

## 関東平野北西縁断層帯の長期評価について

平成17年3月9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、81断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、関東平野北西縁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。

## 関東平野北西縁断層帯の評価

関東平野北西縁断層帯は、関東平野北西部と関東山地との境界付近から大宮台地北部にかけて分布する活断層帯である。ここでは、平成 7、10、11 年度に埼玉県、平成 8、9 年度に群馬県、平成 10-12、15 年度に産業技術総合研究所（旧：地質調査所）及び平成 15 年度に文部科学省研究開発局ほかにより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

関東平野北西縁断層帯は、関東平野北西縁断層帯主部と平井一櫛挽（くしびき）断層帯からなる。

関東平野北西縁断層帯主部は、群馬県群馬郡榛名町から安中市東部、高崎市、藤岡市、埼玉県本庄市、深谷市、熊谷市、鴻巣市、北本市、桶川市などを経て、北足立郡伊奈町に至る断層帯である。長さは約 82km で、概ね北西-南東方向に延びる。本断層帯は南西側が北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）。

平井一櫛挽断層帯は、群馬県多野郡吉井町から藤岡市、埼玉県児玉郡神川町、児玉町、美里町を経て大里郡寄居町に至る断層帯である。長さは約 23km 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し、北東側隆起成分を伴うと推定される。（図 1、2 及び表 3）。

### 2. 断層帯の過去の活動

#### （1）関東平野北西縁断層帯主部

関東平野北西縁断層帯主部の平均的な上下方向のずれの速度は 0.2-0.4m/千年程度、最新活動時期は約 6 千 2 百年前以後、約 2 千 5 百年前以前の可能性がある。また、既往の調査研究成果による直接的なデータではないが、本断層帯の長さを基に推定した 1 回の活動に伴う上下方向のずれの量と平均的な上下方向のずれの速度に基づく、平均活動間隔は 1 万 3 千-3 万年程度であった可能性がある（表 1）。

#### （2）平井一櫛挽断層帯

平井一櫛挽断層帯では、過去の活動に関する資料が乏しく、具体的な活動履歴については明らかにされていない。

### 3. 断層帯の将来の活動

#### （1）関東平野北西縁断層帯主部

関東平野北西縁断層帯主部では、全体が 1 つの区間として活動する場合、マグニチ

ュード8.0程度の地震が発生する可能性がある。また、その際には南西側が北東側に対して相対的に5－6 m程度高まる段差や撓み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は、表2に示すとおりである。

## （2）平井－櫛挽断層帯

平井－櫛挽断層帯では、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可能性がある。また、その際には2 m程度の左横ずれを生じ、北東側が南西側に対して相対的に高まる段差や撓みを伴う可能性がある（表3）。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

関東平野北西縁断層帯主部は複数の断層からなる長大な断層帯であるが、副次的な断層である江南断層以外は活動履歴に関する詳しい資料が得られていない。また、平井－櫛挽断層帯では、過去の活動に関してほとんど資料が得られておらず、将来における地震発生の可能性を評価することができない。したがって、これらについての精度の良い資料を集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。

また、関東平野北西縁断層帯主部と平井－櫛挽断層帯は地下で収斂するとの指摘もある。よって、断層の地下深部の形状等についてさらに調査を行い、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにすることが重要である。

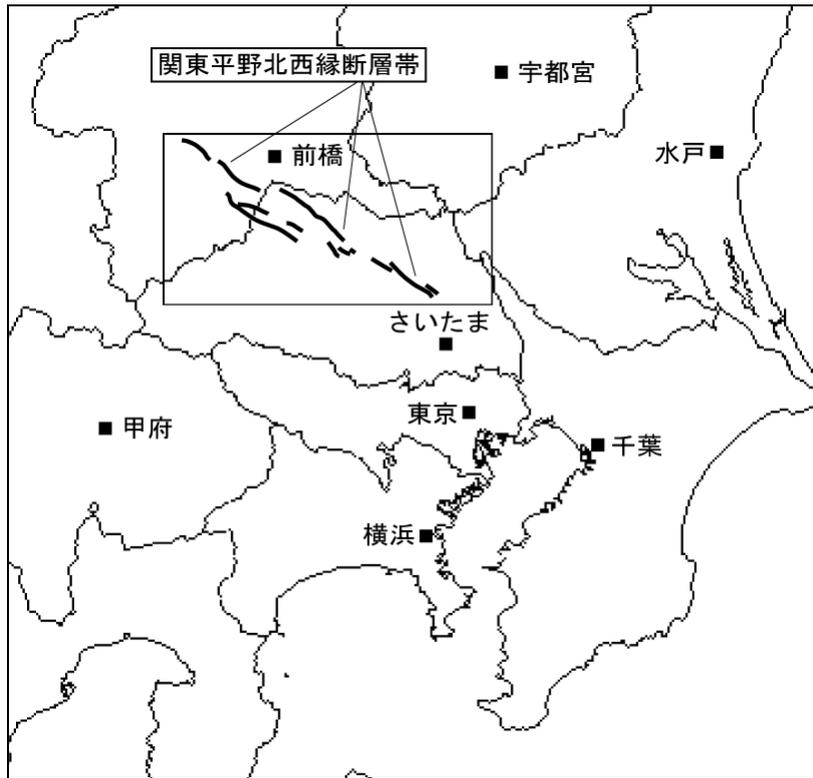


図1 関東平野北西縁断層帯の概略位置図  
(長方形は図2の範囲)



表 1 関東平野北西縁断層帯主部の特性

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	深谷断層、綾瀬川断層（北部）*、江南（こうなん）断層		文献5、9、21による。 *伊奈町以北の区間。
(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° 23′ 東経 138° 51′ （南東端）北緯 36° 00′ 東経 139° 38′ 長さ 約 82 km	△ ○ △	文献5、9、12、21、24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 0km 一般走向 N60° W 傾斜 50° - 70° 南西傾斜（深さ 500m以浅） 幅 20-25km 程度	◎ ◎ ◎ ○ ○	上端の深さが0km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17、18、23などに示された反射法弾性波探査結果から推定。 幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ（約20km）から推定。
(3) 断層のずれの向きと種類	南西側隆起の逆断層	◎	文献17、18、23に示された資料や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	0.2-0.4m/千年程度（上下成分）	△	文献10、11、13、17-19、28に示された資料から推定。
(2) 過去の活動時期	活動1（最新活動） 約6千2百年前以後、約2千5百年前以前	△	文献12に示された資料から推定。説明文2.1.2(2)参照。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 5-6m程度（上下成分）	△	断層の長さから推定。説明文2.1.2(3)参照。平均的なずれの速度と1回のずれの量から推定。
	平均活動間隔 1万3千-3万年程度	△	
(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

				などから推定。
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、形状などから推定。
	地震の規模 ずれの量	マグニチュード8.0程度	△	断層の長さから推定。
		5-6m程度 (上下成分)	△	断層の長さから推定。 説明文2.1.2(3)参照。

表2 関東平野北西縁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5)	信頼度 (注6)	備考
地震後経過率(注7)	0.08-0.5		発生確率及び集積確率は文献6による。
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%-0.008%	c	
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%-0.01%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0%-0.03%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0%-0.1%		
集積確率(注8)	ほぼ0%-0.1%		

表3 平井一櫛挽断層帯の特性

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	平井断層、神川断層、櫛挽（くしびき）断層		文献9による。
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 (北西端)北緯 36° 15' 東経 139° 00' (南東端)北緯 36° 08' 東経 139° 13'  長さ 約 23km	○ △  △	文献2、9、15、22、24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 0km 一般走向 N55° W  傾斜 高角（地表付近）  幅 20km程度	◎ ◎ ○  △  △	上端の深さが0km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）。 傾斜は地形の特徴などから推定。 地震発生層の下限の深さは約20km。説明文2.2.1(2)参照。
(3) 断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層 (北東側隆起成分を伴う)	○	地形の特徴から推定。説明文2.2.1(3)参照。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	左横ずれ成分については不明。 0.1-0.2m/千年程度（上下成分）	△	文献3、28に示された資料から推定。
(2) 過去の活動時期	不明 (2万8千年前以後に少なくとも1回の断層活動が生じたと考えられる。)		文献20に示された資料から推定。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 2m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	マグニチュード7.1程度		△	断層の長さから推定。
	ずれの量	2m程度(左横ずれ成分)		△	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：遠藤ほか(1997)

文献2：群馬県(1997)

文献3：群馬県(1998)

- 文献4：井川ほか（1998）  
 文献5：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）  
 文献6：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）  
 文献7：笠原ほか（1993）  
 文献8：笠原（1996）  
 文献9：活断層研究会編（1991）  
 文献10：松田時彦ほか（1975）  
 文献11：水野ほか（2001）  
 文献12：水野ほか（2002）  
 文献13：水野ほか（2004）  
 文献14：文部科学省研究開発局ほか（2004）  
 文献15：中田・今泉編（2002）  
 文献16：埼玉県（1996）  
 文献17：埼玉県（1999）  
 文献18：埼玉県（2000）  
 文献19：須貝ほか（2000）  
 文献20：杉原（1989）  
 文献21：杉山ほか（1997）  
 文献22：杉山ほか（2004）  
 文献23：杉山・水野ほか（2000）  
 文献24：杉山・須貝ほか（2000）  
 文献25：山口ほか（1996）  
 文献26：山口ほか（1997）  
 文献27：山口ほか（2000）  
 文献28：Yamazaki（1984）

注5：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平均活動間隔の信頼度が低い（△）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。今回評価した数字のうち、関東平野北西縁断層帯主部の 0.08 は 2,500 年を 30,000 年で割った値であり、0.5 は 6,200 年を 13,000 年で割った値である。

注8：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. 関東平野北西縁断層帯に関するこれまでの主な調査研究

関東平野北西縁断層帯の主体をなす深谷断層に関しては、はじめに松田時彦(1974)が更新世段丘を撓曲させる長さ6km程度の活断層として記載した。その後、松田磐余ほか(1975)、松田時彦ほか(1975)、貝塚ほか(1977)、松田博幸ほか(1977)、Yamazaki(1984)などが深谷断層周辺について詳細な地形・地質学的調査を実施している。活断層研究会編(1980, 1991)は、これらの研究成果を総括して、深谷断層を長さ10km、活動度(注9)B級の活断層と記載した。

一方、1980年代以降、本断層帯の一带を対象とした地球物理学的手法を用いた調査や研究が多数実施された。多田(1983)、萩原ほか(1986, 1987)は重力異常データから、深谷断層や櫛挽(くしびき)断層などの活動性を検討したほか、沖積層下に伏在する断層を検出した。また、群馬県(1997)、埼玉県(1999, 2000)、杉山・水野ほか(2000)は、深谷断層の北西延長部や神川断層を対象とした反射法弾性波探査を実施し、各地点で沖積低地下に北西-南東走向の撓曲構造を確認している。深谷断層の南東延長部や綾瀬川断層においては、笠原(1996)、埼玉県(1996)、遠藤ほか(1997)、山口ほか(1997, 1998)及び井川ほか(1998)により反射法弾性波探査が行なわれ、沖積低地下に伏在する撓曲構造の存在が指摘された。また、地形・地質学的にも、杉山ほか(1997)などにより、深谷断層の北西-南東延長部に活断層の存在が指摘されている。杉山ほか(1997)及び杉山・水野(2000)は、これらの断層帯を「深谷断層系」とし、綾瀬川断層北部を含めた総延長約80kmの活断層帯を構成するとした。

また、本断層帯の第四紀後期の活動性に関する最近の調査としては、群馬県(1997, 1998)、須貝ほか(2000)、水野ほか(2000, 2001, 2002, 2004)によるボーリング調査やトレンチ調査等がある。

なお、文部科学省研究開発局ほか(2004)は、関東山地東縁一帯においてバイプロサイスの稠密発震による反射法弾性波探査を実施して、本断層帯周辺を含んだ堆積平野の地下深部構造を推定している。

### 2. 関東平野北西縁断層帯の評価結果

関東平野北西縁断層帯は、関東平野の北西縁と関東山地との境界付近から大宮台地の北部にかけて分布する断層帯で、北西-南東方向に延び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時彦(1990)の起震断層の定義に基づき、関東平野北西縁断層帯主部と平井-櫛挽断層帯に区分した(図1、2)。

なお、関東平野北西縁断層帯主部と平井-櫛挽断層帯とは、左雁行しながら約10kmに渡ってステップオーバーする。山口ほか(1999)及び杉山ほか(2004)は、反射法弾性波探査結果に基づいて両断層帯が地下深部で1つの断層面に収斂する可能性も示しているが、ここでは、両断層帯の地表における間隔が9-10km程度と大きいことから、個別の断層帯として評価した。

#### 2. 1 関東平野北西縁断層帯主部

##### 2. 1. 1 関東平野北西縁断層帯主部の位置及び形態

###### (1) 関東平野北西縁断層帯主部を構成する断層

関東平野北西縁断層帯主部は、群馬県群馬郡榛名町から安中市東部、高崎市、藤岡市、埼玉県児島郡上里町、本庄市、大里郡岡部町、深谷市、熊谷市、大里郡川本町、同郡江南(こうなん)

町、同郡大里町、北足立郡吹上（ふきあげ）町、比企（ひき）郡吉見町、鴻巣（こうのす）市、北本市、桶川市を経て、北足立郡伊奈町に至る断層帯である（図1、2）。

本断層帯の北西部は深谷断層から構成され、深谷断層の南西側には3km程度の間隔で江南断層が分布する。また、本断層帯の南東部は鴻巣市から伊奈町付近まで延びる綾瀬川断層北部に相当する。なお、綾瀬川断層のうち、埼玉県北本市以南の区間は「元荒川断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）において「元荒川断層帯北部」として評価を行った区間と重複する（注10）。

本断層帯を構成する各断層の位置・形態については、活断層研究会編（1991）、杉山ほか（1997）、杉山・須貝ほか（2000）、中田・今泉編（2002）などに示されている。これらによると、深谷断層と綾瀬川断層間に相当する約10km区間の沖積低地においては、地表に変位地形は認められないとされている。ただし、同区間のほぼ中央付近の2地点では、反射法弾性波探査とボーリング調査によって断層の存在が確認されていることから（山口ほか，1997；井川ほか，1998など）、深谷断層と綾瀬川断層北部とは一連の断層帯をなすと判断される（杉山ほか，1997，2004など）。また、本断層帯のうち埼玉県上里町以西の区間に関しては、活断層研究会編（1991）や中田・今泉編（2002）では、活断層とは認定していないが、杉山・水野ほか（2000）、須貝ほか（2000）及び水野ほか（2000）などが明らかにしているように、更新世中期～後期以降の活動は確実である。

ここでは、本断層帯の北西端は、杉山ほか（1997）に示された断層帯の端点とし、群馬県群馬郡榛名町とした。また、本断層帯の南東端は、「元荒川断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）によって活断層と判断された綾瀬川断層北部の南端とし、埼玉県北足立郡伊奈町とした。なお、本断層帯を構成する各断層の名称は活断層研究会編（1991）に基づいた。

## （2）断層面の位置・形状

関東平野北西縁断層帯主部の長さとも一般走向は、図2に示された断層帯の両端を直線で結ぶと、約82km、N60°Wとなる。

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。

断層面の傾斜に関しては、次に示す調査結果がある。深谷断層の北西部では3測線（里見、根小屋、鏑川（かぶらがわ）測線：杉山・水野ほか，2000）で反射法弾性波探査が実施されており、その結果に基づくと、深さ500m程度までは撓曲変形が卓越し、地下深部では南西傾斜を示すと推定される。このうち根小屋測線では、深さ500m程度以浅において、撓曲のヒンジ部が50°～60°南西傾斜で連なっている（杉山・水野ほか，2000：図4）。また、埼玉県本庄市と深谷市において深谷断層を対象として実施されたP波反射法弾性波探査（埼玉県，1999）によると、深さ500m程度以浅では撓曲変形の基部を連ねたヒンジ部が約50°～70°で南西に傾斜する（図5）。この他にも、本断層帯を構成する断層を対象とした反射法弾性波探査が9測線で実施され（笠原ほか，1993；笠原，1996；遠藤ほか，1997；井川ほか，1998；埼玉県，1996，2000；山口ほか，1996，1999，2000）、撓曲変形を主とする南西傾斜の断層が確認されている。以上の反射法弾性波探査の資料に基づくと、本断層帯の断層面は深さ500m程度以浅においては50°～70°で南西傾斜を示すと推定される。なお、深谷断層のほぼ中央部を横断するように実施されたパイブロサイスの稠密発振による反射法弾性波探査（桐生測線：文部科学省研究開発局ほか，2004）では、地表下3km程度まで極めて高角な断層面が想定されている。

断層面の幅は、地震発生層の下限の深さが約20kmであること（後述）及び地下浅部の断層面

の傾斜 ( $50^{\circ}$  -  $70^{\circ}$  南西傾斜) から、20-25km 程度と推定される。

### (3) 断層の変位の向き (ずれの向き) (注 11)

関東平野北西縁断層帯主部は、北東側に撓み下がる幅広い撓曲帯を伴うこと (活断層研究会編, 1991 ; 中田・今泉編, 2002 など) や反射法弾性波探査結果 (埼玉県, 1999 ; 杉山・水野ほか, 2000 など) に基づくと、南西側隆起の逆断層と考えられる。

なお、Abe (1974) は、平井-櫛挽断層帯の南東部付近に 1931 年 (昭和 6 年) 西埼玉地震 (マグニチュード 6.9 : 宇佐美, 2003) の震源断層を想定しており、その断層モデルを左横ずれ断層としている。また、杉山ほか (2004) においても、関東平野北西縁断層帯主部を構成する断層は左横ずれ成分を伴うとの指摘があるが、ここでは、関東平野北西縁断層帯主部は幅広い撓曲帯を伴うことなどから逆断層と考えることとした。

## 2. 1. 2 関東平野北西縁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 11)

高崎市根小屋で実施されたボーリング調査結果 (須貝ほか, 2000 ; 水野ほか, 2001) によれば、多摩 TE-5 火山灰層 (約 35 万年前 : 注 12) の上下変位量は 90m 以上である (図 6)。このことから、本地点の平均上下変位速度は  $0.26\text{m}/\text{千年}$  以上と推定される。

また、深谷断層北西部の岡部町から深谷市にかけての区間では、6 - 8 万年前 (松田時彦ほか, 1975 ; Yamazaki, 1984) の段丘面 (櫛挽面 : 松田時彦ほか, 1975) あるいは段丘構成層が 12 - 19m 上下に変位している (松田時彦ほか 1975 ; 貝塚ほか, 1977 ; Yamazaki, 1984 ; 埼玉県, 1999, 2000)。このことから、この区間の平均上下変位速度は約  $0.2-0.3\text{m}/\text{千年}$  の可能性がある。

この他、深谷断層の北東側 (沈降側) で実施されたボーリング調査において、深谷市付近では加久藤火山灰層 (約 33 - 34 万年前 : 注 12) が深さ 150m、約 34 万年前の MIS10 層準が深さ 141.1 m に認められている (水野ほか, 2004)。また、大里町付近では多摩 TB-8 火山灰層 (約 20 万年前頃 : 注 12) が深さ 57m に分布し、約 43 万年前の MIS11 層準基底が深さ 173m の孔底付近に推定されている (水野ほか, 2004)。これらのボーリング調査結果に基づくと、深谷断層の下盤側の沈降速度は約 20 - 40 万年前以後  $0.3-0.4\text{m}/\text{千年}$  程度と求められる。一方、断層の上盤側には中位 - 低位段丘面が発達しているが、高位段丘面はほとんど分布していない (例えば杉山・水野ほか, 2000)。以上のことから、約 20 - 40 万年前以後の平均上下変位速度は  $0.3-0.4\text{m}/\text{千年}$  もしくはそれ以下であった可能性がある。

以上の調査結果を総合すると、本断層帯の平均上下変位速度は  $0.2-0.4\text{m}/\text{千年}$  程度の可能性があると判断される。なお、横ずれ成分についての詳細は不明である。

### (2) 活動時期

#### a) 地形・地質的に認められた過去の活動

##### ① 深谷断層根小屋地点 (群列ボーリング調査)

深谷断層北西部の高崎市根小屋で実施された群列ボーリング調査結果 (水野ほか, 2000, 2001) では、4 万年前程度のシルト層 (D 層) とその下位に位置する火山泥流堆積物が、調査対象となった幅 150m の区間において 13m 以上の上下変位を受けている。このことから、4 万年前程度以後に複数回の断層活動があった可能性があるが詳細は不明である。

なお、水野ほか(2001)は、D層を覆うC層基底に数10cmの高度差を見出して、C層が堆積した後に断層変形を受けた可能性が考えられるとしているが、その高度差は有意ではないと判断される。

## ② 深谷断層普濟寺(ふさいじ)地点(群列ボーリング調査)

水野ほか(2002)は、岡部町普濟寺に分布する撓曲崖の基部で群列ボーリング調査を実施し、約3万9千年前の<sup>14</sup>C年代値を示す礫主体層(C層)と約2万1千年前の<sup>14</sup>C年代値を示す礫主体層(E層)に挟まれるD層(礫主体層)が変形していることを見出している。

なお、水野ほか(2002)は、D層上位のE層が変形しており、さらに上位のG層(砂礫層)も変形している可能性は否定できないとしている。しかし、E層内部の変形構造は不明であり、G層の高度差も幅130mで2mと小さいことから、E層やG層に認められる高度差が断層活動によるものとは断言できない。

## ③ 江南断層丸山地点(トレンチ調査)

本断層帯の副次的断層である江南断層の東端付近に位置する江南町野原丸山では、遺跡発掘調査で存在が明らかとなった台地上の断層(堀口, 1995; 江南町教育委員会, 1996)を対象としてトレンチ調査が実施された(水野ほか, 2002: 図7)。

トレンチ壁面では、最も若い<sup>14</sup>C年代値で約6千2百-6千年前を示すMF層(シルト層)を切り、最も古い<sup>14</sup>C年代値が3-4世紀を示すMG層(黒色土壌)に覆われる断層が認められる。よって、約6千2百年前以後、4世紀以前に断層活動があったと考えられる。なお、MF層の基底は0.5-1m程度の上下変位を受けているものと推定される。

また、礫層を覆うシルト層(MC層)の厚さが断層の上盤側で薄く、下盤側で厚い。その層厚差はスケッチからは1m程度と読み取れる。よって、このシルト層の下位層(MB層)堆積より後-上位のローム層(ME層、MD層)堆積より前に断層活動があったことが推定される。ローム層(ME層、MD層)には始良Tn火山灰(約2万8千年前: 注12)を挟むことから、その活動時期は約2万8千年前以前と推定される。

## ④ 江南断層丸山地点(ピット調査)

上記トレンチの西側に隣接する地点ではピット調査が実施されている(水野ほか, 2002: 図8)。

ピット壁面では、ME'層が大きく変位しているのに対し、ME'層上位のMF'層の基底には変位がほとんど認められられないことから、ME'層堆積より後、MF'層堆積より前に断層活動があったと考えられる。ただし、MF'層からは年代試料が得られていないことから、その年代はME'層上部(約9千7百-9千3百年前)とMF'層上位のMG'層(約2千8百-2千5百年前)の年代に基づき、約9千7百年前以後、約2千5百年前以前とする。

なお、上記の断層がME'層(ローム層)とMF'層(シルト層)の基底を切り、MF'層(シルト層)の少なくとも下半部を切る可能性も示唆されている(水野ほか, 2002)。

## ⑤ 江南断層楊井(やぎい)地点(断層露頭調査)

江南断層の東端付近に位置する江南町楊井では、工事現場に出現した断層露頭の調査が実施されている(水野ほか, 2002)。

この断層露頭では、礫層 A を 0.7m 程度上下変位させる断層が、礫層 B とシルト（7－9 世紀）に覆われる。したがって、本地点では 9 世紀以前に断層活動が生じたと考えられる。

以上の調査結果から、副次的な断層（江南断層）で見出された最新の顕著な活動時期である約 6 千 2 百年前以後、約 2 千 5 百年前以前に、関東平野北西縁断層帯主部も活動した可能性がある と判断する。また、後述（2.1.2(4)の項目を参照）するように、1 回の活動に伴う上下変位量と平均上下変位速度から求めた本断層帯の平均活動間隔（1 万 3 千－3 万年程度）を考慮すると、この活動は、本断層帯の最新活動であった可能性がある と判断される。

なお、江南断層では約 2 万 8 千年前以前にも断層活動が認められるが、これが本断層帯の 1 つ前の活動に相当するかどうかは不明である。

#### b) 先史時代・歴史時代の活動

818 年（弘仁 9 年）の関東諸国の地震（マグニチュード 7.5 以上）では、相模・武蔵・下総・常陸・上野・下野などで被害があった（宇佐美, 2003）。宇佐美（2003）では、この地震の震央を 139－140° E、36－37° N と推定しているが、本断層帯の活動との関連性についての詳細は不明である。

1931 年（昭和 6 年）の西埼玉地震（マグニチュード 6.9）では、埼玉県北部から群馬県南部の利根川・荒川沿いの地域、特に埼玉県深谷市、鴻巣市、吹上町などで被害が多かった（宇佐美, 2003）。また、関東平野の広い地域で震度 V に相当する揺れがあり、全体で死者 16 名、全壊住家 76 棟、同非住家 131 棟であった（宇佐美, 2003 など）。この地震では、神川断層の南東部に近い、埼玉県児玉郡児玉町金屋から群馬県多野郡神流（かんな）町丹生（にゅう）にかけて断続的に地割れが連なっていたとされる（埼玉懸熊谷測候所, 1931 ほか）が、詳細は不明である。また、Abe（1974）は、平井一櫛挽断層帯の南東部付近に、長さ 20km、幅 10km で、走向 108° 傾斜 80° SW、平均食い違い量が左ずれ 100cm の震源断層を推定している。ただし、この地震に伴った明瞭な地表変位は確認されていないことから、少なくとも本断層帯の固有規模の活動ではなかったものと判断する。

以上のことから、関東平野北西縁断層帯主部の最新活動時期は約 6 千 2 百年前以後、約 2 千 5 百年前以前の可能性がある と判断する。

#### (3) 1 回の変位量（ずれの量）（注 11）

関東平野北西縁断層帯主部では、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。

一方、断層帯主部全体を 1 つの活動区間とした場合、本断層帯の長さは約 82km の可能性があることから、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 6.5m と計算される。また、関東平野北西縁断層帯主部のほぼ中央に位置する深谷断層南東部の深谷市から熊谷市にかけての区間では、御陵威ヶ原（みいずがはら）面（松田時彦ほか, 1975）が 5－6 m 上下に変位している。御陵威ヶ原面は立川面に相当することから、約 2－3 万年前に形成されたと推定される。

以上のことから、ここでは、御陵威ヶ原面の上下変位量（5－6 m）を本断層帯主部の 1 回の断層活動で生じた可能性がある とみなす。

用いた経験式は松田時彦（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。

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

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

#### （4）活動間隔

関東平野北西縁断層帯主部では、活動間隔に関する直接的な資料は得られていない。

ただし、前述した1回の活動に伴う上下変位量（5－6 m程度）と、平均上下変位速度（0.2－0.4m／千年程度）に基づくと、本断層帯の平均活動間隔は1万3千－3万年程度の可能性があると判断される。

#### （5）活動区間

関東平野北西縁断層帯主部を構成する各断層は、3－5 km 程度の間隔で断続的に分布することから、松田時彦（1990）の基準に基づけば、断層帯全体が1つの活動区間として活動した可能性があるかと判断される。

ただし、本断層帯では、副次的な断層である江南断層を除いては、過去の活動履歴を限定できる具体的な資料が得られていないことに留意する必要がある。

#### （6）測地観測結果

関東平野北西縁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、顕著な歪みはみられない。

最近5年間のGPS観測結果でも、顕著な歪みはみられない。

なお、1931年の西埼玉地震後に行なわれた水準測量の結果によると、地震前の1925－1926年と比較して、本庄市や深谷市付近では高崎市に対して最大3 cmの隆起が見られる。

#### （7）地震観測結果

関東平野北西縁断層帯では1931年に西埼玉地震（マグニチュード6.9）が平井－櫛挽断層帯の南東部付近で発生した。余震活動は本震の東側で活発だった。

本断層帯周辺の最近約6年間の地震観測結果によると、平井－櫛挽断層帯では断層帯に沿って微小地震活動が見られる。関東平野北西縁断層帯主部に沿った微小地震活動は低調である。特に関東平野北西縁断層帯主部の南東側では地震活動は極めて低調である。本断層帯中央付近を挟んで北側と南側の領域では微小地震活動が活発であるが、本断層帯に沿った西北西－東南東方向の帯状の領域では地震活動が低調である。

本断層帯付近の地震活動から推定される地震発生層の下限の深さは約20 kmである。なお、本断層帯中央付近から南東側にかけて、微小地震が深さ約20 kmから30 kmより深いところまで観測されている（南東側では地震の固まりとなっている）。埼玉県中部から東京都西部にかけてのフィリピン海スラブ上面付近には蛇紋岩が分布すると推定されている（Kamiya and Kobayashi, 2000）。本断層帯の中部から南東部にかけて見られる地殻内としては深い地震は、この蛇紋岩の脱水によって生じた大量の水が上がってきているために生じているという説（吉田・細野, 2002）

があり、本断層帯の断層運動に伴う地震とは発生原因が異なると考えられる。本断層帯周辺の発震機構解は北東-南西ないし東北東-西南西方向の圧力軸を持つ逆断層型あるいは横ずれ断層型が多い。1931年西埼玉地震の場合、気象庁の検測値を用いたP波初動分布から横ずれ断層型の発震機構が推定される (Ichikawa, 1971)。また、Abe (1974) は波形解析から左横ずれ型の震源断層を求めている。

## 2. 1. 3 関東平野北西縁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. 1. 2 (5) で述べたように、関東平野北西縁断層帯主部は全体が1つの活動区間として同時に活動する可能性がある。この場合、長さが約82kmの可能性があることから、前述の経験式(1)により地震の規模を求めると、マグニチュード8.0程度の地震が発生する可能性がある。また、その際には、断層近傍の地表面では南西側が北東側に対して相対的に5-6m程度程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

### (2) 地震発生の可能性

関東平野北西縁断層帯主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)。

関東平野北西縁断層帯主部は、平均活動間隔が1万3千-3万年程度、最新活動時期が約6千2百年前以後、約2千5百年前以前であった可能性があることから、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0.08-0.5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%-0.008%、ほぼ0%-0.01%、ほぼ0%-0.03%、ほぼ0%-0.1%となる。また、現在までの集積確率はほぼ0%-0.1%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。

## 2. 2 平井-櫛挽断層帯

### 2. 2. 1 平井-櫛挽断層帯の位置及び形態

#### (1) 平井-櫛挽断層帯を構成する断層

平井-櫛挽断層帯は、関東山地と櫛引丘陵の境界付近に沿った断層帯で、群馬県多野郡吉井町から藤岡市、埼玉県児玉郡神川町、同郡児玉町、同郡美里町を経て、大里郡寄居町に至る(図1、2)。本断層帯は、平井断層とその北東側1-3kmに並走する神川断層及び櫛挽断層からなる。本断層帯の位置と形態は、Yamazaki (1984)、活断層研究会編(1991)、群馬県(1997)、杉山ほか(1997)、杉山・須貝ほか(2000)、中田・今泉編(2002)及び杉山ほか(2004)などに示されている。このうち、平井断層帯の北西端の約4km区間は、群馬県(1997)と杉山・須貝ほか(2000)などが活断層としているが、活断層研究会編(1991)と中田・今泉編(2002)では地形的な特徴を認めていない。

ここでは、各断層の位置・形態は基本的に活断層研究会編(1991)、群馬県(1997)、杉山・須貝ほか(2000)及び杉山ほか(2004)に従い、中田・今泉編(2002)に示された副次的な断層を併せて表記した。また、櫛挽断層の南東端に関しては、地形の特徴に基づいた結果、南東方へ若干延びる可能性があるかと判断した。なお、各断層の名称は活断層研究会編(1991)によった。

## (2) 断層面の位置・形状

平井―櫛挽断層帯の長さは、断層帯の北西端と南東端を直線で結ぶと約 23km、一般走向は N55° W となる (図 2)。

断層面の上端の深さは、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。

断層面の傾斜に関しては、後述するように、断層帯の北西部付近において断層線に沿って直線状凹地が形成されるなど横ずれ変位地形が発達すること、断層全体にわたって地表の断層トレースがほぼ直線状を示すこと、また断層露頭では 68° - 83° 北東傾斜 (群馬県, 1998) の断層面が確認されていることなどから、地表付近では高角をなすと推定される。なお、杉原 (1989) によると、平井断層の北西端付近において 20° 南傾斜を示す断層面が確認されているが、この断層は、走向が N30° E と本断層帯と直交に交わる方角に延びていることから、副次的な断層あるいは雁行する逆断層であると考えられる。

なお、本断層帯深部の断層面の形状に関しては、反射法弾性波探査結果を基にした以下のような解釈も行なわれている。文部科学省研究開発局ほか (2004) は、本断層帯の南東端付近で実施したパイロサイスの稠密発振による反射法弾性波探査結果を基に、地表下 3km 程度まで、ほぼ 20° - 30° で北傾斜を示す断層面を想定している。また、杉山ほか (2004) は、山口ほか (1996, 1999) による深さ 2 km 程度以浅の反射法弾性波探査記録から、櫛挽断層を低角度で北東に傾斜する新第三紀層の層面すべり状の断層としている。

断層面の幅は、地震発生層の下限の深さが約 20km であることと、地下浅部の断層面の傾斜からは、20km 程度の可能性があるかと判断される。

## (3) 断層の変位の向き (ずれの向き) (注 11)

平井―櫛挽断層帯は、断層に沿って川谷が 50-200m 程度の左横ずれ屈曲を生じ (松田博幸ほか, 1977)、小地溝が形成されている地点が認められる (松田博幸ほか, 1977 ; 群馬県, 1997, 1998) といった地形の特徴から、左横ずれを主体とする断層と推定される。本断層帯の南東部付近で発生したとされている 1931 年 (昭和 6 年) の西埼玉地震 (マグニチュード 6.9 : 宇佐美, 2003) の震源断層モデル (Abe, 1974) においても、左横ずれ成分を伴うことが示唆されている。また、北東側隆起の断層崖などの地形の特徴に基づくと北東側隆起成分を伴うと考えられる。

## 2. 2. 2 平井―櫛挽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)

左横ずれに関する平均変位速度については、具体的なデータは得られていない。

平井―櫛挽断層帯を構成する断層のうち、本断層帯の南西側に位置する平井断層中央部の藤岡市保美では、御岳奈川火山灰層 (約 8 万年前 : 注 12) に覆われる約 10-8 万年前の高位段丘面 (群馬県, 1998) が上下に 8 m 変位している (群馬県, 1998)。よって、平井断層の平均上下変位速度は 0.1m/千年程度の可能性がある。

また、平井断層の北東側を並走する神川断層では、立川面 (約 2-3 万年前) が 1.8-2.3m 程度北東上がりに変位する (Yamazaki, 1984) ことから、その平均上下変位速度は 0.1m/千年程度 (計算値 : 0.06-0.12m/千年) の可能性がある。さらに、神川断層の南東方に延びる櫛挽断層では、武蔵野面 (約 6-8 万年前) が 2.0-3.6m 北東上がりに変位しており、その平均上下変位速度は 0.03-0.06m 程度の可能性がある。

以上のことから、平井一櫛挽断層帯全体の平均上下変位速度は 0.1–0.2m/千年程度の可能性があると判断される。

## (2) 活動時期

### a) 地形・地質的に認められた過去の活動

平井一櫛挽断層帯の活動時期を限定できる具体的な資料は得られていない。なお、主な調査結果としては、以下の資料が挙げられる。

#### ① 平井断層中原地点（断層露頭調査）

平井断層の北西端部に位置する吉井町中原では、耕地整理の際に出現した露頭において衝上断層が確認されている（杉原, 1989）。

この露頭では、始良 Tn 火山灰（約 2 万 8 千年前：注 12）を挟むローム層が断層に切られて上下に 2–3 m 変位するとされている（杉原, 1989）。よって、少なくとも 2 万 8 千年前以後に 1 回以上の断層活動があったと考えられる。ただし、この露頭で確認された断層は走向が N30° E と本断層帯の走向（N55° W）とはほぼ直交する方向に延びているため、副次的な断層あるいは雁行する逆断層であると判断される。

#### ② 平井断層保美（ほみ）地点（断層露頭調査）

平井断層の北西部に位置する藤岡市保美では、河川工事に伴って出現した断層露頭において、100m 程度離れた地点の対比に基づいて、約 4 万 1 千年前の年代を示すシルト層が 2 m 北東上がりに変位するとされている（群馬県, 1998）。したがって、ここでは約 4 万 1 千年前以後に断層活動があった可能性がある。

なお、群馬県（1998）は、この露頭付近では、新しい段丘堆積物に断層が覆われるとし、その年代を近傍で実施した簡易トレンチの砂礫層の年代に基づいて、約 8 千年前としている。しかし、新しい段丘堆積物と断層との直接の関係は不明であり、段丘堆積物の年代自体も直接には求められていないことから、ここでは採用しない。

なお、群馬県（1998）は、神川断層の藤岡市矢場 A 地区において、断層を横切る群列ボーリングの結果に基づいて、始良 Tn 火山灰層と浅間板鼻褐色火山灰層が背斜状に約 1 m 高まって分布するとして、これを地層の変形と捉えている。しかし、変形の原因自体は不明とされており（群馬県, 1998）、これが断層活動によって生じたものかどうかは判断できない。また、群馬県（1998）は、神川断層の藤岡市矢場 B 地区で掘削したトレンチ内において、約 2 万 6 千–2 万 5 千年前の地層（C 層：砂・腐植土・軽石層：浅間板鼻褐色火山灰）が滑って崩壊を起こしているように見受けられるとしている。ただしその成因は不明とされており（群馬県, 1998）、断層活動によって生じたものかどうかは判断できない。

### b) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1. 2 (2) b) を参照。

以上のことから、平井一櫛挽断層帯では、約2万8千年前以後に少なくとも1回の断層活動が生じたと考えられるが、最新活動時期を限定するには至っていない。

### (3) 1回の変位量(ずれの量)(注11)

平井一櫛挽断層帯では、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、本断層帯の長さが約23km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1.8m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かと判断する。

### (4) 活動間隔

平井一櫛挽断層帯の活動間隔に関する直接的な資料は得られていない。

### (5) 活動区間

平井一櫛挽断層帯を構成する各断層は、概ね3kmの幅をなして分布することから、松田時彦(1990)の基準に基づけば、断層帯全体が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. 2. 3 平井一櫛挽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. 2. 2 (5)で述べたように、平井一櫛挽断層帯は全体が1つの活動区間として同時に活動する可能性がある。この場合、長さが約23km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程度の地震が発生すると推定され、その際には、断層近傍の地表面では、2m程度の左横ずれを生じ、北東側が南西側に対して相対的に高まる段差や撓みを伴う可能性がある。

### (2) 地震発生の可能性

平井一櫛挽断層帯では、過去の活動履歴が求められていないため、将来における地震発生の可能性は不明である。

## 3. 今後に向けて

関東平野北西縁断層帯主部は複数の断層からなる長大な断層帯であるが、副次的断層である江南断層以外は活動履歴に関する詳しい資料が得られていない。また、平井一櫛挽断層帯では、過去の活動に関してほとんど資料が得られておらず、将来における地震発生の可能性を評価することができない。したがって、これらについての精度の良い資料を集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。

また、関東平野北西縁断層帯主部と平井一櫛挽断層帯は地下で収斂するとの指摘もある。よっ

て、断層の地下深部の形状等についてさらに調査を行い、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにすることが重要である。

注9：活断層の活動の活発さの程度を示す指標として「活動度」が定義されている（松田時彦, 1975）。

- ・ 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10：「元荒川断層帯の評価」（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2000）では、綾瀬川断層のうち南部（元荒川断層帯南部：埼玉県上尾市以南の区間）に関しては、反射法弾性波探査結果などを基に活断層ではないと評価している（図3）。一方、綾瀬川断層の北部（元荒川断層帯北部）については、第四紀層に北東側が低下する累積変位を認め、活断層と評価した。さらに、綾瀬川断層北部が北西延長部の深谷断層と連続する可能性について指摘し、これらを一連の活断層帯として評価する必要性を今後の課題として記述している。

注11：「変位」を、1－2頁の本文及び5－8頁の表1、3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(AT)火山灰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。多摩 TE-5 火山灰、加久藤 (Kkt) 火山灰、浅間板鼻褐色 (As-BP) 火山灰、浅間板鼻黄色 (As-YP) 火山灰の降下年代値については、町田・新井（2003）に基づき、それぞれ約35万年前、約34-33万年前、約2万5千－2万年前、約1万6千5百－1万5千年前とした。多摩 TB-8 火山灰の降下年代値については、中澤ほか（2003）に基づき、約20万年前とした。また、御岳奈川 (On-Ng) 火山灰の降下年代値については、群馬県（1998）に基づき、約8万年前とした。

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 $1\sigma$ 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

- Abe, K. (1974) : Seismic Displacement and Ground Motion Near a Fault: The Saitama Earthquake September 21, 1931. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4393-4339.
- 青木廉二郎・田山利三郎 (1932) : 関東構造盆地特に其の西邊部の地形及び地質に就て. 財団法人斎藤報恩会学術研究報告, **8**, 1-13.
- 新井房夫 (1962) : 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, **10**, 1-79.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功 (1997) : 浅層反射法弾性波探査による関東平野中央部の地下地質構造. 地球科学, **51**, 15-28.
- 群馬県 (1997) : 「平成 8 年度地震調査研究交付金 平井・櫛挽断層帯に関する調査 成果報告書」. 204p.
- 群馬県 (1998) : 「平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯 (平井断層・神川断層) に関する調査 成果報告書」. 145p.
- 萩原幸男 (1989) : 立川断層は左横ずれか. 活断層研究, **6**, 37-41.
- 萩原幸男・村田一郎・田島広一・長沢 工・井筒屋貞勝・大久保修平 (1986) : 活断層の重力調査 (1) - 1931 年西埼玉地震の震源断層の検出 -. 地震研究所彙報, **61**, 563-586.
- 萩原幸男・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平 (1987) : 活断層の重力調査 (2) - 関東山地北東縁における断層群の検出 -, 地震研究所彙報, **62**, 311-327.
- 堀口万吉 (1974) : 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動. 「関東平野の地震と地殻変動」. ラティス, 119-127.
- 堀口万吉 (1995) : 関東平野西縁江南台地で発見された活断層. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, 121-121.
- 堀口萬吉 (1997) : 利根川中流低地の変動と古代地震. 地球科学, **51**, 40-50.
- 藤本治義・小林 学 (1938) : 群馬県碓氷川及び鍬川流域の第三紀層に就いて. 地質学雑誌, **45**, 205-226.
- Ichikawa, M. (1971) : Reanalyses of mechanism of Earthquakes which occurred in and Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志 (1998) : 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 370-370.
- 石井基裕 (1962) : 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, **27**, 405-430.
- 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 (2000) : 「元荒川断層の評価」. 15p.
- 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.
- 貝塚爽平 (1958) : 関東平野の地形発達史. 地理学評論, **31**, 59-85.
- 貝塚爽平 (1987) : 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**, 223-240.
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) : 首都圏の活構造. 東京都直下地震に関する調査研究 (その 4), 東京都防災会議, 165-220.

- 垣見俊弘 (1976a) : 首都圏の地震と活構造. 地質ニュース, **258**, 1-6.
- 垣見俊弘 (1976b) : 首都圏の地震と活構造 (続). 地質ニュース, **258**, 8-13.
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) : Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- 関東新生代構造研究グループ (1977) : 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報, **20**, 241-256.
- 笠原敬司・山本史生・井川 猛・足立幾久 (1993) : 関東平野のトランセクト川越ー関宿測線における平野部活断層の地震波反射断面. 日本地震学会講演予稿集, no.2, C86.
- 笠原敬司 (1996) : バイブロサイズ反射法探査. 「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究 (第Ⅱ期:平成6・7年度) 成果報告書」. 科学技術庁研究開発局, 66-78.
- 笠原敬司・山水史生・木村尚紀・井川 猛・太田陽一・重田晃之 (1998) : 関東平野北部の地震反射法による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 274-274.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層ー分布図と資料ー」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層ー分布図と資料ー」. 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.
- 江南町教育委員会 (1996) : 丸山遺跡ー社会福祉施設「江南療護園」建設にかかる埋蔵文化財発掘調査報告ー. 江南町文化財発掘調査報告ー. 江南町文化財調査報告, **11**, 63p.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) : 「火山灰アトラス」. 東京大学出版会, 296p.
- 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.
- 松田磐余 (1974) : 沖積低地についての考察. 「東京直下型地震に関する調査 (その1)」. 東京都防災会議, 45-55.
- 松田磐余・貝塚爽平・丸田英明・菊池隆男 (1975) : 「東京直下型地震に関する調査 (その2)」. 東京都防災会議, 25-108.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) : 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑誌, **86**, 92-109.
- 松田時彦 (1974) : 東京付近の活断層について. 「東京直下型地震に関する調査 (その1)」. 東京都防災会議, 57-61.
- 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.
- 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・山崎晴雄・金子史朗 (1975) : 西関東の活断層. 「東京直下型地震に関する調査 (その2)」. 東京都防災会議, 75-108.
- 三島弘幸・堀口万吉 (1982) : 埼玉県深谷市折之口から産出したナウマンゾウ (*Palaeoloxodon naumanni*) の臼歯の化石について. 地球科学, **36**, 219-223.
- 水野清秀・須貝俊彦・杉山雄一 (2000) : 群列ボーリングとトレンチ掘削による深谷断層系 (群

- 馬地域)の活動性調査. 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), 77-87.
- 水野清秀・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・黒澤秀樹・吉田英嗣 (2001): 群列ボーリングによる群馬県高崎市の深谷断層系の活動性調査. 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 (2001 年), 77-86.
- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄 (2002): 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査. 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 (2002 年), 25-40.
- 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤 努・松島紘子・細谷卓志 (2004): 深谷断層南東部の地質構造と活動性. 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 (2004 年), 69-83.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 (2004): 「科学技術振興費 主要 5 分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン〜リサーチ・レボリューション・2002〜, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I, 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 15 年度成果報告書」. 833p.
- 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.
- 中澤 努・中里裕臣・小松原 琢・塚本 斉 (2003): 関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討. 地質調査研究報告, 54, 341-350.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996): 「第四紀露頭集ー日本のテフラ」. 日本第四紀学会, 352p.
- Niklaus, T. R. (1991): CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 埼玉県 (1996): 「平成 7 年度地震調査研究交付金 綾瀬川断層に関する調査 成果報告書」. 200p.
- 埼玉県 (1999): 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に関する調査 成果報告書」. 102p.
- 埼玉県 (2000): 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に関する調査 成果報告書」. 83p.
- 埼玉懸熊谷測候所 (1931): 西埼玉地震報告. 験震時報, 5, 277-318.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996a): 1:25,000 都市圏活断層図「深谷」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996b): 1:25,000 都市圏活断層図「熊谷」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996c): 1:25,000 都市圏活断層図「大宮」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文 (1996): 1:25,000 都市圏活断層図「川越」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 須貝俊彦 (1996): 関東山地北部, 鐮川における河成段丘発達史. 日本第四紀学会講演要旨集, 26, 102-103.
- 須貝俊彦・水野清秀・杉山雄一 (2000): 深度 145m ボーリング (GS-TK1) に基づく群馬県高崎市における深谷断層系の活動性評価. 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), 61-76.
- 杉原重夫 (1989) : 群馬県吉井町中原で発見された衝上断層の露頭と平井断層の変位. 活断層研究, **6**, 30-36.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) : 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版) 説明書. 活構造図 8, 地質調査所, 34p.
- 杉山雄一・水野清秀・遠藤秀典・伏島祐一郎・須貝俊彦・山崎晴雄・横田 裕 (1999) : 群馬県下における深谷断層の反射法地震探査と深谷断層系=東日本の MTL 活断層系の可能性. 日本地震学会講演予稿集, 121-121.
- 杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男 (2000) : 群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査. 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), 43-59.
- 杉山雄一・須貝俊彦・水野清秀・山崎晴雄・伏島祐一郎・遠藤秀典・山口和雄・伊藤久男・横田裕 (2000) : 群馬県下における深谷断層の反射法地震探査と深谷断層系=東日本の中央構造線活断層系モデル. 地質ニュース, **546**, 45-51.
- 杉山雄一・石山達也・水野清秀・須貝俊彦・山崎晴雄 (2004) : 伏在活断層の断層パラメータの推定—首都圏北西部, 深谷断層系の例—. 月刊地球, 号外, **46**, 225-231.
- 多田 堯 (1983) : 関東平野の基盤構造と重力異常 (2) —活断層の地球物理学的研究—. 地震第 2 輯, **36**, 359-372.
- 東京都防災会議 (1974) : 「東京直下型地震に関する調査 (その 1)」。東京都, 323p.
- 東京都防災会議 (1975) : 「東京直下型地震に関する調査 (その 2) —活断層及び耐震工法等に関する考察—」。東京都, 223p.
- 東京都防災会議 (1976) : 「東京直下型地震に関する調査 (その 3) —地震活動状況に関する考察—」。東京都, 327p.
- 東京都防災会議 (1977) : 「東京直下型地震に関する調査 (その 4) —活断層及び地震活動状況等に関する考察—」。東京都, 329p.
- 東木龍七 (1929) : 鐮川及び碓氷川の段丘と地塊運動—山間平野形態の成因研究法—. 地学雑誌, **41**, 754-765.
- 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.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬 (1950) : 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究 (寄居—小川—松山—兒玉地域). 秩父自然科学博物館研究報告, **1**, 93-146.
- 渡部景隆・佐々木実・上原健作・田口好夫・松尾常久 (1955) : 埼玉縣大里郡本畠村地域における荒川河岸段丘の基盤地形について (第 1 報). 秩父自然科学博物館研究報告, **5**, 25-37.
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927) : 関東構造盆地周縁山地に沿へる段丘の地質時代. 地理学評論, **3**, 79-87.
- 山口和雄・加藤直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努 (1996) : 反射法地震探査で見た埼玉県榎挽地域の地下構造. 地震第 2 輯, **49**, 327-335.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (1997) : 深谷断層の延長と江南台地の地下構造. 物理探査学会学術講演会講演論文集, **97**, 18-19.
- 山口和雄・加野直巳・横田俊之・中島善人・横倉隆信・佐藤比呂志 (1998) : 関東北西部・利根

- 川中流付近の反射断面. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 370-371.
- 山口和雄・横倉隆信・加野直巳 (1999) : 反射断面でみた深谷断層とその周辺の活断層の関係. 地球惑星科学関連学会 1999 年合同大会予稿集, Sb-003.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・中島善人・大滝壽樹 (1999) : 反射断面で見た深谷断層周辺の地下構造. 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), 29-36.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (2000) : 深谷断層周辺における反射法地震探査—江南台地と妻沼低地の地下構造. 地震第 2 輯, **49**, 115-125.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳 (2000) : 埼玉県北部における深谷断層とその周辺地域の地下構造. 月刊地球, 号外, **28**, 38-41.
- Yamazaki. H. (1984) : On the Relationships Between Active Faults and Basin-Forming Movement. *Geogra. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, **19**, 67-78.
- 柳田 誠・百瀬 貢・大熊良章 (1982) : 荒川の河岸段丘. 駒沢大学大学院地理学研究, **12**, 3-13.
- 柳下秀晴・野沢和久 (1954) : 埼玉県児玉郡神川村南部 (旧丹荘村) の地質と地下水. 資源科学所彙報, **34**, 40-47.
- 吉田明夫・細野耕司 (2002) : 火山フロントと稍深発地震活動 (第 2 報) —関東及び北海道—. 火山, **47**, 727-738.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) : 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, **25**, 187-201.



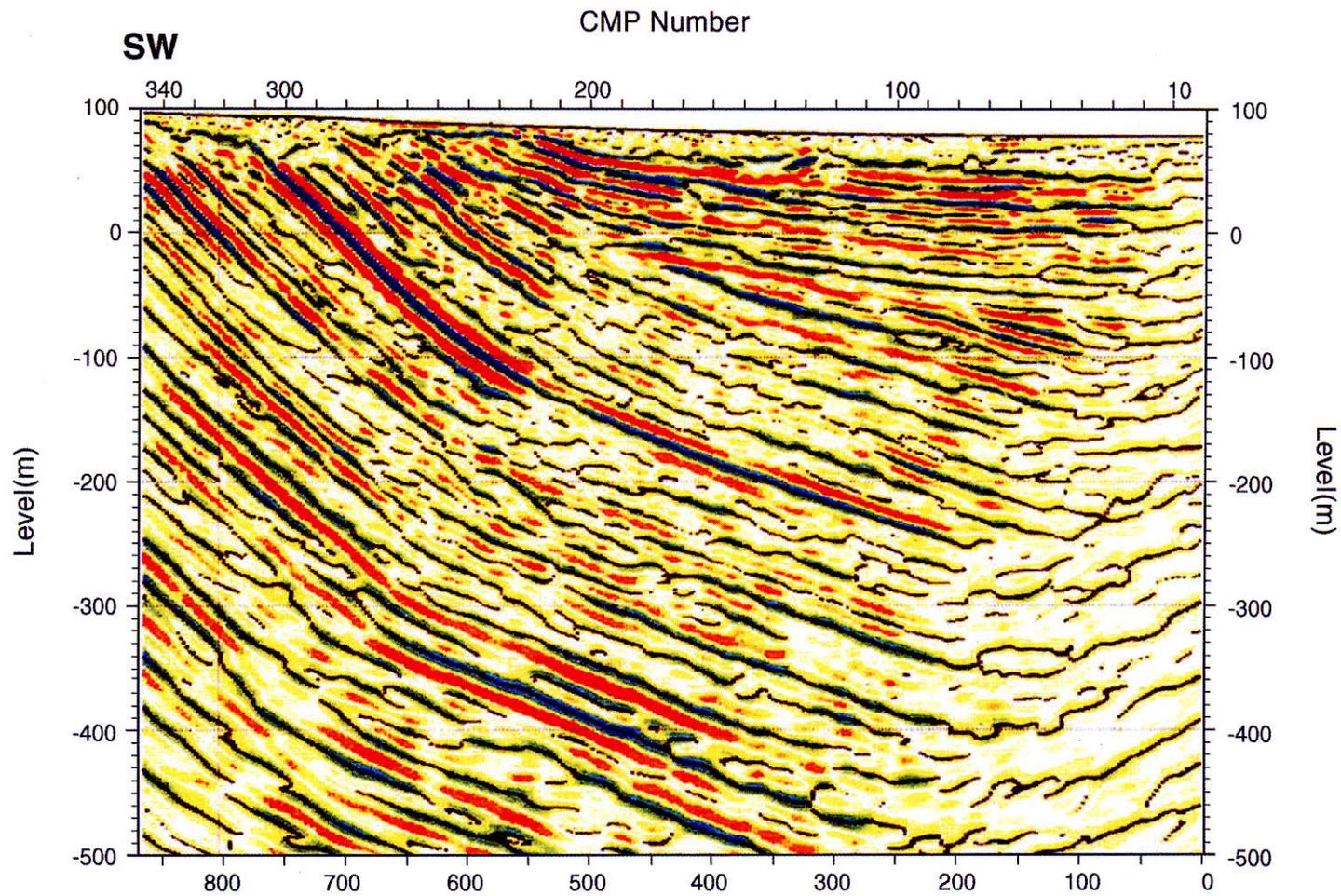
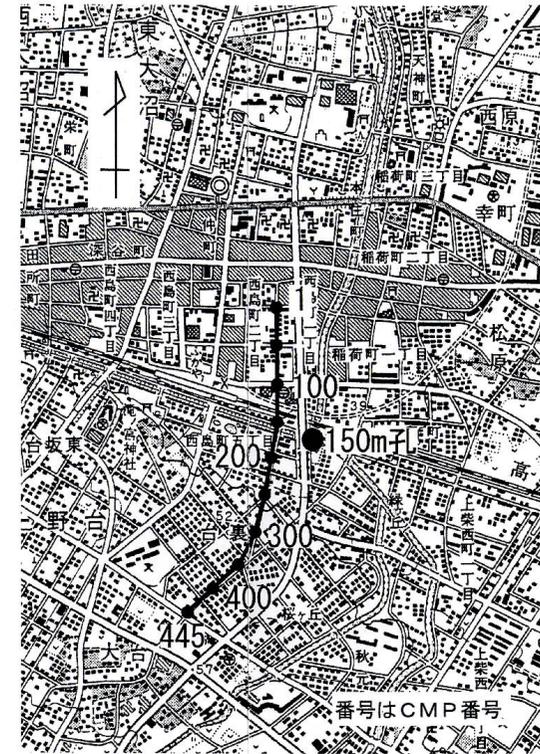
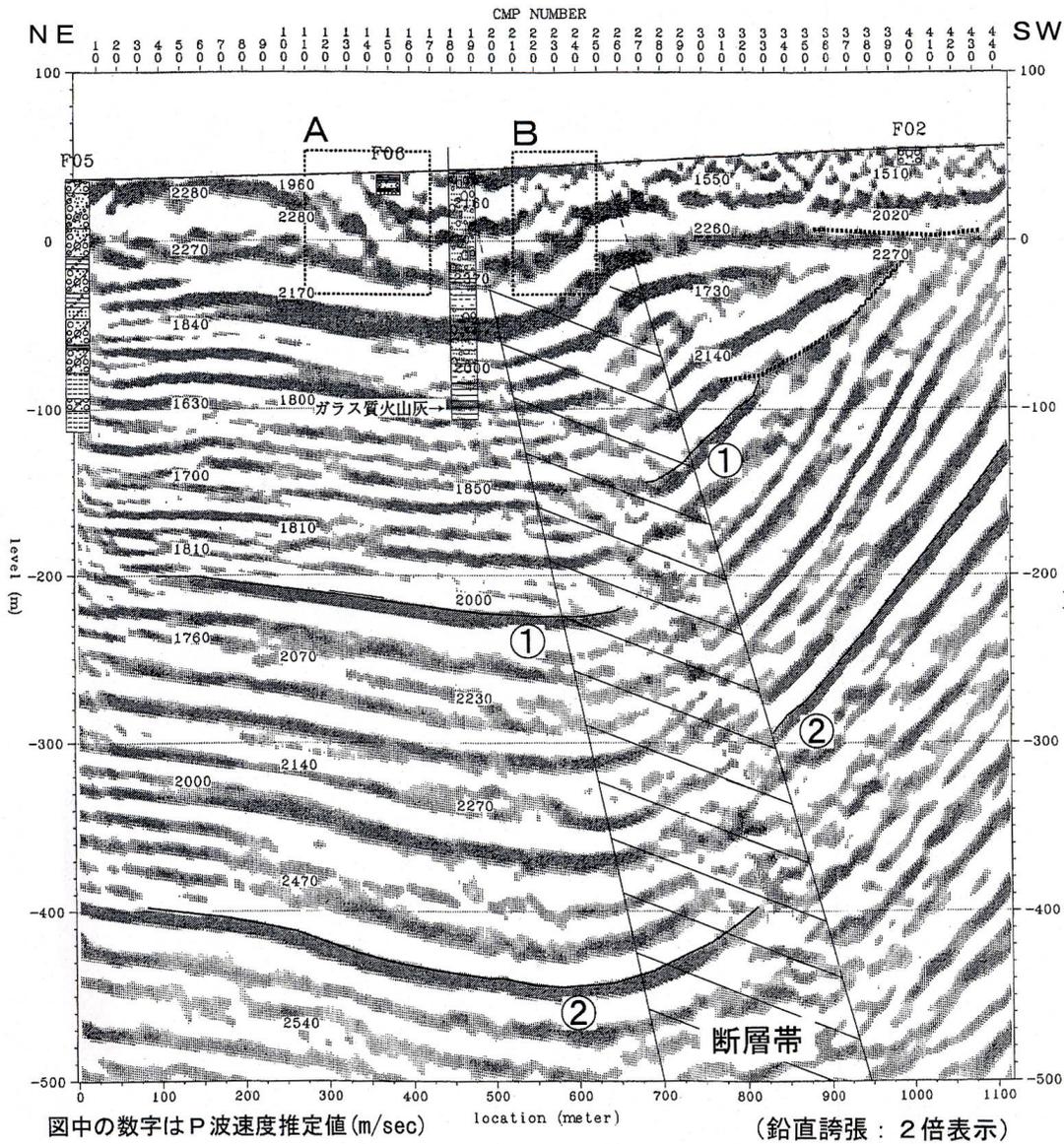


図4 深谷断層北西部 反射法弾性波探査結果（根小屋測線：深度変換断面） 杉山・水野ほか（2000）  
 図2のB測線に対応。



重合測線位置図

A、B：表層部変状位置

.....：不整合面

——：対比できる堆積面

図5 深谷断層 反射法弾性波探査結果 (深谷P波測線) 埼玉県 (2000) に一部加筆  
 図2のD測線に対応。

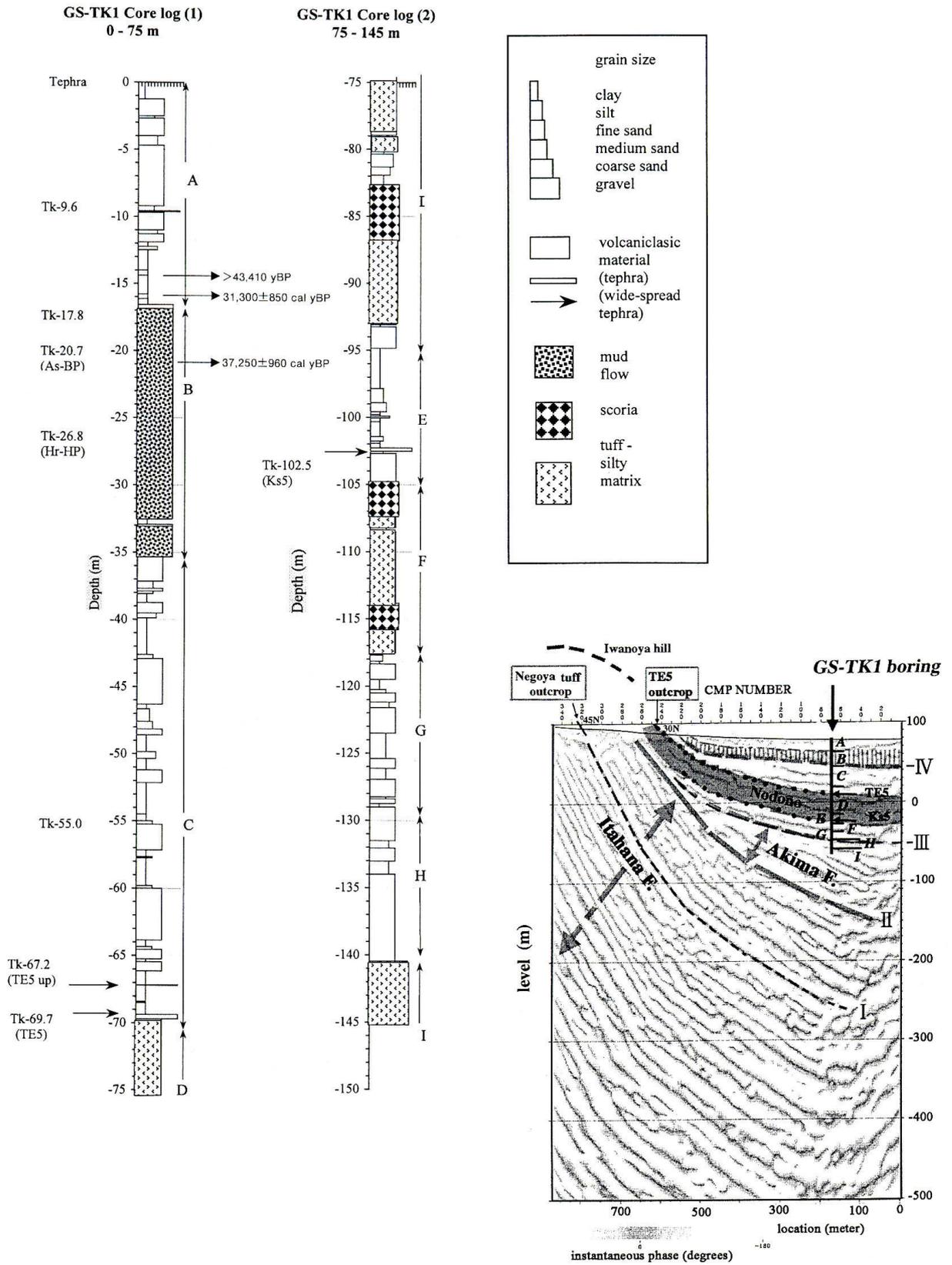


図6 深谷断層北西部 GS-TK1 コアの柱状図と地表地質データに基づく反射法弾性波探査断面 (根小屋測線) の解釈 須貝ほか (2000)

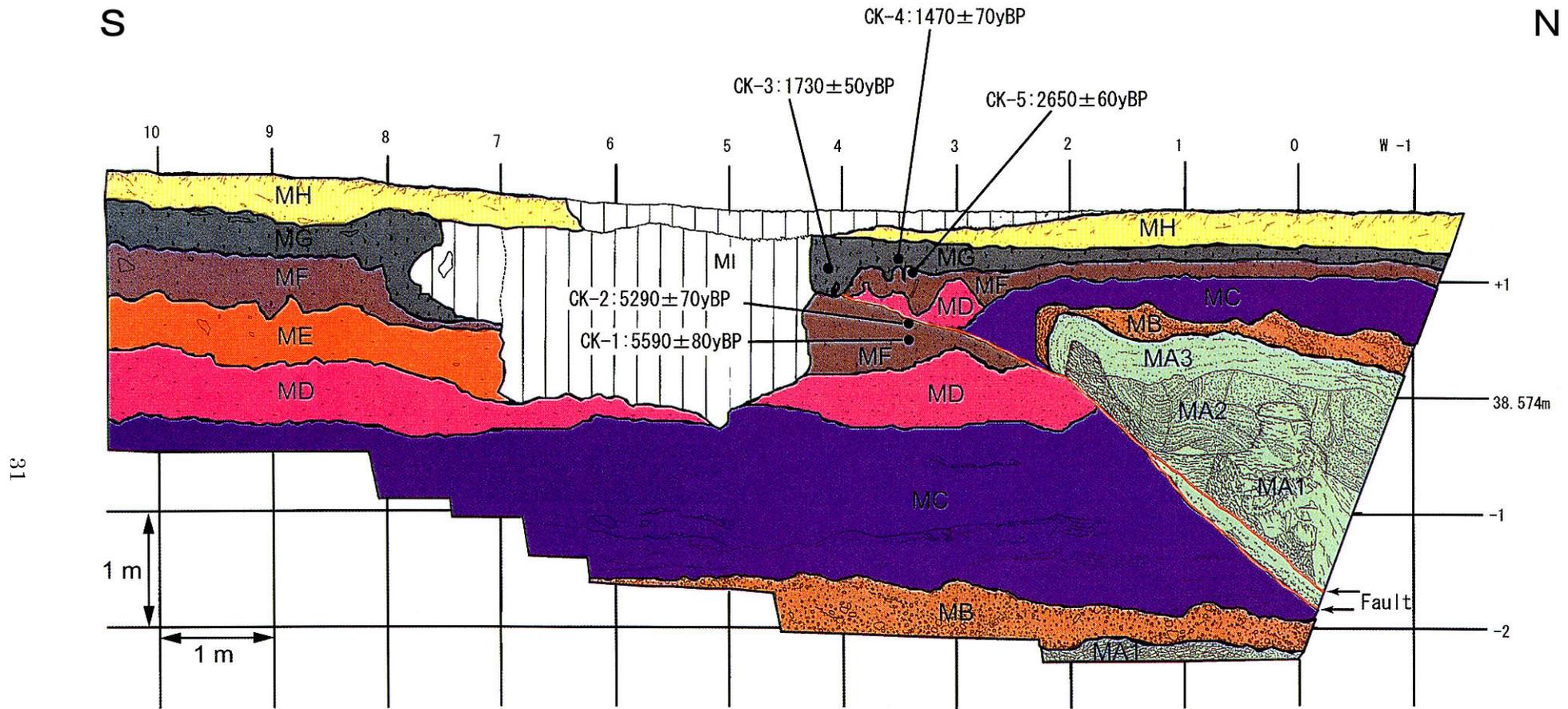
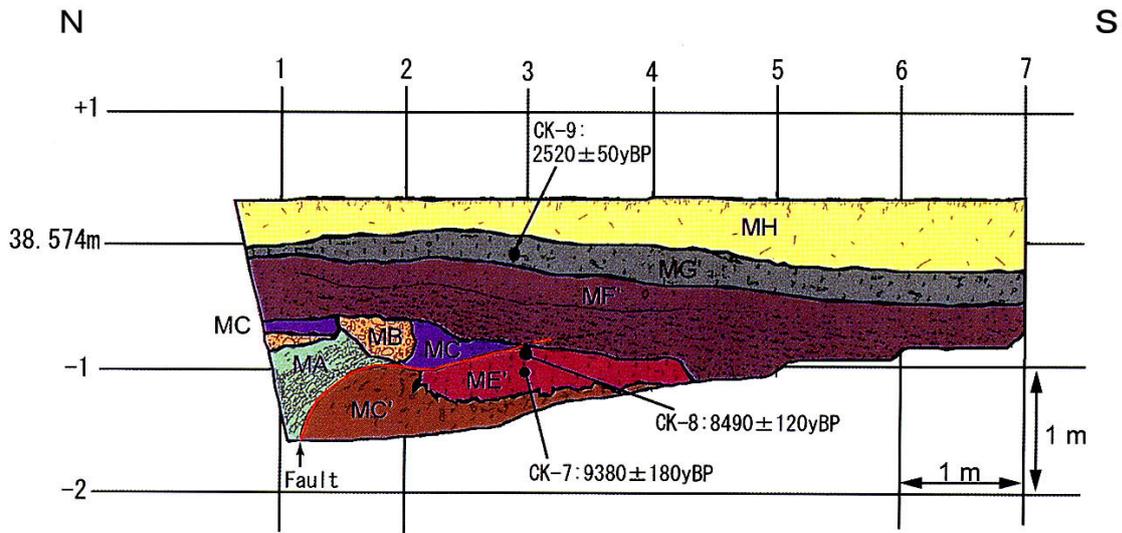


図7 江南断層丸山地点：トレンチ西側壁面のスケッチ（水野ほか，2002）に一部加筆

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、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。

CK-2 : 5290 ± 80yBP (MF 層) → 約 6 千 2 百 - 6 千年前、CK-3 : 1730 ± 50yBP (MG 層) → 3 - 4 世紀

東側壁面



西側壁面

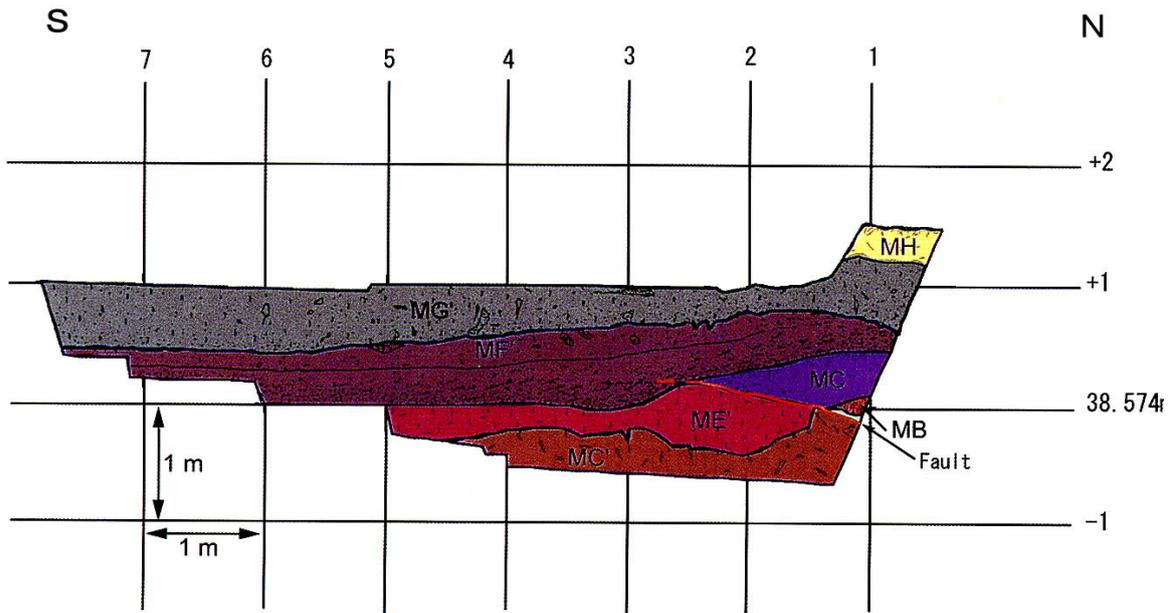


図8 江南断層丸山地点：ピット壁面のスケッチ（水野ほか，2002）に一部加筆

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、Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、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。

CK-8 : 8490 ± 120yBP (ME' 層) → 約9千7百 - 9千3百年前

CK-9 : 2520 ± 50yBP (MG' 層) → 約2千8百 - 2千5百年前

表4 関東平野北西縁断層帯主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	0.08-0.5	
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%-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50年以内の発生確率	ほぼ0%-0.01%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%-0.03%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0%-0.1%	
集積確率	ほぼ0%-0.1%	
指標(1)経過年数 比	マイナス3千-マイナス1万8千年 0.1-0.7	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0-0.03	
指標(3)	ほぼ0%-0.1%	
指標(4)	ほぼ0-0.004	
指標(5)	0.00003-0.00008	

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、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。

関東平野北西縁断層帯主部の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険度は、1万3千-3万分の1(0.00003-0.00008)であり、いつの時点でも一定である。

関東平野北西縁断層帯主部の場合、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0-3千3百分の1(0.0003)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、3千3百分の1(0.0003)の場合は今後3千年、ほぼ0の場合は今後1万8千年を要する。

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。