

大阪湾断層帯の長期評価（一部改訂）

大阪湾断層帯は、神戸市沿岸から大阪湾南部に位置する活断層帯である。ここでは、平成 7－11 年度に海上保安庁、平成 10－11 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をはじめ、これまでこの断層帯に関して行われた調査研究成果に加え、断層面の下端の深さ及び幅等の再検討に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。^{※1}

1. 断層帯の位置及び形態

大阪湾断層帯は、神戸市沿岸から大阪湾を縦断して大阪湾南部に至る断層帯であり、全体として長さは約 40 km の可能性がある。断層帯は、北北東－南南西方向に延び、断層帯の北西側が南東側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる（図 1－1、図 1－2、図 2、表 1）。

2. 断層帯の過去の活動

大阪湾断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、約 0.5－0.7m／千年と推定される。

大阪湾断層帯の最新活動時期は、9 世紀以後、16 世紀以前であったと推定される。活動時の上下方向のずれの量は約 2－3.5m で、平均活動間隔は 2 千 9 百－7 千年程度であった可能性がある。

3. 断層帯の将来の活動

大阪湾断層帯では、断層帯全体が 1 つの区間として活動し、マグニチュード (M) 7.5 程度の地震が発生する可能性がある。また、その時、断層近傍の地表面では北西側が南東側に対して相対的に約 2－3.5m 高まる段差や撓みが生ずる可能性がある（表 1）。本断層帯の最新活動後の経過率及び将来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）。

4. 今後に向けて

大阪湾断層帯では、断層帯の北端の位置について、精度の高い資料が得られていない。本断層帯のすぐ北には、六甲・淡路島断層帯が位置しており（図 1－2）、これを構成する断層との連続の有無についても十分に精度の高い資料が得られていない。また、信頼度は高くないものの、神戸港付近の分岐断層における最新活動時期は断層帯中央部付近とは異なる値との報告も見られることから、断層帯の位置と最新活動時期については、更なる調査が必要である。

^{※1} 大阪湾断層帯については、それまでに行われた調査研究に基づき、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）により長期評価が公表されているが、同断層帯の位置・形状等について新たな知見が得られたことから、今回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、2018 年までに公表された調査研究成果に基づいて再評価を行い、評価を一部改訂した。なお、今回の評価に際しては、必ずしも 2018 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。



図 1 - 1 大阪湾断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

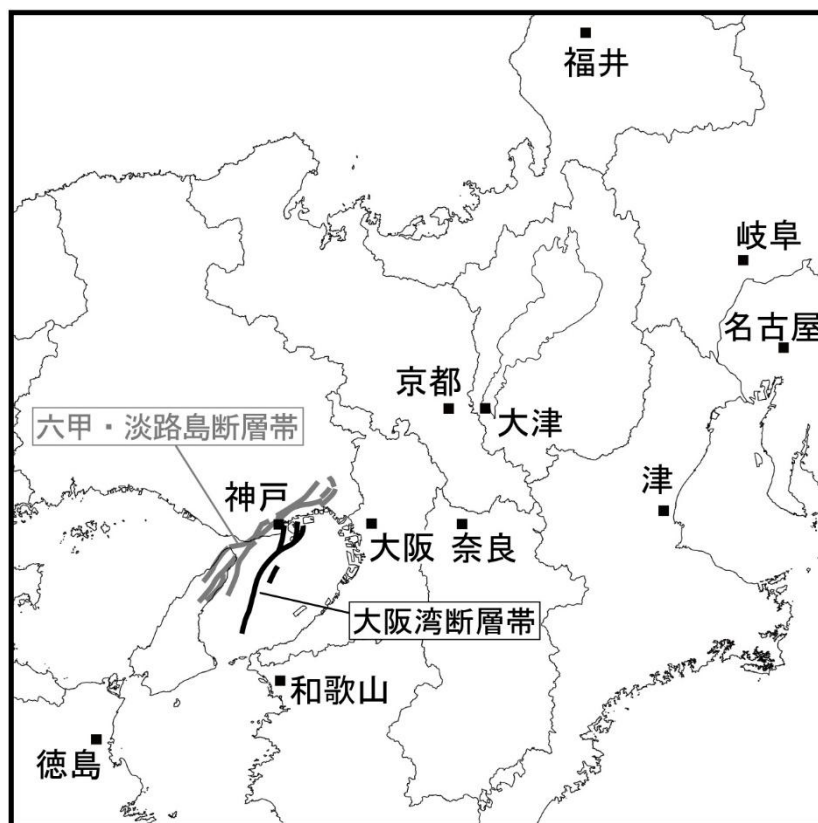


図 1 - 2 大阪湾断層帯と六甲・淡路島断層帯の位置関係概略図

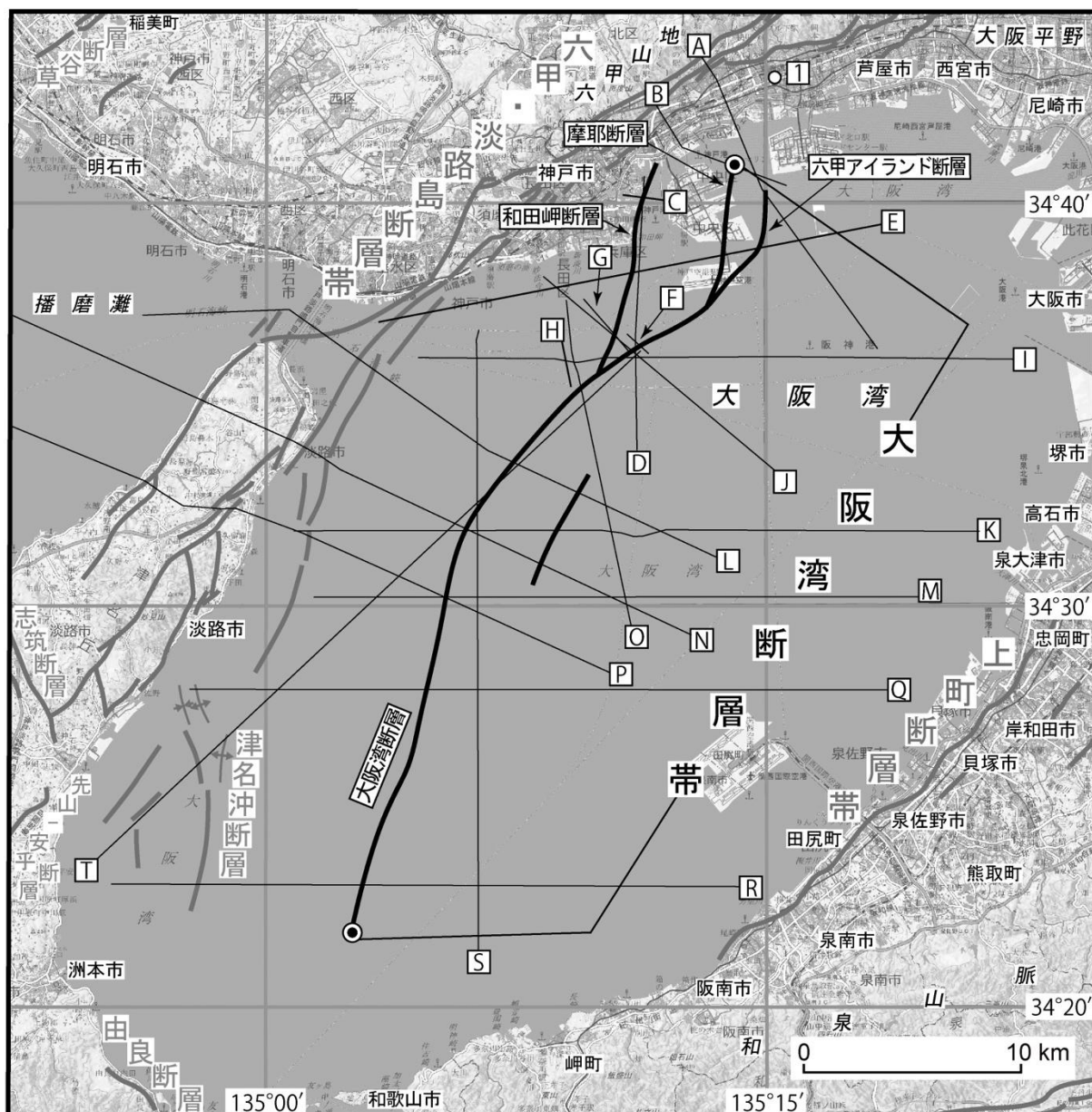


図2 大阪湾断層帯の位置と主な調査地点

1 : 郡家遺跡地点

A—T : 音波探査測線 (A—C, J, L : 文献 10、D, E, N, T : 文献 8、F—H : 文献 6、I, K, O, Q—S : 文献 3、M : 文献 4、P : 文献 7)

● : 断層帯の北端と南端

断層の位置は文献 3 及び 8 に基づく。

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」、「姫路」、「徳島」を使用。

表 1 大阪湾断層帯の特性

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	和田岬断層、摩耶（まや）断層、六甲アイランド断層、大阪湾断層		文献 3、8 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 断層帯の位置 (北端) 北緯 34° 40.9′ 東経 135° 14.2′ (南端) 北緯 34° 21.8′ 東経 135° 02.6′	△ △	文献 1－3、8、9 による。数値は図 2 から計測。
	長さ 約 40 km	△	形状は図 2 を参照。
	一般走向 N27° E	◎	一般走向は、断層帯の北端と南端を直線で結んだ方向（図 2 参照）。
(3) 断層のずれの向きと種類	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 海底での長さ・位置と同じ	○	上端の深さが 0 km であることから推定。
	上端の深さ 0 km	○	海底付近は撓曲（約 3 km 以浅）。
	傾斜 西傾斜、60－80° (地下 3 km 以浅)	○	文献 1、3、8、10 などに示された地質構造、反射法音波探査結果から推定。
	下端の深さ 15－20 km	○	地震活動（D100）から推定（注 5）。
	幅 約 15－25 km	○	断層面の傾斜と下端の深さから推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	北西側隆起の逆断層	◎	文献 1、3、8、10 などに示された地質構造、反射法音波探査結果による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	約 0.5－0.7m／千年（上下成分）	○	文献 3、9 による。
(2) 過去の活動時期	活動 1（最新時期） 9 世紀以後、16 世紀以前 このほか、約 9 千 5 百年前以後に少なくとも 1 回の活動	○ △	文献 6 による。 説明文参照。
(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 約 2－3.5m（上下成分）	△	文献 6 による。
	平均活動間隔 2 千 9 百－7 千年程度	△	1 回のずれの量及び平均的なずれの速度より推定。
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で 1 区間	○	
3. 断層帯の将来の活動			
(1) 将来の活動	活動区間 断層帯全体で 1 区間	○	

区間及び活動時の地震の規模	地震の規模 M7.5 程度 ずれの量 約 2－3.5m（上下成分）	△ △	断層帯の長さから推定。 文献 6 による。
---------------	--------------------------------------	--------	--------------------------

表 2 大阪湾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
地震後経過率（注 8）	Z ランク 0.06－0.4		
今後 30 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.008 %	b	発生確率及び集積確率は、文献 5 による。
今後 50 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.02 %		
今後 100 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.04 %		
今後 300 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.4 %		
集積確率（注 9）	ほぼ 0 %－0.02 %		

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 月時点で一通り評価を終えた 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，2026）、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 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 3 千年の場合は 30 年確率の最大値は 8.3 % 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：藤田・前田（1984）

文献2：岩淵ほか（1995）

文献3：岩淵ほか（2000）

文献4：岩崎ほか（1994）

文献5：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）

文献6：七山ほか（2000）

文献7：Sato *et al.*（1998）

文献8：横倉ほか（1998）

文献9：横倉（2000）

文献10：横田ほか（1997）

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5km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5km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：評価時点は全て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（◎又は○）、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又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。又は、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0.4は1,225年を2,900年で割った値である。

注9：前回の地震発生から評価時点までの間に地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1. 大阪湾断層帯に関するこれまでの主な調査研究

大阪湾断層帯は、早川ほか(1964)が行った音波探査により、その存在が指摘された。岩崎ほか(1994)は、マルチチャンネル反射法探査により、早川ほか(1964)が指摘した撓曲変形が基盤上では1,000mを越える高度差を持つことを示し、断層であることを明瞭に示した。

岩淵ほか(1995)は、スパーカーとソノプローブを用いた音波探査により、大阪湾中西部の浅部堆積層に見られる活構造を明らかにした。また、横倉ほか(1998)は、マルチチャンネル反射法探査により、岩淵ほか(1995)が示した活構造とほぼ同じ位置において基盤に大きな高度差があることを示し、これら2つの文献によって大阪湾断層帯の概略位置が示された。また、Sato *et al.* (1998)は、淡路島から大阪湾断層を横切る反射法探査を実施した。

藤田・前田(1984)は、神戸港周辺で音波探査及び群列ボーリングを行い、神戸港付近では数本の断層が通過していることを示した。神戸港付近は、その後、島崎ほか(1996)、横田ほか(1997)、神戸市(1997, 1998, 1999)、七山ほか(2000)、横倉ほか(1999)、横倉(2000)などにより数多くの反射法探査、音波探査及び群列ボーリングが行われ、大阪湾断層帯の北端部の位置及び形状の特定に貢献するデータが得られた。Itoh and Takemura (2018)は、大阪湾で実施された音波探査及びボーリングの結果を統合的に解釈し、音響基盤面や海成粘土層の深度分布を推定した。

七山ほか(2000)は、大阪湾北部で実施した音波探査及びボーリングの結果から、本断層帯の最新活動時期を報告した。

2. 大阪湾断層帯の評価結果

2. 1 大阪湾断層帯の位置・形態

(1) 大阪湾断層帯を構成する断層

大阪湾断層帯は、大阪湾断層と、その北部で3条に分岐する断層からなる。

大阪湾断層帯は、神戸港付近から大阪湾の中西部を経て洲本市沖合付近に至る活断層である(図1-1、図1-2、図2)。本断層帯の位置は、岩淵ほか(1995)及び横倉ほか(1998)に示されている。本断層帯は、全体にわたって海底付近の地層が撓曲しているが、岩淵ほか(1995)はスパーカーを用いた音波探査により、比較的浅部の変形に着目しているのに対し、横倉ほか(1998)では、エアガンを用いた反射法探査により、基盤岩上面における断層位置を示していることから、大阪湾断層帯の位置については、ここでは主に岩淵ほか(1995)に従った。ただし、GS-7測線(図2のE測線)以北については、藤田・前田(1984)のボーリング結果や、岩淵ほか(1995)の基盤深度分布図等も参考にしながら、横倉ほか(1998)が示す位置に従った。

大阪湾断層帯は、神戸港のすぐ南方の海域で和田岬断層、摩耶(まや)断層、六甲アイランド断層の3本に分岐している。松田(1990)の起震断層の定義に基づけば、これらは単一の断層帯とみなすことができる。

(2) 断層面の位置・形状

大阪湾断層帯は、北部では和田岬断層、摩耶断層、六甲アイランド断層に分岐している。これらの分岐断層の北端の位置は、文献ごとに差がある。

ここでは、各断層の北端を、藤田・前田(1984)、横田ほか(1997)、横倉ほか(1998)などの資料から読み取れる北限と考えることとし、和田岬断層の北端はJ R貨物線神戸港駅付近、摩耶断層の北端は摩耶埠頭南東沖約1 km付近、六甲アイランド断層の北端はポートアイランド東方沖約1 km付近とする。

また、本断層帯の南端は、岩淵ほか（2000）によることとする。

本断層帯全体の長さ及び一般走向は、断層帯の北端（ここでは最も距離が長くなる摩耶断層北端を採用）と南端を直線で結ぶと、それぞれ約 40 km 及び N27° E となる。

地下の断層面の位置及び形状は、地表（海底）における断層帯の位置及び形状と地下の地質構造等から推定した。

断層面上端の深さは、撓曲による変位がほぼ地表（海底）に達していることから 0 km と推定した。

断層面の傾斜については、岩淵ほか（2000）、藤田・前田（1984）、横倉ほか（1998）、横田ほか（1997）、Sato *et al.*（1998）などによる反射法探査の結果から、少なくとも地下 3 km よりも浅いところでは、60–80° 程度（西傾斜）と推定される（図 3）。

また、断層面の幅については、地震発生層の下限である 15–20 km が断層面下端の深さと推定されることから、断層面の傾斜が地下 3 km 以深も同様であると仮定して大まかに約 15–25 km と推定した。

（3）断層帯の変位の向き（ずれの向き）（注 10）

大阪湾断層帯は、反射法探査や群列ボーリングの結果及び岩淵ほか（1995）等による基盤深度分布図から、断層の北西側が南東側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。

なお、横倉ほか（1998）は、大阪湾周辺が東西圧縮の応力場にあること及び断層帯の走向から、横ずれ成分の存在を示唆しているが、具体的なデータが示されていないため、ここでは採用しないこととする。

2. 2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度（平均的なずれの速度）（注 10）

横倉（2000）は、反射法探査の記録を用いて、約 120 万年前以降の海成粘土層の埋没深度が断層面を挟んで累積的に異なることを用いて大阪湾断層帯の平均変位速度（上下成分）を求め、大阪湾断層の中部において 0.5–0.7 m/千年の値を、和田岬断層において 0.2 m/千年の値を、さらに摩耶断層及び六甲アイランド断層の平均変位速度の和として 0.2 m/千年の値を得た。

また、岩淵ほか（2000）は、断層帯中央部で実施した反射法探査結果で得られた上部洪積層、大阪層群上部亜層群、大阪層群中部亜層群の基底面の累積上下変位量から、平均変位速度（上下成分）として約 0.6 m/千年の値を得た。

ここでは、分岐断層の平均変位速度の総和が大阪湾断層の中央部における平均変位速度にほぼ対応すると考えて、以上の資料から、本断層帯の平均変位速度は、約 0.5–0.7 m/千年（上下成分）であったと推定される。

（2）過去の活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

七山ほか（2000）は、神戸港付近でソノプローブによる音波探査を多数の測線で実施し、和田岬南方で大阪湾断層に直交する Co. 6（図 2 の測線 G）及び H-1 測線（図 2 の測線 F）において、A 反射面以下の地層が大阪湾断層付近で緩やかに撓曲変形しているのに対し、A 反射面の直上に位置する A0 反射面が測線の全域に沿って水平に堆積しており、A 反射面以下を傾斜不整合で覆っていることから、最新活動時期を A 反射面形成以後、A0 反射面形成以前であったと推定した（図 4）。

七山ほか（2000）は、和田岬の南西方約 7 km で実施した Co. 9 測線及び測線の中央近くで海上保安庁が実施した OB-2 ボーリングコアの解析結果より、海水のリザーバ効果（注 11）を 400 年と仮定した暦年値で A 反射面の年代値を約 1 千 2 百年前、A0 反射面の年代値を約 9 百年

前と推定しているが、A0 反射面については海面直下の地層であり、ノイズを考慮すると A0 反射面とされている部分が全て水平に堆積しているかどうかについては十分な信頼性がないと考えられる。ここでは、A 反射面の撓曲変形のみを採用し、最新活動時期を A 反射面堆積以後の 9 世紀以後であったと推定する（注 12）。

七山ほか（2000）は、更に 1 つ前の活動として、Co.6 及び H-1 測線の E 反射面以下の地層の上下変位が A 反射面と比較して有意に大きいことから、E 反射面形成後 D 反射面形成前の約 8 千 5 百－9 千 5 百年前にイベントを認定している。しかし、D 反射面より上位にも緩やかではあるが上下変位の累積性が認められることから、D 反射面形成後、A 反射面形成前にも活動があった可能性を否定できないため、このイベントが 1 つ前の活動に当たるとは言い切れず、1 つ前の活動時期は少なくとも約 9 千 5 百年前以後にあったとしか言えない。

また、岩淵（2000）は、大阪湾断層帯北部で行った音波探査及びボーリングの解析結果から、暦年補正及び海水のリザーバ効果の補正を行わない年代値を基に、約 1 千年前の地層には変形がなく約 2 千 2 百年前以前の地層には V 字状の変形が見られること、約 7 千 6 百年前以前の地層は約 4 千年前以後の地層に比べて更に変形の度合いが大きいことから、最新活動時期を約 2 千 2 百年前以後、約 1 千年前以前とし、1 つ前の活動時期を約 7 千 6 百年前以後、約 4 千年前以前としている。最新活動時期について暦年補正を行うと、約 1 千 8 百年前以後、約 5 百年前以前となり（注 13）、七山ほか（2000）の報告とおおむね調和的となる。一方、1 つ前の活動については、示された音波探査結果からは十分な信頼度をもって読み取ることができない。

分岐断層においては、七山ほか（2000）が、和田岬付近の海底で行った音波探査及びボーリングの解析結果から、和田岬断層の最新活動時期を鬼界アカホヤ火山灰（約 7 千 2 百年前；注 14）降灰直後としているが、反射記録の浅層部は大半がノイズにマスクされていることから、最新活動時期を確定させるためには信頼度が十分ではない。

このほか、摩耶断層及び六甲アイランド断層については、藤田・前田（1984）が行った音波探査及びボーリングの結果では、Ma-13 層（約 1 万年前以後）にはほとんど変位が見られず、七山ほか（2000）も反射法音波探査から完新世における両断層の活動には否定的であるが、これらはいずれも、断層帯の最新活動時期にこれらの分岐断層が活動しなかった可能性を示唆しているに過ぎず、断層帯全体の最新活動時期を特定する上で信頼度は十分ではない。

b) 先史時代・歴史時代の活動

寒川ほか（1991）及び寒川（1995）は、神戸市の郡家遺跡において 5 世紀後半－6 世紀の噴砂現象について論じているが、大阪湾断層帯との関係は不明である。なお、過去約 4 百年間では大阪湾断層帯を震源とする歴史地震は知られていない（宇佐美ほか，2013）。

以上の結果により、大阪湾断層帯の最新活動時期は、9 世紀以後、16 世紀以前であったと推定される。最新活動時期は歴史時代に相当するが、対応する被害地震は不明である。また、このほかに約 9 千 5 百年前以後に少なくとも 1 回の活動があった可能性がある。

（3）1 回の変位量（ずれの量）（注 10）

七山ほか（2000）は、音波探査記録から、最新活動による変位のみを被っていると推定した A 反射面以下の地層について、約 2－3.5m の上下方向の変位を指摘している。この値は、断層帯の長さ（約 40 km の可能性がある）から経験式(1)、(2)を用いて得られる 1 回の変位量の計算値 3.2m と調和的である。

以上のことから、本断層帯の 1 回の変位量は、約 2－3.5m であった可能性がある。

用いた経験式は、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、Dは1回の活動に伴う変位量 (m) である。

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

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

(4) 活動間隔

大阪湾断層帯では、平均活動間隔に関する直接的な資料は得られていないが、平均的なずれの速度である約 0.5–0.7m/千年及び1回の活動に伴う変位量 (約 2–3.5m) から計算すると、平均活動間隔は2千9百–7千年程度であった可能性がある。

なお、前述のように、Co.6 及び H-1 測線において、約 9 千 5 百年前以降に1つ前の活動があった可能性も考えられるが、それらの活動時期から得られる平均活動間隔は、上記の値とほぼ調和的である。

(5) 活動区間

大阪湾断層帯は、神戸港付近以北で3条に分岐するものの、断層が連続的に分布していることから、松田 (1990) の定義に基づけば、全体が1つの区間として活動したと推定される。

(6) 測地観測結果

大阪湾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 (図5–1、図5–2)。1994年までの約100年間の測地観測結果では、北部で東西方向ないし北西–南東方向の縮み、南部で南北方向の縮みが見られる (図5–3)。

(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、本断層帯付近では、定常的に地震活動が見られる (図6–1、図7)。地震発生層の下限の深さは15 km程度と推定される (図6–1、図7)。なお、本断層帯の中央の深さ約20–30 km及び南東方の深さ約25–35 kmで、低周波地震が発生している (図8)。

発震機構の求まる地震は極めて少ないが、北西–南東方向、東西方向や東北東–西南西方向に圧力軸を持つ型が見られる (図6–2)。1919年以降、本断層帯周辺でM5.0以上の地震は発生していない。

2.3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

大阪湾断層帯は、断層帯全体 (長さ約40 kmの可能性はある) が1つの活動区間として活動すると推定される。

本断層帯が活動した場合、前述の経験式(1)、(2)からM7.5程度の地震が発生すると推定され、その際には断層帯の北西側が南東側に対して相対的に約2–3.5m高まる段差や撓みを生ずる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

本断層帯では、過去の活動に基づく平均活動間隔が2千9百–7千年程度の可能性があり、最新活動時期が9世紀以後、16世紀以前と推定されていることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.06–0.4となり、また、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) 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%–0.008%、ほぼ0%–0.02%、ほぼ0%

−0.04%、ほぼ0%−0.4%となる。また、現在までの集積確率はほぼ0%−0.02%となる（表2）。表3には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

大阪湾断層帯では、断層帯の北端の位置について、精度の高い資料が得られていない。本断層帯のすぐ北には、六甲・淡路島断層帯が位置しており（図1−2）、これを構成する断層との連続の有無についても十分精度の高い資料が得られていない。また、信頼度は高くないものの、神戸港付近の分岐断層における最新活動時期は断層帯中央部付近とは異なる値との報告も見られることから、評価精度の向上のためには、断層帯の位置と最新活動時期について、更なる調査が必要である。

注10：本文及び表1では、「変位」を一般的に分かりやすいように、「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「撓みの成分」よりなる。

注11：放射性炭素同位体年代測定（ ^{14}C 年代測定）では、宇宙線によって ^{14}C が生成されてから、生物に固定されるまでの時間を考慮する必要がある。 ^{14}C の生成から生物による吸収・固定までの間に ^{14}C が滞留する場所（海水・極氷など）をリザーバ、滞留期間中に進行する ^{14}C の壊変の結果、生物に固定される際の ^{14}C 濃度が大気中の初生 ^{14}C 濃度に比べて低下することをリザーバ効果とよぶ。大気も1つのリザーバであるが、大気中の炭素（ CO_2 ）は1〜2年で拡散・混合されるため、陸上植物が光合成によって固定する ^{14}C の濃度と大気中の初生 ^{14}C 濃度の差（大気のリザーバ効果）は無視することができる。しかし、貝やサンゴなど海成試料が固定する海水中の炭酸成分に含まれる ^{14}C 濃度は、 CO_2 が海水に溶け込み地球規模で循環する時間（最大2000年）を通じて壊変が進むため、大気中の初生 ^{14}C 濃度より低くなる。従って同時に生存した陸上植物と海成生物の ^{14}C 年代を比較すると、海成生物は海洋のリザーバ効果によって陸上植物より古い年代を示す。日本近海の最近数千年間の外洋水では ^{14}C 年代にして400年前後に相当する海水のリザーバ効果が知られている。この値は湧昇流の強弱、海流、陸水の混入、また氷期の海水準変動等の影響を受け、空間的にも時間的にも変化する。

注12：七山ほか（2000）では、 ^{14}C 年代測定値の暦年較正に際し、較正曲線としてINTCAL98（Stuiver *et al.*, 1998）を用い、海洋リザーバ効果を400年として計算しているが、暦年較正前（ $\delta^{13}\text{C}$ 補正後）の年代値が示されていないため、最新の較正曲線（IntCal20: Reimer *et al.*, 2020）を用いた再計算ができない。そのため、本評価では七山ほか（2000）による年代値を採用した。

注13：岩淵（2000）の ^{14}C 年代値については、測定した試料がいずれも貝殻片であることから、較正曲線としてMarine20（Heaton *et al.*, 2020）を用い、海洋リザーバ効果の地域差 ΔR を0としてOxCal 4.4（Bronk Ramsey, 2009, 2021）に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の数値を示した。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示した。

注14：鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）の降下年代値は、大阪湾断層帯の従来評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005）では約7千3百年前としていたが、ここではSmith *et al.*（2013）に従い約7千2百年前とした。

文 献

- 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-

- Bronk Ramsey, C. (2021): OxCal 4.4 [software]. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html> (2025 年 4 月確認) .
- 早川正巳・森 喜義・鎌田清吉・藤田和夫 (1964) : 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究. 地質調査所月報, **15**, 1-28.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J. and Skinner, L. C. (2020): Marine20-The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55,000 cal BP). Radiocarbon, **62**, 779-820.
- 藤田和夫・前田保夫 (1984) : 「須磨地域の地質」. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 101p.
- Itoh, Y. and Takemura, K. (2018): Three-Dimensional Architecture and Paleoenvironments of Osaka Bay: An Integrated Seismic Study on the Evolutionary Processes of a Tectonic Basin (Advances in Geological Science), Springer, 129p.
- 岩淵 洋 (2000) : 大阪湾と伊勢湾の活構造. 第四紀研究, **39**, 303-314.
- 岩淵 洋・春日 茂・穀田昇一・沖野郷子・志村栄一・長田 智 (1995) : 大阪湾西部の活断層. 海洋調査技術, **7**, 11-19.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正美・酒井建治・深沢 満 (2000) : 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造. 水路部研究報告, **36**, 1-23.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純 (1994) : エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震第 2 輯, **46**, 395-403.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 「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) : 「大阪湾断層帯の評価」. 17p.
- 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 (2026) : 「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.
- 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> (2024 年 1 月確認) .
- 神戸市 (1997) : 六甲断層帯 (神戸市域) に関する調査. 平成 7 年度・平成 8 年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 科学技術庁, 128-135.
- 神戸市 (1998) : 六甲断層帯 (神戸市域) に関する調査. 第 2 回地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 科学技術庁, 153-162.
- 神戸市 (1999) : 「阪神・淡路大震災と神戸の活断層」. 47p.
- Matsubara, M., Ishiyama, T., No, T., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N., 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 (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.
- 七山 太・杉山雄一・北田奈緒子・竹村恵二・岩淵 洋 (2000) : 大阪湾断層及び和田岬断層の完新世活動性調査. 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), 179-193.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C.,

- Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., 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・佃 栄吉・藤本史子 (1991) : 神戸市郡家遺跡の地震跡. 考古学と自然科学, 23, 51-59.
- 寒川 旭 (1995) : 古墳時代の地震災害. 考古学と自然科学, 31-32, 29-43.
- Sato, H., Hirata, H., Ito, T., Tsumura, N. and Ikawa, T. (1998) : Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan. *Tectonophysics*, **286**, 19-30.
- 島崎邦彦・中田 高・岡村 真・石丸恒在・米田茂夫・荒木龍介・千田 昇・岡野憲太・蓬田清・松岡浩美・吉岡 崇・露口耕治・栗本貴生・柴田俊彦・木下博久 (1996) : 神戸沖活断層調査：1995年兵庫県南部地震前後の音波探査記録の比較. 平成7年兵庫県南部地震緊急地殻活動調査報告論文集, 149-159.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013): Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific paleoclimatic records across the 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **67**, 121-137.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J. and Spurk, M. (1998): INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- 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.
- 横倉隆伸 (2000) : 大阪湾断層－海底下にひそむ活断層. 科学, **70**, 16-18.
- 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. 地質調査所月報, **49**, 571-590.
- 横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1999) : 神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造調査. 地質調査所月報, **50**, 245-267.
- 横田 裕・井川 猛・佐野正人・竹村恵二 (1997) : 大阪湾から六甲山にかけての反射法地震探査. 兵庫県立人と自然の博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動－兵庫県南部地震域の活構造調査報告」, (財)兵庫県建設技術センター, 57-89.

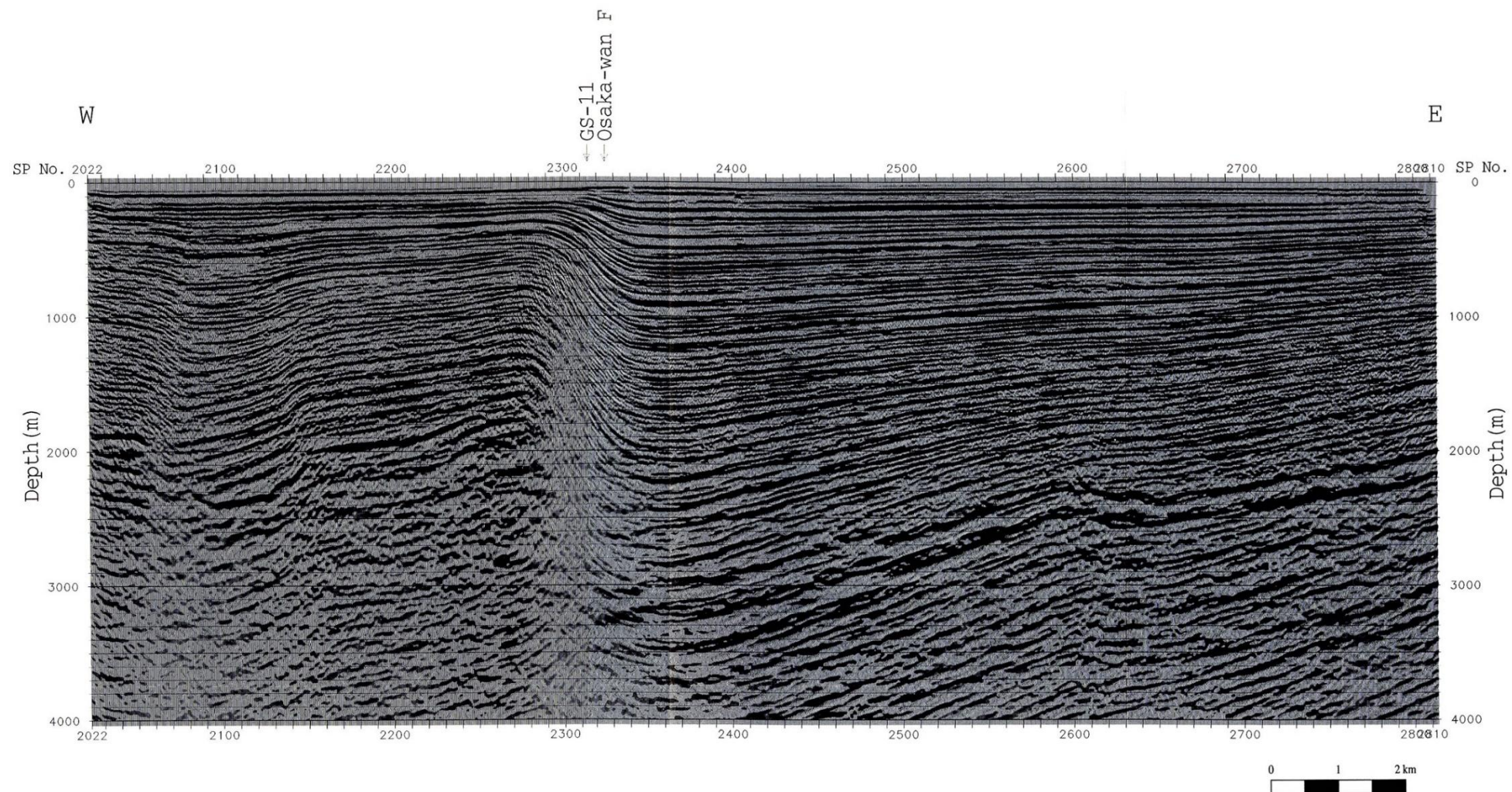


図3 測線 GS-8ME (図2の測線N) の反射断面 (深度断面) (横倉ほか, 1998)
 上下方向の拡大率は約3倍

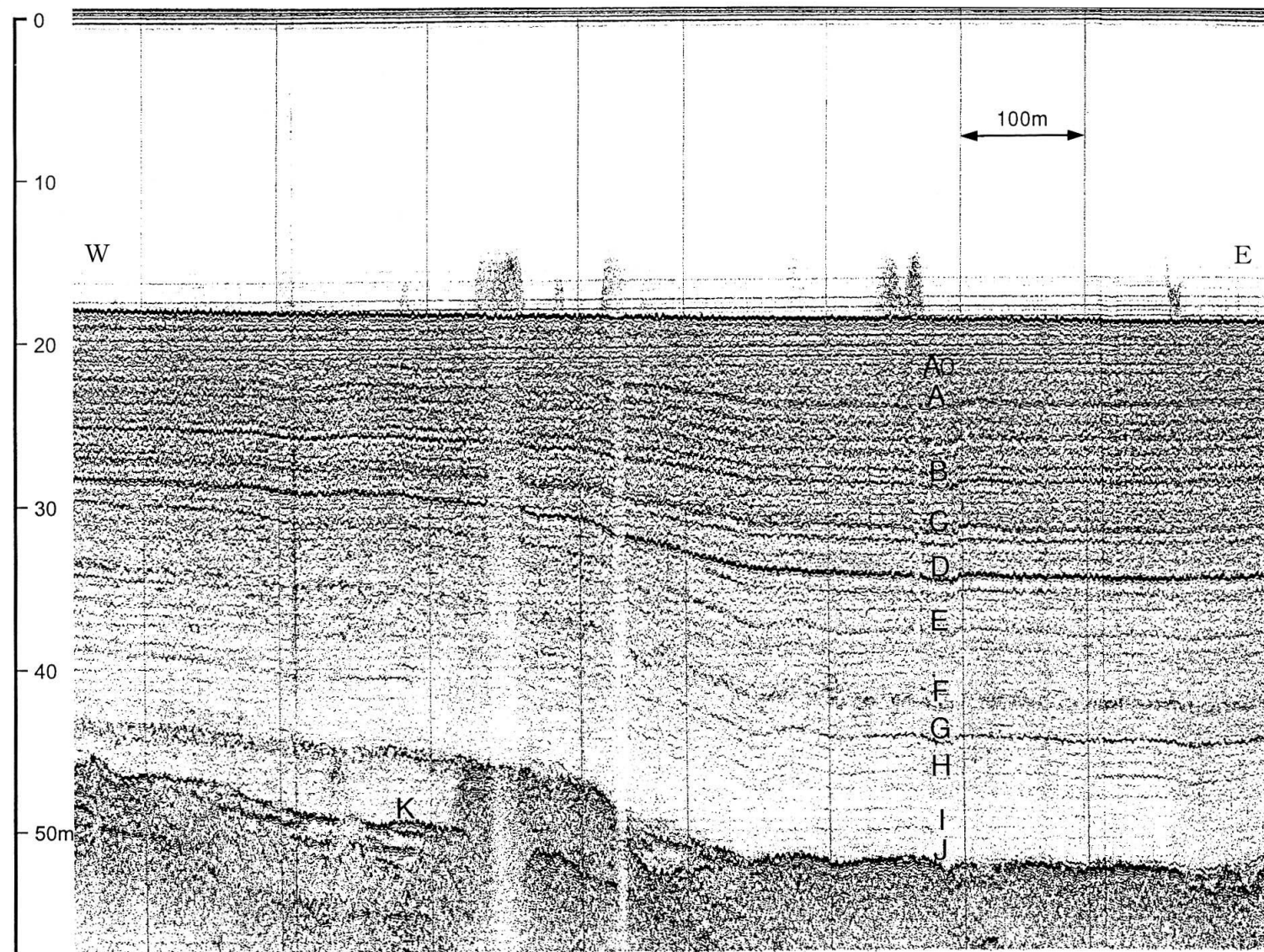


図4 H-1 測線（図2の測線F）の音波探査記録（七山ほか，2000）に一部加筆

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

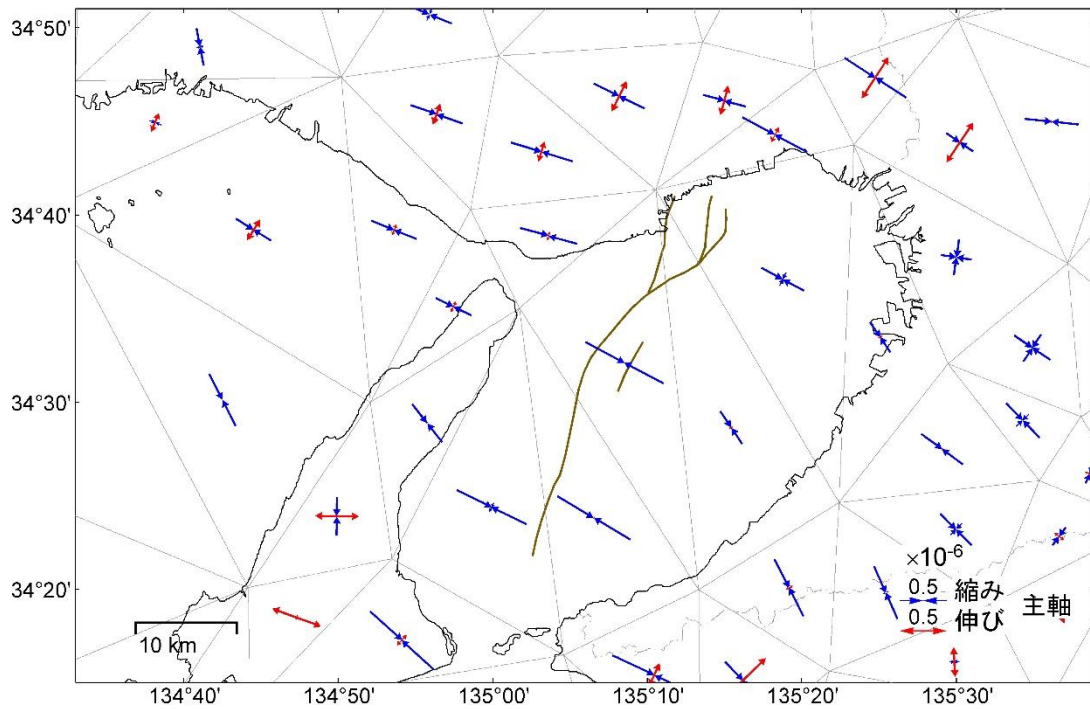


図 5 - 1 2017年12月から5年間のGNSS連続観測による大阪湾断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 0.5×10^{-6} 。

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

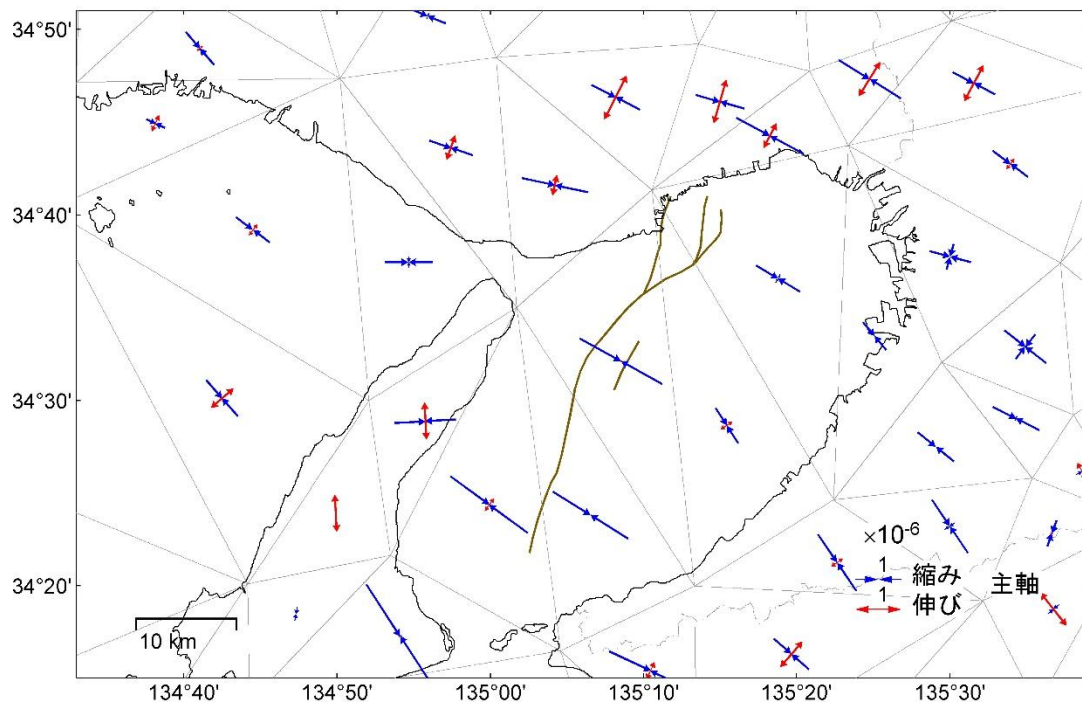


図 5 - 2 2012年12月から10年間のGNSS連続観測による大阪湾断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 1×10^{-6} 。

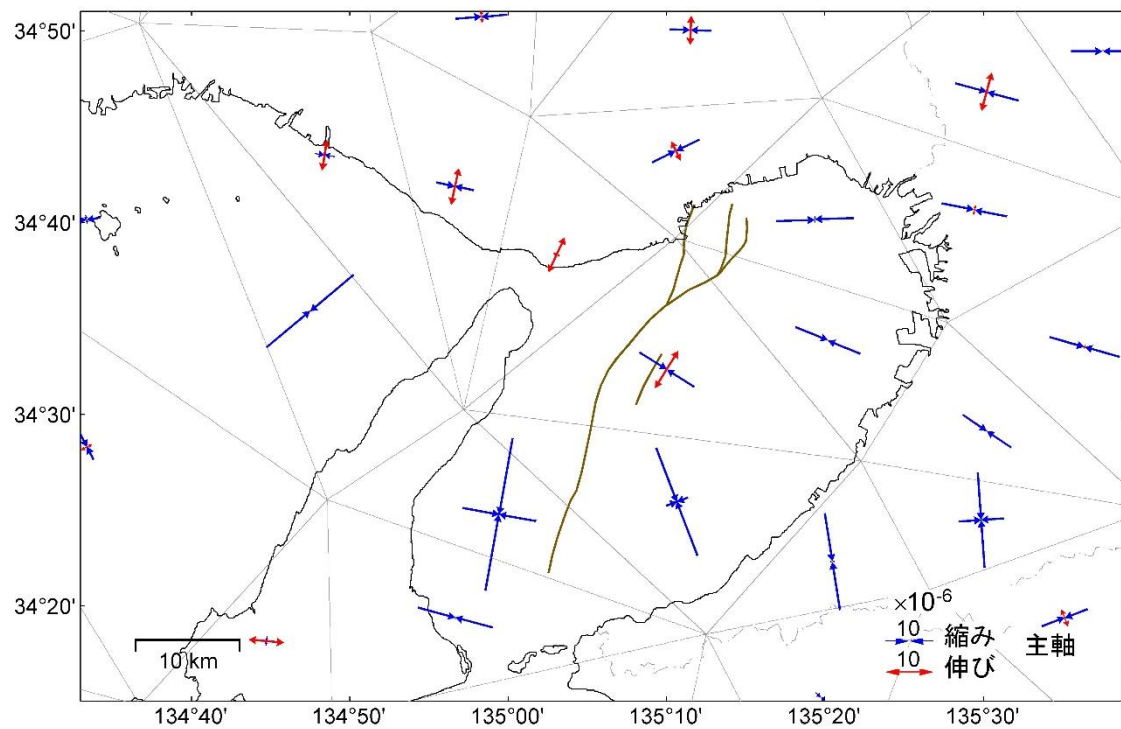


図 5－3 1883 年 1 月から 1994 年 1 月までの約 100 年間の測地観測による大阪湾断層帯周辺における水平ひずみ分布（国土地理院作成）。スケールは 10×10^{-6} 。

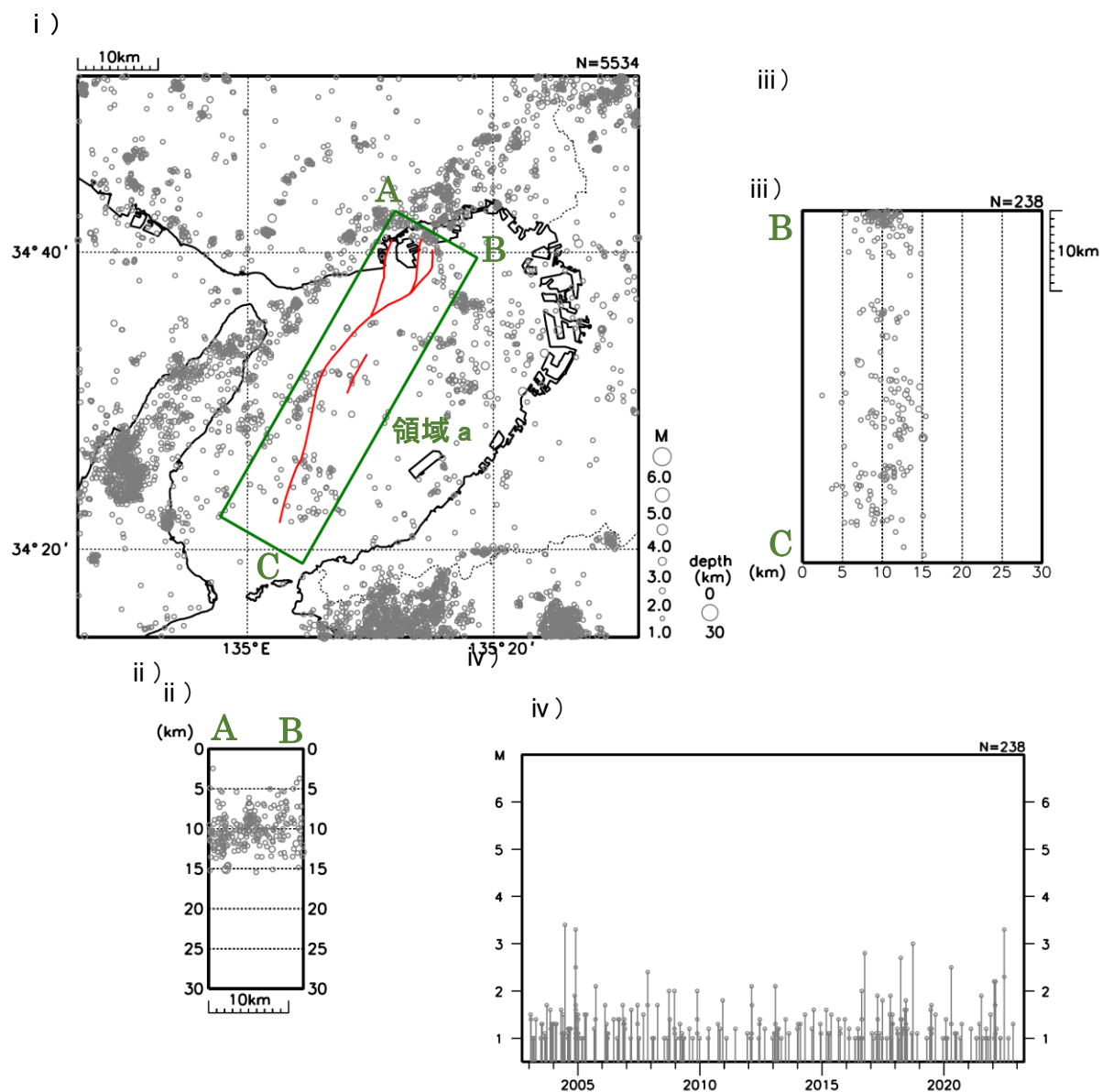


図 6 - 1 大阪湾断層帯周辺の地震活動 (気象庁作成)
(低周波地震を除く、2003 年 1 月 1 日～2022 年 12 月 31 日、深さ 30 km 以浅、M1.0 以上)

- i) 震央分布図
- 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)

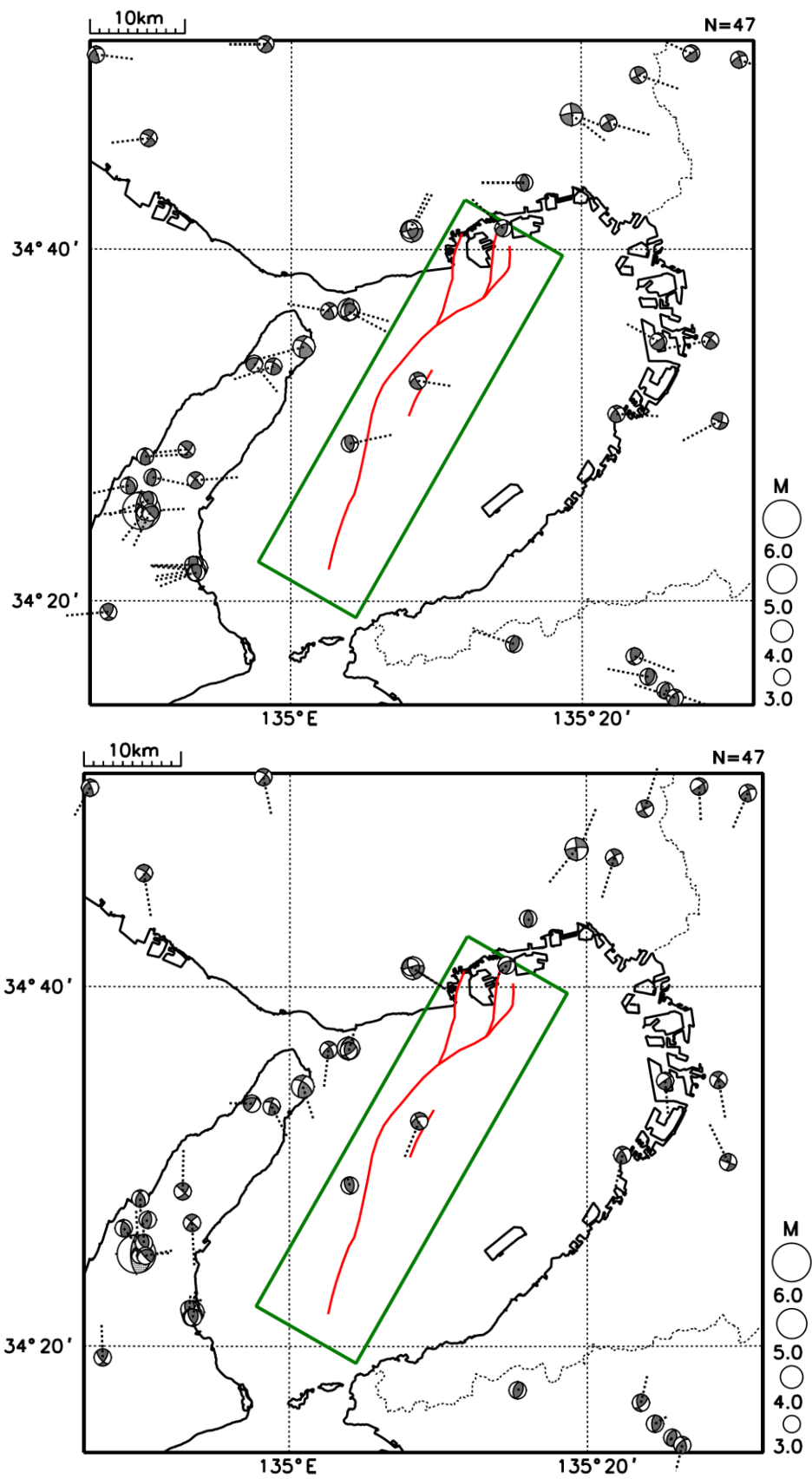


図6－2 大阪湾断層帯周辺の地震の発震機構（P波初動解による下半球投影）と
 圧力軸（上）と張力軸（下）の分布（気象庁作成）
 2003年1月1日～2022年12月31日、深さ30km以浅、M1.0以上

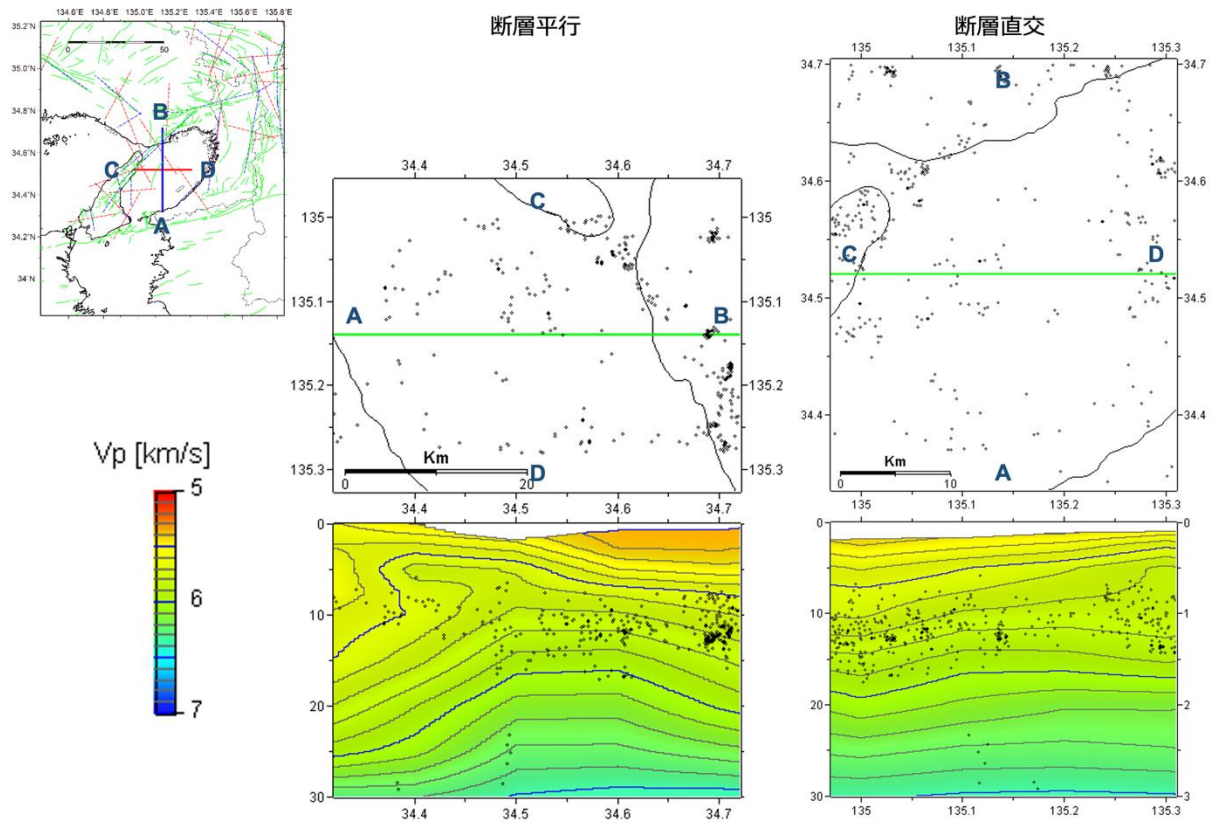


図7 大阪湾断層帯に平行及び直交断面の震源分布図
(作成：防災科学技術研究所・松原 誠氏)

大阪湾断層帯周辺で発生した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±15 kmの範囲を、断層直交方向には断層長と同程度の長さの矩形の範囲において、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。

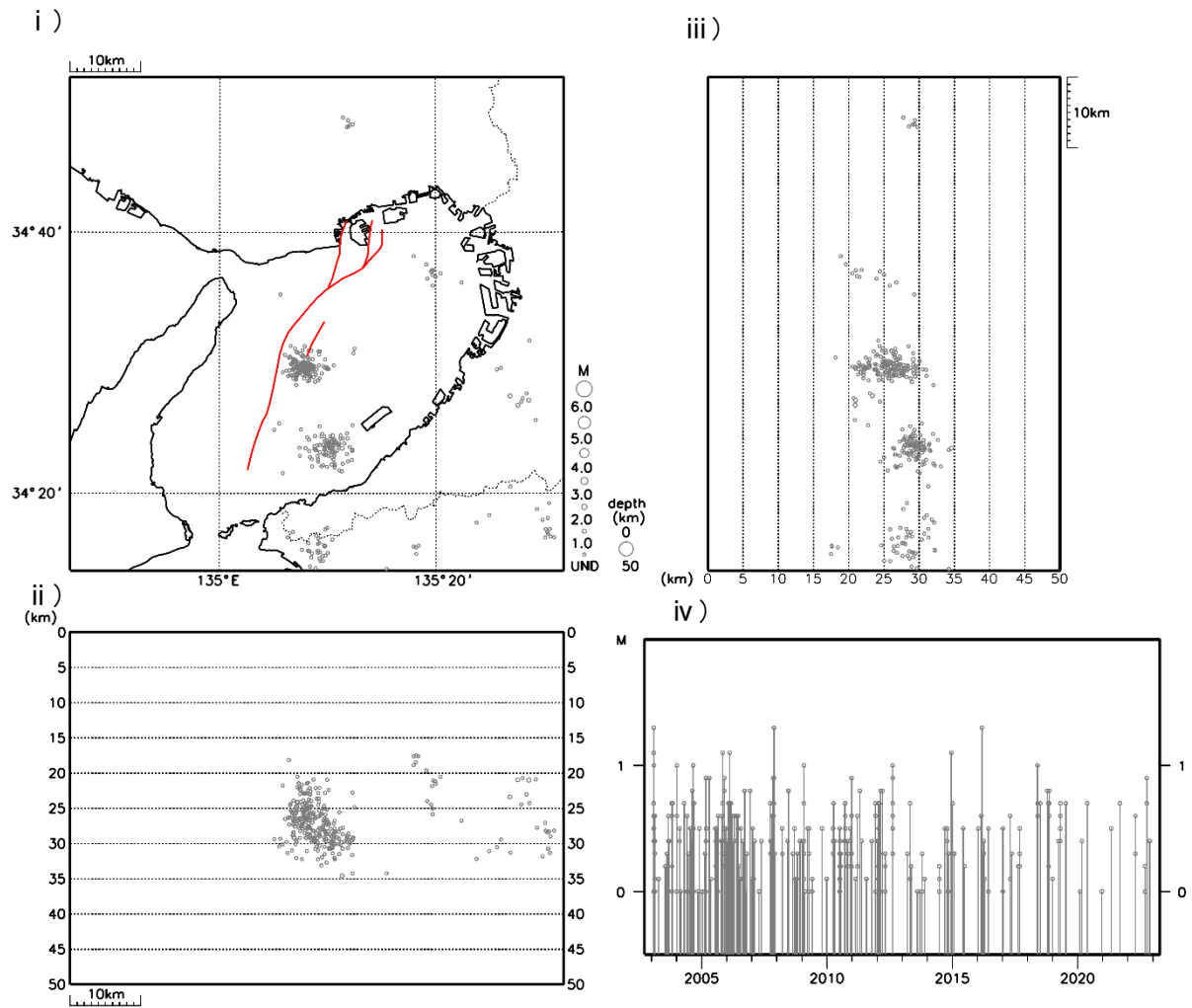


図8 大阪湾断層帯周辺の低周波地震活動 (気象庁作成)
 (2003年1月1日～2022年12月31日、深さ50km以浅、M全て)
 i) 震央分布図
 ii) i)の領域内の東西投影断面図
 iii) i)の領域内の南北投影断面図
 iv) i)の領域内のM-T図(地震活動経過図)

表3 大阪湾断層帯の将来の地震発生確率及び参考指標

項 目	数 値 (注15)	備 考
地震後経過率 (注8)	0.06－0.4	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 (2001) 参照。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%－0.008%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%－0.02%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%－0.04%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%－0.4%	
集積確率 (注9)	ほぼ0%－0.02%	
指標(1) 経過年数	マイナス4千5百年－マイナス8百年	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	0.09－0.6	
指標(2)	ほぼ0－0.006	
指標(3)	ほぼ0%－0.02%	
指標(4)	ほぼ0－0.0009	
指標(5)	0.0001－0.0003	

注15：評価時点は全て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。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：当該活断層での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（BPT分布モデルを適用した場合の考え方）。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の考え方）。

この指標は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率が、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。値がマイナスである場合は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。ポアソン過程を適用した場合の危険率は、7千分の1（0.0001）－2千9百分の1（0.0003）程度であり、いつの時点でも一定である。

BPT分布モデルを適用した場合の危険率は時間とともに増加する。BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するには、まだ8百年から4千5百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分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率を超えるまでの時間をBとした場合において、前者を後者で割った値（A/B）である。

指標(2)：BPT分布モデルを適用した場合と、ポアソン過程を適用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の値をBPT分布モデルでとりうる最大の地震発生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年間当たりの地震発生回数）。

〈付録〉

大阪湾断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）により、それまでに行われた調査結果に基づいた長期評価が公表されているが、2016年に発生した熊本地震のすべり領域の下端の深度が、従来の評価で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したものよりも更に5 km程度深い場所まで延びていた可能性が指摘されたことから、断層面の下端の深さ及び幅について再検討した。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の公表からの時間の経過とともに、将来の地震発生確率等に変更が生じた。こうした点を踏まえて、一部改訂を行うこととした。

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。

大阪湾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 17 年 1 月 12 日)		今回の評価 (令和 8 年 1 月 1 日時点)	
断層帯の位置	(北端) 北緯 34° 41′ 東経 135° 14′ (南端) 北緯 34° 22′ 東経 135° 03′	○	(北端) 北緯 34° 40.9′ 東経 135° 14.2′ (南端) 北緯 34° 21.8′ 東経 135° 02.6′	△
長さ	約 39 km	○	約 40 km	△
一般走向	N25° E	◎	N27° E	◎
幅	約 15－20 km	○	約 15－25 km	○
過去の活動時期	9 世紀以後	○	9 世紀以後、16 世紀以前	○
今後 30 年以内の地震発生確率	0.004%以下	b	ほぼ 0 %－0.008%	b
今後 50 年以内の地震発生確率	0.007%以下		ほぼ 0 %－0.02%	
今後 300 年以内の地震発生確率	0.2%以下		ほぼ 0 %－0.4%	
集積確率	0.006%以下		ほぼ 0 %－0.02%	

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、代表的なもののみ掲載。