

平成 27 年 4 月 24 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

深谷断層帯・綾瀬川断層（関東平野北西縁断層帯・元荒川断層帯） の長期評価（一部改訂）

深谷断層帯は、関東平野北西部と関東山地との境界付近から関東平野中央部に延びる断層帯である。綾瀬川断層は、関東平野中央部、大宮台地の北東縁付近をほぼ北西－南東方向に延びるとされる断層である。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、20 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、両断層帯の諸特性を次のように評価した*¹。

1. 断層帯の位置及び形態

深谷断層帯は、深谷断層とその副次的な断層群からなる。群馬県高崎（たかさき）市上里見（かみさとみ）町から安中（あんなか）市、高崎市、藤岡（ふじおか）市、埼玉県児玉郡上里町（かみさとまち）、神川町（かみかわまち）、美里町（みさとまち）、本庄（ほんじょう）市、大里郡寄居町（よりいまち）、深谷（ふかや）市、熊谷（くまがや）市、比企（ひき）郡滑川町（なめがわまち）、吉見町（よしみまち）、東松山（ひがしまつやま）市、鴻巣（こうのす）市に至る。長さは約 69km の可能性があり、概ね西北西－東南東方向に延びる。深谷断層は南西側が北東側に対して相対的に隆起する逆断層と推定される。本断層の南西には磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽断層、江南（こうなん）断層の北東側隆起の副次的な断層が分布する（図 1、2 及び表 1）。

綾瀬川断層は、埼玉県鴻巣市から北本（きたもと）市、桶川（おけがわ）市、北足立（あだち）郡伊奈町（いなまち）、上尾（あげお）市、蓮田（はすだ）市、春日部（かすかべ）市、さいたま市、越谷（こしがや）市などを経て川口（かわぐち）市に至る断層である。長さは約 38km の可能性があり、概ね北西－南東方向に延びる。本断層は、北足立郡伊奈町付近を境に鴻巣－伊奈区間と伊奈－川口区間に分けられる。鴻巣－伊奈区間は、長さ約 19km、南西側が北東側に対して相対的に隆起する逆断層と推定される。伊奈－川口区間は、長さ約 19km の可能性がある。断層形態、ずれの向きは不明であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）による「元荒川断層帯の評価」で活断層ではないとされた元荒川断層帯南部区間にほぼ一致する。

*¹ 関東平野北西縁断層帯、元荒川断層帯は、それぞれ地震調査研究推進本部地震調査委員（2005）、同（2000）により長期評価が公表されている。その後に行われた調査及び研究成果により、断層帯を構成する断層やそれらの位置・形状、周辺の地下構造、活動履歴に関する新たな知見が得られた。こうした知見に基づき、ここではこれらの断層帯を深谷断層帯・綾瀬川断層に二分し、それぞれ評価を行った。

2. 断層帯の過去の活動

(1) 深谷断層帯

深谷断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は0.2–0.5m/千年程度の可能性がある。深谷断層帯の最新活動時期は約6千2百年前以後、約5千8百年前以前の可能性がある。また、過去3回の活動履歴に基づくと、本断層帯の平均活動間隔は約1万–2万5千年程度であった可能性がある（表1）。

(2) 綾瀬川断層

鴻巣–伊奈区間について、平均的な上下方向のずれの速度は0.1m/千年程度、最新活動時期は約1万5千年前以後、約9千年前以前の可能性がある。1回前の活動時期は8万年前程度以後、6万年前程度以前の可能性がある。1回の活動に伴う上下変位量は3–4m程度の可能性がある。平均活動間隔は4万5千年–7万1千年程度の可能性がある（表3）。

伊奈–川口区間については、過去の活動は不明である。しかし、断層の長さに比べて1回の活動に伴う変位量が大きいことから、鴻巣–伊奈区間と伊奈–川口区間を合わせた2区間が同時に活動した可能性もある。

3. 断層帯の将来の活動

(1) 深谷断層帯

深谷断層帯では、マグニチュード(M) 7.9程度の地震が発生する可能性がある。また、その際には深谷断層帯の南西側が北東側に対して相対的に5m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。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（注1、2）。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1、2）。

(2) 綾瀬川断層

綾瀬川断層では、鴻巣–伊奈区間、伊奈–川口区間でそれぞれM7.0程度の地震が発生する可能性がある。両区間が同時に活動した場合は、M7.5程度の地震が発生する可能性がある。また、その際には鴻巣–川口区間では、断層の南西側が北東側に対して相対的に3–4m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある（表3）。本断層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）。

深谷断層帯と綾瀬川断層は別々に活動すると推定されるが、全体が同時に活動する可能性も否定できない。その場合にはM8.0程度の地震が発生する可能性がある。この場合の地震発生確率を求めることはできないが、深谷断層帯の発生確率や綾瀬川断層が単独で活動する確率より大きくなることはないと考えられる。

4. 今後に向けて

深谷断層帯については、地下深部の断層形状から南西傾斜の逆断層が主断層であると考え、その南西部に位置する、平井断層等の北東傾斜の断層は副次的な断層と判断した。一方、地下構造探查結果による構造的な相違に基づき、深谷断層帯と綾瀬川断層の間に境界があると判断した。

綾瀬川断層のうち伊奈－川口区間については、過去の活動、断層のずれの向き、活動性のいずれも評価することはできなかった。同区間を横切る反射法弾性波探査では逆断層の存在は示されておらず、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる。これについて精度の良い資料を集積させ、活断層の存否を判断する必要がある。

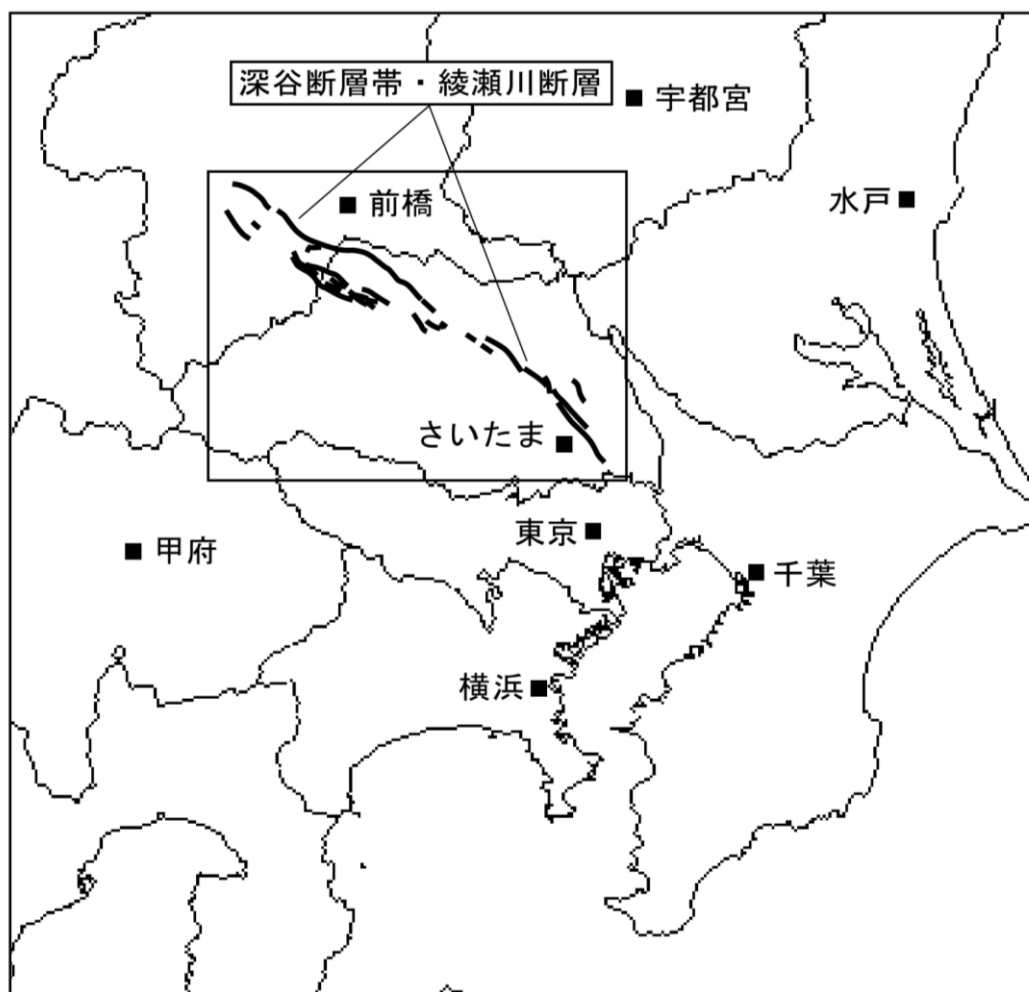


図 1 深谷断層帯・綾瀬川断層の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)

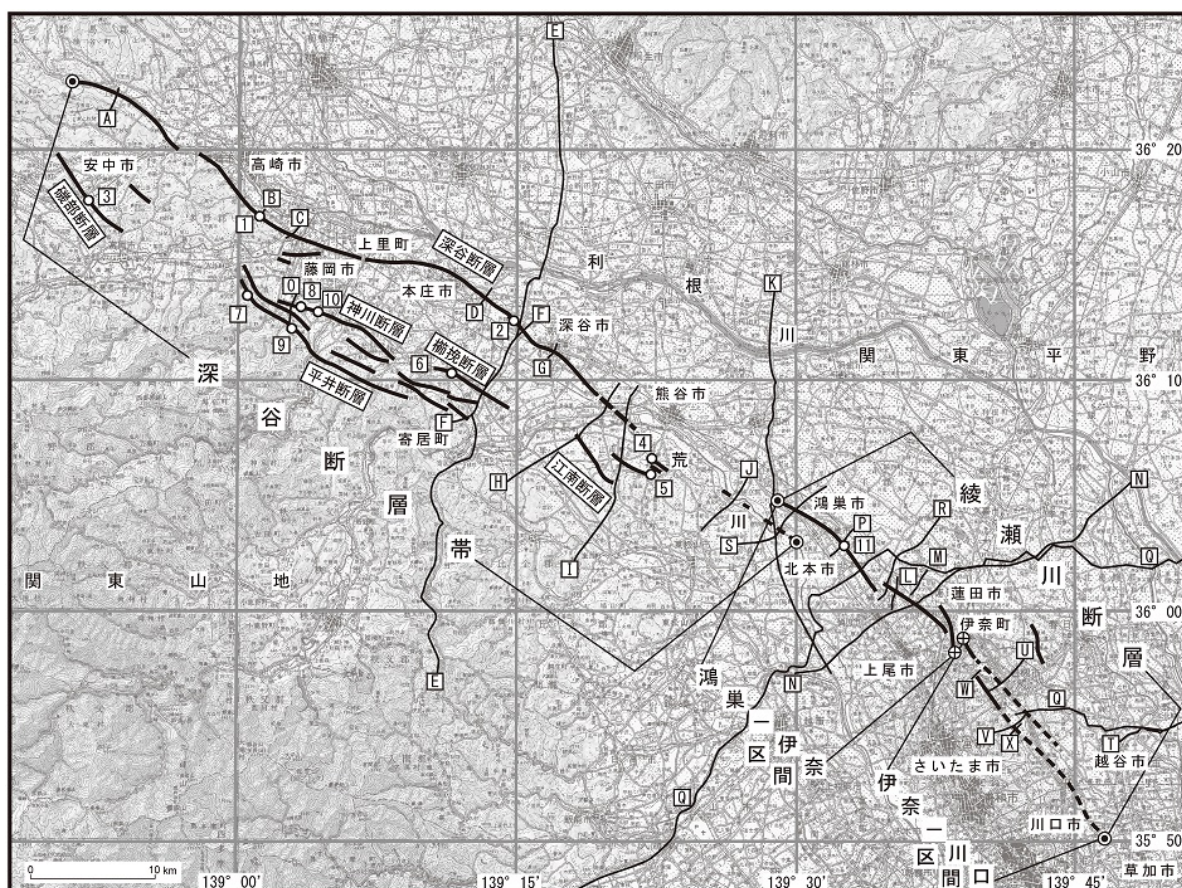


図2 深谷断層帯・綾瀬川断層の位置と主な調査地点

1 : 根小屋地点 2 : 普濟寺地点 3 : 磯部地点 4 : 楊井地点 5 : 丸山地点 6 :
用土地点 7 : 中原地点 8 : 矢場地点 9 : 保美地点 10 : 本郷地点 11 : 北本
地点 A - X : 反射法彈性波探查測線

A-C:文献30 D:文献23 E:文献18 F:文献35 G:文献22 H:文献37 I:文献5 J:文献36 K:文献9 L:文献21 M:文献2 N:文献10 O:文献3 P:文献6 Q:文献18 R:文献38 S:文献39 T:文献24 U:文献21 V:文献21 W:文献2 X:文献2

● : 断層帯の北西端と南東端 ⊕ : 活動区間の端部

断層の位置は文献 3、7、11、16、20、29、31、32に基づく。基図は国土地理院発行
数値地図200000「長野」「宇都宮」「甲府」「東京」を使用。

表 1 深谷断層帯の特性

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	主断層：深谷断層 副次的な断層：磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽断層、江南（こうなん）断層		文献 11、20、29 による。
(2) 断層帯の位置・形状等	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° 22.9′ 東経 138° 51.2′ （南西端）北緯 36° 3.0′ 東経 139° 30.1′ 長さ 約 69km	△ ○ △	文献 11、20、29 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 N58° W 傾斜 50－70° 南西傾斜 （深さ 500m 以浅） 高角南西傾斜（深部） 幅 20－25km 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 18、22、23、30、35 等 に示された反射法弾性波探査結果、文献 34 の解析結果等から推定。 幅は、傾斜と地震発生層の下限の深さ（20 km 程度）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 18、22、23、30、35 に示された資料や文献 11、20、及び地形の特徴等から推定。
2. 断層帯の過去の活動				
	(1) 平均的なずれの速度	0.2－0.5m／千年程度（上下成分）	△	文献 12、15、17、19、22、23、26、40 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 5 千 8 百年前以前 活動 2 約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 6 千年前以前 活動 3 約 4 万 5 千年前以後、約 3 万 1 千年前以前	△ △ △	文献 1、4、16、28、33 に示された資料等から推定。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 m 程度（上下成分） 平均活動間隔 1 万－2 万 5 千年程度	△ △	累積上下変位量と活動履歴から推定。 平均的なずれの速度と 1 回のずれの量から推定
	(4) 過去の活動区間	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 ただし、深谷断層帯全体と綾瀬川断層全体が同時に活動する可能性もある。	○ ▲	断層の位置関係、形状等から推定。

		地震規模	深谷断層帯全体が同時に活動する場合 M7.9 程度 深谷断層帯全体と綾瀬川断層全体が同時に活動する場合 M8.0 程度	△ △	断層の長さから推定。
		ずれの量	5 m 程度（上下成分）	△	地形面の上下変位量と活動履歴から算出。

表 2 深谷断層帯の将来の地震発生確率等

項 目	将来の地震発生確率等 (注 5)	信頼度 (注 6)	備 考
地震後経過率（注 7）	0.2－0.6		
今後30 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.1%	c	発生確率及び集積確率は文献 8 による。
今後50 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.2%		
今後100 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－0.5%		
今後300 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %－2 %		
集積確率（注 8）	ほぼ 0 %－3 %		

表 3 綾瀬川断層の特性

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	綾瀬川断層		文献 25 に よる。
(2) 断層の位置・形状等	地表における断層の位置・形状 断層の位置 全体 (北西端) 北緯36° 4.7′ 東経139° 29.1′ (南東端) 北緯35° 50.1′ 東経139° 46.7′ 鴻巣－伊奈区間 (北西端) 北緯36° 4.7′ 東経139° 29.1′ (南東端) 北緯35° 58.2′ 東経139° 38.6′ 伊奈－川口区間 (北西端) 北緯35° 58.2′ 東経139° 38.6′ (南東端) 北緯35° 50.1′ 東経139° 46.7′ 長さ 全体 約38km 鴻巣－伊奈区間 約19km 伊奈－川口区間 約19km	○ △ ○ ○ ○ △ △ ○ △	文献11、20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 全体 N45° W 鴻巣－伊奈区間 N50° W 伊奈－川口区間 N39° W 傾斜 全体 高角（地表付近） 鴻巣－伊奈区間 高角南西傾斜 伊奈－川口区間 高角（地表付近）	○ ◎ △ ○ △ △ △ △ △	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）。 傾斜は地形の特徴、文献 6 の反射断面等から推定。

		幅 全体 不明 鴻巣－伊奈区間 不明 伊奈－川口区間 不明		地震発生層 の下限の深 さは20km程 度。
	(3) 断層のずれ の向きと種類	鴻巣－伊奈区間 南西側隆起の逆断層 伊奈－川口区間 不明	○	地形の特 徴から推定。説 明文 2.2.1 (2) 参照。
2. 断層の過去の活動				
	(1) 平均的なず れの速度	鴻巣－伊奈区間 0.1m/千年程度(上下成分) 伊奈－川口区間 不明	△	文献6、14に 示された資 料から推定。
	(2) 過去の活動 時期	鴻巣－伊奈区間 活動1(最新活動) 約1万5千年前以後、約9千年前以前 活動2(1つ前の活動) 8万年前程度以後、6万年前程度以前 伊奈－川口区間 不明	△ △	文献27に示 された資 料から推定。説 明文 2.2.2 (2) 参照。
	(3) 1回のずれ の量と平均活 動間隔	鴻巣－伊奈区間 1回のずれの量 3－4m程度(上下成分) 平均活動間隔 4万5千年－7万1千年程度 伊奈－川口区間 1回のずれの量 不明(上下成分) 平均活動間隔 不明	△ △	文献27に示 された資 料から推定。 最新活動と 1つ前の活 動から推定。 経験式(文献 13)によれ ば、断層の長 さから1回 のずれの量 は2m程度 となる。
	(4) 過去の活動 区間	以下の2区間 鴻巣－伊奈区間、伊奈－川口区間	○	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	2 区間（過去の活動区間と同じ） ただし綾瀬川断層全体が同時に 活動する可能性もある。また、 綾瀬川断層全体と深谷断層帯全 体が同時に活動する可能性もあ る。	○ ▲ ▲	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。 断層の長さ から推定。 過去の活動 から推定 断層の長さ から推定。
	地震の規模			
	鴻巣－伊奈区間	M7.0程度	△	
	伊奈－川口区間	M7.0程度	△	
	綾瀬川断層全体が同時に活動する場合	M7.5程度	△	
	綾瀬川断層全体と深谷断層帯全体が同時に 活動する場合	M8.0程度	△	
	ずれの量			
	鴻巣－伊奈区間	3－4 m 程度（上下成 分）	○	
	伊奈－川口区間	2 m 程度（全体）	△	

表 4 綾瀬川断層（鴻巣－伊奈区間）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）	0.1－0.3		
今後 30 年以内の地震発生確率	ほぼ 0 %	c	発生確率及び集積確 率は文献 8 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 8）	ほぼ 0 %		

注 1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な 98 の活断層のうち、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	活動した断層	地震発生前の 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、▲：かなり低い

注4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：新谷ほか（2009）

文献2：遠藤ほか（1997）

文献3：群馬県（1997）

文献4：群馬県（1998）

文献5：井川ほか（1998）

文献6：石山ほか（2005）

文献7：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）

文献8：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）

文献9：笠原ほか（1996）

文献10：笠原ほか（1993）

文献11：活断層研究会編（1991）

文献12：松田ほか（1975）

文献13：松田ほか（1980）

文献14：松島ほか（2006）

文献15：水野ほか（2001）
 文献16：水野ほか（2002）
 文献17：水野ほか（2004）
 文献18：文部科学省研究開発局ほか（2004）
 文献19：中村ほか（2007）
 文献20：中田・今泉編（2002）
 文献21：埼玉県（1996）
 文献22：埼玉県（1999）
 文献23：埼玉県（2000）
 文献24：佐藤ほか（2014）
 文献25：清水・堀口（1981）
 文献26：須貝ほか（2000）
 文献27：須貝ほか（2007）
 文献28：杉原（1989）
 文献29：杉山ほか（1997）
 文献30：杉山ほか（2000a）
 文献31：杉山ほか（2000b）
 文献32：杉山ほか（2004）
 文献33：杉山ほか（2009a）
 文献34：杉山ほか（2009b）
 文献35：山口ほか（1996）
 文献36：山口ほか（1997）
 文献37：山口ほか（2000a）
 文献38：山口ほか（2007a）
 文献39：山口ほか（2007b）
 文献40：Yamazaki（1984）

注5：評価時点はすべて2015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、深谷断層帯の0.2は5,800年を25,000年で割った値であり、0.6は6,200年を10,000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. これまでの主な調査研究

深谷断層帯に関しては、はじめに松田（1974）が更新世段丘を撓曲させる長さ6 km程度の活断層として記載した。その後、松田ほか（1975a）、松田ほか（1975）、貝塚ほか（1977）、松田ほか（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。深谷断層の周辺に分布する磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽（くしびき）断層、江南断層に関しては、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）、杉山ほか（2000b）、中田・今泉編（2002）及び杉山ほか（2004）などに示されている。文献により違いがあるが、例えば活断層研究会編（1991）は、平井断層を長さ15km、活動度B級、櫛挽断層を長さ5 km、活動度C級の活断層と記載した。

綾瀬川断層については、清水・堀口（1981）は、主に第四紀後期の地形面や地層の高度分布に基づいて、大宮台地北東縁近くの綾瀬川断層と、その約10km北東の久喜断層、及びその間の多くの短い線状構造からなる元荒川構造帯として定義した。そしてその南東の延長は下総台地南部へ連続し、北西延長は北西方の深谷断層に続き、さらに高崎南方に延びることを示唆した。活断層研究会編（1991）は、綾瀬川断層を含む3本の断層を図示し、それらの活動度はB級ないしB-C級、確実度はⅡ-Ⅲとした。1:25,000都市圏活断層図（澤ほか, 1996）は綾瀬川断層の一部のみを、杉山ほか（1997）は綾瀬川断層とその約1 km東方の断層のみをそれぞれ活断層として図示している。

一方、1980年代以降、深谷断層帯・綾瀬川断層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）、杉山ほか（2000a）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。深谷断層帯や綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間においては、笠原（1996）、埼玉県（1996）、遠藤ほか（1995, 1996, 1997）、山口ほか（1997, 1998a, 1998b, 2007b）、井川ほか（1998）、石山ほか（2005）、横倉ほか（2007）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）及び杉山ほか（2000a）は、これらの断層帯を「深谷断層系」とし、綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間を含めた総延長約80kmの活断層帯を構成するとした。

これらの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, 2007）、水野ほか（2000, 2001, 2002, 2004）、石山ほか（2005）、杉山ほか（2009a）、新谷ほか（2009）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振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. 深谷断層帯・綾瀬川断層の評価結果

深谷断層帯は、深谷断層と副次的な断層（磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽断層、江

南断層）とで構成される（図2）。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による関東平野北西縁断層帯の評価では、平井断層、神川断層、櫛挽断層は、地表における深谷断層からの距離が9－10km程度と大きいことから、個別の断層帯（平井－櫛挽断層帯）として評価された。その一方で、反射法弾性波探査結果はそれらが地下で収斂する可能性を示すとして（山口ほか，1999a，1999b；杉山ほか，2004）、さらなる調査の必要性が指摘された。実際、その後になされた反射法弾性波探査データの再解析（杉山ほか，2009b）により、その可能性が補強された。さらに、平井－櫛挽断層帯が層面すべり断層である可能性を示すデータ（高橋・野村，1999）があること等も勘案して、ここでは、これらは副次的な断層であると判断した。

綾瀬川断層は、清水・堀口（1981）が地形面や高度分布に基づいて定義した元荒川構造帯に含まれ、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）により評価された元荒川断層帯（図3－1）とほぼ重複する。同評価では元荒川断層帯南部（綾瀬川断層の南部：埼玉県上尾市以南の区間）は、反射法弾性波探査で上下変位が確認できなかったことを基に活断層ではないと評価された。

しかし、その後も、地表に横ずれを示す変位地形が認められるとの指摘がなされた（渡辺，2007）。一方、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）は、「今後の長期評価では、長さが20km未満の活断層や活動度がC級の活断層なども評価の対象とする」と定めている。これを踏まえて、ここでは、同区間を今後の調査が必要な推定活断層とした。なお、近年は、綾瀬川断層の直下ではないものの、その周辺で実施された反射法弾性波探査（佐藤ほか，2006；佐藤ほか，2014）により、深部の先新第三系による半地溝から浅部の鮮新統、更新統まで連続する、非常に緩やかで広域的な変形が存在する可能性が指摘されている。

一方、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）は、元荒川断層帯の北部は第四紀層の累積変位に基づき活断層であると評価した上で、同部分はその北西延長に存在する深谷断層等を一連の活断層帯として評価すべきであると指摘した。それを受けて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による関東平野北西縁断層帯の評価では、綾瀬川断層北部と深谷断層に挟まれる区間のほぼ中央付近2地点において反射法弾性波探査及びボーリング調査により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）、それらは一連の断層帯をなすと評価された（図3－2）。

しかし、その後得られた反射断面や解釈（山口ほか，2007b；石山ほか，2005；Ishiyama et al.，2013など）を検討した結果、深谷断層と綾瀬川断層は近接するものの、前者は幅広い撓曲変形を伴う逆断層、後者は中新世に形成された中角度の正断層の再活動した逆断層（Ishiyama et al.，2013）であり、両者の幾何学的形状や形成過程が大きく異なることが分かった。両断層で過去の活動の仕方が異なる（表1、3）ことは、この構造的な相違によって両断層の過去及び将来の活動様式が異なる可能性を示唆すると考えられる。これらのことから、ここでは、それぞれに対して別々のくくりを与えた（図2、図3－3）。

2. 1 深谷断層帯

2. 1. 1 深谷断層帯の位置及び形態

（1）深谷断層帯を構成する断層

深谷断層帯は、群馬県高崎市上里見町から安中市、高崎市、藤岡市、埼玉県児玉郡上里町、神川町、美里町、本庄市、大里郡寄居町、深谷市、熊谷市、比企郡滑川町、吉見町、東松山

市、鴻巣市に至る断層帯である（図 1、2）。本断層帯は主断層として深谷断層があり、深谷断層の南西には磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽断層、江南断層などの副次的な断層が分布する（図 2）。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）、杉山ほか（2000b）、中田・今泉編（2002）などに示されている。

2節冒頭の記述の通り、活断層の活動に関わる解釈は、調査結果の蓄積に伴う研究の進展により変遷してきている。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、群馬県高崎市上里見町とした。一方、本断層帯の南東端は、反射法弾性波探査により深谷断層が確認された南東端である埼玉県鴻巣市とした。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）、位置、形態は活断層研究会編（1991）、中田・今泉編（2002）に基づいた。

なお、本断層帯のうち埼玉県上里町以西に関しては、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、杉山ほか（2000a）、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。

（2）断層面の位置・形状

深谷断層帯の長さと言一般走向は、図 2 に示された断層帯の両端を直線で結ぶと、約 69km、N58° W となる可能性がある。

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 0 km と考えられる。

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、鐺川（かぶらがわ）測線：杉山ほか，2000a）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、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（杉山ほか，2000a：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反射法弾性波探査（埼玉県，2000）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多数実施され（笠原ほか，1993；笠原，1996；遠藤ほか，1997；井川ほか，1998；埼玉県，1999，2000；山口ほか，1996，1999a，1999b，2000a，2000b，2007a，2007b；横倉ほか，2007）、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、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バイプ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 3 km 程度まで極めて高角な断層面が想定されている。

本断層帯周辺の段丘面の変形形状及び反射法弾性波探査データ（埼玉県，1999；山口ほか，1996）を基にしたバランス断面解析により、深谷断層の断層面は深度 10km 程度までは高角であるとされている（杉山ほか，2009b）。

以上のことから、本断層帯のうち主断層である深谷断層の断層面は深さ 500m 程度以浅においては 50－70° の南西傾斜であると推定される。本断層帯の断層面は深部では高角南西傾斜であると推定される。断層面の幅は、地震発生層の下限の深さが 20km 程度であること（後述）

及び地下浅部及び深部の断層面の傾斜（50–70° 南西傾斜、高角南西傾斜）から、20–25km 程度と推定される。

副次的な断層である平井断層及び神川断層では、断層線に沿って直線状凹地、河谷や尾根の屈曲が形成されるなど横ずれ変位地形が発達する（杉山ほか，2009a）。また平井断層の断層露頭では68–83° 北東傾斜（群馬県，1998）の断層面が確認されている。これらのことから、平井断層、神川断層の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 と平井断層と直交方向に延びていることから、さらに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。

櫛挽断層については、櫛挽断層の用地地点におけるトレンチ調査及び群列ボーリング調査にて、20–30° 程度の低角断層が確認されている（新谷ほか，2009）。

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バイプ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、地下3 km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（1996，1999a，1999b）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。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

深谷断層帯は、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；杉山ほか，2000a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、本断層帯付近に1931年（昭和6年）西埼玉地震（マグニチュード（M）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、本断層帯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、本断層帯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 深谷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）

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11）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0.26m/千年以上と推定される。

また、深谷断層北西部では、6–8万年前（松田ほか，1975；Yamazaki，1984）の段丘面（松田ほか，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0.2–0.3m/千年の可能性はある。

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11）が深さ150m、約34 万年前の海洋酸素同位体ステージ（MIS）10 層準が深さ141.1 mに認められている（水野ほか，2004）。また、熊谷市付近では多摩TB-8 火山灰層（約20 万年前頃：注11）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 万年前以後で0.3–0.4 m/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（例えば杉山ほか，2000a）。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0.3–0.4m/千年もしくはそれ以下であった可能性がある。

深谷断層南東部に広がる荒川扇状地においては、約5–6 万年前の段丘面が約15m以上、約2–2万5千年前の段丘面が約9 m上下に変位している（中村ほか，2007）。このことから、平均上下変位速度は約0.3–0.5m/千年の可能性はある。

なお、副次的な断層である平井断層、神川断層、櫛挽断層等の平均変位速度については次のような調査結果がある。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11）に覆われる約8–10万年前の高位段丘面（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、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）の可能性はある。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/千年程度の可能性がある。

以上の調査結果を総合すると、深谷断層帯の平均上下変位速度は0.2–0.5m/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 深谷断層普済寺（ふさいじ）地点（群列ボーリング調査）

水野ほか（2002）は、深谷市普済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¹⁴C年代値を示す礫主体層（C層）と約2万1千年前の¹⁴C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2 m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）

江南断層の東端付近に位置する熊谷市野原丸山では、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（現熊谷市）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¹⁴C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¹⁴C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0.5－1 m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1 m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11）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熊谷市楊井では、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0.7 m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。

⑥ 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高崎市中原では、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11）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）。また、断層は浅間板鼻黄色（As-YP）火山灰（約1万6千年前～約1万4千年前：町田・新井，2003）に覆われることから、断層活動はAs-YP降下以前に限定される。よって、少なくとも2万8千年前以後、約1万6千年前以前に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（N58° W）とはほぼ直交する方向に延びている。

⑦ 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2m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1m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。

⑧磯部断層（地形断面解析）

磯部断層の周辺では、約1万3千年前に形成されたIV面及び約1万年前に形成されたと考えられるIV' 面が1.2mの上下変位を受けているとされる（Sugai, 1997）。したがって、約1万年前以後に断層活動があった可能性がある。

⑨神川断層本郷地点（群列ボーリング調査）

神川断層の中部に位置する藤岡市本郷では、低位段丘（L1b 面）上の1mの逆向き低断層崖を挟んだ群列ボーリング調査により、浅間板鼻褐色（As-BP：約2万－2万5千年前；町田・新井，2003）火山灰層が1m程度の上下変位を被っているとされている（杉山ほか，2009a）。したがって、約2万－2万5千年前以後に断層活動があったと考えられる。

⑩櫛挽断層用土地点（トレンチ、群列ボーリング調査）

櫛挽断層西端部の寄居町用土では、トレンチ調査及び群列ボーリングが実施され、3回の断層活動が認められた（新谷ほか，2009：図9）。最新活動は、断層による変形を受けるb3層が、b2層に覆われることから推定され、最新活動は約6千6百年前以後、約5千8百年前以前と推定される。1回前の活動（イベントⅡ）は、c2層の上にc4層を衝上させ、c1層には変位を与えていない断層から推定される。c1層の年代値は約9千1百年前であり、c2層の下位のc3層からは2万4千年前の年代値が得られている。したがって、1回前の活動は約2万4千年前以後、約9千1百年前以前と推定される。さらに前の活動（イベントⅢ）は、c5層の礫の再配列から認められる。群列ボーリングによるc5層下位の層準から4万5千年前程度、c5層を覆うc4層またはc3層から3万1千年前の年代値が得られていることから、この活動時期は約4万5千年前以後、約3万1千年前以前であると推定される。

断層面は20－30°の低角逆断層であり、断層条線から若干の左横ずれ成分を持つことが報

告された。3回の断層変位を被っている礫層上面の累積上下変位量は約3.5mであったことから、1回の上下変位量は約1mと求められた。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）は、主断層が活動した際に、必ずしも副次的な断層が活動するとは限らないと判断する一方、副次的な断層が活動した場合には、主断層も同時に活動したものとみなすこととしている。これに従えば、以上の結果から、江南断層及び櫛挽断層（副次的な断層）で見いだされた最新の活動時期である約6千2百年前以後、約5千8百年前以前に深谷断層（主断層）が活動した可能性がある。さらに、副次的な断層である平井断層と櫛挽断層で見いだされた活動時期から、深谷断層（主断層）は約2万4千年前以後、約1万6千年前以前に活動した可能性があり、櫛挽断層で見いだされた活動時期から、約4万5千年前以後、約3万1千年前以前にも活動した可能性がある。

b) 先史時代・歴史時代の活動

818年（弘仁9年）の上野・武蔵の地震（関東諸国の地震）（M7.5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、深谷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（M6.9）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、埼玉県本庄市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（埼玉県熊谷測候所，1931）が、詳細は不明である。また、Abe（1974）は、深谷断層帯付近に長さ20km、幅10kmで、走向108°、南西傾斜80°、平均食い違い量が左ずれ1m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。

各調査地点における過去の活動は図10のようにまとめられる。

深谷断層帯は少なくとも約6千2百年前以後、約5千8百年前以前に活動した可能性がある。また、約2万4千年前以後、約1万6千年前以前及び約4万5千年前以後、約3万1千年前以前にも活動した可能性がある。2. 1. 2（4）で述べる通り、深谷断層帯の平均活動間隔は1万–2万5千年程度となることから、これらの深谷断層帯の活動はそれぞれ最新活動、1つ前の活動、2つ前の活動に対応すると考えられる。

（3）1回の変位量（ずれの量）（注10）

深谷断層帯の主断層である深谷断層では、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。

一方、深谷断層の調査結果に認められる御稜威ヶ原1面（約2万–2万5千年前）の上下変位量（約9m）、根小屋地点の火山泥流堆積物（4万年前程度）の上下変位量（13m以上）及び本断層帯の活動履歴に着目すると、御稜威ヶ原1面は2回の活動、根小屋地点の火

山泥流堆積物は3回の活動を受けている可能性があることから、1回の上下変位量は約5 m及び約4 m以上と求められる。したがって、1回の上下変位量は5 m程度であった可能性がある。

なお、深谷断層帯全体を1つの活動区間とした場合、本断層帯の長さは約69kmの可能性があることから、経験式(1)を用いると、1回の活動に伴う変位量は約7 m(全体)と計算される。断層の傾斜を50° とすると上下変位量は約5 mと計算される。

以上のことから、本断層帯の1回の活動に伴う上下変位量は5 m程度であった可能性がある。

用いた経験式は松田ほか(1980)による次の式である。ここで、Lは断層の長さ(km)、Dは1回の活動に伴う変位量(m)である。

$$D = 0.1 L \quad (1)$$

(4) 活動間隔

2. 1. 2 (1)により、平均上下変位速度(0.2–0.5m/千年程度)となる。2. 1. 2 (3)により、1回の活動に伴う上下変位量は約5 mとなる。これらに基づくと、本断層帯の平均活動間隔は1万–2万5千年程度の可能性がある。

(5) 活動区間

深谷断層帯を構成する各断層は、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。

(6) 測地観測結果

深谷断層帯・綾瀬川断層とその周辺における2004年から6年間のGNSS連続観測結果では、顕著なひずみは見られない(図11–1)。一方、1994年までの約100年間の測地観測結果では、1923年大正関東地震の影響と見られるおおむね南北方向の伸びが見られる(図11–2)。

(7) 地震観測結果

深谷断層帯・綾瀬川断層周辺では1931年に西埼玉地震(M 6.9)が本断層帯付近で発生した。余震活動は本震の東側で活発だった。

深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の最近約13年間の地震観測結果によると、深谷断層帯南西部では断層に沿って微小地震活動が見られる(図12–1、12–2)。深谷断層帯・綾瀬川断層に沿った微小地震活動は低調である。特に深谷断層帯の南東側では地震活動は極めて低調である。深谷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、深谷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。

深谷断層帯・綾瀬川断層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20km程度である。なお、深谷断層帯中央付近から綾瀬川断層にかけて、微小地震が深さ約20kmから30kmより深いところまで観測されている(綾瀬川断層の中部付近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)。深谷断層帯・綾瀬川断層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、深谷

断層帯・綾瀬川断層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。深谷断層帯・綾瀬川断層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（図 12－3）。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断層型の震源断層を求めている。

2. 1. 3 深谷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

深谷断層帯全体が 1 つの活動区間として同時に活動する場合、長さが約 69km の可能性があることから、経験式（2）により地震の規模を求めると、M7.9 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 m 程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。

用いた経験式は次の式である（松田, 1975）。L は 1 回の地震で活動する断層の長さ（km）、M はその時のマグニチュードである。

$$M = (\log L + 2.9) / 0.6 \quad (2)$$

（2）地震発生の可能性

深谷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。

深谷断層帯は、平均活動間隔が約 1 万－2 万 5 千年、最新活動時期が約 6 千 2 百年前以後、約 5 千 8 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 0.2－0.6 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 %－0.1 %、ほぼ 0 %－0.2 %、ほぼ 0 %－0.5 %、ほぼ 0 %－2 % となる。また、現在までの集積確率はほぼ 0 %－3 % となる。表 5 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 綾瀬川断層

2. 2. 1 綾瀬川断層の位置及び形態

（1）綾瀬川断層

綾瀬川断層は、埼玉県鴻巣市から北本市、桶川市、北足立郡伊奈町、上尾市、蓮田市、春日部市、さいたま市、越谷市などを経て川口市に至る断層である（図 1、2）。本断層を構成する綾瀬川断層の名称は清水・堀口（1981）に基づいた。

本断層は鴻巣－伊奈区間と伊奈－川口区間の 2 つの活動区間に区分される。鴻巣－伊奈区間、伊奈－川口区間を構成する断層はそれぞれ綾瀬川断層の北部、南部である。1 節及び 2 節冒頭での記述の通り、綾瀬川断層については、清水・堀口（1981）による元荒川構造体の提唱以来、多くの調査がなされてきている。活断層の活動に関わる解釈は、調査結果の蓄積に伴う研究の進展に伴って変遷してきている。ここでは、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による綾瀬川断層の南北端付近をそれぞれ鴻巣－伊奈区間の南北端とする。一方、鴻巣－伊奈区間の南端から地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）が活断層では

ないとした区間の南端付近までを、伊奈－川口区間とする。

（２）断層面の位置・形状

綾瀬川断層の長さとし一般走向は、北西端と南東端を直線で結ぶと、約38 km、N45° Wとなる可能性がある（図2）。鴻巣－伊奈区間の長さとし一般走向は、北西端と南東端を直線で結ぶと、約19km、N50° Wと推定される。北本地点で実施された反射法弾性波探査により、堆積層の東側への累積的な撓み下がりが確認され、南西傾斜の高角逆断層によって形成されると解釈された（石山ほか、2005：図13）。ここでは、鴻巣－伊奈区間は高角南西傾斜と判断する。

伊奈－川口区間の長さとし一般走向は、北西端と南東端を直線で結ぶと、約19km、N39° Wとなる可能性がある。同区間は、2節冒頭で詳述した通り、反射法弾性波探査では逆断層の存在が示されていないが、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる推定断層の区間である。したがって、ここでは、伊奈－川口区間は地表付近で高角と判断する。

（３）断層の変位の向き（ずれの向き）

鴻巣－伊奈区間は南西側隆起の逆断層であると推定される（（２）参照）。一方、伊奈－川口区間のずれの向きは不明である。

2. 2. 2 綾瀬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）

（鴻巣－伊奈区間）

石山ほか（2005）は、北本市における群列ボーリング調査では、約7万年前に離水した面が約9 m上下変位していることから、平均上下変位速度は約0.1m/千年と見積もった。

綾瀬川断層北部周辺の100－200m級のボーリングデータから、同断層を挟むMIS11とMIS9の海成層の堆積頂面に、MIS11の海成層は65m、MIS9では50mの高度差があるとされる（松島ほか、2006）。MIS11を420ka、MIS9を330kaと仮定すると、平均上下変位速度は約0.15m/千年となる。

以上のことから、鴻巣－伊奈区間の平均的な上下変位速度は0.1m/千年程度の可能性がある。

（伊奈－川口区間）

伊奈－川口区間については、平均変位速度に関する資料は得られていない。

（２）活動時期

（鴻巣－伊奈区間）

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

① 綾瀬川断層北部北本地点

須貝ほか（2007）は、北本地点での群列ボーリング調査に基づいて、最新活動時期は約1万5千年前以後、1つ前のイベントは8万年前程度以後、6万年前程度以前と判断した（図14）。彼らは、浅間板鼻黄色軽石As-YP（約1万6千年前以降、約1万4千年前以前；町田・新井、2003）が最上部付近に挟在する地層（Unit3）とそれに上載する地層（Unit2）との

境界はそれ以前の地層境界とが互いに平行して同一の撓曲変形を受けていることを根拠として、最新イベント層準はUnit 2以降とした上で、Unit 2最下部付近の泥炭質シルト層の年代に基づいて、最新イベントは約9千年前以降の可能性があると述べた。

しかし、須貝ほか（2007）に記載されるデータによれば、Unit 3は風化火山灰層で堆積時に既に離水していたと考えられる一方、Unit 2はKM-B地点（図14）の西側、東側でそれぞれクロボク土、腐植質シルト層となることから、東側は再び浸水域となっていた可能性が高い。このような堆積環境の変化が断層活動によるものであれば、最新活動時期は、約1万5千年前以後、9千年前以前となる。

以上のことから、ここでは、最新活動は約1万5千年前以後、9千年前以前の可能性があるかと判断する。

b) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1. 2 (2) b) 参照

（鴻巣－伊奈区間）

以上のことから、鴻巣－伊奈区間の最新活動は約1万5千年前以後、約9千年前以前の可能性がある（図10）。1回前の活動は8万年前程度以後、6万年前程度以前の可能性がある。

（伊奈－川口区間）

伊奈－川口区間については、過去の活動履歴に関する資料は得られていない。

（3）1回の変位量

（鴻巣－伊奈区間）

北本地点における群列ボーリング調査から、最新活動時の上下変位は約4 m以上、1回前の活動時の上下変位量は約3 m以上であったとされる（須貝ほか，2007）。

以上のことから、本区間の1回の活動に伴う上下変位量は3－4 m程度であった可能性がある。

なお、鴻巣－伊奈区間の長さは約19 kmの可能性あることから、経験式（1）を用いると、1回の活動に伴う変位量は約2 m（全体）と計算される。

（伊奈－川口区間）

伊奈－川口区間については、一回の変位量に関する資料は得られていない。

なお、伊奈－川口区間の長さは約19 kmの可能性あることから、経験式（1）を用いると、1回の活動に伴う変位量は約2 m（全体）と計算される。

（4）活動間隔

（鴻巣－伊奈区間）

本区間の過去2回の活動履歴に基づくと、平均活動間隔は約4万5千－7万1千年程度であった可能性がある（注12）。

（伊奈－川口区間）

伊奈－川口区間については、活動間隔に関する資料は得られていない。

（５）活動区間

前述の通り、鴻巣－伊奈区間では地形・地質及び反射法弾性波探査の観点から過去の活動及び上下変位が明らかなのに対し、伊奈－川口区間では変動地形学的には過去の活動が推定されるのみであり、ボーリング及び反射法弾性波探査の観点からは、過去の活動が特定されていない。このことから、伊奈－川口区間が活断層であるとすれば、両区間は活動度あるいは変位の特性の異なる活動区間として、分かれて活動したと推定される。

鴻巣－伊奈区間は、1回の変位量が、断層の長さから経験式（１）を用いて推定される変位量に比べて大きいことから（（３）参照）、両区間が同時に活動した可能性も否定できない。

なお、そのことを示す直接的な証拠は得られていない。

（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 綾瀬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

上述のように、綾瀬川断層は2つの活動区間に分かれて活動したと推定される。鴻巣－伊奈区間、伊奈－川口区間は、長さがいずれも約19kmであることから、経験式（２）に基づくと、それぞれM7.0程度の地震が発生する可能性がある。綾瀬川断層全体が1つの活動区間として同時に活動する場合、長さが約38kmの可能性があることから、経験式（２）に基づくと、M7.5程度の地震が発生する可能性がある。

また、2.1節の直前で述べた通り、深谷断層帯と綾瀬川断層は、地下構造、形成史、活動の仕方が異なる。しかし、断層の分布形態を考慮すると、深谷断層帯と綾瀬川断層が同時に活動する可能性も否定できない。深谷断層帯全体と綾瀬川断層全体が同時に活動する場合、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）による「長大な活動範囲から発生する地震の規模」の計算法にしたがえば、M8.0と計算される。

以上のことから、深谷断層帯、鴻巣－伊奈区間、伊奈－川口区間を含む広い領域が同時に活動する場合、M8.0程度の地震が発生する可能性がある。

（２）地震発生の可能性

以上のように、綾瀬川断層は2つの活動区間に分けられ、将来においても区間ごとに活動する可能性がある。表6にこれらの確率値及びその参考指標（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。

鴻巣－伊奈区間は、平均活動間隔が約4万5千－7万1千年程度、最新活動時期が約1万5千年前以後、約9千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0.1－0.3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。

伊奈－川口区間は、平均活動間隔が不明であるため、地震後経過率及び地震発生確率を求めることはできない。

上述のように、綾瀬川断層においては、鴻巣－伊奈区間と伊奈－川口区間が同時に活動する可能性、及び、深谷断層帯全体と鴻巣－伊奈区間を含む広い領域が同時に活動する可能性も否定できない。このケースについて地震発生確率を求めることはできないが、鴻巣－伊奈区間や深谷断層帯が単独で活動する確率より大きくなることはないと考えられる。

3. 今後に向けて

深谷断層帯については、地下深部の断層形状から南西傾斜の逆断層が主断層であると考え、その南西部に位置する、平井断層等の北東傾斜の断層は副次的な断層と判断した。一方、深谷断層帯南部においては、地下構造探査結果による構造的な相違に基づき、深谷断層と綾瀬川断層の間に境界があると判断した。

綾瀬川断層については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）によって活断層ではないと評価された伊奈－川口区間も含めて評価した。同区間については、過去の活動、断層のずれの向き、活動性のいずれも評価することはできなかった。同区間を横切る反射法弾性波探査では逆断層の存在は示されておらず、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる。これについて精度の良い資料を集積させ、活断層の存否を判断する必要がある。

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，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：「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11：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1万6千－1万4千年前とした。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12：鴻巣－伊奈区間の1回の活動に伴う上下変位量（3－4 m程度）と平均上下変位速度（0.1 m／千年程度）からは、平均活動間隔は3万－4万年程度と計算される。ここでは、平均上下変位速度が0.1 m／千年程度の活動度の低い断層にこのような計算を適用した場合の信頼性を勘案して、過去2回の活動時期から直接得られる値を採用した。

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.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功（1995）：陸域の活断層調査．「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Ⅰ期：平成3～5年度）成果報告書」，31-45，科学技術庁研究開発局
- 遠藤秀典・杉山雄一・塚本 斉・牧野雅彦・渡辺史郎（1996）：陸域の活断層調査．「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」，42-57，科学技術庁研究開発局．
- 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.
- 荻原幸男・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.
- 荻原幸男・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（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.
- 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.
- 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末広匡基・細矢卓志（2005）：変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変

- 形．活断層・古地震研究報告，**5**，29-37.
- Ishiyama, T. H. Sato, N. Kato, T. Nakayama and S. Abe (2013) : Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics, *Gophys. Res. Lett.*, **40**, 2608-2612, doi:10.1002/grl.50487.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) : 「元荒川断層帯の評価」. 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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 「関東平野北西縁断層帯の評価」. 34p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) : 「活断層の長期評価手法 (暫定版)」. 117p.
- 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.
- 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.
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) : Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- 笠原敬司 (1996) : バイブロサイス反射法探査. 「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・山本史生・井川 猛・足立幾久 (1993) : 関東平野のトランセクト川越-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.
- 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.
- 江南町教育委員会 (1996) : 丸山遺跡-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- 江南町文化財発掘調査報告- 江南町文化財調査報告, **11**, 63p.
- 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.
- 松田磐余・貝塚爽平・丸田英明・菊池隆男 (1975a) : 「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・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.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) : 1896年陸羽地震の地震断層. 地震研究所集報, **55**, 795-855.

- 松島紘子・須貝俊彦・水野清秀・杉山雄一・八戸昭一・大森博雄（2006）：綾瀬川断層の中期更新世以降における平均変位速度．地球惑星科学連合大会，Q126-P011
- 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（群馬県域）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）：ボーリング調査から推定される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.
- 中村洋介・田村俊和・高村弘毅（2007）：河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価．活断層研究，**27**，139-145.
- 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头集編集委員会編（1996）：「第四紀露头集－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.
- 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.
- 埼玉県熊谷測候所（1931）：西埼玉地震報告．験震時報，**5**，277-318.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・瀬戸一・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子（2006）：大深度弾性波探査，3.1.2 北関東地殻構造探査（北関東測線 2006・大宮-野田測線），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 17 年度）成果報告書，18-97.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・蔵下英司・橋間昭徳（2014）：プレート構造・変形過程

- と地震発生過程の解明，科学技術振興費，都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト，①首都圏直下地震の地震ハザード・リスク予測のための調査・研究，平成25年度成果報告書。
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司（1996）：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。
- 清水康守・堀口萬吉（1981）：大宮台地北東部における元荒川構造帯（新称）について．地質学論集，No.20，95-102.
- 新谷加代・福地 亮・家村克敏・宮脇理一郎・宮脇明子・杉山雄一（2009）：関東平野北西縁断層帯・櫛挽断層のトレンチ調査．活断層・古地震研究報告，**9**，113-133.
- Sugai, T.（1997）：Quaternary movement of the Isobe fault, the northwestern margin of the Kanto plain, central Japan. Transactions, Japanese Geomorphological Union（地形），**18**，131-137.
- 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.
- 須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・中里裕臣・石山達也・杉山雄一・細矢卓志・松島紘子・吉田英嗣・山口正秋・大上隆史（2007）：表層堆積物の変形構造からみた深谷断層系綾瀬川断層北部の後期更新世以降の活動史．地学雑誌，**116**，394-409.
- 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・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（2000a）：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（2000b）：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.
- 杉山雄一・新谷加代・宮脇理一郎・宮脇明子（2009a）：平井—櫛挽断層帯（関東平野北西縁断層帯）の地形及びボーリング調査による断層分布及び活動性の再検討．活断層・古地震研究報告，**9**，79-111.
- 杉山雄一・横田 裕・末廣匡基（2009b）：関東平野北西縁断層帯の地下形状—地形断面と反射断面に基づく推定—．活断層・古地震研究報告，**9**，135-158.
- 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.
- 高橋武夫・野村正弘（1999）：藤岡市保美の平井断層．群馬県立自然史博物館研究報告，**3**，37-44.
- 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.

- 渡辺満久 (2007) : 綾瀬川断層の地形学的認定とその活動性. 地学雑誌, 116, 3/4, 387-393.
- 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
櫛挽地域の地下構造. 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 (1998a) : 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・横倉隆伸・加野直巳・木口 努・中島善人・大滝壽樹・佐藤比呂志 (1998b) : 埼
玉県吉見丘陵付近の反射法探査. 地震学会 1998 年度秋季大会講演予稿集, A49.
- 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 (1999a) :
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・横倉隆信・加野直巳 (1999b) : 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・佐藤比呂志 (2000a) : 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 (2000b) : 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.
- 山口和雄・加野直巳・住田達哉・大滝壽樹・牧野雅彦・横倉隆伸 (2007a) : 綾瀬川断層から
加須低地に至る浅部地下構造. 活断層・古地震研究報告, 7, 81-90.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳・田中明子・大滝壽樹・牧野雅彦・住田達哉・伊藤 忍 (2007b) :
活断層等調査2.6近接活断層間調査. 原子力安全基盤調査研究自然科学分野総合的評価研
究報告書, 平成18年度原子力安全基盤調査研究, 産業技術総合研究所, 146p.
- Yamazaki. H. (1984) : On the Relationships Between Active Faults and Basin-Forming
Movement. *Geogra. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 19, 67-78.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・牧野雅彦・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・住田達哉 (2007) :
鴻巣－吉見測線における反射法探査－綾瀬川断層周辺の地下構造－. 日本地震学会2007
年秋季大会, P2-047.
- 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.

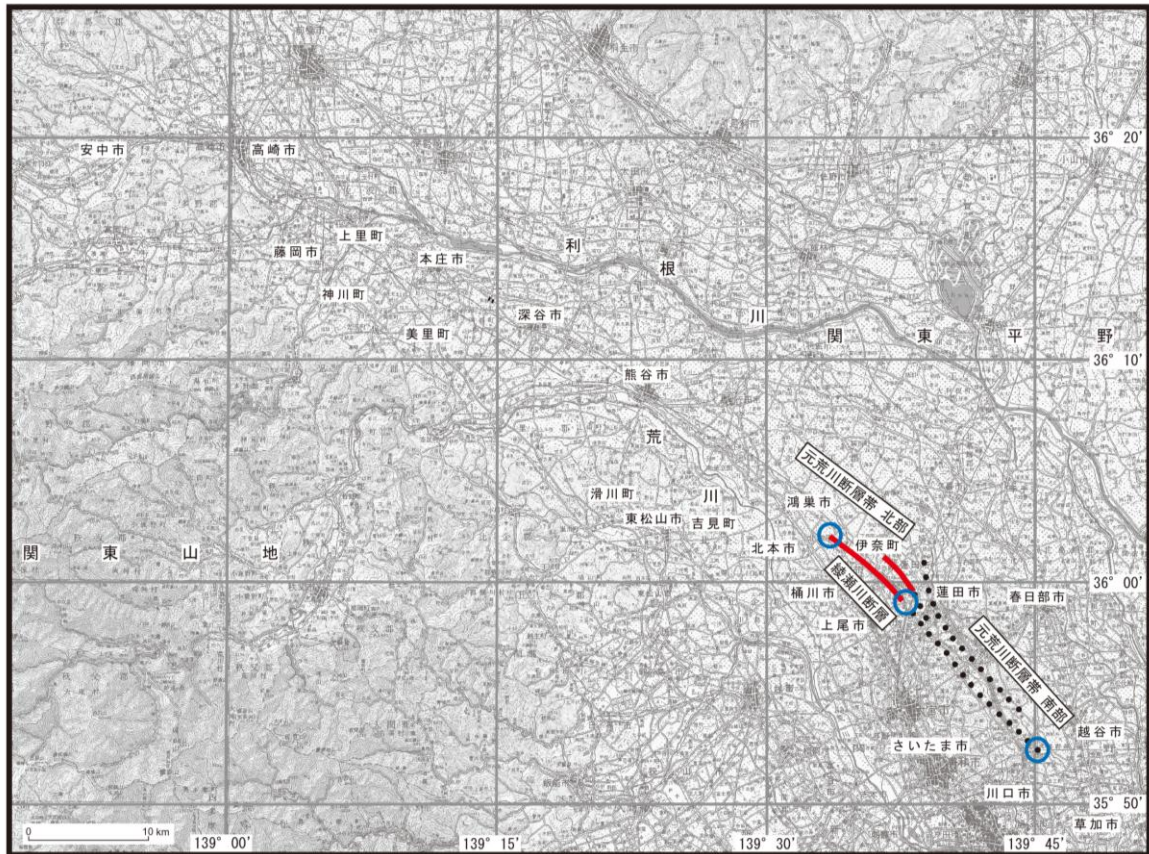


図 3 - 1 元荒川断層帯の評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）で考慮された断層。
 青丸は同評価文で定義された区間の境界を示す。赤線は同評価文で活断層とされた区間を、ドット部は活断層でないとされた区間を示す。

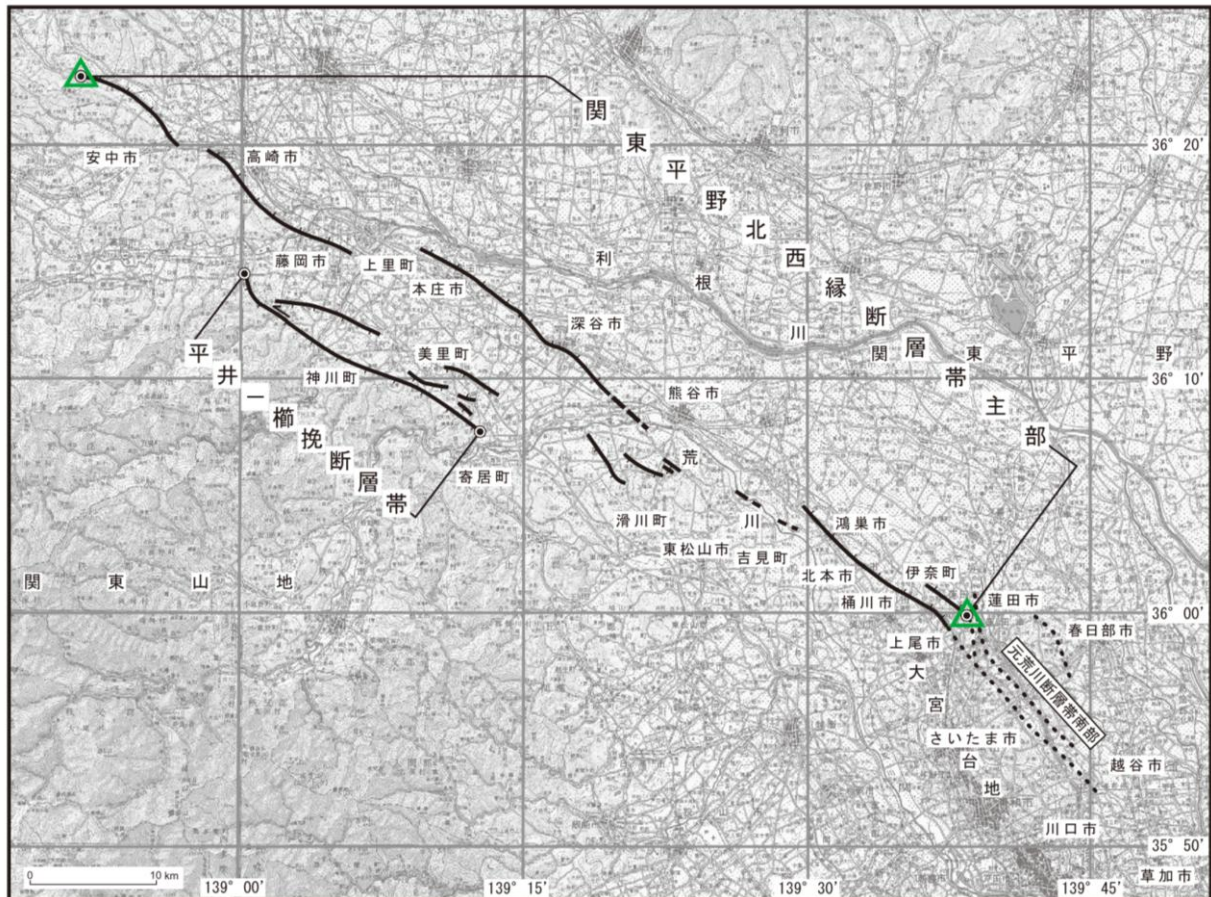


図 3-2 関東平野北西縁断層帯の評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）で考慮された断層
 緑色の三角は、関東平野北西縁断層帯の北西端及び南東端（元荒川断層帯との境界）を示す。

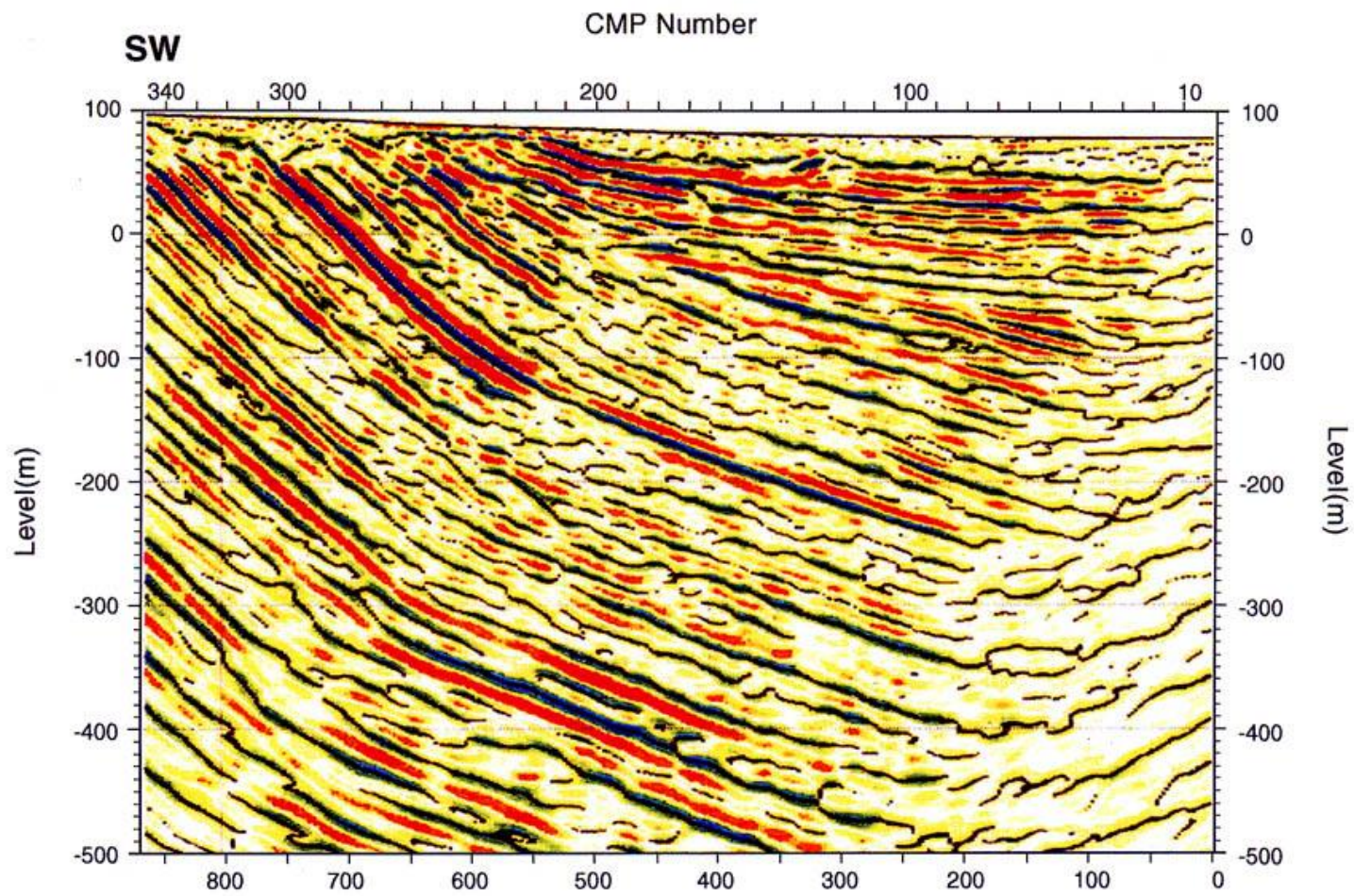


図4 深谷断層北西部 反射法弾性波探査結果（根小屋測線：深度変換断面）杉山ほか（2000a）
図2のB 測線に対応。

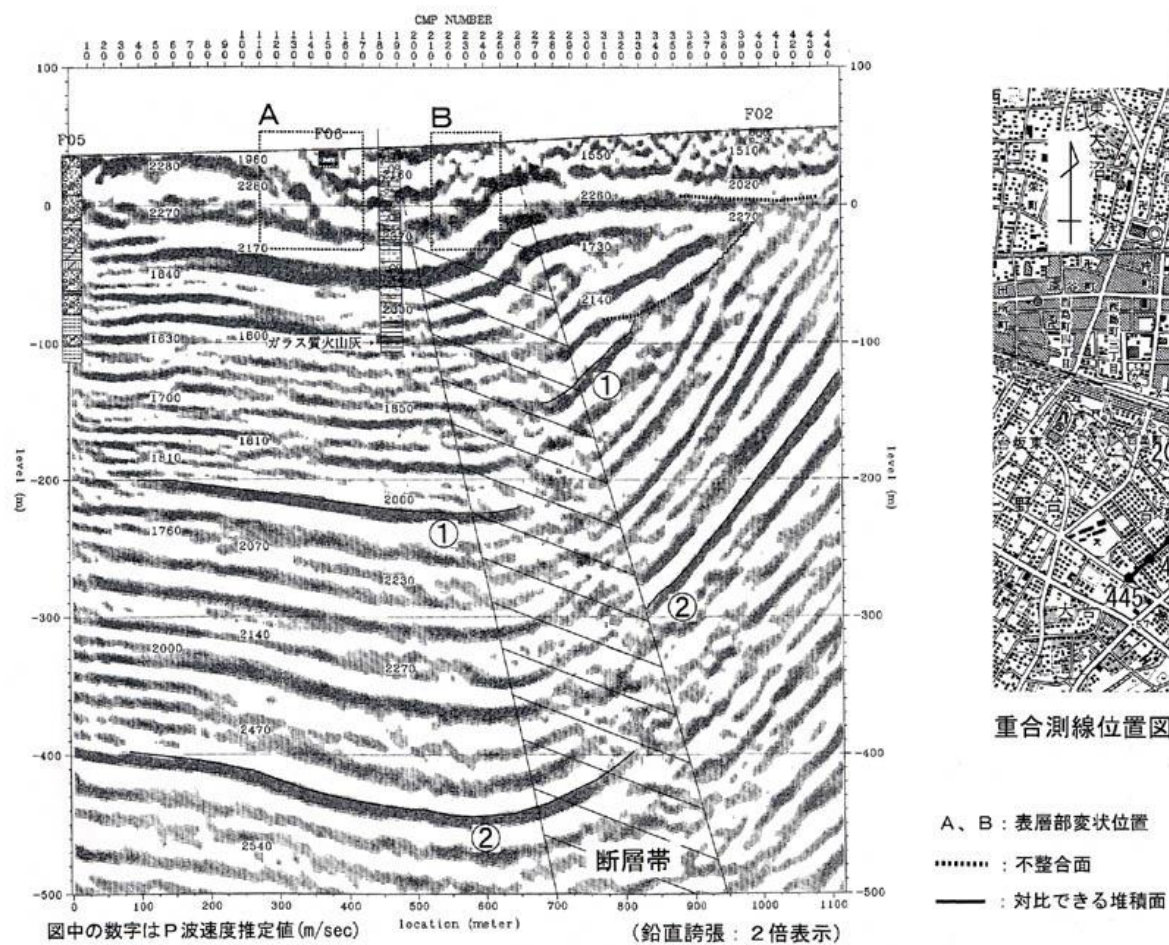


図5 深谷断層 反射法弾性波探査結果 (深谷P 波測線) 埼玉県 (2000) に一部加筆
 図2のD 測線に対応。

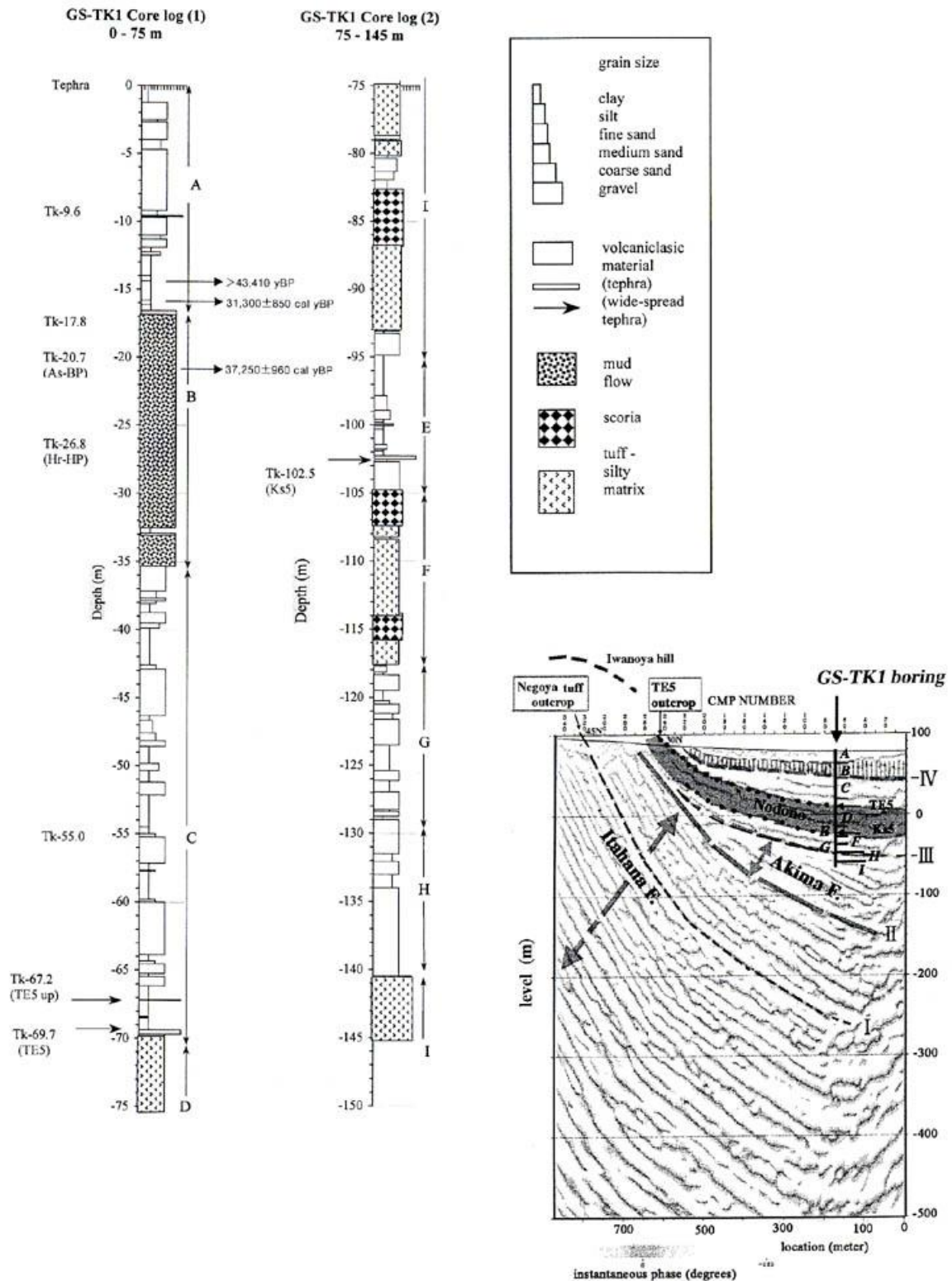


図6 深谷断層北西部 GS-TK1 コアの柱状図と地表地質データに基づく反射法弾性波探査断面（根小屋測線）の解釈 須貝ほか（2000）

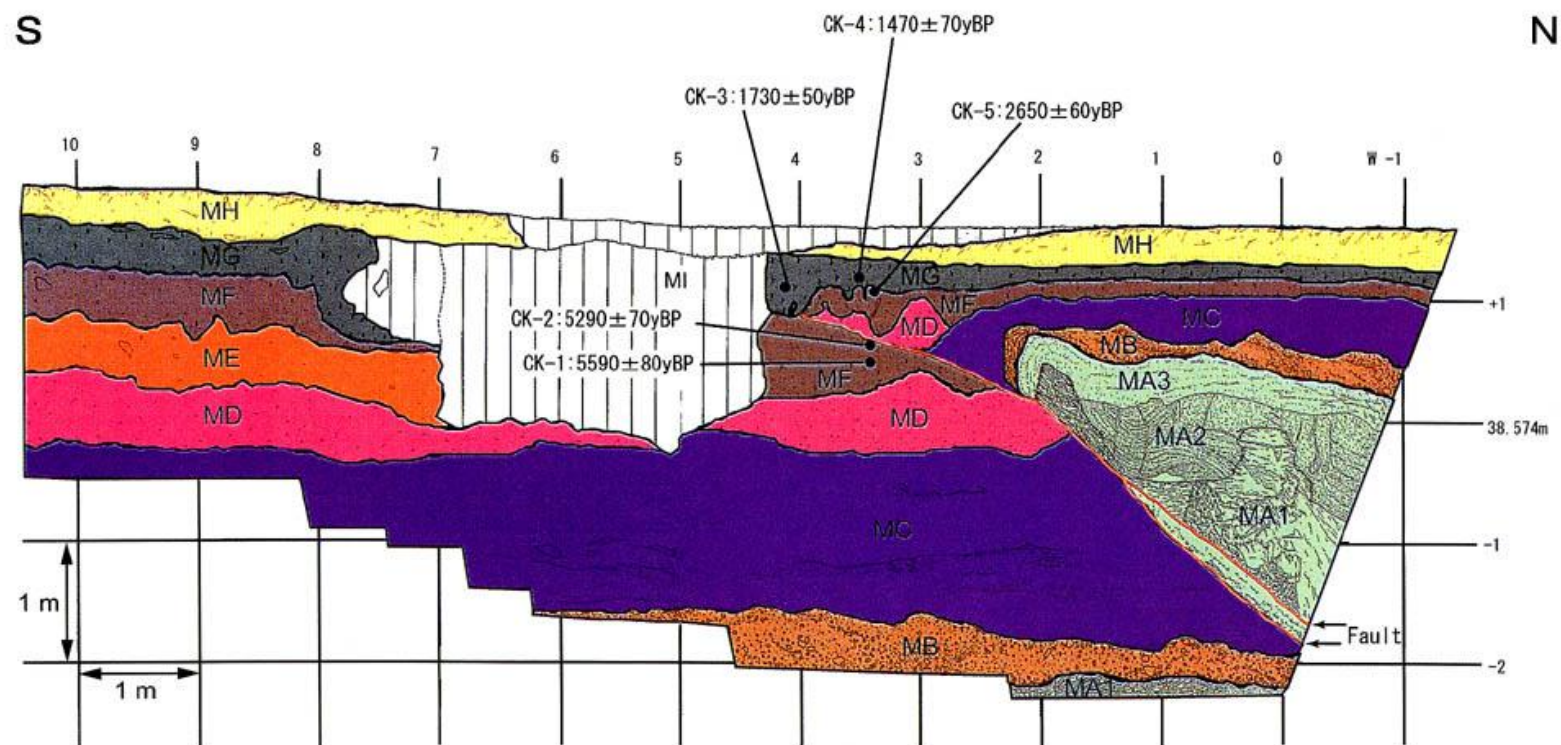
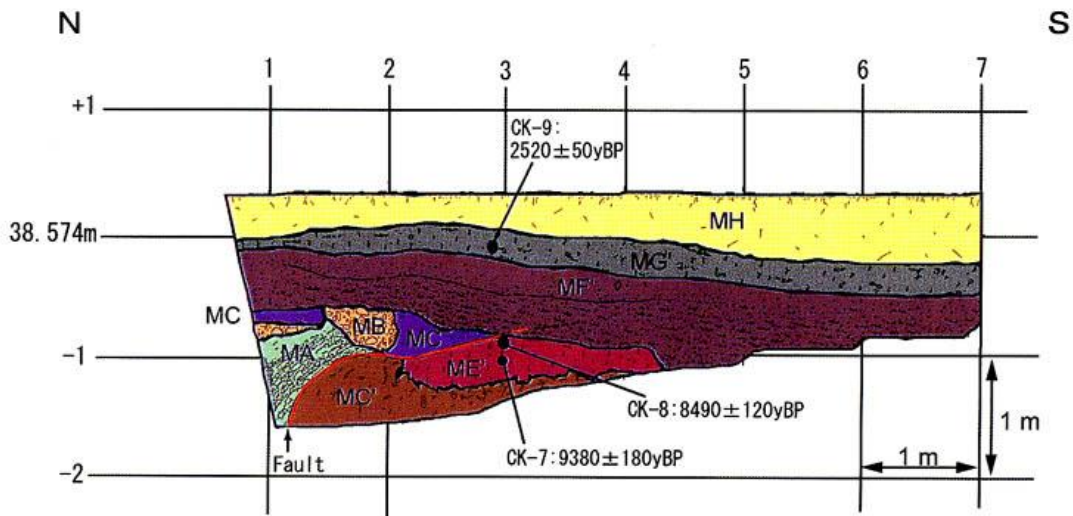


図7 江南断層丸山地点：トレンチ西側壁面のスケッチ（水野ほか，2002）に一部加筆
 グリッドは1 m間隔。年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代（yBP）。評価に用いた年代値を、Niklaus（1991）に基づいて暦年補正し、紀元後を世紀単位、紀元前を100年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。
 CK-2：5290±80yBP（MF層）→ 約6千2百－6千年前、CK-3：1730±50yBP（MG層）→ 3－4世紀

東側壁面



西側壁面

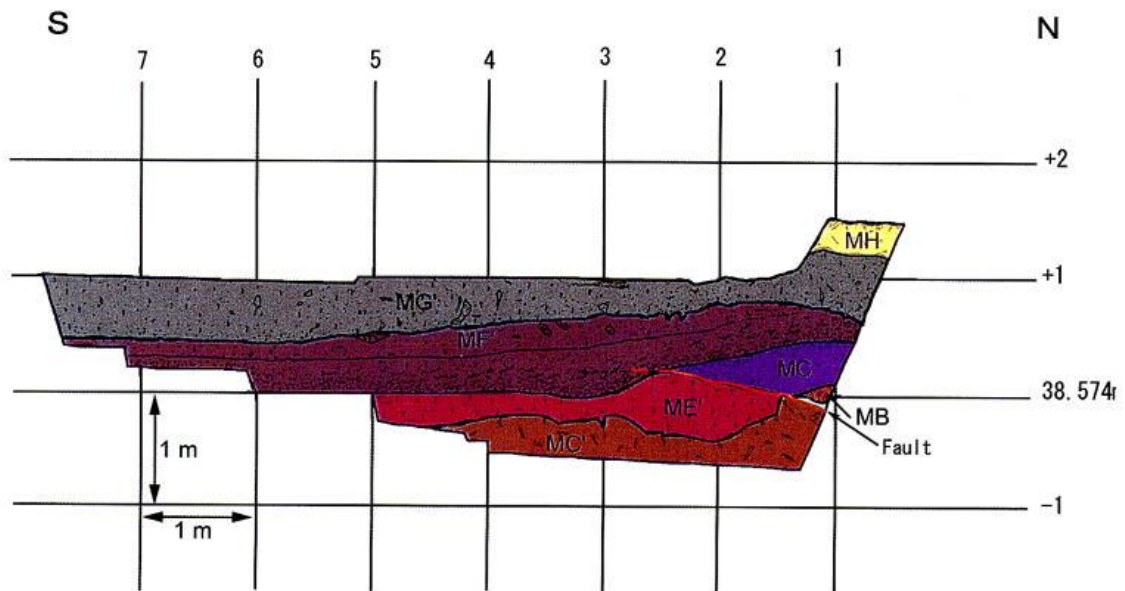


図8 江南断層丸山地点：ピット壁面のスケッチ（水野ほか，2002）に一部加筆
グリッドは1 m間隔。年代値は暦年補正後の放射性炭素同位体年代（yBP）。評価に
用いた年代値を、Niklaus（1991）に基づいて暦年補正し、100 年単位で四捨五入して
表示すると以下ようになる。

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

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

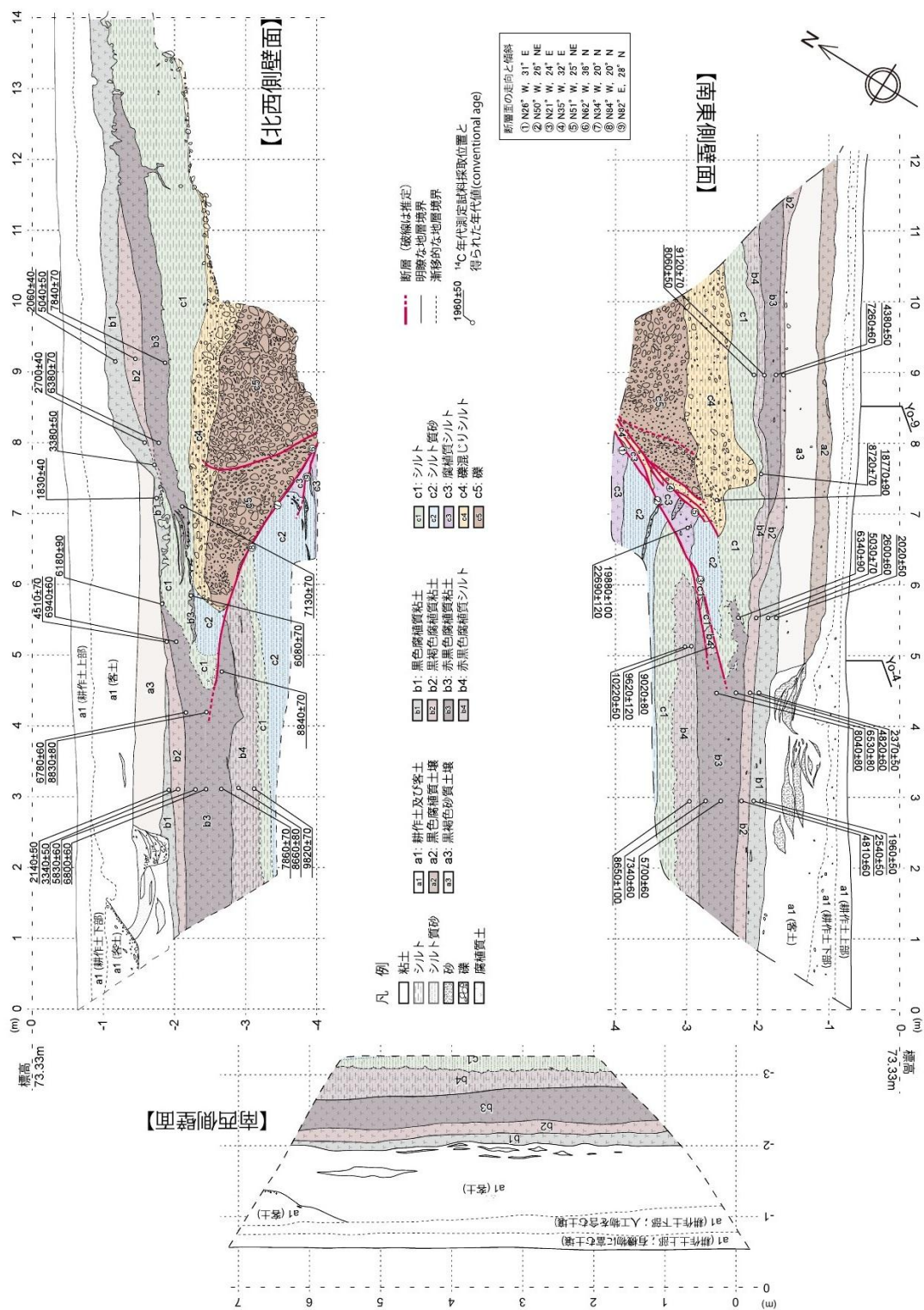


図9 櫛挽断層用土地点：トレンチ調査のスケッチ（新谷ほか，2009）

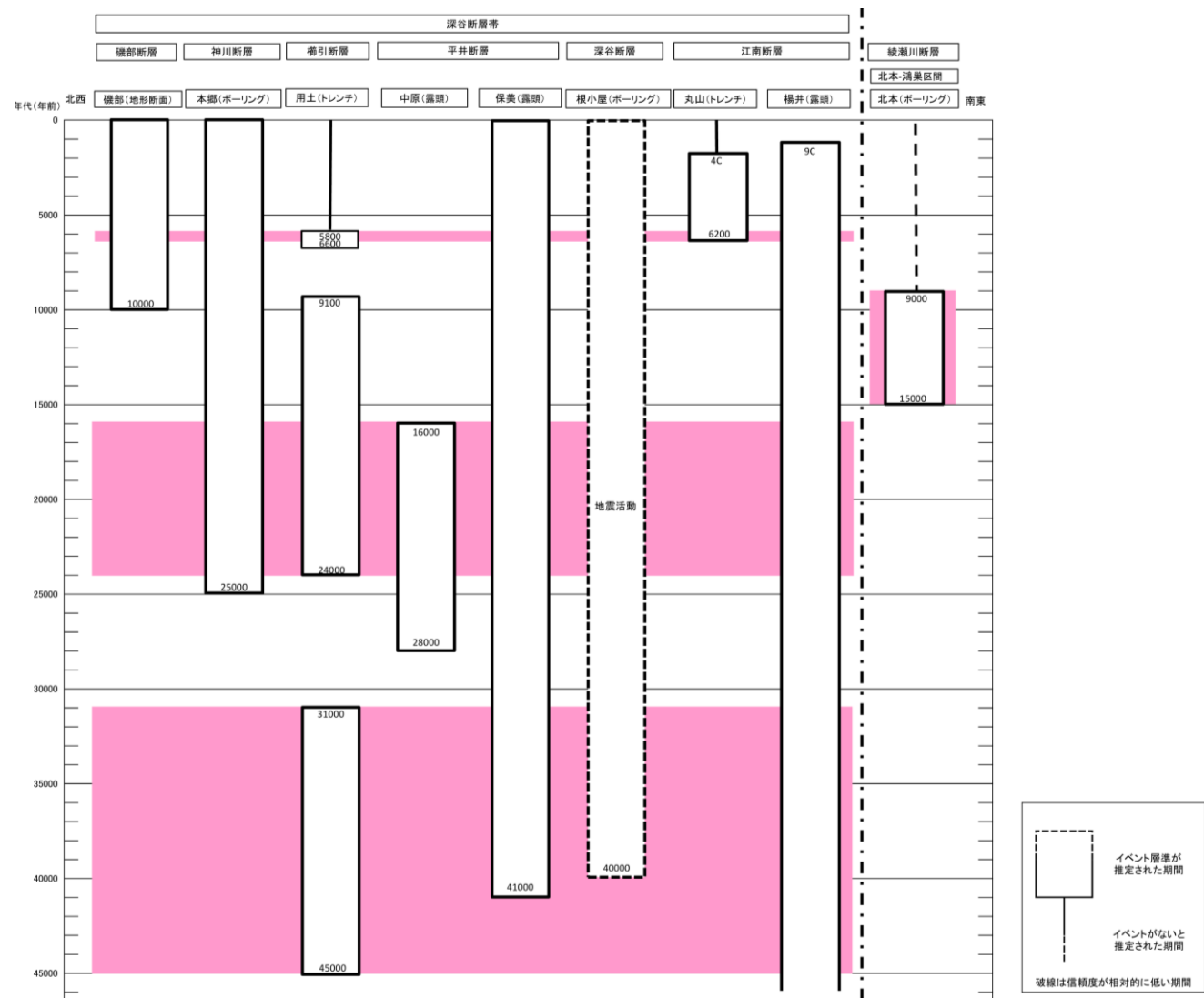


図10 深谷断層帯・綾瀬川断層の活動の時空間分布

基準期間：2004年11月01日 － 2005年02月28日

比較期間：2010年11月01日 － 2011年02月28日

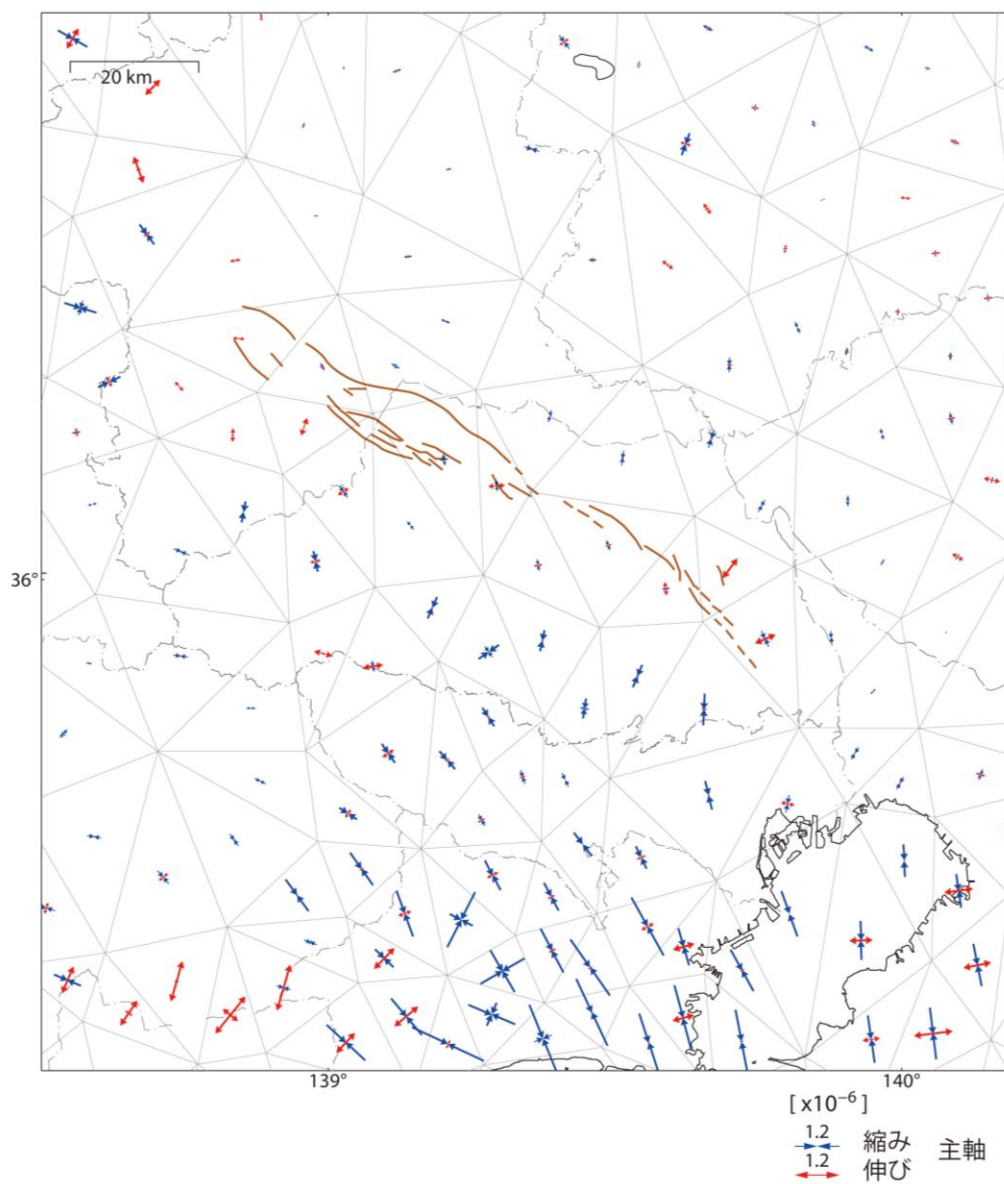


図11－1 2004年11月から2011年2月までのGNSS連続観測による深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の水平ひずみ分布（国土地理院作成）
スケールは 1.2×10^{-6} 。年間あたりのひずみ速度に換算すると、スケールは $0.2 \times 10^{-6}/\text{年}$ となる。

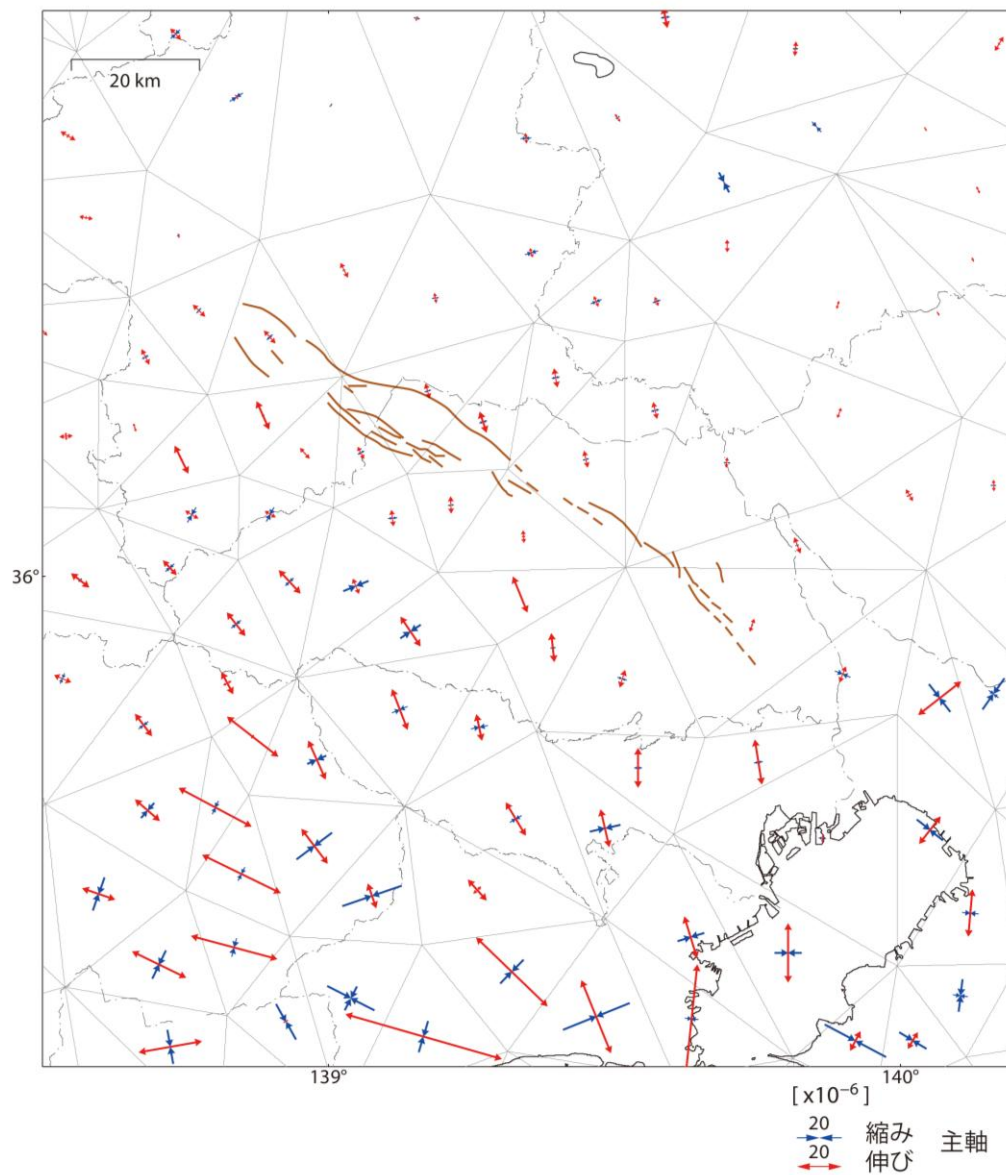


図11-2 約100年間（1883年～1994年）の測地観測による深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の水平ひずみ分布（国土地理院作成）
 スケールは 20×10^{-6} 。年間あたりのひずみ速度に換算すると、図11-1のスケール（ $0.2 \times 10^{-6}/\text{年}$ ）とほぼ等しい。

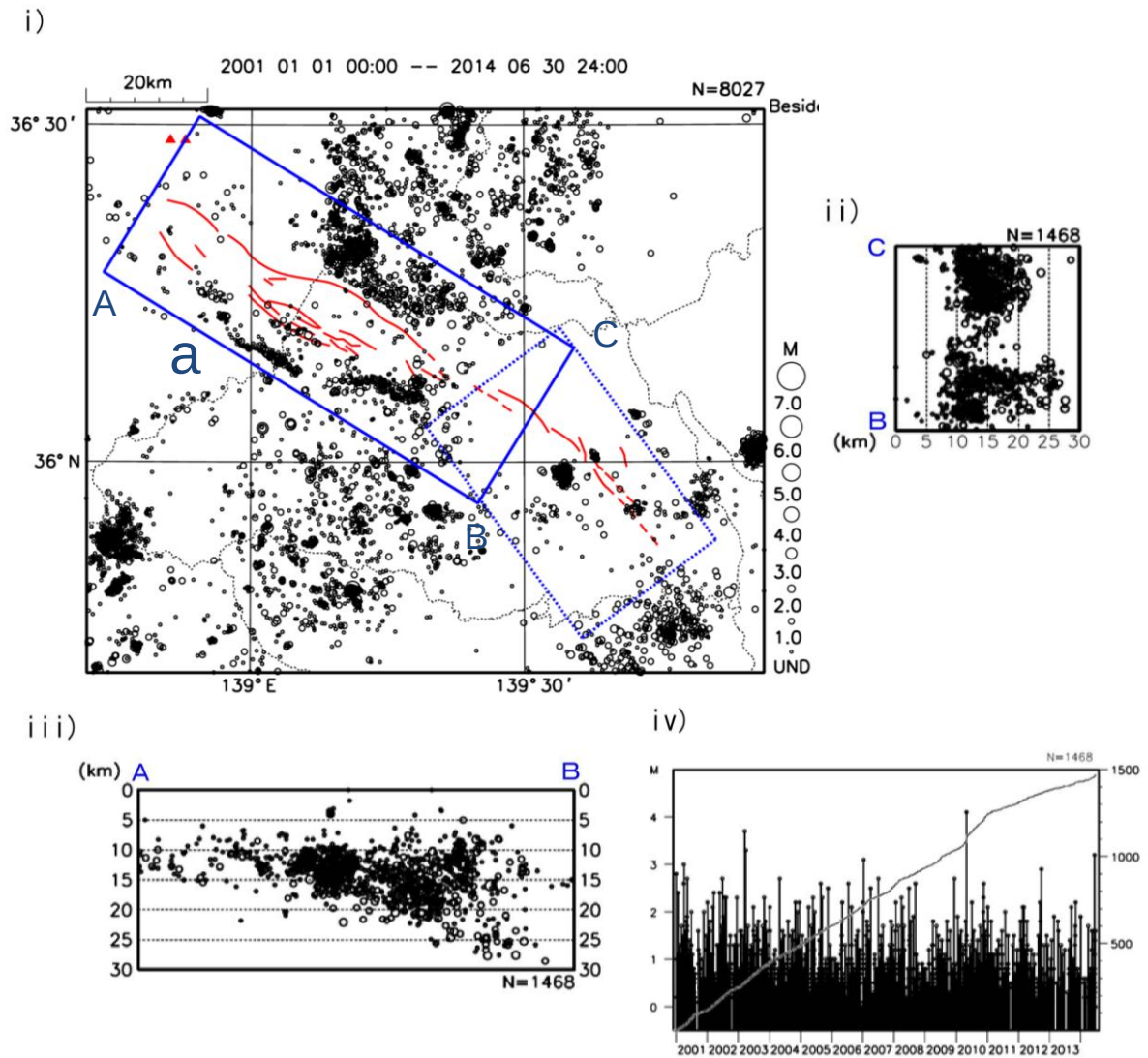


図12-1 深谷断層帯周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の震央分布（低周波地震を除く、2001年1月1日～2014年6月30日）。深さ30km以浅。Mすべて。赤三角は活火山。ii) 領域a内のB-C投影の断面図。iii) 領域a内のA-B投影の断面図。iv) 領域a内のM-T図及び回数積算図（地震活動経過図）

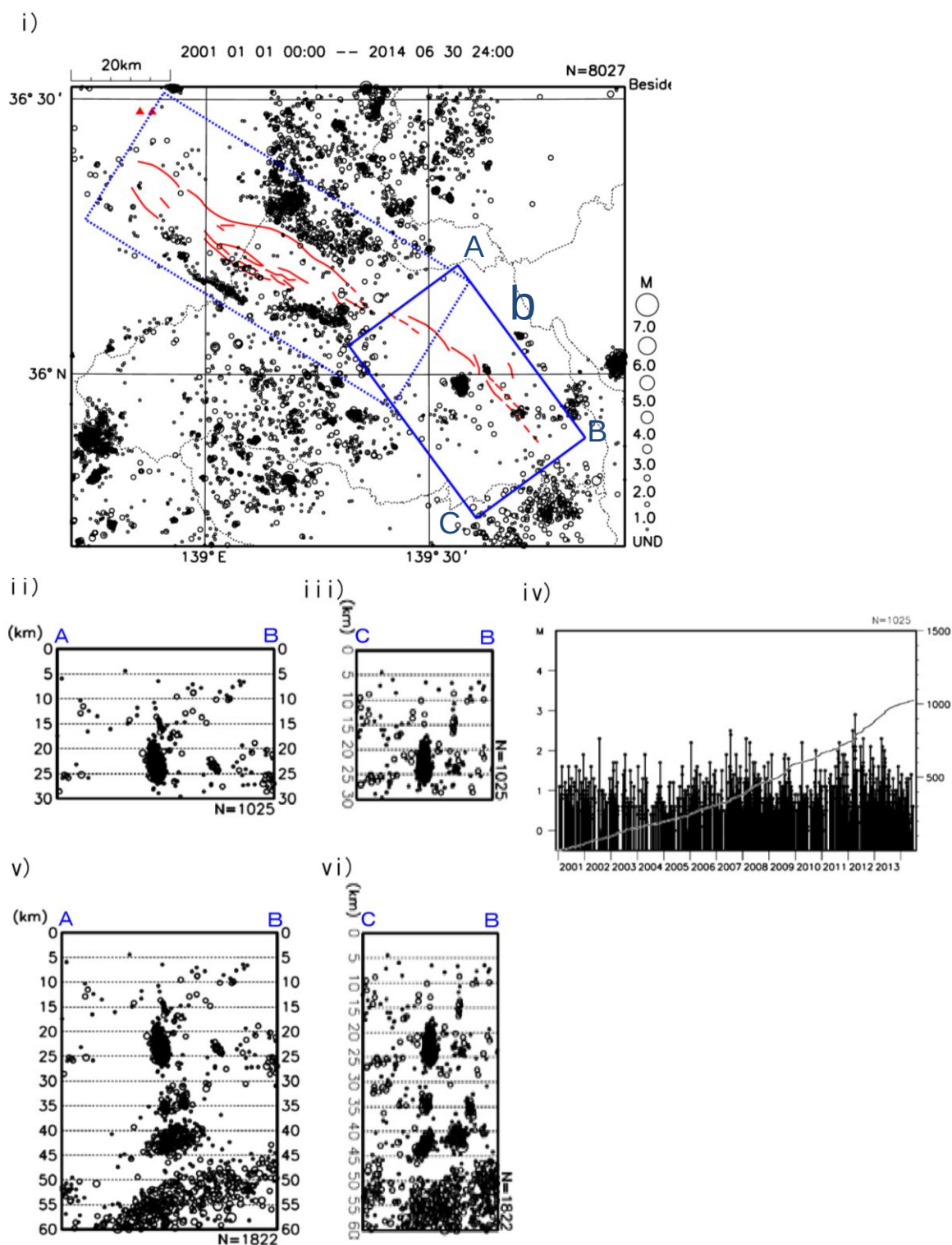


図12-2 綾瀬川断層周辺の地震活動（気象庁作成）

i) 深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の震央分布（低周波地震を除く、2001年1月1日～2014年6月30日）。深さ30km以浅。Mすべて。赤三角は活火山。ii) 領域b内のC-B投影の断面図。iii) 領域b内のA-B投影の断面図。iv) 領域b内のM-T図及び回数積算図（地震活動経過図）。v) 領域b内のA-B投影の断面図（深さ60km以浅）。vi) 領域b内のC-B投影の断面図（深さ60km以浅）。

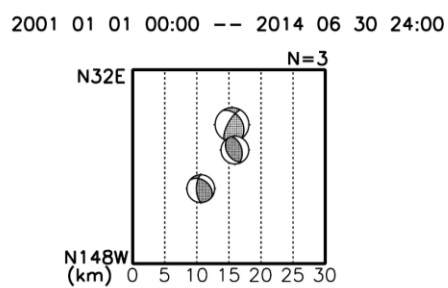
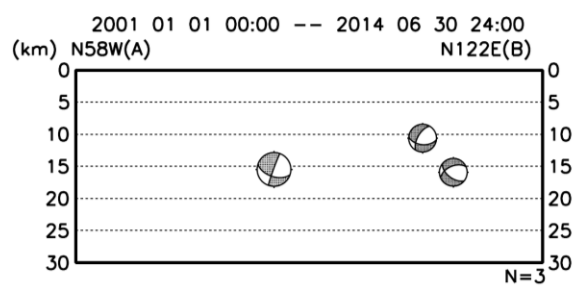
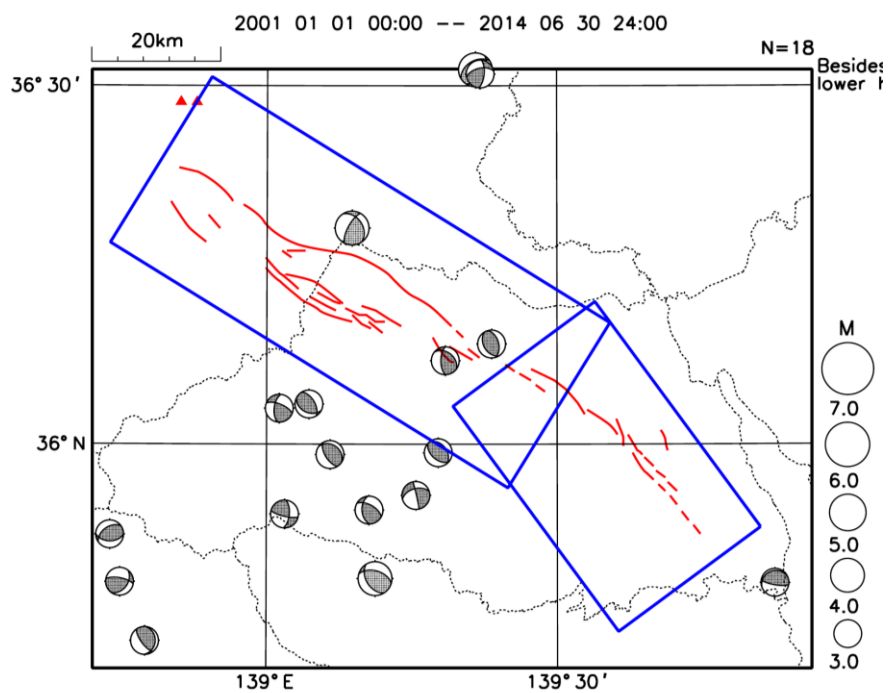


図12-3 深谷断層帯・綾瀬川断層周辺の地震の発震機構（気象庁作成）
2001年1月1日～2014年6月30日、深さ30km以浅、 $M \geq 3.0$ 。赤三角は活火山。

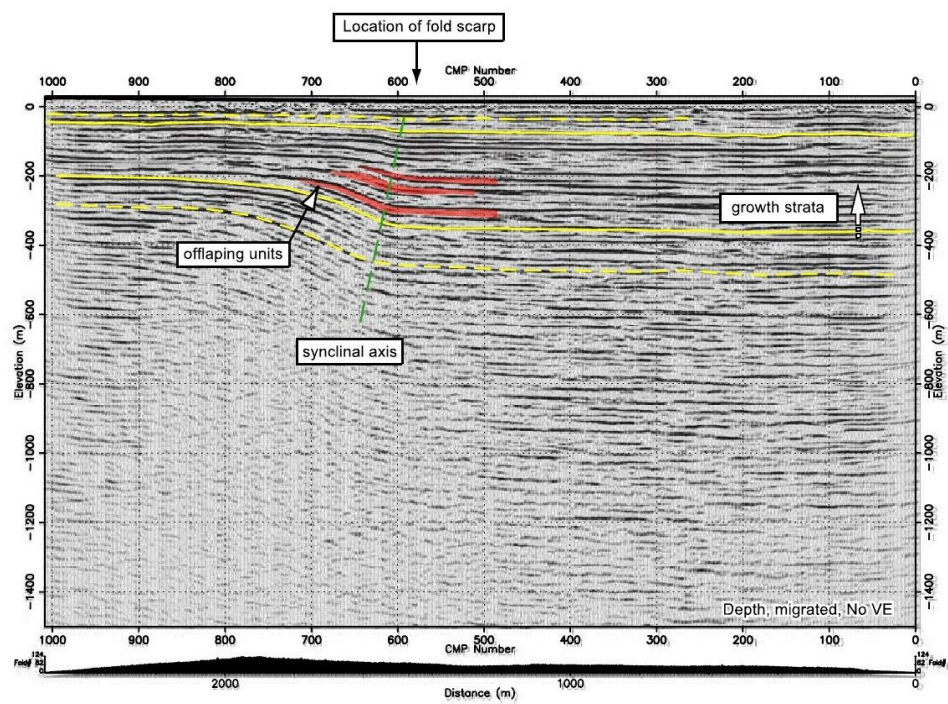
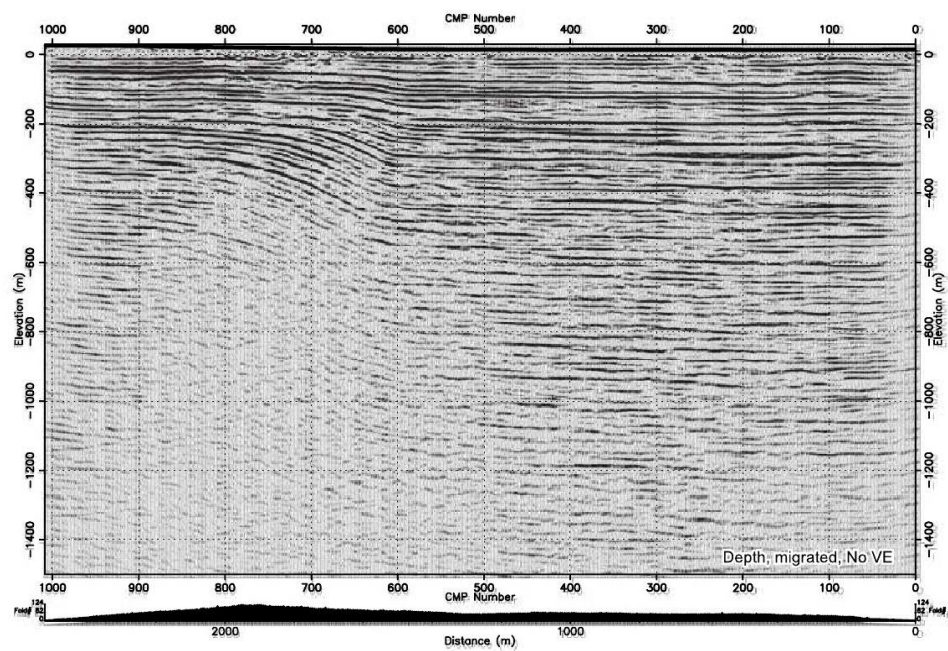


図13 綾瀬川断層北本地点（綾瀬川断層 鴻巣－伊奈区間）：反射法深度断面（石山ほか，2005）

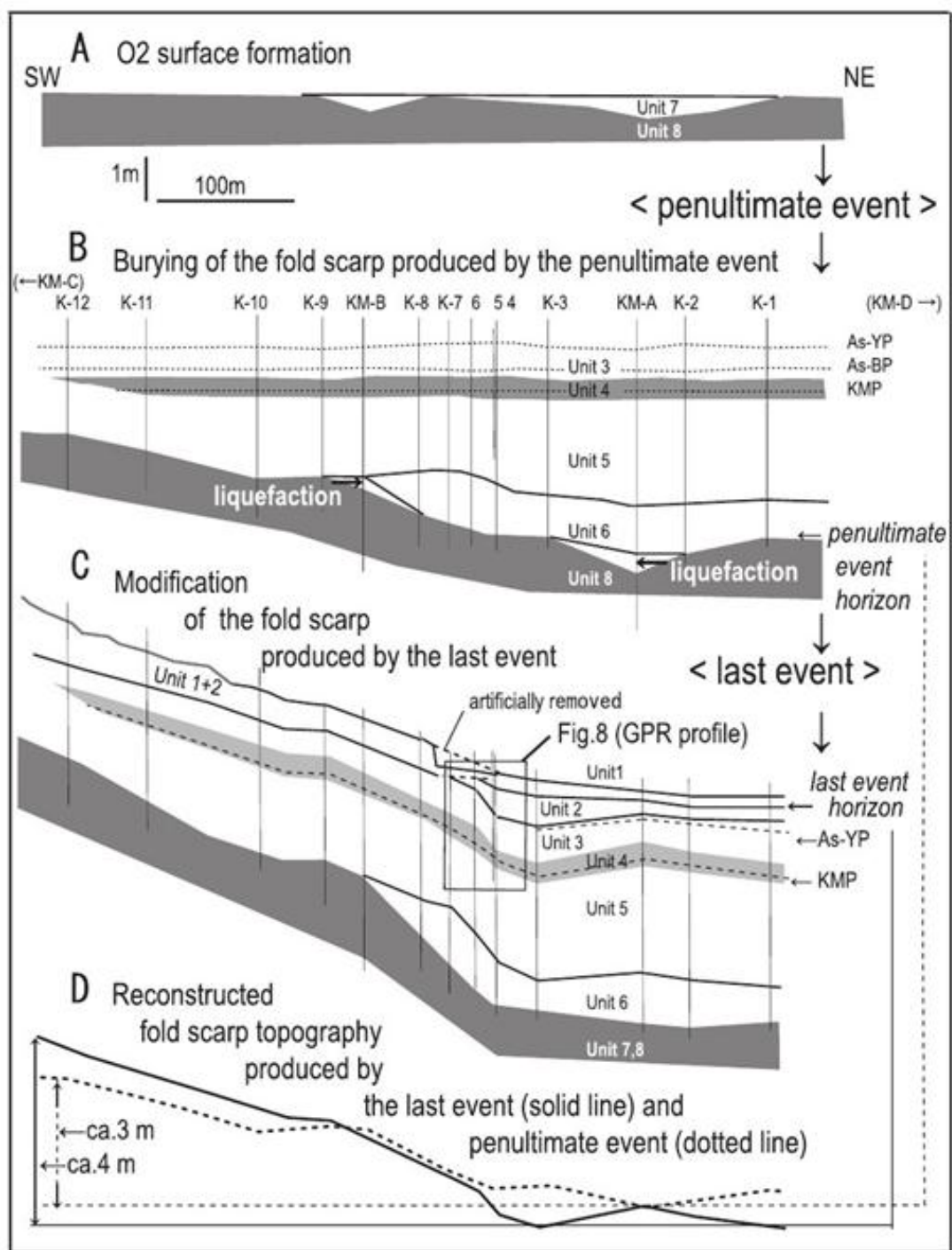


図14 綾瀬川断層北本地点（綾瀬川断層 鴻巣－伊奈区間）：群列ボーリング調査による解釈地質断面図（須貝ほか，2007）

表5 深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	0.2－0.6	
今後30 年以内の発生確率	ほぼ0％－0.1％	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％－0.2％	
今後100 年以内の発生確率	ほぼ0％－0.5％	
今後300 年以内の発生確率	ほぼ0％－2％	
集積確率	ほぼ0％－3％	
指標（1）経過年数 比	マイナス1万2千－マイナス8百年 0.3－0.9	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0－0.5	
指標（3）	ほぼ0％－3％	
指標（4）	ほぼ0－0.05	
指標（5）	0.00004－0.0001	

表6 綾瀬川断層（鴻巣－伊奈区間）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	0.1－0.3	
今後30 年以内の発生確率	ほぼ0％	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）参照。
今後50 年以内の発生確率	ほぼ0％	
今後100 年以内の発生確率	ほぼ0％	
今後300 年以内の発生確率	ほぼ0％	
集積確率	ほぼ0％	
指標（1）経過年数 比	マイナス1万6千年以下 0.5以下	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0－0.00006	
指標（3）	ほぼ0％	
指標（4）	ほぼ0	
指標（5）	0.00001－0.00002	

注14：評価時点はすべて2015 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。深谷断層帯の場合、ポアソン過程を適用した場合の危険率は、2 万 5 千分の 1 から 1 万分の 1 ($0.00004-0.0001$) であり、いつの時点でも一定である。BPT 分布モデルを適用した場合の危険率は、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 8 百年から 1 万 2 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。

〈付録〉

関東平野北西縁断層帯及び元荒川断層帯については、断層帯を構成する断層やそれらの位置・形状、周辺の地下構造、活動履歴に関して新たな知見が得られたことから、これらに基づき、断層帯の活動区間及びそれらの位置・形状や活動履歴について改訂を行った。これに伴い、断層帯の名称を深谷断層帯・綾瀬川断層に改訂した。

以下に改訂となった項目とその値について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。なお、評価にあたっては、下表に示す数値のほか各値を求めた根拠についても改訂していることに留意されるとともに、その詳細については評価文を参照されたい。

関東平野北西縁断層帯及び元荒川断層帯の活動区間についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 17 年 3 月 9 日)	前回の評価 (平成 12 年 8 月 9 日)	今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)	
断層帯	関東平野北西縁断層帯	元荒川断層帯	深谷断層帯	綾瀬川断層
活動区間	平井－櫛挽断層帯	—	深谷断層帯	—
	主部	—		—
		北部	—	鴻巣－伊奈区間
	—	南部	—	伊奈－川口区間

深谷断層帯の評価についての新旧対比表※

項目	前回の評価 (平成 17 年 3 月 9 日)		今回の評価 (平成 27 年 4 月 24 日)	
構成する断層	深谷断層、綾瀬川断層(北部)、江南断層		主断層：深谷断層 副次的な断層：磯部断層、平井断層、神川断層、櫛挽断層、江南断層	
長さ	約 82km	△	約 69km	△
一般走向	N60° W	◎	N58° W	△
傾斜	50°－70° 南西傾斜 (深さ 500m 以浅)	○	50°－70° 南西傾斜 (深さ 500m 以浅) 高角南西傾斜 (深部)	○ ○
平均的なずれの速度	0.2－0.4m／千年程度 (上下成分)	△	0.2－0.5m／千年程度 (上下成分)	△
過去の活動	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	△	活動 1 (最新活動) 約 6 千 2 百年前以後、約 5 千 8 百年前以前	△
			活動 2 約 2 万 4 千年前以後、約 1 万 6 千年前以前	△

			活動 3 約 4 万 5 千年前以後、約 3 万 1 千年前以前	△
1 回のずれの量	5－6 m 程度（上下成分）	△	5 m 程度（上下成分）	△
平均活動間隔	1 万 3 千－3 万年程度	△	1 万－2 万 5 千年程度	△
将来の活動区間	断層帯全体で 1 区間	△	断層帯全体で 1 区間 ただし、深谷断層帯全体 と綾瀬川断層帯全体が同時 に活動する可能性もある。	○ ▲
地震の規模	規模 M8.0 程度	△	規模 深谷断層帯全体が 同時に活動する場合 M7.9 程度 深谷断層帯全体と綾瀬川 断層帯全体が同時に活動す る場合 M8.0 程度	△ △
	ずれの量 5－6 m 程度 （上下成分）	△	ずれの量 5 m 程度 （上下成分）	△

※変更が生じた項目のみ表示

綾瀬川断層の評価についての新旧対比表※

項目	前回の評価 （平成 12 年 8 月 9 日）	今回の評価 （平成 27 年 4 月 24 日）
構成する断層	—	綾瀬川断層
長さ	—	全体 約 38km 鴻巣－伊奈区間 約 19km 伊奈－川口区間 約 19km
一般走向	—	全体 N45° W 鴻巣－伊奈区間 N50° W 伊奈－川口区間 N39° W
傾斜	—	全体 高角（地表付近） 鴻巣－伊奈区間 高角南西傾斜 伊奈－川口区間 高角（地表付近）
ずれの向きと種類	—	鴻巣－伊奈区間 南西側隆起の逆断層 伊奈－川口区間 不明
平均的なずれの速度	—	鴻巣－伊奈区間

			0.1m／千年程度 (上下成分) 伊奈－川口区間 不明	△
過去の活動	—		鴻巣－伊奈区間 活動1（最新活動） 約1万5千年前以後、 約9千年前以前 活動2（1つ前の活動） 8万年前程度以後、6 万年前程度以前 伊奈－川口区間 不明	△ △
1回のずれの量	—		鴻巣－伊奈区間 3－4m程度(上下成分) 伊奈－川口区間 不明	△
平均活動間隔	—		鴻巣－伊奈区間 4万5千－7万1千年 程度 伊奈－川口区間 不明	△
過去の活動区間	—		以下の2区間 鴻巣－伊奈区間、伊奈－ 川口区間	○
将来の活動区間	—		2区間（過去の活動区間 と同じ） ただし綾瀬川断層全体が 同時に活動する可能性も ある。また、綾瀬川断層 全体と深谷断層帯全体が 同時に活動する可能性も ある。	○ ▲ ▲
地震の規模	—		規模 鴻巣－伊奈区間 M7.0程度 伊奈－川口区間 M7.0程度 綾瀬川断層全体が同時に	△ △

			活動する場合 M7.5 程度	△
			ずれの量 鴻巣－伊奈区間 3－4 m程度 (上下成分)	○
			伊奈－川口区間 2 m程度 (全体)	△

※変更が生じた項目のみ表示