

琵琶湖西岸断層帯の長期評価について

平成15年6月11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、これまでに陸域の活断層として、34断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、琵琶湖西岸断層帯について現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、とりまとめた。

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

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. 琵琶湖西岸断層帯の位置及び形状

琵琶湖西岸断層帯は、滋賀県高島郡マキノ町から大津市に至る断層帯である。全体として長さは約59kmで、北北東-南南西方向に延びており、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、2及び表1）。

2. 断層帯の過去の活動

琵琶湖西岸断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、概ね1.1-1.6m/千年程度であった可能性がある。

本断層帯は平均して、約1千9百-4千5百年の間隔で活動した可能性がある。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、活動時には断層の西側が東側に対して相対的に3-5m程度隆起した可能性がある（表1）。

3. 断層帯の将来の活動

琵琶湖西岸断層帯は、断層帯全体が1つの区間として活動し、マグニチュード7.8程度の地震が発生すると推定される（表1）。また、その時、断層近傍の地表面では西側が東側に対して相対的に約3-5m程度高まる段差や撓（たわ）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。本評価で得られた地震発生長期確率には幅があるが、その最大値をとると、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（注1、2）。

4. 今後に向けて

本断層帯の過去の活動時期や平均活動間隔については、精度のよい数値が得られていない。また、平均的なずれの速度や1回のずれの量なども同様であり、これら過去の活動に関して精度のよい資料を得る必要がある。さらに、本断層帯とその西側を並走する花折断層帯の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。

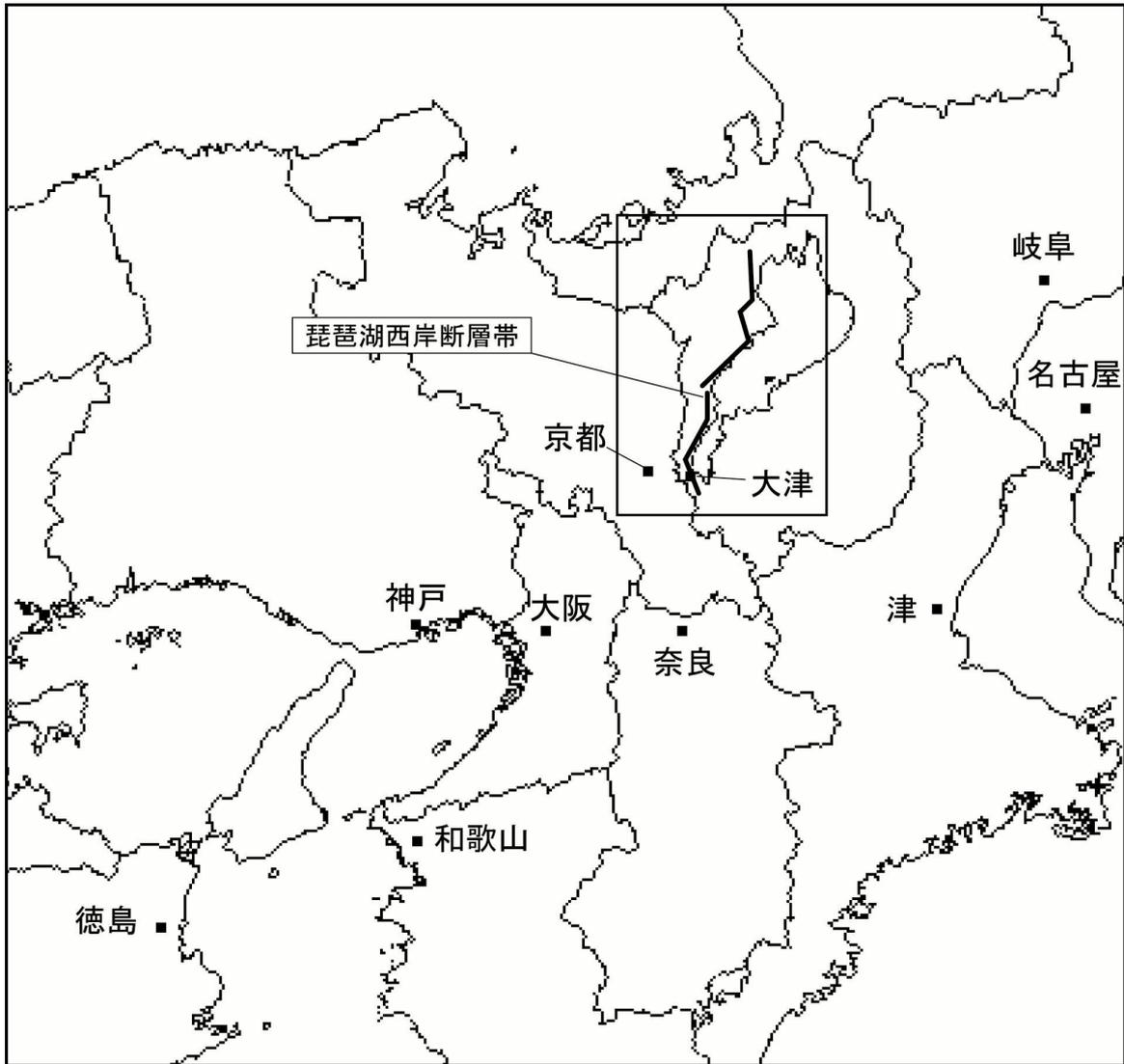


図 1 - 1 琵琶湖西岸断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

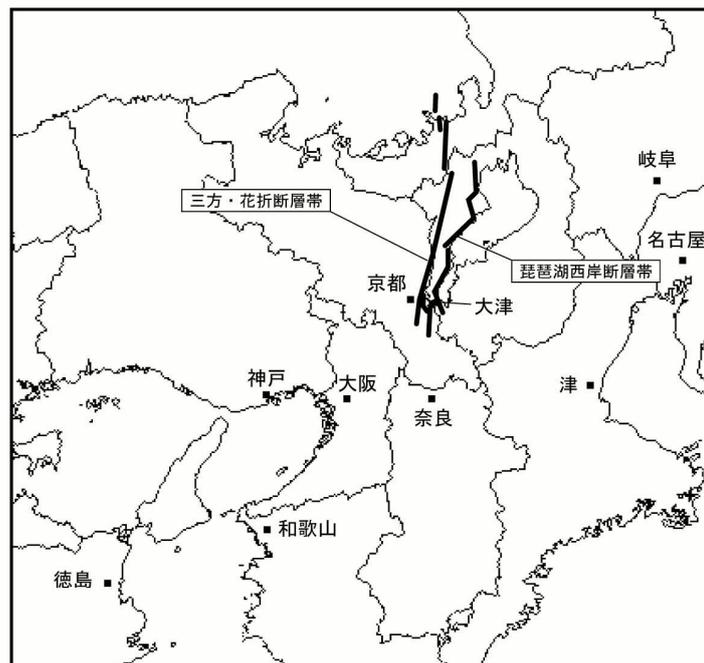


図 1 - 2 琵琶湖西岸断層帯と三方・花折断層帯の位置関係概略図



図2 琵琶湖西岸断層帯の活断層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 : 針江付近 5 : 比良沖地点
 6 : 真野地点 7 : 衣川地点 8 : 比叡辻地点 A : 文献 6

活断層の位置は文献 4 及び文献 8 に基づく。

◎ : 断層帯の北端と南端

基図は国土地理院発行数値地図200000「岐阜」, 「名古屋」, 「宮津」及び「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 3)	根 拠 (注 4)
1. 断層帯の位置・形状			
(1) 琵琶湖西岸断層帯を構成する断層	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、西岸湖底断層		文献 4 による。
(2) 断層帯の位置・形状	<p>地表における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯の位置 （北端）北緯 35° 29′ 東経 136° 02′ （南端）北緯 34° 58′ 東経 135° 54′ 長さ 約 59km</p> <p>地下における断層帯の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ</p> <p>上端の深さ 0 km</p> <p>一般走向 N10° E</p> <p>傾斜 西傾斜</p> <p>幅 不明</p>	<p>◎</p> <p>◎</p> <p>○</p> <p>◎</p> <p>◎</p> <p>◎</p>	<p>文献 4 による。数値は図 2 から計測。形状は図 2 を参照。</p> <p>上端の深さが 0 km であることから推定。</p> <p>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）。</p> <p>傾斜は、文献 6 に示された反射法弾性波探査結果などから推定。幅は不明であるが、地震発生層の下限の深さは北部で約 15km、南部で約 15-20km。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層	◎	文献 2、6、7 などに示された地形、地質の特徴、反射法弾性波探査結果による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	1. 1-1.6m/千年（上下成分）	△	文献 2、5 による。
(2) 過去の活動時期	活動 1（最新活動時期） 約 2 千 8 百年前以後—約 2 千 4 百年前以前 (注 5)	△	文献 3 に示された資料から推定。 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： 3－5m (上下成分) (注5) 平均活動間隔：約1千9百－4千5百年 (注5)	△ △	文献3に示された資料から推定。 平均的なずれの速度と1回のずれの量から推定。
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層帯の形状から推定。
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：断層帯全体で1区間 地震の規模：マグニチュード7.8程度 ずれの量：概ね3－5m程度(上下成分) (注5)	○ ○ △	断層帯の形状から推定。 断層帯の長さから推定。ずれの量は過去の活動及び断層帯の長さから推定。

表2 将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注6)	信頼度 (注7)	備考
地震後経過率(注8)	0.5 － 1.5	c	発生確率及び集積確率は文献1による。
今後30年以内の地震発生確率	0.09% － 9%		
今後50年以内の地震発生確率	0.2% － 20%		
今後100年以内の地震発生確率	0.3% － 30%		
今後300年以内の地震発生確率	2% － 60%		
集積確率(注9)	0.5% － 90%より大		

注1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層帯のうち、2001年4月時点で調査結果が公表されているものについて、その資料を用いて今後30年間に地震が発生する確率を試算すると概ね以下になると推定される。

98断層帯のうち約半数の断層帯：30年確率の最大値が0.1%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が3%以上

(いずれも2001年4月時点での推定。確率の試算値に幅がある場合はその最大値を採用) この統計資料を踏まえ、地震調査委員会の活断層評価では、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年間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

注2：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率(うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001)による暫定値)は以下のとおりである。

地震名	地震を引き起こした活断層	地震発生直前の30年確率(%)	地震発生直前の集積確率(%)	断層の平均活動間隔(千年)
1995年兵庫県南部地震(M7.3)	野島断層(兵庫県)	0.4%—8%	2%—80%	約1.8—約3.0
1858年飛越地震(M7.0—7.1)	跡津川断層(岐阜県・富山県)	ほぼ0%—10%	ほぼ0%—90%より大	約1.9—約3.3
1847年善光寺地震(M7.4)	長野盆地西縁断層(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1千年の場合は30年確率の最大値は20%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

注4：文献については、14, 15 ページに示す以下の文献。

- 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(1998a)
- 文献3：小松原ほか（1999）
- 文献4：岡田・東郷編（2000）
- 文献5：竹村ほか（1997）
- 文献6：戸田ほか（1996）
- 文献7：東郷（1971）
- 文献8：水野ほか（1997）

注5：この評価では、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3—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9百—2千3百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、地震後経過率は0.09—1.6となる。また、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%—20%、ほぼ0%—30%、ほぼ0%—50%、ほぼ0%—90%となり、現在までの集積確率はほぼ0%—90%より大となる。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6：評価時点はすべて2003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7：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8：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると1.0となる。今回の評価の数字で、0.5は2千4百年を4千5百年で割った値であり、1.5は2千8百年を1千9百年で割った値。

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. 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)などとして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(1997a, b)、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、また、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。また、東郷(2000)は空中写真判読により、本断層帯北部の饗庭野断層及び勝野断層付近の活動について述べている。

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。

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二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、本断層帯を一つの起震断層としている。本断層帯付近の活断層の位置は、活断層研究会(1991)、岡田ほか(1996a, b)、岡田・東郷編(2000)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 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郡マキノ町から大津市に至る断層帯である(図1、2)。活断層研究会(1991)、岡田・東郷編(2000)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系により構成される。

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10)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及び名称は、岡田・東郷編(2000)によった。松田(1990)は本断層帯を饗庭野断層帯と琵琶湖西岸断層帯の二つの起震断層に区分しているが、岡田・東郷編(2000)などの最近の資料によれば、地表トレースは連続している。したがって、松田(1990)の定義にしたがいここでは全体を一つの起震断層と考えることとした。

(2) 断層面の位置、形状

本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59km、N10°Eとなる。

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0kmとした。

断層面は、トレンチ壁面に認められる断層の傾斜や本断層帯で行われている戸田ほか(1996)などによる反射法弾性波探査の結果などから西に傾斜していると考えられる。

地震発生層の下限の深さは、後述のように断層帯の北部では約 15km、南部では約 15–20km であるが、断層面の傾斜が得られていないため、断層面の幅は不明である。

琵琶湖西岸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。琵琶湖西岸断層帯は西に傾斜していると推定されることから、地下では両者の断層面が近接している可能性があるが、地下の形状等を示すデータは得られていないため詳細は不明である。

(3) 断層の変位の向き（ずれの向き）（注 11）

(2) で述べたように琵琶湖西岸断層帯は西に傾斜する断層帯である。また、東郷 (1971)、小松原ほか (1998a, 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 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 11）

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。

- a) 小松原ほか (1998a) は、石田川流域において、饗庭野断層の西側（隆起側）に分布する段丘面（奥山面）を構成する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、断層低下側で今津町史編纂委員会 (1997) によりボーリングで確認された始良 Tn 火山灰の産出層準との高度差を 45m とし、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 (1998a) は、始良 Tn 火山灰の降下年代を 24000yBP としているが、これを暦年補正して約 2 万 8 千年前（注 12）とすれば、平均上下変位速度は約 1.6m/千年となる。
- b) 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 1.5m/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 1.2m/千年となるとした。竹村ほか (1997) は始良 Tn 火山灰の年代を約 25000 年前としているが、これを暦年補正して約 2 万 8 千年前とすると、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 1.1–1.3m/千年となる。
- c) 活断層研究会 (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 0.5m/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 0.3m/千年と記載している。

以上のうち、c) は他に比べ数値が小さいが、より新しい資料である a)、b) に基づくと、本断層帯の平均上下変位速度は 1.1–1.6m/千年程度であった可能性がある。

(2) 活動時期

本断層帯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，1998；小松原ほか，1999）、西岸湖底断層の比良沖地点、堅田断層の真野地点、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。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。

a) 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郡マキノ町石庭西方の新时期扇状地

上においてトレンチ調査を実施した（図3）。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年代値から、断層活動が約3千年前（注13）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。

b) 饗庭野断層 弘川地点

石田川右岸に位置する滋賀県高島郡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4）。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層前とすれば、両層から得られた¹⁴C年代値から、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—1.6mであるのに対し、H8層基底では約0.5—0.7m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¹⁴C年代値から、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。また、小松原ほか（1999）は、本トレンチから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。

c) 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断層に沿う高島郡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，1998b，1999）。本トレンチ地点は、弘川トレンチ地点から約5km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5）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には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みえるが、A6層の¹⁴C年代値は別のトレンチから得られているのみで、しかも小松原ほか（1999）は、この年代値を得た試料は小さな炭試料から得られたものであるため信頼性が低いとしており、また、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）にしたがえば、本トレンチ地点におけるA4層とA8層から得られた¹⁴C年代値から、この活動は約3千年前以後、約2千4百年前以前にあったと推定される。

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4m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¹⁴C年代値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。

d) 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位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 1.4m 前後上下方向に変位する段丘面と 0.8m 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 8200 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がほとんどみられない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。

e) 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 14）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すれば、その活動時期はおおよそ 3 千年前以後である可能性がある。

f) 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。

水野ほか（1997）により大津市衣川の堅田断層で行われたトレンチ調査では、約 2 万年前の年代値を示す地層が傾斜しているのが認められた。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。

また、東郷ほか（1997）は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 年代値から、活動時期は約 1 万 9 千年前以後となる。

○先史時代・歴史時代の活動

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。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示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し、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た。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（1996）は、この地震の規模をマグニチュード $7.1/4-7.6$ 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なく、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、この地震の際に比叡断層などが活動しこれ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。

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（1996）は、被害の分布からこの地震の規模をマグニチュード $7.1/4 \pm 1/4$ 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。

以上のように、堅田断層以南においては過去の活動時期に関する十分な地形・地質的資料が得られていないが、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6のようになる。図6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別な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可能性のある大きな地震はなく、少なくともこの地震以後約2百年間は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。

以上のことから、本断層帯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活動があった可能性がある。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。

（3）1回の変位量（ずれの量）（注11）

小松原ほか（1999）は、針江地点の埋没林の分布深さ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、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として、1回の活動における饗庭野断層の上下変位量を、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。

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、一方、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）の結果を用いることとし、本断層帯の1回の活動における上下変位量は3-5m程度と評価した。

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1.5-2.5mとなる。

（4）活動間隔

本断層帯における平均上下変位速度は1.1-1.6m/千年程度、1回の活動に伴う上下変位量が3-5mであった可能性があることから、本断層帯の平均活動間隔は1900-4500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、本断層帯の平均活動間隔は、約1千9百-4千5百年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、1回の活動に伴う上下変位量が1.5–2.5mとなることから、平均活動間隔は約9百–2千3百年となる。

(5) 活動区間

本断層帯では、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と推定される。

(6) 測地観測結果

最近約100年間及び1985年からの約10年間の測地観測結果によると、東–西ないし北西–南東方向の縮みがみられる。最近4年間のGPS観測結果では、東–西方向の縮みがみられる。

(7) 地震観測結果

本断層帯の周辺の地震活動は、北部では低調であるが、南部では比較的活発である。本断層帯付近における地震発生層の下限の深さは北部では約15km、南部では約15–20kmである。

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

琵琶湖西岸断層帯は、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と推定される。経験式(1)により発生する地震の規模を求めると、マグニチュード7.8程度となる。

上述のように琵琶湖西岸断層帯と花折断層帯は地下で近接する可能性があるため、地震発生時に連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形状が、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、詳しい資料も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。

活動時のずれの量は、過去の活動に基づく約3–5mとなる。経験式(1)、(2)によっても約5mとなる。したがって、活動時には、断層の西側が東側に対し相対的に約3–5m隆起する可能性がある。

なお、過去の活動から得られた上下変位量3–5mは2回分に相当し、1回の活動に伴う上下変位量は1.5–2.5m程度となる可能性も否定できない。

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。

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

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

(2) 地震発生可能性

本断層帯では、過去の活動に基づく平均活動間隔が約1千9百–4千5百年、最新活動時期が約2千8百年前以後、約2千4百年前と求められていることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.5–1.5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0.09%–9%、0.2%–20%、0.3%–30%、2%–60%となる。また、現在までの集積確率は0.5%–90%より大となる(表3)。

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、本断層帯は今後30年の間に地震が発生する確率が、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。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。

なお、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9百–2千3百年とすれば、現在における地震後経過率は0.09–1.6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、それぞれほぼ0%–20%、ほぼ0%–30%、ほぼ0%–50%、ほぼ0%–90%となり、現在までの集積確率はほぼ0%–90%より大となる。

3. 今後に向けて

本断層帯における過去の活動は十分に明らかになっていない。特に信頼度の高い最新活動時期

を示す資料が得られておらず、平均活動間隔も信頼度が高いとはいえない。また、平均変位速度や1回変位量などの数値も同様である。したがって、これらを精度よく明らかにする必要がある。

また、本断層帯周辺にはいくつかの活断層が分布しており、特に西側には三方・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近接して並走する。このため、本断層帯と花折断層帯の地下の断層面の形状等の解明や本断層帯と周辺の活断層との連動可能性の解明などについて、今後調査研究を進めていく必要がある。

注 10：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 11：「変位」を、1 ページの本文及び 4、5 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 12：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(1996)、小池・町田(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 13：10,000 年 BP よりも新しい炭素同位体年代については、Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の範囲の数値で示した。このうち 2,000 年前よりも新しい年代値は世紀単位で示し、2,000 年前よりも古い年代値については、百年単位で四捨五入して示した。また、10,000 年 BP より古い炭素同位体年代については、Kitagawa and van der Plicht (1998) のデータに基づいて暦年補正し、四捨五入して 1 千年単位で示した。

注 14：鬼界アカホヤ (K-Ah) 火山灰の年代について、本評価では暦年補正した年代値として 7 千 3 百年前を用いた。

文 献

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.

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(2001)：「長期的な地震発生確率の評価手法について」。46p.

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.

活断層研究会（1991）：「新編日本の活断層—分布図と資料—」。東京大学出版会，437p.

Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998)：Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yrB.P. :Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.

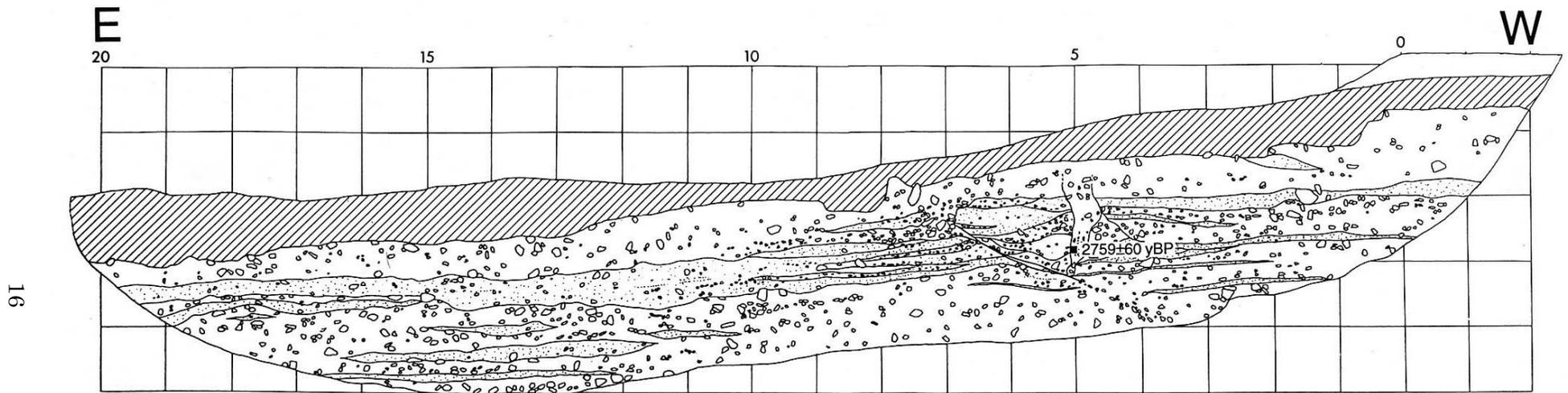
小池一之・町田 洋（2001）：「日本の海成段丘アトラス」。東京大学出版会，437p.

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・図司高志・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**，**9**，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・図司高志・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.
- 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.
- 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. 地質学会109年大会予稿集, 200.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会 (1996) : 「第四紀露頭集—日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996a) : 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. 1-333.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996b) : 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. 1-333.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 395pp. +付図4図葉.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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, 192-194.
- 辻村太郎 (1942) : 「断層地形論考」, 古今書院, 83p.
- 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 (1996) : 「新編日本地震被害総覧 [増補改訂版 416-1995]」. 東京大学出版会, 493p.
- 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.



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3 石庭トレンチ南側壁面スケッチ
 (吉岡ほか, 2000)

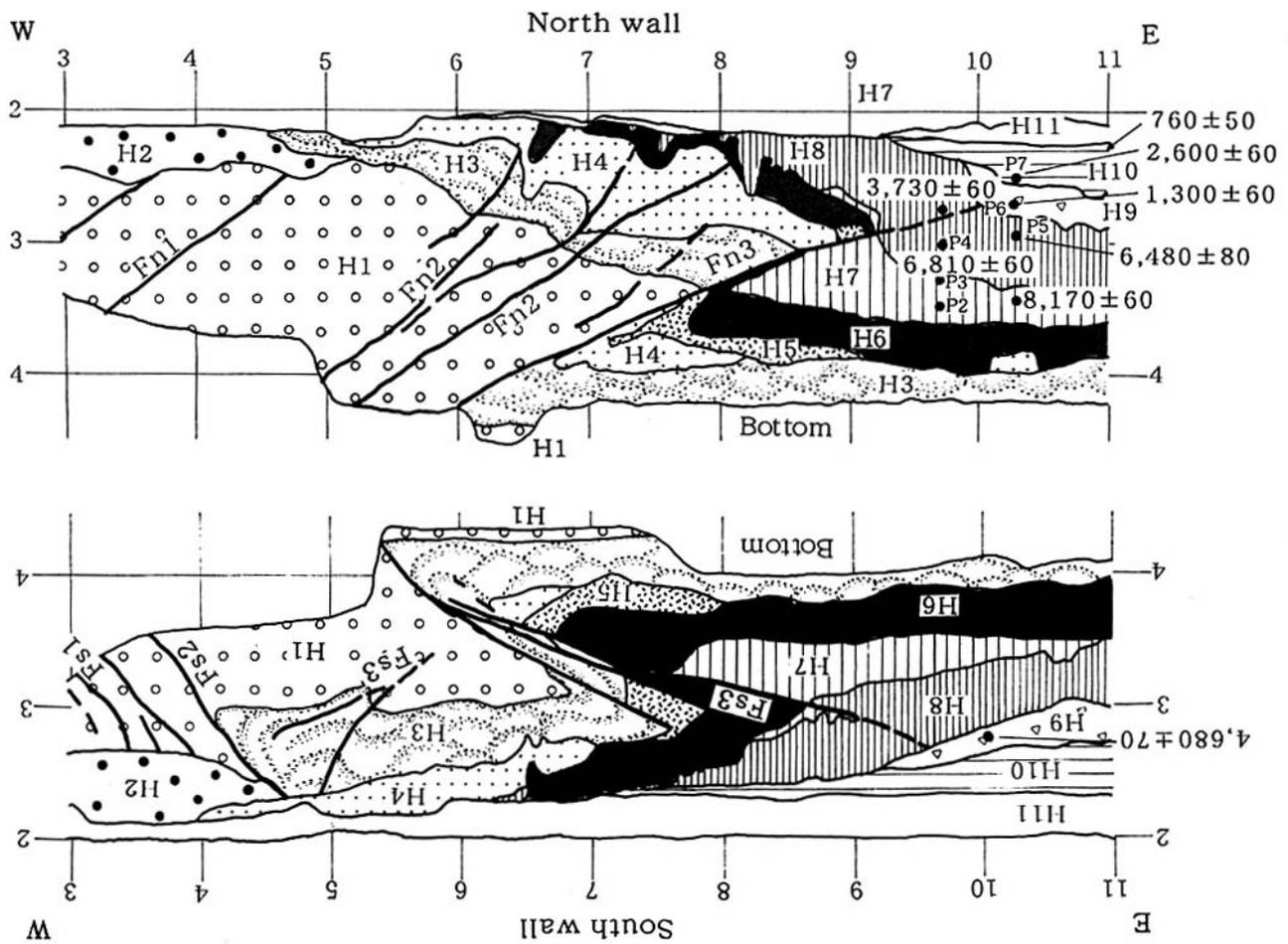


図4 弘川トレンチ概要図

(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7千4百 - 7千3百年前	6810±60 → 約7千7百 - 7千6百年前
8170±60 → 約9千3百 - 9千年前	4680±70 → 約5千6百 - 5千4百年前

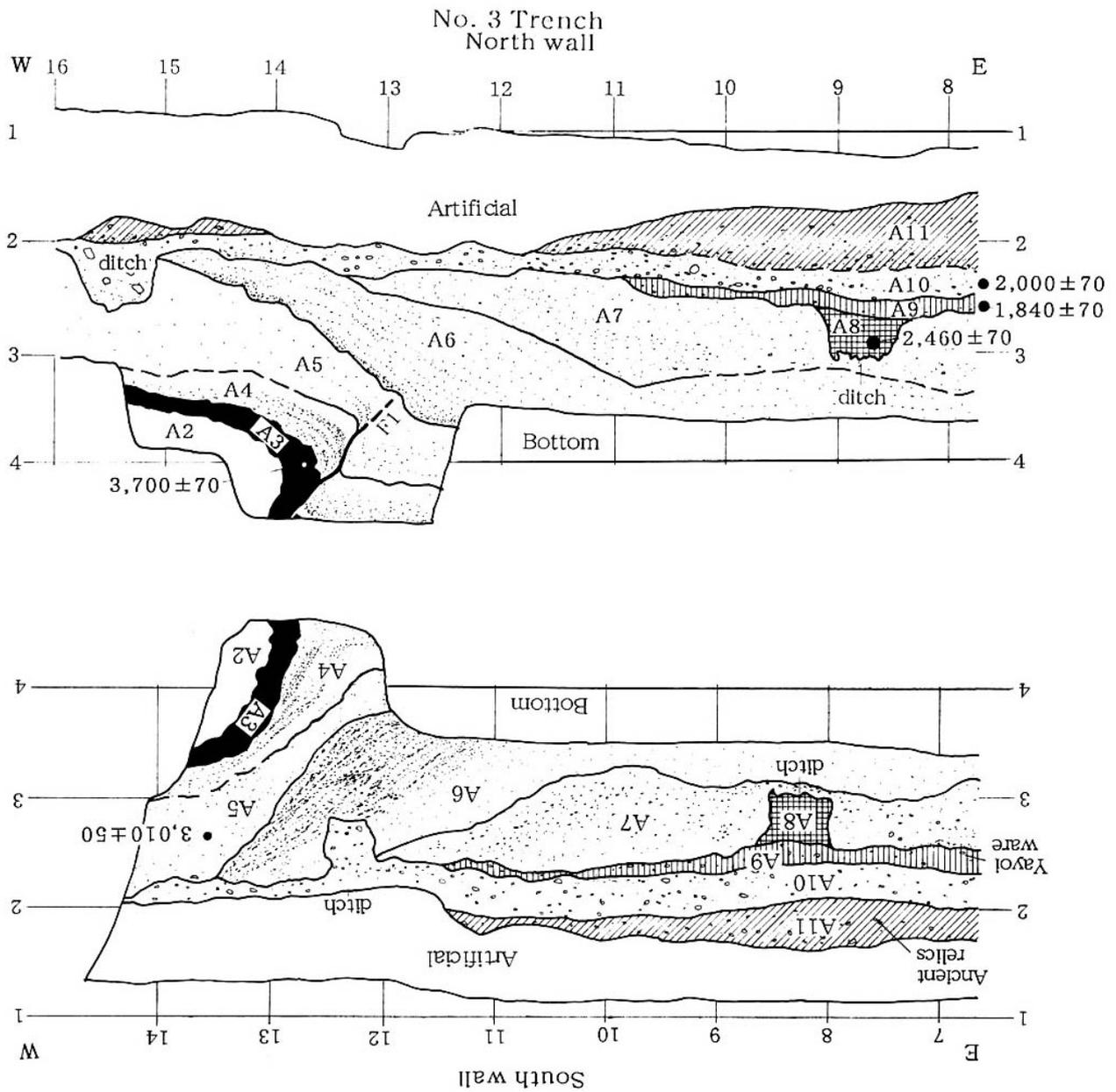


図5 饗庭トレンチ概要図

(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)

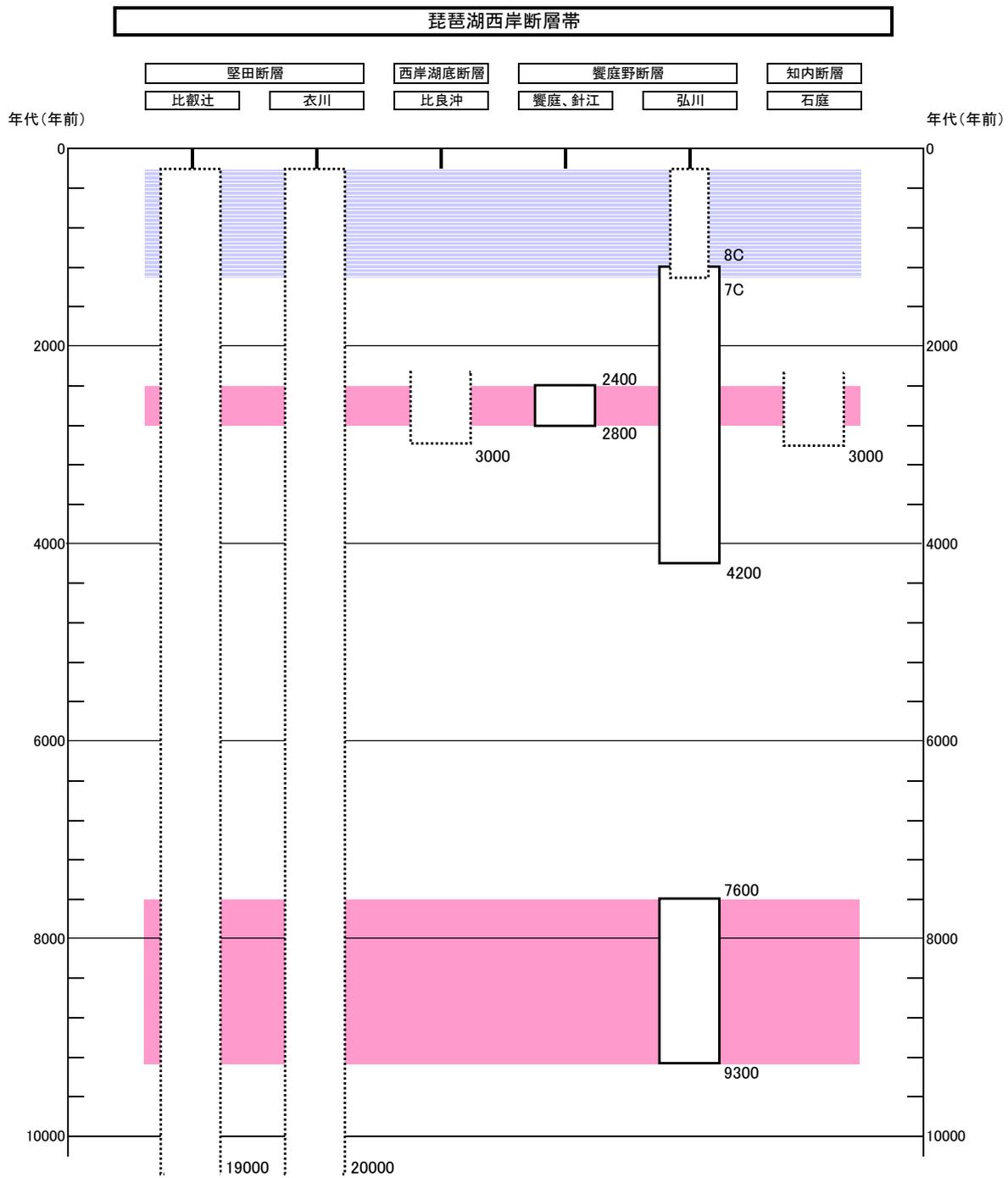
2000 ± 60 → 約2千年前 - 1世紀

1840 ± 70 → 1 - 4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3千3百 - 3千1百年前



凡例

- イベント層準が推定された期間 (Dashed box)
- イベントがないと推定された期間 (Solid box)
- 破線は信頼度が相対的に低い期間 (Dotted line)
- 断層帯が活動したと評価された時期 (Pink bar)
- 断層帯が活動した可能性もあるが、その信頼度が低いと評価した時期で、ここでは基本的に採用していない。 (Blue bar)

図6 琵琶湖西岸断層帯の活動の時空間分布

表3 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	0.5 — 1.5*	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	0.09% — 9%*	
今後 50 年以内の発生確率	0.2% — 20%*	
今後 100 年以内の発生確率	0.3% — 30%*	
今後 300 年以内の発生確率	2% — 60%*	
集積確率	0.5% — 90%より大	
指標(1) 経過年数 比	マイナス7百年 — 1千5百年*	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（2001）参照。
指標(2)	0.8 — 2.1*	
指標(3)	0.1 — 6*	
指標(4)	0.5% — 90%より大*	
指標(5)	0.02 — 0.7*	
指標(5)	0.0002 — 0.0005*	

* 説明文で述べたように、7世紀中葉以降、19世紀初頭以前に活動があったとすれば、平均活動間隔は約9百—2千3百年となり、地震後経過率は0.09—1.6、今後30年、50年、100年、300年の地震発生確率はそれぞれほぼ0%—20%、ほぼ0%—30%、ほぼ0%—50%、ほぼ0%—90%となり、また、集積確率はほぼ0%—90%より大となる。指標(1)—(5)も数値が変わることになる。

注15：評価時点はすべて2003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。

ポアソン過程を適用した場合の危険率は、4千5百分の1—1千9百分の1（0.0002—0.0005）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3万3千分の1（0.00003）—3百分の1（0.003）であり、時間とともに増加する。3万3千分の1であれば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7百年を要するが、3百分の1であれば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から1千5百年が経過したことになる。

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)。

付表

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

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