

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

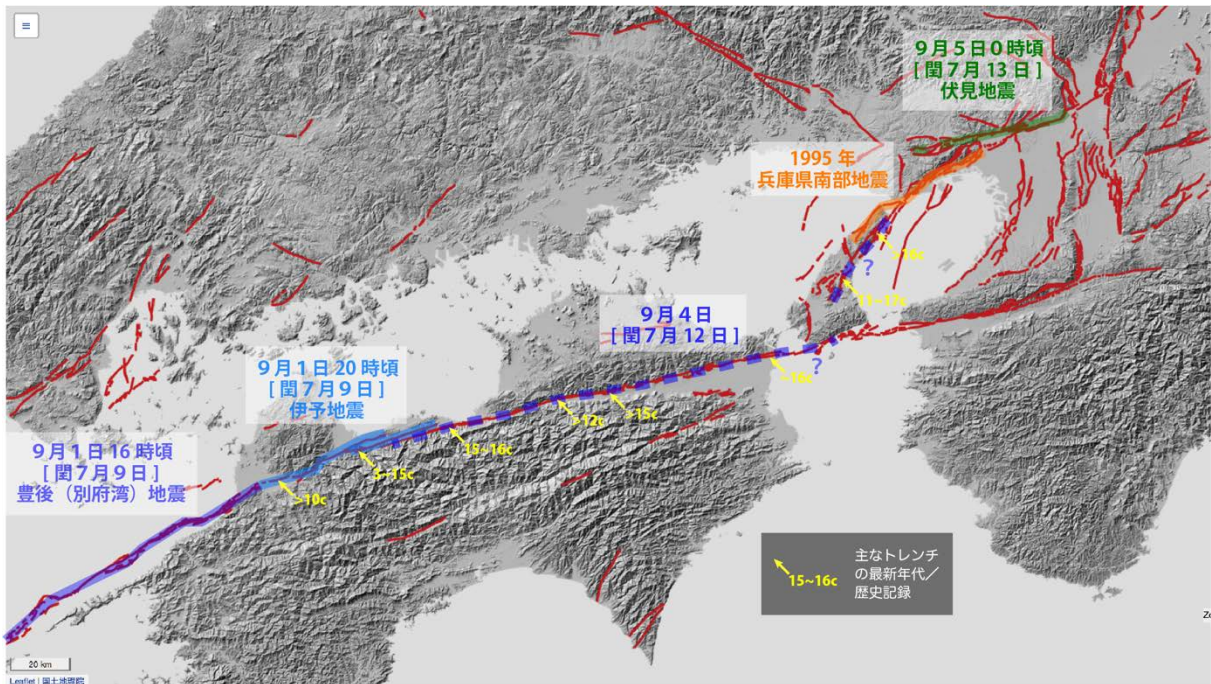
令和5年5月

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

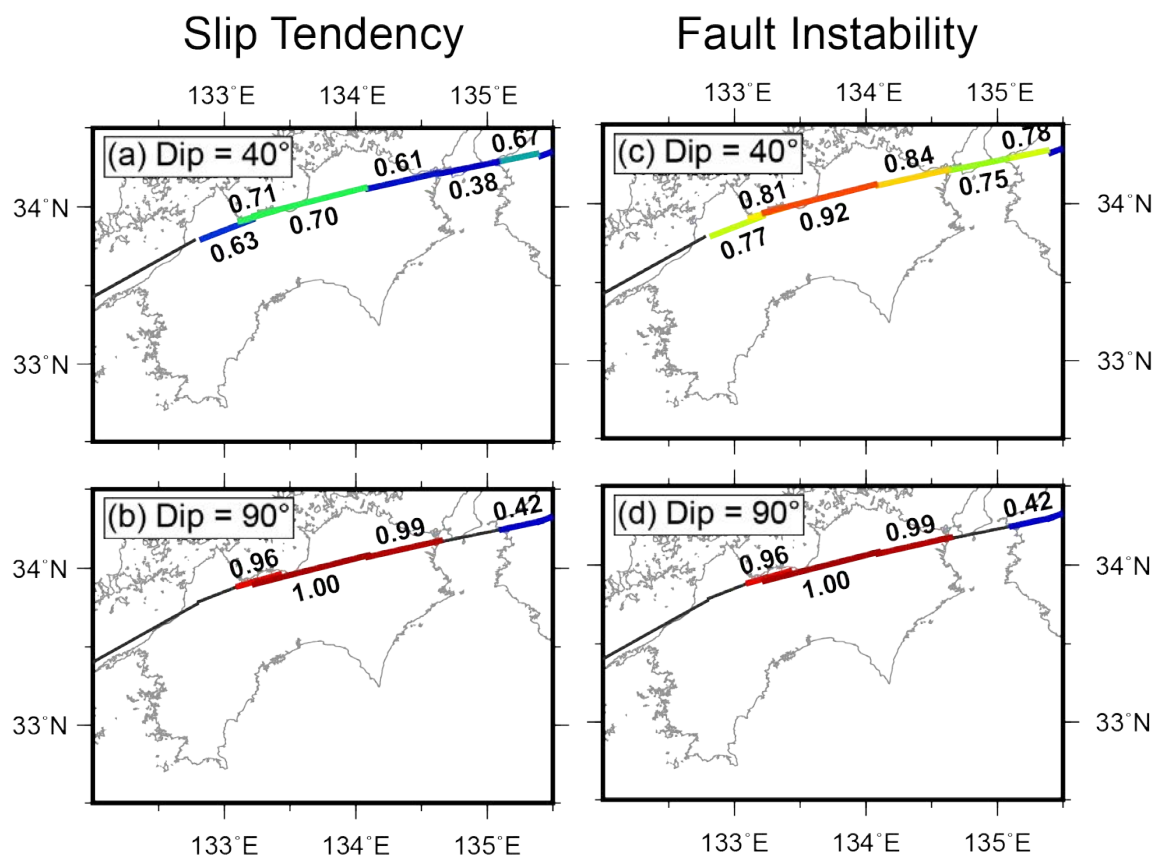
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した令和2～4年度「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」の成果を取りまとめたものです。

1 変位履歴に基づく運動性評価のための活断層調査



(上段) 1596年文禄の歴史地震と連動範囲との対応。(下段) 岡村断層・新居浜市大生院トレンチにおける東壁面の断層とイベント解釈。最近2回の古地震イベントが識別される。

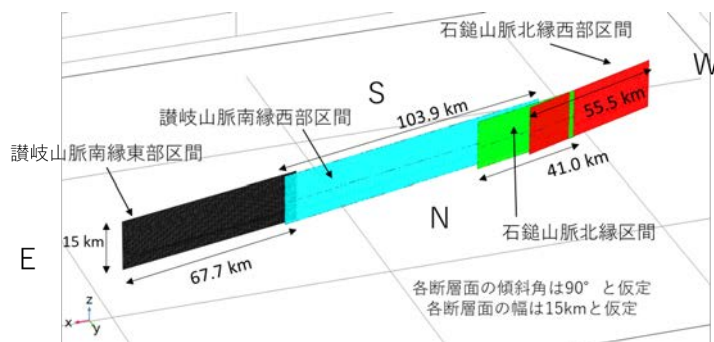
2 地殻応力場推定のための微小地震解析



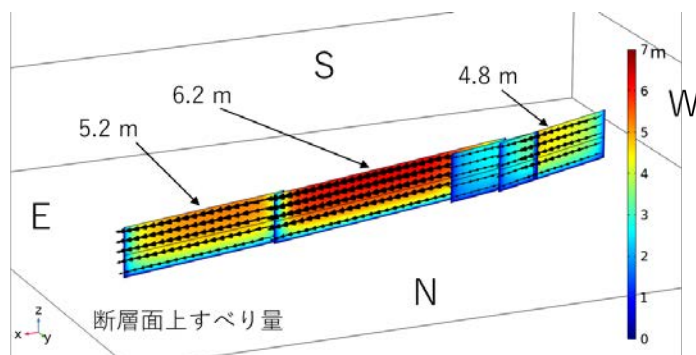
全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) で示された応力場情報を用いて計算した、断層のすべりやすさの評価。(a) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(b) 鉛直断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(c) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したFault Instability。(d) 鉛直断層モデルに対して計算したFault Instability。

3 三次元 FEM による断層モデルの高度化

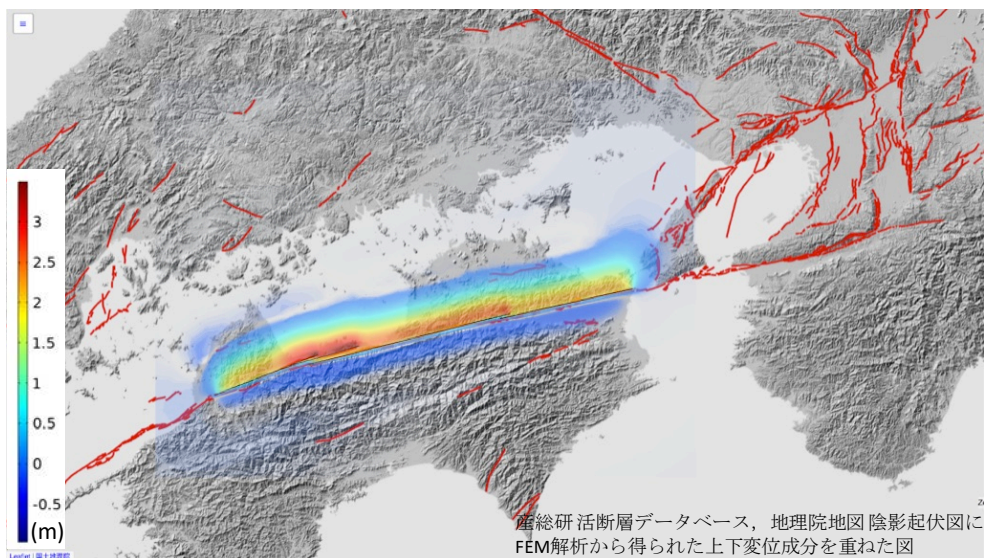
(a) 有限要素メッシュ作成



(b) 様々な条件での断層変位解析



(c) 活断層 MTL の北傾斜仮説の棄却



四国陸域での最新の調査結果を反映させた中央構造線断層帯の有限要素モデルを作成した (a)。様々な条件下での有限要素解析結果 (b) から、北傾斜仮説の棄却を支持する結論を得た (c)。

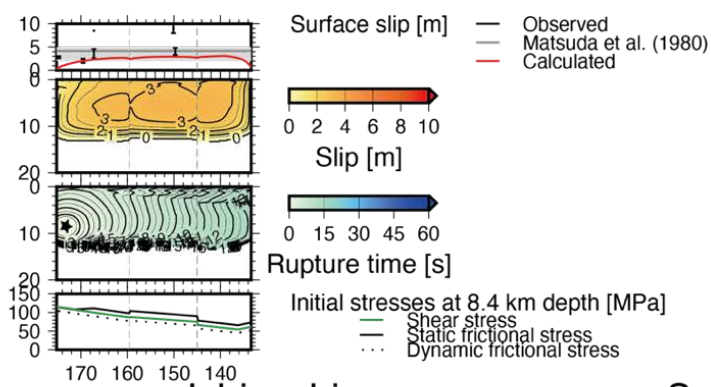
4 動的破壊シミュレーションによる運動性評価



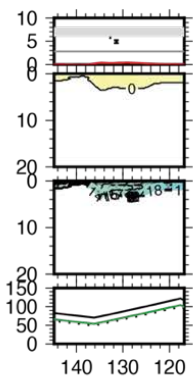
3 km

σ_1 : variable, $\Delta\tau = 1.17 z$ [MPa], $0.359E+20$ [Nm], Mw 6.97

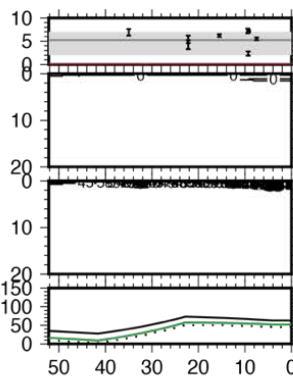
Ishizuchi W.



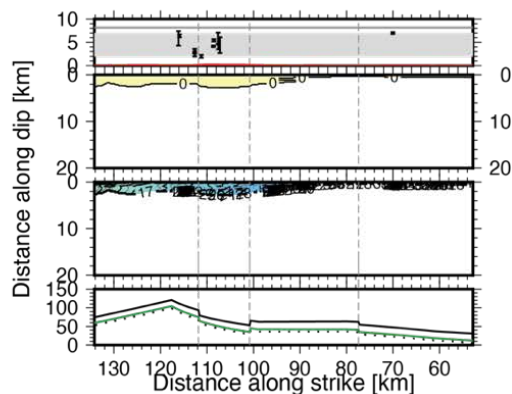
Ishizuchi



Sanuki E.



Sanuki W.



活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される次のイベントの例。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	2
3. 研究報告	
3. 1 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査.....	3
3. 2 地殻応力場推定のための微小地震解析.....	240
3. 3 三次元 FEM による断層モデルの高度化.....	266
3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価.....	316
4. 全体成果概要.....	397
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	399
6. むすび.....	402
7. 外部評価委員会.....	404

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巨大地震発生頻度が高い断層帯の1つである中央構造線断層帯の四国陸域区間を対象として、これまで評価手法が確立していない連動型巨大地震の発生確率算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標とする。事業終了後には、地震調査研究推進本部・地震調査委員会の各委員会において、本事業で構築した連動型地震の評価手法について提案し、既往の「活断層の長期評価手法（暫定版）」に反映されることを目指す。

(2) 調査研究の内容

本研究課題では、主要活断層帯から生じる連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかにするため、次の4つのサブテーマについて調査研究を実施し、各項目間で連携して連動型巨大地震発生予測に向けた最大限の成果を得るよう努める。

サブテーマ1：「変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査」

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

サブテーマ2：「地殻応力場推定のための微小地震解析」

近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元速度構造と応力場の情報を整理する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、震源断層周辺の断層形状を推定する。

サブテーマ3：「三次元FEMによる断層モデルの高度化」

複雑な断層形状を反映した三次元有限要素法（FEM）シミュレーションを実施し、静的な相互作用を考慮した連動時の断層変位分布を三次元的に明らかにする。

サブテーマ4：「動的破壊シミュレーションによる連動性評価」

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、連動可能性とその条件を検討する。

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

2. 業務の実施体制

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

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

調査観測項目	担当機関	担当者
研究代表者	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	近藤 久雄
1 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査		
	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
	国立大学法人 広島大学	後藤 秀昭
	同志社大学	堤 浩之
2 地殻応力場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	内出 崇彦
	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	今西 和俊
3 三次元 FEM による断層モデルの高度化		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	竿本 英貴
4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価		
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	加瀬 祐子
	国立研究開発法人 産業技術総合研究所	浦田 優美

3. 研究報告

3. 1 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(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	主任研究員	木村 治夫
国立大学法人	広島大学	准教授	後藤 秀昭
	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複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価手法を考案・改良する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和2年度：

讃岐山脈南縁東部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。

2) 令和3年度：

讃岐山脈南縁西部区間及び石鎚山脈北縁区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。

3) 令和4年度：

石鎚山脈北縁区間及び石鎚山脈北縁西部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、四国陸域の中央構造線断層帯における変位履歴と連動型イベントを整理し、連動型地震の発生確率算出方法の改良検討と試算をおこなった。

(2) 令和4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。石鎚山脈北縁区間・岡村断

層の大生院地区において、ドローン LiDAR 計測、3D トレンチ調査を実施し、過去 2 回の活動時期と活動間隔、地震時変位量を明らかにした。その結果、最新活動は西暦 1440 年以降に生じ、先行するイベントの発生年代は西暦 1250～1400 年に限定された。これらをもとに最近 2 回の活動間隔は 200～350 年と推定され、この間隔は従来の 1500～1800 年よりも有意に短い。石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の横黒地点において、ドローン LiDAR 計測、トレンチ調査、S 波反射法地震探査を実施した。トレンチ壁面と探査断面には、地形と調和的な北側隆起の撓曲変形や南への傾動を受ける地層が確認された。年代測定の結果、最新活動時期は西暦 1630 年以前に限定され、地震時変位量は右横ずれ 3.5m、上下変位 1.1 mであった可能性が明らかになった。令和 2～4 年度の変位履歴を四国陸域の 4 区間で整理して、過去の連動型イベントを抽出した。その結果、1596 年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは 9 月 1 日の伊予地震に相当し、約 3000～3300 年前にも生じたと推定された。連動間隔は、2600～2900 年と算出される。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは 9 月 4～5 日にかけて生じ、約 3500～3600 年前にも生じたと推定された。連動間隔は 3800～4000 年と算出される。これらの連動履歴とポアソン過程に基づき、今後 30 年間の連動確率を試算した。

(b) 業務の成果

1) 石鎚山脈北縁区間・岡村断層における新居浜市大生院地区の変位履歴調査

a) 調査地点の概要

石鎚山脈北縁区間は、石鎚山脈北縁の山麓より北側の平野部を延びる、長さ約 29km の岡村断層からなる（図 1～3）。岡村断層では、従来から先駆的なトレンチ調査が多数実施され、最新活動は 15 世紀以降、平均活動間隔は 1500～1800 年、今後 30 年以内の地震発生確率は 0.01%以下（Z 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）。

新居浜市大生院地区は、岡村断層の中央からやや西よりに位置する。同地区は、ジオスライサー調査が実施された岸ノ下地点（後藤・他，2001）と 3D トレンチ調査が実施された飯岡地点（Tsutsumi et al., 1991）の間に位置し、岸ノ下地点から西へ約 2 km、飯岡地点から東へ約 1 km である（図 3）。調査地周辺では、活断層は概ね東西走向に延びる。調査地は、石鎚山脈から北流する渦井川及び支流が形成する段丘面と沖積面の境界付近に位置する。段丘面と沖積面の境界をなす段丘崖は、活断層を境に累積的に 16～17m の右横ずれ変位を示す。本調査では、段丘崖の形成年代や地震時変位量との関係、過去の活動時期、活動間隔等を明らかにするため、ドローン LiDAR 調査、3D トレンチ調査、ピット調査を実施した。以下では、それらの結果について概略を述べる。

b) ドローン LiDAR 調査

新居浜市大生院地区では、岡村断層の通過位置や段丘崖の横ずれ量を正確に把握するため、ドローン LiDAR による 0.1m メッシュの DEM を作成した。地形陰影図を図 4、地形断面図を図 5 に示す。

調査地周辺にみられる段丘面は、渦井川支流の河川によって浸食されている（図 4）。渦井川支流は天井川となっており、現河道に沿って沖積低地上に微高地を形成する。活断層

は段丘面上に 1.2m 程度の低断層崖を形成して概ね東西方向に延びる (図 5)。トレンチを掘削した沖積低地では撓曲崖が形成され、7～8 m 程度の幅広い変形帯が生じている。ドローン LiDAR による地形断面では、撓曲崖の比高は 1.0m と計測された。段丘崖は、累積的な右横ずれ変位を受けており、変形帯を挟んだ両側で直線性が高い走向を変位基準として、右横ずれ 16～17m と計測された。

c) 3D トレンチ・ピット調査

3D トレンチは、断層直交方向に直交するトレンチと、これに連結し断層に平行なトレンチを相対的な隆起側 (断層の南側) で 2 条掘削した (図 4)。また、段丘崖の形成年代を推定するため、低下側の段丘面上でピットを掘削した。直交トレンチおよびピットでは、扇状地性の砂礫層と砂層を切断する明瞭な鉛直断層が出現した。また、直交トレンチでは、主断層の北側を並走する副次的な撓曲変形も認められた。トレンチ・ピット壁面の写真を図 6～9、スケッチを図 10～13 に示す。

i) トレンチ壁面の層序と年代

トレンチ壁面には、沖積面を構成する扇状地礫層、砂層、人工改変土層が露出し、全ての自然堆積物を切断する鉛直な断層と撓曲変形が確認された。層相や層厚などの特徴をもとに、これらの地層を新しいものから I～VI 層に区分した。以下に各地層の層相や断層変位、年代について略述する。

I 層：I 層は、砂礫混じりシルト～砂で、田畑耕作土 (I-1a 層)、畦畔土 (I-1b 層)、旧耕作土または田畑の底土 (I-1c 層)、および田畑の底土 (I-2 層) からなる。I-1a 層は、褐色の礫混じりのシルトからなる。植根、細～中礫を含む。I-1b 層は、褐色の砂礫混じり砂質シルト～極細粒砂からなる。植根、細～中礫を含む。I-1c 層、褐色のシルトからなる。植根、細～中礫を含む。I-2 層、赤褐色のシルト砂で粗粒砂を主体とし、細粒～中粒砂、細～中礫が混じる。分布は田畑の区画に概ね一致し、ほぼ水平に堆積し、下部の一部は黒色を呈し硬化する。

II 層：全体的に灰褐色の礫混じり粗粒砂で、礫径は 2～40mm、平均 20mm 程度である。東側平行トレンチでは礫を挟む。礫は径 2～150mm、平均径 6～10mm で、垂角～円礫の片岩からなる。基質はシルト質細粒砂からなる。直交トレンチ E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。

III 層：黄灰色のシルト質細粒～中粒砂 (III-1 層、III-3 層、III-5 層)、灰～暗灰色の礫 (III-2 層、III-4 層) からなる。断層変位：直交トレンチ E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。

III-1 層は、断層低下側のみ分布し、主に黄灰色のシルト質細粒～中粒砂で、粗粒砂、角～垂円の細～中礫が混じる。年代測定の結果、断層低下側の W03～W04 付近で 630±30 y. B. P.、W05 付近で 1,220±30 y. B. P. の年代値が得られた。1,220±30 y. B. P. の試料は、上下の層準から採取された年代と大きく矛盾するため、古い試料の再堆積と判断した。

III-2 層は、断層下盤側のみ分布し、灰色の礫で、礫は径 2～200mm、平均 5～10mm、40～80mm 程度である。主に垂円～円礫の珪質片岩と黒色片岩 (概ね 8～9 割程度)、石英 (概ね 1～2 割程度)、そのほか細礫サイズの緑色片岩、火山岩類の礫を少量含む。直交トレンチ

断層隆起側では礫が少なく、厚さ 20～40cm 程度の礫混じり細粒～粗粒砂（礫は径 40mm 以下）を挟む。基質は断層の低下側ではシルト質細粒砂で、中粒～粗粒砂が混じる。東側平行トレンチでは、上部の基質は粗粒砂からなり、下部は細礫混じり中粒～粗粒砂からなる。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側の W06～W07 付近で 130 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。

Ⅲ-3 層：主に黄灰色の細粒～中粒砂（一部シルト質細粒砂）からなる。粗粒砂、角～亜円礫（径 200mm 以下）が混じる。壁面より採取された年代測定試料から、断層低下側の W05～W06 付近で $5,910 \pm 30$ y. B. P、W06 付近で $1,450 \pm 30$ y. B. P、W14～W15 付近で 560 ± 30 y. B. P、W16 付近で 390 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。 $5,910 \pm 30$ y. B. P および $1,450 \pm 30$ y. B. P は上位の地層に比べて著しく古いこと、 560 ± 30 y. B. P は植物の根の可能性があるので、再堆積した古い堆積物や古い植物根の年代の可能性はある。以上から、Ⅲ-3 層の形成時期は $390 \pm 30 \sim 560 \pm 30$ y. B. P と推定される。

Ⅲ-4 層：灰色を呈する礫層で、礫は径 2～200mm、平均 5～20mm、40～100mm 程度、主に亜円～円礫の珪質片岩と黒色片岩（上盤側は概ね 8～9 割、下盤側は 7～8 割程度）、石英（概ね 1～2 割程度）、そのほか細礫サイズの緑色片岩、火山岩類の礫を少量、下盤側は珪質片岩（概ね 1～2 割程度）を含む。直交トレンチの断層隆起側では礫が少なく、厚さ 20～40cm 程度の礫混じり細粒～粗粒砂（礫は径 40mm 以下）を挟む。基質は断層の低下側ではシルト質細粒砂で、中粒～粗粒砂が混じる。東側平行トレンチでは、上部の基質は粗粒砂からなり、下部は細礫混じり中粒～粗粒砂からなる。礫の長軸の方向は、E2～E3 付近では $S20^\circ E/42^\circ S$ 、E4 付近では $S38^\circ E/40^\circ S$ 、E4～E5 付近では $S37^\circ E/20^\circ S$ 、E4 付近では $S45^\circ E/25^\circ S$ 、S2 付近では $S50^\circ E/40^\circ S$ である。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側の W06 付近で 380 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。以上から、Ⅲ-4 層の形成時期は 380 ± 30 y. B. P 頃と推定される。

Ⅲ-5 層：暗灰～黄灰色の砂層で、細粒～中粒砂（一部シルト質細粒砂、礫混じり）からなる。粗粒砂、角～亜円礫（径 200mm 以下）が混じる。直交トレンチの断層低下側 E0～E9 または W0～W9 の下部の 10cm 程度は、極粗粒砂、上部の 10～15cm 程度は中粒～粗粒砂で一部下部を削り込む。E8～E10 および W8～W10 では下位の V 層とアバットする不整合で接し、E9 および W9 以北で層厚が増す。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側の E03 付近で 570 ± 30 y. B. P および 490 ± 30 y. B. P、W04～W05 付近で 670 ± 30 y. B. P、断層隆起側の E16～E17 付近で 580 ± 30 y. B. P、E18 付近で 610 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。これらの年代値は比較的揃っており、Ⅲ-5 層の形成時期は $490 \pm 30 \sim 670 \pm 30$ y. B. P と推定される。

Ⅳ層：断層隆起側のみ分布するレンズ状の砂層で、暗灰～灰色の礫混じり細～中粒砂からなる。直交トレンチの断層隆起側では相対的に粗い径 20mm 程度の礫を含み、東側平行トレンチではシルト質極細粒～細粒砂からなり径 2～50mm の角～亜円の礫を含む。直交トレンチの南壁面では、側方への分布が断続的になる。直交トレンチの E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。放射性炭素年代測定の結果、断層隆起側の E21～E22 付近で 510 ± 30 、E16～E17 付近では 730 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。しかし、 510 ± 30 y. B. P は上位の地層に比べて若いことから炭化した植物根の年代の可能性はある。以上から、Ⅳ層の形成時期は 730 ± 30 y. B. P 頃と推定される。

V層：断層隆起側上部では黒色片岩が目立ち、その下部および断層低下側では緑色片岩が目立つ。IV層より上位の部分は、主に灰色を呈する礫からなり、礫径は平均 10～20mm 程度で 40～100mm のものも含む。礫種は、主に垂角～円礫の黒色片岩（概ね 7～8 割程度）、石英（概ね 1～2 割程度）、珪質片岩（概ね 1～2 割程度）、そのほか火山岩類の礫を少量含む。基質は細粒～粗粒砂からなり、上部はシルトが混じる。東側平行トレンチでは、礫は径 2～220mm、平均 20～30mm 程度で、主に垂角～円礫からなる。基質はシルトを含む中粒～粗粒砂からなる。IV層より下部および断層低下側では、V層は主に灰色の礫からなり、礫は径 2～200mm、平均 20～30mm 程度である。主な礫種は、垂角～円礫の黒色片岩（概ね 7～8 割程度）、緑色片岩（概ね 1～2 割程度）、石英（概ね 1 割程度）、そのほか珪質片岩の礫を少量含む。基質は中粒～粗粒砂からなる。直交トレンチの E-07～E-08 および W-07～W-08 から南側では礫が多く砂のレンズまたは薄層を挟み、北側は礫が少なく礫支持の薄層を挟む層相となる。東側平行トレンチでは、礫は径 2～180mm、平均 20～30mm、主に垂角～円礫の片岩からなり、基質は中粒～粗粒砂からなる。IV層より上位のV層は緑色頁岩がほとんど見られないが、下位では緑色片岩が特徴的な層相を示す。礫の長軸の方向は、E3 付近で S47° E/23° S、E23～E24 付近で S18° E/23° S、W13～W14 付近で S20° W/50° S、W14 付近では S8° W/14° S、W22 付近では S5° W/22° S、N4 付近では S32° E/30° S である。直交トレンチ E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。放射性炭素年代測定の結果、断層隆起側の E19～E20 付近で 390±30 y. B. P の年代値が得られた。しかし、上位層および下位層の年代と矛盾しているため、炭化した植物根など堆積年代よりも新しい炭素を含む試料の可能性がある。

VI層：直交トレンチ上盤側の標高 50.5m 以深（E16～E22 付近、W16～W25 付近）、下盤側の標高 49.5m 以深（E10～E12 付近、W10～W12 付近）、西側平行トレンチの標高 50.5m 付近より下位にみられる。レンズ状のテフラやシルトを含む細粒～粗粒砂の薄層からなる VI-1 層と礫からなる VI-2 層に分かれる。

VI-1 層：灰～黄灰色の中粒～粗粒砂で礫を含み、基質に粘土～細粒砂を含む。主に下部に橙色のテフラの偽礫（2～20cm 程度）を含む。本層は上位の砂礫層に浸食され断続的な分布で確認される。

VI-2 層：灰色を呈する礫層で、礫は径 2～300mm、平均 40～100mm 程度、主に垂角～円礫の黒色片岩（概ね 7～8 割程度）、緑色片岩（概ね 1～2 割程度）、石英（概ね 1 割程度）、そのほか珪質片岩の礫を少量含む。基質は中粒～粗粒砂でシルトや細粒砂が混じる。礫の長軸の方向は、E11 付近では S80° W/18° S である。直交トレンチ E14～E16 および W14～W17 の断層周辺では分布が確認されない。

ii) ピット壁面の層序と年代

ピット壁面には、段丘面を構成する扇状地礫層、砂層、シルト層、埋土層が露出し、全ての自然堆積物を切断する副次的な断層が確認された。層相や層厚などの特徴をもとに、これらの地層を新しいものから I 層及び VII～XI 層に区分した。以下に各地層の層相や断層変位、年代について略述する。

埋土層：断層の隆起側のみ分布する。全体的に灰褐色の礫混じり粗粒砂で、淘汰が悪く、

発泡スチロールや塩化ビニール製の網などが混じる。

I層：田畑耕作土（I-1a層）、畦畔土（I-1b層）、旧耕作土または田畑の底土（I-1c層）であり、砂礫混じりシルト～砂からなる。I-1a層は、灰褐色の礫混じりのシルトからなる。植物根、細～中礫を含む。I-1b層は、灰褐色の砂礫混じり砂質シルト～極細粒砂からなる。植物根、細～中礫を含む。I-1c層灰褐色のシルトからなる。植根、細～中礫を含む。

VII層：灰色の礫で、礫支持層からなるが一部礫が少なく基質支持層を挟む。礫は径2～200mm、平均4～6mmの垂角礫、平均10～20mmの円礫で礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）からなる。基質は細粒砂である。東西両壁面の分布と下に凸の形状から判断して、断層に平行方向に流れるチャンネル堆積物とみられる。断層の低下側のみ分布するため断層との直接の関係は不明であるが、段丘面が累積変位を受けているため、断層変位・変形に参加すると考えられる。

VIII層：灰～黄灰色の礫および礫混じり細粒砂からなる。礫は、基質支持層からなる。礫は径2～240mm、平均10～20mmの垂角～円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英からなる。基質はシルト質細粒砂である。礫混じり細粒砂は中粒～粗粒砂混じる。E04～E06およびW04～W07に断層変位が認められる。

IX層：灰～暗灰色の礫からなり、礫支持層と中粒～粗粒砂混じる基質支持層からなる。礫支持層の礫は径2～240mm、平均10～20mmの垂角～円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英、火山岩類からなる。基質は粘土～シルト混じり細粒砂である。基質支持層の礫は径2～100mm、平均10～20mmの垂角～円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英である。E04～E06およびW04～W07に断層変位が認められる。

XII層：灰～暗灰色の礫で礫支持層からなる上部、橙灰～黄灰色の礫で基質に粘土や橙色のテフラを含む中部、灰色～黄灰色の礫で礫支持層からなる下部に分かれる。上部の礫は径2～240mm、平均10～20mmの垂角～円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英、火山岩類からなる。基質は細粒～中粒砂で粘土～シルトは少ない。上方で中粒～粗粒砂のレンズを挟み、礫径が小さく中礫サイズが多くなる。下方は上方に比べ礫径が大きく、基質は細粒～中粒砂で粘土～シルトを少量含む。中部は基質支持層で、基質に粘土～細粒砂を含む。下部の礫は径2～180mm、平均10～20mmの垂角～円礫で、基質は粘土～シルトからなる。E04～E06およびW04～W07に断層変位が認められる。

XI層：灰～暗灰色の礫で、礫支持層からなる。礫は径2～120mm、平均10～20mmの垂角～円礫からなる。基質は細粒～中粒砂で下部の20～30cmは粘土を多く含む。E04～E06およびW04～W07に断層変位が認められる。

iii) 古地震イベントの解釈と発生間隔

トレンチ壁面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2回の古地震イベントを認定した。以下では、新しいものからイベント1とイベント2と呼称し、それぞれの認定根拠を述べる。

イベント1：イベント1は、直交トレンチの主断層がII層以下の全ての地層を切断し、上端が人工改変土層によって被覆される。主断層は、礫の長軸がほぼ鉛直に再配列することで容易に識別され、東壁面でE14～15付近、西壁面でW15～16付近にみられる。主断層

に沿って、Ⅱ層以下の砂礫層は顕著な引きずり構造を示す。東壁面では地表付近で幅1 m程度の断層帯の幅で、壁面下部では幅10cm程度に収斂する、典型的な花卉構造（フラワーストラクチャー）を呈する。一方、西壁面では地表付近で1.3m程度の断層帯の幅であり、壁面最下部付近でも0.7m程度と東壁面に比して幅広い。これは、雁行する断層に伴う開口亀裂とみられ、東壁面から西壁面に向かい、水平方向に開口が拡大することを示す。また、E6～E10付近でみられる北側低下の撓曲変形は、主断層の上端と同様に、Ⅱ層まで変形が認められる。以上から、最新活動のイベント1は、Ⅱ層堆積以降に生じたと考えられる。

イベント1の発年代は、Ⅲ-3層から得られた 390 ± 30 y. B. P（西暦1440～1630年）が地層の妥当な堆積年代として最も新しく、これ以降に限定される。よって、1596年文禄地震に対応する可能性がある。以下では、イベント1の発生は西暦1440年以降と考え、既往調査研究と同様に、1596年文禄地震相当と判断して検討を進める。

イベント2：イベント2は、主断層付近に形成された副断層がⅤ層最上部以下の地層を切断し、Ⅲ-5層に覆われること、Ⅴ層以下の撓曲変形がより上位の地層よりも累積的な変形を受け、Ⅲ-5層にアバットの不整合で覆われることにより認定される。東壁面の主断層付近では、上下変位は小さいものの、Ⅳ層およびⅤ層を切断する断層がE14.5、E15.6付近にみられる。Ⅳ層を切断する断層の上下変位は30cm程度である。西壁面でも主断層よりも北側でⅤ層を切断し、Ⅲ-5層に覆われる副次的な断層が見られる。これらの断層は、壁面最下部で断層帯の幅が0.8～1.2mと広いため、最新活動に先行するイベントに伴い当時の地表付近で形成された花卉構造の上端付近と考えられる。また、Ⅴ層上面は北へ向かって撓み下がる顕著な撓曲変形を示し、上位のⅢ-5層がこれにアバットして堆積する。特に、東壁面のE6～8付近では、Ⅴ層内部の砂礫と層理面はトレンチ底へ向かって顕著な北傾斜を示すが、Ⅲ-5層内部の砂礫のレンズはほぼ水平に堆積する。Ⅲ-5層の層厚は、低下側で80cm以上であるが、主断層に向かって層厚を減じて20cm程度になる。Ⅲ-5層は、断層の隆起側でも概ね等層厚で広く分布し、同層がイベント2で生じた低下側を厚く埋積し、低崖をオーバーラップして堆積したと判断できる。以上から、イベント2は、Ⅴ層堆積以降、Ⅲ-5層堆積以前に生じた。

イベント2の発年代は、Ⅴ層中に狭在するⅣ層の年代、およびⅢ-5層から得られた複数の年代値により限定される。Ⅴ層からは年代測定試料が得られていないが、Ⅳ層の年代は 730 ± 30 y. B. P（西暦1250～1380年）が得られた。記述のように、Ⅲ-5層の年代は $490 \pm 30 \sim 670 \pm 30$ y. B. Pの年代に限定されている。Ⅲ-5層は砂層を主体とし、砂礫のレンズを挟む層相であり、比較的時間をかけて堆積した可能性が高い。その場合、Ⅲ-5層の堆積開始年代は 670 ± 30 y. B. P（西暦1280～1390年）に近い年代になる。ただし、この試料はⅢ-5層の最上部から採取されたものであるため確実とは言えない。そのため、ここでは東壁面の断層近傍でⅢ-5層最下部から採取された 610 ± 30 y. B. P.（西暦1300～1400年）をイベント2の上限の年代と考える。以上から、イベント2の発年代は、 $610 \pm 30 \sim 730 \pm 30$ y. B. P.（西暦1250～1400年）に限定された。

イベント1を1596年文禄地震相当とした場合、最近2回の活動間隔は約200～350年と見積もられる。これらの間隔は、従来の岡村断層の活動間隔1500～1800年と比較して有意に短い。

iv) 各イベントに伴う地震時変位量

上下変位量の計測は、直交トレンチの東壁面の複数の層準でおこなった。Ⅱ層の下面、Ⅲ-4層上面、Ⅲ-5層上面は、断層帯を離れた位置でそれぞれ0.8m、0.8m、1.1mの上下変位が計測された。これらはイベント1に伴う上下変位量を示す。上位の地層ほど変位量が小さいが、最良推定値としては最大に近いものを採用して1.1mと判断した。

また、Ⅴ層の上面は、断層低下側の最も北側でトレンチ底付近にあり、断層帯を挟んだ両側で1.6mの上下変位が計測された。これは2回のイベントの累積変位量であるため、イベント2に伴う上下変位量は0.5~0.8m程度である。上記のように、イベント1に伴う変位量を1.1mが最良推定値とした場合、イベント1が1.1m、イベント2が0.5mの地震時上下変位量となる。

3Dトレンチでは横ずれ変位基準となる適切な地層は露出しなかったものの、近傍の2地点で既往研究により最新活動に伴う横ずれ量が計測されている。本調査地の東1kmでは、堤・後藤(2006)の地形計測により、道路の右横ずれ4.9±0.3mが報告されている。西1kmでは、西条IC近傍の飯岡地点における先駆的な3Dトレンチによって、最新活動に伴う右横ずれ変位5.7mが明らかにされた(Tsutsumi et al., 1991)。よって、本調査地においても、最新活動では5~6mの右横ずれ変位を生じたと考えられる。

最近2回の活動に伴う上下変位量の比は、記述のように、1.1m:0.5mである。そこで、この比率を基に最新活動の横ずれ量から、イベント2の横ずれ量を推定すると2.6mとなる。ただし、イベント1の変位量は飯岡トレンチと同じ値を用い、地震時の横ずれ成分と縦ずれ成分の比率がイベント毎に同じと仮定した場合である。

以上から、新居浜大生院地区における地震時変位量は、イベント1に伴い右横ずれ変位5.7m、上下変位1.1m、イベント2に伴い右横ずれ変位2.6m、上下変位0.5mであったと推定された。

v) 新居浜市大生院地区における変位履歴と連動範囲の推定

ここでは、本研究による最近2回のイベントに伴う活動時期と地震時変位量に加え、既往の調査研究の活動時期を考慮して、各イベントの連動範囲を検討する。岡村断層における既往の活動時期は、Tsutsumi et al. (1991)、山崎・他(1995)、岡田・他(1998)、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017)を参考にした。新居浜市大生院地区における時間-変位ダイアグラムを図14に示す。

最新活動は、上述のように西暦1596年文禄(慶長)の大地震に対応する可能性が高い。地震時変位量は飯岡地点における約6mの右横ずれ変位量であり、松田・他(1980)のスケーリング則に基づけば、長さ60km以上の地震断層長に相当する。一方、石鎚山脈北縁区間を構成する岡村断層は長さ約29kmでしかなく(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)、イベント1が岡村断層単独のイベントであったとは考えられない。これは、令和3年度の変位量分布や活動時期から予察的に再検討した結果、四国陸域西部の最新活動では石鎚山脈北縁区間(岡村断層)と西隣の石鎚山脈北縁西部区間が連動したとする考えと調和的である。よって、イベント1は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の連動型イベントであったと判断できる。

イベント 2 に伴う右横ずれ地震時変位量は、2.6m と推定された。これは、松田・他 (1980) のスケーリング則に基づけば、長さ 26km 以上の地震断層長に相当する。このイベントに対応する他の地点におけるイベントは、活動時期や隣接する石鎚山脈北縁西部区間、和泉山脈南縁西部区間のいずれにおいても検出されていない（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）。よって、本イベントは、岡村断層が単独で活動したイベントであると判断できる。

また、イベント 1 との発生間隔は約 200～350 年と、中央構造線断層帯全体でみても、最も短い間隔で生じている。1596 年文禄地震相当は比較的大規模であり、それに先行する相対的に小規模な岡村断層単独のイベントが短い間隔で生じている（図 14）。この挙動は、少なくとも大規模なイベントの前に長時間の歪み蓄積時間があったとする slip predictable model (Shimazaki and Nakata, 1980) の考えとは調和しない。むしろ、イベント 2 の小規模な大地震の後に、短い時間間隔でより大規模な 1596 年地震が生じているため、少なくとも最近 2 回は time predictable model 的な挙動であった可能性がある。その場合、岡村断層の次の活動は数十年後程度とみられ、地震発生可能性が高い側に評価される。この点については、今後さらに多くのイベントの正確な変位履歴を基に検討を続ける必要がある。

2) 石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の西条市横黒地区における変位履歴調査

a) 調査地点の概要

西条市横黒地区は、石鎚山脈北縁西部区間の北端付近を構成する川上断層の延長部にあたり、後藤・中田（2000）により指摘された逆向き低断層崖上に位置する（図3）。調査地周辺は、石鎚山脈から北流する加茂川や室川等が形成する西条平野に位置し、川上断層によって北側隆起の逆向き低断層崖や撓曲崖が形成されている。池田・他（2015）は、この低崖を横断して群列ボーリング調査を実施し、鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah；町田・新井，2003）を含む沖積層に南側低下の累積的な上下変位を検出し、上下平均変位速度を0.6mm/yrと推定した。本事業では、過去の活動時期や地震時変位量、極浅部の断層形状を明らかにするため、ドローンLiDAR調査、トレンチ調査、S波反射法地震探査を実施した。以下では、それぞれの結果について記述する。

b) ドローンLiDAR調査

ドローンLiDARは0.1mメッシュDEMを作成し、地表の低断層崖や撓曲崖、横ずれ変位基準を検討した。西条市横黒地区の地形陰影図を図15、地形断面図を図16に示す。

調査地では、人工改変の影響がみられるものの、概ね東西方向に川上断層が延び、明瞭な北側隆起の低断層崖および撓曲崖が形成される。これらの低崖は、比高1m前後であり、後述のトレンチを掘削した付近で比高1.1m（図16：YKL-3測線）である。この活断層トレースに沿って、土地境界に系統的な右横ずれ変位が認められた。これらは米軍撮影の1/1万空中写真でもみられ、現在の区割りとしても残存する。トレンチ用地の東では、土地境界の右横ずれ3.5mが計測された。

c) トレンチ調査

トレンチは、撓曲崖を横断して断層直交方向のトレンチを1条掘削した。断層低下側では地下水位が高く、横ずれ変位基準となる適切な地層が露出しなかったため、断層に平行方向のトレンチは掘削しなかった。トレンチ壁面の写真を図17、スケッチを図18に示す。

i) トレンチ壁面の層序と年代

トレンチ壁面には、河川性の砂礫層と砂層、腐植質シルト層、人工改変土層が露出し、自然堆積層には山側への逆傾斜と撓曲変形、液状化痕跡が認められた。壁面の地層は層相を基に新しいものからI～X層に区分した。以下では、各地層の層相や変形の特徴、年代を略述する。

I層：I層は人工改変土層であり、粘土化した畦畔土と、田畑耕作土からなる。淡褐色の礫混じりの砂質シルトからなる。植物根が混じる。東壁面のE01～E11付近、E14～E24付近ならびに西壁面のW13～W20付近は、掘削により耕作土と下位の地層が混ざらないようにするため、一時的に除去した。そのため、スケッチでは破線で図示した。

II層：II層は人工改変土層であり、旧耕作土または畔の埋土からなる。褐色の礫混じりシルト質極細粒砂からなる。淘汰悪く径の異なる礫が散在する。細礫サイズの円～角礫が混じる。

III層：III層は人工改変土層であり、旧耕作土および埋土からなる。灰褐色の細礫混じり砂質シルトからなる。礫を多く含む層を挟む。礫は径2～20mm、平均径2～4mmからなる。

西壁面の W09～W12 において、下位の地層まで、ごみ、陶器片、材などが埋められている。東壁面の E13～E20 付近ならびに西壁面の W13～W20 付近の下位との境界は、団子状の下位のシルト～細粒砂、石炭の燃えカス、材、陶器片が多く含む灰白色の砂層を挟む。

IV層：IV層は人工改変土層であり、旧耕作土からなる。灰褐色の有機質シルトからなる。炭や角礫～亜円礫（径 2～20mm）を含み、極細粒砂を挟む。放射性炭素同位体年代の結果から 140±30 y. B. P.（西暦 1670～1950 年）が得られた。

V層：灰色のシルト質極細粒砂～細粒砂からなる。上部は、主に極細粒砂で、下部は炭質物を含む細粒砂からなる。上部は植物根痕や生痕が散在し、上位との境界付近に砂が多くなる。下部は細粒砂に細礫混じり砂質シルトを挟み、植物根が薄く分布する。東壁面の E04～E06 付近および西壁面の W04 付近並びに W08～W09 付近で、液状化痕とそれに伴い下位の VI 層の堆積物が貫入する。放射性炭素同位体年代の結果、1140±30 y. B. P.（西暦 830～990 年）であるが、下位の VIII a 層および VIII b 層の年代測定結果と矛盾するため、古い試料の再堆積とみられる。

VI層：灰色の砂質シルトからなる。東壁面の E04～E06 付近および西壁面の W04 付近並びに W08～W09 付近で、液状化痕とそれに伴い下位の IX 層の堆積物が貫入する様相が観察される。トレンチ全体で地層の分布を見ると、層厚はわずかに北側で薄く南側で厚く、概ね水平に堆積する。

VII層：褐灰色の有機質シルト～細粒砂からなる。全体に淘汰は悪く、粗粒砂、径 2～20mm の円礫が混じり、シルト質極細粒砂（厚さ 20mm 程度）を挟む。その薄層は弱い平行葉理が見られ、炭質物、植物片を含み、E17 付近ではその構造は著しく凹凸し、一部、液状化の様相を示し、W14 付近では厚さ 15～20cm の擾乱がみられる。本層の上面は緩く南に傾き、E06 付近または W04～05 付近で下位の X 層と傾斜不整合で接する。放射性炭素同位体年代の結果は、1110±30 y. B. P.（西暦 880～1020 年）が得られているが、年代測定結果と矛盾するため、古い試料の再堆積とみられる。

VIII層：本層は、E18 および W18 付近を境に有機質シルトを多く含む VIII a 層と緩い砂礫層からなる VIII b 層にわかれる。暗灰色～褐灰色の有機質シルト～細粒砂からなる。本層上部にシルト（厚さ 1～2cm）とシルト質極細粒砂（厚さ 0.5～1cm）の互層を挟む。主体とする褐灰色の有機質シルト～細粒砂からなる。全体に淘汰は悪く、粗粒砂、径 2～20mm の円礫が混じり、シルト質極細粒砂（厚さ 20mm 程度）を挟む。下位との境界付近に植物片、材、礫（径 10～30mm、チャートや片岩の扁平な礫）を多く含む。一部、液状化の様相を示し擾乱がみられる。本層の上面は緩く南に傾き、北端は E07 付近または W05 付近で下位の X 層と傾斜不整合で接する。放射性炭素同位体年代の結果、390±30 y. B. P.（西暦 1440～1630 年）が得られた。

VIII b 層：暗灰色～灰色の礫混じり砂～礫からなる。礫層の礫は径 2～30mm、平均径 4～10mm で円礫を主体とし、基質は極細粒砂～細粒砂からなる。

IX層：灰色の礫層からなる。基質支持で、北壁面の基質は、上部はシルトを含む細粒砂を主体とする。

X層：本層は、E18 または W18 付近を境に北は礫支持の礫層（以下、X層礫支持層）、南は基質支持の礫層（以下、X層基質支持層）からなる。X層礫支持層は灰色を呈し、礫は径 2～200mm（北壁面では径 2～150mm）、平均径 40～60mm（北壁面では径 2～150mm 平均 20

～30mm の扁平な円礫を主体) の亜角～円礫からなる。礫種は緑色片岩、砂質片岩 (珪質片岩)、黒色片岩 (泥質片岩)、片麻岩からなる。基質は細粒分含む粗粒砂からなる。全体的な礫の長軸方向は SSW～SW、傾斜は 20° ～30° 程度である。礫の配列から本層の供給源は南南西～南西方向の河川と推定される。本層の上面は緩く南に傾き、東壁面 E18 付近、西壁面 W17 付近と W18 付近で礫の長軸が高角度で並ぶ様子がみられる。X 層基質支持層は、灰色の礫で、礫層の礫は径 2～150mm、平均径 30～40mm (W18～W19 付近では 30～60mm)、基質は極細粒～中粒砂からなる。

ii) 古地震イベントの解釈と活動時期

トレンチ壁面では、地層の逆傾斜と傾斜不整合の関係をもとに、最新のイベントが認定された (図 17, 18)。壁面にみられる X 層の砂礫層は、流向が北北東～北東方向を示し、海側へ流下した河川により初生的に堆積した。しかし、上面は東西両壁面ともに南へ傾斜しており、上位の VI～VIIIa 層がアバットする傾斜不整合を示す。X 層の南への傾斜はトレンチの範囲内では曲率が小さく傾動にみえるものの、地形は南へ傾き下がる撓曲変形であり、地形面を構成する X 層が最新活動に伴い撓曲変形を受けたと考えられる。よって、最新活動は、X 層堆積以降、VIIIa 層堆積前に生じた。

X 層からは年代測定試料が得られなかったものの、最新イベントを覆う地層から 390±30 y. B. P. (西暦 1440～1630 年) が得られている。よって、最新活動時期は、西暦 1630 年以前となり、既往の 1596 年文禄 (慶長) の大地震と考えて矛盾がない。

さらに、トレンチの北方 E05 および W05 付近では、X 層の砂層が上位の VI 層に貫入し、V 層に覆われる液状化が検出された。また、トレンチの南方 E16、W15 付近では、VII 層に生じたダイク状の亀裂を VI 層が充填し、この亀裂は IV 層には生じていない。よって、これらの液状化が生じたイベント層準は、VI 層堆積後、IV 層堆積前である。現段階では年代測定試料が十分ではなく、この時期を特定することはできないが、上位の人工改変土層の旧耕作土である IV 層から 140±30 y. B. P. (西暦 1670～1950 年) の年代値が得られている。よって、17 世紀以降にこの液状化が生じたとみられる。

iii) 最新活動に伴う地震時変位量

イベント 1 に伴う地震時変位量は、トレンチでみられる地層とドローン LiDAR による DEM を総合して判断した。トレンチでみられる X 層の上下変位は、北壁面の X 層上面と E17・W17 付近の比高によって、1.0m 程度と計測できる (図 16, 18)。既述のように、トレンチは幅広い撓曲変形の一部であり、その場合 1.0m は最小値である。一方、DEM 上のより長い測線で上下変位を計測しても 1.1m である。したがって、この地点では最新活動に伴う上下変位量を 1.1m と判断した。

横ずれ変位量は、米軍撮影の空中写真やドローン LiDAR で確認できる土地境界のずれが 3.5m と計測された。イベント 1 の層準は、隆起側で地表から深さ 0.5m 程度、低下側で 1.0m 程度である。その上位は、盛り土や耕作土など人工改変土層により覆われる。横ずれの変位基準とした土地境界付近で、イベント層準と変位基準の層位関係は直接はわからない。ただし、イベント前に局所的な浸食崖が存在し、地震時に横ずれを生じた後、それを利用して土地境界としたと考えても矛盾はない。よって、横黒地区では、地震時に右横ずれ変

位 3.5m と上下変位 1.1m が生じた可能性がある。

d) 横黒地区調査地点における S 波反射法地震探査

i) 探査測線

愛媛県西条市の横黒地区において、2本の測線からなるS波反射法地震探査を実施した。探査測線の詳細位置を図19に示す。本探査地点において推定される東西走向の断層構造にできるだけ直交するように、南北方向の測線を2本設定した。測線長は西側のLine 1が137 mであり、東側のLine 2が147 mである。測線形状は、Line 2の南端部付近を除いて両測線共にほぼ直線である。なお、両測線の間付近にトレンチ掘削地点が位置する。

ii) 探査データの取得

一般的に反射法地震探査の鉛直分解能は波長の1/4とされ（例えば、Sheriff and Geldart, 1995）、P波に比べて地震波速度が遅いS波は（P波と比べて極端に周波数が低い場合を除いて）波長も短く、分解能が高い。本探査では浅部構造の把握を目的としているため、S波による反射法地震探査を実施した。

S波反射法地震探査の現場データ取得は、一般的な共通中間点重合法（例えば、物理探査学会編，2016）によって行った。本探査の主なデータ取得仕様をまとめて表1に、本探査で使用した機材の詳細構成・仕様を表2に示す。震源にはドイツGEOSYM社製のポータブルバイブレータ震源「ELViS-III」を使用した。データ収録にあたっては米国Geometrics社のGEODEシステムを使用して、発震ごとに受振点72点分の波形データを同時収録した。Line 1・Line 2共に受振点展開は、発震点直近から南方71 mの区間（受信点72チャンネル分で構成される）で、震源の移動にあわせてロールした。ただし、測線南端から71 mの区間では固定展開とした。また、探査測線は道路上に位置しており起伏がほとんどみられないことから、測線の位置座標測量は測線の南北端および北端から20m毎に行い、内挿計算によって各発震点・受振点座標を得た。

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的なCMP法（あるいはCDP法）と呼ばれる共通中間点重合法（例えば、物理探査学会編，2016）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常、データ取得時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX（米国Halliburton Energy Services社製）を用いて、図20に示す過程によって行った。また、本データ処理過程での各処理に適用したパラメータを表3に示す。

Line 1のオリジナルの発震記録例として、震源位置が測線北端・中央付近・測線南端でそれぞれ受振点72チャンネル分を同時収録した波形記録を左から順に並べたものを図21に示す。同時収録範囲の端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。

また、図 21 のオリジナルの発震記録に対して重合前の各種処理（図 21 の CDP ソーティング処理の前まで）を適用したものを図 22 に示す。オリジナルの発震記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であることが確認できる。なお、各記録において有意な反射波列が確認できるのは初動から最大でも 400 ms 程度までであるが、本探査で対象とする浅部構造把握のためには問題無い深度であると言える。同様に、Line 2 のオリジナル発震記録を図 23 に、重合前各種処理適用後の記録例を図 24 に示す。これらについても Line 1 と同様の特徴が見られる。

重合前各種処理を施した波形記録について、速度解析により構築した速度構造に基づいて NMO 補正を行い、CMP 重合処理を実施した。Line 1 および Line 2 で得られた重合後時間断面図をそれぞれ、図 25 (Line 1)、図 26 (Line 2) に示す。（なお、本項目における探査断面図は、ウイグルトレース+バリエブルエリア表示で正の振幅を黒で描画し、断面図の横軸は左（数値の小さい方）を北、右（数値の大きい方）を南とした。以降の探査断面図も同様。）さらに、CMP 重合によって得られた重合断面に対して、FK マイグレーション処理を適用した。その際に使用した速度構造は、速度解析で得られた速度をスケールした構造を複数パターン用いてパラメータテストを行い、その結果、速度スケール 100 % を選択した。こうして得られたマイグレーション処理を施した時間断面図について、図 27 (Line 1)、図 28 (Line 2) に示す。これらのマイグレーション処理後時間断面に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換処理を行い、地形標高補正を適用した上で最終的なマイグレーション処理後深度変換断面を作成した。Line 1 および Line 2 の最終断面をそれぞれ図 29 (Line 1) および図 30 (Line 2) に示す。

iv) 探査結果

本探査で得られた各種断面図（図 25 から図 30）の特徴について、以下で述べる。重合後時間断面図（図 25、26）では、地表から往復走時 400 ms 付近まで断面内の多くの場所で有意な反射面が認められる。これに対して、前稿で述べた波形記録の（図 21～24）の特徴からも、往復走時 400 ms よりも深部で見られる波列にはノイズ等が多く含まれており、地下構造の把握は困難と考えられる。往復走時 400 ms 以浅の反射面を見ると、Line 1 の重合後時間断面（図 25）ではとくに、断面北端での地表直下（往復走時 10～20 ms）から、断面南端での往復走時 40 ms 前後に至る水平かごく緩やかな南傾斜の反射面は、断面全体にわたって連続的に分布し、強度（相対振幅）も大きい。また、CDP 10・往復走時 100 ms から CDP 270・往復走時 150 ms にかけての場所でも、連続的で明瞭な反射面が見られる。この反射面では CDP 10～80 の区間で緩やかな南方への傾斜が見られ、CDP 80～200 の区間ではさらに大きな南方への傾斜が見られる。なお、地表では探査測線（Line 1）は CDP 80 の周辺で断層トレースを横切る。Line 2 の重合後時間断面（図 26）でも同様に、断面北端の地表直下（往復走時 10～20 ms）から CDP 250・往復走時 40 ms にかけて連続的で、水平かごく緩やかな南傾斜の明瞭な反射面、および、CDP 10・往復走時 100 ms から CDP 250・往復走時 200 ms にかけての連続的で明瞭な反射面が見られる。また、後者の反射面は CDP 120～170 の区間では、北方に比べてより大きな南傾斜を呈している。なお、地表では Line 2 は CDP 120 周辺で断層トレースを横切る。

次に、マイグレーション処理を施した時間断面図（図 27、28）を見ると、マイグレーション

ョン処理による主要な反射点位置・反射面形状の劇的な変化は見られないものの、全体的に反射面の視認性が改善されている。また、マイグレーション処理前には往復走時 400 ms より深い領域で多く見られた回折波あるいは側方反射波の可能性のある波列群（図 25、26 の下部で見られる極端に傾斜した波列）が、マイグレーション処理後には大きく軽減されている。しかしそれでも、往復走時 400 ms 以深では連続的な反射面は認められず、この深度での地下構造の把握は、往復走時 400 ms 以浅に比べて困難と言える。

マイグレーション処理後時間断面に対して深度変換処理を施した断面図（図 29、30）では、地形および深度に関する情報が付され、反射面の位置・形状がより明確化されている。これら Line 1 および Line 2 のマイグレーション処理後深度変換断面図（図 29、30）について、測線周辺の断層トレースの分布や、池田・他（2015）によって測線周辺で過去に実施された群列ボーリング調査（図 19、31）の結果を参考にして、以下で Line 1 断面、Line 2 断面の主な反射面の特徴に関する説明と地質学的解釈を行う。

まず、本探査測線周辺の地下層序の参考として用いた、池田・他（2015）による群列ボーリングコアから得られた層序・層相（図 31）についてごく簡単に述べる。本地点の標高約 -30 m 以浅の層序は上位から Unit 1、Unit 2、Unit 3、Unit 4 に分けられる。Unit 1 は砂礫層主体層であり、Unit 1 基底面はほぼ水平かごく緩やかな南傾斜（南端の掘削地点での深度は北端のものより 1 m 弱深いが、本探査の分解能に満たない違いである）を示すが、層厚に大きな違いは無い。Unit 2 は砂～シルト層であり、断層の北側（Br. A～Br. B 間）ではほぼ水平に分布して層厚にもほとんど変化は無いが、断層を越えて南方へいくに従い、Unit 2 基底面は m オーダーで深くなって層厚が増す。Unit 3 は礫支持の砂礫層で特徴づけられ、断層の南側では Unit 3 基底面は Unit 2 基底面よりも大きな南傾斜を呈する。Unit 4 はシルト質礫層、砂・シルト層の互層で構成される。本ユニットは Br. A、Br. B、Br. C それぞれの最下部で確認されたが、Br. D の掘削深度では届かなかった。

Line 1 の解釈断面図を図 32 に、Line 2 の解釈断面図を図 33 に示す。上述したデータ処理の各段階で得られた断面で共通して見られた 2 枚の連続的で明瞭な反射面の内、地表付近のものについては、Unit 1 の内部に存在する物性境界面と考えられる。トレンチ壁面の最下部付近に出現する可能性もあるが、反射法地震探査の深度変換断面における地表直下の深度分解能・精度の観点から、本項目ではトレンチ壁面での層序との関係についての議論は控える。次に、上述した 2 枚の連続的で明瞭な反射面の内、より深部のものについては、図 32、33 中の青色線で示される。本ホライズンは池田・他（2015）における各ユニット境界面の深度のいずれにも一致しない。しかし、Unit 3 中に薄いシルト層が分布する箇所がある（Br. B の標高約 -15 m および約 -16 m、Br. C の標高約 -18.5m、Br. D の標高約 -19.5m および -24.5m）。これらのシルト層の層厚は探査分解能に満たないが、シルト層を境界として上下で地層の含水比が大きくことなっている可能性があり、その場合は S 波の伝播における明瞭な物性境界となり得る。そのため、これらの青色線は Unit 3 中のシルト層あるいはその付近の地層面の形状を示すものと解釈した。

次に、青色線の上位に存在する反射面群において、ほぼ水平に見える反射面の内で最下部のものを図 32、33 中の黄色線で、明瞭な南下がり呈する反射面の内で最上部のものを茶色線で示す。これらのホライズン深度および形状について、池田・他（2015）の群列ボーリング断面（図 31）におけるユニット境界と比較すると、黄色線は Unit 1/Unit 2 境

界、茶色線は Unit 2/Unit 3 境界であると解釈できる。ただし、Line 2 断面（図 33）においては、Line 1 と比べて群列ボーリング掘削地点から大きく離れているものの、茶色線深度がボーリング結果から想定される Unit 2/Unit 3 境界深度よりも深くなっているという問題点がある。このことについては今後慎重に検討し、Line 2 断面の茶色線の解釈の是非について判断する必要がある。

さらに、青色線の下位では、南傾斜を呈するいくつかの反射面群が見られる。これらのうちで最も連続性が良いものを図 32、33 中の緑色線で示す。青色線の下位は青色線の上位と比べると反射面がやや不明瞭であるので、これらのホライゾンの解釈にも注意を要するが、前述したのと同様に池田・他（2015）の結果（図 31）により、緑色線は Unit 3/Unit 4 境界あるいはその付近の地層境界を示すものと解釈した。

こうした各ホライゾンの形状を見ると全体的に断面の中央やや右寄りの場所を中心に凹状の形状を示す。トレンチ調査結果からも、本探査測線周辺の堆積物の供給源は北流する加茂川であることを考慮すると、こうした形状は断層運動に伴う南への傾動を示している可能性がある。とくに、すべてのホライゾンに共通して南傾斜が大きくなる範囲（図 32、33 中の赤色両矢印の範囲）は、断層による鉛直方向の変形が大きく受けていると考えられる。これらのホライゾンが南傾斜する範囲の中でも、とくに Line 1 の CDP 80 付近、Line 2 の CDP 120 付近では、南方側が北方側よりも大きな南傾斜を呈している。これらの傾斜変換点を断面深部まで繋いだものが図 32、33 の赤色破線である。赤色破線の上方（地表）への延長部は、探査測線が断層トレースと交わる地点に近い。また、Line 1 と Line 2 のほぼ中間で、断層トレースを横切るように掘削されたトレンチ調査において、南側低下を示す鉛直方向への変形構造が認められている。これらのことから、赤色破線は断層の地下形状を示すものと解釈した。

以上から本探査地点では、横ずれ成分を主体とする探査対象断層の周辺において、断層を横切る数十 m 以上の広い範囲にわたって南方へ低下する増傾斜運動が累積的に生じていることがわかった。

e) 上下変位速度と地震時変位量に基づく平均活動間隔

横黒地区では、池田・他（2015）の群列ボーリング調査により上下平均変位速度 0.6mm/yr が推定され、本事業によるドローン LiDAR、トレンチ・S 波反射法地震探査でも、これと調和的な地表から極浅部の変形構造が具体的に明らかとなった。また、ドローン LiDAR とトレンチ調査から、地震時の上下変位量は 1.1m であることが明らかとなった。これらをもとに、Wallace (1970) の式から平均活動間隔を算出すると、1800 年程度となる。この間隔は、従来の石鎚山脈北縁西部区間の活動間隔 700~1300 年（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2017）と比較して、長い活動間隔となっている。次に、この活動間隔の評価をおこなう。

同地区の大局的な位置は、川上断層の東延長であり、岡村断層との右ステップに伴う引張場にあたる（図 3）。よって、横黒地区でみられる上下変位成分は、引張性のプルアパート構造に寄与する正断層成分であり、あくまで主成分は横ずれ 3.5m であり、同地区の変位様式は右横ずれ正断層と考えられる。上述の S 波反射法地震探査の結果でも、この考えと調和的に、ほぼ鉛直ないし南傾斜の断層が推定される。すなわち、上下変位成分の平均

変位速度と地震時変位量から求められる平均活動間隔は、主成分をもとに算出したものではない。しかし、0.6mm/yrの変位速度が算出されたK-Ah以降は沖積層が厚く堆積しており（池田・他、2015）、それらの主な地層は断層に平行方向に概ね水平かつ海側へ緩く傾斜して堆積した細粒な堆積層である。よって、横ずれ成分を加味したとしても、イベント毎に横ずれ成分と上下変位成分が大きく変化しない限りは、地震毎に上下変位が繰り返され累積することになり、上下変位成分のみで算出される活動間隔は長期間の活動度として妥当なものと考えられる。

一方、上述のように最新活動は1596年文禄（慶長）地震のいずれかの大地震に対応し、川上断層と岡村断層を含む石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動したと考えられる。しかし、それらが連動しなかった場合、すなわち石鎚山脈北縁西部区間が単独で大地震を生じた場合もある。例えば、川上断層・臼坂地点で確認されたイベントⅡは、約2800年前以後、西暦1世紀以前と推定され、対応するイベントが岡村断層で知られていない。この際に横黒地区で生じた上下変位量は明らかではないが、最新活動の連動イベントで生じた1.1mと同じか、それよりも小さい上下変位量が期待値となる。仮に半分程度の上下変位0.6mが生じた場合、発生頻度が1000年に1回程度になる。これは中央構造線断層帯の他の活動区間と調和的な活動間隔である。実際には、区間単独のイベントと連動イベントの両者が混在していたと考えられ、具体的には変位履歴が不明であるが、平均活動間隔1800年は連動型イベントの発生間隔の最小値、活動間隔1000年は単独イベントの最小値と捉えることが妥当である。

以上の検討から、上下変位速度と上下地震時変位量から平均活動間隔を見積もること自体は、横黒地区の地質条件と変位様式から妥当であると考えられる。一方、この方法で推定される活動間隔そのものは単純ではなく、連動イベントの発生間隔が1800年程度よりも長く、区間単独イベントは1000年よりも長いことを示す可能性がある。これらの妥当性については、同地区および周辺で具体的な地震時変位量を複数回復元することによって検証する必要がある。

3) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門南断層の補備調査

鳴門南断層・阿波大谷地区において、R2～3年度に3Dトレンチ調査、GPR探査、簡易ボーリング調査を実施し、過去の活動時期と地震時変位量を複数回復元することができた。一方、トレンチ壁面に露出したチャンネル堆積物とGPR探査断面のチャンネル構造との対比について、やや不確かな部分が残されていた。そのため、令和4年度はオールコアのボーリングを再掘削し、断層の北側（隆起側）と南側（低下側）でチャンネルを正確に対比し、横ずれ量の再計測をおこなった。古地震イベントの層準や回数については、R3年度までの成果と同じである。以下では、ボーリング層序の記載とチャンネルの対比を再検討し横ずれ量を再計測した結果について記述する。

a) 阿波大谷地区におけるボーリングの層序と年代

ボーリングは、令和3年度に掘削したトレンチの近傍において、断層の隆起側で深さ15mを1孔、低下側で深さ19mを1孔、断層に平行な群列ボーリング深さ4～8mを5孔の計7孔を掘削した（図34）。ボーリング孔に露出した地層を層相や年代を基に、Unit1～

7のユニットに区分した。以下では、それらの層相の特徴や年代について略述する。ボーリング柱状図をもとに作成した地形地質断面図を図35と図36に示す。

Unit1層：人工改変土層。細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の休耕田畑の深層土、耕作土からなる表土層からなる。

Unit2層：氾濫原堆積物。粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締りは緩い。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互層する層相から氾濫原堆積物と考えられる。

Unit3層：氾濫原堆積物。有機質なシルトを主体とし、一部礫または礫混じりシルト、細粒砂、礫を挟む。淘汰が悪く、一部で平行葉理が見られることから氾濫原堆積物と考えられる。年代測定結果、堆積年代は3,720～3,790年前頃とみられる。

Unit4層：干潟～氾濫原堆積物。砂を主体とし、シルト～砂質シルト、細礫層を狭在する。シルト～砂質シルトは炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂で構成され、淘汰は比較的良いシルト～砂質シルトからなり、炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟むことから、干潟～氾濫原堆積物と考えられる。年代測定の結果から、堆積年代は4,860～4,920年前頃とみられる。

Unit5層：内湾堆積物からなる海成層。主として細粒砂を主体とし、弱い葉理が認められることから内湾堆積物と考えられる。一部に明瞭な平行～斜交葉理、細礫や火山灰の再堆積物を挟む。年代測定結果、15,520年前以前～23,710年前以降の試料が得られたが、上位および下位の地層の年代と矛盾するため、これらは古い試料の再堆積である。明瞭な平行～斜交葉理、細礫やK-Ahとみられる火山灰の再堆積物を狭在する。明瞭な平行～斜交葉理、細礫や火山灰の再堆積物を挟む層準はイベント堆積物(e2)の可能性はある。

Unit6層：内湾堆積物からなる海成層。シルト～砂質シルトを主体とし、巻貝や二枚貝が散在し(NA0-R4-02孔)、炭質物を挟む有機質シルト～有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。本層上部は、平行葉理や薄層状に貝殻片が密集すること、レンズ状のシルトを含むことからイベント堆積物(e1)の可能性はある。本層準より下部はK-Ah火山灰を含まないため、堆積年代はアカホヤ火山灰堆積以前とみられる。

Unit7層：扇状地性砂礫層。NA0-R4-01孔では主に砂礫層(厚い砂礫層は本孔のみ)、NA0-R4-02孔では砂礫層と砂層からなり、粘土、シルト、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。NA0-R4-01孔では層相から扇状地性の堆積物、NA0-R4-02孔は粒径の粗い堆積物を主として砂層と腐植層と互層する層相から氾濫原堆積物とみられる。年代測定の結果、堆積年代は7,750～10,840年前頃とみられる。

b)チャンネル堆積物の対比と横ずれ変位量の再検討

上述のコアにみられる砂礫層及びチャンネル堆積物、令和3年度のトレンチ・簡易ボーリングのチャンネル堆積物、GPR断面で検出された下に凸の形状を呈するチャンネル構造を再検討、整理した。対比にあたって、チャンネルの層相、粒度、流路幅、深度に留意して、断層の隆起側と低下側でそれぞれ再度対比した。令和3年度は、Bトレンチでみられた埋没チャンネル(礫層b)を断層南側でGPR探査断面のチャンネル構造と対比したものの、令和4年度のボーリングでは推定位置に礫層はみられなかった。そのため、断層南側のチャンネル構造を見直し、対比の再検討をおこなった。断層南側のGPR断面(測線⑦、

⑧) の再解釈を図 37 に示す。

断層南側の断面では、埋没チャンネル（礫層 b）に対比可能なものは、Line⑦では水平距離 17～26 の深度-2.5 付近、Line⑧では距離 7～18 の深度-2.5 付近に見いだされた（図 37）。その他にも複数のチャンネル構造（図 37 の青色線）がみられるが、いずれもボーリングで確認される礫層 b の層位よりも深く、別のチャンネル構造と考えられる。ボーリング NAO-R4-02 孔および 05 孔で確認された海成層と陸成層との境界は標高-2 m 付近にある（図 37 の橙色線）。

再検討した埋没チャンネルの対比と平面分布を基に、累積横ずれ量を再計測した（図 38）。その結果、礫層 b の西縁を基準とした累積横ずれ量は、 $19.4 \pm 4.0\text{m}$ と計測された。断層北側の流向は南東方向で比較的直線性が高いものの、南側では南からやや南西よりとなっている。そのため、横ずれ量の誤差は大きくなった。ただし、Line⑦の測線位置は変形フロントの直近であり、かつ断層の下盤側にあたる。トレンチ壁面でみられた撓曲変形は断層の北側で南北方向に幅広いものとなっており、下盤側はさほど変形の程度が大きい。つまり、横ずれに伴いドラッグ（引きずり変形）を生じる範囲も上盤側で幅広く、下盤側ではほぼ未変形と考えることができる。よって、Line⑦のチャンネル位置がより正確な変位基準であり、Line⑧の位置ではチャンネルが蛇行して湾曲している可能性が高い。したがって、 $19.4 \pm 4.0\text{m}$ の累積横ずれ量の範囲では最小値の 15.4m が最良推定値となる。

この結果をもとに、令和 3 年度に推定した地震時横ずれ変位量を再検討した。3 回分の累積として最良推定値の 15.4m を用いた場合、結果として各イベントに伴う変位量は令和 3 年度と同じ値となった。3 回分の累積横ずれ量 15.4m を各イベントの上下変位量の比で分配して最近 3 回分の横ずれ量を復元した結果、イベント I が 6.3m、イベント II が 3.9m、イベント III が 5.3m と推定された。さらに、これらの変位成分の縦横比（縦ずれ／横ずれ比が 0.21）がイベント IV でも同じであったと仮定すれば、上下変位 0.5m を基に、イベント IV に伴う横ずれ量は 2.4m 程度となる。よって、連動型イベントの判別も令和 3 年度時点と変更なく、イベント I と III が連動型イベント、イベント IV は単独イベントと判断でき、最近 4 回のうち少なくとも 2 回の頻度で周辺断層との連動型イベントが生じたと考えられる。

4) 四国陸域の中央構造線断層帯における連動頻度・連動間隔

本事業による調査結果や従前の調査研究成果を整理し、本事業が対象とする四国陸域の 4 つの活動区間全てを対象として、連動イベントの抽出と発生頻度・連動間隔を検討した。令和 3 年度に実施した石鎚山脈北縁区間周辺の再検討結果を図 39、最新活動および 1596 年地震に伴う四国陸域の連動範囲を図 40 に示す。

a) 最新活動に伴う連動範囲と歴史地震との対応

本事業による変位履歴調査の結果、最新活動時期や変位量は、新たに讃岐山脈南縁東部区間の鳴門南断層・阿波大谷地区、讃岐山脈南縁西部区間の寒川断層・豊岡地区、石鎚山脈北縁区間の岡村断層・大生院地区、石鎚山脈北縁西部区間の川上断層・横黒地区で得られた。従来の調査研究では、四国陸域の中央構造線断層帯の全域で最新活動が 1596 年文禄（慶長）地震に対比される可能性が指摘されてきた（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）。ただし、正確な活動範囲や対応する歴史地震は諸説ある。そのため、

新たに得られた活動時期や変位量、近年に進展した歴史地震の解釈を考慮して、活動区間と歴史地震との対応も試みた。

本事業の R3 年度において地震時変位量分布等から再検討した結果、最新活動に伴う 16 世紀の大地震では、西から石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の組み合わせで連動し、別々の連動型地震を生じた可能性が高いと判断された（図 39, 40）。この場合、前者は、堤・他（2000）で指摘されているように、1596 年 9 月 1 日夜半の伊予地震が対応する可能性が高い。また後者については、具体的な歴史地震が知られていないものの、9 月 4～5 日に大地震が続発したことが知られている。徳島県鳴門市の鳴門南断層沿いでは、9 月 4 日の地震に伴い土地が隆起し、断層隆起側で入浜塩田が開発されたとの記録が残されている（小野・他，2016）。また、淡路島の東岸を延びる東浦断層では、トレンチ掘削調査の結果、16 世紀頃以降のイベントが検出され、1596 年 9 月 4～5 日頃の地震に伴い活動した可能性も指摘されている。さらに、9 月 5 日深夜には、有馬一高槻構造線断層帯を震源として、伏見地震が生じた。最近の歴史地震研究では、一連の大地震群の中で最初に生じたものは、9 月 1 日夕刻頃の豊後地震であったとされている（榎原，2020）。この地震は、明らかに津波を伴っており、震源断層は別府湾から松山平野付近までの断層区間の活動によるとみられている（石橋，2019；大熊・隈元，2022）。また、9 月 1 日の豊後地震と伊予地震は同一であり 1 つの大地震だったとする解釈もあるが（石橋，2019）、これは信憑性が高いと判断された史料に絞って整理された結果である。その信憑性の判断は、地震発生時と同時代に作成された記録・文書のみを信憑性が高いと判断するものである。ただし、検討から排除された史料、すなわち後年作成された史料では、豊後地震と伊予地震が別々の地震で時刻が異なっていたという記録も多く、信憑性が低いとされた史料中に真実が記載されている可能性も完全には否定できない。同日に生じた大地震は仮に 1 つであっても余震を含むため断定的な判別は難しいが、ここでは従来のように 2 つの大地震がそれぞれ生じたと考える。

以上の結果をまとめると、1596 年文禄の大地震では、まず 9 月 1 日夕刻頃に別府湾から松山平野の伊予断層に至る区間（豊予海峡—由布院区間と伊予灘区間）が連動して豊後地震を生じた。次に、同日の夜半に石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動して伊予地震を生じた。さらに 9 月 4 日には、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間が連動して大地震を生じたと考えられる。淡路島の活断層と 1596 年地震との対応関係については不明確な点もあるが、9 月 4 日～5 日にかけての大地震群の最後に有馬一高槻構造線断層帯を震源とする 9 月 5 日深夜の伏見地震が生じた。中央構造線断層帯を震源とした、これら個別の大地震は複数の区間が連動したイベントであったと考えられ、数時間から数日の間に大局的には西から東へ連鎖的に生じたと言える。

b) 変位履歴からみた過去の連動イベント

過去の活動時期と地震時変位量をもとに、四国陸域の中央構造線断層帯で生じた連動型イベントを整理した（図 41）。1596 年文禄の伊予地震相当にあたる、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは、約 3000～3300 年前にも生じている。このイベントは、岡村断層・飯岡地点の最新から 2 つ前の活動に相当し、両区間内の他地点の活動履歴とも矛盾がない。よって、同タイプの連動イベントの発生間隔は、2600～2900 年と算出

される。

1596年文禄の9月4日から5日に生じたとみられる、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは、約3500～3600年前にも生じた。この年代は、阿波大谷地区のトレンチ調査で検出されたイベントⅢの年代と同じである。地震時変位量は、1596年相当のイベントⅠでは6.3m、イベントⅢでは5.3mとほぼ同程度の地震時変位量が復元されている。また、両区間内で復元された他地点の活動履歴とも矛盾がない。よって、同タイプの連動イベントの発生間隔は、1596年地震と約3500～3600年前の間隔となり、3100～3200年と算出される。ただし、1596年地震相当の最新イベントに伴う変位量は、既述のように鳴門南断層・阿波大谷地区において6.3mと推定された。この変位量は地震断層の東端付近の変位と考えるには大きい。そのため、鳴門南断層より東の海域延長まで連動範囲が及んだ可能性もある。この点は、紀淡海峡-鳴門海峡区間の変位履歴や区間境界の見直しを含めて、再検討をおこなう必要がある。

本事業で対象とした四国陸域の4区間では、現時点での変位履歴からは3区間及び4区間の連動パターンは過去約5000年間で検出されなかった。

c) 連動履歴に基づく連動確率の試算

上記の連動間隔を用いて、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動型地震発生確率を試算した。石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動イベントの発生間隔は2600～2900年と算出された。その結果、今後30年間の連動確率は1.0～1.2%と試算される。これは、地震本部による定性表現では、Aランク（やや高い）に相当する。

讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動イベントの発生間隔は3100～3200年と算出された。その結果、今後30年間の連動確率は0.9～1.0%程度と試算される。これは、地震本部による定性表現では、Aランク（やや高い）に相当する。

3区間及び4区間の連動パターンは過去約5000年間で検出されなかった。仮に、5000年より長い発生間隔でそれぞれの組み合わせの連動型地震が生じたとすれば、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動型地震の発生確率は、それぞれ0.6%未満となる。ただし、この地震発生確率はあくまで5000年間のデータに基づくものであり、過去1万年間などより長期間の変位履歴を復元して検討を続ける必要がある。

なお、本事業においてはポアソン過程に基づく連動確率の算出手法の改良も試みた。例えば、讃岐山脈南縁東部区間の変位履歴でみられたような、連動型イベントと単独イベントが混在する履歴については、連動間隔の単一のパラメーターのポアソン過程に基づく算出よりも適切な確率モデルを模索する必要がある。例えば、多峰性を有する正規分布、や対数正規分布、BPT分布などによって、バイモーダルあるいは複数の頻度を示すデータに対してさらに合理的な確率を算出することは原理的には可能である。ただし、本事業においては復元された変位履歴では最大で4回の地震時変位量と活動時期に留まっているため、具体的に適用・検討するに至らなかった。今後、多数回のイベントに伴う変位履歴を復元し、連動確率の算出手法も検討する必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

令和4年度は、中央構造線断層帯の石鎚山脈北縁西部区間から石鎚山脈北縁区間を主な

対象として、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。さらに、3カ年の成果を整理し、連動範囲と連動型イベントの発生頻度の推定、連動間隔を基にした発生確率の試算をおこなった。

石鎚山脈北縁区間・岡村断層の大生院地区において、ドローンLiDAR計測、3Dトレンチ調査を実施し、過去2回の活動時期と活動間隔、地震時変位量を明らかにした。最新活動は西暦1440年以降に生じ、1596年文禄地震に対応する可能性が高い。先行するイベントは、西暦1250～1400年に限定された。これらをもとに最近2回の活動間隔は200～350年と推定され、従来の岡村断層の活動間隔1500～1800年よりも有意に短い。最新の地震時変位量は、近傍の既往トレンチ調査の結果から右横ずれ5.7m程度と推定される。よって、地震断層長と地震時変位量のスケーリング則から、最新活動の範囲は60kmもしくはそれ以上と推定される。これは、長さ29kmの岡村断層（石鎚山脈北縁区間）が単独イベントを生じた際、地震時変位量の期待値が約3mであることと不調和である。さらに隣接区間の活動時期も考慮し、最新活動では石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間による連動イベントであったと判断した。このイベントは、既往の歴史地震との対比に基づき、1596年文禄の伊予地震に相当する可能性が高い。一方、最新に先行するイベントでは2.6m程度の右横ずれ変位が推定され、このイベントは岡村断層単独であったと考えられる。

石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の横黒地点において、ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、S波反射法地震探査を実施した。トレンチ壁面と探査断面には、地形と調和的な北側隆起の撓曲変形や南への傾動を受ける地層が確認された。年代測定の結果、最新活動時期は西暦1630年以前に限定され、地震時変位量は右横ずれ3.5m、上下変位1.1mの可能性が明らかになった。この変位量は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近で生じたものであり、両区間の連動イベントと考えて矛盾がない。

令和2～4年度の成果と既往調査研究成果を整理し、四国陸域の中央構造線断層帯の4区間を対象にして、連動型イベントの判別と連動間隔の推定、連動確率の試算をおこなった。1596年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは9月4日の伊予地震に相当し、約3000～3300年前にも生じたと推定された。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは9月4～5日にかけて生じ、約3500～3600年前にも生じたと推定された。よって、連動間隔はそれぞれ、2600～2900年および3100～3200年と算出される。これらの連動間隔をもとにポアソン過程に基づき今後30年間の連動型地震の発生確率を算出すると、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動確率は1.0～1.2%、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動確率は0.9～1.0%程度と試算される。また、過去5000年間の変位履歴では、3区間と4区間の連動イベントは現時点では検出されなかった。仮に、5000年より長い発生間隔で各組み合わせの連動型地震が生じた場合、今後30年間の連動型地震の発生確率はそれぞれ0.6%未満となる。ただし、この確率は約5000年間のデータに限られており、より長期間の変位履歴を充足させ検討を続ける必要がある。

以上のように、四国陸域の中央構造線断層帯の4つの活動区間を対象として、変位履歴に基づく連動確率の試算を実施した。精緻な変位履歴を復元できた地点はまだ限られている。そのため、調査手法の改良を含めて、より多地点で効率的に変位履歴を復元していく必要がある。また、1万年程度以上の長期間の変位履歴を復元するためには、地形・地層

の年代分解能の向上と適切な調査場所選定が必要である。さらに、地震発生確率の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、連動型地震の発生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、新居浜市市民環境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。西条市横黒トレンチおよび新居浜市大生院トレンチでは、四国総研・池田倫治氏並びに四国電力・西坂直樹氏ら諸氏、広島大・奥村晃史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。広島大・山中 蛍氏にはドローンの空撮写真をご提供頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

(d) 引用文献

- 物理探査学会，物理探査ハンドブック 増補改訂版，公益社団法人 物理探査学会，東京，1045p，2016.
- 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.
- 後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ，中央構造線活断層系(四国)の最新活動時期から見た活断層系の活動集中期，地震，第2輯，53，205-219，2001.
- 池田倫治・辻 智大・後藤秀昭・堤 浩之・興津昌宏・柳田 誠・大野裕記・西坂直樹，四国中央部の中央構造線断層帯川上断層東端部における群列ボーリング調査，地質学雑誌，121，403-419，2015.
- 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.
- 近藤久雄・木村治夫・後藤秀昭・堤 浩之，変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査．文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所，「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」，令和3年度成果報告書，3-82，2022.
- 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（金剛山地東縁ー由布院）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.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文，1896年陸羽地震の地震断層，東京大学地震研究所彙報，55，795-855，1980.
- 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.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝，中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動

- 愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ. 活断層研究, 17, 106-131, 1998.
- 小野映介・佐藤善輝・矢田俊文・海津 颯, 徳島県撫養地区における塩田開発と 1596 年の地震との関連性, 歴史地理学, 58, 24-34, 2016.
- 大熊祐里英・隈元 崇, 文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震に関する特性化震源モデルを用いた中央構造線活断層帯の断層パラメータの検証. 日本活断層学会秋季学術大会, P-13, 2022.
- 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/>
- Sheriff, R., and L. Geldart, 'Exploration Seismology' (2nd ed.), Cambridge University Press, doi:10.1017/CB09781139168359, 1995.
- Shimazaki, K., T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, 7, 279-282, 1980.
- Tsutsumi, H., A. Okada, T. Nakata, M. Ando, T. Tsukuda, Timing and displacement of holocene faulting on the median tectonic line in central shikoku, southwest Japan, Journal of Structural Geology, 13, 227-233, 1991.
- 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・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.
- 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 2, 59, 117-132, 2006.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 「日本被害地震総覧 599-2012」, 東京大学出版会, 東京, 694p, 2013.
- Wallace, R., Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. GSA Bulletin, 81, 2875-2890, 1970.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・吉岡敏和・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一, 1988 年 8 月中央構造線岡村断層(西条市八幡原地区)トレンチ発掘調査, 活断層研究, 13, 60-71, 1995.

表 1 主な探査データ取得仕様（愛媛県西条市横黒地区）

測線名	Line 1 (西測線)	Line 2 (東測線)
測線長	137 m	147 m
受振点間隔	1 m	
発震点間隔	1 m	
展開方式	プッシュスプレッド (南側終端部は固定展開)	
同時収録チャンネル数	72 ch	
震源	ELViS-III (ドイツ GEOSYM 社)	
発震周波数	20-100 Hz	
スweep長	10 s	
収録時間	2 s(コリレーション後)	
サンプリングレート	0.5 ms	
垂直重合数	2-4 回	

表 2 測定機器の詳細構成・仕様

S 波震源 ELViS-III	最大出力荷重	約 450 N	GEOSYM (ドイツ) 製
	震源重量	約 35 kg	
	総重量	約 130 kg	
受振器 (S 波用)	固有周波数	14 Hz	Geospace (USA) 製
	用途	水平動用ジオフォン	
受振用ケー ブル (CDP ケー ブル)	接続チャンネル数	12 ch/本	Geometrix (USA) 製
	接続間隔	2 m	
データ収録 装置 (GEODE)	システム構成	24 ch フィールドモジュール システムコントローラ ラップトップコンピュータ	Geometrix (USA) 製
	チャンネル数	24 ch/モジュール	
	サンプリング間隔	0.02, 0.03125, 0.0625, 0.125, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0 (ms)	
	最大記録数	65,536	
	A/D コンバータ	24 ビット シグマデルタ方式	
	プリアンプ	0, 24, 36 dB	
	データフォーマッ ト	SEG-2	

表3 データ処理における適用パラメータ一覧

測線名	Line 1 (西測線)	Line 2 (東測線)
ジオメトリ情報		
CMP 間隔	1 m	
CMP 範囲	1-276	1-296
バンドパスフィルタ		
周波数帯域	5/10-70/75 Hz	
振幅回復処理		
AGC ゲート長	500 ms	
デコンボリューション		
アルゴリズム	Zero phase spiking	
ゲート長	500 ms	
オペレータ長	20 ms	
デコン後 AGC ゲート長	400 ms	
速度解析		
間隔	20 CMP	
CMP 重合処理		
NMO ストレッチミュート	100 %	
マイグレーション		
アルゴリズム	FK	
速度スケール	100 %	

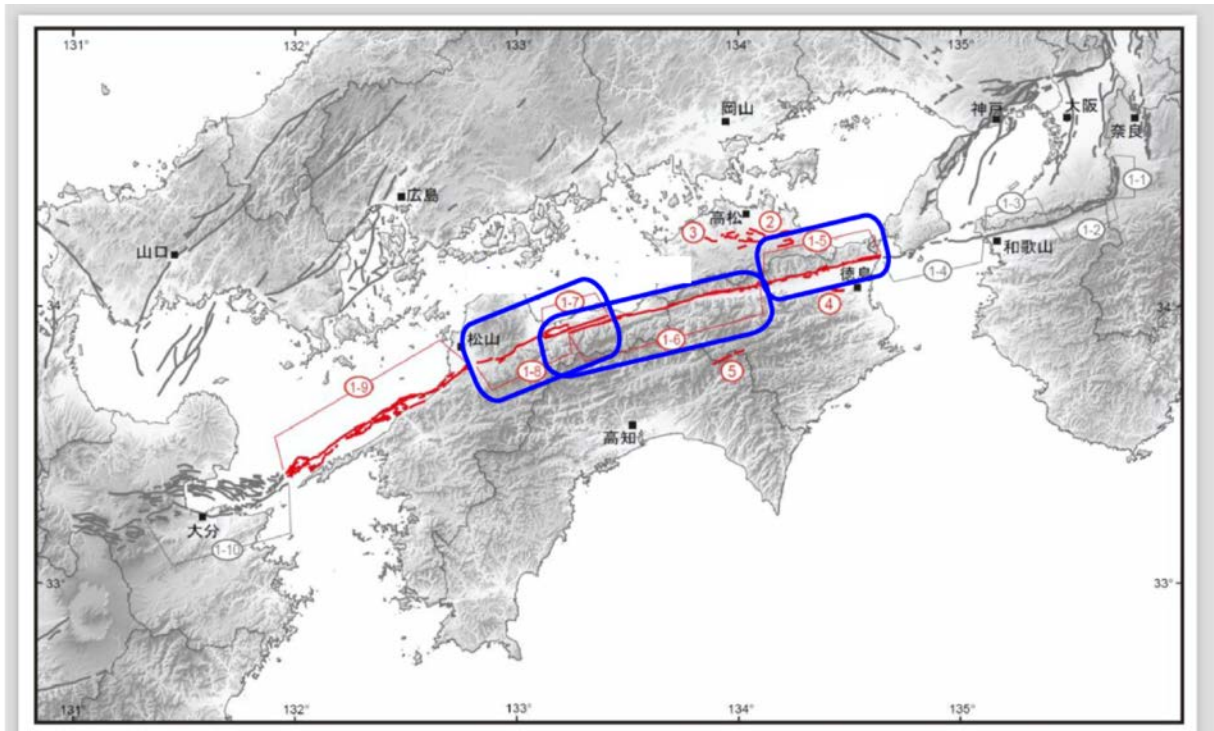


図1 中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間。
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

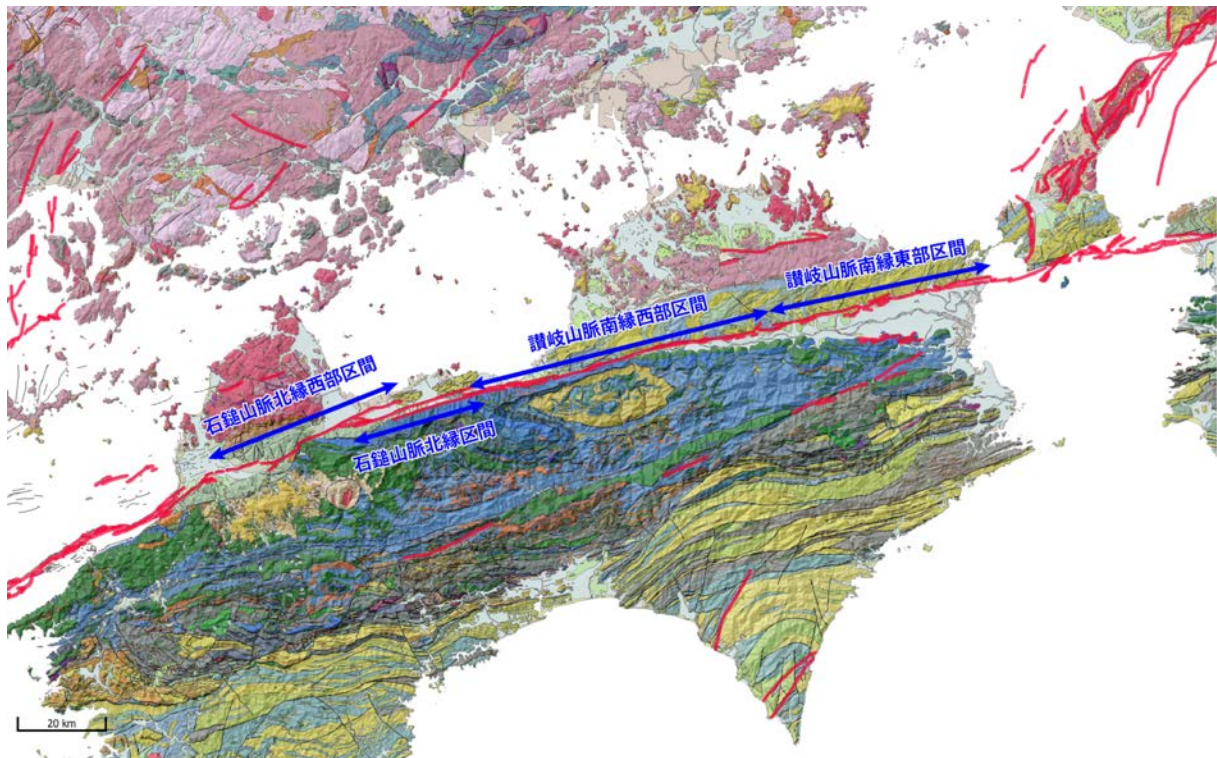


図2 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。
基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。

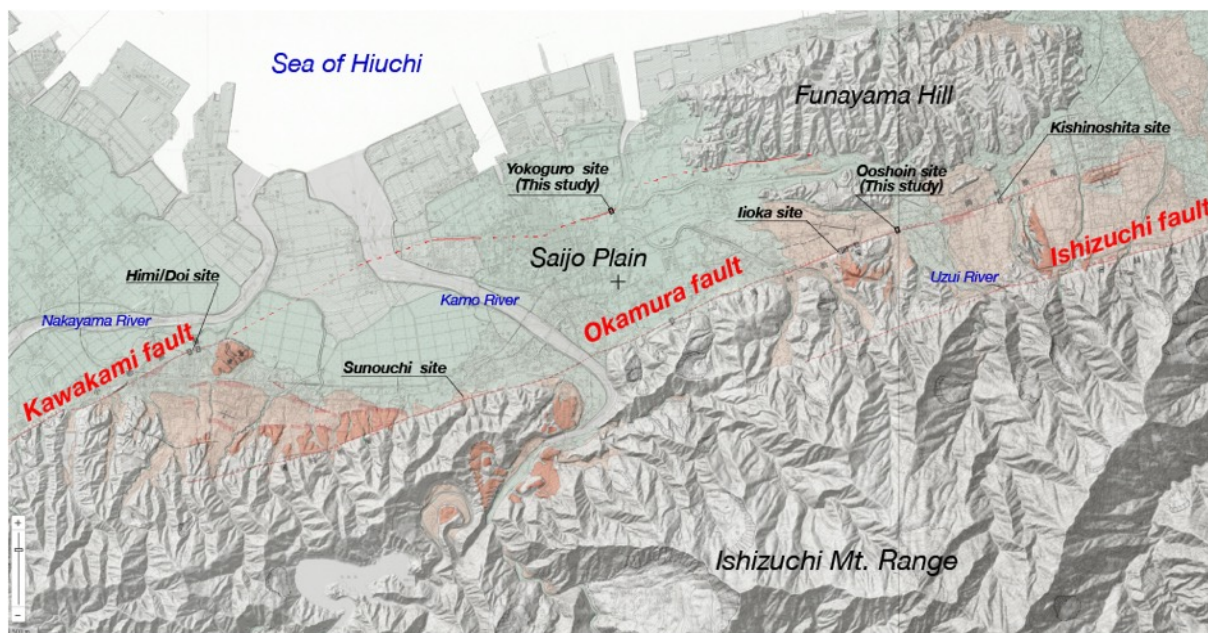


図3 石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近の活断層分布。
 国土地理院・地理院活断層図（中田・他，1998；堤・他，1998）に加筆。

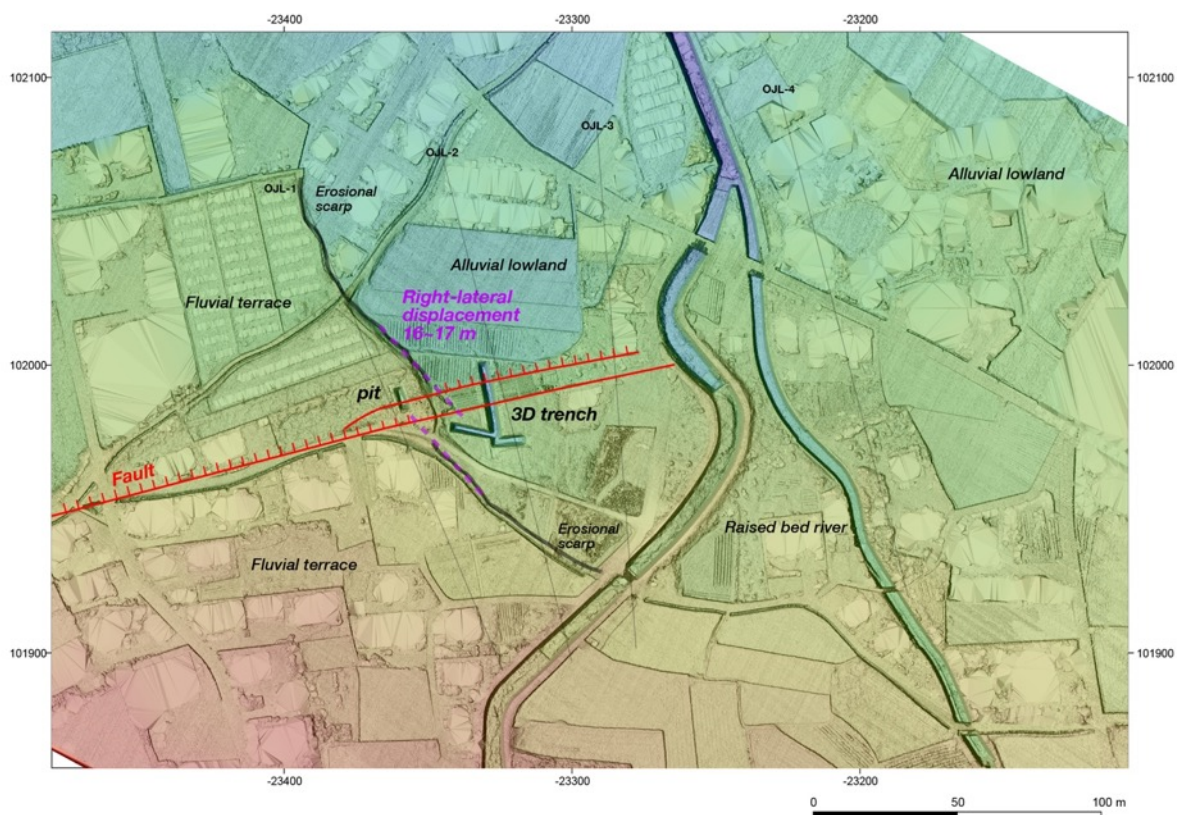


図4 新居浜市大生院地区の高精細 DEM。
 活断層線を赤色線（ケバは低下側）で示す。基図はドローン LiDAR による 0.1mメッシュ DEM。

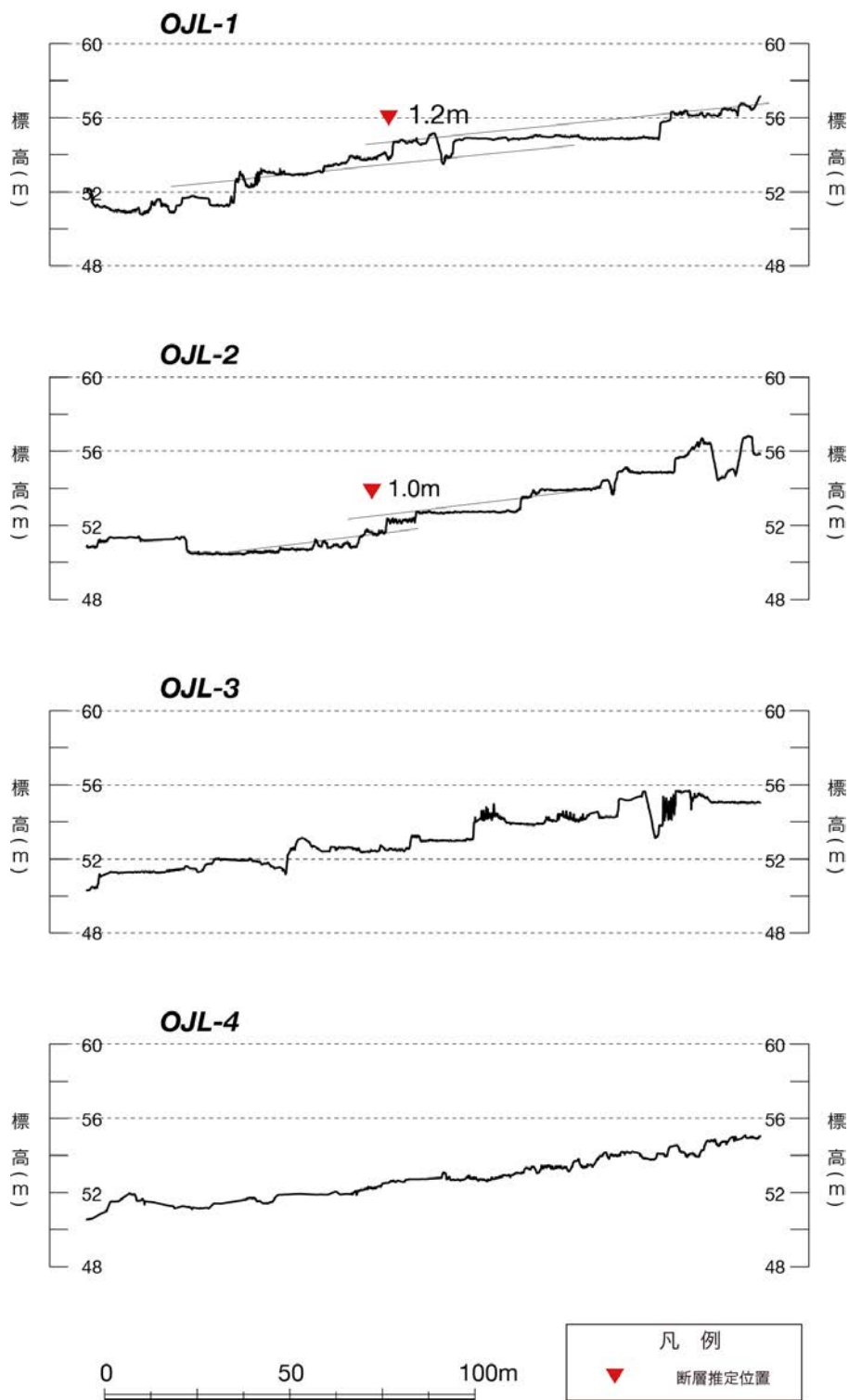


図5 新居浜市大生院地区における地形断面図。
赤三角は活断層の位置。測線位置は図4に示す。

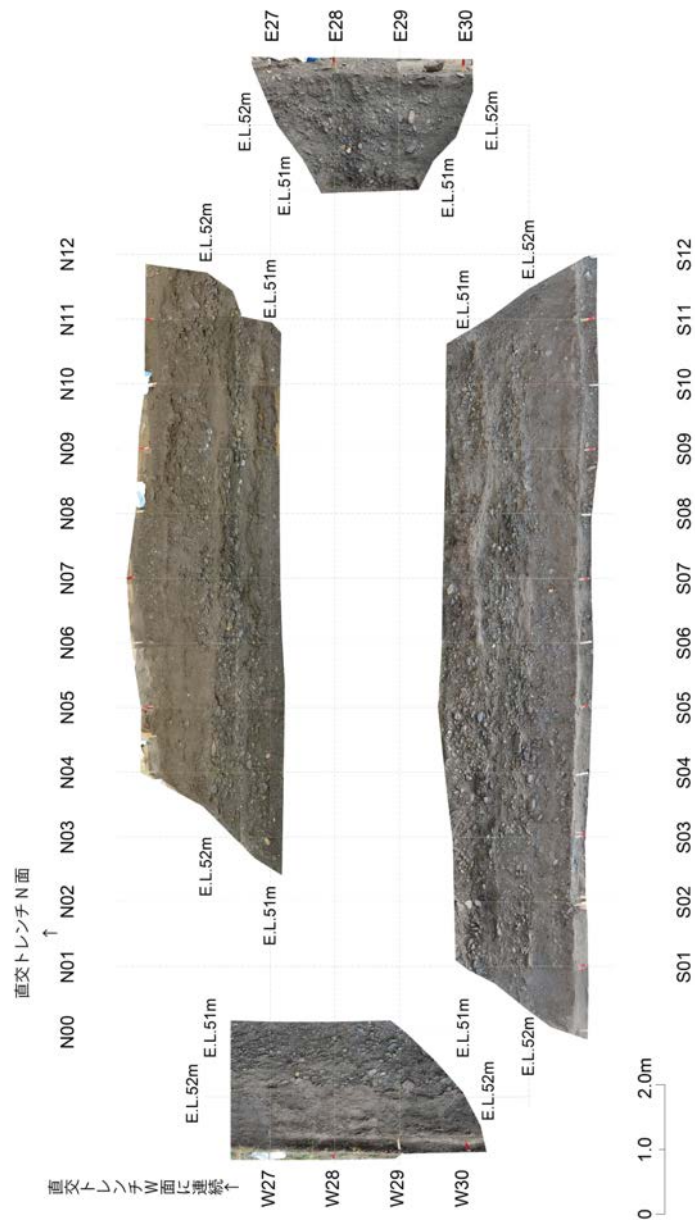


図7 大生院地区トレンチ（平行トレンチ）の写真。

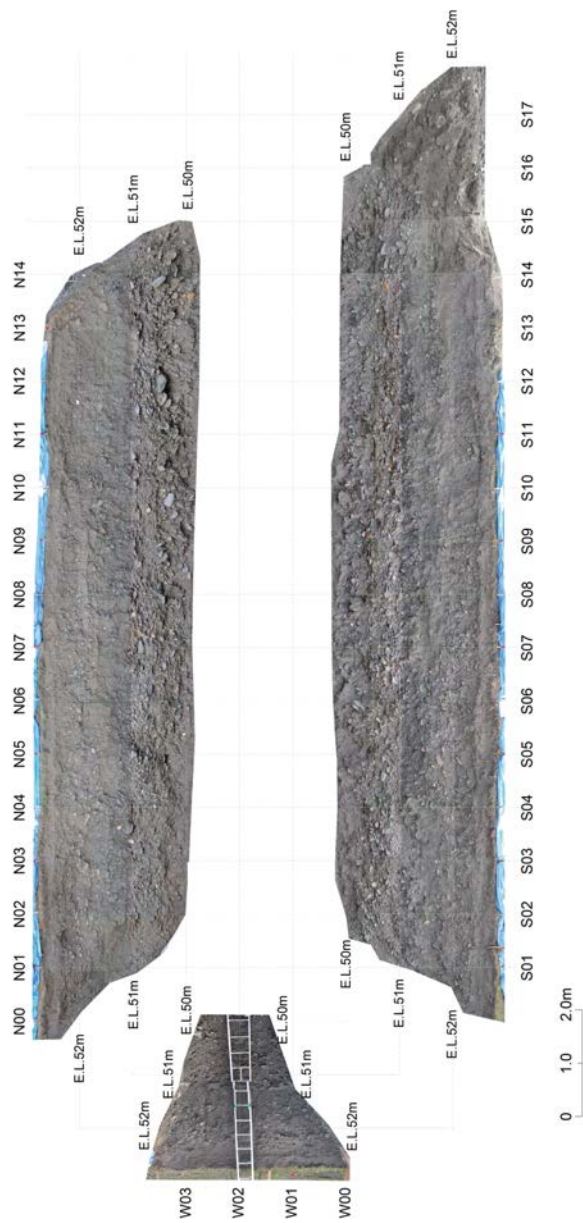


図8 大生院地区トレンチ（西側平行トレンチ）の写真。

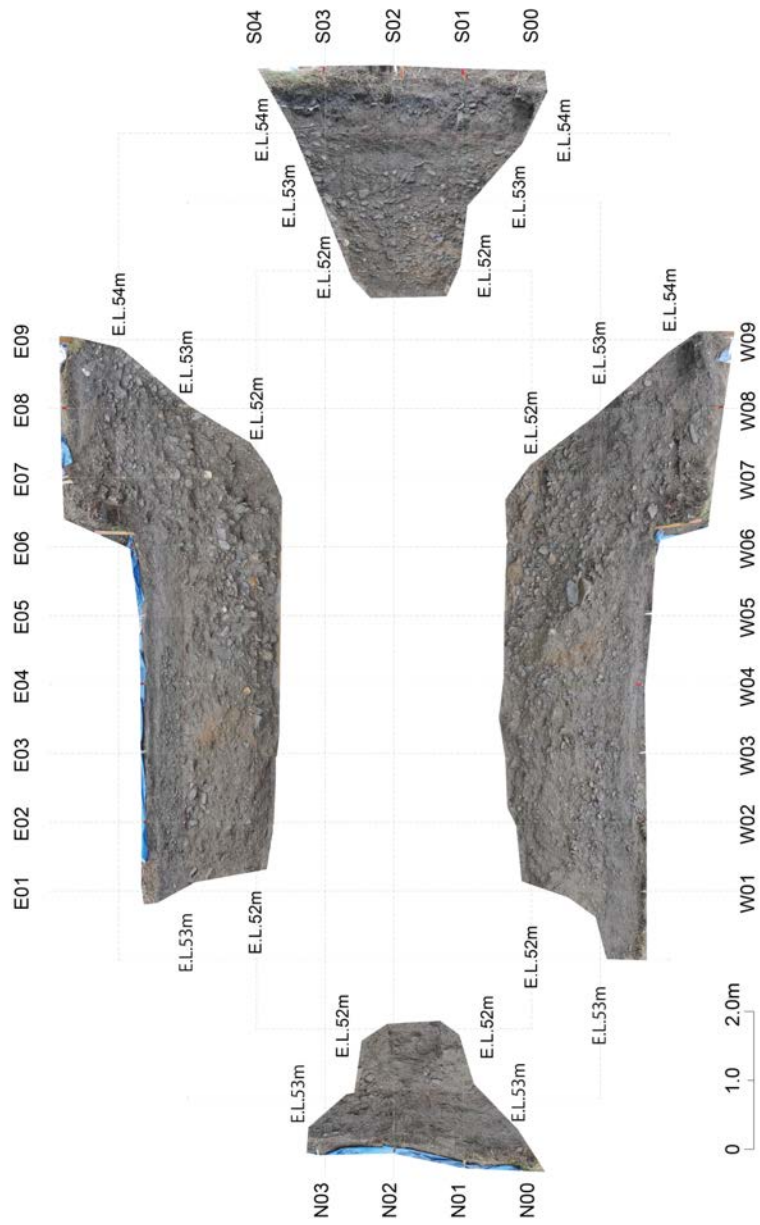


図9 大生院地区ピットの写真。

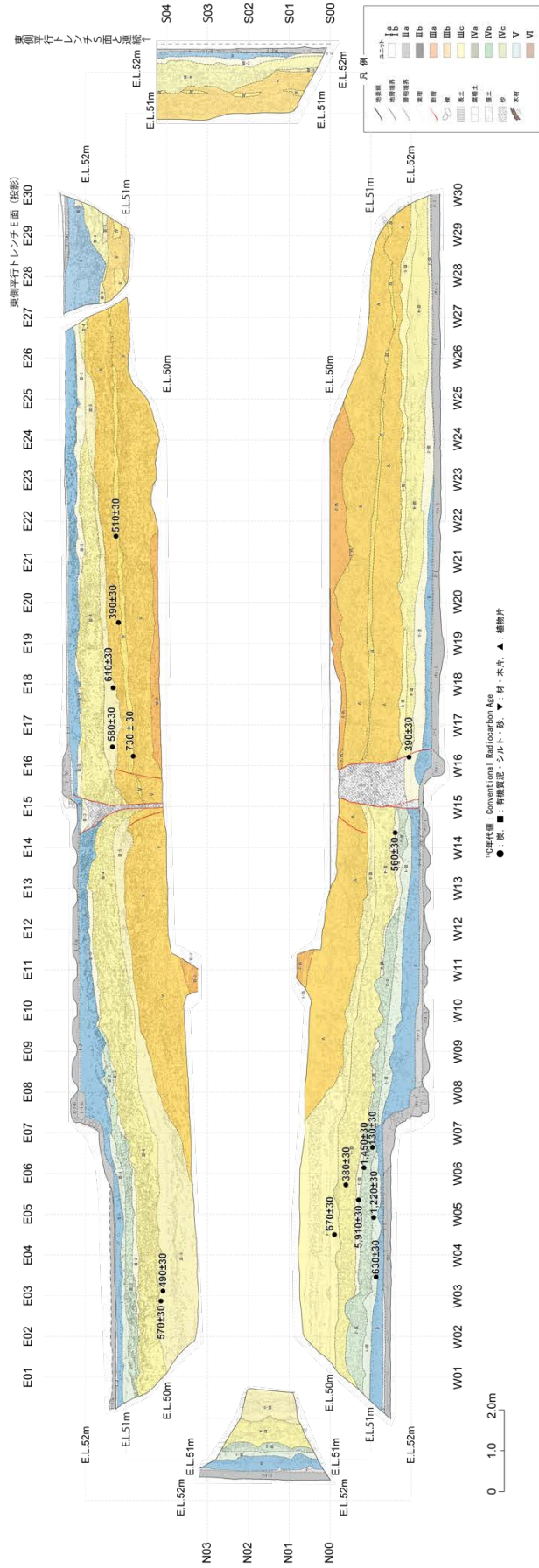


図 10 大生院地区トレンチ (直交トレンチ) のスケッチ。

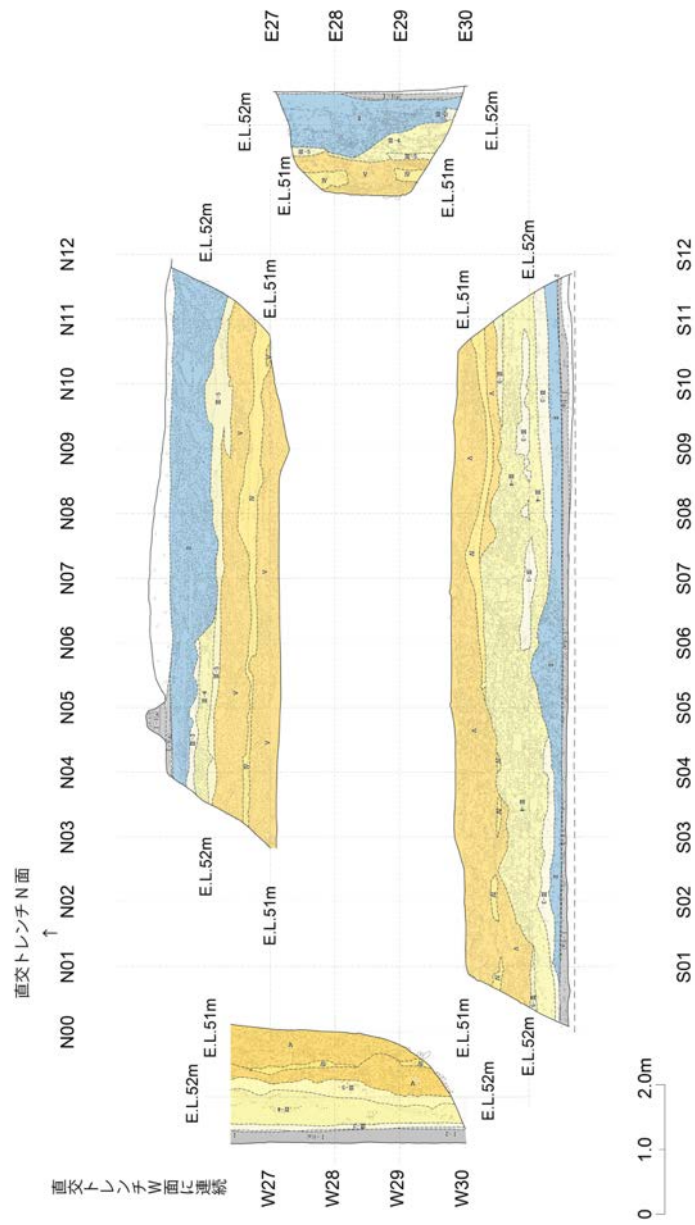


図 11 大生院地区トレンチ（東側平行トレンチ）のスケッチ。
凡例は図 10 と同じ。

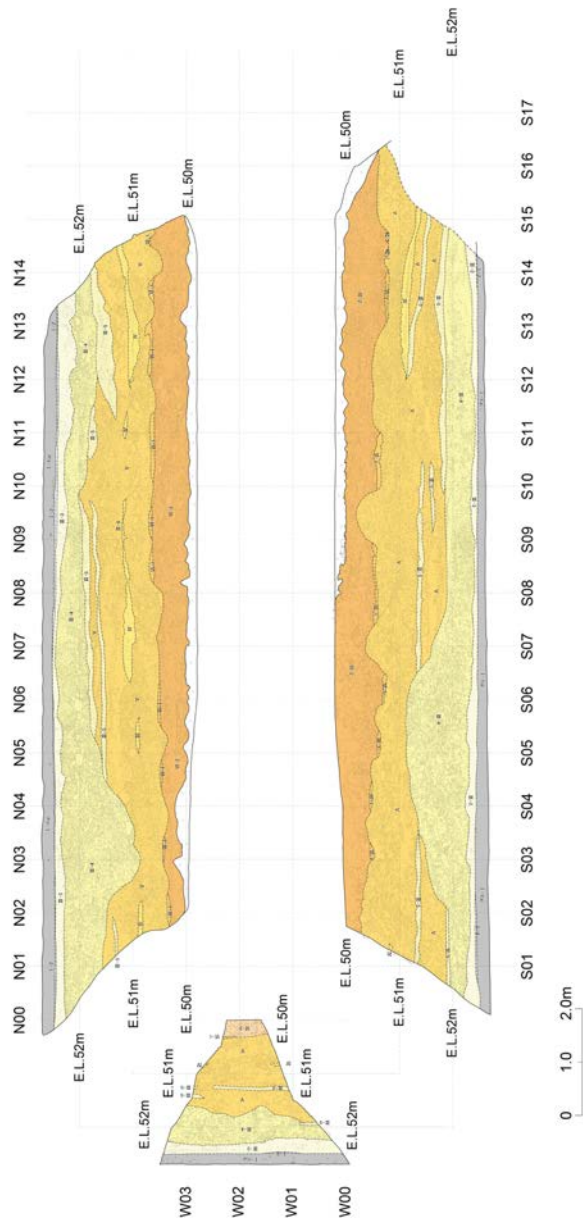


図 12 大生院地区トレンチ（西側平行トレンチ）のスケッチ。
凡例は図 10 と同じ。

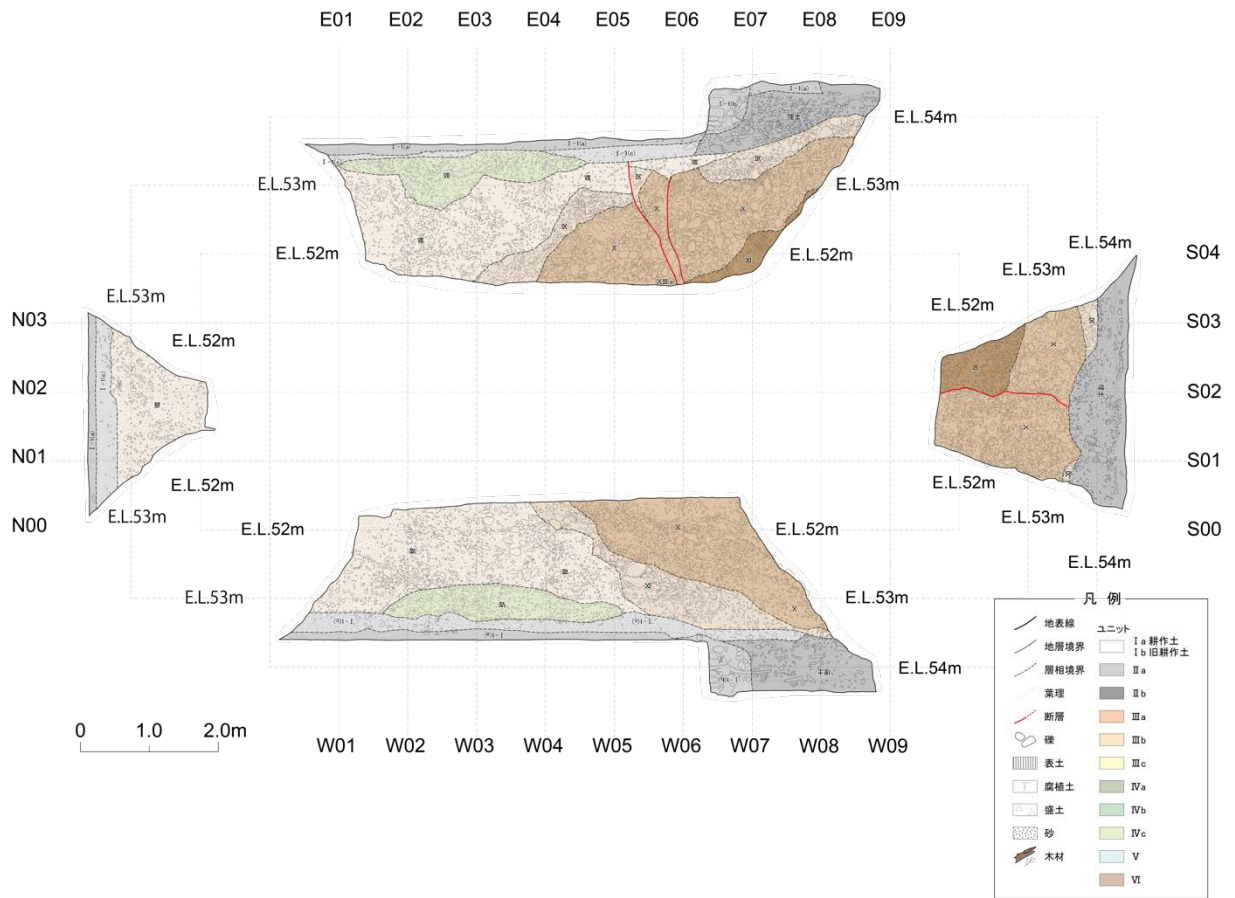


図 13 大生院地区ピットのスケッチ。

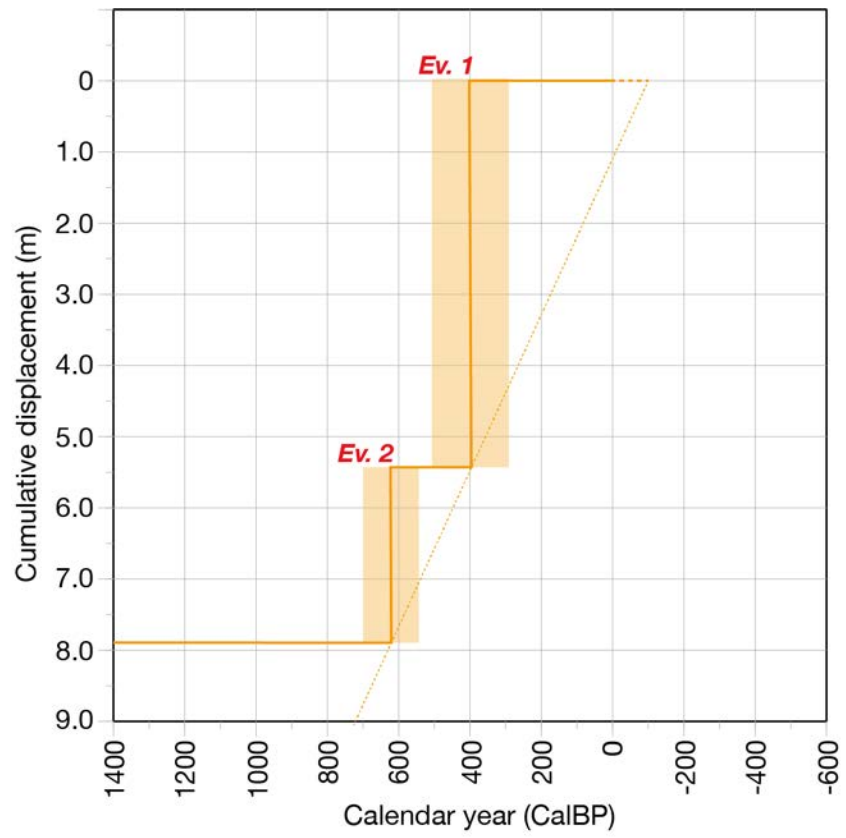


図 14 大生院地区における時間一変位ダイアグラム。



図 15 西条市横黒地区の活断層・撓曲崖の分布。
 基図はドローン LiDAR による 0.1mメッシュ DEM

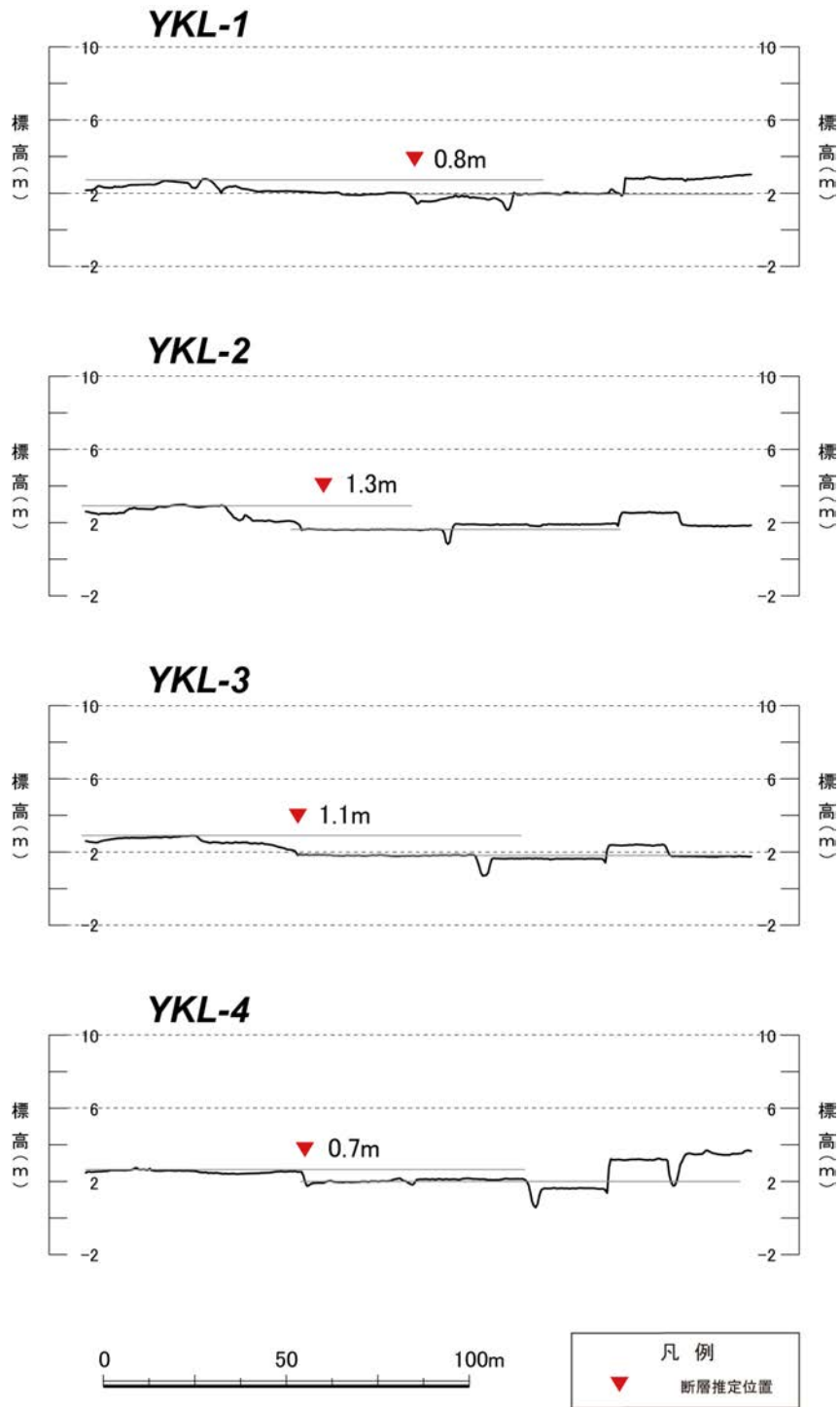


図 16 西条市横黒地区における地形断面図。
赤三角は活断層の位置。左が北、右が南向き。測線位置は図 15 に示す。

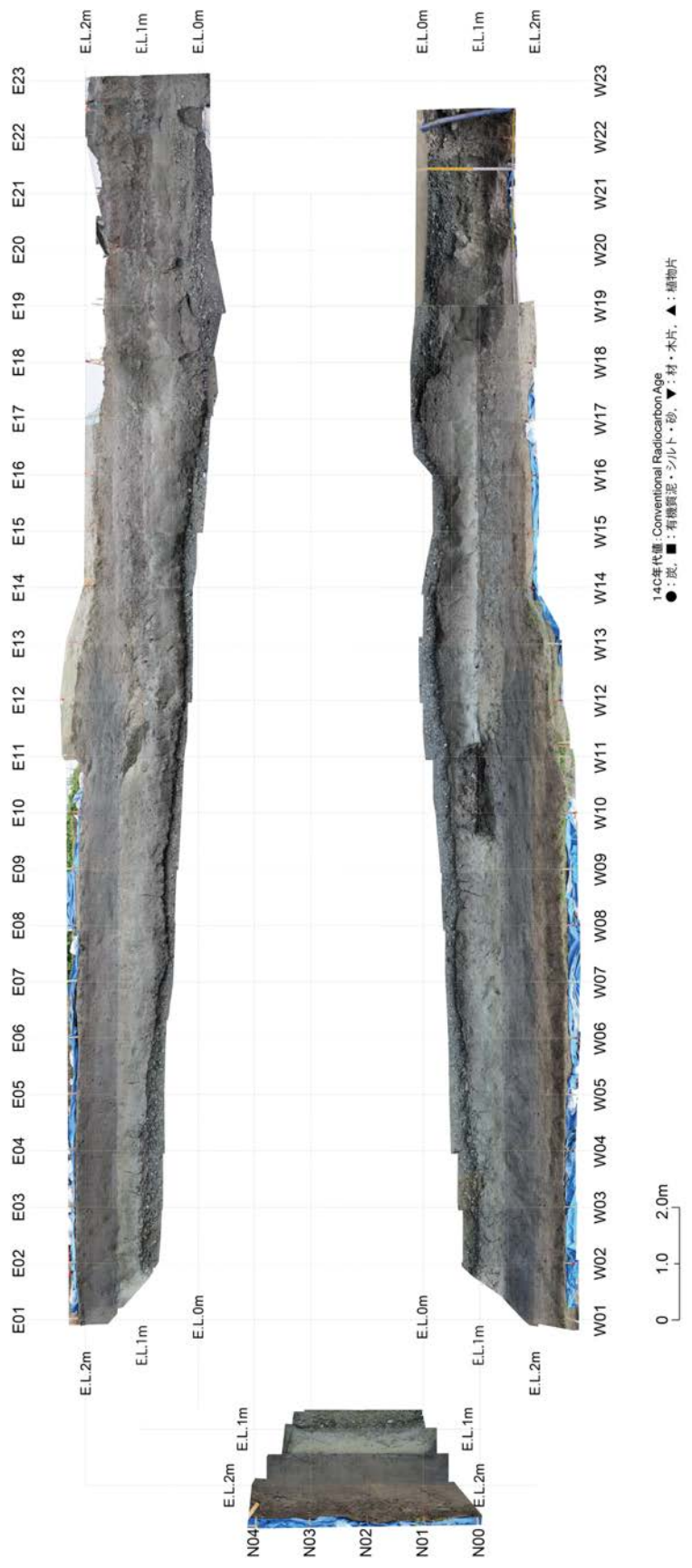


図 17 横黒地区トレンチ壁面の写真。

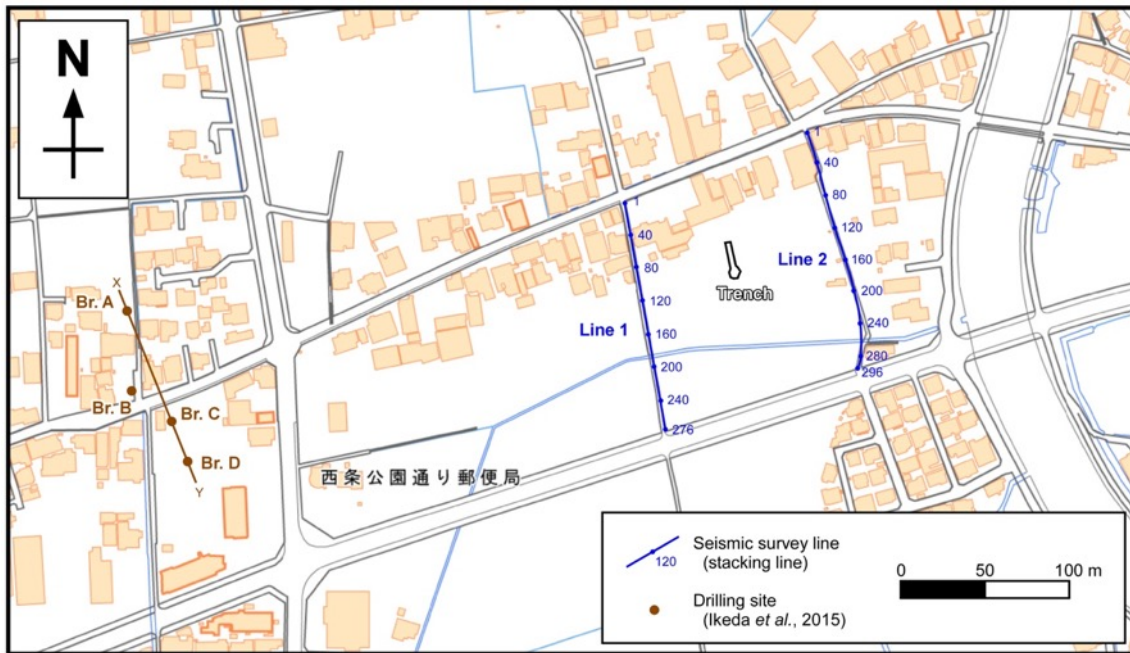


図 19 S波反射法地震探査測線（愛媛県西条市横黒地区）
 青色線は重合測線であり、青点に付した数字は CMP 番号を示す。茶色線 X-Y は池田・
 他（2015）による群列ボーリング投影断面（図 31）の位置である。

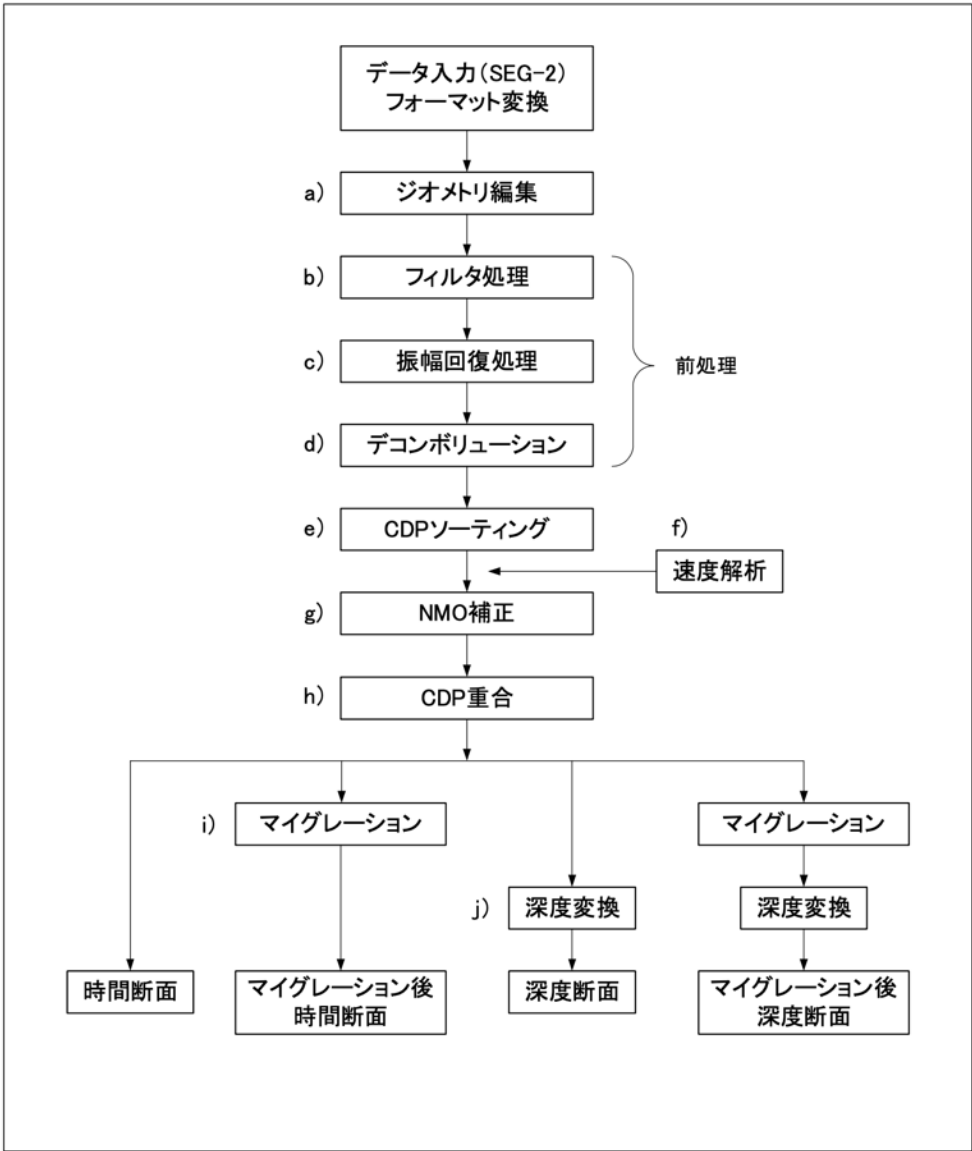


図 20 本 S 波反射法地震探査におけるデータ処理の基本的なフローチャート。

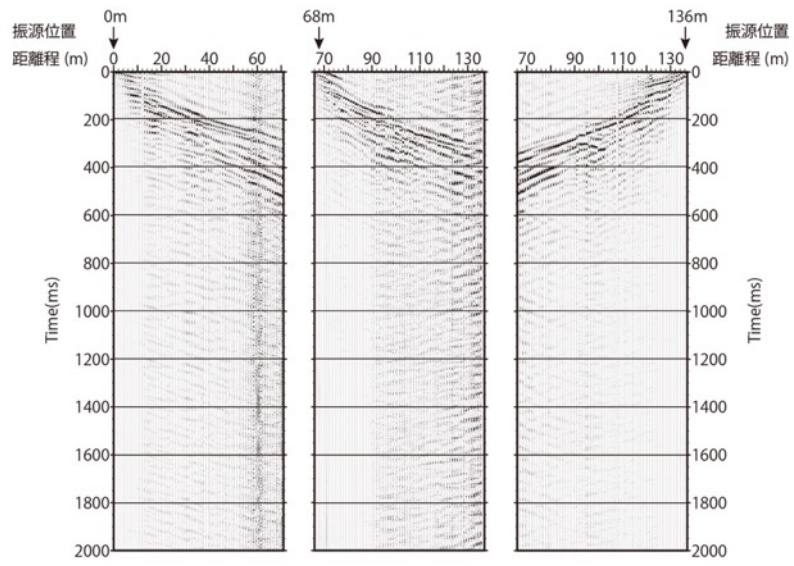


図 21 オリジナルの発震記録例 (Line 1)。

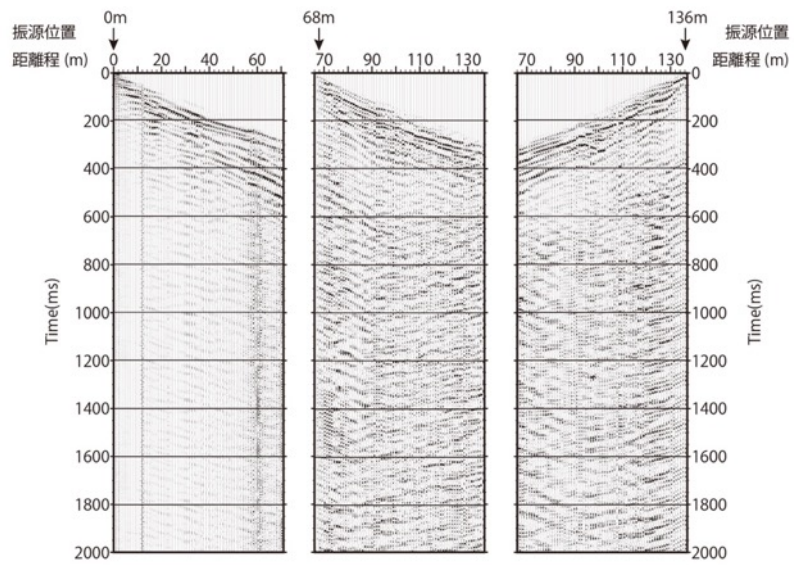


図 22 重ね前各種処理適用後の記録例 (Line 1)。

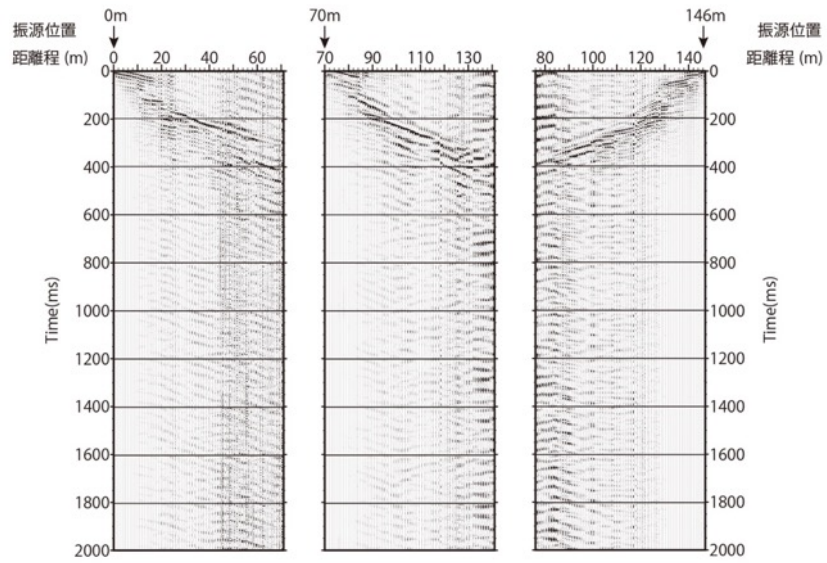


図 23 オリジナルの発震記録例 (Line 2)。

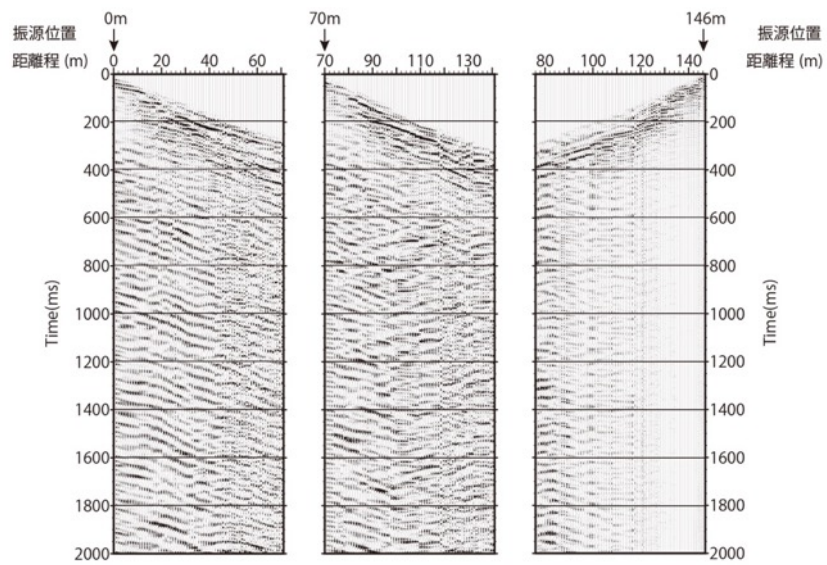


図 24 重合前各種処理適用後の記録例 (Line 2)

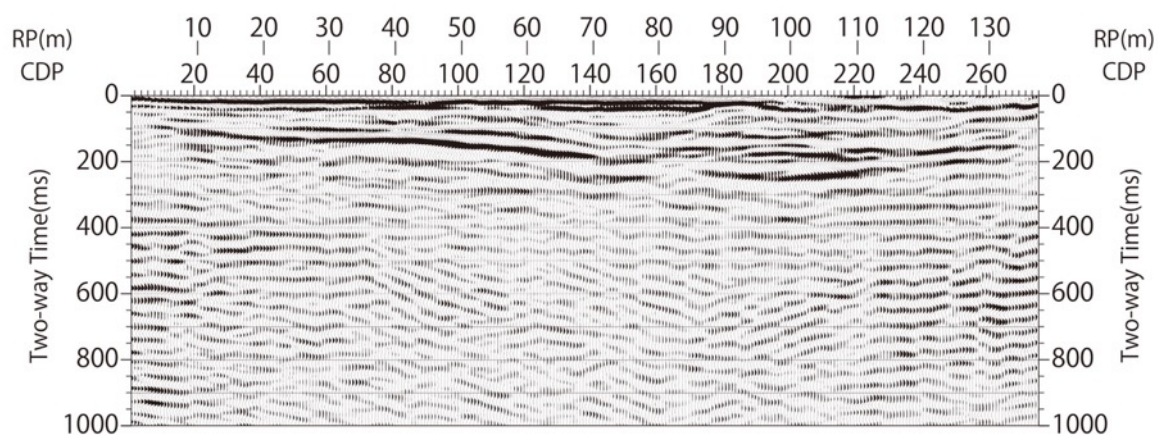


図 25 重合後時間断面図 (Line 1)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

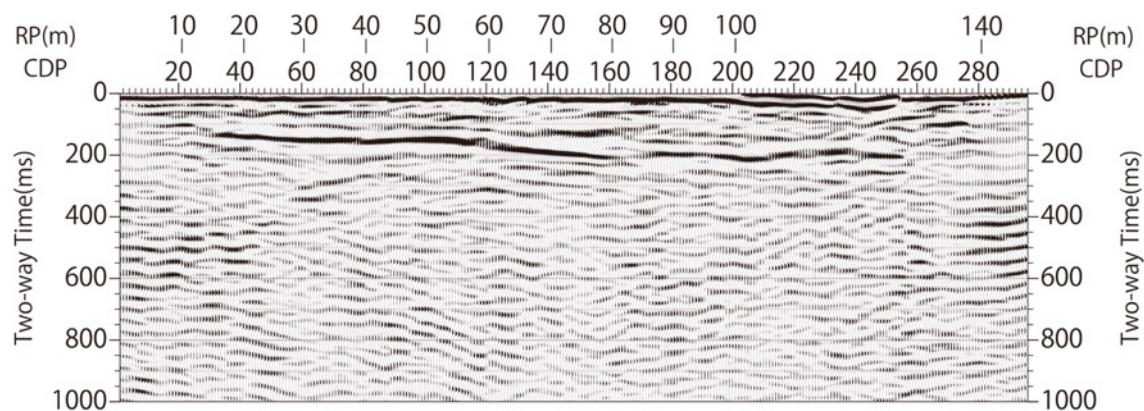


図 26 重合後時間断面図 (Line 2)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

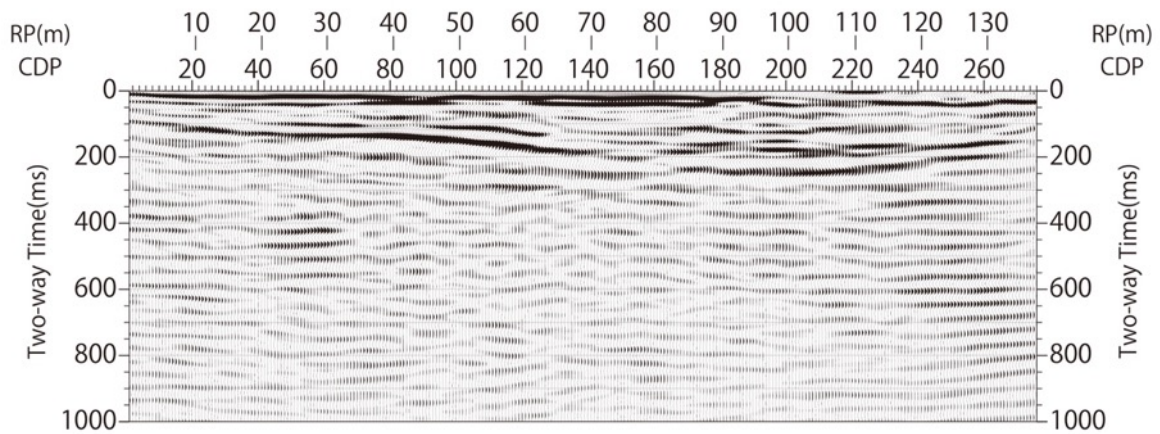


図 27 マイグレーション処理後時間断面図 (Line 1)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

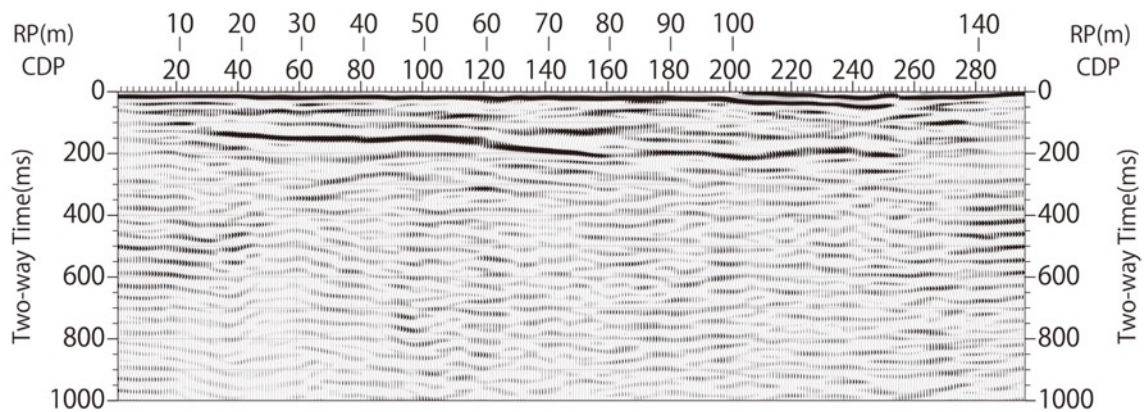


図 28 マイグレーション処理後時間断面図 (Line 2)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

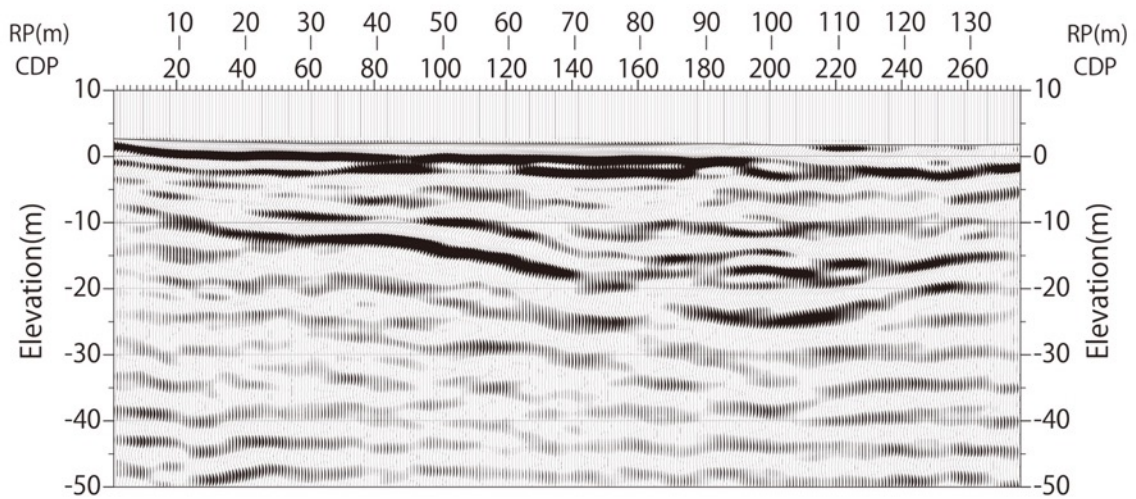


図 29 マイグレーション処理後深度変換断面図 (Line 1)。
縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

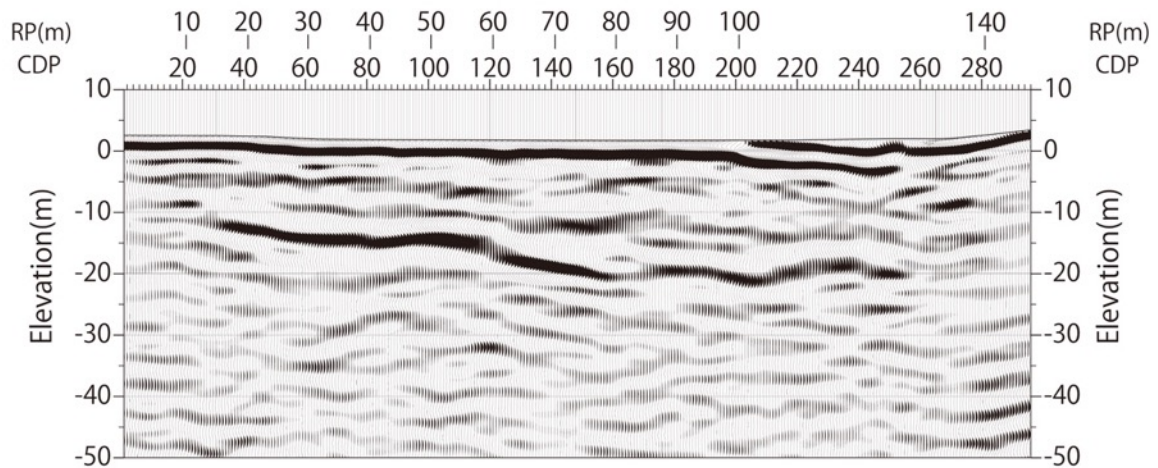


図 30 マイグレーション処理後深度変換断面図 (Line 1)。
縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

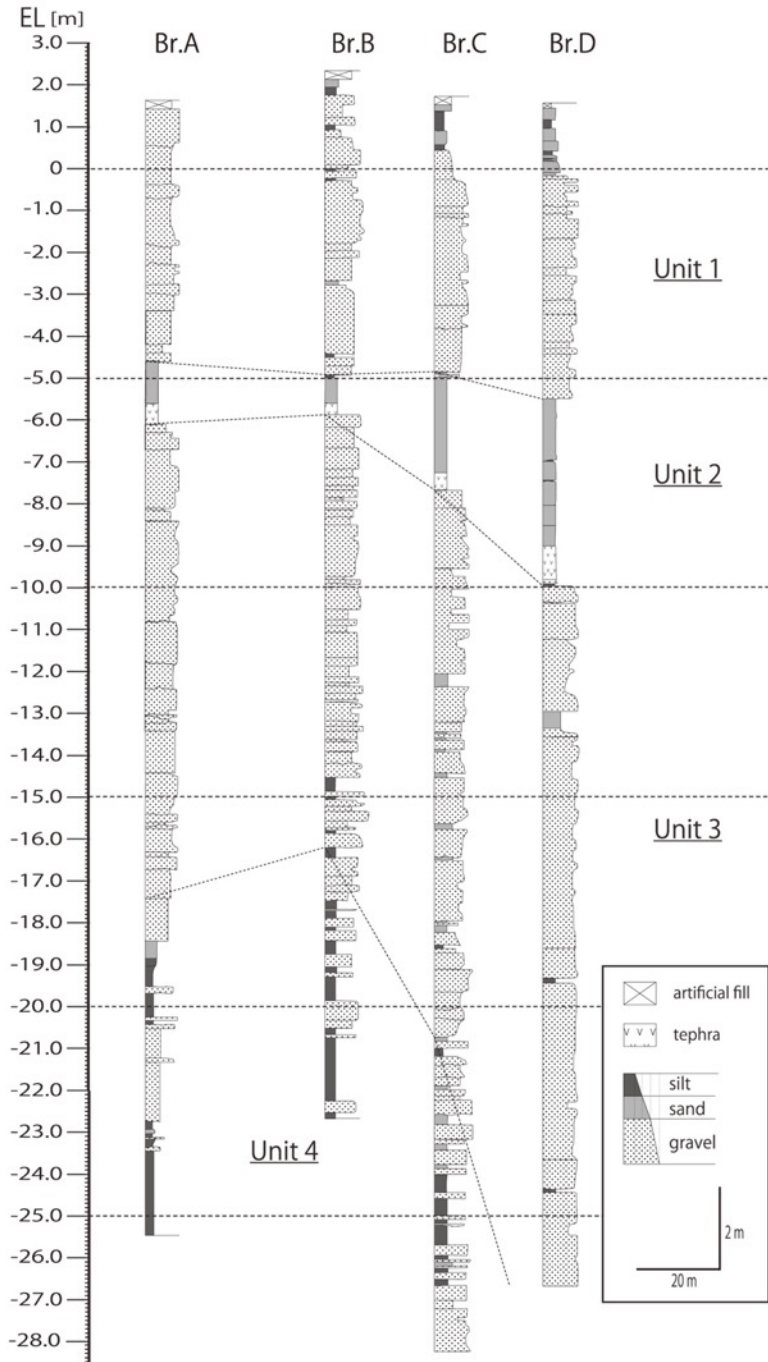


図 31 S波反射法探査測線の約 300 m 西方における群列ボーリング調査の結果（池田・他，2015）。

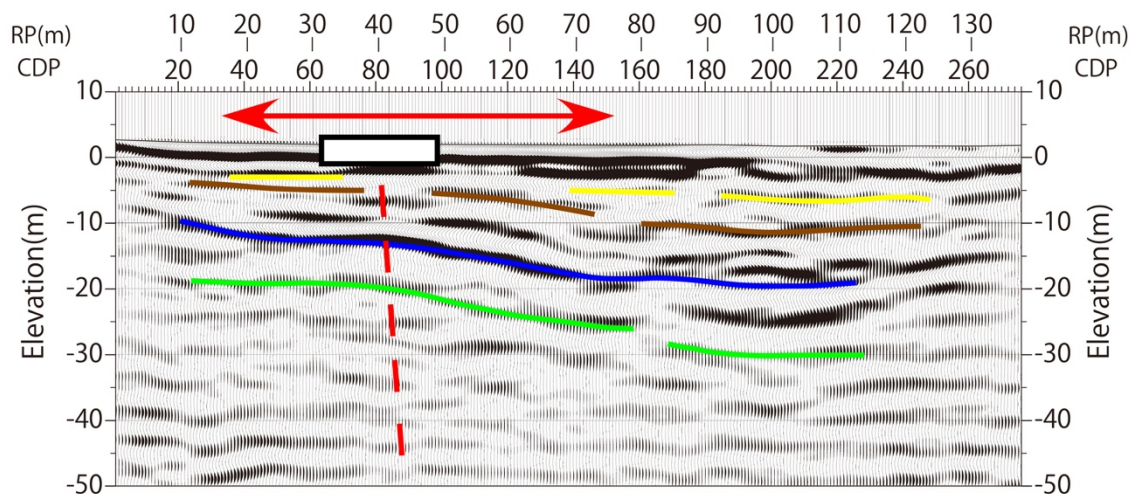


図 32 解釈断面図 (Line 1)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。地表の長方形は本業務におけるトレンチ掘削位置（投影）を示す。赤色破線は地下の断層推定位置を、赤色の両矢印は鉛直方向の変形が大きくおよんでいる範囲を示す。その他の各色の解釈線の説明は本文参照。

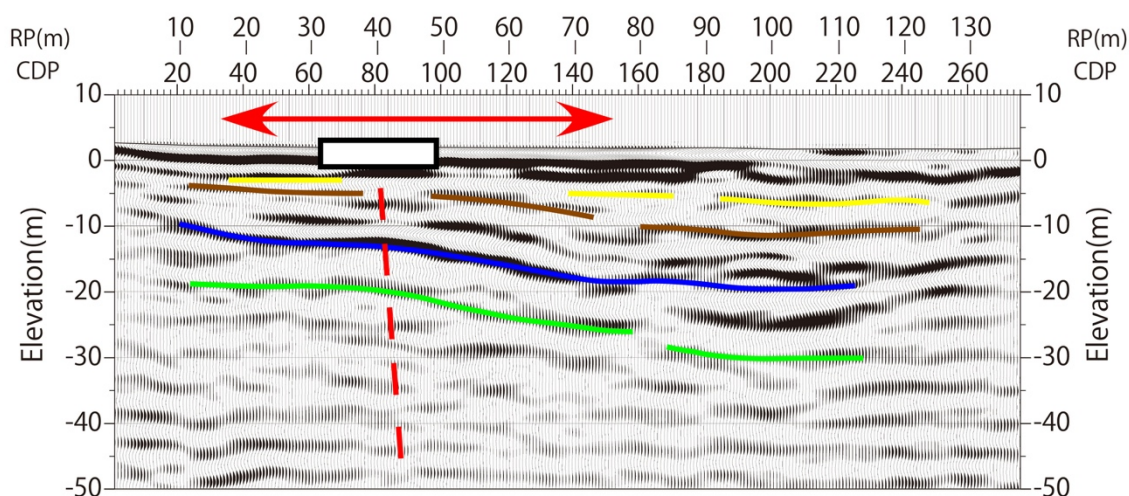


図 33 解釈断面図 (Line 2)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。図中の長方形、赤色破線、赤色両矢印、各色解釈線については図 32 の説明文参照。

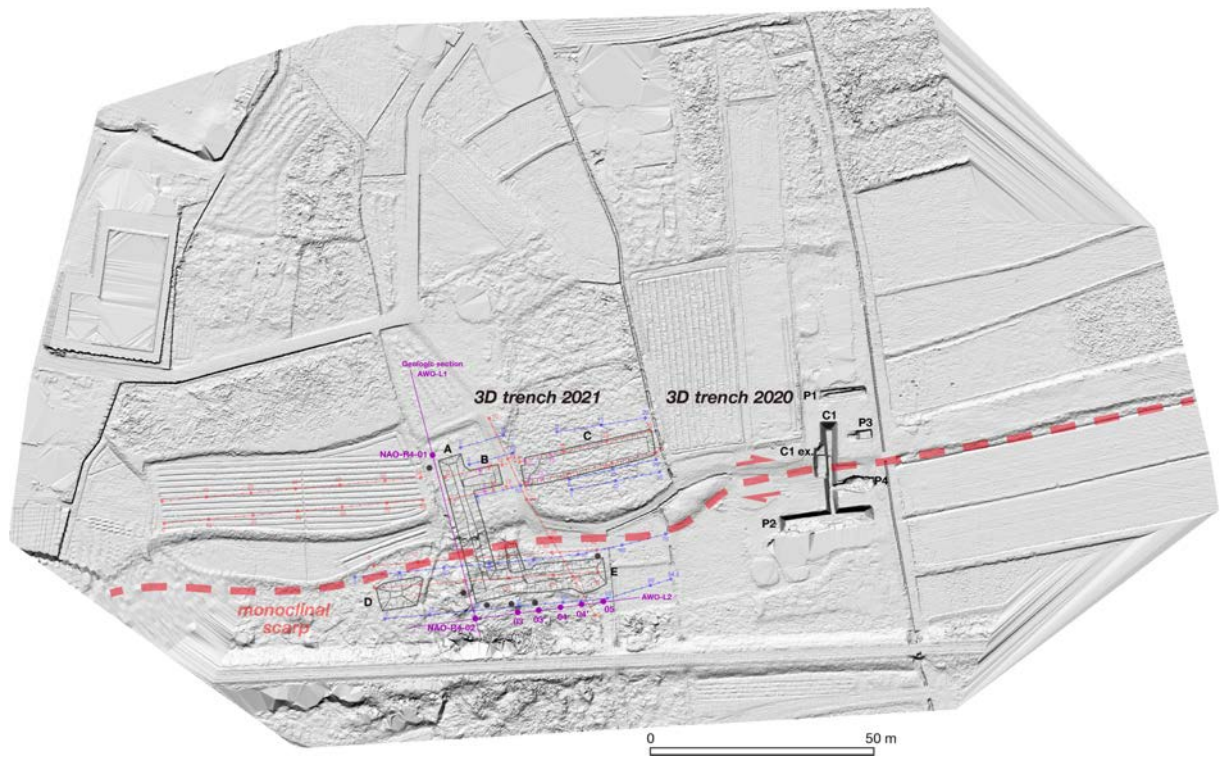


図 34 徳島県鳴門市阿波大谷地区における追加ボーリング調査の位置。
 近藤・他（2022）に加筆、修正。基図はドローン LiDAR による 0.1 メッシュ DEM。

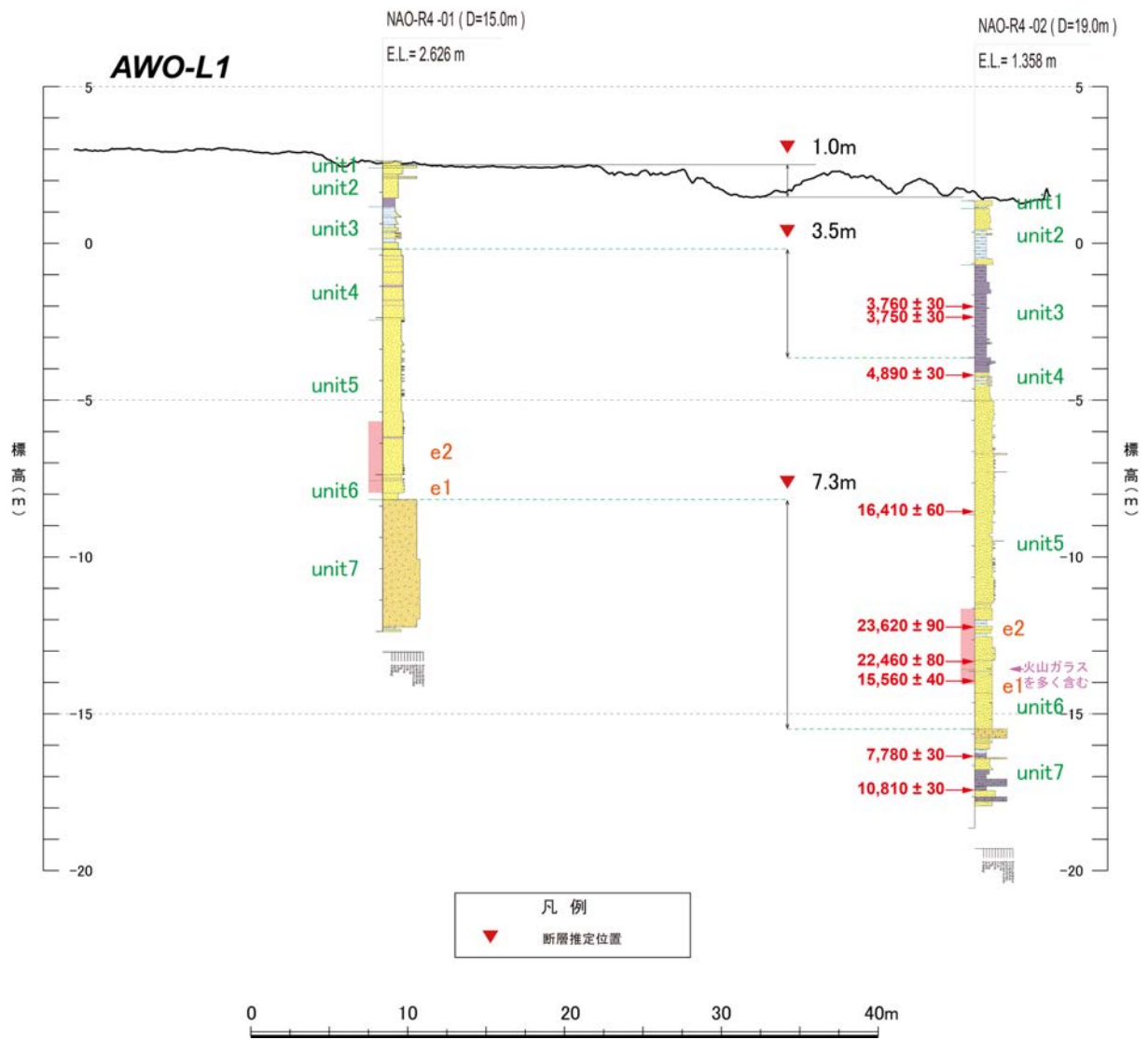


図 35 阿波大谷地区の追加ボーリングに基づく地形地質断面（南北）。
地形断面はドローン LiDAR による 0.1mDEM を基に作成。測線位置は図 34 に示す。

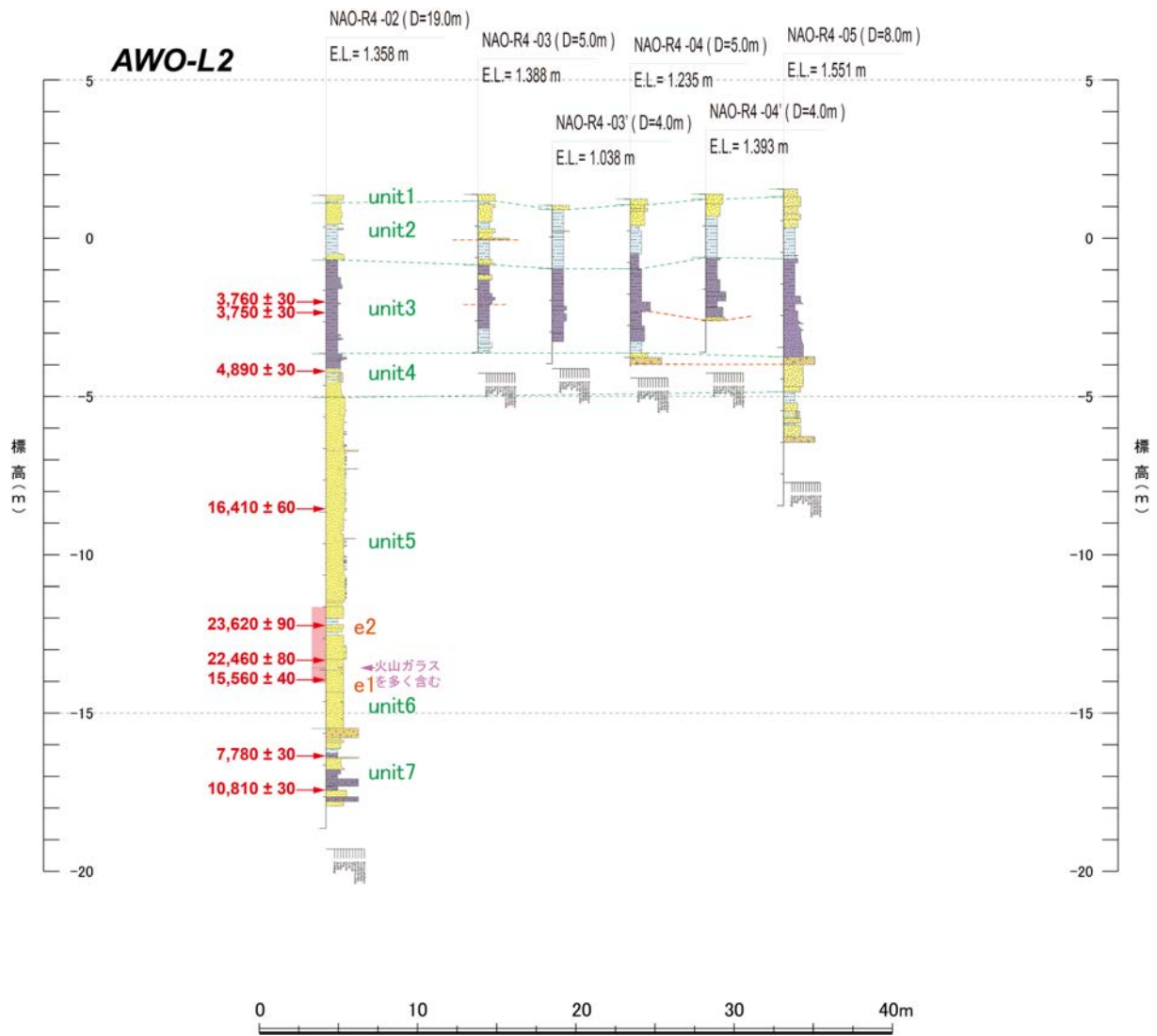
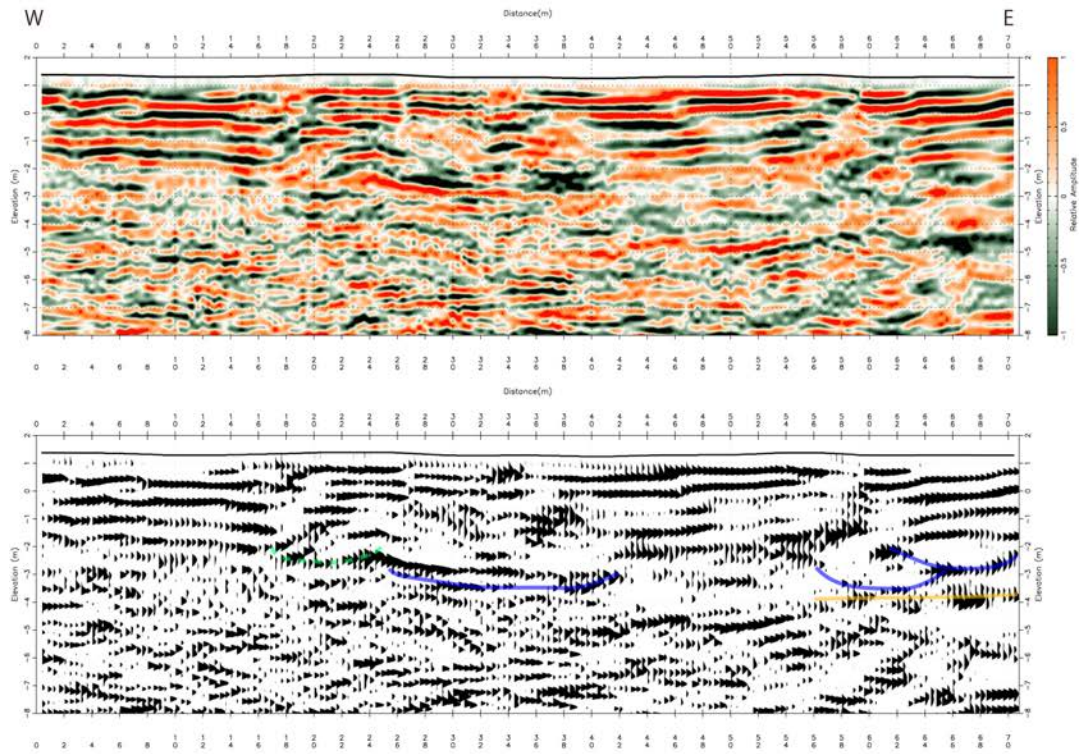


図 36 阿波大谷地区の追加ボーリングに基づく地形地質断面（東西）。
地形断面はドローン LiDAR による 0.1mDEM を基に作成。測線位置は図 34 に示す。

(A) Line ⑦ 50MHz



(B) Line ⑧ 50MHz

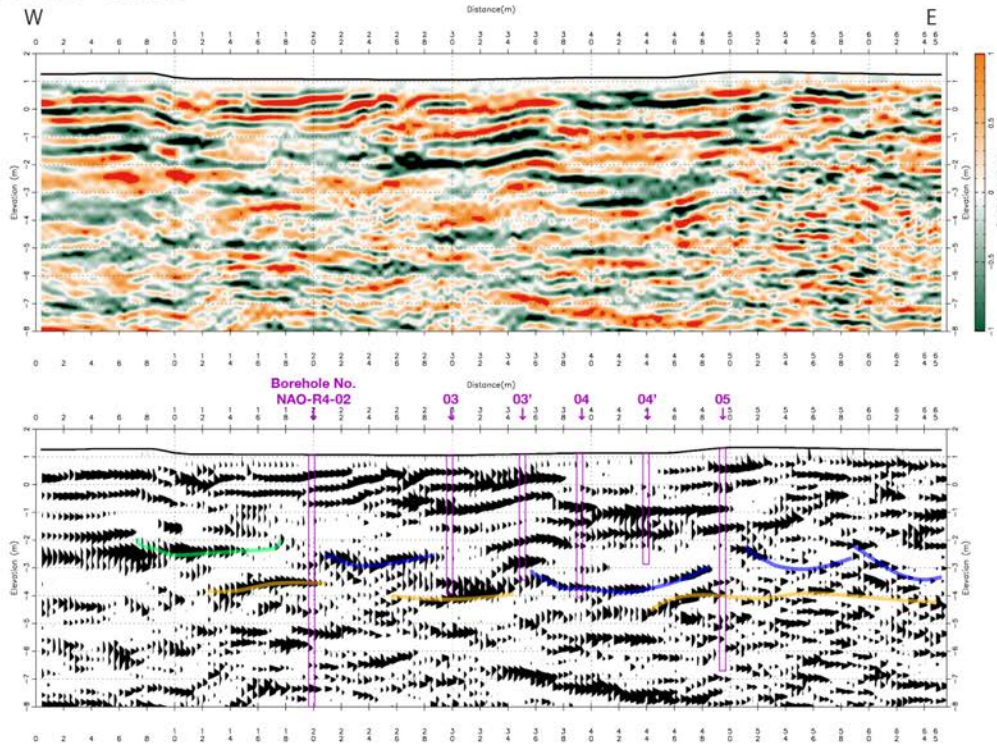


図 37 阿波大谷地区の GPR 探査の再解釈。

(A)断層低側 Line⑦測線の 50MHz 深度変換断面。(B)断層低側 Line⑧測線の 50MHz 深度変換断面。紫色の矩形はボーリング掘削位置を投影したもの。黄緑色線は、チャンネル堆積物（礫層 b）に対比可能なチャンネル構造、青色線はそれより下位のチャンネル構造、橙色線はボーリングでみられた扇状地性砂礫層の上面。

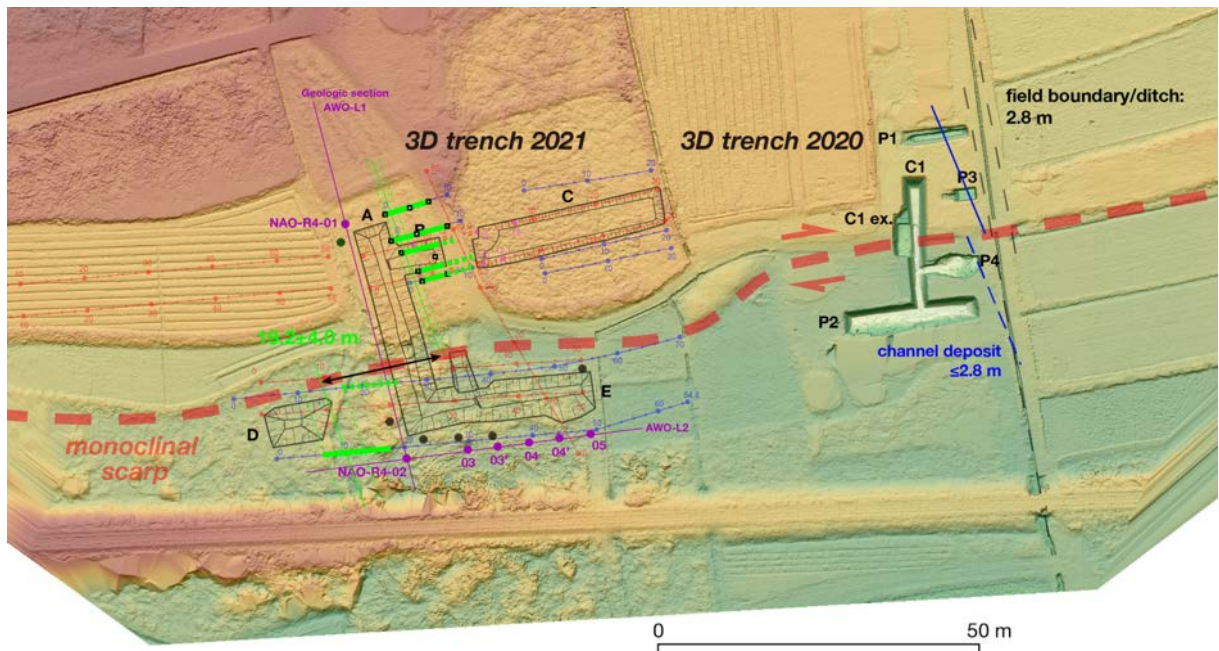


図 38 阿波大谷地区における埋没チャンネルの累積横ずれ量再計測。
 近藤・他（2022）に加筆。黄緑色線が埋没チャンネル（礫層 b）が確認された範囲。基
 図はドローン LiDAR による 0.1mDEM。

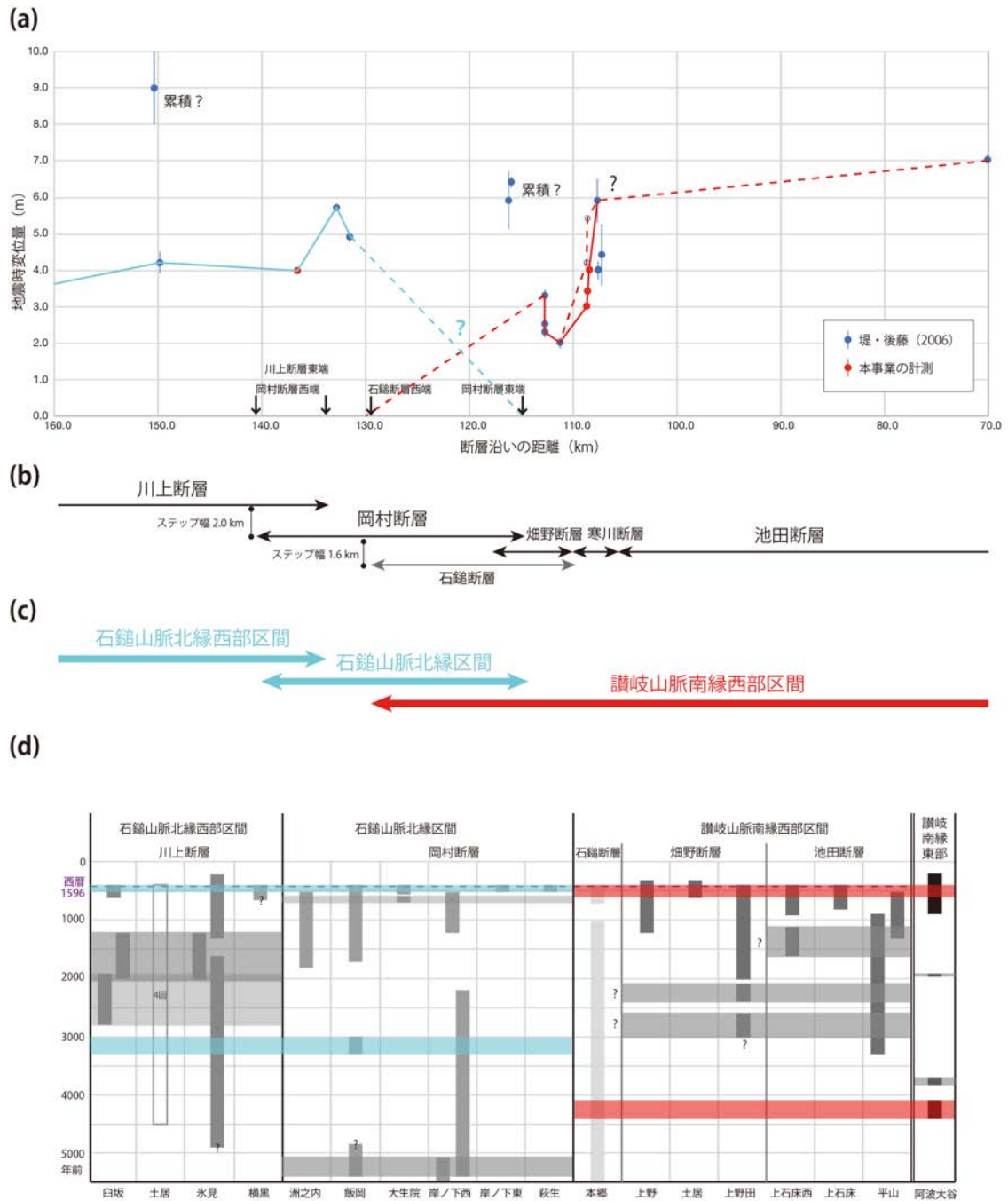


図 39 石鎚山脈北縁区間周辺の連動イベントの再検討結果。

(a) 堤・後藤 (2006) 及び本事業による変位量分布。(b)活断層トレースの模式図。(c)地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の活動区間。(d)地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の古地震イベントの時空間ダイアグラム。讃岐山脈南縁東部区間の活動時期は、本事業の鳴門南断層・阿波大谷地区のイベント I~IV。水色及び赤色のボックスは、複数区間が連動した可能性がある暫定的な連動型イベント。

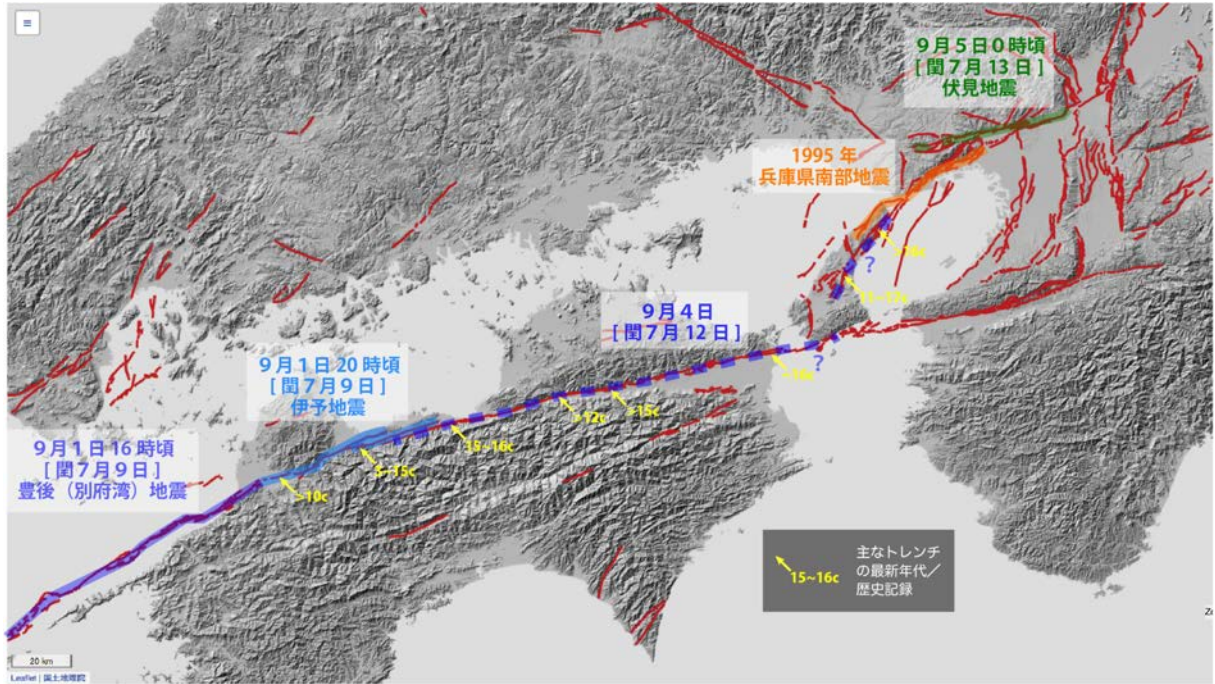


図 40 1596 年文禄に続発した大地震群と中央構造線断層帯および周辺断層との対応。歴史地震及びトレンチ調査による最新活動時期は、宇佐美・他（2013）、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）、小野・他（2016）、石橋（2019）、榎原（2020）、大熊・隈元（2022）を参照。基図は産総研・活断層データベース、国土地理院・地理院地図の地形陰影図。

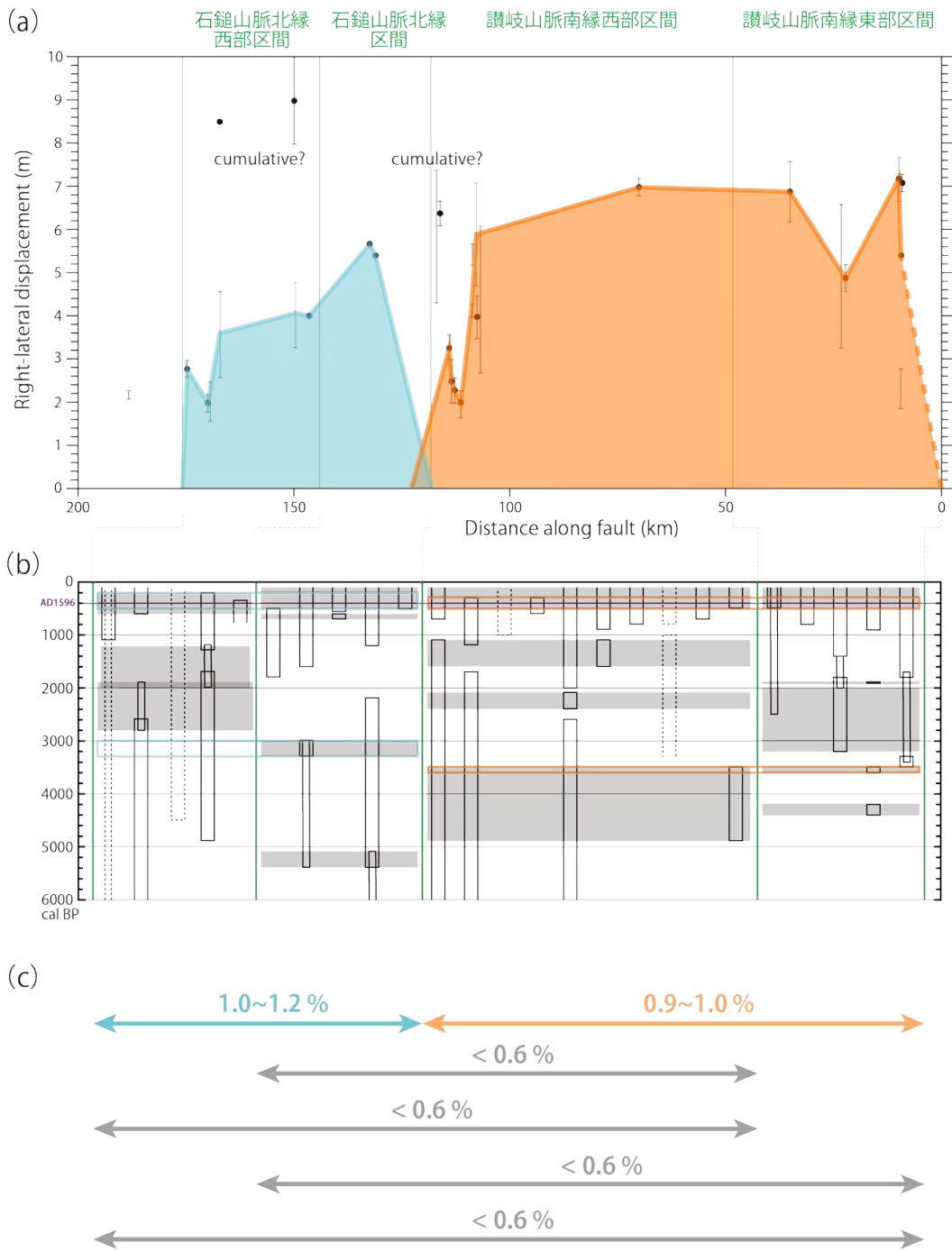


図 41 四国陸域の中央構造線断層帯で生じた連動型地震と発生確率。
 (a) 堤・後藤 (2006) 及び本事業による変位量分布と連動範囲の解釈。水色線と橙色線は、それぞれ 1596 年文禄 9 月 1 日の伊予地震および 9 月 4 日頃に生じた大地震。(b) イベント時空間分布。地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) に本事業の調査地点を加えたもの。(c) 変位履歴に基づく連動型地震の発生確率。数値は、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の確率。

(3) 令和 2～4 年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線断層帯・四国陸域の 4 つの活動区間を対象として、地震時変位量・活動時期等の変位履歴に基づき過去の連動型地震イベントを判別し、連動型地震の発生確率を算出するため、以下の調査研究を実施した。

令和 2 年度は、中央構造線断層帯の四国陸域で最も東に位置する、讃岐山脈南縁東部区間を対象として変位履歴を解明するため、次の調査を実施した。同区間を構成する断層のうち、山麓沿いを延びる鳴門断層の撫養木津地区において、変動地形の再検討、S 波反射法地震探査、ボーリング調査を実施した。その結果、山麓から西北西に分岐して延びる南側低下の活断層と東西走向に延びる北側低下の逆向き低断層崖をみいだした。探査断面とボーリングでは、これらの断層により形成される閉塞凹地や極浅部の断層地下形状が明らかになった。また、K-Ah を伴うイベント堆積物を認定した。平野内を延びる鳴門南断層の阿波大谷地区で 3D トレンチ調査を実施し、過去 3 回の古地震イベント発生時期を推定した。暫定的なイベント発生間隔は 600～1100 年ないし 3100～3300 年と不規則だった可能性がある。さらに、予察的に連動型イベントの発生頻度を検討した。

令和 3 年度は、讃岐山脈南縁東部区間を対象として変位履歴を解明するため、前年度に引き続き次の補足調査を実施した。同区間を構成する断層のうち、山麓沿いを延びる鳴門断層の撫養（むや）町木津地区において、ボーリング調査・ドローン LiDAR 調査を補備的に実施した。その結果、従来よりもさらに精緻な地形地質断面を作成でき、右横ずれ平均変位速度を 2.4mm/yr 以上、1 回ないし 2 回分の地震時横ずれ量を 7.7m、上下変位量を 1.0m と推定した。また、平野内を延びる鳴門南断層の阿波大谷地区で 3D トレンチ調査を実施し、過去 4 回の古地震イベント発生時期を特定した。最新活動を 1596 年文禄（慶長）地震に対比した場合、イベントの平均発生間隔は 1200～1300 年と見積もられる。また各イベントに伴う上下変位量と最近 3 回分の累積横ずれ量を 15m 程度と計測し、最近 3 回の地震時横ずれ変位量をそれぞれ 6.3m、3.9m、5.3m と推定した。さらに、4 回のイベントでは縦ずれ／横ずれ成分の比が変わらなかったと仮定した場合、イベント 4 に伴う横ずれ量は 2.4m と推定された。これらの結果を基に変位履歴を復元し、阿波大谷地区では 4 回のうち少なくとも 2 回が周辺と連動したイベントであり、時間予測モデル的であった可能性を指摘した。讃岐山脈南縁西部区間・寒川断層上の豊岡地区においてドローン LiDAR 調査及び GPR 探査による予察的な変位履歴調査を実施し、1596 年文禄（慶長）地震に対応する最新活動に伴って 3～4 m の右横ずれが生じたと推定した。以上の結果を基に、讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動型イベントの発生頻度を予察的に検討した。

令和 4 年度は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間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。石鎚山脈北縁区間・岡村断層の大生院地区において、ドローン LiDAR 計測、3D トレンチ調査を実施し、過去 2 回の活動時期と活動間隔、地震時変位量を明らかにした。その結果、最新活動は西暦 1440 年以降に生じ、先行するイベントの発生年代は西暦 1250～1400 年に限定された。これらをもとに最近 2 回の活動間隔は 200～350 年と推定され、この間隔は従来の 1500～1800 年よりも有意に短い。石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の横黒地点において、ドローン LiDAR 計測、トレンチ調査、S 波反射法地震探査を実施した。トレンチ壁面と探査断面には、地形と調和的な北側隆起

の撓曲変形や南への傾動を受ける地層が確認された。年代測定の結果、最新活動時期は西暦 1630 年以前に限定され、地震時変位量は右横ずれ 3.5m、上下変位 1.1mであった可能性が明らかになった。令和 2～4 年度の変位履歴を四国陸域の 4 区間で整理して、過去の連動型イベント抽出した。その結果、1596 年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは 9 月 1 日の伊予地震に相当し、約 3000～3300 年前にも生じたと推定された。連動間隔は、2600～2900 年と算出される。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは 9 月 4～5 日にかけて生じ、約 3500～3600 年前にも生じたと推定された。連動間隔は 3800～4000 年と算出される。これらの連動履歴とポアソン過程に基づき、今後 30 年間の連動確率を試算した。

(b) 業務の成果

1) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門断層の撫養木津地区における調査

a) 調査地点の概要

讃岐山脈南縁東部区間は山麓沿いを延びる鳴門断層と徳島平野側に分岐して延びる鳴門南断層の 2 条により構成される (図 42～44)。撫養木津地区は、鳴門南断層のほぼ中央付近に位置し、大谷川及び中山谷川が徳島平野へ流入する合流点付近に位置する。鳴門断層は概ね東西走向で延び、南流する支流性河川と平野側に厚く堆積する沖積層の互層を基に、精度良い活動時期や横ずれ変位基準となる流路堆積物等の存在が期待された。令和 2 年度は予察的な調査として、断層の正確な通過位置、表層の堆積層や年代の概略を把握するため、測線長 430m の S 波反射法地震探査と 4 孔の群列ボーリング調査を実施した。

b) 反射法地震探査

i) 探査測線

徳島県鳴門市の撫養木津地区において、測線長 430 m の S 波反射法地震探査を実施した。探査測線の詳細位置を図 45 に示す。本探査地点において推定される東西走向の断層構造にできるだけ直交するように、南北方向の測線を設定した。

ii) 探査データの取得

S 波反射法地震探査の現場データ取得は、一般的な共通中間点重合法 (例えば、物理探査学会, 2016) によって行った。本探査の主なデータ取得仕様をまとめて表 4 に、本探査で使用した機材の仕様を表 5 に示す。震源には米国 Industrial Vehicles International 社製のバイブレータ震源車「Minivib」を使用した。本震源車はパーツの組み替えや制御機構のソフトウェア・パラメタ設定の変更等によって P 波も S 波も起振できるものである。データ収録にあたっては米国 Geometrics 社の GEODE システムを使用して、各発震ごとに受振点 120 点分の波形データを同時収録し、震源車 (発震点) の移動に伴って 24 点ごとに受振点を前方にロールすることにより、測線長 430 m 分の反射法地震探査データを得た。また、探査測線は道路上に位置しており起伏がほとんどみられないことから、測線の位置座標測量は GNSS 測量の RTK 法を用いて 20m 毎に行い、内挿計算によって各発震点・受振点座標を得た。

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法（例えば、物理探査学会，2016）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常の前処理時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システム SeisSpace ProMAX（米国 Halliburton Energy Services 社製）を用いて、図 46 に示す過程によって行った。また、本データ処理過程での各処理に適用したパラメータを表 6 に示す。

図 47 に、受振点 120 チャンネル分で構成されるオリジナルの発震記録例として、震源位置が測線北端・中央付近・測線南端の場合を並べたものを示す。同時収録範囲の端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。

取得記録に対してバンドパスフィルタを適用した。パラメータテストの結果、発震時のスイープ周波数 10~60Hz（表 4）において有意な信号が含まれていると判断し、スイープ周波数に近い帯域にフィルタの通過帯域を設定した。その後、振幅回復処理、デコンボリューション処理を適用した。デコンボリューション適用後、反射断面の波形の連続性向上のため低周波を強調する目的でバンドパスフィルタを適用した。上記処理を適用した効果を示す例として、図 47 のオリジナルの発震記録に対して上記処理を適用したものを図 48 に示す。オリジナルの発震記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であることが確認できる。

上記処理後、速度解析により構築した速度構造に基づいて NMO 補正を行い、残差静補正処理を実施した。残差静補正により発震点・受振点近傍の不均質に起因すると思われる反射波走時のずれが補正され、反射面の連続性が向上したことを確認した。その後、CDP 重合処理を実施した。さらに、CDP 重合によって得られた重合断面に対して、FK マイグレーション処理を適用した。その際に使用した速度構造は、速度解析で得られた速度をスケールリングした構造を複数パターン用いてパラメータテストを行い、その結果、速度スケール 100 %を選択した。こうして得られたマイグレーション処理を施した時間断面に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換処理を行い、地形標高補正を適用した上で最終的な深度変換断面を作成した。

iv) 探査結果

前述したデータ処理によって得られた探査結果断面として、重合断面を図 49 に、マイグレーション時間断面を図 50 に、マイグレーション深度変換断面を図 51 に示す。これらの断面図について、図 49 および図 50 の白黒断面図（ウイグルトレース+バリエブルエリア表示）では正の振幅を黒で描画し、図 51 の相対振幅カラー断面図（バリエブルデンシティ表示）では正の振幅を赤、負の振幅を青で描画した。また、断面図の横軸は左を北側とした。

重合断面図（図 49）では、断面全体にわたって地表から往復走時 400 ms 付近までほぼ

水平な反射面が卓越する。とくに、往復走時 300 ms 前後で、強度（相対振幅）が大きく連続性の良い反射面が、断面北部・南部ともに見られる。ただし、南端からの距離 180 m 地点付近、220 m 地点付近、280 m 付近では、極表層を除いて反射面の途切れ・食い違いが見られる。これらの地点は、探査測線が地表の断層線を横切る場所の周辺に位置している（図 52）。次に、マイグレーション処理を施した時間断面図（図 50）を見ると、マイグレーション処理による主要な反射点位置・反射面形状の大きな変化は見られないものの、全体的に反射面の視認性が改善されている。また、マイグレーション処理前には往復走時 300 ms より深い領域で多く見られた回折波の可能性のあるノイズ群（図 49）が、マイグレーション処理後には大きく軽減されている。

時間断面に対して深度変換処理を施したマイグレーション深度変換断面（図 51）では、断面北部と断面南部では水平で連続性の良い反射面群が卓越するのに対して、断面中央の距離 180 m 付近～280 m 付近では北方へ傾斜する反射面が複数見られる。また、時間断面では断面北部・南部ともに往復走時 300 ms 前後で見られた強くて連続性の良い反射面は、深度変換断面では、断面北部では深度 60 m 前後、断面南部では深度 30 m 前後に現れている。こうした時間断面と深度変換断面での反射面の位置・形状の大きな違いは、深度変換処理に適用した地震波速度構造に起因するものと考えられる。ここで用いた地震波速度構造は、先述したように、共通反射点重合法による反射法地震探査データ処理の際の速度解析結果を用いたものであり、その速度値は断面南部よりも断面北部で急激に増大している。本探査測線の中央付近には 2 条の断層が位置していることから、この断層帯を挟んで北側と南側の地層では物性が大きく異なっている可能性がある。実際に徳島県（1998）が実施した P 波反射法地震探査では、今回の S 波反射法探査測線の周辺で P 波速度が北方へ向かって増大している。したがって従来の知見でも、本探査測線において北方へ向かって S 波速度が増大している可能性が高いと言え、今回の S 波探査による速度解析結果はこれに大局的には調和する。そのため、今回得られた深度変換断面（図 51）は、時間断面（図 49, 50）と比較すると反射面パターンが大きく異なっているが、実際の地下での地層面の位置・形状をより正しく表しているものとみなすことができる。

以下では、探査測線と地表での断層線の位置関係等（図 52）を参考として、上で得られたマイグレーション深度変換断面図の解釈（図 53）について述べる。まず、断面浅部の地表～標高-20 m の範囲では、断面北部と断面南部では水平で連続性の良い反射面群が卓越するのに対して、断面中央の距離 180 m 付近～270 m 付近では傾斜・あるいは細切れになっている反射面が多く分布しており、この境界は地表の断層トレースの近くに位置していることから、地下でもこの境界の延長に断層が存在すると考えられる。

断面のより深部に注目すると、断面北部の標高-60 m 前後に分布するほぼ水平あるいは緩やかに南傾斜する明瞭な反射面群は距離 260 m～270 m で途切れており、これらの途切れ位置は、地表では 275 m 付近にある断層の地下延長に相当するものと考えられる。とくに活断層の地表トレース近傍の距離 277 m 地点およびその周辺では、表層付近から地下深部まで系統的な反射面の食い違い・途切れが見られる。したがって、図 53 の北側の赤線で示されるような、地下数十 m 程度で複数に分岐する可能性はあるが、大局的にはほぼ鉛直あるいは高角南傾斜の断層が存在すると解釈した。

次に、断層南部の標高-30 m 前後に分布するほぼ水平で明瞭な反射面群は、距離 185 m

付近で明瞭な食い違いを呈しており、地表で距離 180 m 付近に位置する断層の地下延長に相当するものと考えられる。このことから、図 53 の最も南側の赤実線で示されるような、地表の距離 180 m 地点から高角で北に傾斜する断層を解釈した。ただし、今回の探査断面の最下部付近においては、この断層の深部位置はやや不明瞭である。

断面中央の距離 180 m～270 m では図 12 の黒線で示されるように、断面の浅部から深部にわたって数多くの傾斜した反射面が見られる。これらの反射面群では、距離 210 m で標高-6 m（地表からの深度約 10 m）付近の位置から距離 220 m で標高-50 m 付近にかけて、系統的な反射面の途切れ・食い違いが見られる。表層付近での変位地形や地層・反射面の変形は確認できないため、最近の活動は不明であるが、この位置にも高角北傾斜の断層が存在している可能性がある。

c) ボーリング調査

撫養木津地区において、活断層の正確な通過位置、極浅部の地下形状、堆積層の分布と年代の概略を把握するため、変動地形解析や S 波反射法地震探査とともにボーリング調査を実施した（図 54）。調査地周辺は、讃岐山脈から徳島平野へ流れる大谷川形成した沖積低地に位置し、大谷川から人工的に開削した中山谷川が南流する。ボーリングは断層推定通過位置を縦断する方向に群列状に 4 孔（北から順に MYK01～04 孔）を配置した。ボーリングコアの写真を図 55、ボーリング対比図を図 56 に示す。

i) ボーリングコアの層序

ボーリングコアの地層は、上位から Unit1～6 までの 6 つに区分され、基盤の上位に埋土層が載る最北部の MYK01 孔を除き、おおむね同様な層相の地層から構成される。また、Unit4、Unit5 にはイベント層と考えられる貝殻混じり砂層や礫層（以下イベント堆積物 e1～e5）が含まれている。今後詳細な分析等により詳しく検討する必要があるが、いずれも津波堆積物の可能性がある。特に、後述する鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）の二次堆積物を含むイベント砂層は層相から津波堆積物と判断できるため、下記で詳述する。以下に各 Unit の層相について述べる。

Unit1 層は、細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の田畑の深層土、埋土、盛土、耕作土からなる埋土層と考えられる。

Unit2 層は、最南部の MYK04 孔のみで認められる。粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締りは緩く、一部でイネ科の植物根を含む。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互層する層相から氾濫原堆積物と考えられる。

Unit3 層は、砂～礫を主体とし、一部シルト、礫または礫混じりシルト、細粒砂を挟む。淘汰が悪く、最大径 20cm 程度の亜角礫を含むことに加え、一部で平行葉理が見られることから河川～氾濫原堆積物と考えられる。礫種は砂岩を主体とすることから、その起源は支流の中山谷川と推測される。

Unit4 層は、シルト～砂質シルトを主体とし、砂・細礫層を狭在する。シルト～砂質シルトは炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂で構成され、淘汰は比較的良い。礫は比較的円摩度が高く、貝殻片を含む層準はイベント堆積物（e5）の可能性がある。炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟むことか

ら、干潟～氾濫原堆積物と考えられる。

Unit5層は、主として内湾の泥質堆積物からなり、K-Ah火山灰層を挟む。上位から順にUnit5-1、5-2、5-3層に細分される。

Unit5-1層は、シルトおよびUnit5-2層を由来とするK-Ah再堆積物の薄層を含むシルトを主体とする。MYK02およびMYK03孔のみに分布する。貝殻片を含む生物擾乱の発達した無構造のシルトであることから、最大海進期の内湾堆積物と考えられる。一部に含まれる貝殻片を含む粗粒堆積物はイベント堆積物(e4)の可能性もある。

Unit5-2層は、主として火山灰混じりの均質な中粒砂から構成され、浸食面を境としてさらに3つのサブユニットに細分される。Unit5-2層全体の層厚はMYK02孔で約2.2mである。火山灰はBw型の火山ガラスを主体とし、火山灰分析結果から約7,300年前のK-Ah(町田・新井,1978;Smith et al.,2013)に対比される(図57,58)。四国での風成K-Ahの層厚は40cm程度とされている。上位のUnit5-1層、下位のUnit5-3層は共に内湾堆積物であることに加え、Unit5-2層では弱いながらも一部に葉理構造や級化構造が認められることから、上下層と同じく内湾の環境下で水中堆積したと考えられる(図59)。また、MYK03孔の深度-9.8~-9.85mには、黒色砂層の上位にK-Ahを含む砂質シルトが偽礫状に取り込まれている。MYK02及び03孔では上方細粒化を示す層相が浸食面を境に少なくとも3回認められ、最下部に粗砂～細礫、上部に炭質部を含むことから津波イベント堆積物(e3.1、e3.2、e3.3)と判断される。

Unit5-3層は、巻貝や二枚貝が散在するシルト～砂質シルトを主体とし、炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。シルト～砂質シルトには貝殻片を含む相対的に粗粒な砂礫層が含まれ、イベント堆積物(e1、e2)である可能性がある。ただし、河川の氾濫に伴うイベントか津波イベントかは層相からは判断できない。

Unit6層は、最も北側に位置するMYK01孔にのみ分布する。砂岩・泥岩互層からなる基盤岩から構成される。やや不明瞭ではあるが、傾斜30°～40°の層理面が認められ、調査地点東の丘陵に露出する和泉層群の砂岩泥岩互層の傾斜と整合的である。

ii) 断層の地下形状の推定とイベント堆積物

ボーリング調査及びS波反射法地震探査の結果、変動地形から推定される閉塞凹地の構造が確認された。すなわち、北側の活断層トレースは南側低下を伴い西北西に延びる一方で、南側のトレースは北側低下の逆向き低断層崖を形成している(図56)。ただし、ボーリングコアの地層で見られるMYK02～MYK03間の累積的な上下変位は、みかけ上は南側低下である。河川性砂礫層のUnit3や内湾の泥質堆積物であるUnit5-1までは南側の断層トレースを境に層厚が著しく異なっている。そのため、鳴門断層の右横ずれに伴い異なる層厚の地層が断層走向方向にずれ動いた結果、みかけ上の上下変位が生じている可能性が高い。いずれにしても、閉塞凹地内で掘削したMYK02孔ではUnit4以下の海成細粒堆積物が厚く分布し、鳴門断層の相対的な沈降場に堆積した結果と考えられる。上述のK-Ahを含むイベント堆積物(Unit5-2層)の層厚は断層の南側では確認できていないため、この点も含めてさらに追加ボーリング等によって検討する必要がある。

津波に伴うイベント堆積物として認定したUnit5-2層は、内湾の泥質な堆積環境下に挟

在する K-Ah の二次堆積を含む厚い砂層であり、基底に明瞭な浸食面を伴う主な 3 つのサブユニットからなる。K-Ah は鹿児島県南方沖合の海底鬼界カルデラを給源とする巨大火砕流に伴う広域火山灰 (co-ignimbrite ash) であり、噴煙柱の崩壊直後の火砕流堆積もしくは引き続きカルデラ崩壊に伴って、巨大津波が生じた可能性が知られている (例えば、町田・新井, 1978 ; Maeno and Imamura, 2007)。また、噴火過程初期の大隅軽石噴出後、幸屋火砕流堆積前と K-Ah 降灰中のそれぞれで、周辺諸島で噴礫を生じる 2 回の巨大地震が生じた可能性が指摘されている (成尾・小林, 2002)。K-Ah に関連した津波シミュレーションでは、カルデラ崩壊に伴う津波の最大波高は鹿児島県南九州市穎娃 (えい) で約 40m、枕崎で約 25m に達する可能性も示されている (Maeno et al., 2006 ; Maeno and Imamura, 2007)。ただし、より広域の分布範囲については、屋久島 (Geshi et al., 2017 ; Nanayama and Maeno, 2018)、宮崎平野 (Nakanishi et al., 2019)、別府湾南岸 (藤原・他, 2010 ; Yamada et al., 2021) を除き、太平洋岸や紀伊水道、瀬戸内海などでは現時点であまり知られていない。なお高知県宿毛湾では、約 8 m に及ぶ K-Ah の水中二次堆積を含む堆積層が当時水深 20m に堆積したラハール堆積物として報告されている (七山・他, 2020)。

Unit5-2 層のイベント堆積物は、浜堤起源とみられる淘汰がよい中粒砂に K-Ah が多量に混じり、少なくとも 3 つのサブユニットから構成される。本層は河川性堆積物の層相とは異なっており、層相からみてラハール堆積物とは判断しなかった。サブユニットは押し波と引き波のサイクルに対応している可能性があり、K-Ah 降灰中か降灰直後に生じたと考えられる。よって、より大規模であったとされるカルデラ崩壊に伴い生じた巨大津波に対応する可能性が高い。今後、さらに分析を実施して詳細を検討する必要がある。

d) 撫養木津地区における調査結果のまとめ

変動地形の再検討、S 波反射法地震探査、ボーリング調査の結果、周辺の活断層トレース位置がより正確に明らかになった。特に、図 52 に示したように、東西走向に延びる平野側のトレースは北側低下の逆向き低断層崖に一致しており、従来の活断層図で示されてきた南側低下の撓曲構造はみられなかった。また、西北西走向に延びる南側低下の低断層崖は本調査により新たに確認されたトレースである。このトレースについては、探査断面では南側低下・南傾斜の断層が明瞭にイメージされた。ボーリングでは最も北側のコアで基盤岩が露出したため地層のずれを現段階では検討できないが、中山谷川の右岸川 (西側) の沖積面上にも南側低下の低崖が連続する。

今後、ボーリングを追加掘削して地形地質断面を精緻化し、古地震イベントや上下変位速度等について検討をおこなう。また、年代測定結果をもとに逆向き低断層崖の形成時期と水路の横ずれ量、イベント回数などについて検討する必要がある。さらに、ボーリングコアでみいだされた K-Ah 津波堆積物等のイベント堆積物についても各種分析を実施して、成因や確からしさ、分布範囲と中央構造線断層帯の変位との関連を検討することも必要である。

2) 鳴門南断層・阿波大谷地区における 3D トレンチ調査

a) 調査地点の概要

阿波大谷地区は、讃岐山脈から南流する大谷川が形成する扇状地の末端付近に位置し、東西走向に延びる鳴門南断層が扇状地性段丘面や低湿地に南側低下の撓曲変形を生じている(図 60、61)。鳴門南断層は、高田・他(1998)によって沖積低地上に形成された微高地や撓曲崖の分布からその存在が明らかにされ、徳島県(1999, 2000)及び森野・他(2001)により過去4回の活動履歴と断層地下形状が推定されている。本調査地周辺では、堤・後藤(2006)により詳細な活断層分布と複数の右横ずれ変位地形が報告されている。それらは古い変位基準として、縄文海進時の貝塚が載る段丘面と沖積面を境する段丘崖に $7.1 \pm 0.2\text{m}$ と $7.2 \pm 0.5\text{m}$ 、新しい基準として、南北方向の水路に $1.9 \sim 2.8\text{m}$ である。本調査ではこれらの変位を地層のずれから確認・検討するとともに、変位基準の年代を明らかにして、古地震イベントの発生時期及び地震時変位量を予察的に推定した。

b) 3D トレンチ調査

i) トレンチ掘削の概要

3D トレンチは、比高 0.5m 程度の撓曲崖を南北方向に横断する C1 トレンチ、断層走向に平行な P1~P4 トレンチの合計5孔を掘削した(図 62)。撓曲崖は人工改変によって崖の形態が変化しているが、現在の地形では C1 トレンチの E10~11 及び W10~11 付近が低崖の基部に当たる。掘削の順序は、横ずれ変位基準となり得るチャンネル堆積物を掘削によって消失することがないように、断層北側の P1 を最初に掘削した。また、用地の範囲と重機搬入路の制約から次に P2 を掘削した後、P3 と P4 を順次掘削した。最後に C1 トレンチを P2 トレンチと連結する形で掘削した。露出した地層は、軟弱な粘土・シルト・砂を主体としていたため、P4 トレンチは掘削後に崩壊したためスケッチは作成できなかった。また、C1 トレンチの西壁面中央部は作業終了後に一部崩壊したため、西側へ拡張して底盤を観察した(図 61)。図 63~71 に各トレンチ壁面の写真とスケッチを示す。

ii) トレンチの層序、イベント層準の認定と発生年代

トレンチ壁面には、下位から断層の隆起側のみに露出するチャンネル堆積物(VI層)、腐植質シルト・粘土を主体とする湿地性堆積物(V層)、掘削範囲の広範に分布する氾濫原堆積物(IV層)、断層の低下側のみに分布するチャンネル堆積物(III層)、人工改変土(II層)、表土及び耕作土(I層)が露出した。それぞれのユニットは複数の地層に細分される。各地層の記載、放射性炭素同位体年代測定値、古地震イベントは表7にまとめた。以下では、イベント層準の認定を古いものから略述し、各イベントの年代について R2 年度時点で得られた結果を併せて記載する。なお、年代値は追加測定を予定しているため暫定値であり、暦年較正は 1σ の範囲に対応する年代(CalBP)を記述する。C1 トレンチの V 層では連続サンプルを実施し、多数の年代測定結果を得られた。それらは層序と矛盾する年代値も含まれており、図 64 のトレンチ壁面のスケッチには矛盾がない年代値のみを代表して示し、全ての測定結果は表7に示した。

イベント3: トレンチ壁面で識別された最も古いイベントであり、VIa 層堆積以降、V 層最下部の堆積中に生じた。VIa 層は明灰色~灰白色のシルト質砂層からなり、上位の V 層

に塊状に貫入する顕著な液状化痕跡の構造を示す（図 63～64、67～68、72）。VIb 層は C1 トレンチの断層隆起側（北側）に分布するチャネル堆積物の上位に位置し、撓曲崖直下では凹地状に落ち込む変形構造を示す。この変形は VI 層には明瞭に見られるが、上位の V 層のうち少なくとも Vp-5 には見られない。また、C1 トレンチ西壁面及び P2 トレンチ北壁面の VIa 層は顕著な液状化を生じつつ、上に凸の変形も示している。この変形構造は、C1 トレンチの W17 付近と P2 トレンチの N11 付近を頂部とする背斜状の変形と判断でき、主断層の右横ずれに伴い形成された副次的な圧縮によるものと考えられる。さらに、C1 トレンチ北端付近と P2 トレンチ南壁面との間では、VIa 層上面は 0.5m の上下変位を示す。一方、V 層最下部では液状化に伴い、VIa 層が上方に貫入し、V 層最下部の腐植質シルト中にパッチ状に点在する構造がみられる（図 64、72）。さらに上位では、V 層に挟在する白色粘土の薄層 Vp-1～5 層には、この液状化の変形モードがみられない。したがって、イベント 3 は、V 層の最下部の堆積中に生じ、かつ最下位の Vp-5 層堆積前に生じたと判断できる。

以上から、イベント 3 は少なくとも VIa 層堆積後、Vp-5 層以下の V 層最下部が堆積中に生じた。VIa 層の年代は調査時点では直接得られていない。V 層最下部の堆積年代を直接示す年代値は得られていないが、C1 トレンチで採取・測定した V 層の連続サンプルのうち、最下部で液状化の影響を受けたとみられる位置から 4020 ± 30 y. B. P. (OAS35 : 4420～4530 CalBP)、影響を受けていないとみられる位置から 3860 ± 30 y. B. P. (OAS34 : 4180～4400 CalBP) の年代が得られた。よって、イベント 3 の発生年代は約 4200～4500 年前と推定される。

イベント 2 : Vp-1 層以下の V 層を切断する白色粘土脈が V 層最上部に覆われるため、両者の間にイベント層準が認定される。C1 トレンチの東西壁面では、Vp-1 以下の地層に系統的な南側低下の撓曲変形が認められる。変形量は上述の VIa 層を基準とした上下変位 0.5 m よりも小さく、C1 トレンチの北端と南端付近の間で 0.3m 程度である。C1 トレンチの撓曲崖の基部からやや北側では、ほぼ鉛直から高角南傾斜に延びる白色の粘土脈が上方に雁行配列する。拡張後の C1 トレンチ底盤では粘土脈が東西走向で延びることが確認でき、右横ずれのリーデル剪断に伴う雁行亀裂と判断できる（図 73）。ただし、開口成分が 5 mm 程度と変位は小さく、主断層が形成する南側低下の撓曲変形の頂部付近に形成された副次的な剪断と開口亀裂と考えられる。亀裂を充填する白色粘土は層相から判断して Vp-1 層由来であり、上位の V 層最上部の腐植質シルトは混入していない。したがって、Vp-1 層の粘土層が水面下で堆積中にイベントが生じ、粘土が流動して亀裂を充填したと考えられる。その後、V 層最上部の腐植質シルトが覆って堆積した。よって、イベント 2 は Vp-1 層堆積中、V 層最上部の堆積前に生じた。

イベント 2 の年代は次の年代試料で限定できる。下限を拘束する年代として、Vp-1 層直下の腐植質シルト層から 3280 ± 30 y. B. P. (OAS21 : 3460～3560 CalBP) が得られた。また上限を示す V 層最上部の年代として、 3170 ± 30 y. B. P. (OAS02 : 3370～3450 CalBP) が得られている。したがって、イベント 2 の発生年代は、約 3400～3600 年前と推定される。

イベント 1 : イベント 1 は本調査で確認できる最も新しいイベントで、調査地の地形面を構成する IV 層が撓曲変形し、IV 層堆積以降に生じたと推定される。IV 層は掘削用地を広範に覆うフラッドローム層で複数のサブユニット (IVa～IVc) に細分される。IVc 層と下位の V 層との境界や IV 層中のサブユニット境界は、不明瞭ながら南側低下の撓曲変形

を示す。断層の低下側ではより新しいチャネル堆積物 III 層が IV 層及び V 層の一部を浸食する。そのため、IV 層を基準とした上下変位を計測することが難しい。また、III 層が本イベントに伴う撓曲変形に参加しているかは直接確認できないが、P2 トレンチで確認できる流向は概ね東西方向と断層に平行方向である。III 層の流路がイベント後の低下側に堆積した場合、イベント 1 は III 層堆積前に生じた可能性もある。現時点では判断できないため、追加の年代測定結果等も含めて再検討する必要がある。以上から、イベント 1 は少なくとも IV 層堆積以降に生じた。

IV 層の堆積年代として、 900 ± 30 y. B. P. (OAS01 : 740~900 CalBP) が得られた。この年代は暦年で西暦 1050~1210 年に相当する。また、IV 層からは鎌倉時代と同定された須恵器（徳島県教育委員会による鑑定）が出土した。よって、イベント 1 は約 900 年前（西暦 1050 年）以降、あるいは考古学編年に基づけば鎌倉時代以降に生じた。この最新活動年代は、讃岐山脈南縁東部区間の最新活動時期が西暦 16 世紀以降（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）とされる年代と矛盾がない。この長期評価結果は Tsutsumi and Okada (1996)、岡田・堤(1997)、徳島県(1999, 2000)などの調査結果に基づいており、最新イベントが 1596 年に生じたいわゆる慶長（文禄）地震に対応する可能性が指摘されている。近年、本調査地東方の鳴門南断層沿い撫養地区において、小野・他（2015）は 16 世紀に鳴門南断層が 0.5~1.0m の上下変位を生じた可能性を指摘している。よって、讃岐山脈南縁東部区間を構成する鳴門南断層は少なくとも 1596 年の一連のイベントに伴い活動した可能性が追認された。

以上から、本調査によりイベント 1 : 900 年前以降（あるいは 1596 年地震相当）、イベント 2 : 3400~3600 年前、イベント 3 : 4200~4500 年前の活動履歴が予察的に明らかになった。調査地東の徳島県（1999, 2000）による段関・大代地点の結果では、過去 4 回のイベント 1~4 が識別され、森野・他（2001）によりまとめられた活動時期は、イベント 1 が 4~5 世紀以降、イベント 2 及び 3 が 1900~3000 年前の間に 2 回、イベント 4 が 3300~3400 年前頃に指摘されている。最近 2 回のイベントは軽微な傾斜不整合から推定されたものであり、イベントの確実性が低いとされている。両地点は同じ鳴門南断層上で近接しており、別々の履歴を記録するとは考えにくい。現時点で得られたイベント年代では、本調査のイベント 2 が段関トレンチのイベント 4 に対応する可能性がある。これは、本調査ではイベントが 2 つ欠落しているか、あるいは段関のイベントが実際はより少ないものであったかのいずれかが考えられる。本調査の層序と年代からは、段関地点のイベント 2 及び 3 に相当する 1900~3000 年前の地層は不整合で欠落するものの、さらに下位の地層（V 層以下）でみられる累積変位や変形の程度は小さく、この間に 1~2 回のイベントを読み落としているとは考えにくい。一方、段関地点のイベント解釈と年代についても、軽微な不整合によるイベント認定や年代試料数の制約もあり、必ずしも確実度が高いとは言えない。よって、R2 年度時点ではいずれかを判断するデータが不足しているため、今後より検討する必要がある。

R2 年度でのイベント発生時期に基づき、予察的な活動間隔を推定する。イベント 2 と 3 の発生間隔は、両者の年代を差し引きして 600~1100 年となる。最新活動時期は下限のみ求まっているが、1596 年に生じたと仮定した場合、イベント 1~2 の発生間隔は 3100~3300 年となる。イベント 1 の下限の 900 年前以降とした場合は、イベント 1~2 の発生間

隔は 2500 年以上となる。いずれの場合でも、最近 3 回のイベントは規則的な（等間隔の）発生間隔では生じていない可能性が高い。この点は上述の段関トレンチの活動履歴との対比や各イベントに伴う地震時変位量を検討する上でも重要であるため、引き続き次年度以降も検討する必要がある。

iii) 横ずれ変位量の推定

3D トレンチでは、断層北側の P1 トレンチと P3 トレンチにおいて V 層腐植質粘土層を削り込み、南南東走向に流下するチャンネル堆積物の IVc-1 層が露出した（図 65～66、69～70）。上述のように、断層直交方向のトレンチで解釈されるイベント層準から判断して、IVc-1 層は最新活動 1 回の横ずれ変位を受けていると考えられる。しかし、このチャンネル堆積物は断層の南側ではいずれのトレンチ壁面にも露出しなかった。よって、流路堆積物の西縁は、断層南側では P4 トレンチと P2 トレンチの北東縁よりも東側に位置すると推定され、最新活動の右横ずれ量の上限を拘束することになる。断層北側の IVc-1 層の走向を断層南側で外挿して計測すると、横ずれ量の最大値は 2.8m となる（図 74）。また、堤・後藤（2006）が指摘した水路の横ずれ量 1.9～2.8m を 0.1mDEM を使用して再計測した。C1 トレンチで見られる最新活動に伴う変形構造は明瞭な剪断面を伴っておらず、横ずれに伴う表層部の撓みと引きずり変形が生じたと推定される。その際の変形帯の幅は、C1 トレンチの Vp-1 層より上位の IV 層が撓曲変形する南北方向の幅と見なすことができる。このような幅広い変形帯を形成し明瞭な剪断を伴わない横ずれ変形は、軟弱かつ粘性の高い粘土やシルトが表層を構成する場所で地表地震断層が生じた際に出現することが知られている（例えば、Rockwell et al., 2002）。

最新活動のみで変形する IV 層はシルト及び極細粒砂の軟弱な細粒堆積物で構成され、C1 トレンチの北端から南端付近にわたり、不明瞭ながら南側低下の撓曲変形を示している。少なくとも白色粘土脈が形成される位置や推定断層位置にあたる E8～E12 及び W8～W12 付近だけに剪断や変形が局所化していない。水路は IV 層を削り込んで形成されており、IV 層の引きずり変形と同じ変形を受けたと解釈できる。よって、断層直交方向の変形帯の幅を考慮して水路の横ずれを再計測した結果、最良推定値として 2.8m が計測される（図 74）。堤・後藤（2006）が指摘した、より小さな 1.9m の横ずれ量は断層直近に変位が集中したことを仮定して横ずれ量を計測しており過小となっている可能性が高い。そのため、ここではトレンチでみられた変形帯の幅を考慮した結果、阿波大谷地区における最新活動に伴う右横ずれ量は 2.8m であると判断した。

堤・後藤（2006）によれば、調査地周辺で 7 m 前後の累積的な横ずれ変位地形が指摘されている。7 m 前後の横ずれのうち、東側の 7.1 ± 0.2 m は段丘崖を変位基準としている（図 60）。段丘面上には縄文時代の貝塚が載っているため、段丘面の形成時期は約 6300 年前の高海面期いわゆる縄文海進以降の可能性が高い。上述の予察的な活動間隔は短くて 600～1100 年と推定されており、7 m 前後の累積が 6 回以上のイベントで形成された可能性もある。この場合、最新活動に伴う 2.8m は他のイベントに比較して大きかった可能性が高くなる。よって、少なくとも最新活動が周辺断層と連動したイベントであり、6 回のうち少なくとも 1 回の頻度で連動イベントが生じた可能性がある。一方、予察的な活動間隔のうち長い方の 3100～3300 年で考えた場合、7 m 前後の累積は 2 回のイベントで説明可能と

なる。仮に2回のイベントで形成された場合、それぞれの地震時変位量は2.8mと4.2mとなる。よって、最新に先行するイベントが周辺断層と連動したイベントだったと考えられ、2回のうち1回の頻度で連動イベントが生じた可能性もある。これらの連動型イベントの頻度は大きな仮定を含んでおり、今後、具体的なイベント毎の地震時変位量を復元して検討する必要がある。

また、松田・他（1980）による地震断層長と地震時変位量の関係式では、1mの変位が10kmの地震断層長に相当するため、より正確に地震時変位量を複数回復元する必要がある。引き続き追加調査を実施して、さらに古いイベントに伴う横ずれ量や累積変位の形成時期を推定していく。

3) 阿波市土成町の予察的な掘削調査

讃岐山脈南縁東部区間の中央部付近に位置する神田（ずんでん）断層において、予察的なトレンチ調査を実施した（図75）。神田断層では、Tsutsumi and Okada(1996)による先駆的なトレンチ調査のほか、徳島県（2000）による調査が実施されている。調査地の東方では明瞭な断層凹地地形が形成されており、調査地は神田断層の西端付近に位置する。ここでは、複数回の横ずれ量を復元できる広い調査地を探索するため、層序や年代を明らかにするための予察的なトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には、掘削範囲では断層や明瞭な地層の変形はみられなかったものの、約7400～9000年前の扇状地礫層と腐植質シルトが露出した（図76～77）。よって、調査地の段丘面はこの時代に形成されたと推定される。従来の活動履歴に基づく讃岐山脈南縁東部区間の平均活動間隔は900～1200年と評価されているため、この地形面は変位履歴を推定するためには適していないことが明らかとなった。ただし、段丘面の対比や累積横ずれ量を推定することにより、長期的な横ずれ変位速度を推定する基礎資料となる可能性はある。

表 4 主な探査データ取得仕様

測線長	430m
受振点間隔	2m
発震点間隔	2m
震源車	ミニバイブレータ
スイープ周波数	10～60Hz
スイープ長	8 秒
収録時間	2 秒(コリレーション後)
サンプリング間隔	0.5ms
垂直重合数	2～4 回

表 5 測定機器 仕様一覧

震源： IVI Inc. (米国) 製 Minivib	最大出力荷重 (理論値)	2,722 kgf
	積載荷重 (Hold down mass)	4,500 kgf
	発震周波数帯	10 Hz～550 Hz
受振器： OYO Geospace (米国) 製 GS-20DM	固有周波数	14 Hz
	波種	水平動用地震計
受振ケーブル： OYO Geospace (米国) 製 浅部探査用 CDP ケーブル	テイクアウト数	12 ch/本
	テイクアウト間隔	2 m
	最大接続成分	48 ch
データ収録器： Geometrics Inc. (米国) 製 GEODE	システム構成	24ch フィールドモジュール システムコントローラ ラップトップ PC
	チャンネル数	24 ch/モジュール
	サンプリング間隔	0.02, 1/32, 1/16, 1/8, 1/4, 1/2, 1, 2, 4, 8, 16 ms
	最大サンプリング数	64,000
	A/D コンバータ	24 bit シグマ・デルタ
	プリアンプ	0, 12, 24, 26 dB
	記録データフォーマット	SEG-2

表6 データ処理に用いたパラメータ一覧

ジオメトリ情報	
CDP 間隔	1m
CDP 範囲	1-430
バンドパスフィルタ	
周波数帯域	5/10-60/65 Hz
振幅回復処理	
AGC ゲート長	400ms
デコンボリューション	
アルゴリズム	Zero phase Spiking
ゲート長	500ms
オペレータ長	20ms
デコン後 AGC ゲート長	400ms
速度解析	
間隔	25CDP
CDP 重合処理	
NMO ストレッチミュート	100%
マイグレーション	
アルゴリズム	FK
速度スケール	100%

表7 阿波大谷地区トレンチの層序と年代

unit no.	層相	年代測定結果 (y.B.P.)	古地震イベント
I a	表土。畔、農道の表層に分布する。褐色の礫混じりの砂質シルトからなる。		
I b	褐色の礫混じり砂質シルトからなる。下位との境界にプラスチック製の波板を挟む。		
I c	耕作土。褐色の砂質シルトからなる。植物根混じる。		
I d	旧水路。褐色の礫混じりシルトからなる。C1トレンチ：農道の南側に連続する。		
II a	埋土。礫混じり砂質シルトからなる。		
II b	C1トレンチのみ分布。旧水路。褐色の礫混じりシルト～礫からなる。淘汰が悪く試験時に東西方向の礫の配列が認められた。		
II c	P2トレンチ西壁面および南壁面西側のみ分布する。黄灰色粘土質シルトからなる。		
III a	C1トレンチ南側およびP2トレンチのみ分布。黄灰色の中粒砂からなる。炭を含む。		
III b	C1トレンチ南側およびP2トレンチのみ分布。黄灰色の砂質シルトからなる。低角斜交葉理をなす中粒砂のレンズを挟む。材、木片を含む。P2トレンチ：N11から西側で砂分が多くなり上位のIII a層と類似した層相となる。基質はシルト分を含む。		
III c	C1トレンチ南側およびP2トレンチのみ分布。暗灰色のシルトからなる。材、木片、植物片や腐植物片を含む。P2トレンチ：西壁面では下位のシルトを偽礫状に含む。		
III d	C1トレンチ南側およびP2トレンチN10から西側のみ分布。西側に向かって礫層の厚さは増し分布標高は下がる。暗灰色の砂礫からなる。礫は平均粒径1～3cm、最大粒径10cm、基質は細粒砂からなる。植物片や腐植物片を含む。東壁面は礫が少なく礫混じり細～中粒砂層を呈する。P2トレンチ：W2～W3に土器片有り。N11～N12の礫面構造はN26° E, 30° E、N12～N13の礫面構造はN20° E, 40° E、N18～N19の礫面構造はN20° E, 10° Eである。		
IV a	黄灰色の極細粒～細粒砂からなる。		
IV b	灰褐色のシルトからなる。C1トレンチ：E4～E5に灰色の腐植片含む砂層を挟む。P3トレンチ：砂分を多く含む上部と粘土分を多く含む下部からなる。両層の境界は漸移する。上部は褐色のシルト質砂からなり、砂粒子は極細粒砂～細粒砂からなる。植物根が入り斑に酸化色を呈する。トレンチ南壁面では面的に酸化色を呈する。上部と下部の境界付近に細粒～中粒の砂層 (IVb-1) を挟む。下部は粘土質シルトからなり、土器片を多く含む。土器片の周囲はシルト質粘土で覆われている。下位層との境界に粘土層を挟む。S2～S3にN20° E90° の割れ目を境に崩壊が、N70° W90° の開口した割れ目が見られる。	[P1トレンチIVb層上部] OAS01, 炭質物, 900 ± 30	
IV c	灰～黄灰色のシルト～シルト質極細粒砂からなる。C1トレンチ：下位との境界に厚さ10cm程度の白色の粘土質シルトを挟み、W9～W11で上位の埋め土から木杭が入る。P3トレンチ：暗灰色の腐植質シルトからなる。N3から西は腐植分が少なく灰色の砂質シルトになる。腐植物、木片を多く含む。まれに土器片、淘汰の良い細粒～中粒砂のレンズを含む。N3付近にIVb層に凸に入り込む細粒砂層のレンズを挟む。トレンチ東に砂礫層 (IVc-1) を挟む。礫は中礫サイズの砂岩で基質はシルト質極細粒砂～細粒砂からなる。礫面構造はN30° W10° NEである。上部に腐植質シルトや腐植物を多く含む細粒砂のレンズを含む。IVc-1には土器片を多く含む。土器片の周囲はシルト質粘土で覆われる。		Vc層下面が30cmの西側低下
V	暗褐色～黒色の粘土質シルトからなる。有機質部を挟む。C1トレンチ：E9～E10、W8～W10に白色の雁行する粘土脈を含む。白色粘土脈は開口亀裂を充填するVp-1層であり、V層最上部には到達しない。増掘りした西壁面で走向はおおむねN78W傾斜70～80° Sである。下位のVla層との境界付近 (Vp-4の下位) に植物片、Vla層の偽礫状の再堆積物を含む。P3トレンチ：上位層との境界に灰色の粘土を挟む。	[P2トレンチ東壁面] OAS04, 有機質シルト, 3,170 ± 30 [P1トレンチ南壁面] OAS02, 有機質シルト, 3,370 ± 30 [C1トレンチ西壁面連続サンプル] OAS18 3,580 ± 30 逆転 OAS19 3,710 ± 30 逆転 OAS20 4,060 ± 30 逆転 OAS21 3,280 ± 30 OAS22 3,400 ± 30 OAS23 3,570 ± 30 逆転 OAS24 3,770 ± 30 逆転 OAS25 3,500 ± 30 OAS26 3,690 ± 30 逆転 OAS27 3,730 ± 30 逆転 OAS28 3,680 ± 30 OAS29 3,910 ± 30 逆転 OAS30 3,750 ± 30 OAS31 3,950 ± 30 逆転 OAS32 4,020 ± 30 逆転 OAS33 3,890 ± 30 逆転 OAS34 3,860 ± 30 OAS35 4,020 ± 30 OAS36 4,140 ± 30 [P2トレンチ東壁面] OAS03, 有機質シルト, 4,600 ± 30	開口亀裂 (V層最上部/Vp-1層)、Vp-1層がIVc層と傾斜不整合
Vp-1	白～灰白色の砂質シルト～シルトのバッチからなる。C1トレンチ：南北に比較的連続よく分布する。トレンチ北側のIVc層との境界付近で不明瞭または削剥され連続は追えない。		
Vp-2	白～灰白色の砂質シルト～シルトのバッチからなる。C1トレンチ：トレンチ南側では連続が不明瞭になり、一部で黒色または褐白色、褐色または灰褐色と縞状に交互層する。		
Vp-3	黒色の粒子、炭質物片を下部に伴う灰白色の砂質シルト～シルトのバッチまたはレンズからなる。C1トレンチ：トレンチ南北に比較的連続よく分布する。トレンチ東壁面では南半分で連続が不明瞭となる。北側で一部明灰褐色を呈する。また、トレンチ北壁面で不明瞭で連続は追えないが、このバッチを境に上部の一部は葉理が認められる暗褐色の粘土質シルトからなり、下部は褐色のシルトからなる。P3トレンチ：灰色～灰白色のシルト、暗灰色のシルト、とその下部に黒色～褐色のシルトの形状の重なりからなり、比較的連続は良い。		
Vp-4	灰白色の砂質シルト～シルトのバッチまたはレンズからなる。C1トレンチ：トレンチ南北に比較的連続よく分布する。上位の明灰褐色のシルトと漸移する。		
Vp-5	C1トレンチの東壁面のみ分布が確認される。白～灰白色の砂質シルト～シルトのバッチからなる。		
Vp-6	P1トレンチの西側、P2トレンチの東側のみ分布が確認される。灰色の礫からなる。礫は径3～5cmで最大10cm程度、主に砂岩の垂円～円礫からなる。基質は粘土分を含む中粒～粗粒砂からなる。		
Vla	明灰～灰白色のシルト質砂からなる。上部のバッチ状部は砂分を多く含む。下部に細礫を含む。上位の腐植質シルトに団子状・レンズ状に貫入し、火災状構造様を呈し液状化痕跡と判断される。		Vla層上面が西側低下50cmの拗曲変形を受け、V層最下部に顕著な液状化を伴う。
Vlb	暗灰色の砂礫からなる。上部は基質支持～礫混じり砂層、下部は礫層からなる。礫層の基質は砂からなり、植物片 (草茎) を多く含む。		
Vlc	暗褐色の粘土質シルトからなる。植物片 (草茎) を多く含む。		

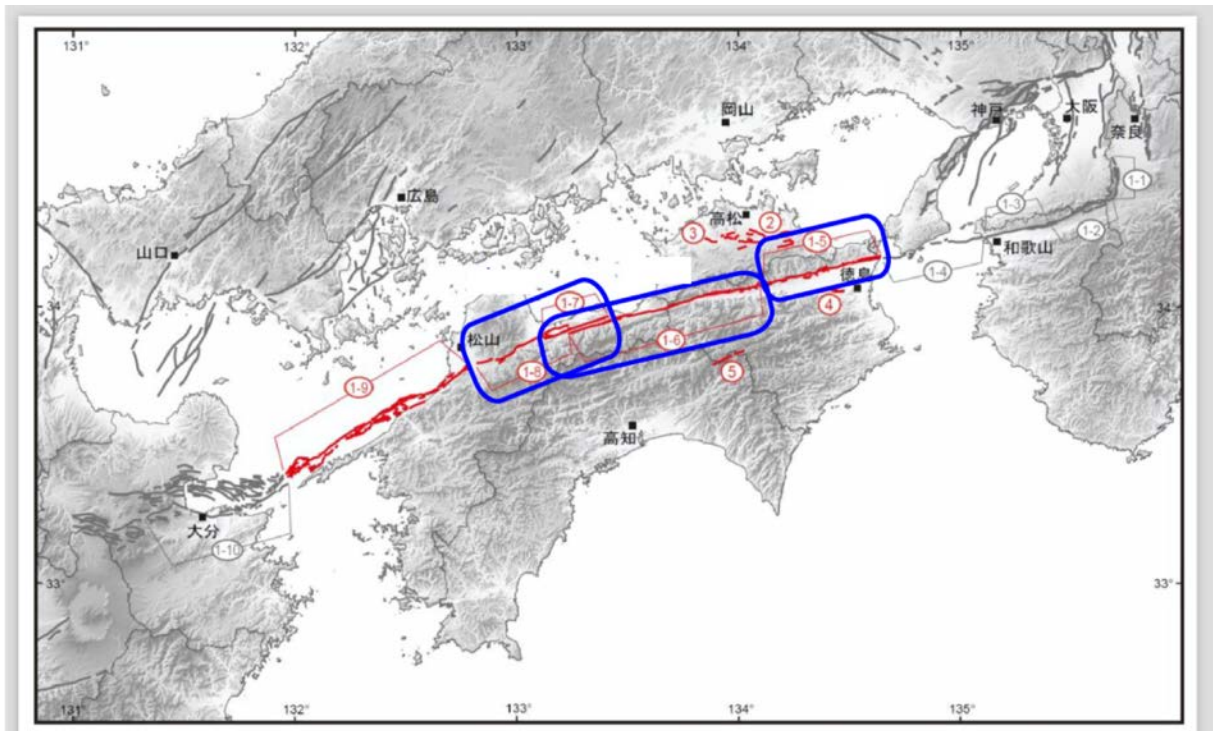


図 42 中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

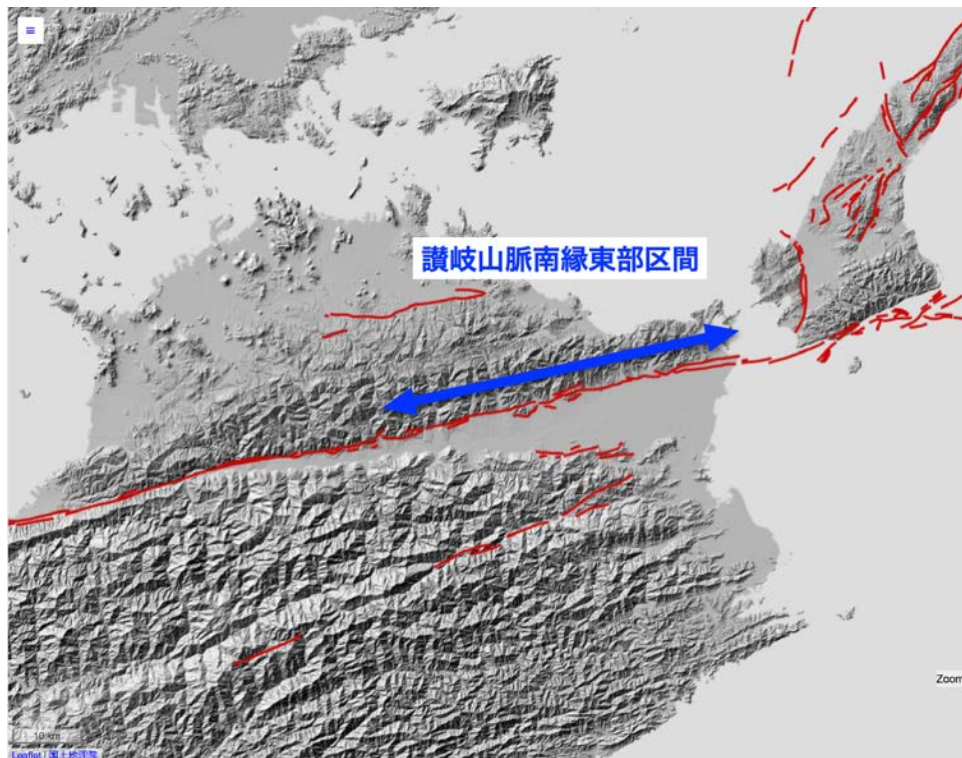


図 43 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間の分布
産総研活断層データベースに加筆。

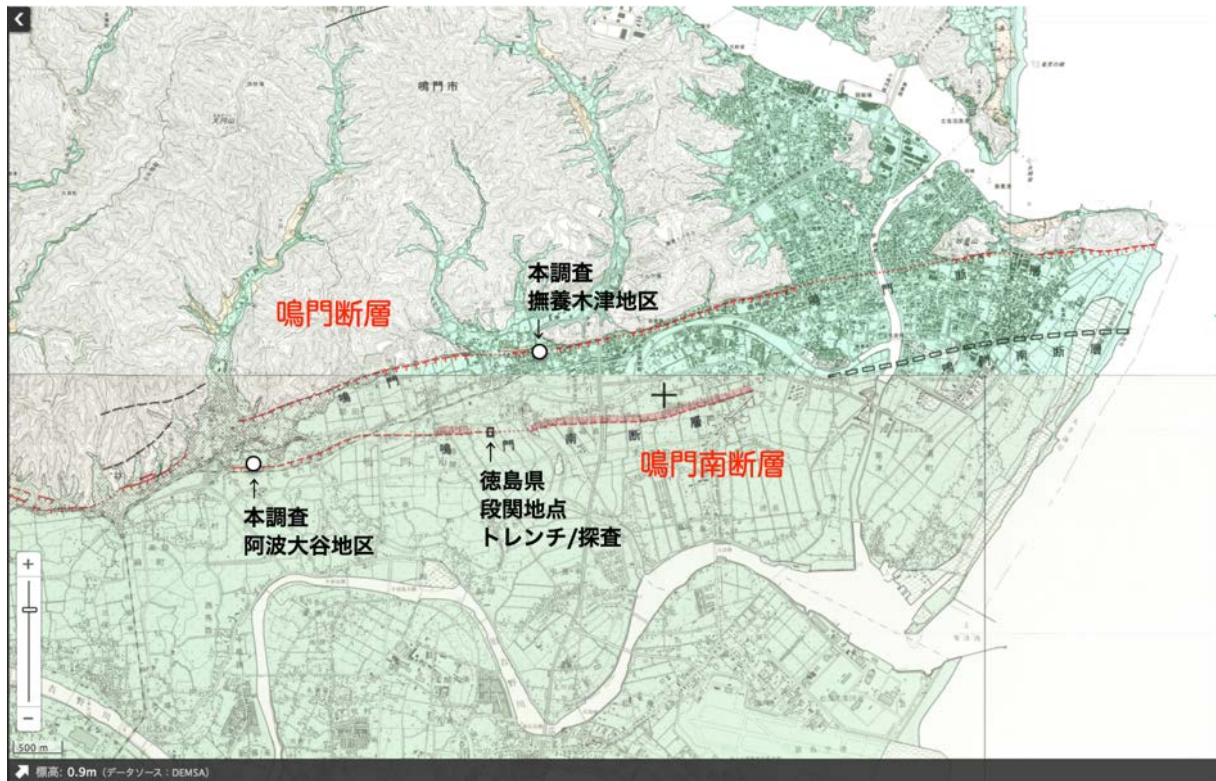


図 44 讃岐山脈南縁東部区間を構成する鳴門断層と鳴門南断層の分布
 国土地理院・地理院活断層図に加筆。

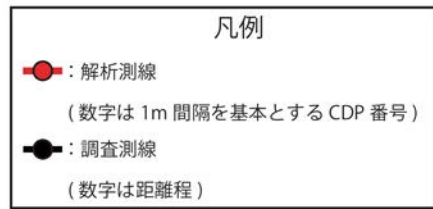
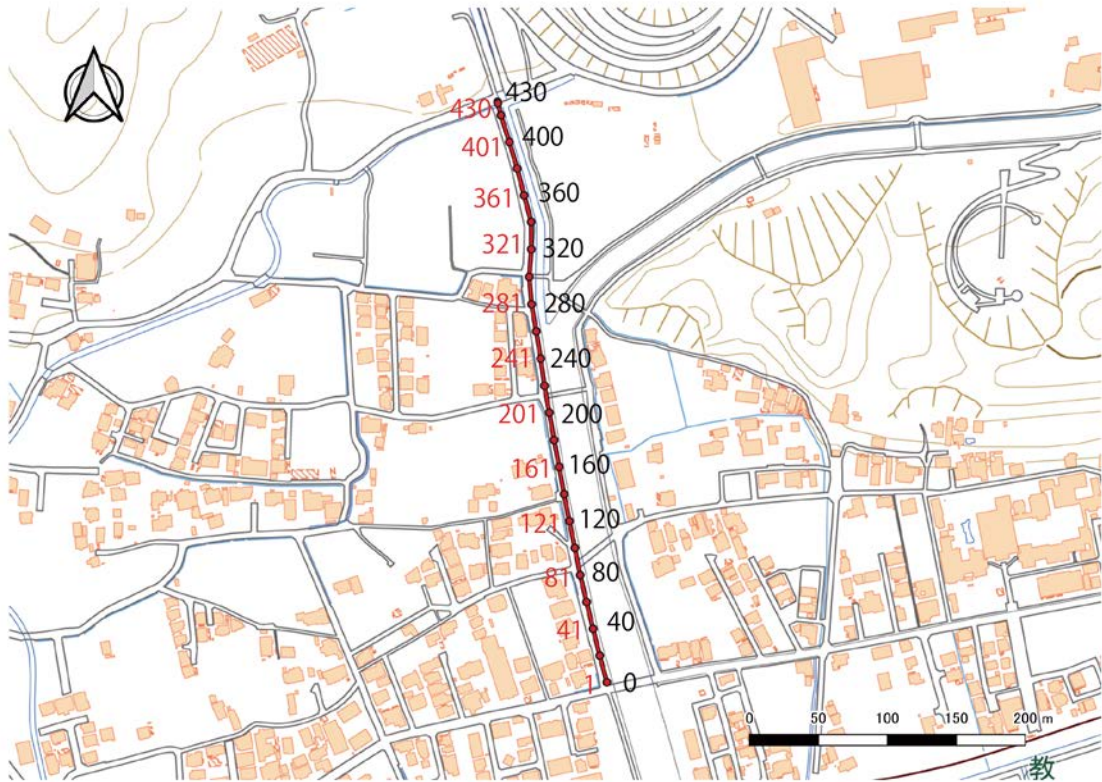


図 45 S波反射法地震探査測線図（徳島県鳴門市撫養町木津）
基図には地理院地図を使用。

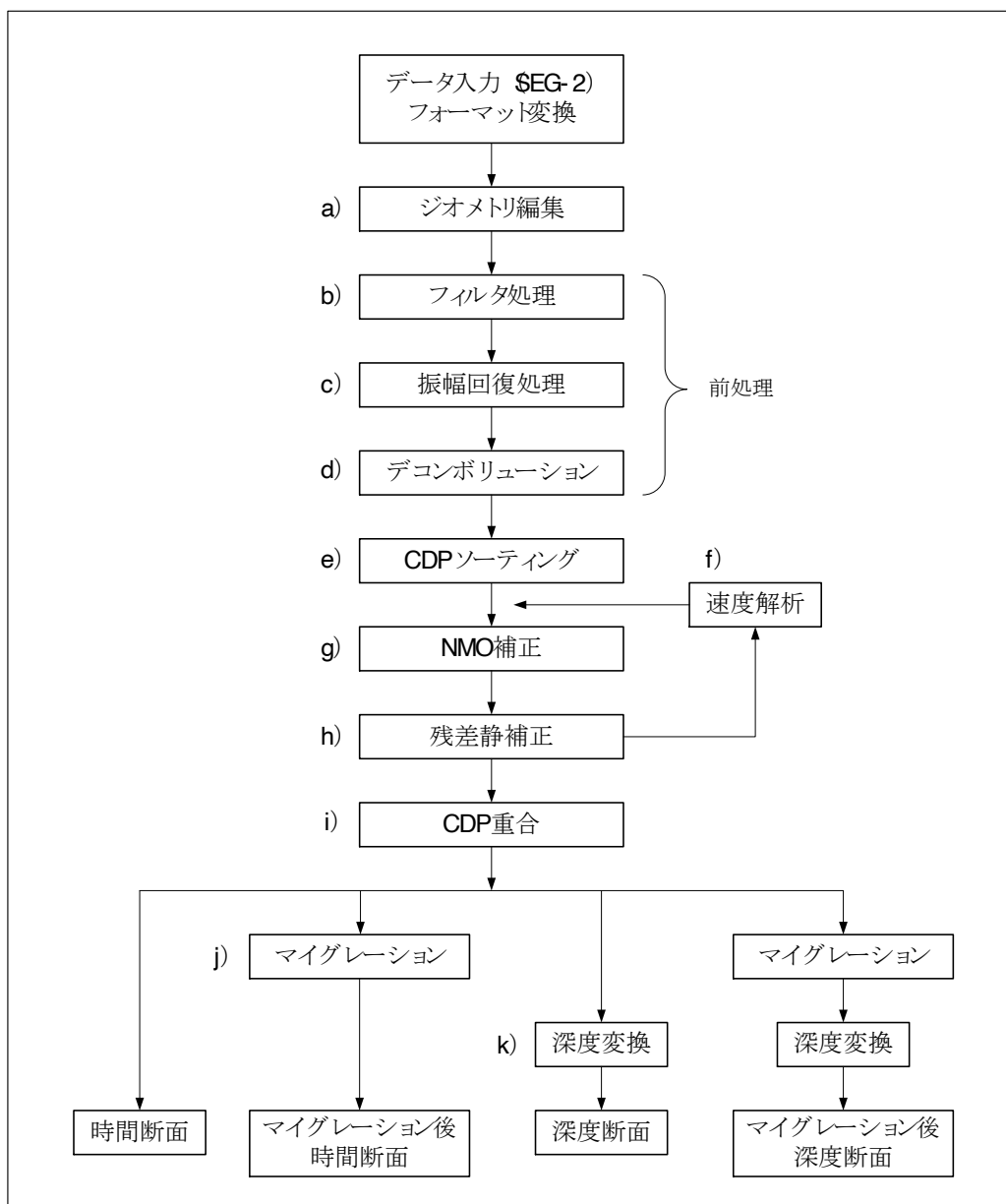


図 46 反射法探査の解析処理フローチャート

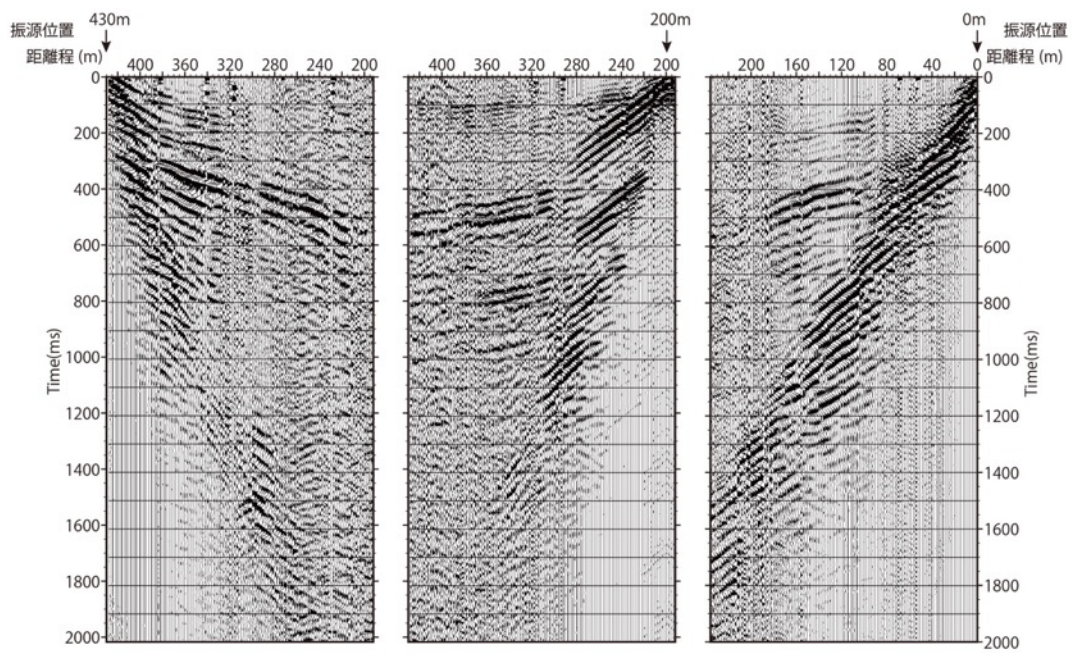


図 47 オリジナルの発震記録例

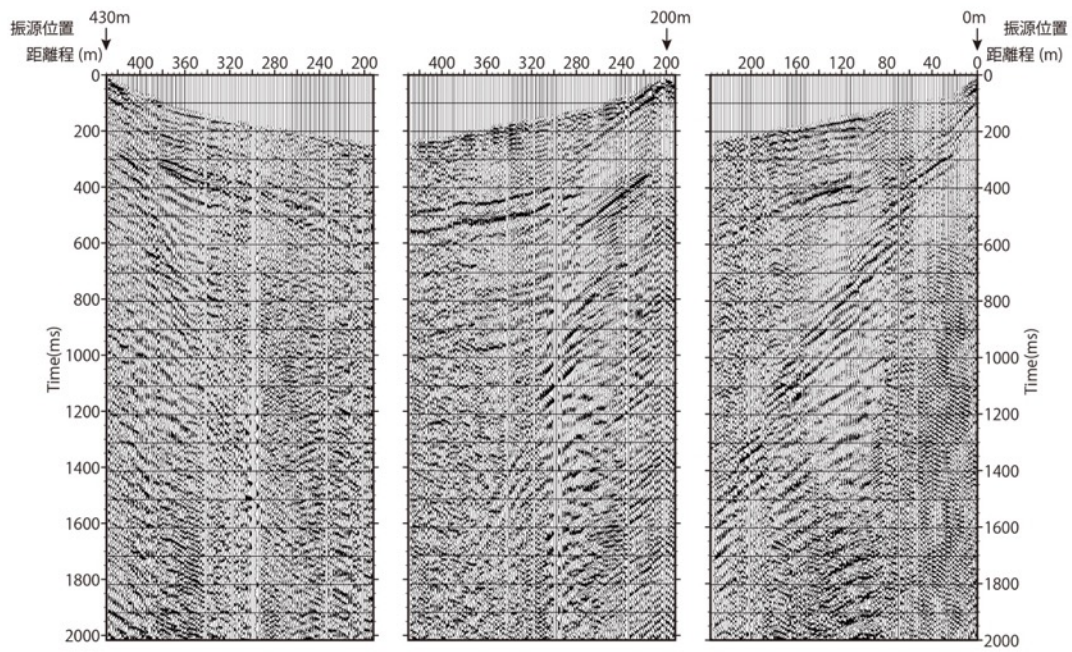


図 48 重合前各種処理適用後の発震記録例

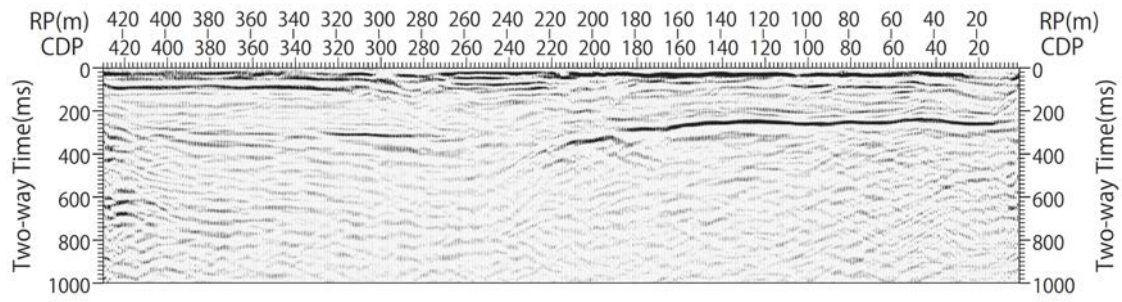


図 49 重合時間断面図

横軸の RP は測線南端からの距離程を示す。

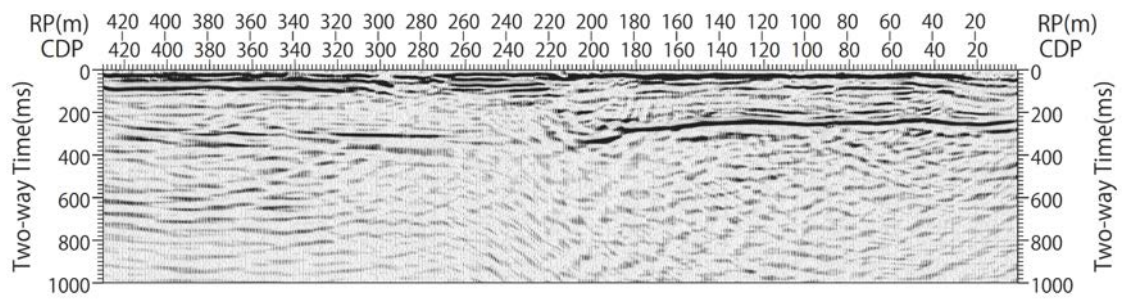


図 50 マイグレーション時間断面図

横軸の RP は測線南端からの距離程を示す。

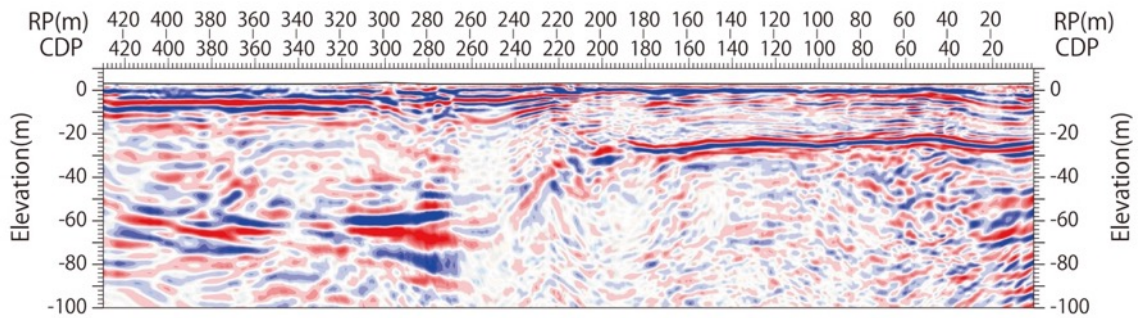


図 51 マイグレーション深度変換断面図（相対振幅カラー表示）

相対振幅カラー表示で、正の振幅は赤色、負の振幅は青色で描画した。横軸の RP は測線南端からの距離程を示す。

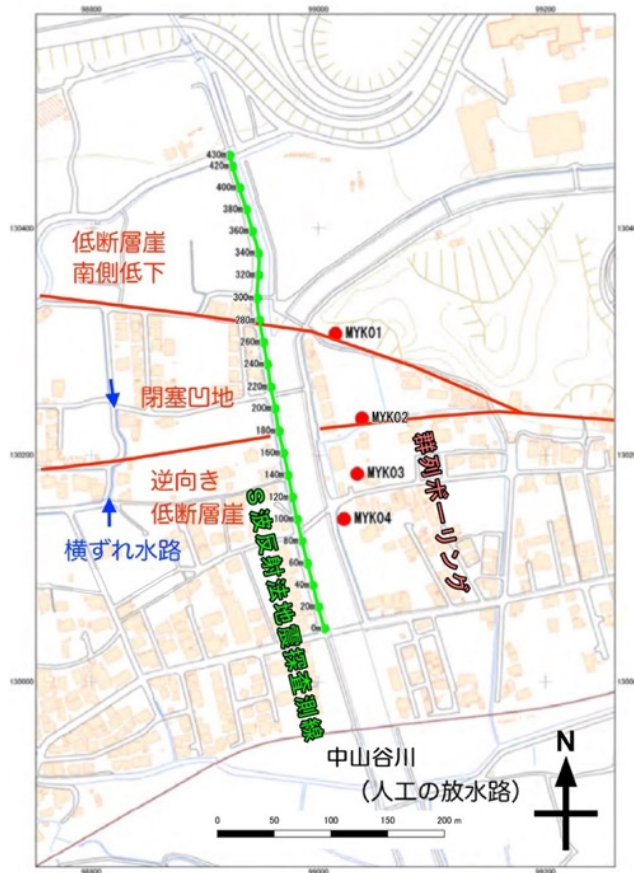


図 52 測線と断層との位置関係

緑線は測線の位置を、緑線上の緑点横の数字は測線南端からの距離程を示す。赤線は活断層のおおよその地表位置を示す。赤丸は群列ボーリング掘削地点を示す。

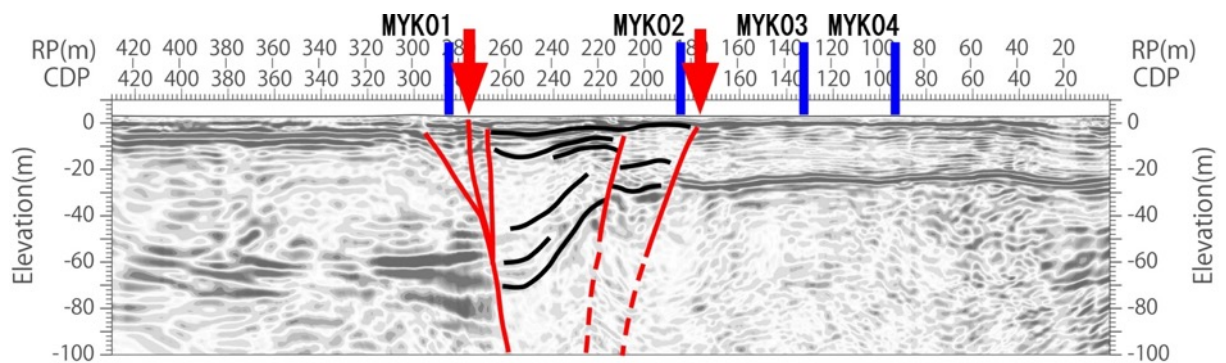


図 53 解釈断面図

断面上部の赤矢印は活断層の地表位置を、青印は群列ボーリングのおおよその位置（直近の断層トレース（図 52）に沿った方向で測線へ投影した位置）を示す。断面内の赤実線は断層を、赤破線は断層の深部延長（やや不明瞭な部分）を示す。断面中央部の多数の黒線は下方へ曲がった特徴的な形状の反射面を示す。

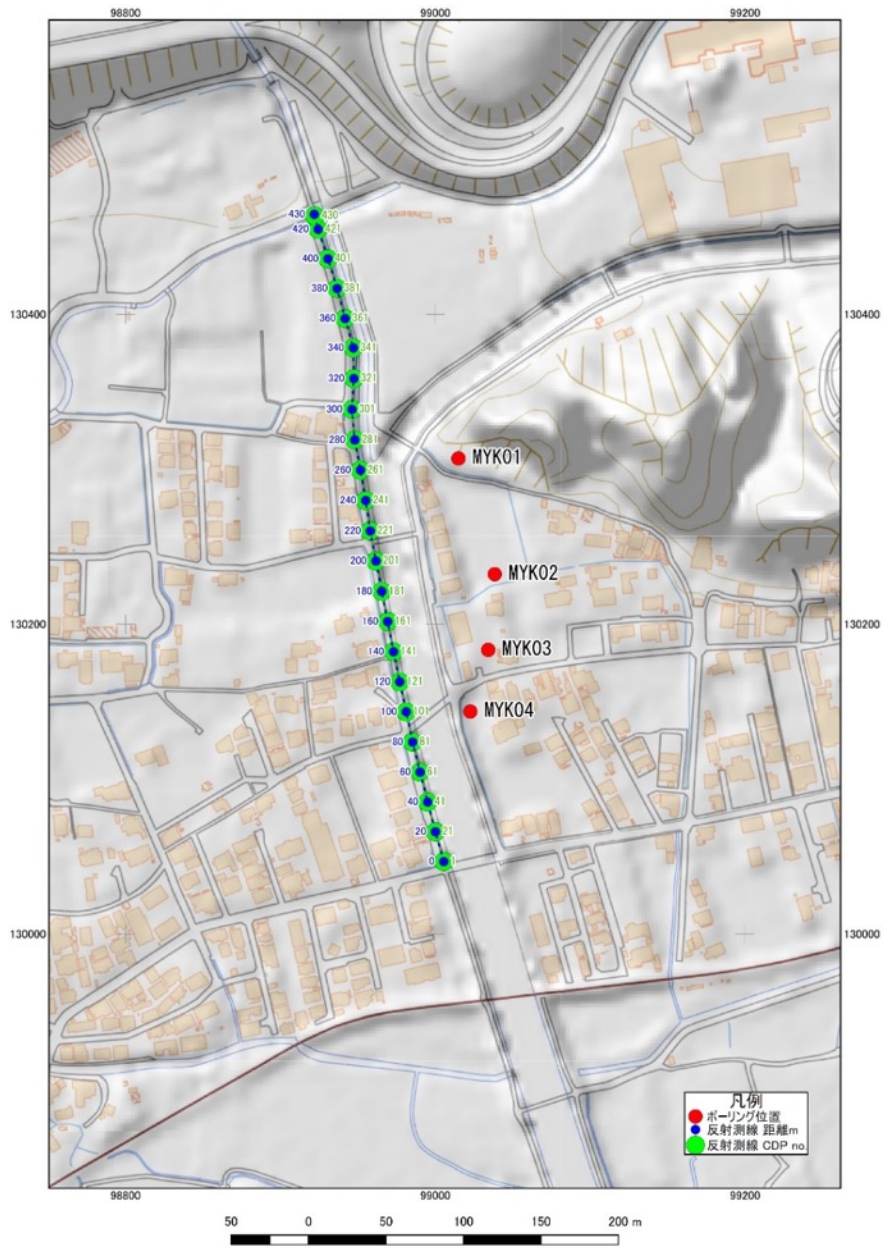


図 54 撫養木津地区におけるボーリング掘削位置

撫養木津地区ボーリングコア MYK01 孔 0.00 ~ 3.90m



図 55 撫養木津地区におけるボーリングコアの写真

撫養木津地区ボーリングコア MYK02 孔 0.00 ~ 14.20m

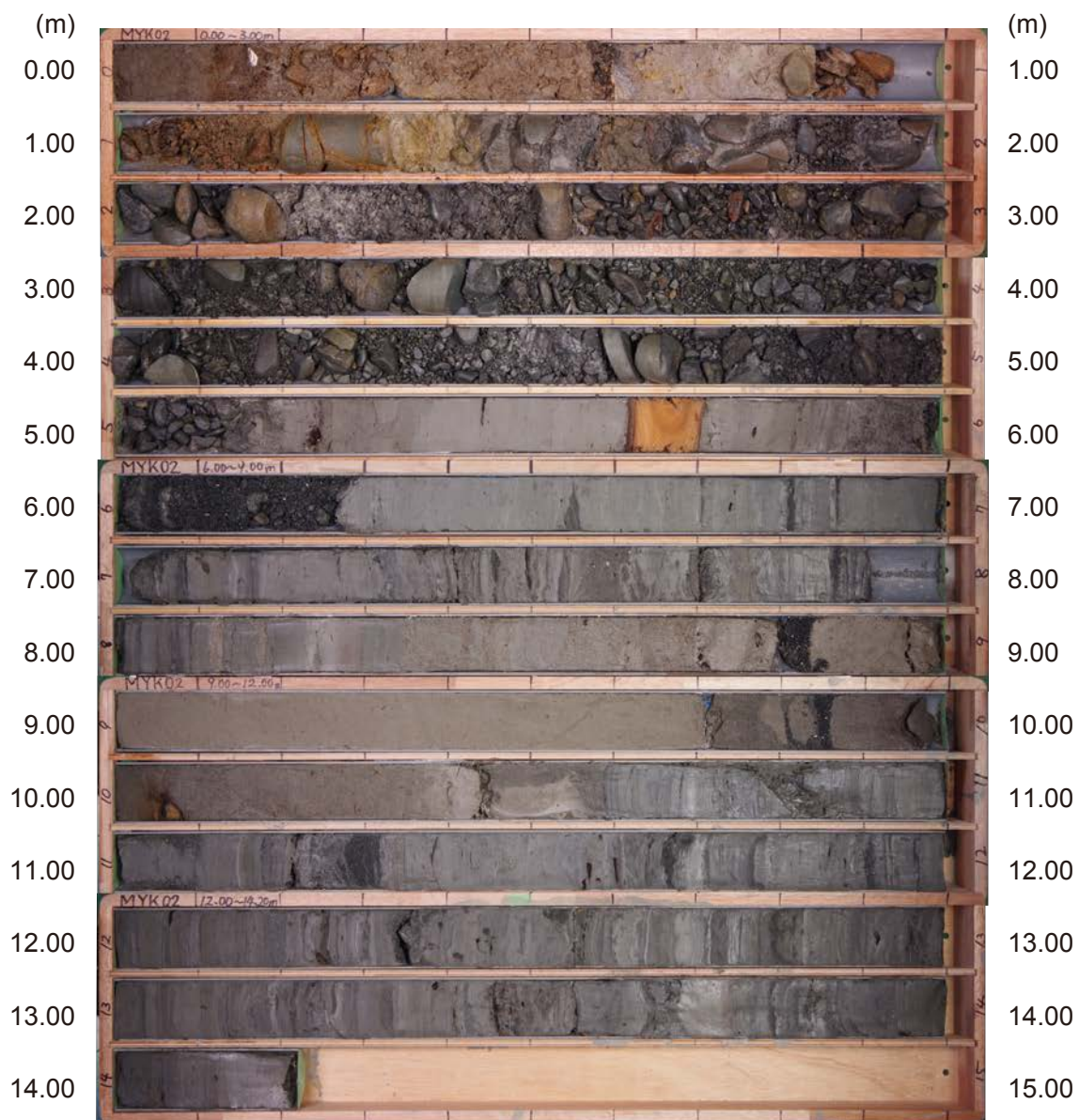


図 55 撫養木津地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

撫養木津地区ボーリングコア MYK03 孔 0.00 ~ 12.00m



図 55 撫養木津地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

撫養木津地区ボーリングコア MYK04 孔 0.00 ~ 10.00m



図 55 撫養木津地区におけるボーリングコアの写真 (続き)

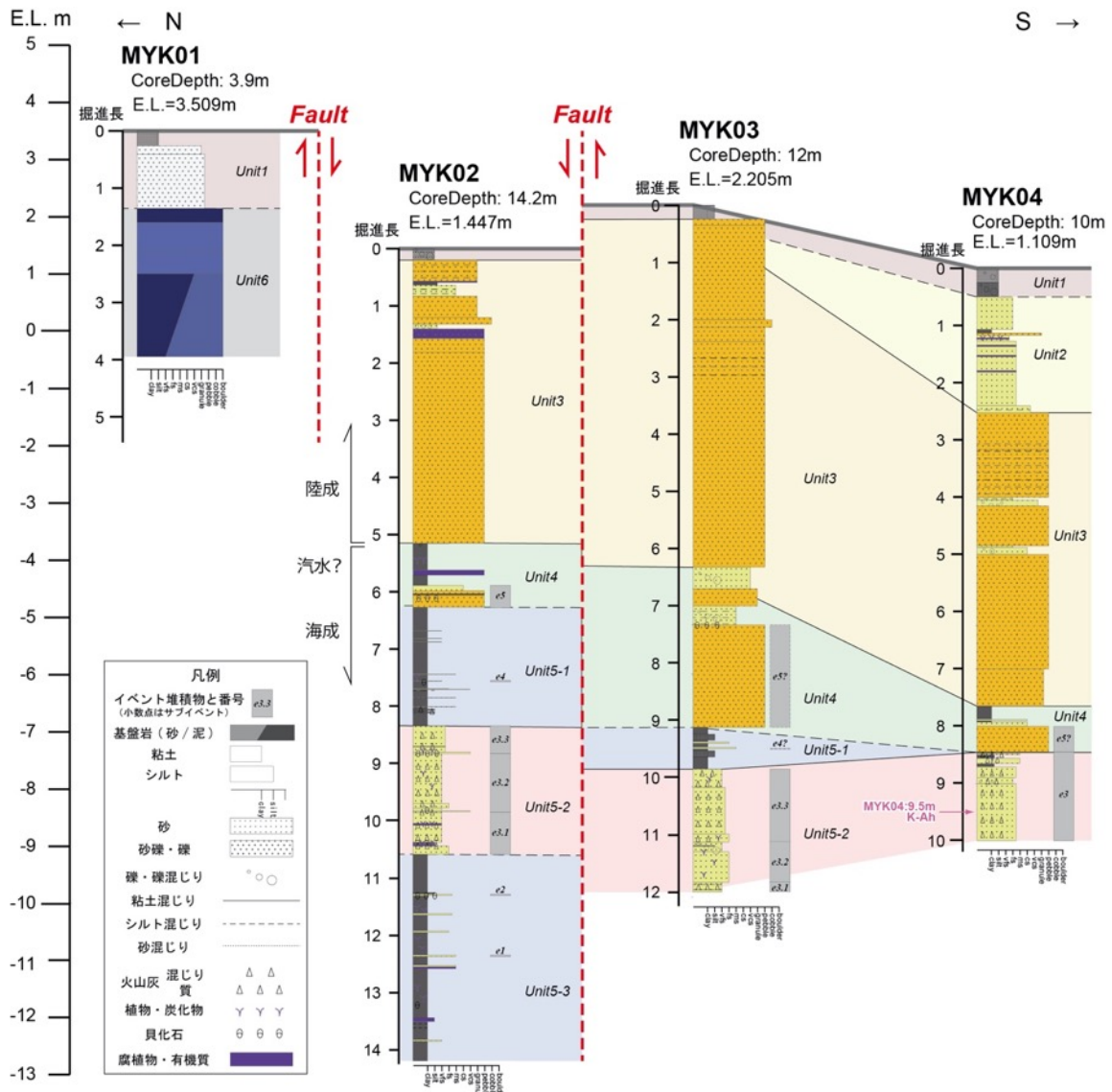


図 56 撫養木津地区におけるボーリングの対比柱状図

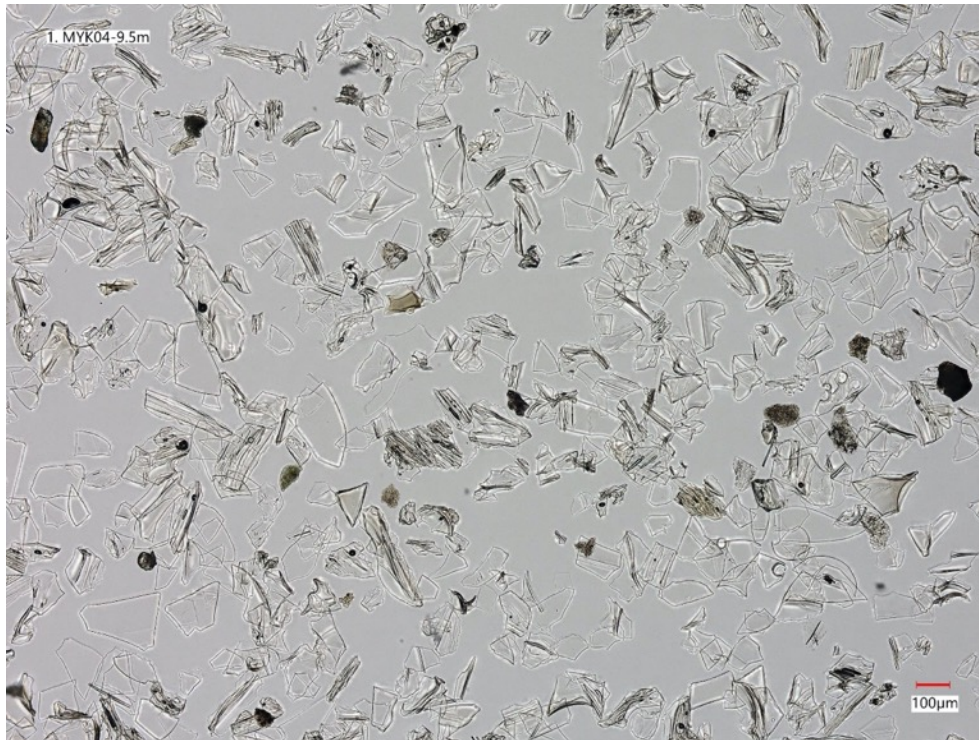


図 57 ボーリングコアから採取した火山ガラスの顕微鏡写真
採取位置は MYK04 の深度 9.5m。

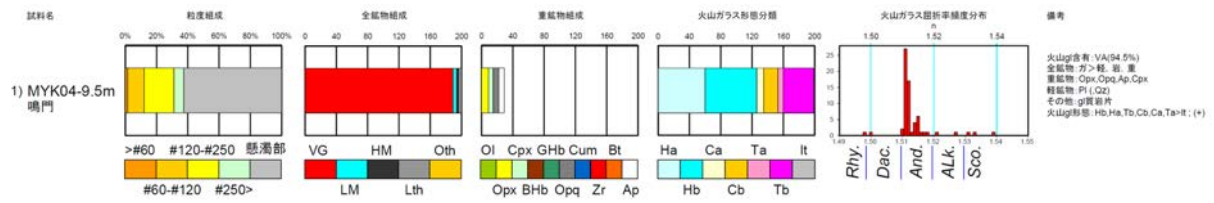


図 58 火山灰分析の結果

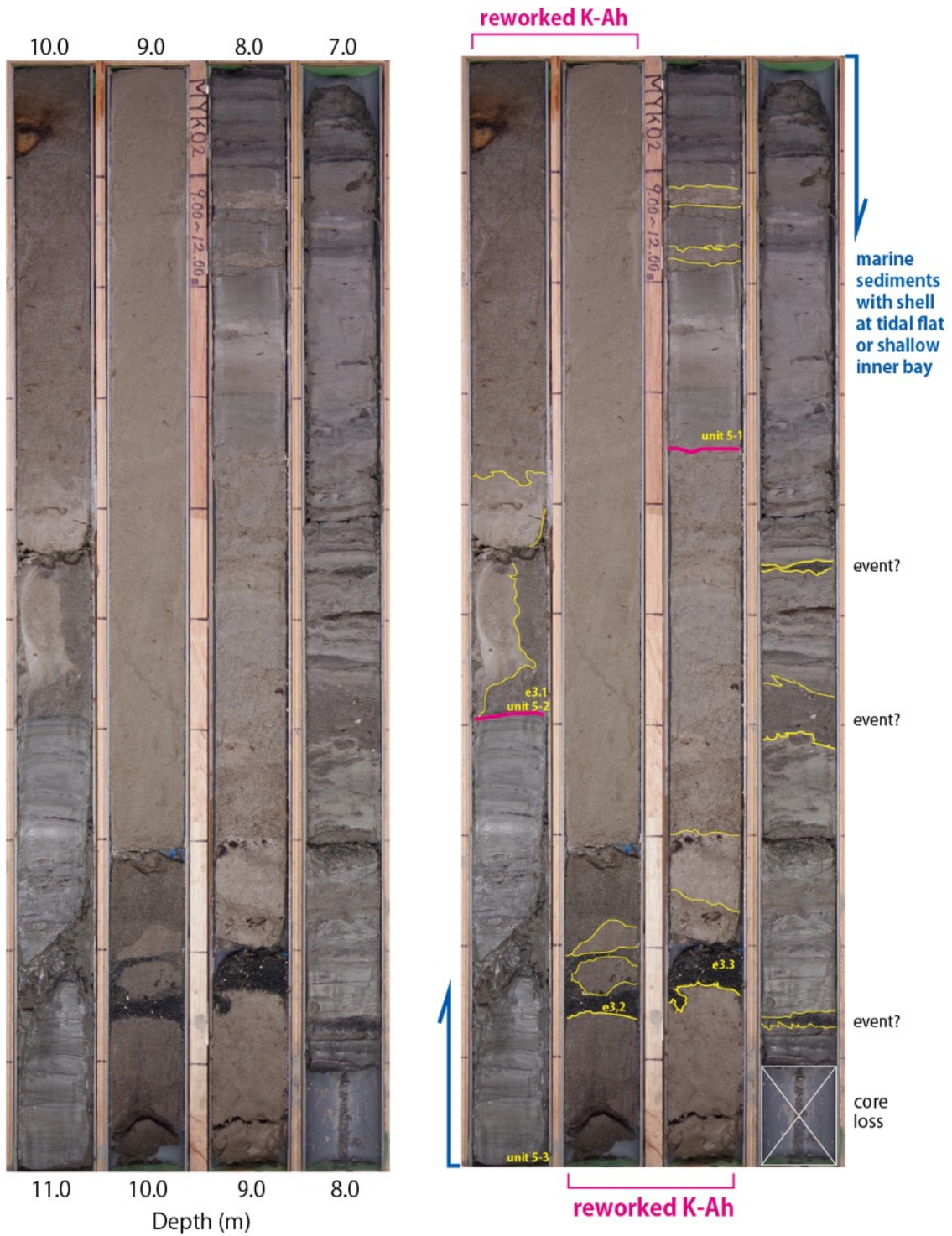


図 59 MYK02 孔の鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) 周辺の拡大写真
 ピンク色の範囲が K-Ah の二次堆積を含むイベント砂層。浸食面を伴う複数の堆積ユニット e3.1~e3.3 からなる。event?はその他の小規模なイベント堆積物の可能性がある砂層。

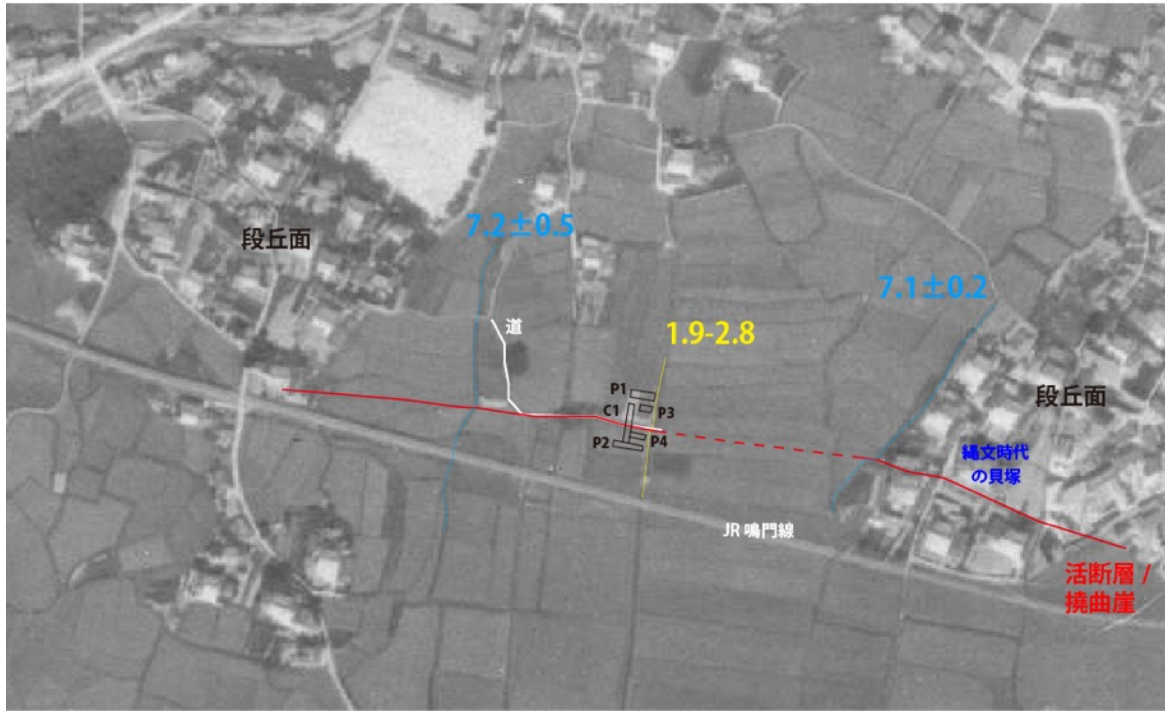


図 60 阿波大谷地区における 3D トレンチ調査の位置
 P1～P4 及び C1 は各トレンチの名称。水色及び黄色の数値は、堤・後藤（2006）により計測された右横ずれ量。国土地理院発行の米軍撮影空中写真に加筆。

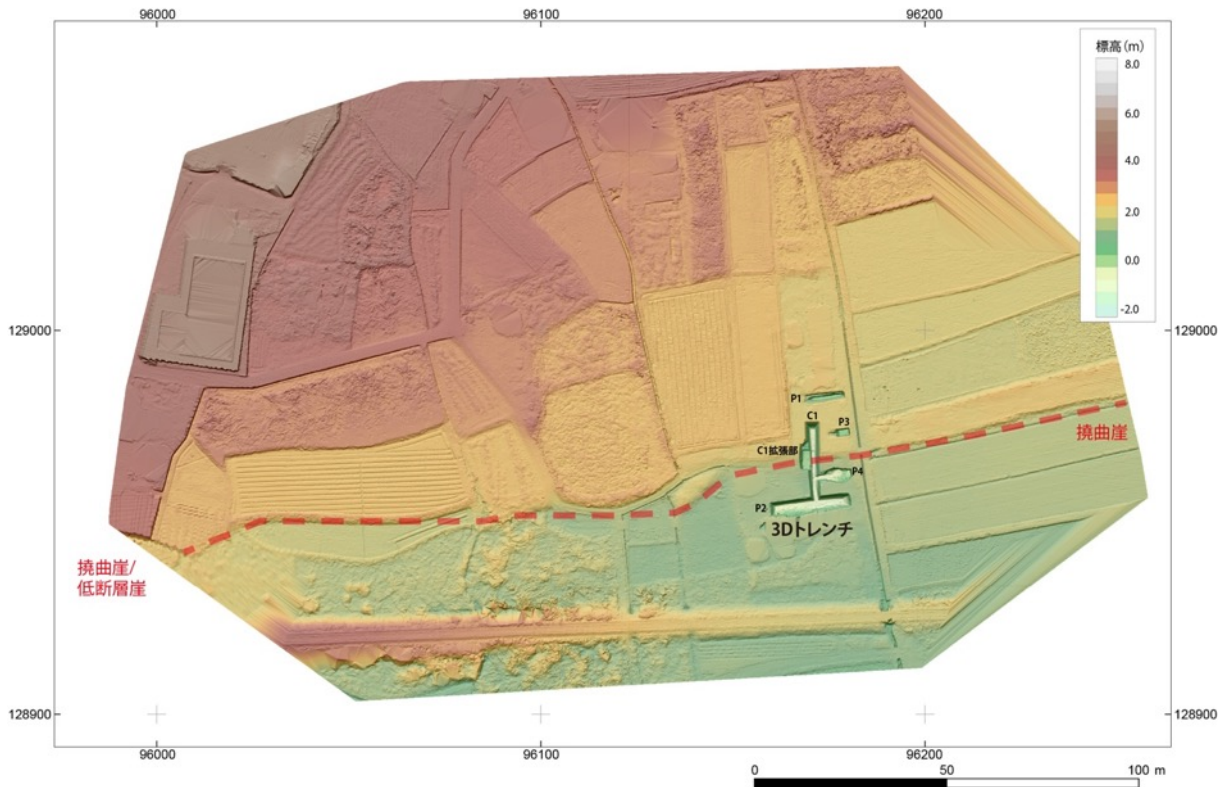


図 61 鳴門南断層・阿波大谷地区における撓曲崖と 3D トレンチ掘削位置
 基図はドローン LiDAR による 0.1mDEM を使用。



図 62 阿波大谷地区における 3D トレンチの配置
基図は地上型 LiDAR による標高点群データを使用。



図 63 阿波大谷地区における C1 トレンチ壁面の写真

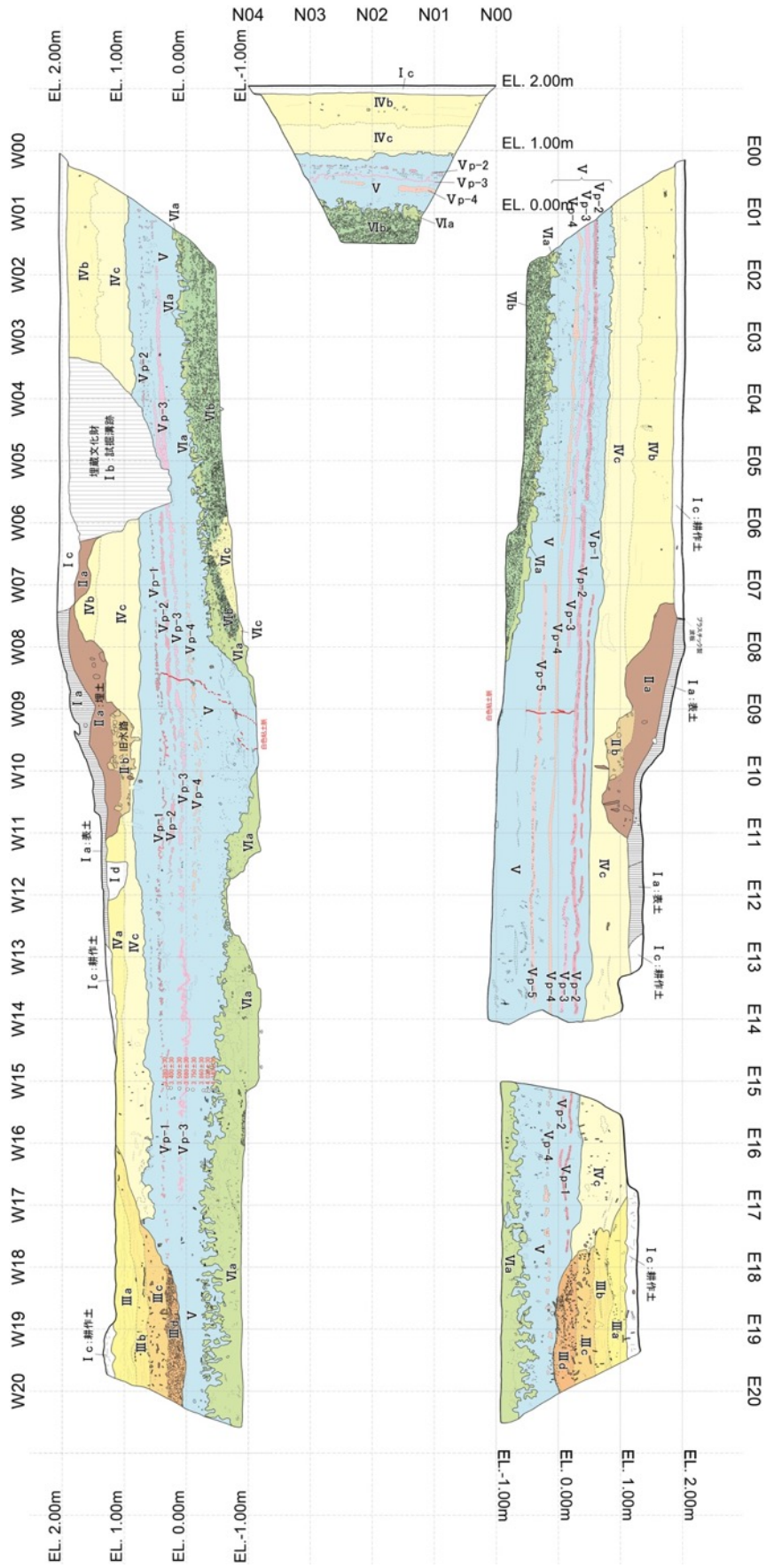


図 64 阿波大谷地区における C1 トレンチ壁面のスケッチ



図 65 阿波大谷地区における P1 トレンチ壁面の写真

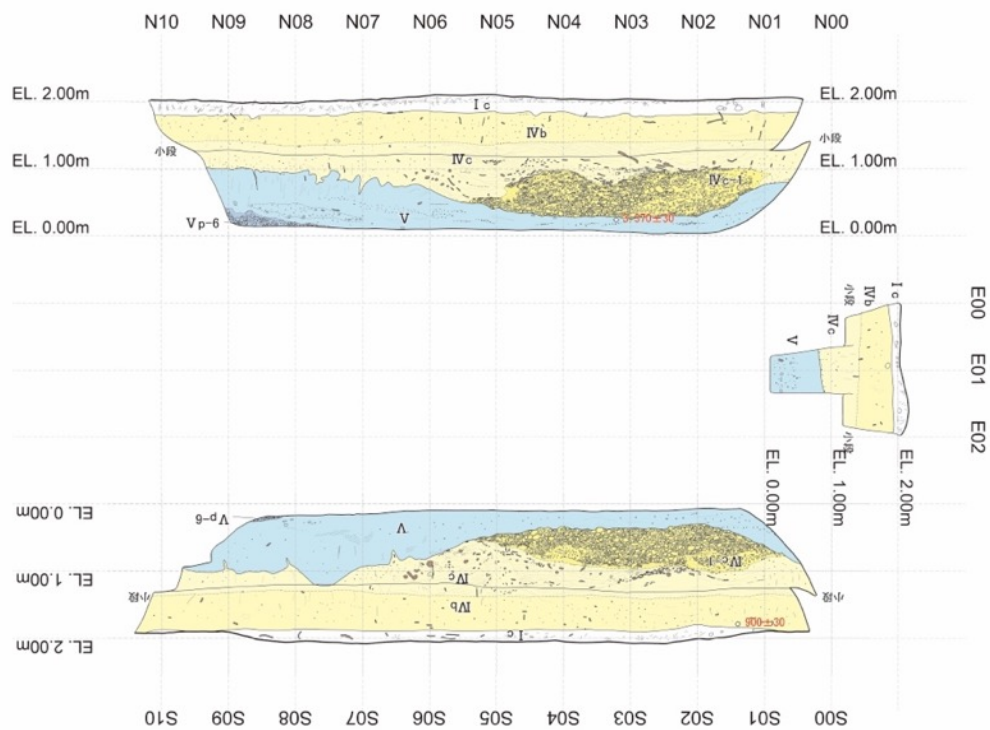


図 66 阿波大谷地区における P1 トレンチ壁面のスケッチ



図 67 阿波大谷地区における P2 トレンチ壁面の写真

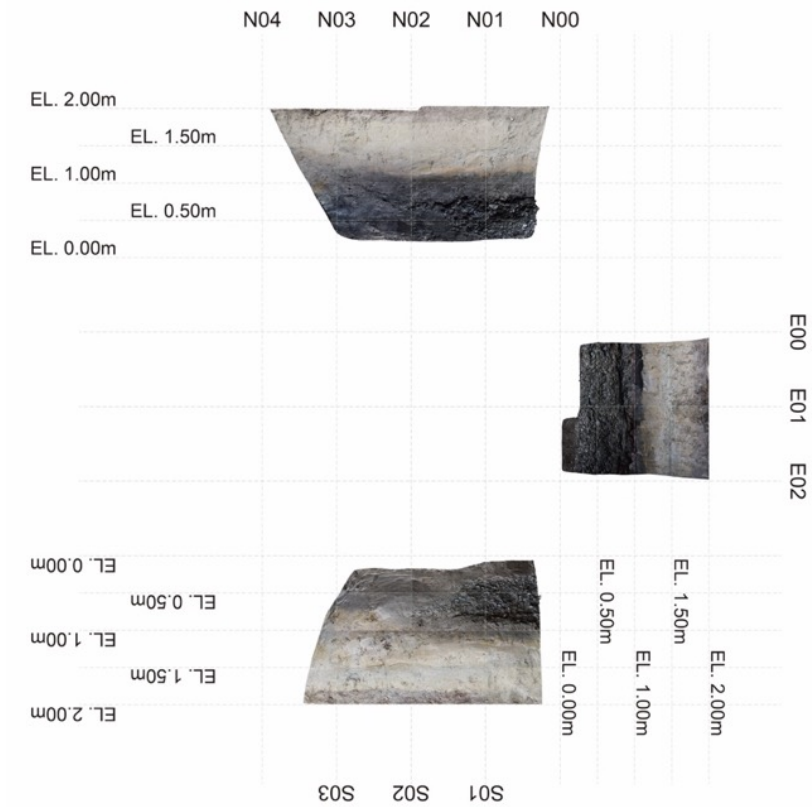


図 69 阿波大谷地区における P3 トレンチ壁面の写真

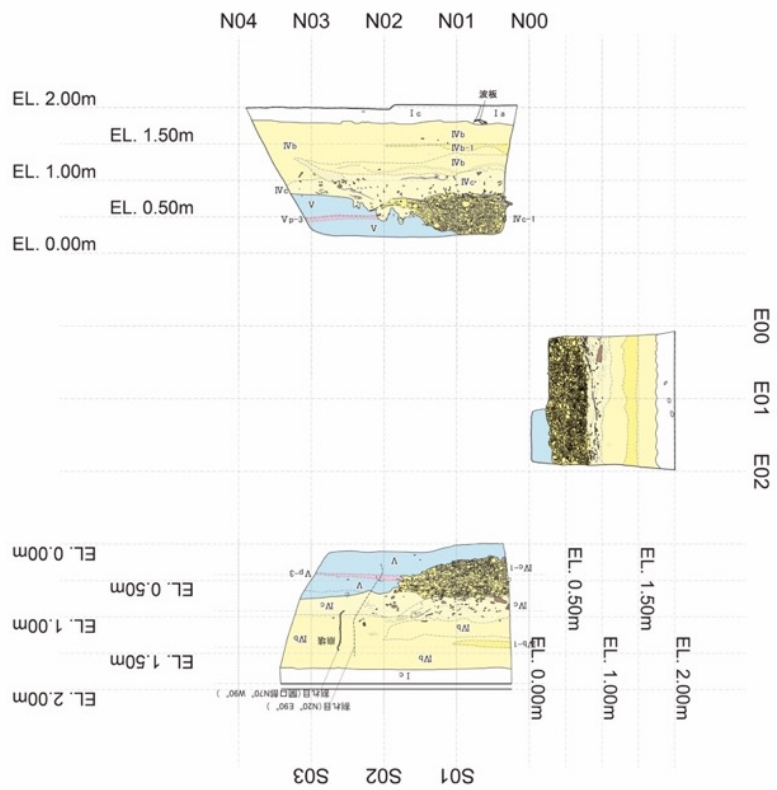


図 70 阿波大谷地区における P3 トレンチ壁面のスケッチ

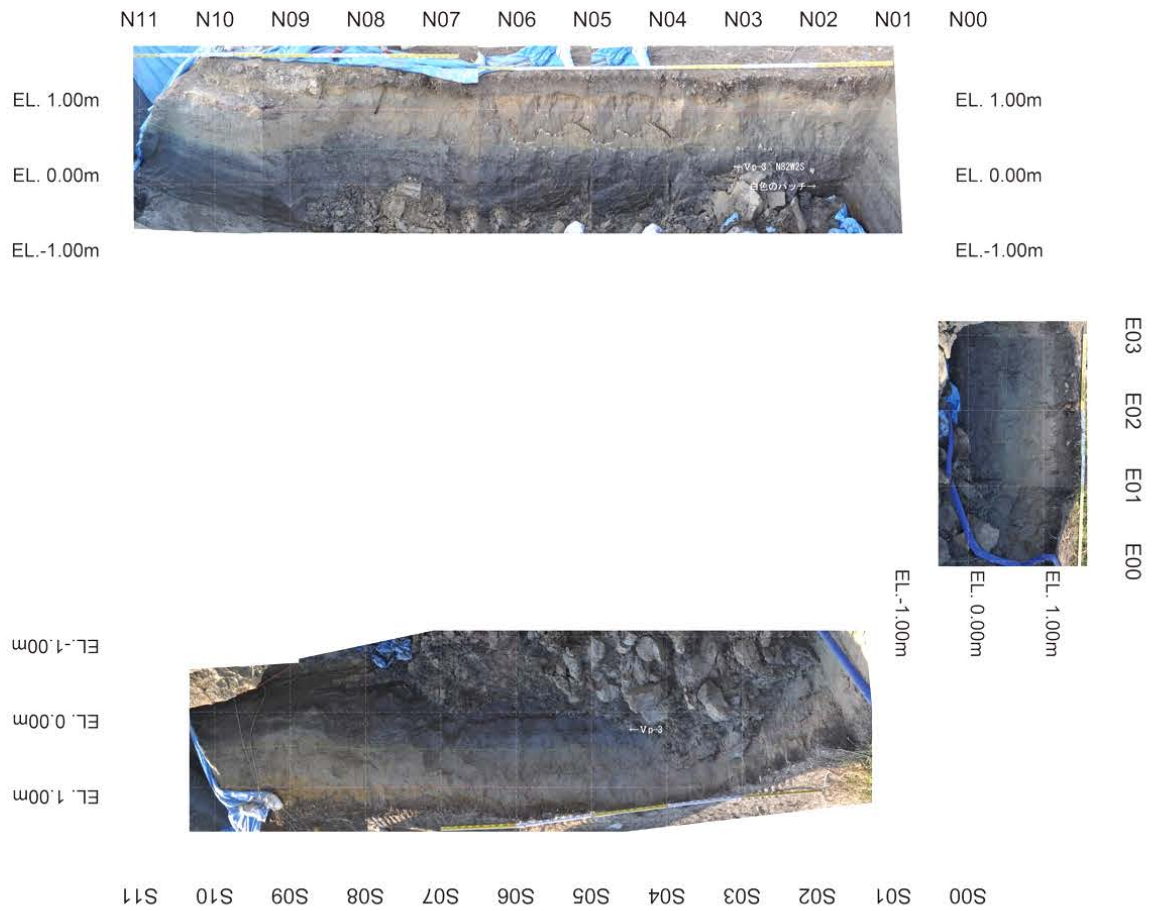


図 71 阿波大谷地区における P4 トレンチ壁面の写真

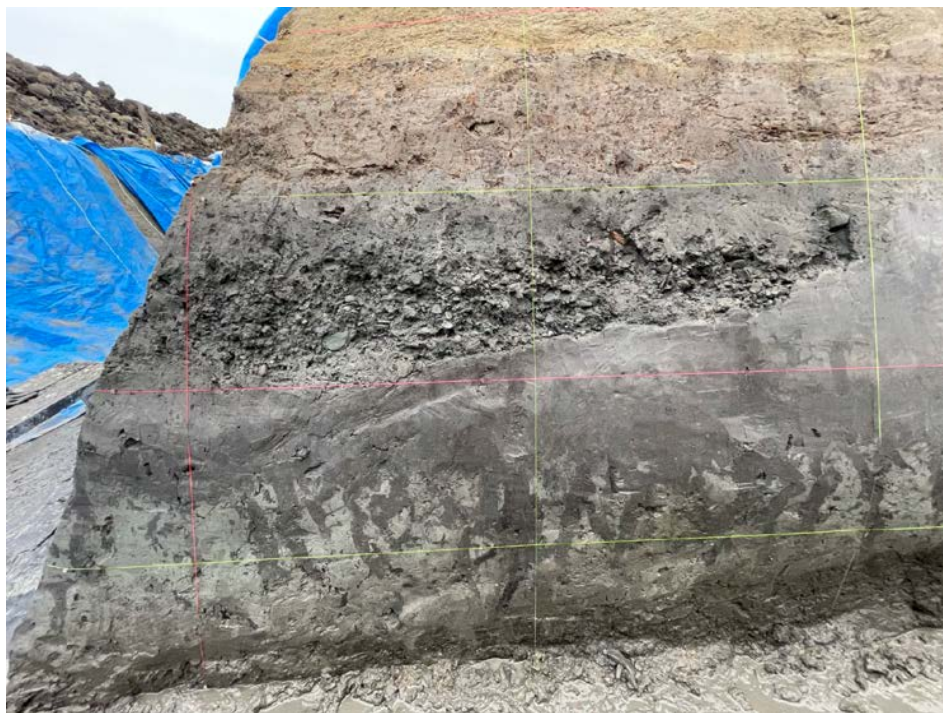


図 72 C1 トレンチ西壁面 (W18~20) でみられる液状化痕跡の写真

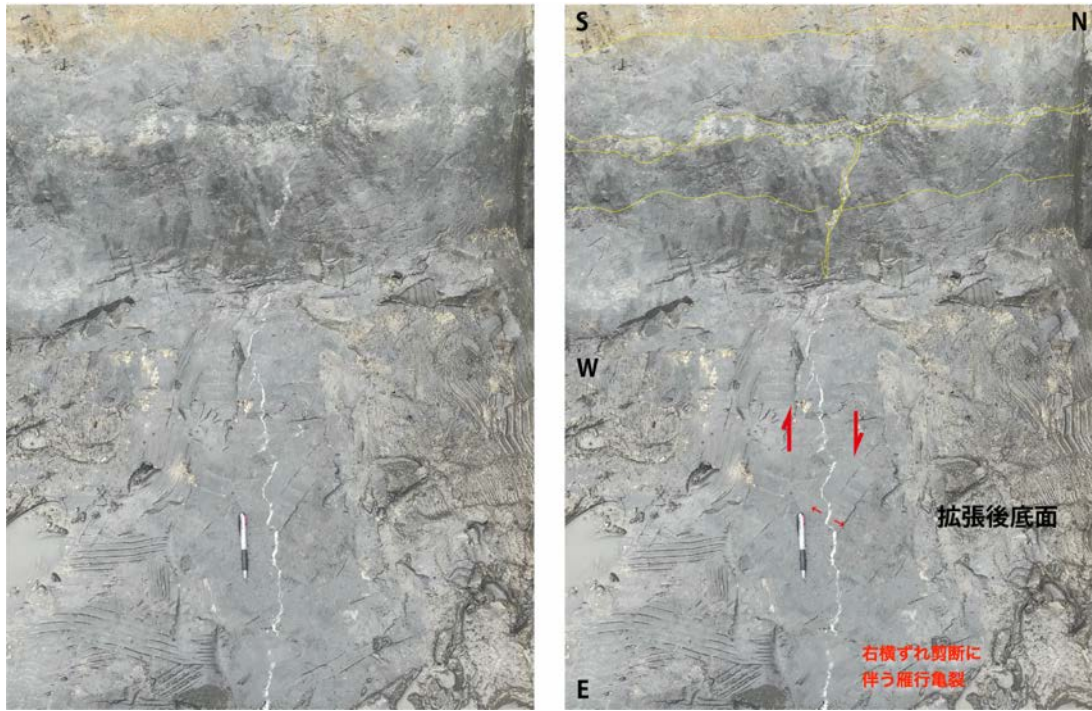


図 73 C1 トレンチ拡張後の底盤で見られる白色粘土脈の写真と解釈
 左図は拡張後の C1 トレンチ西壁面（写真上部）と底面（写真下部）。右図は地層境界と白色粘土脈の解釈。

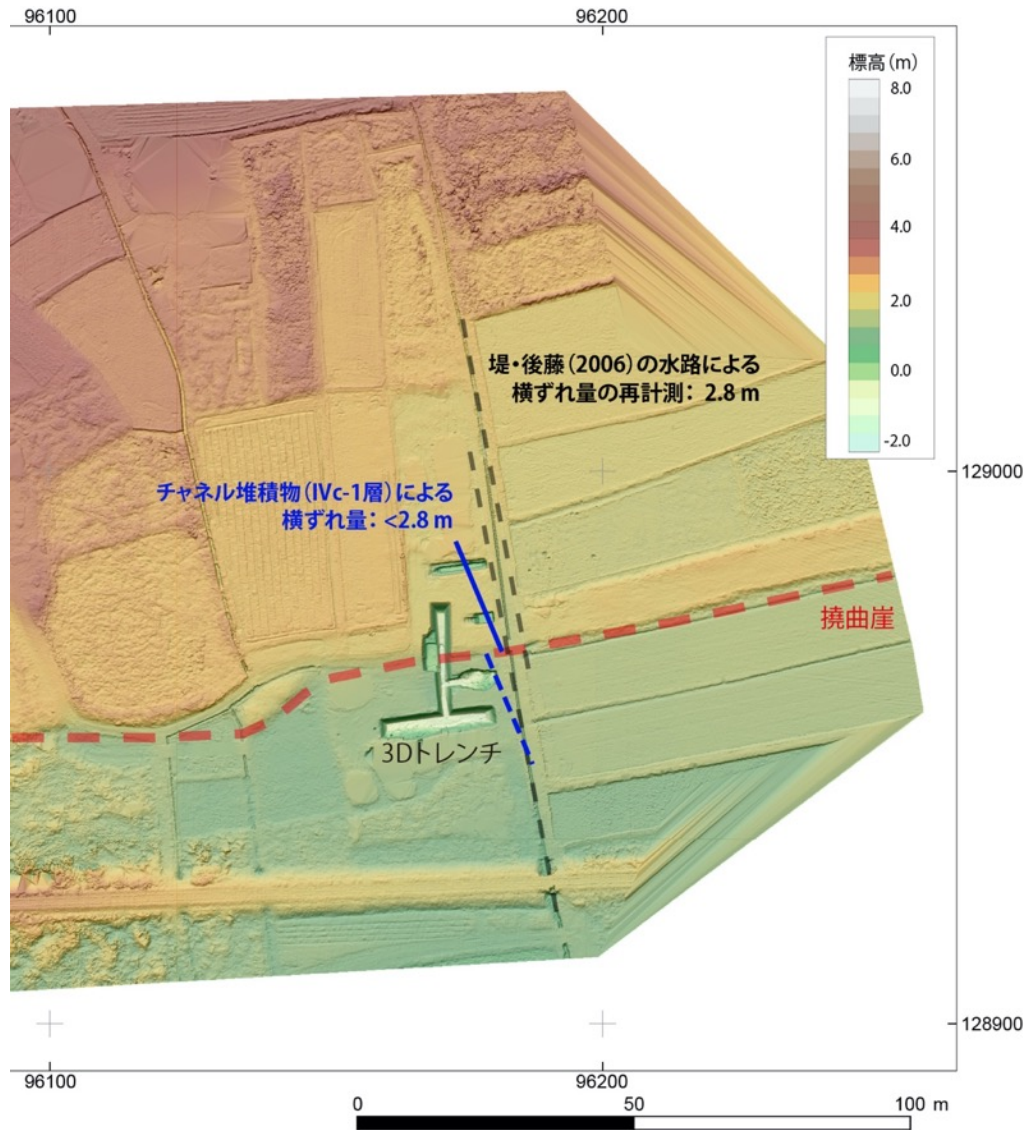


図 74 阿波大谷地区の最新活動に伴う横ずれ量の計測
 3D トレンチのチャンネル堆積物を基準に 2.8m 以下の横ずれ量が推定された。また、
 0.1mDEM をもとに従来の水路の横ずれを再計測し、変形帯の幅を考慮して 2.8m を最良推
 定値とした。



図 75 阿波市土成町蒲池地区の調査位置
基図は国土地理院発行の空中写真 SI813X-C7-8 を使用。

4) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門断層の撫養町木津地区における調査

a) 調査地点の概要

讃岐山脈南縁東部区間は山麓沿いを延びる鳴門断層と徳島平野側に分岐して延びる鳴門南断層の2条により構成される(図78~80)。撫養町木津地区は、鳴門断層のほぼ中央付近に位置し、大代谷川及び中山谷川が徳島平野へ流入する合流点付近に位置する。鳴門断層は概ね東西走向で延び、南流する支流性河川と平野側に厚く堆積する沖積層の互層を基に、精度良い活動時期や横ずれ変位基準となる流路堆積物等の存在が期待された。令和2年度は予察的な調査として、断層の正確な通過位置、表層の堆積層や年代の概略を把握するため、S波反射法地震探査と4孔の群列ボーリング調査を実施した。令和3年度はさらにドローンLiDAR調査と追加のボーリング調査を実施し、より正確な地形地質断面に基づく活断層の分布や極浅部の断層地下形状の検討をおこなった。

b) ドローンLiDAR調査

i) 調査の概要

撫養町木津地区では、概ね東西方向に活断層が延び、正確な断層通過位置は不明確とされてきた(例えば、岡田・他, 2014)。大代谷川及び中山谷川が形成する沖積低地には南側低下の幅広い撓曲変形帯として図示されている。令和2年度に実施した空中写真判読、反射法地震探査、群列ボーリングによる変位地形の再検討では、推定断層の走向方向に長軸を持つバルジ状の変形が認められ、主断層は北側低下の低断層崖を形成するとみられた。これらの微地形をさらに検討するため、ドローンLiDAR調査を実施し、0.1mメッシュの高精細DEMと地形断面を作成した。撫養町木津地区における高精細DEMを図81、Na1~Na3の地形断面図を図82に示す。

ii) 高精細DEMによる変位地形の再検討

高精細DEMに基づく変位地形の再検討の結果、中山谷川にほぼ直交する東西方向へバルジ状の地形的な高まりが延びることが明確になった。中山谷川の現在の位置は人工的に付け替えられたもので、例えば米軍空中写真では現在の流路位置ではなく、より西側で大代谷川と合流する。バルジ状の地形的な高まりの北縁は比較的シャープな低断層崖をなしており、比高0.7~1.0mである(図82)。この低断層崖は現在でも現地で確認できる。一方、南縁は明瞭な崖地形を呈しておらず、従来の指摘通り、南側低下の撓曲変形を示している。後述するボーリングの結果からみても、このバルジは陸成の氾濫原堆積物ないし扇状地性の砂礫層により構成されており、海進に伴い形成された浜堤やバーなどの海成の地形面ではない。よって、鳴門断層の横ずれ運動に伴い形成された局所的なテクトニック・バルジと判断できる。

c) ボーリング調査

令和2年度に引き続き、活断層の正確な通過位置、極浅部の地下形状、堆積層の分布と年代を把握するため、追加ボーリング調査を実施した(図81)。調査地周辺は、讃岐山脈から徳島平野へ流れる大代谷川及び中山谷川が形成した沖積低地に位置し、人工的に開削した中山谷川が南流する。ボーリングは令和2年度に実施した4孔(北から順にMYK01~

MYK04 孔)に加え、同じ群列測線上に MYK01.5 孔を追加掘削した。また、山地と平野境界に推定された西北西方向の断層トレースの西延長で MYK05～MYK06 孔、東西方向に延びるバルジの低下側(北側)で MYK07 孔を掘削した。ボーリングコアの写真を図 83～86、中山谷川左岸(東側)の MYK01～MYK04 孔による地形地質断面図を図 87、中山谷川右岸(西側)の MYK05～MYK07 孔による地形地質断面図を図 88 に示す。

i) ボーリングコアの層序と年代

ボーリングコアの地層は、上位から Unit1～6 までの 6 つに区分され、基盤の上位に埋土層が載る最北部の MYK01 孔を除き、おおむね同様な層相の地層から構成される。また、Unit4、Unit5 の堆積層にはイベント層と考えられる貝殻混じり砂層や礫層(以下イベント堆積物 e1～e7)が多数含まれている。今後、詳細な分析等により詳しく検討する必要があるが、いずれも津波堆積物の可能性がある。特に、令和 2 年度に同様にみられた鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)の二次堆積物を含むイベント砂層は、いずれのコアでも層厚 1.5～2 m 程度で広く分布し、層相と分布から判断してカルデラ形成に伴う津波堆積物と判断できる。以下では、令和 2 年度の記載をベースに、各 Unit の層相と特徴、年代について令和 3 年度に追加/修正した情報を追記する。年代値は、特に注記がない限り 1 σ 範囲の放射性炭素同位体年代(y. B. P.)とそれに対応する暦年較正(calBP)を示す。暦年較正は、OxCal4.4(Ramsey, 1995; 2009)を用いて行い、較正曲線は IntCal20 (Reimer et al., 2020)を用いた。

Unit1 層は、細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の田畑の深層土、埋土、盛土、耕作土からなる埋土層と考えられる。

Unit2 層は、粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締りは緩く、一部でイネ科の植物根を含む。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互層する層相から陸成の氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットは、令和 3 年度に新しく掘削した MYK05～MYK07 孔においても分布が確認された。MYK07 孔では深度-1.2～-1.4mにかけて、下面に明瞭な浸食面を伴う強腐植質シルトと弱腐植質シルト、及び薄茶色粘土の互層がみられる。このユニットは上下ともに陸成のシルト層に狭在し、極めて特徴的である。腐植質シルトのバルク年代は、 3200 ± 30 y. B. P. (3450～3400 calBP)であった。後述する鳴門南断層・阿波大谷地区でも類似の互層ユニットからなるイベント堆積物が複数層準でみられており、泥質の津波堆積物であった可能性がある。

Unit3 層は、砂～礫を主体とし、一部シルト、礫または礫混じりシルト、細粒砂を挟む。淘汰が悪く、最大径 10cm 程度の垂角礫を含むことに加え、一部で平行葉理が見られることから河川～氾濫原堆積物と考えられる。礫種は砂岩を主体とすることから、その起源は讃岐山地であり支流の中山谷川により運搬されたものと推測される。本ユニットの年代として、最上部から 5320 ± 30 y. B. P. (6190～6010 calBP)が得られた。

Unit4 層は、シルト～砂質シルトを主体とし、砂・細礫層を狭在する。シルト～砂質シルトは炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂で構成され、淘汰は比較的良い。礫は比較的円磨度が高く、貝殻片を含む層準はイベント堆積物(e5)の可能性がある。炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟むことから、干潟～氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットの年代として、 5820 ± 30 y. B. P. (6670～6560 calBP)、 6130 ± 30 y. B. P. (7160～6950 calBP)が得られた。

Unit5層は、主として内湾の泥質堆積物からなり、K-Ah 火山灰を含む津波堆積物を挟む。上位から順に Unit5-1、5-2、5-3 層に細分される。

Unit5-1層は、シルトおよび Unit5-2層を由来とする K-Ah 再堆積物の薄層を含むシルトを主体とする。いずれのコアでも認められ、調査地周辺に広く分布する。貝殻片を含む生物擾乱の発達した無構造のシルトであることから、最大海進期の内湾堆積物と考えられる。一部に含まれる貝殻片を含む粗粒堆積物はイベント堆積物 (e4) の可能性がある。本ユニットの年代として、6630±30 y. B. P. (7570~7480 calBP) が得られた。

Unit5-2層は、主として火山灰混じりの均質な中粒砂から構成され、浸食面を境としてさらに3つのサブユニットに細分される。Unit5-2層全体の層厚は MYK02 孔で約 2.2m である。火山灰はバブルウォール型の火山ガラスを主体とし、火山灰分析結果から約 7,300 年前の K-Ah (町田・新井, 1978; Smith et al., 2013) に対比される。四国での風成 K-Ah の層厚は 40cm 程度とされている (例えば、町田・新井, 1978; 町田・新井, 2003)。上位の Unit5-1層、下位の Unit5-3層は共に内湾堆積物であることに加え、Unit5-2層では弱いながらも一部に葉理構造や級化構造が認められることから、上下層と同じく内湾の環境下で水中堆積したと考えられる。また、MYK03 孔の深度-9.8~-9.85m には、黒色砂層の上位に K-Ah を含む砂質シルトが偽礫状に取り込まれている。MYK02 及び 03 孔では上方細粒化を示す層相が浸食面を境に少なくとも3回認められ、最下部に粗砂~細礫、上部に炭質部を含むことから津波イベント堆積物 (e3.1、e3.2、e3.3) と判断される。本ユニットの年代として、6260±30 y. B. P. (7250~7160 calBP (1σ); 7260~7030 calBP (2σ)) が得られた。また、既報の年代として K-Ah の年代値は、7303~7165 calBP (2σ 範囲) が知られており、概ねよく一致する。

Unit5-3層は、巻貝や二枚貝が散在するシルト~砂質シルトを主体とし、炭質物を含む有機質シルト~有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。シルト~砂質シルトには貝殻片を含む相対的に粗粒な砂礫層が含まれ、イベント堆積物 (e1、e2) である可能性がある。ただし、河川の氾濫に伴うイベントか津波イベントかは層相からは判断できない。本ユニットの年代として、6810±30 y. B. P. (7670~7620 calBP) が得られた。

Unit6層は、最も北側に位置する MYK01 孔にのみ分布する。砂岩・泥岩互層からなる基盤岩から構成される。やや不明瞭ではあるが、傾斜 30°~40° の層理面が認められ、調査地点東の丘陵に露出する和泉層群の砂岩泥岩互層の傾斜と整合的である。

d) 撫養町木津地区における古地震イベントの推定と変位量

令和3年度に追加したドローン LiDAR 調査及びボーリング調査、昨年度までの結果をまとめ、撫養町木津地区で生じた古地震イベントと変位量の復元を試みた。図 87~88 に示したように、同地区では K-Ah 層準以降では、少なくとも 5.8ka 頃までは海成層が堆積している。その後、陸成の砂礫層が少なくとも 5.3ka 頃に堆積しており、氾濫原堆積物 (Unit2) が 3.2ka 前後に断層の低下側を埋積している。バルジを形成する主断層は北側低下の低断層崖を生じ、MYK05~MYK07 孔の断面における副断層でも上下変位がみられることから、鳴門断層の最新活動は、この氾濫原堆積物以降、すなわち 3200±30y. B. P. 以降 (3448~3393 calBP) に生じたと推定される。

さらに古いイベントは、層準や回数を特定することは困難であるが、Unit4 の干潟～氾濫原堆積物の堆積以降に限定される。Unit4 上面を基準としたみかけの上下変位は、主断層を境に 1 m の南側低下であり、地表で見られる約 1 m の北側低下と逆センスとなっている。これは、主断層の変位様式が横ずれ成分主体であることを示すが、その場合、Unit4 が水平ではなく、東へ傾斜して横ずれ変位でずれたと考える必要がある。地表や Unit2 には最新活動で変位するものの、そのような東傾斜の構造はみられない。したがって、Unit4 は少なくとも Unit2 よりも多い古地震イベントを経験し、最新活動より前に東傾斜の変形を生じていたことになる。これが Unit4 以降に生じたイベントとすれば、古いイベントは 5820 ± 30 y. B. P. (6670～6560 calBP) 以降に生じたと推定される。より上位の地層の年代は解像度が高くなく、R2 年度時点では個別のイベント年代を特定することができないが、約 6700 年前以降に少なくとも 2 回のイベントが生じたと考えられる。

地震時変位量については、最新活動に伴い 1.0m の上下変位が生じた。横ずれ成分は不明であるが、バルジを横断する水路に右横ずれ 7.7m が認められた (図 81)。上述のようにこの時点では年代が限定できないが、低下側のボーリングコアで見られた Unit2 堆積以降に形成されたとすれば、 3200 ± 30 y. B. P. 以降 (3448～3393 calBP) となり、右横ずれの平均変位速度は 2.4mm/yr 以上の可能性がある。また、鳴門断層では直接的な活動履歴が知られていないものの、後述する鳴門南断層・阿波大谷地区と同じ活動履歴と仮定した場合、約 3500 年前以降に生じた地震イベント 1～2 回分の横ずれ量ということになる。

讃岐山脈南縁東部区間の鳴門断層及び鳴門南断層の最新活動は、1596 年文禄 (慶長) 地震に伴う可能性が指摘されている (例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。この際、仮に鳴門断層が活動していなければ 7.7m の横ずれと 1.0m の上下変位は先行する活動に伴う 1 回分となる。一方、鳴門断層も 1596 年に活動していれば、それらの変位量は最近 2 回の活動に伴う累積と判断できる。この点は、さらに正確な年代測定や鳴門断層上での活動履歴を解明し、引き続き検討する必要がある。

5) 鳴門南断層・阿波大谷地区における 3D トレンチ・GPR 調査

a) 調査地点の概要

阿波大谷地区は、讃岐山脈から南流する大谷川が形成する扇状地の末端付近に位置し、東西方向に延びる鳴門南断層が扇状地性段丘面や低湿地に南側低下の撓曲変形を生じている (図 89)。鳴門南断層は、高田・他 (1998) によって沖積低地上に形成された微高地や撓曲崖の分布からその存在が明らかにされ、徳島県 (1999, 2000) 及び森野・他 (2001) により過去 4 回の活動履歴と断層の地下形状が推定されている。本調査地周辺では、堤・後藤 (2006) により詳細な活断層分布と複数の右横ずれ変位地形が報告されている。令和 2 年度にトレンチ調査を実施した結果、湿地性堆積物や氾濫原堆積物に幅広い撓曲変形がみいだされ、過去 3 回の古地震イベントの発生時期及び最新活動に伴う地震時変位量 2.8m を推定した。令和 3 年度は、撓曲崖の西側でさらに比高が大きくなる用地を選定し、明瞭な断層を露出させるとともに、古地震イベント層準の再検討と累積的な横ずれ量、地震時変位量を復元するため、三次元的なトレンチ掘削と GPR 探査、簡易ボーリング調査を実施した。

b) 3D トレンチ調査

i) トレンチ掘削の概要

3D トレンチは、比高 1.0m 程度の撓曲崖を南北方向に横断する A トレンチ、断層走向に平行な B～E トレンチの合計 5 孔を掘削した (図 89)。掘削にあたり、まず横ずれ変位基準となるチャンネル堆積物等の有無を検討するため、隆起側で断層に平行な B トレンチ及び C トレンチを掘削した。次に、低下側で E トレンチの一部と D トレンチを掘削した。最後に断層に直交方向の D トレンチを掘削し、断層や撓曲による変形帯の幅を確認した。本来は、A トレンチで古地震イベント層準を確定し、B トレンチや E トレンチをさらに深く掘削する計画であったが、工程等の諸事情により実施できなかった。なお、E トレンチの東隣の用地内でも東延長に小規模なトレンチを掘削したが、壁面の崩壊等の影響により良好なデータが取得できず、チャンネル堆積物もみられなかったため本報告では記載を省略した。図 90～100 に各トレンチ壁面の写真とスケッチを示す。また、後述する GPR 探査の結果と層序を対比・検討するため、簡易の層序ボーリング NA022-1～NA022-6 の計 6 孔を掘削した (図 89)。トレンチ壁面と簡易ボーリングの位置関係、及び層序区分を図 101 に示す。

ii) トレンチの層序、イベント層準の認定と発的年代

トレンチ壁面には、下位から順に、液状化を受けるシルト・砂からなる氾濫原堆積物 (ユニット 5)、腐植質シルト・粘土、砂質シルトの互層からなる湿地ないし沼池性堆積物 (ユニット 4)、同様の層相の湿地ないし沼池性堆積物 (ユニット 3)、掘削範囲の広範に分布する氾濫原堆積物 (ユニット 2)、表土及び耕作土 (ユニット 1)、各ユニットに狭在する砂礫層 (a～d 層)、これらの自然堆積層を切断し撓曲変形を生じる明瞭な高角断層が露出した。それぞれのユニットは複数の地層に細分され、ユニット 3 及び 4 には、津波堆積物とみられるイベント砂層やイベント泥層が認められる。各地層の記載、放射性炭素同位体年代測定値は表 8 にまとめた。

今回のトレンチ調査では、新しいものからイベント I～IV の 4 つの古地震イベントが識別された。以下では、イベント層準の認定を古いものから略述し、各イベントの年代を併せて記載する。イベント層準の認定は、A トレンチの東西壁面を中心におこなったため、その解釈断面を図 102 に示す。また、年代値の暦年較正は 1σ の範囲に対応する年代 (calBP) を記述する。2020 年トレンチの古地震イベント発生時期を図 103、2021 年トレンチの古地震イベント発生時期を図 104 に示す。

イベント IV : トレンチ壁面で識別された最も古いイベントであり、160 層堆積後、150 層最下部堆積中から 145 層堆積前間に特定された (図 102)。160 層は灰白色を呈する砂混じりシルト層であり、上面が著しく攪乱されている。層相から 2020 年トレンチの VIa 層に対比されるが、VIa 層がシルト質の砂層であったのに対し、160 層は砂混じりのシルトを主体としている。これらは堆積時の側方への粒度変化とみられる。160 層上面は液状化痕とみられる貫入や開口亀裂がみられ、上位の 150 層最下部の腐植質シルトが亀裂を充填する。さらに上位の 145 層は 150 層中に狭在するシルト・粘土の互層からなる薄層で、この層準には液状化による変形がみられない。したがって、イベント IV は 160 層堆積後、150 層最下部堆積中から 145 層堆積前間に特定できる。このイベントは、2020 年トレンチで認定

したイベント3に対比される。

イベントⅣの発牛年代を特定する年代試料として、イベント下限を示す160層に落ち込む150層、イベント上限を示す145層から年代値を得た。150層は 3890 ± 30 y. B. P. (4290~4410 calBP)、145層からは 3770 ± 30 y. B. P. (4090~4230 calBP)を示す。よって、イベントⅣの発牛年代は約4100~4400年前と推定される(図104)。この年代は、2020年トレンチで推定したイベント3の発牛年代の約4200~4500年前と調和的である。両トレンチの推定年代を合わせて考えた場合、発牛年代は約4200~4400年にさらに限定できる。

イベントⅢ：本イベントは、砂質シルト層からなる120層に対し、上位の腐植質シルト層からなる110層がアバットして堆積する構造、累積上下変位量や変形の程度の差異によって識別された(図91、図92、図102)。120層はトレンチの隆起側と低下側の両方で広く分布するのに対し、110層は低下側で厚く堆積し、隆起側ではアバットして尖滅する。120層は氾濫原堆積物とみられ、トレンチに広く堆積していることから堆積後はほぼ平坦な古地形であったと判断できる。その後、断層南側が低下するイベントが生じて110層の湿地性堆積物が低下側を中心に堆積したと考えられる。よって、イベントⅢは120層堆積後、110層堆積前に特定できる。このイベントは2020年トレンチで認定したイベント2に対比される。

イベントⅢの発牛年代は、イベント下限を示す120層の年代値は上下と矛盾した年代値であったため下位の130層、イベント上限を示す110層上部から得られた年代により特定された。イベント前の130層から 3500 ± 30 y. B. P. (3720~3830 calBP)、イベント後の110層上部からは 3270 ± 30 y. B. P. (3450~3560 calBP)の年代値が得られた。よって、イベントⅢの発牛年代は約3500~3800年と推定される(図104)。この年代は、2020年トレンチで推定したイベント2の発牛年代の約3400~3600年前と調和的である。両トレンチの推定年代を合わせ考えた場合、発牛年代は約3500~3600年にさらに限定できる。

イベントⅡ：本イベントは、腐植質シルト層からなる60層以下の地層を切断する断層の上端がイベント砂層である55層以上の地層により覆われること、両者の間で累積上下変位量や変形の程度に差異がみられること等により識別される(図102)。特にAトレンチ東壁面では、60層以下の地層が高角北傾斜の断層により切断され、その上端が55層以上の地層にアバットしながら覆われる構造が明瞭にみられる。55層は、白色の中粒砂層と腐植質シルトの互層で、本トレンチでは他にみられない特徴的な層相を示す。その層相から判断して異地性のイベント砂層であり、津波堆積物である可能性がある。分布範囲は断層の低下側のみ限定され、イベントⅡに伴い生じた低断層崖ないし撓曲崖の低下側のみ堆積する。以上から、イベントⅡは60層堆積後、55層堆積前に生じた。なお、本イベントは2020年トレンチでは対応するものが認められなかった。各地層の年代から判断して、2020年トレンチでは30~70層に相当する地層が欠落していたためと考えられる。

イベントⅡの発牛年代は、イベント下限を示す60層と上限を示す55層のそれぞれから得られた。60層からは 1970 ± 30 y. B. P. (1840~1940 calBP)、55層からは 1990 ± 30 y. B. P. (1890~1990 calBP)の年代値が得られた。両者は近接した年代値でわずかに逆転しているが、誤差の範囲で重なるため、イベントⅡの発牛年代は各年代値のオーバーラップする年代と判断した。すなわち、イベントⅡは約1900年前(1890~1940年前)に特定される(図104)。

イベント I : イベント I はトレンチで識別された最も新しいイベントであり、トレンチに広範に分布する氾濫原堆積物である 20 層の撓曲変形と、低下側のみに分布する砂層である 10 層の間に生じたと認定した。20 層は砂質シルト層からなり、隆起側の地形面を構成する地層で最も新しい地層である。地表で撓曲崖がみられるように、20 層は断層直近においても南側低下の撓曲変形を受けている。10 層は低下側のみでみられる淘汰が良い砂層である。2020 年トレンチでは、20 層に相当する IV 層の氾濫原堆積物として広く分布することが確認されたが、10 層に相当する砂層はみられず、今回のトレンチ範囲のみに分布している。A トレンチでは、断層は 20~30 層には明瞭な剪断を生じておらず、両者に撓曲変形のみを生じる特徴的な構造を示す。以上から、イベント I は 20 層堆積後、10 層堆積前に生じた。このイベントは、2020 年トレンチのイベント 1 に対比される。

イベント I の発生年代は、イベント下限を示す 20 層から年代測定値、上限を示す 10 層から出土した考古遺物により限定される。20 層からは 900 ± 30 y. B. P. (740~900 calBP) の年代測定値が得られた。10 層からは E トレンチ南壁面で陶器片が出土し、徳島県文化資源活用課・近藤玲氏によって、江戸時代の西暦 1800~1850 年頃に作成されたものと鑑定された。さらに、江戸時代の歴史記録は詳細が残っていることが多く、約 400 年前以降に地震被害記録がない場合は、最新イベントはそれより前と推定されている (例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。よって、イベント I の発生年代は、約 400~900 年前と推定される (図 104)。この年代は、2020 年トレンチのイベント 1 の発生年代が 900 ± 30 y. B. P. (740~900 calBP : 西暦 1050~1210 年) 以降と推定されたものと同じである。

最新イベント I の年代は、讃岐山脈南縁東部区間の最新活動時期が西暦 16 世紀以降とされる年代 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017) と矛盾がない。この長期評価結果は Tsutsumi and Okada (1996)、岡田・堤 (1997)、徳島県 (1999, 2000) などの調査結果に基づいており、最新イベントが 1596 年に生じたいわゆる文禄 (慶長) 地震の一連の大地震群のいずれかに対応する可能性が高い。榎原 (2020) による仔細な再検討結果を踏まえば、本イベントは一連の大地震群のうち、1596 年 9 月 4 日 (閏 7 月 12 日) の大地震に対応する可能性が高い。先行する大地震として、1596 年 9 月 1 日 (閏 7 月 9 日) 16 時頃には津波を伴う (慶長) 豊後地震が別府湾で生じ、同日 9 月 1 日 (閏 7 月 9 日) 20 時頃には (慶長) 伊予地震が生じたとされる。また、後日の 9 月 5 日 (閏 7 月 13 日) 0 時頃には、いわゆる慶長伏見地震が生じた。

以上から、本調査によりイベント I : 900 年前以降 (もしくは 1596 年地震相当)、イベント II : 約 1900 年前、イベント III : 3500~3600 年前、イベント IV : 4200~4400 年前の活動履歴が明らかになった。この結果を基に平均活動間隔を算出すると、1060~1410 年となる。さらに、最新イベントが 1596 年地震に対応すると考えた場合、平均活動間隔は 1220~1330 年と見積もられる。

依然として、調査地東方に位置する徳島県 (1999, 2000) による段関・大代地点の結果とはイベント回数が不調和である。すなわち、森野・他 (2001) 及び森野・岡田 (2002) によりまとめられた最近 4 回の活動時期は、イベント 1 が 4~5 世紀以降、イベント 2 及び 3 が 1700~3000 年前の間に 2 回、イベント 4 が 3300~3400 年前頃と指摘されている。両地点は同じ鳴門南断層上で近接しており、別々の履歴を記録するとは考えにくい、断

層上での位置関係によっては異なる履歴である可能性もある。仮に、鳴門南断層が単独で活動し、断層の中央付近に位置する段関地点がより多くのイベントを記録し、阿波大谷地区では識別可能な地表変位が生じなかった場合を考える。すなわち、鳴門南断層の単独イベントを含む履歴が段関地点で記録され、阿波大谷地区では主に連動型イベントを記録する可能性がある。この場合、鳴門南断層の平均活動間隔は段関地点の結果に基づき 940～990年（最新を1596年に対比した場合580～1000年）となる可能性もある。この点は、後述する地震時変位量を含めて検討を加える。

c) GPR 探査（地中レーダ探査）

i) 探査測線

徳島県鳴門市の阿波大谷地区において、極浅部（探査仕様にもよるが、比較的高分解能な探査の場合は地表から深度2～3m程度まで、分解能を落としてより深部まで対象とする場合は地表から深度10m弱まで）の構造を把握することを目的に、総測線長約620mの地中レーダ探査を実施した。地中レーダ探査とは、地中に電磁波を放射し、地層境界などの電気特性の異なる境界で反射した電磁波を捉えることにより、地中の構造を探査する非破壊調査手法のひとつである（例えば、Daniels ed., 1996；物理探査学会 編, 2016）。鳴門市阿波大谷地区における探査測線の配置状況を図105に示す。探査測線群は、本地点において推定される東西走向の断層構造とほぼ直交する測線長が50mである南北方向の測線1本と、断層にほぼ平行な多数の測線によって構成される。トレンチ掘削前に実施した測線（図105の赤色線・桃色線）のうち、北東部のLine-2・Line-2-3・Line-3およびLine-2off・Line-2-3off・Line-3offは、それぞれ東西47mの長さの一直線の区間上に配置される。Line-2およびLine-2offはそれぞれ西端から13m、Line-3およびLine-3offはそれぞれ東端から30mの区間であり、Line-2-3およびLine-2-3offは中央の区間である。

ii) 探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、トレンチ掘削前には図105の赤色線・桃色線で示される測線において米国GSSI社製200HS（アンテナ周波数200MHz）システムを用いて、トレンチ掘削後には青色線で示される測線においてカナダSensors & Software社製pulseEKKO（アンテナ周波数50MHz・100MHz）を用いて、表9に示される主なデータ取得仕様によって実施した。探査システムの詳細は、表10および表11に示す。地下断面データの取得は一般的なプロファイル測定法（例えば、物理探査学会 編, 2016）によって行った（図106）。探査測線の座標は、Leica製 vivaGS15を用いてネットワーク型RTK-GNSS測量によって求めた。また、アンテナ周波数50MHzおよび100MHzの探査では、ワイドアングル測定法（例えば、物理探査学会 編, 2016）によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アンサンブルデータセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテナの間隔を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2mから10.0mまで0.1m刻みで変化させた。なお、200MHzの探査では、地中電磁波速度の推定はプロファイル測定データの点反射源回折波パターン解析に拠るものとし、ワイドアングル測定は実施していない。

iii) 探査データの処理

探査データの処理は、GSSI社製の地中レーダ探査データ処理ソフトウェアRADAN ver. 7、コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反射法地震探査データ処理ソフトウェアSeismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタンツによって内製された反射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度変換断面を得た。主な処理は、①バンドパス等の周波数フィルタ、②振幅調整 (AGC; Automatic Gain Control等)、③送信アンテナと受信アンテナ間を直接伝播する直達波などを低減するメディアンフィルタ (空間フィルタ)、④時間断面を深度断面に変換する深度変換、などである。基本的なデータ処理フローを図107に、データ処理に用いたパラメータを表12 (200MHzアンテナを用いた取得したデータ)、表13 (50MHzアンテナ、100MHzアンテナを用いた取得したデータ) に示す。

こうした一連のデータ処理全体のうち、前半部分に相当するNMO補正までの主な処理ステップ後の断面例として、200MHzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図108に示す。これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。各処理によって断面品質が飛躍的に向上していることがわかる。また、図108中の最下段、NMO補正前の断面には、点反射源が存在する可能性のある場所に7～9 cm/nsの地中電磁波速度に対応する回折波パターンを仮定的に示した。このように本断面では、前述した範囲の地中電磁波速度で大きな矛盾は無いと言えるが、地中電磁波速度を一意に決定できるほど明瞭な点反射源回折波パターンは得られていないとも言える。したがって、NMO補正以降の各処理で用いる地中電磁波速度は、点反射源回折波パターン解析だけでなく、50MHz探査・100MHz探査のワイドアングル測定結果や実際のトレンチ・ボーリング掘削結果から得られた地層境界の深度情報を用いて推定した。

推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断面例として、200MHzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図109に示す。マイグレーション処理の前後 (図109の上から一番目と二番目) では、劇的な違いは無いものの、細かな場所では所々で反射面の傾斜・起伏形状の変化や連続性の向上が見られる。また、断面の西端からの距離約22～46mで往復走時25ns以深の領域で非常に目立つ上に凸の波列は、ノイズの可能性が高いものの、マイグレーション処理後 (図109の上から二番目) でもまったく軽減されていない。このことは、マイグレーション処理で適用した地中電磁波速度とはまったく異なる伝播速度を有する媒質中を通過してきた波、つまり、空中反射波ノイズであることを示していると考えられる。したがって、断面の解釈の際には、このようなノイズ波列について注意する必要がある。

iv) 探査結果

前述のデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形補正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、掘削調査が実施された場所と対応する北東部 (Cトレンチ周辺)・北中部 (Bトレンチ北部周辺)・南部 (群列ボーリングNA022-2～NA022-6およびDトレンチ・Eトレンチ周辺) の探査結果について以下に述べた上で、本調査地点における極浅部地下構造について検討する。

本調査地点北東部の代表的な断面例として、Line-3 (200MHz) の探査結果を図110に、L

line-⑤ (100MHz) の探査結果を図111に示す。これらの測線の位置は、調査地点北東部で東西方向に掘削されたCトレンチの南壁面にほぼ沿っている (図105)。Line-3 (200MHz) 断面では、断面全域の標高1～2mの範囲において、やや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する (図110下図の緑色破線の範囲)。トレンチ壁面で観察された地層境界も完全に水平というわけではなく、やや起伏が見られたことから、Line-3のこの領域内の反射面は実際の地層境界のいずれかに対応したものと考えることができる。同断面の西端からの距離約22～24m、標高0.5m前後には凹状の反射面が見られ、その直上には水平に近い反射面が分布している (図110下図の青色線)。Cトレンチ壁面でも、この場所の付近で埋没チャンネルを示す礫層が観察された。したがって、図110下図の青色線のような凹状の反射面とその直上の水平に近い反射面が組み合わさったパターンは、埋没チャンネルを示す構造と判断できる。次に、Line-⑤ (100MHz) 断面について述べる。Line-⑤の測線長は20mであり、Line-3の西側からの距離10～30mの区間に沿っている。Line-⑤断面でも断面浅部では、やや起伏のある連続性の良い反射面が卓越している (図111下図の緑色破線)。これらの反射面の特徴はLine-3で見られたものと似ているが、Line-3に比べてやや深部まで見えていること、またその反面、水平分解能・鉛直分解能ともに低下していること、といった違いがある。また、Line-⑤断面でも西端からの距離約12～14m、標高0.5m前後に凹状の反射面が見られ、その直上には水平に近い反射面が分布している (図111下図の青色線)。これは、Cトレンチ壁面・Line-3断面で観察された埋没チャンネル構造の位置と対応する。このように、探査可能深度・分解能に違いがあるものの、200MHz探査と100MHz探査ともに、実際の地層に対応する反射面パターンが得られていることが確認された。

本調査地点北中部の代表的な断面例として、Line-2off (200MHz) の探査結果を図112に、Line-② (100MHz) の探査結果を図113に示す。これらの測線の位置は、調査地点北中部で東西方向に掘削されたBトレンチの北壁面にほぼ沿っている (図105)。Line-2off (200MHz) 断面では、西端からの距離約0～6m、標高1m前後に凹状の構造が見られ (図112下図の水色線)、その直上にはほぼ水平な反射面が分布している。Bトレンチ壁面の対応する位置においても、チャンネル堆積物と考えられる礫層 (礫層b) が観察されていることから、上記の構造は埋没チャンネルを示していると考えられる。また、Bトレンチ壁面ではさらに深部の標高0m前後でもチャンネル堆積物と考えられる礫層 (礫層d) が観察されている。これは、地中レーダ探査断面ではやや不明瞭ながらも、図112下図の青色線で示される反射面に対応した構造と考えられる。この標高0m前後の構造を、より深部までイメージ可能な100MHz探査のLine-②断面で見ると、より明瞭な凹状の構造が確認できる (図113下図の青色線)。一方で、Line-②断面 (図113) はLine-2off断面 (図112) に比べて分解能が低下しており、Line-2off断面で確認できた浅部の凹状構造 (図112下図の水色線) が、Line-②断面ではうまくイメージできていない。したがって、探査対象物の深度や大きさによっては、地中レーダ探査で用いるアンテナ周波数が異なると、探査結果断面での明瞭さに違いが生じるため、本調査地点の地下構造の検討の際には、アンテナ周波数の異なる探査結果を総合的に用いることとする。

本調査地点南部の代表的な断面例として、Line-⑦ (50MHz) の探査結果を図114に、Line-⑧ (50MHz) の探査結果を図115に示す。これらの測線は、調査地点南部で東西方向に分布する群列ボーリングNA022-2～NA022-6の周辺に位置している (図105)。また、これらの

測線は、東西方向に掘削されたDトレンチ・Eトレンチに沿って位置している（図105）。ここで、Dトレンチ・EトレンチおよびEトレンチから南北方向へ分岐するAトレンチの最大掘削深度は地表から約3m（Aトレンチ南部およびEトレンチ西部）であり、この範囲では埋没チャンネルは観察されなかった。また、群列ボーリングでも明瞭かつ幅広いチャンネル堆積物は確認されなかったものの、ボーリング掘削地点は地中レーダ探査測線のうちの一部区間のみ限定して不均等に配置されている（図105）。したがって、断層北側ブロックに相当する本調査地点北東部・北中部で見られた埋没チャンネルは、断層南側ブロックではこれらの掘削範囲外へ延長するものと考えられる。そのため、200MHzや100MHzよりも深部まで可視化できる50MHz探査の結果について次に述べる。

Line-⑦（50MHz）断面で、埋没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、西端からの距離約24～40m、標高-3m前後（図114下図の水色線）、西端からの距離約26～37m、標高-4m前後（図114下図の青色線）に特徴的な反射面が見られる。ここで注意すべき事として、Line-⑦を含む50MHz探査はトレンチ掘削・埋め戻し後に実施されたものであり、とくにLine-⑦の水色線・青色線の上方にはトレンチ埋め戻し部分（図114下図の茶色線内）が存在している。一般的に埋め戻し部分では土砂の間隙率・水分率が増大し、他の部分に比べて局所的に地中電磁波速度が小さくなっている可能性がある。その場合、埋め戻し部分の下方の地層境界からの反射波走時に遅れが生じ、時間断面では実際の位置より深い場所に反射面が現れる。また、今回の探査データ処理については、深度変換の際に用いる地中電磁波速度は平均化されたものであるため、こうした局所的な不均質の影響が深度変換断面にも及び、時間断面と同様に実際の位置より深い場所に反射面が現れる。こうしたことを考慮すると、図114下図の水色線で示される形状は、凹状範囲（水平方向の波長）がトレンチ埋め戻し範囲とほぼ一致しており、局所的な地中電磁波速度の不均一の影響を受けた見かけの形状である可能性が高い。実際に、Eトレンチ壁面の対応する場所でも埋没チャンネルは見つかっていない。一方、図114下図の青色線で示される形状は、埋め戻し部分よりも規模の小さい形状（とくに、青色線の西半分と東半分で特徴が異なり、西側からの距離約32～37mで大きく落ち込む）を呈していることから、上方の埋め戻し部分の影響を受けてもなお、実際の凹状の地層境界の存在を反映していると考えられる。したがって、図114下図の青色線は、埋没チャンネルを示すものと解釈した。次にLine-⑧でも同様に、埋没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、西端からの距離約36～49m、標高-3.5m前後（図115下図の青色線）に特徴的な反射面が見られる。これはLine-⑦で見られた埋没チャンネル（図114下図の青色線）の南方延長に相当するものと解釈した。下流側のLine-⑧で見られた埋没チャンネル構造の深度（標高-3.5m前後）が、上流側のLine-⑦で見られた同構造の深度（標高-4m前後）よりもやや高いのは、上述したトレンチ埋め戻し部分の影響で、Line-⑦断面内で見られた構造の見かけの深度が実際の深度よりも深くなっていることが理由であると考えられる。

d) チャンネル堆積物による累積横ずれ量

3Dトレンチでみられたチャンネル堆積物dを対象として、地中レーダ探査結果の各断面で得られた埋没チャンネルの位置から、対比可能なチャンネルの平面分布を求め、累積右横ずれ量を計測した（図116）。Bトレンチの底面付近で見られたチャンネル堆積物は、地

中レーダ探査断面では埋没チャンネル構造の幅が約10mと広く（代表的な例が図112、図113）、断層の南側の測線で見られた埋没チャンネル構造（代表的な例が図114、図115）も同様に広い幅を有している。これらの平面分布を復元すると図116のようになる。チャンネルの幅が広く、断層の北側と南側で走向がわずかに異なるものの、断層北側の走向は比較的直線的である。そのため、断層北側のチャンネルの西縁を代表的な流向として、断層南側に外挿して横ずれ量を計測した。その結果、右横ずれ変位量は 15.4 ± 0.3 m程度（最良推定値と範囲）となる。Bトレンチでみられたチャンネル堆積物とみられる礫層dは、イベントⅢとⅣの層準の間に位置するため、3回のイベントを経験している。したがって、本地点のイベント3回分の累積横ずれ量は 15.4 ± 0.3 m程度となる。

e) 地震時変位量の推定

阿波大谷地区の3Dトレンチ・GPR探査、ドローンLiDARによる地形解析の結果を総合して、地震時変位量の復元をおこなった。イベント毎の地震時上下変位量は、Aトレンチと簡易ボーリングの結果を基に、地形地質断面を作成して復元した（図117）。トレンチでみられた各ユニットの地層は、砂礫からなるチャンネル堆積物とみられる礫層a～dを除き、砂混じりのシルト～粘土からなる細粒堆積物を主体とする。これらの地層は初生的にほぼ水平に堆積していたと考えられるため、断層変位と撓曲変形が及ばない位置での地層境界面を基準として、累積上下変位量を計測した。その結果、最新イベント1回が1.3m、2回分が2.1m、3回分が3.2m、4回分が3.7mと計測された。これらを基にイベント毎に差し引きして求まる各イベントに伴う上下変位量は、それぞれ1.3m、0.8m、1.1m、0.5mである。これらのうち、イベントⅣが最も小さい上下変位量を示した。最新活動に伴う上下変位量は、みかけの上下変位である崖の比高0.9mよりも低下側を埋積した地層の厚さの影響で大きくなっている。

次に、最近4回分の地震時横ずれ量の復元を次の通りに試みた。最新活動に伴う地震時変位量は、2020年トレンチ等の結果から横ずれ変位量が2.8m、上下変位量0.3mであった。一方、2021年のトレンチ近傍では、上述のように地震時上下変位量のみで1.3mであり、横ずれ成分は直接測ることができていない。ドローンLiDARのDEMに基づく地形断面から判断して、西側の2021年トレンチの位置と東側の2020年トレンチの位置までの間で撓曲崖の比高が最も大きく、人工改変の影響もあるものの、東ないし西へ向かうに連れ比高が小さくなっている（図118）。これは局地的にみれば、眉状低断層崖のように撓曲崖の比高と上下変位量が断層走向方向に変化していることを示す。すなわち、2020年に計測した変位量は地震時変位量として過小となる恐れがあり、撓曲崖の比高が大きくなる2021年トレンチ近傍がより適切な地震時変位量であることを示している。そこで、各イベントで縦ずれ／横ずれ比が変化しないという仮定のもと、3回分の累積横ずれ量15.4mを各イベントの上下変位量の比で分配して最近3回分の横ずれ量を復元した。その結果、イベントⅠが6.3m、イベントⅡが3.9m、イベントⅢが5.3mと推定された。さらに、これらの変位成分の縦横比（縦ずれ／横ずれ比が0.21）がイベントⅣでも同じであったと仮定すれば、上下変位0.5mを基に、イベントⅣに伴う横ずれ量は2.4m程度となる。

なお、堤・後藤（2006）によれば、調査地周辺で段丘崖を変位基準として 7.1 ± 0.2 mの右横ずれ変位が報告されている。上記の方法により、2021年トレンチ近傍で求めた2回分

の累積横ずれ量は10.2mであり、30%程度の差が生じている。これは断層走向方向に変位量が増えた可能性がある一方で、データそのものも再検討していく余地がある。このように、横ずれ・縦横比を固定して地震時の横ずれ量を推定可能となったが、それらの信頼度については、イベント毎に横ずれ量を復元して検証していく必要性が明らかになった。

f) 時間一変位ダイアグラム等による連動型イベントの検討

阿波大谷地区で復元した地震時変位量と活動時期を基に時間一変位ダイアグラムを復元した(図119)。ここでプロットした変位量は、4回分の変位量を直接的に地形と地層から計測した地震時上下変位量とした。その結果、イベントⅠ～Ⅲは1m前後で同程度の上下変位を伴っている。上述の横ずれ量の推定からみれば、そのうちイベントⅡのみ相対的に小さな上下変位を伴っていた可能性が高い。一方、イベントⅣは上下変位量からみても0.5m程度と他のイベントに比して半分程度である。累積横ずれ量から直接求めることはできていないが、いずれのイベントでも縦ずれ/横ずれ比が変化しなかった場合、2.4m程度であった可能性がある。上下変位量と活動時期の関係からみれば、地震時の上下変位が大きいほど次のイベントの発生間隔が長く、上下変位が小さければ次のイベントの発生間隔が短い。すなわち、これらの活動繰り返しは time-predictable model 的な挙動(Shimazaki and Nakata, 1980)になっている。

以上で推定した地震時の横ずれ変位量から松田・他(1980)による断層長一変位量のスケーリング則を用いて、各イベントに伴う地震断層長を推定した場合、イベントⅠ \geq 63km、イベントⅡ \geq 39km、イベントⅢ \geq 53km、イベントⅣ \geq 24kmとなる。なお、鉛直な断層面を考えた場合、上下変位成分を考慮して実変位量に換算してもほぼ変わらない値になる。讃岐山脈南縁区間の長さは約52kmである(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。これらの変位量は、鳴門南断層上での変位量であり分岐・並走する鳴門断層の変位量は考慮されていないため、いずれも地震断層長として最小値である。

ここで、最新イベントは、既述のように1596年文禄(慶長)地震群のいずれかの大地震と考えられており、少なくとも西隣の讃岐山脈南縁西部区間と連動したイベントとして評価されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。そのため、少なくともイベントⅠと同程度の変位量を生じたイベントⅢについては、連動型イベントであったと判断できる。一方、イベントⅣについては半分程度と小さい変位量であるため、讃岐山脈南縁東部区間の単独イベントである可能性が高い。したがって、現状のデータからは、最近4回のうち少なくとも2回の頻度で周辺断層との連動型イベントが生じたと考えられる。イベントⅢについては、現状のデータだけでは判別が難しいが、周辺断層区間の活動時期や地震時変位量の結果等も踏まえて、さらに検討していく必要がある。また、上記の time-predictable model 的な挙動については、さらに多地点で検討を続ける必要がある。

6) 讃岐山脈東縁西部区間の予察的調査

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近に位置する寒川断層において、予察的な変位履歴調査としてドローンLiDAR調査・GPR探査を実施した(図120)。寒川断層は讃岐山脈東縁西部区間の西端付近を構成し、活動履歴が知られていないものの西隣の畑野断層、東隣の池田断層では複数回の活動時期が知られている。そのため、讃岐山脈東縁西部区間と石鎚山脈

北縁区間を構成する岡村断層との連動性評価において、寒川断層は重要な位置にある。令和3年度は、新型コロナウイルス感染症拡大による緊急事態宣言の影響等により掘削調査は実施できなかったが、以下の予察的なドローン LiDAR 調査・GPR 探査を実施した。

a) ドローン LiDAR 調査

寒川断層を対象として、米軍撮影の空中写真判読と現地踏査、ドローン LiDAR による高精細 DEM の作成をおこなった。その結果、堤・後藤 (2006) により指摘されていた土地境界の系統的な右横ずれに加えて、巖島神社の参道にも右横ずれ 4.0m が検出された (図 120)。巖島神社は西暦 816 年に建立されたとされているため、16 世紀の最新イベントに伴い参道が右横ずれしたと考えられる。さらに、西側の 2 つの右横ずれを 0.1mDEM で再計測した結果、東から順に 3.4m、3.0m と計測された。これらは堤・後藤 (2006) よりわずかに小さいが西へ向かって変位が減少する傾向を示している。

北側の活断層トレースは右横ずれを主体とする主断層であり、寒川断層と畑野断層の境界付近に位置する。一方、さらに南側にも北側低下の低断層崖が検出された。Sh-1 及び Sh-2 測線で計測した低断層崖の比高は 0.7~1.7m である (図 121)。Sh-1 測線付近の低断層崖は上述の巖島神社の参道にも変位を生じている。ただし、この場所では横ずれ成分がみられない。そのため、この北側低下のトレースは局所的な引張場に形成された正断層と考えられる。

b) GPR 探査 (地中レーダ探査)

i) 探査測線

愛媛県四国中央市の豊岡町大町地区において、極浅部の構造を把握することを目的に、総測線長約 290m の地中レーダ探査を実施した。本探査地点における測線の配置状況を図 122 に示す。探査測線群は、本地点において推定される東西走向の断層構造に対して、ほぼ平行な測線長 30~40m の Line-1~Line-6 と、ほぼ直交する Line-7 (測線長 30m)、Line-8 (測線長 32.8m) によって構成される。なお、Line-7 は Line-1~Line-6 と交差する。

ii) 探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、カナダ Sensors & Software 社製の地中レーダ探査システム「pulseEKKO」を用いて、表 14 に示される主なデータ取得仕様によって実施した。探査システムの詳細は、表 11 示す。地下断面データの取得は一般的なプロファイル測定法 (例えば、物理探査学会, 2016) によって行った。探査測線の座標は、Leica 製 vivaGS15 を用いてネットワーク型 RTK-GNSS 測量によって求めた。また、ワイドアングル測定法 (例えば、物理探査学会, 2016) によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アンサンブルデータセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテナの間隔を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2m から 10.0m まで 0.1m 刻みで変化させた。

iii) 探査データの処理

探査データの処理は、コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反

射法地震探査データ処理ソフトウェア Seismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタンツによって内製された反射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度変換断面を得た。主な処理内容は前項「鳴門市阿波大谷地区における地中レーダ探査」とほぼ同様である。基本的なデータ処理フローを図 107 に、データ処理に用いたパラメータを表 14 示す。

データ処理の前半部分に相当する、NMO 補正までの主な処理ステップ後の断面例として、Line-8 の断面を図 123 に示す。これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。各処理によって断面品質が向上していることがわかる。さらに、ワイドアングル測定結果から推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断面例として、同じく Line-8 の断面を図 124 に示す。50MHz 探査では深度 7 m 程度までの地下構造を可視化できていることがわかる。

iv) 探査結果

前述したデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形補正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、断層とほぼ直交する南北測線 Line-7 および Line-8 における探査結果を図 125、図 126 に示す。ともに断面の下端付近まで明瞭な反射面が得られている。本調査地点では、堤・後藤（2006）による大縮尺空中写真判読と現地調査によって、断層変位地形の分布が明らかにされている。それによると、Line-7 および Line-8 ではともに測線中央部に断層トレースが位置する。図 125、図 126 の地形断面形状にも標高差や地形に沿って人工的に作られた道路などによってよく反映されており、Line-7 では南端からの距離 10～18m 付近、Line-8 では南端からの距離 14～20m 付近が、断層の推定地表位置にあたる。こうした断層の地表位置付近から断面下方へ向かって、反射面の途切れ・食い違いがほぼ鉛直方向に系統的に分布しており、これらを繋ぐ高角な断層面（図 125、図 126 の赤色破線）を解釈することができる。なお、Line-7 では中央部からやや北よりの距離 21～22m 付近の下方にも反射面の系統的な途切れがほぼ鉛直方向に見られる（図 125 の黒破線）が、断層の地表位置とは対応しておらず、この構造の存否については今後の検討課題となる。

埋没チャンネル等の構造の平面分布から横ずれ変位量を検討することを目的として探査を実施した。断層とほぼ平行な 6 本の測線群 Line-1～Line-6 のうち、最も北側の Line-1 の結果を図 127 に示す。この断面では地表から標高 5 m 付近まで明瞭な反射面が得られている。この探査深度を Line-7 断面（図 125）や Line-8 断面（図 126）と比べると、Line-1 の方が探査深度の浅い領域に限られていると言える。これは Line-1 断面の深部はノイズの影響を受けていることが理由である。詳述すると、本探査測線群の南方には東西に国道が通っており（図 122）、とくに国道にほぼ平行な Line-1～Line-6 では、測線全域にわたって国道の側壁からの空中反射波ノイズの影響を受けることになる。また、国道に近づくほど断面のより浅部の（往復走時の小さい）領域が空中反射波ノイズの影響を受けることになり、その点、断層に平行な測線群のうちでは、最も北側に位置する Line-1（図 122）は上記ノイズの影響は最も小さい（より深部まで明瞭な反射面が期待できる）と言える。このように、断層に平行な測線群 Line-1～Line-6 は、それぞれノイズの影響の度合いが異

なっていることもあり、横ずれ変位量検討のための地下構造の解釈には、大きな注意が必要となる。

c) 讃岐山脈南縁西部区間の連動頻度の予察的検討

本事業による調査結果や従前の調査研究成果を踏まえて、讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動イベントを予察的に検討した。検討結果を図 128 に示す。同図(d)で引用したトレンチ調査地点と文献は以下の通りである。白坂地点：池田・他（2014b）、氷見地点・土居地点：堤・他（2000）；愛媛県（1999）、横黒地点：池田・他（2015b）、洲之内地点：池田・他（2015a）、飯岡地点：岡田・他（1998）；山崎・他（1995）、岸ノ下地点・岸ノ下西地点：愛媛県（1999）、後藤・他（2001）、萩生地点：池田・他（2014a）、本郷地点：愛媛県（2000a, b）、上野地点：長谷川・他（1999）、市木地点：愛媛県（2000a, b）、土居地点：後藤・他（2003）、上野田地点：愛媛県（2000a, b）、上石床地点・上石床西地点：後藤・他（1997, 2001）、平山地点：愛媛県（2000a, b）。

讃岐山脈南縁東部区間と西部区間との連動型イベントについては、従来より指摘されている通り、歴史時代の最新活動時期が重なることから西暦 1596 年文禄（慶長）の大地震であった可能性が高いとされてきた。一方、池田断層の平山地点における調査結果（愛媛県，2000a）では、最新活動時期の上限が 13～14 世紀とされ、これを覆う 17 世紀以降の地層にも液状化痕がみられるとされる（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）。この最新活動時期が池田断層の挙動の代表性を示す場合は、讃岐山脈南縁東部区間と西部区間は 16 世紀に連動型イベントを生じていないことになる。また、この場合、平山地点における 17 世紀以降の液状化痕は、近傍の他の断層が活動したイベントによる地震動により形成されたと判断される。ただし、最新活動時期の上限が 13～14 世紀を示す地点は、池田断層の平山地点だけであり、池田断層上のさらに西の地点や畑野断層、石鎚断層では最新活動時期が 1596 年地震に対応する可能性が高い。この点は、今後さらに精緻かつ多数の最新活動時期で検討する必要がある。

最新活動より前のイベントについては、讃岐山脈南縁東部区間の阿波大谷地区の活動時期が従来よりも精度良く特定された結果、西部区間の既往の活動時期とはいずれも整合しない結果となった。地点毎に最も古い活動履歴が異なっているが、概ね 4000 年の期間に限られる。そのため、R3 年度時点では、約 4000 年間では讃岐山脈南縁東部区間と西部区間の連動型イベントは最新活動のみが候補となる。

また、讃岐山脈南縁西部区間と西隣の石鎚山脈北縁区間との連動イベントを検討した。堤・後藤（2006）による変位量分布に本事業で得られた変位量を加味し、断層分布や既往の活動区間、活動時期を総合して検討した（図 128）。その結果、寒川断層から畑野断層にかけて、最新活動に伴う変位量は西へ向かって減衰する傾向がより明確になった。畑野断層では 6 m 前後の右横ずれ量が計測されているが、これは 2～3 回分の累積である可能性が指摘されている（堤・後藤，2006）。また、池田断層の東みよし町池田地点では、段丘崖の右横ずれを基準として、最新活動に伴う変位量 7.0 ± 0.2 m が報告されている（堤・後藤，2006）。一方、近年実施された擬似 3D の GPR 探査によって、埋没チャンネル堆積物の分布を基準とした変位量が 3.5 ± 0.7 m であった可能性も指摘されている（Patria et al., 2022）。ただし、同地点は並走する 2 条の活断層トレースの片側に位置し、いずれの変位量

でも最小値になり得るため、変位基準の年代値や両方のトレースの活動度などを考慮した議論が必要である。そのため、ここでは参考値として扱うこととした。このように、変位量分布の傾向や活動時期を比較した結果、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動したイベントは検出されなかった。

ただし、上述したように、最新活動時期については検討の余地があり、両区間が連動した可能性も残されている。最新活動時期の精緻化が困難な場合、ここでは、岡村断層の最新活動に伴う変位量が鍵となる。仮に岡村断層が讃岐山脈東縁西部区間と連動した場合、地震時の変位量分布は、岡村断層の東端に向かって減衰することなく、畑野断層や寒川断層と同程度になることが期待される。一方、連動しなかった場合には、図 128a に破線で示したように、岡村断層の東端に向かって変位量が減衰すると考えられる。したがって、両ケースを検討するため、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などでより多くの地震時変位量を検出し、畑野断層の 6 m 前後の累積横ずれ量がイベント何回分であったかを検討することで、最新活動に伴う讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動が判断できると期待される。

さらに、石鎚山脈北縁区間の岡村断層についても予察的に検討する。岡村断層の中央部付近では 5～6 m の最新活動に伴う横ずれ量が計測されている (Tsutsumi et al., 1991; 堤・後藤, 2006)。一方、岡村断層の長さは約 29km に過ぎない。松田・他 (1980) のスケーリング則によれば、石鎚山脈北縁区間単独で活動した場合、地震時変位量は約 3 m になるため、現実の実測値が 2 倍程度大きい。すなわち、石鎚山脈北縁区間の最新活動は、単独ではなく周辺と連動したイベントであると判断できる。R3 年度時点では、西側の石鎚山脈北縁西部区間と連動したと考えて矛盾がない。東側の讃岐山脈東縁西部区間との連動は、上記のように、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などで地震時変位量データを充足させる必要がある。

表 8 阿波大谷地区 2021 年トレンチの層序と年代

地層名		層相	年代測定結果(y.B.P.)・考古遺物	試料・考古遺物採取箇所
ユニット	サブユニット			
耕作土		黒褐色を呈する砂混じりシルトからなる。植物根が混じる。局所的に下部に明灰色を呈する砂混じりシルトを伴う。各トレンチに広く分布が認められる。		
1	5	明褐色を呈する砂混じりシルトからなる。Aトレンチ北側においては、下部に中稜層を伴い、局所的に上部が欠如する。		
	10	下部は灰白色を呈する砂混じりシルト、上部は明褐色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。Aトレンチにおいては、小規模なチャネルを形成する細～中稜層が認められる。各トレンチにおいて、広く分布が認められる。	陶器の破片(1801年～1850年頃) 900±30	Eトレンチ南面 Cトレンチ北面
2	20	明褐色から灰白色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。各トレンチにおいて、広く分布が認められる。		
	中稜層	褐色から灰色を呈する中稜層。わずかに大礫を含む。層位関係から20層に対比されると判断される。Bトレンチにおいて分布が認められる。		
	30	灰色を呈するシルトからなる。下盤側では、下部に暗灰色を呈するシルトを伴う。Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ、Eトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：2220±30 中部：2320±30 下部：1830±30 3750±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Cトレンチ北面
	40	上盤側では、灰白色を呈する砂混じりシルトからなり、細粒砂の薄層がしばしば挟在する。下盤側では、砂混じりシルトから灰白色を呈するシルトに層相変化し、下部に暗灰色を呈するシルトを伴う。Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ、Eトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。明褐色を呈する細礫から中稜層、少量の大礫を含む。層位関係から40層に対比されると判断される。Aトレンチ及びBトレンチ、Cトレンチに分布が認められる。	3020±30	Aトレンチ西面
3	50	明灰色を呈するシルト混じり砂からシルトからなる。弱い平行葉理が認められる細粒砂の薄層がしばしば挟在する。Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ、Eトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：3710±30 下部：1990±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	60	暗灰色を呈する有機質シルトからなり、局所的に腐植物層が挟在する。65層を挟在する。Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ、Eトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：1970±30 中部：2020±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	65	明褐色を呈するシルトからなり、腐植物層と相互層をなす。Eトレンチ及びFトレンチにおいて分布が認められる。		
	70	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。上部には暗灰色を呈するパッチ状のシルトが認められ、上面は局所的に火災状構造を呈する。Aトレンチにおける断層下盤側及びEトレンチ、Fトレンチにおいて分布が認められる。	2230±30	Aトレンチ西面
	80	暗灰色を呈する有機質シルトからなる。Aトレンチ西面における断層下盤側に分布が認められ、南側でせん滅する。		
	90	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。北側においては、酸化したストロー状の植物根が発達する。断層下盤側においては、その上面は局所的に火災状構造を呈する。Aトレンチ及びBトレンチ、Cトレンチに広く分布する。	2790±30	Bトレンチ南面
	中稜層	明褐色から灰色を呈する中稜層、少量の大礫を含む。有機質な細粒から中粒砂層を伴う場合がある。相違関係から90層に対比されると判断される。Aトレンチ北側及びBトレンチにおいて分布が認められる。		
	100	明褐色を呈するシルトからなり、断続的な分布を示す。Aトレンチにおける断層近傍の上盤側及び下盤側に分布が認められる。上盤側においては、北側でせん滅する。	3460±30	Aトレンチ西面
4	110	暗灰色を呈するシルトからなる。Aトレンチにおける断層近傍の上盤側及び下盤側において分布が認められ、北側でせん滅する。	上部：3270±30 下部：3480±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	120	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。シルト混じり砂の薄層を伴う場合がある。断層上盤側においては、上部に暗灰色を呈するパッチ状のシルトを含む。Aトレンチにおける断層近傍の下盤側及び断層上盤側、Bトレンチにおいて広く分布が認められる。	4050±30	Aトレンチ西面
	130	暗灰色を呈するシルトからなる。Aトレンチにおける上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。	3500±30 4160±30	Aトレンチ西面 Bトレンチ南面
	中稜層	青灰色を呈する中稜層。しばしば大礫を含む。平行葉理が認められる細粒から中粒砂層を伴う。層位関係から130層に対比されると判断される。Bトレンチにおいて分布が認められる。		
	140	明褐色を呈する砂混じりシルトからなり、弱い平行葉理が認められる。断続的な分布を示す。Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ、北側でせん滅する。	3630±30	Aトレンチ西面
	145	明褐色を呈するシルトからなり、断続的な分布を示す。Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ、北側でせん滅する。		
5	150	暗灰色を呈するシルトからなる。145層を挟在し、上部及び下部に区分されるものの、同質であり、明瞭な差異は認められない。Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ、北側でせん滅する。	4030±30 3770±30 3890±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	160	上部は灰白色から褐色を呈するシルトからなり、暗灰色を呈するパッチ状の有機質シルトを含む。下部は褐色を呈する有機質な砂混じりシルトからなり、腐植物を多量に含む。上面は火災状構造を呈する。上部及び下部の境界には、断続的に分布する細粒砂の薄層が認められる。Aトレンチにおける断層上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。上盤側においては青灰色を呈する細粒から中粒砂からなり、腐植物層を挟在する。下盤側においては灰色から暗灰色を呈する細粒砂から中粒砂混じり中稜からなる。トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。上盤側においては青灰色を呈するシルト混じり砂からなり、腐植物を多量に含む。		
	170	下盤側においては暗灰色から暗褐色を呈する細粒砂から中粒砂混じり中稜からなる。トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。上盤側においては青灰色を呈するシルト混じり砂からなり、腐植物を多量に含む。		
	180	下盤側においては有機質シルトを含む細から中粒砂及びシルトからシルト混じり砂からなり、腐植物を含む。トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。		
	190	暗灰色を呈する細から中粒砂からなる。塊状を呈する。トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。		

表9 主な探査データ取得仕様（徳島県鳴門市阿波大谷地区）

探査システム	米国 GSSI 社製 200HS	カナダ S&S 社製 pulseEKKO	備考
アンテナ周波数	200MHz	50MHz	100MHz
サンプリング間隔	0.244ns (250ns÷1024)	1.6ns	0.8ns
記録長（サンプル数／トレース）	1024pts.	250pts.	250pts.
記録ファイルフォーマット	dzt 形式（32 bit）	dt1 形式（16 bit）	プレトリガー含む
スキャン点間隔	0.025m	0.4m	0.2m
垂直重合数	1	64	64
			スタック数

表10 米国 GSSI 社製 200HS システムの詳細構成・仕様

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテナ	送信・受信アンテナ一体型	200HS	GSSI	周波数：200MHz、インパルス型 主な機能：RTS (Real-time Sampling)、ハイパースタッキング機能 アンテナ間隔：33.2cm 通信：Wifi 寸法・重量：64.8×64.8×34.3 mm、18 kg 内部電源：リチウムイオン電池（約4時間動作）
コントローラ	タブレット	TOUGH pad G1	Panasonic・GSSI	OS：Windows10Pro (64 bit) CPU：i5-7300U メモリ：8GB 画面：10.1型 TFT カラーLCD、タッチパネル 電源：リチウム電池 データファイルフォーマット；RADAN(dzt形式、32bit) スキャン間隔：最大200スキャン/sec サンプル数／トレース：512、1024、2048、4096、8192pts. 収録モード：時間、距離、ポイント 収録長：0~16,000nsec ゲイン：手動調整（-42~126dB）

				内部 GPS 精度 : 2.5m Wifi 範囲 : 15m インターフェイス : USB
距離計	車輪式	620 Survey Wheel	GSSI	16 インチホイールサーベイ

表 11 カナダ Sensors & Software 社製 pulseEKKO システムの詳細構成・仕様

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテナ	送信・受信アンテナ分離型	50MHz Antenna	Sensors & Software Inc.	周波数：50MHz、インパルス型 寸法：1840×140×50mm 重量：1.8kg
		100MHz Antenna		周波数：100MHz、インパルス型 寸法：920×140×50mm 重量：1.2kg
送信器		Transmitter		寸法：260×150×110mm 重量：2.8kg インターフェイス：光ケーブル
受振器		Receiver (Pro)		寸法：260×150×110mm 重量：2.8kg インターフェイス：光ケーブル 収録データ：16bit
コントローラ	—	Digital video logger DVL500P		
距離計	車輪式	Big wheel odometer		
台車	手押し式	SmartCart		

表 12 主な処理パラメタ（徳島県鳴門市阿波大谷地区において 200MHz アンテナを用いて
取得したデータ）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	4,096MHz から 5,000MHz へ	
デコンボリューション	最小位相変換	直達波利用	
	AGC	ウィンドウ幅：15ns	
	デコンボリューション	スパイクング	
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：25~35cm/ns の回折波を低減	
バンドパスフィルタ		通過帯域：25~300MHz	
NMO 補正		電磁波速度：7cm/ns ストレッチミュート：1.75	
出力時バンドパスフィルタ	バンドパス(時間断面)	通過帯域：100~400MHz	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：7cm/ns	

表 13 主な処理パラメタ（徳島県鳴門市阿波大谷地区において 50MHz アンテナ、100MHz アンテナを用いて取得したデータ）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から 2,500MHz へ	50MHz データ
		1,250MHz から 5,000MHz へ	100MHz データ
デコンボリューション	最小位相変換	ワイドアングル測定データ利用	
	AGC	ウィンドウ幅：35ns	50MHz データ
		ウィンドウ幅：25ns	100MHz データ
デコンボリューション	スパイクング	時間分解能向上	
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波と同じ傾きのイベント低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：25~35cm/ns の回折波を低減	100MHz データ
バンドパスフィルタ		通過帯域：8~100MHz	50MHz データ
		通過帯域：10~250MHz	100MHz データ
振幅調整	AGC	ウィンドウ幅：150ns	50MHz データ
NMO 補正		電磁波速度：7cm/ns ストレッチミュート：1.75	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：7cm/ns	

表 14 主な探査データ取得仕様（四国中央市豊岡町大町地区）

探査システム	カナダ S&S 社製 pulseEKK0	備考
アンテナ周波数	50MHz	
サンプリング間隔	1.6ns	
記録長（サンプル数／トレース）	250pts.	プレトリガー含む
スキャン点間隔	0.4m	
垂直重合数	64	スタック数
記録ファイルフォーマット	dt1 形式（16bit）	

表 15 主な処理パラメタ（四国中央市豊岡町大町地区）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から 2,500MHz へ	
デコンボリューション	最小位相変換	ワイドアングル測定データ利用	
	AGC	ウィンドウ幅：40ns	
	デコンボリューション	スパイクング	時間分解能向上
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波と同じ傾きのイベント低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：12.5~35cm/ns の回折波を低減	空中伝播波低減
バンドパスフィルタ		通過帯域：8~100MHz	
NMO 補正		電磁波速度： Line1~3 7.65cm/ns Line4~6 6.65cm/ns Line7 6.65~7.65cm/ns Line8 5.20~7.90cm/ns ストレッチミュート： 1.75	電磁波速度はワイドアングル測定結果から推定
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：同上	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：同上	

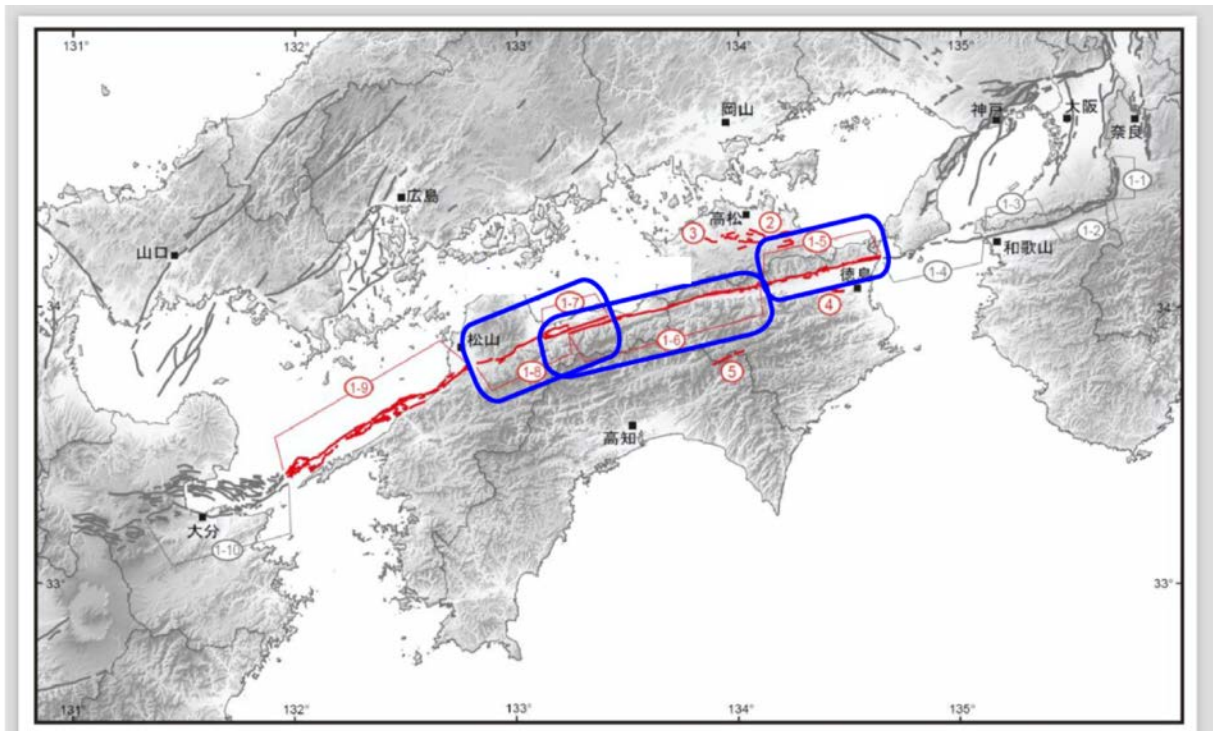


図 78 中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間。
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

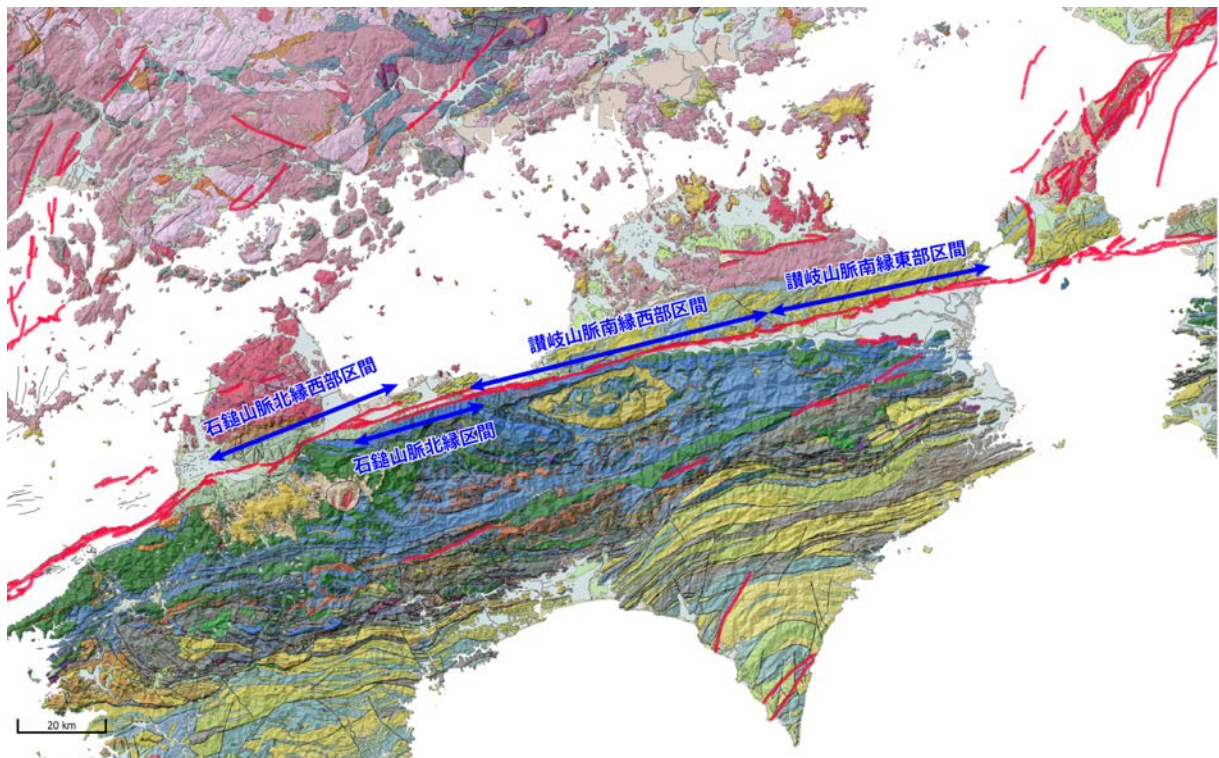


図 79 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。
基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。

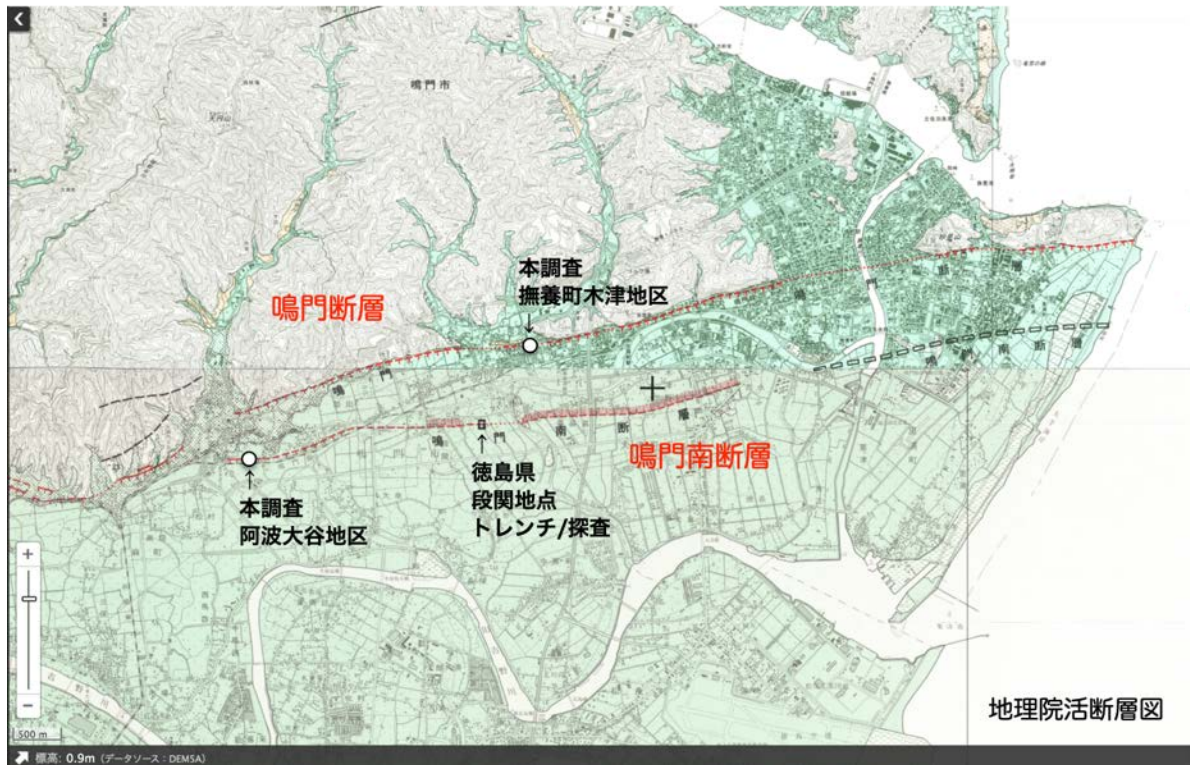


図 80 讃岐山脈南縁東部区間を構成する鳴門断層と鳴門南断層の分布。
 国土地理院・地理院活断層図（岡田・他，2014）に加筆。

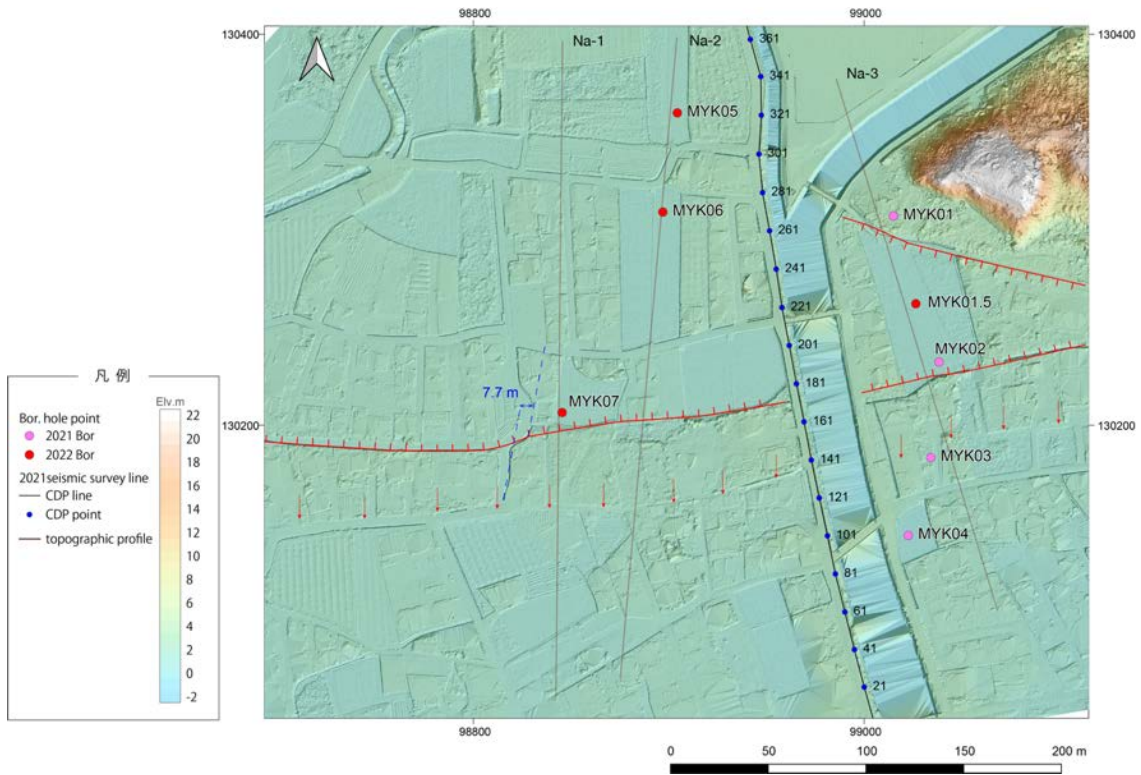


図 81 鳴門市撫養町木津地区における高精細 DEM。
活断層線を赤色線（ケバは低下側）、赤矢印は撓曲変形を示す。基図はドローン LiDAR
による 0.1mメッシュ DEM。

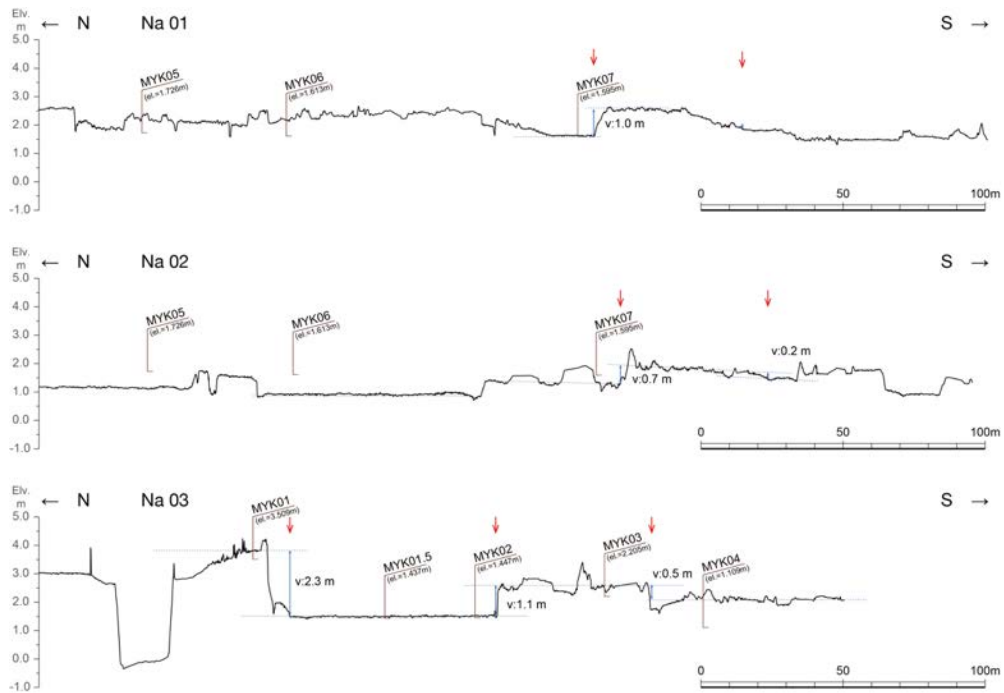


図 82 撫養町木津地区における地形断面図。
赤矢印は活断層の位置。測線位置は図 81 に示す。

撫養町木津地区ボーリングコア MYK01.5 孔 0.00 ~ 16.00m

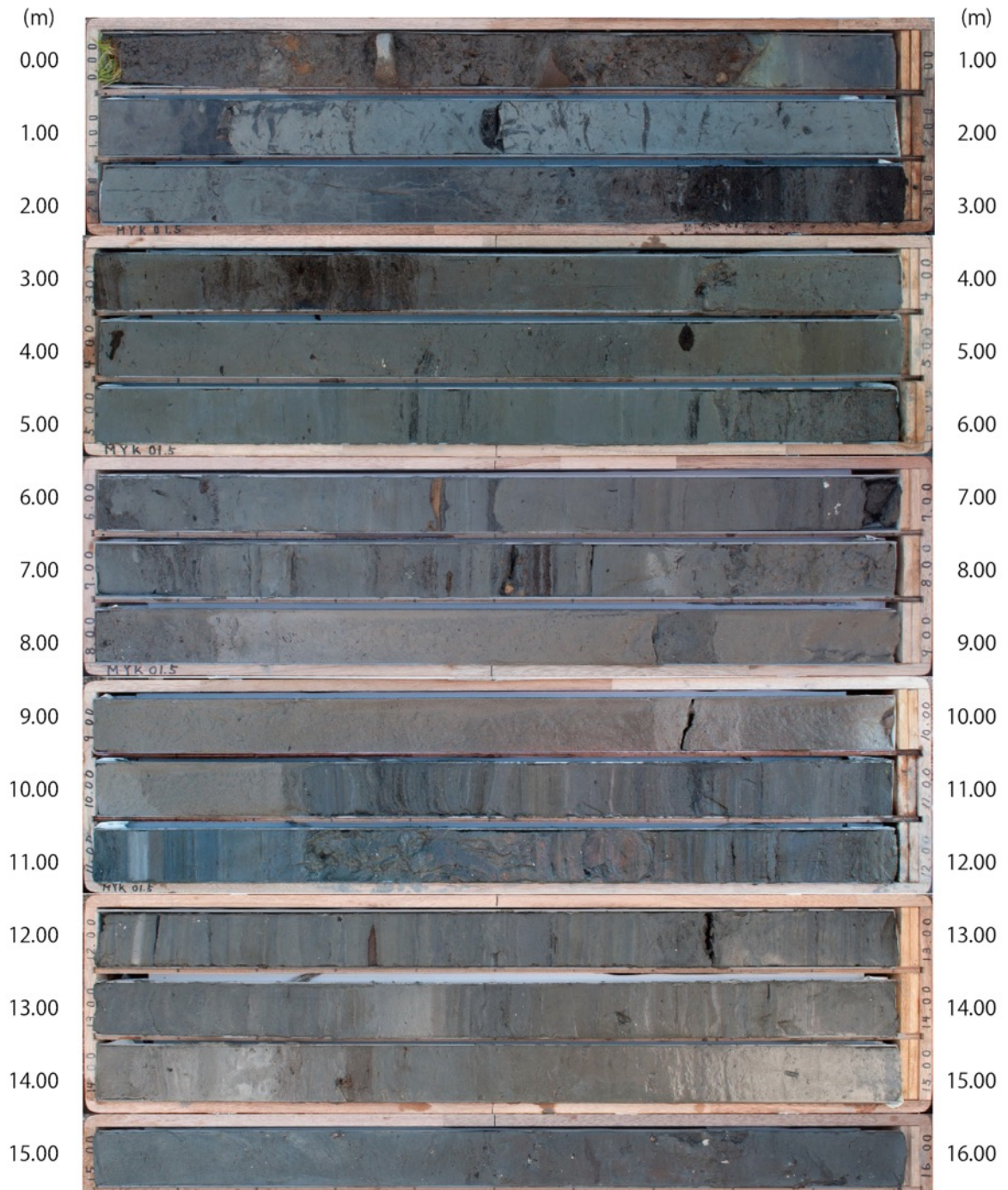


図 83 ボーリングコアの写真 (MYK01.5 孔)。

撫養町木津地区ボーリングコア MYK05 孔 0.00 ~ 12.00m



図 84 ボーリングコアの写真 (MYK05 孔)。

撫養町木津地区ボーリングコア MYK06 孔 0.00 ~ 12.00m

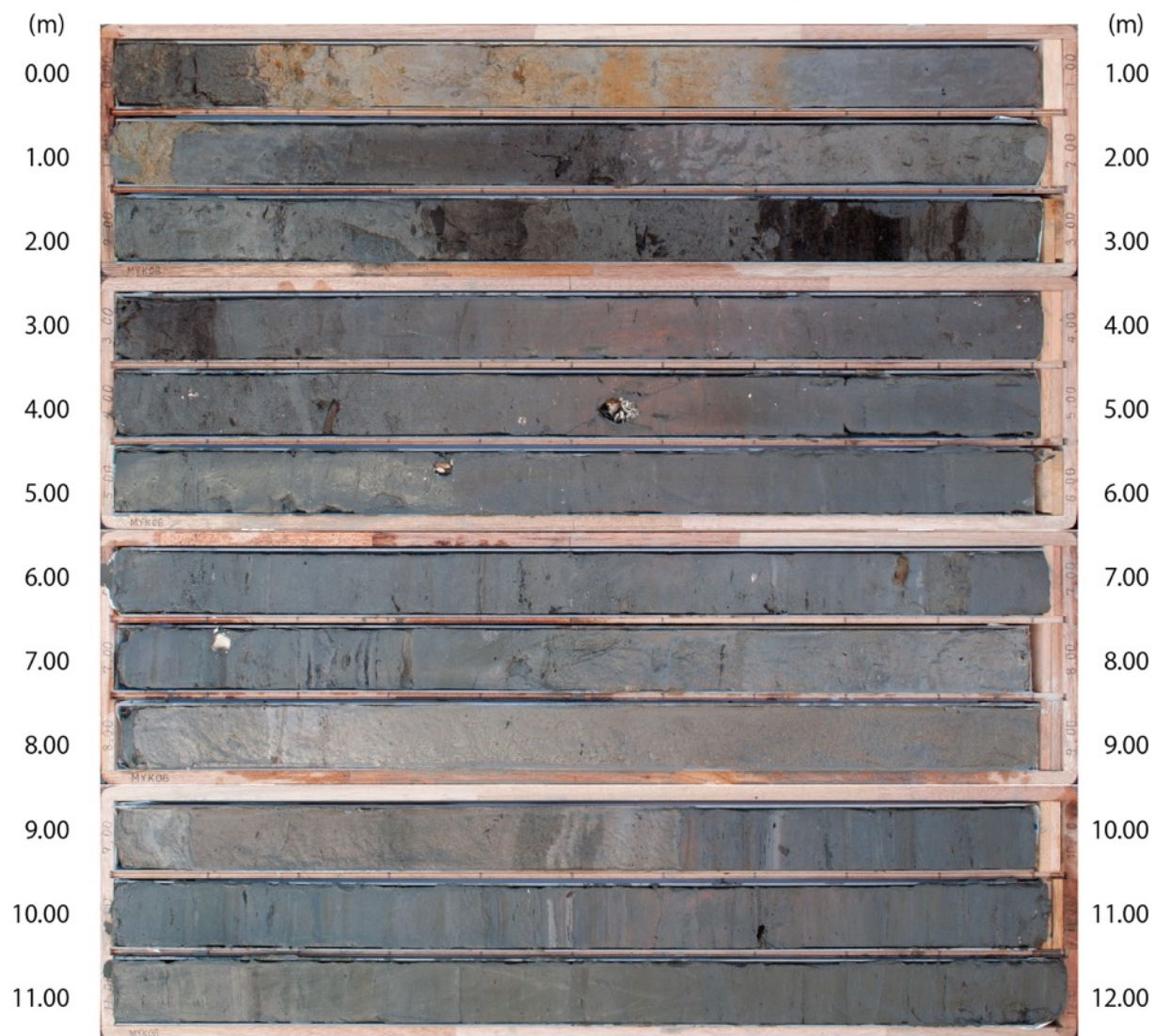


図 85 ボーリングコアの写真 (MYK06 孔)。

撫養町木津地区ボーリングコア MYK07 孔 0.00 ~ 8.00m



図 86 ボーリングコアの写真 (MYK07 孔)。

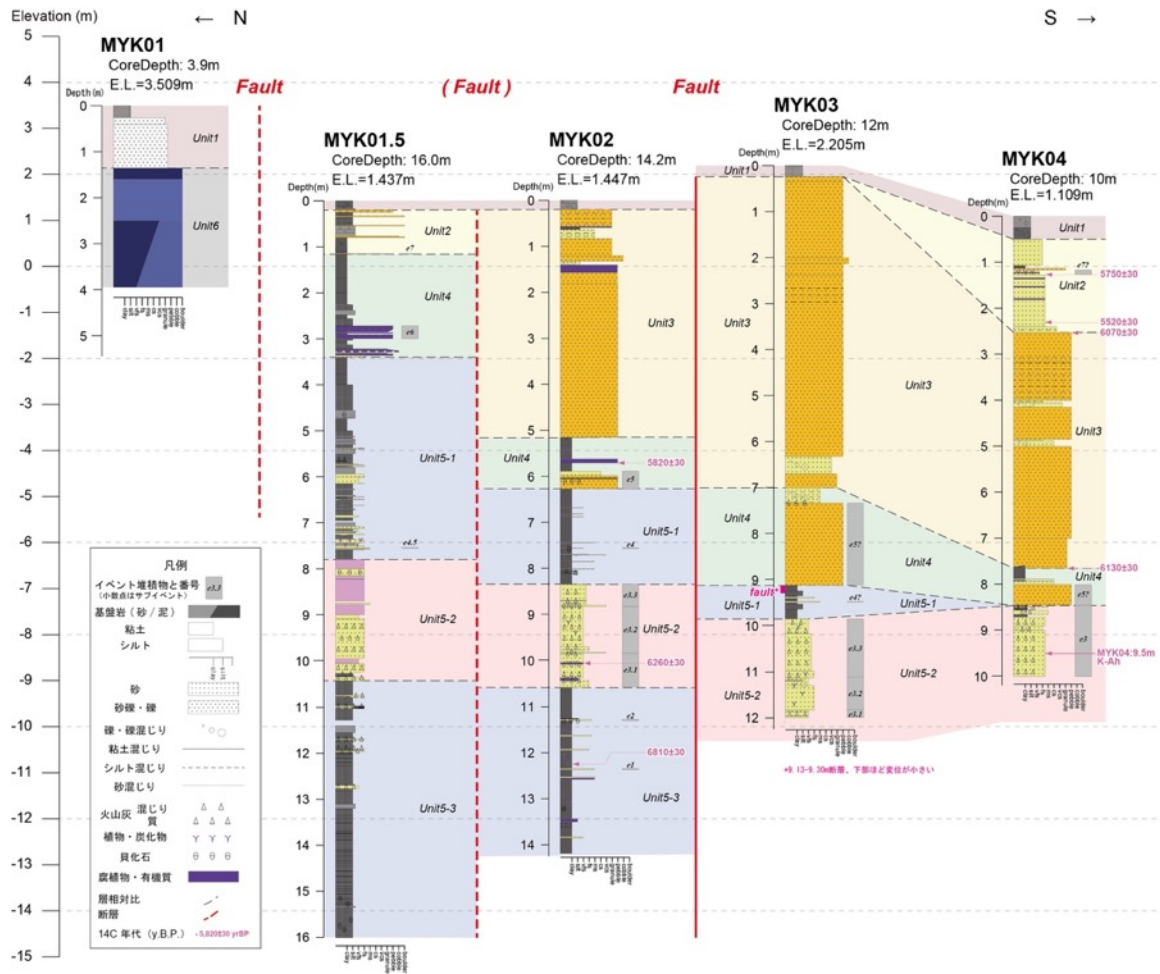


図 87 撫養町木津地区における地形地質断面図 (MYK01~MYK04 孔)。
 MYK01.5 孔が令和 3 年度に追加掘削したコア。



図 88 撫養町木津地区における地形地質断面図 (MYK05~MYK07 孔)。

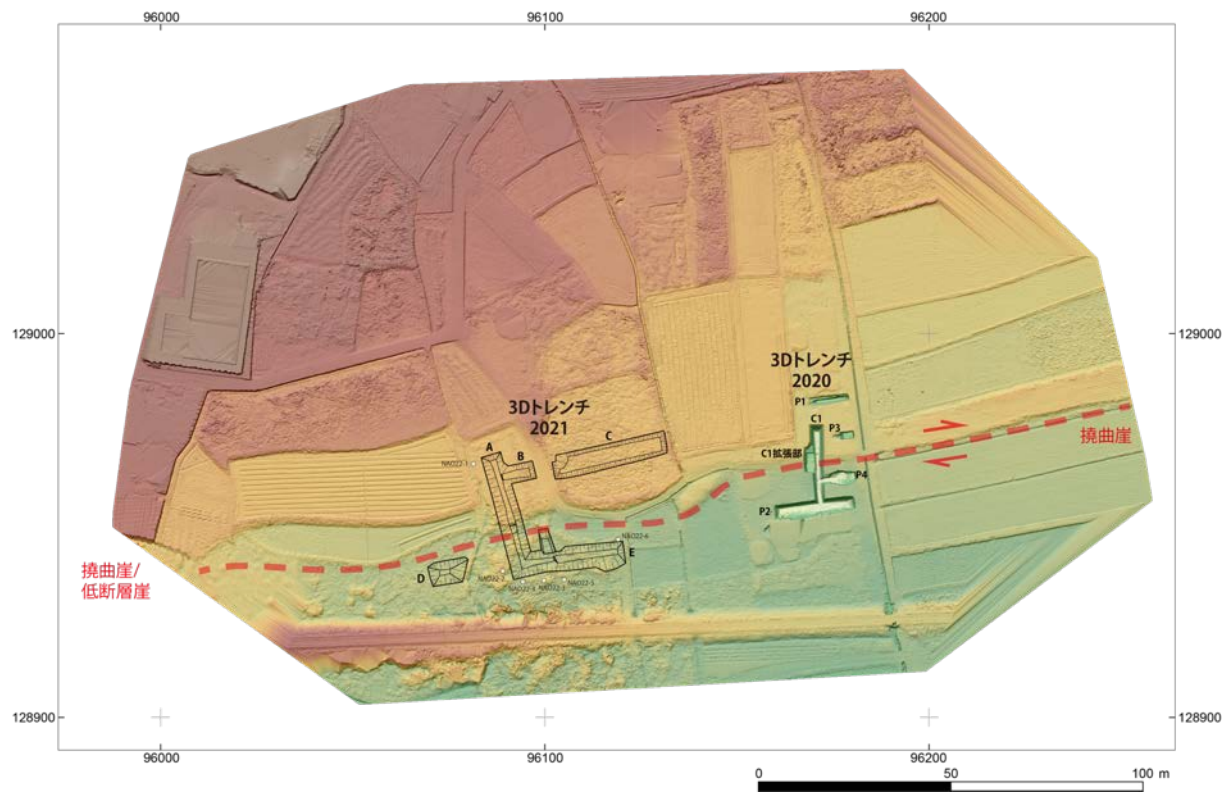


図 89 鳴門市阿波大谷地区における 3D トレンチ調査の位置。
 基図は、令和 2 年度に作成したドローン LiDAR による 0.1mDEM。NA022-2～NA022-6 は簡易ボーリングの掘削位置。

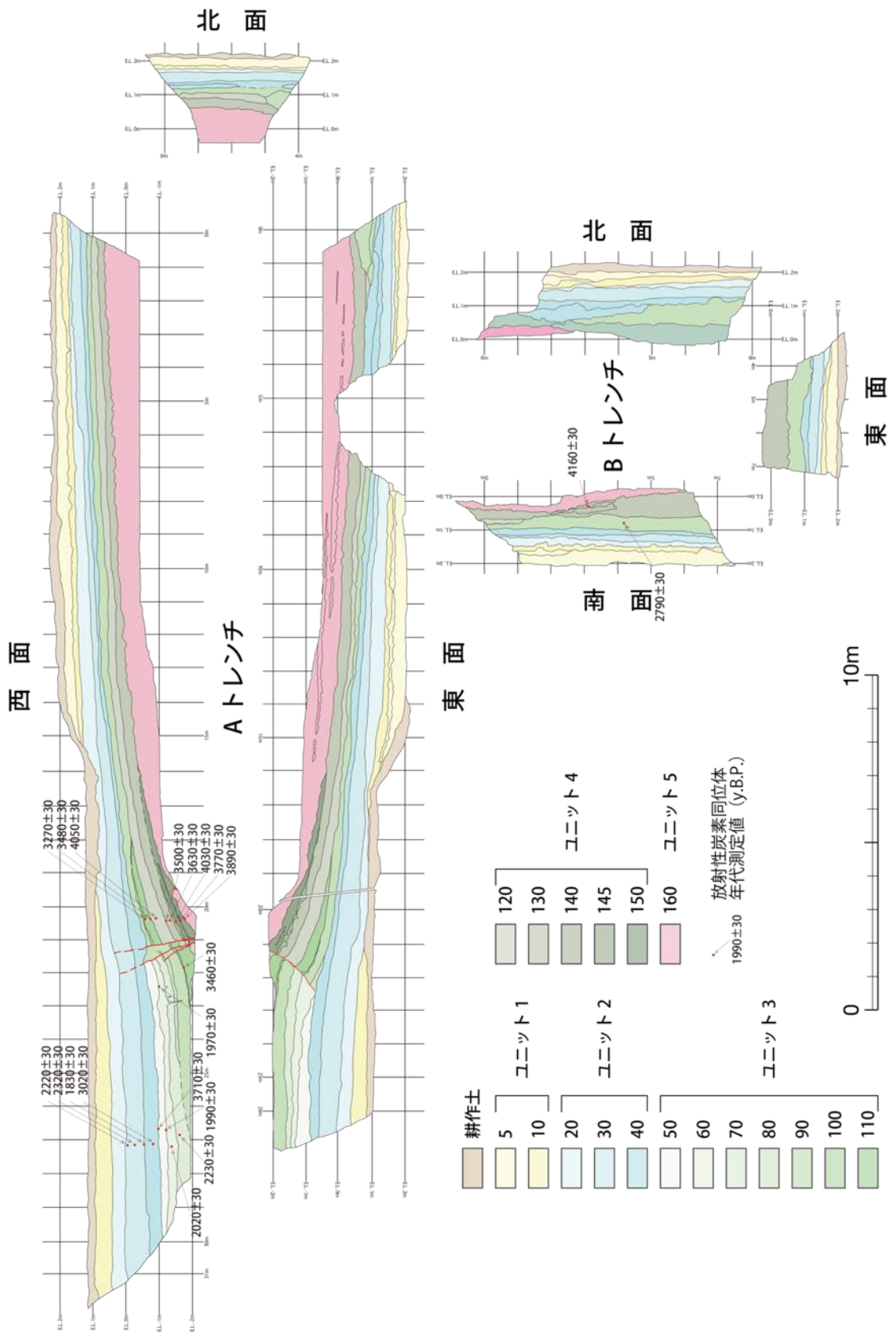


図 90 トレンチ壁面の展開図。

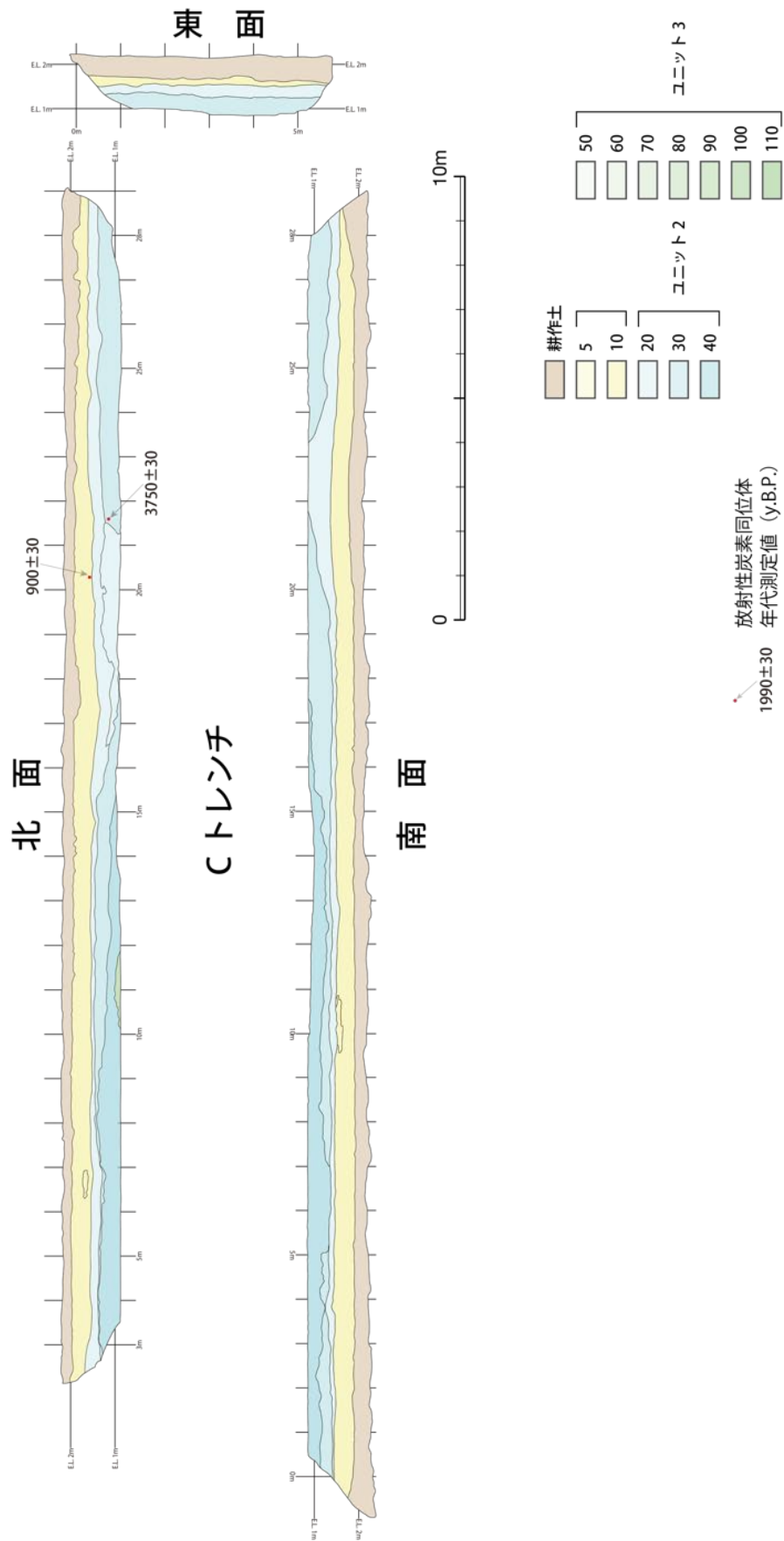
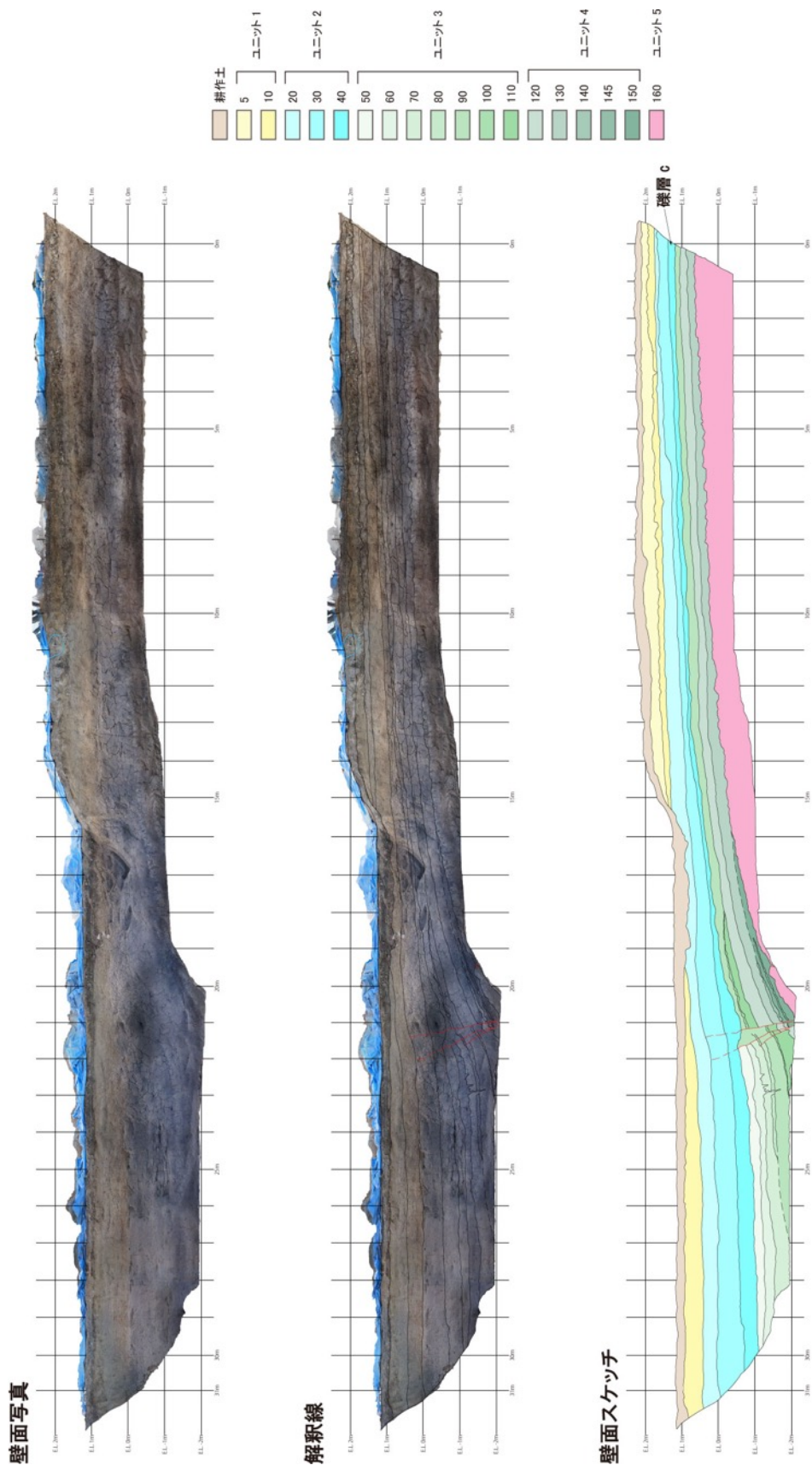


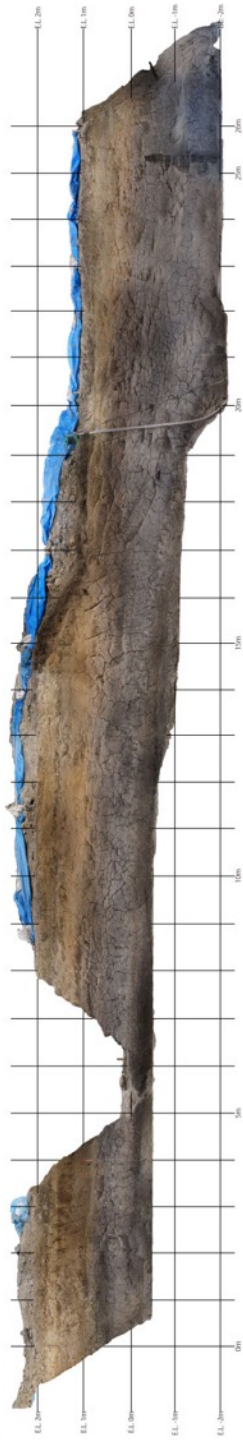
図 90 トレンチ壁面の展開図 (続き)。



Aトレンチ西面

図 91 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Aトレンチ西壁面)。

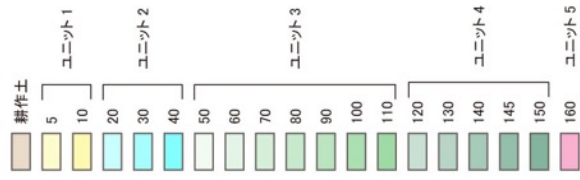
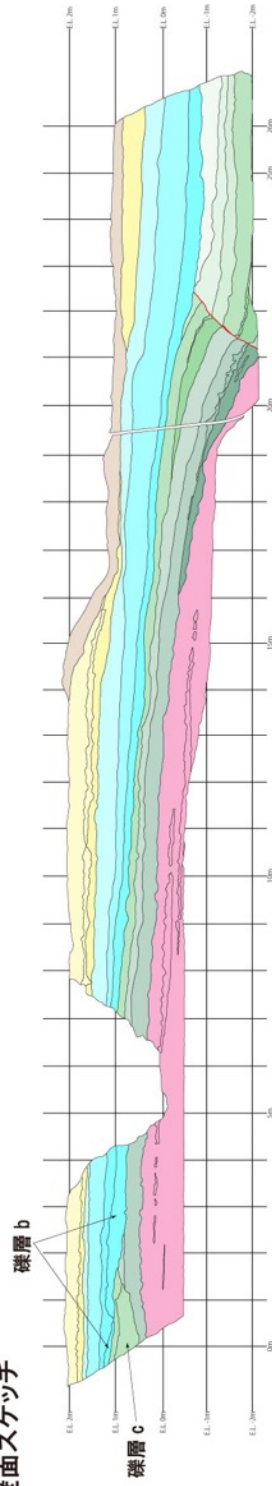
壁面写真



解釈線



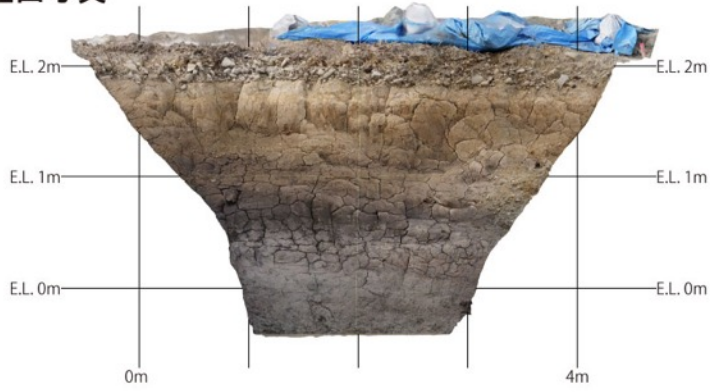
壁面スケッチ



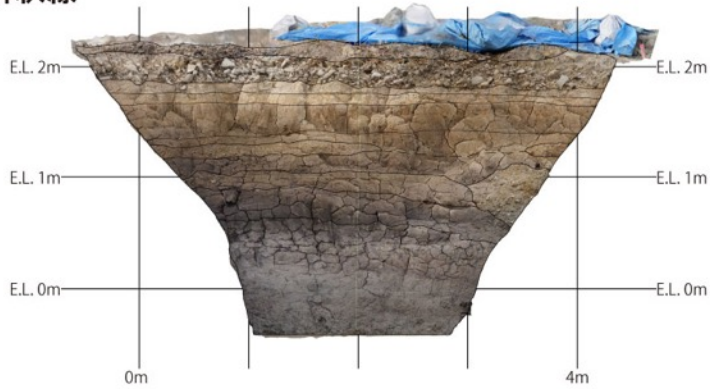
Aトレンチ東面

図 92 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Aトレンチ東壁面)。

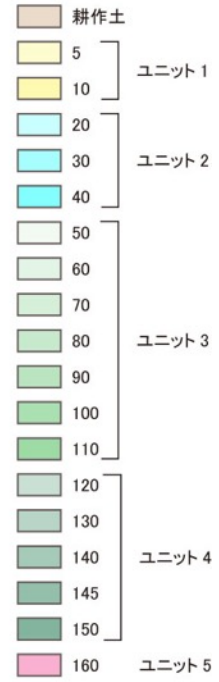
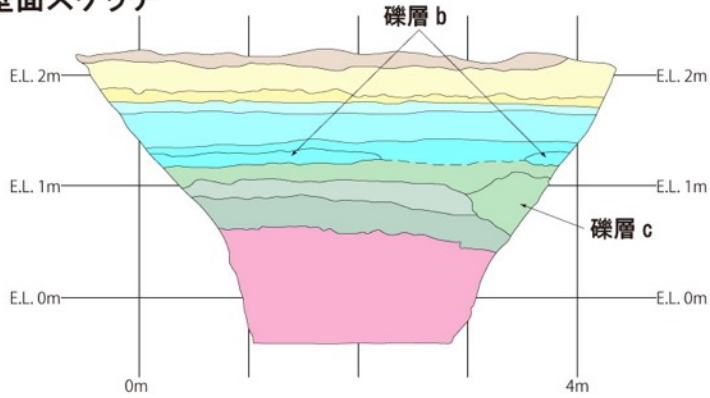
壁面写真



解釈線



壁面スケッチ



A トレンチ北面

図 93 トレンチ壁面の写真とスケッチ (A トレンチ北壁面)。

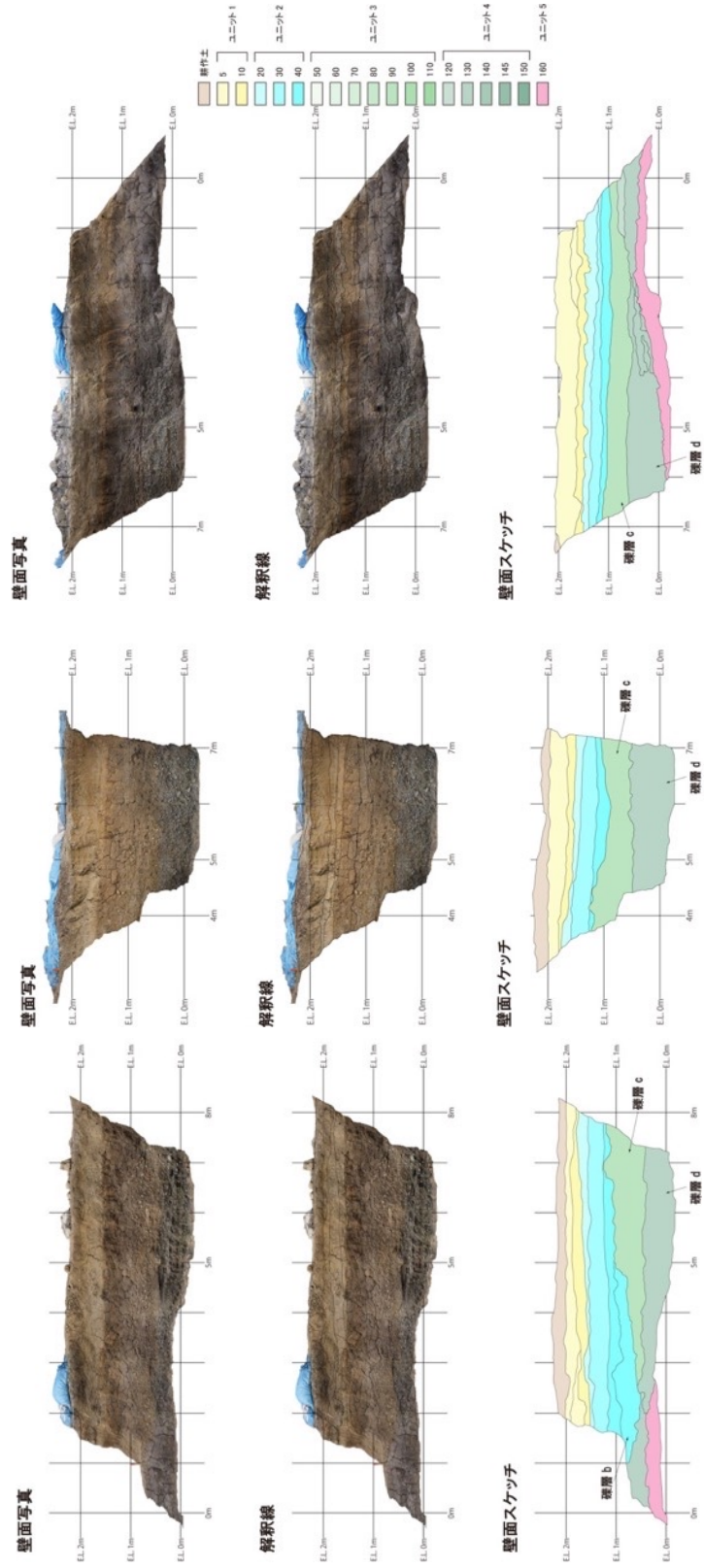
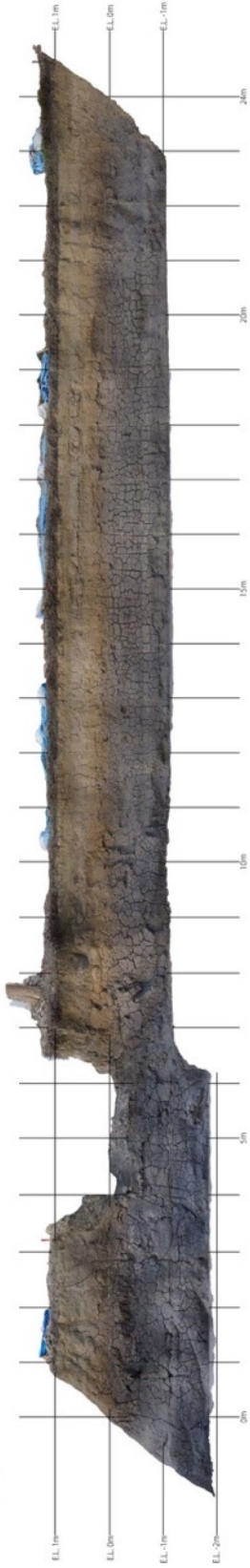


図 94 トレンチ壁面の写真とスケッチ (B トレンチ)。

壁面写真



解釈線



壁面スケッチ

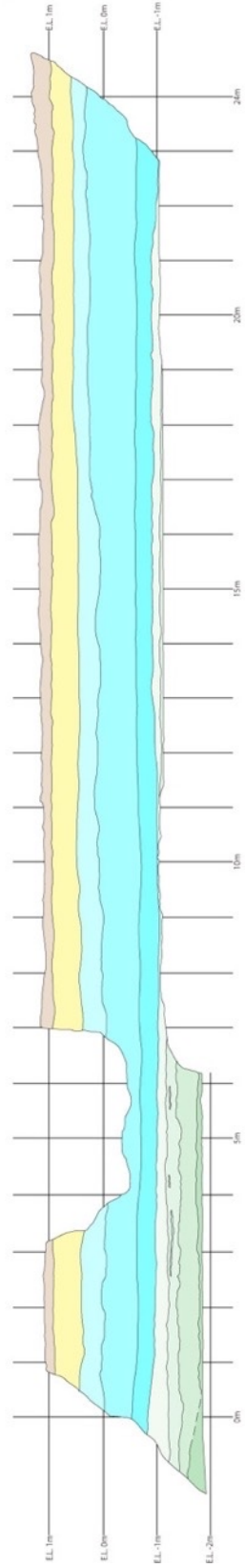
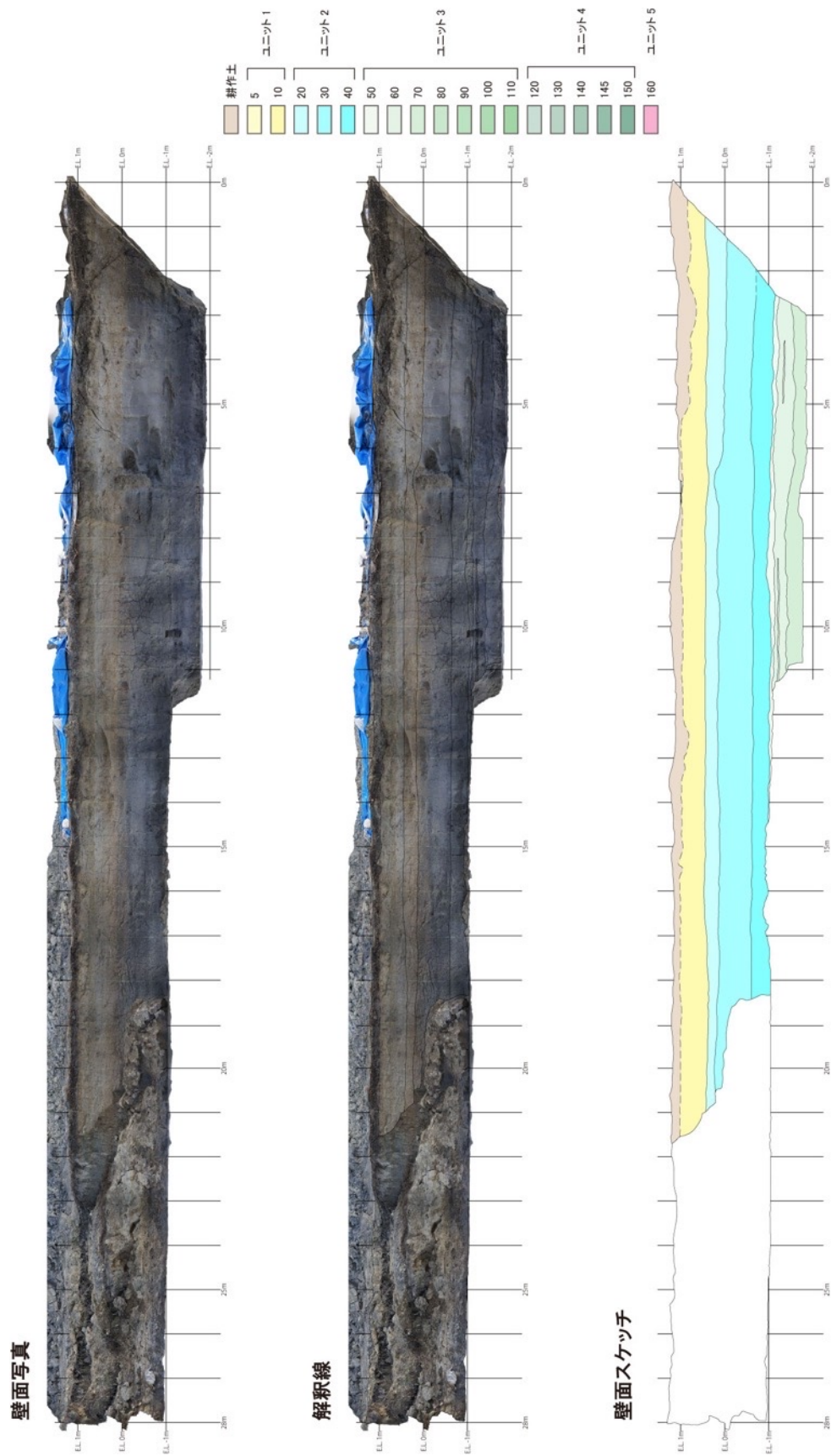


図 95 トレンチ壁面の写真とスケッチ (E トレンチ北壁面)。



Eトレンチ南面

図 96 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Eトレンチ南壁面)。

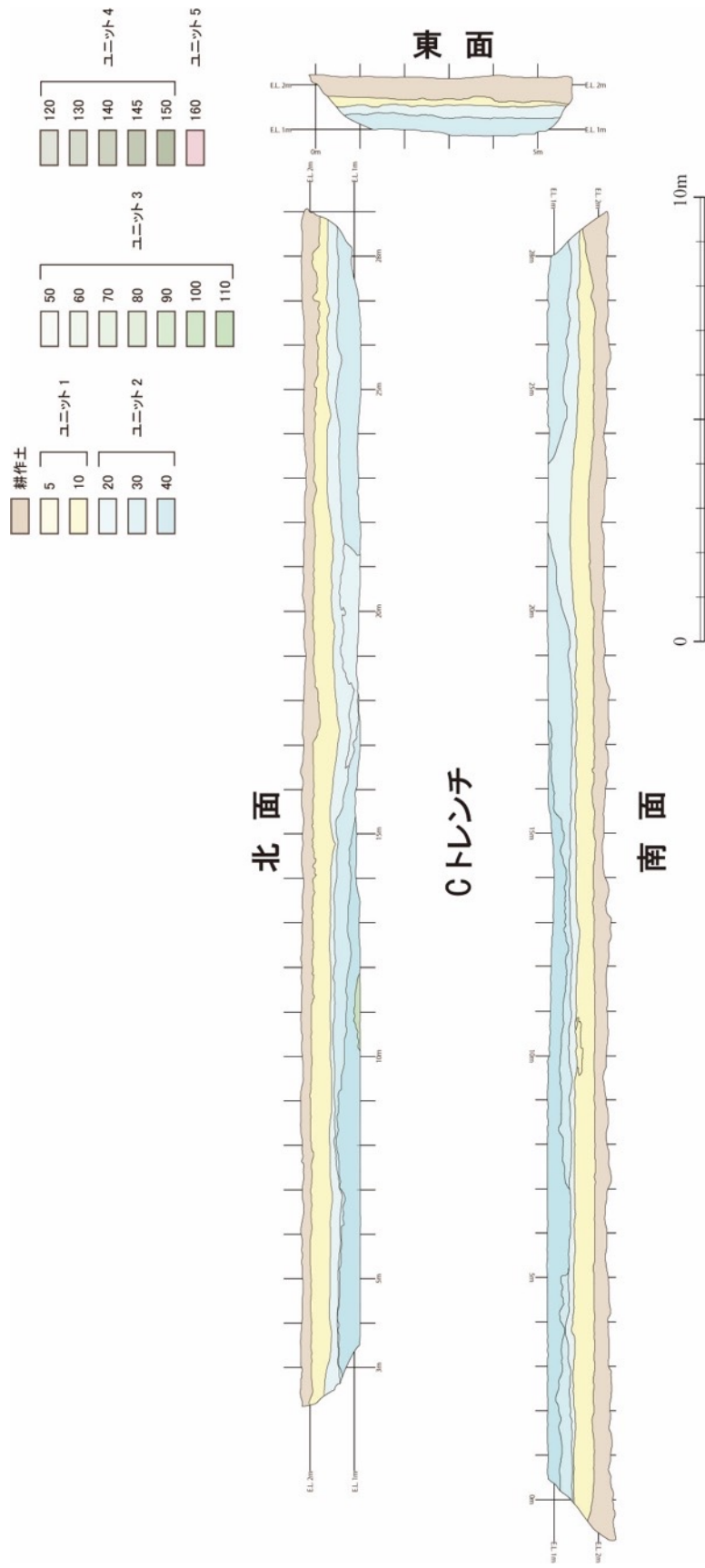
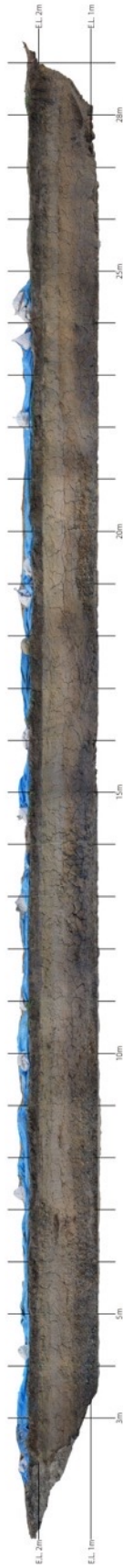


図 97 C トレンチ壁面の展開図。

壁面写真



解釈線



壁面スケッチ

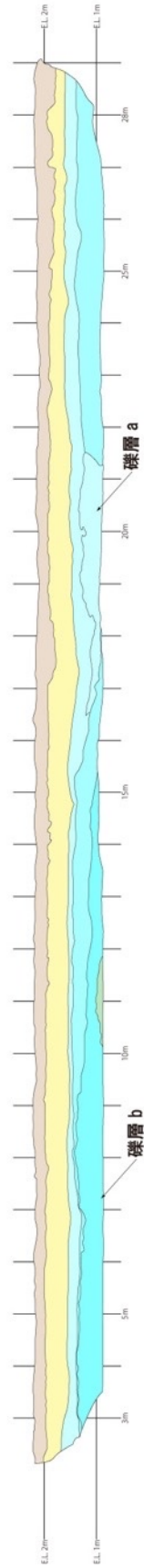
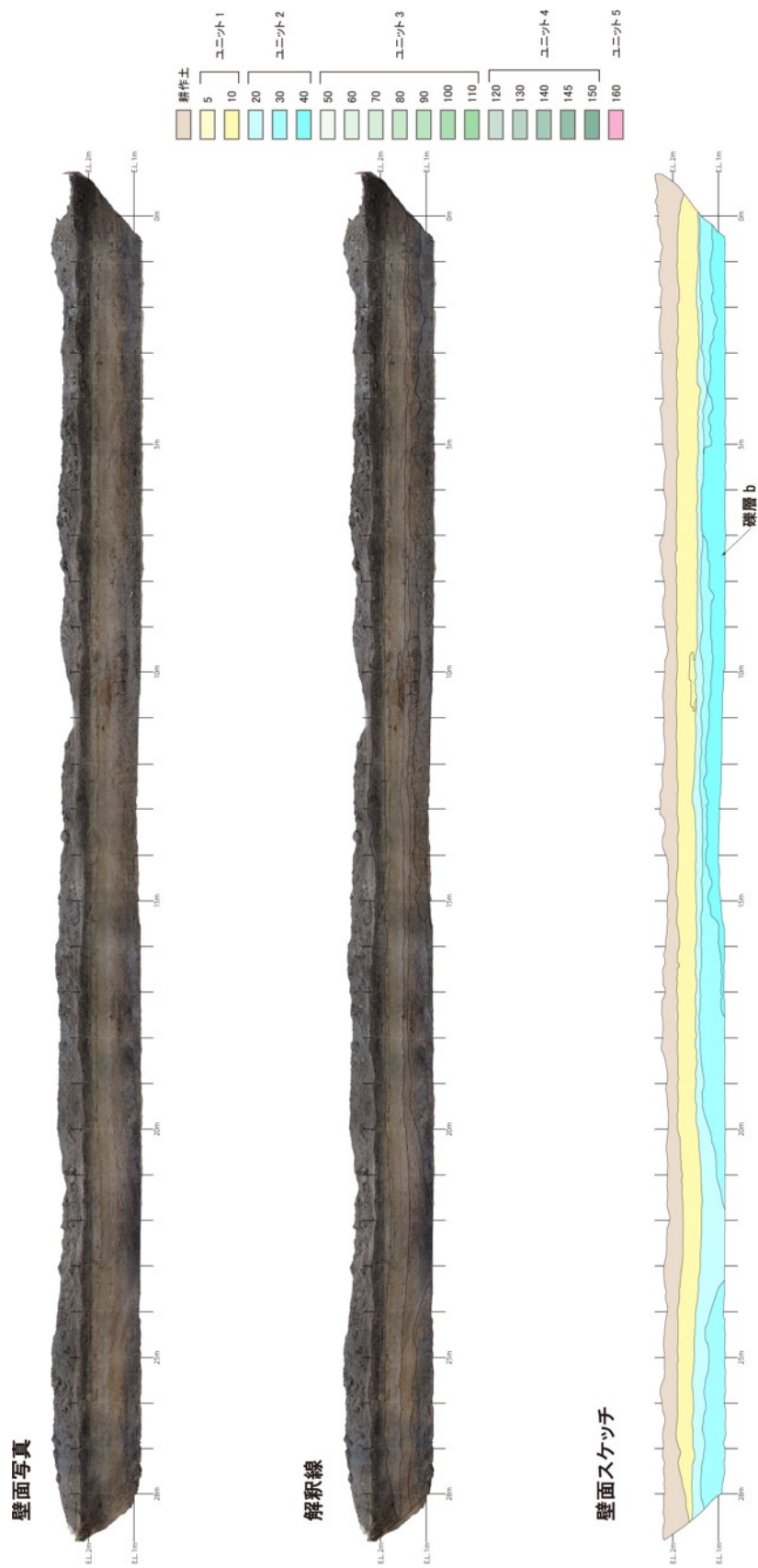


図 98 トレンチ壁面の写真とスケッチ (C トレンチ北壁面)。



Cトレンチ南面

図 99 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Cトレンチ南壁面)。

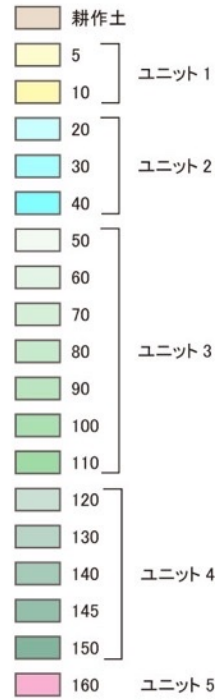
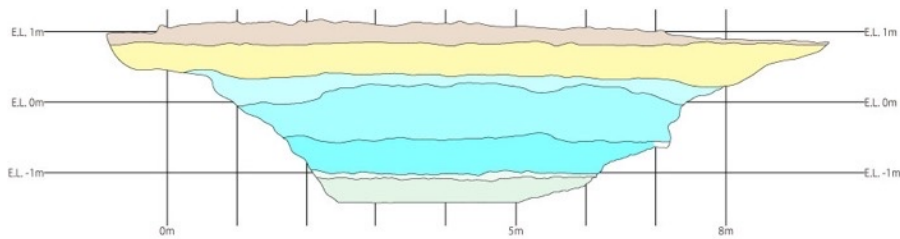
壁面写真



解釈線



壁面スケッチ



Dトレンチ北面

図 100 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Dトレンチ北壁面)。

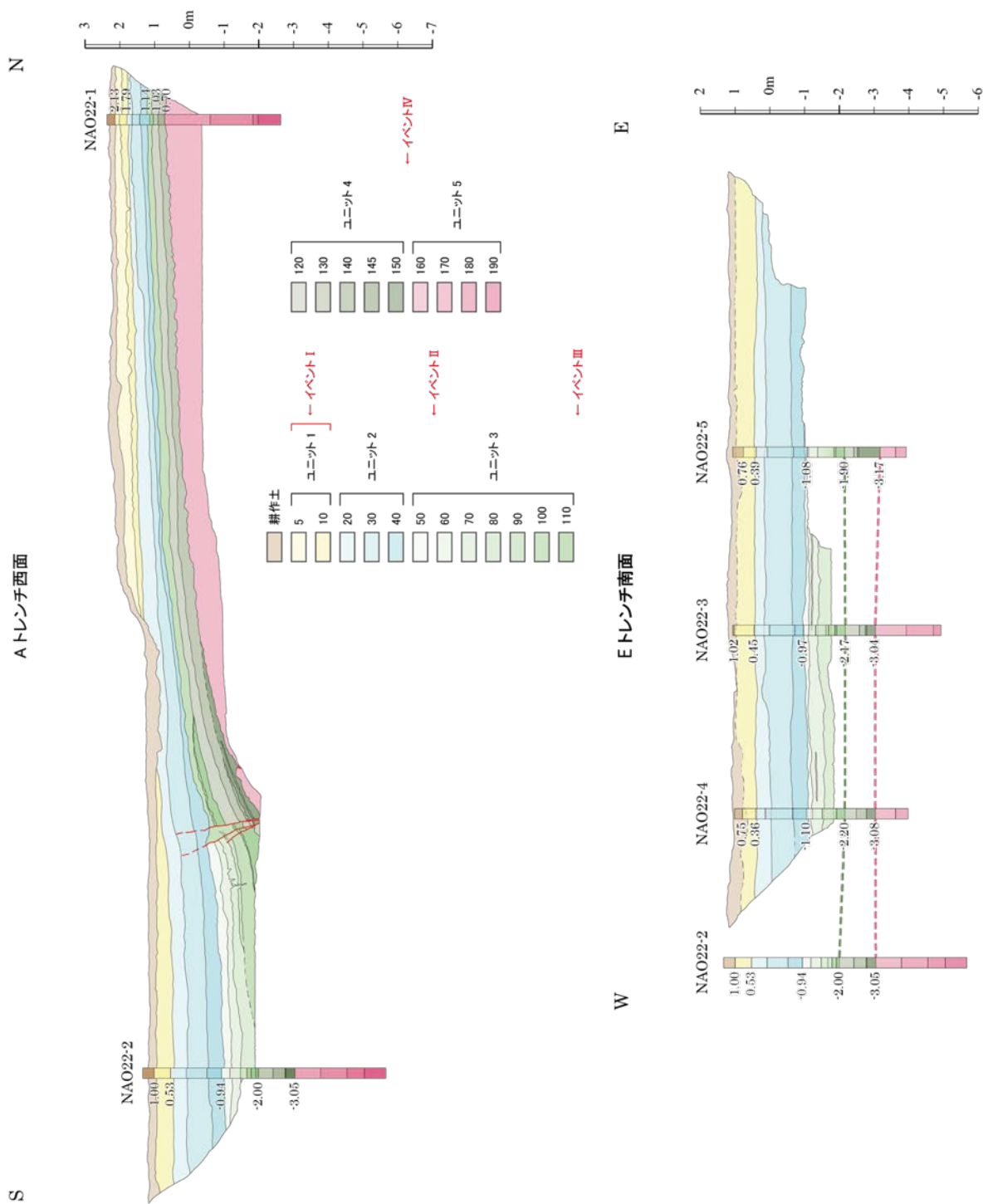


図 101 トレンチ壁面と簡易ボーリング (NAO22-1~NAO22-6 孔) の層序区分。

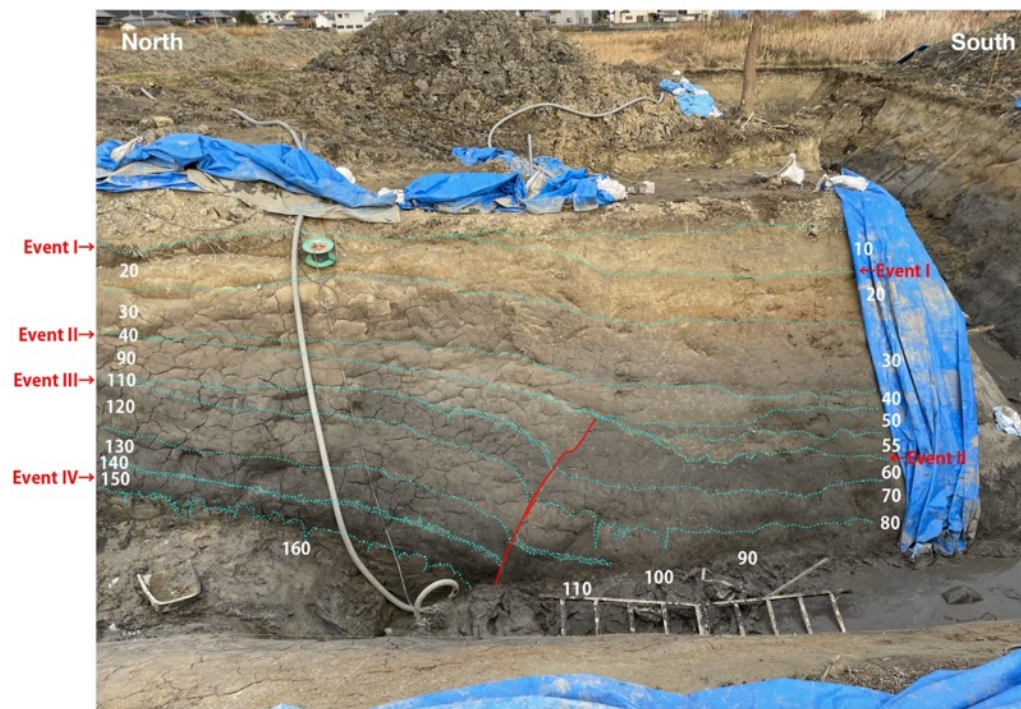
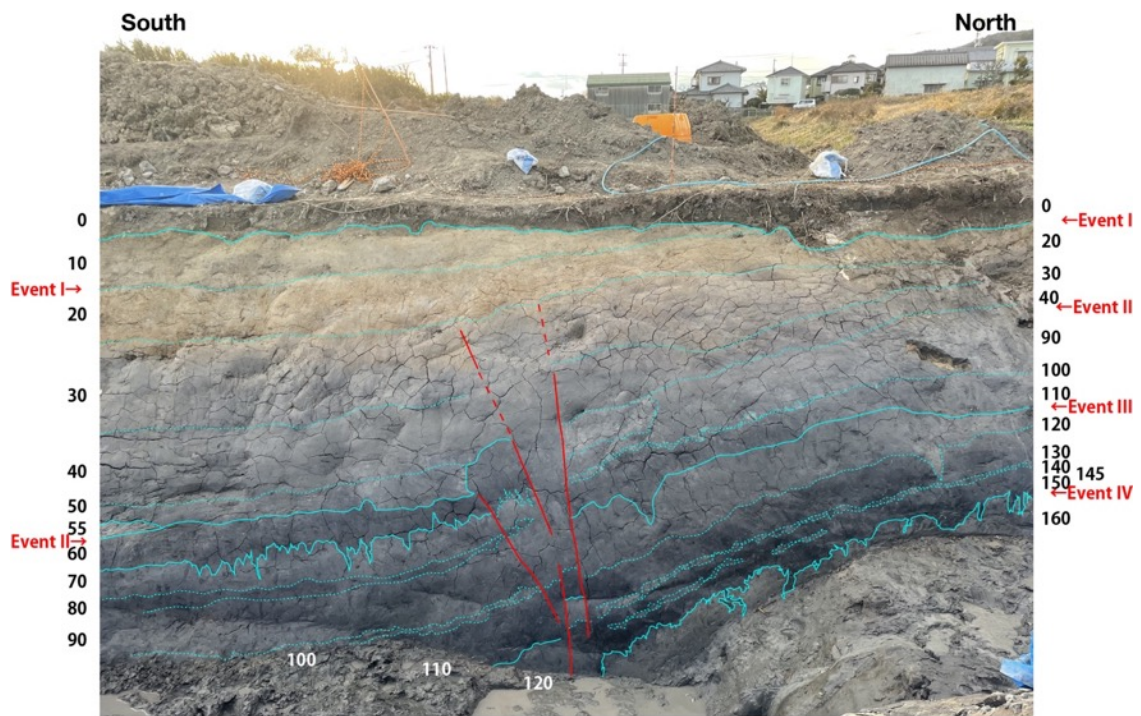


図 102 阿波大谷地区Aトレンチにおける古地震イベントの解釈。
 上段：西壁面、下段：東壁面。赤線は活断層、数字は地層番号を示す。

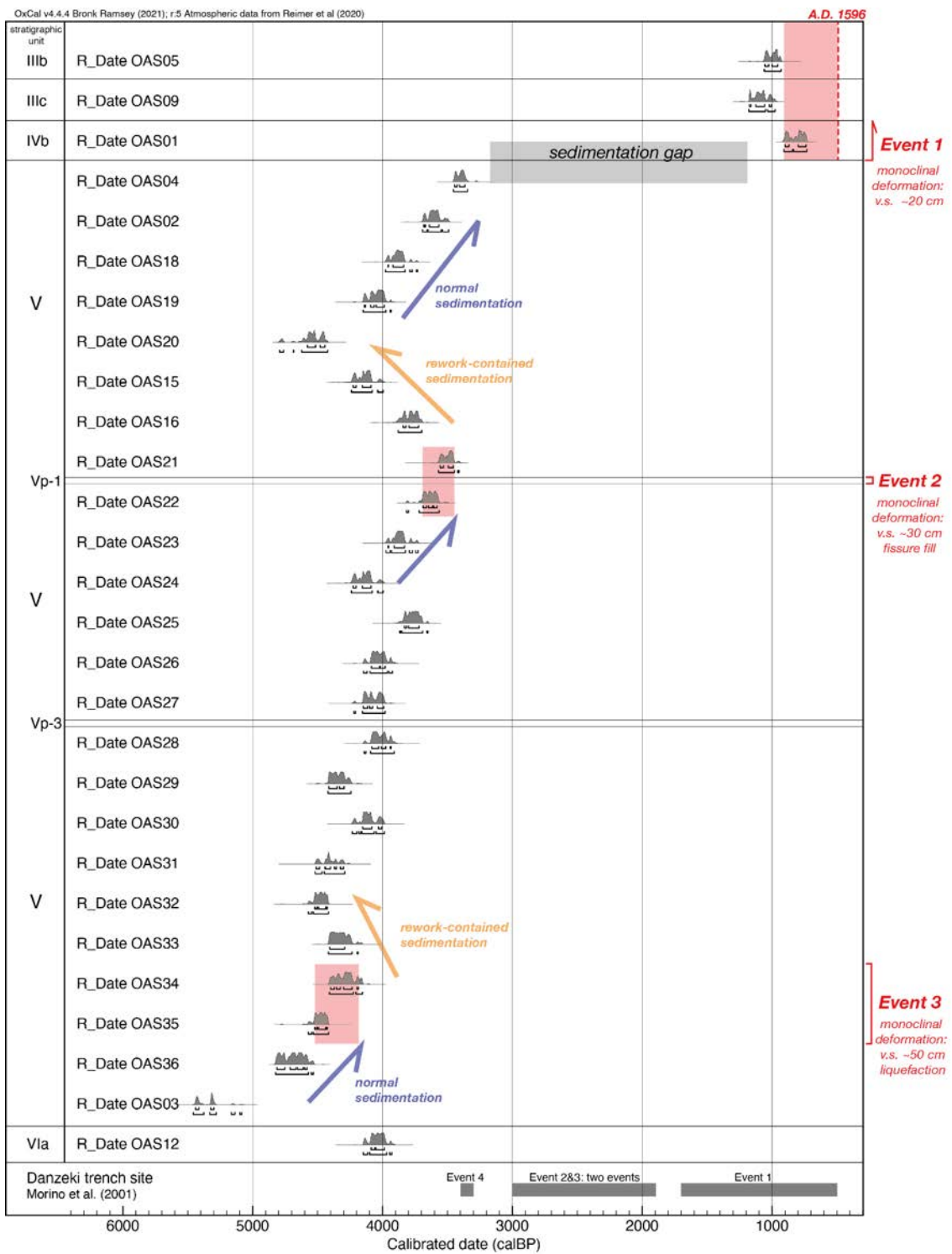


図 103 2020 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。

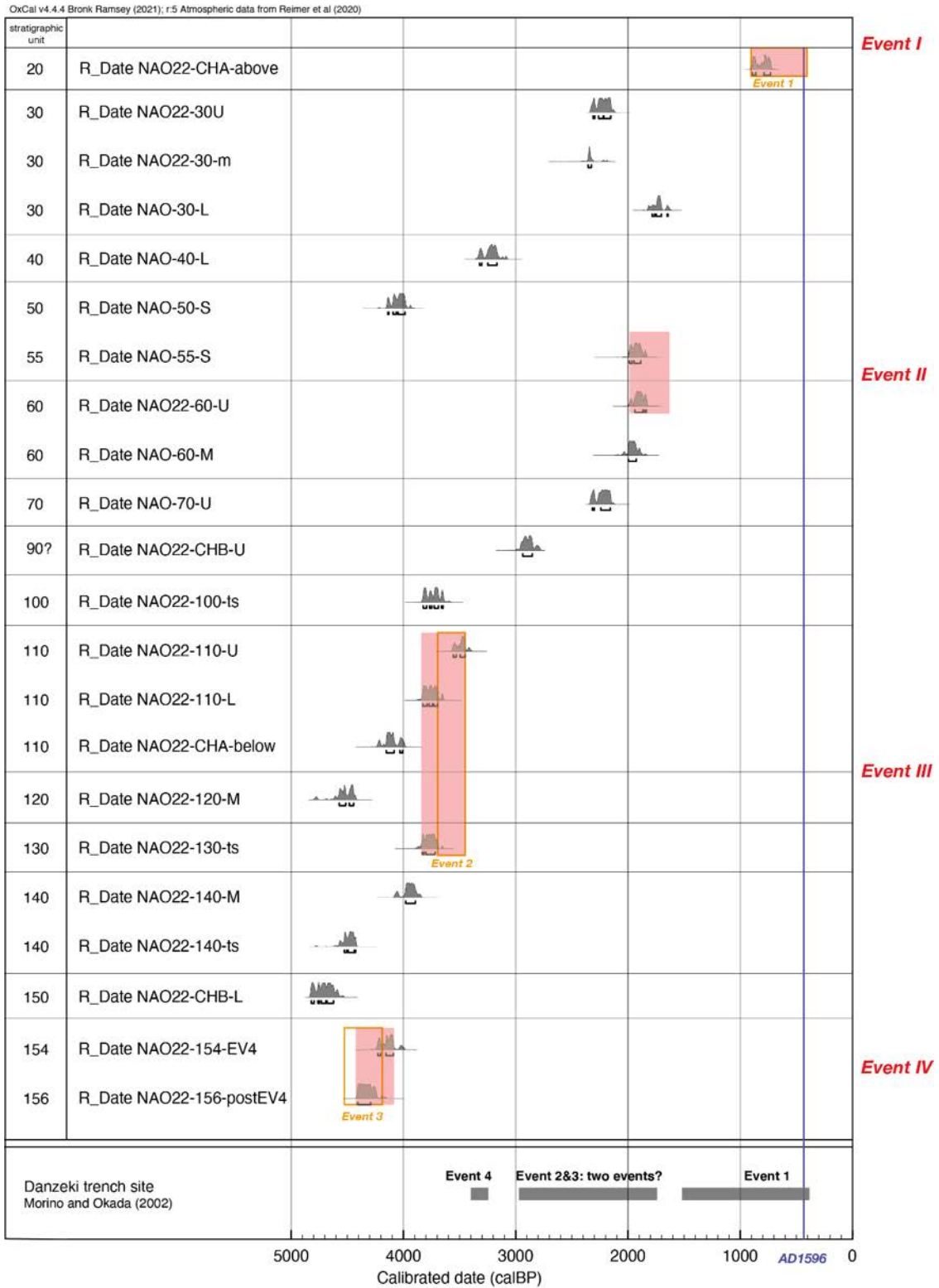


図 104 2021 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。
オレンジ色のボックスは 2020 年トレンチ、灰色のボックスは森野・岡田 (2002) のイベント発生年代の推定幅。

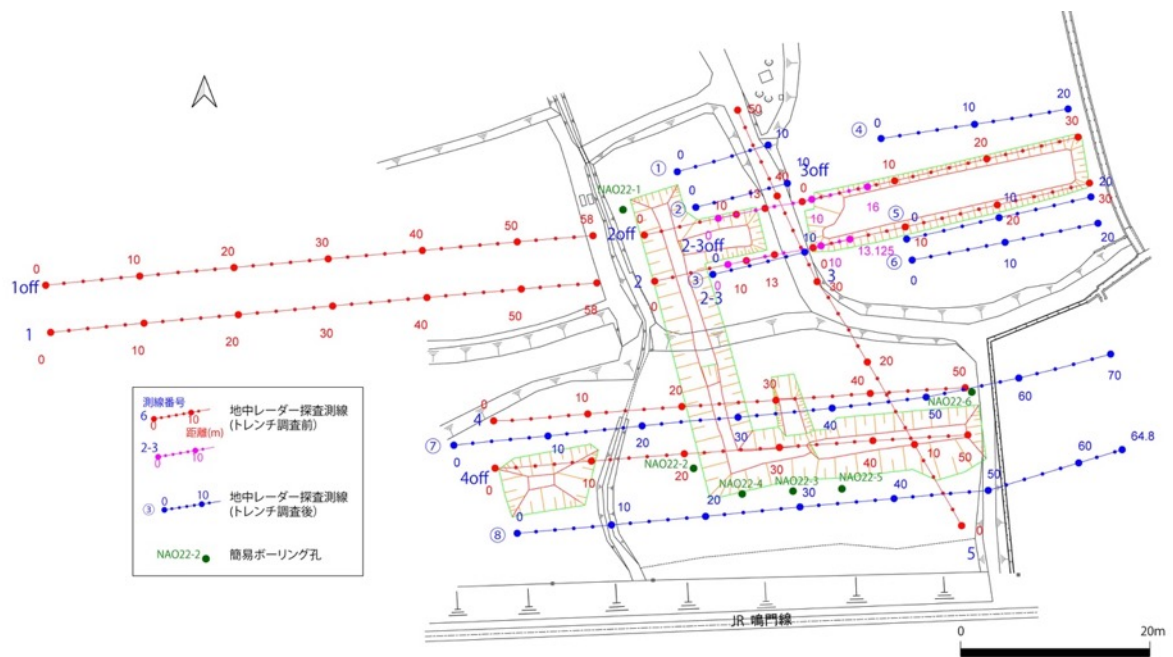


図 105 地中レーダ探査測線の配置状況（徳島県鳴門市阿波大谷地区）。
 緑色線の多角形は、トレンチ掘削範囲を示す。上図は測線全体の配置状況。下図は
 Line-2・Line-2-3・Line-3 および Line-2off・Line-2-3off・Line-3off の位置関係の詳細
 について、拡大したもの。

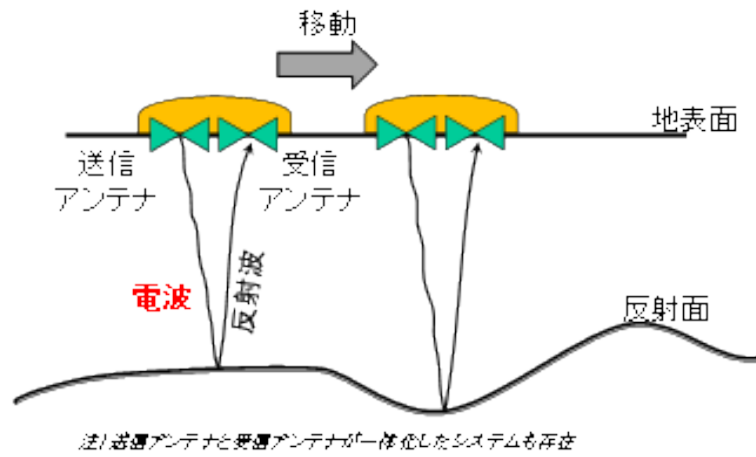


図 106 プロファイル測定法の概念図。

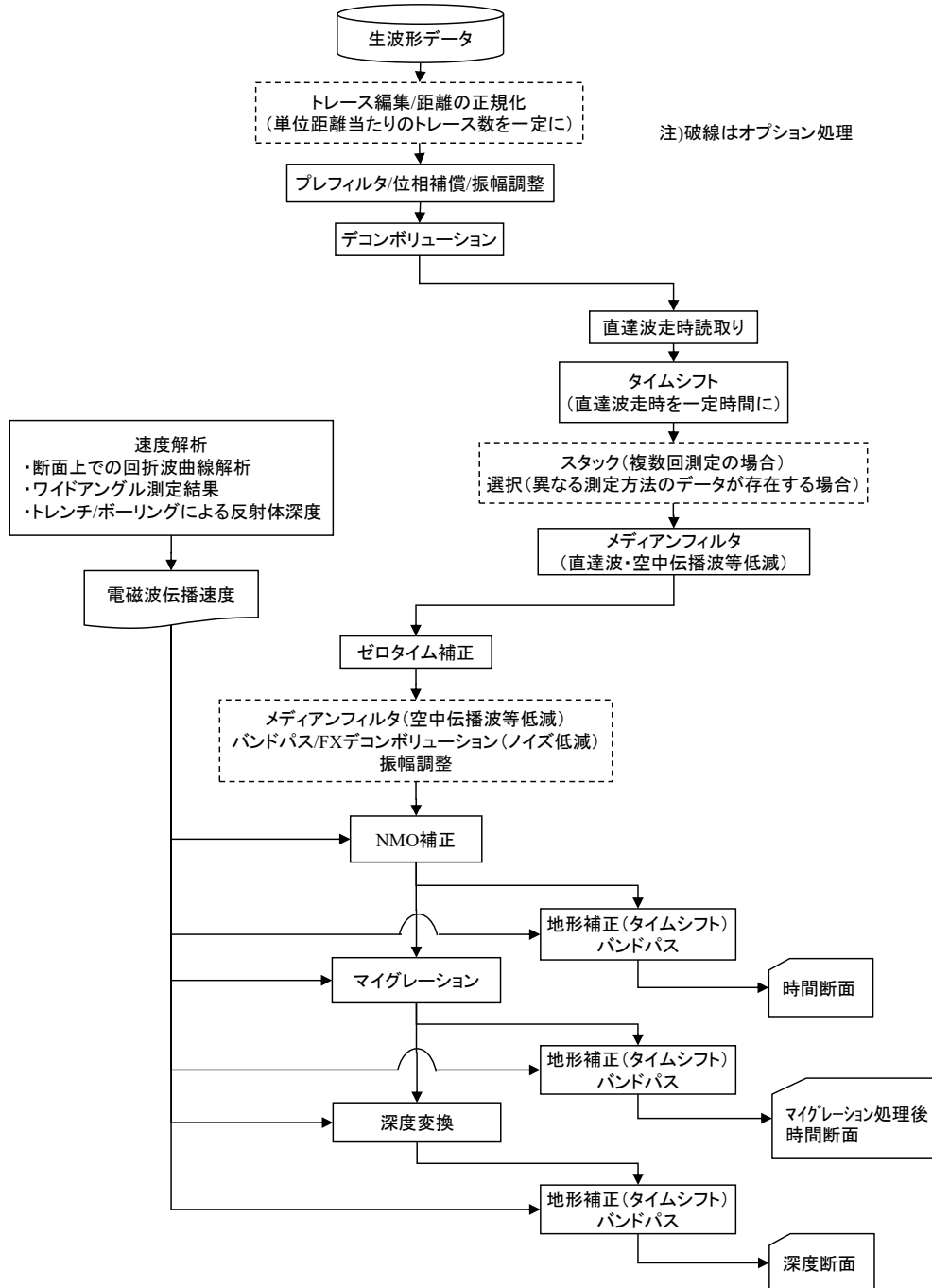


図 107 本地中レーダ探査におけるデータ処理の基本的なフローチャート。

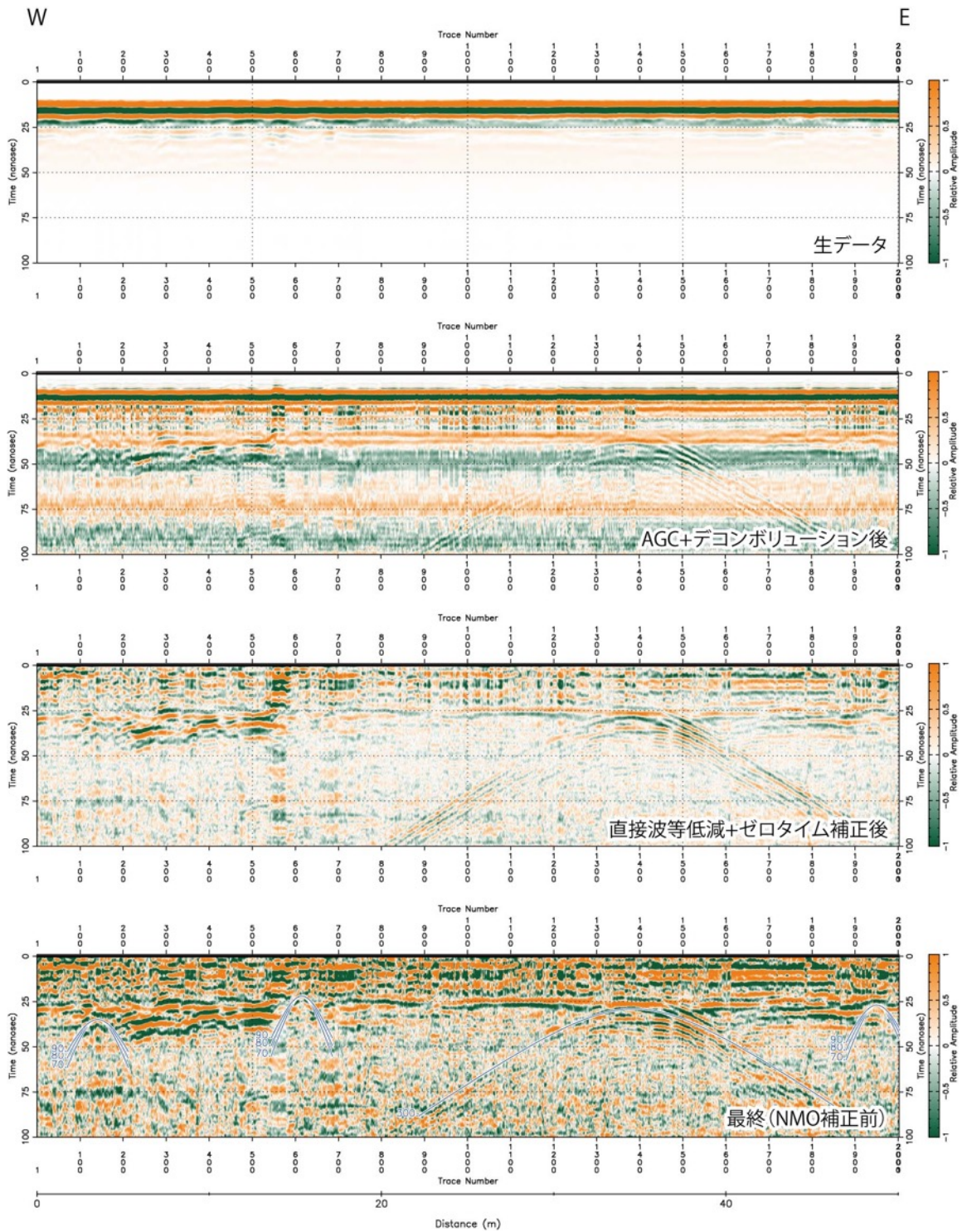


図 108 データ処理前半 (NMO 補正前まで) の主な処理ステップ後の断面の例。
 Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。相対振幅が正となる部分を
 赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて
 同様のものとする。

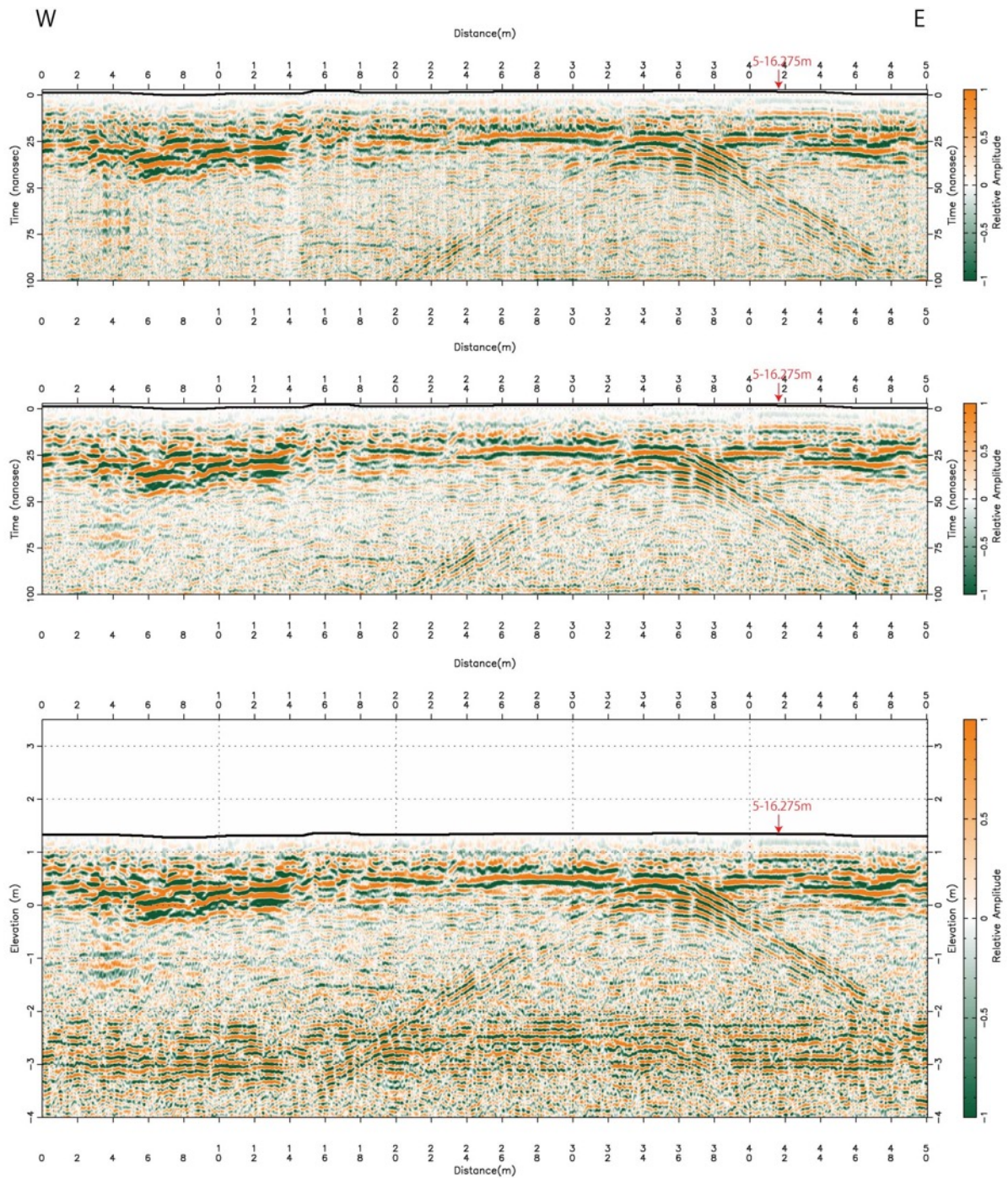


図 109 データ処理後半 (NMO 補正以降) の主な処理ステップ後の断面の例。
 Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。上から NMO 補正後の時間断面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。
 深度変換断面の鉛直方向の強調は 3 倍である。

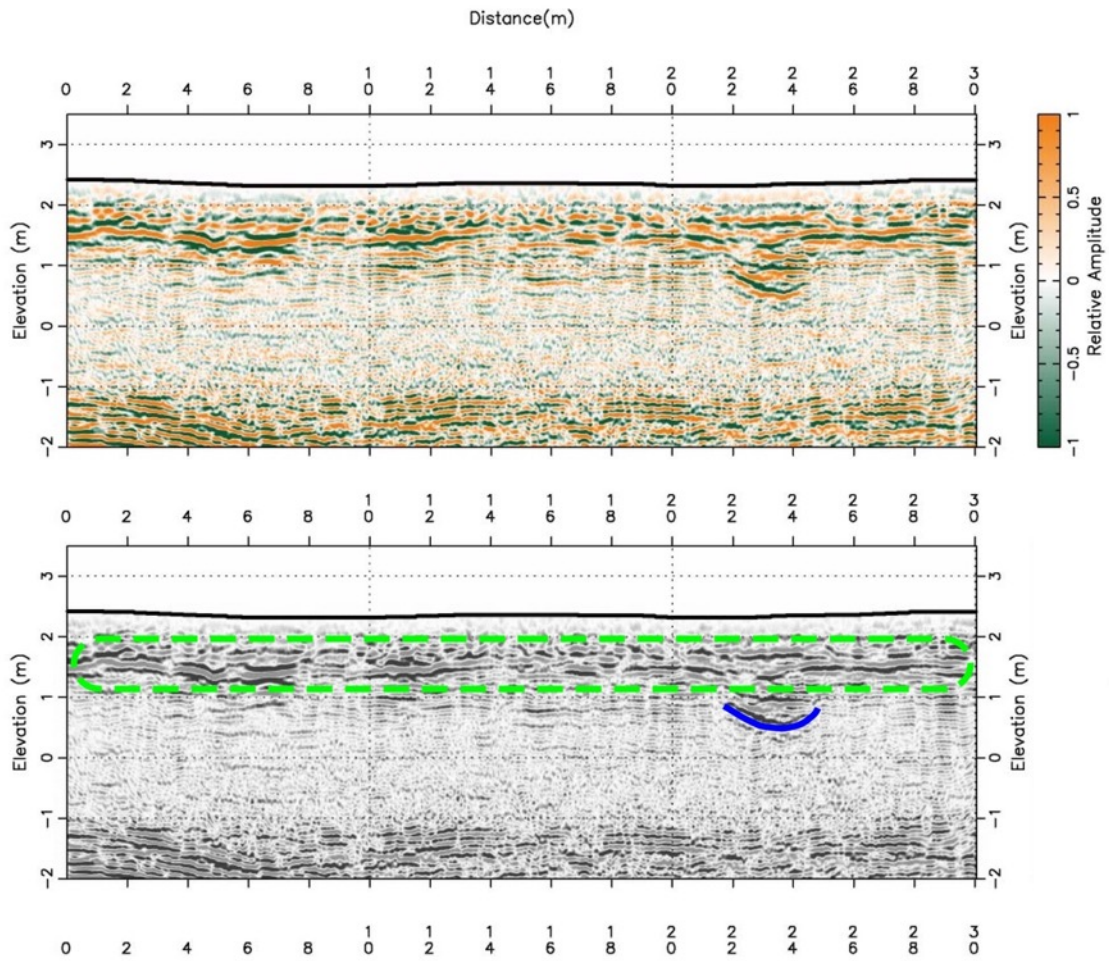


図 110 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-3 (200 MHz) の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域を、青色実線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャネルを示す礫層が観察された。

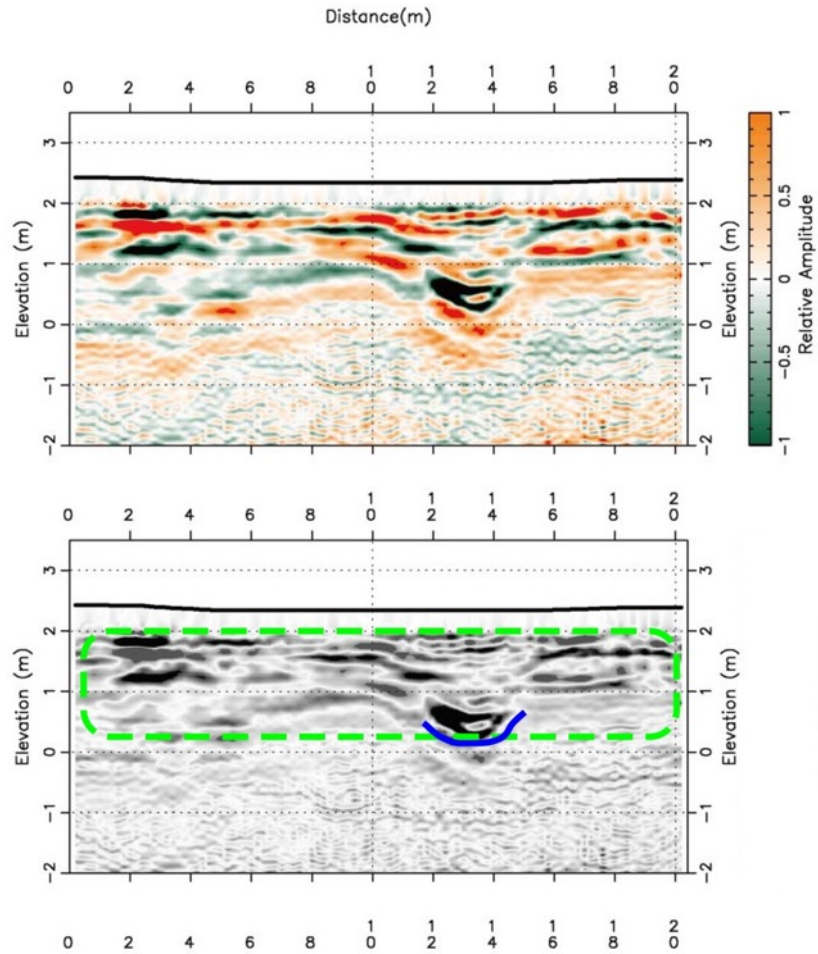


図 111 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑤ (100MHz) の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域を、青色実線は埋没チャンネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャンネルを示す礫層が観察された。

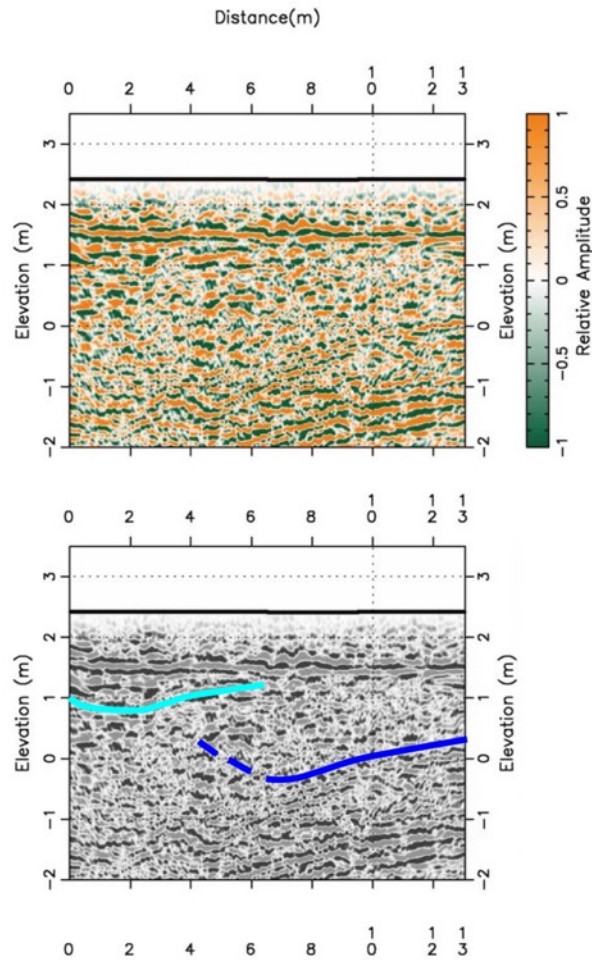


図 112 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-2off (200MHz) の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の水色線・青色線は埋没チャンネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャンネル堆積物と考えられる礫層が観察された。

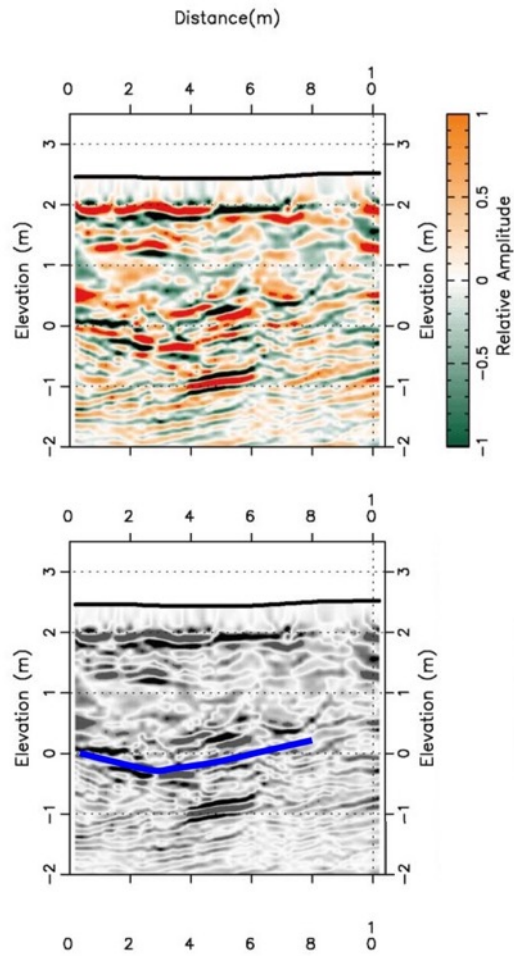


図 113 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-② (100MHz) の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャンネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャンネル堆積物と考えられる礫層が観察された。

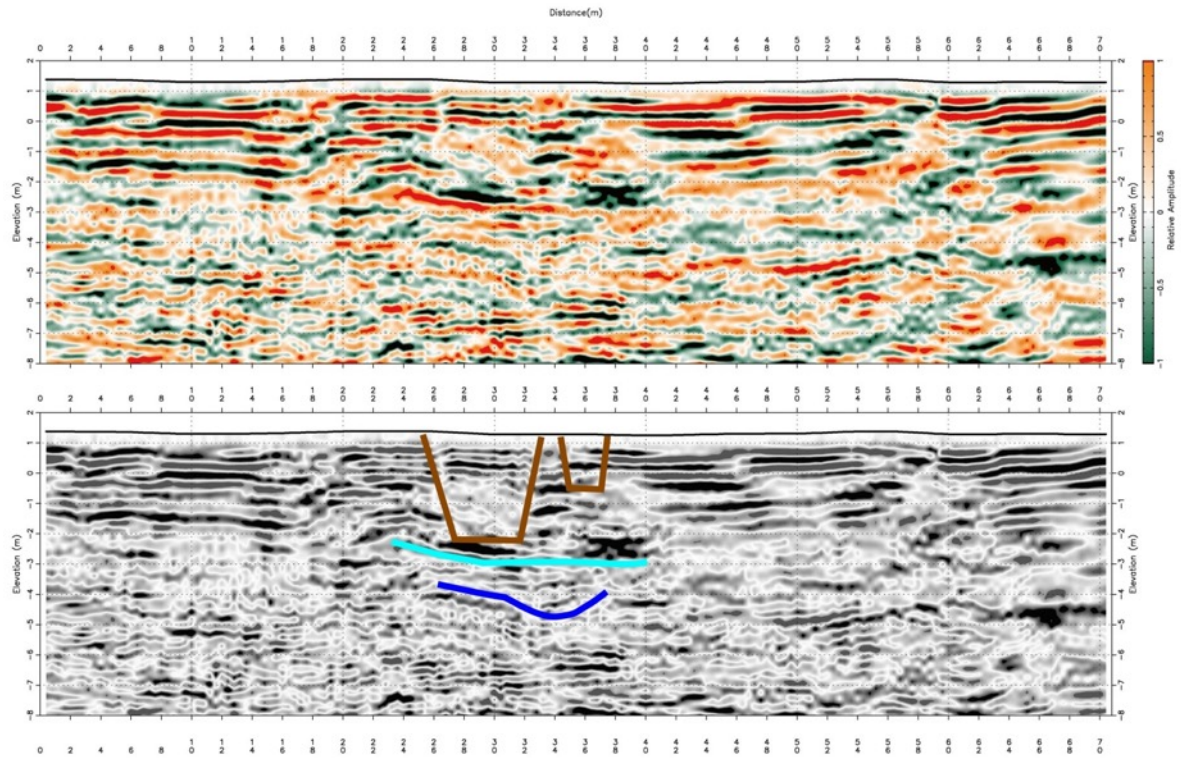


図 114 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑦ (50MHz) の探查結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の水色線・青色線は凹状を呈する反射面を示す。とくに凹状が顕著な青色線は埋没チャンネルを反映していると考えられる。茶色線はトレンチのおおよその掘削範囲を示す。

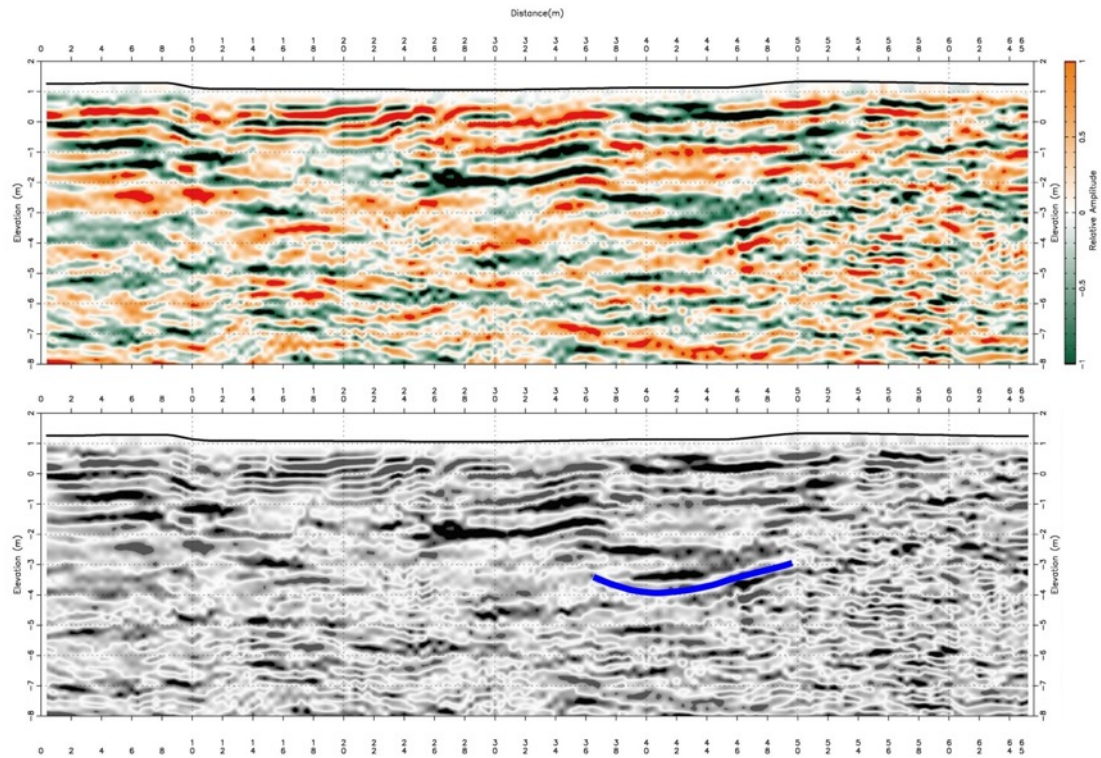


図 115 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑧ (50MHz) の探查結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。

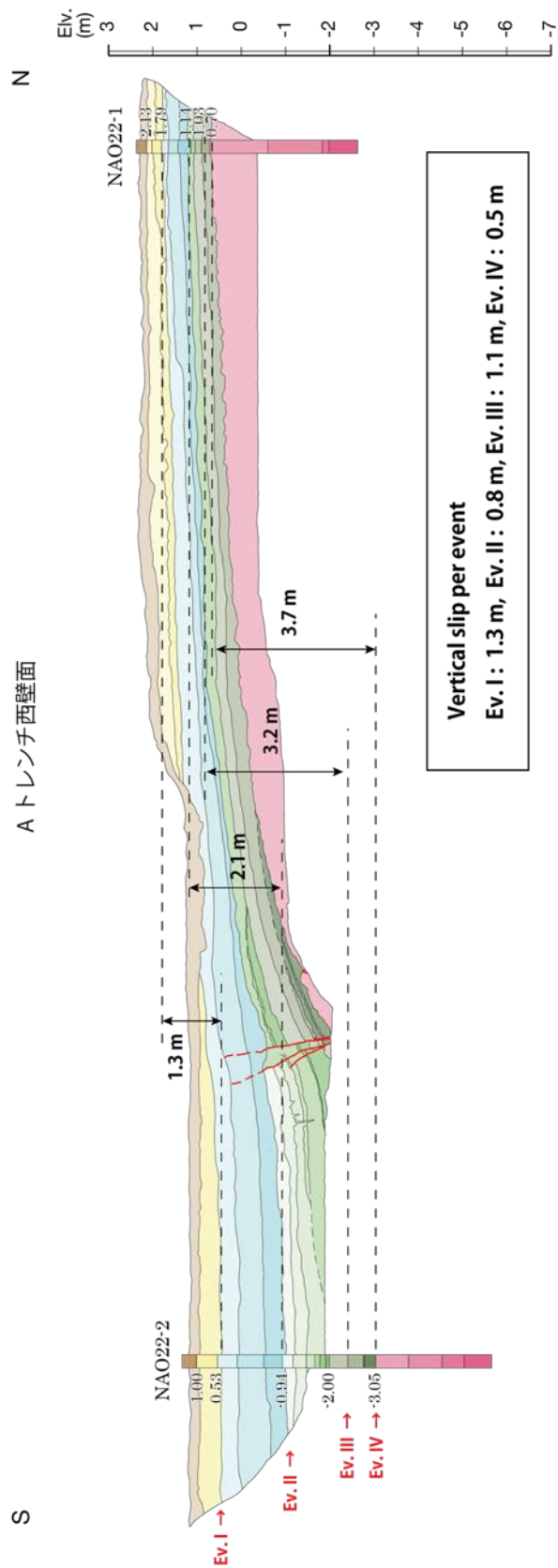


図 117 A トレンチ西壁面における地震時上下変位置量の計測。

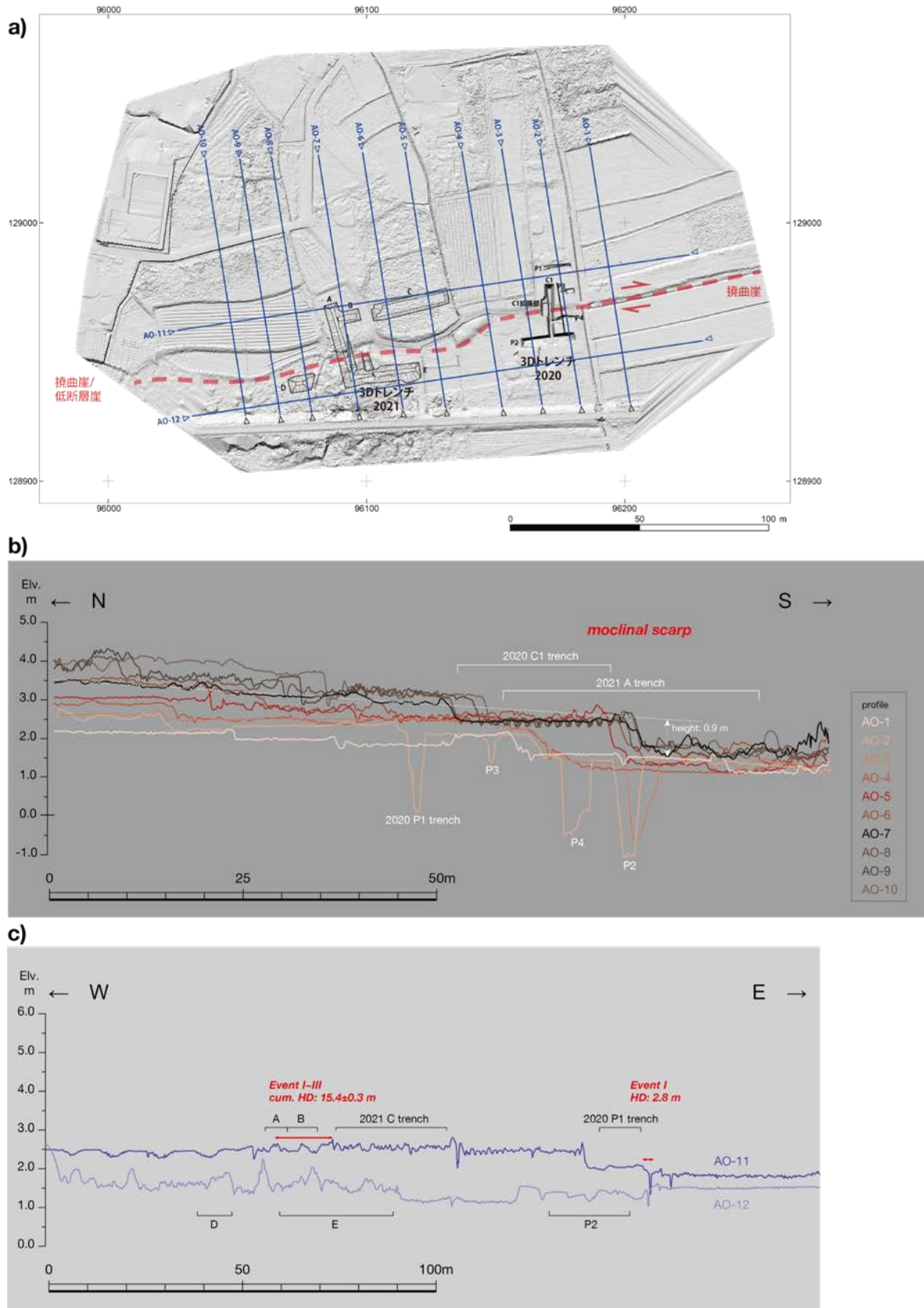


図 118 阿波大谷地区における横ずれ地震時変位量の検討。

a) ドローン LiDAR の DEM に基づく地形断面測線の位置。b) 断層直交方向の地形断面 (AO-1 ~10)。c) 断層平行方向の地形断面 (AO-11~12)。赤字は、計測した横ずれ変位量。

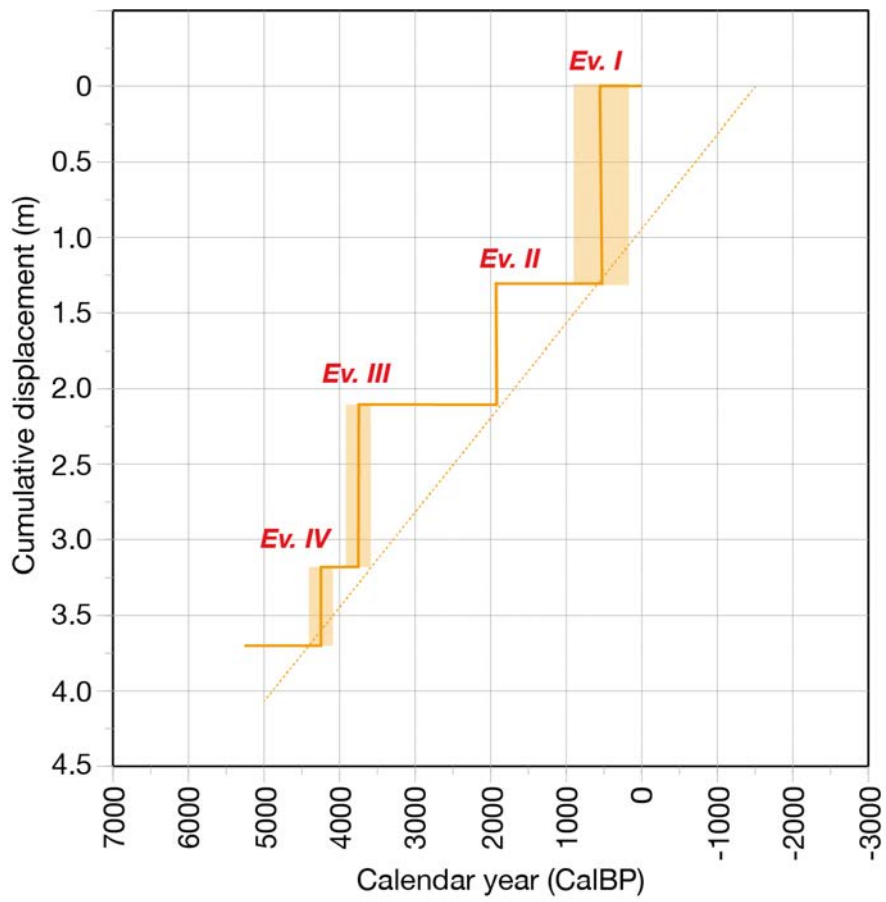


図 119 阿波大谷地区における時間—変位ダイアグラム。
各イベントに伴う地震時上下変位量と発生年代を示す。横軸の発生年代の推定幅は 1σ に
対応する年代の誤差。

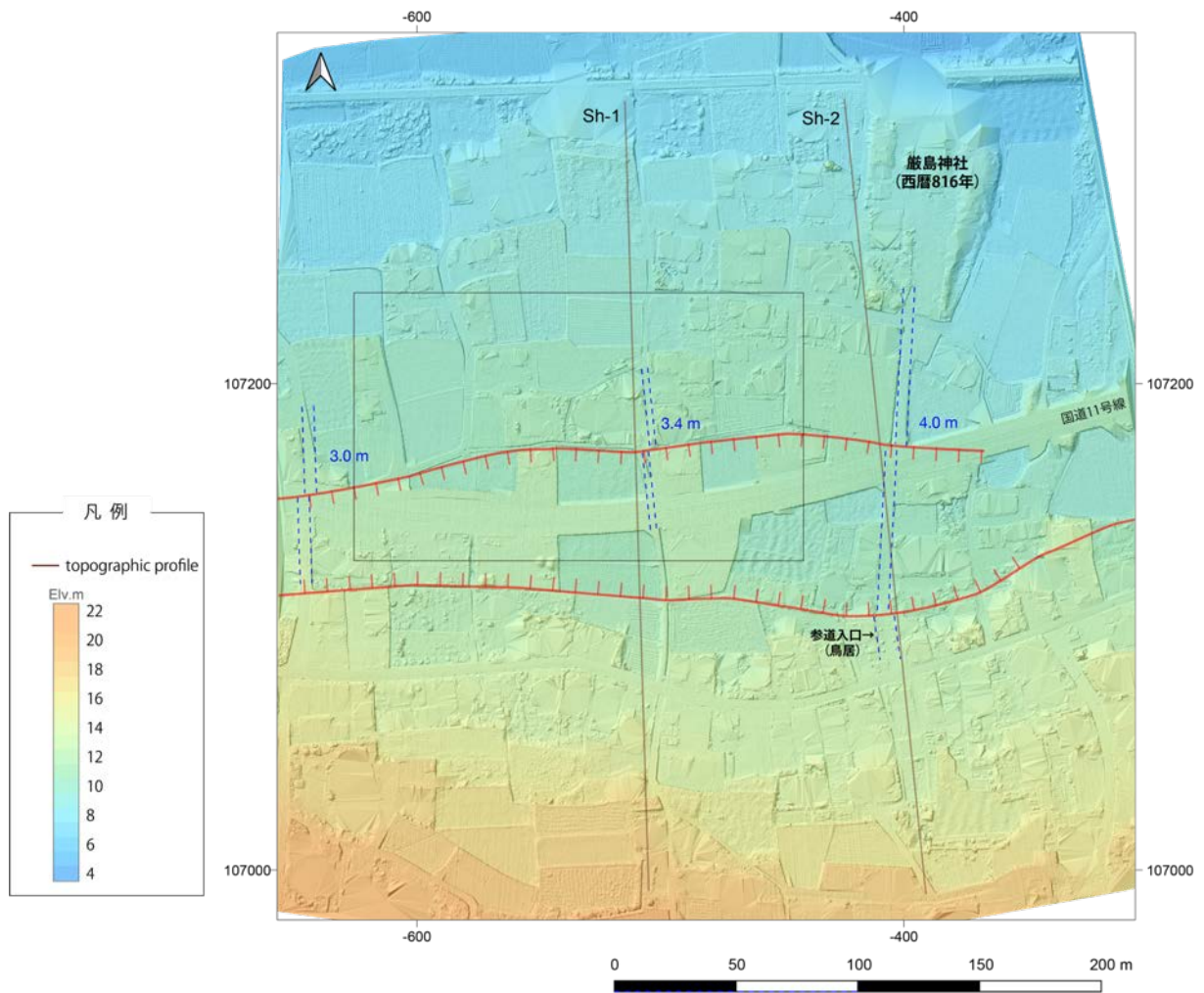


図 120 寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM。

基図はドローン LiDAR による 0.1mDEM。黒線の矩形は、図 122 の範囲（GPR 探査の詳細位置図）。米軍撮影の空中写真で判読される厳島神社の参道、土地境界に系統的な右横ずれ変位 3～4 m が認められる。

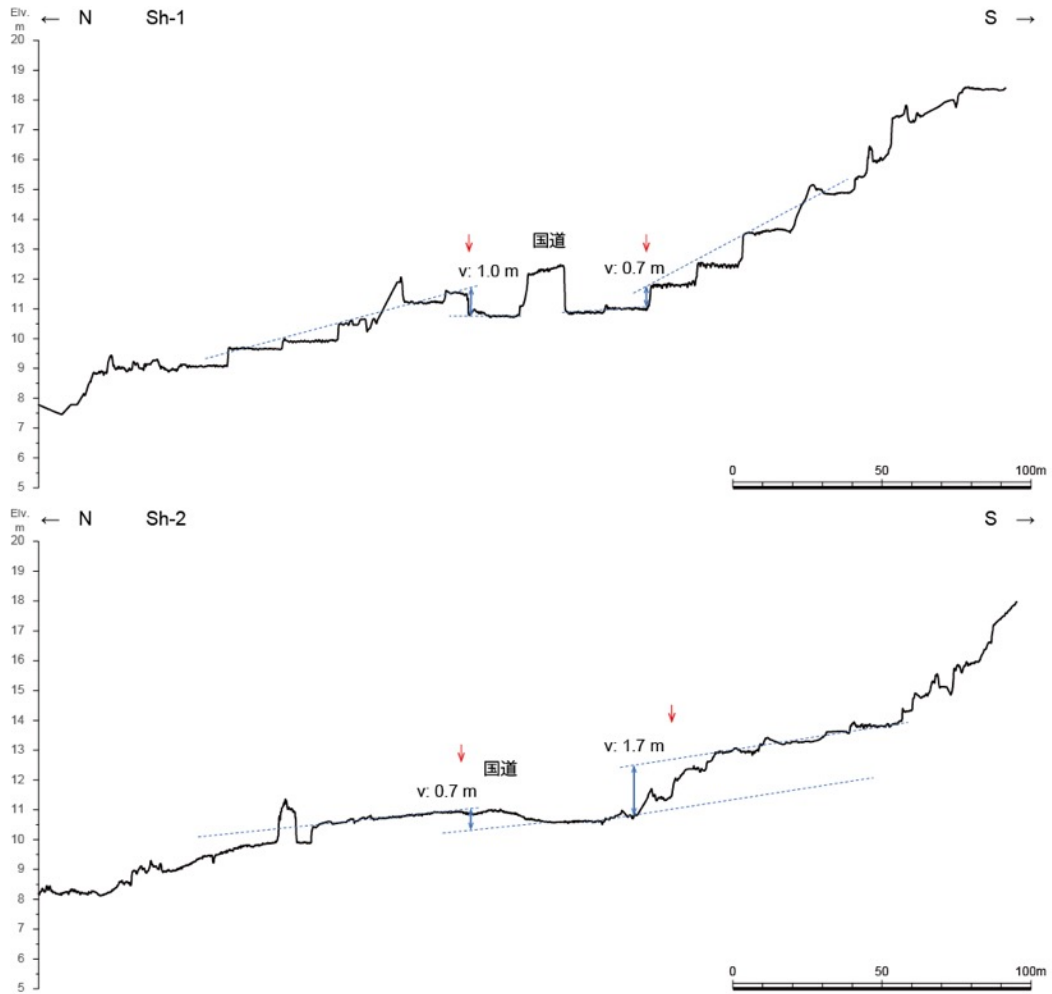


図 121 寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM に基づく地形断面図。
赤矢印は活断層の位置、v は上下変位量を示す。測線の位置は図 120 に示す。



図 122 地中レーダ探査測線の配置状況（四国中央市豊岡町大町地区）。

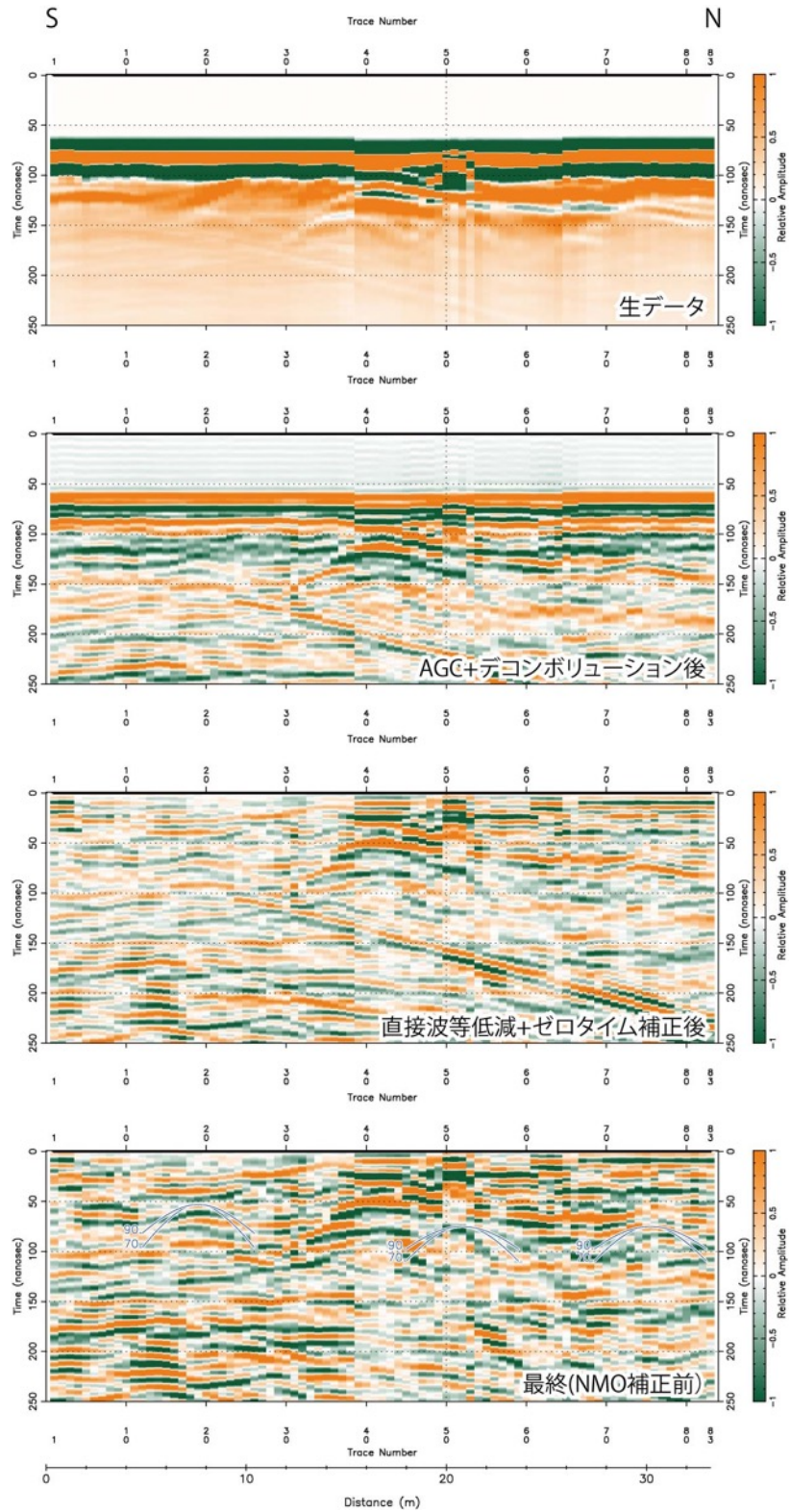


図 123 データ処理前半 (NMO 補正前まで) の主な処理ステップ後の断面の例。
 四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。相対振幅が正となる部分を
 赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて
 同様のものとする。

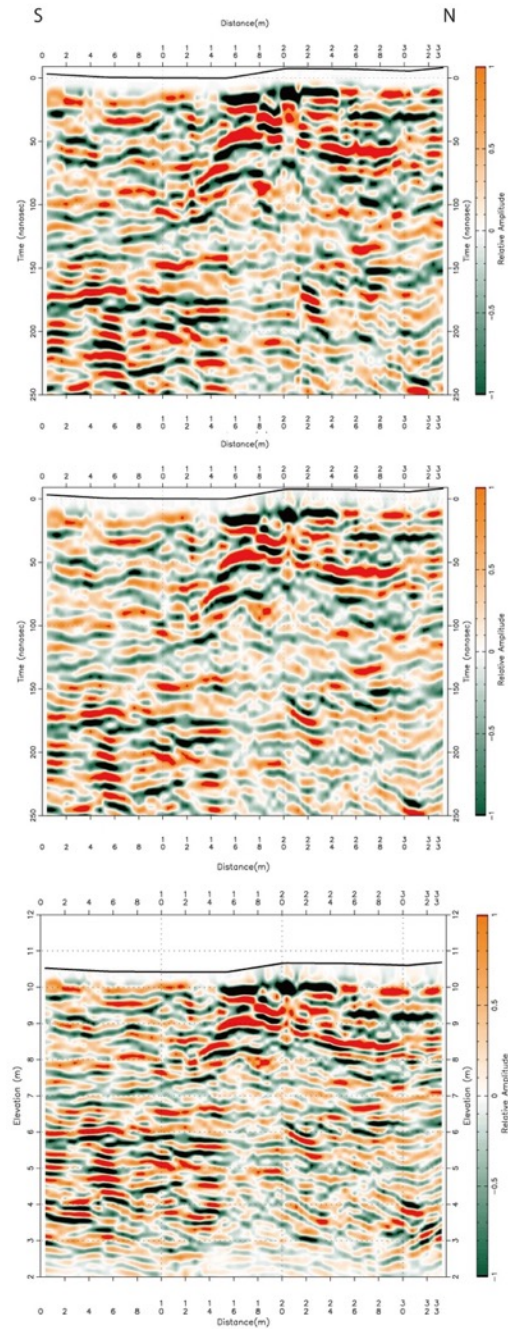


図 124 データ処理後半（NMO 補正以降）の主な処理ステップ後の断面の例。
 四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。上から NMO 補正後の時間断面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。
 深度変換断面の鉛直方向の強調は 3 倍である。

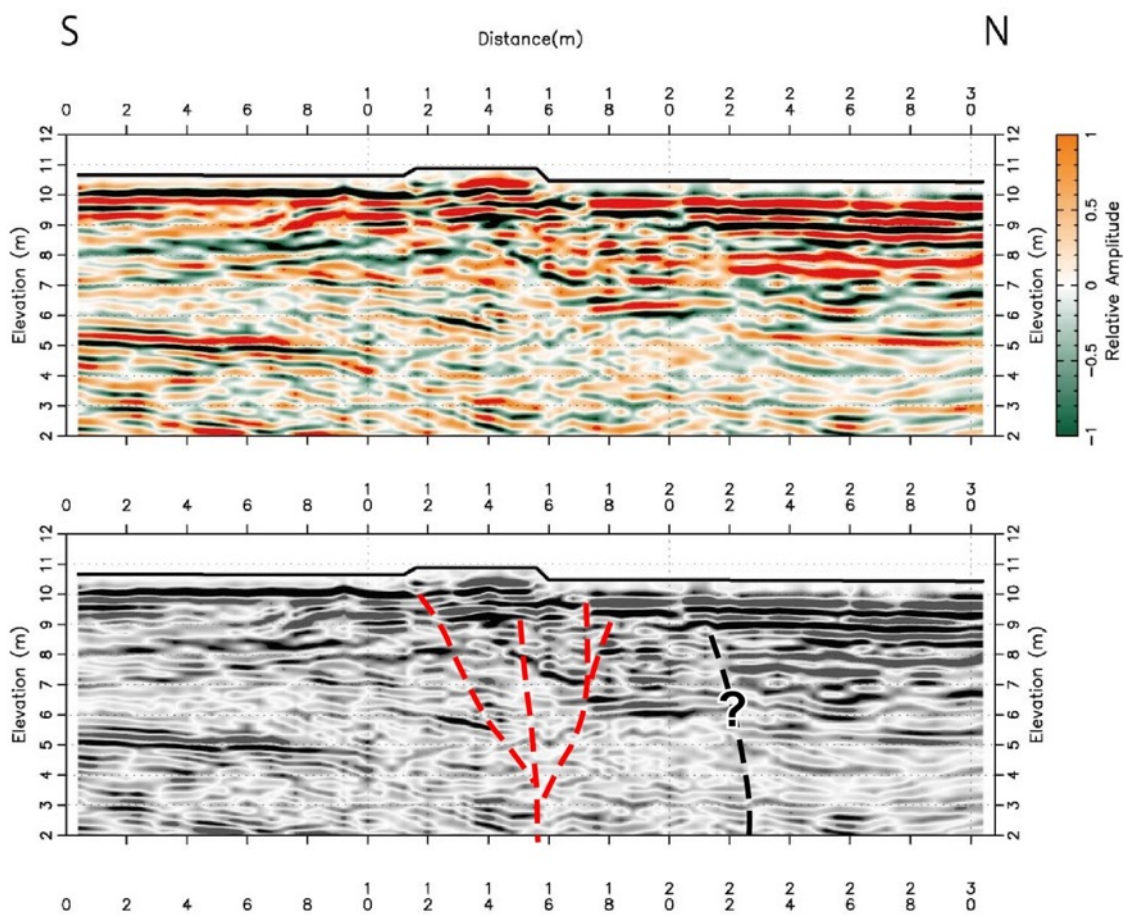


図 125 四国中央市豊岡町大町地区 Line-7 (50MHz) の探査結果。
 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は無し
 (縦横比 1 : 1)。解釈断面中の赤色破線は推定された断層、黒破線は反射面の不連続を
 示す。

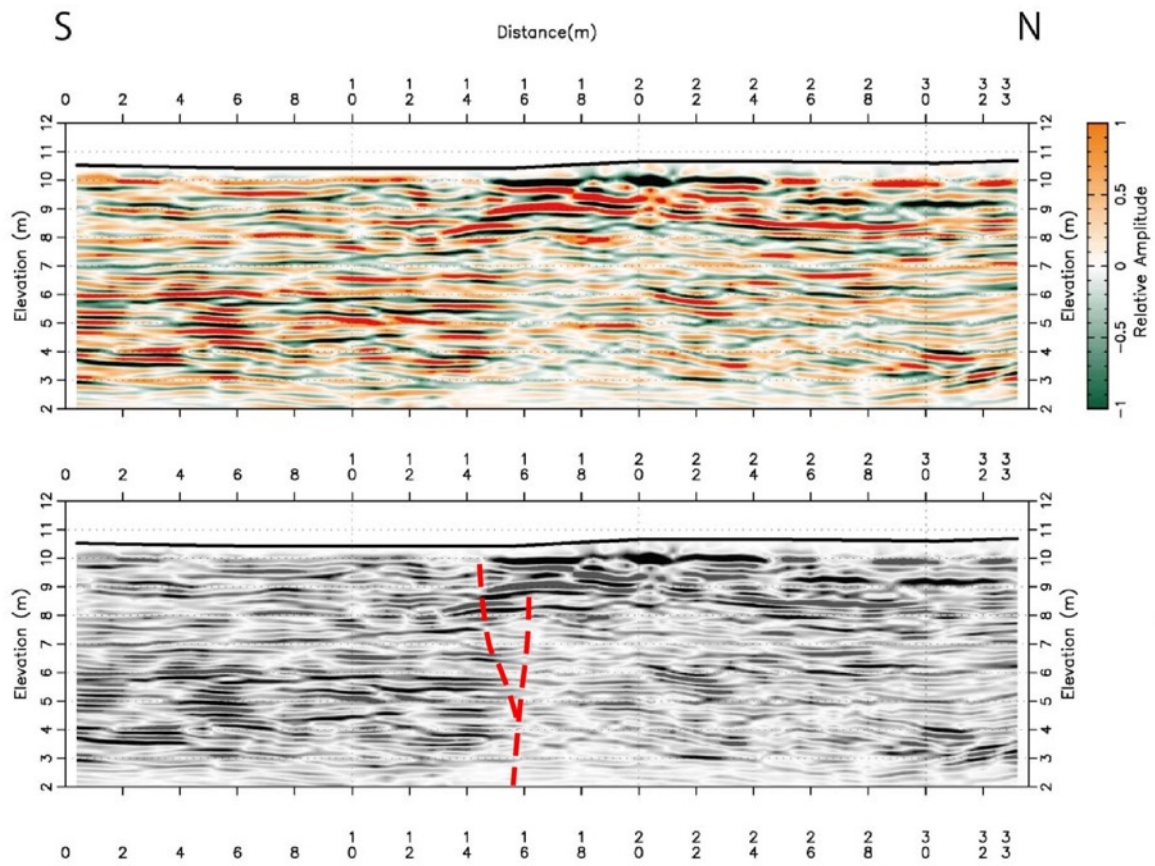


図 126 四国中央市豊岡町大町地区 Line-8 (50MHz) の探查結果。
 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は無し
 (縦横比 1 : 1)。解釈断面中の赤色破線は推定された断層を示す。

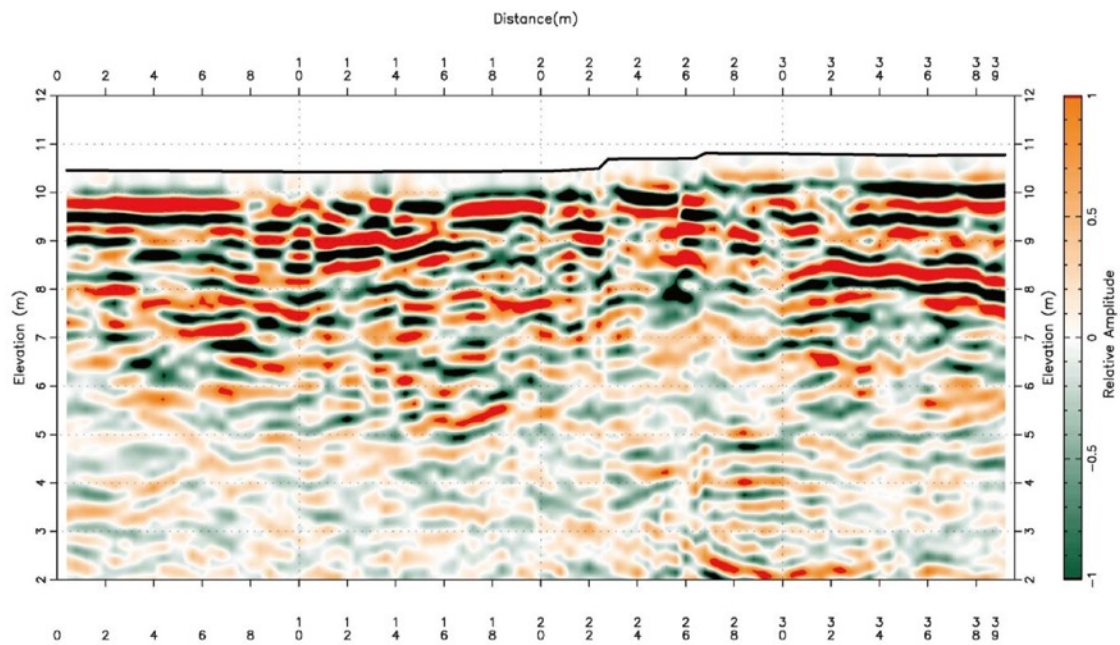


図 127 四国中央市豊岡町大町地区 Line-1 (50 MHz) の探査結果。
 地形補正を施した深度変換断面。鉛直方向の強調は無し（縦横比 1 : 1）。地表から標高 5
 m 付近まで明瞭な反射面が認められる。

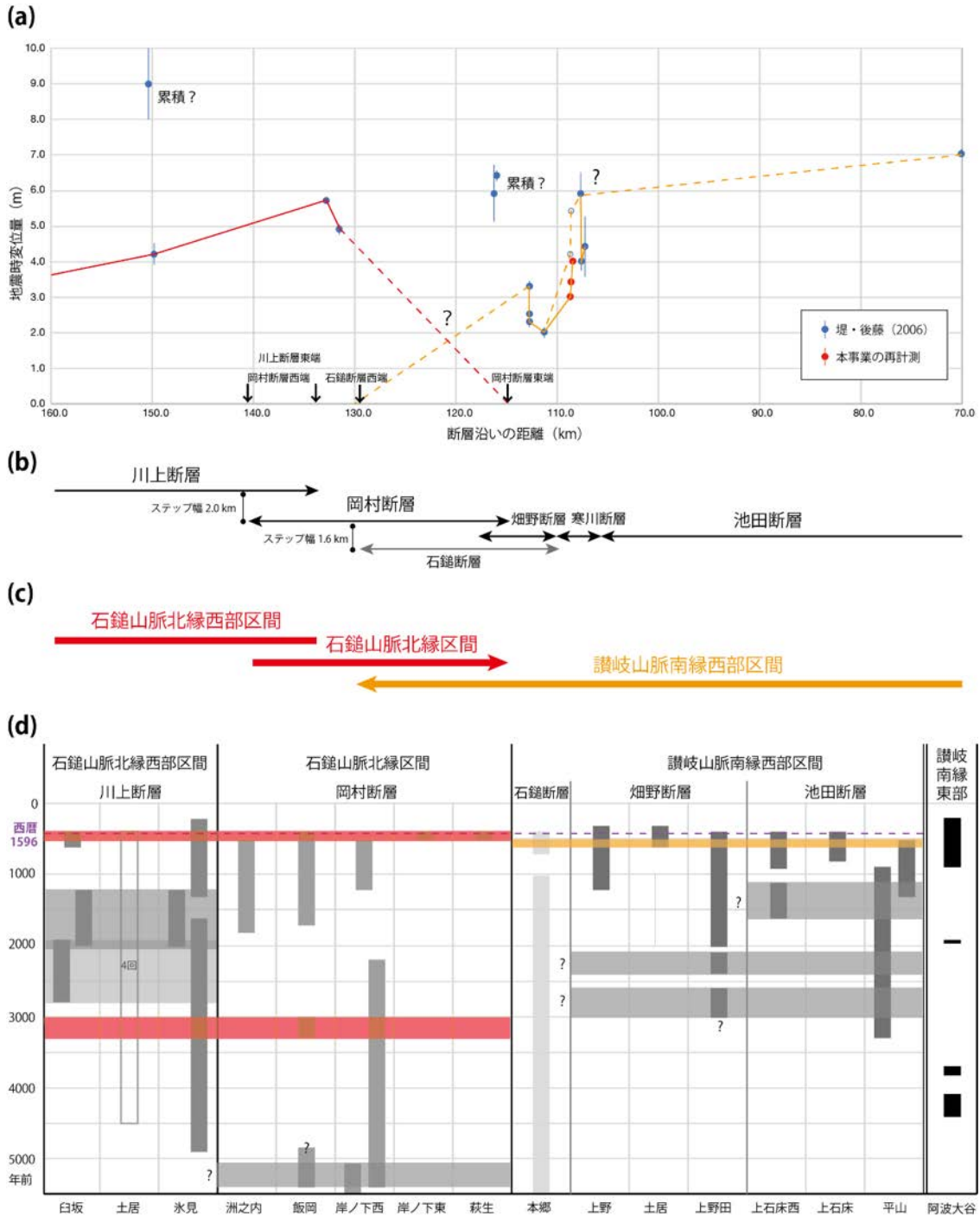


図 128 和泉山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間境界付近の検討。

(a) 堤・後藤 (2006) 及び本事業による変位量分布。(b)活断層トレースの模式図。(c)地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の活動区間。(d)地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の古地震イベントの時空間ダイアグラム。調査地点の文献は本文を参照。讃岐山脈南縁東部区間の活動時期は、本事業の鳴門南断層・阿波大谷地区のイベント I~IV。赤色及びオレンジ色のボックスは、複数区間が連動した可能性がある暫定的な連動型イベント。

7) 石鎚山脈北縁区間・岡村断層における新居浜市大生院地区の変位履歴調査

a) 調査地点の概要

石鎚山脈北縁区間は、石鎚山脈北縁の山麓より北側の平野部を延びる、長さ約 29km の岡村断層からなる（図 129～131）。岡村断層では、従来から先駆的なトレンチ調査が多数実施され、最新活動は 15 世紀以降、平均活動間隔は 1500～1800 年、今後 30 年以内の地震発生確率は 0.01%以下（Z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）。

新居浜市大生院地区は、岡村断層の中央からやや西よりに位置する。同地区は、ジオスライサー調査が実施された岸ノ下地点（後藤・他，2001）と 3D トレンチ調査が実施された飯岡地点（Tsutsumi et al.，1991）の間に位置し、岸ノ下地点から西へ約 2 km、飯岡地点から東へ約 1 km である。調査地周辺では、活断層は概ね東西走向に延びる。調査地は、石鎚山脈から北流する渦井川及び支流が形成する段丘面と沖積面の境界付近に位置する。段丘面と沖積面の境界をなす段丘崖は、活断層を境に累積的に 16～17m の右横ずれ変位を示す。本調査では、段丘崖の形成年代や地震時変位量との関係、過去の活動時期、活動間隔等を明らかにするため、ドローン LiDAR 調査、3D トレンチ調査、ピット調査を実施した。以下では、それらの結果について概略を述べる。

b) ドローン LiDAR 調査

新居浜市大生院地区では、岡村断層の通過位置や段丘崖の横ずれ量を正確に把握するため、ドローン LiDAR による 0.1m メッシュの DEM を作成した。地形陰影図を図 132、地形断面図を図 133 に示す。

調査地周辺にみられる段丘面は、渦井川支流の河川によって浸食されている（図 132）。渦井川支流は天井川となっており、現河道に沿って沖積低地上に微高地を形成する。活断層は段丘面上に 1.2m 程度の低断層崖を形成して概ね東西方向に延びる（図 132）。トレンチを掘削した沖積低地では撓曲崖が形成され、7～8 m 程度の幅広い変形帯が生じている。ドローン LiDAR による地形断面では、撓曲崖の比高は 1.0m と計測された。段丘崖は、累積的な右横ずれ変位を受けており、変形帯を挟んだ両側で直線性が高い走向を変位基準として、右横ずれ 16～17m と計測された。

c) 3D トレンチ・ピット調査

3D トレンチは、断層直交方向に直交するトレンチと、これに連結し断層に平行なトレンチを相対的な隆起側（断層の南側）で 2 条掘削した（図 132）。また、段丘崖の形成年代を推定するため、低下側の段丘面上でピットを掘削した。直交トレンチおよびピットでは、扇状地性の砂礫層と砂層を切断する明瞭な鉛直断層が出現した。また、直交トレンチでは、主断層の北側を並走する副次的な撓曲変形も認められた。トレンチ・ピット壁面の写真を図 134～137、スケッチを図 138～141 に示す。

i) トレンチ壁面の層序と年代

トレンチ壁面には、沖積面を構成する扇状地礫層、砂層、人工改変土層が露出し、全ての自然堆積物を切断する鉛直な断層と撓曲変形が確認された。層相や層厚などの特徴をも

とに、これらの地層を新しいものからⅠ～Ⅵ層に区分した。以下に各地層の層相や断層変位、年代について略述する。

Ⅰ層：Ⅰ層は、砂礫混じりシルト～砂で、田畑耕作土（Ⅰ-1a層）、畦畔土（Ⅰ-1b層）、旧耕作土または田畑の底土（Ⅰ-1c層）、および田畑の底土（Ⅰ-2層）からなる。Ⅰ-1a層は、褐色の礫混じりのシルトからなる。植根、細～中礫を含む。Ⅰ-1b層は、褐色の砂礫混じり砂質シルト～極細粒砂からなる。植根、細～中礫を含む。Ⅰ-1c層、褐色のシルトからなる。植根、細～中礫を含む。Ⅰ-2層、赤褐色のシルト砂で粗粒砂を主体とし、細粒～中粒砂、細～中礫が混じる。分布は田畑の区画に概ね一致し、ほぼ水平に堆積し、下部の一部は黒色を呈し硬化する。

Ⅱ層：全体的に灰褐色の礫混じり粗粒砂で、礫径は2～40mm、平均20mm程度である。東側平行トレンチでは礫を挟む。礫は径2～150mm、平均径6～10mmで、垂角～円礫の片岩からなる。基質はシルト質細粒砂からなる。直交トレンチE14～E16およびW14～W17に断層変位が認められる。

Ⅲ層：黄灰色のシルト質細粒～中粒砂（Ⅲ-1層、Ⅲ-3層、Ⅲ-5層）、灰～暗灰色の礫（Ⅲ-2層、Ⅲ-4層）からなる。断層変位：直交トレンチE14～E16およびW14～W17に断層変位が認められる。

Ⅲ-1層は、断層低下側のみ分布し、主に黄灰色のシルト質細粒～中粒砂で、粗粒砂、角～垂円の細～中礫が混じる。年代測定の結果、断層低下側のW03～W04付近で 630 ± 30 y. B. P.、W05付近で $1,220 \pm 30$ y. B. P.の年代値が得られた。 $1,220 \pm 30$ y. B. P.の試料は、上下の層準から採取された年代と大きく矛盾するため、古い試料の再堆積と判断した。

Ⅲ-2層は、断層下盤側のみ分布し、灰色の礫で、礫は径2～200mm、平均5～10mm、40～80mm程度である。主に垂円～円礫の珪質片岩と黒色片岩（概ね8～9割程度）、石英（概ね1～2割程度）、そのほか細礫サイズの緑色片岩、火山岩類の礫を少量含む。直交トレンチ断層隆起側では礫が少なく、厚さ20～40cm程度の礫混じり細粒～粗粒砂（礫は径40mm以下）を挟む。基質は断層の低下側ではシルト質細粒砂で、中粒～粗粒砂が混じる。東側平行トレンチでは、上部の基質は粗粒砂からなり、下部は細礫混じり中粒～粗粒砂からなる。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側のW06～W07付近で 130 ± 30 y. B. P.の年代値が得られた。

Ⅲ-3層：主に黄灰色の細粒～中粒砂（一部シルト質細粒砂）からなる。粗粒砂、角～垂円礫（径200mm以下）が混じる。壁面より採取された年代測定試料から、断層低下側のW05～W06付近で $5,910 \pm 30$ y. B. P.、W06付近で $1,450 \pm 30$ y. B. P.、W14～W15付近で 560 ± 30 y. B. P.、W16付近で 390 ± 30 y. B. P.の年代値が得られた。 $5,910 \pm 30$ y. B. P.および $1,450 \pm 30$ y. B. P.は上位の地層に比べて著しく古いこと、 560 ± 30 y. B. P.は植物の根の可能性があることから、再堆積した古い堆積物や古い植物根の年代の可能性はある。以上から、Ⅲ-3層の形成時期は $390 \pm 30 \sim 560 \pm 30$ y. B. P.と推定される。

Ⅲ-4層：灰色を呈する礫層で、礫は径2～200mm、平均5～20mm、40～100mm程度、主に垂円～円礫の珪質片岩と黒色片岩（上盤側は概ね8～9割、下盤側は7～8割程度）、石英（概ね1～2割程度）、そのほか細礫サイズの緑色片岩、火山岩類の礫を少量、下盤側は珪質片岩（概ね1～2割程度）を含む。直交トレンチの断層隆起側では礫が少なく、厚さ20～40cm程度の礫混じり細粒～粗粒砂（礫は径40mm以下）を挟む。基質は断層の低下側で

はシルト質細粒砂で、中粒～粗粒砂が混じる。東側平行トレンチでは、上部の基質は粗粒砂からなり、下部は細礫混じり中粒～粗粒砂からなる。礫の長軸の方向は、E2～E3 付近では S20° E/42° S、E4 付近では S38° E/40° S、E4～E5 付近では S37° E/20° S、E4 付近では S45° E/25° S、S2 付近では S50° E/40° S である。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側の W06 付近で 380±30 y. B. P の年代値が得られた。以上から、Ⅲ-4 層の形成時期は 380±30 y. B. P 頃と推定される。

Ⅲ-5 層：暗灰～黄灰色の砂層で、細粒～中粒砂（一部シルト質細粒砂、礫混じり）からなる。粗粒砂、角～亜円礫（径 200mm 以下）が混じる。直交トレンチの断層低下側 E0～E9 または W0～W9 の下部の 10cm 程度は、極粗粒砂、上部の 10～15cm 程度は中粒～粗粒砂で一部下部を削り込む。E8～E10 および W8～W10 では下位の V 層とアバットする不整合で接し、E9 および W9 以北で層厚が増す。放射性炭素年代測定の結果、断層低下側の E03 付近で 570±30 y. B. P および 490±30 y. B. P、W04～W05 付近で 670±30 y. B. P、断層隆起側の E16～E17 付近で 580±30 y. B. P、E18 付近で 610±30 y. B. P の年代値が得られた。これらの年代値は比較的揃っており、Ⅲ-5 層の形成時期は 490±30～670±30 y. B. P と推定される。

Ⅳ層：断層隆起側のみ分布するレンズ状の砂層で、暗灰～灰色の礫混じり細～中粒砂からなる。直交トレンチの断層隆起側では相対的に粗い径 20mm 程度の礫を含み、東側平行トレンチではシルト質極細粒～細粒砂からなり径 2～50mm の角～亜円の礫を含む。直交トレンチの南壁面では、側方への分布が断続的になる。直交トレンチの E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。放射性炭素年代測定の結果、断層隆起側の E21～E22 付近で 510±30、E16～E17 付近では 730±30 y. B. P の年代値が得られた。しかし、510±30 y. B. P は上位の地層に比べて若いことから炭化した植物根の年代の可能性がある。以上から、Ⅳ層の形成時期は 730±30 y. B. P 頃と推定される。

Ⅴ層：断層隆起側上部では黒色片岩が目立ち、その下部および断層低下側では緑色片岩が目立つ。Ⅳ層より上位の部分は、主に灰色を呈する礫からなり、礫径は平均 10～20mm 程度で 40～100mm のものも含む。礫種は、主に亜角～円礫の黒色片岩（概ね 7～8 割程度）、石英（概ね 1～2 割程度）、珪質片岩（概ね 1～2 割程度）、そのほか火山岩類の礫を少量含む。基質は細粒～粗粒砂からなり、上部はシルトが混じる。東側平行トレンチでは、礫は径 2～220mm、平均 20～30mm 程度で、主に亜角～円礫からなる。基質はシルトを含む中粒～粗粒砂からなる。Ⅳ層より下部および断層低下側では、Ⅴ層は主に灰色の礫からなり、礫は径 2～200mm、平均 20～30mm 程度である。主な礫種は、亜角～円礫の黒色片岩（概ね 7～8 割程度）、緑色片岩（概ね 1～2 割程度）、石英（概ね 1 割程度）、そのほか珪質片岩の礫を少量含む。基質は中粒～粗粒砂からなる。直交トレンチの E-07～E-08 および W-07～W-08 から南側では礫が多く砂のレンズまたは薄層を挟み、北側は礫が少なく礫支持の薄層を挟む層相となる。東側平行トレンチでは、礫は径 2～180mm、平均 20～30mm、主に亜角～円礫の片岩からなり、基質は中粒～粗粒砂からなる。Ⅳ層より上位のⅤ層は緑色頁岩がほとんど見られないが、下位では緑色片岩が特徴的な層相を示す。礫の長軸の方向は、E3 付近で S47° E/23° S、E23～E24 付近で S18° E/23° S、W13～W14 付近で S20° W/50° S、W14 付近では S8° W/14° S、W22 付近では S5° W/22° S、N4 付近では S32° E/30° S である。直

交トレンチ E14～E16 および W14～W17 に断層変位が認められる。放射性炭素年代測定の結果、断層隆起側の E19～E20 付近で 390 ± 30 y. B. P の年代値が得られた。しかし、上位層および下位層の年代と矛盾しているため、炭化した植物根など堆積年代よりも新しい炭素を含む試料の可能性がある。

VI層：直交トレンチ上盤側の標高 50.5m 以深 (E16～E22 付近、W16～W25 付近)、下盤側の標高 49.50m 以深 (E10～E12 付近、W10～W12 付近)、西側平行トレンチの標高 50.5m 付近より下位にみられる。レンズ状のテフラやシルトを含む細粒～粗粒砂の薄層からなる VI-1 層と礫からなる VI-2 層に分かれる。

VI-1 層：灰～黄灰色の中粒～粗粒砂で礫を含み、基質に粘土～細粒砂を含む。主に下部に橙色のテフラの偽礫 (2～20cm 程度) を含む。本層は上位の砂礫層に浸食され断続的な分布で確認される。

VI-1 層：灰色を呈する礫層で、礫は径 2～300mm、平均 40～100mm 程度、主に垂円～円礫の黒色片岩 (概ね 7～8 割程度)、緑色片岩 (概ね 1～2 割程度)、石英 (概ね 1 割程度)、そのほか珪質片岩の礫を少量含む。基質は中粒～粗粒砂でシルトや細粒砂が混じる。礫の長軸の方向は、E11 付近では $S80^{\circ} W/18^{\circ} S$ である。直交トレンチ E14～E16 および W14～W17 の断層周辺では分布が確認されない。

ii) ピット壁面の層序と年代

ピット壁面には、段丘面を構成する扇状地礫層、砂層、シルト層、埋土層が露出し、全ての自然堆積物を切断する副次的な断層が確認された。層相や層厚などの特徴をもとに、これらの地層を新しいものから VII～XI 層に区分した。以下に各地層の層相や断層変位、年代について略述する。

埋土層：断層の隆起側のみ分布する。全体的に灰褐色の礫混じり粗粒砂で、淘汰が悪く、発泡スチロールや塩化ビニール製の網などが混じる。

I 層：田畑耕作土 (I-1a 層)、畦畔土 (I-1b 層)、旧耕作土または田畑の底土 (I-1c 層) であり、砂礫混じりシルト～砂からなる。I-1a 層は、灰褐色の礫混じりのシルトからなる。植物根、細～中礫を含む。I-1b 層は、灰褐色の砂礫混じり砂質シルト～極細粒砂からなる。植物根、細～中礫を含む。I-1c 層灰褐色のシルトからなる。植根、細～中礫を含む。

VII層：灰色の礫で、礫支持層からなるが一部礫が少なく基質支持層を挟む。礫は径 2～200mm、平均 4～6mm の垂角礫、平均 10～20mm の円礫で礫種は主に黒色片岩 (泥出片岩) からなる。基質は細粒砂である。東西両壁面の分布と下に凸の形状から判断して、断層に平行方向に流れるチャンネル堆積物とみられる。断層の低下側のみ分布するため断層との直接の関係は不明であるが、段丘面が累積変位を受けているため、断層変位・変形に参加すると考えられる。

VIII層：灰～黄灰色の礫および礫混じり細粒砂からなる。礫は、基質支持層からなる。礫は径 2～240mm、平均 10～20mm の垂角～円礫で、礫種は主に黒色片岩 (泥出片岩)、石英からなる。基質はシルト質細粒砂である。礫混じり細粒砂は中粒～粗粒砂混じる。E04～E06 および W04～W07 に断層変位が認められる。

IX層：灰～暗灰色の礫からなり、礫支持層と中粒～粗粒砂混じる基質支持層からなる。

礫支持層の礫は径 2~240mm、平均 10~20mm の亜角~円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英、火山岩類からなる。基質は粘土~シルト混じり細粒砂である。基質支持層の礫は径 2~100mm、平均 10~20mm の亜角~円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英である。E04~E06 および W04~W07 に断層変位が認められる。

XII層：灰~暗灰色の礫で礫支持層からなる上部、橙灰~黄灰色の礫で基質に粘土や橙色のテフラを含む中部、灰色~黄灰色の礫で礫支持層からなる下部に分かれる。上部の礫は径 2~240mm、平均 10~20mm の亜角~円礫で、礫種は主に黒色片岩（泥出片岩）、石英、火山岩類からなる。基質は細粒~中粒砂で粘土~シルトは少ない。上方で中粒~粗粒砂のレンズを挟み、礫径が小さく中礫サイズが多くなる。下方は上方に比べ礫径が大きく、基質は細粒~中粒砂で粘土~シルトを少量含む。中部は基質支持層で、基質に粘土~細粒砂を含む。下部の礫は径 2~180mm、平均 10~20mm の亜角~円礫で、基質は粘土~シルトからなる。E04~E06 および W04~W07 に断層変位が認められる。

XI層：灰~暗灰色の礫で、礫支持層からなる。礫は径 2~120mm、平均 10~20mm の亜角~円礫からなる。基質は細粒~中粒砂で下部の 20~30cm は粘土を多く含む。E04~E06 および W04~W07 に断層変位が認められる。

iii) 古地震イベントの解釈と発生間隔

トレンチ壁面に露出した断層と地層の被覆・切断関係、撓曲変形の程度、上下変位りょうの差異をもとに、最近 2 回の古地震イベントを認定した。以下では、新しいものからイベント 1 とイベント 2 と呼称し、それぞれの認定根拠を述べる。

イベント 1：イベント 1 は、直交トレンチの主断層が II 層以下の全ての地層を切断し、上端が人工改変土層によって被覆される。主断層は、礫の長軸がほぼ鉛直に再配列することで容易に識別され、東壁面で E14~15 付近、西壁面で W15~16 付近にみられる。主断層に沿って、II 層以下の砂礫層は顕著な引きずり構造を示す。東壁面では地表付近で幅 1 m 程度の断層帯の幅で、壁面下部では幅 10cm 程度に収斂する、典型的な花卉構造（フラワーストラクチャー）を呈する。一方、西壁面では地表付近で 1.3m 程度の断層帯の幅であり、壁面最下部付近でも 0.7m 程度と東壁面に比して幅広い。これは、雁行する断層に伴う開口亀裂とみられ、東壁面から西壁面に向かい、水平方向に開口が拡大することを示す。また、E6~E10 付近でみられる北側低下の撓曲変形は、主断層の上端と同様に、II 層まで変形が認められる。以上から、最新活動のイベント 1 は、II 層堆積以降に生じたと考えられる。

イベント 1 の発生年代は、III-3 層から得られた 390 ± 30 y. B. P（西暦 1440~1630 年）が地層の妥当な堆積年代として最も新しく、これ以降に限定される。よって、1596 年文禄地震に対応する可能性がある。以下では、イベント 1 の発生は西暦 1440 年以降と考え、既往調査研究と同様に、1596 年文禄地震相当と判断して検討を進める。

イベント 2：イベント 2 は、主断層付近に形成された副断層が V 層最上部以下の地層を切断し、III-5 層に覆われること、V 層以下の撓曲変形がより上位の地層よりも累積的な変形を受け、III-5 層にアバットの不整合で覆われることにより認定される。東壁面の主断層付近では、上下変位は小さいものの、IV 層および V 層を切断する断層が E14.5、E15.6 付近にみられる。IV 層を切断する断層の上下変位は 30cm 程度である。西壁面でも主断層よりも

北側でV層を切断し、Ⅲ-5層に覆われる副次的な断層が見られる。これらの断層は、壁面最下部で断層帯の幅が0.8~1.2mと広いと、最新活動に先行するイベントに伴い当時の地表付近で形成された花卉構造の上端付近と考えられる。また、V層上面は北へ向かって撓み下がる顕著な撓曲変形を示し、上位のⅢ-5層がこれにアバットして堆積する。特に、東壁面のE6~8付近では、V層内部の砂礫と層理面はトレンチ底へ向かって顕著な北傾斜を示すが、Ⅲ-5層内部の砂礫のレンズはほぼ水平に堆積する。Ⅲ-5層の層厚は、低下側で80cm以上であるが、主断層に向かって層厚を減じて20cm程度になる。Ⅲ-5層は、断層の隆起側でも概ね等層厚で広く分布し、同層がイベント2で生じた低下側を厚く埋積し、低崖をオーバーラップして堆積したと判断できる。以上から、イベント2は、V層堆積以降、Ⅲ-5層堆積以前に生じた。

イベント2の発生日代は、V層中に狭在するIV層の年代、およびⅢ-5層から得られた複数の年代値により限定される。V層からは年代測定試料が得られていないが、IV層の年代は 730 ± 30 y. B. P (西暦1250~1380年)が得られた。記述のように、Ⅲ-5層の年代は $490 \pm 30 \sim 670 \pm 30$ y. B. Pの年代に限定されている。Ⅲ-5層は砂層を主体とし、砂礫のレンズを挟む層相であり、比較的時間をかけて堆積した可能性が高い。その場合、Ⅲ-5層の堆積開始年代は 670 ± 30 y. B. P (西暦1280~1390年)に近い年代になる。ただし、この試料はⅢ-5層の最上部から採取されたものであるため確実とは言えない。そのため、ここでは東壁面の断層近傍でⅢ-5層最下部から採取された 610 ± 30 y. B. P. (西暦1300~1400年)をイベント2の上限の年代と考える。以上から、イベント2の発生日代は、 $610 \pm 30 \sim 730 \pm 30$ y. B. P. (西暦1250~1400年)に限定された。

イベント1を1596年文禄地震相当とした場合、最近2回の活動間隔は約200~350年と見積もられる。これらの間隔は、従来の岡村断層の活動間隔1500~1800年と比較して有意に短い。

iv) 各イベントに伴う地震時変位量

上下変位量の計測は、直交トレンチの東壁面の複数の層準でおこなった。Ⅱ層の下面、Ⅲ-4層上面、Ⅲ-5層上面は、断層帯を離れた位置でそれぞれ0.8m、0.8m、1.1mの上下変位が計測された。これらはイベント1に伴う上下変位量を示す。上位の地層ほど変位量が小さいが、最良推定値としては最大に近いものを採用して1.1mと判断した。

また、V層の上面は、断層低下側の最も北側でトレンチ底付近にあり、断層帯を挟んだ両側で1.6mの上下変位が計測された。これは2回のイベントの累積変位量であるため、イベント2に伴う上下変位量は0.5~0.8m程度である。上記のように、イベント1に伴う変位量を1.1mが最良推定値とした場合、イベント1が1.1m、イベント2が0.5mの地震時上下変位量となる。

3Dトレンチでは横ずれ変位基準となる適切な地層は露出しなかったものの、近傍の2地点で既往研究により最新活動に伴う横ずれ量が計測されている。本調査地の東1kmでは、堤・後藤(2006)の地形計測により、道路の右横ずれ 4.9 ± 0.3 mが報告されている。西1kmでは、西条IC近傍の飯岡地点における先駆的な3Dトレンチによって、最新活動に伴う右横ずれ変位5.7mが明らかにされた(Tsutsumi et al., 1991)。よって、本調査地においても、最新活動では5~6mの右横ずれ変位を生じたと考えられる。

最近2回の活動に伴う上下変位量の比は、記述のように、1.1m : 0.5mである。そこで、この比率を基に最新活動の横ずれ量から、イベント2の横ずれ量を推定すると2.6mとなる。ただし、イベント1の変位量は飯岡トレンチと同じ値を用い、地震時の横ずれ成分と縦ずれ成分の比率がイベント毎に同じと仮定した場合である。

以上から、新居浜大生院地区における地震時変位量は、イベント1に伴い右横ずれ変位5.7m、上下変位1.1m、イベント2に伴い右横ずれ変位2.6m、上下変位0.5mであったと推定された。

v) 新居浜市大生院地区における変位履歴と連動範囲の推定

ここでは、本研究による最近2回のイベントに伴う活動時期と地震時変位量に加え、既往の調査研究の活動時期を考慮して、各イベントの連動範囲を検討する。岡村断層における既往の活動時期は、Tsutsumi et al. (1991)、山崎・他 (1995)、岡田・他 (1998)、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) を参考にした。新居浜市大生院地区における時間—変位ダイアグラムを図142に示す。

最新活動は、上述のように西暦1596年文禄(慶長)の大地震に対応する可能性が高い。地震時変位量は飯岡地点における約6mの右横ずれ変位量であり、松田・他 (1980) のスケーリング則に基づけば、長さ60km以上の地震断層長に相当する。一方、石鎚山脈北縁区間を構成する岡村断層は長さ約29kmでしかなく(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)、イベント1が岡村断層単独のイベントであったとは考えられない。これは、令和3年度の変位量分布や活動時期から予察的に再検討した結果、四国陸域西部の最新活動では石鎚山脈北縁区間(岡村断層)と西隣の石鎚山脈北縁西部区間が連動したとする考えと調和的である。よって、イベント1は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の連動型イベントであったと判断できる。

イベント2に伴う右横ずれ地震時変位量は、2.6mと推定された。これは、松田・他 (1980) のスケーリング則に基づけば、長さ26km以上の地震断層長に相当する。このイベントに対応する他の地点におけるイベントは、活動時期や隣接する石鎚山脈北縁西部区間、和泉山脈南縁西部区間のいずれにおいても検出されていない(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。よって、本イベントは、岡村断層が単独で活動したイベントであると判断できる。

また、イベント1との発生間隔は約200~350年と、中央構造線断層帯全体でみても、最も短い間隔で生じている。1596年文禄地震相当は比較的大規模であり、それに先行する相対的に小規模な岡村断層単独のイベントが短い間隔で生じている(図142)。この挙動は、少なくとも大規模なイベントの前に長時間の歪み蓄積時間があったとする slip predictable model (Shimazaki and Nakata, 1980) の考えとは調和しない。むしろ、イベント2の小規模な大地震の後に、短い時間間隔でより大規模な1596年地震が生じているため、少なくとも最近2回は time predictable model 的な挙動であった可能性がある。その場合、岡村断層の次の活動は数十年後程度とみられ、地震発生可能性が高い側に評価される。この点については、今後さらに多くのイベントの正確な変位履歴を基に検討を続ける必要がある。

8) 石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の西条市横黒地区における変位履歴調査

a) 調査地点の概要

西条市横黒地区は、石鎚山脈北縁西部区間の北端付近を構成する川上断層の延長部にあたり、後藤・中田（2000）により指摘された逆向き低断層崖上に位置する（図 131）。調査地周辺は、石鎚山脈から北流する加茂川や室川等が形成する西条平野に位置し、川上断層によって北側隆起の逆向き低断層崖や撓曲崖が形成されている。池田・他（2015b）は、この低崖を横断して群列ボーリング調査を実施し、鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah；町田・新井，2003）を含む沖積層に南側低下の累積的な上下変位を検出し、上下平均変位速度を 0.6mm/yr と推定した。本事業では、過去の活動時期や地震時変位量、極浅部の断層形状を明らかにするため、ドローン LiDAR 調査、トレンチ調査、S 波反射法地震探査を実施した。以下では、それぞれの結果について記述する。

b) ドローン LiDAR 調査

ドローン LiDAR は 0.1m メッシュ DEM を作成し、地表の低断層崖や撓曲崖、横ずれ変位基準を検討した。西条市横黒地区の地形陰影図を図 143、地形断面図を図 144 に示す。

調査地では、人工改変の影響がみられるものの、概ね東西方向に川上断層が延び、明瞭な北側隆起の低断層崖および撓曲崖が形成される。これらの低崖は、比高 1 m 前後であり、後述のトレンチを掘削した付近で比高 1.1m（図 144：YKL-3 測線）である。この活断層トレースに沿って、土地境界に系統的な右横ずれ変位が認められた。これらは米軍撮影の 1/1 万空中写真でもみられ、現在の区割りとしても残存する。トレンチ用地の東では、土地境界の右横ずれ 3.5m が計測された。

c) トレンチ調査

トレンチは、撓曲崖を横断して断層直交方向のトレンチを 1 条掘削した。断層低下側では地下水位が高く、横ずれ変位基準となる適切な地層が露出しなかったため、断層に平行方向のトレンチは掘削しなかった。トレンチ壁面の写真を図 145、スケッチを図 146 に示す。

i) トレンチ壁面の層序と年代

トレンチ壁面には、河川性の砂礫層と砂層、腐植質シルト層、人工改変土層が露出し、自然堆積層には山側への逆傾斜と撓曲変形、液状化痕跡が認められた。壁面の地層は層相を基に新しいものから I～X 層に区分した。以下では、各地層の層相や変形の特徴、年代を略述する。

I 層：I 層は人工改変土層であり、粘土化した畦畔土と、田畑耕作土からなる。淡褐色の礫混じりの砂質シルトからなる。植物根が混じる。東壁面の E01～E11 付近、E14～E24 付近ならびに西壁面の W13～W20 付近は、掘削により耕作土と下位の地層が混ざらないようにするため、一時的に除去した。そのため、スケッチでは破線で図示した。

II 層：II 層は人工改変土層であり、旧耕作土または畔の埋土からなる。褐色の礫混じりシルト質極細粒砂からなる。淘汰悪く径の異なる礫が散在する。細礫サイズの円～角礫が混じる。

III 層：III 層は人工改変土層であり、旧耕作土および埋土からなる。灰褐色の細礫混じり

砂質シルトからなる。礫を多く含む層を挟む。礫は径 2~20mm、平均径 2~4mm からなる。西壁面の W09~W12 において、下位の地層まで、ごみ、陶器片、材などが埋められている。東壁面の E13~E20 付近ならびに西壁面の W13~W20 付近の下位との境界は、団子状の下位のシルト~細粒砂、石炭の燃えカス、材、陶器片が多く含む灰白色の砂層を挟む。

IV層：IV層は人工改変土層であり、旧耕作土からなる。灰褐色の有機質シルトからなる。炭や角礫~亜円礫（径 2~20mm）を含み、極細粒砂を挟む。放射性炭素同位体年代の結果から 140±30 y. B. P.（西暦 1670~1950 年）が得られた。

V層：灰色のシルト質極細粒砂~細粒砂からなる。上部は、主に極細粒砂で、下部は炭質物を含む細粒砂からなる。上部は植物根痕や生痕が散在し、上位との境界付近に砂が多くなる。下部は細粒砂に細礫混じり砂質シルトを挟み、植物根が薄く分布する。東壁面の E04~E06 付近および西壁面の W04 付近並びに W08~W09 付近で、液状化痕とそれに伴い下位のVI層の堆積物が貫入する。放射性炭素同位体年代の結果、1140±30 y. B. P.（西暦 830~990 年）であるが、下位のVIIIa層およびVIIIb層の年代測定結果と矛盾するため、古い試料の再堆積とみられる。

VI層：灰色の砂質シルトからなる。東壁面の E04~E06 付近および西壁面の W04 付近並びに W08~W09 付近で、液状化痕とそれに伴い下位のIX層の堆積物が貫入する様相が観察される。トレンチ全体で地層の分布を見ると、層厚はわずかに北側で薄く南側で厚く、概ね水平に堆積する。

VII層：褐灰色の有機質シルト~細粒砂からなる。全体に淘汰は悪く、粗粒砂、径 2~20mm の円礫が混じり、シルト質極細粒砂（厚さ 20mm 程度）を挟む。その薄層は弱い平行葉理が見られ、炭質物、植物片を含み、E17 付近ではその構造は著しく凹凸し、一部、液状化の様相を示し、W14 付近では厚さ 15~20cm の擾乱がみられる。本層の上面は緩く南に傾き、E06 付近または W04~05 付近で下位のX層と傾斜不整合で接する。放射性炭素同位体年代の結果は、1110±30 y. B. P.（西暦 880~1020 年）が得られているが、年代測定結果と矛盾するため、古い試料の再堆積とみられる。

VIII層：本層は、E18 および W18 付近を境に有機質シルトを多く含むVIIIa層と緩い砂礫層からなるVIIIb層にわかれる。暗灰色~褐灰色の有機質シルト~細粒砂からなる。本層上部にシルト（厚さ 1~2cm）とシルト質極細粒砂（厚さ 0.5~1cm）の互層を挟む。主体とする褐灰色の有機質シルト~細粒砂からなる。全体に淘汰は悪く、粗粒砂、径 2~20mm の円礫が混じり、シルト質極細粒砂（厚さ 20mm 程度）を挟む。下位との境界付近に植物片、材、礫（径 10~30mm、チャートや片岩の扁平な礫）を多く含む。一部、液状化の様相を示し擾乱がみられる。本層の上面は緩く南に傾き、北端は E07 付近または W05 付近で下位のX層と傾斜不整合で接する。放射性炭素同位体年代の結果、390±30 y. B. P.（西暦 1440~1630 年）が得られた。

VIIIb層：暗灰色~灰色の礫混じり砂~礫からなる。礫層の礫は径 2~30mm、平均径 4~10mm で円礫を主体とし、基質は極細粒砂~細粒砂からなる。

IX層：灰色の礫層からなる。基質支持で、北壁面の基質は、上部はシルトを含む細粒砂を主体とする。

X層：本層は、E18 または W18 付近を境に北は礫支持の礫層（以下、X層礫支持層）、南は基質支持の礫層（以下、X層基質支持層）からなる。X層礫支持層は灰色を呈し、礫は

径 2~200mm (北壁面では径 2~150mm)、平均径 40~60mm (北壁面では径 2~150mm 平均 20~30mm の扁平な円礫を主体) の垂角~円礫からなる。礫種は緑色片岩、砂質片岩 (珪質片岩)、黒色片岩 (泥質片岩)、片麻岩からなる。基質は細粒分含む粗粒砂からなる。全体的な礫の長軸方向は SSW~SW、傾斜は 20° ~30° 程度である。礫の配列から本層の供給源は南南西~南西方向の河川と推定される。本層の上面は緩く南に傾き、東壁面 E18 付近、西壁面 W17 付近と W18 付近で礫の長軸が高角度で並ぶ様子がみられる。X 層基質支持層は、灰色の礫で、礫層の礫は径 2~150mm、平均径 30~40mm (W18~W19 付近では 30~60mm)、基質は極細粒~中粒砂からなる。

ii) 古地震イベントの解釈と活動時期

トレンチ壁面では、地層の逆傾斜と傾斜不整合の関係をもとに、最新のイベントが認定された (図 145、146)。壁面にみられる X 層の砂礫層は、流向が北北東~北東方向を示し、海側へ流下した河川により初生的に堆積した。しかし、上面は東西両壁面ともに南へ傾斜しており、上位の VI~VIIIa 層がアバットする傾斜不整合を示す。X 層の南への傾斜はトレンチの範囲内では曲率が小さく傾動にみえるものの、地形は南へ傾き下がる撓曲変形であり、地形面を構成する X 層が最新活動に伴い撓曲変形を受けたと考えられる。よって、最新活動は、X 層堆積以降、VIIIa 層堆積前に生じた。

X 層からは年代測定試料が得られなかったものの、最新イベントを覆う地層から 390±30 y. B. P. (西暦 1440~1630 年) が得られている。よって、最新活動時期は、西暦 1630 年以前となり、既往の 1596 年文禄 (慶長) の大地震と考えて矛盾がない。

さらに、トレンチの北方 E05 および W05 付近では、X 層の砂層が上位の VI 層に貫入し、V 層に覆われる液状化が検出された。また、トレンチの南方 E16、W15 付近では、VII 層に生じたダイク状の亀裂を VI 層が充填し、この亀裂は IV 層には生じていない。よって、これらの液状化が生じたイベント層準は、VI 層堆積後、IV 層堆積前である。現段階では年代測定試料が十分ではなく、この時期を特定することはできないが、上位の人工改変土層の旧耕作土である IV 層から 140±30 y. B. P. (西暦 1670~1950 年) の年代値が得られている。よって、17 世紀以降にこの液状化が生じたとみられる。

iii) 最新活動に伴う地震時変位量

イベント 1 に伴う地震時変位量は、トレンチでみられる地層とドローン LiDAR による DEM を総合して判断した。トレンチでみられる X 層の上下変位は、北壁面の X 層上面と E17・W17 付近の比高によって、1.0m 程度と計測できる (図 144、146)。既述のように、トレンチは幅広い撓曲変形の一部であり、その場合 1.0m は最小値である。一方、DEM 上のより長い測線で上下変位を計測しても 1.1m である。したがって、この地点では最新活動に伴う上下変位量を 1.1m と判断した。

横ずれ変位量は、米軍撮影の空中写真やドローン LiDAR で確認できる土地境界のずれが 3.5m と計測された。イベント 1 の層準は、隆起側で地表から深さ 0.5m 程度、低下側で 1.0m 程度である。その上位は、盛り土や耕作土など人工改変土層により覆われる。横ずれの変位基準とした土地境界付近で、イベント層準と変位基準の層位関係は直接はわからない。ただし、イベント前に局所的な浸食崖が存在し、地震時に横ずれを生じた後、それを利用

して土地境界としたと考えても矛盾はない。よって、横黒地区では、地震時に右横ずれ変位 3.5m と上下変位 1.1m が生じた可能性がある。

d) 横黒地区調査地点における S 波反射法地震探査

i) 探査測線

愛媛県西条市の横黒地区において、2本の測線からなるS波反射法地震探査を実施した。探査測線の詳細位置を図147に示す。本探査地点において推定される東西走向の断層構造にできるだけ直交するように、南北方向の測線を2本設定した。測線長は西側のLine 1が137 mであり、東側のLine 2が147 mである。測線形状は、Line 2の南端部付近を除いて両測線共にほぼ直線である。なお、両測線の間付近にトレンチ掘削地点が位置する。

ii) 探査データの取得

一般的に反射法地震探査の鉛直分解能は波長の1/4とされ（例えば、Sheriff and Geldart, 1995）、P波に比べて地震波速度が遅いS波は（P波と比べて極端に周波数が低い場合を除いて）波長も短く、分解能が高い。本探査では浅部構造の把握を目的としているため、S波による反射法地震探査を実施した。

S波反射法地震探査の現場データ取得は、一般的な共通中間点重合法（例えば、物理探査学会編，2016）によって行った。本探査の主なデータ取得仕様をまとめて表16に、本探査で使用した機材の詳細構成・仕様を表17に示す。震源にはドイツGEOSYM社製のポータブルバイブレータ震源「ELViS-III」を使用した。データ収録にあたっては米国Geometrics社のGEODEシステムを使用して、各発震ごとに受振点72点分の波形データを同時収録した。Line 1・Line 2共に受振点展開は、発震点直近から南方71 mの区間（受信点72チャンネル分で構成される）で、震源の移動にあわせてロールした。ただし、測線南端から71 mの区間では固定展開とした。また、探査測線は道路上に位置しており起伏がほとんどみられないことから、測線の位置座標測量は測線の南北端および北端から20m毎に行い、内挿計算によって各発震点・受振点座標を得た。

iii) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的なCMP法（あるいはCDP法）と呼ばれる共通中間点重合法（例えば、物理探査学会編，2016）による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常データ取得時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX（米国Halliburton Energy Services社製）を用いて、図148に示す過程によって行った。また、本データ処理過程での各処理に適用したパラメータを表18に示す。

Line 1のオリジナルの発震記録例として、震源位置が測線北端・中央付近・測線南端でそれぞれ受振点 72 チャンネル分を同時収録した波形記録を左から順に並べたものを図 149

に示す。同時収録範囲の端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。また、オリジナルの発震記録に対して重合前の各種処理(CDP ソーティング処理の前まで)を適用したものを図 150 に示す。オリジナルの発振記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であることが確認できる。なお、各記録において有意な反射波列が確認できるのは初動から最大でも 400 ms 程度までであるが、本探査で対象とする浅部構造把握のためには問題無い深度であると言える。同様に、Line 2 のオリジナル発振記録を図 151 に、重合前各種処理適用後の記録例を図 152 に示す。これらについても Line 1 と同様の特徴が見られる。

重合前各種処理を施した波形記録について、速度解析により構築した速度構造に基づいてNMO補正を行い、CMP重合処理を実施した。Line 1およびLine 2で得られた重合後時間断面図をそれぞれ、図153 (Line 1)、図154 (Line 2) に示す。(なお、本項目における探査断面図は、ウイグルトレース+バリエーション表示で正の振幅を黒で描画し、断面図の横軸は左(数値の小さい方)を北、右(数値の大きい方)を南とした。以降の探査断面図も同様。)さらに、CMP重合によって得られた重合断面に対して、FKマイグレーション処理を適用した。その際に使用した速度構造は、速度解析で得られた速度をスケールした構造を複数パターン用いてパラメータテストを行い、その結果、速度スケール100%を選択した。こうして得られたマイグレーション処理を施した時間断面図について、図155 (Line 1)、図156 (Line 2) に示す。これらのマイグレーション処理後時間断面に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換処理を行い、地形標高補正を適用した上で最終的なマイグレーション処理後深度変換断面を作成した。Line 1およびLine 2の最終断面をそれぞれ図157 (Line 1) および図158 (Line 2) に示す。

iv) 探査結果

本探査で得られた各種断面図の特徴について、以下で述べる。重合後時間断面図(図 153、154)では、地表から往復走時 400 ms 付近まで断面内の多くの場所で有意な反射面が認められる。これに対して、前稿で述べた波形記録の特徴からも、往復走時 400 ms よりも深部で見られる波列にはノイズ等が多く含まれており、地下構造の把握は困難と考えられる。往復走時 400 ms 以浅の反射面を見ると、Line 1 の重合後時間断面(図 153)ではとくに、断面北端での地表直下(往復走時 10~20 ms)から、断面南端での往復走時 40 ms 前後に至る水平かごく緩やかな南傾斜の反射面は、断面全体にわたって連続的に分布し、強度(相対振幅)も大きい。また、CDP 10・往復走時 100 ms から CDP 270・往復走時 150 ms にかけての場所でも、連続的で明瞭な反射面が見られる。この反射面では CDP 10~80 の区間で緩やかな南方への傾斜が見られ、CDP 80~200 の区間ではさらに大きな南方への傾斜が見られる。なお、地表では探査測線(Line 1)は CDP 80 の周辺で断層トレースを横切る。Line 2 の重合後時間断面(図 154)でも同様に、断面北端の地表直下(往復走時 10~20 ms)から CDP 250・往復走時 40 ms にかけて連続的で、水平かごく緩やかな南傾斜の明瞭な反射面、および、CDP 10・往復走時 100 ms から CDP 250・往復走時 200 ms にかけての連続的で明瞭な反射面が見られる。また、後者の反射面は CDP 120~170 の区間では、北方に比べてより大きな南傾斜を呈している。なお、地表では Line 2 は CDP 120 周辺で断層トレースを横切る。

次に、マイグレーション処理を施した時間断面図（図 155、156）を見ると、マイグレーション処理による主要な反射点位置・反射面形状の劇的な変化は見られないものの、全体的に反射面の視認性が改善されている。また、マイグレーション処理前には往復走時 400 ms より深い領域で多く見られた回折波あるいは側方反射波の可能性のある波列群（図 153、154 の下部で見られる極端に傾斜した波列）が、マイグレーション処理後には大きく軽減されている。しかしそれでも、往復走時 400 ms 以深では連続的な反射面は認められず、この深度での地下構造の把握は、往復走時 400 ms 以浅に比べて困難と言える。

マイグレーション処理後時間断面に対して深度変換処理を施した断面図（図 157、158）では、地形および深度に関する情報が付され、反射面の位置・形状がより明確化されている。これら Line 1 および Line 2 のマイグレーション処理後深度変換断面図について、測線周辺の断層トレースの分布や、池田・他（2015）によって測線周辺で過去に実施された群列ボーリング調査（図 147、159）の結果を参考にして、以下で Line 1 断面、Line 2 断面の主な反射面の特徴に関する説明と地質学的解釈を行う。

まず、本探査測線周辺の地下層序の参考として用いた、池田・他（2015b）による群列ボーリングコアから得られた層序・層相（図 159）についてごく簡単に述べる。本地点の標高約 -30 m 以浅の層序は上位から Unit 1、Unit 2、Unit 3、Unit 4 に分けられる。Unit 1 は砂礫層主体層であり、Unit 1 基底面はほぼ水平かごく緩やかな南傾斜（南端の掘削地点での深度は北端のものより 1 m 弱深い）、本探査の分解能に満たない違いである）を示すが、層厚に大きな違いは無い。Unit 2 は砂～シルト層であり、断層の北側（Br. A～Br. B 間）ではほぼ水平に分布して層厚にもほとんど変化は無いが、断層を越えて南方へいくに従い、Unit 2 基底面は m オーダーで深くなって層厚が増す。Unit 3 は礫支持の砂礫層で特徴づけられ、断層の南側では Unit 3 基底面は Unit 2 基底面よりも大きな南傾斜を呈する。Unit 4 はシルト質礫層、砂・シルト層の互層で構成される。本ユニットは Br. A、Br. B、Br. C それぞれの最下部で確認されたが、Br. D の掘削深度では届かなかった。

Line 1 の解釈断面図を図 160 に、Line 2 の解釈断面図を図 161 に示す。上述したデータ処理の各段階で得られた断面で共通して見られた 2 枚の連続的で明瞭な反射面の内、地表付近のものについては、Unit 1 の内部に存在する物性境界面と考えられる。トレンチ壁面の最下部付近に出現する可能性もあるが、反射法地震探査の深度変換断面における地表直下の深度分解能・精度の観点から、本項目ではトレンチ壁面での層序との関係についての議論は控える。次に、上述した 2 枚の連続的で明瞭な反射面の内、より深部のものについては、図 160、161 中の青色線で示される。本ホライズンは池田・他（2015b）における各ユニット境界面の深度のいずれにも一致しない。しかし、Unit 3 中に薄いシルト層が分布する箇所がある（Br. B の標高約 -15 m および約 -16 m、Br. C の標高約 -18.5 m、Br. D の標高約 -19.5 m および -24.5 m）。これらのシルト層の層厚は探査分解能に満たないが、シルト層を境界として上下で地層の含水比が大きくことなっている可能性があり、その場合は S 波の伝播における明瞭な物性境界となり得る。そのため、これらの青色線は Unit 3 中のシルト層あるいはその付近の地層面の形状を示すものと解釈した。

次に、青色線の上位に存在する反射面群において、ほぼ水平に見える反射面の内で最下部のものを図 160、161 中の黄色線で、明瞭な南下がり呈する反射面の内で最上部のものを茶色線で示す。これらのホライズン深度および形状について、池田・他（2015b）の群列

ボーリング断面（図 159）におけるユニット境界と比較すると、黄色線は Unit 1/Unit 2 境界、茶色線は Unit 2/Unit 3 境界であると解釈できる。ただし、Line 2 断面（図 161）においては、Line 1 と比べて群列ボーリング掘削地点から大きく離れているものの、茶色線深度がボーリング結果から想定される Unit 2/Unit 3 境界深度よりも深くなっているという問題点がある。このことについては今後慎重に検討し、Line 2 断面の茶色線の解釈の是非について判断する必要がある。

さらに、青色線の下位では、南傾斜を呈するいくつかの反射面群が見られる。これらのうちで最も連続性が良いものを図 160、161 中の緑色線で示す。青色線の下位は青色線の上位と比べると反射面がやや不明瞭であるので、これらのホライゾンの解釈にも注意を要するが、前述したのと同様に池田・他（2015b）の結果（図 159）により、緑色線は Unit 3/Unit 4 境界あるいはその付近の地層境界を示すものと解釈した。

こうした各ホライゾンの形状を見ると全体的に断面の中央やや右寄りの場所を中心に凹状の形状を示す。トレンチ調査結果からも、本探査測線周辺の堆積物の供給源は北流する加茂川であることを考慮すると、こうした形状は断層運動に伴う南への傾動を示している可能性がある。とくに、すべてのホライゾンに共通して南傾斜が大きくなる範囲（図 160、161 中の赤色両矢印の範囲）は、断層による鉛直方向の変形が大きく受けていると考えられる。これらのホライゾンが南傾斜する範囲の中でも、とくに Line 1 の CDP 80 付近、Line 2 の CDP 120 付近では、南方側が北方側よりも大きな南傾斜を呈している。これらの傾斜変換点を断面深部まで繋いだものが図 160、161 の赤色破線である。赤色破線の上方（地表）への延長部は、探査測線が断層トレースと交わる地点に近い。また、Line 1 と Line 2 のほぼ中間で、断層トレースを横切るように掘削されたトレンチ調査において、南側低下を示す鉛直方向への変形構造が認められている。これらのことから、赤色破線は断層の地下形状を示すものと解釈した。

以上から本探査地点では、横ずれ成分を主体とする探査対象断層の周辺において、断層を横切る数十 m 以上の広い範囲にわたって南方へ低下する増傾斜運動が累積的に生じていることがわかった。

e) 上下変位速度と地震時変位量に基づく平均活動間隔

横黒地区では、池田・他（2015b）の群列ボーリング調査により上下平均変位速度 0.6mm/yr が推定され、本事業によるドローン LiDAR、トレンチ・S 波反射法地震探査でも、これと調和的な地表から極浅部の変形構造が具体的に明らかとなった。また、ドローン LiDAR とトレンチ調査から、地震時の上下変位量は 1.1m であることが明らかとなった。これらをもとに、Wallace（1970）の式から平均活動間隔を算出すると、1800 年程度となる。この間隔は、従来の石鎚山脈北縁西部区間の活動間隔 700～1300 年（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）と比較して、長い活動間隔となっている。次に、この活動間隔の評価をおこなう。

同地区の大局的な位置は、川上断層の東延長であり、岡村断層との右ステップに伴う引張場にあたる（図 131）。よって、横黒地区でみられる上下変位成分は、引張性のプルアパート構造に寄与する正断層成分であり、あくまで主成分は横ずれ 3.5mm と考えられ、同地区の変位様式は右横ずれ正断層と考えられる。上述の S 波反射法地震探査の結果でも、この

考えと調和的に、ほぼ鉛直ないし南傾斜の断層が推定される。すなわち、上下変位成分の平均変位速度と地震時変位量から求められる平均活動間隔は、主成分をもとに算出したものではない。しかし、0.6mm/yrの変位速度が算出されたK-Ah以降は沖積層が厚く堆積しており（池田・他，2015b）、それらの主な地層は断層に平行方向に概ね水平かつ海側へ緩く傾斜して堆積した細粒な堆積層である。よって、横ずれ成分を加味したとしても、イベント毎に横ずれ成分と上下変位成分が大きく変化しない限りは、地震毎に上下変位が繰り返され累積することになり、上下変位成分のみで算出される活動間隔は長期間の活動度として妥当なものと考えられる。

一方、上述のように最新活動は1596年文禄（慶長）地震のいずれかの大地震に対応し、川上断層と岡村断層を含む石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動したと考えられる。しかし、それらが連動しなかった場合、すなわち石鎚山脈北縁西部区間が単独で大地震を生じた場合もある。例えば、川上断層・臼坂地点で確認されたイベントⅡは、約2800年前以後、西暦1世紀以前と推定され、対応するイベントが岡村断層で知られていない。この際に横黒地区で生じた上下変位量は明らかではないが、最新活動の連動イベントで生じた1.1mと同じか、それよりも小さい上下変位量が期待値となる。仮に半分程度の上下変位0.6mが生じた場合、発生頻度が1000年に1回程度になる。これは中央構造線断層帯の他の活動区間と調和的な活動間隔である。実際には、区間単独のイベントと連動イベントの両者が混在していたと考えられ、具体的には変位履歴が不明であるが、平均活動間隔1800年は連動型イベントの発生間隔の最小値、活動間隔1000年は単独イベントの最小値と捉えることが妥当である。

以上の検討から、上下変位速度と上下地震時変位量から平均活動間隔を見積もること自体は、横黒地区の地質条件と変位様式から妥当であると考えられる。一方、この方法で推定される活動間隔そのものは単純ではなく、連動イベントの発生間隔が1800年程度よりも長く、区間単独イベントは1000年よりも長いことを示す可能性がある。これらの妥当性については、同地区および周辺で具体的な地震時変位量を複数回復元することによって検証する必要がある。

9) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門南断層の補備調査

鳴門南断層・阿波大谷地区において、R2～3年度に3Dトレンチ調査、GPR探査、簡易ボーリング調査を実施し、過去の活動時期と地震時変位量を複数回復元することができた。一方、トレンチ壁面に露出したチャンネル堆積物とGPR探査断面のチャンネル構造との対比について、やや不確かな部分が残されていた。そのため、令和4年度はオールコアのボーリングを再掘削し、断層の北側（隆起側）と南側（低下側）でチャンネルを正確に対比し、横ずれ量の再計測をおこなった。古地震イベントの層準や回数については、R3年度までの成果と同じである。以下では、ボーリング層序の記載とチャンネルの対比を再検討し横ずれ量を再計測した結果について記述する。

a) 阿波大谷地区におけるボーリングの層序と年代

ボーリングは、令和3年度に掘削したトレンチの近傍において、断層の隆起側で深さ15mを1孔、低下側で深さ19mを1孔、断層に平行な群列ボーリング深さ4～8mを5孔の

計7孔を掘削した(図162)。ボーリング孔に露出した地層を層相や年代を基に、Unit1～7のユニットに区分した。以下では、それらの層相の特徴や年代について略述する。ボーリング柱状図をもとに作成した地形地質断面図を図163と図164に示す。

Unit1層：人工改変土層。細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の休耕田畑の深層土、耕作土からなる表土層からなる。

Unit2層：氾濫原堆積物。粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締りは緩い。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互層する層相から氾濫原堆積物と考えられる。

Unit3層：氾濫原堆積物。有機質なシルトを主体とし、一部礫または礫混じりシルト、細粒砂、礫を挟む。淘汰が悪く、一部で平行葉理が見られることから氾濫原堆積物と考えられる。年代測定結果、堆積年代は3,720～3,790年前頃とみられる。

Unit4層：干潟～氾濫原堆積物。砂を主体とし、シルト～砂質シルト、細礫層を狭在する。シルト～砂質シルトは炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂で構成され、淘汰は比較的良いシルト～砂質シルトからなり、炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟むことから、干潟～氾濫原堆積物と考えられる。年代測定の結果から、堆積年代は4,860～4,920年前頃とみられる。

Unit5層：内湾堆積物からなる海成層。主として細粒砂を主体とし、弱い葉理が認められることから内湾堆積物と考えられる。一部に明瞭な平行～斜交葉理、細礫や火山灰の再堆積物を挟む。年代測定結果、15,520年前以前～23,710年前以降の試料が得られたが、上位および下位の地層の年代と矛盾するため、これらは古い試料の再堆積である。明瞭な平行～斜交葉理、細礫やK-Ahとみられる火山灰の再堆積物を狭在する。明瞭な平行～斜交葉理、細礫や火山灰の再堆積物を挟む層準はイベント堆積物(e2)の可能性はある。

Unit6層：内湾堆積物からなる海成層。シルト～砂質シルトを主体とし、巻貝や二枚貝が散在し(NA0-R4-02孔)、炭質物を挟む有機質シルト～有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。本層上部は、平行葉理や薄層状に貝殻片が密集すること、レンズ状のシルトを含むことからイベント堆積物(e1)の可能性はある。本層準より下部はK-Ah火山灰を含まないため、堆積年代はアカホヤ火山灰堆積以前とみられる。

Unit7層：扇状地性砂礫層。NA0-R4-01孔では主に砂礫層(厚い砂礫層は本孔のみ)、NA0-R4-02孔では砂礫層と砂層からなり、粘土、シルト、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。NA0-R4-01孔では層相から扇状地性の堆積物、NA0-R4-02孔は粒径の粗い堆積物を主として砂層と腐植層と互層する層相から氾濫原堆積物とみられる。年代測定の結果、堆積年代は7,750～10,840年前頃とみられる。

b)チャンネル堆積物の対比と横ずれ変位量の再検討

上述のコアにみられる砂礫層及びチャンネル堆積物、令和3年度のトレンチ・簡易ボーリングのチャンネル堆積物、GPR断面で検出された下に凸の形状を呈するチャンネル構造を再検討、整理した。対比にあたって、チャンネルの層相、粒度、流路幅、深度に留意して、断層の隆起側と低下側でそれぞれ再度対比した。令和3年度は、Bトレンチでみられた埋没チャンネル(礫層b)を断層南側でGPR探査断面のチャンネル構造と対比したものの、令和4年度のボーリングでは推定位置に礫層はみられなかった。そのため、断層南側

のチャンネル構造を見直し、対比の再検討をおこなった。断層南側の GPR 断面（測線⑦、⑧）の再解釈を図 165 に示す。

断層南側の断面では、埋没チャンネル（礫層 b）に対比可能なものは、Line⑦では水平距離 17～26 の深度-2.5 付近、Line⑧では距離 7～18 の深度-2.5 付近に見いだされた（図 165）。その他にも複数のチャンネル構造（図 165 の青色線）がみられるが、いずれもボーリングで確認される礫層 b の層位よりも深く、別のチャンネル構造と考えられる。ボーリング NA0-R4-02 孔および 05 孔で確認された海成層と陸成層との境界は標高-2 m 付近にある（図 165 の橙色線）。

再検討した埋没チャンネルの対比と平面分布を基に、累積横ずれ量を再計測した（図 166）。その結果、礫層 b の西縁を基準とした累積横ずれ量は、 19 ± 4 m と計測された。断層北側の流向は南東方向で比較的直線性が高いものの、南側では南からやや南西よりとなっている。そのため、横ずれ量の誤差は大きくなった。ただし、Line⑦の測線位置は変形フロントの直近であり、かつ断層の下盤側にあたる。トレンチ壁面でみられた撓曲変形は断層の北側で南北方向に幅広いものとなっており、下盤側はさほど変形の程度が大きくない。つまり、横ずれに伴いドラッグ（引きずり変形）を生じる範囲も上盤側で幅広く、下盤側ではほぼ未変形と考えることができる。よって、Line⑦のチャンネル位置がより正確な変位基準であり、Line⑧の位置ではチャンネルが蛇行して湾曲している可能性が高い。したがって、 19.4 ± 4.0 m の累積横ずれ量の範囲では最小値の 15.4 m が最良推定値となる。

この結果をもとに、令和 3 年度に推定した地震時横ずれ変位量を再検討した。3 回分の累積として最良推定値の 15.4 m を用いた場合、結果として各イベントに伴う変位量は令和 3 年度と同じ値となった。3 回分の累積横ずれ量 15.4 m を各イベントの上下変位量の比で分配して最近 3 回分の横ずれ量を復元した結果、イベントⅠが 6.3 m、イベントⅡが 3.9 m、イベントⅢが 5.3 m と推定された。さらに、これらの変位成分の縦横比（縦ずれ／横ずれ比が 0.21）がイベントⅣでも同じであったと仮定すれば、上下変位 0.5 m を基に、イベントⅣに伴う横ずれ量は 2.4 m 程度となる。よって、連動型イベントの判別も令和 3 年度時点と変更なく、イベントⅠとⅢが連動型イベント、イベントⅣは単独イベントと判断でき、最近 4 回のうち少なくとも 2 回の頻度で周辺断層との連動型イベントが生じたと考えられる。

10) 四国陸域の中央構造線断層帯における連動頻度・連動間隔

本事業による調査結果や従前の調査研究成果を整理し、本事業が対象とする四国陸域の 4 つの活動区間全てを対象として、連動イベントの抽出と発生頻度・連動間隔を検討した。令和 3 年度に実施した石鎚山脈北縁区間周辺の再検討結果を図 167、最新活動および 1596 年地震に伴う四国陸域の連動範囲を図 168 に示す。

a) 最新活動に伴う連動範囲と歴史地震との対応

本事業による変位履歴調査の結果、最新活動時期や変位量は、新たに讃岐山脈南縁東部区間の鳴門南断層・阿波大谷地区、讃岐山脈南縁西部区間の寒川断層・豊岡地区、石鎚山脈北縁区間の岡村断層・大生院地区、石鎚山脈北縁西部区間の川上断層・横黒地区で得られた。従来の調査研究では、四国陸域の中央構造線断層帯の全域で最新活動が 1596 年文禄（慶長）地震に対比される可能性が指摘されてきた（例えば、地震調査研究推進本部地震

調査委員会，2017)。ただし、正確な活動範囲や対応する歴史地震は諸説ある。そのため、新たに得られた活動時期や変位量、近年に進展した歴史地震の解釈を考慮して、活動区間と歴史地震との対応も試みた。

本事業の R3 年度において地震時変位量分布等から再検討した結果、最新活動に伴う 16 世紀の大地震では、西から石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の組み合わせで連動し、別々の連動型地震を生じた可能性が高いと判断された（図 167、168）。この場合、前者は、堤・他（2000）で指摘されているように、1596 年 9 月 1 日夜半の伊予地震が対応する可能性が高い。また後者については、具体的な歴史地震が知られていないものの、9 月 4～5 日に大地震が続発したことが知られている。徳島県鳴門市の鳴門南断層沿いでは、9 月 4 日の地震に伴い土地が隆起し、断層隆起側で入浜塩田が開発されたとの記録が残されている（小野・他，2016）。また、淡路島の東岸を延びる東浦断層では、トレンチ掘削調査の結果、16 世紀頃以降のイベントが検出され、1596 年 9 月 4～5 日頃の地震に伴い活動した可能性も指摘されている。さらに、9 月 5 日深夜には、有馬一高槻構造線断層帯を震源として、伏見地震が生じた。最近の歴史地震研究では、一連の大地震群の中で最初に生じたものは、9 月 1 日夕刻頃の豊後地震であったとされている（榎原，2020）。この地震は、明らかに津波を伴っており、震源断層は別府湾から松山平野付近までの断層区間の活動によるとみられている（石橋，2019；大熊・隈元，2022）。また、9 月 1 日の豊後地震と伊予地震は同一であり 1 つの大地震だったとする解釈もあるが（石橋，2019）、これは信憑性が高いと判断された史料に絞って整理された結果である。その信憑性の判断は、地震発生時と同時代に作成された記録・文書のみを信憑性が高いと判断するものである。ただし、検討から排除された史料、すなわち後年作成された史料では、豊後地震と伊予地震が別々の地震で時刻が異なっていたという記録も多く、信憑性が低いとされた史料中に真実が記載されている可能性も完全には否定できない。同日に生じた大地震は仮に 1 つであっても余震を含むため断定的な判別は難しいが、ここでは従来のように 2 つの大地震がそれぞれ生じたと考える。

以上の結果をまとめると、1596 年文禄の大地震では、まず 9 月 1 日夕刻頃に別府湾から松山平野の伊予断層に至る区間（豊予海峡一由布院区間と伊予灘区間）が連動して豊後地震を生じた。次に、同日の夜半に石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動して伊予地震を生じた。さらに 9 月 4 日には、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間が連動して大地震を生じたと考えられる。淡路島の活断層と 1596 年地震との対応関係については不明確な点もあるが、9 月 4 日～5 日にかけての大地震群の最後に有馬一高槻構造線断層帯を震源とする 9 月 5 日深夜の伏見地震が生じた。中央構造線断層帯を震源とした、これら個別の大地震は複数の区間が連動したイベントであったと考えられ、数時間から数日の間に大局的には西から東へ連鎖的に生じたと言える。

b) 変位履歴からみた過去の連動イベント

過去の活動時期と地震時変位量をもとに、四国陸域の中央構造線断層帯で生じた連動型イベントを整理した（図 169）。1596 年文禄の伊予地震相当にあたる、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは、約 3000～3300 年前にも生じている。このイベントは、岡村断層・飯岡地点の最新から 2 つ前の活動に相当し、両区間内の他地点の活動履

歴とも矛盾がない。よって、同タイプの連動イベントの発生間隔は、2600～2900年と算出される。

1596年文禄の9月4日から5日に生じたとみられる、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは、約3500～3600年前にも生じた。この年代は、阿波大谷地区のトレンチ調査で検出されたイベントⅢの年代と同じである。地震時変位量は、1596年相当のイベントⅠでは6.3m、イベントⅢでは5.3mとほぼ同程度の地震時変位量が復元されている。また、両区間内で復元された他地点の活動履歴とも矛盾がない。よって、同タイプの連動イベントの発生間隔は、1596年地震と約3500～3600年前の間隔となり、3100～3200年と算出される。ただし、1596年地震相当の最新イベントに伴う変位量は、既述のように鳴門南断層・阿波大谷地区において6.3mと推定された。この変位量は地震断層の東端付近の変位と考えるには大きい。そのため、鳴門南断層より東の海域延長まで連動範囲が及んだ可能性もある。この点は、紀淡海峡-鳴門海峡区間の変位履歴や区間境界の見直しを含めて、再検討をおこなう必要がある。

本事業で対象とした四国陸域の4区間では、現時点での変位履歴からは3区間及び4区間の連動パターンは過去約5000年間で検出されなかった。

c) 連動履歴に基づく連動確率の試算

上記の連動間隔を用いて、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動型地震発生確率を試算した。石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動イベントの発生間隔は2600～2900年と算出された。その結果、今後30年間の連動確率は1.0～1.2%と試算される。これは、地震本部による定性表現では、Aランク（やや高い）に相当する。

讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動イベントの発生間隔は3100～3200年と算出された。その結果、今後30年間の連動確率は0.9～1.0%程度と試算される。これは、地震本部による定性表現では、Aランク（やや高い）に相当する。

3区間及び4区間の連動パターンは過去約5000年間で検出されなかった。仮に、5000年より長い発生間隔でそれぞれの組み合わせの連動型地震が生じたとすれば、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動型地震の発生確率は、それぞれ0.6%未満となる。ただし、この地震発生確率はあくまで5000年間のデータに基づくものであり、過去1万年間などより長期間の変位履歴を復元して検討を続ける必要がある。

なお、本事業においてはポアソン過程に基づく連動確率の算出手法の改良も試みた。例えば、讃岐山脈南縁東部区間の変位履歴でみられたような、連動型イベントと単独イベントが混在する履歴については、連動間隔の単一のパラメーターのポアソン過程に基づく算出よりも適切な確率モデルを模索する必要がある。例えば、多峰性を有する正規分布、や対数正規分布、BPT分布などによって、バイモーダルあるいは複数の頻度を示すデータに対してさらに合理的な確率を算出することは原理的には可能である。ただし、本事業においては復元された変位履歴では最大で4回の地震時変位量と活動時期に留まっているため、具体的に適用・検討するに至らなかった。今後、多数回のイベントに伴う変位履歴を復元し、連動確率の算出手法も検討する必要がある。

表 16 主な探査データ取得仕様（愛媛県西条市横黒地区）

測線名	Line 1 (西測線)	Line 2 (東測線)
測線長	137 m	147 m
受振点間隔	1 m	
発震点間隔	1 m	
展開方式	プッシュスプレッド (南側終端部は固定展開)	
同時収録チャンネル数	72 ch	
震源	ELViS-III (ドイツ GEOSYM 社)	
発震周波数	20-100 Hz	
スweep長	10 s	
収録時間	2 s(コリレーション後)	
サンプリングレート	0.5 ms	
垂直重合数	2-4 回	

表 17 測定機器の詳細構成・仕様

S 波震源 ELViS-III	最大出力荷重	約 450 N	GEOSYM (ドイツ) 製
	震源重量	約 35 kg	
	総重量	約 130 kg	
受振器 (S 波用)	固有周波数	14 Hz	Geospace (USA) 製
	用途	水平動用ジオフォン	
受振用ケー ブル (CDP ケー ブル)	接続チャンネル数	12 ch/本	Geometrix (USA) 製
	接続間隔	2 m	
データ収録 装置 (GEODE)	システム構成	24 ch フィールドモジュール システムコントローラ ラップトップコンピュータ	Geometrix (USA) 製
	チャンネル数	24 ch/モジュール	
	サンプリング間隔	0.02, 0.03125, 0.0625, 0.125, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0 (ms)	
	最大記録数	65,536	
	A/D コンバータ	24 ビット シグマデルタ方式	
	プリアンプ	0, 24, 36 dB	
	データフォーマット	SEG-2	

表 18 データ処理における適用パラメータ一覧

測線名	Line 1 (西測線)	Line 2 (東測線)
ジオメトリ情報		
CMP 間隔	1 m	
CMP 範囲	1-276	1-296
バンドパスフィルタ		
周波数帯域	5/10-70/75 Hz	
振幅回復処理		
AGC ゲート長	500 ms	
デコンボリューション		
アルゴリズム	Zero phase spiking	
ゲート長	500 ms	
オペレータ長	20 ms	
デコン後 AGC ゲート長	400 ms	
速度解析		
間隔	20 CMP	
CMP 重合処理		
NMO ストレッチミュート	100 %	
マイグレーション		
アルゴリズム	FK	
速度スケール	100 %	

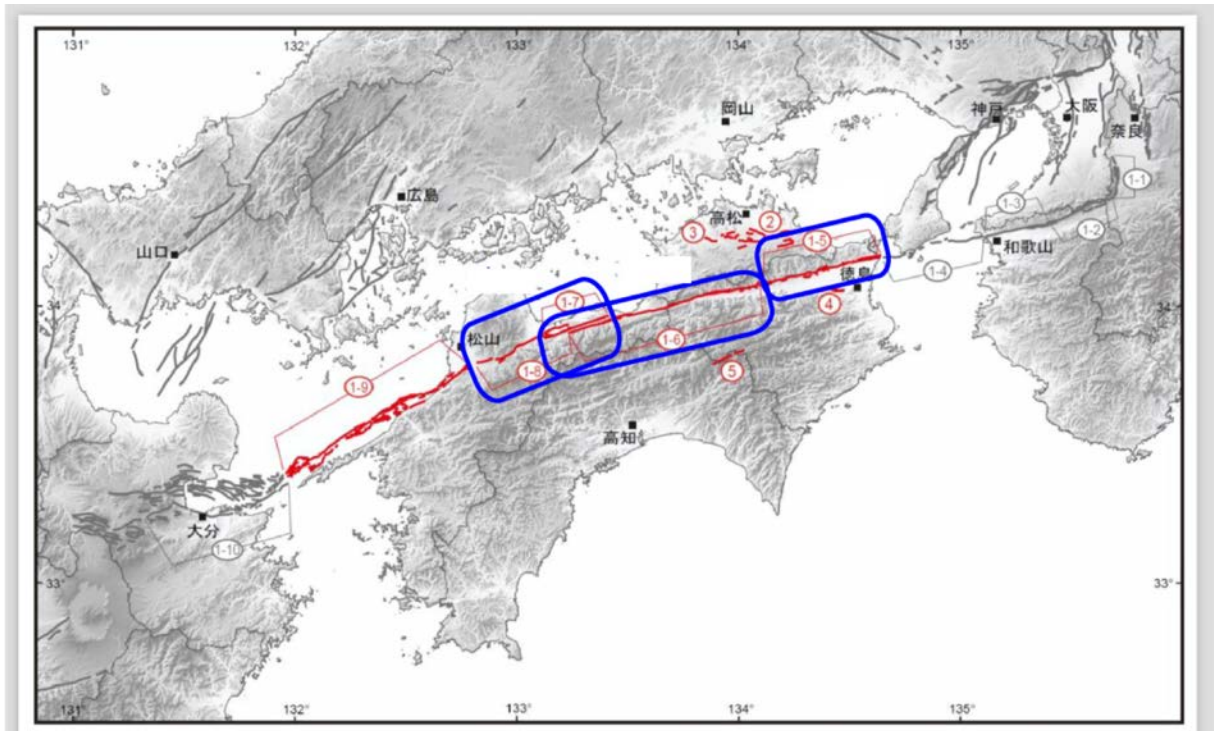


図 129 中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間。
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

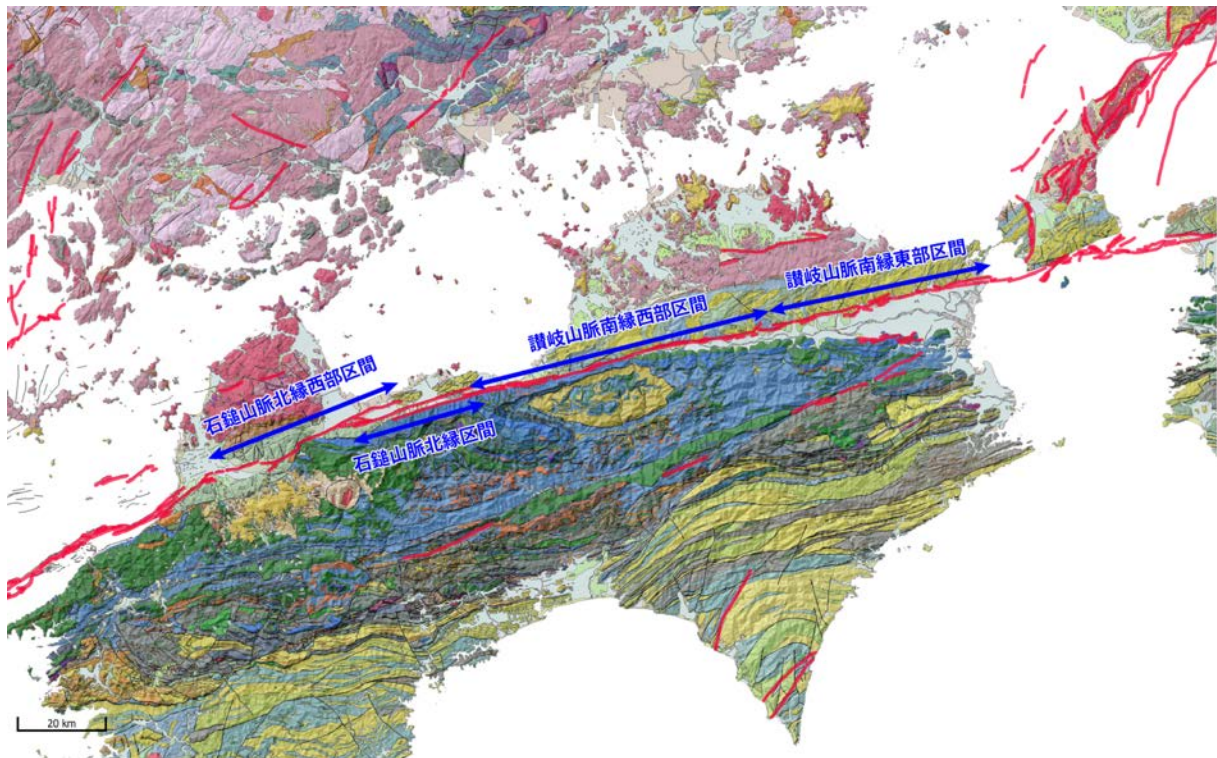


図 130 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。
基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。

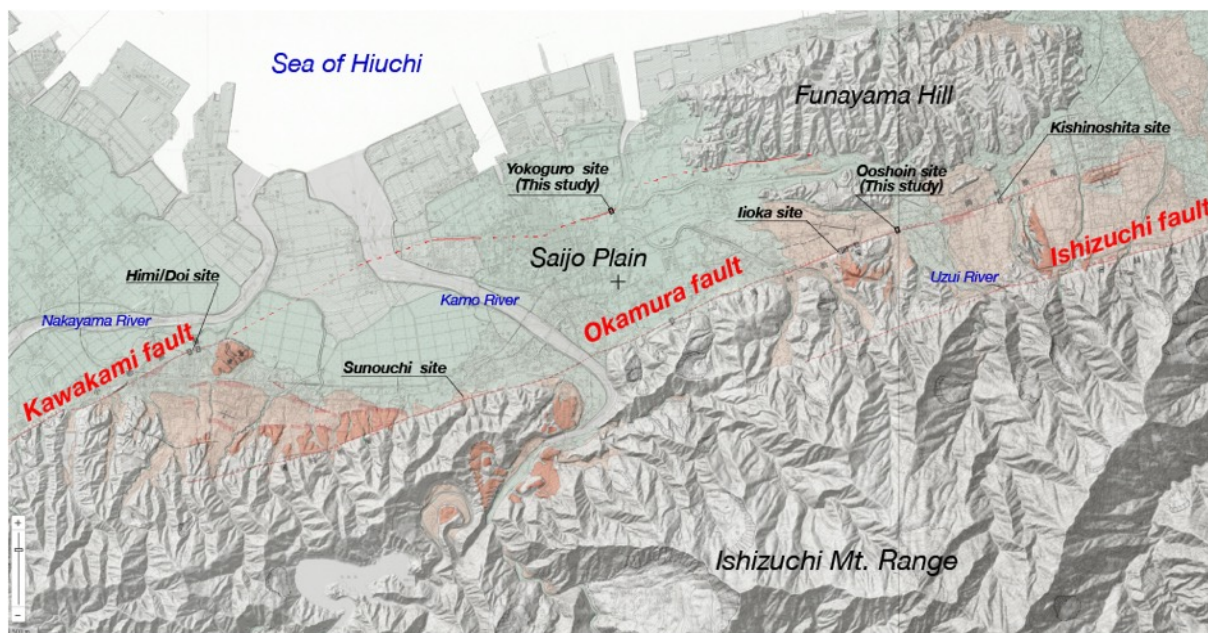


図 131 石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近の活断層分布。
 国土地理院・地理院活断層図（中田・他，1998；堤・他，1998）に加筆。

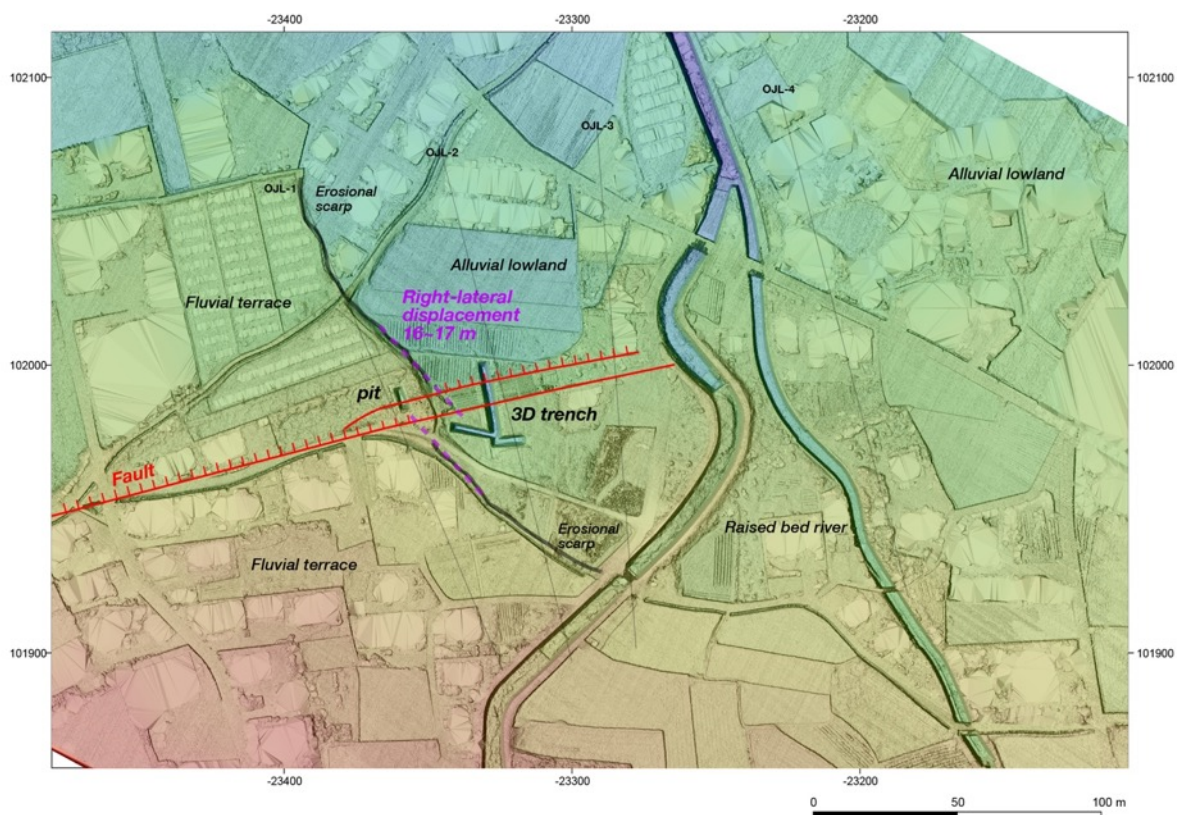


図 132 新居浜市大生院地区の高精細 DEM。
 活断層線を赤色線（ケバは低下側）で示す。基図はドローン LiDAR による 0.1mメッシュ DEM。

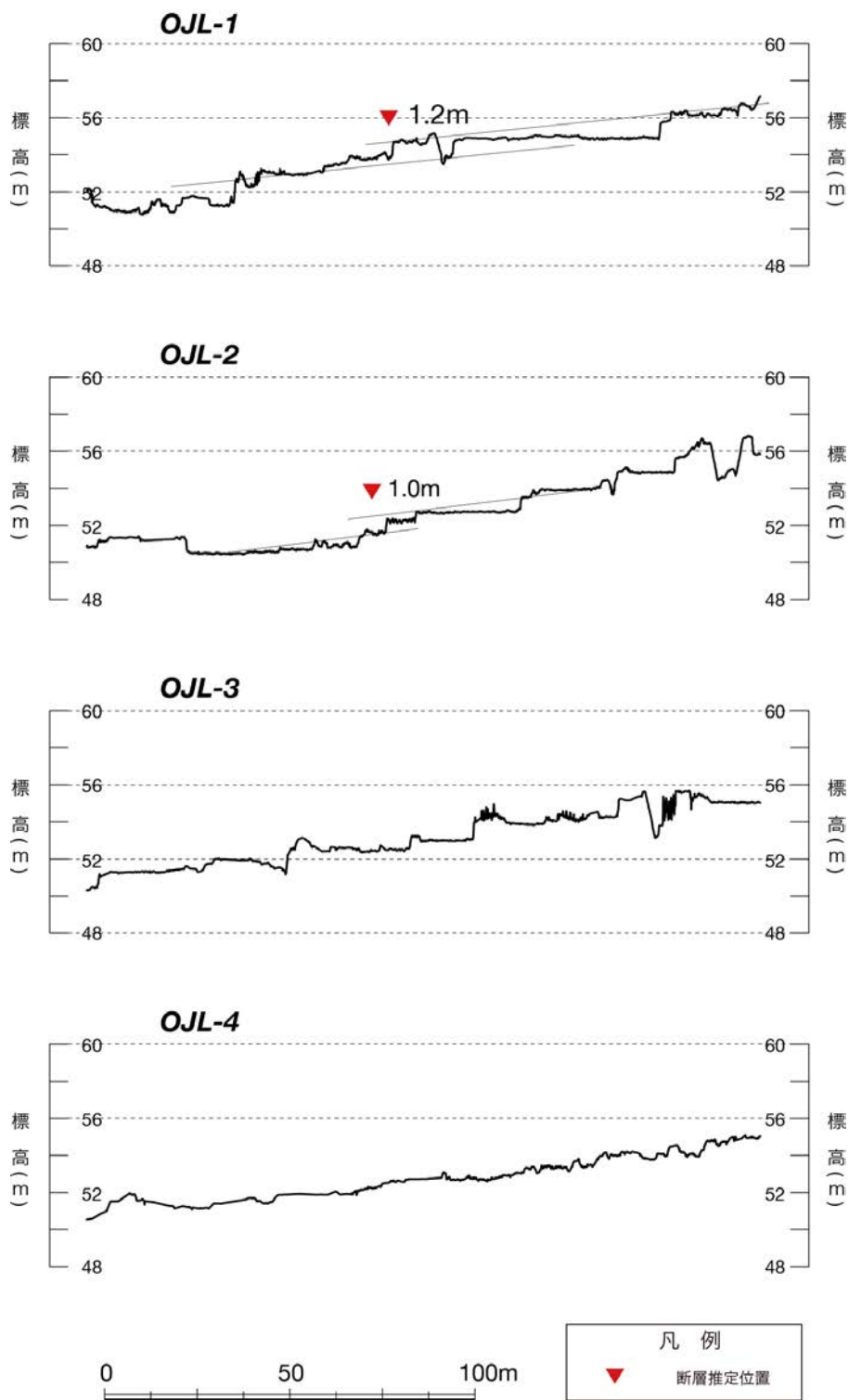


図 133 新居浜市大生院地区における地形断面図。
赤三角は活断層の位置。測線位置は図 132 に示す。

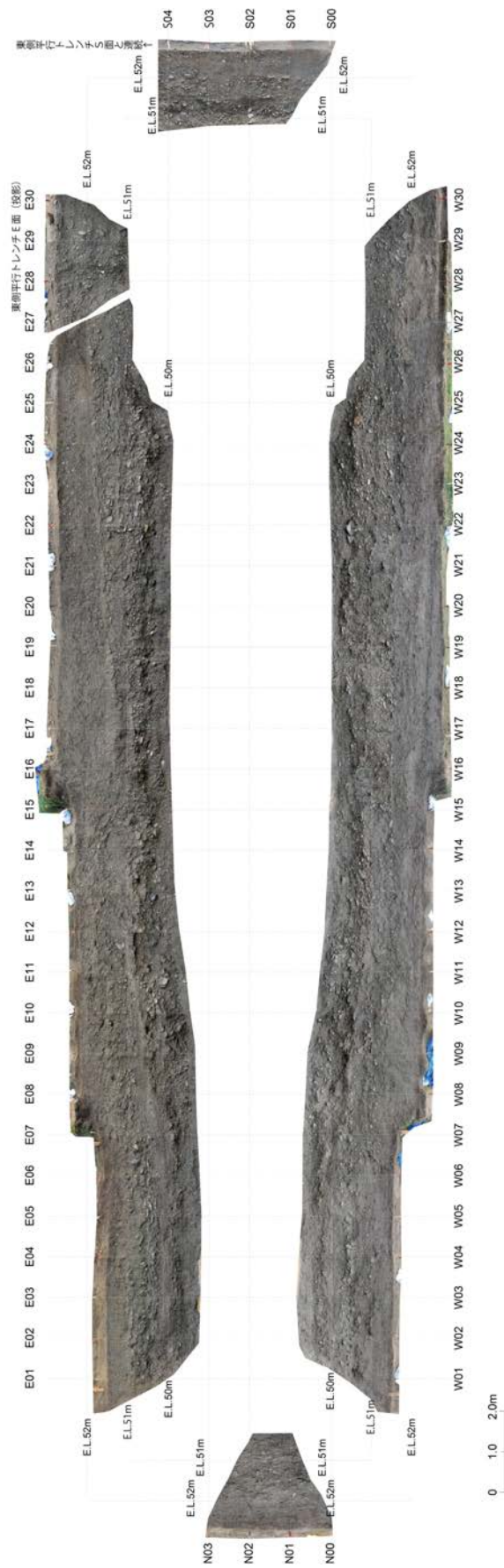


図 134 大生院地区トレンチ (直交トレンチ) の写真。

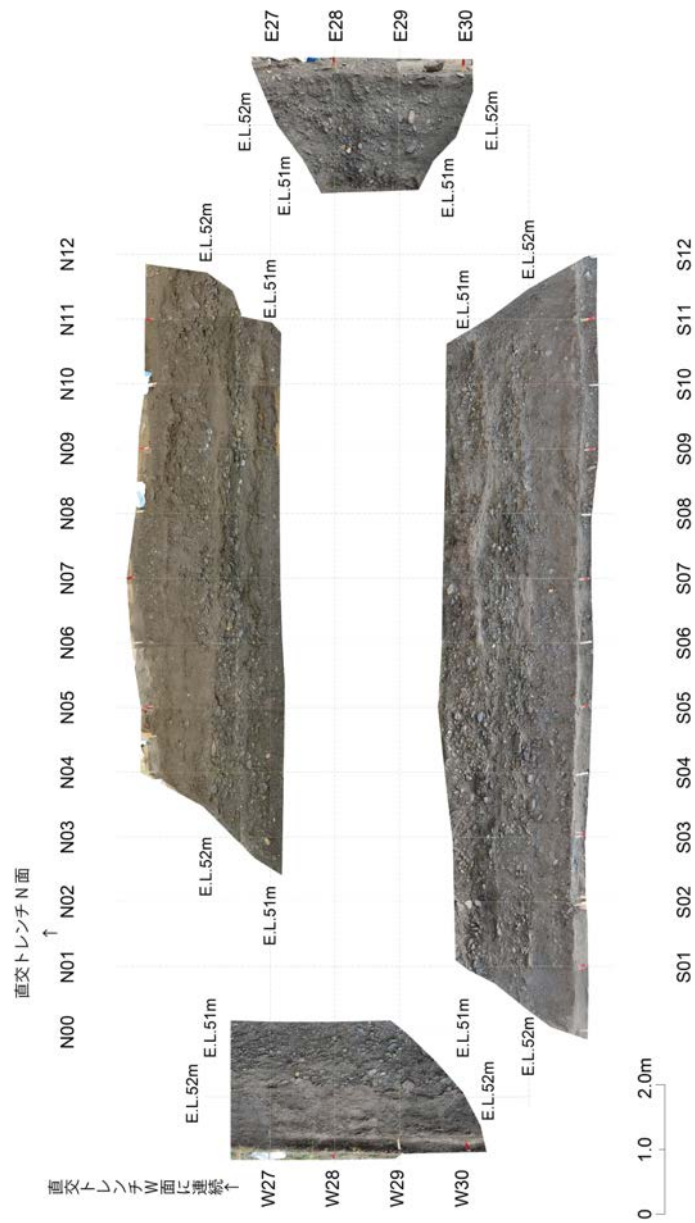


図 135 大生院地区トレンチ（平行トレンチ）の写真。

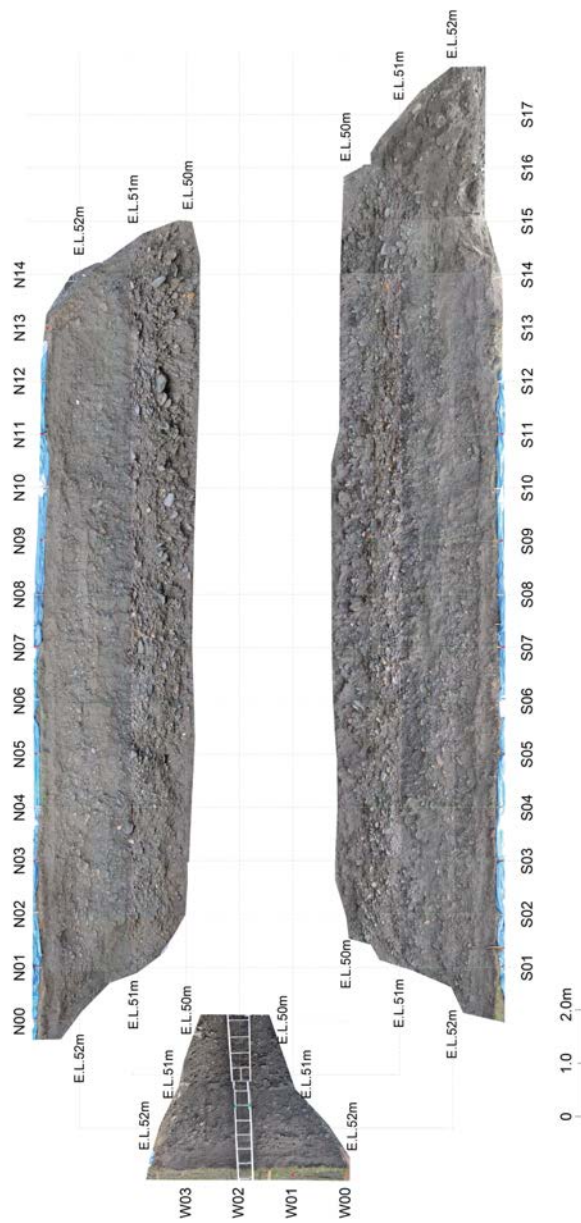


図 136 大生院地区トレンチ（西側平行トレンチ）の写真。

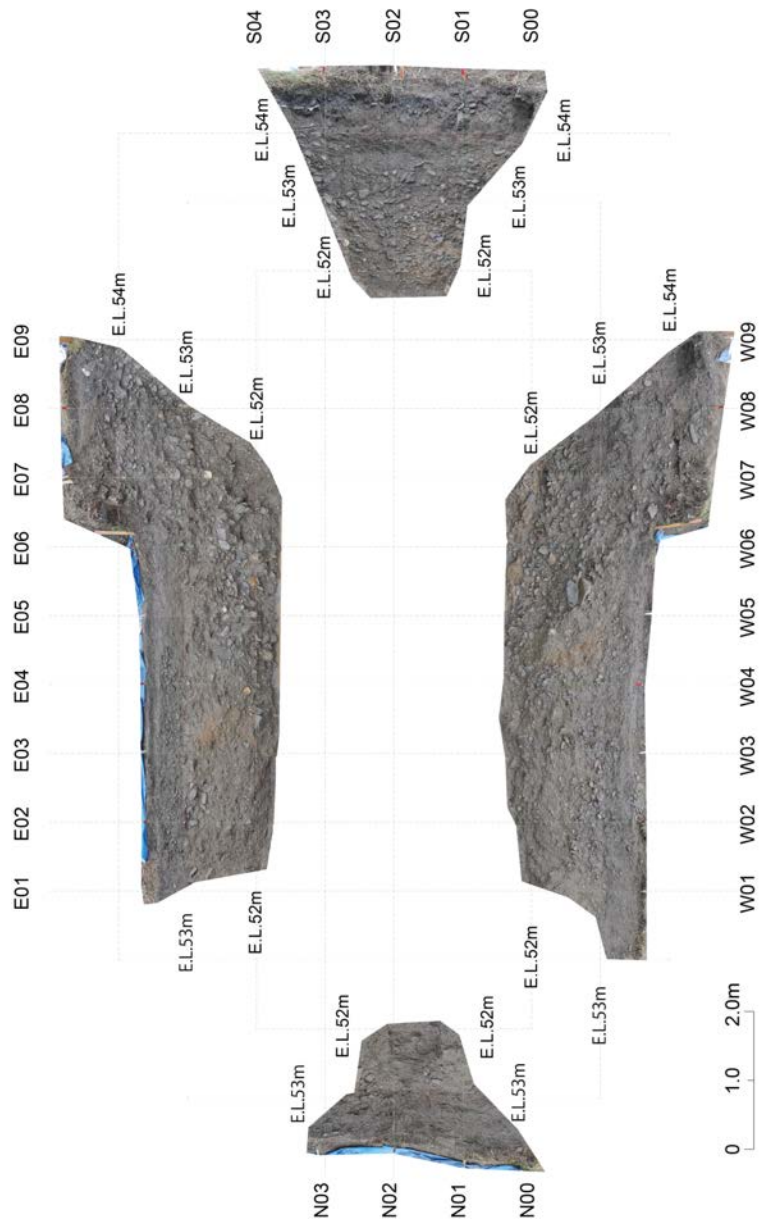


図 137 大生院地区ピットの写真。

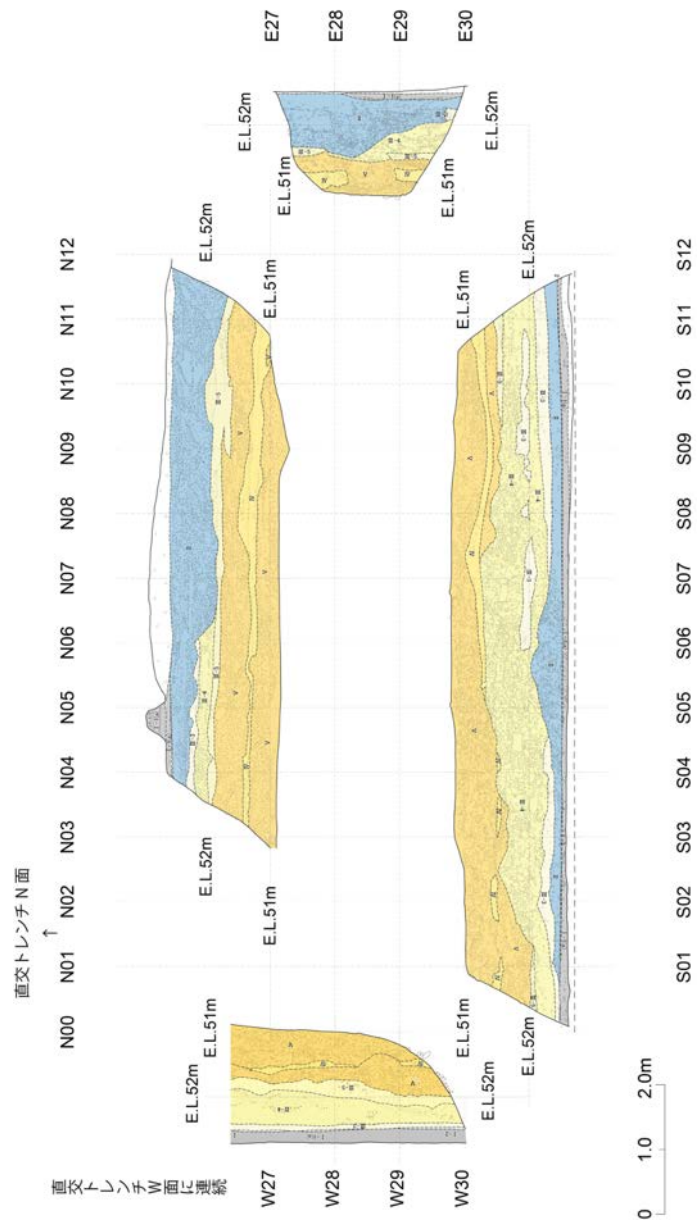


図 139 大生院地区トレンチ（東側平行トレンチ）のスケッチ。
凡例は図 138 と同じ。

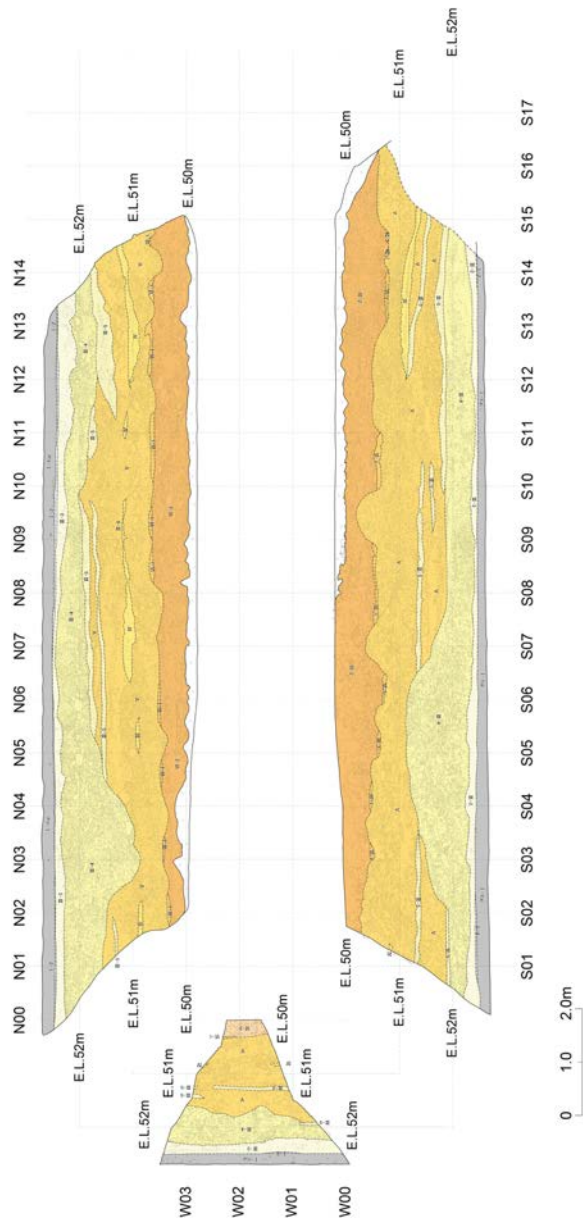


図 140 大生院地区トレンチ（西側平行トレンチ）のスケッチ。
凡例は図 138 と同じ。

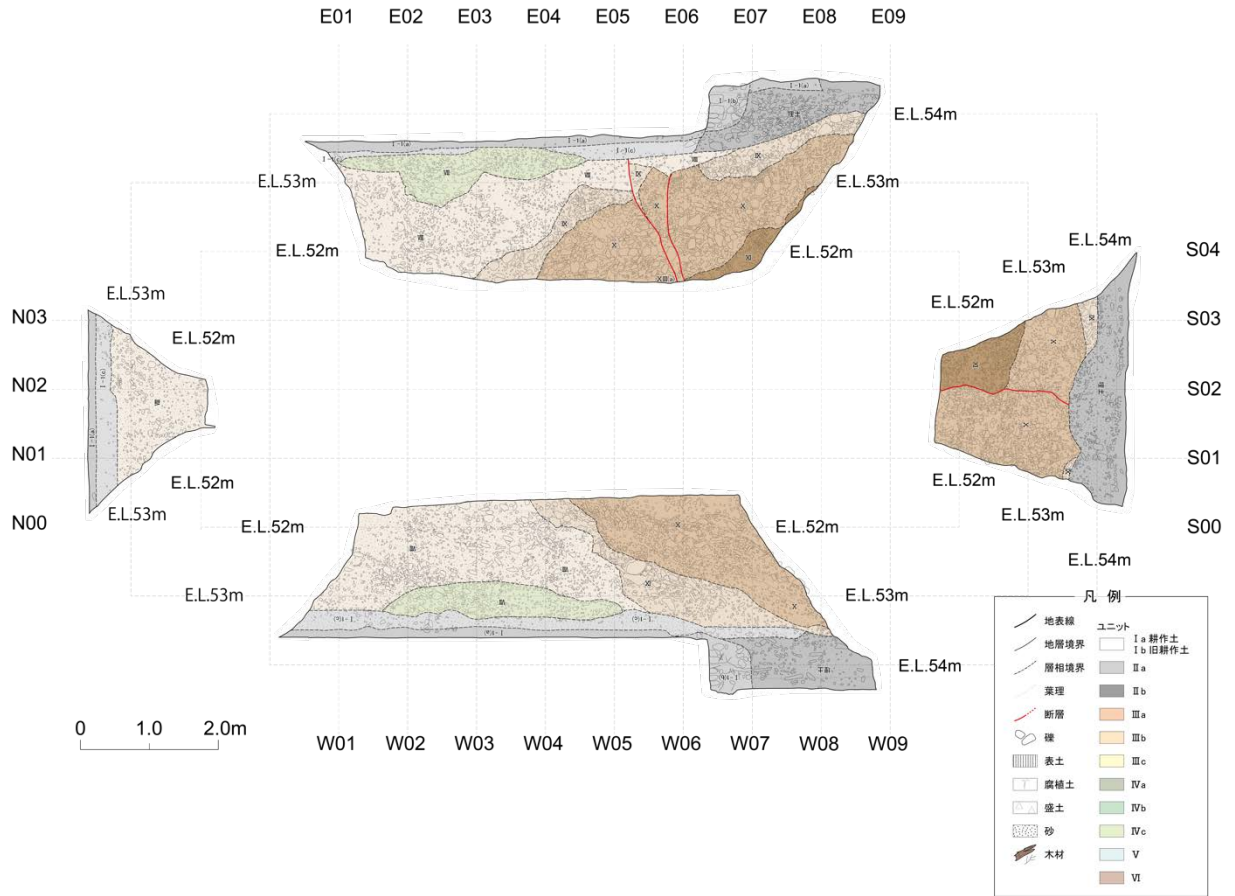


図 141 大生院地区ピットのスケッチ。

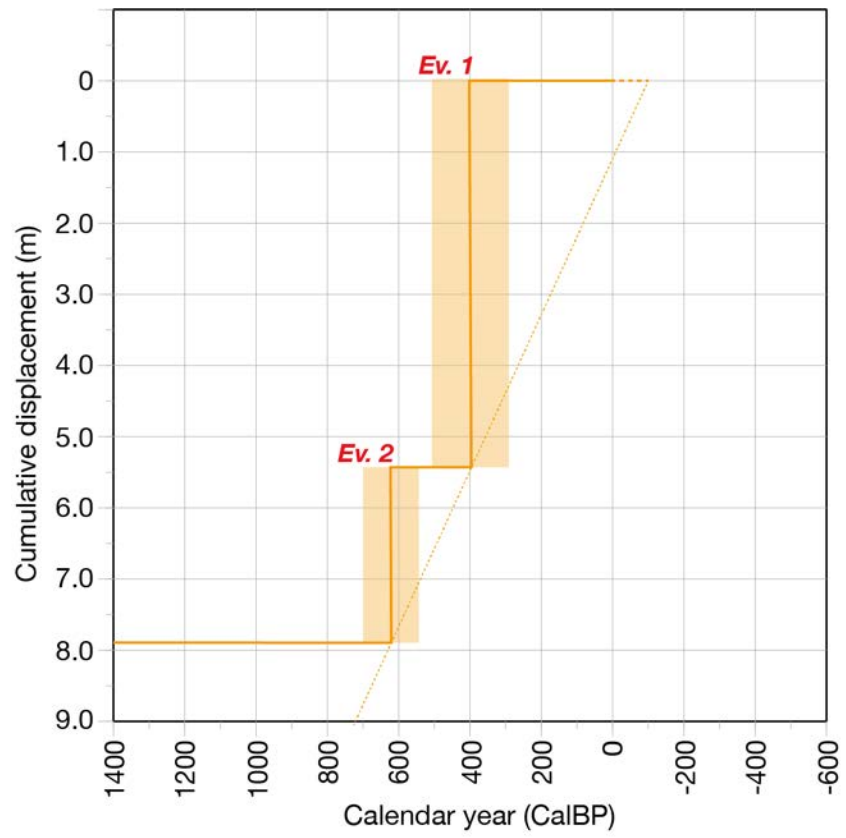


図 142 大生院地区における時間—変位ダイアグラム。



図 143 西条市横黒地区の活断層・撓曲崖の分布。
基図はドローン LiDAR による 0.1mメッシュ DEM

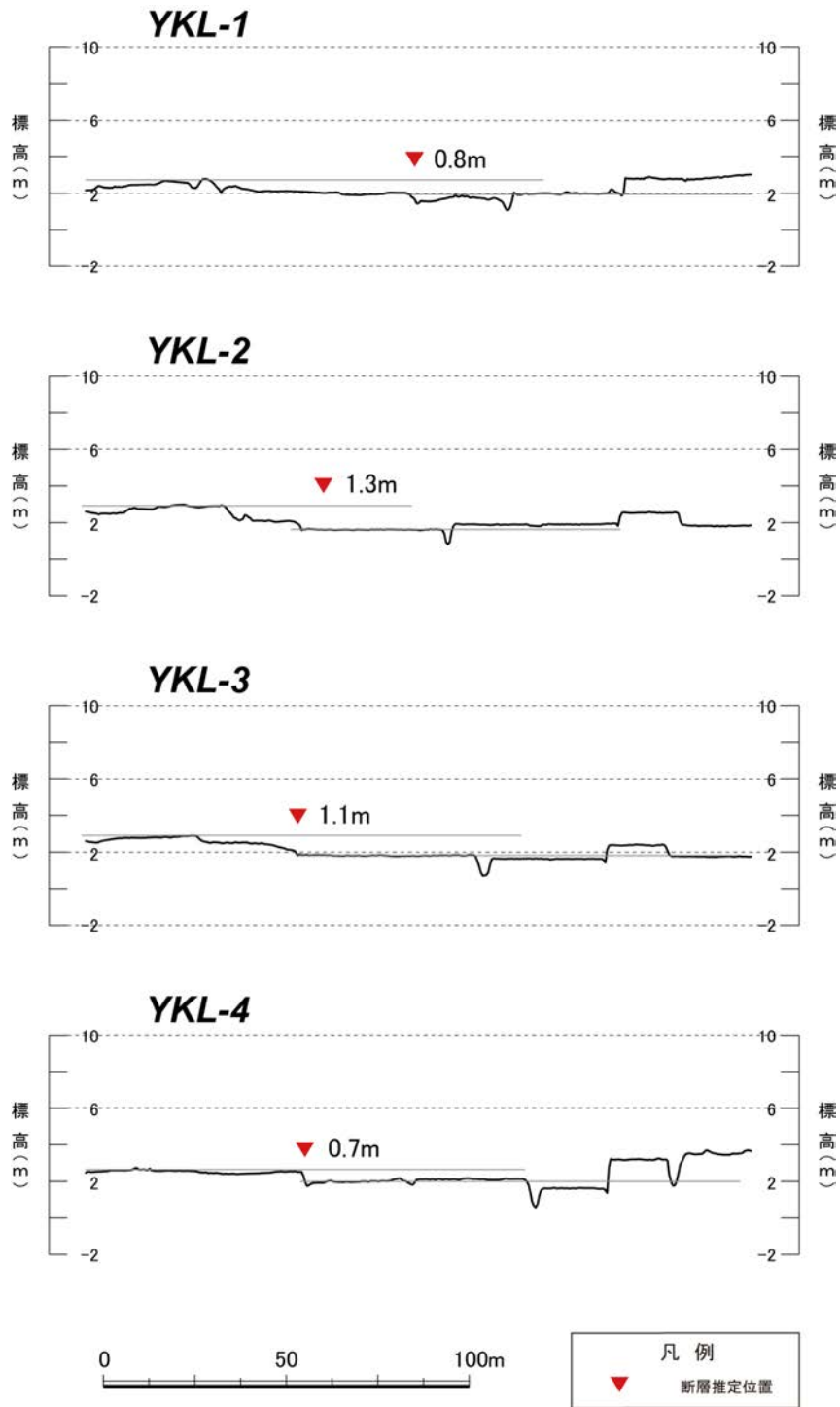


図 144 西条市横黒地区における地形断面図。
赤三角は活断層の位置。測線位置は図 143 に示す。

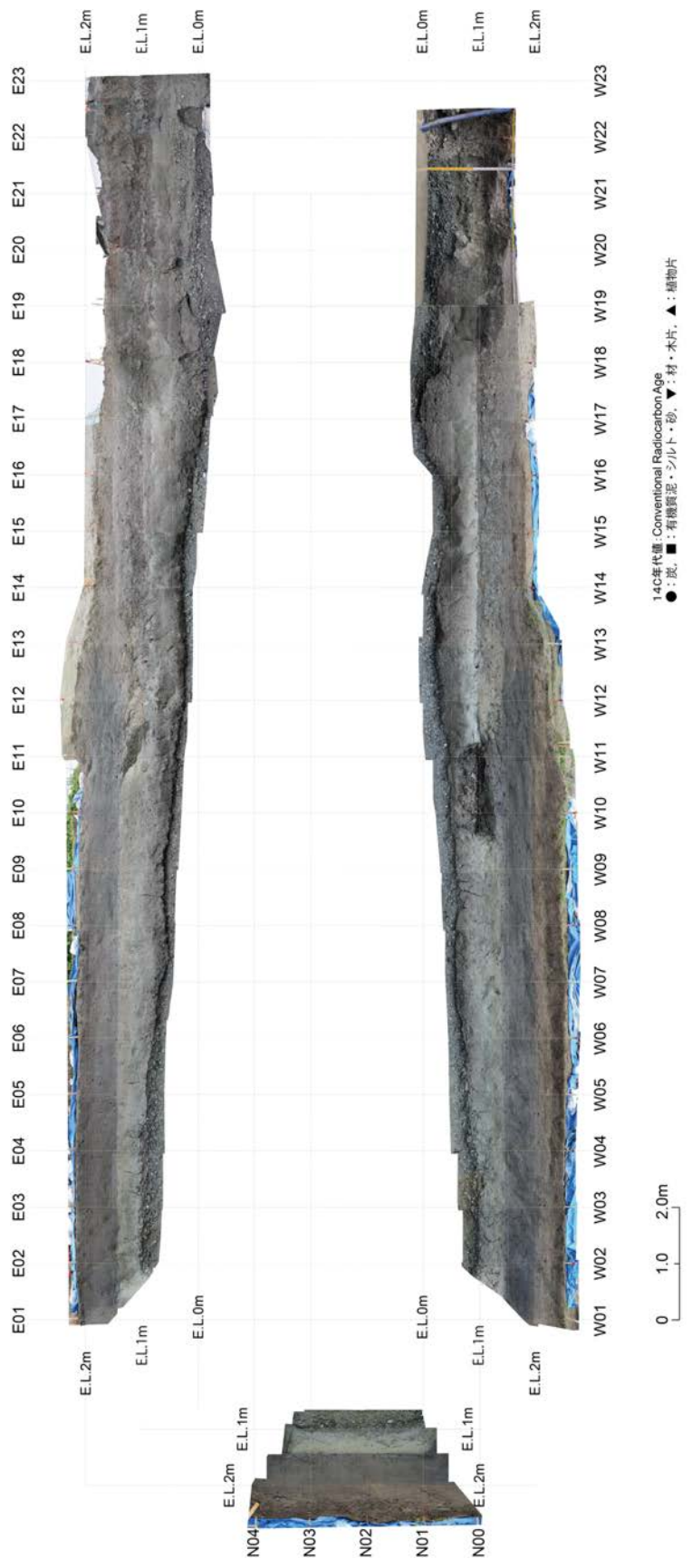


図 145 横黒地区トレンチ壁面の写真。

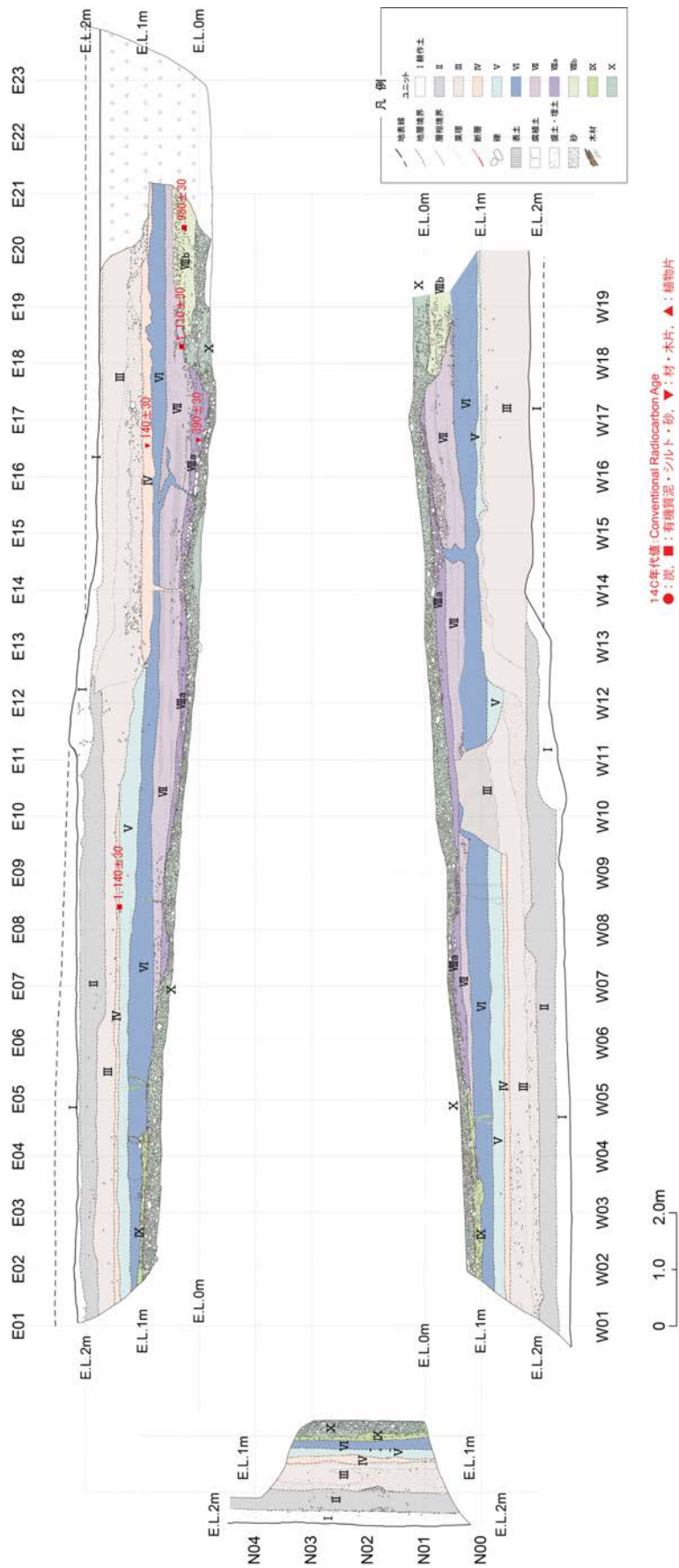


図 146 横黒地区トレンチ壁面のスケッチ。

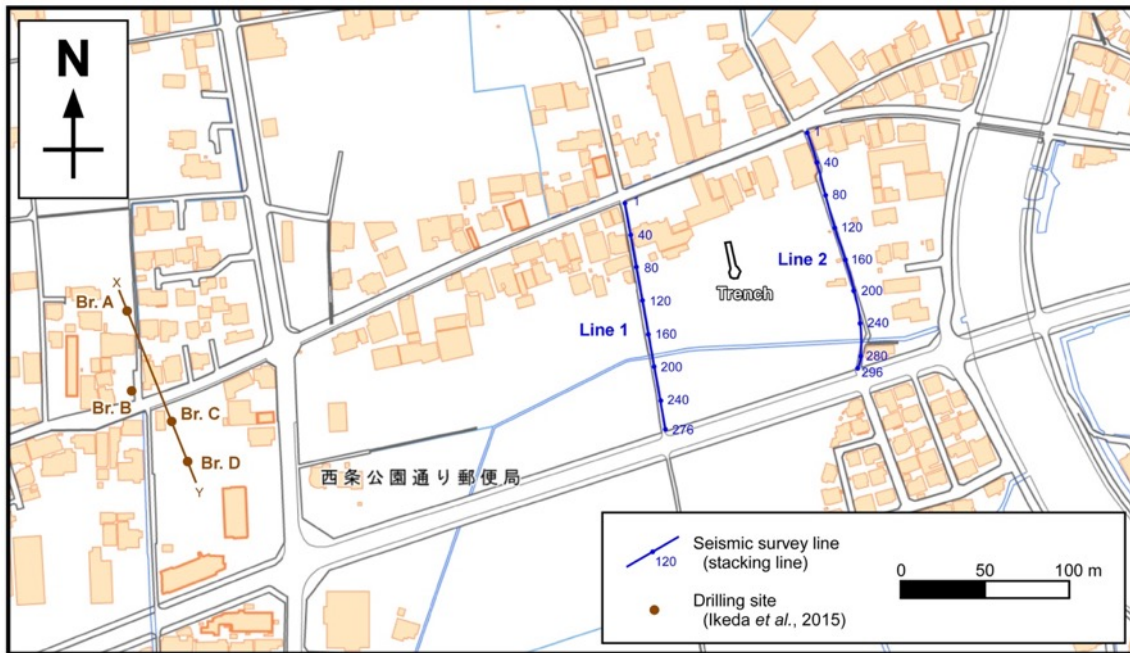


図 147 S波反射法地震探査測線（愛媛県西条市横黒地区）
 青色線は重合測線であり、青点に付した数字は CMP 番号を示す。茶色線 X-Y は池田・
 他（2015b）による群列ボーリング投影断面（図 159）の位置である。

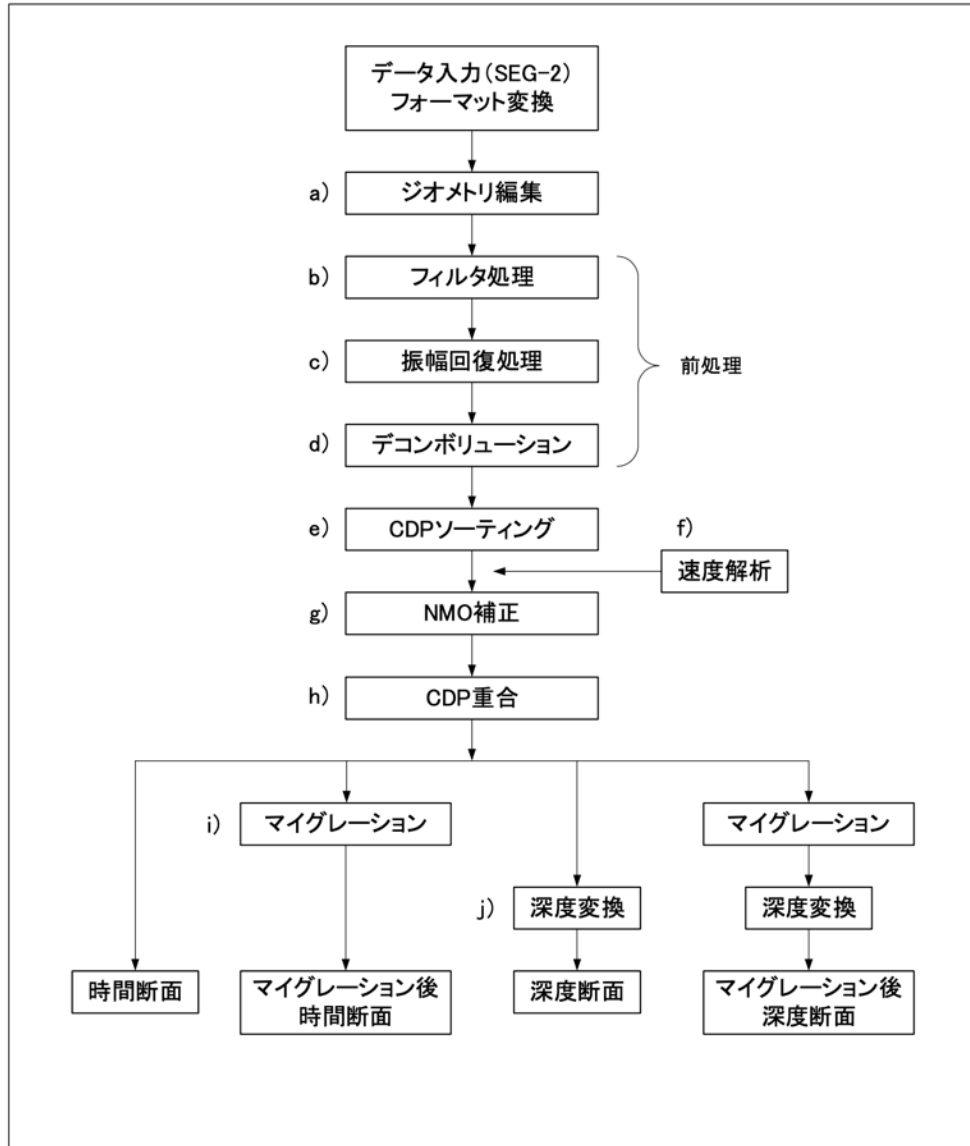


図 148 本 S 波反射法地震探査におけるデータ処理の基本的なフローチャート。

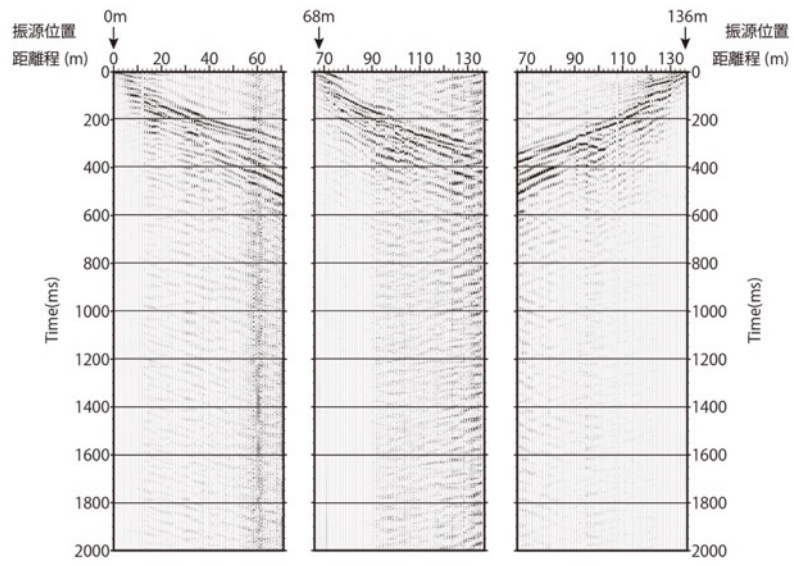


図 149 オリジナルの発震記録例 (Line 1)。

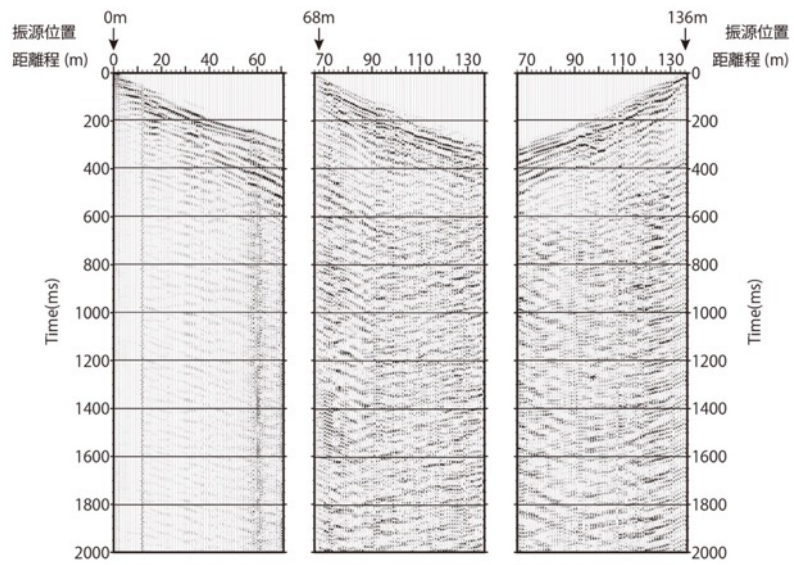


図 150 重合前各種処理適用後の記録例 (Line 1)。

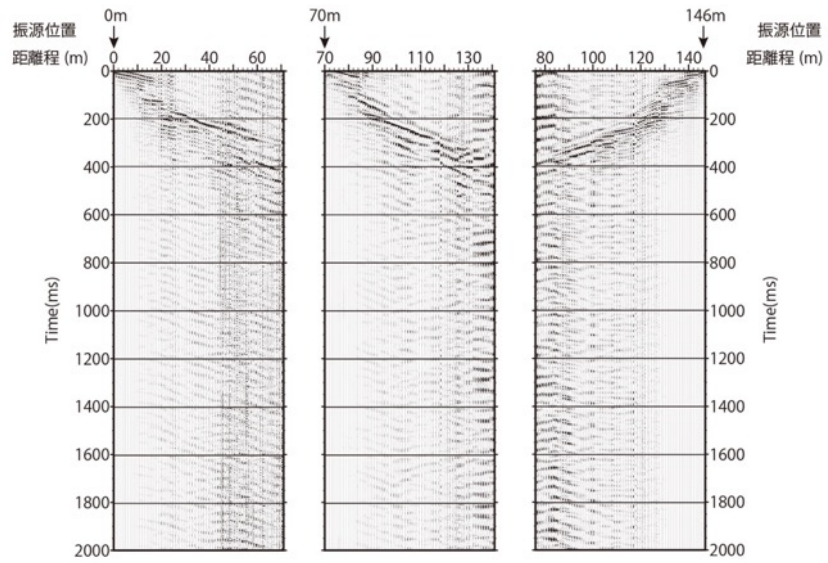


図 151 オリジナルの発震記録例 (Line 2)。

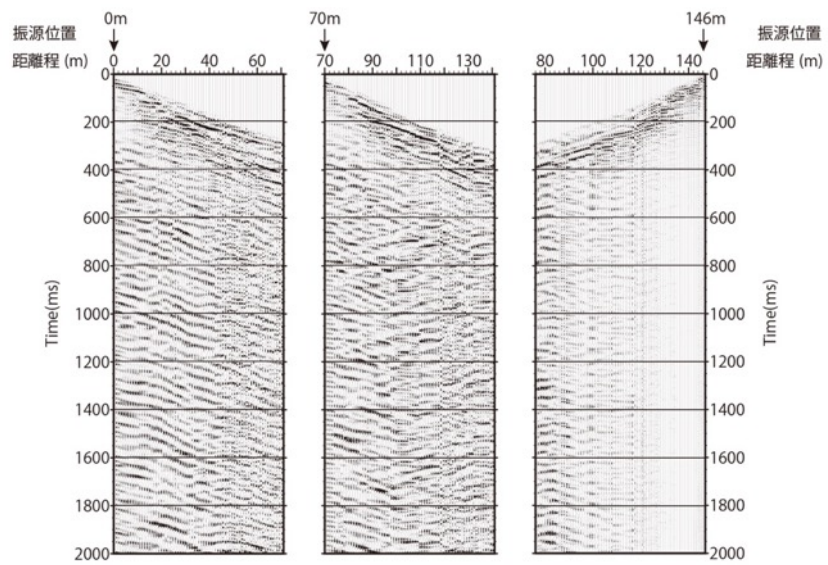


図 152 重合前各種処理適用後の記録例 (Line 2)

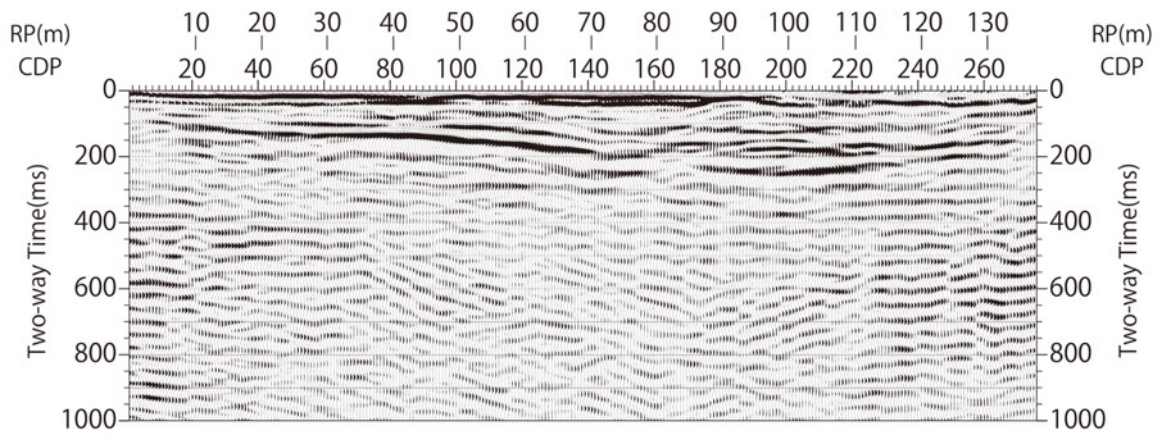


図 153 重合後時間断面図 (Line 1)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

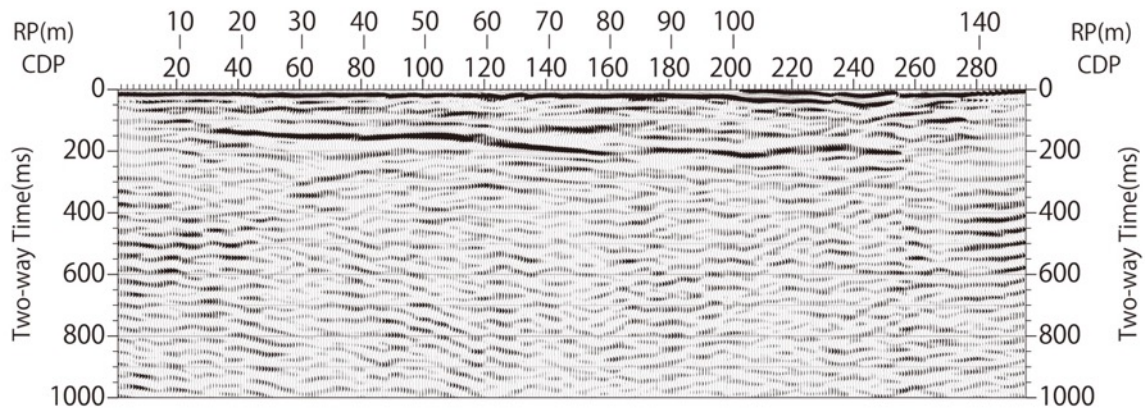


図 154 重合後時間断面図 (Line 2)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

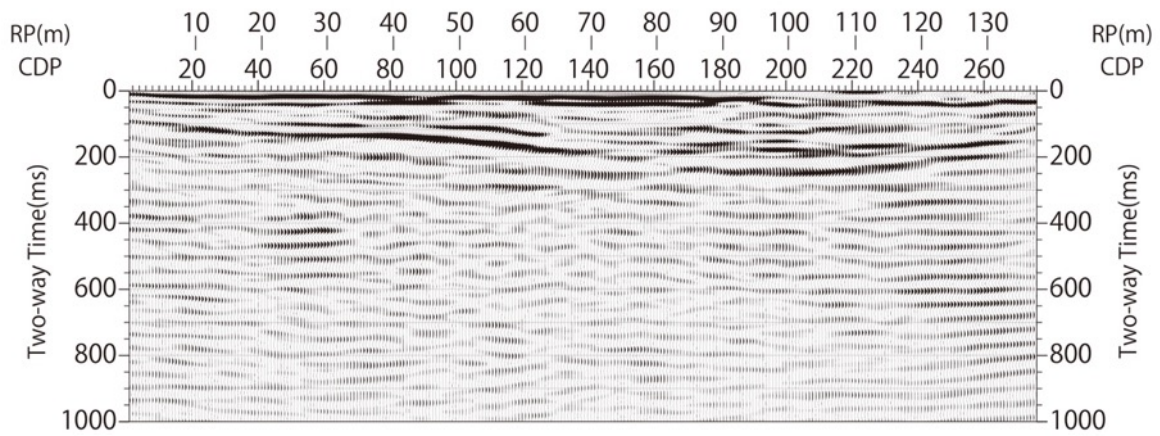


図 155 マイグレーション処理後時間断面図 (Line 1)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

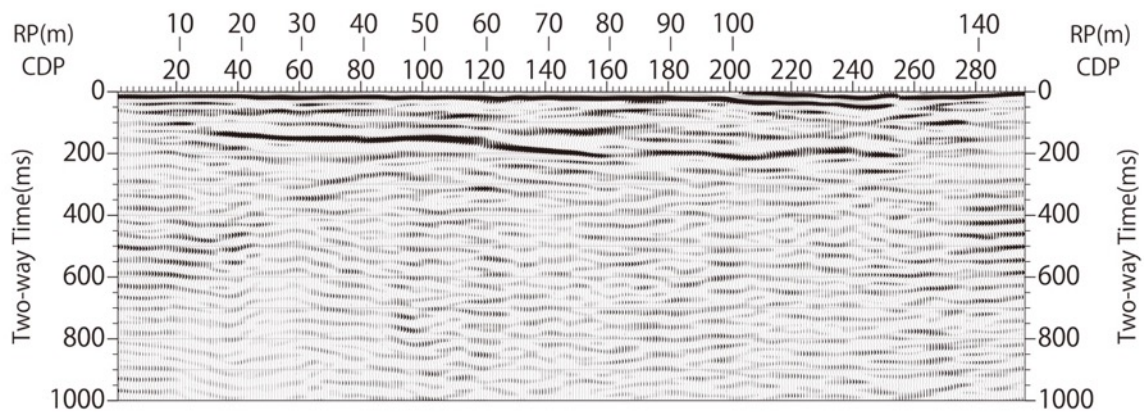


図 156 マイグレーション処理後時間断面図 (Line 2)。

横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

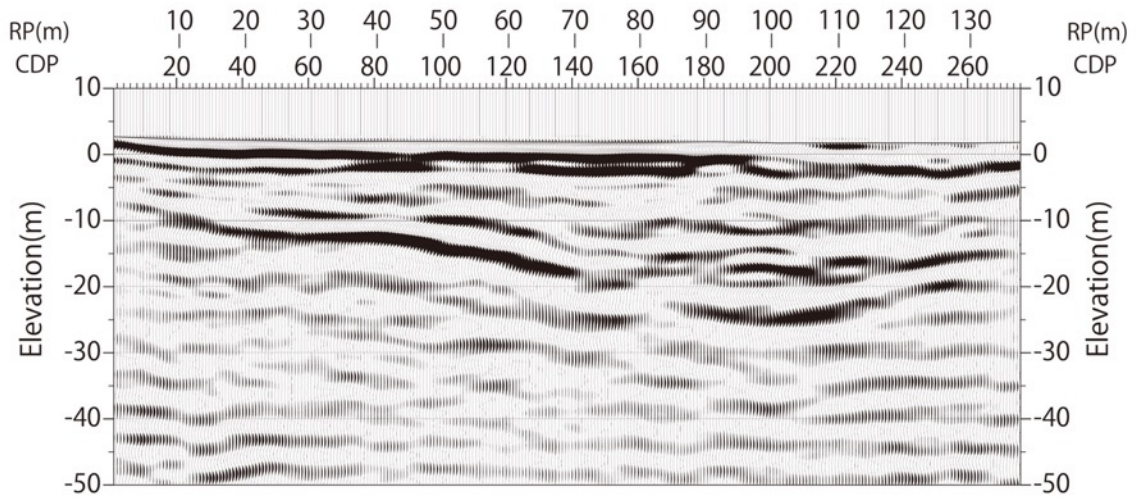


図 157 マイグレーション処理後深度変換断面図 (Line 1)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

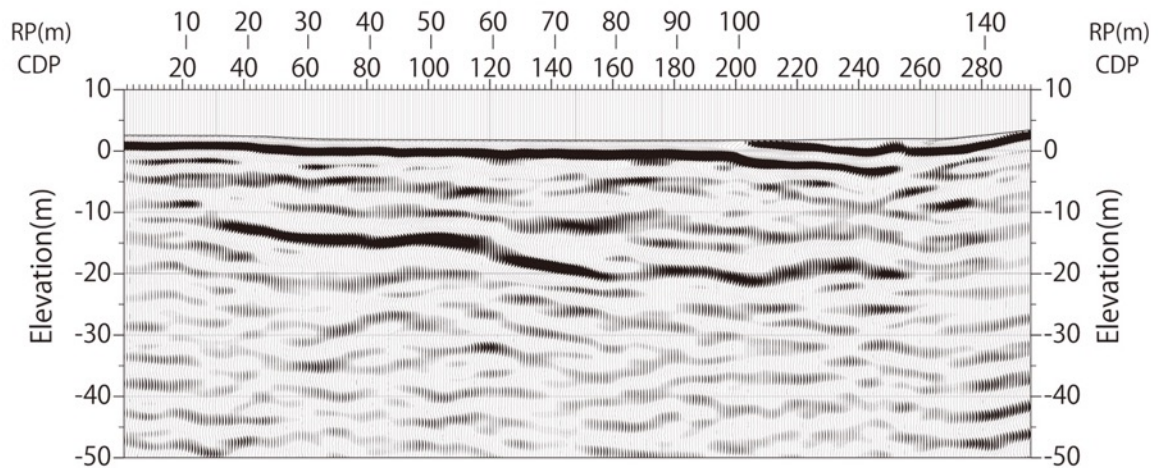


図 158 マイグレーション処理後深度変換断面図 (Line 1)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。

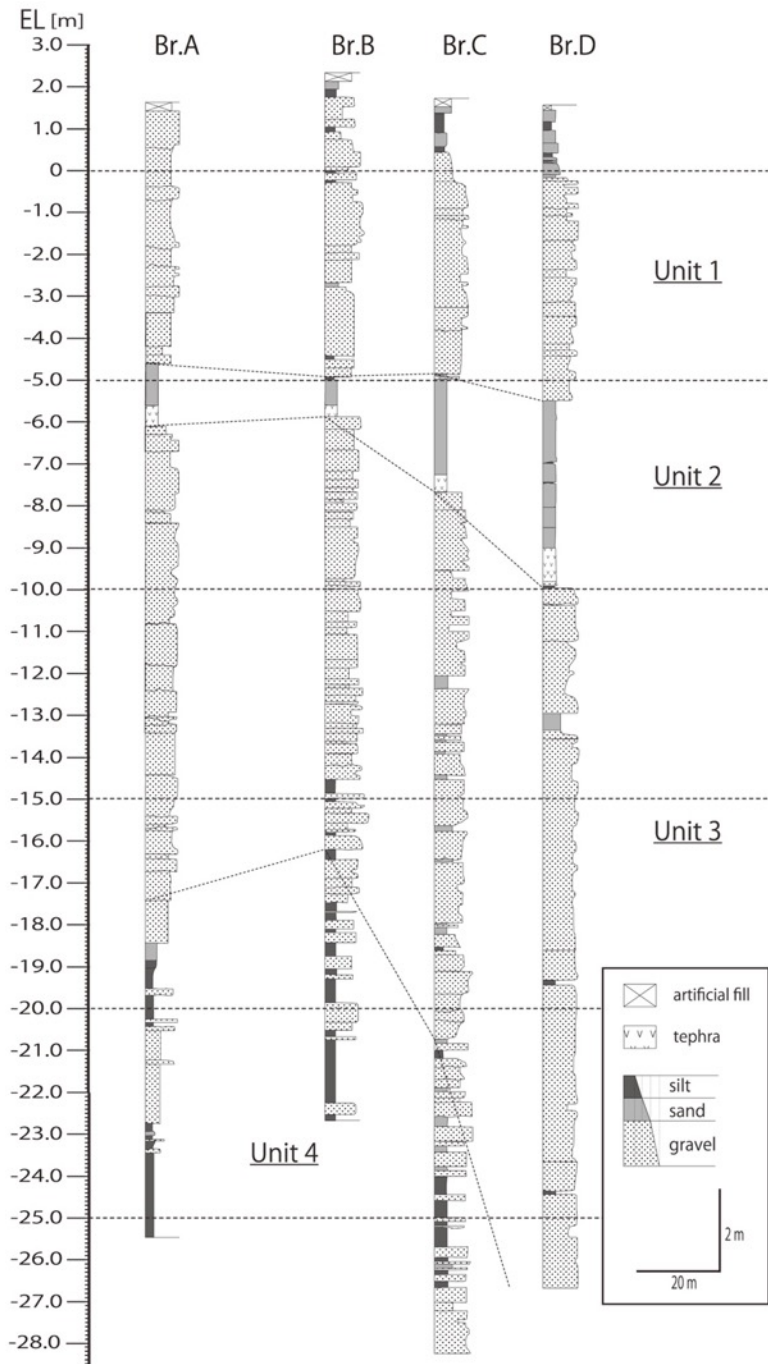


図 159 S波反射法探査測線の約 300 m 西方における群列ボーリング調査の結果（池田・他, 2015b）。

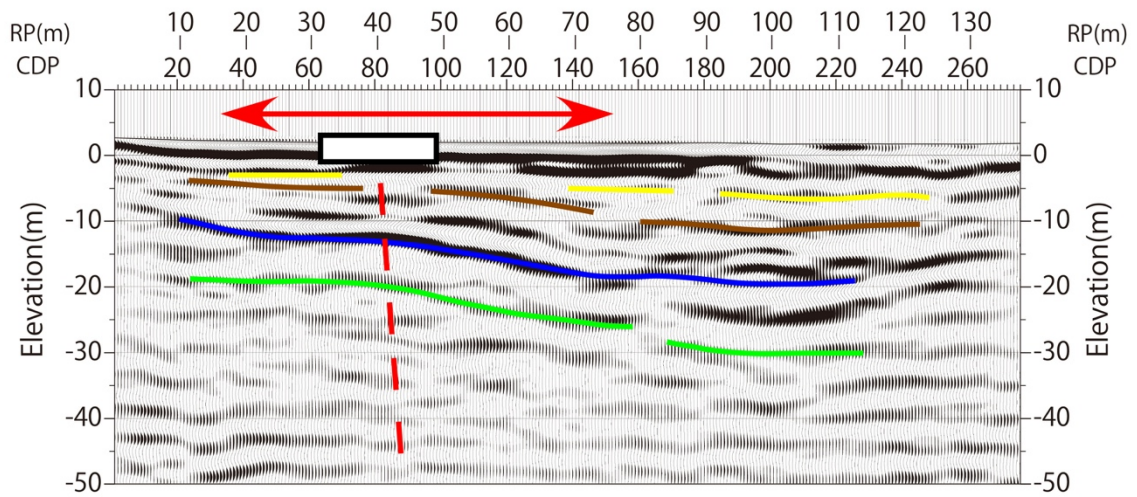


図 160 解釈断面図 (Line 1)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。地表の長方形は本業務におけるトレンチ掘削位置（投影）を示す。赤色破線は地下の断層推定位置を、赤色の両矢印は鉛直方向の変形が大きくおよんでいる範囲を示す。その他の各色の解釈線の説明は本文参照。

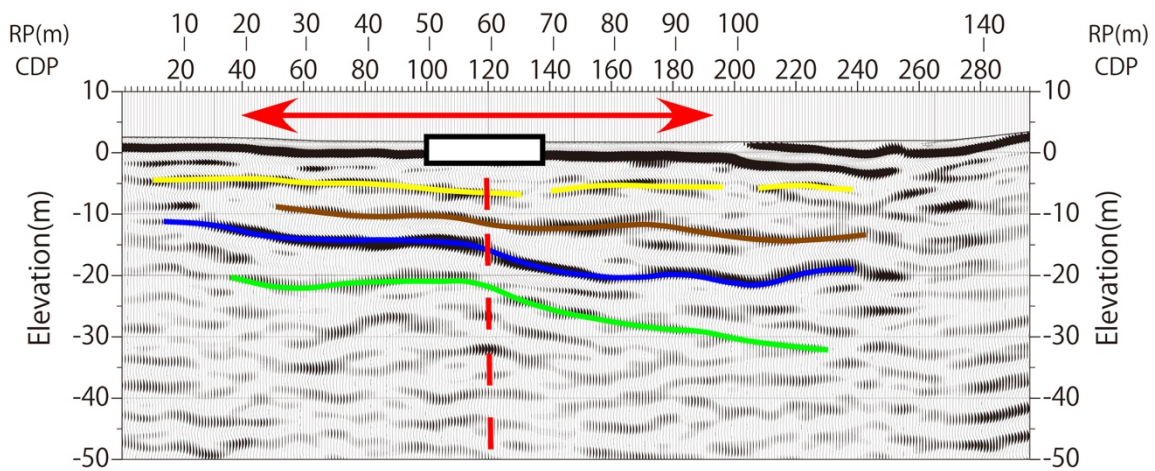


図 161 解釈断面図 (Line 2)。

縦横比は 1 : 1 で、深度方向への強調は無い。横軸の RP は、受振測線における測線北端からの距離程を重合測線へ投影したものを示す。図中の長方形、赤色破線、赤色両矢印、各色解釈線については図 160 の説明文参照。

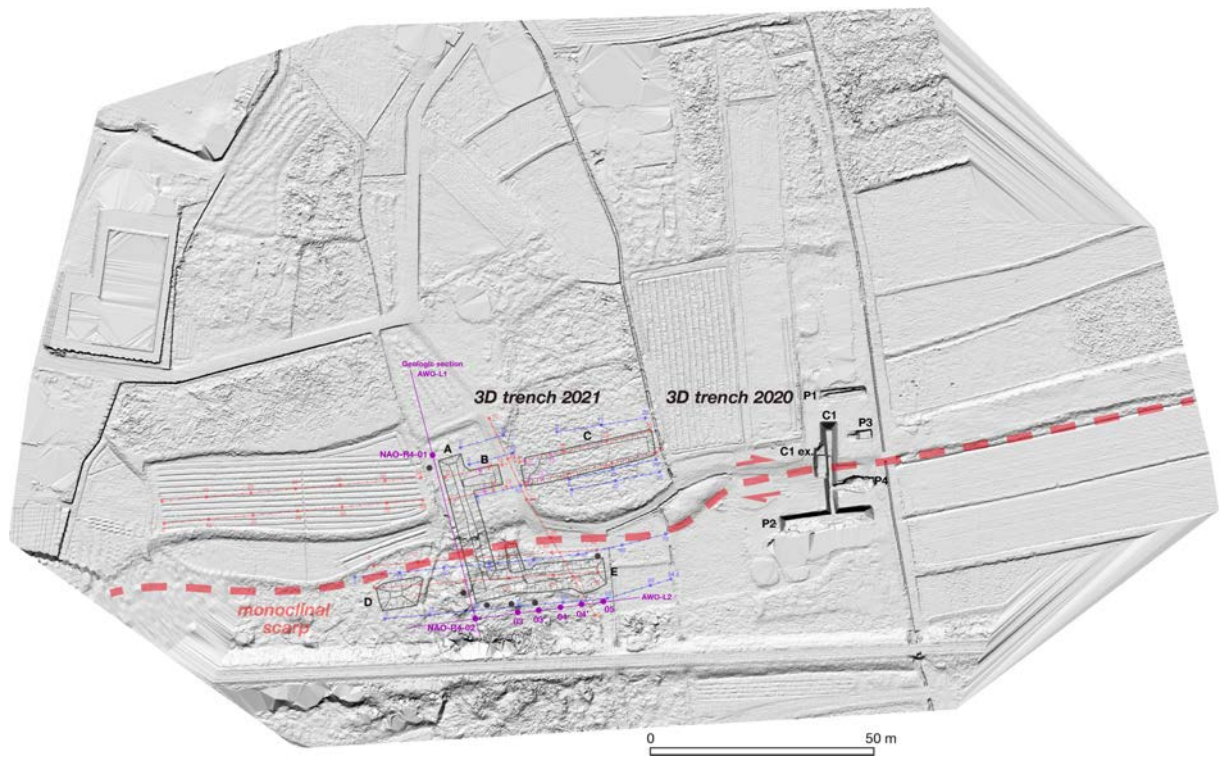


図 162 徳島県鳴門市阿波大谷地区における追加ボーリング調査の位置。
 近藤・他（2022）に加筆、修正。基図はドローンLiDARによる0.1メッシュDEM。

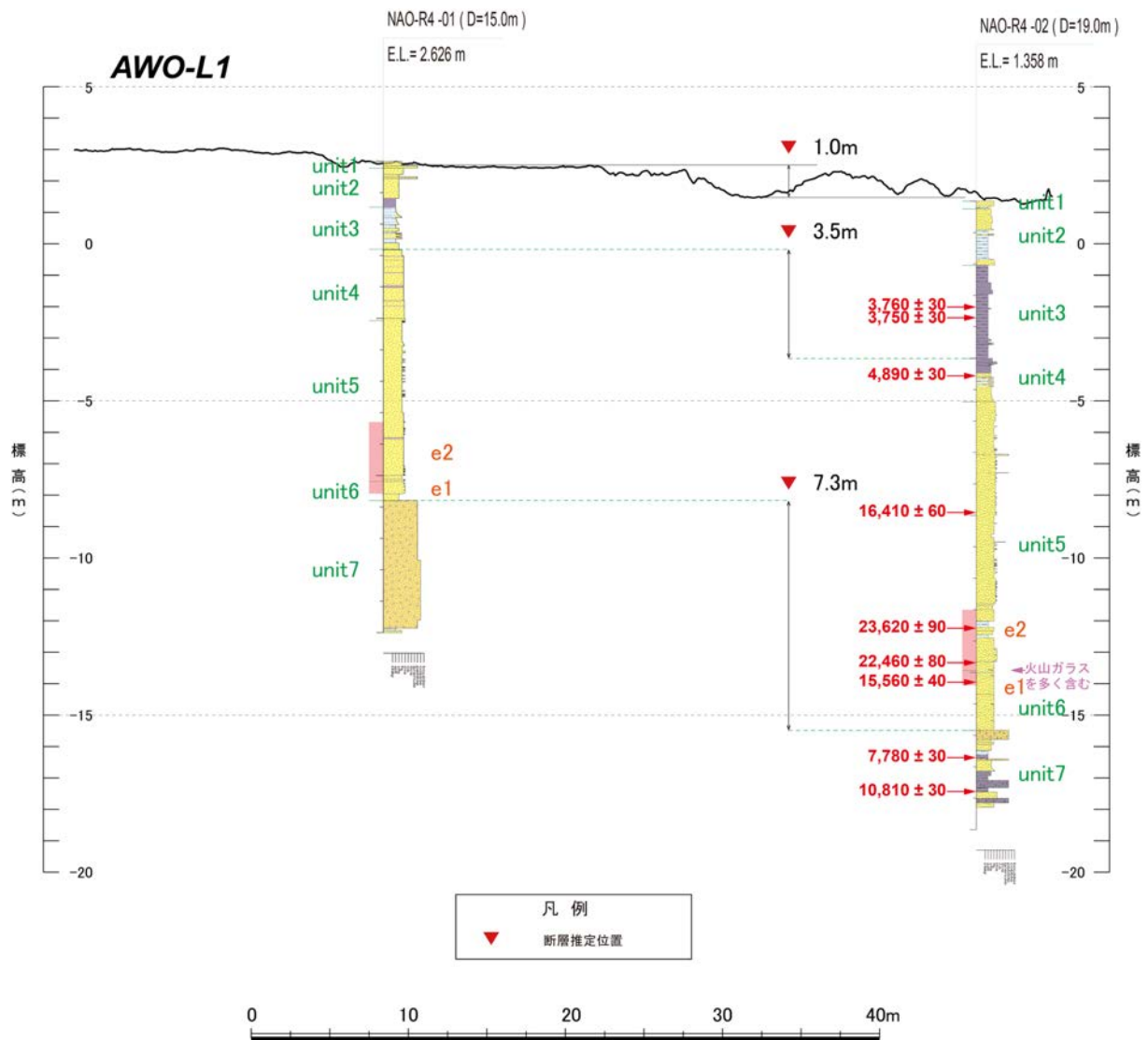


図 163 阿波大谷地区の追加ボーリングに基づく地形地質断面（南北）。
地形断面はドローンLiDARによる0.1mDEMを基に作成。測線位置は図162に示す。

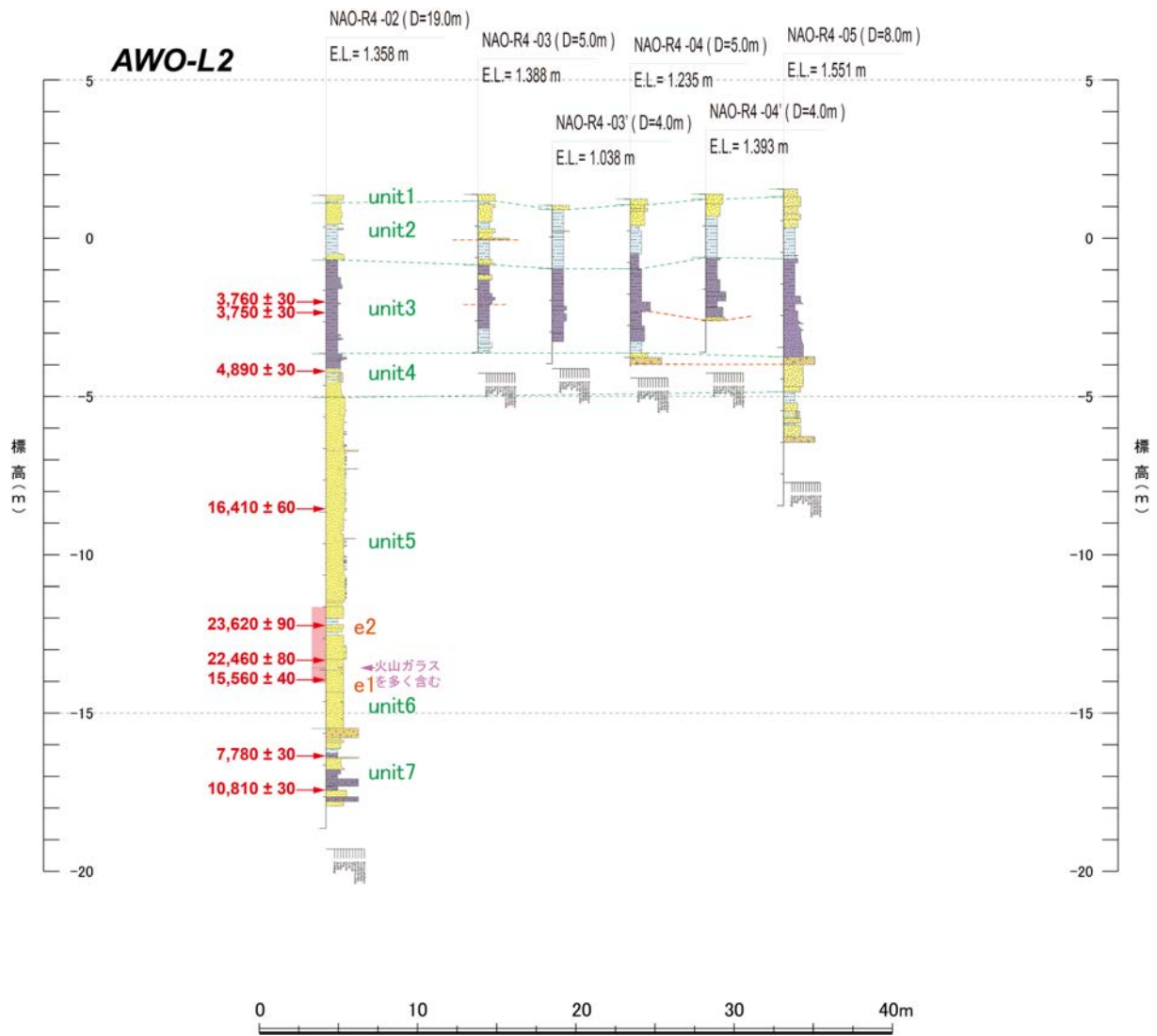
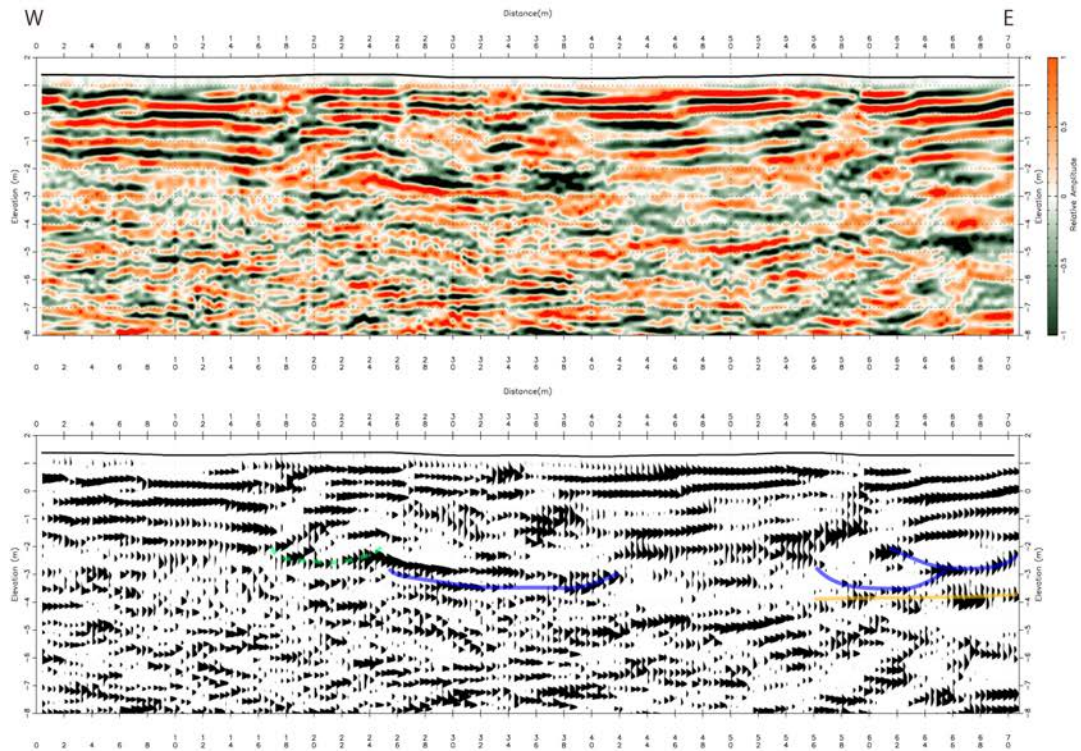


図 164 阿波大谷地区の追加ボーリングに基づく地形地質断面（東西）。
地形断面はドローンLiDARによる0.1mDEMを基に作成。測線位置は図162に示す。

(A) Line ⑦ 50MHz



(B) Line ⑧ 50MHz

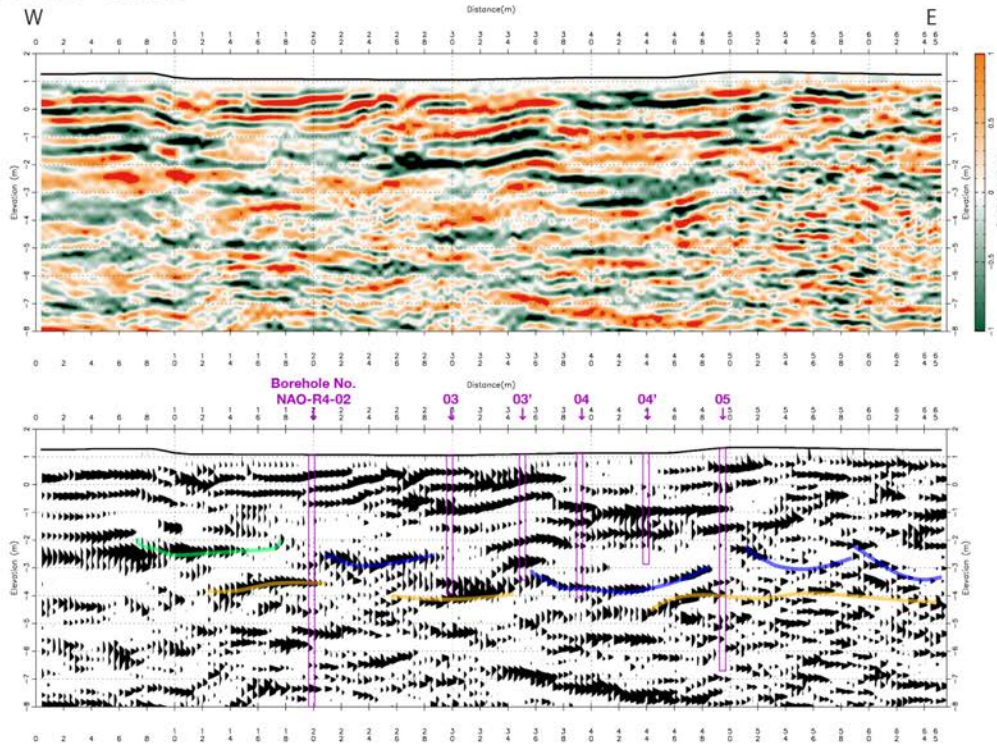


図 165 阿波大谷地区の GPR 探査の再解釈。

(A)断層低側 Line⑦測線の 50MHz 深度変換断面。(B)断層低側 Line⑧測線の 50MHz 深度変換断面。紫色の矩形はボーリング掘削位置を投影したもの。黄緑色線は、チャンネル堆積物（礫層 b）に対比可能なチャンネル構造、青色線はそれより下位のチャンネル構造、橙色線はボーリングでみられた扇状地性砂礫層の上面。

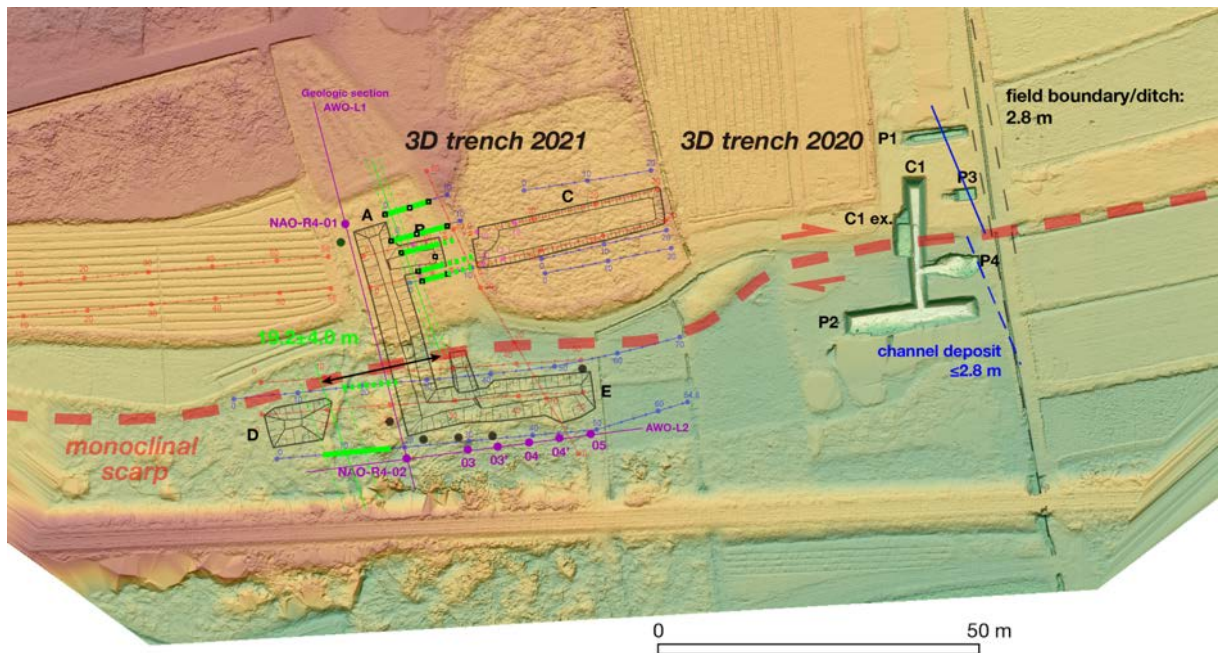


図 166 阿波大谷地区における埋没チャンネルの累積横ずれ量再計測。
 近藤・他（2022）に加筆。黄緑色線が埋没チャンネル（礫層 b）が確認された範囲。基
 図はドローン LiDAR による 0.1mDEM。

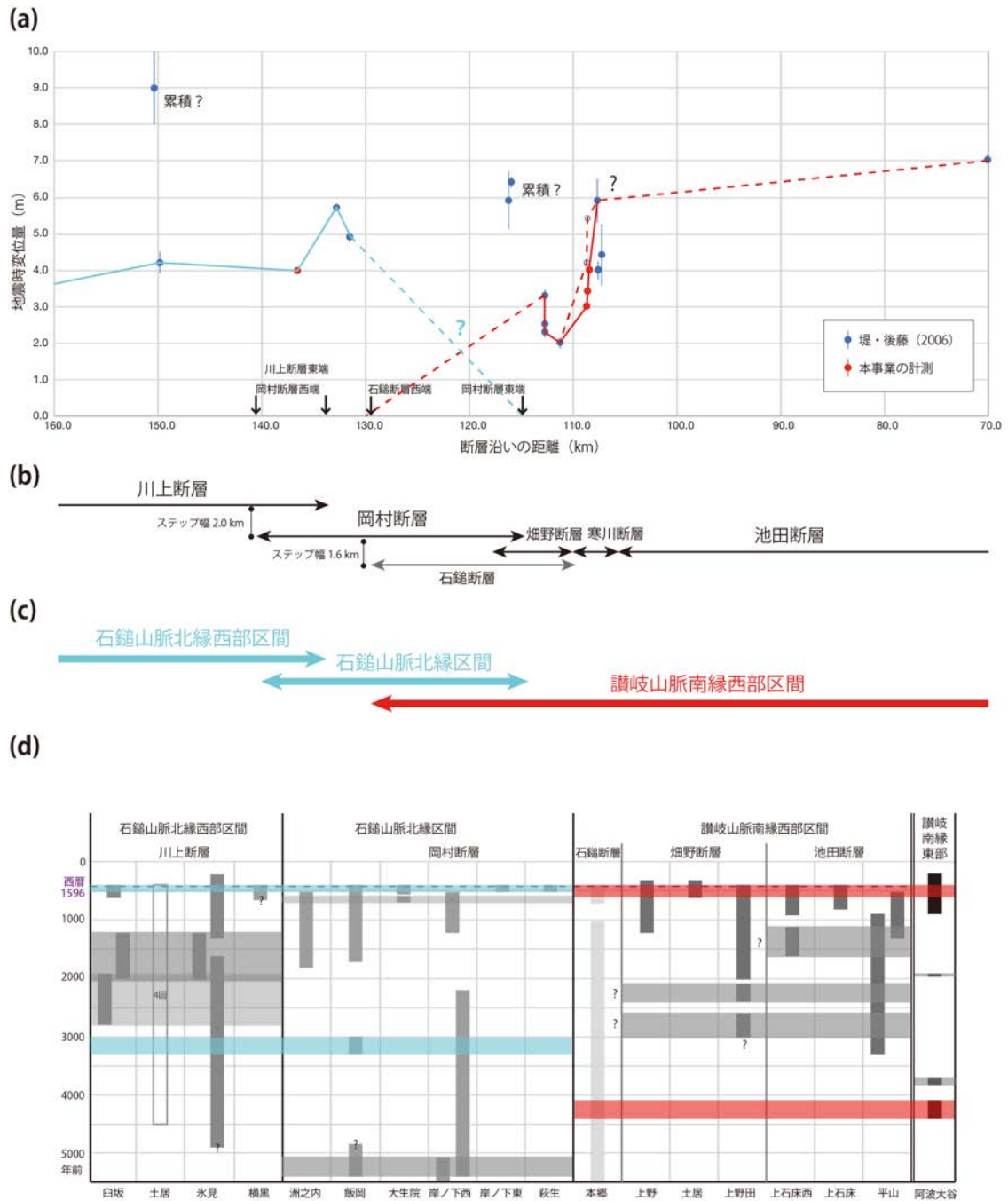


図 167 石鎚山脈北縁区間周辺の連動イベントの再検討結果。

(a) 堤・後藤 (2006) 及び本事業による変位量分布。(b) 活断層トレースの模式図。(c) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の活動区間。(d) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) の古地震イベントの時空間ダイアグラム。讃岐山脈南縁東部区間の活動時期は、本事業の鳴門南断層・阿波大谷地区のイベント I~IV。水色及び赤色のボックスは、複数区間が連動した可能性がある暫定的な連動型イベント。

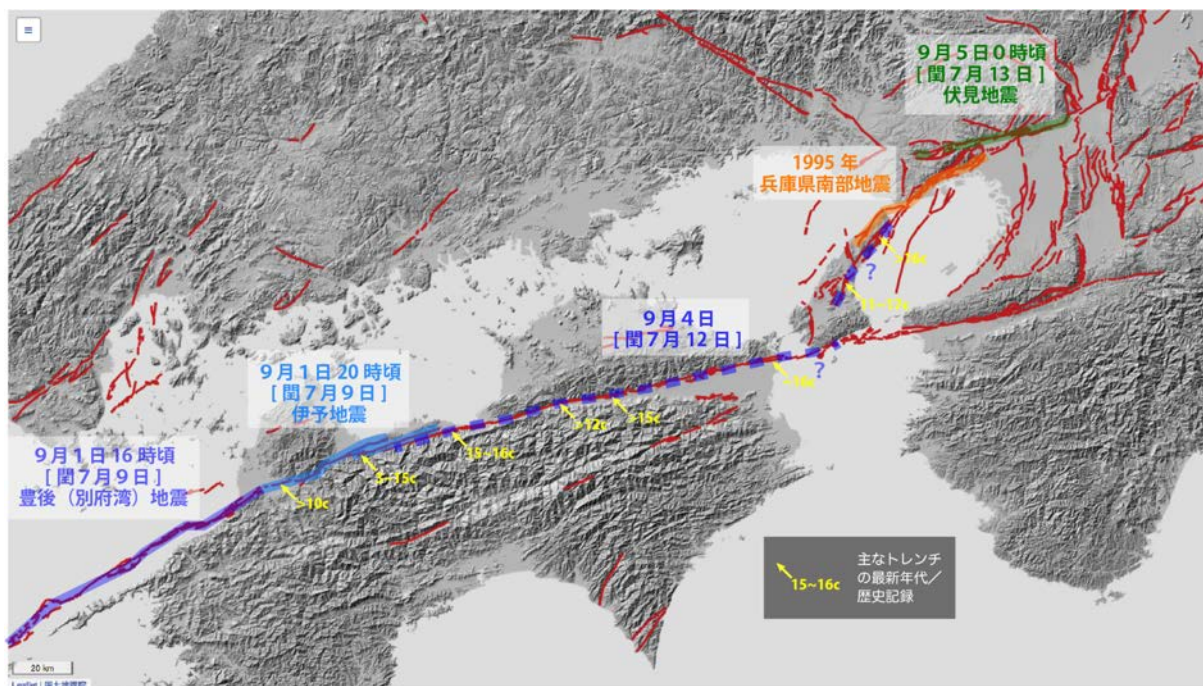


図 168 1596 年文禄に続発した大地震群と中央構造線断層帯および周辺断層との対応。歴史地震及びトレンチ調査による最新活動時期は、宇佐美・他（2013）、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）、小野・他（2016）、石橋（2019）、榎原（2020）、大熊・隈元（2022）を参照。基図は産総研・活断層データベース、国土地理院・地理院地図の地形陰影図。

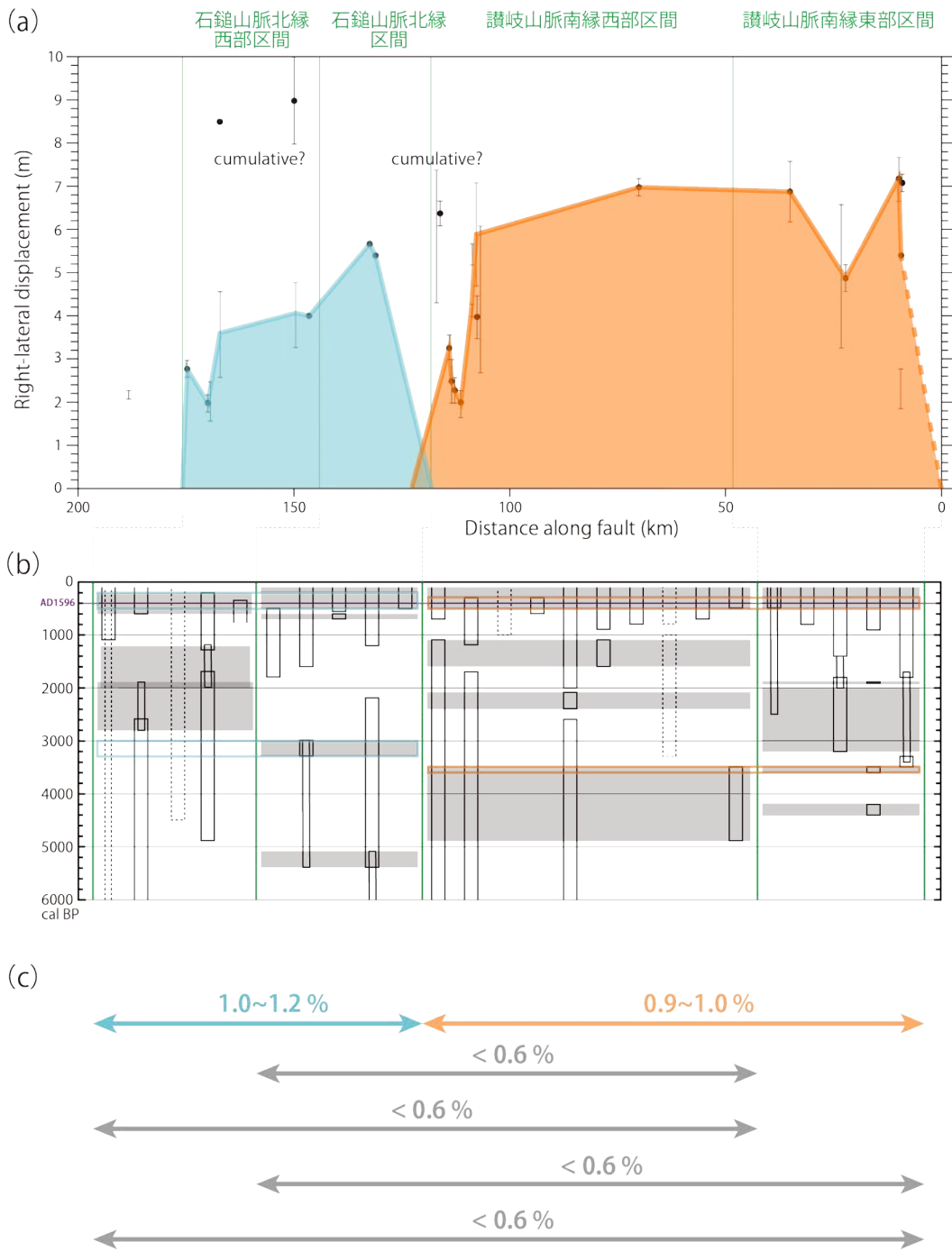


図 169 四国陸域の中央構造線断層帯で生じた連動型地震と発生確率。

(a) 堤・後藤 (2006) 及び本事業による変位量分布と連動範囲の解釈。水色線と橙色線は、それぞれ 1596 年文禄 9 月 1 日の伊予地震および 9 月 4 日頃に生じた大地震。(b) イベント時空間分布。地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) に本事業の調査地点を加えたもの。(c) 変位履歴に基づく連動型地震の発生確率。数値は、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の確率。

(c) 結論ならびに今後の課題

四国陸域の中央構造線断層帯を構成する4つの活動区間を対象として、地震時変位量と活動時期による変位履歴に基づき、過去の連動型古地震イベントの判別、連動範囲、発生頻度の推定、および発生確率の試算をおこなった。

令和2年度は讃岐山脈南縁東部区間を対象として、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。山麓南縁沿いを延びる鳴門断層の撫養木津地区においてS波反射法地震探査とボーリング調査を実施し、従来とは異なる正確な断層位置と分岐形態、極浅部の断層形状、K-Ahの二次堆積を含むイベント砂層などを明らかにした。さらに、平野側で鳴門断層から分岐して延びる鳴門南断層の阿波大谷地区において3Dトレンチ調査を実施した。断層に並行なトレンチ壁面に露出した約5000年前以降の湿地性堆積物や河川性堆積物には、地形と調和的な撓曲変形や右横ずれ剪断に伴う開口亀裂、液状化痕跡が認められ、新しいものからイベント1～3を識別した。現時点までの放射性炭素同位体年代測定の結果、イベント1は約900年前以降に生じ、1596年慶長(文禄)の一連の大地震に対応する可能性が明らかになった。イベント2及び3は、それぞれ3400～3600年前と4600～5400年前に生じたと推定される。また、暫定的なイベント発生間隔は、600～1100年ないし3100～3300年と不規則であった可能性がある。さらに、断層に平行なトレンチでは断層の北側のみに分布する流路堆積物がみいだされ、これを基準に最新活動に伴う横ずれ量を2.8m以下と推定した。従来の地形計測結果の再検討とトレンチ壁面から推定した変形帯の幅を加味して、阿波大谷地区における最新活動に伴う横ずれ量の最良推定値を2.8mと判断した。

令和3年度は、讃岐山脈南縁東部区間から西部区間を主な対象として、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。山麓南縁沿いを延びる鳴門断層上の撫養町木津地区において、前年度に引き続きドローンLiDAR調査とボーリング調査を実施し、より正確な断層位置、極浅部の断層形状、鳴門断層による古地震イベントなどを明らかにした。その結果、少なくとも2回の活動が約6700年前以降に生じたと推定した。また、約3500年前以降に生じた1～2回のイベントに伴い、横ずれ変位7.7mと上下変位1.0mが生じた可能性を指摘した。

平野内で鳴門断層から分岐して延びる鳴門南断層上の阿波大谷地区において、前年度に引き続き3Dトレンチ・GPR調査を実施した。前年度よりも撓曲崖の比高が明瞭な場所で掘削した断層直交方向のトレンチでは、ほぼ鉛直～北傾斜 80° の断層と撓曲変形が露出した。新しいものからイベントI～IVが識別され、最新イベントIは鎌倉時代から江戸時代までに生じ、従来のように1596年文禄(慶長)の一連の大地震に対応する。最新イベントを1596年地震に対比した場合、過去4回のイベントの平均発生間隔は1200～1300年と算出された。さらに、断層に平行なトレンチでみられた埋没チャンネル堆積物の分布をGPR探査等により復元し、過去3回分の累積横ずれ量を $15.4 \pm 0.3\text{m}$ と推定した。この累積横ずれ量をもとに縦ずれ/横ずれ比を固定して各イベントの地震時横ずれ量を検討した結果、イベントIが6.3m、イベントIIが3.9m、イベントIIIが5.3m、イベントIVが2.4mと推定された。さらに、各イベントの地震時上下変位量と発生年代から変位履歴を検討した結果、4回のうち2回のイベントが連動型イベントであったと判断され、それらは時間予測モデル的な繰り返しであった可能性を指摘した。

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近を構成する寒川断層の四国中央市豊岡地区において、予察的な変位履歴調査を実施した。ドローン LiDAR 調査及び GPR 探査の結果、厳島神社の参道を含む道路に系統的な右横ずれ 3.0~4.0m が認められた。厳島神社の建立時期は西暦 816 年の奈良時代とされており、これらの右横ずれは 1596 年地震相当の最新活動に伴って形成された可能性が高いことを明らかにした。

令和 4 年度は、石鎚山脈北縁西部区間から石鎚山脈北縁区間を主な対象として、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。さらに、3 カ年の成果を整理し、連動範囲と連動型イベントの発生頻度の推定、連動間隔を基にした発生確率の試算をおこなった。

石鎚山脈北縁区間・岡村断層の大生院地区において、ドローン LiDAR 計測、3D トレンチ調査を実施し、過去 2 回の活動時期と活動間隔、地震時変位量を明らかにした。最新活動は西暦 1440 年以降に生じ、1596 年文禄地震に対応する可能性が高い。先行するイベントは、西暦 1250~1400 年に限定された。これらをもとに最近 2 回の活動間隔は 200~350 年と推定され、従来の岡村断層の活動間隔 1500~1800 年よりも有意に短い。最新の地震時変位量は、近傍の既往トレンチ調査の結果から右横ずれ 5.7m 程度と推定される。よって、地震断層長と地震時変位量のスケーリング則から、最新活動の範囲は 60km もしくはそれ以上と推定される。これは、長さ 29km の岡村断層（石鎚山脈北縁区間）が単独イベントを生じた際、地震時変位量の期待値が約 3 m であることと不調和である。さらに隣接区間の活動時期も考慮し、最新活動では石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間による連動イベントであったと判断した。このイベントは、既往の歴史地震との対比に基づき、1596 年文禄の伊予地震に相当する可能性が高い。一方、最新に先行するイベントでは 2.6m 程度の右横ずれ変位が推定され、このイベントは岡村断層単独であったと考えられる。

石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の横黒地点において、ドローン LiDAR 計測、トレンチ調査、S 波反射法地震探査を実施した。トレンチ壁面と探査断面には、地形と調和的な北側隆起の撓曲変形や南への傾動を受ける地層が確認された。年代測定の結果、最新活動時期は西暦 1630 年以前に限定され、地震時変位量は右横ずれ 3.5m、上下変位 1.1m の可能性が明らかになった。この変位量は、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の境界付近で生じたものであり、両区間の連動イベントと考えて矛盾がない。

令和 2~4 年度の成果と既往調査研究成果を整理し、四国陸域の中央構造線断層帯の 4 区間を対象にして、連動型イベントの判別と連動間隔の推定、連動確率の試算をおこなった。1596 年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは 9 月 4 日の伊予地震に相当し、約 3000~3300 年前にも生じたと推定された。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは 9 月 4~5 日にかけて生じ、約 3500~3600 年前にも生じたと推定された。よって、連動間隔はそれぞれ、2600~2900 年および 3100~3200 年と算出される。これらの連動間隔をもとにポアソン過程に基づき今後 30 年間の連動型地震の発生確率を算出すると、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動確率は 1.0~1.2%、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動確率は 0.9~1.0% 程度と試算される。また、過去 5000 年間の変位履歴では、3 区間と 4 区間の連動イベントは現時点では検出されなかった。仮に、5000 年より長い発生間隔で各組み合わせの連動型地震が生じた場合、今後 30 年間の連動型地震の発生確率はそれぞれ 0.6% 未満と

なる。ただし、この確率は約 5000 年間のデータに限られており、より長期間の変位履歴を充足させ検討を続ける必要がある。

以上のように、四国陸域の中央構造線断層帯の 4 つの活動区間を対象として、変位履歴に基づく連動確率の試算を実施した。精緻な変位履歴を復元できた地点は未だに限られている。そのため、横ずれ量を復元する調査手法の改良を含めて、より多地点で効率的に変位履歴を復元していく必要がある。また、1 万年程度以上の長期間の変位履歴を復元するためには、地形・地層の年代分解能の向上と適切な調査場所選定が必要である。さらに、地震発生確率の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、連動型地震の発生確率算出手法の高度化を図っていく必要がある。

(d) 引用文献

- 物理探査学会, 物理探査ハンドブック 増補改訂版, 公益社団法人 物理探査学会, 東京, 1045p, 2016.
- Daniels, D.J. ed., Surface-penetrating radar, The Institute of Electrical Engineers, 300p, 1996.
- 愛媛県, 平成10年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁)に関する調査成果報告書. 愛媛県, 416p, 1999.
- 愛媛県, 平成11年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書, 421p, 2000a.
- 愛媛県, 平成11年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書(概要版), 54p, 2000b.
- 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.
- 藤原 治・町田 洋・塩地潤一, 大分市横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物, 第四紀研究, 49, 23-33, 2010.
- Geshi, N., F. Maeno, S. Nakagawa, H. Naruo and T. Kobayashi, Tsunami deposits associated with the 7.3 ka caldera-forming eruption of the Kikai Caldera, insights for tsunami generation during submarine caldera-forming eruptions. J. Volcanol. Geoth. Res., 347, 221-233, 2017.
- 後藤秀昭・中田 高・高田圭太・熊原康博, Geo-slicerによる中央構造線活断層系, 池田断層西端部の最新活動期の再検討, 日本地理学会発表要旨集, 52, 212-213, 1997.
- 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.
- 後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ, 中央構造線活断層系(四国)の最新活動時期から見た活断層系の活動集中期, 地震, 第2輯, 53, 205-219, 2001.
- 後藤秀昭・堤 浩之・遠田晋次, 中央構造線活断層系・畑野断層の最新活動時期と変位量, 地学雑誌, 112, 531-543, 2003.
- 長谷川修一・岡田篤正・田村栄治・川上裕史・大野裕記・永峰良則, 愛媛県土居町における中央構造線系畑野断層のトレンチ調査, 四国電力, 四国総合研究所研究期報, 73, 50-67, 1999.
- 池田倫治・後藤秀昭・堤 浩之・近藤久雄・西坂直樹・大野裕記・露口耕治・小林修二, 四国中央部の中央構造線活断層帯岡村断層の最新活動時期と変位量, 日本地球惑星科学連合講演要旨, SSS34-P24, 2014a.
- 池田倫治・堤 浩之・後藤秀昭・西坂直樹・大野裕記・柳田 誠, 四国西部の中央構造線断層帯川上断層の東部における完新世後期の活動履歴, 活断層研究, 40, 1-18, 2014b.
- 池田倫治・辻 智大・堤 浩之・後藤秀昭・柳田 誠・大西耕造・西坂直樹, 愛媛県西条市加茂川左岸の中央構造線断層帯岡村断層の断層分布と最新活動時期, 活断層学会講演要旨, P-10, 2015a.
- 池田倫治・辻 智大・後藤秀昭・堤 浩之・興津昌宏・柳田 誠・大野裕記・西坂直樹, 四国中央部の中央構造線断層帯川上断層東端部における群列ボーリング調査, 地質学雑誌, ,

- 121, 403-419, 2015b.
- 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.
- 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-由布院) の長期評価 (第二版)」, 162pp, 2017.
- 近藤久雄・木村治夫・後藤秀昭・堤 浩之, 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」, 令和 3 年度成果報告書, 3-82, 2022.
- 町田 洋・新井房夫, 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, 143-163, 1978.
- 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.
- Maeno, F., F. Imamura, and H. Taniguchi, Numerical simulation of tsunamis generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Kyushu, Japan. *Earth Planets Space*, 58, 1013-1024, 2006.
- Maeno, F. and F. Imamura, Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan. *Geophysical Research Letters*, 34, L23303, 2007.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 森野道夫・岡田篤正・中田 高・松波孝治・日下雅義・村田明広・水野清秀・能見忠歳・谷野宮恵美・池田小織・原 郁夫, 徳島平野における中央構造線活断層系の活動履歴, 地質学雑誌, 107, 681-700, 2001.
- 森野道夫・岡田篤正, トレンチ調査結果の再検討に基づく四国中央構造線活断層系の活動履歴, 活断層・古地震研究報告, 2, 153-182, 2002.
- Nakanishi, T., T. Tsuji, F. Nanayama, T. Yamaguchi, Y. Kondo, M. Ikeda and W. Hong, Radiocarbon age offsets of Plants and Shells in Holocene sediments from the Sukumo plain, Southwest Coast of Shikoku, Southwest Japan. *Radiocarbon*, 1951-1961, 2019.
- 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.
- Nanayama, F. and F. Maeno, Evidence on the Koseda coast of Yakushima Island of a tsunami during the 7.3 ka Kikai caldera eruption, *Island Arc*, 28, <https://doi.org/10.1111/iar.12291>, 2018.
- 七山 太・山口龍彦・中西利典・辻 智大・池田倫治・近藤康生・三輪美智子・杉山真二・木村一成, 地震性地殻変動と大規模ラハールによって規制された開析谷埋積シークエンス: 南海トラフ沿岸, 宿毛臨海低地において採取された沖積コアの解析例, 地質学雑誌, 126, 493-517, 2020.
- 成尾英仁・小林哲夫, 鬼界カルデラ, 6.5ka BP 噴火に誘発された 2 度の巨大地震, 第四紀研究, 41, 287-299, 2002.

- 岡田篤正・堤 浩之, 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動—徳島県市場町でのトレンチ調査—, 地学雑誌, 106, 644-659, 1997.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝, 中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動—愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ. 活断層研究, 17, 106-131, 1998.
- 岡田篤正・楳原京子・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.
- 小野映介・矢田俊文・海津 颯・河角龍典, 徳島県撫養地区における塩田開発と 1596 年慶長伏見地震の関連性, 日本地理学会発表要旨集 2015s(0), 100029, 2015.
- 小野映介・佐藤善輝・矢田俊文・海津 颯, 徳島県撫養地区における塩田開発と 1596 年の地震との関連性, 歴史地理学, 58, 24-34, 2016.
- 大熊祐里英・隈元 崇, 文禄五年閏七月九日の伊予・豊後地震に関する特性化震源モデルを用いた中央構造線活断層帯の断層パラメータの検証. 日本活断層学会秋季学術大会, P-13, 2022.
- Patria, A., H. Kimura, Y. Kitade, and H. Tsutsumi, Right-lateral offset associated with the most recent earthquake on the Ikeda fault of the Median Tectonic Line, southwest Japan, revealed by ground-penetrating radar profiling, *Progress in Earth and Planetary Science*, 9:8, <https://doi.org/10.1186/s40645-022-00466-7>, 2022.
- 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.
- Rockwell, T. K., S. Lindvall, T. Dawson, R. Langridge, W. Lettis and Y. Klinger, Lateral Offsets on Surveyed Cultural Features Resulting from the 1999 Izmit and Duzce Earthquakes, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 79-94, 2002.
- 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/>
- Sheriff, R., and L. Geldart, 'Exploration Seismology' (2nd ed.), Cambridge University Press, doi:10.1017/CB09781139168359, 1995.
- Shimazaki, K., T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes,

- Geophysical Research Letters, 7, 279-282, 1980.
- 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 tephra 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.
- 高田圭太・中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・原口 強・松木宏彰, 徳島平野低地部に認められた中央構造線活断層系鳴門南断層の変位地形, *活断層研究*, 17, 97-105, 1998.
- 徳島県, 平成 9 年度 中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書, 徳島県, 1998, <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima3frm.htm> (2021/03/31 閲覧).
- 徳島県, 平成 10 年度 中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書, 徳島県, 1999, <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima4frm.htm> (2021/03/31 閲覧).
- 徳島県, 平成 11 年度 中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書, 徳島県, 2000, <https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima5frm.htm> (2021/03/31 閲覧).
- Tsutsumi, H., A. Okada, T. Nakata, M. Ando, T. Tsukuda, Timing and displacement of holocene faulting on the median tectonic line in central shikoku, southwest Japan, *Journal of Structural Geology*, 13, 227-233, 1991.
- Tsutsumi, H. and A. Okada, Segmentation and Holocene Surface Faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 101, 5855-5871, 1996.
- 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・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.
- 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* 2, 59, 117-132, 2006.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子, 「日本被害地震総覧 599-2012」, 東京大学出版会, 東京, 694p, 2013.
- Wallace, R., Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. *GSA Bulletin*, 81, 2875-2890, 1970.
- Yamada, M., S. Fujino, T. Chiba, C. Chagué, D. Takeda, Recurrence of intraplate earthquakes inferred from tsunami deposits during the past 7300 years in Beppu Bay, southwest Japan, *Quaternary Science Reviews*, 259, 106901, 2021.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・吉岡敏和・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一, 1988 年 8 月中央構造線岡村断層(西条市八幡原地区)トレンチ発掘調査, *活断層研究*, 13, 60-71, 1995.

3. 2 地殻応力場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	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	研究員	椎名 高裕
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

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

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和2年度：

既報の三次元速度構造モデルを収集し、対象断層帯全域にわたるモデルを構築した。

2) 令和3年度：

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

3) 令和4年度：

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

(2) 令和4年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線断層帯周辺の震源分布、震源メカニズム解分布から、地下における断層の位置を検討した。また、周辺の応力場が断層をすべらせやすいかどうかを検討した。震源分布と震源メカニズム解の分布からは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきであるという結論を得ることはできなかった。いずれのモデルでも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方がすべりやすいことがわかった。

(b) 業務の成果

1) 日本全国内陸部ストレスマップによる中央構造線断層帯周辺の応力場

四国地方の中央構造線断層帯周辺の応力場を概観するため、全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) から当地域を抜き出し、令和3年度に引き続き検討した。ま

た、燧灘において中央構造線から北傾斜に並ぶ地震活動について、それらの地震の震源メカニズム解を調べ、地震の並びとの対応関係を確認した。

図1に、中央構造線周辺における水平主圧縮軸方位 (Uchide et al., 2022) を示す。令和3年度にも見たように、水平主圧縮軸が概ね東西方向を向いている。燧灘から香川県西部にかけては、水平主圧縮軸が30度ほど時計回りに回転している。図2に、応力場の方向をビーチボールにより示す。四国の中央構造線沿いでは、横ずれ断層型の応力場が認められる。

次に、Uchide et al. (2022) の応力場によって、中央構造線断層帯が活動しやすいかどうかを、二つの指標によって評価した。指標の一つはSlip Tendencyである。Morris et al. (1996) による定義では、断層面上の剪断応力の絶対値を法線応力の絶対値で割ったものであり、これをさらに摩擦係数で除したのもよく用いられる。しかし、Uchide et al. (2022) による応力インバージョン解析では応力の絶対値が求められないため、この定義をそのまま使うことができない。そこで、Yukutake et al. (2015) に倣って、以下の3つの仮定に基づいて応力の絶対値を推定し、Slip Tendencyを計算する。

- 所与の応力場で最もすべりやすい断層面が静水圧下ですべる。
- 摩擦係数は0.6を使用する。
- 水平面にかかる法線応力はかぶり圧に等しい。

もう一つの指標は、Fault Instability (Vavryčuk et al., 2013) である。これは、ある断層面が、所与の応力場に対して最も破壊しやすい断層面の向きにどの程度近いを示すもので、

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)}$$

と書ける。ここで、 τ と σ は断層に掛かる剪断応力と法線応力、 μ は摩擦係数、 τ_c と σ_c は最も破壊しやすい断層面に掛かる剪断応力と法線応力、 σ_1 は最大主圧縮応力を示す。

評価の際は、国立研究開発法人防災科学技術研究所のJ-SHISに収録されている断層面モデルを使用した。中央構造線断層帯では傾斜角40度の北傾斜の断層面と鉛直の断層面が想定されているため、両者に対して、Slip TendencyとFault Instabilityを計算した。

図3に計算結果を示す。いずれの指標でも、いずれの傾斜角でも、中央構造線断層帯は応力場によってすべりやすいことを示している。特に、鉛直傾斜の断層面の方がいずれの指標でも非常に高い値を示しており、非常にすべりやすいことを示唆している。ここで、応力の絶対値が推定できていないため、この計算値を以って発生時期に関して議論できるものではないことには注意を要する。

図4に、中央構造線断層帯付近で発生した地震の震源メカニズム解 (Uchide et al., 2022; 内出・他, 2022) を断面図上で示す。震源メカニズム解はHASHコード (Hardebeck and Shearer, 2002) を用いて求めたものであるが、そのうち、精度の良い「Aランク」「Bランク」「Cランク」のものを図示している。震源分布は北傾斜に並んでいるように見えるが、震源メカニズムの節面は必ずしもその方向に並んでいない。一方、断面(d)においては、ほぼ鉛直の節面を持つ震源メカニズム解が、ほぼ鉛直に並んでいるが、他の断面ではそのような傾向が明らかでない。震源メカニズムや震源位置の分布だけでは、北傾斜と鉛直の断層面のいずれが震源断層として妥当であるかはわからない。

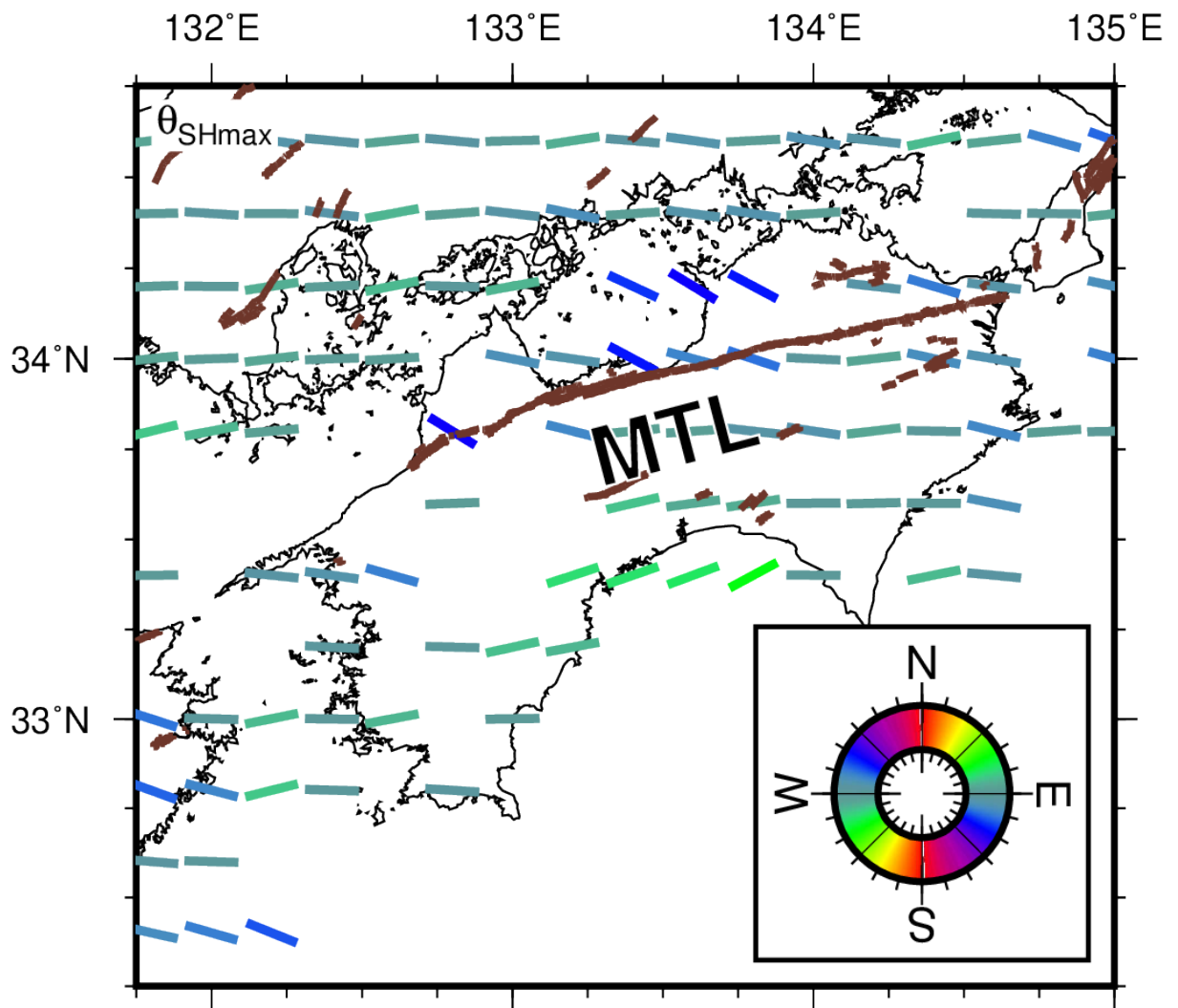


図1 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) による、四国地域の水平主圧縮軸方位。色と棒で水平主圧縮軸方位を表示した。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

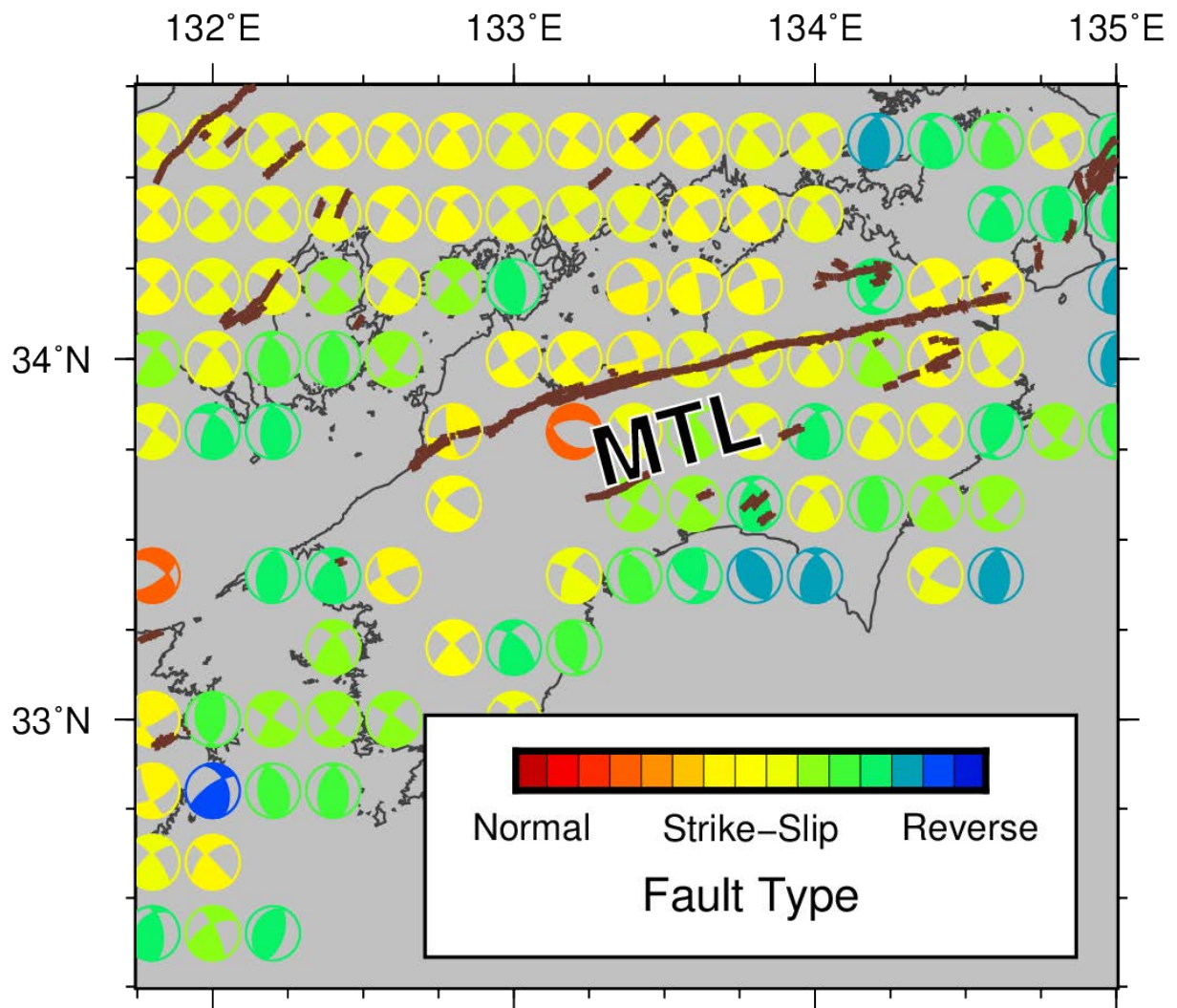


図2 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) による応力軸の方向をビーチボールで示した。Shearer et al. (2006) に従って、断層タイプより色付けした。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

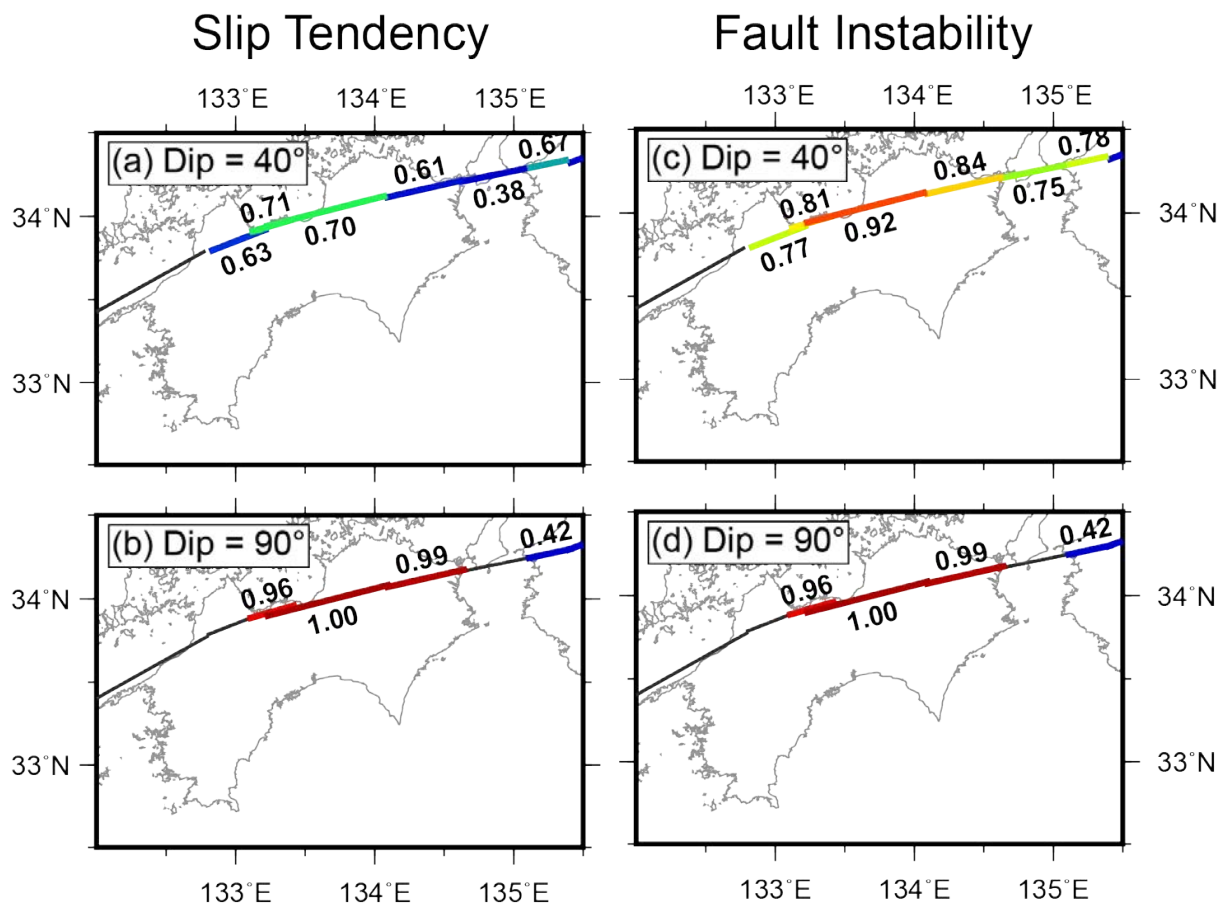


図3 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) で示された応力場情報を用いて計算した、断層のすべりやすさの評価。(a) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(b) 鉛直断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(c) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したFault Instability。(d) 鉛直断層モデルに対して計算したFault Instability。

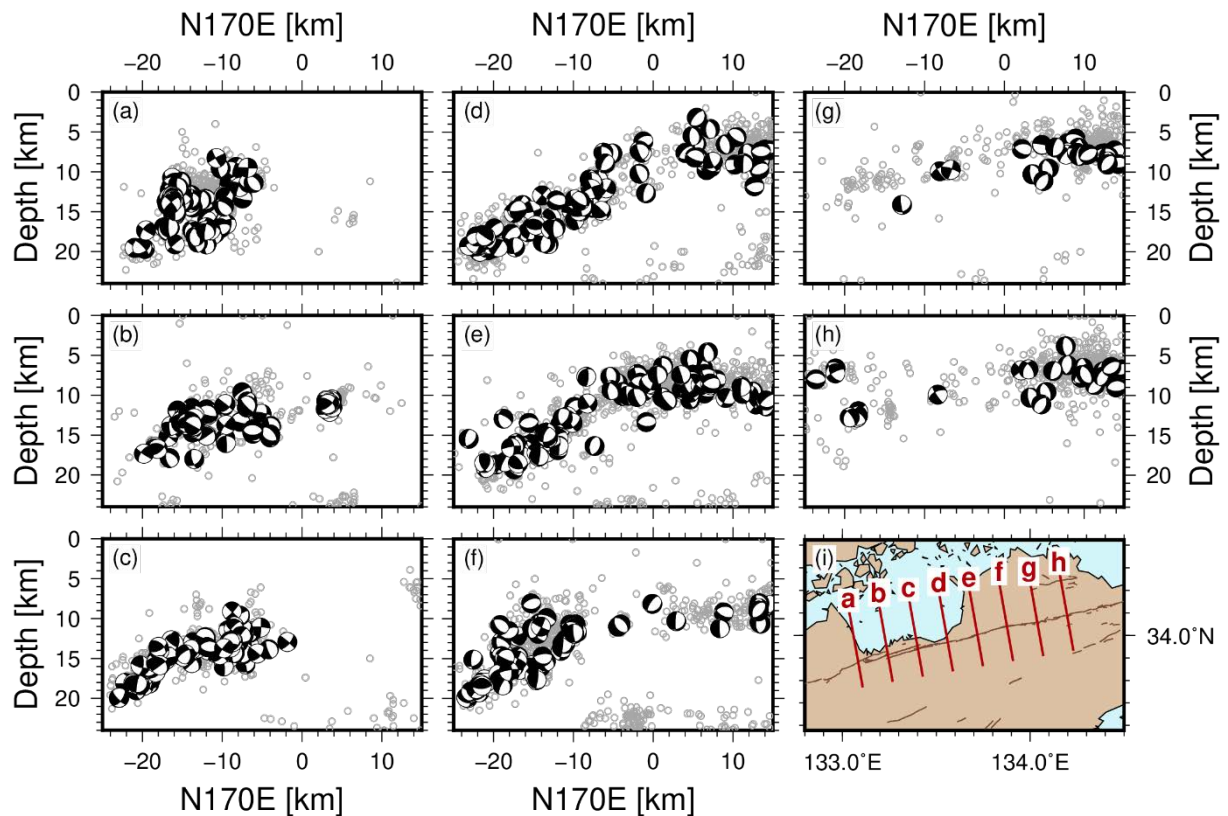


図4 中央構造線断層帯付近で発生した地震の震源メカニズム解 (Uchide et al., 2022; 内出・他, 2022) の分布。(a)~(h) 断面図。図の左方向がほぼ北 (N170E)、右方向がほぼ南を向いている。震源メカニズム解を示すビーチボールは横から見た下半球投影 (視点から遠い側の半球への投影) で描画した。(i) 各断面の位置。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

(c) 結論

中央構造線断層帯周辺の震源分布、震源メカニズム解分布から、地下における断層の位置を検討した。また、周辺の応力場が断層をすべらせやすいかどうかを検討した。震源分布と震源メカニズム解の分布からは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきであるという結論を得ることはできなかった。いずれのモデルでも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方がすべりやすいことがわかった。

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, 1991) で作成しました。

(d) 引用文献

Hardebeck, J. L. and P. M. Shearer, A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2264-2276, 2002. doi: 10.1785/0120010200.

Morris, A., D. A. Ferrill, and D. B. Brent Henderson, Slip-tendency analysis and

- fault reactivation, *Geology*, 24, 275-278, 1996. doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0275:STAAFR>2.3.CO;2.
- 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.
- Shearer, P. M., G. A. Prieto, and E. Hauksson, Comprehensive analysis of earthquake source spectra in Southern California, *J. Geophys. Res.*, 111, B06303, 2006. doi: 10.1029/2005JB003979.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 127, e2022JB024036, 2022. doi: 10.1029/2022JB024036.
- 内出崇彦・椎名高裕・今西和俊, 日本全国内陸部の地殻内応力マップと微小地震の発震機構解のデジタルデータ, 地質調査総合センター研究資料集, no. 738, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2022.
- Vavryčuk, V., F. Bouchaala, and T. Fischer, High-resolution fault image from accurate locations and focal mechanisms of the 2008 swarm earthquakes in West Bohemia, Czech Republic, *Tectonophysics*, 590, 189-195, 2013. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.025>.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, Free software helps map and display data, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 72, 441, 1991.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 411, 188-198, 2015. doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.005.

(3) 令和2年度～令和4年度の成果

(a) 業務の要約

四国地方の中央構造線及びその周辺における地震波速度構造の特徴を調べるため、文献調査並びに地震波走時トモグラフィ解析を実施した。その結果、中央構造線を挟んで北部では高速度域、南部では低速度域としておおよそ特徴づけることができることがわかった。さらに、この3次元速度構造モデルを用いて微小地震の震源再決定を行い、中央構造線北部で北側に傾斜する震源分布が得られた。震源分布と震源メカニズム解の分布からは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきであるという結論を得ることはできなかった。全国内陸部ストレスマップを用いて当該地域における応力場の傾向を概観したところ、四国地域における水平主圧縮軸方位が概ね東西方向を向いている中、燧灘から香川県西部にかけての地域では、中央構造線南部に比べて北部では30度ほど時計回りに回転していることが分かった。北傾斜と鉛直の断層いずれも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方がすべりやすいことがわかった。

(b) 業務の成果

1) 四国地方の地震波速度構造

a) 文献調査

四国地方における中央構造線周辺域の地震波速度構造モデルに関連する先行研究の調査を行った。表1に代表的なモデルを示す。対象地域では、直達波の到着時刻を用いた地震波トモグラフィ解析（例えば、Ikeda et al., 2006; Matsubara et al., 2017）に加えて、モホ面反射P波と解釈される波群（PmP波）の到着時刻（Gupta et al., 2009）や常時雑微動（Nishida et al., 2008）を用いた解析により、地震波速度構造の推定が行われている。これらの先行研究は四国地方では中央構造線北側で地震波速度が速く、南側で遅くなる傾向を示している（図5～7）。このような地震波速度分布は深さ20～30km程度まで確認できる（図8、図9）。また、重力異常でも中央構造線を境にした南北の変化が認められ、北側で負のブーゲー重力異常がより大きくなる（植田, 2005）（図10）。

表1 代表的な地震波速度構造モデル

論文	モデル	データ・解析手法
Gupta et al. (2009)	中央構造線付近の 3次元P波速度偏差構造	直達P波およびPmP波の到着時刻・トモグラフィ解析
Ikeda et al. (2006)	中国・四国地方の 3次元P波速度偏差構造	直達P波の到着時刻・トモグラフィ解析
Matsubara et al. (2017)	日本列島の3次元P波・S波速度偏差構造	直達P波と直達S波の到着時刻・トモグラフィ解析
Nishida et al. (2008)	日本列島の 3次元S波速度偏差構造	常時雑微動・トモグラフィ解析

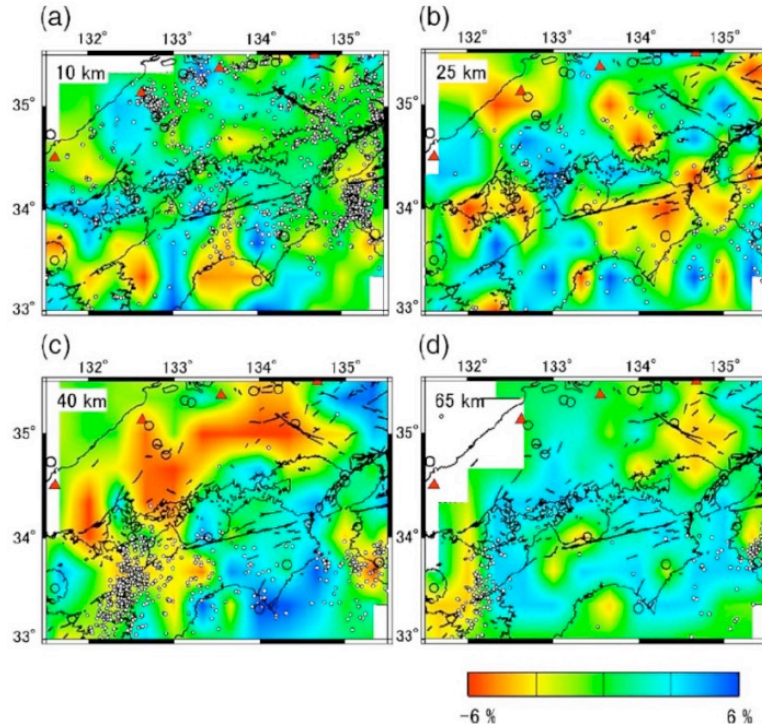


図5 Ikeda et al. (2006) により推定された中国・四国地方の3次元P波速度偏差構造の水平断面図。白丸が微小地震、中抜円は1987年から1996年に発生したマグニチュード5以上の地震、赤三角は第四紀火山を示す。

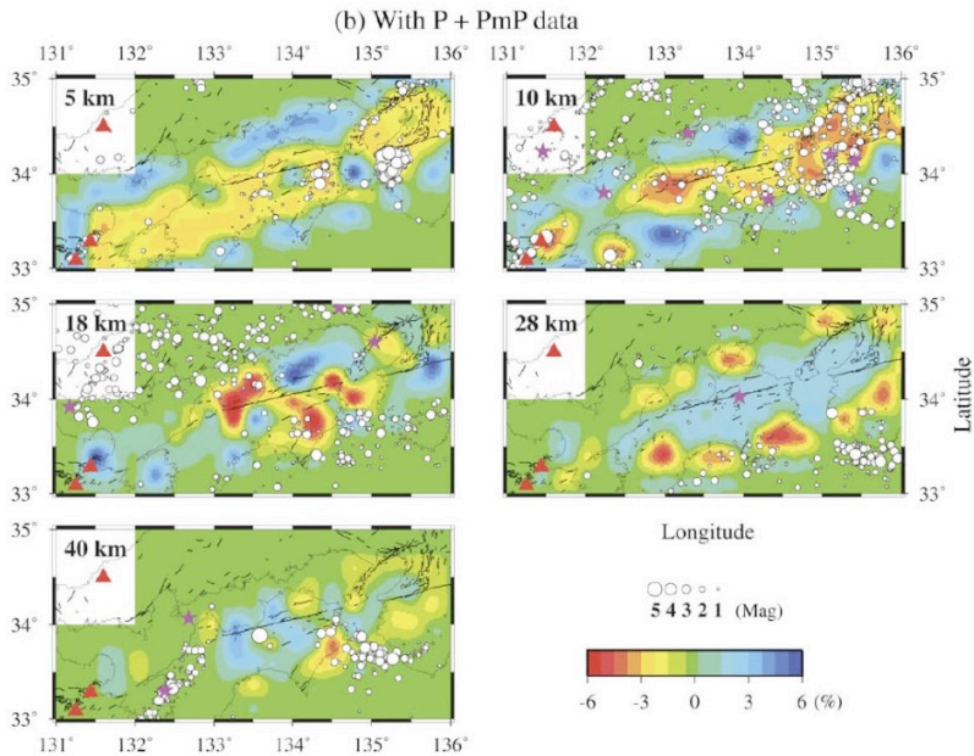


図6 Gupta et al. (2009) により推定された中央構造線付近の3次元P波速度偏差構造の水平断面図。白丸が2003年から2007年に発生した微小地震、星は1925年から2000年に発生したマグニチュード4.5以上の地震を示す。赤三角は活火山あるいは第四紀火山。

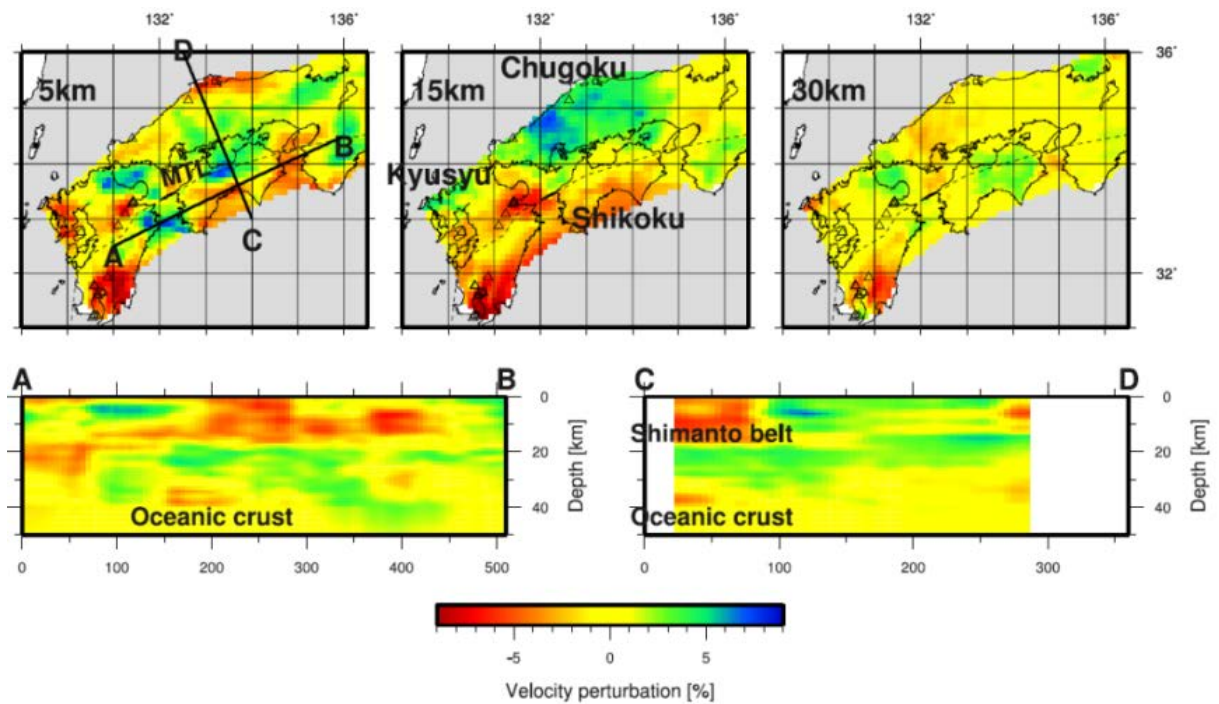


図7 常時雑微動解析から推定された3次元S波速度偏差構造の(上)水平断面図と(下)鉛直断面図(Nishida et al., 2008)。

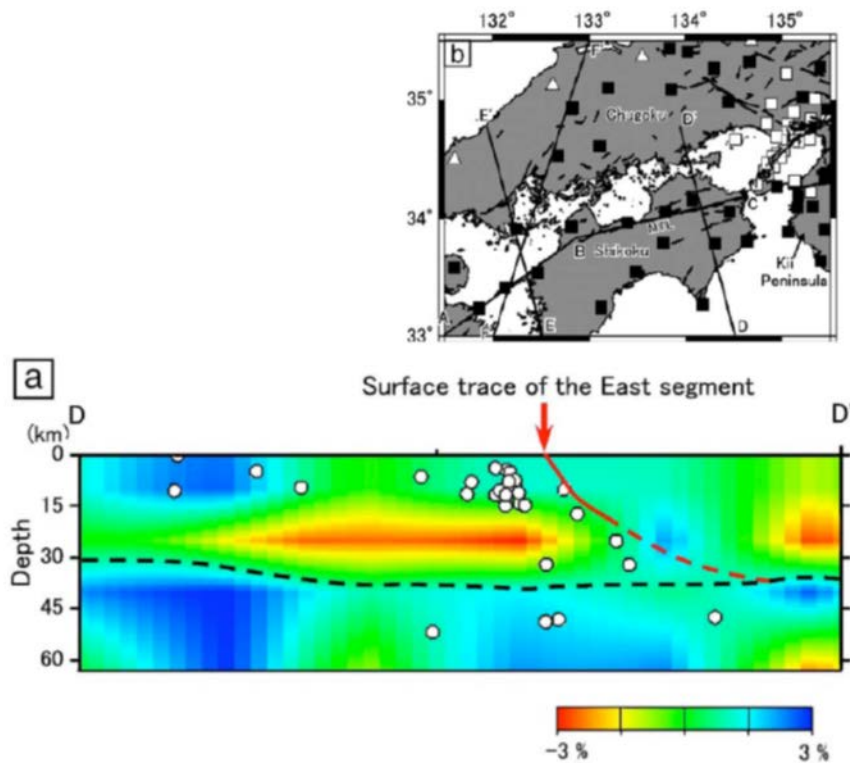


図8 Ikeda et al. (2006) により推定された中国・四国地方の3次元P波速度偏差構造の鉛直断面図。白丸が微小地震を示す。赤矢印は中央構造線の地表トレースの位置を表し、赤実線と赤破線はおおよそ中央構造線を地下に延長した際の位置を表す。黒破線はフィリピン海プレート上面深さを表す。

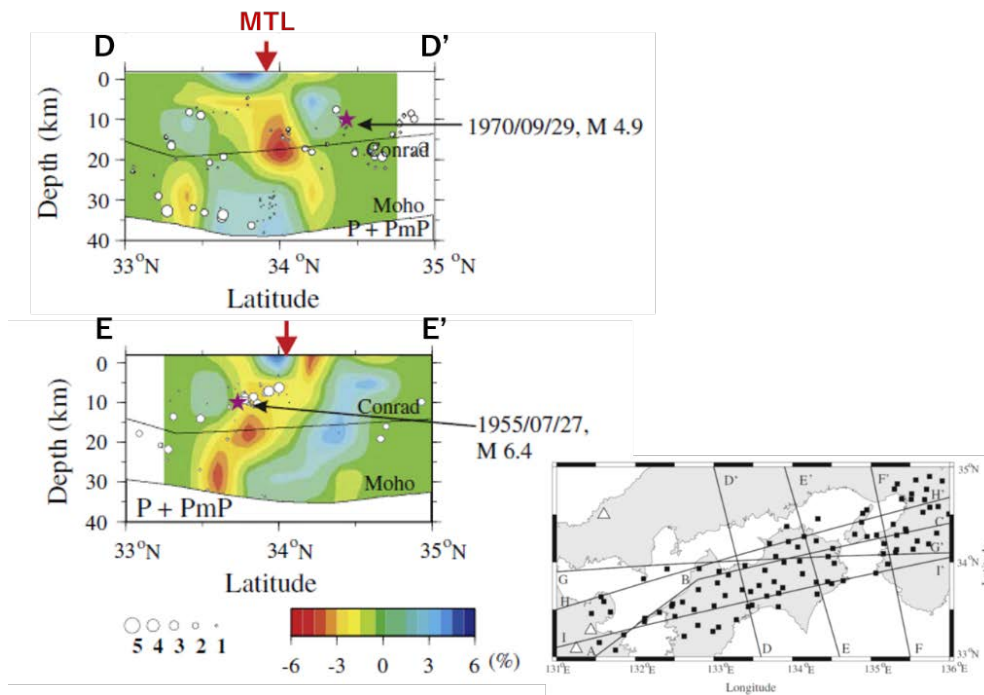


図9 Gupta et al. (2009) により推定された中央構造線付近の3次元P波速度偏差構造の鉛直断面図。白丸が微小地震、星はマグニチュード4.5以上の地震を示す。赤矢印は中央構造線 (MTL) の地表トレースの位置を表す。

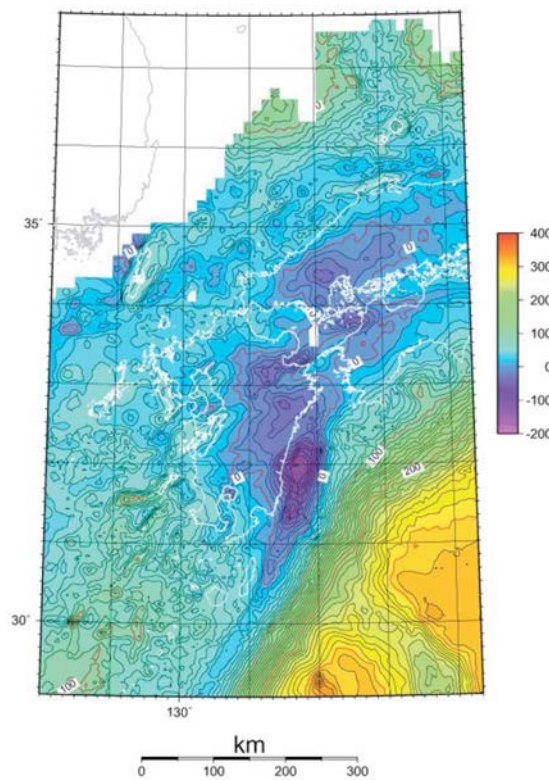


図10 九州・四国・中国地方周辺のブーゲー重力異常図 (植田, 2005)。2,670kg/m³の密度を仮定。コンターは10mGal間隔。

b) 地震波走時トモグラフィ

文献調査により、四国地方では中央構造線を挟んで地震波速度が異なる特徴を持つことを確認した。一方、現在の中央構造線周辺では、Ikeda et al. (2006) や Gupta et al. (2009) が解析を行った当時よりも多くの地震観測点が展開されている。そこで、これらの地震観測網で得られた観測データを用いた地震波走時トモグラフィ解析を実施し、次年度以降に行う高精度震源決定に適用する3次元地震波速度構造モデルの構築を行った。

解析にはDouble-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003; 2006) を用いた。気象庁一元化震源カタログに記載された地震のうち、2005年から2020年に発生したマグニチュード1.5以上、震源深さが0～50km以内の地震を使用した。解析範囲(図11)に分布する地震は19,201個、観測点が222地点である。本解析で使用した観測点には防災科学技術研究所のHi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019)、気象庁、各大学および産業技術総合研究所地質調査総合センターが運用する地震観測網のものを含む。検測データは気象庁および今西・他(2021)で読み取られたものを使用した。P波とS波の検測データの個数はそれぞれ452,527個と344,917個である。1次元速度構造モデル「JMA2001」(上野・他, 2002)を初期構造とし、20回のイタレーションの後に最終的な結果を得た。走時残差はP波で0.17秒から0.08秒、S波で0.25秒から0.12秒へ改善した。

本解析で得られた地震波速度構造の水平断面図を図12に示す。先行研究で議論されている中央構造線を挟んだ南北方向の地震波速度の変化に加えて、次の特徴が認められる：(1) 深さ5～10kmでは、中央構造線南部の地震波速度が四国西部から中央部にかけてより大きく低下する、(2) 深さ20km付近では、地震波速度の遅い領域は中央構造線に沿って分布する、(3) さらに深さ20km付近では、中央構造線南部の地震波速度が四国西部と東部で低下し、中央部ではやや早い傾向になる。

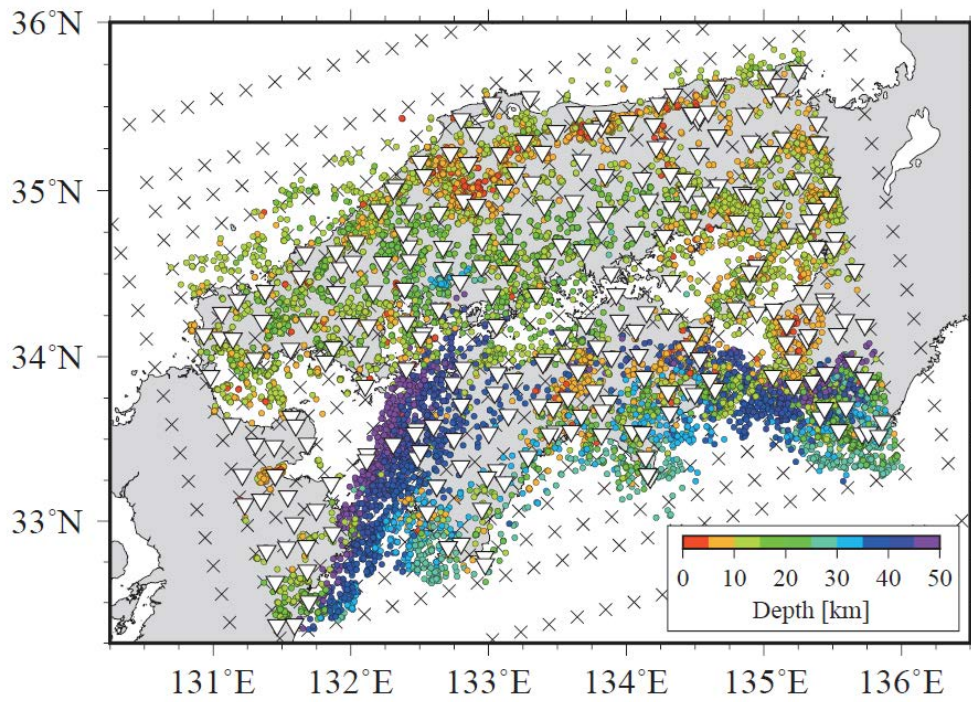


図11 本研究で実施した地震波走時トモグラフィの解析領域。使用した地震を色付き丸、観測点を白逆三角で示す。×印は速度グリッドの位置。

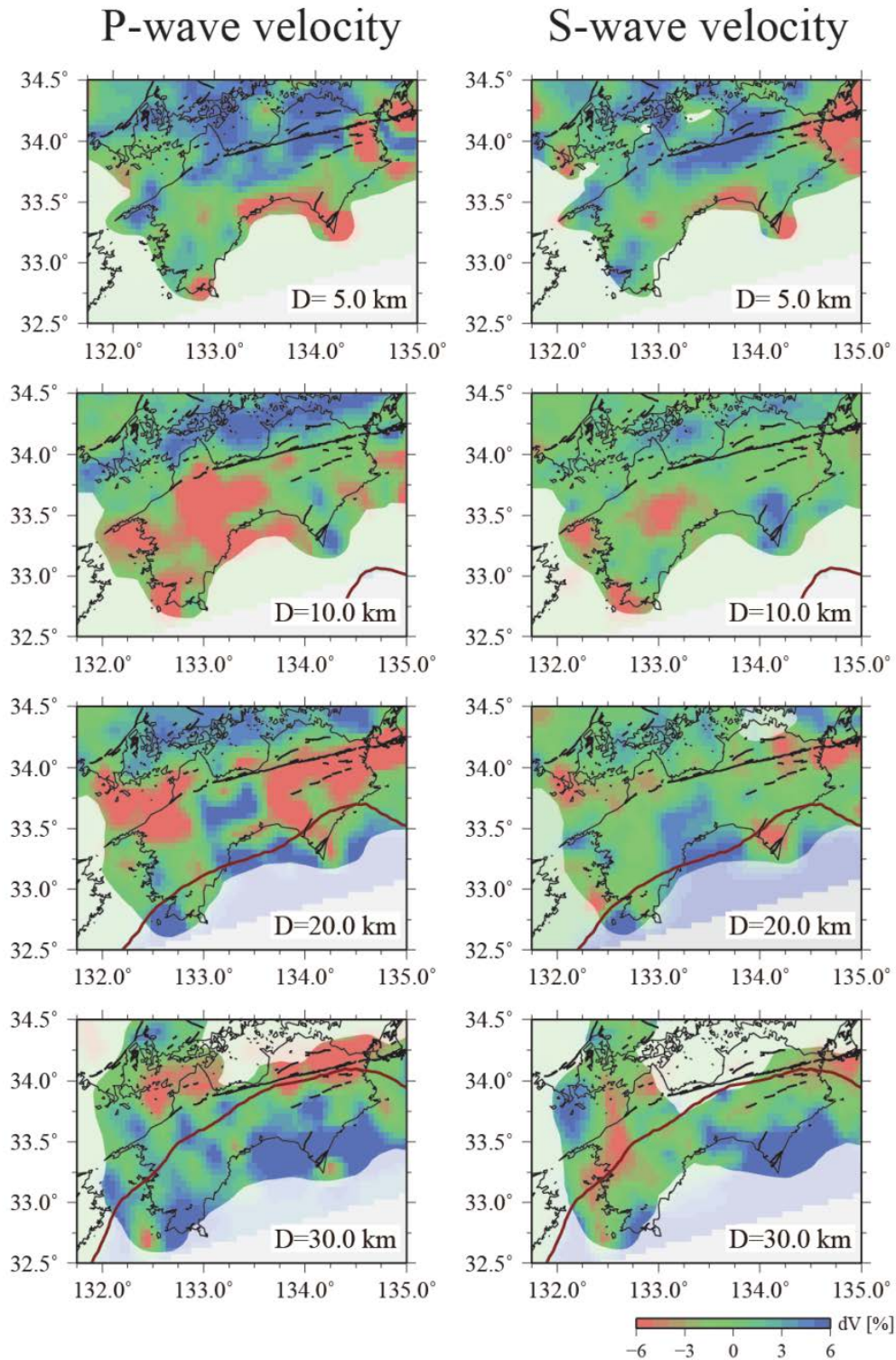


図12 中央構造線周辺の（左）P波速度偏差構造と（右）S波速度偏差構造の水平断面図。深さ（D）が5km、10km、20km、30kmの結果を示す。信頼度の低い領域は白マスクを重ねている。赤実線はフィリピン海プレートの深さ（弘瀬・他，2008）。黒線は活断層の地表トレース。

2) 微小地震の震源再決定

本事業で構築した3次元地震波速度構造に対して、微小地震の震源位置の再決定を行った。震源再決定にはDouble-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003; 2006) の枠組みを利用した。震源再決定の対象は2005年から2020年に発生したマグニチュード0.0~1.4、震源深さが0~30kmの108,403個である。

地震波トモグラフィ解析の過程で再決定したマグニチュード1.5以上の地震を含めた、四国周辺の震源分布の鉛直断面図を図13に示す。また、図14は中央構造線付近を拡大した鉛直断面図である。再決定後の震源分布からは、中央構造線南部で比較的広い深さ範囲に地震が分布すること、および北側で北傾斜した活動が認められる。特に燧灘付近(図14d-f)では地震発生域が急激に深くなる。

中央構造線を境にした地震活動の変化は、地震発生層下限の分布としても現れる。図15ではマグニチュード1.0以上の地震から計算されたD90の分布を示す。再決定後の震源深さの下限を「深さ30km」と「フィリピン海プレート上部境界より5km浅部」のいずれか浅い深さとした。なお、D95やD100として地震発生層下限を定義することでその深さは変化し得るが、中央構造線の北側では、南側に比べてより深い領域で地震が発生している傾向は共通して確認できる(図16)。

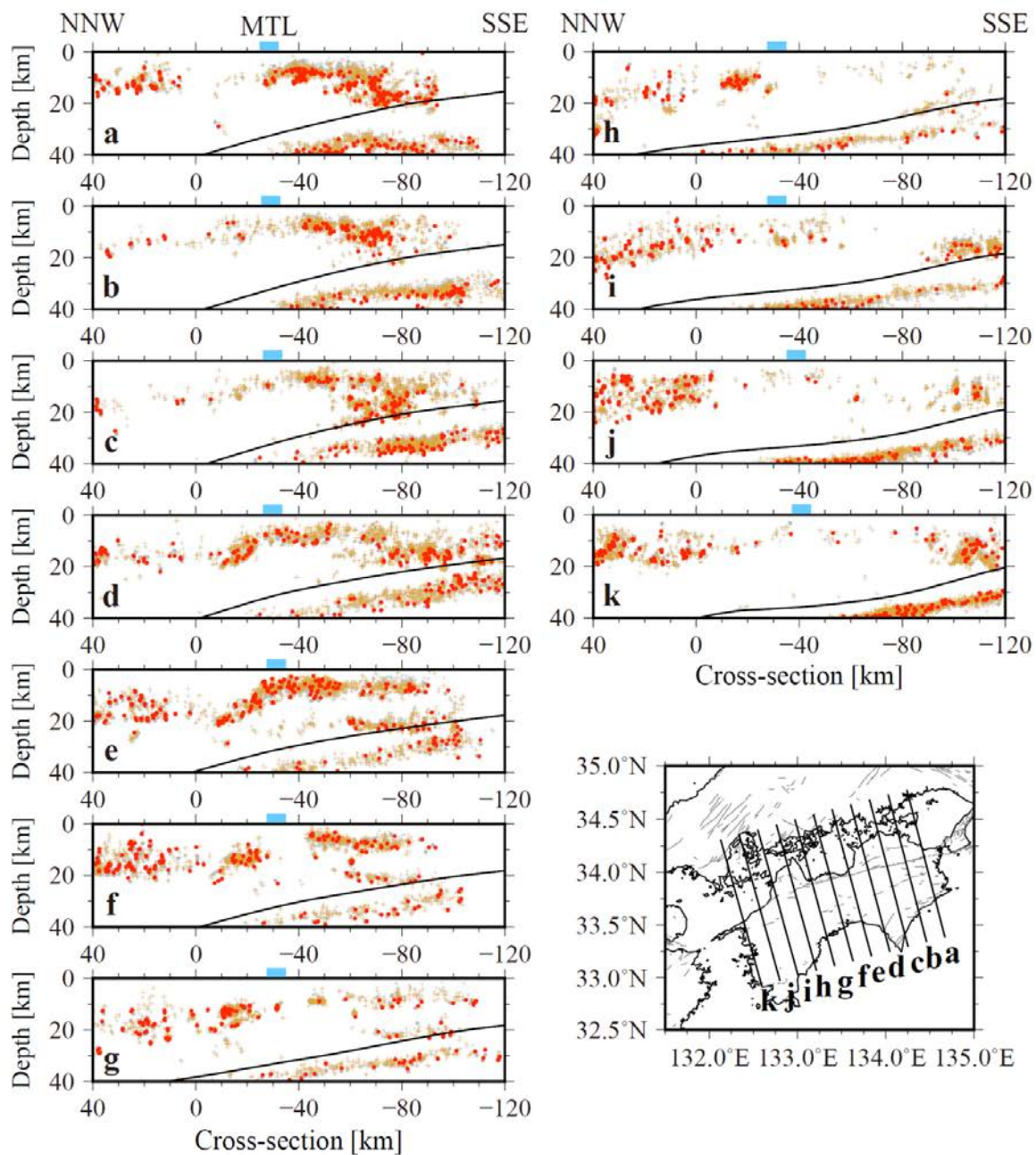


図13 四国周辺の震源分布の鉛直断面図。気象庁の震源位置を灰クロス（マグニチュード0.0～1.4）と灰丸（マグニチュード1.5以上）、再決定後の震源位置をオレンジ色のクロス（マグニチュード0.0～1.4）と赤丸（マグニチュード1.5以上）でそれぞれ示す。黒線はフィリピン海プレート上部境界（弘瀬・他，2008）である。青四角は各測線上における中央構造線（MTL）の地表位置を表す。

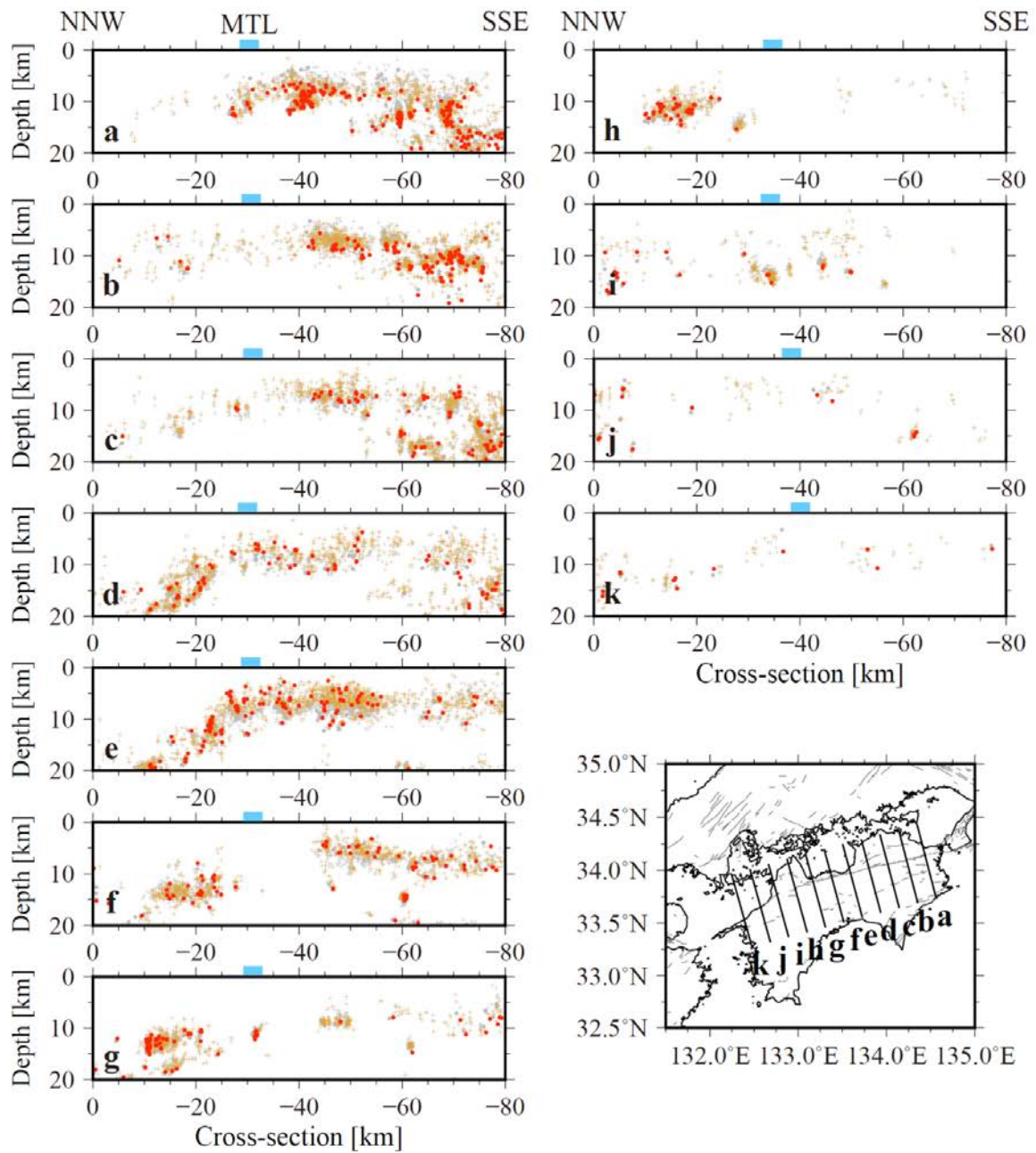


図14 中央構造線周辺の震源分布の鉛直断面図。気象庁の震源位置を灰クロス（マグニチュード0.0～1.4）と灰丸（マグニチュード1.5以上）、再決定後の震源位置をオレンジ色のクロス（マグニチュード0.0～1.4）と赤丸（マグニチュード1.5以上）でそれぞれ示す。

青四角は各測線上における中央構造線（MTL）の地表位置を表す。

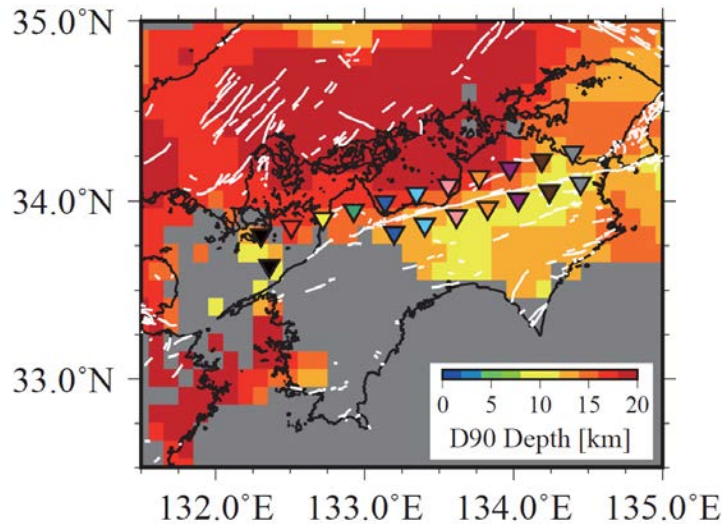


図 15 四国周辺の D90 の深さ分布。グリッドを中心にした 30km 四方に 15 個以上の地震 (マグニチュード 1.0 以上) が分布する領域を示す。

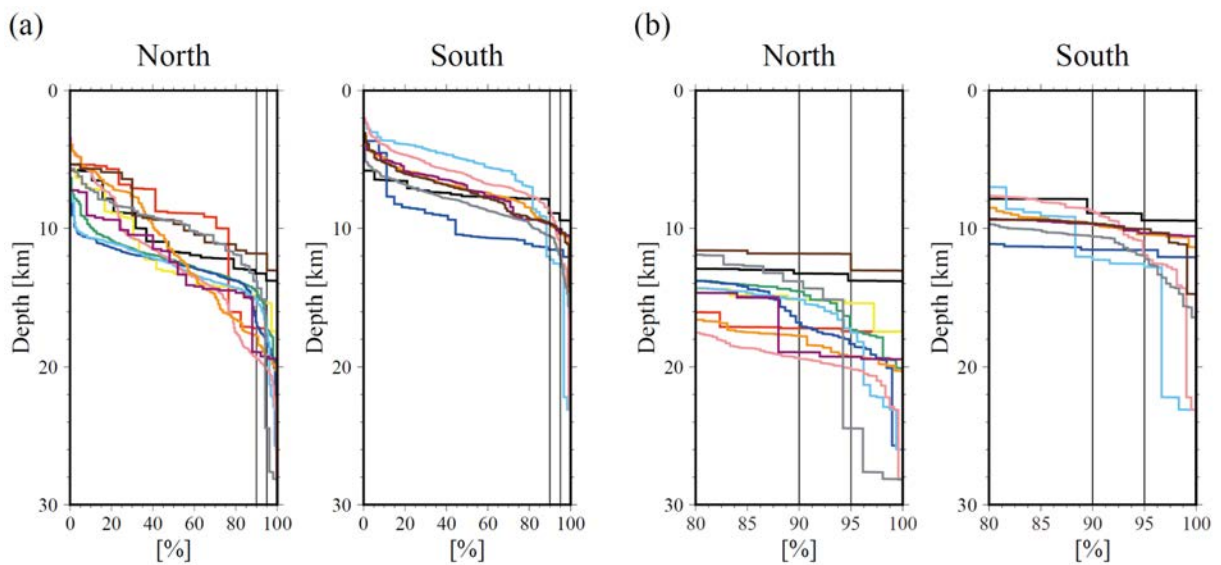


図 16 中央構造線の南北における累積地震発生数の変化。累積頻度は色の対応する図 15 中の逆三角の地点で計算した。黒線は D90 と D95 に対応。(b)は累積頻度が 80-100%の部分を拡大。

3) 中央構造線断層帯周辺の応力場

a) 震源メカニズム解による応力場の概観

日本全国内陸部震源メカニズム解カタログ (Uchide, 2020) から当地域の地震を抜き出して、震源メカニズム解の傾向を概観した。図17に、Uchide (2020) による震源メカニズム解とそのP軸及びT軸を示す。Uchide (2020) では、2005年から2019年までに海岸線の内側で20km以浅において発生したマグニチュード1.5以上の地震を解析の対象としている。P軸が概ね東西方向を、T軸が概ね南北方向を向いている。これは東西圧縮

が支配的な日本列島の応力場と整合的である。詳しく見ると、四国北東部でP軸方位が北西-南東方向になっており、中央構造線付近を境に応力軸方位が変わっている可能性がある。また、四国西部では地震活動が極めて低調で、Uchide (2020) によって解析された地震がない地域が広がっている。

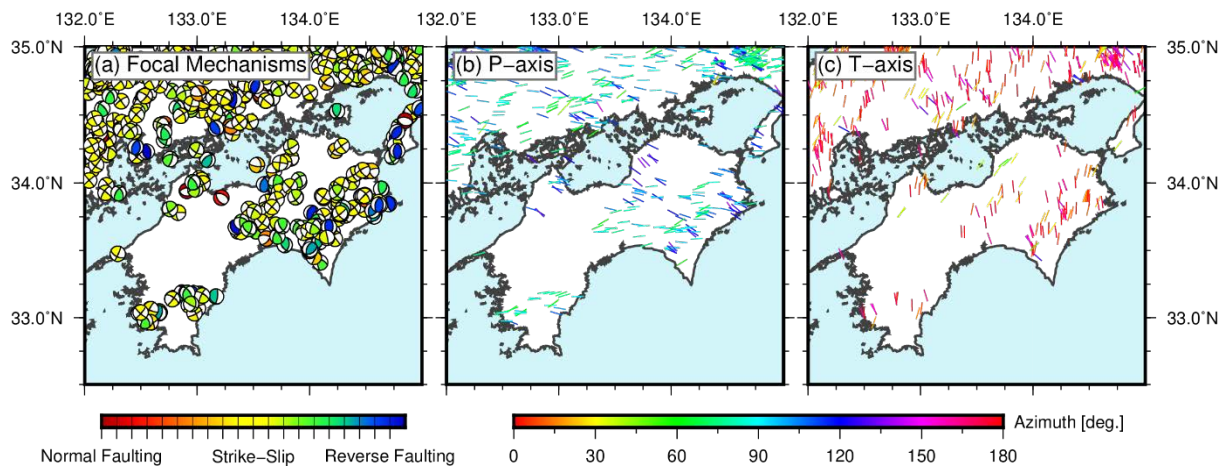


図17 日本全国内陸部震源メカニズム解カタログ (Uchide, 2020) による (a) 震源メカニズム解、(b) P軸方位、(c) T軸方位を示す。P軸・T軸方位については、傾斜が30度未満のもののみを描画した。

b) 日本内陸部ストレスマップによる中央構造線断層帯周辺の応力場

四国地方の中央構造線断層帯周辺の応力場を概観するため、全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) から当地域を抜き出した。また、燧灘において中央構造線から北傾斜に並ぶ地震活動について、それらの地震の震源メカニズム解を調べ、地震の並びとの対応関係を確認した。

図18に、中央構造線周辺における水平主圧縮軸方位 (Uchide et al., 2022) を示す。水平主圧縮軸は概ね東西方向を向いている。燧灘から香川県西部においては、中央構造線を境に水平主圧縮軸方位が異なる。中央構造線南部に比べて、北部では30度ほど時計回りに回転し、北西-南東方向を示すようになる。図19に、応力場の方向をビーチボールにより示す。四国の中央構造線沿いでは、横ずれ断層型の応力場が認められる。ここで、全国応力地図は緯度・経度とも0.2度間隔 (南北方向約22km、東西方向約18km) のグリッドを敷いて得られたものであり、それ以上細かいことは議論できないことに注意を要する。

次に、Uchide et al. (2022) の応力場によって、中央構造線断層帯が活動しやすいかどうかを、二つの指標によって評価した。指標の一つはSlip Tendencyである。Morris et al. (1996) による定義では、断層面上の剪断応力の絶対値を法線応力の絶対値で割ったものであり、これをさらに摩擦係数で除したのもよく用いられる。しかし、Uchide et al. (2022) による応力インバージョン解析では応力の絶対値が求められないため、この定義をそのまま使うことができない。そこで、Yukutake et al. (2015) に倣って、以下の3つの仮定に基づいて応力の絶対値を推定し、Slip Tendencyを計算する。

- 所与の応力場で最もすべりやすい断層面が静水圧下ですべる。

- 摩擦係数は0.6を使用する。
- 水平面にかかる法線応力はかぶり圧に等しい。

もう一つの指標は、Fault Instability (Vavryčuk et al., 2013) である。これは、ある断層面が、所与の応力場に対して最も破壊しやすい断層面の向きにどの程度近いかを示すもので、

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)}$$

と書ける。ここで、 τ と σ は断層に掛かる剪断応力と法線応力、 μ は摩擦係数、 τ_c と σ_c は最も破壊しやすい断層面に掛かる剪断応力と法線応力、 σ_1 は最大主圧縮応力を示す。

評価の際は、国立研究開発法人防災科学技術研究所のJ-SHISに収録されている断層面モデルを使用した。中央構造線断層帯では傾斜角40度の北傾斜の断層面と鉛直の断層面が想定されているため、両者に対して、Slip TendencyとFault Instabilityを計算した。

図20に計算結果を示す。いずれの指標でも、いずれの傾斜角でも、中央構造線断層帯は応力場によってすべりやすいことを示している。特に、鉛直傾斜の断層面の方がいずれの指標でも非常に高い値を示しており、非常にすべりやすいことを示唆している。ここで、応力の絶対値が推定できていないため、この計算値を以って発生時期に関して議論できるものではないことには注意を要する。

図21に、中央構造線断層帯付近で発生した地震の震源メカニズム解 (Uchide et al., 2022; 内出・他, 2022) を断面図上で示す。震源メカニズム解はHASHコード (Hardebeck and Shearer, 2002) を用いて求めたものであるが、そのうち、精度の良い「Aランク」「Bランク」「Cランク」のものを図示している。震源分布は北傾斜に並んでいるように見えるが、震源メカニズムの節面は必ずしもその方向に並んでいない。一方、断面(d)においては、ほぼ鉛直の節面を持つ震源メカニズム解が、ほぼ鉛直に並んでいるが、他の断面ではそのような傾向が明らかでない。震源メカニズムや震源位置の分布だけでは、北傾斜と鉛直の断層面のいずれが震源断層として妥当であるかはわからない。

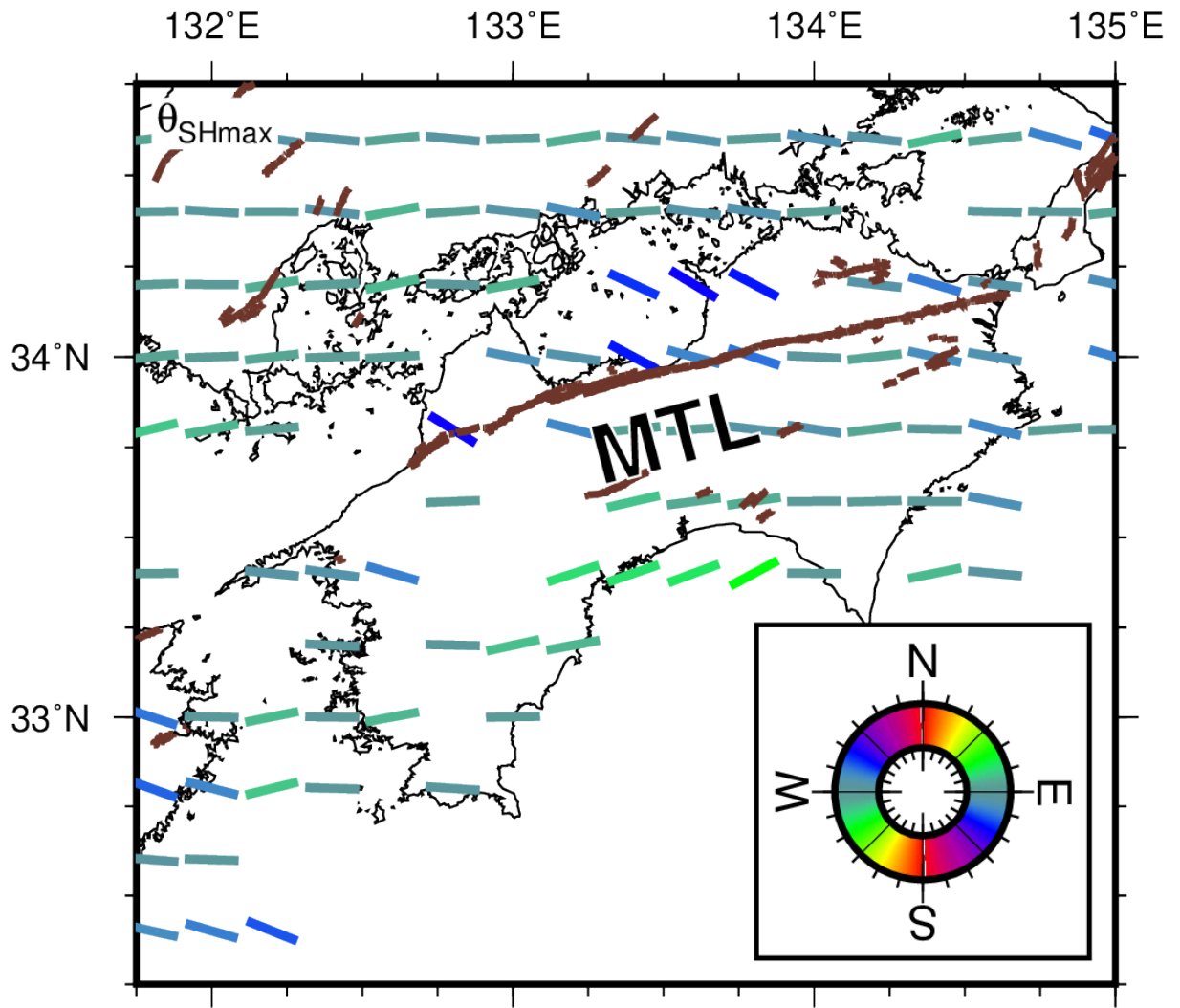


図 18 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) による、四国地域の水平主圧縮軸方位。色と棒で水平主圧縮軸方位を表示した。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

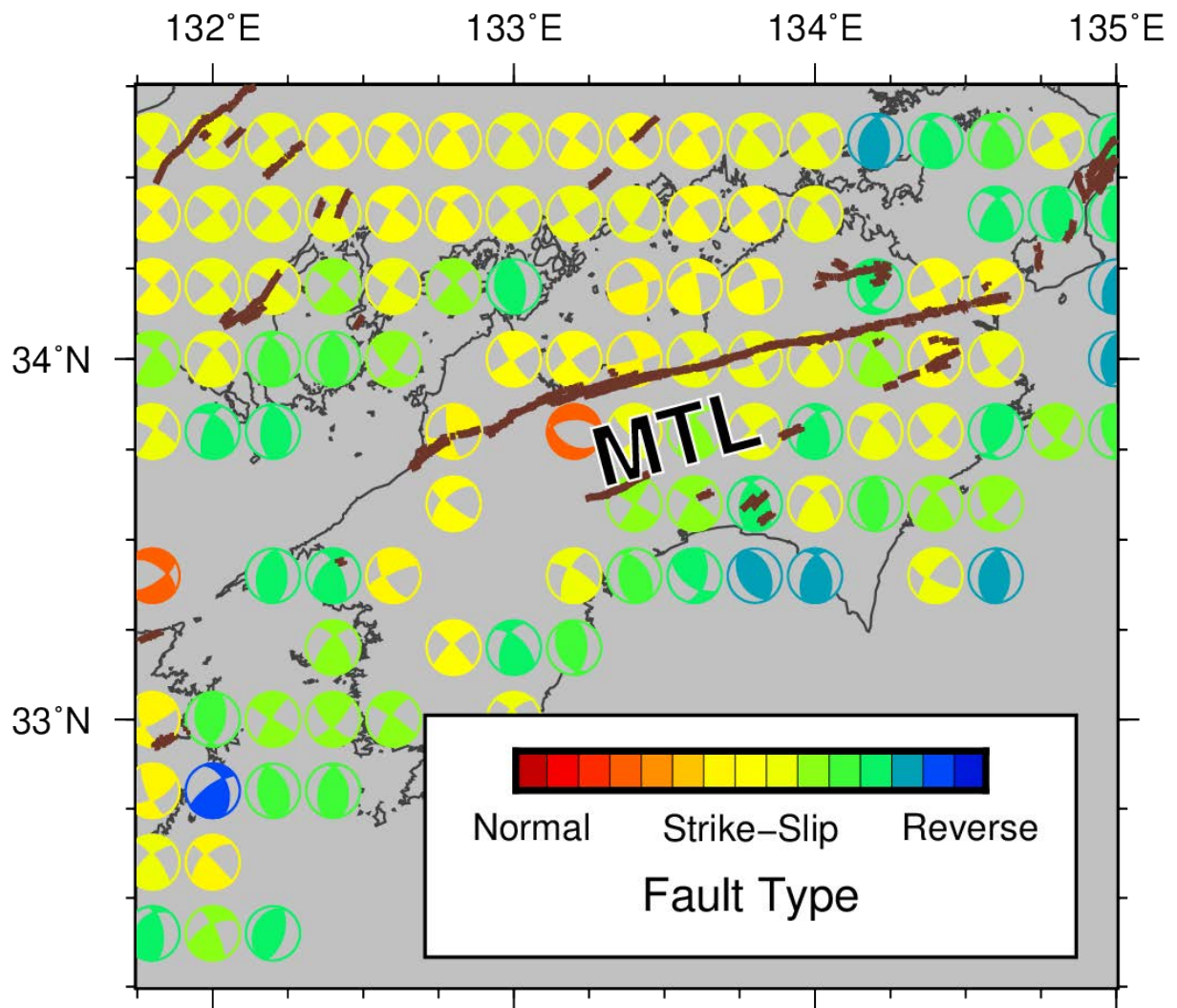


図19 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) による応力軸の方向をビーチボールで示した。Shearer et al. (2006) に従って、断層タイプより色付けした。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

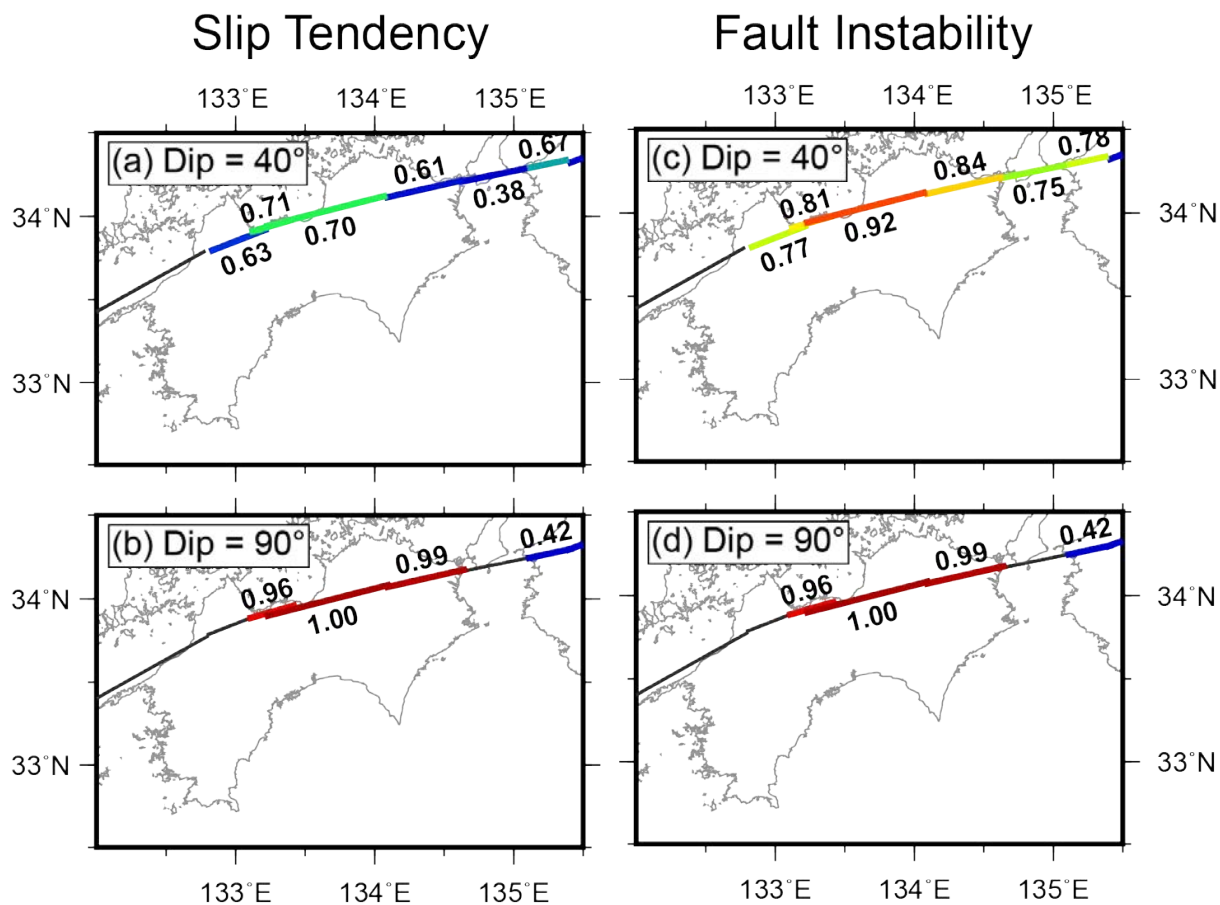


図20 全国内陸部ストレスマップ (Uchide et al., 2022) で示された応力場情報を用いて計算した、断層のすべりやすさの評価。(a) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(b) 鉛直断層モデルに対して計算したSlip Tendency。(c) 傾斜角40度の断層モデルに対して計算したFault Instability。(d) 鉛直断層モデルに対して計算したFault Instability。

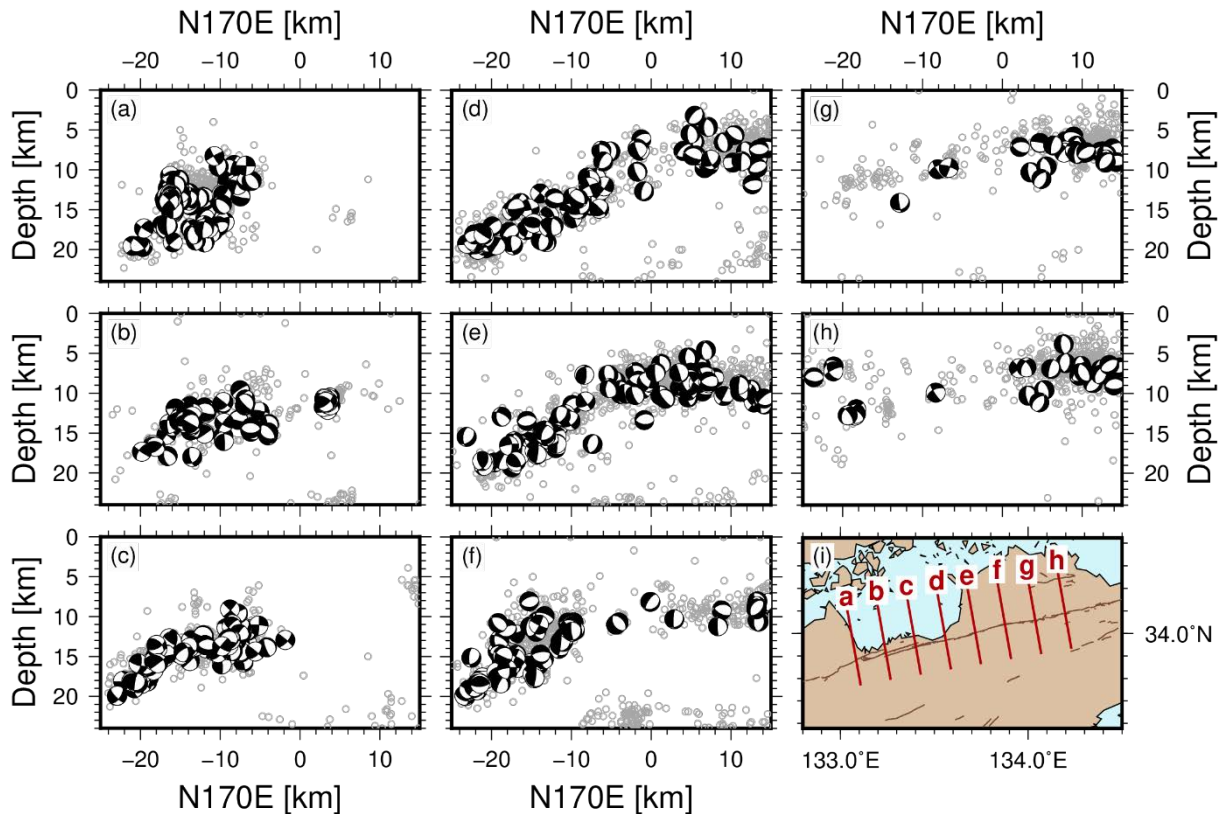


図21 中央構造線断層帯付近で発生した地震の震源メカニズム解 (Uchide et al., 2022; 内出・他, 2022) の分布。(a)~(h) 断面図。図の左方向がほぼ北 (N170E)、右方向がほぼ南を向いている。震源メカニズム解を示すビーチボールは横から見た下半球投影 (視点から遠い側の半球への投影) で描画した。(i) 各断面の位置。茶色線は中田・今泉 (2002) による地表活断層の位置を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

文献調査および地震波走時トモグラフィ解析により四国地方の中央構造線周辺の3次元地震波速度構造を調査した。また、この構造モデルを用いて微小地震の震源再決定を行い、中央構造線の北側で北側に傾斜する地震活動の分布を確認した。全国内陸部ストレスマップ用いて当該地域における応力場の傾向を概観したところ、四国地域における水平主圧縮軸方位が概ね東西方向を向いている中、燧灘から香川県西部にかけての地域では、中央構造線南部に比べて北部では30度ほど時計回りに回転していることが分かった。震源分布と震源メカニズム解の分布からは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきであるという結論を得ることはできなかった。いずれのモデルでも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方がすべりやすいことがわかった。

さらに議論を進めるためには、地震検出や地震観測の強化によって地震データを充実させ、震源位置や震源メカニズム解の3次元分布を検討する必要がある。

謝辞：気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。走時解析と波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所の定常観

測網のデータを利用しました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991) で作成しました。

(d) 引用文献

- Gupta, S., D. Zhao, M. Ikeda, S. Ueki, and S.S. Rai, Crustal tomography under the Median Tectonic Line in Southwest Japan using P and PmP data, *J. Asian Earth Sci.*, 35, 377-390, 2009. doi:10.1016/j.jseaes.2009.01.004.
- Hardebeck, J. L., and P. M. Shearer, A new method for determining first-motion focal mechanisms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2264-2276, 2002. doi:10.1785/0120010200.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, Double-Difference Tomography 法による関東地方の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震* 2, 60, 123-138, 2008.
- Ikeda, M., D. Zhao, and Y. Ohno, Crustal structure, fault segmentation, and activity of the Median Tectonic Line in Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, 412, 49-60, 2006. doi:10.1016/j.tecto.2005.10.001.
- 今西和俊・内出崇彦・椎名高裕・松下レイケン・中井未里, 中国地域の地殻内応力マップの作成, *地質調査研究報告*, 72, 23-40, 2021.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, *J. Disaster Res.*, 12, 844-857, 2017.
- Morris, A., D. A. Ferrill, and D. B Brent Henderson, Slip-tendency analysis and fault reactivation, *Geology*, 24, 275-278, 1996. doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0275:STAAFR>2.3.CO;2.
- 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.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED Hi-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. doi:10.17598/NIED.0003.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, Three-dimensional crustal S wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, 2008. doi:10.1029/2007JB005395.
- Shearer, P. M., G. A. Prieto, and E. Hauksson, Comprehensive analysis of earthquake source spectra in Southern California, *J. Geophys. Res.*, 111, B06303, 2006. doi: 10.1029/2005JB003979.
- Uchide, T., Focal mechanisms of small earthquakes beneath the Japanese islands based on first-motion polarities picked using deep learning, *Geophys. J. Int.*, 223, 1658-1671, 2020. doi: 10.1093/gji/ggaa401.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous

- microearthquakes, *J. Geophys. Res.* 127, e2022JB024036, 2022. doi: 10.1029/2022JB024036.
- 内出崇彦・椎名高裕・今西和俊, 日本全国内陸部の地殻内応力マップと微小地震の発震機構解のデジタルデータ, 地質調査総合センター研究資料集, no. 738, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2022.
- 植田義夫, 日本列島とその周辺海域のブーゲー重力異常 (2004 年版), 海洋情報部研究報告, 41, 1-26, 2005.
- 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.
- Vavryčuk, V., F. Bouchaala, and T. Fischer, High-resolution fault image from accurate locations and focal mechanisms of the 2008 swarm earthquakes in West Bohemia, Czech Republic, *Tectonophysics*, 590, 189-195, 2013. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.025>.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, Free software helps map and display data, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 72, 441, 1991.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 411, 188-198, 2015. doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.005.
- Zhang, H., and C. Thurber, Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1875-1889, 2003. doi:10.1785/0120020190.
- Zhang, H., and C. Thurber, Development and applications of double-difference seismic tomography, *Pure Appl Geophys*, 163, 373-403, 2006. doi:10.1007/s00024-005-0021-y.

3. 3 三次元 FEM による断層モデルの高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 三次元 FEM による断層モデルの高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	竿本 英貴

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯の四国陸域の断層区間を対象として、複雑な断層形状を反映させた三次元有限要素解析を実施し、断層面の相互作用を考慮した上で断層変位分布を明らかにする。すなわち、サブテーマ 1 で得られる断層面情報およびサブテーマ 2 で得られる広域応力場情報等を入力とし、断層変位を複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。なお、複数のシナリオに関する検討結果は、サブテーマ 4 におけるシナリオ設定と関連している。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和 2 年度：

中央構造線断層帯の四国陸域の断層区間を念頭において、複数の断層面を取り扱うことができる有限要素解析プログラムのプロトタイプを構築した。また、松田式を断層面上物性に反映させることにより、変位解析の信頼性を向上させる工夫を施した。

2) 令和 3 年度：

令和 2 年度に作成したプログラムを改修し、四国地方の中央構造線断層帯の傾斜角に関する解析を実施した。

3) 令和 4 年度：

石鎚山脈北縁区間および石鎚山脈北縁西部区間間についても有限要素メッシュを生成するとともに、全業務期間を通じて作成した有限要素メッシュについて変位解析を実施し、断層面周辺の変位分布および断層面間の相互作用を明らかにした。また、得られた結果を取りまとめた。

(2) 令和 4 年度の成果

(a) 業務の要約

令和 4 年度に実施した業務の内容は、(1) スケーリング則の拡張、(2) 拡張したスケーリング則を用いた変位解析、(3) 断層面間の相互作用評価に大別できる。

これまで用いていた断層面上接線剛性に対するスケーリング則は、松田式に基づいて設定していたが、断層線長が 80km までしか対応させておらず、断層線長が 80km 以上については、80km のケースと同じ剛性値を設定していた。讃岐山脈南縁西部区間は断層線長が 100km を超えているため、これに対応できるようにスケーリング則を拡張した(松田式の外挿)。

拡張したスケーリング則を用いて変位解析を実施した結果、讃岐山脈南縁西部区間中央部ですべり量が1.4倍となった(5.9m→8.4m)。なお、スケーリング則の拡張は、令和2年度・令和3年度の結論(広域応力場の方位: N60° W、断層面傾斜角: ほぼ鉛直)について影響を及ぼすものではない。以上が令和4年度前半の成果である。

令和4年度後半は、断層面間の相互作用を評価するため、ある断層面が単位量ずれた際に他断層面に及ぼす影響を応力変動の観点から検討した。結果、断層面のオーバーラップ端で応力変動量が大きくなる領域を明らかにした。

(b) 業務の実施方法

スケーリング則の拡張では、単一断層面の純横ずれを対象として、断層長を変化させつつ松田式を満たすように断層面上の接線剛性を調整し、接線剛性-断層長関係を断層長が5 kmから200kmの範囲で再構築した。得られた接線剛性-断層長関係を石鎚山脈北縁西部区間から讃岐山脈南縁東部区間にわたる全ての断層面に適用し、広域応力場をN60° W、断層面傾斜角を90° とした上で有限要素解析を実施して変位場を得た。プログラムのベース部は従来と全く同じであり(竿本, 2018; 竿本, 2019; 竿本, 2021)、今回は断層長が80km以上の場合でも対応できるように拡張した。

断層面間の相互作用については、オーバーラップしながら近接する2面間のうち、片方のみ単位すべりを与えたとき、他方の断層面上でどのような応力変動が生じるかを有限要素解析によって評価した。

なお、シミュレーションに関する一連の手続きは、汎用有限要素解析プログラム(COMSOL Multiphysics, ver. 6.1)上で実装した。

(c) 業務の成果

1) 断層線長が80kmを超えるケースに対応するためのスケーリング則の調整

a) 松田式

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

$$\log L = 0.6M_J - 2.9 \quad (1)$$

$$\log D = 0.6M_J - 4.0 \quad (2)$$

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

$$D = \frac{L}{10^{1.1}} \quad (3)$$

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

b) 松田式を満たす断層面上の接線剛性と断層長の関係

従来のシミュレーションでは、松田式を満たすように断層面上の接線方向剛性を設定していたが、上限を断層線長が 80km のケースまでに限っていた。松田式が断層線長 80km 以上のケースでも成り立つと仮定し、断層線長が 200km 程度までの接線方向剛性－断層線長関係を求める。

図 1 は純粋な横ずれ断層を模擬した有限要素モデルであり、これを用いて松田式が満たされる断層面上の接線方向剛性を検討する。なお、用いる初期応力場は $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ （深さ方向に一定）である。断層面は断層面上に最大せん断応力 10MPa が作用するように最大圧縮応力 σ_1 の軸に対して 45° 回転させている。断層線長 L を 5 km から 200 km まで約 10km 刻みで変化させた際に断層線中央部で得られる横ずれ変位量が式 (3) で表される関係を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性 kt を決定する。なお、断層幅は断層線長 L に依らず深さ方向に 20km（傾斜角 90° ）と設定している。逆断層モデルではなく横ずれ断層モデルを用いて断層面上の接線方向剛性を調整することの理由は、松田式の元となったデータに横ずれ断層の事例（推定含む）が多いこと、2 軸圧縮によって断層面上にねらいのせん断応力を載荷しやすいことに依っている。なお、地殻のヤング率およびポアソン比は、それぞれ 45GPa、0.3 と設定した。

松田式を満たす断層面上の接線剛性は以下の手順で同定した。(1) まず断層線長を設定し、式 (3) にしたがって松田式から求まる最大変位 D を算出する。(2) 手順 (1) で設定した断層長を模した有限要素モデルを作成し（図 1）、断層面上の接線剛性を適当に仮定した上で応力場を作用させて断層線中央部での変位量 D^* を算出する。(3) D と D^* が一致するまで断層面上の接線剛性を修正する。手順 (1) から (3) を所望の断層長について実行することで、松田式を満たす接線剛性と断層線長の関係が得られる。

以上の手続によって得られた断層面上の接線剛性と断層線長の関係を示したものが図 2 である。図 2 の縦軸は断層面上の接線方向剛性値を、横軸は断層線長をそれぞれ示している。接線方向剛性は断層長と反比例の関係があることがわかる。本研究のモデルでは、断層線長が約 210km のケースで剛性がほぼゼロになる。これ以上断層線長が大きいケースでは松田式を満たすことができず、松田式の適用という観点からは一定の制約を与えると考える。

図 3 は、図 2 で示した関係を有限要素解析コード内で実装し、図 1 で示される有限要素モデルについて断層線長を 5 km から 200km の範囲で最大変位 D^* を算出し、松田式から求まる最大変位 D と比較した結果である。有限要素解析から求まる最大変位と松田式から求まる最大変位が一致しており、図 2 の関係を用いることで松田式を満足する有限要素解析が実施可能となることが確認できた。

2) 拡張したスケーリング則を用いた四国地方の中央構造線断層帯の変形解析

a) 昨年度結果との比較

本年度作成した拡張したスケーリング則を用いた変形解析結果と、昨年度の変形解析結果を比較した。解析に用いる有限要素モデルは、令和 3 年度業務で作成したもの（図 4）である。

図 5 は変位の上下成分について、従来の解析結果（令和 3 年度に実施）とスケーリング

則を拡張した場合の結果を比較したものである。両者の解析条件はスケーリング則に基づく断層面上接線剛性のみを除いて全く同じであり、最大主応力方位は $N60^{\circ} W$ 、各断層面の傾斜角は 90° とした。得られる変位様式は両者ともにほぼ同じである。ただし、拡張したスケーリング則を用いた場合は、讃岐山脈南縁西部区間（本有限要素モデルでは断層長 104km）の変位レベルが増加している点、讃岐山脈南縁西部区間の端部での変位が強調されている点が昨年度の結果と異なる。

図 6 は、讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間までの全区間について、断層線上のすべり量分布を示したものである。拡張したスケーリング則を用いた結果は実線で、昨年度の結果は破線で示している。上述のとおり、讃岐山脈南縁西部区間の変位レベルが増加しており、昨年度結果の最大変位量が 5.9m（赤点線）だったのに比べ、拡張したスケーリング則を用いることが 8.4m（赤実線）まで変化が増加している。図中に併せて示している堤・後藤（2006）の調査結果と比較すると、讃岐山脈南縁西部区間では拡張したスケーリング則を用いた場合よりも昨年度結果の方が変位模擬の程度が高いことが確認できる。このことは、松田式を断層長が 100km 程度の断層に適用することが不適切であることを示唆している。現時点では断層長が 80km を超える断層に対するスケーリング則をどのように設定すべきなのかについての指針が必要となる。Wesnousky（2008）では国外の活断層調査事例を含め、断層線長とすべり変位について 3 つのタイプのスケーリング則を提案している。1 つは松田式と同じタイプの線形関係、残りの 2 つは対数線形関係およびべき乗関係を設定している。これら 3 タイプの差異は断層長が大きくなればなるほど顕著になるが、断層長とすべり変位の関係が一義的に定まっていなは、主として断層長が 100km 以上の調査事例数が少ないことに依っている。国内で断層長が 80km を超える事例数は極めて限られるが、今回の検討のように長大な断層に対する変位スケーリング則についての研究を進めることは数値シミュレーションに基づく断層変位予測を実施する上で一定の意義がある。

3) 断層面間の相互作用についての検討

a) 相互作用の検討方法

図 7 は、断層面間の相互作用を評価するための手続きに関する説明図である。近接する 2 つの断層面について、一方に単位すべり（1 m）を与えたとき、他方の断層面上に生じた応力変動量を評価する。ここで、応力変動量は垂直応力の変動分 $\Delta\sigma$ とせん断応力の変動分 $\Delta\tau$ の大きさによって定義する $\left(\sqrt{(\Delta\sigma)^2 + (\Delta\tau)^2}\right)$ 。なお、解析ケースは、(1) 讃岐山脈南縁東部区間にのみ単位すべりを与えた場合、(2) 讃岐山脈南縁西部区間にのみ単位すべりを与えた場合、(3) 石鎚山脈北縁区間にのみ単位すべりを与えた場合、(4) 石鎚山脈北縁西部区間にのみ単位すべりを与えた場合、の 4 通りについて検討した。

図 8 は讃岐山脈南縁東部区間に単位すべりを与えた際の讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量を示したものである。線形破壊力学の知見（Anderson, 2011）によれば、亀裂端部周辺の応力場は $1/\sqrt{r}$ （ r は亀裂端部からの距離、ここでは断層線端部からの距離に相当）に比例することがわかっている。したがって、単位すべりを与えた断層線端部をもう一方の断層面へ正射影した領域で応力変動量が最大となることが期待される。図 8 において讃岐山脈南縁西部区間で帯状の応力変動領域が確認できるが、上述の破壊力学の知見

で解釈可能である。同様の現象が図 9、図 10、図 11 でも確認できる。

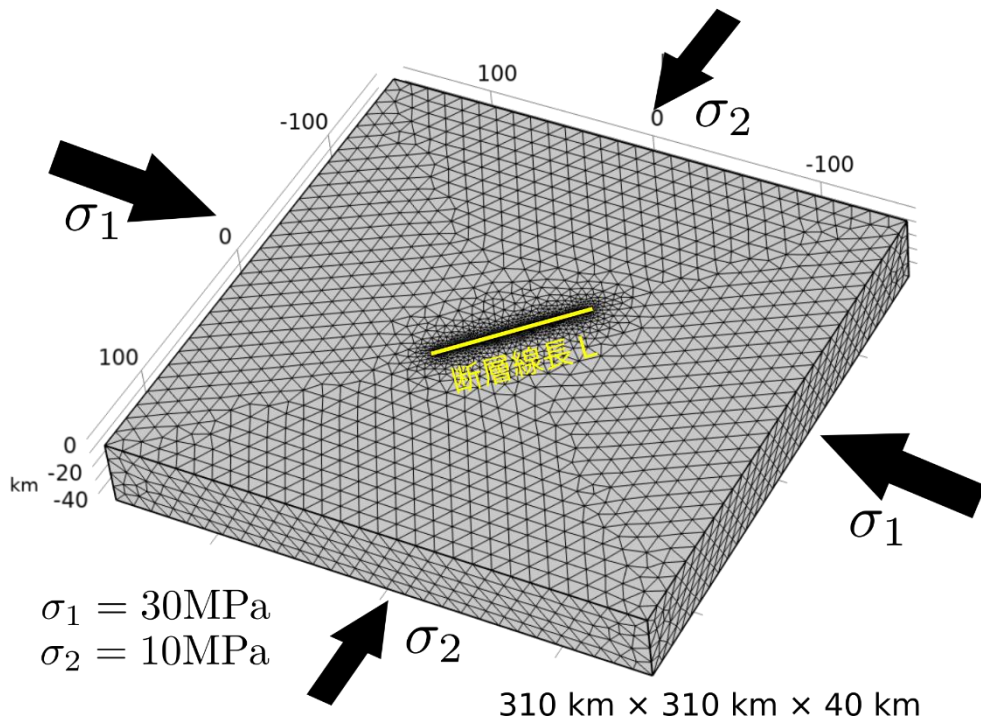


図1 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル（J-SHIS の情報から作成（防災科学技術研究所，2022年3月29日閲覧））。

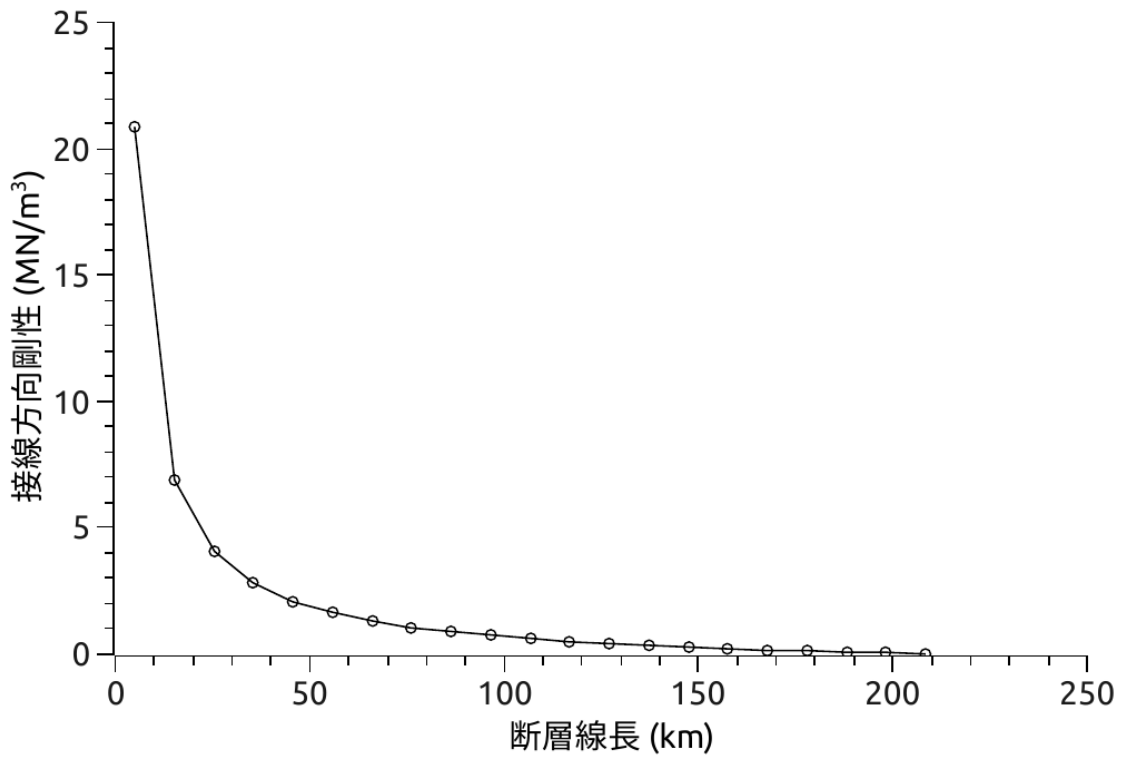


図2 松田式を満たす断層面上接線方向剛性と断層線長の関係。

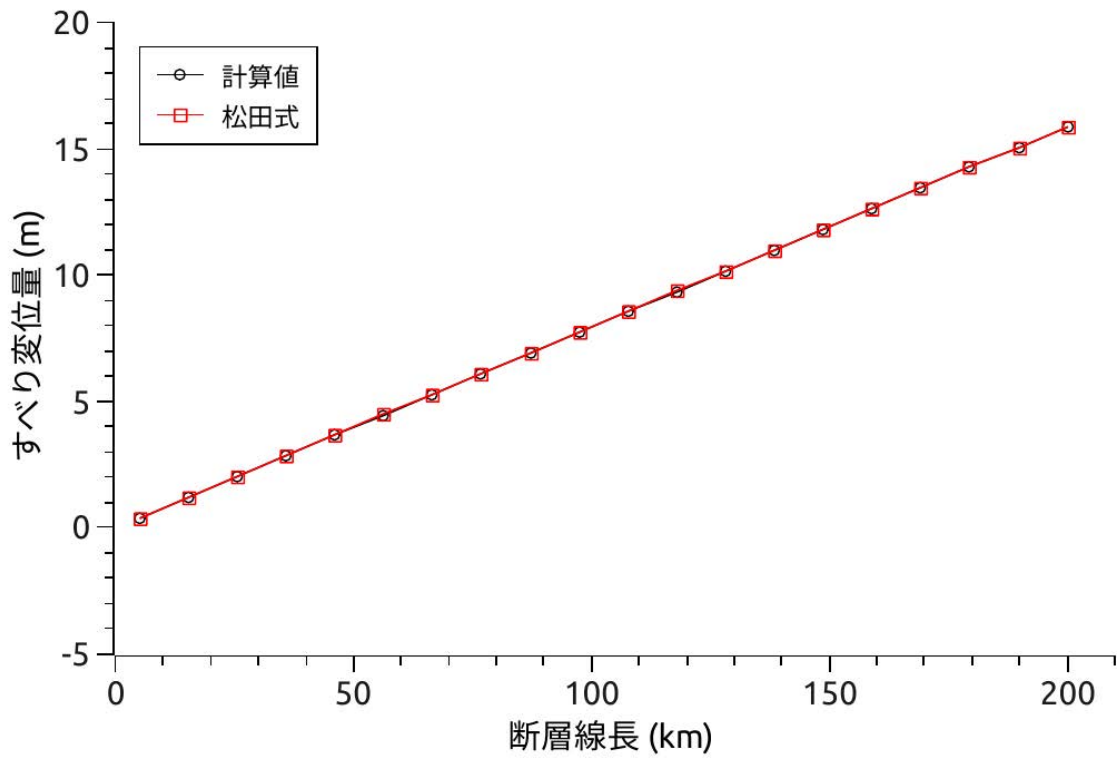


図3 図2の関係を実装した有限要素解析結果と松田式の比較。

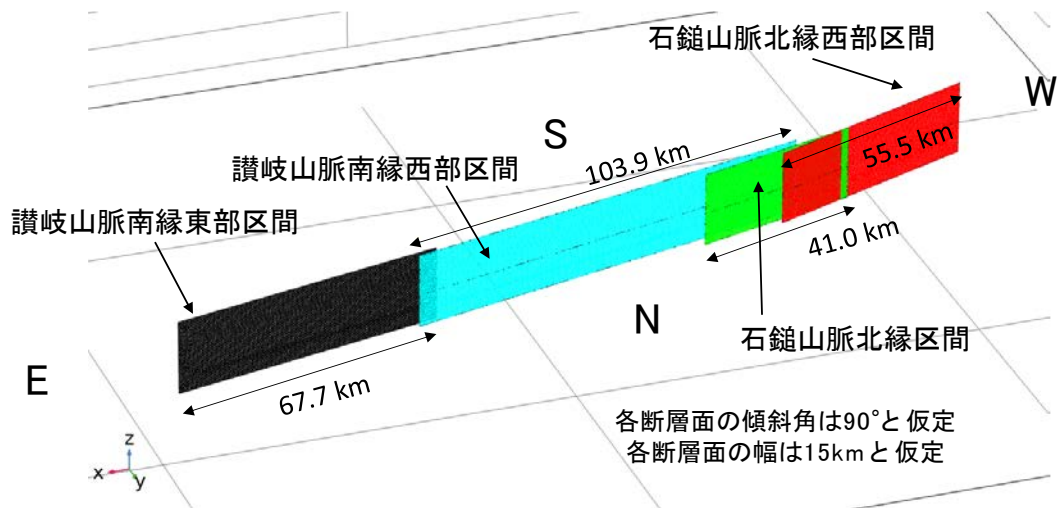


図4 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル（令和3年度業務成果の一部）。

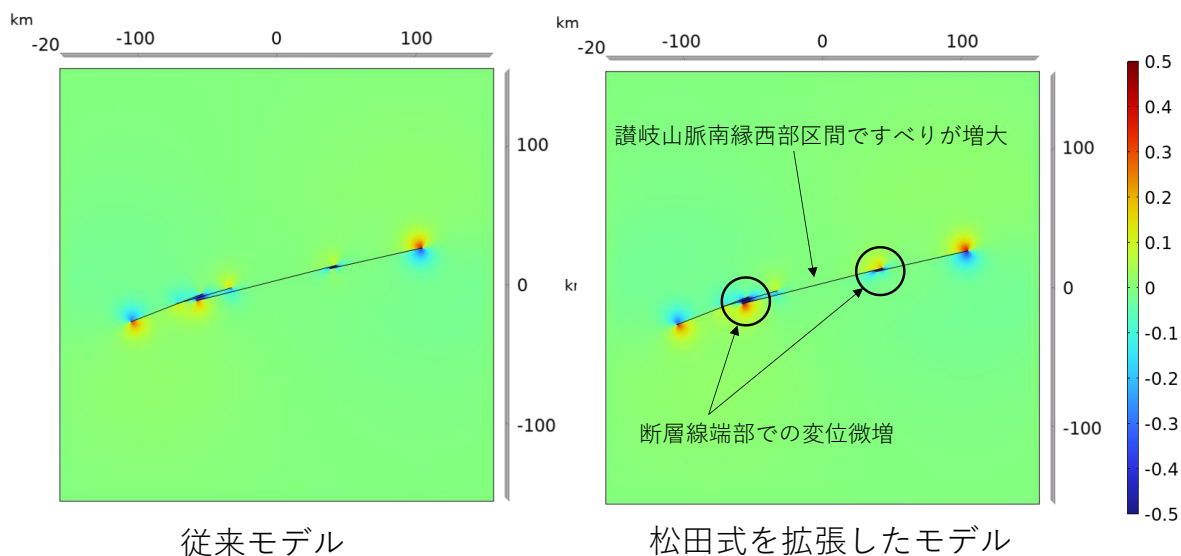


図5 従来の解析結果とスケーリング則（松田式）を拡張した場合の解析結果との比較（上下変位成分について）。

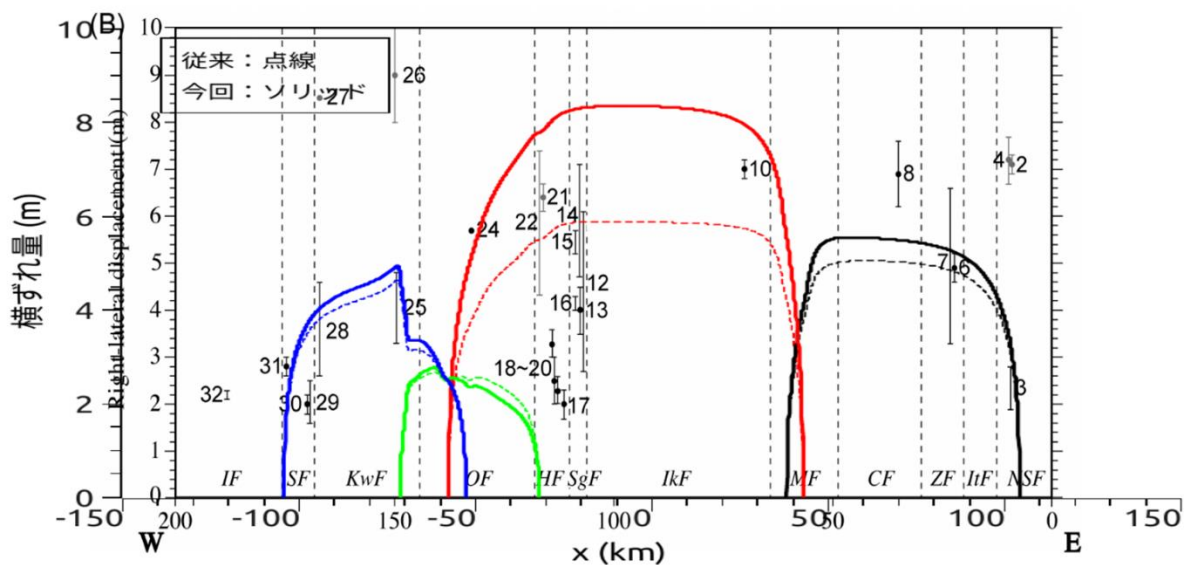


図6 従来の解析結果とスケーリング則（松田式）を拡張した場合の解析結果との比較（断層線上のすべり量（青線：石鎚山脈北縁西部区間、黄緑線：石鎚山脈北縁区間、赤線：讃岐山脈南縁西部区間、黒線：讃岐山脈南縁東部区間）について堤・後藤（2006）の調査結果と併せて表示）。

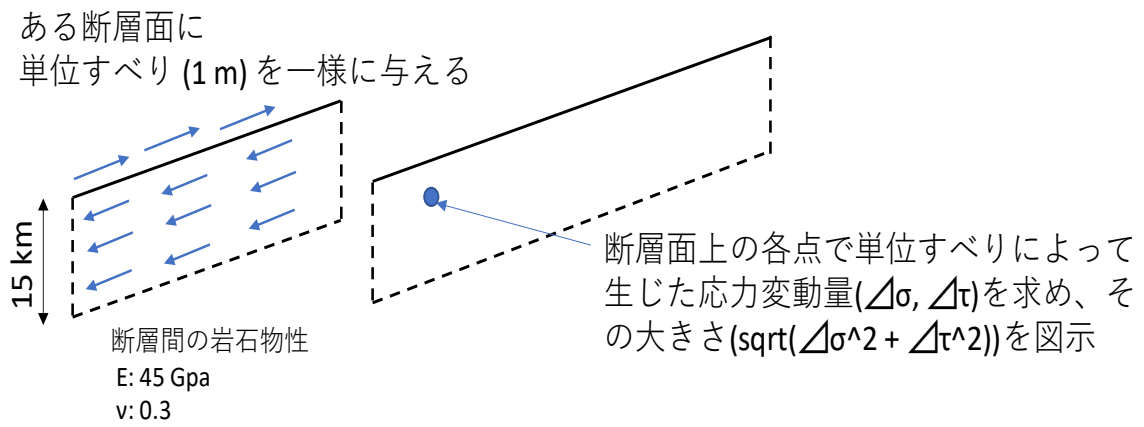


図7 近接する断層面の相互作用評価方法 (一方の断層面に単位すべりを一様に与えた後、他方の断層面上の応力変動量を算出)。

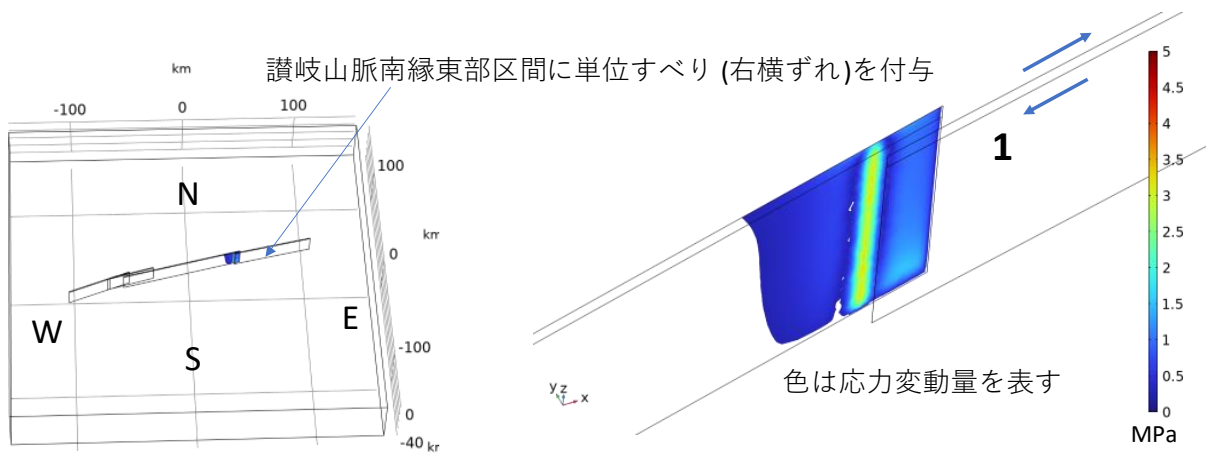


図8 讃岐山脈南縁東部区間に単位すべりを付与した場合に讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

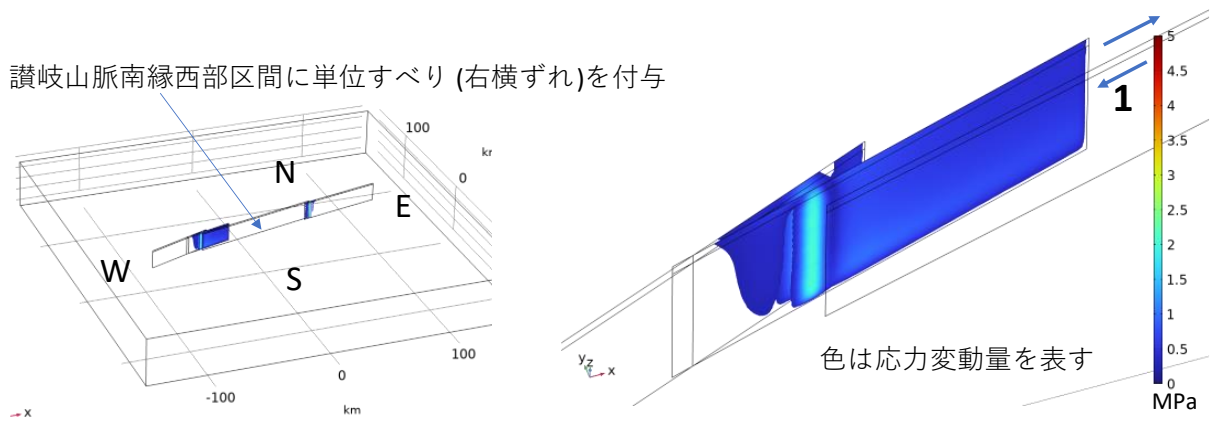


図9 讃岐山脈南縁西部区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁区間で生じる応力変動量。

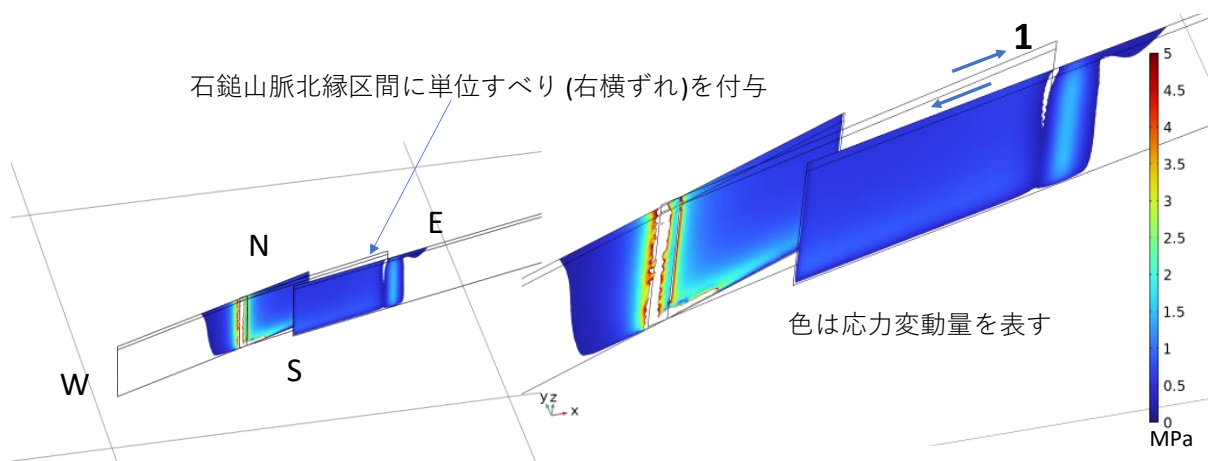


図10 石鎚山脈北縁区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁西部区間と讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

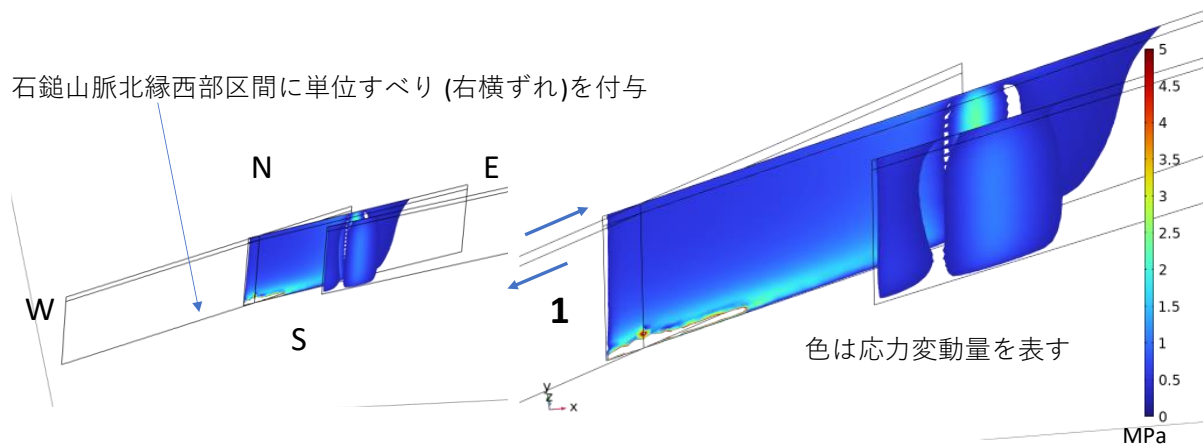


図 11 石鎚山脈北縁西部区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁区間と讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

(d) 結論

令和4年度は、(1)断層線長が80kmを超える断層面へのスケーリング則(松田式)の拡張、(2)断層面間の相互作用の評価、の2点についての検討を実施した。本業務を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- 断層線長が80km以上のケースで松田式が成り立つことを仮定する場合、断層線長が200km程度までが数値シミュレーションの観点からは限界であった。
- 昨年度実施した活断層MTLのすべり量分布(80km以上の断層帯では一定の剛性値を設定)に対する解析結果は、80km以上の断層線長についても松田式が成り立つとして今年度実施した解析結果よりも変位分布の模擬の程度が高い。
- 断層面間の相互作用については、断層線端部周辺の応力変動量を通じて評価した。評価結果自体は、破壊力学の知見を用いて解釈可能である。

(e) 引用文献

Anderson, T. L., 破壊力学 基礎と応用 第3版, 栗飯原周二(監訳), 金田重裕・吉成仁志(訳), 森北出版, 2011.

松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 28, 3, 269-283, 1975.

竿本英貴, 松田式を考慮したFEMによる断層変位評価とその上町断層系への適用, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 74, 4, I_59-I_71, 2018.

竿本英貴, FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索—逆断層と横ずれ断層の組み合わせ例—, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 75, 4, I_25-I_35, 2019.

竿本英貴, 断層変位に起因して生じるプルアパート構造についての有限要素解析, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), 77, 4, I_14-I_23, 2021.

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, 2, 117-132, 2006.

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

(3) 令和2年度～令和4年度の成果

(a) 業務の要約

三次元FEMによる断層モデルの高度化では、四国陸域の讃岐山脈南縁東部区間、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間を対象として、まずは有限要素メッシュを構築した。ついで、各区間の傾斜角と解析対象領域の最大主応力方位で代表される広域応力場についてのパラメトリックスタディーを実施した。得られたシミュレーション結果と既往の調査結果や中央構造線断層帯に沿う中・小縮尺の地形との比較を通じて、各区間の断層面傾斜角についての北傾斜仮説を棄却する知見が得られた。3カ年の各年度における主な成果は以下のとおりである。

令和2年度は、平成29年度に開発したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を四国地方の中央構造線断層帯に適用できるように改変することが主たる業務であった。中央構造線断層帯に対応できるように有限要素プログラムを改変し、境界条件の影響確認、計算時間、最大主応力方向など、シミュレーションに関連する基礎的な項目についての検討を行った。

令和3年度は、年度前半で有限要素メッシュに最新の調査結果に関する知見を組み込むようメッシュ生成プログラムを改変し、地下任意深さでの断層面の折れ曲がりを表現可能とした。年度後半は、四国地方の中央構造線断層帯の傾斜角を設定するにあたっての重要な2つの仮説（北傾斜仮説、高角仮説）について、力学的な検討を実施した。具体的には、有限要素解析を用いてどちらの仮説が合理的であるのかを、既往研究で提案されているモデルを参考にして作成した3つの有限要素モデルに対する変位解析により検討した。これらのモデルについて傾斜角や最大主応力方向を様々に変化させたパラメトリックスタディーを実施した結果、北傾斜仮説を棄却する知見が得られた。

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

令和4年度に実施した業務の内容は、（1）スケーリング則の拡張、（2）拡張したスケーリング則を用いた変位解析、（3）断層面間の相互作用評価に大別できる。年度前半で（1）と（2）について検討した結果、松田式を断層線長が100km以上の断層に適用するのは不適切であるとの結論が得られた。年度後半は、断層面間の相互作用を評価するため、ある断層面が単位量ずれた際に他断層面に及ぼす影響を応力変動の観点から検討した。結果、断層面のオーバーラップ端で応力変動量が大きくなる領域を明らかにした。

(b) 業務の実施方法

本業務では、四国陸域の讃岐山脈南縁東部区間、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間にわたる全ての地盤の静的な変形解析について、平成29年度に構築したスケーリング則（松田式）を組み込んだ有限要素解析手法を活用した。本手法は、複数のシナリオを検討するために1シミュレーションあたりにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則（松田式）を組み込み、現実

的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である（竿本，2018；竿本，2019；竿本，2021）。有限要素解析で用いる断層面配置は、サブテーマ1から得られる調査結果の知見を反映させたモデルである。また、広域応力場については、サブテーマ2から得られる知見を参考に設定した。なお、本業務を通じて得られる定量的な知見（広域応力場の方位、断層面傾斜角度）は、サブテーマ4の動的破壊計算の計算条件設定の基礎情報の一部となる。

（c）業務の成果

1) 有限要素解析を用いた基礎検討と有限要素メッシュ（プロトタイプ）の作成（令和2年度実施）

a) 断層面端部とモデル境界の距離が断層変位に及ぼす影響について

図12は、モデル境界部が断層変位に及ぼす影響を検討するための計算モデルおよび条件を示したものである。断層面（断層長20km、幅15km、傾斜角 90° ）をモデル領域中央部に走向がx軸に沿うように設置しており、この断層面がピュアな右横ずれを生じるように最大主応力方位を $N45^\circ W$ とした。モデル化した直方体領域の一辺の長さLを20kmから160kmまで20km刻みで変化させて、図12中のラインA-B上（地表面）での上下変位分布を各ケースについて抽出した。なお、ラインA-Bは断層線に平行であり、5km北側（ $y=5$ ）にステップしている（A： $x=0$ ，B： $x=L/2$ ）。各Lについて、断層面中央部における横ずれ量が8mとなるように断層面上物性を調整している（図13）。断層面上での横ずれが8mとしている理由は、トレンチ調査等で1回の右横ずれ量が讃岐山脈南縁東部および讃岐山脈南縁西部で2～7m程度、石鎚山脈北縁および石鎚山脈北縁西部で6～8mであったと推定されていることに依る（地震調査研究推進本部 地震調査委員会，四国地域の活断層の長期評価（第二版），2017）。

図14に、図12中のLを20kmから160kmまで変化させた場合の地表での上下方向変位分を示す。図14でLが20kmや40kmのケースでは、Lが80kmのケースに比べてモデル境界の影響が変位分布に強い影響を与えていることがわかる。本検討ではこのようなことが生じないように断層面端部とモデル境界の距離をどの程度取れば問題ないのかということをも明らかにするのが目的である。

図15にはLが100kmから160kmのケースをそれぞれ示している。Lが100kmよりも大きい場合、断層面端部に生じている変位量の大きい領域はモデル境界まで及んでいないことが見て取れる。ここで、図14および図15に示した各ケースでは、どのケースも断層面は500mピッチの三角形でモデル化している。

図16は、図14および図15の各ケースにおいて、ラインA-B上の上下変位成分をラインに沿って示したものである。 $x=10$ kmの位置が断層面端部であり、L=20kmのケースでは変位成分が $x=10$ kmでゼロになることが確認できる。また、他のケースにおいても $x=10$ でピーク値（約0.47m）をとるが、 $x>10$ のピーク以降の領域ではLの値に応じて変位分布が異なっていることがわかる。図17より、例えばLが60kmのケースでは、 $x=30$ kmの位置にモデル境界が設定されるため $x=30$ kmで変位成分がゼロとなる。Lが120kmよりも大きい場合については、ほぼ同じ変位分布形態を呈していることがわかる。以上の検討結果より、L=120km（断層面端部からモデル境界までの距離50km）以上と設定することで、モデル境界が断層変位に及ぼす影響は十分小さくなると結論づけられる。四国陸域内の全断層面を

考慮する以降の解析では、断層面端部とモデル境界の距離は 50km 以上離すように設定した。この結果、四国全域を含む直方体の一辺の長さは 310km となる。直方体の一辺の長さを 310km と設定することで、讃岐山脈南縁東部区間の東端から解析モデル東端までの距離と石鎚山脈北縁西部区間の西端から解析モデル西端までの距離がそれぞれ約 51km となる。

b) 全断層面を設定した場合の計算規模・計算時間に関する検討

最終年度における業務計画では、ほぼ四国全域にわたる断層面をモデル化して取り扱う必要があるため、計算規模が大きくなることが予想される。このため、現時点で保有しているワークステーションの計算能力並びに用いる予定の連立一次方程式の数値解法(直接法)で四国全域にわたる有限要素モデルを実用的な計算時間で取り扱うことができるかどうかについては、重要な検討事項となる。仮に、計算規模が膨大で実用的な計算時間とならない場合、ワークステーションの増強やより効率的な連立一次方程式の解法の実装など、業務計画が大幅に変更される可能性がある。

図 18 は計算規模・計算時間についての検討を実施するための断層面モデルであり、今回のプロジェクトで取り扱う予定の断層面を全て含んでいる(讃岐山脈南縁東部区間、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間)。ここで、各断層面は J-SHIS に収録されているデータ(特に断層線の緯度経度情報)を参考にして作成している。各断層面の傾斜角は簡単のため、全て 90° と仮定した。また、各断層の幅も全て 15km と仮定した。なお、各断層面の上端は地表面まで到達している設定としている。讃岐山脈南縁東部区間の断層線の走向は $N77^\circ E$ 、讃岐山脈南縁西部区間の断層線の走向は $N76^\circ E$ 、石鎚山脈北縁区間の断層線の走向は $N74^\circ E$ 、石鎚山脈北縁西部区間の断層線の走向きは $N69^\circ E$ である。このモデルでは、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間がわずかに交差しているのが特徴である。

図 19 は、図 18 に対応する有限要素メッシュを示している。モデル化領域は、 $310\text{km} \times 310\text{km} \times 40\text{km}$ の直方体領域であり、約 93 万個の四面体 2 次要素から成っている。断層面の領域は、一辺の長さがほぼ 500m である 3 角形 2 次要素から成っている。このモデルに対応する連立一次方程式の自由度は、約 405 万次元となる。今回示した有限要素メッシュに対しては、1 回あたりのシミュレーション時間は約 8 分であり、実用的な計算時間となった。したがって、現行のシステムおよび数値解法で十分対応可能であり、ワークステーションの増強や連立一次方程式解法の刷新の必要性はないと判断した。

c) 右横ずれを生じさせる広域応力場の範囲についての検討

今回モデル化の対象となる全ての断層は、右横ずれしていることが現地調査からわかっている。各断層帯について、ずれの様式が右ずれであることを示した調査結果は、次のとおりである。讃岐山脈南縁東部区間：岡田(1970)；岡田・堤(1997)、讃岐山脈南縁西部区間：岡田(1968)；岡田(1970)；岡田(1973)、石鎚山脈北縁：岡田・他(1998)。これを受けて、有限要素解析においても全ての断層面に右横ずれが生じる広域応力場をまずは検討しておく必要がある。ここでは、最大主応力方位をパラメータ θ として(図 20)、 θ を -90° から 90° まで 15° 刻みで変化させた。各 θ について有限要素解析を実施し、各断層線上の横ずれ量の平均値を θ とともにプロットしたものが図 21 である。

図 21 は θ を横軸に、各断層面の横ずれ量の平均値を縦軸にとってプロットしたもので、

縦軸の数値が正值である場合は右横ずれを、負値である場合は左横ずれをそれぞれ示している。図 21 より、讃岐山脈南縁東部区間、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間の全ての断層面が右横ずれとなる θ の範囲は -60° (N30° W) $\leq \theta \leq 0^\circ$ (N90° W) の範囲でなければならないことがわかる。なお、 θ が -30° (N60° W) 程度で右横ずれが最大化される。

既往の文献で、四国地域の広域応力場についての報告が様々な手法に基づいてなされている。例えば、微小地震の震源メカニズム解より、四国中東部の主応力軸の方位は、北西－南東から西北西－東南東方向と求められている（木村・岡野，1992）。また、四国中央部の佐々連鉱山における応力解放法による地殻応力測定結果（2地点分）によれば、最大主応力方位は、ほぼ東西圧縮（N77° W と N83° W）と報告されている（西日本地殻応力調査班，1980）。これらの他、四国西部の佐田岬半島ではボアホールブレイクアウトの結果に基づいて最大主応力方位が N85W と推定されている（Onishi・他，2016）。以上から、四国地域の広域応力場は、ほぼ東西圧縮であると推察できるため、数値シミュレーションから求まる範囲は既往の知見と整合的であると言える。

d) 断層変位についての既往調査結果との比較

今回作成した解析モデルについて、最大主応力軸を N60° W と設定した場合の断層面上すべり分布を図 22 に示す。計算結果から、讃岐山脈南縁東部区間で最大 5.2m 程度、讃岐山脈南縁西部区間で最大 6.2m 程度、石鎚山脈北縁西部区間で最大 4.8m 程度のすべり（ネット値）が算出された。これらのすべり分布から右横ずれ成分を抽出し、断層線に沿って右横ずれ量をプロットしたものが、図 23 である。断層面が 1 枚の場合の変位分布形態は、図 13 に示すように断層中央部に対して対称となるが、図 23 の各断層面については対称となっていない。この結果は近接する断層面間の相互作用の結果、対称性が喪失したためと考える。とりわけ、石鎚山脈北縁西部区間の分布形態は、石鎚山脈北縁区間と断層面が交差するため、図 13 と比べて分布形態が大きく異なっていることがわかる。

図 24 は、図 23 で示した各断層面上の右横ずれのピーク値と、中央構造線断層帯全体に対して調査された最新活動に伴う横ずれ変位量分布（堤・後藤，2006）を比較した結果である。石鎚山脈北縁西部区間ではシミュレーションから得られたピーク値 4.8m は、調査結果に比べてわずかに大きいように見える。また、石鎚山脈北縁区間ではシミュレーションから得られたピーク値が実測結果に比べて小さくなる傾向が確認できる。差異が生じる明確な原因は不明であるが、断層面の交差部が存在する等、断層面間の相互作用が存在しているためと推察できる。石鎚山脈北縁西部区間および石鎚山脈北縁区間を除く断層帯については、調査結果と概ね整合的である。石鎚山脈北縁区間については、近隣断層面との連結性等を考慮し、現地調査結果をより説明できる断層面モデルを今後検討する必要がある。同様に、他の断層面についても来年度以降に得られる最新の調査結果を断層面モデルに反映させる必要がある。

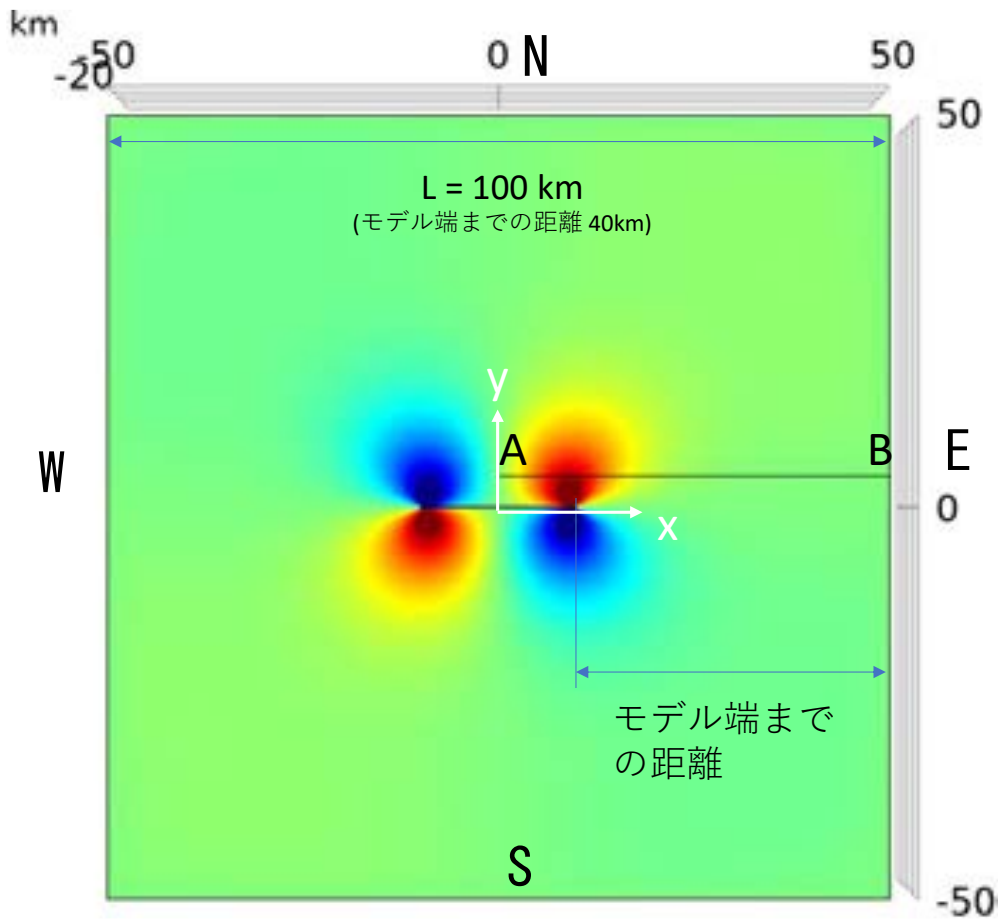


図 12 モデル境界が断層変位に及ぼす影響を検討するための解析モデル (Lが 20km から 160km まで変化, 最大主応力方位は N45° W)。

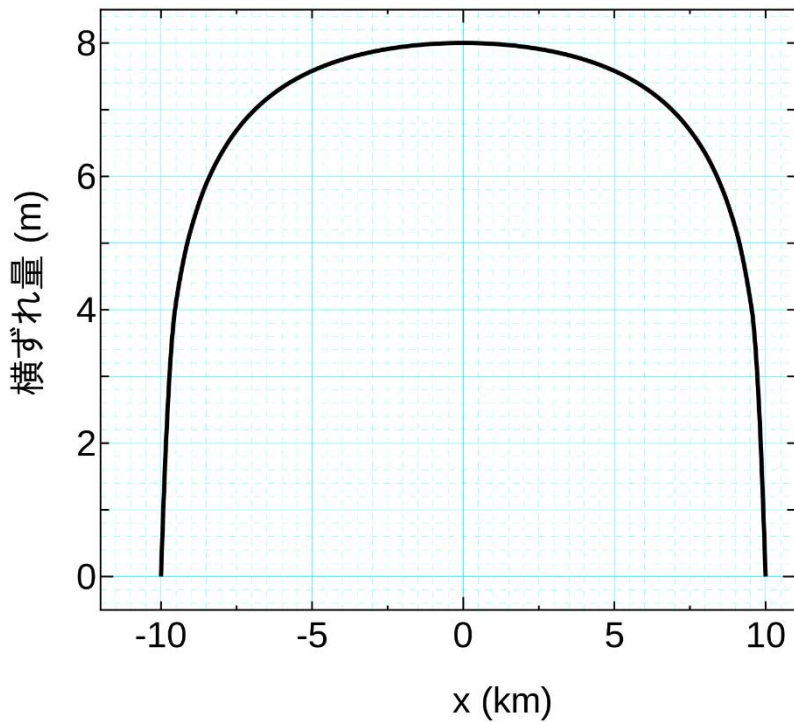


図 13 断層線上の横ずれ分布 (断層線中央部で 8 m となるように調整)。

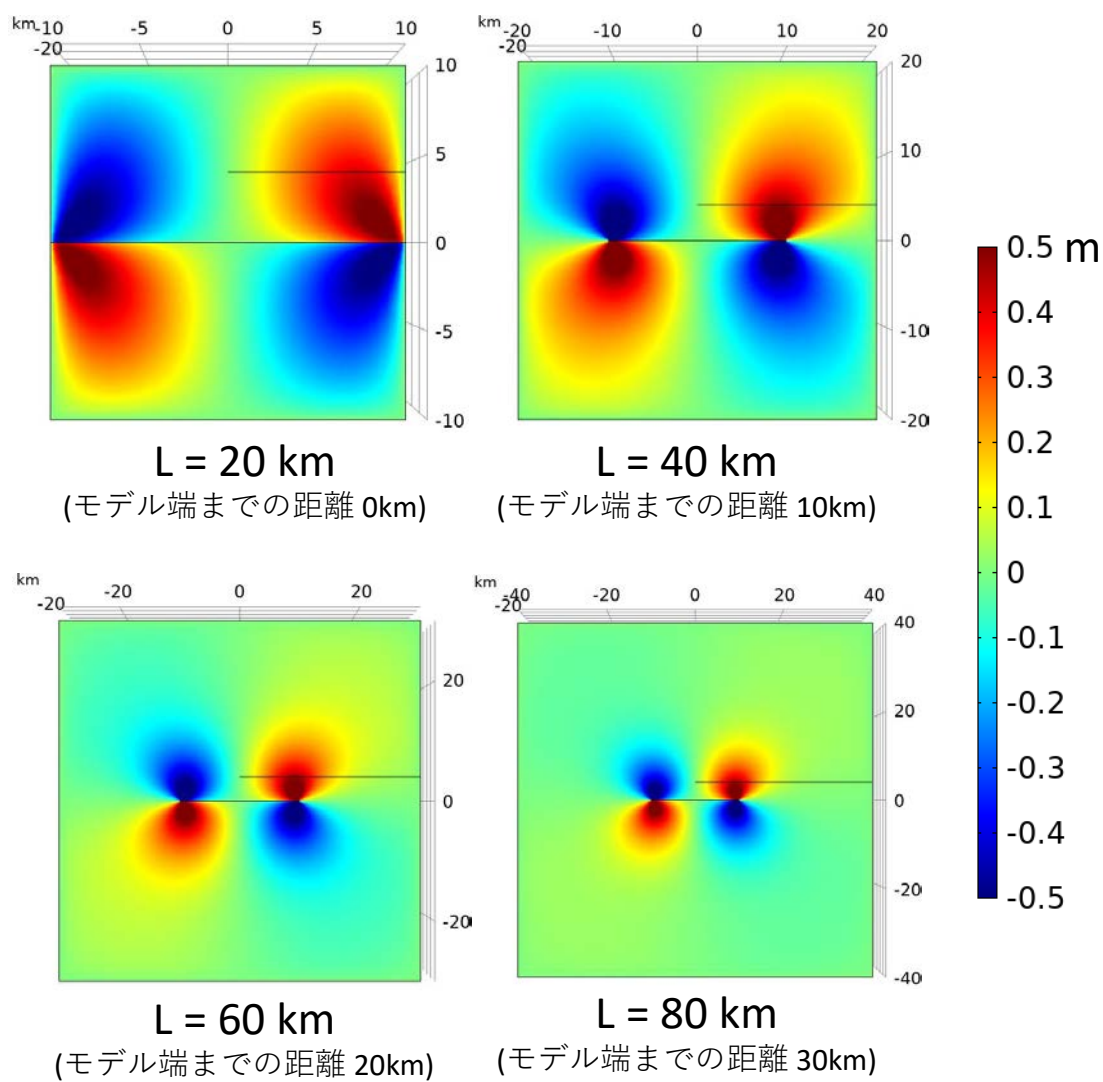


図 14 地表変位の上下成分 (L=20, 40, 60, 80km のケースについて)。

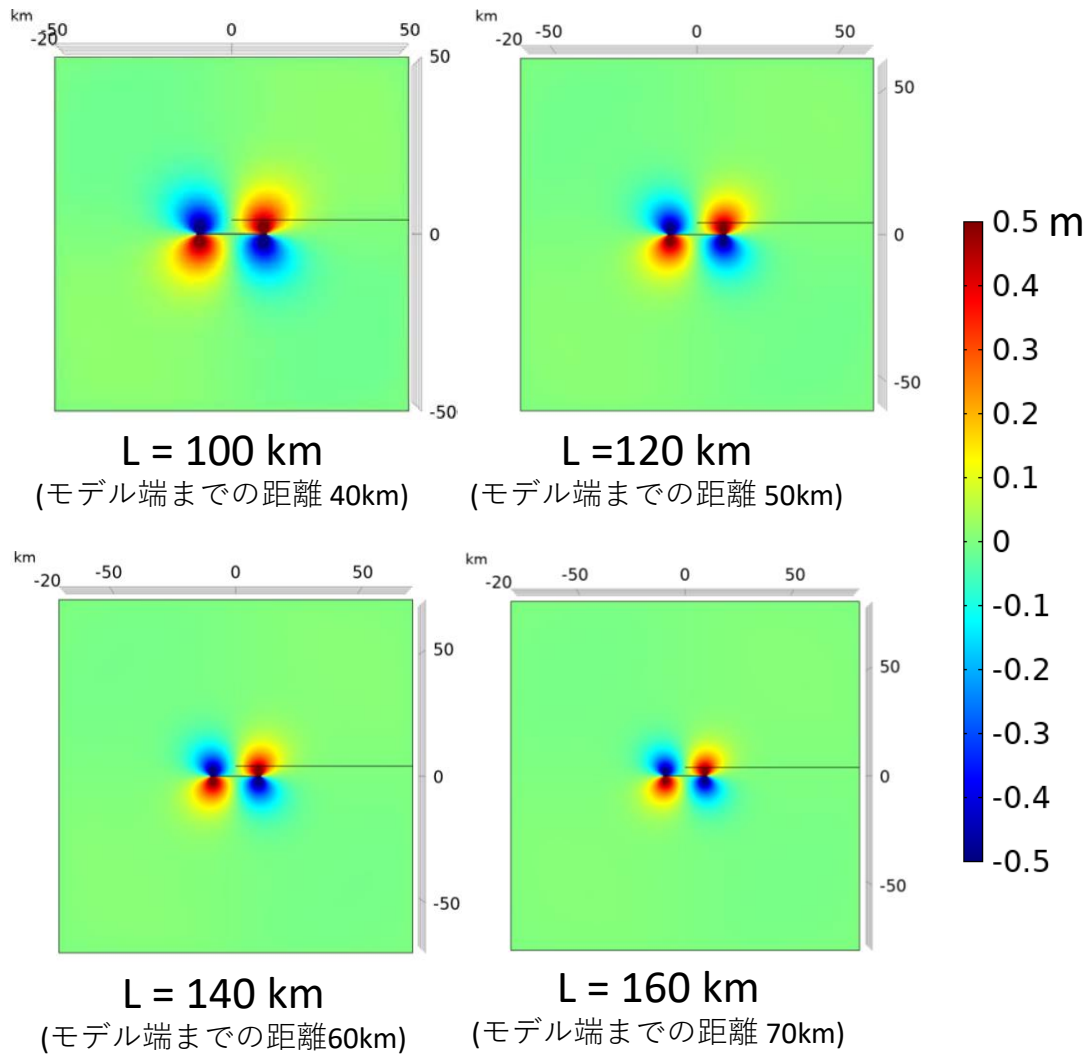


図 15 地表変位の上下成分 (L=100, 120, 140, 160km のケースについて)。

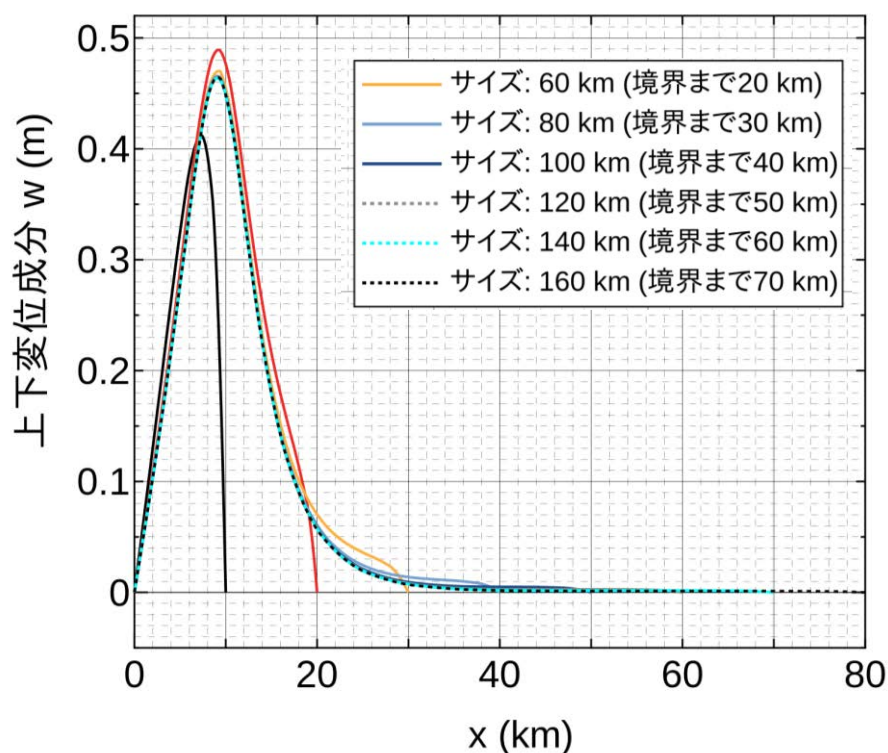


図 16 ライン A-B 上の上下変位成分分布
($L=20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160$ km の各ケースについて表示)。

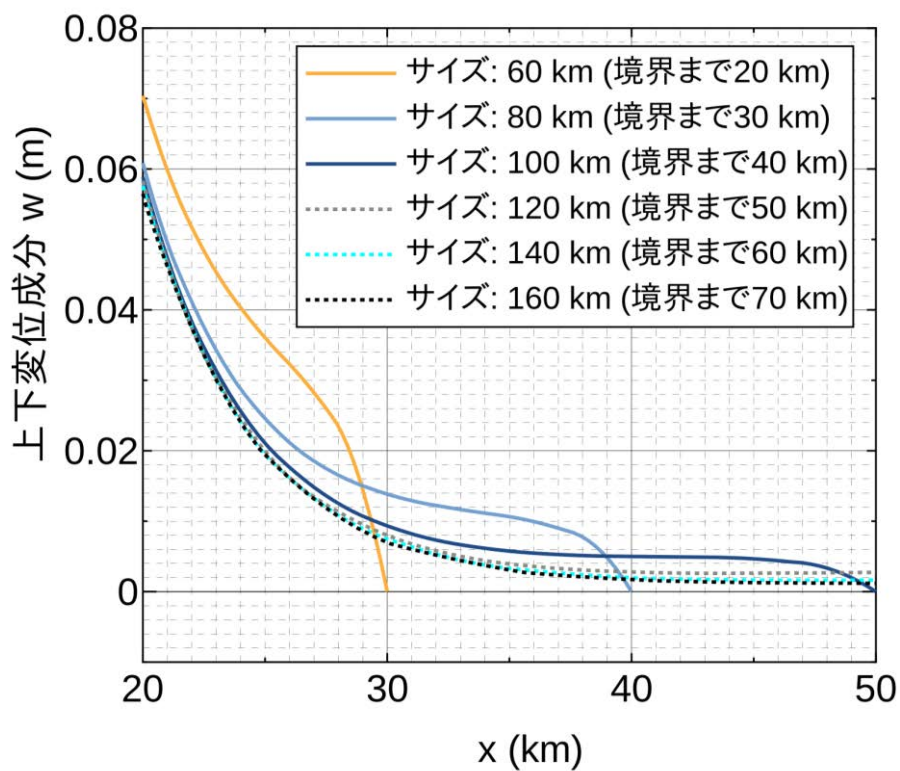


図 17 ライン A-B 上の上下変位成分分布 (図 16) の拡大図
($20 \text{ km} \leq x \leq 50 \text{ km}$ の範囲)。

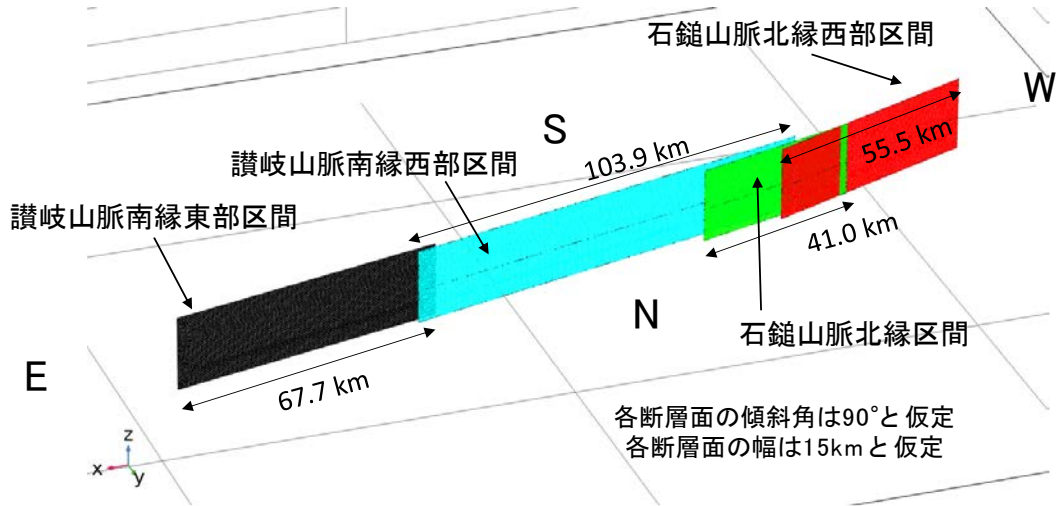


図 18 計算時間検討用の断層面モデル (J-SHIS の情報から作成)。

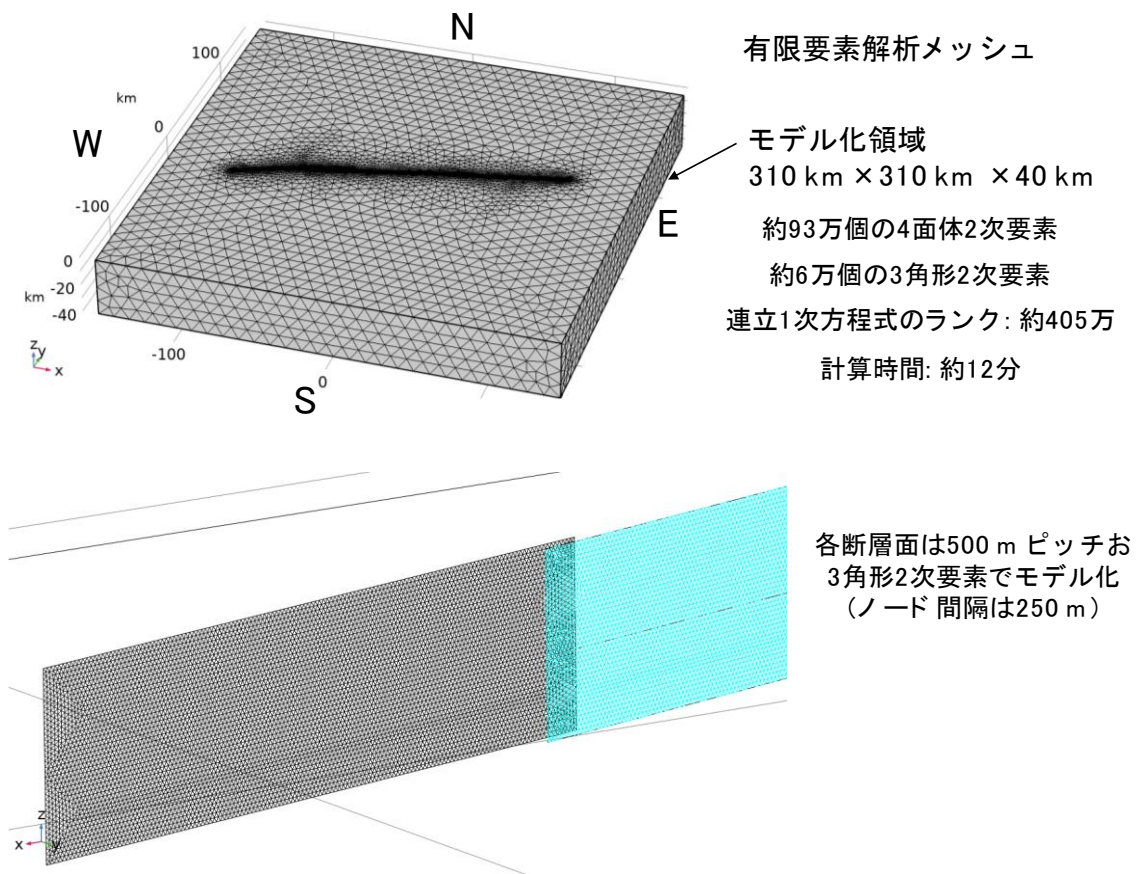


図 19 図 18 の断層モデルに対する有限要素メッシュ。

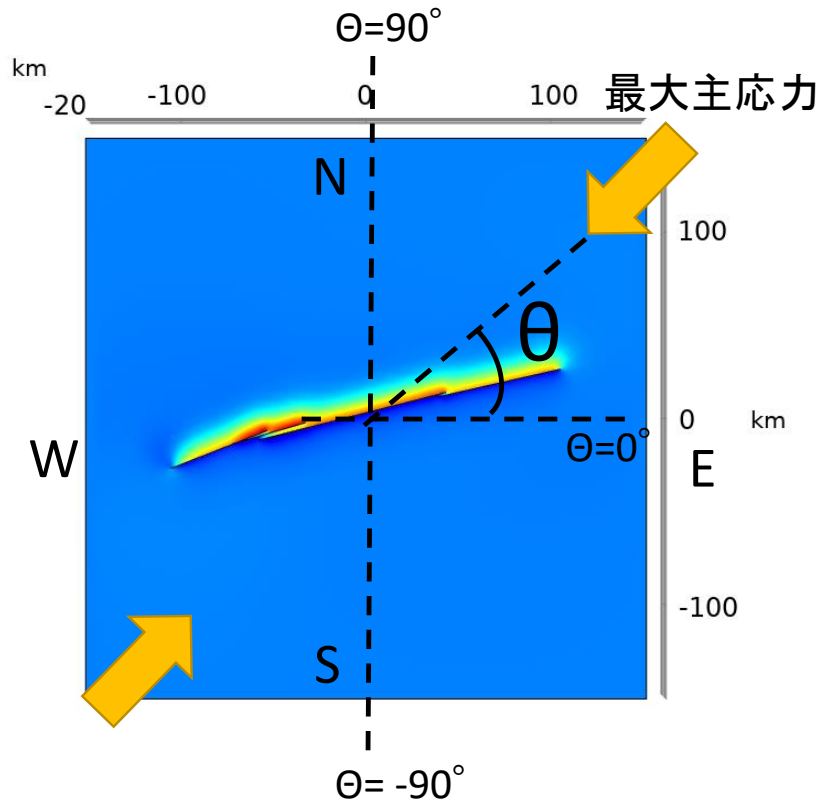


図 20 最大主応力の方位に関するパラメータ θ (-90° から 90° まで 15° 刻みで変化)。

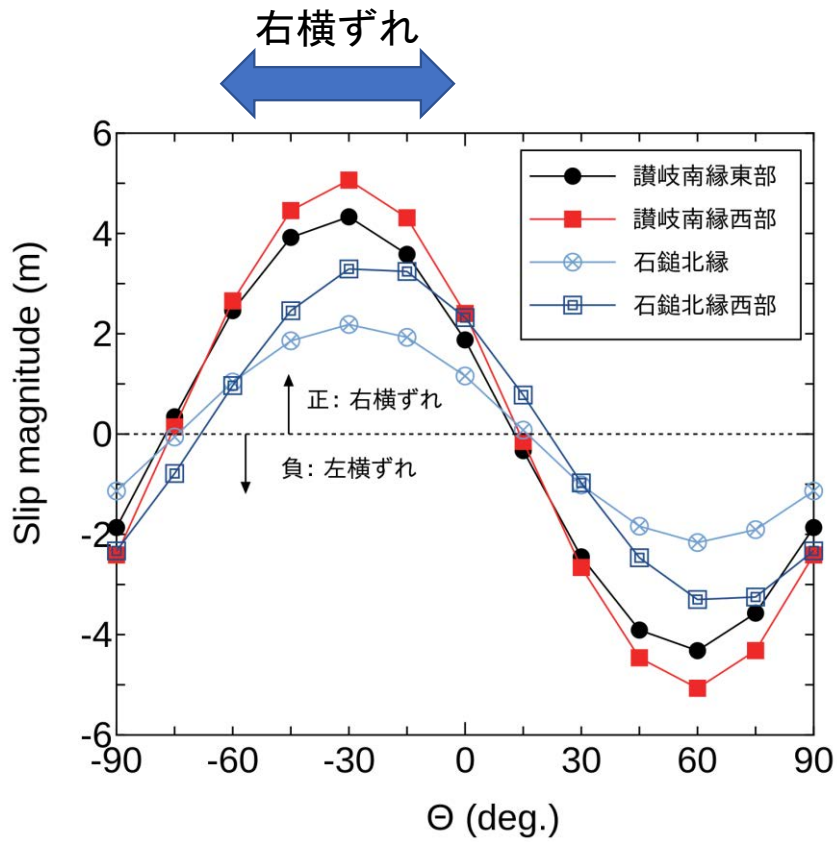


図 21 全ての断層面に右横ずれが生じる θ の範囲 ($-60^\circ \leq \theta \leq 0^\circ$)。

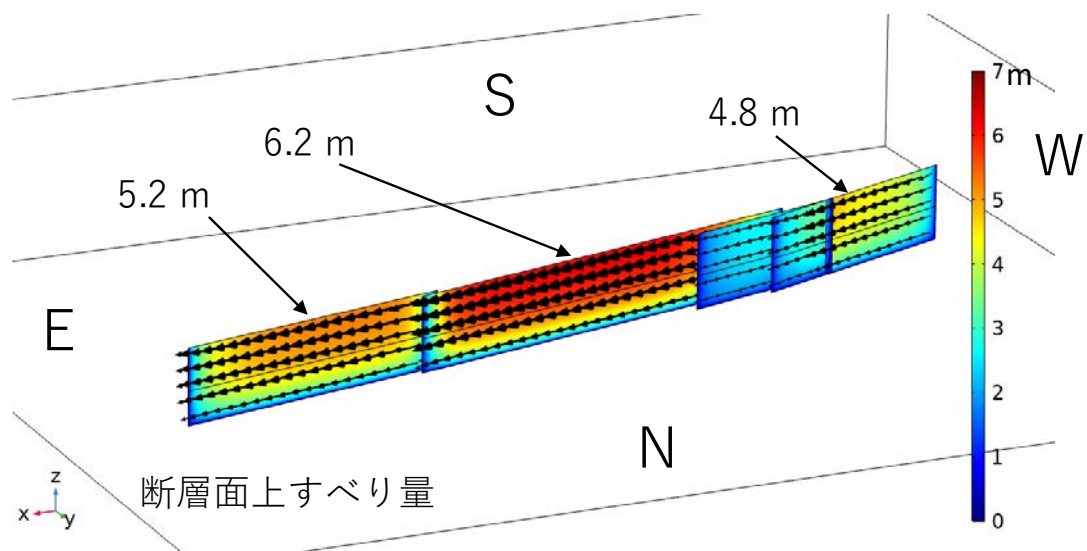


図 22 最大主応力方位を $N60^{\circ} W$ とした場合における各断層面上でのすべり量（ネット値）分布。

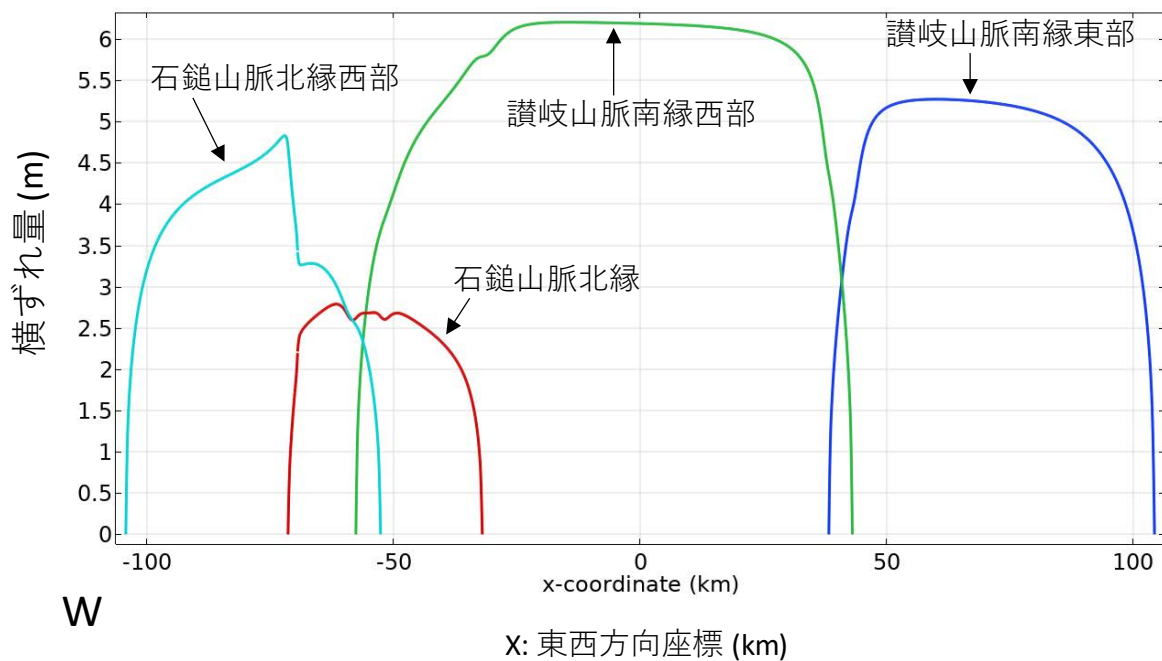


図 23 地表での断層線に沿う右横ずれ量の分布様式（最大主応力方位： $N60^{\circ} W$ ）。

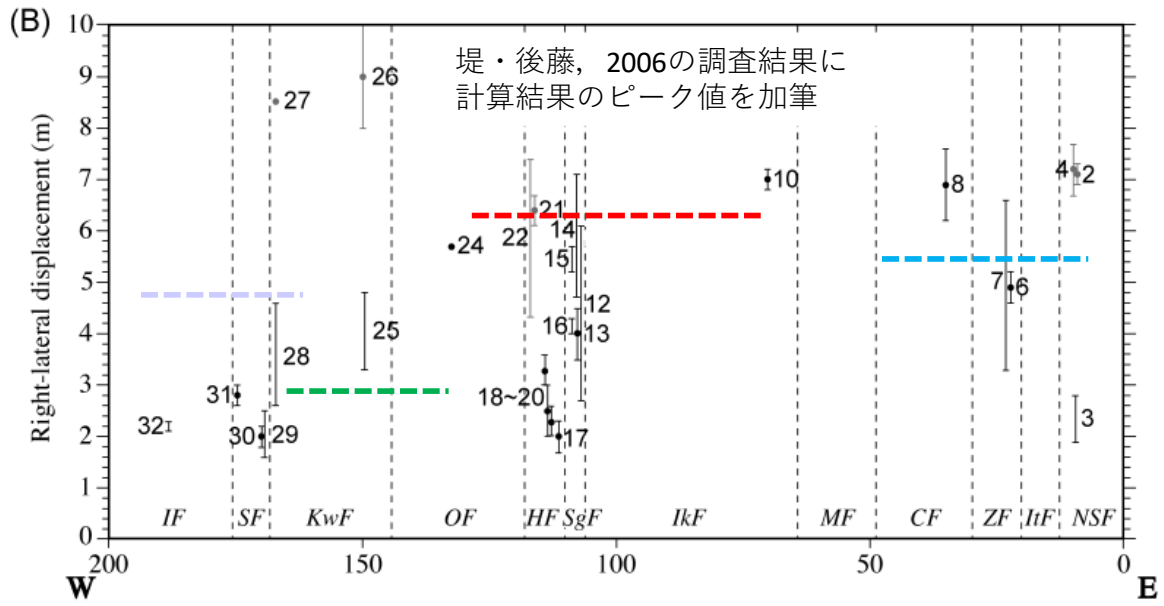


図 24 図 23 の右横ずれ量分布のピーク値（水色点線：石鎚山脈北縁西部区間、緑点線：石鎚山脈北縁区間、赤点線：讃岐山脈南縁西部区間、青点線：讃岐山脈南縁東部区間）と既往調査結果（堤・後藤, 2006）との比較。

2) 四国地方の中央構造線断層帯に対する三次元有限要素メッシュの高度化および北傾斜仮説・高角傾斜仮説の検討（令和3年度実施）

a) 有限要素メッシュの高度化

図 25 は計算規模・計算時間についての検討を実施するための断層面モデルであり、今回のプロジェクトで取り扱う予定の断層面を全て含んでいる（讃岐山脈南縁東部区間、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間）。ここで、各断層面は J-SHIS に収録されているデータ（特に断層線の緯度経度情報）を参考にして作成している（防災科学技術研究所、2022 年 3 月 29 日閲覧）。図 25 は、各断層面の傾斜角を全て 90° と設定した場合について図示している。また、各断層の幅も全て地下 15km までと設定した。なお、各断層面の上端は地表面まで到達している設定としている。讃岐山脈南縁東部区間の断層線の走向は $N77^\circ E$ 、讃岐山脈南縁西部区間の断層線の走向は $N76^\circ E$ 、石鎚山脈北縁区間の断層線の走向は $N74^\circ E$ 、石鎚山脈北縁西部区間の断層線の走向は $N69^\circ E$ である。このモデルでは、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間がわずかに交差しているのが特徴である。今年度は、昨年度作成したプロトタイプの有有限要素メッシュについて、全ての区間に対して地下の任意深さで断層面の折れ曲がりを追加できるようプログラム改変を実施した。後に示すように、この機能を用いて北傾斜仮説を検討するための有限要素モデルを作成している。

図 26 は図 25 に対する有限要素メッシュであり、断層面を含む $310\text{km} \times 310\text{km} \times 40\text{km}$ の直方体領域についてモデル化したものであり、約 93 万個の四面体 2 次要素から成っている。なお、断層面の領域は、一辺の長さがほぼ 500m である三角形 2 次要素から成っている。このモデルに対応する連立一次方程式の自由度は、約 405 万次元となる。図 26 で示した有限要素メッシュに対しては、1 回あたりのシミュレーション時間は約 12 分であり、実用的な計算時間となることを確認している。

b) 中央構造線断層帯の北傾斜仮説および高角仮説に対する既往研究

四国地方の中央構造線断層帯の傾斜が北傾斜であるとする仮説は、主として 1996 年に実施された反射法地震探査で得られた地層分布に対する解釈に基づいている（伊藤・他、1996; Ito et al., 1996）。彼らは、徳島県脇町から国道 193 号線を北上して香川県側の領家花崗岩分布域に至る 15.5km の測線を設定し、測線に沿って反射法地震探査、重力探査、比抵抗探査を実施している。彼らは探査結果をもとに、三波川変成岩類／和泉層群と領家花崗岩類の境界としての中央構造線（以下、物質境界 MTL）と、活断層としての中央構造線（以下、活断層 MTL）の関係を議論している。反射法地震探査結果の解釈より物質境界 MTL の傾斜は深度 5 km 程度までは北に $30 \sim 40^\circ$ 傾斜していることを指摘しており、活断層 MTL は物質境界 MTL から分岐した断層が地表近傍で高角化しているとする仮説（図 27、以下、北傾斜仮説）および活断層 MTL は物質境界 MTL と独立して高角断層として存在している仮説（図 28、以下、高角仮説）を提示している。

Kawamura et al. (2003) は、伊藤らの反射法地震探査の測線を北側に延長した測線に対する反射法地震探査を実施しており、15km 程度までの深度に対する反射断面を得ている。反射断面の解釈結果より、伊藤らの解釈にある物質境界 MTL から繋がる北傾斜の地層境界面の存在を示唆している。また、2002 年四国-瀬戸内海横断地殻構造探査の成果（Ito et al., 2009）においても物質境界 MTL の北傾斜を示すと考えられる解釈が提示されている。

以下に示す本事業内での検討は、「活断層 MTL」が北傾斜しているか高角なのかを力学的な観点から検討する内容であり、物質境界 MTL に関する議論ではないことに留意されたい。

c) 仮説検討のための 3 種類の有限要素モデル

北傾斜仮説および高角仮説を検討するため、ここでは図 29 から図 31 に示す 3 種類のモデル (Model-01、Model-02、Model-03) を用意した。

図 29 に示す Model-01 は、伊藤・他 (1996) および Ito et al. (2009) での解釈図をトレースすることで作成したもので、物質境界 MTL とそれに付随する副断層を模擬している。両断層面ともに傾斜角は 30° 程度であった (解釈図のトレース結果)。このモデルは、断層面を物質境界 MTL とその副断層のみで構成した際、どのような断層変位が生じるのかを検討する目的で作成している。すなわち、活断層 MTL が物質 MTL と一致しているケースと考えることができる。なお、広域応力場の最大主応力方向は南北方向から東西方向まで 15° 刻みで変化させおり、各ケースについてシミュレーションを実施している。

図 30 に示す Model-02 は、広域応力場の最大主応力方向と活断層 MTL の傾斜角を様々に変化させた場合の変位様式を検討するものである。最大主応力方向は、 $N45^\circ W$ 、 $N60^\circ W$ 、 $N75^\circ W$ 、東西圧縮 ($N90^\circ W$) の 4 ケースを、活断層 MTL の傾斜角は 30° 、 45° 、 60° 、 75° 、 80° 、 85° 、 90° の 7 ケースを設定しており、合計 28 ケースのシミュレーションを実施している。シミュレーションから得られる変位分布 (特に上下変位分布) と地形の起伏・既往調査結果で得られている地表変位様式を比較することで、合理的な活断層 MTL の傾斜角を推定しようとするものである。

図 31 に示す Model-03 は、物質境界 MTL から活断層 MTL が分岐して地表近傍で高角化したケースを模擬するもので、伊藤・他 (1996) の提案されている仮説の一つと対応する。なお、Model-03 についても、Model-02 同様、広域応力場の最大主応力方向についてのパラメトリックスタディーを実施している ($N45^\circ W$ から東西圧縮、4 ケース)。また、地下の物質境界 MTL の傾斜角についても 40° の場合と 45° の場合を検討している。

d) 各モデルの上下変位分布と地形の起伏との比較

図 32 から図 34 は、図 29 で示した Model-01 に対する上下変位分布を示している。図 32 は、最大主応力方向を南北方向としたものであり、物質境界 MTL を模した主断層と副断層で区切られる領域がポップアップしている状態が確認できる。当然ながら、主断層・副断層ともに断層面上でのすべり変位様式はピュアな逆断層で確認される変位様式となっている。図 33 は、最大主応力方向を $N45^\circ W$ と設定した場合の上下変位分布を示している。断層面上の変位様式はピュアな逆断層状態ではなく斜めずれを呈する状態となっているが、図 32 と同様に主断層と副断層で区切られる領域はポップアップしていることが確認できる。図 34 は、最大主応力方向を $N60^\circ W$ と設定した場合の上下変位分布を示している。図 32 や図 33 に比べて斜めずれの成分が大きくなって上下変位成分が相対的に小さくなっているものの、依然として主断層と副断層で区切られた領域はポップアップしていることがわかる。また、図 33 や図 34 で確認できるように、主断層近傍の隆起よりも副断層近傍の隆起が卓越していることが見て取れる。以上のように、今回実施したパラメトリックスタディーの範囲では Model-01 はどのような最大主応力方向に対しても主断層と副断層で区切られる領域がポップアップする結果となった。物質境界 MTL を模した主断層とその副断

層と考えられる断層で区切られる領域全体のポップアップは既往研究で確認されていない上、地形の起伏と調和しないと判断できる。Model-01 に対するパラメトリックスタディーから、Model-01 で示した断層面配置は力学的な観点からは不合理と結論できる。

図 35 から図 37 は、図 30 で示した Model-02 について N60W の方向に最大主応力を载荷した場合に対する上下変位分布を各傾斜角 (30°、60°、90°) について示している。図 35 は、全ての断層面の傾斜角を北傾斜 30° と設定した場合に対応する上下変位分布である。全ての区間で断層線の北側で隆起が、断層線の南側で沈降が生じており、典型的な逆断層に見られる変位様式 (上盤隆起、下盤沈降) となる。この傾向は今回設定したいくつかの最大主応力方向に依らず確認できる。図 37 は断層面の傾斜角を 90° とした場合であり、断層線端部を除いて上下変位は認められない (ピュアな横ずれ)。

図 38 は、図 35 で示した上下変位分布 (北傾斜 30° のケース) を地理院地図 (陰影起伏図) に重ねて表示したものである。Model-02 で北傾斜 30° と設定した場合、燧灘近傍で最大隆起が確認されるため、海域が隆起することになる。ところが、実際は海域となっているため地形の起伏と調和しない。同様に、断層線の南側では沈降する変位様式となるが、この点についても実際の地形の起伏と調和しない。以上、Model-02 についてのパラメトリックスタディーより、断層面傾斜角を低角の北傾斜と設定した場合、上下変位分布様式が地形の起伏と調和しないことがわかった。この結果も活断層 MTL に対する北傾斜仮説を棄却するものである。

図 39 は、図 31 で示した Model-03 に対する上下変位分布を示している。同図は、各断層面の傾斜角について地下 1 km 以浅で 90°、地下 1 km 以深では 40° と設定したケースに対応する。Model-02 で示した上下変位分布の特徴と同じく、断層線北側では隆起が、断層線南側では沈降が確認される。この上下変位分布を地理院地図 (陰影起伏図) と重ねて示したものが図 40 であるが、Model-02 に対する議論と同様に燧灘での隆起がシミュレーション結果では確認されるなど、地形の起伏と調和しない結果となっている。なお、この傾向は地下 1 km 以深での断層面傾斜角を 45° と設定した場合も同様の結果が得られている。

既往研究で提案された活断層 MTL の北傾斜仮説と高角仮説を、有限要素解析によって力学的な観点から検討した。今回検討した 3 種類の断層面モデルからは、いずれの場合も北傾斜仮説を棄却する結果が得られた。このような知見は、多数の数値シミュレーションを実施することでのみ得られる知見であり、断層面配置に関する仮説の検証に数値シミュレーションが有効であることを示している。次節では、断層線上すべりの上下変位量と水平変位量の比に着目することで、活断層 MTL の傾斜角に関する考察を加える。

e) 断層線上すべり量分布 (Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間を対象として)

図 41 から図 46 は、Model-02 における讃岐山脈南縁西部区間の断層線上でのネットスリップ量・上下/水平変位比を各傾斜角 (30°、45°、60°、80°、85°、90°) について示したものである。ネットスリップ量の大きさについては、最大主応力方向に対する依存性が図 41(a) から図 46(a) の全てのケースについて確認できる。断層面傾斜角が 60° 程度までは (図 41-図 43)、最大主応力方向を N45° W と設定するケースでネットスリップ量が大きくなることがわかる。断層面傾斜角が 70° 程度から鉛直の範囲では、最大主応力方向を N60° W と設定することでネットスリップ量が最大化されることが確認できる。傾斜角が

30° の場合 (図 41(a)) は、最大主応力方向を N45° W とすることで、8 m 程度のネットスリップが算出されている。また、傾斜角が 90° の場合 (図 46(a)) では最大主応力方位を N60° W とすることで 6 m 程度のネットスリップが算出されている。最新活動にともなう変位量に関する調査結果 (堤・後藤, 2006) によれば、讃岐山脈南縁西部区間の一部である池田断層に対する断層変位量 (右横ずれ) は、徳島県三好郡東みよし町山口で 7.0 ± 0.2 m と報告されている。また、同区間の一部である寒川断層に対する断層変位量 (右横ずれ) は、四国中央市寒川町で 4.7~7.1 m と報告されている。ネットスリップ量に対するシミュレーション結果は上述のとおり最大主応力方位依存性が認められるものの、調査結果程度の変位量が傾斜角と最大主応力方向の多くの組み合わせに対して確認できるため、変位量の大きさのみでは傾斜角と最大主応力方位に関する考察が困難となることに留意されたい。

一方、断層変位の上下変位成分と水平変位成分の比 (以下、上下/水平比) については、傾斜角に対する依存性が大きく、傾斜角に対する考察を加えるのに適した量であると考えられる。例えば、傾斜角が 30° の場合 (図 41(b))、全ての最大主応力方位について上下/水平比が 0.4 以上となっていることがわかる。他方、傾斜角が高角になればなるほど上下/水平比は小さくなっており、傾斜角が 90° の場合は、断層線端部を除く領域で上下/水平比は最大主応力方向に依らずほぼゼロとなっている。したがって、上下/水平比に対する調査結果が得られれば、北傾斜仮説・高角仮説に対する議論が進展するものと考えられる。

現時点では上下/水平比に対する測定結果は報告されていない。ただし、讃岐山脈南縁東部区間の平均変位速度 (推定値) が報告されており (地震調査研究推進本部, 2017)、父尾断層に対して上下: 0.6 m/千年、水平: 6 m/千年とされる。したがって、父尾断層では上下/水平比は 0.1 と推察できる。この比率が讃岐山脈南縁西部区間にそのまま適用できるかどうかは不明であるが、比較対象の一つと考えられる。上下/水平比が 0.1 程度となるケースは、傾斜角が 85° から鉛直の範囲に限られる (図 45(b)、図 46(b))。すなわち、今後のトレンチ調査等で上下/水平比が計測されてその値が 0.1 に近い数値であった場合、断層面はほぼ鉛直に近いと考えることができる。なお、30° で北傾斜する場合の上下/水平比は最大主応力方位に依らず 0.4 以上であるため (図 41(b))、上下/水平比が 0.4 以下のケースであれば高角仮説が支持される。

以上、活断層 MTL の断層面傾斜角に対する北傾斜仮説・高角仮説を力学的な観点から検討するため、3 種類のモデルを用意して有限要素解析を用いたパラメトリックスタディーを実施した。今回検討した範囲内では、北傾斜仮説は棄却できると考える。高角仮説を積極的に支持するシミュレーション結果は出ていないものの、父尾断層に対する平均変位速度の上下/水平比 (0.1) とシミュレーション結果の比較から、活断層 MTL の傾斜角が高角である可能性が示唆された。今後のトレンチ調査等による上下水平比の測定に期待したい。以上の検討は、様々に断層面を配置して主応力方向を変化させることができる有限要素解析によってのみなされることを強調しておく。

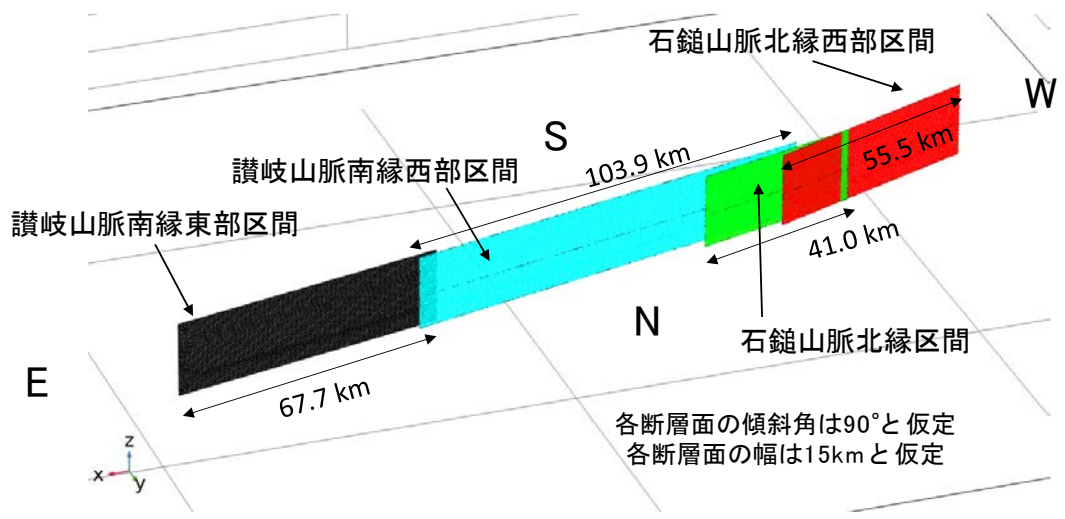


図 25 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル（J-SHIS の情報から作成（防災科学技術研究所、2022 年 3 月 29 日閲覧））。

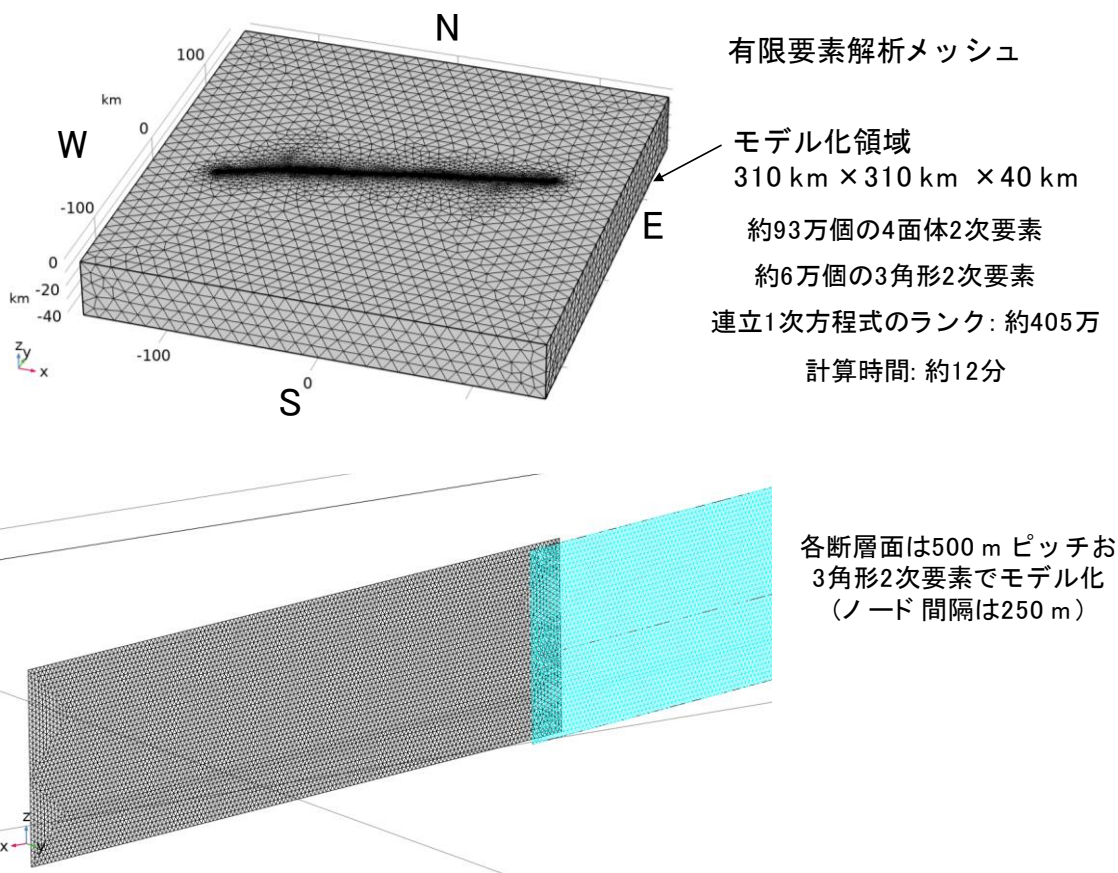
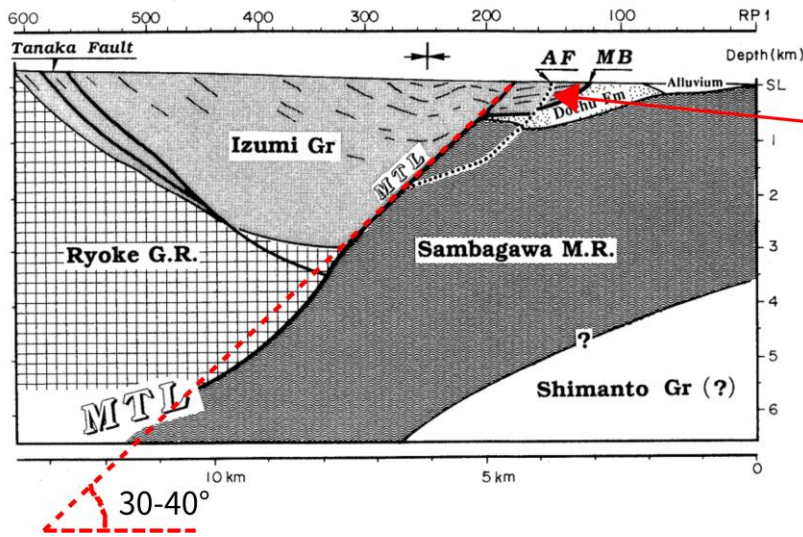


図 26 図 25 の断層帯モデルに対する三次元有限要素メッシュ。

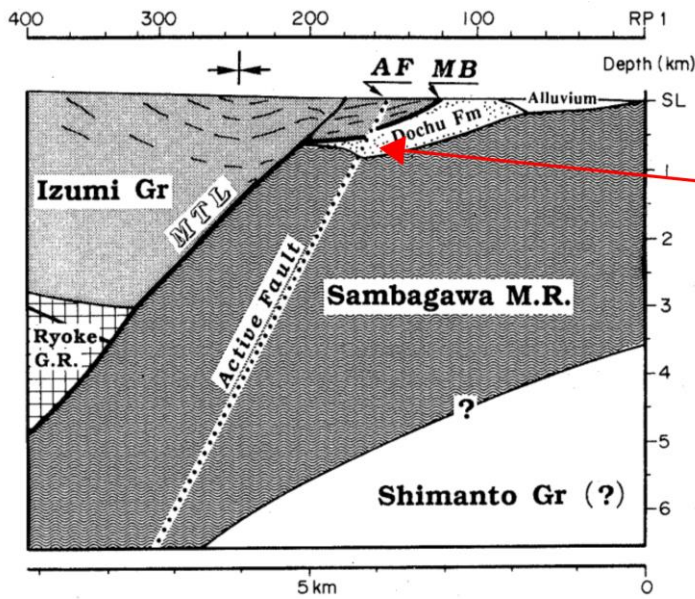


物質境界MTLから派生した
分岐断層としての活断層MTL
(黒点線)

白抜きMTL: 物質境界MTLを指す
AF: 活断層MTLを指す

Fig. 16. Interpretation of the sub-surface structure of MTL suggesting that the active fault MTL splays off the material boundary MTL.

図 27 物質境界 MTL から分岐して地表近傍で高角化した活断層 MTL についての仮説
(伊藤・他、1996 に加筆)。



物質境界MTLと独立して存在する活断層MTL
(黒点線)

白抜きMTL: 物質境界MTLを指す
AF: 活断層MTLを指す

Fig. 17. Interpretation of the sub-surface structure of MTL proposing that the active fault MTL is formed independently on the material boundary MTL.

図 28 物質境界 MTL から独立した高角な活断層 MTL についての仮説
(伊藤・他、1996 に加筆)。

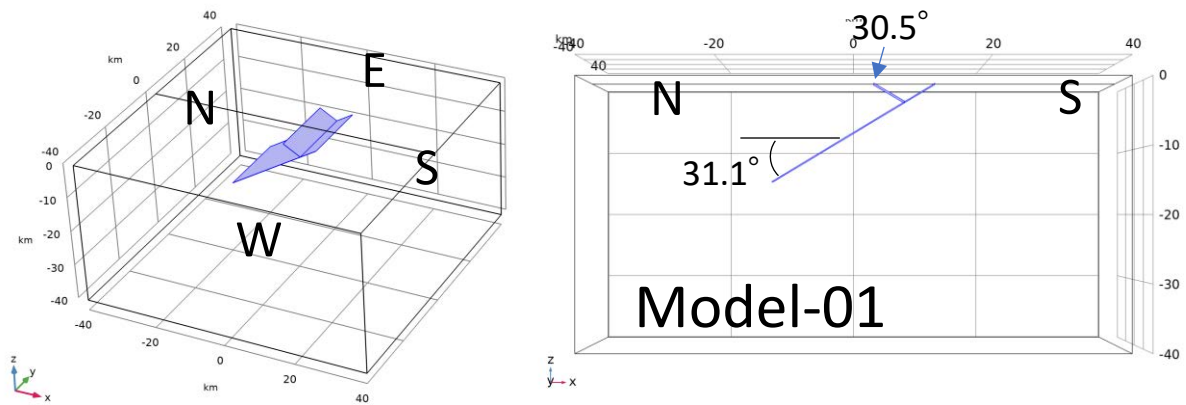


図 29 Model-01：物質境界 MTL とそのバックスラストを模擬したモデル
 (伊藤・他 (1996) の解釈図をトレースして作成)。

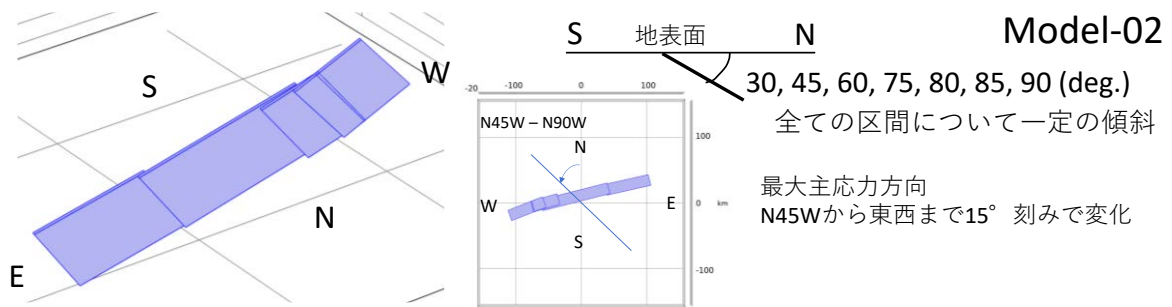


図 30 Model-02：広域応力場の最大主応力方向と活断層 MTL の傾斜角を変化させたモデル。

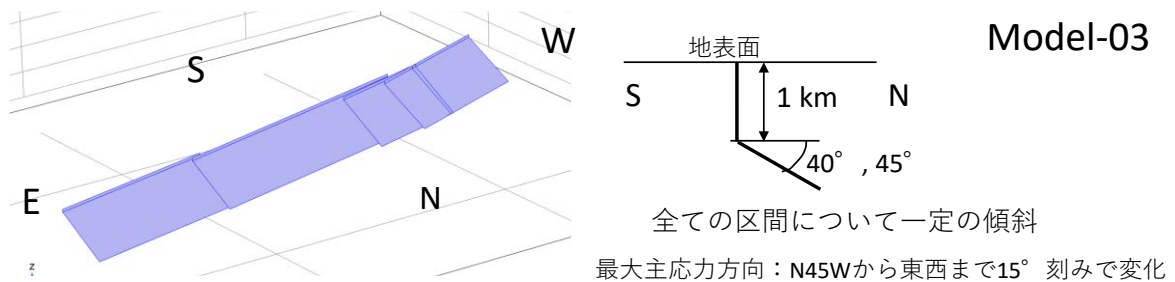


図 31 Model-03：活断層 MTL が地表近傍で高角化（地下 1 km まで鉛直）したモデル。

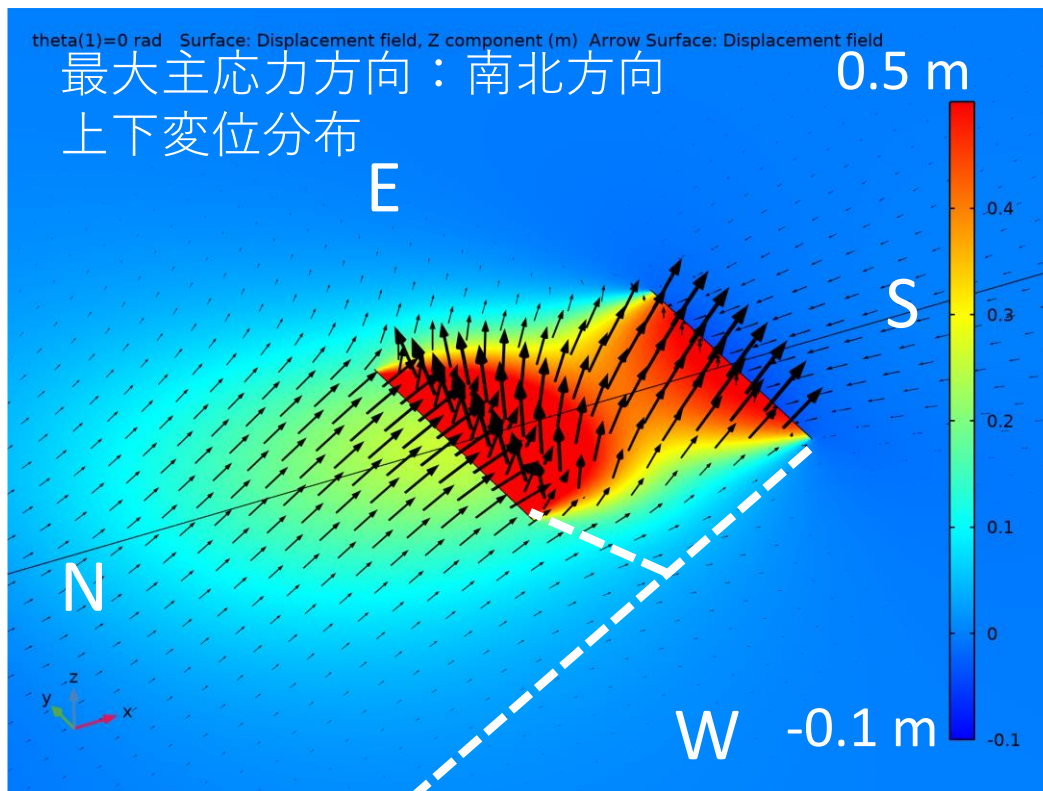


図 32 Model-01 の上下変位分布（最大主応力方向：南北方向）。

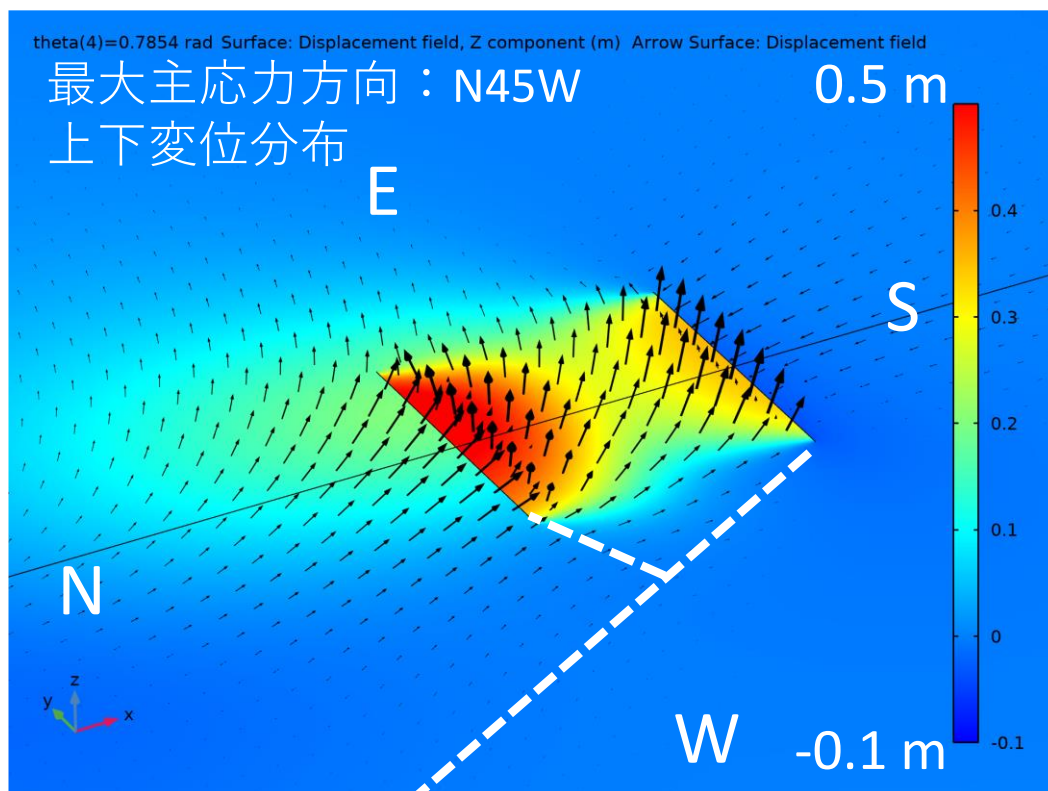


図 33 Model-01 の上下変位分布（最大主応力方向：N45° W）。

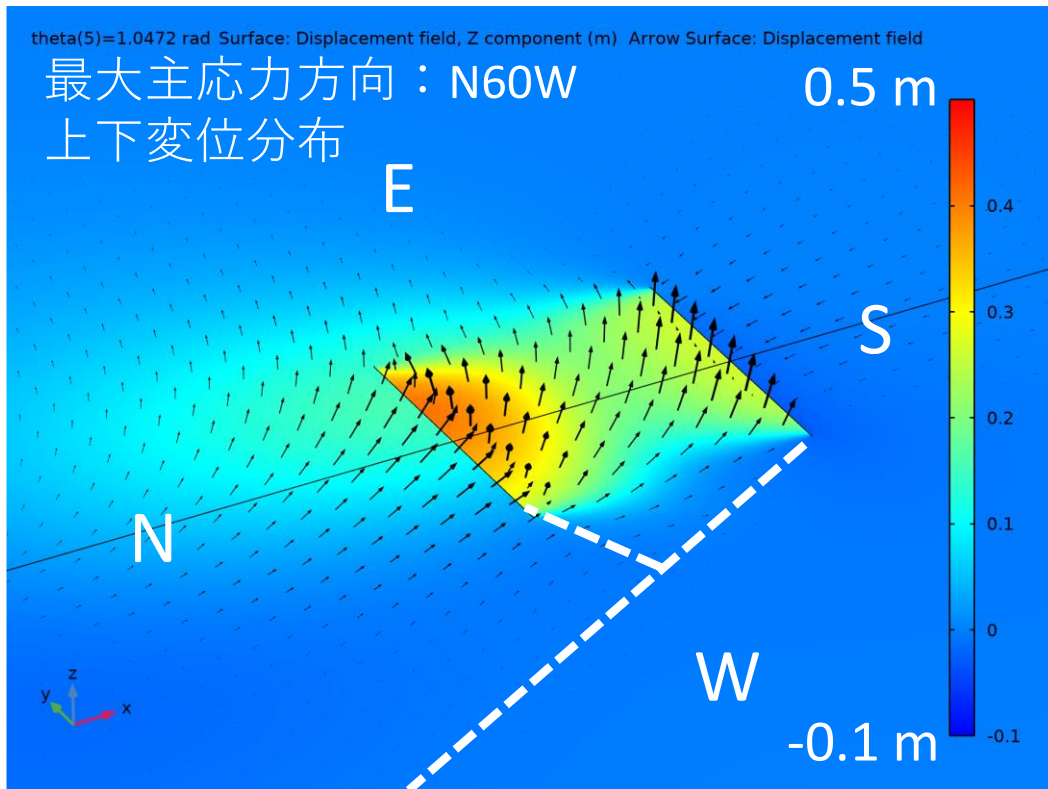


図 34 Model-01 の上下変位分布（最大主応力方向：N60° W）。

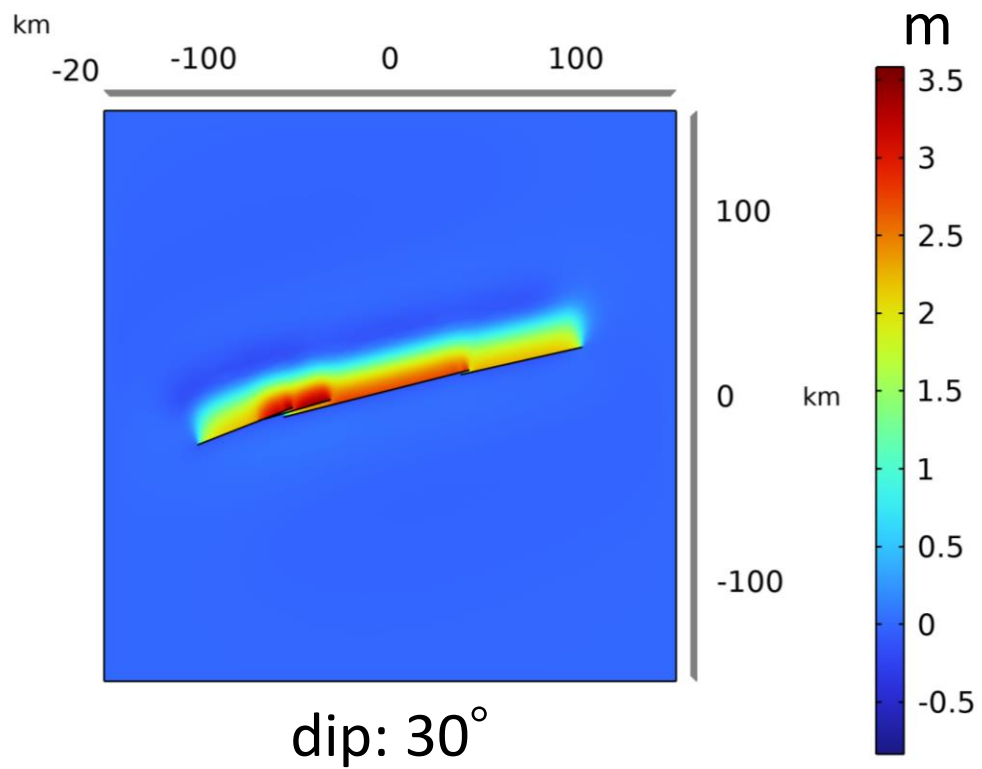


図 35 Model-02 の上下変位分布（傾斜角：30°、最大主応力方向：N60° W）。

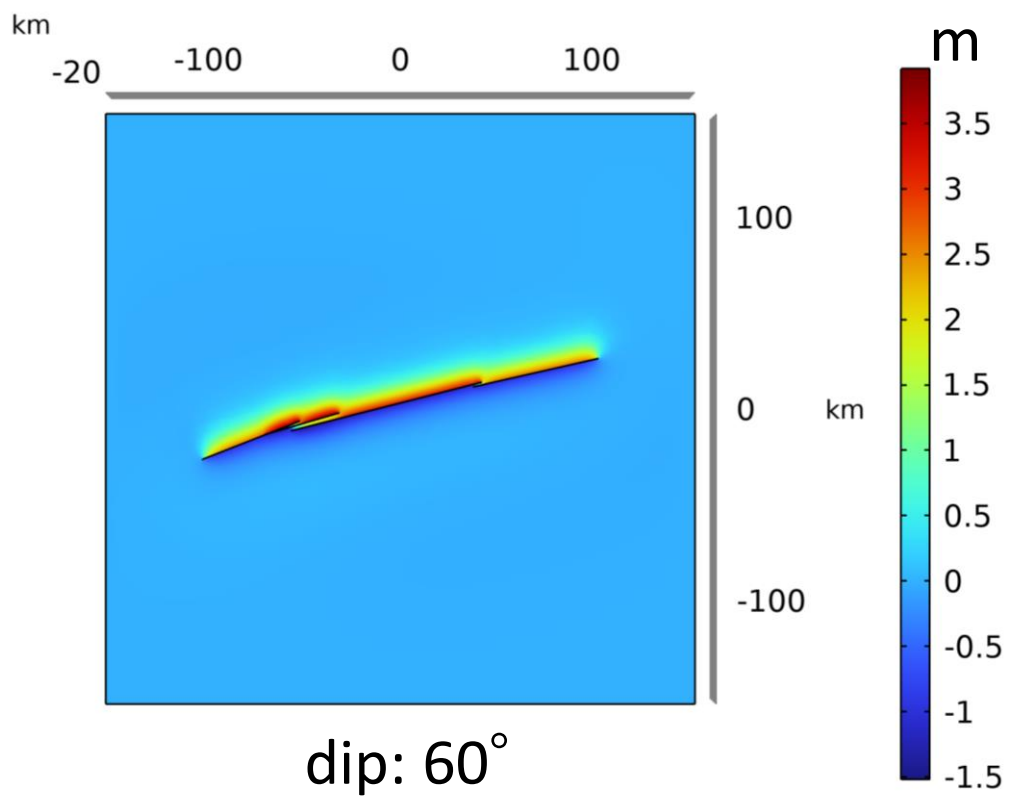


図 36 Model-02 の上下変位分布（傾斜角：60°、最大主応力方向：N60° W）。

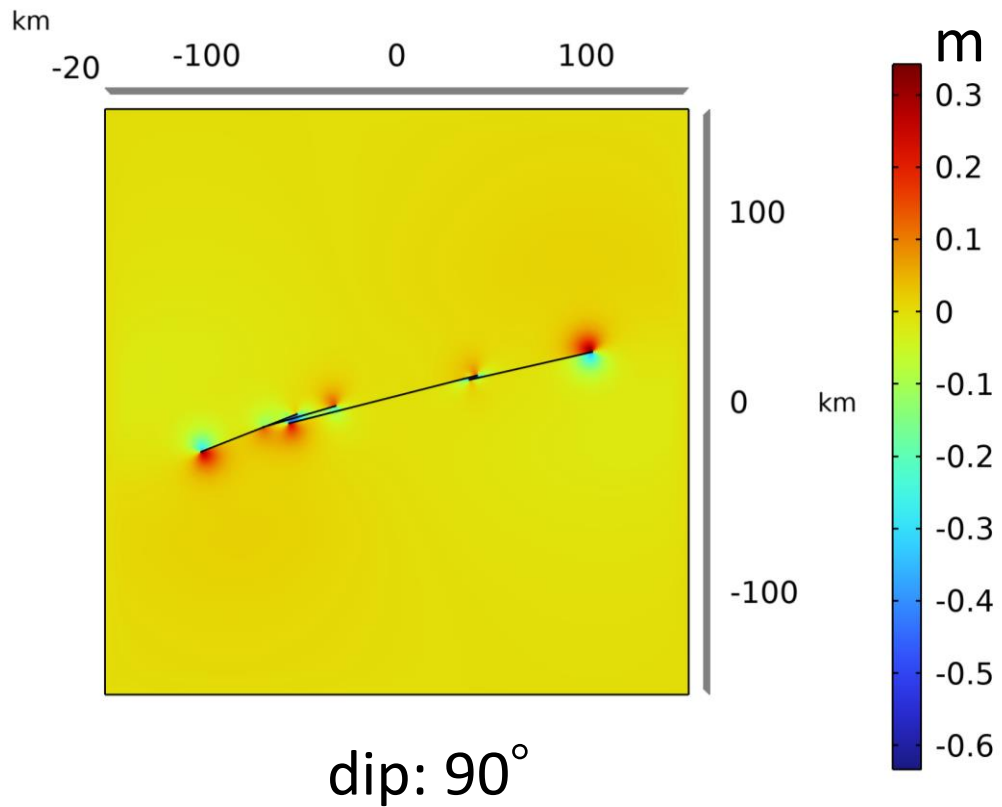


図 37 Model-02 の上下変位分布（傾斜角： 90° 、最大主応力方向： $N60^\circ W$ ）。

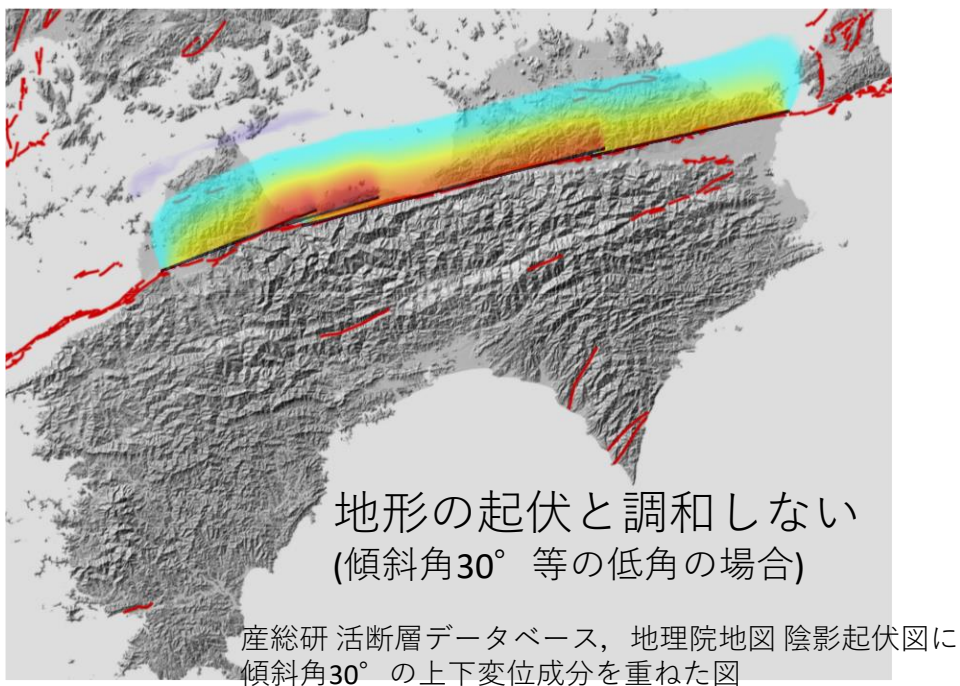


図 38 Model-02 の上下変位分布（図 35）を地理院地図（陰影起伏図）に重ねたもの（傾斜角： 30° 、最大主応力方向： $N60^\circ W$ ）。背景は活断層データベース（産業技術総合研究所）により作成。

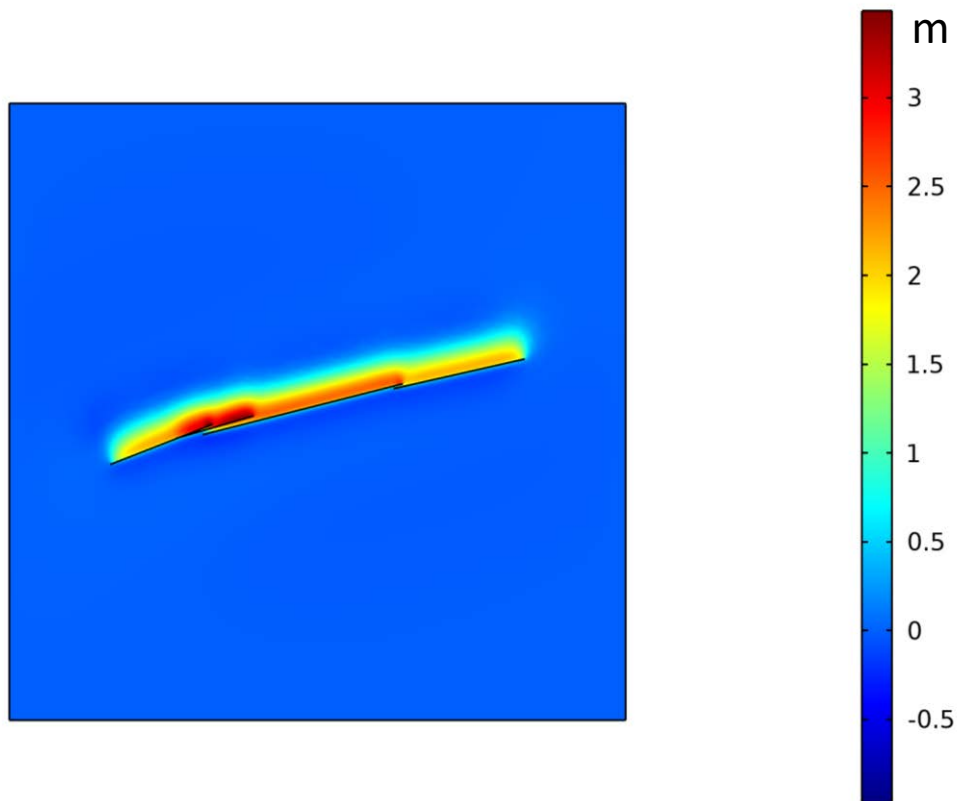


図 39 Model-03 の上下変位分布
 (傾斜角： 90° (1 km 以浅)、 40° (1 km 以深)、最大主応力方向： $N60^\circ W$)。

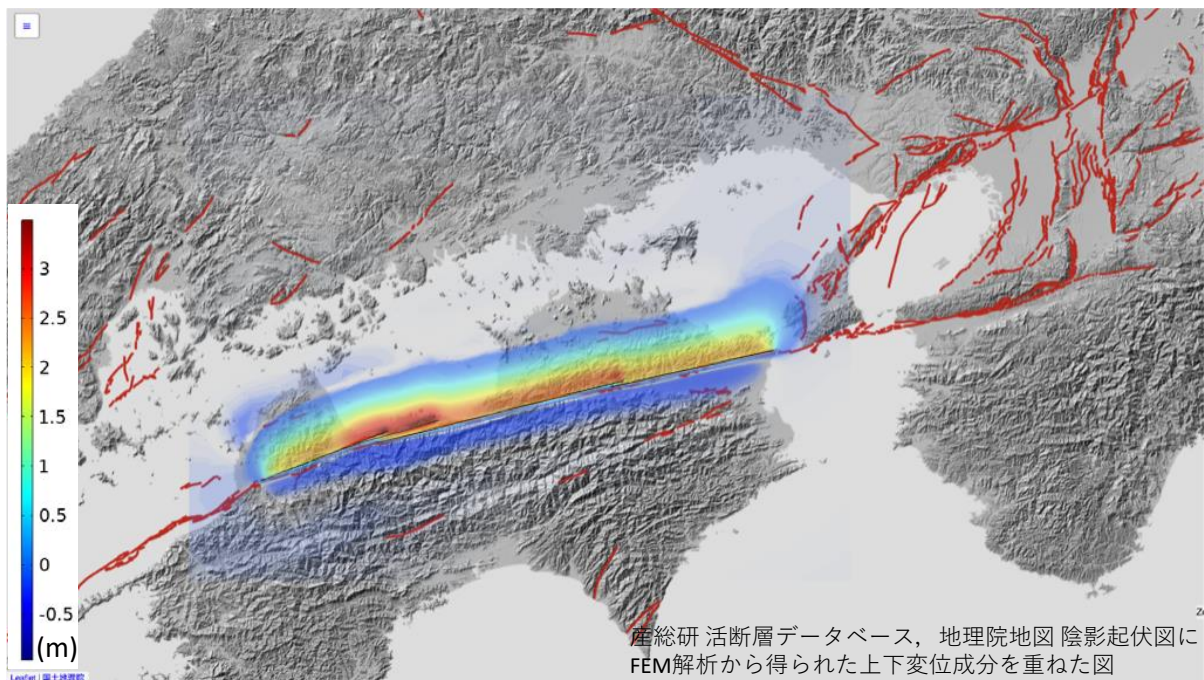
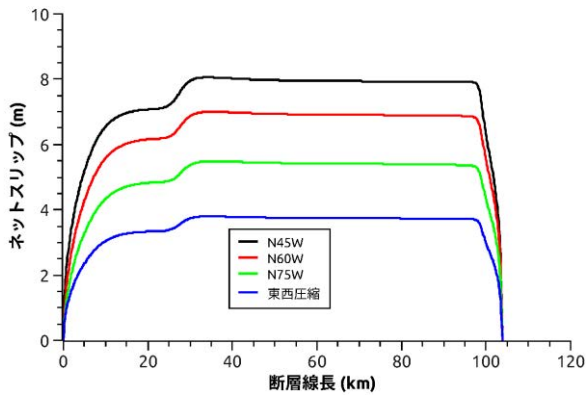
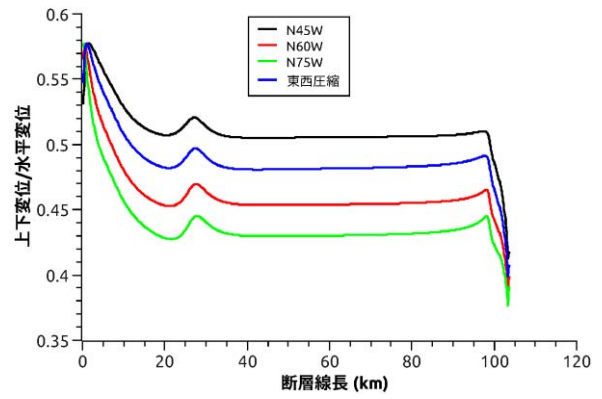


図 40 図 39 の上下変位分布を地理院地図 (陰影起伏図) に重ねたもの
 (傾斜角： 90° (1 km 以浅)、 40° (1 km 以深)、最大主応力方向： $N60^\circ W$)。背景は活断層データベース (産業技術総合研究所) により作成。

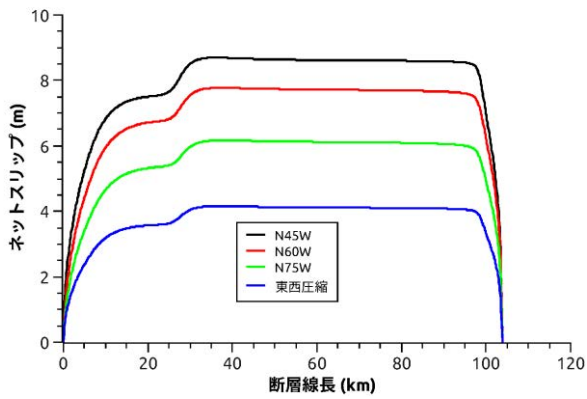


(a) 断層線上ネットスリップ

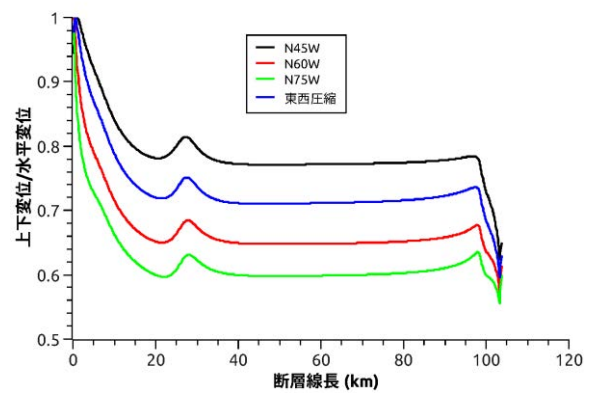


(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 41 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 30°) の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

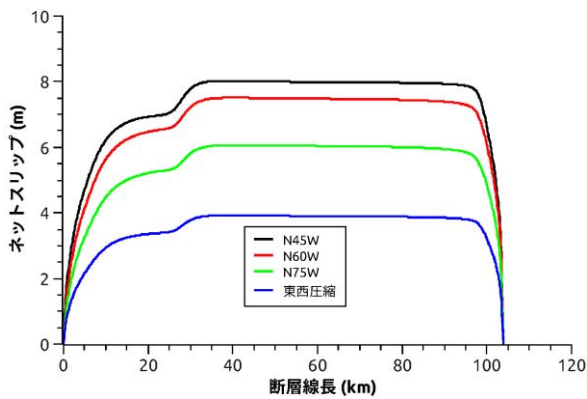


(a) 断層線上ネットスリップ

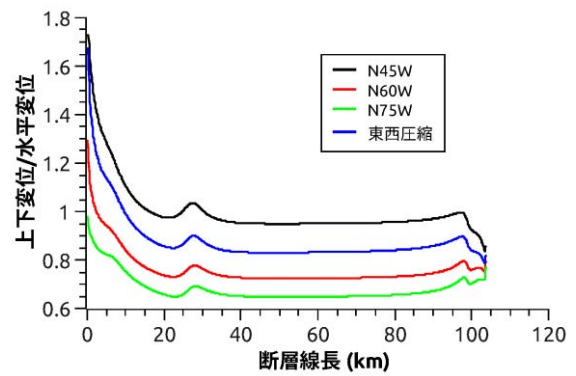


(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 42 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 45°) の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

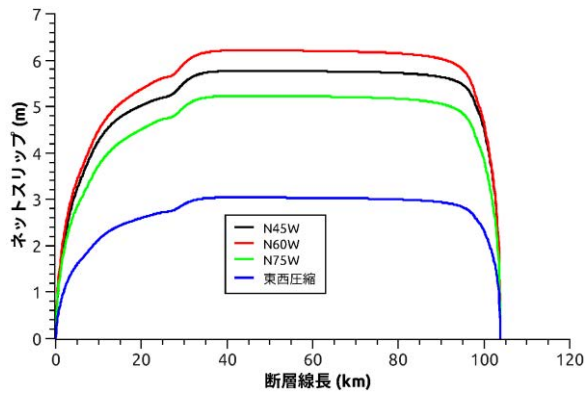


(a) 断層線上ネットスリップ

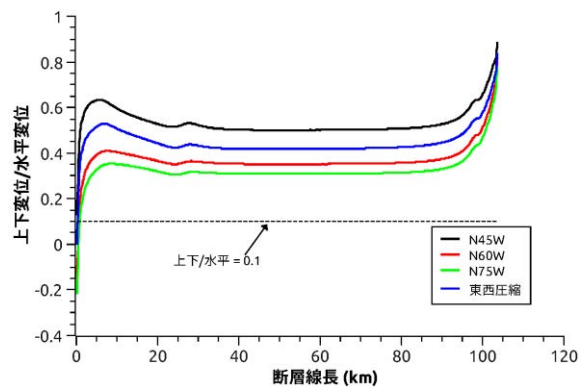


(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 43 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 60°) の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

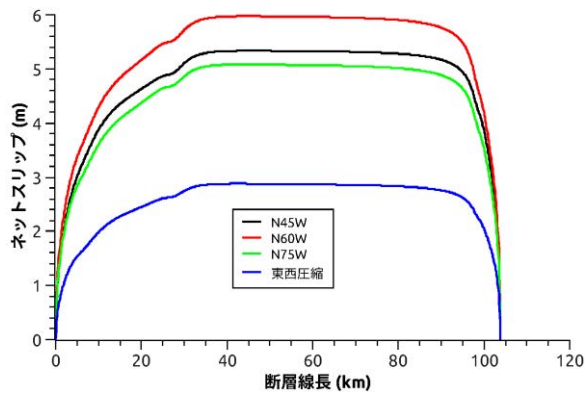


(a) 断層線上ネットスリップ

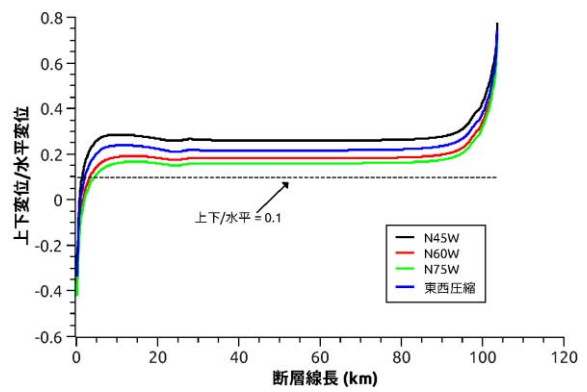


(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 44 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間（北斜角 80° ）の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

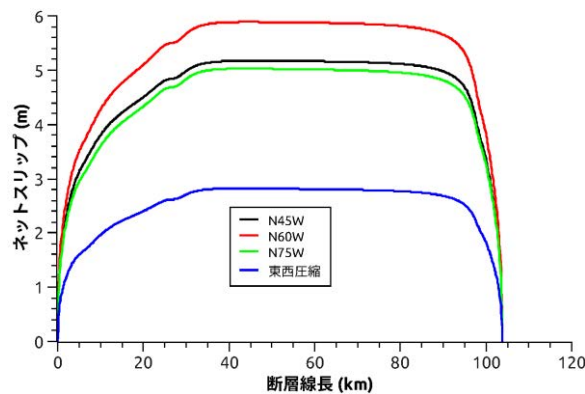


(a) 断層線上ネットスリップ

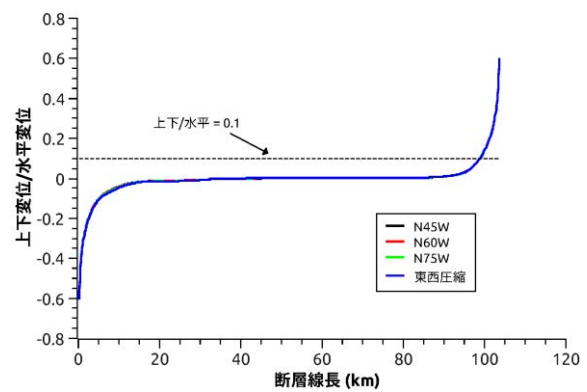


(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 45 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間（北斜角 85° ）の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



(a) 断層線上ネットスリップ



(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 46 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間（傾斜角 90° ）の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

3) 松田式の適用範囲の検討と断層面間相互作用の評価（令和4年度実施）

a) 断層線長が80kmを超えるケースに対応するためのスケーリング則（松田式）の調整
松田式（松田，1975）によれば、気象庁マグニチュード M_J と地表地震断層トレス長 L [km] の関係性および気象庁マグニチュード M_J と変位量 D [m] の関係性がそれぞれ次のように提案されている。

$$\log L = 0.6M_J - 2.9 \quad (1)$$

$$\log D = 0.6M_J - 4.0 \quad (2)$$

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

$$D = \frac{L}{10^{1.1}} \quad (3)$$

なお、松田式の適用範囲は関係式の作成に用いたデータセット（明治以降に生じた象庁マグニチュードが6.2以上となる14の内陸地震）から、断層線長が10~80km程度までの断層について適用可能と推察できる。本研究では松田式を断層線長が80km以上のケースでも成り立つと仮定し、シミュレーションから得られる地表変位が松田式と整合するように断層面上の接線方向バネ剛性を決定する。

b) 松田式を満たす断層面上の接線剛性と断層長の関係

従来のシミュレーションでは、松田式を満たすように断層面上の接線方向剛性を設定していたが、上限を断層線長が80kmのケースまでに限っていた。松田式が断層線長80km以上のケースでも成り立つと仮定し、断層線長が200km程度までの接線方向剛性－断層線長関係を求める。

図47は純粋な横ずれ断層を模擬した有限要素モデルであり、これを用いて松田式が満たされる断層面上の接線方向剛性を検討する。なお、用いる初期応力場は $\sigma_1 = 30\text{MPa}$ 、 $\sigma_2 = 10\text{MPa}$ （深さ方向に一定）である。断層面は断層面上に最大せん断応力10MPaが作用するように最大圧縮応力 σ_1 の軸に対して45°回転させている。断層線長 L を5kmから200kmまで約10km刻みで変化させた際に断層線中央部で得られる横ずれ変位量が式(3)で表される関係を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性 kt を決定する。なお、断層幅は断層線長 L に依らず深さ方向に20km（傾斜角90°）と設定している。逆断層モデルではなく横ずれ断層モデルを用いて断層面上の接線方向剛性を調整することの理由は、松田式の元となったデータに横ずれ断層の事例（推定含む）が多いこと、2軸圧縮によって断層面上にねらいのせん断応力を載荷しやすいことに依っている。なお、地殻のヤング率およびポアソン比は、それぞれ45GPa、0.3と設定した。

松田式を満たす断層面上の接線剛性は以下の手順で同定した。(1) まず断層線長を設定し、式(3)にしたがって松田式から求まる最大変位 D を算出する。(2) 手順(1)で設定した断層長を模した有限要素モデルを作成し（図47）、断層面上の接線剛性を適当に仮定した上で応力場を作用させて断層線中央部での変位量 D^* を算出する。(3) D と D^* が一致するまで断層面上の接線剛性を修正する。手順(1)から(3)を所望の断層長について実行することで、松田式を満たす接線剛性と断層線長の関係が得られる。

以上の手続によって得られた断層面上の接線剛性と断層線長の関係を示したものが図 48 である。図 48 の縦軸は断層面上の接線方向剛性値を、横軸は断層線長をそれぞれ示している。接線方向剛性は断層長と反比例の関係があることがわかる。本研究のモデルでは、断層線長が約 210km のケースで剛性がほぼゼロになる。これ以上断層線長が大きいケースでは松田式を満たすことができず、松田式の適用という観点からは一定の制約を与えると考える。

図 49 は、図 48 で示した関係を有限要素解析コード内で実装し、図 47 で示される有限要素モデルについて断層線長を 5 km から 200km の範囲で最大変位 D^* を算出し、松田式から求まる最大変位 D と比較した結果である。有限要素解析から求まる最大変位と松田式から求まる最大変位が一致しており、図 48 の関係を用いることで松田式を満足する有限要素解析が実施可能となることが確認できた。

c) 拡張したスケーリング則を用いた四国地方の中央構造線断層帯の変形解析

本年度作成した拡張したスケーリング則を用いた変形解析結果と、昨年度の変形解析結果を比較した。解析に用いる有限要素モデルは、令和 3 年度業務で作成したもの（図 50）である。

図 51 は変位の上下成分について、従来解析結果（令和 3 年度に実施）とスケーリング則を拡張した場合の結果を比較したものである。両者の解析条件はスケーリング則に基づく断層面上接線剛性のみを除いて全く同じであり、最大主応力方位は $N60^\circ W$ 、各断層面の傾斜角は 90° とした。得られる変位様式は両者ともにほぼ同じである。ただし、拡張したスケーリング則を用いた場合は、讃岐山脈南縁西部区間（本有限要素モデルでは断層長 104km）の変位レベルが増加している点、讃岐山脈南縁西部区間の端部での変位が強調されている点が昨年度の結果と異なる。

図 52 は、讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間までの全区間について、断層線上のすべり量分布を示したものである。拡張したスケーリング則を用いた結果は実線で、昨年度の結果は破線で示している。上述のとおり、讃岐山脈南縁西部区間の変位レベルが増加しており、昨年度結果の最大変位量が 5.9m（赤点線）だったのに比べ、拡張したスケーリング則を用いることが 8.4m（赤実線）まで変化が増加している。図中に併せて示している堤・後藤（2006）の調査結果と比較すると、讃岐山脈南縁西部区間では拡張したスケーリング則を用いた場合よりも昨年度結果の方が変位模擬の程度が高いことが確認できる。このことは、松田式を断層長が 100km 程度の断層に適用することが不適切であることを示唆している。現時点では断層長が 80km を超える断層に対するスケーリング則をどのように設定すべきなのかについての指針が必要となる。Wesnousky（2008）では国外の活断層調査事例を含め、断層線長とすべり変位について 3 つのタイプのスケーリング則を提案している。1 つは松田式と同じタイプの線形関係、残りの 2 つは対数線形関係およびべき乗関係を設定している。これら 3 タイプの差異は断層長が大きくなればなるほど顕著になるが、断層長とすべり変位の関係が一義的に定まっていないのは、主として断層長が 100km 以上の調査事例数が少ないことに依っている。国内で断層長が 80km を超える事例数は極めて限られるが、今回の検討のように長大な断層に対する変位スケーリング則についての研究を進めることは数値シミュレーションに基づく断層変位予測を実施する上で一定の意義がある。

d) 断層面間の相互作用についての検討

図 53 は、断層面間の相互作用を評価するための手続きに関する説明図である。近接する 2 つの断層面について、一方に単位すべり（1 m）を与えたとき、他方の断層面上に生じた応力変動量を評価する。ここで、応力変動量は垂直応力の変動分 $\Delta\sigma$ とせん断応力の変動分 $\Delta\tau$ の大きさによって定義する $\left(\sqrt{(\Delta\sigma)^2 + (\Delta\tau)^2}\right)$ 。なお、解析ケースは、(1) 讃岐山脈南縁東部区間にのみ単位すべりを与えた場合、(2) 讃岐山脈南縁西部区間にのみ単位すべりを与えた場合、(3) 石鎚山脈北縁区間にのみ単位すべりを与えた場合、(4) 石鎚山脈北縁西部区間にのみ単位すべりを与えた場合、の 4 通りについて検討した。

図 54 は讃岐山脈南縁東部区間に単位すべりを与えた際の讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量を示したものである。線形破壊力学の知見（Anderson, 2011）によれば、亀裂端部周辺の応力場は $1/\sqrt{r}$ （ r は亀裂端部からの距離、ここでは断層線端部からの距離に相当）に比例することがわかっている。したがって、単位すべりを与えた断層線端部をもう一方の断層面へ正射影した領域で応力変動量が最大となることが期待される。図 54 において讃岐山脈南縁西部区間で帯状の応力変動領域が確認できるが、上述の破壊力学の知見で解釈可能である。同様の現象が図 55、図 56、図 57 でも確認できる。

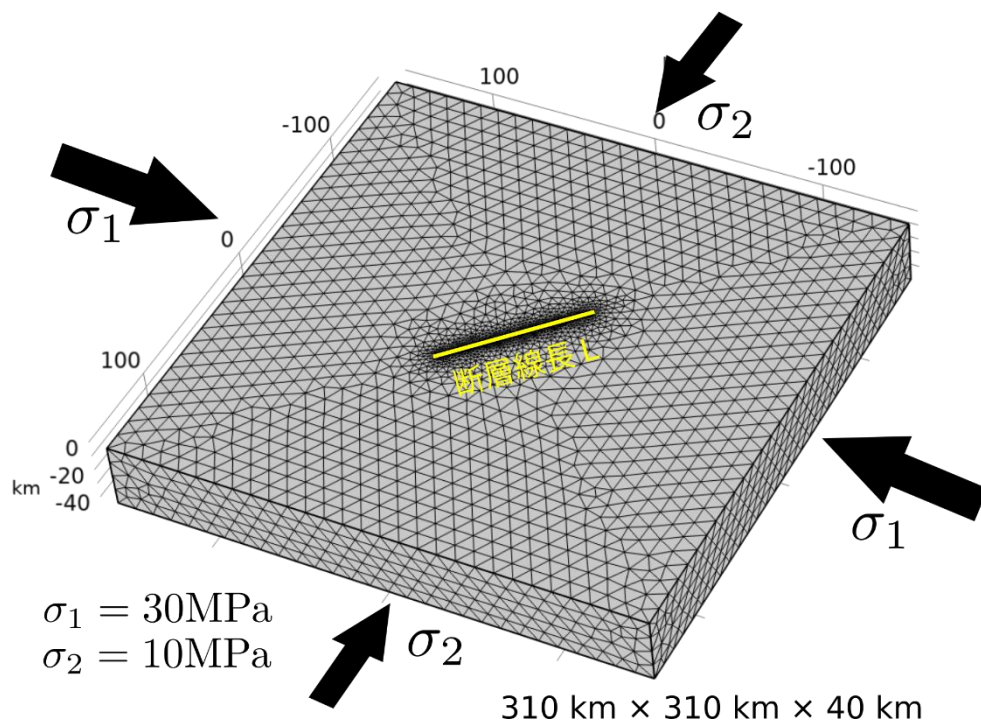


図 47 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル（J-SHIS の情報から作成（防災科学技術研究所、2022 年 3 月 29 日閲覧））。

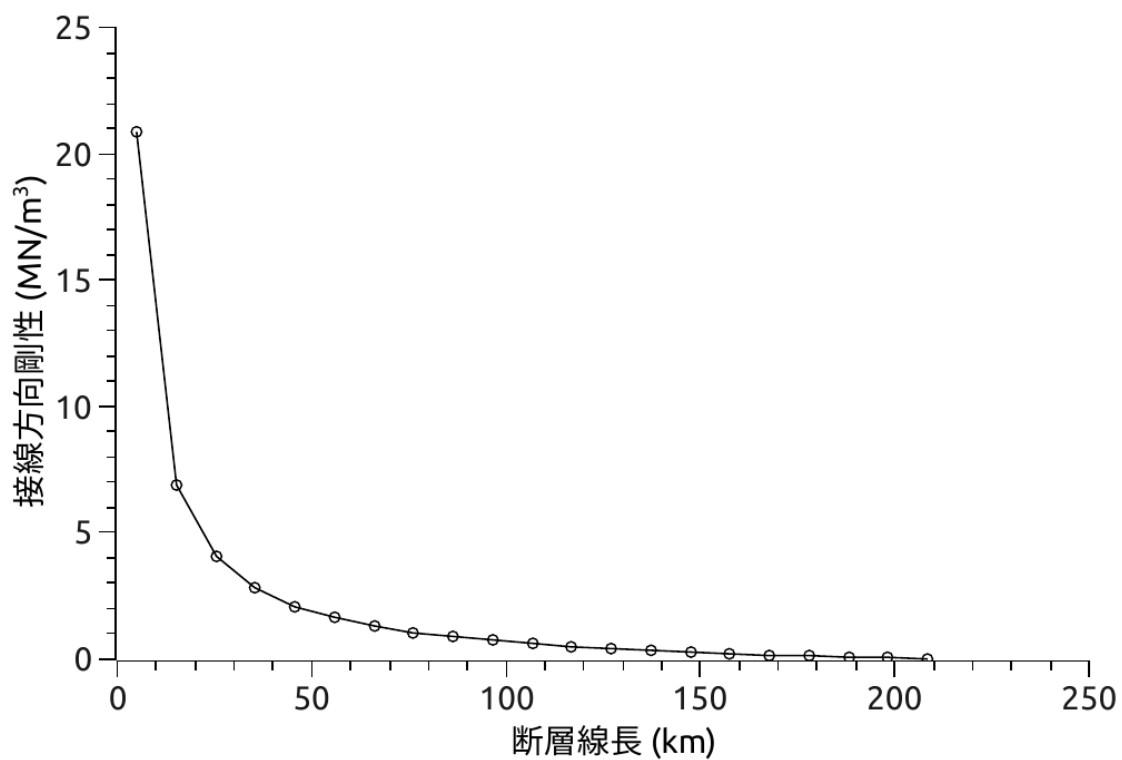


図 48 松田式を満たす断層面上接線方向剛性と断層線長の関係。

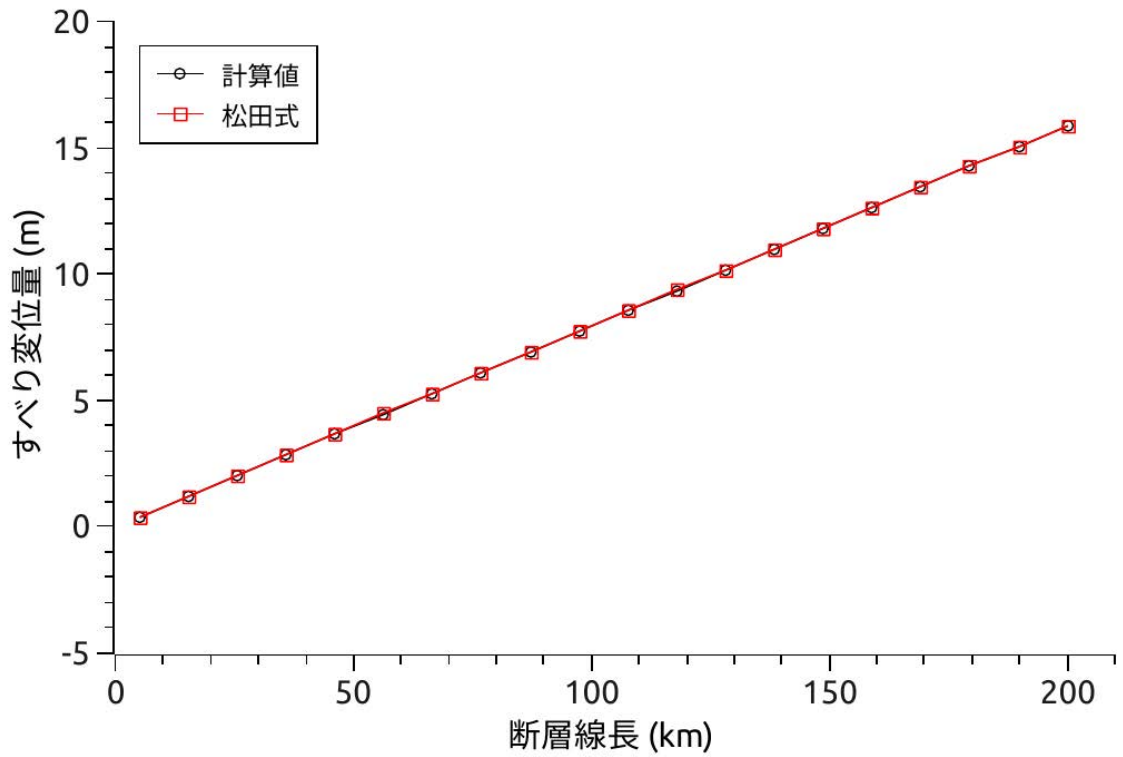


図 49 図 2 の関係を実装した有限要素解析結果と松田式の比較。

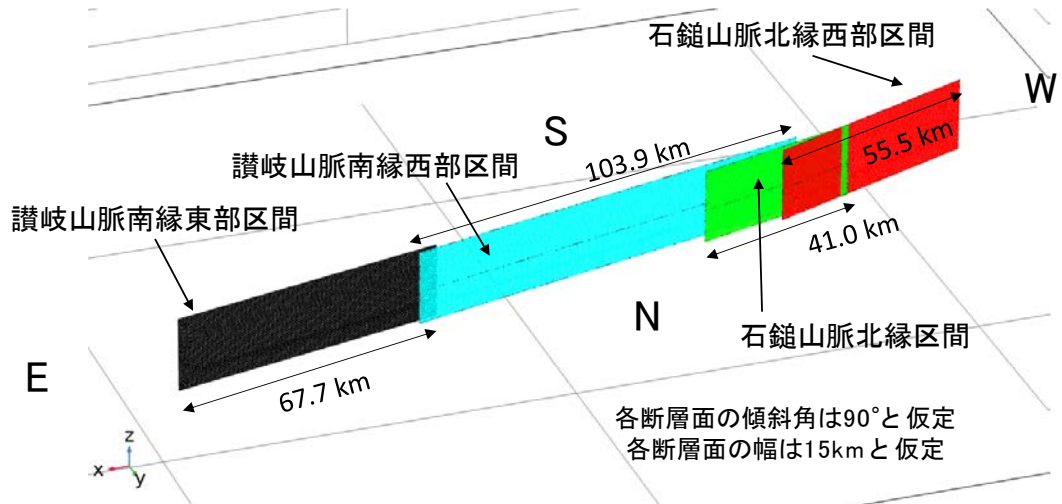


図 50 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル（令和 3 年度業務成果の一部）。

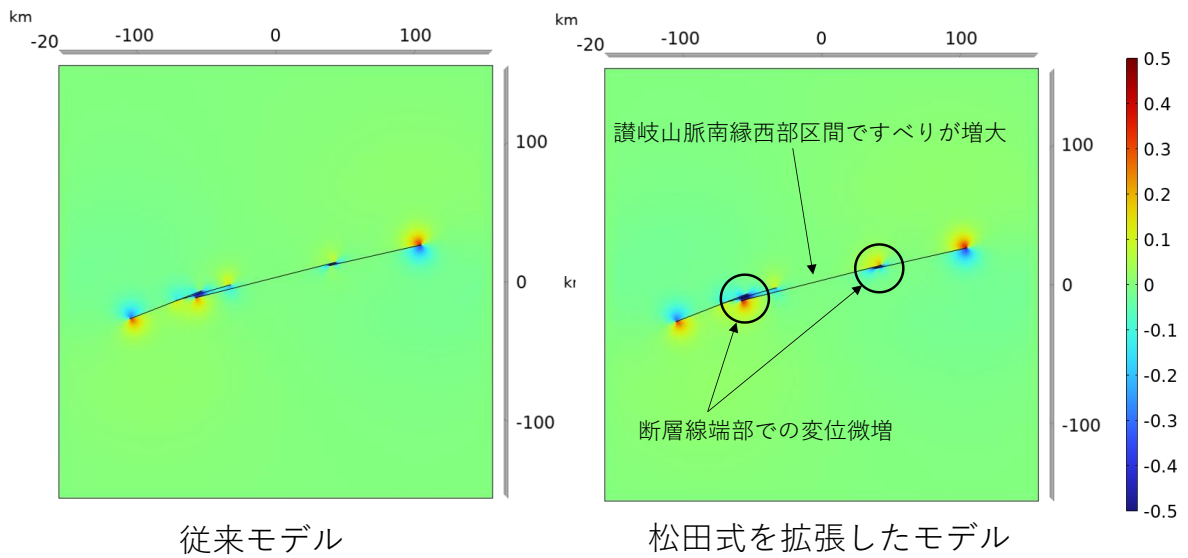


図 51 従来の解析結果とスケーリング則（松田式）を拡張した場合の解析結果との比較（上下変位成分について）。

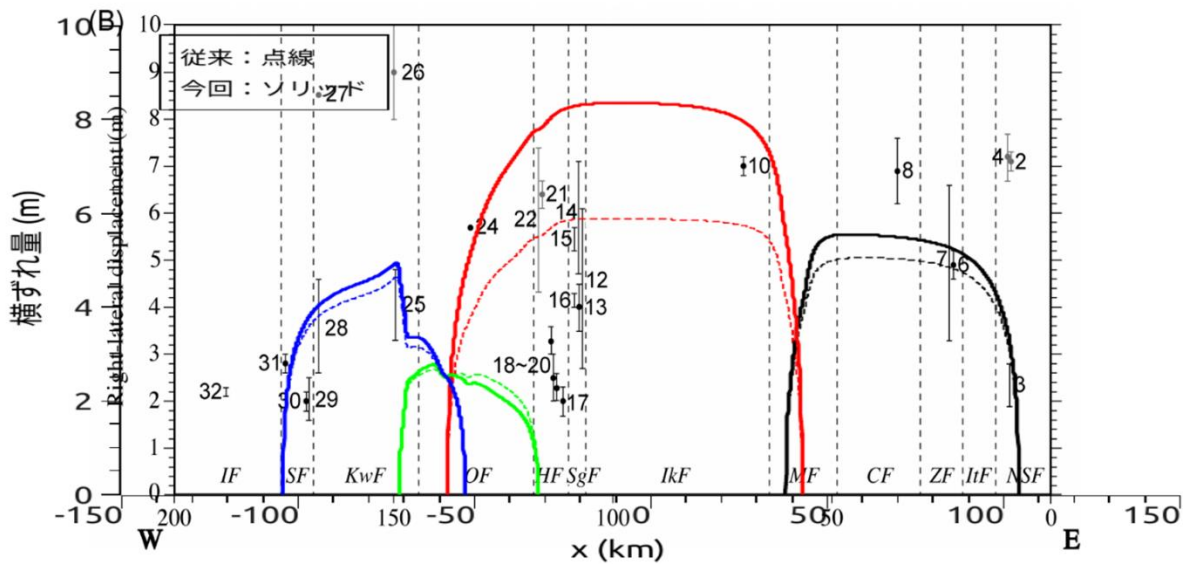


図 52 従来の解析結果とスケーリング則（松田式）を拡張した場合の解析結果との比較（断層線上のすべり量（青線：石鎚山脈北縁西部区間、黄緑線：石鎚山脈北縁区間、赤線：讃岐山脈南縁西部区間、黒線：讃岐山脈南縁東部区間）について堤・後藤（2006）の調査結果と併せて表示）。

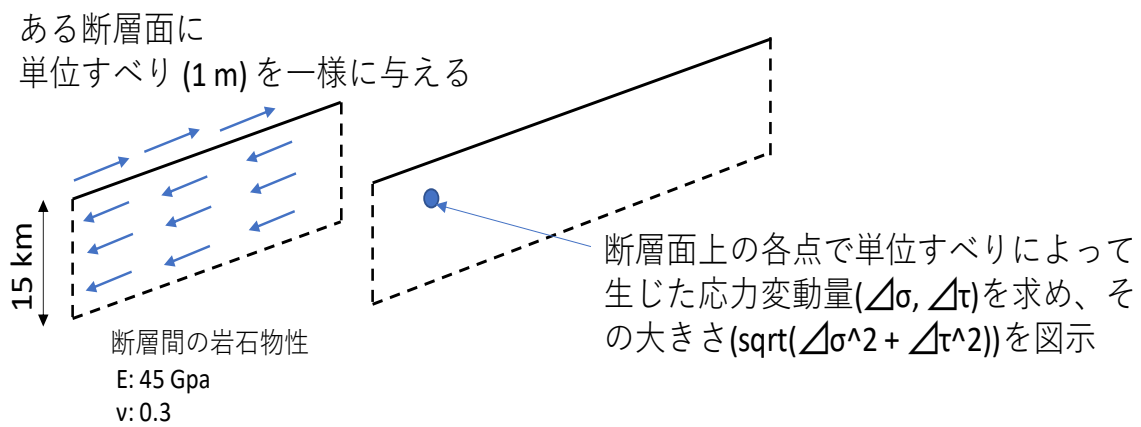


図 53 近接する断層面の相互作用評価方法 (一方の断層面に単位すべりを一様に与えた後、他方の断層面上の応力変動量を算出)。

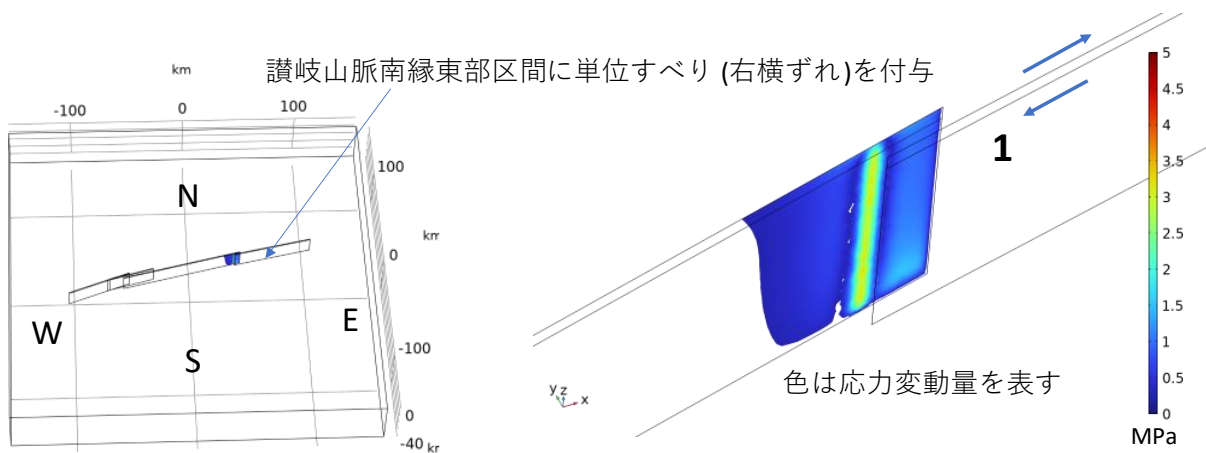


図 54 讃岐山脈南縁東部区間に単位すべりを付与した場合に讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

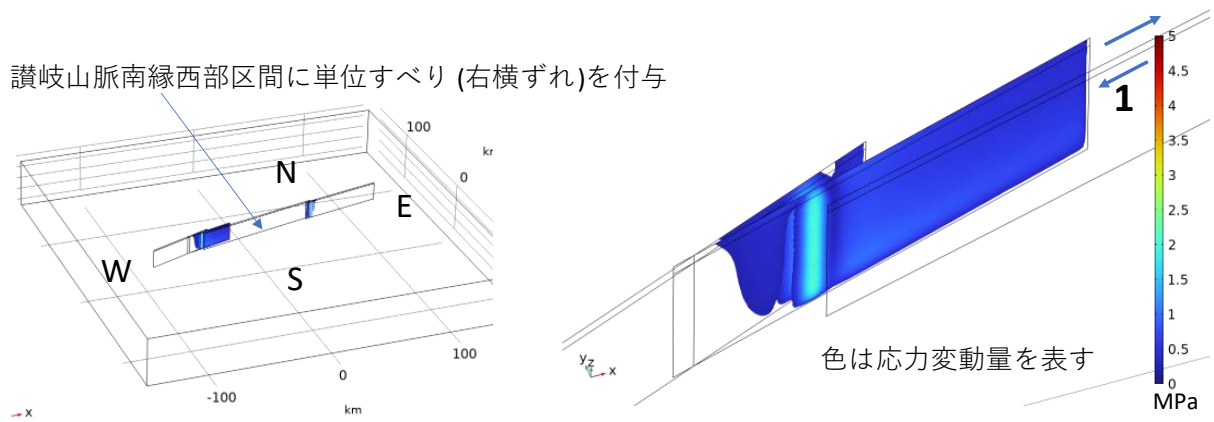


図 55 讃岐山脈南縁西部区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁区間で生じる応力変動量。

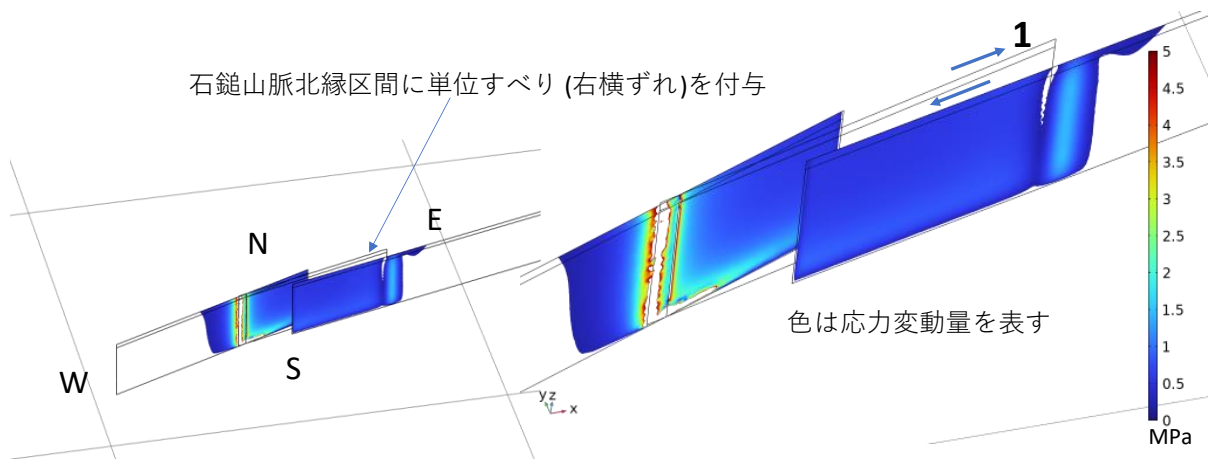


図 56 石鎚山脈北縁区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁西部区間と讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

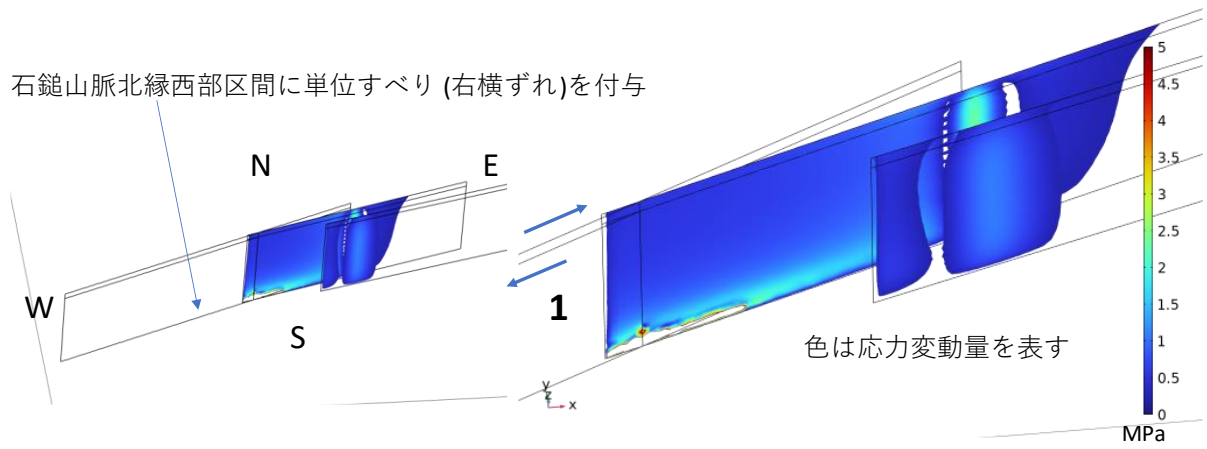


図 57 石鎚山脈北縁西部区間に単位すべりを付与した場合に石鎚山脈北縁区間と讃岐山脈南縁西部区間で生じる応力変動量。

(d) 結論ならびに今後の課題

令和2年度の前半では、有限要素解析を実施するにあたっての基礎的な項目についての検討を行った。今回の検討を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- 断層面端部とモデル境界の距離を50km程度以上とすることで、モデル境界が断層変位に及ぼす影響が小さくなることを確認した。
- 既往の断層面情報（J-SHISに収録）を参考にして、本プロジェクトで考察する予定の全ての断層面を含む有限要素モデルを作成し、計算規模と計算時間について検討した。結果、ワークステーションの増強や連立一次方程式の解法の効率化は必要ないことがわかった。
- 最大主応力方位を変化させて合理的な広域応力場についての検討を行った。結果、最大主応力の方位が $N30^{\circ}W$ から $N90^{\circ}W$ の範囲内にある場合、全ての断層面が右横ずれとなることがわかった。なお、 $N60^{\circ}W$ のとき、断層面の右横ずれが最大化される。
- 今回構築した解析モデルに $N60^{\circ}W$ 方向に最大主応力を設定した場合に得られた右横ずれ量のピーク値は、既往の調査結果と比較して概ね整合的であった。

令和3年度は主として活断層MTLの北傾斜仮説・高角仮説に対する検討を三次元有限要素法によって実施した。今回実施した業務内容および得られた知見は、以下のとおりである。

- 解析対象となる区間についての三次元有限要素メッシュを生成した。また、断層面の任意深度で折れ曲がり点を設定できるようにプログラムを高度化した。
- 活断層MTLの傾斜角についての2種類の仮説（北傾斜仮説・高角仮説）を検討するための3種類の断層面モデルを作成し、変位解析を実施した。
- 今回実施した仮説検討の範囲内では、北傾斜の場合の変位様式は地形の起伏と調和しないことが明らかとなった。結果、北傾斜仮説は棄却できると判断した。
- 高角仮説を積極的に支持するシミュレーション結果は出ていないが、上下／水平比に着目することで活断層MTLの傾斜角を高い精度で推定できることを示した。

令和4年度は、(1)断層線長が80kmを超える断層面へのスケーリング則（松田式）の拡張、(2)断層面間の相互作用の評価、の2点についての検討を実施した。本業務を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- 断層線長が80km以上のケースで松田式が成り立つことを仮定する場合、断層線長が200km程度までが数値シミュレーションの観点からは限界であった。
- 令和3年度に実施した活断層MTLのすべり量分布（80km以上の断層腸では一定の剛性値を設定）に対する解析結果は、80km以上の断層線長についても松田式が成り立つとして今年度実施した解析結果よりも変位分布の模擬の程度が高い。
- 断層面間の相互作用については、断層線端部周辺の応力変動量を通じて評価した。評価結果自体は、破壊力学の知見を用いて解釈可能である。

讃岐断層南縁西部区間での変位解析結果で確認したように、断層線長が 80km を超える場合に対するスケーリング則の設定が今後の課題である。まずは断層線長とすべり変位の関係性を、理論・実験・数値解析等の様々な観点から検討することが必要と考える。

(e) 引用文献

Anderson, T.L., 破壊力学 基礎と応用 第3版, 栗飯原周二(監訳), 金田重裕, 吉成仁志(訳), 森北出版, 2011.

防災科学技術研究所 地震ハザードステーション J-SHIS, <http://www.j-shis.bosai.go.jp> (2022年3月29日閲覧).

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, 346-360, 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.

Ito, T., Y. Kojima, S. Kodaira, H. Sato, Y. Kaneda, T. Iwasaki, E. Kurashimo, N. Tsumura, A. Fujiwara, T. Miyauchi, N. Hirata, S. Harder, K. Miller, A. Murata, S. Yamakita, M. Onishi, S. Abe, T. Sato, and T. Ikawa, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, Tectonophysics, 472, 124-134, 2009.

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-由布院)の長期評価(第二版), 2017.

Kawamura, T., M. Onishi, E. Kurashimo, T. Ikawa, and T. Ito, Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan, Earth, Planets and Space, 55, 549-557, 2003.

木村晶三・岡野健之助, 四国の中央構造線およびその周辺地域についての地震学的考察, 地質学論集, 40, 187-195, 1992.

松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 28, 3, 269-283, 1975.

西日本地殻応力調査班, 応力解放法による地殻応力測定(1) 四国・佐々連鉱山, 地震予知連絡会報, 23, 155-159, 1980.

岡田篤正, 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動, 第四期研究, 7, 1, 15-26, 1968.

岡田篤正, 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, 43, 1, 1-21, 1970.

岡田篤正, 四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動, 地理学評論, 46, 5, 295-322, 1973.

岡田篤正・堤 浩之, 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動-徳島県市場町でのトレンチ調査-, 地学雑誌, 106, 5, 644-659, 1997.

- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝：中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動
—愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ—，活断層研究，17，106-131，1998.
- Onishi, K., N. Nishizaka, Y. Ishikawa, T. Nayuki, T. Tanaka, K. Ando, T. Oouchi,
T. Ito, Estimate of the initial rock stress by performing a comprehensive
evaluation using the results of several techniques, Proceedings of The 7th Civil
Engineering Conference in the Asian Region (CECAR 7), 2016.
- 産業技術総合研究所 活断層データベース，<https://gbank.gsj.jp/activefault/index>
(2022年5月16日閲覧).
- 竿本英貴，松田式を考慮したFEMによる断層変位評価とその上町断層系への適用，土木学
会論文集A1(構造・地震工学)，74，4，I_59-I_71，2018.
- 竿本英貴，FEMによる断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索—逆断層と
横ずれ断層の組み合わせ例—，土木学会論文集A1(構造・地震工学)，75，4，I_25-I_35，
2019.
- 竿本英貴，断層変位に起因して生じるプリアパート構造についての有限要素解析，土木学
会論文集A1(構造・地震工学)，77，4，I_14-I_23，2021.
- 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，59，2，117-132，2006.
- Wesnousky, S. G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake
Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the
Process of Earthquake Rupture, Bulletin of the Seismological Society of America,
98, 4, 1609-1632, 2008.

3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子
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

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果から、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2年度：

動力学的破壊シミュレーションのためのコード整備をおこなうとともに、既存情報を基にしたプロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

2) 令和3年度：

前年度の調査結果等を基に、プロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

3) 令和4年度：

本課題で得られた成果等を反映した動力学的震源モデルを構築し、連動可能性とその条件を検討した。

(2) 令和4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、動的破壊シミュレーションにおいて多くのパラメータ候補を検討する必要があり、計算機負荷が大きい。そこで今年度、シミュレーション実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

また、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、既存情報と本事業の昨年度の成果を基に震源モデルを構築した。そして、応力場に関する感度解析をおこなった結果、応力降下量の深さプロファイルが異な

っても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得た。

(b) 業務の成果

1) 動的破壊シミュレーションの計算負担を軽減するための手法の検討

Noda et al. (2021) により提案されたエネルギー収支法をベースに、破壊領域や地震規模の上限を制約できるか検討した。本業務で検討している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、昨年度までに実施した動的破壊シミュレーションの結果（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と比較することで、本手法による予測可能性を調べた。

a) 静的すべりモデルの計算手法

エネルギー収支法（Noda et al., 2021）は、正の residual energy (E_R) が地震発生の必要条件であるとして、実現し得る静的すべりモデルを絞り込む方法である。ここで、 E_R は断層すべりによって解放されるエネルギーと消費されるエネルギーの差である。まず応力降下量分布を仮定して静的すべりモデルを作る。次に摩擦構成則を仮定して E_R を計算する。 E_R が正であればそのすべりモデルは実現しうる、負であればそのすべりモデルは実現しない、と判定する。

静的すべり分布の計算には、triangular dislocation の解析解（Nikkhoo and Walter, 2015）を使用した。この解析解では、半無限均質媒質が仮定されている。一方、動的破壊シミュレーションでは半無限均質媒質または2層の水平成層構造を設定した。そこでまず、均質媒質および2層水平成層構造での動的破壊シミュレーションで得られた最終すべり分布と均質媒質での静的すべり分布を比較した。速度構造以外のパラメータ設定と断層モデルは同一とし、比較に用いたパラメータ設定では動的破壊シミュレーションで断層モデルの大部分に破壊が伝播した。均質媒質と2層構造での動的破壊シミュレーションでは、地表付近のすべり分布が異なるものの、全体の傾向はよく似ており、地震モーメント M_0 は、均質媒質 $4.19 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、2層構造 $4.07 \times 10^{20} \text{Nm}$ であった。一方、静的すべり分布では、すべり量が動的破壊シミュレーションに比べ全体的に少し小さく出ること、動的破壊が伝播しなかった領域でも若干のすべりが出ることなどの特徴がみられた。 M_0 は $3.56 \times 10^{20} \text{Nm}$ であり、均質媒質、2層構造での動的破壊シミュレーション結果よりそれぞれ15%、13%小さかった。このことから、エネルギーを議論する際には、速度構造の違いは無視できると考えられる。

静的すべり分布とエネルギー収支の計算に用いる断層モデル、応力降下量分布、摩擦構成則は、動的破壊シミュレーションでの設定（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と同じとした。断層モデルを図1に示す。断層面は、面積が約 0.04km^2 の三角要素から成る。応力降下量分布、摩擦構成則、動的破壊シミュレーションでの破壊開始点の異なる48ケースを検討した。

静的すべりモデルを作る断層区間は、動的破壊シミュレーションで破壊が伝播した区間

(以下、動的破壊域)、もしくはそれより広い区間とした。ただし、ここでの「区間」とは断層不連続部と屈曲で区切られた範囲を示し、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部はそれぞれ3つの小区間に分かれている。動的破壊シミュレーションにおいて破壊が断層小区間の一部に広がった場合には、破壊域の面積が小区間の面積の40%以上であればその小区間を静的すべりモデルに入れ、それより小さければ入れないこととした。また、動的破壊域より広い断層区間を計算する際、隣接しない断層区間の組み合わせは検討しなかった。

b) エネルギー収支による最大破壊域の予測

静的すべり分布の計算例として、動的破壊シミュレーションで破壊が讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間に伝播したパラメータで、その二区間での静的すべり分布を計算した結果を図2に示す。図2(a)が動的破壊シミュレーションの結果、図2(b)が讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間における静的すべり分布である。このケースでの E_R は $1.24 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であり、動的破壊が同区間に伝播したことと整合的である。検討した48ケース全てで、動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合の E_R は正であった。このことから、エネルギー収支法による予測は動的破壊シミュレーションの結果と整合的であると言える。

次に、エネルギー収支によって最大破壊域を予測できるかを検討するため、動的破壊域より広い区間を仮定した場合の E_R を調べた。図2と同じパラメータで、本業務で対象とした断層区間全体での静的すべりを計算した結果を図3に示す。応力降下量が負に設定された断層区間では、大きな負の静的すべり量が得られた。しかし、実際には逆向きのすべりはほとんど生じないと考えられるため、静的すべり量が負の領域では、すべり量が0であるとしてエネルギーの計算を行った。この場合の E_R は $1.20 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であった。同じパラメータで断層区間を様々に変えた場合の E_R を図4にまとめた。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合である。このパラメータ設定では、断層区間の大きさによらず E_R は正であるため、エネルギー収支からは破壊が全区間に広がる可能性を棄却できない。検討した48ケースのうち32ケースで同様の傾向がみられた。断層区間の大きさによらず E_R が正になる理由として、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外側の区間では、応力降下量が0程度か負であることが多く、その断層区間での静的すべり量が0程度か負になるため、その断層区間が E_R の計算に影響を与えない、ということが挙げられる。

一方、検討した48ケースのうち7ケースでは、図5のように、動的破壊域よりも広い断層区間を設定すると E_R が負になった。このような場合には、エネルギー収支から、破壊が伝播しうる断層区間の上限を予測することができ、その上限の予測は動的破壊シミュレーション結果と一致していた、と言える。

c) 地震モーメントによる最大地震規模の予測

前項で述べた図4のように、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外の区間で静的すべり量が0程度か負になるケースでも、破壊域の上限を予測できるかを検討するため、静的すべり分布から地震モーメントを計算した。図6は、図2、3、4と同じパラメータでの静的すべり分布から地震モーメントを計算した結果である。断層区

間が広がっても地震モーメントが増えないことがわかる。そのため、地震モーメントから、起こりうる地震の最大規模を予測できると言える。このようなケースは、検討した 48 ケースのうち 8 ケースあった。これら 8 ケースは、前項で示した、エネルギー収支から破壊域の上限を予測できるケースとは完全に異なっていた。

以上の結果から、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができた。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。



図 1 本研究で用いた断層モデル（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）。

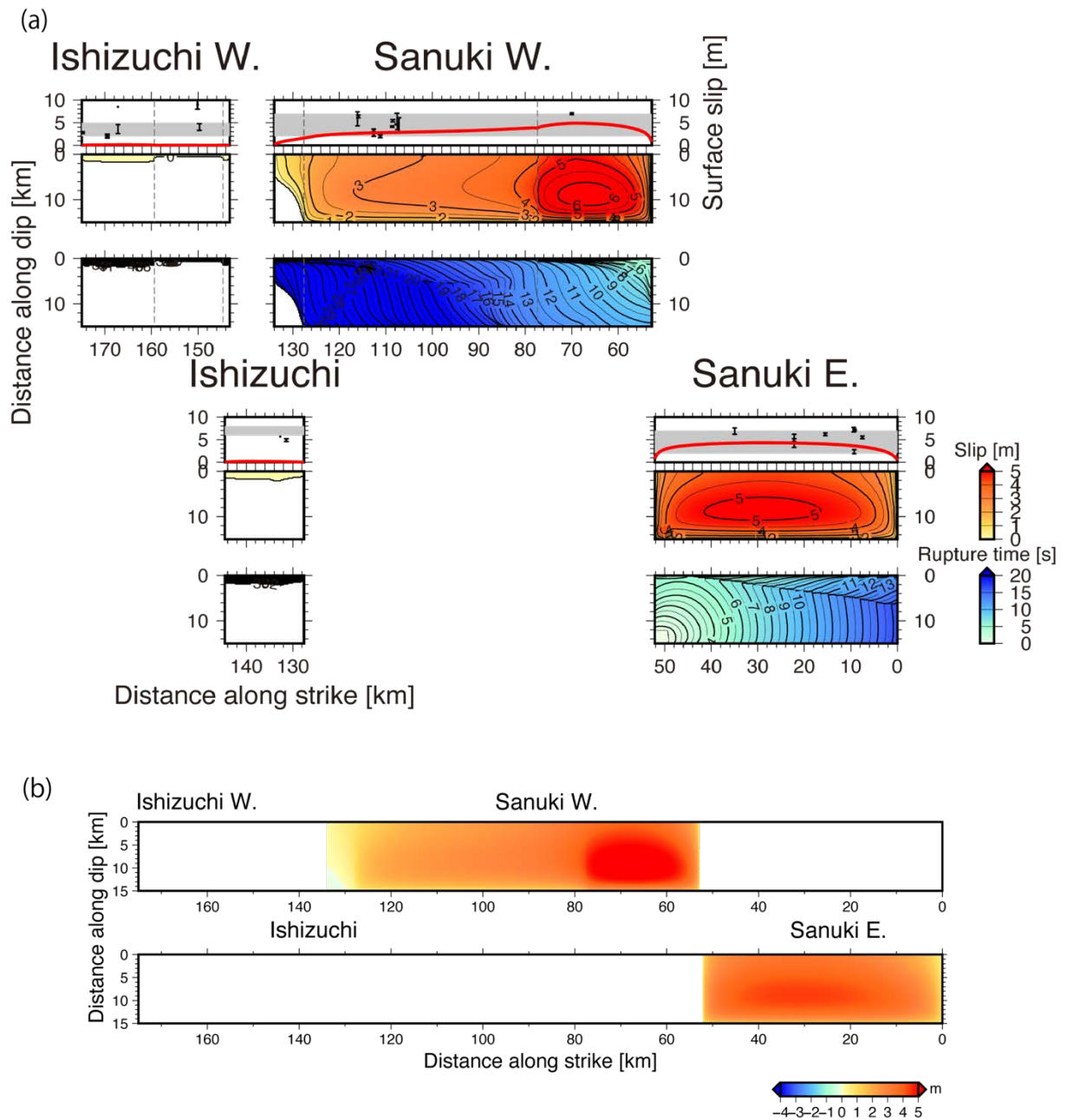


図2 均質媒質での動的破壊シミュレーション結果 (a) と静的すべり分布 (b) の例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$ 。(a) それぞれ、第1段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が1回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部, 2017)、第2段が断層面上のすべり量、第3段が断層面上の破壊時刻。(b) 動的破壊が伝播した讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間を仮定。

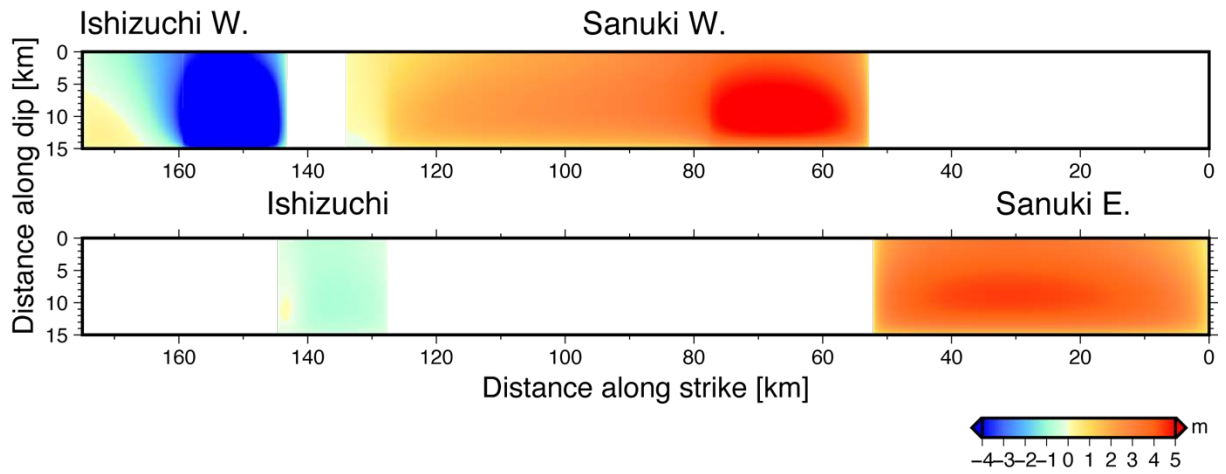


図3 断層モデルの全区間を仮定した静的すべり分布。パラメータは図2と同じ。

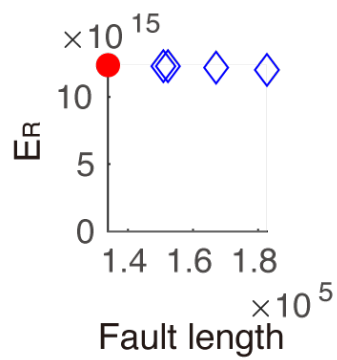


図4 断層区間の長さとの関係。パラメータは図2と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合（図2）、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

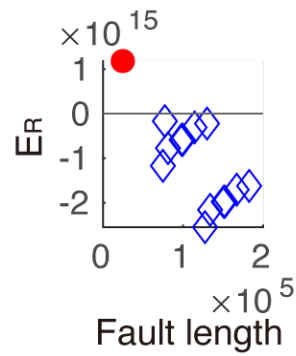


図5 断層区間の長さとの関係。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.63728$ 、 $\mu_d = 0.50849$ 。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

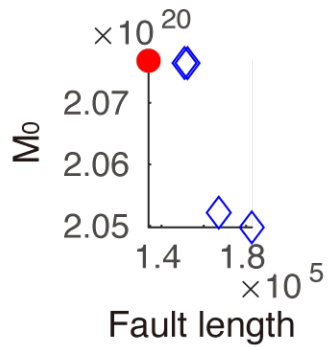


図6 断層区間の長さとの関係。パラメータは図2と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

2) 応力場の不均質と活断層の活動履歴を考慮した震源モデルの構築と連動性の検討

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モデルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求める。ここでは、本業務が対象とする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、同西部区間をモデル化する。今年度は、既存情報や、本事業の過年度の他サブテーマの成果（文部科学省・産業技術総合研究所，2021，2022）を追加して、昨年度に構築したモデルを改良した。

a) 断層モデル

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7）。4区間すべてについて、昨年度のモデルから断層トレースを見直した。

傾斜角と断層幅は、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、本事業の昨年度の成果から、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。また、後述する応力場の見直しに伴い、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1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2のように仮定した。

b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の向きは、以下に述べる3通りのモデルを仮定した。このうち前2通りは、昨年度と同様である。（A）佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ（Tanaka，1986；斎藤・他，1988）より、 σ_1 は東西方向、 σ_3 は南北方向とするモデル。（B）一昨年度の本事業サブテーマ3（文部科学省・産業技術総合研究所，2021）において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された σ_1 の向き（N60°W）を用い、それに直交する方位を σ_3 の向きとするモデル。（C）昨年度の本事業サブテーマ2（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）において解析された、全国0.2°メッシュ応力方位データ（Uchide et al.，2022）の σ_1 の向きを断層走向に沿ってスムージングし、それに直交する方位を σ_3 の向きとするモデル。

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の大きさは、主圧縮応力方向モデルAとBについては、昨年度と同様、応力測定データ（Tanaka，1986；斎藤・他，1988）より、

$$\sigma_1 = 34.0 \text{ z [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 \text{ z [MPa]}$$

とした。ただし、z [km]は深さである。主圧縮応力方向モデルCについては、 σ_1 について

前述の値を用い、 σ_3 は応力方位データ (Uchide et al., 2022) の応力比の値から求めた。また、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 (σ_2) は鉛直でかぶり圧に等しいとした。

破壊の始まる領域の応力降下量の深さプロファイルは、以下に述べる2通りのモデルを仮定した。(α) 深さ10kmまで深さに比例して増え、10km以深では深さとともに減少し、15kmで応力降下量はゼロとなり、15km以深では負の応力降下量となる。(β) 深さ5kmまで深さに比例して増え、5~10kmでは一定値で、10km以深についてはモデルαと同様。また、臨界すべり量 (D_c) は、深さ1kmまで深さとともに減少し、1~10kmでは一定値で、10km以深では深さとともに増加すると仮定した。このような仮定の下、モデルαでは深さ10kmまでの応力降下量の比例定数、モデルβでは深さ5~10kmでの応力降下量の値を変えて予備的な計算をおこない、断層長と地表のすべり量のスケーリング則(松田・他, 1980)を満たすプロファイルを探索した結果、モデルαの応力降下量の比例定数は1.17、モデルβの応力降下量は7.9MPaを得た。

主圧縮応力方向モデル3通りと応力降下量の深さプロファイルモデル2通りとで、応力場モデルは計6通りとなるが、そのそれぞれについて、動摩擦係数 (μ_d) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を1.3と仮定し、静摩擦係数 (μ_s) を求めた。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数は概ね0.2~0.5程度となった。このときの破壊の始まる領域の応力に関するパラメータの深さプロファイルを図8に示す。

断層面の境界条件には、Coulombの破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則(図9; 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。

c) 数値計算手法

数値計算には、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、0.02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おこない、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2~7m程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で2~7m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で6~8m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で2~5m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。

d) 応力場モデルの感度解析

過年度の本サブテーマの成果(文部科学省・産業技術総合研究所, 2021, 2022)では、 σ_1 の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の初期応力分布が連動性に大きく影響していることが示されている。そこで、b)で仮定した6通りの応力場モデルのそれぞれについて破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、連動のパターンがどのようなものかを比較した。

i) 応力降下量の深さプロファイルの影響

主圧縮応力方向モデルA (σ_1 は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 10 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、4区間すべてが連動した場合1通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合1通り、および、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通りの、計6通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合2通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合2通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合1通り、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合2通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合1通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通りの、計12通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルは同じモデルAで、応力降下量の深さプロファイルモデル β (5~10kmで一定値)でのすべり分布を図 11 に示す。モデル α と比較すると、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合に1回の活動によるすべり量分布を満たすことができる一方、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁西部区間の一部と石鎚山脈北縁西部区間が連動した場合1通りが得られた。

応力降下量の深さプロファイルが異なっても、区間ごとの応力降下量や強度の大小のパターンが同じため、連動のパターンに大きな差異は生じないことがわかる (図 10、11)。連動のパターンの違いは、モデル α に比べて、モデル β の方が比較的浅いところでの応力降下量が多い (図 8) ため、地表のすべり量がわずかに大きくなることによって生じていると考えられる。

ii) 主圧縮応力の方向の影響

主圧縮応力方向モデルB (σ_1 はN60°W)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 12 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合1通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通り、および、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部が連動した場合1通りの、計6通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合3通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合2通り、讃岐平野南縁東部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合1通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合6通りの、計12通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルC (σ_1 は断層走向に沿って変化)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 13 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合1通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合1通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合3通りの、計9通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合

1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通り、石鎚山脈北縁区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。

過年度の本サブテーマの成果（文部科学省・産業技術総合研究所，2021，2022）でも示された通り、 σ_1 の向きと走向によって各区間の初期応力分布が決まるため、連動性に大きく影響している（図 10、12、13）。特に、主圧縮応力方向モデル C では、ひとつの区間の中でも初期応力が不均質になるため、区間の途中でも破壊が止まりやすく、大きなイベントが発生しにくい設定になっていることがわかる（図 13）。

e) 活断層の活動履歴を考慮した応力場モデル

i) 標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合

前節までの応力場モデルは、現在の応力場と断層形状のみから構築していた。しかし、MTL では過去数回のイベントが確認されており、断層の活動履歴に関する情報を活用することができる。そこで、応力場モデルの設定方法に、活動履歴に関する情報を導入するため、加瀬・関口（2018）が地震動予測のための地震シナリオ作成に用いた方法を応用することを試みた。

初めに、区間ごとの平均変位速度の比率は、松田・他（1980）のスケーリング則によるすべり量の比率と概ね一致する（地震調査研究推進本部，2017）ことから、1 サイクルに蓄積される応力降下量は、どの区間でも同じとみなし、応力降下量の深さプロファイルモデル α を適用することとする。つまり、各区間は、長期的に見れば、モデル α で決まる応力降下量を蓄積し、破壊によって解放して、動摩擦応力に戻る、と考える。

次に、現在の応力場が、サイクルのどの段階に相当するかを考える。各区間の平均活動間隔は倍半分程度のばらつきの範囲内にあり、各区間の最新活動時期も概ね同時期で、歴史記録からは 16 世紀周辺以前とされる（地震調査研究推進本部，2017）。簡単のため、4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じ場合を考え、標準的な活動間隔は 1100 年、最新活動時期は 440 年前とする。つまり、地震後経過率は 0.4 であるから、現在の剪断応力は、動摩擦応力に応力降下量の深さプロファイルモデル α で決まる応力降下量に 0.4 を乗じたものを足した値となる。ここで、法線応力の時間変化を無視すると、動摩擦応力の分布を得ることができる。また、岩石すべり実験の結果から、静摩擦係数と動摩擦係数の差を定数（川方，私信）と仮定すると、静摩擦係数の分布を得ることができる。この定数として、岩石すべり実験の結果からは 0.09 が示唆される（川方，私信）が、この場合、S 値が 1.0 前後となり、破壊伝播速度が S 波速度を越えることが予測されるため、S 値が 1.3 程度となる 0.12 も用いた。

破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり分布を図 14 に示す。4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じとしているため、区間全体が破壊し、連動もしやすいことがわかる。また、すべての区間でスケーリング則を満たす応力降下量を適用しているため、すべてのシナリオで 1 回の活動によるすべり量分布を満たしており、4 区間すべてが連動した場合 4 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 4 通り、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間が連動した場合 6 通り、

讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。このうち、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りについては、サブテーマ 1 の変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的である。変位履歴調査結果から推定されたもうひとつの連動パターン、讃岐平野南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合については、今回のパラメータの範囲では再現されなかった。

一部の区間のみの破壊に留まったシナリオでも、隣接する区間に応力が集中し、やがて破壊が生じると考えれば、長期的には、連動もしくは連鎖によって、全体が破壊することが推測され、応力場の設定において 4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通としたことが反映されている。

ii) 区間ごとの活動履歴を考慮した場合

最後に、区間ごとの活動履歴のばらつきを考慮し、より現実的な「次のシナリオ」を推測することを試みる。

各区間の応力降下量については、前節と同様、区間ごとのばらつきは考慮せず、応力降下量の深さプロファイルモデル α を適用することとする。

各区間の平均活動間隔と最新活動時期にはばらつきがある（地震調査研究推進本部，2017）が、「次のイベント」の例として、もっとも危険側のイベントを考え、活動間隔は最短の数値、最新活動時期は最も古い年代を採用し、各区間の次のイベントの年代を求める。その年代が最も早い区間から破壊が始まるとし、応力降下量にその時点での地震後経過率を乗じたものを動摩擦応力に足した値を、初期剪断応力分布とする。この考え方を讃岐山脈南縁東部、同西部、石鎚山脈北縁、同西部区間に当てはめたものを、表 3 に示す。次のイベントが最も早いのは石鎚山脈北縁西部区間で 2101 年となり、その他の区間での 2101 年時点での地震後経過率は、0.47～0.67 となった。

上述の応力場の設定で石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程を図 15 に示す。破壊は石鎚山脈北縁西部区間全体に広がるが、他の区間は連動しなかった。

今回は、もっとも危険側のイベントのみの検討に留まったが、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられることに注意が必要である。

表1 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.)
走向	N71.8°E	N84.2°E	N72.9°E	N80.8°E	N77.3°E
長さ [km]	22.4	11.0	23.4	24.6	52.2
傾斜角	90°				90°
地震発生層の深さ [km]	20				20
幅 [km]	20				20

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.4°E	N60.2°E	N71.8°E	N71.8°E
長さ [km]	15.6	14.8	11.4	28.0
傾斜角	90°			90°
地震発生層の深さ [km]	20			20
幅 [km]	20			20

表2 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

表3 区間ごとの活動履歴を考慮した場合に用いた活動履歴の数値。

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	1000	900
最新活動時期 [年]	1401	1401	1501	1501
次のイベント 時期 [年]	2101	2901	2501	2401
2101年の地震 後経過率	1.00	0.47	0.60	0.67



図7 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。

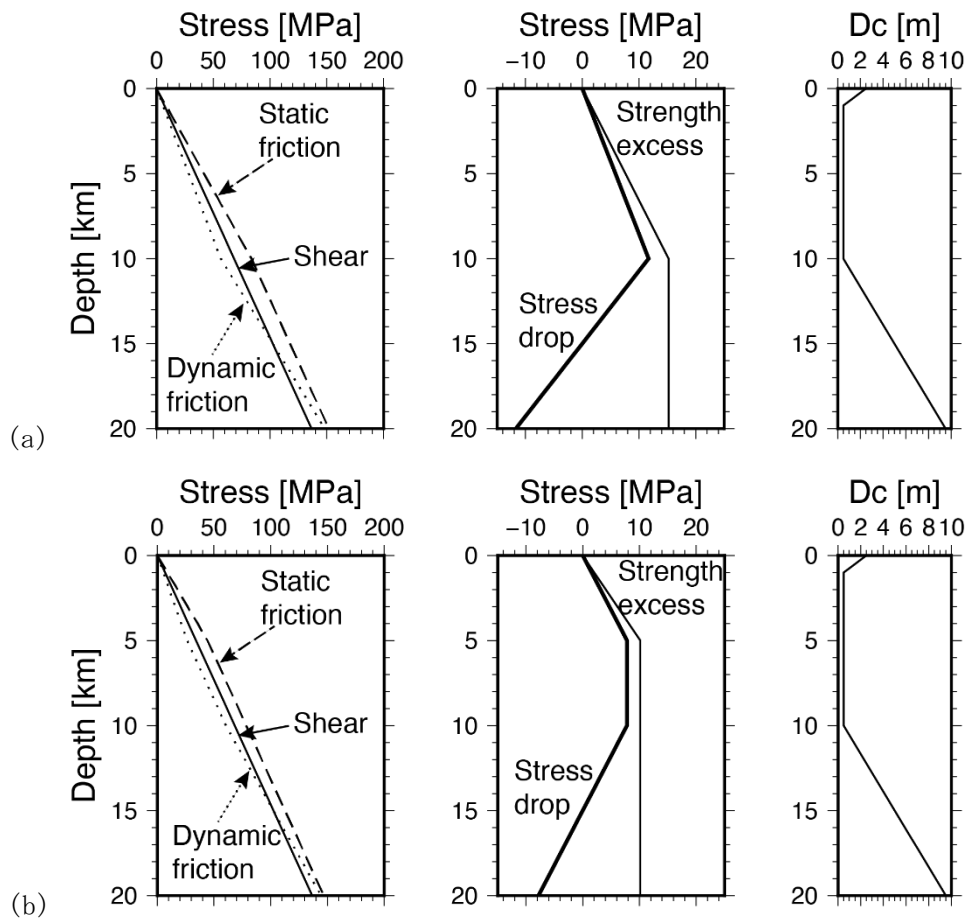


図8 本研究で用いた応力場モデルの深さプロファイル。(a) 応力降下量の深さプロファイルモデル α 。(b) 応力降下量の深さプロファイルモデル β 。

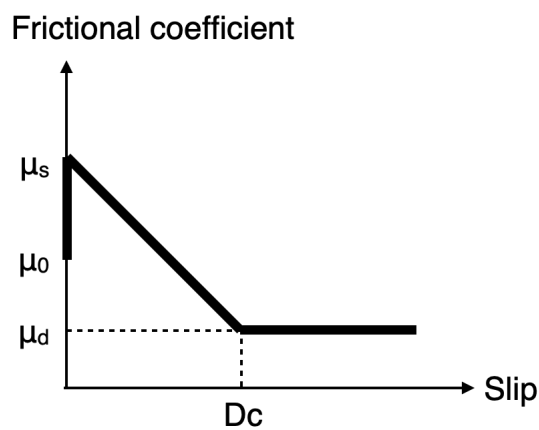


図9 本研究で用いたすべり弱化の摩擦構成則。

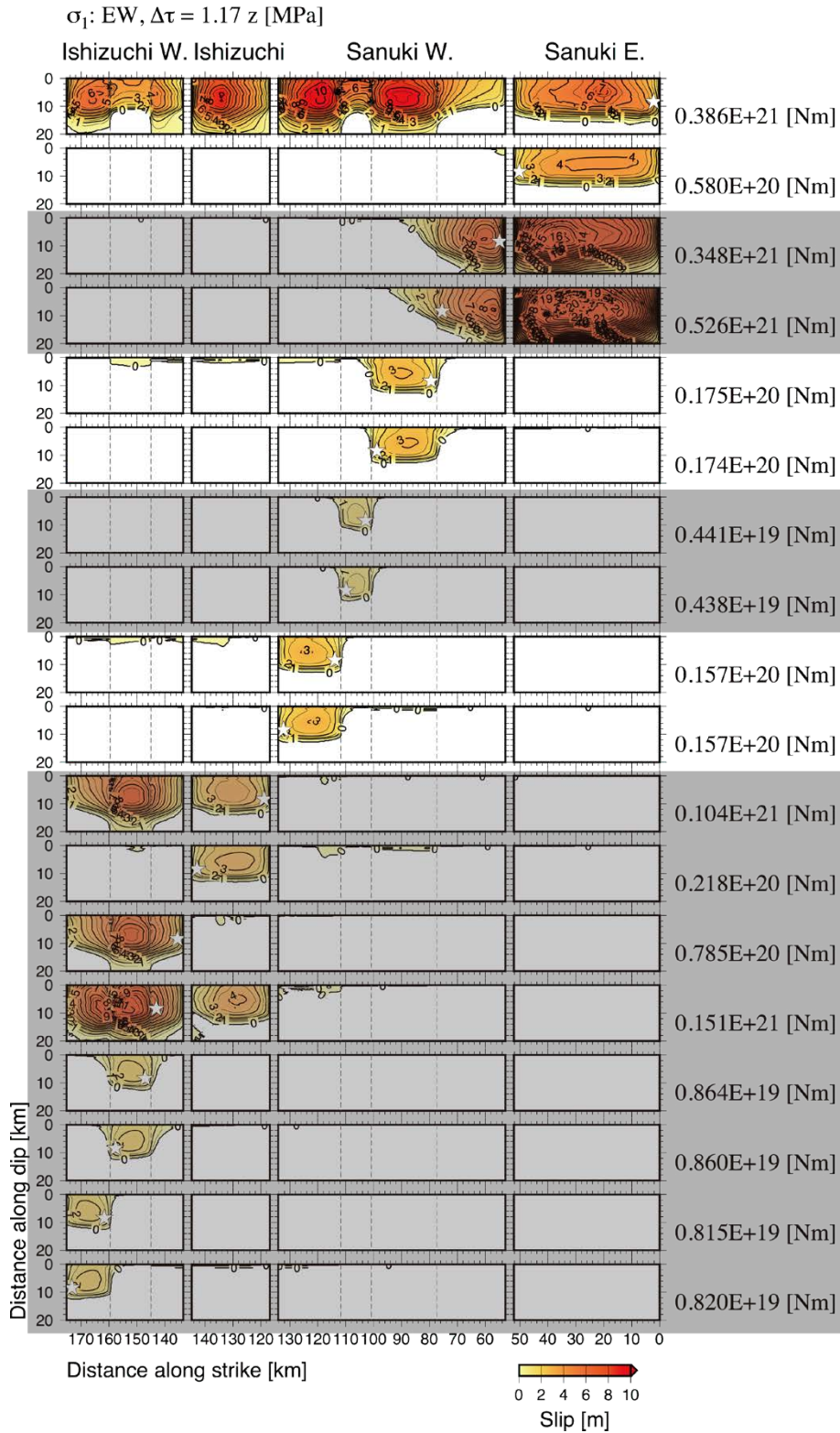


図 10 主圧縮応力方向モデル A (σ_1 は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例)として、破壊開始領域 (星印)を変えたときのすべり分布。右端の数値は、それぞれのシナリオの地震モーメントを示す。網掛けは、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオであることを示す。

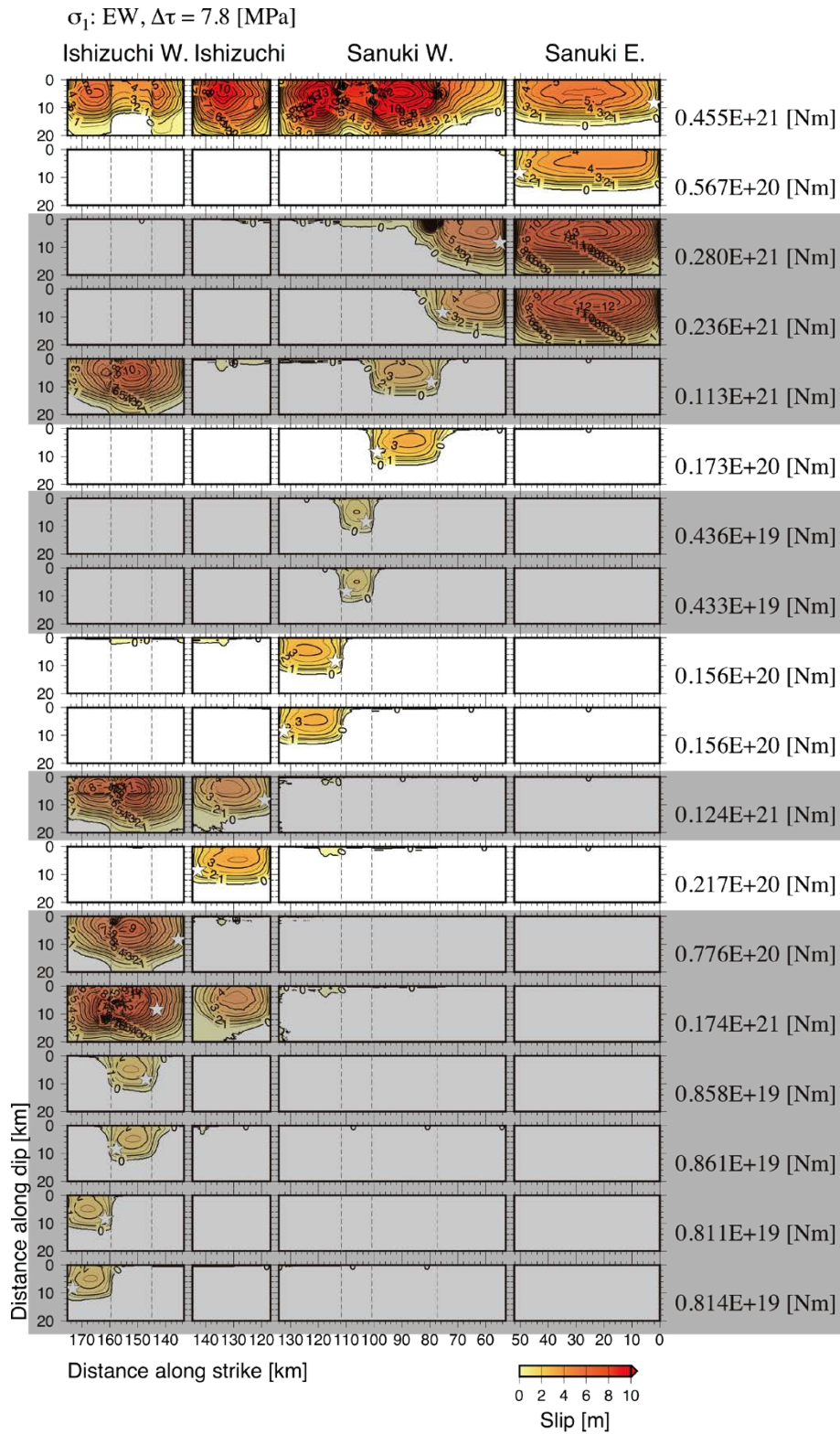


図 11 主圧縮応力方向モデル A (σ_1 は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル β (5~10km で一定値)として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

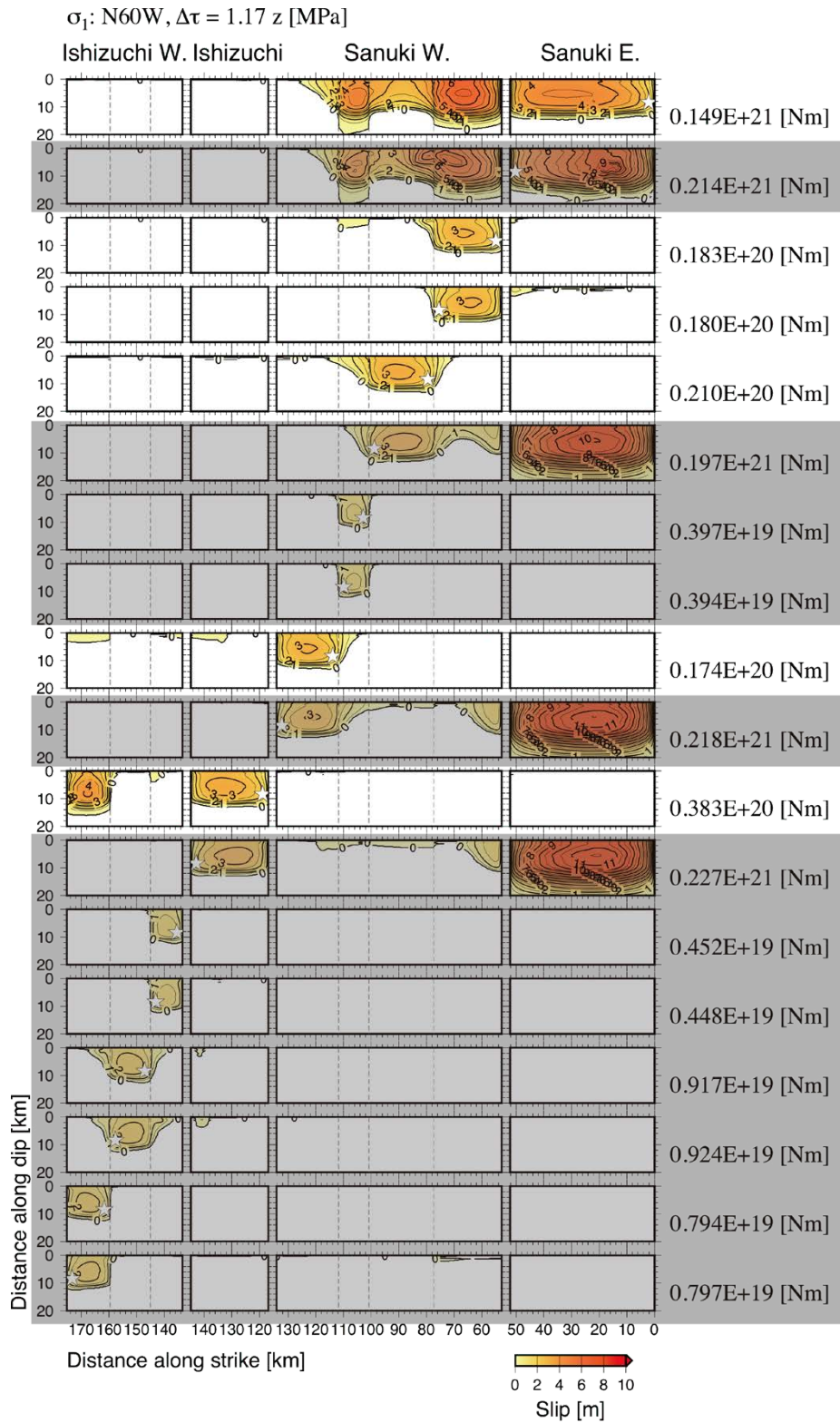


図 12 主圧縮応力方向モデル B (σ_1 は N60° W) で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

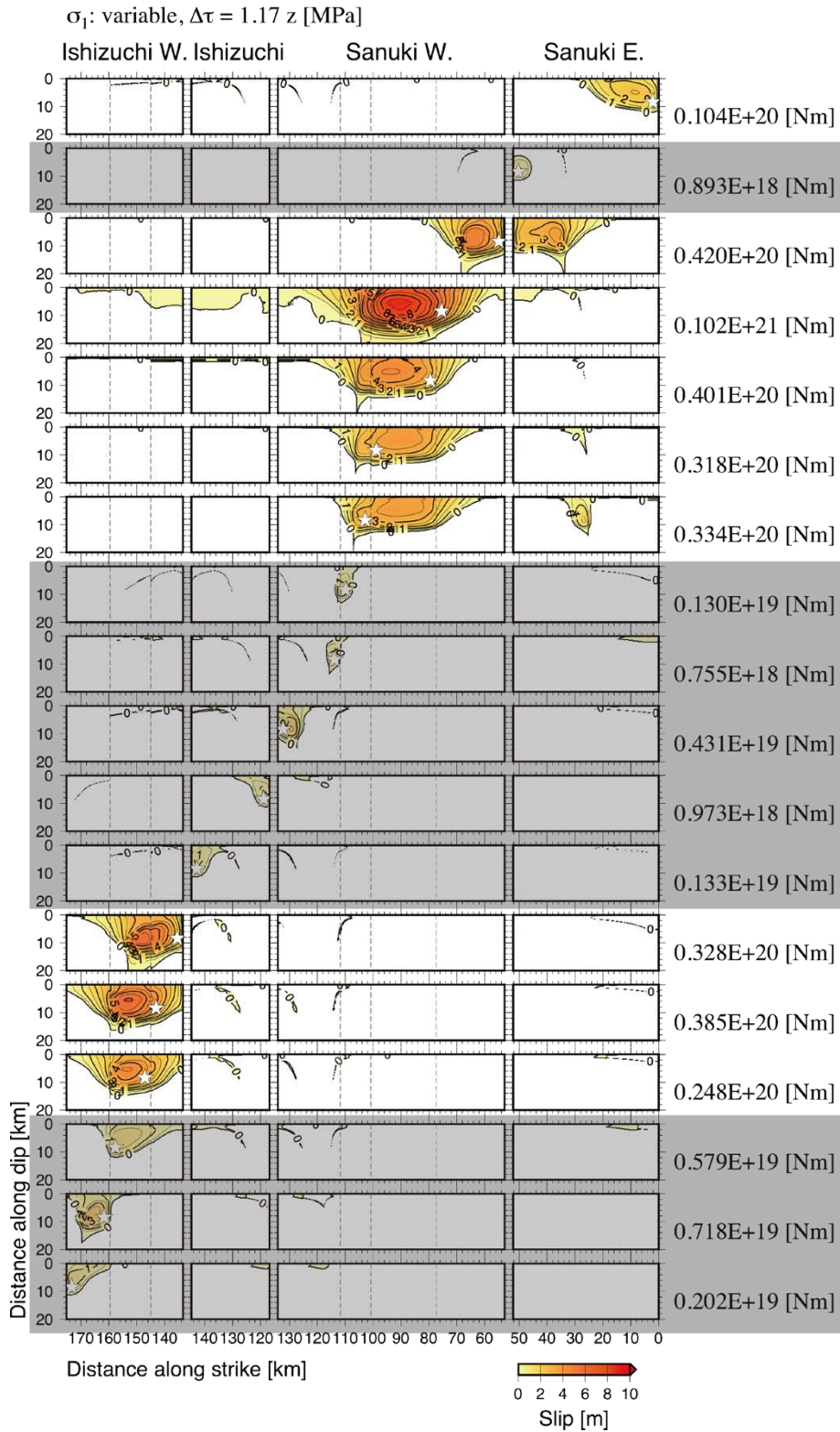


図 13 主圧縮応力方向モデル C (σ_1 は断層走向に沿って変化)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例)として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

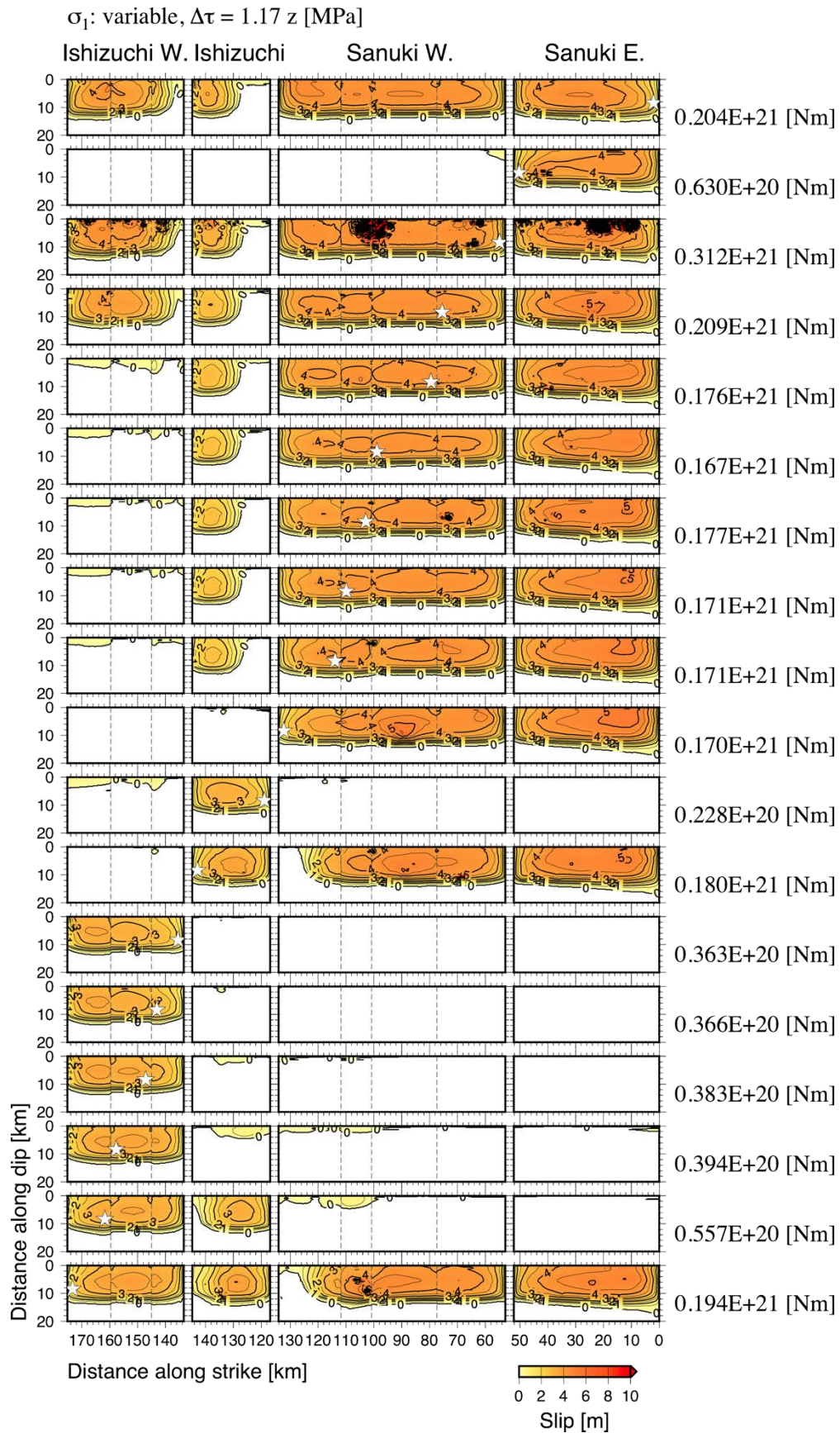
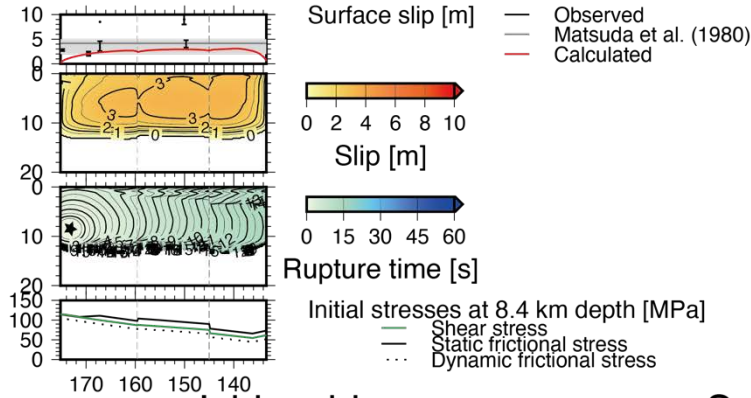


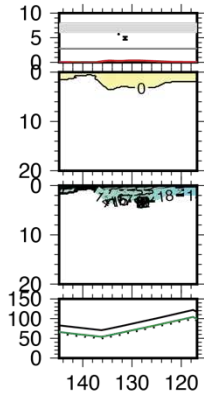
図 14 活動履歴を考慮した応力場モデルで、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。図の詳細は、図 10 と同じ。

σ_1 : variable, $\Delta\tau = 1.17 z$ [MPa], $0.359E+20$ [Nm], Mw 6.97

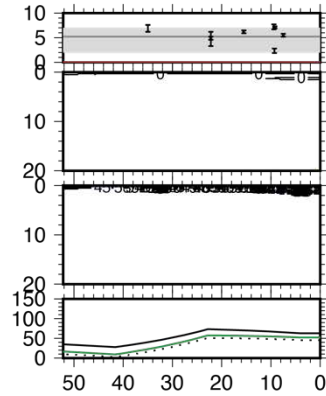
Ishizuchi W.



Ishizuchi



Sanuki E.



Sanuki W.

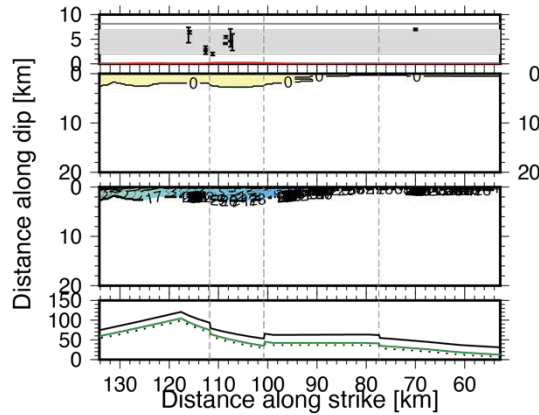


図 15 区間ごとの活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される次のイベントの例。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。地震モーメントは 3.6×10^{19} Nm、Mw7.0。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 8.4km での初期剪断応力、黒実線が深さ 8.4km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 8.4km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

(c) 結論

動的破壊シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

また、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、既存情報と本事業の過年度の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。昨年度の成果より、地震シナリオは応力場の設定に強く依存していることから、主圧縮応力方向モデル 3 通りと応力降下量の深さプロファイルモデル 2 通りとで、応力場モデルは計 6 通りを仮定し、その感度解析をおこなった。その結果、応力降下量の深さプロファイルが異なっても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 6.4.0 (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.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astro.*, 50, 643-668, 1977.
- 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 寛, 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.
- 加瀬祐子・関口春子, 地形・地質学的データに基づく応力分布を用いた動学的震源モデル, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会 SSS14-13, 2018.
- 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 年度成果報告書, 91p, 2021.
- 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 3 年度成果報告書, 146p, 2022.
- 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.
- Nikkhoo, M. and T.R. Walter, Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution, *Geophys. J. Int.*, 201, 1119-1141, 2015. doi:10.1093/gji/ggv035.
- Noda, A., T. Saito, E. Fukuyama, and Y. Urata, Energy-based scenarios for great thrust-type earthquakes in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, using an interseismic slip-deficit model, *J. Geophys. Res.*, 126, e2020JB020417, 2021. doi:10.1029/2020JB020417.
- 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.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊, 実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討, *土木学会論文集*, 394, III-9, 71-78, 1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- 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.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 127, e2022JB024036, 2022. doi:10.1029/2022JB024036.
- 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) 令和 2～4 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学的震源モデルを構築する必要がある。本事業では、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、既存情報、および、他サブテーマで得られた成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。パラメータ・スタディの結果、主に主圧縮応力軸の向きで決まる各区間の応力状態に応じて、複数の連動パターンが得られた。また、地震シナリオの多様性を反映して、断層面上のすべり速度時刻歴もモデルごとの応力場の設定に強く依存していることがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。

また、動的破壊シミュレーションの計算機負荷を軽減することを目的として、シミュレーション実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。

(b) 業務の成果

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動学的震源モデルを構築した。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求めた。ここでは、本業務が対象とする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、同西部区間をモデル化した。

1) 既存情報を基にした震源モデルによる連動性の検討

a) 断層モデル

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 16）。また、傾斜角と地震発生層の深さは、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、計算負荷も考慮して、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表 4 にまとめる。

モデルは半無限媒質とし、地震波速度構造は Nakajima and Hasegawa (2007) の紀伊半島・中国四国地方のモデルを、密度は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 5 のように仮定した。

b) 応力場モデル

最大主圧縮応力 (σ_1) および最小主圧縮応力 (σ_3) の向きと大きさは、佐々連における応力解放法による応力測定データ (Tanaka, 1986; 斎藤・他, 1988) より、 σ_1 は東西方向、 σ_3 は南北方向で、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 z [km] は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 (σ_2) は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

$$\sigma_2 = 26.166 z \text{ [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z \text{ [MPa]}$$

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数 a を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数 (μ_d) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S 値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数 (μ_s) が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降下量の比例係数 a が 0.5~2.0 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1~0.6 程度となった。

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。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、ここでは試計算として、応力降下量の比例係数 a を 1.0 として計算し、すべり量がどの程度になるかを把握する。

応力降下量の比例係数 a を 0.5~2.0 として、破壊の始まる領域を変えて摩擦係数を求め、それぞれの領域にはたらく剪断応力、動摩擦応力、静摩擦応力の初期値を、それぞれの走向について求めたものを図 17 に示す。破壊の始まる領域の走向と各区間の走向に応じて、そこにはたらく応力はかなり異なるが、強度 (静摩擦応力と剪断応力の差) が大きいほど、破壊は広がりやすく、応力降下量 (剪断応力と動摩擦応力の差) が大きいほど、破壊は広がりやすい傾向があることから、ある領域から始まる破壊が、どの区間に広がりやすいか、あるいは、広がりにくいかなど、ある程度、推測することができる。ただし、初期剪断応力が初期静摩擦応力を越えている領域では、すでに破壊が終わってしまっていると解釈し、初期剪断応力を動摩擦応力に設定した。

c) 数値計算手法

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則 (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。臨界すべり量 (D_c) は、全セグメント共通で 0.50m とした。

数値計算には、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、0.02 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おこない、応力降下量の比例係数 a を 1.0 の場合のすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。

d) シミュレーション結果

讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合（図 18）、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部で壊れ残る部分があるものの、大部分の領域に破壊が広がった。各区間にはたらく応力（図 17a）を見ると、走向が $N80.8^\circ E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）と $N81.0^\circ E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。また、走向が $N53.1^\circ E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）では、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、初期剪断応力を動摩擦応力とする、つまり、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が $N80.8^\circ E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）の強度が大きく、破壊は減速しているものの、走向が $N75.0^\circ E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の中央部分）の強度が小さく、応力降下量が大きいため、断層深部が壊れ残りながらも、破壊が広がることのできる事が、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁東部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、讃岐山脈南縁西部区間ではやや大きめ、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 3.8×10^{20} [Nm]、 $M_w 7.7$ となった。

讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合（図 19）、讃岐山脈南縁西部区間東側部分と石鎚山脈北縁西部区間西側部分で破壊が停止し、讃岐山脈南縁東部区間へは伝播しなかった。各区間にはたらく応力（図 17c）を見ると、走向が $N77.4^\circ E$ の領域（讃岐山脈南縁東部区間）、 $N80.8^\circ E$ の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）、および、 $N81.0^\circ E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 2.1×10^{20} [Nm]、 $M_w 7.5$ となった。

石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合（図 20）、石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力（図 17d）を見ると、走向が $N53.1^\circ E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）以外のすべての領域で、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。また、石鎚山脈北縁区間は短く、全面で破壊してもすべり量が大きくないため、破壊が他区間へ乗り移るほどの応力変化を生じさせられず、単独の破壊になっている。比較的破壊しやすいと推測される走向が $N53.1^\circ E$ の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）でも破壊が広がらないのは、このためと考えられる。

石鎚山脈北縁区間の地表でのすべり量は、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地

震調査研究推進本部，2017) に比べて、不十分となっている。この場合の M_0 は 1.7×10^{19} [Nm]、 $M_w 6.8$ となった。

石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合 (図 21)、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、讃岐山脈南縁西部区間より東に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力 (図 17e) を見ると、走向が $N71.2^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁区間) と $N53.1^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) では、強度が小さく、応力降下量が大きく、破壊が広がりやすいのに対し、その他の領域では、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。 $N81.0^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の西側部分) では、初期剪断応力が動摩擦応力よりも小さく、破壊はかなり広がりにくいと推測されるが、 $N53.1^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) の応力降下量が大きいため、破壊がしみだして広がるのが、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部，2017) に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の M_0 は 7.8×10^{19} [Nm]、 $M_w 7.2$ となった。

石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合 (図 22)、石鎚山脈北縁西部区間の西側部分のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力 (図 17g) を見ると、走向が $N75.0^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の中央部分)、走向が $N71.2^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁区間)、走向が $N74.2^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の東側部分)、走向が $N53.1^\circ E$ の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) で、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が $N77.4^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁東部区間) と $N80.8^\circ E$ の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の東側部分) では、比較的破壊が広がりやすい応力場となっているが、石鎚山脈北縁西部区間から距離があるため、破壊することはない。

石鎚山脈北縁西部区間の西側部分の地表でのすべり量は、実際の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部，2017) に比べて、不十分となっている。この場合の M_0 は 6.8×10^{18} [Nm]、 $M_w 6.5$ となった。

以上のように、各区間の応力状態に応じて、様々な連動パターンが得られた。これら限られた計算結果からは、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間から、石鎚山脈北縁区間へは連動しやすく、逆は連動しにくいという傾向が見られるが、これは現状の応力場モデル、特に、最大主圧縮応力 (σ_1) の向きを東西としていることと、応力降下量の比例係数 a を 1.0 としていることに強く支配されていることに注意が必要である。

表4 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 0.4km 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 1.6km の右ステップで長さ 6.4km 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 2.0km の右ステップで長さ 1.4km 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			讃岐山脈南縁東部
走向	N71.2°E	N75.0°E	N80.8°E	N77.4°E
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

区間名	石鎚山脈北縁西部			石鎚山脈北縁	
走向	N81.0°E	N53.1°E	N74.2°E	N71.2°E	N71.2°E
長さ [km]	10.6	8.2	12.0	1.4	17.0
傾斜角		90°			90°
地震発生層の深さ [km]		15			15
幅 [km]		15			15

表5 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	6200	3600	2680

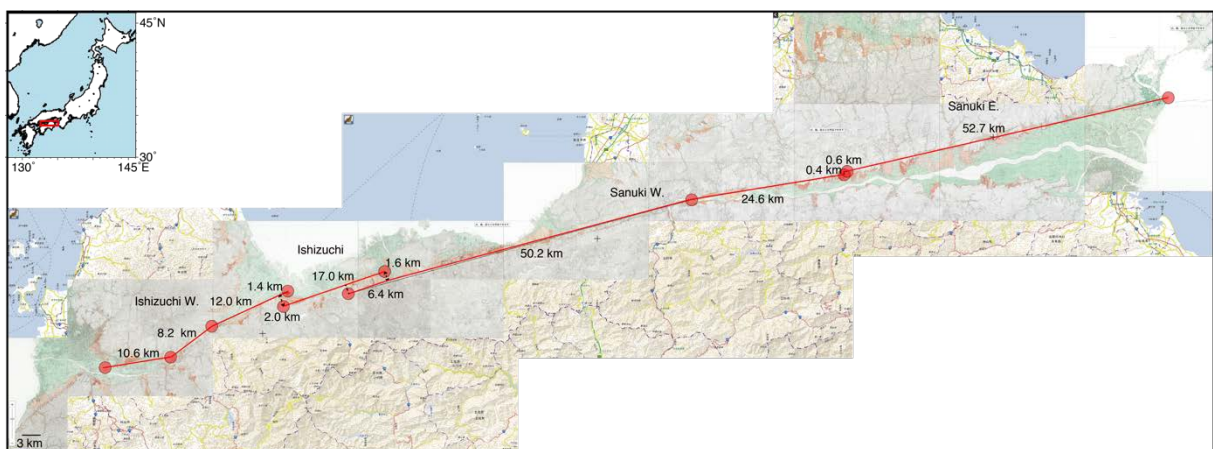


図16 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

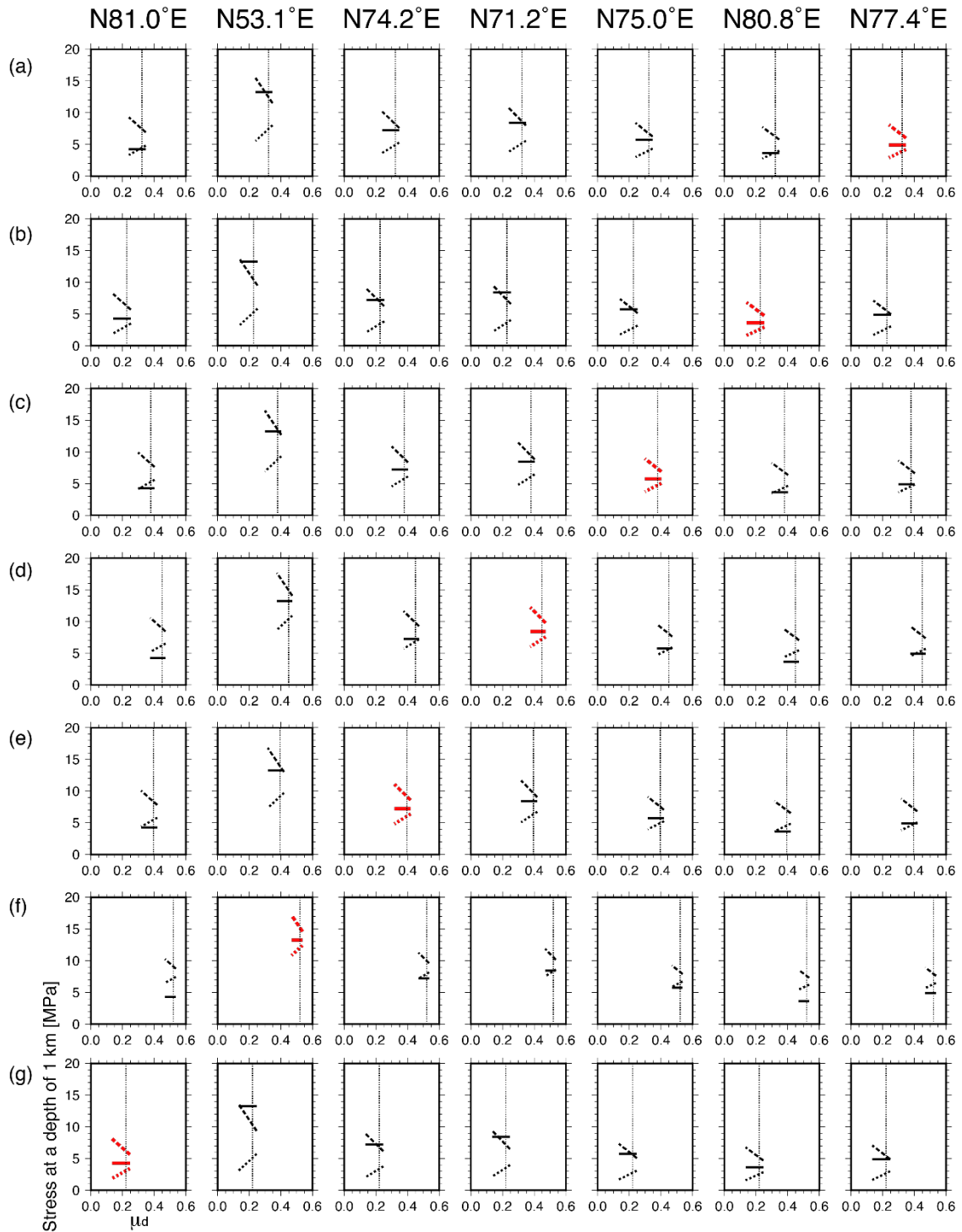


図 17 初期剪断応力（実線）、初期静摩擦応力（破線）、初期動摩擦応力（点線）の動摩擦係数（ μ_d ）の値に対する変化。応力降下量の比例係数 a の値が 0.5~2.0 の範囲について、破壊の始まる領域の走向に対する値を赤線で、それ以外の走向に対する値を黒線で示す。黒細点線は、応力降下量の比例係数 a が 1.0 となる動摩擦係数を示す。それぞれ、(a) 走向 $N77.4^\circ E$ （讃岐山脈南縁東部区間）、(b) $N80.8^\circ E$ （讃岐山脈南縁西部区間）、(c) $N75.0^\circ E$ （讃岐山脈南縁西部区間）、(d) $N71.2^\circ E$ （石鎚山脈北縁区間）、(e) $N74.2^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）、(f) $N53.1^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）、(g) $N81.0^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）の領域から破壊が始まるとした場合。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

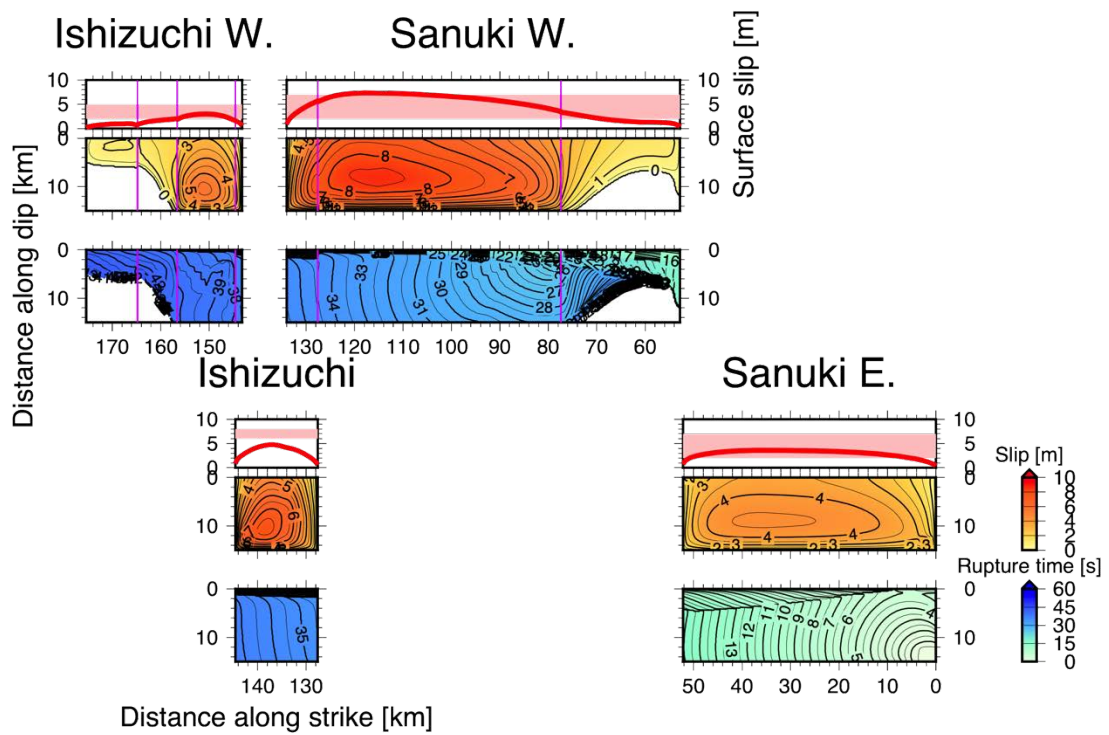


図 18 讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。それぞれ、下段が断層面上の破壊時刻、中段が断層面上のすべり量、上段の赤線が地表でのすべりの分布、薄赤帯が実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）を示す。桃色線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

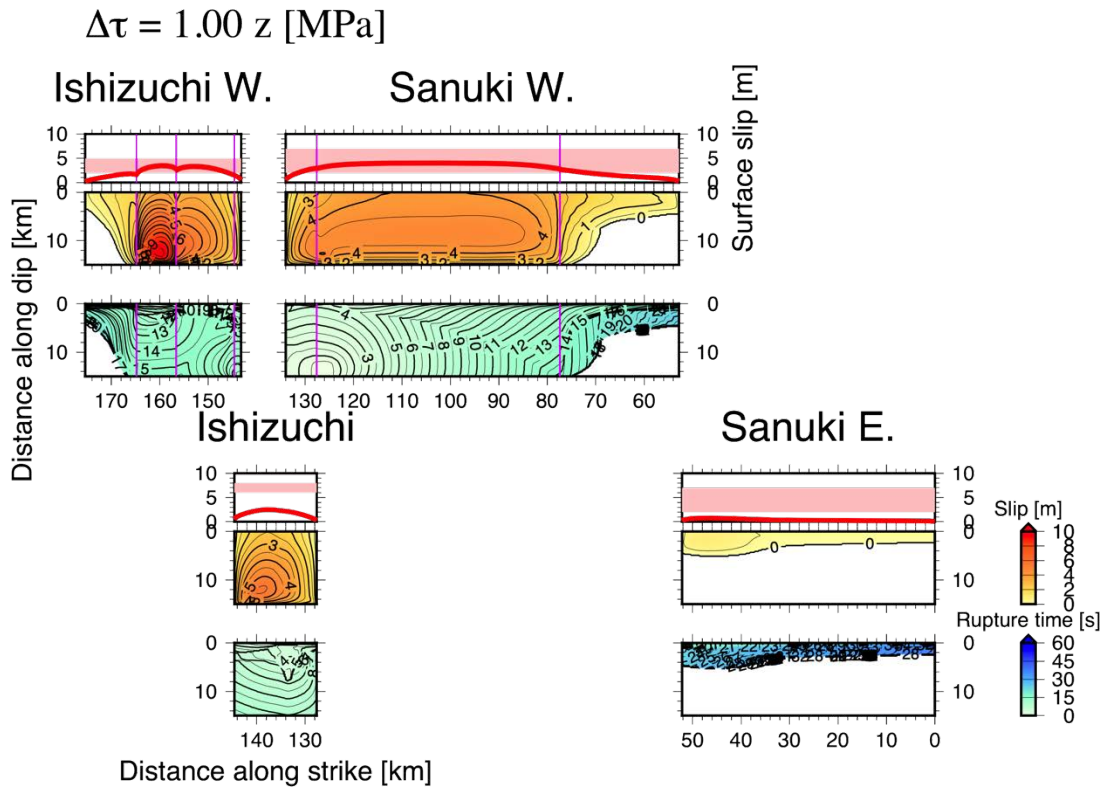


図 19 讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

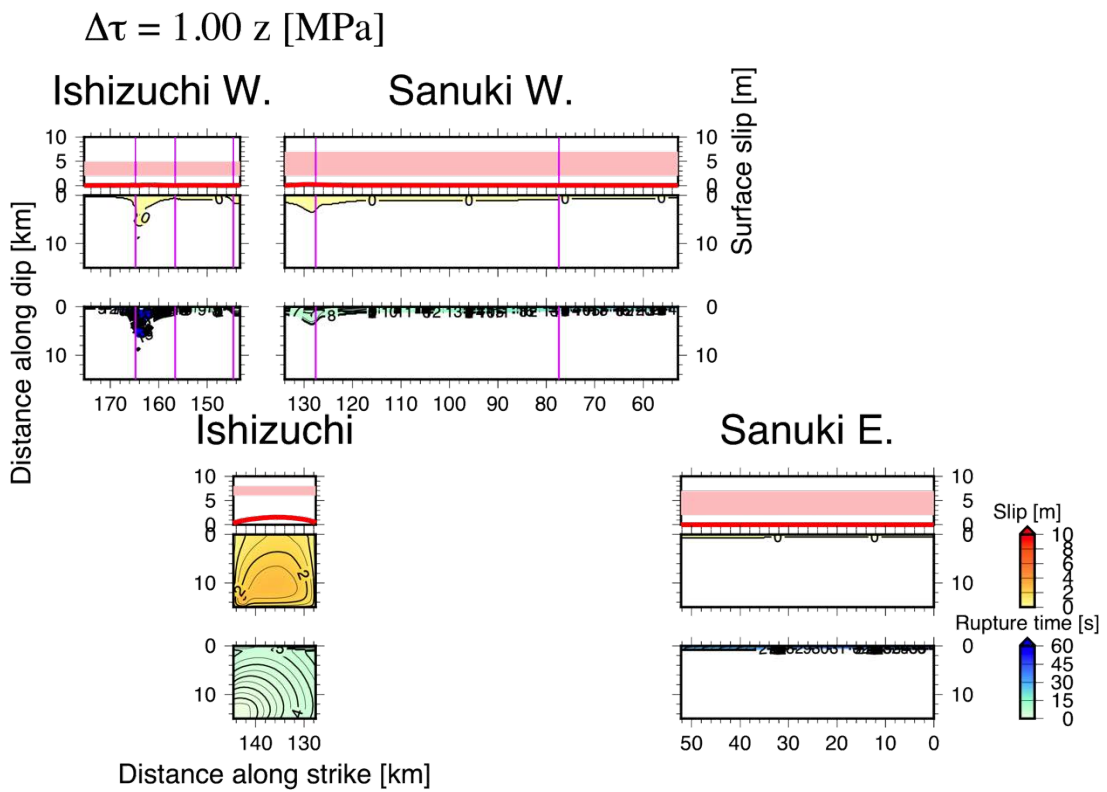


図 20 石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

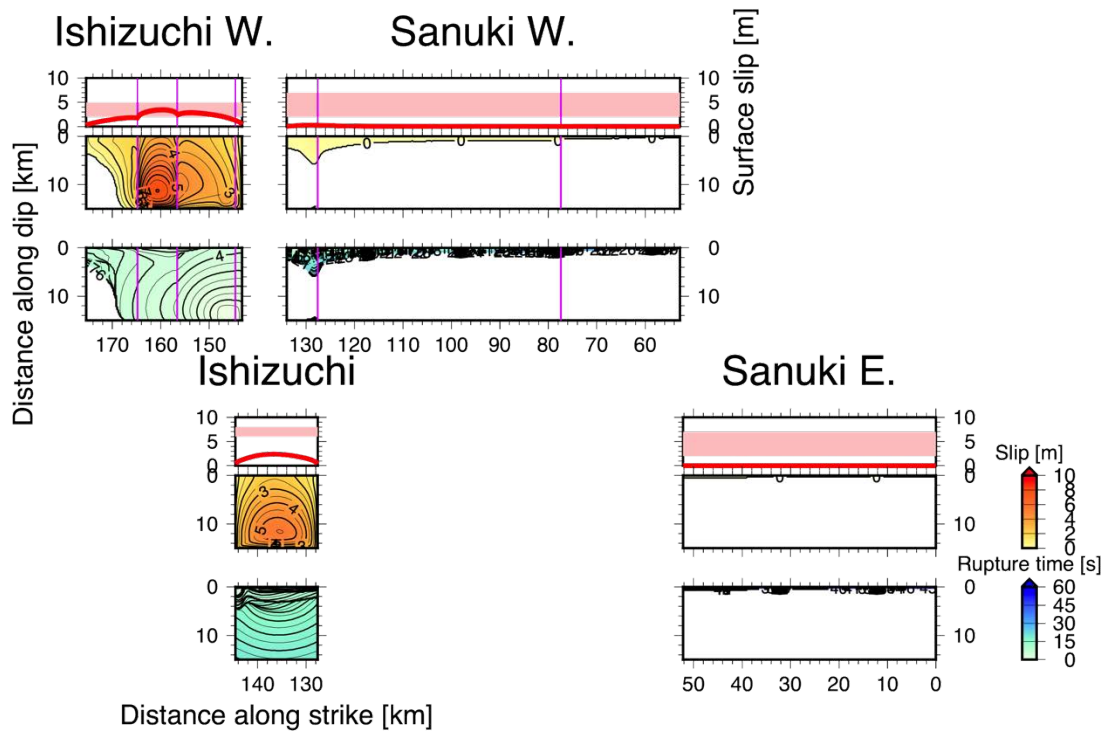


図 21 石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

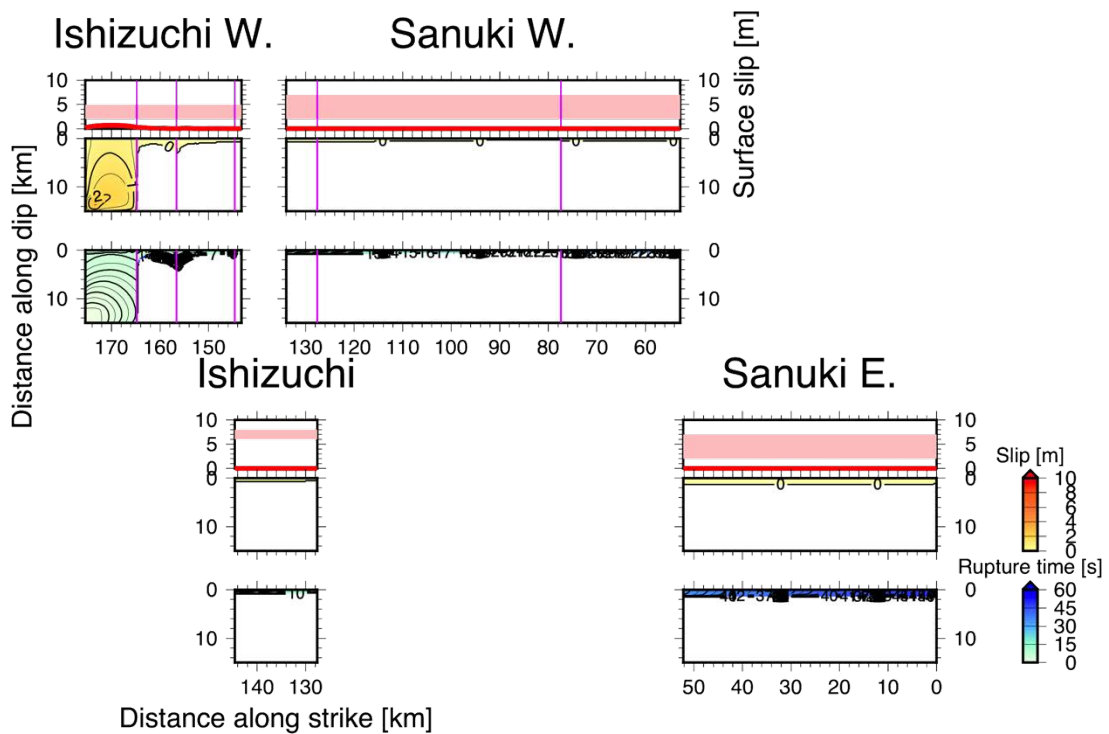


図 22 石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

2) 既存情報と静的解析結果を基にした震源モデルによる連動性の検討

a) 断層モデル

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 23）。讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間については 1) のモデルと同じだが、石鎚山脈北縁西部区間の断層トレースを見直した。また、傾斜角と地震発生層の深さは、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、ここでは、計算負荷も考慮して、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表 6 にまとめる。

媒質は和泉層群と三波川変成岩の水平 2 層構造とし、伊藤・他（1996）、Nakajima and Hasegawa（2007）の紀伊半島・中国四国地方のモデル、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 7 のように仮定した。

b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の向きは、以下に述べる 2 通りのモデルを仮定した。ひとつは、1) と同様佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、 σ_1 は東西方向、 σ_3 は南北方向とするモデルである。もうひとつは、令和 2 年度本事業サブテーマ 3（文部科学省・産業技術総合研究所，2021）において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された σ_1 の向き（N60° W）を用い、それに直交する方位を σ_3 の向きとするモデルである。

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の向きは、両モデルとも応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 z [km] は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力（ σ_2 ）は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

$$\sigma_2 = 26.166 z \text{ [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z \text{ [MPa]}$$

として、1 回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数 a を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数（ μ_d ）を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比（S 値；Andrews, 1976；Das and Aki, 1977）を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数（ μ_s ）が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降下量の比例係数 a が 0.8～1.2 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1～

0.6 程度となった。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則（図 24 ; 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。臨界すべり量（ D_c ）は、全区間共通で、浅部で長く、深部では 0.50m で一定となるよう仮定した（表 8）。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。

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。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、ここでは、応力降下量の比例係数 a を 0.8、1.0、1.2 の 3 通りに仮定して計算し、すべり量がどの程度になるかを把握した。

c) 数値計算手法

数値計算には、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、0.02 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おこない、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。

d) シミュレーション結果

1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、以下の 8 通りのシナリオが得られた。

活動区間単独で活動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間が単独で活動した場合（図 25）のみであった。隣接する讃岐山脈南縁西部区間東側の応力降下量（第 4 段における緑線と黒点線の差）が小さく、破壊が乗り移ることができないことがわかる。

屈曲のある讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間では、屈曲を挟んだ片側のみ活動する例が得られた。この場合にすべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁西部区間東側（図 26）、石鎚山脈北縁西部区間東側（図 27）、石鎚山脈北縁西部区間西側（図 28）の 3 通りであった。屈曲を挟んで断層の走向が異なり、屈曲の先での剪断応力が小さく、応力降下量が小さい、もしくは、負であるため、屈曲を越えて破壊が広がることはできない。

複数区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した場合（図 29）のみであった。後述するように、連動するためにはある程度の応力降下量が必要であること、連動することによりすべり量が増えることから、複数区間が連動するとすべり量が大きくなりがちで、1 回の活動によるすべり量分布を満たすことができるモデルは限られる。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間東側が連動した場合（図 30）、讃岐山脈南縁西部

区間西側と石鎚山脈北縁区間が連動した場合（図 31）、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間西側が連動した場合（図 32）の 3 通りであった。隣接する区間へ破壊が乗り移ったものの、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がらない場合（図 30）と、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がらない一方で、隣接する区間の応力降下量が大きく、強度が小さいため、破壊が乗り移ることができる場合（図 31、32）とがある。

1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、以下の 6 通りのシナリオが得られた。

活動区間単独で活動する例では、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合である（図 33）。石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合は、すべり量が最新活動によるすべり量よりかなり小さいが、松田（1980）から推定されるすべり量程度ではある。また、石鎚山脈北縁区間のすべり量が最新活動によるすべり量を満たすシナリオは、すべて他区間と連動している。これらのことから、少なくとも最新活動は、石鎚山脈北縁区間が単独で活動したのではなく、隣接する区間と連動した活動であった可能性がある。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動する例では、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合（図 34）、複数区間が連動する例では、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合（図 35）、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合（図 36）、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間、石鎚山脈北縁区間の 3 区間が連動した場合（図 37）、4 区間すべてが連動した場合（図 38）の 5 通りのシナリオが得られた。これらのシナリオでは、複数区間が連動するため、応力降下量が大きく、すべり量が大きくなっており、すべり量分布を満たすことが難しいことがわかる。その一方で、初期応力状態で応力降下量がゼロもしくは負になっている領域では、特に深部で壊れ残りの領域が生じることもある（図 38 の讃岐平野南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側）。

以上のように、 σ_1 の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、様々な活動パターンが得られた。 σ_1 の向きと応力降下量の深さ依存性から、各区間の初期応力分布が求められれば、連動のしやすさがある程度わかると期待される。しかし、連動することによってすべり量が増えること（Kase, 2010）から、区間同士の相互作用を考慮する必要がある。また、図 31 と図 32 からわかるように、初期応力状態が同じでも、破壊開始点の位置が異なることで破壊領域が異なる場合もあり、破壊の directivity も考慮する必要がある。そのため、各区間の初期応力分布のみで連動性を評価することは困難と考えられる。

e) すべり速度時刻歴

断層面上のすべり速度時刻歴の例を図 39～41 に示す。讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した場合（図 25）は、概ね Kostrov 型のすべり速度関数となるが、深さ 2.0km より浅いところでは、すべり速度の立ち上がりがやや緩やかになり、また、その最大値は破壊時刻よりかなり遅れて現れることがある（図 39）。応力場の仮定から、地表近くの強度はかなり小さいため、深部での破壊による P 波で破壊が励起されるものの、主要なすべりは破壊フロントの到着を待って発生していることを反映していると考えられる。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した場合（図 29）、破壊開始点のある東部区間では、破壊進行方向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数（図 39）と概ね同じである（図 40a）。一方、破壊が乗り移る先の西部区間のすべり速度関数は、主要なピークが複数現れ、またそれらの形状も Kostrov 型というよりは、逆三角形型に近いなど、複雑な形状となっている。西部区間東側では、東部区間深部からの応力変化で励起される破壊と、浅部で励起される破壊とが 2 方向から進展することを反映していると考えられる。また、西部区間西側では、応力降下量が小さいため、すべり速度は全体に小さい。また、破壊が広がりにくく、破壊フロントが複雑な形状となるため、複数のピークがみられる。

4 区間すべてが連動した場合（図 38）も、破壊開始点のある東部区間では、破壊進行方向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数（図 39）と概ね同じである（図 41a）。ただし、応力降下量の深さ係数が大きいため、すべり速度の最大値も大きくなっている。このモデルでは、讃岐山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側で応力降下量が負であり、深部で壊れ残りの領域が生じている一方、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側の応力降下量が強度に比して大きく、S 波速度以上での破壊伝播が生じている。このような応力状態を反映して、讃岐山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側でのすべり速度は小さく、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側でのすべり速度は大きく、鋭いピークを有する形状となっている。

全体に、すべり速度時刻歴の形状は、各点の応力状態や破壊フロントの広がり方に強く依存しており、応力場や摩擦構成則の仮定により相当に変化しうると考えられることに注意が必要である。

表6 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 0.4km 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 1.6km の右ステップで長さ 6.4km 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 2.0km の右ステップで長さ 1.4km 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.)
走向	N71.2°E	N75.0°E	N80.8°E	N77.4°E
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.3°E	N60.3°E	N71.2°E	N71.2°E
長さ [km]	15.6	14.8	1.4	17.0
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

表7 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	2500
1000	6200	3600	2680

表8 本研究で用いた臨界変位量 (Dc) モデル。z [km]は深さ。

上端の深さ [m]	臨界変位量 [m]
0	5.0 - 4.5 z
1000	0.5



図 23 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。

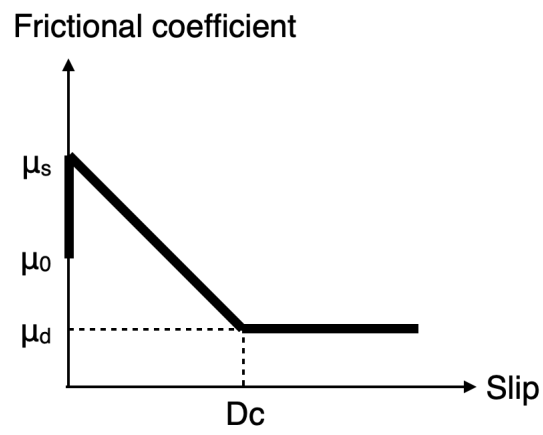


図 24 本研究で用いたすべり弱化の摩擦構成則。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

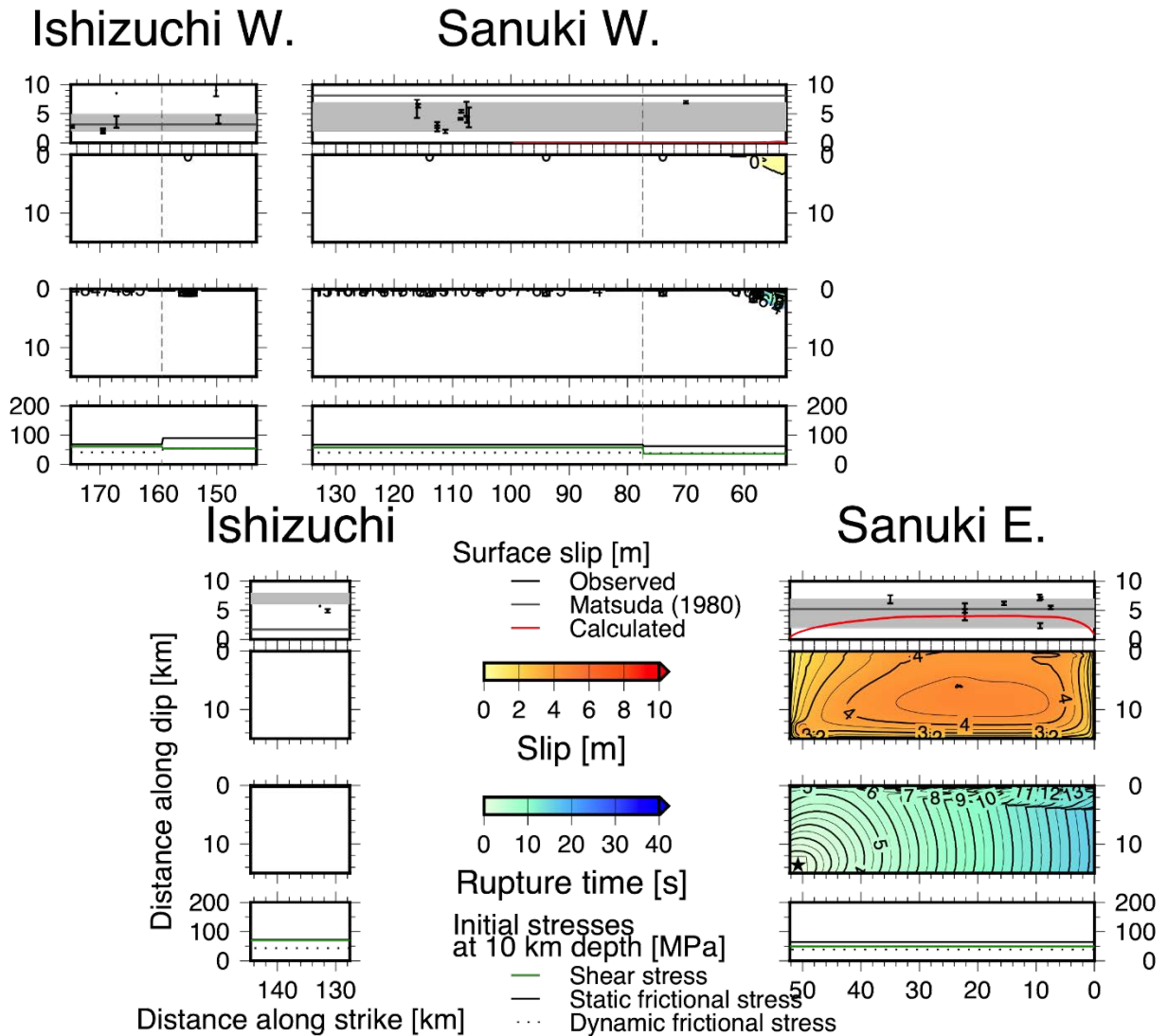


図 25 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例。 σ_1 は東西方向、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.53714$ 、 $\mu_d = 0.32217$ で、地震モーメントは $9.5 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、Mw7.3。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 10km での初期剪断応力、黒実線が深さ 10km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 10km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

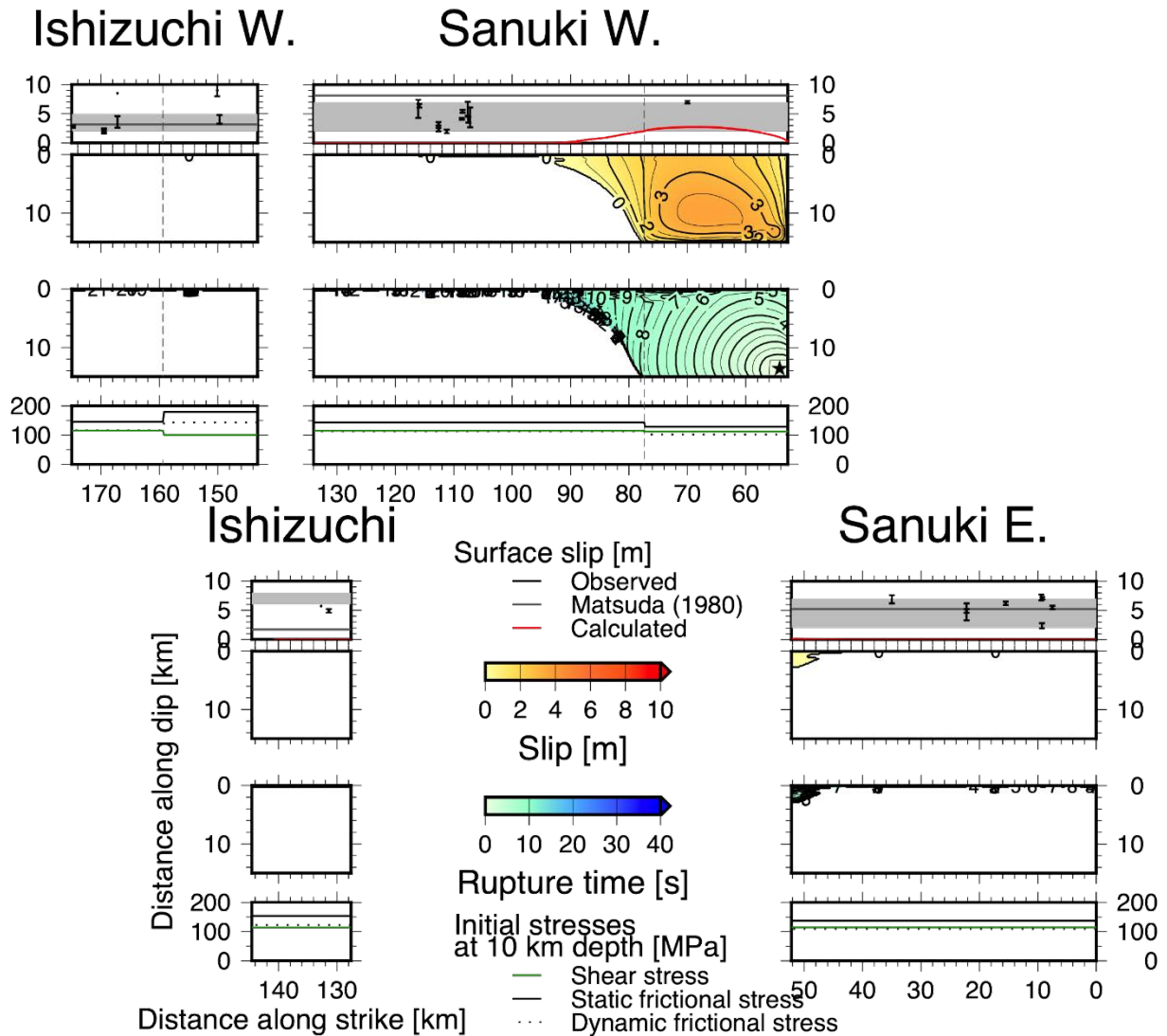


図 26 讃岐山脈南縁西部区間東側のみが活動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.63728$ 、 $\mu_d = 0.50849$ で、地震モーメントは $3.6 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.0$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

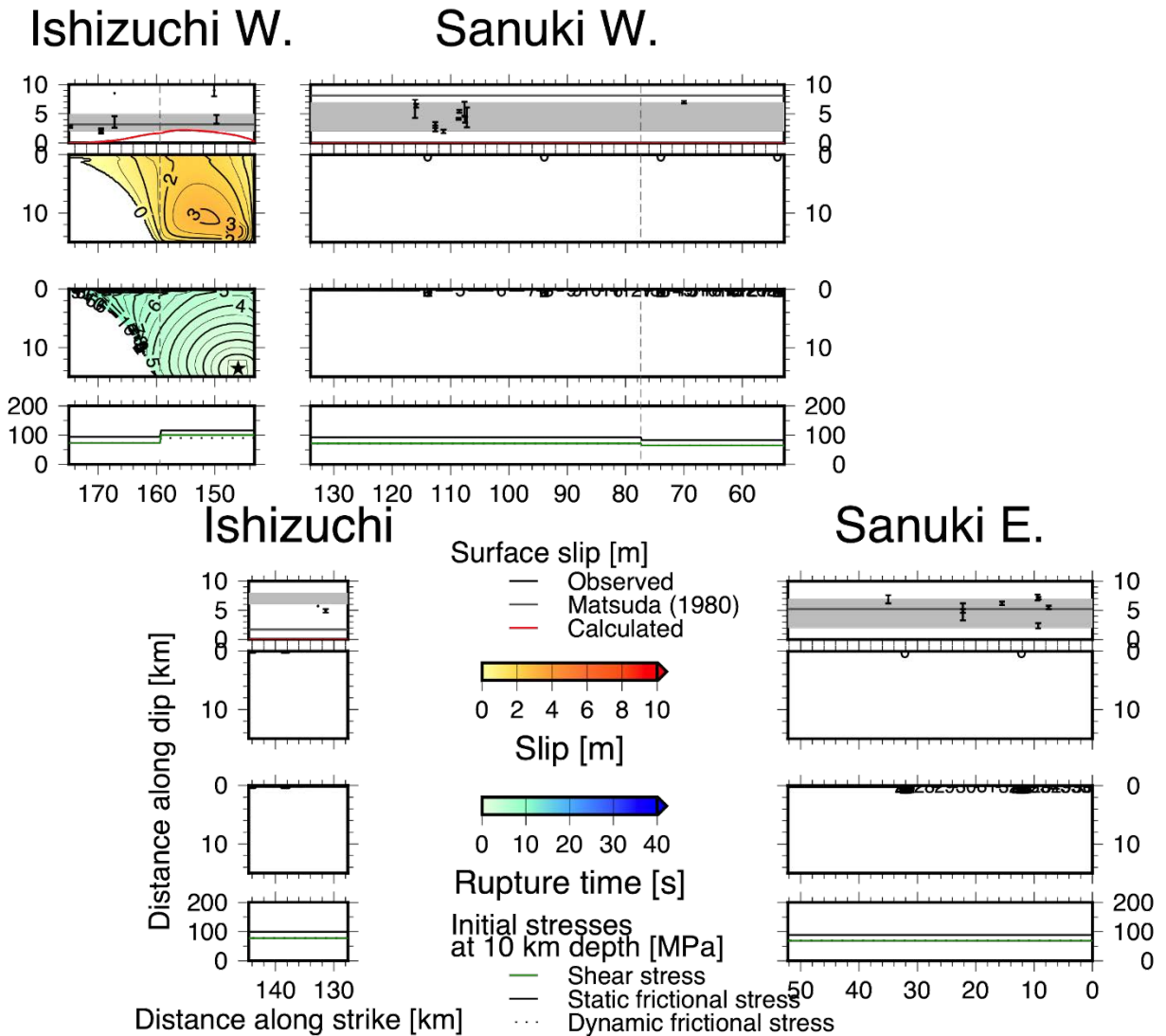


図 27 石鎚山脈北縁西部区間東側のみが活動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.41282$ 、 $\mu_d = 0.32044$ で、地震モーメントは $2.0 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 6.8$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

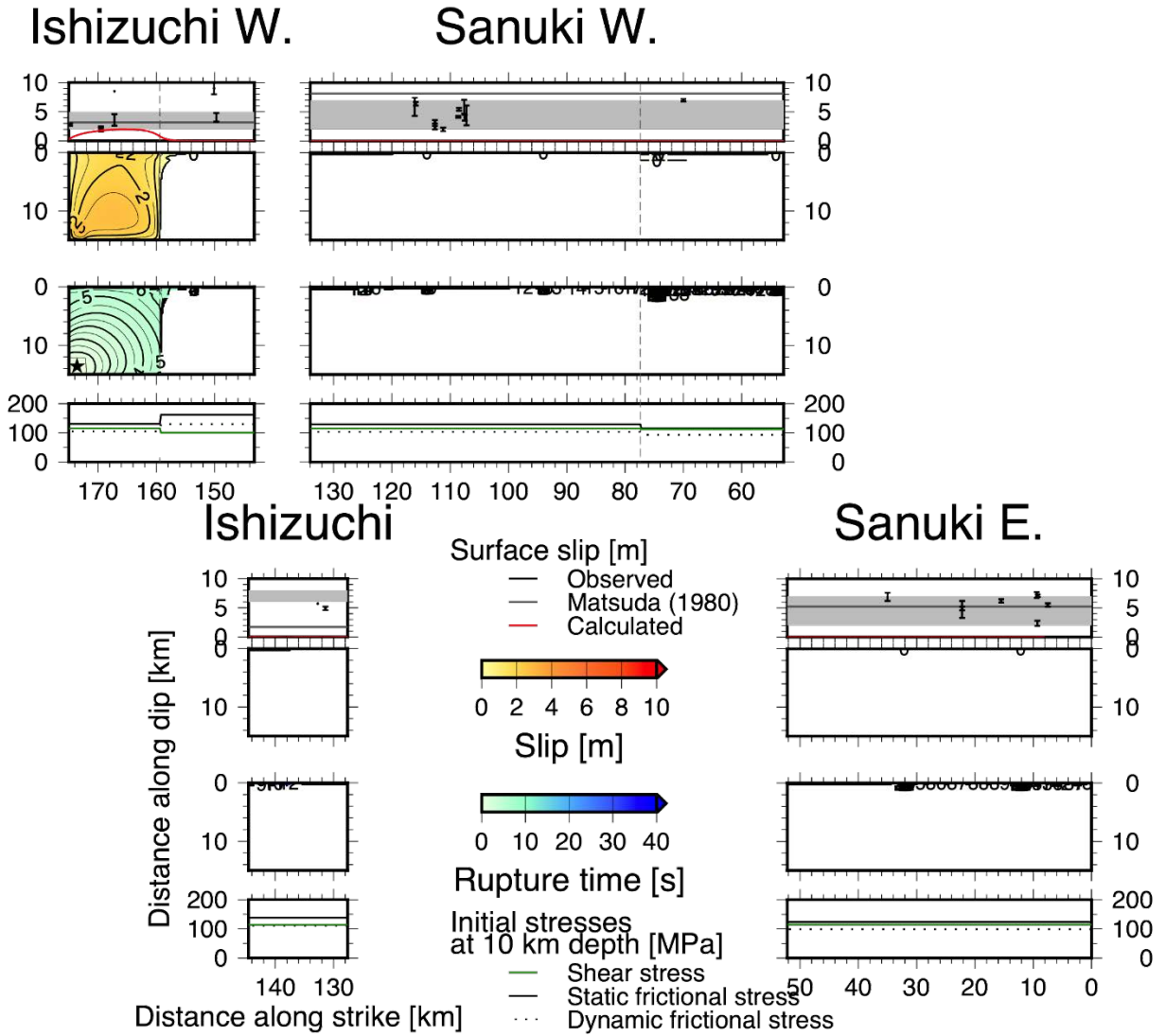


図 28 石鎚山脈北縁西部区間西側のみが活動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.57489$ 、 $\mu_d = 0.46076$ で、地震モーメントは $1.5 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 6.7$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

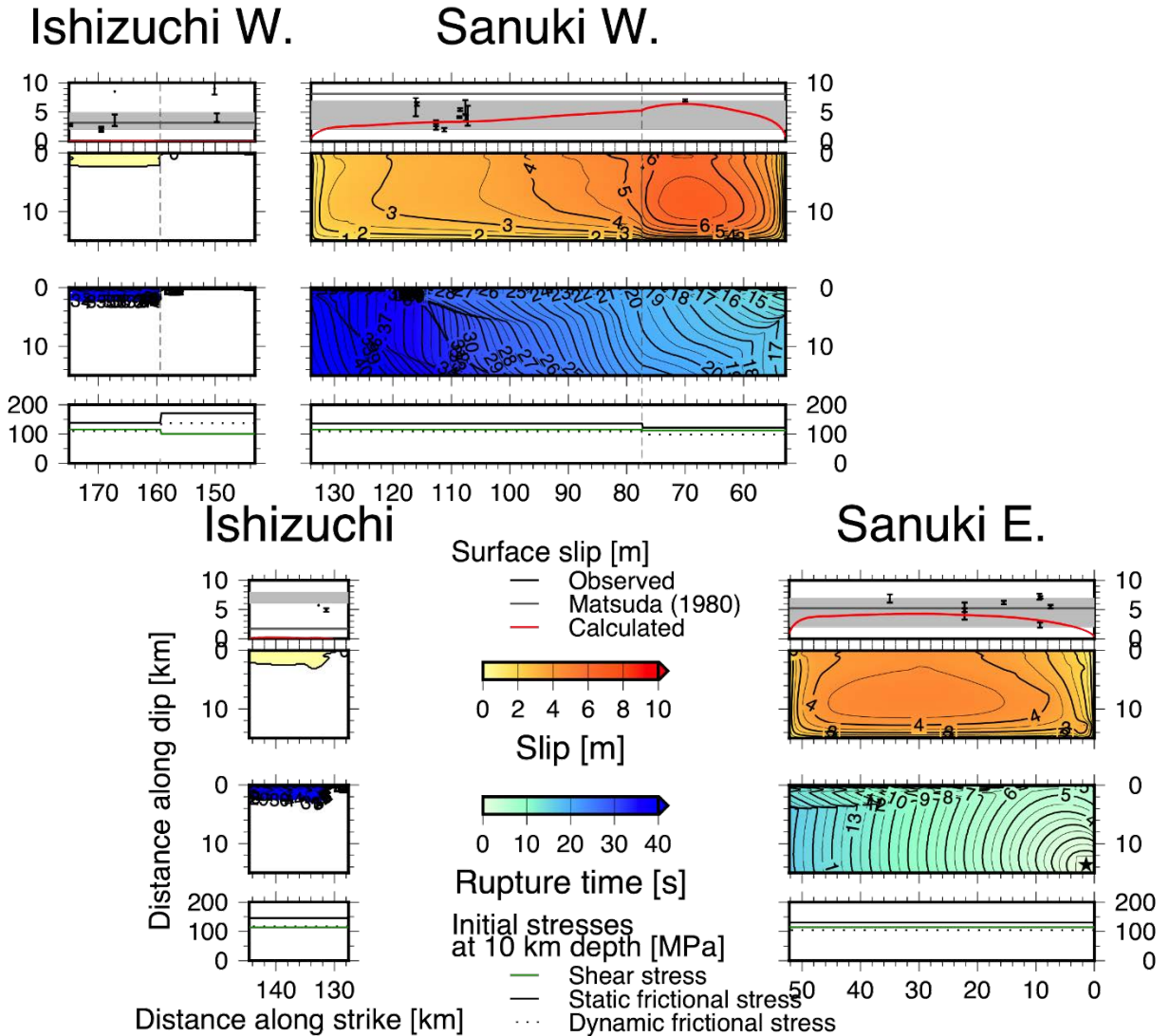


図 29 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$ で、地震モーメントは $2.5 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 0.80 z \text{ [MPa]}$$

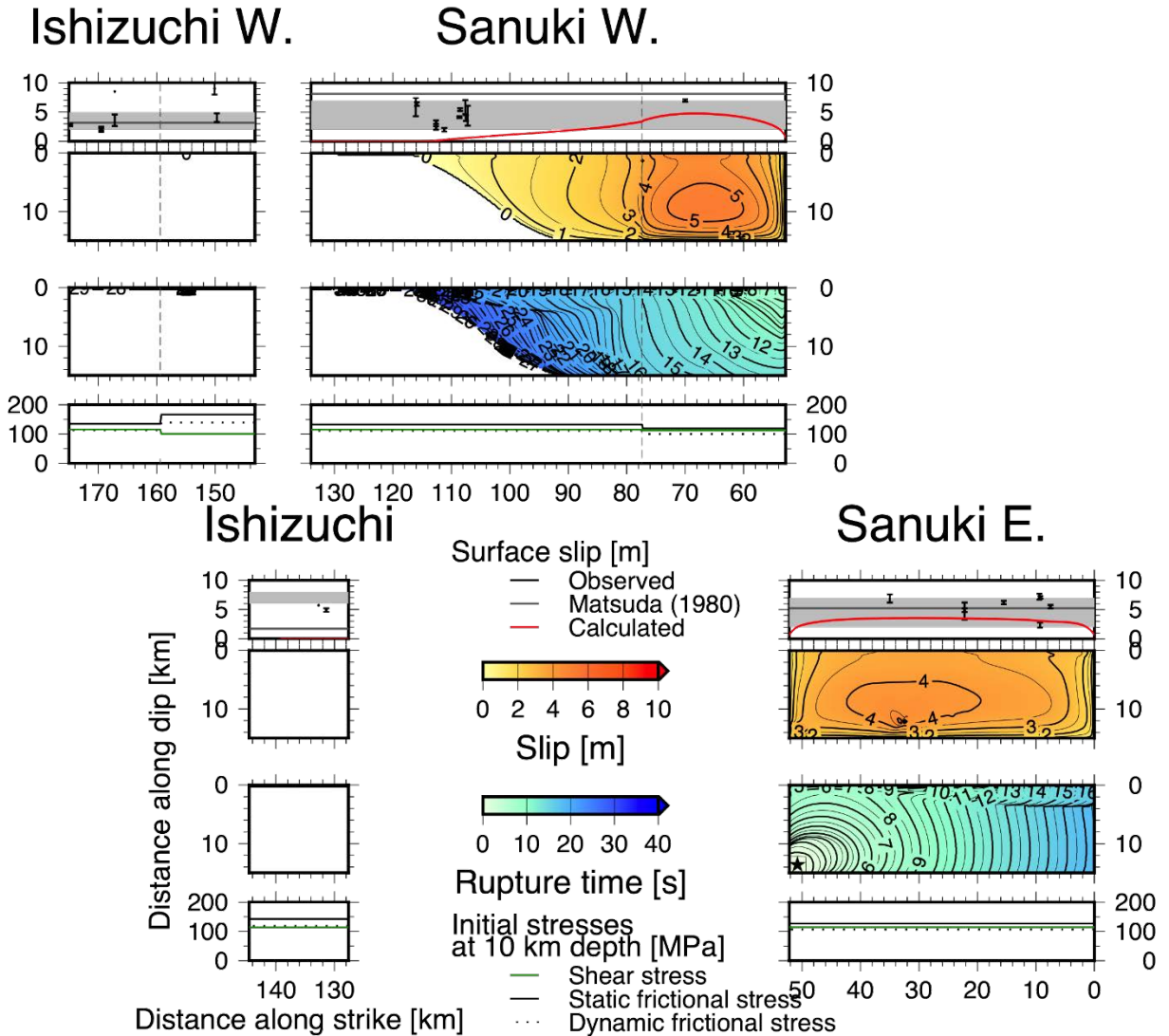


図 30 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間東側が連動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下の深さ係数は 0.8、 $\mu_s = 0.59151$ 、 $\mu_d = 0.49493$ で、地震モーメントは $1.6 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.4$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

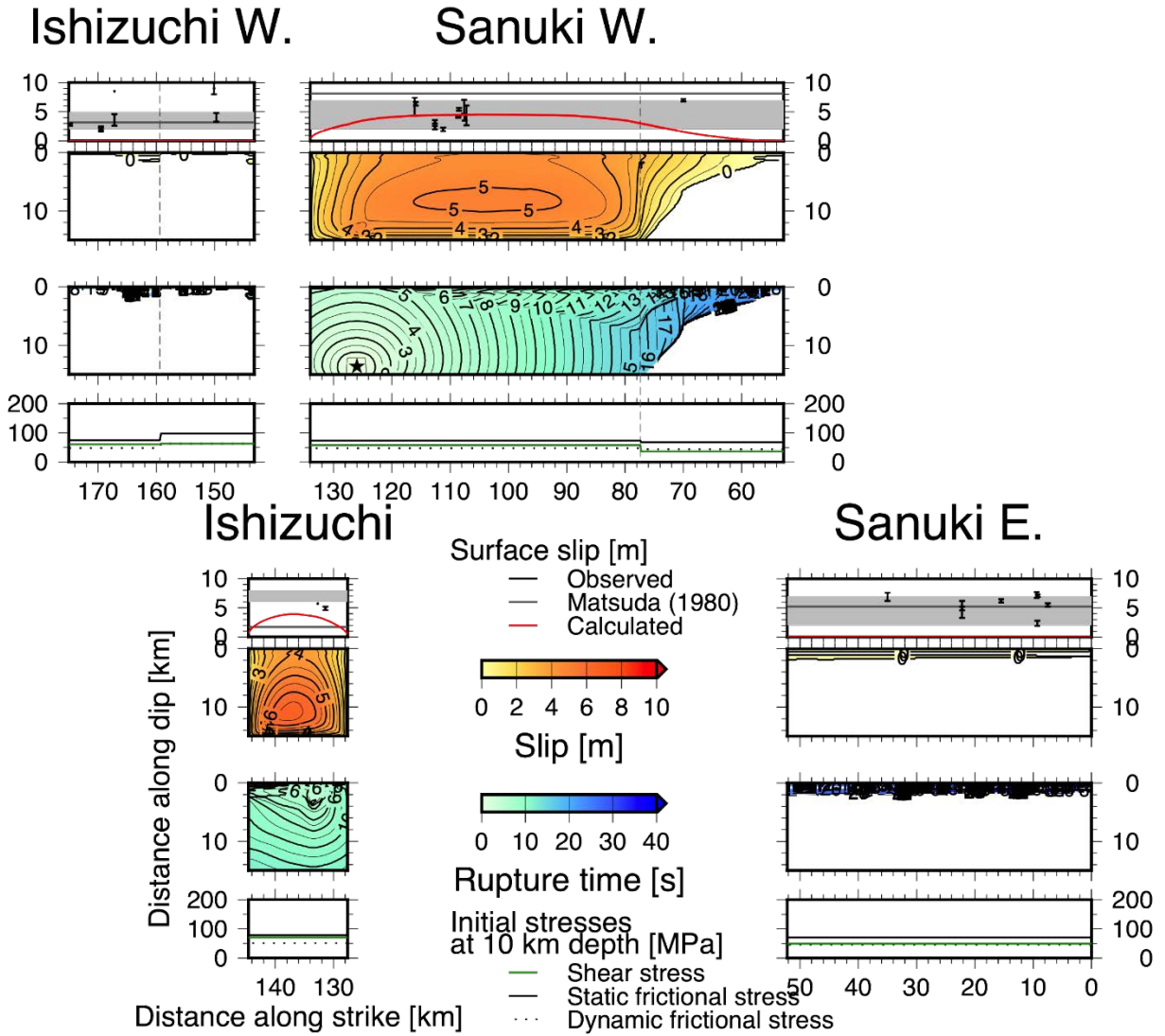


図 31 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間が連動した例。σ₁は東西、応力降下量の深さ係数は 1.0、μ_s = 0.58609、μ_d = 0.37877 で、地震モーメントは 1.8 × 10²⁰Nm、Mw7.4。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

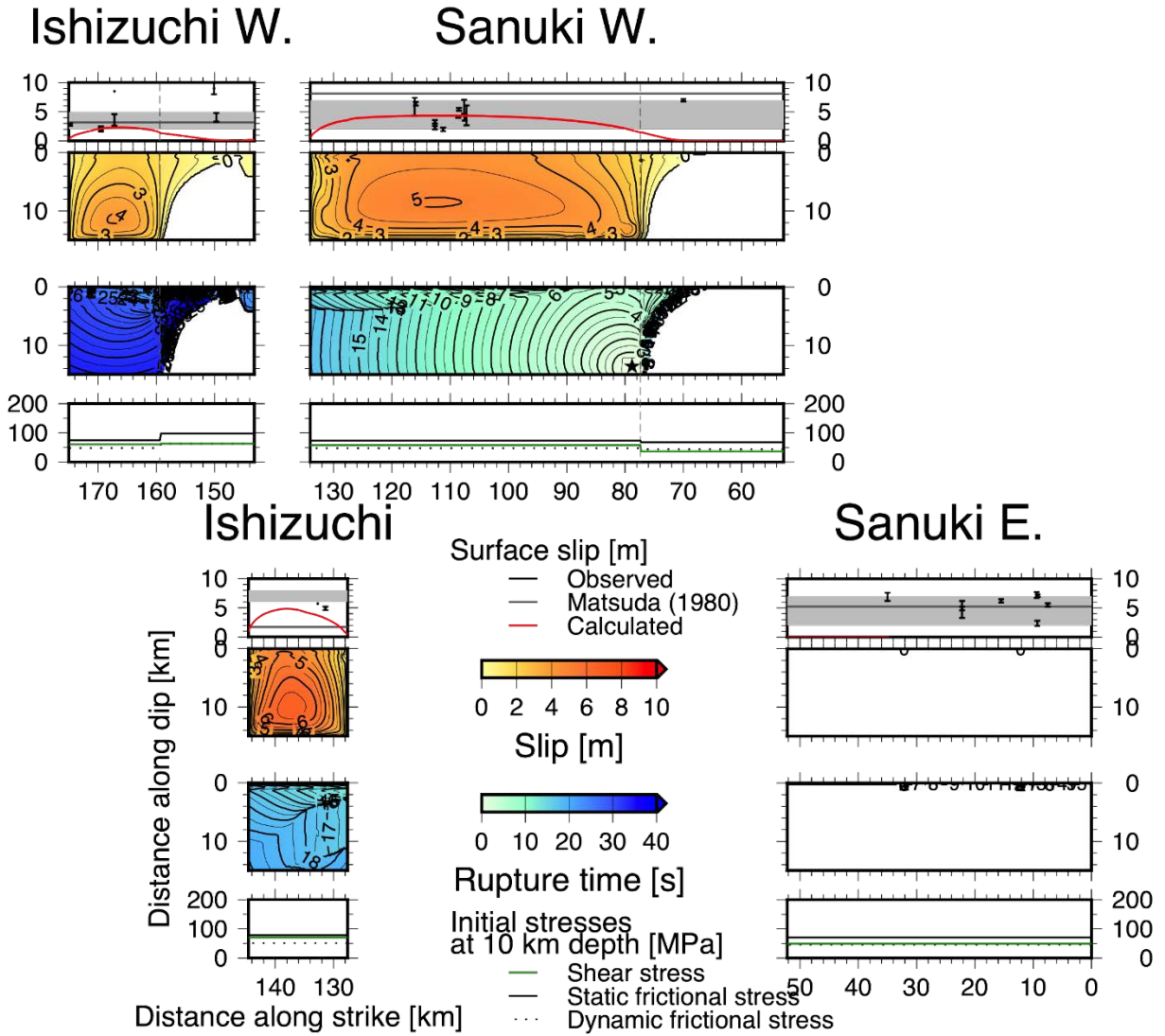
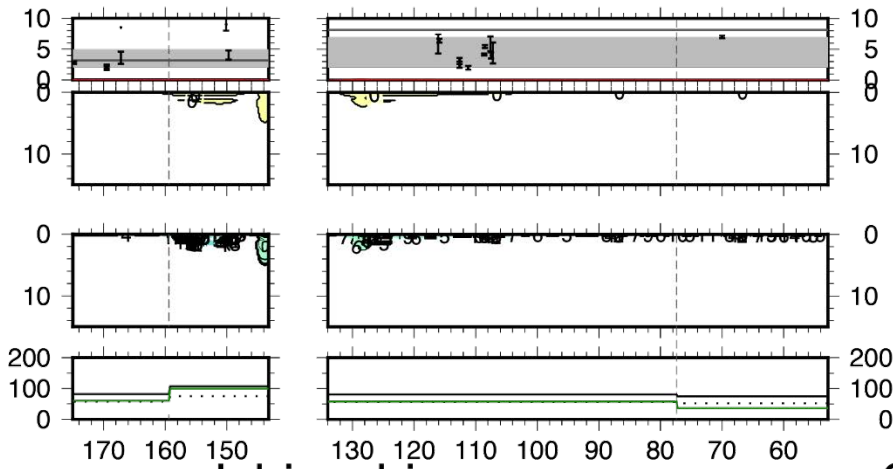


図 32 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間西側が連動した例。 σ_1 は東西、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.58609$ 、 $\mu_d = 0.37877$ で、地震モーメントは $1.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、Mw7.4。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

Ishizuchi W.

Sanuki W.



Ishizuchi

Sanuki E.

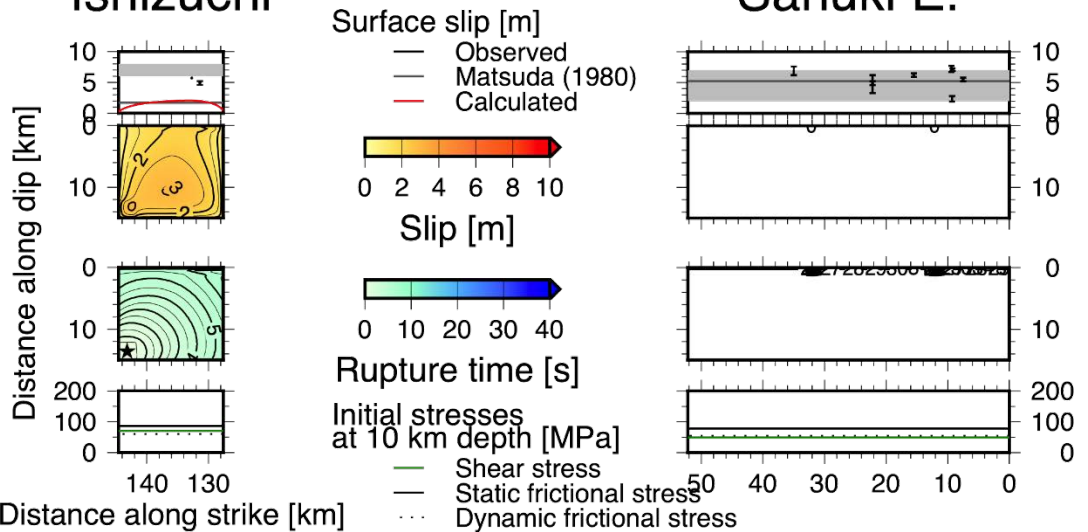


図 33 石鎚山脈北縁区間が単独で活動した例。 σ_1 は東西、応力低下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.64358$ 、 $\mu_d = 0.44939$ で、地震モーメントは $1.7 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 6.8$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

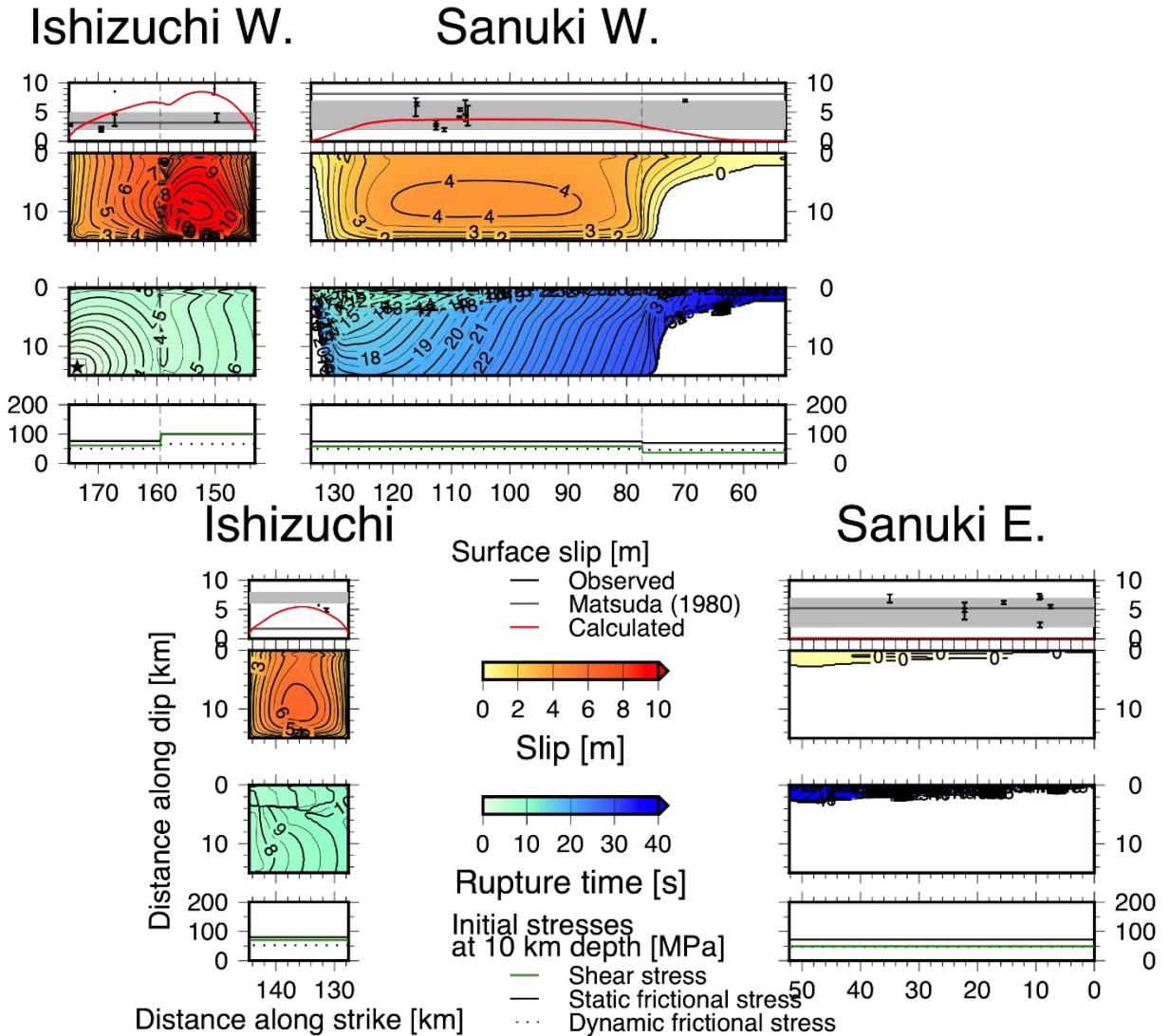


図 34 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した例。 σ_1 は東西、応力低下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.59851$ 、 $\mu_d = 0.39353$ で、地震モーメントは $2.3 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 0.80 z \text{ [MPa]}$$

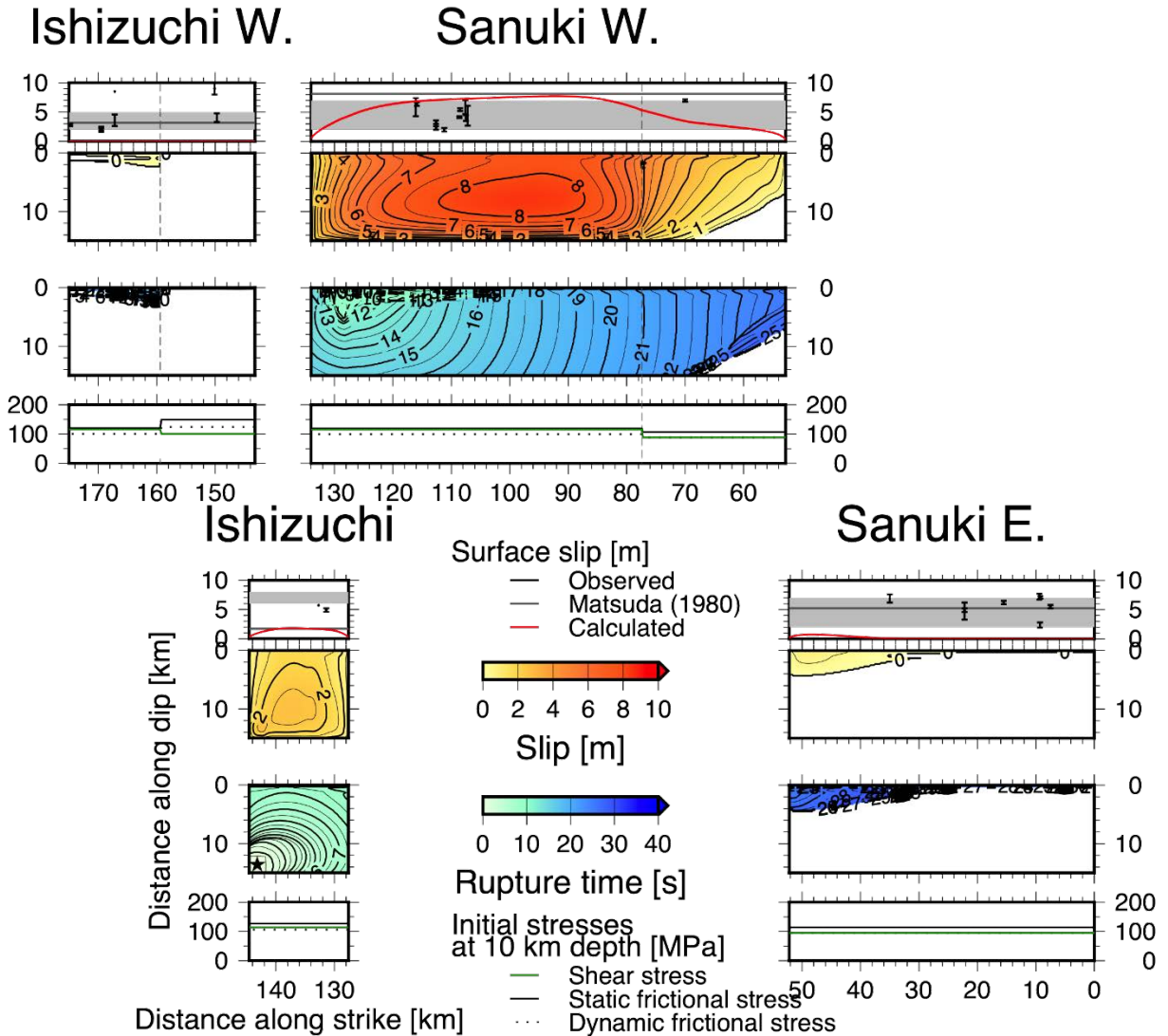
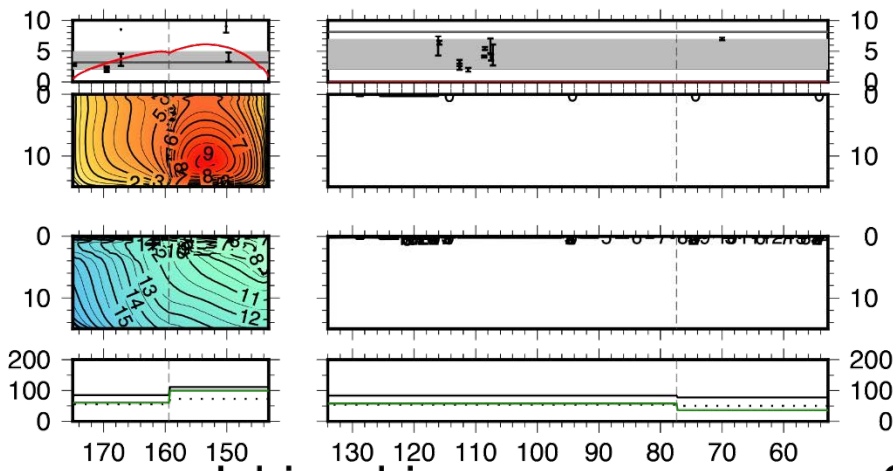


図 35 讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 0.8、 $\mu_s = 0.52783$ 、 $\mu_d = 0.4124$ で、地震モーメントは $2.2 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.20 z \text{ [MPa]}$$

Ishizuchi W.

Sanuki W.



Ishizuchi

Sanuki E.

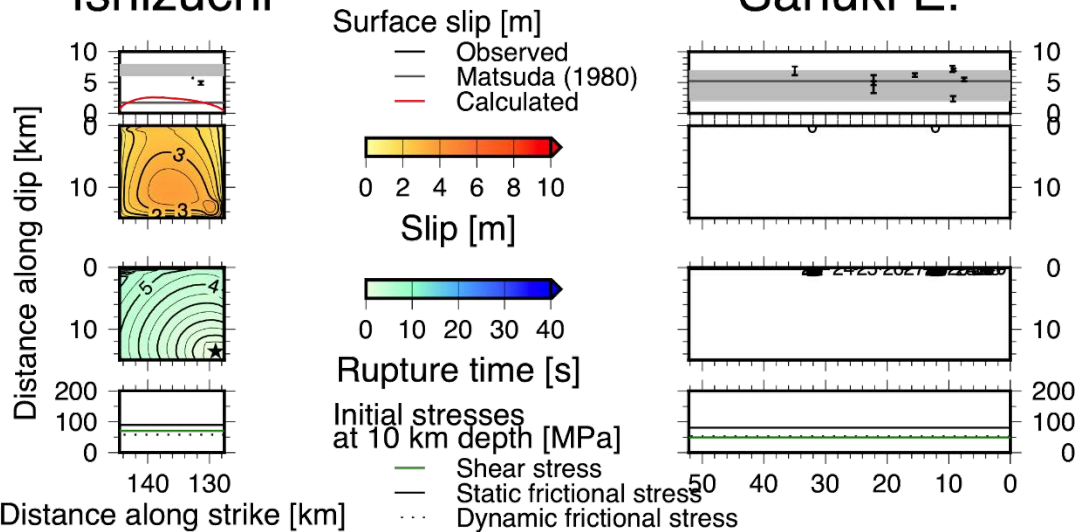


図 36 石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した例。 σ_1 は東西、応力降下量の深さ係数は 1.2、 $\mu_s = 0.66748$ 、 $\mu_d = 0.43445$ で、地震モーメントは $9.8 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.3$ 。

図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

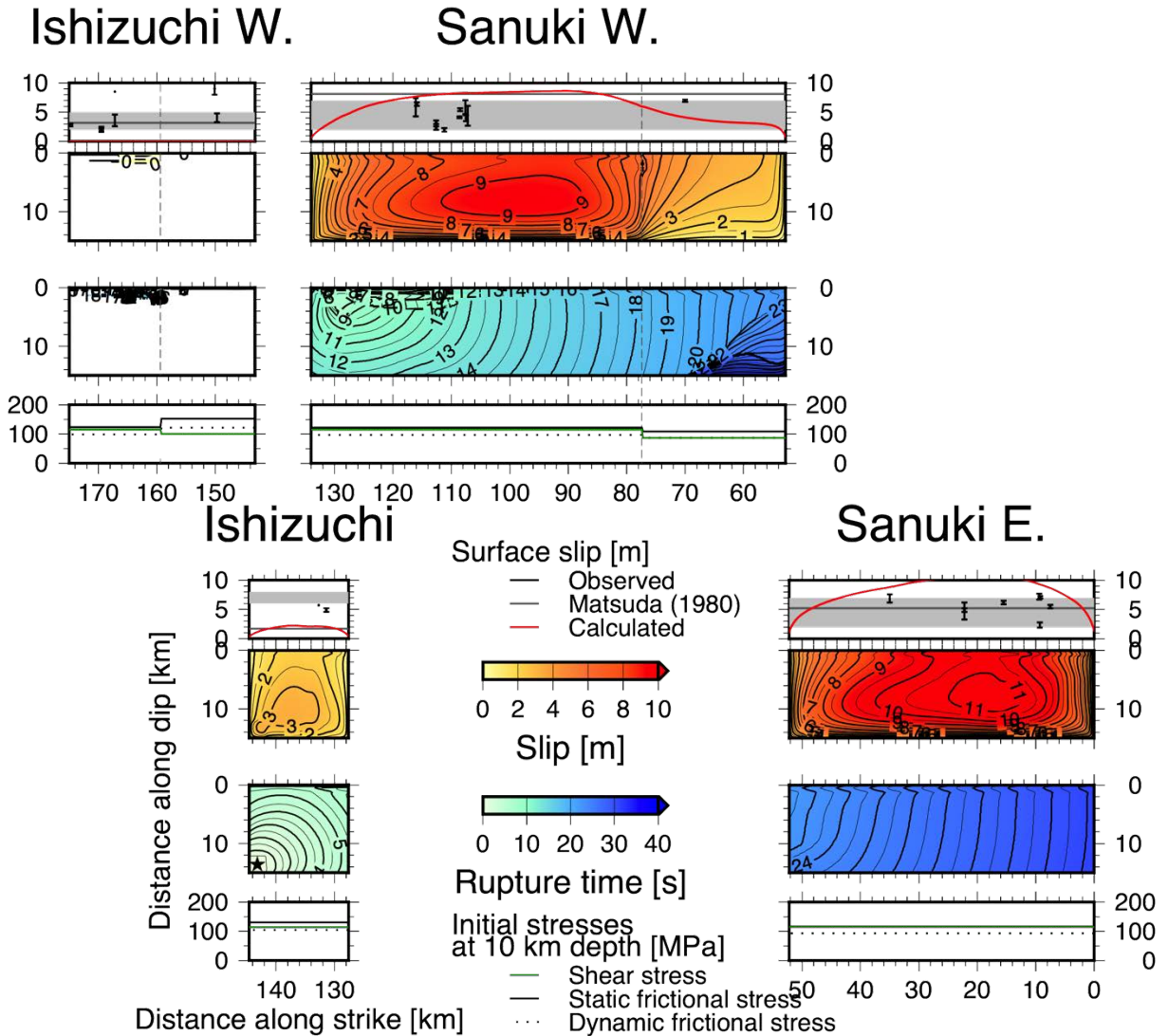


図 37 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間、石鎚山脈北縁区間の 3 区間が連動した例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.54115$ 、 $\mu_d = 0.43291$ で、地震モーメントは $4.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、 $M_w 7.7$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.20 z \text{ [MPa]}$$

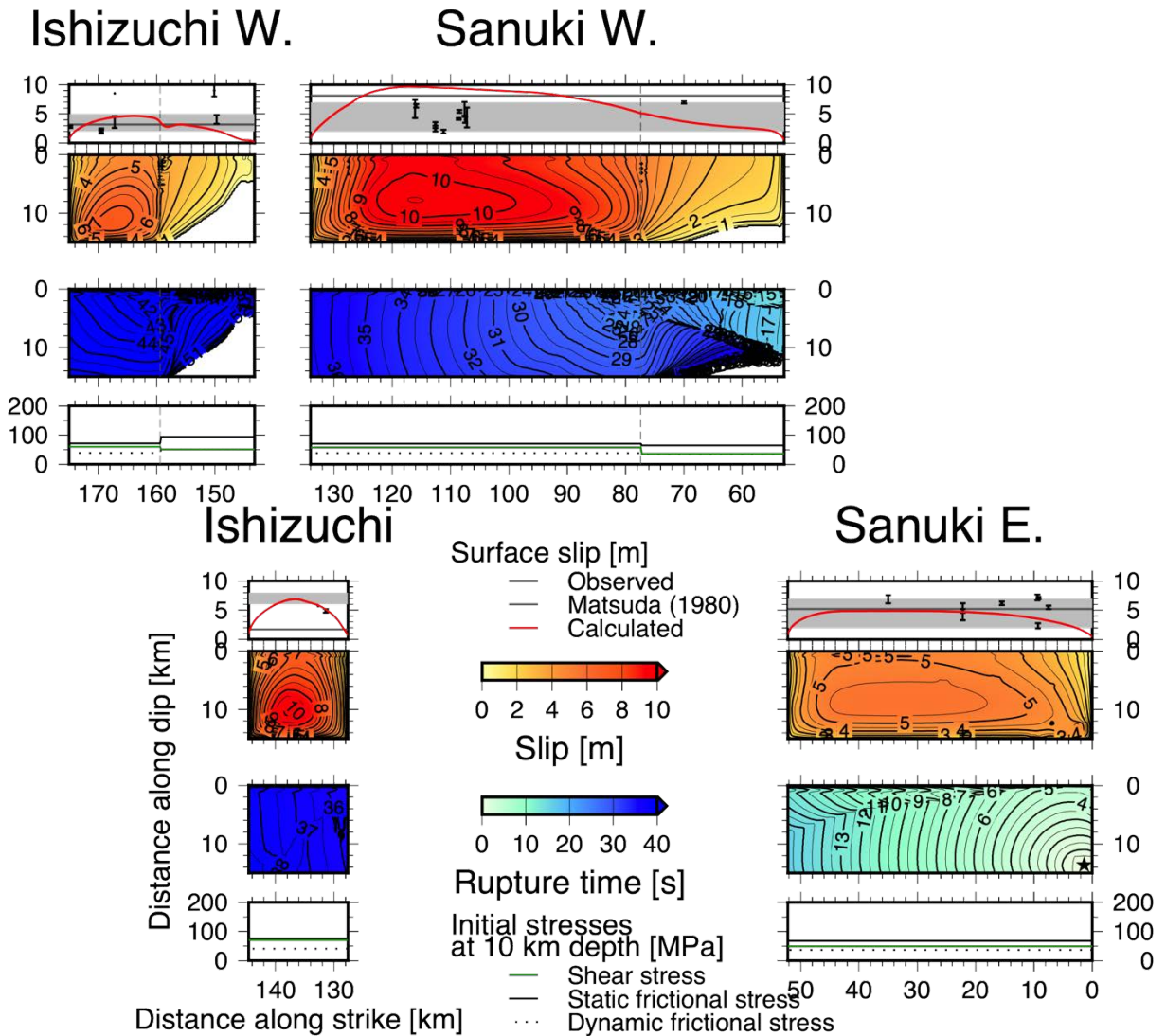


図 38 4 区間すべてが連動した例。 σ_1 は東西、応力降下量の深さ係数は 1.2、 $\mu_s = 0.56360$ 、 $\mu_d = 0.30563$ で、地震モーメントは $4.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.7$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

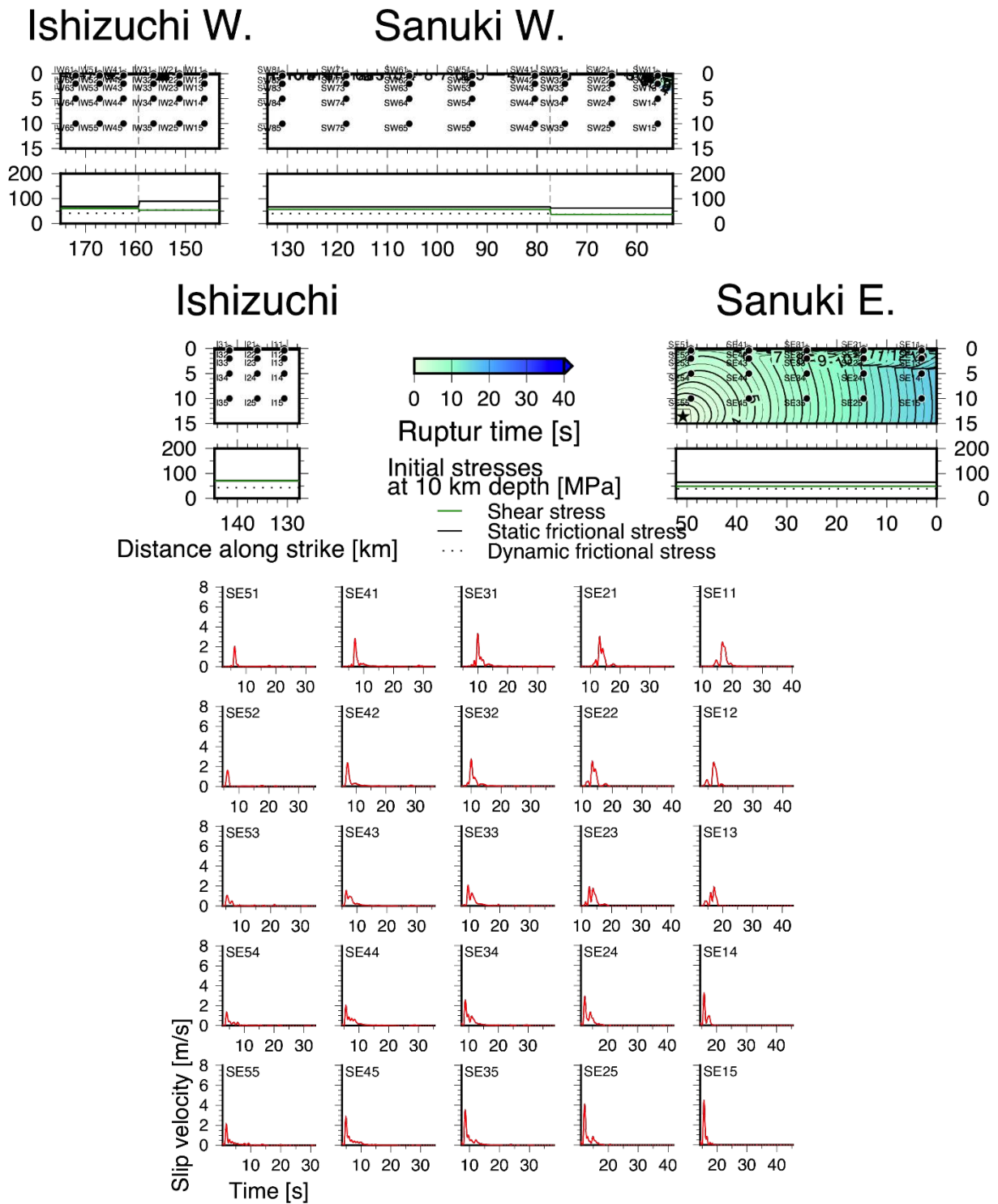


図 39 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例 (図 25) での断層面上のすべり速度時刻歴。表示した点の深さは、浅い方から順に、0、0.4、2.0、5.0、10.0km である。横軸は、各点の破壊時刻の 1 秒前から 30 秒後までを表示している。讃岐山脈南縁東部区間上のもののみ示す。

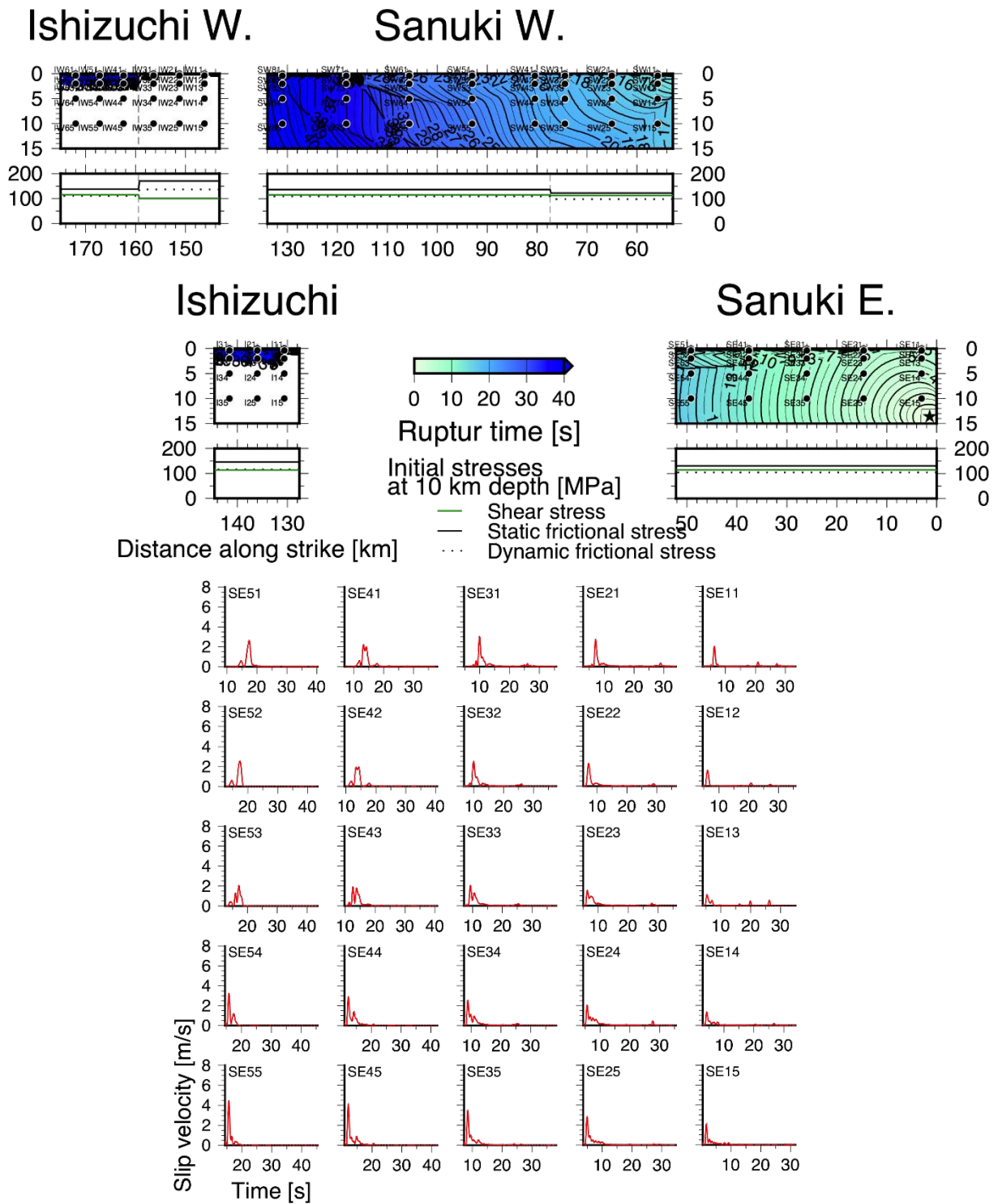


図 40 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した例 (図 29) での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳細は、図 39 と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。

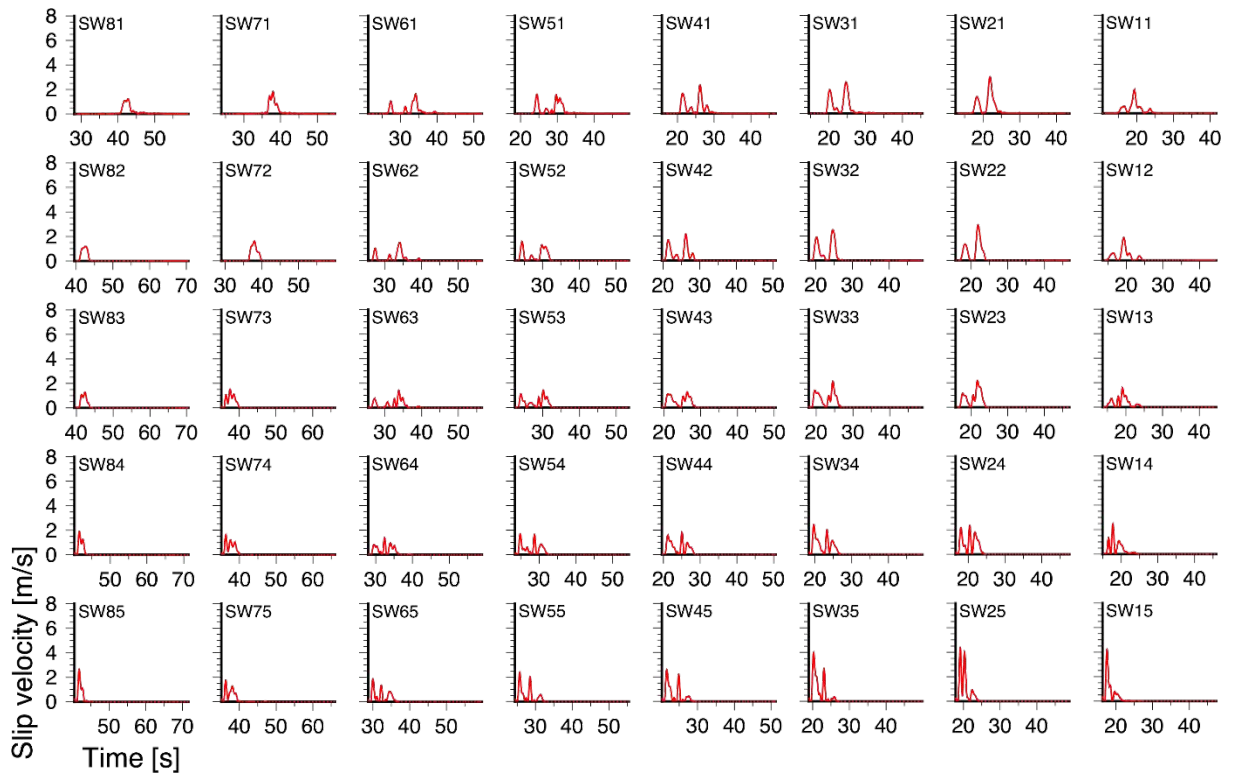


図 40 (続き) (b) 讃岐山脈南縁西部区間。

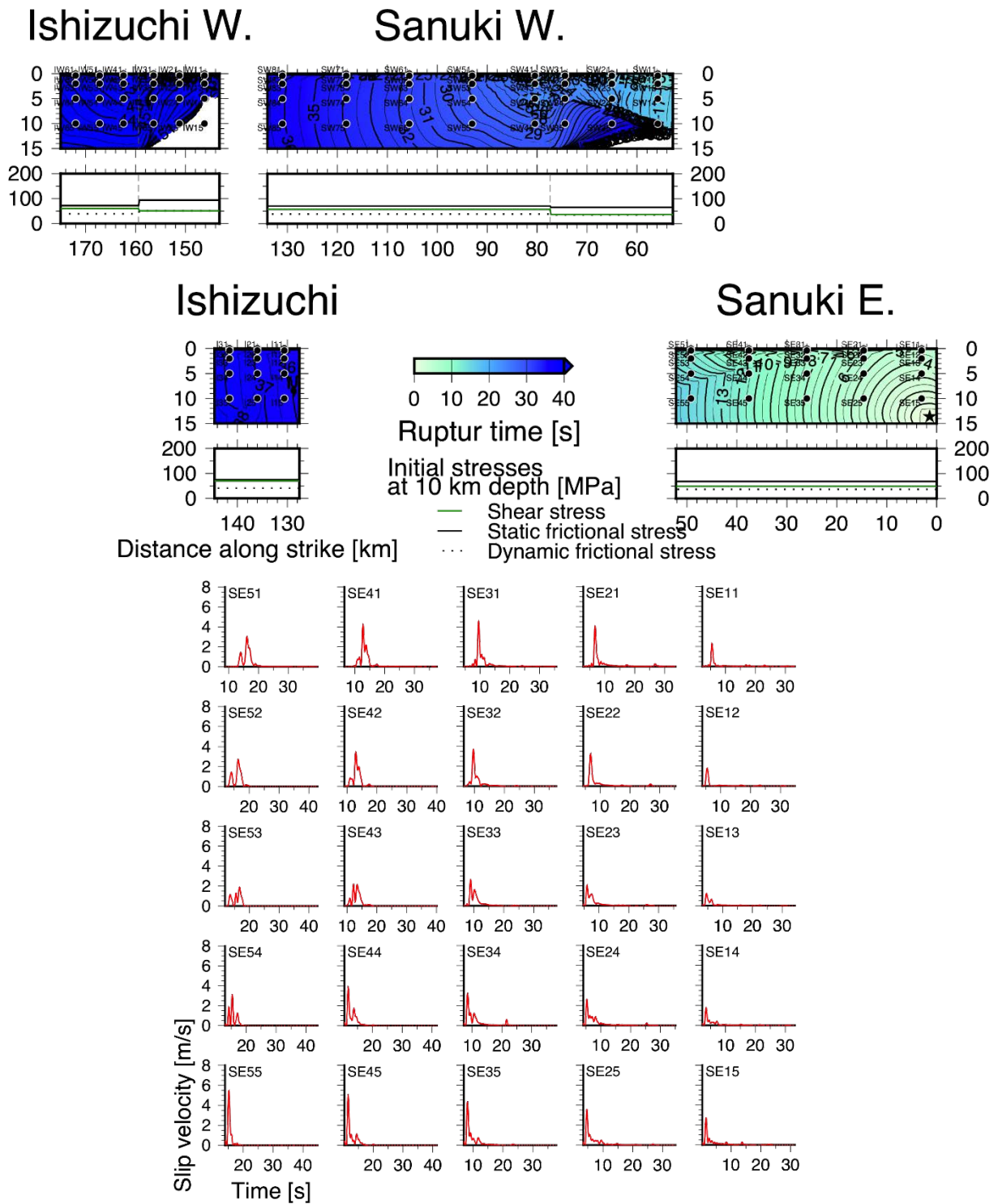


図 41 4 区間すべてが連動した例 (図 38) での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳細は、図 39 と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。

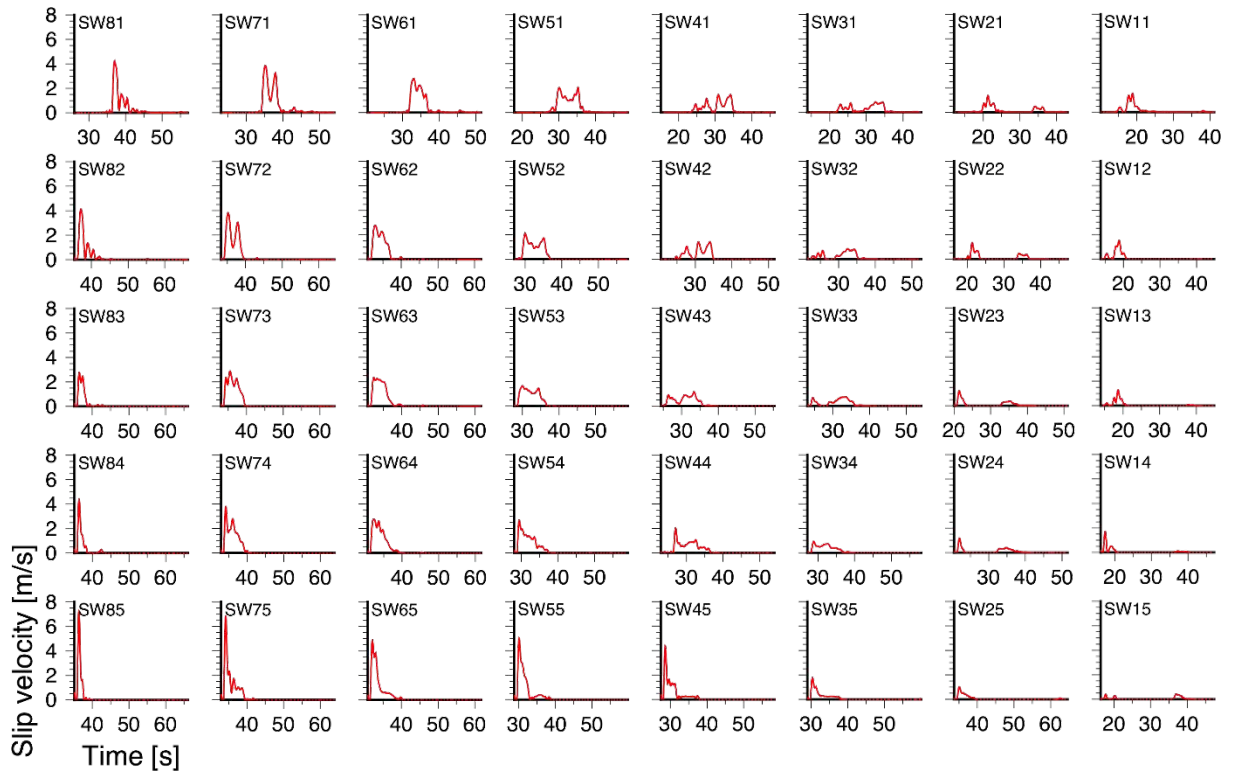


図 41 (続き) (b) 讃岐山脈南縁西部区間。

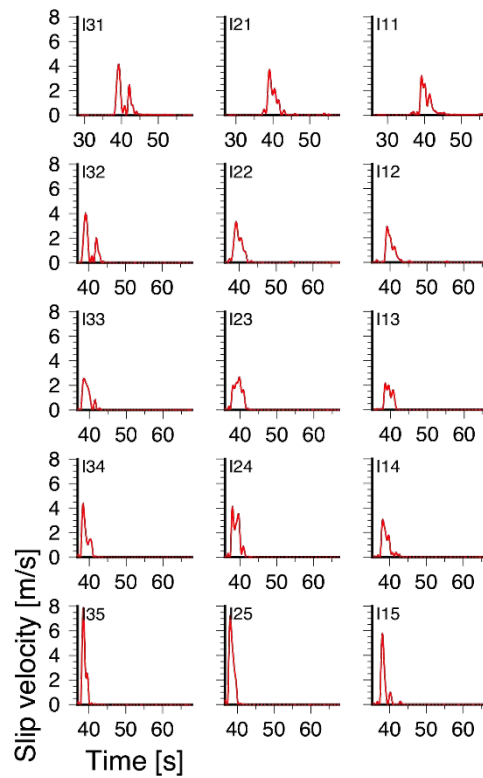


図 41 (続き) (c) 石鎚山脈北縁区間。

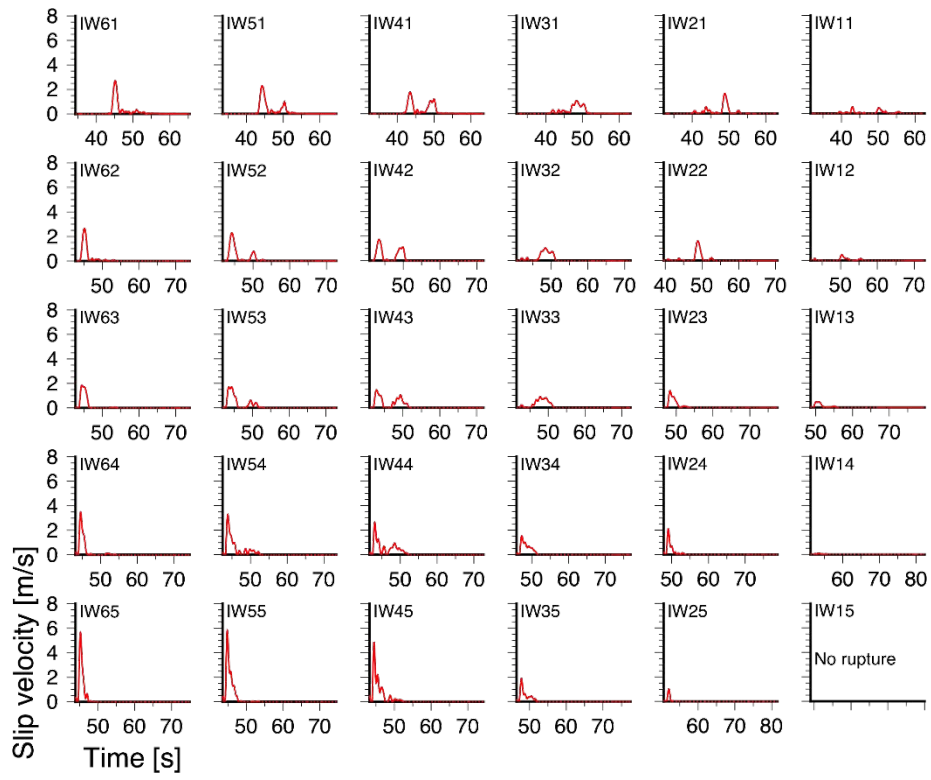


図 41 (続き) (d) 石鎚山脈北縁西部区間。

3) 動的破壊シミュレーションの計算負担を軽減するための手法の検討

Noda et al. (2021) により提案されたエネルギー収支法をベースに、破壊領域や地震規模の上限を制約できるか検討した。本業務で検討している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、1)および2)で実施した動的破壊シミュレーションの結果（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と比較することで、本手法による予測可能性を調べた。

a) 静的すべりモデルの計算手法

エネルギー収支法（Noda et al., 2021）は、正の residual energy (E_R)が地震発生の必要条件であるとして、実現し得る静的すべりモデルを絞り込む方法である。ここで、 E_R は断層すべりによって解放されるエネルギーと消費されるエネルギーの差である。まず応力降下量分布を仮定して静的すべりモデルを作る。次に摩擦構成則を仮定して E_R を計算する。 E_R が正であればそのすべりモデルは実現しうる、負であればそのすべりモデルは実現しない、と判定する。

静的すべり分布の計算には、triangular dislocationの解析解（Nikkhoo and Walter, 2015）を使用した。この解析解では、半無限均質媒質が仮定されている。一方、動的破壊シミュレーションでは半無限均質媒質または2層の水平成層構造を設定した。そこでまず、均質媒質および2層水平成層構造での動的破壊シミュレーションで得られた最終すべり分布と均質媒質での静的すべり分布を比較した。速度構造以外のパラメータ設定と断層モデルは同一とし、比較に用いたパラメータ設定では動的破壊シミュレーションで断層モデルの大部分に破壊が伝播した。均質媒質と2層構造での動的破壊シミュレーションでは、地表付近のすべり分布が異なるものの、全体の傾向はよく似ており、地震モーメント M_0 は、均質媒質 $4.19 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、2層構造 $4.07 \times 10^{20} \text{Nm}$ であった。一方、静的すべり分布では、すべり量が動的破壊シミュレーションに比べ全体的に少し小さく出ること、動的破壊が伝播しなかった領域でも若干のすべりが出ることなどの特徴がみられた。 M_0 は $3.56 \times 10^{20} \text{Nm}$ であり、均質媒質、2層構造での動的破壊シミュレーション結果よりそれぞれ15%、13%小さかった。このことから、エネルギーを議論する際には、速度構造の違いは無視できると考えられる。

静的すべり分布とエネルギー収支の計算に用いる断層モデル、応力降下量分布、摩擦構成則は、動的破壊シミュレーションでの設定（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と同じとした。断層モデルを図23に示す。断層面は、面積が約 0.04km^2 の三角要素から成る。応力降下量分布、摩擦構成則、動的破壊シミュレーションでの破壊開始点の異なる48ケースを検討した。

静的すべりモデルを作る断層区間は、動的破壊シミュレーションで破壊が伝播した区間（以下、動的破壊域）、もしくはそれより広い区間とした。ただし、ここでの「区間」とは断層不連続部と屈曲で区切られた範囲を示し、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部はそれぞれ3つの小区間に分かれている。動的破壊シミュレーションにおいて破壊が断層小区間の一部に広がった場合には、破壊域の面積が小区間の面積の40%以上であればその小区間を静的すべりモデルに入れ、それより小さければ入れないこととした。また、動的破壊域より広い断層区間を計算する際、隣接しない断層区間の組み合わせは検討しなかつ

た。

b) エネルギー収支による最大破壊域の予測

静的すべり分布の計算例として、動的破壊シミュレーションで破壊が讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間に伝播したパラメータで、その二区間での静的すべり分布を計算した結果を図 42 に示す。図 42(a)が動的破壊シミュレーションの結果、図 42(b)が讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間における静的すべり分布である。このケースでの E_R は $1.24 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であり、動的破壊が同区間に伝播したと整合的である。検討した 48 ケース全てで、動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合の E_R は正であった。このことから、エネルギー収支法による予測は動的破壊シミュレーションの結果と整合的であると言える。

次に、エネルギー収支によって最大破壊域を予測できるかを検討するため、動的破壊域より広い区間を仮定した場合の E_R を調べた。図 42 と同じパラメータで、本業務で対象とした断層区間全体での静的すべりを計算した結果を図 43 に示す。応力降下量が負に設定された断層区間では、大きな負の静的すべり量が得られた。しかし、実際には逆向きのすべりはほとんど生じないと考えられるため、静的すべり量が負の領域では、すべり量が 0 であるとしてエネルギーの計算を行った。この場合の E_R は $1.20 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であった。同じパラメータで断層区間を様々に変えた場合の E_R を図 44 にまとめた。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合である。このパラメータ設定では、断層区間の大きさによらず E_R は正であるため、エネルギー収支からは破壊が全区間に広がる可能性を棄却できない。検討した 48 ケースのうち 32 ケースで同様の傾向がみられた。断層区間の大きさによらず E_R が正になる理由として、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外側の区間では、応力降下量が 0 程度か負であることが多く、その断層区間での静的すべり量が 0 程度か負になるため、その断層区間が E_R の計算に影響を与えない、ということが挙げられる。

一方、検討した 48 ケースのうち 7 ケースでは、図 45 のように、動的破壊域よりも広い断層区間を設定すると E_R が負になった。このような場合には、エネルギー収支から、破壊が伝播しうる断層区間の上限を予測することができ、その上限の予測は動的破壊シミュレーション結果と一致していた、と言える。

c) 地震モーメントによる最大地震規模の予測

前項で述べた図 44 のように、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外の区間で静的すべり量が 0 程度か負になるケースでも、破壊域の上限を予測できるかを検討するため、静的すべり分布から地震モーメントを計算した。図 46 は、図 42、43、44 と同じパラメータでの静的すべり分布から地震モーメントを計算した結果である。断層区間が広がっても地震モーメントが増えないことがわかる。そのため、地震モーメントから、起こりうる地震の最大規模を予測できると言える。このようなケースは、検討した 48 ケースのうち 8 ケースあった。これら 8 ケースは、前項で示した、エネルギー収支から破壊域の上限を予測できるケースとは完全に異なっていた。

以上の結果から、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することがで

きた。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

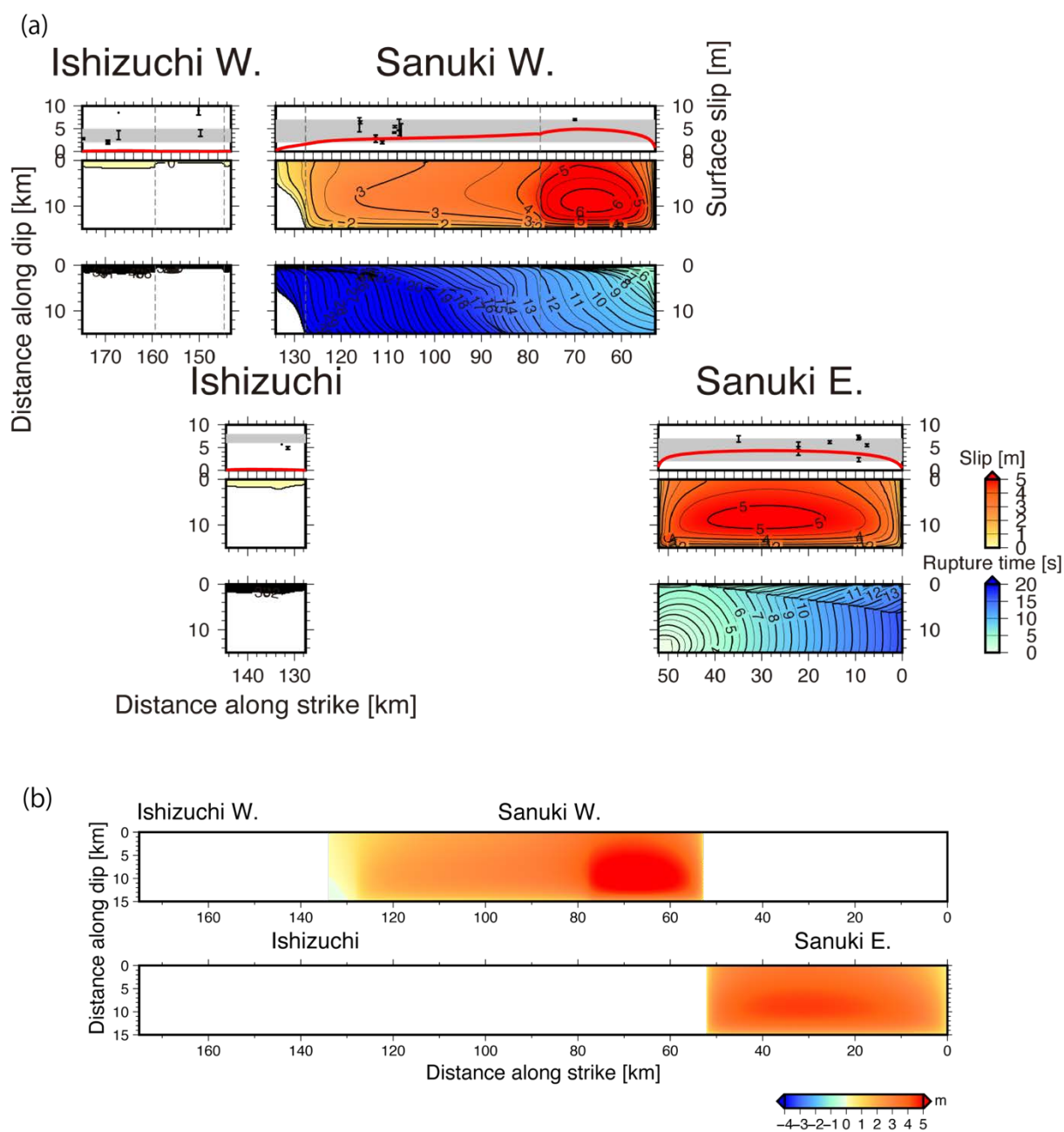


図 42 均質媒質での動的破壊シミュレーション結果 (a) と静的すべり分布 (b) の例。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$ 。(a) それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部, 2017)、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻。(b) 動的破壊が伝播した讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間を仮定。

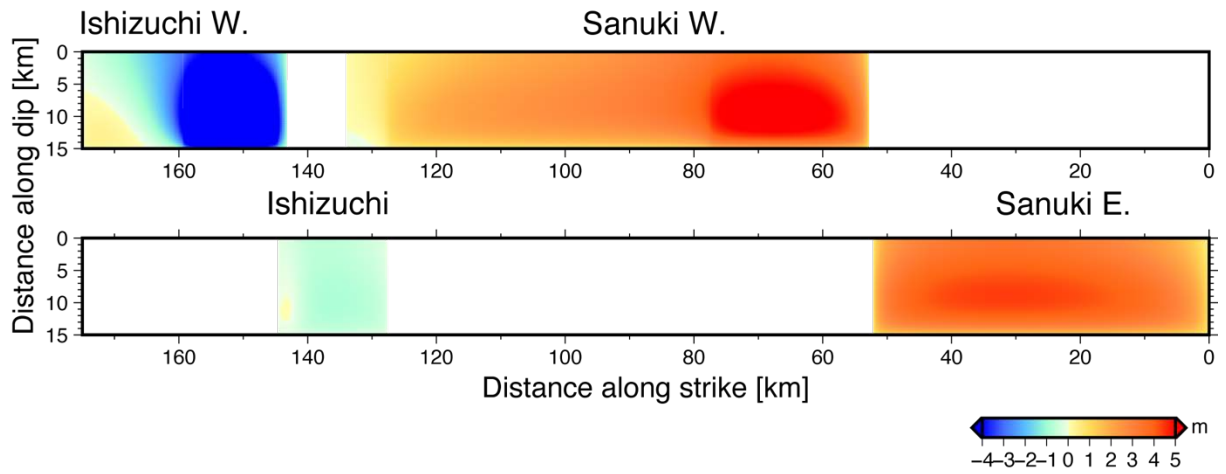


図 43 断層モデルの全区間を仮定した静的すべり分布。パラメータは図 42 と同じ。

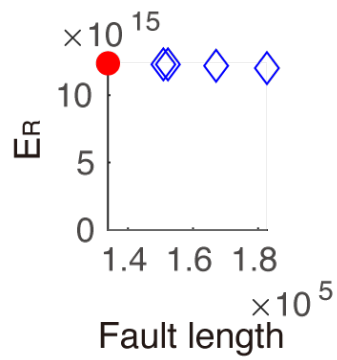


図 44 断層区間の長さ と E_R の関係。パラメータは図 42 と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合 (図 42)、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

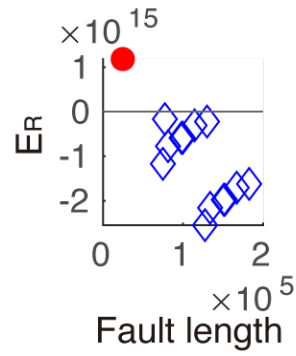


図 45 断層区間の長さ と E_R の関係。 σ_1 は $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.63728$ 、 $\mu_d = 0.50849$ 。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

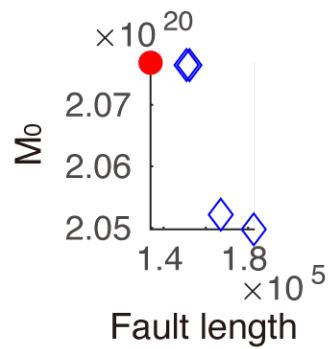


図 46 断層区間の長さ と地震モーメント M_0 の関係。パラメータは図 42 と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

4) 応力場の不均質と活断層の活動履歴を考慮した震源モデルの構築と連動性の検討

a) 断層モデル

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47）。

4区間すべてについて、2)のモデルから断層トレースを見直した。

傾斜角と断層幅は、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、本事業の令和3年度の成果から、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。また、後述する応力場の見直しに伴い、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9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10のように仮定した。

b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の向きは、以下に述べる3通りのモデルを仮定した。このうち前2通りは、2)と同様である。（A）佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、 σ_1 は東西方向、 σ_3 は南北方向とするモデル。（B）令和2年度の本事業サブテーマ3（文部科学省・産業技術総合研究所，2021）において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された σ_1 の向き（N60°W）を用い、それに直交する方位を σ_3 の向きとするモデル。（C）令和3年度の本事業サブテーマ2（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）において解析された、全国0.2°メッシュ応力方位データ（Uchide et al., 2022）の σ_1 の向きを断層走向に沿ってスムージングし、それに直交する方位を σ_3 の向きとするモデル。

最大主圧縮応力（ σ_1 ）および最小主圧縮応力（ σ_3 ）の大きさは、主圧縮応力方向モデルAとBについては、2)と同様、応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 z [km]は深さである。主圧縮応力方向モデルCについては、 σ_1 について前述の値を用い、 σ_3 は応力方位データ（Uchide et al., 2022）の応力比の値から求めた。また、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力（ σ_2 ）は鉛直でかぶり圧に等しいとした。

破壊の始まる領域の応力降下量の深さプロファイルは、以下に述べる2通りのモデルを仮定した。（ α ）深さ10kmまで深さに比例して増え、10km以深では深さとともに減少し、15kmで応力降下量はゼロとなり、15km以深では負の応力降下量となる。（ β ）深さ5kmまで深さに比例して増え、5～10kmでは一定値で、10km以深についてはモデル α と同様。また、臨界すべり量（ D_c ）は、深さ1kmまで深さとともに減少し、1～10kmでは一定値で、10km以深では深さとともに増加すると仮定した。このような仮定の下、モデル α では深さ

10km までの応力降下量の比例定数、モデル β では深さ 5～10km での応力降下量の値を変えて予備的な計算をおこない、断層長と地表のすべり量のスケーリング則(松田・他, 1980)を満たすプロファイルを探した結果、モデル α の応力降下量の比例定数は 1.17、モデル β の応力降下量は 7.9MPa を得た。

主圧縮応力方向モデル 3 通りと応力降下量の深さプロファイルモデル 2 通りとで、応力場モデルは計 6 通りとなるが、そのそれぞれについて、動摩擦係数 (μ_d) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S 値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を 1.3 と仮定し、静摩擦係数 (μ_s) を求めた。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数は概ね 0.2～0.5 程度となった。このときの破壊の始まる領域の応力に関するパラメータの深さプロファイルを図 48 に示す。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則 (図 24; 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。

c) 数値計算手法

数値計算には、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、0.02 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おこない、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。

d) 応力場モデルの感度解析

令和 2～3 年度の本サブテーマの成果 (文部科学省・産業技術総合研究所, 2021, 2022) では、 σ_1 の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の初期応力分布が連動性に大きく影響していることが示されている。そこで、b) で仮定した 6 通りの応力場モデルのそれぞれについて破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、連動のパターンがどのようになるのかを比較した。

i) 応力降下量の深さプロファイルの影響

主圧縮応力方向モデル A (σ_1 は東西方向) で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例) でのすべり分布を図 49 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、4 区間すべてが連動した場合 1 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、および、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通りの、計 6 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 2 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で

活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 2 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通りの、計 12 通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルは同じモデル A で、応力降下量の深さプロファイルモデル β （5～10km で一定値）でのすべり分布を図 50 に示す。モデル α と比較すると、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合に 1 回の活動によるすべり量分布を満たすことができる一方、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁西部区間の一部と石鎚山脈北縁西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。

応力降下量の深さプロファイルが異なっても、区間ごとの応力降下量や強度の大小のパターンが同じため、連動のパターンに大きな差異は生じないことがわかる（図 49、50）。連動のパターンの違いは、モデル α に比べて、モデル β の方が比較的浅いところでの応力降下量が大きい（図 48）ため、地表のすべり量がわずかに大きくなることによって生じていると考えられる。

ii) 主圧縮応力の方向の影響

主圧縮応力方向モデル B（ σ_1 は N60° W）で、応力降下量の深さプロファイルモデル α （深さ 10km まで深さに比例）でのすべり分布を図 51 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通り、および、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部が連動した場合 1 通りの、計 6 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 3 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、讃岐平野南縁東部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 6 通りの、計 12 通りが得られた。

主圧縮応力方向モデル C（ σ_1 は断層走向に沿って変化）で、応力降下量の深さプロファイルモデル α （深さ 10km まで深さに比例）でのすべり分布を図 52 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合 1 通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通り、石鎚山脈北縁区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。

令和 2～3 年度の本サブテーマの成果（文部科学省・産業技術総合研究所，2021，2022）でも示された通り、 σ_1 の向きと走向によって各区間の初期応力分布が決まるため、連動性に大きく影響している（図 49、51、52）。特に、主圧縮応力方向モデル C では、ひとつの区間の中でも初期応力が不均質になるため、区間の途中でも破壊が止まりやすく、大きなイベントが発生しにくい設定になっていることがわかる（図 52）。

e) 活断層の活動履歴を考慮した応力場モデル

i) 標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合

前節までの応力場モデルは、現在の応力場と断層形状のみから構築していた。しかし、MTL では過去数回のイベントが確認されており、断層の活動履歴に関する情報を活用することができる。そこで、応力場モデルの設定方法に、活動履歴に関する情報を導入するため、加瀬・関口（2018）が地震動予測のための地震シナリオ作成に用いた方法を応用することを試みた。

初めに、区間ごとの平均変位速度の比率は、松田・他（1980）のスケーリング則によるすべり量の比率と概ね一致する（地震調査研究推進本部，2017）ことから、1 サイクルに蓄積される応力降下量は、どの区間でも同じとみなし、応力降下量の深さプロファイルモデル α を適用することとする。つまり、各区間は、長期的に見れば、モデル α で決まる応力降下量を蓄積し、破壊によって解放して、動摩擦応力に戻る、と考える。

次に、現在の応力場が、サイクルのどの段階に相当するかを考える。各区間の平均活動間隔は倍半分程度のばらつきの範囲内にあり、各区間の最新活動時期も概ね同時期で、歴史記録からは 16 世紀周辺以前とされる（地震調査研究推進本部，2017）。簡単のため、4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じ場合を考え、標準的な活動間隔は 1100 年、最新活動時期は 440 年前とする。つまり、地震後経過率は 0.4 であるから、現在の剪断応力は、動摩擦応力に応力降下量の深さプロファイルモデル α で決まる応力降下量に 0.4 を乗じたものを足した値となる。ここで、法線応力の時間変化を無視すると、動摩擦応力の分布を得ることができる。また、岩石すべり実験の結果から、静摩擦係数と動摩擦係数の差を定数（川方，私信）と仮定すると、静摩擦係数の分布を得ることができる。この定数として、岩石すべり実験の結果からは 0.09 が示唆される（川方，私信）が、この場合、S 値が 1.0 前後となり、破壊伝播速度が S 波速度を越えることが予測されるため、S 値が 1.3 程度となる 0.12 も用いた。

破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり分布を図 53 に示す。4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じとしているため、区間全体が破壊し、連動もしやすいことがわかる。また、すべての区間でスケーリング則を満たす応力降下量を適用しているため、すべてのシナリオで 1 回の活動によるすべり量分布を満たしており、4 区間すべてが連動した場合 4 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 4 通り、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間が連動した場合 6 通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。このうち、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りについては、サブテーマ 1 の変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的である。変位履歴調査結果から推定されたもうひとつの連動パターン、讃岐平野南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合については、今回のパラメータの範囲では再現されなかった。

一部の区間のみ破壊に留まったシナリオでも、隣接する区間に応力が集中し、やがて破壊が生じると考えれば、長期的には、連動もしくは連鎖によって、全体が破壊すること

が推測され、応力場の設定において4区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通としたことが反映されている。

ii) 区間ごとの活動履歴を考慮した場合

最後に、区間ごとの活動履歴のばらつきを考慮し、より現実的な「次のシナリオ」を推測することを試みる。

各区間の応力降下量については、前節と同様、区間ごとのばらつきは考慮せず、応力降下量の深さプロファイルモデル α を適用することとする。

各区間の平均活動間隔と最新活動時期にはばらつきがある（地震調査研究推進本部，2017）が、「次のイベント」の例として、もっとも危険側のイベントを考え、活動間隔は最短の数値、最新活動時期は最も古い年代を採用し、各区間の次のイベントの年代を求める。その年代が最も早い区間から破壊が始まるとし、応力降下量にその時点での地震後経過率を乗じたものを動摩擦応力に足した値を、初期剪断応力分布とする。この考え方を讃岐山脈南縁東部、同西部、石鎚山脈北縁、同西部区間に当てはめたものを、表 11 に示す。次のイベントが最も早いのは石鎚山脈北縁西部区間で 2101 年となり、その他の区間での 2101 年時点での地震後経過率は、0.47～0.67 となった。

上述の応力場の設定で石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程を図 54 に示す。破壊は石鎚山脈北縁西部区間全体に広がるが、他の区間は連動しなかった。

今回は、もっとも危険側のイベントのみの検討に留まったが、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられることに注意が必要である。

表9 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.)
走向	N71.8°E	N84.2°E	N72.9°E	N80.8°E	N77.3°E
長さ [km]	22.4	11.0	23.4	24.6	52.2
傾斜角	90°				90°
地震発生層の深さ [km]	20				20
幅 [km]	20				20

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.4°E	N60.2°E	N71.8°E	N71.8°E
長さ [km]	15.6	14.8	11.4	28.0
傾斜角	90°			90°
地震発生層の深さ [km]	20			20
幅 [km]	20			20

表10 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

表 11 区間ごとの活動履歴を考慮した場合に用いた活動履歴の数値。

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	1000	900
最新活動時期 [年]	1401	1401	1501	1501
次のイベント 時期 [年]	2101	2901	2501	2401
2101 年の地震 後経過率	1.00	0.47	0.60	0.67



図 47 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。

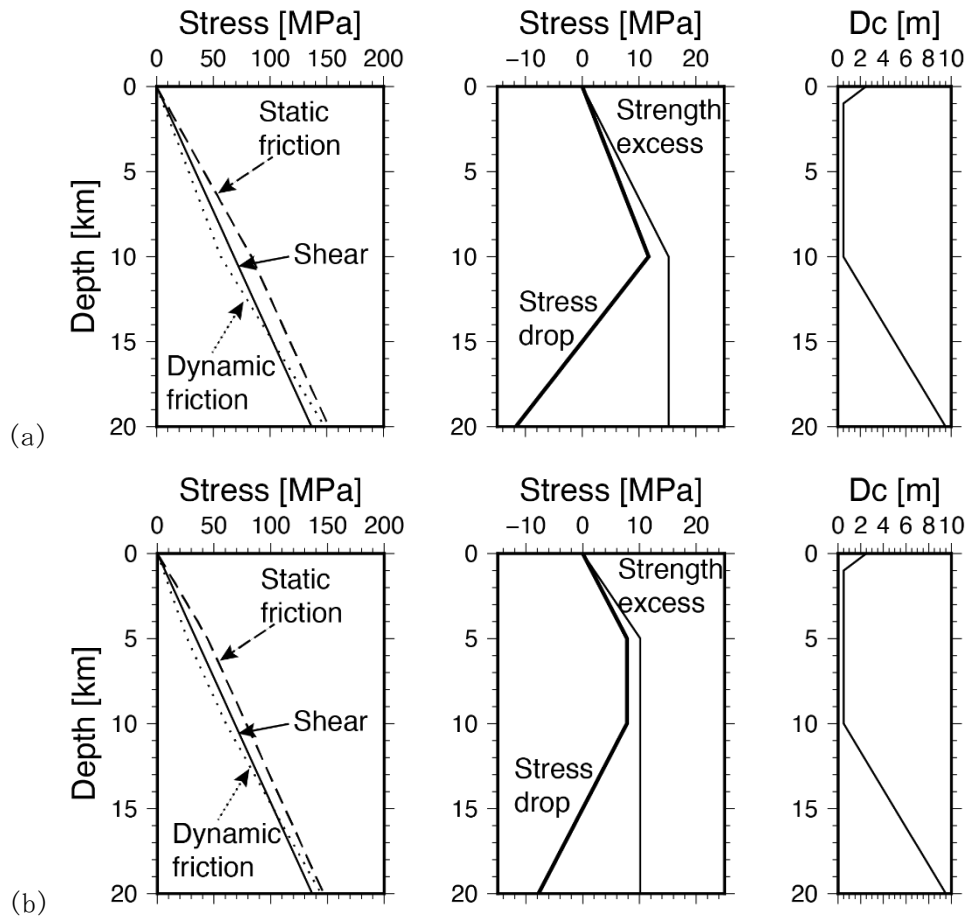


図 48 本研究で用いた応力場モデルの深さプロファイル。(a) 応力降下量の深さプロファイルモデル α 。(b) 応力降下量の深さプロファイルモデル β 。

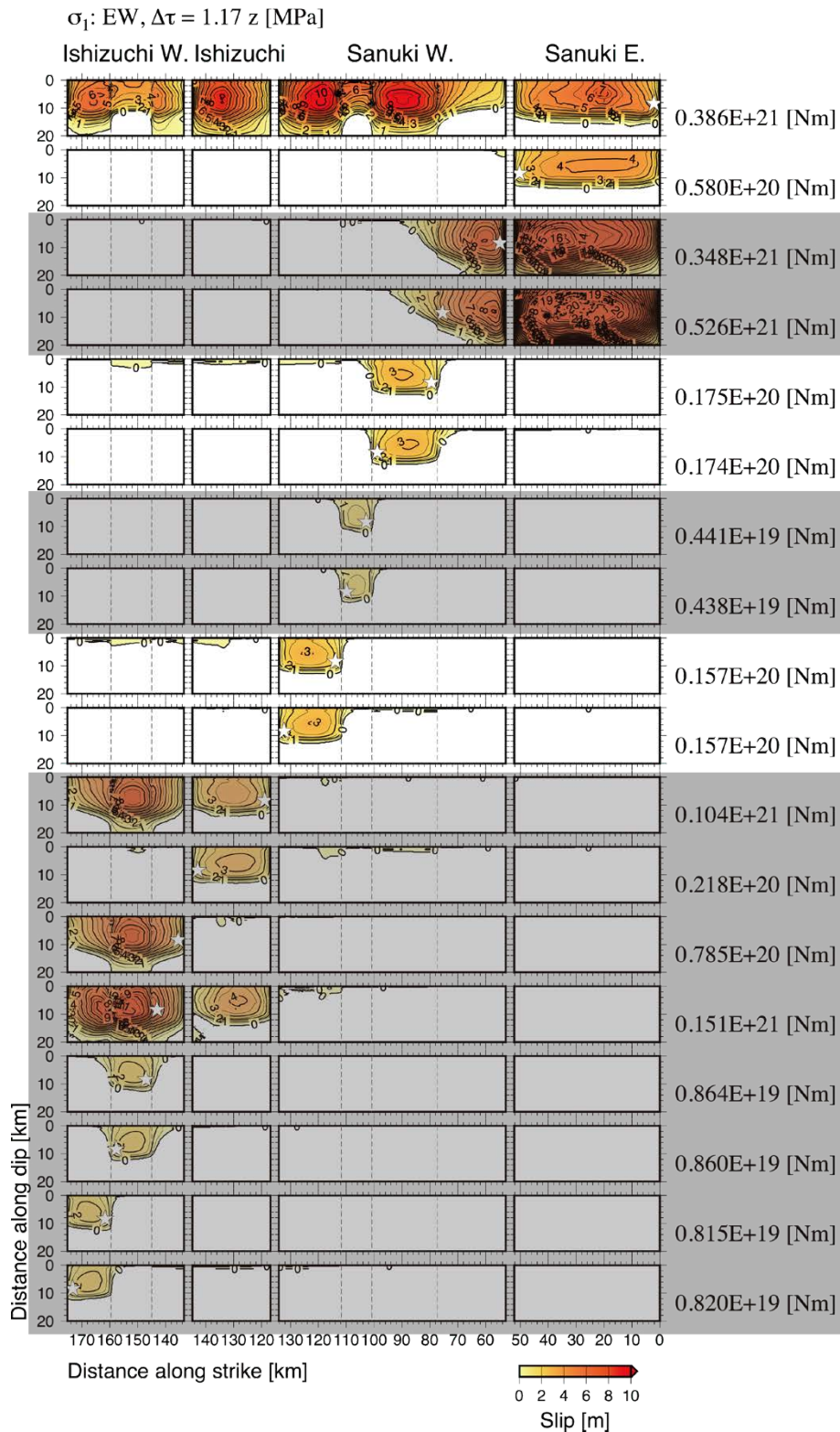


図 49 主圧縮応力方向モデル A (σ_1 は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例)として、破壊開始領域 (星印)を変えたときのすべり分布。右端の数値は、それぞれのシナリオの地震モーメントを示す。網掛けは、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオであることを示す。

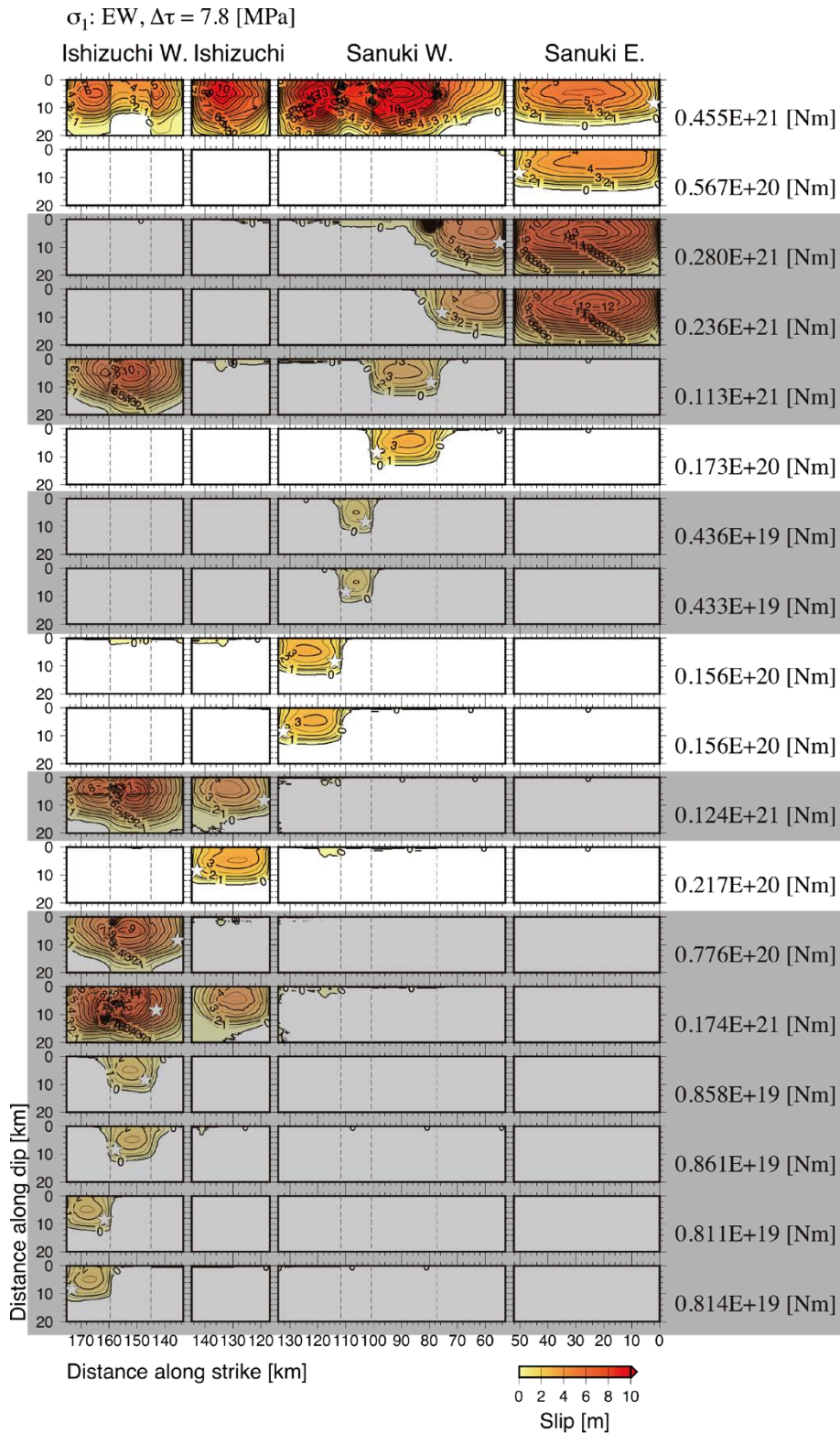


図 50 主圧縮応力方向モデル A (σ_1 は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル β (5~10km で一定値)として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

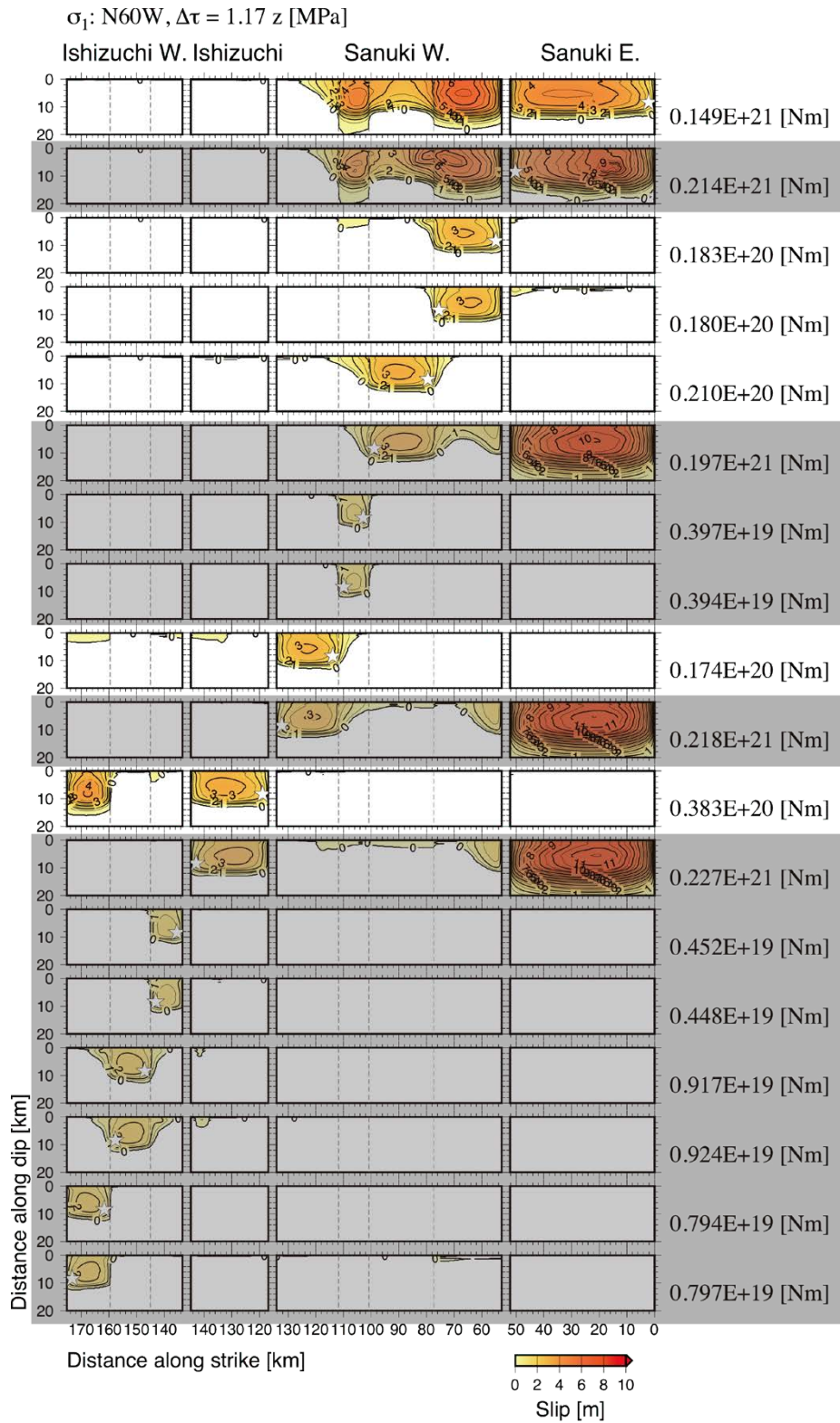


図 51 主圧縮応力方向モデル B (σ_1 は N60° W) で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

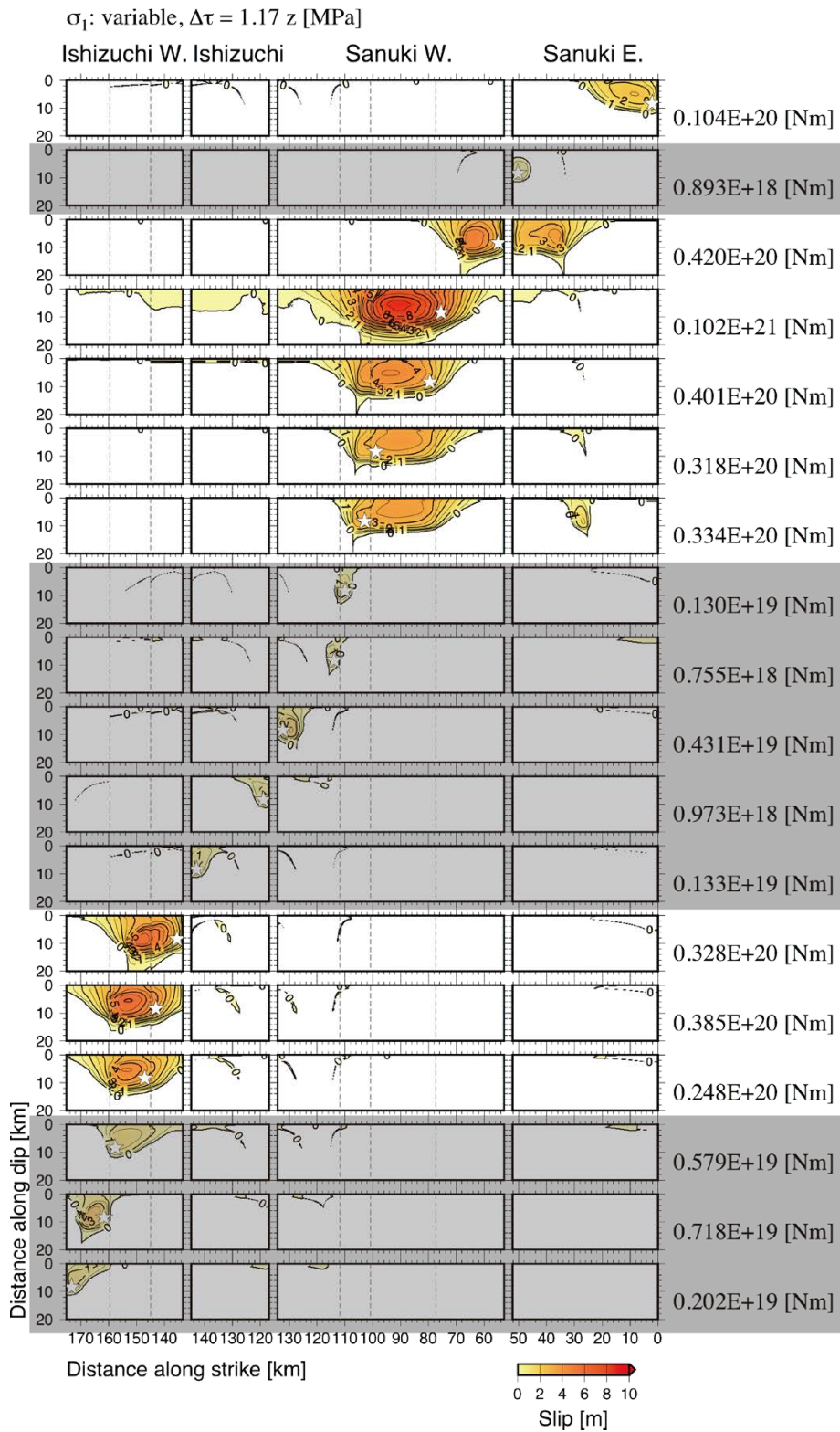


図 52 主圧縮応力方向モデル C (σ_1 は断層走向に沿って変化) で、応力降下量の深さプロファイルモデル α (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

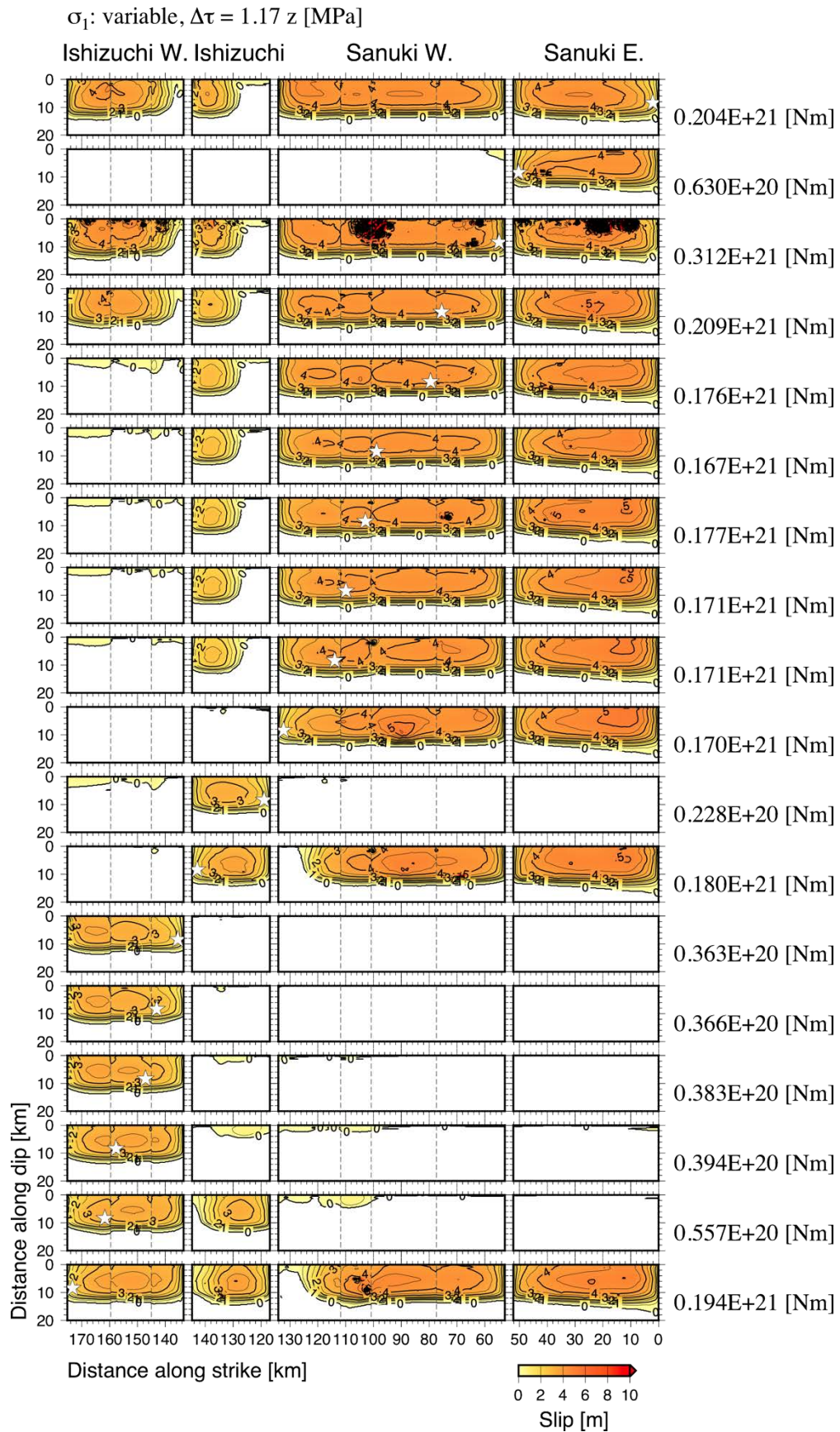
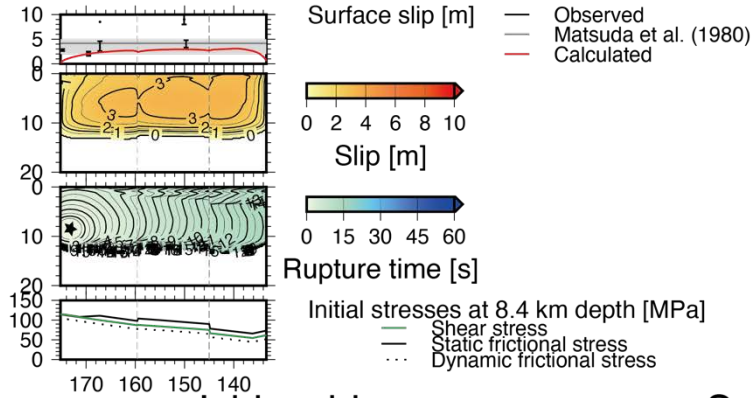


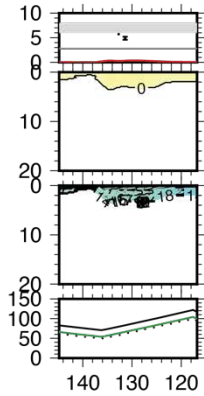
図 53 活動履歴を考慮した応力場モデルで、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。図の詳細は、図 49 と同じ。

σ_1 : variable, $\Delta\tau = 1.17 z$ [MPa], $0.359E+20$ [Nm], Mw 6.97

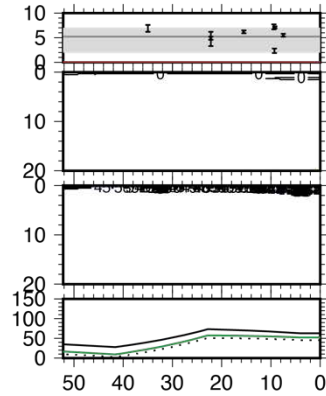
Ishizuchi W.



Ishizuchi



Sanuki E.



Sanuki W.

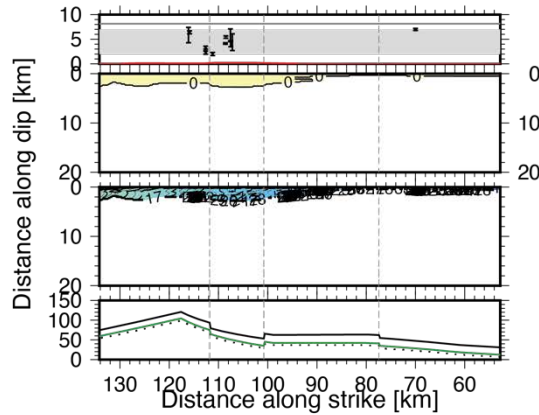


図 54 区間ごとの活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される次のイベントの例。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。地震モーメントは 3.6×10^{19} Nm、Mw7.0。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 8.4km での初期剪断応力、黒実線が深さ 8.4km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 8.4km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

(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、同西部区間を対象として、既存情報と本事業の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。連動パターンは各区間の応力状態に強く依存するが、感度解析の結果、応力降下量の深さプロファイルが異なっても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。また、地震シナリオの多様性を反映して、断層面上のすべり速度時刻歴もモデルごとの応力場の設定に強く依存していることから、連動性の検討はもとより、地震動評価のためにも、より現実を反映した応力場モデルを構築することが重要である。

そこで、本事業では、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法についても検討した。4区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合でも、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。更に、区間ごとの活動履歴を考慮し、各区間の平均活動間隔と最新活動時期をもっとも危険側で評価した場合の例として、石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まり、この区間のみの破壊に留まるシナリオを得た。実際には、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられるため、更なるシミュレーションを積み重ねる必要がある。

しかし、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、動的破壊シミュレーションにおいて多くのパラメータ候補を検討する必要があり、計算機負荷が大きい。そのため、動的破壊シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができるとわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

このような手法を利用しながら、あり得る活動履歴の組み合わせのそれぞれの場合に、どのような破壊過程となるかをシミュレーションすることによって、活断層の連動性や、それぞれの連動パターンの切迫性の評価につながることを期待される。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 5.4.5 (Wessel et al., 2013)、および、6.4.0 (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.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astro.*, 50, 643-668, 1977.

- 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.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 473-481, 2010.
- 加瀬祐子・関口春子, 地形・地質学的データに基づく応力分布を用いた動力学的震源モデル, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会 SSS14-13, 2018.
- 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 年度成果報告書, 91p, 2021.
- 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 3 年度成果報告書, 146p, 2022.
- 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.
- Nikkhoo, M. and T.R. Walter, Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution, *Geophys. J. Int.*, 201, 1119-1141, 2015. doi:10.1093/gji/ggv035.
- Noda, A., T. Saito, E. Fukuyama, and Y. Urata, Energy-based scenarios for great thrust-type earthquakes in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, using an interseismic slip-deficit model, *J. Geophys. Res.*, 126, e2020JB020417, 2021. doi:10.1029/2020JB020417.
- 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.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊, 実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討, *土木学会論文集*, 394, III-9, 71-78, 1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- 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.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 127, e2022JB024036, 2022. doi:10.1029/2022JB024036.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), 409-410, 2013. doi:10.1002/2013E0450001.
- 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.

4. 全体成果概要

これまで未解明であった主要活断層帯を震源とする連動型巨大地震の発生確率算出や連動条件の検討を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標として、本年度は中央構造線断層帯の讃岐山脈南縁東部区間から讃岐山脈南縁西部区間を主な対象として、以下の調査研究を実施した。

サブテーマ1「変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査」では、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間を主な対象として、変位履歴を解明するための地形地質調査を実施した。石鎚山脈北縁区間・岡村断層の大生院地区において、ドローンLiDAR計測、3Dトレンチ調査を実施し、過去2回の活動時期と活動間隔、地震時変位量を明らかにした。その結果、最新活動は西暦1440年以降の1596年地震相当、先行するイベントは西暦1250～1400年に限定され、最近2回の活動間隔は200～350年と推定された。最新の地震時変位量は、既往の調査結果から右横ずれ5.7m程度、先行するイベントでは2.6m程度が推定された。地震断層長と変位量のスケーリング則等から、最新の活動は石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の連動型イベント、先行するイベントは岡村断層単独のイベントと判断した。石鎚山脈北縁西部区間・川上断層の横黒地点において、ドローンLiDAR計測、トレンチ調査、S波反射法地震探査を実施した。その結果、最新活動時期は西暦1630年以前に限定され、地震時変位量は右横ずれ3.5m、上下変位1.1mであった可能性が明らかになった。令和2～4年度の変位履歴を四国陸域の4区間で整理して、過去の連動型イベントを抽出した。1596年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは9月1日の伊予地震に相当し、その連動間隔は2600～2900年と推定された。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは9月4日頃に生じたもので、その連動間隔は3800～4000年と算出された。これらの連動履歴を用いて、ポアソン過程に基づき今後30年間の連動型地震の発生確率を試算した。

サブテーマ2「地殻応力場推定のための微小地震解析」では、令和3年度までに実施した中央構造線断層帯周辺の震源分布再決定、震源メカニズム解分布から、地下における震源断層の位置や形状を検討した。また、メカニズム解等から推定される周辺の応力場が中央構造線断層帯をすべらせやすいかどうかをSlip TendencyとFault Instabilityの指標を基に検討した。震源分布と震源メカニズム解の分布のみからは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきいう結論を得ることはできなかった。ただし、いずれのモデルでも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方が非常にすべりやすいことがわかった。

サブテーマ3「三次元FEMによる断層モデルの高度化」では、大別して(1)スケーリング則の拡張、(2)拡張したスケーリング則を用いた変位解析、(3)断層面間の相互作用評価を実施した。これまで用いていた断層面上の接線剛性に対するスケーリング則は、松田式に基づいて設定していたものの、断層線長が80kmまでしか対応させておらず、断層線長が80km以上については、80kmのケースと同じ剛性値を設定していた。そこで、讃岐山脈南縁西部区間は断層線長が100kmを超えているため、これに対応できるように松田式を外挿してスケーリング則を拡張した。拡張したスケーリング則を用いて変位解析を実施した結果、讃岐山脈南縁西部区間中央部ですべり量が従来の5.9mから8.4mへと1.4倍大きなものとなった。なお、スケーリング則の拡張は、令和2～3年度の結論として得られた広域

応力場の方位：N60° W、断層面傾斜角：ほぼ鉛直について影響を及ぼすものではないことを確認した。さらに、断層面間の相互作用を評価するため、ある断層面が単位量ずれた際に近接する周辺断層面に及ぼす影響を静的な応力変動の観点から検討した。その結果、断層面のオーバーラップ端で応力変動量が大きくなる領域を明らかにした。

サブテーマ4「動的破壊シミュレーションによる連動性評価」では、まず計算負荷が大きい動的シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3のみで、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができるとわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニング手法として活用できると考えられる。また、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、既存情報と本事業の令和3年度の成果を基に震源モデルを構築した。加えて、応力場に関する感度解析をおこなった結果、応力降下量の深さプロファイルが異なる場合でも連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることが可能となった。

また、これらの各サブテーマの個別の調査研究に加えて、地表から地下の断層形状を合理的に推定するため、すべてのサブテーマの知見と従来の調査研究成果を整理・統合し、第四紀以降の断層変位・変形や地震活動等を説明する断層モデルを検討した。その結果、活断層としての中央構造線断層帯の深部形状は、ほぼ鉛直ないし高角な断層面と判断された。

以上のように、1) 石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の新たな変位履歴調査結果と四国陸域全域の連動型イベントの抽出と発生確率の試算、2) 微小地震の震源再決定とメカニズム解の分布による震源断層形状およびすべりやすさの検討、3) 長さ80km以上の区間に対するスケーリング則の拡張と変位解析、および断層面間の静的相互作用評価、4) 動的破壊シミュレーションの計算負荷低減へ向けたスクリーニング手法の検討および変位履歴を考慮した応力場モデル設定と動的破壊シミュレーションの実施などの新たな知見が得られた。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
近藤久雄	長大活断層の連動性評価の研究－活断層調査と断層変位計算－	第34回地質調査総合センターシンポジウム	令和3年11月
Kondo, H., Kurosawa, H., Kimura, H., Goto, H.	Preliminary results of 3D trench survey on the Naruto Minami fault, the Median Tectonic Line active fault system, southwest Japan	AGU Fall Meeting 2021	令和3年12月
Kimura, H., Kondo, H., Yamoto, M., Kurosawa, H.	Shallow subsurface structure of the Naruto fault, the Median Tectonic Line active fault system, southwest Japan, revealed by S-wave seismic reflection profiling	AGU Fall Meeting 2021	令和3年12月
木村治夫・近藤久雄・今吉隆・竹本哲也	中央構造線断層帯鳴門南断層（阿波大谷地点）における地中レーダ探査によって検出された横ずれ変位	日本活断層学会 2022年度秋季学術大会	令和4年11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) 三次元 FEM による断層モデルの高度化

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
竿本英貴	断層変位に起因して生じるプルアパート構造についての有限要素解析	土木学会論文集 A1(構造・地震工学)	令和2年2月(受理)
竿本英貴	Parametric study on ground surface deformation forming pull-apart basin	日本地球惑星科学連合 2020年大会	令和2年5月
竿本英貴	断層変位によって形成されるプルアパート構造についての有限要素解析	土木学会 第75回年次学術講演会	令和2年9月
竿本英貴	断層変位に起因して生じるプルアパート構造についての有限要素解析	第40回地震工学研究発表会	令和2年10月
竿本英貴・近藤久雄	有限要素解析による諏訪湖周辺断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー	日本地球惑星科学連合 2021年大会	令和3年6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) 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	長大活断層の連動性評価の研究ー地殻応力場と数値シミュレーションー	第34回地質調査総合センターシンポジウム	令和3年11月
加瀬祐子・浦田優美	動力学的震源モデルに基づく中央構造線断層帯の連動性の検討	日本地震学会 2021年度秋期大会	令和3年10月

加瀬祐子・ 浦田優美	動力的震源モデルに基づく中 央構造線断層帯の連動性の検討 (その2)	日本地震学会 2022 年度秋 期大会	令和 4 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

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カ年の計画で実施した。最終的な成果は、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案・確立することを目標とし、「活断層の長期評価手法（暫定版）」、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が実施されてきた。これらの既往調査研究成果に加え、本研究課題では下記の4つのサブテーマで成果の共有や連携を図りつつ、連動型巨大地震を評価するための新たな観点から調査研究を実施した。

1) 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査では、令和2～4年度の変位履歴を四国陸域の4区間で実施し、その結果を整理して過去の連動型イベントを抽出した。1596年文禄地震に対比される最新活動では、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動パターンは9月1日の伊予地震に相当し、その連動間隔は2600～2900年と推定された。また、讃岐山脈南縁西部区間と東部区間の連動パターンは9月4日頃に生じたもので、その連動間隔は3800～4000年と算出された。これらの連動履歴を用いて、ポアソン過程に基づき今後30年間の連動型地震の発生確率を試算した。

2) 地殻応力場推定のための微小地震解析では、四国地方の中央構造線及びその周辺地域で地震波走時トモグラフィ解析を実施し、3次元地震波速度構造を再構築して微小地震の震源再決定を行った。また、メカニズム解等から推定される周辺の応力場が中央構造線断層帯をすべらせやすいかどうかをSlip TendencyとFault Instabilityの指標を基に検討した。震源分布と震源メカニズム解の分布のみからは、北傾斜と鉛直断層のいずれのモデルに対しても明確な証拠はなく、どちらかのモデルだけを採択すべきという結論を得ることはできなかった。ただし、いずれのモデルでも現在の応力場で断層がすべりやすいが、特に鉛直断層の方が非常にすべりやすいことがわかった。

3) 三次元FEMによる断層モデルの高度化では、有限要素メッシュのプロトタイプを改良し、地下の任意の深さで断層面の折れ曲がりを表現することを可能にした。これをもとにして、中央構造線断層帯の震源断層面の傾斜角度に関する2つの仮説（北傾斜仮説と高角仮説）について、既存文献のモデル形状を設定して、それぞれの妥当性を力学的な観点で検討した。傾斜角や最大主応力方位を様々に変化させたパラメトリックスタディーの結果、高角仮説が合理的なモデル形状と判断でき、北傾斜仮説は棄却された。さらに、讃岐山脈南縁西部区間は断層線長が100kmを超えているため、これに対応できるように松田式を外挿してスケーリング則を拡張した。拡張したスケーリング則を用いて変位解析を実施した結果、讃岐山脈南縁西部区間中央部ですべり量が従来の1.4倍大きなものとなり、より妥当な地表変位を再現することが可能となった。

4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、既存情報と本事業の令和3年度の成果を反映して震源モデルを構築し、連動可能性について検討した。計算負荷が大きい動的シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、

検討したパラメータのうちの約 1/3 のみで、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。さらに、四国陸域の 4 区間を対象として、既存情報と本事業の成果を基に震源モデルを構築した。応力場に関する感度解析をおこなった結果、応力降下量の深さプロファイルが異なる場合でも連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることが可能となった。

また、これらの各サブテーマの個別の調査研究に加えて、地表から地下の断層形状を合理的に推定するため、すべてのサブテーマの知見と従来 of 調査研究成果を整理・統合し、第四紀以降の断層変位・変形や地震活動等を説明する断層モデルを検討した。その結果、活断層としての中央構造線断層帯の深部形状は、ほぼ鉛直ないし高角な断層面と判断された。

以上のように、本事業では各サブテーマの調査研究成果で新たな知見が得られただけでなく、各項目の新知見を反映した断層モデル形状の推定やモデル構築と改良など、相補的に連携した成果も挙げることができた。本事業で提示した連動型地震の評価手法をプロトタイプとして、さらに改良を加えることにより、より一般的な主要活断層帯から生じる連動型地震の長期的な発生可能性評価、連動時の詳細な地震規模と三次元的な変位分布、応力降下量や破壊伝搬方向を考慮した連動条件等を評価していくことが可能と期待される。

7. 外部評価委員会

7. 1 活動報告

「連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」外部評価委員会（第1回）

日時 令和3年3月24日（水） 13時30分～15時30分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所つくば中央第七事業所（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

「連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」外部評価委員会（第2回）

日時 令和4年3月29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つくば中央第七事業所（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

「連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」外部評価委員会（第3回）

日時 令和5年3月30日（木） 13時30分～15時30分
場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所つくば中央第七事業所（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
国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部	汐見勝彦委員
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）
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 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 竿本英貴
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 加瀬祐子

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震・防災研究課 水藤 尚
文部科学省研究開発局地震・防災研究課 落 唯史

2. 受託機関の研究者

一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所 木村治夫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 藤原 治

(第2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
国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部 汐見勝彦委員
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)
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 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 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 竿本英貴
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 加瀬祐子
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 浦田優美

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震・防災研究課 川畑亮二
文部科学省研究開発局地震・防災研究課 白濱吉起

2. 受託機関の研究者

一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所 木村治夫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 藤原 治

(第3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
国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部	汐見勝彦委員
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）
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	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	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	竿本英貴
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	加瀬祐子
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	浦田優美

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震・防災研究課	川畑亮二
--------------------	------

2. 受託機関の研究者

一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所	木村治夫
----------------------	------