

琵琶湖西岸断層帯の長期評価の一部改訂について

平成21年8月27日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、平成17年4月までに陸域の活断層として、98断層帯の長期評価を行い公表した。

琵琶湖西岸断層帯の評価は平成15年6月11日に公表しているが、その後、最近の調査結果により、活動履歴などに関する新たな知見が得られたことから、これを基に評価の見直しを行い、一部改訂版としてとりまとめた。また、評価の新旧対比表を付録として巻末に示した。

評価に用いられたデータは量及び質において一様でなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗がある。このため、評価結果の各項目について信頼度を付与している。

琵琶湖西岸断層帯の評価（一部改訂）

琵琶湖西岸断層帯は、近江盆地の西縁に沿って延びる活断層帯である。ここでは、平成 8 - 13 年度及び 18 年度に産業技術総合研究所（平成 12 年度までは地質調査所）によって行われた調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の特性を次のように評価した。^{*}

1. 断層帯の位置及び形態

琵琶湖西岸断層帯は、滋賀県高島市（旧マキノ町）から大津市国分付近に至る断層帯で、概ね南北方向に延びる。本断層帯は過去の活動時期の違いから、断層帯北部と断層帯南部に区分される。断層帯北部は、高島市に分布する断層であり、長さは約 23 km で、ほぼ南北方向に延びる（図 1 - 1、図 2 及び表 1）。断層帯南部は、高島市南方（旧高島町付近）の琵琶湖西岸付近から大津市国分付近に至る断層であり、長さは約 38 km で、北北東 - 南南西方向に延びる（図 1 - 1、図 2 及び表 1）。断層帯全体としての長さは約 59 km であり、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（図 1 - 1、図 2 及び表 1）。

2. 断層帯の過去の活動

琵琶湖西岸断層帯北部の平均的な上下方向のずれの速度は、約 1.8 - 2.1 m / 千年の可能性があり、最新活動時期は約 2 千 8 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前で、活動時には断層の西側が東側に対して相対的に 2 - 5 m 程度隆起した可能性がある（表 1）。また、野外調査から直接得られたデータではないが、1 回のずれの量と平均的なずれの速度に基づくと、平均活動間隔は約 1 千 - 2 千 8 百年であった可能性がある。

琵琶湖西岸断層帯南部の平均的な上下方向のずれの速度は、約 1.4 m / 千年の可能性があり、最新活動時期は 1185 年（元暦 2 年）の地震であった可能性があり、活動時には断層の西側が東側に対して相対的に 6 - 8 m 程度隆起した可能性がある（表 1）。また、平均活動間隔は約 4 千 5 百 - 6 千年であった可能性がある。

3. 断層帯の将来の活動

琵琶湖西岸断層帯は、過去の活動と同様に北部と南部の 2 つの区間に分かれて活動すると推定されるが、断層帯全体が 1 つの区間として同時に活動する可能性もある

^{*}琵琶湖西岸断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003a）により、それまでに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、産業技術総合研究所（2007）等によって新しい知見が得られたことから、今回再評価を行った。

(表 1)。

琵琶湖西岸断層帯北部では、全体が 1 つの区間として活動する場合、マグニチュード 7.1 程度の地震が発生すると推定され、その際に断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に 2 – 5 m 程度高まる段差や撓 (たわ) みが生じる可能性がある (表 1)。断層帯北部では、活動間隔の長さと比較して最新活動時期からの経過時間が非常に長いため、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生長期確率を求めている。そのため、信頼度は低い、将来このような地震が発生する長期確率は表 2 に示すとおりとなる。本評価で得られた地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、断層帯北部は、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 1、2、3)。

琵琶湖西岸断層帯南部では、全体が 1 つの区間として活動する場合、マグニチュード 7.5 程度の地震が発生すると推定され、その際に断層の近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に 6 – 8 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある (表 1)。断層帯南部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。

琵琶湖西岸断層帯全体が同時に 1 つの区間として活動する場合には、マグニチュード 7.8 程度の地震が発生すると推定される (表 1)。断層帯全体が同時に活動する場合の確率は、断層帯南部が単独で活動する場合の確率を超えないものと考えられる。

4. 今後に向けて

今回の評価では、過去の活動時期の違いから断層帯を 2 つの活動区間に区分することができた。また、琵琶湖西岸断層帯南部については、最新活動時期を特定することができた。しかしながら、琵琶湖西岸断層帯北部については将来の地震発生確率を絞り込むまでには至らなかった。このため、断層帯北部に関しては、活動時期をさらに特定するための調査を行い、地震発生確率の信頼度を高める必要がある。

また、本断層帯とその西側を並走する三方・花折断層帯は、地下では一つの震源断層に収れんしていると推定されるが、地下深部の断層面の位置・形状については明らかになっていない。さらに、過去の活動履歴からは、両断層帯は別々の時期に地表で変位を生じるような活動をしてきたと推定されるが、両断層帯が同時に活動する可能性も否定できない。このため、地下の断層面の形状や周辺の断層帯との関係を明らかにする必要がある (図 1 – 2)。

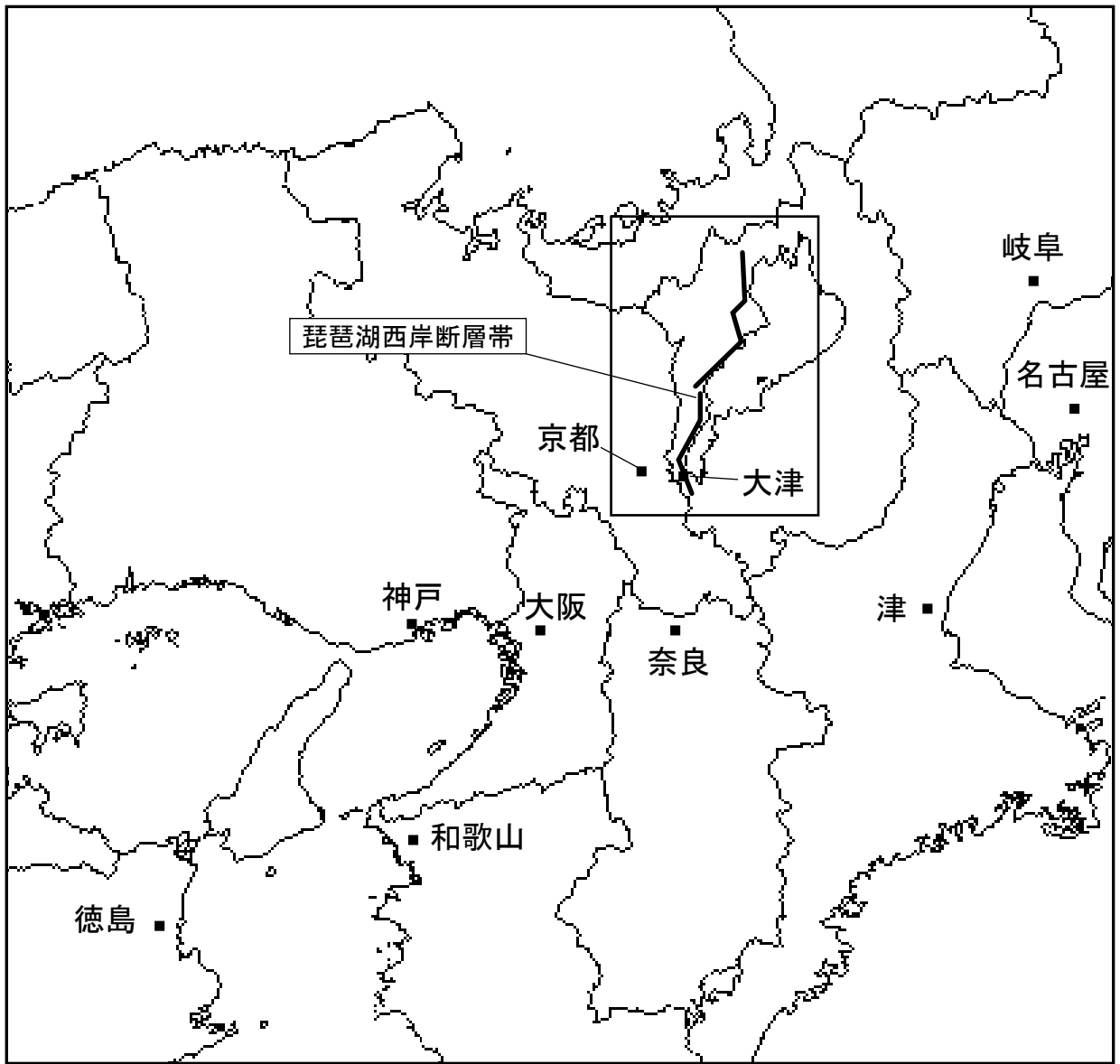


図 1 - 1 琵琶湖西岸断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

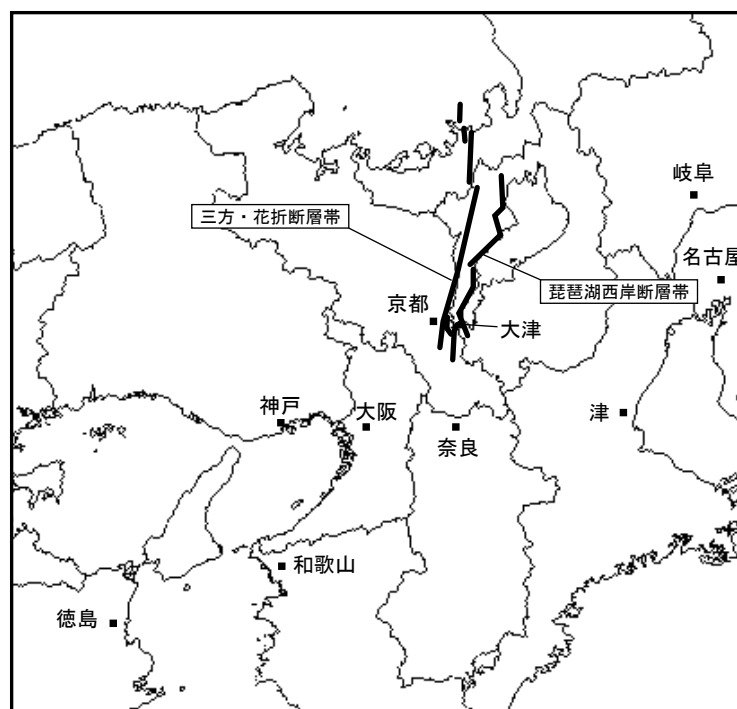


図 1 - 2 琵琶湖西岸断層帯と三方・花折断層帯の位置関係概略図

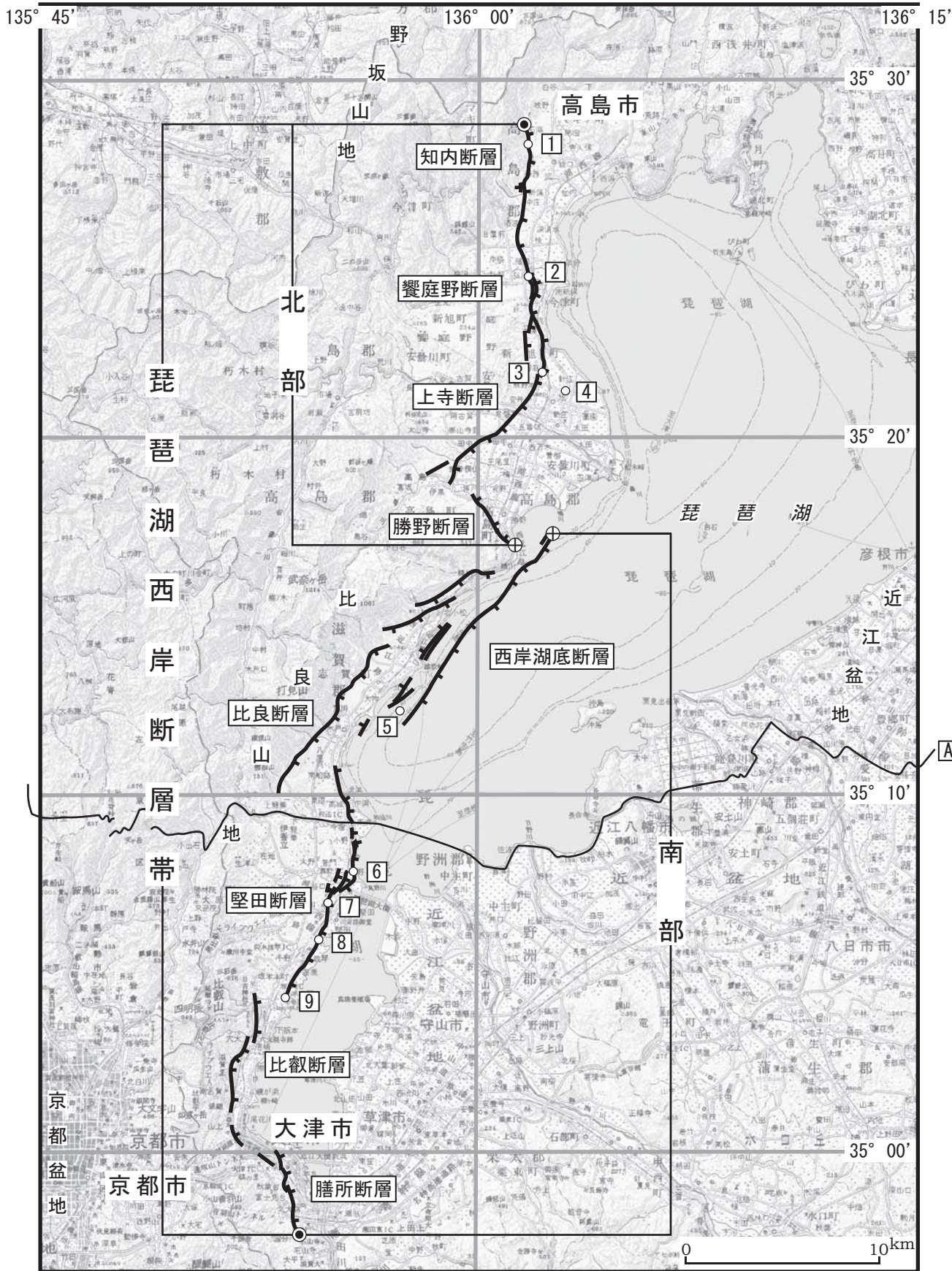


図2 琵琶湖西岸断層帯の位置と主な調査地点

1 : 石庭地点 2 : 弘川地点 3 : 饗庭地点 4 : 針江地点 5 : 比良沖地点

6 : 真野地点 7 : 本堅田地点 8 : 衣川地点 9 : 比叡辻地点

A : 反射法弾性波探査測線 (文献6 (文部科学省研究開発局ほか, 2007))

● : 断層帯の北端と南端

⊕ : 北部の南端・南部の北端

断層帯の位置は文献5, 7, 11 (中田・今泉編, 2002; 宮内ほか, 2005; 堤ほか, 2005) に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「岐阜」「名古屋」「宮津」「京都及大阪」を使用。

表 1 琵琶湖西岸断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注 4)	根拠 (注 5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1)断層帯を構成する断層	北部：知内（ちない）断層、饗庭野（あいばの）断層、上寺（かみでら）断層、勝野断層など 南部：西岸湖底断層、比良（ひら）断層、堅田（かたた）断層、比叡（ひえい）断層、膳所（ぜぜ）断層など		文献 9 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 北部： （北端）北緯 35°29′ 東経 136°02′ （南端）北緯 35°17′ 東経 136°01′ 南部： （北端）北緯 35°17′ 東経 136°03′ （南端）北緯 34°58′ 東経 135°54′ 全体： （北端）北緯 35°29′ 東経 136°02′ （南端）北緯 34°58′ 東経 135°54′ 長さ 北部： 約 23 km 南部： 約 38 km 全体： 約 59 km	◎ ○ ○ ◎ ◎ ◎ ○ ○ ◎	文献 5、7、12 による。位置及び長さは図 2 から計測。

	<p>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 上端の深さ 0 km 一般走向 北部：N-S 南部：N20°E 全体：N10°E 傾斜 北部：西傾斜 南部：西傾斜 (地下約3 kmまでは40°、約3-5 kmまでは35°、約5 km以深は不明) 幅 北部：不明 南部：不明</p>	<p>○ ◎ ○ ○ ◎ ◎ ◎ ◎ ◎ ○</p>	<p>上端の深さが0 kmであることから推定。 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)。 傾斜は、文献3、6、11、13に示されたトレンチ調査、反射法弾性波探査結果などから推定。 地震発生層の下限の深さは北部で約15 km程度、南部で約15-20 km。</p>
(3)断層のずれの向きと種類	<p>北部：西側隆起の逆断層 南部：西側隆起の逆断層</p>	<p>◎ ◎</p>	<p>文献2、3、14などに示された地形の特徴による。</p>
2. 断層帯の過去の活動			
(1)平均的なずれの速度	<p>北部： 約1.8-2.1 m/千年(上下成分) 南部： 約1.4 m/千年(上下成分)</p>	<p>△ △</p>	<p>文献4による。 文献4による。</p>
(2)過去の活動時期	<p>北部： 活動1(最新活動) 約2千8百年前以後、約2千4百年前以前(注6) 活動2 約9千3百年前以後、約7千6百年前以前に少なくとも1回の活動 南部： 活動1(最新活動) 1185年(元暦2年)の地震 (地形地質調査では11世紀以後、12世紀以前) 活動2 約1万6千年前以後、約4千年前以前に少なくとも1回の活動</p>	<p>△ ○ △ △ △</p>	<p>文献3に示された資料から推定。 説明文参照。 文献8、10、15に示された資料から推定。 説明文参照。</p>
(3)1回のずれ	<p>1回のずれの量</p>		

れの量と平均活動間隔	北部： 2－5m 程度（上下成分）（注6）	△	文献3及び断層の長さから推定。 平均的なずれの速度と平均活動間隔から推定。
	南部： 6－8m 程度（上下成分）	△	
平均活動間隔	北部： 約1千－2千8百年（注6）	△	平均的なずれの速度と1回のずれの量から推定。 過去の活動から推定。 説明文2.2（4）参照。
	南部： 約4千5百－6千年	△	
(4)過去の活動区間	北部と南部の2区間	○	過去の活動から推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1)将来の活動区間及び地震の規模	活動区間 北部と南部の2区間 断層帯全体が同時に活動する可能性もある	○	過去の活動から推定。 断層の長さから推定。
	地震の規模 北部：マグニチュード7.1程度 南部：マグニチュード7.5程度 全体：マグニチュード7.8程度	○ ○ ○	
ずれの量	北部：2－5m 程度（上下成分）（注6）	△	過去の活動から推定。
	南部：6－8m 程度（上下成分）	△	

表2 琵琶湖西岸断層帯の将来の地震発生確率等（北部はポアソン過程を適用）

項目	将来の地震発生確率等（注8）	信頼度（注9）	備考
<北部>（注6、7）			
今後30年以内の地震発生確率	1％－3％	d	北部の発生確率はポアソン過程による。
今後50年以内の地震発生確率	2％－5％		
今後100年以内の地震発生確率	4％－10％		
今後300年以内の地震発生確率	10％－30％		

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, 2001)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4千5百年の場合は30年確率の最大値は6%程度、6千年の場合は4%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：地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)

文献2：小松原ほか (1998b)

文献3：小松原ほか (1999)

文献4：小松原 (2006)

文献5：宮内ほか (2005)

文献6：文部科学省研究開発局ほか (2007)

文献7：中田・今泉編 (2002)

文献8：西山 (2000)

文献9：岡田・東郷編 (2000)

文献10：産業技術総合研究所 (2007)

文献11：滋賀国道事務所 (2004)

文献12：堤ほか (2005)

文献13：戸田ほか (1996)

文献14：東郷 (1971)

文献15：宇佐美 (2003)

注6：この評価では、琵琶湖西岸断層帯北部の最新活動時期を約2千8百年前以後、約2千4百年前以前と評価したが、7世紀中葉以降に活動しているとする考えもある。この考えに従うと、約2—5mと評価した1回の活動に伴う上下方向のずれの量は活動2回分のずれの量となり、平均活動間隔も約5百—1千4百年と大幅に短くなる。このため、将来の地震発生確率も表2に示した数値とは異なることとなり、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2%—6%、4%—10%、7%—20%、20%—50%となる。以上のようにこの考えに従うと発生確率は幅がさらに大きくなり、最大値が大きくなることに注意が必要である。なお、このような考え方の根拠については説明文を参照のこと。

注7：琵琶湖西岸断層帯北部は、活動間隔の長さと比較して最新活動時期からの経過時間が非常に長いため、長期間の確率の平均値を示した。最新活動時期によってはこの値より大きく、または小さくなる。なお、断層帯北部は平均活動間隔が約1千—2千8百年、最新活動時期は約2千

8百年前以後、約2千4百年前以前と求められているので、通常の手法による30年確率のとり得る範囲は3%–20%となる。

注8：評価時点はすべて2009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。

注9：地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率(以下、発生確率等)の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、aからdの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a：(信頼度が)高い b：中程度 c：やや低い d：低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

- a：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。
- b：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。
- c：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。
- d：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が低い。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、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注10：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、琵琶湖西岸断層帯南部の0.1は824年を6000年で割った値であり、0.2は824年を4500年で割った値である。

注11：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. 琵琶湖西岸断層帯に関するこれまでの主な調査研究

本断層帯が位置する近江盆地西縁では、知内川断層崖(山崎・多田, 1927)、比良山断層崖(辻村, 1929)、堅田断層(撓曲)(池邊, 1933)、琵琶湖断層系(辻村, 1942)などが古くから注目されてきた。

寒川・佃(1987)は、琵琶湖西岸に沿って全体としてほぼ南北走向で東側が低下する逆断層群を一連の活断層系と考え、これを饗庭(あいば)活断層群・琵琶湖西岸活断層系と呼んだ。

断層の形状や活動履歴については、東郷(1971)、植村・太井子(1990)、岡村ほか(1992)、戸田ほか(1996)、水野ほか(1997)、東郷ほか(1997)、水野・小松原(1999)、小松原ほか(1998a, b, 1999)、吉岡ほか(2000)などにより、地形学的調査や反射法弾性波探査、ボーリング調査やトレンチ調査、琵琶湖湖底における音波探査やコアリング調査等が行われている。東郷(2000)は空中写真判読により、本断層帯北部の饗庭野(あいばの)断層及び勝野断層付近の活動について述べている。小松原(2006)は、ボーリング資料の再検討から平均変位速度を求めている。産業技術総合研究所(2007)は本断層帯を対象として群列ジオスライサー調査を実施し、活動履歴などについて新たな知見を得ている。文部科学省研究開発局ほか(2007)は丹波山地から濃尾平野に至る大規模な反射法弾性波探査を実施し、本断層帯周辺の地下構造を明らかにした。

本断層帯の最新活動について、大長・松田(1982)は、1662年(寛文2年)の地震を挟む時代の古文書記録から、この地震の際に本断層帯が活動した可能性が高いとした。同様の見解が、寒川・佃(1987)などによって示されている。これに対して小松原ほか(1999)は歴史史料を再検討し、1662年の地震では本断層帯北部は活動しなかったと考えられるとし、さらにその後、小松原ほか(2001)は、南部についても1662年の地震で活動したとするだけの十分な史料はないとしている。また、1185年(元暦2年)の地震について、西山(2000)は、史料記述から推定される被害の分布状況から、震源の位置を暫定的に琵琶湖西岸南部に推定している。

本断層帯について、松田(1990)は、饗庭野断層帯と琵琶湖西岸断層帯の2つの起震断層に区分した。しかし、その後、杉山ほか(1999)及び地質調査所活断層研究グループ(2000)は、本断層帯を1つの起震断層としている。本断層帯の詳しい位置は、活断層研究会編(1991)、岡田ほか(1996, 2009)、岡田・東郷編(2000)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)、宮内ほか(2005)、堤ほか(2005)などに示されている。

2. 琵琶湖西岸断層帯の評価結果

2. 1 琵琶湖西岸断層帯の位置・形態

(1) 琵琶湖西岸断層帯を構成する断層

琵琶湖西岸断層帯は、近江盆地の西縁に沿って滋賀県高島市(旧マキノ町)から大津市国分付近に至る断層帯である(図1-1、図2)。活断層研究会編(1991)、岡田・東郷編(2000)、池田ほか編(2002)、中田・今泉編(2002)、宮内ほか(2005)、堤ほか(2005)などに示された本断層帯の位置は、概ねよい一致を示す。

本断層帯は、知内(ちない)断層、饗庭野(あいばの)断層、上寺(かみでら)断層、勝野断層、比良(ひら)断層、堅田(かたた)断層、比叡(ひえい)断層、膳所(ぜぜ)断層及び西岸湖底断層などにより構成される。

本断層帯北端の知内断層の北側にはマキノ断層が分布し、断層はさらに北方に連なるが、後述

のように本断層帯を構成する断層は西側隆起の逆断層であるのに対し、マキノ断層及びこれよりも北に位置する断層は右横ずれ断層であり、変位のセンスが異なることから、知内断層の北端を本断層帯の北端とした。また、本断層帯の南端に近い比叡断層の南西側には小関越断層（注 12）が分布するが、これも変位のセンスが異なっていることに加え、走向も大きく異なることから本断層帯には含めず、本断層帯はこの付近でやや向きを変えて膳所断層に連なると判断した。

本断層帯を構成する各断層の位置は、中田・今泉編（2002）、宮内ほか（2005）、堤ほか（2005）に、名称は、岡田・東郷編（2000）によった。なお、松田（1990）は、活断層研究会編（1980）に基づき、本断層帯を饗庭野断層帯と琵琶湖西岸断層帯の2つの起震断層に区分している。しかしながら、岡田・東郷編（2000）などの最近の資料によると、地表トレースはほぼ連続して分布している。したがって、ここでは、それらの資料と松田（1990）の起震断層の定義に基づき、断層帯全体が1つの起震断層を構成しているとみなすことにする。

本断層帯は、後述するように、過去の活動時期の違いから、北部と南部の2つの活動区間に区分される。断層帯北部は知内断層、饗庭野断層、上寺断層、勝野断層など、断層帯南部は西岸湖底断層、比良断層、堅田断層、比叡断層、膳所断層などからそれぞれ構成される。

なお、本断層帯は、後述するように、西方に位置する三方・花折断層帯と深部で収れんしていると推定されるため、両断層帯が関連して活動する可能性もある。しかし、過去の活動履歴からは両断層帯は別々の時期に活動してきたと考えられるため、ここでは両断層帯がそれぞれ独立した活動履歴を持つとみなし、本断層帯が単独で活動する場合のみを想定することとした。三方・花折断層帯については、別途評価を実施している（図 1 - 2：地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）。

（2）断層面の位置・形状

琵琶湖西岸断層帯北部は、滋賀県高島市に分布する断層である。断層帯北部の長さ及び一般走向は、断層帯北部の北端と南端を直線で結ぶと、それぞれ約 23 km、N-S となる（図 2）。

琵琶湖西岸断層帯南部は、滋賀県高島市南方（旧高島町付近）の琵琶湖西岸付近から大津市国分付近に至る断層である。断層帯南部の長さ及び一般走向は、断層帯南部の北端と南端を直線で結ぶと、それぞれ約 38 km、N20°E となる（図 2）。

琵琶湖西岸断層帯全体の長さ及び一般走向は、断層帯の北端と南端を直線で結ぶと、それぞれ約 59 km、N10°E となる（図 2）。

断層面上端の深さは、断層または撓曲による変位がほぼ地表に達していることから、断層帯北部、南部ともに 0 km とした。

本断層帯北部の傾斜は、トレンチ壁面に認められる断層の傾斜（小松原ほか，1999 など）や反射法弾性波探査の結果（滋賀国道事務所，2004）などから、西傾斜であると考えられる（図 3）。

本断層帯南部の傾斜は、戸田ほか（1996）に基づく西傾斜であると考えられる。また、文部科学省研究開発局ほか（2007）によって実施された反射法弾性波探査の結果に基づく、地下約 3 km までは 40°西傾斜、地下約 3 - 5 km までは 35°西傾斜であると推定される（図 4）。

本断層帯南部の西側には三方・花折断層帯を構成する起震断層のうち南側に位置する花折断層帯が並走しており、南側ほどその間隔が狭く、両断層帯の最南部付近ではその間隔が 5 - 6 km 程度となる。また、並走する花折断層帯中部の傾斜は地表近傍ではほぼ垂直と推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003b）。このため、本断層帯南部と花折断層帯は、花折断

層帯の北部・中部を構成する花折断層の直下約 5 km で一つの震源断層に収れんとすると推定される。ただし、反射法弾性波探査断面（図 4）からは、花折断層の地下の延長部が確認できないため、地下約 5 km 以深の傾斜は不明である。さらに、反射法弾性波探査は、1 測線のみで実施されていること、及び両断層帯は完全に並走している訳ではなく、活動区間の境界が幾何学的に対応する関係になっていないことから、前述の探査断面に示された構造が、両断層帯の関係を全て表しているとは限らないことに留意する必要がある。

地震発生層の下限の深さは、後述のように断層帯北部では約 15 km、断層帯南部では約 15–20 km と推定される。しかし、断層帯北部では断層面の傾斜に関する情報が得られていないため、断層面の幅は不明である。また、断層帯南部では地下約 5 km 以深の傾斜に関する情報が得られていないため、断層面の幅は不明である。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注 13）

2. 1（2）で述べたように、琵琶湖西岸断層帯は、北部及び南部ともに、西に傾斜する断層帯である。また、東郷（1971）、小松原ほか（1998b, 1999）などに示された変位地形から、断層の西側が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、横ずれ成分は認められていない。

2. 2 琵琶湖西岸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 13）

本断層帯の平均変位速度を示す資料として、以下のものがある。

<北部>

小松原ほか（1998b）は、石田川流域の饗庭野断層の西側（隆起側）に分布する段丘面（奥山面）において、段丘堆積物の最上部に始良 Tn 火山灰に由来する火山ガラスが多量に含まれることを確認し、この段丘面高度を断層の東側（低下側）に外挿して、断層低下側のボーリング調査（今津町史編集委員会，1997）で確認された始良 Tn 火山灰の産出層準との高度差を 45 m と見積もり、始良 Tn 火山灰降下以降の平均上下変位速度を約 2 m/千年と求めた。ただし、断層を挟んだこれらの始良 Tn 火山灰は、やや離れたところで確認されたものであることに留意する必要がある。なお、小松原ほか（1998b）は、始良 Tn 火山灰の降下年代を 24,000 yBP としているが、これを暦年補正して約 2 万 8 千年前（注 14）とすれば、平均上下変位速度は約 1.6 m/千年となる。

小松原（2006）は、ボーリング資料の再検討の結果に基づいて、始良 Tn 火山灰を表土中に含む最低位段丘面の隆起側の上下変位量と低下側の埋没深度を示している（図 5）。小松原（2006）に基づく、断層を挟んだ比高（上下変位量）は約 50–60 m と読み取れることから、平均上下変位速度は約 1.8–2.1 m/千年と求められる。

以上のうち、より新しい資料である小松原（2006）に基づく、本断層帯北部の平均上下変位速度は約 1.8–2.1 m/千年の可能性がある。

<南部>

竹村ほか（1997）は、大津市堅田及び雄琴付近の堅田断層下盤側で行われたボーリング調査の結果を分析し、始良 Tn 火山灰が分布する深さを求め、断層上盤側の河岸段丘堆積物中で認められた始良 Tn 火山灰の分布高度との差から始良 Tn 火山灰の変位量を算出して、その平均上下変位速度を 1.5 m/千年とし、さらに下盤側の堆積物の圧密沈下を考慮すると 1.2 m/千年になるとした。竹村ほか（1997）は始良 Tn 火山灰の年代を約 25,000 年前としているが、これを暦年補正して約 2 万 8 千年前（注 14）とすると、圧密沈下を考慮しない場合とこれを考慮した場合とをあわせて、その平均上下変位速度は 1.1–1.3 m/千年となる。

活断層研究会編（1991）は、比良断層による鵜川沿いの開析扇状地の高度不連続と地下資料から平均上下変位速度を 0.5 m/千年とし、また、寒川ほか（1982）などに基づき、比叡断層の平均上下変位速度を 0.3 m/千年と記載している。

小松原（2006）は、ボーリング資料の再検討の結果、始良 Tn 火山灰を表土中に含む最低位段丘面の隆起側の上下変位量と低下側の埋没深度の比高を 40 m 程度と見積もり、堅田断層の平均上下変位速度は 2 m/千年を若干下回る程度であるとした（図 5）。

以上のうち、より新しい資料である小松原（2006）に基づくと、断層帯南部の平均上下変位速度は約 1.4 m/千年の可能性はある。

（2）活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

<北部>

断層帯北部では、知内断層の石庭（いしば）地点（吉岡ほか，2000）、饗庭野断層の弘川地点及び饗庭地点（水野ほか，1997；小松原ほか，1999）等で過去の活動時期に関する調査が行われている。また、東郷（2000）は、饗庭野断層及び勝野断層の空中写真の判読により、活動時期の推定を行っている。

・知内断層 石庭地点

吉岡ほか（2000）は、本断層帯最北部にあたる滋賀県高島市マキノ町石庭西方の新期扇状地上においてトレンチ調査を実施した（図 6）。トレンチ壁面には約 30°の傾斜で東から西へ傾き下がる面に沿って礫の配列が認められ、この面を境にして地層の連続性が断たれている。また、この面の西側上方では、壁面最上部から砂礫層の堆積構造を切って上位の堆積物が楔状に落ち込んでいる。これらの状況から礫の配列する面は断層面の可能性があり、楔状に落ち込んだ堆積物中の木片から得られた ¹⁴C 年代値（注 15）から、断層活動が約 3 千年前以後にあった可能性がある。なお、吉岡ほか（2000）によると、本トレンチ地点の東側にも別な低断層崖が認められる。

・饗庭野断層 弘川地点

石田川右岸に位置する滋賀県高島市今津町弘川付近の更新世末期—完新世初頭に離水した段丘面上で、饗庭野断層の断層崖をまたいでトレンチ調査が実施された（水野ほか，1997；小松原ほか，1999；図 7）。トレンチ壁面には複数の断層が認められるが、南北両壁面では Fn3 断層及び Fs3 断層が少なくとも H8 層の最上位まで達している。上位の H9 層も変位しているようにも見えるが、小松原ほか（1999）は、H9 層には明瞭な変形が認められず活動時期は H9 層堆積以前であ

った可能性が高いとしている。断層活動時期を H8 層堆積後、H9 層堆積前とすれば、両層から得られた ^{14}C 年代値（注 15）から、この地点における最新活動は約 4 千 2 百年前以後、8 世紀以前となる。

また、小松原ほか（1999）は、断層 Fn3 及び Fs3 群のひきずり構造を含む傾斜移動成分が H7 層基底では約 1.2–1.6 m であるのに対し、H8 層基底では約 0.5–0.7 m と明らかに異なること、また、H7 層が断層上盤で急激に薄くなっていることから H7 層堆積後、H8 層堆積前に断層活動があったとしている。小松原ほか（1999）に基づけば、本地点の 1 つ前の活動は H7、H8 両層から得られた ^{14}C 年代値（注 15）から、約 9 千 3 百年前以後、約 7 千 6 百年前以前であったと推定される。

なお、小松原ほか（1999）は、本トレンチにおいてさらに下位の層準に複数の活動を認めているが、いずれも年代値が明らかではないため、ここでは参考情報とする。

・饗庭野断層（五十川断層） 饗庭地点、針江付近

弘川トレンチ地点の南方では 2 つの並走する断層線が認められる。このうち東側の五十川（いかがわ）断層に沿う高島市新旭町饗庭において、4 つのトレンチが掘削された（小松原ほか、1998a, 1999）。本トレンチ地点は、弘川トレンチ地点から約 5 km 南方に位置しており、完新世に離水した段丘面を変位させる断層崖とその前面の沖積低地にあたる。No.3 トレンチ（図 8）において、小松原ほか（1999）は、トレンチ壁面に認められた断層 F1 は A5 層を変形させるが A10 層には変形が認められないとして、最新活動時期を A5 層堆積後、A10 層堆積前とした。その上で、A6 層の構造は A5 層の撓曲構造と調和的でなく、A6 層は A5 層を不整合に覆うこと、また、A6 層下部の砂層は上位ほど緩傾斜の葉理をもち断層下盤側のみ厚く堆積することから A6 層の傾斜は初生的な堆積構造である可能性が高いと推定し、また、本地点の別のトレンチにおける観察なども含めて、本トレンチ地点における最新活動時期は A5 層堆積後、A6 層堆積前に限定できる可能性が高いとした。トレンチスケッチからは A6 層も変位しているようにも見えるが、A6 層の ^{14}C 年代値は別のトレンチから得られているのみで、しかもその試料は小さな炭試料から得られたものであるため、小松原ほか（1999）は信頼性が低いとしており、さらに、A5 層から得られた年代値についても同様の理由で活動時期の推定には使用していない。小松原ほか（1999）に従えば、A4 層（No.2 トレンチ）と A8 層（No.3 トレンチ）から得られた ^{14}C 年代値（注 15）から、この活動は約 3 千 1 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前にあったと推定される（図 8）。

小松原ほか（1998b）は、高島流域下水道工事事務所の工事記録から、上記饗庭トレンチ地点南東方の断層下盤側にあたる新旭町針江付近において、自然地盤（表面の人工的な盛土より下位の自然堆積の地層）の下、深さ約 4 m の位置に埋没林が存在しており、この埋没林から約 2 千 8 百年–約 2 千 5 百年前の ^{14}C 年代値（注 15）が得られていることを示した。小松原ほか（1999）は、約 2 千 8 百年前–約 2 千 5 百年前以降の間もない時期に急激な沈降が起こったと考え、上記の饗庭トレンチの結果と合わせ、この付近では、約 2 千 8 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前に断層活動があった可能性が高いとした。

・饗庭野断層北部、勝野断層付近

東郷（2000）は、主として空中写真判読に基づき、石田川右岸に分布する複数の段丘面が撓曲変形していることを指摘した。また、この付近の地形改変前の復元地形図及び地形断面図を作成

して、断層により 1.4 m 前後上下変位する段丘面と 0.8 m 前後上下変位する別の段丘面の存在を示し、小松原ほか（1999）が弘川トレンチ地点で得た地層の年代値をもとに、饗庭野断層は最近 8,200 年余りの間に少なくとも 2 回活動したと推定した。さらに東郷（2000）は、撓曲変形を受けている段丘面上には条里制地割の跡が認められるのに対し、これより新期に形成された条里制地割を破壊して生じた別な段丘面上にも撓曲変形が認められることから、この新しい段丘面は条里制の地割が行われた後に形成されたものとして、最新活動は少なくとも条里制の始まった 7 世紀中葉以降にあったとしている。

また、東郷（2000）は、勝野断層の低断層崖が現世の沖積扇状地を横切り、天井川化した流路沿いの高まりをほぼ横切って連続し、天井川の一部まで変位させているとしている。さらに、周辺にみられる条里制の地割がこの沖積扇状地ではみられないことから、沖積扇状地は条里制の地割が行われた後に形成されたものとし、天井川形成時期の考察から、活動時期の推定を行い、断層活動の時期は、7 世紀中葉よりさらに新しい時代であった可能性を指摘している。

以上の検討結果から、トレンチ調査などの地質学的調査により認められた活動についてまとめると図 9 のようになる。図 9 によれば、少なくとも饗庭野断層付近を中心とする断層帯北部の最新活動は、約 2 千 8 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前であった可能性がある。饗庭野断層付近の弘川、饗庭地点付近ではトレンチ調査が行われた断層以外にも別の断層が並走しているが、これらの並走する断層については過去の活動に関する資料が得られていない。

一方、東郷（2000）によると、この付近では少なくとも条里制地割形成後、すなわち 7 世紀中葉以後に最新活動があったことになる。また、1819 年の地震後に本断層帯の活動による大きな地震の可能性はなく、少なくともこの地震以後約 2 百年間、本断層帯は活動していないと考えられる。なお、この場合、約 2 千 8 百年前以後、約 2 千 4 百年前以前の活動は 1 つ前の活動となる。しかし、推定の根拠となった地形面が確実に条里制の地割を覆っているかどうか、また天井川が確実に変位しているかどうかについてはさらに検証が必要であると判断し、ここでは基本的に評価に用いなかった。

<南部>

断層帯南部では、西岸湖底断層の比良沖地点（水野ほか、1997）、堅田断層の本堅田地点（産業技術総合研究所、2007）、真野地点、衣川地点（水野ほか、1997）、比叡辻地点（東郷ほか、1997）等で過去の活動時期に関する調査が行われている。

・西岸湖底断層 比良沖地点

比良沖の琵琶湖湖底では水野・小松原（1999）により音波探査が実施されている。水野・小松原（2002）は、さらにボーリング調査を行って音波探査の結果を再解析し、湖底斜面に沿う数本の小断層は比較的連続性がよいことから、背斜構造の成長（深部での断層運動）に伴って形成されたものと考え、このうち、最も新しい小断層は鬼界アカホヤ（K-Ah）火山灰層（約 7 千 3 百年前：注 16）を明瞭に変位させており、また、その半分弱の深さの明瞭な反射面も変位させていることを確認した。

これらのことから、琵琶湖湖底のこの小断層は少なくとも約 7 千 3 百年前以後に活動していると考えられ、湖底における堆積速度を一定と仮定すれば、その活動時期はおおよそ 3 千年前以後

であった可能性がある。

・堅田断層 本堅田地点

大津市本堅田の堅田断層において、産業技術総合研究所（2007）はジオスライサー及びボーリング調査を実施している。

その結果に基づくと、31a 層（埋没古土壌層）が撓曲崖から連続するように約 5% の勾配で東に傾斜するとともに、その下位の湖沼成細粒堆積物（31b-31e 層）も約 5% の勾配で東に傾斜している（図 10、11）。それに対し、これらを覆う天神川起源の洪水堆積物（21 層）及び湖沼成粘土-シルト層（20 層）は、いずれも 31a 層が形成した斜面を埋めて堆積している。これらのことから、産業技術総合研究所（2007）は 31a 層堆積後、21 層堆積前に断層活動があったとしている。また、産業技術総合研究所（2007）は、31a-31e 層は、ほぼ同程度の傾斜であることから、約 4 千年前以後、最新活動時期までの期間には、断層活動がなかった可能性があるとしている。断層変位を受けている 31a 層及び断層変位を覆う 21 層から得られた ^{14}C 年代値（注 15）はともに 11-12 世紀であることから、本地点の最新活動時期は、11 世紀以後、12 世紀以前であった可能性がある。

さらに、産業技術総合研究所（2007）は、50b-50d 層は湿地成堆積物であるが、31a 層にくらべて約 12% と有意に大きく傾斜しているとしている。このことから、50b-50d 層堆積後、31e 層堆積前に少なくとも 1 回の断層活動があったということになる。50e 層からは約 1 万 6 千年前、31e 層からは約 4 千 1 百年-約 4 千年前の ^{14}C 年代値（注 15）が得られていることから、約 1 万 6 千年前以後、約 4 千年前以前に少なくとも 1 回の活動があった可能性がある。

なお、産業技術総合研究所（2007）は、A-A' の低崖地形は、土石流扇状地 F 2 面の扇端部に人工改変が加えられたものと判断しているが、断層活動により生じた変動崖である疑いもある。この場合、31 層は B 4 より西側で確認されていないことから 2 回以上の断層変位を受けている疑いもあるが、ここでは参考情報として示すにとどめる。

・堅田断層 真野地点、衣川地点、比叡辻地点

大津市真野の堅田断層において、水野ほか（1997）により行われたトレンチ調査結果によると、トレンチ壁面には液状化跡がみられ、液状化による変形は古墳時代後期の土器片を含む地層の直上にまで及んでいる。したがって、本地点では古墳時代以降に液状化を引き起こした強い地震動があったと推定される。しかし、これが本断層帯の活動によるものかどうかは特定できない。

大津市衣川の堅田断層において、水野ほか（1997）により行われたトレンチ調査では、約 2 万 1 千年-約 2 万年前の ^{14}C 年代値（注 15）を示す地層の傾斜が認められている。しかし、水野ほか（1997）は、それ以外に断層活動を特定できるような明瞭な変形は認められなかったとしている。このことから、本地点では約 2 万 1 千年前以降に活動があった可能性がある。

また、東郷ほか（1997）は大津市比叡辻の堅田断層でトレンチ調査を行い、撓曲変形している地層が認められたことから、この地層堆積後に活動があったとした。この地層から得られた ^{14}C 年代値（注 15）から、活動時期は約 1 万 9 千年前以後となる。

以上の検討結果から、トレンチ調査などの地質学的調査により認められた活動についてまとめると図 9 のようになる。図 9 によれば、断層帯南部の最新活動は 11 世紀以後、12 世紀以前であ

った可能性がある。また、最新活動に先立つ活動は約1万6千年前以後、約4千年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性がある。

b) 先史時代・歴史時代の活動

1185年(元暦2年)に近畿地方でマグニチュード7.4の地震が発生し、京都府を中心とする地域で大きな被害があった(宇佐美, 2003)。西山(2000)は、史料記述に琵琶湖の水が北流し、湖岸が一時的に陸化したように思える記載があることなどから、この地震の震源位置を暫定的に琵琶湖西岸南部に推定している。さらに、この地震の際に活動した活断層としては、比叡山東麓に分布する堅田断層や比叡断層を想定することが可能であると指摘している。

また、前述の通り、本断層帯南部の堅田断層で地形・地質的に認められた過去の活動時期は11世紀以後、12世紀以前であった可能性があるが、この時期は1185年の地震と整合的であり、この地震で本断層帯南部が活動した可能性がある。

1662年(寛文2年)に近畿地方で地震があり、現在の滋賀県及び京都府を中心とする地域で大きな被害があった(宇佐美, 2003)。大長・松田(1982)は、この地震により琵琶湖西岸の一部が水没したと推定できる記録があること、この付近の地震後(1701年の記録による)の石高が地震前(1645年の記録による)よりも減少していることを明らかにし、この地震の際に比良断層系が活動したものと、さらに三方五湖付近でも地変があったことから、三方断層に沿う一帯も撓曲したと推定している。東郷(2000)もこの地震において饗庭野断層など本断層帯を構成する断層が活動した可能性を指摘している。また、宇佐美(2003)は、この地震の規模をマグニチュード $7\cdot1/4-7.6$ と推定している。

一方、小松原ほか(1999)は、大長・松田(1982)の資料から、1662年の地震後、比良山地東麓以南の琵琶湖西岸では石高が減少しているが、饗庭野断層の下盤側にあたる高島平野周辺では石高は減少していないことを指摘し、寛文地震時には比良断層以南のみが活動し、高島平野周辺の断層は活動しなかった可能性が高いとした。

しかしその後、小松原ほか(2001)は、1662年の地震で堅田断層が活動したとすれば、断層近傍の堅田では景観が大きく変化したはずであるが、中世末期の「堅田図」や「近江名所図」に描かれた堅田付近の景観が、現在の景観と比べて顕著な違いがみられないこと、比叡断層直上に位置する複数の寺社において、1662年の地震直後の修復記録が見出されておらず、活断層からの距離と被害の大小には相関がないことなどから、歴史資料の記述はこの地震の際に比叡断層などが活動したことによって被害が生じたことを積極的に支持するものではなく、むしろ否定的な傍証であるとしている。

なお、1662年の地震は、三方・花折断層帯(三方断層帯及び花折断層帯北部)の最新活動であると評価されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003b)。

また、1819年に地震が発生し、現在の滋賀県を中心とする地域で大きな被害があった。宇佐美(2003)は、被害の分布からこの地震の規模をマグニチュード $7\cdot1/4\pm1/4$ としている。東郷(2000)は饗庭野断層付近で認められた断層の最新活動がこの地震によるものであった可能性も指摘している。しかし、震度分布と余震の少なさから、この地震をスラブ内地震(フィリピン海プレート内部の地震)とする説もあり、1819年の地震と本断層帯との関係は不明である。

以上のことから、本断層帯北部における最新活動時期は約2千8百年前以後、約2千4百年前

以前であった可能性がある。また、より古い活動として弘川トレンチの調査結果から、約9千3百年前以後、約7千6百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。ただし、この活動のあと最新活動よりも前に別の活動があったかどうかは不明である。

本断層帯南部については、1185年(元暦2年)の地震の際に活動した可能性がある判断する。それに先立つ活動は、約1万6千年前以後、約4千年前以前に少なくとも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13)

<北部>

小松原ほか(1999)は、針江地点の埋没林の分布する深さ4mのうち、1-2.5mは断層の活動以外の要因による変位とみなして、埋没林形成のイベントによるこの付近の沈降量を約1.5-3mとした。そして、この時の断層上盤側の隆起量を弘川地点付近の低位段丘面の変位量から1.5-2mとした。小松原ほか(1999)は、これらは異なる変位基準に対する変位量であるため厳密な議論には適さないとしつつも、1回の活動における饗庭野断層の上下変位量を3-5m程度と概算した。

また、東郷(2000)は、地形改変前の古い空中写真を用いて作成した復元地形図から、段丘面が0.8m前後及び1.4m前後変位していると述べている。

さらに、断層の長さ(約23km)から次の松田(1975)の経験式(1)、(2)に基づいて1回の変位量を算出すると、約1.8mとなる。

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

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

ここで、Lは1回の地震で活動する活断層の長さ(km)、Dは断層の変位量(m)、Mは地震のマグニチュードである。

小松原ほか(1999)が求めた上下変位量は断層を挟んだ広い範囲(幅)で求められた数値であるが、東郷(2000)に記述された上下変位量は断層崖のごく近傍で得られた数値である。このため、ここでは、小松原ほか(1999)の結果と断層長から求めた値を用いることとした。

以上のことから、本断層帯北部の1回の活動における上下変位量は2-5m程度であった可能性がある。

なお、7世紀中葉以降に活動があったとすれば、これは活動2回分の上下変位量となり、1回の活動に伴う上下変位量は1-2.5mとなる。

<南部>

断層帯南部では、平均変位速度が約1.4m/千年、平均活動間隔が約4千5百-6千年であった可能性があること(後述)から、1回の活動に伴う上下変位量は約6-8mと求められる。

以上のことから、断層帯南部の1回の活動に伴う上下変位量は6-8m程度であった可能性がある。

(4) 活動間隔

<北部>

断層帯北部では、活動間隔に関する直接的な資料は得られていない。

しかしながら、平均上下変位速度（約 1.8–2.1 m/千年）と1回の活動に伴う上下変位量（2–5 m 程度）から、断層帯北部の平均活動間隔は約 1 千–2 千 8 百年と求められる。

なお、最新活動のほかに、約 9 千 3 百年前以後、約 7 千 6 百年前以前の活動が認められているが、これが1つ前の活動であるかどうかは不明であるため、過去の複数の活動時期による平均活動間隔の推定は行わない。

以上のことから、断層帯北部の平均活動間隔は、約 1 千–2 千 8 百年であった可能性がある。

なお、2. 2 (2) で述べたように、7 世紀中葉以降に活動があったとすれば、1回の活動に伴う上下変位量が 1–2.5 m 程度となることから、平均活動間隔は約 5 百–1 千 4 百年となる。

<南部>

本堅田地点で実施された調査結果（産業技術総合研究所，2007）に基づくと、撓曲崖を挟んでの 31 層上面の標高差は 5 m 程度であり、これが最新活動に伴う変位量であると見積もられる（図 10）。一方、50f 層の標高差は約 21 m であり、最新活動と同様の変位を繰り返しているとする、50f 層は 4 回の断層変位を受けていることになる。50f 層からは約 1 万 9 千年前の ¹⁴C 年代値が得られていることから、断層帯南部の活動間隔は約 4 千 5 百–6 千年と求められる。

以上のことから、断層帯南部の活動間隔は約 4 千 5 百–6 千年であった可能性がある。

(5) 活動区間

上述のとおり、本断層帯は活動時期の違いから、断層帯北部と断層帯南部の2つの活動区間に分れて活動があったと推定される。しかしながら、本断層帯は、構成する断層がほぼ連続的に分布することから、松田 (1990) の基準に基づけば全体が1つの区間として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 1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、北西–南東方向ないしは東西方向の縮みが見られる。

また、2004 年 7 月までの 7 年間の GPS 観測結果でも、北西–南東方向ないし東西方向の縮みが見られる。

(7) 地震観測結果

本断層帯周辺の最近約 10 年間の地震観測結果によると、断層帯北部では地震活動が低調だが、断層帯南部の比良断層から堅田断層にかけてまとまった地震活動が見られる。

地震発生層の下限は断層帯北部では約 15 km、断層帯南部では約 15–20 km と推定される。本断層帯周辺で発生する地震の発震機構は、東西方向に圧力軸を持つ逆断層型が多い。

2. 3 琵琶湖西岸断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

本断層帯は、過去の活動と同様に、断層帯北部と断層帯南部の2つの区間に分かれて活動する

と推定されるが、断層帯全体が1つの区間として同時に活動する可能性もある。

断層帯北部と断層帯南部に分かれて活動する場合、断層帯北部では前述の松田（1975）の経験式（1）に基づく、マグニチュード7.1程度の地震が発生すると推定される。その際には、過去の活動と同様に、断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に2－5m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

なお、断層帯北部について、過去の活動から得られた上下変位量2－5m程度は2回分に相当し、1回の活動に伴う上下変位量は1－2.5m程度となる可能性も否定できない。

断層帯南部では、経験式（1）に基づく、マグニチュード7.5程度の地震が発生すると推定される。その際には、過去の活動と同様に、断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に6－8m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

断層帯全体（長さ約59km）が1つの活動区間として同時に活動する場合には、経験式（1）に基づく、マグニチュード7.8程度の地震が発生すると推定される。

なお、前述したように、本断層帯と花折断層帯は地下で収れんしていると推定されるため、地震発生時に両断層帯が連動して活動する可能性も否定できない。また、両断層帯の地下における関係が、本断層帯の地震規模にも影響を与える可能性も排除できないが、詳しい資料が得られていないことから、ここでは琵琶湖西岸断層帯が単独で活動する場合のみを想定することとした。

（2）地震発生の可能性

以上のように、本断層帯は断層帯北部と断層帯南部の2つの区間に分かれて活動すると推定される。

断層帯北部の平均活動間隔は約1千－2千8百年であった可能性がある。しかし、活動間隔の長さと比較して最新活動時期からの経過時間が非常に長いため、上述のような規模の地震が発生する長期確率を通常の評価で用いている更新過程ではなく、特殊な更新過程であるポアソン過程（地震の発生時期に規則性を考えないモデル）を適用して求めた。信頼度の低い平均活動間隔を用いた計算であることに十分留意する必要があるが、断層帯北部では、平均活動間隔が約1千－2千8百年であった可能性があることを基に、ポアソン過程を適用して地震発生確率を求めると、今後30年以内、50年以内、100年以内、300年以内の地震発生確率は、それぞれ1％－3％、2％－5％、4％－10％、10％－30％となる（表2）。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯北部は、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。

なお、通常の活断層評価で用いている更新過程によると、最新活動時期が約2千8百年前以後、約2千4百年前以前の可能性があり、平均活動間隔が約1千－2千8百年の可能性があるので、30年確率のとり得る範囲は3％－20％となる。

また、2.2（2）および2.2（4）で述べたように、最新活動時期を7世紀中葉以後、19世紀初頭以前、平均活動間隔を約5百－1千4百年とすれば、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2％－6％、4％－10％、7％－20％、20％－50％となる。

断層帯南部では、過去の活動に基づく平均活動間隔が約4千5百－6千年、最新活動時期が1185年（元暦2年）の地震と求められていることから、平均活動間隔に対する現在の地震後経過

率は、0.1–0.2 となる。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、いずれもほぼ 0% となり、現在までの集積確率もほぼ 0% となる。表 3 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。

断層帯全体が同時に活動する場合の確率は、断層帯南部が単独で活動する場合の確率を超えないものと考えられる。

3. 今後に向けて

今回の評価では、過去の活動時期の違いから断層帯を 2 つの活動区間に区分することができた。また、琵琶湖西岸断層南部については、最新活動時期を特定することができた。しかしながら、琵琶湖西岸断層帯北部については将来の地震発生確率を絞り込むまでには至らなかった。このため、断層帯北部に関しては、最新活動時期をさらに特定するための調査を行い、地震発生確率の信頼度を高める必要がある。

また、本断層帯とその西側を並走する三方・花折断層帯は深部で収れんしていると推定される。この場合、両断層帯の関係は、琵琶湖西岸断層帯が逆断層成分、三方・花折断層帯が横ずれ成分を受け持つすべり分割 (slip partitioning) モデルで説明できると考えられる。しかし、両断層帯は完全に並走している訳ではなく、活動区間の境界は一致しない。また、震源断層の位置・形状は、京都盆地の揺れの予測に大きく影響するが、地下深部の傾斜については明らかになっていない。さらに、過去の活動履歴からは両断層帯は別々の時期に活動してきたと考えられるが、両断層帯が同時に活動する可能性も否定できない。このため、すべり分割モデルに基づいて両断層帯の位置関係や活動履歴を説明することが可能であるか検討した上で、両断層帯の関係を明らかにする必要がある (図 1–2)。

注 12：岡田・東郷編 (2000) では、地域名として単に「小関越」となっている。ここでは「断層」を名称の後ろにつけた。

注 13：「変位」を、1 ページの本文及び 6 ページの表 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 14：始良 Tn 火山灰層の降下年代値は、日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996)、小池・町田編 (2001) 等から、25,000 年 BP とし、暦年補正して約 2 万 8 千年前とした。

注 15：炭素同位体年代については、Ramsey (1995, 2001) 及び Reimer et al. (2004) に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の数値を示した。

注 16：鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰の年代について、本評価では町田・新井 (2003) に従い暦年補正した年代値として約 7 千 3 百年前を用いた。

文 献

- 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.
- 大長昭雄・松田時彦 (1982) : 寛文二年の近江の地震－地変を語る郷帳. 萩原尊禮編「古地震－歴史資料と活断層からさぐる」. 東京大学出版会, 203-230.
- Horie,S. and Tanaka,S. (1983): On the investigation of the lake basin structure by air gun method (11). *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, **11**, 5-10.
- 池邊展生 (1933) : 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, **20**, 4, 241-260.
- 今津町史編集委員会 (1997) : 「今津町史第1巻 古代・中世」. 今津町, 467p.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) : 「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.
- 石橋克彦 (1999) : フィリピン海スラブ内で発生した 1819 (文政二) 年近江地震. 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, As-005.
- 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 (2003a) : 「琵琶湖西岸断層帯の評価」. 21p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003b) : 「三方・花折断層帯の評価」. 26p.
- 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.
- 金田平太郎・木下博久・小松原琢 (2007) : 群列ジオスライサー調査による伏在活断層の活動時期解明－琵琶湖西岸断層帯南部, 堅田断層の最新活動と 1185 年元暦京都地震. 日本第四紀学会講演要旨集, **37**, 134-135.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層－分布図と資料－」. 東京大学出版会, 437p.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) : 「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, 437p.
- 小松原琢 (2006) : 琵琶湖西岸断層帯の変位量分布. 月刊地球, 号外, **54**, 165-170.
- 小松原琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太 (1998a) : 琵琶湖西岸活断層系・饗庭野断層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), 125-136.
- 小松原琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松木宏彰・新見 健・吉村辰朗・井上 基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・関司高志・横井川博之 (1998b) : 琵琶湖西岸活断層系北部, 饗庭野断層の第四紀後期の活動. 地質調査所月報, **49**, 447-460.
- 小松原琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・新見 健・間野道子・吉村辰朗・井上 基・葛原秀雄・関司高志・中村美重・横井川博之 (1999) : 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴. 地震, 第 2 輯, **51**, 379-394.
- 小松原琢・水野清秀・松山紀香 (2001) : 琵琶湖西岸活断層系南部, 特に堅田断層の補備調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.1, 115-131.
- 小松原琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根 久 (2002) : 琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.2, 91-107.

- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 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.
- 宮内崇裕・岡田篤正・堤 浩之・東郷正美・平川一臣 (2005) : 1:25,000 都市圏活断層図「北小松」. 国土地理院技術資料, D.1-No.449.
- 水野清秀・小松原琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史 (1997) : 琵琶湖西岸断層系の活動性調査. 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), 23-35.
- 水野清秀・小松原琢 (1999) : 琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津-高島沖湖底断層の補備調査. 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), 215-224.
- 水野清秀・小松原琢 (2002) : 琵琶湖西岸断層系南部の最新活動時期. 日本地質学会 109 年学術大会予稿集, 200-200.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 (2007) : 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度) 成果報告書, 822p.
- 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.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996) : 「第四紀露頭集ー日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- 西山昭仁 (1998) : 元暦二年 (1185) 京都地震の被害実態と地震直後の動静. 歴史地震, **14**, 18-44.
- 西山昭仁 (2000) : 元暦二年 (1185) 京都地震における京都周辺地域の被害実態. 歴史地震, **16**, 163-184.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都東南部」. 国土地理院技術資料, D.1-No.333.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (2009) : 1:25,000 都市圏活断層図「京都東北部」. 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.
- 岡村 眞・佐藤比呂志・隈元 崇・堤 昭人・嶋本利彦・東郷正美・植村善博・松田時彦・露口耕治 (1992) : 琵琶湖湖底活断層の音波探査 (予報). 活断層研究, **10**, 53-64.
- 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.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 寒川 旭・杉山雄一・八木浩司・奥村晃史 (1982) : 比良山地東麓南部の活構造. 第四紀学会講演要旨集, **12**, 82-83.

- 寒川 旭・佃 栄吉 (1987) : 琵琶湖西岸の活断層と寛文 2 年 (1662 年) の地震による湖岸地域の水没. 地質ニュース, **390**, 13-17.
- 産業技術総合研究所 (2007) : 琵琶湖西岸断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象活断層の追加・補完調査」報告書. No.-H18-5, 24p.
- 滋賀国道事務所 (2004) : 第 1 回滋賀国道地震防災検討委員会資料. (2004 年 5 月 31 日開催)
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原 琢・七山 太・荻谷愛彦・吾妻 崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦 (1999) : 近畿三角地帯における主要活断層の調査結果と地震危険度. no.EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 285-309.
- 竹村恵二・鬼木史子・岡田篤正・水野清秀・小松原琢・七山 太 (1997) : 琵琶湖西岸, 堅田断層の第四紀後期における地殻変動. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨集, 300-300.
- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正 (1996) : 琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査. 活断層研究, **15**, 23-36.
- 東郷正美 (1971) : 饗庭野台地の変形について. 地理学評論, **44**, 194-200.
- 東郷正美 (2000) : 「微小地形による活断層判読」. 古今書院, 206p.
- 東郷正美・佐藤比呂志・岡田篤正・松山紀香 (1997) : 1994 年堅田断層 (比叡辻地区) トレンチ調査. 活断層研究, **16**, 53-58.
- 辻村太郎 (1929) : 「日本地形誌」. 古今書院, 455p.
- 辻村太郎 (1942) : 「断層地形論考」. 古今書院, 83p.
- 堤浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司 (2005) : 1:25,000 都市圏活断層図「熊川」. 国土地理院技術資料, D.1-No.449.
- 植村善博 (2004) : 近江盆地・琵琶湖周辺の台地と丘陵. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編「日本の地形 6 近畿・中国・四国」. 東京大学出版会, 60-62.
- 植村善博・太井子宏和 (1990) : 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷. 地理学評論, **63**, 722-740.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本地震被害総覧 [416] -2001」. 東京大学出版会, 605p.
- 山崎直方・多田文男 (1927) : 琵琶湖付近の地形と其の地体構造につきて. 地震研究所彙報, **2**, 85-108.
- 吉岡敏和・宮下由香里・杉山雄一 (2000) : 琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履歴調査. 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), 119-126.

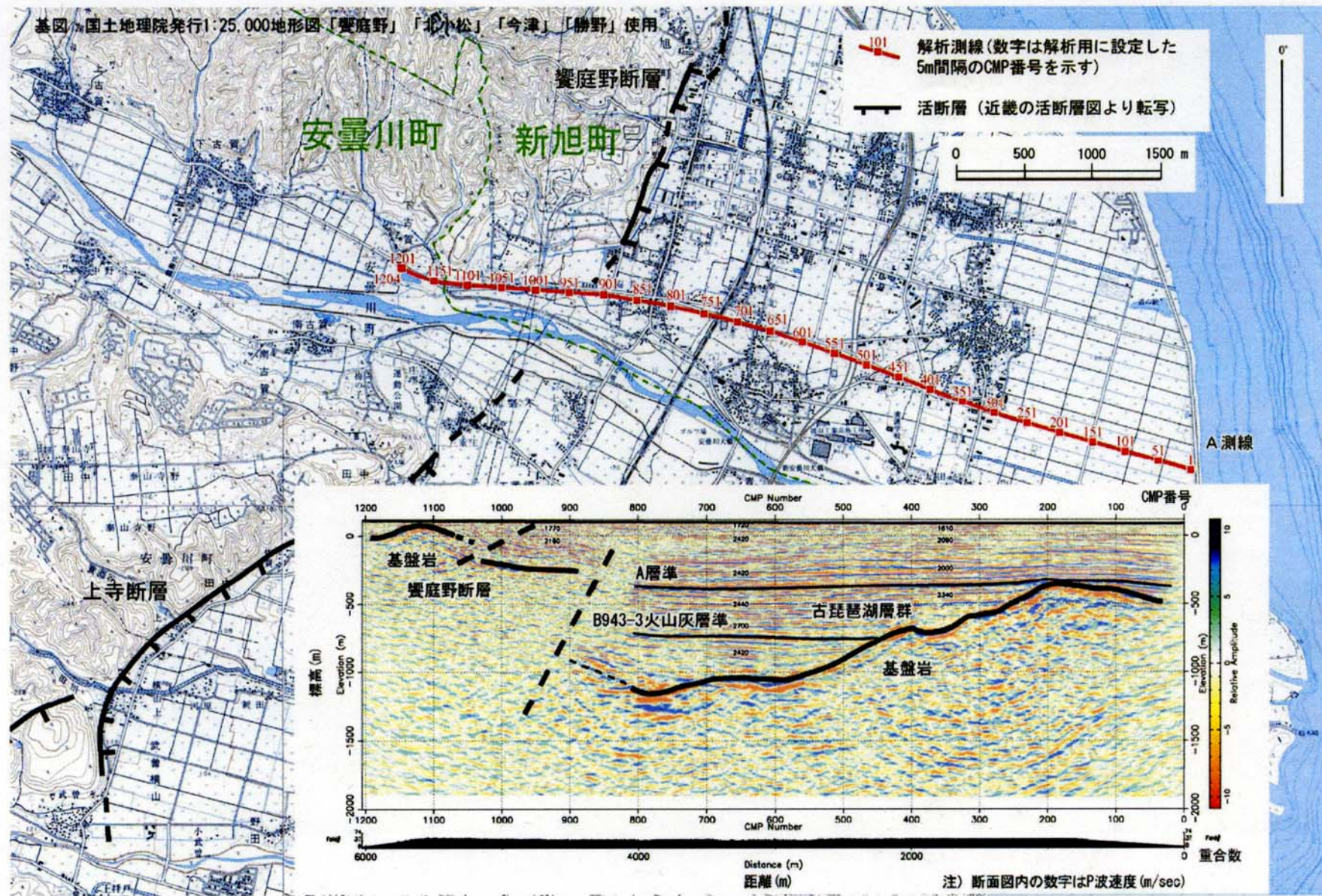


図3 安曇川沿いで実施された反射法弾性波探査測線 (滋賀国道事務所, 2004)

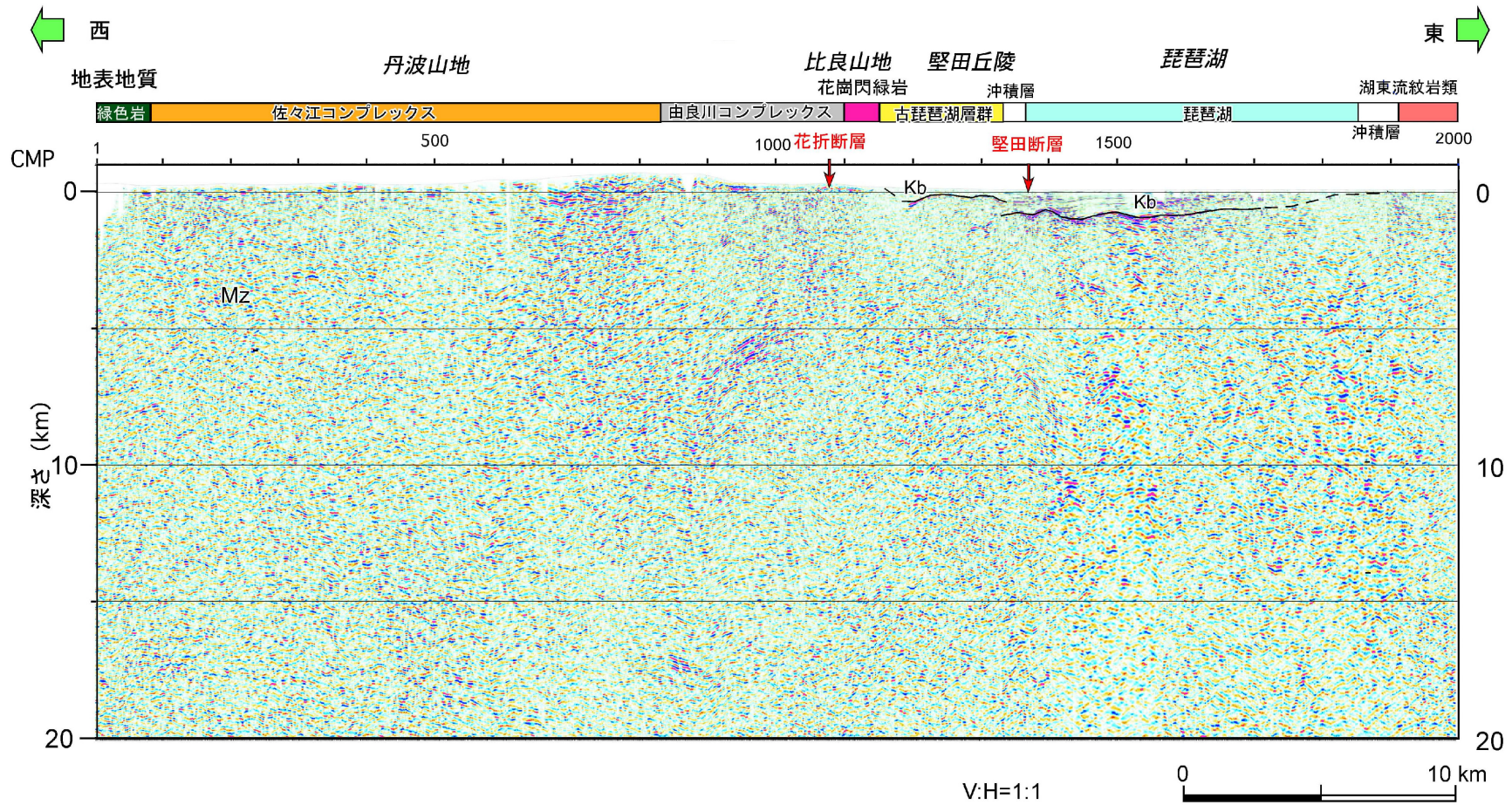
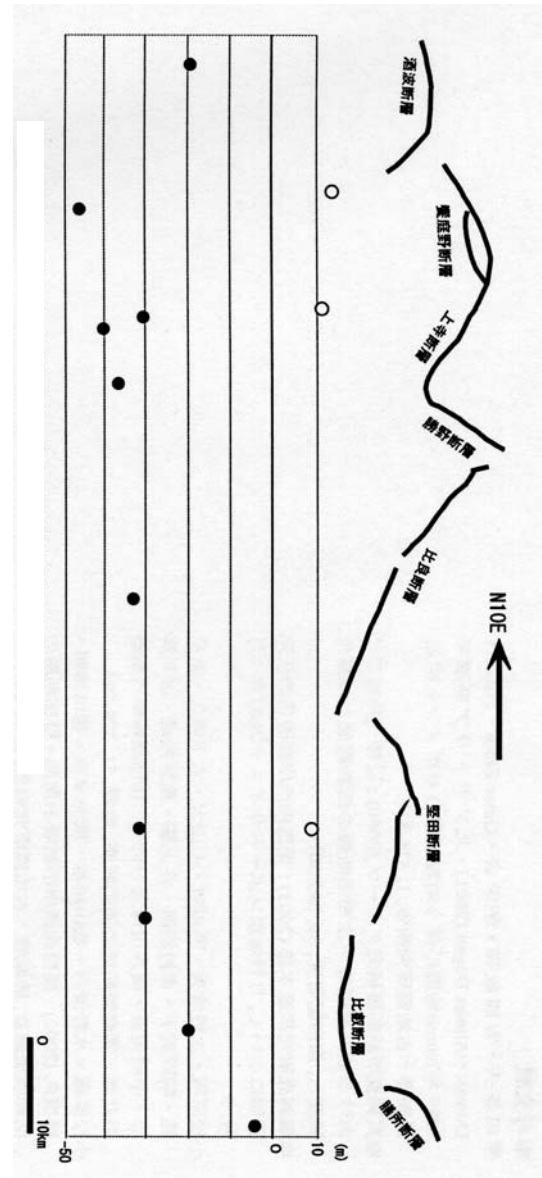
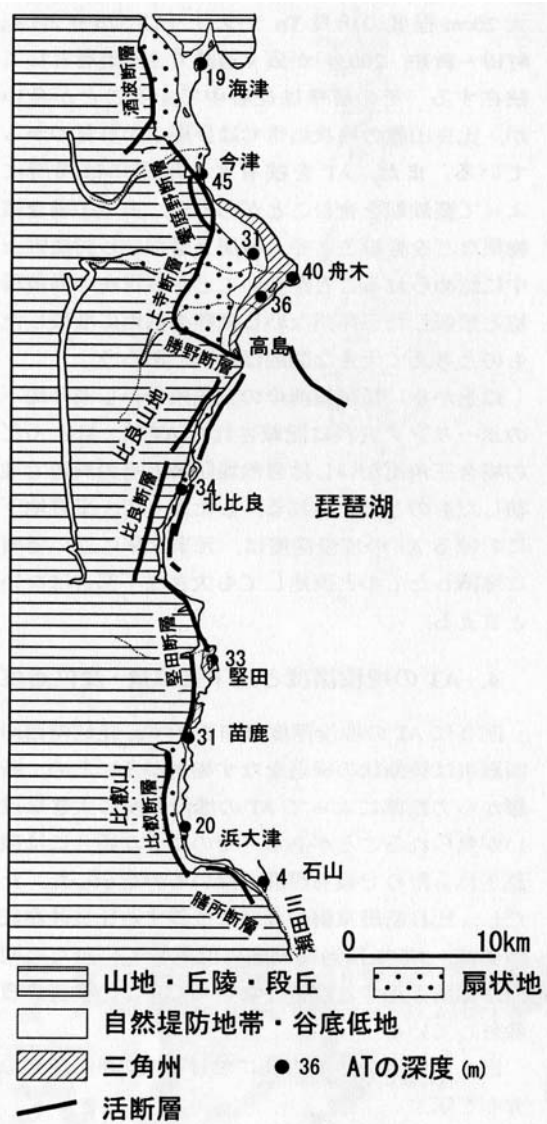
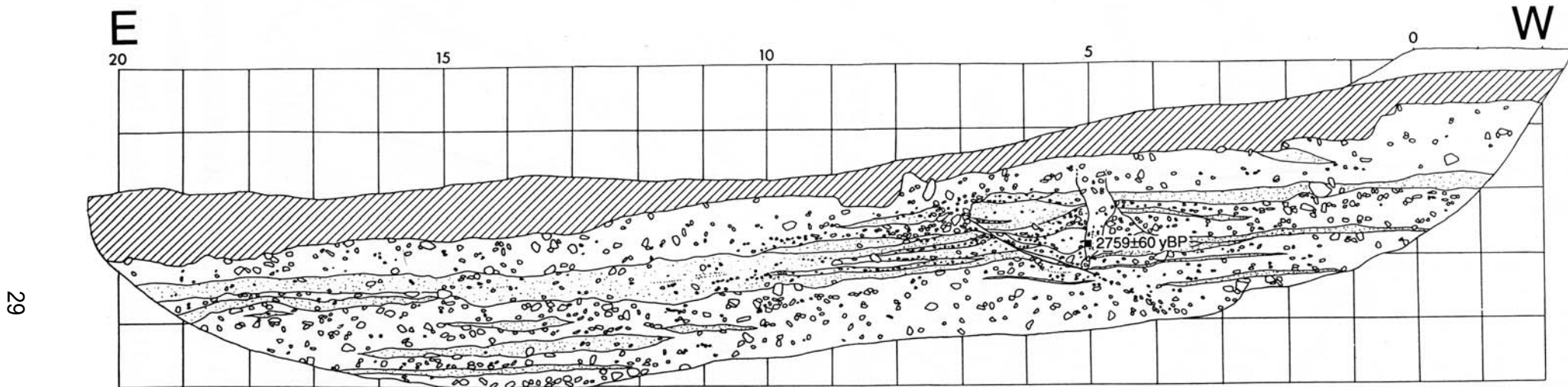


図4 丹波山地から琵琶湖を横切る反射法弾性波探査断面(文部科学省ほか、2007)を改編



- 隆起量 (AT を表土中に含む最低位の段丘面の断層隆起側における上下変位量)
 - AT の埋没深度
- 両者の比高が AT 降下以降の上下変位を示す

図5 琵琶湖西岸断層帯と AT の埋没量と上下変位量の分布 (小松原, 2006)



年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。暦年補正すると以下ようになる。
 (紀元後は世紀単位で表示。また、紀元前は100年単位で四捨五入して表示)

2759 ± 60 → 約3千-2千8百年前

図6 石庭トレンチ南側壁面スケッチ (吉岡ほか, 2000)

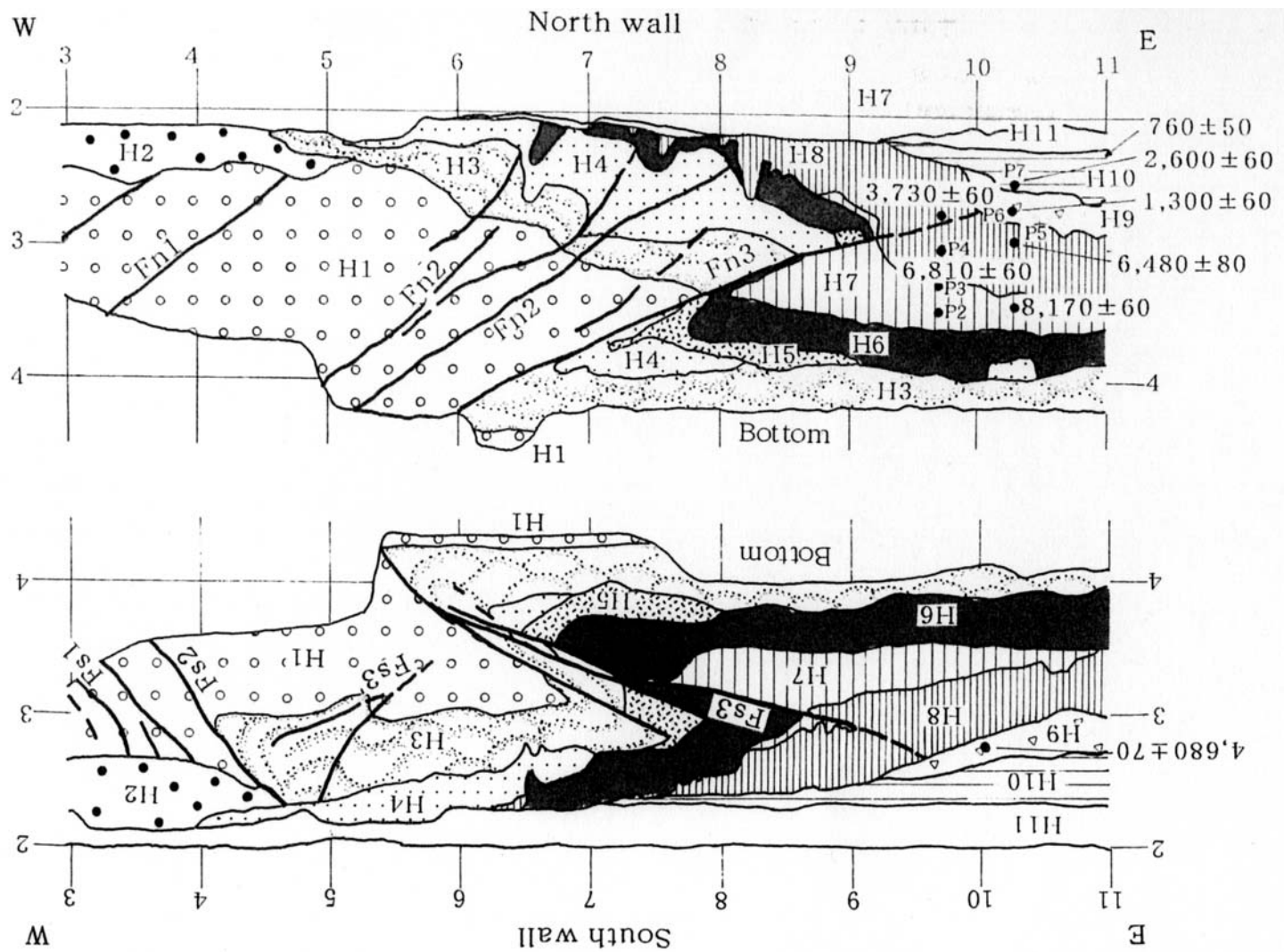


図7 弘川トレンチ概要図 (小松原ほか, 1999)

年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。暦年補正すると以下ようになる。
 (紀元後は世紀単位で表示。また、紀元前は100年単位で四捨五入して表示)

760 ± 50	→	13世紀	2600 ± 60	→	約2千8百-2千6百年前
1300 ± 60	→	7-8世紀	3730 ± 60	→	約4千2百-4千年前
6480 ± 80	→	約7千5百-7千4百年前	6810 ± 60	→	約7千7百-7千6百年前
8170 ± 60	→	約9千3百-9千1百年前	4680 ± 70	→	約5千6百-5千4百年前

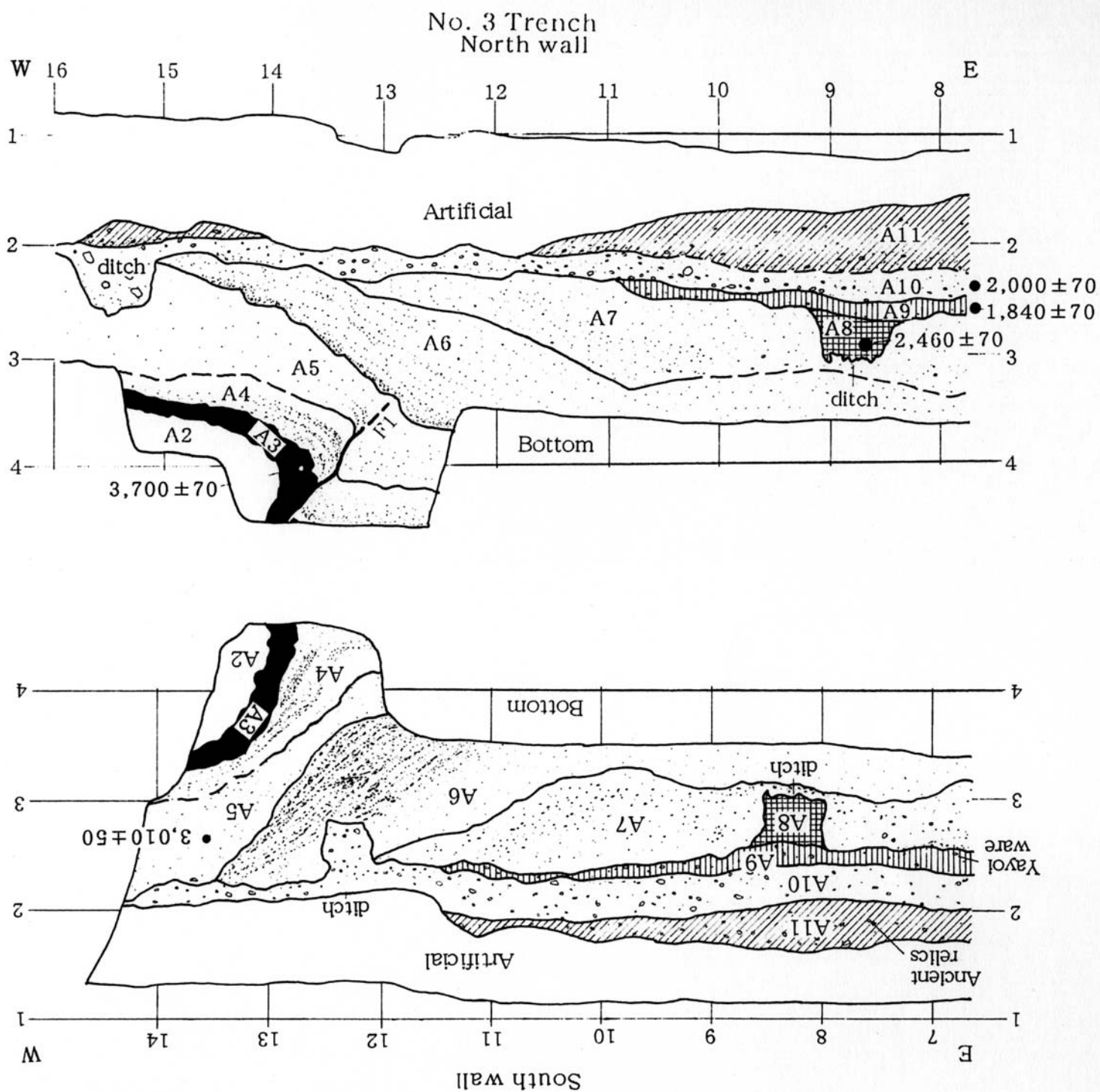


図8 饗庭トレンチ概要図（小松原ほか，1999）

年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。暦年補正すると以下ようになる。
 （紀元後は世紀単位で表示。また、紀元前は100年単位で四捨五入して表示）

- | | | | | | |
|---------|---|--------------|---------|---|------------------------|
| 2000±60 | → | 約2千1百年前－1世紀 | 1840±70 | → | 1－3世紀 |
| 2460±70 | → | 約2千8百－2千4百年前 | 3700±70 | → | 約4千2百－4千年前 |
| 3010±50 | → | 約3千4百－3千1百年前 | | | |
| 2810±70 | → | 約3千1百－2千9百年前 | | | (No. 2トレンチA4層で得られた年代値) |

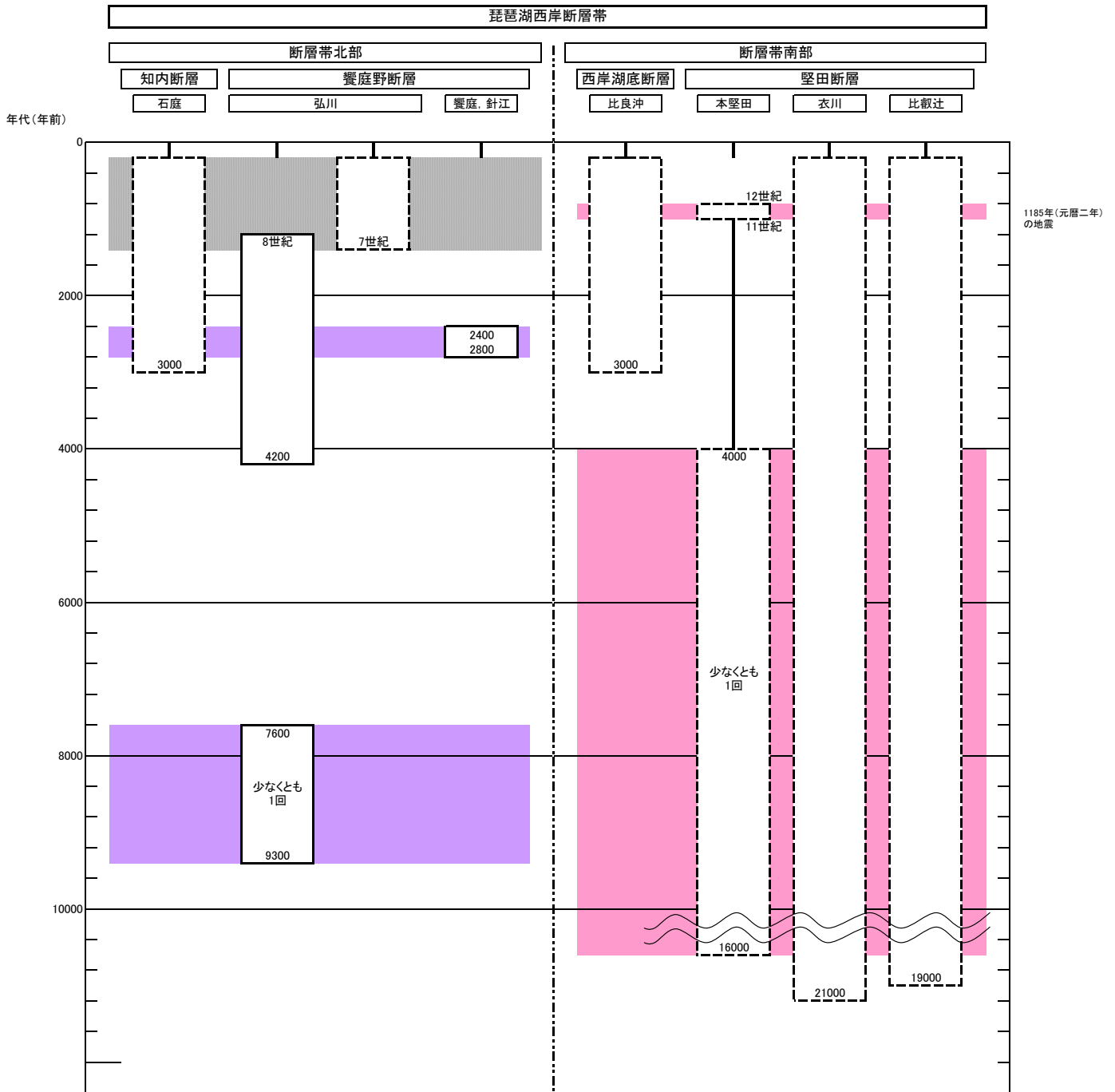


図9 琵琶湖西岸断層帯の活動の時空間分布図

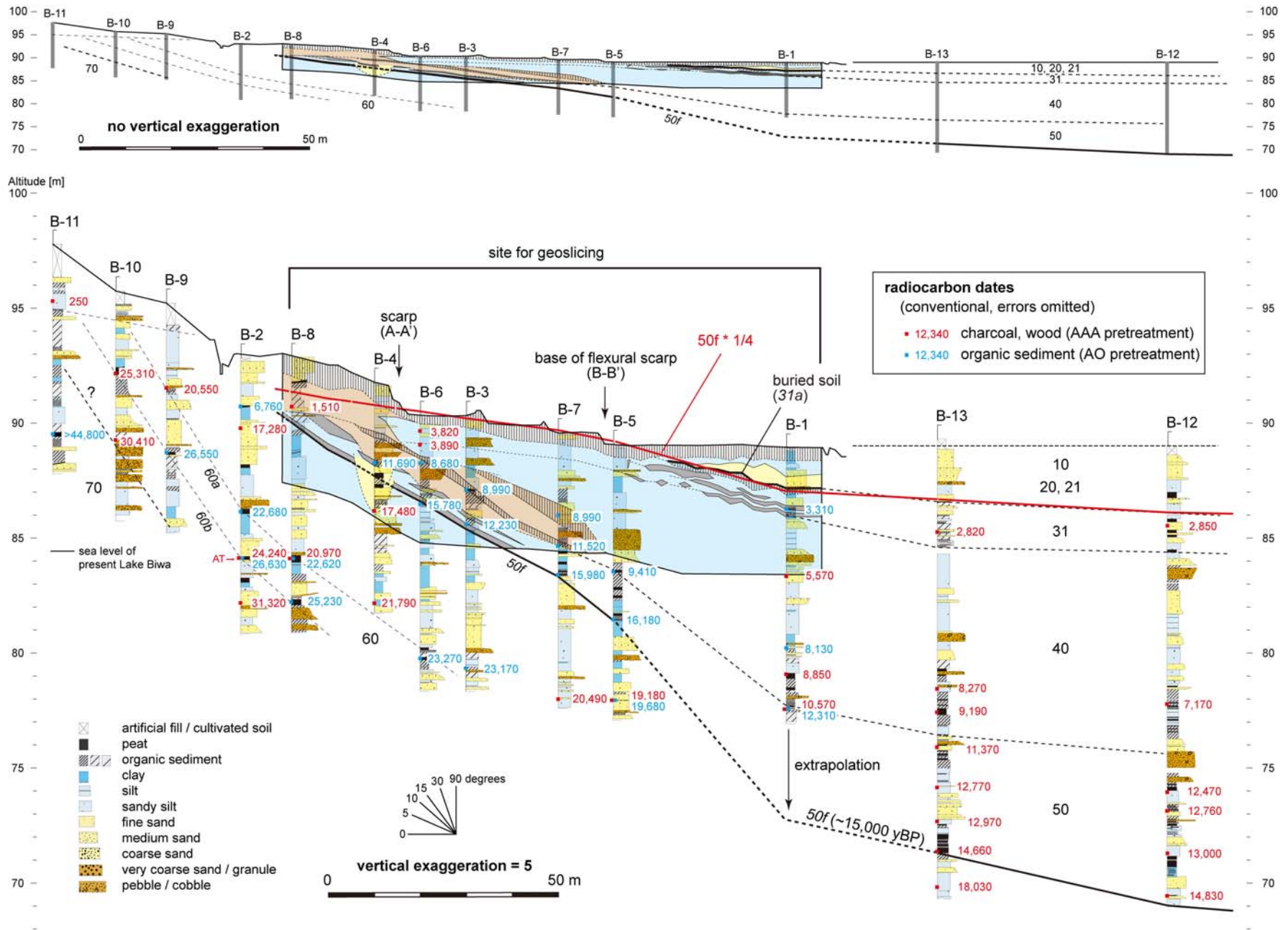


図10 本堅田地点全体の推定地質断面図（産業技術総合研究所，2007）

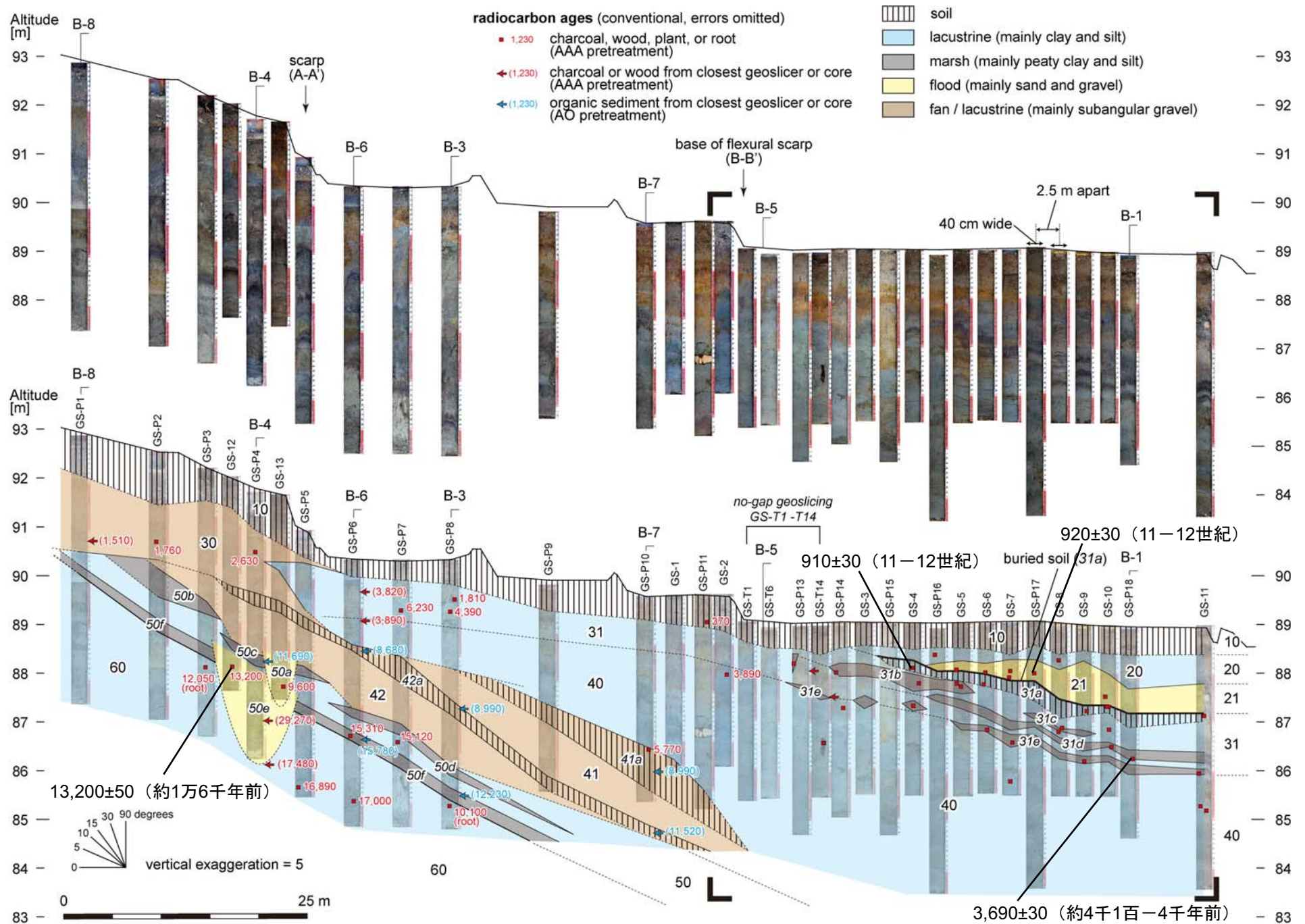


図11 本堅田地点におけるジオスライサー調査から推定された地質断面図 (産業技術総合研究所, 2007)

図の範囲は図10を参照。

表3 琵琶湖西岸断層帯（南部）の将来の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.1-0.2	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%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%	
集積確率	ほぼ0%	
指標（1）経過年数比	マイナス3千4百年-マイナス2千3百年 0.2-0.3	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（2001）参照。
指標（2）	ほぼ0	
指標（3）	ほぼ0%	
指標（4）	ほぼ0	
指標（5）	0.0002	

評価時点はすべて2009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：当該断層帯に起因する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。

琵琶湖西岸断層帯（南部）の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険率は、6千分の1-4千5百分の1（0.0002）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、評価時点では十万分の1以下（ほぼ0）であり、時間とともに増加する。この場合、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今後2千3百-3千4百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年間あたりの地震発生回数）。

附表

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〉

琵琶湖西岸断層帯については、産業技術総合研究所（2007）によりジオスライサー調査などが実施され、新たな知見が得られたことから、これに基づき再検討を行い、過去の活動履歴などについて改訂を行った。

以下に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、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。

琵琶湖西岸断層帯の評価についての新旧対比表

項 目	前回の評価 (平成 15 年 6 月 11 日公表)		今回の評価 (平成 21 年 8 月 27 日公表)	
長さ	約 59 km	◎	全体：約 59 km	◎
			北部：約 23 km	○
			南部：約 38 km	○
平均的なずれの速度	1.1－1.6 m／千年 (上下成分)	△	北部：約 1.8－2.1 m／千年 (上下成分) 南部：約 1.4 m／千年 (上下成分)	△ △
最新活動時期	約 2800 年前以後、 約 2400 年前以前	△	北部：約 2800 年前以後、 約 2400 年前以前 南部：1185 年の地震 (11 世紀以後、12 世紀以前)	△ △
平均活動間隔	約 1900－4500 年	△	北部：約 1000－2800 年 南部：約 4500－6000 年	△ △
1 回のずれの量	3－5 m 程度 (上下成分)	△	北部：2－5 m 程度 (上下成分) 南部：6－8 m 程度 (上下成分)	△ △
地震の規模 (マグニチュード)	7.8 程度	○	全体：7.8 程度	○
			北部：7.1 程度	○
			南部：7.5 程度	○
地震発生確率 (30 年)	0.09%－9% [BPT]	c	北部：1%－3% [ポアソン] 南部：ほぼ 0% [BPT]	d c
地震後経過率	0.5－1.5		北部：－ 南部：0.1－0.2	

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、注 9 を参照のこと。