

令和8年8月28日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

有馬－高槻断層帯の長期評価（一部改訂）

有馬－高槻断層帯は、北摂（ほくせつ）山地と大阪平野・六甲山地の境界部にほぼ東北東－西南西に延びる活断層帯である。平成13年には、平成7年度に地質調査所によって行われた調査研究の成果などに基づいて、この断層帯の諸特性を評価した。

ここでは、平成13年以降に行われた調査研究成果を追加して、この断層帯の諸特性を次のように評価した。^{※1}

1. 断層帯の位置及び形態

有馬－高槻断層帯は、神戸市北区淡河（おうご）町から京都府乙訓（おとくに）郡大山崎町に至る、並走あるいは分岐する多くの断層線からなる断層帯であり、長さ約55 kmの可能性がある。断層帯の東部（宝塚市－高槻市）では2つ以上の断層が並走して地溝帯を形成していることが多い。有馬温泉付近以西ではいくつかのやや不明確な活断層に分岐する（図1、図2、表1）。

本断層帯は、構成する活断層の分布形状や断層運動の繰り返しで形成された地形の明瞭さの違いなどに基づき、神戸市北区有馬町から京都府乙訓郡大山崎町に至る長さ約41 kmと推定される有馬－高槻断層帯東部区間と神戸市北区淡河町から神戸市北区有馬町に至る長さ約16 kmの可能性がある有馬－高槻断層帯西部区間の2つの区間に区分される（図2、表1）。いずれも右横ずれが卓越する断層である。

2. 断層帯の過去の活動

（1）東部区間

有馬－高槻断層帯東部区間は右ずれを主体とする活動度の高い断層帯であり、過去約3千年間に3回活動していると推定される。それらの活動の間隔は1千－2千5百年程度であった可能性がある。最新の活動は1596年の慶長（文禄）伏見地震であったと推定される。その時のずれの量は3－4 m程度であった可能性がある（表1）。

（2）西部区間

西部区間の最新活動時期・活動間隔はいずれも不明である（表1）。

^{※1} 有馬－高槻断層帯については、平成7年度に地質調査所（現：産業技術総合研究所）によって行われた調査研究の成果などに基づいて長期評価が公開されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001a）。その後に行われた調査及び研究成果により、断層帯を構成する断層の分布形状や活動履歴、地下構造などに関する新たな知見が得られた。ここでは、震源分布図及び放射性炭素同位体年代（¹⁴C年代）の暦年補正を除いて、2019年までに公表された調査研究成果で得られた知見に基づいて、有馬－高槻断層帯の評価の一部改訂を行った。なお、今回の評価に際しては、必ずしも2019年までに公表されたすべての調査研究成果を網羅しているわけではないことに留意されたい。

3. 断層帯の将来の活動

有馬－高槻断層帯は東部区間と西部区間が単独で、もしくは両区間が同時に活動すると推定される（表1）。

東部区間は、全体が1つの区間として活動した場合、マグニチュード（M）7.5程度の地震が発生し、その際3－4m程度のずれを生じる可能性がある（表1）。今後30年以内にこのような地震が発生する長期確率は、表2に示すとおりである（注1、注2）。

西部区間は、全体が1つの区間として活動した場合、M6.8程度の地震が発生する可能性があり、その際2m程度のずれを生じる可能性がある（表1）。最新活動時期・活動間隔が不明のため、今後30年以内にこのような地震が発生する長期確率は算出できない。

本断層帯において両区間が同時に活動する場合、M7.7程度の地震が発生する可能性がある。この場合の地震発生確率を求めることはできないが、各区間がそれぞれ単独で活動する確率より大きくなることはないと考えられる。

4. 今後に向けて

有馬－高槻断層帯東部区間については、過去の活動に関するデータが加わったものの、最新活動に先行する活動の時期やその際のずれの量についてのデータは未だ不十分である。有馬－高槻断層帯西部区間については、過去の活動が明らかにされているのが1箇所のみであり、断層形状についても不明な点が多い。本断層帯では、構成する断層のうち過去の活動についてのデータが得られていないものも存在する。

本断層帯から発生する地震についてより詳しく評価するためには、過去の活動、特により多くの地点において活動時期、1回の活動のずれの量に関する信頼性の高いデータの取得と、地下深部における断層構造をさらに明らかにすることが重要である。また、六甲・淡路島断層帯等の隣接する活断層帯の活動との関連についても検討する必要がある。

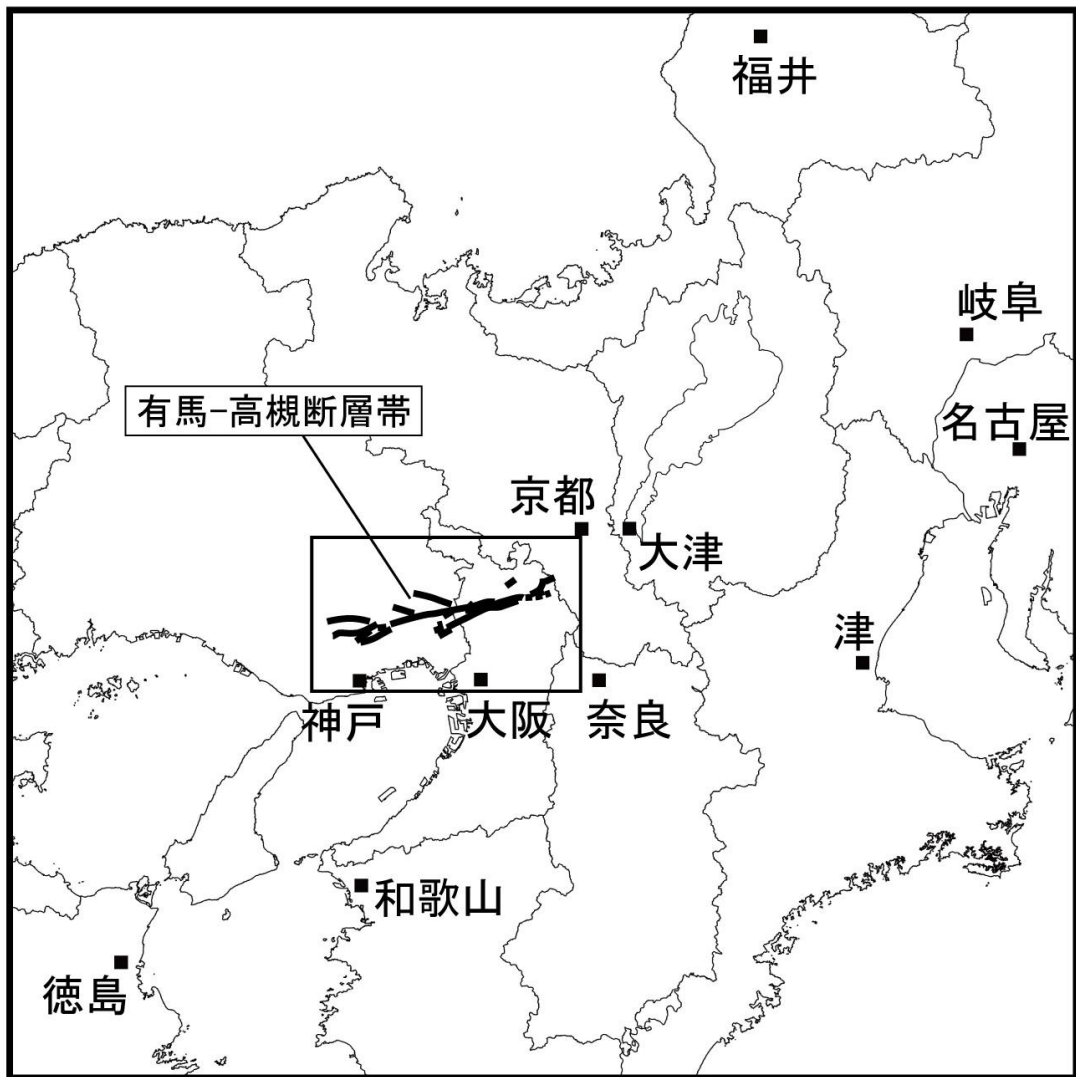


図1 有馬－高槻断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

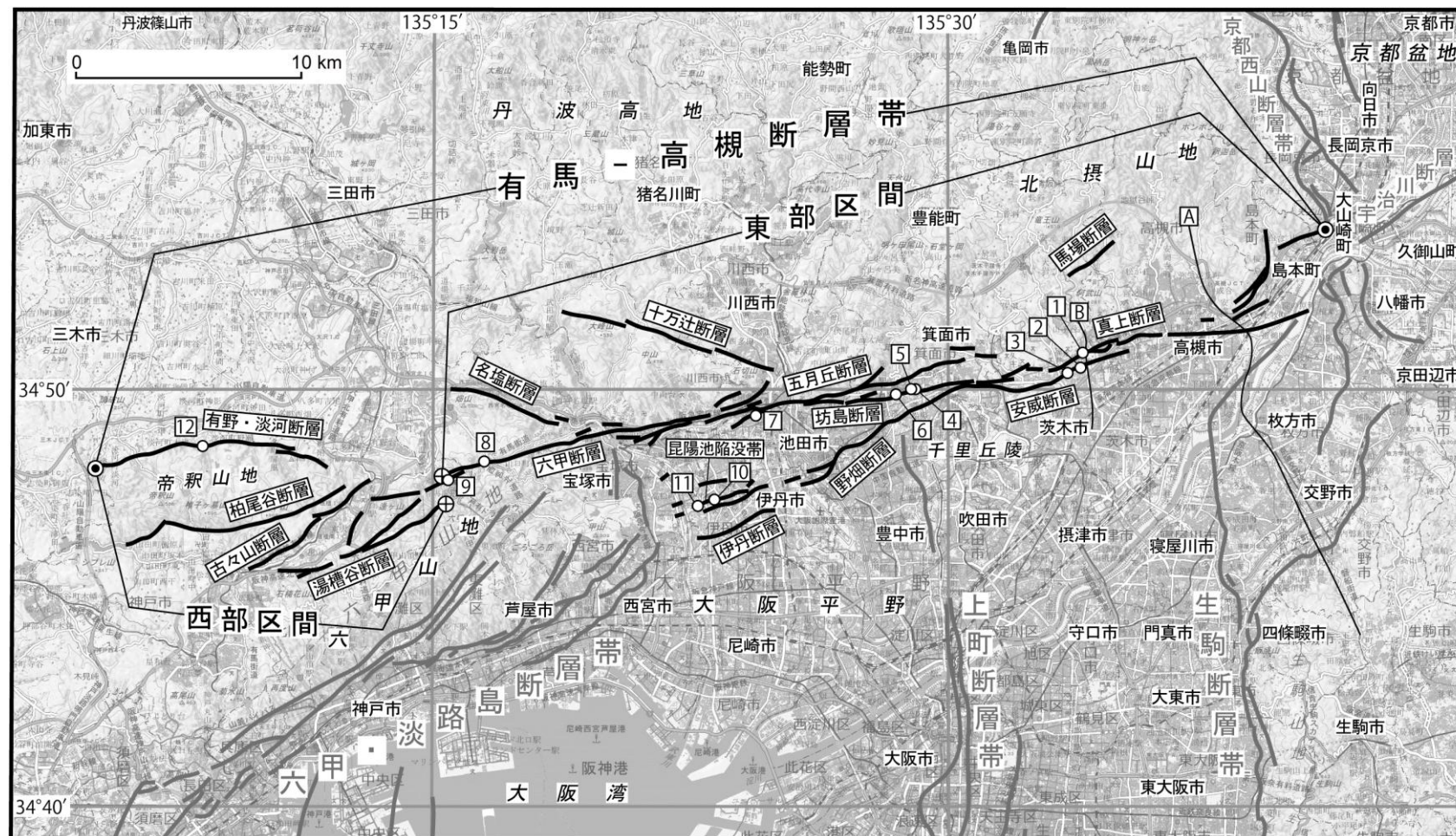


図2 有馬－高槻断層帯の活断層位置と主な調査地点

1：茨木3地点 2：茨木2地点 3：茨木1地点 4：箕面3地点 5：箕面2地点 6：箕面1地点 7：川西地点 8：船坂西地点
 9：有馬地点 10：中野西地点 11：西野地点 12：芦谷川地点 A：反射法弾性波探査測線（生駒－高槻測線） B：反射法弾性波探査測線（茨木測線）

●：断層帯の端点 ⊕：活動区間の端点

基図は国土地理院発行電子地形図 20万「京都及び大阪」、「和歌山」を使用。

表 1 有馬－高槻断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 3)	根 拠 (注 4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	(東部区間) 名塩断層、六甲断層、十万辻（じゅうまんつじ）断層、五月丘断層、坊島断層、昆陽池（こやいけ）陥没帯、伊丹断層、野畑断層、安威（あい）断層、真上（まかみ）断層、馬場断層 (西部区間) 有野・淡河（おうご）断層、柏尾谷断層、古々山（ふるふるやま）断層、湯槽谷（ゆぶねだに）断層		文献 2、3、6、8 などによる。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 (全体) (東端) 北緯 34° 53.9′ 東経 135° 41.0′ (西端) 北緯 34° 48.1′ 東経 135° 05.3′ 長さ 約 55 km (東部区間) (東端) 北緯 34° 53.9′ 東経 135° 41.0′ (西端) 北緯 34° 47.9′ 東経 135° 15.3′ 長さ 約 41 km 一般走向 N74° E (西部区間) (東端) 北緯 34° 47.3′ 東経 135° 15.4′ (西端) 北緯 34° 48.1′ 東経 135° 05.3′ 長さ 約 16 km 一般走向 N85° W	○ △ △ ○ ◎ ○ ◎ ○ △ △ ◎	文献 3、5、6、7、16 などから推定。
	地下における断層面の位置・形状 (東部区間) 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 傾斜 高角で北傾斜、地表付近でほぼ鉛直 下端の深さ 約 15 km 幅 15 km 程度 (西部区間) 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 傾斜 高角度 下端の深さ 約 15 km	◎ ◎ ○ △ ○ ◎ ◎ △ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 地下数百メートルまでの構造（文献 14、15、17、18 など）から推定。 地震発生層の下限（D100）から推定。（注 5） 断層面の傾斜と下端の深さから推定。 上端の深さが 0 km であることから推定。 地震発生層の下限（D100）から推定。（注

	幅	15 km 程度	△	5) 断層面の傾斜と地震発生層の下限の深さから推定。
(3)断層のずれの向きと種類	(東部区間) 右横ずれ断層。上下変位を伴い、東部では地溝帯を形成していることが多い。 (西部区間) 右横ずれ断層。	◎ ○	文献4、8などに示された変位地形による。 文献4、8などに示された変位地形による。	
2. 断層帯の過去の活動				
(1)平均的なずれの速度	(東部区間) 1.5m／千年程度（右横ずれ成分） (西部区間) 不明	○ —	文献4、8による。	
(2)過去の活動時期	(東部区間) 活動1（最新活動）： 1596年の慶長（文禄）伏見地震 （トレンチ調査等に基づくと約500年前以後、約400年前以前） 活動2（1つ前の活動）： 約1千3百年前以後、約7百年前以前（奈良時代以後、鎌倉時代以前） 活動3（2つ前の活動）： 約2千8百年前（縄文時代晩期） (西部区間) 不明	○ ○ ○ —	文献9－13、19、20に示された資料から推定。 文献9－13、19、20に示された資料から推定。 文献9－13、19、20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 (東部区間) 3－4 m程度 (西部区間) 2 m程度 平均活動間隔 (東部区間) 1千－2千5百年程度 (西部区間) 不明	△ △ △ —	文献9－13に示された資料と断層の長さから推定。 断層の長さから推定。 過去3回の活動時期から推定。	
(4)過去の活動区間	東部区間と西部区間の2区間	○		
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	(東部区間) 活動区間 全体で1区間 地震の規模 M7.5程度 ずれの量 3－4 m程度 (西部区間) 活動区間 全体で1区間 地震の規模 M6.8程度 ずれの量 2 m程度 (東部区間と西部区間が同時に活動する場合)	○ ○ △ ○ △ △	断層の長さから推定。 1回のずれの量から推定 断層の長さから推定。 断層の長さから推定。	

	地震の規模 M7.7 程度	△	断層の長さから推定。
--	---------------	---	------------

表 2 有馬一高槻断層帯の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
<東部区間> 地震後経過率 (注 8) 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 9)	Z ランク 0.2-0.4 ほぼ 0%-0.04% ほぼ 0%-0.1% ほぼ 0%-0.5% ほぼ 0%-10% ほぼ 0%-0.02%	b	発生確率及び集積確率は文献 1 による。
<西部区間> 地震後経過率 (注 8) 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	X ランク 不明 不明 不明 不明 不明		

注 1：地震調査委員会の活断層評価では、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、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 2：1995 年兵庫県南部地震（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2026c）、1858 年飛越地震（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）及び 1847 年善光寺地震（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）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％－10％	0.05％－90％	約1.6－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」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 2 千年の場合は 30 年確率の最大値は 10％程度、5 千年の場合は 5％程度である。

注 3：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、▲：かなり低い

注 4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献 1：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001b)

文献 2：藤田・笠間(1971)

文献 3：活断層研究会編(1991)

文献 4：松浦ほか(1995)

文献 5：中田ほか(1996, 2009)

文献 6：岡田・東郷編(2000)

文献 7：岡田ほか(2008)

文献 8：寒川(1978)

文献 9：寒川・杉山(1996a)

文献 10：寒川・杉山(1996b)

文献 11：寒川ほか(1996a)

文献 12：寒川ほか(1996b)

文献 13：寒川ほか(1996c)

文献 14：杉山ほか(1996)

文献 15：戸田ほか(1995)

文献 16：渡辺ほか(1996)

文献 17：伊藤ほか(2005)

文献 18：大阪府(2003)

文献 19：Maruyama and Lin(2002)

文献 20：谷ほか(2004)

注 5：主要活断層の評価の中では、断層面の下端の深さは、地震観測結果から推定される地震発生層の下限の深さに基づいて推定を行っている。2016 年に発生した熊本地震の例では、本震のすべり領域が、上記の方法で推定していた断層面の下端の深さよりも更に 5 km 程度深い場所まで延びていた可能性が指摘された（例えば、Asano and Iwata, 2016；気象庁，2016）。そのため、地震の際に実際に活動しうる断層面の下端は、推定された断層面の下端に対して 5 km 程度深くなる可能性があることに留意されたい（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2026）。

注 6：評価時点はすべて 2026 年 1 月 1 日現在。「ほぼ 0％」は $10^{-3}\%$ 未満の確率値を示す。なお、計算に当たって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。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。今回の評価の数字のうち、0.2は430年（2026年－1596年）を2,500年で割った値であり、0.4は430年を1,000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. 有馬－高槻断層帯に関するこれまでの主な調査研究

有馬－高槻断層帯は、北摂（ほくせつ）山地と大阪平野・六甲山地の境界部にほぼ東北東－西南西に延びる長さ約 55 km の断層帯であり、その一部は中・古生代の地層（丹波層群、有馬層群）と白亜紀の花崗岩との境界となっている。この断層帯が第四紀後期に活発に活動していることは、藤田・奥田（1973）によって指摘され、有馬－高槻構造線と命名された。

その後、寒川（1978）はこの断層帯が第四紀後期に右ずれの変位を累積していること、その平均変位速度が 0.5－1.5m/千年となることを示した。1995 年兵庫県南部地震以後、地質調査所は川西市、箕面（みの）市、茨木市で計 9 箇所のトレンチ調査や反射法弾性波探査などを行い、断層帯の東部における活動履歴や地下構造について報告した（寒川ほか、1996c など）。また、国土地理院は断層帯を構成する断層の詳細位置を 1:25,000 活断層図（都市圏活断層図）（岡田ほか、2008；中田ほか、1996, 2009；渡辺ほか、1996）に示した。岡田・東郷編（2000）は、1:50,000 地形図に本断層帯の位置を示した。大阪府（2003）は茨木市において、また伊藤ほか（2005）は高槻市から生駒市にかけて反射法弾性波探査を実施し、断層帯の東部の地下形状を明らかにした。堤・飯尾（2019）は既存の物理探査データ等に基づき断層帯東部の活構造の再検討を行った。兵庫県（2003, 2004）は、神戸市及び西宮市でトレンチ調査を行い、断層帯の西部における活動履歴を明らかにした。堤ほか（2004）は、宝塚市から高槻市の区間で有馬－高槻断層帯による右横ずれ変位量を計測した。また、谷ほか（2004）は、箕面市で有馬－高槻断層帯の露頭を記載し、活動時期について検討した。

有馬－高槻断層帯は、神戸市北区淡河（おうご）町から京都府大山崎町に至る東北東－西南西方向の断層帯である。この断層帯は部分的に並走、分岐しながら断続する大小多数の断層からなるが、断層帯の東部では 2 つ以上の断層が並走して地溝帯を形成していることが多い。

この断層帯を構成する主な断層としては、有馬温泉付近より東側では、西から六甲断層、昆陽池（こやいけ）陥没帯、伊丹断層、五月丘断層、野畑断層、坊島断層、真上（まかみ）断層、安威（あい）断層などがある（図 2）。岡田・東郷編（2000）は、真上断層・安威断層の東方の高槻－天王山間の断層を本断層帯に含めている。これらの東北東－西南西に延びる断層に加えて、名塩断層や十万辻（じゅうまんつじ）断層といった西北西－東南東に延びる断層が分布する。有馬温泉より西方には、有野・淡河（おうご）断層、柏尾谷断層、古々山（ふるふるやま）断層、湯槽谷（ゆぶねだに）断層など変位地形がやや不明確な活断層が西に向かって分岐するように分布する（藤田・笠間、1971；活断層研究会編、1991；岡田・東郷編、2000）。これらの断層は、活断層研究会編（1991）の図、1:25,000 活断層図（中田ほか、1996, 2009；岡田ほか、2008；渡辺ほか、1996）及び岡田・東郷編（2000）の図では、断層線の位置については概ね一致している。

寒川（1996）、寒川（1997a）及び寒川（1997b）は、有馬－高槻断層帯沿いをはじめとする周辺の各地での地震跡などから、1596 年の慶長（文禄）伏見地震が有馬－高槻断層帯の活動であると指摘した。また、地質調査所は、この断層帯の最新の活動が慶長（文禄）伏見地震に対応するとした（寒川ほか、1996c など）。宇佐美ほか（2013）は歴史資料をもとに慶長（文禄）伏見地震について被害の状況を整理し、規模の推定などを行った。一方、梅田ほか（1984）は、花屋敷低地帯南縁の相対的隆起部でこの断層帯の活動によると考えられる多数の地割れが弥生時代（注 10）の土器片を含む黒土によって充填されていたことから、この断層帯の地震として 827 年の地震の可能性を指摘した。さらに梅田（1991）はこの地点近くの別の遺跡の地割れも含めて歴史地震との関係を議論している。

橋本（1997）及び Toda *et al.*（1998）は 1995 年兵庫県南部地震に伴う周辺地域の応力変化の計算を行い、本断層帯の東部では地震の発生が早まり、逆に西部では発生時期が遅くなる効果を与えていることを示した。

2. 有馬－高槻断層帯の評価結果

2. 1 断層帯の位置・形態

(1) 有馬－高槻断層帯を構成する断層

有馬－高槻断層帯を構成する主な断層として図 2 及び表 1 に示す諸断層が認められる。野畑断層、昆陽池陥没帯、伊丹断層は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）では六甲・淡路島断層帯に含めて評価を行ったが、断層の連続性及び地質構造を考慮した結果、本断層帯の一部として評価することとした。また、2001 年に公表された本断層帯の長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001a）では、断層帯を 1 つの区間として評価を行ったが、後述する構成する活断層の変位地形の明

瞭さの違いや分布形状、活動性の違いに基づき、本改訂では神戸市北区有馬町から京都府大山崎町に至る有馬－高槻断層帯東部区間と、神戸市北区淡河町から神戸市北区有馬町に至る有馬－高槻断層帯西部区間の2つの区間に区分し、評価を行った。

（２）断層帯の位置、形状

本断層帯の断層の位置・形状を図2に示す。上述のように本断層帯は、東部区間と西部区間の2つの区間に区分される（図2、表1）。いずれの区間も右横ずれが卓越する断層である。図2に示された東部区間の東端と西端を結ぶと、同区間の長さは約41 km、一般走向はN74° Eとなる。また、図2に示された西部区間の東端と西端を結ぶと、同区間の長さは約16 km、一般走向はN85° Wとなる。図2に示された東部区間の東端と西部区間の西端を直線で結ぶと、本断層帯全体の長さは約55 km、一般走向はN78° Eとなる。

東部区間は名塩断層、六甲断層、十万辻断層、五月丘断層、坊島断層、昆陽池陥没帯、伊丹断層、野畑断層、安威断層、真上断層、馬場断層からなる。このうち六甲断層、五月丘断層、坊島断層、真上断層は北摂山地と大阪平野の境に位置する直線的な断層群で、断層沿いには変位地形が明瞭に認められる（図2）。安威断層は南上がりの変位を示し、坊島断層及び真上断層に並走し地溝帯を形成する。野畑断層は安威断層の西側に連続する同じく南上がりの断層で、坊島断層との間に地溝帯を形成している。伊丹断層、昆陽池陥没帯は野畑断層の西延長に位置する（図2）。伊丹断層、昆陽池陥没帯の西側では、北北西－南南東走向の断層が六甲山地を境し、地質的な境界となっていることから、伊丹断層、昆陽池陥没帯までを有馬－高槻断層帯に含めた。名塩断層、十万辻断層は西北西－東南東方向、馬場断層は北東－南西方向に延びる分岐断層とみられる（図2）。

西部区間是有野・淡河断層、柏尾谷断層、古々山断層、湯槽谷断層からなる（図2）。東部区間は直線性が強く、変位地形が明瞭である一方、西部区間は六甲断層の東端付近から帝釈山地とその周辺の山地内に分散しており、断層トレースは概して不明瞭である。有野・淡河断層沿いでは断層が横切る低位段丘面に変位が認められていない（兵庫県，2004）。

本断層帯の東方には同じく北東－南西走向の宇治川断層が伏在しており、両断層の間にはほぼ直交方向に延びる西上がりの逆断層である生駒断層帯男山断層の北端や京都西山断層帯円明寺断層の南端が位置する（図2；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2026a，2026b）。基盤構造モデルや周辺の地質構造は、直交する逆断層の活動が優勢であることを示唆しており（赤松ほか，2007；堤・飯尾，2019）、有馬－高槻断層帯と宇治川断層は構造的には繋がらないと考えられる。そのため、宇治川断層は有馬－高槻断層帯に含めず、短い活断層として評価した（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2026d）。

断層面上端の深さは、東部区間、西部区間ともに断層面が地表に達していることから0 kmとした。

東部区間の断層面の傾斜は、反射法弾性波探査の結果（藤田ほか，1996a，1996b；寒川ほか，1996c；杉山ほか，1996；戸田ほか，1995；伊藤ほか，2005（図3）；大阪府，2003（図4））や断層線の形態の特徴（直線的であること）から、高角度で北に傾斜し、地表付近ではほぼ鉛直と推定される。西部区間の傾斜は高角度の可能性がある。

地震発生層の下限の深さは東部区間、西部区間でいずれも約15 kmと推定される。東部区間では断層面の傾斜が高角度であると推定されることから、断層面の幅は15 km程度と推定される。西部区間では断層面の傾斜が高角度である可能性があることから、断層面の幅は15 km程度の可能性がある。

（３）断層帯の変位の向き（ずれの向き）（注11）

本断層帯は、河谷の屈曲などの地形から判断すると、全体としては右横ずれが卓越する断層帯である。東部区間では2つ以上の断層が並走して地溝帯を形成していることが多い。

2. 2 有馬－高槻断層帯の過去の活動

（１）平均変位速度（平均的な断層のずれの速度）（注11）

東部区間のほぼ中央部にある五月丘断層について、寒川（1978）は、低位段丘（形成年代を2－3万年前と推定）を下刻する川の屈曲量（20－30m）から同断層の右ずれの平均変位速度を0.5－1.5m／千年と推定し、上下成分は右ずれ成分の10分の1程度であるとした。この平均変位速度は1つの断層についてのものであり、断層の集合である断層帯全体の値はこれより大きい可能性がある。このような資料から、この断層帯の活動度はA－B級（活動度A、Bは1千年あたりの平均的なずれの量がそれぞれ1 m以上10 m未満、0.1 m以上1 m未満の活断層；活断層研究会編，1991）と推定される。な

お、東部区間の平均活動間隔の算出には平均変位速度として 1.5m/千年程度（右横ずれ成分）を用いる。

西部区間については、兵庫県（2004）は有野・淡河断層沿いでは低位段丘面上に変位が認められないとし、柏尾谷断層沿いのトレンチ調査及びボーリング調査の結果、4 万年前以降に活動していないと報告した。西部区間の平均変位速度は不明であるものの、断層沿いの変位地形が東部区間と比較して不明瞭であることから、活動性が低い可能性がある。

（２）過去の活動時期

○地形・地質的に認められた過去の活動

〈東部区間〉

① 茨木 3 地点（真上断層）

寒川ほか（1996b, 1996c）は、茨木 3 地点において真上断層を対象としてトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には 1 つのイベント（注 12）が認められる。

北トレンチの東側壁面（図 5）では、断層は M7 層とその上位の S3 層までを切り江戸時代の遺物を含む盛土層（M8 層）に覆われている。M7 層は鎌倉－室町時代の遺物（注 10）を含み、約 6 百－4 百年前（室町時代－江戸時代）の炭素同位体年代（注 13）を示す。S3 層からは約 6 百－5 百年前（室町時代）の炭素同位体年代値（寒川ほか, 1996b）が得られている。したがって、このイベントの時期は約 6 百年前（室町時代）以後である。

② 茨木 2 地点（安威断層）

寒川・杉山（1996b）、寒川ほか（1996c）は、茨木 2 地点において安威断層を対象としてトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には 2 つのイベント（イベント 1、2）が認められる。

北側トレンチの西側壁面（図 6 の上）の上部に露出した江戸時代（注 10）の遺物包含層はほぼ水平で変形を受けていないが、その下位のシルト質層は断層付近で下位層とともに変形（撓曲）している（寒川ほか, 1996c）可能性がある。また南側トレンチ（図 6 の下）ではシルト質層（上部に鎌倉時代の遺物を含む；注 10）の上面に地割れ状の構造が認められる（寒川・杉山, 1996b）。したがって、イベント 1 の時期は約 8 百年前以後、約 2 百年前以前（鎌倉時代以後、江戸時代以前；注 10）である。

北側トレンチの西側壁面下部にある砂礫層は北へ低下する撓曲構造をなしているが、その付近に断層があり、地層上面にいくつかの地割れが生じている（図 6 の上）。その上位のシルト質層はそれらの地割れ状構造を充填している。したがって、両層間に地割れを生じたイベントが考えられる。しかし、シルト質層は砂礫層の撓曲部分付近では無構造で上面・下面がいずれも侵食不整合面（または人工削平面）であるため、地割れ状構造が及んでいる上限の層準や、シルト層自体が砂礫層と同様に撓曲しているかどうかはわからない。したがって、イベント層準がシルト質層中にある可能性もある。砂礫層の時代は不明であるが、その下位の地層からは約 3 千 7 百－3 千 6 百年前（縄文時代後期）という炭素同位体年代（注 13）が得られている。シルト質層にはその比較的下部に弥生－古墳時代、比較的上部に鎌倉時代（注 10）の遺物が含まれ、約 2 千 4 百－2 千 2 百年前から約 1 千 8 百－1 千 6 百年前（縄文時代晩期－古墳時代）の炭素同位体年代値（注 13）が得られている。したがって、イベント 2 の時期は約 3 千 7 百年前以後、約 7 百年前以前（縄文時代後期以後、鎌倉時代以前；注 10）である。

③ 茨木 1 地点（安威断層）

寒川ほか（1996c）は、茨木 1 地点において安威断層を対象としてトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には 2 つのイベント（イベント 1、2）が認められる。

トレンチ壁面（図 7）に露出した断層は、M4 層を切り、M5 層に覆われている。M4 層の時代は 12 試料の炭素同位体年代がいずれも約 9 百年前から約 3 千 6 百年前まで（縄文時代が 6 試料、弥生・古墳・奈良時代相当が各 1 試料、平安時代が 3 試料）の年代（注 13）を示し、弥生時代の遺物を多量に産出するので、イベント 1 の時期として平安時代以前を示唆する。一方、イベント後の M5 層の時代は 3 試料の炭素同位体年代（注 13）が約 1 千 5 百年前から約 2 千 1 百年前（弥生時代）を示し、弥生時代の土器が出土しているので、弥生時代を示唆する。このように下位にある M4 層が上位にある M5 層より若い（時代的に逆転している）という矛盾がある。このため、上記の資料だけではイベント 1 の時代は決められない。しかし後述のように、下位の層準には 1 つ前のイベント 2 が認められる。したがって、イベント 1 の時期はイベント 2 の時期（縄文時代晩期）以後である。

東側壁面では、断層の一部がM3層を切りM4層に覆われているので、両者間に1つ前のイベント層準がある。M3層は上部から縄文時代晩期（注10）の遺物を産し、その下位の地層からもそれに調和する多くの炭素同位体年代値（約9千8百－9千6百年前から約3千1百－2千9百年前；注13）

（縄文時代）が得られている。M4層は、縄文時代晩期から弥生時代（注10）にわたる遺物を産出し、その下位の部分から約3千6百－3千4百年前から約3千－2千8百年前（縄文時代）の炭素同位体年代値（注13）が得られている（寒川ほか，1996a）。これらのことから、イベント2の時期は約3千1百年前以後、約2千8百年前以前（縄文時代晩期）と判断した。

④ 箕面3地点（坊島断層）

寒川ほか（1996a）は、箕面3地点において坊島断層を対象としてトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には1つのイベント（イベント1）が認められる。

トレンチ壁面に露出した断層は鎌倉－室町時代（注10）の遺物を含む地層を切り、江戸時代の暗渠跡を覆う地層に覆われる。鎌倉－室町時代の遺物を含む地層に含まれている試料の炭素同位体年代は、約1千－9百年前（平安時代）と約3千－2千9百年前（縄文時代）を示す（注13）。後者は、出土する遺物の年代と著しく不調和であること、この層よりも下位の地層の炭素同位体年代と年代値が逆転する（寒川ほか，1996a）ことから、この層の時代推定には用いない。したがって、このイベント（イベント1）の時期は約1千年前（平安時代）以後（炭素同位体年代による）、あるいは約8百年前（鎌倉時代）以後（遺物による）である。

⑤ 箕面2地点（坊島断層）

谷ほか（2004）は④の箕面3地点のごく近傍で行われた工事に伴い現れた断層露頭を記載し、4つのイベント（イベント1－4）を認定した（図8）。

まず、断層F2はS5層までを変位させており、最も新しい断層運動を示す。S5層からは約1千6百－1千4百年前の年代測定結果（注13）が得られていることから、この地点のイベント1は約1千6百年前以後と判断できる。

次に、断層F2に伴う断層粘土層に取り込まれた腐植層より約8千3百－8千1百年前の年代測定値（注13）が得られているが、この粘土層はS5層に比べて明らかに大きく変形している。このことから、8千3百年前以後、1千4百年前以前に1回以上のイベントがあったと考えられ、ここではこれをイベント2とする。

さらに、断層F1はM1層を切り、少なくともN2層の基底を変形させる。M1層からは約1万2千年前の年代測定結果（注13）が得られていることから、1万2千年前以後にイベント3が発生したと判断できる。ただし、本地点でのイベント3とイベント2が同一の活動によるものである可能性があることから、後述する断層帯の過去の活動を評価する際には両イベントを1つの活動として検討した。なお、原著ではN2層から得られた年代測定値を用いてイベント3の上限を約6千9百年前（暦年較正すると7千9百－7千8百年前）と評価しているが、このイベントでN2層の上位層と下位層が一緒にずれていると判断することもできるため、本評価では採用しない。

断層F3はM2層を切り、上位のS4層に覆われる。M2層からは約4万1千年前の年代値が、S4層からは約1万7千年前の年代値が得られている（注13）。したがって、4万1千年前以後、1万7千年前以前にイベントがあったと考えられ、これをイベント4とする。

⑥ 箕面1地点（坊島断層）

寒川ほか（1996a，1996c）は、箕面1地点において坊島断層を対象としてトレンチ調査を実施した。同地点では2つまたは3つのイベント（イベント1、2またはイベント1－3）が認められる。

北側低下ではほぼ鉛直の断層面を持つ断層が露出した（図9）。この断層は鎌倉時代－室町時代（注10）の遺物と炭素同位体年代が約7百－6百年前（鎌倉時代－室町時代）を示す試料（注13）を包含する地層（M7層）を切り、江戸時代（注10）の遺物を包含し5百－4百年前の炭素同位体年代（室町時代－江戸時代）を示す試料（注13）を含む地層（M8層）に覆われている。したがって、イベント1の時期は約7百年前以後、約4百年前以前（鎌倉時代以後、江戸時代以前）である。

次に、旧耕作土（M6層）がM5層とそれ以下の変形した地層（M3層など）を不整合で覆い、その基底部分がM5層に生じた地割れを充填していることから、M5層とM6層の境界付近に1つ前のイベント層準がある。M5層は奈良－平安時代（注10）の遺物を含み（寒川ほか，1996c）、炭素同位体年代値は約1千5百－1千4百年前（1試料、古墳時代－飛鳥時代）と約6百－4百年前（2試料、

室町時代－江戸時代）を示している。M6層は鎌倉時代の遺物を含むが、炭素同位体年代は約1千2百－1千年前（1試料、平安時代）と約6百－4百年前（3試料、室町時代－江戸時代）を示す。上記のM5層及びM6層の約6百－4百年前の炭素同位体年代値は、産出する遺物の年代と著しく不調和であること、両層よりも上位のM7層の約7百－6百年前の炭素同位体年代値に対して年代値の逆転をもたらすことから、約6百－4百年前の値は炭素同位体年代値の若返りによるものと考えてM5、M6の時代推定には用いない。したがって、M5層は奈良－平安時代以後、M6層は鎌倉時代であり、イベント2の時期は約1千3百年前以後、約7百年前（奈良時代以後、鎌倉時代以前；注10）と考えられる。

イベント2の層準を上記ではM5層とM6層の間であるとしたが、M5層（とM6層）の上面は人工的に削平されているので、上記のようにM4層・M5層が下位のM3層と同様に変形（分布南端で直立）しているのか、上記と異なっておりすでに直立していたM3層の崖にM5層（プラスM4層）が不整合で接して（アバットして）堆積したのか判然としない。このため、後者であるとしてM5層（プラスM4層）とM3層の間（約3千9百－2千8百年前以後、奈良－平安時代以前）に別のイベントを考えることもできる（その場合、それを箕面1地点のイベント3と呼ぶ）。M3層は炭素同位体年代（注13）が約2千8百－2千6百年前及び約3千9百－3千7百年前（縄文時代）を示し（寒川ほか、1996a）、M5層は奈良－平安時代（注10）の遺物包含層（寒川ほか、1996c）なので、イベント3の時期は約2千8百年前以後、約8百年前以前（縄文時代晩期以後、平安時代以前；注10）である。

このように箕面1地点においては、イベント2ではなくイベント3が生じたのか、あるいは両方が生じたのかは確定しがたい。ただし、イベント3だけを考える場合にはM6層基底の地割れの形成を別途に考える必要がある。

⑦ 川西地点（花屋敷低地帯南縁断層の副断層）

寒川ほか（1996c）は、川西市川西地点において花屋敷低地帯南縁断層を対象としたトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面には、2つのイベント（イベント1、2）が認められた。

トレンチ壁面には、花屋敷低地帯南縁断層の活動に伴って生じたと考えられる4本の雁行地割れと1本の小断層が見出された（図10）。地割れとその傍らの小断層は、安土桃山時代（注10）の遺物包含層を切り、江戸時代（注10）の遺物包含層に覆われているので、イベント1の時期は約5百年前以後、約2百年前以前（安土桃山時代以後、江戸時代以前；注10）である。

また図10のトレンチ壁面下部において、炭素同位体年代が約2千8百－2千6百年前（注13）を示す地層よりも下位の地層の小断層沿いの変位量は、それよりも上位の地層の変位量よりも大きい。これらの地層には堆積時の傾斜があると考えられ、この変位量の差はイベントによるものではない可能性もあるが、約2千6百年前以前に変位の増加（イベント2）があった可能性がある。

⑧ 船坂西地点（六甲断層）

兵庫県（2003）は西宮市船坂西地点で6箇所のトレンチ調査を実施し、いずれのトレンチでも南側隆起の逆断層が観察された（図11）。第1及び第6トレンチでは、断層上盤側のIV層及びⅢb層の傾斜が急で、両層は断層により変位している可能性がある。また、第6トレンチでは、IV層がⅢb層の上に乗り上げていることが確認され、さらに、埋め戻し時に行った第6トレンチの増掘法面でもⅢb層にIV層が乗り上げていることが確認された。したがって、Ⅲb層堆積以降にイベントがあったと考えられ、これを船坂西地点のイベント1とする。第6トレンチのⅢb層から得られた炭素同位体年代値（注13）から、イベント1の時期は約6百年前以後と推定される。

また、第1、2、6トレンチでは、低下側のV層が断層変位を受けており、いずれのトレンチでも隆起側ではV層が欠如して下位のVI層がIV層が直接覆っている。したがって、V層堆積以後、IV層堆積以前に少なくとも1回のイベントがあったと考えられ、これを船坂西地点のイベント2とする。V層中に三瓶浮布テフラ（阪手テフラ：約2万年前（Smith *et al.*, 2013））が、IV層最上部に鬼界アカホヤテフラ（K-Ah：約7千2百年前（Smith *et al.*, 2013））が認められることから、イベント2の時期は2万年前以後7千2百年前以前と推定される。

⑨ 有馬地点（六甲断層）

Maruyama and Lin（2002）は神戸市有馬地点で断層露頭を記載した（図12）。F1断層は河成堆積物を変位させ、岩錐堆積物に覆われる。これを有馬地点のイベント1とする。F1断層により変位を受

けた河成堆積物に含まれる木片からは約7百－6百年前の炭素同位体年代値（注13）が得られているため、イベント1の時期は約7百年前以後の可能性はある。

図13にイベントの時空間分布を示す。上記の各地点で見出されたイベントの時代に基づけば、有馬－高槻断層帯東部区間では約3千年前以後3回の活動が推定される。それらの活動の時期を時代の新しい順に活動1－3と呼ぶ。活動1は約5百年前以後、約4百年前以前（安土桃山時代以後、江戸時代以前）、活動2は約1千3百年前以後、約7百年前以前（奈良時代以後、鎌倉時代以前）、活動3は約2千8百年前（縄文時代晩期）と推定される。活動1は後述の歴史地震の資料と合わせて考えると、慶長（文禄）伏見地震であったと推定される。

また、活動3よりも前の約2万年前以後、約1万7千年前以前にも活動4があった可能性もある。しかし、活動3と活動4との間隔が活動3よりも新しい活動の間隔に比べて長いから、活動3と活動4との間に別の活動が存在する可能性があることから、本評価では活動4は参考扱いとする。

〈西部区間〉

① 芦谷川地点（有野・淡河断層）

兵庫県（2004）は、有野・淡河断層のほぼ中央部に位置する神戸市北区の芦谷（あしだに）川左岸地点でトレンチ調査を行った（図14）。このトレンチから確認できるイベントは次の2つ（イベント1－2）である。

断層の変位はIVb層まで達していることは確実であり、IVb層の変位による地形の起伏をV層が埋めて堆積していることから、最新活動はIVb層堆積以降、V層堆積前である。IVb層に三瓶池田テフラ（SI：約4万6千年前（Albert *et al.*, 2018））が、V層に三瓶浮布テフラ（阪手テフラ）が含まれることから、このイベント1は約4万6千年前以後、約2万年前以前と推定される。

また、兵庫県（2004）では、II層がI層にアバットし、低下側にII層が厚く堆積していることから、I層堆積後、II層堆積前にもイベントがあったとしており、これをイベント2とした。I層に阿蘇4テフラ（Aso-4：約8万7千年前（Aoki, 2008））が、II層より上部のIV層に三瓶池田テフラが含まれることから、約8万7千年前以後、約4万6千年前以前に少なくとも1回の活動があったと推定される。

図13にイベントの時空間分布を示す。有馬－高槻断層帯西部区間では有野・淡河断層の芦谷川地点におけるイベント1、2以外の活動は不明である。また、図13に示した最新活動以後にも西部区間を構成する別の断層が活動していた可能性がある。したがって、芦谷川地点のイベント1は西部区間の最新活動と断定できないため、本断層帯西部区間の最新活動時期は不明とする。

○先史時代・歴史時代の地震

有馬－高槻断層帯から発生した可能性のある歴史地震として、827年（天長4年）の京都の被害地震（宇佐美ほか（2013）によるとマグニチュード（M）6.5－7.0）、1579年（天正7年）の摂津の被害地震（宇佐美ほか（2013）によるとM6.0±1/4）、1596年の畿内及び近隣の地震（慶長（文禄）伏見地震）（宇佐美ほか（2013）によるとM7 1/2±1/4）などがある。

有馬－高槻断層帯では、断層沿いをはじめとして周辺の各地で慶長（文禄）伏見地震によると思われる大規模な液状化跡などの地震の痕跡が見出されており、有馬－高槻断層帯のトレンチ内で得られた遺物の時代などから、慶長（文禄）伏見地震はこの断層帯の活動であると指摘されている（寒川，1996，1997a，1997b）。また、後述のように、本断層帯東部区間で想定される地震の規模はM7.5程度であり、宇佐美ほか（2013）による慶長（文禄）伏見地震の規模とほぼ一致する。

トレンチ・露頭において確認できる慶長（文禄）伏見地震に相当する活動は六甲断層以東で認められており、有野・淡河断層及び柏尾谷断層においては認められていない（兵庫県，2004）。また、歴史記録から有馬温泉における慶長（文禄）伏見地震時の被害は震度5弱と推定され、西部区間を含めた断層帯全体が活動した可能性は低いとされている（地震予知総合研究振興会，2005）。これらのことから、慶長（文禄）伏見地震は東部区間の活動1と推定される。

2018年6月18日に大阪府北部の深さ約15 kmで発生した大阪府北部の地震（M6.1）は、大阪府で最大震度6弱を観測し、被害を伴った（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2018）。本地震は、有馬－高槻断層帯東端付近で発生した（堤・飯尾，2019）。

(3) 1 回の変位量 (ずれの量)

〈東部区間〉

各イベントに伴ったその地点での上下変位量は次のようになる。各イベントに伴う 1 回の上下変位量は、イベント 1 の場合は関連する地層が示す上下変位量の測定値 (トレンチ壁面の傾斜を考慮して求めた上下変位) であるが、イベント 2 以前の地震の場合は、そのイベントよりも後のイベントに伴う変位量もその中に含まれている可能性がある (その場合にはその値からそのイベントよりも前のイベントの変位量を差し引く必要がある)。以下はそれらを考慮した場合のその地点での 1 回のイベントの変位量である。

川西地点 : 0.2m (南側隆起、イベント 1) と 0.2m (南側隆起、イベント 2)、箕面 1 地点 : 0.3m 以上 (南側隆起、イベント 1)、茨木 2 地点 : 0.3–0.4m (南側隆起、イベント 2、またはイベント 1 と 2 の合算)、茨木 3 地点 : 北トレンチ 0.4–0.5m 程度 (北側隆起)、南トレンチ約 1.0m (北側隆起、撓曲) で合計 1.4–1.5m (いずれもイベント 1)。このほか、寒川ほか (1996a) によれば、トレンチ地点付近の水田面の標高差が箕面 3 地点で 0.5m 程度、茨木 1 地点で 0.6m 程度あり、これらの値が 1 回または 2 回のイベントによる上下変位量である可能性がある。

横ずれ変位量について寒川 (1996) は、箕面 1 地点で水田の畦が 3 m 右ずれしていて、それが慶長 (文禄) 伏見地震で生じたとしている。また、寒川ほか (1996b) は、茨木 3 地点で平安時代の水田耕作土中の小さな溝が複数の断層に沿ってそれぞれ上下変位量の約 2 倍右ずれ (計 0.6m 以上) しており、また付近の上下変位がない断層に沿って計 0.8m 以上の右ずれがあった (合計 1.4m 以上、いずれもイベント 1) としている。このように各イベントの変位量は 1.5–3 m 程度とみなされる。

さらに、堤ほか (2004) による土地区画の右横ずれの計測によれば、最小の変位は 3 m 程度と推定される。ただし、この断層帯は並走する複数の断層線からなるので、断層帯を代表する 1 回の活動に伴う変位量は 3 m 以上である可能性がある。

一方、東部区間の断層の長さは後述の 2. 1 (5) に示したとおり約 41 km であり、松田ほか (1980) の経験式 (1) によれば、東部区間全体が活動した場合のずれの量は約 4.1m となる。ここで用いた経験式 (1) は以下の式である。L は 1 回の地震で活動する断層の長さ (km)、D は 1 回の活動に伴う変位量 (m) である。

$$D = 10^{-1} L \quad (1)$$

以上の情報と経験式を総合して、ここでは東部区間の 1 回あたりのずれの量は 3–4 m 程度であった可能性があると評価する。

〈西部区間〉

西部区間では過去の活動におけるずれの量に関する具体的な値が得られていない。西部区間の断層の長さは 2. 1 (1) に示したとおり約 16 km であり、前述の経験式 (1) によれば、西部区間全体が活動した場合のずれの量は約 1.6m となる。したがって、西部区間の 1 回あたりのずれの量は 2 m 程度であった可能性がある。

(4) 活動間隔

〈東部区間〉

東部区間の過去の活動時期から平均間隔は次のようになる。活動 1 を 1596 年の慶長 (文禄) 伏見地震 (上述)、活動 2 を約 1 千 3 百年前以後、約 7 百年前以前、活動 3 を約 2 千 8 百年前とした場合、活動 1 と 2 の間隔は 3 百–9 百年程度、活動 2 と 3 の間隔は 1 千 5 百–2 千 1 百年程度、活動 1 と 3 の間隔は 2 千 4 百年程度であり、その平均活動間隔は 1 千 2 百年程度となる。

一方、平均変位速度と 1 回の変位量を用いて東部区間のより長期間の平均活動間隔を求めると、次のようになる。個別の断層の平均変位速度は 2–2 (1) に示したとおり 0.5–1.5m/千年であるが、活動区間全体の平均変位速度はこれより大きい可能性があるので、最大値 (1.5m/千年) を用いる。1 回の変位量は 2–2 (3) より 3–4 m 程度である。したがって、この方法で算出した平均活動間隔は 2 千年–2 千 7 百年程度となる。

以上の過去の活動時期から算出された平均活動間隔と、平均変位速度・1 回の変位量から算出された平均活動間隔に基づいて、ここでは東部区間の平均活動間隔は 1 千–2 千 5 百年程度となる可能性があると評価する。

〈西部区間〉

西部区間では最新活動時期が不明なことから、活動2の活動は複数回の活動を含む可能性があることから、平均活動間隔を推定することはできない。ただし、有野・淡河断層では8万7千年前以降、約4万6千年前以前に少なくとも1回の活動があったことが推定され、柏尾谷断層では4万年前以降に活動していないことが指摘されていることから、東部区間と比較すると活動間隔が長い可能性がある。

(5) 活動区間

地震調査推進本部地震調査委員会(2001a)では、本断層帯は少なくとも宝塚市よりも東部の約33 kmが1つの活動区間であると指摘しつつも、断層帯の全体(約55 km)を1つの活動区間として評価した。しかし、上述の通り断層帯の東部区間と西部区間では変位地形の明瞭さや過去の活動に違いが認められる。また、歴史記録やトレンチ調査結果から、慶長(文禄)伏見地震は有馬地点よりも東方のみが破壊したと推定される(図13)。したがって、本評価では、本断層帯は東部区間と西部区間の2つの活動区間から構成されると評価する。

(6) 測地観測結果

有馬－高槻断層帯周辺における、最近5年間及び2012年からの10年間のGNSS観測結果では、北西－南東方向の縮みが見られる。東部区間の東部で2018年大阪府北部の地震の影響による南北方向の伸びが見られる(図15-1、図15-2)。1994年までの約100年間の測地観測結果では、ほぼ東西方向の縮みが見られる(図15-3)。

(7) 地震観測結果

2022年12月までの20年間の地震観測結果によれば、有馬－高槻断層帯の東部区間は地震活動が活発であるが、西部区間は低調である。本断層帯周辺の地震発生層の深さの下限は、東部区間、西部区間でいずれも約15 kmと推定される(図16-1、図17)。本断層帯東端付近で、2018年6月18日にM6.1の大阪府北部の地震が発生しているが、この地震と本断層帯との関係性は不明である。この地震の余震は、有馬－高槻断層帯を横切るように北北西－南南東方向に分布している(例えば、堤・飯尾, 2019)。本断層帯周辺で発生する地震の発震機構は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型または逆断層型が多い(図16-2)。

1919年以降、本断層帯周辺で発生したM5.0以上の地震は、2018年6月18日の大阪府北部の地震以外には、本断層帯に隣接する六甲・淡路島断層帯近傍での1995年兵庫県南部地震(M7.3)の余震活動において、1995年1月17日(M5.4)及び1995年1月25日(M5.1)の地震が発生している。

2. 3. 有馬－高槻断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と地震の規模

本断層帯は、上述の通り東部区間と西部区間の2つの活動区間により構成されると推定される。

東部区間全体が1つの活動区間として活動する場合、上記の経験式(1)及び次の(2)式を用いると、発生する地震の規模はM7.5程度であり、3-4 m程度のずれが生じる可能性がある。用いた経験式(2)は松田(1975)による次の式である。ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ(km)、Mはその時のマグニチュードである。

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6 \quad (2)$$

西部区間全体が1つの活動区間として活動する場合、上記の経験式(1)及び(2)を用いると、発生する地震の規模はM6.8程度の可能性があり、2 m程度のずれが生じる可能性がある。

有馬－高槻断層帯全体が1つの活動区間として活動する場合、上記の経験式(1)及び(2)を用いると、発生する地震の規模はM7.7程度の可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

東部区間では、平均活動間隔は1千-2千5百年程度の可能性があり、最新活動時期は1596年の慶長(文禄)伏見地震と推定される。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、約0.2-0.4となる。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001b)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%-0.04%、ほぼ0%-0.1%、ほぼ0%-0.5%、ほぼ0%-10%、現在までの

集積確率はほぼ0%–0.02%となる。表3にこれらの確率値及びその参考指標（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。

西部区間については、平均活動間隔、過去の活動ともに不明のため、地震後経過率や地震発生確率を算出することができない。

3. 今後に向けて

有馬－高槻断層帯で実施された調査・研究の結果を検討し、再評価を行った。特に、断層トレースや活動性についての知見を整理し、東部区間と西部区間への区間分け及び本断層帯と六甲・淡路島断層帯を構成する断層の一部組み替えを行った。また、本断層帯の東方延長部に分布し、伏在断層である宇治川断層については本断層帯とは別の断層とした。

東部区間については、断層露頭調査等により過去の活動に関するデータが加わったものの、最新活動に先行する活動の時期や1回のずれの量についてのデータは未だ不十分である。また、新たに設定した西部区間については、過去の活動に関する調査・研究データに乏しいうえ、断層形状についても不明な点が多い。本断層帯を構成する断層のうち、過去の活動についてのデータが得られていないものも存在する。したがって、本断層帯から発生する地震についてより詳しく評価するためには、過去の活動履歴、特により多くの地点において活動時期、1回の活動のずれの量に関する信頼性の高いデータの取得と、地下深部における断層形状をさらに明らかにすることが重要である。また、六甲・淡路島断層帯等の隣接する活断層帯の活動との関係についても検討する必要がある。

注 10 考古学的時代・歴史時代と暦年：暦年と考古学的時代・歴史時代との関係は、次のように扱った。縄文時代後期（約4千4百年前–約3千2百年前）、縄文時代晩期（約3千2百年前–約2千4百年前）、弥生時代（約2千4百年前–3世紀中頃）、古墳時代（3世紀中頃–7世紀頃）、飛鳥時代（592年–710年）、奈良時代（710年–794年）、平安時代（794年–1185年）、鎌倉時代（12世紀末–1333年）、室町時代（1336年–1573年）、安土桃山時代（1573年–1603年）、江戸時代（1603年–1868年）

注 11 「変位」と「ずれ」：「変位」を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」が本文や表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（たわ）みの成分」よりなる。

注 12 イベントとその時代及び「活動時期」：地形・地層などの観察によって、その地点において断層の活動した跡が時代的に分離して個々に区別し得たとき、その区別し得た活動を本評価ではイベントと呼ぶ。同一地点で複数のイベントが認められた場合には、新しい順にイベント1、イベント2、のように呼ぶ。なおその断層帯のすべての調査地点で同じ時期のイベントが見出されるとは限らない。イベントの認識は観察地点の位置・露頭条件によって左右されたり、あるいは地表の変位は不連続的にしか出現しなかったりすることがしばしばあるからである。イベントの時代は、露頭におけるその位置（イベント層準）の上下にある地層の形成年代によって推定することが多い。地層の形成年代は、その地層中に含まれている生物遺骸の炭素同位体年代や考古遺物の時代などによって推定する。それらの生物遺骸や考古遺物などの試料は、古い時代のものがその後二次的に運び込まれて堆積した場合があります、その場合には試料の年代は地層の形成年代よりも古い。また炭素同位体年代の場合は、試料が地層中に含まれてから後に汚染されて地層ができた年代より新しい年代値を示すこともある。地層の形成年代を決めるにはこれらのさまざまな可能性を慎重に考慮して行うが、その時代を詳細には決められないこともしばしばある。なお、本評価では上記のような調査地点で得られた各イベントの時期に基づいて、その断層帯（あるいは調査対象としている区間）全体を代表する活動時期を認定し、その活動の時期を断層帯の「活動1」「活動2」などと呼んだ。

注 13 炭素同位体年代の暦年較正：炭素同位体年代（ ^{14}C 年代）については、OxCal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009, 2021) を使用し、較正曲線として IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) を参照して暦年較正を行った。較正年代は原則として 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た。2026 年 1 月 1 日を起点として、2,000 年前よりも古く、10,000 年前よりも新しい年代値は四捨五入して百年単位で示した。

文 献

- Albert, P. G., Smith, V. C., Suzuki, T., Tomlinson, E. L., Nakagawa, T., McLean, D., Yamada, M., Staff, R. A., Schlögl, G., Takemura, K., Nagahashi, Y., Kimura, J.-I. and Suigetsu 2006 Project Members (2018): Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Sci. Rev.*, **185**, 1004-1028.
- 赤松純平・中村佳重郎・西村敬一・駒澤正夫 (2007): 大阪盆地北東部の脈動による地盤震動特性と重力基盤構造との関係について. 京都大学防災研究所年報, **50B**, 133-142.
- Aoki, K. (2008): Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quat. Int.*, **178**, 100-118.
- Asano, K. and Iwata, T. (2016): Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. *Earth Planets Space*, **68**:147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9.
- Bronk Ramsey, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337-360.
- Bronk Ramsey, C. (2021): OxCal 4.4 [software]. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html> (2025 年 4 月確認).
- 藤田 崇・堀家正則・竹内吉宏・古和田 明・井川 猛・川中 卓 (1996a): 大阪北部「有馬－高槻構造線」における地下構造－反射法地震探査による大阪地盤の研究(3)－. 平成 8 年度研究発表会講演論文集, 105-108, 日本応用地質学会.
- 藤田 崇・堀家正則・竹内吉宏・古和田 明・井川 猛・川中 卓 (1996b): 大阪北部「有馬－高槻構造線」における反射法地震探査 (予報). *Proceedings of the 6th Symposium on Geo-Environments and Geo-Tectonics*, 81-86.
- 橋本 学 (1997): 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の修正再計算. 地震第 2 輯, **50**, 21-27.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1971): 「六甲山地とその周辺の地質－神戸市およびその隣接地域地質図 (5 万分の 1), 同説明書－」, 神戸市企画局, 58p+写真図版 4 枚.
- 藤田和夫・奥田 悟 (1973): 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版会, 97-109.
- 兵庫県 (2003): 平成 14 年度 地震関係基礎調査交付金 六甲・淡路島断層帯に関する調査 成果報告書. 109p.
- 兵庫県 (2004): 平成 15 年度 地震関係基礎調査交付金 六甲・淡路島断層帯に関する調査 成果報告書. 87p.
- 伊藤 潔・佐藤比呂志・梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・廣瀬一聖・上野友岳・森下可奈子・伊藤谷生・平田 直・川中 卓・黒田 徹・阿部 進・須田茂幸・斎藤秀雄・井川 猛 (2005): 近畿圏における大大特プロジェクト I の地下構造探査. 京都大学防災研究所年報, **48B**, 243-258.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a): 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 (2001b): 「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 (2004): 「跡津川断層帯の評価」. 28p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005): 六甲・淡路島断層帯の評価. 60p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015): 「長野盆地西縁断層帯 (信濃川断層帯) の長期評価 (一部改訂)」. 34p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2018): 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震の評価. 10p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2026a): 生駒断層帯の長期評価 (一部改訂). 27p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2026b): 上林川断層・三峠断層・京都西山断層帯の長期評価 (一部改訂). 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2026c): 「六甲・淡路島断層帯の長期評価 (一部改訂)」. 54p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2026d): 「宇治川断層」の長期評価. 4p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999): 「(改訂試案)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長期評価部会 (2026): 「「活断層の長期評価手法 (暫定版)」報告書 (追補 1)」. 4p.

- 地震予知総合研究振興会 (2005) : 江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書, 53p. w/140p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 気象庁 (2016) : 2016 年 4 月 16 日熊本県熊本地方の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定)— . <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/sourceprocess/event/2016041601250547near> (2023 年 4 月確認) .
- Maruyama, T. and Lin, A. (2002): Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan. *Tectonophysics*, **344**, 81-101.
- Matsubara, M., Ishiyama, T., No, T., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa., T., Takahashi, N. and Kamiya, S. (2022): Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data. *Earth Planets Space*, **74**:171, doi: 10.1186/s40623-022-01724-0.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第 2 輯, **28**, 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.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋 (1995) : 「広根地域の地質」地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 110p.
- 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「広根」, 「大阪西北部」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 333.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (2009) : 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東北部第 2 版」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 524.
- 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・植村善博・東郷正美・中田 高・渡辺満久 (2008) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都西南部第 2 版」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 502.
- 大阪府 (2003) : 平成 14 年度 地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書【概要版】, 74p.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S. (2020): The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**, 725-757.
- 寒川 旭 (1978) : 有馬—高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動. 地理学評論, **51**, 760-773.
- 寒川 旭 (1996) : 有馬—高槻構造線活断層系を調べた日々. 地質ニュース, No. 503, 23-31.
- 寒川 旭 (1997a) : 「揺れる大地—日本列島の地震史」. 同朋舎出版, 272p.
- 寒川 旭 (1997b) : 活断層の履歴調査と考古学. 考古学研究, **43**, No. 4, 1-6.
- 寒川 旭・杉山雄一 (1996a) : 平成 7 年度活断層調査研究報告 No. 12 有馬—高槻構造線活断層系川西地区の考古学的手法及びトレンチ掘削 (第 1 次) による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集 No. 236, 43p.
- 寒川 旭・杉山雄一 (1996b) : 平成 7 年度活断層調査研究報告 No. 13 有馬—高槻構造線活断層系茨木地区のトレンチ掘削 (第 1 次) による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集 No. 237, 48p.
- 寒川 旭・杉山雄一・宮地良典 (1996a) : 平成 7 年度活断層調査研究報告 No. 14 有馬—高槻構造線活断層系の総合地質調査・その 1 (トレンチ調査及びボーリング). 地質調査所研究資料集 No. 238, 206p.
- 寒川 旭・杉山雄一・宮地良典 (1996b) : 平成 7 年度活断層調査研究報告 No. 17 有馬—高槻構造線活断層系茨木地区 (真上断層) のトレンチ掘削による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集 No. 241,

51p.

- 寒川 旭・杉山雄一・宮地良典 (1996c) : 有馬一高槻構造線活断層系の活動履歴及び地下構造調査. 平成7年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集 No. 259, 33-46.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013): Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **67**, 121-137.
- 杉山雄一・寒川 旭・奥村晃史・松島信幸・寺平 宏・池田安隆・佐藤比呂志 (1996) : トレンチ発掘調査による活断層の活動履歴に関する調査. 巨大地震災害軽減のための地震発生機構のモデル化・観測システムの高度化に関する調査研究平成7年度成果報告書, 17-35, 科学技術庁研究開発局.
- 谷 美由起・小松原 琢・岡田篤正・野原 壯 (2004) : 有馬一高槻断層帯・坊島断層の断層露頭. 活断層研究, 24, 167-173.
- 戸田 茂・川崎慎治・竹村恵二・岡田篤正 (1995) : 反射法弾性波探査の断面に見られる有馬一高槻構造線に沿う地溝帯. 地震第2輯, **48**, 511-520.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H. and Yoshida A. (1998): Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24, 543-24, 565.
- 堤 浩之・後藤秀昭・谷 美由起 (2004) : 有馬一高槻断層帯の先史・歴史地震に伴う横ずれ地表変位. 活断層研究, 24, 157-165.
- 堤 浩之・飯尾能久 (2019) : 地形・地質・物理探査データに基づく 2018 年大阪府北部の地震の震源域周辺の活構造の再検討. 地震第2輯, **72**, 57-67.
- 梅田康弘 (1991) : 地震跡の発掘ー加茂・栄根遺跡の発掘調査よりー. 川西市遺跡調査会「川西市栄根遺跡ー第19次発掘調査報告ー」, 120-142.
- 梅田康弘・村上寛史・飯尾能久・長 秋雄・安藤雅孝・大長昭雄 (1984) : 弥生時代の遺跡に残された地震跡. 地震第2輯, **37**, 465-473.
- 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, 694p.
- 渡辺満久・鈴木康弘・中田 高 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「神戸」. 国土地理院技術資料D・1-No. 333.

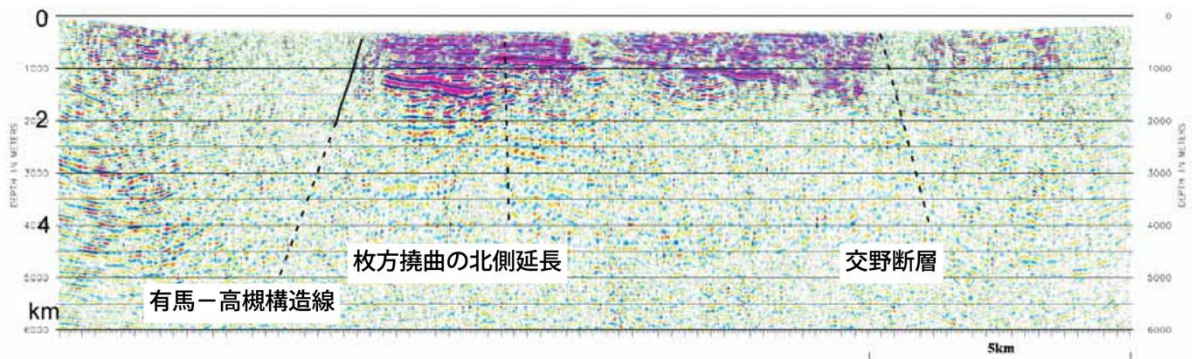


図3 生駒-高槻測線の反射法弾性波探査断面（伊藤ほか，2005
 に加筆（断層名は中田ほか（2009）を参照して修正）
 測線は図2のA。横：縦＝1：1。左側が北。

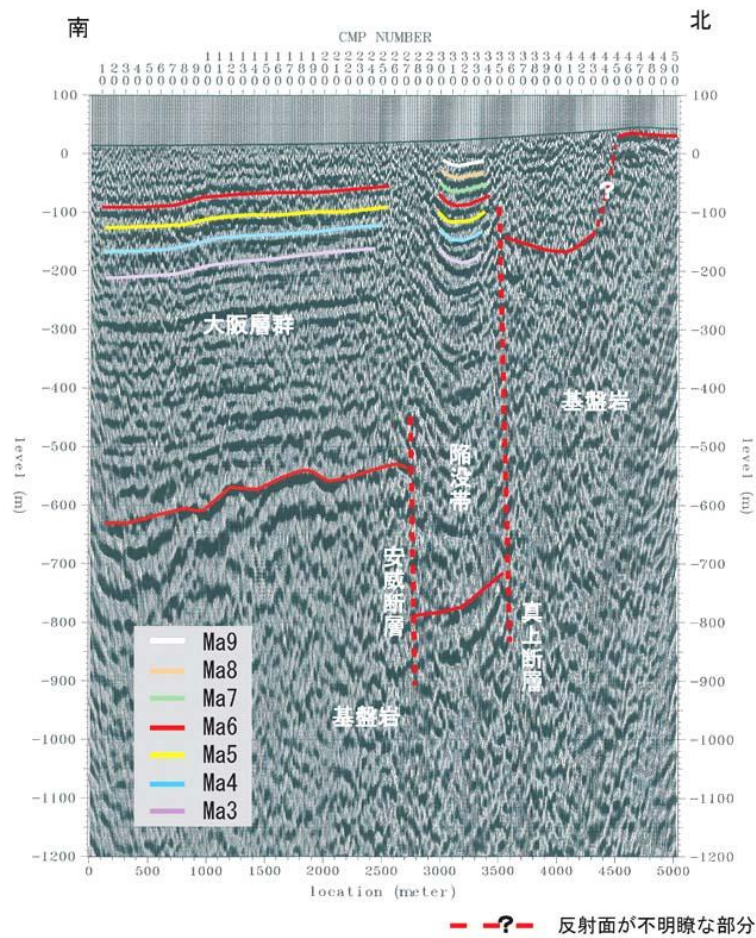


図4 茨木測線の反射法弾性波探査断面（大阪府，2003）
 測線は図2のB。横：縦＝1：5。

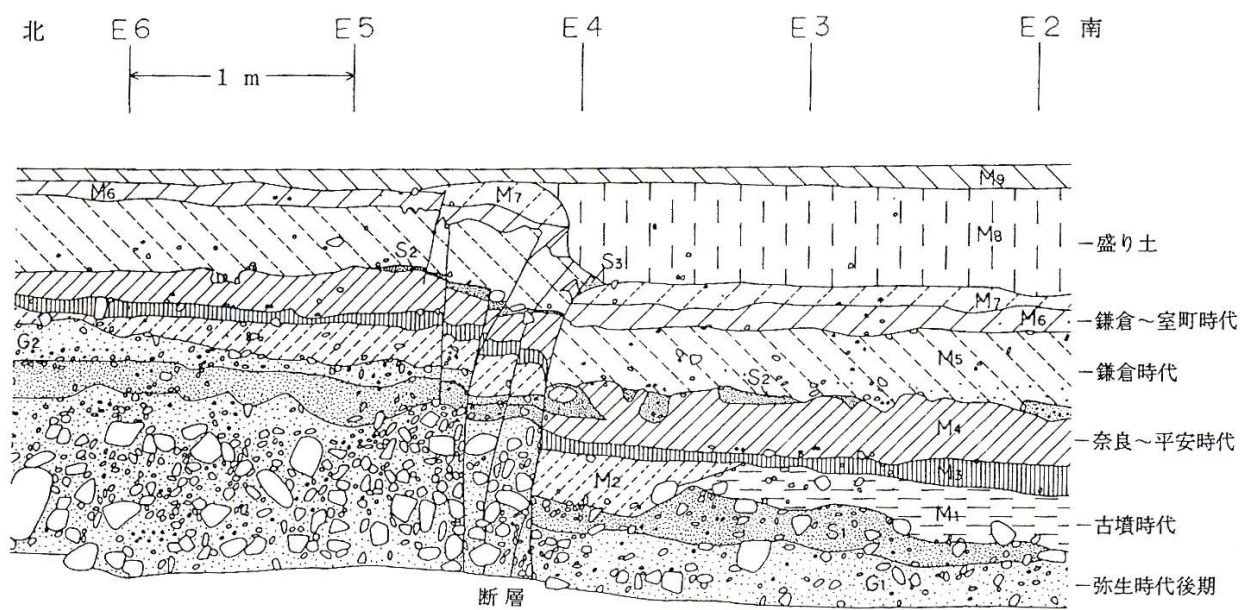
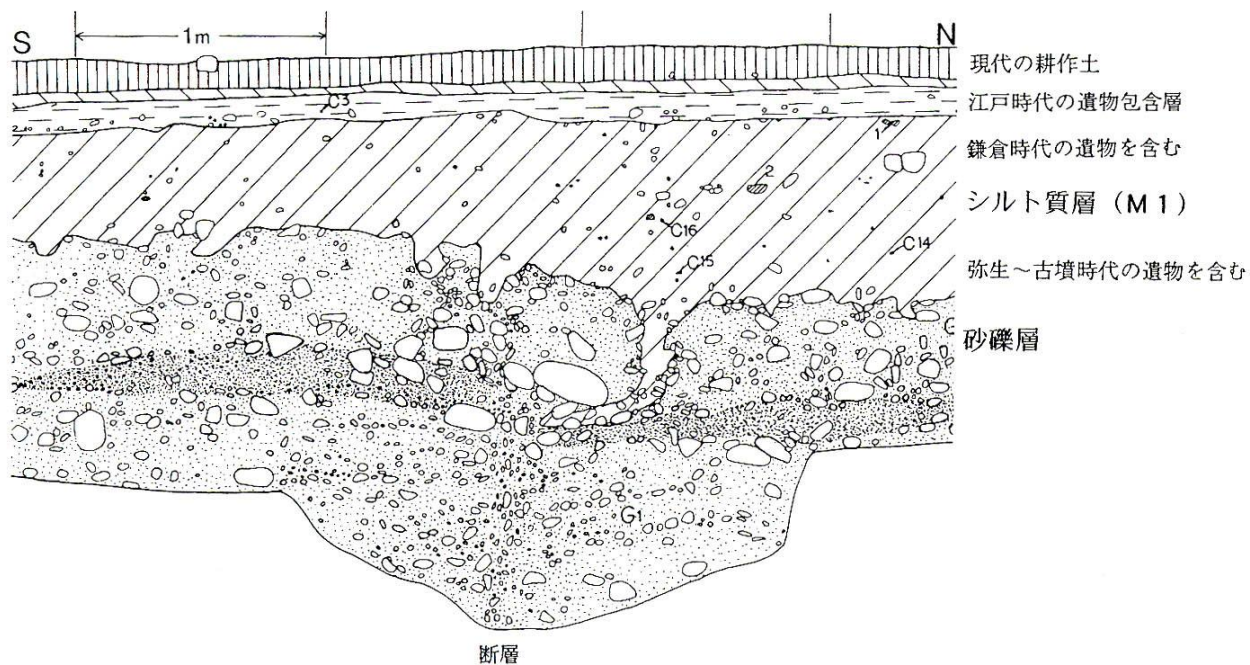
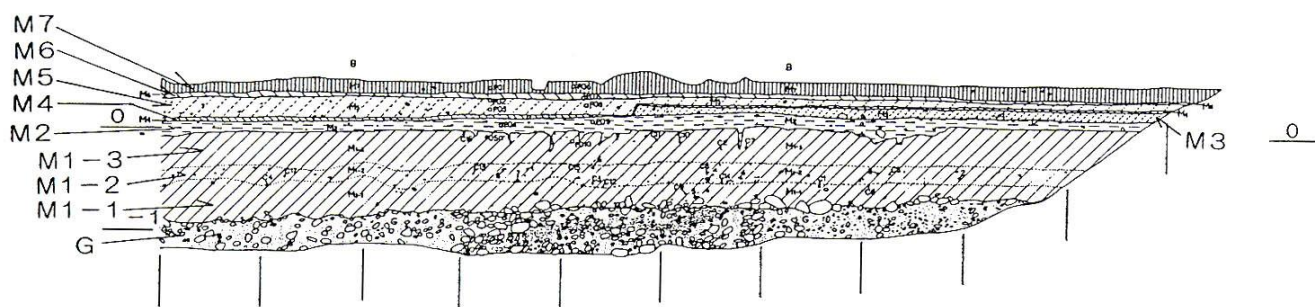


図5 茨木3地点のトレンチ壁面スケッチ（寒川ほか，1996c）

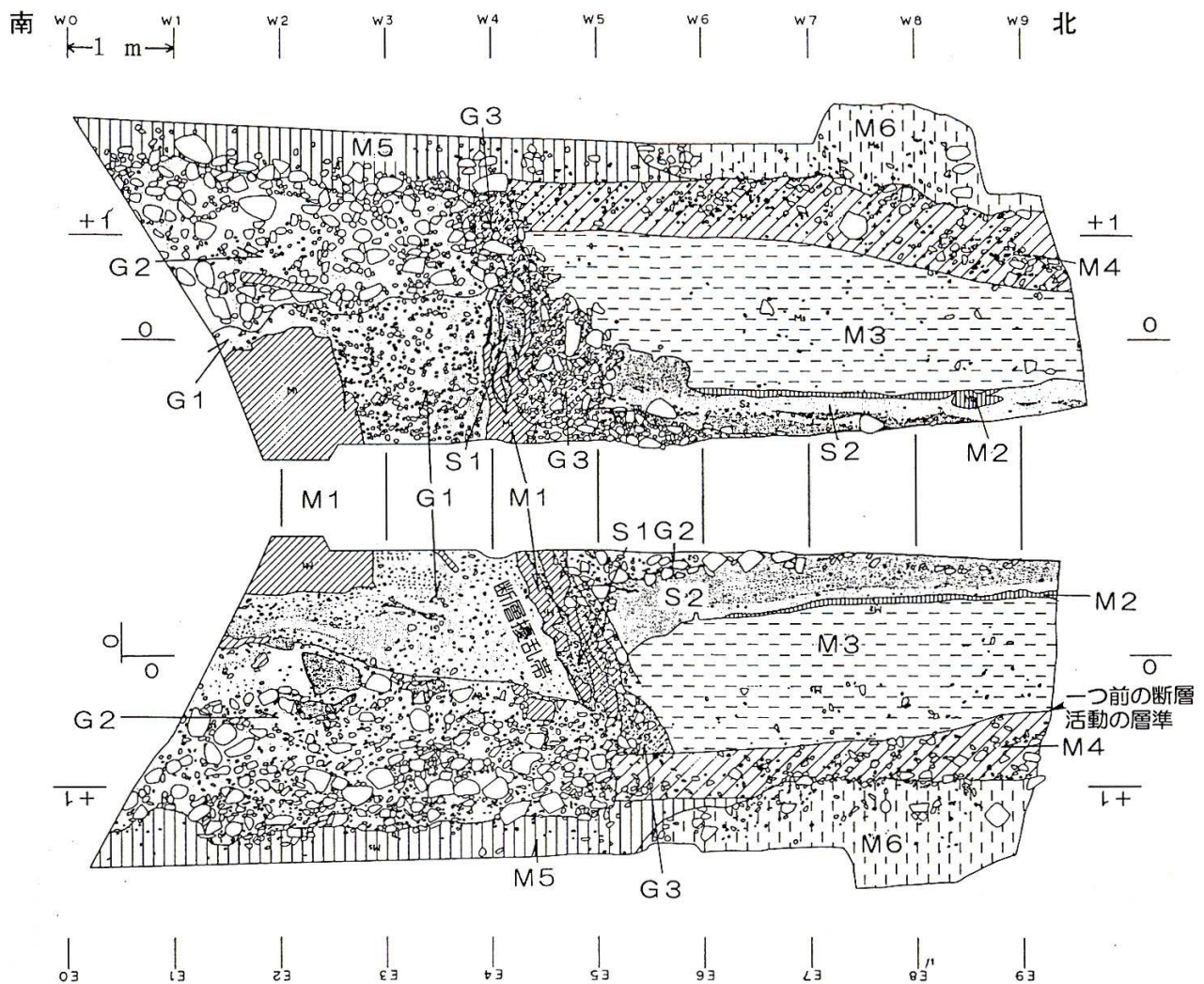


北側トレンチ西側壁面 (寒川ほか, 1996c)



南側トレンチ西側壁面 (寒川・杉山, 1996b)

図6 茨木2地点のトレンチ壁面スケッチ



M1～M6：粘性土，S1～S2：砂層，G1～G3：砂礫層．

M3 層上部から縄文時代晩期の遺物を産出．M4 層からは縄文時代晩期から弥生時代にわたる遺物を産出．

図7 茨木1地点のトレンチ壁面スケッチ（寒川ほか，1996c に一部加筆）

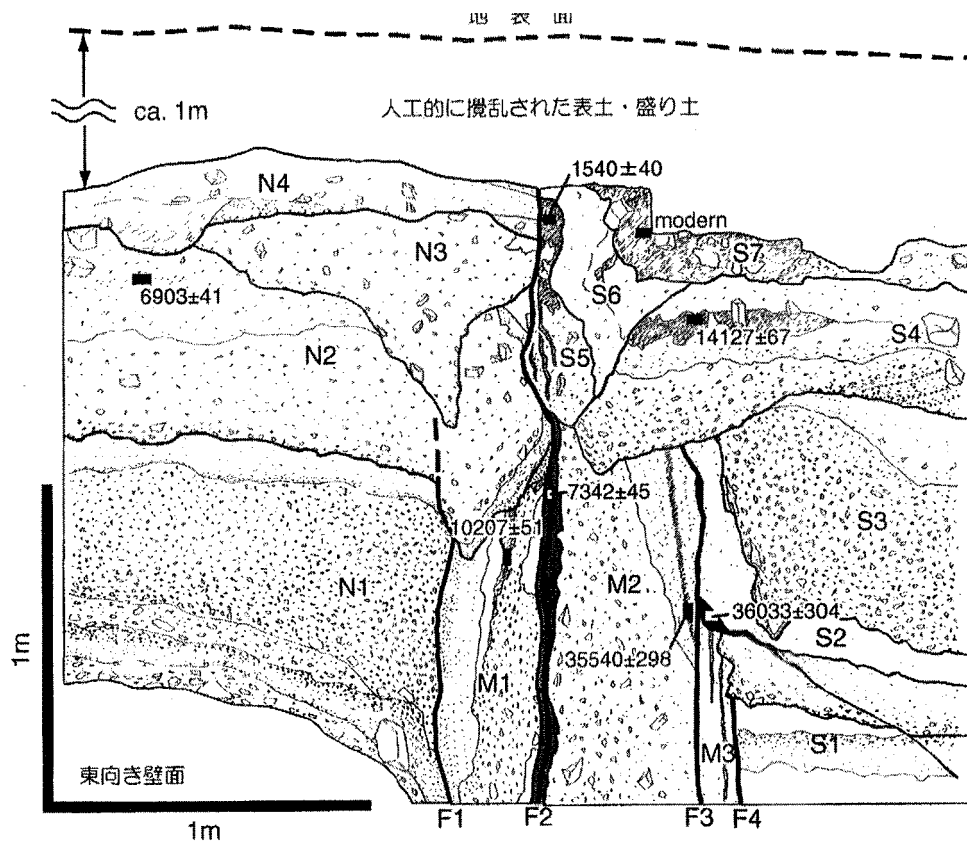


図8 箕面2地点の断層露頭スケッチ（谷ほか，2004）

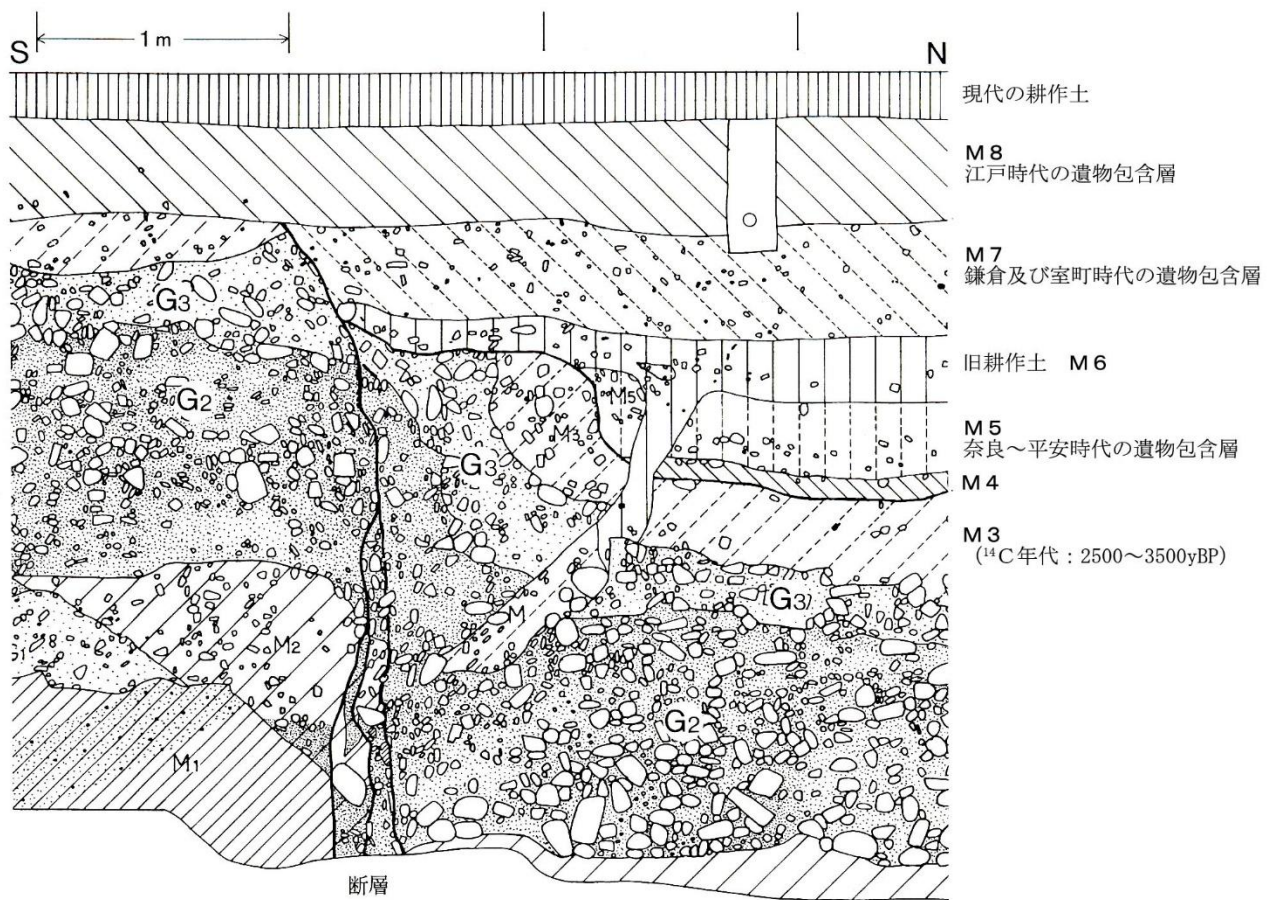


図9 箕面1地点のトレンチ壁面スケッチ（寒川ほか，1996c）

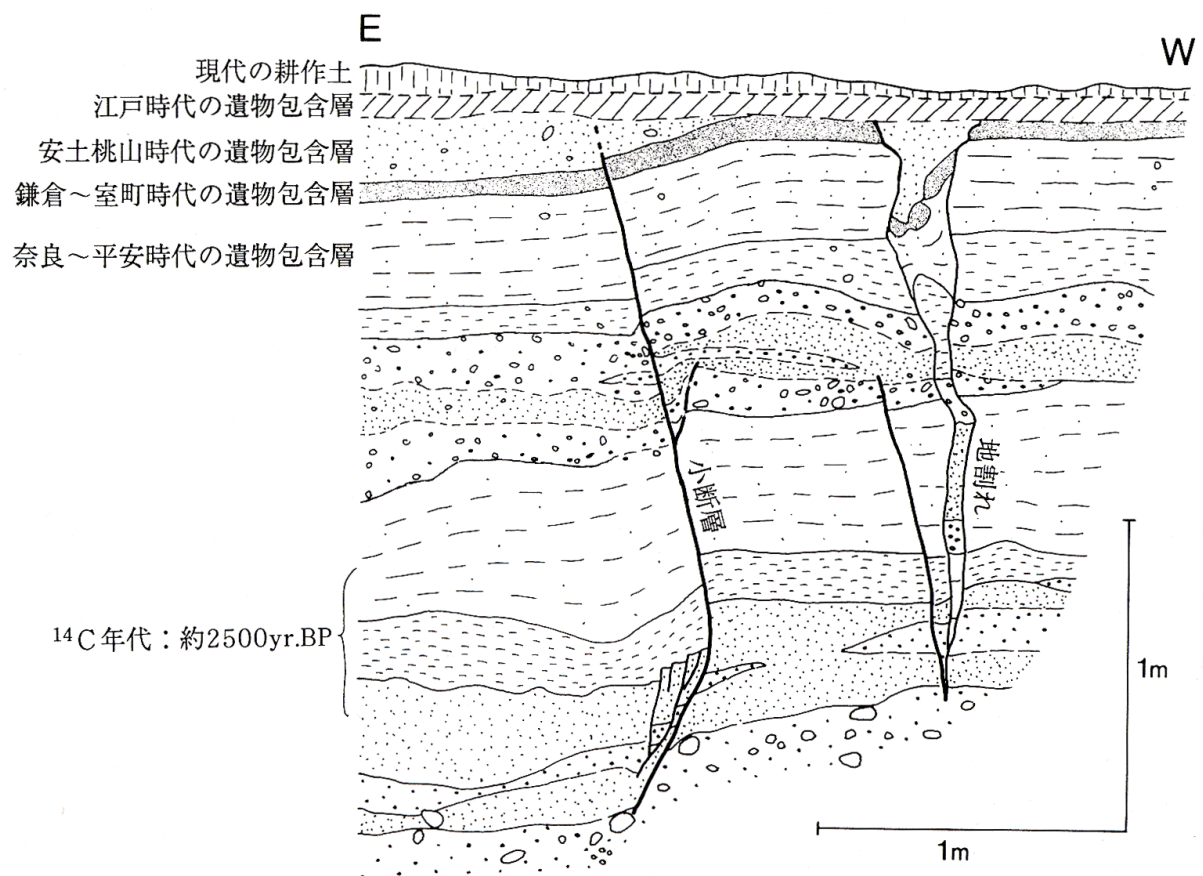
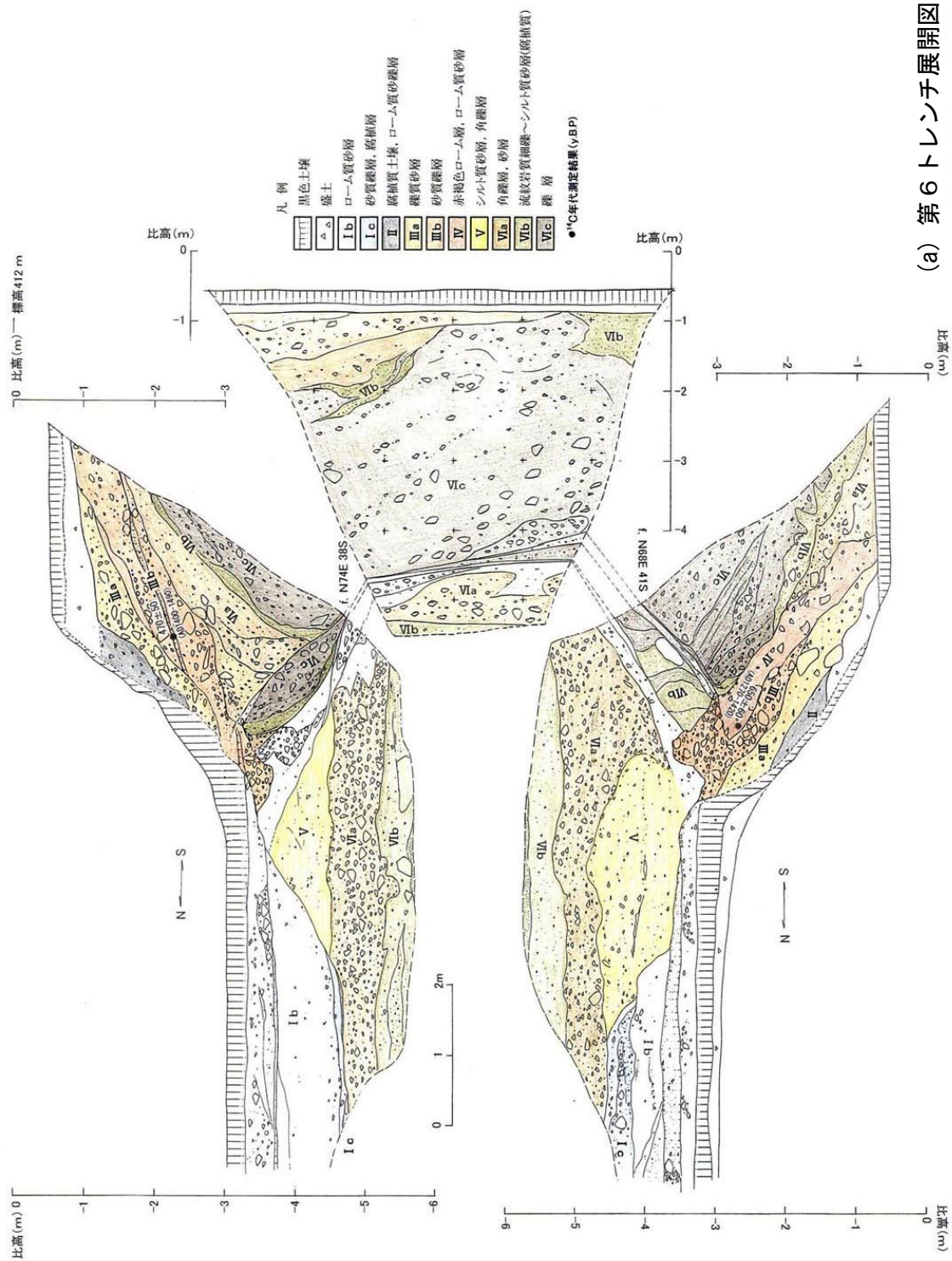
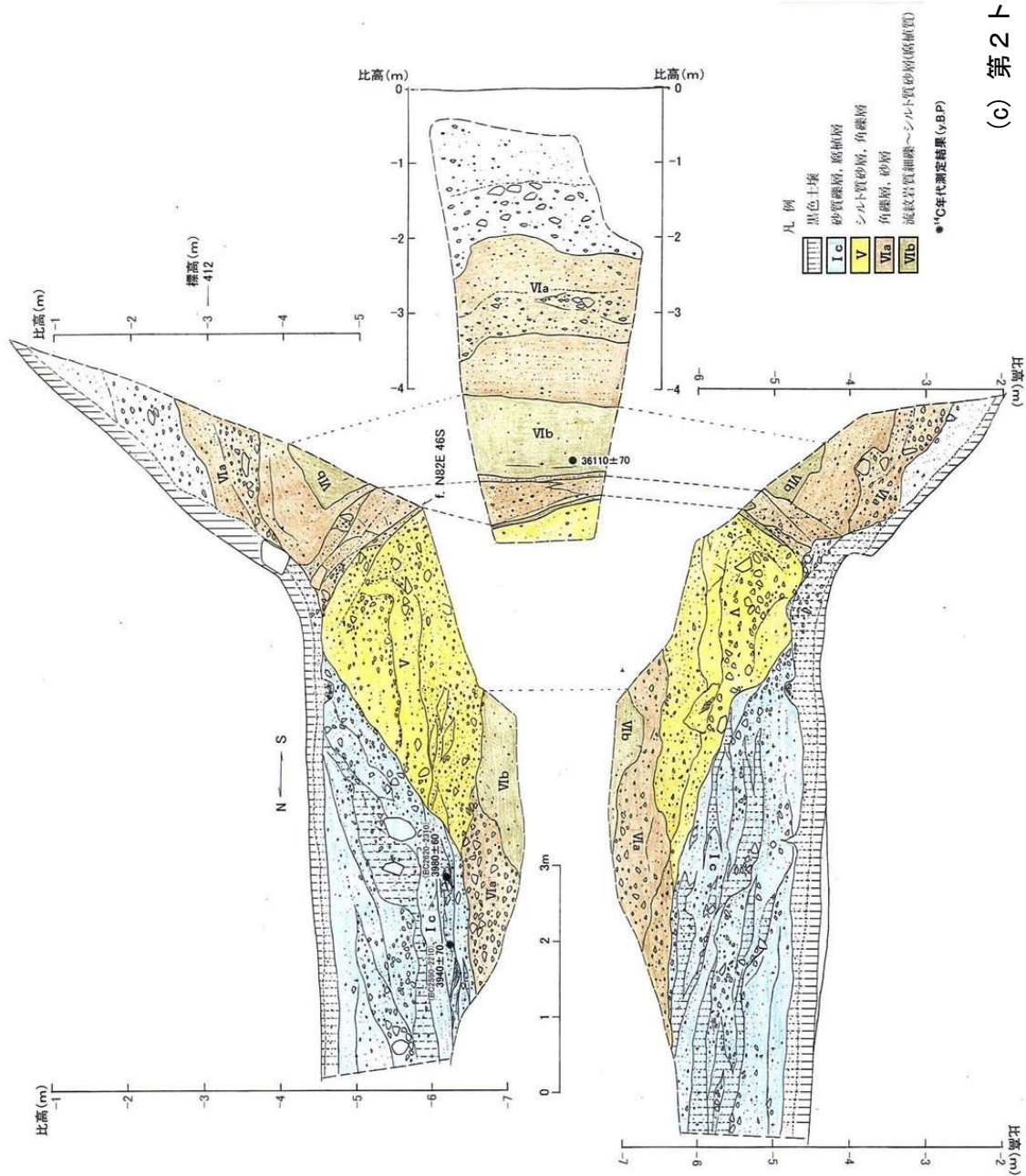


図 10 川西地点のトレンチ壁面スケッチ（寒川ほか，1996c）



(a) 第6トレンチ展開図

図 11 船坂西地点のトレンチ壁面スケッチ (兵庫県, 2003 に加筆)



(c) 第2トレンチ展開図

図 11 (続) 船坂西地点のトレンチ壁面スケッチ (兵庫県, 2003 に加筆)

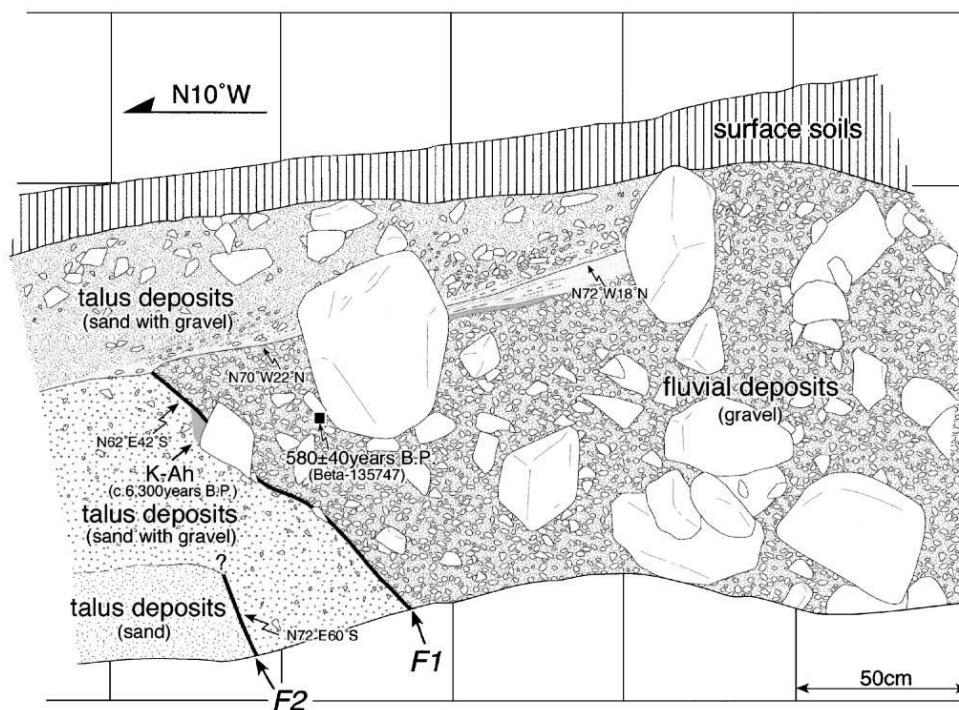


図 12 有馬地点の断層露头スケッチ (Maruyama and Lin, 2002)

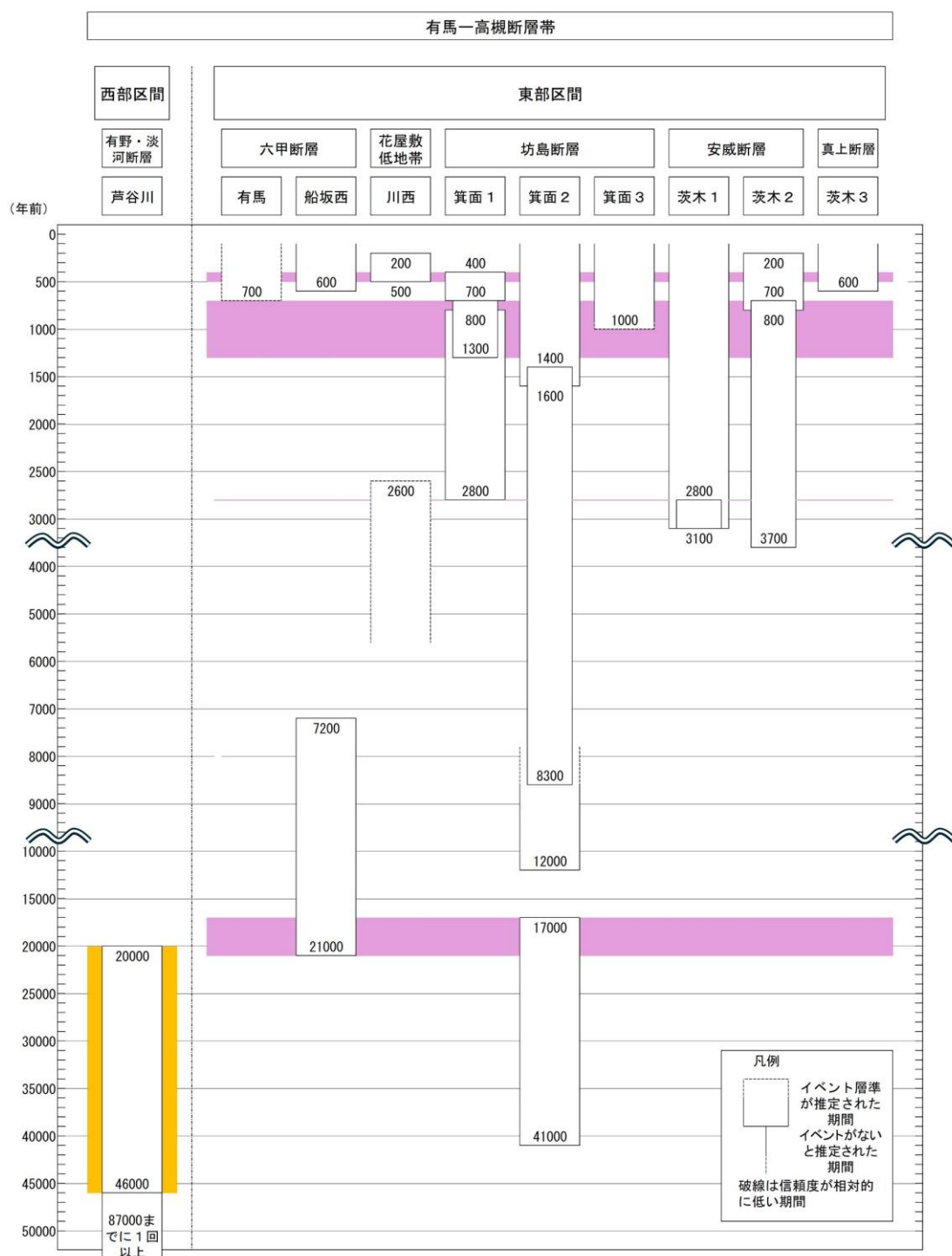


図 13 有馬一高槻断層帯の過去の活動の時空間分布図

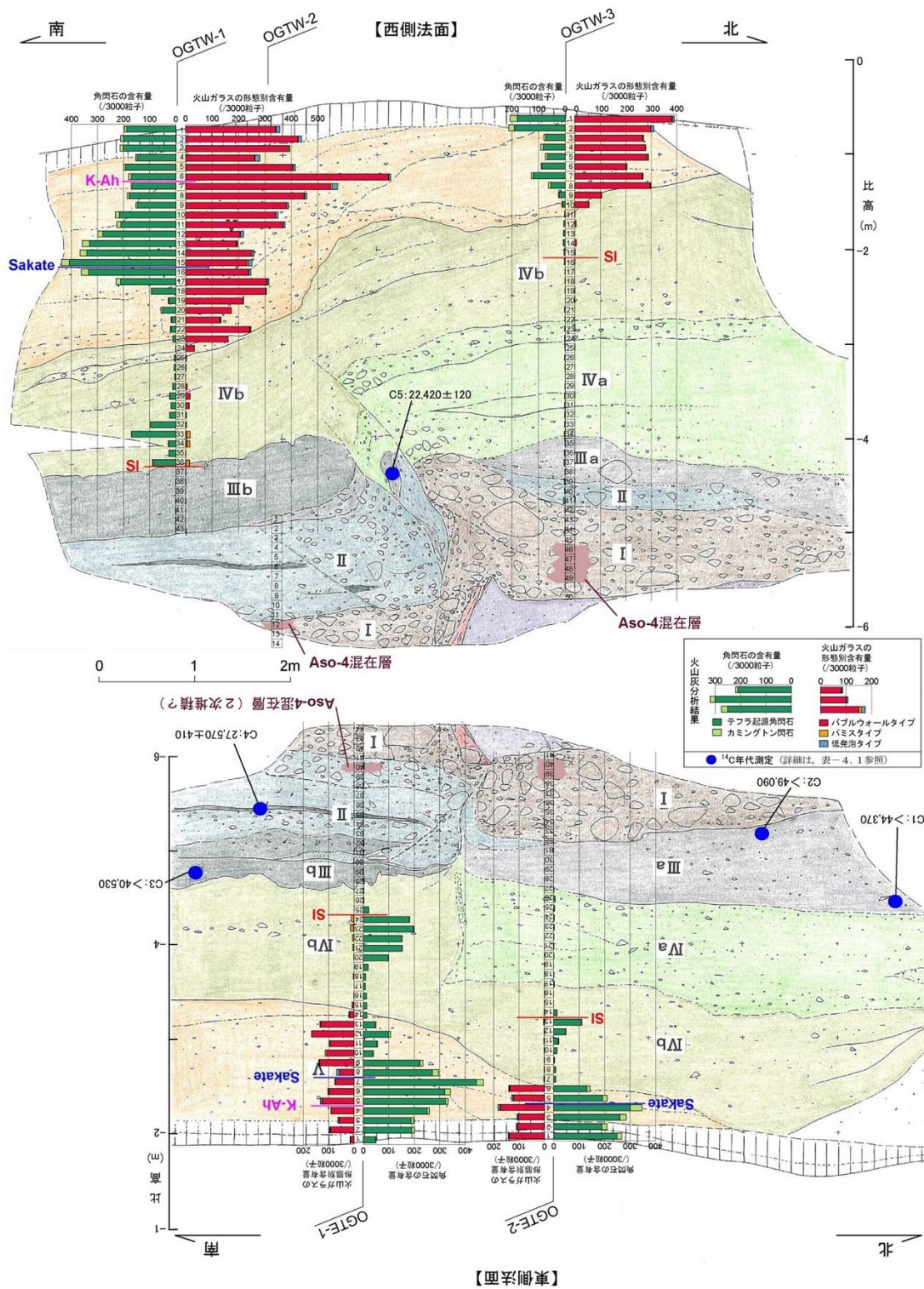


図 14 芦谷川地点のトレンチ壁面スケッチと試料分析結果（兵庫県，2004 を一部改変）

基準期間：2017-12-01 -- 2018-01-01
比較期間：2022-12-01 -- 2023-01-01

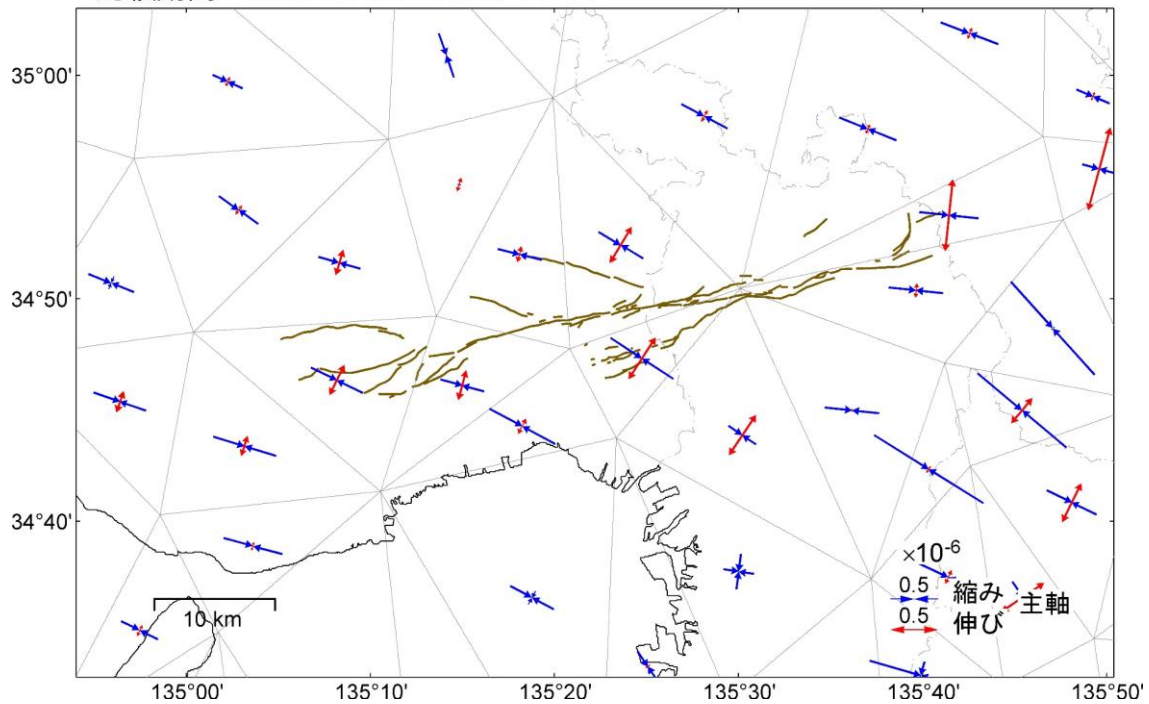


図 15-1 2017 年 12 月から 5 年間の GNSS 連続観測による有馬－高槻断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 0.5×10^{-6} 。

基準期間：2012-12-01 -- 2013-01-01
比較期間：2022-12-01 -- 2023-01-01

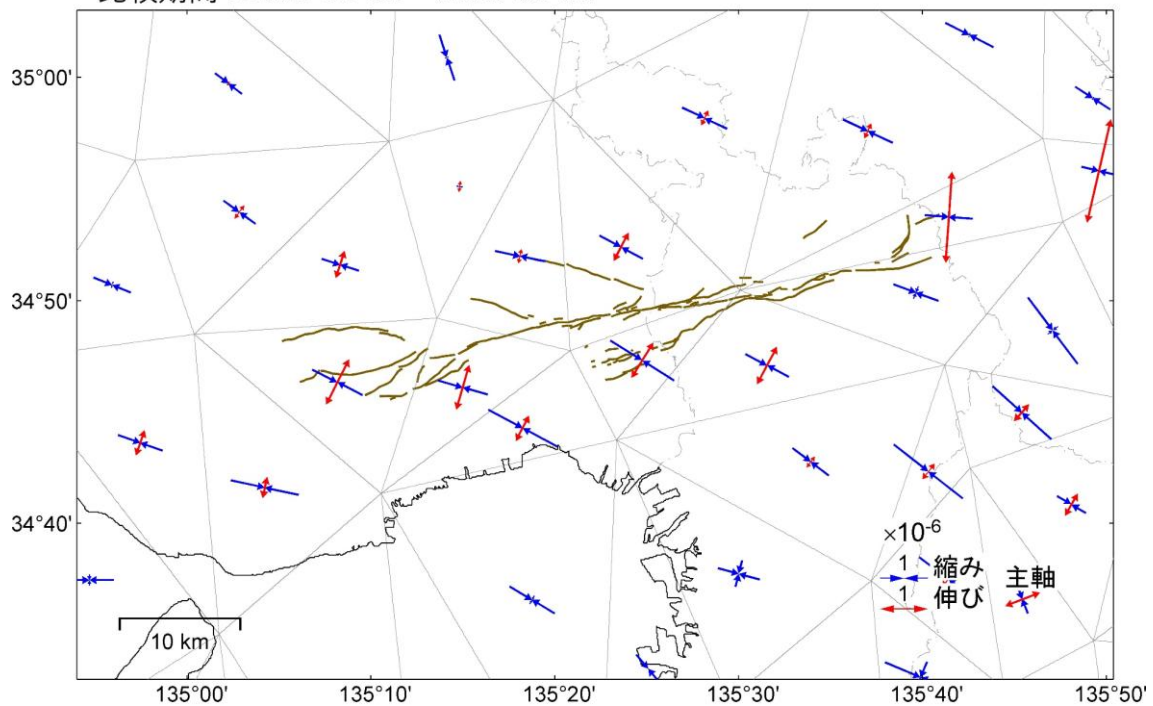


図 15-2 2012 年 12 月から 10 年間の GNSS 連続観測による有馬－高槻断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 1×10^{-6} 。

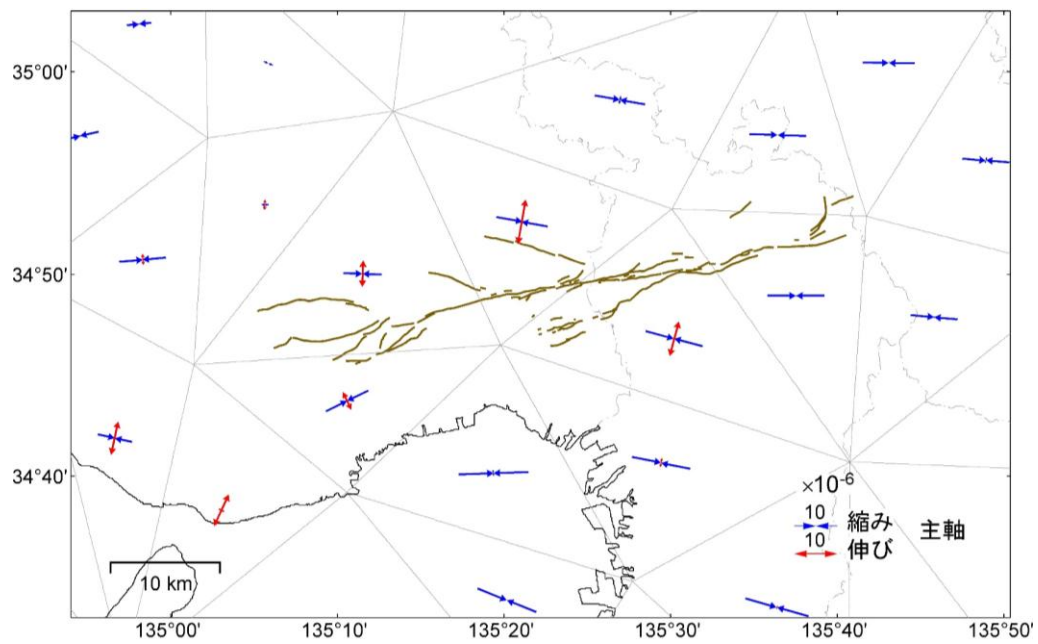


図 15－3 1883 年 1 月から 1994 年 1 月までの約 100 年間の測地観測による有馬－高槻断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 10×10^{-6} 。

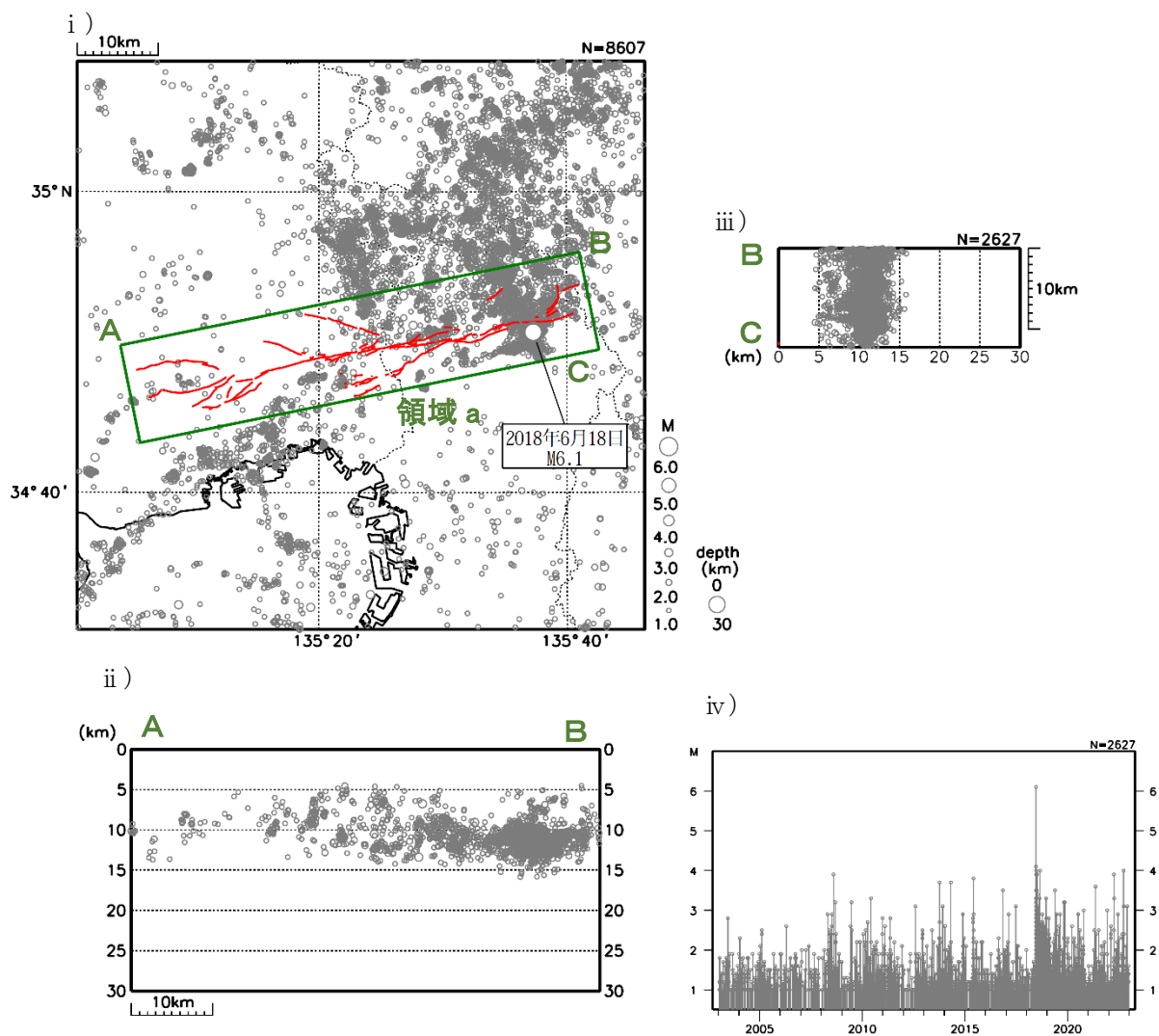


図16-1 有馬－高槻断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）。

- i) 震央分布図（2003年1月1日～2022年12月31日、深さ30 km 以浅、M1.0以上）。
- ii) i) の領域 a 内の A－B 投影の断面図。
- iii) i) の領域 a 内の B－C 投影の断面図。
- iv) i) の領域 a 内の M－T 図（地震活動経過図）。

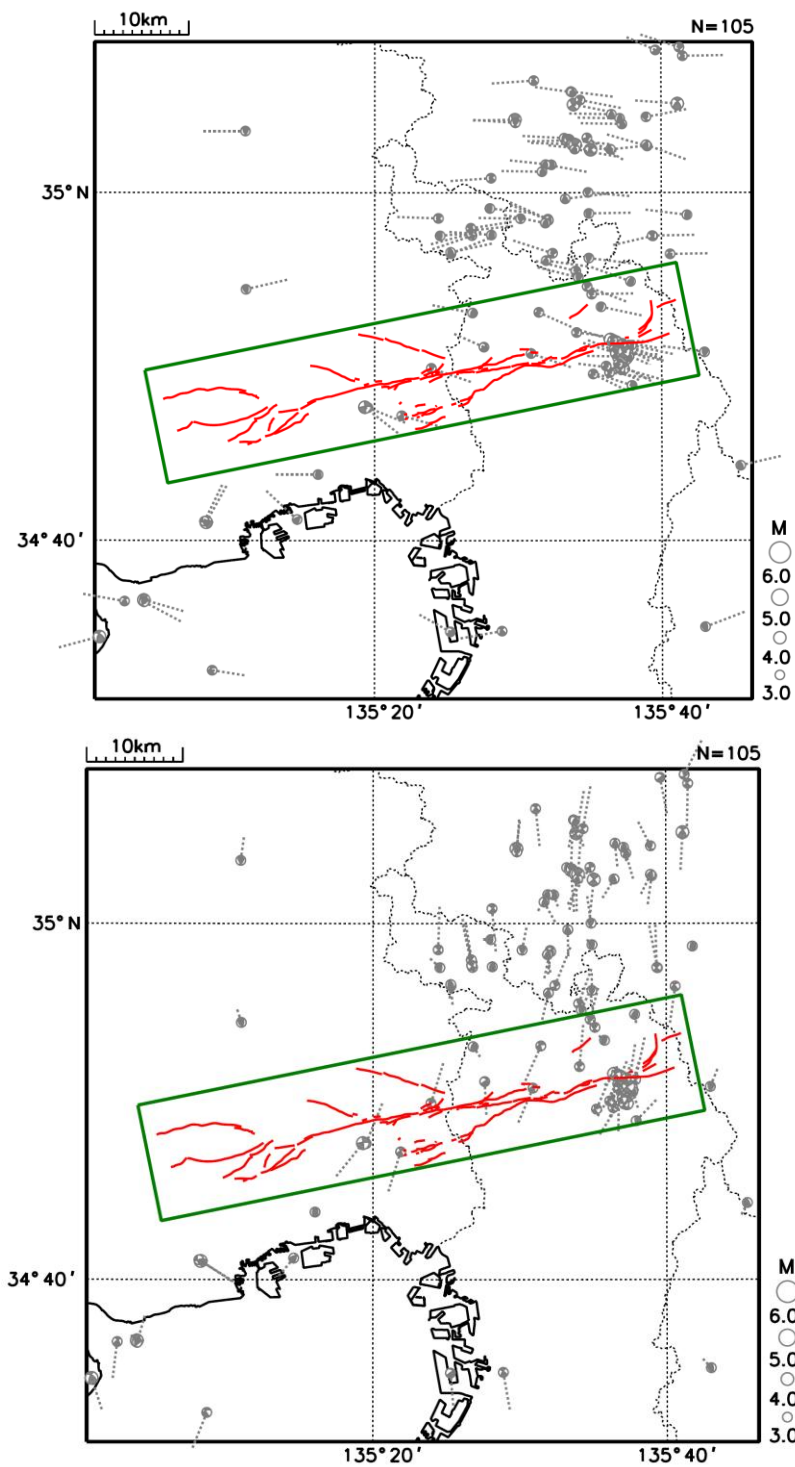


図 16-2 有馬-高槻断層帯周辺の地震の発震機構（P波初動解による下半球投影）と圧力軸（上）と張力軸（下）の分布（気象庁作成）
2003 年 1 月 1 日～2022 年 12 月 31 日、深さ 30 km 以浅、M3.0 以上

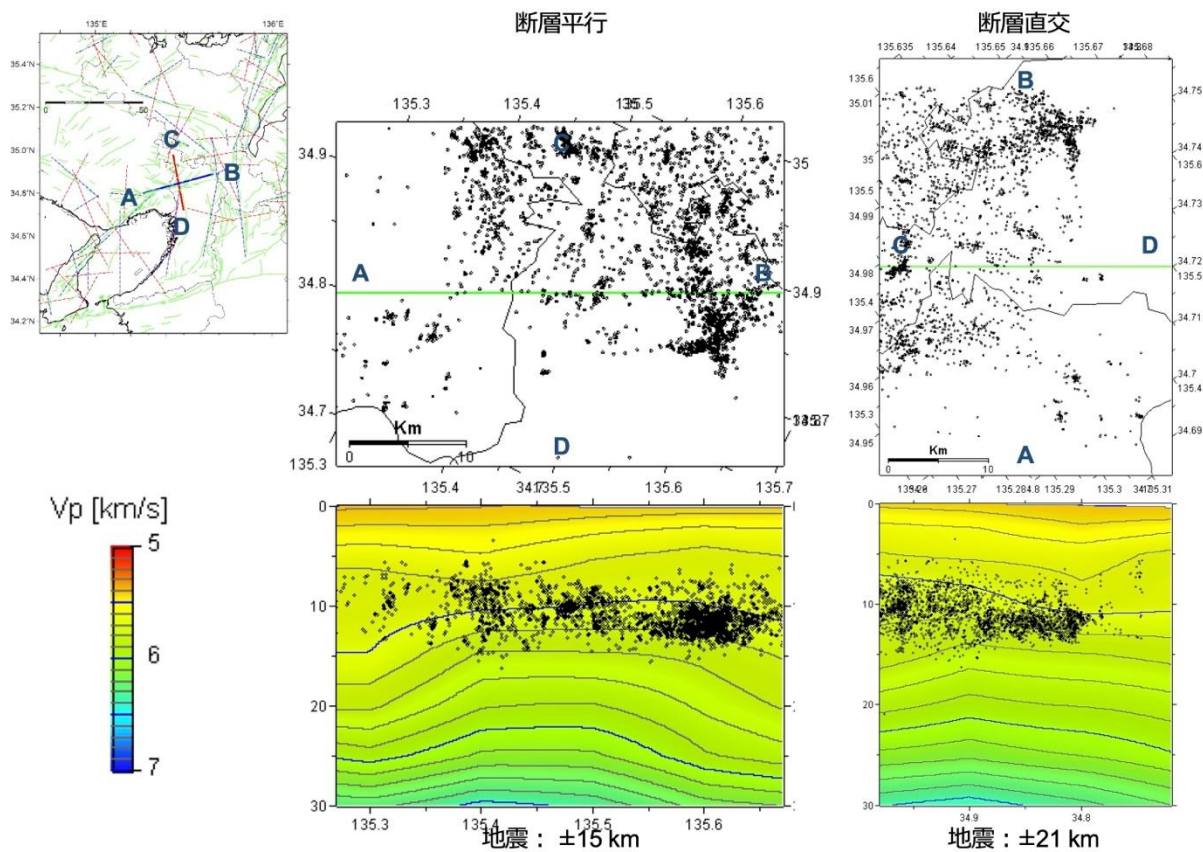


図17－1 有馬－高槻断層帯東部区間に平行及び直交する断面の震源分布図
(防災科研 松原 誠 氏 作成)。

有馬－高槻断層帯東部区間周辺で発生したM1.5以上の手動再検測済みの地震について、3次元地震波速度構造 (Matsubara *et al.*, 2022) を使用して再決定した震源分布を、P波速度構造図 (Matsubara *et al.*, 2022) 上に描画している。なお、対象とした地震は、断層帯を中心として、断層平行方向には断層長±15 km、断層直交方向には断層長±21 kmの範囲において、2000年10月1日から2022年12月31日の期間に発生したものとした。

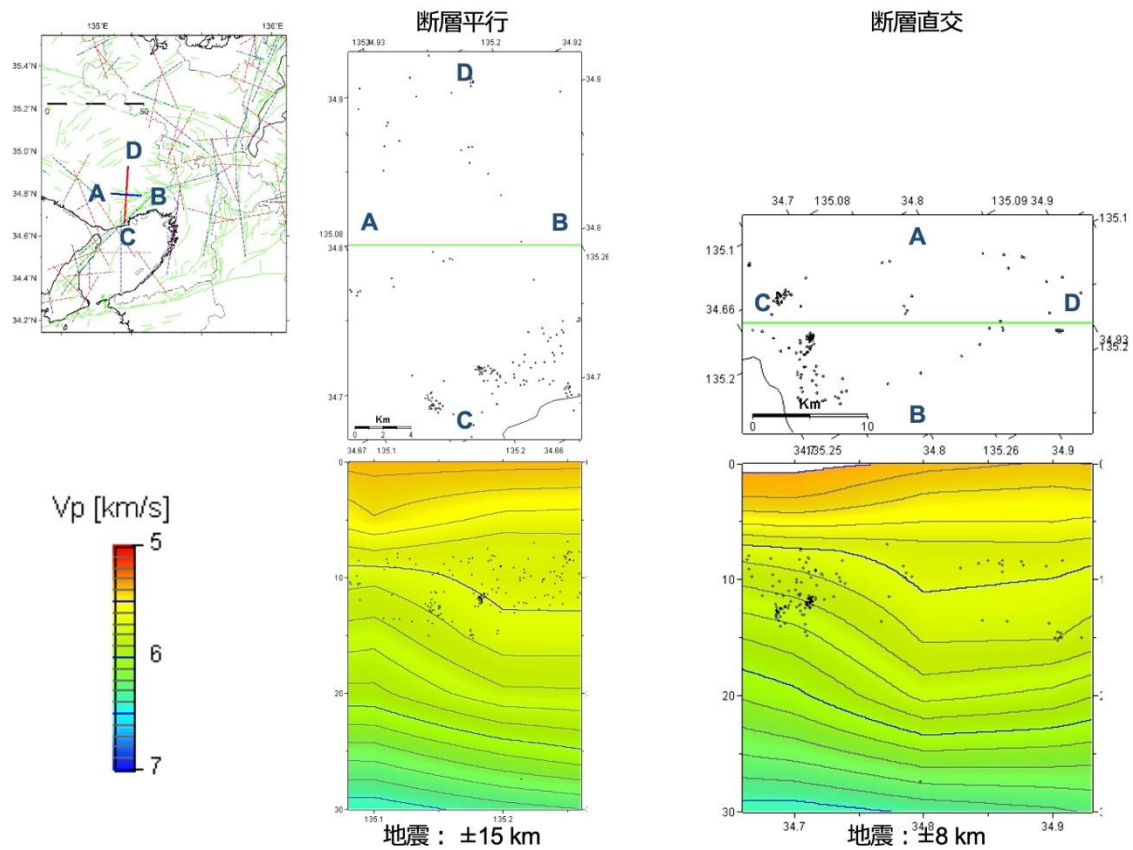


図17-2 有馬一高槻断層帯西部区間に平行及び直交する断面の震源分布図
(防災科研 松原 誠 氏 作成)。

有馬一高槻断層帯西部区間周辺で発生したM1.5以上の手動再検測済みの地震について、3次元地震波速度構造 (Matsubara *et al.*, 2022) を使用して再決定した震源分布を、P波速度構造図 (Matsubara *et al.*, 2022) 上に描画している。なお、対象とした地震は、断層帯を中心として、断層平行方向には断層長±15 km、断層直交方向には断層長±8 km の範囲において、2000年10月1日から2022年12月31日の期間に発生したものとした。

表3 有馬－高槻断層帯の地震発生確率及び参考指標

項 目	数 値 (注14)	備 考
＜東部区間＞ 地震後経過率	0.2－0.4	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（2001b）参照。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0％－0.04％	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0％－0.1％	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0％－0.5％	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0％－10％	
集積確率	ほぼ0％－0.02％	
指標(1)経過年数	マイナス1千3百年－マイナス3百年	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。
指標(1)比	0.2－0.6	
指標(2)	ほぼ0－0.009	
指標(3)	ほぼ0％－0.02％	
指標(4)	ほぼ0－0.002	
指標(5)	0.0004－0.001	

注14：評価時点はすべて2026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年間あ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。後者の危険率は1千分の1（0.001）回－2千5百分の1（0.0004）回であり、時間によらず一定である。前者は時間とともに増加する。前者の値が後者の値に達するには今後3百年－1千3百年を要することになる。

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＞

有馬－高槻断層帯については、平成7年度に地質調査所（現：産業技術総合研究所）によって行われた調査研究の成果などに基づいて長期評価が公開されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001a）。その後に行われた調査及び研究成果により、断層帯を構成する断層の分布形状や活動履歴、地下構造などに関する新たな知見が得られた。こうした知見に基づいて、有馬－高槻断層帯の評価の一部改訂を行った。

以下に、改訂となった主な項目について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。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、評価に当たっては、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。

有馬－高槻断層帯の評価についての新旧対比表^{※2}

項 目	前回の評価 (平成13年6月13日)	今回の評価 (令和8年1月1日)
断層帯を構成する断層	(有馬温泉以西) 有野－淡河（おうご）断層、柏尾谷断層、古々山（ふるふるやま）断層、湯槽谷（ゆぶねだに）断層 等 (有馬温泉以東) 六甲断層、清荒神（きよしこうじん）断層、花屋敷低地帯北縁の断層、花屋敷低地帯南縁の断層、五月丘断層、如意谷断層、坊島断層、真上（まかみ）断層、安威（あい）断層、高槻－天王山間の断層 等	(東部区間) 名塩断層、六甲断層、十万辻（じゅうまんつじ）断層、五月丘断層、坊島断層、昆陽池（こやいけ）陥没帯、伊丹断層、野畑断層、安威（あい）断層、真上（まかみ）断層、馬場断層 (西部区間) 有野・淡河（おうご）断層、柏尾谷断層、古々山（ふるふるやま）断層、湯槽谷（ゆぶねだに）断層
断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 (東端) 北緯 34° 54′ 東経 135° 41′ 長さ 約 55 km 地下における断層面の位置・形状 一般走向 N80° E 傾斜 高角で北傾斜 幅 不明	地表における断層帯の位置・形状 (全体) (東端) 北緯 34° 53.9′ 東経 135° 41.0′ (西端) 北緯 34° 48.1′ 東経 135° 05.3′ 長さ 約 55 km (東部区間) (東端) 北緯 34° 53.9′ 東経 135° 41.0′ (西端) 北緯 34° 47.9′ 東経 135° 15.3′ 長さ 約 41 km 一般走向 N74° E (西部区間) (東端) 北緯 34° 47.3′ 東経 135° 15.4′ (西端) 北緯 34° 48.1′ 東経 135° 05.3′ 長さ 約 16 km 一般走向 N85° W 地下における断層面の位置・形状 (東部区間) 傾斜 高角で北傾斜、地表付近では鉛直 幅 15 km 程度

			(西部区間) 傾斜 高角度 幅 15 km 程度	△ △
断層のずれの向き	右横ずれ。上下変位を伴い、東部では地溝帯を形成していることが多い。	◎	(東部区間) 右横ずれ断層。上下変位を伴い、東部では地溝帯を形成していることが多い。 (西部区間) 右横ずれ断層。	◎ ○
平均的な断層のずれの速度	1.5m/千年程度 (横ずれ成分)	○	(東部区間) 1.5m/千年程度 (右横ずれ成分) (西部区間) 不明	○ —
過去の活動	活動時期 1 1596 年慶長 (文禄) 伏見地震 活動時期 2 奈良時代以後、鎌倉時代以前 活動時期 3 縄文時代晩期の紀元前 1000 年頃	○ ○ ○	(東部区間) 活動 1 (最新活動) 1596 年の慶長 (文禄) 伏見地震 (トレンチ調査等に基づく) 約 500 年前以後、約 400 年前以前 活動 2 (1 つ前の活動) 約 1 千 3 百年前以後、約 7 百年前以前 活動 3 (2 つ前の活動) 約 2 千 8 百年前 (縄文時代晩期) (西部区間) 不明	○ ○ ○ —
1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 3 m 程度 平均活動間隔 1 千—2 千年程度	○ ○	1 回のずれの量 (東部区間) 3—4 m 程度 (西部区間) 2 m 程度 平均活動間隔 (東部区間) 1 千—2 千 5 百年程度 (西部区間) 不明	△ △ △ —
過去の活動区間	約 33 km (宝塚—高槻) ないし約 55 km (断層帯全体)	○	東部区間と西部区間の 2 区間	○
将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 約 33 km (宝塚—高槻) ないし約 55 km (断層帯全体) 地震の規模 M7.5±0.5	○ ○	(東部区間) 活動区間 全体で 1 区間 地震の規模 M7.5 程度 ずれの量 3—4 m 程度 (西部区間) 活動区間 全体で 1 区間 地震の規模 M6.8 程度 ずれの量 2 m 程度 (東部区間と西部区間が同時に活動する場合) 地震の規模 M7.7 程度	○ ○ ○ ○ △ ○ △
将来の地震発生確率等	今後 30 年以内の発生確率 ほぼ 0%—0.02% 今後 50 年以内の発生確率 ほぼ 0%—0.04% 今後 100 年以内の発生確率 ほぼ 0%—0.2%	a	(東部区間) 今後 30 年以内の発生確率 ほぼ 0%—0.04% 今後 50 年以内の発生確率 ほぼ 0%—0.1% 今後 100 年以内の発生確率	b

	今後 300 年以内の発生確率 ほぼ 0 %－9 %		ほぼ 0 %－0.5 % 今後 300 年以内の発生確率 ほぼ 0 %－10 %	
--	-------------------------------	--	--	--

対比表に示した（◎、○、△、▲）及び（a、b、c、d）については信頼度を示す。それぞれの詳細については、注 3 及び注 7 を参照のこと。

※² 変更が生じた項目のうち、代表的なもののみ表示。