

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)

中央構造線断層帯は、近畿地方の金剛山地の東縁(注1)から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘、別府湾を経て由布院に達する長大な断層帯である。

ここでは、地質調査所(現:産業技術総合研究所)(平成7-12年度)、和歌山県(平成10年度)、徳島県(平成9-11年度)、愛媛県(平成8-11年度)、地域地盤環境研究所(平成19年度)、文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所(平成23-25年度)、文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科(平成26-28年度)等によって行われた調査をはじめ、これまで行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。^{*}

1 断層帯の位置及び形態

中央構造線断層帯は、奈良県香芝(かしば)市から五條市、和歌山県和歌山市、淡路島の兵庫県南あわじ市の南方海域を経て、徳島県鳴門市から愛媛県伊予市まで四国北部をほぼ東西に横断し、伊予灘に達している。断層はさらに西に延び、別府湾を経て大分県由布市に至る全長約444kmの長大な断層である。過去の活動時期や断層の形状等の違い、平均的なずれの速度などから、全体が10の区間に分けられる。その10区間は、①金剛山地東縁区間、②五条谷区間、③根来区間、④紀淡海峡ー鳴門海峡区間、⑤讃岐山脈南縁東部区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間、⑦石鎚山脈北縁区間、⑧石鎚山脈北縁西部区間、⑨伊予灘区間、および⑩豊予海峡ー由布院区間である(図1、2-1、2-2、2-3、2-4及び表1)。全体として右横ずれを主体とし、上下方向のずれを伴う断層帯であるが、断層帯の最東端の①金剛山地東縁区間では断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層で、断層帯の西端部の⑩豊予海峡ー由布院区間では主として北側低下の正断層である。

2 断層帯の過去の活動

上述したように中央構造線断層帯は、過去の活動時期や断層の形状等の違いなどから、全体が10の区間に分けられる(表1)。以下にそれぞれの区間の最新活動時期、1回の活動に伴うずれの量、平均的な活動間隔について説明する。

金剛山地東縁の奈良県香芝市から五條市付近までの区間(①金剛山地東縁区間)の最新活動は、1世紀以後、3世紀以前であったと推定され、1回の活動に伴う上下方向のずれの量は1m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約6千-7千6百年であった可能性がある。

和泉山脈南縁のうち、奈良県五條市から和歌山県紀の川市付近までの区間(②五条

^{*}中央構造線断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011)により、これまで行われていた調査研究に基づいた長期評価が公表されているが、文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所(2015)や文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科(2017)などによって新しい知見が得られたことから、今回、全域にわたり再評価を行った。

谷区間)の最新活動は、約2千2百年前以後、7世紀以前であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は3 m程度であった可能性がある。平均的な活動間隔は不明である。

和泉山脈南縁のうち、和歌山県紀の川市から和歌山市付近に至る区間(③根来区間)の最新活動は、7世紀以後、8世紀以前であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は4 m程度であった可能性がある。平均的な活動間隔は2千5百年—2千9百年程度であった可能性がある。

和歌山市付近ないしその西側の紀淡海峡から鳴門海峡に至る区間(④紀淡海峡—鳴門海峡区間)の最新活動は、約3千1百年前以後、約2千6百年前以前であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は4 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は、約4千—6千年であった可能性がある。

四国東端の徳島県鳴門市付近の鳴門断層から美馬市付近の井口断層に至る区間(⑤讃岐山脈南縁東部区間)の最新活動は、16世紀以後であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は2—7 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約9百—1千2百年であった可能性がある。

徳島県美馬市付近の三野断層から愛媛県新居浜市付近の石鎚断層に至る区間(⑥讃岐山脈南縁西部区間)の最新活動は、16世紀以後、17世紀以前であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は2—7 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約1千—1千5百年であった可能性がある。

愛媛県新居浜市付近の岡村断層による区間(⑦石鎚山脈北縁区間)の最新活動は、15世紀以後であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は6—8 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約1千5百—1千8百年であった可能性がある。

愛媛県西条市付近の川上断層から松山市付近の重信断層に至る区間(⑧石鎚山脈北縁西部区間)の最新活動は、15世紀以後、18世紀以前であったと推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は2—5 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約7百—1千3百年であった可能性がある。

愛媛県松山市付近の伊予断層から伊予灘に至る区間(⑨伊予灘区間)の最新活動は17世紀以後、19世紀以前と推定され、1回の活動に伴う右横ずれ量は2 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約2千9百—3千3百年であった可能性がある。

豊予海峡から大分県由布市付近の由布院断層に至る区間(⑩豊予海峡—由布院区間)の最新活動は17世紀頃であったと推定され、1回の活動に伴う上下ずれ量は2—5 m程度であった可能性がある。その平均的な活動間隔は約1千6百—1千7百年であった可能性がある。

3 断層帯の将来の活動

中央構造線断層帯は連続的に分布しており、地表における断層の分布形態のみから将来同時に活動する区間を評価することは困難である。本評価では、主にこれまで行われた調査研究成果に基づいて過去の活動時期や平均的なずれの速度などから全体を10の区間に区分したが、これらの区間が個別に活動する可能性や、複数の区間が同時に活動する可能性については不明であり、さらにはこれら10の区間とは異なる範囲が活動する可能性も否定できない。

10の区間が個別に活動する場合には、以下のような地震の発生が想定される。

①金剛山地東縁区間が活動すると、マグニチュード (M) 6.8 程度の地震が発生すると推定され、その際に金剛山地の東縁では断層の西側が東側に対して相対的に 2 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

②五条谷区間が活動すると、M7.3 程度の地震が発生すると推定され、その際に 3 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

③根来区間が活動すると、M7.2 程度の地震が発生すると推定され、その際に 3 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

④紀淡海峡－鳴門海峡区間が活動すると、M7.5 程度の地震が発生すると推定され、その際に 4 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

⑤讃岐山脈南縁東部区間が活動すると、M7.7 程度の地震が発生すると推定され、その際に 5 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

⑥讃岐山脈南縁西部区間が活動すると、M8.0 程度もしくはそれ以上の地震が発生すると推定され、その際に 8 m 程度もしくはそれ以上の右横ずれが生じる可能性がある。

⑦石鎚山脈北縁区間 (岡村断層) が活動すると、M7.3 程度の地震が発生すると推定され、その際に 3 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

⑧石鎚山脈北縁西部区間が活動すると、M7.5 程度の地震が発生すると推定され、その際に 4 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

⑨伊予灘区間が活動すると、M8.0 程度もしくはそれ以上の地震が発生すると推定され、その際に 8 m 程度もしくはそれ以上の右横ずれが生じる可能性がある。

⑩豊予海峡－由布院区間が活動すると、M7.8 程度の地震が発生すると推定され、その際に断層の北側が南側に対して相対的に 6 m 程度低下する段差や撓みが生じる可能性がある。

これらの 10 区間がそれぞれ個別に活動する場合の長期確率は表 2 に示すとおりである。

また、上記で区分された複数の隣接した区間が活動する可能性や断層帯全体が同時に活動する可能性も否定できない。断層帯全体が同時に活動した場合は、M8.0 程度もしくはそれ以上の地震が発生すると推定される。この場合の地震発生長期確率は求めることはできないが、上で想定した 10 区間が個別に活動する長期確率を超えることはないと考えられる。

本評価で得られた地震発生長期確率にはいずれも幅があるが、その最大値をとると、⑧石鎚山脈北縁西部区間は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる (注 2、3)。また、③根来区間、④紀淡海峡－鳴門海峡区間、⑤讃岐山脈南縁東部区間、および⑥讃岐山脈南縁西部区間は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる (注 2、3)。

4 今後に向けて

中央構造線断層帯では、これまで数多くの調査研究が行われている。しかし、本断層帯は長大で、我が国の断層帯で最も規模が大きく、活動度の高い断層帯であり、その過去の活動履歴や断層の地下深部の形状等について、さらに調査を行って本断層帯の特性を明らかにする必要がある。特に、より多数の地点で右横ずれの平均変位速度を精度よく求めることにより、平均活動間隔、将来の地震発生確率の推定精度の向上が期待される。このほか、各活動区間の連動性も検討すべき課題である。

また、地震動予測に重要な断層深部の傾斜に関しては、ほとんどの区間が中角度である可能性が高いと判断したが、高角度の可能性を否定する確実な証拠も存在しないことから、両論を併記した。東部の③根来区間や⑤讃岐山脈南縁東部区間の傾斜は比較的深部にわたるまで中角度と推定されているが、震源断層を推定するためには断層の深部形状を明らかにする必要がある。⑨伊予灘区間では断層が海域に位置しており、陸域に近い沿岸浅海域の調査も必要となる。本断層帯の深部での傾斜を最終的に解明するためには、断層の深部延長をボーリング調査などによって直接確認することが望ましい。

さらに、トレンチ調査から推定される⑨伊予灘区間での 17 世紀から 19 世紀にかけての最新活動、および⑧石鎚山脈北縁西部区間、⑦石鎚山脈北縁区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間、及び⑤讃岐山脈南縁東部区間での 16 世紀前後の最新活動については、いずれも歴史記録が同定できていない。この地域における同時代史料が乏しいことから詳しいことは不明であり、さらなる検討が必要である。

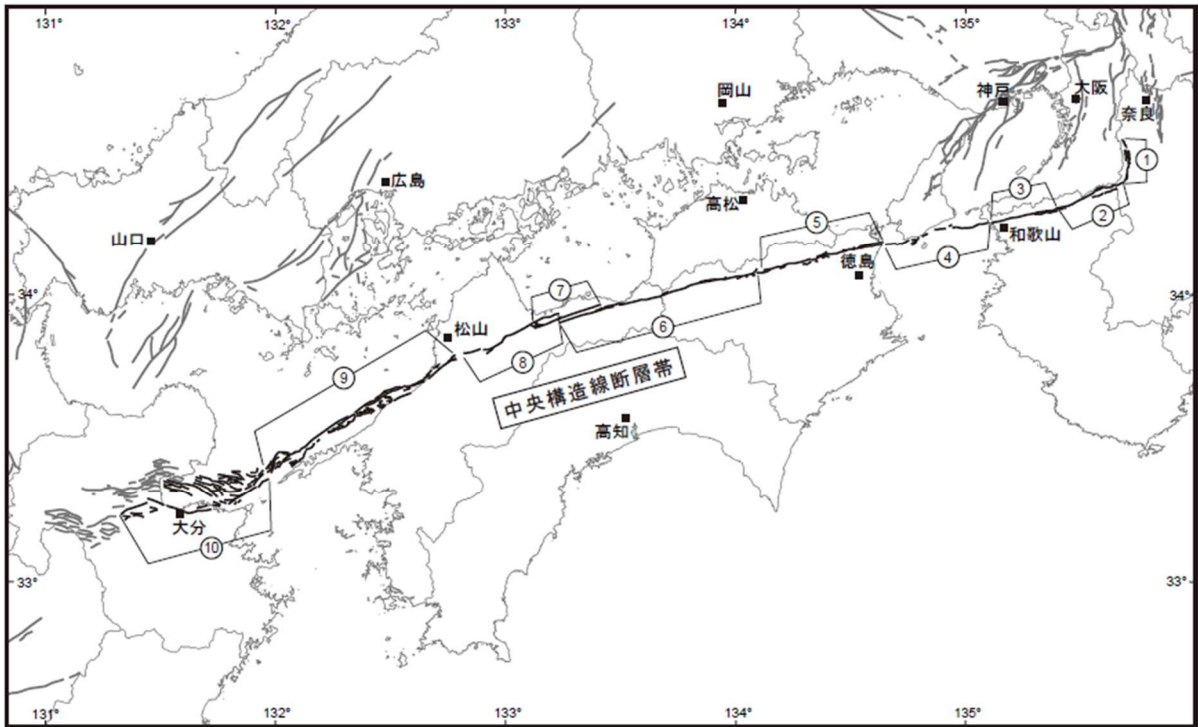


図1 中央構造線断層帯の概略位置図

①から⑩は区分された断層区間を示す。

①：金剛山地東縁 ②：五条谷 ③：根来

④：紀淡海峡－鳴門海峡 ⑤：讃岐山脈南縁東部

⑥：讃岐山脈南縁西部 ⑦：石鎚山脈北縁 ⑧：石鎚山脈北縁西部

⑨：伊予灘 ⑩：豊予海峡－由布院

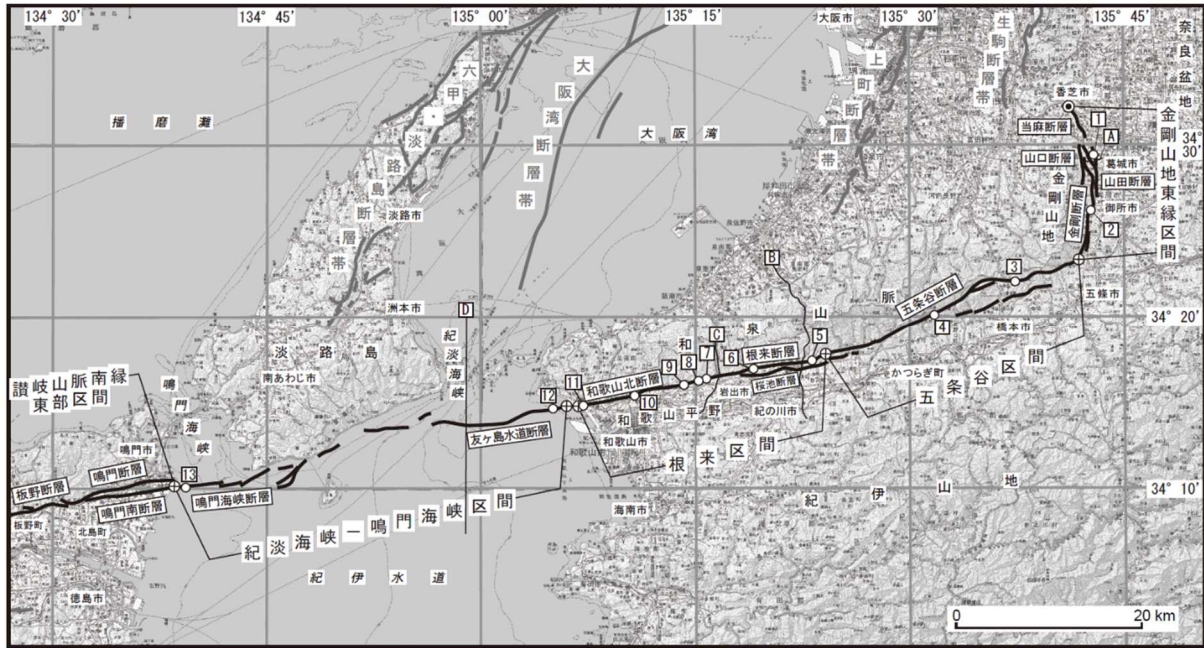


図 2 - 1 中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 中戸地点、2 名柄地点、3 柱本地点、4 武生地点、5 枇杷谷地点、6 根来寺地点、7 上黒谷地点、8 上野地点、9 仁王谷地点、10 第 2 阪和国道予定地地点、11 河西公園地点、12 紀淡海峡地点、13 鳴門海峡地点

A : 文献 32 B : 文献 33 C : 文献 34 D : 文献 35

活断層の位置は文献 1、3、4、5、6、18、19、20、21、22、62、74 に基づく。

● : 断層帯の北端

⊕ : 活動区間の両端および境界

基図は国土地理院発行数値地図 200000「和歌山」を使用。

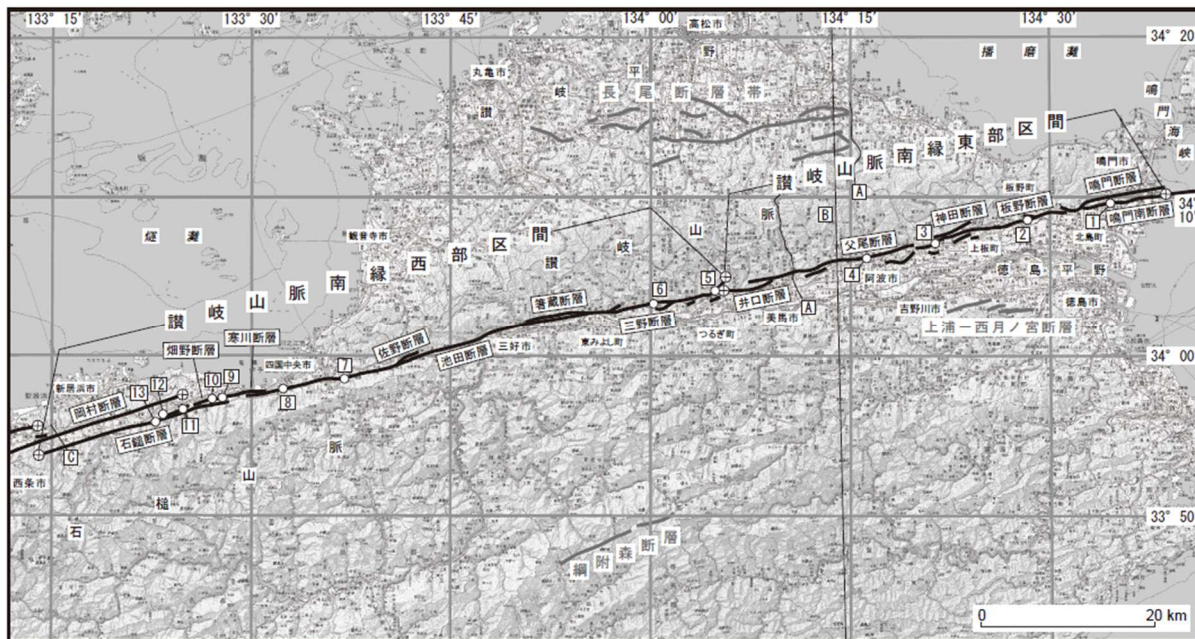


図 2 - 2 中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 段関・大代地点、2 川端地点、3 熊谷寺東南地点、4 上喜来地点、5 池ノ浦地点、6 上野地点（三野断層）、7 平山地点、8 上石床地点・上石床西地点、9 上野田地点、10 土居地点、11 市木地点、12 上野地点（畑野断層）、13 本郷地点

A : 文献 36 B : 文献 37 C: 文献 38

活断層の位置は文献 1、5、18、21、23、24、25、26、61、74 に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図 200000 「和歌山」及び「徳島」を使用。

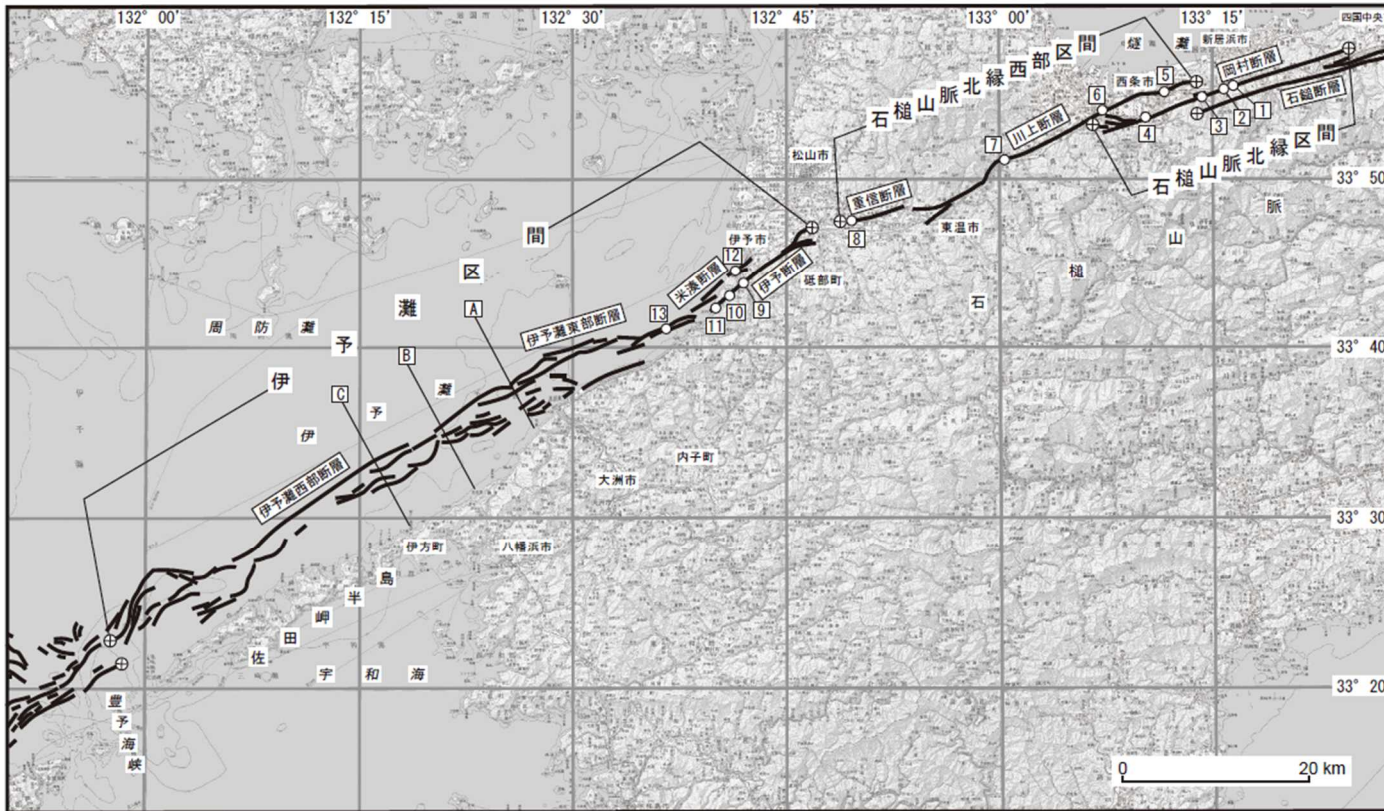


図 2-3 中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 萩生地点、2 岸ノ下地点、3 飯岡地点、4 洲之内地点、5 横黒地点、6 氷見地点・土居地点、7 臼坂地点、8 高井東地点・高井地点・高井西地点、9 市場地点、10 三秋地点、11 高野川地点、12 本郡地点、13 上灘沖地点

A~C: 文献 39

活断層の位置は文献 1、5、7、26、28、29、61 に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図 200000 「徳島」「剣山」「岡山及丸亀」

「高知」「広島」及び「松山」を使用。

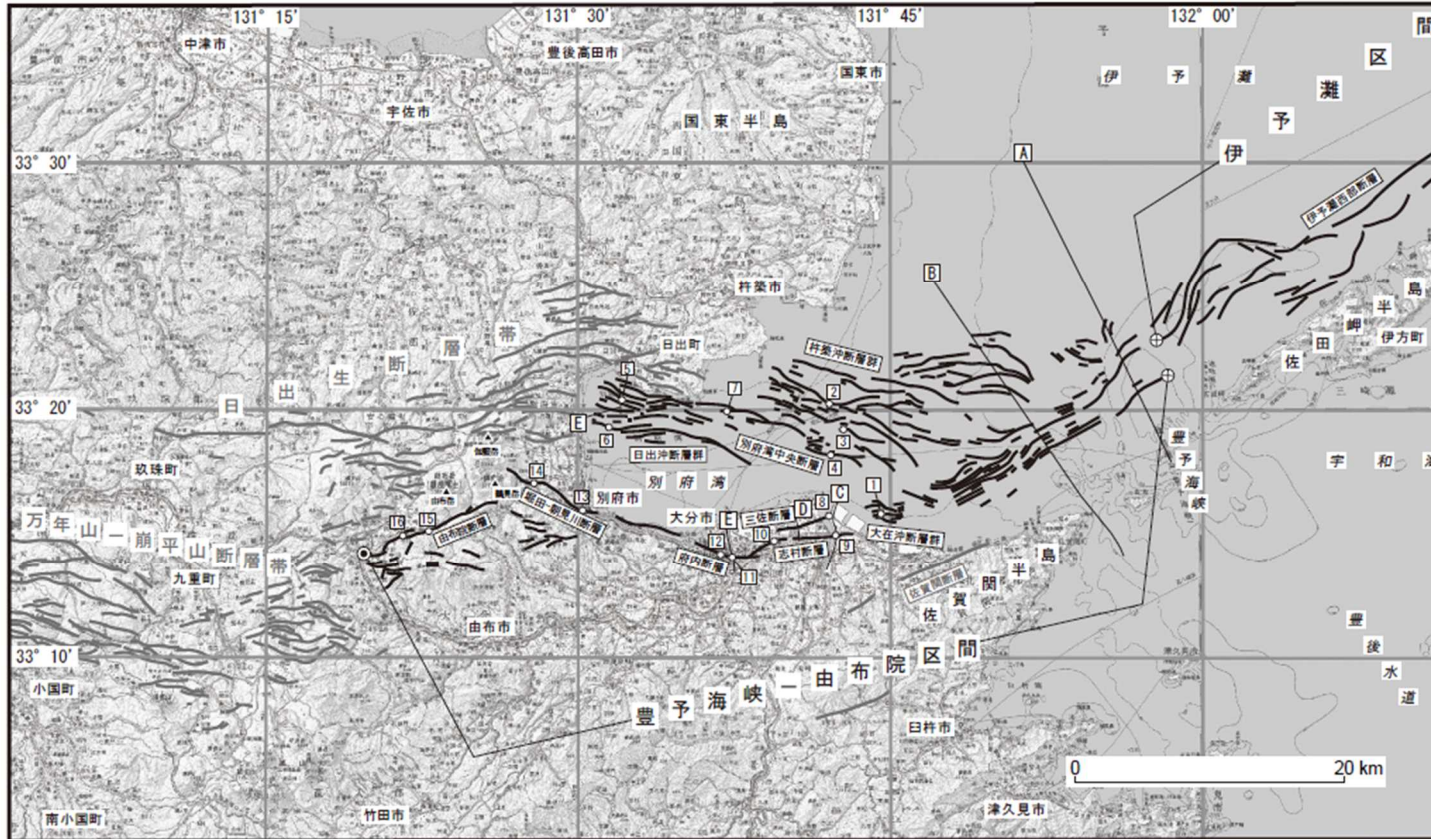


図 2-4 中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 大在沖地点、2 杵築沖北地点、3 杵築沖南地点、4 別府湾中央東地点、5 豊岡沖地点、6 亀川沖西地点、7 別府湾中央西地点、8 大野川河口右岸地点、9 大野川右岸地点、10 日岡地点、11 大分川左岸地点、12 府内城址地点、13 朝見地点、14 堀田地点、15 由布院 1 地点、16 由布院 2 地点

A: 文献 41 B: 文献 4 C: 文献 14 D: 文献 12 E: 文献 14

活断層の位置は文献 5、7、14、15、30、31、88 に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図 200000 「徳島」「剣山」「岡山及丸亀」「高知」「広島」及び「松山」を使用。

表 1 中央構造線断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注 4)	根拠 (注5)
1. 断層の位置・形状			
(1) 中央構造線断層帯を構成する断層	当麻(とうま)断層、山口断層、金剛断層、山田断層、五条谷断層、桜池断層、根来(ねごろ)断層、和歌山北断層、友ヶ島水道断層、鳴門海峡断層、鳴門断層、鳴門南断層、板野断層、神田(ずんでん)断層、父尾断層、井口断層、三野(みの)断層、箸蔵(はしくら)断層、池田断層、佐野断層、寒川断層、畑野断層、石鎚(いしづち)断層、岡村断層、川上断層、重信断層、米湊(こみなと)断層、伊予断層、伊予灘東部断層、伊予灘西部断層、杵築(きつき)沖断層群、別府湾中央断層、大在(おおざい)沖断層群、日出(ひじ)沖断層群、三佐(みさ)断層、志村断層、府内(ふない)断層、堀田(ほりた)一朝見川(あさみがわ)断層、由布院断層など		文献1-16、34
(2) 断層の位置・形状	<p>地表及び海底における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯全体の位置</p> <p>北東端： 北緯 34° 32.2′ 東経 135° 41.1′</p> <p>南西端： 北緯 33° 14.4′ 東経 131° 19.5′</p> <p>① 金剛山地東縁 北端：北緯 34° 32.2′ 東経 135° 41.1′ 南端：北緯 34° 23.4′ 東経 135° 41.7′</p> <p>② 五条谷 東端：北緯 34° 23.4′ 東経 135° 41.7′ 西端：北緯 34° 17.9′ 東経 135° 24.0′</p> <p>③ 根来 東端：北緯 34° 17.9′ 東経 135° 24.0′ 西端：北緯 34° 14.9′ 東経 135° 6.9′</p> <p>④ 紀淡海峡—鳴門海峡 東端：北緯 34° 14.8′ 東経 135° 5.9′ 西端：北緯 34° 10.2′ 東経 134° 38.9′</p> <p>⑤ 讃岐山脈南縁東部</p>	<p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p>	文献1-31、61、62、74、88

東端:北緯 34° 10.6′ 東経 134° 38.6′	△
西端:北緯 34° 4.3′ 東経 134° 5.4′	△
⑥ 讃岐山脈南縁西部	
東端:北緯 34° 5.0′ 東経 134° 5.5′	△
西端:北緯 33° 53.9′ 東経 133° 13.9′	△
⑦ 石鎚山脈北縁	
東端:北緯 33° 57.7′ 東経 133° 24.8′	△
西端:北緯 33° 53.3′ 東経 133° 6.6′	○
⑧ 石鎚山脈北縁西部	
東端:北緯 33° 55.7′ 東経 133° 13.8′	△
西端:北緯 33° 47.5′ 東経 132° 48.8′	△
⑨ 伊予灘	
東端:北緯 33° 46.3′ 東経 132° 47.0′	△
西端:北緯 33° 22.9′ 東経 131° 57.6′	△
⑩ 豊予海峡—由布院	
東端:北緯 33° 21.6′ 東経 131° 58.1′	△
西端:北緯 33° 14.4′ 東経 131° 19.5′	○

長さ

全体: 約 444km △

各区間の境界に屈曲点を置きそれぞれの屈曲点間の直線距離を計測してその総和をとった。ただし、並走する⑦石鎚山脈北縁区間は含んでいない。

① 金剛山地東縁:	約 16km	△
② 五条谷:	約 29km	△
③ 根来:	約 27km	△
④ 紀淡海峡—鳴門海峡:	約 42km	△
⑤ 讃岐山脈南縁東部:	約 52km	△
⑥ 讃岐山脈南縁西部:	約 82km	△
⑦ 石鎚山脈北縁:	約 29km	△
⑧ 石鎚山脈北縁西部:	約 41km	△
⑨ 伊予灘:	約 88km	△
⑩ 豊予海峡—由布院:	約 61km	△

一般走向

全体: N75° E (①金剛山地東縁は NS) ○

① 金剛山地東縁:	N3° W	○
② 五条谷:	N70° E	○
③ 根来:	N78° E	○
④ 紀淡海峡—鳴門海峡:	N78° E	○

一般走向は断層の端点同士を結んだ方向 (図 2-1、2-2、2-3、2-4 参照)

	(深さ 1km 以浅) ただし、北側は主として高角度南 傾斜 (深さ 2km 以浅)		文献 9, 12-16, 40-42
	地震発生層の深さ		
①	金剛山地 : 15km 程度	△	D90 と地震活動による
②	五条谷 : 15km 程度 (*15km 程度)	△	
③	根来 : 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△	
④	紀淡海峡-鳴門海峡 : 15km 程度 (*10-15km 程度)	△	
⑤	讃岐山脈南縁東部 : 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△	
⑥	讃岐山脈南縁西部 : 15-20km 程度 (*15km 程度)	△	
⑦	石鎚山脈北縁 : 15-20km 程度 (*15km 程度)	△	
⑧	石鎚山脈北縁西部 : 20km 程度 (*15km 程度)	△	
⑨	伊予灘 : 15km 程度 (*10-15km 程度)	△	
⑩	豊予海峡-由布院 : 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△	
	*は中央構造線断層帯の傾斜角が深部にわたり高角としたときの値		
	幅		
	全体が同時に活動したときの幅 : 15-30km 程度 (*10-15km 程度)	△	
①	金剛山地 : 25km 程度	△	傾斜角が中角の場合は断層の傾斜角が深部にわたり 40° であると仮定し、地震発生層の深さから推定された値。高角の場合は傾斜角が深部にわたり
②	五条谷 : 25km 程度 (*15km 程度)	△	
③	根来 : 15-25km 程度 (*10-15km 程度)	△	
④	紀淡海峡-鳴門海峡 :	△	

	<p>25km 程度 (*10-15km 程度)</p> <p>⑤ 讃岐山脈南縁東部 : △</p> <p>15-25km 程度 (*10-15km 程度)</p> <p>⑥ 讃岐山脈南縁西部 : △</p> <p>25-30km 程度 (*15km 程度)</p> <p>⑦ 石鎚山脈北縁 : 25-30km 程度 △ (*15km 程度)</p> <p>⑧ 石鎚山脈北縁西部 : △</p> <p>30km 程度 (*15km 程度)</p> <p>⑨ 伊予灘 : 25km 程度 △ (*10-15km 程度)</p> <p>⑩ 豊予海峡-由布院 : △</p> <p>15-25km 程度 (*10-15km 程度)</p> <p>*は中央構造線断層帯の傾斜角が深部にわたり高角としたときの値</p>		<p>90° であると仮定し地震発生層の深さから推定された値。いずれも本特性表内では 5 km 単位の表記とした。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	<p>右横ずれ断層 (上下方向のずれを伴う)</p> <p>①金剛山地東縁区間は西側隆起の逆断層 ◎</p> <p>⑩豊予海峡-由布院区間は主として北側が相対的に低下する正断層 ○</p>	◎ ◎ ○	
2. 断層の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	<p>① 金剛山地東縁 : 0.1-0.6m/千年程度 (上下成分、西側隆起) ○</p> <p>② 五条谷 : 不明 -</p> <p>③ 根来 : 1.8-3.5m/千年程度 (右横ずれ) ○</p> <p>④ 紀淡海峡-鳴門海峡 : 0.8-1.0m/千年程度 (上下成分、北側隆起) ○</p> <p>⑤ 讃岐山脈南縁東部 : 6 m/千年程度 (右横ずれ)、 0.6m/千年程度 (上下成分、北側隆起) ○</p> <p>⑥ 讃岐山脈南縁西部 : 三野断層 : 8 - 9m/千年程度 (右横ずれ) ○ 池田断層 : 7 m/千年以上 (右横ずれ) ○ 石鎚断層 : ○</p>	○ - ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○	<p>文献 32, 43, 44</p> <p>文献 45-47</p> <p>文献 6</p> <p>文献 48, 49</p> <p>文献 49</p> <p>文献 50</p> <p>文献 9, 51</p>

	<p>4 m/千年程度 (右横ずれ)</p> <p>⑦ 石鎚山脈北縁 (岡村断層) : 5 - 6 m/千年程度 (右横ずれ)</p> <p>⑧ 石鎚山脈北縁西部 : 不明</p> <p>⑨ 伊予灘 (伊予断層) : 1 - 2 m/千年程度 (右横ずれ) 0.2 m/千年程度 (上下成分、南側隆起)</p> <p>⑩ 豊予海峡-由布院 : 0.1-5 m/千年程度 (上下成分)</p>	<p>○</p> <p>○</p> <p>—</p> <p>△</p> <p>○</p>	<p>文献 52</p> <p>文献 53</p> <p>文献 11, 14, 54</p>
(2) 過去の活動時期	<p>① 金剛山地東縁 : 活動 1 (最新活動) 1 世紀以後、3 世紀以前</p> <p>活動 2 (1 つ前の活動) 約 9 千 3 百年前以後、約 8 千年前以前</p> <p>② 五条谷 : 活動 1 (最新活動) 約 2 千 2 百年前以後、7 世紀以前</p> <p>③ 根来 : 活動 1 (最新活動) 7 世紀以後、8 世紀以前</p> <p>活動 2 約 6 千 4 百年前以後、1 世紀以前</p> <p>活動 3 約 6 千 4 百年前以後、約 5 千年前以前</p> <p>活動 4 約 1 万年前以後、約 8 千 9 百年前以前</p> <p>活動 5 約 1 万 8 千年前以後、約 1 万 3 千年前以前</p> <p>活動 6 約 2 万 2 千年前以後、約 2 万年前以前、</p> <p>活動 7 約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 9 千年前以前</p> <p>④ 紀淡海峡-鳴門海峡 : 活動 1 (最新活動) 約 3 千 1 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前</p> <p>活動 2 約 8 千 6 百年前以後、約 7 千 1 百年前以前</p> <p>⑤ 讃岐山脈南縁東部 : 活動 1 (最新活動) 16 世紀以後</p> <p>活動 2 約 2 千年前以後、3 世紀以前</p>	<p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>○</p>	<p>文献 32, 47</p> <p>文献 47, 55, 56</p> <p>文献 47, 55, 57-59</p> <p>文献 4, 6</p> <p>文献 48, 63, 64</p>

活動 3		
約 3 千 2 百年前以後、2 世紀以前	○	
活動 4		
約 3 千 5 百年前以後、約 3 千 3 百年前以前	○	
⑥ 讃岐山脈南縁西部：		文献 63, 65-70
活動 1 (最新活動)		
16 世紀以後、17 世紀以前	○	
活動 2		
5 世紀以後、9 世紀以前	○	
活動 3		
約 2 千 4 百年前以後、約 2 千 1 百年前以前	○	
活動 4		
約 4 千 9 百年前以後、約 3 千 5 百年前以前	○	
⑦ 石鎚山脈北縁区間		文献 68, 71-75
活動 1 (最新活動)		
15 世紀以後	○	
活動 2		
3 世紀以後、15 世紀以前	○	
活動 3		
約 3 千 3 百年前以後、約 3 千年前以前	○	
活動 4		
約 5 千 4 百年前以後、約 5 千 1 百年前以前	△	
⑧ 石鎚山脈北縁西部：		文献 73, 76-80
活動 1 (最新活動)		
15 世紀以後、18 世紀以前	○	
活動 2		
1 世紀以後、8 世紀以前	○	
活動 3		
約 2 千 8 百年前以後、1 世紀以前	○	
⑨ 伊予灘：		文献 68, 81-85
活動 1 (最新活動)		
17 世紀以後、19 世紀以前	○	
活動 2		
約 4 千 6 百年前以後、約 3 千 9 百年前以前	○	
活動 3		
約 6 千 7 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前	○	
⑩ 豊予海峡一由布院：		文献 12-14
活動 1 (最新活動)		
17 世紀頃	△	
活動 2		
2 千年前以後、3 世紀以前	○	
活動 3		
4 千 5 百年前以後、3 千 6 百年前以前	○	

	<p>⑧ 石鎚山脈北縁西部</p> <p>地震規模：マグニチュード7.5程度 ずれの量：4m程度</p> <p>⑨ 伊予灘</p> <p>地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上 ずれの量：8m程度もしくはそれ以上</p> <p>⑩ 豊予海峡－由布院</p> <p>地震規模：マグニチュード7.8程度 ずれの量：6m程度</p> <p>全体が同時に活動</p> <p>地震規模：マグニチュード8.0程度もしくはそれ以上</p>	<p>○</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>○</p>	
--	---	--	--

表2 将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注6)	信頼度 (注7)	備考
<p>① 金剛山地東縁</p> <p>地震後経過率(注8)</p> <p>今後30年以内の地震発生確率</p> <p>今後50年以内の地震発生確率</p> <p>今後100年以内の地震発生確率</p> <p>今後300年以内の地震発生確率</p> <p>集積確率(注9)</p>	<p>Zランク</p> <p>0.2-0.3</p> <p>ほぼ0%</p> <p>ほぼ0%</p> <p>ほぼ0%</p> <p>ほぼ0-0.003%</p> <p>ほぼ0%</p>	a	発生確率及び集積確率は文献60による。
<p>② 五条谷</p> <p>地震後経過率(注8)</p> <p>今後30年以内の地震発生確率</p> <p>今後50年以内の地震発生確率</p> <p>今後100年以内の地震発生確率</p> <p>今後300年以内の地震発生確率</p> <p>集積確率(注9)</p>	<p>Xランク</p> <p>不明</p> <p>不明</p> <p>不明</p> <p>不明</p> <p>不明</p> <p>不明</p>	—	
<p>③ 根来</p> <p>地震後経過率(注8)</p> <p>今後30年以内の地震発生確率</p> <p>今後50年以内の地震発生確率</p> <p>今後100年以内の地震発生確率</p> <p>今後300年以内の地震発生確率</p> <p>集積確率(注9)</p>	<p>Aランク</p> <p>0.4-0.6</p> <p>0.007-0.3%</p> <p>0.01-0.5%</p> <p>0.04-1%</p> <p>0.4-6%</p> <p>0.01-1%</p>	a	
<p>④ 紀淡海峡－鳴門海峡</p>	<p>A*ランク</p>	c	

地震後経過率（注8）	0.4－0.8		
今後30年以内の地震発生確率	0.005－1%		
今後50年以内の地震発生確率	0.009－2%		
今後100年以内の地震発生確率	0.02－4%		
今後300年以内の地震発生確率	0.1－10%		
集積確率（注9）	0.02－20%		
⑤ 讃岐山脈南縁東部	Aランク		
地震後経過率（注8）	0.6以下		
今後30年以内の地震発生確率	1%以下		
今後50年以内の地震発生確率	2%以下		
今後100年以内の地震発生確率	6%以下	a	
今後300年以内の地震発生確率	40%以下		
集積確率（注9）	1%以下		
⑥ 讃岐山脈南縁西部	Aランク		
地震後経過率（注8）	0.2－0.5		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0－0.4%		
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0－0.7%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0－2%	a	
今後300年以内の地震発生確率	0.009－20%		
集積確率（注9）	ほぼ0－0.3%		
⑦ 石鎚山脈北縁	Zランク		
地震後経過率（注8）	0.4以下		
今後30年以内の地震発生確率	0.01%以下		
今後50年以内の地震発生確率	0.03%以下		
今後100年以内の地震発生確率	0.1%以下	b	
今後300年以内の地震発生確率	2%以下		
集積確率（注9）	0.009%		
⑧ 石鎚山脈北縁西部	S*ランク		
地震後経過率（注8）	0.2－0.9		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0－11%		
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0－20%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0－40%	a	
今後300年以内の地震発生確率	0.005－80%		
集積確率（注9）	ほぼ0－30%		
⑨ 伊予灘	Zランク		
地震後経過率（注8）	0.04－0.1		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%	a	
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%		

集積確率（注9）	ほぼ0%		
⑩ 豊予海峡－由布院	乙ランク		
地震後経過率（注8）	0.2－0.3		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%	b	
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0－0.04%		
集積確率（注9）	ほぼ0%		

注1：金剛山地東縁部は南北方向に延びる活断層帯であり、地質境界としての中央構造線とは位置が異なるが、活動度が高いとされる活断層は和泉山脈南縁部から屈曲しながら連続して北方に延びている。このため、ここでは金剛山地東縁の活断層も中央構造線断層帯の一部として評価することとした。

注2：地震調査委員会の活断層評価では、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間の地震発生確率について、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率（最大値）が3%以上の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後30年間の地震発生確率（最大値）が0.1%以上－3%未満の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

なお、2005年4月時点でひととおり評価を終えた98の主要活断層帯のうち、最新活動時期が判明しており、通常の活断層評価で用いている更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）により地震発生長期確率を求めたものについては、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間に地震が発生する確率の割合は以下のとおりになっている。

30年確率の最大値が0.1%未満：約半数

30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満：約1/4

30年確率の最大値が3%以上：約1/4

（いずれも2005年4月時点での算定。確率の評価値に幅がある場合はその最大値を採用。）

注3：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率（うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001a）による暫定値）は以下のとおりである。

地震名	地震を引き起こした活断層	地震発生直前の30年確率(%)	地震発生直前の集積確率(%)	断層の平均活動間隔(千年)
1995年兵庫県南部地震(M7.3)	野島断層(兵庫県)	0.4%—8%	2%—80%	約1.8—約3.0
1858年飛越地震(M7.0—7.1)	跡津川断層帯(岐阜県・富山県)	ほぼ0%—11%	ほぼ0%—90%より大	約1.9—約3.3
1847年善光寺地震(M7.4)	長野盆地西縁断層帯(長野県)	0.9%—17%	2%—90%より大	約1.0—約1.2

「長期的な地震発生確率の評価手法について」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001a）に示されているように、地震発生確率は前回の地震後、十分長い時間が経過しても100%とはならない。その最大値は平均活動間隔に依存し、平均活動間隔が長いほど最大値は小さくなる。平均活動間隔が1千年の場合は30年確率の最大値は23%程度である。

注4：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。◎：高い、○：中程度、△：低い

注5：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

- 文献1：後藤・中田（2000）
- 文献2：池田ほか編（2002）
- 文献3：海上保安庁水路部（1998）
- 文献4：水野ほか（1996）
- 文献5：中田・今泉編（2002）
- 文献6：七山ほか（1999）
- 文献7：七山ほか（2002）
- 文献8：岡田・東郷編（2000）
- 文献9：活断層研究会編（1991）
- 文献10：九州活構造研究会編（1991）
- 文献11：大分県（1999）
- 文献12：大分県（2000）
- 文献13：大分県（2001）
- 文献14：大分県（2002）
- 文献15：大分県（2003）
- 文献16：島崎ほか（2000）
- 文献17：中田ほか（2008）
- 文献18：岡田ほか（2009b）
- 文献19：岡田ほか（1996a）
- 文献20：岡田ほか（1996b）
- 文献21：岡田ほか（1999b）
- 文献22：岡田ほか（2009a）

文献 23 : 中田ほか (2009)
文献 24 : 後藤ほか (1999a)
文献 25 : 堤ほか (1999)
文献 26 : 堤ほか (1998)
文献 27 : 中田ほか (1999)
文献 28 : 後藤ほか (1998)
文献 29 : 岡田ほか (1998b)
文献 30 : 岡田ほか (2000)
文献 31 : 千田ほか (2000)
文献 32 : 佐竹ほか (1999)
文献 33 : Sato et al. (2015)
文献 34 : M T L 重点調査 (2016)
文献 35 : 横倉ほか (1998)
文献 36 : Kawamura et al. (2003)
文献 37 : 伊藤・佐藤 (2010)
文献 38 : 堤ほか (2007)
文献 39 : 大野ほか (1997)
文献 40 : 千田ほか (2004)
文献 41 : 由佐ほか (1992)
文献 42 : 島崎ほか (1990)
文献 43 : 佐竹ほか (1997)
文献 44 : 佐竹ほか (1998)
文献 45 : 岡田・寒川 (1978)
文献 46 : 斉藤ほか (1997)
文献 47 : M T L 重点調査 (2015)
文献 48 : 岡田・堤 (1997)
文献 49 : 岡田 (1970)
文献 50 : 岡田 (1968)
文献 51 : 岡田 (1973)
文献 52 : 岡田ほか (1998a)
文献 53 : 後藤 (1996)
文献 54 : 千田 (1995)
文献 55 : 地域地盤環境研究所 (2008)
文献 56 : M T L 重点調査 (2014)
文献 57 : 佃ほか (1998)
文献 58 : 水野ほか (2000)
文献 59 : 岡田ほか (1999a)
文献 60 : 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a)
文献 61 : 中田ほか (1998)
文献 62 : 熊原ほか (2014)
文献 63 : 徳島県 (2000b)
文献 64 : Tsutsumi and Okada (1996)
文献 65 : 愛媛県 (2000a)

- 文献 66：愛媛県（2000b）
 文献 67：後藤ほか（1997）
 文献 68：後藤ほか（2001）
 文献 69：後藤ほか（2003）
 文献 70：長谷川ほか（1999）
 文献 71：池田ほか（2014a）
 文献 72：池田ほか（2015a）
 文献 73：愛媛県（1999）
 文献 74：岡田ほか（2014）
 文献 75：山崎ほか（1995）
 文献 76：池田ほか（2014b）
 文献 77：池田ほか（2015b）
 文献 78：堤ほか（2000）
 文献 79：愛媛県（2001）
 文献 80：後藤ほか（1999b）
 文献 81：後藤ほか（1999c）
 文献 82：池田ほか（2012）
 文献 83：愛媛県（1998）
 文献 84：小川ほか（1992）
 文献 85：三浦ほか（2001）
 文献 86：堤・後藤（2006）
 文献 87：Tsutsumi et al.（1991）
 文献 88：島崎ほか（1986）

注 6：評価時点はすべて 2017 年 1 月 1 日現在。「ほぼ 0%」は 10⁻³%未満の確率値を示す。活断層における今後 30 年以内の地震発生確率が 3%以上を「S ランク」、0.1~3%を「A ランク」、0.1%未満を「Z ランク」、不明（すぐに地震が起きることが否定できない）を「X ランク」と表記している。地震後経過率（注 8）が 0.7 以上である活断層については、ランクに「*」を付記している。

注 7：地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く（◎または○）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く（▲）、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。

注 8：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。今回の評価

の数字で、例えば紀淡海峡－鳴門海峡において、0.4 は 2600 年を 6000 年で割った値であり、0.8 は 3100 年を 4000 年で割った値。

注9：前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1 中央構造線断層帯に関するこれまでの主な調査研究

地質断層としての中央構造線は白亜紀に形成されて以降、繰り返し活動をつづけてきたとされる断層である。中央構造線は関東地方から九州地方まで日本列島を横断しているが、現在も活動しているのは本評価が扱う紀伊半島中央部から九州東部までである。中央構造線は北側（内帯）の領家帯・白亜紀和泉層群と南側（外帯）の三波川帯との境界断層である。四国東部における深部構造探査によれば中央構造線は地殻全体を北傾斜 40° 前後で切断する。中央構造線の走向は紀伊半島中央部から四国中央部までの東半分では概ね $N80^\circ E$ であるが、四国中央部付近で走向を反時計回りに 20° 程度変え、別府湾までの西半分は概ね $N60^\circ E$ となる。この中央構造線にほぼ沿う形で分布する活断層帯を中央構造線断層帯と呼ぶ。中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分ける重要な地質境界線であり、中生代後期以降、多様な断層活動を経てきたとされている。第四紀後期には、ほぼ一様に右横ずれ成分の卓越する断層運動を行っており、特に四国から紀伊半島西部にかけての地域では明瞭な断層変位地形が連続的に認められる。本断層帯については多くの調査研究があるが、その主なものは以下のとおりである。

中央構造線の最近の地質時代における活動については、辻村・淡路（1934）が四国山脈北麓の直線的な急崖地形が断層運動で形成された断層崖であることを指摘した。Kaneko（1966）、岡田（1968）は中央構造線沿いに新期の右横ずれ地形が存在することを認めた。

本断層帯における主な物理探査、地形・地質調査として、金剛山地東縁については佐竹ほか（1997, 1998, 1999）、廣内（2004）などによる調査があり、また、紀ノ川沿いの和泉山脈の南縁においては、寒川（1977）、岡田・寒川（1978）、吉川ほか（1992）、斉藤ほか（1997）、佃ほか（1998）、岡田ほか（1999a）、水野ほか（2000）、河村ほか（2001）、大都市圏地殻構造調査（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所，2007；Sato et al., 2015）地域地盤環境研究所（2008）、文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所（2014, 2015, 2016）【以下、MTL重点調査（2014, 2015, 2016）と記す】などの調査、和歌山平野から友ヶ島水道、さらに淡路島南部を経て鳴門海峡に至る範囲については、海上保安庁水路部（1978a, b, 1979, 1998, 2000）、国土地理院（1984）、地質調査所（1995, 1997）、吉川ほか（1996）、佃（1997）、水野ほか（1996, 1998）、横倉ほか（1998）、和歌山県（1999a, b）、七山ほか（1999）などの調査がある。また、四国地方においては、佃・佐藤（1996）、岡田（1968, 1970, 1973）、岡田ほか（1989, 1998a）、岡田・堤（1997）、Tsutsumi et al.（1991）、堤ほか（1992, 2000）、山崎ほか（1995）、伊藤ほか（1996）、愛媛県（1997, 1998, 1999, 2000a, b）、後藤ほか（1997, 1999b, c, 2001）、長谷川ほか（1999）、徳島県（1998, 1999, 2000a, b）、佐藤ほか（2005）、Ito et al.（2009）、伊藤・佐藤（2010）、Kawamura et al.（2003）、後藤（1996）、後藤ほか（2003）、池田ほか（2012, 2014a, b, 2015a, b）、堤・後藤（2006）、堤ほか（2000, 2007）、Ikeda et al.（2009）など多くの調査研究がある。伊予灘においても、堤ほか（1990）、小川ほか（1992）、三浦ほか（2001）、大塚ほか（2001）、七山ほか（2002）、四国電力株式会社（2015）、Ikeda et al.（2013）などの調査が実施されている。

また、中央構造線断層帯のセグメント区分が、岡田（1992）、佃（1996）、Tsutsumi and Okada（1996）、中田・後藤（1998）、地質調査所活断層研究グループ（2000）などにより行われている。地震調査研究推進本部（1997）は、近畿地方の金剛山地東縁から四国西部に至る活断層帯を中央構造線断層帯として、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁－金剛山地東縁）、同（淡路島南部）、同（讃岐山脈南縁）、同（石鎚山脈北縁）、及び、同（愛媛北西部）の5つの断層帯に区分した。しかし、四国の石鎚山脈北縁において断層線に雁行配列が見られるものの、これら5つの断層帯は互

いにはほぼ連続しており、松田（1990）の基準にしたがえば、5つを合わせた全体が一つの震源断層となることから、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は、これらを一括して評価することが妥当と判断し、中央構造線断層帯として評価した。

その後、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）は地域地盤環境研究所（2008）が行った和泉山脈南縁の活動履歴調査の結果に基づいて再評価を行った結果、和泉山脈南縁と金剛山地東縁との間で活動区間が分けられると判断した。すなわち本断層帯は、中央構造線断層帯（金剛山地東縁）、同（和泉山脈南縁）、同（淡路島南部）、同（讃岐山脈南縁）、同（石鎚山脈北縁）、及び、同（愛媛北西部）の6つの活動区間に区分された。

中央構造線断層帯を構成する活断層の位置については、海上保安庁水路部（1978a, 1998）、活断層研究会編（1980, 1991）、水野ほか（1993, 1994, 1996）、七山ほか（1999, 2002）、岡田・東郷編（2000）、後藤・中田（2000）、1:25,000都市圏活断層図（中田ほか, 1998, 2008, 2009；岡田ほか, 1996a, b, 1998b, 1999b, 2000, 2009a, b, 2014；後藤ほか, 1998, 1999a；堤ほか, 1998, 1999；千田ほか, 2000）、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）、熊原ほか（2014）などにまとめられている。

本評価では、従来、本断層帯に含められていなかった「別府一万年山断層帯」（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）の一部区間を中央構造線断層帯に含めた。新たに含めた区間のこれまでの主な調査研究は以下の通りである。村井・金子（1975）は、主に空中写真判読により大分県中・西部一帯の活断層の分布を調査し、これらの活構造と1975年の大分県西部の地震との関連について述べている。また、千田（1979）、池田（1979）などは、主に空中写真判読により断層変位地形を記載している。

別府湾内の海底域では、島崎ほか（1986, 1990, 2000）、岡村ほか（1992）、由佐ほか（1992）、中田・島崎（1993）及び七山ほか（2002）などにより反射法地震探査や音波探査及びピストンコアリング調査が行なわれ、活断層の分布が推定されるとともに、その活動性が検討されている。大分県（1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004）は、別府一万年山断層帯全域にわたる総合的な調査を行い、平均変位速度や活動履歴などを求め、断層帯の活動性を考察した。また、千田ほか（2003, 2004）は、大分県の調査と連携し、ボーリング調査・反射法地震探査・ジオスライサー調査を行い、大分市街地直下に伏在する府内断層等の活動性を検討した。文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科（2017）【以下、別府重点調査（2017）と記す】も同様に、別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）においてボーリング調査や反射法地震探査、海域調査等を実施した。

2 中央構造線断層帯の評価結果

本評価では、「中央構造線断層帯（金剛山地東縁一和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」（MTL重点調査, 2016）や「別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）における重点的な調査観測」（別府重点調査, 2017）などの調査結果に基づき、構成断層の再評価や活動区間の再編を行った。この結果、地質構造が連続していることを根拠に別府一万年山（べっぷーはねやま）断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）の別府湾から大分県由布市湯布院町までの活断層を本断層帯の一部と見なし、さらに全体を10の活動区間に区分することとした。その10の活動区間とは、中央構造線断層帯（①金剛山地東縁区間）、同（②五条谷区間）、同（③根来区間）、同（④紀淡海峡一鳴門海峡区間）、同（⑤讃岐山脈南縁東部区間）、同（⑥讃岐山脈南縁西部区間）、同（⑦石鎚山脈北縁区間）、同（⑧石鎚山脈北縁西部区間）、同（⑨伊予灘区間）、及び同（⑩豊予海峡一由布院区間）である。

別府一万年山断層帯の一部を本断層に含めた理由を詳述すると、別府重点調査（2017）による別府湾内の反射法地震探査の再解析から、中央構造線断層帯と同様の構造が伊予灘から別府湾へと続くと判断されること、別府一万年山断層帯では震源断層として評価された別府湾海底断層群（活断層研究会編，1991 など）が、地震発生層ではその構造に収斂する二次的なものであることが構造探査から推定されたことなどによる。そこで、別府一万年山断層帯の構成断層を平均変位速度でグループ分けし、大在沖から別府湾南縁を通り朝見川断層で屈曲して由布院断層に至る一連の断層が従来の中央構造線断層帯に滑らかに連続することから、松田（1990）の基準にしたがって、別府一万年山断層帯の一部を⑩豊予海峡一由布院区間として新たに評価を行った。これは、別府湾には別府一万年山断層帯を構成する断層が大分市内にも伏在することが指摘されている（大分県，2001；千田ほか，2001）こと、別府湾が湾奥周辺で最も深いこと、伊予灘から別府湾に跨がる大きな負の重力異常が存在すること等ともよく整合する。したがって、断層帯は紀伊半島から四国を経て九州までほぼ連続し、10 区間を合わせた全体が一つの震源断層となり得ることから、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003，2011）と同様、本断層帯は全体を一括して評価することが妥当と判断して評価を行った。

2. 1 断層帯の位置・形態

（1）中央構造線断層帯を構成する断層

中央構造線断層帯は紀伊半島の金剛山地の東縁から淡路島南方の海域を経て四国北部をほぼ東西に横断し、九州の別府湾のさらに西に至る長大な断層帯である。本断層帯を構成する活断層の位置、名称は図2-1、2-2、2-3、2-4及び表1に示すとおりである。ここでは、断層の位置、名称は、近畿地方については岡田・東郷編（2000）、MTL重点調査（2016）、紀淡（きたん）海峡及び鳴門海峡については海上保安庁水路部（1998）、七山ほか（1999）、水野ほか（1996）、四国陸域については中田・今泉編（2002）、岡田ほか（1998b，1999b，2009b）、中田ほか（1998，2009）、後藤ほか（1998，1999a）、堤ほか（1998，1999）、伊予灘については七山ほか（2002）、別府湾周辺については島崎ほか（2000）、大分県（1999，2000，2001，2002，2003，2004）などに従った。

本断層帯は、全体としてほぼ東北東一西南西方向に延びる断層帯である。東端の奈良県五條市付近で屈曲して10数km北に延び、金剛山地の東縁に沿って金剛断層、山口断層及び当麻断層が南から北へ連なるようにほぼ南北走向で分布し、北端は奈良県香芝市に達している。金剛断層の南端部は五條市付近で西南西方向に屈曲し、和泉山脈の南縁に沿って東北東一西南西方向に延びる横ずれ断層としての五条谷断層へ移行する（水野ほか，1994；岡田・東郷編，2000）。

和泉山脈の南縁では、五条谷断層からさらに西へ向かって桜池断層、根来（ねごろ）断層が一部で互いに並走しながら全体としてほぼ直線的に延びて和歌山平野に達する。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）では和歌山北断層の北側に磯ノ浦断層を認定していたが、MTL重点調査（2015）は磯ノ浦断層に沿う地形境界に第四紀後期の断層運動を示唆する変位地形は検出されなかった。根来断層は和歌山北断層と連続的であり、かつその変位センスが同じであることから、根来断層の運動が和歌山北断層に受け継がれていると判断された。そのため、本評価文ではこの調査結果を重視し、磯ノ浦断層を中央構造線断層帯の構成断層として考慮しなかった。

和歌山北断層の西方延長は紀淡海峡の友ヶ島水道断層（海底の断層）に連続し、さらに淡路島南岸沖の海域を経て鳴門海峡断層（海底の断層）へと続く。

鳴門海峡断層はさらに西へ連続し、四国地方の陸域では徳島県鳴門市付近から讃岐山脈のほぼ

南縁に沿って、鳴門断層、鳴門南断層、板野断層、神田（ずんでん）断層、父尾（ちちお）断層、井口断層、三野（みの）断層、箸蔵（はしくら）断層、池田断層及び佐野断層が一部で並走しながら、全体としてほぼ一直線状に東北東－西南西方向に延びている。

讃岐山脈南縁よりも西に至ると、石鎚山脈の北縁に沿って、寒川（さんがわ）断層、畑野断層、石鎚断層、岡村断層、川上断層、重信断層が連続的に分布する。石鎚断層と岡村断層の東部、及び岡村断層の西部と川上断層の東部は、それぞれ長さ 10km ないしそれ以上にわたって、右へステップするように並走する。

川上断層は、石鎚山脈の北縁に沿ってさらに西南西方向に延び、わずかに南よりに方向を変えつつ愛媛県北西部の松山平野に至る。その西方延長上にある重信断層は松山平野東部に分布し、走向をやや南向きに変えて、松山平野の南縁に沿うように伊予断層へと続く。伊予断層の北側には米湊（こみなと）断層が並走し、両断層の西端は伊予灘に達する。海域の断層は、愛媛県大洲市付近の海岸線及び佐田岬半島の北岸の数 km 沖合を伊予灘東部断層と伊予灘西部断層として連続し、佐田岬北西沖へと達している。

海底の断層はさらに大分県大分市佐賀関北東沖の豊予海峡付近から別府湾及び別府湾南岸の陸域の断層となって大分県大分市や別府市をほぼ東西に走り大分県由布市湯布院町へ至る。その途中には、杵築（きつき）沖断層群、別府湾中央断層、大在（おおざい）沖断層群、日出（ひじ）沖断層、三佐（みさ）断層、志村断層、府内（ふない）断層、堀田（ほりた）－朝見川（あさみがわ）断層、由布院断層などが存在する。

（２）断層帯の位置と形状

本断層帯は、紀伊半島から四国西方の伊予灘を経て由布院盆地まで、全体として東北東－西南西方向に延びる断層帯である（図 1、2-1、2-2、2-3、2-4）が、東端付近で北方へ屈曲し、金剛山地東縁に沿ってほぼ南北走向となる。西端部では府内断層、堀田－朝見川断層で西北西－東南東方向へ屈曲し、由布院断層で東北東－西南西方向に変化する。本断層帯の全体の長さは、10 区間からなる本断層帯の活動区間（後述）について、各区間の境界に屈曲点を置きそれぞれの屈曲点間の直線距離を計測してその総和をとることにより、約 444km となる。ただし、⑦石鎚山脈北縁区間は⑥讃岐山脈南縁西部区間の一部と⑧石鎚山脈北縁西部区間の一部とが並走するため含んでいない。各々の活動区間の長さ及び一般走向は表 1 に示すとおりである。断層面上端の深さは、断層による変位が地表に達していることから 0 km とした。断層面の傾斜角及び深部形状は、以下のとおりである。

1) 東部

活断層としての中央構造線断層帯の東端部では、南北走向の金剛断層から構成される。断層の傾斜は反射法地震探査結果から深さ約 300m 以浅では西傾斜約 15-45° と推定される（図 3；佐竹ほか，1999）。

和泉山脈南縁では東西走向の根来断層・桜池断層が並走する。反射法地震探査結果から低角度で北傾斜の断層形状が推定されている（図 4；吉川ほか，1992）。河村ほか（2001）はこの西側で反射法地震探査を実施し、南側の桜池断層は低角で、北側の根来断層は浅部で高角度、地下で桜池断層に収斂している可能性が高いとした。地下深部に高角度の断層が延長しない可能性が散乱法による解析によって指摘されている。Sato et al. (2015)は、大阪平野南部から和泉山脈を横断する深部反射法地震探査を行い、深部から浅層までの根来断層の形状を明らかにした。それに

よると根来断層は、地表から深さ 1.2 km 程度までは約 25° で北に傾斜した形状を示し、より深部は三波川帯とその北方の領家帯の境界として、地下 6km まで 35° で傾斜すると推定された。また、根来断層の浅部の傾斜は反射面のパターンの側方変化から、高角度と判断される。この断層は地下 500m 付近で、中角度の根来南断層に収れんする (図 5)。同一の測線上の和泉山脈を横断する断面 (図 6) では低重合断面により、根来断層と根来南断層が収れんする中央構造線は、三波川帯と領家帯の花崗岩類の境界の断層として、中角度のまま地下 6km まで追跡される (Sato et al., 2015)。

笠原ほか (1998) は、根来断層西部で実施した反射法地震探査により、新期堆積層と和泉層群の境界として認められる中央構造線の傾斜を 45° と報告している。MTL 重点調査 (2016) は根来断層において平成 7 年に防災科学技術研究所が取得した反射法地震探査データの再解析を行い、400m 程度の深さまでは約 50°、1km 程度までは約 25° の傾斜を報告した。

和歌山北断層で行われた反射法地震探査結果 (佃, 1997) によると、断層は深さ 500m 以浅では北側に傾いており、その傾斜は約 15–30° と推定される。

紀淡海峡で行なわれたマルチチャネル反射法地震探査結果 (図 7 ; 横倉ほか, 1998) では、深さ約 1.3km 付近まで断層が示されている。断層は海底付近では高角であるが、深くなるにつれ次第に北に傾く。高角をなす浅い部分を除いた地下約 700m 付近から約 1.3km 付近の傾斜は約 30° と推定される。

讃岐山脈南縁の鳴門断層については、佃・佐藤 (1996) による反射法地震探査による (図 8) 断層面の傾斜は深さ 500m 以浅では北傾斜約 40° と推定される。伊藤ほか (1996) は父尾断層を横切る 16km の測線で、反射法地震探査・重力・MT 法による総合物理探査を実施して、中央構造線の形状を総合的に検討した。この結果、深さ約 5km 以浅では中央構造線が 30–40° 北傾斜していると推定される (図 9)。Kawamura et al. (2003) は伊藤ほか (1996) が行った反射法地震探査よりも北側で低重合反射法地震探査を実施し、両者の結果を合わせて、深さ 7 km 程度までは三波川変成岩類と領家花崗岩類との境界が北に約 45° で傾斜する可能性を報告している (図 10)。伊藤・佐藤 (2010) はそれまでに行われた反射断面を整理することで、内帯と外帯を接合させる中央構造線は北傾斜約 40° で上部地殻を切断していることが深さ 25km まで解釈できることを報告している。

2) 西部

石鎚山脈北縁以西の陸域ではトレンチ壁面に現れた断層などから、地表付近に限ると高角度ないしほぼ鉛直と推定される。堤ほか (2007) は石鎚断層と岡村断層とを横切る面で反射法地震探査を行った結果、深さ 600m 以浅において最も明瞭な反射面は約 25° で北に傾斜することを報告している (図 11)。また、Ikeda et al. (2013) は伊予半島で電磁気探査を行い、地下 30km におよぶ比抵抗断面を示した。この中で中央構造線は、40° 北傾斜の低比抵抗帯に一致すると解釈されている。

伊予灘から豊予海峡を経て別府湾に至る地域では、中央構造線の北側に新期堆積物によって充填された狭長な半地溝状堆積盆地が続くと推定されており、反射法地震探査をはじめ各種の物理探査が精力的に行われてきた。その結果、この堆積盆地は中央構造線の活動によって形成されたものであることが明らかになっている。伊予灘では大野ほか (1997) により反射法地震探査が行われている。その結果によると、少なくとも深さ約 2 km 以浅の活断層帯は高角である。また、四国電力株式会社 (2015) は⑨伊予灘区間の海域部で詳細な音波探査を行い、中央構造線断層帯の横ずれ運動に対応するフラワーストラクチャーを確認するとともに、同断層帯下部が深度 2 km の

三波川帯と領家帯との境界に収斂すると解釈されている。

豊予海峡では別府重点調査（2017）が既往の反射法地震探査の結果を再解析した（J測線、図12）。伊予灘からつづく中央構造線断層帯は伊予灘同様に高角傾斜であり、この測線では横ずれ断層変位を示唆する堆積層内の変形（CDP2400 から 2150）を伴いながら下部で三波川変成岩類と領家花崗岩類上面の接合部（深度3 km）に収斂すると解釈されている。さらに中央構造線断層帯は別府湾内に至り、大在沖断層群を経て陸域に到達し、大野川河口付近の志村断層、大分川河口付近の府内断層を経て北西走向の堀田一朝見川断層に接続する。この断層帯は、大分県（2000, 2001, 2002）及び千田ほか（2004）が大分市街地の太田川沿い、芸術会館付近及び府内城付近で行った反射法地震探査結果（図13）から、深さ約1 km 以浅では高角度で北傾斜と推定される。

これまで得られている反射法地震探査では、中央構造線断層帯の下方延長のいずれもが北傾斜の中央構造線までであり（三波川帯と領家帯上面の接合部）、それを切断してさらに深部に至ると解釈された反射断面は今のところ得られていない。

一方、別府湾北部にも中央構造線の活動に伴って形成されたと考えられる別府湾中央断層などの多数の断層群が存在する。これらについては由佐ほか（1992）の反射法地震探査（図14）や島崎ほか（1990, 2000）や大分県（2002）による音波探査結果（図15）により、深さ約2 km まで主として高角度で南傾斜と推定される。これらの断層群は堆積層を変位させているが、その変位は領家帯まで及んでいないと解釈されている（由佐ほか、1992）。

以上は中央構造線断層帯の活動に関連する考察であるが、中央構造線そのものの活動に伴う断層についても検討しておく。この点で『別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）における重点的な調査観測』（別府重点調査、2017）の成果は重要である。H測線ならびに大野川測線の反射法断面には、三波川帯と領家帯上面の接合部より浅部の中央構造線の上盤に位置する別府湾充填新期堆積層内にも強い変形が認められる。また中央構造線直近でかつ中央構造線と同一方向の佐賀関断層もC級ではあるが活断層である。これらのことから三波川帯と領家帯上面の接合部以浅の中央構造線も活断層である可能性を考慮に入れておくことが必要と考えられる。伊予灘南縁、佐田岬半島沿岸の中央構造線については現在までのところ探査がなされていないために活断層と認定されていない。今後の詳細な調査が求められる。

3) まとめ

以上のことから、本断層帯を構成する断層面の傾斜は、地質境界を中央構造線断層帯の断層面と仮定すれば、東端部の①金剛山地東縁区間では、深さ約300m 以浅において西傾斜 $15-45^{\circ}$ 、③根来区間では深さ0.1km から0.4km で北傾斜 50° 、深さ0.4km から1.2km で北傾斜 25° 、及び深さ1.2km から6km で北傾斜 35° 、④紀淡海峡一鳴門海峡区間では海底付近で高角度、深さ1.3km 程度では北傾斜約 30° 、⑤讃岐山脈南縁東部区間では深さ25km 以浅で北傾斜 40° 程度、⑥讃岐山脈南縁西部区間では地表付近で高角度であると推定される。

なお、⑦石鎚山脈北縁区間から⑧石鎚山脈北縁西部区間に至る区間は地表及び海底付近に限れば高角であると推定されるが、地下深部については資料が得られていない。また、⑨伊予灘区間では深さ2 km 以浅では高角度で北傾斜の可能性がある。⑩豊予海峡一由布院区間では断層本体に繋がる南側の部分は深さ1 km 以浅で高角度北傾斜であると推定される。

○中央構造線断層帯の断層の深部の傾斜角について

中央構造線の特に②五条谷区間から⑨伊予灘区間における断層深部の傾斜角について、中角度（約 40° ）あるいは高角度（ないし、ほぼ鉛直）と評価する点について、地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会および同活断層分科会において議論を行った。しかし、断層深部の傾斜角を決定する十分な研究成果が⑤讃岐山脈南縁東部区間を除き、得られていないのが現状である。ここでは、これまでに指摘された中角度および高角度の根拠を整理し、現時点での本断層帯の深部における傾斜角の評価を述べる。

中角度であるとする主張の要旨は次の通りである。これまで述べたように、紀伊半島西部、四国東部、四国中央部で行われた反射法地震探査により、深部まで北に中角度で傾斜する地質構造境界断層としての中央構造線が広く確認されており、それに沿ってごく近傍の浅部では高角度な傾斜を示す中央構造線断層帯（活断層帯）が認められる。例えば、根来南断層の南方には鮮新-更新統の菖蒲谷層群が起伏のある三波川帯を不整合で覆って分布するが、この中に顕著な断層は認められない。三波川帯は反射面に富む特性を示し、この反射面群は中央構造線の傾斜と同様の傾斜を示すが、高角な断層によって切断されているようには見えない。和歌山県西部では、河村ほか（2001）によって散乱法による解析が行われており、中央構造線の下盤側には高角度の断層は検出されていない。四国東部でも伊藤ほか（1996）によって、反射法地震探査を基軸とした統合物理探査が実施されており、和歌山西部と同様の構造が明らかにされている。この中央構造線断層帯の活断層は地下で中央構造線を切断しておらず、中央構造線の活動に伴ってその右横ずれ成分になって浅部に生成されたと考えられる。四国東部については、2002年に西南日本を横断する地殻構造探査が実施され、上部マントルにいたる地殻構造が明らかにされた（図16; Ito et al., 2009）。この探査によって、中央構造線は地殻全体を中角度で断ち切る大規模な断層であることが明瞭になった。四国西部の北に傾斜する低比抵抗帯の存在（Ikeda et al., 2013）や四国地域で広域的に地震波トモグラフィ（Matsubara et al., 2008）による低ポアソン比の領域の北端部が中央構造線と調和的な北傾斜の構造を示し、北傾斜の構造と調和的に微小地震が分布する（図17）。

伊予灘から別府湾にいたる地域で行われた多数の反射法地震探査等の成果によって（Itoh et al., 2014）、中角度傾斜の中央構造線の活動による可能性のある、現在の成長する狭長な半地溝堆積盆地の存在が確認されている。盆地中央部を走る高角な中央構造線断層帯（活断層帯）は下方延長で中央構造線を切断していない。さらに、中央構造線の北側の堆積層に傾動沈降運動が認められるが、これは傾斜した断層面の滑りに伴うロールオーバー構造と解釈される。地下深部で中角度に傾斜した横ずれ断層面が地表付近で高角度になることは、縦ずれ及び横ずれの両方の成分を持つ傾斜した断層で slip partitioning が地表付近で生じた場合、縦ずれ運動は傾斜した断層面を形成するが、横ずれ運動は必ず高角の断層面を形成することと比較すると不自然ではない。また、GNSS 観測に基づく地殻変動からの傾斜角の推定では $35\sim 50^{\circ}$ で北に傾斜する断層のモデルが最適と推定されている（図18, 19; Tabei et al, 2002; Tabei et al, 2007）。このことは中央構造線の物質境界が力学境界であることを示唆するものである。

一方、高角度であるとする主な主張については次の通りである。トレンチ調査及びボーリング調査、反射法地震探査に基づく地表付近の断層の傾斜は高角度であり、しかも地表の断層のトレースが直線的であることから、地表付近では高角度の断層が連続していることを示している。地表付近の中央構造線断層帯が中角度であれば、地形の起伏に伴って断層走向は変わるはずであるが、そのような事実はない。また、⑤讃岐山脈南縁東部区間における反射断面の結果から中角度の傾斜角が推定されているが、反射断面から見える境界は地質境界を意味しており、活断層であると断定できない。さらに、第四紀以降の上下方向のずれの向きは、活断層のトレースに沿って北側低下と南側低下が混在し、典型的な横ずれ断層の上下変位パターンを示しており、中角度の断層面が純粋な横ずれ運動を生じるとの考えとは矛盾する。

このように中央構造線断層帯の傾斜角について、中角度か高角度かの判断根拠がいくつかあるため、現時点では両論を併記することとした。しかしながら、以下のような考察に基づき、中角度の可能性が高いと判断した。

中央構造線が地下深部まで中角傾斜であること、中央構造線断層帯（活断層帯）が高角傾斜であることは両論とも一致している。議論が分かれているのは、次の2点である。

第1に、高角な中央構造線断層帯と中央構造線はどのような関係かということである。

第2に、中角である中央構造線が横ずれ卓越の運動を担えるかということである。

第1の点については、反射法地震探査断面が多数公表されているが、それらの中で高角である中央構造線断層帯（活断層）が下方において中角である中央構造線を切断していることを示す事実は確認されていない。第2の点については、1）中央構造線は数千万年間以上にわたって断層活動を行ってきたと推測され、断層の強度や摩擦係数等が他の断層より小さいと想像される。2）先述の通り $35\sim 50^\circ$ で北に傾斜する断層モデルにより、GNSSによる地殻変動が説明可能であるという報告がある。また、実際に2013年にパキスタンで発生したバルチスタン地震も最初の破壊が 75° の傾斜角で、その後の破壊が 45° でほぼ純粋な横ずれをしたと主張する例もある (Avouac et al., 2014)。

中央構造線断層帯が下方において中角である中央構造線を切断している事実が確認されないことと、400km以上にわたる中央構造線に平行してごく近傍にのみ活断層帯が随伴する事実は、中角である中央構造線の活動に伴って浅部における中央構造線断層帯（活断層）が形成・成長しているという考えを支持する。さらに中央構造線より南側の三波川帯や四万十帯などの外帯には活断層はほとんど存在せず、その延長部が中央構造線直下に分布することは高角の断層が形成しにくいことを示唆している。

今後、中央構造線断層帯の深部における傾斜角についてさらなる調査を実施する必要があり、その結果に基づいて、断層深部の傾斜角を見直す可能性があることは留意されたい。

なお、中角の場合あるいは高角の場合で本評価が変更される部分は、特性表（表1）では地震発生層の深さと幅、さらに表3にまとめられた中央構造線断層帯の全体が破壊した際のモーメントマグニチュードが該当する。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

本断層帯東端の①金剛山地東縁区間は、変位地形と反射法地震探査結果などにより推定される断層面の傾斜から、西側が相対的に隆起する逆断層であると考えられる。横ずれ成分は確認できていない。

東北東—西南西走向を持つ②五条谷から⑨伊予灘に至る区間は、岡田(1970)や岡田・寒川(1978)などに示された河川や段丘崖の右屈曲などから、右横ずれが主体と考えられる。全域にわたって上下方向の変位も伴っているが、その向きは場所により異なり、北側隆起の部分と南側隆起の部分とがある。和泉山脈南縁、紀淡海峡及び讃岐山脈南縁では北側が相対的に隆起しており、石鎚山脈北縁では南側が相対的に隆起している。愛媛県北西部では隆起の方向が一定しない。また、三浦ほか(2001)ならびに四国電力(2015)によると、伊予灘では複数の断層が並走し、横ずれ断層変位に伴って形成されたと推定される小地溝やバルジが直線的に配列している。

別府湾周辺については、別府湾の北部や湾の北側の山地に分布する二次的な断層は、反射法地震探査結果(由佐ほか, 1992)、音波探査結果(島崎ほか, 1990, 2000; 大分県, 2002)、断層変位地形、断層露頭などから、主として南側が相対的に低下する正断層と推定される。一方、別府湾

の南部や湾の南側に分布する断層は、断層変位地形や断層露頭などから、主として北側が相対的に低下する正断層と推定され、こちらが主体となって活動し、北側の断層を二次的に発生させたと考えられる。

2. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注10）

本断層帯の平均変位速度に関する資料として以下のものがある。

①金剛山地東縁区間： 佐竹ほか（1997）は、金剛山地東縁の奈良県葛城市（旧北葛城郡新庄町）林堂の山田断層において、露頭調査とボーリング調査結果に基づき、約 87 万年前の火山灰層（アズキ火山灰）の出現高度が断層を挟んで約 80m 異なることから、山田断層の平均上下変位速度を約 0.1m/千年と推定した。ただし、山田断層の西側には金剛断層の北部が並走することから、この付近の断層帯全体としての平均上下変位速度は 0.1m/千年以上と判断される。また、佐竹ほか（1998）は、御所市名柄の金剛断層において、地形面の上下変位量を約 2－5 万年前の段丘面について 10m 程度、また約 8－13 万年前の段丘面について最大 50m と求めたことから、この断層の上下変位速度を 0.6m/千年以下と推定した。この付近では並走する他の断層は認められていない。佐竹ほか（1999）は、以上をまとめ、金剛断層系の平均上下変位速度を 0.1－0.6m/千年としている。

②五条谷区間： 平均変位速度を推定する情報がなく、不明である。

③根来区間： 岡田・寒川（1978）は、和歌山県紀の川市（旧那賀郡粉河（こかわ）町）から和歌山市付近に分布する 3 つの低位段丘面の形成年代を、¹⁴C 年代値に基づいて、上位より約 5－6 万年前、約 2.5－3 万年前、約 1－1.5 万年前と推定して、これらを開析する河谷の右ずれ屈曲量を多くの箇所でも求め、この付近の根来断層の平均右横ずれ変位速度を 0.9－3.1m/千年とした。また、形成年代を 10±2 万年前頃及び 20－30 万年前頃と推定した段丘面を開析する河谷の屈曲量から求めた平均右横ずれ変位速度もほぼ同じ値になるとしている。その後、斉藤ほか（1997）は、岡田・寒川（1978）が 2.5－3 万年前とした段丘を構成する礫層の下部に始良-Tn 火山灰が認められたことから、段丘面の離水期を約 2 万年前と岡田・寒川（1978）よりも若く見積もり、岡田・寒川（1978）が求めた変位量のうち精度が高いと判断されるもののみを用いて、根来断層の平均右横ずれ変位速度を約 1.8－3.5m/千年とした。さらに、MTL 重点調査（2015）は、開析谷を変位基準として地形面の推定形成年代と、1m メッシュの数値標高モデルから作成した縮尺 1:2,000 および縮尺 1:5,000 の地形陰影図、現存する変位地形については現地での測量結果とから、根来断層の右横ずれ変位速度を約 2m/千年とした。

なお、地域地盤環境研究所（2008）は根来断層枇杷谷地点のトレンチで観察される I3 層（約 2 万年前；注 11）の高まりが 13－32m 右横ずれしているとして、この付近の平均変位速度を 0.7－1.6m/千年（右横ずれ成分）と算出しているが、その高まりが断層を挟んで一方の側でしか確認されていないため、ここでは参考値とする。

④紀淡海峡－鳴門海峡区間： 七山ほか（1999）は、紀淡海峡の友ヶ島水道断層において、並走する 2 つの断層のうち南側の断層を挟んで、ピストンコアリングを実施した。約 9 千年前と推定される地層の上下変位量から、最近 9 千年間の平均上下変位速度を 0.8－1.0m/千年と求めている。北側の断層について七山ほか（1999）は、最新活動時の上下変位量は小さいとしている。

が、具体的な平均上下変位速度は求めている。

⑤讃岐山脈南縁東部区間：岡田・堤（1997）は、岡田（1970）が求めた徳島県阿波市（旧阿波郡市場町）の東西走向の父尾断層による段丘崖の水平変位量と段丘崖の形成年代を再検討し、段丘崖の水平変位量を約 50m、その形成年代を約 8 千年前とした。これらの数値から右横ずれ平均変位速度を求めると約 6m/千年となる。また、岡田（1970）は父尾断層の上下方向の平均変位速度を北側隆起の 0.5-0.6/千年（北側隆起）と推定した。

⑥讃岐山脈南縁西部区間：岡田（1970）は、徳島県美馬市（旧美馬郡美馬町）の三野断層で、形成年代を約 2 万 5 千年前よりも新しいと推定した扇状地面を開析する河谷の屈曲量が 200-230m であるとして、その平均右横ずれ変位速度は 8-9m/千年に達するとした。さらに、岡田（1968）が ^{14}C 年代値をもとに推定した段丘礫層下の不整合面の形成年代（約 3 万年前）と、断層による横ずれ変位量（約 200m）を用いて、徳島県三好市（旧三好郡池田町）の池田断層における平均右横ずれ変位速度を 7m/千年以上とした。活断層研究会編（1991）は、岡田（1973）が求めた愛媛県新居浜市における石鎚断層を横切る谷の屈曲量から、その平均右横ずれ変位速度を 3.5-4.4m/千年としている。ただし、石鎚断層は、東側の畑野断層及び西側の岡村断層と並走する断層であり、これらをあわせると、石鎚断層の右横ずれ平均変位速度はさらに大きくなると考えられる。

⑦石鎚山脈北縁区間：岡田ほか（1998a）は、愛媛県西条市飯岡でほぼ東西方向に延びる岡村断層に沿って掘削された複数のトレンチにおいて、断層北側の壁面と南側の壁面とで地質が全く異なることに注目し、断層北側の角礫層は、これらのトレンチ群の西側を北流する谷によって南側の山地から運搬された扇状地礫層と考えた。その後の右横ずれ断層運動によりその角礫層が東に移動したものと考え、その角礫層の年代値と谷からの距離とから、右横ずれ平均変位速度を 5-6m/千年と求めている。

⑧石鎚山脈北縁西部区間：変位速度を推定する情報がなく、不明である。

⑨伊予灘区間：後藤（1996）は伊予断層の市場・稲荷地区における約 5-6 万年前の中位 II 面の変位量に基づき、以下のように平均変位速度を推定している。中位 II 面を開析する河谷は系統的に右横ずれを示し、そのなかで変位量の見積りの信頼度が高い小河谷が、約 80m 右屈曲していることから右横ずれ平均変位速度を 1.3-1.6m/千年と推定している。また、中位 II 面上に認められる低断層崖の比高が約 10m であることから上下方向の平均変位速度を 0.2m/千年程度と推定している。伊予灘の海域に存在する断層については、平均変位速度を推定する情報がなく、不明である。

⑩豊予海峡-由布院区間：正断層を主とする数多くの断層が別府湾から西方の陸上部に分布し、種々の調査により平均的な変位速度を推定する情報が存在する。

大分県（2002）は別府湾で音波探査およびピストンコアリング調査を行い、鬼界アカホヤ火山灰層（約 7 千 3 百年前：注13）の上下変位量として、別府湾内の杵築沖北断層で約 11m、杵築沖南断層で約 9m、豊岡沖断層で約 3m の相対的な北側の隆起、亀川沖西断層で約 4m の相対的な南側の隆起を報告している。これらの変位量と鬼界アカホヤ火山灰層の年代に基づき、それぞれの断層の平均的な上下変位速度は、約 1.5 m/千年（杵築沖北断層）、約 1.2 m/千年（杵築沖南断

層)、約0.41m/千年(豊岡沖断層)、約0.55 m/千年(亀川沖西断層)と求められている。なお、豊岡沖断層に関しては、中田・島崎(1993)によってもほぼ同様の値が得られている。また、島崎ほか(1990)は、別府湾中央断層の音波探査を行い、鬼界アカホヤ火山灰層に相当する反射面が北側隆起で20m変位していることを確認した(図20)。これらより、平均的な上下変位速度は約2.7 m/千年と求められる。ただし、島崎ほか(1990)には変位の正確な計測位置が示されていないため、信頼度はやや劣る。

活断層研究会編(1991)は、既存の音波探査結果から、鬼界アカホヤ火山灰層に相当する反射面の相対的な上下変位として、小深江沖断層で約9mの相対的な北側隆起、島ノ山沖断層で3mの南側隆起、豊岡沖断層で6mの北側隆起、沖ノ瀬断層で3.4mの北側隆起、三名(さんみょう)沖東断層で6.2mの南側隆起、三名沖西断層で4.8mの北側隆起、亀川沖東断層で7.6mの南側隆起、亀川沖西断層で5mの南側隆起、上人鼻(しょうにんはな)沖断層で4.6mの南側隆起を報告している。これらの値から平均的な上下変位速度が求められ、それぞれ約1.2 m/千年(小深江沖断層)、約0.41 m/千年(島ノ山沖断層)、約0.82 m/千年(豊岡沖断層)、約0.47 m/千年(沖ノ瀬断層)、約0.85 m/千年(三名沖東断層)、約0.66 m/千年(三名沖西断層)、約1.0 m/千年(亀川沖東断層)、約0.68 m/千年(亀川沖西断層)、約0.63 m/千年(上人鼻沖断層)と求められる。

三佐(みさ)断層について、大分県(2002)は大分市の大野川河口右岸付近で実施した反射法地震探査及びボーリング調査に基づき、鬼界アカホヤ火山灰層の上下変位から相対的に南側が26.5–30m隆起していることを認めている。この結果から、本断層の平均的な上下変位速度は、3.6–4.1 m/千年であったと求められる。なお、大分県(2002)は、完新世海成層基底の変位量から平均上下変位速度を求めているが、変位量の見積りの信頼度が劣ると考えられるため、本評価では採用しない。

志村断層について、大分県(2002)は大分市の大野川右岸(大在大橋付近)で実施した反射法地震探査及びボーリング調査に基づき、鬼界アカホヤ火山灰層の上下変位から南側が1–2m隆起していることを認めている。この結果から、本断層の平均的な上下変位速度は0.14–0.27 m/千年であったと求められる。また、日岡(ひおか)地点(大分市日岡一丁目)においても、大分県(2002)は反射法地震探査及びボーリング調査を行い、鬼界アカホヤ火山灰層の変位から相対的に南側が10.5 m隆起していることを認めている。この結果から、本断層の平均上下変位速度は、1.4 m/千年であったと求められる。

府内断層については、大分県(2002)は、大分市古ヶ鶴(こがづる)一丁目の芸術会館地点において反射法地震探査及びボーリング調査を行い、鬼界アカホヤ火山灰層が相対的に南側が4.2 m隆起していることを認めている。この報告と、千田ほか(2003)によって推定された隆起量5 mを考慮すれば、平均上下変位速度は0.58–0.68 m/千年と求められる。大分県(2002)は、大分市長浜町3丁目の大分川左岸地点において反射法地震探査及びボーリング調査を行い、鬼界アカホヤ火山灰層の変位から相対的に南側隆起していることを認めている。千田ほか(2003)がこの隆起量を16 mとしていることに基づくと、平均上下変位速度は2.2 m/千年であったと求められる。大分県(2001)は大分市城崎(しろさき)町2丁目の府内城址地点における反射法地震探査及びボーリング調査の結果に基づき、鬼界アカホヤ火山灰層の上下変位から相対的に南側が隆起していることを認めている。千田ほか(2003)がこの隆起量を16 mとしていることに基づくと、平均的な上下変位速度は2.2 m/千年であったと求められる。また、千田(1998)は、既存ボーリング資料に基づき、鬼界アカホヤ火山灰層が28 m南側隆起していることを読み取り、平均的な上下変位速度を3.8 m/千年としている。しかし、千田(1998)が示した既存ボーリング資料は鬼界アカホヤ火山灰層の降灰層準の認定に関する情報が不足しているため、この値は

参考扱いとする。なお、大分県（2002）は、完新世海成層基底の変位量からも平均的な上下変位速度を求めているが、この値は、変位量の算出基準が明示されていないことから信頼度が低いと考えられるため、本評価においては採用しない。

堀田－朝見川断層について、首藤・日高（1971）は、乙原（おとぼる）面（阿蘇4火山灰層相当層からなる地形面：注13、約9万－8万5千年前）が断層により上下に170 m 変位しているとした。このことから、平均的な上下変位速度は2.0 m/千年程度であったと推定される。ただし、断層の低下側における乙原面の対比の根拠が不明であるので、その信頼度は高くない。また、千田（1995）及び大分県（1999）は、地形面構成層中に鬼界アカホヤ火山灰層を含む開析扇状地面に30－35 m 以上の相対的な南側隆起の変位があるとして、平均的な上下変位速度を4.1－4.8 m/千年以上とした。さらに、大分県（2000）は、朝見地点においてボーリング調査を行い、陸成堆積物に挟まれた鬼界アカホヤ火山灰層が海面下17－18 m に分布していることを見出した。鬼界アカホヤ火山灰層堆積時の海面高度を考慮すると、その堆積以降に20 m 程度沈降したと考えられるので、本断層の平均的な上下変位速度は2.7 m/千年程度であったと求められる。大分県（2000）は、堀田地点でのボーリング調査から、開析扇状地面構成層に挟まれる鬼界アカホヤ火山灰層に19m の高度差を認めている。扇状地面の傾斜を考慮すると、上下変位量は約25－31m となり、平均的な上下変位速度は約3.4－4.2 m/千年であったと求められる。

以上のように本断層帯では、いくつかの地点で平均的な変位速度が求められているが、その値は地域により異なり一様ではない。

本断層帯の平均右横ずれ変位速度をまとめると、③根来区間の根来断層では斉藤ほか（1997）に従うと約1.8－3.5m/千年程度と推定され、⑤讃岐山脈南縁東部では父尾断層で6 m/千年程度、⑥讃岐山脈南縁西部では三野断層で8－9 m/千年程度、池田断層で7 m/千年以上、石鎚断層で4 m/千年以上、⑦石鎚山脈北縁の岡村断層では5－6m/千年程度、また、⑨伊予灘の伊予断層では1－2m/千年程度の可能性がある。

平均的な上下変位速度についてまとめると、断層帯東端の①金剛山地東縁区間では西側隆起0.1－0.6m/千年程度と推定され、④紀淡海峡－鳴門海峡で北側隆起0.8－1.0m/千年、⑤讃岐山脈南縁東部区間の父尾断層で北側隆起0.6m/千年、⑨伊予灘区間では南側隆起0.2m/千年程度の可能性がある。

また、⑩豊予海峡－由布院区間では震源断層と考えられる南側の断層は相対的に北側低下で0.1－5m/千年程度とまとめられる。なお、二次的な北側断層群の北側隆起については0.4－3m/千年程度である。

（2）活動時期

○地形・地質学的に認められた過去の活動

中央構造線断層帯においては、数多くのトレンチ調査やボーリング調査により過去の活動時期に関する資料が得られている。以下、主な調査地点の地形・地質学的に認められた過去の活動時期について東から西の順にその概略を述べる。

（a）山田断層（中戸地点）

山田断層では、奈良県葛城市中戸においてトレンチ調査、ボーリング調査および地中レーダー探査が実施された（MTL重点調査，2015）。このうちトレンチ調査では断層は露出しなかったが、地層の東への撓曲構造がみられ、液状化の痕跡と考えられる堆積構造の乱れも観察された。撓曲

変形を受けている腐植土層（30層）の最上部からは、 2350 ± 30 yBPの年代値（Bc415-385）が得られ、本地点の最新活動時期はこの年代以降であった可能性がある（MTL重点調査, 2014）。また、ボーリング結果の対比から約9千3百年前以後、約8千年前以前にも活動があったと推定されている（図21）。

（b）金剛断層（名柄地点）

金剛断層では、奈良県御所市名柄の完新世の段丘面上において2つのトレンチ調査が実施された（佐竹ほか, 1999）。このうち第2トレンチでは、断層がD層及びこれより下位の地層を切っており、北側壁面では断層がC2層に覆われているのが観察された（図22）。この結果を元にMTL重点調査（2016）は、本地点における最新活動を1世紀以後、3世紀以前であったと推定した。なお、佐竹ほか（1999）は、本トレンチ近傍の断層露頭においても最新活動時期としてこれとおおむね整合する年代値を得ている。

（c）五条谷断層（竹尾地点、柱本地点）

五条谷断層では、竹尾地点においてトレンチ調査が行われ、少なくとも1回の活動が確認された（地域地盤環境研究所, 2008）。断層がE1層（約3千3百-3千2百年前；注11）以下を切り、D3層（10世紀；注11）以上に覆われることから、活動時期は約3千3百年前以後、10世紀以前と推定され、これが本地点の最新活動である可能性がある。また、その掘削地点のすぐ西の1段低い水田（和歌山県橋本市高野口町竹尾）では五条谷断層を横切るピット掘削が行われ、断層が5層よりも下位の地層を切り、4b層以上の地層に覆われており（MTL重点調査, 2014）、本地点における最新活動時期は約2千2百年前以降、7世紀以前（注12）と推定された（図23）。

また、和歌山県橋本市柱本地点においてもトレンチ調査が行われ（MTL重点調査, 2015）、断層は51層を切断し43層に覆われることから、51層の堆積後で43層の堆積前に古地震イベントがあったと考えられる。しかしながら、これらの地層の堆積年代を特定できるような年代試料を採取することはできなかった。本地点の最新イベントの発生時期は、断層によって変位していない22層の基底付近から得られた年代（13世紀；注12）以前と推定される。

（d）根来断層（上黒谷地点、仁王谷地点、根来寺地点、枇杷谷地点、上野地点）

根来断層では、和歌山県紀の川市（旧那賀郡粉河町）の枇杷谷地点や和歌山市東部の上黒谷地点及びこれより約3km西方の仁王谷地点、和歌山市上野地点においてトレンチ調査が実施されている。

枇杷谷地点では、地域地盤環境研究所（2008）によって計3つのトレンチ調査が行われており、計5回の活動が確認されている。トレンチ壁面のスケッチに基づく、Bトレンチにおいて、断層がD層を切り、C5層に覆われている（図24、25、26）。この結果を元に、MTL重点調査（2016）は7-8世紀に活動があったと推定した。なお、いずれのトレンチにおいてもC層以上の地層に変位が見られないことから、この活動が本地点の最新活動と考えられる。また、Aトレンチにおいて、派生断層に切られているF1層（約1万4千-1万3千年前；注11）には断層を挟んで層厚の変化がほとんどなく、断層を覆うE2層およびE3層は断層の低下側に厚く堆積している（図27）ことから、約1万4千年前以後に活動（活動2）があったと推定される。

地域地盤環境研究所（2008）は、Aトレンチにおいて、G1層が上位のF1層よりも大きく変形し、その低下側を埋めるようにF2層が分布し、さらに下位のH1層およびHA層が断層近傍でG1層よりも著しい変形を被っている（図27）ことから、HA層（約1万8千年前；注11）堆積以後、F2堆積以前に活動があったと推定している。このことから約1万8千年前以後、約1

万3千年前以前に活動（活動3）があった可能性がある。また、地域地盤環境研究所（2008）は、Aトレンチにおいて、H2層（約2万年前；注11）は断層の低下側にのみ分布し、H3層は断層の低下側で厚く分布していること、かつ断層近傍でH4層の変形程度がH2、H3層よりも著しいことなどから、H4層堆積以後、H3層堆積以前に活動があったとしている。H4層の年代は得られていないが、直下のH5層から約2万2千年前（注11）の年代値が得られていることから、約2万2千年前以後、約2万年前以前に活動（活動4）があった可能性がある。さらに、地域地盤環境研究所（2008）は、Bトレンチにおいて、断層がI3層（約2万4千年前；注11）を切り、H4層（約2万2千—1万9千年前；注11）に覆われているとしている（図25）。したがって、約2万4千年前以後、約1万9千年前以前に活動（活動5）があった可能性がある。

なお、本地点では、Bトレンチで活動1と活動5の間で長期間の地層が欠損しているため、Aトレンチで認められた活動1から活動4の間にも地層の欠損がある可能性があり、本断層が横ずれ変位が卓越していることも考慮すると、各活動の間にトレンチ調査では確認できない活動があった可能性に留意する必要がある。

上黒谷地点では計5つのトレンチ調査が行われており、このうち東西に延びる北向き低崖基部の沖積谷底平野で掘削されたNo.3トレンチ（佃ほか、1998）では、東西両壁面において少なくともⅡ層の下部までが断層により切られているのが認められた（図28）。この断層活動は少なくとも1回と考えるのが妥当であり、Ⅱ層から得られた¹⁴C年代値（注11）から、その時期は少なくとも1世紀以後と推定され、Ⅱ層から得られた他の¹⁴C年代値（注11）に基づくと7世紀以後であった可能性もある。また、東壁面において断層F2がV層（約1万3千年前；注11）の途中まで確実に切り、Ⅲ層（約4千2百—4千年前；注11）に覆われていることから、この活動の時期は約1万3千年前以後、約4千年前以前であったと推定される。

上黒谷No.3トレンチから約100m西方の沖積面上で、水野ほか（2000）により掘削された上黒谷No.4トレンチでは、トレンチ内に認められた断層や地層の変形程度の違いなどから、少なくとも3回の活動が認められる。各地層から得られている¹⁴C年代値（注11）によると、最新活動の時期は1世紀以後と求められ、他の2回の活動時期は約3万年前以後、1世紀以前となる。ただし、反対側の壁面で得られた¹⁴C年代値（注11）を用いると、最新活動以外の2回の活動のうち、新しい方の活動は約7千3百年前以後であった可能性がある。

岡田ほか（1999a）により上黒谷の約3km西方の沖積低地で掘削された仁王谷トレンチにおいても断層活動が認められた。断層により切られる地層（3—4世紀；注11）とこれを覆う地層（約3千9百—3千8百年前；注11）から得られた¹⁴C年代値から、本地点における最新活動は約3千9百年前以後、4世紀以前にあった可能性がある。ただし、断層を覆うとされる地層は、いくぶん傾いているようにも見えることから、最新活動はより新しい時期に起こった可能性も否定できない。

また、上黒谷地点の東方約5kmの根来断層の近傍に位置する根来寺では、12世紀後半以降の遺構が発掘されているが、この中に地震による被害の痕跡は発見されておらず、また、地震による被害の記録も残されていない（水野ほか、2000）。したがって、少なくとも13世紀以後には本地点付近では断層活動はなかった可能性がある。

上野地点では、MTL重点調査（2015）により2つのトレンチ調査が実施され、4つのイベントが認定された。これによると本地点における最新活動時期は5世紀～10世紀（注12）と推定される。その一つ前のイベントは35層の堆積中であり、約6千4百年前以後、4世紀以前（注12）と推定されている。さらに一つ前のイベントは複数の断層が71層までを変位させ、31層に覆われることから、このイベントの存在は確実に考えられ、年代値は約6千4百年前以後、約5千年前以前となる。さらに一つ前のイベントの認定は71層・72層のコントラストに乏しいマッシュ

な地層に基づいており、痕跡を明瞭に残していない可能性もあるが、このイベントの発生時期は約1万年前以後、約8千9百年前以前（注12）となる（図29）。

また、根来南断層については、MTL重点調査（2015）により岩出市東坂本において、断層変位を受けている地形面のピット掘削が実施された。深度約65～75cmに分布する礫混じり腐植質シルト層が、この地形面の離水以前に湿地環境だった場所に礫が流れ込んで形成されたと考えられ、地形面構成層であると判断される。この層中の深度約70cmから採取された腐植土の年代値から根来南断層の最新活動時期は約2千8百年前以後（注12）となる。

（e）和歌山北断層（河西公園・第2阪和国道予定地）

和歌山平野下に伏在する和歌山北断層について、和歌山平野西端に位置する和歌山市の河西公園（水野ほか，1998）と和歌山市街地北方の第2阪和国道予定地（当時）（和歌山県，1999a，b）において反射法地震探査とボーリング調査が実施されている。河西公園からは約5200年前（暦年未補正值）以後、約3000年前（暦年未補正值）以前の活動（水野ほか，1998）が、また、第2阪和国道予定地では6500年前（暦年未補正值）以後、1500年前（暦年未補正值）以前の活動（和歌山県，1999a，b）が推定されている。しかし、これらにおいて活動の根拠とされた地層の変形はわずかであり、これらのボーリング結果のみからは断層活動が確実にあったとはいえない。

（f）友ヶ島水道断層

和歌山北断層の西方延長上に位置する友ヶ島水道断層では、紀淡海峡の東縁部で音波探査とコアリングが実施された（七山ほか，1999）。陸上のトレンチ調査から得られたデータと同等の信頼度の評価は困難であるが、その結果によると、海底堆積物の堆積速度の変化から、約5千1百年前以後、約2千6百年前以前（注12、14）に最新活動があり、約8千6百年前以後、約7千1百年前以前（注12、14）に1つ前の活動があった可能性がある。なお、七山ほか（1999）は、コアで認められた2層の土石流堆積物（Df1層及びDf2層）をイベント堆積物とすれば、これら2回の活動時期がさらに限定される可能性があるとしている。

（g）鳴門海峡断層

鳴門海峡においても、音波探査及び徳島県鳴門市の沖合約1.5km付近でコアリングが実施された（水野ほか，1996）。友ヶ島水道断層における調査結果と同様、陸上のトレンチと同等の信頼度で評価することは困難であるが、反射面の変位と地層の¹⁴C年代値から、この付近における最新活動は約3千1百年前以後、約2千3百年前以前（注12、14）にあった可能性がある。なお、水野ほか（1996）によると、変位量の差から、約3千4百年前以前ないし約5千4百年前以前（注12、14）に少なくとも1回、最新活動以前の活動があったことになる。

（h）鳴門南断層（段関・大代地点）

徳島県（2000b）は、徳島県鳴門市の沖積低地上をほぼ東西に延びる微高地列南縁の比高50cm程度の低崖を挟んでトレンチ調査を行った（図30）。トレンチ壁面からは、連続性のよい粘土の薄層（C層：3－5世紀；注11）の撓曲変形が認められたことから、本地点の最新活動は3世紀以後にあったと推定される。また、その下位ではF層（約3千4百－3千2百年前；注11）が撓曲変形し、それを上位のD層が覆っているのが認められる。F層及びD層の上位のC層（1－3世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値から、1つ前の活動が約3千4百年前以後、3世紀以前にあった可能性がある。さらに、わずかではあるがG層とH層の傾斜に差がみられることから、両層の堆積の間に2つ前の活動があった可能性がある。両層から得られた¹⁴C年代値（注11）からその時

期は3千5百—3千3百年前頃となる。

(i) 板野断層（川端地点）

徳島県板野郡板野町の川端地点では、徳島県（2000b）により、Aトレンチ、B予察トレンチ及びBトレンチの計3つのトレンチ調査が行われている。

Aトレンチは、南に開いた小規模な谷の出口で掘削され、断層は確認されていないが、10世紀以後の液状化跡が認められ、地震活動に伴うものであることが示唆される。

B予察トレンチ及びBトレンチは、Aトレンチから数百m東方の別な小規模な谷の出口で掘削された。

予察トレンチでは耕作土（7—8世紀；注11）よりも下位のすべての地層を切る断層が認められ、断層に切られる地層から得られた¹⁴C年代値から、7世紀以後に最新活動があったと推定される（図31）。

Bトレンチにおいても耕作土直下の1層（5—6世紀；注11）が液状化によると考えられる擾乱を受けており、地震活動に伴うものであることが示唆される（図32）。また、Bトレンチでは、擾乱を受ける前の活動として4a層堆積後、2層堆積前の活動が認められ、さらにもう1つ前の活動として4d層（約2千2百—2千年前；注11）（または4c層）堆積後、4b層（約2千年前—2世紀；注11）堆積前の活動が認められる。各層から得られている¹⁴C年代値（注11）はばらばらについているが、徳島県（2000b）による4a層及び4b層の花粉分析結果も考慮すると、液状化による擾乱の年代は5世紀以後と推定され、前者の活動の時期は、4b層及び1層から得られた¹⁴C年代値から約2千年前以後、6世紀以前となる。また、後者の活動時期は4d層及び4b層の¹⁴C年代値に基づけば約2千2百年前以後、2世紀以前となるが、徳島県（2000b）が行った4d層の花粉分析結果を考慮すると、この活動の時期はさらに1千年以上古くなる可能性がある。

以上のことから、川端地点では最新活動が7世紀以後にあったと推定され、1つ前の活動が約2千年前以後、6世紀以前に、また、2つ前の活動が約2千2百年前ないしこれよりも1千年程度古い時期以後、2世紀以前にあったと推定される。

(j) 神田（ずんでん）断層（熊谷寺東南地点）

徳島県阿波市（旧板野郡土成（どなり）町）の熊谷寺東南地点で行われたトレンチ調査（Tsutsumi and Okada, 1996）では少なくとも3回の活動が認められ、さらにもう1回別な活動があった可能性もある。このうち、最新活動については、断層により切られる地層から13—16世紀の陶器片が出土することから、その時期は13世紀以後であったと推定される。最新活動より古い活動については、個々の活動時期を特定する¹⁴C年代値は得られていないが、下位に再堆積したアカホヤ火山灰（約7千3百年前）の火山ガラスを含有する地層が認められることから、本地点では、最新活動を含めて、約7千3百年前以降に少なくとも3回の活動があったと推定され、この期間にさらにもう1回の活動があった可能性もある。

(k) 父尾断層（上喜来地点）

父尾断層では、徳島県阿波市（旧阿波郡市場町）上喜来の沖積低地においてトレンチ調査が行われた（図33）。その結果をまとめた岡田・堤（1997）によると、東側壁面では断層EF1に沿ってI層の一部がV字状に落ち込んでおり、その落ち込み部分から16世紀頃とされる遺物が出土している。このことから、本地点における最新活動は16世紀以後にあったと推定される。また、これより古い活動として、西側壁面で断層WF2がIV層（約2千5百—2千1百年前；注11）中の礫を直立させ、上位のIII層が撓曲状の堆積構造を示している。さらに上位のII層がこの撓曲状の窪み

を埋めるように堆積することから、この間に活動があったと推定される。一方、東壁面では断層 EF2 が同じように IV 層の礫を直立させるが、上位の III 層には変位が認められない。東西両壁面で認められたこれらの活動は別な活動ともみえるが、いずれにせよ IV 層から得られた ^{14}C 年代値によると、約 2 千 5 百年前以後に、最新活動に先行する活動が少なくとも 1 回あったと推定される。

(l) 三野断層 (池ノ浦地点、上野地点)

徳島県美馬市 (旧美馬 (みま) 郡美馬町) 池ノ浦の中位段丘面上に形成された溝状凹地で徳島県 (2000b) によって行われたトレンチ調査によると、断層 F1・1 及び F1・2 が 2 層 (16-18 世紀; 注 11) 及び 3 層を切断しているのが認められる (図 34) ことから、最新活動は 16 世紀以後にあったと推定される。なお、徳島県 (2000b) は、この断層を覆う水田土壌の窪みから産出した炭化物の ^{14}C 年代値から、信頼度は低いとしながらもこの最新活動の時期は 17 世紀後半より前としている。また、4 層 (約 4 千 9 百 - 4 千 7 百年前; 注 11) を切り、3 層 (約 3 千 6 百 - 3 千 5 百年前; 注 11) に覆われる断層が東西両壁面で認められることから、先行する活動がこの間にあったと推定され、両層から得られた ^{14}C 年代値から、その時期は約 4 千 9 百年前以後、約 3 千 5 百年前以前となる。

一方、徳島県三好市 (旧三好郡三野町) の上野地点では、池ノ浦地点と同様の中位段丘面上に形成された溝状凹地で、徳島県 (2000b) によってトレンチ調査が行われた。トレンチ壁面では断層に切られる地層に 14-15 世紀の遺物が含まれることから、最新活動は 14 世紀以後にあったと推定され、また、これに先行する活動として、アカホヤ火山灰 (約 7 千 3 百年前) 層と考えられる (徳島県, 2000b) 地層の変形から、7 千 3 百年前以後で、最新活動より前に、少なくとも 1 回活動があったと推定される。

(m) 池田断層 (平山地点、上石床地点、上石床西地点)

愛媛県四国中央市 (旧川之江市) 平山の沖積低地で愛媛県 (2000a, b) によって行われたトレンチ調査によると、トレンチ壁面では E 層 (8-10 世紀; 注 11) 以下の地層が断層によって切られているが、それらを覆う D 層には断層変位は見られない (図 35)。しかし、D 層及びその上位の C 層 (13-14 世紀; 注 11) には、E 層を切る断層の直上及びそれよりもやや北側にのみ、堆積後に流動した構造が見られる。このことから、D 層及び C 層も断層活動を被っている可能性を否定できない。愛媛県 (2000a, b) もこれらの流動化跡が地震動によるものである可能性を指摘している。したがって、本地点における最新活動は、E 層堆積後、D 層堆積前、もしくは C 層堆積後、B 層 (17 世紀以降; 注 11) 堆積前と推定される。前者の場合は、E 層と D 層の ^{14}C 年代値は逆転しているが、直上の C 層の年代値から、この活動の時期は 8-14 世紀となり、後者の場合は、活動時期は 13 世紀以後となる。また、G 層堆積後、E 層堆積前に一つ前の活動があった可能性があり、E 層および G 層下位の H 層から得られた ^{14}C 年代値 (注 11) から、その時期は約 3 千 3 百年前以後、10 世紀以前となる。

また、愛媛県四国中央市 (旧伊予三島市) 中之庄町上石床の沖積面で、後藤ほか (1997, 2001) により行われたジオスライサーによる調査では、中世の遺物を含む MGs-III 層が断層に切られているのが確認された (図 36)。遺物の年代値から、最新活動の時期は 13 世紀以後と推定される。

愛媛県 (2000a, b) は、上記ジオスライサー調査地点のすぐ西側でトレンチ調査を実施した (上石床西地点; 図 37)。その結果によると、トレンチ西壁面では B 層を切り A 層に覆われる断層が認められる。東側壁面の B 層の下位の C 層からは 14-15 世紀の ^{14}C 年代値 (注 11) が得られているが、A 層と B 層との関係が不明確であるため、西側壁面の C 層 (12-13 世紀; 注 11) から得られた ^{14}C 年代値を用いると、最新活動の時期は 12 世紀以後と推定される。また、愛媛県 (2000a, b)

はC層が地溝を埋めるように堆積していることから、この地溝を形成した断層活動があったとしている。D層からは年代値が得られていないが下位のF層（5－7世紀；注11）とC層（7－9世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値から5世紀以後、9世紀以前にも活動があった可能性がある。

（n）畑野断層（上野田地点、土居地点、市木地点、上野地点）

畑野断層では愛媛県四国中央市（旧宇摩（うま）郡土居町）上野田、同市土居、同市市木及び同市上野においてトレンチ調査が実施されている。

上野田トレンチは、愛媛県（2000a, b）により、沖積扇状地面上の低崖を挟んで掘削されたトレンチで、トレンチ壁面では断層が耕作土（A層）直下まで達している（図38）。断層に切られるC層（1－3世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値から、本地点における最新活動時期は1世紀以後と推定される。また、E層を切りD層に覆われる断層と、F層を切りE層（約2千8百－2千6百年前；注11）に覆われる断層が認められることから、最新活動よりも前に2回の活動が推定される。これらの地層から得られた¹⁴C年代値（注11）から、これらの活動時期は新しい方が約2千4百年前以後、約2千1百年前以前、古い方が約2千6百年前以前と推定される。

土居トレンチでは、後藤ほか（2003）により一回のイベントが認定されており、その活動時期は15世紀以後、17世紀以前（注11）と推定される。

市木トレンチでは断層は確認されていないが、11世紀以降の液状化に伴うと推定される地層の流動化跡がみられる（愛媛県，2000a, b）。

上野地点では、長谷川ほか（1999）により複数のトレンチ調査が行われている。このうち、上野Gトレンチでは、鮮新世後期－更新世中期の岡村層相当層を変位させる断層が認められる。断層を覆う地層（約2千1百年前－3世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値によると、断層活動の時期は3世紀以前と推定される。

上野SK-2トレンチでは、3a層が断層により変形を受けているのが認められる（図39）。上位の2層は変形しているかどうか不明であるが、さらに上位の1b層には変形が見られない。3a層からは年代値が得られていないが、下位の4層（9－12世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値によると、断層活動の時期は9世紀末以後となる。一方、断層による変形を受けていない1b層からは13－15世紀の¹⁴C年代値（注11）が得られており、その下位の2層からはこれより新しい14－17世紀の¹⁴C年代値（注11）が得られている。したがって、本地点における断層活動は、9世紀末以後、15世紀以前、もしくは9世紀以後、17世紀以前にあった可能性がある。

以上、上野地点で行われた複数のトレンチ調査結果によると、SK-2トレンチでは少なくとも9世紀以後に活動が認められるのに対し、Gトレンチでは最新活動は3世紀以前であった可能性があり、最新活動時期が矛盾することになる。上野SK-2地点では、断層を覆う地層からほぼ同年代の¹⁴C年代値が得られており、他の地層から得られた年代値もこれとほぼ整合するのに対し、上野G地点で概ね2世紀の年代値が得られた地層からはさらに古い年代値（約3千7百年前；注11）が1つ得られているのみで、これら以外には年代値が得られていない。このため、ここでは、年代値データが豊富で、その信頼度が相対的に高いと推定されるSK-2トレンチの年代値のデータを重視して、9世紀以後、15世紀以前、または9世紀以後、17世紀以前に最新活動があったと判断する。また、これよりも古い活動が3世紀以前にあったと推定される。上野地点ではこの他にもトレンチ調査が実施されているが、上記と整合する結果が得られている。

（o）石鎚断層（本郷地点）

愛媛県四国中央市（旧宇摩郡土居町）本郷において、愛媛県（2000a, b）により掘削されたトレ

ンチでは、D層（14–15世紀；注11）を切りA層に覆われる断層が認められる（図40）。したがって、最新活動はD層堆積後、A層堆積前で、D層から得られた¹⁴C年代値からその時期は14世紀以後と推定される。また、I層（約6千2百–5千8百年前；注11）をF層（7–9世紀；注11）が傾斜不整合で覆っていることから、この間に少なくとも1回の活動があったと推定される。両層より得られた¹⁴C年代値から、この活動の時期は約6千2百年前以後、9世紀以前と推定される。さらに、愛媛県（2000a, b）はもう1つ古い活動を記載しているが、活動の根拠とされた堆積構造が明確に示されていないため、この活動があったかどうかは不明である。

（p）岡村断層（萩生地点、岸ノ下地点、飯岡地点、洲之内地点）

愛媛県新居浜市萩生ではトレンチ調査が実施され、岡村断層の最新活動時期は15世紀以降と推定された（池田ほか，2014a）。

愛媛県新居浜市岸ノ下では、2つのトレンチ調査とジオスライサーによる調査が行われている。愛媛県（1999）が扇状地性の段丘面と沖積面を境する低断層崖の延長上にあたる沖積面上で実施した岸ノ下東トレンチでは、2世紀以後（注11）の最新活動とこれに先行する約9千7百年前以後、1世紀以前（注11）の活動が推定される。

愛媛県（1999）は、上記岸ノ下東地点の約100m西方の沖積面においてもトレンチ調査を実施した（岸ノ下西トレンチ；図41）。このトレンチの東壁面では、断層がD層（9–10世紀；注11）及びこれ以下の地層を切り、上位のC層に覆われている。D層と、C層の上位のB層（13–14世紀；注11）から得られた¹⁴C年代値から、最新活動は9世紀以後、14世紀以前にあったことになる。また、東壁面のF1断層の派生断層及び西壁面のF2断層が、ともにH層（約5千4百–5千1百年前；注11）を切りG層（約2千4百–2千2百年前；注11）に覆われている。両層から得られた¹⁴C年代値から、約5千4百年前以後、約2千2百年前以前にも活動があったと推定される。さらに、J層中の礫が直立しており（愛媛県，1999）、J層とH層は傾斜不整合の関係とみられることから、J層堆積後、H層堆積前に活動があった可能性がある。J層からは年代値は得られていないが、H層から得られた¹⁴C年代値（注11）から、この活動の時期は約5千1百年前以前となる。

ジオスライサーによる調査は、上記愛媛県（1999）による岸ノ下西地点のごく近傍で実施された（図42）。この結果は、後藤ほか（2001）によりまとめられている。これによると、16世紀以降（注11）の年代を示す腐植層を挟むGs-IV層が断層によって切られ、Gs-II層に覆われている。したがって、16世紀以後に最新活動があったと推定される。

以上のように、岸ノ下地点では、ジオスライサーの結果と岸ノ下西トレンチの結果による最新活動の時期が整合しない。しかし両地点は非常に近接しており、各地層の層相も類似することから、別の活動を捉えているとは考えにくい。ここでは、両者の最新活動は同時に発生したもので、年代値の矛盾は測定された年代値の誤差等によるものと考え、両地点から得られた最新活動の年代値を総合して、岸ノ下地点における最新活動は9世紀以後に発生したものとする。また、最新活動よりも古い活動として、約5千4百年前以後、約2千2百年前以前と、約5千1百年前以前の二つの活動が認められる。

岸ノ下地点の約3km西方に位置する愛媛県西条市飯岡の小規模な沖積扇状地上では、I–Vの5つのトレンチが掘削されている（岡田ほか，1998a；山崎ほか，1995）。

岡田ほか（1998a）による飯岡Iトレンチでは、断層に沿う細長いV字形の落ち込みが認められ、この落ち込みから土器（土師器）片が得られている。土器の年代から最新活動の時期は4世紀以後と推定される。また、トレンチからは、最新活動よりも前の活動として、約5千4百年前以後（注11）2回の活動があったことが認められる。

飯岡Ⅱトレンチにおいても断層によるV字状の落ち込みが認められる(図43;岡田ほか,1998a)。この落ち込み部から得られた土器片の年代値から、最新活動は5世紀以後に起こったと推定される。最新活動より前の活動として、岡田ほか(1998a)は、複数の腐植層の上下変位量に差があること、また、反対壁面では腐植層が直立し、別な腐植層に覆われることを根拠として2回の活動を認めているが、これらは、同じ活動である可能性も否定できないことから、ここでは、約4千5百年前以後(注11)、最新活動よりも前の活動回数は少なくとも1回とする。

岡田ほか(1998a)による飯岡Ⅲトレンチ調査結果からは、約3千1百年前以後(注11)の最新活動と、これに先行する約3千4百年前以後、約3千年前以前(注11)の活動が推定される。

飯岡ⅤトレンチのB-Wセクションでは、断層に切られるⅢb層中に、縄文土器、弥生式土器及び古墳時代の土師器の破片が含まれる(図44;山崎ほか,1995)ことから、最新活動は4世紀以後にあったと推定される。一方、断層を覆うⅢc層からは7世紀以降の須恵器が出土するが、近世の陶器も含まれることから、Ⅲc層の年代を特定することはできない。また、これより前の活動として、Ⅲb層とこれより下位のⅢa層とで変形の程度に差があることから、この間に活動があったと推定され、その時期は両層に含まれる土器の年代から、縄文時代後期以後、弥生時代以前となり、他の壁面から得られた¹⁴C年代値(注11)によれば、約3千3百年前以後、約2千1百年前以前となる。さらにⅢa層よりも下位のⅡ層(約1万3千年前;注11)がより大きな引きずり変形を受けているのが認められることから、この間にも活動があったと推定され、他の壁面から得られた¹⁴C年代値(注11)から、その活動時期は約1万3千年前以後、約3千年前以前となるが、この活動が1回であったかどうかは不明である。

以上、飯岡地点における各トレンチから得られた過去の活動時期をまとめると、最新活動は5世紀以後と推定され、これに先行して約3千3百年前以後、約3千年前以前の活動と、約5千4百年前以後の活動があったと推定される。トレンチの結果からはさらに古い活動も想定される。

洲之内地点は岡村断層の西端に位置し、ここではボーリング調査とトレンチ調査とが実施された(池田ほか,2015a)。トレンチ調査の結果、東西両壁面に1条の断層が確認され、最下層のA層(礫層)を切断し上位のB層(砂~砂礫層)およびC層(シルト層)に覆われている。この壁面の地層から得られた試料の年代測定値によると3世紀~15世紀に活動したと推定されるが、7世紀~12世紀に限定される可能性もある。

(q) 川上断層(横黒地点、氷見地点、土居地点、臼坂地点)

愛媛県西条市横黒で行われたボーリング調査(池田ほか,2015b)によれば、地形面上に崖地形が存在することから、地形面を構成するユニット1堆積後に活動があった可能性が高い(図45)。また、Br.CとBr.Dとの間のユニット2の基底面の高度差により、ユニット2堆積前にも活動があった可能性が高い。さらに、Br.CとBr.Dとの間のユニット2基底面の高度差とユニット1基底面の高度差とを考慮するとユニット2堆積中にも活動があった可能性が高い。ユニット2の最下部には鬼界アカホヤテフラ起源の堆積物が挟在する。これらのことから、本地点では7300年前以降に少なくとも2~3回の活動があったと推定されている。

愛媛県西条市氷見で行われたトレンチ調査(図46;堤ほか,2000)によれば、本地点では断層F3がⅢ層を切りその上位のⅡ層に覆われていることから、Ⅲ層(8-10世紀;注11)堆積後、Ⅱ層堆積以前に最新活動があったと推定され、Ⅲ層から得られた¹⁴C年代値からその時期は8世紀以後と推定される。ただし、断層延長上と考えられる加茂川左岸に1778年に竣工された禎瑞には変位が認められないため、その活動は18世紀以前と限定されると考えられる。また、断層F1がⅣ層の下面を変位させているが、上面には変位が見られない。したがって、Ⅳ層堆積中にも活動があったと推定される。Ⅳ層の上下のⅤ層(1-3世紀;注11)及びⅢ層(7-8世紀;注11)

から得られた ^{14}C 年代値により、その活動時期は1世紀以後、8世紀以前と推定される。さらに、F1断層によるIV層基底の上下変位量が約40cmであるのに対し、下位のVII層（約4千9百—4千4百年前；注11）の上下変位量は約75cmに達している（堤ほか，2000）ことからVII層堆積後、V層堆積以前に別の活動が少なくとも1回あったと推定され、両層から得られた ^{14}C 年代値から、その活動時期は約4千9百年前後、3世紀以前と推定される。

愛媛県（1999）は、堤ほか（2000）が掘削した氷見トレンチの西隣の土居地点でトレンチ調査を行った（図47）。この結果によると、西側壁面において断層がB層以下の地層を切り、上位のA層に覆われることから、B層堆積後、A層堆積前に最新活動があったと推定される。また、西側壁面では、上記の断層から枝分かれする断層がE層を切りC層に覆われることから、E層堆積後、C層堆積前に1つ前の活動があったと推定される。愛媛県（1999）は、堆積物の傾斜が急変することから、G層堆積後、F層堆積前にさらに古い活動を推定し、また、確実度は低いですが、H層とI層の間にも活動があったとしている。以上のように、本トレンチからは4回の活動が認められる可能性があるが、それぞれの地層から得られた ^{14}C 年代値（注11）は年代の逆転などが多く、再堆積によるものも数多く含まれている可能性がある。このため、それぞれの活動時期の特定は困難である。I層からは約4千5百—4千3百年前（注11）の年代値が得られていることから、約4千5百年前後、4回の活動があった可能性がある。

愛媛県西条市臼坂ではトレンチ調査が行われた（池田ほか，2014b）。この結果、西壁面においてf1断層がA層以下の地層を確実に切断していることから（図48）、最新活動はA層堆積以降と考えられ15世紀以後（注12）と推定される。また、東壁面のE3からE1でH層が大きく変形しており、H層中の礫はF1断層に沿って再配列し、H層は最新活動を含めて2回以上の活動が認められる。ただし、この礫の再配列は、上位層であるE層D層では観察されていない。イベントIIとしては、H層堆積後、F層堆積前と考えられ約2千8百年前後、1世紀以前（注12）と推定される。さらに、西壁面のJ層はF1断層に向かって引きずり変形されており、土石流性堆積物のH層がJ層を削り込んでいることも観察される。これはJ層堆積後、H層堆積前にもF1断層が活動したと考えられ、イベントIIIとしては、約2万9千年前後、約2千6百年前以前（注12）と推定される。これらの結果から、本地点での最新活動として15世紀以後、18世紀以前、一つ前の活動として1世紀以後、8世紀以前、二つ前の活動として約2千8百年前後、1世紀以前が推定される。さらに、2万9千年前後、約2千6百年前後にも断層運動があったと考えられる。

（r）重信断層（高井東地点、高井地点、高井西地点）

愛媛県松山市高井では、愛媛県（1999）により2箇所（高井東、高井西トレンチ）、また、後藤ほか（1999b）により1箇所（高井トレンチ）、計3つのトレンチ調査が実施されている。

この3つのトレンチ調査結果から、重信断層では、最新活動が10世紀以後（注11）にあったと推定され、約6千2百年前後（注11）、最新活動よりも前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。

（s）伊予断層（市場地点、三秋地点、高野川地点）

後藤ほか（1999c，2001）は愛媛県伊予市市場でA、B2つのトレンチを掘削した。断層は両トレンチに現れており、断層により切られている地層（13—14世紀；注11）から得られた ^{14}C 年代値から、この活動は13世紀以後にあったと推定される。なお、断層を覆う地層からも ^{14}C 年代値が得られているが、暦年補正（注11）すると16世紀—現世となり、活動時期の絞込みには使用できない。

また、愛媛県（1998）が愛媛県伊予市（旧伊予郡双海（ふたみ）町）高野川で実施したトレンチ

調査結果によると、断層により切られる地層とその上位の地層の液状化の痕跡が認められた。液状化の痕跡が認められた地層から約1万3千年前（注11）を示す年代値が得られており、これ以後に液状化を生じさせるような地震動があった可能性がある。

池田ほか（2012）は愛媛県伊予市三秋および同市市場でトレンチ調査を実施した。その結果、三秋トレンチでは2回、市場トレンチでは3回の活動が推定され、三秋トレンチのイベント1およびイベント2は市場トレンチのイベント1およびイベント2と対応する可能性が高いことを示した。これによると、本地点の最新活動として17世紀以後、19世紀以前（注12）、一つ前の活動として約4千9百年前以後、約2千8百年前以前（注12）、二つ前の活動として約6千9百年前以前（注12）と推定される。この最新活動時期は、後藤ほか（1999c, 2001）による市場地点における最新活動時期とも矛盾しない。

（t）本郡断層（本郡地点）

愛媛県伊予市本郡において、池田ほか（2000）は、米湊断層とほぼ並行してその南東側に約1kmの長さにわたって追跡される南側低下の逆向き低崖をなす本郡断層でトレンチ調査を実施した。その結果、最新活動が13世紀以後（注12）にあったとし、また、これに先行する2つの活動とその時期を報告している。しかし、これらについては、トレンチの図等が示されていないので、ここでは参考扱いとする。

（u）伊予灘東部断層（上灘沖地点）

愛媛県伊予市（旧伊予郡双海町）沖の伊予灘で、小川ほか（1992）は、ソノローブによる音波探査及びピストンコアリングを行い（図49）、南北2つの断層により形成された断層凹地において短期間に厚い堆積物が形成されている層準が存在することから、2回の活動を推定した。その時期は、約4千6百－3千9百年前頃と、約7千1百－6千3百年前頃となる（注14）。ただし、新しい方の活動を示す堆積物の上位にはほとんど堆積物がなく、この活動の後にさらに別な活動があったかどうかは明らかではない。

また、三浦ほか（2001）は、伊予灘東部海域で音波探査を実施し（図50）、断層を挟んで同一面と推定した地層の深度が急変すること、また、大塚ほか（2001）による本地域の地層の堆積速度に基づいて推定した年代値から、約1万年前以後（注12、15）4回の断層活動があったとしている。三浦ほか（2001）に基づく、その活動の時期は、約2千5百年前以後、1つ前が約4千7百年前以後、約2千9百年前以前、2つ前が約6千7百年前以後、約6千2百年前以前、3つ前が約9千6百年前頃（注12、15）となる。しかしながらこれらの活動はすべて1回とは限らず、複数回の可能性もある。

（v）大在（おおざい）沖断層群（大在沖地点）

大分県（2000）は、大分市の大在沖で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層の活動によるせき止め堆積物の存在から断層活動を認定している。せき止め堆積物から得られた¹⁴C年代値（注16、注17）及び豊岡沖地点との火山灰層の対比に基づく、最新活動時期は15世紀以後、17世紀以前、1つ前の活動時期は約3千5百年前以後、5世紀以前と推定される。

（w）杵築沖断層群（杵築沖北地点、杵築沖南地点）

大分県（2002）は、杵築（きつき）市の加貫鼻（かねきはな）南東沖（杵築沖北地点）で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの違いから断層活動を認定している。堆積物から得られた¹⁴C年代値に基づく、本地点の最新活動時期は11世紀以

後、1つ前の活動時期は約2千2百年前以後、3世紀以前であった可能性がある。

また、大分県(2002)は、杵築市加貫鼻沖(杵築沖北地点の南南東約3km、杵築沖南地点)で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの違いから断層活動を認定している。堆積物から得られた¹⁴C年代値及び豊岡沖地点との火山灰層の対比に基づく、本地点の最新活動時期は11世紀以後、19世紀以前、1つ前の活動時期は約3千5百年前以後、5世紀以前であった可能性がある。

(x) 別府湾中央断層(別府湾中央東地点)

大分県(2001, 2002)は、大分市の大野川河口沖で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの違いから断層活動を認定している。その堆積物の¹⁴C年代値に基づく、最新活動時期は7世紀以後、1つ前の活動時期は約3千5百年前以後、3世紀以前であった可能性がある。

(y) 日出沖断層群(豊岡沖地点)

大分県(2001, 2002)は、速見郡日出町小深江(こぶかえ)沖で音波探査及びピストンコアリング調査(図51)を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの違いから断層活動を認定している。堆積物から得られた¹⁴C年代値に基づく、最新活動時期は5世紀以後、1つ前の活動時期は約3千年前以後、5世紀以前、2つ前の活動時期は約7千3百年前以後、約5千3百年前以前であった可能性がある。なお、大分県(2001, 2002)では、約4千4百年前以後、約3千2百年前以前の活動も指摘されているが、堆積物の厚さの変化が不明瞭であるので、これは参考扱いとする。

また、中田・島崎(1993)は、本地点付近で行なったピストンコアリング調査の結果から、約2千2百年前、約3千6百年前、約4千5百年前及び約5千9百年前に断層活動を認定している。中田・島崎(1993)には年代補正法の詳細が記載されていないが、仮にこの値を未補正值とし、¹³C比による補正とリザーバ効果(注17)を同程度とすると、最新活動時期は約2千3百年前、1つ前の活動時期は約3千9百年前、2つ前の活動時期は約5千2百年前、3つ前の活動時期は約6千8百年前となる。しかしながら、年代補正法が不明であること、活動時期が他の調査結果と若干ずれていることから、中田・島崎(1993)の活動時期は参考扱いとする。中田・島崎(1993)の音波探査結果は上部の音響反射面が不明瞭であり、最新活動を捉えきれていない可能性もある。さらに、島崎ほか(1986)は、本地点付近でボーリング調査を行い、1,615年前、3,930年前、5,440年前に断層活動を認定している。しかし、この活動時期は、鬼界アカホヤ火山灰層降下より後の堆積物について、堆積速度を一定として推定したものであり、大分県等の調査と比較すると十分な精度が無いと考えられるので、参考扱いとする。

(z) 日出沖断層群(亀川沖西地点)

大分県(2001)は、別府市亀川沖で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの違いから断層活動を認定している。ただし、コア上部が採取できなかったこと、年代試料が不十分であったことから、次年度に再調査が行なわれている(大分県, 2002)。

大分県(2002)は、前年度の結果とピストンコアリングの再調査の結果を合わせて断層活動を認定している(図52)。堆積物から得られた¹⁴C年代値及び豊岡沖地点や杵築沖南地点との火山灰層の対比に基づく、最新活動時期は17世紀以後、1つ前の活動時期は約2千2百年前以後、5世紀以前、2つ前の活動時期は約4千6百年前以後、約3千6百年前以前、3つ前の活動時期は約7千3百年前以後、約4千7百年前以前であった可能性がある。大分県(2002)が示した3つ前の活動については、大分県(2001)の調査結果の約6千年前以後、約4千7百年前以前、約7

千3百年前以後、約5千8百年前以前の2つの活動に該当すると判断される。なお、岡村ほか(1992)は、ピストンコアリング調査の結果から、680 yBP、3,500 yBP、5,300yBP（リザーバ効果及び暦年未補正）の3回の断層活動を推定している。ただし、コアから直接得られた年代値が少なく、断層の活動時期の推定の信頼度が低いと考えられるので、参考扱いとした。このほかにも、過去の活動に関する以下の報告（別府湾中央断層）があるが、本評価では参考扱いとした。

・別府湾中央断層（別府湾中央西地点）

大分県（2001, 2002）は、速見（はやみ）郡日出（ひじ）町鶉糞鼻（うんそはな）沖で音波探査及びピストンコアリング調査を行い、断層を挟んだ両側での堆積物の厚さの変化から断層活動を認定しているが、その変化は不明瞭である。また、大分県（2001, 2002）の音波探査断面からは、17世紀以後に最新活動を読み取ることも可能であるが、その活動は大分県（2001, 2002）では指摘されていない。以上のことから、この地点での結果は参考扱いとする。

（α）三佐断層（大野川右岸河口地点）

大分県（2002）は、大分市下志村（しもしむら）において、三佐断層を挟んで両側でボーリング調査（図53）、得られたコア試料の¹⁴C年代値による地層対比による層厚の変化や貝化石分析による地層の堆積環境の推定から、鬼界アカホヤ火山灰層より上位の地層層準において、最新活動（約1千-3百年前）を含む複数回の断層活動を推定している。しかしながら、貝化石分析により推定された地層の堆積環境の変化で断層の活動時期を特定することは信頼性に乏しく、断層活動以外の原因も考えられることや三佐断層以外の断層の活動による可能性も否定できないため、ここでは層厚の変化が明瞭に認められる上下の地層から得られた¹⁴C年代値を根拠として断層の活動時期を判断した。さらに、大分県（2002）による最も下位の層準については、層厚の変化が不明瞭なため信頼性に乏しく本評価では採用しない。その結果、最新活動時期は約3千6百年前以後、1つ前の活動時期は約4千5百年前以後、約3千4百年前以前であったと推定される。

（β）志村断層（大野川右岸地点、日岡地点）

大分県（2002）は、大分市下志村（しもしむら）の志村断層において、断層を挟んだ両側でボーリング調査（大野川右岸地点）を行い、鬼界アカホヤ火山灰層に落差が認められ、最上部の細礫層基底には落差が認められないことから、それらの間に断層活動を認定している。細礫層の上部の陸成粘土層から、6-7世紀の¹⁴C年代値が得られていることから、最新活動時期は、約7千3百年前以後、7世紀以前であったと推定される。

大分県（2002）は、大分市松原町日岡の志村断層において、断層を挟んだ両側でボーリング調査（日岡地点）を行い、鬼界アカホヤ火山灰層に落差が認められるが、最上部の細礫層基底には落差が認められないことから、それらの間に断層活動を認定している。細礫層の上部の陸成粘土層から、6-7世紀の¹⁴C年代値が得られていることから、最新活動時期は、約7千3百年前以後、約7世紀以前であったと推定される。

（γ）府内断層（大野川左岸地点、府内城址地点）

大分県（2001）は、大分市長浜町舞鶴橋付近の大分川左岸地点においてボーリング調査（大野川左岸地点）を行い、得られたコア中で約2千8百-2千4百年前及び約2千4百-2千2百年前の¹⁴C年代値を示す地層が断層で切断されていることを確認している（図54）。このことから、最新活動時期は、約2千4百年前以後であったと推定される。

また、大分県（2001）は、鬼界アカホヤ火山灰層の上位の地層に、その上部の砂礫層よりも大

きな落差が認められることから、1つ前の断層活動を認定している。よって、1つ前の活動時期は、約7千3百年前以後、約2千4百年前以前であったと推定される。

大分県(2001, 2002)は、大分市城崎(しろさき)町二丁目において府内断層を挟んでボーリング調査(府内城址地点)を行い(図55)、得られたコア試料の¹⁴C年代値による地層対比による層厚の変化や貝化石分析による地層の堆積環境の推定から、鬼界アカホヤ火山灰層より上位の3層準において、断層の活動を認定している。大分県(2001, 2002)では、地層の堆積環境の変化から、これらの断層の活動時期を約2千3百年前、約5千6百年前、及び約7千3百年前以後、約6千7百年前以前としている。しかしながら、貝化石分析により推定された地層の堆積環境の変化で断層の活動時期を特定することは信頼性に乏しく、断層活動以外の原因も考えられることや府内断層以外の断層の活動による可能性も否定できないため、ここでは層厚の変化が明瞭に認められる上下の地層から得られた¹⁴C年代値と鬼界アカホヤ火山灰層の年代を根拠として断層の活動時期を判断した。その結果、最新活動時期は約2千5百年前以後、6世紀以前、1つ前の活動時期は約6千4百年前以後、2つ前の活動時期は約7千3百年前以後、約6千7百年前以前であったと推定される。

(δ) 堀田一朝見川断層(朝見地点、堀田地点)

大分県(2000)は、別府市朝見(あさみ)1丁目付近においてボーリング調査(朝見地点)を行い、陸成堆積物中に挟まれる由布岳1火山灰(約2千2百年前降下:注12)層が海面下2-3mに分布することから、断層活動を認定している。したがって、最新活動時期は、由布岳1火山灰の年代から、約2千2百年前以後であったと推定される。

大分県(1999)は、別府市堀田(ほりた)において鶴見岳溶岩流が断層によって変位していることから断層活動を認定している(堀田地点)。溶岩流の下位の地層から5-6世紀の¹⁴C年代値が得られていることから、最新活動時期が5世紀以後であることが示唆される。また、小林(1984)は、鶴見岳の火山活動と古文書や遺跡との関係から、断層によって変位している鶴見岳溶岩流の年代が約1千5百-1千2百年前であるとしている。しかしながら、これらの報告は、溶岩形成時の地形の起伏が不明であり、この場所が溶岩流の末端である可能性が高いため、断層による変位と特定することはできないことから、参考扱いとする。

(ε) 由布院断層

大分県(2000)は、由布市湯布院町の津江(つえ)にて断層露頭及びトレンチ調査(由布院断層由布院1地点:第1トレンチ)を行い(図56)、扇状地礫層①を変位させる断層を確認している。大分県(2000)は、扇状地礫層①の変位量とそれを傾斜不整合で覆う2層の変位量の差を認め、約2千年前以後に最新活動を含む2回の断層活動があったと報告している。一方、大分県(2000)のスケッチからは、2層が断層に切られていることから、2層堆積より後に最新活動があったことが読みとれる。さらに、断層による6a層の引きずり変形を2層が覆うことから、6a層堆積より後、2層堆積より前に1つ前の断層活動があったと判断できる。6a層からは約2千年前-1世紀の¹⁴C年代値が得られていることから、約2千年前以後に最新活動を含む2回の断層活動があった可能性がある。

また、変位量の累積から判断すると、鬼界アカホヤ火山灰層堆積(約7千3百年前)より後、扇状地礫層①の堆積(約1千9百年前)より前にも、少なくとも1回の活動があった可能性がある。

さらに、大分県(2000)は、由布市湯布院町の石松(いしまつ)でのトレンチ調査(由布院2地点:第2トレンチ)で鬼界アカホヤ火山灰層を変位させる断層を確認している。このことから、

最新活動時期が約7千3百年前以後であったと推定される。

以上のように、本断層帯では数多くの調査が行われており、各調査地点で認められた活動とその時期は図57のようにまとめられる。図57に示すように、本断層帯は最新活動では少なくとも7つの区間に分かれて活動したとみることができる(後述)。このうち最も西側の四国全域と伊予灘、別府湾を含む区間は、最新活動よりも前の活動の際にはさらに6つの区間に分かれて活動したと推定される。また、後述のように1596年9月には数日間のうちに近畿地方の有馬―高槻断層帯と、別府湾及びその周辺で地震が起こったとされている。この時に中央構造線断層帯が活動したかどうかは不明であるが、四国全域と伊予灘、別府湾からなる区間は、最新活動時に比較的短い時間間隔で複数の区間に分かれて活動した可能性も否定できない。各区間の活動時期は以下のように整理される。

本断層帯東端の金剛山地東縁の当麻断層、山田断層、金剛断層(①金剛山地東縁区間)は、一つの活動区間として活動した可能性がある。その最新活動(活動1)は、1世紀以後、3世紀以前、その一つ前の活動(活動2)は約9千3百年前以後、約8千年前以前であったと推定される。

和泉山脈南縁東部の五条谷断層は一つの活動区間(②五条谷区間)として活動した可能性がある。その最新活動(活動1)は、約2千2百年前以後、7世紀以前であったと推定される。なお、①金剛山地東縁区間と②五条谷区間とは活動時期が重なっている時期が3百年程度あるが、両者の走向はほぼ直交する関係にあることから活動区間をわけた。

和泉山脈南縁西部の根来断層は一つの活動区間(③根来区間)として活動した可能性がある。その最新活動(活動1)は、7世紀以後、8世紀以前であったと推定される。1つ前の活動(活動2)は6千4百年前以後、1世紀以前、さらに1つ前の活動(活動3)は約6千4百年以後、約5千年以前、さらに1つ前の活動(活動4)は約1万年以後、約8千9百年以前、さらに1つ前の活動(活動5)は約1万8千年前以後、約1万3千年前以前、さらに1つ前の活動(活動6)は約2万2千年前以後、約2万年前以前、さらに1つ前の活動(活動7)は約2万4千年前以後、約1万9千年前以前であった可能性がある。ただし、地層の欠落のために、活動4と活動5の間に、さらに断層活動があった可能性は否定できない。

友ヶ島水道断層と鳴門海峡断層(④紀淡海峡―鳴門海峡区間)も一つの活動区間として活動し、その最新活動(活動1)の時期は、約3千1百年前以後、約2千6百年前以前で、一つ前の活動(活動2)が約8千6百年前以後、約7千1百年前以前であった可能性がある。

鳴門断層及び鳴門南断層から伊予灘西部断層までの区間(四国全域と伊予灘)では、以下のように5つの活動区間に分けて評価した。

四国東部の鳴門断層、鳴門南断層、板野断層、神田断層、父尾断層、井口断層(⑤讃岐山脈南縁東部区間)は一つの活動区間として活動し、その最新活動(活動1)の時期は16世紀以後であった可能性がある。活動2については約2千年前以後、3世紀以前、活動3については3千2百年前以後、2世紀以前、活動4については約3千5百年前以後、約3千3百年前以前であった可能性がある。少なくとも活動1及び活動2と④紀淡海峡―鳴門海峡区間の活動時期とは重ならない。

さらに西の三野断層、池田断層、畑野断層、および石鎚断層(⑥讃岐山脈南縁西部区間)は一つの活動区間として活動し、この区間の最新活動(活動1)の時期は、畑野断層の土居地点で得られたデータから16世紀以後、17世紀以前であった可能性がある。活動2の時期については池田断層の上石床西地点で得られたデータから5世紀以後、9世紀以前であった可能性があり、活動3の時期については畑野断層の上野田地点のデータから約2千4百年前以後、約2千1百年前

以前、活動4の時期については三野断層の池ノ浦地点のデータから約4千9百年前以後、約3千5百年前以前であった可能性がある。少なくとも活動2や活動4は⑤讃岐山脈南縁東部の活動時期とは重ならない。

石鎚断層のすぐ北に位置する岡村断層(⑦石鎚山脈北縁区間)は一つの活動区間として活動し、この区間の最新活動(活動1)の時期は、萩生地点でのデータから15世紀以後であった可能性がある。活動2の時期については洲之内地点のデータから3世紀以降、15世紀以前、活動3の時期については飯岡地点のデータから約3千3百年前以後、約3千年前以前、活動4の時期については飯岡地点や岸ノ下地点のデータから約5千4百年前以後、約5千1百年前以前であった可能性がある。少なくとも活動3や活動4は⑥讃岐山脈南縁西部区間の活動時期とは重ならない。

岡村断層西部のすぐ北に位置する川上断層とその西の重信断層(⑧石鎚山脈北縁西部区間)は一つの活動区間として活動し、この区間の最新活動(活動1)の時期は川上断層の白坂地点や氷見地点のデータから15世紀以後、18世紀以前であった可能性がある。その他、活動2の時期については1世紀以後、8世紀以前、活動3の時期としては約2千8百年前以後、1世紀以前であった可能性がある。

さらに西の伊予断層、伊予灘東部断層、及び伊予灘西部断層(⑨伊予灘区間)は一つの活動区間として活動し、この区間の最新活動(活動1)の時期は、伊予断層の三秋地点及び市場地点のデータから17世紀以後、19世紀以前であった可能性がある。伊予灘東部断層のデータから、活動2の時期については約4千6百年前以後、約3千9百年前以前、活動3の時期は約6千7百年前以後、約6千3百年前以前であった可能性がある。活動3とした時期には伊予断層の三秋地点及び市場地点で活動した時期が含まれていない。三秋地点及び市場地点の2回前の活動と3回前の活動との間は、地層の欠落が見受けられるために、伊予灘東部断層の年代値を活動3の活動時期と考えた。なお、三秋地点及び市場地点の3回目の活動は、その年代幅が広いために、ここでは採用しなかった。

別府湾の断層(以下、⑩豊予海峡一由布院区間)については一つの活動区間として活動し、上述の大在沖断層群、杵築沖断層群、別府湾中央断層群、日出沖断層群、三佐断層、志村断層、府内断層、および堀田一朝見川断層、由布院断層の活動時期を参考に、同区間の活動時期について最新活動(活動1)の時期は17世紀頃、活動2の時期は約2千年以後、3世紀以前、活動3の時期は約4千5百年前以後、約3千6百年前以前、活動4の時期は約6千年前以後、約5千3百年前以前、活動5の時期は約7千3百年前以後、約6千7百年前以前と推定される。ただし、陸上の志村断層や府内断層(府内城址地点)では17世紀の最新活動は確認されていない。これらの断層が近い将来に活動する可能性は否定できない。その場合、⑩豊予海峡一由布院区間全体が破壊した場合より規模の小さな地震が発生すると考えられる。

なお、別府重点調査(2017)は別府湾南岸沖で堆積物採取を実施し、厚さ10cm以上のタービダイト層を4枚認定した。これら4枚の年代値は最近のものから順に、344 cal. BP (Event 3)、613 cal. BP (Event 5)、1877 cal. BP (Event 15)、および7256 cal. BP (Event 33)と推定している。このうちEvent 3、Event 15、およびEvent 33は、それぞれ⑩豊予海峡一由布院区間における活動1、活動2、および活動5に対応する可能性がある。

○先史時代・歴史時代の活動

本断層帯付近における歴史時代の活動として、1596年9月1日(文禄五年閏七月九日)に伊予地方で地震があったとする説がある(たとえば、松崎ほか、2017)。信頼性の高い一次史料では、(伊予の)「国中迷惑仕候」という記述がある(中西、2002)ものの、具体的な被害は確認できておらず、この地震と中央構造線断層帯の活動との関連性は不明である。また、9月1日には別府湾

を中心とする地域で、慶長（文禄）豊後（瓜生島）地震が発生している。僅かではあるが一次史料が何点かあり、現在の大分市の埋め立て地付近にあった沖浜という場所が液状化や津波の被害を受けて水没したことなどから、少なくとも⑩豊予海峡—由布院区間の一部が活動したと考えられる。この地震については、9月4日（閏七月十二日）に発生したという説もある（武者，1941；宇佐美，1975）一方、上述の伊予の地震と同じ地震であるとも考えられている（宇佐美ほか，2013）。

さらに、9月5日には、慶長伏見地震が発生している。この地震については、京都・伏見及び畿内における被害の記録が数多く残されており、現在の徳島県北東部の撫養（むや）の海岸が隆起したとの記録もある（石橋，1989）。慶長伏見地震では、有馬—高槻断層帯が活動したと推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001bなど）が、上述のようにその被害は現在の四国地方の一部にも及んでいる可能性がある。地形・地質的な調査結果によると、中央構造線断層帯の四国地方全域が16世紀以後に活動したと推定されるが、上述の1596年9月の一連の地震による被害の記録はごく一部に限られており、少なくとも伊予の地震について中央構造線断層帯が活動したと特定することはできない。

江戸時代に入ると、伊予・安芸では1649年、1686年、及び1857年に被害を伴う地震があり、1854年にも伊予西部で被害地震が発生している（宇佐美ほか，2013）。一方、松浦ほか（2009）によれば、1649年、1686年、及び1857年の地震はいわゆる芸予地震と同様に安芸灘の深さ50km程度で発生したやや深い地震で、中央構造線断層帯に沿って大きな被害の記録もみられないことから、これらの地震は中央構造線断層帯の活動によるものではないと判断した。

1854年12月26日の伊予西部の地震も津波の記録はなく、中央構造線断層帯沿いに被害が集中している等の記録もない。この地震発生の日前の1854年12月24日には安政南海地震が発生しており、この地震による被害との区別はできていない。また、この地震の震央と考えられる豊後水道周辺は、浅い陸の地震も、やや深いプレート内の地震も発生している地域である。この地震はおそらく安政南海地震に誘発されたやや深いプレート内地震であると推定されるが、浅い地震である可能性を否定できるデータが揃っていないことから、中央構造線断層帯の一部が活動した地震である可能性も残る。

このほか、1891年には大分県東部で家屋破損等の被害を生じる地震や、1916年には岡村断層や畑野断層が通る四国中央市土居町で数百mの亀裂が出現する地震が発生しており、これらの地震は中央構造線断層帯の一部が活動した可能性がある（宇佐美ほか，2013）。また、1936年には大阪府と奈良県との境界南部で半壊や破損被害を多く生じる地震が発生し、①金剛山地東縁区間の北端部が活動した可能性がある（宇佐美ほか，2013）。ただし、これらの1891年、1916年、および1936年の地震については被害の状況から推定された地震の規模についてそれぞれM6.3、M5.7、M6.4とされており（松浦ほか，2009）、後述の断層長から推定される地震規模より小さい。また、1891年の地震は濃尾地震が同月に発生したこともあって、情報が不足しており、やや深い地震である可能性も残る。

以上のことから、歴史記録を参照すると四国地方及びその周辺では、1854年の伊予西部の地震のみ浅い地震の可能性がまだ残されているものの、その他については少なくとも17世紀以後すなわち最近400年間には中央構造線断層帯は大規模な活動はしていないと推定され、トレンチ調査の結果を踏まえると四国地方における最新活動時期は16世紀周辺以前に限定される。しかしながら、⑨伊予灘区間ではトレンチ調査により18世紀以後の活動が報告されている（池田ほか，2012）ことから、その解釈については今後の検討課題である。

また、畿内・七道の諸国に被害を及ぼしたとされる西暦734年の地震について、寒川（1997）はこれが中央構造線～金剛断層で発生した可能性を指摘している。越後ほか（2009）も、根来断層の枇杷谷地区トレンチで明らかになった和泉山脈南縁の最新活動（7世紀以後、9世紀以前）

が 734 年の地震に対応する可能性を述べている。また、今尾（1995）は、山田断層北端近傍の太田遺跡において 3－4 世紀から近世の間に発生した噴砂跡を発見している。ただし、この西暦 734 年の地震については、萩原編（1989）や今津・隈元（2007）により、生駒断層の最新活動（4 世紀以後、10 世紀以前；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001c）に対応する可能性が指摘されており、どの断層の活動によるものかについては更に検討が必要である。

（3） 1 回の変位量（ずれの量）（注 10）

本断層帯東端の金剛断層名柄地点のトレンチで、佐竹ほか（1999）は、1 回の断層活動による変位を受けていると推定した D 層の基底が 1.2m 上下にずれしており、上盤側では D 層の基底そのものが削られている可能性があるとして、金剛断層の 1 回の活動に伴う上下変位量を 1.2m 以上とした。

地域地盤環境研究所（2008）は、和泉山脈南縁の根来断層枇杷谷地区のトレンチにおいて、チャンネル堆積物である D 層が活動 1（最新活動）によって右横ずれ方向に少なくとも 3.7m 変位していることを確認している。したがって根来断層の 1 回の活動に伴う右横ずれ変位量は 3.7m 以上であったと推定される。

岡田・堤（1997）は徳島県阿波市（旧阿波郡市場町）上喜来で遺跡調査の際に撮影された表土を剥いだ自然堆積層のほぼ上面を写した写真を分析し、父尾断層を挟んで砂層が約 6m 弱右横ずれ変位しているとし、これを最新活動時の横ずれ変位量とした。また、Tsutsumi and Okada（1996）は、同地点における水田の畦の屈曲を断層活動によるものとして、その屈曲量から父尾断層の最新活動に伴う右横ずれ変位量を 6.9 ± 0.7 m とした。また、同地域で旧流路に 12.9m の横ずれが認められることについて、これを最新活動及び一つ前の活動の 2 回分の変位の累積であると解釈した。

また、Tsutsumi et al.（1991）は、愛媛県西条市飯岡の岡村断層を横切って掘削されたトレンチ群で認められるシルト層の変位から、最新活動時の右横ずれ変位量を約 5.7m と見積もった。

後藤ほか（2001）は、伊予断層の市場トレンチ地点付近において、水田の畦の系統的な右ずれを認め、これらの水田が室町期あるいはそれ以前に開墾されていた可能性が高いとして、畦の屈曲量から伊予断層の最新活動に伴う右横ずれ変位量を 2.1－2.3m 程度とした。

堤・後藤（2006）は、四国全域について大縮尺空中写真の判読と現地調査および測量により、中央構造線断層帯の最新活動に伴う右横ずれ変位量を復元している。それによると、鳴門南断層では段丘面（AL 3 面）の東端の段丘崖に沿う幅 30cm の水路が断層トレースの通過位置でシャープに右屈曲していることから、同断層の最新活動の横ずれ変位量を 1.9－2.8m と見積もっている。神田断層では、板野郡上板町神宅において、隣接する土地境界が比高約 1m の南落ちの低断層崖を挟んで 3.3－6.2m 右ずれに食い違っており、これが最新活動時の変位量であると判断した。寒川断層では、同断層の逆向き低断層崖に沿って道路や土地境界が系統的に右ずれに食い違っており、その量は 2.7m－7.1m と見積もられている。川上断層では、段丘崖起源の土地境界が比高約 50cm の北落ち低断層崖を境に右横ずれしており、また重信川の現流路から東に位置する比高約 50cm の段丘崖が比高 1m の南落ち低断層崖を境に右横ずれしていることから、最新活動に伴う横ずれ変位量を 2.6－4.8m と推定している。さらに、重信断層では舗装道路の屈曲量等から、最新活動時の右横ずれ変位量を 1.6－2.8m と推定している。

また、後藤ほか（2003）は畑野断層について畦や舗装道路の屈曲量とトレンチ調査で確認されたチャンネル堆積物の右屈曲から、1 回あたりの横ずれ変位量を 2.0－3.3m と推定している。また、池田ほか（2014a）は新居浜市萩生周辺を北流する小河川について、現在の河谷の流路と断層の北

側の旧流路跡を基に、岡村断層の最新活動時の右横ずれ変位量を最大で7.5mと推定している。

大分県(2001)は、別府湾中央断層における断層を挟んだ地層の高度差から、1回の活動に伴う上下変位量は2-3.5m程度としている。また、島崎ほか(1990)は、別府湾中央断層において鬼界アカホヤ火山灰層に約20mの累積的な上下変位があるとしている(図20)。鬼界アカホヤ火山灰降下後に5回の活動があった可能性があることを考慮すると、1回の活動に伴う上下変位量は平均的に4m程度であると推定される。

また、大分県(2001, 2002)は、三佐断層大野川右岸地点における最新活動時の上下変位量を4.4-4.6m、府内断層大分川左岸地点における最新活動時の上下変位量を約4.4mであると報告している。さらに、大分県(2002)は、府内断層府内城址地点における最新活動時及び1つ前の活動時の累積上下変位量が約9.3mであると報告していることから、1回の活動に伴う上下変位量は平均的に約4.6mと推定される。

さらに大分県(2000)は、由布院断層(由布院1地点トレンチ)における過去2回分の活動に相当する変位量を3-4mと推定していることから、1回の活動に伴う上下変位量は約1.5-2.0mと求められる。

以上のことから、1回の活動に伴う右横ずれ変位量は、③根来区間では4m程度、⑤讃岐山脈南縁東部区間では2-7m程度、⑥讃岐山脈南縁西部区間では2-7m程度、⑦石鎚山脈北縁区間では6-8m程度、⑧石鎚山脈北縁西部区間では2-5m程度、⑨伊予灘区間では2m程度、⑩豊予海峡-由布院区間においては2-5m程度の可能性がある。

また、本断層帯東端の①金剛山地東縁区間では1回の活動に伴う上下変位量は1m程度の可能性がある。

一方で、松田ほか(1980)の経験式(1)によれば、①金剛山地東縁区間で2m程度、②五条谷区間で3m程度、③根来区間で3m程度、④紀淡海峡-鳴門海峡区間で4m程度、⑤讃岐山脈南縁東部区間で5m程度、⑥讃岐山脈南縁西部区間で8m程度もしくはそれ以上、⑦石鎚山脈北縁区間で3m程度、⑧石鎚山脈北縁西部区間で4m程度、⑨伊予灘区間で8m程度もしくはそれ以上、⑩豊予海峡-由布院区間で6m程度と推定される。

$$D = 0.1L \quad (1)$$

ここで、Lは1回の地震で活動する断層区間の長さ(km)、Dは断層のずれの量(m)である。

(4) 活動間隔

①金剛山地東縁区間では、金剛断層の最新活動時期(1世紀-3世紀)と山田断層の一つ前の活動時期(約9千3百年前-約8千年前)とから、平均活動間隔は約6千年-7千6百年であった可能性がある。

②五条谷区間では、最新活動時期が約2千2百年前-7世紀と推定されているが、その一つ前の活動については明らかにされていないため、同区間の平均活動間隔は不明である。

③根来区間では、最新活動時期が7世紀-8世紀、3回前の活動4の活動時期が約1万年前-8千9百年前と推定されていることから、平均活動間隔は約2千5百年-2千9百年とであった可能性がある。

④紀淡海峡-鳴門海峡区間では、最新活動が約3千1百年前以後、約2千6百年前以前で、1つ前の活動が約8千6百年前以後、約7千1百年前以前である可能性があることから、この区間の平均活動間隔は約4千-6千年であった可能性があるが、この数値は2回の活動時期から求め

られたものであり、平均的な活動間隔としての信頼度はやや低い。なお、この区間では平均変位速度や1回の活動に伴うずれの量は得られていない。

⑤讃岐山脈南縁東部区間では、最新活動が16世紀以降と推定されており、その3つ前の活動（活動4）が約3千5百年前－3千3百年前と推定されていることから、この区間の平均活動間隔は約9百年－1千2百年の可能性はある。

⑥讃岐山脈南縁西部区間では、最新活動が16世紀－17世紀と推定されており、その3つ前の活動（活動4）が約4千9百年前－約3千5百年前と推定されていることから、この区間の平均活動間隔は1千年－1千5百年の可能性はある。

⑦石鎚山脈北縁区間（岡村断層）では、最新活動が15世紀以後、その3つ前の活動（活動4）が約5千4百年前－約5千1百年前と推定されていることから、平均活動間隔は1千5百年－1千8百年の可能性はある。

⑧石鎚山脈北縁西部区間では、最新活動が15世紀－18世紀、2つ前の活動（活動3）が約6千7百年前－約6千3百年前であることから、活動間隔は約7百年－1千3百年の可能性はある。

⑨伊予灘区間では、最新活動が17世紀－19世紀、2つ前の活動（活動3）が約6千7百年前－6千3百年前であることから、平均活動間隔は約2千9百年－3千3百年の可能性はある。

⑩豊予海峡－由布院区間では、最新活動が17世紀頃、4つ前の活動（活動5）が約7千3百年前－6千7百年前であることから、平均活動間隔は約1千6百年－1千7百年の可能性はある。

（5）活動区間

上述のように過去の活動時期や断層の形状、平均的なずれの速度の違いに基づけば、本断層帯は、①金剛山地東縁区間（当麻断層－金剛断層）、②五条谷区間（五条谷断層）、③根来区間（根来断層－和歌山北断層）、④紀淡海峡－鳴門海峡区間（友ヶ島水道断層－鳴門海峡断層）、⑤讃岐山脈南縁東部区間（鳴門断層－井口断層）、⑥讃岐山脈南縁西部区間（三野断層－石鎚断層）、⑦石鎚山脈北縁区間（岡村断層）、⑧石鎚山脈北縁西部区間（川上断層、重信断層）、⑨伊予灘区間（伊予断層、伊予灘東部断層、伊予灘西部断層）、⑩豊予海峡－由布院区間（大在沖断層群、杵築沖断層群、別府湾中央断層群、日出沖断層群、三佐断層、志村断層、府内断層、堀田－朝見川断層、由布院断層など）の10の区間に分けられる。

上記の10の区間のうち、⑤、⑥、⑦、⑧の4つの区間は最新活動時には同時に活動した可能性はあるが、比較的短期間のうちに次々と活動した可能性もある。

また、これら10の区間は最新活動よりも古い活動時においては、複数の区間が同時に活動した可能性もある。

（6）測地観測結果

本断層帯周辺における2005年から4年間のGNSS連続観測結果から得られた水平ひずみ速度分布によると、本断層帯周辺では全体として北西－南東方向の縮みがみられるが、①金剛山地東縁区間の近傍では東西方向の縮み、⑩豊予海峡－由布院区間周辺では断層帯の周辺で北東－南西方向又は北北東－南南西方向のわずかな伸びと北西－南東方向又は西北西－東南東方向のわずかな縮みが見られる（図58）。1994年までの約100年間の測地観測結果から得られた水平ひずみ速度分布は、1944年東南海地震及び1946年南海地震を挟んでいるため、断層帯周辺ではGNSS連続観測結果のような顕著な北西－南東方向の縮みは見られないが、断層帯の四国地域では概ね北西－南東方向のごくわずかな縮みが見られる。（図59）。

Tabei et al. (2002, 2007) は主に四国東部において1998年—2000年の42か所のGEONETデータと23か所のキャンペーンGPS観測を実施し、観測値からフィリピン海プレートによる影響を取り除いた変位速度場を推定した。中央構造線断層帯の地表付近は固着させ深部は右横ずれのすべりを生じるモデルを検討したところ、中央構造線断層帯の傾斜角が 35° — 55° の北傾斜の場合にもっともよく変位速度場を説明できることを示した。

(7) 地震観測結果

四国は日本の中では浅い地震の発生が少ない地域である。

①金剛山地東縁区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、地震発生層の深さ下限は、15km程度である(図60)。発震機構解(気象庁による、以下同様)の求まる地震は少ないが、東西方向に圧力軸を持つ型が見られる(図61)。1936年2月21日にM6.4とM5.0の地震が発生したほかは、1923年以降、M5以上の地震は発生していない。

②五条谷区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、地震発生層の深さ下限は、15km程度である(図62)。1923年以降、この区間ではM5以上の地震は発生していない。

③根来区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、地震発生層の深さ下限は、10–15km程度である(図63)。区間の南側で地震活動が活発である。これらの発震機構解は、東西方向に圧力軸を持つ型が多い(図61)。1923年以降、この区間ではM5以上の地震は発生していない。

④紀淡海峡—鳴門海峡区間については最近約20年間の地震観測結果によれば、地震発生層の深さ下限は、15km程度である(図64)。区間の南東側と西側で微小地震活動が見られる。六甲・淡路島断層帯付近の地震活動も比較的活発である。1923年以降、六甲・淡路島断層帯付近を除けば、M5以上の地震は発生していない。

⑤讃岐山脈南縁東部区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、10–15km程度である(図65)。区間の南側で微小地震活動が活発な領域が見られるが、全体的に低調である。発震機構解の求まる地震は少ないが、東西方向に圧力軸を持つ型が見られる(図66)。1923年以降、この区間ではM5以上の地震は発生していない。

⑥讃岐山脈南縁西部区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、15–20km程度である(図67)。区間のほぼ全域で、微小地震活動がやや活発である。発震機構解は、東西方向に圧力軸を持つ型が多い(図66)。1923年12月12日M5.4と1946年12月26日M5.0の地震が発生したほかは、1923年以降、M5以上の地震は発生していない。ただし、1923年の地震は、燧灘(ひうちなだ)で発生した地震である。

⑦石鎚山脈北縁区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、15–20km程度である(図68)。区間の北側で、微小地震活動がやや活発であるが、M4以上の地震は発生していない。石鎚山脈北縁西部区間との境界付近でまとまった微小地震活動が見られる。

⑧石鎚山脈北縁西部区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、20km程度である(図69)。区間の北側と西側で、微小地震活動がやや活発であるが、M4以上の地震は発生していない。石鎚山脈北縁区間との境界付近でまとまった微小地震活動が見られる。

⑨伊予灘区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、15km程度である

(図70)。主に区間の東側で微小地震活動が見られる。また、佐田岬半島でまとまった微小地震活動が見られるが、全体的に低調である。発震機構解が求まる地震はなかった(図71)。1923年以降、1938年までにM5程度の地震が数回発生しているが、それ以降はこの区間でM5以上の地震は発生していない。

⑩豊予海峡一由布院区間については、最近約20年間の地震観測結果によれば、中央構造線に関連する地震活動はきわめて低調であるが、周辺部の活動を含めた地震発生層の深さ下限は、10-15km程度である(図72)。主に区間の西側の陸域では、微小地震活動が活発である。発震機構は、南北方向に張力軸を持つ型である(図73)。一方、別府湾では地震活動は低調である。この区間で発生したM5以上の地震は、2016年4月16日に発生したM5.4の地震のみである。

D90の値については(図74)、上盤プレートの地殻内で発生した地震のうち、半径20 km 以内の震源データ(2000年10月1日-2014年3月31日、M1.5以上の防災科学技術研究所高感度地震観測網(Hi-net)により決められた震源カタログを三次元地震波速度構造(Matsubara and Obara, 2011)によって再決定した震源カタログ)を用いて作成した震源集合を基にして求めた(Matsubara and Sato, 2015)。

これらのデータから、各区間における地震発生層の下限を以下のように推定した。①金剛山地東縁区間、②五条谷区間、③根来区間、および④紀淡海峡-鳴門海峡については全体にわたりD90の値が計算されており、それらの値を基にそれぞれ、①15km程度、②15km程度(15km程度、カッコ内の数値は中央構造線断層帯の傾斜角が深部にわたり高角としたときの値、以下同様)、③10-15km程度(10-15km程度)、④15km程度(10-15km程度)、⑤10-15km程度(10-15km程度)、⑥15-20km程度(15km程度)、⑦15-20km程度(15km程度)、⑧20km程度(15km程度)、⑨15km程度(10-15km程度)、⑩10-15km程度(10-15km程度)と推定される。

2. 3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と地震の規模

上述のように、本断層帯は、⑤⑥⑦⑧の区間が最新活動時において同時に活動した可能性があることから、少なくとも7つの区間に分かれて活動し、さらに古い時期の活動を考慮すると、全体として10の区間に分かれて活動したと推定される。したがって、将来も同じように7つないし10の区間に分かれて活動する可能性がある。また、松田(1990)の定義に基づけば、少なくともここで評価した断層帯全体が1つの震源断層とみなされることから、全体が同時に破壊する可能性も否定できず、最新活動時とは異なる範囲が同時に活動する可能性もある。

このように本断層帯の将来の活動区間として複数の可能性が考えられるが、断層帯全域が同時に活動する可能性も考慮すると、その長さは400km以上となり、松田(1975)による経験式(2)の適用範囲外となる。

$$\text{Log } L = 0.6M - 2.9 \quad (2)$$

ここで、Lは1回の地震で活動する断層区間の長さ(km)、Mは地震のマグニチュードである。

この経験式の適用範囲は長さ80 km以下とされている。このため、単独区間および同時に複数の区間が活動する場合でかつ断層長が80kmを超える場合について、ここではマグニチュード8.0もしくはそれ以上と評価することとした。また、参考として、ここでは長さが数十km程度の比較的短い区間も含め、モーメントマグニチュード(Mw)も求めた。以上、2つの手法によって求められたそれぞれの区間の地震規模は表3のように整理される。

(2) 地震発生の可能性

本断層帯で得られた資料によると、①金剛山地東縁区間においては、平均活動間隔が約6千7百6百年、最新の活動以後の経過時間は約1千7百2千年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.2-0.3となる。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(BPT分布モデル、 $\alpha=0.24$)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%-0.003%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%となる(表4)。

②五条谷区間では、平均活動間隔が不明のため、地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)による地震発生確率を算出することはできない。

③根来区間の平均活動間隔は約2千5百-2千9百年、最新の活動以後の経過時間は約1千2百-1千4百年である。したがって平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.4-0.6となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、0.007%-0.3%、0.01%-0.5%、0.04%-1%、0.4%-6%となる。また、現在までの集積確率は、0.01-1%となる(表4)。

④紀淡海峡-鳴門海峡区間の平均活動間隔は約4千-6千年、最新の活動以後の経過時間は約2千6百-3千1百年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.4-0.8となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、0.005%-1%、0.009%-2%、0.02%-4%、0.1%-10%となる。また、現在までの集積確率は、0.02%-20%となる(表4)。

⑤讃岐山脈南縁東部区間の平均活動間隔は約9百-1千2百年、最新の活動以後の経過時間は約5百年以下である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率はほぼ0.6以下となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、1%以下、2%以下、6%以下、40%以下となる。また、現在までの集積確率は、1%以下となる(表4)。

⑥讃岐山脈南縁西部区間の平均活動間隔は約1千-1千5百年、最新の活動以後の経過時間は約3百-5百年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.2-0.5となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%-0.4%、ほぼ0%-0.7%、ほぼ0%-2%、0.009%-20%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%-0.3%となる(表4)。

⑦石鎚山脈北縁の平均活動間隔は約1千5百-1千8百年、最新の活動以後の経過時間は約6百年以下である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.4以下となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、0.01%以下、0.03%以下、0.1%以下、2%以下となる。また、現在までの集積確率は、0.009%以下となる(表4)。

⑧石鎚山脈北縁西部区間の平均活動間隔は約7百-1千3百年、最新の活動以後の経過時間は約2百-6百年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.2-0.9となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001a)に示された手法(同上)によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%-11%、ほぼ0%-20%、ほぼ0%-40%、0.005%-80%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%-30%となる(表4)。

⑨伊予灘区間の平均活動間隔は約2千9百年－3千3百年、最新の活動以後の経過時間は約1百－4百年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.04－0.1となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）に示された手法（同上）によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%となる（表4）。

⑩豊予海峡－由布院区間の平均活動間隔は約1千6百－1千7百年、最新の活動以後の経過時間は約3百－4百年である。したがって、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は0.2－0.3となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）に示された手法（同上）によると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%、ほぼ0%－0.04%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%となる（表4）。

以上、本評価で得られた各区間の将来の地震発生確率にはそれぞれ幅があるが、各区間における最大値をとると、⑧石鎚山脈北縁西部区間は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループ（Sランク）に属することになる（表2）。また、③根来区間、④紀淡海峡－鳴門海峡区間、⑤讃岐山脈南縁東部区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間はそれぞれやや高いグループ（Aランク）に属することになる。

また、これらの区間の複数が同時に活動することや、全体が同時に活動するケースも否定できないが、その場合の地震発生確率は不明であり、複数の区間をなす各区間の発生確率を超えないものと思われる。表4にこれらの確率値の参考指標（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会、1999）を示す。

3 今後に向けて

中央構造線断層帯は、国内でも最大の規模と活動度を持つ活断層の一つである。そのためこれまで数多くの調査研究が行われてきた。しかし、本断層帯の深部形状や活動様式は十分に解明されているとは言えず、この断層帯で発生する地震像にも不明な点が多い。歴史資料から推定される最近約400年間の活動とトレンチ調査等から推定される活動とが対応づけられていないことに留意し、以下の課題を解明していくことが重要である。

最新活動時期について、特に⑨伊予灘区間でトレンチ調査により推定されている17世紀から19世紀にかけての活動については、それに対応する歴史記録の同定ができていない状況にある。⑧石鎚山脈北縁西部区間、⑦石鎚山脈北縁区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間、及び⑤讃岐山脈南縁東部区間でトレンチ調査等により推定されている16世紀周辺以後の活動については、1596年9月1日に発生したとされる伊予の地震や、1854年12月26日に愛媛県東部で被害を生じた地震が対応する可能性があるが、確実に中央構造線断層帯の活動を確認できる歴史資料は見つかっていない。ただし、この地域における同時代史料が乏しいことから詳しいことは不明であり、さらなる検討が必要である。

今までに明らかになっている過去の活動は、評価単位で活動時期が重なるものがあり、過去に隣接する評価単位区間が同時に活動した可能性や短期間に活動が集中した可能性がある。ただし、こうした断層活動の時期や空間的な広がりを検討するうえで、現状では、活動時期の年代範囲が広いものが多く、また複数回の活動時期が不明な区間もある。地震発生確率の信頼度を向上させるうえでは、今後、活動履歴が不明、或いは年代範囲が広い活動時期しか示されていない評価単位区間について、活動時期を絞るための古地震調査を進めていく必要がある。同時に、精度の高い平均的な横ずれの速度と1回の活動による変位量とが全域で明らかにできれば、信頼性の高い平均的な活動間隔の推定が可能になる。現評価では連動性を活動時期の重複からその可能性

を検討しているが、例えば、1回あたりのずれの量を比較することや断層形状を含めて力学的に検討することも必要である。

地震動予測に重要な断層深部の傾斜角に関しては、中角度の可能性が高いと判断したが、高角度の可能性を否定する確実な証拠も存在しないことから、両論を併記した。東部の③根来区間や⑤讃岐山脈南縁東部区間の傾斜角は反射断面に基づいて比較的深部にわたるまで中角度と推定されているが、世界でこれまでに生じた大地震のメカニズムや力学的見地から、活動度の高い横ずれ断層が中角度で活動した事例はないため、その条件について検討する必要がある。さらに、③や⑤を含めた区間における断層深部の傾斜角を知る必要がある。とくに⑨伊予灘区間では断層が海域に位置しており、陸域に近い沿岸浅海域の調査も必要となる。本断層帯の深部での傾斜を最終的に解明するためには、断層の深部延長をボーリング調査などによって直接確認することが望ましい。

注 10：「変位」を、1－4頁の本文及び10－19頁の表1では、一般的にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは、専門用語である「変位」が表1の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下R、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓みの成分」よりなる。

注 11：21,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、較正曲線 IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) を用いた OxCal 4.1 (Ramsey, 1995, 2001, 2009) により暦年較正し、原則として 1σ の範囲の数値で示した。このうち、2,000年前よりも新しい年代値は世紀単位で、2,000年前より古く10,000年前よりも新しい年代値については四捨五入して百年単位で、10,000年前よりも古い年代値は四捨五入して千年単位で示した。

注 12：年代値は原著のまま、あるいは原著に書かれた年代値を百年単位で表記。

注 13：始良Tn 火山灰 (AT) の降下年代値については、日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996)、小池・町田編 (2001) 等から、25,000年BP とし、暦年補正して約2万8千年前とした。また、鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) の降下年代値については、町田・新井 (2003) に従い、約7千3百年前 (暦年補正值) とした。さらに、由布岳1火山灰 (YF-1)、九重第1火山灰 (Kj-p1) 及び阿蘇4火山灰 (Aso-4) の降下年代値については、町田・新井 (2003) に従いそれぞれ約2千2百年前、約5万年前及び約9万－8万5千年前とした。

注 14：一般的に海底堆積物の有機物から得られた¹⁴C年代値にはリザーバー効果 (年代値が古く求められる効果) があるとされているが、別府湾では4百年程度である (Ohno, 1991)。リザーバー効果が瀬戸内海全域にわたって同量と確認されているわけではないが、隣接する地域の資料が得られたため本地点でも同程度とみなし、得られた¹⁴C年代暦年補正值から4百年若い年代値とした。以下同じ。

注 15：大塚ほか (2001) は約1万年前としているが、注 14 に示すようにリザーバー効果を約4百年と考慮すると、約9千6百年となる。

注 16：10,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の範囲の数値で示した。このうち2,000年前よりも新しい年代値は世紀単

位で示し、2,000 年前よりも古い年代値については、百年単位で四捨五入して示した。また、10,000 年 BP より古い炭素同位体年代については、Kitagawa and van der Plicht (1998) のデータに基づいて暦年補正し、四捨五入して千年単位で示した。

注 17 : 大分県 (1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004) では、変位基準の年代の示し方が明記されていないものがある。したがって、本評価においては、その上下の年代測定値を Niklaus (1991) により暦年補正 (注 16) した値から、海水のリザーバー効果を考慮して、400 年新しくした値を採用した。以下、リザーバー効果について簡単に記す。放射性炭素同位体年代測定では、宇宙線によって ^{14}C が生成されてから、生物に固定されるまでの時間を考慮する必要がある。 ^{14}C の生成から生物による吸収・固定までの間に ^{14}C が滞留する場所 (海水・極氷など) をリザーバー、滞留期間中に進行する ^{14}C の壊変の結果、生物に固定される際の ^{14}C 濃度が大気中の初生 ^{14}C 濃度に比べて低下することをリザーバー効果とよぶ。大気も一つのリザーバーであるが、大気中の炭素 (CO_2) は 1~2 年で拡散・混合されるため、陸上植物が光合成によって固定する ^{14}C の濃度と大気中の初生 ^{14}C 濃度の差 (大気のリザーバー効果) は無視することができる。しかし、貝やサンゴなど海成試料が固定する海水中の炭酸成分に含まれる ^{14}C 濃度は、 CO_2 が海水に溶け込み地球規模で循環する時間 (最大 2000 年) を通じて壊変が進むため、大気中の初生 ^{14}C 濃度より低くなる。従って同時に生存した陸上植物と海成生物の ^{14}C 年代を比較すると、海成生物は海洋のリザーバー効果によって陸上植物より古い年代を示す。日本近海の最近数千年間の外洋水では ^{14}C 年代にして 400 年前後に相当する海水のリザーバー効果が知られている。この値は湧昇流の強弱、海流、陸水の混入、また氷期の海水準変動等の影響を受け、空間的にも時間的にも変化する。

文 献

- Avouac, J. P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., Helmlinger, D. (2014) : The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 391, 128-134.
- 千田 昇 (1979) : 中部九州の新时期地殻変動 とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について. 岩手大学教育研究年報, 39, 97-114.
- 千田 昇 (1995) : 別府扇状地の形成時期と堀田一朝見川断層群の活動. 地学雑誌, 104, 895-898.
- 千田 昇 (1998) : 別府湾地域の地形と活断層. 「別府湾沿岸—自然・社会・教育—」, 大分大学教育学部, 1-12.
- 千田 昇・池田安隆・中田 高・岡田篤正・宇根 寛 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「別府」. 国土地理院技術資料 D1-No. 375.
- 千田 昇・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田安隆・岡村 眞・水野清秀・松山尚典・首藤次男 (2003) : 大分平野直下に伏在する府内断層の位置と最新活動時期. 活断層研究, 23, 93-108.
- 千田 昇・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田安隆・岡村 眞・水野清秀・松山尚典・首藤次男 (2004) : 大分平野東部に伏在する活断層. 活断層研究, 24, 185-198.
- 地域地盤環境研究所 (2008) : 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁—金剛山地東縁) の活動性および活動履歴調査. 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-5, 50p.
- 地質調査所 (1995) : 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果. 地震予知連絡会会報, 53, 663-668.

- 地質調査所 (1997) : 鳴門海峡海域における中央構造線活断層系の活動履歴調査. 地震予知連絡会会報, **57**, 570-573.
- 地質調査所活断層研究グループ (2000) : 近畿三角帯における活断層調査—主要活断層の活動履歴と地震危険度—. 第四紀研究, **39**, 289-301.
- 越後智雄・寒川 旭・小俣雅志・郡谷順英・岩崎孝明 (2009) : 中央構造線断層帯根来断層の最新活動時期. 日本活断層学会 2009 年度秋季学術大会講演予稿集, 56-57.
- 愛媛県 (1997) : 平成 8 年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線伊予断層帯に関する調査成果報告書. 愛媛県, 176p.
- 愛媛県 (1998) : 平成 9 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) に関する調査成果報告書. 愛媛県, 260p.
- 愛媛県 (1999) : 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.
- 愛媛県 (2000a) : 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.
- 愛媛県 (2000b) : 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.
- 愛媛県 (2001) : 愛媛県活断層調査報告書 (概要版) —中央構造線断層帯 (愛媛県北西部, 石鎚山脈北縁, 讃岐山脈南縁) に関する調査, 47p.
- 後藤秀昭 (1996) : 中央構造線活断層系 : 伊予断層の変位地形. 活断層研究, **14**, 28-38.
- 後藤秀昭・中田 高・高田圭太・熊原康博 (1997) : 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.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之 (1998) : 1:25,000 都市圏活断層図「松山」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 355.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (1999a) : 1:25,000 都市圏活断層図「池田」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 368.
- 後藤秀昭・中田 高・奥村晃史・池内 啓・熊原康博・高田圭太 (1999b) : 中央構造線活断層系・重信断層の変位地形と活動履歴. 地理学評論, **72A**, 267-279.
- 後藤秀昭・中田 高・奥村晃史・堤 浩之・今泉俊文・中村俊夫・渡邊トキエ・松木宏彰・原口強 (1999c) : ミニトレンチ・Geoslicer 調査によって明らかになった四国中央部および西部の中央構造線活断層系の最新活動時期. 平成 11 年度研究発表会発表論文集, 日本応用地質学会中国四国支部, 9-14.
- 後藤秀昭・中田 高 (2000) : 四国の中央構造線活断層系—詳細断層線分布図と資料—. 総合地誌研究叢書, **35**, 広島大学総合地誌研究資料センター, 144p.
- 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 (2001) : 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.
- 後藤秀昭・堤 浩之・遠田晋次 (2003) : 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.
- 萩原尊禮編 (1989) : 「続古地震—実像と虚像」. 東京大学出版会, 434p.
- 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 (1999) : 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.
- 廣内大助 (2004) : 金剛断層系の平均変位速度分布と奈良盆地西縁地域における地形発達. 地学雑誌, **113**, 18-37.

- 池田倫治・長谷川修一・大野裕記・岡田篤正 (2000) : 愛媛県伊予市における中央構造線活断層系本群断層の活動履歴調査. 日本地震学会講演予稿集, **2**, 126.
- Ikeda, M., Toda, S., Kobayashi, S., Ohno, Y., Nishizaka, N., Ohno, I. (2009): Tectonic model and fault segmentation of the Median Tectonic Line active fault system on Shikoku, Japan. *Tectonics* 28, TC5006. <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002349>.
- 池田倫治・後藤秀昭・堤 浩之・露口耕治・大野裕記・西坂直樹・小林修二 (2012) : 四国北西部の中央構造線活断層系伊予断層の完新世活動履歴. 地質学雑誌, **118**, 220-235.
- Ikeda, M., Kato, S., Nishizaka, N., Ohno, Y., Matsuo, K., Kishimoto, M. (2013): Magnetotelluric imaging of the Median Tectonic Line in western Shikoku, southwest Japan: Implications of the fault-related low-resistivity zone, *Tectonophysics*, **601**, 78-86.
- 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 (2014a) : 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.
- 池田倫治・堤 浩之・後藤秀昭・西坂直樹・大野裕記・柳田 誠 (2014b) : 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.
- 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 (2015a) : 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.
- 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 (2015b) : 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.
- 池田安隆 (1979) : 大分県中部火山地域の活断層系. 地理学評論, **52**, 10-29.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 (2002) : 「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.
- 今津勝紀・隈元 崇 (2007) : 天平六年の地震と聖武天皇. 条里制・古代都市研究, **22**, 33-47.
- 今尾文昭 (1995) : 太田遺跡における地震痕跡. 古代学研究, **131**, 33-35.
- 石橋克彦 (1989) : 1596年慶長近畿大震災で中央構造線が活動した可能性と1605年南海トラフ津波地震への影響. 地震学会予稿集, **1**, 62p.
- 伊藤谷生・佐藤比呂志 (2010) : 西南日本における海溝-島弧-縁海系の地殻構造— 南海トラフから大和海盆北縁まで—, 地学雑誌, **119(2)**, 235-244.
- 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・澤田巨啓・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 (1996) : 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質学雑誌, **102**, 4, 346-360.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T., Ikawa, T. (2009): Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**, 124-134.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., Takemura, K. (2014): Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes. *Earth, Planets and Space*, **66**, 66-74.

- 地震調査研究推進本部 (1997) : 「地震に関する基盤的調査観測計画」. 38p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) : 「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001b) : 「有馬一高槻断層帯の評価」. 24p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001c) : 「生駒断層帯の評価」. 17p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 「中央構造線断層帯 (金剛山地東縁一伊予灘) の長期評価について」. 71p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 「別府一万年山断層帯の長期評価について」. 73p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011) : 「中央構造線断層帯 (金剛山地東縁一伊予灘) の長期評価 (一部改訂) について」. 86p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) : 「(改定試案) 長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 海上保安庁水路部 (1978a) : 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「友ヶ島水道」(海底地質構造図), 6383-4S.
- 海上保安庁水路部 (1978b) : 紀伊水道付近の海底地形, 地質構造について. 地震予知連絡会会報, **19**, 129-131.
- 海上保安庁水路部 (1979) : 鳴門海峡の海底地形・地質構造. 地震予知連絡会会報, **21**, 137-139.
- 海上保安庁水路部 (1998) : 海底地質構造図 (10 万分の 1) 「友ヶ島南方」.
- 海上保安庁水路部 (2000) : 水路部における沿岸海域海底活断層調査. 地震予知連絡会会報, **63**, 540-558.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- Kaneko, S. (1966) : Transcurrent displacement along the median line, South-Western Japan, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **9**:1-2, 45-59, DOI:10.1080/00288306.1966.10420194.
- 笠原敬司・青井 誠・木村尚紀・井川 猛・川中 卓・溝畑茂治・岡本 茂 (1998) : 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 372p.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層一分布図と資料一」, 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料一」, 東京大学出版会, 437p.
- 河村和徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛 (2001) : 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実態の推定一紀伊半島北西部中央構造線を例として一. *地震*, 第 2 輯, **54**, 233-249.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo E., Ikawa, T., and Ito, T. (2003): 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 Space*, **55**, 549-557.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) : Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yrB.P.: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) : 「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, CD-ROM3 枚・付図 2 葉・122p.
- 国土地理院 (1984) : 2 万 5 千分の 1 沿岸海域土地条件図「鳴門海峡」.

- 熊原康博・楮原京子・金田平太郎・澤 祥・鈴木康弘 (2014) : 1:25,000 都市圏活断層図「由良」. 国土地理院技術資料, D1-No. 719
- 町田 洋・新井房夫(2003):「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, 336p.
- Matsubara, M., Obara, K., Kasahara, K. (2008): Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography. *Tectonophysics*, 454, 86-103, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.
- Matsubara, M. and Obara, K. (2011): The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth, Planets and Space*, 63, 663-667.
- Matsubara, M. and Sato, H. (2015): Thickness and Lower Limit Seismogenic Layer within the Crust beneath Japanese Islands on the Japan Sea Side. American Geophysical Union, Fall Meeting 2015, abstract #T51A-2853.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期性について. *地震*, 第2輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) : 1896 年陸羽地震の地震断層. *地震研究所彙報*, 55, 795-855.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. *地震研究所彙報*, **65**, 289-319.
- 松崎伸一・日名子健二・平井義人 (2017) : 1596 年豊後地震の発生日に関する考察. *歴史地震研究会予稿集*, 34, 21.
- 松浦律子・中村操・唐鎌郁夫(2009) : 歴史地震の震源域位置および規模の系統的再検討—安政五・六年石見の地震など 10 について, *歴史地震*, 24, 154.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 (2007) : 和泉山脈地殻構造探査 (和泉測線 2006). 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」, 21-86.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所 (2014) : 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁—和泉山脈南縁) における重点的な調査観測 平成 25 年度 成果報告書. 129p.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所 (2015) : 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁—和泉山脈南縁) における重点的な調査観測 平成 26 年度 成果報告書. 182p.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所 (2016) : 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁—和泉山脈南縁) における重点的な調査観測 平成 25~27 年度 成果報告書. 311p.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科 (2017) : 別府—万年山断層帯 (大分平野—由布院断層帯東部) における重点的な調査観測 平成 26~28 年度成果報告書. 526p.
- 村井 勇・金子史朗 (1975) : 1975 年大分中部地震の被害調査報告—とくに被害・地変と活断層の関係について—. *地震研究所彙報*, **50**, 303-327.
- Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K., Kitagawa, S. (2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems. *Pure and Applied Geophysics*, **172**, 1371-1381.
- 武者金吉 (1941) : 増訂大日本地震史料. 第 1 巻, 945p.
- 三浦健一郎・七山 太・大塚一広・池田倫治・金山清一・横山芳春・杉山雄一・佃 栄吉 (2001) : 伊予灘東部海域の中央構造線活断層系の完新世活動性評価 (I) —シングルチャンネル音波探査の成果. *活断層・古地震研究報告*, No. 1 (2001 年), 199-214, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) : 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域)

- ストリップマップ, 構造図 8, 地質調査所.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (1994): 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (近畿地域) ストリップマップ, 構造図 9, 地質調査所.
- 水野清秀・吉岡敏和・岡村 真・松岡裕美 (1996): 淡路島南部, 湊一本庄断層の活動性調査. 地質調査所研究資料集 No. 259 (平成 7 年度活断層研究調査概要報告書), 23-32.
- 水野清秀・佃 栄吉・宮地良典 (1998): 和歌山平野伏在活断層のポーリング調査 (補備調査). 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 179-188.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (2000): 中央構造線活断層系・根来断層の活動履歴に関する補備調査—上黒谷 No. 4 トレンチ調査. 地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 207-220.
- 中西一郎 (2002): 文禄五年閏七月九日 (1596 年 9 月 1 日) の地震による伊予での被害を示す史料, 地震 2, **55**, 311-316.
- 中田 高・島崎邦彦 (1993): 海底の地震の巣を探る. 科学, 63, 593-599.
- 中田 高・後藤秀昭 (1998): 活断層はどこまで割れるのか?—横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル—. 活断層研究, **17**, 43-53.
- 中田 高・奥村晃史・後藤秀昭・高田圭太・堤 浩之・原口 強・松木宏彰 (1998): 四国・中央構造線活断層系における大地震の空白域の予察的考察. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 325.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002): 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉・60p.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二 (1998): 1:25,000 都市圏活断層図「西条」. 国土地理院技術資料, D-1-355.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (2008): 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東南部第 2 版」, 国土地理院技術資料, D1-No. 502.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (2009): 1:25,000 都市圏活断層図「脇町第 2 版」. 国土地理院技術資料 D1-No. 524.
- 七山 太・佃 栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二 (1999): 中央構造線活断層系, 友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 235-252.
- 七山 太・池田倫治・大塚一広・三浦健一郎・金山清一・小林修二・長谷川 正・杉山雄一・佃 栄吉 (2002) 伊予灘～佐賀関沖 MTL 活断層系の広域イメージングとセグメント区分. 活断層・古地震研究報告, no. 2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 141-152.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996): 「第四紀露頭集—日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- Niklaus, T. R. (1991): CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前杵英明・堤 浩之 (1992): 伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動. 地質学論集, **40**, 75-97.
- Ohno, M. (1991): Study of the earth's magnetic field for the past 10000 years. Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo.
- 岡田篤正 (1968): 阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動. 第四紀研究, **7**, 15-26.
- 岡田篤正 (1970): 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**, 1-21.

- 岡田篤正 (1973) : 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**, 295-322.
- 岡田篤正 (1992) : 中央構造線活断層系の活動区の分割試案. 地質学論集, **40**, 15-30.
- 岡田篤正・寒川 旭 (1978) : 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動. 地理学評論, **51**, 385-405.
- 岡田篤正・堤 浩之 (1997) : 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.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 395p.
- 岡田篤正・中田 高・堤 浩之 (1989) : トレンチ掘削調査による中央構造線活断層系岡村断層の活動時期と変位量の解明. 地学雑誌, **98**, 489-491.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「粉河」, 国土地理院技術資料, D・1-No. 333.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「和歌山」, 国土地理院技術資料, D・1-No. 333.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝 (1998a) : 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.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二 (1998b) : 1:25,000 都市圏活断層図「郡中」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 355.
- 岡田篤正・松井和夫・遠藤 理・有吉道春・斉藤 勝 (1999a) : 中央構造線活断層系根来断層の性状と最新活動—和歌山市今滝 (仁王谷) でのトレンチ調査—. 活断層研究, **18**, 37-54.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999b) : 1/25,000 都市圏活断層図「徳島」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 368.
- 岡田篤正・池田安隆・中田 高・千田 昇・宇根 寛 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「大分」. 国土地理院技術資料 D1-No. 375.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (2009a) : 1:25,000 都市圏活断層図「五條第 2 版」, 国土地理院技術資料, D1-No. 524.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (2009b) : 1:25,000 都市圏活断層図「川島第 2 版」. 国土地理院技術資料 D1-No. 524.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助 (2014) : 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」. 国土地理院技術資料, D1-No. 719
- 岡村 眞・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・前杵英明・堤 浩之・中村俊夫・山口智香・小川光明 (1992) : 別府湾北西部の海底活断層—浅海活断層調査の手法とその果—. 地質学論集, **40**, 65-74.
- 大分県 (1999) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果報告書」. 70p.
- 大分県 (2000) : 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果報告書 [トレンチ・ボーリング調査編], [海上調査編], [反射法地震探査編], [総合解析編]」. 155p, 50p, 60p, 52p.
- 大分県 (2001) : 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査. 171p.
- 大分県 (2002) : 「平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果報告書 [反射法弾性波探査・ボーリング調査編], [海上調査編], [反射法弾性波探査 (深部・浅部) 編], [ボーリング調査・総合解析編]」. 62p, 65p, 45p, 85p.
- 大分県 (2003) : 「平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 別府—万年山断層帯に関する調査 成果

- 報告書」. 162p.
- 大分県 (2004): 「平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 別府一万山断層帯に関する調査 成果報告書」. 1-1-8-25.
- 大野裕記・小林修二・長谷川修一・本荘静光・長谷川正 (1997): 四国北西部伊予灘海域における中央構造線活断層系の深部構造とセグメンテーション. 四国電力研究期報, **68**, 48-59.
- 大塚一広・七山 太・三浦健一郎・池田倫治・金山清一・横山芳春・杉山雄一・佃 栄吉 (2001): 伊予灘東部海域の中央構造線活断層系の完新世活動性評価 (II) - 上灘沖ボーリングコアの解析結果. 活断層・古地震研究報告, No. 1, 215-232, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ramsey, C. B. (1995): Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. Radiocarbon, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. Radiocarbon, **43**, 355-363.
- Ramsey, C. B. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, **51**, 337-360.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., & Weyhenmeyer, C. E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, **51**, 1111-1150.
- 齊藤 勝・佃 栄吉・岡田篤正・古澤 明 (1997): 和歌山市北部における低位段丘堆積物中の始良 Tn 火山灰と根来断層の平均変位速度. 第四紀研究, **36**, 277-280.
- 寒川 旭 (1977): 紀ノ川中流域の地形発達と地殻変動. 地理学評論, **52**, 578-595.
- 寒川 旭 (1997): 『揺れる大地-日本列島の地震史』. 同朋舎出版, 272p.
- 佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦 (1997): 金剛断層系の総合研究. 地質調査所研究資料集 No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 63-72.
- 佐竹健治・寒川 旭・須貝俊彦 (1998): 金剛断層系のトレンチ掘削調査 (補備調査). 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 151-159.
- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川 玲 (1999): 奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期. 地震, 第 2 輯, **52**, 65-79.
- 佐藤比呂志・児島悠司・村田明広・伊藤谷生・金田義行・大西正純・岩崎貴哉・於保幸正・荻野スミ子・狩野謙一・河村知徳・蔵下英司・越谷 信・高須 晃・竹下 徹・津村紀子・寺林優・豊原富士夫・中島 隆・野田 賢・橋本善孝・長谷川修一・平田 直・宮内崇裕・宮田隆夫・山北 聡・吉田武義・Steven Harder・Galen Kaip・小澤岳史・井川 猛, 西南日本外帯の地殻構造: 2002 年四国-瀬戸内海横断地殻構造探査の成果, 地震研究所彙報, **80**, 53-71, 2005.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Horne, V. A., and Takeda, T. (2015): Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. Tectonophysics, **644-645**, 58-67.
- 四国電力株式会社 (2015): 伊方発電所 地盤 (敷地周辺の地質・地質構造) について, <http://www.nsr.go.jp/data/000100929.pdf>

- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 眞・白神 宏・前杢英明・松木宏影・辻井学・清川昌一・平田和彦 (1986) : 海底活断層ボーリング調査による地震発生時長期予測の研究—別府湾海底断層を事例として— (予報). 活断層研究, **2**, 83-87.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・岡村 眞・谷山 尚・田辺あらし (1990) : 別府湾中央断層 (仮称) の地震活動. 日本地震学会講演予稿集, **1**, 185-185.
- 島崎邦彦・松岡裕美・岡村 眞・千田 昇・中田 高 (2000) : 別府湾の海底活断層分布. 月刊地球, 号外 **28**, 79-84
- 首藤次男・日高 稔 (1971) : 大分地方の沖積層、とくに別府湾の起源について. 九大理研報 (地質), **11**, 87-104.
- Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., Hirahara, K., Kimata, F., Matsushima, T., Tanaka, T., Eguchi, Y., Takaya, T., Hosono, Y., Ohya, F., and Kato, T. (2002): Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field. *Earth Planets Space*, **54**, 1065-1070.
- Tabei, T., Adachi, M., Miyazaki, S., Watanabe, T., and Kato, S., (2007): Interseismic deformation of the Nankai subduction zone, southwest Japan, inferred from three-dimensional crustal velocity fields. *Earth Planets Space*, **59**, 1073-1082.
- 武村雅之 (1990) : 日本列島及びその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係. 地震 **2**, **43**, 257-265.
- 徳島県 (1998) : 「平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 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」. 270p.
- 徳島県 (1999) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 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」. 228p.
- 徳島県 (2000a) : 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 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」. 215p.
- 徳島県 (2000b) : 徳島県活断層調査報告書—中央構造線断層帯 (讃岐山脈南縁) に関する調査—. 215p.
- 佃 栄吉 (1996) : 中央構造線活断層系のセグメンテーションと周囲の地質構造・テクトニクスと変成作用 (原郁夫先生退官記念論文集), 創文, 250-257.
- 佃 栄吉 (1997) : 中央構造線活断層系 (紀伊半島地域) の活動性調査. 地質調査所研究資料集, No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 161-177.
- 佃 栄吉・佐藤 努 (1996) : 徳島県鳴門市板東観測井周辺の地下構造. 兵庫県南部地震の地質学的背景, 第 11 回地質調査所研究講演会資料, 財団法人日本産業技術振興協会, 90-93.
- 佃 栄吉・水野清秀・宮地良典・寒川 旭 (1998) : 中央構造線活断層系・根来断層のトレンチ調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 161-177.
- 辻村太郎・淡路正三 (1934) : 新期の運動による断層地形, 地理学評論, **10**, 1116-1136.
- 堤 浩之・後藤秀昭 (2006) : 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.
- 堤 浩之・中田 高・小川光明・岡村 眞・島崎邦彦 (1990) : 伊予灘北東部海底における中央構造線. 活断層研究, **8**, 49-57.
- Tsutsumi, H., Okada, A., Nakata, T., Ando, M., and Tsukuda, T. (1991) : Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in central Shikoku, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, **13**, 227-233.

- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・安藤雅孝 (1992) : 中央構造線岡村断層の地表付近の構造と完新世の活動—1988年春季西条地区トレンチ発掘調査—. 地質学論集, **40**, 113-127.
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996) : Segmentation and Holocene Surface Faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5855-5871.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二 (1998) : 都市圏活断層図「新居浜」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 355.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) : 都市圏活断層図「伊予三島」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 368.
- 堤 浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松木宏彰 (2000) : 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.
- 堤 浩之・戸田 茂・今村朋裕・石山達也・河村知徳・佐藤比呂志・宮内崇裕・加藤 一・隈元 崇・武田麻美・山本彰吾 (2007) : 四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査—2002年新居浜測線と2003年阿波測線—. 地震研究所彙報, **82**, 105-117.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 「日本被害地震総覧 599-2012」. 東京大学出版会, 493p.
- 和歌山県 (1999a) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁—金剛山地東縁) に関する調査 成果報告書」. 121p.
- 和歌山県 (1999b) : 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁—金剛山地東縁) に関する調査 (概要報告書), 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金, 20p.
- 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 (1995) : 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.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1998) : 大阪湾における反射法深部構造探査. 地調月報, **49**, 571-590.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕 (1992) : 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造. 地質学論集, **40**, 177-186.
- 吉川宗治・兼沢 宏・三橋 明・岩崎好規 (1996) : 音波探査による中央構造線友ヶ島水道海域の地質調査. 海洋調査技術, **8**, 2, 1-10.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽 (1992) : 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震, **45**, 199-212.

表 3 想定される将来の地震規模

活動区間(注 18)	M (注 19)	M _w (参考) (注 20)	備 考 (計算に使用した数値)
①金剛山地東縁 当麻断層－金剛断層	6.8	6.4	長さ：16km
②五条谷 五条谷断層	7.3	6.8	長さ：29km
③根来 根来断層	7.2	6.7	長さ：27km
④紀淡海峡－鳴門海峡 和歌山北断層－鳴門海峡断層	7.5	7.0	長さ：42km
⑤讃岐山脈南縁東部 鳴門断層－井口断層	7.7	7.1	長さ：52km
⑥讃岐山脈南縁西部 三野断層－石鎚断層	8.0 もしくはそれ以上	7.5	長さ：82km 幅：23km
⑦石鎚山脈北縁 岡村断層	7.3	6.8	長さ：29km
⑧石鎚山脈北縁西部 川上断層、重信断層	7.5	7.0	長さ：41km
⑨伊予灘 伊予断層、伊予灘東部断層	8.0 もしくはそれ以上	7.5	長さ：88km 幅：23km
⑩豊予海峡－由布院 大在沖断層－由布院断層	7.8	7.2	長さ：61km
断層帯全体 当麻断層から由布院断層	8.0 もしくはそれ以上	8.0 (*7.8)	(注 21)

注 18：ここに示した各範囲（区間）は、過去の活動に基づき想定したもので、将来の活動においては、これらと異なる範囲が活動する可能性もある。

注 19：松田（1975）に基づく、断層の長さから経験式により求めたマグニチュード。ただし、⑥讃岐山脈南縁西部区間、及び⑨伊予灘区間については経験式の適用範囲外と考え、松田（1975）がこれらの経験式を求める際に用いた最大長さ（80km）とその時のマグニチュード（8.0）をもとに、「マグニチュード 8.0 程度もしくはそれ以上」とした。

注 20：モーメントマグニチュード M_w は、経験式（2）から求められる各活動区間の地震規模について、武村（1990）による経験式（3）から地震のモーメント量 M_0 (Nm) に換算し、Kanamori（1977）による式（4）により暫定的に算出した。ただし、近年では、震源断層の面積が約 1800 km² を越える大地震の地震規模は、断層面積 S (m²) と地震モーメントとの経験則（Murotani et al., 2015）による式（5）から求める方法が適切とする考えもある。断層の長さが 80km を超える⑥

讃岐山脈南縁西部区間と⑨伊予灘区間の断層面積は、断層の傾斜角を中角とした場合に 1800 km² を超えるため、これらの地震モーメント量は暫定的に式(5)により算出した。これらの区間では断層の傾斜角を 40° とし、その幅を 23km (注 21) として、断層面積を計算し地震モーメントを算出している。

注 21：ここでは、反射断面の結果から比較的深部にまで傾斜角が判明している⑤讃岐山脈南縁東部区間での傾斜角 40° が中央構造線断層帯全体の傾斜角と仮定し、地震発生層の下限の深さについても全体にわたり 15km と仮定することで、中央構造線断層帯の断層の幅を 23.1km として断層面積を計算している。さらに各区間の断層面積の総和をとり、式(5)により地震モーメントを計算して式(4)によりモーメントマグニチュードを算出した。ただし、*を付した値(7.8)は、中央構造線断層帯の傾斜角が深部にわたり高角としたときの値である。この場合断層の幅は①金剛山地東縁区間については 23.1km、それ以外の区間については 15km としている。

$$M = (\text{Log } M_0 - 10.72) / 1.17 \quad (3)$$

$$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \quad (4)$$

$$M_0 = S \times 10^{17} \quad (5)$$

表 4 地震発生確率及び参考指標

項 目	数 値 (注 22)	備 考
①金剛山地東縁		
地震後経過率	0.2 - 0.3	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0 %	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) 参照。
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0 %	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0 %	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0 % - 0.003%	
集積確率	ほぼ 0 %	
指標 (1) 経過年数 比	マイナス 3600 年 - マイナス 2200 年 0.3 - 0.5	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) 参照。
指標 (2)	ほぼ 0 - 0.0001	
指標 (3)	ほぼ 0 %	
指標 (4)	ほぼ 0 - 0.00001	
指標 (5)	0.0001 - 0.0002	
③根来		
地震後経過率	0.4 - 0.6	
今後 30 年以内の発生確率	0.007% - 0.3%	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a) 参照。
今後 50 年以内の発生確率	0.01% - 0.5%	
今後 100 年以内の発生確率	0.04% - 1%	
今後 300 年以内の発生確率	0.4% - 6%	
集積確率	0.01% - 1%	
指標 (1) 経過年数 比	マイナス 800 年 - マイナス 300 年 0.6 - 0.8	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) 参照。
指標 (2)	0.006 - 0.2	
指標 (3)	0.01% - 1%	
指標 (4)	0.0008 - 0.03	
指標 (5)	0.0003 - 0.0004	

<p>④紀淡海峡－鳴門海峡</p> <p>地震後経過率</p> <p>今後 30 年以内の発生確率 今後 50 年以内の発生確率 今後 100 年以内の発生確率 今後 300 年以内の発生確率</p> <p>集積確率</p> <p>指標(1)経過年数 比</p> <p>指標(2)</p> <p>指標(3)</p> <p>指標(4)</p> <p>指標(5)</p>	<p>0.4 - 0.8</p> <p>0.005 - 1% 0.009% - 2% 0.02% - 4% 0.1% - 10%</p> <p>0.02% - 20%</p> <p>マイナス 1600 年 - 300 年 0.6 - 1.1 0.009% - 1.7% 0.02% - 20% 0.001 - 0.2 0.0002 - 0.0003</p>	<p>発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。</p> <p>地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。</p>
<p>⑤讃岐山脈南縁東部</p> <p>地震後経過率</p> <p>今後 30 年以内の発生確率 今後 50 年以内の発生確率 今後 100 年以内の発生確率 今後 300 年以内の発生確率</p> <p>集積確率</p> <p>指標(1)経過年数 比</p> <p>指標(2)</p> <p>指標(3)</p> <p>指標(4)</p> <p>指標(5)</p>	<p>0.6 以下</p> <p>1% 以下 2% 以下 6% 以下 40% 以下</p> <p>1% 以下</p> <p>マイナス 100 年以下 0.8 以下 0.3 以下 1% 以下 0.04 以下 0.0008 - 0.001</p>	<p>発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。</p> <p>地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。</p>
<p>⑥讃岐山脈南縁西部</p> <p>地震後経過率</p> <p>今後 30 年以内の発生確率 今後 50 年以内の発生確率 今後 100 年以内の発生確率 今後 300 年以内の発生確率</p> <p>集積確率</p> <p>指標(1)経過年数</p>	<p>0.2 - 0.5</p> <p>ほぼ 0% - 0.4% ほぼ 0% - 0.7% ほぼ 0% - 2% 0.009% - 20%</p> <p>ほぼ 0% - 0.3%</p> <p>マイナス 700 年 - マイナス 200 年</p>	<p>発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。</p>

比	0.3 - 0.7	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(2)	ほぼ0 - 0.09	
指標(3)	ほぼ0% - 0.3%	
指標(4)	ほぼ0 - 0.02	
指標(5)	0.0007 - 0.001	

⑦石鎚山脈北縁（岡村断層） 地震後経過率	0.4以下	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
今後30年以内の発生確率	0.01%以下	
今後50年以内の発生確率	0.03%以下	
今後100年以内の発生確率	0.1%以下	
今後300年以内の発生確率	2%以下	
集積確率	0.009%以下	
指標(1)経過年数 比	マイナス400年以下 0.6以下	
指標(2)	0.004以下	
指標(3)	0.009%以下	
指標(4)	0.0008以下	
指標(5)	0.0006 - 0.0007	

⑧石鎚山脈北縁西部 地震後経過率	0.2 - 0.9	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0% - 11%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0% - 20%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0% - 40%	
今後300年以内の発生確率	0.005 - 80%	
集積確率	ほぼ0% - 30%	
指標(1)経過年数 比	マイナス700年 - 100年 0.2 - 1.3	
指標(2)	ほぼ0 - 2.7	
指標(3)	ほぼ0% - 30%	
指標(4)	ほぼ0 - 0.4	
指標(5)	0.0008 - 0.001	

⑨伊予灘 地震後経過率	0.04 - 0.1	
----------------	------------	--

今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0 %	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。	
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
集積確率	ほぼ 0 %		
指標(1)経過年数 比	マイナス 2200 年 - マイナス 1600 年 0.05 - 0.2		地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(2)	ほぼ 0		
指標(3)	ほぼ 0 %		
指標(4)	ほぼ 0		
指標(5)	0.0003		
⑩豊予海峡-由布院 地震後経過率	0.2 - 0.3	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）参照。	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ 0 %		
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ 0 % - 0.04%		
集積確率	ほぼ 0 %		
指標(1)経過年数 比	マイナス 900 年 - マイナス 700 年 0.3 - 0.4		地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(2)	ほぼ 0		
指標(3)	ほぼ 0 %		
指標(4)	ほぼ 0		
指標(5)	0.0006		

注 22：評価時点はすべて 2017 年 1 月 1 日現在。「ほぼ 0%」は 10^{-3} %未満の確率値を、「ほぼ 0」は 10^{-5} 未満の数値を示す。

指標(1)経過年数：当該活断層があることによって大地震発生の危険率（1年間当たりに発生する回数）は最新活動（地震発生）時期からの時間の経過とともに大きくなる（ここでは BPT 分布モデルを適用した場合を考える。）。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない（ポアソン過程を適用した場合にあたる。）。この指標は、BPT 分布モデルによる危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。マイナスの値は、前者が後者に達していないことを示す。紀淡海峡-鳴門海峡の場合、後者の危険率は 4000 分の 1（0.0003）回-6000 分の 1（0.0002）回であり、時間によらず一定である。前者は評価時点で 20000 分の 1（0.000005 回）-2500

分の1 (0.0004回) であり、時間とともに増加する。20000分の1であれば前者が後者の回数に達するには今後1千6百年を要するが、2500分の1であれば、前者が後者の回数に達してから3百年が経過していることになる

- 指標(1)比 : 最新活動(地震発生)時期から評価時点までの経過時間をAとし、BPT分布モデルによる危険率がポアソン過程とした場合のそれを超えるまでの時間をBとする。前者を後者で割った値(A/B)。
- 指標(2) : BPT分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。
- 指標(3) : 評価時点での集積確率(前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率)。
- 指標(4) : 評価時点以後30年以内の地震発生確率をBPT分布モデルでとりうる最大の確率の値で割った値。
- 指標(5) : ポアソン過程を適用した場合の危険率(1年間あたりの地震発生回数)。

〈付録〉

中央構造線断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）により、それまで行われていた調査研究に基づいた長期評価が公表されているが、今回、文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所（平成 23-25 年度）や文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科（平成 24-26 年度）の調査などにより、過去の活動履歴などについて新たな知見が得られたことから、これに基づき検討を行い、第二版としてとりまとめた。

以下に前回の評価と今回の評価の主な変更点に関する対比表を示す。なお、新たな知見が得られていない部分に関しては、原則、従前の評価を踏襲したものとなっていることに留意されたい。また、評価にあたっては、下表に示す数値のほか、各値を求めた根拠についても改訂していることに留意されるとともに、その詳細については評価文を参照されたい。

【断層帯の位置】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)	今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)
断層帯全体の位置 北端：北緯 34° 32′ 東経 135° 41′ 西端：北緯 33° 23′ 東経 131° 57′	断層帯全体の位置 北東端：北緯 34° 32.2′ 東経 135° 41.1′ △ 南西端：北緯 33° 14.4′ 東経 131° 19.5′ ○
金剛山地東縁 北端：北緯 34° 32′ 東経 135° 41′ ○ 南端：北緯 34° 23′ 東経 135° 38′ △	① 金剛山地東縁 北端：北緯 34° 32.2′ 東経 135° 41.1′ △ 南端：北緯 34° 23.4′ 東経 135° 41.7′ ○
和泉山脈南縁 東端：北緯 34° 23′ 東経 135° 38′ △ 西端：北緯 34° 14′ - 34° 16′ ○ 東経 135° 4′ - 135° 11′ ○	② 五条谷 東端：北緯 34° 23.4′ 東経 135° 41.7′ ○ 西端：北緯 34° 17.9′ 東経 135° 24.0′ △
紀淡海峡－鳴門海峡 東端：北緯 34° 14′ - 34° 16′ ○ 東経 135° 4′ - 135° 11′ ○ 西端：北緯 34° 10′ 東経 134° 39′ ○	③ 根来 東端：北緯 34° 17.9′ 東経 135° 24.0′ △ 西端：北緯 34° 14.9′ 東経 135° 6.9′ △
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部 東端：北緯 34° 10′ 東経 134° 39′ ○ 西端：北緯 33° 54′ 東経 133° 16′ ○	④ 紀淡海峡－鳴門海峡 東端：北緯 34° 14.8′ 東経 135° 5.9′ △ 西端：北緯 34° 10.2′ 東経 134° 38.9′ △
石鎚山脈北縁(岡村断層) 東端：北緯 33° 58′ 東経 133° 25′ ○ 西端：北緯 33° 53′ 東経 133° 6′ ○	⑤ 讃岐山脈南縁東部 東端：北緯 34° 10.6′ 東経 134° 38.6′ △ 西端：北緯 34° 4.3′ 東経 134° 5.4′ △
	⑥ 讃岐山脈南縁西部 東端：北緯 34° 5.0′ 東経 134° 5.5′ △ 西端：北緯 33° 53.9′ 東経 133° 13.9′ △
	⑦ 石鎚山脈北縁 東端：北緯 33° 57.7′ 東経 133° 24.8′ △ 西端：北緯 33° 53.3′ 東経 133° 6.6′ ○

石鎚山脈北縁西部－伊予灘 東端：北緯 33° 56′ 東経 133° 14′ 西端：北緯 33° 23′ 東経 131° 57′	○ △	⑧ 石鎚山脈北縁西部 東端：北緯 33° 55.7′ 東経 133° 13.8′ 西端：北緯 33° 47.5′ 東経 132° 48.8′	△ △
		⑨ 伊予灘 東端：北緯 33° 46.3′ 東経 132° 47.0′ 西端：北緯 33° 22.9′ 東経 131° 57.6′	△ △
		⑩ 豊予海峡－由布院 東端：北緯 33° 21.6′ 東経 131° 58.1′ 西端：北緯 33° 14.4′ 東経 131° 19.5′	△ ○

【断層の長さ】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
断層帯全体の長さ： 約 360km	△	断層帯全体の長さ： 約 444km	△
金剛山地東縁： 約 23km	△	① 金剛山地東縁： 約 16km	△
和泉山脈南縁： 約 44－52km	△	② 五条谷： 約 29km	△
紀淡海峡－鳴門海峡： 約 43－51km	○	③ 根来： 約 27km	△
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： 約 130km	○	④ 紀淡海峡－鳴門海峡： 約 42km	△
石鎚山脈北縁（岡村断層）： 約 30km	○	⑤ 讃岐山脈南縁東部： 約 52km	△
石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 約 130km	△	⑥ 讃岐山脈南縁西部： 約 82km	△
		⑦ 石鎚山脈北縁： 約 29km	△
		⑧ 石鎚山脈北縁西部： 約 41km	△
		⑨ 伊予灘： 約 88km	△
		⑩ 豊予海峡－由布院： 約 61km	△

【一般走向】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
全体： N70° E（金剛山地東縁は、N-S）	○	全体： N75° E（①金剛山地東縁は NS）	○
		① 金剛山地東縁： N3° W	○
		② 五条谷： N70° E	○
		③ 根来： N78° E	○
		④ 紀淡海峡－鳴門海峡： N78° E	○
		⑤ 讃岐山脈南縁東部： N77° E	○
		⑥ 讃岐山脈南縁西部： N75° E	○
		⑦ 石鎚山脈北縁： N74° E	○
		⑧ 石鎚山脈北縁西部： N68° E	○
		⑨ 伊予灘： N59° E	○
		⑩ 豊予海峡－由布院： N77° E	○

【傾斜】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
金剛山地東縁： 西傾斜 15-45° (深さ 300m 以浅)	○	① 金剛山地東縁： 西傾斜約 15-45° (深さ 0.3km 以浅)	○
和泉山脈南縁及び紀淡海峡： 北傾斜 15° -45° (深さ 1 km 以浅)	○	② 五条谷： 不明	
		③ 根来：北傾斜約 50° (深さ 0.1-0.4km) 北傾斜約 25° (深さ 0.4-1.2km) 北傾斜約 35° (深さ 1.2-6km)	○ ○ ○
讃岐山脈南縁： 北傾斜 30° -40° (深さ 5 km 以浅)	○	④ 紀淡海峡-鳴門海峡： 高角度 (海底付近) 北傾斜約 30° (深さ 0.7-1.3km)	○ ○
		⑤ 讃岐山脈南縁東部： 北傾斜約 45° (深さ 7km 以浅) 北傾斜約 40° (深さ 7-25km)	○ ○
石鎚山脈北縁-愛媛北西部： 高角度 (地表及び海底付近)	○	⑥ 讃岐山脈南縁西部： 高角度 (地表付近) 北傾斜約 25° (深さ 0.6km 以浅)	○ ○
伊予灘： 高角度 北傾斜 (深さ 2 km 以浅)	△	⑦ 石鎚山脈北縁： 高角度 (地表付近)	○
		⑧ 石鎚山脈北縁西部： 高角度 (地表付近)	○
		⑨ 伊予灘： 高角度 (深さ 2km 以浅)	△
		⑩ 豊予海峡-由布院： 主として高角度北傾斜 (深さ 1km 以浅) ただし、北側は主として高角度南傾斜 (深さ 2km 以浅)	○

【地震発生層の深さ】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
金剛山地東縁： 約 15km	△	① 金剛山地東縁： 15km 程度	△
和泉山脈南縁： 約 15km	△	② 五条谷： 15km 程度 (*15km 程度)	△
		③ 根来： 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△
紀淡海峡-鳴門海峡： 約 15km	△	④ 紀淡海峡-鳴門海峡： 15km 程度 (*10-15km 程度)	△
讃岐山脈南縁-石鎚山脈北縁東部： 約 15km	△	⑤ 讃岐山脈南縁東部： 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△
		⑥ 讃岐山脈南縁西部： 15-20km 程度 (*15km 程度)	△

石鎚山脈北縁（岡村断層）： 約 15km	△	⑦ 石鎚山脈北縁： 15-20km 程度 (*15km 程度)	△
石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 約 15km	△	⑧ 石鎚山脈北縁西部： 20km 程度 (*15km 程度)	△
		⑨ 伊予灘： 15km 程度 (*10-15km 程度)	△
		⑩ 豊予海峡－由布院： 10-15km 程度 (*10-15km 程度)	△

*は中央構造線断層帯の傾斜角が深部にわたり
高角としたときの値

【断層のずれの向きと種類】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
右横ずれ断層（上下方向のずれを伴う）	◎	右横ずれ断層（上下方向のずれを伴う）	◎
金剛山地東縁部は西側隆起の逆断層	◎	①金剛山地東縁区間は西側隆起の逆断層	◎
		⑩豊予海峡－由布院区間は主として北側が 相対的に低下する正断層	○

【平均的なずれの速度】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)		今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)	
金剛山地東縁： 0.1-0.6m/千年程度（上下）	○	① 金剛山地東縁： 0.1-0.6m/千年程度（上下、西側隆起）	○
和泉山脈南縁： 1.8-3.5m/千年程度（右横ずれ）	○	② 五条谷： 不明	○
		③ 根来： 1.8-3.5m/千年程度（右横ずれ）	○
紀淡海峡－鳴門海峡： 0.8m/千年以上（上下）	△	④ 紀淡海峡－鳴門海峡： 0.8-1.0m/千年程度（上下、北側隆起）	○
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： 6-9m/千年程度（右横ずれ） （父尾断層：6m/千年程度） （三野断層：8-9m/千年程度） （池田断層：7m/千年以上）	△	⑤ 讃岐山脈南縁東部： 6m/千年程度（右横ずれ） 0.6m/千年程度（上下、北側隆起）	○
		⑥ 讃岐山脈南縁西部： 三野断層：8-9m/千年程度（右横ずれ） 池田断層：7m/千年以上（右横ずれ） 石鎚断層：4m/千年程度（右横ずれ）	○
石鎚山脈北縁（岡村断層）： 5-6m/千年程度（右横ずれ）	△	⑦ 石鎚山脈北縁： 5-6m/千年程度（右横ずれ）	○
石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 不明		⑧ 石鎚山脈北縁西部： 不明	○

	⑨ 伊予灘： 1 - 2 m/千年程度（右横ずれ） 0.2m/千年程度（上下成分、南側隆起）	△
	⑩ 豊予海峡-由布院： 0.1-5 m/千年程度（上下成分）	○

【過去の活動時期】

前回の評価 (平成 23 年 2 月 18 日)	今回の評価 (平成 29 年 12 月 19 日)
金剛山地東縁： 活動 1（最新活動） 約 2 千年前以後、4 世紀以前	○ ① 金剛山地東縁： 活動 1（最新活動） 1 世紀以後、3 世紀以前 ○ 活動 2（1 つ前の活動） 約 9 千 3 百年前以後、約 8 千年前以前 ○
和泉山脈南縁： 活動 1（最新活動） 7 世紀以後、9 世紀以前 ○ 活動 2 約 1 万 4 千年前以後 ○ 活動 3 約 1 万 8 千年前以後、約 1 万 3 千年前以前 △ 活動 4 約 2 万 2 千年前以後、約 2 万年前以前 △ 活動 5 約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 9 千年前以前 △ 活動 1 より前のそれぞれの活動の間に 別の活動があった可能性がある。	○ ② 五条谷： 活動 1（最新活動） 約 2 千 2 百年前以後、7 世紀以前 ○ ○ ③ 根来： 活動 1（最新活動） 7 世紀以後、8 世紀以前 ○ 活動 2 約 6 千 4 百年前以後、1 世紀以前 ○ 活動 3 約 6 千 4 百年前以後、約 5 千年前以前 ○ 活動 4 約 1 万年前以後、約 8 千 9 百年前以前 ○ 活動 5 約 1 万 8 千年前以後、約 1 万 3 千年前以前 △ 活動 6 約 2 万 2 千年前以後、約 2 万年前以前、 活動 7 約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 9 千年前以前 △
紀淡海峡-鳴門海峡： 活動 1（最新活動） 約 3 千 1 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前 △ 活動 2（一つ前の活動） 約 8 千 6 百年前以後、約 7 千 1 百年前以前 △	△ ④ 紀淡海峡-鳴門海峡： 活動 1（最新活動） 約 3 千 1 百年前以後、約 2 千 6 百年前以前 △ 活動 2 約 8 千 6 百年前以後、約 7 千 1 百年前以前 △

<p>讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： (鳴門断層、鳴門南断層－石鎚断層) 活動 1 (最新活動) 16 世紀 活動 2 (一つ前の活動) 約 2 千年前頃</p>	<p>△ △</p>	<p>⑤ 讃岐山脈南縁東部： 活動 1 (最新活動) 16 世紀以後 ○ 活動 2 約 2 千年前以後、3 世紀以前 ○ 活動 3 約 3 千 2 百年前以後、2 世紀以前 ○ 活動 4 約 3 千 5 百年前以後、約 3 千 3 百年前以前 ○</p> <p>⑥ 讃岐山脈南縁西部： 活動 1 (最新活動) 16 世紀以後、17 世紀以前 ○ 活動 2 5 世紀以後、9 世紀以前 ○ 活動 3 約 2 千 4 百年前以後、約 2 千 1 百年前以前 ○ 活動 4 約 4 千 9 百年前以後、約 3 千 5 百年前以前 ○</p>
<p>石鎚山脈北縁 (岡村断層)： 活動 1 (最新活動) 16 世紀 ○ 活動 2 (一つ前の活動) 約 3 千 3 百年前以後、約 3 千年前以前 ○ 活動 3 (二つ前の活動) 約 5 千 4 百年前以後、約 5 千 1 百年前以前 △</p>	<p>○ ○ △</p>	<p>⑦ 石鎚山脈北縁： 活動 1 (最新活動) 15 世紀以後 ○ 活動 2 3 世紀以後、15 世紀以前 ○ 活動 3 約 3 千 3 百年前以後、約 3 千年前以前 ○ 活動 4 約 5 千 4 百年前以後、約 5 千 1 百年前以前 △</p>
<p>石鎚山脈北縁西部－伊予灘： (川上断層－伊予灘西部断層) 活動 1 (最新活動) 16 世紀 ○ 活動 2 (一つ前の活動) 1 世紀以後、8 世紀以前 ○ ただし、活動 2 は重信断層以西には及んでいない可能性もある。</p>	<p>○ ○</p>	<p>⑧ 石鎚山脈北縁西部： 活動 1 (最新活動) 15 世紀以後、18 世紀以前 ○ 活動 2 1 世紀以後、8 世紀以前 ○ 活動 3 約 2 千 8 百年前以後、1 世紀以前 ○</p> <p>⑨ 伊予灘： 活動 1 (最新活動) 17 世紀以後、19 世紀以前 ○ 活動 2 約 4 千 6 百年前以後、約 3 千 9 百年前以前 ○ 活動 3 約 6 千 7 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前 ○</p>

	⑩ 豊予海峡一由布院： 活動1（最新活動） 17世紀頃 ○ 活動2 2千年前以後、3世紀以前 ○ 活動3 4千5百年前以後、3千6百年前以前 ○ 活動4 6千年前以後、5千3百年前以前 ○ 活動5 7千3百年前以後、6千7百年前以前 ○
--	--

【1回のずれの量（断層の過去の活動）】

前回の評価 (平成23年2月18日)		今回の評価 (平成29年12月19日)	
金剛山地東縁： 1m程度（上下成分）	△	① 金剛山地東縁： 1m程度（上下成分）	○
和泉山脈南縁： 4m程度（右横ずれ成分）	△	② 五条谷： 3m程度（右横ずれ成分） ③ 根来： 4m程度（右横ずれ成分）	△ ○
紀淡海峡一鳴門海峡： 不明	△	④ 紀淡海峡一鳴門海峡： 4m程度（右横ずれ成分）	△
讃岐山脈南縁一石鎚山脈北縁東部： (鳴門断層及び鳴門南断層一石鎚断層) 6-7m程度（右横ずれ成分）	△	⑤ 讃岐山脈南縁東部： 2-7m程度（右横ずれ成分） ⑥ 讃岐山脈南縁西部： 2-7m程度（右横ずれ成分）	○ ○
石鎚山脈北縁（岡村断層）： 6m程度（右横ずれ成分）	△	⑦ 石鎚山脈北縁： 6-8m程度（右横ずれ成分）	○
石鎚山脈北縁西部一伊予灘： (川上断層一伊予灘西部断層) 2-3m程度（右横ずれ成分）	△	⑧ 石鎚山脈北縁西部： 2-5m程度（右横ずれ成分） ⑨ 伊予灘： 2m程度（右横ずれ成分）	○ ○
		⑩ 豊予海峡一由布院： 2-5m程度（上下成分）	○

【平均活動間隔】

前回の評価 (平成23年2月18日)		今回の評価 (平成29年12月19日)	
金剛山地東縁： 約2千-1万4千年	△	① 金剛山地東縁： 約6千-7千6百年	○
和泉山脈南縁： 約1千1百-2千3百年	△	② 五条谷： 不明	-

		③ 根来： 約2千5百－2千9百年	○
紀淡海峡－鳴門海峡： 約4千－6千年	△	④ 紀淡海峡－鳴門海峡： 約4千－6千年	△
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： 約1千－1千6百年	△	⑤ 讃岐山脈南縁東部：約9百－1千2百年	○
		⑥ 讃岐山脈南縁西部：約1千－1千5百年	○
石鎚山脈北縁（岡村断層）： 約1千－2千5百年	△	⑦ 石鎚山脈北縁：約1千5百－1千8百年	△
石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 約1千－2千9百年	△	⑧ 石鎚山脈北縁西部：約7百－1千3百年	○
		⑨ 伊予灘： 約2千9百－3千3百年	○
		⑩ 豊予海峡－由布院： 約1千6百－1千7百年	○

【過去の活動区間】

前回の評価 (平成23年2月18日)		今回の評価 (平成29年12月19日)	
少なくとも6区間。ただし最新活動時は4区間。	○	少なくとも10区間	○

【地震規模とずれの量（断層の将来の活動）】

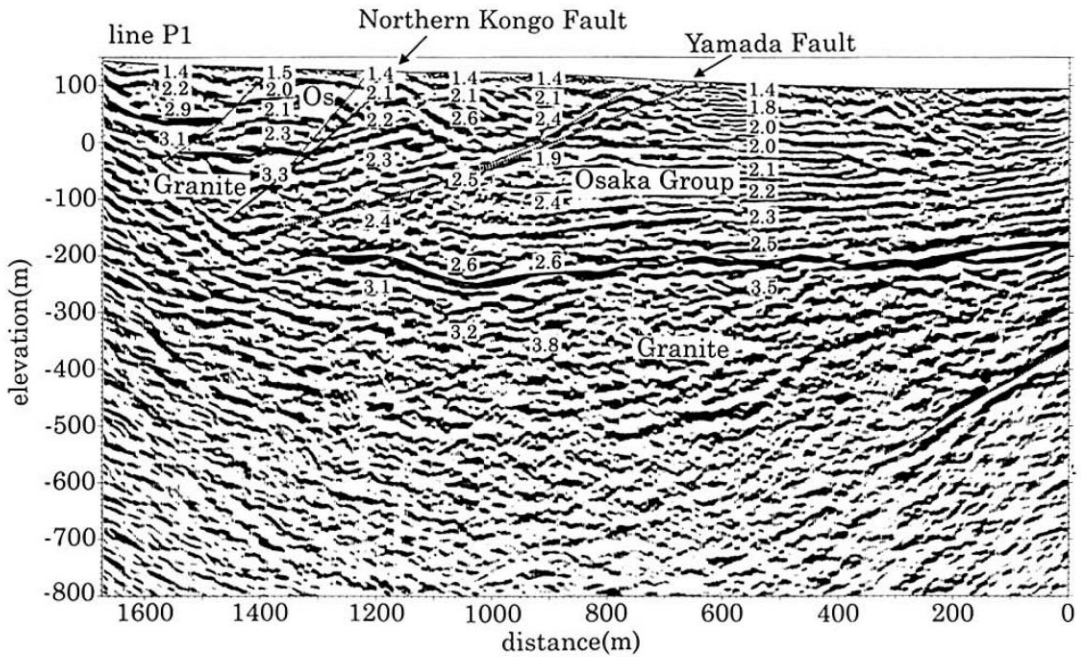
前回の評価 (平成23年2月18日)		今回の評価 (平成29年12月19日)	
金剛山地東縁： 地震規模：マグニチュード6.9程度 ずれの量：1m程度（上下成分）	○ △	① 金剛山地東縁： 地震規模：マグニチュード6.8程度 ずれの量：2m程度	○ △
和泉山脈南縁： 地震規模：マグニチュード7.6-7.7程度 ずれの量：4m程度（右横ずれ成分）	○ △	② 五条谷： 地震規模：マグニチュード7.3程度 ずれの量：3m程度	○ △
		③ 根来： 地震規模：マグニチュード7.2程度 ずれの量：3m程度	○ △
紀淡海峡－鳴門海峡： 地震規模：マグニチュード7.6-7.7程度 ずれの量：不明	○ △	④ 紀淡海峡－鳴門海峡： 地震規模：マグニチュード7.5程度 ずれの量：4m程度	○ △
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上 ずれの量：6－7m程度 （右横ずれ成分）	○ △	⑤ 讃岐山脈南縁東部： 地震規模：マグニチュード7.7程度 ずれの量：5m程度	○ △
		⑥ 讃岐山脈南縁西部： 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上 ずれの量：8m程度もしくはそれ以上	○ △

石鎚山脈北縁（岡村断層）： 地震規模：マグニチュード7.3-8.0程度 ずれの量：6m程度（右横ずれ成分）	○ △	⑦ 石鎚山脈北縁： 地震規模：マグニチュード7.3程度 ずれの量：3m程度	○ △
石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上 ずれの量：2－3m程度 （右横ずれ成分）	○ △	⑧ 石鎚山脈北縁西部： 地震規模：マグニチュード7.5程度 ずれの量：4m程度 ⑨ 伊予灘： 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上 ずれの量：8m程度もしくはそれ以上	○ △ ○ △
		⑩ 豊予海峡－由布院： 地震規模：マグニチュード7.8程度 ずれの量：6m程度	○ △
全体が同時に活動する場合 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上	○	全体が同時に活動 地震規模：マグニチュード8.0程度 もしくはそれ以上	○

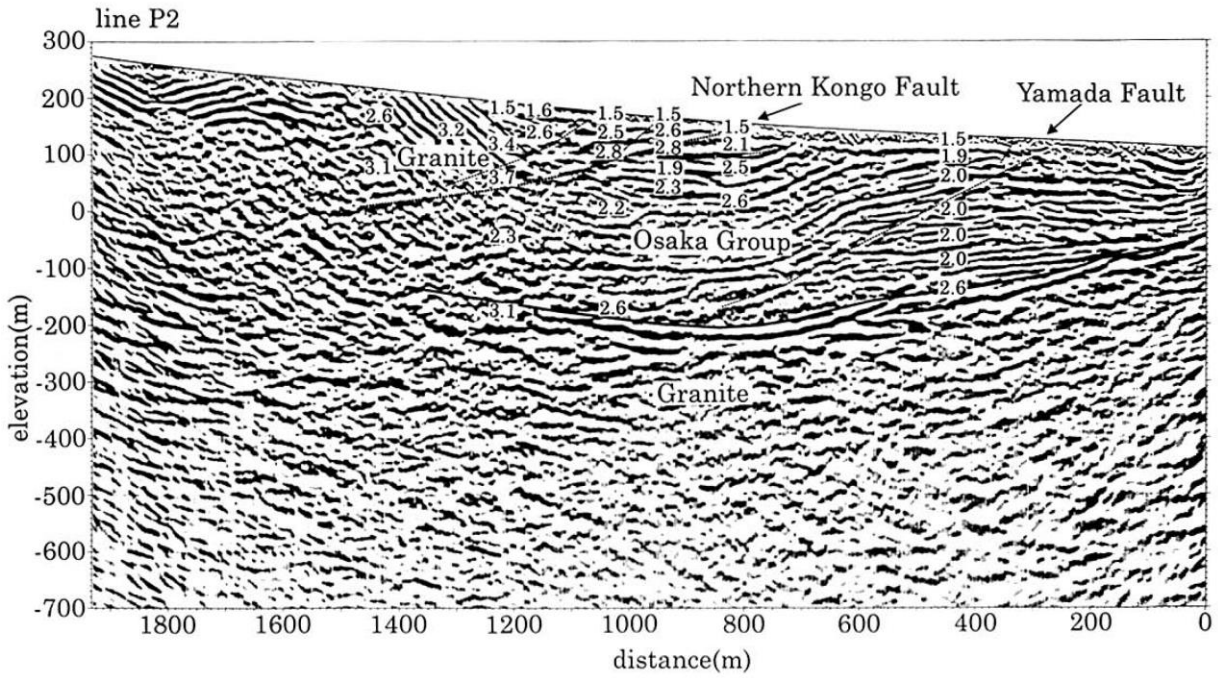
【地震後経過率と30年間地震発生確率】

前回の評価 (平成23年2月18日)	今回の評価 (平成29年12月19日)
金剛山地東縁： 地震後経過率 0.1－1.0 30年間発生確率 ほぼ－5%	b ① 金剛山地東縁： 地震後経過率 0.2－0.3 30年間発生確率 ほぼ0%
和泉山脈南縁： 地震後経過率 0.5－1.3 30年間発生確率 0.06－14%	b ② 五条谷： 地震後経過率 不明 30年間発生確率 不明 ③ 根来： 地震後経過率 0.4－0.6 30年間発生確率 0.007－0.3%
紀淡海峡－鳴門海峡： 地震後経過率 0.4－0.8 30年間発生確率 0.005－1%	c ④ 紀淡海峡－鳴門海峡： 地震後経過率 0.4－0.8 30年間発生確率 0.005－1%
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： 地震後経過率 0.3－0.5 30年間発生確率 ほぼ0－0.3%	b ⑤ 讃岐山脈南縁東部： 地震後経過率 0.6以下 30年間発生確率 1%以下 ⑥ 讃岐山脈南縁西部： 地震後経過率 0.2－0.5 30年間発生確率 ほぼ0－0.4%
石鎚山脈北縁（岡村断層）： 地震後経過率 0.2－0.5 30年間発生確率 ほぼ0－0.3%	b ⑦ 石鎚山脈北縁： 地震後経過率 0.4以下 30年間発生確率 0.01%以下

石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 地震後経過率 0.1－0.5 30年間発生確率 ほぼ0－0.3%	b	⑧ 石鎚山脈北縁西部： 地震後経過率 0.2－0.9 30年間発生確率 ほぼ0－11%	a
		⑨ 伊予灘： 地震後経過率 0.04－0.1 30年間発生確率 ほぼ0%	a
		⑩ 豊予海峡－由布院： 地震後経過率 0.2－0.3 30年間発生確率 ほぼ0%	b



(a)



(b)

図3 金剛山地東縁 反射法弾性波探査断面図
佐竹ほか(1999)に加筆。縦:横=1:1。

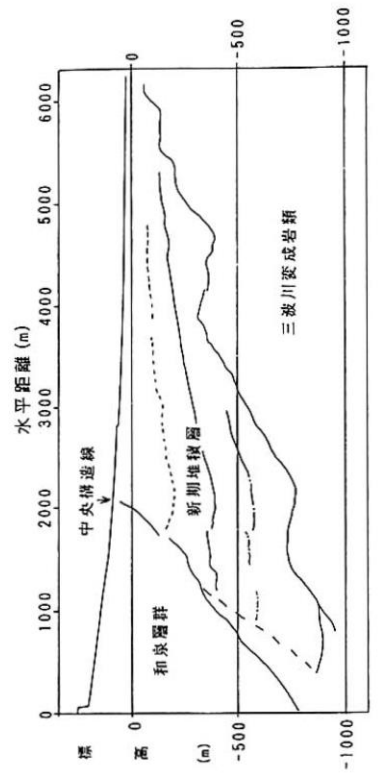
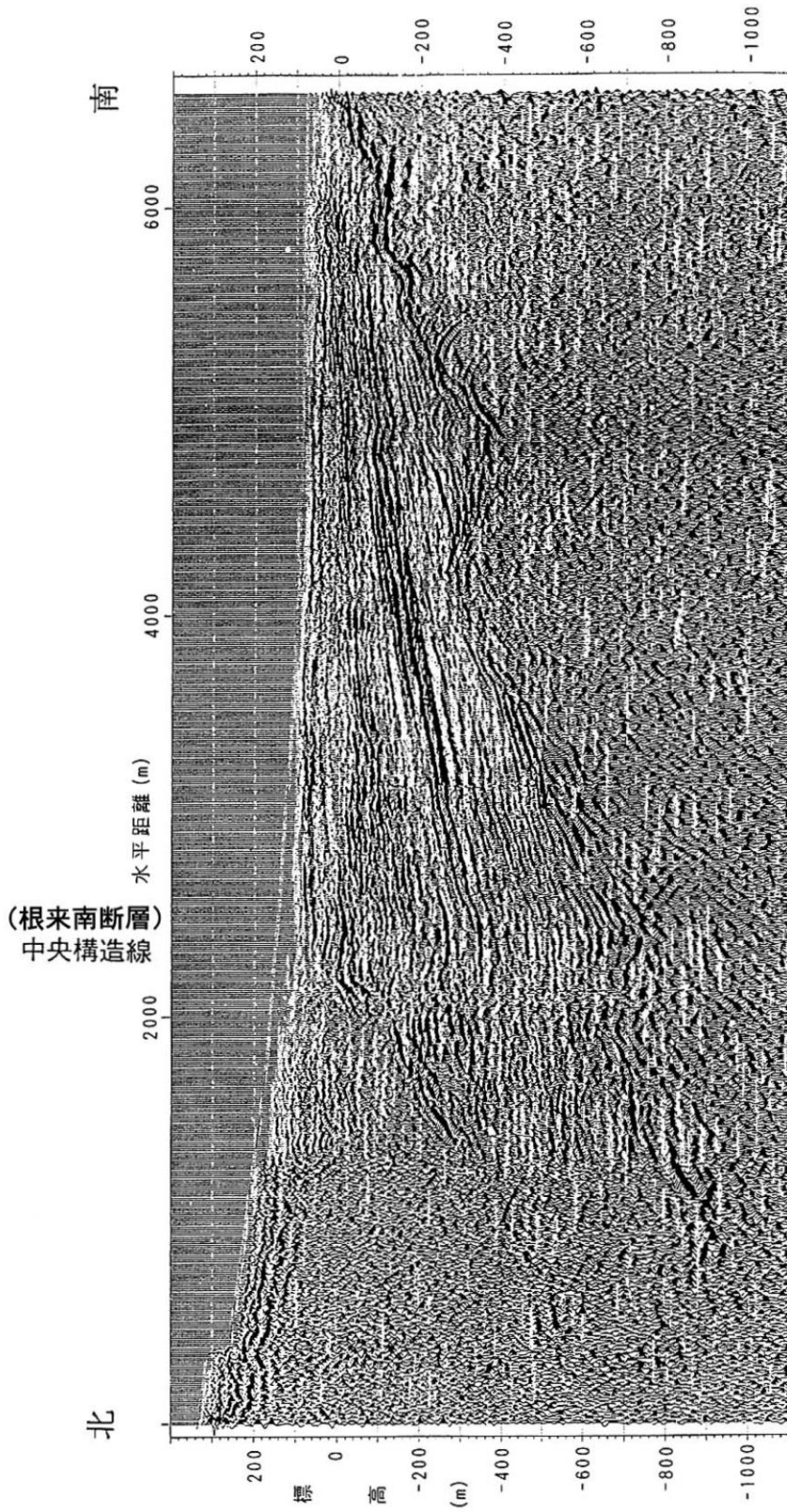


図4 和泉山脈南縁 反射法弾性波探査断面図
吉川ほか(1992)に加筆。縦・横=2:1。

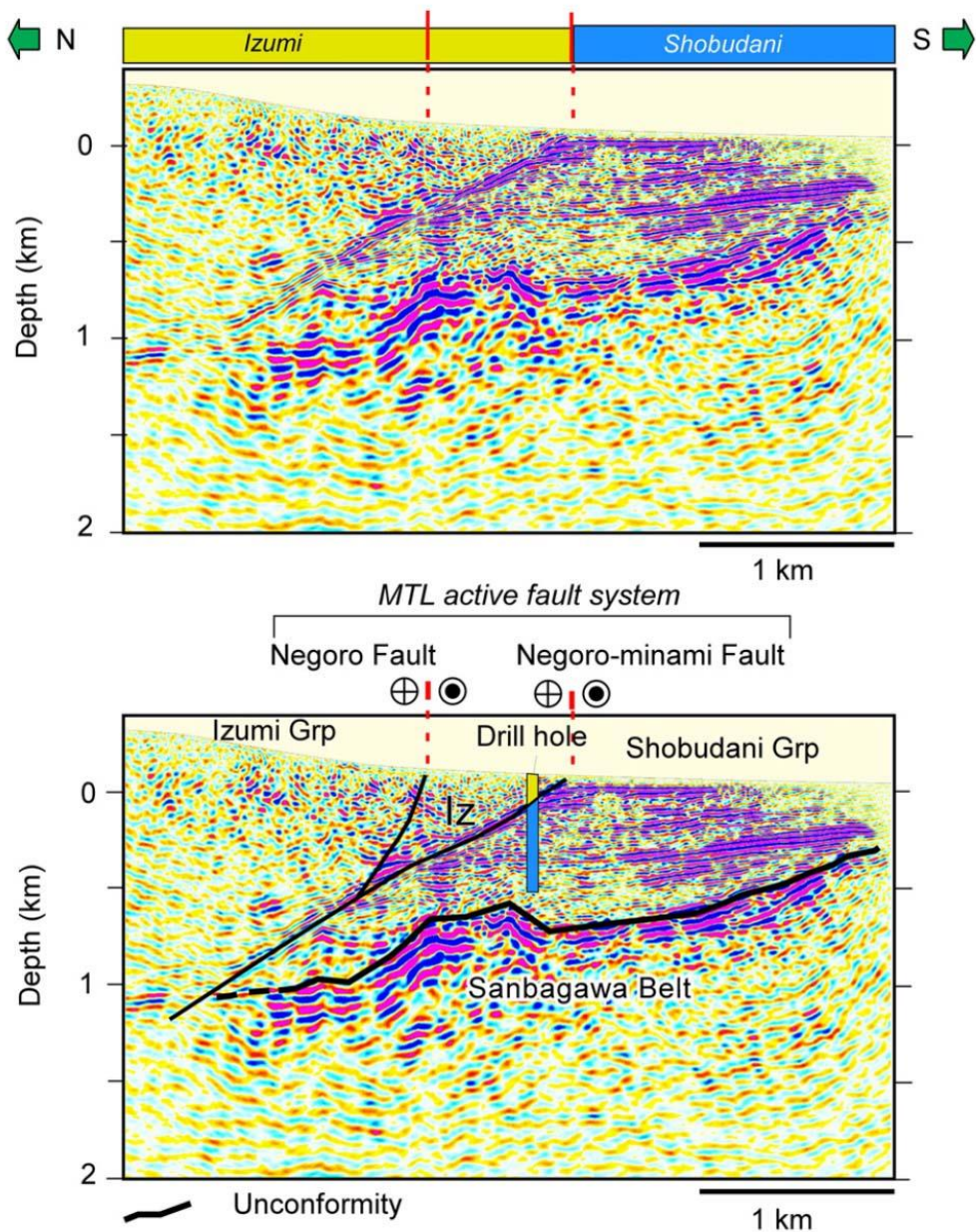


図5 和歌山県西部の中央構造線を横切る断面 (Sato et al., 2015)。和泉山脈と菖蒲谷層群の間には断層面反射が明瞭な中央構造線によって隔てられる。活断層である高角度の根来断層は、北傾斜の中央構造線に収れんする。

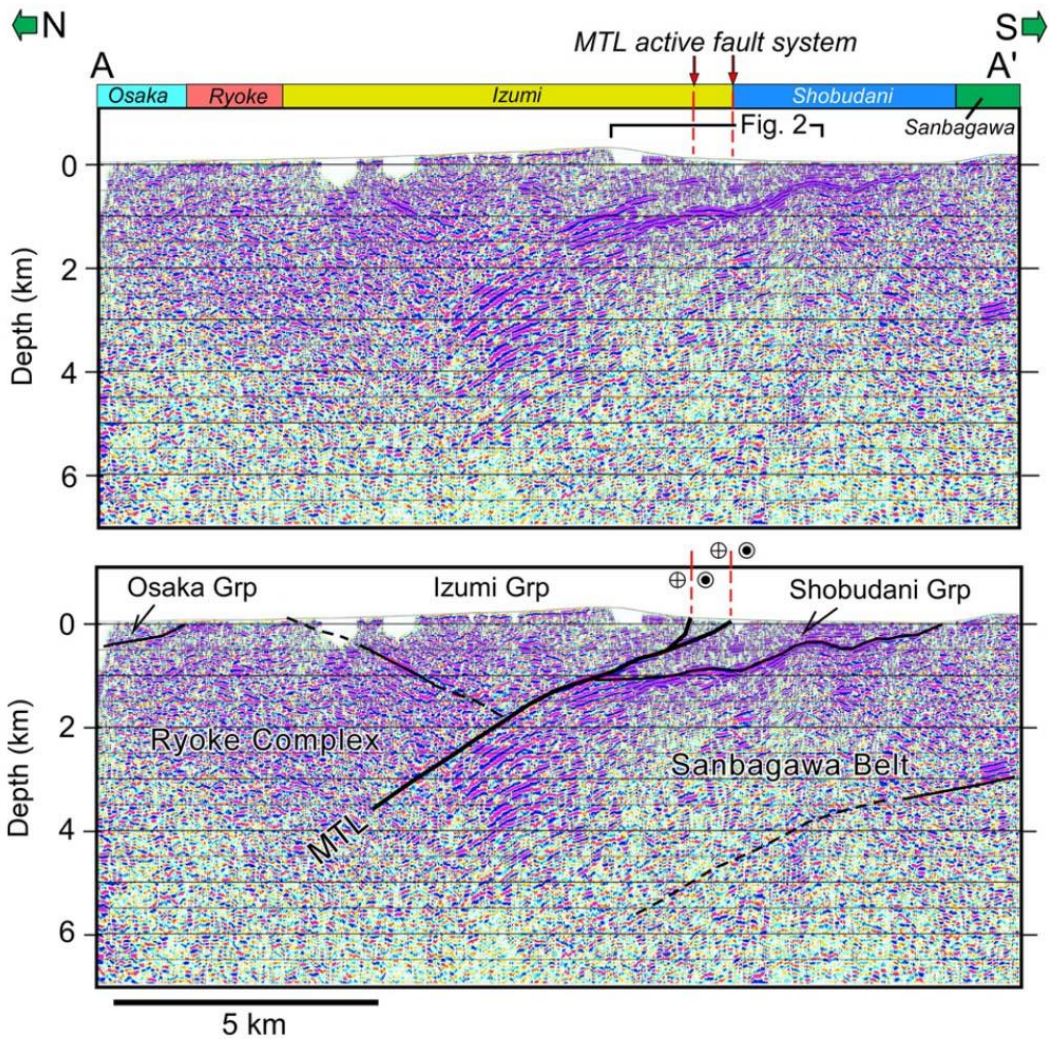


図6 和泉山脈を横断する反射法地震探査断面 (Sato et al., 2015)。図1の断面は図2の断層の先端部分に相当する。中央構造線は、反射面に富む三波川帯の最上部、領家花崗岩類との境界部に北傾斜の構造として延長される。

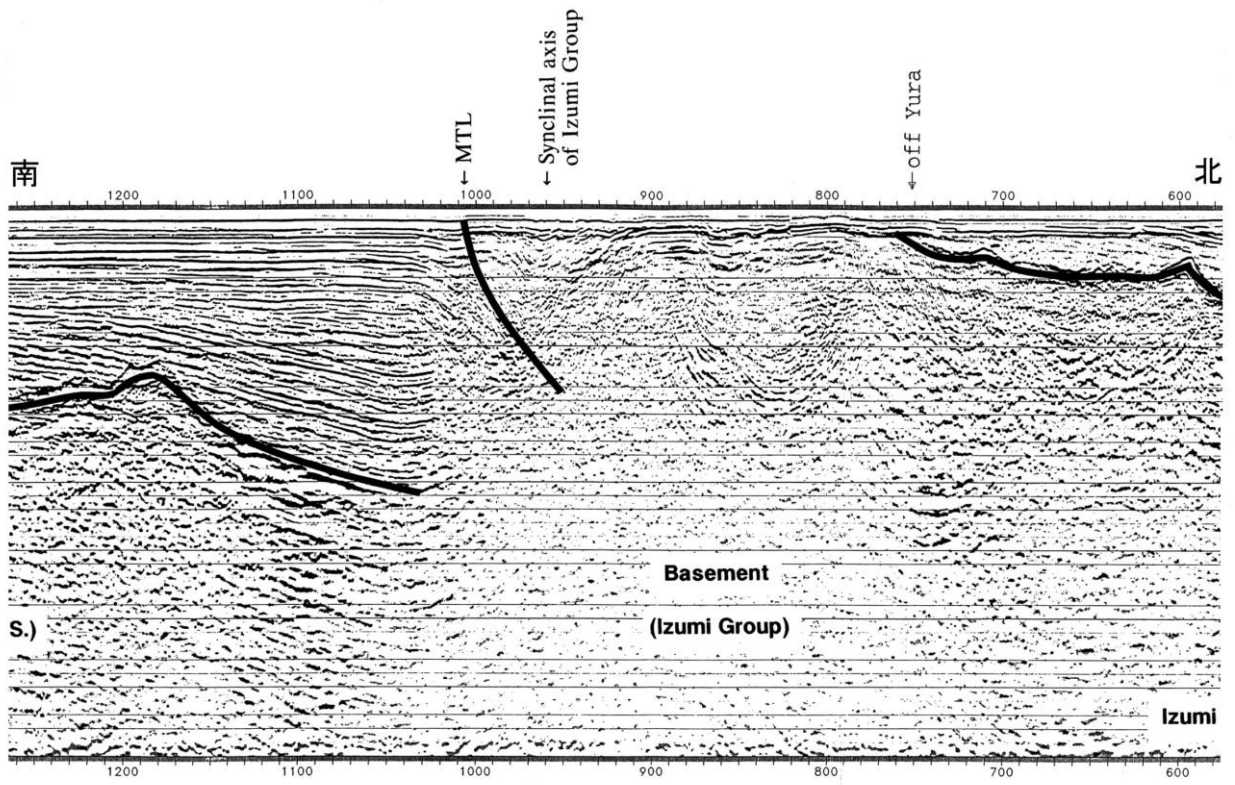


図7 紀淡海峡 反射法弾性波探査断面図
 横倉ほか(1998)に加筆。縦:横=2:1。

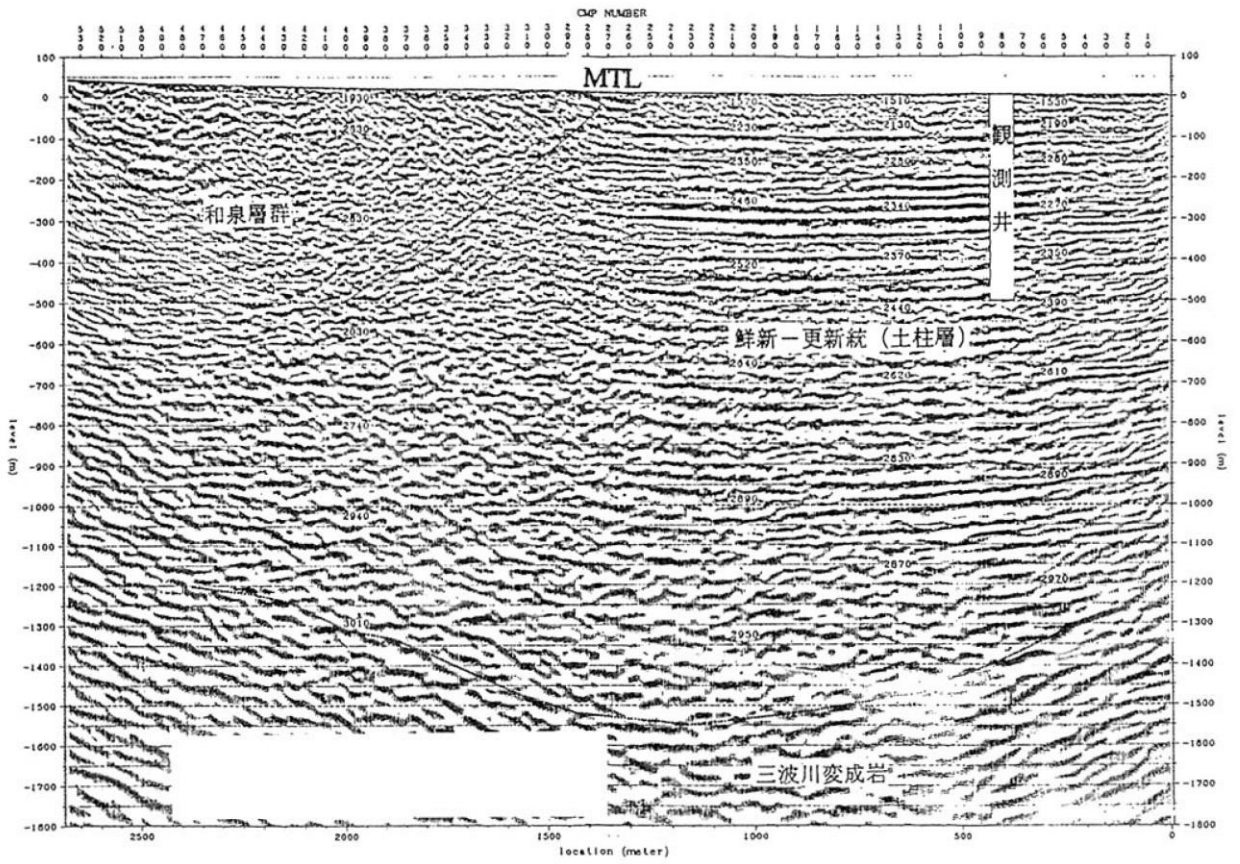
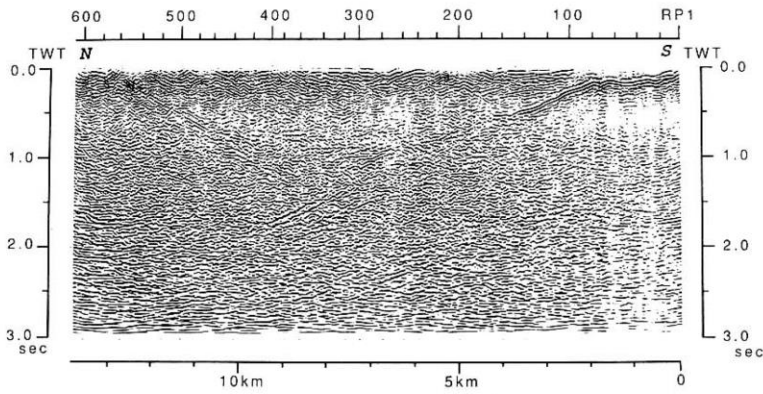
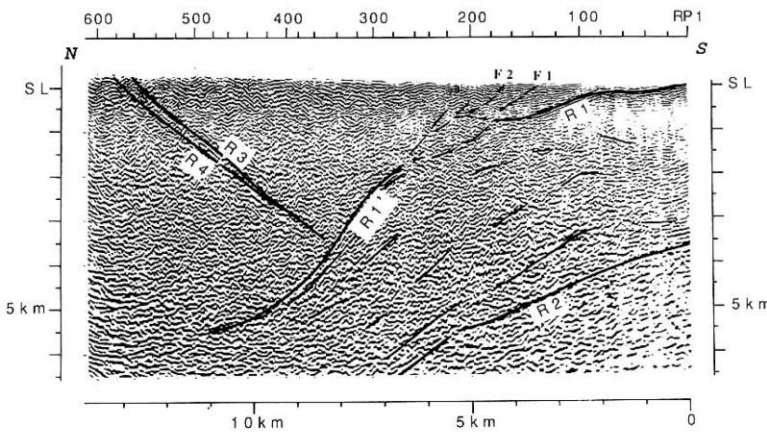


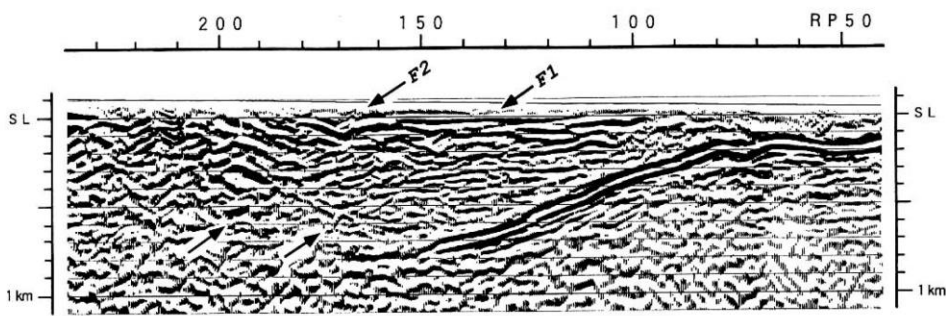
図8 讃岐山脈南縁鳴門断層 反射法弾性波探查断面図
佃・佐藤(1996)。



Migrated time section. 0.0 (tw) corresponds to the surface of seismic line.



Major features of the seismic depth section. Vertical axis denotes elevation and depth (m) below the mean sea level. Figures in the section indicate the P-velocities (km/s) around there. No vertical exaggeration.



Seismic depth section focussed on the shallow structures near MTL. Arrows F1 and F2 indicate F1 and F2 in Fig. 6, respectively. See text in detail. No vertical exaggeration.

図9 讃岐山脈南縁父尾断層 反射法弾性波探査断面図
伊藤ほか(1996)。

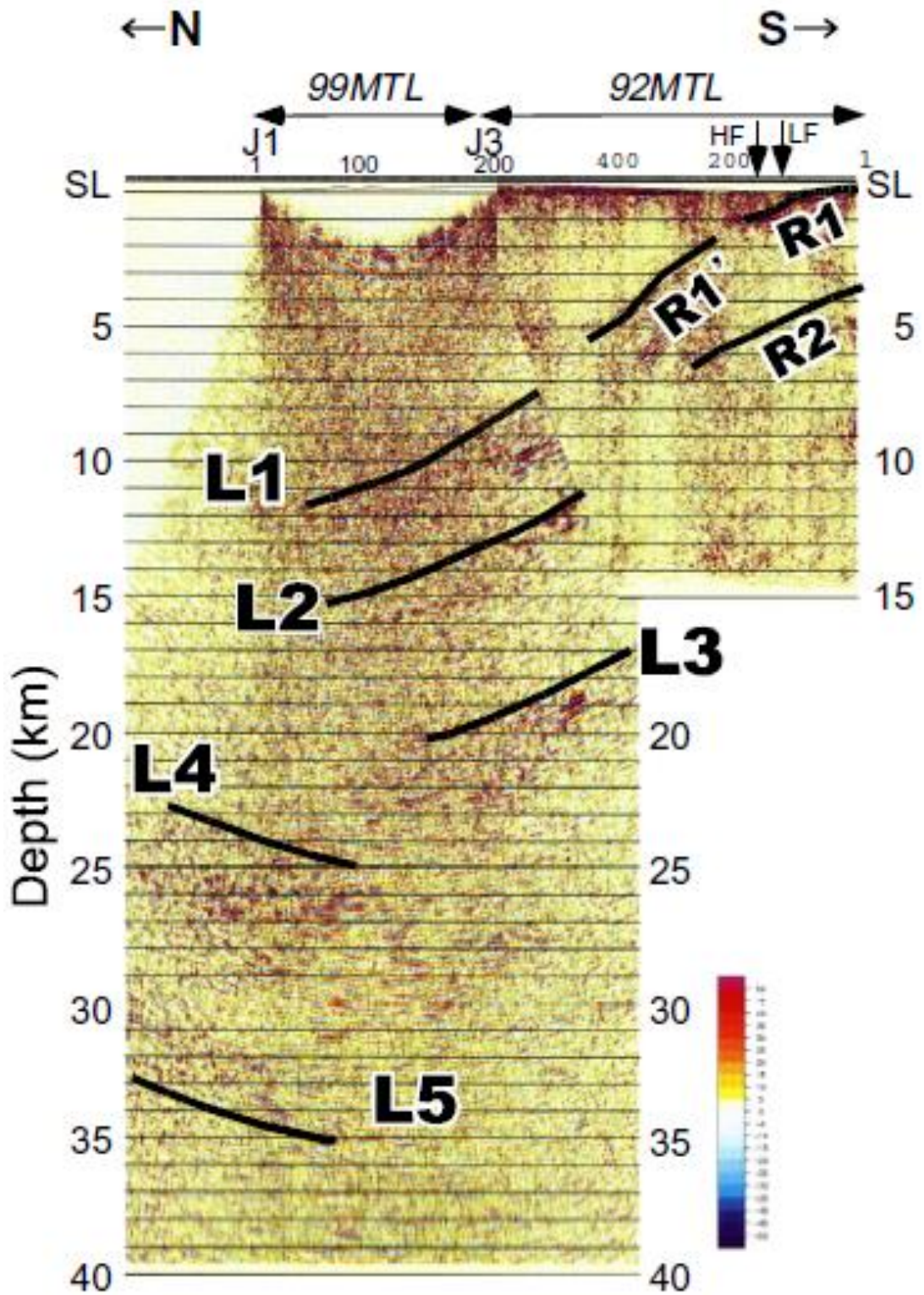


図10 父尾断層で実施された反射法弾性波探査結果 (Kawamura et al., 2003)

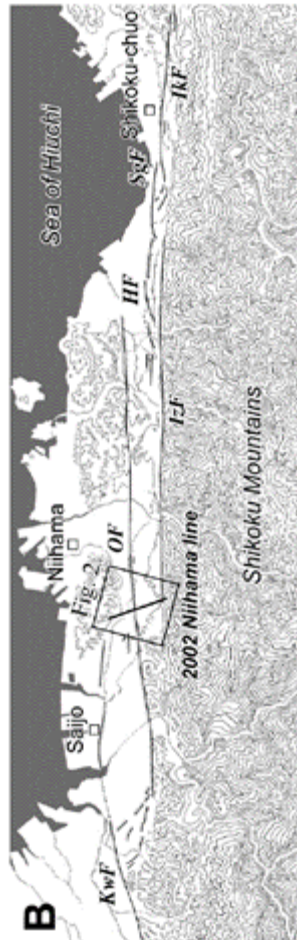
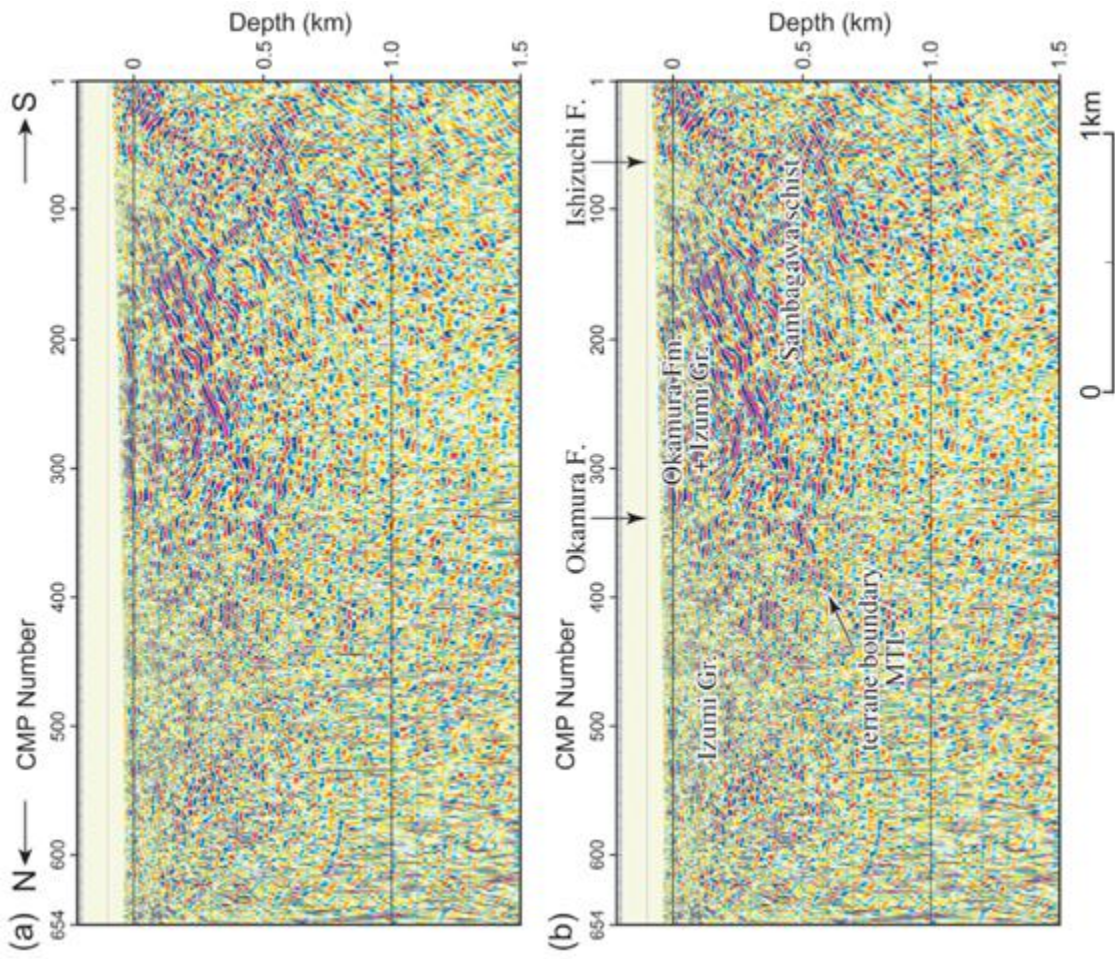
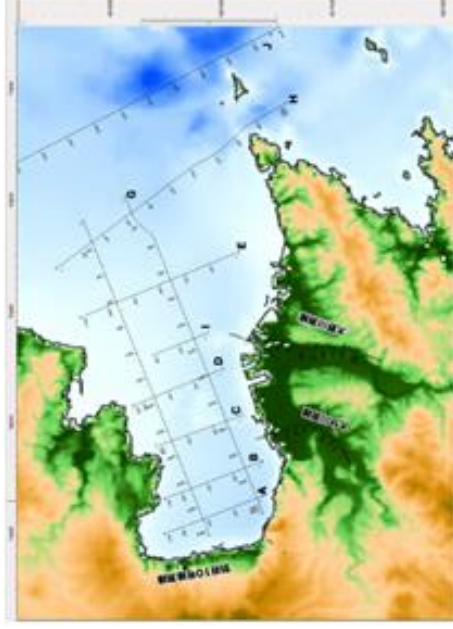


図11 岡村断層及び石鎚断層で実施された反射法弾性波探査結果(堤ほか, 2007)



2400.0 2150.0

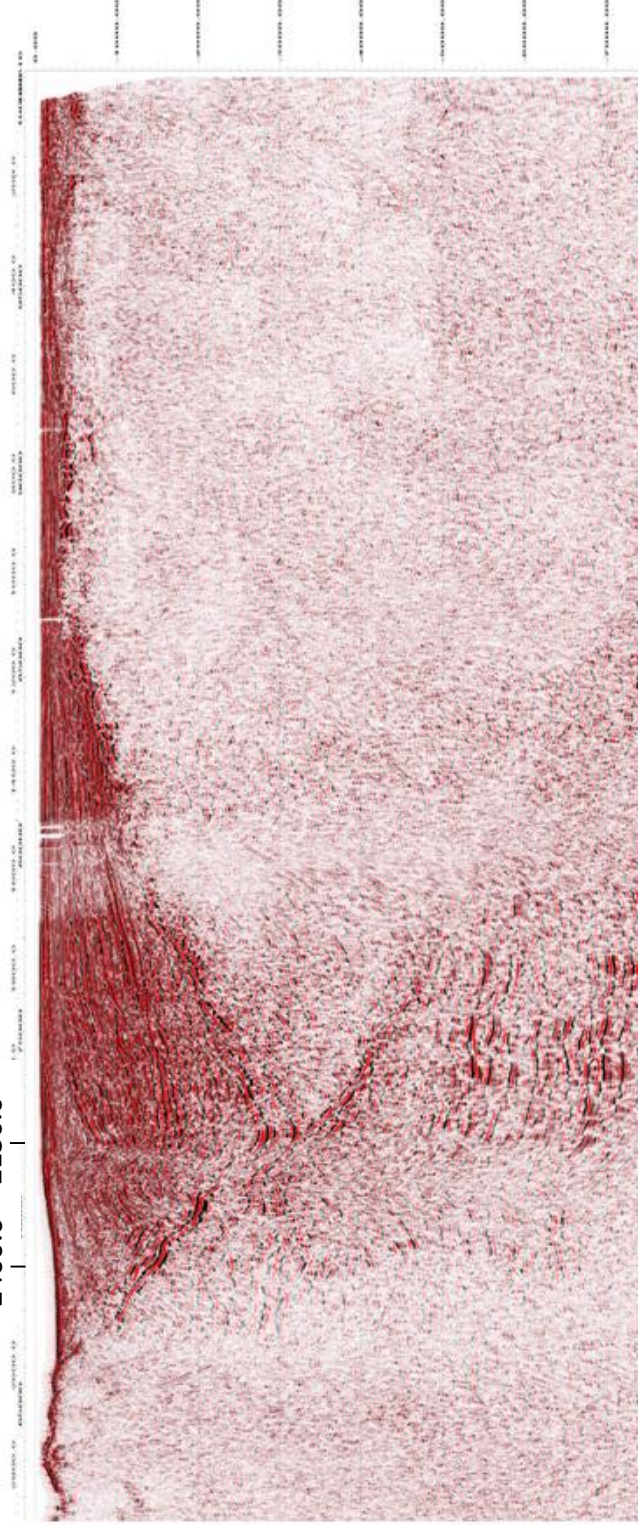


図12 J測線(由佐・他, 1992)の再解析結果深度断面(右が北、振幅Hilbert変換表示、縦約2倍)(文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科(2017)図3.3.9-7に加筆)。

CDP(最上部の番号)2400から2150に掛けて堆積層が大きく変形し、基部は三波川変成岩類と頌家花崗岩類の会合部に収斂する。さらに、会合部付近にて三波川変成岩類上に食い違いが見られる。

☆1990±40YBP → 約2千年前 - 1世紀

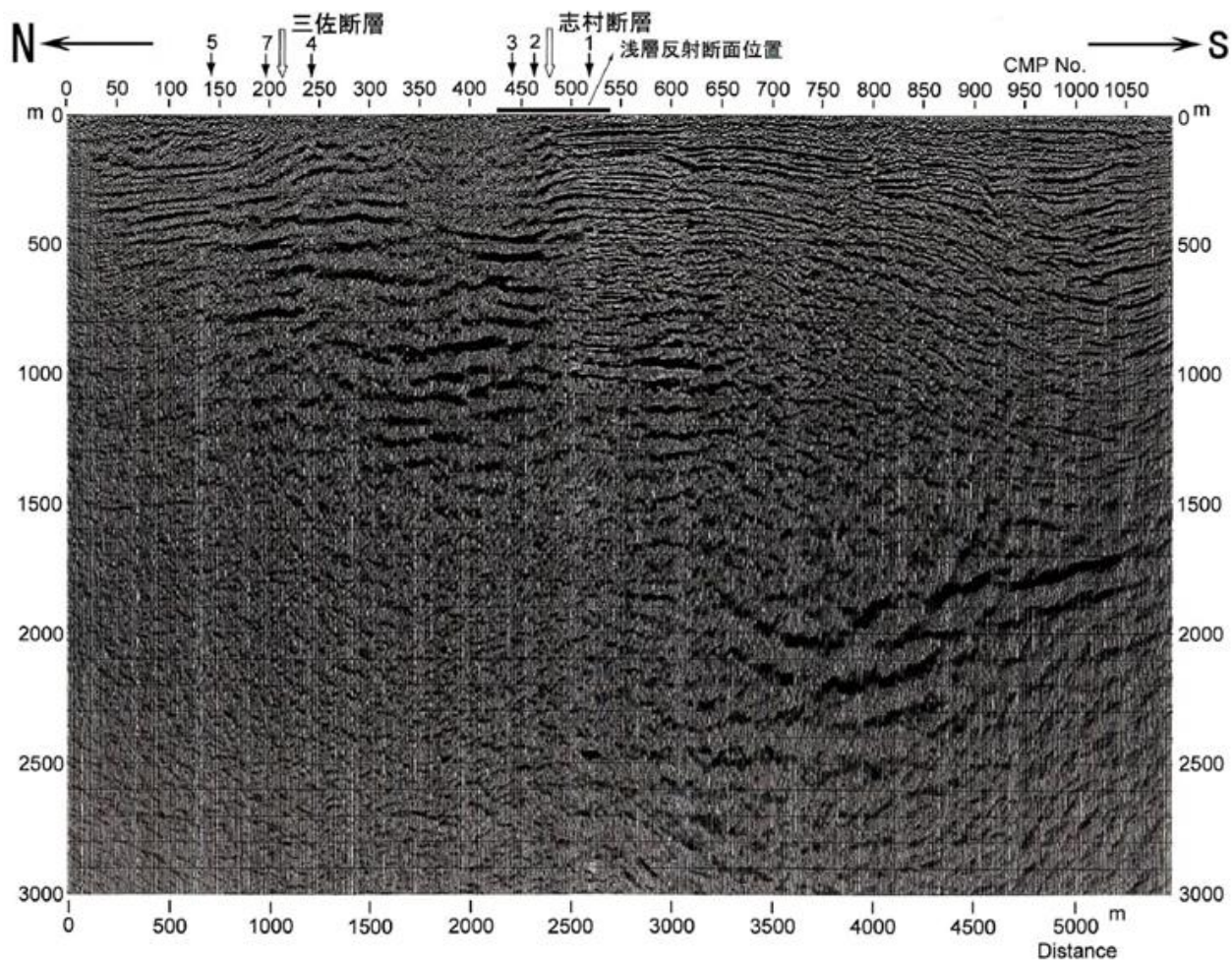


図13 大分平野東部、大野川沿いの反射法弾性波探査結果 千田ほか(2004)に一部加筆

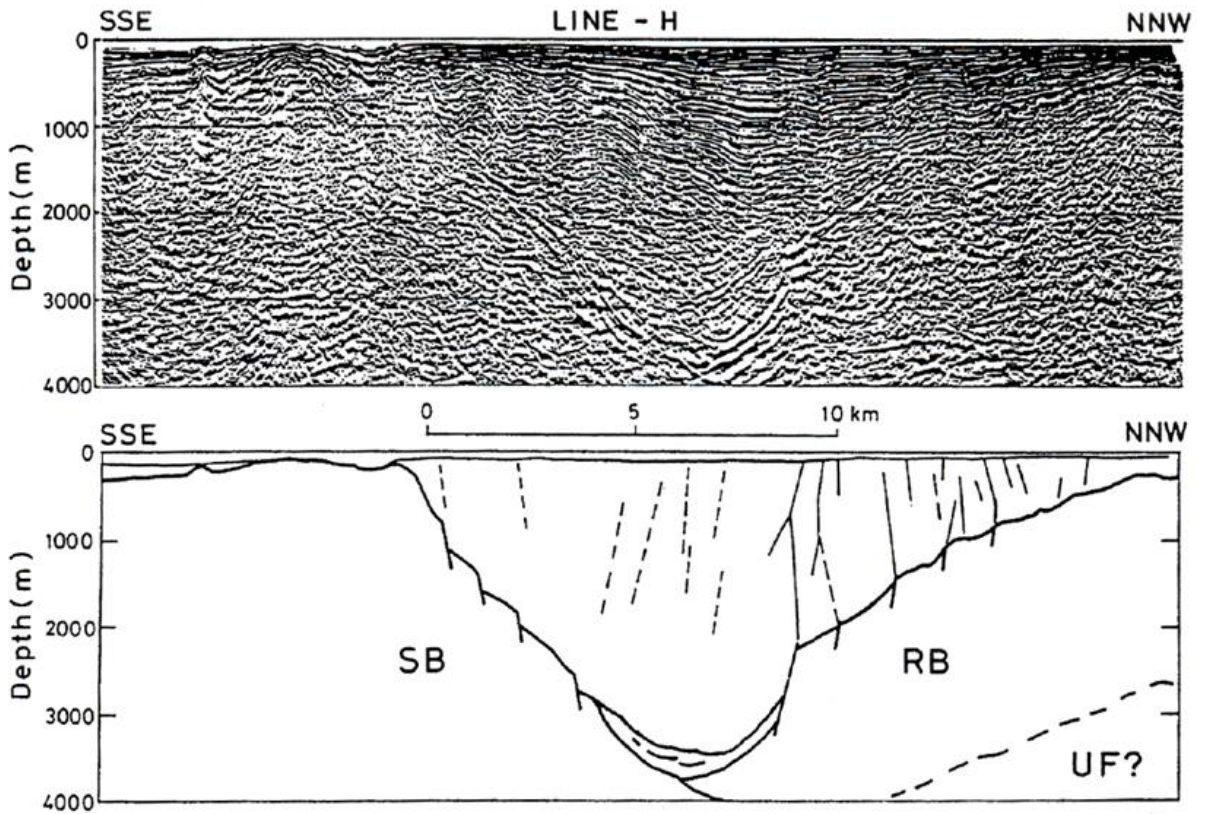


図14 別府湾における反射法弾性波探査結果(上:深度断面図、下:解釈図) 由佐ほか(1992)

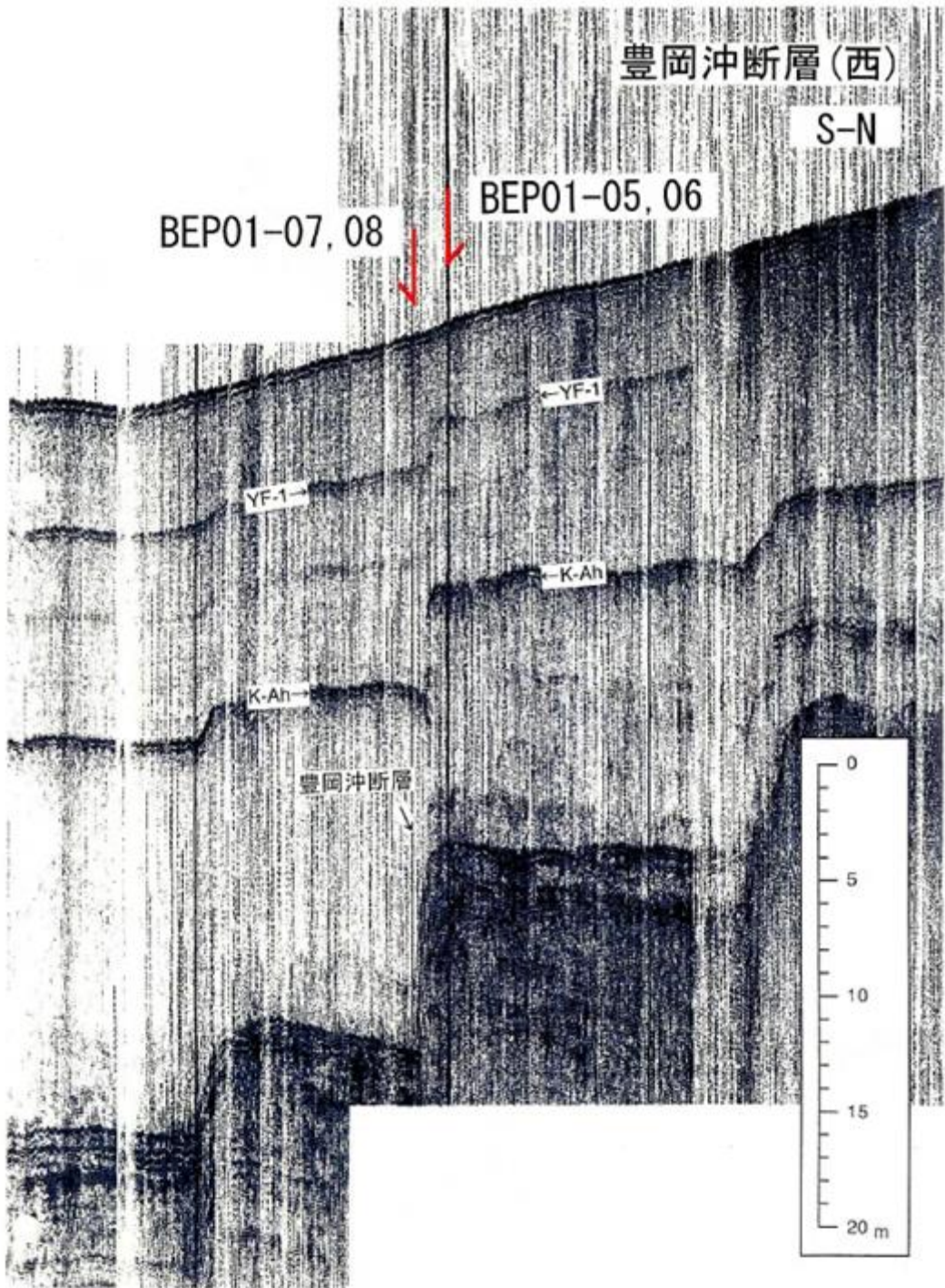


図15 日出沖断層群豊岡沖地点における音波探査記録。大分県(2002)に一部加筆。YF-1: 由布岳1火山灰 K-Ah: 鬼界アカホヤ火山灰

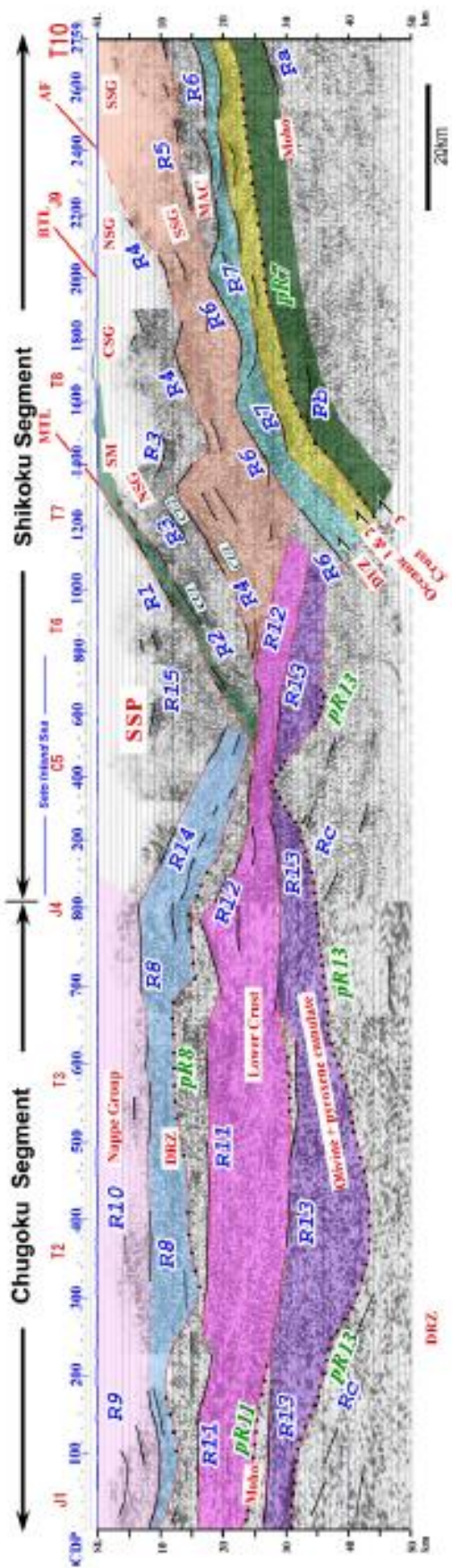


図16 2002年の西南日本横断地殻構造探査の結果得られた反射法地震探査断面(Ito et al., 2009). R1が中央構造線に相当し、地殻下部まで延長される。中央構造線を隔てて南部(外帯)では北傾斜の構造が卓越するのに対し、北部(内帯)では緩傾斜の反射面が分布する。中央構造線の傾斜は30~40度。

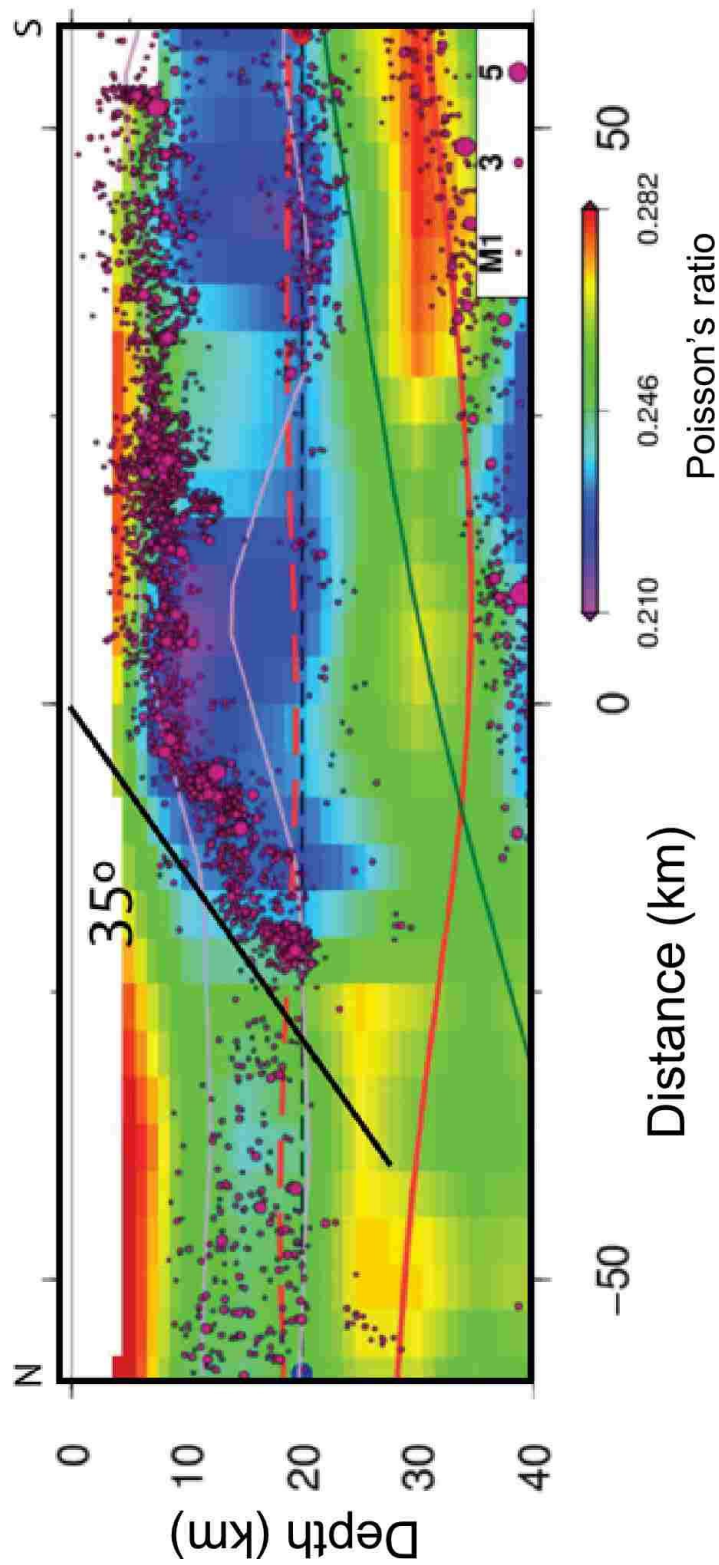


図17 四国中部を横断する地殻構造と震源分布。色はポアソン比に対応。自然地震トモグラフィによる(Matsubara et al., 2008、に基づく)。震源分布は気象庁一元化震源(M2-6.5, 観測期間2001/01/01-2012/12/31)を使用し、幅20 kmの範囲の地震をプロット。黒実線はTabei et al., 2002で使用された中央構造線の傾斜角。図面の作成にあたっては、産業総合研究所活断層データベース「地下構造可視化システム」を使用した。

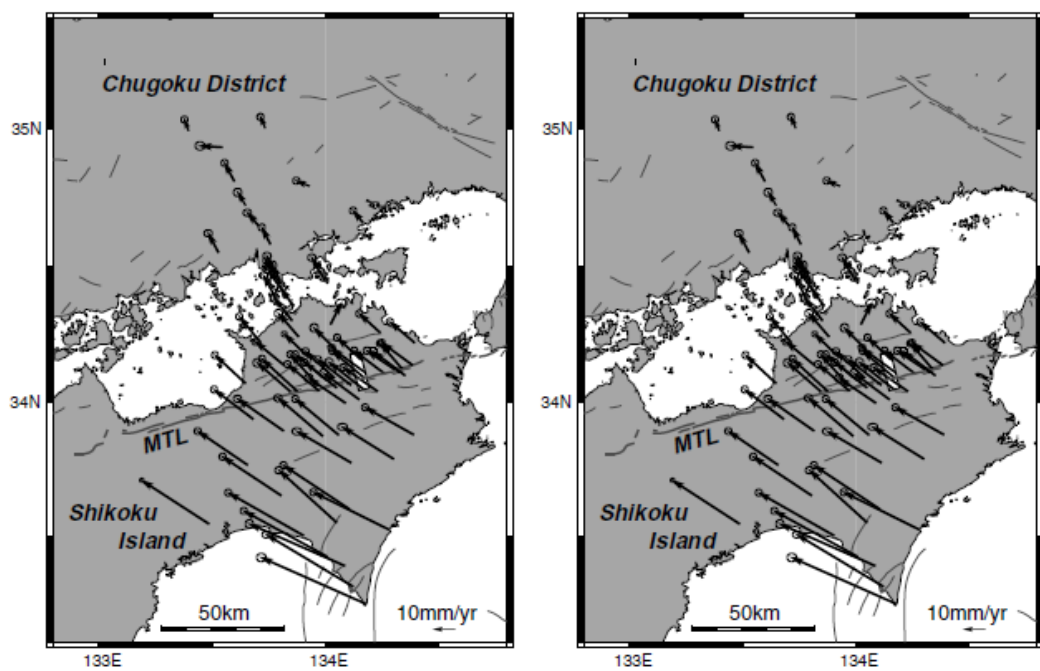


図18 (左)四国—中国地方で実施されたGPS観測結果(Tabei et al., 2002). 1998—2000のGEONETデータとキャンペーン観測データを使用。(右)上の図はフィリピン海プレートの運動除去後の変位速度場、下の図は最適解から計算されたMTL近傍の変位速度場。

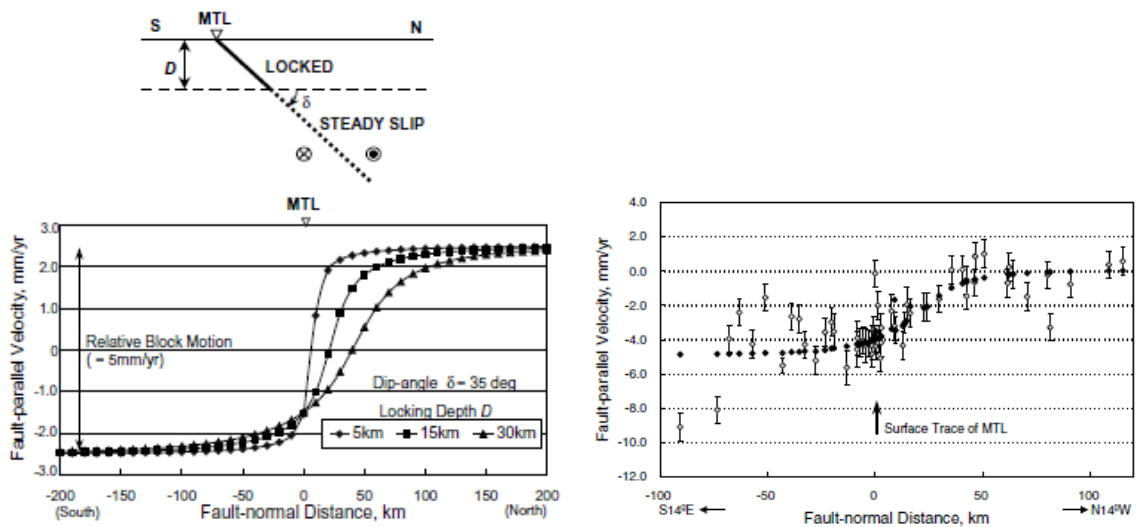


図19 (左)モデルの設定(Tabei et al., 2002)。MTLの下 D kmまで固着とし、それより深い部分は定常滑り、傾斜角は δ 、網全体の剛体変位も推定パラメータとする。 D を2.5km毎、剛体変位を1mm/yr毎、傾斜角は 30° 、 35° 、 40° と変化させて最適解を求める。図には剛体変位5mm/yr、 $\delta=35^\circ$ で $D=5$ 、15、30kmの場合を示す。(右)の図は最適解を示す。これは $D=15$ km、剛体変位が5mm/yr、 $\delta=35^\circ$ の場合である(Tabei et al., 2002)。

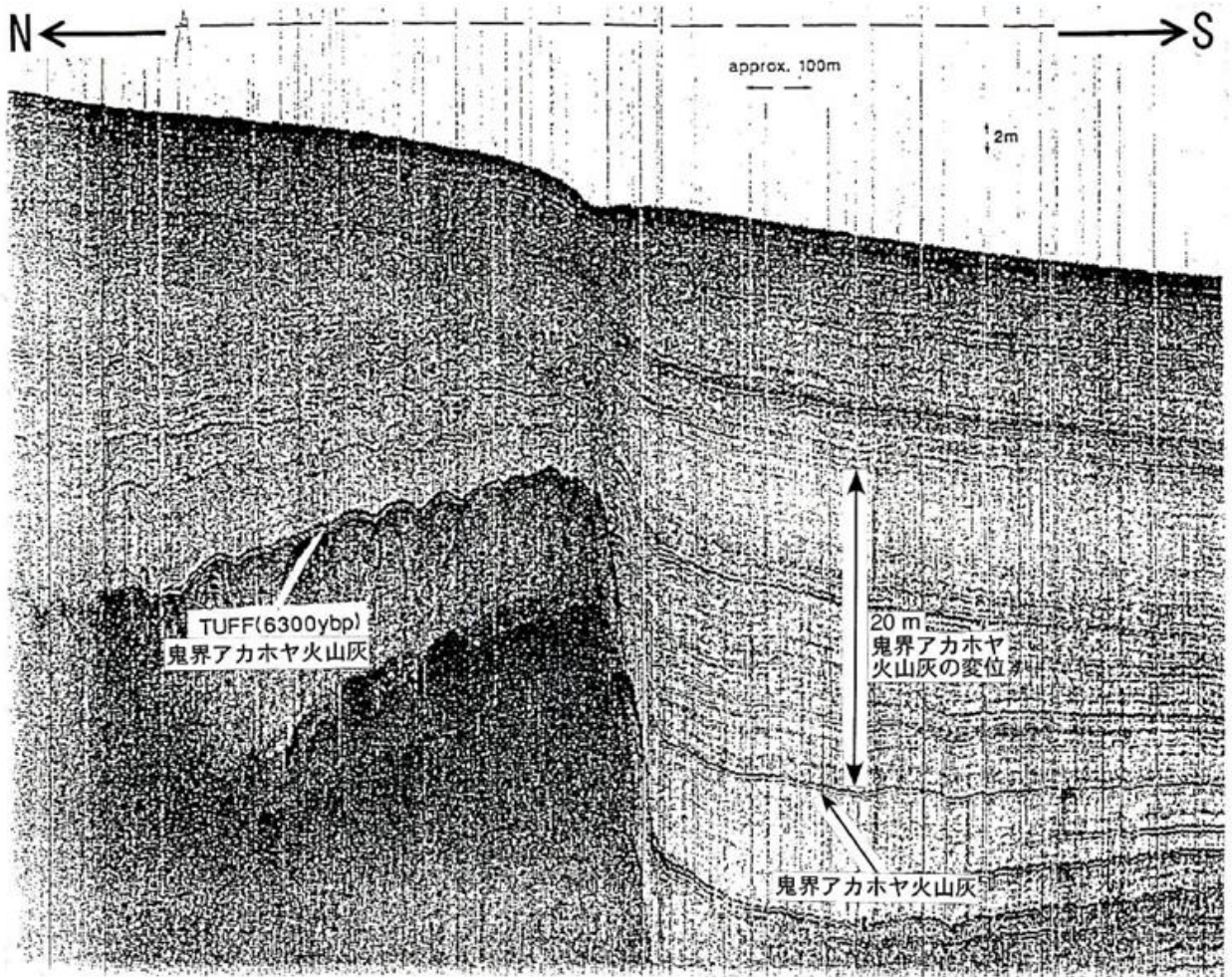


図20 別府湾中央断層における音波探査記録。島崎ほか(1990)に一部加筆。探査測線の詳細な位置は不明。

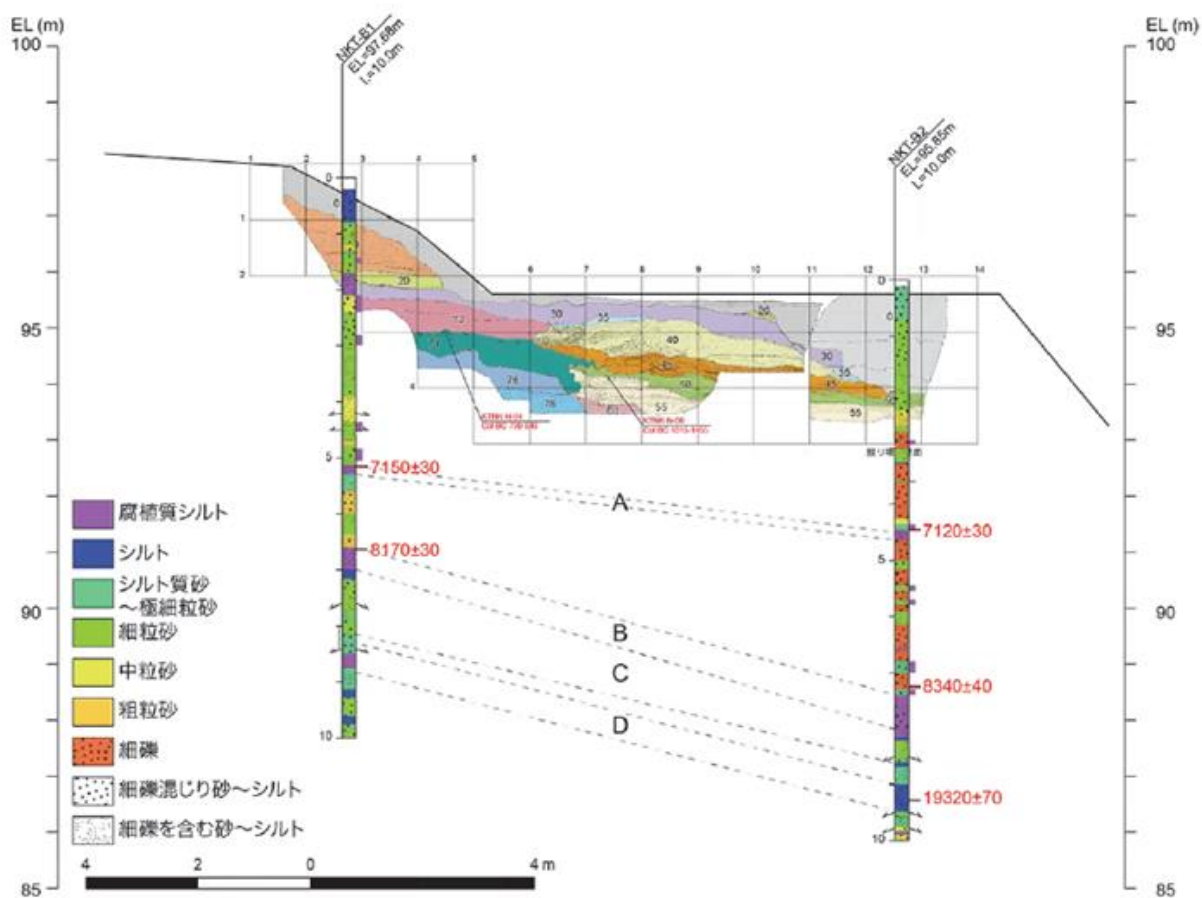


図21 山田断層中戸地区で行われたトレンチ調査の壁面にボーリングコア柱状図を投影したもの (MTL重点調査, 2015)。

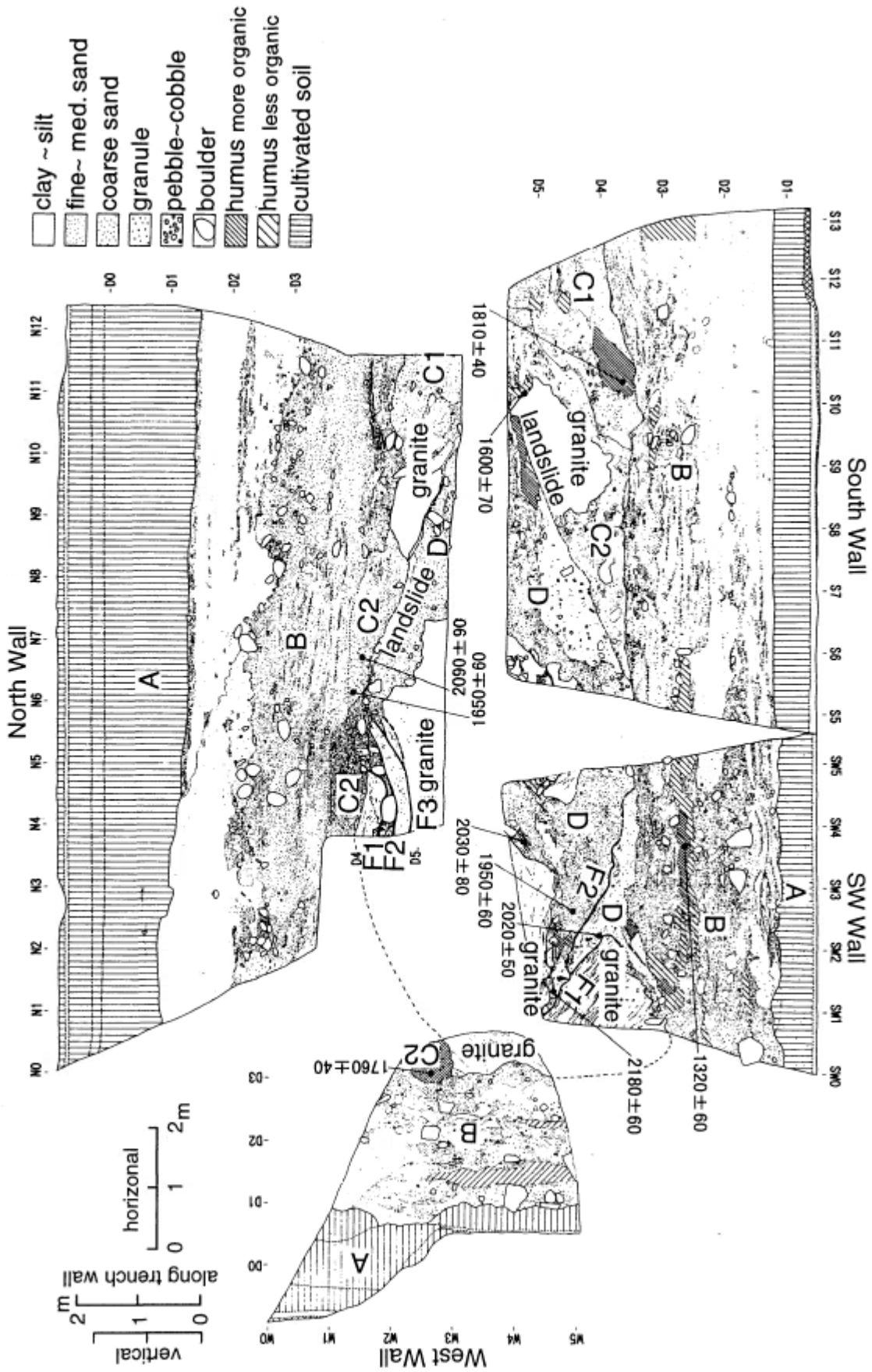


図22 金剛断層 名柄地点第2トレンチ 壁面スケッチ(展開図)
佐竹ほか(1996)

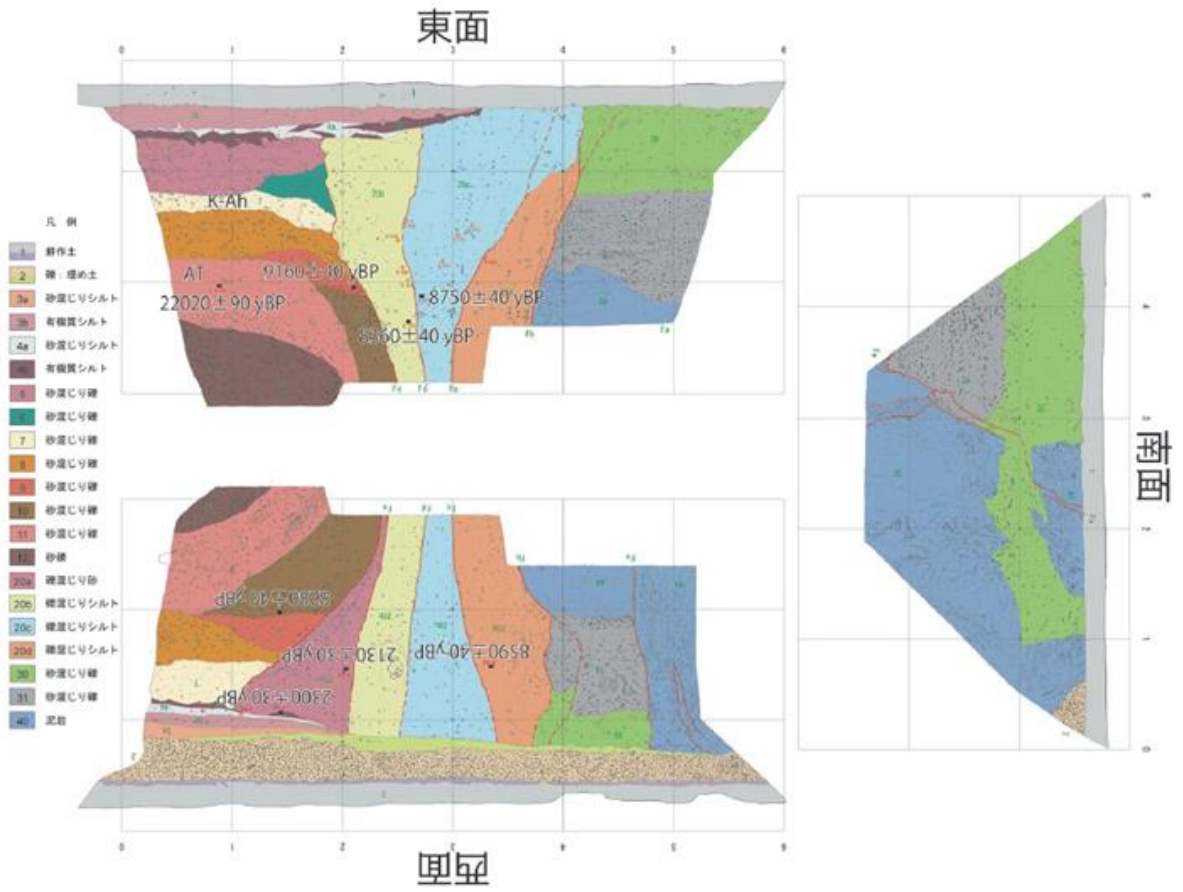
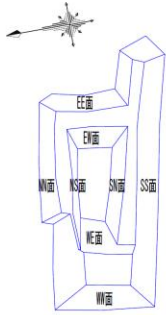


図23 橋本市高野口町竹尾のピットのスケッチと層序区分および放射性炭素年代測定結果。年代測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 補正のみで、暦年補正は行っていない(MTL重点調査, 2014)。

凡 例

- | | | | |
|--|----------------------------|--|--------------------------------|
| | A1 耕作土・埋木 | | 最新イベント層準 |
| | A2 砂混リシルト (盛土?) | | D 砂礫 (マトリックス砂質・木片・植物片を含む) |
| | B1 シルト質細粒砂 | | H4 砂礫 (マトリックスややシルト質・木片・植物片を含む) |
| | B2 砂質シルト | | I3 砂質シルト-細粒砂 (風化礫を含む) |
| | B3 暗灰色シルト | | 未区分腐植層 (断層周辺) |
| | B4 暗灰褐色弱~中腐植 | | 断層 |
| | B5 細礫~粗粒砂 (ガリ状侵食~ラミナ発達) | | |
| | B6 暗灰色~黒色中~強腐植 | | |
| | C1 細粒砂 (Bのみレンズ状) | | |
| | C2 暗灰色~灰褐色シルト | | |
| | C3 暗灰褐色腐植質中粒砂 (風化礫点在) | | |
| | C4 風化礫点在 (円礫多・マトリックス砂質シルト) | | |
| | C5 砂質中腐植 (木片・植物片を含む・大型木片) | | |
| | C6 砂質シルト→φmax 15cmの砂礫垂円~角礫 | | |



トレンチ壁面配置図

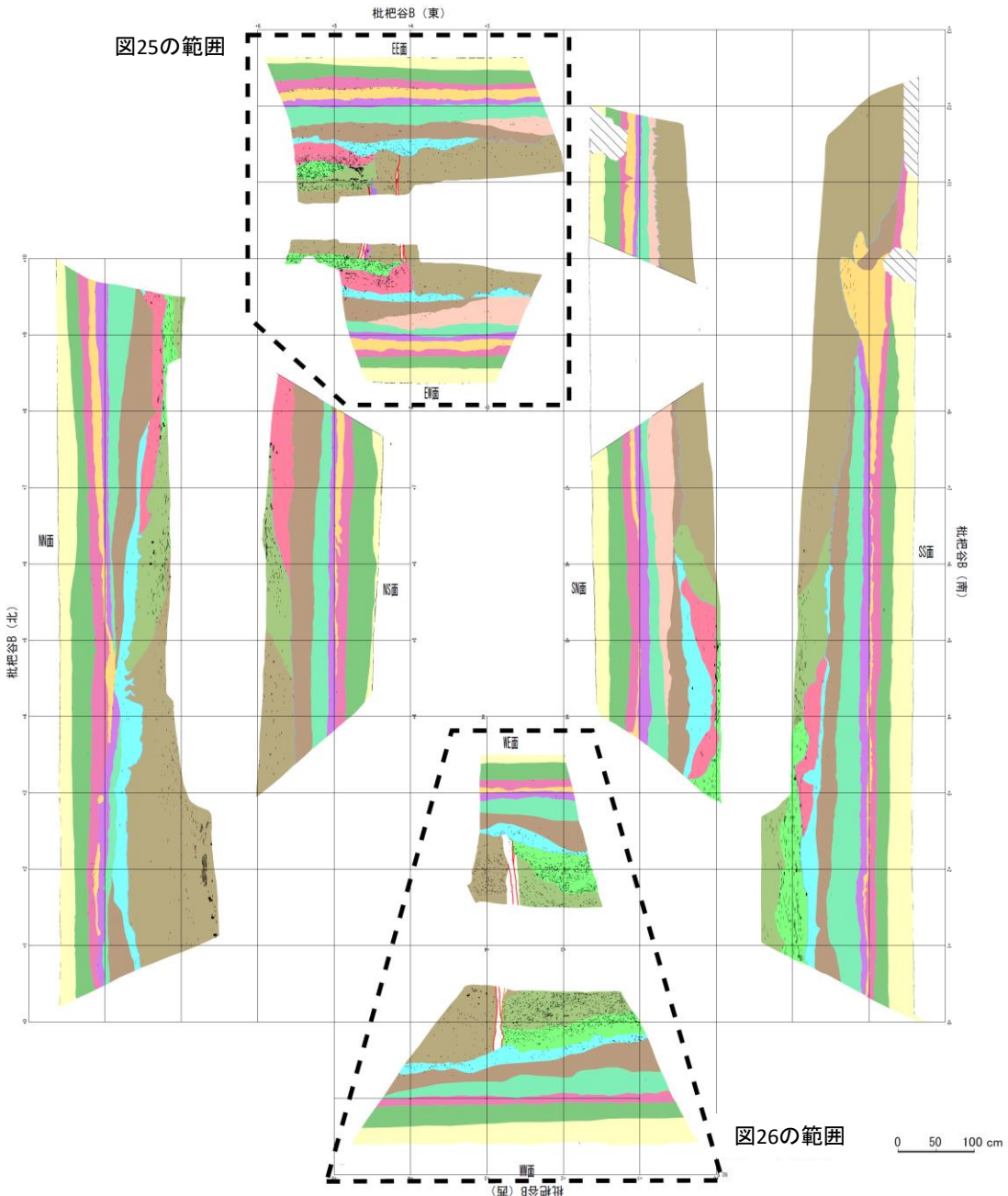


図24 根来断層 枇杷谷地点Bトレンチ スケッチ図
 地域地盤環境研究所(2008)に加筆。
 点線枠は、図25、26の範囲を示す。

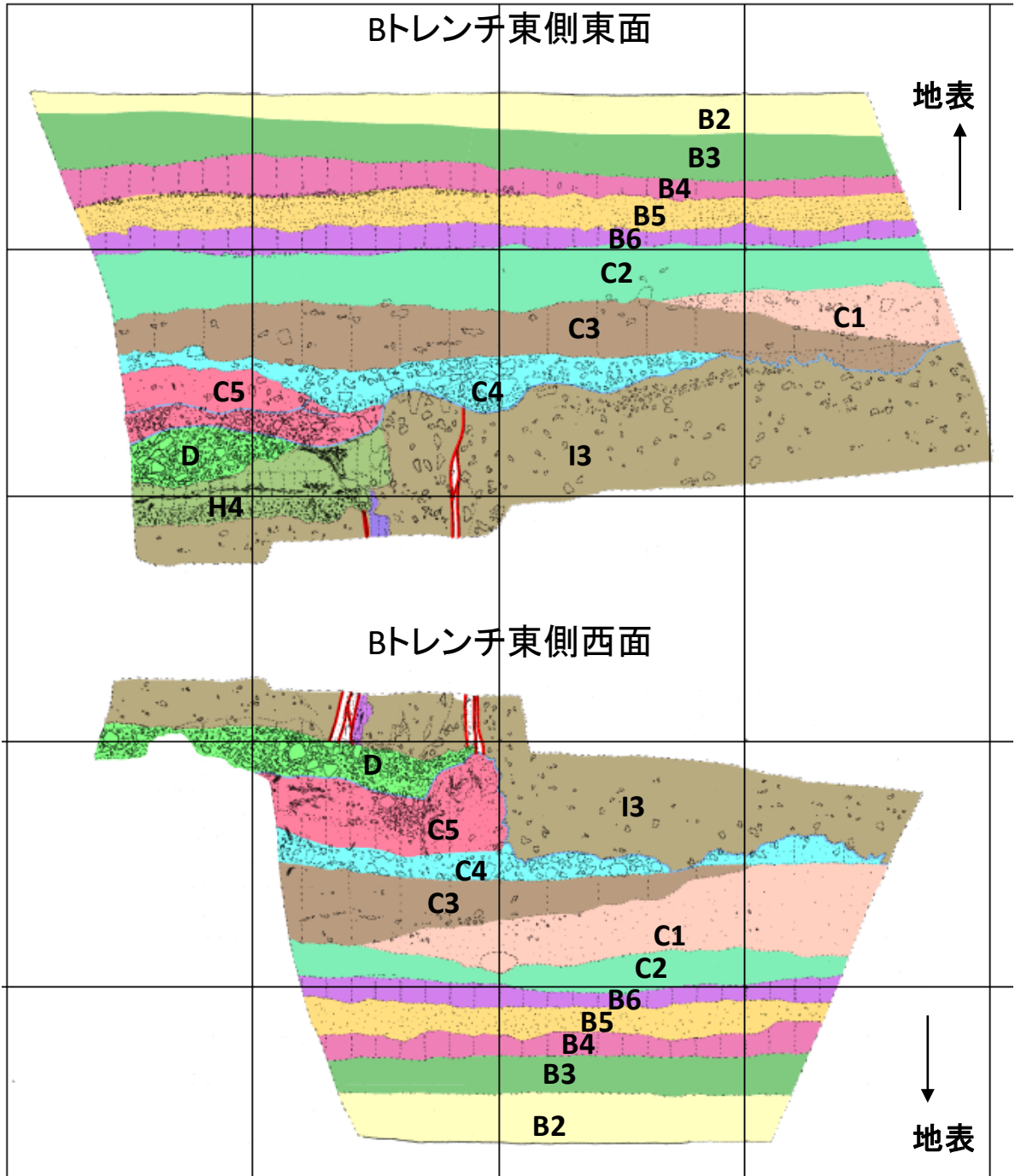
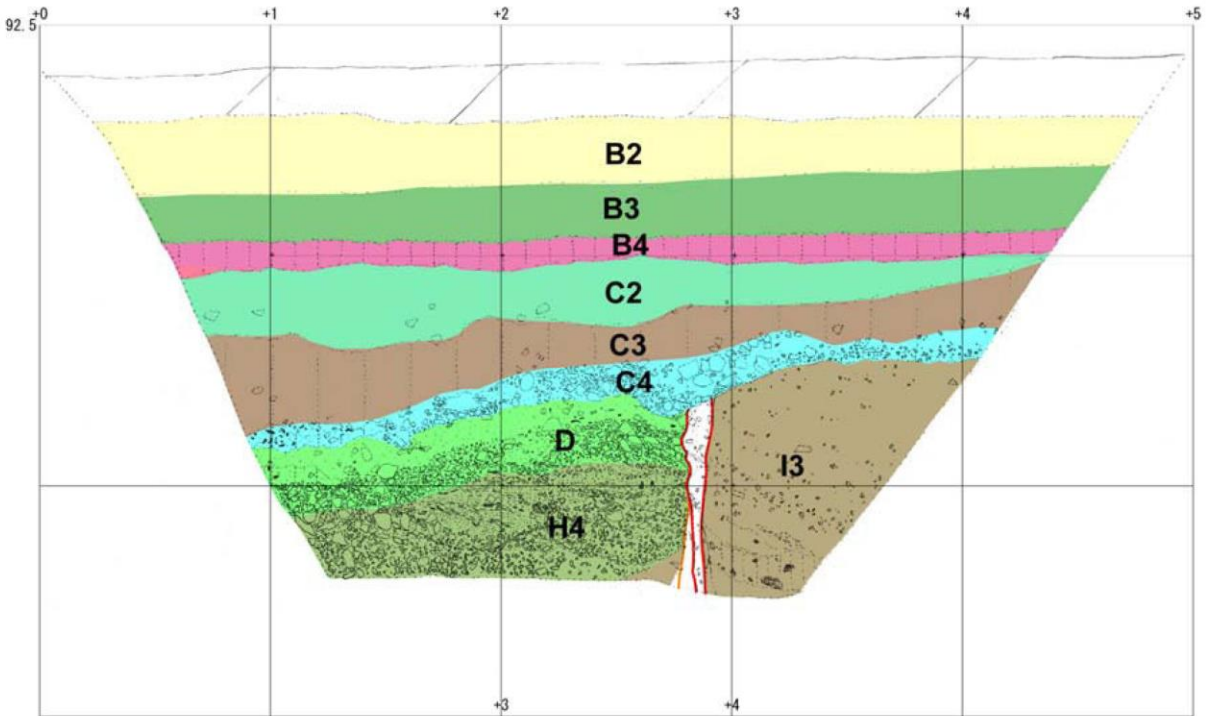


図25 根来断層 枇杷谷地点Bトレンチ 東側壁面スケッチ図
地域地盤環境研究所(2008)に加筆。

B トレンチ西側西面



B トレンチ西側東面（鏡像）

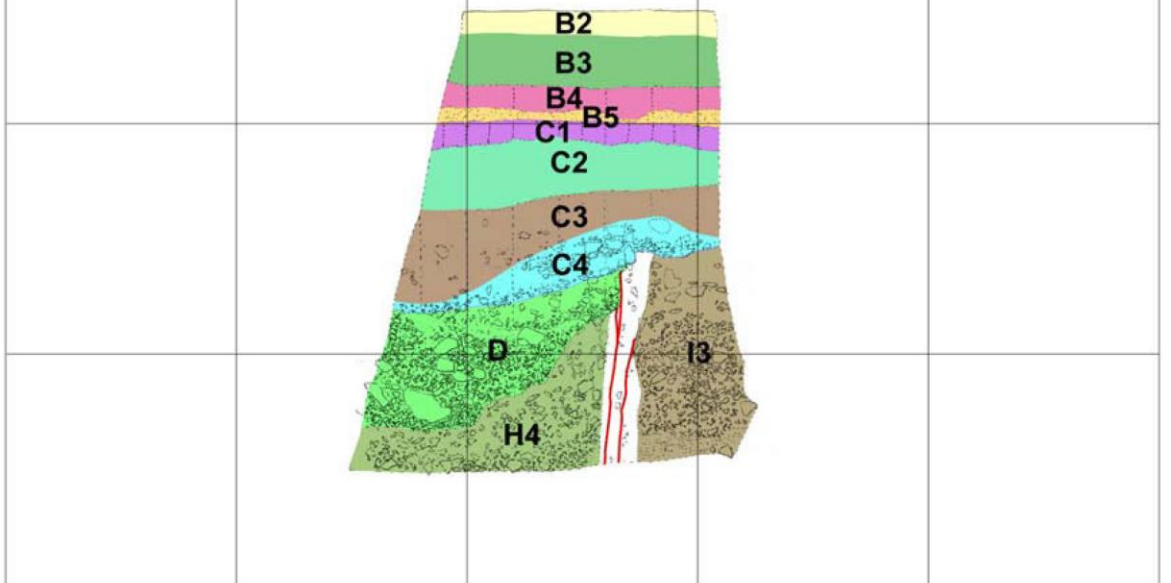
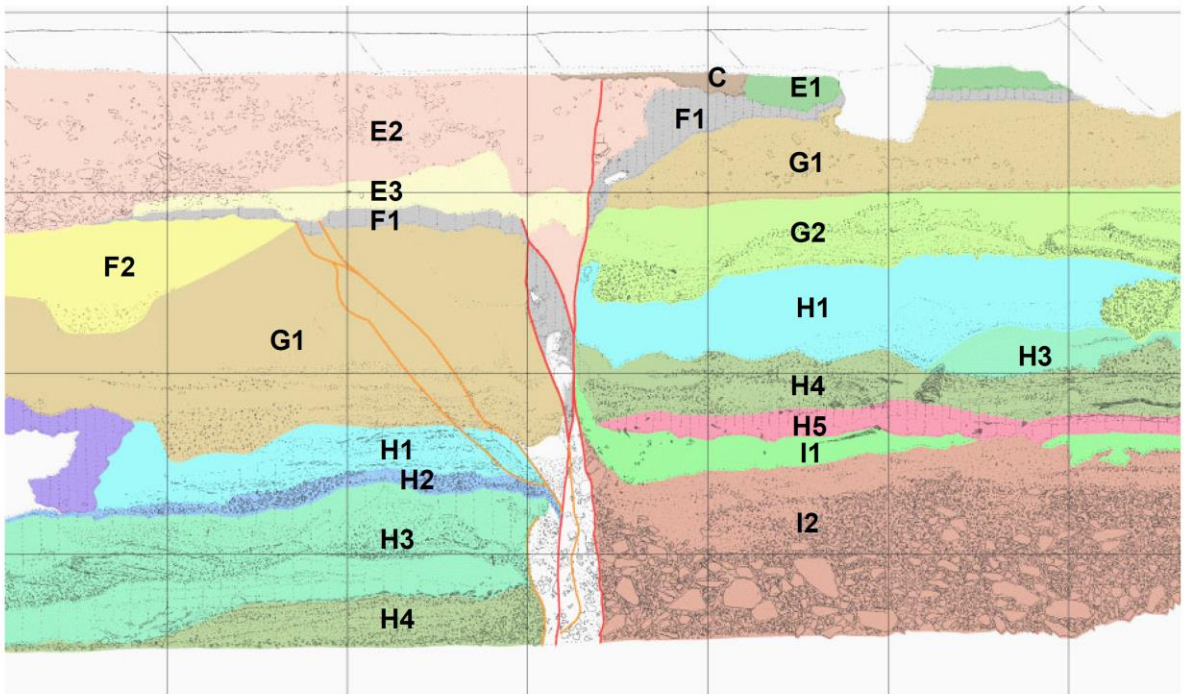


図26 根来断層 枇杷谷地点Bトレンチ 西側壁面スケッチ図
 地域地盤環境研究所(2008)
 東側壁面から採取した試料より、D層から7世紀、C4層の下のC5層から
 8-9世紀の年代値が得られている(図25参照)。

Aトレンチ東面（鏡像）



Aトレンチ西面

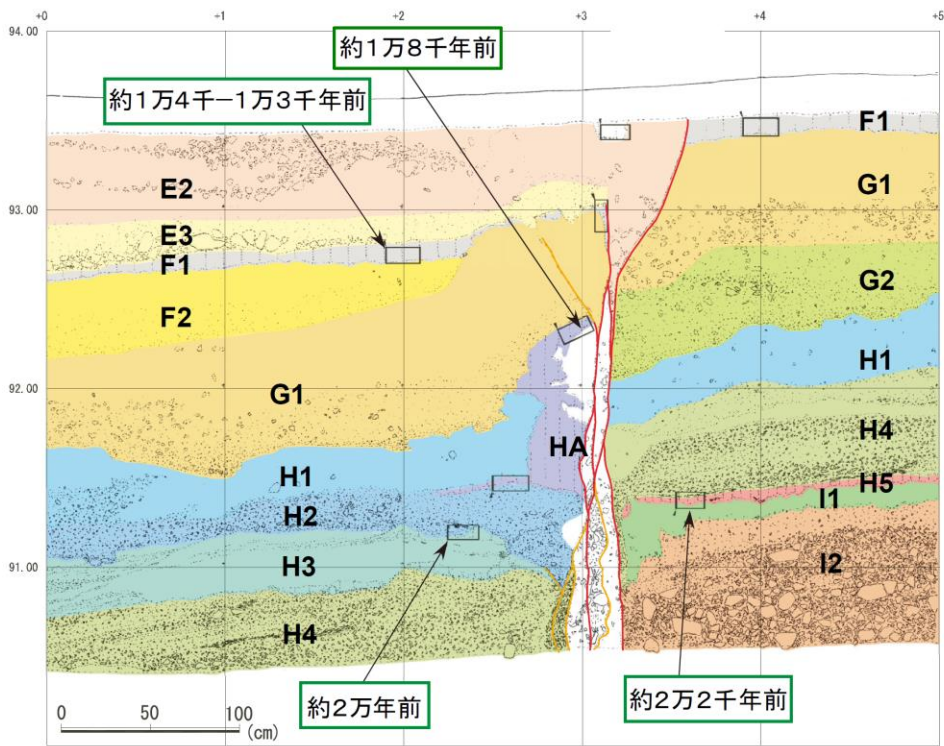


図27 根来断層 枇杷谷地点Aトレンチ 壁面スケッチ
 地域地盤環境研究所(2008)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

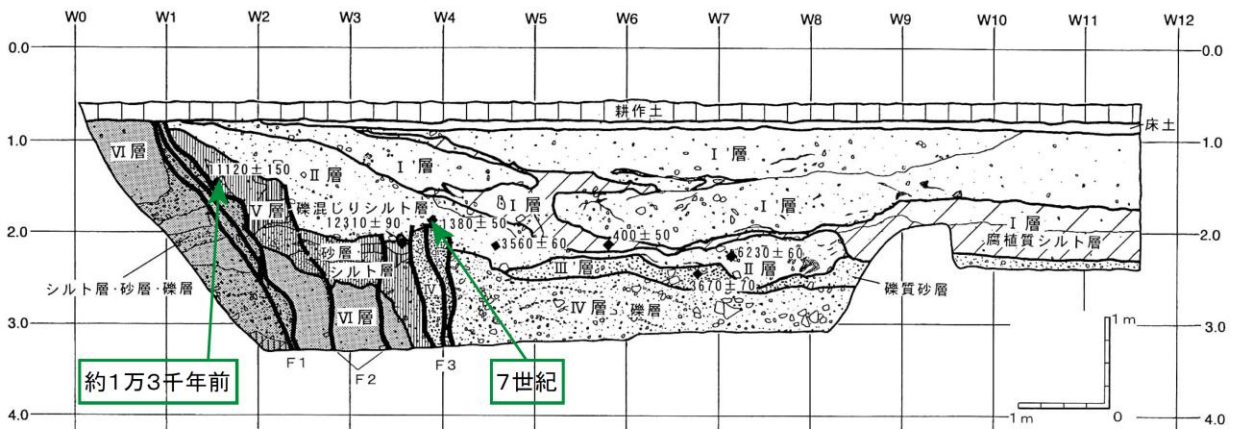
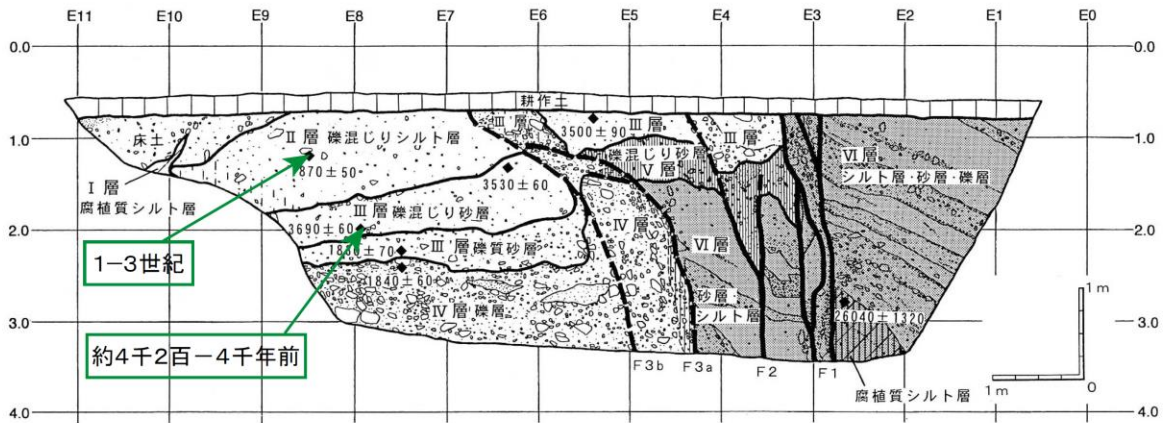


図28 根来断層 上黒谷地点No.3トレンチ 壁面スケッチ(上:東壁面、下:西壁面)
 佃ほか(1998)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

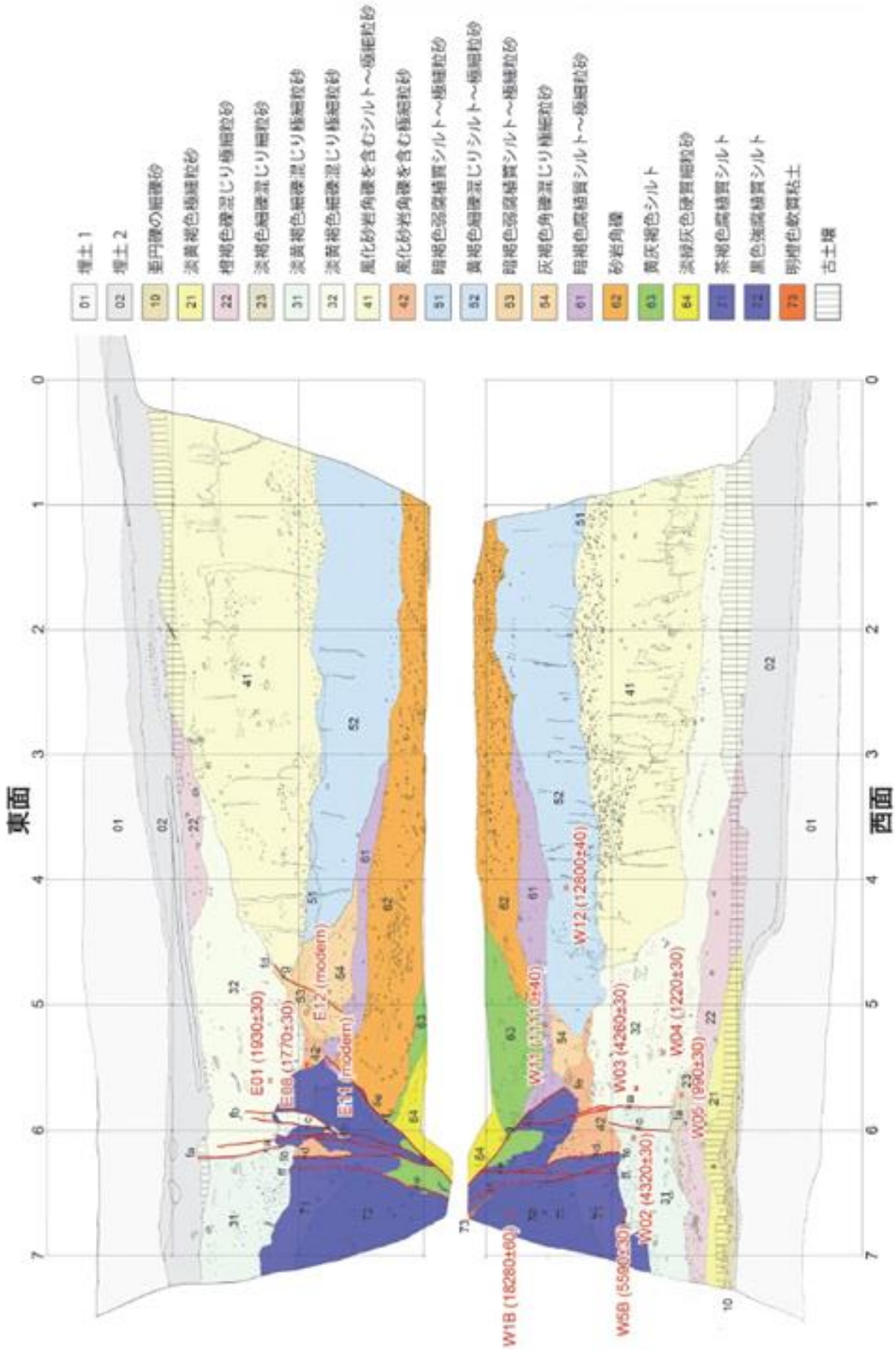


図29 根来断層（上野トレンチ）の壁面のスケッチと層序区分・放射性炭素年代測定結果（MTL重点調査，2015）。

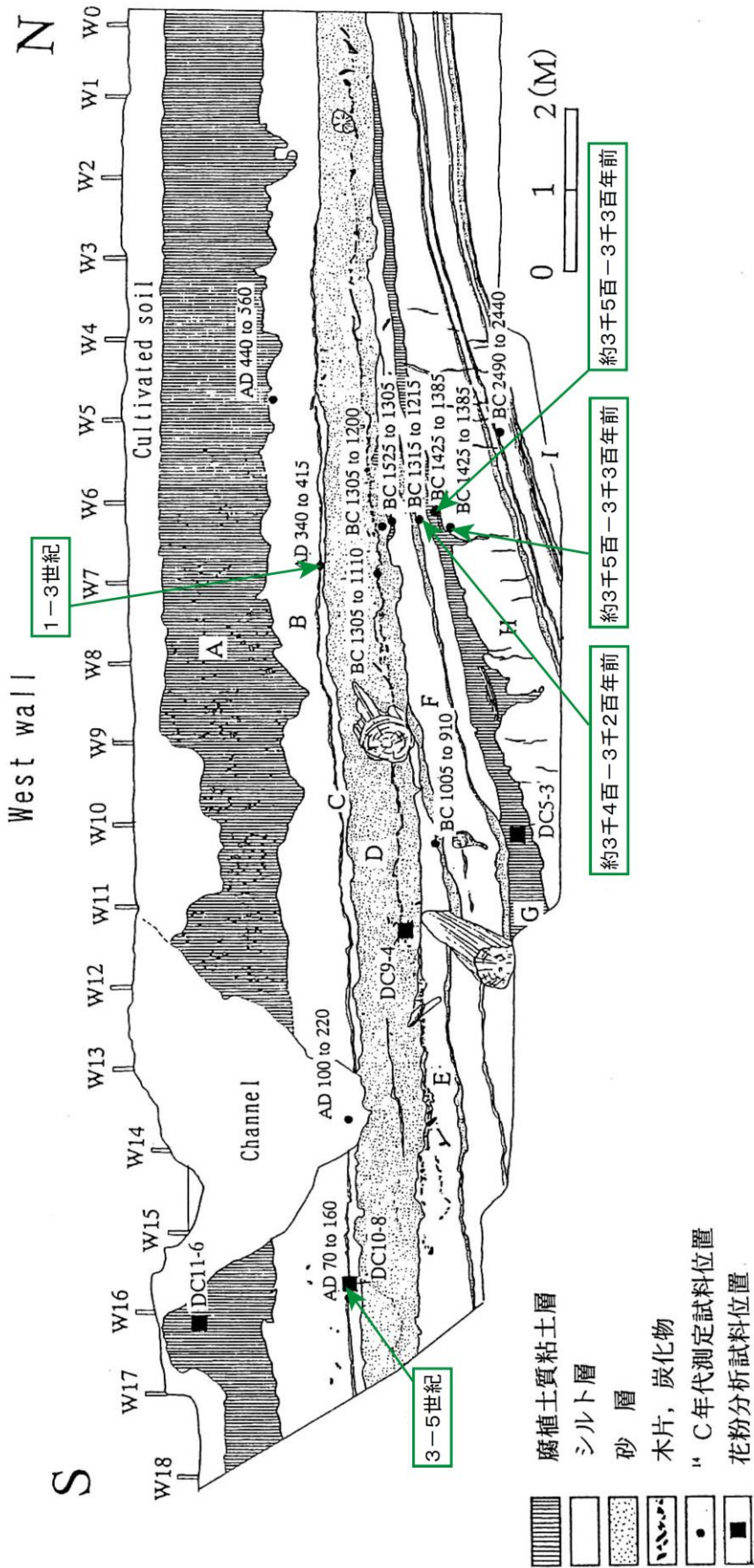


図30 鳴門南断層 段関・大代地点トレンチ 西壁面スケッチ
徳島県(2000b)に加筆。
年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を□に示す。

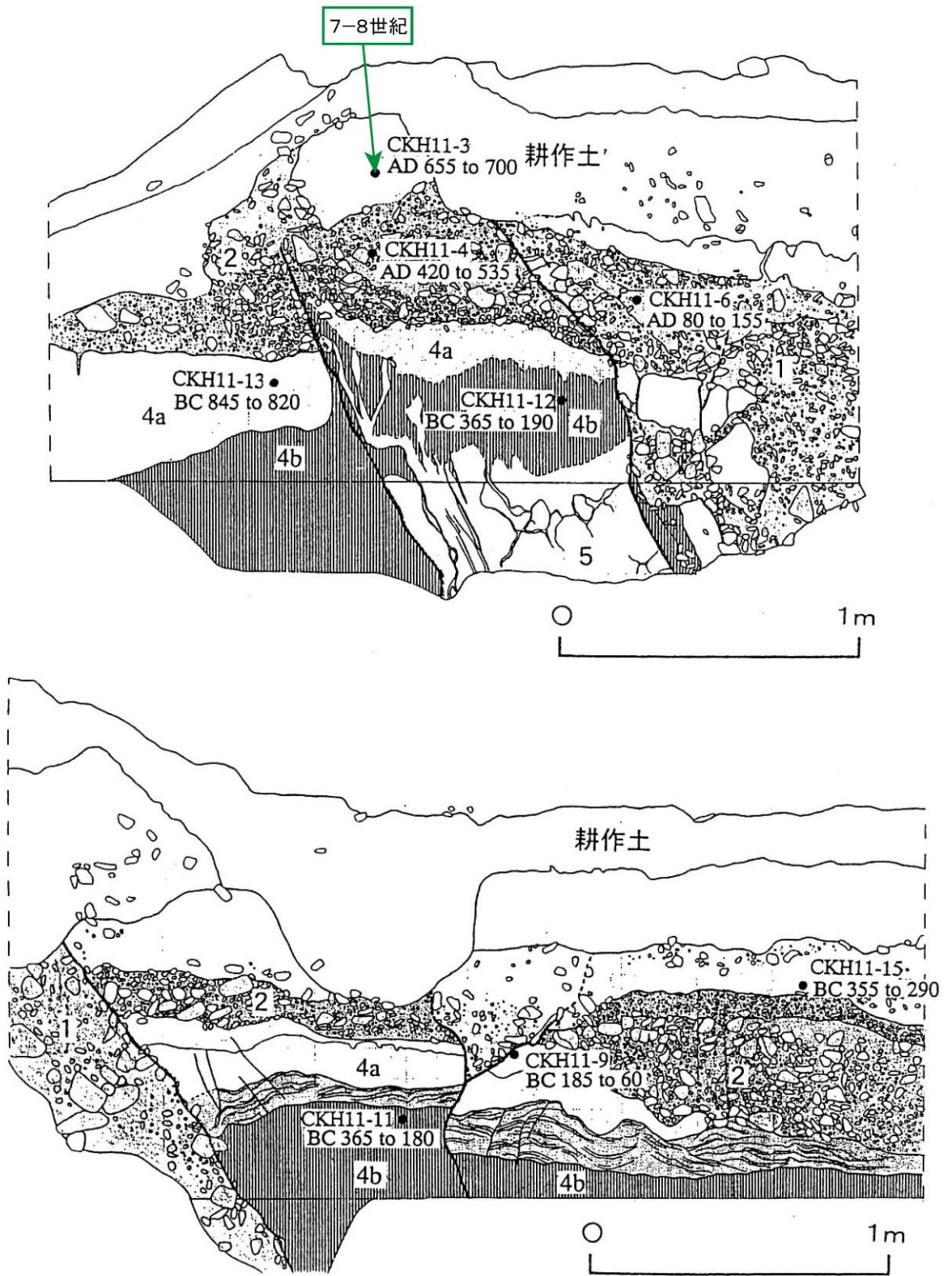
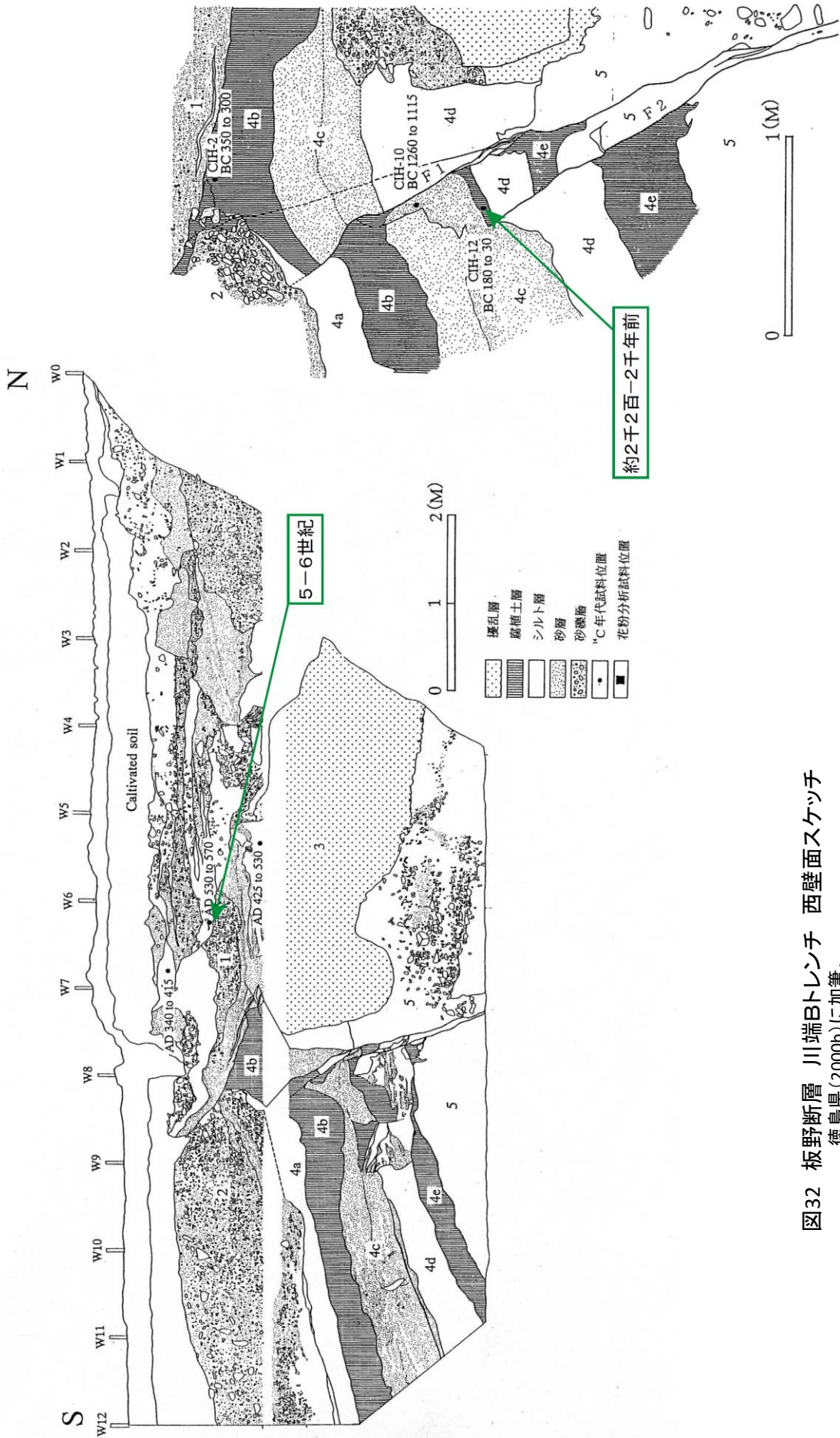


図31 板野断層 川端地点B予察トレンチ 壁面スケッチ(上:西壁面、下:東壁面)
 徳島県(2000b)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を 7-8世紀 に示す。



西壁面小段除去

図32 板野断層 川端Bトレンチ 西壁面スケッチ

徳島県(2000b)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を [] に示す。
 他の壁面から採取した試料より、4b層から約2千年前-2世紀の年代値が得られている。

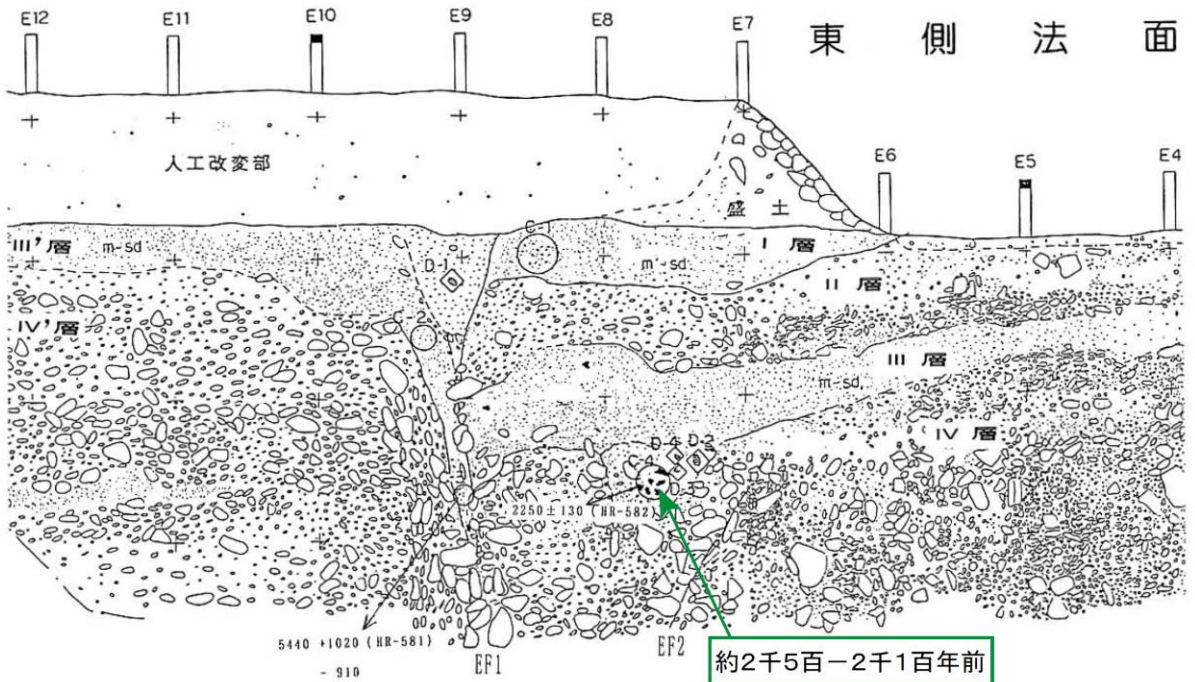


図5 市場町上喜来トレンチ Aの東側法面中央部スケッチ.

○印は分析試料, □印は考古遺物試料の採取位置. 数字は ^{14}C 年代値, () 内のローマ字と数字は測定機関とそのコード番号. 図の上部に1mの間隔を示す. 約45°の法面に沿って投影記載.

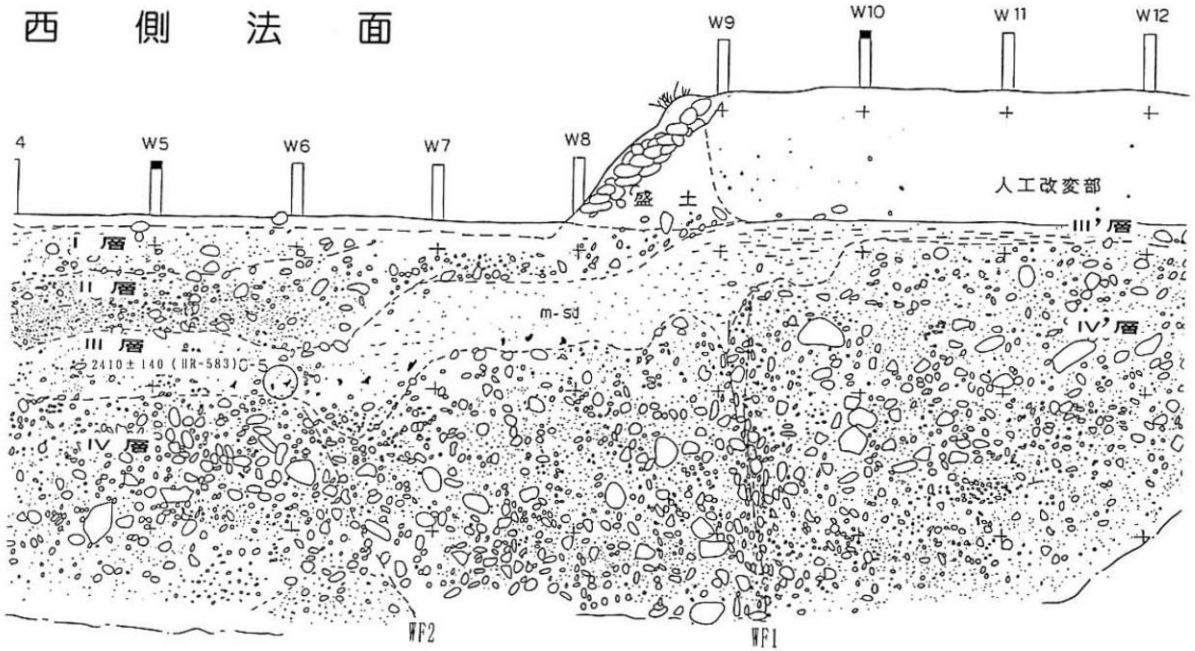


図33 父尾断層 上喜来トレンチ 壁面スケッチ

岡田・堤(1997)に加筆.

年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を 約2千5百-2千1百年前 に示す.

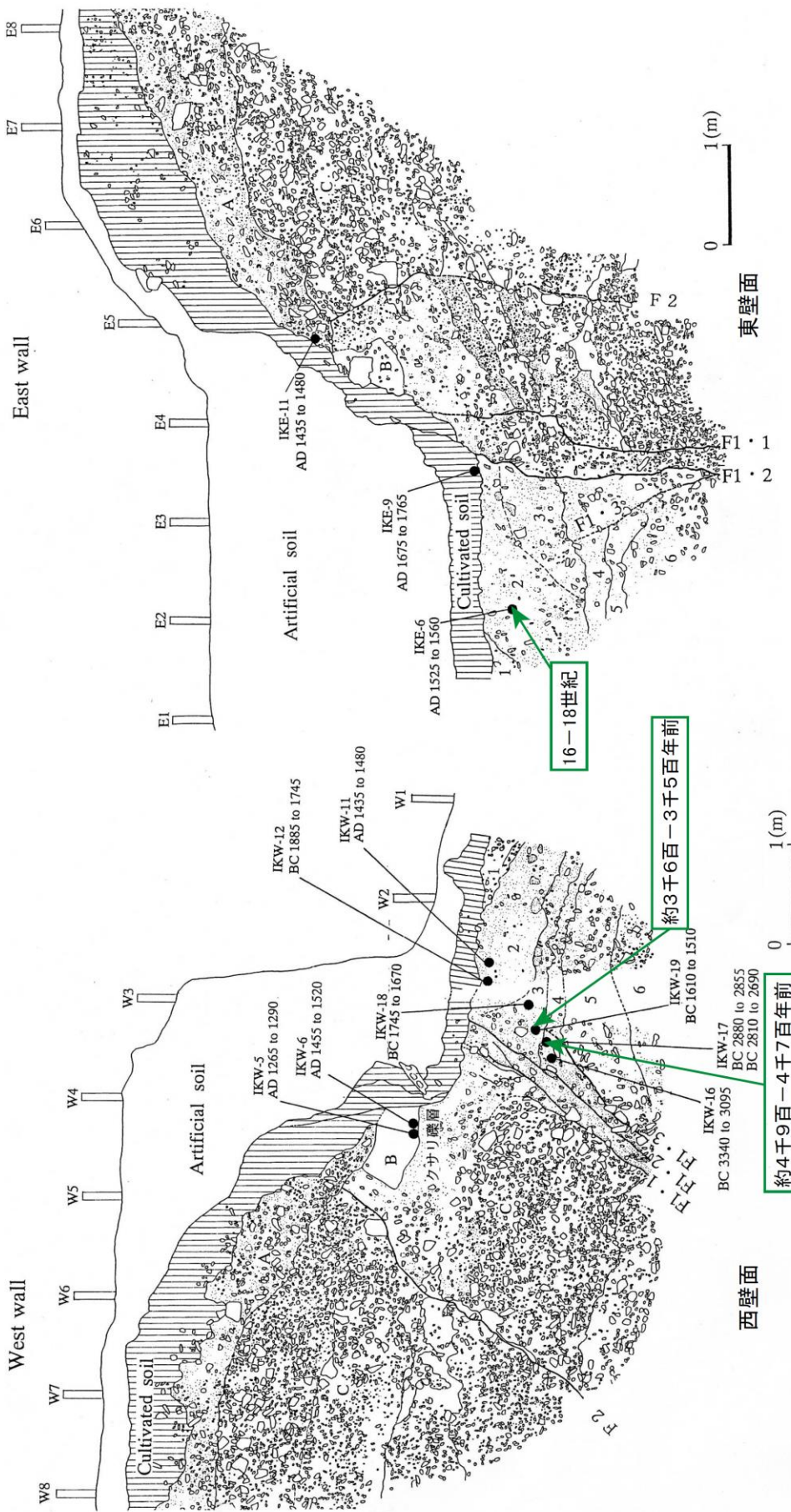


図34 三野断層 池ノ浦トレンチ 壁面スケッチ

徳島県(2000b)に加筆。

年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を□に示す。

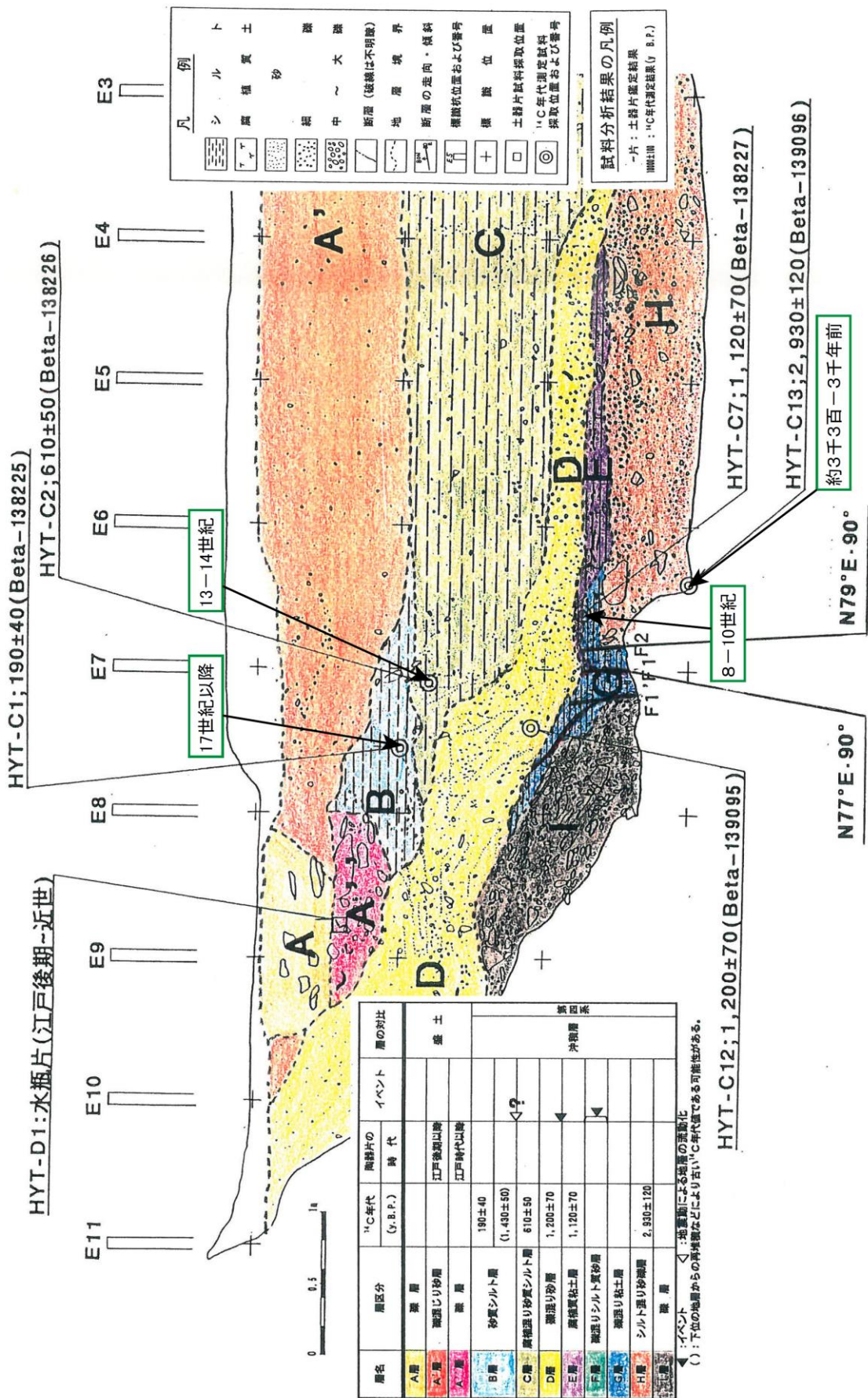
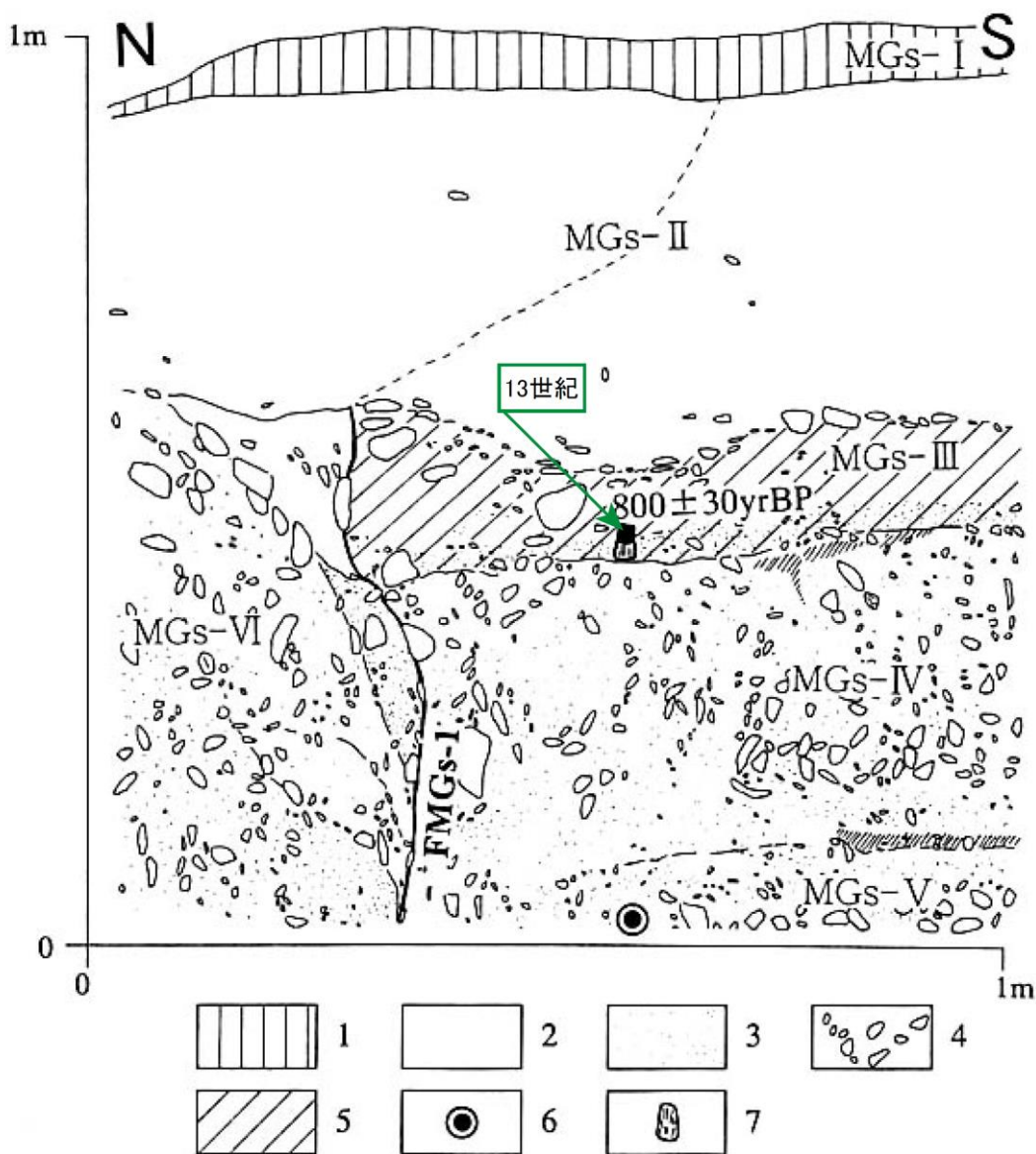


図35 池田断層 平山トレンチ 東壁面スケッチ
 愛媛県(2000b)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を□に示す。



by Geoslicer at Iyo-Mishima.

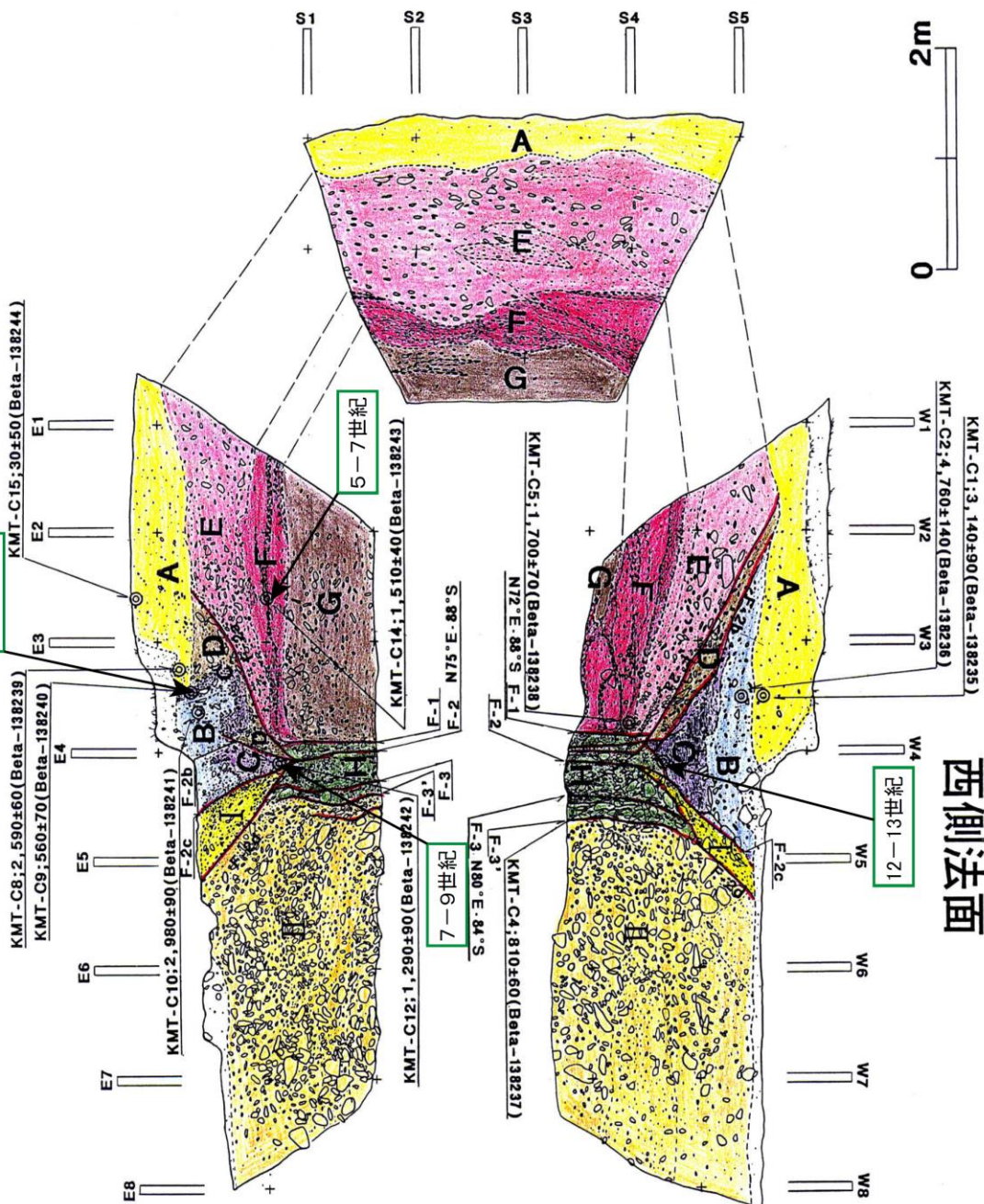
1. paddy field soil, 2. silt to fine sand, 3. medium to coarse sand, 4. gravel, 5. humus, 6. pottery of Jomon period, 7. tray used during and after Japanese historical period between the 12th and 16th centuries.

図36 池田断層 上石床ジオスライス 断面スケッチ

後藤ほか(2001)に加筆。

年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を 800 ± 30yrBP に示す。

東側法面



西側法面

南側法面

層名	層区分	¹⁴ C年代 (y.B.P.)	層の対比
1層	黄褐色じり砂層		黄褐色
2層	赤褐色		赤褐色

層名	層区分	¹⁴ C年代 (y.B.P.)	層の対比
A層	黄褐色じりシルト層	3,510±50 (G. 145±30)	黄褐色
B層	赤褐色じり砂層	6,765±140 (G. 145±30)	赤褐色
C層	黄褐色シルト層	580±70 (G. 145±30)	黄褐色
D層	赤褐色	1,290±90 (G. 145±30)	赤褐色
E層	黄褐色じり砂層	1,410±90 (G. 145±30)	黄褐色
F層	赤褐色じり黄褐色シルト層	1,410±90 (G. 145±30)	赤褐色
G層	砂層		砂層
H層	黄褐色じり砂層		黄褐色

△：地層面による地層の連続化
 □：下位の地層からの黄褐色などにより古い¹⁴C年代値である可能性がある。

試料分析結果の凡例
 編出層：¹⁴C年代測定結果 (y.B.P.)

図37 池田断層 上石床西トレンチ 断面スケッチ (展開図)
 愛媛県(2000b)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

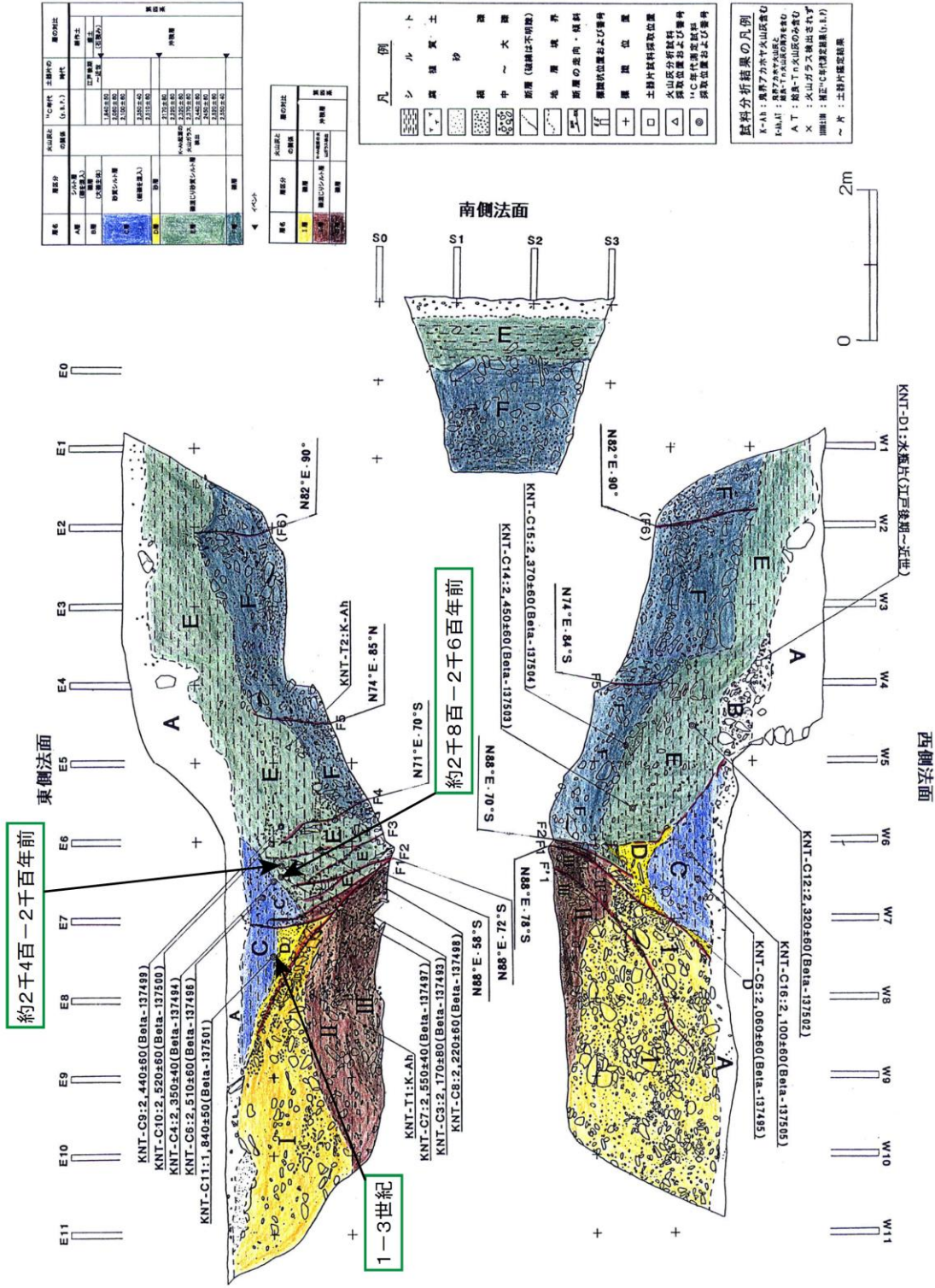


図38 畑野断層 上野田トレンチ 壁面スケッチ(展開図)

愛媛県(2000b)に加筆。
年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

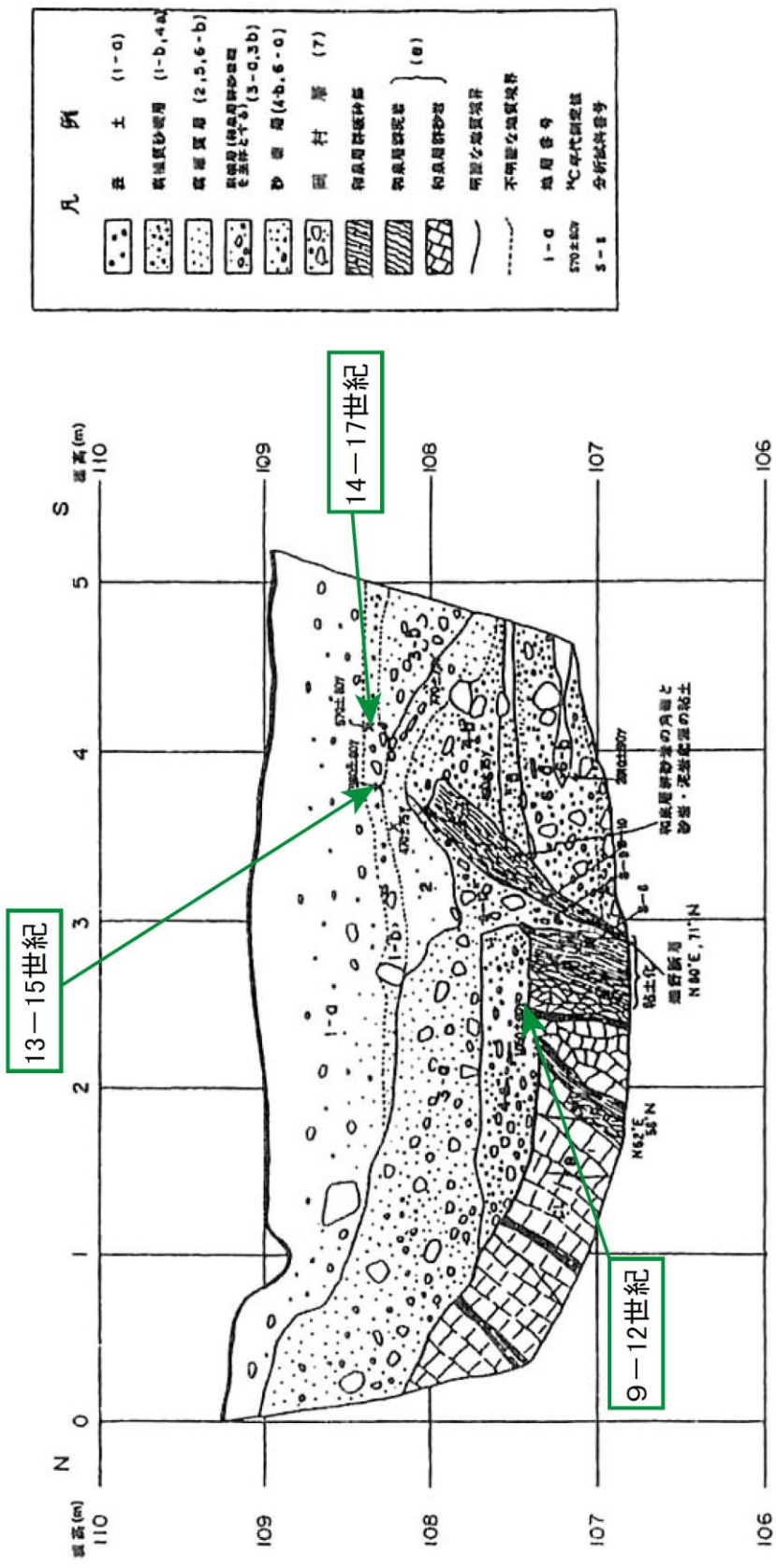
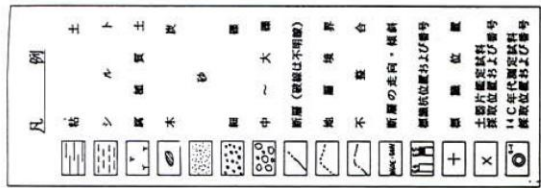


図39 畑野断層 上野SK-2トレンチ 壁面スケッチ

長谷川ほか(1999)に加筆。
年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。



試料分析結果の凡例
 X : 土層片鑑定
 (断層は: 14C年代測定結果(年 ± σ))

層名	層厚	¹⁴ C年代 (年 ± σ)	花崗岩の位置
A層	厚さ不明(シルト)		
B層	シルト層	479 ± 10	
		482 ± 10	
C層	厚さ不明(シルト)	1,009 ± 40	
D層	厚さ不明(シルト)	1,152 ± 40	
E層	厚さ不明(シルト)	1,152 ± 40	
F層	厚さ不明(シルト)	2,652 ± 40	
G層	厚さ不明(シルト)	2,112 ± 40	
H層	厚さ不明(シルト)	4,332 ± 40	
I層	厚さ不明(シルト)	4,812 ± 40	
J層	厚さ不明(シルト)		
K層	厚さ不明(シルト)		
L層	厚さ不明(シルト)		
M層	厚さ不明(シルト)		

△: イベント

南側法面

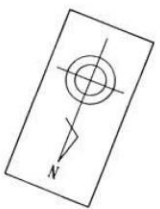
東側法面

9-10世紀

13-14世紀

約2千4百-2千2百年前
(藤原朝)
アトコナガキ

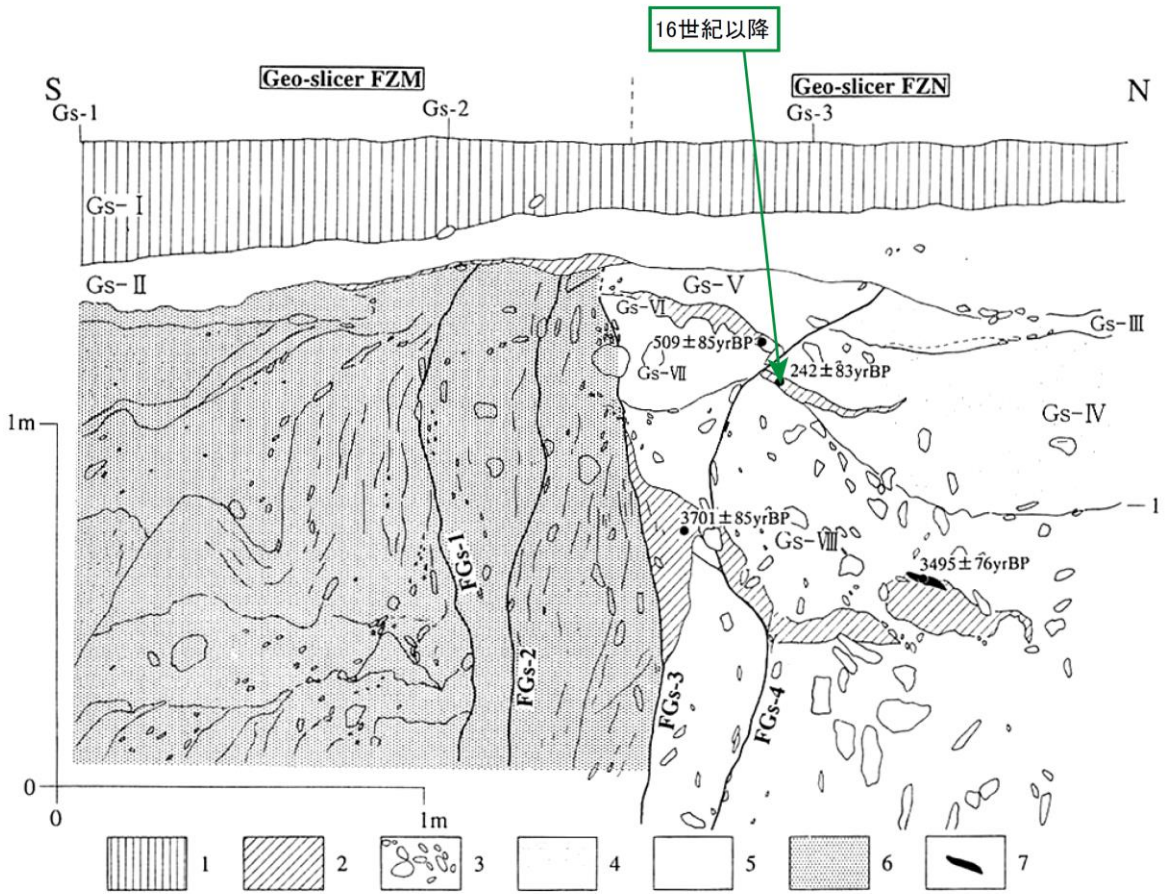
約5千4百-5千百年前



北側法面

埋築跡

図41 岡村断層 岸ノ下西トレンチ 壁面スケッチ
 愛媛県(1999)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を□に示す。



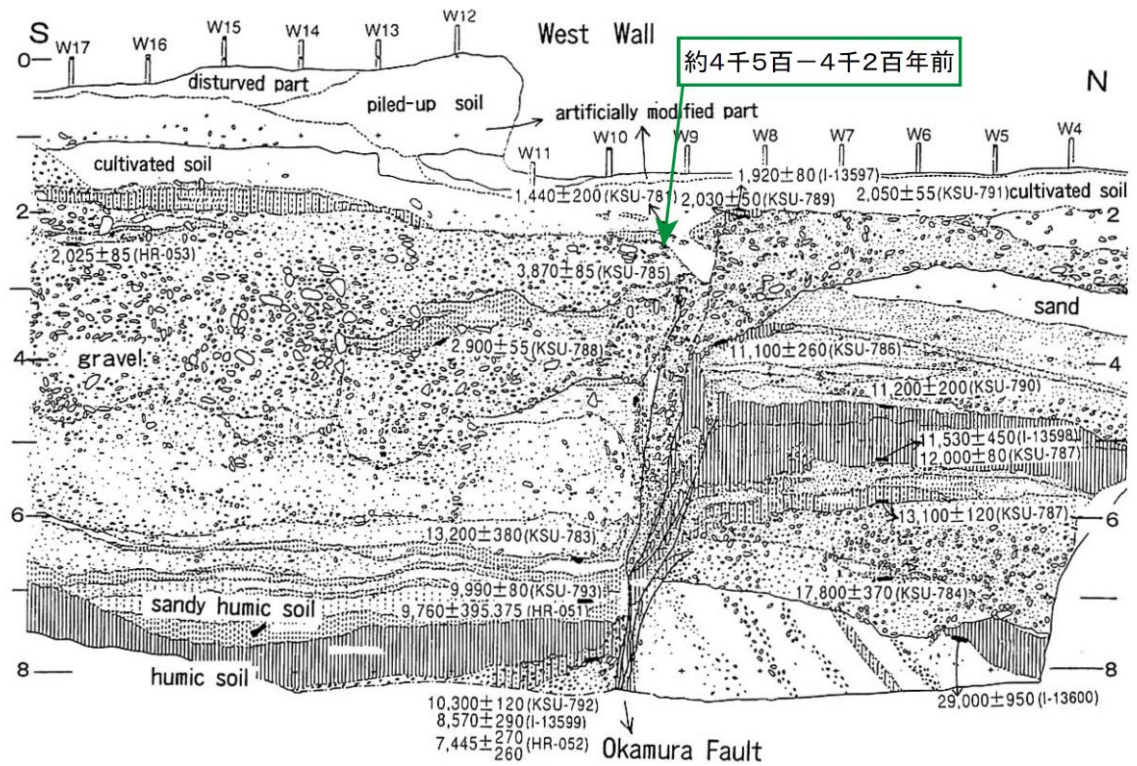
1. paddy field soil, 2. humus, 3. gravel, 4. medium to coarse sand, 5. silt to fine sand, 6. Okamura Formation, 7. wood fragment

図42 岡村断層 岸ノ下ジオスライス 断面スケッチ

後藤ほか(2001)に加筆。

年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

a



b

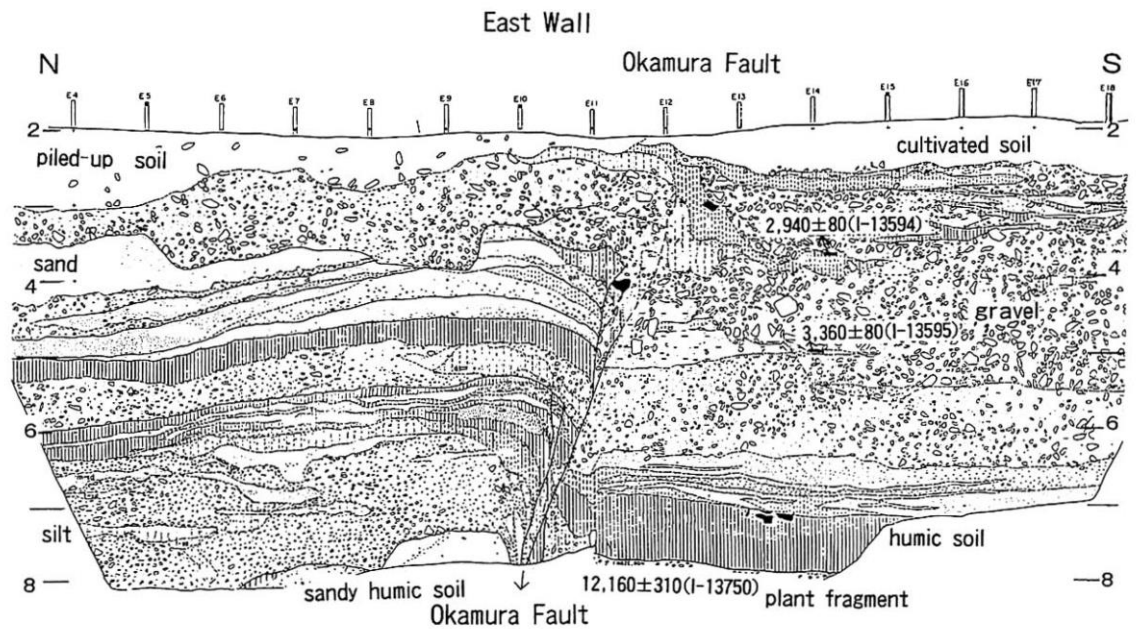
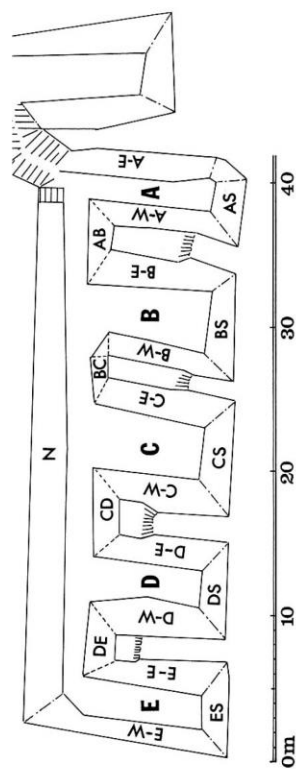
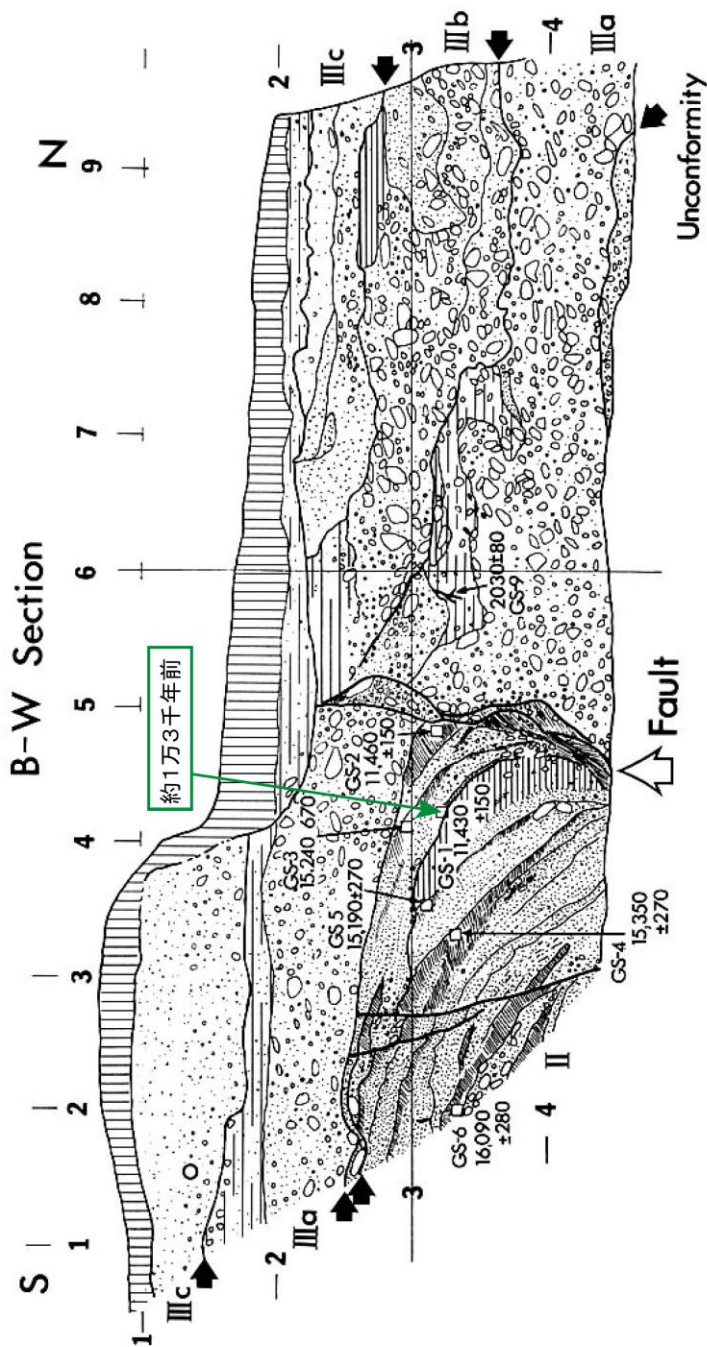


図43 岡村断層 飯岡Ⅱトレンチ 壁面スケッチ(上:西壁面、下:東壁面)
 岡田ほか(1998a)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を 約4千5百-4千2百年前 に示す。



トレンチ全体形状図

図44 岡村断層 飯岡Vトレンチ 壁面スケッチ (B-Wセクション)
 山崎ほか(1995)に加筆。
 年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を□に示す。

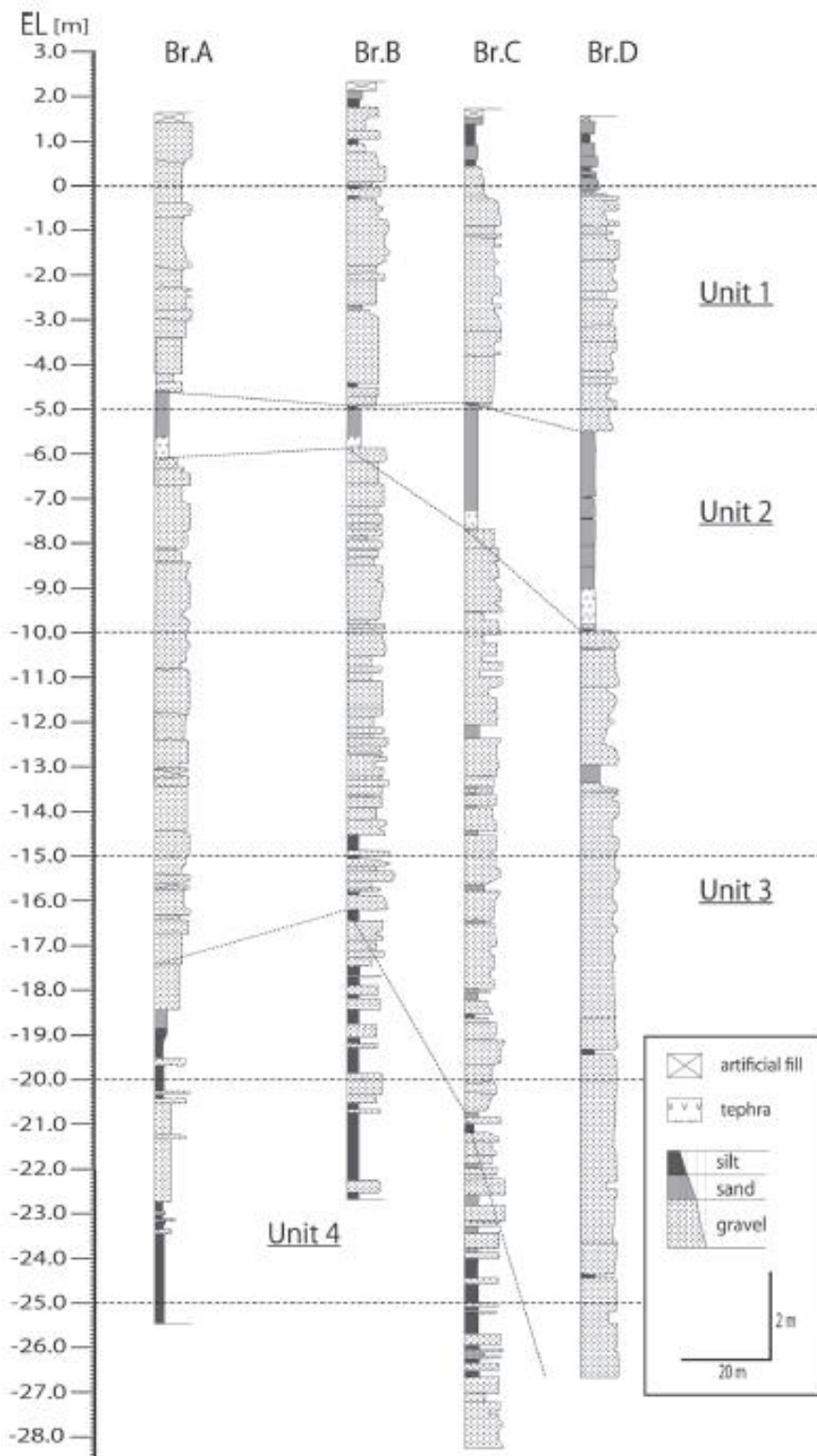


図45 川上断層の横黒地点における群列ボーリング調査の柱状図(池田ほか, 2015b)

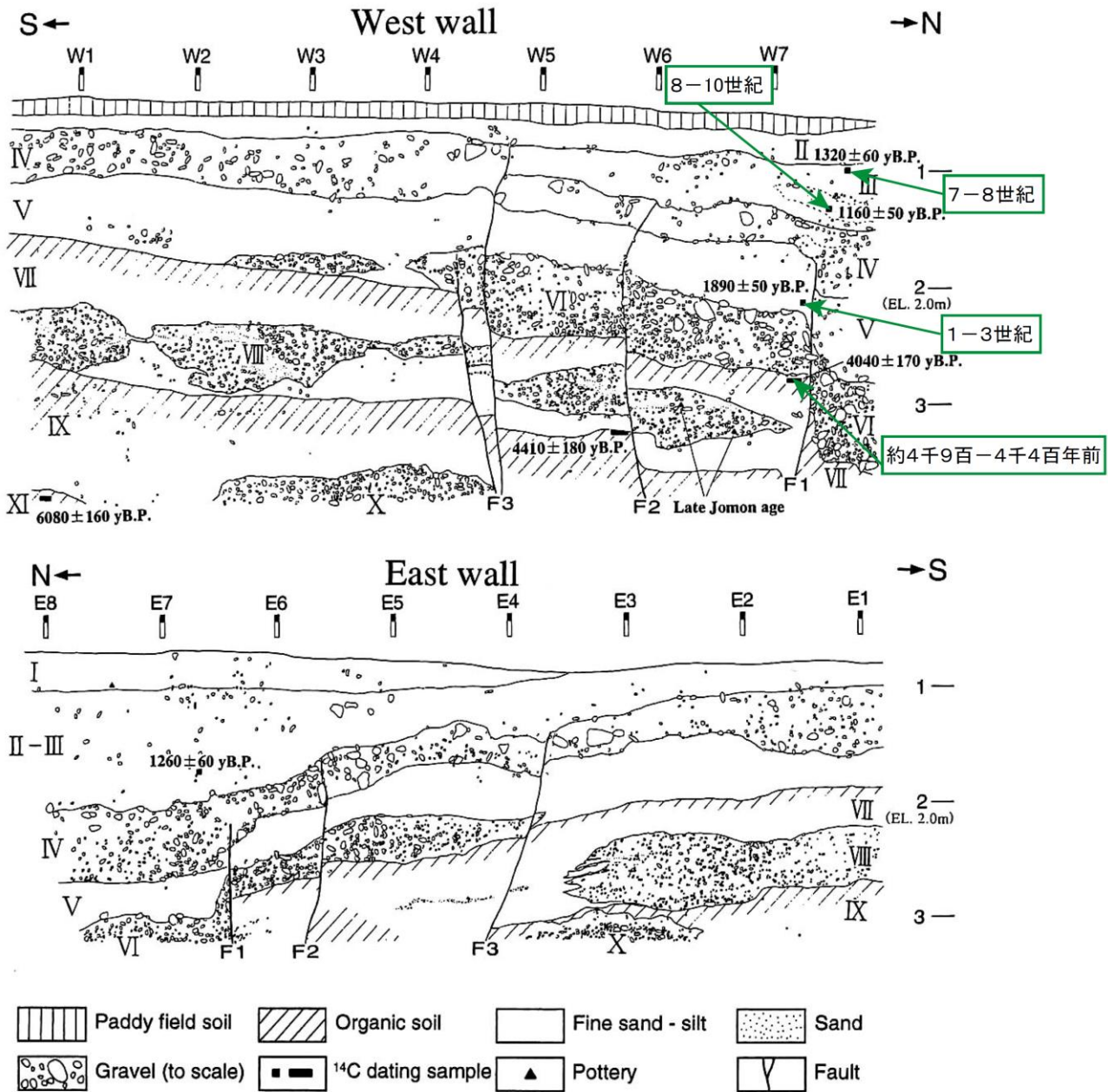


図46 川上断層 氷見トレンチ 壁面スケッチ

堤ほか(2000)に加筆。

年代値は暦年補正(注11参照)後の炭素同位体年代を に示す。

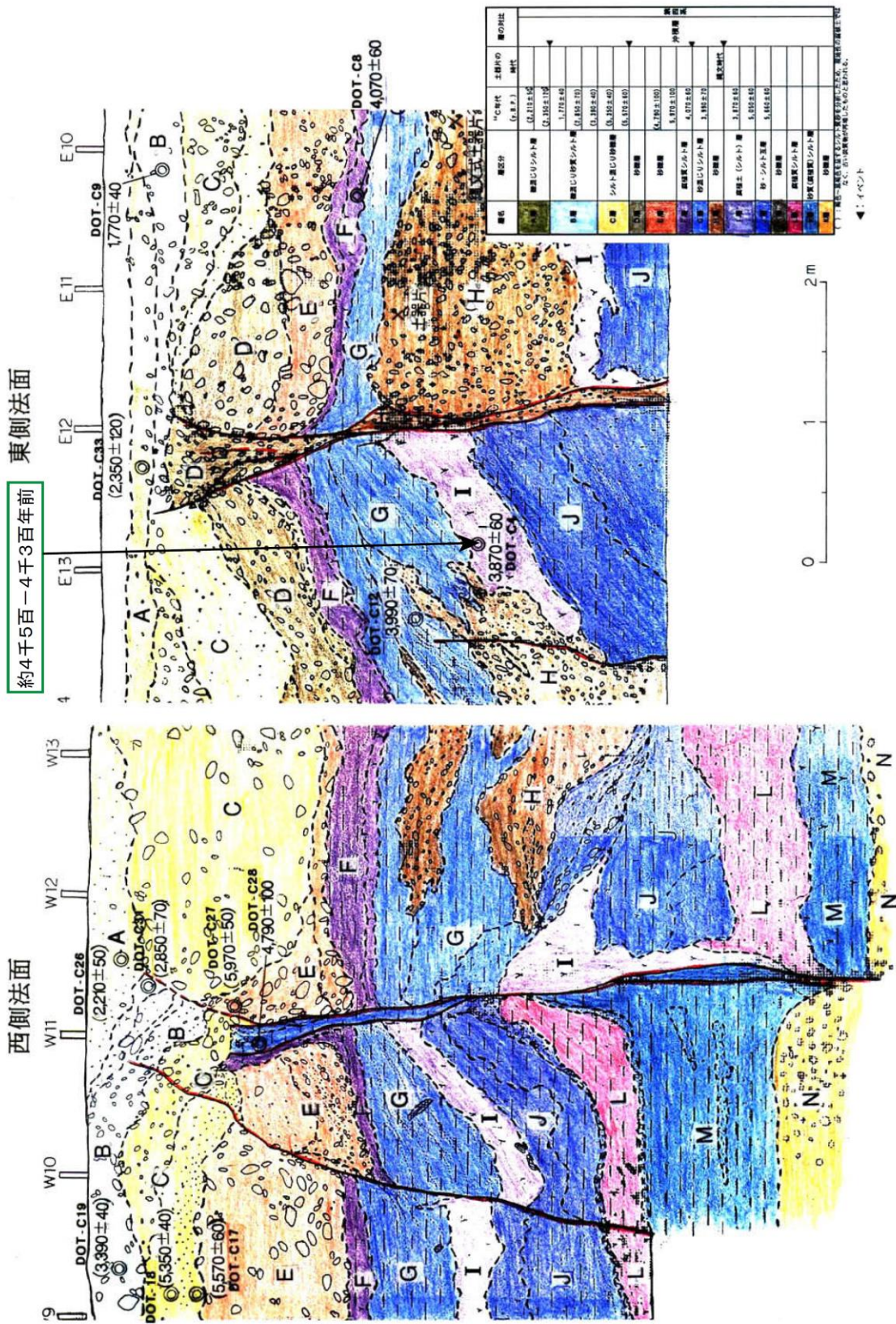


図47 川上断層 土居トレンチ 壁面スケッチ
 愛媛県(1999)に加筆。
 年代値は暦年補正(注10参照)後の炭素同位体年代を に示す。

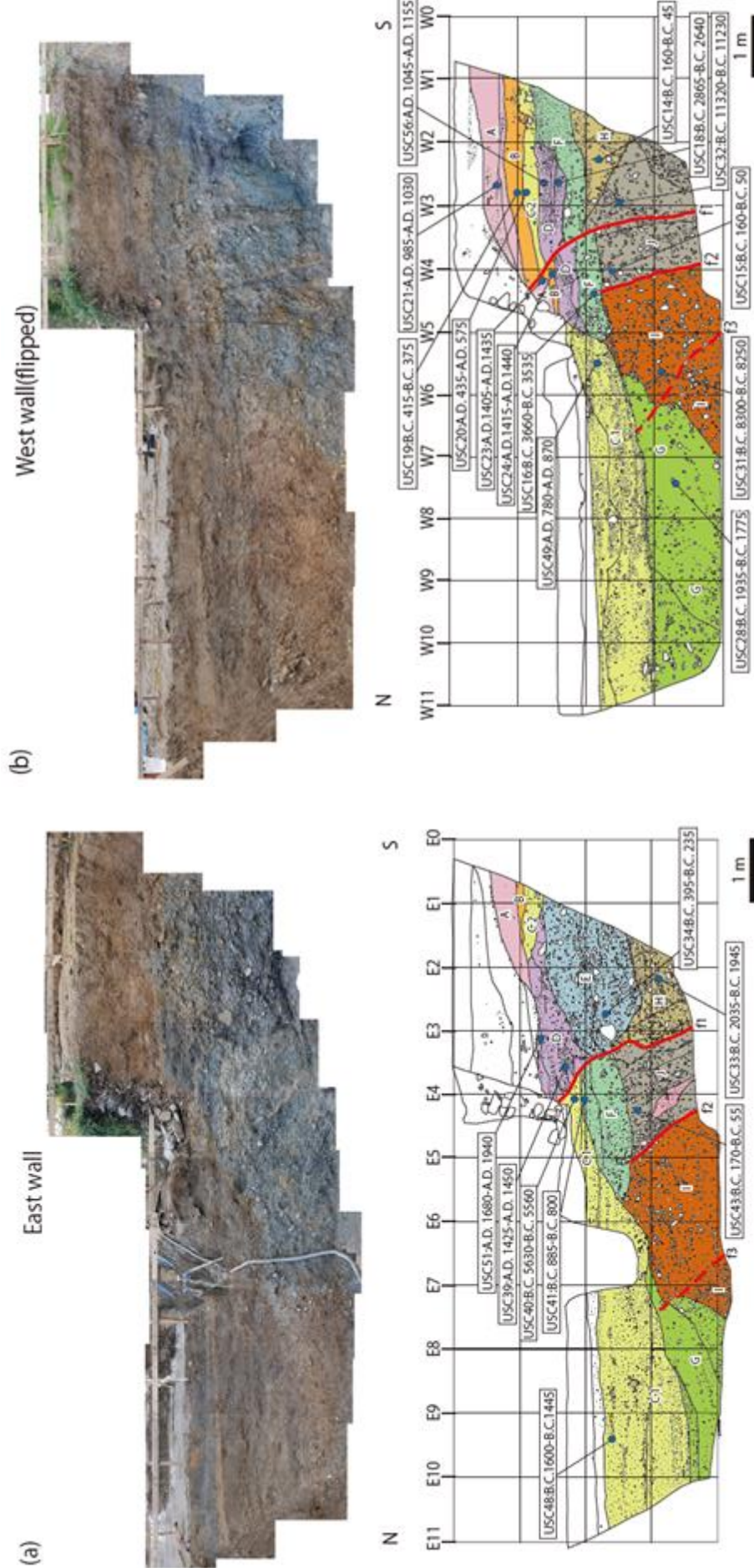


図48 川上断層(臼坂トレンチ)の壁面写真とそのスケッチ。(a)東壁面、(b)西壁面(池田ほか, 2014b)。

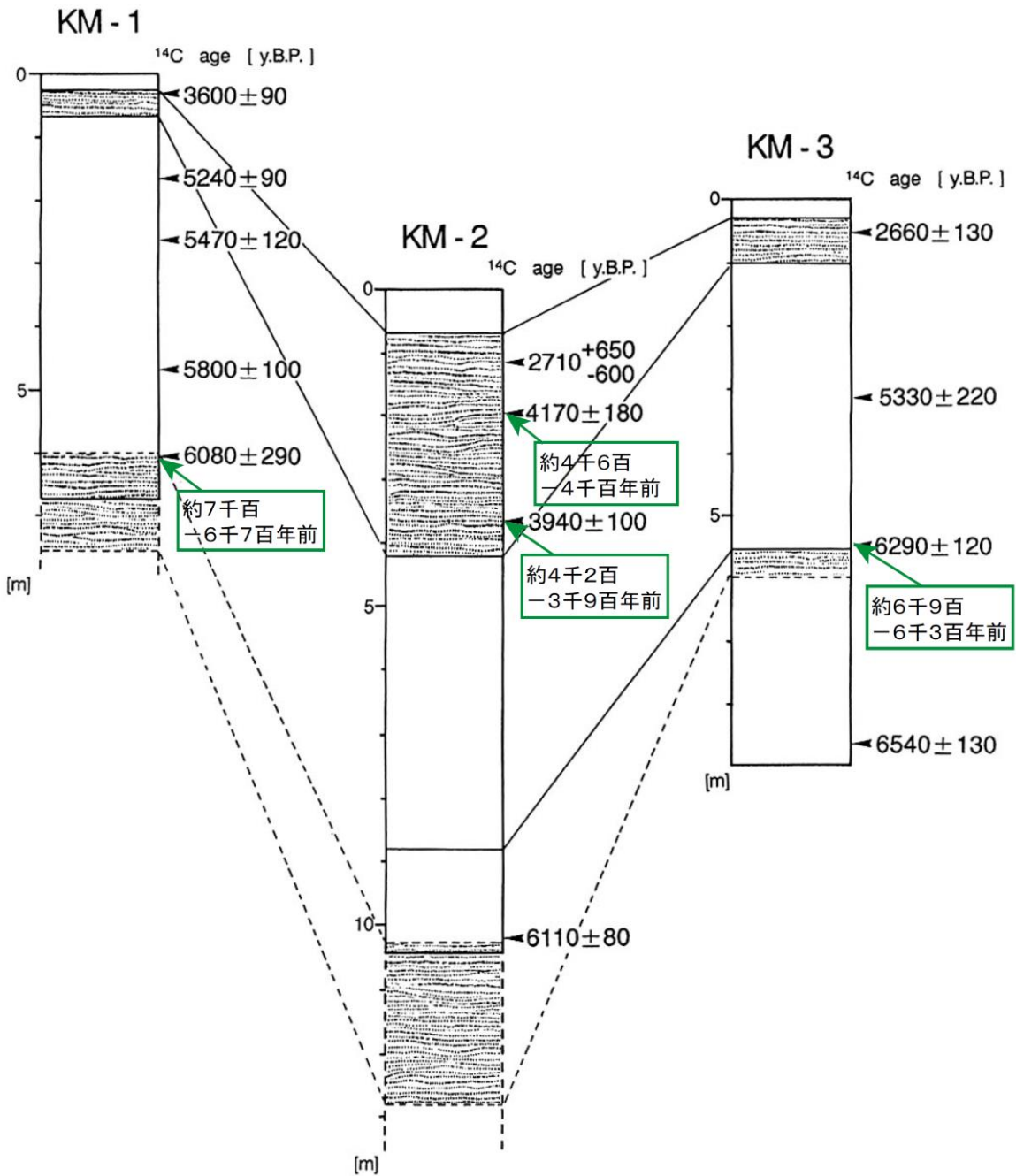


図49 伊予灘東部断層 上灘沖ピストンコアリングによるイベント層準と¹⁴C年代
 小川ほか(1992)に加筆。
 年代値は暦年補正(注10参照)後の炭素同位体年代を に示す。

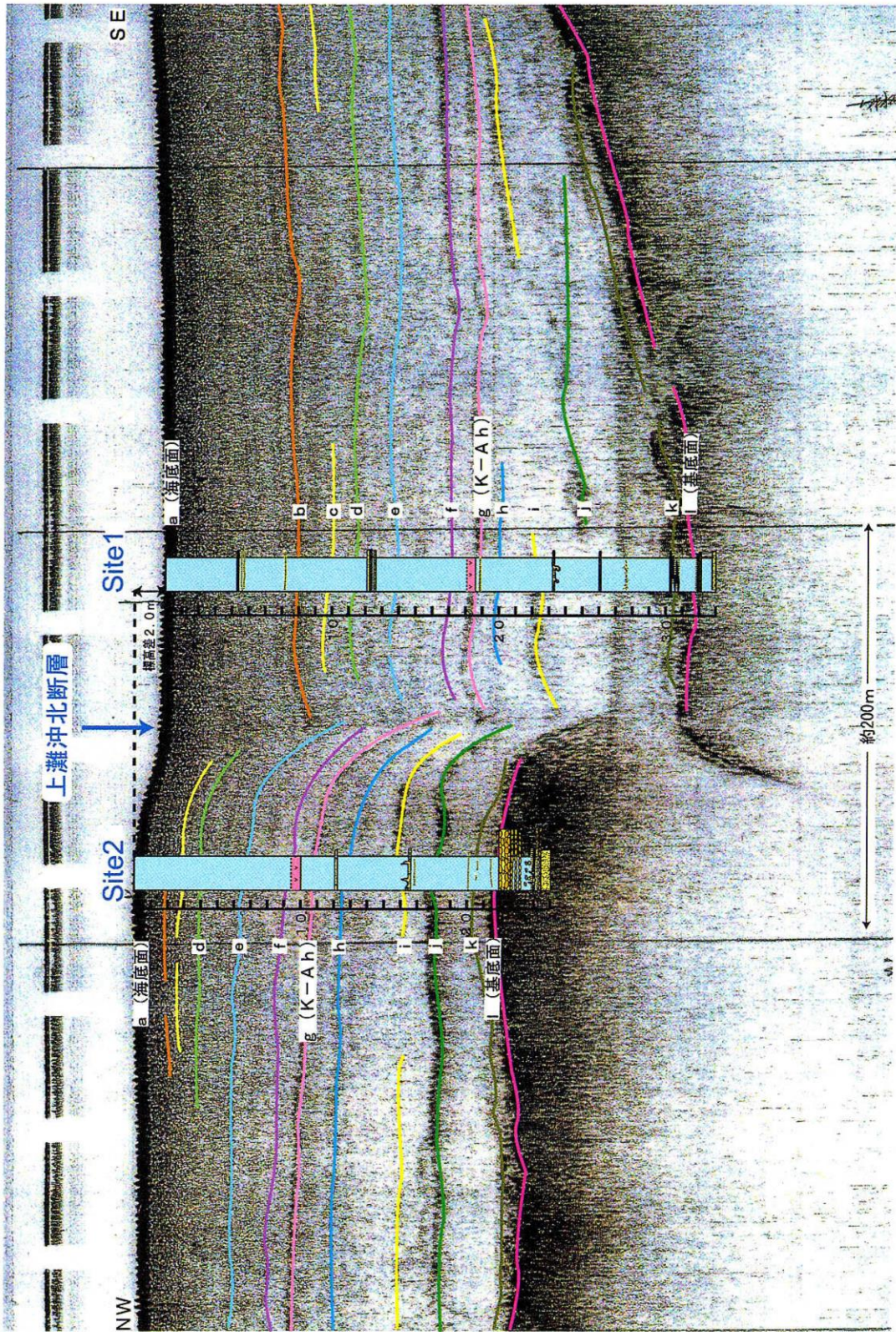


図50 伊予灘東部断層 上灘沖音響断面及びコア柱状図
 大塚ほか(2001)。音響反射面(a-1)は三浦ほか(2001)による。

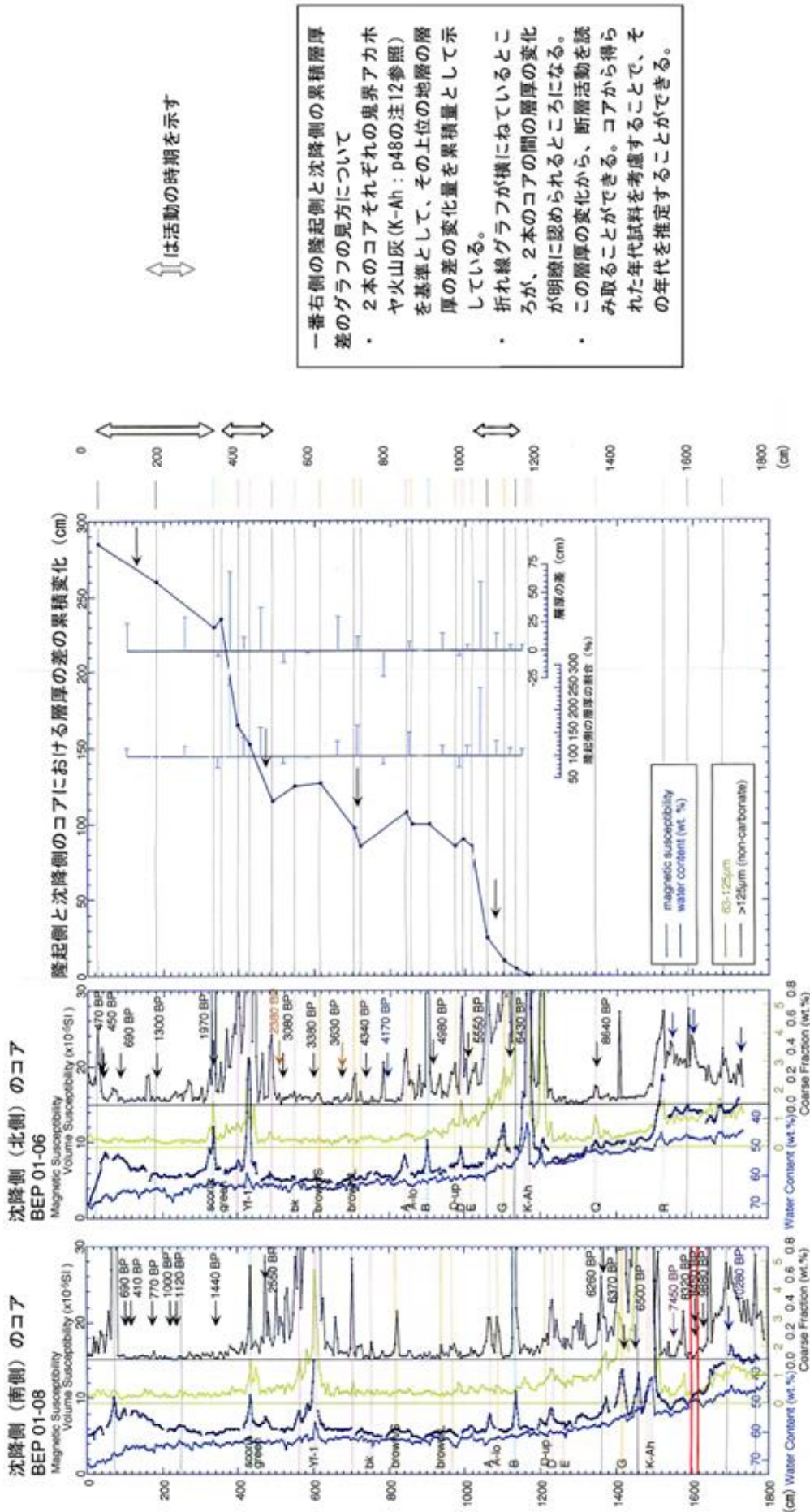
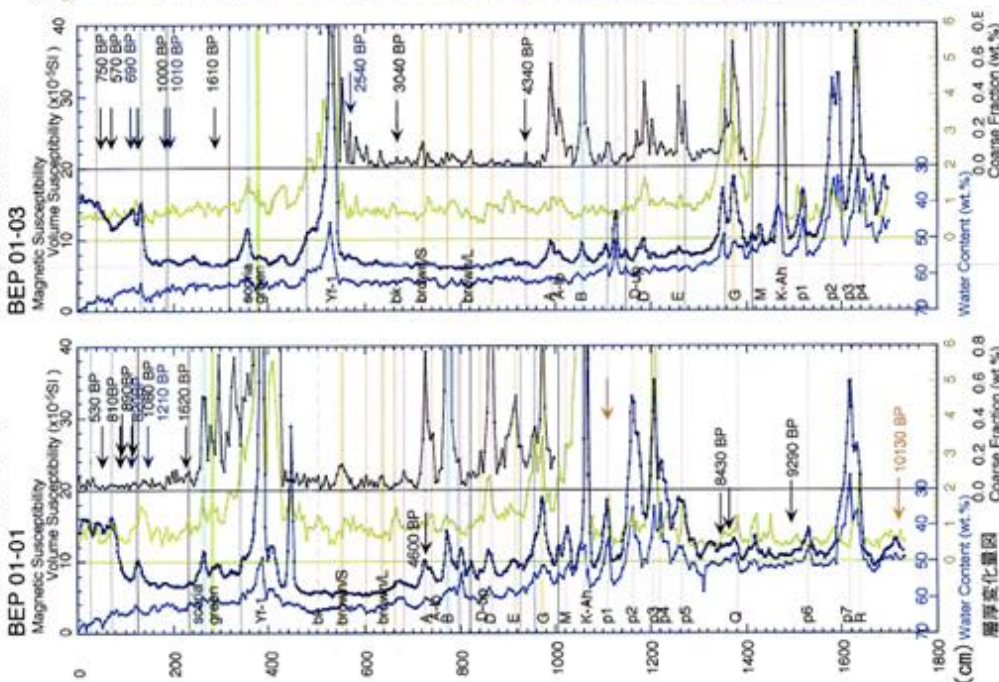


図51 日出沖断層群豊岡沖地点におけるピストンコアリング調査結果 大分県(2002)に一部加筆。

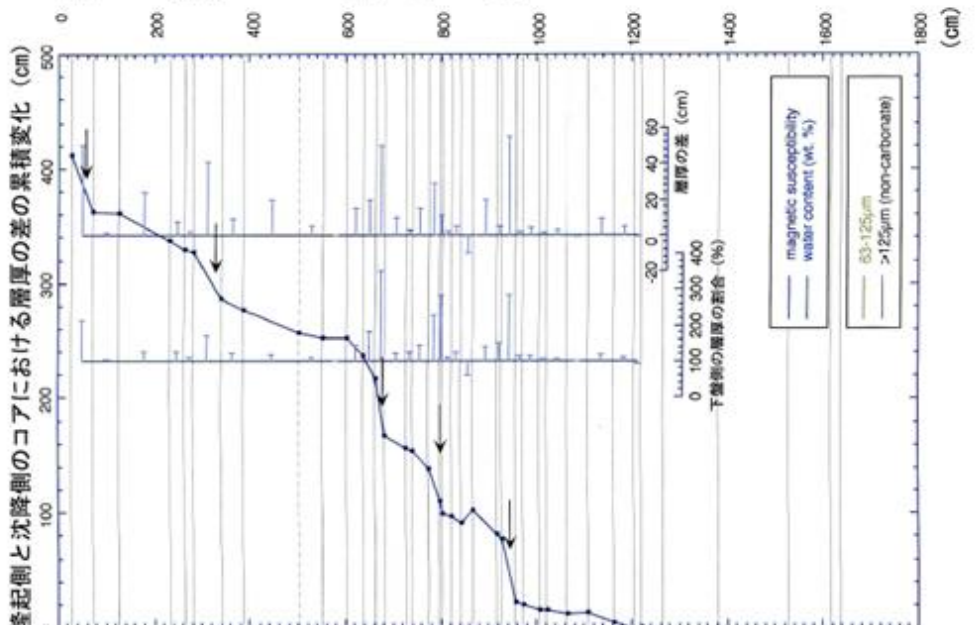
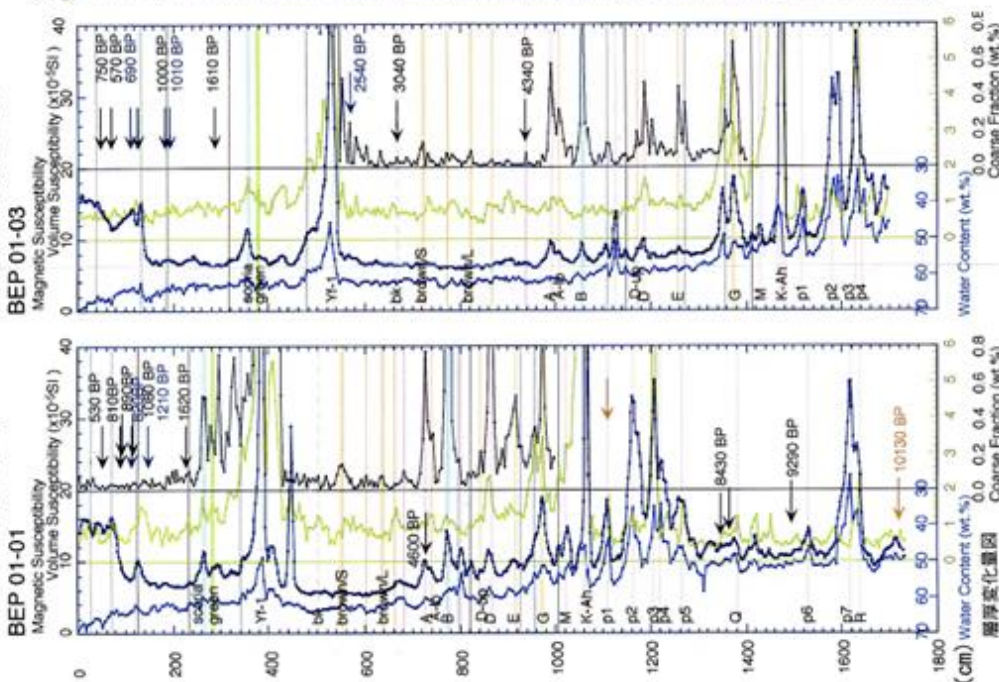
Magnetic Susceptibility (Volume Susceptibility) は、採取された堆積物に含まれる磁性鉱物の量を反映しており、火山噴出物を多く含む層準にピークが認められている。図中の年代値は、歴年未補正の放射性炭素同位体年代値。本評価で採用した試料について、10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値は Niklaus(1991)に基づいて歴年補正し、さらに海水のリザーバー効果を考慮して400年新しくした。これらの値を、紀元前は百年単位、紀元後は世紀単位で表示すると以下のようになる。

1970yBP → 5世紀3080yBP → 約3千 - 2千9百年前 4980yBP → 約5千5百 - 5千3百年前

沈降側（南側）のコア



沈降側（北側）のコア



⇕ は活動の時期を示す

大分県 (2001) が、同地点で行ったピストンコアリングの調査結果も参考とした。

一番右側の隆起側と沈降側の累積層厚差のグラフの見方について

- 2本のコアそれぞれの鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah: p48の注12参照)を基準として、その上位の地層の層厚の差の変化量を累積量として示している。
- 折れ線グラフが横にねているところから、2本のコアの間の層厚の変化が明瞭に認められるところになる。この層厚の変化から、断層活動を読み取ることができる。コアから得られた年代試料を考慮することで、その年代を推定することができる。

図52 日出沖断層群亀川沖地点におけるピストンコアリング調査結果。大分県(2002)を元に図A14と同じ図面配置になるように改変。

Magnetic Susceptibility (Volume Susceptibility) は採取された堆積物中の含まれる磁性鉱物の量を反映しており、火山噴出物を多く含む層準にピークが認められる。図中の年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代値。本評価で採用した試料について、10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値はNiklaus(1991)に基づいて暦年補正し、さらに海水のリザーバー効果を考慮して400年新しくした。これらの値を、紀元前は百年単位で表示すると以下のようになる。

810 yBP → 17世紀 4340 yBP → 約4千6百 - 4千5百年前 4600 yBP → 約5千1百 - 4千7百年前
 1970 yBP → 5世紀 (豊岡沖01-06コアによる年代) 3760 yBP → 約3千9百 - 3千6百年前 (杵築沖01-12コアによる年代)

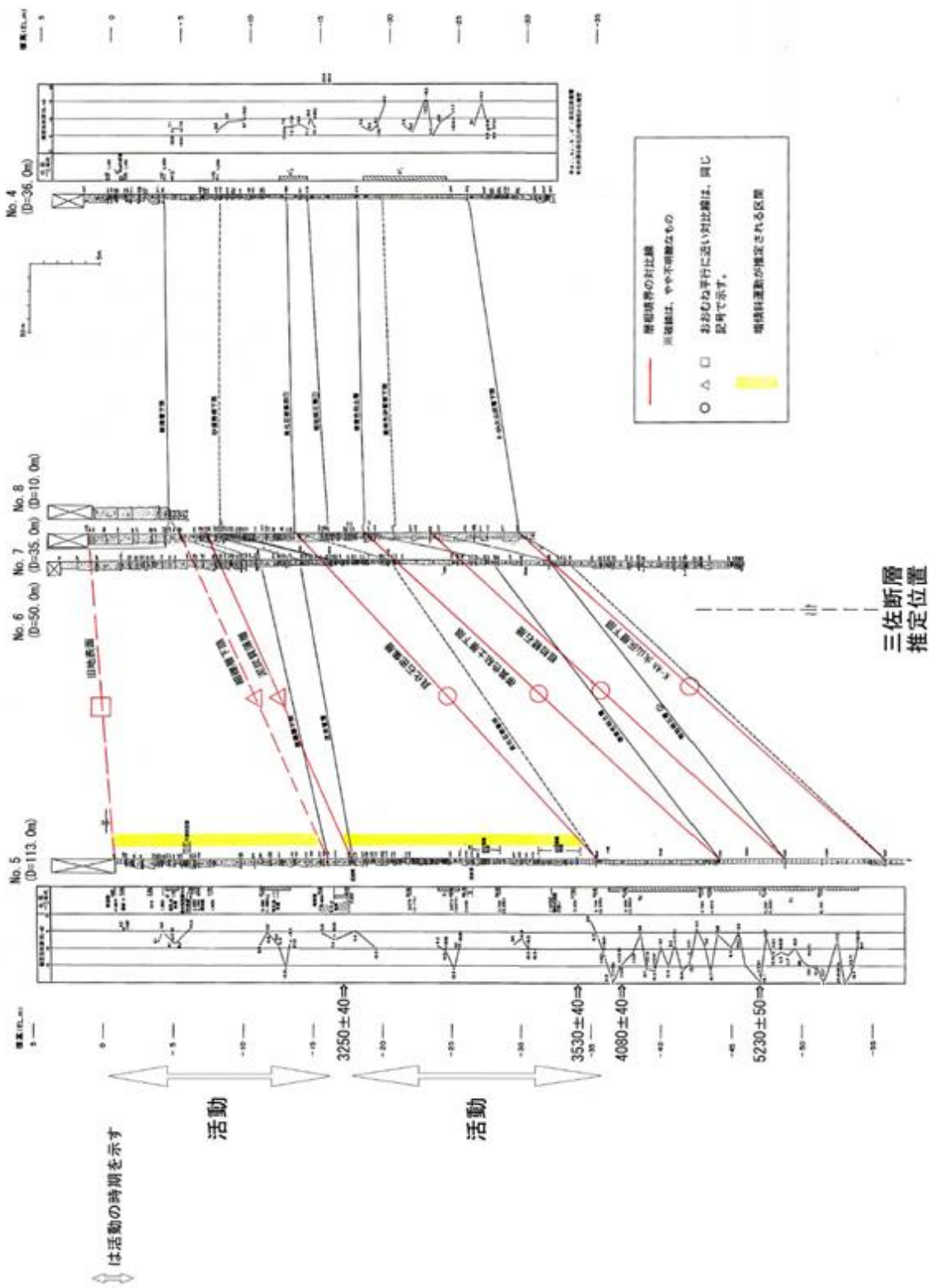


図53 三佐断層大野川右岸地点におけるボーリング調査結果。大分県(2002)に一部加筆。

図中の年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代値。10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値はNiklaus(1991)に基づいて暦年補正し、さらに海水のリザーバー効果を考慮して400年新しくした。これらの値を、紀元前を百年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。うち☆印が本評価で採用した年代試料。
 ☆3250±40YBP → 約3千6百 - 3千4百年前 3530±40YBP → 約3千9百 - 3千8百年前 4080±40YBP → 約4千5百 - 4千1百年前
 5230±50YBP → 約5千8百 - 5千6百年前

No. 1孔の地質状況

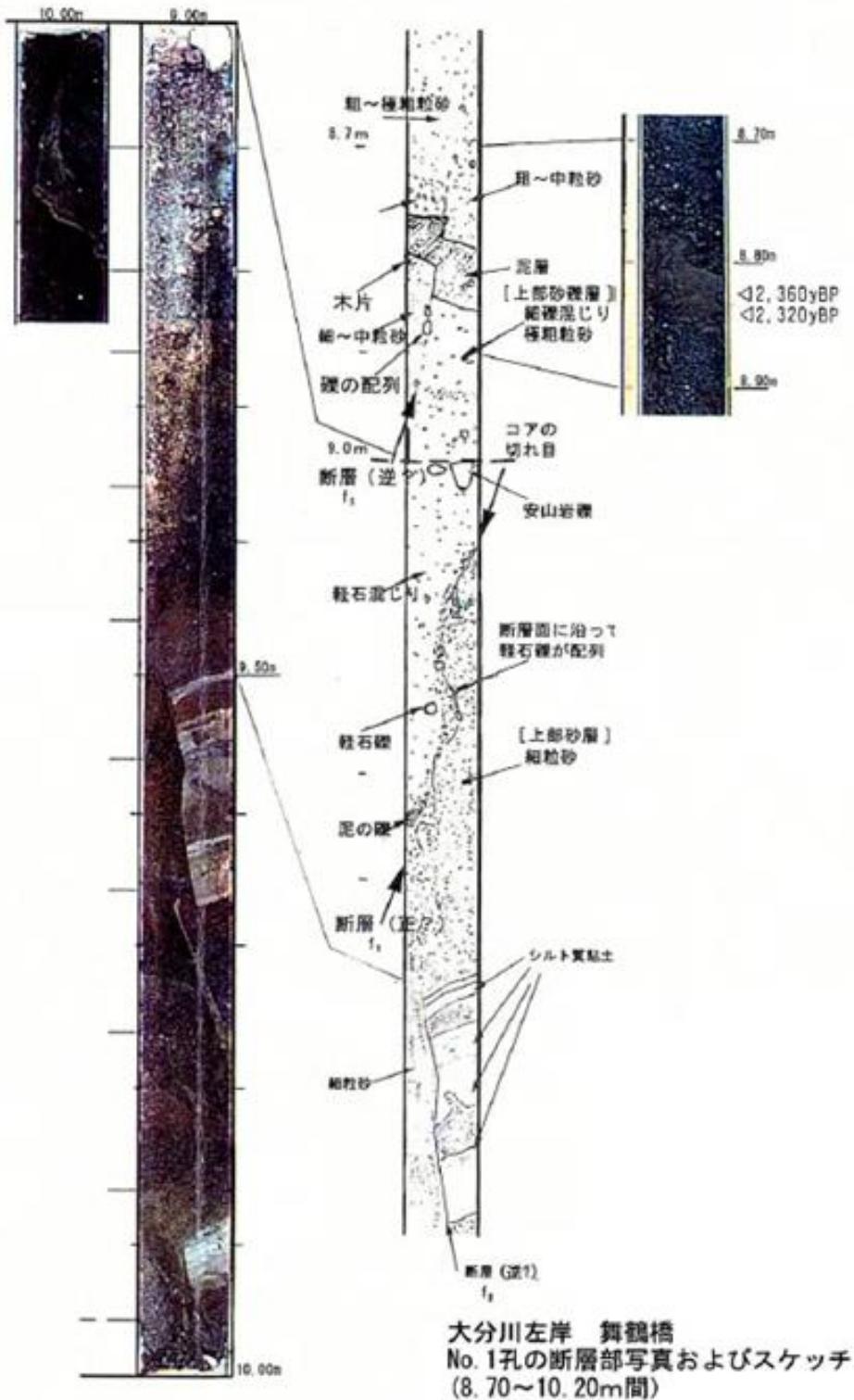


図54 府内断層大分川左岸地点におけるボーリング調査結果。大分県(2001)に一部加筆。
 図中の年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代値。10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値はNiklaus(1991)に基づいて暦年補正し、さらに海水のリザーバー効果を考慮して400年新しくした。これらの値を、紀元前を百年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。うち☆印が本評価で採用した年代試料。
 ☆2360 yBP (2240±40 yBP) → 約2千4百-2千2百年前
 ☆2320 yBP (2390±50 yBP) → 約2千8百-2千4百年前

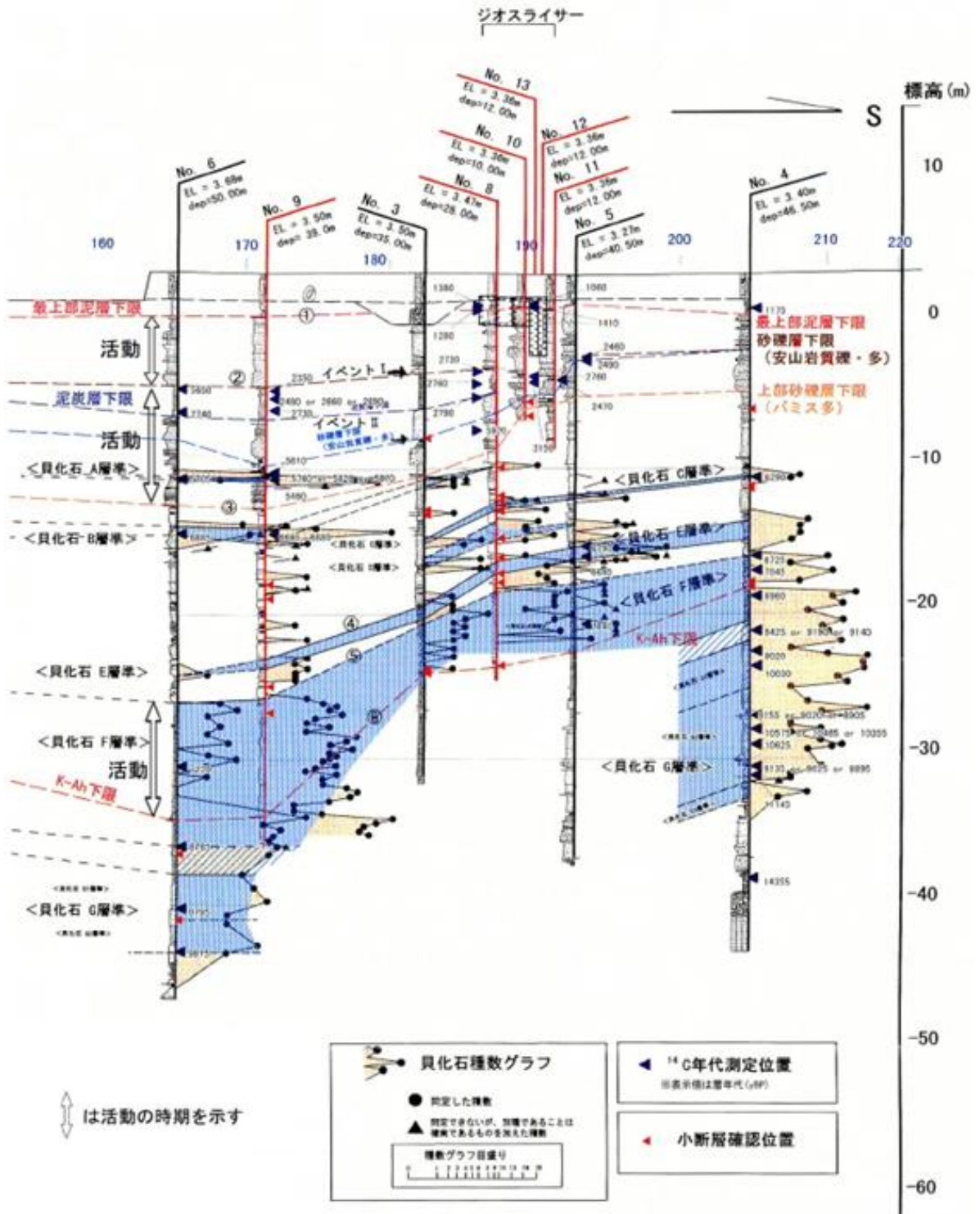


図55 府内断層府内城址地点におけるボーリング調査結果。大分県(2001)を一部加筆。
 図中に示された年代測定試料について、10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値はNiklaus(1991)に基づいて暦年補正した。これらの値を、紀元後は世紀単位、紀元前を百年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。うち☆印が本評価で採用した年代試料。
 ☆1410 (1540±40 yBP) → 5-6世紀 ☆2350 (2350±40 yBP) → 約2千5百-2千4百年前
 ☆6290 (5490±50 yBP) → 約6千4百-6千3百年前 ☆6725 (6280±70 yBP) → 約6千9百-6千7百年前

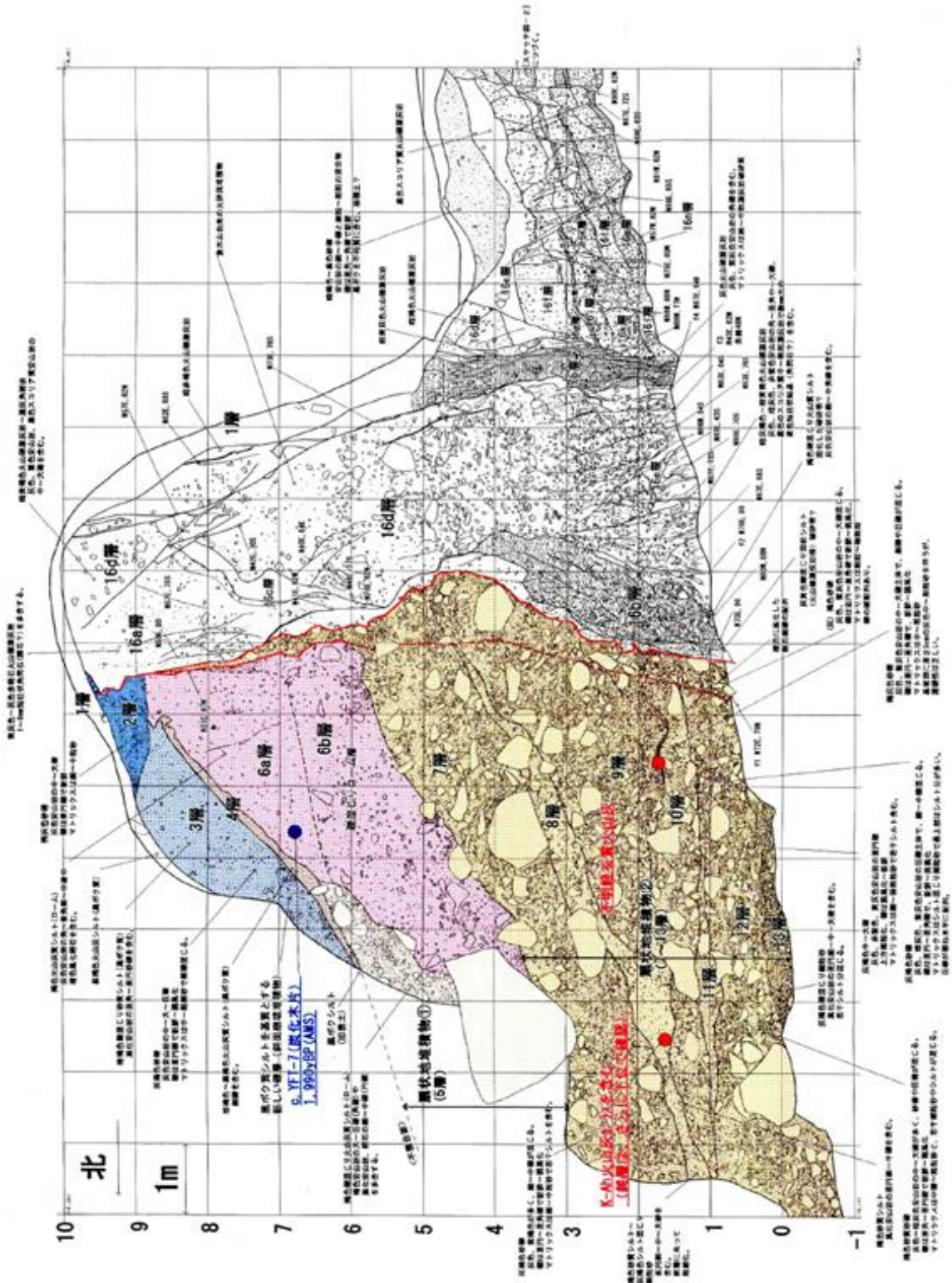


図56 由布院断層由布院1地点でのトレンチスケッチ。大分県(2000)。
 図中の年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代値。10000年BPより新しい放射性炭素同位体年代値はNiklaus(1991)に基づいて暦年補正し、紀元後を世紀単位、紀元前を百年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。うち☆印が本評価で採用した年代試料。
 ☆1990±40yBP → 約2千年前-1世紀

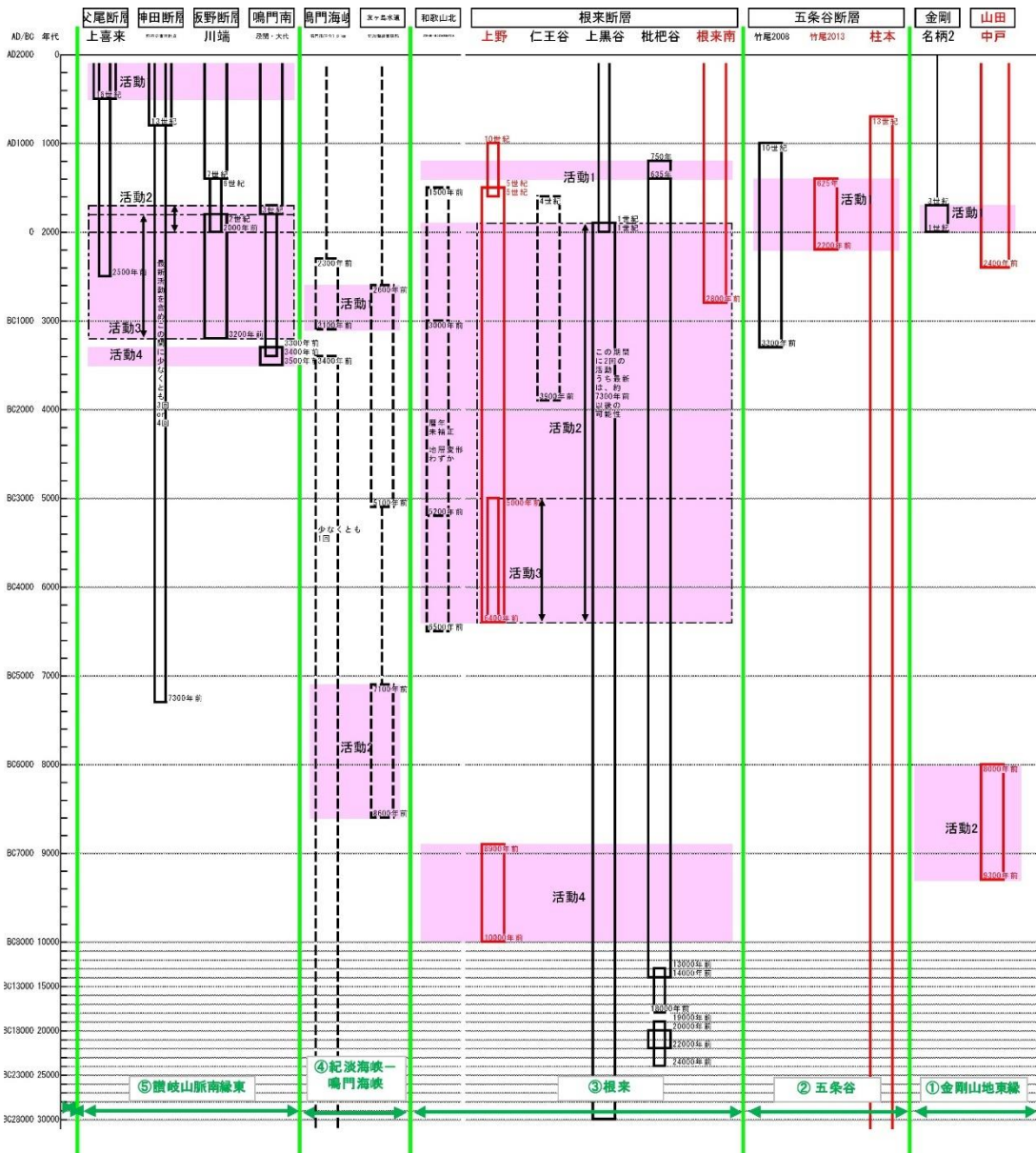


図57-1 中央構造線断層帯イベント時空間分布。赤線枠は今回の評価で新たに追加されたものを示す。

- ①: 金剛山地東縁
- ②: 五条谷
- ③: 根来
- ④: 紀淡海峽-鳴門海峽
- ⑤: 讃岐山脈南縁東部

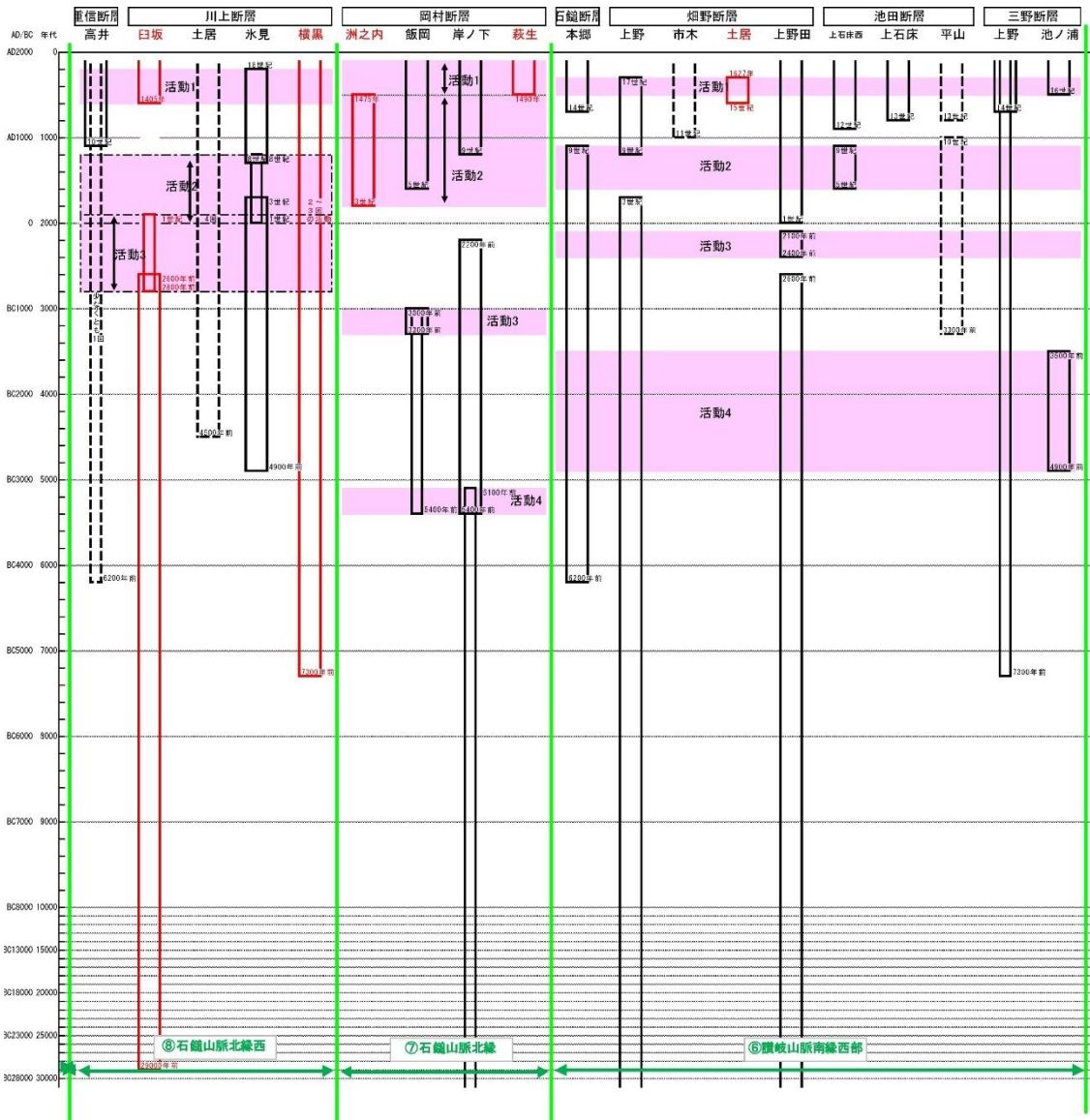


図57-2 中央構造線断層帯イベント時空間分布。赤線枠は今回の評価で新たに追加されたものを示す。

⑥：讃岐山脈南縁西部 ⑦：石鎚山脈北縁 ⑧：石鎚山脈北縁西部

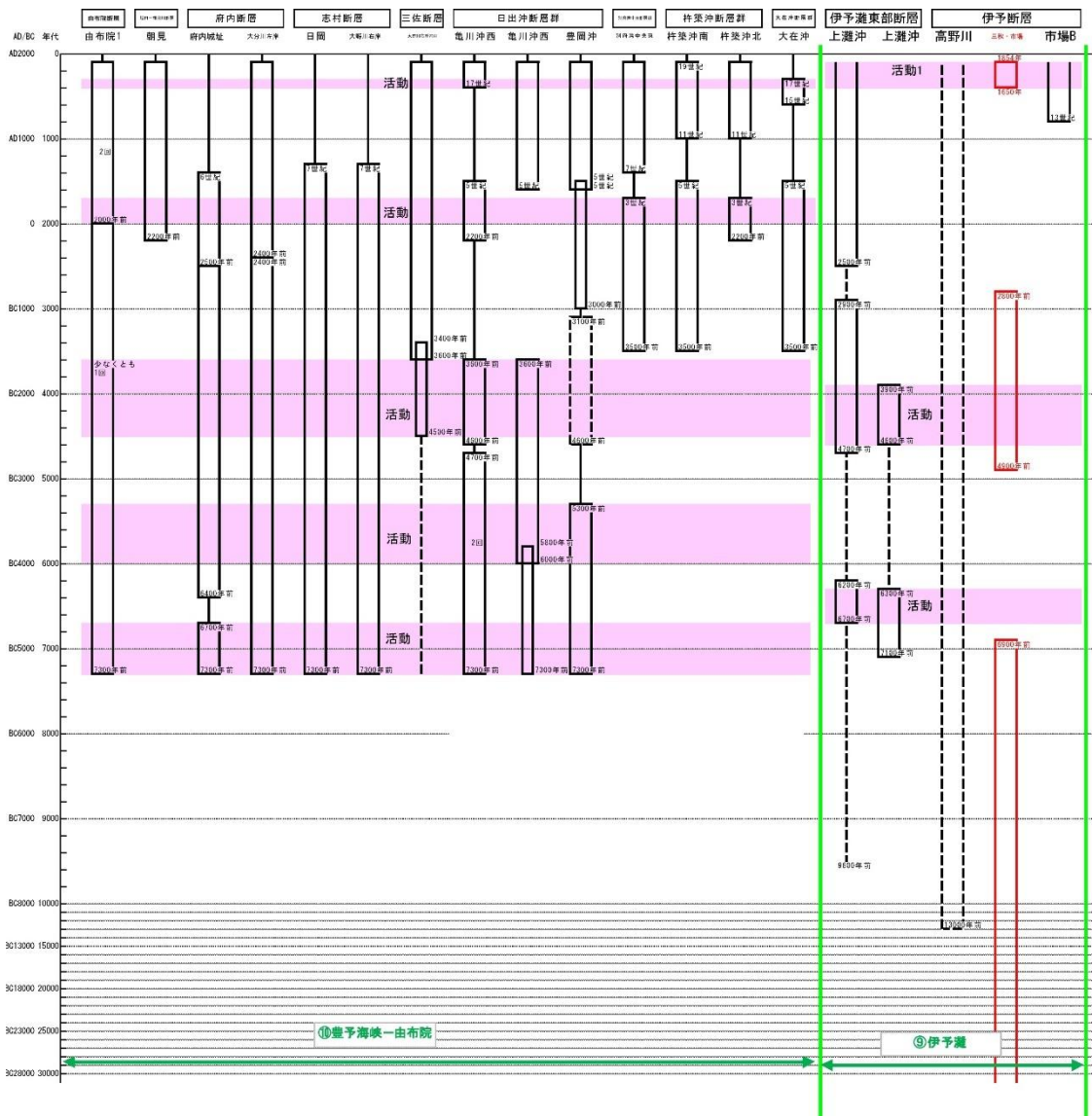


図57-3 中央構造線断層帯イベント時空間分布。赤線枠は今回の評価で新たに追加されたものを示す。

⑨: 伊予灘 ⑩: 豊予海峡-由布院

基準期間：2005/05/01 - 2005/05/31
比較期間：2009/05/01 - 2009/05/31

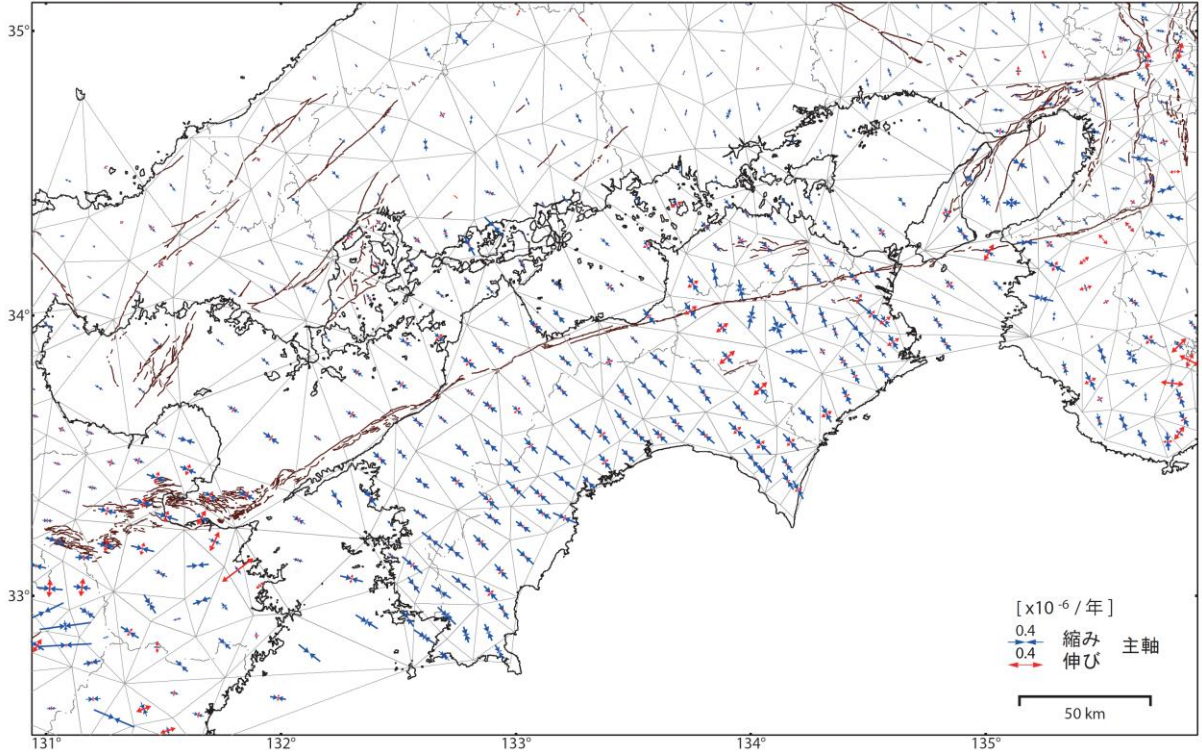


図58 GNSS連続観測に基づく四国地域周辺の水平ひずみ速度分布(国土地理院作成)
2005年3月20日の福岡県西方沖の地震以降、2009年秋頃から豊後水道周辺で始まったスロースリップの前までのGNSS連続観測による四国地域周辺の水平ひずみ速度分布を表している。スケールは 0.4×10^{-6} /年。

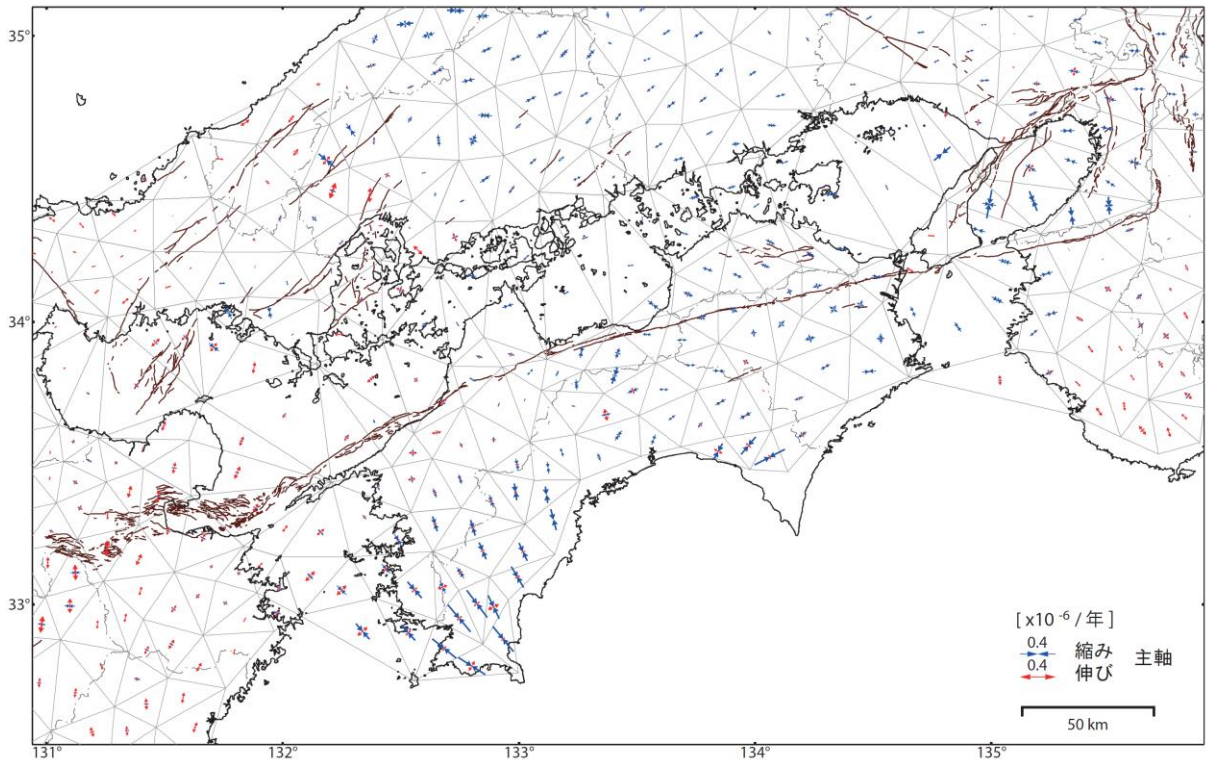
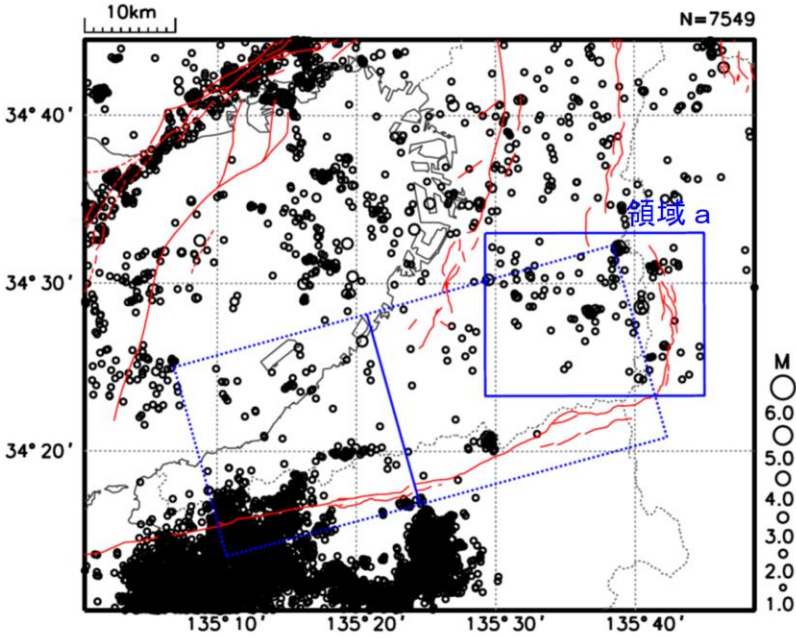
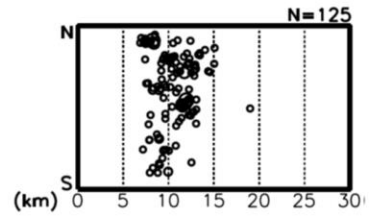


図59 約100年間(1883年～1994年)の測地観測に基づく四国地域周辺の水平ひずみ速度分布 (国土地理院作成) スケールは 0.4×10^{-6} /年。

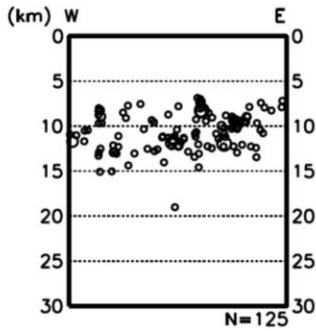
i)



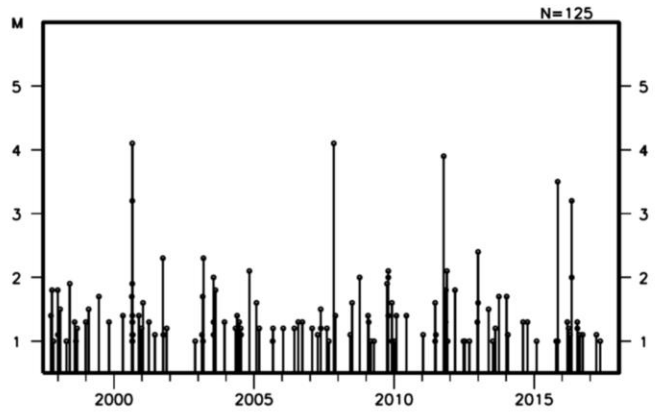
iii)



ii)



iv)



気象庁作成

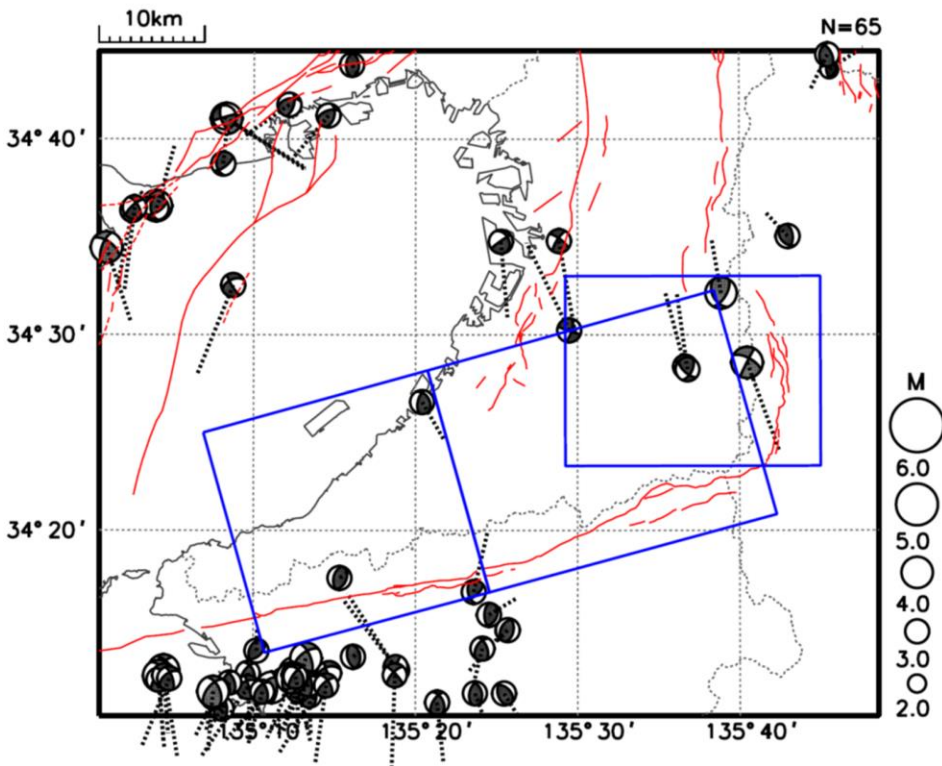
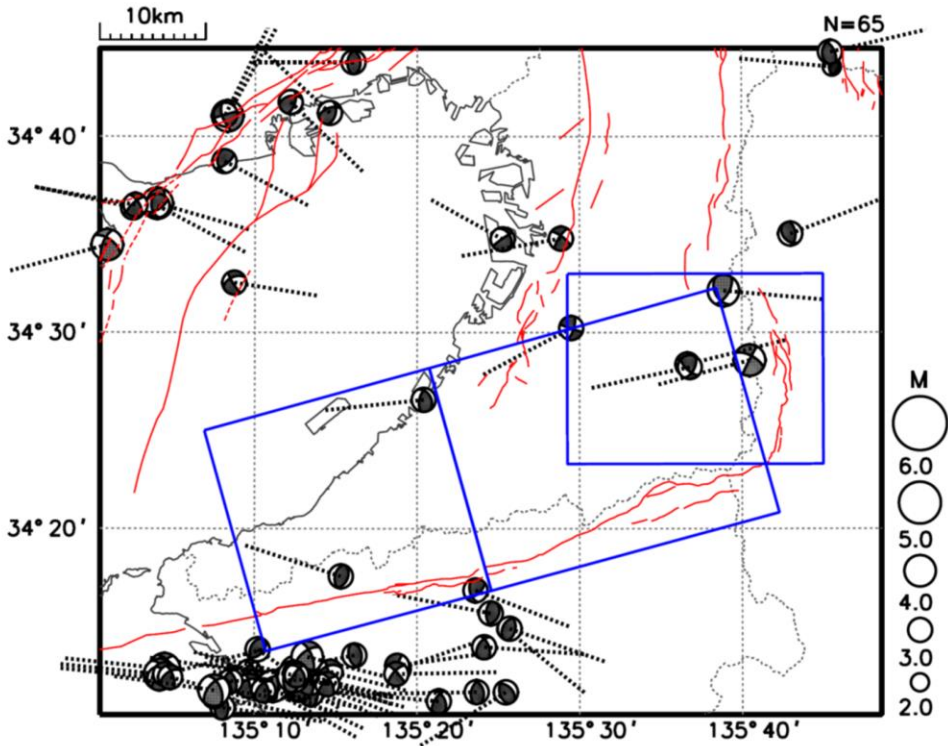
図60 中央構造線断層帯(①金剛山地東縁区間)周辺の地震活動

i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)

ii) i)の領域a内の東西投影の断面図

iii) i)の領域a内の南北投影の断面図

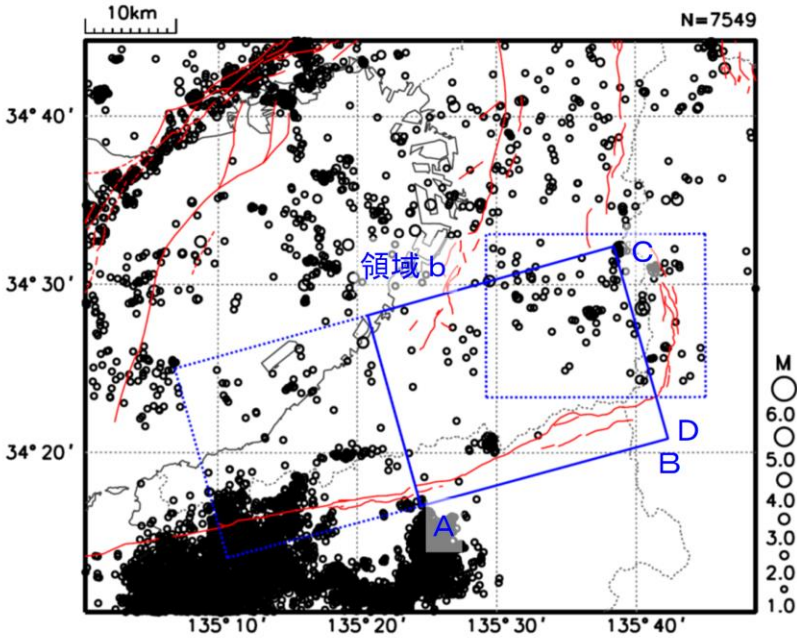
iv) i)の領域a内のM-T図(地震活動経過図)



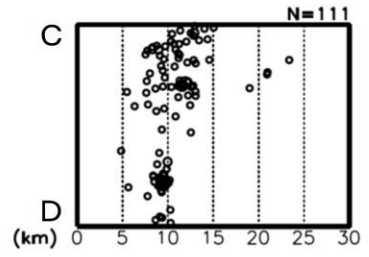
気象庁作成

図61 中央構造線断層帯(①金剛山地東縁区間、②五条谷区間、③根来区間)周辺の地震の発震機構(P波初動解による下半球投影)と圧力軸(上)と張力軸(下)の分布 1997年10月1日～2017年9月30日(深さ30km以浅、M2.0以上)

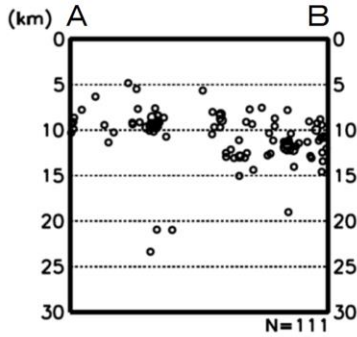
i)



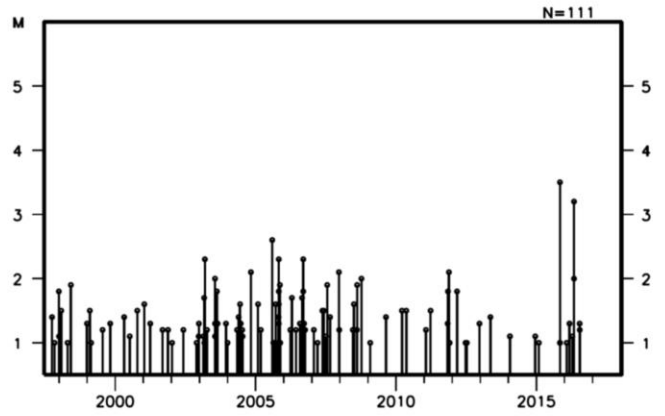
iii)



ii)



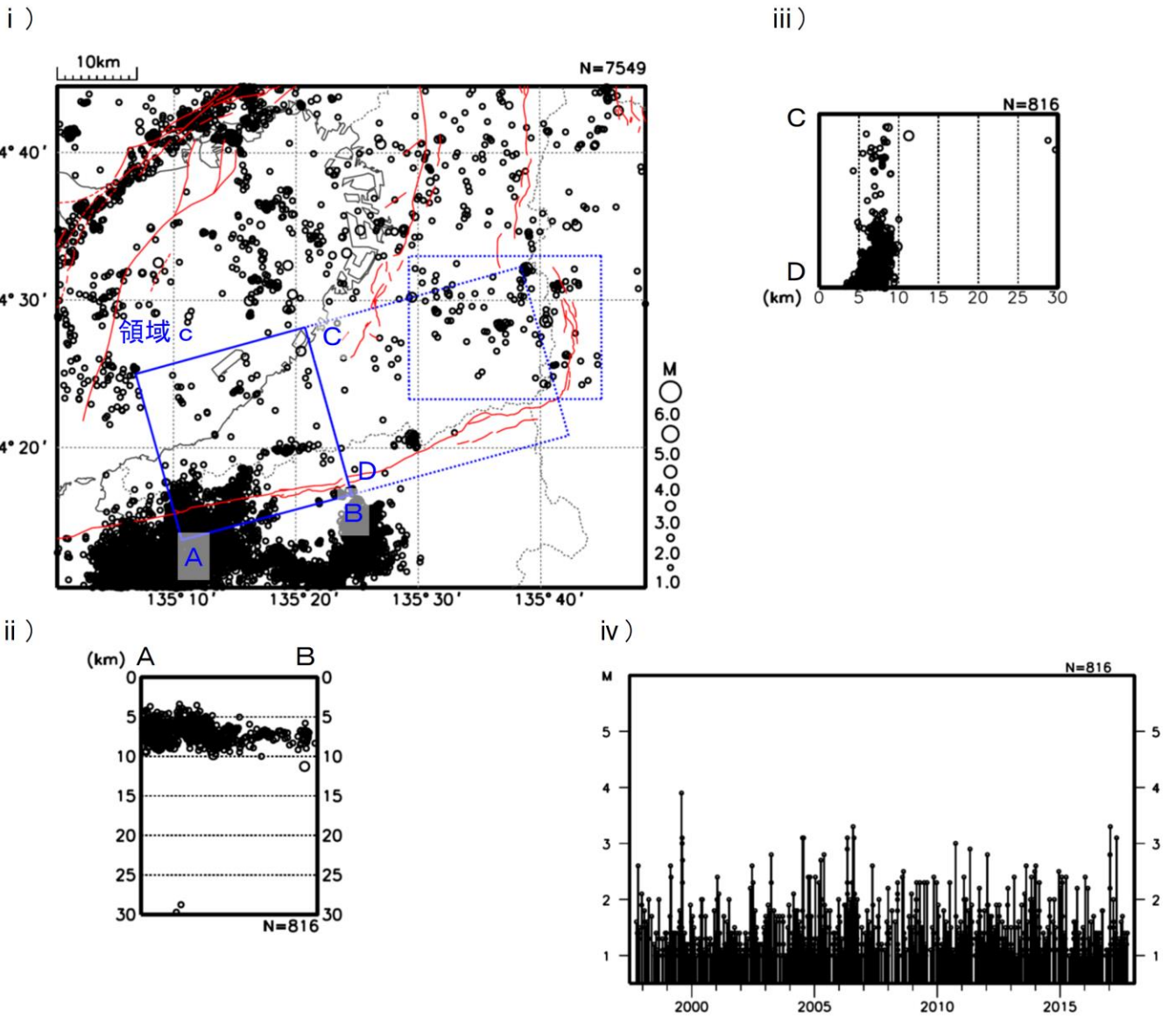
iv)



気象庁作成

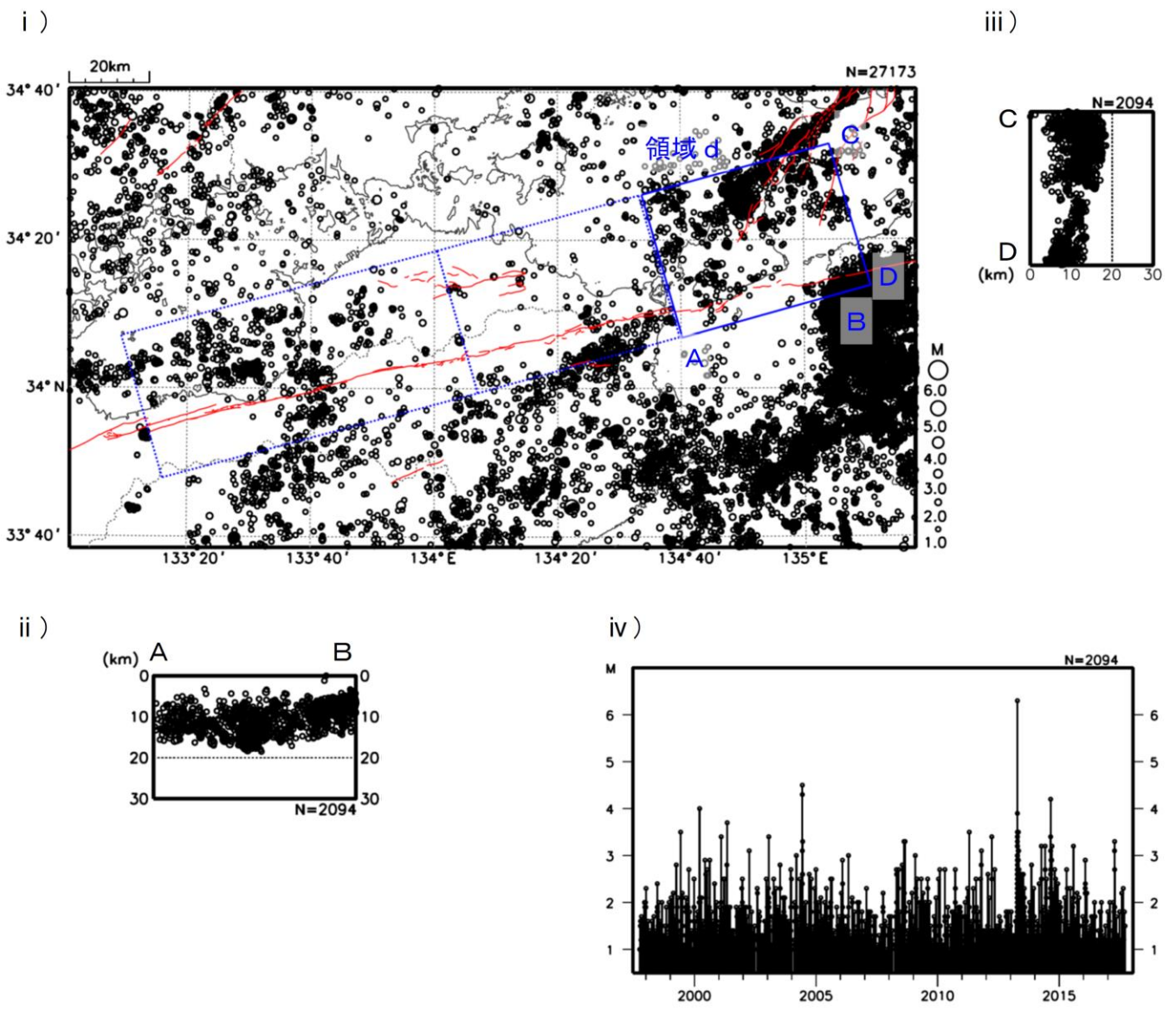
図62 中央構造線断層帯(②五条谷区間)周辺の地震活動

- i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
- ii) i)の領域b内のA-B投影の断面図
- iii) i)の領域b内のC-D投影の断面図
- iv) i)の領域b内のM-T図(地震活動経過図)



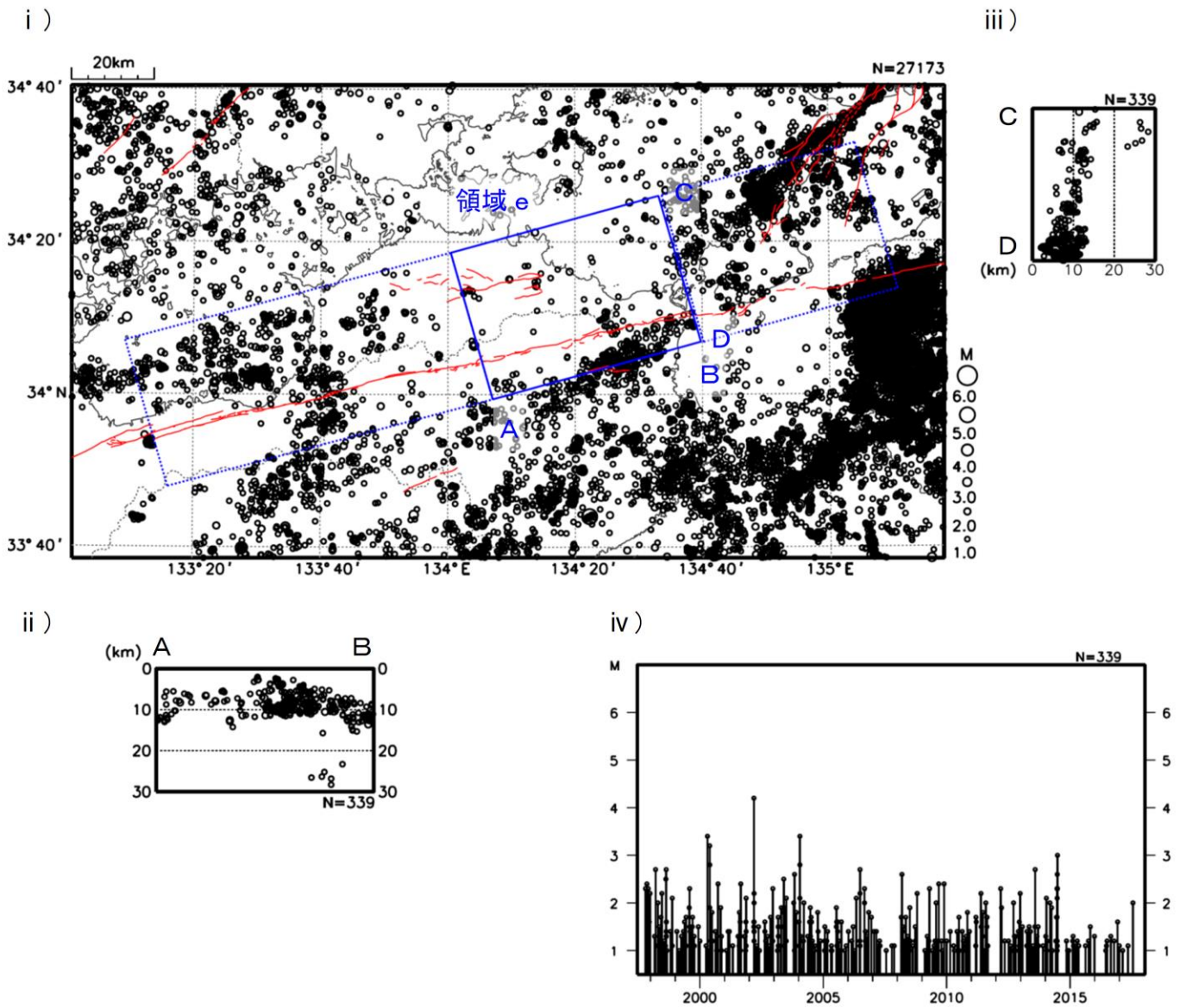
気象庁作成

図63 中央構造線断層帯(③根来区間)周辺の地震活動
 i) 震央分布図(1997年10月1日~2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
 ii) i)の領域c内のA-B投影の断面図
 iii) i)の領域c内のC-D投影の断面図
 iv) i)の領域c内のM-T図(地震活動経過図)



気象庁作成

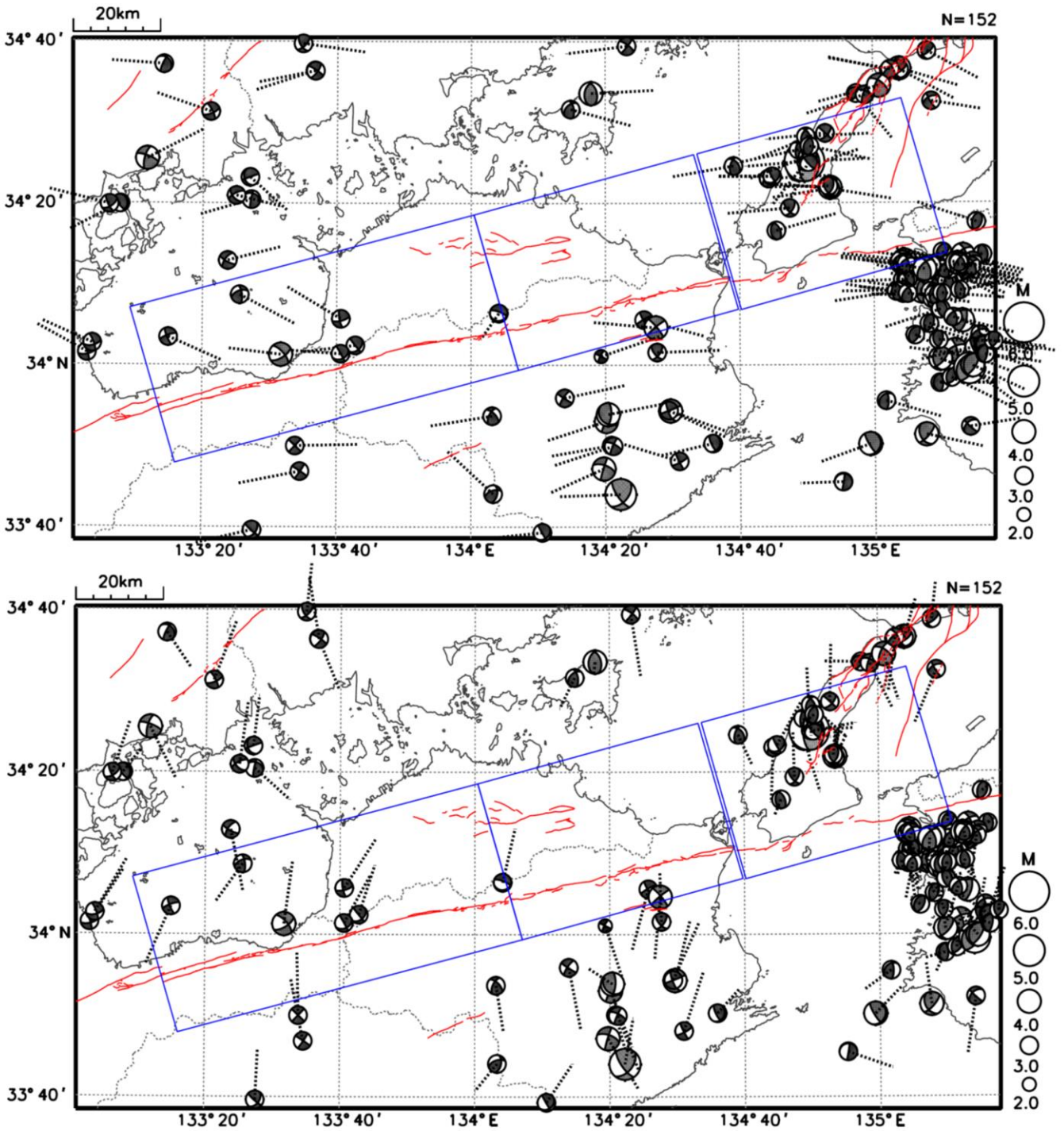
図64 中央構造線断層帯(④紀淡海峡-鳴門海峡区間)周辺の地震活動
 i) 震央分布図(1997年10月1日~2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
 ii) i)の領域d内のA-B投影の断面図
 iii) i)の領域d内のC-D投影の断面図
 iv) i)の領域d内のM-T図(地震活動経過図)



気象庁作成

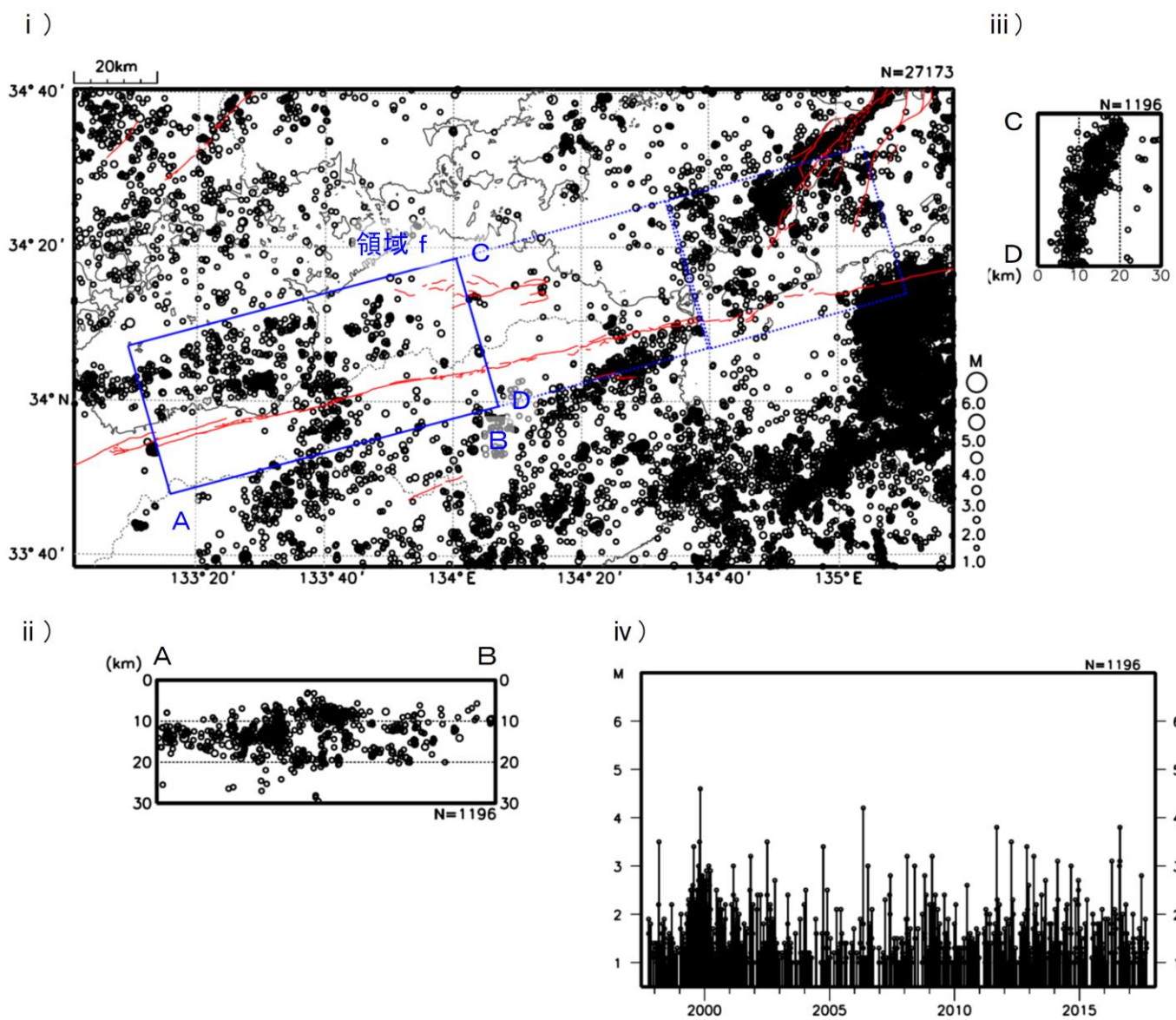
図65 中央構造線断層帯(⑤讃岐山脈南縁東部区間)周辺の地震活動

- i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
- ii) i)の領域e内のA-B投影の断面図
- iii) i)の領域e内のC-D投影の断面図
- iv) i)の領域e内のM-T図(地震活動経過図)



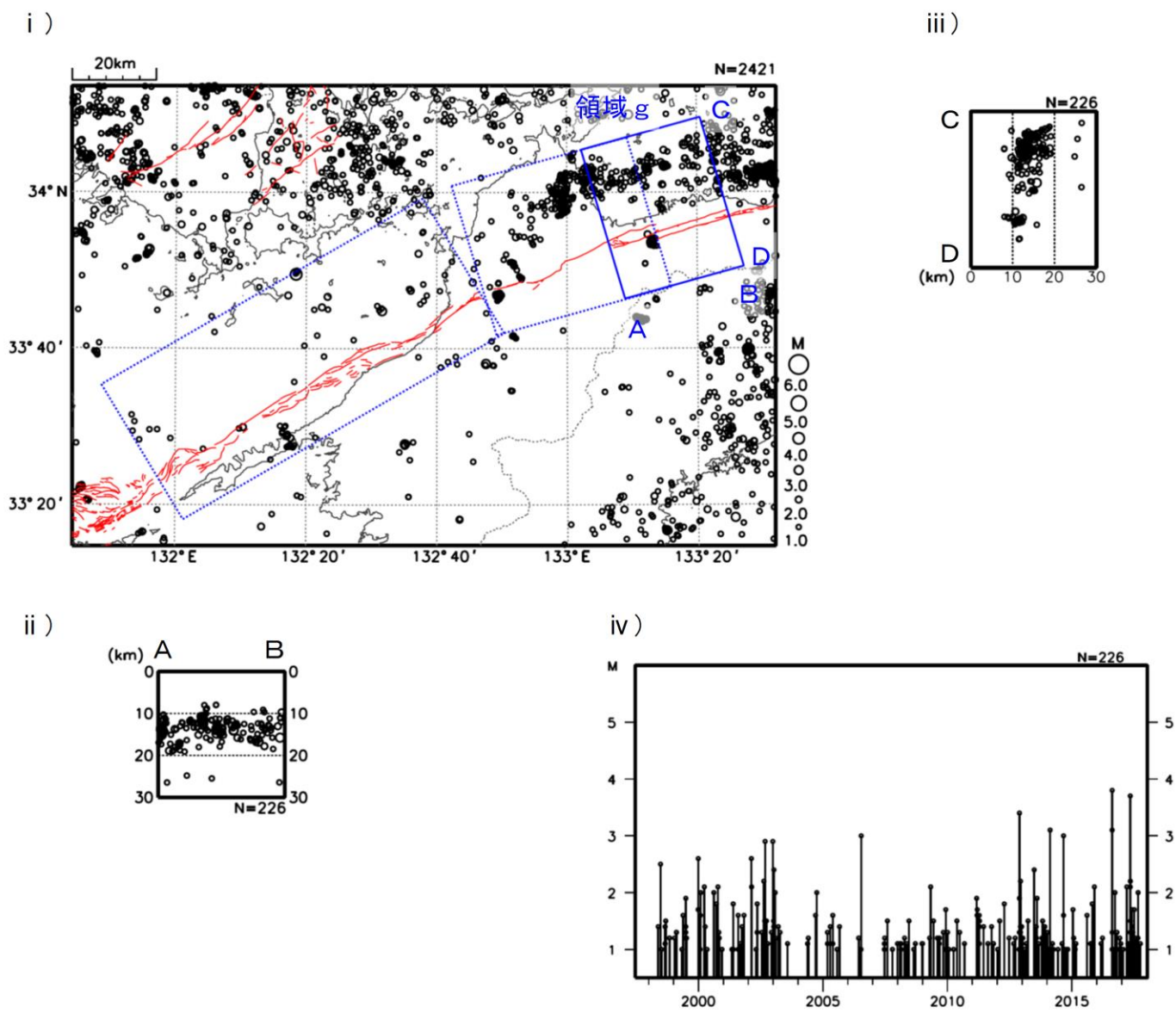
気象庁作成

図66 中央構造線断層帯(④紀淡海峡-鳴門海峡区間、⑤讃岐山脈南縁東部区間、⑥讃岐山脈南縁西部区間)周辺の地震の発震機構(P波初動解による下半球投影)と圧力軸(上)と張力軸(下)の分布
1997年10月1日~2017年9月30日(深さ30km以浅、M2.0以上)



気象庁作成

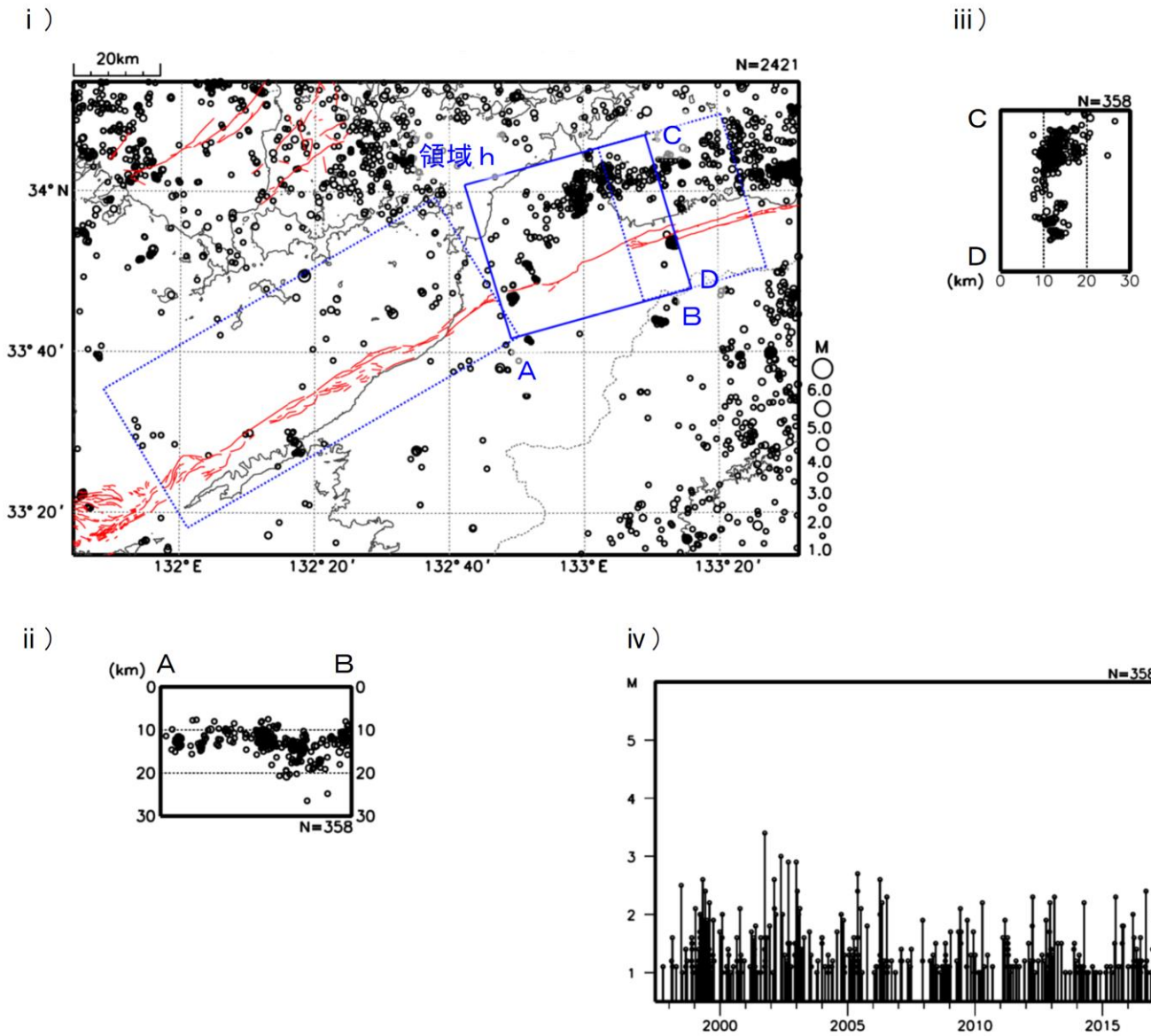
図67 中央構造線断層帯(⑥讃岐山脈南縁西部区間)周辺の地震活動
 i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
 ii) i)の領域f内のA-B投影の断面図
 iii) i)の領域f内のC-D投影の断面図
 iv) i)の領域f内のM-T図(地震活動経過図)



気象庁作成

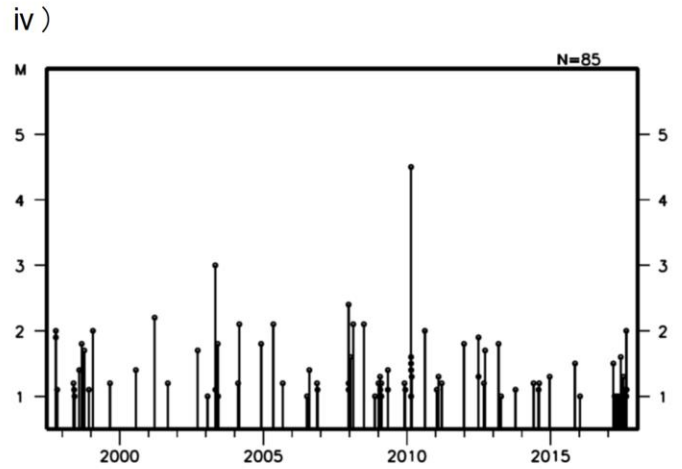
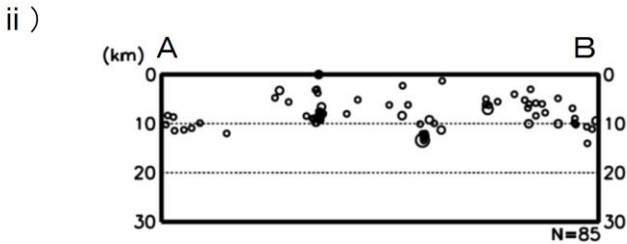
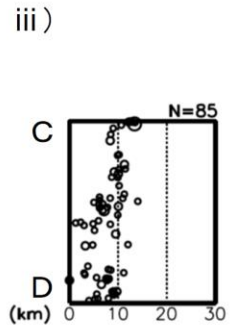
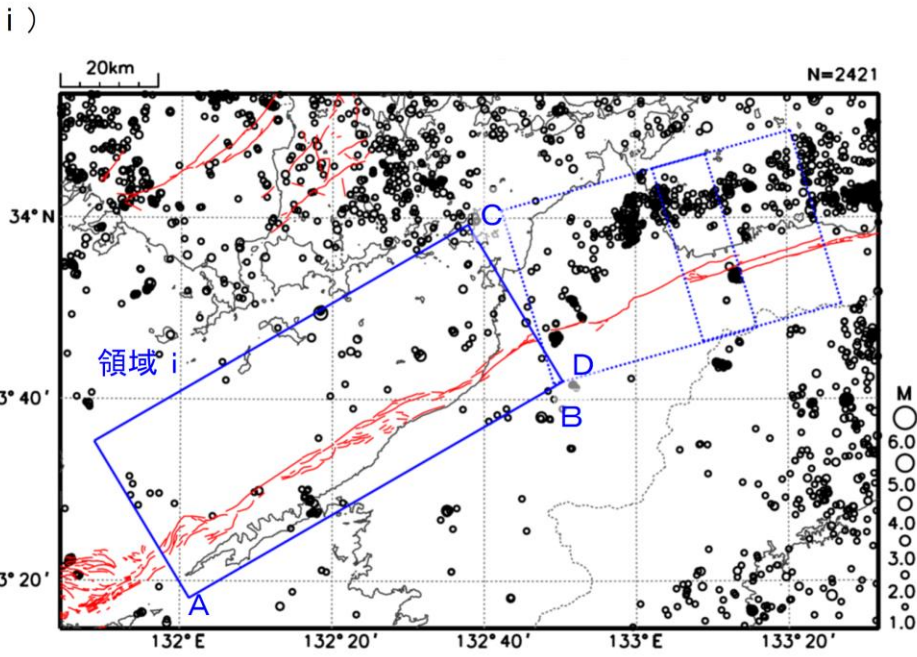
図68 中央構造線断層帯(⑦石鎚山脈北縁区間)周辺の地震活動

- i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
- ii) i)の領域g内のA-B投影の断面図
- iii) i)の領域g内のC-D投影の断面図
- iv) i)の領域g内のM-T図(地震活動経過図)



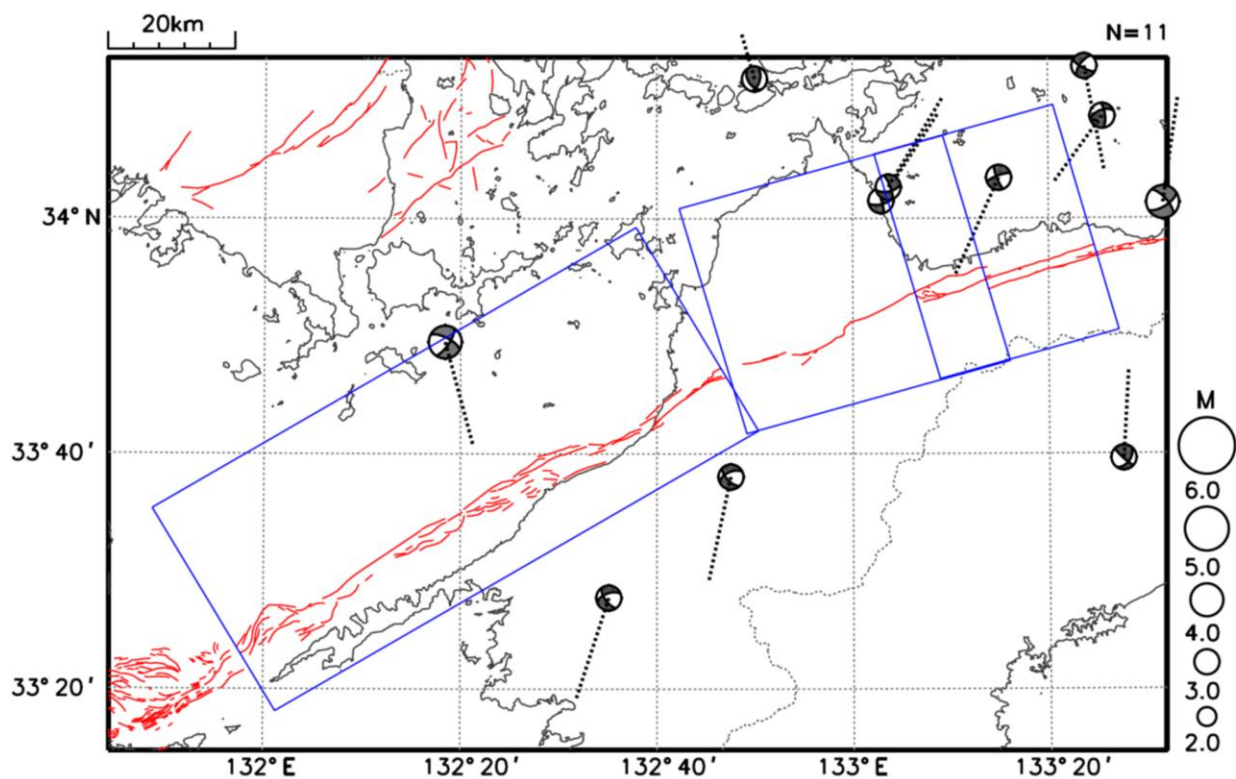
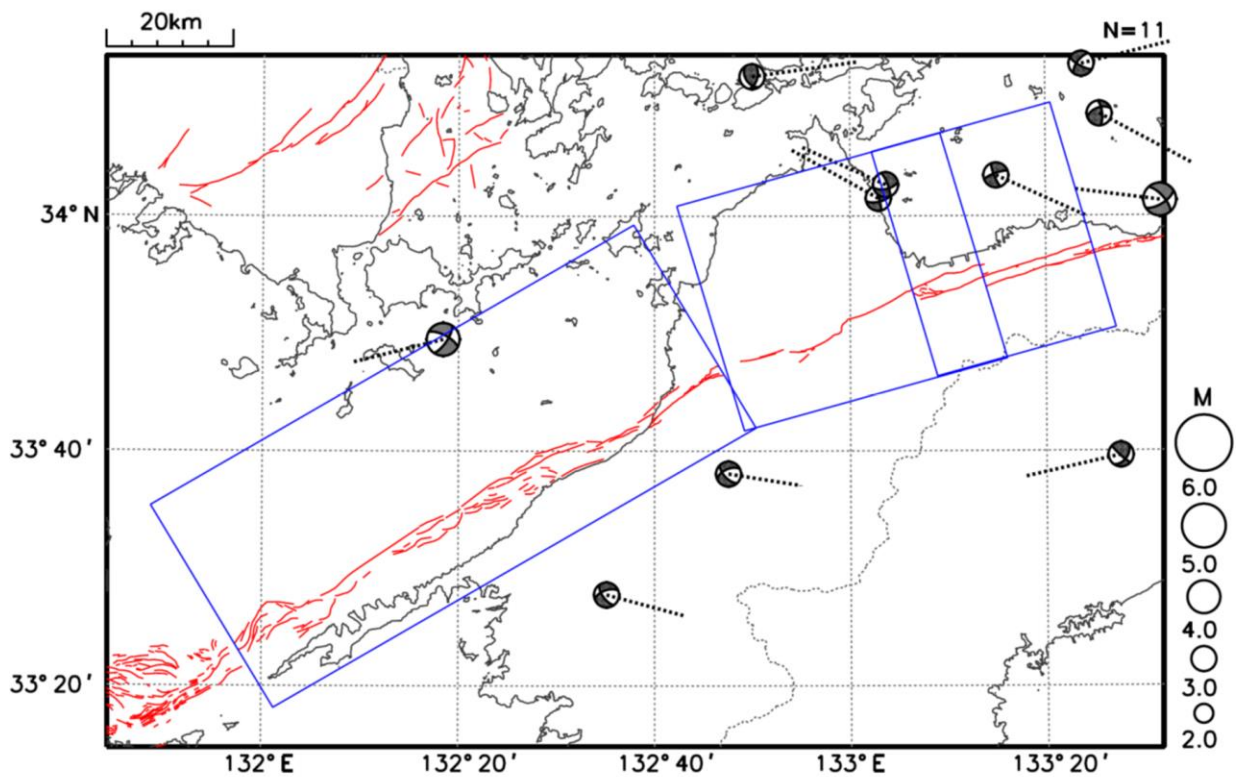
気象庁作成

図69 中央構造線断層帯(◎石鎚山脈北縁西部区間)周辺の地震活動
 i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
 ii) i)の領域h内のA-B投影の断面図
 iii) i)の領域h内のC-D投影の断面図
 iv) i)の領域h内のM-T図(地震活動経過図)



気象庁作成

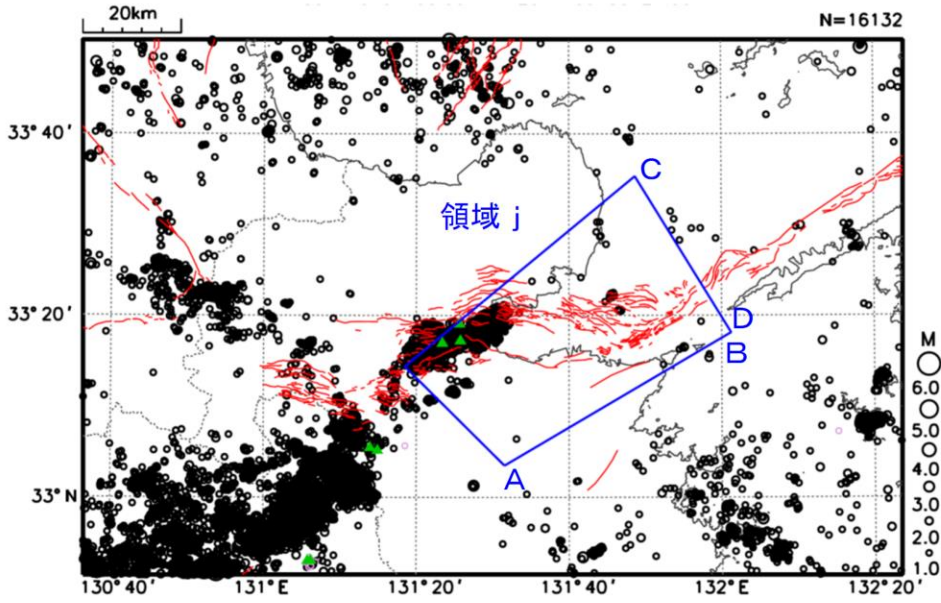
図70 中央構造線断層帯(伊予灘区間)周辺の地震活動
 i) 震央分布図(1997年10月1日～2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)
 ii) i)の領域i内のA-B投影の断面図
 iii) i)の領域i内のC-D投影の断面図
 iv) i)の領域i内のM-T図(地震活動経過図)



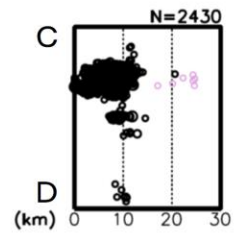
気象庁作成

図71 中央構造線断層帯(⑦石鎚山脈北縁区間、⑧石鎚山脈北縁西部区間、⑨伊予灘区間)周辺の地震の発震機構(P波初動解による下半球投影)と圧力軸(上)と張力軸(下)の分布 1997年10月1日～2017年9月30日(深さ30km以浅、M2.0以上)

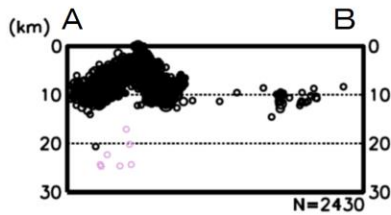
i)



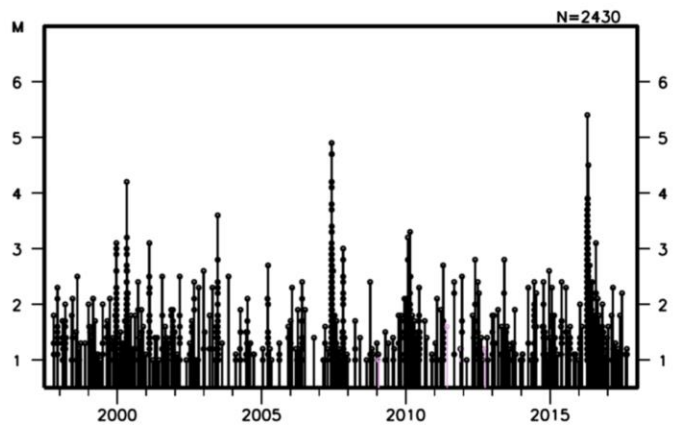
iii)



ii)



iv)



気象庁作成

図72 中央構造線断層帯(⑩豊予海峡-由布院区間)周辺の地震活動

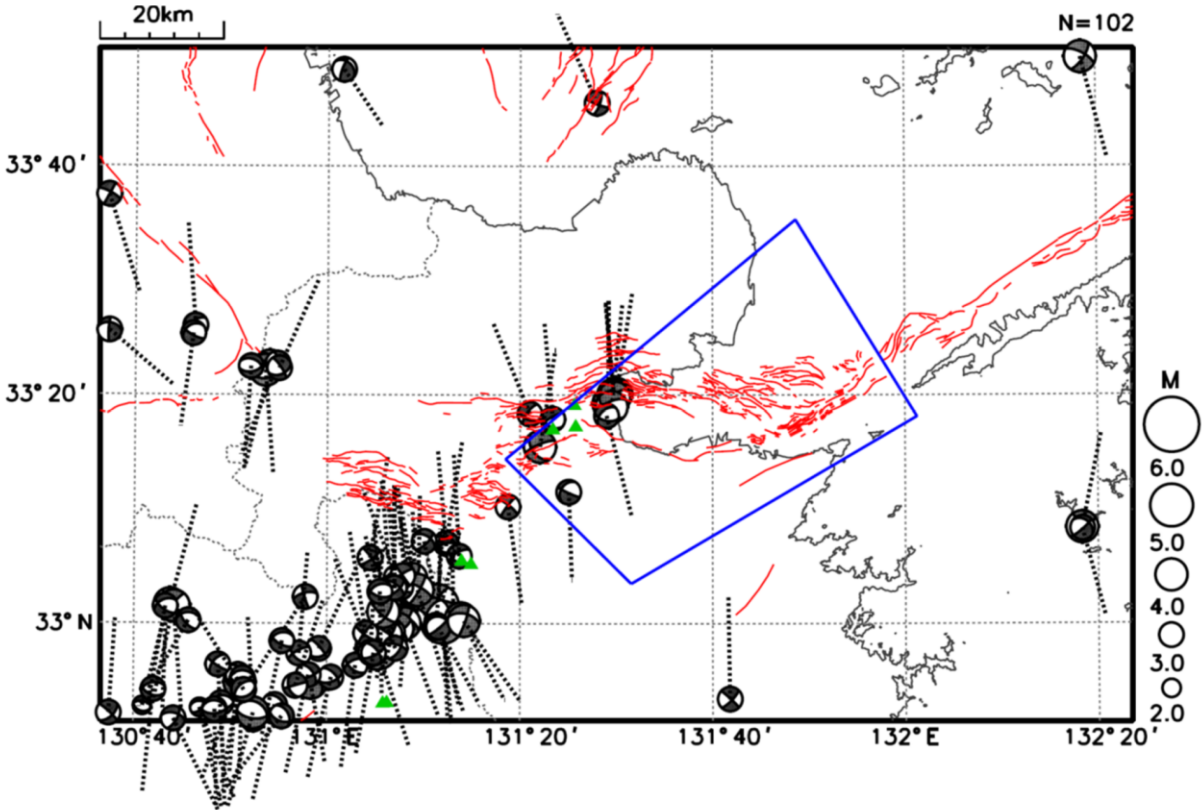
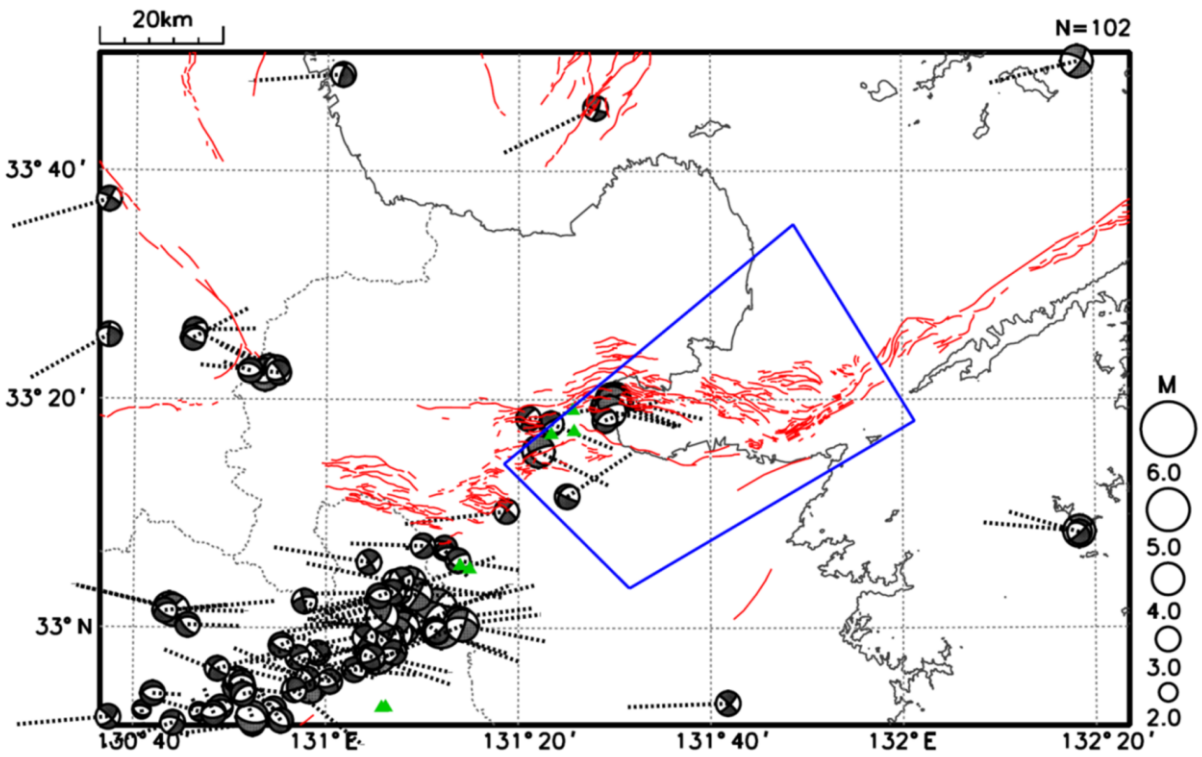
i) 震央分布図(1997年10月1日~2017年9月30日、深さ30km以浅、M1.0以上)

紫色の丸は低周波地震を、緑色の三角は活火山を示す

ii) i)の領域j内のA-B投影の断面図

iii) i)の領域j内のC-D投影の断面図

iv) i)の領域j内のM-T図(地震活動経過図)



気象庁作成

図73 中央構造線断層帯(⑩豊予海峡-由布院区間)周辺の地震の発震機構(P波初動解による下半球投影)と圧力軸(上)と張力軸(下)の分布
1997年10月1日~2017年9月30日(深さ30km以浅、M2.0以上)、緑色の三角は活火山を示す

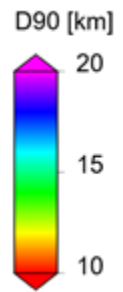
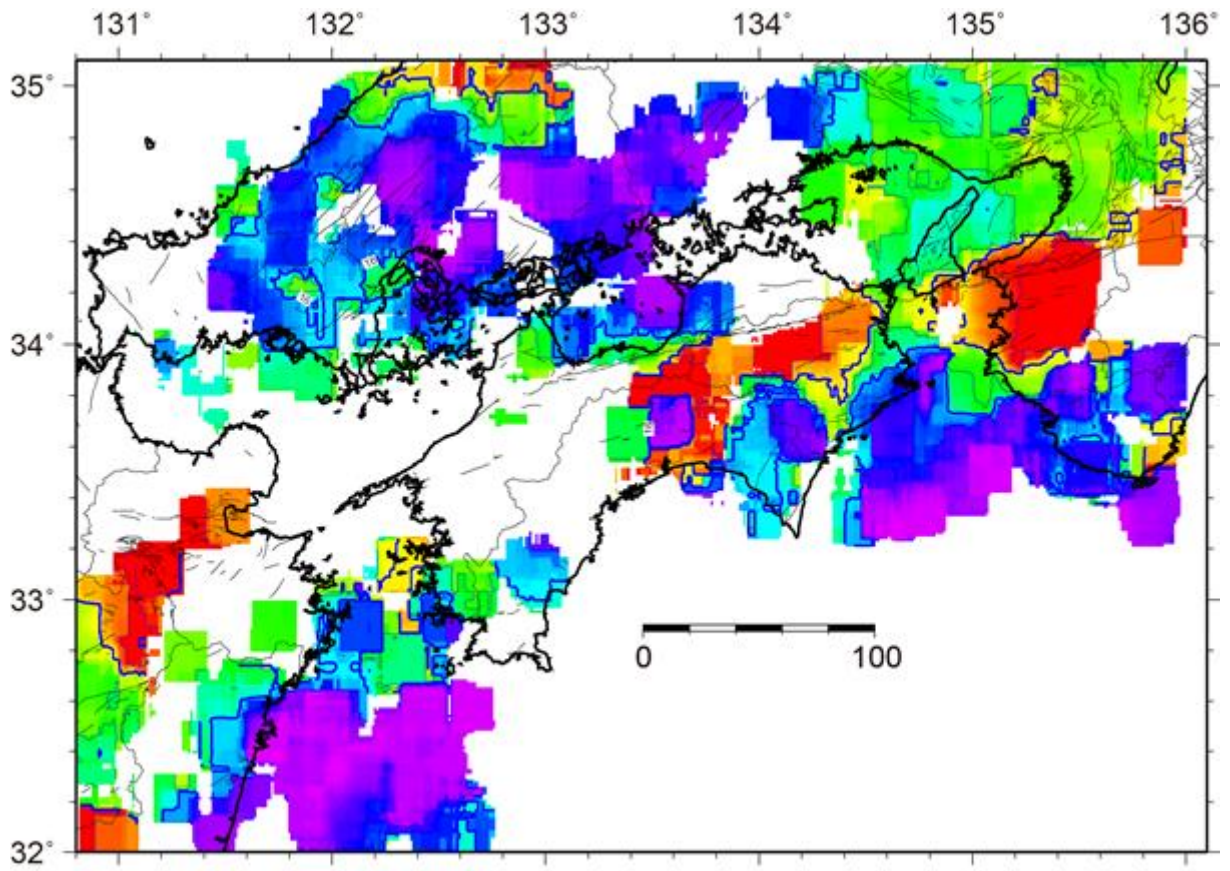


図74 D90の値の分布。 Matsubara and Sato(2015)に基づく