資料　計５８－（２）－３

平成23年２月18日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の評価（一部改訂）

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）及び地域地盤環境研究所（平成 19 年度）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（旧三原郡南淡（なんだん）町）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るが、ここでは佐田岬北西沖付近よりも東側を評価の対象とした。全体として長さは約 360km で、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（図１－１、２－１、２－２、２－３、２－４及び表１）。なお、断層帯の最東端の奈良県香芝市から五條市に至る金剛山地東縁部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ある。

２　断層帯の過去の活動

中央構造線断層帯は、過去の活動時期の違いなどから、全体が６つの区間に分けられる。

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では、約２千年前以後、４世紀以前に最新活動があったと推定され、その平均的な活動間隔は約２千－１万４千年であった可能性がある。

和泉山脈南縁の奈良県五條市から和歌山市付近に至る区間では、７世紀以後、９世紀以前に最新活動があったと推定され、１回の活動に伴う右横ずれ量は４m 程度であった可能性がある。また平均的なずれの速度と１回のずれの量から求められる平均的な活動間隔は、約１千１百－２千３百年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、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。本区間の最新活動の際に東側または西側の区間が同時に活

※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(2003)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、地域地盤環境研究所(2008)などによって新しい知見が得られたことから、今回、金剛山地東縁から和泉山脈南縁に至る範囲について再評価を行った。なお、和歌山市付近ないしその西側の紀淡海峡から伊予灘に至る範囲については、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。

動したかどうかは不明である。

四国東端の鳴門市付近から愛媛県伊予市を経て伊予灘の佐田岬北西沖付近に至る範囲では、16 世紀に最新活動があったと推定される。この時には、鳴門市付近から佐田岬北西沖付近まで同時に活動したと推定されるが、複数の区間に分かれて活動した可能性もある。また、一つ前の活動では、石鎚断層及びこれより東側の区間（讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部）、石鎚山脈北縁の岡村断層からなる区間、川上断層及びこれより西側の区間（石鎚山脈北縁西部－伊予灘）の３つに分かれて活動したと推定される（図２－２、２－３、２－４）。岡村断層は、その東半分が讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部の区間と並走し、また、西半分が石鎚山脈北縁西部－伊予灘の区間と並走する（図２－３）。各区間の１回の活動に伴う右横ずれ量は、讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部で６－７m 程度、石鎚山脈北縁の岡村断層で６m 程度、石鎚山脈北縁西部－伊予灘で２－３m 程度であった可能性がある。それぞれの区間の平均的な活動間隔は、東側の讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部では、約１千－１千６百年、中央の岡村断層では、約１千－２千５百年、西側の石鎚山脈北縁西部－伊予灘では、約１千－２千９百年であった可能性がある(表１)。

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形状のみから将来同時に活動する区間を評価するのは困難である。ここでは主に過去の活動時期から全体を６つ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、さらにはこれら６つ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。

６つ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。

金剛山地東縁の区間が活動すると、マグニチュード 6.9 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１m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

和泉山脈南縁の区間が活動すると、マグニチュード 7.6－7.7 程度の地震が発生すると推定され、その際に４m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

和歌山市付近もしくはその西側の紀淡海峡から鳴門海峡に至る区間が活動すると、マグニチュード 7.6－7.7 程度の地震が発生すると推定される。

讃岐山脈南縁から石鎚山脈北縁東部の石鎚断層に至る区間が活動すると、マグニチュード 8.0 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６－７m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

石鎚山脈北縁の岡村断層が活動すると、マグニチュード 7.3－8.0 程度の地震が発生すると推定され、その際に６m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

石鎚山脈北縁西部の川上断層から伊予灘の佐田岬北西沖に至る区間が活動すると、マグニチュード 8.0 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２－３m 程度の右横ずれが生じる可能性がある(表１)。

これらの６つの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６つの区間とは異なる範囲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、マグニチュード 8.0 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の長

期確率は求めることはできないが、上で想定した６つの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の長期確率にはいずれも幅があるが、その最大値をとると、金剛山地東縁と和泉山脈南縁の区間は、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、紀淡海峡から鳴門海峡に至る区間、讃岐山脈南縁から石鎚山脈北縁東部の石鎚断層に至る区間、石鎚山脈北縁の岡村断層からなる区間、及び石鎚山脈北縁西部の川上断層から伊予灘の佐田岬北西沖に至る区間は、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

本断層帯ではこれまで数多くの調査研究が行われているが、本断層帯は長大であり、その活動様式は複雑であると考えられる。したがって、過去の活動履歴をより一層明らかにするとともに、その活動区間や活動様式の特性を明らかにする必要がある。

また、ここでは佐田岬北西沖を本断層帯の西端として評価したが、活動度がやや低いと推定される区間を経て断層はさらに西に延びており、九州の別府－万年山断層帯へと続いている（図１－２）。したがって、ここで評価した断層帯の西端付近については、さらに西側の断層との関係を明らかにする必要がある。

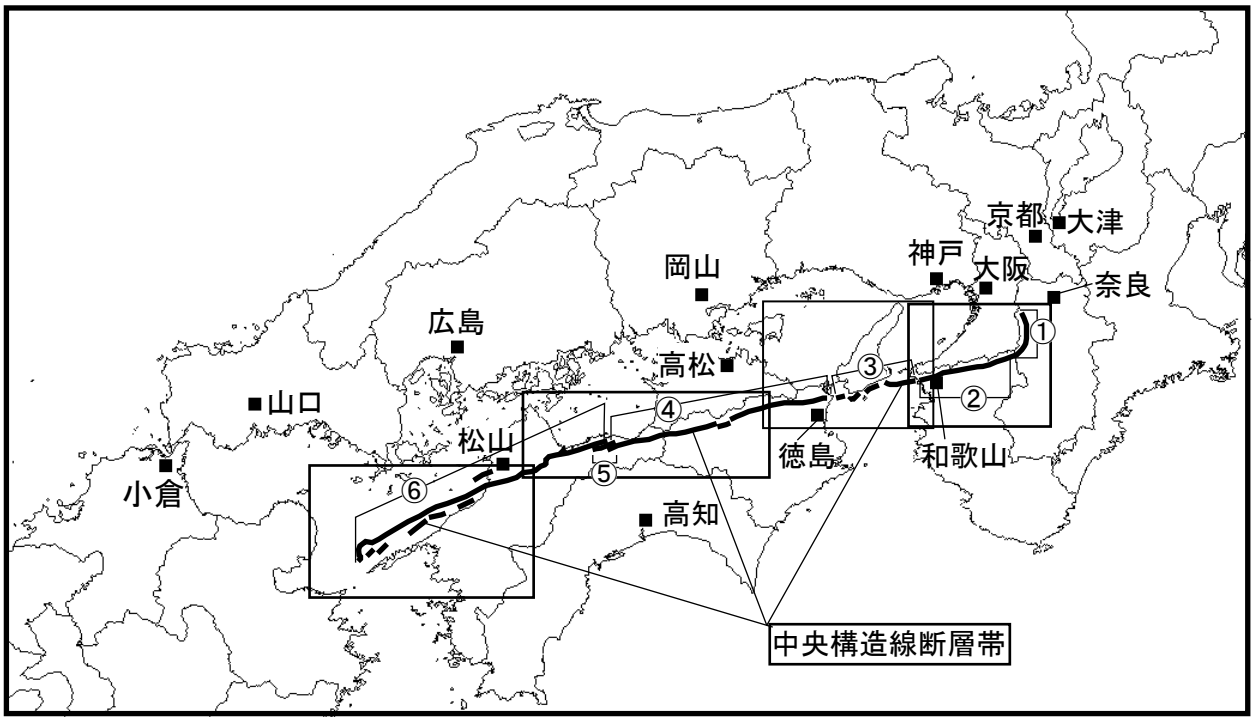


図１−１　中央構造線断層帯の概略位置図
（長方形は図２−１～図２−４の範囲）
①：金剛山地東縁　②：和泉山脈南縁　③：紀淡海峡−鳴門海峡
④：讃岐山脈南縁−石鎚山脈北縁東部　⑤：石鎚山脈北縁
⑥：石鎚山脈北縁西部−伊予灘

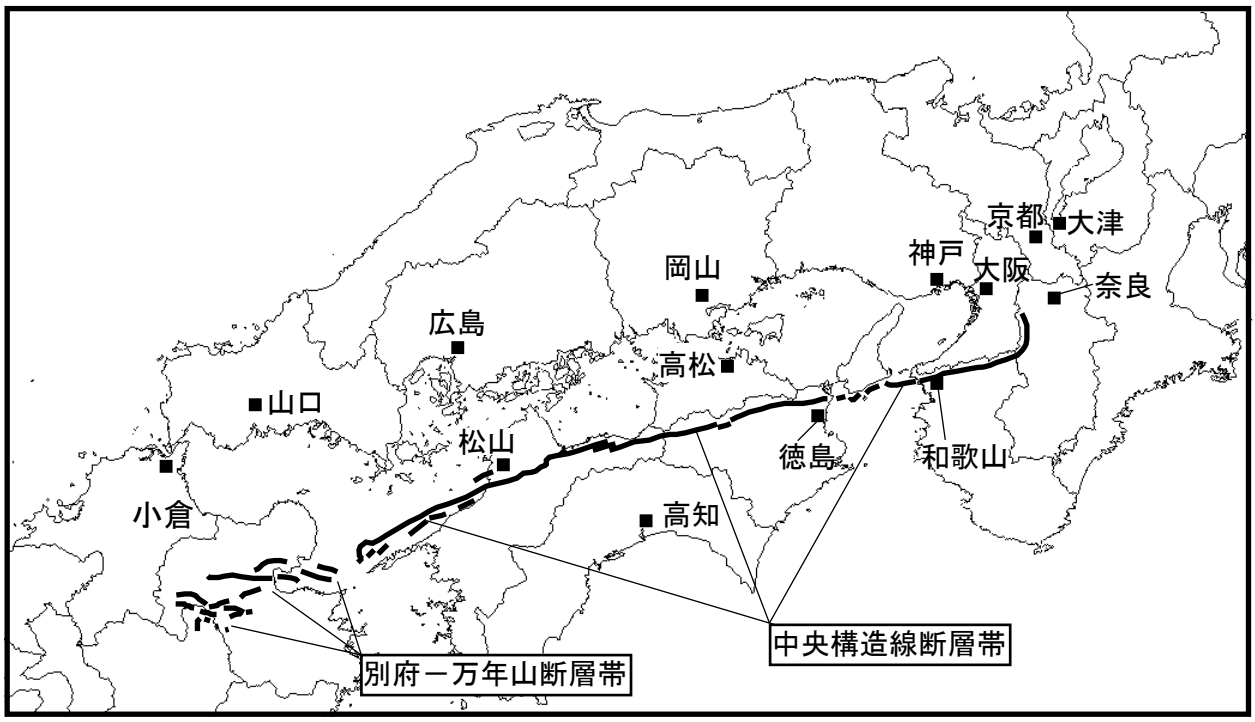


図１−２　中央構造線断層帯と別府−万年山断層帯の位置関係概略図

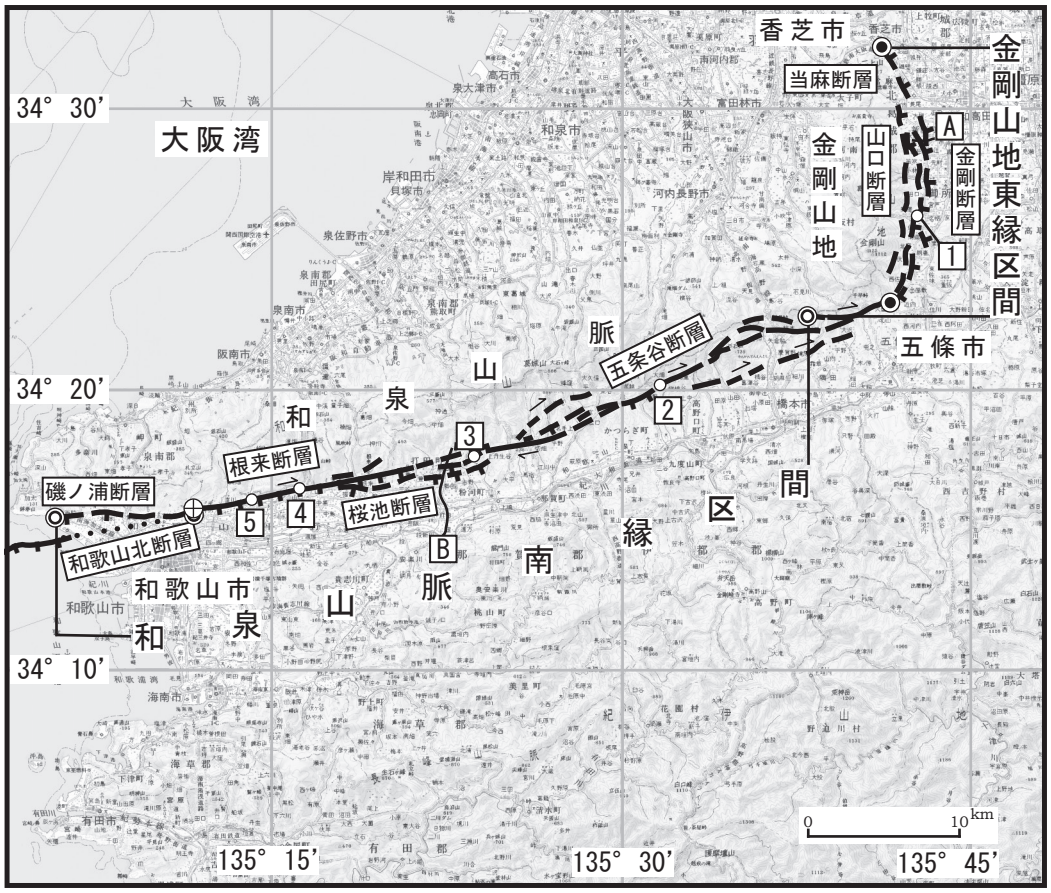


図２－１　中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

１：名柄地点　２：竹尾地点　３：枇杷谷地点　４：上黒谷地点　５：仁王谷地点

Ａ：文献30　　Ｂ：文献40

活断層の位置は文献22に基づく。

・・・・・：活断層が地表に現れていない区間

◉：断層帯の北端および屈曲点　◎：活動区間の両端および境界

⊕：和泉山脈南縁の活動区間のうち、第四紀後期における活動性が確かめられている区間の西端（紀淡海峡-鳴門海峡区間の東端でもある可能性がある）

基図は国土地理院発行数値地図200000「和歌山」を使用。

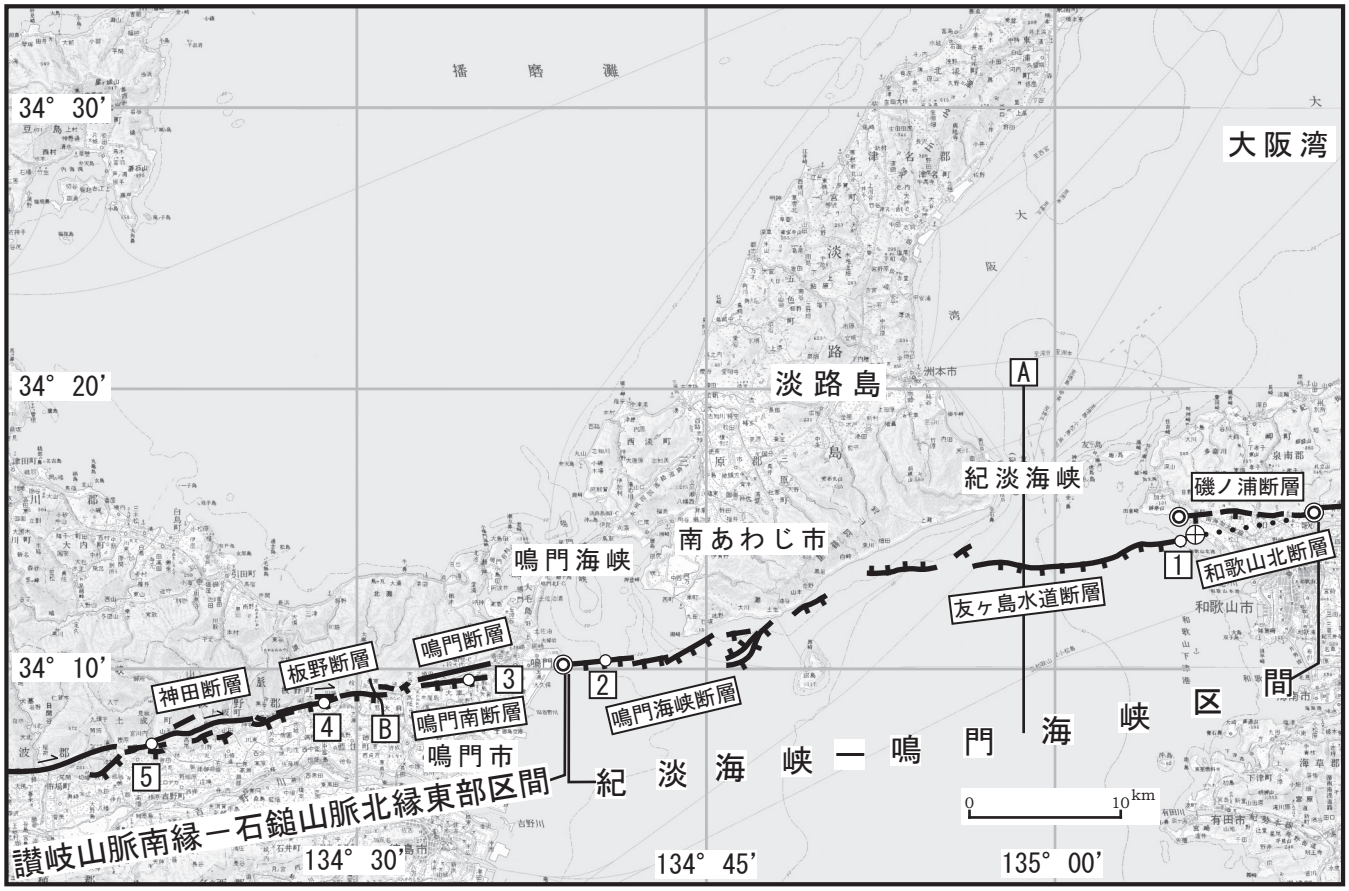


図２－２　中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

１：紀淡海峡地点　２：鳴門海峡地点　３：段関・大代地点　４：川端Ａ、Ｂ地点
５：熊谷寺東南地点
Ａ：文献39　　Ｂ：文献34
活断層の位置は文献４、11、14、17、22に基づく。
・・・・・：活断層が地表に現れていない区間
◎：活動区間の両端および境界
⊕：紀淡海峡–鳴門海峡の活動区間のうち、第四紀後期における活動性が確かめられている区間の東端
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。

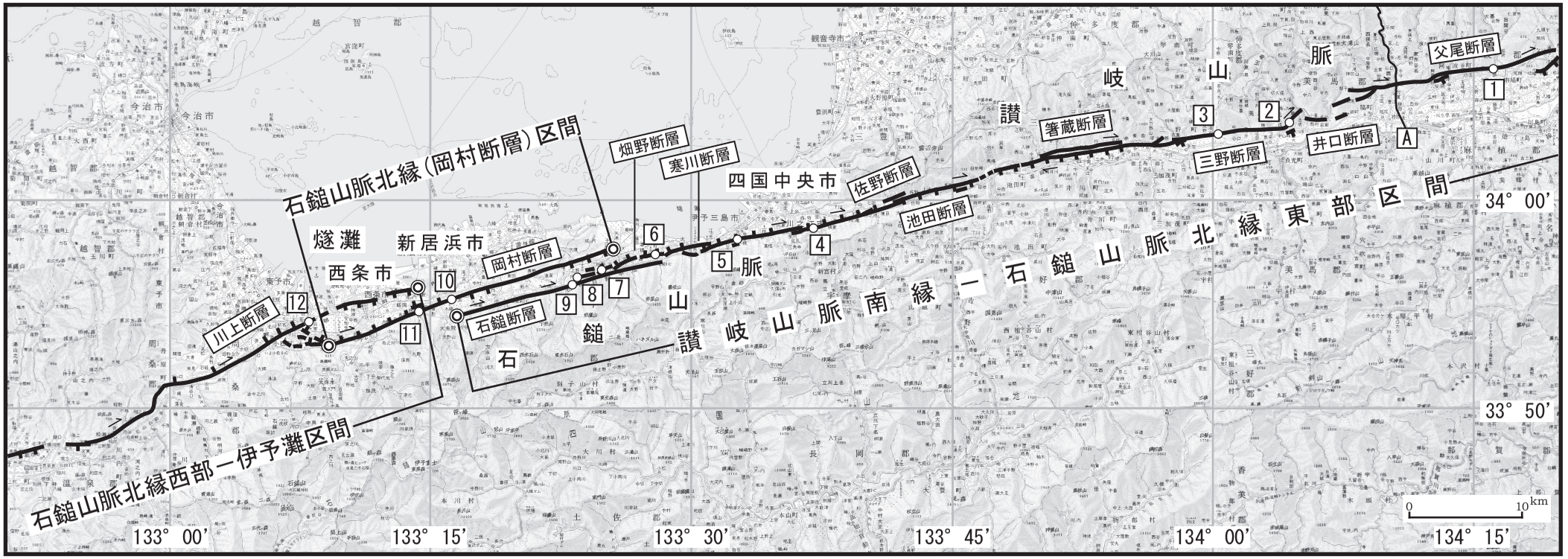


図２－３　中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

１：上喜来地点　２：池ノ浦地点　３：上野地点　４：平山地点
５：上石床地点　６：上野田地点　７：市木地点　８：上野地点
９：本郷地点　10：岸ノ下地点　11：飯岡地点　12：土居、氷見地点
Ａ：文献９
活断層の位置は文献４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。

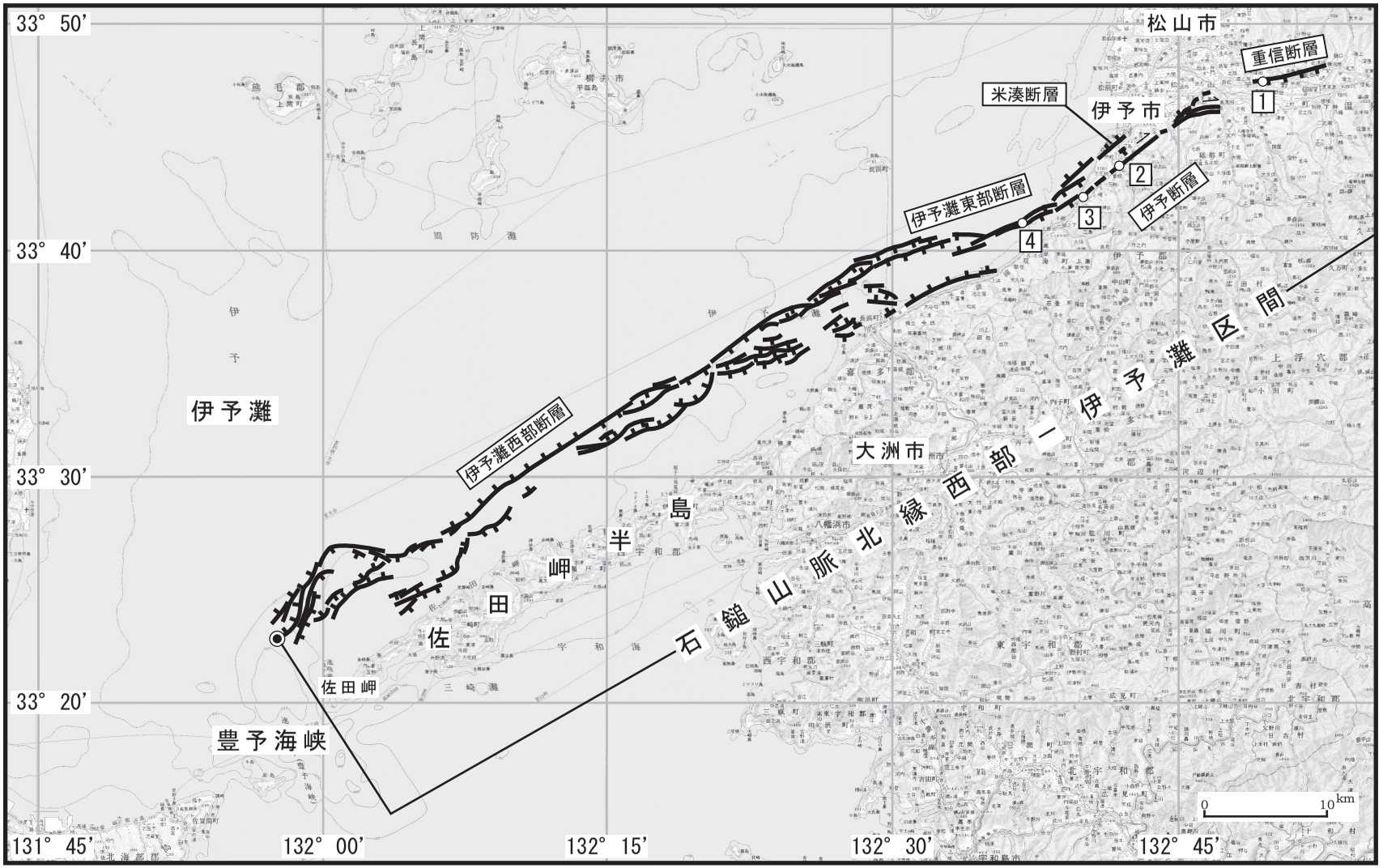


図２－４　中央構造線断層帯の活断層位置と主な調査地点

１：高井地点　２：市場地点　３：高野川地点　４：上灘沖地点

活断層の位置は文献４及び18に基づく。

◉：断層帯の西端

基図は国土地理院発行数値地図200000「松山」「宇和島」「中津」及び「大分」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．断層帯の位置・形態			
(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、磯ノ浦断層、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、箸蔵断層、池田断層、佐野断層、寒川断層、畑野断層、石鎚断層、岡村断層、川上断層、重信断層、米湊断層、伊予断層、伊予灘東部断層、伊予灘西部断層		文献４、８、11、14、16、17、18、22 による。

	(2)断層帯の位置･形状等	地表及び海底における断層帯の位置・形状 断層帯全体の位置 東端：北緯34°23′東経135°42′ 西端：北緯33°23′東経131°57′ （金剛山地東縁の北端） 北緯34°32′東経135°41′ 過去の活動に基づく６つの区間の両端位置 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′ （屈曲点） 北緯34°23′東経135°42′ 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′ 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′ 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′ 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′ 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′	 ○ △ ○ ○ △ △ ○ ○ ○ ○ ○ ○ ○ △	文献４、８、11、14、16、17、18、22、32による。数値は図２から計測。形状は図２を参照。 長さは、断層帯の東端と西端を直線で結んだ距離（10km単位で表示）。なお、西端はさらに西に延びる可能性がある（説明文参照）。 和歌山平野の北端及び平野下に伏在する断層を和泉山脈南縁、紀淡海峡－鳴門海峡のいずれに含めるかにより、それぞれの区間の両端の位置及び長さが異なる。

	(2)断層帯の位置･形状等（続き）	長さ		
		全体　：約 360km	△	
		金剛山地東縁：約 23km	△	
		和泉山脈南縁：約 44－52km	△	
		紀淡海峡－鳴門海峡　：約 43－51km	○	
		讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部：約 130km	○	
		石鎚山脈北縁（岡村断層）：約 30km	○	
		石鎚山脈北縁西部－伊予灘：約 130km	△	
		一般走向：N70° E	○	一般走向は断層帯の東端と西端を直線で結んだ方向（図２参照）。
		（金剛山地東縁は、N－S）	○	
		地下における断層面の位置・形状		上端の深さが０km であることより推定。
		長さ及び上端の位置		
		地表での長さ・位置と同じ	○	
		（金剛山地東縁区間は屈曲点以北の 17km）	△	
		一般走向　N70° E	○	一般走向は地表における一般走向と同じと推定。
		（金剛山地東縁は、N－S）	○	
		上端の深さ　０km	◎	
		傾斜		
		金剛山地東縁：西傾斜 15－45°（深さ 300m 以浅）	○	文献 30 による。
		和泉山脈南縁及び紀淡海峡：北傾斜 15° －45°（深さ１km 以浅）	○	文献 12、32、39、40 による。文献９、34 による。
		讃岐山脈南縁：北傾斜 30° －40°（深さ５km 以浅）	○	
		石鎚山脈北縁－愛媛北西部：高角度（地表及び海底付近）	○	文献２、３等に示されたトレンチスケッチ等による。文献 26 による。
		伊予灘：　高角度　北傾斜（深さ２km 以浅）	△	
		幅		幅は、地震発生層の深さ（約 15km）と地表近くで認められている断層面の傾斜から推定。
		金剛山地東縁　：20-60km	△	
		和泉山脈南縁及び紀淡海峡：20-60km	△	
		讃岐山脈南縁　：20-30km	△	
		石鎚山脈北縁－愛媛北西部：不明		
		伊予灘　：不明		
	(3)断層のずれの向きと種類	右横ずれ断層（上下方向のずれを伴う）	◎	文献 20、21 等に示された地形･地質の特徴による。
		金剛山地東縁部は西側隆起の逆断層	◎	

２．断層帯の過去の活動				
	(1)平均的なずれの速度	金剛山地東縁： 0.1－0.6m/千年程度（上下成分）	○	山田断層及び金剛断層で得られた数値（文献 29、30 などによる）。
		和泉山脈南縁： 1.8－3.5m/千年程度（右横ずれ成分）	○	根来断層で得られた数値（文献 28 による）。
		紀淡海峡： 0.8m/千年以上（上下成分）	△	友ヶ島水道断層で得られた数値（文献 17 による）。
		讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部： ６－９m/千年程度（右横ずれ成分） （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）	△	文献 20 による。
		石鎚山脈北縁（岡村断層） ５－６m/千年程度（右横ずれ成分）	△	文献 24 による。
		石鎚山脈北縁西部－伊予灘： 不明		

	(2)過去の活動時期	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 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。 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 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 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 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。	 ○ ○ ○ △ △ △ △ ○ ○ ○ ○ △ ○ ○	文献１、２、３、５、６、７、13、14、15、17、19、23、24、25、27、30、31、33、36、37、38 等に示された資料から推定。

	(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 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） 紀淡海峡－鳴門海峡:不明 讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部 （鳴門断層及び鳴門南断層－石鎚断層）: ６－７m 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） 石鎚山脈北縁西部－伊予灘 （川上断層－伊予灘西部断層）: ２－３m 程度（右横ずれ成分） 平均活動間隔 金剛山地東縁 約２千－１万４千年(*) 和泉山脈南縁 約１千１百－２千３百年(*) 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 石鎚山脈北縁（岡村断層） 約１千－２千５百年 石鎚山脈北縁西部－伊予灘 約１千－２千９百年(**)	△ △ △ △ △ △ △ △ △ △ △	文献 30 において金剛断層で求められた数値および断層の長さから推定。 文献１において根来断層で求められた数値および断層の長さから推定。 文献 23、36 において父尾断層で求められた数値。 文献 24 による。 文献６、35 により重信断層、伊予断層について示された数値。 平均活動間隔のうち、(*)印をつけたものは１回のずれの量と平均的なずれの速度から推定。(**)印をつけたものは過去の活動時期から推定。無印のものは、上記２つを併用して推定。
	(4)過去の活動区間	少なくとも６区間。ただし最新活動時は４区間。	○	過去の活動時期から推定。

３．断層帯の将来の活動				
	(1)将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間：６区間 または別な組み合わせ、もしくは断層帯全体で１区間。	△	過去の活動区間及び断層の形態などから推定。
		地震規模とずれの量 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） 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） 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 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） 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） 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） 断層帯全体が活動する場合 地震規模：マグニチュード 8.0 程度 もしくはそれ以上	 ○ △ ○ △ ○ ○ △ ○ ○ △ ○	地震規模は、断層長が比較的短い金剛山地東縁、和泉山脈南縁、紀淡海峡－鳴門海峡及び石鎚山脈北縁(岡村断層)の４区間については、断層の長さ、またはずれの量から経験式を用いて推定。断層長が長い讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部、石鎚山脈北縁西部－伊予灘（ともに長さ約 130km）については長さとマグニチュードの関係を示した経験式の適用範囲外と考え、マグニチュード８程度もしくはそれ以上とした。 各区間のずれの量は、金剛山地東縁及び和泉山脈南縁の２区間については、文献１、30 に示された過去の活動と、断層の長さから経験式を用いて求めた値から推定。紀淡海峡－鳴門海峡、讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部、石鎚山脈北縁(岡村断層)及び石鎚山脈北縁西部－伊予灘の４区間については、文献６、23、24、35、36 に示された過去の活動から推定。説明文参照。

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６）	備　　考
金剛山地東縁			
地震後経過率（注７）	0.1 － 1.0		
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ５％		発生確率及び集積確
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ９％	b	率は文献 10 による。
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 20％		
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 50％		
集積確率（注８）	ほぼ０％ － 50％		
和泉山脈南縁			
地震後経過率（注７）	0.5 － 1.3		
今後 30 年以内の発生確率	0.06％ － 14％		
今後 50 年以内の発生確率	0.1％ － 20％	b	
今後 100 年以内の発生確率	0.3％ － 40％		
今後 300 年以内の発生確率	２％ － 80％		
集積確率（注８）	0.1％ － 90％		
紀淡海峡－鳴門海峡			
地震後経過率（注７）	0.4 － 0.8		
今後 30 年以内の発生確率	0.005％ － １％		
今後 50 年以内の発生確率	0.009％ － ２％	c	
今後 100 年以内の発生確率	0.02％ － ４％		
今後 300 年以内の発生確率	0.1％ － 10％		
集積確率（注８）	0.02％ － 20％		
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部			
地震後経過率（注７）	0.3 － 0.5		
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 0.3％		
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 0.7％	b	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ２％		
今後 300 年以内の発生確率	0.04％ － 20％		
集積確率（注８）	ほぼ０％ － 0.3％		
石鎚山脈北縁(岡村断層)			
地震後経過率（注７）	0.2 － 0.5		
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 0.3％		
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 0.7％	b	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ２％		
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 20％		
集積確率（注８）	ほぼ０％ － 0.3％		

石鎚山脈北縁西部－伊予灘 地震後経過率（注７） 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 集積確率（注８）	 0.1 － 0.5 ほぼ０％ － 0.3% ほぼ０％ － 0.7% ほぼ０％ － ２％ ほぼ０％ － 20% ほぼ０％ － 0.3%	 b 	

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）により地震発生の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 年確率と集積確率は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	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）	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間「野島断層を含む区間」(兵庫県)	0.02%－8%	0.06%－80%	約 1.7－約 3.5
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%－13%	ほぼ 0%－90%より大	約 1.7－約 3.6
1847 年善光寺地震（M7.4）	長野盆地西縁断層帯(長野県)	ほぼ 0%－20%	ほぼ 0%－90%より大	約 0.8－約 2.5

「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：地域地盤環境研究所（2008）
文献２：愛媛県（1999）
文献３：愛媛県（2000a，b）
文献４：後藤・中田（2000）
文献５：後藤ほか（1999b）
文献６：後藤ほか（2001）
文献７：長谷川ほか（1999）
文献８：池田ほか編（2002）
文献９：伊藤ほか（1996）
文献 10：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001a）
文献 11：海上保安庁水路部（1998）
文献 12：河村ほか（2001）
文献 13：三浦ほか（2001）
文献 14：水野ほか（1996）
文献 15：水野ほか（2000）
文献 16：中田・今泉編（2002）
文献 17：七山ほか（1999）
文献 18：七山ほか（2002）
文献 19：小川ほか（1992）
文献 20：岡田（1970）
文献 21：岡田・寒川（1978）
文献 22：岡田・東郷編（2000）

文献 23：岡田・堤（1997）
文献 24：岡田ほか（1998a）
文献 25：岡田ほか（1999a）
文献 26：大野ほか（1997）
文献 27：大塚ほか（2001）
文献 28：斉藤ほか（1997）
文献 29：佐竹ほか（1997）
文献 30：佐竹ほか（1999）
文献 31：徳島県（2000a，b）
文献 32：佃（1997）
文献 33：佃ほか（1998）
文献 34：佃・佐藤（1996）
文献 35：堤・後藤（2002）
文献 36：Tsutsumi and Okada（1996）
文献 37：堤ほか（2000）
文献 38：山崎ほか（1995）
文献 39：横倉ほか（1998）
文献 40：吉川ほか（1992）

注６：評価時点はすべて 2011 年１月１日現在。「ほぼ０％」は 10^{-3}%未満の確率値を示す。

注７：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８：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

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・淡路が 1920－1930 年代に四国山脈山麓線北側の断層崖の形成を認めている。岡田（1970，1973）は、第四紀後期に活動度Ａ級の活断層として活動している中央構造線と地質断層としての中央構造線とを区分し、後者を主境界断層または狭義の中央構造線と呼んだ。

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、1999）による調査などがあり、また、紀ノ川沿いの和泉山脈の南縁においては、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）、地域地盤環境研究所（2008）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）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）などにより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起震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。

中央構造線断層帯の活断層位置については、海上保安庁水路部（1978a，1998）、活断層研究会（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，1996；岡田ほか，1996a，b，c；後藤ほか，1998；中田ほか，1998；岡田ほか，1998b；堤ほか，1998；後藤ほか，1999a；中田ほか，1999；岡田ほか，1999b，c；堤ほか，1999）、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）などにまとめられている。

２　中央構造線断層帯の評価結果

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は中央構造線断層帯を５つの断層帯に区分して評価したが、その後、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ことが明らかになった。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できる。しかし、松田（1990）の基準にしたがえば、６つを合わせた全体が一つの起震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）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。

四国西部では、断層は陸域から伊予灘に達しているが、断層は伊予灘からさらに西へ延び、豊後水道から別府湾に達することが確認されている（図１－２；七山ほか，2002）。別府湾には別府－万年山（べっぷーはねやま）断層帯（地震調査研究推進本部，1997）を構成する別府湾海底断層群（活断層研究会，1991 など）が分布し、大分市内にも断層が伏在することが指摘されている（大分県，2001；千田ほか，2001）。したがって、断層は紀伊半島から四国を経て九州までほぼ連続することとなり、中央構造線断層帯の西部については、別府－万年山断層帯との関係を含めて検討が必要であるが、ここでは、七山ほか（2002）の図において、完新世に活動した断層の分布が途切れる佐田岬北西沖付近（図２－４）を評価範囲の西端として、これより東側について評価することとした。なお、この範囲より西側に分布する断層については、別府－万年山断層帯として、既に別途評価済みである（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）。

なお、金剛山地東縁部の活断層は、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から北へ屈曲しほぼ連続して延びている。このためここでは中央構造線断層帯に含めることとした。一方、地質境界としての中央構造線は和泉山脈南縁からさらに東方に延びているが、活動度が低いなどの理由からここでは評価の対象としない。

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、伊予灘の佐田岬北西沖に至る長大な断層帯である。本断層帯を構成する断層の位置、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）、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）、四国地方については後藤・中田（2000）、伊予灘については七山ほか（2002）によった。

本断層帯は、全体としてほぼ東北東－西南西方向に延びる断層帯であるが、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－西南西方向に延びる横ずれ断層へ移行する（水野ほか，1994；岡田・東郷編，2000）。この横ずれ断層は、ほぼ同じ走向の五条谷断層に連なり、その境界地点は明瞭ではない。ここでは、岡田・東郷編（2000）に従い、紀見峠の東方約２km の地点を境界とするが、境界の位置には不確実性があることに留意する必要がある。（図２－１）。

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一直線上に延びて和歌山平野に達する。和歌山平野の北端には磯ノ浦断層が分布し、その南側の和歌山平野下には和歌山北断層が伏在している。

和歌山北断層は紀淡海峡の友ヶ島水道断層に連続すると推定される。断層はさらに西に延びて、淡路島の南端付近の海域を経るが鳴門海峡には鳴門海峡断層が分布する。

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、川上断層が分布する。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、雁行・並走関係にある。

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東端に至る。その西方延長上の松山平野東部には重信断層が分布し、さらにその西方では、方向をやや南向きに変えて、松山平野の南縁に沿って伊予断層が延びている。伊予断層の北側には米湊（こみなと）断層が並走する。この両断層の西端は伊予灘に達しており、愛媛県大洲市付近の海岸線及び佐田岬半島の北岸に沿って、その数 km 沖合を伊予灘東部断層と伊予灘西部断層が延びており、佐田岬北西沖に達している。

（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１－１、２－１、２－２、２－３、２－４）が、東端付近で北方へ屈曲し、東端部は金剛山地東縁に沿ってほぼ南北走向となる。本断層帯の全体の長さ及び一般走向は、概ね東北東－西南西方向にほぼ直線状に連なる奈良県五條市付近と評価範囲の西端である佐田岬北西沖を直線で結んで計測し、長さを約 360km、一般走向を概ねＮ70° Ｅとした。なお、断層帯東端の金剛山地東縁部（当麻断層－金剛断層中北部）の長さは当麻断層の北端と屈曲点を直線で結んで計測すると約 17km、一般走向はほぼＮ－Ｓとなる。また、金剛断層の横ずれが卓越する部分は逆断層の端に付随する断層として扱う。上述のように断層線は伊予灘からさらに西に延びていることが明らかになっている。したがって、ここで記述した長さは連続する一連の断層帯としての長さではなく、ここで評価した中央構造線断層帯の長さである。

本断層帯は、過去の活動履歴から６つの活動区間に分かれると推定される（後述）。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０km 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。

金剛山地東縁の金剛断層は、反射法弾性波探査結果（図３；佐竹ほか，1999）によると、深さ約 300m より浅いところでは西傾斜約 15－45° と推定される。

和泉山脈南縁の根来断層と桜池断層が並走する地域で実施された反射法弾性波探査結果（図４；吉川ほか，1992）によると、この付近では深さ約 1000m 以浅で断層は概ね 20° で北傾斜していると推定される。河村ほか（2001）はこの西側で反射法弾性波探査を実施し、この付近を並走する複数の断層のうち、北側の高角断層が地下で南側の傾斜約 20° の低角断層に収斂している可能性が高いとした。また、笠原ほか（1998）は、根来断層西部で実施した反射法弾性波探査により、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。和歌山北断層で行われた反射法弾性波探査結果（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音波探査結果（図５；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では、佃・佐藤（1996）により反射法弾性波探査が実施されており（図６）、その結果によると、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。また、伊藤ほか（1996）により父尾断層で実施された反射法弾性波探査結果によると、深さ約 5000m 以

浅では地質境界としての中央構造線が 30－40° 北傾斜していると推定される（図７）。

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と推定される。伊予灘では大野ほか（1997）により反射法弾性波探査が行われている。その結果によると、深さ約２km 以浅では高角で北傾斜の可能性がある。

以上のことから、本断層帯における地下の断層面の傾斜は、東端部の金剛山地東縁では、深さ約 300m 以浅において西傾斜 15－45° 、和泉山脈南縁から紀淡海峡を経て淡路島南部に至る範囲では、深さ１km よりも浅いところでは北傾斜 15－45° 、また、四国の讃岐山脈南縁では、地質境界が活断層の断層面であるとすれば深さ５km 以浅では北傾斜 30－40° と推定される。しかし、本断層帯（金剛山地東縁を除く）のような活動的な横ずれ断層の場合、力学的にみて一般には断層面の傾斜は高角度と考えられていることから、今後さらに検討が必要である。なお、これより西側の石鎚山脈北縁から愛媛県西部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、伊予灘では深さ２km 以浅では高角度で北傾斜の可能性がある。

地震発生層の深さを概ね 15km（後述）とし、反射法弾性波探査で得られた傾斜が地下深部まで続くとすれば、断層面の幅は、和泉山脈南縁から紀淡海峡に至る付近では概ね 20－60km 程度、四国の讃岐山脈南縁では概ね 20－30km 程度となる。

（３）断層の変位の向き（ずれの向き）（注９）

本断層帯東端の金剛山地東縁部は、その地形と反射法弾性波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。横ずれ成分は認められていない。

本断層帯の主要部分である和泉山脈南縁から評価範囲西端の伊予灘に至る区間は、陸域の和泉山脈南縁や四国において、岡田（1970）や岡田・寒川（1978）などに示された河川の屈曲や段丘崖の変位などから、右横ずれが主体と考えられる。全体に上下方向の変位を伴っているが、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）によると、伊予灘では複数の断層が並走し、これらの断層に挟まれて断層凹地が形成されている。

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９）

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 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、大阪層群の海成粘土層（Ma３）と層準的にこれに対比される約 87 万年前の火山灰層（アズキ火山灰）が、断層を挟んで約 80m の標高差をもって分布していることから、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/千年以上と推定される。また、佐竹ほか（1998）は、御所市名柄の金剛断層において、約２－５万年と推定される段丘面が上下方向に 10m 程度変位していること、また、約８－13 万年前の段丘面が断層により 50m 以下の変位を示していることから、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 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つの低位段丘のうち中位の面から得た ^{14}C 年代値から、この面の形成年代を約 2.5－３万年前と推定し、これをもとに、他の２つの面のうち古い方の面の年代を約５－６万年前、若い方の面の年代を約１－1.5 万年前と推定して、これらを刻む河谷の根来断層による右ずれ屈曲量を多くの箇所で求め、この付近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刻む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姶良-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推定したもののみを用いて、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。

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た I3 層（約２万年前；注 10）の高まりが 13－32m オフセット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。

③ 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、約９千年前と推定した層の変位量から、最近９千年間の上下変位速度を 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ない。

④ 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変位速度を求めると約６m/千年となる。また、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、その右横ずれ変位速度は８－９m/千年のオーダーに達するとし、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右横ずれ変位速度を７m/千年以上とした。

⑤ 活断層研究会（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、これらをあわせて断層帯全体としてみれば、右横ずれ変位速度はさらに大きくなると考えられる。

⑥ 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構成が全く異なることに注目し、北壁面の角礫層は、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北に開けた扇状地にもたらされ、その後の右横ずれ断層運動により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、右横ずれ変位速度を５－６m/千年と求めている。

以上、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、その数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は、和泉山脈南縁では斉藤ほか（1997）の数値を用いると約1.8－3.5m/千年程度と推定され、讃岐山脈南縁では、６－９m/千年程度、また、石鎚山脈北縁の中部にあたる岡村断層では５－６m/千年程度の可能性がある。

平均上下変位速度については、断層帯東端の金剛山地東縁で西側隆起 0.1－0.6m/千年程度と推定され、紀淡海峡で北側隆起 0.8m/千年以上、また、讃岐山脈南縁の父尾断層で北側隆起 0.6m/千年の可能性がある。

このほか、後藤・中田（2000）は、完新世の河谷が川上断層で 45m、伊予断層で 20m 右横ずれ変位しているとしている。これらの右横ずれ量が仮に過去１万年間の変位の累積であるとすれば、川上断層及びそれより西側では、四国東部に比べ平均右横ずれ変位速度が小さい可能性がある。

（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、主な調査地点について、地形・地質学的に認められた過去の活動時期についてその概略を述べる。

（ａ）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（約２千年前－２世紀；注 10）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（３－４世紀；注 10）に覆われているのが観察された（図８）ことから、本地点における最新活動は約２千年前以後、４世紀以前にあったと推定される。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ほぼ整合する年代値を得ている。

（ｂ）五条谷断層（竹尾地点）

五条谷断層では、和歌山県伊都郡かつらぎ町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 10）以下を切り、Ｄ３層（10 世紀；注 10）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、これが最新活動である可能性がある。

（ｃ）根来断層（上黒谷地点、仁王谷地点、根来寺地点、枇杷谷地点）

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と、Ｂトレンチにおいて、断層がＤ層（７世紀；注 10）を切り、Ｃ５層（８－９世紀；注 10）に覆われている（図９、10、11）。したがって、７－９世紀に活動があったと推定され、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最新活動と考えられる。また、Ａトレンチにおいて、Ｆ１層（約１万４千－１万３千年前；注 10）には断層を挟んで層厚の変化がほとんどなく、派生断層に切られているのに対し、それらを覆うＥ２層およびＥ３層は断層の低下側に厚く堆積している（図 12）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 12）ことから、ＨＡ層（約１万８千年前；注 10）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 10）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 10）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 10）を切り、Ｈ４層（約２万２千－１万９千年前；注 10）に覆われているとしている（図 10）。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 13）。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 ^{14}C 年代値（注 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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 10）の途中まで確実に切り、Ⅲ層（約４千２百－４千年前；注 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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。

一方、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 10）とこれを覆う地層（約３千９百－３千８百年前；注 10）から得られた ^{14}C 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。

（ｄ）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（和歌山県，1999a，b）において反射法弾性波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（暦年未補正値）以後、約 3000 年前（暦年未補正値）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（暦年未補正値）以後、1500 年前（暦年未補正値）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。

（ｅ）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 11、12）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 11、12）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。

（ｆ）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 ^{14}C 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 11、12）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 11、12）に少なくとも１回、最新活動以外の活動があったことになる。

（ｇ）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 14）。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 10）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 10）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 10）から得られた ^{14}C 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 ^{14}C 年代値（注 10）からその時期は３千５百－３千３百年前頃となる。

（ｈ）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 10）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 ^{14}C 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 15）。

Ｂトレンチも耕作土直下の１層（５－６世紀；注 10）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 16）。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 10）（または４c 層）堆積後、４b 層（約２千年前－２世紀；注 10）堆積前の活動が認められる。各層から得られている ^{14}C 年代値（注 10）はばらついているが、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 ^{14}C 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 ^{14}C 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。

（ｉ）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結果（Tsutsumi and Okada，1996）によると、トレンチからは少なくとも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 ^{14}C 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。

（ｊ）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 17）。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 10）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。

（ｋ）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 10）及び３層を切断しているのが認められる（図 18）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 10）を切り、３層（約３千６百－３千５百年前；注 10）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、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。

（ｌ）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 10）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 19）。しかし、Ｄ層及びその上位のＣ層（13－14 世紀；注 10）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 10）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 10）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 20）。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 21）。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 10）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 10）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 10）とＣ層（７－９世紀；注 10）から得られた ^{14}C 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。

（ｍ）畑野断層（上野田地点、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 22)。断層に切られるC層（１－３世紀；注 10）から得られた ^{14}C 年代値から、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 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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。

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 10）から得られた ^{14}C 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 23)。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 10）から得られた ^{14}C 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 ^{14}C 年代値（注 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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 ^{14}C 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 10)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。

（ｎ）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 10）を切りA層に覆われる断層が認められる（図 24)。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 ^{14}C 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 10）をＦ層（７－９世紀；注 10）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 ^{14}C 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。このため、この活動があったかどうかは不明である。

（ｏ）岡村断層（岸ノ下地点、飯岡地点）

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 10）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 10）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 25）。このトレンチの東壁面では、断層がＤ層（９－10 世紀；注 10）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 10）から得られた ^{14}C 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 10）を切りＧ層（約２千４百－２千２百年前；注 10）に覆われている。両層から得られた ^{14}C 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 ^{14}C 年代値（注 10）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 26）。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 10）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 10）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 27；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 10）、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 10）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 10）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 28；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 ^{14}C 年代値（注 10）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 10）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 ^{14}C 年代値（注 10）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。

（ｐ）川上断層（氷見地点、土居地点）

愛媛県西条市氷見で行われたトレンチ調査（図 29；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 10）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 ^{14}C 年代値からその時期は８世紀以後と推定される。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 10）及びⅢ層（７－８世紀；注 10）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 10）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４千９百年前以後、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 30)。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 10）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 10）の年代値が得られていることから、約４千５百年前以後、４回の活動があった可能性がある。

（ｑ）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 10）にあったと推定され、約６千２百年前以後（注 10)、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。

（ｒ）伊予断層（市場地点、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 10）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 10）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 10）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。

（ｓ）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 の長さに渡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行い、最新活動が 13 世紀以後（注 11）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。

（ｔ）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 31）、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 12）。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 32）、断層を挟んで同一面と推定した地層の標高差が急変すること、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 11、13）４回の断層活動があったとしている。また、大塚ほか（2001）は断層を挟んで海上ボーリングを実施し、対比基準面の標高差の急変から、三浦ほか（2001）と同様に約１万年前以後（注 11、13）４回の活動があったとしている。三浦ほか（2001）に基づくと、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 11、13）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。

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 33 のようにまとめられる。図 33 に示すように、本断層帯は最新活動では少なくとも４つの区間に分かれて活動したとみることができる。このうち最も西側の四国全域と伊予灘を含む区間は、最新活動よりも前の活動の際にはさらに３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、伊予地方、別府湾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、山口断層、金剛断層（以下、「金剛山地東縁」とする）

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、約２千年前以後、４世紀以前であったと推定される。

和泉山脈南縁の五条谷断層から根来断層、もしくは和歌山北断層及び磯ノ浦断層より東の区間（以下、「和泉山脈南縁」とする）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、７世紀以後、９世紀以前であったと推定される。活動２は約１万４千年前以後と推定され、活動３は約１万８千年前以後、約１万３千年前以前、活動４は約２万２千年前以後、約２万年前以前、活動５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。なお、地層の欠損の可能性や、後述する平均活動間隔を考慮すると、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。

友ヶ島水道断層と鳴門海峡断層（以下、「紀淡海峡－鳴門海峡」とする）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、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。なお、和歌山平野下に伏在する和歌山北断層及びその北側の磯ノ浦断層は、この区間に含まれる可能性もある。

鳴門断層及び鳴門南断層から評価範囲西端の伊予灘西部断層までの区間（四国全域と伊予灘）では、ほとんどの調査地点において 16 世紀以後の活動が推定されるが、上述のように、池田断層の平山地点では、最新活動時期として８－14 世紀と 13 世紀以後の２つの可能性が考えられ、また、畑野断層の上野地点では、最新活動時期として９－15 世紀と９－17 世紀の２つの可能性が考えられる。これらの地点の活動時期については、周辺の地点の調査結果から得られた活動時期を考慮して、平山地点では 13 世紀以後、上野地点では９－17 世紀とするのが妥当と判断した。

したがって、この区間の最新活動（活動１）は、トレンチ調査結果からは 16 世紀以後であったと推定される。この区間は１つ前の活動（活動２）の時期の違いから、さらに３つの区間に分けられる。

鳴門南断層から石鎚断層に至る区間（以下、「讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部」とする）の活動２は概ね２千年前頃であったと推定される。さらに、最新活動よりも２つ前の活動（活動３）が少なくとも板野断層の川端地点などで認められるが、この時の活動がどの範囲に及んでいたかの特定は困難である。

一方、東半部が石鎚断層と並走する石鎚山脈北縁の岡村断層（以下「石鎚山脈北縁（岡村断層）」とする）では、讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部の活動２と同時期の活動は認められない。本区間の一つ前の活動（活動２）は約３千３百年前以後、約３千年前以前にあったと推定される。この区間ではさらに、約５千４百年前以後、約５千１百年前以前に活動３があった可能性がある。

岡村断層の西半部と並走し、さらに西へと延びる川上断層では、氷見地点で得られた資料から、一つ前の活動（活動２）が１世紀以後、８世紀以前にあったと推定される。一方、伊予灘の上灘沖では約２千５百年前以後に最新活動があったと推定されるが、この時期の活動は１回だけであったとは限らない。したがって、伊予灘まで川上断層の一つ前の活動（活動２）の時期と同時に活動したとみることが可能である。断層トレースからも川上断層よりも西側では明確な区分はできないことから、ここでは川上断層から評価範囲の西端である伊予灘西部断層まで（以下、「石鎚山脈北縁西部－伊予灘」とする）が同時に活動したとみなすこととする。なお、川上断層の土居地点では、活動１、２を含め約４千５百年前以後に活動が４回あった可能性があるが、一方、上灘沖では、約９千６百年前以後少なくとも４回（氷見地点の資料を考慮すると少なくとも５回）の活動があったことが認められている。このように本区間の活動２よりも古い活動については、川上断層と上灘沖とで時期が異なるようにもみえるが詳細は不明である。

○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日に伊予地方で地震があったとの記録がある。また、その４日後の９月５日には、慶長伏見地震が発生した。この地震については、京都及び畿内において被害の記録が多く残されているが、鳴門地方や伊予地方にも被害の記録があり、さらに、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）。さらに同年９月４日（または９月１日）には別府湾を中心とする地域で、慶長豊後（瓜生島）地震が発生している。また、伊予・安芸国では 1649 年及び 1686 年に大きな被害を伴う地震があったとされており（宇佐美，1996）、さらに 1854 年にも伊予西部で被害地震が発生している（宇佐美，1996）。

1596 年９月５日の慶長伏見地震では、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・地質的な調査結果からは、中央構造線断層帯は、四国地方全域が 16 世紀以後に活動したと推定されるが、四国地方の中央構造線断層帯沿いの慶長・伏見地震時の被害の記録はごく一部に限られており、慶長伏見地震の際に中央構造線断層帯も活動したと特定することはできない。1596 年９月１日の伊予地方の地震及び９月４日（または９月１日）の豊後の地震も同様である。また、宇佐美（1996）によれば、1649 年の地震では津波の記録がなく、断層帯からやや離れた広島や宇和島などでも松山と同程度の揺れが生じたとされている。1686 年の地震も同様である。したがって、これらは深いところで発生した地震である可能性があり、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推定される。1854 年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。したがって、この地震も中央構造線断層帯の活動に伴う地震ではないと推定される。

以上のことから、四国地方では少なくとも 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活動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 世紀に限定される。

なお、畿内・七道諸国の広い範囲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（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９）

佐竹ほか（1999）は、金剛山地東縁の金剛断層名柄地点のトレンチで、断層活動により１回の変位を受けていると推定したＤ層の基底が 1.2m 変位しており、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。また、金剛山地東縁区間の長さは約 17km であることから、次の松田（1975）の経験式(1)、(2)に基づくと、１回の変位量は 1.4m と求められる。

$$\mathrm{Log}\,L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

$$\mathrm{Log}\,D = 0.6M - 4.0 \quad (2)$$

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

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以上だったと推定される。また、和泉山脈南縁区間の長さは約 44－52km であることから、前述の経験式に基づくと、１回の変位量は 3.5－4.1m と求められる。

岡田・堤（1997）は徳島県阿波市（旧阿波郡市場町）上喜来の父尾断層付近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、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、その屈曲量から最新活動に伴う父尾断層の右横ずれ変位量を 6.9±0.7m とし、また、同地域で別の畦で 12.9m の横ずれが認められることについて、これが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、岡田ほか（1998a）は、愛媛県西条市飯岡の岡村断層において、それまでに行われたトレンチ調査を総括し、その中でトレンチ群で認められる断層によるシルト層の変位から横ずれ変位量 5.7m と北落ちの上下変位を認め、これを最新活動時の横ずれ変位量とした。

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。また、堤・後藤（2002）は、四国の中央構造線における最新イベントに伴う変位量を求め、四国では、東部の父尾断層で求められた約７m が最大で、西部の重信断層や伊予断層における２－３m が最小であるとしている。

以上のことから、１回の活動に伴う右横ずれ変位量は、和泉山脈南縁の区間では４m 程度、四国地方の讃岐山脈南縁から石鎚山脈北縁東部に至る区間では６－７m 程度、石鎚山脈北縁の岡村断層では６m 程度、また、これより西側の四国西部では２－３m 程度の可能性がある。

また、本断層帯東端の金剛断層付近では１回の活動に伴う上下変位量は１m 程度の可能性がある。

（４） 活動間隔

金剛山地東縁部の金剛断層では、平均上下変位速度が 0.1－0.6m/千年、１回の活動に伴う上下変位量が１m程度（計算値：1.4m）と求められていることから、その平均活動間隔は、2000 年－14000 年と算出できる。したがって、金剛山地東縁の区間では、平均活動間隔が約２千－１万４千年であった可能性がある。

和泉山脈南縁の区間では、根来断層枇杷谷地点のトレンチ調査から過去５回の活動時期が明らかになっているが、活動１（最新活動）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。このため、平均変位速度（約 1.8－3.5m／千年）と１回の変位量（計算値：3.７－4.1m）から求めた値を用いて、和泉山脈南縁の区間における平均活動間隔は、約１千１百－２千３百年であった可能性があると判断した。

紀淡海峡から鳴門海峡に至る区間では、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、その活動間隔を求めると 4000－6000 年となる。したがって、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。

四国東－中部の讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部（鳴門南断層－石鎚断層）では、父尾断層で平均右横ずれ変位速度が６m/千年、１回の活動に伴う右横ずれ変位量が６－７m と求められていることから、その平均活動間隔は約 1000－1200 年となる。一方、本区間の最新活動は 16 世紀頃で、１つ前の活動が約２千年前頃であることから、この間の活動間隔は 1500－1600 年となる。このように２つの方法により求められた数値は整合しないが、前者は用いた平均変位速度及び１回の活動に伴う変位量の数値の信頼度が高いとはいえず、一方、後者も過去２回の活動時期から得られた活動間隔であり、平均的な活動間隔としては信頼度が高いとはいえない。したがって、ここでは両者の数値から、本区間の平均活動間隔を、約１千－１千６百年の可能性があると判断する。

四国中部の岡村断層では、平均右横ずれ変位速度が５－６m/千年、１回の活動に伴う右横ずれ変位量が６m と求められていることから、その平均活動間隔は 1000－1200 年と求められる。また、岡村断層の過去３回の活動時期から、その間の活動間隔は 2300－2500 年と求められる。ここでも２つの独立な方法により求められた数値は整合しないが、本区間の平均活動間隔は、これら２つの数値から約１千－２千５百年の可能性があると判断する。

四国中－西部の石鎚山脈北縁西部－伊予灘（川上断層－伊予灘西部断層）では、川上断層の土居地点において約４千５百年前以後、16 世紀以前に４回の活動があったことから、その平均活動間隔は約 1000－1300 年と求められる。一方、伊予灘東部断層の上灘沖では、過去約１万年間に少なくとも４回の活動が認められているが、このうち最も新しい活動の期間には２回の活動があった可能性がある。このため、上灘沖地点の活動２－４においてそれぞれ活動が１回ずつであったとしてこの間の平均活動間隔を求めると、活動２の時期が約４千６百年前以後、約３千９百年前以前で、活動４の時期が約９千６百年前であることから 2500－2900 年となる。川上断層と伊予灘の断層は常に１つの活動区間を形成していたかどうか不明であるが、これらの２つの数値より、本区間の平均活動間隔を約１千－２千９百年の可能性があると判断する。

（５）活動区間

上述のように過去の活動時期の違いに基づけば、本断層帯は、①金剛山地東縁区間（当麻断層－金剛断層）、②和泉山脈南縁区間（五条谷断層－根来断層、もしくは五条谷断層－磯ノ浦断層及び和歌山北断層）、③紀淡海峡から鳴門海峡に至る区間（友ヶ島水道断層－鳴門海峡断層、もしくは和歌山北断層及び磯ノ浦断層－鳴門海峡断層）、④讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部（鳴門断層及び鳴門南断層－石鎚断層）、⑤石鎚山脈北縁（岡村断層）、及び⑥石鎚山脈北縁西部－伊予灘（川上断層－伊予灘西部断層）の６つの区間に分けられる。五条谷断層の最新活動からは、この断層が金剛山地東縁の区間と同じ活動区間として活動した可能性も否定できない（図 33）。しかし、本断層帯西端の佐多岬北西沖から五条谷断層までがほぼ直線上に連なること（図１－１）、また、２．１（３）に述べたように、金剛山地東縁の区間の主体は西側が相対的に隆起する逆断層であるのに対し、五条谷断層は根来断層以西と同じく右横ずれが主体と考えられることから、五条谷断層は、和泉山脈南縁の区間の一部として、根来断層などと共に活動した可能性がある。

上記の６つの区間のうち、④、⑤、⑥の３つの区間は最新活動時には同時に活動したと推定されるが、比較的短期間のうちに次々と活動した可能性もある。なお、これらが複数の区間に分けられることは、１回の活動に伴う右横ずれ変位量が四国東部と四国西部で異なることと調和的である。

最も西側の石鎚山脈北縁西部から伊予灘に至る区間はさらに西へ延びている可能性もある。また、これら６つの区間はさらに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過去約 100 年間、約 40 年間、約 20 年間及び約 10 年間の測地観測結果によると、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、金剛断層の近傍では、東西方向の縮みとなっている。最近５年間のＧＰＳ観測結果でも同様の縮みがみられる。

（７）地震観測結果

本断層帯付近の地震発生層の下限の深さは、概ね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、最新活動時においては少なくとも４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６つ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４つないし６つの区間に分かれて活動する可能性があるが、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つの起震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、四国全域や断層帯全域が同時に活動する可能性も考慮すると、その長さはそれぞれ 200km、300km 以上となり、松田(1975)による経験式（１）の適用範囲外となる。この経験式によると、長さ 80km の断層でマグニチュード 8.0 となる。このため、このように断層長が非常に長い区間について、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。Ｍｗの算出にあたっては、各区間が単独で活動する場合も他の区間と連動する場合も、変位量はそれぞれの区間で常に一定と仮定した。なお、ここで用いた変位量は地表変位量として得られたものであり、地下の断層面における変位量と同じではない可能性があることに留意する必要がある。

（２）地震発生の可能性

以上のように、本断層帯で得られた資料によると、金剛山地東縁区間においては、平均活動間隔が約２千－１万４千年、最新の活動以後の経過時間は約１千６百－２千年である。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 0.1－1.0 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、α＝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％－５％、ほぼ０％－９％、ほぼ０％－20%、ほぼ０％－50%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ０％－50%となる（表４）。

和泉山脈南縁区間では、平均活動間隔が約１千１百－２千３百年、最新の活動以後の経過時間は１千１百－１千４百年である。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 0.5－1.3 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、α＝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、0.06%－14%、0.1%－20%、0.3%－40%、２%－80%となる。また、現在までの集積確率は、0.1%－90%となる（表４）。

また、紀淡海峡から鳴門海峡までの区間（和歌山北断層及び磯ノ浦断層も含まれる可能性がある）を含む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）。

讃岐山脈南縁から石鎚山脈北縁東部の石鎚断層までの区間の平均活動間隔は約１千－１千６百年、最新の活動以後の経過時間は約４百－５百年である。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 0.3－0.5 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%－0.3%、ほぼ０%－0.7%、ほぼ０%－２%、0.04%－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）。

石鎚山脈北縁（岡村断層）の平均活動間隔は約１千－２千５百年、最新の活動以後の経過時間は約４百－５百年である。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%－0.3%、ほぼ０%－0.7%、ほぼ０%－２%、ほぼ０%－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）。

石鎚山脈北縁西部の川上断層から伊予灘までの区間の平均活動間隔は約１千－２千９百年、最新の活動以後の経過時間は約４百－５百年である。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 0.1－0.5 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%－0.3%、ほぼ０%－0.7%、ほぼ０%－２%、ほぼ０%－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）。

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、金剛山地東縁区間と和泉山脈南縁区間は、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。また、他の４つの区間はそれぞれやや高いグループ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、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、本断層帯は非常に規模が大きく、その活動様式も複雑であると考えられる。本断層帯は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し、活動区間や各区間の活動度など、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにする必要がある。特に、平均変位速度を精度よく求めることにより、平均活動間隔や将来の地震発生

確率の推定精度をあげることが求められる。また、和泉山脈南縁から讃岐山脈南縁の区間の傾斜角は低角度と推定されているが、力学的見地からは活動度の高い横ずれ断層の傾斜角は高角度と考えられることと矛盾する。この点についても、さらに検討が必要である。

本断層帯の西端はさらに西に延び、別府湾から大分市内に分布する別府－万年山断層帯に連続している可能性がある。このため、別府－万年山断層帯との関係については、引き続き検討する必要がある。

注９：「変位」を、１－３頁の本文及び９－15 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、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 10：21,000 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11：年代値は原著のまま。

注12：一般的に海底堆積物の有機物から得られた^{14}C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^{14}C年代暦年補正値から４百年若い年代値とした。以下同じ。

注 13：大塚ほか（2001）は約１万年前としているが、注 12 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。

文　献

千田　昇・池田安隆・中田　高・岡田篤正・宇根　寛（2001）：1:25,000 都市圏活断層図「大分」．国土地理院技術資料 D･1-No.375.

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.
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・中田 高（1998）：中央構造線活断層系（四国）の川上断層・岡村断層の再検討―横ずれ断層の断層線認識の新たな視点とその意義―．活断層研究，**17**，132-140.
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・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.
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.
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.
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・限元　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・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.
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－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.
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－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－万年山断層帯の長期評価について」. 73p.
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.
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（1980）:「日本の活断層－分布図と資料－」, 東京大学出版会, 363p.
活断層研究会（1991）:「新編日本の活断層－分布図と資料－」, 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－紀伊半島北西部中央構造線を例としてー. 地震, 第２輯, **54**, 233-249.
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」.
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（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.
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・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.
水野清秀・佃　栄吉・宮地良典（1998）: 和歌山平野伏在活断層のボーリング調査（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･吉岡敏和･岡村　真･松岡裕美（1996）: 淡路島南部, 湊－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.

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・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･後藤秀昭･岡田篤正･堤 浩之･丹羽俊二･小田切聡子（1999）: 1:25,000 都市圏活断層図「脇町」. 国土地理院技術資料 D･1-No.368.
中田　高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆（1996）: 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東南部」，国土地理院技術資料，D･1-No.333.
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.
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.
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.
小川光明・岡村　眞・島崎邦彦・中田　高・千田　昇・中村俊夫・宮武　隆・前杢英明・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・千田　昇・中田　高（1996a）: 1:25,000 都市圏活断層図「五條」，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「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（1996c）: 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・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・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・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・東郷正美編（2000）:「近畿の活断層」. 東京大学出版会，395p.
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・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･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･堤　浩之･中田　高･後藤秀昭･丹羽俊二･小田切聡子（1999c）：1:25,000 都市圏活断層図「川島」．国土地理院技術資料 D･1-No.368.

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.

大野裕記･小林修ニ・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.

斉藤　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姶良 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（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.

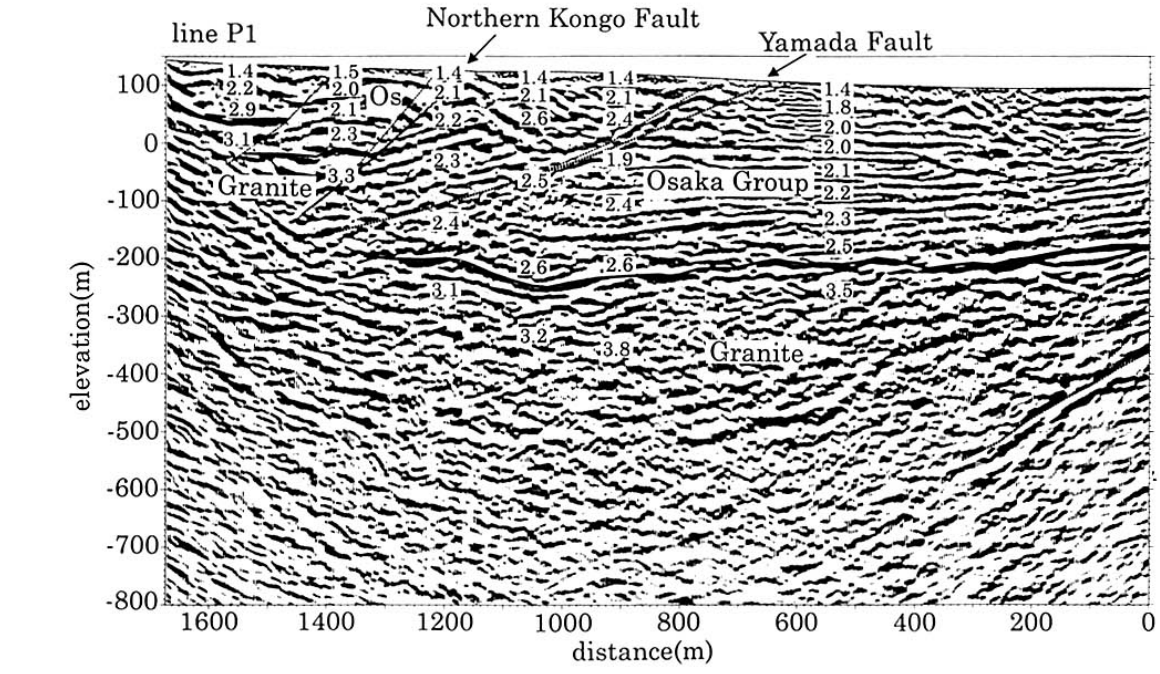
徳島県（1998）：「平成９年度地震関係基礎調査交付金　中央構造線断層帯（讃岐山脈南縁）に関する調査　成果報告書」. 270p.

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.

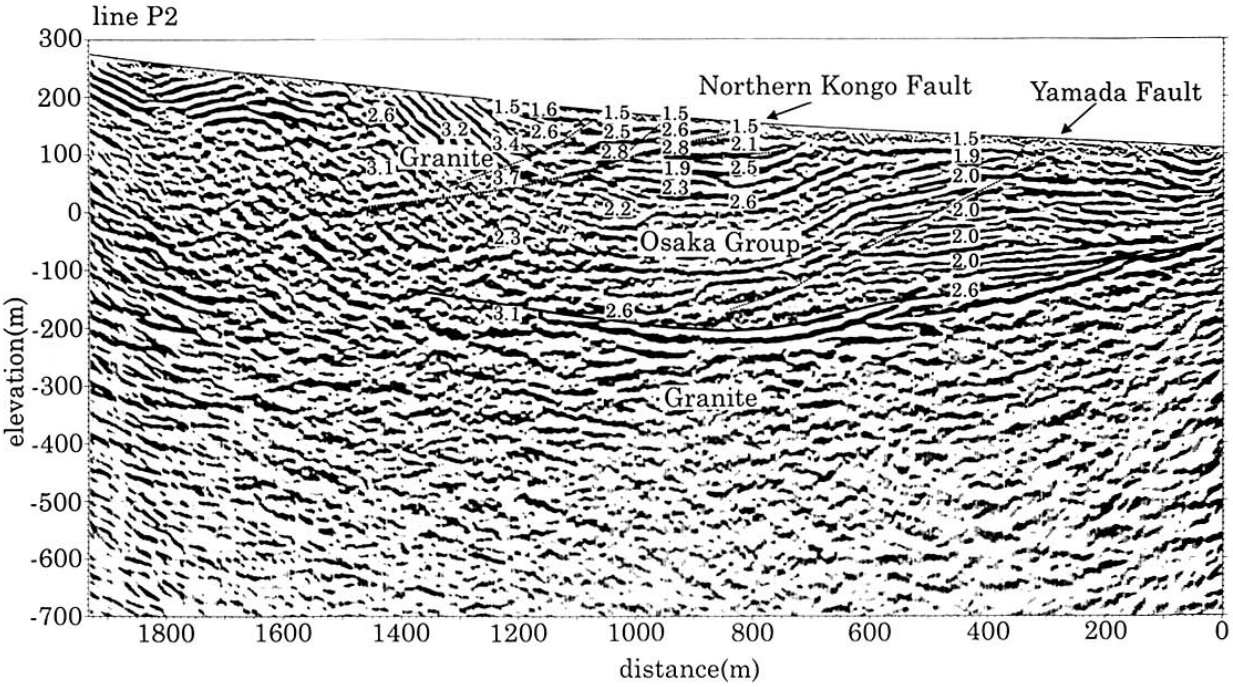
徳島県（2000a）：「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金　中央構造線断層帯（讃岐山脈南縁）に関する調査　成果報告書」. 215p.

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・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.
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.
堤　浩之・中田　高・小川光明・岡村　真・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.
堤　浩之・後藤秀昭（2002）：四国の中央構造線活断層系の最新活動に伴う横ずれ変位量分布－地形学的手法による検討．地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集．J029-P026.
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.
宇佐美龍夫（1996）：「新編日本被害地震総覧〔増補改訂版 416-1995〕」．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ケ島水道海域の地質調査．海洋調査技術，**8**，2，1-10.



(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。

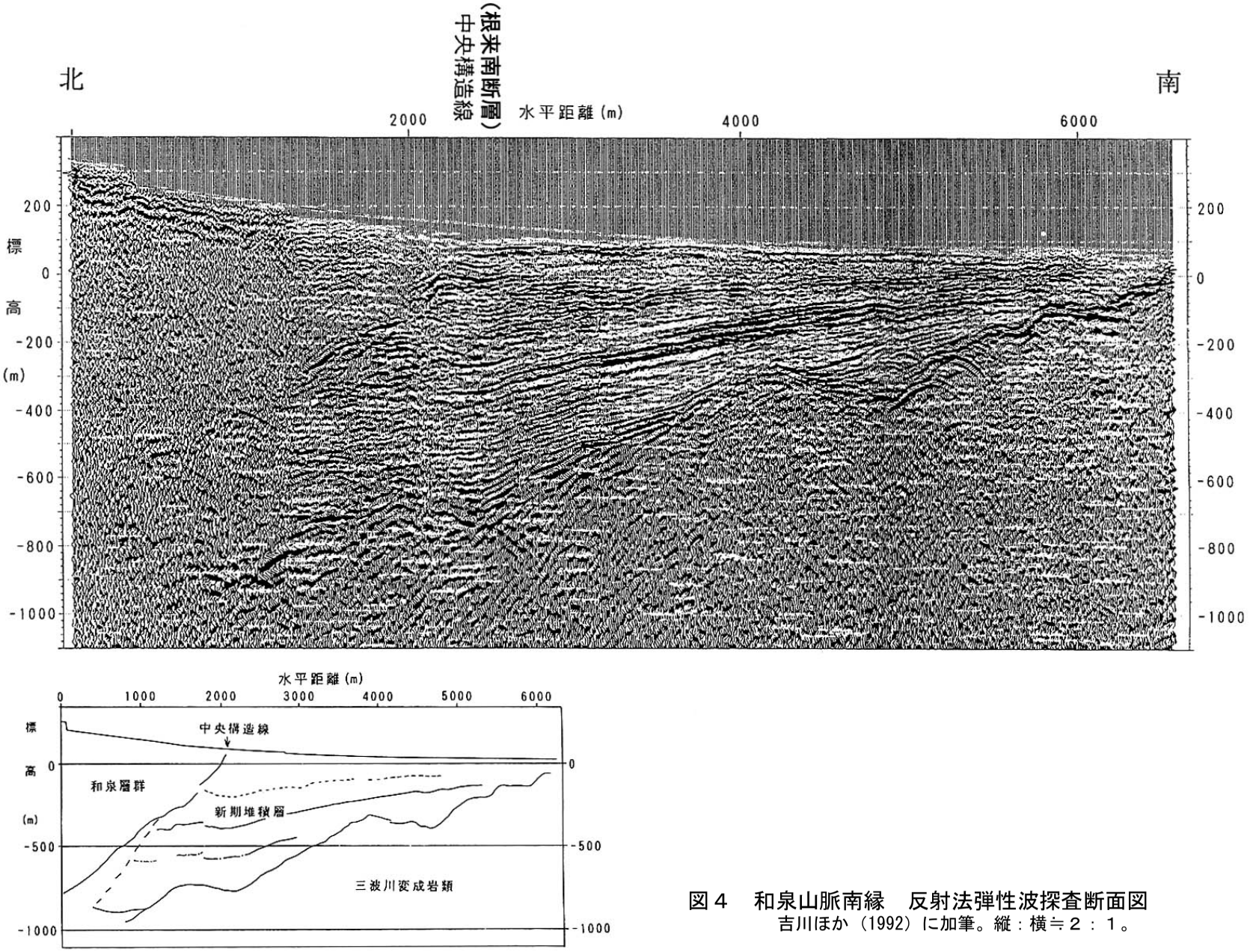
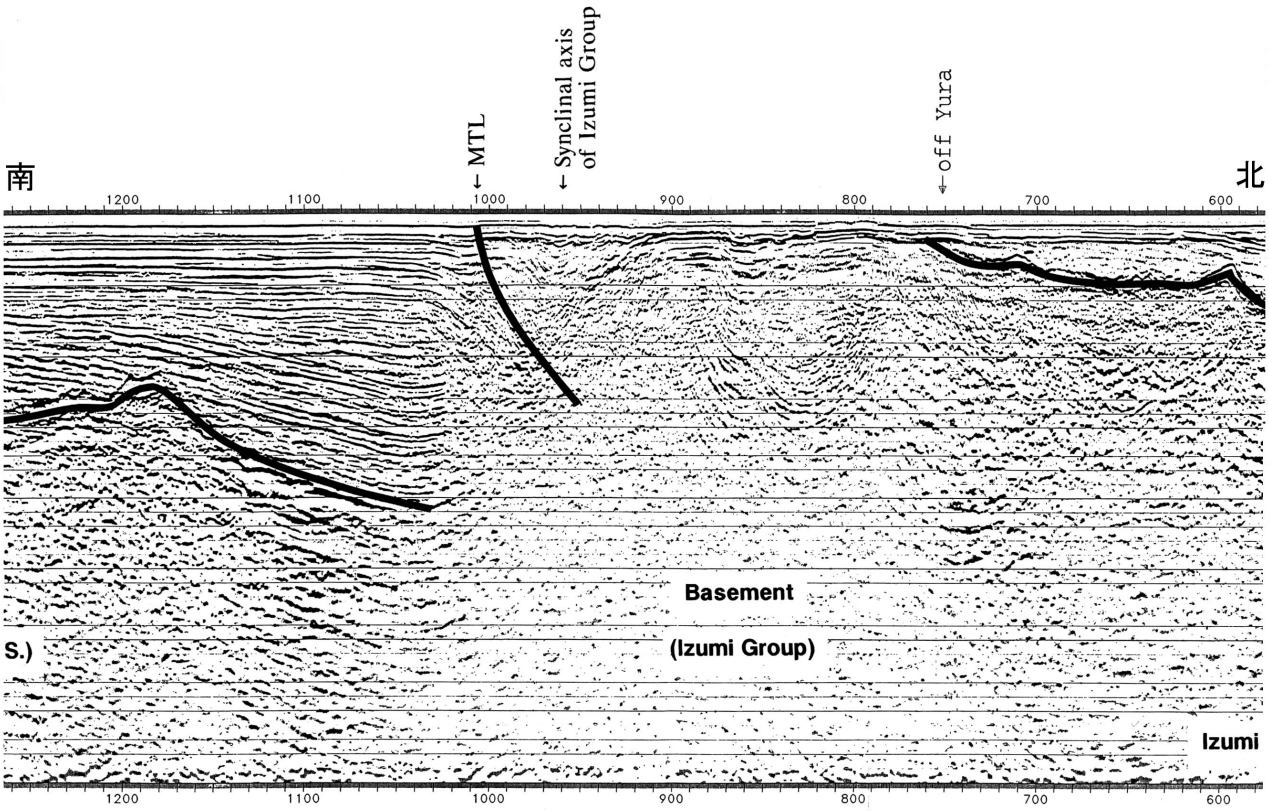


図４　和泉山脈南縁　反射法弾性波探査断面図
吉川ほか（1992）に加筆。縦：横≒２：１。



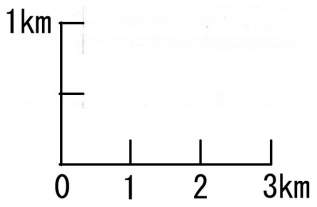


図５　紀淡海峡　反射法弾性波探査断面図
横倉ほか（1998）に加筆。縦：横＝２：１。

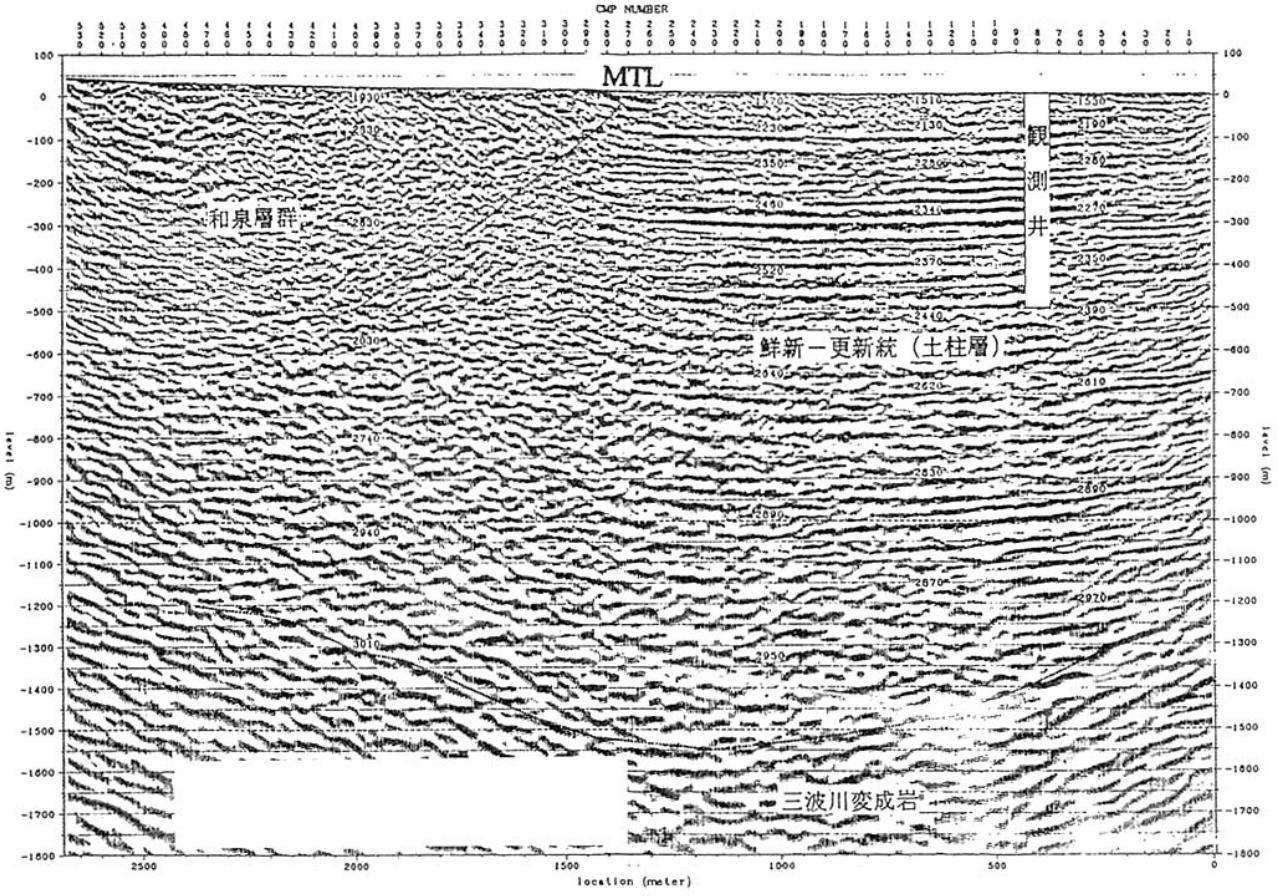
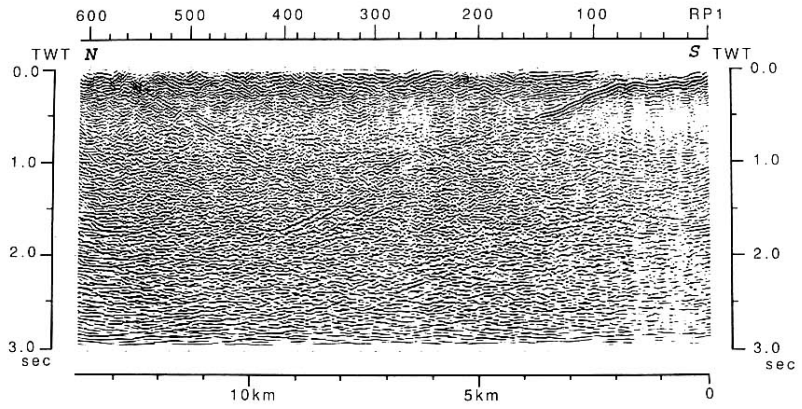
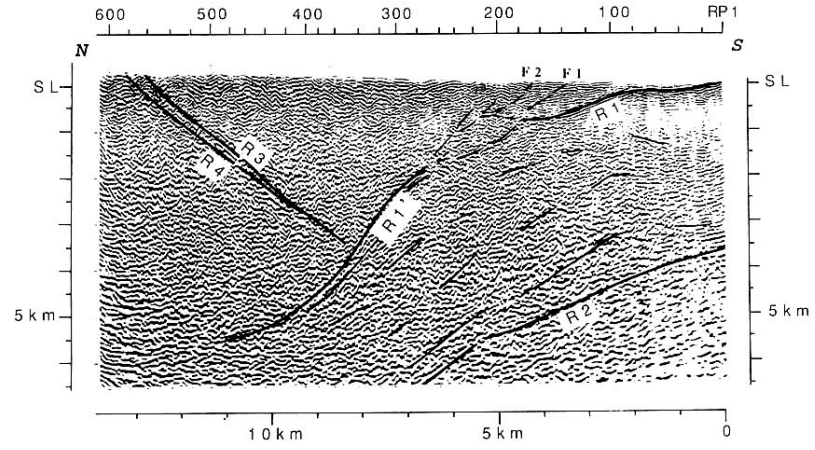


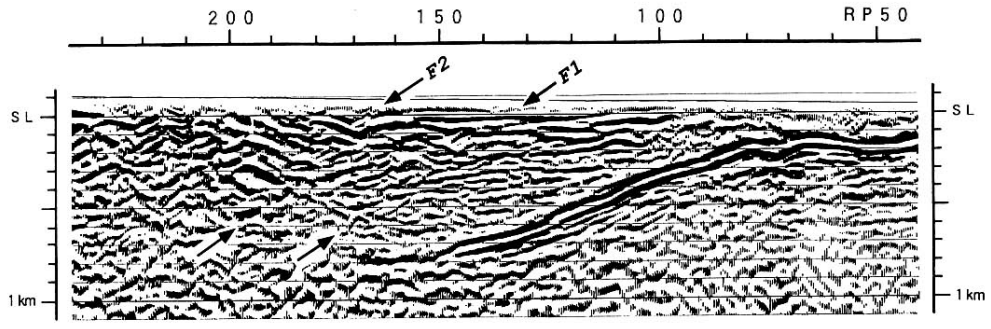
図６　讃岐山脈南縁鳴門断層　反射法弾性波探査断面図
佃・佐藤（1996）。



Migrated time section. 0.0 (twt) 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 F 2 indicate F1 and F2 in Fig. 6, respectively. See text in detail. No vertical exaggeration.

図７　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）。

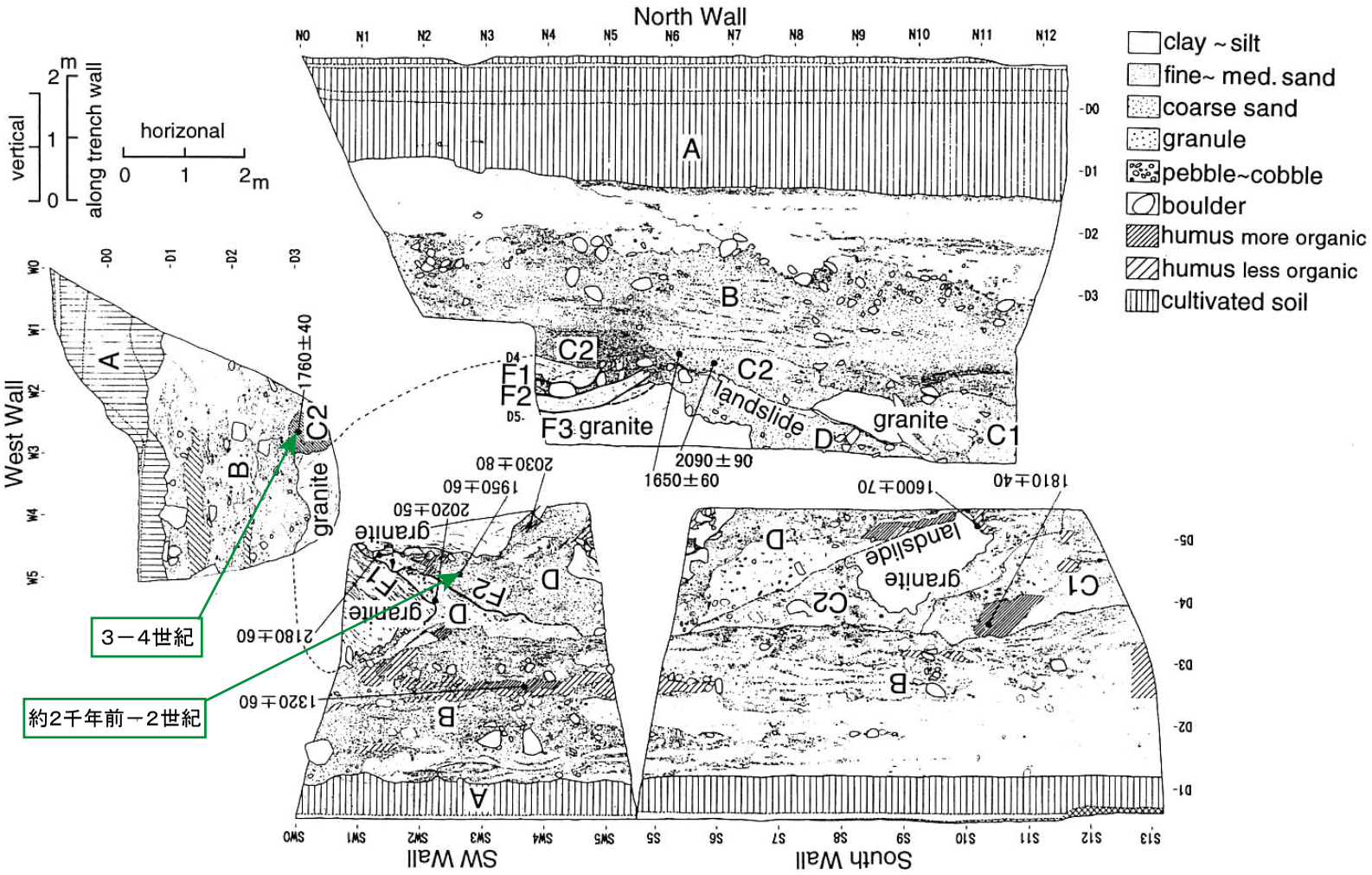


図８　金剛断層　名柄地点第２トレンチ　壁面スケッチ（展開図）

佐竹ほか（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。

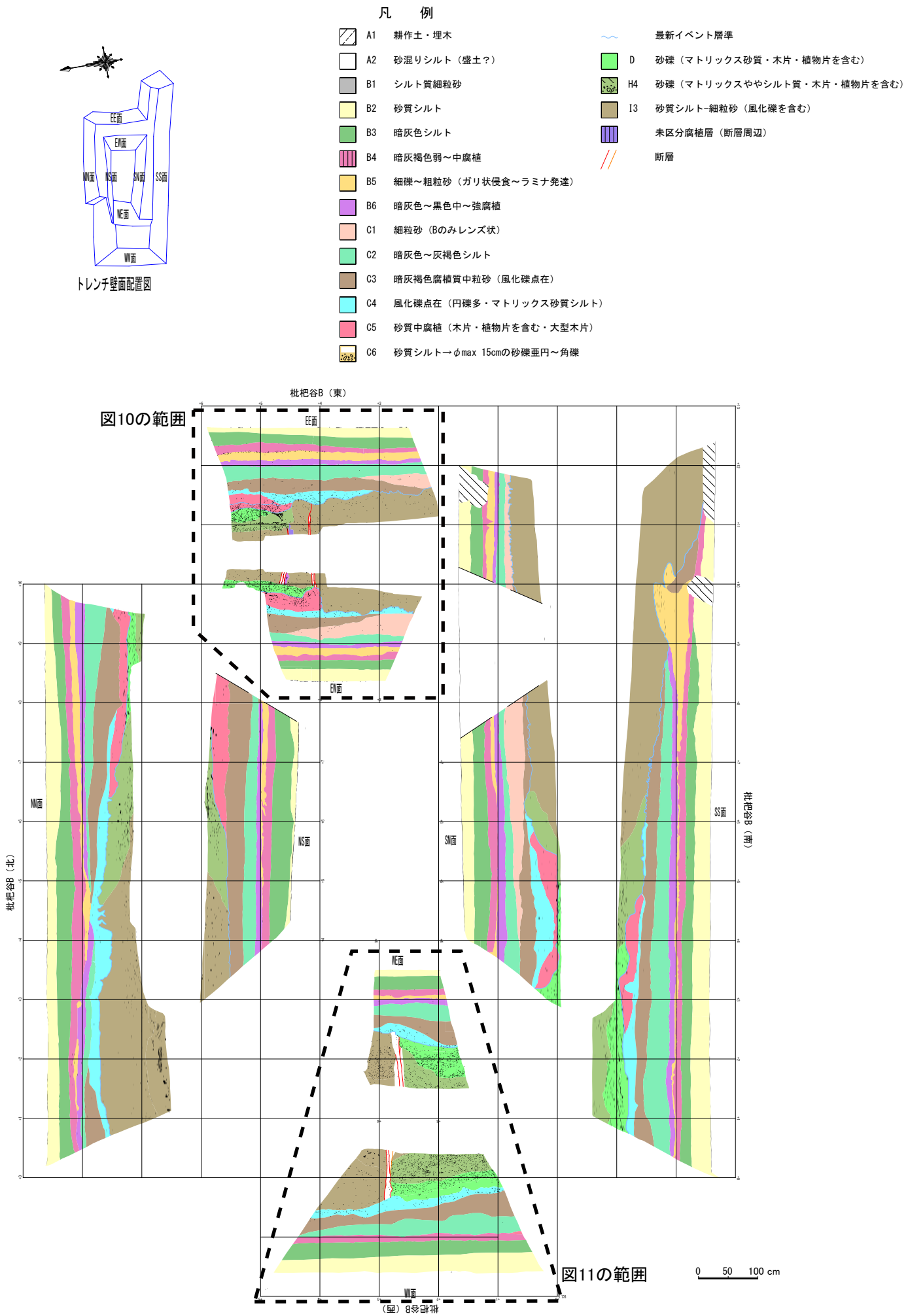


図９　根来断層　枇杷谷地点Ｂトレンチ　スケッチ図

地域地盤環境研究所（2008）に加筆。
点線枠は、図10、11の範囲を示す。

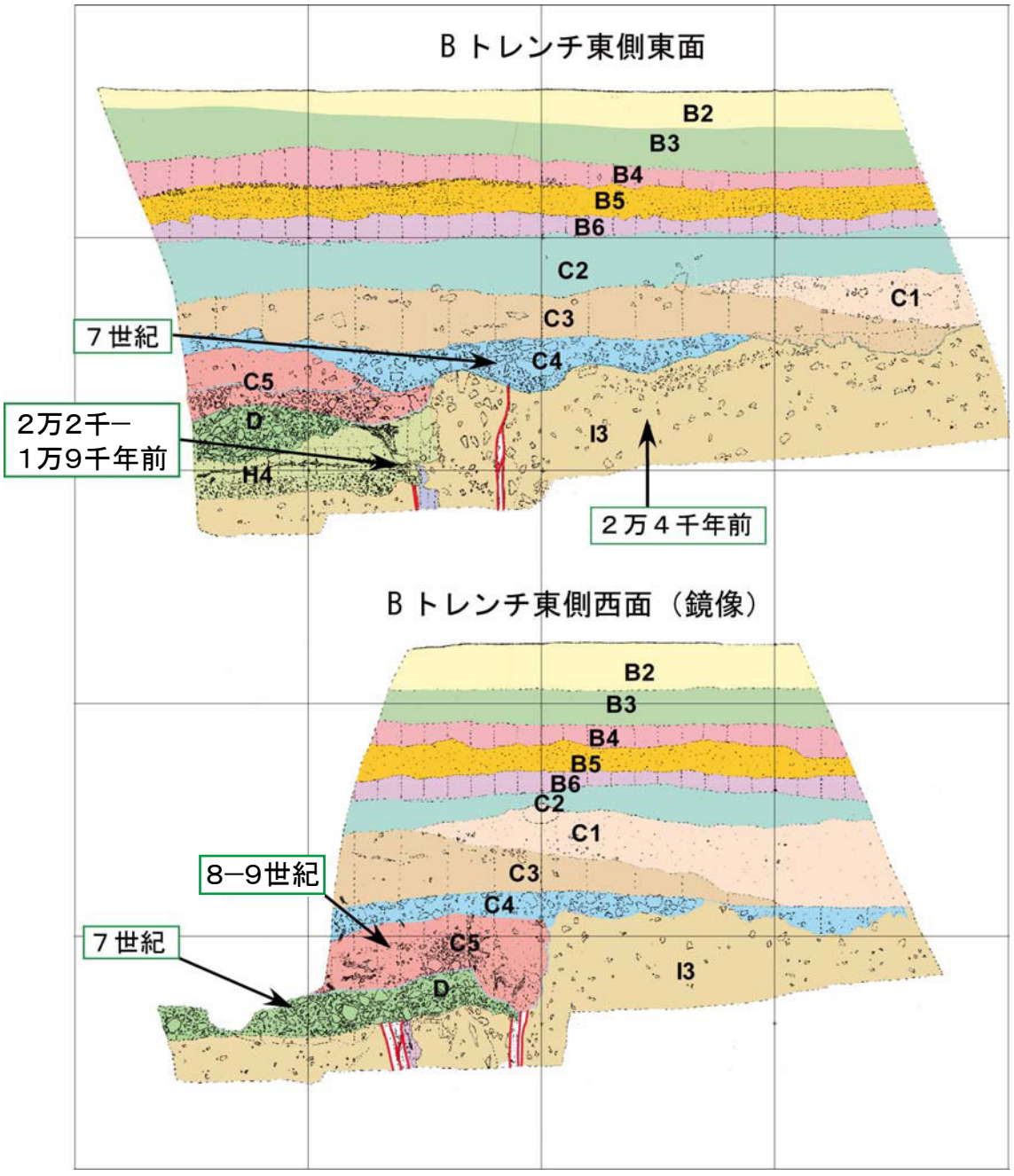


図10　根来断層　枇杷谷地点Bトレンチ　東側壁面スケッチ図

地域地盤環境研究所（2008）に加筆。

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。

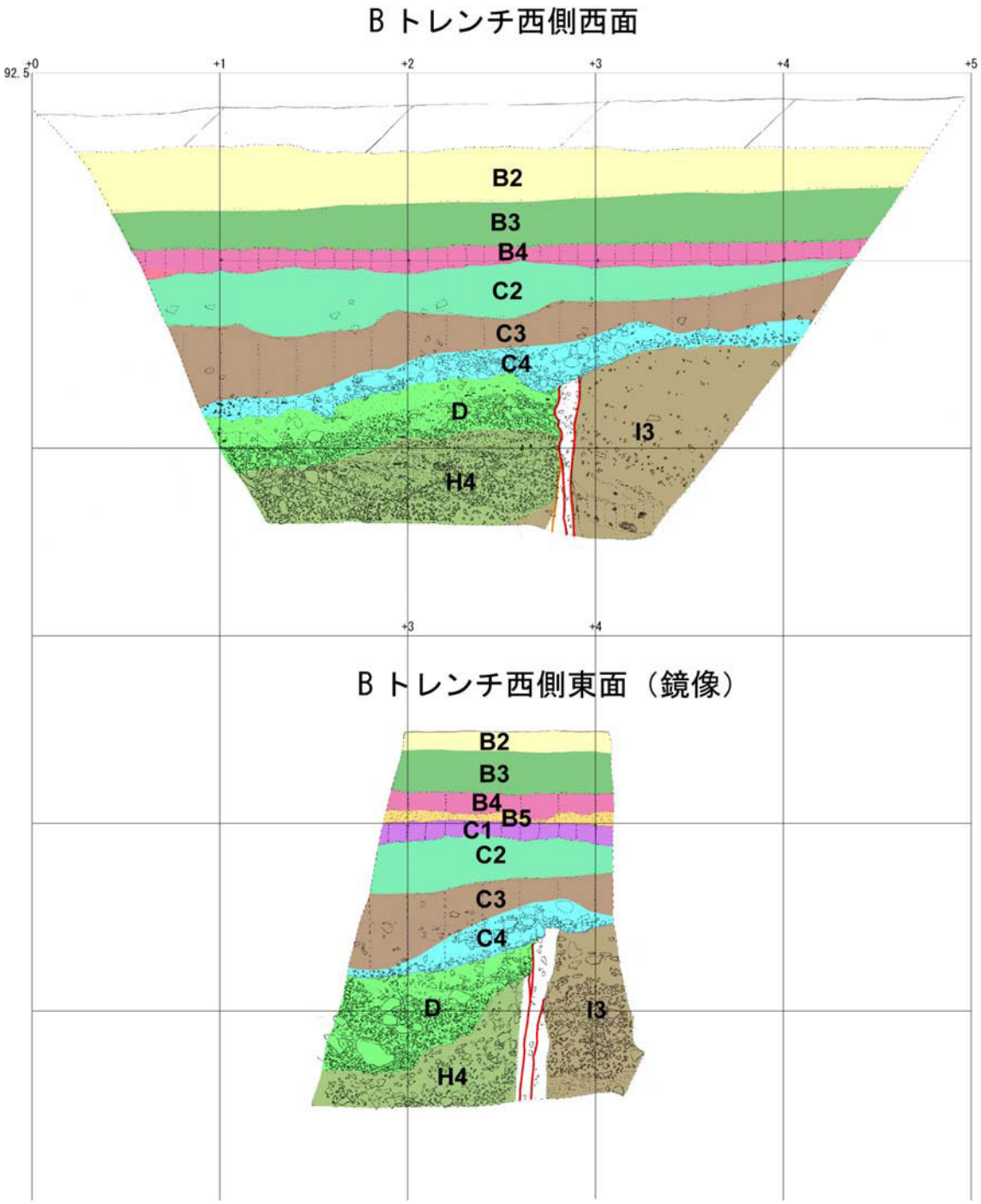
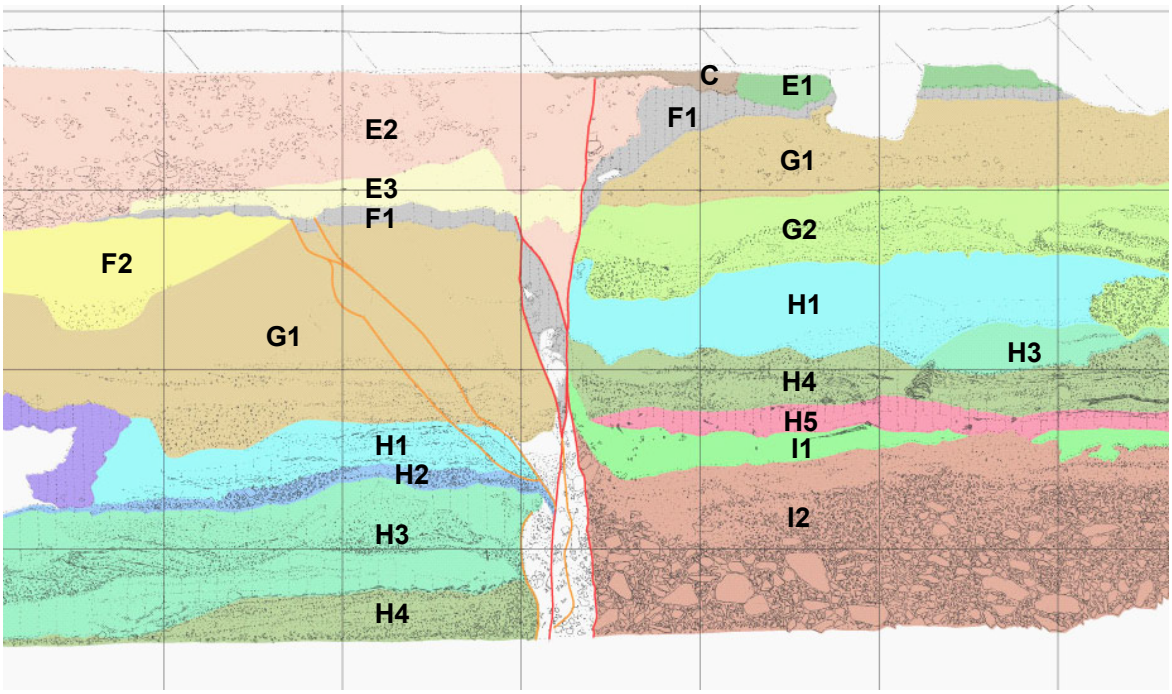


図11　根来断層　枇杷谷地点Ｂトレンチ　西側壁面スケッチ図

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10参照）。

Aトレンチ東面（鏡像）



Aトレンチ西面

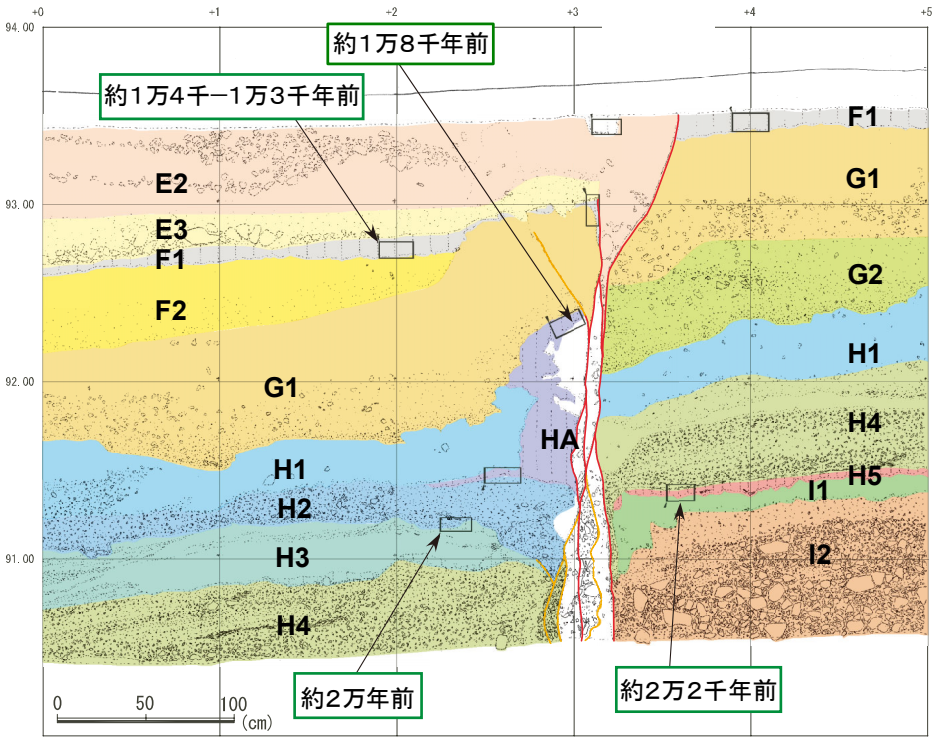


図12　根来断層　枇杷谷地点Aトレンチ　壁面スケッチ

地域地盤環境研究所（2008）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

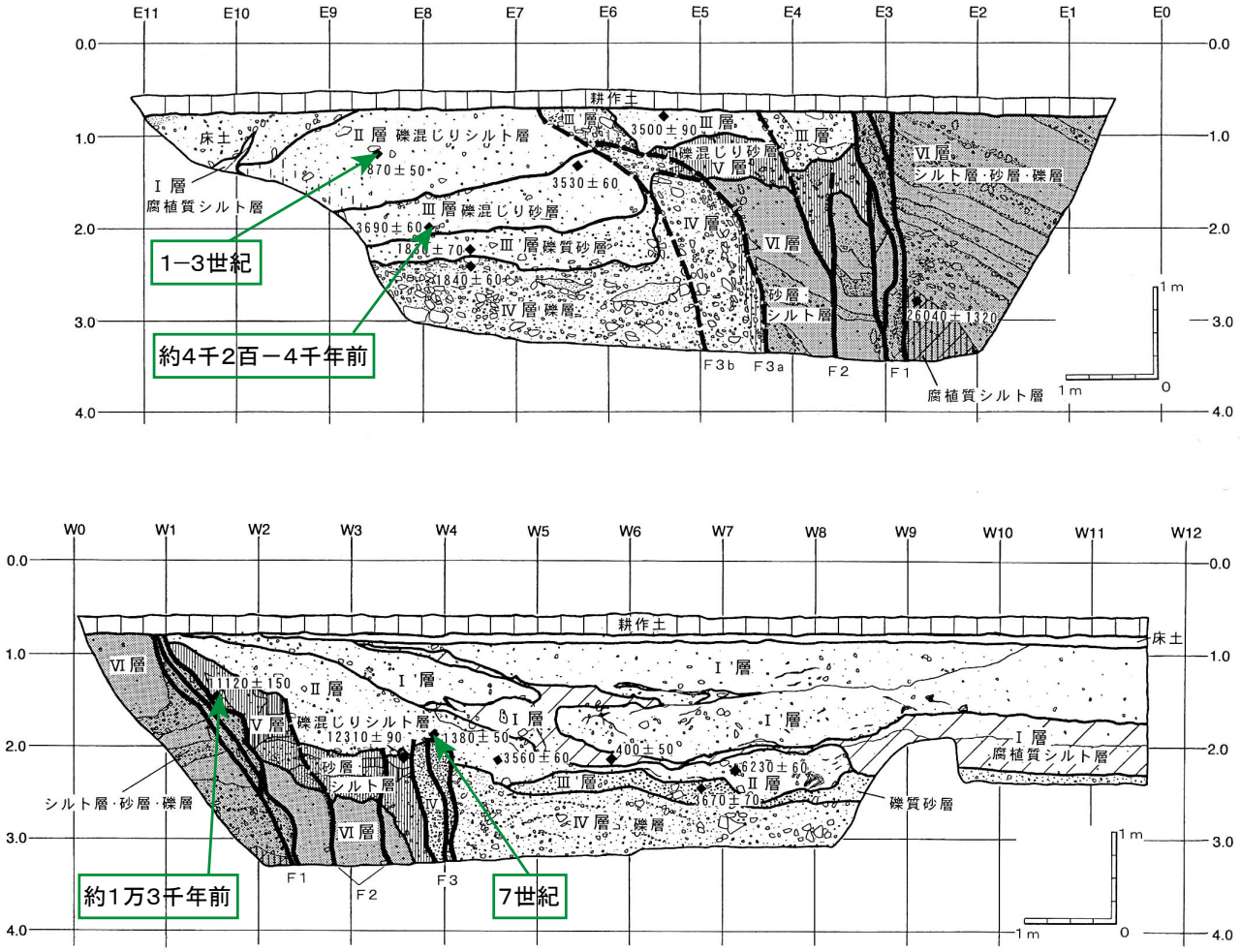


図13　根来断層　上黒谷地点No. 3トレンチ　壁面スケッチ（上：東壁面，下：西壁面）

佃ほか（1998）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

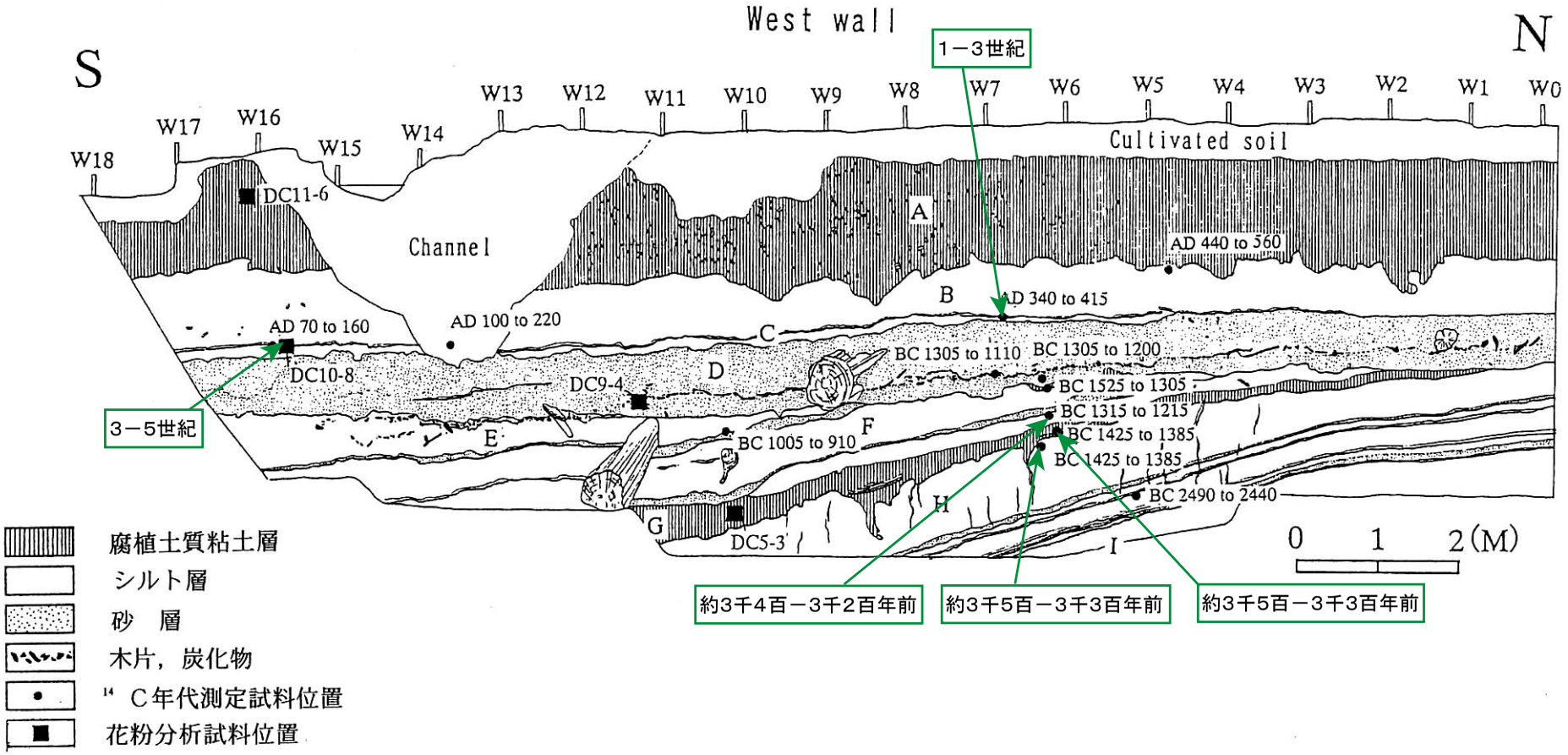


図14　鳴門南断層　段関･大代地点トレンチ　西壁面スケッチ

徳島県（2000b）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　］に示す。

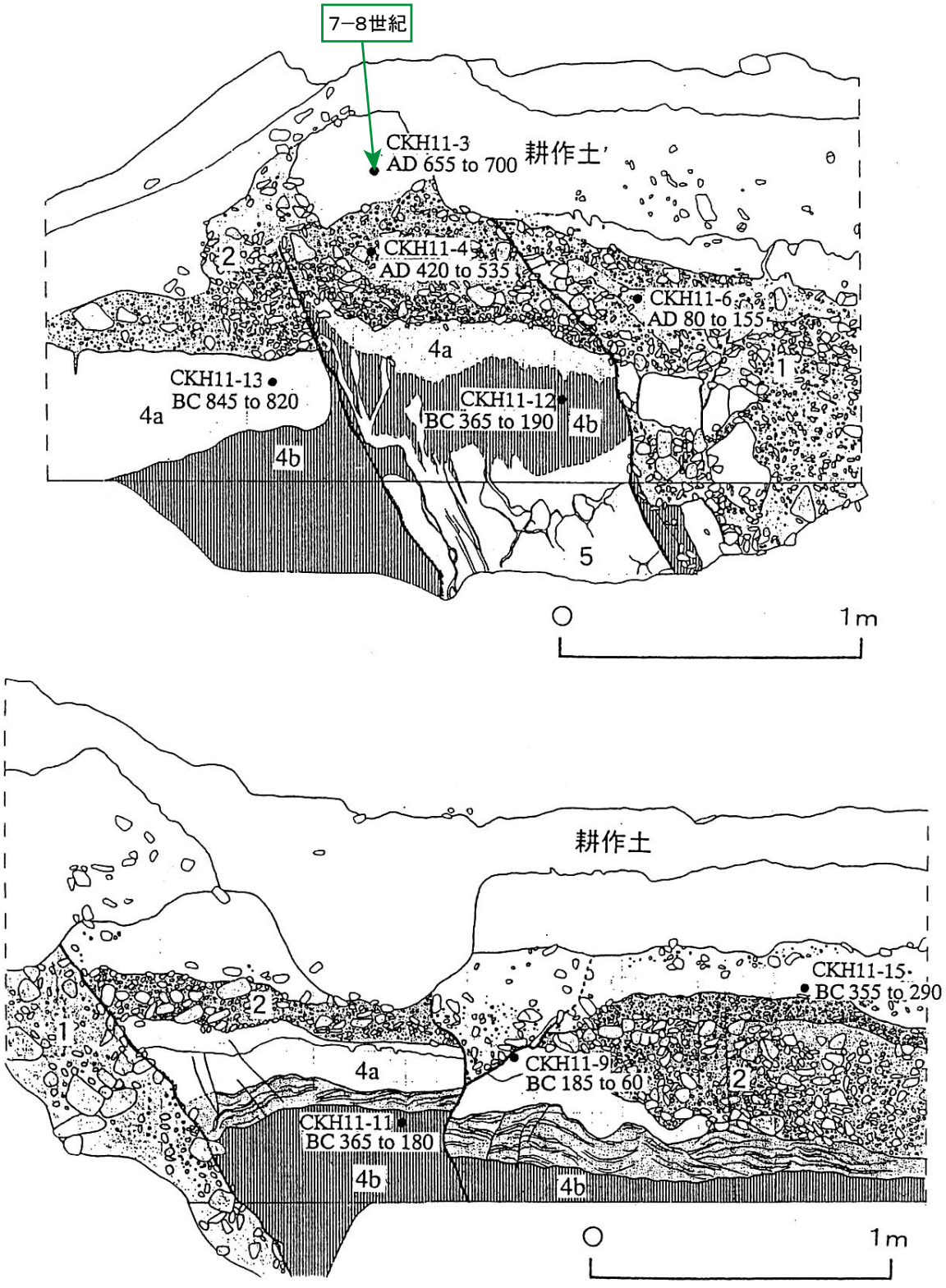


図15　板野断層　川端地点Ｂ予察トレンチ　壁面スケッチ（上：西壁面，下：東壁面）
徳島県（2000b）に加筆。
年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　］に示す。

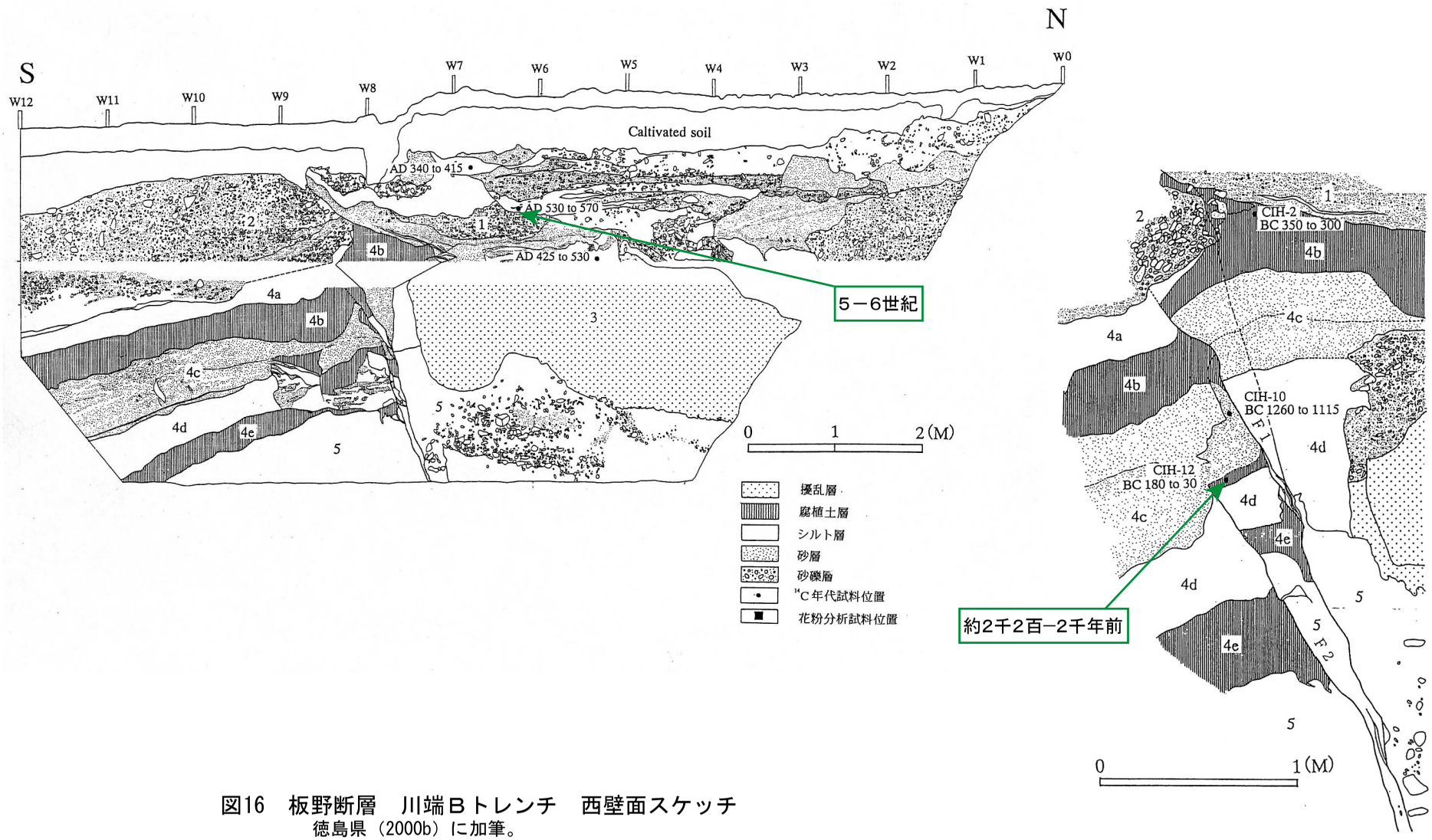


図16　板野断層　川端Ｂトレンチ　西壁面スケッチ

徳島県（2000b）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）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。

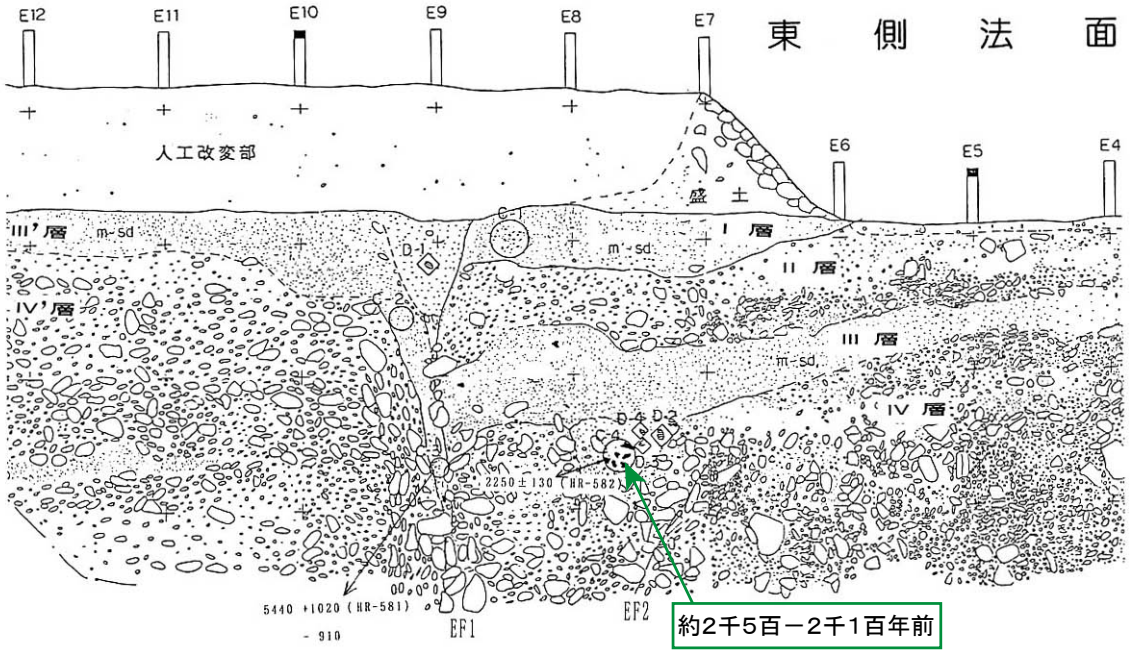


図５　市場町上喜来トレンチＡの東側法面中央部スケッチ．
○印は分析試料，□印は考古遺物試料の採取位置．数字は ^{14}C 年代値，（ ）内のローマ字と数字は測定機関とそのコード番号．図の上部に１ｍの間隔を示す．約 45°の法面に沿って投影記載．

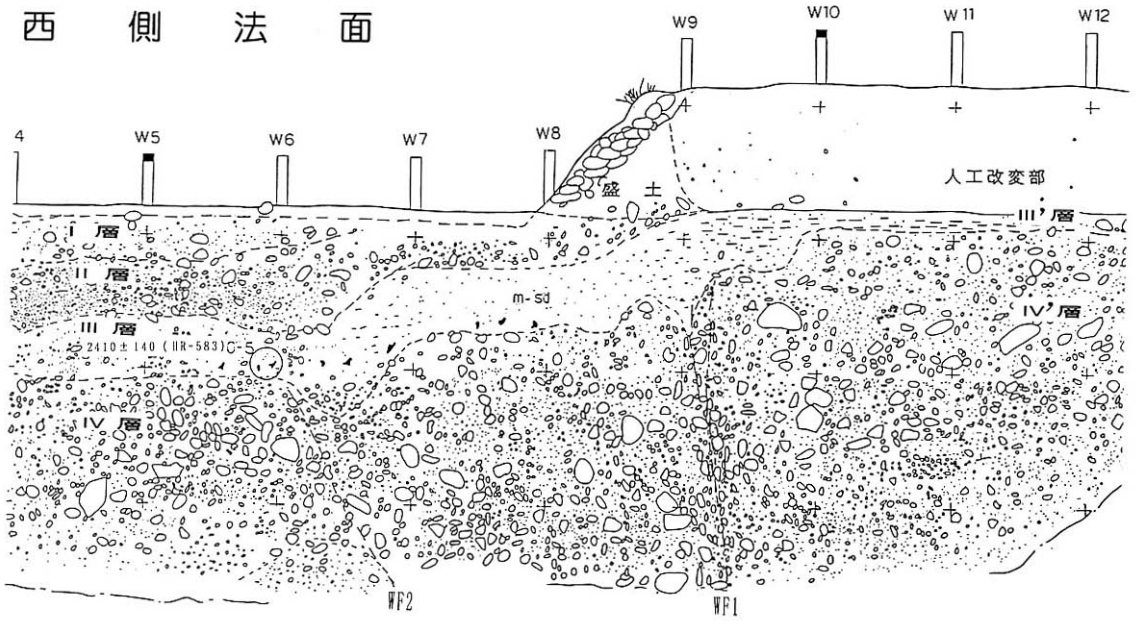


図17　父尾断層　上喜来トレンチ　壁面スケッチ
岡田・堤（1997）に加筆。
年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

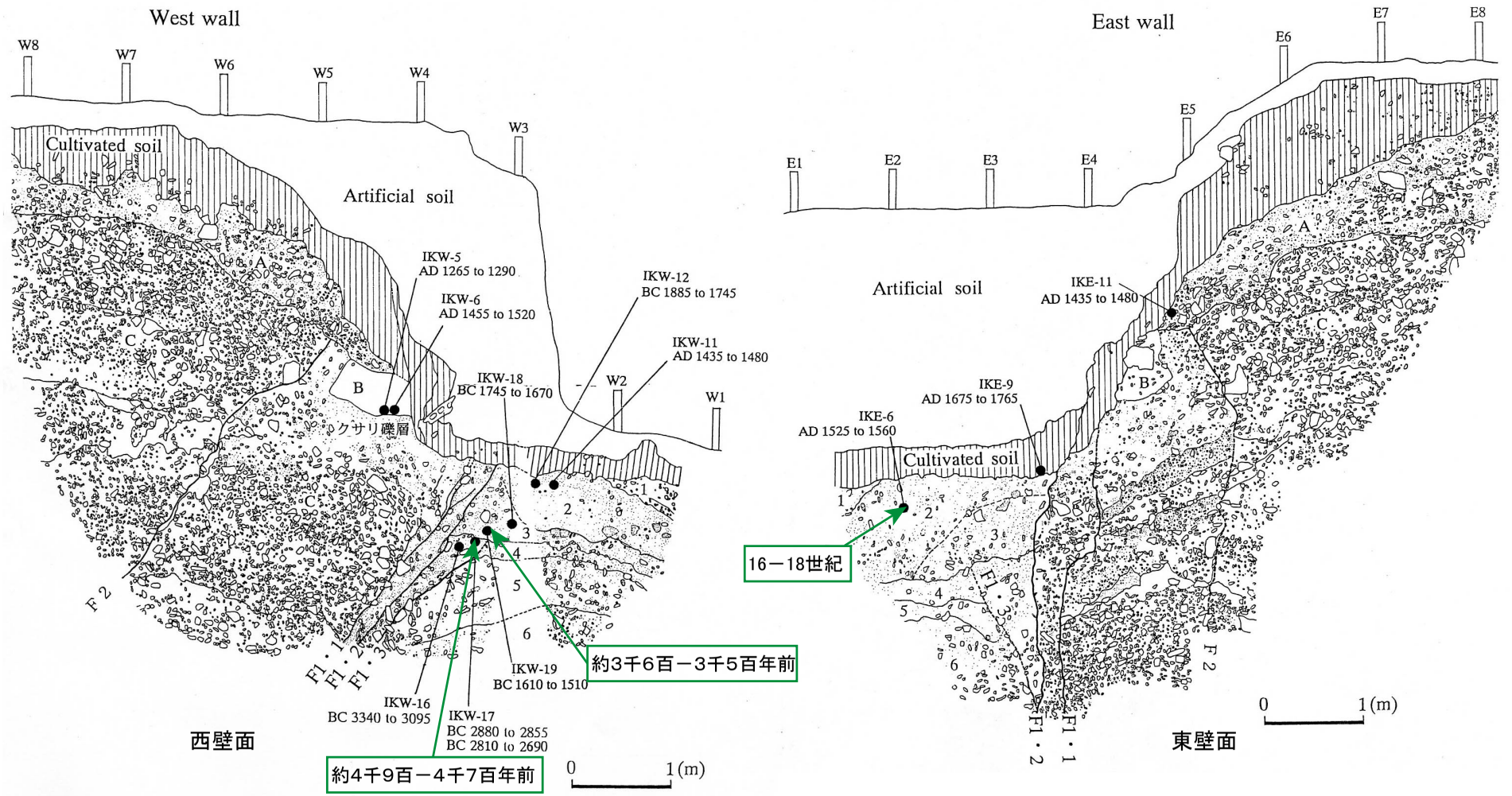
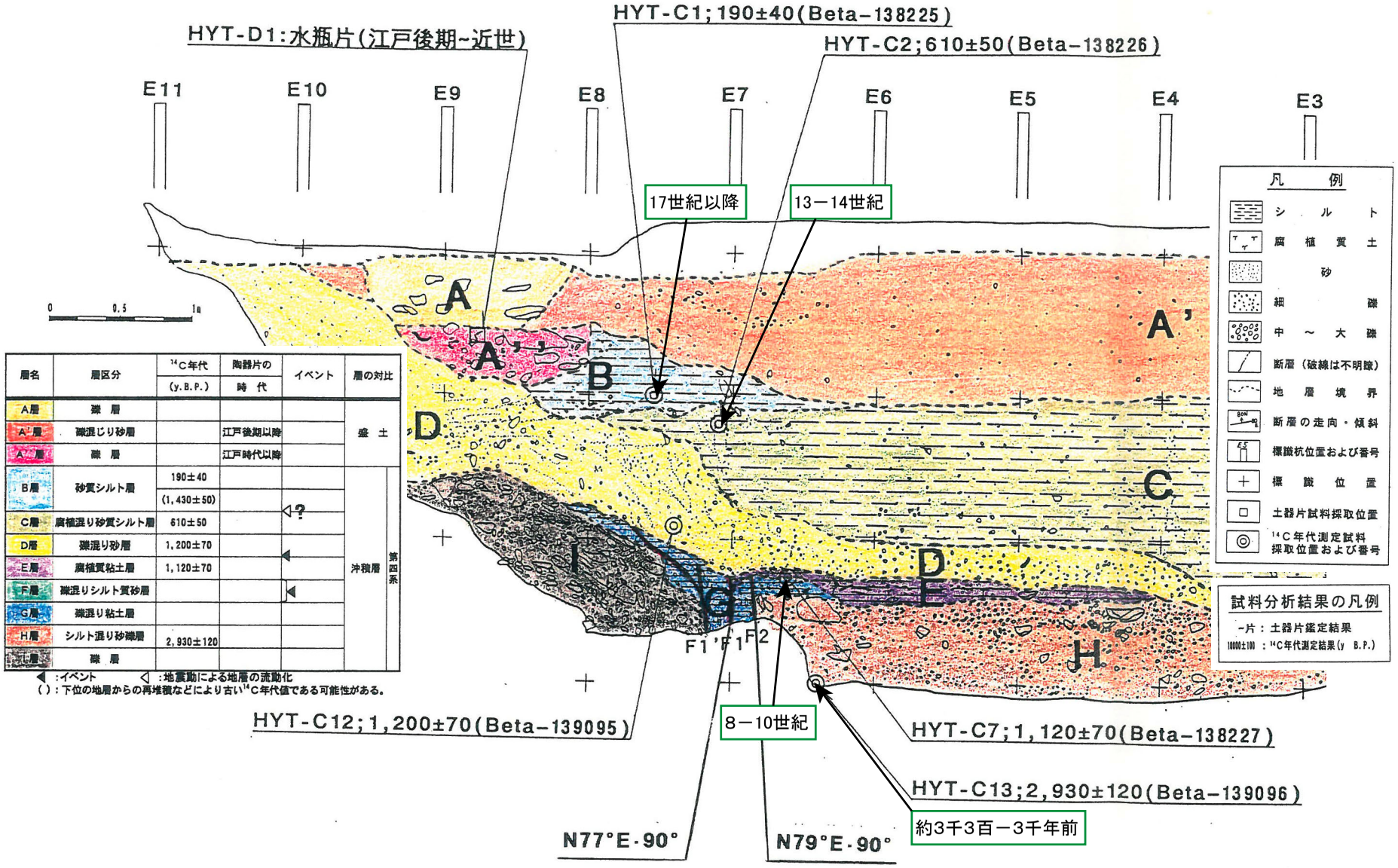


図18　三野断層　池ノ浦トレンチ　壁面スケッチ

徳島県（2000b）に加筆。

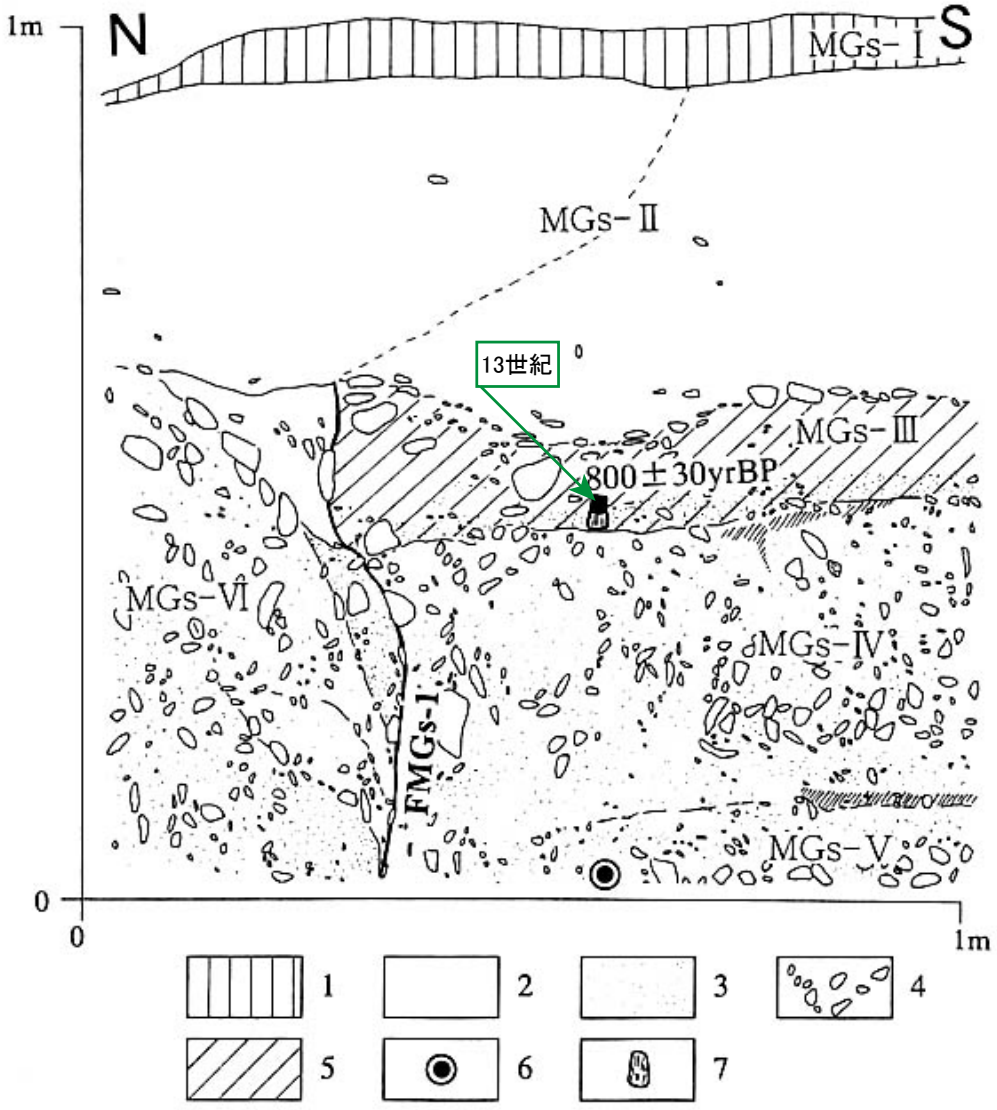
年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。



層名	層区分	14C年代 (y.B.P.)	陶器片の時代	イベント	層の対比
A層	礫層				盛土
A'層	礫混じり砂層		江戸後期以降		
A''層	礫層		江戸時代以降		
B層	砂質シルト層	190±40			沖積層 第四系
		(1,430±50)		◁?	
C層	腐植混り砂質シルト層	610±50			
D層	礫混り砂層	1,200±70		◀	
E層	腐植質粘土層	1,120±70			
F層	礫混りシルト質砂層			◀	
G層	礫混り粘土層				
H層	シルト混り砂礫層	2,930±120			
I層	礫層				

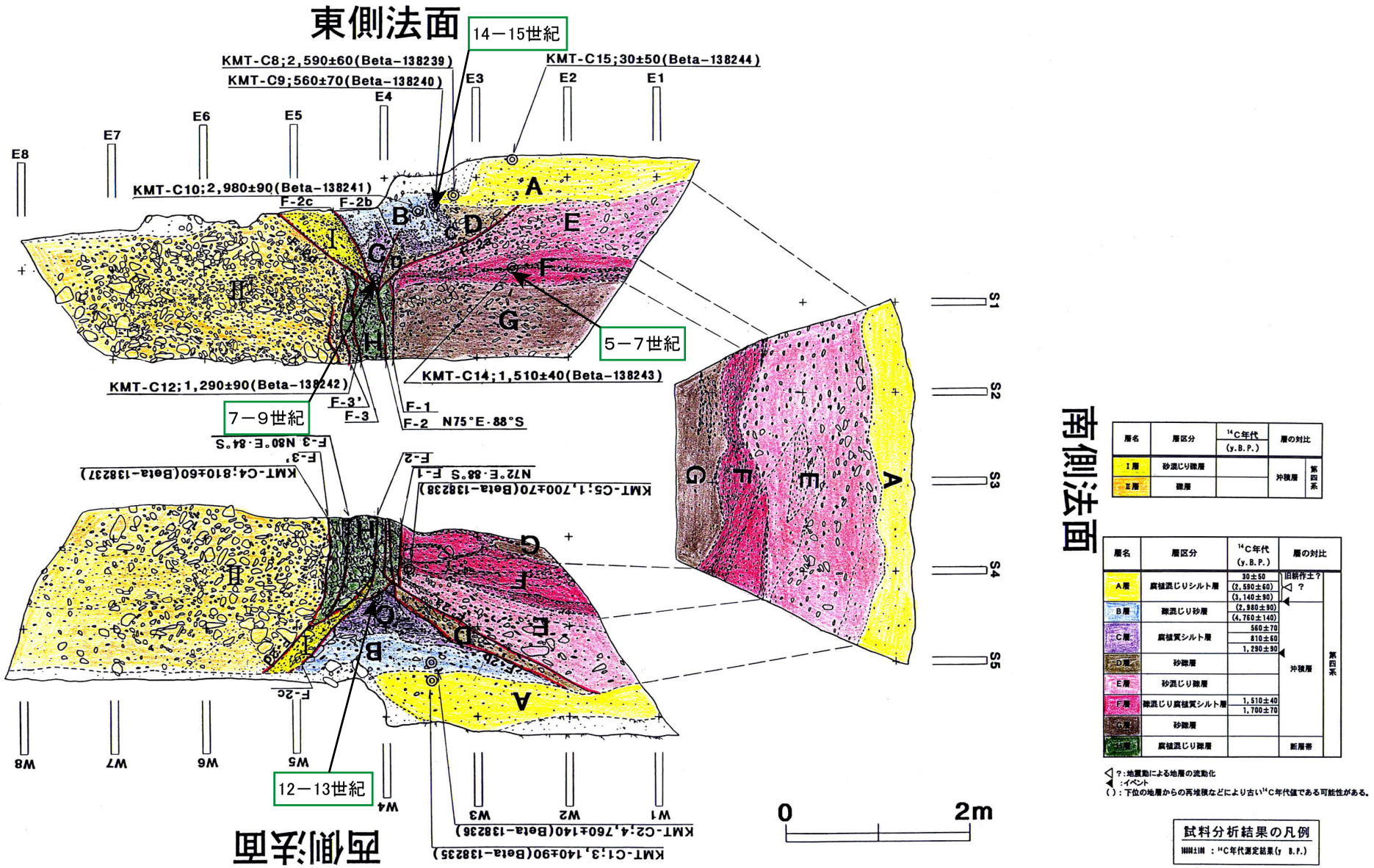
◀：イベント　◁：地震動による地層の流動化
（）：下位の地層からの再堆積などにより古い14C年代値である可能性がある。

図19　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10参照）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. midium 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20　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10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。



南側法面

層名	層区分	^{14}C年代 (y.B.P.)	層の対比	
Ⅰ層	砂混じり礫層		沖積層	第四系
Ⅱ層	礫層			

層名	層区分	^{14}C年代 (y.B.P.)	層の対比	
A層	腐植混じりシルト層	30±50	旧耕作土？	
		(2,590±60)	？	
		(3,140±90)		
B層	礫混じり砂層	(2,980±90)	沖積層	第四系
		(4,760±140)		
C層	腐植質シルト層	560±70		
		810±60		
		1,290±90		
D層	砂礫層			
E層	砂混じり礫層			
F層	礫混じり腐植質シルト層	1,510±40		
		1,700±70		
G層	砂礫層			
H層	腐植混じり礫層		断層帯	

▽？：地震動による地層の流動化
▼：イベント
（）：下位の地層からの再堆積などにより古い^{14}C年代値である可能性がある。

試料分析結果の凡例
14C年代測定結果(y B.P.)

図21　池田断層　上石床西トレンチ　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10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

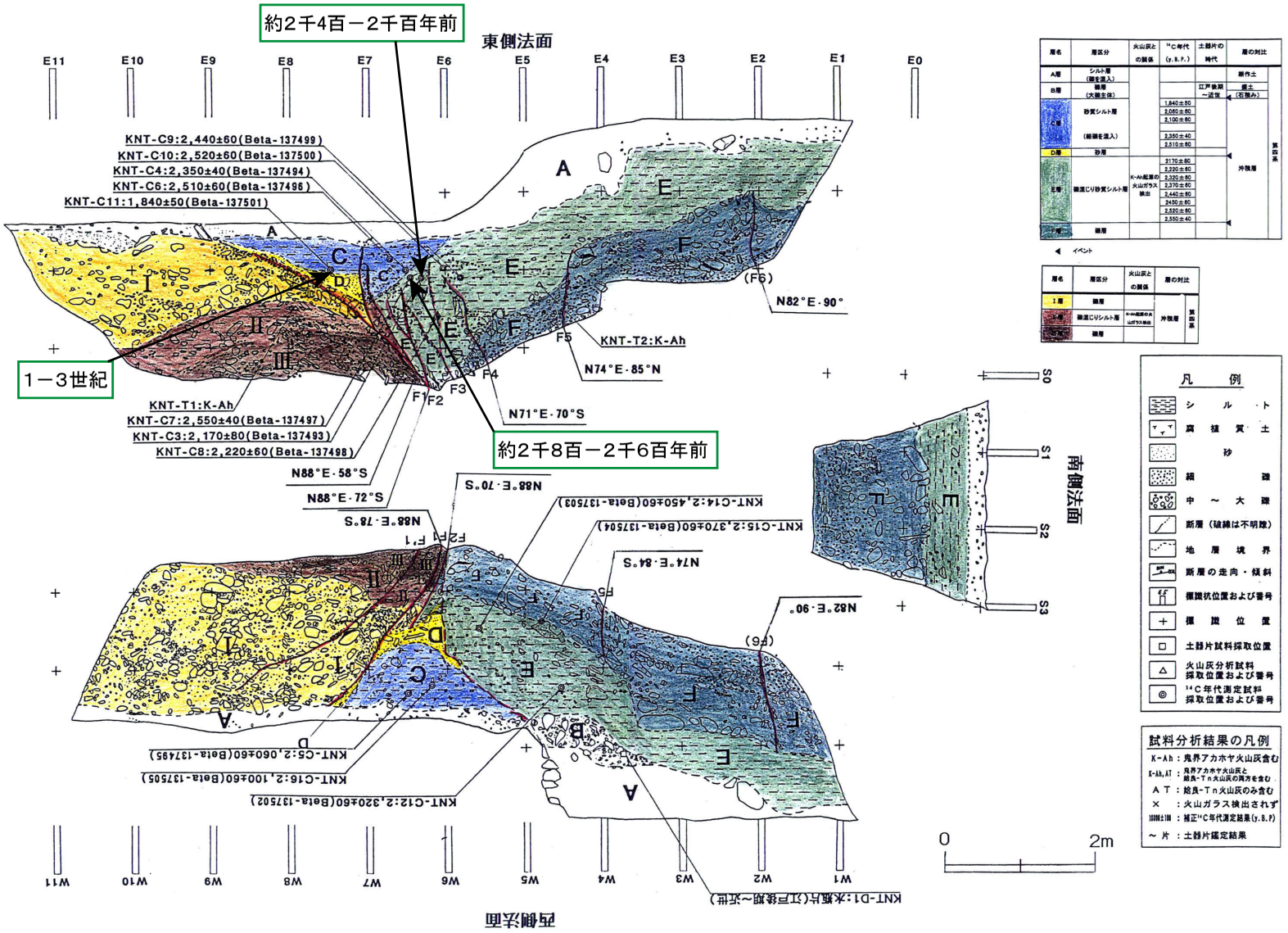


図22　畑野断層　上野田トレンチ　壁面スケッチ（展開図）

愛媛県（2000b）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

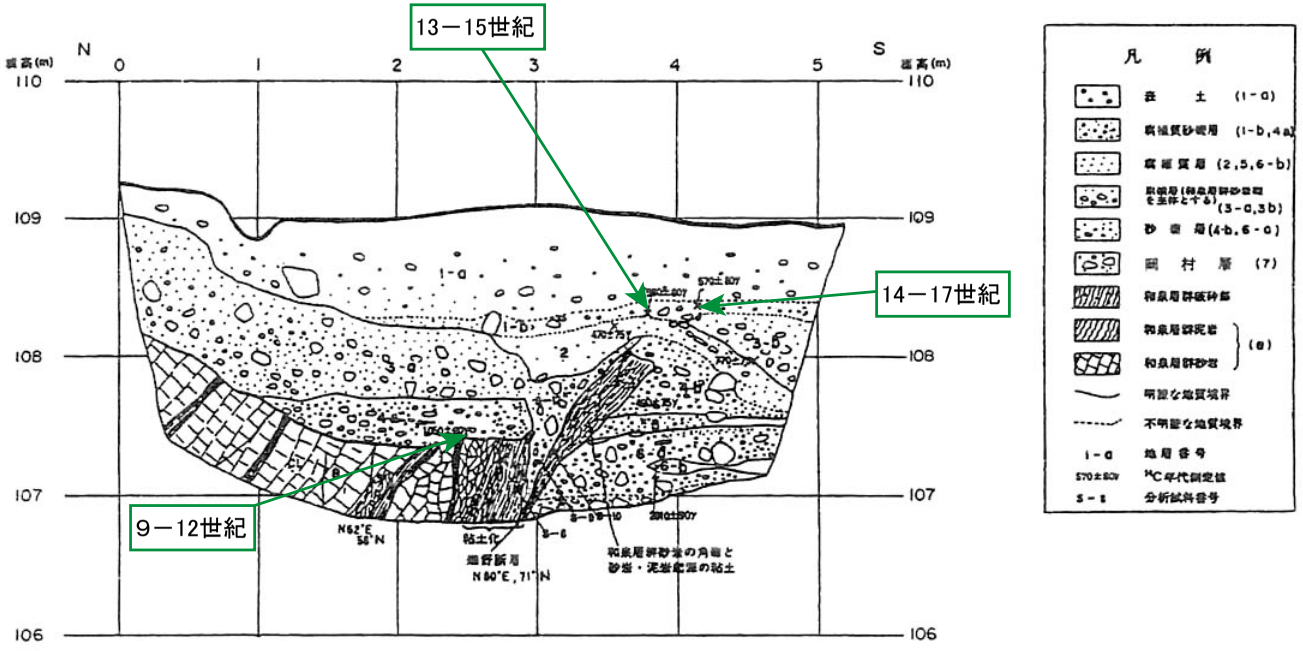


図23　畑野断層　上野SK-2トレンチ　壁面スケッチ
長谷川ほか（1999）に加筆。
年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

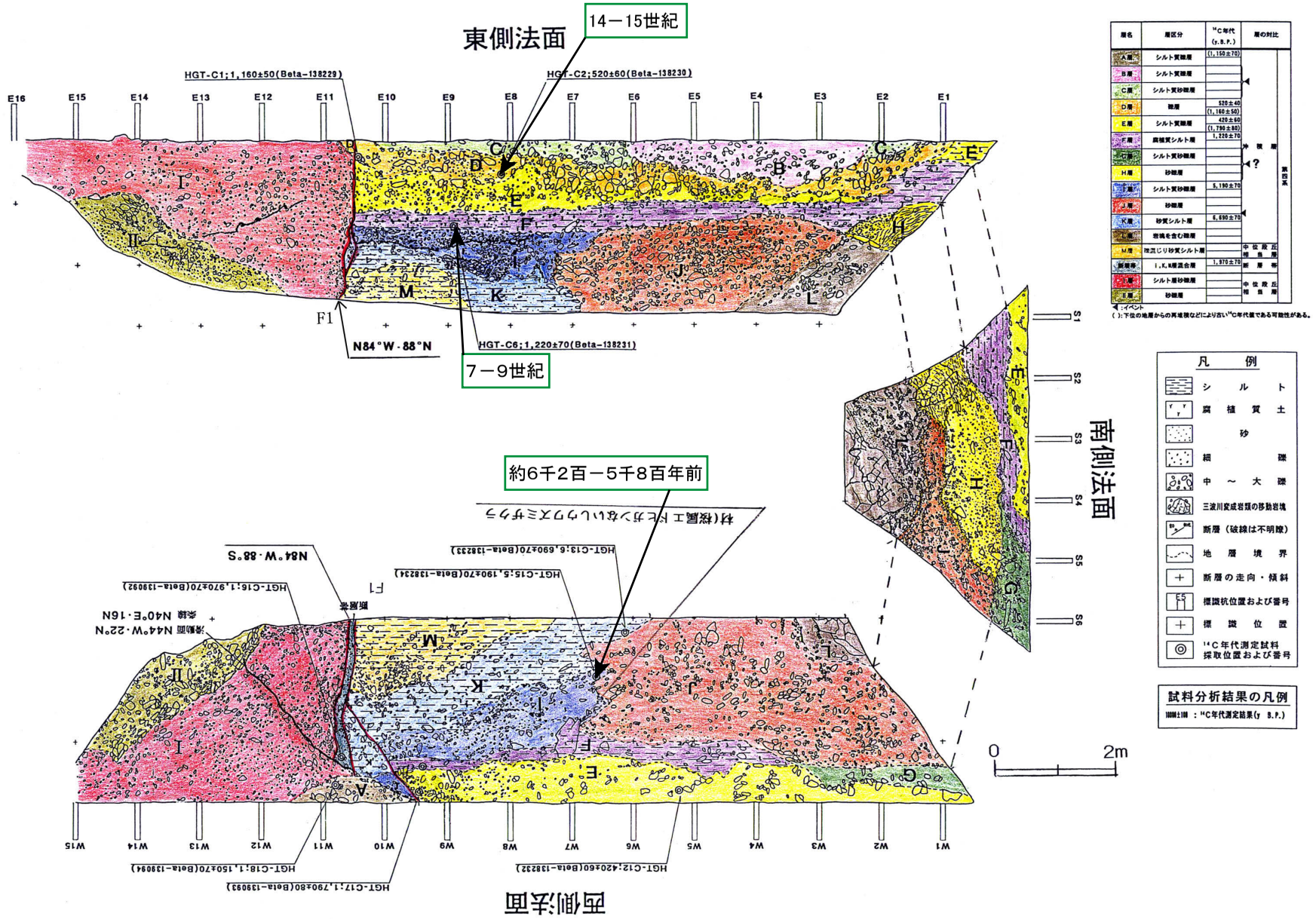


図24　石鎚断層　本郷トレンチ　壁面スケッチ（展開図）

愛媛県（2000b）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

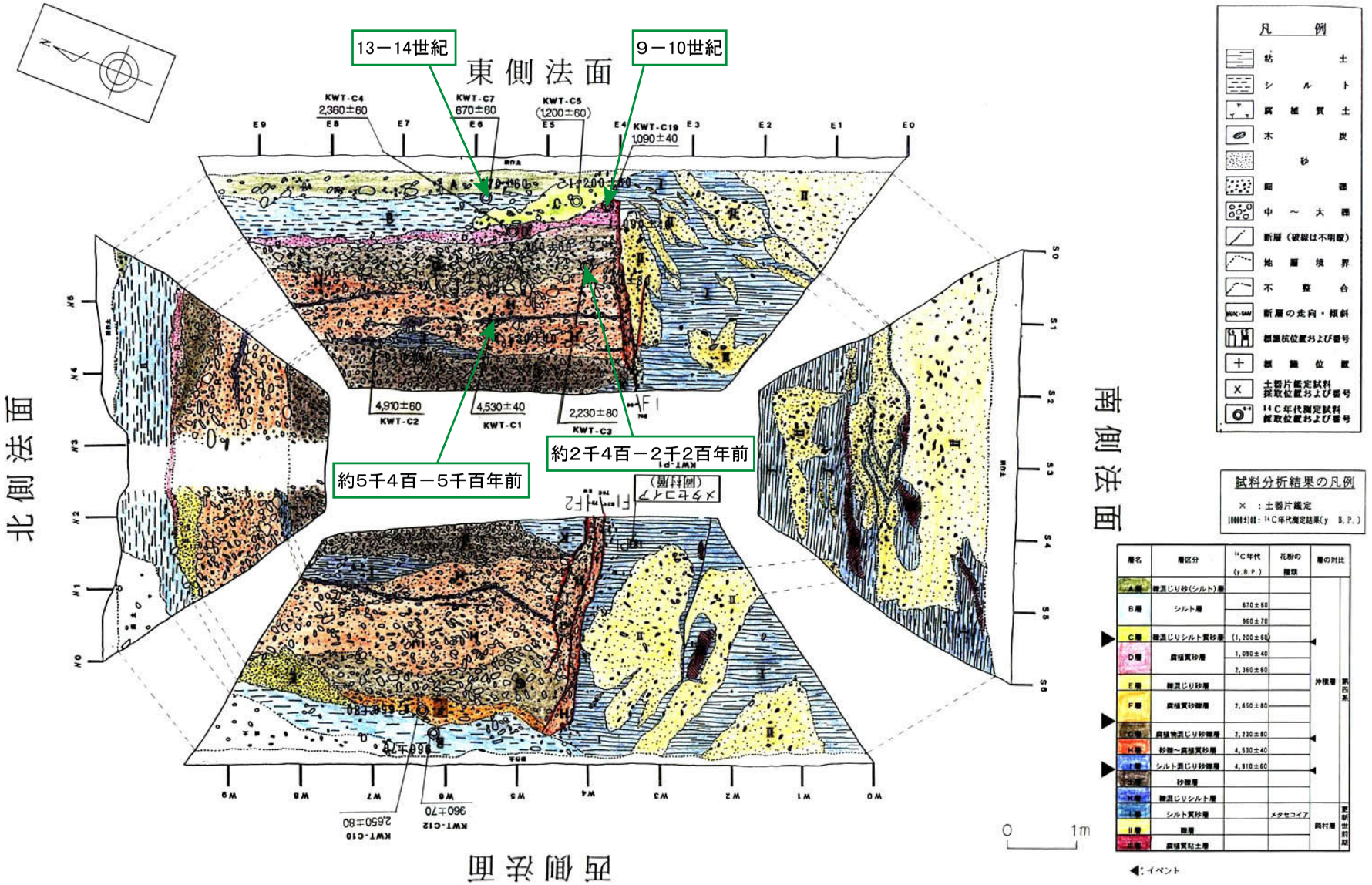
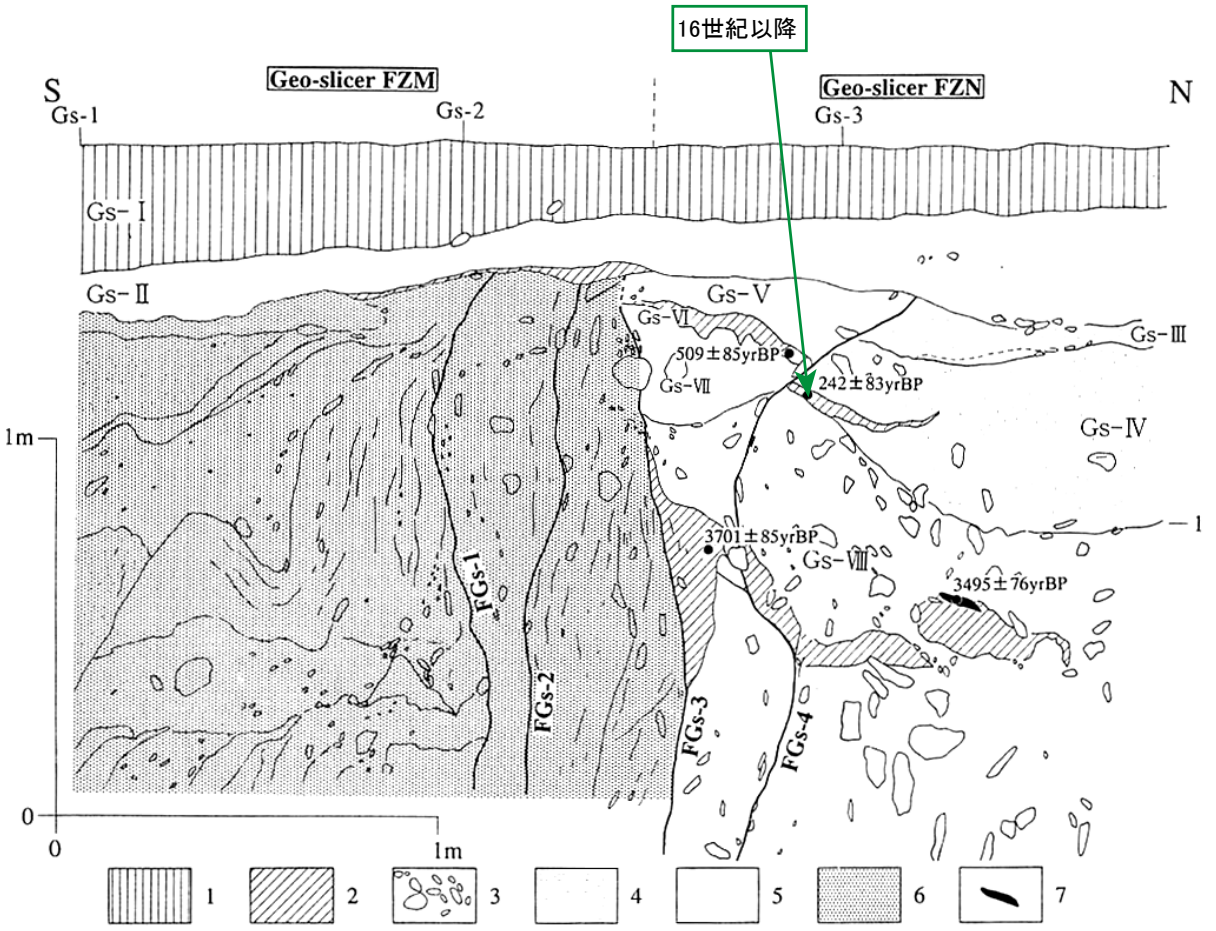


図25　岡村断層　岸ノ下西トレンチ　壁面スケッチ

愛媛県（1999）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。



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

図26　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10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。

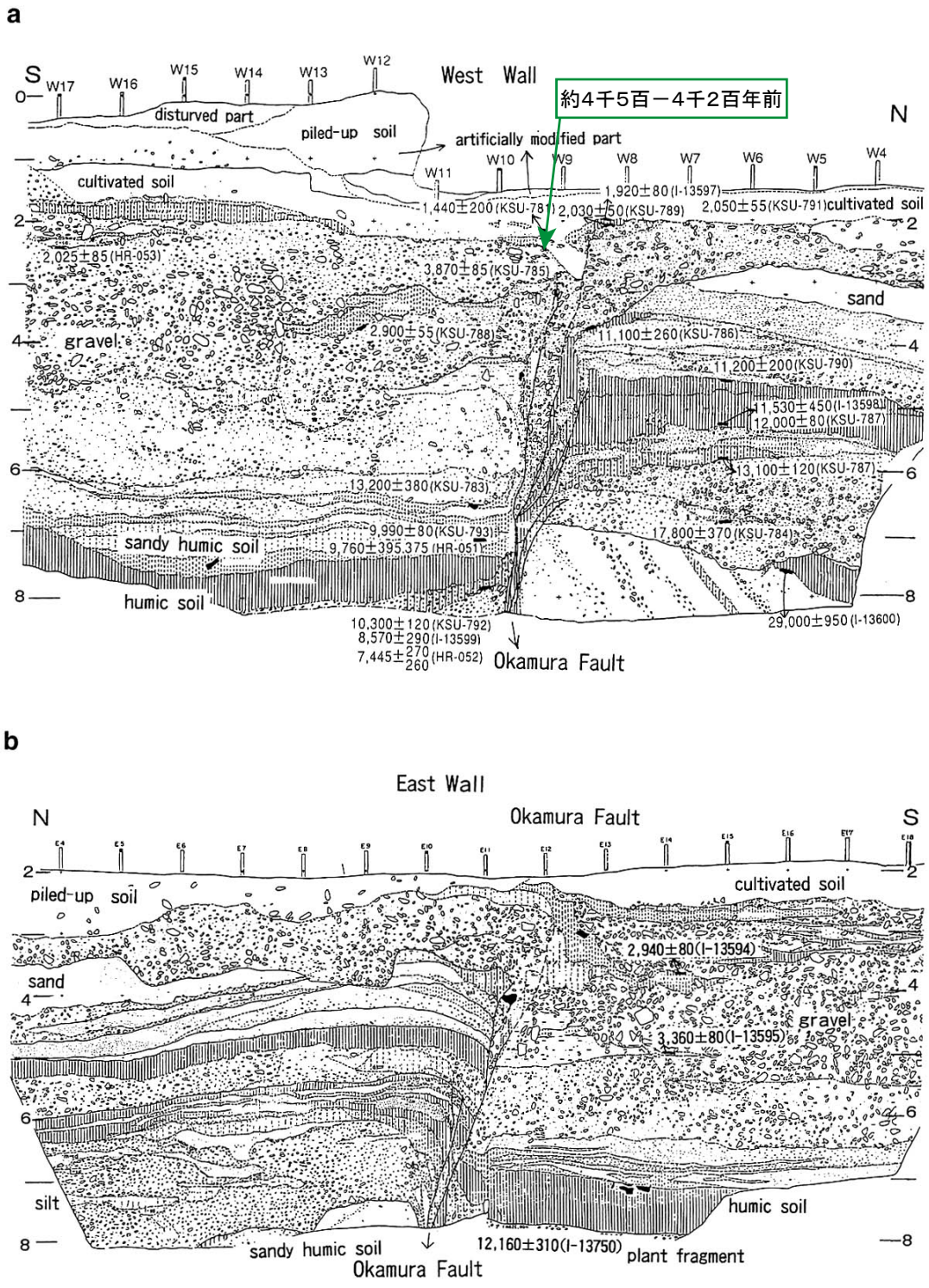
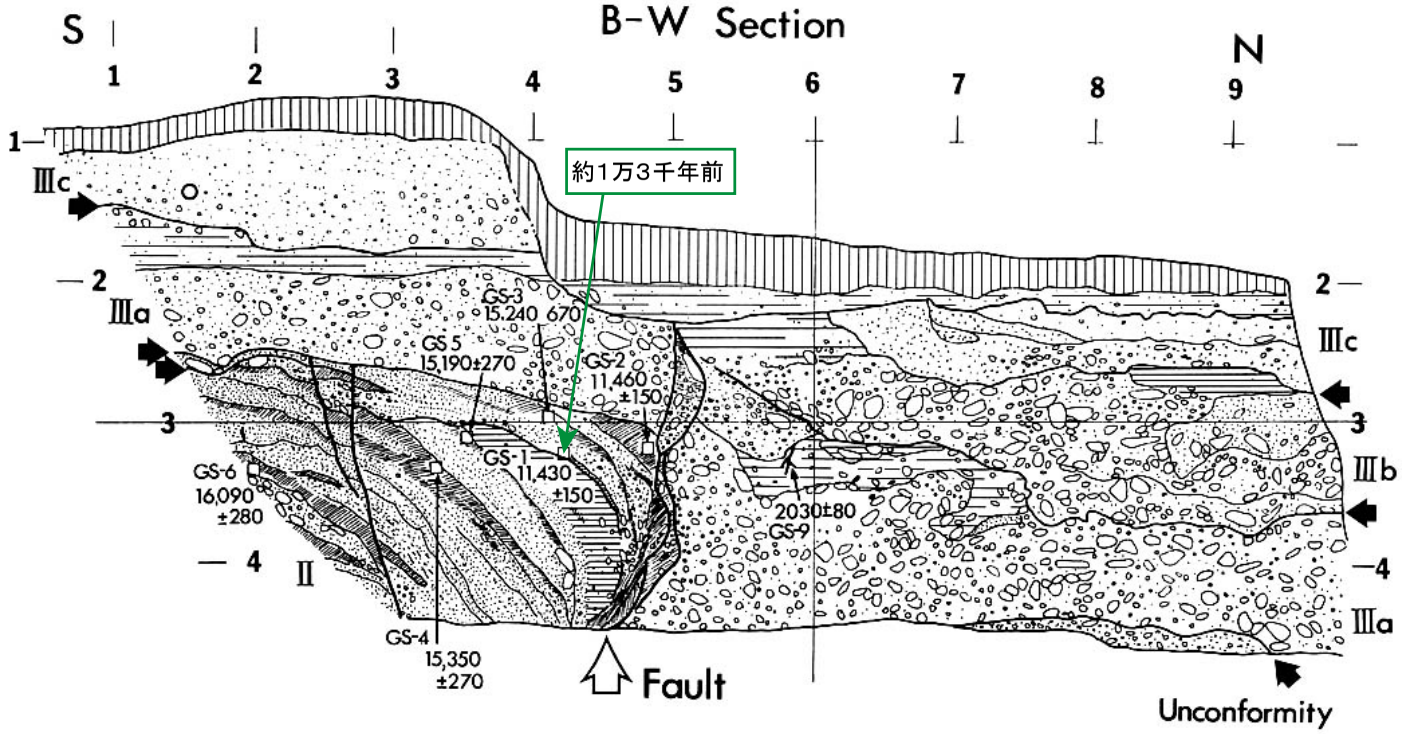
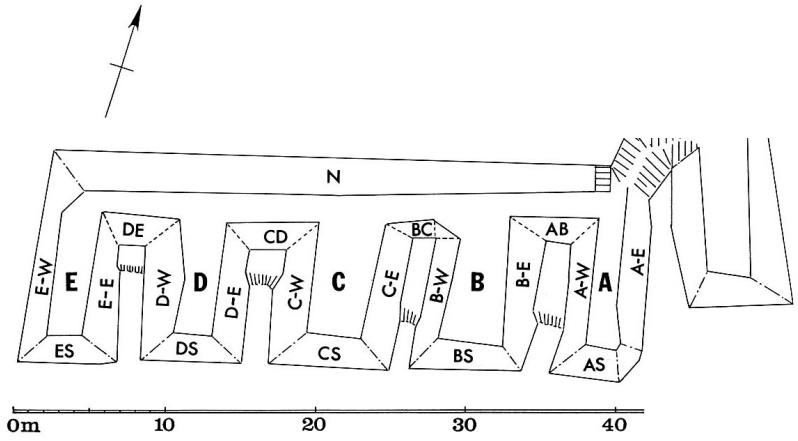


図27　岡村断層　飯岡IIトレンチ　壁面スケッチ（上：西壁面，下：東壁面）
岡田ほか（1998）に加筆。
年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　　］に示す。





トレンチ全体形状図

図28　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（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。

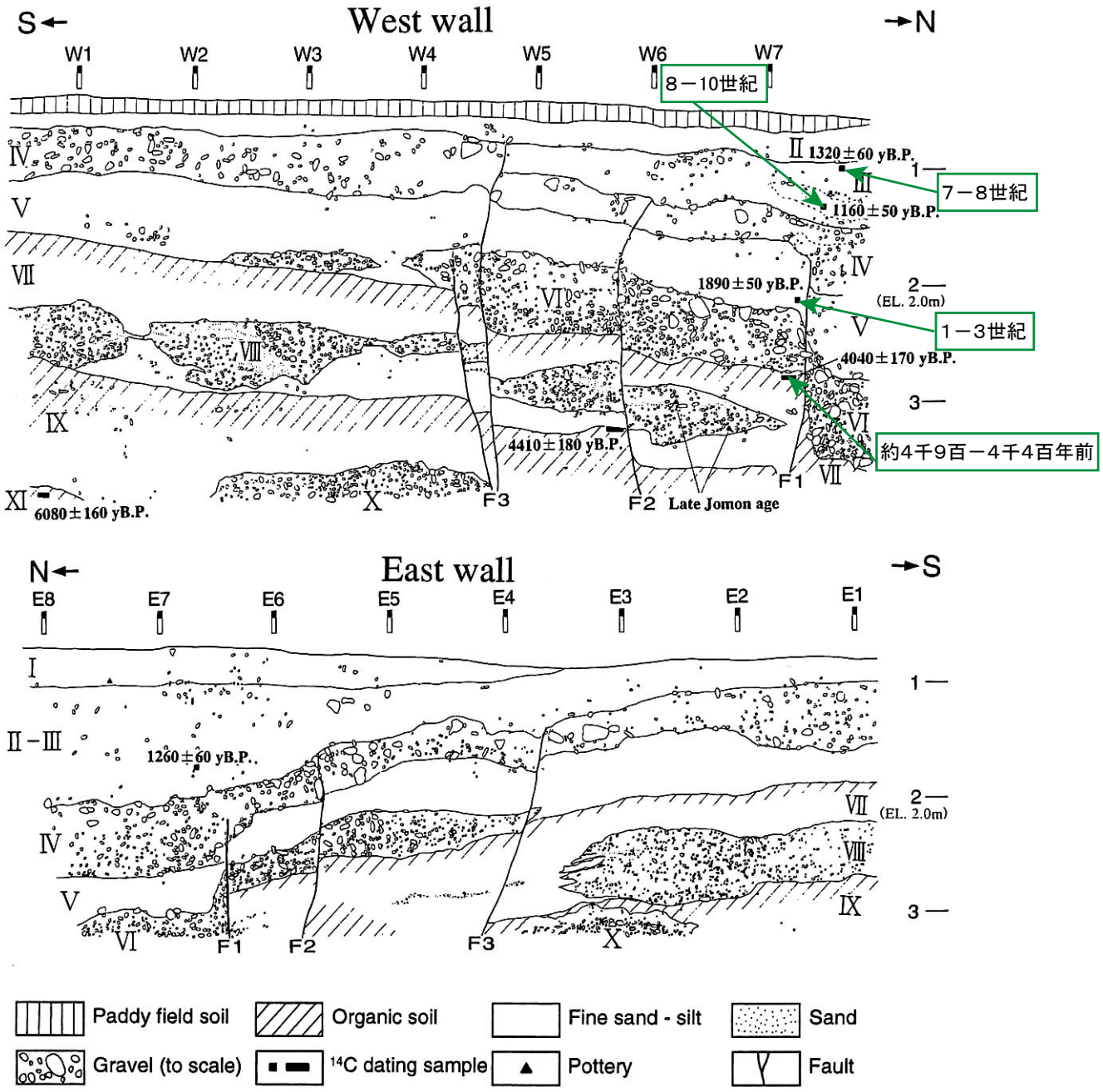


図29　川上断層　氷見トレンチ　壁面スケッチ

堤ほか（2000）に加筆。

年代値は暦年補正（注10参照）後の炭素同位体年代を［　］に示す。

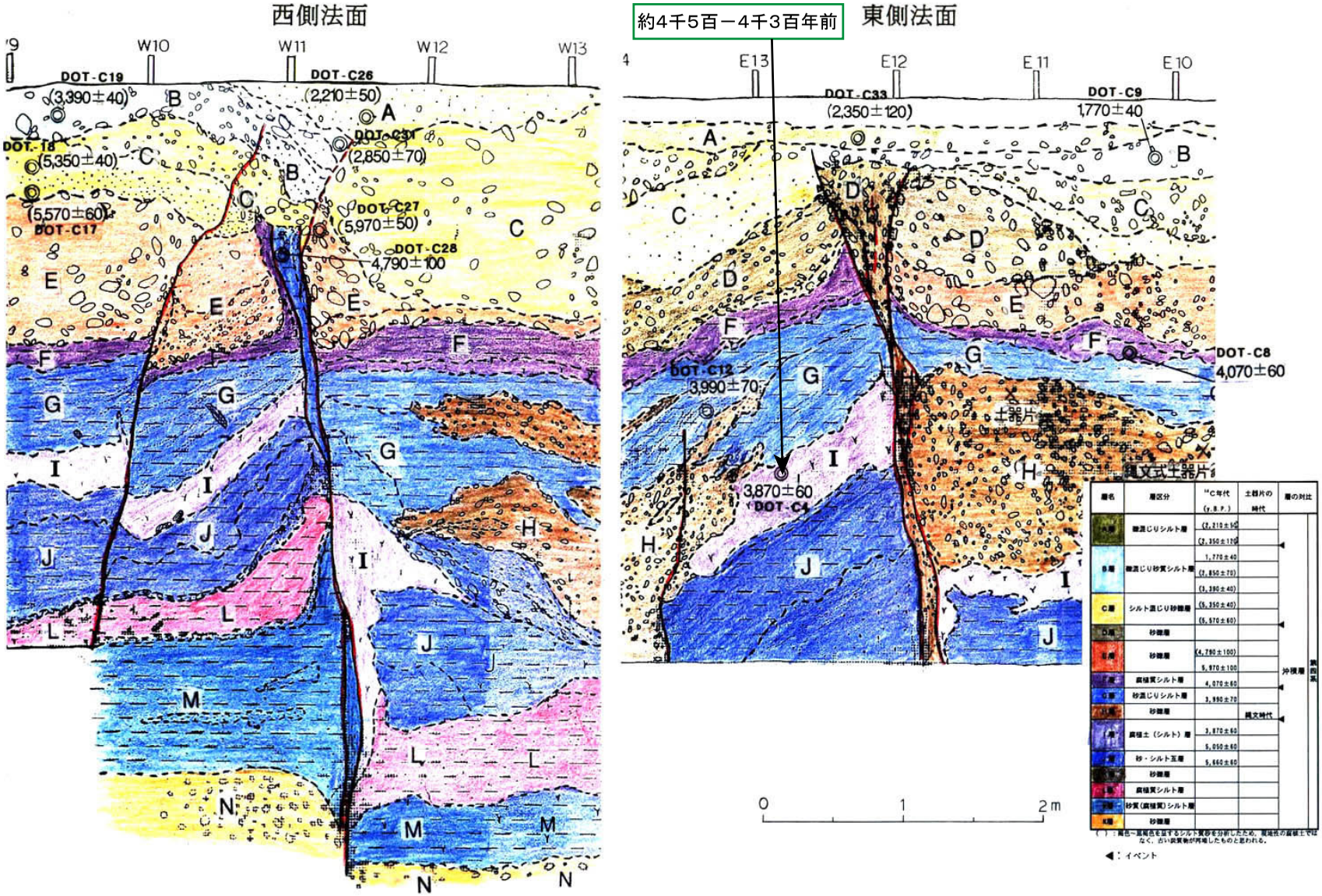


図30　川上断層　土居トレンチ　壁面スケッチ

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。

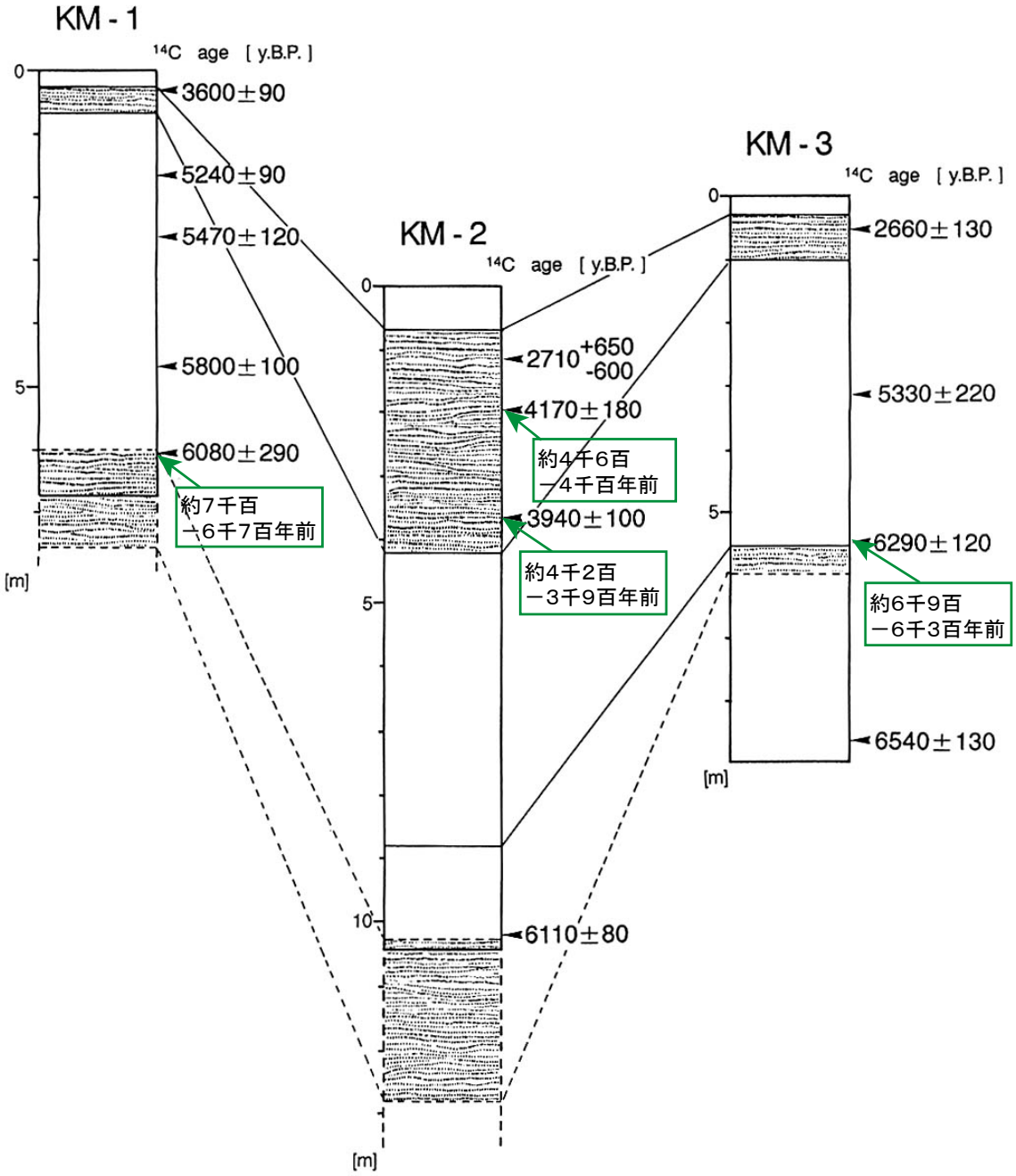


図31　伊予灘東部断層　上灘沖ピストンコアリングによるイベント層準と^{14}C年代

小川ほか（1992）に加筆。

年代値は暦年補正（注10，12参照）後の炭素同位体年代を□に示す。

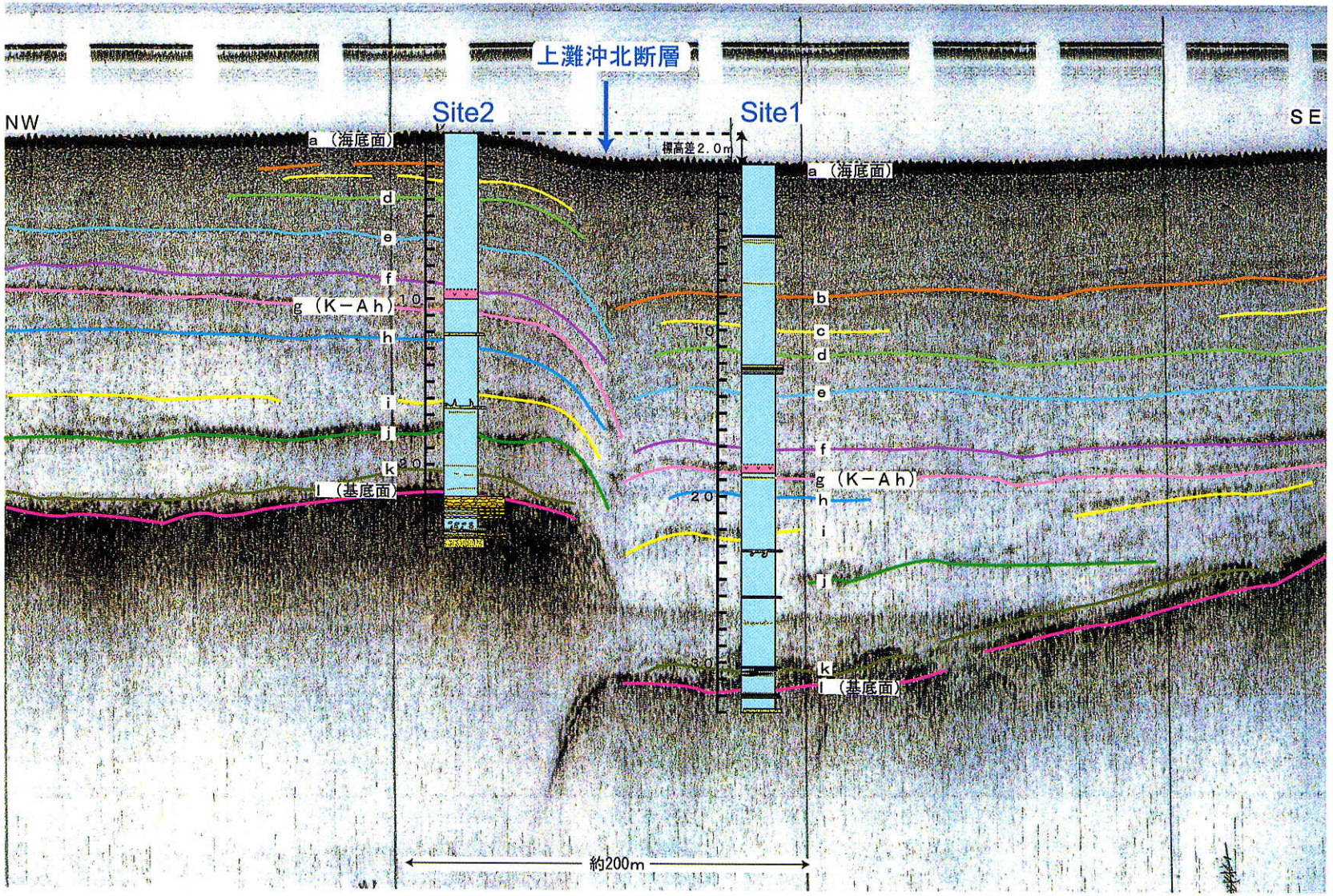


図32　伊予灘東部断層　上灘沖音響断面及びコア柱状図
大塚ほか（2001）。音響反射面（a-1）は三浦ほか（2001）による。

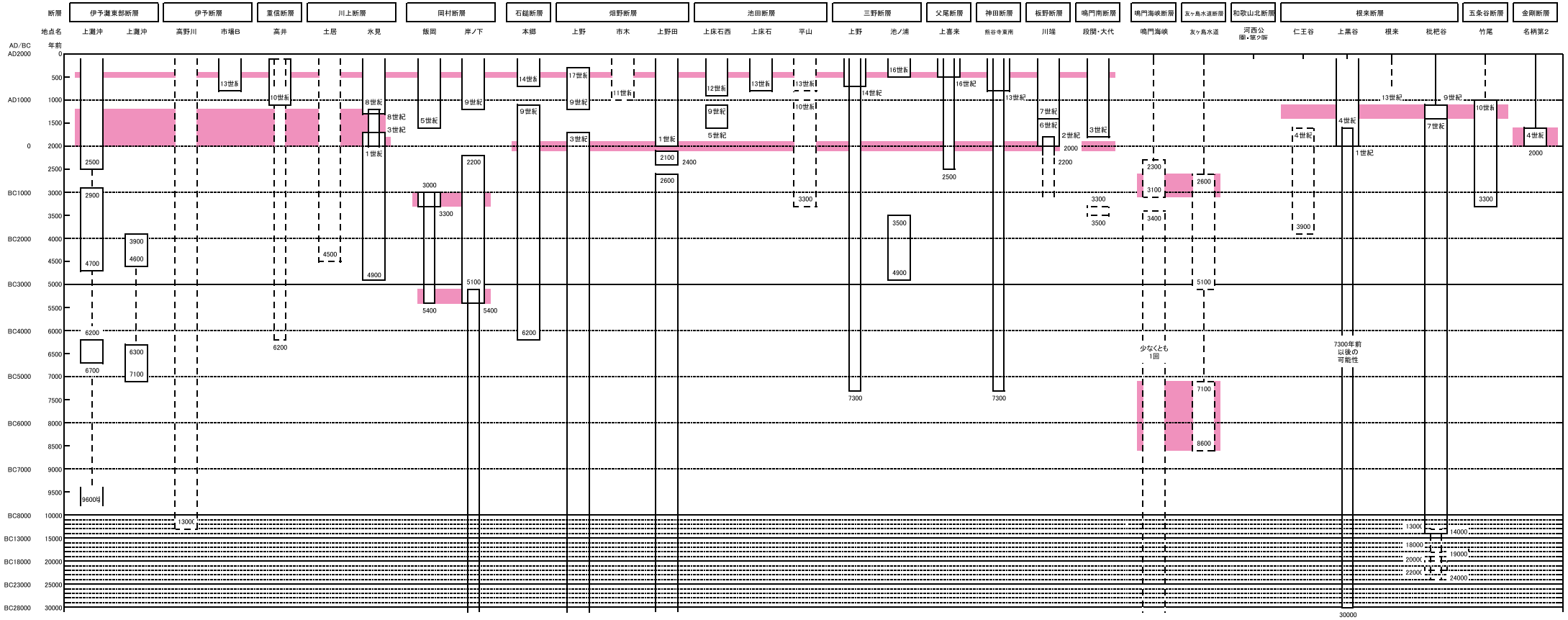


図 33　中央構造線断層帯イベント時空間分布

表３　想定される将来の地震規模

活動区間(注 13)	M (注 14)	Mw (注 15)	備　考（計算に使用した数値） （注 16）
①金剛山地東縁 当麻断層－金剛断層	6.9	6.8－7.5	長さ（L）: 17km 幅（W）: 20－60km ずれの量（D）: ２－５m
②和泉山脈南縁 五条谷断層－根来断層 もしくは 五条谷断層－磯ノ浦断層及び和歌山北断層	7.6－7.7	7.3－7.7	長さ（L）: 44－52km 幅（W）: 20－60km ずれの量（D）: ４m
③紀淡海峡－鳴門海峡 磯ノ浦断層及び和歌山北断層－鳴門海峡断層 もしくは 友ヶ島水道断層－鳴門海峡断層	7.6－7.7	7.2－7.7	長さ（L）:43－51km 幅（W）: 20－60km ずれの量（D）３－４m
④讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部 鳴門断層及び鳴門南断層－石鎚断層	8.0 もしくはそれ以上	7.7－8.0	長さ（L）: 130km 幅(W): 20－30km ずれの量(D): ６－７m
⑤石鎚山脈北縁 岡村断層	7.3－8.0 （注 17）	7.3－7.5	長さ（L）: 30km 幅(W): 20－30km （讃岐南縁の数値と同じと仮定） ずれの量(D): ６m
⑥石鎚山脈北縁西部－伊予灘 川上断層－伊予灘西部断層	8.0 もしくはそれ以上	7.4－8.0	長さ（L）: 130km 幅(W): 20－30km （讃岐南縁の数値と同じと仮定） ずれの量(D): ２－７m （最大値は讃岐南縁の数値と同じと仮定）
⑦四国全域－伊予灘 鳴門断層及び鳴門南断層－伊予灘西部断層	8.0 もしくはそれ以上	7.8－8.2	④～⑥の各区間のモーメントの和から算出
⑧断層帯全体 当麻断層－伊予灘西部断層	8.0 もしくはそれ以上	7.9－8.4	（注 18）

注 13 : 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 14 : 松田（1975）に基づく以下の経験式から求めたマグニチュード。①、③はずれの量が求められていないので、(1)のみを用いて算出した。⑤はずれの量も求められているので、(1)、(2)両式を用いて算出した。また、④、⑥、⑦、⑧については、２．２（３）に述べた経験式(1)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 15 : モーメントマグニチュードの算出には、以下の式(3)、(4)（Kanamori, 1977）を用いた。ここ

で、Mo は地震モーメント、Mw はモーメントマグニチュード、Ｌは断層面の長さ(km)、Wは断層面の幅（km）である。Ｄは断層面上の平均的なずれの量（m）であるが、ここでは地表における横ずれ量を用いた。また、μは剛性率で地殻についての値（$\mu = 3 - 4 \times 10^{10} N/m^2$）を用いた。断層面の幅は、地震発生層の下限の地表からの深さと断層面の傾斜から求めた値（表１に記載した値）とした。

$$Mo = \mu D L W \quad (3)$$

$$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5 \quad (4)$$

なお、上述のように、ここではモーメント（Mo）を求める際のずれの量（D）として、地表の横ずれ量を使用したが、地表のずれの量は、地下の断層面におけるずれの量と同量ではない可能性があり、また、仮に同量であったとしても強震動を起こす実効的なずれの量とは異なる可能性もある。このため、本断層帯の活動に伴う強震動の計算を行う場合等には、この点に十分留意する必要がある。

注 16：各区間の長さ、幅は表１に示した数値を用いた。①のずれの量は上下変位量の測定値（1.2m）と上記経験式（１）及び（２）から計算される地表変位量（約１m）、断層面の傾斜（15-45°）から求めた。また、②のずれの量は地表におけるずれの量（3.7m）と上記経験式（１）及び（２）から計算される地表変位量（約４m）から求めた。③は上記経験式（１）及び（２）から地表変位量を推定し、これをずれの量とした。④、⑤のずれの量は表１に示した地表におけるずれの量を用いた。⑥のずれの量の最小値は表１に示した地表のずれの量の最小値（２m）を用いたが、最大値については、区間の長さが④と同程度であることから、これと同じ値（７m）を仮定した。

⑤及び⑥の両区間の断層面の幅は不明であるが、讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部の幅と同じと仮定した。

注 17：マグニチュード（M）の値には大きな幅があるが、M7.3 は断層の長さ（30km）を用いて経験式(1)により求めた値で、M8.0 は地表で認められた１回の活動に伴うずれの量（６m）を用いて経験式(2)から得た値。

注 18：断層帯全体が活動する場合の Mw は、①～⑥の Mw を求めるにあたり各区間それぞれにおいて推定したずれの量をもとに算出したモーメントの総和から求めたケース(マグニチュード 7.9－8.3)と、最大の想定として、ずれの量をすべての区間で７m（区間③の最大値）と仮定して各区間においてモーメントを算出し、その総和から求めたケース（マグニチュード 8.1－8.4）の、２つのケースから推定した。

表４　地震発生確率及び参考指標

項　　目	数　　値	備　　考
金剛山地東縁		
地震後経過率	0.1 － 1.0	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ５％	発生確率及び集積確率は地
今後 50 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ９％	震調査研究推進本部地震調
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 20％	査委員会（2001a）参照。
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 50％	
集積確率	ほぼ０％ － 50％	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 8200 年 － 600 年	地震調査研究推進本部地震
比	0.2 － 1.4	調査委員会長期評価部会
指標(2)	ほぼ０ － 3.7	（1999）参照。
指標(3)	ほぼ０％ － 50％	
指標(4)	ほぼ０ － 0.4	
指標(5)	ほぼ０ － 0.0005	
和泉山脈南縁		
地震後経過率	0.5 － 1.3	
今後 30 年以内の発生確率	0.06％ － 14％	発生確率及び集積確率は地
今後 50 年以内の発生確率	0.1％ － 20％	震調査研究推進本部地震調
今後 100 年以内の発生確率	0.3％ － 40％	査委員会（2001a）参照。
今後 300 年以内の発生確率	２％ － 80％	
集積確率	0.1％ － 90％	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 500 年 － 600 年	地震調査研究推進本部地震
比	0.7 － 1.8	調査委員会長期評価部会
指標(2)	ほぼ０ － 5.5	（1999）参照。
指標(3)	0.1％ － 90％	
指標(4)	0.006 － 0.7	
指標(5)	0.0004 － 0.0009	

紀淡海峡－鳴門海峡		
地震後経過率	0.4 － 0.8	
今後 30 年以内の発生確率	0.005 － １％	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	0.009％ － ２％	
今後 100 年以内の発生確率	0.02％ － ４％	
今後 300 年以内の発生確率	0.1％ － 10％	
集積確率	0.02％ － 20％	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 1600 年 － 300 年	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。
比	0.6 － 1.1	
指標(2)	0.009％ － 1.7％	
指標(3)	0.02％ － 20％	
指標(4)	0.001 － 0.2	
指標(5)	0.0002 － 0.0003	
讃岐山脈南縁－石鎚山脈北縁東部		
地震後経過率	0.3 － 0.5	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 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	ほぼ０％ － 0.7％	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ２％	
今後 300 年以内の発生確率	0.04％ － 20％	
集積確率	ほぼ０％ － 0.3％	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 700 年 － ﾏｲﾅｽ 200 年	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。
比	0.4 － 0.7	
指標(2)	ほぼ０ － 0.1	
指標(3)	ほぼ０％ － 0.3％	
指標(4)	ほぼ０ － 0.01	
指標(5)	0.0006 － 0.001	

石鎚山脈北縁（岡村断層）		
地震後経過率	0.2 － 0.5	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 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	ほぼ０％ － 0.7%	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ２％	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 20%	
集積確率	ほぼ０％ － 0.3%	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 1300 年 － ﾏｲﾅｽ 200 年	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。
比	0.2 － 0.7	
指標(2)	ほぼ０ － 0.1	
指標(3)	ほぼ０％ － 0.3%	
指標(4)	ほぼ０ － 0.01	
指標(5)	0.0004 － 0.001	
石鎚山脈北縁西部－伊予灘		
地震後経過率	0.1 － 0.5	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 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	ほぼ０％ － 0.7%	
今後 100 年以内の発生確率	ほぼ０％ － ２％	
今後 300 年以内の発生確率	ほぼ０％ － 20%	
集積確率	ほぼ０％ － 0.3%	
指標(1)経過年数	ﾏｲﾅｽ 1600 年 － ﾏｲﾅｽ 200 年	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。
比	0.2 － 0.7	
指標(2)	ほぼ０ － 0.1	
指標(3)	ほぼ０％ － 0.3%	
指標(4)	ほぼ０ － 0.01	
指標(5)	0.0003 － 0.001	

注 19：評価時点はすべて 2011 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。なお、計算に用いた平均活動間隔の信頼度は低い（△）ことに留意されたい。

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）。

付表

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。

〈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（2003）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、和泉山脈南縁の区間について地域地盤環境研究所（2008）の調査によりボーリング・トレンチ調査などが実施され、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、一部改訂版としてとりまとめた。

以下に中央構造線断層帯のうち金剛山地東縁－和泉山脈南縁の区間における改訂となった項目とその値について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。なお、和歌山市付近ないしその西側の紀淡海峡から伊予灘に至る範囲については、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。

中央構造線断層帯(金剛山地東縁－和泉山脈南縁)の評価についての新旧対比表

項　　目	前回の評価 （平成 15 年 2 月 12 日公表）		今回の評価 （平成 23 年 2 月 18 日公表）	
断層帯の位置・形状等	地表及び海底における断層帯の位置・形状 過去の活動に基づく 5 つの区間の両端位置 和泉山脈南縁 東端：北緯 34° 23′ 東経 135° 42′	○	地表及び海底における断層帯の位置・形状 過去の活動に基づく 6 つの区間の両端位置 金剛山地東縁 北端：北緯 34° 32′ 東経 135° 41′	○
	西端：北緯 34° 14′ － 34° 16′ 東経 135° 4′ － 135° 11′ （金剛山地東縁の北端） 北緯 34° 32′ 東経 135° 41′	○ ○	南端：北緯 34° 23′ 東経 135° 38′ （屈曲点） 北緯 34° 23′ 東経 135° 42′ 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′	△ △ ○
	長さ 金剛山地東縁－和泉山脈南縁：約 66－74km	○	長さ 金剛山地東縁：約 23km 和泉山脈南縁：約 44－52km	△ △

断層帯の位置・形状等（続き）	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ	○	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ （金剛山地東縁区間は屈曲点以北の 17km）	○ △
過去の活動時期	金剛山地東縁－和泉山脈南縁 活動１（最新活動）： １世紀以後、４世紀以前	○	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 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。	○ ○ ○ △ △ △
平均活動間隔	金剛山地東縁－和泉山脈南縁 約２千－１万２千年	△	金剛山地東縁 約２千－１万４千年 和泉山脈南縁 約１千１百－２千３百年	△ △
１回のずれの量	金剛山地東縁： 1.2m 以上（上下成分） 和泉山脈南縁：不明	○	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）	△ △

地震規模とずれの量	金剛山地東縁－和泉山脈南縁 地震規模： 　マグニチュード 8.0 程度 ずれの量： 　金剛山地東縁： 　　1 m 程度以上（上下成分） 　和泉山脈南縁は右横ずれが卓越（数値は不明）	○ ○	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： 　1 m 程度（上下成分） 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： 　4 m 程度（右横ずれ成分）	○ △ ○ △
地震発生確率（30 年）	金剛山地東縁－和泉山脈南縁 ほぼ 0 %－ 5 % [BPT]	－	金剛山地東縁： ほぼ 0 %－ 5 % [BPT] 和泉山脈南縁： 0.06%－14% [BPT]	b b
地震後経過率	金剛山地東縁－和泉山脈南縁 0.1 － 1.0		金剛山地東縁 0.1 － 1.0 和泉山脈南縁 0.5 － 1.3	

対比表に示した（◎、○、△）及び（a、b、c、d）については信頼度を表す。それぞれの詳細については注４、付表を参照のこと。