

境峠・神谷断層帯の長期評価について

平成17年1月12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、73断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、境峠・神谷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。

境峠・神谷断層帯の評価

境峠・神谷断層帯は、長野県中西部に分布する活断層帯である。ここでは、平成 14 年度から 15 年度にかけて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. 断層帯の位置及び形態

境峠・神谷（さかいとうげ・かみや）断層帯は、境峠・神谷断層帯主部及び霧訪山－奈良井（むとうやま－ならい）断層帯からなる。

境峠・神谷断層帯主部は、長野県南安曇郡安曇村から同郡奈川（ながわ）村、木曾郡木祖村、同郡日義（ひよし）村、同郡榑川（ならかわ）村、上伊那郡南箕輪村飛地を経て、伊那市に至る断層帯である。全体の長さは約 47 km で、概ね北西－南東方向に延びる。本断層帯は左横ずれを主体とする断層からなり、北部では北東側隆起成分、南部では南西側隆起成分を伴う（図 1－1、図 2 及び表 1）。

霧訪山－奈良井断層帯は、長野県塩尻市及び岡谷市から、上伊那郡辰野町、木曾郡榑川村を経て、同郡木祖村に至る断層帯である。全体の長さは約 28 km で、概ね北東－南西方向に延びる。本断層帯は右横ずれを主体とする断層からなる（図 1－1、図 2 及び表 3）。

2. 断層帯の過去の活動

（1）境峠・神谷断層帯主部

境峠・神谷断層帯主部の最新活動時期は、約 4 千 9 百年前以後、3 世紀以前であった可能性がある。また、平均活動間隔は約 1 千 8 百－5 千 9 百年の可能性がある（表 1）。

（2）霧訪山－奈良井断層帯

霧訪山－奈良井断層帯では、過去の活動に関する直接的な資料は得られていない。

3. 断層帯の将来の活動

（1）境峠・神谷断層帯主部

境峠・神谷断層帯主部は、全体が 1 つの区間として同時に活動する場合、マグニチュード 7.6 程度の地震が発生すると推定され、その際には 4 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある（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を算

出すると表2に示すとおりとなる。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、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）。

（2）霧訪山－奈良井断層帯

霧訪山－奈良井断層帯では、全体が1つの区間として同時に活動する場合、マグニチュード7.2程度の地震が発生すると推定され、その際には2m程度の右横ずれが生じる可能性がある（表3）。ただし、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不明である。

4. 今後に向けて

境峠・神谷断層帯主部では、過去の活動履歴に関して精度の良い値が求められていない。特に、最新活動時期と平均活動間隔が共に十分に絞り込めていないため、将来の地震発生確率に関しても大きく幅を持たせた評価となっている。境峠・神谷断層帯主部の将来の活動性を明確にするためには、最新活動時期と活動間隔をさらに精度良く明らかにするとともに、平均的なずれの速度や1回のずれの量に関する資料を集積する必要がある。

霧訪山－奈良井断層帯に関しては、過去の活動についてほとんど資料が得られていない。したがって、平均的なずれの速度や活動時期など、過去の活動履歴を明らかにする必要がある。

また、境峠・神谷断層帯の周辺に位置する糸魚川－静岡構造線断層帯や伊那谷断層帯、木曾山脈西縁断層帯の活動との関連性についても検討する必要がある（図1－2）。

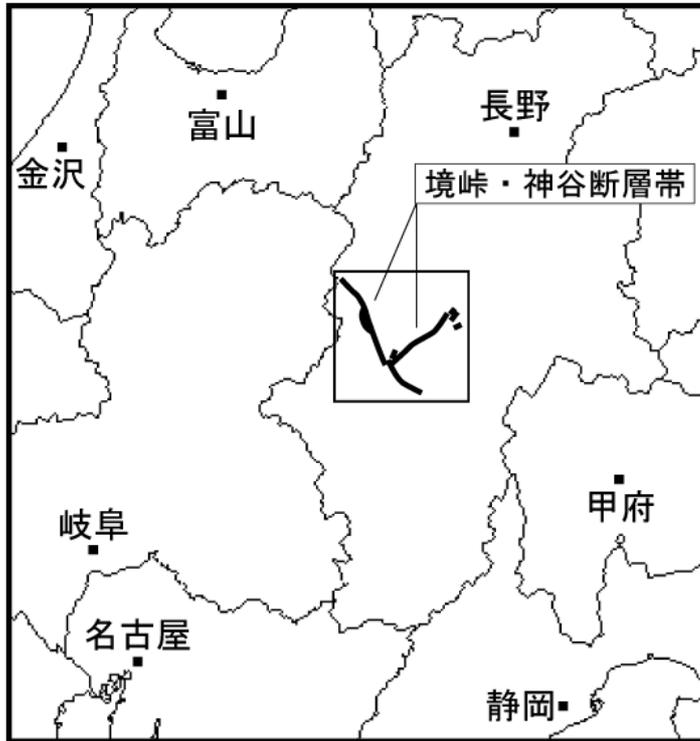


図 1 - 1 境峠・神谷断層帯の概略位置図
 (長方形は図 2 の範囲)

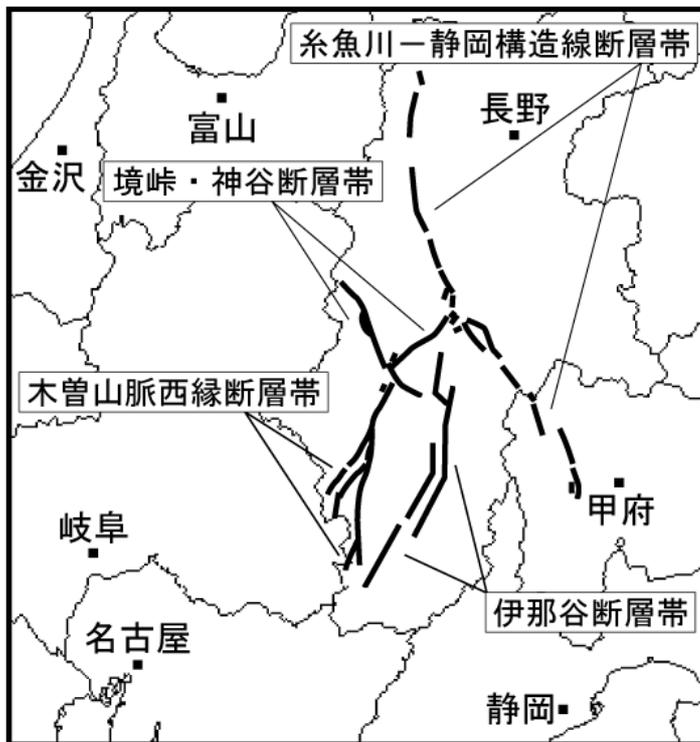


図 1 - 2 境峠・神谷断層帯と糸魚川-静岡構造線断層帯、伊那谷断層帯
 及び木曾山脈西縁断層帯の位置関係概略図

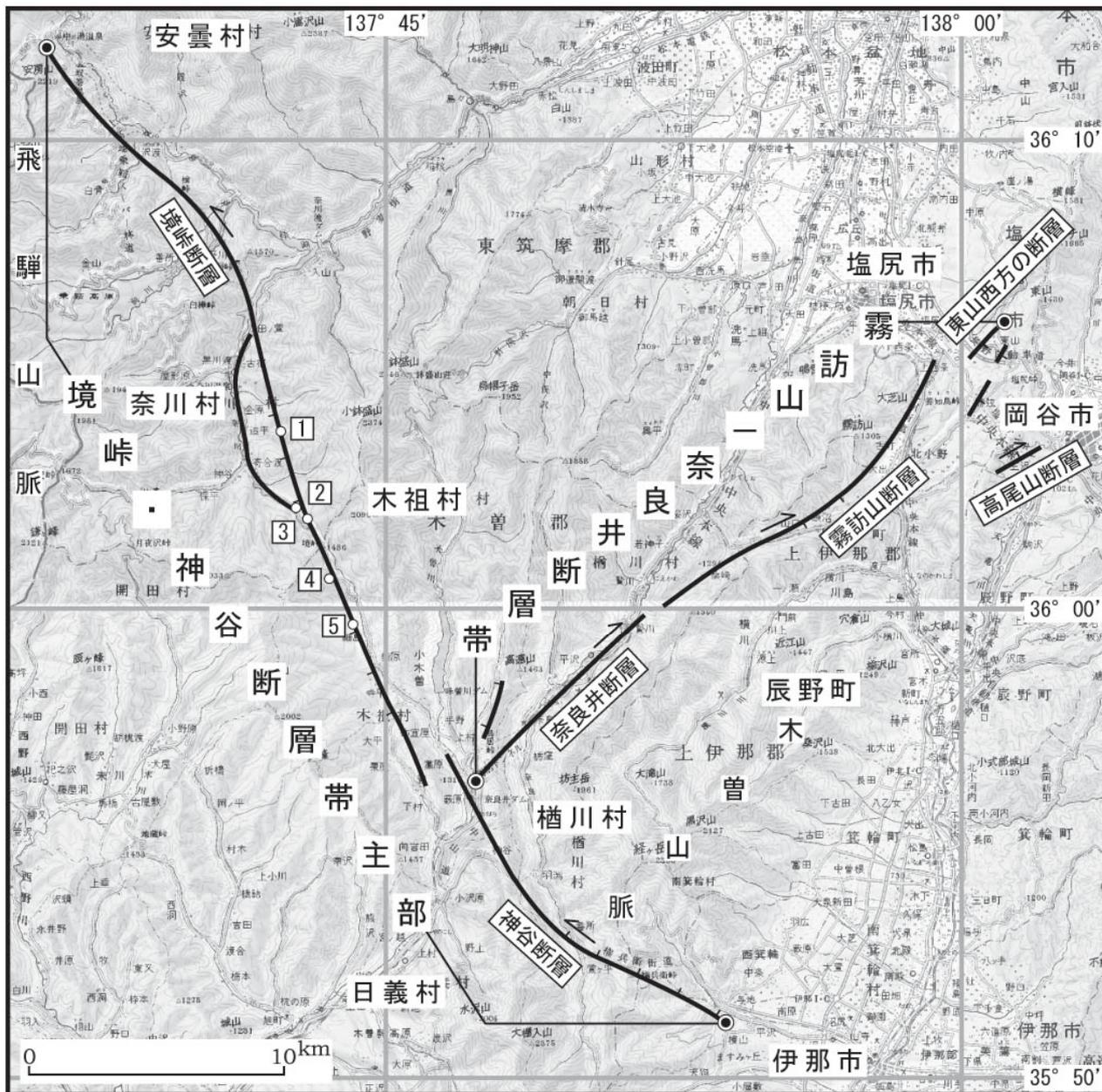


図2 境峠・神谷断層帯の位置と主な調査地点

- 1 : ソグラ沢地点 2 : 野麦峠スキー場南方地点 3 : 寄合渡地点
 4 : 上押出沢地点 5 : 細島地点

● : 断層帯の両端

断層の位置は文献2に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「長野」「甲府」「高山」「飯田」を使用。

表 1 境峠・神谷断層帯主部の特性

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	境峠断層、神谷断層		文献2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 (北西端)北緯 36° 12' 東経 137° 36' (南東端)北緯 35° 51' 東経 137° 54' 長さ 約 47km	○ ◎ ○	文献2による。 位置及び長さは図2から計測。
	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 N35° W 傾斜 高角 (地表付近: 北部では高角東傾斜) 幅 15km 程度	◎ ◎ ◎ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は、断層の両端を直線で結んだ方向 (図2参照)。 傾斜は文献3に示された断層露頭や断層の形状から推定。 幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ (約 15km) から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層 (北部では北東側隆起、南部では南西側隆起成分を伴う。)	◎	文献2などに示された地形の特徴による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	不明 (活動度は A-B 級)		括弧内の活動度 (注5) は文献2による。
(2) 過去の活動時期	活動1 (最新活動) 約 4 千 9 百年前以後、3 世紀以前	△	活動時期は、文献3、4に示された資料から推定。
	活動2 (1つ前の活動) 約 7 千 6 百年前以後、約 6 千 7 百年前以前 (上記活動のほか、約 3 万 8 千年前以後、約 9 千 4 百年前以前に少なくとも 2 回の活動があったと推定される。)	△	

(3) 1回のずれの量 と平均活動間隔	1回のずれの量 4 m程度 (左横ずれ成分)	△	断層の長さから推定。
	平均活動間隔 約1千8百－5千9百年	△	過去2回の活動から推定。
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で1区間		○ 断層の位置関係、形状等から推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1) 将来の活動区間 及び活動時の地震の規模	活動区間	断層帯全体で1区間	○ 断層の位置関係、形状等から推定。
	地震の規模	マグニチュード7.6程度	○ 断層の長さから推定。
	ずれの量	4 m程度 (左横ずれ成分)	△ 断層の長さから推定。

表2 境峠・神谷断層帯主部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)	0.3－2より大*		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%－13%*	c*	
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%－20%*		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%－40%*		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%－70%*		
集積確率(注9)	ほぼ0%－90%より大*		

*この評価では、最新活動時期を約4千9百年前以後－3世紀以前、1つ前の活動を約7千6百年前以後－約6千7百年前以前の可能性があるとし、これら過去2回の活動の間隔を基に平均活動間隔(約1千8百－5千9百年)を求めている。ただし、最新活動時期の年代幅は3千年程度と大きく、そのため、平均活動間隔に関しても十分に時期を絞り込むことができなかつた。したがって、これらの値から算出した地震後経過率(0.3-2より大(実際には2.7))及び将来の地震発生確率(今後30年:ほぼ0%－13%)は、いずれも大きく幅を持たせた評価となっていることに留意する必要がある。

表3 霧訪山－奈良井断層帯の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)	
1. 断層帯の位置・形態				
(1) 断層帯を構成する断層	東山西方の断層、高尾山断層、霧訪山(むとうやま)断層、奈良井(ならい)断層		文献2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 (北東端)北緯 36° 06' 東経 138° 01' (南西端)北緯 35° 56' 東経 137° 47' 長さ 約 28km	○ ◎ ○	文献2による。 位置及び長さは図2から計測。	
	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 N50° E 傾斜 高角(地表付近) 幅 15km 程度	◎ ◎ ◎ ○ △	上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は、断層の両端を直線で結んだ方向(図2参照)。 傾斜は断層の形状から推定。 幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ(約 15km)から推定。	
(3) 断層のずれの向きと種類	右横ずれ断層	◎	文献2などに示された地形の特徴による。	
2. 断層帯の過去の活動				
(1) 平均的なずれの速度	不明 (活動度はA-B級)		括弧内の活動度(注5)は文献2による。	
(2) 過去の活動時期	不明			
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 2 m程度(右横ずれ成分) 平均活動間隔 不明	△	断層の長さから推定。	
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層の位置関係・形状等から推定。	
3. 断層帯の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層帯全体で1区間	○	断層の位置関係、形状等から推定。
	地震規模 ずれの量	マグニチュード 7.2 程度 2 m程度(右横ずれ成分)	○ △	断層の長さから推定。 断層の長さから推定。

注1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層のうち、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年の間に発生する可能性が、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」

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年確率と集積確率は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の30年確率 (%)	地震発生直前の集積確率 (%)	断層の平均活動間隔 (千年)
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	六甲・淡路島断層帯主部淡路島西岸区間「野島断層を含む区間」(兵庫県)	0.02%－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2千年の場合は30年確率の最大値は12%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：活断層研究会編(1991)

文献3：吉岡ほか(2003)

文献4：吉岡ほか(2004)

注5：境峠・神谷断層帯及び霧訪山－奈良井断層帯では、平均的なずれの速度を具体的に示すことはできないが、活断層の活発さの程度、すなわち活動度(松田、1975)は推定できるので、それを示した。

- ・ 活動度がAの活断層は、1千年あたりの平均的なずれの量が1m以上、10m未満であるものをいう。
- ・ 活動度がBの活断層は、1千年あたりの平均的なずれの量が0.1m以上、1m未満であるもの

のをいう。

- ・ 活動度がCの活断層は、1千年あたりの平均的なずれの量が0.01m以上、0.1m未満であるものをいう。

注6：評価時点はすべて2005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最新活動時期と平均活動間隔に関しては、いずれも年代幅が十分に絞り込めていないため、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。今回評価した数字のうち、境峠神谷断層帯主部の0.3は1,700年を5,900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. 境峠・神谷断層帯に関するこれまでの主な調査研究

境峠・神谷（さかいとうげ・かみや）断層帯については、辻村（1926）、片田・磯見（1962）などが飛騨山脈南部から木曾山脈北部にかけて延びる顕著な断層崖として記載している。その後、本断層帯は、松田（1968）、松田ほか（1976）、金子（1979）、仁科（1982）、仁科ほか（1985）、松島（1995）などによって、空中写真判読などから、横ずれ断層として図示されるようになった。

活断層研究会編（1980, 1991）はそれらの研究を総括し、断層の位置とその諸特性を取りまとめた。中田・今泉編（2002）では、本断層帯を構成する主要な断層について第四紀後期に活動を繰り返した断層として図示している。

本断層帯の第四紀後期における活動性についての調査としては、狩野ほか（2001, 2002）、吉岡ほか（2003, 2004）による地形・地質調査や断層露頭調査、トレンチ調査がある。

2. 境峠・神谷断層帯の評価結果

境峠・神谷断層帯は、飛騨山脈南部から木曾山脈北部にかけて分布する断層帯である。

本断層帯は、断層の走向や変位の向きから、松田（1990）の起震断層の定義に基づけば、北西－南東走向の境峠・神谷断層帯主部と北東－南西方向に延びる霧訪山－奈良井（むとうやまーならい）断層帯の2つの断層帯に区分することができる（図1－1、図2）。

なお、境峠・神谷断層帯主部の南方に位置する伊那谷断層帯と木曾山脈西縁断層帯及び霧訪山－奈良井断層帯の北方をほぼ北西－南東方向に横切る糸魚川－静岡構造線断層帯については、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，1996, 2002, 2004）。

2. 1 境峠・神谷断層帯主部

2. 1. 1 境峠・神谷断層帯主部の位置及び形態

(1) 境峠・神谷断層帯主部を構成する断層

境峠・神谷断層帯主部は、長野県南安曇郡安曇村から同郡奈川（ながわ）村、木曾郡木祖村、同郡日義（ひよし）村、同郡楮川（ならかわ）村、上伊那郡南箕輪村飛地を経て、伊那市に至る断層帯である（図1－1、図2）。

本断層帯は、境峠断層と神谷断層から構成される。

本断層帯を構成する各断層の位置・形態は、活断層研究会編（1991）、中田・今泉編（2002）などに示されている。ここでは、各断層の位置及び名称は活断層研究会編（1991）によった。

(2) 断層面の位置・形状

境峠・神谷断層帯主部の長さ一般走向は、断層帯の北西端と南東端を直線で結ぶとそれぞれ約47 km、N35° Wとなる（図2）。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に認められることから0 kmとした。

断層面の傾斜は、断層露頭やトレンチ壁面において高角の断層面が確認されること（吉岡ほか，2003, 2004 など）、及び断層トレースが直線的であることから、地表付近では高角と推定される。また、断層帯の北半部では、トレンチ壁面に認められる断層の傾斜から地表付近では高角東傾斜を示すと推定される。

断層面の幅は、地下深部も地表付近と同様に高角であるとすれば、地震発生層の下限の深さ（約

15 km : 後述) から、15 km 程度の可能性がある。

(3) 断層の変位の向き(ずれの向き)(注10)

境峠・神谷断層帯主部は、系統的な河川の屈曲などの地形の特徴や断層露頭などから、左横ずれを主体とし、北部では北東側隆起成分、南部では南西側隆起成分を伴うと考えられる。

2. 1. 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)

境峠・神谷断層帯主部では、平均変位速度に関する詳細な資料は得られていない。

なお、活断層研究会編(1991)は、境峠断層の活動度(注5)をB級、神谷断層の活動度をA-B級としている。また、中野ほか(1995)は、梓湖付近の大野川右岸において中期更新世(6-20万年前:清水ほか,1998など)の乗鞍岳番所(ばんどころ)溶岩流の分布が約200m左に横ずれ屈曲するような形態を呈していることを指摘し、これを断層変位と考えると、境峠断層の平均横ずれ変位速度は1-3m/千年と見積もることができるとしている。しかし、この形態が断層活動によるものかどうかは明らかではない。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 境峠断層ソグラ沢地点(トレンチ調査)

境峠断層のほぼ中央に位置する奈川村ソグラ沢では、尾根上の緩斜面上を断層線が2条横切っており、その東側のトレースにおいてトレンチ(SA・SBトレンチ)が掘削された(吉岡ほか,2004)。トレンチ壁面には、数条の高角度の断層が認められた(図3)。

SAトレンチにおいて、断層は約5千5百-5千4百年前の¹⁴C年代値を示すS2層(黒色腐植土層)を変位させている。また、SBトレンチでは、断層は約4千9百-4千7百年前の¹⁴C年代値を示すS2層を切り、11-13世紀の¹⁴C年代値を示すS1層(黒色腐植土層)に覆われる。したがって、本地点での最新活動時期は、約4千9百年前以後、13世紀以前であったと考えられる。

さらに、SBトレンチ南壁面のスケッチに基づく、S3層(ローム層)及びS2b層(腐植土層:約7千6百-7千5百年前)が断層によって変位するが、上位のS2a層(腐植土層)には変位は及んでいないと判断される。このS2a層から得られた最も古い¹⁴C年代値は約4千9百-4千6百年前を示す。したがって、本地点における1つ前の活動時期は約7千6百年前以後、約4千6百年前以前の可能性があると判断される。

なお、吉岡ほか(2004)は、SBトレンチ南壁面にみられるS1c層(黒色腐植土層下部の礫質部分)を断層活動に伴う崩積性堆積物と考え、S1c層がS2a層より上位に分布することから、本地点での最新活動がS2a層(最も若い¹⁴C年代値で約3千7百-3千5百年前)の堆積より後に限定される可能性も指摘している。しかし、S2a層と断層との直接の関係は不明である。

② 境峠断層野麦峠スキー場南方地点(断層露頭調査)

奈川村の野麦峠スキー場南方地点では、狩野ほか(2001,2002)が断層露頭調査を実施している。本地点は、中田・今泉編(2002)などにより推定された活断層トレースからは200m程度南西方に位置する。

露頭では、カタクレーサイト化した花崗岩中にせん断変形を受けた脈状の腐植質土層(あるいは

は粉碎された炭化物片)が含まれており、約6千-5千8百年前の¹⁴C年代値を示す(狩野ほか, 2001, 2002)。よって、本地点では約6千年前以後に断層活動があったと考えられる。

なお、狩野ほか(2001, 2002)は、7世紀の¹⁴C年代値を示す腐植質土層が断層活動により流動変形を被っているとしている。ただし、この流動変形が地震動による根拠は示されておらず、また、本断層帯の活動との関係も不明であるため、ここでは採用しない。

③ 境峠断層寄合渡(よりあいど)地点(トレンチ調査)

奈川村寄合渡では、分離小丘とそれに連続するリニアメントが認められ、そのトレースを横切ってトレンチ(YA・YBトレンチ)が掘削された(吉岡ほか, 2004)。トレンチ壁面には、高角度の数条の断層が認められた(図4)。

YAトレンチにおいては、Y4層(礫混じり腐植土:上部で約8千-7千8百年前)やY3層(火山灰質堆積物:年代不明)を切り、Y1c層(黒色腐植土)に覆われる断層が認められる。Y1c層から得られた年代値にはばらつきがあるため採用できないが、Y1c層を傾斜不整合で覆うシルト質の堆積物(Y1b層)からは1-3世紀の¹⁴C年代値が得られている。したがって、本地点での最新活動時期は、約8千年前以後、3世紀以前であった可能性がある。

YBトレンチでは、Y4b層(黒色腐植土層下位:約7千7百-7千6百年前)以下の地層を切り、崩積性堆積物(吉岡ほか, 2004)のY4c層に覆われる断層が認められる。また、Y4c層上位のY4a層からは約6千9百-6千7百年前の¹⁴C年代値が得られている。したがって、本地点での1つ前の活動時期は、約7千7百年前以後、約6千7百年前以前であったと考えられる。

さらに、YAトレンチの南壁面では、Y7層を切る断層がY6層に覆われることから、より古い時期に断層活動があったと考えられるが、年代試料が得られていないため、その時期を特定することはできない。

なお、吉岡ほか(2004)は、Y1c層を断層活動に伴う崩積性堆積物と考え、その下位に位置するY2層の堆積後に断層活動が起こった可能性も指摘している。しかし、Y2層と断層との直接の関係は不明である。

④ 境峠断層上押出沢(かみおしでさわ)地点(断層露頭調査)

寄合渡地点の南南東約2.5kmに位置する木祖村上押出沢では、林道の路面を数10cm削り込んだ露頭の観察が行なわれている(狩野ほか, 2002)。本地点は、中田・今泉編(2002)などにより推定された活断層トレースからは200m程度南西方に位置する。

露頭では、花崗岩と砂礫層を水平距離3.5m以上にわたり境する断層構造が見出されている(狩野ほか, 2001, 2002)。また、砂礫層からは約6千3百-6千1百年前の¹⁴C年代値が得られている。よって、本地点では約6千3百年前以後に断層活動があったと考えられる。

⑤ 境峠断層細島(ほそしま)地点(トレンチ調査)

木祖村小木曾細島では、東向き斜面上に西落ちの逆向き低断層崖がみられ、この低断層崖と西側の山地斜面の間に、断層に沿って凹地が形成されている。吉岡ほか(2003)は、この凹地の南北両側においてトレンチ(A-Cトレンチ)を掘削した。トレンチ壁面には、東側に傾斜する見かけ上逆断層の形態を示す数条の断層が認められた(図5)。

Cトレンチにおいて、断層は約6千2百-6千年前の¹⁴C年代値を示すBa層(黒色腐植土層)

を变形させ、A層（土壌）に覆われる。また、断層の上盤側では、約6千—5千8百年前の¹⁴C年代値を示すBb層（土壌）がくさび状に落ち込む。したがって、本地点における最新活動時期は約6千年前以後と考えられる。なお、断層を覆うA層から得られた¹⁴C年代値は、その値がかなりばらつくこと、またA層が断層崖の斜面上に堆積した土壌であることを考慮すると、断層活動後に再堆積した土壌の年代である可能性が高い。よって、この活動時期の上限は限定できない。

また、上記の活動に先立つものとして、約3万8千年前以後—始良Tn火山灰降灰（約2万8千年前；注11）以前に少なくとも1回、始良Tn火山灰降灰以後に少なくとも1回断層活動があったとされる（吉岡ほか、2003）。Cトレンチのスケッチに基づく、C層（ローム層）の中部に認められる断層運動に伴った地層の逆転構造が、Ba層基底部（黒色腐植土層：約9千6百—9千4百年前）に不整合で覆われると推定される。C層からは直接の年代を示す試料は得られていないが、AトレンチのC層下部から始良Tn火山灰層起源の火山ガラスが検出されていることから、約2万8千年前以後、約9千5百年前以前に断層活動が生じたと推定される。さらに、両トレンチにみられるC層とⅢ（D）層との間には、下位の地層が断層に向かって傾き下がる形態をとる傾斜不整合がみられる。Aトレンチでは、Ⅲ（D）層の下位にあたるⅣ層から約3万8千年前の¹⁴C年代値が得られていることから、約3万8千年前以後、約2万8千年前以前に断層活動が生じたと推定される。

なお、Aトレンチにおいて、E2層中に認められる分岐断層の一部が上位のE1層に覆われていることから、さらに古い時期に断層活動があったと考えられるが、年代試料が得られていないため、その時期を特定することはできない。

以上の検討結果から、境峠・神谷断層帯主部の最新活動時期は、約4千9百年前以後、3世紀以前、1つ前の活動時期は約7千6百年前以後、約6千7百年前以前であった可能性がある。また、約3万8千年前以後、約9千4百年前以前に少なくとも2回の活動があったと推定される。

なお、狩野ほか（2002）は前述した境峠断層上押出沢林道地点の南東方70m程度に位置する土取場において、7世紀の年代を示す崖錐性堆積物が断層変位を被ると報告した。しかし、狩野ほか（2002）のスケッチを見る限り、年代試料が採取された層準まで断層変位を受けているかどうかは断定できないため、ここでは採用しないこととした。

b) 先史時代・歴史時代の活動

境峠・神谷断層帯主部の活動と直接関係する被害地震は知られていない（宇佐美、2003）。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注10）

境峠・神谷断層帯主部では、1回の活動に伴う変位量を示す直接的な資料は得られていない。

しかし、本断層帯の長さは約47kmと推定されることから、経験式（1）及び（2）を用いると、1回の活動に伴う変位量は約3.7mと計算される。したがって、本断層帯の1回の活動に伴う左横ずれ変位量は4m程度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は断層の長さ（km）、Mはマグニチュード、Dは1回の活動に伴う変位量である。

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

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

なお、狩野ほか（2002）は、奈川村上押出沢の林道路面（境峠断層上押出沢林道地点1）において、花崗岩と砂礫層を水平距離で 3.5m 以上にわたり境する構造を見出し、メートルオーダーの変位が示唆されるとしている。しかし、計測可能な変位基準は得られておらず、具体的な変位量を求めることはできない。

（4）活動間隔

境峠・神谷断層帯主部では、最新活動時期が約 4 千 9 百年前以後、3 世紀以前、1 つ前の活動時期は約 7 千 6 百年前以後、約 6 千 7 百年前以前の可能性があることから、平均活動間隔は約 1 千 8 百 - 5 千 9 百年であった可能性があると判断される。

（5）活動区間

境峠・神谷断層帯主部は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

境峠・神谷断層帯主部周辺における 1994 年までの約 100 年間の測地観測結果では、断層帯の周辺で北西 - 南東方向の縮みが見られる。

また、1985 年からの約 10 年間では、北部で北西 - 南東方向の縮み、北東 - 南西方向の伸びが見られる。

最近の G P S 観測結果では、北部で北西 - 南東方向の縮みが見られる。

（7）地震観測結果

境峠・神谷断層帯主部周辺の最近約 6 年間の地震観測結果によると、北部で微小地震活動が見られるが、南部では微小地震活動は低調である。地震発生層の下限の深さは約 15 km である。発震機構解によると、断層帯周辺では北西 - 南東方向に圧力軸を持つ型が多い。

2. 1. 3 断層帯の将来の活動

（1）活動区間及び活動時の地震の規模

2. 1. 2（5）に記述したように、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、長さが約 47 km と推定されることから、前述の経験式（1）及び（2）を用いて地震の規模を求めると、マグニチュード 7.6 程度の地震が発生すると推定され、その際には上下変位を伴う 4 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある。

（2）地震発生の可能性

境峠・神谷断層帯主部は、平均活動間隔が約 1 千 8 百 - 5 千 9 百年、最新活動時期が約 4 千 9 百年前以後、3 世紀以前の可能性があることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.3 - 2 より大となる。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、それぞれほぼ0%–13%、ほぼ0%–20%、ほぼ0%–40%、ほぼ0%–70%となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ0%–90%より大となる。表4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。本評価では、最新活動時期と平均活動間隔が十分に絞り込めていないことから、得られた地震発生の長期確率にも大きな幅があるが、その最大値をとると、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。

2. 2 霧訪山–奈良井断層帯

2. 2. 1 霧訪山–奈良井断層帯の位置及び形態

(1) 霧訪山–奈良井断層帯を構成する断層

霧訪山–奈良井断層帯は長野県塩尻市及び岡谷市から、上伊那郡辰野町、木曾郡檜川村を経て、同郡木祖村に至る断層帯である（図1–1、図2）。

本断層帯は、東山西方の断層（注12）、高尾山断層、霧訪山断層及び奈良井断層から構成される。

本断層帯を構成する各断層の位置・形態は、活断層研究会編（1991）、中田・今泉編（2002）などに示されており、これらの資料で概ね一致している。ここでは、各断層の位置及び名称は活断層研究会編（1991）によった。

(2) 断層面の位置・形状

霧訪山–奈良井断層帯の長さとして一般走向は、断層帯の北東端と南西端を直線で結ぶとそれぞれ約28 km、N50° Eとなる（図2）。ただし、断層帯の北東端の位置については、糸魚川–静岡構造線断層帯と東山西方の断層との交点とした。

断層面上端の深さは、断層変位が地表に達していることから0 kmとした。

断層面の傾斜と深部形状についての直接的な資料は無いが、後述のように本断層帯は横ずれを主体とする断層からなり、断層の地表トレースが概ね直線的であることから、地表付近では高角であると推定される。

断層面の幅は、地下深部も地表付近と同様に高角であるとすれば、前述の地震発生層の下限の深さから、15 km程度である可能性がある。

(3) 断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

霧訪山–奈良井断層帯は、河川の屈曲などの地形的特徴（活断層研究会編，1991 など）から、全体に右横ずれが卓越し、上下成分を伴うと推定される。

2. 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）

霧訪山–奈良井断層帯では、平均変位速度に関する資料は得られていない。

なお、活断層研究会編（1991）は、本断層帯を構成する霧訪山断層の活動度をA–B級、奈良井断層の活動度をB級としている。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

霧訪山–奈良井断層帯では、過去の活動に関する詳細な資料は得られていない。

b) 先史時代・歴史時代の活動

霧訪山－奈良井断層帯の活動と直接関係する被害地震は知られていない（宇佐美, 2003）。

（3）1回の変位量（ずれの量）（注10）

霧訪山－奈良井断層帯では、1回の活動に伴う変位量を示す直接的な資料は得られていない。

しかし、本断層帯の長さは約 28 km と推定されることから、前述の経験式（1）及び（2）を用いると、1回の活動に伴う変位量は約 2.2 m と計算される。したがって、本断層帯の1回の活動に伴う右横ずれ変位量は 2 m 程度であった可能性がある。

（4）活動間隔

霧訪山－奈良井断層帯では、活動時期、平均変位速度等が求められていないため、平均活動間隔を求めることはできない。

（5）活動区間

霧訪山－奈良井断層帯は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

霧訪山－奈良井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と 1985 年からの約 10 年間の測地観測結果では、顕著な歪みは見られない。

また、最近の GPS 観測結果でも、顕著な歪みは見られない。

（7）地震観測結果

霧訪山－奈良井断層帯周辺の最近約 6 年間の地震観測結果によると、本断層帯の微小地震活動は低調である。地震発生層の下限の深さは約 15km である。

2. 2. 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

2. 2. 2（5）で述べたように、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、長さが約 28 km と推定されることから、前述の経験式（1）及び（2）を用いて地震の規模を求めると、マグニチュード 7.2 程度の地震が発生すると推定され、その際には 2 m 程度の右横ずれが生じる可能性がある。

（2）地震発生の可能性

霧訪山－奈良井断層帯では、過去の活動に関する資料が得られていないため、将来の地震発生確率は不明である。

3. 今後に向けて

境峠・神谷断層帯主部では、過去の活動履歴に関して精度の良い値が求められていない。特に、最新活動時期と平均活動間隔が共に十分に絞り込めていないため、将来の地震発生確率についても大きく幅を持たせた評価となっている。境峠・神谷断層帯主部の将来の活動性を明確にするた

めには、最新活動時期と活動間隔をさらに精度良く明らかにするとともに、平均的なずれの速度や1回のずれの量に関する資料を集積する必要がある。

霧訪山－奈良井断層帯に関しては、過去の活動についてほとんど資料が得られていない。したがって、平均変位速度や活動時期など、過去の活動履歴を明らかにする必要がある。

また、境峠・神谷断層帯の周辺に位置する糸魚川－静岡構造線断層帯や伊那谷断層帯、木曾山脈西縁断層帯の活動との関連性についても検討する必要がある（図1－2）。

注10：「変位」を、1－2ページの本文、5－7ページの表1、3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11：始良 Tn 火山灰層（AT）の降下年代値については、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12：東山西方の断層については、活断層研究会編（1991）では単に東山西方としか記載がないことから、本評価に関しては便宜上この断層を「東山西方の断層」と名称の後ろに「の断層」をつけて表記した。

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1 σ 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。

文 献

阿部 一・池田安隆（1987）：伊那盆地北部における活断層のネットスリップ速度．地理学評論 **60**, 667-681.

原山 智（1990）：上高地地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，175p.

原山 智（1999）：飛騨山脈の多段階隆起とテクトニクスの変遷．月刊地球，**21**, 603-607.

原山 智・大藪圭一郎・深山裕永・足立英彦・宿輪隆太（2003）：飛騨山脈東半部における前期更新世後半からの傾動・隆起運動．第四紀研究，**42**, 127-140.

羽田野誠一（1974）：飛騨山脈の変動地形と崩壊性地形－写真判読調査－．日本地理学会予稿集，**7**, 110-110.

平林 潔（1987）：長野県南安曇郡，奈川流域の段丘形成史．駒沢大学大学院地理学研究，**17**, 15-31.

伊藤 潔・和田博夫（1996）：飛騨山脈の地震活動と熱構造．月刊地球，**18**, 123-128.

地震調査研究推進本部（1997）：「地震に関する基盤的調査観測計画」．38p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）：「(改定試案) 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 (1996) : 「糸魚川－静岡構造線活断層系の調査結果と評価」. 10p.
- 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 (2002) : 「伊那谷断層帯の評価」. 22p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 「木曾山脈西縁断層帯の評価」. 35p.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. and Yairi, K. (1992) : The Block Structure and Quaternary Strike-Slip Block Rotation of Central Japan. *Tectonics*, **11**, 47-56.
- 金折裕司・川上紳一・矢入憲二 (1994) : 西南日本のブロック構造. 科学, **64**, 186-194.
- 金子史朗 (1979) : 活断層と地形学－とくに中部山岳を例に－. 地理, **24**, 29-38.
- 狩野謙一 (1987) : 木曾山地北部－飛騨山地南部の大地形形成における境峠断層の役割. 地震学会予稿集, **2**, 43-43.
- 狩野謙一・佐藤博文 (1987) : 断層ガウジ中の石英粒子の破面解析－木曾山地北部の境峠断層と奈良井断層における例－. 地震学会予稿集, **2**, 42-42.
- 狩野謙一・佐藤博文 (1988) : 境峠断層 (木曾山地北部－飛騨山地南部の活断層) の基盤岩変位量. 地質学雑誌, **94**, 51-54.
- Kano, K. and Sato, H. (1988) : Foliated Fault Gouges: Examples from the Shear Zones of the Sakai-toge and Narai Faults, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **6**, 453-456.
- 狩野謙一・林 愛明・丸山 正 (2001) : 飛騨山地南部・境峠断層の第四紀後期の活動性. 第四紀研究, **40**, 203-210.
- 狩野謙一・丸山 正・林 愛明 (2002) : 飛騨山地南部, 境峠断層の後期更新世－完新世における活動. 地質学雑誌, **108**, 291-305.
- 片田正人・磯見 博・山田直利・村山正郎・河田清雄 (1961) : 中央アルプスとその西域の地質 その3 : 領家帯の地質構造. 地球科学, **57**, 12-23.
- 片田正人・磯見 博 (1962) : 5 万分の 1 地質図幅「伊那」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
- 木曾谷第四紀研究グループ (1967) : 木曾川上流部の第四紀地質 I. 地球科学, **21**, 1-10.
- 木祖村誌編纂委員会 (1997) : 「木祖村誌 源流の村の自然」. 464p.
- 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.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) : Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000yrB.P. : Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.
- 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-ROM 3 枚・付図 2 葉・122p.
- 林 愛明・狩野謙一 (2000) : 変位地形と基盤岩の構造から推定される活断層の活動史. 一木曾山脈を横切った飯田-松川断層と境峠-神谷断層を例に－. 月刊地球, 号外, **31**, 34-45.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラス－日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1968) : 活断層・活褶曲の tectonophysics. 災害科学の研究成果とその問題, 132-166.
- 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・藤田和夫・岡田篤正 (1976) : 日本の活断層分布図およびカタログ. 地質学論集, **12**, 185-198.
- 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.
- 松島信幸 (1995) : 「伊那谷の造地形史」. 飯田市美術博物館調査報告書, **3**, 145p.
- 三宅康幸・小坂丈予 (1998) : 長野県安曇村中ノ湯における 1995 年 2 月 11 日の水蒸気爆発. 火山, **43**, 113-121.
- 森山昭雄 (1990) : 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつ高くなったか?—. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 87-109.
- 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
- 中野 俊 (1998) : 乗鞍火山. 日本地質学会第 105 年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会第 105 年学術大会準備委員会, 89-103.
- 中野 俊・宇都浩三 (1995) : K-Ar 年代に基づく乗鞍火山の形成史. 日本火山学会講演予稿集, **2**, 91-91.
- 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和 (1995) : 乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 139p.
- 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.
- 西田幸司 (1977) : 伊那谷の活断層. 第四紀学会講演要旨集, **6**, 24-24.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2 diskettes and manual, 151p.
- 仁科良夫 (1982) : 境峠断層について. 長野県地学教育研究報告, **2**, 31-34.
- 仁科良夫 (1985) : 梓川断層群について. 長野県地学教育研究報告, **3**, 26-30.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄 (1985) : 長野県の活断層—活断層分布図と資料—. 信州大学理学部紀要, **20**, 171-198.
- 及川輝樹 (2002) : 焼岳火山群の地質—火山発達史と噴火様式の特徴—. 地質学雑誌, **108**, 615-632.
- 及川輝樹 (2003) : 飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連. 第四紀研究, **42**, 141-156.
- 及川輝樹・奥野 充・中村俊夫 (2000a) : 北アルプス南部, 安房平湖成層の ¹⁴C 年代—安房平の埋積史およびアカンダナ火山の活動年代—. 地球科学, **54**, 191-195.
- 及川輝樹・大塚 勉・藤谷佳史・中嶋貴紀・境峠断層研究グループ (2000b) : 飛騨山脈南部の活断層「境峠断層」. 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, SI-P012.
- Ono Y. and Masaki T. (1980) : Abnormal Sedimentation of the tephra layers in the Kami-Ina District, Central Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **6**, 44-50.
- 大塚 勉 (1985) : 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質学雑誌, **91**, 583-598.
- 大塚 勉・境峠断層研究グループ (1995) : 境峠断層と北アルプスの隆起. 地学団体研究会普及講演・シンポジウム要旨集, **49**, 24-25.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸 (1998) : 両白—飛騨地域に分布する鮮新—更新世火山岩の K-Ar 年代. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, **14**, 1-36.
- 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉 (1998) : 木曾福島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1986) 御嶽テフラと周辺地域の編年の再検討. 日本

地理学会講演予稿集, **29**, 62-63.

辻村太郎 (1926) : 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造 (予報) (2). 地理学評論, **2**, 192-218.

植木岳雪・山本信雄 (2003) : 長野県西部, 梓川上流部の段丘面群構成層から産出する材の ¹⁴C 年代. 第四紀研究, **42**, 361-367.

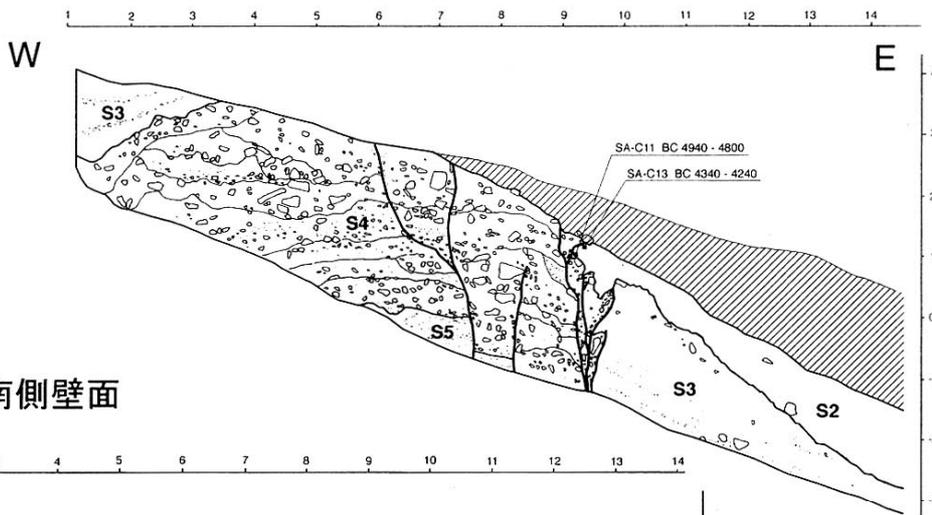
宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版 日本被害地震総覧[416]-2001」. 東京大学出版会, 605p.

吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・石山達也・細矢卓志・橋本智雄 (2003) : 境峠断層, 長野県木祖村細島地区における活動履歴調査. 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.3, 73-81.

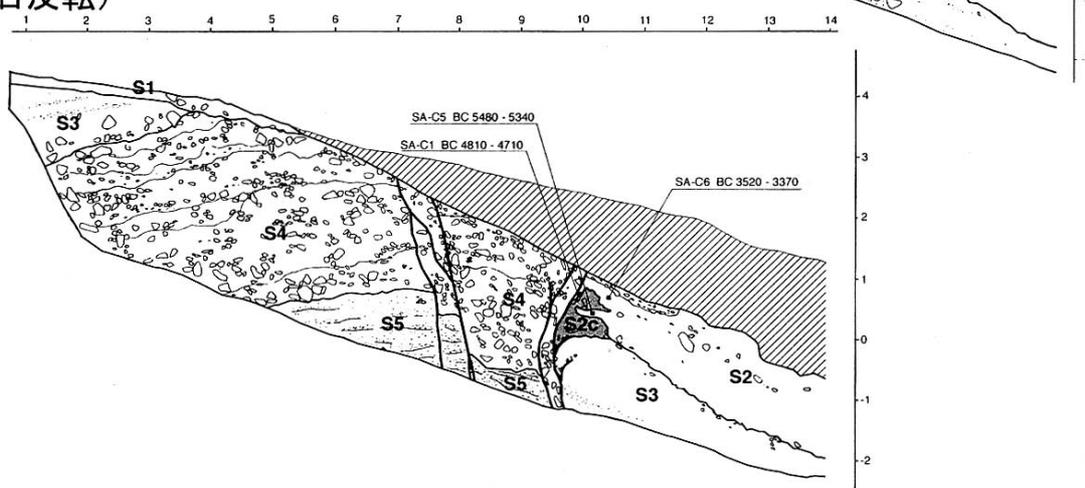
吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄 (2004) : 境峠-神谷断層帯, 境峠断層の長野県奈川村における活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.4, 143-153.

SAトレンチ 北側壁面

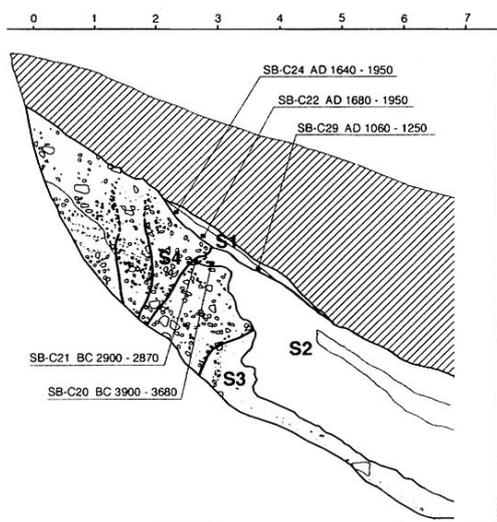
(m)



SAトレンチ 南側壁面
(左右反転)



SBトレンチ 北側壁面



SBトレンチ 南側壁面
(左右反転)

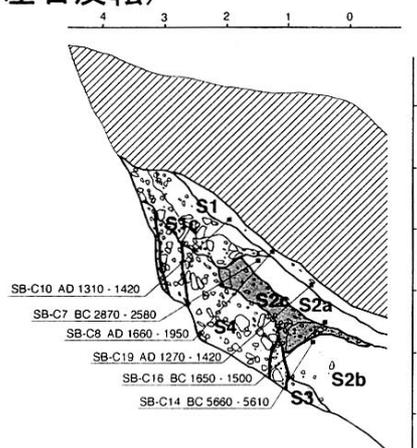
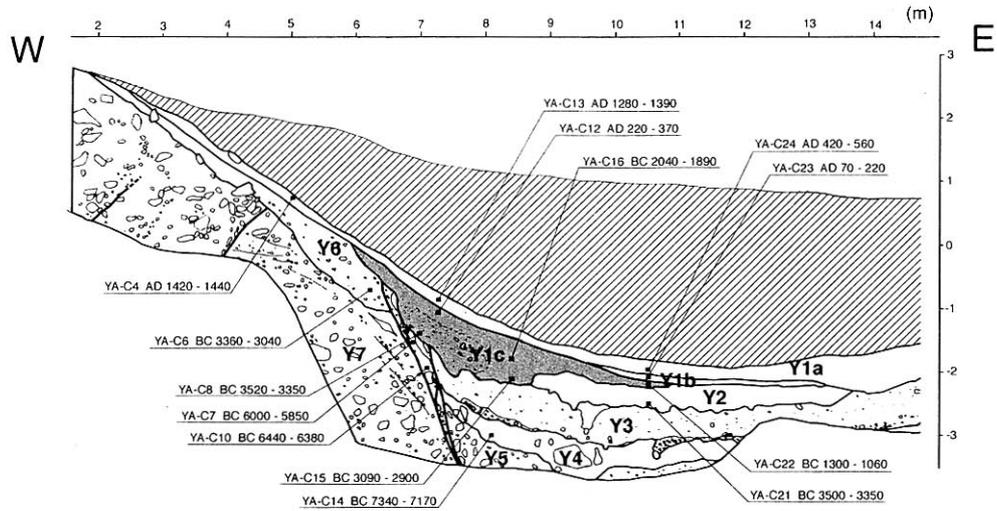


図3 境峠断層ソグラ沢地点：トレンチ壁面のスケッチ（吉岡ほか，2004）を一部改変

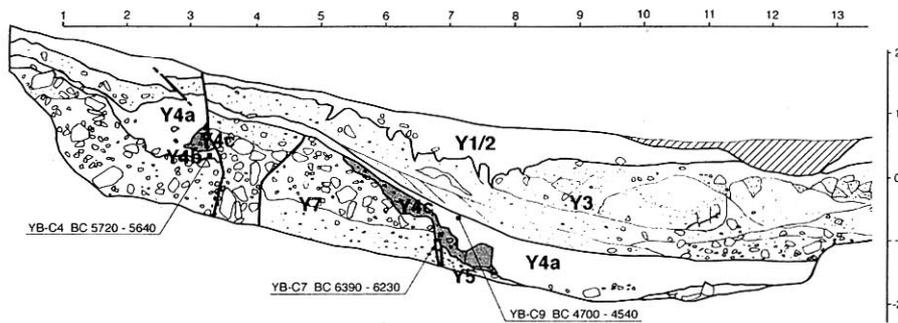
年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代。評価に用いた年代値を Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、紀元後を世紀単位、紀元前を100年単位で四捨五入して表示すると以下ようになる。

BC3520-BC3370 (SA トレンチ：S2 層) → 約5千5百-5千4百年前、AD1060-AD1250 (SB トレンチ：S1 層) → 11-13世紀、BC2900-BC2870 (SB トレンチ：S2 層) → 約4千9百-4千7百年前、BC1650-BC1500 ((SB トレンチ：S2a 層) → 約3千7百-3千5百年前、BC2870-BC2580 (SB トレンチ：S2a 層) → 約4千9百-4千6百年前、BC5660-BC5610 (SB トレンチ：S2b 層) → 約7千6百-7千5百年前

YAトレンチ 南側壁面（左右反転）



YBトレンチ 北側壁面



YBトレンチ 南側壁面（左右反転）

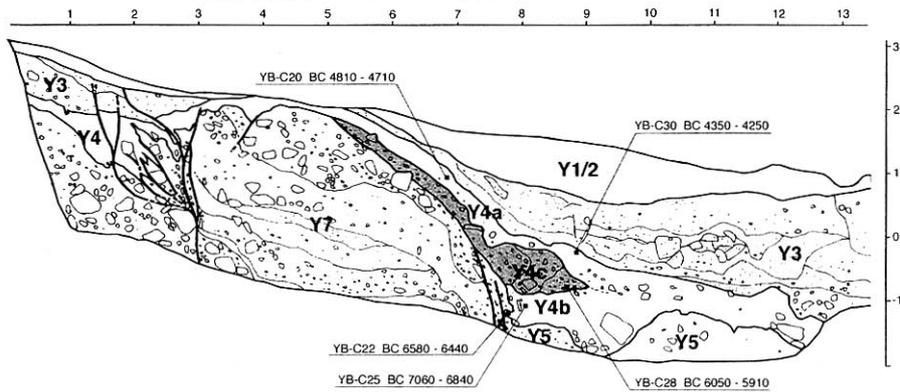


図4 境峠断層寄合渡地点：トレンチ壁面のスケッチ（吉岡ほか，2004）を一部改変

年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代。評価に用いた年代値を Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、紀元後を世紀単位、紀元前を100年単位で四捨五入して表示すると以下ようになる。

AD70-AD220 (YA トレンチ：Y1b 層) → 1-3 世紀、BC6000-BC5850 (YA トレンチ：Y4 層) → 約8千-7千8百年前、BC4810-BC4710 (YB トレンチ：Y4a 層) → 約6千9百-6千7百年前、BC5720-BC5640 (YB トレンチ：Y4b 層) → 約7千7百-7千6百年前

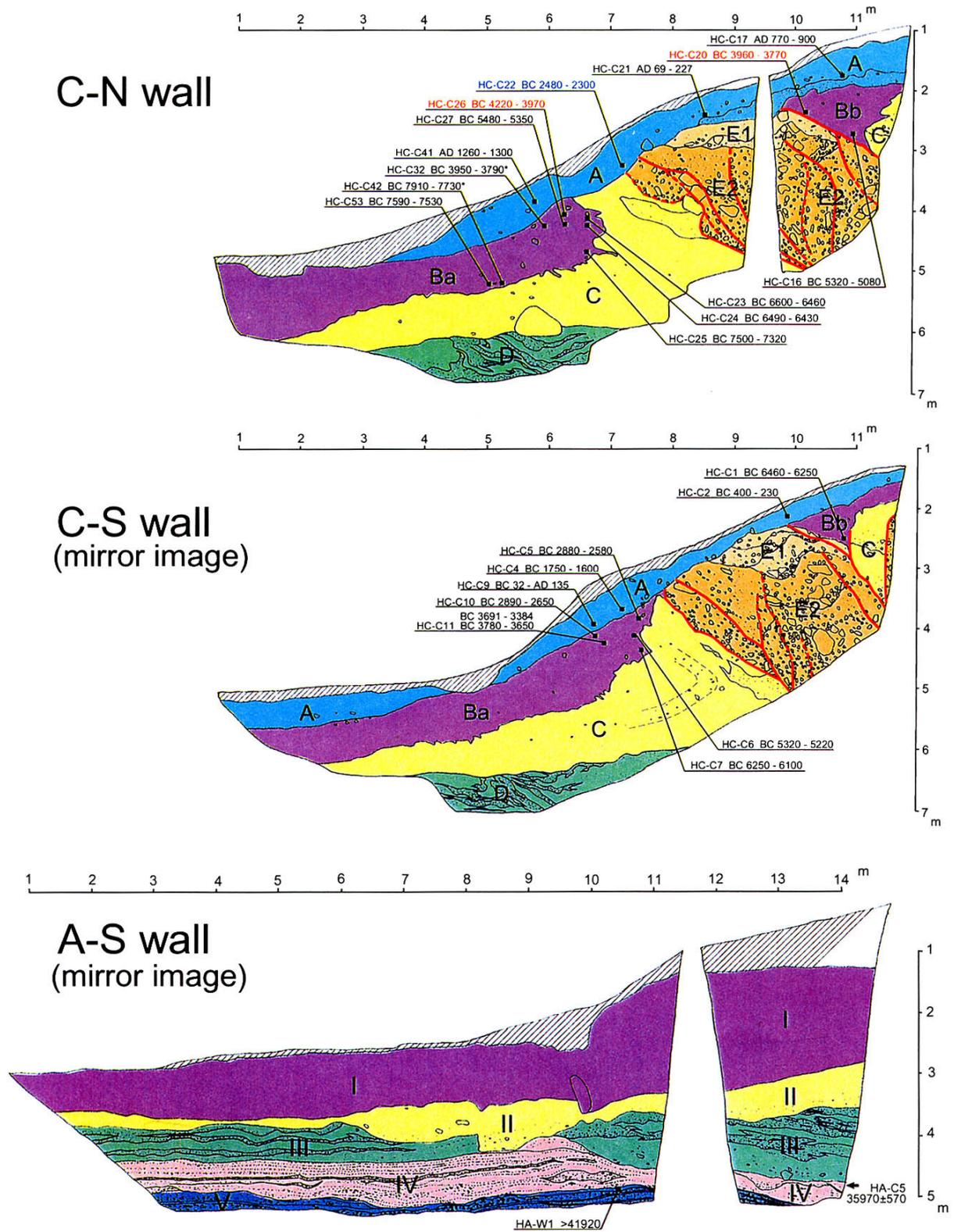


図5 境峠断層細島地点：トレンチ壁面のスケッチ（吉岡ほか，2003）を一部改変
 年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代。評価に用いた年代値を、1万年以前のものはKitagawa and van der Plicht (1998)、1万年前より後のものはNiklaus (1991)に基づいて暦年補正し、100年単位（1万年前以前のものは1000年単位）で四捨五入して表示すると以下ようになる。
 BC3960-BC3770（C トレンチ：Bb 層）→ 約 6 千-5 千 8 百年前、BC4220-BC3970（C トレンチ：Ba 層）→ 約 6 千 2 百-6 千 年 前、BC7590-BC7530（C トレンチ：Ba 層）→ 約 9 千 6 百-9 千 4 百年前、35970±570yBP（A トレンチ：III (D) 層、未補正）→ 約 3 万 8 千年前

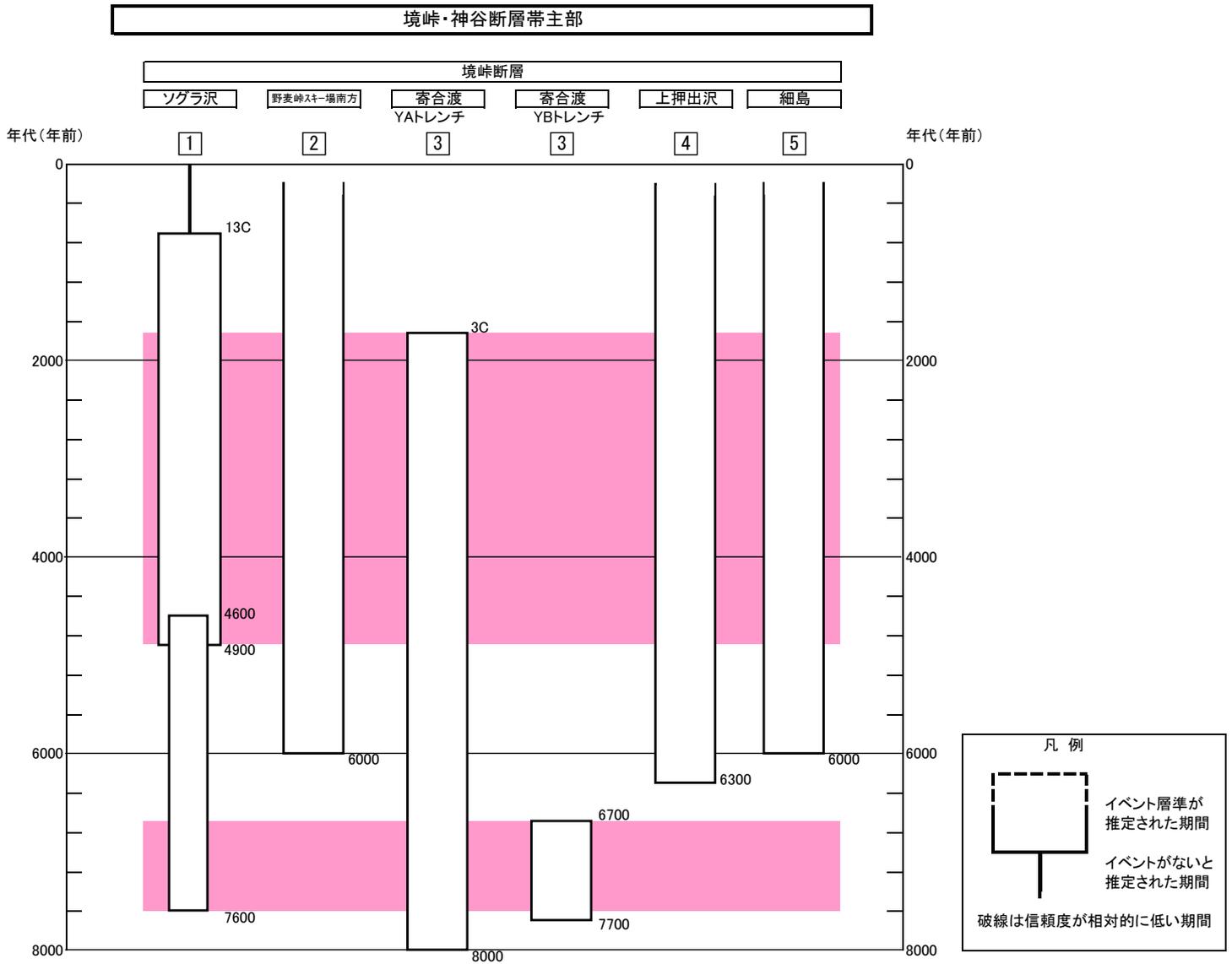


図6 境峠・神谷断層帯主部の活動の時空間分布

細島地点では、この他に約9千4百～約2万8千年前と約2万8千～3万8千年前にも、それぞれ1回以上の断層活動が推定される。

表4 境峠・神谷断層帯主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	0.3－2より大**	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%－13%**	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%－20%**	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%－40%**	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%－70%**	
集積確率	ほぼ0%－90%より大**	
指標(1) 経過年数	マイナス2千4百年－3千6百年**	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。
比	0.4－4**	
指標(2)	ほぼ0－8**	
指標(3)	ほぼ0%－90%より大**	
指標(4)	ほぼ0－0.9**	
指標(5)	0.0002－0.0006**	

**評価時点はすべて2005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、説明文で述べたように、境峠・神谷断層帯主部に関しては、最新活動時期の年代幅が3千年程度と大きく、平均活動間隔も十分に時期を絞り込めていないため、地震後経過率と将来の地震発生確率値に関しても、大きく幅を持たせた評価となっている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。境峠・神谷断層帯主部の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険率は、1千8百分の1－5千9百分の1（0.0002－0.0006）であり、いつの時点でも一定である。

境峠・神谷断層帯主部では、BPT分布モデルを適用した場合の危険率は評価時点でほぼ0－0.004（240分の1）であり、時間とともに増加する。ほぼ0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2千4百年を要するが、0.004（240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すでに3千6百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。