

## 長尾断層帯の長期評価について

平成15年9月10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、39断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、長尾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。

### <修正履歴>

- ・平成17年1月12日 経験式を用いた場合のマグニチュード表記の変更

## 長尾断層帯の評価

長尾断層帯は、讃岐山脈の北縁に分布する活断層帯である。ここでは、平成 8 年度に香川県によって行われた調査や、平成 12 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、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。

### 1. 長尾断層帯の位置及び形状

長尾断層帯は、香川県さぬき市から高松市南部を経て香川郡香南町に至る断層帯である。長さは約 24km で、概ね東西方向に延びており、断層の南側が北側に対して相対的に隆起する逆断層である。（図 1、2、表 1）。

### 2. 断層帯の過去の活動

長尾断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、0.05–0.1m/千年程度であった可能性がある。本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、平均的な活動間隔は概ね 3 万年程度であった可能性がある（表 1）。

### 3. 断層帯の将来の活動

本断層帯では、全体が 1 つの区間として活動し、マグニチュード 7.1 程度の地震が発生し、断層を挟んで相対的に 1.2–1.7m 程度南側が隆起すると推定される（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。

### 4. 今後に向けて

長尾断層帯は、平均活動間隔が比較的長い可能性があるとは評価されているが、その信頼度は高くはない。このため、過去の活動に関する資料をさらに得る必要がある。

また、本断層帯南側の讃岐山脈南縁には中央構造線断層帯が分布している。両断層帯は、地表では 15km 以上離れているが、地下では近接していると推定される。本断層帯の活動と中央構造線断層帯の一部の活動とに関連がある可能性もあり、両断層帯の地下の断層面の形状等を明らかにする必要がある。

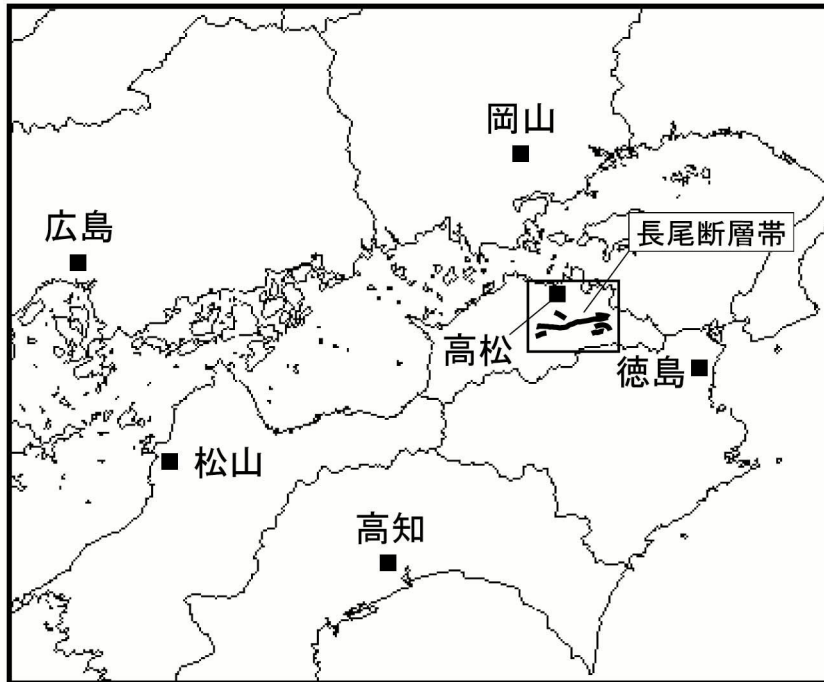


図1 長尾断層帯の概略位置図  
(長方形は図2の範囲)

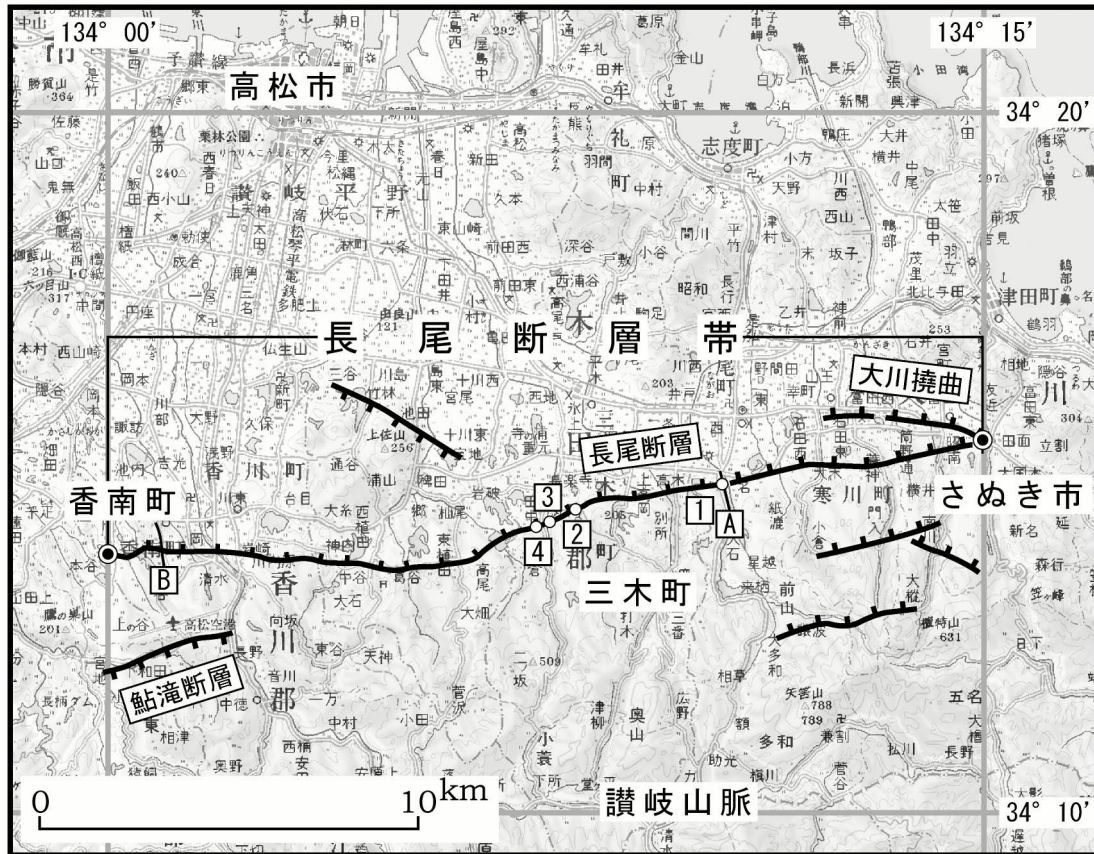


図2 長尾断層帯の活断層位置と主な調査地点

- 1 : 塚原地点 2 : 水上宮下地点 3 : 水上石塚地点  
 4 : 田中地点 A, B : 文献2

◎ : 断層帯の東端と西端

活断層の位置は文献4に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「徳島」「岡山及丸亀」を使用。



表2 長尾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5)	信頼度 (注6)	備考
地震後経過率(注7)	0.01-0.04		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	ほぼ0%	b	
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
集積確率(注8)	ほぼ0%		

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のように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3万年の場合は30年確率の最大値は1%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、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 : 香川県 (1997a)  
文献 3 : 中田ほか (1999)  
文献 4 : 中田・今泉編 (2002)  
文献 5 : 寒川 (1978a)  
文献 6 : Sangawa (1978b)  
文献 7 : 杉山ほか (2001)

注 5 : 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 ( $\Delta$ ) ことに留意されたい。

注 6 : 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 7 : 最新活動 (地震発生) 時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。今回の評価の数字で、0.01 は 400 年を 30,000 年で割った値であり、0.04 は 1200 年を 30,000 年で割った値。

注 8 : 前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率。

## (説明)

### 1. 長尾断層帯に関するこれまでの主な調査研究

長尾断層は、花崗岩が礫層に衝上する断層として、Saito (1962) により記載された。その後、寒川 (1973, 1978a)、Sangawa (1978b) は西端近くで変位地形を見出し、長尾断層が活断層であることを示した。熊木ほか (1986) も変位地形とその年代に関するデータを報告している。また、遠田ほか (1993) は同じく西端部でトレンチ調査を行い、小林 (1991) は全域で断層露頭の記載を行っている。香川県は、トレンチ掘削調査、反射法弾性波探査などを含む詳細な調査を実施した (長谷川ほか, 1995; 長谷川ほか, 1997; 香川県, 1997a, b; 香川県生活環境部消防防災課, 1997)。その後、杉山ほか (2001) はトレンチ調査を行い、本断層の最新活動時期などについて報告した。

鮎滝断層については、寒川 (1973, 1978a)、小林ほか (1986)、香川県 (1997a) が変位地形や断層露頭について記載している。

本断層帯における活断層の位置は、佃ほか (1982)、活断層研究会編 (1991)、香川県 (1997a)、1:25,000 都市圏活断層図 (中田ほか, 1999)、中田・今泉編 (2002) などに示されている。

### 2. 長尾断層帯の評価結果

#### 2. 1 断層帯の位置・形態

##### (1) 断層帯を構成する断層

長尾断層帯は、長尾断層、大川撓曲及び鮎滝断層から構成される。本断層帯付近の活断層の分布は、佃ほか (1982)、活断層研究会編 (1991)、香川県 (1997a)、1:25,000 都市圏活断層図 (中田ほか, 1999)、中田・今泉編 (2002) などに示されており、長尾断層及び鮎滝断層の位置はこれらの資料で概ね一致する。なお、大川撓曲は、都市圏活断層図 (中田ほか, 1999) で初めて記載され、中田・今泉編 (2002) にも記載されている。ここでは断層帯の位置は中田・今泉編 (2002) に、また名称は中田ほか (1999) によった。

鮎滝断層は長尾断層と並走してその南側に分布する断層で、長さが短く、地下で長尾断層に収斂する向きの傾斜を持っていることから、長尾断層の副断層と考えられる。また、大川撓曲は長尾断層の東端付近でこれに並走してその北側に分布する。

##### (2) 断層面の位置・形状

本断層帯を構成する断層のうち最も主要な断層は長尾断層であり、大川撓曲及び鮎滝断層はこれに付随する断層と考えられる。本断層帯の一般走向を長尾断層の両端を結んだ方向で近似すると、N80° Eとなる。断層帯の長さは、大川撓曲の東端と、逆向き副断層である鮎滝断層の西端を長尾断層の一般走向の方向に投影した位置とを直線で結んで約 24km とした。

断層面上端の深さは、断層面が地表に達していることから 0 km とした。

断層面の傾斜について、数ヶ所の断層露頭から南傾斜 25–60° 程度の傾斜が報告されていた (寒川, 1978a; 活断層研究会編, 1991; 小林, 1991 など)。香川県 (1997a) はトレンチ掘削、ボーリング調査及び反射法弾性波探査 2 測線を行い、3ヶ所でのトレンチ調査結果によると南傾斜 40–80° 程度 (地表下 5 m 以浅)、ボーリング資料 3ヶ所からは、地表下 30 m 程度までの平均傾斜が 45–80° 程度である。反射法弾性波探査 2 測線では地表下約 150–200 m 以浅で南傾斜約 30–40° 程度である (図 3)。ここでは、本断層帯の 150–200 m 以浅の断層面の傾斜として、反射法弾性波探査で得られた傾斜を採用することとする。

後述のように、本断層帯付近の地震発生層の下限の深さは約 15 km と推定されることから、反射法弾性波探査結果に基づく地表下浅部の傾斜が地下深部まで続くとすれば、断層面の幅は 25–30 km 程度となる。

なお、鮎滝断層の断層面の傾斜は、小林ほか (1986) によると 3ヶ所の断層露頭で北傾斜 30–60° 程度である。

長尾断層の南側には中央構造線断層帯が並走しており、両断層帯の間隔は 15–20 km 程度である。長尾断層帯は南に傾斜していると推定され、また、中央構造線断層帯は北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9）

長尾断層帯は、寒川（1978a）、活断層研究会編（1991）などに示された変位地形と香川県（1997a）による反射法弾性波探査結果から、断層の北側に対して南側が相対的に隆起する逆断層と考えられる。また、中田ほか（1999）は長尾断層を横切る一部の河川の右横ずれを示しており、小林（1991）も断層条線の観察から右横ずれ成分の存在を示唆している。したがって、本断層帯は右横ずれを伴うと推定される。

なお、鮎滝断層は北側を相対的に隆起させており、一部で断層を横切る河川の右屈曲も報告されている（中田ほか, 1999）ことから、南傾斜の逆断層で右横ずれを伴うと推定される。

## 2. 2 断層帯の過去の活動

### (1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注9）

Sangawa（1978b）は、長尾断層の西端に近い香南町岡付近において形成年代を約13万年前と推定した天福寺原面に9-12.5mの上下変位が認められるとして、長尾断層の平均上下変位速度を0.07-0.1m/千年と求めた。活断層研究会編（1991）はこの面の形成年代を8-12万年前とし、上下変位量を10mとして、平均上下変位速度を0.08-0.1m/千年としている。その後、香川県（1997a）はSangawa（1978b）が上下変位量を求めた地点とほぼ同じ場所で地形測量を行い、その上下変位量を7m、地形面形成の年代を約13万年前として、平均上下変位速度を0.05m/千年とした。

以上のことから、本断層帯の主要な断層である長尾断層の過去十万年程度の平均上下変位速度は約0.05-0.1m/千年であった可能性がある。

なお、Sangawa（1978b）は、鮎滝断層による安原面の上下変位量を10mとし、その形成年代を約50万年前と推定して、平均上下変位速度を0.02m/千年程度とした。その後、小林ほか（1986）は、安原面の上下変位量と形成年代をそれぞれ22m、約30万年前とした。同様に小林ほか（1986）は、Sangawa（1978b）により中位段丘に区分された川内原面の形成年代及び上下変位量をそれぞれ約7-8万年前及び6mとし、さらに低位段丘とされている清水面の形成年代を約2-3万年前、上下変位量を3mとしている。これらの各面の形成年代は推定に基づくものであり、信頼度が高いとはいえないが、上記の数値のうち、より新しい資料である小林ほか（1986）が示した年代値と上下変位量を用いると、鮎滝断層の平均上下変位速度は0.07-0.15m/千年程度の範囲にある可能性がある。

### (2) 活動時期

#### ○地形・地質的に認められた活動

本断層帯ではいくつかのボーリング調査やトレンチ調査が行われ過去の活動時期が推定されている。

#### a) 氷上宮下（ひかみみやした）地点

杉山ほか（2001）は、長尾断層のほぼ中央部に位置する三木町氷上宮下地点の北に開いた谷底低地でトレンチを掘削した。本地点では、香川県（1997a）がトレンチを掘削しており、杉山ほか（2001）はこれを東西両側に拡張し（西トレンチ）、さらにその東側に、西トレンチと連結通路で結ばれた東トレンチを掘削した。断層は両トレンチで認められ、このうち、東トレンチ（図4）では断層がシルト混じりの中-細粒砂層（B3）層およびこれより下位の地層を変形させ、上位の現在の人工改変土（A1層）に覆われている。B3層直下のB4層から得られた<sup>14</sup>C年代値から、断層活動は9世紀以後にあったと推定される。また、杉山ほか（2001）が行ったB4層の花粉分析結果及びB5層の古地磁気測定結果は、地層の年代と整合的である。

なお、杉山ほか（2001）は、トレンチの最上位付近のB3層下底の上下変位量とトレンチ底面付近のE7層下底の上下変位量には累積性が認められないことから、E7層堆積以降の活動は最新活動だけであったことを示唆している。以上の点と、E7層から得られた<sup>14</sup>C年代値から、約3万3千年前以後、最新活動まで本断層帯では活動がなかった可能性がある。

杉山ほか（2001）のトレンチ調査に先行して、同じ場所で香川県（1997a）によりトレンチ調査が行われている。香川県（1997a）は、約2万9千年前の<sup>14</sup>C年代値が得られた地層が断層で変位し、鬼界アカホヤ火山灰（約7千3百年前）を含む地層に覆われるとして、断層活動の時期を鬼

界アカホヤ火山灰の降灰前としている。しかし、鬼界アカホヤ火山灰は層で分布しているわけではなく、再堆積の可能性がある。なお、香川県（1997a）は、上位の水田土壌からの汚染とみなして採用していないが、断層により変形を受けている地層からは、2-10世紀を示す<sup>14</sup>C年代値が得られている。したがって、これは杉山ほか（2001）から求めた断層活動時期と矛盾しない。

#### b) 氷上石塚地点、田中地点、塚原地点

これらの地点では、香川県（1997a）によりボーリング、トレンチ調査が行われている。氷上宮下地点から約700m西方に位置する三木町氷上石塚地点では、断層運動により変形している可能性が高いとされた地層が鬼界アカホヤ火山灰を含む地層に覆われることから、香川県（1997a）は、最新活動時期を鬼界アカホヤ火山灰の降灰前とした。しかし、氷上宮下地点と同様、鬼界アカホヤ火山灰は再堆積である可能性がある。なお、断層に切られる地層から得られた<sup>14</sup>C年代値から活動時期は約1万4千年前以後であった可能性がある。

また、香川県（1997a）は、田中トレンチにおいても多数の地割れが認められる地層を覆って鬼界アカホヤ火山灰を含む層が堆積していることから、断層活動の時期を鬼界アカホヤ火山灰の降灰前後としている。しかし、この地割れを作ったイベントが長尾断層の活動によるものであるかどうかは明らかではなく、また、トレンチスケッチからは鬼界アカホヤ火山灰を含む層が変形していないとは言えない。したがって、本地点の調査結果から最新活動時期を特定することはできない。また、香川県（1997a）は、トレンチ内に認められる始良 Tn 火山灰層の変形の程度と、トレンチ最下位付近の約3万2千-3万5千年前の<sup>14</sup>C年代値が得られている腐植質シルトと砂の互層からなる層の変形の程度を比較し、後者が前者の約2倍であるとしてこの間に断層活動を推定している。しかし、香川県（1997a）が示した図からは明瞭な累積変位は認められず、この時期に活動があったかどうか不明である。

香川県（1997a）は、氷上宮下地点の東方約4kmに位置する長尾町塚原地点で掘削した4本のボーリングのうち3本で断層を確認し、断層活動後の堆積物と推定した地層から鬼界アカホヤ火山灰が検出されたことから、最新活動時期を鬼界アカホヤ降灰前と推定した。しかし、鬼界アカホヤ火山灰を含む地層が確実に断層を覆っているとは言い切れず、また、上記の各地点の結果と同様の理由から、本地点において最新活動時期を特定することはできない。

また、香川県（1997a）は長尾断層の西端に近い香南町岡地点で鬼界アカホヤ火山灰を含有する地層を伴うLⅢ面に断層による有意な高度差がないことと、電力中央研究所が行ったトレンチ調査結果をもとに、鬼界アカホヤ火山灰降灰前の活動を推定している。しかし、本地点は基盤の花崗岩の上の堆積物が厚いため基盤の断層変位が分散して地表付近での変位が不明瞭となっていること（香川県, 1997a）、氷上宮下地点と同様に鬼界アカホヤ火山灰は再堆積である可能性があることから、本地点において最新活動時期を特定することはできない。

### ○先史時代・歴史時代の活動

本断層帯付近で発生した歴史時代の主な被害地震として、1596年9月5日に発生した慶長伏見地震がある。この地震は有馬-高槻断層帯の活動によるものと推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001 など）が、その被害は現在の四国地方の一部にも及んでいる。しかし、この地震の際に本断層帯付近で特に被害が集中したとの記録は得られておらず、本断層帯の活動とこの地震の関係は不明である。また、1711年（正徳元年）に讃岐中部で被害地震があったとの記録がある（宇佐美, 2003）が、史料の検討の結果、架空のものと判明している（萩原, 1995）。高松藩及び金比羅宮の記録にも、この断層帯から発生した可能性のある地震の記述はない。

このように本断層帯の活動を示す確実な歴史史料は得られていない。しかし、江戸時代以後に本断層帯付近で大きな地震が発生したとの記録はなく、本断層帯は少なくとも17世紀以後すなわち最近400年間は活動していないと推定される。

以上のことから、本断層帯では最新活動が9世紀以後、16世紀以前にあったと推定され、約3万3千年前以降、活動は1回のみであった可能性がある。

#### (3) 1回の変位量（ずれの量）（注9）

杉山ほか（2001）は、氷上宮下地点の東トレンチでトレンチ底面に近いE7層下底からトレンチ

上面のB3層下底までのそれぞれの地層の上下変位量を1.2-1.4mと計測し、これが最新活動に伴う上下変位量と考えた。香川県(1997a)は、断層による同地点の低位段丘面(LⅢ面)の高度差とこの段丘構成層基底面の高度差をそれぞれ1.5m、1.7mとして、これが1回の活動に伴うものと考え、1回の変位量を1.5-1.7mとした。

香川県(1997a)は、氷上石塚トレンチでトレンチ最下位に認められた旧河床堆積物基底面の上下変位量を計測し、これが1回の活動によるものとしてその上下変位量を約1.5mとした。また、香川県(1997a)は、田中トレンチ付近において段丘面の上下変位量を計測し、地形面の原勾配を考慮して、その上下変位量を1.35mと推定した。

なお、本断層帯は、長さが約24kmであることから、以下の経験式(1)、(2)を用いると、1回の活動に伴う変位量は1.9mと求められ、上記の数値と概ね整合的である。

以上のことから、本断層帯の1回の活動に伴う上下変位量は1.2-1.7m程度であったと推定される。1回の活動に伴う横ずれ変位量については資料が得られていない。

用いた経験式は、松田(1975)による以下の式である。ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ(km)、Dは1回の活動に伴う変位量(m)、Mは地震のマグニチュードである。

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

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

#### (4) 活動間隔

本断層帯の主断層である長尾断層では、平均上下変位速度が0.05-0.1m/千年の可能性があり、1回の活動に伴う上下変位量が1.2-1.7m程度と推定されることから、平均活動間隔は、約1万2千-3万4千年と求められる。一方、杉山ほか(2001)による氷上宮下地点のトレンチ調査結果から、本断層帯では約3万3千年前以降、最新活動(9世紀以後、16世紀以前)まで活動がなかった可能性がある。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は概ね3万年程度であった可能性がある。

#### (5) 活動区間

本断層帯では断層がほぼ連続的に分布することから、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

長尾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によると、北西-南東方向の縮みが見られる。1985年からの約10年間の測地観測結果では、断層帯の西部で北西-南東方向の縮みに加え、北東-南西方向の伸びが見られる。最近5年間のGPS観測結果では北西-南東方向の縮みが見られる。

#### (7) 地震観測結果

本断層帯付近では、最近の地震活動はやや低調である。本断層帯付近の地震発生層の深さの下限は15km程度である。

### 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

本断層帯は、全体が1つの活動区間として同時に活動すると推定される。この場合、断層帯の長さが約24kmであることから、上述の経験式(1)を用いて発生する地震の規模を求めると、マグニチュード7.1程度となる。また、その際に1.2-1.7m程度の上下変位を生じて、右横ずれ変位も伴うと推定される。

#### (2) 地震発生の可能性

本断層帯では、平均活動間隔が概ね3万年程度、最新活動時期が9世紀以後、16世紀以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、0.01-0.04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、すべてほぼ0%となる。また、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。

### 3. 今後に向けて

長尾断層帯は、平均活動間隔が比較的長い可能性があるが、信頼度の高い平均活動間隔が得られていない。このため、これを十分な精度で得るための過去の活動に関する資料をさらに得る必要がある。

また、本断層帯南側の讃岐山脈南縁には中央構造線断層帯が分布している。両断層帯は、地表では15km以上離れているが、地下では近接すると推定される。本断層帯の活動と中央構造線断層帯の一部との活動に関連がある可能性もあり、両断層帯の地下の断層面の形状等を明らかにする必要がある。

注9: 「変位」を、1ページの本文及び4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10: 始良 Tn (AT) 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。また、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として7千3百年前を用いた。

注11: 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 $1\sigma$ 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よりも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。

## 文 献

萩原尊禮(1995): 正徳元年(一七一)十一月十一日讃岐高松地震—史料不吟味による誤認。萩原尊禮編著「古地震探求—海洋地震へのアプローチ」, 252-263, 東京大学出版会。

長谷川修一・金山清一・田村栄治・宮地修一(1997): 長尾断層による直下型地震について。平成9年度香川県地盤工学研究会テキスト, 28-51。

長谷川修一・斉藤 実(1989): 讃岐平野のおいたち—第一瀬戸内累層群以降を中心に—。アーバンクボタ, **28**, 52-59。

長谷川修一・鶴田聖子・金山清一・高橋鉄一・村田明広(1995): 比抵抗法映像法による野島断層および長尾断層の地下構造調査。日本応用地質学会中国四国支部平成7年度研究発表会発表論文集, 1-6。

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。

香川県(1997a): 平成8年度地震調査研究交付金 「長尾断層系に関する調査成果報告書」。234p。

香川県(1997b): 平成8年度地震調査研究交付金 「長尾断層系に関する調査成果報告書(概要版)」。43p。

香川県生活環境部消防防災課(1997): 長尾断層の活動履歴について。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, 167-172。

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。

Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998): Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000yrB.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1189。

小林浩治(1991): 長尾断層—讃岐平野南縁の活断層—。香川県自然科学館研究報告, **13**, 47-54。

小林浩治・木村 学・寒川 旭(1986): 讃岐平野南部の活断層—鮎滝断層—。活断層研究, **2**,

- 55-63.
- 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, CD-ROM3 枚・122p.  
+付図2 葉.
- 許斐 直・近藤和男 (1995) : 徳島市で 32 年ぶりに震度 4 を記録した地震について. 京都大学防  
災研究所年報, No. 38B-1, 227-233.
- 熊木洋太・坂井尚登・小野塚良三 (1986) : 讃岐平野南縁, 長尾断層の活動に関する年代資料. 活  
断層研究, **2**, 51-53.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会 (1996) : 「発掘された地震痕跡」. 825p.
- 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.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活  
断層図「高松南部」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 368.
- 中田 高・今泉敏文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・  
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—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.
- Saito, M (1962) : The geology of Kagawa and northern Ehime Prefectures. *Mem. Fac. Agric. Kagawa  
Univ.*, **10**, 1-74.
- 寒川 旭 (1973) : 阿讃山地北麓の断層地形. 東北地理, **25**, 157-164.
- 寒川 旭 (1978a) : 紀伊半島中・西部と四国北東部 (讃岐山脈北麓域) の断層活動と地形発達に  
ついて. MTL (中央構造線), **3**, 49-60.
- Sangawa, A. (1978b) : Geomorphic development of the Izumi and Sanuki Ranges and relating  
crustal Movement. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th ser. (Geography), **28**, 313-338.
- 杉山雄一・寒川 旭・田村栄治・露口耕治・藤川 聡・長谷川修一・伊藤 孝・興津昌宏 (2001) :  
長尾断層 (香川県高松市南方) の活動履歴—三木町氷上宮下におけるトレンチ調査結果—.  
活断層・古地震研究報告, No. 1, 175-198, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 高松市教育委員会 (1996) : 「松林遺跡」. 高松市埋蔵文化財調査報告書, No. 31.
- 遠田晋次・宮腰勝義・井上大栄・楠建一郎 (1993) : 四国, 長尾断層のトレンチ調査. 日本地質学  
会 100 年学術大会, 686.
- 佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博 (1982) : 1:500,000 活構造図「高知」. 地質調査所.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」. 東京大学出版会, 605p.



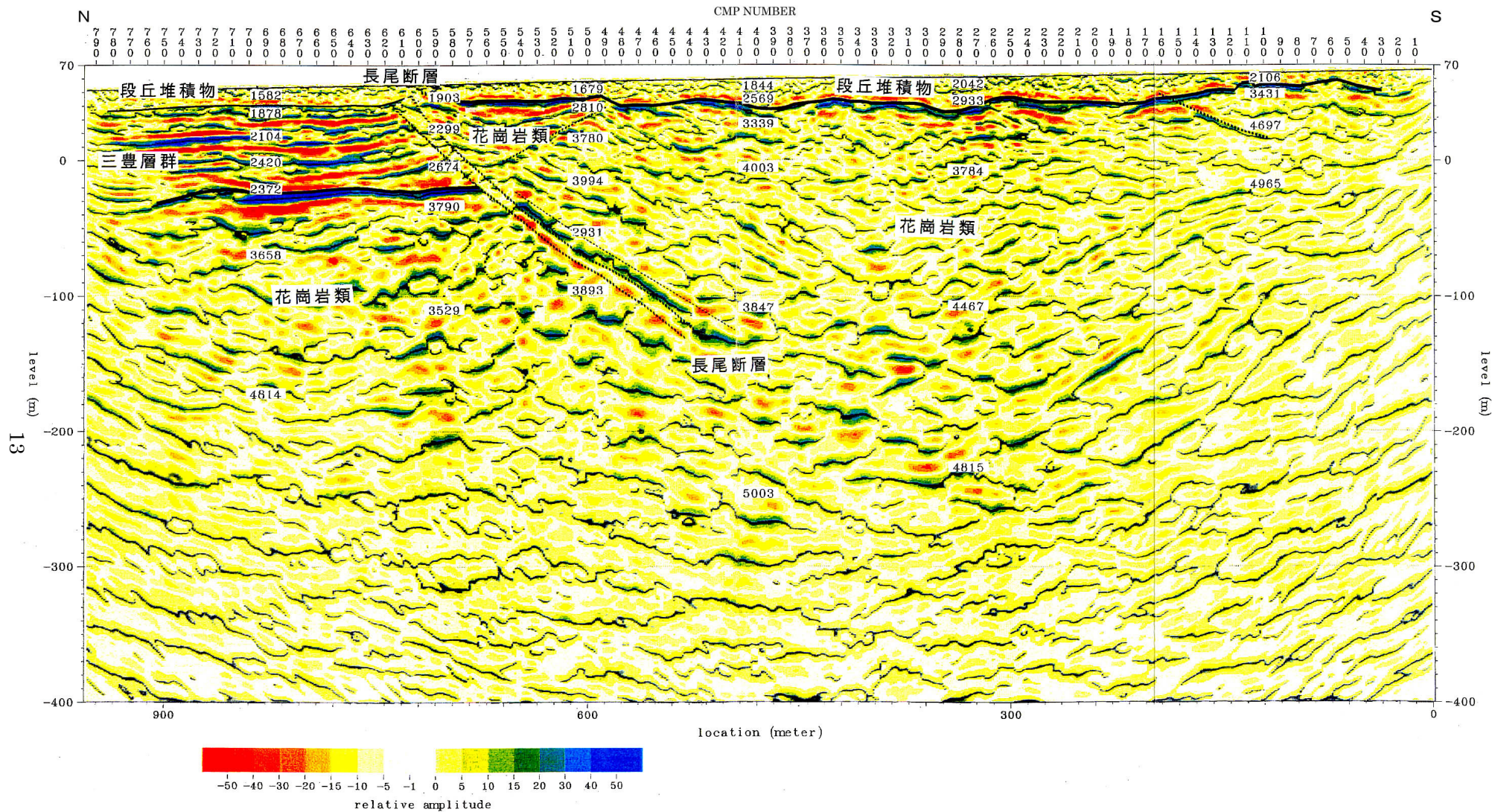


図3 反射法地震探査長尾測線の音波断面解釈図 (断層部分拡大)  
香川県 (1997b)



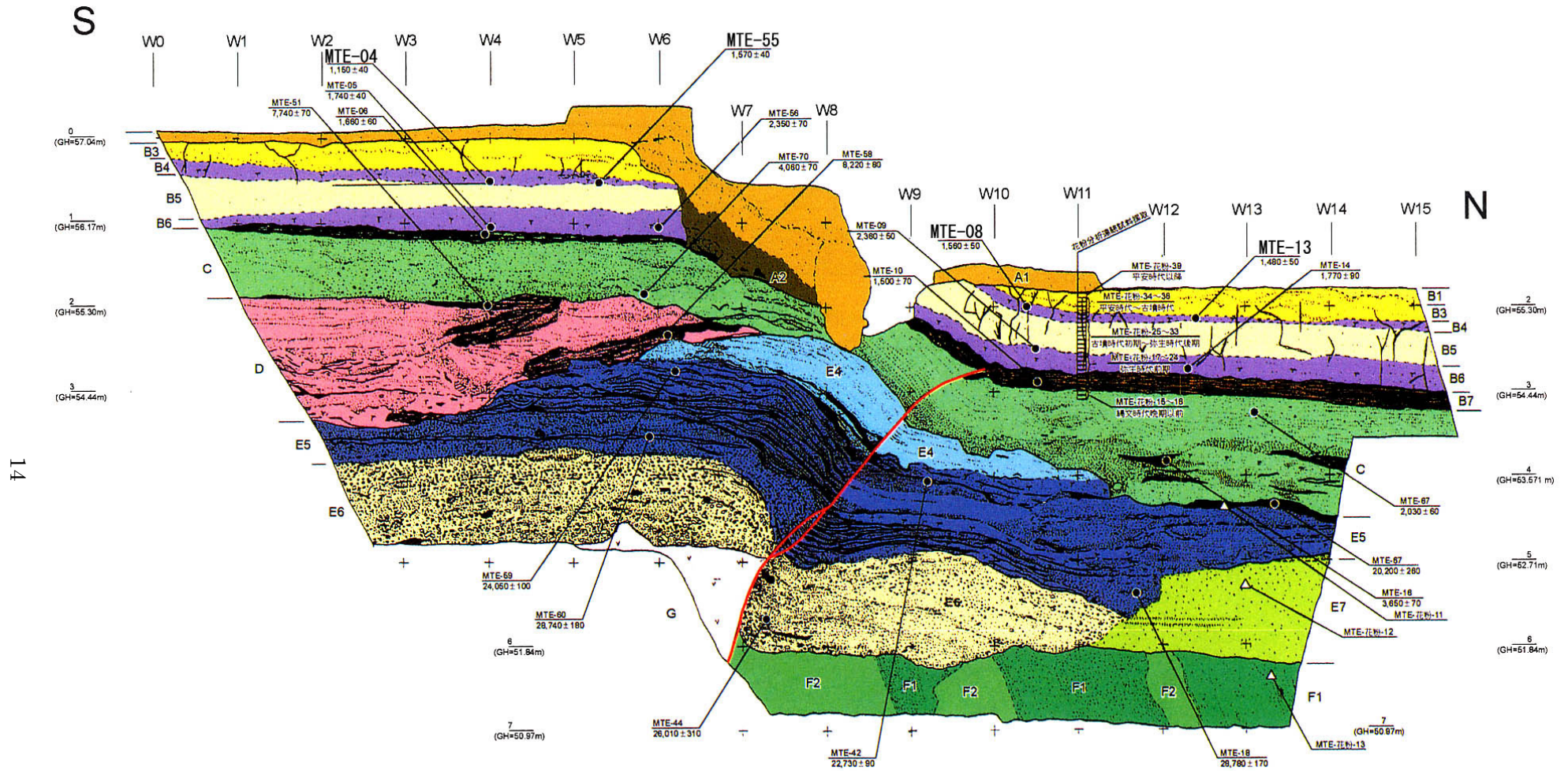


図4 氷上宮下地点の東トレンチ西側壁面のスケッチ (杉山ほか, 2001)

年代値は暦年未補正の放射性炭素同位体年代。B4層から得られた年代値を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)。

MTE-04	1,150 ± 40	→	9世紀-10世紀	MTE-13	1,480 ± 50	→	6世紀-7世紀
MTE-08	1,560 ± 50	→	5世紀-6世紀	MTE-55	1,570 ± 40	→	5世紀-6世紀

表3 長尾断層帯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	0.01-0.04	
今後 30 年以内の発生確率	ほぼ 0%	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 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 2 万 1 千年-マイナス 2 万年 0.02-0.06	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 (2)	ほぼ 0	
指標 (3)	ほぼ 0%	
指標 (4)	ほぼ 0	
指標 (5)	0.00003	

注 12：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。

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 分布モデルを適応した場合の危険率がポアソン仮定を適応した場合の危険率に達していないことを示す。

本断層帯の場合、ポアソン仮定を適応した場合の危険率は評価時点でほぼ 0 であり、時間とともに増加する。BPT 分布モデルを適応した場合の危険率がポアソン仮定を適応した場合の危険率に達するには今後 2 万 1 千年から 2 万年を要する。

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)。



## 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。