した上で精密に震源位置等を再決定することを目指している。その結果として得られる震源分布は、断層帯の深部形状を推定する上で重要な拘束条件となる。さらには、微小地震のメカニズム解を応力テンソルインバージョン解析から決定することによって、数値計算に必要な応力場の条件として提供できるものである。今年度は、2017年12月6日に長野県中部で発生したM_j5.3の地震を対象に解析を実施し、松本盆地東縁断層北部と震源断層との関係や応力場に関する新たな知見を得ている。

3) 三次元FEMによる断層モデルの高度化では、これまでの有限要素法に基づく地表変形解析に対して、地表で実測された地震時変位量と地震規模に関するスケーリング則である松田式を新たに導入し、断層変位評価手法を提案・実装している。この手法の利点は、複数の断層面からなる断層形状モデルに対して、最大圧縮軸の方位と断層面の傾斜角を任意に変化させたパラメトリックスタディーを実施可能な点にあり、様々なシナリオ下における地表面と断層面上での変位様式や断層間の静的な相互作用を定量的に示すことが可能となる。今年度は、深さ方向に角度が変化する単純な断層面で検討を開始し、深部の断層傾斜角が地表変位分布に与える影響や、断層面の静的な相互作用に関する知見を得ることができた。

4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、糸魚川-静岡構造線断層帯で起こりえる連動型地震を数値計算から検討することを目指している。そのためには、上記の調査研究項目で得られた断層形状や応力場、活動履歴の情報を総合的に考慮して動力的震源モデルを構築する。今年度は、本業務で実施するシミュレーションのプロトタイプとして、2014年長野県北部の地震における動力的震源モデルを構築した結果、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊伝播過程を再現できた。また、各断層面の活動履歴と変位量を考慮したモデル設定と応力降下量の条件によって、破壊過程の再現性がより高まる能性を示した。

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1回) 議事要旨

日時 平成30年2月22日(水) 14時30分～16時30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	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	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	松本 弾
--------------------	------

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
-----------------------------	------