

## 濃尾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、濃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。

## 濃尾断層帯の評価

濃尾（のうび）断層帯は、両白山地から濃尾平野北方にかけて位置する活断層帯である。ここでは、平成 10、12、13 年度に産業技術総合研究所（旧：地質調査所）によって実施された調査をはじめ、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

濃尾断層帯は、温見（ぬくみ）断層、濃尾断層帯主部、揖斐川（いびがわ）断層帯、武儀川（むぎがわ）断層からなる。これらの断層帯はいずれも概ね北西－南東方向に延びる。

温見断層は、福井県今立（いまだて）郡池田町から大野市南部を経て岐阜県本巣市北部に至る、長さ約 36km の断層である。本断層は過去の活動時期の違いから、池田町から大野市南部に至る北西部と、大野市南部から本巣市北部に至る南東部に区分される。本断層は左横ずれを主体とし、北西部では北東側隆起成分、南東部では南西側隆起成分を伴う（図 1、2 及び表 1）。

濃尾断層帯主部は、福井県大野市南部から、岐阜県本巣市、岐阜市北部、山県市南部、関市を経て、美濃加茂市と加茂郡坂祝（さかほぎ）町の境界付近に至る、長さ約 55km の断層帯である。本断層帯は、過去の活動時期の違いにより、大野市南部から岐阜市北西部に至る根尾谷断層帯、本巣市から美濃加茂市、坂祝町境界に至る梅原断層帯、岐阜市北部に分布する三田洞（みたほら）断層帯に区分される。根尾谷断層帯は、左横ずれを主体とする断層からなる。梅原断層帯は左横ずれを主体とする断層からなり、北西部の一部では北東側隆起成分、南東部では南西側隆起成分を伴う。また、三田洞断層帯は左横ずれを主体とする断層からなり、南西側隆起成分を伴う（図 1、2 及び表 3）。

揖斐川断層帯は、岐阜県揖斐郡藤橋村から本巣市に至る、長さ約 24km の断層帯である。本断層帯は左横ずれを主体とする断層からなり、南東部では南西側隆起成分を伴う（図 1、2 及び表 5）。

武儀川断層は、岐阜県本巣市から山県市を経て武儀郡武芸川（むげがわ）町に至る、長さ約 29km の断層である。本断層は左横ずれを主体とし、南東部では北東側隆起成分を伴う（図 1、2 及び表 6）。

### 2. 断層帯の過去の活動

#### （1）温見断層

温見断層北西部は、1891 年（明治 24 年）の濃尾地震の際に、濃尾断層帯主部の根

尾谷断層帯、梅原断層帯とともに長さ約 76km の地震断層の一部として活動した。その際、本断層北西部に沿っては、最大で 3 m の左横ずれと 1.8m の北西側隆起が生じた。本断層北西部の平均活動間隔は、約 2 千 2 百 - 2 千 4 百年と推定される (表 2)。

温見断層南東部では、過去の活動に関する詳細な資料は得られていないが、少なくとも 1891 年の濃尾地震の際に活動したとする報告はない。

## (2) 濃尾断層帯主部

根尾谷断層帯と梅原断層帯は、1891 年の濃尾地震の際に温見断層北西部とともに長さ約 76km の地震断層の一部として活動した。その際、根尾谷断層に沿っては最大 7.4m の左横ずれが生じた。

根尾谷断層帯の平均的な左横ずれの速度は 2 m / 千年程度と考えられ、平均活動間隔は約 2 千 1 百 - 3 千 6 百年であった可能性がある。また、梅原断層帯の平均活動間隔は約 1 万 4 千 - 1 万 5 千年であった可能性がある (表 3)。三田洞断層帯では、過去の活動に関する詳細な資料は得られていないが、少なくとも 1891 年の濃尾地震の際には活動していないと判断される。

## (3) 揖斐川断層帯

揖斐川断層帯の最新活動時期は、1 世紀以後、10 世紀以前と考えられる (表 5)。

## (4) 武儀川断層

武儀川断層では、過去の活動に関する詳細な資料は得られていないが、少なくとも 1891 年の濃尾地震の際に活動したとする報告はない。

# 3. 断層帯の将来の活動

## (1) 温見断層

温見断層では、北西部と南東部が単独で活動する場合、それぞれマグニチュード 6.8 程度、7.0 程度の地震が発生する可能性があり、その際には各々 1 m 程度、2 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある。また、温見断層全体が同時に活動する可能性もあり、その場合マグニチュード 7.4 程度の地震が発生すると推定される (表 1)。

北西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 (注 1、2)。南東部については、過去の活動が明らかでないため、将来このような地震が発生する長期確率は求めることができない。また、北西部と南東部が同時に活動する場合の地震発生確率は、北西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。

## (2) 濃尾断層帯主部

濃尾断層帯主部では、根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞断層帯が単独で活動する場合、それぞれマグニチュード 7.3 程度、7.4 程度及び 7.0 程度の地震が発生すると推定され、その際にはそれぞれ 2 - 3 m 程度、3 m 程度及び 1 - 2 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある (表 3)。

また、根尾谷断層帯と梅原断層帯、根尾谷断層帯と三田洞断層帯もしくは濃尾断層帯主部全体がそれぞれ同時に活動する場合もあり、その場合いずれもマグニチュード7.7程度の地震が発生すると推定される（表3）。

根尾谷断層帯と梅原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4に示すとおりである（注1、2）。根尾谷断層帯と梅原断層帯、もしくは濃尾断層帯主部全体が同時に活動する場合の地震発生確率は、梅原断層帯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。また、根尾谷断層帯と三田洞断層帯が同時に活動する場合の地震発生確率は、根尾谷断層帯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）揖斐川断層帯

揖斐川断層帯では、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、その際には2 m程度の左横ずれが生じる可能性がある（表5）。ただし、平均活動間隔や平均的なずれの速度が明らかでないため、将来このような地震が発生する長期確率は求めることができない。

### （4）武儀川断層

武儀川断層では、全体が1つの区間として活動する場合、マグニチュード7.3程度の地震が発生すると推定され、その際には2 m程度の左横ずれが生じる可能性がある（表6）。ただし、平均活動間隔や平均的なずれの速度が明らかでないため、将来このような地震が発生する長期確率は求めることができない。

## 4. 今後に向けて

濃尾断層帯を構成する各断層帯では、1回のずれの量について精度の良い数値が得られていない。また、温見断層の南東部、揖斐川断層帯及び武儀川断層では、最新活動時期を含めた過去の活動に関して、ほとんど資料が得られていない。本断層帯の将来の活動性を明らかにするためには、これらについて精度の良い資料を集積する必要がある。

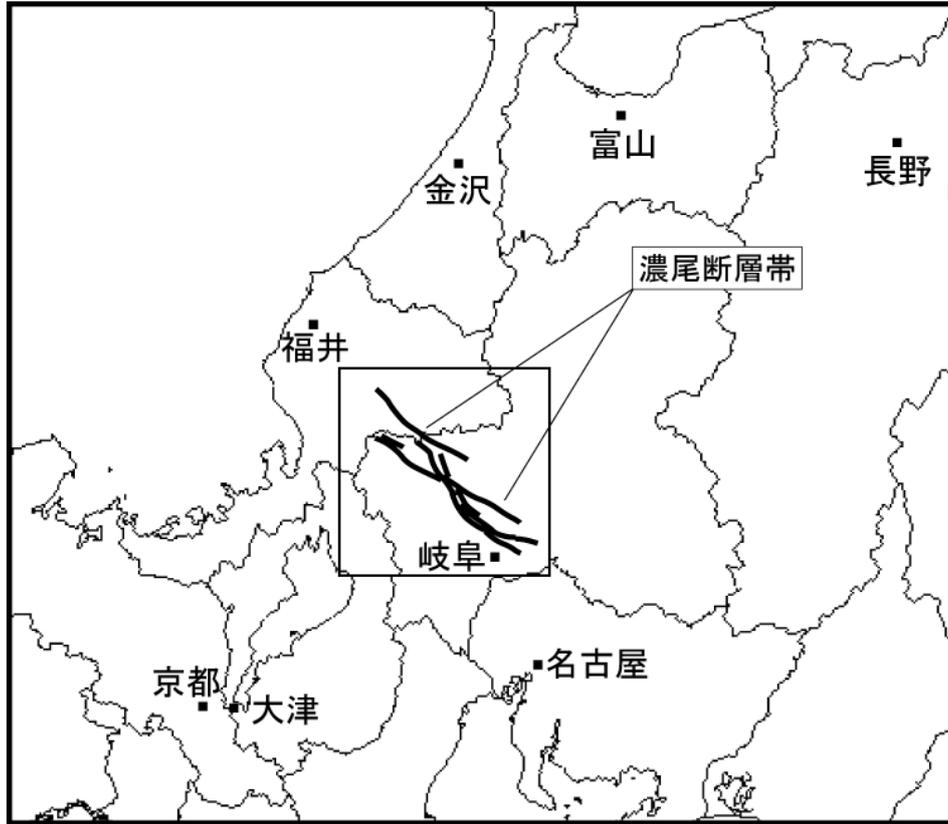


図1 濃尾断層帯の概略位置図  
(長方形は図2の範囲)

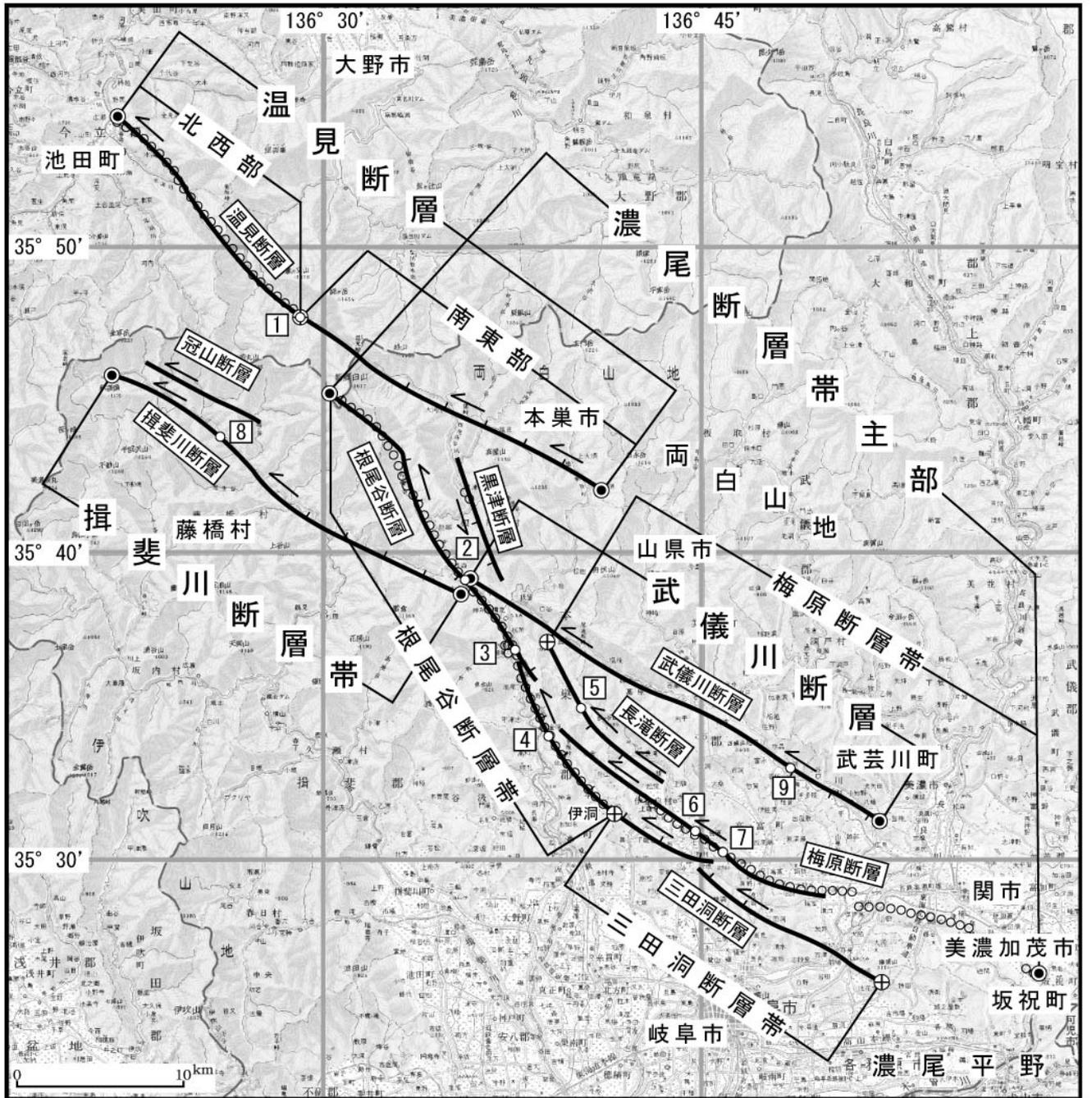


図2 濃尾断層帯の位置と主な調査地点

1 : 温見地点 2 : 門脇地点 3 : 水鳥地点 4 : 金原地点 5 : 金原谷地点

6 : 高田地点 7 : 上洞地点 8 : 塚地点 9 : 中洞地点

● : 断層帯の北西端と南東端 ⊕ : 活動区間の境界

○ : 1891年の地表地震断層

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「岐阜」を使用。



(2) 過去の活動時期	<p>北西部：</p> <p>活動1（最新活動） 1891年（明治24年）濃尾地震</p> <p>活動2（1つ前の活動） 約3千9百年前以後、6世紀以前</p> <p>活動3（2つ前の活動） 約6千年前以後、約4千年前以前</p> <p>活動4（3つ前の活動） 約7千3百年前以後、約6千8百年前以前</p> <p>南東部： 不明（少なくとも1891年の濃尾地震時に活動したとする報告はない。）</p>	<p>◎</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>○</p>	<p>北西部の活動時期は、文献11、14に示された資料から推定。</p> <p>括弧内の見解は、文献5などによる。</p>
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	<p>1回のずれの量</p> <p>北西部：1m程度（左横ずれ成分） （1891年濃尾地震時には根尾谷断層帯、梅原断層帯と同時に活動し、最大3mの左横ずれが生じている。）</p> <p>南東部：2m程度（左横ずれ成分）</p> <p>平均活動間隔</p> <p>北西部：約2千2百－2千4百年 南東部：不明</p>	<p>△</p> <p>△</p> <p>○</p>	<p>断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p> <p>過去4回の活動から推定。</p>
(4) 過去の活動区間	<p>最新活動時期は北西部、南東部の2区間 （1891年濃尾地震時には、北西部は根尾谷断層帯、梅原断層帯と同時に活動した。）</p> <p>それ以前の活動時には、断層全体が同時に活動した可能性もある。</p>	<p>○</p>	<p>過去の活動、断層の位置・形態から推定。</p>
3. 断層の将来の活動			
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	<p>活動区間</p> <p>北西部、南東部の2区間</p> <p>温見断層全体が同時に活動する可能性もある。</p> <p>地震の規模及びずれの量</p> <p>北西部：</p> <p>地震規模 マグニチュード6.8程度 ずれの量 1m程度 （左横ずれ成分）</p> <p>南東部：</p> <p>地震規模 マグニチュード7.0程度</p>	<p>○</p> <p>△</p> <p>△</p> <p>△</p>	<p>過去の活動、断層の位置・形態から推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p>

	ずれの量 2 m程度 (左横ずれ成分)	△	断層の長さから推定。
	断層全体： 地震規模 マグニチュード7.4 程度	○	断層の長さから推定。

表2 温見断層（北西部）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）	0.05	a	発生確率及び集積確率は文献2による。
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
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9）	ほぼ0%		



	幅 根尾谷断層帯 : 15km 程度 梅原断層帯 : 20km 程度 三田洞断層帯 : 20km 程度	○ ○ △	幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ（説明文 2.1.2(7)参照）から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	根尾谷断層帯：左横ずれ断層 梅原断層帯 : 左横ずれ断層 (北西部は一部で北東側隆起成分、南東部では南西側隆起成分を伴う。) 三田洞断層帯：左横ずれ断層 (南西側隆起成分を伴う)	◎ ◎ ◎	文献4、5に示された地形の特徴から推定。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	根尾谷断層帯 : 2 m/千年程度 (左横ずれ成分) 梅原断層帯 : 不明 (活動度は B-C 級) 三田洞断層帯 : 不明 (活動度は B-C 級)	○	文献9に基づく。 括弧内の活動度(注5)は文献4による。説明文 2.2.2(1)参照。
(2) 過去の活動時期	根尾谷断層帯 : 活動1 (最新活動) 1891年(明治24年)濃尾地震 活動2 (1つ前の活動) 約4千5百年前以後、1891年以前 活動3 (2つ前の活動) 約7千3百年前以後、約4千3百年前以前 (これ以前に、約1万4千年前以後、約8千1百年前以前に1回以上の断層活動と、約1万3千年前以前にも活動があったことが指摘されている。)  梅原断層帯 : 活動1 (最新活動) 1891年(明治24年)濃尾地震 活動2 (1つ前の活動) 約2万4千年前以後、約2万2千年前以前 活動3 (2つ前の活動) 約3万1千年前以後、約2万8千年前以前  三田洞断層帯 : 不明(1891年濃尾地震の際には活動していない。)	◎ ◎ △  ◎ △ △	根尾谷断層帯の活動時期は、文献1、5などに示された資料から推定。  梅原断層帯の活動時期は、文献1、3、5、8に示された資料から推定。  括弧内の見解は、文献5などによる。

<p>(3) 1回のずれの量と平均活動間隔</p>	<p>1回のずれの量  根尾谷断層帯 : 2 - 3 m程度  (左横ずれ成分)  梅原断層帯 : 3 m程度  (左横ずれ成分)  三田洞断層帯 : 1 - 2 m程度  (左横ずれ成分)</p> <p>(根尾谷断層帯と梅原断層帯は、1891年濃尾地震時には、温見断層北西部と同時に活動し、このとき根尾谷断層では最大7.4mの左横ずれ変位が生じている。)</p> <p>平均活動間隔  根尾谷断層帯 :  約2千1百 - 3千6百年  梅原断層帯 :  約1万4千 - 1万5千年  三田洞断層帯 :  不明</p>	<p>△ △ △    △ △</p>	<p>断層の長さから推定。  断層の長さから推定。  断層の長さから推定。    過去3回の活動から推定。  過去3回の活動から推定。</p>
<p>(4) 過去の活動区間</p>	<p>根尾谷断層帯、梅原断層帯、三田洞断層帯の3区間  (1891年濃尾地震の際には、根尾谷断層帯と梅原断層帯は温見断層北西部と同時に活動した。)</p> <p>それ以前の活動時には、断層帯全体が同時に活動した可能性もある。</p>	<p>○</p>	<p>過去の活動、断層の位置形態から推定。</p>
<p>3. 断層帯の将来の活動</p>			
<p>(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模</p>	<p>活動区間  根尾谷断層帯、梅原断層帯、三田洞断層帯の3区間</p> <p>根尾谷断層帯と梅原断層帯、根尾谷断層帯と三田洞断層帯、本断層帯全体が同時に活動する可能性もある。</p> <p>地震の規模及びずれの量  根尾谷断層帯 :  地震規模 マグニチュード7.3程度  ずれの量 2 - 3 m程度  (左横ずれ成分)</p>	<p>○   ○ △</p>	<p>断層の位置関係、形状等から推定。説明文2.2.3(1)参照。    断層の長さから推定。  断層の長さから推定。</p>

	<p>梅原断層帯 :  地震規模 マグニチュード 7.4 程度  ずれの量 3 m程度  (左横ずれ成分)</p> <p>三田洞断層帯 :  地震規模 マグニチュード 7.0 程度  ずれの量 1 - 2 m程度  (左横ずれ成分)</p> <p>根尾谷断層帯と梅原断層帯が同時に活動する場合 :  地震規模 マグニチュード 7.7 程度</p> <p>根尾谷断層帯と三田洞断層帯が同時に活動する場合 :  地震規模 マグニチュード 7.7 程度</p> <p>断層帯全体が同時に活動する場合 :  地震規模 マグニチュード 7.7 程度</p>	<p>○ △</p> <p>○ △</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p>	<p>断層の長さから推定。 断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。 断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p> <p>断層の長さから推定。</p>
--	---	--	---

表4 根尾谷断層帯と梅原断層帯の将来の地震発生確率等

項 目	将来の地震発生確率等 (注6)	信頼度 (注7)	備 考
(根尾谷断層帯) 地震後経過率(注8)	0.03-0.05		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%	b	発生確率及び集積確率は文献2による。
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9)	ほぼ0%		
(梅原断層帯) 地震後経過率(注8)	0.008		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%	b	発生確率及び集積確率は文献2による。
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9)	ほぼ0%		

表5 揖斐川断層帯の特性

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	揖斐川（いびがわ）断層、冠山断層			文献4、5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 35° 46′ 東経 136° 22′ （南東端）北緯 35° 39′ 東経 136° 35′ 長さ 約 24km		○ ◎ ○	文献4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 N60° W  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）。  傾斜は文献 13 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 （南東部では、南西側隆起成分を伴う。）		◎	地形の特徴から推定。
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B級）			括弧内の活動度（注5）は文献4による。
(2) 過去の活動時期	活動1（最新活動） 1世紀以後、10世紀以前		◎	文献13、15による。
(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（左横ずれ成分）	△	断層の長さから推定。
	平均活動間隔	不明		
(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7.1程度 2 m程度（左横ずれ成分）	○ △	断層の長さから推定。 断層の長さから推定。

表6 武儀川断層の特性

項目	特性		信頼度 (注3)	根拠 (注4)
1. 断層の位置・形態				
(1) 構成する断層	武儀川（むぎがわ）断層			文献4、5による。
(2) 断層の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層の位置 （北西端）北緯 35° 39′ 東経 136° 35′ （南東端）北緯 35° 32′ 東経 136° 52′ 長さ 約 29km		◎ ○ ○	文献4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 N60° W  傾斜 高角（地表付近）  幅 20km 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12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 20 km）から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層 （南東部では、北東側隆起成分を伴う。）		◎	地形の特徴から推定。
2. 断層の過去の活動				
(1) 平均的なずれの速度	不明（活動度はB級）			括弧内の活動度（注5）は文献4による。
(2) 過去の活動時期	不明 （1891年濃尾地震の際には活動したとする報告はない）			括弧内の見解は、文献5などによる。
(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（左横ずれ成分）	△	断層の長さから推定。
	平均活動間隔	不明		
(4) 過去の活動区間	断層全体で1区間		○	断層の位置関係、形状等から推定。
3. 断層の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層全体で1区間	○	断層の位置関係、形状等から推定。 断層の長さから推定。 断層の長さから推定。
	地震規模	マグニチュード 7.3 程度	○	
	ずれの量	2 m程度（左横ずれ成分）	△	

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、4千年の場合は30年確率の最大値は6%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：粟田ほか(1999)

文献2：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)

文献3：荻谷(1999)

文献4：活断層研究会編(1991)

文献5：松田(1974)

文献6：宮腰ほか(1988)

文献7：中田・今泉編(2002)

文献8：岡田ほか(1992)

文献9：岡田・松田(1992)

- 文献 10：佐藤ほか（1992）
- 文献 11：吉岡ほか（2001a）
- 文献 12：吉岡ほか（2001b）
- 文献 13：吉岡ほか（2002a）
- 文献 14：吉岡ほか（2002b）
- 文献 15：吉岡ほか（2003）

注 5：濃尾断層帯主部（根尾谷断層帯）を除く各断層（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 1 m 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、1 m 未満であるものをいう。
- ・ 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、濃尾谷断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯に関しては、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度が低い（△）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。今回の評価した数字のうち、温見断層（北西部）の 0.05 は 114 年を 2,200–2,400 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. 濃尾断層帯に関するこれまでの主な調査研究

小藤 (1892)、Koto (1893)、大森 (1900, 1910) は、1891 年 (明治 24 年) の濃尾地震の際に出現した地震断層について詳細な現地調査を行い、概要を報告した。小川 (1903) は、濃尾地震後の地形変化の測定を行った。岡山 (1931) は接峰面図の作成を通して、美濃越前山地の地形概要を調査し、濃尾断層帯を構成する断層について記述した。また、河合 (1959, 1964) は本断層帯周辺において詳細な地質調査を行い、幾つかの断層の存在を指摘している。その他、辻村 (1926)、津屋 (1937)、村松ほか (1964)、別所 (1967)、井関 (1966) 及び井関・守屋 (1968) など、多数の研究者により本断層帯に関する記述が行われている。松田 (1974) は、これらの資料を整理補足するとともに、主に地形観察に基づいて本断層帯一帯の活断層を図示し、その性質の概略を記した。また、村松 (1976) は、濃尾地震と濃尾断層系について断層変位と地殻変動に関して論じた。なお、三雲・安藤 (1975)、Mikumo and Ando (1976) は、地表変動や震度分布のデータを基に濃尾地震の震源断層モデルを定めている。

濃尾断層帯一帯の活断層の位置・形態を示した資料としては、岡田 (1979)、活断層研究会編 (1980, 1991)、中田・今泉編 (2002) などがある。

本断層帯の第四紀後期の活動性に関する調査としては、京都大学防災研究所 (1983, 1986a, 1986b)、宮腰ほか (1988)、岡田ほか (1992)、岡田・松田 (1992)、佐藤ほか (1992)、隈元ほか (1992)、栗田ほか (1999)、吉岡ほか (2001a,b, 2002a,b, 2003) などによるトレンチ調査や変動地形調査及びボーリング調査がある。

また、村松ほか (2002) は、濃尾地震とそれに関連する断層についての資料を取りまとめ、詳細な検討を実施している。

### 2. 濃尾断層帯の評価結果

濃尾断層帯は、両白山地から濃尾平野の北方にかけて、福井県今立郡池田町から、大野市南部、岐阜県揖斐郡藤橋村、本巣市、山口市、武儀郡武芸川 (むげかわ) 町、岐阜市北部、関市を経て、美濃加茂市と加茂郡坂祝 (さかほぎ) 町の境界付近に至る断層帯である。

本断層帯は、北西-南東方向に並走する複数の断層から構成される。ここでは、これらの断層を松田 (1990) の起震断層の定義に基づき、温見 (ぬくみ) 断層、濃尾断層帯主部、揖斐川 (いびがわ) 断層帯及び武儀川 (むぎかわ) 断層に区分した (図 1、2)。

なお、本断層帯の周辺には、宝慶寺断層、金草岳 (かなくさだけ) 断層、笹ヶ峰断層、木知原断層、谷汲断層及び華立断層が分布するが、いずれも単独では断層長が 20km に満たず、地震調査研究推進本部 (1997) の基盤的調査観測対象の基準に該当しないことから、詳細な評価の対象とはしないこととした (図 3)。

#### 2. 1 温見断層

##### 2. 1. 1 温見断層の位置及び形態

###### (1) 構成する断層

温見断層は、福井県今立郡池田町から大野市南部を経て、岐阜県本巣市に至る活断層である (図 1、2)。本断層は、過去の活動時期の違いから (後述)、大野市温見付近を境として北西部と南東部の 2 つの区間に区分される。北西部は 1891 年の濃尾地震の際に活動した区間に相当する。

本断層の位置・形態については、岡田 (1979)、活断層研究会編 (1991) 及び中田・今泉編 (2002)

などに示され、これらはほぼ一致する。ここでは、断層の位置と名称は活断層研究会編（1991）に従った。

## （2）断層面の位置・形状

温見断層の長さ一般走向は、断層の両端を端点に持つ線分と考えると、北西部は約 16km、N40° W、南東部は約 21km、N60° W となる。また、温見断層全体の長さ一般走向は約 36km、N55° 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、北西部、南東部ともに断層トレースが直線的であることや、トレンチ及び断層露頭の調査結果（吉岡ほか, 2001a, 2002b）に基づくと地表付近では高角と推定される。なお、三雲・安藤（1975）、Mikumo and Ando（1976）による 1891 年濃尾地震の断層モデルでは、温見断層北西部の断層面の傾斜角は 90° とされている。

断層面の幅は、北西部、南東部ともに、地下深部でも地表付近と同様に高角であるとすれば、地震発生層の深さの下限（約 15km）から、15km 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）

温見断層は、河川の屈曲や山地の高度不連続などの地形的特徴（活断層研究会編, 1991 など）に基づくと、全体に左横ずれが卓越し、北西部では北東側隆起成分、南東部では南西側隆起成分を伴うと考えられる。

## 2. 1. 2 温見断層の過去の活動

### （1）平均変位速度（平均的なずれの速度）（注 10）

温見断層では、北西部、南東部ともに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、温見断層の活動度（注 5）を A-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

##### <北西部>

#### ① 温見地点（トレンチ調査）

温見断層北西部の南東端付近に位置する大野市温見では、段丘面上の逆向き低断層崖（比高 0.5 - 2 m）においてトレンチ調査が実施された（吉岡ほか, 2001a, 2002b）。トレンチの壁面には、段丘堆積物とそれを覆う湿地堆積物とを切る断層が認められた（図 4、5）。吉岡ほか（2002b）は、壁面に認められる地層を堆積シーケンスに基づいて A 層 - F 層に区分している。

トレンチの南東側壁面では、B1 層を確実に切る断層が認められる。また、B1 層から得られた最も若い年代値は 14 - 15 世紀である。よって 14 世紀以後に断層活動があったと考えられる。

また、トレンチの南東側壁面では、枝分かれした断層が B3 層を切り、B2 層に覆われる（吉岡ほか, 2002b）。したがって、B3 層上部と B2 層下部から得られた <sup>14</sup>C 年代値に基づくと、約 3 千 9 百年前以後、6 世紀以前に断層活動があった可能性がある。

さらに、断層を挟んだ B 層基底の高度差は約 70cm、その下位の D 層基底の高度差は約 150cm と有意な差が認められる（吉岡ほか, 2002b）。これらの堆積物は水を介した砂層であることから、その高度差は断層活動によるものと考えられる（吉岡ほか, 2002b）。したがって、D 層堆積開始以

後、B層堆積開始より前に断層活動があった可能性がある。その年代は、D層下位のE1層とB層基底部(B3層)から得られた $^{14}\text{C}$ 年代値に基づく、約6千年前以後、約4千年前以前である。なお、吉岡ほか(2002b)はチャンネルを埋積した堆積物であるC層上部が、この断層活動によって堰止められた堆積物であるとする、D2層堆積より後、C層上部堆積以前に断層活動があったことが示唆されるとしている。

トレンチの北西側壁面では、分岐断層が鬼界アカホヤ火山灰層(約7千3百年前;注11)を挟むE3層を切り、E2層に覆われている(吉岡ほか,2002b)。E2層からは約7千-6千8百年前の $^{14}\text{C}$ 年代値が得られていることから、約7千3百年前以後、約6千8百年前以前に断層活動があったと推定される。

### <南東部>

温見断層南東部では、過去の活動履歴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

1891年の濃尾地震(マグニチュード8.0;宇佐美,2003)において、温見断層北西部は、濃尾断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯とともに長さ約76kmの地震断層の一部として活動した(松田,1974など)。その際、温見断層北西部に沿っては、最大3.0mの左横ずれと、最大1.8mの北東側隆起を伴った、長さ約16kmの地震断層が出現した(松田,1974)。

温見断層南東部は、少なくとも1891年の濃尾地震の際には活動したとする報告はなく、歴史時代に活動があったことも知られていない(松田,1974;宇佐美,2003など)。

以上のことから、温見断層北西部の最新活動は1891年の濃尾地震であったと判断される。また、1つ前の活動時期は約3千9百年前以後、6世紀以前、2つ前の活動時期は約6千年前以後、約4千年前以前であった可能性がある。そして、3つ前の活動時期は約7千3百年前以後、約6千8百年前以前であったと推定される(図11)。

温見断層南東部に関しては、過去の活動に関する詳細な資料は得られていないが、少なくとも1891年の濃尾地震の際に活動したとする報告はない。

### (3) 1回の変位量(ずれの量)(注10)

#### <北西部>

温見断層北西部が単独で活動する際の、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし北西部の長さは約16kmの可能性があるので、経験式(1)、(2)を用いると、1回の活動に伴う変位量は約1.3mと計算される。したがって、北西部が単独で動く場合の1回の活動に伴う左横ずれ変位量は1m程度の可能性がある。

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。

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

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

なお、温見断層北西部は、1891年の濃尾地震の際に、濃尾断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯とともに長さ約76kmの地震断層の一部として活動している。このとき、温見断層の北西部

では、最大 3.0m の左横ずれが生じている。

#### <南東部>

温見断層南東部では、1 回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、南東部の長さは約 21km の可能性があることから、上述の経験式 (1)、(2) を用いると、1 回の活動に伴う変位量は約 1.7m と計算される。したがって、南東部の 1 回の活動に伴う左横ずれ変位量は 2 m 程度であった可能性がある。

#### (4) 活動間隔

##### <北西部>

温見断層北西部は、最新活動が 1891 年の濃尾地震であり、3 回前の活動時期が約 7 千 3 百年前以後、約 6 千 8 百年前以前と推定されることから、平均活動間隔は約 2 千 2 百 - 2 千 4 百年と推定される。

##### <南東部>

温見断層南東部では、活動時期や平均変位速度が求められていないため、平均活動間隔を求めることができない。

#### (5) 活動区間

最新活動 (1891 年の濃尾地震) の際には、温見断層北西部は、濃尾断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯とともに活動した。しかし、温見断層南東部は同地震の際には活動していない。したがって、少なくとも最新活動時には北西部と南東部に活動区間が分けられる。しかし、両者は連続して分布することから、より古い活動においては、温見断層全体が 1 つの活動区間として活動した可能性もある。

なお、温見断層北西部と濃尾断層帯主部の根尾谷断層帯とは、濃尾地震以前の 1 つ前と 2 つ前の活動時期もある程度の範囲で重なることから (2.1.2(2) 及び 2.2.2(2) を参照)、その際にも両者が同時に活動した可能性も否定できない。

#### (6) 測地観測結果

濃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では、断層帯周辺で東西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 - 南東方向のわずかな縮みが見られる。

最近 5 年間の GPS 観測結果では、顕著な歪みは見られない。

#### (7) 地震観測結果

濃尾断層帯では 1891 年にマグニチュード 8.0 の濃尾地震が発生した。

濃尾断層帯周辺の最近 6 年間の地震観測結果によると、断層帯では微小地震活動があり、断層帯北西部 (温見断層、揖斐川断層帯、根尾谷断層帯付近) よりも断層帯南東部 (武儀川断層、梅原断層帯、三田洞断層帯付近) のほうが活発である。地震発生層の下限の深さは北西部では約 15km、南東部では約 20km である。

## 2. 1. 3 温見断層の将来の活動

### (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、温見断層は北西部と南東部の2つの区間に分かれて活動してきたと推定される。したがって、将来においても2つの区間に分かれて活動すると推定される。この場合、前述の経験式(1)、(2)によると、北西部では長さが約16kmの可能性があることからマグニチュード6.8程度の地震が発生し、その際には1m程度の左横ずれが生じる可能性がある。一方、南東部では長さが約21kmの可能性があることからマグニチュード7.0程度の地震が発生し、その際には2m程度の左横ずれが生じる可能性がある。

さらに、北西部と南東部はほぼ連続した地表トレスを示し、ずれの方向も同様の傾向を示すことから、温見断層全体が同時に活動する可能性もある。その際には、上述の経験式(1)によると、マグニチュード7.4程度の地震が発生すると推定される。

なお、1891年の濃尾地震の際には、温見断層北西部と濃尾断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯が同時に活動した。よって、将来においても温見断層北西部と濃尾断層帯主部が同時に活動する可能性もある。

### (2) 地震発生の可能性

温見断層北西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(注1、2)。

温見断層北西部は、平均活動間隔が約2千2百-2千4百年と推定され、最新活動時期が1891年の濃尾地震であることから、平均活動間隔に対する現在までにおける地震後経過率は0.05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%となる。また、現在までの集積確率はほぼ0%となる。表7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。

温見断層南東部では、過去の活動に関する資料がほとんど得られていないため、将来の地震発生確率は不明である。

なお、温見断層全体が同時に活動する場合の地震発生確率は、北西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。

## 2. 2 濃尾断層帯主部

### 2. 2. 1 濃尾断層帯主部の位置及び形態

#### (1) 濃尾断層帯主部を構成する断層

濃尾断層帯主部は、両白山地から濃尾平野北方にかけて、福井県大野市南部から、岐阜県本巣市、岐阜市北部、山田市南部及び関市を経て、美濃加茂市と加茂郡坂祝(さかほぎ)町の境界付近に至る断層帯である(図1、2)。本断層帯は、1891年の濃尾地震における活動の有無や平均活動間隔など、過去の活動時期の違いに基づくと、根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞(みたほら)断層帯の3つの区間に区分される(注12)。

根尾谷断層帯は、福井県大野市南部から、岐阜県本巣市を経て、岐阜市北西部に至る断層帯で、根尾谷断層(岐阜市伊洞以西の区間)と黒津断層により構成される。

梅原断層帯は、本巣市から岐阜市北部、関市を経て、美濃加茂市と加茂郡坂祝町の境界付近に

至る断層帯で、長滝断層と梅原断層により構成される。両断層は右雁行を示し、約7kmに渡って並走する。なお、梅原断層のうち、累積的な変動地形として確認されているのは、山県市高富付近以西の約19km区間に限られ、高富以東の加茂郡坂祝町までの約14km区間では1891年の濃尾地震による地震断層のみが確認されている。ただし、高富以東の約14km区間の大部分は沖積低地にあたることから、累積的な変位は地下に伏在しているものと推定して、ここでは、同区間を含めて梅原断層として扱うこととした。

三田洞断層帯は、岐阜市北部に位置する断層帯で、根尾谷断層（岐阜市伊洞以東の区間）と三田洞断層により構成される。

濃尾断層帯主部の位置・形態については、岡田（1979）、活断層研究会編（1991）及び中田・今泉編（2002）などに示されている。ここでは、本断層帯を構成する各断層の位置と名称は、活断層研究会編（1991）に従った。

## （2）断層面の位置・形状

濃尾断層帯主部の長さ一般走向は、断層帯の両端を端点に持つ線分と考えると、根尾谷断層帯では約30km、N35°W、梅原断層帯では約36km、N55°W、三田洞断層帯では約19km、N60°Wとなる。また、濃尾断層帯主部全体の長さは、根尾谷断層帯の北西端と梅原断層帯の南東端とを結ぶと約55km、N50°Wとなる（図2）。

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

断層面の傾斜は、根尾谷断層帯と梅原断層帯については、複数のトレンチ調査や断層露頭でほぼ垂直-60°程度の断層面が確認されていること（松田, 1974; 宮腰ほか, 1988; 岡田ほか, 1992; 岡田・松田, 1992; 佐藤ほか, 1992; 荻谷, 1999; 栗田ほか, 1999 など）及び断層トレースが概ね直線的であることから、地表付近では高角と考えられる。また、三田洞断層帯については、断層トレースがほぼ直線的であることから地表付近では高角と推定される。なお、三雲・安藤（1975）及び Mikumo and Ando（1976）による1891年の濃尾地震地震の断層モデルでは、根尾谷断層帯と梅原断層帯の断層面の傾斜角は90°とされている。

断層面の幅は、根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞断層帯ともに、地下深部の傾斜も地表付近と同様に高角であるとすれば、地震発生層の深さの下限（評価文2.1.2(7)を参照）から、根尾谷断層帯と梅原断層帯では、それぞれ15km程度及び20km程度と推定され、三田洞断層帯では20km程度の可能性がある判断される。

## （3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

河川の屈曲や山地の高度不連続などの地形的特徴（活断層研究会編, 1991 など）に基づくと、濃尾断層帯主部は全体に左横ずれが卓越すると考えられる。また、梅原断層帯では北西部の一部で北東側隆起成分、南東部では南西側隆起成分を、三田洞断層帯では南西側隆起成分を伴うと考えられる。

## 2. 2. 2 濃尾断層帯主部の過去の活動

### （1）平均変位速度（平均的なずれの速度）（注10）

#### <根尾谷断層帯>

根尾谷断層帯のほぼ中央に位置する本巢市中付近では、低位段丘面を開析する神所（こうどころ）川に約28mの左横ずれ変位が見られる。また、神所川支流の堆積物に覆われる低位段丘面上

部の年代が約1万6千年前であり、中付近に分布する段丘面の形成時期はこれより少し若いとされている（岡田・松田, 1992）。このことから、この地点の平均左横ずれ変位速度は2 m/千年程度と推定され、ここでは本値を根尾谷断層帯の全体値とみなす。

#### <梅原断層帯>

梅原断層帯では、主成分である左横ずれ成分に関する平均変位速度の資料は得られていない。

梅原断層帯のほぼ中央にあたる山口市高富の鳥羽川流域では、断層帯の北側が沈降域にあたり、深さ15m付近に阿蘇4火山灰層（約8万5千—9万年前；町田・新井, 2003；注11）が、また深さ3m付近に始良Tn火山灰層（約2万8千年前；注11）が挟まれている（森山ほか, 1998；岡田, 2002）。一方、鳥羽川の流域では、相対的な隆起域である断層帯の南側を含めて谷底低地が広がり、河成段丘が分布しない（岡田, 2002）。このことから、梅原断層による更新世後期以降の平均上下変位速度は0.1—0.2m/千年以下の可能性がある。

なお、活断層研究会編（1991）は、本断層帯を構成する長滝断層と梅原断層の活動度をB—C級としている。

#### <三田洞断層帯>

三田洞断層帯では、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、本断層帯の主体をなす三田洞断層の活動度をB—C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

##### <根尾谷断層帯>

#### ① 根尾谷断層門脇地点（トレンチ調査）

根尾谷断層のほぼ中央に位置する本巢市門脇では、中位段丘面上の低断層崖においてトレンチが掘削され、段丘堆積物と地溝を埋積する腐植土層、シルト層を切る断層群が確認された（栗田ほか, 1999；図6）。

トレンチ壁面には、B層（砂質の腐植土）を切りA層（耕作土）に覆われる断層（F1）や、フラワー構造を伴った断層帯（F2,3,4）が認められる。B層の下部からは約2千8百—2千6百年前、約4千—3千9百年前といった<sup>14</sup>C年代値が得られている。ただし、栗田ほか（1999）は、B層上部は空隙が多く基底付近には小礫を含むなど現在の耕作土と似た産状を示すことから、B層を旧耕作土の可能性が高いとしている。その場合、B層の形成時期は得られた<sup>14</sup>C年代値よりも新しいことになる。ここでは、少なくとも約2千8百年前以後に断層活動があった可能性があると判断する。

また、F5,7,8断層群に伴うフラワー構造が、C層（腐植土層）を切り、B層に覆われる（栗田ほか, 1999）。その活動時期はC層堆積（約4千5百—4千3百年前）より後で、B層形成時より前である。ただし、B層は人工改変を受けた耕作土である可能性が高いこと（栗田ほか, 1999）を考慮すると、その年代の上限は限定できない。よって、ここでは約4千5百年前以後に上述の活動とは別個の断層活動があったと判断する。

トレンチの北西側壁面では、C層基底（平行葉理を伴う腐植質砂層）がD層（腐植質砂層）の

上部を削剥して緩く傾斜不整合で覆っている（栗田ほか，1999）。また、F6 断層群では D 層中に挟まれる鬼界アカホヤ火山灰層（約 7 千 3 百年前；注 11）に見かけ 0.2m の上下変位が生じているが、上位の C 層の基底にはそのような上下変位は認められない（栗田ほか，1999）。したがって、鬼界アカホヤ火山灰層堆積より後、C 層堆積より前に断層活動があった可能性があり、その年代は約 7 千 3 百年前以後、約 4 千 3 百年前以前である。

なお、上記の活動層準以前にも、E 層（シルト質腐植土層）と F 層（礫混じりシルト質腐植土層）がいずれも地溝の中央部で層厚が大きくなることから、F 層下位の G 層（礫質シルト質粘土層）堆積より後、D 層堆積より前に少なくとも 1 回以上の断層活動があった可能性もある。その年代は両層から得られた  $^{14}\text{C}$  年代値に基づくと約 1 万 4 千年前以後、約 8 千 1 百年前以前となる。また、F4 断層帯によって G 層が切られ、下位の H 層（礫混じり砂質シルト層）と断層を介して接している。さらに F4 断層帯付近では、G 層を欠いて上位の F 層が直接 H 層を覆っている。したがって、H 層堆積より後、F 層堆積より前に断層活動があった可能性もあり、その年代は F 層基底から得られた年代値に基づくと約 1 万 3 千年前以前となる。

## ② 根尾谷断層金原（きんばら）地点（トレンチ調査）

根尾谷断層の南東部に位置する本巢市金原では、宮腰ほか（1988）などによりトレンチ調査が実施された。トレンチ壁面の下半部では、礫層と基盤岩とが高角度の断層面で接する。

宮腰ほか（1988）は、トレンチ壁面に認められた地層を I 層－X I 層に区分して、それらの平均上下変位量の違いから、X I 層の堆積後に少なくとも 4 回の活動（V 層堆積後－IV 層堆積以前、VII 層堆積後－V 層堆積以前、X 層堆積後－VII 層堆積以前、X I 層堆積後－X 層堆積以前）があったとしている。しかし、得られた  $^{14}\text{C}$  年代試料が限られているため、個々の断層活動の年代は判断できない。

### <梅原断層帯>

## ① 長滝断層金原谷上流地点（断層露頭調査）

長滝断層のほぼ中央に位置する本巢市金原谷の上流では、極めて新鮮な形態を持つ断層凹地や低断層崖が認められ、礫混じり腐植土層下部（17－19 世紀）が断層に切られている（荻谷，1999；図 7）。したがって、本地点では 17 世紀以後に断層活動があったと考えられる。

## ② 梅原断層高田（こうでん）地点（トレンチ調査）

梅原断層のほぼ中央に位置する山県市高田では、越切峠の東側の沖積低地において、変動地形から予想された推定断層線と直交するようにトレンチが掘削された（岡田ほか，1992）。トレンチ壁面下部には、F1－F5 の 5 本の断層が認められた（図 8）。

トレンチ上部では、鬼界アカホヤ火山灰層（約 7 千 3 百年前）を上部に挟む 3 層（泥炭層）が上面で 40cm 程度南南西上がりに変形を被る。よって、3 層堆積より後に断層活動が生じたと考えられ、その年代は約 7 千 3 百年前以後となる。岡田ほか（1992）は、この 3 層上面を 1891 年の濃尾地震以前の地表面と推定し、地震時には水田に撓曲が生じたと推定している。

断層の下盤側のみに分布する 3a 層（粘土層）は、1891 年の濃尾地震時と同様の地変（断層の北側が相対的に沈降し、湖沼状態が出現；大森，1894 など）により形成した可能性がある（岡田ほか，1992）。また、3 層基底面あるいは 4 層（泥炭層）中に挟まれる始良 Tn 火山灰層（約 2 万

8千年前)の乱れは、3a層堆積より前に強い地震動が生じたことを示唆する(岡田ほか, 1992)。これらのことから、岡田ほか(1992)は、3層下部が堆積した後に1つ前の断層活動が生じた可能性が高いとしている。ここでは3層下部堆積より後、3a層堆積より前に断層活動があった可能性があるかと判断し、両層から得られた<sup>14</sup>C年代値に基づいて、その年代を約2万4千年前以後、約2万2千年前以前とする。

トレンチの東側壁面では、F4断層が4層下部を切り、4層下部と7層下部が断層を挟んで接する。このF4断層の低下側には3a層と同様の性格を持つ4a層が発達する(岡田ほか, 1992)。これらのことから、4層下部堆積より後、4a層堆積より前に断層活動があった可能性がある。また、その年代は、4層上部に始良Tn火山灰層を挟むことと4層下部から得られた<sup>14</sup>C年代値に基づくと、約3万1千年前以後、約2万8千年前以前となる。

F3断層は、5層以下の地層を切り4層に覆われる。よって、5層堆積より後、4層堆積より前に断層活動があったと考えられる。また、F2断層及びF5断層は、6層までを切り5層に覆われることから、6層堆積より後、5層堆積より前にも断層活動があったと考えられる。岡田ほか(1992)によると、これらの地層からは30,000yBPより古い値の<sup>14</sup>C年代値が得られているが、これらの値は気体係数法による炭素同位体年代測定法の限界に近い値とされている。よって、これらの<sup>14</sup>C年代値を用いて断層活動時期を特定することはできない。

なお、岡田ほか(1992)は、さらに下位においてF1断層が7層上部までを切り、5層に覆われるとし、この断層と6層との関係は不明であるとしている。この断層活動は、F2断層及びF5断層の活動に対比されると判断される。

### ③ 梅原断層上洞(じょうぼら)地点(トレンチ調査)

梅原断層のほぼ中央に位置する山泉市上洞では、小規模な扇状地を横切る断層を対象としてトレンチ(上洞-1、-2、-3)が掘削された(栗田ほか, 1999)。トレンチ壁面には幅約10mに渡る断層帯が認められた。

上洞-2 トレンチの西側壁面では、扇状地堆積物(C-G層)と旧耕作土(B層)を切り、現耕作土(A層)に覆われる断層帯が認められた(図9)。断層帯は、フラワー構造を伴う多くの断層群からなるが、トレンチ壁面の全域にわたって上部のB層から基底のG層まで一様に断層に切られており、変位の累積は認められない(栗田ほか, 1999)。したがって、少なくともF層(腐植質-シルト質粘土層: 1万3千年前)より後に1回の活動しか無く、その時期は旧耕作土であるB層の形成よりも後と考えられる。

#### <三田洞断層帯>

三田洞断層帯では、過去の活動履歴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

1891年の濃尾地震(マグニチュード8.0: 宇佐美, 2003)では、根尾谷断層帯と梅原断層帯は、温見断層の北西部とともに長さ約76kmの地震断層の一部として活動した(松田, 1974など)。また、その際、根尾谷断層帯に沿って最大約7.4mの左横ずれ、梅原断層帯では約3-5mの左横ずれと2m程度の相対的な北側の沈降を伴った地震断層が出現した(松田, 1974)。

三田洞断層帯では、1891年の濃尾地震の際には活動しておらず、歴史時代に活動があったこと

も知られていない（松田, 1974 ; 宇佐美, 2003 など）。

以上の調査結果をまとめると、濃尾断層帯主部の過去の活動は次のようにまとめられる。

根尾谷断層帯の最新活動は、1891年の濃尾地震であり、1つ前の活動時期は約4千5百年前以後、1891年以前と考えられる。また、2つ前の活動時期は約7千3百年前以後、約4千3百年前以前の可能性がある。なお、約1万4千年前以後、約8千1百年前以前に1回以上の断層活動があった可能性があり、約1万3千年前以前にも断層活動が推定される。

梅原断層帯の最新活動は、1891年の濃尾地震である。また、1つ前の活動時期は約2万4千年前以後、約2万2千年前以前、2つ前の活動時期は約3万1千年前以後、約2万8千年前以前であった可能性がある。また、それ以前にも2回の活動が確認されているが、その年代は不明である。

三田洞断層帯では、1891年の濃尾地震の際に活動していないことを含めて、歴史時代に活動があったことは知られていない。

### （3）1回の変位量（ずれの量）（注10）

#### ＜根尾谷断層帯＞

根尾谷断層帯が単独で活動する際の、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、根尾谷断層帯の長さは約30km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2.4mと計算される。したがって、根尾谷断層帯が単独で動く場合の1回の活動に伴う左横ずれ変位量は2－3m程度の可能性がある。

なお、根尾谷断層帯は、1891年の濃尾地震の際に、梅原断層帯、温見断層北西部とともに長さ約76kmの地震断層の一部として活動している。このとき、根尾谷断層では最大7.4mの左横ずれ変位が生じている。

#### ＜梅原断層帯＞

梅原断層帯が単独で活動する際の、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、梅原断層帯の長さは約36km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2.9mと計算される。したがって、梅原断層帯が単独で動く場合の1回の活動に伴う左横ずれ変位量は3m程度の可能性がある。

#### ＜三田洞断層帯＞

三田洞断層帯では、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、三田洞断層帯の長さは約19km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1.5mと計算される。したがって、三田洞断層帯の1回の活動に伴う左横ずれ変位量は1－2m程度であった可能性がある。

### （4）活動間隔

#### ＜根尾谷断層帯＞

根尾谷断層帯は、最新活動が1891年の濃尾地震であり、2回前の活動時期が約7千3百年前以後、約4千3百年前以前の可能性があることから、平均活動間隔は約2千1百－3千6百年の可能性があると判断される。

#### <梅原断層帯>

梅原断層帯は、最新活動が 1891 年の濃尾地震であり、2 回前の活動時期が約 3 万 1 千年前以後、約 2 万 8 千年前以前の可能性があることから、平均活動間隔は約 1 万 4 千—1 万 5 千年の可能性があると判断される。

#### <三田洞断層帯>

三田洞断層帯では、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ができない。

### (5) 活動区間

濃尾断層帯主部は、過去の活動時期が異なることから、根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞断層帯の 3 つの区間に分かれて活動してきたと推定される（注 12）。

また、これらの断層（帯）は互いに近接して分布することから、より古い活動において断層帯主部全体が 1 つの活動区間として活動した可能性もある。

1891 年の濃尾地震では、根尾谷断層帯と梅原断層帯は温見断層北西部と同時に活動している。しかし、三田洞断層帯はこの地震では活動していない。なお、前述したように、過去の活動履歴に基づくと、根尾谷断層帯と温見断層北西部とは濃尾地震以前にも同時に活動した可能性も示唆される（2.1.2(5)を参照）。

### (6) 測地観測結果

2. 1. 2 (6) 参照。

### (7) 地震観測結果

2. 1. 2 (7) 参照。

## 2. 2. 3 濃尾断層帯主部の将来の活動

### (1) 活動区間及び活動時の地震の規模

2. 2. 2 (5) に記述したように、濃尾断層帯主部は根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞断層帯の 3 つの区間に分かれて活動してきたと推定される。したがって、将来においても 3 つの区間に分かれて活動すると推定される。この場合、前述の経験式 (1)、(2) に基づくと、根尾谷断層帯では、長さが約 30km と推定されることから、マグニチュード 7.3 程度の地震が発生すると推定され、その際には 2—3 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある。梅原断層帯では、長さが約 36km と推定されることからマグニチュード 7.4 程度の地震が発生すると推定され、その際には、3 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある。また、三田洞断層帯では長さが約 19km と推定されることからマグニチュード 7.0 程度の地震が発生すると推定され、その際には 1—2 m 程度の左横ずれが生じる可能性がある。

また、根尾谷断層帯と、梅原断層帯ないし三田洞断層帯とは、ほぼ連続して分布することから、将来の活動においては、これらが同時に活動する可能性もある。さらに、濃尾断層帯全体が同時に活動する可能性もある。その場合、前述の経験式 (1) によると、いずれもマグニチュード 7.7

程度の地震が発生すると推定される。

なお、1891年の濃尾地震の際には根尾谷断層帯、梅原断層帯と温見断層北西部が同時に活動している。よって、将来においても濃尾断層帯主部と温見断層北西部が同時に活動する可能性もある。

## (2) 地震発生の可能性

根尾谷断層帯、梅原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4に示すとおりである(注1、2)。

根尾谷断層帯は、平均活動間隔が約2千1百—3千6百年の可能性があり、最新活動時期が1891年の濃尾地震であることから、平均活動間隔に対する現在までにおける地震後経過率は0.03—0.05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%である。また、現在までの集積確率もほぼ0%となる。表8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。

梅原断層帯は、平均活動間隔が約1万4千—1万5千年の可能性があり、最新活動時期が1891年の濃尾地震であることから、平均活動間隔に対する現在までにおける地震後経過率は0.008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%である。また、現在までの集積確率もほぼ0%となる。表9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。

三田洞断層帯は、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。

なお、根尾谷断層帯と梅原断層帯が同時に活動する場合、もしくは濃尾断層帯全体が同時に活動する場合の地震発生確率は、梅原断層帯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。また、根尾谷断層帯と三田洞断層帯が同時に活動する場合の地震発生確率は、根尾谷断層帯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。

## 2.3 揖斐川断層帯

### 2.3.1 揖斐川断層帯の位置及び形態

#### (1) 揖斐川断層帯を構成する断層

揖斐川断層帯は、岐阜県揖斐郡藤橋村から本巣市に至る断層帯である(図1、2)。本断層帯は、揖斐川断層と冠山断層から構成される。本断層帯の位置・形態は、岡田(1979)、活断層研究会編(1991)及び中田・今泉編(2002)などに示されている。ここでは、各断層の位置と名称は活断層研究会編(1991)に従った。

#### (2) 断層面の位置・形状

揖斐川断層帯の長さ及び一般走向は、断層帯の北西端と南東端を直線で結ぶと約24km、N60°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0kmとした。

断層面の傾斜は、断層のトレースが概ね直線的であることや、トレンチ調査結果(吉岡ほか,2002a)に基づくと地表付近では高角と推定される。

断層面の幅は、地下深部でも地表付近と同様に高角であるとすれば、地震発生層の深さの下限(約 15km) から、15km 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)

揖斐川断層帯は、河川の屈曲や山地の高度不連続などの地形的特徴(活断層研究会編, 1991 など)に基づくと、全体に左横ずれが卓越する断層からなり、揖斐川断層の南東部では南西側隆起成分を伴うと考えられる。

## 2. 3. 2 揖斐川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)

揖斐川断層帯では、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断層のうち、揖斐川断層の活動度を B 級、冠山断層の活動度を C 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

##### ① 揖斐川断層塚地点(トレンチ調査)

揖斐川断層の北西部に位置する揖斐郡藤橋村塚では、低位段丘面(I-III面)上で断層に沿って3箇所(トレンチ)が掘削された(吉岡ほか, 2002a, 2003)。このうち、低位II面とIII面の境界をなす段丘崖付近で掘削されたAトレンチでは、低位III段丘堆積物を切る断層が確認され、堆積物の横ずれ変位が検討された(図 10)。また、低位I面上の低断層崖を横切って掘削されたCトレンチでは、複数回の断層活動時期の検討が行われた(図 11)。

Aトレンチでは、段丘面離水後の二次的な堆積物(IV層: 1世紀)を切る断層が認められた(吉岡ほか, 2003)。この断層を覆う腐植質土層(I層)からは約1万-9千9百年前の値を示す<sup>14</sup>C年代試料が得られているが、これは段丘崖からの再堆積によるものと考えられる。また、Cトレンチでは、腐植質土層(D層)を切り、礫混じり土層(B層)及び表土(A層)に覆われる断層が認められた。D層のうち、断層に確実に切られる地層から得られた最も若い年代は、約4千-3千8百年前である。また、B層からは8-10世紀の<sup>14</sup>C年代値が得られている。したがって、両トレンチの結果に基づくと、本地点の最新活動時期は1世紀以後、10世紀以前と考えられる。

なお、吉岡ほか(2003)は、Cトレンチにおいて、断層の見かけ隆起側で礫層(F層)を覆って分布する約2千8百-2千5百年前の年代を示す腐植質土層が、D層上部に相当すると判断した。そして、断層の隆起側にD層中部の分布が認められないことから、D層堆積中の約7千6百年前以後、約3千8百年前以前に少なくとも1回の活動があった可能性を指摘している。また、吉岡ほか(2003)では、Cトレンチの北西壁面において、E層とF層が接する直立ないし逆転する境界を断層と推定し、それをD層がなめらかに覆うとして、E層堆積より後D層堆積より前に少なくとも1回の活動があったと推定している。しかし、D層中の層序区分が図から読みとれないことなどから、1つ前の活動時期については十分に限定することが出来ない。

#### b) 先史時代・歴史時代の活動

揖斐川断層帯付近では、1891年に濃尾地震が発生している。ただし、本断層帯については、濃尾地震の際に活動したという記録はない(松田, 1974)。

以上の調査結果に基づく、揖斐川断層帯の最新活動時期は1世紀以後、10世紀以前と考えられる。

### (3) 1回の変位量(ずれの量)(注10)

揖斐川断層帯では、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、本断層帯の長さは約24km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1.9m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2m程度であった可能性があると判断する。

なお、吉岡ほか(2003)は、塚地点のCトレンチにおいて、D層基底が見かけ約1mの上下変位を示すことを見出している。また、吉岡ほか(2003)は、Aトレンチの壁面に露出した2条の断層について、本流性の円礫層であるV層の堆積時の流路方向が、トレンチ内の別の壁面で復元された同流路方向と同じと仮定して、それぞれの断層によるV層基底の左ずれ量を2.5m程度及び4m程度(合計6.5m程度)と見積もっている。ただし、いずれもそれらが何回の断層活動によるものかは明確ではないため、ここでは参考値として扱う。

### (4) 活動間隔

揖斐川断層帯では、最新活動時期は判明しているが、それ以前の活動時期や平均変位速度が求められていないため、平均活動間隔を求めることができない。

### (5) 活動区間

揖斐川断層帯を構成する揖斐川断層と冠山断層は1-2kmの間隔で並走することから、松田(1990)の基準に基づけば、全体が1つの活動区間として活動したと推定される。

### (6) 測地観測結果

2. 1. 2 (6) 参照。

### (7) 地震観測結果

2. 1. 2 (7) 参照。

## 2. 3. 3 揖斐川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. 3. 2 (5) で述べたように、揖斐川断層帯は全体が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24kmと推定されることから、前述の経験式(1)及び(2)により地震の規模を求めると、マグニチュード7.1程度の地震が発生し、その際には2m程度の左横ずれが生じる可能性があると判断される。

### (2) 地震発生の可能性

揖斐川断層帯では、最新活動時期は判明しているが、それ以前の活動時期や平均変位速度など、過去の活動に関する資料が不足しているため、将来の地震発生確率は不明である。

## 2. 4 武儀川断層

### 2. 4. 1 武儀川断層の位置及び形態

#### (1) 構成する断層

武儀川（むぎがわ）断層は、岐阜県本巣市から山県市を経て武儀郡武芸川（むげがわ）町まで、ほぼ武儀川の上流に沿って延びる断層である（図1、2）。本断層の位置・形態は、岡田（1979）、活断層研究会編（1991）及び中田・今泉編（2002）などに示されており、ほぼ一致する。ここでは、断層の位置と名称は活断層研究会編（1991）に従った。

#### (2) 断層面の位置・形状

武儀川断層の長さ及び一般走向は、断層帯の北西端と南東端を直線で結ぶと約29km、N60°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0kmとした。

断層面の傾斜は、断層の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と推定される。

断層面の幅は、地下深部でも地表付近と同様に高角であるとすれば、地震発生層の深さの下限（約20km）から、20km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）

武儀川断層は、河川の屈曲や山地の高度不連続などの地形的特徴（活断層研究会編, 1991 など）に基づくと、全体に左横ずれが卓越し、南東部では北東側隆起成分を伴うと考えられる。

### 2. 4. 2 武儀川断層の過去の活動

#### (1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注10）

武儀川断層では、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、武儀川断層の活動度を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

地形・地質的な過去の活動に関する資料に関しては、信頼性のあるものは得られていない。

なお、吉岡ほか（2001b）は、本断層の南東部に位置する山県市中洞（なかほら）において、推定断層線上でトレンチ調査を実施し、発見された埋没チャンネルが上流の谷に対してオフセットしていないことから、約4千2百年前以後に断層活動が無かったとしている。しかし、中田・今泉編（2002）によれば、トレンチ掘削地点は右ステップで雁行配列する断層線のほぼ末端に位置するため、本断層の活動が無かったとすることの信頼性は低いものと考えられる。

##### b) 先史時代・歴史時代の活動

武儀川断層付近では、1891年に濃尾地震が発生している。ただし、本断層については、濃尾地震の際に活動したという記録はない（松田, 1974）。

#### (3) 1回の変位量（ずれの量）（注10）

武儀川断層では、1回の活動に伴う変位量を直接示す資料は得られていない。しかし、本断層の長さは約29km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 2.3m 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 2 m 程度であった可能性があるかと判断する。

#### (4) 活動間隔

武儀川断層では、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ができない。

#### (5) 活動区間

武儀川断層は、ほぼ連続して分布することから松田 (1990) の基準に基づけば、全体が 1 つの活動区間として活動したと推定される。

#### (6) 測地観測結果

2. 1. 2 (6) 参照。

#### (7) 地震観測結果

2. 1. 2 (7) 参照。

### 2. 4. 3 武儀川断層の将来の活動

#### (1) 活動区間及び活動時の地震の規模

2. 4. 2 (5) で述べたように、武儀川断層は全体が 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 29km と推定されることから、前述の経験式 (1) 及び (2) により地震の規模を求めると、マグニチュード 7.3 程度の地震が発生し、その際には 2 m 程度の左横ずれが生じる可能性があるかと判断される。

#### (2) 地震発生の可能性

揖斐川断層帯では、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

濃尾断層帯を構成する各断層帯では、いずれも、1 回のずれの量について精度の良い数値が得られていない。また、温見断層の南東部、揖斐川断層帯及び武儀川断層では、最新活動時期を含めた過去の活動に関して、ほとんど資料が得られていない。本断層帯の将来の活動性を明らかにするためには、これらについて精度の良い資料を集積する必要がある。

注 10: 「変位」を、1 - 3 頁の本文及び 6 - 15 頁の表 1、3、5、6 では、一般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、3、5、6 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: 鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) の降下年代値については、町田・新井 (2003) に従い、約 7 千 3 百年前とした。始良 Tn 火山灰 (AT) の降下年代値については、日本第四紀学会編集委員会編 (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、阿蘇4火山灰(Aso-4)の降下年代値については、町田・新井(2003)に基づき、8.5-9万年前とした。

注12: 断層の分布形態からは、梅原断層帯は根尾谷断層帯及び三田洞断層帯とともに1つの断層帯(濃尾断層帯主部)を構成しているとみなせる。このうち、梅原断層帯と根尾谷断層帯は1891年の濃尾地震で活動したが、三田洞断層帯は活動していない。また、梅原断層帯と根尾谷断層帯に関しても、以下の理由から、過去の活動履歴は異なる可能性があるかと判断される。

梅原断層帯のほぼ中央に位置する鳥羽川流域付近においては、1891年濃尾地震の際の上下変位量は約2mとされている(松田, 1974)。また、濃尾地震の地震断層(温見断層北西部、根尾谷断層帯、梅原断層帯)の長さは約76kmである。よって、仮に梅原断層帯と根尾谷断層帯が常に長さ約55kmの1つの活動区間として活動してきたとすると、その際の鳥羽川流域付近における上下変位量は約1.5mと計算される。この場合、根尾谷断層帯の平均活動間隔が約2千1百-3千6百年であることから、鳥羽川流域付近においては約0.4-0.7m/千年の平均上下変位速度が期待され、また、阿蘇4火山灰層(約8万5千-9万年前)の降下層準には34-64m程度の上変位量が期待される。しかし、実際には鳥羽川流域付近の梅原断層帯にはそのような大きな上下変位速度や上下変位量を持たない。このことから、梅原断層帯は根尾谷断層帯と過去の活動時期が異なるものと判断する。

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 $\sigma$ 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た値を用いた。

## 文 献

- 栗田泰夫・苅谷愛彦・奥村晃史(1999): 古地震調査にもとづく1891年濃尾地震断層系のセグメント区分. 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), 151-130.
- 別所文吉(1967): 山嶽の静動および環根尾断層地質構造図. 金沢大学教育学部地学教室, 地質彙報, 初号, 364p.
- 岐阜県文化財保護センター(1995): 徳山に埋もれた歴史を探る. 「1995年度徳山地区埋蔵文化財調査現地説明会資料」, 21p.
- 林 上(1971): 濃尾地震にともなう根尾谷断層の水平変位量-根尾村中地区の場合. 地理学評論, 44, 875-877.
- 林 唯一(1983): 水鳥地区の根尾谷断層および濃尾地震. 岐阜女子大学地域文化研究報告, 1, 73-88.
- 池田隆司・小村健太郎・飯尾能久・塚原弘昭(1994): 根尾谷活断層ドリリング(1)-深度300mまでの結果. 日本地震学会講演予稿集, 2, 398-398.
- 井上大栄・宮腰勝義・楠 健一郎・木方建造・大山隆弘・曾根賢治・鈴木浩一・上田圭一・藤光康宏・本島 睦・本荘静光・佐竹義光(1991): 第四紀層下に分布する断層の調査法・活動性評価法. 電力中央研究所報告, U22, 150p.
- 井関弘太郎(1966): 濃尾地震(1891年)にみられた濃尾平野の活断層. 名古屋大学文学部研究論集(史学), 16, 231-243.

- 井関弘太郎・守屋以智雄 (1968) : 根尾谷断層に関する資料. 地学雑誌, **77**, 155-165.
- 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 (2001) : 「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 金折裕司・猪原芳樹・宮腰勝義・角田隆彦・佐竹義典・日比野 敏 (1985) : 「上金原地区における根尾谷断層の性状(その1) 予察トレンチ調査及びボーリング調査結果」. 電力中央研究所土木研究所立地部, 2号印刷物, 25p.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層一分布図と資料」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料」. 東京大学出版会, 437p.
- 荻谷愛彦 (1999) : 濃尾活断層系長滝断層の変位地形と最新活動. 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), 131-140.
- 河合正虎 (1959) : 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動一第2報 (越前・美濃山地の地質学的研究). 地質学雑誌, **65**, 760-765.
- 河合正虎 (1964) : 5万分の1地質図「根尾」および同地質説明書, 地質調査所, 66p.
- 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.
- 小坂和夫 (1987) : 美濃帯中・古生層の大規模な折れ曲がり帯とそれを変位させる“濃尾活断層系”. 地質学雑誌, **93**, 369-372.
- 小藤文次郎 (1892) : 濃尾大地震ノ震源. 東洋学芸雑誌, **9**, 147-158.
- Koto, B. (1893) : On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891. *Jour. Col. Sci., Imp. Univ. Japan*, **5**, 295-353.
- 隈元 崇・岡田篤正・遠田晋次・上田圭一・池田安隆 (1992) : 1991年濃尾活断層系根尾谷断層(金原地区) トレンチ調査. 活断層研究, **10**, 85-91.
- 京都大学防災研究所 (1983) : 濃尾地震断層系のトレンチ調査. 地震予知連絡会会報, **29**, 360-367.
- 京都大学防災研究所 (1986a) : 1981年濃尾活断層系梅原断層(高田地区) トレンチ調査. 活断層研究, **3**, 28-32.
- 京都大学防災研究所 (1986b) : 1981年濃尾活断層系根尾谷断層(佐野地区) トレンチ調査. 活断層研究, **3**, 33-36.
- 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 (1974) : 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所研究速報, **13**, 85-126.
- 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.
- 三木晴男・渡辺 晃・島田充彦 (1965) : 根尾断層周辺に発生する極微小地震の観測. 地震第2輯, **18**, 103-112.
- 三雲 健・安藤雅孝 (1975) : 濃尾地震の解析的再現. 科学, **45**, 50-58.

- Mikumo, T. and Ando, M. (1976) : A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, *J. Phys. Earth*, **24**, 63-87.
- 宮腰勝義・緒方正虔・角田隆彦・佐竹義典・田中和広・木方建造・猪原芳樹・金折裕司 (1988) : 根尾谷断層の活動性—岐阜県金原における断層の分布・性状と活動様式の解析—. 電力中央研究報告, **U88052**, 1-38.
- 森山昭雄・鈴木毅彦・加古久訓 (1998) : 岐阜県高富低地の古環境変動と木曾川の大規模変遷. 日本第四紀学会講演要旨集, **28**, 90-91.
- 村松郁栄 (1976) : 根尾谷断層と濃尾地震. 地質学論集, **12**, 117-127.
- 村松郁栄 (1983) : 濃尾地震による濃尾平野の住家被害率分布. 岐阜大学教育学部研究報告 (自然科学), **7**, 867-882.
- 村松郁栄・梶田澄雄・鈴木静枝・杉村 新 (1964) : 水鳥断層の構造. 岐阜大学学芸部研究報告, **3**, 308-317.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正 (2002) : 「濃尾地震と根尾谷断層帯—内陸最大地震と断層の諸性質—」. 古今書院, 340p.
- 中村新太郎・別所文吉 (1933) : 根尾断層をめぐる地質構造. 地質学雑誌, **40**, 417-419.
- 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—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.
- 野村倉一 (1980) : 「濃尾地震のツメ跡」. 教育出版文化協会, 128p.
- 小川琢治 (1903) : 濃尾地震後地形変化の測定結果 (万国測地学委員会の報告). 地学雑誌, **15**, 857-859.
- 岡山俊雄 (1931) : 美濃越前山地内部の断層地形 (一) (二). 地理学評論, **7**, 920-942, 1035-1062.
- 大森房吉 (1894) : 濃尾地震概況. 明治二十四年十月二十八日大震報告. 48-88.
- 大森房吉 (1900) : 明治二十四年十月二十八日濃尾大地震ノ調査 (第二回報告). 震災予防調査会報告, **32**, 67-87.
- 大森房吉 (1910) : 地震ノ種類ニ就キテ. 震災予防調査会報告, **68 甲**, 3-19.
- 岡田篤正 (1979) : 愛知県内の活断層に関する解説. 「愛知県の地質・地盤 (その4)」, 愛知県防災会議地震部会, 17-21.
- 岡田篤正 (1986) : 中部日本の活断層とプレート境界問題. 月刊地球, **8**, 756-762.
- 岡田篤正 (1987) : 濃尾地震断層系根尾谷断層 [巡検資料]. 活断層研究, **4**, 71-90.
- 岡田篤正 (2002) : 濃尾断層系の諸性. 「濃尾地震と根尾谷断層帯—内陸最大地震と断層の諸性質—」. 古今書院, 191-330, 340p.
- 岡田篤正・松田時彦 (1992) : 根尾村水鳥および中付近における根尾谷断層の第四紀後期の活動性. 地学雑誌, **101**, 19-37.
- 岡田篤正・渡辺満久・安藤雅孝・佃 為成・平野信一 (1992) : 濃尾活断層系から発生した古地震の考察—梅原断層のトレンチ調査. 地学雑誌, **101**, 1-18.
- 産業技術総合研究所 (2001) : 温見断層のトレンチ調査 (福井県大野市温見地区). 地震予知連絡会会報, **66**, 376-379.

- 佐藤比呂志・岡田篤正・松田時彦・隈元 崇 (1992) : 根尾谷断層水鳥断層崖のトレンチ壁面の地質. 地学雑誌, **101**, 556-572.
- 田畑茂清・原 義文・井上公夫 (1999) : 濃尾地震 (1891) に起因した土砂移動の実態. 砂防学会誌, **52**, 24-33.
- 辻村太郎 (1926) : 「日本地形誌」. 古今書院, 454p.
- 津屋弘達 (1937) : 水鳥の地震断層と附近の地質. 地震, **9**, 398-410.
- 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.
- 脇田浩二 (1991) : 谷汲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 51p.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 享・広島俊男・駒澤正夫 (1992) : 1:200,000地質図幅「岐阜」. 地質調査所.
- 渡辺 晃・中村正夫 (1967) : 根尾谷近傍に発生する微小地震の 2, 3 の性質. 地震第2輯, **20**, 106-115.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹 (2001a) : 濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, No.1 (2001年), 97-105, 産業技術総合研究所地質調査研究センター.
- 吉岡敏和・荻谷愛彦・吾妻 崇・松崎達二・川崎輝雄 (2001b) : 武儀川断層の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, No.1 (2001年), 107-114, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・佐々木俊法・田中竹延・柳田 誠 (2002a) : 揖斐川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, .81-89.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹 (2002b) : トレンチ調査に基づく1891年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴. 地震第2輯, **55**, 301-309.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・佐々木俊法・田中竹延・柳田 誠 (2003) : 揖斐川断層の完新世における活動履歴ー岐阜県藤橋村におけるトレンチ調査結果. 活断層研究, **23**, 63-68.

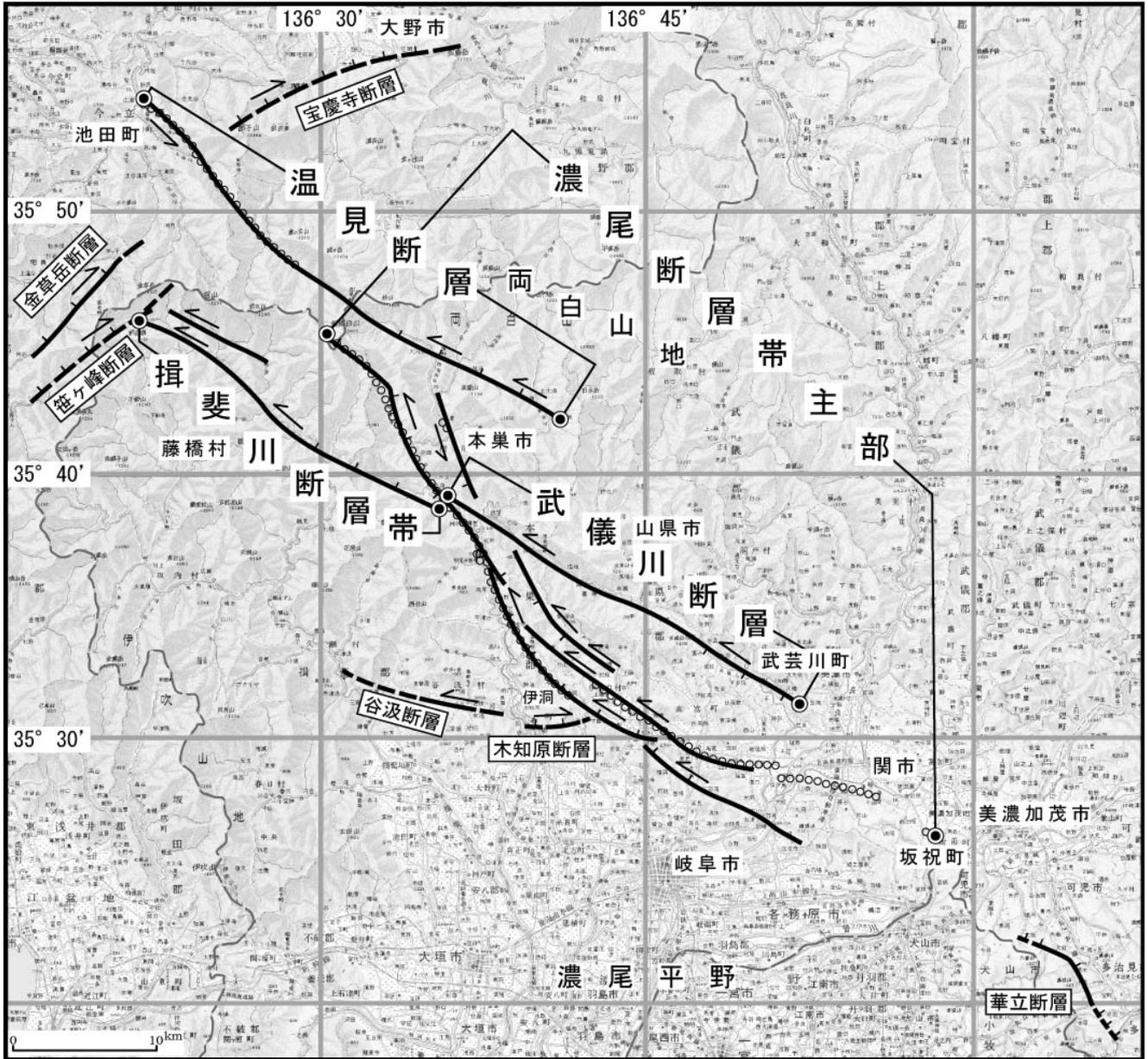


図3 濃尾断層帯の評価の際に考慮した断層

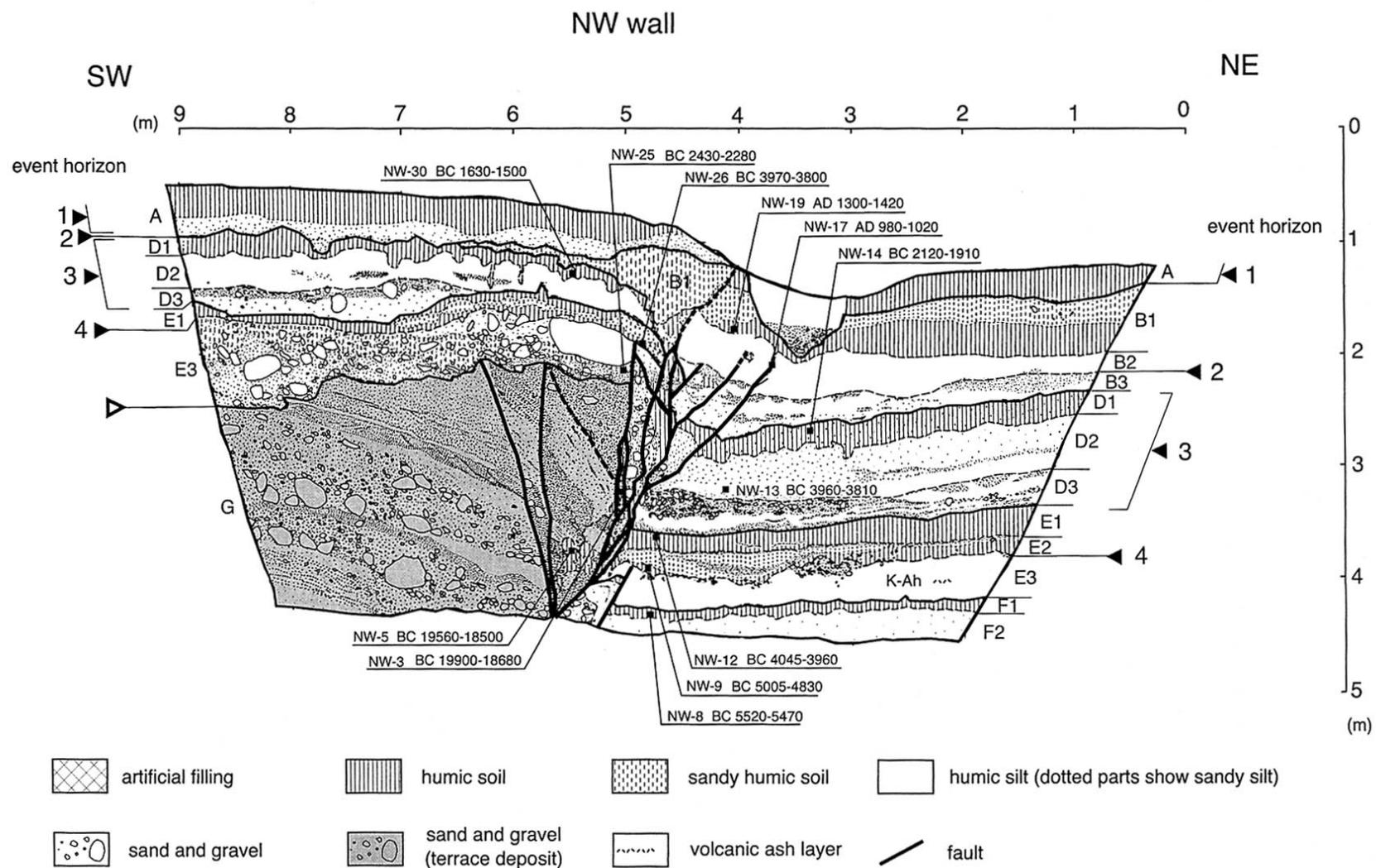


図4 温見断層温見地点：トレンチ北西側壁面のスケッチ（吉岡ほか，2002b）

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。

AD1300-1420 (B1層) → 14-15世紀、BC5005-4830 (E2層) → 約7千-6千8百年前、BC3880-3800, BC3970-3910 (E1層) → 約6千-5千8百年前

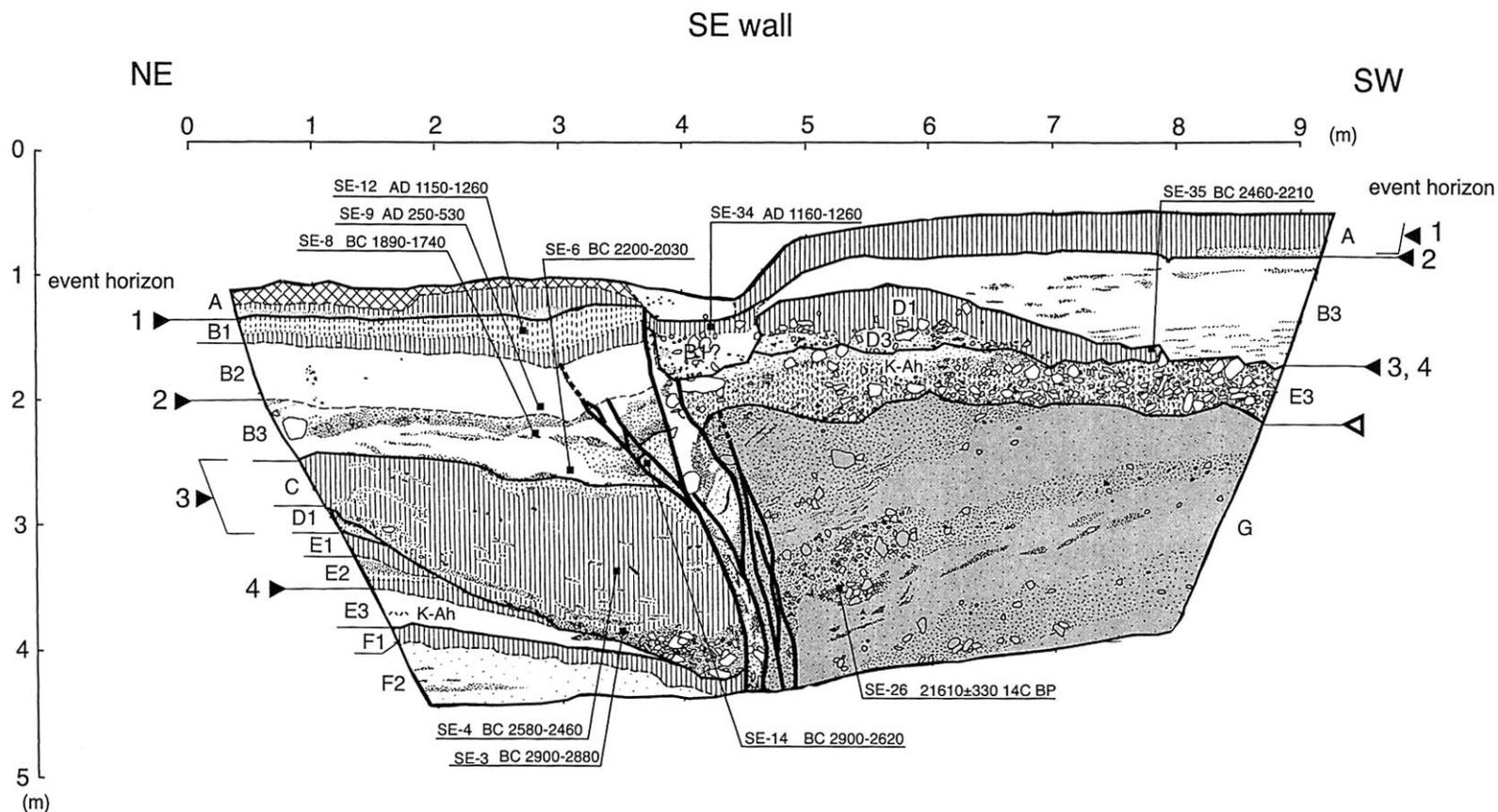


図5 温見断層温見地点：トレンチ南東側壁面のスケッチ（吉岡ほか，2002b）

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。

AD250-530 (B2層) → 3-6世紀、BC1890-1740 (B3層) → 約3千9百-3千7百年前、BC2200-2030 (B3層) → 約4千2百-4千年前

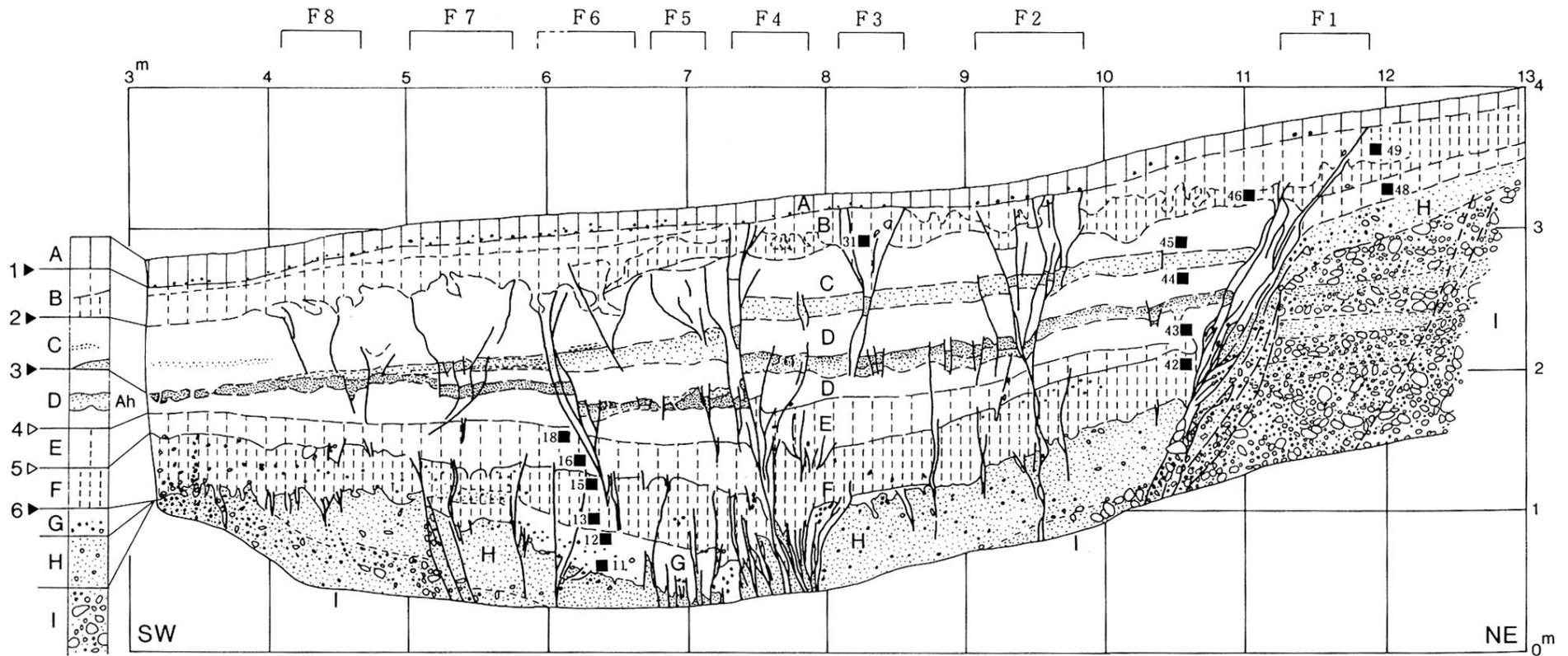


図6 梶尾谷断層門脇地点：トレンチ北西側壁面のスケッチ（粟田ほか，1999）

■：炭素同位体試料採取位置

評価に用いた年代値を、約1万年前以前のものは Kitagawa and van der Plicht (1998)、約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のようになる。

■31：2590±60（B層）→約2千8百－2千6百年前、■46：3610±60（B層）→約4千－3千9百年前、■45：3940±70（C層）→約4千5百－4千3百年前、■43：7240±80（D層）→約8千3百－8千1百年前、■13：10620±60（F層）→約1万3千年前、■11：11860±80（G層）→約1万4千年前、■11：12110±70（G層）→約1万4千年前

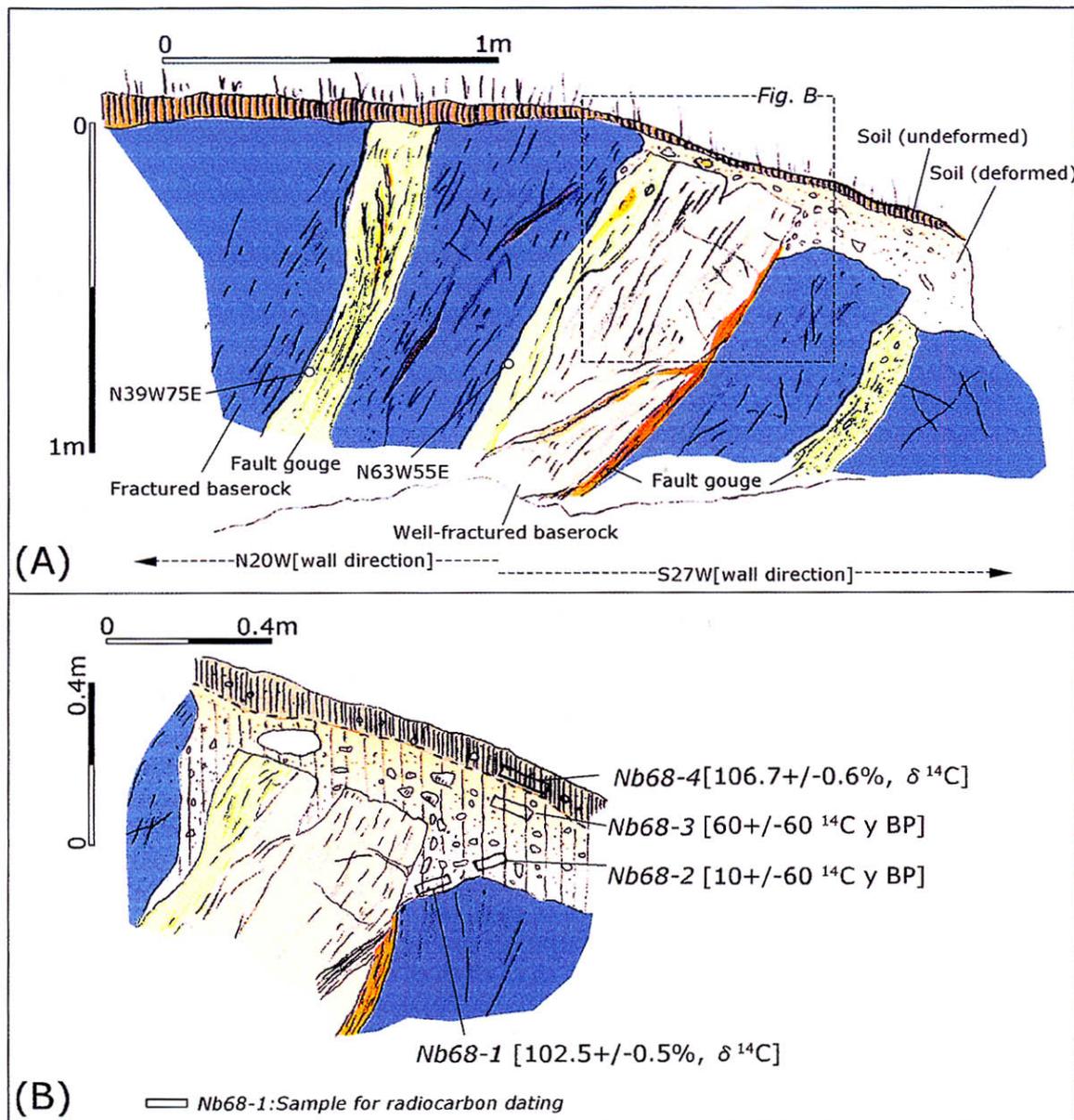


図7 長滝断層金原谷上流地点：断層露頭のスケッチ（苅谷，1999）

年代値は暦年補正前の放射性炭素同位体年代（yBP）。評価に用いた年代値を Niklaus（1991）に基づいて暦年補正し、世紀単位で表示すると以下ようになる。

60 ± 60yBP → 17–19 世紀

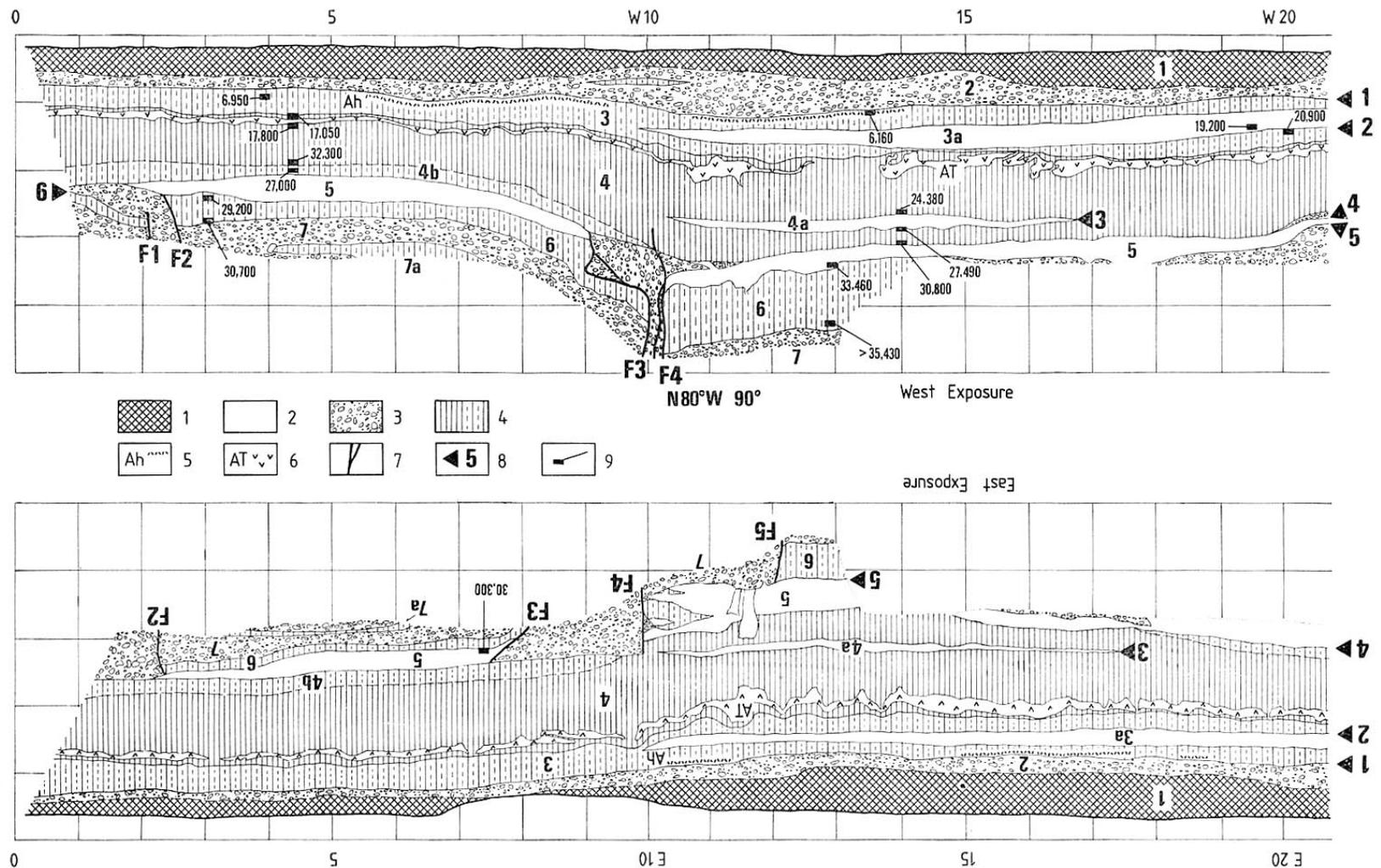


図8 梅原断層高田地点：トレンチ法面のスケッチ（岡田ほか，1992）

グリッドは1m間隔。1:水田土壌、2:粘土-シルト、3:礫層、4:泥炭層、5:K-Ah火山灰層、6:AT火山灰層、7:断層、8:原著のイベント認定層準、9:炭素同位体年代。年代値は暦年補正前の放射性炭素同位体年代(yBP)。評価に用いた年代値を、約1万年前以前のものはKitagawa and van der Plicht (1998)、約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。

6,160±90 (3層) → 約7千4百-7千1百年前、19,200±370 (3a層) → 約2万2千年前、20,900±310 (3層) → 約2万4千年前  
 24,380±1,540 (4a層) → 約2万7千年前、27,490±1,980 (4層) → 約3万1千年前

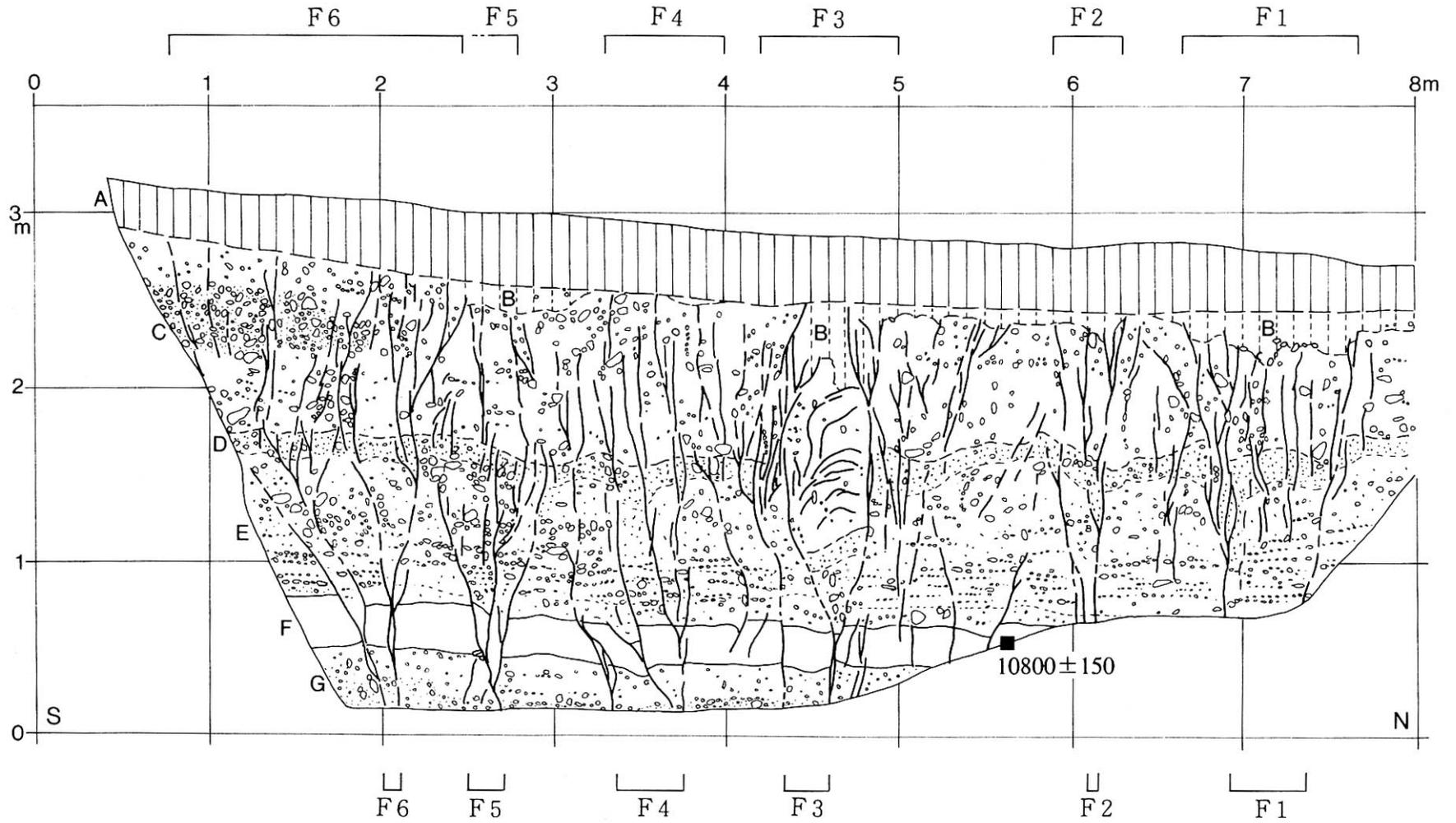


図9 梅原断層上洞地点：上洞-2 トレンチ西側壁面の詳細図（栗田ほか，1999）

グリッドは1 m間隔。

年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代（yBP）。評価に用いた年代値を、Kitagawa and van der Plicht（1998）に基づいて暦年補正し、1000年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。

10,800±150（F層）→ 約1万3千年前

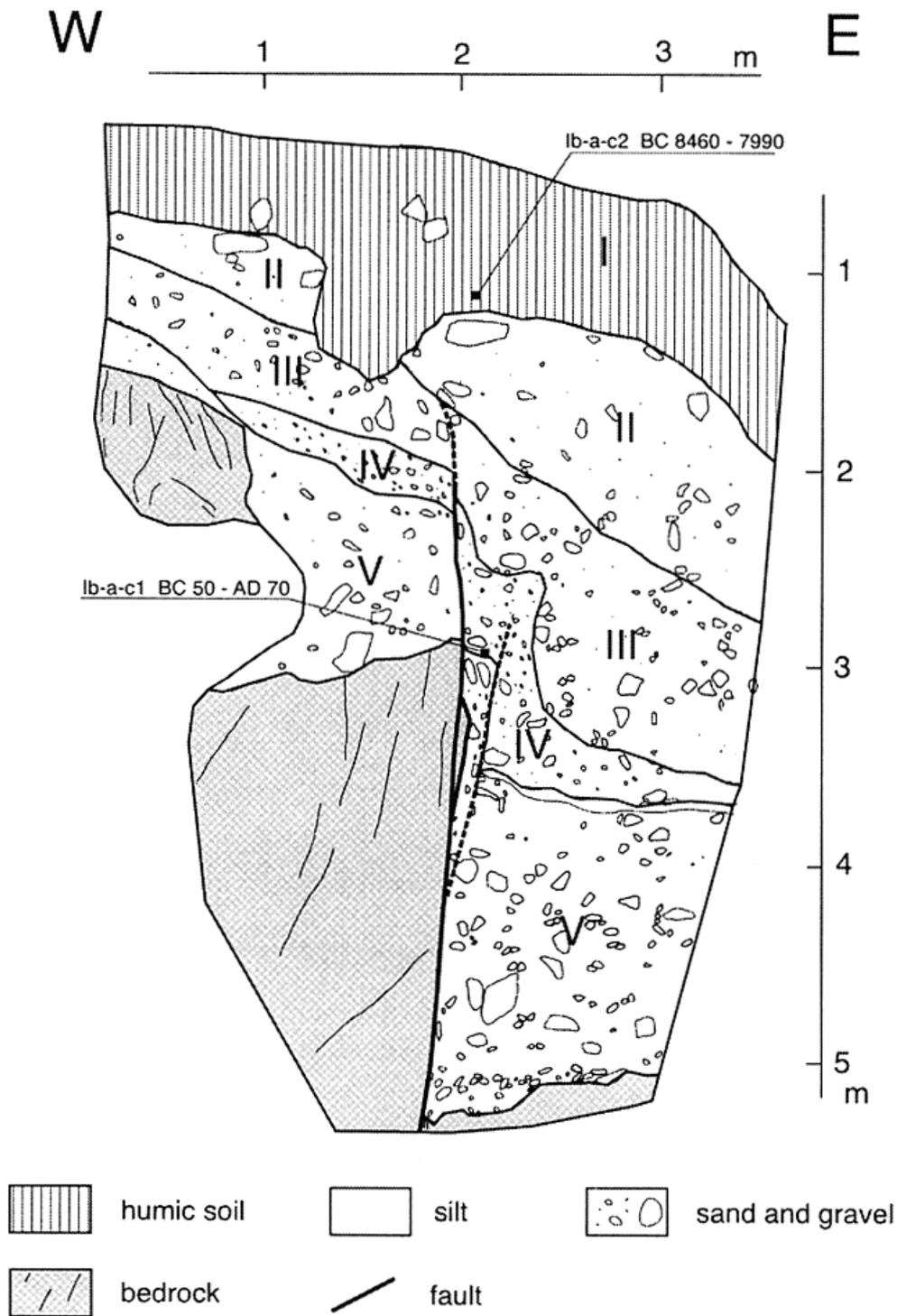


図 10 揖斐川断層塚地点：A トレンチ北西部のスケッチ（吉岡ほか，2003）

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のようなになる。

BC8460-7990 (I 層) → 約 1 万 - 9 千 9 百年前、BC50-AD70 (IV 層) → 1 世紀

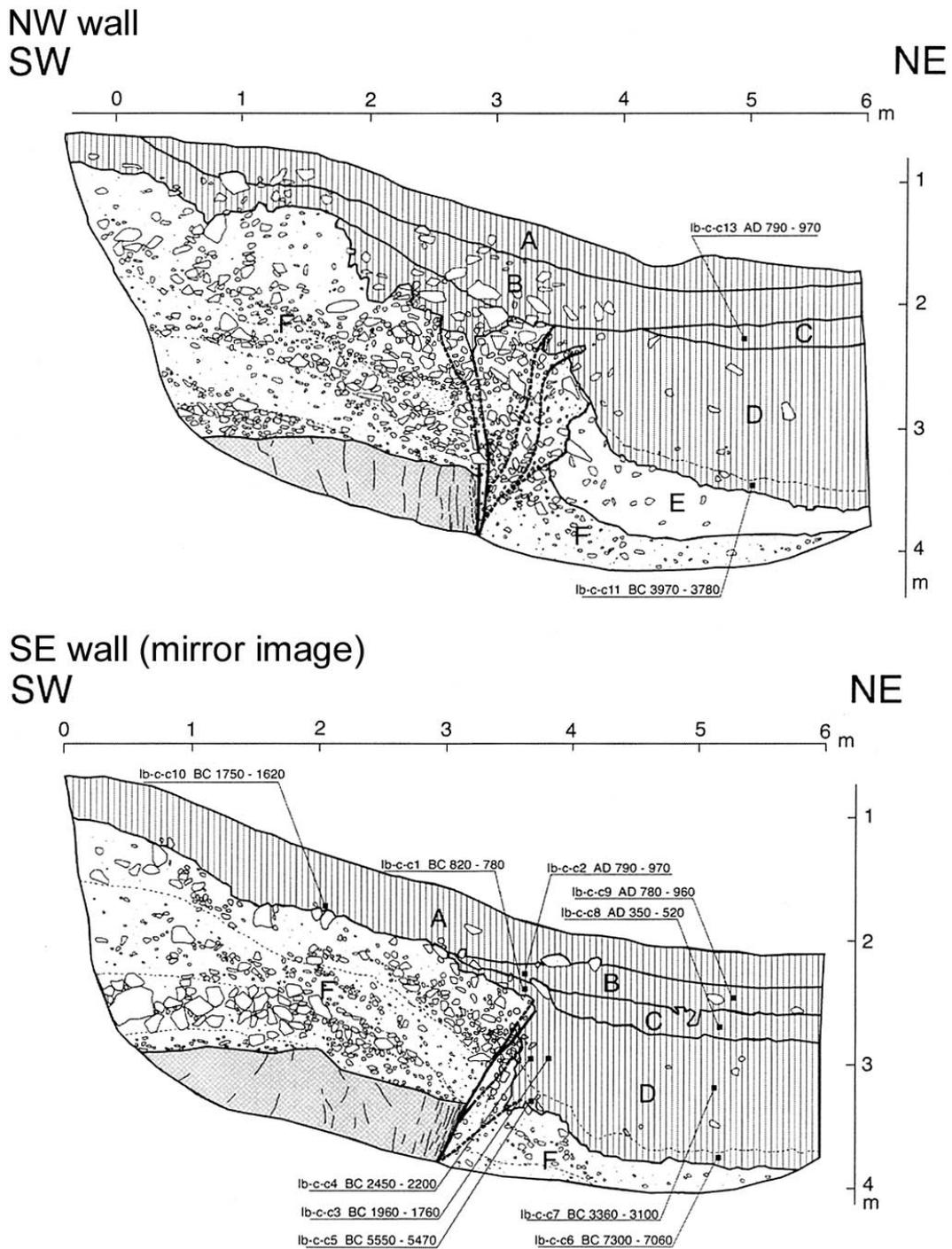


図 11 揖斐川断層塚地点：Cトレンチ両壁面のスケッチ（吉岡ほか，2003）

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。

AD780-960 (B層) → 8-10 世紀、BC1960-1760 (D層) → 約 4 千-3 千 8 百年前

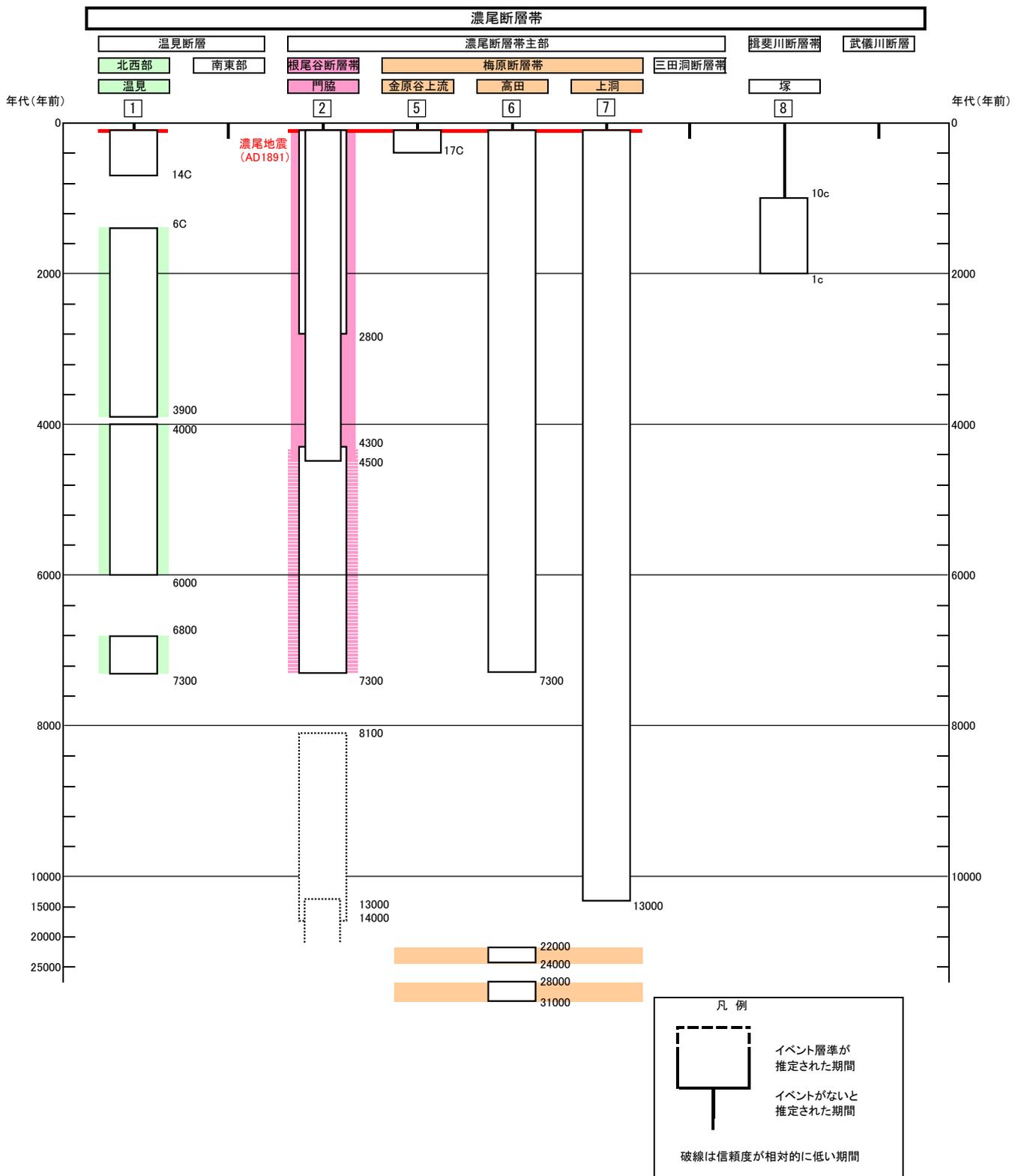


図12 濃尾断層帯の活動の時空間分布

表7 温見断層（北西部）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	0.05	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%	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(1)経過年数 比	マイナス1千6百年－マイナス1千4百年 0.07	
指標(2)	ほぼ0	
指標(3)	ほぼ0%	
指標(4)	ほぼ0	
指標(5)	0.0004－0.0005	

表8 根尾谷断層帯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	0.03－0.05	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%	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(1)経過年数 比	マイナス2千4百年－マイナス1千4百年 0.05－0.08	
指標(2)	ほぼ0	
指標(3)	ほぼ0%	
指標(4)	ほぼ0	
指標(5)	0.0003－0.0005	

表9 梅原断層帯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	0.008	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%	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(1)経過年数 比	マイナス1万年 0.01	
指標(2)	ほぼ0	
指標(3)	ほぼ0%	
指標(4)	ほぼ0	
指標(5)	0.00007	

注 14：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、濃尾谷断層帯主部の根尾谷断層帯、梅原断層帯に関しては、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度が低い（△）ことに留意されたい。

指標(1)経過年数：当該活断層での大地震発生の危険率（1年間あたりに発生する回数）は、最新活動（地震発生）時期からの時間の経過とともに大きくなる（BPT 分布モデルを適用した場合の考え方）。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない（ポアソン過程を適用した場合の考え方）。

この指標は、BPT 分布モデルを適用した場合の危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。値がマイナスである場合は、BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。

温見断層（北西部）の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険度は、2 千 2 百 - 2 千 4 百分の 1（0.0004-0.0005）であり、いつの時点でも一定である。また、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 であり、時間とともに増加する。BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するには今後 1 千 4 百年から 1 千 6 百年を要する。

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）。

## 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。