

長大な活断層帯で発生する地震の評価手法
の高度化に関する調査研究

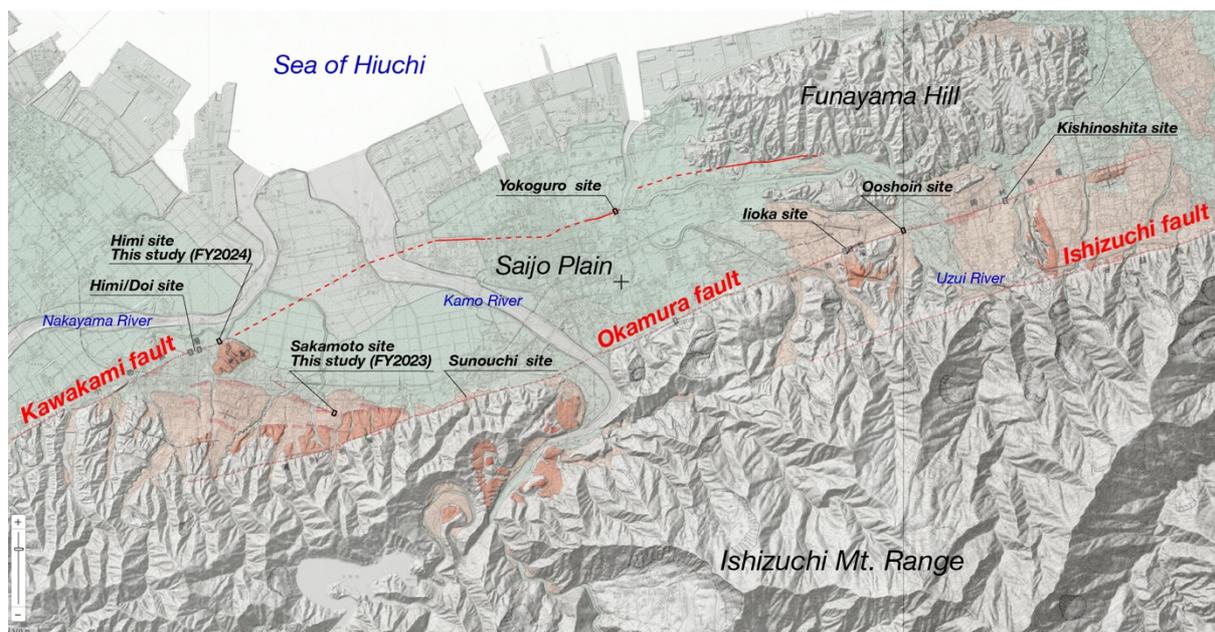
令和6年度成果報告書

令和7年5月

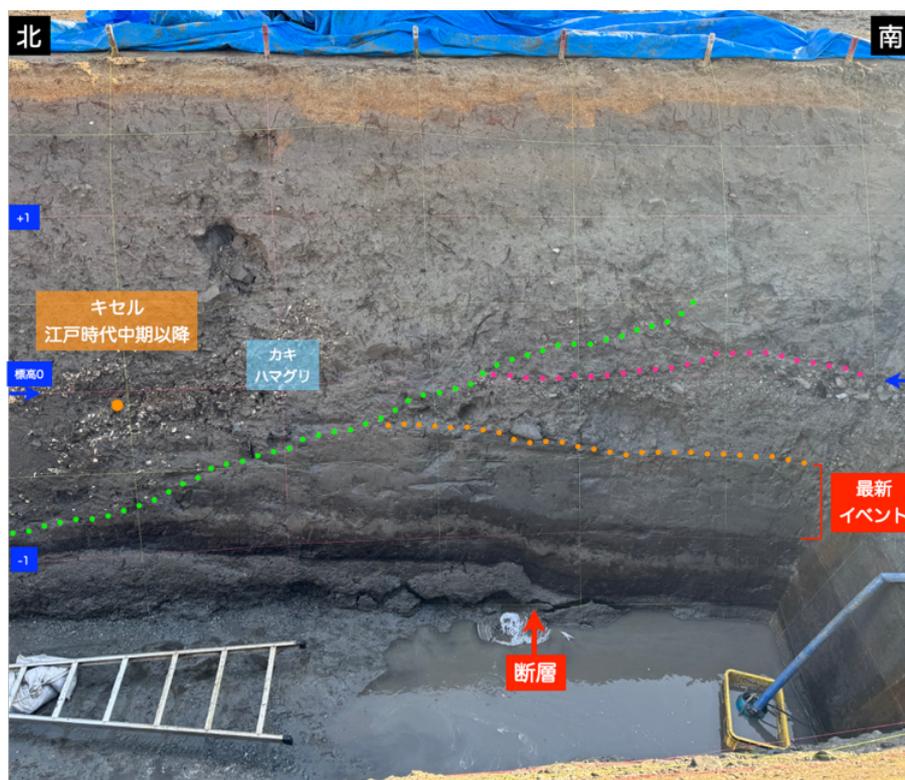
文部科学省研究開発局
国立研究開発法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した令和6年度「長大な活断層帯等で発生する地震の評価手法の高度化に関する調査研究」の成果を取りまとめたものです。

1. 1 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査

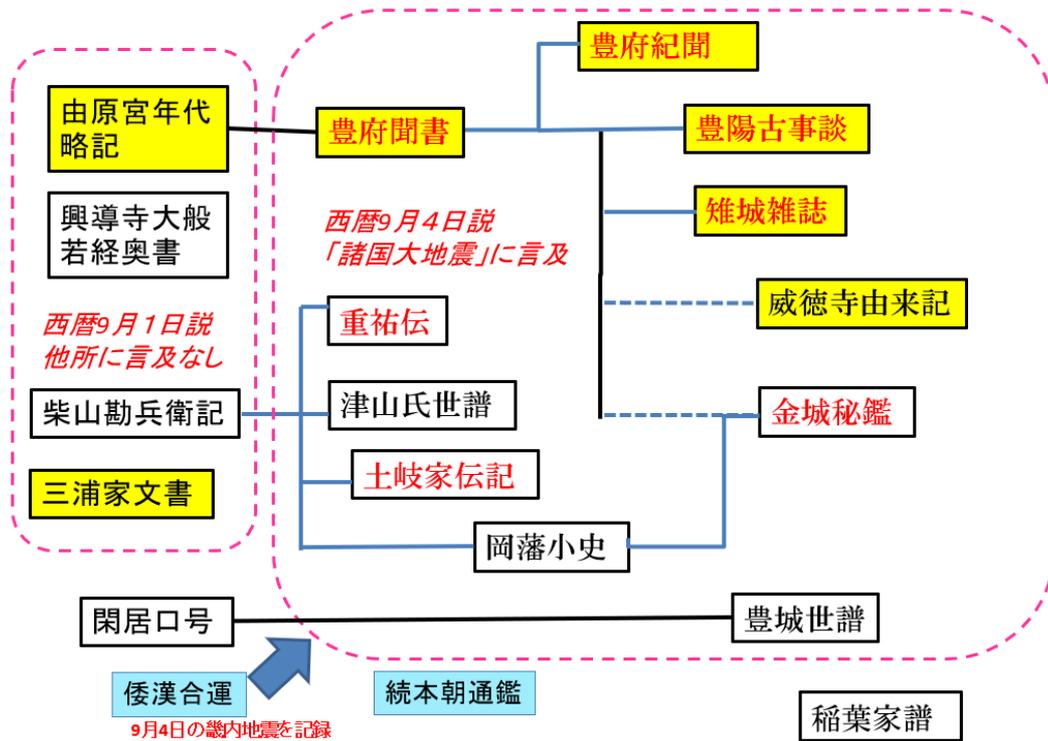


石鎚山脈北縁区間（岡村断層）と石鎚山脈北縁西部区間（川上断層）の境界付近における活断層分布。国土地理院・地理院活断層図（中田・他，1998；堤・他，1998）に加筆。

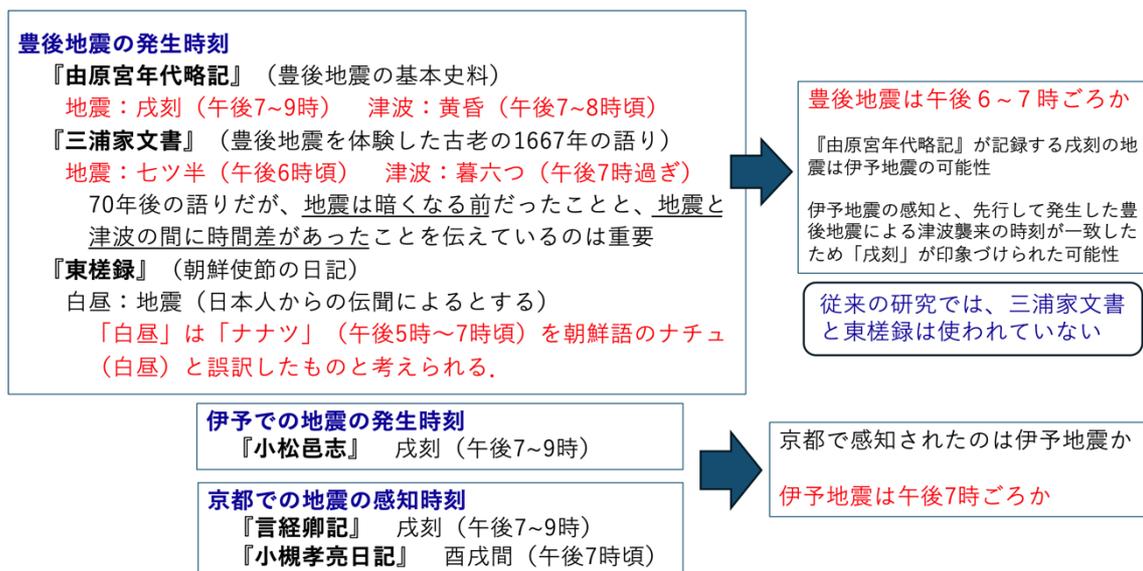


西条市氷見地区のトレンチ東壁面の写真。壁面には塩性～汽水性の湿地堆積物を切断・変形させる断層が露出した。これを覆うチャンネル堆積物から江戸時代中期以降の遺物が複数出土し、カキ・二枚貝を含むイベント堆積物がみいだされた。赤矢印が活断層の位置。

1. 2 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討

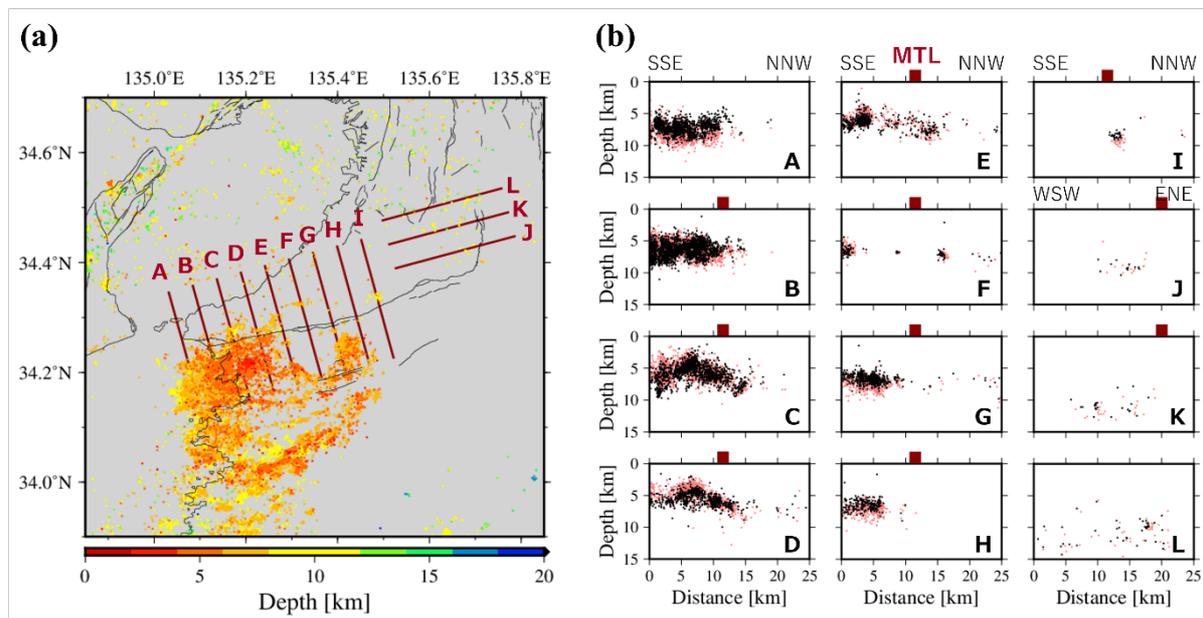


1596年豊後地震に関する史料の親子関係を図示したもの。発生日は9月1日で確実である。黄色で表示した史料に時刻表記があるが、参考すべきは由原宮年代略記と三浦家文書のみである。



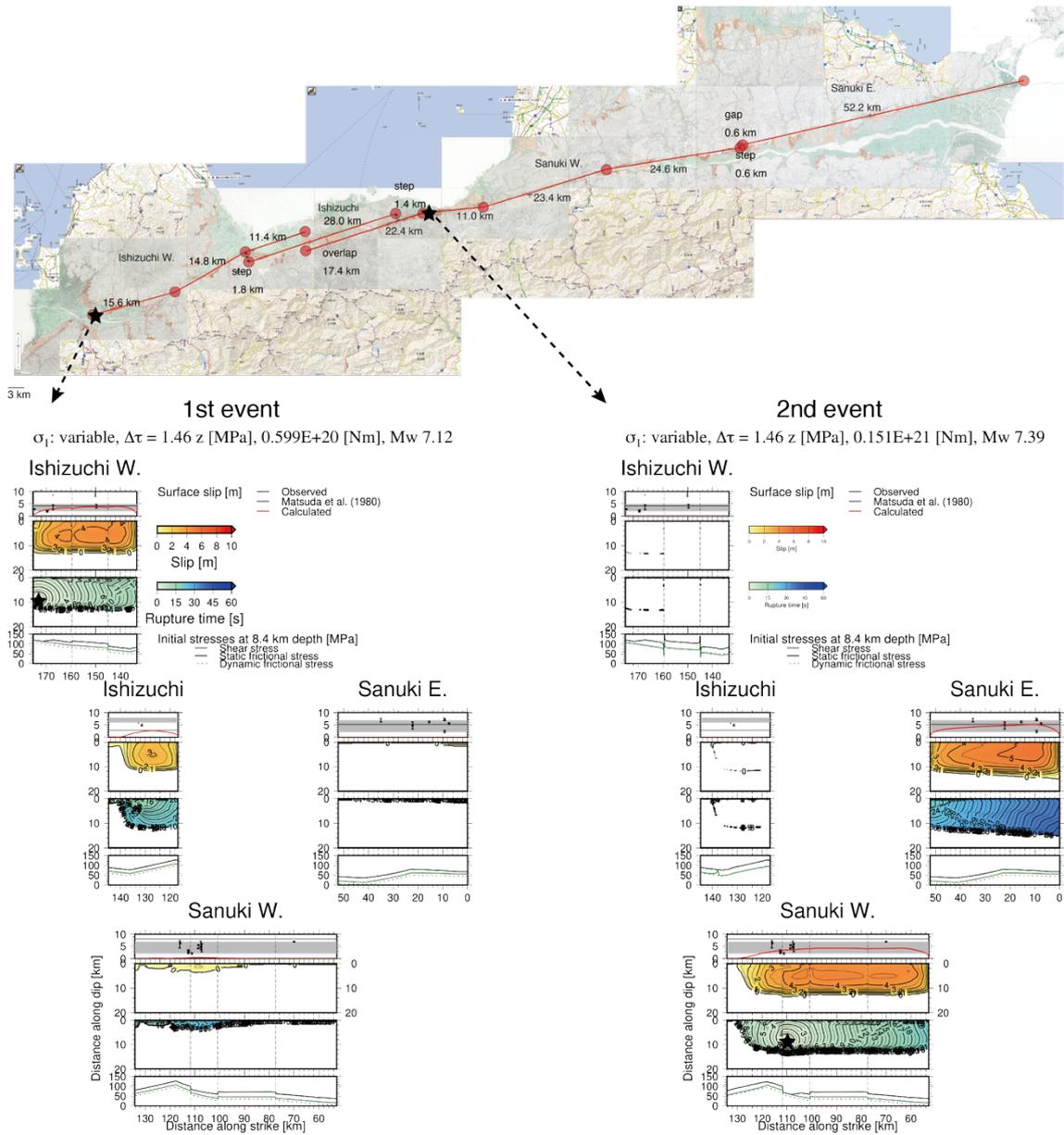
1596年9月1日地震の発生時刻。信頼できる史料からは、豊後地震は日没ごろ、伊予地震はやや遅れて発生したと考えることができる。

2 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析



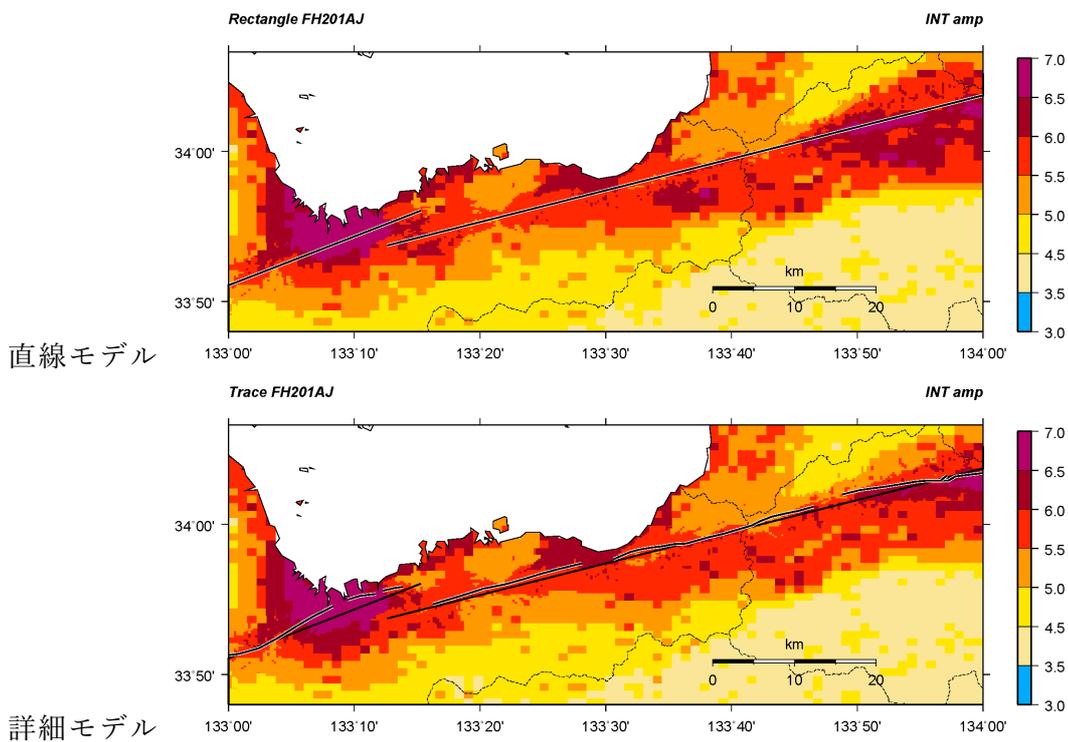
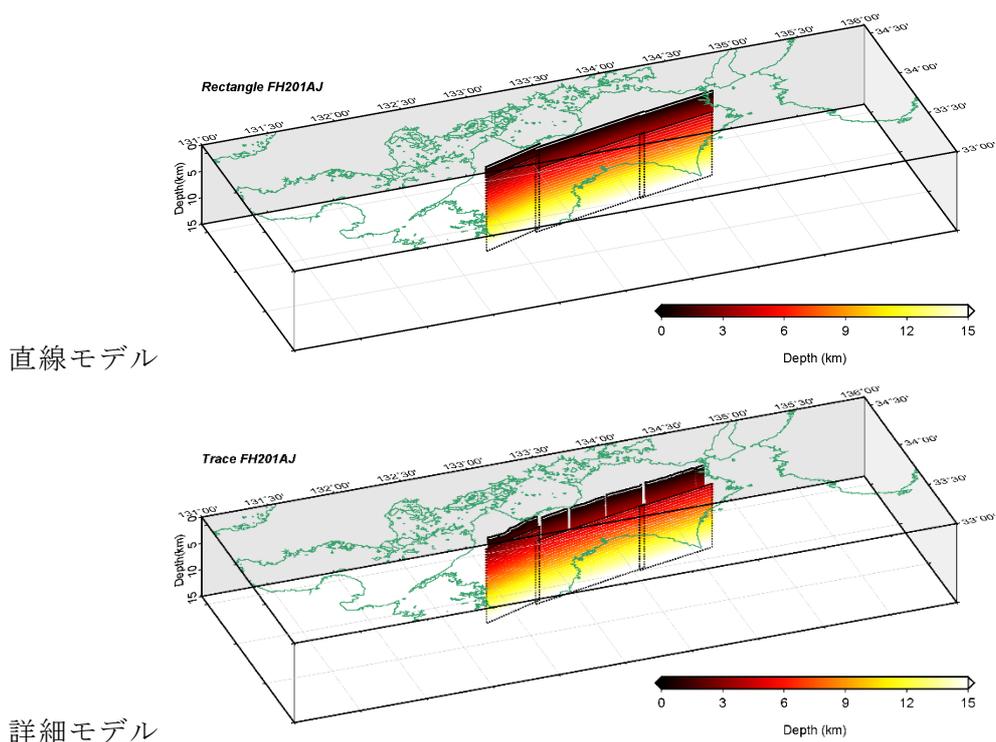
紀伊半島西部の中央構造線断層帯 (MTL) 付近の地殻内地震の震源分布。3次元地震波速度構造 (Matsubara et al., 2022) を用いて再決定した。(a) 震央分布。カラスケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。(b) 鉛直断面図。各断面の測線の位置は(a)を参照。濃赤四角はMTLの地表位置を表す。断層帯近傍では、気象庁一元化震源カタログ (淡赤丸) に比べてやや浅い震源分布 (黒丸) が得られた。

3 活動履歴を考慮した動的破壊シミュレーションによる連動性評価



活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される最新活動の破壊過程の例。石鎚山脈北縁西部区間西端から始まり、石鎚山脈北縁区間と連動する先発イベント（左）に続いて、讃岐山脈南縁西部区間の石鎚山脈北縁区間とのオーバーラップ先端付近から始まり、讃岐山脈南縁東部区間と連動する続発イベント（右）が連鎖する。

4 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化



中央構造線讃岐山脈南縁区間～石鎚山脈西縁区間について、地表断層の端点を直線で結んだモデル（直線モデル）と詳細位置をモデル（詳細モデル）について、ハイブリッド法による強震動計算を行い、震度分布を比較した。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要	1
2. 業務の実施体制	3
3. 研究報告	
3. 1 活断層の変位履歴及び歴史史料に基づく連動履歴の解明	4
3. 1. 1 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査	4
3. 1. 2 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討	39
3. 2 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析	43
3. 3 活動履歴を考慮した動的破壊シミュレーションによる連動性評価	55
3. 4 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化	72
4. 全体成果概要	107
5. 成果の論文発表・口頭発表等	109
6. むすび	111
7. 外部評価委員会	113

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長大であり活動度が高い断層帯の1つである中央構造線断層帯の四国陸域を中心に、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、地表付近の詳細な断層位置形状を反映した強震動計算を目的とした調査研究を実施する。四国地域の活断層の長期評価（地震調査委員会，2017）では、「複数の活動区間や隣接する活断層帯の連動など、活断層で発生する多様な地震を考慮した評価手法についての検討も、今後進めていく必要がある」との課題が提起されている。

令和2年度から令和4年度にかけて、連動型巨大地震の発生可能性の評価手法や地震発生確率の算出手法を開発・実用化するため、「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」（以下「過年度事業」という。）を実施した。その結果、過去の活動を調査して連動型地震の発生履歴を明らかにすることにより、長期間の平均的な連動型地震の発生確率を算出する手法等を開発した。しかし、過年度事業の手法では、例えば平均活動間隔に対して比較的最近に活動した区間を含む場合など、現在の応力蓄積状況を考慮した連動型地震の発生可能性を評価できていないという課題がある。

また、長大な活断層帯においては、活断層の走向や傾斜が空間的に変化している場合がある。しかし、強震動評価のために震源断層モデルを設定する場合は、必ずしも実際の変化する走向や傾斜に整合していない簡略化したモデルを設定している場合が多い。そのため、実際に起こり得る強震動を正確に評価できていない可能性がある。本事業では、断層モデルを実際の断層運動により整合したモデルとし、より正確に強震動を評価する手法を提案する。

そのため、従前の知見と過年度事業の結果を踏まえて、本研究課題では地震調査研究推進本部の連動型地震に関する新たな評価手法や高度化した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関係委員会において、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、長期評価や全国地震動予測地図の高度化へ貢献することを目指す。

(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巨大地震の発生可能性と連動条件、地表近傍の断層位置形状を反映した強震動計算手法等を検討することを目的とし、四国陸域の中央構造線断層帯を主な対象として、次の5つのサブテーマについて調査研究を遂行する。

サブテーマ1：活断層の変位履歴及び歴史史料に基づく連動履歴の解明

サブテーマ1-1：複数回の変位履歴を復元するための活断層調査

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を実施し、変位量が地震毎にどのように変化したかを明らかにして、連動イベントと非連動イベントを判別する。変位履歴から連動型イベントの発生間隔を明らかにし、国内外の事例も踏まえて、最新活動からの経過時間等を考慮した連動確率を算出する評価手法について検討する。

サブテーマ1-2：歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討

中央構造線断層帯の周縁に位置する四国・中国・九州地域で起きた地震活動を歴史史料

から抽出する。

サブテーマ 2：地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析

断層帯周辺の地殻応力場の情報を整理し、三次元速度構造を用いて微小地震の震源位置を精密に再決定する。また、地震の震源分布やメカニズム解を用いて震源断層の地下形状を推定する。

サブテーマ 3：活動履歴を考慮した動的破壊シミュレーションによる連動性評価

活動履歴や地震時変位量等を考慮した動的破壊シミュレーションについて、エネルギー収支による連動可能性のスクリーニングとともに実施し、連動可能性とその条件等を検討する。

サブテーマ 4：長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

地表付近の詳細な断層位置形状を反映した断層モデル構築と地震動計算等を実施し、より正確な強震動評価手法を検討する。

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巨大地震の評価手法を構築する。

このうち、国立研究開発法人産業技術総合研究所ではプロジェクトの総合的推進及びサブテーマ 1-1、2、3、公益財団法人地震予知総合研究振興会ではサブテーマ 1-2、国立研究開発法人防災科学技術研究所ではサブテーマ 4 に関する調査研究を実施する。

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
1-1 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	近藤 久雄
	一般財団法人 電力中央研究所	木村 治夫
	学校法人 同志社大学	堤 浩之
1-2 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討		
	公益財団法人 地震予知総合研究振興会	榎原 雅治
	公益財団法人 地震予知総合研究振興会	水野 嶺
2 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	椎名 高裕
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	内出 崇彦
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	今西 和俊
3 活動履歴を考慮した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
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	浦田 優美
4 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化		
	国立研究開発法人 防災科学技術研究所	森川 信之
	国立研究開発法人 防災科学技術研究所	藤原 広行
	国立研究開発法人 防災科学技術研究所	岩城 麻子

3. 研究報告

3. 1 活断層の変位履歴及び歴史史料に基づく連動履歴の解明

3. 1. 1 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査

(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	上席研究員	木村 治夫
学校法人	同志社大学	教授	堤 浩之

(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実施し、変位量が地震毎にどのように変化したかを明らかにして、連動イベントと非連動イベントを判別する。変位履歴から連動型イベントの発生間隔を明らかにし、国内外の事例も踏まえて、最新活動からの経過時間等を考慮した連動確率を算出する評価手法について検討する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和5年度：

四国陸域の活動区間において、過去の地震時変位量を複数回明らかにするための変位履歴調査を実施した。その結果と周辺断層における既往の活動時期・地震時変位量等を整理した。

2) 令和6年度：

四国陸域の活動区間において、過去の地震時変位量を複数回明らかにするための変位履歴調査を実施した。その結果と周辺断層における既往の活動時期・地震時変位量等を整理した。

3) 令和7年度：

四国陸域の活動区間において、過去の地震時変位量を複数回明らかにするための変位履歴調査を実施する。その結果と既往の活動時期・地震時変位量等を整理し、四国陸域4区間の変位履歴をとりまとめる。さらに、過去の連動型イベントの頻度を明らかにし、最新活動からの経過時間を考慮した連動型地震の発生確率の算出手法について検討する。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

四国陸域の中央構造線断層帯・石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近を主な対象として変位履歴を解明するため、次の地形地質調査を実施した。石鎚山脈北縁西

部区間・川上断層に位置する西条市氷見地区において、ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、ボーリング調査を実施し、過去4回の活動時期と活動間隔、地震時変位量等を明らかにした。トレンチ壁面で確認された最新活動は少なくとも約2000年前以降、江戸時代中期以前に生じたと推定され、1596年文禄（慶長）・伊予地震に対応する可能性を確認した。また、最新イベントを覆うチャンネル充填堆積物からは、カキ・二枚貝を含むイベント堆積物がみいだされ、これは1707年宝永地震に伴う津波堆積物の可能性がある。群列ボーリングを含めた地質断面では、過去4回のイベントに伴う地震時上下変位量は、それぞれ1.2m、1.8m、2.2m、1.5mと計測された。最近3回の活動は鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）降灰以降に生じており、平均活動間隔は3300～3500年程度と推定される。K-Ahを基準とした累積上下変位量と年代から、上下平均変位速度は0.8～1.2mm/yrと算出される。平均活動間隔等を周辺断層と比較した結果、川上断層の既往トレンチ調査結果や岡村断層の平均活動間隔700～1500年よりも有意に長いことが明らかになった。

(b) 業務の成果

1) 石鎚山脈北縁西部区間・川上断層における西条市氷見地区の変位履歴調査

a) 調査地点の概要

石鎚山脈北縁西部区間は、愛媛県西条市から西へ松山市まで至る、長さ41kmの活動区間である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）。構成する断層は、川上断層と重信断層であり、それぞれ右横ずれを主成分とする横ずれ断層である。（図1～3）。川上断層上の氷見土居地区では、この評価に資するトレンチ調査が実施され（堤・他，2000）、過去3回の古地震イベントが識別されている。それらの活動時期は、新しいものからイベントA：西暦630年～江戸時代、イベントB：AD25～1000年、イベントC：4040±170 y. B. P. 以降である。石鎚山脈北縁西部区間では川上断層と重信断層で行われたトレンチ調査等の古地震調査に基づき、最新活動は15世紀以後、18世紀以前、先行する活動2は1世紀以後、8世紀以前、活動3は2800年前以後、1世紀以前、平均活動間隔は700～1300年と評価されている。これを基に、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0～11%以下（Sランク）と評価されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）。

本事業の初年度にあたる令和5年度には、中央構造線断層帯で最大の断層不連続をなす石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間との連動性を古地震学的に評価するため、石鎚山脈北縁区間の岡村断層で調査を実施した。断層不連続は、川上断層と岡村断層の右ステップオーバーであり、両者の間には右横ずれに伴う沈降場と正断層群が形成されている（例えば、後藤・中田，2000）。石鎚山脈北縁区間を構成する岡村断層の西条市坂元地区は、岡村断層の西端付近に位置し、令和4年度に調査を実施した大生院地区から西へ約10km、岡村断層の西端から東へ約3kmの地点である（図3）。周辺では、岡村断層が西へ向かって分岐し、盆地内に主に2条の正断層が発達する。ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、ボーリング調査を実施し、過去3回の活動時期と活動間隔、地震時変位量等を明らかにした。その結果、最新活動は西暦660年以降に生じ、1596年文禄伊予地震に対応する可能性が高く、先行するイベントの発生年代は約1.3～1.8万年前、さらに前の活動は約2.9万年前頃と推定された。これらをもとに最近3回の活動間隔は11200～18200年程度と推定され、周辺断層の活動間隔1000～1500年よりも有意に長いことが明らかとなった。また、各イベン

トの地震時上下変位量は、それぞれ 1.5m、1.0m、1.7m と計測された。

今年度の調査は、右ステップオーバーの西側を構成する、石鎚山脈北縁西部区間の川上断層上で具体的な変位履歴を複数回明らかにするため、西条市氷見乙地区においてドローン LiDAR 調査、トレンチ調査、ボーリング調査を実施した。

b) ドローン LiDAR 調査

西条市氷見乙地区では、川上断層の正確な分布と調査位置との関係を把握するため、米軍撮影の空中写真判読、ドローン LiDAR による 0.1m メッシュの数値標高モデル (DEM) を作成した。ドローン LiDAR による地形陰影図を図 4 に示す。

調査地周辺では、川上断層は相対的な北側低下を伴うとみられており、堤・他 (2000) によるトレンチ調査は、北側低下の低断層崖の東延長で実施された。トレンチでは高角からほぼ鉛直の複数の断層が露出している。今回の調査地はさらに東延長に位置し、高位面相当の段丘面の北縁に沿って川上断層が延びる (図 3, 4)。段丘面は主に南東へ傾動し、旧河道の存在により逆傾斜が明瞭に示されている (図 3 ; 中田・他, 1998)。

米軍空中写真判読の結果、調査地周辺では堤・他 (2000) で確認された断層位置から、東へ延びる溝状凹地がみられた。現在は、田圃の圃場整備によって溝状地形にみえる区割りは消失している。ドローン LiDAR による地形陰影図では、溝状凹地におおむね沿うように相対的な低地 (図 4 の青色範囲) が形成されている。凹地の南縁は北側低下の低断層崖であり、低崖の比高は 2.2m である (図 5)。そのため、この凹地が断層凹地もしくは低断層崖に沿って流れた旧流路である可能性等を詳細に検討するため、凹地の北縁を限る位置でトレンチを掘削し、南縁を含めて横断する測線で群列ボーリングを実施した。

c) トレンチ調査

氷見乙地区のトレンチ調査は、溝状凹地の北縁を横断して長さ約 30m、幅 6 m、深さ約 3 m 程度の 1 孔を掘削した。凹地全体を横断するトレンチは、用地の制限と道路、水路の存在により実施できなかった (図 4)。以下では、トレンチ壁面の層序と断層、イベント層準の認定等について詳述する。

トレンチ壁面には、下位から扇状地性砂礫層、湿地性堆積物、チャンネル堆積物及びフラッドローム層、干拓に伴う歴史時代の人工改変土層、近代の人工改変土層が露出した。トレンチ南端付近では、湿地性堆積物以下の地層を切断する南傾斜の高角な断層が出現し、トレンチ全体に及ぶ緩やかな南側低下の撓曲変形が認められる。断層は北傾斜 60~80° 程度と高角であり、微弱な剪断面と撓曲変形を同時に形成する構造を示す。地層の分布や層相の特徴、年代等を基に、トレンチ内に露出した地層を I~VIII 層のユニットに区分した。トレンチ壁面の写真を図 6~8、スケッチを図 9~11、考古学的遺物と生物遺骸の写真を図 12 に示す。また、壁面から採取した試料の放射性炭素同位体年代測定の結果を表 1、珪藻分析の結果を表 2、花粉分析の結果を表 3、有孔虫分析の結果を表 4 に示す。

以下では、それらの層相と特徴、年代について略述する。なお、放射性炭素同位体年代測定結果の暦年較正は、Ramseys (1995 ; 2009) を基に Reimer et al. (2020) の較正曲線を使用し、 2σ に対応する暦年代を西暦もしくは cal BP で表記する。

I 層 : 本層は主に砂礫混じりシルトで、田畑耕作土 (および田畑の底土)、敷き均し土、

および水路堆積物。本層は層相から I a、I b、I c の 3 層に区分される。

I a 層：現在、田圃として使用されている表土。暗褐色の礫混じりのシルトからなる。植根、細～中礫を含む。トレンチ東および南壁面では、トレンチ掘削に伴う耕作土とその下位の地層を分けるため、スケッチからは厚さ 20cm 程度除かれている。断層変位は認められない。

I b 層：橙灰色の礫混じりの砂からなる。硬質でおおむね厚さ 20cm 程度で耕作土の直下に水平に分布している。現在、上下の地層の重なりから圃場整備時の敷き均し土と推定される。

断層変位：断層変位は認められない。

I c 層：灰色の礫からなる。東壁面のみ分布し、他の壁面への連続が不明である。上下の地層の重なりから圃場整備前の田畑の水路堆積物と推定される。断層変位は認められない。

II 層：本層は主にシルトと砂礫で、層相から II a、II b、II c の 3 層に区分される。耕作土の直下で主にシルトからなりトレンチ全体に分布する II a 層に対し、II b 層、II c 層はトレンチ北西側で局所的に分布する。

II a 層：褐色のシルトからなる。植物根や有機質分を含む。断層変位は認められない。

II b 層：灰色のシルトや礫からなる。淘汰が悪く堆積物や構造物層が入り乱れている。下部に団子状またはレンズ状の有機質シルトを含む。トレンチの北西側に水路状に形態で分布する。断層変位は認められない。

II c 層：暗灰色の有機質シルトからなる。淘汰が悪く、トレンチ北壁面のみ分布し、上位は II a 層、東側および下位は III 層、西側は II b 層に囲まれていることから、II b 層の同時異相と推定される。断層変位は認められない。

III 層：本層は主にシルトと礫で、層相から III a、III b の 2 層に区分される。

III a 層：黄灰色砂質シルトからなる。ところどころに礫を含む。断層変位は認められない。

III b 層：灰色の礫からなり、主に礫支持である。分布はトレンチ北側（東壁面 E00～E01、西壁面 W00～W09、北壁面 N00～W05）、および東壁面の E18～E21 に水路状に局所的に分布する。西壁面 W03～W09 の上端（層厚 6～12cm）は基質支持からなる。礫は主に砂岩、片岩で石英を含み、礫径は 2～50mm の円～垂円礫である。基質は粗粒砂からなる。断層変位は認められない。

IV 層：主に灰色のシルトからなる。砂や礫が混じる。断層変位は認められない。江戸時代の遺物が混じる。

V 層：主に暗褐色砂質シルトからなり、砂、礫や貝殻片（牡蠣、蜆など二枚貝）を多く含むチャンネル堆積物を挟む。礫の多い層準は、細礫サイズの礫は石英 4 割程度、砂岩 4 割程度、その他 2 割程度含み、主に円礫からなる。中～大礫サイズの礫は砂岩 4 割程度、珪質片岩 1 割程度、泥質片岩 1 割程度、砂質片岩 1 割程度、安山岩類 1.5 割程度、石英 0.5 割程度含み、主に垂角礫からなる。断層変位は認められない。

基質はシルト質細粒砂からなる。牡蠣の破片から 650～710 年前（E24（EL. -0.2））、蜆の破片から 700～760 年前（E24.5（EL. -0.2））の年代値が得られた。以上から本層の堆積時期は 650～760 年前と推定される。

VI層：主にシルト（VIa）で、複数のレンズ状の礫層を挟む。それら礫層のうち、東壁面および西壁面において南北方向に比較的連続性の良い礫層をVIbと区分した。

VIa層：灰色のシルトで砂や礫が混じる。断層変位・変形は認められない。

VIb層：灰色の砂礫からなる。細～中礫サイズの礫は石英5割程度、砂岩3割程度、その他2割程度含み、主に円礫～垂円礫からなる。中～大礫サイズの礫は砂岩4割程度、泥質片岩3割程度、珩質片岩2割程度、安山岩類1割程度含み、主に垂円礫からなる。基質は粗粒砂からなる。礫のインプリケーションをE28～E29付近でみると、砂岩礫の長軸方向はN42Eで傾斜は40°S、片岩礫の長軸方向はN50Eで傾斜は44°S、安山岩礫の長軸方向はN84Wで傾斜は37°S、E26～E27付近でみると、砂岩礫の長軸方向はN24Eで傾斜は22°Sであることから、おおむね南から北への流下が推定される。明瞭な断層変位・変形は認められないものの、東壁面と西壁面の北側（東壁面E00～E07；約15cm、西壁面W00～W07；約25cm）と南側（東壁面E11～E30；約15cm、西壁面W9～W30；約15cm）で緩やかに高度が低下する。

VII層：本層は主にシルトで、層相からVIIa、VIIb、VIIcの3層に区分される。

VIIa層：灰色のシルトからなる。上位のVI層との境界に有機質シルト（VIIa-1）を挟む。トレンチ壁面全体で変形を生じており、南への逆傾斜と断層近傍で南側低下の撓曲変形が認められる。

VIIb層：暗灰～灰褐色のシルトからなる。有機質分を含み、上部から有機質シルト（VIIb-1）、灰白色粘土（VIIb-2）、有機質シルト（VIIb-3）を挟む。VIIb-1およびVIIb-3はトレンチ南側の局所的な範囲（東壁面E-26～E-29、西壁面W23～W29）に分布し、それより北側には分布しない。VIIb-2はそれらよりも広い範囲（東壁面E13～E29、西壁面W02～W29）に分布する。南への逆傾斜と断層近傍で南側低下の撓曲変形が認められる。

VIIc層：黒灰色の有機質シルトからなる。植物片、材、腐植物を含む。南への逆傾斜と断層近傍で南側低下の撓曲変形が認められる。

壁面より採取された試料を放射性炭素年代測定した結果、3780～3840年前（E15-3）および3840～3900年前（E28(EL.-1.45)）の年代値が得られた。以上から本層の堆積時期は3780～3900年前と推定される。

VIII層：緑灰色の砂および礫からなり、植物片、材を含む。上端の層厚15cm程度は砂や細礫（主に径2～5mm程度の石英）からなり、下部は団子状またはレンズ状の粘土～シルトが散在する。礫が多い層準では、石英が7割程度、泥質片岩1割程度、砂岩1割程度、砂質～結晶質片岩0.5割程度、木片0.5割程度で、礫径は2～10mm、主に垂角～垂円礫からなる。基質はシルト混じり粗粒砂からなる。南への逆傾斜と断層近傍で南側低下の撓曲変形が認められる。東壁面のE26-E27付近と西壁面のW25-W26では剪断を伴う断層面が認められ、それぞれの走向と傾斜はN74°W/70°SとN61°W/72°S～80°Sである。

壁面より採取された試料を放射性炭素年代測定した結果、4950～5010年前（E15-2）および5060～5120年前（E15-1）の年代値が得られた。以上から、本層の堆積時期は4950～5120年前と推定される。

d) ボーリング調査

氷見乙地区のボーリング調査は、トレンチでみられる断層と変形構造よりも深部の断層

を確認するため、溝状凹地を横断して6孔（SJHM-01～06孔）を掘削した。各孔の掘削長は、18～22m程度である。ボーリングの地層は、主として耕作土、火山灰（本文中は火山灰質と記載し、再堆積の可能性のある層は火山灰混じりと記載する）、地形面を構成する河川成のシルト、砂および礫、海成のシルト、本流性および支流性の砂礫から構成される。SJHM-03孔では明瞭な剪断を伴う断層面が確認され、一部の地層には傾斜した変形が認められる。層相の特徴や分布等を基に、それらの地層を上位から下位にI～VIII層のユニットに区分した。I～VIII層はトレンチ壁面のユニットと対比した。以下では、ボーリングのみでみられたIX層以下の各ユニットの特徴について略述する。ボーリングコアの写真を図13～18、ドローンLiDARとボーリングに基づく地形地質断面を図19、詳細地質断面と古地震イベントを図20に示す。また、火山灰分析の結果を表5に示す。

X層：主に緑灰色の細粒砂～極粗粒砂からなる。植物片を含み、団子状の粗粒砂やシルトを含み、石英の岩片が散在する。一部に円～亜角礫の薄層を挟む。礫は主に砂岩で、礫径2～20mmの円～亜円礫、基質はシルト混じり中粒～粗粒砂である。下位との境界は明瞭で凹凸を呈する。

XI層：主に緑灰色のシルト～礫からなる。上部は細粒砂～粗粒砂を挟むシルトを主体とし、下部は礫を主体とする。上部のシルトの層中に中粒砂～粗粒砂の薄層を複数枚挟み、団子状～レンズ状の中粒砂、亜円～亜角の細礫を含む。生物擾乱、生痕化石がみられる。下部の礫は主に砂岩で、安山岩、片岩、石英を含み、礫径2～60mm以上の円～亜円礫からなる。基質は中粒砂～粗粒砂で基質支持及び礫支持の部分からなる。下位との境界は明瞭で凹凸する。

XII層は層相の違いからXIIa層、XIIb層およびXIIc層に細分した。

XIIa：主に褐色の有機質シルト～灰白～褐灰白色の火山灰混じり細粒砂からなる。植物片を多く含み、平行葉理、生物擾乱がみられる。植物片を含み火山灰混じりシルトの薄層を挟み、下位のXIIb層の火山灰の二次堆積物とみられる。下位との境界は明瞭でほぼ水平である。

XIIb：主に灰白色の火山灰からなる。一部に砂が混じる。下位との境界は明瞭でおおむね水平である。火山灰分析の結果、鬼界—アカホヤ火山灰（K-Ah；町田・新井，2003）に対比される。

XIIc：主に暗灰色～灰褐色の有機質シルトからなる。植物片を多く含み、シルト～砂の薄層を挟む。また平行葉理（幅2～20mm）に沿って植物片を含む。一部に褐色の極細粒砂と有機質極細粒砂（植物片多い薄層）との互層（幅2～20mm）を挟む。

XIII層：主に緑灰色の細粒砂～中粒砂および礫からなる。植物片、貝殻片、円～亜角礫を含み、生物擾乱がみられ、平行葉理を有する。一部、有機質シルト、灰色のシルトの薄層を挟む。礫を主体とする部分は主に砂岩、安山岩、泥質片岩で、径2～40mmの円礫～亜円礫からなる。基質は細粒～中粒砂で礫支持である。下位との境界は明瞭で凹凸を呈する。

XIV層は層相の違いからXIVa層、XIVb層およびXIVc層に細分した。

XIVa：主に灰色の極細粒砂～砂礫からなる。まれに火山灰の薄層を挟む。また、一部シルト混じり極細粒～細礫（基質支持）からなる上方細粒化層を示す薄層を挟む。細～中粒砂に平行葉理がみられる。礫を主体とする部分は主に砂岩で径2～60mm以上の円～亜角礫からなる。基質は細粒砂～中粒砂である。下位との境界は明瞭で凹凸を呈する。

XIVb: 主に灰色の細粒砂～シルトからなる。有機質シルトを挟み、一部に団子状またはレンズ状の有意質シルト、灰色シルトまたは砂質シルトが混じり岩相は乱れる層を挟む。SJHM-03 孔には、みかけの傾斜 56° の断層が認められる。下位との境界は明瞭で凹凸を呈する。

XIVc: 主に灰色の礫からなる。有機質分、砂分を含み、団子状の灰とシルトが点在する。礫は主に砂岩、凝灰岩、安山岩で、片岩を含み、径 2～60mm 以上の円～垂角礫からなる。基質は細粒～粗粒砂で礫支持である。一部葉理に沿って径 2～4 mm の円礫や粗粒砂がみられる極細粒砂を挟む。下位との境界は明瞭で凹凸を呈する。

XV層: 主に淡緑灰～灰色の砂礫からなる。緑灰色の粘土、シルトおよび砂を挟む。礫は主に砂岩で安山岩、片岩を含み、径 2～60mm 以上の円～角礫からなる。基質は細粒～粗粒砂で礫支持である。

XVI層: 主に黄灰色のシルト混じり砂礫からなる。礫は、砂岩を主体とし、珪質岩、安山岩、石英、粘板岩、流紋岩、緑色片岩、泥質片岩、紅レン片岩などからなる。径の大きな礫は半分以上が砂岩からなる。流紋岩は最大コア長は 130mm と最も大きい。礫径は主に 2～20mm 程度以下である。基質は黄灰色のシルト混じり細粒～粗粒砂からなる。

e) 古地震イベントの認定と上下変位量

トレンチ壁面及びボーリングコアに露出した断層と地層の被覆・切断関係、撓曲変形の程度、上下変位量の差異をもとに、最近の古地震イベントを 4 回認定した。以下では、新しいものからイベント 1～4 と呼称し、それぞれの認定根拠と発年代について略述する。最新イベントのイベント 1 は主にトレンチ壁面でみられる断層変位・変形と被覆関係に基づき、イベント 2～4 はボーリングに基づく地質断面の上下変位量等を基に認定を行った。それらのイベントは、主断層から派生した北側の副断層が SJHM-02 孔と SJHM-03 孔の間に認められ、断層を挟んだ両側での上下変位量の差異や低下側を埋積して厚く堆積する地層の分布等から識別された。また、現時点では個別のイベントの詳細な発生時期が特定できていないため、ここでは暫定的な年代測定結果等を基に平均活動間隔を算出する。

イベント 1 は、トレンチ壁面にみられる南側低下の撓曲変形と断層変位により明瞭に認められる。断層は、上述のように東壁面の E26-E27 付近および西壁面の W25-W26 に認められ、両壁面での走向は $N61\sim 74^\circ W$ である。この走向は、周辺の活断層分布の一般走向 $N65^\circ E$ と斜交しており、主断層に沿う雁行亀裂の一部である可能性が高い。断層面直近の上下変位に加えて、トレンチの広い範囲で撓曲変形がみられ、VIIb 層以下の地層に変形が及んでいる。VII層上面が南北方向に水平であったと仮定した場合、トレンチの範囲の上下変位は南側低下 1.1m である。上位のVIIa層は無層理のシルト層からなり、断層近傍では明瞭な変位・変形はみられない。しかし、トレンチ北端付近では上位のVIa層のチャンネルに侵食されており、トレンチ全体の構造からみてVIIa層とVIa層が傾斜不整合の関係にあることがわかる。したがって、イベント 1 は、VIIa層堆積後、VIa層堆積前に生じたと判断される。

イベント 1 の発年代は、IV層から得られた 1990 ± 30 y. B. P (1994-1834 cal BP) が現時点で得られた妥当な堆積年代として最も新しく、約 2000 年前以降に限定される。ただし、この試料は、VIIa-1 層最上部の腐植質シルト薄層から採取されたバルク試料であり、古い腐植の再堆積である可能性がある。VIIa層中のシルトからは年代が得られていない。

すなわち、イベント1の下限の年代を示すVIIa-1層の実年代はさらに新しいものと推定される。現時点での試算では、VIIb層の 2880 ± 30 y. B. PとVIIc層の 3870 ± 30 y. B. Pの年代差1000年と層厚40cmから外挿して、VIIa層上面は1400 y. B. P.前後と概算される。この年代は、年代測定試料をさらに分析して再検討する必要がある。

イベント1の上限を示す年代は、V層のチャンネル充填堆積物から産出した牡蠣と二枚貝から得られた。それぞれ、 730 ± 30 y. B. P（西暦1690年以降）と 680 ± 30 y. B. P（西暦1640年以降）である。ただし、これらの暦年についてはリザーバー効果を未補正の年代である。また、東壁面のV層からは江戸時代中期頃のきせるの吸い口、VIa層からは耳かき付きのかんざしの考古遺物が出土した。耳かき付きのかんざしは、江戸時代中期の公家であった高橋宗直が、北野天満宮の御開帳があった享保7年（1722年）に商人に作らせたことが端緒とされている（喜多村，1927）。よって、VIa層の堆積年代は、西暦1722年以降で江戸時代中期頃とみられる。以上から、イベント1の発生時期は、約2300年前から江戸時代中期以前と推定される。この年代は、従来の川上断層の最新イベントに対比される、西暦1596年文禄（慶長）伊予地震と矛盾しない。

イベント2は、X層下面を基準とした上下変位量が3.0mと計測され、VIII層下面では1.2mと計測されることから、両者の間にイベント2の存在が示される。イベント1に伴う上下変位量は、トレンチ壁面で1.1m、地質断面では1.2mと同程度であり、X層下面の3.0mの比高は累積上下変位量と判断できる。IX層は、凹地内のSJHM-03孔とSJHM-04孔にのみ層厚1.5m程度で分布する。断層の北側に位置するSJHM-01孔とSJHM-02孔では、IX層は分布していない。よって、イベント2はX層堆積後に1.8mの上下変位を伴って生じ、その後凹地を埋積してIX層が堆積したと考えられる。

イベント3は、XIIa層堆積後、XI層最下部の堆積前に生じた。XIIa層上面、XIIb層下面、XIIc層上部の腐植質シルトを基準とした上下変位量は、それぞれ5.0m、5.1m、5.4mである。XIIb層は、K-Ah火山灰層とその二次堆積物である。断層の北側と凹地内にも堆積しており、一方、上記のようにX層下面は3.0mであるため、少なくともXIIa層とX層との間にイベント3が生じたことが確実である。凹地内ではXIIa層の上位にはXI層最下部を構成する砂礫層がみられ、凹地内を埋積してまず流路堆積物が分布し、XI層の汽水性シルト層も断層北側より厚く分布する。XI層の汽水性シルト層は、珪藻分析の結果では河口域の潮間帯の環境とみられ、断層低下側の凹地に沿って堆積したとみられる。したがって、イベント3はXIIa層堆積後、XI層最下部の堆積前に生じた。以下では、5.0～5.4mの平均値である5.2mをイベント3回分の累積上下変位量と判断し、上位の累積変位量3.0mと差し引きして、イベント3に伴う上下変位量は2.2mとなる。

イベント4は、XIV層の砂礫層堆積後、XIII層堆積前に生じたと考えられる。XIV層の砂礫層は完新統の基底をなす砂礫層であり、地質断面上で全てのコアに広く分布する。上位のXIII層は、淡水性の腐植シルト及びシルトを主体とする。XIV層を基準とした累積上下変位量は6.7mであり、上述のXIIc層上部の累積変位量5.4mよりも有意に大きい。XIIc層上部は貝殻片が産出する海成層であり、珪藻分析の結果も内湾～沿岸域の古環境を示す。これらの海成層は断層の北側にも分布するため、XIIc層上部堆積時は調査地周辺の広い範囲が内湾～沿岸域であったとみられる。よって、イベント4の発生層準はこれよりも下位に位置することが確実である。一方、XIV層の直上にみられる陸生の湿地堆積物やシルト

層は、断層の北側には分布していない。これらは、イベント4で生じた凹地内を埋積したと考えられ、その後調査地周辺に浅海域が広がったと判断できる。以上から、イベント4は、XIV層堆積後、XIII層堆積前に生じた。イベント4に伴う上下変位量は、累積の6.7mからイベント3回分の累積5.2mを差し引きして、1.5mと判断した。

以上から、イベント1から4までの過去4回のイベントに伴う上下変位量は、それぞれ1.2m、1.8m、2.2m、1.5mであることが明らかとなった。これらは凹地の北側に位置する副断層による沈降成分であり、主断層を含めたトータルの地震時上下変位量ではない。そのため、いずれも厳密には最小値である。しかし、同一の断層面上で繰り返し生じた上下変位を計測しているため、川上断層の変位履歴を示す妥当な値と考えられる。4回の上下変位量は、平均1.7m、標準偏差0.4mでおおむね同程度の変位が繰り返されているが、最大で1.0m、2倍弱のばらつきを示している。各イベントに伴う変位量のばらつきは、それぞれのイベントの連動範囲や地震規模に応じた変化を示している可能性がある。

f) 平均活動間隔の推定

イベント1～4の個別の活動時期は現時点で明らかではないが、最新活動時期とK-Ahの年代から最近3回の平均活動間隔を算出した。最新活動時期は、記述のように約2000年前から江戸時代中期以前と推定される。江戸時代中期は元禄期から正徳期にあたり、一般に西暦1690～1780年頃とされる。イベント3は、K-Ah層準の直上に位置するXIIa層堆積後、XI層堆積前に生じた。XIIa層は腐植質シルトを含むシルト層であり、層厚20cm程度以下の薄層である。よって、イベント3の発生時期は、おおむねK-Ah降灰直後の約7300年前頃 (Smith et al., 2013) とみなせる。この場合、イベント3回がK-Ah降灰時の約7300年前から約2000年もしくは江戸時代中期までの間に発生したと考えることができ、平均活動間隔は2700～3600年となる。

また、最新活動時期は、既往の調査研究と同様に、西暦1596年文禄(慶長)の伊予地震に相当する可能性が高い。現時点では、最新活動時期の下限の年代は約2300年前と推定されているが、上述のように実際の地層の堆積年代はこれよりも新しい可能性が高い。したがって、最新活動時期を西暦1596年とした場合、約7300年前から約350年前に3回のイベントが生じたことになり、約3500年の平均活動間隔が推定される。

ここで推定された平均活動間隔2700～3600年は、従来の川上断層の平均活動間隔700～1300年よりも有意に長い。また、東の隣接区間である石鎚山脈北縁区間・岡村断層の平均活動間隔は1500～1800年であり、これと比較しても長い間隔となっている。これは、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間が、それぞれ区間単独の大地震を生じる頻度の違いを示し、何回かに1回の割合で両区間の連動型イベントが生じる可能性を示唆する。一方では、令和5年度に実施した岡村断層・坂本地区の活動間隔は、11200～18200年程度であり、これらの活動間隔よりもさらに桁違いに長い。これらの活動間隔の差異を最も合理的に判断するため、今後、より詳細な個別の活動時期を明らかにするとともに、地震時上下変位量も含めて、連動型イベントの抽出と頻度の見積もりを行う必要がある。

g) トレンチでみられるイベント堆積物の検討

トレンチ壁面には、カキと二枚貝が多産するチャンネル充填堆積物(V層)がみられる。

これらの貝類は、ほぼ全てが開いた状態で産出し、細かく粉砕された破片も認められる。開いた貝類は、人間が食用とした後にゴミとして流路へ放棄したと考えられ、粉砕された状態は、流路内の流れで移動し再堆積した結果である可能性が高い。これらの貝類は何枚かのレンズ状に分布し、充填するマトリックスは泥を主体とする。一部の二枚貝には、砂が充填される様子も確認できる。これらの地層は、チャンネルの主に南壁に近い場所に3～4層みられ、トレンチ西壁面では流路の北側壁付近にも認められる。したがって、流速が高い何らかの流れによって、チャンネル全体に広がる堆積をした後、チャンネル中央付近ではV層上部の新しい流れによって侵食もしくは充填された可能性が高い。ただし、より新しい流れと貝類を含むレンズとの境界は明瞭ではなく、また、均質な泥を主体とした細粒堆積物であり、氾濫原堆積物によるものとみられる。

貝類を含むレンズのマトリックスから得た試料の微化石分析の結果、堆積当時の古環境は次のように推定された。試料名は、E24.55E.L.-0.1である。珪藻分析では化石の産出数が少ないものの、種の生態性と群集の特徴は、湿地環境を示す種が複数種産出すること、内湾性の珪藻も産出することが示唆される(表2)。また、花粉分析では、個体数が100未満と少ないものの、木本花粉の割合が高く、アカガシ亜属、ハンノキ属、マツ属が多い(表3)。草本花粉ではイネ科が多く、水生シダ植物のサンショウモが含まれる。すなわち、少数ながらも陸生の環境を示す花粉が産出する。さらに、有孔虫の分析結果からは、膠着質殻種が主に産出し、潟から内湾湾奥、汽水湖の低～中塩分汽水域であったと推定される(表4)。よって、堆積時の環境はチャンネル内の陸生湿地であった場所へ、一時的に海域から海水と内湾の底質が流入したものと考えられる。これらを踏まえると、貝類を含む泥質のレンズが少なくとも陸側からの流れによって運ばれたとは考えにくく、海側から運ばれたイベント堆積物であると判断できる。

イベント堆積物としての成因は、江戸時代中期に生じた津波もしくは高潮に伴う堆積物の可能性が考えられる。チャンネル充填堆積物内のイベント堆積物付近には、江戸時代中期のきせるの吸い口や陶器片が雑多に出土した。きせるの吸い口は、2本揃って並んだ状態で産出している。並んだ状態が流れの中で保たれるとは考えにくいため、堆積時には紐等の何らかで2本を縛った状態であったと考えられる。トレンチ壁面の表面に吸い口のみが刺さった状態で出土したため、羅宇(本体部分)や火皿はトレンチ掘削時に消失した可能性が高い。また、きせるの吸い口は真鍮製で重量がある一方で、レンズのマトリックスや上下の地層が泥を主体とするため、陸上の土石流のようなサイズが異なる粒子の混相流であった可能性が高い。

現時点では、津波堆積物か高潮に伴う堆積物のいずれかを断定できる証拠はないが、周辺で知られている歴史記録からは、西暦1707年宝永地震に伴う津波堆積物の可能性がある。西条市周辺の宝永地震に伴う沈降現象について、柴田(2017)により詳細にまとめられている。調査地の氷見乙地区直近では、宝永地震に伴う地震時の沈降量は知られていないが、調査地から北西へ約3km離れた広江村では1.0～1.5mと推定されている(柴田, 2017)。また、元禄四年春(西暦1691年)に開発された、沿岸域の深の州外新田が宝永地震の津波に伴い、木村家の居宅と共に欠潰したとされる(秋山, 1952; 九門, 1966; 柴田, 2017)。翌年に復旧工事に着手し、宝永六年(西暦1709年)に完成したが、同年秋にも高潮による被害を受け、自力に及ばないためそのままにしたとの記録があるらしい(柴田,

2017)。よって、調査地近傍においても宝永地震に伴う津波が襲来したものと考えられる。

イベント堆積物の年代は江戸時代中期頃とみられるため、現状では宝永津波に伴うものと判断できる。宝永地震の2年後にも深の州外新田では高潮による新田の被害が報告されているが、宝永津波では新田とともに居宅にも被害を生じる程であったとされる。よって、現時点で知られている限り、宝永津波に伴う被害の方が高潮被害よりも明らかに大きい。そのため、調査地のトレンチ壁面でみられる、カキ・二枚貝やきせる、陶器片など雑多なイベント堆積物は、現時点では1707年宝永地震に伴う津波による可能性があると判断した。

(c) 結論ならびに今後の課題

令和6年度は、中央構造線断層帯の石鎚山脈北縁西部区間の川上断層において、変位履歴に基づく連動性評価を実施するための基礎的なデータを野外地形地質調査により取得した。横ずれ断層に沿う上下変位量に基づく変位履歴によって過去の連動型イベントを判別する新たな評価手法を確立するため、昨年度に引き続き、川上断層で複数回の地震時変位量と平均活動間隔等を明らかにした。

石鎚山脈北縁西部区間の東端を構成する川上断層は、西条平野のプリアパート盆地の北縁を限る断層である。川上断層条の氷見乙地区において、ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、ボーリング調査を実施した。周辺の活断層分布は、おおむね東西走向で延びる溝状凹地を形成する。トレンチ調査は、北側の断層トレースを横断して掘削し、最新活動と地震時の撓曲変形、上下変位量等を明らかにした。最新活動は、放射性炭素同位体年代測定や考古学遺物の年代から、約2300年前から江戸時代中期以前と推定される。この年代は、従来の川上断層の最新イベントに対比される、西暦1596年文禄（慶長）伊予地震と矛盾しない。また、トレンチ壁面では、最新活動層準を覆うチャンネル堆積物を充填するイベント堆積物がみいだされた。このイベント堆積物は、カキ、二枚貝、きせるの吸い口、陶器片などを含む雑多な堆積物であり、マトリクスは泥と砂からなる。微化石分析の結果、陸生植物の花粉、珪藻分析では湿地及び内湾の混合種、有孔虫では底生有孔虫を含む潟から内湾湾奥の汽水性種が検出された。マトリクスに含まれる江戸時代中期の遺物や周辺の歴史記録から判断して、このイベント堆積物は西暦1707年宝永地震に伴う津波による可能性がある。

さらに、調査地の凹地を横断する群列ボーリング調査の結果、深さ約20mまでの地質断面において、過去4回の古地震イベントが検出された。個別のイベント発生時期は特定できていないが、K-Ah火山灰降灰以降に3回のイベントが認められ、平均活動間隔は2700～3600年と推定される。各イベントに伴う上下変位量は、新しいものからイベント1：1.2m、イベント2：1.8m、イベント3：2.2m、イベント4：1.5mと計測された。これらは、平均 $1.7\text{m} \pm 0.4\text{m}$ であり、おおむね同程度の変位が繰り返されているが、最大で1m、2倍弱のばらつきを示している。これらの変位量の差は、連動型イベントの範囲を反映している可能性もある。したがって、今後、個別の正確な活動時期に基づき詳細な変位履歴を復元し、周辺断層との連動型イベントの判別や頻度の推定を詳しく行う必要がある。

以上のように、令和6年度は昨年度に引き続き、横ずれ断層によるプリアパート盆地を伴う活動区間境界付近において、上下変位の変位履歴から連動型イベントを判別する手法

を検討した。中央構造線断層帯全体の連動性評価を高い信頼度で行うためには、引き続き調査手法を改良し、多地点で効率的に多数回の変位履歴を復元していく必要がある。さらに、これまでの連動型地震の発生確率算出はポアソン過程に基づいて実施しており、BPTモデルなど他の統計モデルによる評価手法も持続的に検討し、連動確率算出手法の高度化を図っていく必要がある。

謝辞：野外調査の実施にあたり愛媛県県民環境部危機管理課、西条市経営戦略部危機管理課の各位にご協力を頂きました。掘削調査地の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。西条市氷見乙トレンチでは、出土した考古学的遺物を愛媛県教育委員会ならびに西条市教育委員会に鑑定いただいた。きせるの年代については、たばこと塩の博物館・西田亜未氏に貴重な文献をご教示いただいた。広島大・奥村晃史氏、四国総研・池田倫治氏ら諸氏に、壁面の解釈や周辺の地形地質について有益な議論を頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

(d) 引用文献

- 秋山英一，西條干拓史，西條干拓史刊行會，1952.
- 榎原雅治，文禄五年豊後地震に関する文献史学からの検討，日本歴史，865，18-36，2020.
- 後藤秀昭・中田 高，四国の中央構造線活断層系：詳細断層線分布図と資料，広島大学総合地誌研究資料センター，35，2000.
- 石橋克彦，同時代史料による文禄五年閏七月九日（1596.9.1）の伊予・豊後地震，地震第2輯，72，69-89，2019.
- 喜多村信節，嬉遊笑覧 上，成光館出版部，pp. 566，1927.
- 古泉 弘，日本考古学ときせるの研究史，「VOCと日蘭交流 VOC遺跡の調査とたばこ」，たばこと塩の博物館研究紀要10号，
- 九門範政，西条市誌，西条市役所，418-427，1966.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，「中央構造線断層帯（金剛山地東縁一由布院）の長期評価(第二版)」，162pp，2017.
- 町田 洋・新井房夫，「新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺」，東京大学出版会，336pp，2003.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二，1:25,000都市圏活断層図「西条」，国土地理院，1998.
- Ramsey, C.B., Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. Radiocarbon, 37(2), 425-430, 1995.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler,

R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 2020.

産業技術総合研究所(2021) 活断層データベース 2021年7月13日版.

<https://gbank.gsj.jp/activefault/>

柴田 亮, 1707年宝永地震の地殻変動を示唆する史料, *歴史地震*, 32, 1-17, 2017.

Smith, V. C., R. A. Staff, S. P. E. Blockley, C. Bronk Ramsey, T. Nakagawa, D. F. Mark, K. Takemura and T. Danhara, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, 67, 121-137, 10.1016/j.quascirev.2013.01.026, 2013.

堤 浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松木宏彰, 中央構造線活断層帯川上断層の完新世後期における活動履歴, *活断層研究*, 19, 77~86, 2000.

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

表1 西条市氷見乙地区における放射性炭素同位体年代測定の結果

Beta	sample name	マテリアル/前処理	Conventional Age	暦年代校正	IRMS 613C	Unit
734147	E28 (EL.-1.45)	(Organic sediment): acid washes	3870 +/- 30 BP	(86.8%)2461 - 2279 cal BC(4411 - 4229 cal BP) (5.5%)2251 - 2228 cal BC(4201 - 4178 cal BP) (3.1%)2222 - 2207 cal BC(4172 - 4157 cal BP)	-29.48o/oo	VIIc
734146	E28 (EL.-1.3)	(Organic sediment): acid washes	3570 +/- 30 BP	(75.8%)1982 - 1874 cal BC(3932 - 3824 cal BP) (8.6%)2022 - 1992 cal BC(3972 - 3942 cal BP) (6.9%)1843 - 1818 cal BC(3793 - 3768 cal BP) (4.1%)1798 - 1776 cal BC(3748 - 3726 cal BP)	-28.4o/oo	VIIb-2
734145	E28 (EL.-1.1)	(Organic sediment): acid washes	2880 +/- 30 BP	(85.6%)1128 - 971 cal BC(3078 - 2921 cal BP) (3.6%)1195 - 1172 cal BC(3145 - 3122 cal BP) (3.4%)955 - 932 cal BC(2905 - 2882 cal BP) (2.8%)1160 - 1143 cal BC(3110 - 3093 cal BP)	-27.05o/oo	VIIb(中部)
734144	E28 (EL.-0.85)	(Organic sediment): acid washes	3290 +/- 30 BP	(95.4%)1621 - 1499 cal BC(3571 - 3449 cal BP)	-25.28o/oo	VIIa(下部)
734143	E26.6 (EL.-0.45)	(Organic sediment): acid washes	1990 +/- 30 BP	(88.1%)44 cal BC - 84 cal AD(1994 - 1866 cal BP) (7.3%)95 - 116 cal AD(1855 - 1834 cal BP)	-27.35o/oo	VIIa-1
734142	E24.5 (EL.-0.2)	(Shell): acid etch	730 +/- 30 BP	(95.4%)1640 - 1940 cal AD(310 - 10 cal BP)	.72o/oo	V
734141	E24 (EL.-0.2)	(Shell): acid etch	680 +/- 30 BP	(95.4%)1687 - Post 1950 cal AD(263 - Post 0 cal BP)	-.14o/oo	V
732811	E15-10	(Organic sediment): acid washes	1490 +/- 30 BP	(95.4%)545 - 642 cal AD(1405 - 1308 cal BP)	-25.65o/oo	IIIa
732810	E15-9	(Organic sediment): acid washes	1860 +/- 30 BP	(94.2%)119 - 243 cal AD(1831 - 1707 cal BP) (1.2%)86 - 93 cal AD(1864 - 1857 cal BP)	-24.83o/oo	IV(上部)
732809	E15-8	(Organic sediment): acid washes	1530 +/- 30 BP	(68.5%)527 - 603 cal AD(1423 - 1347 cal BP) (26.8%)434 - 519 cal AD(1516 - 1431 cal BP)	-25.31o/oo	IV(下部)
732808	E15-7	(Organic sediment): acid washes	2780 +/- 30 BP	(75.7%)1006 - 889 cal BC(2956 - 2839 cal BP) (19.7%)881 - 833 cal BC(2831 - 2783 cal BP)	-25.5o/oo	VIIa(中部)
732807	E15-6	(Organic sediment): acid washes	2790 +/- 30 BP	(83.5%)1011 - 891 cal BC(2961 - 2841 cal BP) (11.9%)879 - 835 cal BC(2829 - 2785 cal BP)	-27.08o/oo	VIIb(上部)
732806	E15-5	(Plant material): acid/alkali/acid	2120 +/- 30 BP	(84.4%)203 - 49 cal BC(2153 - 1999 cal BP) (11%)345 - 315 cal BC(2295 - 2265 cal BP)	-27.19o/oo	VIIb(中部)
732805	E15-4	(Organic sediment): acid washes	3730 +/- 30 BP	(93.7%)2203 - 2031 cal BC(4153 - 3981 cal BP) (1.7%)2270 - 2259 cal BC(4220 - 4209 cal BP)	-27.81o/oo	VIIb(下部)
732804	E15-3	(Organic sediment): acid washes	3810 +/- 30 BP	(81.1%)2345 - 2188 cal BC(4295 - 4138 cal BP) (12.2%)2183 - 2140 cal BC(4133 - 4090 cal BP) (2.2%)2400 - 2381 cal BC(4350 - 4331 cal BP)	-25.34o/oo	VIIc
732803	E15-2	(Organic sediment): acid washes	4980 +/- 30 BP	(88.4%)3803 - 3651 cal BC(5753 - 5601 cal BP) (6.8%)3910 - 3876 cal BC(5860 - 5826 cal BP) (.2%)3930 - 3929 cal BC(5880 - 5879 cal BP)	-25.91o/oo	VII (E15-1より 上位)
732802	E15-1	(Organic sediment): acid washes	5090 +/- 30 BP	(60%)3883 - 3796 cal BC(5833 - 5746 cal BP) (35.4%)3964 - 3890 cal BC(5914 - 5840 cal BP)	-24.86o/oo	VII (E15-2より 下位)

表 2 珪藻分析の結果

種 類	生態性			環境 指標種	E24.55 E. L.		E28 E. L.		SJHM-03		
	塩分	pH	流水		-0.1 :ID13	-0.55 :ID18	-1.45 :ID25	6.09- :ID28	7.79- :ID31	11.52- :ID34	14.49- :ID37
<i>Auliscus</i> spp.	Euh			B	-	-	-	-	1	-	-
<i>Campylodiscus ralfsii</i> W. Smith	Euh			A	-	-	-	-	1	-	-
<i>Campylodiscus</i> spp.	Euh			A, B	-	-	-	-	3	-	-
<i>Coccinodiscus</i> spp.	Euh			A	-	-	-	1	-	-	-
<i>Fallacia nummularia</i> (Grev.) D. G. Mann	Euh			A, B	-	-	-	-	2	-	-
<i>Navicula</i> aff. <i>gieskesii</i> Cholnoky	Euh			A, B	-	-	-	-	1	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	Euh			A, B	4	-	-	-	-	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve Large Type (>30μ)	Euh			A, B	1	-	-	-	-	-	-
<i>Podosira</i> spp.	Euh			A, B	1	-	-	-	-	-	-
<i>Rhizosolenia</i> spp.	Euh			A	-	-	-	-	1	-	-
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grun.) Grunow	Euh			A, B	-	-	-	-	12	-	-
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehr.) Cleve	Euh			A	-	-	-	-	3	-	-
<i>Thalassiosira lineata</i> Jouse	Euh			A	-	-	-	-	1	-	-
<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cleve	Euh			A	-	-	-	-	2	-	-
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	Euh-Meh			C1	-	3	-	-	3	3	-
<i>Cyclotella striata</i> (Kuetz.) Grunow	Euh-Meh			B	-	3	-	-	3	5	-
<i>Cyclotella</i> spp.	Euh-Meh			B	-	1	-	-	-	-	-
<i>Delphineis surirella</i> var. <i>australis</i> (Ehr.) Andrews	Euh-Meh			B	-	-	-	-	2	-	-
<i>Diploneis smithii</i> (Breb. ex W. Smith) Cleve	Euh-Meh			E2	-	1	-	-	-	-	-
<i>Nitzschia sigma</i> (Kuetz.) W. Smith	Euh-Meh			E2	-	-	-	-	1	-	-
<i>Petronis latissima</i> (Breb.) Stickle & D. G. Mann	Euh-Meh			B	-	-	-	2	1	-	-
<i>Achnanthes haukiana</i> Grunow	Meh			D1	-	-	-	-	1	-	-
<i>Achnanthes</i> spp.	Meh				-	-	-	-	2	-	-
<i>Nitzschia cocconeiformis</i> Grunow	Meh			E1	8	32	-	-	3	7	-
<i>Nitzschia compressa</i> (Bailey) Boyer	Meh			E1	-	-	-	-	7	2	-
<i>Nitzschia granulata</i> Grunow	Meh			E1	3	13	-	-	21	5	-
<i>Nitzschia levidensis</i> (W. Smith) Grunow	Meh			E1	2	24	-	-	-	-	-
<i>Nitzschia plana</i> W. Smith	Meh			D1, E1	-	3	-	-	-	-	-
<i>Nitzschia</i> spp.	Meh				-	12	-	-	-	-	-
<i>Opephora martyi</i> Heribaud	Meh			D1	-	-	-	1	-	-	-
<i>Pseudopodosira kosugii</i> Tanimura et Sato	Meh			D1, E1	-	-	-	-	10	-	-
<i>Terpsionoe americana</i> (Bail.) Ralfs	Meh			D1, E1	-	-	-	-	14	-	-
<i>Nitzschia palea</i> (Kuetz.) W. Smith	Ogh-Meh	ind	ind	S	-	-	-	1	-	-	-
<i>Rhopalodia gibberula</i> (Ehr.) Mueller	Ogh-Meh	al-il	ind	U	3	8	-	-	-	-	-
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simonsen	Ogh-ind	al-il	l-bi	M, U	1	-	-	-	-	-	-
<i>Aulacoseira</i> spp.	Ogh-unk	unk	l-ph	U	-	-	1	-	-	-	-
<i>Cocconeis</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		-	3	-	-	-	-	-
<i>Cymbella amphioxys</i> (Kuetz.) Cleve	Ogh-ind	ind	l-ph		-	-	-	-	1	-	-
<i>Cymbella naviculiformis</i> Auerswald	Ogh-ind	ind	ind	O	-	3	-	-	-	-	-
<i>Cymbella tumida</i> (Breb. ex Kuetz.) Van Heurck	Ogh-ind	al-il	ind	T	1	3	-	-	-	-	-
<i>Cymbella</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		1	3	-	-	-	-	-
<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve	Ogh-ind	al-il	ind		1	-	-	-	-	-	-
<i>Encyonema silesiacum</i> (Bleisch in Rabenh.) D. G. Mann	Ogh-ind	ind	ind	T	7	17	-	-	-	-	-
<i>Eunotia pectinalis</i> (Dillwyn) Rabenhorst	Ogh-hob	ac-il	ind	O, T	-	-	3	-	-	-	-
<i>Eunotia pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kuetz.) Rabenhorst	Ogh-hob	ac-il	ind	O	-	-	13	-	-	-	-
<i>Eunotia serra</i> Ehrenberg	Ogh-hob	ac-bi	l-bi	P	-	-	3	-	-	-	-
<i>Eunotia</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		-	4	3	-	-	-	4
<i>Fragilaria</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		-	10	-	-	-	-	-
<i>Gomphonema augur</i> Ehrenberg	Ogh-ind	ind	ind	U	-	1	-	-	-	-	-
<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg	Ogh-ind	al-il	l-ph	O, U	-	8	3	-	-	-	-
<i>Gomphonema parvulum</i> (Kuetz.) Kuetzing	Ogh-ind	ind	ind	U	3	-	11	-	-	-	-
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grunow	Ogh-ind	al-il	ind	RA, U	-	2	-	-	-	-	-
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehr.) Krammer	Ogh-ind	ind	l-ph	O	4	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia acrosphaera</i> W. Smith	Ogh-ind	al-il	l-ph	N, O, U	1	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia divergens</i> W. Smith	Ogh-hob	ac-il	l-ph	O	-	-	2	-	-	-	-
<i>Pinnularia gibba</i> Ehrenberg	Ogh-ind	ac-il	ind	O	1	-	3	-	-	-	-
<i>Pinnularia macilenta</i> (Ehr.) Cleve	Ogh-hob	ac-il	l-ph	O	1	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitz.) Ehrenberg	Ogh-ind	ind	ind	O	2	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		3	-	-	-	-	-	8
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehr.) Mueller	Ogh-ind	al-il	ind	O, U	5	-	-	-	-	-	-
<i>Sellaphora pupula</i> (Kuetz.) Mereschkowsky	Ogh-ind	ind	ind	S, U	3	-	-	-	-	-	-
<i>Stauroneis tenera</i> Hustedt	Ogh-ind	ind	ind	RB	1	-	-	-	-	-	-
<i>Stauroneis</i> spp.	Ogh-unk	unk	unk		1	-	-	-	-	-	-
<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kuetzing	Ogh-ind	ac-il	l-bi	O, T	-	-	42	-	-	-	-
<i>Tabellaria ventricosa</i> Kuetzing	Ogh-hob	ac-il	l-bi	T	-	-	113	-	-	-	-
<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth) Kuetzing	Ogh-hob	ac-il	l-bi	T	-	-	21	-	-	-	-
海水生種					6	0	0	1	9	18	0
海水～汽水生種					0	8	0	2	9	9	0
汽水生種					13	84	0	1	58	14	0
淡水～汽水生種					3	8	0	1	0	0	0
淡水生種					35	54	218	0	0	1	12
珪藻化石総数					57	154	218	5	76	42	12

凡例

塩分:塩分濃度に対する適応性 pH:水素イオン濃度に対する適応性 流水:流水に対する適応性

Euh :海水生種 al-bi:真アルカリ性種 l-bi:真止水性種

Euh-Meh:海水生種-汽水生種 al-il:好アルカリ性種 l-ph:好止水性種

Meh :汽水生種 ind :pH不定性種 ind :流水不定性種

Ogh-Meh:淡水生種-汽水生種 ac-il:好酸性種 r-ph:好流水性種

Ogh-hil:貧塩好塩性種 ac-bi:真酸性種 r-bi:真流水性種

Ogh-ind:貧塩不定性種 unk :pH不明種 unk :流水不明種

Ogh-hob:貧塩嫌塩性種

Ogh-unk:貧塩不明種

・環境指標種

A:外洋指標種 B:内湾指標種 C1:海水藻場指標種 C2:汽水藻場指標種

D1:海水砂質干潟指標種 D2:汽水砂質干潟指標種

E1:海水泥質干潟指標種 E2:汽水泥質干潟指標種 F:淡水底生種群(以上は小杉,1988)

G:淡水浮遊生種群 H:河口浮遊性種群 J:上流性河川指標種 K:中～下流性河川指標種

L:最下流性河川指標種群 M:湖沼浮遊性種群 N:湖沼沼沢湿地指標種

O:沼沢湿地付着生種 P:高層湿原指標種群 Q:陸域指標種群(以上は安藤,1990)

S:好汚濁性種 U:広適応性種 T:好清水性種(以上はAsai and Watanabe,1995)

R:陸生珪藻(RA:A群, RB:B群, RI:未区分、伊藤・堀内,1991)

表3 花粉分析の結果

	E24.55		E28			SJHM-03			
	E. L.		E. L.			6.09-	7.79-	11.52-	14.49-
	-0.1 :ID12	-0.55 :ID17	-1.45 :ID24	6.12 :ID27	7.83 :ID30	11.55 :ID33	14.53 :ID36		
木本花粉									
モミ属	7	2	-	-	1	18	-		
ツガ属	3	14	4	-	-	4	-		
トウヒ属	3	-	-	-	-	-	-		
マツ属複雑管束亜属	9	7	2	-	-	1	-		
マツ属 不明	11	18	2	2	-	10	-		
スギ属	2	12	3	-	-	3	-		
イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科	1	28	9	-	-	4	-		
ヤマモモ属	1	2	-	-	-	-	-		
サウゲルミ属-クルミ属	-	-	-	-	-	2	-		
クマシデ属-アサダ属	2	7	1	-	-	6	-		
ハンノキ属	26	1	63	1	-	2	4		
ブナ属	3	3	-	1	-	6	-		
コナラ属コナラ亜属	6	19	10	2	1	21	-		
コナラ属アカガシ亜属	31	86	41	2	1	73	1		
クリ属	-	2	-	-	-	-	-		
シイ属	1	28	6	1	-	4	-		
ニレ属-ケヤキ属	2	1	1	-	1	7	-		
エノキ属-ムクノキ属	2	1	4	-	1	15	-		
ウルシ属	-	-	-	-	-	2	-		
カエデ属	-	1	-	-	-	-	-		
トチノキ属	-	1	-	-	-	-	-		
ブドウ属	1	-	-	-	-	-	-		
ツタ属	-	-	1	-	-	-	-		
ツバキ属	-	-	-	-	-	1	-		
ウコギ科	-	-	-	-	-	1	-		
イボタノキ属	-	-	1	-	-	-	-		
草本花粉									
ガマ属	-	-	8	-	-	-	-		
ミクリ属	-	-	12	-	-	-	-		
イネ科	25	28	1	-	-	1	-		
カヤツリグサ科	1	15	2	-	-	-	-		
アカザ科	2	-	-	-	-	-	-		
ナデシコ科	1	-	-	-	-	-	-		
キンポウゲ科	1	-	-	-	-	-	-		
アブラナ科	1	-	-	-	-	-	-		
イチビ属	1	-	-	-	-	-	-		
ヨモギ属	-	3	-	-	-	6	-		
キク亜科	1	-	-	-	-	-	-		
不明花粉									
不明花粉	1	1	2	-	-	1	-		
シダ植物胞子									
サンショウモ	4	-	-	-	-	-	-		
他のシダ植物胞子	25	17	9	1	6	8	40		
合計									
木本花粉	111	233	148	9	5	180	5		
草本花粉	33	46	23	0	0	7	0		
不明花粉	1	1	2	0	0	1	0		
シダ植物胞子	29	17	9	1	6	8	40		
総花粉・胞子	173	296	180	10	11	195	45		

表 4 有孔虫分析の結果

ID loc sample	14 - E24.55(EL.-01)	19 - E28(EL.-0.55)	35 SJHM-03 11.52-11.55
膠着質殻種			
<i>Haplophragmoides canariensis</i> (d'Orbigny)	21		
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)	13		
<i>Trochammina</i> cf. <i>japonica</i> Ishiwada			4
<i>Trochammina</i> spp.		1	2
石灰質殻種			
<i>Ammonia beccarii</i> (Linne)	2		60
<i>Elphidium</i> sp.			1
合計	36	1	67

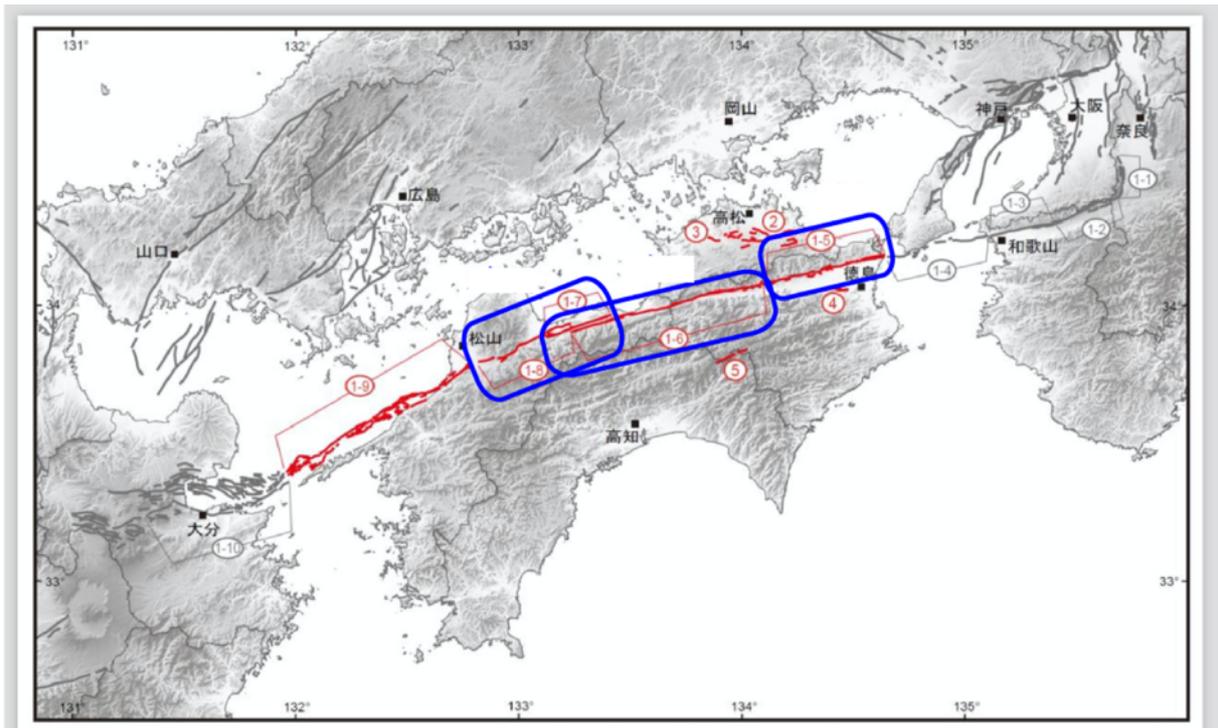


図1 中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間。
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

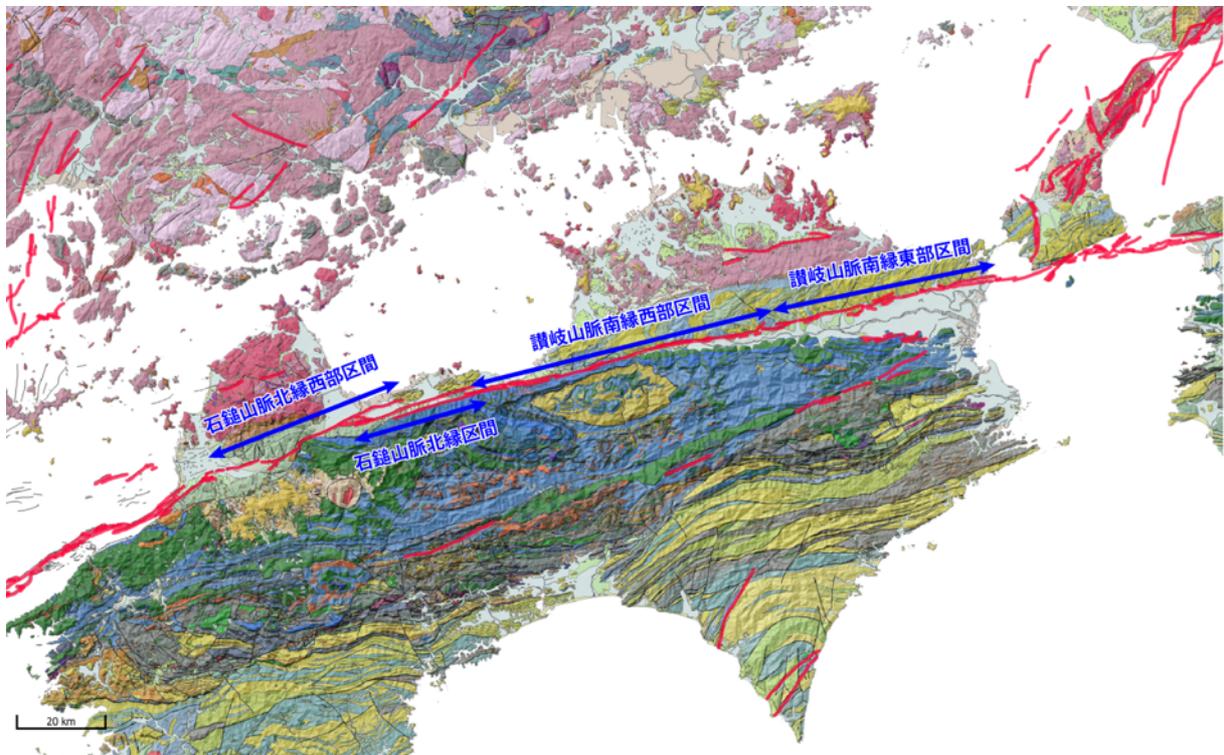


図2 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。
基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。

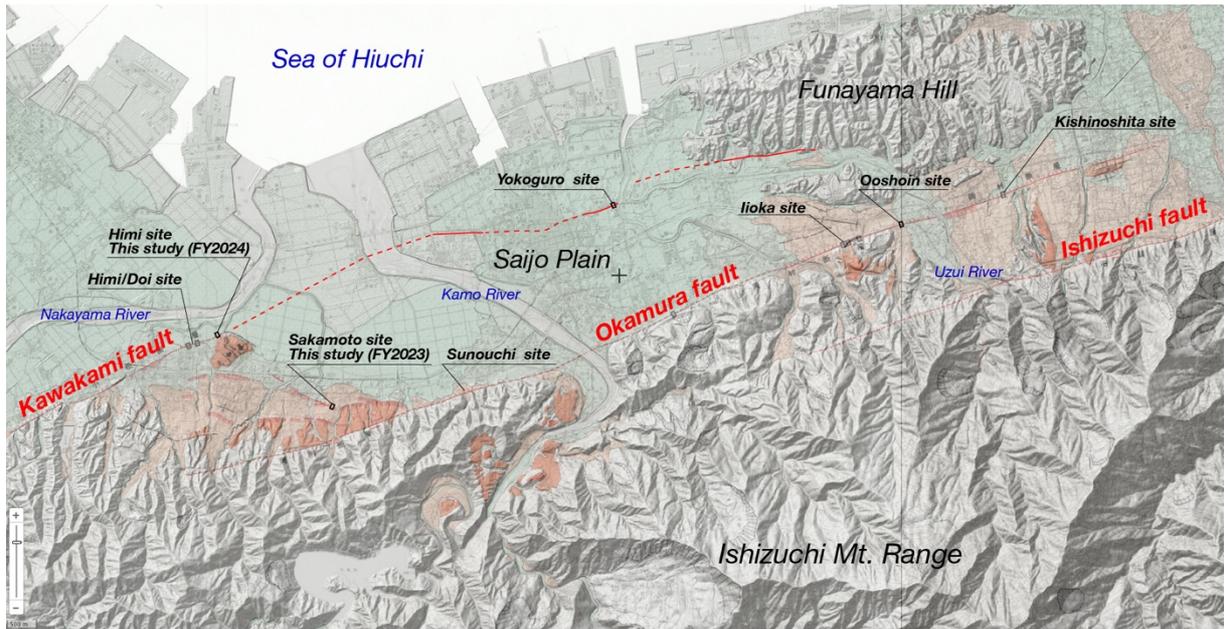


図3 石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近の活断層分布。
 国土地理院・地理院活断層図（中田・他，1998；堤・他，2000）に加筆。

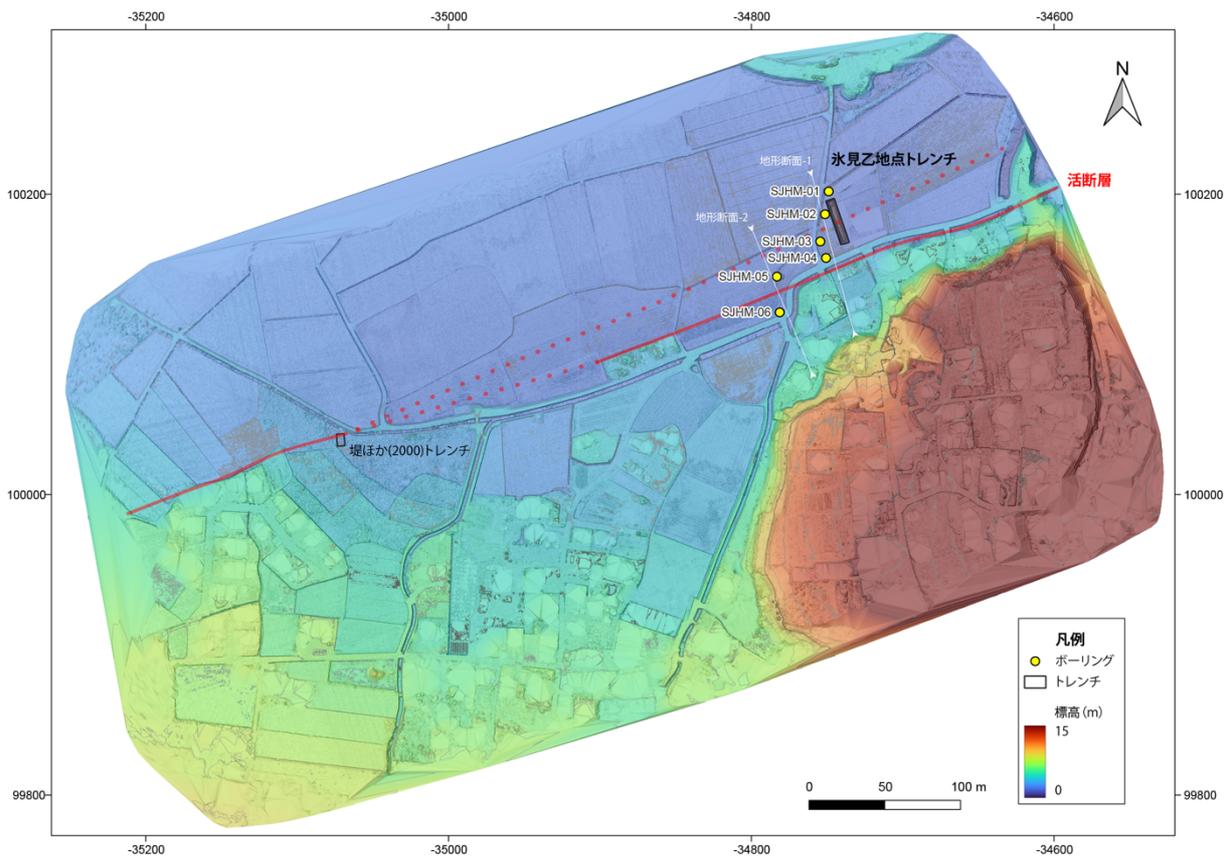


図4 西条市氷見乙地区周辺の高精細DEMと調査位置。
 活断層線を赤色線（ドットは伏在断層）で示す。基図はドローンLiDARによる0.1mメッシュDEM。

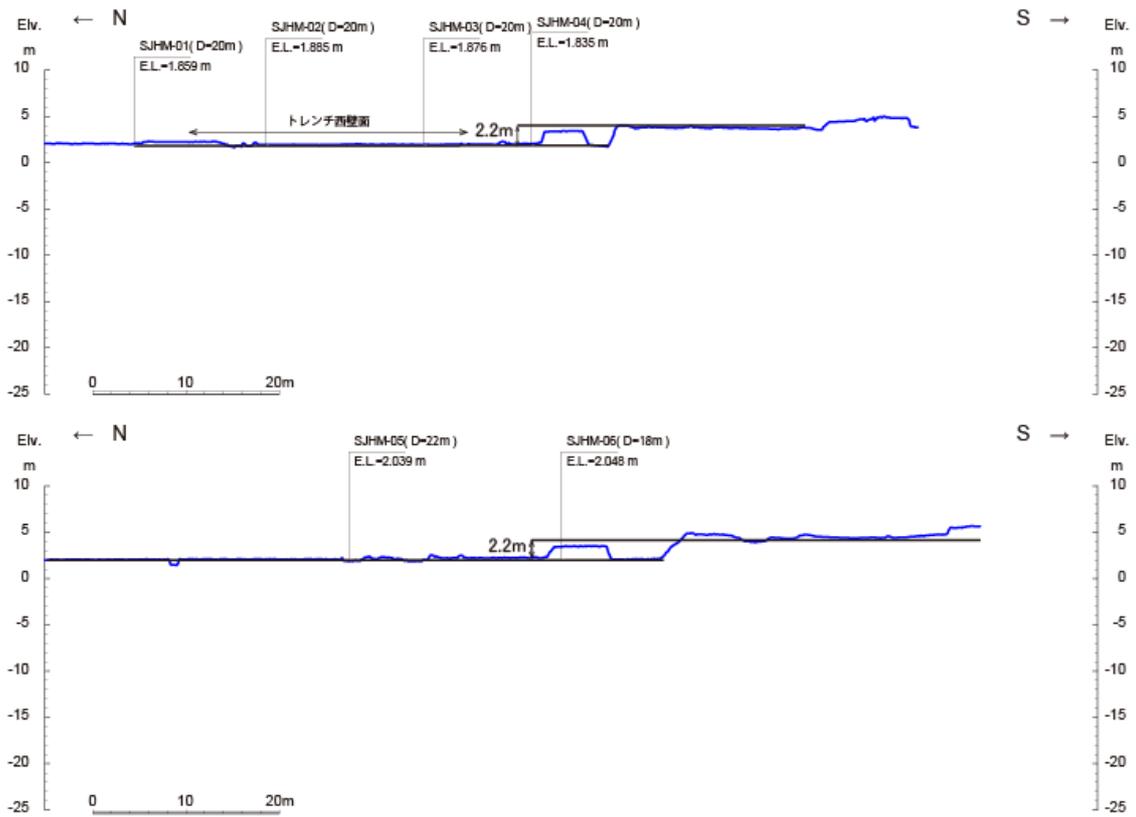


図5 西条市氷見乙地区周辺の地形断面図。
 上段が地形断面-1、下段が地形断面-2。測線位置は図4に示す。

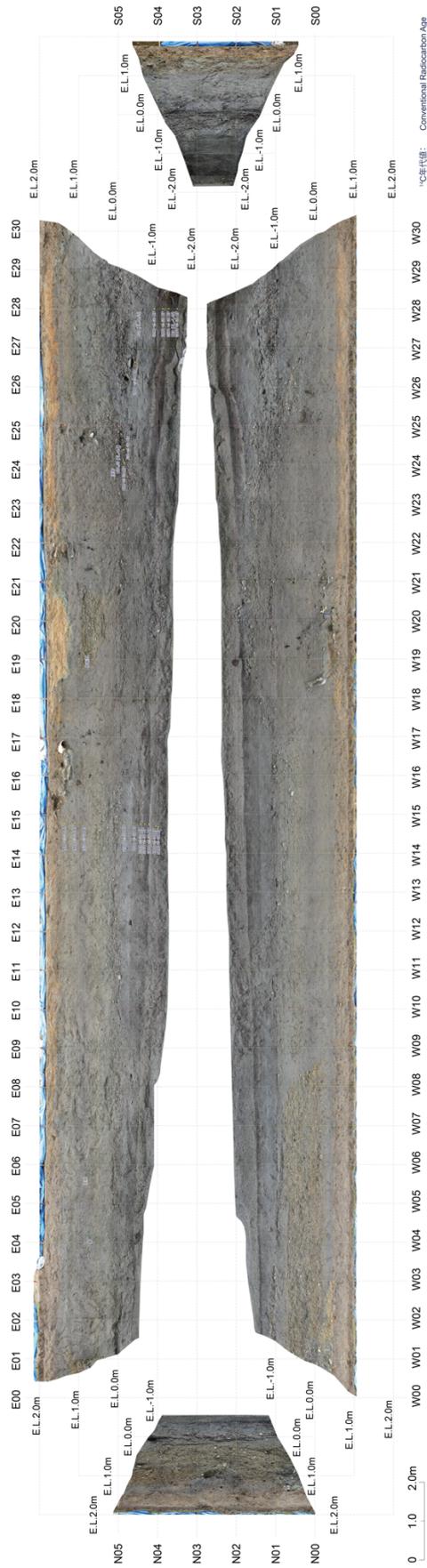


図6 西条市氷見乙地区トレンチの写真（展開図）。

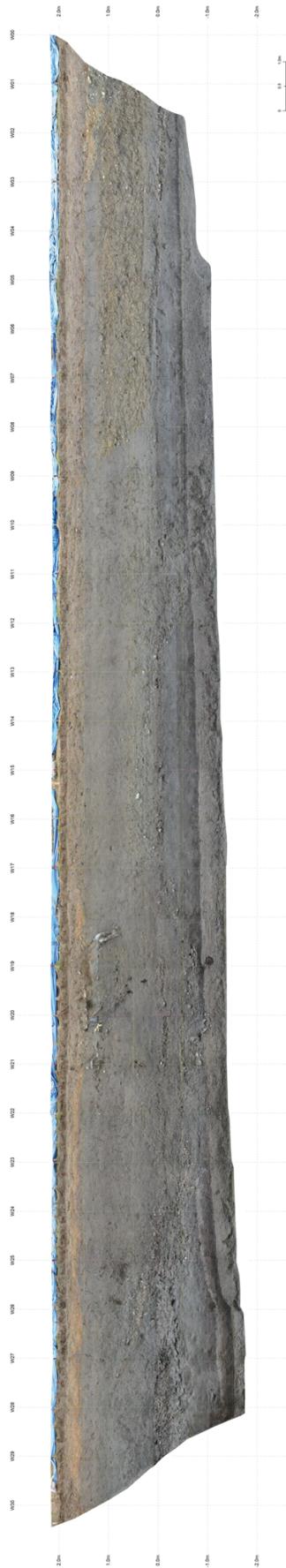


図8 西条市氷見乙地区トレンチの写真（西壁面）。

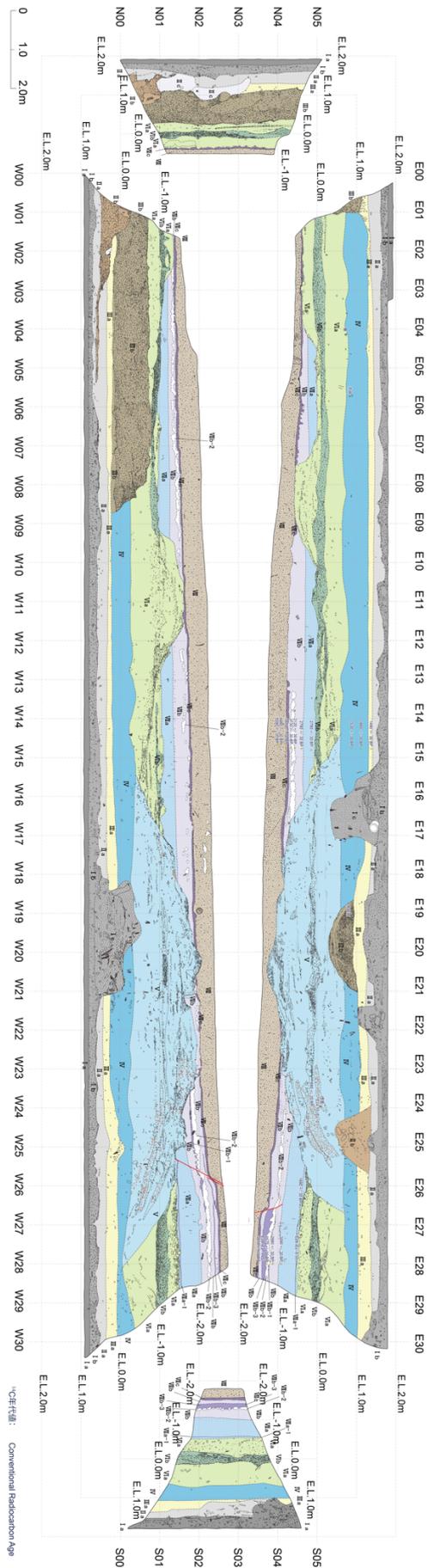


図9 西条市氷見乙地区トレンチのスケッチ（展開図）。

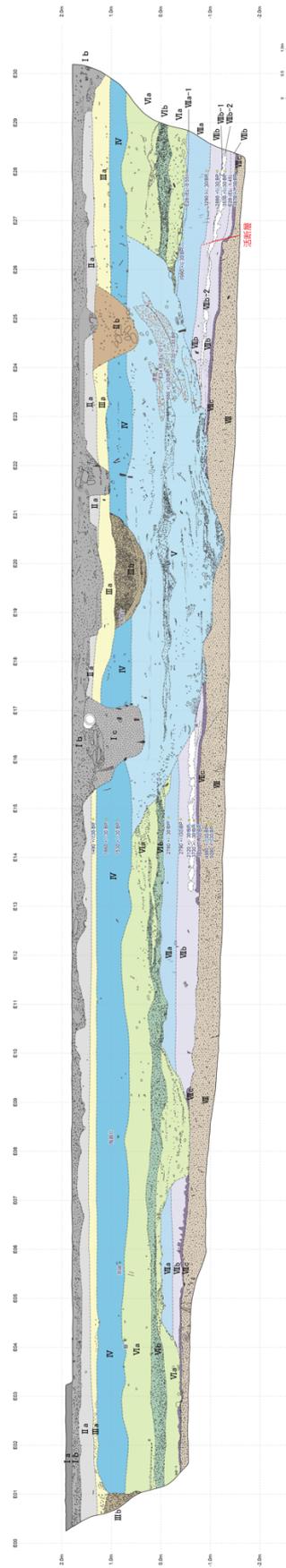


図 10 西条市氷見乙地区トレンチのスケッチ（東壁面）。

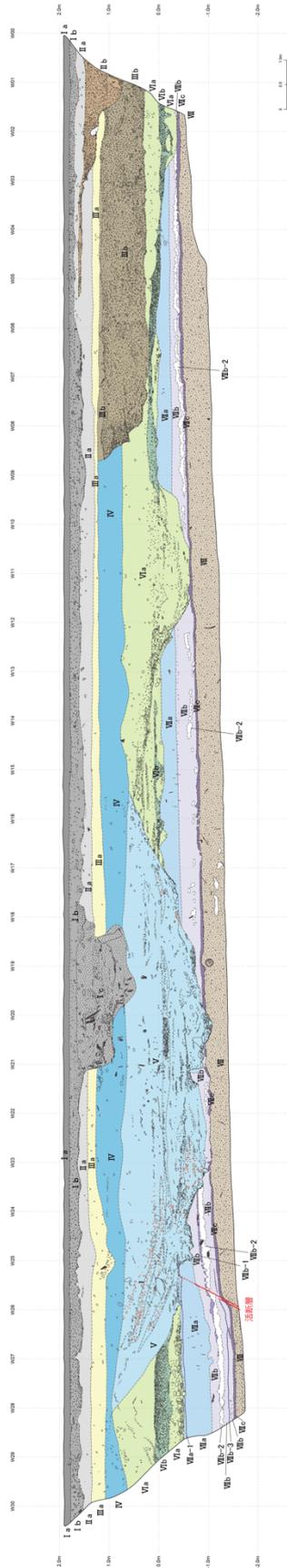


図 11 西条市氷見乙地区トレンチのスケッチ（西壁面）。

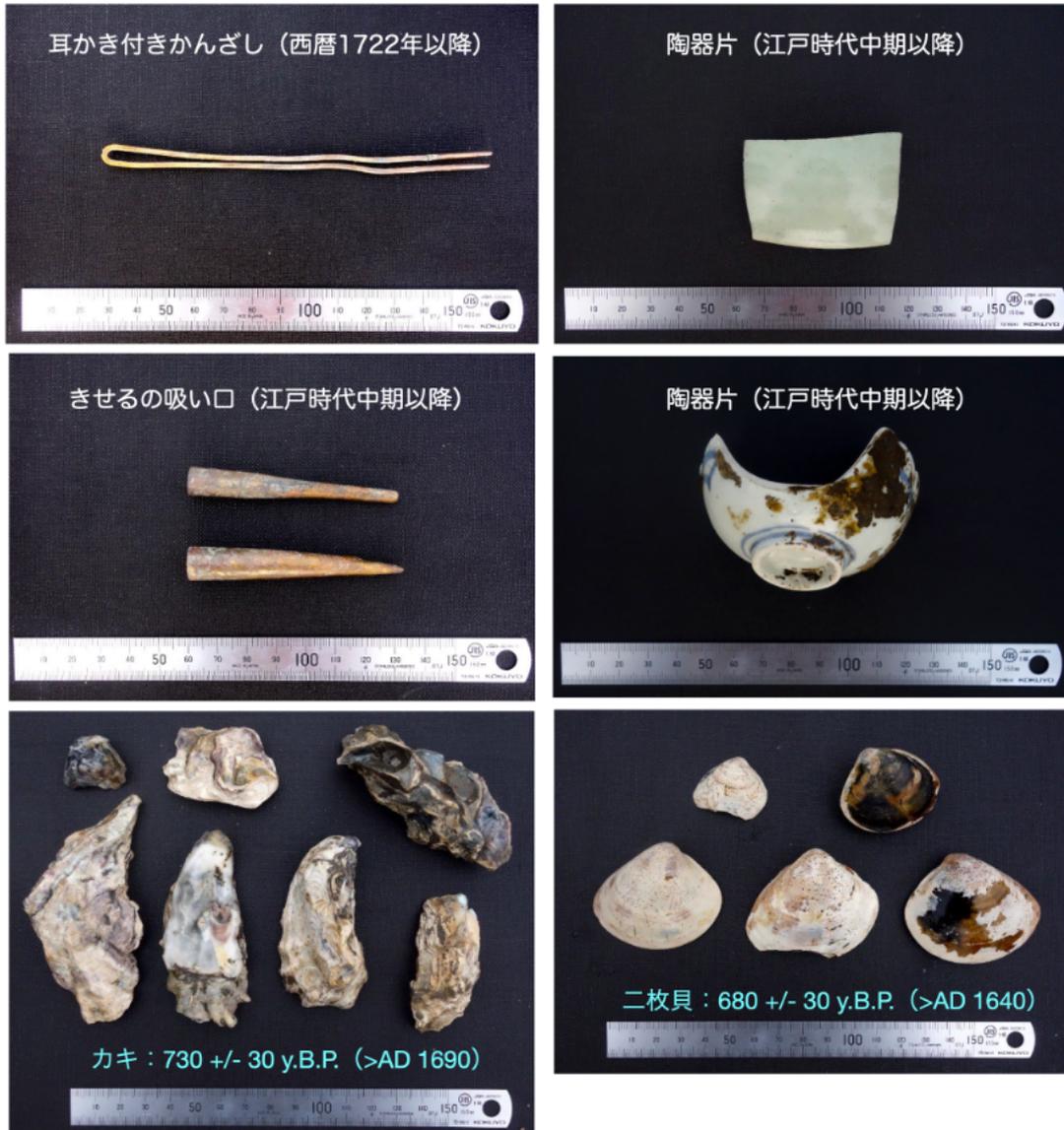


図 12 西条市氷見乙地区トレンチから産出した遺物と生物遺骸。
考古学的遺物の年代は、主に愛媛県教育委員会、西条市教育委員会による。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査
調査孔名：SJHM-01 深度：0.00～20.00 m



図 13 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-01 孔）の写真。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査
調査孔名：SJHM-02 深度：0.00～20.00 m

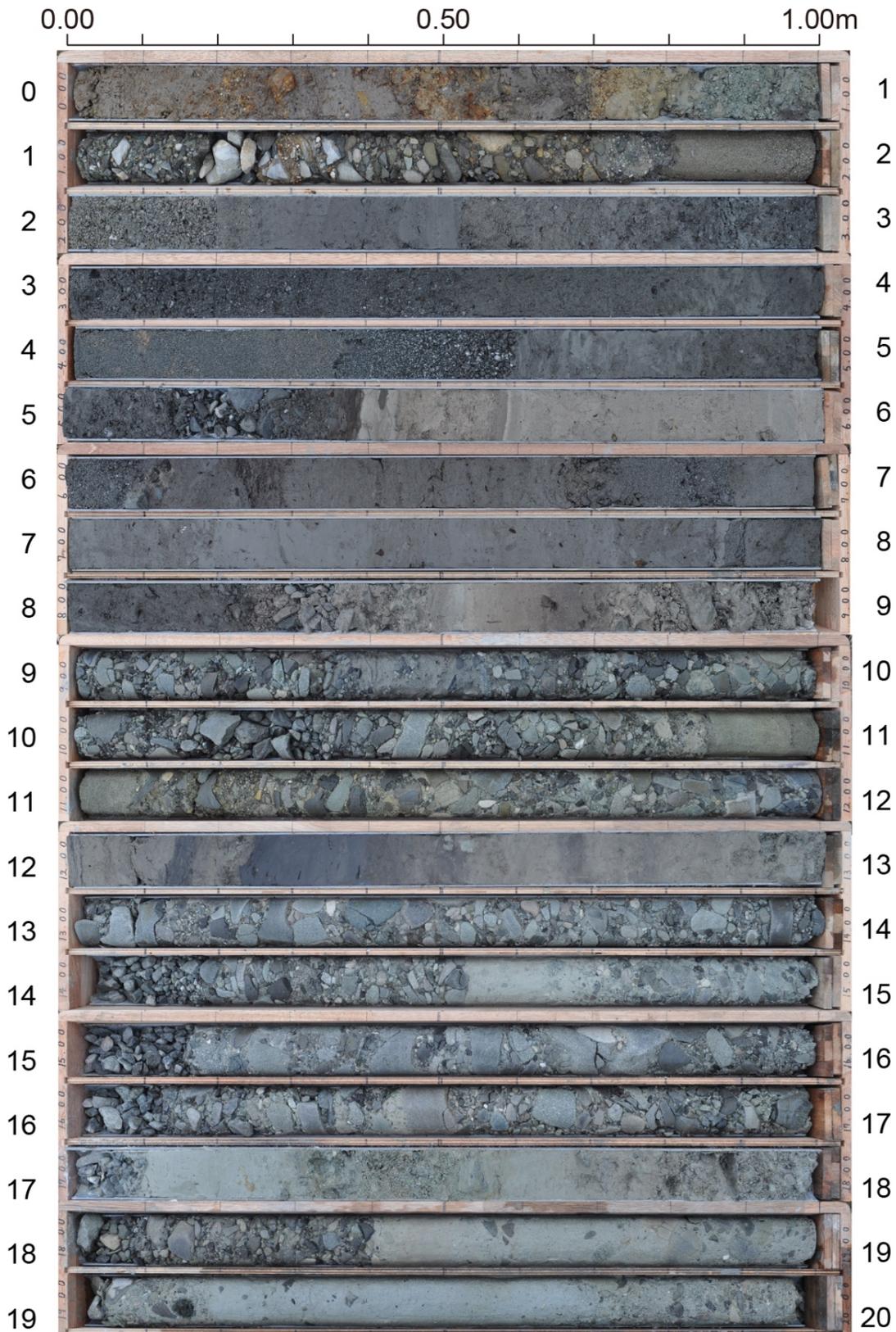


図 14 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-02 孔）の写真。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査
調査孔名：SJHM-03 深度：0.00～20.00 m

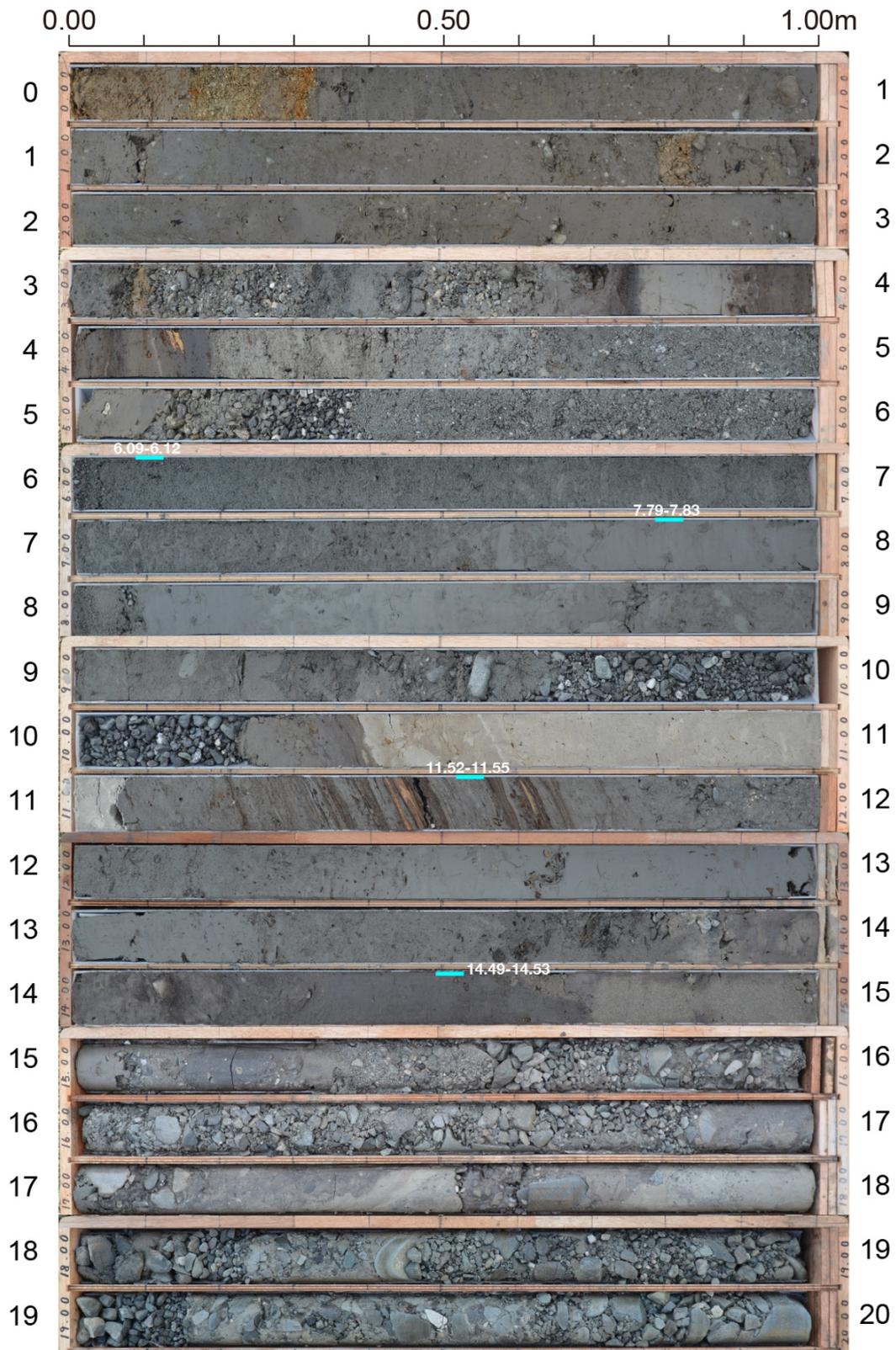


図 15 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-03 孔）の写真。
水色のバーと白文字の数字は、微化石分析試料の採取位置。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査

調査孔名：SJHM-04

深度：0.00～20.35 m



図 16 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-04 孔）の写真。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査

調査孔名：SJHM-05

深度：0.00～22.40 m

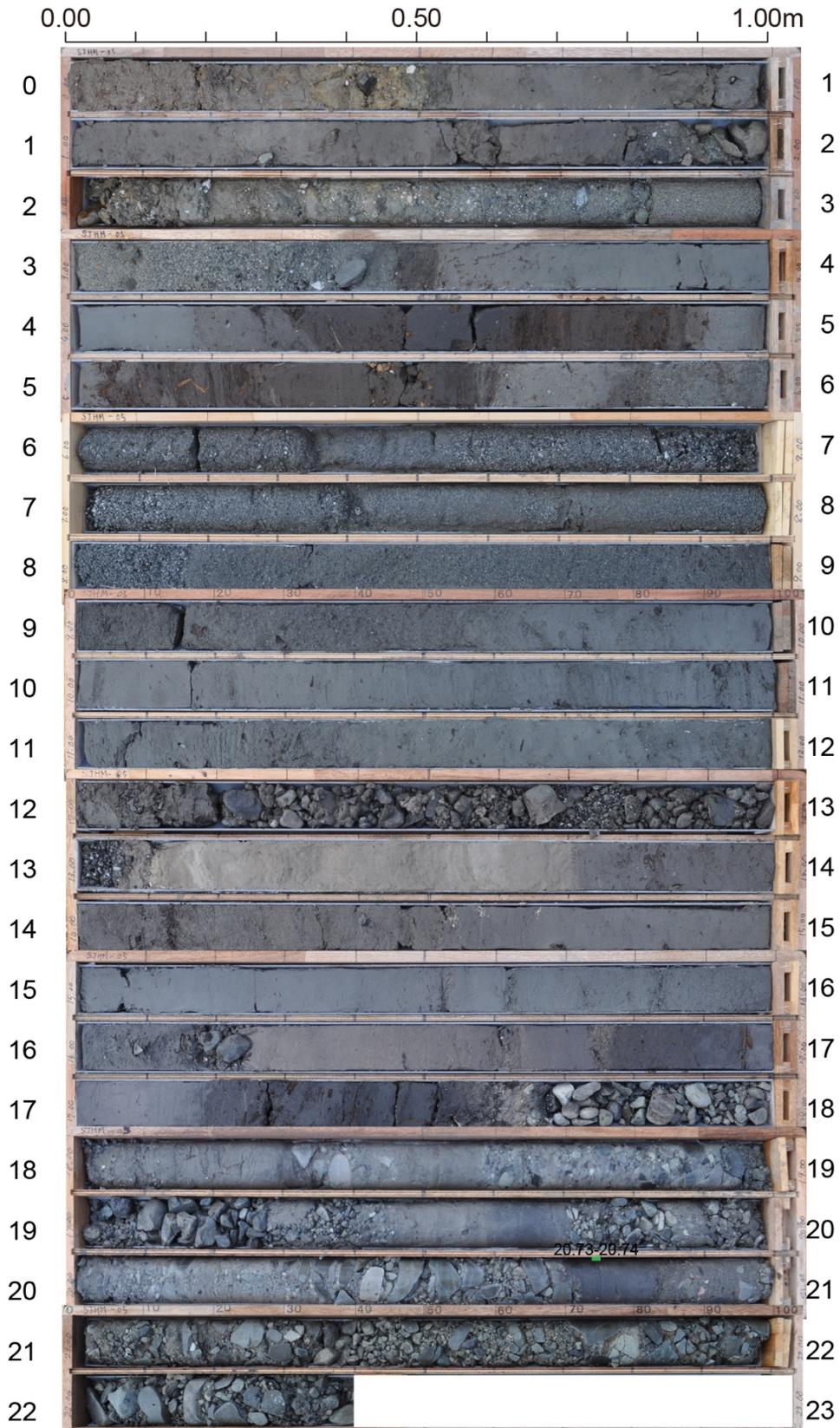


図 17 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-05 孔）の写真。

調査件名：令和6年度中央構造線断層帯の変位履歴調査
調査孔名：SJHM-06 深度：0.00～18.00 m

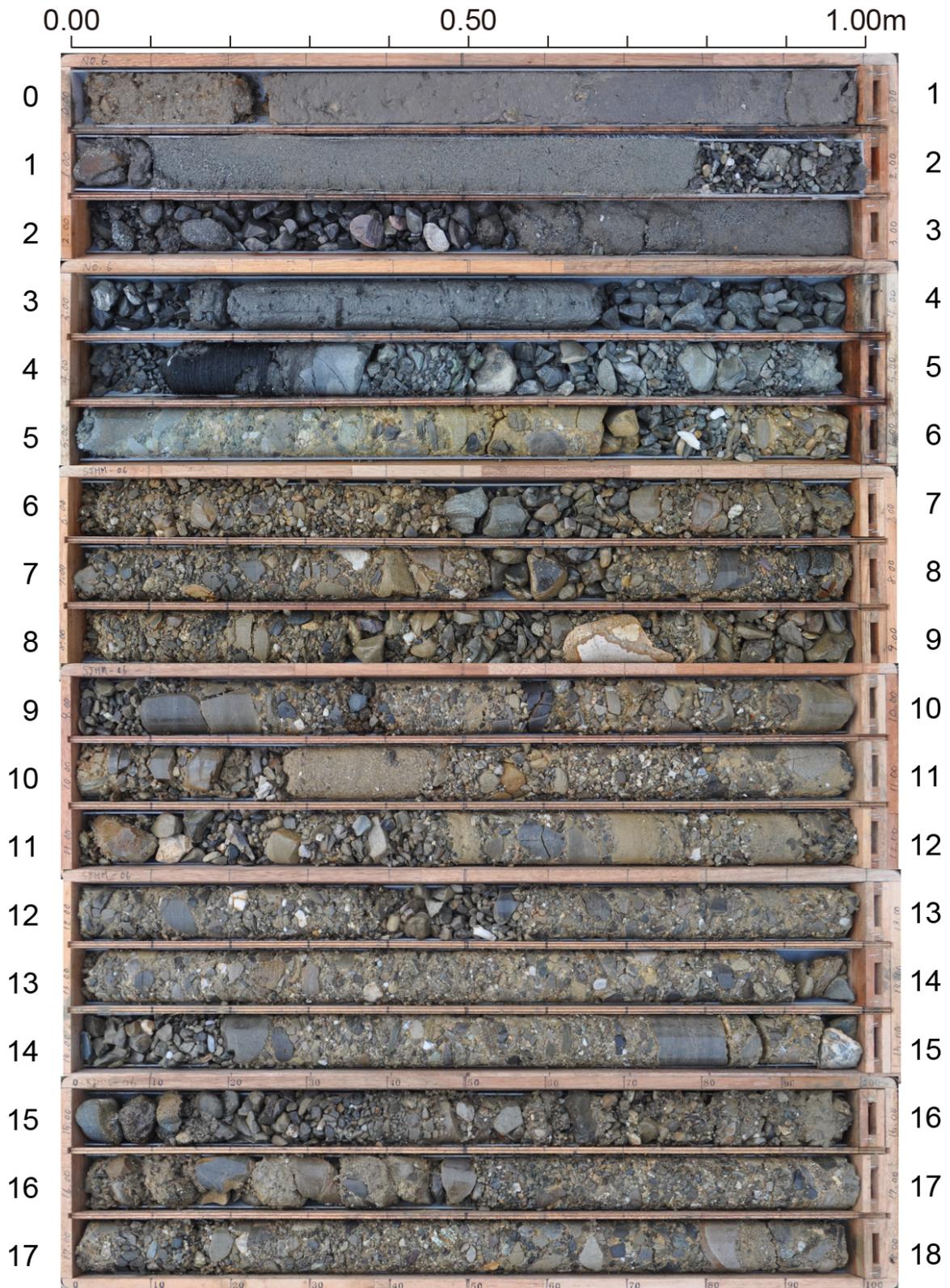


図 18 西条市氷見乙地区におけるボーリングコア（SJHM-06 孔）の写真。

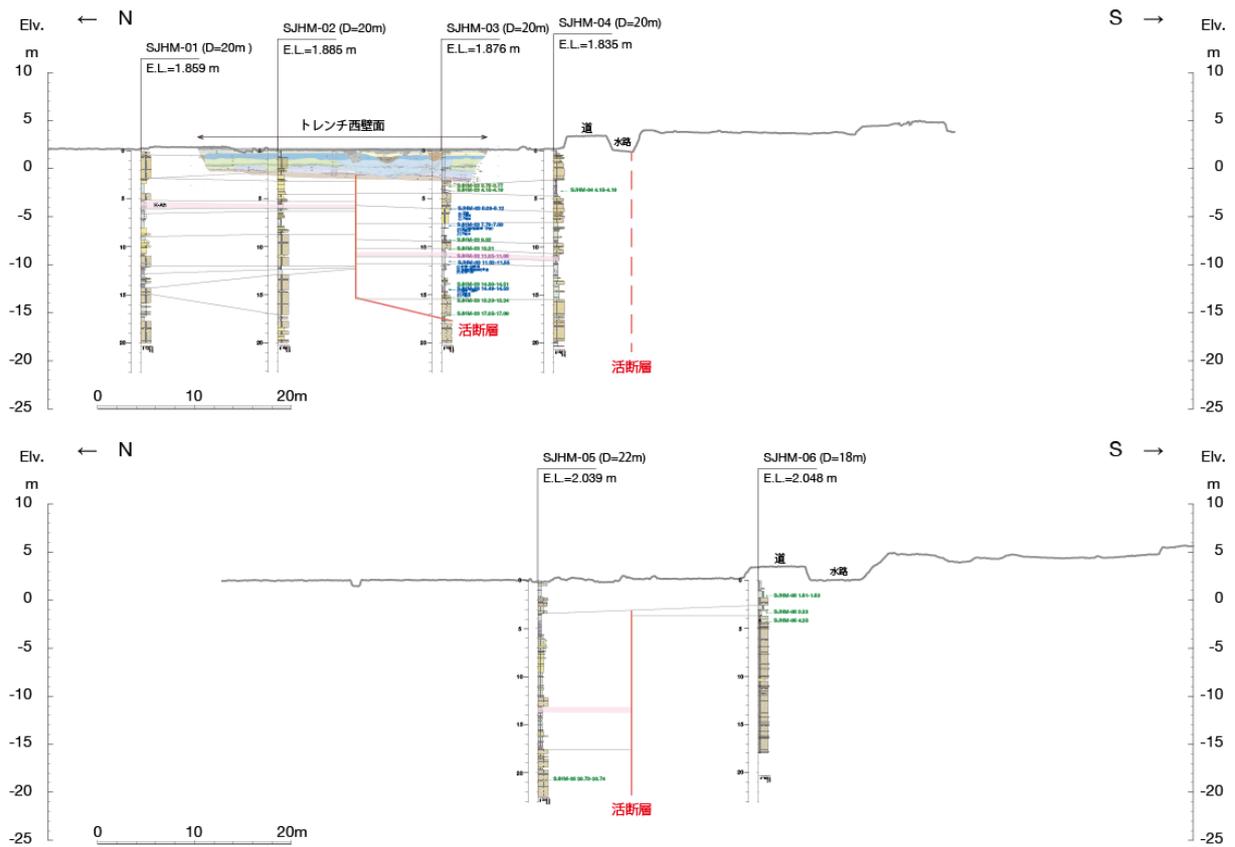


図 19 西条市氷見乙地区における地形地質断面。
 上段は地形断面-1、下段は地形断面-2。測線位置は図 4 に示す。

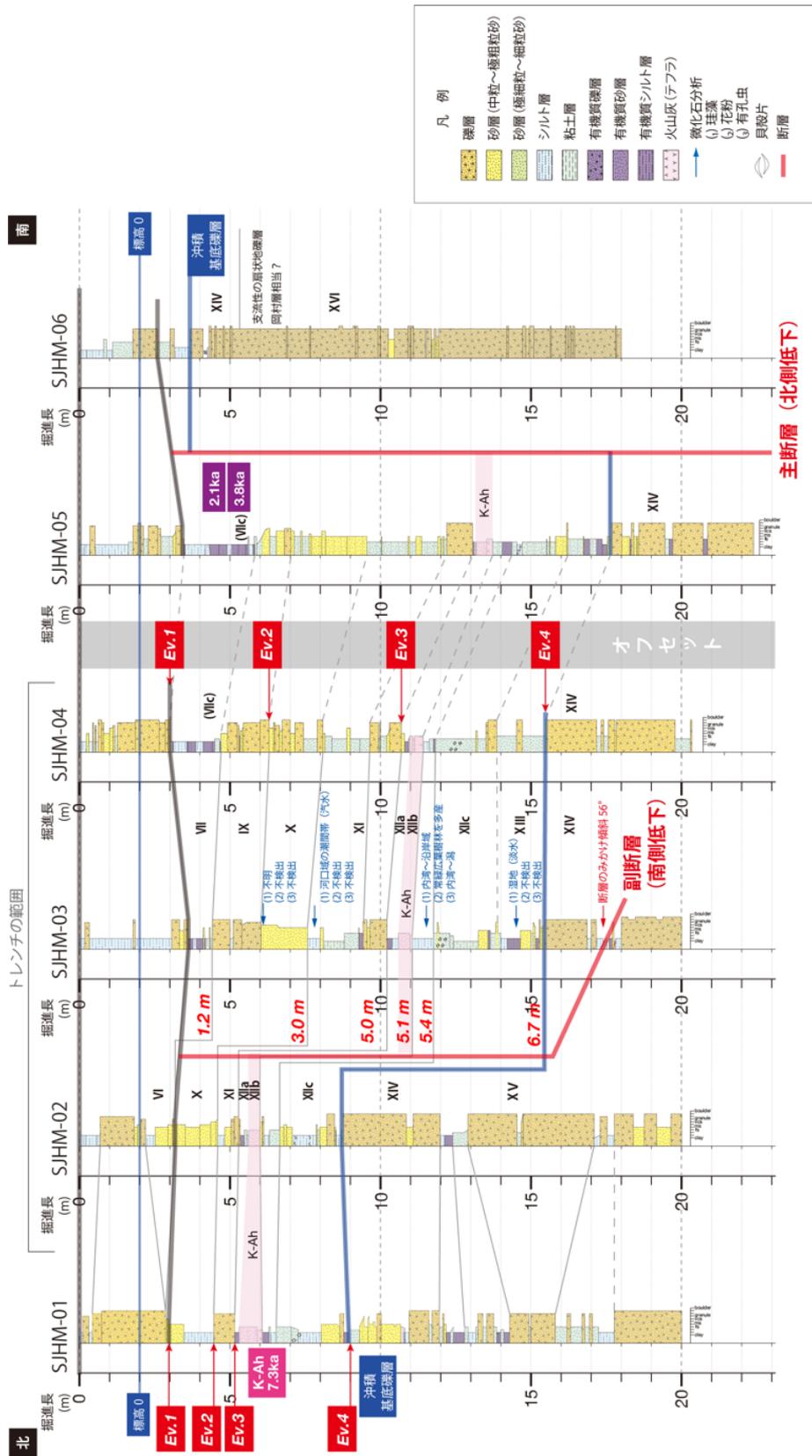


図 20 西条市氷見乙地区における詳細地質断面図と古地震イベント。
測線の位置は、図 4 に示す。

3. 1. 2 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公益財団法人地震予知総合研究振興会	副主席主任研究員	榎原 雅治
公益財団法人地震予知総合研究振興会	副主任研究員	水野 嶺

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯の周縁に位置する四国・中国・九州地域で起きた地震活動を歴史史料から抽出する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和5年度：

中央構造線の周縁の活断層帯で起きた地震活動を歴史史料から抽出した。香川県域の史料のほか、地震史料としては未調査の愛媛県宇和島市・大分県佐伯市・熊本県熊本市の史料の調査に着手した。

2) 令和6年度：

中央構造線の周縁の活断層帯で起きた地震活動を歴史史料から抽出した。愛媛県西条市の史料のほか、地震史料としては未調査の愛媛県宇和島市・大分県佐伯市・熊本県熊本市・阿蘇市などの史料の調査を進めた。

3) 令和7年度：

中央構造線の周縁の活断層帯で起きた地震活動を歴史史料から抽出する。広島県域の史料のほか、地震史料としては未調査の愛媛県宇和島市・大分県佐伯市・熊本県熊本市などの史料の調査を継続する。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線の周辺に位置する四国・九州地域の近世の日記史料を主たる対象として、機器による地震観測が開始される以前の有感地震情報を収集した。日記史料を対象としたのは、同一地点での有感地震が、同一人物によって記録されており、有感地震の長期的な変動状況を均質な基準で把握できる可能性が高いためである。また被害を出した大きな地震だけでなく、中小の地震についても把握できる可能性がある。

本年度は愛媛県小松藩・宇和島藩・大分県佐伯藩の公用日記、および熊本県熊本藩と阿蘇地域の寺院の日記を調査し、『増訂大日本地震史料』（震災予防評議会、1975-1976）、『新収日本地震史料』（東京大学地震研究所、1981-1994）に未収録の地震情報を収集した。また

近世後期の地震発生状況の調査地点ごとの時間的な推移を調査し、1853～1854年の阿蘇の火山活動と地震の時系列的な関係、18～19世紀における伊予小松（現在の愛媛県西条市）で感知された地震について検討した。また1596年9月1日の慶長伊予地震の発生時刻について検討した。

(b) 業務の成果

1) 西条市小松温芳図書館所蔵「小松藩会所日記」享保元年（1716）～寛政12年（1800）、文化6年（1808）～万延元年（1860）、同館所蔵「高嶋神社神主日次記録」文政2年（1819）～明治10年（1877）を部分調査した（表1）。

表1 伊予小松藩会所日記の調査状況と地震記事の有無

小松藩会所日記		和暦	西暦	和暦	西暦	和暦	西暦	和暦	西暦	和暦	西暦	和暦	西暦	和暦	西暦
享保1年8月～享保14年	1716	明和9年	1772	寛政9月1月～6月	1793			文政2年1～6月	1819	天保9年7～12月	1838	嘉永5年1～6月	1852		
享保15年1月～12月	1730	安永4年	1775			未調査		文政2年7～12月	1819	天保10年1～6月	1839	嘉永5年7～12月	1852		
享保17年1月～12月	1732	安永5年8月～12月	1776	寛政6年正月～6月	1794			文政3年2, 7 (24日迄), 9, 11月	1820	天保10年7～12月	1839	嘉永5年1～6月	1852		
享保18年1月～12月	1733	安永6年1月～8日	1777	寛政6年7月～12月	1794			文政5年1, 2, 4, 10月	1822	天保11年1～5月	1840	嘉永6年1～6月	1853		
享保21年1月～12月	1736	安永6年8月～12月	1777	寛政7年1月～6月	1795			文政6年4～9月	1823	天保11年6～12月	1840	嘉永6年7～12月	1853		
寛政2年1～12月	1742	安永7年1月～7月	1778	寛政7年7月～12月	1795			文政6年10～12月	1823	天保12年1～6月	1841	安政1年1～6月	1854		
延享9年1～12月	1748	安永7年8月～12月	1778	寛政8年1月～10月	1796	文化6年1～6月	1809	文政7年2, 5, 7, 間8, 10, 12月	1824	天保12年7～12月	1841	安政1年7～12月	1854		
寛延4年1～12月	1751	安永8年1月～7月	1779	寛政8年1月～6月	1796	文化7年1～5月	1810	文政8年2, 4, 6, 8, 11月	1825	天保13年1～6月	1842	安政2年1～6月	1855		
宝暦3年1～12月	1753	安永8年8～12月	1779	寛政8年7月～12月	1796	文化7年6～12月江戸日記	1810	文政9年1～7月	1826	天保13年7～12月	1842	安政2年7～12月	1855		
宝暦4年1～12月	1754	安永9年7～12月	1780			文化7年6～10月7月欠	1810	文政10年12月	1827	天保14年1～6月	1843	安政3年1～6月	1856		
宝暦4年7～12月	1754	安永10年1月22日～6月	1781	寛政9年7月～12月	1797	文化9年1～6月	1811	文政11年1, 3, 5, 8, 11月	1828	天保14年7～12月	1843	安政3年7～9月	1856		
宝暦5年1～3月、5～12月	1755	天明2年1月～12月	1782	寛政10年1月～6月	1798	文化9年7～12月	1811	文政12年2, 6, 10月	1829	弘化1年1～6月	1844	安政4年1～6月	1857		
宝暦6年1～3月	1756	天明2年1月～6月	1782	寛政11年1月～6月	1799	文化9年1～6月	1812	天保1年2月	1830	弘化1年7～12月	1844	安政4年7～12月	1857		
宝暦7年1月～12月	1757	天明2年7月～12月	1782	寛政11年7月～12月	1799	文化9年8, 10, 11月	1812	天保3年7～12月	1832	弘化2年1～6月	1845	安政5年1～6月	1858		
宝暦8年1～12月	1758	天明4年1～12月	1784	寛政12年4月～5月	1800	文化11年1～6月	1814	天保3年6～12月	1832	弘化2年7～12月	1845	安政6年1～6月	1859		
宝暦9年1～12月	1759	天明7年1～12月	1787	寛政12年4月～5月	1800	文化11年7～12月	1814	天保4年1月	1833	弘化3年1～6月	1846	安政6年7～12月	1859		
宝暦10年1～12月	1760	寛政元年7～	1789	寛政12年1月～6月	1800	文化9年1～6月江戸日記	1811	天保4年6～12月	1833	弘化3年7～12月	1846	万延1年1～6月	1860		
宝暦11年6月7日～12月	1761	寛政2年1月～6月	1790	寛政12年7月～12月	1800	文化12年1～5月	1815	天保5年1～5月	1834	弘化4年1～6月	1847	万延1年7～12月	1860		
宝暦12年1月～12月	1762	寛政2年7月～12月	1790			文化12年7, 8, 10, 11月	1815	天保5年6～12月	1834	弘化4年7～12月	1847				
宝暦13年1月～4月25日	1763	寛政3年1月～7月	1791			文化13年5月1～14日	1816	天保6年1～6月	1835	嘉永1年1～6月	1848				
宝暦14年1～12月	1764	寛政3年1月～6月	1791	未調査		文化13年1, 2, 4, 6, 7月	1816	天保7年1～5月	1836	嘉永1年7～12月	1848				
明和2年1～12月	1765	寛政3年7月～	1791			文化14年2, 4, 6, 7, 10月	1817	天保7年6～12月	1836	嘉永2年1～6月	1849				
明和3年1月～12月	1766	寛政4年1月～	1792			文化14年12月	1817	天保8年1～6月	1837	嘉永2年7～12月	1849				
明和5年1月～12月	1768	寛政4年7月～	1792			文政1年1, 5月	1818	天保8年6～12月	1837	嘉永4年1～6月	1851				
明和8年	1771	寛政5年1月～8月	1793			文政1年3～12月5月欠	1818	天保9年1～6月	1838	嘉永4年7～12月	1851				

▶ 黄色の年は地震記事あり 複数日のものもあり
 ▶ 空欄の年は未調査（次年度調査予定）
 ▶ 享保1年～享保14年は抄録

2) 宇和島伊達文化保存会所蔵「宇和島伊達家文書」のうち各種藩日記の天和年間（1681～1684）、宝永7年（1710）～享保12年（1722）、文化2年（1805）～同4年（1807）、嘉永1年（1848）～嘉永6年（1853）を部分調査した。

3) 佐伯市歴史資料館所蔵の「佐伯藩政資料」のうち「郡方町方日記」延享2年（1745）～安永3年（1774）を調査した。

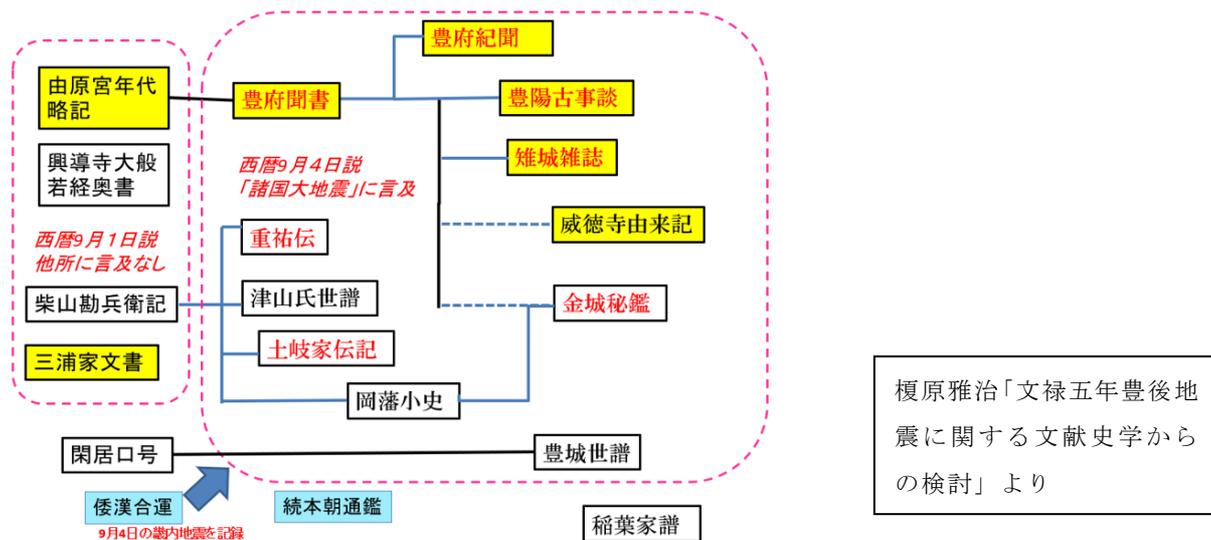
4) 熊本大学寄託「永青文庫史料」のうち「機密間日記」宝暦7年（1757）～同14年（1764）、天保2年（1831）～14年（1843）、「阿蘇宮司家文書」のうち「宮司日記」天保6年（1835）～同8年（1837）、「西巖殿寺文書」のうち「学頭日記」元文4年（1739）、延享2～3年（1745・1746）、宝暦3年（1753）を調査した。また熊本博物館所蔵「城野家文書」のうち「城野静軒日記」弘化2年（1845）～明治5年（1872）を調査した。

5) 上記史料については各所蔵機関において調査し、それぞれ既刊の地震史料集に未収

録の地震に関する情報を収集することができた。出張期間中に判読・記録できる量には限りがあるため、史料撮影専門の業者による撮影を行い、出張終了後に撮影データによって調査を行った。

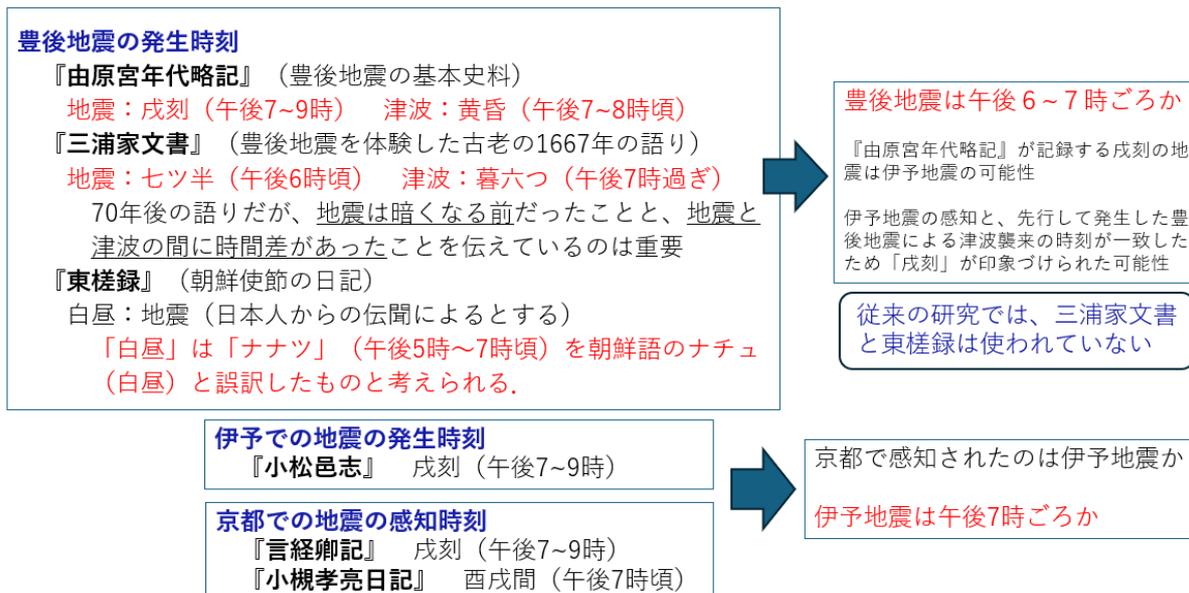
6) 1596年9月1日の慶長伊予地震を記録した「薬師寺大般若経第十七巻奥書」「小松邑誌」、および同日の慶長豊後地震・津波を記録した「由原宮年代略記」「三浦家文書」「東槎録」によって二つの地震の発生時刻を再検討した。(図1、図2))

図1 1596年豊後地震史料の影響関係



1596年豊後地震に関する史料の親子関係を図示したものの。発生日は9月1日で確定である。黄色で表示した史料に時刻表記があるが、参考になるのは由原宮年代略記と三浦家文書のみである。

図2 1596年9月1日地震の発生時刻



信頼できる史料からは、豊後地震は日没ごろ、伊予地震はやや遅れて発生したと考えることができる

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 1853年9月～1854年5月にかけて阿蘇地域固有の地震が感知されている。1854年2月～4月には阿蘇山で噴湯、降灰があるので、これは火山性の地震動と推定される。1854年夏には降灰による不作となっているので降灰は夏ごろまで続いたらしい。11月にも阿蘇固有の地震が感知されている。なお、翌月には安政南海地震が発生している。

2) 中央構造線に近い伊予小松藩会所日記の1716年から1860年の伊予小松藩の会所日記の大半の調査を行った結果、地震記事のある日数は1854年の安政大地震以前29日、以後86日であった。1854年以前の記事において、地震被害を記録した記事は見つからなかった。若干の未調査期間があり、次年度に調査の予定である。17世紀の日記史料は小松には存在しないが、次年度は可能な限り周辺地域での調査を行う。

3) 1822年4月14日と1823年6月9日には、小松だけで記録された地震が見つかった。被害の生じない小さな地震であるが、次年度はこの日を意識した調査を周辺地域で実施する。

4) 愛媛県の中央構造線周辺において大規模な被害をともなう直近の地震は、現時点では1596年9月1日の慶長伊予地震である。地震発生時刻を再検討した結果、午後7時過ぎで、これは豊後地震にやや遅れると考えることができる。各地で記録された地震感知の時刻、被害の生じた地域の絞り込みについては、次年度さらに検討する。

(d) 引用文献

榎原雅治, 文禄五年豊後地震に関する文献史学からの検討, 日本歴史, 865, 18-36, 2020.

3. 2 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地殻応力場推定のための微小地震解析

(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	椎名 高裕
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	上級主任研究員	内出 崇彦
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	副研究部門長	今西 和俊

(c) 業務の目的（業務全般の基本的な目的を明確に記載する。）

中央構造線断層帯周辺の地殻応力場の情報を整理し、3次元速度構造を用いて微小地震の震源位置を精密に再決定する。また、地震の震源分布やメカニズム解を用いて震源断層の地下形状を推定する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和5年度：

対象断層帯周辺で発生した地震のメカニズム解や地殻応力場の情報を整理し、対象断層帯に適切な地殻応力場を提示した。

2) 令和6年度：

3次元地震波速度構造を用い、対象断層帯周辺で発生した地震の震源再決定を行った。地震の震源分布から地震発生層の下限深さを検討した。

3) 令和7年度：

断層帯周辺の微小地震の分布やメカニズム解等から断層形状を推定し、地殻応力場や隣接する断層セグメントとの関係を検討する。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

紀伊半島西部で発生した地震の震源位置を、3次元速度構造を用いて再決定し、中央構造線断層帯周辺における地殻内地震の震源分布の特徴を調べた。その結果、中央構造線断層帯付近では地殻内地震が深さ5～10km程度に分布することを確認した。中央構造線断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。なお、中央構造線断層帯近傍に注目すると、地表の中央構造線断層帯の南側と北側で発生する地震の深さの差はあまりないように見える。再決定した地殻内地震の震源分布から見積もられるD90、D95、D100はそれぞれ9.8km、10.1km、10.8kmとなった。この深さは四国地方の中央構造線断層帯に比べて浅く、紀伊半島西部では地震発生層下限がより浅い深さに位置していることを示していると考え

られる。

(b) 業務の成果

1) 地殻内地震の震源位置の再決定

紀伊半島西部周辺で発生した地震に対して、3次元地震波速度分布を用いた震源位置の再決定を実施した。本研究では、気象庁一元化震源カタログに掲載された地震のうち、2005年1月から2024年1月までに発生したマグニチュード1.0以上かつ深さ0~50kmに位置する地震を用いた。対象となった地震の数は43,097個であり、使用した観測点は104点である(図1)。3次元地震波速度構造にはMatsubara et al. (2022)が構築したモデルを使用した。図2にP波速度分布とS波速度分布を示す。気象庁がルーチンの震源決定で使用する1次元速度構造モデル(JMA2001モデル(上野・他, 2002))と比較すると、深さ5~20kmにおいて、地震波速度の速い領域が中央構造線断層帯の北側に、遅い領域が南側にそれぞれモデル化されている(図3)。また、深さ30km以深では沈み込むフィリピン海プレートに対応する高速度異常域が明瞭にイメージされている。同様の特徴は、同地域の地震波速度構造を精査したNakajima (2023)でも確認できる。震源の再決定にはマルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC法)による震源位置と観測点補正值の同時推定手法を用いた。この手法は震源位置と観測点補正值、1次元速度構造を同時に推定するShiina and Kano (2022)の方法を、震源位置と観測点補正值の推定に最適化している。MCMC法の適用により、モデルパラメータ(ここでは、震源位置と観測点補正值)の事後確率分布をサンプリングすることで、それらの推定とその不確定性の評価を可能とする。以降ではサンプリングされた事後確率分布の平均値を推定結果とみなす。図4は本研究により得られた地殻内地震の震源位置の分布と観測点補正值である。なお、深さ方向と水平2成分のそれぞれについて周辺化した震源位置の事後確率分布から算出される標準偏差が、水平方向では0.8km以上、深さ方向では1.6km以上となった地震は除外した。これらの閾値は各方向で計算された標準偏差の平均値の2倍に対応する。

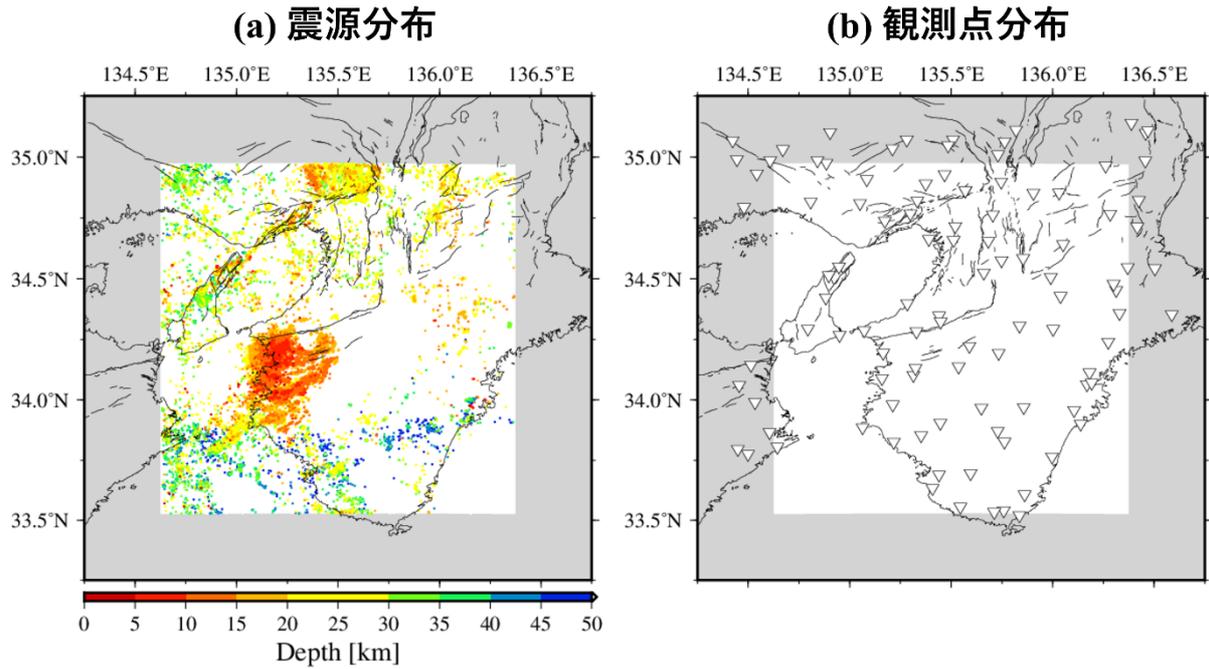
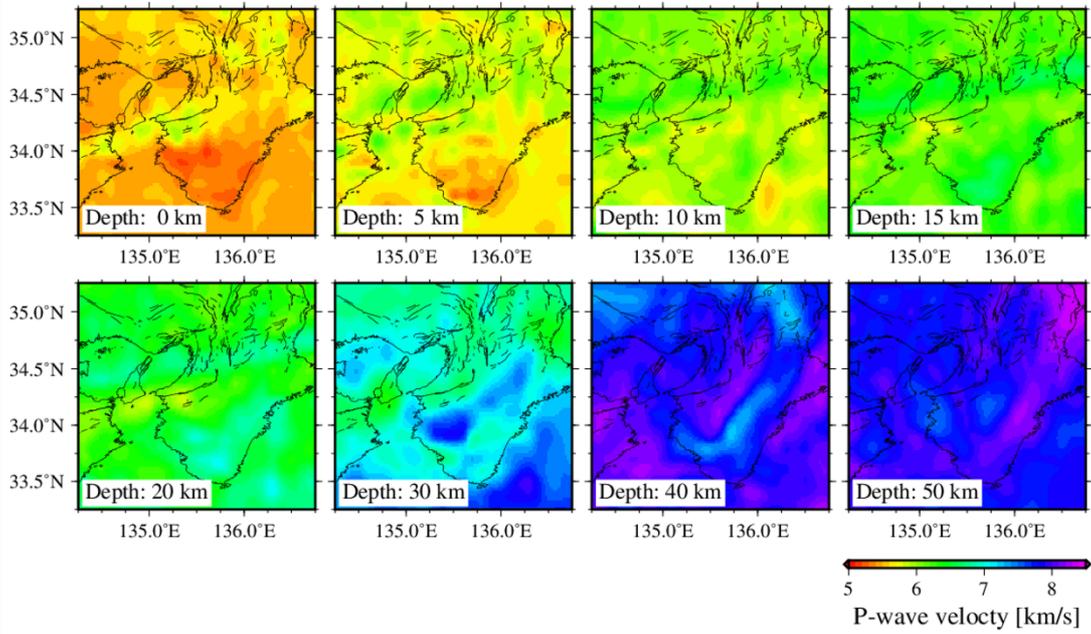


図1 震源位置の再決定に用いた地震の(a)震源位置と(b)観測点の分布。(a) 気象庁一元化震源カタログのうち、白領域内で発生した地震を用いた。カラースケールは震源の深さを示す。(b) 逆三角は観測点の位置を示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。

(a) P波速度分布



(b) S波速度分布

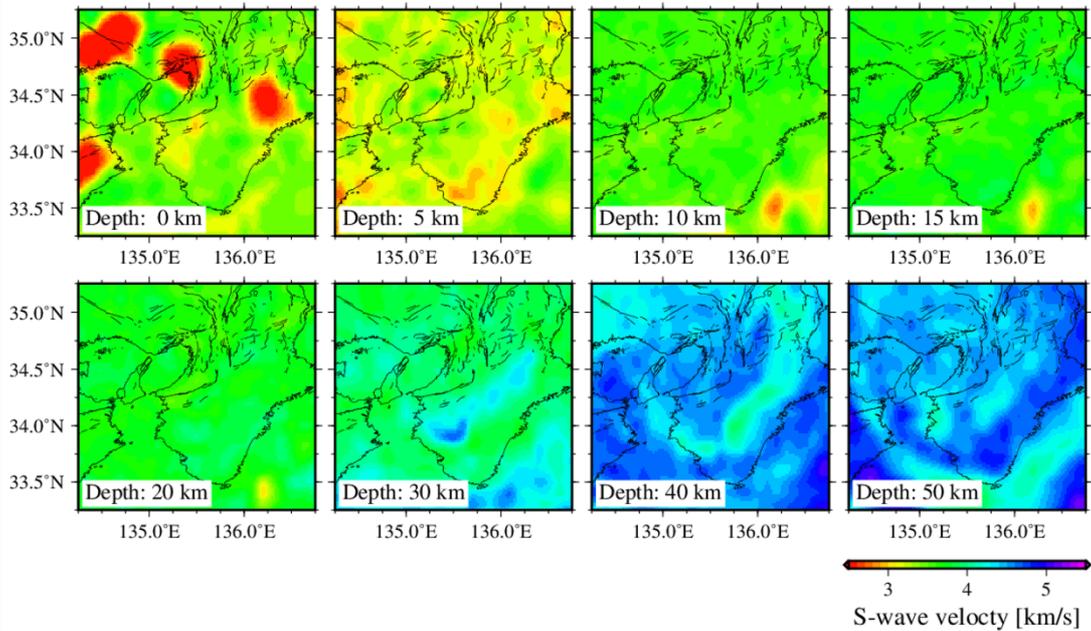
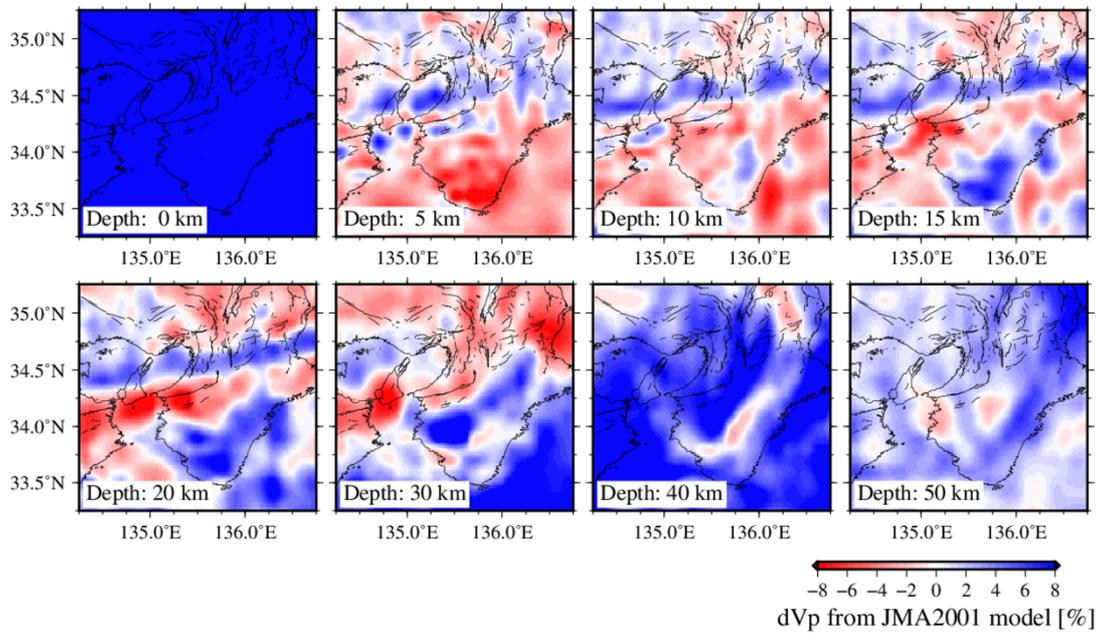


図2 紀伊半島周辺におけるMatsubara et al. (2022) の地震波速度構造モデル。(a) P波速度構造。(b) S波速度構造。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。

(a) P波速度偏差分布



(b) S波速度偏差分布

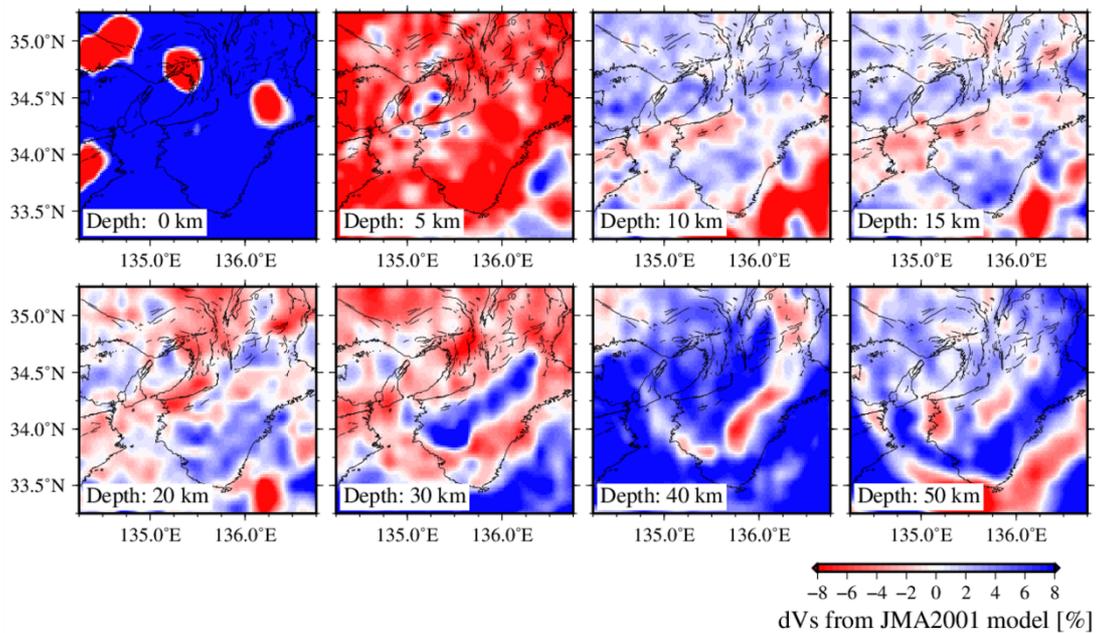


図3 紀伊半島周辺におけるMatsubara et al. (2022) の地震波速度偏差分布。偏差を計算する基準はJMA2001速度モデル（上野・他，2002）とした。(a) P波速度偏差分布。(b) S波速度偏差分布。黒線は中田・今泉（2002）による地表活断層の位置を示す。

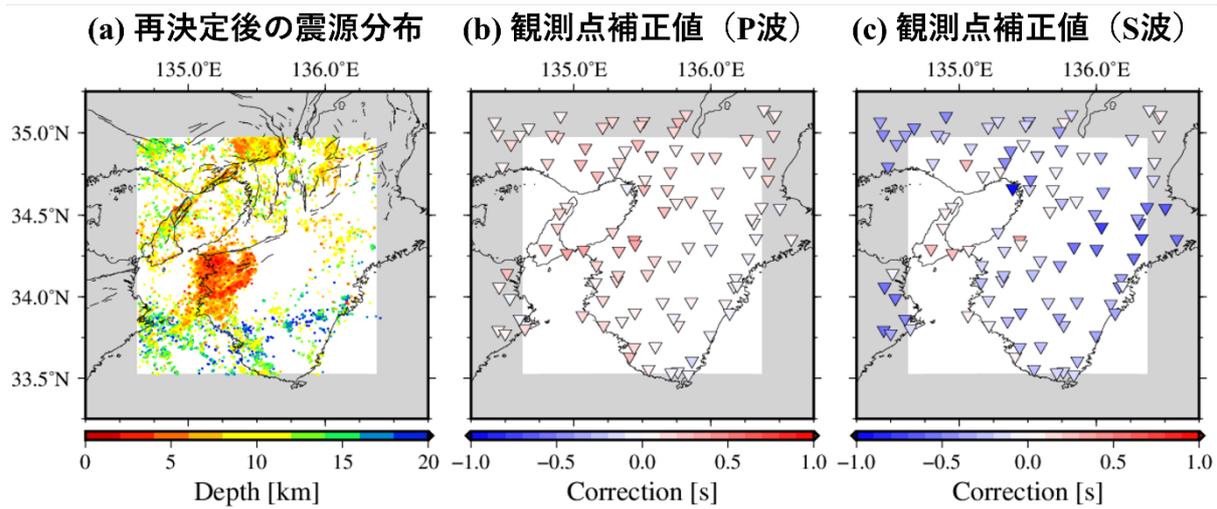


図4 再決定した地震の震源分布と観測点補正值。(a) 再決定後の震源分布。ここでは、深さ20km以浅の地震の震源位置のみを示す。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) P波到達時刻に対する観測点補正值。(c) S波到達時刻に対する観測点補正值。正の補正值は、理論走時に対して観測走時が遅れていることを表す。

2) 地殻内地震の震源分布の特徴

紀伊半島西部の中央構造線断層帯付近で発生した地殻内地震の震源分布を図5に示す。Matsubara et al. (2022) の3次元速度構造を用いた場合、中央構造線断層帯付近の地殻内地震は深さ5~10km付近により集中して再決定される(図5)。この深さ分布は気象庁一元化震源カタログの値に比べて同程度かやや浅い。図1に見られるように、中央構造線断層帯南側には群発的な地震活動が存在する(例えば、Maeda et al., 2018)。3次元速度構造を用いて再決定された震源分布からも同様の特徴が確認できる。すなわち、この群発地震活動域から続く地殻内地震の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認できる(図5(b)の測線A~Bと測線F~H)。また、中央構造線断層帯北側では地震の分布が疎となるものの、いくつかの地震のクラスタが存在する(図5(b)の測線C~E)。なお、先行研究(例えば、Nakajima, 2023)でも指摘されているように、群発地震活動域内部には面状の震源分布が複数認められる(図6)。目視による検討から、これらの震源分布は東西方向に広がり(図6(a))、北傾斜あるいは南傾斜の分布であることが推測される(図6(b)の測線A~F)。

再決定により得られた地殻内地震は、地震波速度の高速度異常域あるいはその周辺に分布する(図7、図8)。地表の中央構造線断層帯の南側と北側で低速度異常域と高速度異常域がそれぞれ卓越する構造的特徴は、四国地方(例えば、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)と同様に、地質境界としての中央構造線が北傾斜の構造を持つことを反映すると考えられる。一方で、中央構造線北側の地震は主に高速度異常域に位置しており、地質境界としての中央構造線との関係は明瞭とは言いにくい。また、地表の中央構造線断層帯直下に対応する群発地震活動域から続く地殻内地震の分布の北限に明らかに関

連する構造的特徴も地震波速度構造から見出すことは難しい。

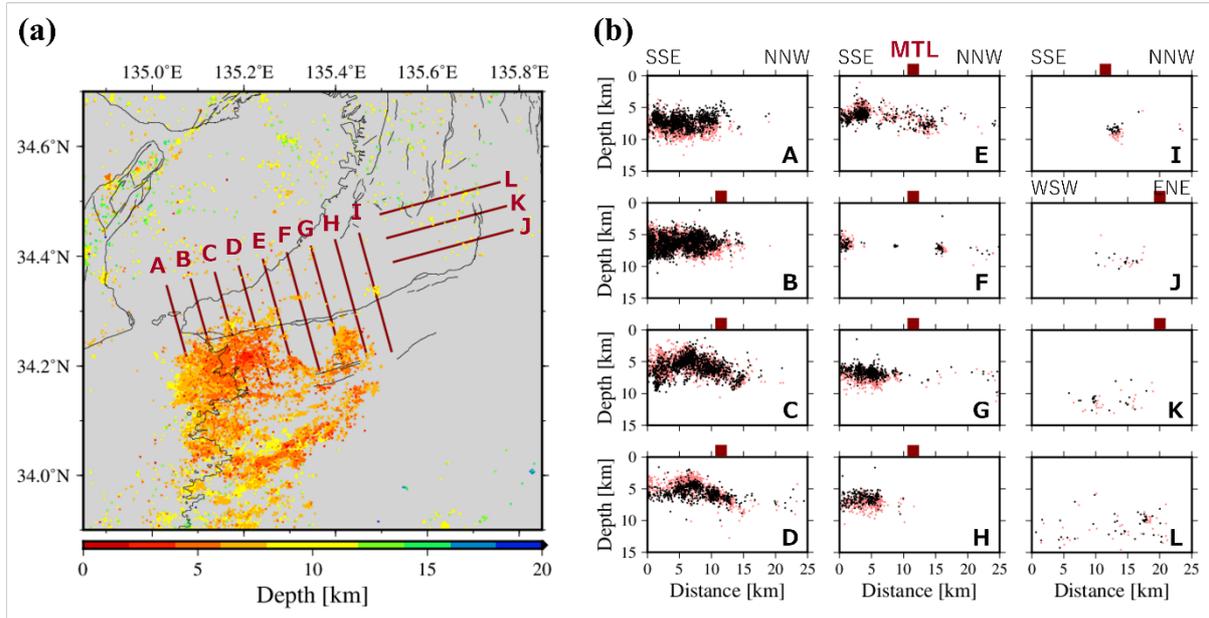


図5 中央構造線断層帯付近における再決定後の地殻内地震の震源分布。(a) 震央分布。深さ20km以浅の震源のみを示す。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) 鉛直断面図。黒丸と淡赤丸は再決定後と前(気象庁一元化震源カタログ)の震源位置をそれぞれ表す。濃赤四角は中央構造線(MTL)の地表位置を表す。各断面の測線の位置は(a)を参照。

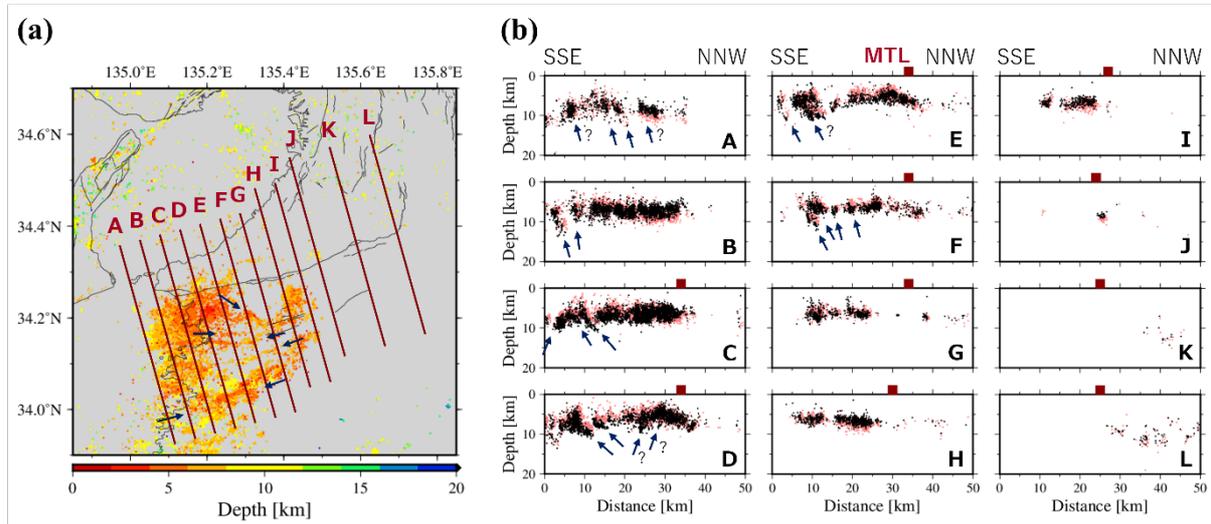
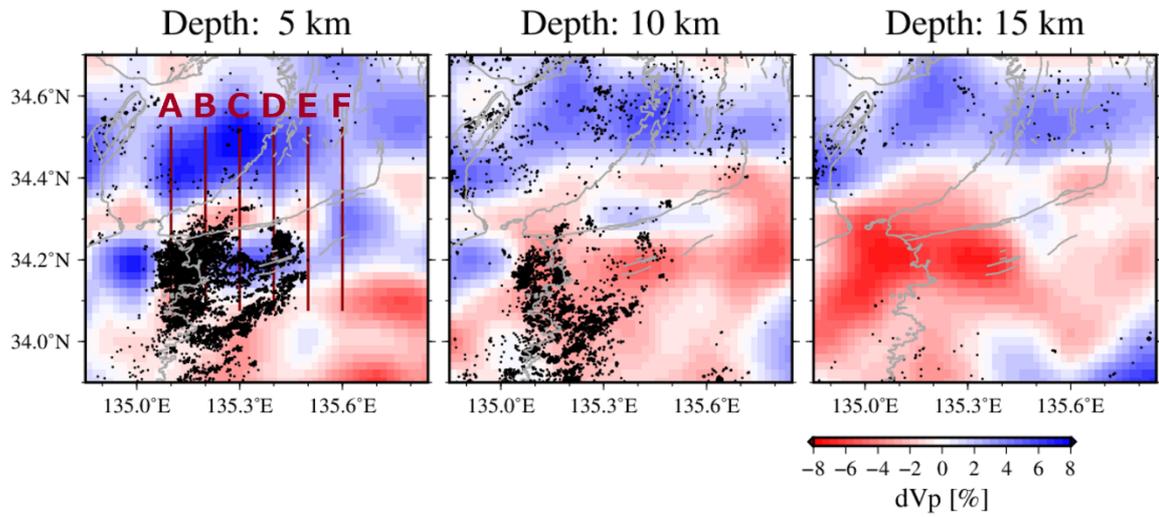


図6 紀伊半島西部における再決定後の地震の震源分布。(a) 震央分布。カラースケールは震源の深さを示す。黒線は中田・今泉(2002)による地表活断層の位置を示す。(b) 鉛直断面図。黒丸と淡赤丸は再決定後と前(気象庁一元化震源カタログ)の震源位置をそれぞれ表す。濃赤四角は中央構造線(MTL)の地表位置を表す。各断面の測線の位置は(a)を参照。矢印は目視により推定した面上の震源分布を示す。

(a) P波速度偏差分布との比較



(b) S波速度偏差分布との比較

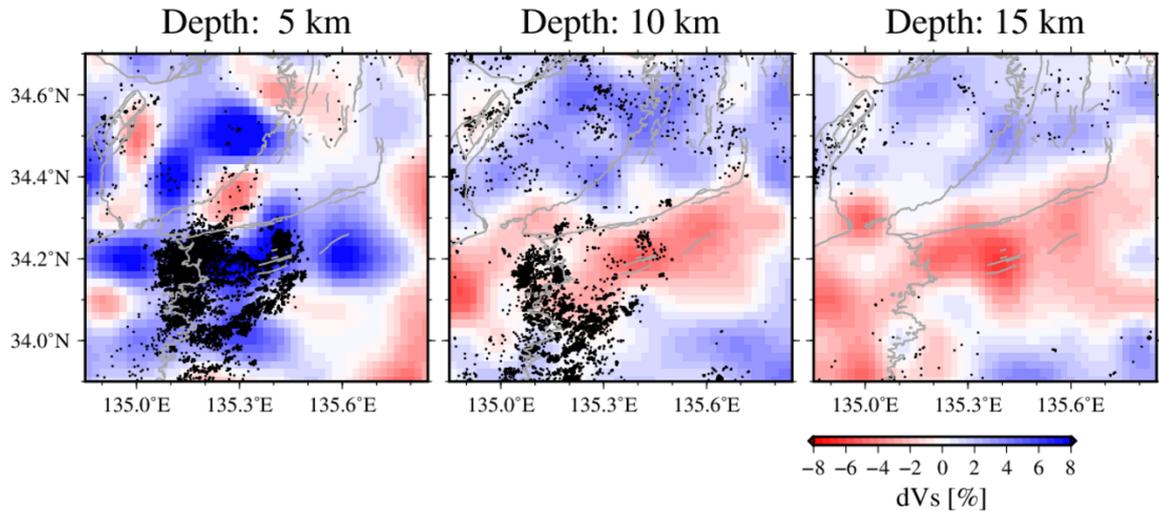


図7 地震波速度構造 (Matsubara et al., 2022) との比較。地震波速度偏差は図示領域の平均速度からの偏差として算出。黒丸は震源位置を示す。灰線は海岸線および中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

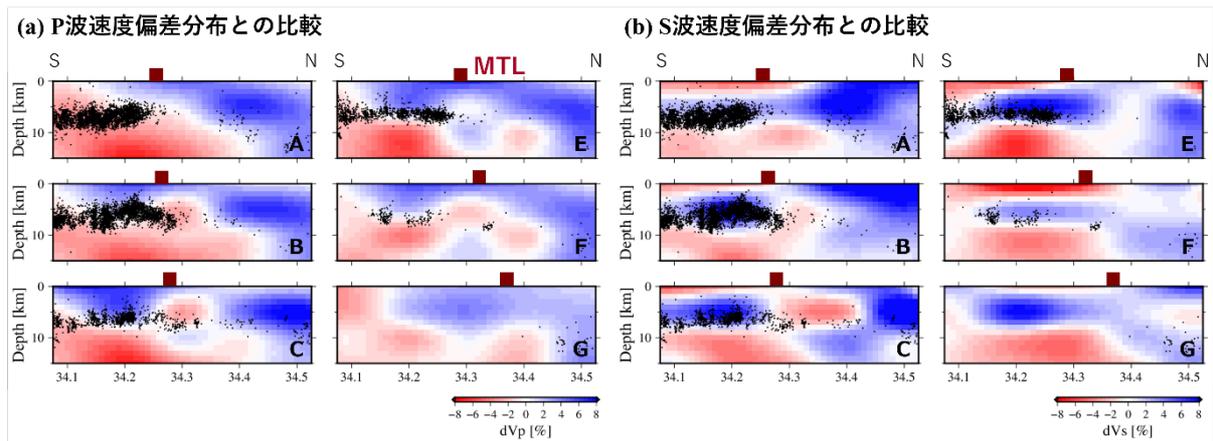


図8 鉛直断面による地震波速度構造 (Matsubara et al., 2022) との比較。速度偏差は対象領域で算出した平均的な1次元速度モデルからの偏差として算出。黒丸は震源位置を示す。赤四角は中央構造線 (MTL) の地表位置を示す。各断面の測線の位置は図7 (a)を参照。

3) 地震発生層下限深さの検討

3次元速度構造を用いて再決定した震源分布に基づいて地震発生層下限深さの検討を行った。本研究では、地震発生下限の深さを特徴付ける指標としてD90およびD95、D100を用いた。図9 (a)は中央構造線断層帯付近のD90およびD95、D100の空間分布であり、緯度と経度それぞれを0.025度ごとに区分した領域内に8個以上の地震が分布する地点の値を示す。D90、D95、D100に共通した特徴として、中央構造線断層端の北側では南側に比べて地震発生層の下限深さが深くなる傾向がある。なお、気象庁一元化カタログと比較すると、D90等の値は中央構造線断層帯近傍では浅く、群発地震活動域では深い値となった (図9 (b))。

中央構造線断層帯からおおむね2.5km以内に再決定された地殻内地震から計算されるD90とD95、D100はそれぞれ9.8km、10.1km、10.8kmである。同様の検討を行った四国地方の中央構造線断層帯ではD90で10~20km程度、D95で10~25km程度、D100で10~30km程度の深さが見積もられている (文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023)。したがって、四国地方と比べた場合、紀伊半島西部では中央構造線断層帯付近における地震発生層の下限が相対的に浅い深さに位置している可能性がある。

(a) 地震発生層下限深さ

(b) JMA震源との差

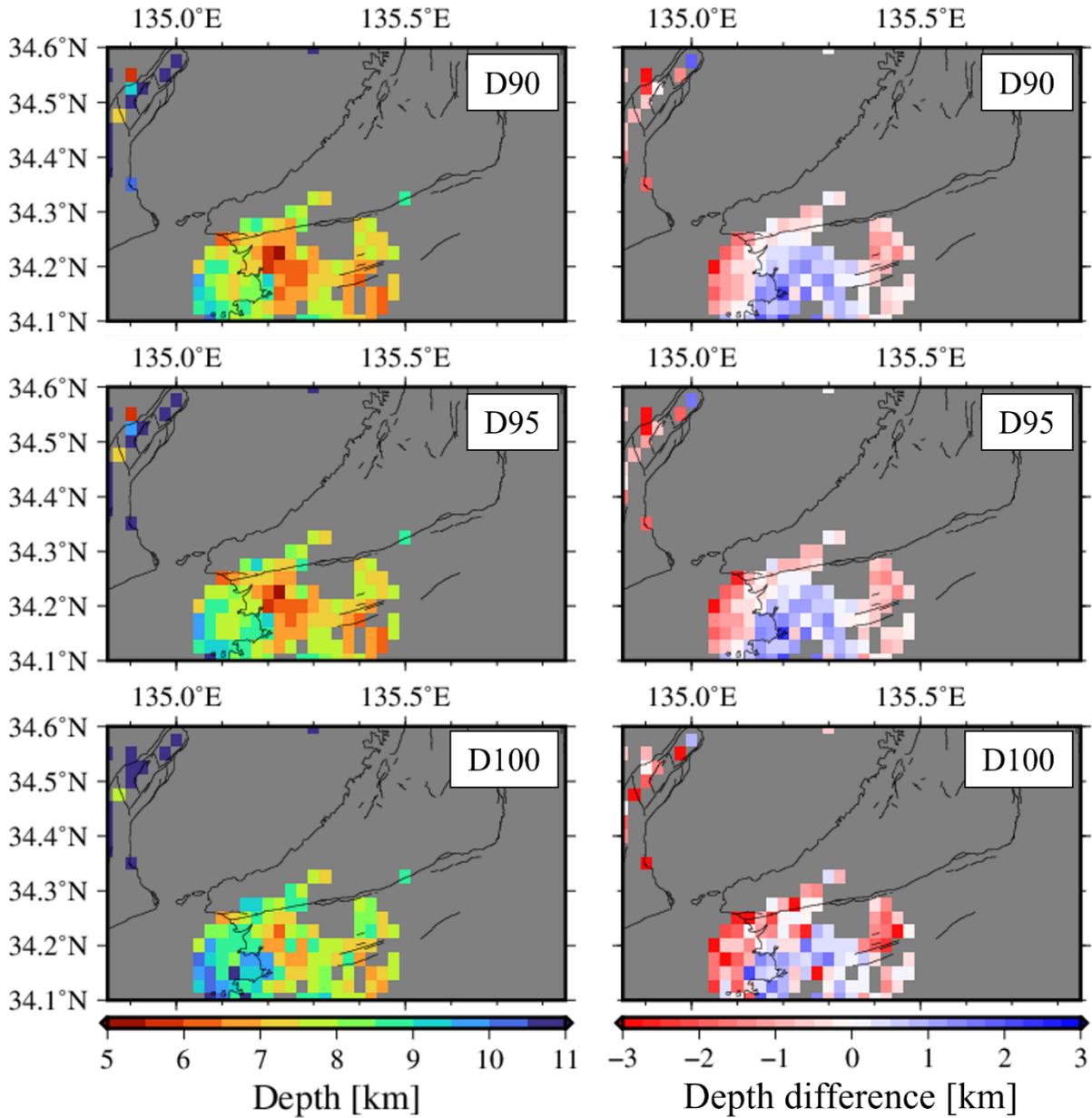


図9 (a) 3次元速度構造を用いて決定した地殻内地震の震源分布から計算したD90およびD95、D100の深さ分布と(b) 気象庁一元化震源カタログとの比較。カラスケールは深さの差を示し、正の値は本研究で算出した地震発生層下限深さが深いことを示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

紀伊半島西部の中央構造線断層帯周辺で発生した地震の震源位置を再決定し、震源分布の特徴や地震発生層下限深さを検討した。Matsubara et al. (2022) の3次元地震波速度構造を用いて震源位置を再決定すると、中央構造線断層帯付近の地殻内地震は5～10km程度に集中して分布する。

中央構造線断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。D90およびD95、D100を用いて地震発生層の下限深さを評価すると、中央構造線断層帯北側では南側に比べて下限深さが深くなる傾向がみられた。中央構造線からおおむね2.5km以内に位置した地殻内地震から見積もられる地震発生層下限深さはD90で9.8km、D95で10.1km、D100で10.8kmである。これらの値は四国地方の中央構造線断層帯付近で求められた値に比べて小さく、紀伊半島西部の中央構造線断層帯付近では地震発生層の下限深さが相対的に浅い深さに位置している可能性を示唆する。

次年度は、本年度の震源再決定の結果に基づいて地震の震源位置やメカニズム解の分布等を精査し、中央構造線断層帯周辺に存在する震源断層の形状やその地殻応力場との関係を検討する。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 2013) で作成しました。

(d) 引用文献

- Maeda, S., T. Matsuzawa, T. Shinji, K. Yoshida, and H. Katao, Complex microseismic activity and depth-dependent stress field changes in Wakayama, southwestern Japan, *Earth, Planets, and Space*, 70, 21, 2018. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0788-6>.
- Matsubara, M., T. Ishiyama, T. No, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, and S. Kamiya, Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data. *Earth Planets Space*, 74, 171, 2022. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01724-0>.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査 令和2～4年度成果報告書, 258-263p, 2023.
- Nakajima, J., The Wakayama earthquake swarm in Japan. *Earth Planets Space*, 75, 48, 2023. <https://doi.org/10.1186/s40623-023-01807-6>.
- 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, 2002.
- Shiina, T., and M. Kano, Bayesian-based joint determination of earthquake hypocentres and 1-D velocity structures divided by a structural boundary, *Geophysical Journal International*, 230, 759-775, 2022. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac065>.

- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, 験震時報, 65, 123-145, 2002.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved Version Released. Eos, Transactions American Geophysical Union, 94, 409-410, 2013.

3. 3 活動履歴を考慮した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 活動履歴を考慮した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
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	浦田 優美

(c) 業務の目的

活動履歴や地震時変位量等を考慮した動的破壊シミュレーションについて、エネルギー収支による連動可能性のスクリーニングとともに実施し、連動可能性とその条件を検討する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和5年度：

最新活動の地震後経過時間と地震時変位量を説明できる震源モデルを推定した。

2) 令和6年度：

前年度の成果等を基に、次の活動で起こり得る震源モデルのプロトタイプを検討した。

3) 令和7年度：

本課題で得られた成果等を基に、最新活動の震源モデルを見直すとともに、次の活動で起こり得る連動のパターンを検討する。

(2) 令和6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、昨年度の業務で中央構造線断層帯四国陸域4区間の最新活動の変位履歴と調和的な連動イベントが得られた震源モデルを対象として、連鎖（続発）するイベントの連動パターンを検討した。その結果、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントに続いて、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖するという最新活動の変位履歴と歴史史料を共に満たす連動・連鎖パターンが得られた。

(b) 業務の成果

1) 今年度の検討対象とする震源モデル

文部科学省・産業技術総合研究所（2023）では、変位履歴から、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントと石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが、

別々に、しかし、おおむね同時期に発生した可能性が高いとしている。また、歴史資料からは、両イベントを含めて、西から東へと連鎖的にイベントが生じたとしている。一方、文部科学省・産業技術総合研究所（2024）は、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、活動履歴の情報を基に、最新活動直前の応力場を推定し、これを反映した動的破壊シミュレーションを行った。その結果、破壊開始点の位置と各区間の最新活動直前の地震後経過率によって、5つの連動パターンが得られ、変位履歴と調和的な先発イベントとして、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベント、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが得られた。そこで、変位履歴と調和的な先発イベントを得ることのできた震源モデルを対象として、先発イベント後の応力場を初期応力モデルとして動力学的破壊シミュレーションを行い、続発するイベントの連動パターンが文部科学省・産業技術総合研究所（2023）の連動・連鎖パターンと一致するか否かを検討する。

文部科学省・産業技術総合研究所（2024）で石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動する先発イベントを得ることができた震源モデルは、石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔と1つ前のイベントの活動時期の組み合わせが2通り、讃岐山脈南縁西部区間の組み合わせが3通りの計6モデル（表1(a)）、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントを得ることができた震源モデルは、石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔と1つ前のイベントの活動時期の組み合わせが4通りの計4モデル（表1(b)）であった。ここではこの10モデルを対象として、続発イベントの検討を行う。

表1 検討対象とするモデルのパラメータセット。

(a) 石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動するイベントが先発するモデル。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)		石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)			讃岐山脈南縁 東部 (Sanuki E.)
	平均活動 間隔 [年]	1300	700	1500	1100	1200	1000
1つ前の 活動の 活動時期 [年]	100	700	200	400	400	600	300
最新活動 時期[年]	1400	1400	1700	1500	1600	1600	1500

(b) 讃岐山脈南縁西部区間と同東部区間が連動するイベントが先発するモデル。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)				石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈 南縁西部 (Sanuki W.)	讃岐山脈 南縁東部 (Sanuki E.)
	平均活動 間隔 [年]	700	1300	1300	800	1500	1100
1つ前の 活動の 活動時期 [年]	800	200	300	800	200	400	300
最新活動 時期[年]	1500	1500	1600	1600	1700	1500	1500

2) 断層モデル

断層モデルと媒質モデルは、文部科学省・産業技術総合研究所（2024）に従い、以下のよう

に決定した。断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図（後藤・他，1998；中田・他，1998；岡田・他，1998；堤・他，1998；後藤・他，1999；中田・他，1999；岡田・他，1999；堤・他，1999；中田・他，2009；岡田・他，2009；岡田・他，2014）を基に決定した（図1）。

傾斜角について、地震調査研究推進本部（2017）では、中角度と高角度を併記しているが、文部科学省・産業技術総合研究所（2023）を参考に、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。また、断層幅を20kmとした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表2にまとめる。

媒質は和泉層群、三波川変成岩、四万十帯の水平3層構造とし、伊藤・他（1996）、Ito et al.（1996）、Nakajima and Hasegawa（2007）の紀伊半島・中国四国地方のモデル、文部科学省・東京大学地震研究所（2020）、日本列島基盤岩類物性データベース（大熊・金谷，2007）を参考に、表3のように仮定した。

表2 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.6km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.4km の右ステップで長さ 17.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 1.8km の右ステップで長さ 11.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)				讃岐山脈南縁東部 (Sanuki E.)		石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)		石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N71.8°E	N84.2°E	N72.9°E	N80.8°E	N77.3°E	N74.4°E	N60.2°E	N71.8°E	N71.8°E
長さ [km]	22.4	11.0	23.4	24.6	52.2	15.6	14.8	11.4	28.0
傾斜角			90°		90°		90°		90°
地震発生層の深さ [km]			20		20		20		20
幅 [km]			20		20		20		20

表3 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	3000	1700	2450
1000	5800	3000	2650
6000	6100	3600	2680



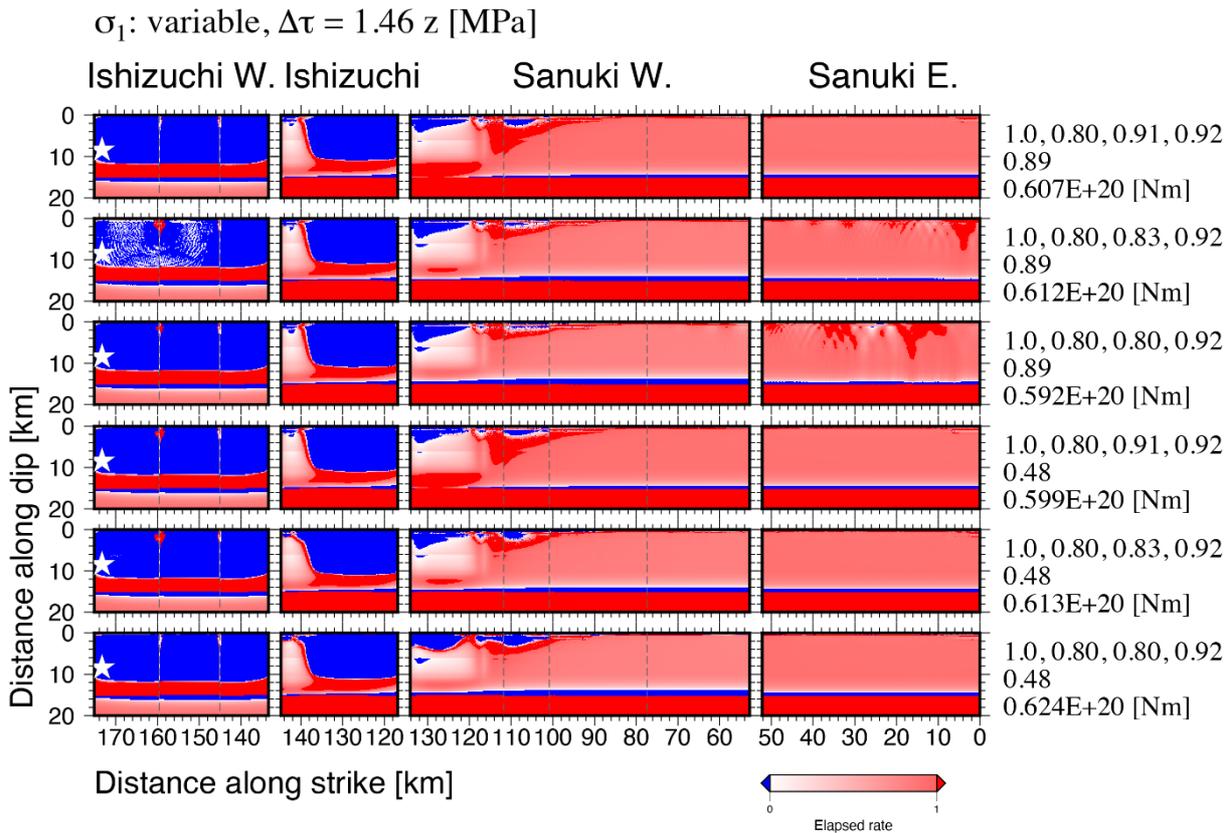
図1 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

3) 続発イベント直前の応力場モデル

広域応力場と摩擦係数、臨界すべり量 (D_c) は、文部科学省・産業技術総合研究所 (2024) と同様のモデルを用いた。その上で、1) で述べた 10 モデルについて、先発イベントのシミュレーションで得られた最終応力場を、先発イベント直後、すなわち、続発イベント直前の応力場とした。この応力場は、先発イベントによる応力擾乱を受けている。このときの剪断応力と動摩擦応力との差を、広域応力場から想定される「満期」の応力降下量で割った値が、続発イベント直前の地震後経過率にあたる (図 2)。

続発イベントの破壊は、地震後経過率が 1 を越える領域から始まると考えられるが、その中でも特に、先発イベントの破壊によって法線応力が低下した、すなわち、静摩擦応力が低下して破壊しやすくなった領域 (図 3) から続発イベントの破壊が始まるとした。この条件下では、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルでは、破壊は讃岐山脈南縁西部区間の石鎚山脈北縁区間とのオーバーラップ部分のやや東から始まると考えられる。一方、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルでは、破壊が始まると考えられる領域が、石鎚山脈北縁区間と同西部区間それぞれの讃岐山脈南縁西部区間とのオーバーラップ部分のやや西に存在するため、両区間それぞれから破壊が始まる場合を検討した。

(a)



(b)

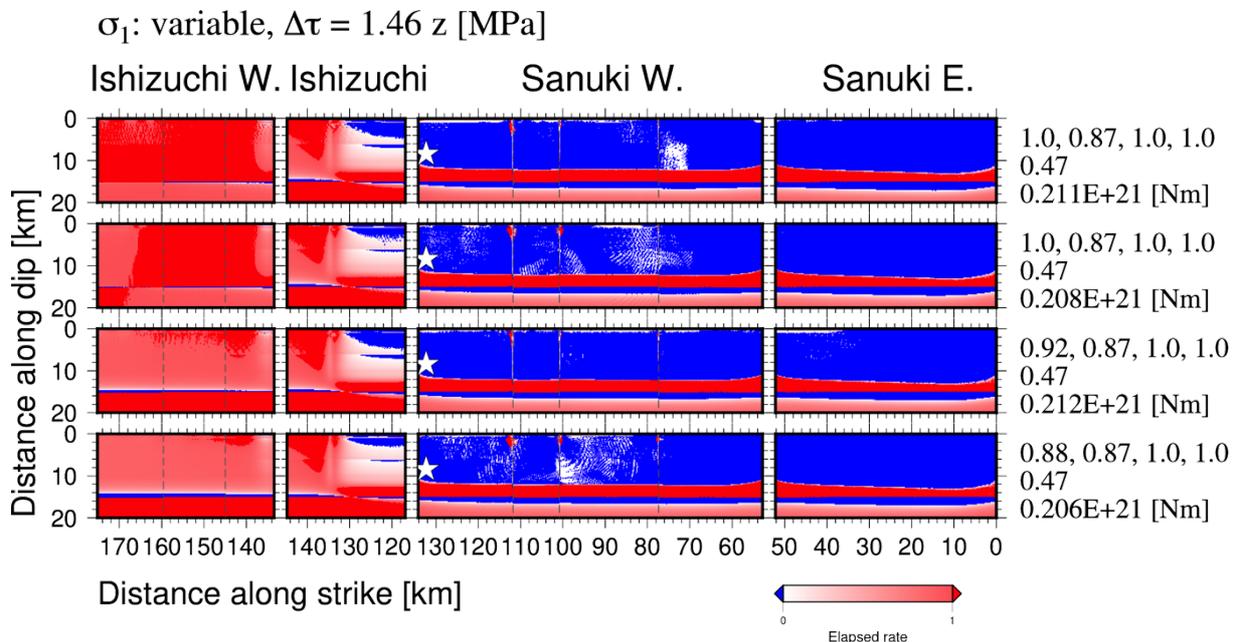
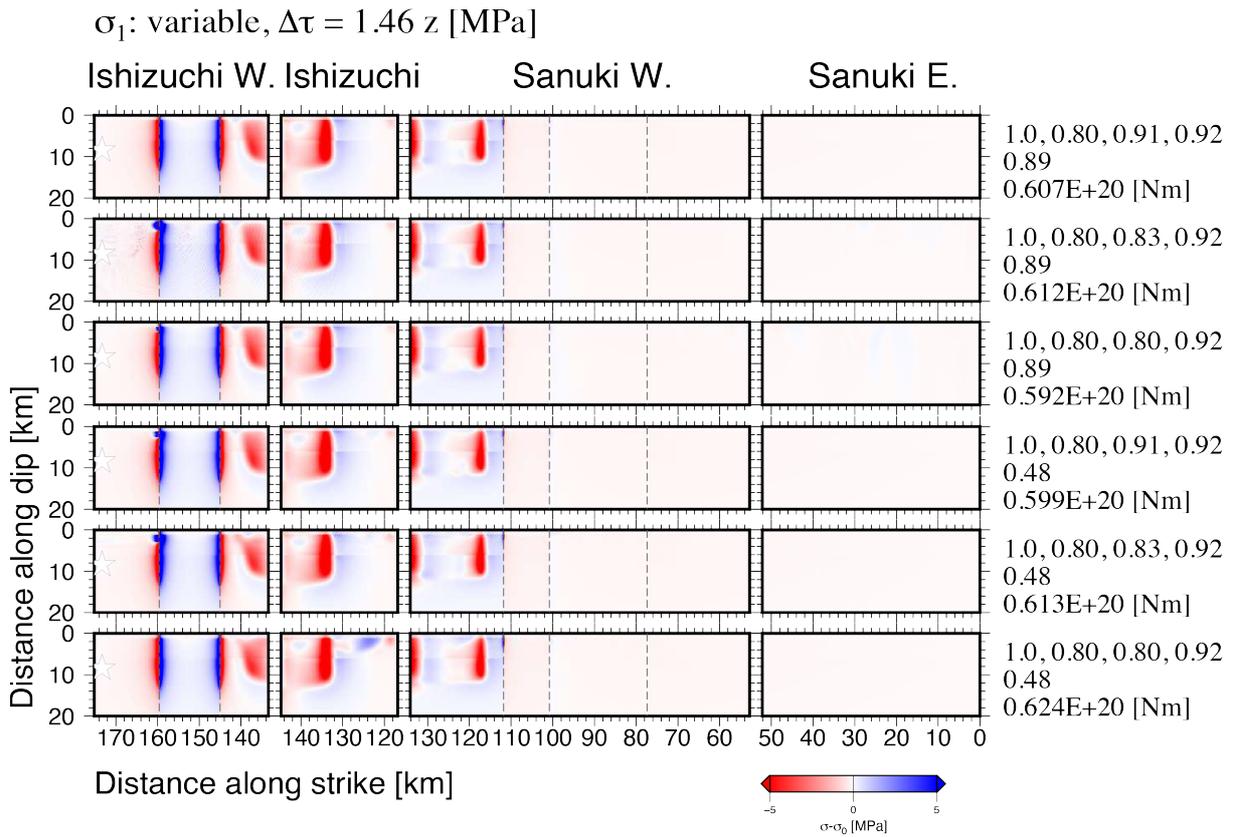


図2 連続イベント直前の地震後経過率分布。右端の数値は、上から、それぞれの区間の最新イベント直前の地震後経過率（左から、石鎚山脈北縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、讃岐山脈南縁西部区間、讃岐山脈南縁東部区間の値）、現在の地震後経過率、地震モーメントを示す。星印は、先発イベントの破壊開始領域を示す。(a) 石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発する場合。(b) 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発する場合。

(a)



(b)

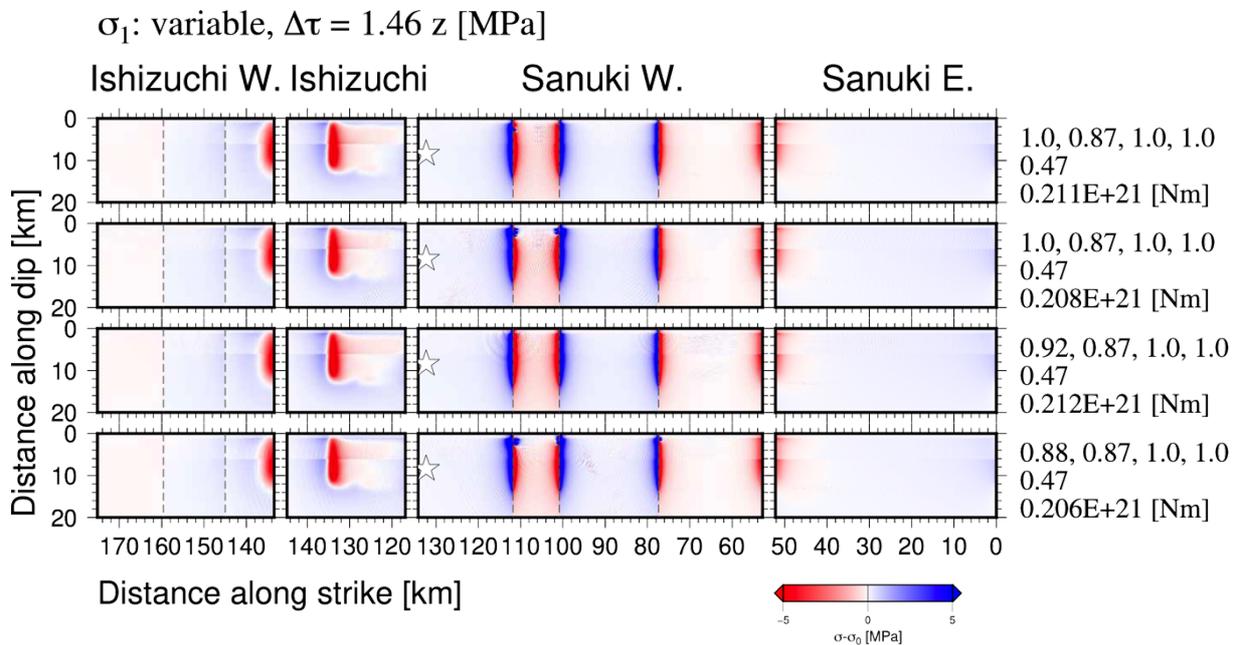


図3 先発イベントの破壊による法線応力変化分布。図の詳細は、図2と同様。(a) 石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発する場合。(b) 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発する場合。

4) 断層面の境界条件

断層面の境界条件は、文部科学省・産業技術総合研究所（2024）と同様に、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則（図 4；Ida, 1972；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。また、断層面上で一様な cohesion を考慮し、内田・他（2002）、古谷（2015）を参考に、0.02MPa と仮定した。

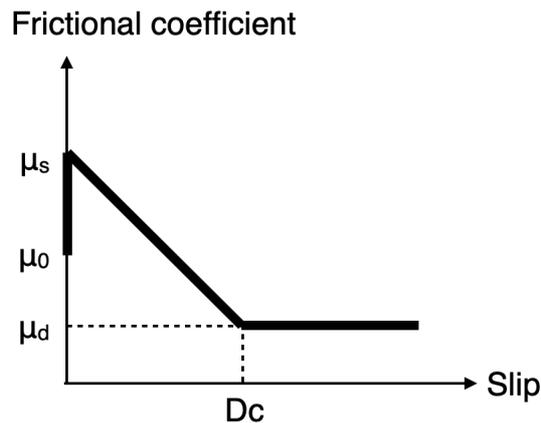


図 4 本研究で用いたすべり弱化的摩擦構成則。 μ_0 は摩擦係数の初期値で、初期剪断応力を法線応力で割った値である。

5) 数値計算手法

数値計算は、文部科学省・産業技術総合研究所（2024）と同様に、差分法（Kase and Day, 2006）を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.01 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算を行い、連動パターンを検討するとともに、得られたすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。1 回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部（2017）では、讃岐山脈南縁東部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で 6～8 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で 2～5 m 程度の右横ずれ、としている。また、最新活動に伴うすべり量分布については、堤・後藤（2006）にまとめられている値を用いた。

6) 最新活動の続発イベントに関するシミュレーション結果

最新活動の続発イベント直前の応力場モデルを 14 通りについて、動的破壊シミュレーションを行った。続発イベントとして、未破壊の 2 区間のうち的一方のみが破壊するイベントが発生した場合には、その 2 つめのイベント直後の応力場を用いて、更に続発するイベント（3 つめのイベント）がどのような破壊になるかも検討した。その結果、先発イベントの連動パターン、続発イベントの破壊開始点の位置と各区間の最新活動直前の地震後経過率によって、以下の 4 通りの連鎖・連動パターンを得た（図 5、6）。

石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖：石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、現在の地震後経過率が 0.48 のモデル、もしくは、現在の地震後経過率が 0.89、かつ、最新イベント直前の讃岐平野南縁西部区間の地震後経過率が 0.83 以上のモデルでは、続発イベントとして讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが発生した。このときの M_w は、7.3~7.4 であった。全体として、2つのイベントが連鎖することで、4区間全てが活動した（図 5 (a)）。

石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが発生し、続発イベントはなし：石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、現在の地震後経過率が 0.89、かつ、最新イベント直前の讃岐平野南縁西部区間の地震後経過率が 0.80 のモデルでは、続発イベントは発生せず、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間は破壊しないままとなった（図 5 (a)）。結果として、西側 2 区間のみが活動した。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、石鎚山脈北縁区間のみのイベント、更に石鎚山脈北縁西部区間のみのイベントが連鎖：讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルでは、石鎚山脈北縁区間から始まる続発イベントは、石鎚山脈北縁区間の西半分（讃岐山脈南縁西部区間とオーバーラップしない部分）のみを破壊した（図 5 (b)）。このときの M_w は、6.6 であった。これらのモデルでは、3つめのイベントで、石鎚山脈北縁西部区間のみを破壊した（図 6 (a)）。このときの M_w は、7.0~7.1 であった。全体として、3つのイベントが連鎖することで、4区間全てが活動した。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、石鎚山脈北縁西部区間のみのイベント、更に石鎚山脈北縁区間のみのイベントが連鎖：讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、石鎚山脈北縁西部区間の地震後経過率が 0.92 以上のモデルでは、石鎚山脈北縁西部区間から始まる続発イベントは、石鎚山脈北縁西部区間のみを破壊した（図 5 (c)）。このときの M_w は、7.0~7.1 であった。これらのモデルでは、3つめのイベントで、石鎚山脈北縁区間の一部のみを破壊した（図 6 (b)）。このときの M_w は、5.9~6.0 であった。全体として、3つのイベントが連鎖することで、4区間すべてが活動したが、石鎚山脈北縁区間の破壊は区間の一部にとどまった。なお、石鎚山脈北縁西部区間の地震後経過率が 0.88 のモデルでは、石鎚山脈北縁西部区間から続発イベントが発生することはなかった（図 5 (c)）。

上記 4 通りの連鎖・連動パターンのうち、変位履歴とも歴史史料とも調和的なシミュレーション結果は、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖する場合である。これらは、石鎚山脈北縁西部区間西端から先発イベントの破壊が始まり、石鎚山脈北縁区間の地震後経過率が 0.80 以下、かつ、「讃岐平野南縁西部区間の地震後経過率が 0.83 以上、もしくは、現在の地震後経過率が 0.48」の 5 モデルである。これらのモデルの変位履歴に関するパラメータについて、表 4 にまとめる。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の地震後経過率が 1 未満のため、すべり量はやや小さめで、讃岐平野南縁東部区間の地表でのすべり量は、堤・後藤（2006）の調査結果や松田・他（1980）のスケーリング則ともおおむね一致するが、讃岐平野南縁西部区間の地表

でのすべり量は、同区間の地震後経過率が 0.91 のモデルでは、調査結果のばらつきの下限程度で、スケーリング則よりやや小さく、地震後経過率が 0.83 以下のモデルでは、調査結果のばらつきの下限程度ではあるが、スケーリング則の半分程度となった。したがって、最新活動の地表でのすべり量分布を考慮すると、讃岐平野南縁西部区間の地震後経過率がより大きいモデル、すなわち、讃岐平野南縁西部区間の平均活動間隔が 1100 年、1 つ前の活動時期が 400 年のモデルがもっともらしいと考えられる。

表 4 変位履歴および歴史史料と調和的なモデルのパラメータセット。

(a) 現在の地震後経過率が 0.48 のモデル。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)	石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)			讃岐山脈南縁 東部 (Sanuki E.)
平均活動 間隔 [年]	1300	1500	1100	1200	1000	1200
1 つ前の 活動の 活動時期 [年]	100	200	400	400	600	300
最新活動 時期 [年]	1400	1700	1500	1600	1600	1500

(b) 現在の地震後経過率が 0.89 のモデル。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)	石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)		讃岐山脈南縁 東部 (Sanuki E.)
平均活動 間隔 [年]	700	1500	1100	1200	1200
1 つ前の 活動の 活動時期 [年]	700	200	400	400	300
最新活動 時期 [年]	1400	1700	1500	1600	1500

(a)

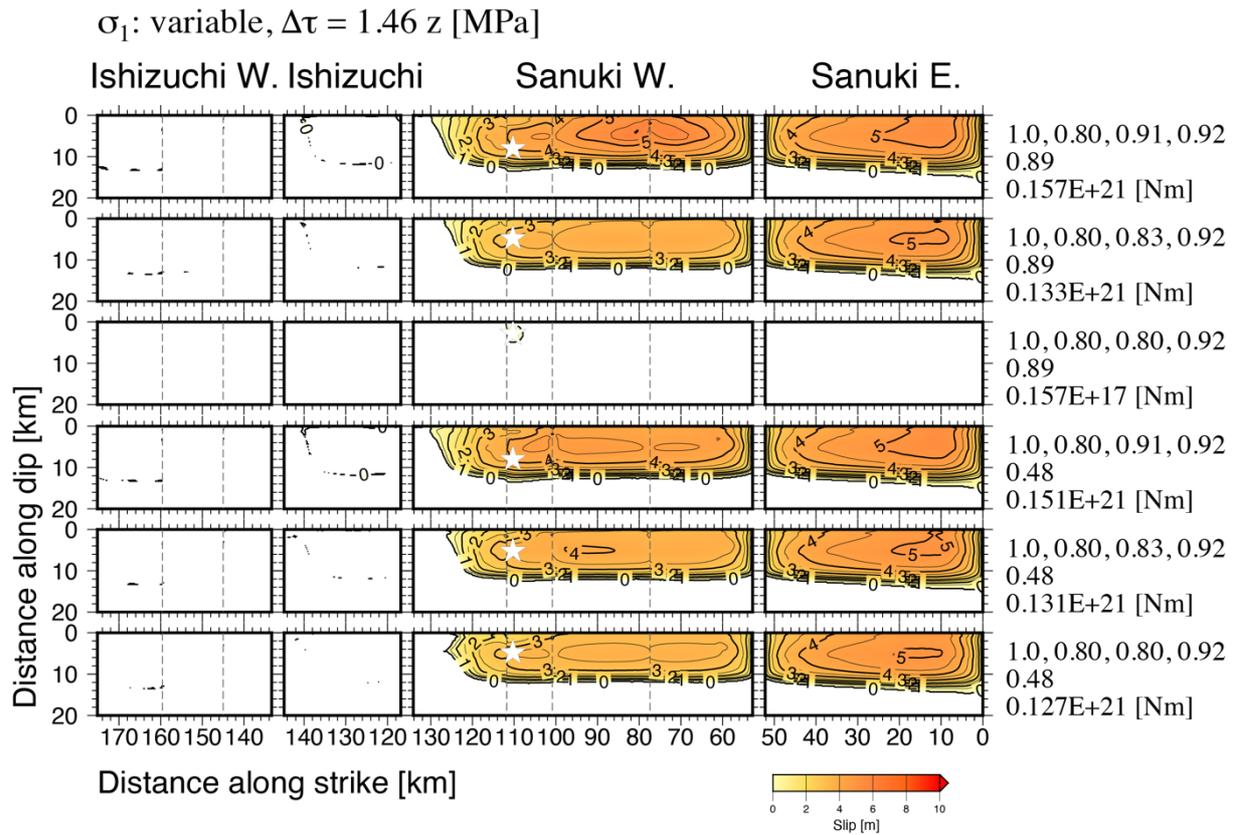
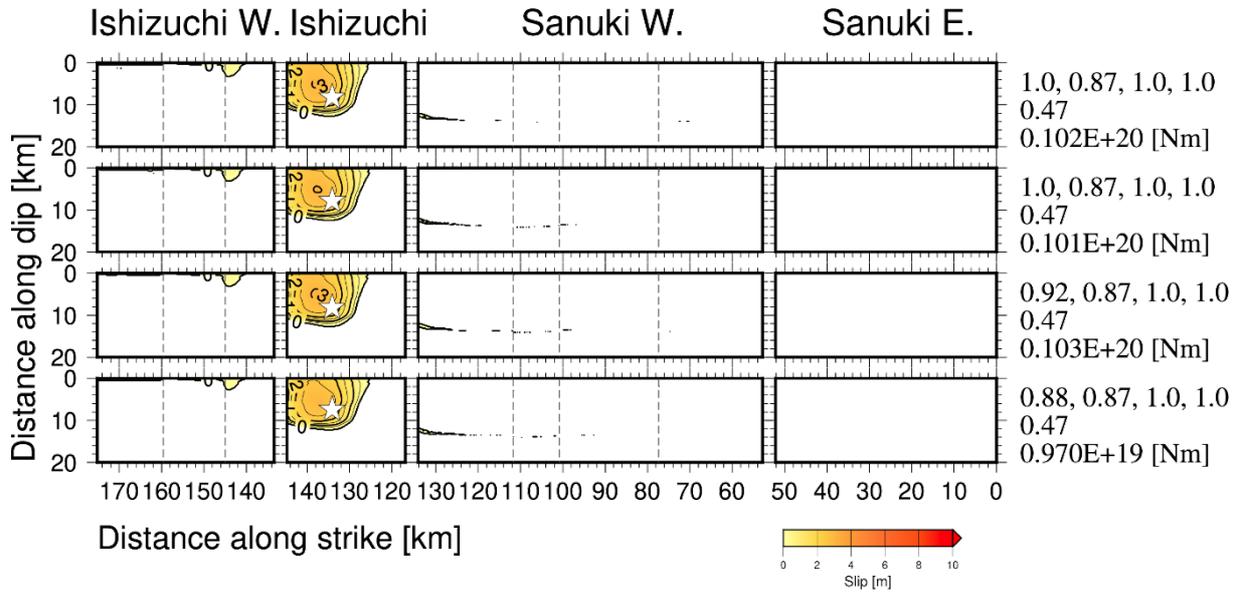


図5 最新活動の2つめのイベントとして推定されるすべり分布。右端の数値は、図2と同様。(a) 石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデル。破壊開始領域（星印）は、讃岐山脈南縁西部区間の石鎚山脈北縁区間とのオーバーラップ部分のやや東に仮定される。

(b)

σ_1 : variable, $\Delta\tau = 1.46 z$ [MPa]



(c)

σ_1 : variable, $\Delta\tau = 1.46 z$ [MPa]

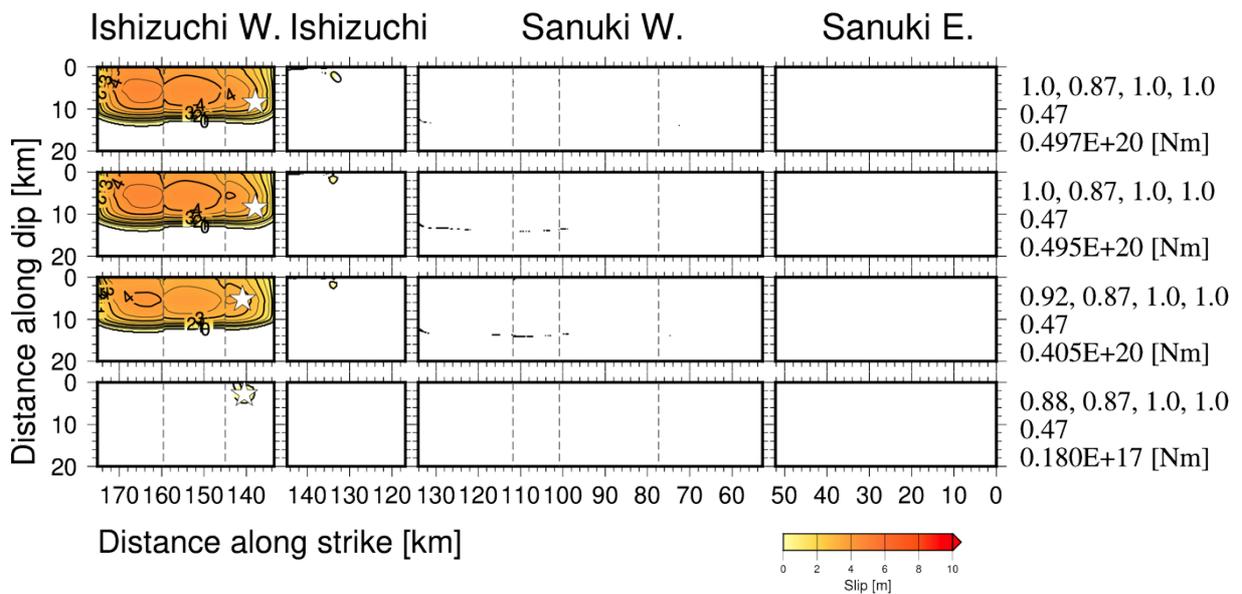
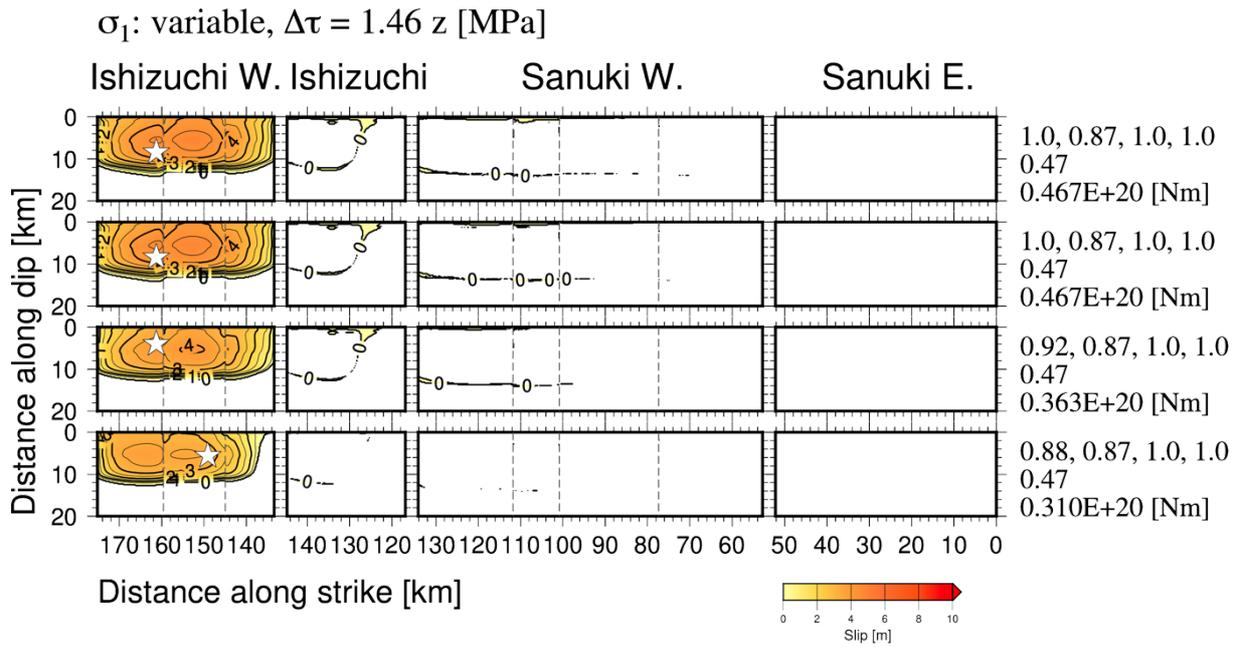


図5 (b) 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルにおいて、石鎚山脈北縁区間に破壊開始領域（星印）が仮定される場合。(c) 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルにおいて、石鎚山脈北縁西部区間に破壊開始領域（星印）が仮定される場合。

(a)



(b)

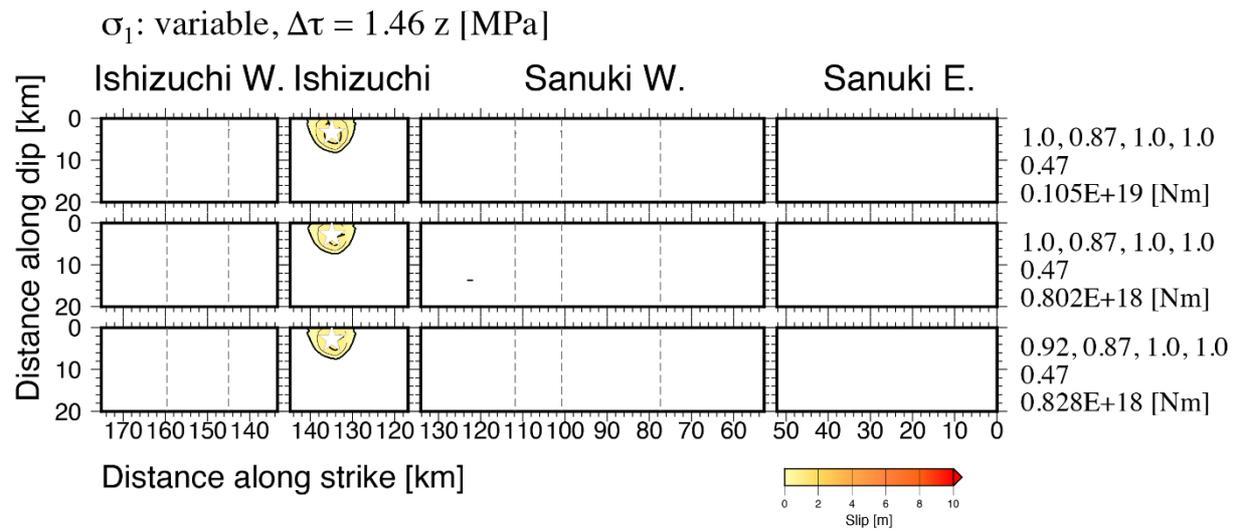


図6 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが先発するモデルにおいて、3つめのイベントとして推定されるすべり分布。右端の数値は、図2と同様。星印は、破壊開始領域を示す。(a)石鎚山脈北縁区間で2つめのイベントが発生した場合。(b)石鎚山脈北縁西部区間で2つめのイベントが発生した場合。

7) 次の活動で起こり得る震源モデル

前節の結果から、変位履歴と歴史史料とを満足する震源モデルは、表4に示すパラメータセットのいずれかと考えられる。これらのパラメータから、次の活動で起こりうる震源モデルの推定を試みる。

石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔が1300年、1つ前の活動時期が100年の場合、讃岐山脈南縁西部区間の平均活動間隔の方が短いため、最も早く地震後経過率が1.0を越えるのは讃岐山脈南縁西部区間で、最新活動の約1100年後である。一方、石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔が700年、1つ前の活動時期が700年の場合、石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔の方が短いため、最も早く地震後経過率が1.0を越えるのは石鎚山脈北縁西部区間で、最新活動の約700年後である。

(c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間の最新活動の変位履歴と調和的な連動イベントが得られた震源モデルを対象として、先発イベントのシミュレーションで得られた最終応力場を、先発イベント直後、すなわち、続発イベント直前の応力場として動的破壊シミュレーションを行い、連鎖(続発)するイベントの連動パターンを整理した。その結果、先発イベントの連動パターン、続発イベントの破壊開始点の位置と各区間の最新活動直前の地震後経過率によって、4通りの連鎖・連動パターンが得られた。そのうち、変位履歴とも歴史史料とも調和的なパターンとして、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖するパターンが得られた。

次年度は、平均活動間隔と変位履歴から想定されるすべてのパラメータの組み合わせについて再検討し、エネルギー収支による連動可能性のスクリーニングと動的破壊シミュレーションにより、次の活動における地震後経過率を反映した震源モデルを検討する。

謝辞:シミュレーションには、東京大学地震研究所共同利用(2024-S-C203)の援助により、東京大学情報基盤センターの富士通スーパーコンピュータPRIMEHPC FX1000と富士通サーバーPRIMERGY GX2570(Wisteria/BDEC-01)を利用しました。図の一部はGeneric Mapping Tools version 6.5.0(Wessel et al., 2019)で作成しました。

(d) 引用文献

- Andrews, D.J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687, 1976.
- 古谷綱崇, 四国西南日本外帯地すべりにおけるすべり面決定法に関する研究, 徳島大学博士論文, 110p, 2015.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之, 1:25,000 都市圏活断層図「松山」, 国土地理院, 1998.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 国土地理院, 1999.

- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査, *地質学雑誌*, 102, 346-460, 1996.
- Ito, T., T. Ikawa, S. Yamakita, and T. Maeda, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, *Tectonophysics*, 264, 51-63, 1996.
- 地震調査研究推進本部, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 162p, 2017.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, doi:10.1029/2006GL025870, 2006.
- 国土地理院, <https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html>.
- 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, *地震研究所彙報*, 55, 795-855, 1980.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査研究 令和2~4年度成果報告書, 406p, 2023.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 長大な活断層帯で発生する地震の評価手法の高度化に関する調査研究 令和5年度成果報告書, 92p, 2024.
- 文部科学省・東京大学地震研究所, 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」平成29~令和元年度成果報告書, 246p, 2020.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105, 2007.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「西条」, 国土地理院, 1998.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院, 1999.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「脇町(第2版)」, 国土地理院, 2009.
- 大熊茂雄・金谷 弘, 近畿地方西部地域, 中国地方東部地域および北海道地方南部地域, PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87, 産業技術総合研究所, 2007.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「郡中」, 国土地理院, 1998.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「徳島」, 国土地理院, 1999.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断

- 層図「川島（第2版）」, 国土地理院, 2009.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助, 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院, 2014.
- 堤 浩之・後藤秀昭, 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, 地震第2輯, 59, 117-132, 2006.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「新居浜」, 国土地理院, 1998.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」, 国土地理院, 1999.
- 内田純二・矢田部龍一・横田公忠・高田修三, 和泉層群における切戸のり面の崩壊特性と土質力学的検討, 土木学会論文集, 715, III-60, 179-186, 2002.
- Wessel, P., J.F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W.H.F. Smith, and D. Tian, The Generic Mapping Tools version 6, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556-5564, 2019. doi:10.1029/2019GC008515.

3. 4 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	上席研究員	森川 信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所	上席研究員	藤原 広行
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	岩城 麻子

(c) 業務の目的

長大な活断層帯においては、活断層の走向や傾斜が空間的に変化している場合がある。しかし、強震動評価のために震源断層モデルを設定する場合は、必ずしも実際の変化する走向や傾斜に整合していない簡略化したモデルを設定している場合が多い。そのため、実際に起こり得る強震動を正確に評価できていない可能性がある。本事業では、断層モデルを実際の断層運動により整合したモデルとし、より正確に強震動評価をする手法を提案する。

(d) 3か年の年次実施業務の要約

1) 令和5年度：

長大な断層帯を対象として、地表断層をできるだけ詳細にモデル化し、地震発生層内の矩形断層と接続した震源断層モデルを作成した。地表断層の端点を直線で結んだモデルとともに簡便法による強震動計算を行い、詳細なモデル化の強震動予測結果への影響を示した。また、過去に長大な断層で発生した地震の震源断層モデルに関する既往文献等を収集した。

2) 令和6年度：

令和5年度に設定した震源断層モデルについて、地震発生層より浅い震源断層におけるすべりを一様とした場合の詳細法による強震動計算を行い、地表断層の端点を直線で結んだモデルとの違いを示した。また、収集した文献等について地震発生層より浅い震源断層におけるすべり量や分布、震源断層全体のスケーリング則について検証した。

3) 令和7年度：

令和5年度に設定した震源断層モデルについて、地震発生層より浅い震源断層におけるすべりを非一様とした場合の詳細法による強震動計算を行い、令和6年度に実施した一様にしたモデルおよび地表断層端点を直線で結んだモデルとの違いを示す。また、長大な断層における地表断層をできるだけ詳細にモデル化する具体的な手順をまとめる。

(2) 令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

強震動評価の高精度化のため、中央構造線断層帯のうち讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間までが同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅い震源断層のすべりを一様とした震源モデルを用いて、ハイブリッド合成法により工学的基盤上の最大速度および地表の計測震度を面的に計算した。地表断層の端点を直線で結んだモデルと詳細な形状のモデルによる計算結果と比較し、断層近傍において地震動の違いが現れることを確認した。また、ニュージーランドの 2016 年 Kaikoura (カイコウラ) 地震、トルコの 2023 年 Kahramanmaras (カフラマンマラシュ) 地震と Elbistan (エルビスタン) 地震を対象とした震源インバージョン解析結果に基づき、長大断層における地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティ面積の関係 (スケーリング則) を調べた。地震調査研究推進本部の震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) で用いられている関係と整合していることが確認された。さらに、2024 年能登半島地震を対象とした震源インバージョン解析による震源モデルの収集と地震動予測式による地震動計算を行った。計算された減衰定数 5 % の加速度応答スペクトル (周期 0.1~10 秒) が観測値とおおむね整合していることを確認した。

(b) 業務の成果

1) 地震発生層より浅い震源断層のすべりを含む強震動計算

中央構造線断層帯の讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間が同時に活動する地震を対象として、令和 5 年度に作成した震源断層モデルを用いて震源パラメータを設定した (表 1)。地震発生層内の震源断層 (以下、深部断層) については、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020) の震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (以後、「レシピ」と記す) によって断層パラメータを設定した。設定した断層パラメータを表 2 および表 3 に、断層モデルを図 1 および図 2 にそれぞれ示す。深部断層の断層面については「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2021b) における当該区間を抜き出したものを用いた。「震源断層を特定した地震動予測地図」においては、傾斜角が異なる 2 通りのモデルが設定されているため、本検討で両者を対象とした。

地震発生層より浅い震源断層 (以下、浅部断層) については、深部断層の背景領域と同じ断層パラメータとした。浅部断層の形状については、地表断層の詳細な位置形状を考慮したケースと、深部断層をそのまま地表まで延長したケースの 2 通りを設定した。浅部断層も含めた断層形状を図 3 および図 4 にそれぞれ示す。

表 1 設定した震源断層モデル一覧

略称	深部断層	浅部断層	備考
Rectangle FH201AJ	高角度	矩形	深部断層モデルを地表まで延長
Rectangle FM201AJ	中角度		
Trace FH201AJ	高角度	曲面	地表地震断層を詳細にモデル化
Trace FM201AJ	中角度		

表2 断層パラメータ（深部断層の傾斜角：高角度）

断層パラメータ		記号	単位	全体	讃岐東	讃岐西	石鎚西
断層長さ		L	km		56	86	46
断層幅		W	km		12	12	14
断層面積		S	km ²	2348	672	1032	644
地震モーメント		M ₀	Nm	2.35E+20	6.11E+19	1.16E+20	5.73E+19
S波速度		β	km/s	3.4	3.4	3.4	3.4
密度		ρ	g/cm ³	2.7	2.7	2.7	2.7
剛性率		μ	N/m ²	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10
平均すべり量		D	m		2.91	3.61	2.85
平均応力降下量		$\Delta\sigma$	MPa		3.1	3.1	3.1
短周期レベル		A	Nm/s ²	2.62E+19	1.40E+19	1.74E+19	1.37E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _a	km ²		147.8	227.0	141.7
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _a	m		5.83	7.22	5.71
	地震モーメント	M _{0a}	Nm		2.69E+19	5.12E+19	2.52E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ 1	面積	S _{a1}	km ²		98.6	75.7	94.5
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a1}	m		6.46	8.00	6.32
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm		1.99E+19	1.89E+19	1.86E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ 2	面積	S _{a2}	km ²		49.3	37.8	47.2
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a2}	m		4.57	5.66	4.47
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm		7.03E+18	6.68E+18	6.59E+18
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ 3	面積	S _{a1}	km ²			75.7	
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a1}	m			8.00	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm			1.89E+19	
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ 4	面積	S _{a2}	km ²			37.8	
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a2}	m			5.66	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm			6.68E+18	
音 景 領 域	面積	S _b	km ²		524.2	805.0	502.3
	実効応力	σ_b	MPa		3.78	3.31	3.17
	すべり量	D _b	m		2.09	2.59	2.05
	地震モーメント	M _{0b}	Nm		3.42E+19	6.51E+19	3.21E+19

表3 断層パラメータ（深部断層の傾斜角：中角度）

断層パラメータ		記号	単位	全体	讃岐東	讃岐西	石鎚西
断層長さ		L	km		54	84	42
断層幅		W	km		18	18	18
断層面積		S	km ²	3240	972	1512	756
地震モーメント		M ₀	Nm	3.24E+20	8.94E+19	1.73E+20	6.13E+19
S波速度		β	km/s	3.4	3.4	3.4	3.4
密度		ρ	g/cm ³	2.7	2.7	2.7	2.7
剛性率		μ	N/m ²	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10
平均すべり量		D	m		2.95	3.67	2.60
平均応力降下量		$\Delta \sigma$	MPa		3.1	3.1	3.1
短周期レベル		A	Nm/s ²	3.08E+19	1.69E+19	2.11E+19	1.49E+19
全 ア ス ペ ク ト	面積	S _a	km ²		213.8	332.6	166.3
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _a	m		5.89	7.35	5.19
	地震モーメント	M _{0a}	Nm		3.93E+19	7.63E+19	2.70E+19
1 ア ス ペ ク ト	面積	S _{a1}	km ²		142.6	110.9	110.9
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a1}	m		6.53	8.14	5.76
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm		2.90E+19	2.82E+19	1.99E+19
2 ア ス ペ ク ト	面積	S _{a2}	km ²		71.3	55.4	55.4
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a2}	m		4.62	5.76	4.07
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm		1.03E+19	9.96E+18	7.04E+18
3 ア ス ペ ク ト	面積	S _{a1}	km ²			110.9	
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a1}	m			8.14	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm			2.82E+19	
4 ア ス ペ ク ト	面積	S _{a2}	km ²			55.4	
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a2}	m			5.76	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm			9.96E+18	
音 景 領 域	面積	S _b	km ²		758.2	1179.4	589.7
	実効応力	σ_b	MPa		3.03	2.67	2.67
	すべり量	D _b	m		2.11	2.64	1.86
	地震モーメント	M _{0b}	Nm		5.00E+19	9.71E+19	3.43E+19

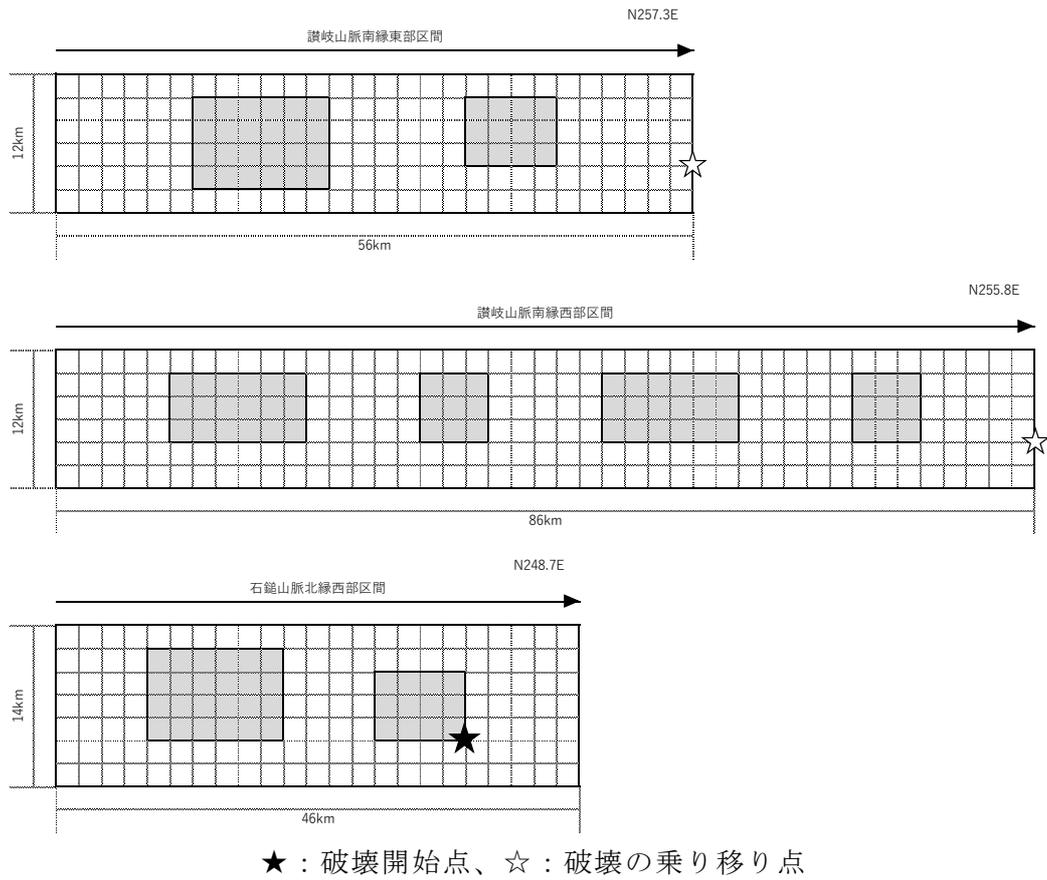
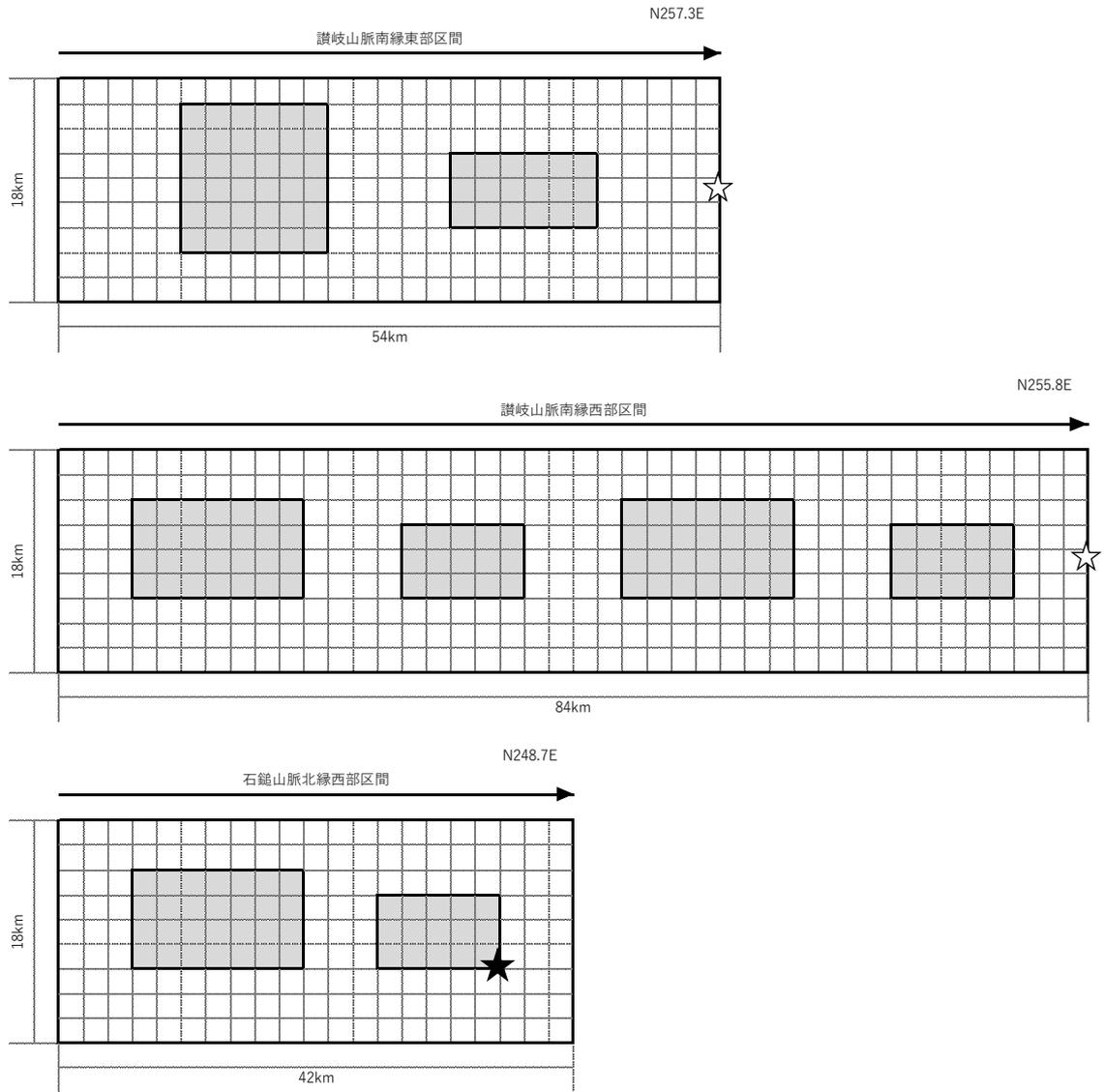
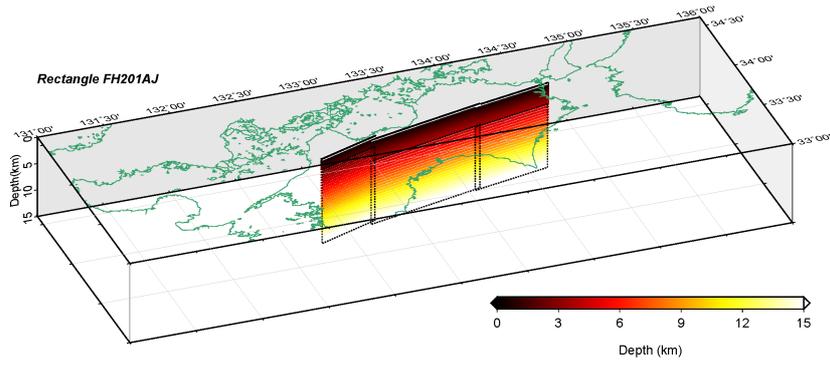


図1 断層モデル（深部断層の傾斜角：高角度）

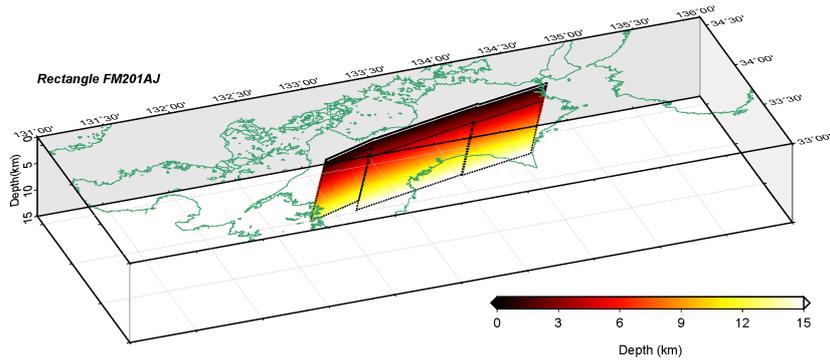


★：破壊開始点、☆：破壊の乗り移り点

図2 断層モデル（深部断層の傾斜角：中角度）

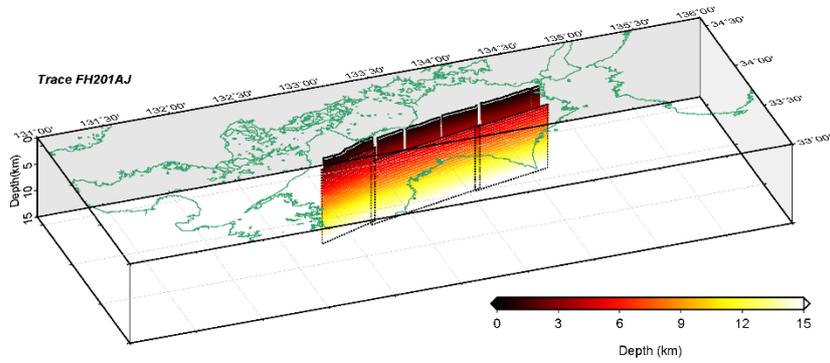


(a) 深部断層の傾斜角：高角度

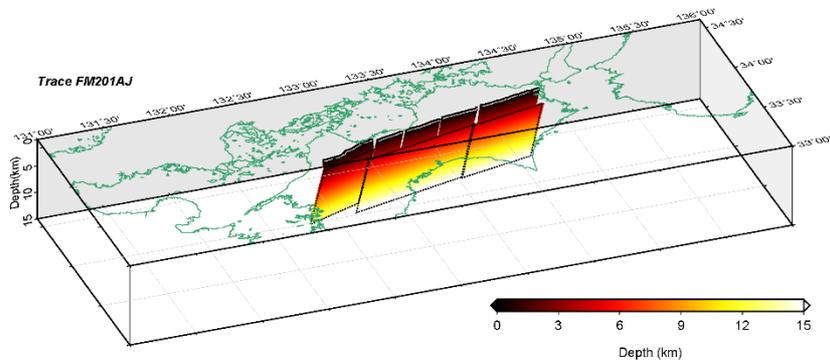


(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図3 震源断層形状（端点を直線で結んだ断層（深部断層を地表まで延長））



(a) 深部断層の傾斜角：高角度



(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図4 震源断層形状（地表断層形状を詳細にモデル化）

上記作成した震源断層モデルと地震ハザードステーション J-SHIS から公開されている地下構造モデル（深部 V3.2、浅部 V4）を用いて、ハイブリッド合成法による水平動 2 成分の地震動波形計算を詳細法工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ 層）上面で実施した。

計算地点については、地表断層から 3 km 以内については 1/4 地域メッシュの中心、それ以外は 3 次地域メッシュの中心とし、地表断層から 100km 以内を包含する範囲とした。設定した計算地点の分布を図 5 に示す。

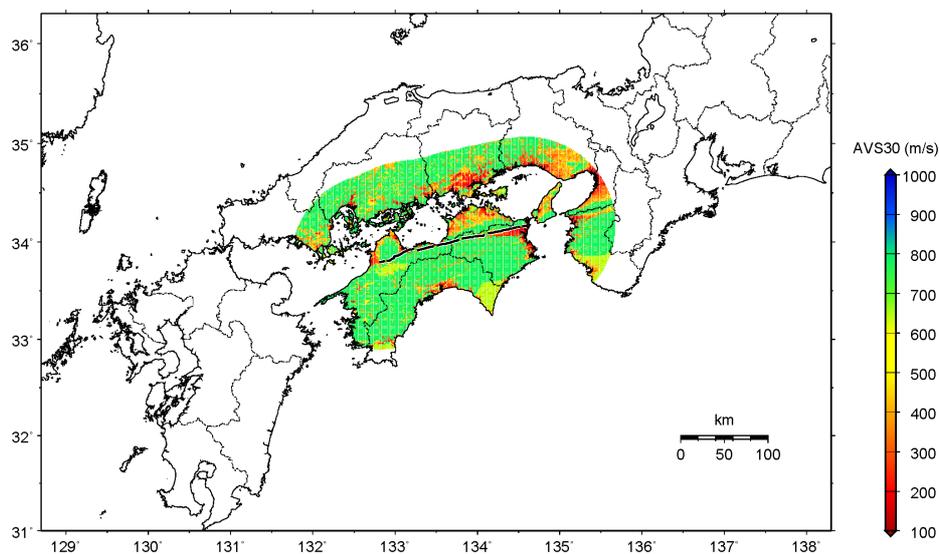


図 5 計算範囲と各計算地点の AVS30（深さ 30m までの平均 S 波速度）
黒太線：地表地震断層

地震基盤から地震動波形計算地点までの波動伝播は一次元波動論により評価した。また、波形合成は壇・佐藤（1998）の手法により行った。要素地震の加速度フーリエ振幅スペクトルモデルは、Boore（1983）による統計的モデルに、震源のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違を考慮した次式とした。

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}} \quad (1)$$

$$S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\{1 + (f/f_{max})^m\}^n} \cdot FS \quad (2)$$

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / Q\beta\}}{X} \quad (3)$$

$$f_c = \sqrt{\frac{7}{16\pi}} \cdot \frac{\beta}{r_e} \quad (4)$$

$$M_0 = \frac{16}{7} \cdot \Delta\sigma \cdot r_e^3 \quad (5)$$

f	: 振動数
$A(f)$: 加速度フーリエ振幅スペクトル
$S(f)$: 加速度震源スペクトル
$P(f)$: 伝播特性
F	: 放射特性係数
FS	: 自由表面での増幅を表す係数 (2.0 に設定)
f_c	: コーナー振動数
f_{max}	: 高振動数遮断振動数
n, m	: 高振動数側がべき乗で減衰するときの係数 ($m = 4.2$, $n = 0.5$ に設定)
Q	: Q 値 ($110f^{0.69}$)
X	: 震源距離
β, ρ	: 震源における S 波速度と地盤密度
β_s, ρ_s	: サイト地震基盤における S 波速度と地盤密度
$\Delta\sigma$: 応力降下量 (平均応力降下量と同じに設定)
M_0	: 地震モーメント
r_e	: 要素断層の等価半径

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数) については佐藤・他 (1994) を用いた。位相特性の初期値は $0 \sim 2\pi$ の擬似乱数により SV 波と SH 波で別々に与えた。放射特性については、Boore and Boatwright (1984) による等方的な値である 0.63 を水平動 2 成分に分配した 0.445 とした。

長周期成分を計算する差分法では、格子点間隔については 100m とした。本検討では最小の S 波速度は 600m/s であるため、周期約 0.88 秒以上の帯域について計算が可能な設定となっている。すべり速度時間関数については、深部断層は中村・宮武 (2000) を、浅部断層は深部断層と同じライズタイム、すべり量を有する Smoothed Ramp 関数とした。なお、差分法による計算は GMS (青井・他, 2004) を用いた。

ハイブリッド合成法の接続周期は 1.0 秒とした。マッチングフィルターの形状を図 6 に示す。

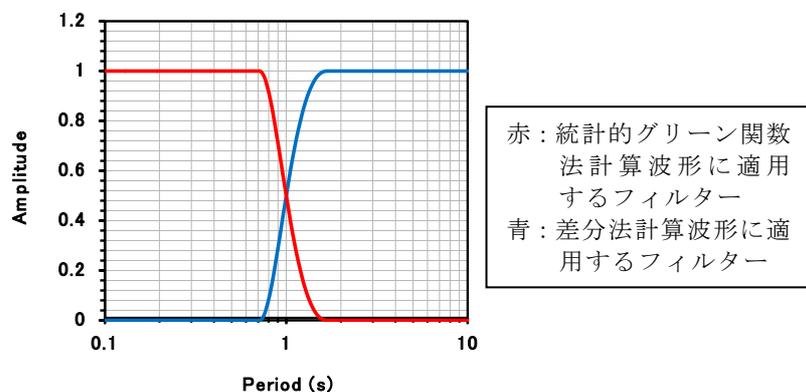
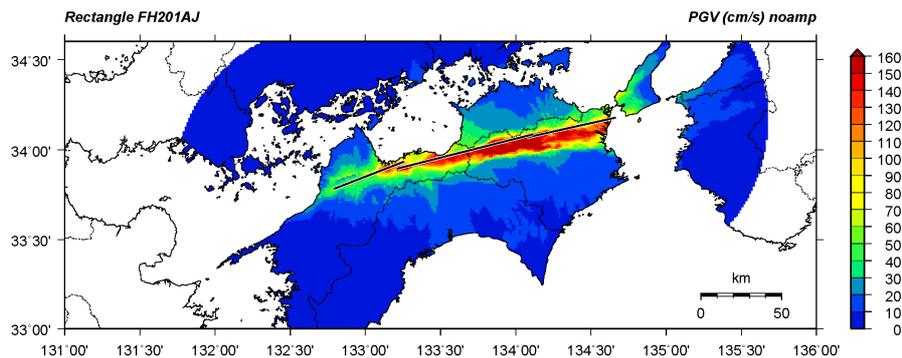


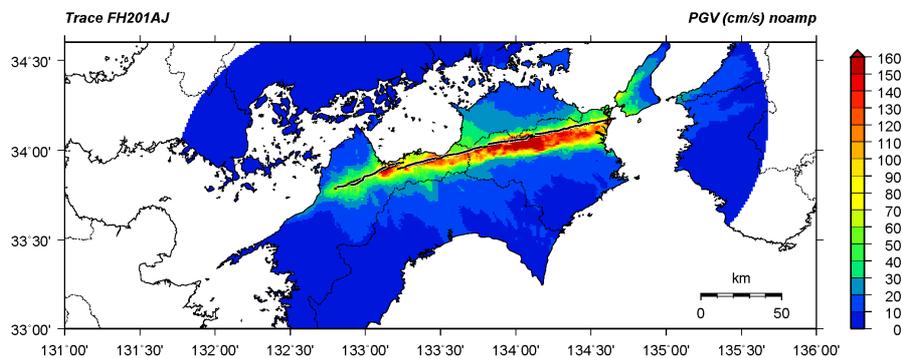
図 6 ハイブリッド合成法の計算に適用したマッチングフィルター

$V_s=600\text{m/s}$ 層上面で評価された水平動 2 成分の地震動波形を用いて、最大速度及び計測震度を算出した。なお、最大速度は水平動 2 成分をベクトル合成した値とした。地表における計測震度については、藤本・翠川(2006)による最大速度の増幅率及び藤本・翠川(2005)による最大速度と計測震度との関係式を用いて算出した。なお、藤本・翠川(2005)には、計測震度 4 を境に 2 通りの式が示されているが、本検討では計測震度が大きくなる地点を重要視して、計測震度 4 以上の場合の式のみを用いた。a

$V_s=600\text{m/s}$ 層上面での最大速度及び計測震度の分布図を図 7～図 10 に示す。また、地表における計測震度分布を図 11 および図 12 に示す。浅部断層のモデル化によって大局的な地震動強さ分布は変わらない。図 13 および図 14 に地表断層付近を拡大した地表における計測震度分布を示すが、地表断層付近では、浅部断層のモデル化によって計測震度分布に変化が見られる領域も存在することが確認できる。さらに、図 15 には図 13、図 14 と同様の範囲で、浅部断層のモデル化による $V_s=600\text{m/s}$ 層上面での最大速度の差（地表断層形状を詳細にモデル化した場合 - 深部断層を地表まで延長した場合）の分布も示したが、これからも地表断層付近では浅部断層のモデル化によって差が大きくなっていることが確認できる。なお、図 15 は差分法による計算結果で、1 Hz のローパスフィルター処理を施したものである。

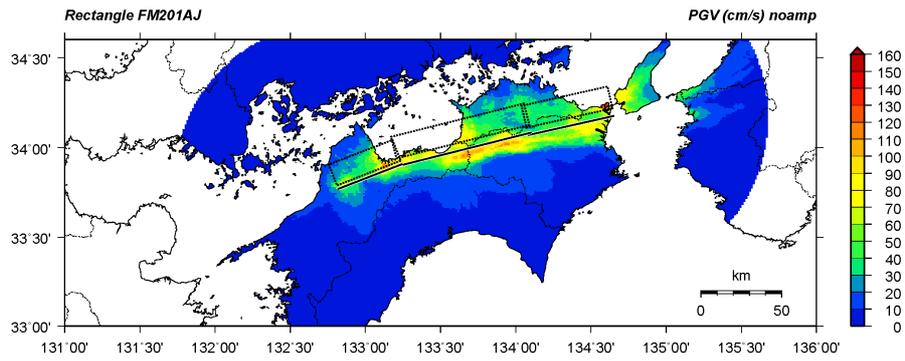


(a) 深部断層を地表まで延長

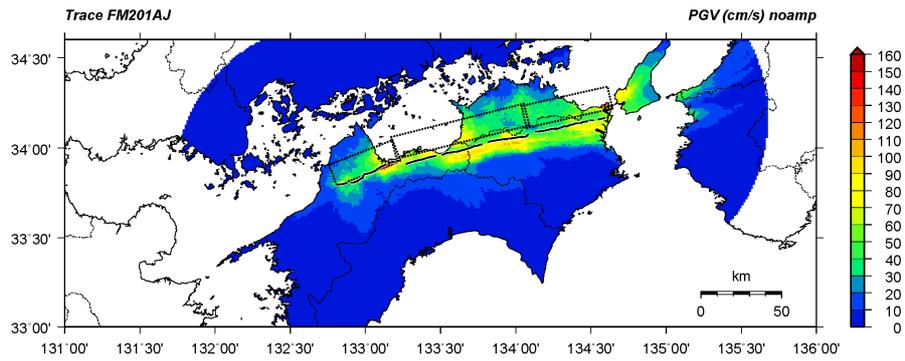


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 7 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における最大速度分布（深部断層の傾斜角：高角度）

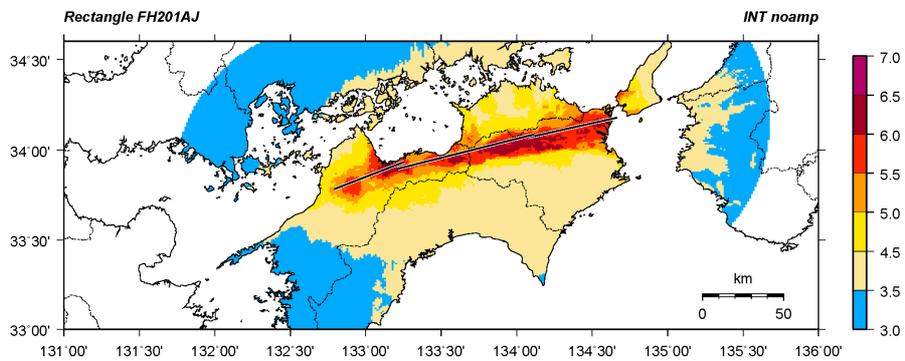


(a) 深部断層を地表まで延長

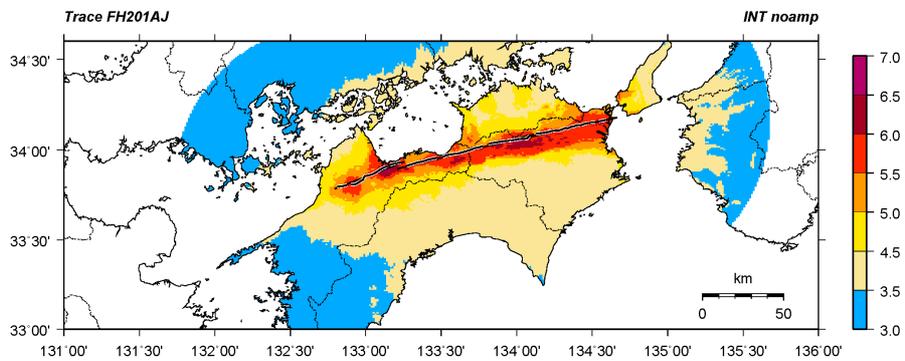


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図8 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における最大速度分布 (深部断層の傾斜角: 中角度)

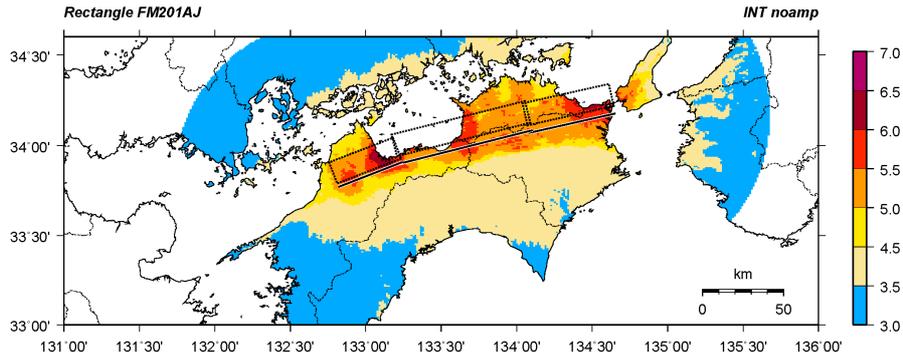


(a) 深部断層を地表まで延長

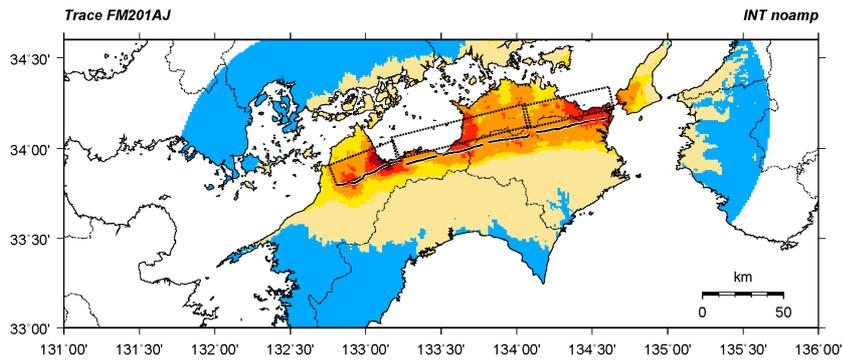


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図9 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 高角度)

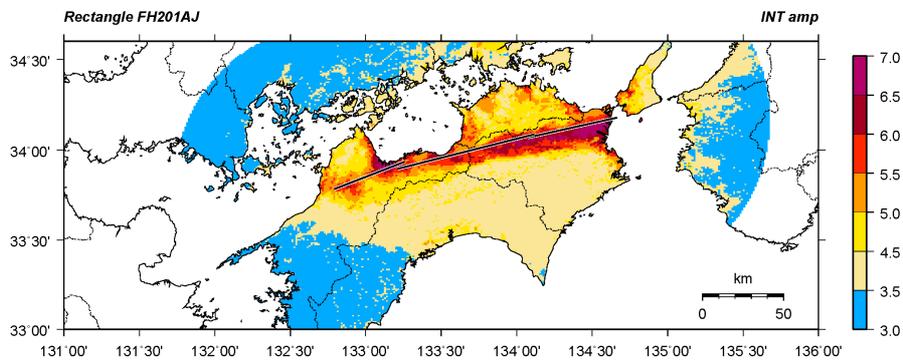


(a) 深部断層を地表まで延長

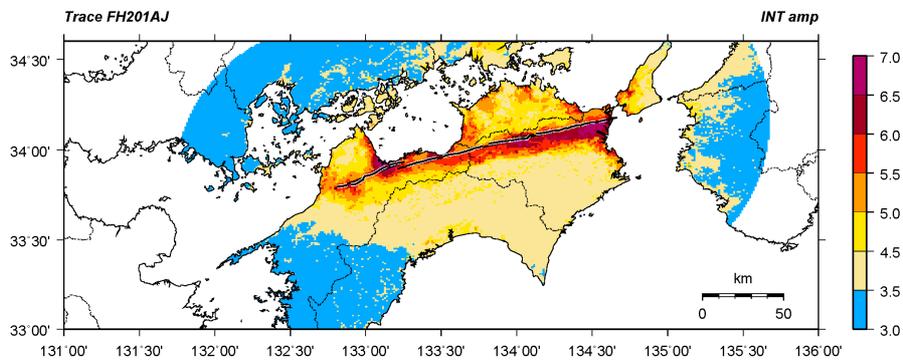


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 10 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 中角度)

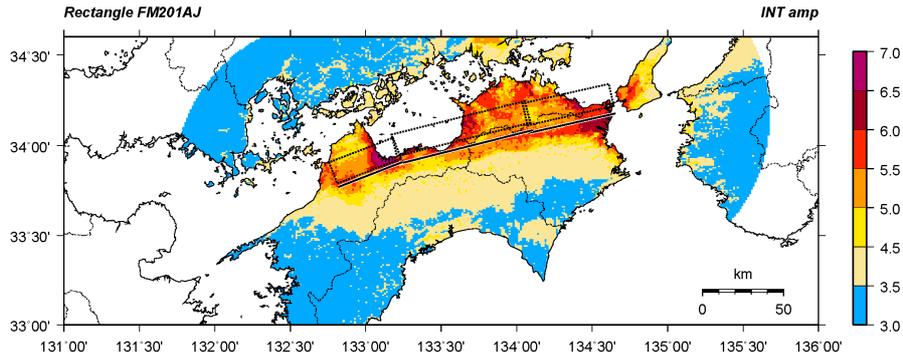


(a) 深部断層を地表まで延長

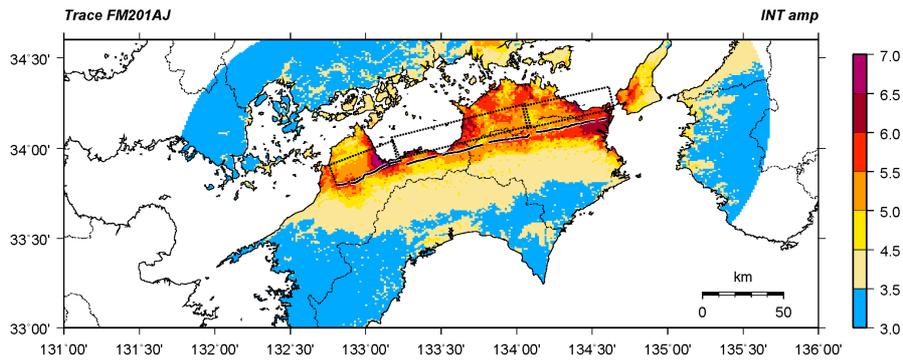


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 11 地表における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 高角度)

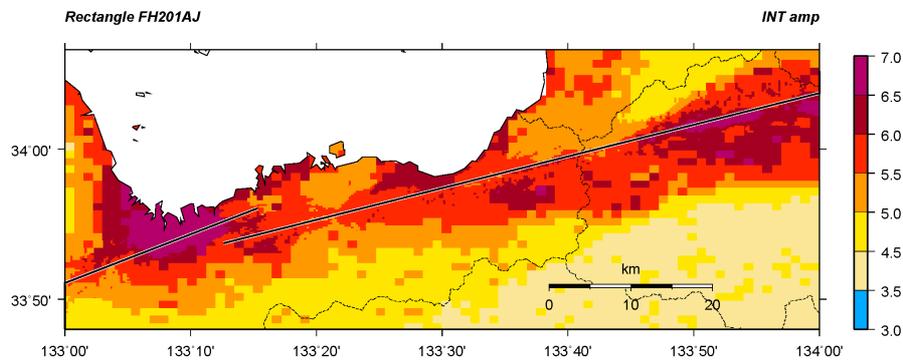


(a) 深部断層を地表まで延長

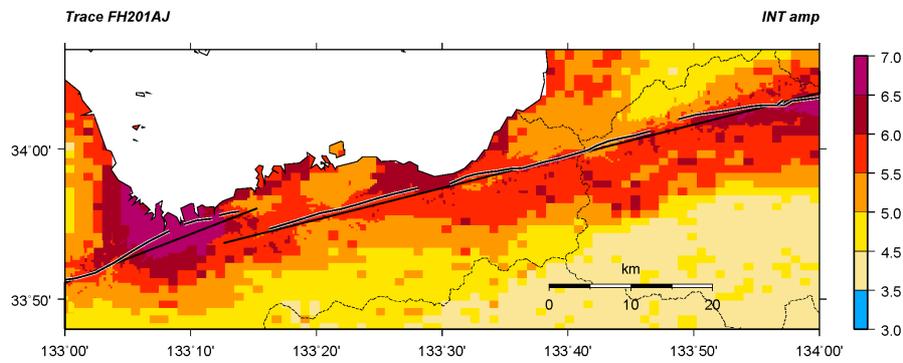


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 12 地表における計測震度分布（深部断層の傾斜角：中角度）

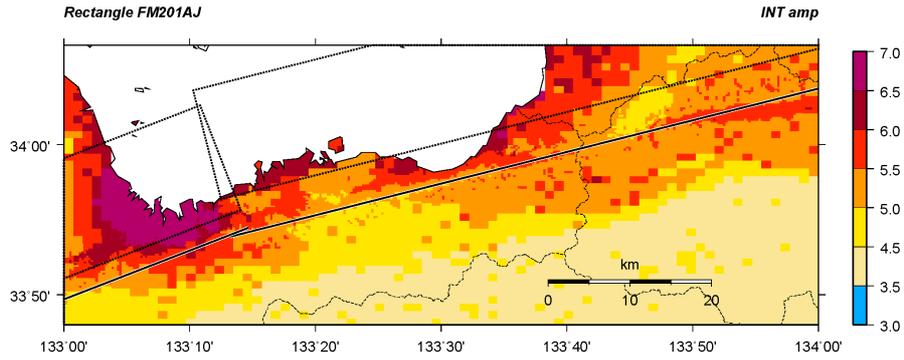


(a) 深部断層を地表まで延長

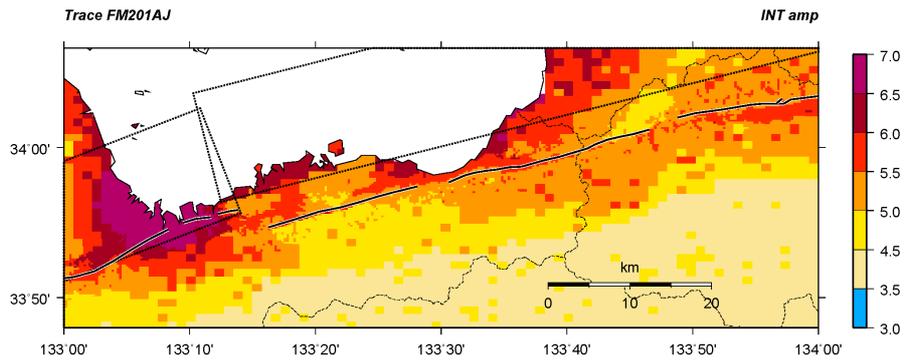


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 13 地表における計測震度分布の拡大図（深部断層の傾斜角：高角度）

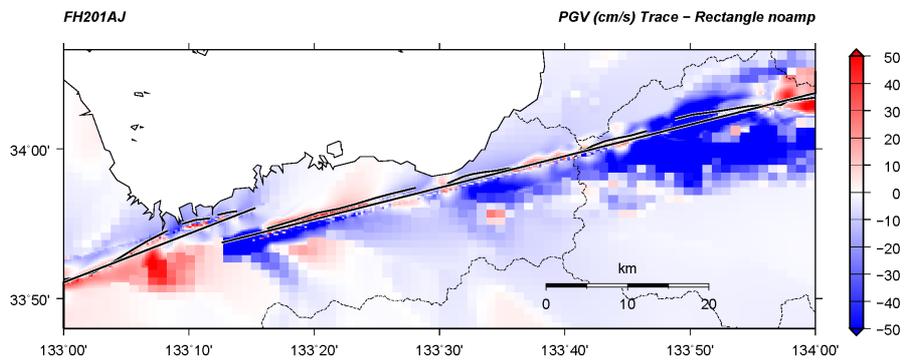


(a) 深部断層を地表まで延長

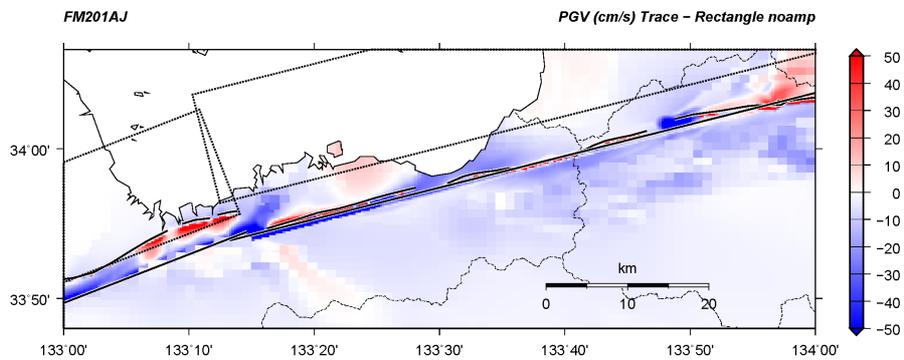


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 14 地表における計測震度分布の拡大図（深部断層の傾斜角：中角度）



(a) 深部断層の傾斜角：高角度



(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図 15 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における浅部断層のモデル化による最大速度の差（地表断層形状を詳細にモデル化した場合 - 深部断層を地表まで延長した場合）の分布（差分法、1Hzのローパスフィルター）

2) 長大断層のスケーリング則検討

ここでは令和5年度に収集した文献の中から、断層面上のすべり分布の数値データが公開されている震源モデルについて、Somerville et al. (1999) の規範に従って震源断層領域、Murotani et al. (2008) の規範に従ってアスペリティ領域を抽出するとともに、地震モーメントと震源断層面積、アスペリティ面積、平均すべり量の関係を整理した。また、Kahramanmaras 地震に関しては、SMGA (強震動生成域) モデルも収集し、整理した。

a) Barbot et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震では 370km×20km の断層面を 8 つのセグメント、Elbistan 地震では 186km×20km の断層面を 5 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 2 km×2 km のメッシュに分割して震源インバージョン解析を実施している。図 16 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域が示されている。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3~1.5 倍の領域、カラー (緑~赤) は平均すべり量の 1.5 倍以上のアスペリティ領域を示す。図中の赤線で囲まれた領域は抽出された震源断層領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 5632km²、平均すべり量は 3.08m、アスペリティ面積は 1328km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.24 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 2252km²、平均すべり量は 4.69m、アスペリティ面積は 552km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.25 であった。

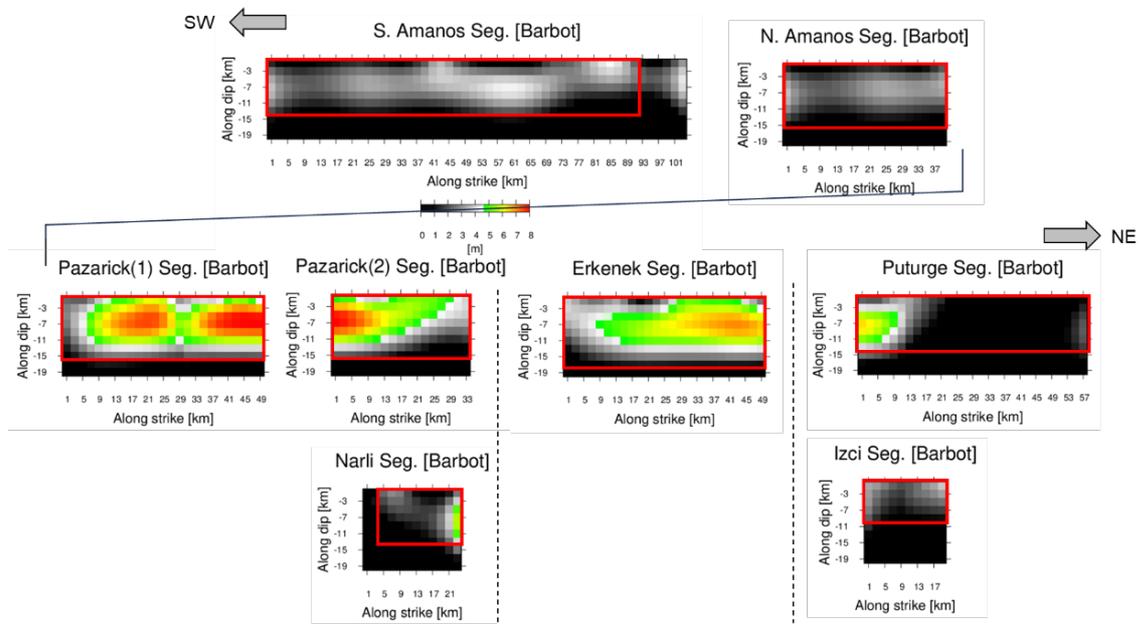


図 16(a) Barbot et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑~赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3~1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

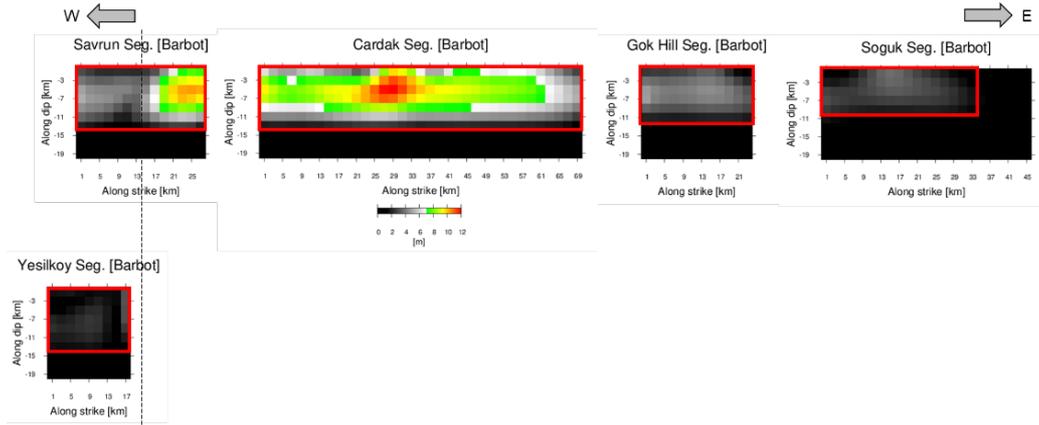


図 16(b) Barbot et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3～1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

b) Delouis et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震】

断層面は $7.5\text{km} \times 5\text{km}$ を要素断層として、 $435\text{km} \times 25\text{km}$ の断層面を 3つのセグメント (Segment 1～3) で設定している。図 17 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 7483km^2 、平均すべり量は 2.44m 、アスペリティ面積は 1619km^2 で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。

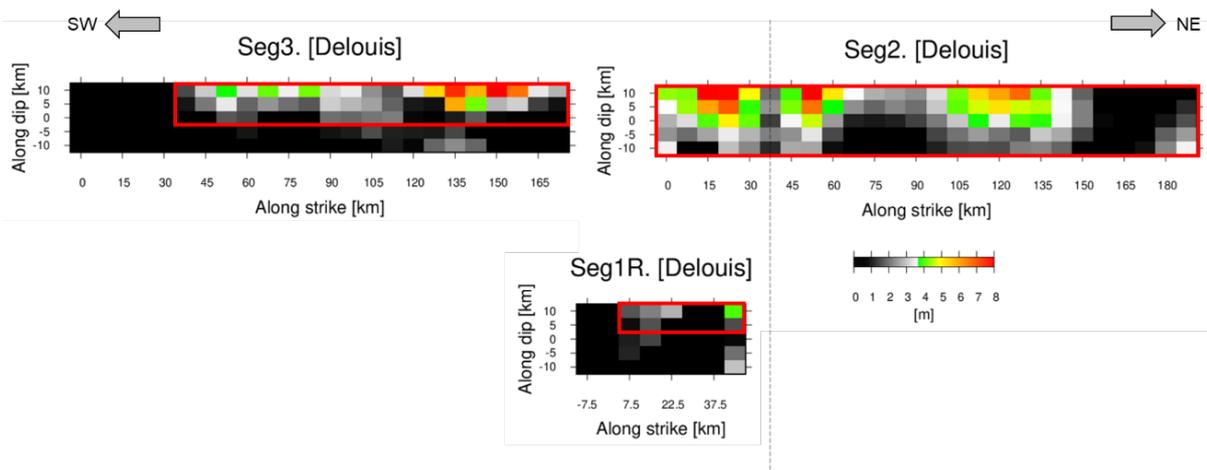


図 17 Delouis et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3～1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

c) Goldberg et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震は 405km×40km の断層面を 3 つのセグメント、Elbistan 地震は 195km×30km の断層面を 3 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 5 km× 5 km メッシュに分割して震源インバージョン解析を実施している。図 18 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 5050km²、平均すべり量は 3.63m、アスペリティ面積は 1025km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.20 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 3825km²、平均すべり量は 3.50m、アスペリティ面積は 1050km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.27 であった。なお、Kahramanmaras 地震において発震断層セグメントである Narli 断層 (図 18(a) の Seg.1 に対応) がトリミング操作によって削除されていることに注意が必要である。発震断層セグメントである Narli 断層は Mw6.8 と推定されており、その平均すべり量は断層全体の Mw7.8 の Kahramanmaras 地震の平均すべり量に比べて著しく小さく、トリミング操作によって削除されている。このため、断層セグメントの組み合わせから成る第 3 ステージの長大断層地震は各断層セグメントの平均すべり量によってトリミング操作をした方が良くかもしれない。

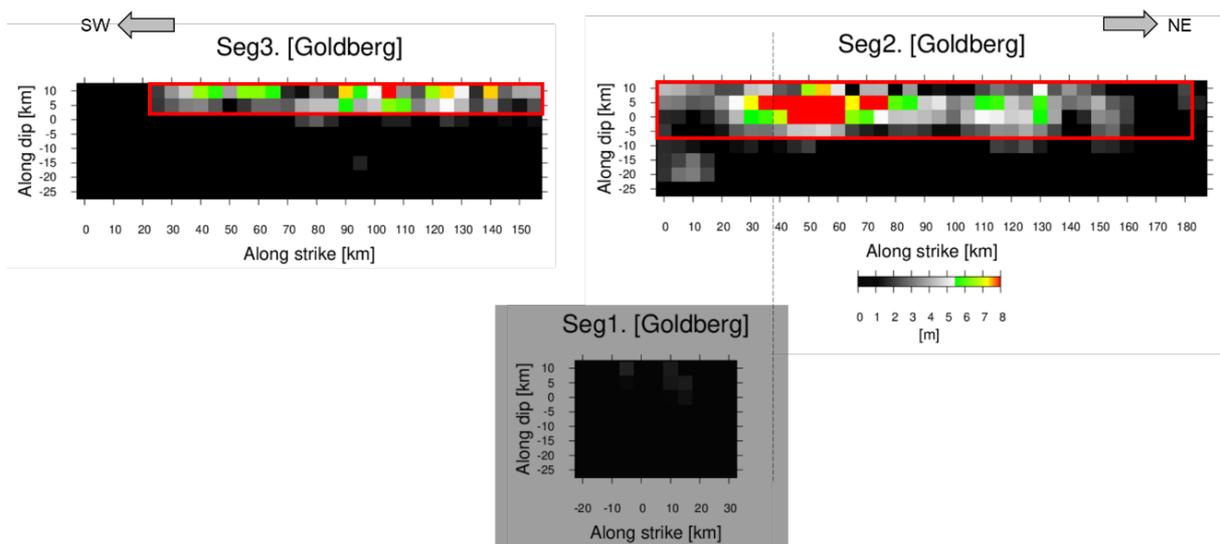


図 18(a) Goldberg et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。

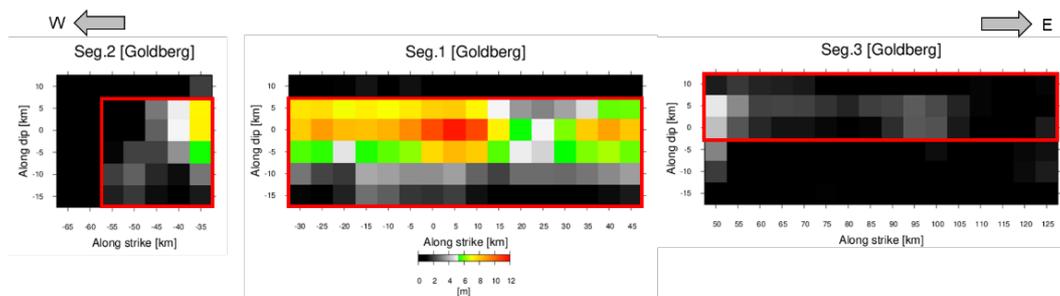


図 18(b) Goldberg et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。

d) Liu et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震は 420km×42km の断層面を 6 つのセグメント、Elbistan 地震は 275km×45km の断層面を 5 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 6 km×6 km、5 km×5 km のメッシュ分割によって震源インバージョン解析を実施している。図 19 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 14544km²、平均すべり量は 1.63m、アスペリティ面積は 3240km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 11775km²、平均すべり量は 1.33m、アスペリティ面積は 1850km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.16 であった。Liu らによる震源モデルの断層幅は 42km と 45km に設定されており、他の研究者に比べて 2 倍以上大きな設定断層面となっている。トリミング操作によって深さ 20km 以深の領域が削除されることを期待したが、深さ 20km 以上にも平均すべり量の 0.3 倍以上のすべりをもつ領域があり、結果的に本検討では削除できなかった。そのため、相対的に平均すべり量が小さくなっていることに注意が必要である。

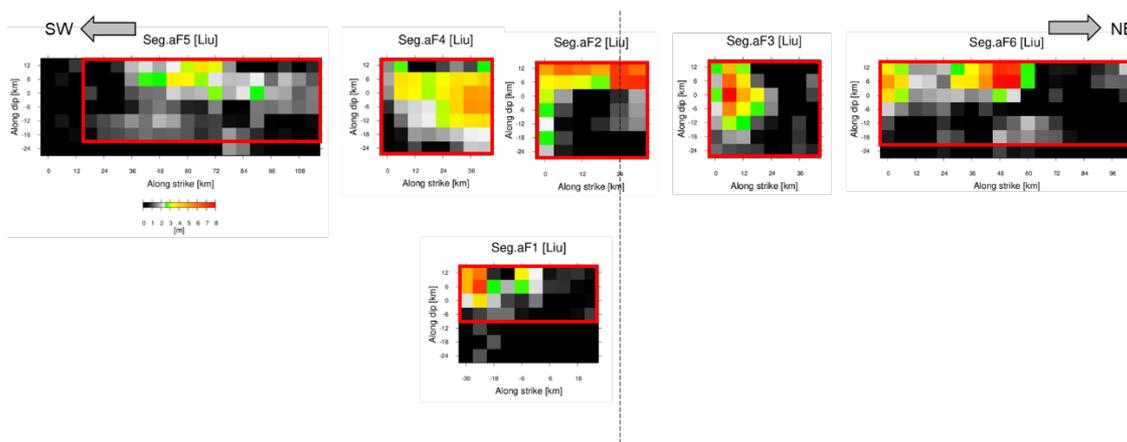


図 19(a) Liu et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

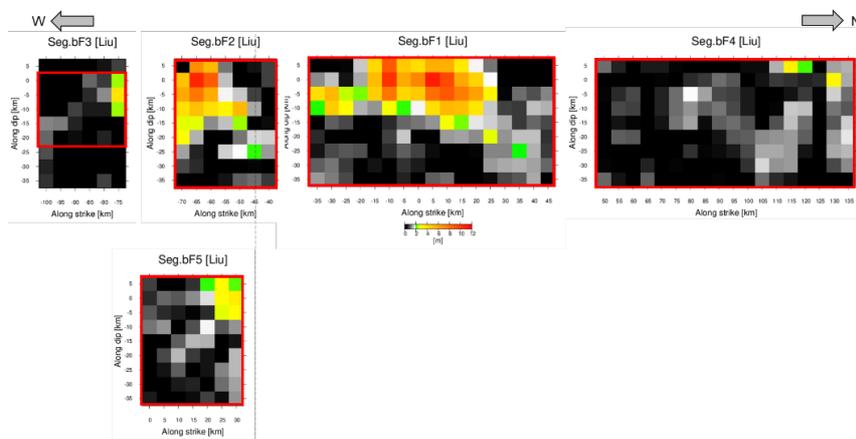


図 19(b) Liu et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

e) Satoh (2024) 【Kahramanmaras 地震 (SMGA モデル)】

図 20 に Satoh (2024) による Kahramanmaras 地震 (論文では M7.8 地震) の SMGA (Strong Motion Generation Area) モデルを示す。解析対象は 0.2~10Hz のバンドパス・フィルターを施した加速度波形エンベロープおよび 0.2~2Hz の速度波形エンベロープである。SMGA は 0~7 までの計 8 つが推定されており、Segment-N1 (SMGA1~3)、-N2 (SMGA4)、-S (SMGA5~7) の各 SMGA の応力降下量は内陸地殻内地震として平均的な応力降下量 (例えば、藤堂・他, 2022) と同等な 6~19MPa が推定されている一方、破壊が始まった Narli 断層セグメントに対応する Segment-C の SMGA0 は 32.2MPa となっている。SMGA の震源パラメータに基づいて推定された短周期レベル (A) は $4.05E+19\text{Nm/s}^2$ で、これは Hikima and Shimmura (2020) の提案する震源スケーリング則に基づいた短周期レベルと整合的である (図 21 参照)。

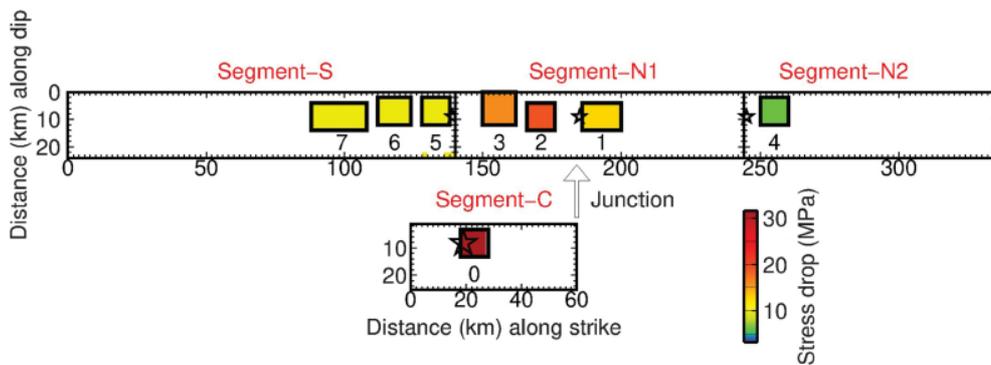


図 20 Satoh (2024) による、Kahramanmaras 地震 (論文では M7.8 地震) の SMGA モデル。

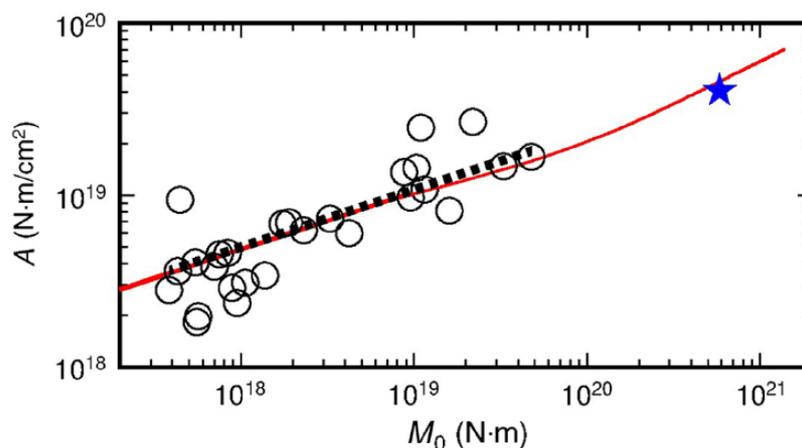


図 21 Satoh (2024) による、Kahramanmaras 地震の SMGA モデルによる短周期レベル (星)。赤線：Hikima and Shimmura (2020) の提案する震源スケーリング則に基づいた短周期レベル。黒破線：佐藤・岡崎 (2023) による短周期レベルのスケーリング則。

f) Hamling et al. (2017) 【Kaikoura 地震】

彼らは主に地表踏査・InSAR・GPSの測地学的データを使用し、20枚の断層面からなる複雑なモデルを提案している。このうちの一枚は深さ20 km以深にある Hikurangi 沈み込み帯の境界面を仮定しており、残りのすべての断層面はこの沈み込み境界よりも浅い地殻内の断層である。今回の地震の震源域は Hikurangi 沈み込み帯の最南端に位置し、彼らはモーメントテンソル解に含まれる逆断層成分をより良好に説明するには、沈み込み境界でのすべり破壊が必要であるとしている。ただし、沈み込み境界でのモーメント解放は多めに見積もっても破壊全体の30%であり、主たる破壊はあくまでも浅部の地殻内部の断層で起きたと考えられている。図22に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Hikurangi 沈み込み帯と地殻内部の断層(図22の上)を検討対象として抽出された震源断層面積は5897km²、平均すべり量は4.29m、アスペリティ面積は1041km²で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は0.18であった。なお、Kahramanmaras地震と同様に、トリミング操作によって一部のセグメント(図中の Humps 13、Humps 16)が削除されていることに注意が必要である。

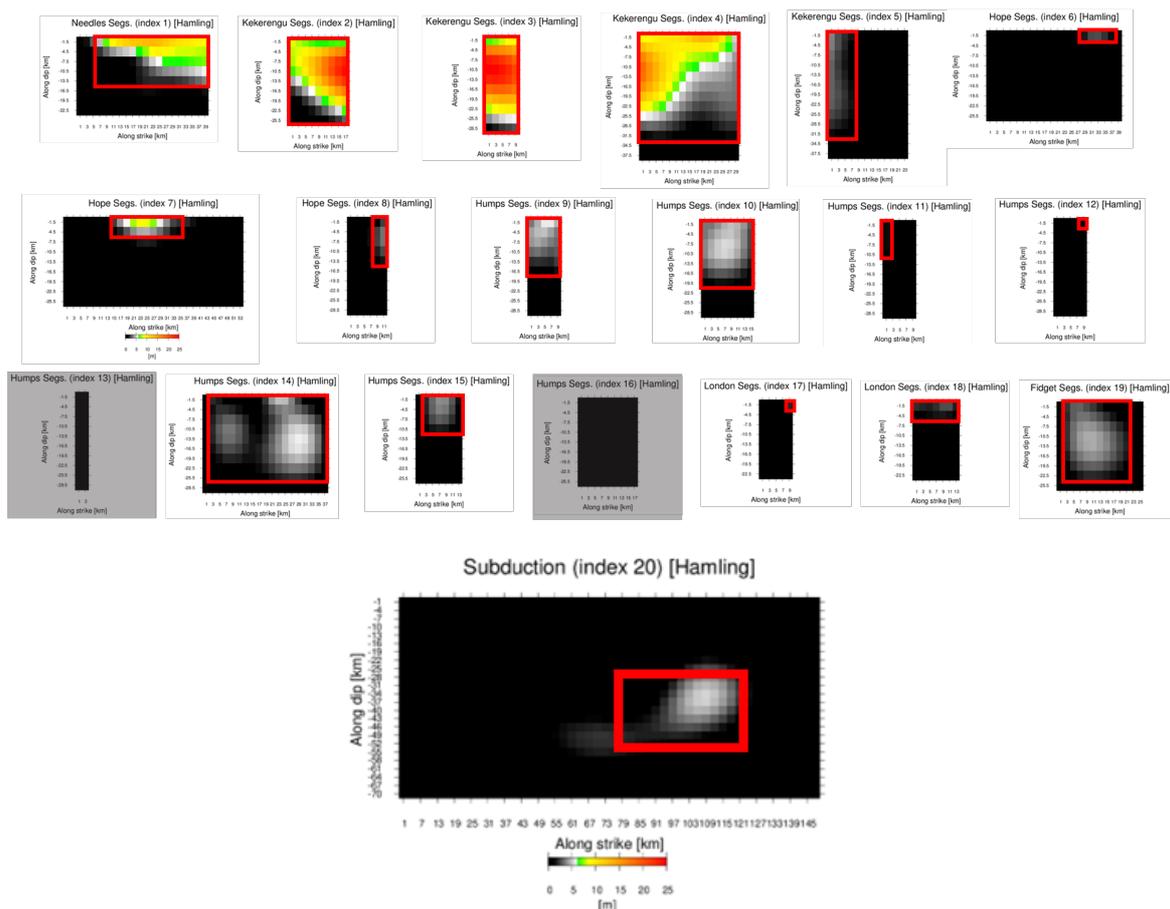


図22 Hamling et al. (2017) による Kaikoura 地震の震源断層領域(赤枠内)とアスペリティ領域(緑~赤)。

g) Wang et al. (2018) 【Kaikoura 地震】

彼らは、12 枚の断層面からなるモデルを提案している。このうち一枚は Hikurangi 沈み込み帯の境界面にあたる。彼らは、沈み込み境界でのすべり破壊はやや遠方の地殻変動や遠地実体波に寄与しており、破壊全体のモーメント解放に占める割合は決して小さくない（45%）としている。沈み込み境界と浅部地殻内断層のすべり分布やモーメント・レート関数が類似していることから、彼らは今回の地震での浅部地殻内断層は沈み込み境界から地表へ派生した分岐断層である可能性を指摘している。図 23 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Hikurangi 沈み込み帯と地殻内部の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 6966km²、平均すべり量は 4.61m、アスペリティ面積は 1548km²で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。

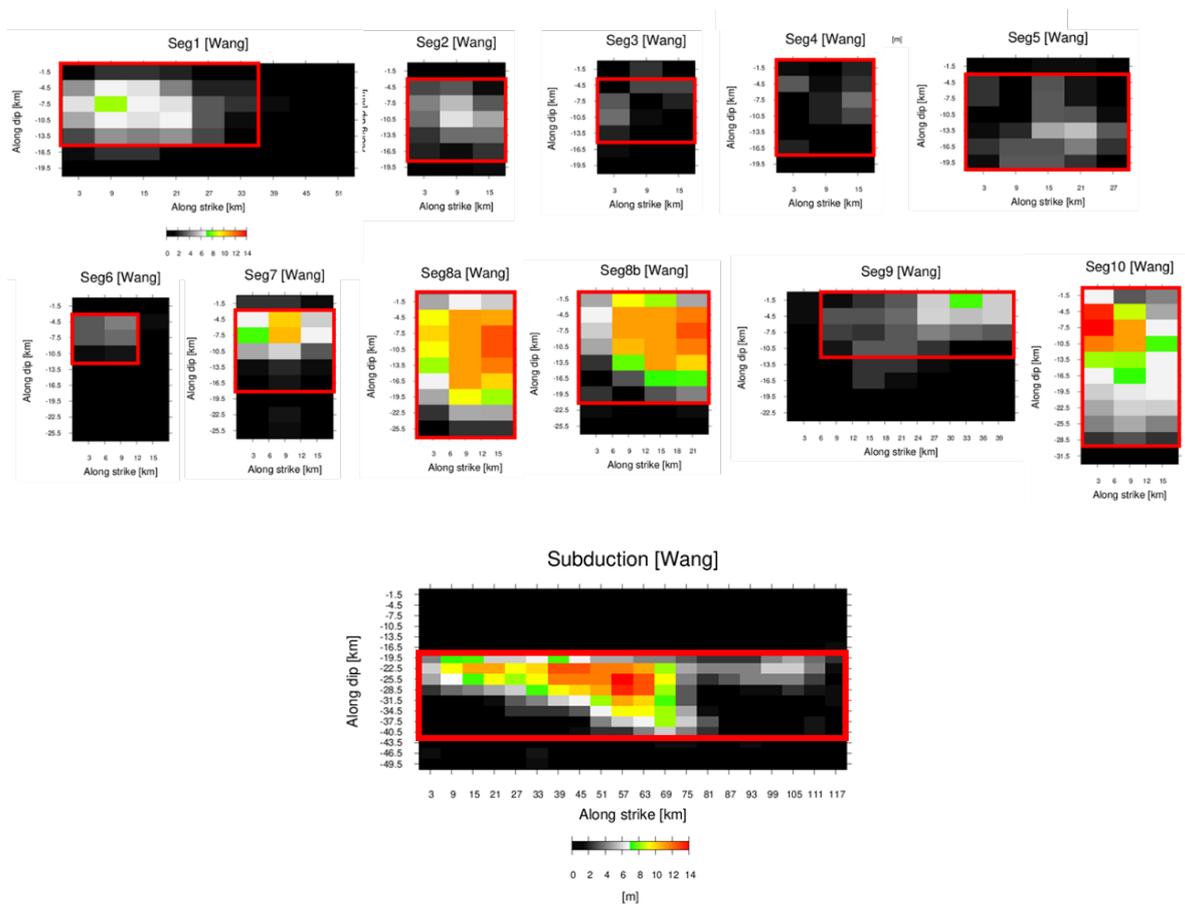


図 23 Wang et al. (2018) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

h) Holden et al. (2017)

前述の Hamling et al. (2017) と Wang et al. (2018) は Hikurangi 沈み込み帯と浅部地殻内の断層を仮定していたが、Holden et al. (2017) は浅部地殻内の断層のみを対象にしている。彼らが用いたデータの観測点密度は Hamling et al. (2017) の測地学的データほど密ではないため、5枚の浅部地殻内の断層面（南西側から順に、Humps、Hundalee、Point Kean、Kekerengu、Needle セグメント）で観測された主要な位相や振幅をおおむね説明できる。このうち、Kekerengu セグメントでは、複数回大きくすべっており、3回目のすべりは最大すべり量が約 20m と大きい。図 24 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。浅部地殻内の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 6726km²、平均すべり量は 5.67m、アスペリティ面積は 1322km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.20 であった。

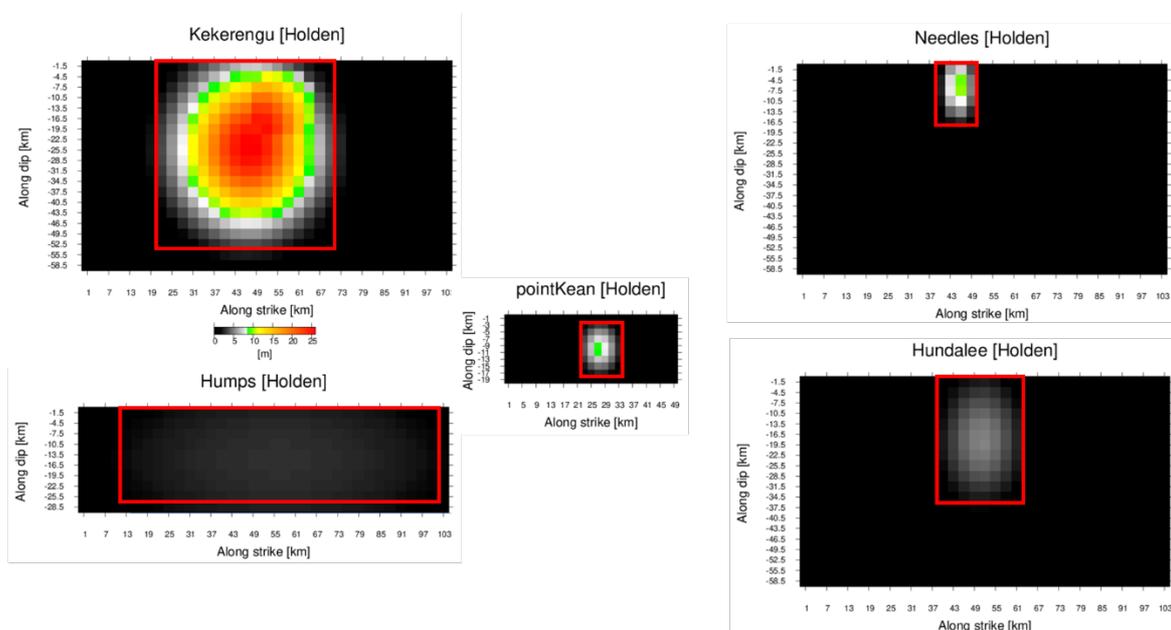


図 24 Holden et al. (2017) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

i) Xu et al. (2018)

彼らは InSAR・GPS データを使用し、6枚の浅部地殻内の断層面（Humps、Conway-Charwell、Stone Jug、Hundalee、Papatea、Hope-Jordan-Kekerengu-Needles セグメント）からなるモデルを提案し、陸域の観測だけでは Hikurangi 沈み込み帯の境界面でのすべり破壊はうまく求まらないとしている。すなわち、Holden et al. (2017) と同様に、Xu et al. (2018) は浅部地殻内の断層のみを対象にしている。図 25 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。浅部地殻内の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 5064km²、平均すべり量は 4.40m、アスペリティ面積は 1342km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.26 であった。

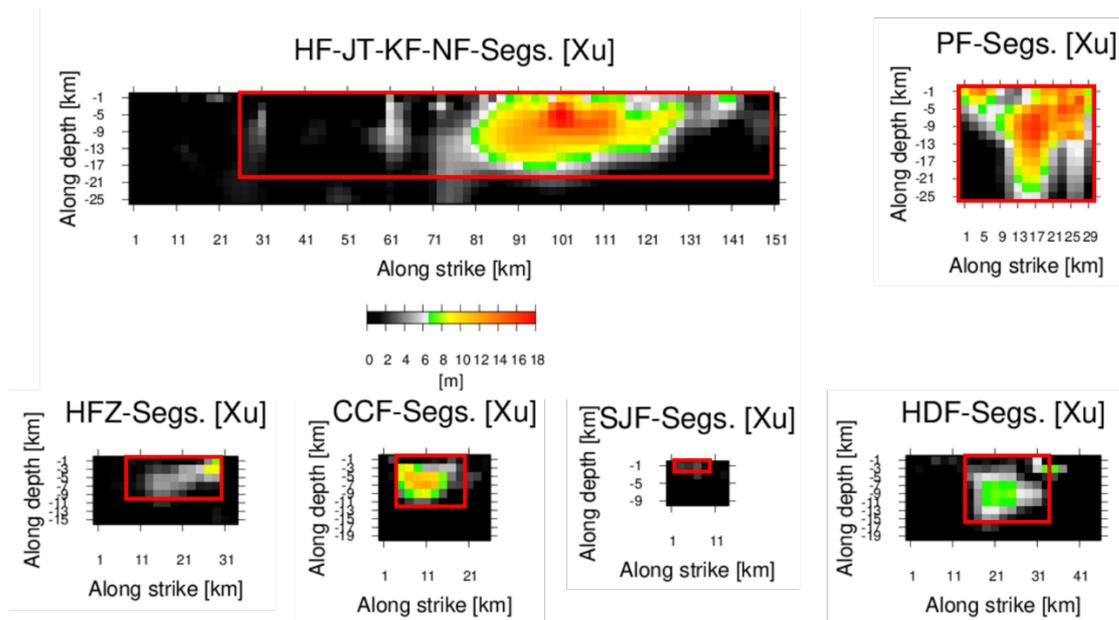


図 25 Xu et al. (2018) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

j) スケーリング則の検討

1995 年兵庫県南部地震以降、国内では強震観測網（K-NET、KiK-net 等、Aoi et al., 2020）が約 20 km 間隔で整備され、震源近傍の強震動記録を用いた震源インバージョン解析による断層面の不均質すべり分布の結果が数多く蓄積されてきた。得られた不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータが推定され、それらのパラメータと地震規模の関係の回帰分析により、震源スケーリング則の評価がなされるようになった。Irikura and Miyake (2011) 及び Murotani et al. (2015) は内陸地殻内地震における震源パラメータのスケーリング則として、3 ステージ・スケーリング則を提唱している。第 1 ステージは $M_w 6.5$ 程度以下の地震で、自己相似（すべり量、断層長さ、断層幅が互いに相似すること）によって $S \propto Mo^{2/3}$ (Somerville et al., 1999) となる。第 2 ステージは $M_w 6.5 \sim 7.4$ 程度の地震で、地震発生層厚内に基づく断層幅の飽和によって $S \propto Mo^{1/2}$ (Irikura and Miyake, 2011) となる。第 3 ステージは $M_w 7.4$ 程度以上の地震で、さらに断層面上でのすべり量の飽和によって $S \propto Mo^1$ となる（田島・他, 2013; Murotani et al., 2015）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2020）による震源断層を特定した地震の強震動予測手法は、この「3 ステージ・スケーリング則 (S-Mo)」に基づいている。ここでは、3 ステージ・スケーリング則と比較して 2016 年 Kaikoura（カイコウラ）地震、2023 年 Kahramanmaras（カハラマンマラシュ）地震、2023 年 Elbistan（エルビスタン）地震の震源特性（震源断層面積、アスペリティ面積、平均すべり量）について検討する。図 26(a)～(c) にそれぞれ地震モーメントに対する震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積の関係を示す（表 4 参照）。図 27a～c に震源特性（震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積）のバイアス・プロットを示す（表 5 参照）。なお、3 ステージ・スケーリング則の震源断層面積 (S_{rup})、平均すべり量 (D_{rup})、アスペリティ面積 (S_{asp}) に対する観測値のバイアス (\ln

(Obs./Pre.)はそれぞれ-0.092、-0.005、-0.124であり、その標準偏差はそれぞれ0.452、0.438、0.422であった。図26、図27から同じ地震でも震源インバージョン解析から得られた震源特性（震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積）にはばらつきが認められる。なお、ばらつきはあるものの2016年Kaikoura地震を除き、2023年Kahramanmaras地震と2023年Elbistan地震の震源特性は3ステージ・スケーリング則とはほぼ整合していることが認められる。一方、2016年Kaikoura地震の震源断層面積は3ステージ・スケーリング則に比べて若干過小評価であり、その結果、平均すべり量は3ステージ・スケーリング則に比べてやや過大評価となっている。そのアスペリティ面積も震源断層面積と同様に3ステージ・スケーリング則に比べてやや過小評価となっている。2016年Kaikoura地震はHikurangi沈み込み帯のプレート境界地震と地殻内地震の2つが同時活動した可能性が報告(Hamling et al., 2017; Wang et al., 2018)されており、内陸地殻内の地震の震源特性とは異なるのかもしれない。このようなプレート境界地震と地殻内地震の2つが同時活動した場合の震源特性については今後の検討課題と考える。

表4 2016年Kaikoura地震、2023年Kahramanmaras地震、2023年Elbistan地震の震源パラメータ

	M_0 [$\times 10^{20}$ Nm]	S_{rup} [km^2]	D_{rup} [m]	S_{asp} [km^2]	D_{asp} [m]	S_{asp}/S_{rup}
Barbot et al. (2023)	5.40	5632	3.08	1328	5.94	0.24
Delouis et al. (2023)	7.00	7483	2.44	1619	5.13	0.22
Goldberg et al. (2023)	7.92	5050	3.63	1025	7.16	0.20
Liu et al. (2023)	7.10	14544	1.63	3240	4.03	0.22
Barbot et al. (2023)	3.30	2252	4.69	552	8.66	0.25
Goldberg et al. (2023)	5.05	3825	3.50	1050	7.35	0.27
Liu et al. (2023)	5.00	11775	1.33	1850	4.48	0.16
Hamling et al. (2017)	10.0	5897	4.29	1041	12.00	0.18
Holden et al. (2017)	8.91	6726	5.67	1322	15.90	0.20
Wang et al. (2018)	10.4	6966	4.61	1548	10.00	0.22
Xu et al. (2018)	7.35	5064	4.40	1342	10.10	0.26

表5 3ステージ・スケーリング則に対する震源パラメータのバイアス

2023Kahramanmaras	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Barbot et al. (2023)	5.40E+20	0.042	-0.069	0.093
Delouis et al. (2023)	7.00E+20	0.067	-0.302	0.032
Goldberg et al. (2023)	7.90E+20	-0.450	0.095	-0.549
Liu et al. (2023)	7.10E+20	0.717	-0.705	0.712

2023Elbistan	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Barbot et al. (2023)	3.30E+20	-0.382	0.352	-0.292
Goldberg et al. (2023)	5.50E+20	-0.278	0.059	-0.074
Liu et al. (2023)	5.00E+20	0.857	-0.909	0.502

2016Kaikoura	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Hamling et al. (2017)	1.00E+21	-0.528	0.262	-0.766
Holden et al. (2017)	8.91E+20	-0.281	0.541	-0.412
Wang et al. (2018)	1.04E+21	-0.401	0.334	-0.409
Xu et al. (2018)	7.35E+20	-0.372	0.288	-0.205

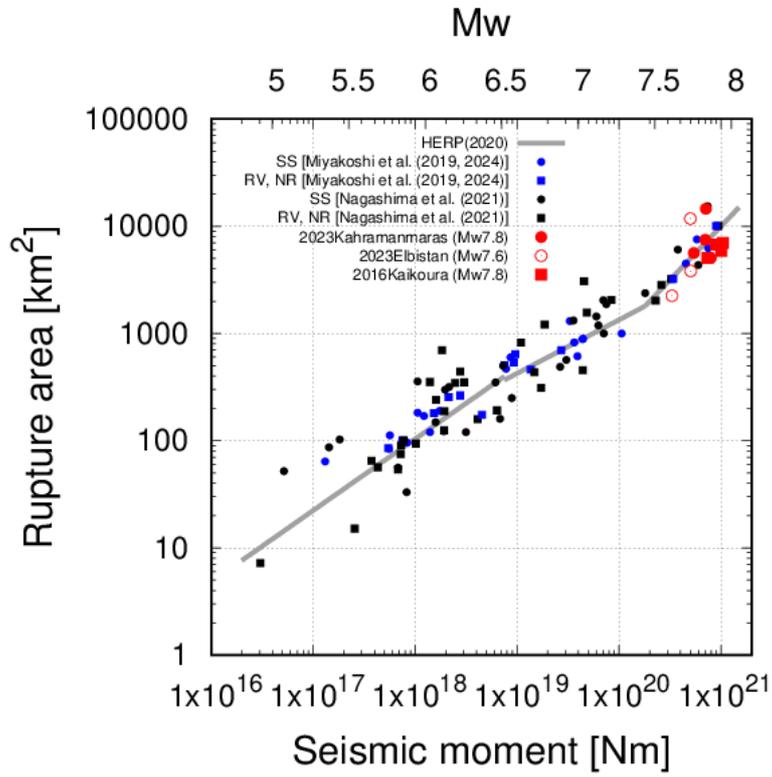


図 26(a) 地震モーメントと震源断層面積の関係

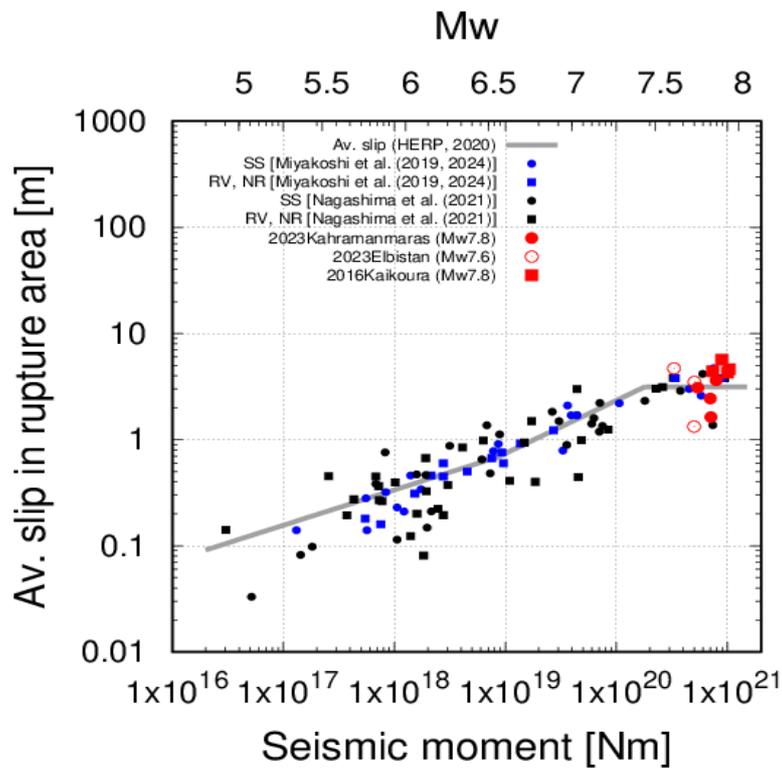


図 26(b) 地震モーメントと平均すべり量の関係

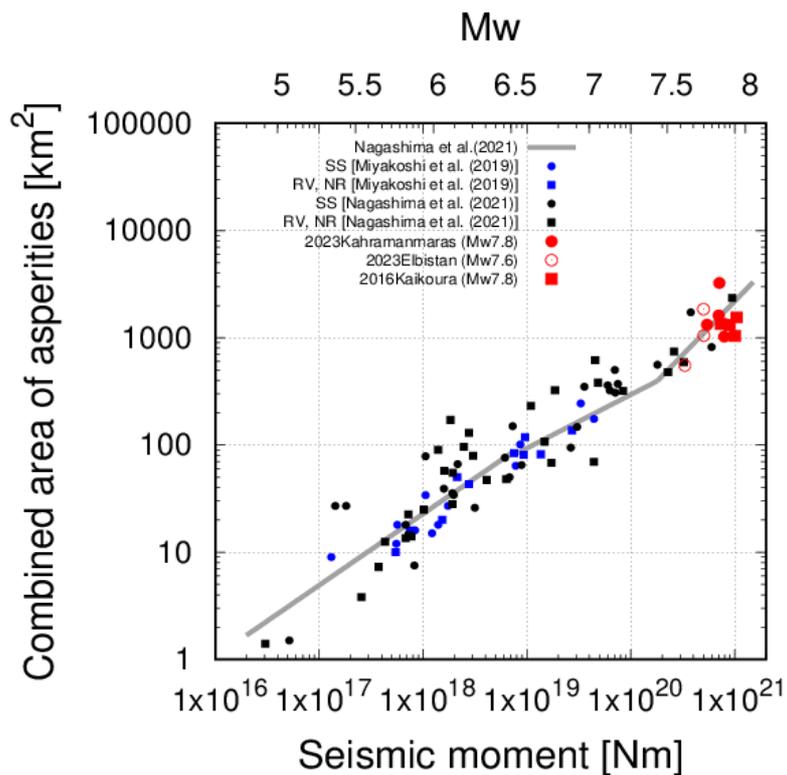


図 26(c) 地震モーメントとアスペリティ面積の関係

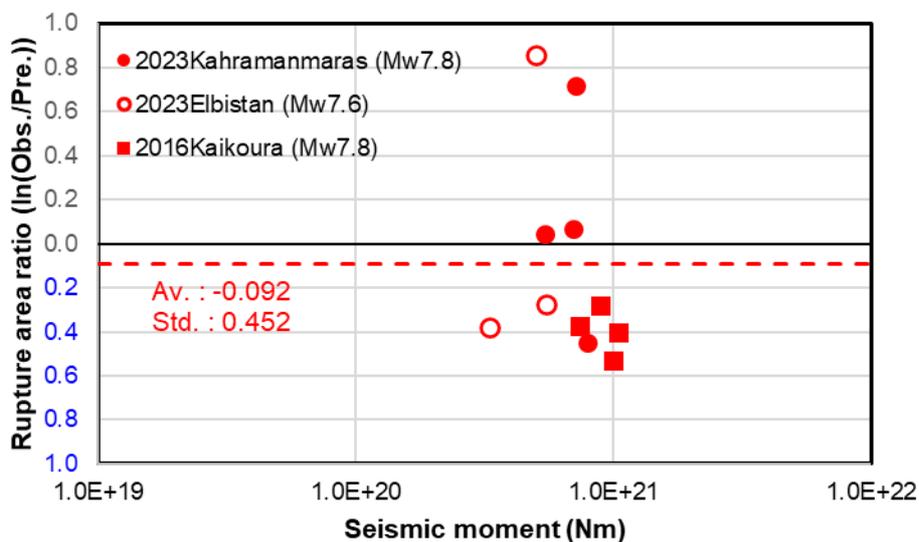


図 27(a) 震源断層面積 (S_{rup}) のバイアス・プロット ($\ln(\text{Obs.}/\text{Pre.})$)

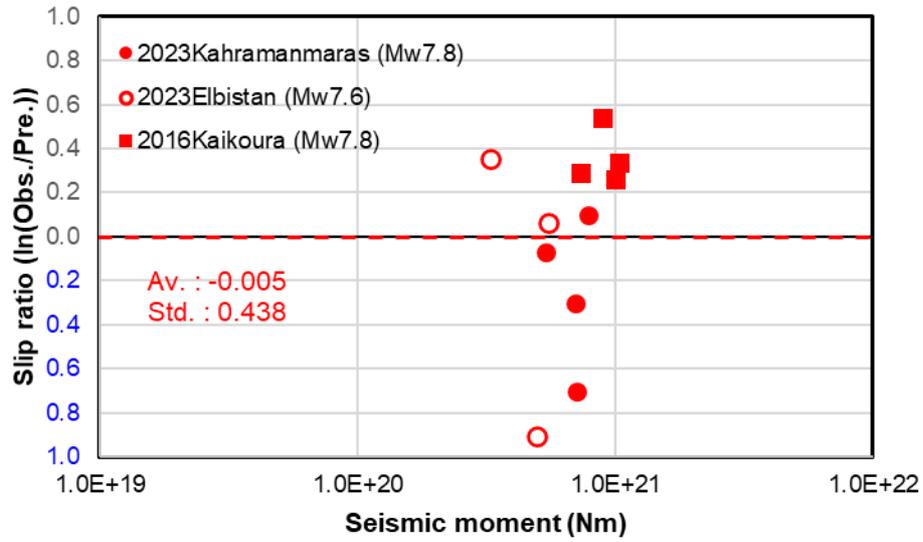


図 27(b) 平均すべり量 (D_{rup}) のバイアス・プロット ($\ln (Obs./Pre.)$)

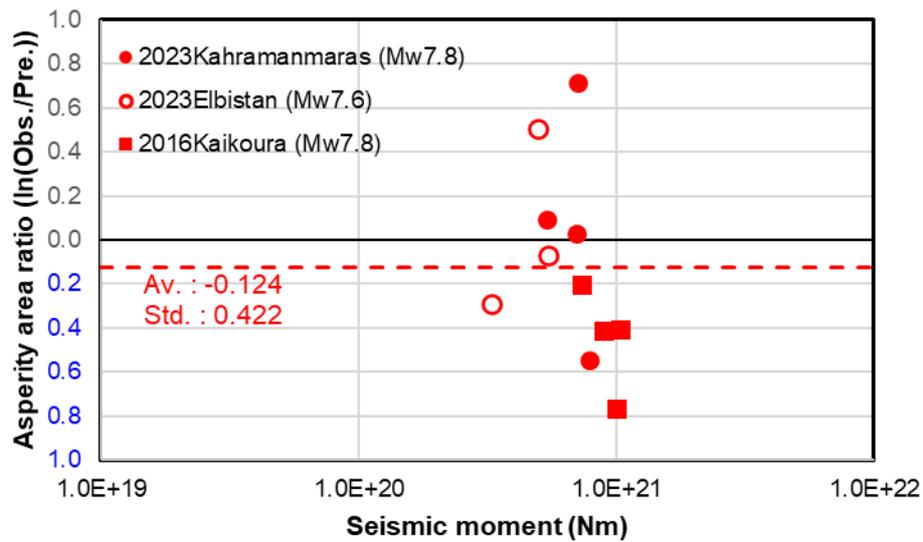


図 27(c) アスペリティ面積 (S_{asp}) のバイアス・プロット ($\ln (Obs./Pre.)$)

3) 2024年能登半島地震 (Mj7.6) の震源に関する情報収集

a) 震源インバージョン解析等による震源モデルの収集

2024年1月1日16時10分22.5秒(気象庁発表)に石川県能登地方の深さ約15kmを震源として能登半島地震(Mw 7.5)が発生した。この地震は内陸地殻内で発生した北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。この地震により、輪島市や志賀町で最大震度7が観測されたほか、能登半島の広範囲で震度6弱以上の強い揺れが観測された。防災科学技術研究所のISK006では2828.2Gal(三成分合成)を記録し、ISK003やISK001、ISK005でも同様に1000Gal(三成分合成)を超える強い揺れが記録されている。この地震は、能登半島西方沖から佐渡島西方沖までの断層を震源断層とする地震で、国内で近年発生した内陸地殻内地震としては最大規模の地震であった。ここでは2024年能登半島地震を対象として、主に強震動記録を用いた震源インバージョン解析による震源断層モデルと経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによるSMGAモデルを収集・整理し、その概要をまとめる。

久保ほか(2024)はK-NET観測点15点、KiK-net地中観測点10点、KiK-net地表観測点1点の計26観測点の速度波形およびF-net観測点4点での速度波形を用いている。なお、解析では本震の発震時刻より約13秒前の地震(発震時刻:2024年1月1日16時10分9.616秒、Hi-net震源情報)も含めて一連のイベントと見なしたインバージョン解析を行っている。解析対象周期は4~40秒(0.025~0.25Hz)である。断層モデルは3枚の断層面を仮定しており、断層長さは126km、断層幅は24km、断層面積は3024km²である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は破壊開始点から西側には2.8km/s、東側は2.4km/sとなっている。断層面全体での地震モーメントは 3.6×10^{20} Nmであった。

浅野・岩田(2024)は20地点の速度波形(K-NET、KiK-net、F-netなど)を用いている。断層モデルは2枚の断層面を仮定しており、能登半島北東端付近で2枚の断層面は深さが異なるように重なっている。なお、解析では16時10分09秒に西側セグメントから南西方向、16時10分22秒に東側セグメントから北東方向に破壊が進展するシナリオを仮定して解析が実施されている。解析対象周期は2.5~33.3秒(0.03~0.4Hz)である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は1.7km/sである。断層面全体での地震モーメントは 2.6×10^{20} Nmであった。

引間(2024)は16時10分09秒に発生した地震を前震と仮定し、本震とは別に震源インバージョン解析を実施している。引間は16地点の速度波形(KiK-net、K-NET)を用いている。解析対象周期は2.5~33.3秒(0.03~0.4Hz)である。断層モデルは4枚の断層面を仮定しており、断層長さは148km、断層幅は24km、断層面積は3552km²である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は2.7km/sとなっているが、西側方向に比べて東側方向の破壊が約5~10秒程度遅れて伝播していることを指摘している。断層面全体での地震モーメントは 2.88×10^{20} Nmであった。

吉田・他(2024)は16時10分22秒に本震が発生したと仮定している。解析対象周期は2~20秒(0.5~0.05Hz)である。断層モデルは3枚の断層面を仮定しており、断層長さは140km、断層幅は26km、断層面積は3640km²である。吉田らのインバージョン解析は破壊伝播時刻が未知数となる非線形インバージョン解析であり、破壊伝播速度は断層面で異なるが、断層全体で破壊伝播速度は2.6km/sとなっている。断層面全体での地震モーメン

トは 2.51×10^{20} Nm であった。さらに、吉田らは経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって7個のSMGAを推定しており、暫定値であるがSMGAモデルの総短周期レベルは $4.74 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ となっている。

Guo et al. (2024) は K-NET が 11 地点、KiK-net (地中) が 5 地点、気象庁が 5 地点、F-net が 1 地点、計 22 地点の 3 成分の速度記録を用いて解析を行っている。解析対象周期は 4 ~ 20 秒 (0.05 ~ 0.25Hz) である。5 枚の断層面を仮定しているが、破壊開始点付近の断層面 (Segment C) では前震 (1st) と本震 (2nd) の破壊を 2 回許すように設定している。さらに、海底の活断層位置および再決定した余震分布と整合性を取るように深部から浅部にかけて断層の傾きが徐々に高角度となる曲面断層 (listric fault) を仮定している。破壊伝播速度 (第 1 タイム・ウィンドウ伝播速度) は 2.0km/s であるが、東側の富山トラフのセグメント (Segment F) には 2 秒程度の遅れで破壊が乗り移っている。Somerville et al. (1999) の規範による断層面積は 3510km^2 である。また、アスペリティ領域も抽出しており、アスペリティ面積は断層面積の 24% であった。地震モーメントは $3.4 \times 10^{20} \text{Nm}$ (case #2) である。

芝 (2024) は浅野・岩田 (2024) の解析結果を参考に、前震の発震時刻 (16 時 10 分 09 秒) で破壊が開始すると仮定して経験的グリーン関数法を用いた震源インバージョン解析を行っている。K-NET、KiK-net の 24 地点の水平 2 成分の速度記録を対象に解析を実施しており、解析対象周期は 1 ~ 10 秒 (0.1 ~ 1Hz) である。4 枚の断層面を仮定しており、断層長は 141.5km、断層幅は 20 ~ 22.5km、断層面積は 2981.25km^2 である。断層面全体での地震モーメントは $2.01 \times 10^{20} \text{Nm}$ であった。

佐藤・岡崎 (2024) は KiK-net 地中が 8 地点、K-NET が 4 地点、気象庁震度計が 4 地点、F-net が 3 地点、計 19 地点の記録を用いた経験的グリーン関数法を用いたフォワード解析に基づいた SMGA モデルを推定している。強震記録の水平 2 成分と上下成分の 0.2 ~ 2 Hz の速度波形と 0.2 ~ 10Hz の加速度波形のエンベロープを解析対象としている。4 枚の断層面を設定して、その中の SMGA を推定している。その結果、9 個の SMGA を推定しており、西側の 3 つの断層面内の破壊伝播速度は 2.38km/s、2.72km/s、2.41km/s、東側の断層面内は 2.29km/s であった。SMGA モデルの総短周期レベルは $4.45 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ となっている。

Ma et al. (2024) は GNSS の水平動成分変位と InSAR データを用いた震源インバージョン解析からすべり分布を推定するとともに、North American (NA) array と Australian (AU) array の地震動記録を用いて高周波数帯域地震動の Back-projection 解析も実施している。Ma らは破壊開始点付近と輪島の西側に大きなすべりが認められ、ほぼ同じ場所で高周波数帯域地震動が生成されていると報告している。さらに、Back-projection 解析に基づいた破壊伝播の様式から、破壊開始から約 20 秒間の破壊伝播速度は 1 km/s 以下でゆっくりと破壊が進むが、その後、加速して南西方向の破壊伝播速度は 3.4km/s 程度、北東方向は 2.8km/s 程度になっているとしている。

Xu et al. (2024) は teleseismic データ、GNSS データ、強震動データを用いた震源インバージョン解析からすべり分布を推定するとともに、North American (NA) array、Alaska (AK) array と Australian (AU) array の地震動記録を用いて高周波数帯域地震動の Back-projection 解析も実施している。Xu らは 3 枚の断層面を設定しており、震源インバージョン解析による地震モーメントは $2.2 \times 10^{20} \text{Nm}$ である。Xu らは解析結果から協定世

界時 (UTC) の 07:10:08.33 (日本時間 16 時 10 分 08.33 秒) に初期破壊 (Hypo-I) が始まり、それが西側に進展した後、6～10 秒後に第 2 破壊 (Hypo-II) が始まり、それから両方向の破壊が進展したとしている。なお、南西方向の破壊伝播速度は 2.38km/s 程度、北東方向は 2.06km/s 程度となっている。

Liu et al. (2024) は teleseismic データ、GNSS データ、InSAR データ、強震動データ (震央距離 150km 未満) を用いて、ジョイント・インバージョン解析による震源のすべり分布を推定している。断層長さは約 150km で地震モーメントは 2.5×10^{20} Nm である。Liu らは解析結果から協定世界時 (UTC) の 07:10:09 頃 (日本時間 16 時 10 分 09 秒頃) に小さな破壊 (Mj5.9 の前震に対応) が始まり、それが 07:10:23 頃 (日本時間 16 時 10 分 23 秒頃) の本震までに破壊領域が急速に拡大したと考えている。さらに、本震の破壊開始から約 20 秒間の破壊伝播速度は Ma et al. (2024) と同様に 1.2km/s 程度のゆっくりとした破壊であったとしている。

b) 地震動予測式による地震動計算と観測記録との比較

地震動予測モデルの長大な断層の地震への適用性を確認するため、応答スペクトルに関する地震動ハザード評価 (試作版) (地震調査研究推進本部地震調査委員会、2022) で用いられている Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく減衰定数 5% の加速度応答スペクトル (周期 0.1 秒から 10 秒) の地震動予測式による地震動計算を行い、観測記録と比較した。震源断層モデルは、「日本海側の海域活断層の長期評価一兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖一」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2024) の評価を基に以下の 4 通りを設定した。

1a: 能登半島北岸断層帯全体 (地震発生層内のみ) : Mw=7.43

1b: 能登半島北岸断層帯全体 (断層上端深さ 0 km) : Mw=7.46

2a: 1a+門前断層帯門前沖区間と富山トラフ西縁断層の各一部 : Mw=7.52

2b: 1b+門前断層帯門前沖区間と富山トラフ西縁断層の各一部 : Mw=7.55

地震規模は、設定された震源断層モデルの面積より「レシピ」に従って設定した。

地震動計算に用いる Morikawa and Fujiwara (2013) の地震動予測式は以下で表される。

$$\log_{10} pre = a \cdot (M_w' - 16)^2 + c + bX - \log_{10}(X + d \cdot 10^{0.5M_w'}) + G_d + G_s \quad (6)$$

ここで、 pre は地震動強さ指標、 a 、 b 、 c 、 d は回帰係数である。 G_d および G_s はそれぞれ深部地盤と浅部地盤に関する補正項であり、以下で表される。

$$G_d = p_d \cdot \log_{10}(\max[D_{\min}, D_{1400}]/D_0) \quad (7)$$

$$G_s = p_s \cdot \log_{10}(\min[V_{s\max}, AVS30]/V_0) \quad (8)$$

ここで、 D_{1400} は評価地点における $V_s=1400$ m/s 層上面までの深さ (m) である。係数 p_d 、 D_{\min} 、 D_0 、 p_s 、 $V_{s\max}$ 、 V_0 の値については、Morikawa and Fujiwara (2013) から見直された森川・藤原 (2023) を用いた。地下構造モデルは「2020 年版」で用いられている若松・松岡 (2020; 浅部地盤 J-SHIS V4) および地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2021a; 深部地盤 J-SHIS V3.2) とした。計算結果と観測記録との比較を図 28 に示す。震源モデルによる違いは顕著でなく、いずれの震源モデルでもばらつきが大きいものの計算結果は予測値とおおむね対応している。なお、観測記録は K-NET、KiK-net および気象庁のホームページより公開されている気象庁と地方公共団体 (新潟県、富山県、石川県) の震度計データを

用いた。

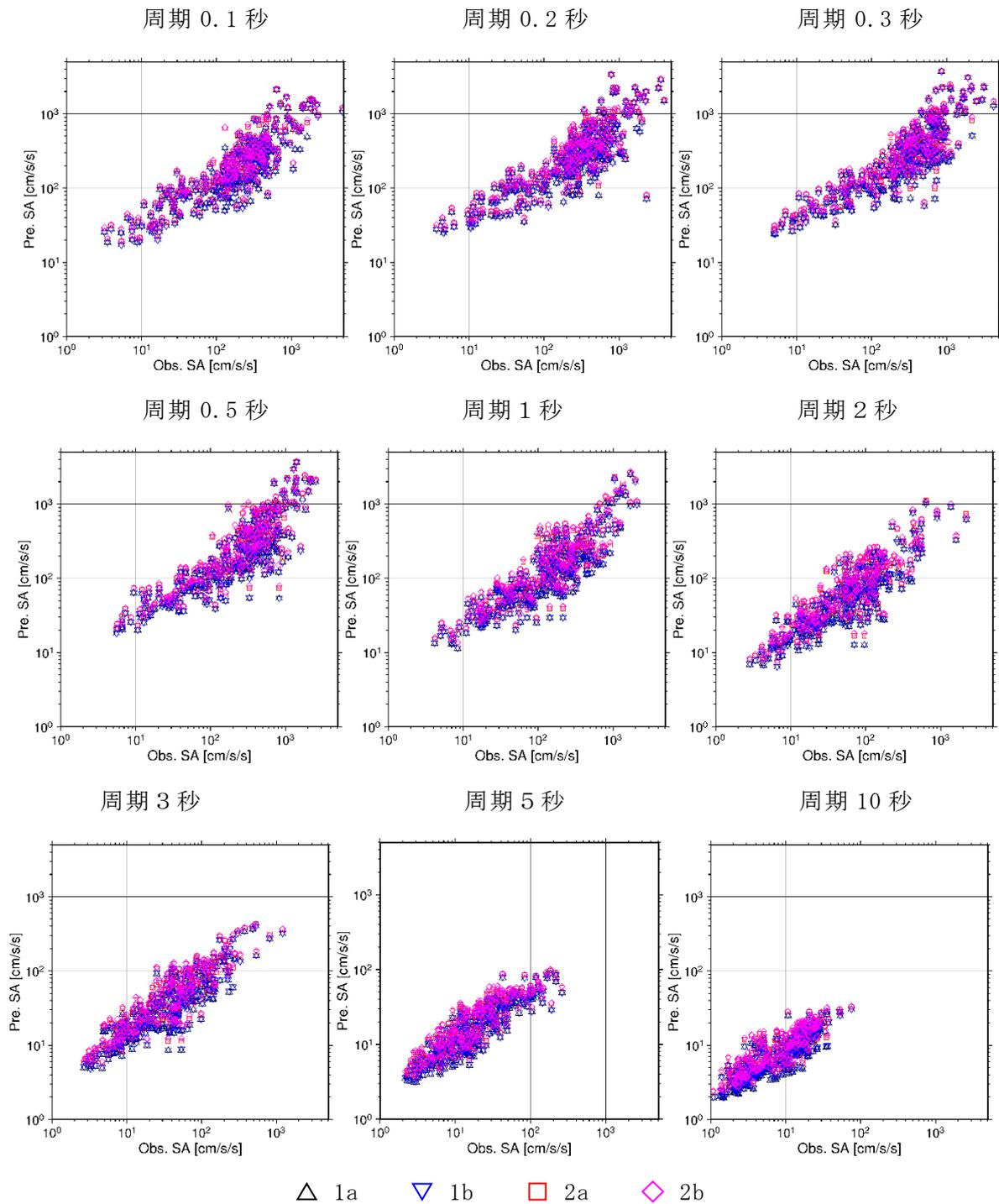


図 28 Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく地震動計算結果と観測記録との比較

(c) 結論並びに今後の課題

中央構造線断層帯のうち讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間が同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅部のすべりを一様とした詳細法による強震動計算を実施した。地表断層形状をできるだけ詳細にモデル化した場合と端点を直線で結んだ場合で、地表断層近傍における地震動分布に違いが確認できた。

2016年11月13日にニュージーランドで発生した Kaikoura 地震 (Mw7.8)、2023年2月6日に発生した Kahramanmaras 地震 (Mw7.8) と Elbistan 地震 (Mw7.5) の計3つの地震の主に震源インバージョン解析結果をもとに、地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティ (強震動生成域) の面積の関係 (スケーリング則) を調べた。その結果、「レシピ」で用いている関係式とおおむね整合していることが確認された。ただしこれらの地震はいずれも海外のものであり、日本で発生した 2024年能登半島地震についても確認する必要がある。

(d) 引用文献

- 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ : GMS, 物理探査, 57, 651-666, 2004.
- 浅野公之・岩田知孝, 強震波形による 2024年能登半島地震の震源破壊過程, 日本地球惑星科学連合 2024年大会講演予稿, U15-P20, 2024.
- Barbot, S., H. Luo, T. Wang, Y. Hamiel, O. Piatibratova, M. T. Javed, C. Braitenberg, and G. Gurbuz, Slip distribution of the February 6, 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaras, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone, *Seismica*, 2(3), 2023.
- Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(6), 1865-1894, 1983.
- Boore D. M. and Boatwright, Average body wave radiation coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74(5), 1615-1621, 1984.
- 壇一男・佐藤俊明, 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60, 1998.
- Delouis, B., M. van den Ende, and J.-P. Ampuero, Kinematic rupture model of the 6 February 2023 Mw7.8 Turkey earthquake from a large set of near-source strong-motion records combined with GNSS offsets reveals intermittent supershear rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 114(2), 726-740, 2023.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, 7, 241-246, 2005.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6(1), 11-22, 2006.
- Guo, Y., K. Miyakoshi, and T. Sato, Kinematic source rupture on listric faults for the 2024 Noto Peninsula, Japan, earthquake (Mw 7.5) estimated from near-field strong-motion waveforms, *Earth Planets Space*, 76(177), 2024.
- Goldberg, D. E., T. Taymaz, N. G. Reitman, A. E. Hatem, S. Yolsal-Cevikbilen, W. D. Barnhart, T. S. Irmak, D. J. Wald, T. Ocalan, W. L. Yeck, B. Ozkan, J. A. Thompson Jobe, D. R. Shelly, E. M. Thompson, C. B. DuRoss, P. S. Earle, R. W. Briggs, H. Benz, C. Erman, A. H. Dogan, and C. Altuntas, Rapid characterization of the February 2023 Kahramanmaras, Turkiye, earthquake sequence, *The Seismic Record*, 3(2), 156-167, 2023.

- Hamling, I. J., S. Hreinsdóttir, K. Clark, J. Elliott, C. Liang, E. Fielding, N. Litchfield, P. Villamor, L. Wallace, T. J. Wright, E. D'Anastasio, S. Bannister, D. Burbidge, P. Denys, P. Gentle, J. Howarth, C. Mueller, N. Palmer, C. Pearson, W. Power, P. Barnes, D. J. A. Barrell, R. Van Dissen, R. Langridge, T. Little, A. Nicol, J. Pettinga, J. Rowland, and M. Stirling, Complex multifault rupture during the 2016 M_w 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand, *Science*, Vol. 356, Issue 6334, 2017.
- Hikima, K., and A. Shimmura, Moment-area scaling relationship assuming constant stress drop for crustal earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 110(1), 241-249, 2020.
- 引間和人, 近地強震記録を用いた2024年能登半島地震の震源過程解析, 日本地球惑星科学連合2024年大会講演予稿, U15-P21, 2024.
- Holden, C., Y. Kaneko, E. D'Anastasio, R. Benites, B. Fry, and I. J. Hamling, The 2016 Kaikōura earthquake revealed by kinematic source inversion and seismic wavefield simulations: Slow rupture propagation on a geometrically complex crustal fault network, *Geophys. Res. Lett.*, 44(22), 11320-11328, 2017.
- Irikura, K., and H. Miyake, Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios. *Pure Appl. Geophys.*, 168, 85-104, 2011.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf, 2020.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル(2021年版), https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/integration_model_kanto_2021/, 2021a.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 全国地震動予測地図 2020年版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/, 2021b.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 応答スペクトルに関する地震動ハザード評価(試作版), https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/sh_response_spectrum/, 2022.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 日本海側の海域活断層の長期評価—兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖—, https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/offshore_active_faults/sea_of_japan/.
- 久保久彦・鈴木亘・青井真・関口春子, 強震波形記録を用いた令和6年(2024年)能登半島地震(1月1日16時10分、 $M7.6$)の震源インバージョン解析, 2024年2月29日改訂, https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/noto_20240101/inversion/inv_index.html, 2024.
- Liu, C., Y. Bai, T. Lay, P. He, Y. Wen, X. Wei, N. Xiong, and X. Xiong, Shallow crustal rupture in a major MW 7.5 earthquake above a deep crustal seismic swarm along the Noto Peninsula in western Japan, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 648, 2024.

- Liu, C., T. Lay, R. Wang, T. Taymaz, Z. Xie, X. Xiong, T. S. Irmak, M. Kahraman, and C. Erman, Complex multi-fault rupture and triggering during the 2023 earthquake doublet in southeastern Turkiye, *Nature Communications*, 14(5564), 2023.
- Ma, Z., H. Zeng, H. Luo, Z. Liu, Y. Jiang, Y. Aoki, W. Wang, Y. Itoh, M. Lyu, Y. Cui, S.-H. Yun, E. M. Hill, and S. Wei, Slow rupture in a fluid-rich fault zone initiated the 2024 Mw 7.5 Noto earthquake, *Science*, 385(6711), 866-871, 2024.
- Morikawa, N. and H. Fujiwara, A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *Journal of Disaster Research*, 8, 878-888, 2013.
- 森川信之・藤原広行, Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく地震動予測式, <https://www.j-shis.bosai.go.jp/labs/mf2013/>, 2023.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa, Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure Appl. Geophys.*, 172, 1371-1381, 2015.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes. *Earth Planet Space*, 60, 987-991, 2008.
- 中村洋光・宮武隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9, 2000.
- Satoh, T., Broadband source model of the 2023 Mw 7.8 Turkiye earthquake from strong-motion records by isochrone backprojection and empirical Green's function method, *Seismol. Res. Lett.*, 95(2A), 584-595, 2024.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性: 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集*, 462, 79-89, 1994.
- 佐藤智美・岡崎敦, 異なる手法による日本の地殻内地震の短周期レベルの比較, *日本建築学会構造系論文集*, 805, 414-425, 2023.
- 佐藤智美・岡崎敦, 経験的グリーン関数法に基づく2024年能登半島地震の特性化震源モデル, *日本地震学会2024年度秋季大会講演予稿集*, S22P-06, 2024.
- 芝良昭, 経験的グリーン関数を用いた令和6年(2024年)能登半島地震の震源インバージョン解析, *日本地球惑星科学連合2024年大会講演予稿*, U15-P31, 2024.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, 70, 59-80, 1999.
- 田島礼子・松元康宏・司宏俊・入倉孝次郎, 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, *地震* 2, 66(3), 31-45, 2013.
- 藤堂正喜・新井健介・宮腰淳一・佐藤俊明・藤原広行・森川信之, 内陸地殻内地震の3ス

- ページモデルに適合した短周期レベルのスケーリング則の提案, 日本地震工学会論文集, 22(5), 43-59, 2022.
- 若松加寿江・松岡昌志, 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌, 40, 24-27, 2020.
- Wang, T., S. Wei, X. Shi, Q. Qiu, L. Li, D. Peng, R. J. Weldon, and S. Barbot, The 2016 Kaikōura earthquake: Simultaneous rupture of the subduction interface and overlying faults, *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 44-51, 2018.
- Xu, L., C. Ji, L. Meng, J.-P. Ampuero, Y. Zhang, S. Mohanna, and Y. Aoki, Dual-initiation ruptures in the 2024 Noto earthquake encircling a fault asperity at a swarm edge, *Science*, 385, 871-876, 2024.
- Xu, W., G. Feng, L. Meng, A. Zhang, J. P. Ampuero, R. Bürgmann, and L. Fang, Transpressional rupture cascade of the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(3), 2396-2409, 2018.
- 吉田昌平・宮腰研・香川敬生, 震源インバージョン解析および経験的グリーン関数法を用いた2024年能登半島地震 (Mw7.5) の広帯域震源モデルの構築, 日本地震学会2024年度秋季大会講演予稿集, S22P-10, 2024.

4. 全体成果概要

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も長大であり活動度が高い断層帯の1つである中央構造線断層帯の四国陸域を中心に、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、地表付近の詳細な断層位置形状を反映した強震動計算を目的とした調査研究を実施する。さらに、その結果を踏まえて、地震調査研究推進本部の連動型地震に関する新たな評価手法や高度化した手法を提案することを目標とする。本年度は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近、中央構造線断層帯周縁地域、紀伊半島の中央構造線を主な対象として、以下の調査研究を実施した。

サブテーマ1-1「複数回の変位履歴を復元するための活断層調査」では、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近を主な対象として変位履歴を解明するため、次の地形地質調査を実施した。石鎚山脈北縁西部区間・川上断層上に位置する西条市氷見地区において、ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、ボーリング調査を実施し、過去4回の活動時期と活動間隔、地震時上下変位量等を明らかにした。トレンチ壁面で確認された最新活動は少なくとも約2200年前以降、西暦1722年以前に生じたと推定され、1596年文禄(慶長)・伊予地震に対応する可能性を確認した。また、最新イベント層準を覆うチャンネル充填堆積物からは、カキ・二枚貝を含むイベント堆積物がみいだされた。これは1707年宝永地震に伴う津波堆積物の可能性がある。群列ボーリングによる地質断面では、過去4回のイベントに伴う地震時上下変位量は、それぞれ1.2m、1.8m、2.2m、1.5mと計測された。最近3回の活動は鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)降灰以降に生じており、平均活動間隔は3300~3500年程度と推定される。K-Ahを基準とした累積上下変位量と年代から、上下平均変位速度は0.8~1.2mm/yrと算出された。平均活動間隔等を周辺断層と比較した結果、川上断層の既往トレンチ調査結果や岡村断層の平均活動間隔700~1500年よりも有意に長いことが明らかになった。

サブテーマ1-2「歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討」では、中央構造線の周辺に位置する四国・九州地域の近世の日記史料を主たる対象として、機器による地震観測が開始される以前の有感地震情報を収集した。日記史料を対象としたのは、同一地点での有感地震が、同一人物によって記録されており、有感地震の長期的な変動状況を均質な基準で把握できる可能性が高いためである。また被害を出した大きな地震だけでなく、中小の地震についても把握できる可能性が示された。本年度は愛媛県小松藩・宇和島藩・大分県佐伯藩の公用日記、および熊本県熊本藩と阿蘇地域の寺院の日記を調査し、既刊の地震史料集に未収録の地震情報を収集した。また近世の地震発生状況を時空間的に把握できるシステムを考案し、1853~1854年の阿蘇の火山活動と地震の時系列的な関係、18~19世紀における伊予小松(現在の愛媛県西条市)で感知された地震について検討した。また1596年9月1日の慶長伊予地震の発生時刻について検討した。

サブテーマ2「地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析」では、紀伊半島西部で発生した地震の震源位置を3次元速度構造を用いて再決定し、中央構造線断層帯周辺における地殻内地震の震源分布の特徴を調べた。その結果、中央構造線断層帯付近では地殻内地震が深さ5~10km程度に分布することを確認した。中央構造線断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布はおおむね地表の中央構造線断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。なお、中央構造線断層帯近傍に注目すると、地表の中央構造線断層

帯の南側と北側で発生する地震の深さの差はあまりないように見える。再決定した地殻内地震の震源分布から見積もられるD90、D95、D100はそれぞれ9.8km、10.1km、10.8kmとなった。この深さは四国地方の中央構造線断層帯に比べて浅く、紀伊半島西部では地震発生層下限がより浅い深さに位置していることを示していると考えられる。

サブテーマ3「活動履歴を考慮した動的破壊シミュレーションによる連動性評価」では、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、断層帯の置かれた条件を反映した動力学的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、昨年度の業務で中央構造線断層帯四国陸域4区間の最新活動の変位履歴と調和的な連動イベントが得られた震源モデルを対象として、連鎖（続発）するイベントの連動パターンを検討した。その結果、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントに続いて、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖するという最新活動の変位履歴と歴史史料を共に満たす連動・連鎖パターンが得られた。

サブテーマ4「長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化」では、強震動評価の高精度化のため、中央構造線断層帯のうち讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間までが同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅い震源断層のすべりを一様とした震源モデルを用いて、ハイブリッド合成法により工学的基盤上の最大速度および地表の計測震度を面的に計算した。地表断層の端点を直線で結んだモデルと詳細な形状のモデルによる計算結果と比較し、断層近傍において地震動の違いが現れることを確認した。また、ニュージーランドの2016年Kaikoura（カイコウラ）地震、トルコの2023年Kahramanmaraş（カフラマンマラシュ）地震とElbistan（エルビスタン）地震を対象とした震源インバージョン解析結果に基づき、長大断層における地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティ面積の関係（スケーリング則）を調べた。地震調査研究推進本部の震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）で用いられている関係と整合していることが確認された。さらに、2024年能登半島地震を対象とした震源インバージョン解析による震源モデルの収集と地震動予測式による地震動計算を行った。計算された減衰定数5%の加速度応答スペクトル（周期0.1~10秒）が観測値とおおむね整合していることを確認した。

以上のように、今年度の成果として、1-1) 石鎚山脈北縁西部区間・川上断層における過去4回のイベントに伴う上下変位履歴の解明と連動型イベントの再検討、1-2) 愛媛県小松藩・宇和島藩・大分県佐伯藩の公用日記、および熊本県熊本藩と阿蘇地域の寺院の日記等に基づく、新たな有感地震情報の収集と時空間把握システムの構築、伊予地震の発生時刻の再検討、2) 3次元速度構造を用いた紀伊半島西部の微小地震の震源位置再決定と地震発生層下限深度の検討、3) 中央構造線断層帯四国陸域4区間を対象とした動力学的震源モデルによる連動・連鎖パターンの検討、4) 詳細な地表断層分布を考慮した震源モデルと端点を直線で結んだモデルによる地震動分布の比較検討、海外地震を対象としたスケーリング則の再検討、2024年能登半島地震の加速度応答スペクトルの検証など、多岐にわたる新たな知見が得られた。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1-1) 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査

(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

(1-2) 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
水野 嶺	十九世紀前半肥後国下の地震： 中小地震記録の集積と分析	月刊地球, 543, 6-14	令和7年1 月

(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) 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析

(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) 活動履歴を考慮した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

著者	題名	発表先	発表年月日
加瀬祐子・ 浦田優美・ 近藤久雄	動力的震源モデルから推定される中央構造線断層帯（四国陸域）の最新イベント像（その2）	日本地震学会 2024 年度秋 期大会	令和6年 10 月

(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) 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

(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

6. むすび

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も長大な活断層である中央構造線断層帯を対象として、特に四国陸域で生じ得る連動型巨大地震を評価するため、これまで未解明であった連動型地震の発生確率の算出や連動条件の検討、を目的とした調査研究を3カ年の計画で実施する。最終的な成果は、連動型地震に関する新たな評価手法や高度化した手法を地震調査研究推進本部に提案することを目標とし、「活断層の長期評価手法（暫定版）」や全国地震動予測地図に反映されることを目指すものである。

中央構造線断層帯は、我が国で最も長大で活動度が高い主要活断層帯の1つであり、これまでも様々な研究機関で活断層調査や重点的な調査観測、前回事業である「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究（令和2～4年度）」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テーマを加えた5つのサブテーマで成果の共有や連携を図りつつ、連動型巨大地震の評価手法を開発・改良するための調査研究を実施した。

1-1) 複数回の変位履歴を復元するための活断層調査では、過年度事業の成果を踏まえて、石鎚山脈北縁西部区間・川上断層で変位履歴調査等を実施した。その結果、最新活動は、約2300年前から江戸時代中期以前と推定され、従来の西暦1596年文禄（慶長）伊予地震と矛盾しないと推定された。また、最新活動層準の上位にイベント堆積物がみだされ、考古学的遺物や歴史史料、微化石分析結果等から、西暦1707年宝永地震に伴う津波堆積物による可能性が示された。ボーリング調査の結果、過去4回の古地震イベントが検出され、平均活動間隔は2700～3600年と推定された。各イベントに伴う上下変位量は、イベント1：1.2m、イベント2：1.8m、イベント3：2.2m、イベント4：1.5mと計測される。今後、個別の正確な活動時期に基づき詳細な変位履歴を復元し、周辺断層との連動型イベントの判別や頻度の推定を詳しく行う。また、引き続き調査手法を改良し、より多地点で効率的に多数回の変位履歴を復元していく必要がある。

1-2) 歴史文書の収集分析に基づく地震活動の検討では、次の新たな知見を得た。1853年9月～1854年5月にかけて阿蘇地域固有の地震が感知された記録がみだされた。1716年から1860年の伊予小松藩の会所日記の大半の調査を行った結果、地震記事のある日数は1854年の安政大地震以前29日、以後86日であった。1854年以前の記事において、地震被害を記録した記事は見つからなかった。また、1822年4月14日と1823年6月9日には、小松だけで記録された地震が見つかった。1596年9月1日の慶長伊予地震の発生時刻を再検討した結果、午後7時過ぎで、これは豊後地震にやや遅れると考えることができる。各地で記録された地震感知の時刻、被害の生じた地域の絞り込みについては、次年度さらに検討する。

2) 地殻応力場と震源断層形状推定のための微小地震解析では、紀伊半島西部の中央構造線断層帯周辺で発生した地震の震源位置を再決定し、震源分布の特徴や地震発生層下限深さを検討した。その結果、断層帯南側の群発地震域から続く地震活動の分布は、おおむね地表の断層帯直下まで確認でき、その北側では地震の分布が疎となる。D90およびD95、D100を用いて地震発生層の下限深さを評価すると、断層帯北側では南側に比べて下限深さが深くなる傾向がみられた。断層帯からおおむね2.5km以内に位置した地殻内地震から見積もられる地震発生層下限深さはD90で9.8km、D95で10.1km、D100で10.8kmである。これらは四国の中央構造線断層帯付近で求められた値に比べて小さく、紀伊半島西部付近では地震発生層の下限深さが相対的に浅い可能性が示唆された。次年度は、本年度の震源再決定の結果に基づいて震源

位置やメカニズム解の分布等を精査し、断層帯周辺に存在する震源断層の形状やその地殻応力場との関係を検討する。

3) 活動履歴を考慮した動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間において、連鎖と連動のパターンを検討した。変位履歴と調和的な連動イベントが得られた震源モデルを対象として、先発イベントのシミュレーションで得られた最終応力場を先発イベント直後、すなわち、続発イベント直前の応力場として動的破壊シミュレーションを行い、連鎖(続発)するイベントの連動パターンを整理した。その結果、先発イベントの連動パターン、続発イベントの破壊開始点の位置と各区間の最新活動直前の地震後経過率によって、4通りの連鎖・連動パターンが得られた。それらのうち、変位履歴とも歴史史料とも調和的なパターンとして、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動するイベントが先発し、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動するイベントが連鎖するパターンが得られた。次年度は、平均活動間隔と変位履歴から想定されうるすべてのパラメータの組み合わせについて再検討し、エネルギー収支によるスクリーニングと動的破壊シミュレーションにより、次の活動における地震後経過率を反映した震源モデルを検討する。

4) 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化では、讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間が同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅部のすべりを一様とした詳細法による強震動計算を実施した。地表断層形状を詳細にモデル化した場合と端点を直線で結んだ場合で、地表断層近傍における地震動分布に違いが確認できた。また、2016年11月13日にニュージーランドで発生したKaikoura地震(Mw7.8)、2023年2月6日に発生したKahramanmaras地震(Mw7.8)とElbistan地震(Mw7.5)の計3つの地震の主に震源インバージョン解析結果をもとに、地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティの面積の関係を調べた。その結果、「レシピ」で用いている関係式とおおむね整合することが確認された。ただし、これらの地震はいずれも海外で生じたものであり、日本で発生した2024年能登半島地震についても確認する必要がある。

以上のように、2年目にあたる令和6年度は、各サブテーマの調査研究成果で多数の新たな知見が得られた。最終年度はさらにサブテーマ間の連携を強化し、具体的なデータの受け渡しや議論を行うとともに、引き続き、調査研究計画に沿って連動型地震の新たな手法の開発や改良に取り組んでいく。

7. 外部評価委員会

7. 1 活動報告

「長大な活断層帯で発生する地震の評価手法に関する調査研究」外部評価委員会（第1回）

日時 令和7年3月25日（火） 15時00分～17時00分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所（オンライン）
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 外部評価委員会構成員

（第1回）

○委員

1. 有識者

国立大学法人岡山大学理学部地球科学科	隈元 崇委員長
国立研究開発法人海洋研究開発機構地震津波予測研究観測センター	堀 高峰委員
国立大学法人東京大学地震研究所	三宅弘恵委員

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サステナブルシステム研究本部	木村治夫
公益財団法人地震予知総合研究振興会	榎原雅治
公益財団法人地震予知総合研究振興会	水野 嶺
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	椎名高裕
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	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	加瀬祐子
国立研究開発法人防災科学技術研究所	森川信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所	岩城麻子

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震火山防災研究課	吉田健一
文部科学省研究開発局地震火山防災研究課	鈴木文乃