

富士川河口断層帯の評価（一部改訂）

富士川（ふじかわ）河口断層帯は、富士山の南西山麓から静岡県東部の駿河湾奥に流れ込む富士川の河口付近にかけて、ほぼ南北に延びる活断層帯である。ここでは、平成 7 年度に静岡県、地質調査所（現：産業技術総合研究所）及び平成 18 年度に産業技術総合研究所によって行われた調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。^{*}

1. 断層帯の位置及び形態

富士川河口断層帯は、静岡県富士宮市（旧富士宮市および旧富士郡芝川町）から、富士市（旧庵原（いはら）郡富士川町）を経て静岡市清水区（旧庵原郡由比町および旧同郡蒲原町）に至る断層帯である（図 1－1、図 1－2 及び図 2）。長さは約 26 km 以上で、概ね南北方向に延びており、断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 2 及び表 1）。ただし、本断層帯は、南方海域に延長していると推定され、北方にも延長していく可能性がある。

2. 断層帯の過去の活動

富士川河口断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、約 7 m／千年と推定される。

富士川河口断層帯は、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近に位置し、駿河トラフで発生した海溝型地震に伴って活動してきたと推定される。しかし、地表地質調査では、1 回のずれの量が明らかになっていない。また、本断層帯から離れた浮島ヶ原地区で認められた堆積物の急激な変化が本断層帯の活動を表しているかどうかについても明らかになっていない。このため、富士川河口断層帯が活動した際の地殻変動をどう考えるかにより、過去の活動時期について次の 2 つの場合が考えられる。

・ ケース a

本断層帯の最新活動時期は 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前であった可能性があり、平均活動間隔は約 150－300 年であった可能性がある（表 1）。また、野外調査から直接得られたデータではないが、平均的なずれの速度と平均活動間隔に基づくと、本断層帯近傍の地表面では、その活動時に西側が東側に対して相対的に 1－2 m 程度隆起した可能性がある。

^{*}富士川河口断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（1998）により、それまで行われていた調査研究に基づいた長期評価が公表されているが、産業技術総合研究所（2007）などによって新しい知見が得られたことから、今回再評価を行った。

・ ケース b

本断層帯の最新活動時期は6世紀以後、9世紀以前、もしくはそれ以後であった可能性があり、平均活動間隔は約1千3百－1千6百年の可能性もある（表1）。また、野外調査から直接得られたデータではないが、平均的なずれの速度と平均活動間隔に基づくと、本断層帯近傍の地表面では、その活動時に西側が東側に対して相対的に10m程度隆起した可能性がある。

富士川河口断層帯の平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。

なお、富士川河口断層帯は、駿河トラフで発生した海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。

このように考えた場合、本断層帯の最新活動時期は6世紀以後、9世紀以前、もしくはそれ以後であった可能性があり、平均活動間隔は約1千3百－1千6百年、もしくはそれよりも短い可能性がある（表1）。また、野外調査から直接得られたデータではないが、断層の長さに基づくと、その活動時に断層帯の西側が東側に対して相対的に数 m 程度隆起した可能性がある。ただし、断層長から求められた1回のずれ量と、平均的なずれの速度および平均活動間隔から求められた値とが整合していないことに留意する必要がある。

3. 断層帯の将来の活動

過去の活動に基づくと、富士川河口断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して同時に活動すると推定される。この場合、海溝型地震と合わせてマグニチュード8程度の地震が発生する可能性がある。

・ ケース a

断層近傍の地表面では、西側が東側に対して相対的に1－2m程度高まる段差や撓（たわ）みが生じる可能性がある（表1）。また、浮島ヶ原地区周辺では沈降が生じると考えられる。

本断層帯では、活動時期が十分特定できていないことから、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生長期確率を求めている。そのため信頼度は低いですが、将来このような地震が発生する長期確率は表2に示すとおりとなり、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高いグループに属することになる（注1、2、3）。

・ ケース b

断層近傍の地表面では、西側が東側に対して相対的に10m程度高まる段差や撓（たわ）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に示すとおりとなる。本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、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高いグループに属することになる（注2、3）。

過去の活動と同様に、本断層帯の平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。この場合、最新活動時期や平均活動間隔によって、1回のずれの量や経過率、長期確率が変わることに留意する必要がある。

なお、上述した2つのケースの他に、陸上部で認められている断層が単独で活動する可能性もある。この場合、マグニチュード7.2程度の地震が発生する可能性がある。その際、断層近傍の地表面では、西側が東側に対して相対的に数 m 程度高まる段差や撓（たわ）みが生じる可能性がある。

4. 今後に向けて

富士川河口断層帯は、陸上の活断層として考えた場合、平均的なずれの速度が非常に大きい特異な断層帯である。また、本断層帯では、安政東海地震（1854 年）をはじめとする過去の東海地震発生時に、地表に明瞭なずれが生じた記録はないものの、過去の東海地震と同時に活動した可能性が考えられる。したがって、近い将来の発生が懸念されている想定東海地震と同時に活動する可能性があると考えられる。

しかし、富士川河口断層帯と想定東海地震の連動可能性に関する検討は未だ十分とはいえず、連動した際の地震像は明確になっていない。このため、駿河湾周辺で発生する地震像の総合的な理解を進めるとともに、本断層帯のようなプレート境界から派生し海溝型地震に伴って活動すると考えられる活断層の評価方法について検討する必要がある。

また、本断層帯に関する調査資料は現状において質、量とも必ずしも十分であるとは言えず、今後は断層の過去の活動や位置・形状を明らかにするための調査を実施する必要がある。

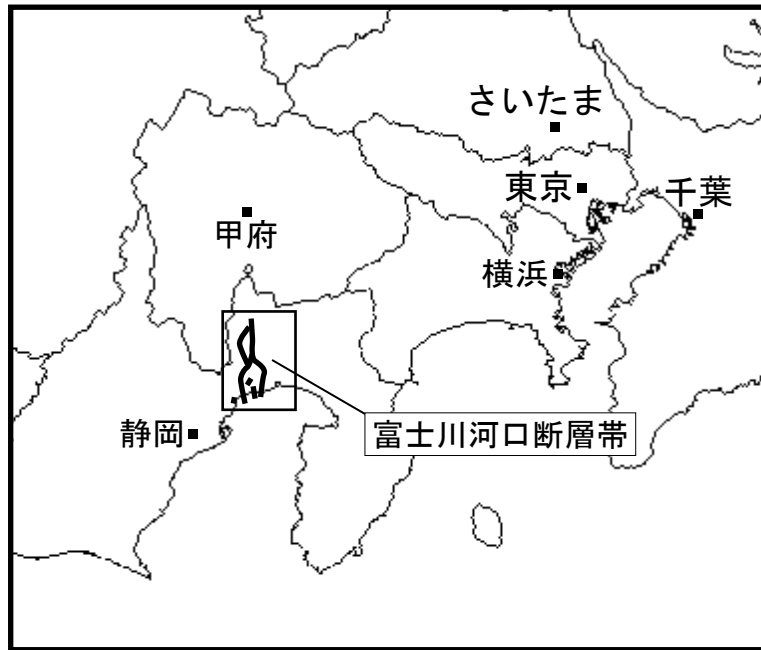


図 1-1 富士川河口断層帯の概略位置図
(長方形は図 2 の範囲)



図 1-2 富士川河口断層帯の概略位置と
中央防災会議（2001）による
想定東海地震の震源域

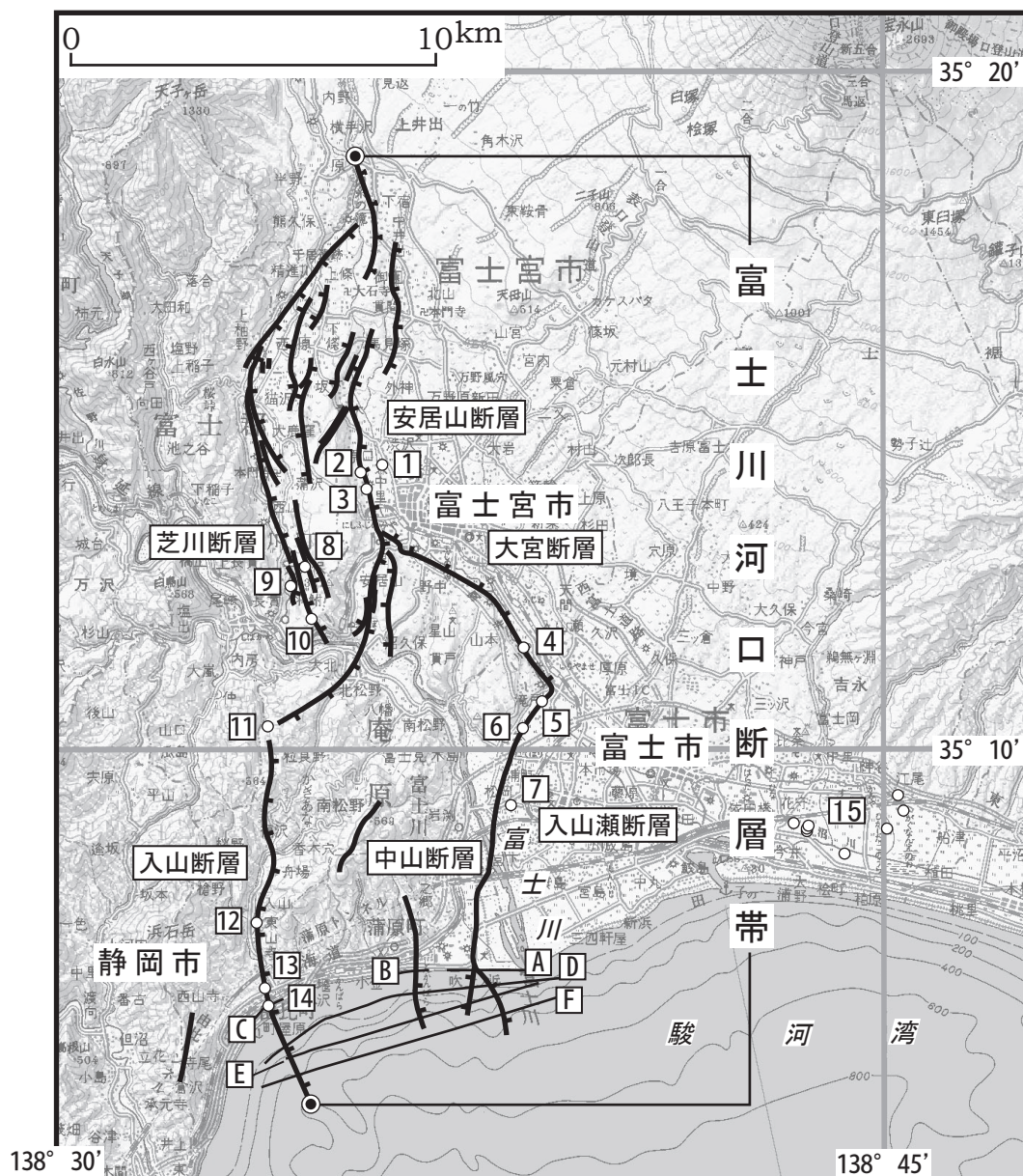


図2 富士川河口断層帯の位置と主な調査地点

1 : 青木地点 2 : 青見北地点 3 : 青見南地点 4 : 山本地点 5 : 滝戸地点
 6 : 旭町地点 7 : 松岡地点 8 : 羽行地点 9 : 大久保地点 10 : 羽鮒地点
 11 : 泉水地点 12 : 室野地点 13 : 阿僧地点 14 : 由比地点 15 : 浮島ヶ原地区
 A－C : 反射法弾性波探査測線 A : 文献6 B、C : 文献7

D－F : 音波探査測線 (文献7)

● : 断層帯の北端と南端

断層の位置は文献4、5、7に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「甲府」「静岡」を使用。

表 1 富士川河口断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 4)	根 拠 (注 5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	入山瀬（いりやませ）断層、大宮断層、安居山（あごやま）断層、入山（いりやま）断層、芝川断層など		文献 3 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 （北端）北緯 35°18′ 東経 138°36′ （南端）北緯 35°04′ 東経 138°35′ 長さ 約 26 km 以上	△ △ ○	文献 5、7 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 N－S 傾斜 西傾斜 幅 不明	○ ◎ △ ◎	文献 9 などによる。 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結んだ方向（図 2 参照）。 傾斜は、文献 8 に示された地質構造、変位地形から推定。 フィリピン海プレート上面の深さは 10km 程度。
(3) 断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層 （大宮断層は南西側隆起の正断層）	◎	文献 9 などによる。

2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	約 7 m/千年 (上下成分)	○	文献 8、9 などによる。
(2) 過去の活動時期	ケース a 活動 1 (最新活動) 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前 活動 2、3 (1 つ前、2 つ前の活動) 9 世紀前半以後 活動 4、5、6 (3 つ前、4 つ前、5 つ前の活動) 5 世紀前半以後、8 世紀前半以前 ケース b 活動 1 (最新活動) 6 世紀以後、9 世紀以前、もしくはそれ以後 活動 2 (1 つ前の活動) 約 3 千 2 百年前以後、約 2 千 9 百年前以前 活動 3 (2 つ前の活動) 約 4 千 8 百年前以後、約 4 千年前以前 活動 4 (3 つ前の活動) 約 5 千 6 百年前以後、約 4 千 9 百年前以前 活動 5 (4 つ前の活動) 約 7 千 2 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前 活動 6 (5 つ前の活動) 約 9 千 1 百年前以後、約 8 千年前以前 (駿河トラフで発生した海溝型地震とは独立して陸上の活断層部分が活動した可能性もある。この場合の過去の活動時期は、ケース b と同じ)	△ △ △ △ △ ○ △ △ △ ○	文献 1 による。 文献 7、10 などによる。

	(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	ケース a 1 回のずれの量 1－2m 程度（上下成分） 平均活動間隔 約 150－300 年 ケース b 1 回のずれの量 10m 程度（上下成分） 平均活動間隔 約 1 千 3 百－1 千 6 百年 （1 回のずれ量と平均活動間隔は、ケース a および b に示された値をそれぞれ上限・下限とした範囲の値をとる可能性もある） （駿河トラフで発生した海溝型地震とは独立して陸上の活断層部分が活動した可能性もある。この場合の平均活動間隔はケース b と同じ。また、1 回のずれの量は、数 m 程度）	△ △ △ △	平均的なずれの速度と活動間隔から推定。 過去 6 回の活動時期から推定。 平均的なずれの速度と活動間隔から推定。 過去 6 回の活動時期から推定。 説明文 2. 2. (3) 参照
	(4) 過去の活動区間	駿河トラフで発生する地震と同時に活動 （駿河トラフで発生した海溝型地震とは独立して陸上の活断層部分が活動した可能性もある）	○	プレート境界との位置関係等から推定。

3. 断層帯の将来の活動

(1)将来の活動 活動区間及び 活動時の地震の規模	活動区間 断層帯全体が同時に活動 (駿河トラフで発生する地震と同時に活動する) 地震の規模 マグニチュード 8.0 程度 ケース a ずれの量 1 - 2 m 程度 (上下成分) ケース b ずれの量 10m 程度 (上下成分) (過去の活動と同様、各ケースに示された値を上限・下限とする範囲の値をとる可能性もある) (駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して陸上の活断層部分が活動する可能性もある。この場合の将来の活動は、地震の規模 マグニチュード 7.2 程度 ずれの量 数 m 程度 (上下成分))	○ △ △ △	断層の位置関係・形状等から推定。 説明文 2. 3. (1) 参照 過去の活動から推定。 過去の活動から推定。
---------------------------------	--	-------------------------------------	---

表 2 富士川河口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
ケース a 地震後経過率 (注 8)	0.9－2 より大		
今後 30 年以内の地震発生確率	10%－18%	d	発生確率は文献 2 による。
今後 50 年以内の地震発生確率	20%－30%		
今後 100 年以内の地震発生確率	30%－50%		
今後 300 年以内の地震発生確率	60%－90%		
ケース b 地震後経過率 (注 8)	0.7－1.2, もしくはそれ以下		
今後 30 年以内の地震発生確率	2 %－11%, もしくはそれ以下	c	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	3 %－20%, もしくはそれ以下		
今後 100 年以内の地震発生確率	7 %－30%, もしくはそれ以下		
今後 300 年以内の地震発生確率	30%－70%, もしくはそれ以下		
集積確率 (注 9)	8 %－80%, もしくはそれ以下		

注 1：富士川河口断層帯では、ケース a の場合、最新活動時期は 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前、もしくはそれ以後と求められている。しかし、最新活動時期からの経過時間が平均活動間隔の 2 倍を超えているため、通常の活断層評価で用いている更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）により地震発生確率を求めることができない。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、このような更新過程が適用できない場合には、特殊な更新過程であるポアソン過程（地震の発生時期に規則性を考えないモデル）を適用せざるを得ないとしていることから、ここでは、ポアソン過程を適用して断層帯の将来の地震発生確率を求めた。しかし、ポアソン過程を用いた場合、地震発生確率はいつの時点でも同じ値となり、本来時間とともに変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。

なお、グループ分けは、通常的手法を用いた場合の我が国の主な活断層のグループ分け（注 2 参照）と同じしきい値（推定値）を使用して行った。

注 2：地震調査委員会の活断層評価では、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後 30 年間の地震発生確率について、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 年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後 30 年間の地震発生確率（最大値）が 0.1% 以上－3 % 未満の場合：

「本断層帯は、今後 30 年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」

なお、2005 年 4 月時点でひととおり評価を終えた 98 の主要活断層帯のうち、最新活動時期が判明しており、通常の活断層評価で用いている更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）により地震発生確率の長期確率を求めたものについては、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後 30 年間に地震が発生する確率の割合は以下のとおりとなっている。

30 年確率の最大値が 0.1% 未満 ： 約半数

30 年確率の最大値が 0.1%以上－3 %未満 : 約 1/4

30 年確率の最大値が 3 %以上 : 約 1/4

(いずれも 2005 年 4 月時点での算定。確率の評価値に幅がある場合はその最大値を採用。)

注 3 : 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。30 年確率の最大値は平均活動間隔が 1 千 3 百年の場合は 18%程度である。

注 4 : 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 5 : 文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献 1 : 藤原ほか (2007)

文献 2 : 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)

文献 3 : 活断層研究会編 (1991)

文献 4 : 中田・今泉編 (2002)

文献 5 : 中田ほか (2000)

文献 6 : 下川ほか (1996)

文献 7 : 静岡県総務部地震対策課 (1996)

文献 8 : 山崎 (1979)

文献 9 : Yamazaki (1992)

文献 10 : Yamazaki et al. (2002)

注 6 : 評価時点はすべて 2010 年 1 月 1 日現在。なお、計算にあたって用いた平均活動間隔、最新活動時期の信頼度は低い (△) ことに留意されたい。

注 7 : 地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率 (以下、発生確率等) の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、a から d の 4 段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a : (信頼度が) 高い b : 中程度 c : やや低い d : 低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

- a : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。
- b : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。
- c : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。
- d : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注 8 : 最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。今回の評価した数字のうち、ケース a の 0.9 は 260 年を 300 年で割った値である。また、ケース b の 0.7 は 1110 年を 1600 年で割った値であり、1.2 は 1510 年を 1300 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に地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1. 富士川河口断層帯に関するこれまでの主な調査研究

富士川（ふじかわ）河口部の断層群の存在を最初に指摘したのは、井上（1934）である。井上（1934）は、富士川河口部の山地・丘陵地域の地形と地質層序を調査して、南北性の断層群の存在を指摘し、それらを地質図上に図示した。その後、大塚（1938）は入山衝上断層を詳細に記載し、それが高角逆断層であり、かつ左横ずれ成分を持っていることを指摘した。

津屋（1940a, b）は、井上（1934）が同一と考えていた蒲原（かんばら）・星山・羽鮒（はぶな）丘陵に分布する集塊岩を岩淵火山岩類と富士山起源の集塊質泥流堆積物（古富士泥流堆積物）に分け、後者の分布高度が羽鮒・星山丘陵上と富士山南西麓斜面との間で大きく異なる（下流側が高い）ことから、大宮断層（潤井川沿い）、入山瀬断層、安居山断層が存在することを指摘した。

戦後、火山体の成長に伴う荷重沈下を研究していた鈴木（1968）は、津屋（1940a, b）の大宮断層が富士山を中心とする円弧状の形態を示し、かつ富士山側が低下していることから、この断層を、火山体の荷重沈下を調整するためその周縁に形成された重力性の正断層と考えた。

1970年代後半、東海地震に対する関心の高まりの中で、羽田野（1977）は、1854年の安政東海地震の際に富士川河口域に生じた2つの地震山（大森，1920）が潜在する西傾斜の逆断層の動きの表現であるとして、大宮断層・入山瀬断層やその南延長の駿河トラフ西縁のスラストは、全体として伊豆・小笠原弧と本州弧の境をなす活動的な大構造線であると考えた。

山崎（1979）は、古富士泥流の細分・編年と富士川河口部の完新統の変形などを手掛かりに、この地域の活断層の特徴を記載して、この断層帯のプレート境界部の断層としての性格を明らかにした。その報告で津屋（1940a, b）の大宮断層を北部の逆断層と南部の正断層にわけて、安居山断層と大宮断層を再定義した。そして、大宮断層は雁行する南北性の2本の逆断層（入山瀬断層と安居山断層）を繋ぐ正断層であると解釈した。

また、地質調査所（1988）、国土地理院（2003）、山元ほか（2007）は、火山地質学的な立場から、富士火山の火山活動によって形成された地形および噴出物の分布や形成史をまとめている。

地質調査所（現：産業技術総合研究所）は、富士川河口断層帯の東列の入山瀬断層、大宮断層、安居山断層について、断層活動履歴の解明を目的として、平成7年度にトレンチ調査、ボーリング調査、反射法弾性波探査等からなる活断層調査を実施している（下川ほか，1996）。静岡県総務部地震対策課（1996）も、平成7年度に断層帯西列の入山断層と芝川断層等について、同様の活断層調査を実施している。山崎ほか（1998）および Yamazaki et al. (2002)は、入山瀬断層について、断層活動履歴の解明を目的としてボーリング調査を実施している。産業技術総合研究所（2007）は、活動履歴を明らかにすることを目的として、断層周辺のボーリング調査、トレンチ調査を実施している。このほか最近、本断層帯の沈降側に位置する浮島ヶ原において、地層中に記録された過去数千年間の沈水現象のくり返しが検出され、本断層帯の活動との関係が検討されている（藤原ほか，2007，2008、小松原ほか，2007）。

本断層帯及び周辺の断層の位置等を示したものとしては、活断層研究会編（1991）、中田ほか（2000）、池田ほか編（2002）、中田・今泉編（2002）などがある。

2. 富士川河口断層帯の評価結果

本断層帯は、主に、富士川河口付近から北に延びる東列の断層帯と、その西方の静岡市清水区（旧庵原郡由比町）付近から北に延びる西列の断層帯とから成り立っている。東列は入山瀬（い

りやませ)断層、大宮断層及び安居山(あごやま)断層からなる。西列は入山(いりやま)断層、芝川断層からなる。両者の間には、北部(安居山断層と芝川断層)で3 km 未満、南部(入山瀬断層と入山断層)で約6 km の隔たりが存在するが、後述するように、東列、西列いずれの断層帯も西側に傾き下がる断層であり、両者は地下で収斂すると推定されることから、ここでは全体が1つの起震断層を構成すると判断して評価を行った。

2. 1 富士川河口断層帯の位置及び形態

(1) 富士川河口断層帯を構成する断層

富士川河口断層帯は、静岡県富士宮市(旧富士宮市および富士郡芝川町)から、富士市(旧庵原郡富士川町)を経て静岡市清水区(旧庵原郡由比町および旧同郡蒲原町)へ至る断層帯である(図2)。

本断層帯は芝川断層、安居山断層、大宮断層、入山断層、入山瀬断層などから構成される。

本断層帯を構成する各断層の位置は、中田ほか(2000)、中田・今泉編(2002)などに示されている。活断層研究会編(1991)では、西列の入山断層と芝川断層は、富士川を境に別の名称がつけられているが、東列の安居山断層の南端部が分岐して西列の入山断層の北端部へと連続する可能性も指摘されている(中田ほか、2000)。また、海上保安庁水路部(1978)は、駿河湾北部に分布する、富士川河口断層帯の延長部と思われる海底活断層を図示している。静岡県総務部地震対策課(1996)は、海上保安庁水路部(1978)の資料を根拠に、入山断層の海域部分の長さを5 km 程度としている。ここでは、各断層の位置は中田・今泉編(2002)、中田ほか(2000)、静岡県総務部地震対策課(1996)の資料を、各断層の名称は活断層研究会編(1991)の資料を、それぞれ根拠とした。

なお、活断層研究会編(1991)には、東列と西列の断層帯に挟まれた蒲原丘陵内に、北東－南西方向に延びる長さ約3 km の中山断層が示されている。また、活断層研究会編(1991)には、蒲原丘陵南東部に南北に延びる長さ約2 km の善福寺断層も示されているが、中田ほか(2000)にはこの断層は図示されていない。このほか、中田ほか(2000)、池田ほか編(2002)では、安居山断層と芝川断層の間に長さ2－3 km の断層が数本示されている。さらに、中田・今泉編(2002)は、入山断層の南西の由比トンネル付近に長さ約1.5 km の断層を認めている。これらの断層は、単独では長さが10 km に満たないが、周囲の断層から5 km 以内に分布することから、松田(1990)の起震断層の定義に従い、富士川河口断層帯に含めて評価することとした。

なお、中田ほか(2009)は、海上保安庁が取得した音響測深データから等深線図を作成している。そして、駿河湾北部ではほぼ南北に延びる急峻で直線的な東向き的大海溝斜面が南海トラフの北端部の底から連なりその基部に活断層が発達すること、この急斜面が湾奥では北西に走向を変えて陸上の活動度の低い入山断層に向かって延びていること、湾奥の大陸斜面上には南北方向の撓曲状の変形が認められ安政東海地震の際に出現した「蒲原地震山」や入山瀬断層に向かって海底活断層が分岐していることを報告している。

(2) 断層面の位置・形状

富士川河口断層帯の南端は、海上保安庁水路部(1978)によって図示され、静岡県総務部地震対策課(1996)によって陸域の断層との連続性が確認された海域の活断層の南端とした。なお、中田ほか(2009)では、入山断層の南方延長に活断層であると考えられる急斜面が存在し、この

急斜面は南海トラフの北端部に繋がることが報告されていることから、断層は更に南方の海底に延長するものと推定される。

また、本断層帯の北端は、中田ほか（2000）で図示された断層の北端とした。この位置は、中田・今泉編（2002）で活撓曲が示されている領域の北端にほぼ一致し、これより北方では、溶岩に覆われて変位地形が不明瞭となる。なお、中田・今泉編（2002）は、北方延長にも断層崖を認定しており、断層は北方に延長する可能性もあるが、この断層崖は、古富士泥流と火山麓扇状地の境界に一致し、同一の地形面を変位させたものではないことから、ここでは参考情報とする。

断層帯の長さ及び一般走向は、確認されている断層帯の北端と南端を直線で結ぶと、それぞれ約 26 km、ほぼ南北となる（図 2）。ただし、上述のように断層の位置及び長さが正確に把握できていないことから、断層はさらに南側および北側に延びている可能性もある。このため、断層の長さは約 26 km 以上と推定される。

断層面上端の深さは、断層変位が地表付近に達していることから 0 km とした。

断層面の傾斜は、断層を挟んだ地形的特徴や完新統の分布、広域応力場と断層の一般走向との関係（山崎，1979）などから、西傾斜と考えられる。

断層面下端は、本断層帯付近におけるフィリピン海プレート上面の深さに基づくと地下 10 km 程度でフィリピン海プレート上面に収束していると考えられる。しかし、地下深部の傾斜が明らかではないため、断層面の幅は不明である。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注 10）

富士川河口断層帯は、この地域を沈降する東側の低地と、隆起する西側の丘陵に分ける境界となっている（Yamazaki, 1992）ことなどから、断層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。ただし、大宮断層は断層の南西側が北東側に対して相対的に隆起する正断層と推定される。

2. 2 富士川河口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）

・芝川断層

山崎（1979）は、上羽鮎（かみはぶな）地点において、およそ 1 万 5 千－1 万 2 千年前に噴出したと考えられる富士山の溶岩（芝川溶岩）に約 20m の高度差があること、5 万年前に流下したと考えられる古富士泥流に約 50m の高度差があることから、平均上下変位量をそれぞれ 1.3－1.7m/千年、1 m/千年と算出している（図 3）。また、Yamazaki（1992）は、芝川断層の北部でおよそ 1 万年前の富士山の溶岩流（SSW-3）に 30－40m の高度差があることから、断層北部の平均上下変位速度は南部よりも大きく 3－4 m/千年と推定されるとしている。

静岡県総務部地震対策課（1996）は、羽鮎地点においてボーリング調査を行い、始良 Tn 火山灰（約 2 万 8 千年前；注 11）を含む湖成層が約 50m の上下変位を受けているとしていることから、平均変位速度は約 1.8m/千年と求められる（図 4）。

これらのことから、芝川断層の平均変位速度（上下成分）は、約 2 m/千年と推定される。

・安居山断層

下川ほか（1996）は、青木地点で実施したボーリング調査において、約 10 万年前の古富士泥

流の基底が上下に 600m 程度、約 1 万 3 千年前の万野風穴溶岩が上下に約 75m 変位していることから、上下方向の平均変位速度を約 6 m/千年と算出した（図 5）。

Yamazaki (1992) は、安居山断層を挟んだ、富士火山に由来する泥流の基底（約 10 万年前）や溶岩の高度差と形成年代から、平均変位速度を 5.1m/千年以上と算出した。

産業技術総合研究所（2007）は、青見南地点においてボーリング調査を実施し、溶岩流上面の高度差と形成年代から平均上下変位速度を算出した。これによると、約 1 万 1 千–9 千 2 百年前に噴出・流下したと考えられる青見溶岩流の上面に、撓曲変形帯を挟んで上下方向に約 58m の高度差が見られることから、平均上下変位速度を 5.3–6.3m/千年と算出している（図 6）。ただし、求められた値について、溶岩流の上面の形成時の起伏が不明であることに留意する必要がある。

これらのことから、安居山断層の平均変位速度（上下成分）は、5–6 m/千年程度と推定される。

・大宮断層

山崎（1979）は、黒田地点、野中地点、大中里地点で、大宮断層の両側に分布する古富士泥流の堆積面の高度差に基づき、それぞれ、4.4m/千年、2.2–2.7m/千年、3.3m/千年の平均変位速度を、また、断層南部の山本地点では丘陵上の 1 万 2 千–1 万 5 千年前の若い泥流面と低下側沖積面との高度差 80m から、平均変位速度の最小値を 5.3–6.7m/千年と算出している。

山崎ほか（1981）は、大宮断層北西端の大中里から安居山にかけて分布する新富士溶岩の変位に基づき、平均変位速度を 5–6 m/千年と算出している（図 7、図 8）。

Yamazaki (1992) は、古富士泥流（Mf-III 面）の変位に基づき、平均変位速度を 7 m/千年と推定している。

これらのことから、大宮断層の平均変位速度（上下成分）は、約 7 m/千年と推定される。

・入山断層

杉山・下川（1982）は、約 2 万年前以降（おそらく約 1 万年前より新しい）の河成礫層が 2.5–3 m の変位を受けていることから、平均変位速度を 0.25m/千年以上と推定している。なお、静岡県総務部地震対策課（1996）は、入山断層の由比海岸では、約 1 万年前以降の活動は確認できないとしている。

このことから、入山断層の平均変位速度（上下成分）は、約 0.25m/千年と推定される。

・入山瀬断層

山崎（1979）及び Yamazaki (1992) は、入山瀬断層の東側では約 1 万 4 千年前に形成されたと考えられる富士山の溶岩（大淵溶岩流 SSW1）が地下 100m 付近に埋没しており、西側ではそれが現在の富士川河床に露出していることから、この期間の平均変位速度を約 7 m/千年と推定している（図 9）。

羽田野ほか（1979）、山崎ほか（1981）は、蒲原丘陵では由比付近までの沿岸には数段の段丘があるのに対し、東側の低地には段丘が存在せず、西側の段丘に対応する地層は低地の地下に埋没していることから、段丘堆積物と断層東側のそれに対応する地層との高度差に基づき、過去数千年間の平均変位速度を 6 m/千年以上（羽田野ほか，1979）、7–8 m/千年（山崎ほか，1981）と推定している。

これらのことから、入山瀬断層の平均変位速度（上下成分）は、約 7 m／千年と推定される。

以上の調査結果を総合すると、富士川河口断層帯の平均上下変位速度は、約 7 m／千年であると推定される。

なお、池田ほか編（2002）は、東列の断層帯の平均上下変位速度は 5－6 m／千年と活動的であるのに対し、西列の断層帯の平均上下変位速度は 0.2－0.25m／千年と低いことから、富士川河口断層帯の最近の活動は東列に移ってきているとしている。

（２）活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

・青見北地点（安居山断層）

安居山断層の富士宮市青見では、沖積面に認められる比高 1 m 程度の東向きの低崖を対象として、産業技術総合研究所（2007）によりトレンチ調査が実施されている。トレンチ壁面のスケッチに基づくと、潤井川の氾濫原堆積物と考えられる 6 層は 7 層上面の傾斜を埋めるように堆積しているが、6 層自体も 7－10° と傾斜していることから、6 層堆積以後に最新活動があったと推定される（図 10）。6b 層からは約 2 千 5 百－2 千 4 百年前の ¹⁴C 年代値（注 12）が得られていることから、約 2 千 5 百年前以後に、最新活動があった可能性がある。

また、層相から水平に堆積したと考えられる 8－9 層に 7－16° の傾斜が認められ、7 層は同様に傾斜しているものの、層相から傾斜した状態で堆積したと考えられることから、8－9 層が構造運動の影響を受けて傾斜した後、7 層が堆積したと推定される。9 層からは約 3 千－2 千 8 百年前の ¹⁴C 年代値（注 12）が得られており、7 層は富士大沢テフラ（注 11）に対比されることから、その活動時期は約 3 千年前以後、約 2 千 5 百年前以前であった可能性がある。

・青見南地点（安居山断層）

安居山断層の富士宮市青見では、青見北地点から南に 500m 程度離れた、丘陵東斜面基部付近に推定された撓曲帯において、産業技術総合研究所（2007）によりトレンチ調査及び群列ボーリング調査が実施されている。トレンチ調査結果によると、潤井川の氾濫原堆積物（富士大沢テフラより上位）と考えられる 3 層の分布高度が、現氾濫原堆積物の分布高度よりも約 3－4 m 高いことから、3 層は離水していると推定される（図 11）。また、トレンチ範囲内では、2 層から 10 世紀（平安時代）と見られる遺構が確認されている。3 層からは年代を示す資料が得られなかったが、富士大沢テフラ（注 11）より上位に位置することから、約 2 千 8 百年前以降、10 世紀以前に活動があった可能性がある。

また、6－8 層に約 2 m の東落ちの落差を伴う地層の折れ曲がり認められ、この落差を埋めるように 5c 層が堆積していることから、6 層堆積後、5c 層堆積前に活動があったと推定される。6 層からは約 9 千 1 百－8 千 8 百年前、5c 層からは約 8 千 1 百－8 千年前の ¹⁴C 年代値（注 12）が得られていることから、その活動時期は約 9 千 1 百年前以後、約 8 千年前以前であったと推定される。

・山本地点（大宮断層）

大宮断層の富士宮市山本では、断層崖基部において、下川ほか（1996）によりトレンチ調査が

実施され、東落ちの正断層と、これを不整合に覆う崩壊堆積物が確認されている。それによると、断層上盤側（断層北東側）では、下位から腐植質シルト層とこれを覆う砂礫層及び両者を不整合に覆う砂礫及びシルト層が認められる（図 12）。下川ほか（1996）は、これらの地層を崩壊堆積物が覆っていることから、少なくとも砂礫及びシルト層堆積後、崩壊堆積物堆積前、また、地層の変形度合いの違いから、腐植質シルト層及び砂礫層堆積後、砂礫及びシルト層堆積前に計 2 回の活動があった可能性を指摘している。腐植質シルト層からは約 1 万 1 千年前、砂礫及びシルト層からは約 3 千 4 百年前、約 3 千 2 百年前、崩壊堆積物を覆う黒ボク土からは約 2 千 9 百年前の¹⁴C 年代値（注 13）が得られていることから、約 3 千 2 百年前以後、約 2 千 9 百年前以前及び約 1 万 1 千年前以後、約 3 千 4 百年前の 2 回の活動があったと推定される。

・ 滝戸地点（入山瀬断層）

入山瀬断層の富士市滝戸では、断層崖下に形成された崖錐堆積物などを対象として、Yamazaki et al. (2002) などによりボーリング調査などが実施されている。それらによると、この断層の活動間隔は最大千数百年程度であり、最も新しい活動時期は約 2 千 1 百年前以降で、かつ歴史時代以前であると推定された（山崎ほか，1998）。その後、Yamazaki et al. (2002) は、年代測定の追加などを行い解析を進めた結果、崖錐堆積物の堆積時期を、「6 世紀以後、9 世紀以前」、「約 3 千 6 百年前以後、約 3 千 1 百年前以前」、「約 4 千 8 百年前以後、約 4 千年前以前」、「約 5 千 6 百年前以後、約 4 千 9 百年前以前」および「約 7 千 2 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前」と推定している（図 13、図 14; 注 12）。

崖錐堆積物の堆積が、この地点における断層活動を表しているとする、最新活動時期は 6 世紀以後、約 9 世紀以前であった可能性があり、それ以前にも、約 3 千 6 百年前以後、約 3 千 1 百年前以前、約 4 千 8 百年前以後、約 4 千年前以前、約 5 千 6 百年前以後、約 4 千 9 百年前以前および約 7 千 2 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前にそれぞれ断層活動があった可能性がある。

なお、大森（1920）は、1854 年の安政東海地震の際にほぼこの断層に沿って富士川河口域に 2 つの地震山が現れたとしており、地震に伴ってこの断層の南部が変位した可能性がある。しかし、「地震山」と入山瀬断層の活動との関係を示す証拠が認められないこと、それ以北の内陸部では地震時の土地の変動などは知られていないことなどから、1854 年の安政東海地震については、地形、地質の証拠から認められた富士川河口断層帯の最新活動としない。ただし、後述のように、本断層帯周辺の沿岸では、安政東海地震に伴い地殻変動が記録されていることなどから、地表に明瞭な痕跡を伴わないものの、地下では駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して活動していた可能性がある。

・ 羽鮒地点（芝川断層）

芝川断層の富士宮市（旧富士郡芝川町）羽鮒では、静岡県総務部地震対策課（1996）によりトレンチ調査が実施されている。それによると、約 2 万年以降 4 回の活動が推定されている。それらの活動は、新しい順に、「約 5 千 3 百年前以後、3 世紀以前」、「約 8 千 5 百年前以後、約 6 千 1 百年前以前」、「約 1 万 2 千年前以後、約 9 千 1 百年前以前」および「約 2 万 2 千年前以後、約 1 万 6 千年前以前」とされている（図 15; 注 12）。この内、新しい 2 回の活動は確実と考えられるが、古い時代の 2 回の活動の確実性は低い。また、約 6－7 世紀の黒ボク土は変位を受けていない。

以上のことから、本地点の最新活動は、約 5 千 3 百年前以後、3 世紀以前であったと推定される。また、これに先立ち、約 8 千 5 百年前以後、約 6 千 1 百年前以前に活動があったと推定される。さらに、約 1 万 2 千年前以後、約 9 千 1 百年前以前にも活動があった可能性があり、約 2 万 2 千年前以後、約 1 万 6 千年前以前にも活動があったと推定される。

・大久保地点

静岡県総務部地震対策課（1996）は、大久保地点でトレンチ調査を実施し、変形を受けて急傾斜したローム層を砂礫の崩積土が覆う状態を断層活動によるものと判断し、その時期を、下位の黒ボク土（D 層）堆積以後、砂混じりローム層（F 層）堆積以前と推定している（図 16）。D 層からは約 8 千 5 百—8 千 3 百年前、F 層上位の G 層からは約 5 千 7 百—5 千 5 百年前の ^{14}C 年代値（注 12）が得られていることから、約 8 千 5 百年前以後、約 5 千 5 百年前以前に活動があったと推定される。

・浮島ヶ原地区

藤原ほか（2007）は、駿河湾奥の富士市浮島ヶ原地区の海岸平野でボーリング調査を実施し、堆積環境の変化を調査している。これによると、泥層から泥炭質層へのサイクルが複数回確認され、泥炭質層から泥層への変化は急激であることから、この変化は水位の急激な上昇・下降を示すものであるとされている。また、いくつかのボーリングコアでは、津波などの強い流れが繰り返し来襲したことを示唆する堆積物が確認されたとしている（図 17）。

浮島ヶ原地区における堆積物の急激な変化が駿河湾で発生した地震による急激な地盤の沈降を表しているとする、F5 コアにおいて堆積サイクル 1 の基底部分から AD1680-1740、UK4 コアにおいて堆積サイクル 2 の中部から AD1290-1400 の ^{14}C 年代値（注 12）が得られていることから、13 世紀後半以後、18 世紀前半以前に最新活動があった可能性がある。また、神津島天上山火山灰（Iz-Kt；838 年（承和 5 年）；注 11）堆積以降に 2 回、Iz-Kt 堆積以前、大淵スコリア（Obs；400 年-440 年；注 14）堆積以降に 3 回の堆積サイクルが確認されていることから、1 つ前および 2 つ前の活動が 9 世紀前半以降に、3 つ前、4 つ前および 5 つ前の活動が 5 世紀前半以降、9 世紀前半以前にあった可能性がある。

これらの地点における断層活動の時空間分布図を図 18 に示す。

なお、入山瀬断層の富士市旭町では、中田・今泉編（2002）により推定断層として示された低崖を挟み、産業技術総合研究所（2007）により群列ボーリング調査が実施されている。それによると、約 8 千 4 百—8 千 1 百年前に堆積した 4b 層以降の地層には変位が確認されなかった。また、7 層（古富士泥流堆積物）の上面および細粒部は 15 度程度南東に傾斜しており、現在の崖は断層崖が浸食により後退して形成された可能性があるが、ここではいずれも参考情報とする。

芝川断層の富士宮市（旧富士郡芝川町）羽鮒羽行（はぎょう）では、複数条認められる断層線のうち最も東側に位置する、中位段丘面相当の泥流堆積面を変位させる断層崖において、産業技術総合研究所（2007）によりトレンチ調査が実施されている。それによると、鬼界アカホヤ火山灰（約 7 千 3 百年前；注 11）を含む 4a 層（富士黒土層）より古い地層まで一様に傾斜しており、断層変位は認められていない。ただし、撓曲崖基部での調査であることなどを考えると、この傾

斜が変形構造であることを完全には否定できないため、ここでは参考情報として記述する。

入山断層の静岡市清水区(旧庵原郡由比町)由比では、静岡県総務部地震対策課(1996)によりボーリング調査が実施されている。それによると、入山断層南部では約1万年前以降は活動していないとされている。

b) 先史時代・歴史時代の活動

歴史時代にこの断層帯の活動によると考えられる大地震は知られていない。

歴史記録によると、駿河湾周辺地域に大きな被害をもたらした地震は1498年の明応地震、1707年の宝永地震および1854年の安政東海地震である。駿河湾沿岸での震度(萩原, 1974、宇佐美, 2003)は安政・宝永いずれの地震でも震度5-6以上であり、両地震による震度分布の程度はほぼ同程度あるいは宝永地震の方が(とくに湾奥部で)安政東海地震よりやや小さい(羽鳥, 1977; 茂木, 1977; Tsuji, 1987)とみられる。明応地震の震度の資料は少ないが西岸の2地点では震度IVとされている(羽鳥, 1975; Tsuji, 1983)。しかし甲府地方にも震度IVの地点があり(Tsuji, 1983)、その点では宝永・安政東海地震の場合と共通している。

沿岸での土地の変動は、史料によると安政東海地震と宝永・明応両地震とは異なっている。安政東海地震では御前崎付近から富士川河口まで沿岸各所で土地の隆起が記録されている(0.9-2 m ないし3 m、石橋(1984a)にそのまとめがある)。これに対して、宝永地震と明応地震では隆起を示す記録はなく、それぞれ清水と焼津で土地の沈降を示唆する記述がある。清水市付近は、安政東海地震では隆起したが、宝永地震では0.6-2 mの沈下・陥没が生じた(羽鳥, 1977)。今村(1943)は、宝永地震で御前崎が1.1m隆起したと述べているが、隆起が宝永地震で生じたとする年代的な証拠がなくきわめて疑問である。

これらの歴史地震のうち安政東海地震については、多くの研究者が一致して駿河湾の奥部までその震源域になったと考えている。安政東海地震を含むいずれの海溝型地震においても、本断層帯の地表部分に明瞭な段差などが生じたことを示唆する資料はない。

2. 1. (2)で述べたように、富士川河口断層帯は、地下10km程度でフィリピン海プレート上面に収束していると考えられることから、本断層帯の震源域には駿河湾で発生する海溝型地震の想定震源域と共通する部分があると推定され、本断層帯は駿河トラフで発生する海溝型地震に伴って活動してきたと推定される。しかし、地表の断層トレース近傍で実施された地表地質調査では1回のずれの量が明らかになっておらず、調査では確認できなかった活動がほかにも複数回あった可能性がある。また、本断層帯から離れた浮島ヶ原地区では堆積物の急激な変化が認められているが、この変化が本断層帯の活動を表しているかどうかについては明らかになっていない。このため、富士川河口断層帯と海溝型地震が連動した際の地殻変動についてどのように考えるかにより、過去の活動時期について、次の2つの場合が考えられる。

・ケース a

浮島ヶ原地区では、津波イベントによる可能性が高い堆積物がいくつかのイベントで認められている。また、藤原ほか(2007)に示された埋没砂礫州の高度は西に行くに従って低下しており、海溝型地震による沈降を表していると考えられる。したがって、本断層帯は駿河トラフで発生する海溝型地震と連動して同時に活動し、活動の際には浮島ヶ原地区で沈水現象が生じると考えら

れる。

以上の考え方に基づいた場合、過去の活動時期は浮島ヶ原地区で沈水現象が生じた時期に基づき、次のように示すことができる。最新活動は 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前であった可能性がある。また、1 つ前および 2 つ前の活動は、いずれも 9 世紀前半以降にあった可能性があり、3 つ前、4 つ前および 5 つ前の活動は、いずれも 5 世紀前半以後、9 世紀前半以前にあった可能性がある（図 18）。

・ ケース b

安政東海地震では御前崎付近から富士川河口まで沿岸各所で土地の隆起が記録されており、駿河湾周辺では海溝型地震の発生に伴い地殻変動が生じていると考えられる。このうち、浮島ヶ原地区で認められた沈水現象については、本断層帯の活動を伴わない海溝型地震の履歴を表している可能性がある。また、上位のサイクルでは環境の変化を示す指標が得られていないこと、いくつかのサイクルでは津波堆積物の特徴が見られないこと、調査が単一の水系で実施されたことを考慮すると、これらの調査結果が、本断層帯の活動に伴う急激な地殻変動を表していない可能性がある。したがって、本断層帯の過去の活動時期は、断層近傍の地表で変位が生じた時期に基づいて推定すべきと考えられる。この際、安政東海地震など駿河トラフでくり返し発生する海溝型地震に連動して活動し、地表に明瞭な痕跡を残さない緩やかな変位を生じていた可能性を考慮すると、断層近傍における地質学的調査で全ての履歴が把握できていない可能性に留意する必要がある。

以上の考え方に基づいた場合、過去の活動時期は、主として入山瀬断層、大宮断層、安居山断層の活動時期に基づき、次のように示すことができる。最新活動は 6 世紀以後、9 世紀以前、もしくはそれ以後であった可能性があり、1 つ前の活動時期は約 3 千 2 百年前以後、約 2 千 9 百年前以前であったと推定される。また、2 つ前の活動時期は約 4 千 8 百年前以後、約 4 千年前以前、3 つ前の活動時期は約 5 千 6 百年前以後、約 4 千 9 百年前以前、4 つ前の活動時期は約 7 千 2 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前であった可能性がある。さらに、5 つ前の活動時期は約 9 千 1 百年前以後、約 8 千年前以前であったと推定される（図 18）。なお、これらの 6 つの活動が生じた約 9 千 1 百年前以後、芝川断層では、少なくとも 2 回の活動が確認されているが、各活動時期の年代幅は上記 6 つの活動を包含しており、明確に対応させることが難しく、活動時期の推定には用いていない。

なお、歴史史料では、海溝型地震発生時の本断層帯における地殻変動は確認されていない。特に、安政東海地震では、駿河湾奥までが震源域となったと推定されているが、本断層帯周辺における段差や撓みなどは確認されていない。したがって、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。

このように考えた場合、過去の活動時期は、主として入山瀬断層、大宮断層、安居山断層において変位が生じた時期から示すことができ、その具体的な時期は、ケース b と同様である。

（3） 1 回の変位量（ずれの量）

富士川河口断層帯では、1 回の活動に伴う変位量を示す直接的な資料は得られていない。この場合、1 回の変位量は、平均活動間隔と平均的なずれの速度から間接的に算出することができる。

・ ケース a

東列の断層帯では、平均上下変位速度が約 7 m/千年とされ、平均活動間隔（後述）が約 150—300 年であることから、1 回の上下方向の変位量は 1—2 m 程度と求められる。

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 1—2 m 程度であった可能性がある。

・ ケース b

東列の断層帯では、平均上下変位速度が約 7 m/千年、平均活動間隔（後述）が約 1 千 3 百—1 千 6 百年であることから、1 回の上下方向の変位量は 9—11m と求められる。

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 10m 程度であった可能性がある。

後述するように、平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。この場合、平均変位速度と平均活動間隔から間接的に求められていることから、1 回の変位量は平均活動間隔に応じて変化することに留意する必要がある。

なお、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。この場合、東列の断層帯では、平均上下変位速度が約 7 m/千年、平均活動間隔（後述）が約 1 千 3 百—1 千 6 百年であることから、1 回の上下方向の変位量は 9—11m と求められる。

また、陸域で認められている本断層帯の長さは約 26 km 以上であることから、以下に示す松田 (1975a) 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 2.1 m 以上と計算される。

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

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

ここで、L は 1 回の地震で活動する断層の長さ (km)、M はマグニチュード、D は 1 回の活動に伴う変位量 (m) である。

以上のことから、本断層帯が駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきたと考えた場合、1 回の活動に伴う上下変位量は数 m 程度であった可能性がある。ただし、断層長から求められた 1 回のずれの量と、平均的なずれの速度と平均活動間隔から求められた値とは、互いに整合していないことに留意する必要がある。

(4) 活動間隔

・ ケース a

富士川河口断層帯では、5 世紀前半以後、18 世紀前半以前に 6 回の断層活動が認められている。これらの活動のうち、活動 1（最新活動）の時期は 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前、3 つ前の活動（活動 4）時期の上限は 838 年、5 つ前の活動（活動 6）時期の下限は 400-440 年であった可能性がある。これらの活動時期から、この間の活動間隔は約 150—300 年と求められる。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は約 150–300 年であった可能性がある。

・ ケース b

富士川河口断層帯では、約 9 千 1 百年前以降に 6 回の断層活動が認められた。これらの活動のうち、活動 1（最新活動）の時期は 6 世紀以後–9 世紀以前、もしくはそれ以後、5 つ前の活動（活動 6）の時期は約 9 千 1 百年前以後、約 8 千年前以前であったと推定される。これらの活動時期から、この間の活動間隔は約 1 千 3 百–1 千 6 百年と求められる。

以上のことから、本断層帯の平均活動間隔は約 1 千 3 百–1 千 6 百年であった可能性がある。

2. 2. (2) で述べたように、断層近傍における地質学的調査で全ての履歴が把握できていない可能性を考慮すると、平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。

なお、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。この場合の活動間隔は、ケース b の場合と同様に、約 1 千 3 百–1 千 6 百年と求められる。

(5) 活動区間

地表及び地上における断層帯の位置・形状から推定される本断層帯南部の深部延長と、駿河トラフで発生する想定東海地震の震源域とは、互いに重なり合う可能性があることから、本断層帯は、駿河トラフで発生する地震と同時に活動したと推定される。

なお、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。この場合、前述したように、富士川河口断層帯は、東列、西列の 2 つの断層帯から構成されるが、地下では 1 つの断層に収斂していると推定されることから、陸上で認められている断層全体が同時に活動してきたと推定される。

(6) 測地観測結果

富士川河口断層帯周辺における 2008 年 9 月までの 7 年間の G P S 観測結果では、断層帯の南部で北西–南東方向、ないしは東西方向の縮みが見られる。断層帯の北部では顕著な歪みはみられない。

2009 年 8 月 11 日に駿河湾の深さ約 25km で発生したマグニチュード 6.5 の地震(駿河湾の地震)に伴い、駿河湾周辺で小さな地殻変動が観測された。2. 2. (7) で述べるように、この地震は想定東海地震とは異なるメカニズムで発生した地震であり、想定東海地震に直ちに結びつくような地殻変動は認められていない。

(7) 地震観測結果

最近 10 年間の地震観測結果によれば、本断層帯に沿う地殻内の地震はほとんど発生していない。地殻内の地震発生層の下限の深さは、本断層帯付近におけるフィリピン海プレート上面の深さに基づくと 10km 程度と推定される。なお、本断層帯付近ではフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震が、深さ約 10km から約 20km にかけて分布しており、これらの地震の発震機構解

の圧力軸は概ね北北西－南南東方向で、フィリピン海プレートの進行方向とほぼ一致する。

2009 年 8 月 11 日に発生した駿河湾の地震により、静岡県で最大震度 6 弱を観測し、被害を伴った。また、御前崎市で 0.4m など、駿河湾から東海地方の太平洋沿岸にかけて津波を観測した。この地震は、想定東海地震の想定震源域の近くで発生しているが、震源の深さ、発震機構及び余震分布からみて、フィリピン海プレート内部で発生した北北東－南南西に圧力軸を持つ地震であり、想定東海地震や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。

2. 3 富士川河口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. (5) で述べたように、本断層帯は、想定東海地震の震源域で海溝型地震が発生した際に、同時に活動すると推定される。この場合、想定東海地震の地震規模および本断層帯の長さより、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。

・ ケース a

平均的なずれの速度と平均活動間隔に基づけば、本断層帯で地震が発生した際には、断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に 1－2m 程度高まる上下変位が生じる可能性がある。また、浮島ヶ原地区では沈降が生じると考えられる。

・ ケース b

平均的なずれの速度と平均活動間隔に基づけば、本断層帯で地震が発生した際には、断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に 10m 程度高まる上下変位が生じる可能性がある。

2. 2. (2) で述べたように、断層近傍における地質学的調査で全ての履歴が把握できていない可能性を考慮すると、平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。この場合、平均変位速度と平均活動間隔から間接的に求められていることから、1 回の変位量は平均活動間隔に応じて変化することに留意する必要がある。

なお、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。この場合、陸域の活断層に限ってみると、本断層帯の断層長は約 26 km 以上の可能性があり、2. 2 (5) で述べたように、陸上で認められている断層全体が同時に活動すると推定される。その場合、2. 2 (3) の経験式 (1) に基づくと、マグニチュード 7.2 もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。また、平均的なずれの速度と平均活動間隔に基づけば、本断層帯で地震が発生した際には、断層近傍の地表面では、断層の西側が東側に対して相対的に数 m 程度高まる上下変位が生じる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

・ ケース a

富士川河口断層帯では、平均活動間隔が約 150－300 年、最新活動時期が 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前と求められている。しかし、最新活動時期からの経過時間が平均活動間隔の 2 倍を

超えているため、上述のような規模の地震が発生する確率を更新過程（地震の発生確率が時間と共に変動するモデル）を用いて評価することはできない。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）は、地震の発生確率を求めるにあたって、通常の活断層評価で用いている更新過程が適用できない場合には、特殊な更新過程であるポアソン過程（地震の発生時期に規則性を考えないモデル）を適用せざるを得ないとしている。本断層帯における平均活動間隔が約 150–300 年であることを基に、ポアソン過程を適用して求めると、今後 30 年以内、50 年以内、100 年以内及び 300 年以内の発生確率は、それぞれ 10%–18%、20%–30%、30%–50% 及び 60%–90% となる（表 2）。

本評価で得られた将来の地震発生確率は、信頼度の低い平均活動間隔を用いた計算結果に基づくものであることに十分留意する必要があるが、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高いグループに属することとなる。また、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震に伴って活動してきたと推定されることから、近い将来の発生が懸念される想定東海地震に連動して同時に活動する可能性もある。

・ ケース b

富士川河口断層帯の平均活動間隔は約 1 千 3 百–1 千 6 百年で、最新活動時期は約 6 世紀以後、9 世紀以前と求められていることから、平均活動間隔に対する現在における地震後経過率は、0.7–1.2 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、 $\alpha=0.24$ ）を用いると、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 2%–11%、3%–20%、7%–30%、30%–70% となる。また、現在までの集積確率は、8–80% となる。表 3 に、これらの確率値の参考指標（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会、1999）を示す。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、富士川河口断層帯は、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高いグループに属することになる。また、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震に伴って活動してきたと推定されることから、近い将来の発生が懸念される想定東海地震に連動して同時に活動する可能性は否定できない。

2. 2. (2) で述べたように、断層近傍における地質学的調査で全ての履歴が把握できていない可能性を考慮すると、平均活動間隔は、ケース a、b に示された値をそれぞれ下限、上限とする範囲内の値である可能性もある。この場合、平均活動間隔と最新活動時期から求められていることから、将来の地震発生確率は、平均活動間隔や最新活動時期に応じて変化することに留意する必要がある。

なお、本断層帯は、駿河トラフで発生する海溝型地震とは独立して活動してきた可能性もある。この場合、富士川河口断層帯の地震後経過率、地震発生確率は、ケース b に示された値と同様である。

3. 今後に向けて

富士川河口断層帯は、陸上の活断層として考えた場合、平均変位速度が非常に大きい特異な断層帯である。また、本断層帯は駿河トラフの延長上の想定東海地震の想定震源域の端部に位置する。したがって、本断層帯は、通常の活断層ではなく、駿河湾でフィリピン海プレートが陸のプレートの下に沈み込む際に付加体が形成されたために生じた低角の派生断層の可能性がある。さらに、本断層帯では、安政東海地震をはじめとする過去の東海地震発生時に地表に明瞭なずれが生じた記録はないものの、過去の東海地震と同時に活動した可能性が考えられる。この様に考えると、本断層帯は、活断層として単独に活動せず近い将来の発生が懸念されている想定東海地震と連動して活動する可能性がある。しかし、富士川河口断層帯と想定東海地震の連動可能性に関する検討はまだ十分とはいえず、連動した際の地震像は明確になっていない。このため、駿河湾周辺で発生する地震像の総合的な理解が必要である。

富士川河口断層帯東側の駿河湾奥は沈降していて、間欠的に堆積物がたまる場となっている。駿河湾の中を震源域とする海溝型地震が発生した際に、駿河湾奥の沿岸部が沈降する可能性がある一方、富士川河口断層帯が動いた時も、本断層帯の東側で沈降が生じる可能性がある。現状では、その様な沈降がどのような地震活動に基づいて生じてきたかは、明らかになっていない。このため、今後は、駿河トラフで発生する海溝型地震との関連性を含め、これらのような地震の活動様式、断層の地下構造および将来活動時の地震の規模を明らかにすることが必要である。また、本断層帯のようなプレート境界から派生し海溝型地震に伴って活動すると考えられる活断層の評価方法および評価に必要とされる調査項目について、今後検討する必要がある。

駿河湾奥に分布する段丘堆積物の調査からは、本断層帯を挟んで堆積物の高度に大きな差があるが、扇状地では浸食等により変動地形が明らかになっておらず、1回のずれの量や活動履歴が十分に把握できていない。このように、本断層帯に関する調査資料は、現状では質、量とも必ずしも十分であるとは言えず、今後は、陸域および海域において、断層の過去の活動や位置・形状を明らかにするための調査を実施する必要がある。

注 10：「変位」を、1～3頁の本文及び6～9頁の表1では、一般的にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは、専門用語である「変位」が、本文や表1の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓みの成分」よりなる。

注 11：神津島天上山(Iz-Kt)火山灰、富士大沢テフラ、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、始良 Tn(AT)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838年(承和5年)、約2千8百～2千5百年前、約7千3百年前、約2万8千年前とした。

注 12：21,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、Ramsey(1995, 2001)、Reimer et al.(2004)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。

注 13：下川ほか(1996)には、測定された炭素同位体年代が記されているが、年代の測定方法および暦年補正の有無が不明なため、文献に示された値をそのまま示した。

注 14：大淵スコリア(Obs)の降下年代値については、小松原ほか(2007)に基づき、400-440年とした。

文 献

- Aida, I. (1983): Numerical simulation of historical tsunamis generated off the Tokai district in central Japan, Tsunamis-Their Science and Engineering, edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 227-291.
- 相田 勇 (1985): 東海地震津波の挙動—その数値実験—. 月刊地球, **7**, 204-215.
- 安藤雅孝 (1975): 東海沖地震と防災. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 55-59.
- 青木治三 (1976): 東海地方における大地震の可能性. 地震予知研究シンポジウム, 56-68.
- 青木治三 (1980): 駿河湾西方における深発地震帯. 地震予知研究シンポジウム, 97-102.
- 青木治三 (1985): 東海地方の地震活動とテクトニクス. 月刊地球, **7**, 159-167.
- 浅田 敏 (1979): 東海地震の問題点. 地震予知連絡会 10 年のあゆみ, 110-120.
- 地質調査所 (1988): 富士火山地質図, 1:50,000 特殊地質図 No. 12.
- 中央防災会議 (2001): 東海地震に関する専門調査会 (第 6 回) 資料.
- 檀原 毅 (1980): 東海地震予知の問題点について. 地震予知研究シンポジウム, 85-95.
- 藤井陽一郎 (1975): 東海地方の地殻変動. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 18-27.
- 藤井陽一郎 (1984): 南部フォッサマグナ地域の地殻歪とそのテクトニックな意義. 第四紀研究, **23**, 91-103.
- 藤井陽一郎 (1985): 東海地震長期予測の諸問題. 月刊地球, **7**, 132-138.
- 藤原 治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平 (2007): 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告, **7**, 91-118.
- 藤原 治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚 彰・阿部恒平 (2008): 駿河湾北岸浮島ヶ原の完新世における環境変化. 活断層・古地震研究報告, **8**, 163-185.
- 萩原尊礼 (1974): 1854 年の安政南海地震および 1707 年宝永地震の震度分布について, 地震予知連絡会会報, **12**, 143-145.
- 原田健久 (1975): 東海地震について. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 37-38.
- 春川光男 (1996): 地震エネルギー累積曲線の階層構造と仮想エネルギー収支にもとづく東海地震の予測について. 月刊地球, 号外, **14**, 139-147.
- 羽田野誠一 (1977): 大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読. 地図, **15**, 40-41.
- 羽田野誠一・関崎賢一・津沢正晴 (1978): 駿河湾北岸の完新世地殻変動と測地的地殻変動. 地理学会予稿集, **15**, 124-125.
- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章 (1979): 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動. 地震予知連絡会会報, **21**, 101-106.
- 羽鳥徳太郎 (1975): 宝永・安政津波の波源域と 1944 年東南海津波の比較. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 27-34.
- 羽鳥徳太郎 (1976): 安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治 25 年静岡県下 26 ヲ町村役場の地震報告から—. 地震研究所彙報, **51**, 13-28.
- 羽鳥徳太郎 (1977): 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. 地震研究所彙報, **52**, 407-439.
- 羽鳥徳太郎 (1985): 東海地方の歴史津波. 月刊地球, **7**, 182-191.
- 本座栄一 (1984): 相模・駿河トラフにおける沈み込みの形態. 第四紀研究, **23**, 77-81.
- 星野一男 (1984): 応力場、活断層と南部フォッサマグナのネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**,

117-128.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）：「第四紀逆断層アトラス」，東京大学出版会，254p.

今村明恒（1943）：遠州東南地塊の傾動に就いて．地震，**15**，217-224.

井上春雄（1934）：富士川下流流域の地質概観．地学雑誌，**46**，18-34.

石橋克彦（1976a）：「伊豆東方線－西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈－フィリピン海プレート最北境界の二重構造－．地震学会講演予稿集，29.

石橋克彦（1976b）：東海地方に予想される大地震の再検討－駿河湾大地震について－．地震学会講演予稿集，30-34.

石橋克彦（1977a）：伊豆半島異常隆起のクリープ・モデル－伊豆東方線スラスト深部の非地震性断層運動－．地震予知連絡会会報，**17**，65-67.

石橋克彦（1977b）：東海地方に予想される大地震の再検討－駿河湾地震の可能性－．地震予知連絡会会報，**17**，126-132.

石橋克彦（1980a）：伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス．月刊地球，**2**，110-119.

石橋克彦（1980b）：東海地震の長期的予測に関するコメント．地震予知研究シンポジウム，123-125.

Ishibashi, K.（1981）：Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. Earthquake Prediction - An International Review, Maurice Ewing Series 4, Am. Geophys. Union. 297-332.

石橋克彦（1984a）：駿河湾地域の地震時地殻上下変動．第四紀研究，**23**，105-110.

石橋克彦（1984b）：南部フォッサマグナ地域のプレート運動．月刊地球，**6**，61-67.

石橋克彦（1985）：東海地震の発生機構再考（試論）．月刊地球，**7**，128-131.

石橋克彦（1986）：南部フォッサ・マグナのプレート運動史（試論）．月刊地球，**8**，591-597.

石橋克彦（1995）：「アムールプレート東縁変動帯」における 1995 年兵庫県南部地震と広域地震活動（予報）．地質ニュース，**490**，14-21.

石橋克彦（1996）：東海地震の原動力と広域地震活動．月刊地球，号外，**14**，94-96.

石橋克彦・佐竹健治（1998）：古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点－日本付近のプレート沈み込み帯を中心として－．地震，第2輯，**50**，別冊，1-21.

石井 紘（1996）：最近の東海地方と伊豆半島西部の沈降の特徴について．月刊地球，号外，**14**，24-33.

岩田孝仁・小澤邦雄・稲葉晴伸（静岡県地震対策課）（1997）：富士川河口断層帯 入山断層系に関する調査．平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集，219-223.

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（2005）：「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」．32p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（1998）：「富士川河口断層帯の調査結果と評価について」．32 p.

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.
- 加賀美英雄・徳山英一・西山栄一郎・坪井誠司 (1986): 南海トラフの海溝付加体の短縮と地震活動. 月刊地球, **8**, 85-91.
- 海上保安庁水路部 (1978): 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾北部」(海底地質構造図), 6362-5S.
- 貝塚爽平 (1984): 南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程. 第四紀研究, **23**, 55-70.
- 笠原慶一 (1975): 赤石隆起. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 44-45.
- 加藤尚之・平澤朋郎 (1996): 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測. 月刊地球, 号外, **14**, 126-132.
- 加藤照之 (1984): 東海地方の地殻上下変動. 第四紀研究, **23**, 111-116.
- 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.
- 勝又 護 (1985): 東海沖の地震活動. 月刊地球, **7**, 144-149.
- 木股文昭・里村幹夫・村田一郎・加藤照之 (1996): 駿河湾周辺域における地殻水平歪み—時間的な変化 (1991—1995). 月刊地球, 号外, **14**, 42-52.
- 国土地理院地殻調査部 (1977): 東海地方の変動地形調査 (1). 地震予知連絡会会報, **17**, 116-125.
- 国土地理院 (2003): 火山土地条件図「富士山」, 1:50,000 火山土地条件図.
- 小松原純子・宍倉正展・岡村行信 (2007) 静岡県浮島ヶ原低地の水位上昇履歴と富士川河口断層帯の活動. 活断層・古地震研究報告, **7**, 119-128.
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 「新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1975a): 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 (1975b): 東海沖地震に関して—地形・地質学的データー. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 15-17.
- 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. 地震研究所彙報, **55**, 795-855.
- Matsuda, T. (1981): Active faults and damaging earthquakes in Japan-macroseismic zoning and precaution fault zones, Earthquake Prediction - An International Review, Maurice Ewing Series 4, 1981, Am. Geophys. Union, 279-289.
- 松田時彦 (1984): 南部フォッサマグナの弯曲構造と伊豆の衝突. 第四紀研究, **23**, 151-154.
- 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 (1996): 「要注意断層」の再検討. 活断層研究, **14**, 1-8.
- 松本則夫 (1996): 東海地域の地下水位変動—地震および地殻変動との比較—. 月刊地球, 号外, **14**, 33-41.
- 松村正三 (1996): 微小地震分布から推定した東海地震の想定震源域と応力場の変化. 月刊地球, 号外, **14**, 81-92.
- 松島義章 (1984): 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 165-174.
- 三雲 健 (1975): いわゆる“東海沖地震”について. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 39-43.
- 溝上 恵・萩原弘子 (1996): 銭州海嶺周辺の地震活動と東海地震. 月刊地球, 号外, **14**, 72-80.

- Mogi, K. (1970): Resent horizontal deformation of the Earth's crust and tectonic activity in Japan (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 413-430.
- 茂木清夫 (1977) : 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈. 地震研究所彙報, **52**, 315-331.
- 茂木清夫 (1980) : 「東海地震」と濃尾地震の関係について. 地震予知連絡会会報, **24**, 162-163.
- Mogi, K. (1981): Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, *Earthquake Prediction - An International Review*, M. Ewing Series 4, Am. Geophys. Union, 43-51.
- 茂木清夫 (1996) : 総論 ; 東海地域の地震問題の発端と最近の地殻活動. 月刊地球, 号外, **14**, 5-14.
- 茂木昭夫・桜井 操 (1980) : 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁についてー駿河トラフでのサブダクションを示唆するー. 地震予知研究シンポジウム, 117-121.
- 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.
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛 (2000) : 1:25,000 都市圏活断層図「富士宮」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 375.
- 中田 高・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・隈元 崇・後藤秀昭・加藤幸弘・西澤あずさ・泉 紀明・伊藤弘志・渡邊奈保子・植木俊明 (2009) : 詳細海底地形図に基づく相模湾・駿河湾の海底活断層の陸域への連続性の検討. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, J232-P002.
- 中村一明 (1979) : 駿河トラフ東方の主応力線ープレートの曲がり. 地震, 第 2 輯, **32**, 370-372.
- 中村一明 (1981) : 駿河湾周辺の最近の地殻変動の一解釈. 地震, 第 2 輯, **34**, 272-274.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981) : 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. (1984): Subduction, bending and eduction. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. Geol. France*, **26**, 221-243.
- 野口伸一 (1996) : 東海地域のフィリピン海スラブと収斂形態. 月刊地球, 号外, **14**, 105-115.
- 岡田正実 (1985) : 御前崎の沈下ー潮位解析ー. 月刊地球, **7**, 139-143.
- 奥田義久・津 宏二・小川克郎 (1986) : 東海沖の海底地質構造とその変形. 月刊地球, **8**, 79-84.
- 大森房吉 (1920) : 本邦大地震概表. 震災予防調査会報告, **88**, 乙, 1-61.
- 尾池和夫 (1975) : 東海沖地震とフィリピン海プレートの運動. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 51-54.
- 大塚彌之助 (1938) : 静岡県庵原郡東部の地質構造. 地震研究所彙報, **16**, 415-450.
- Pollitz, F. F. and Sacks, I. S. (1995): Consequences of stress changes following the 1891 Nobi earthquake, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 796-807.
- Ramsey, C. B. (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP.

- Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Rikitake, T. (1974): Probability of earthquake occurrence as estimated from crustal strain, *Tectonophysics*, **23**, 299-312.
- Rikitake, T. (1976): Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, **35**, 335-362.
- Rikitake, T. (1977): Probability of a great earthquake to recur off the Pacific coast of Central Japan, *Tectonophysics*, **42**, T43-T51.
- 桜井 操・片山維新・鈴木久義 (1982): 石花海北堆の海底地形・底質調査. シンポジウム資料－2「最近の海底調査」, 日本水路協会, 129-141.
- 産業技術総合研究所 (2007): 富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-4, 33p.
- 佐藤任弘 (1984): フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造. 第四紀研究, **23**, 71-76.
- 関谷 溥 (1975): 遠州灘周辺の地震活動. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 6-14.
- 瀬野徹三 (1977a): 南関東・西南日本外帯の地震性地殻変動区に於ける巨大地震の再来周期. 地震, 第2輯, **30**, 25-42.
- Seno, T. (1977b): The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林 滋・駿河湾団体研究グループ (1990): 静岡県富士川下流域の更新統, 庵原層群の層序と構造. 地球科学, **44**, 205-223.
- 島崎邦彦 (1996): 先駆的ずれの観測について. 月刊地球, 号外, **14**, 133-138.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996): 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査. 平成7年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 地質調査所研究資料集, No. 259, 73-80.
- 静岡県総務部地震対策課 (1996): 平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書, 284p.
- Somerville, P. (1978): The accomodation of plate collision by deformation in the Izu block, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 629-648.
- 塩野清治 (1975): プレーットの形－伊豆半島から九州まで－. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 45-49.
- 杉村 新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 杉山雄一 (1990): 駿河湾～遠州灘地域のサイスマテクトニクス. 地震, 第2輯, **43**, 439-442.
- 杉山雄一・下川浩一 (1982): 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系. 地質調査所月報, **33**, 293-320.
- 鈴木隆介 (1968): 火山体の荷重沈下. 火山, 第2集, **13**, 95-108.
- 多田 堯 (1996): 最近の東海地方の地殻上下変動とその意義. 月刊地球, 号外, **14**, 16-23.
- 東京大学地震研究所 (1977): 「安政元年11月4日東海沖地震に関する静岡県調査報告」. 20p.
- 土 隆一 (1968): 開析扇状地から知られる地殻変動－東海地震を例に－. 第四紀研究, **7**, 225-234.
- 土 隆一 (1984): 駿河湾周辺の新第三系・第四系の構造とネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 155-164.
- 土 隆一 (1985): “東海地震”と駿河湾周辺のネオテクトニクス. 月刊地球, **7**, 168-173.
- 土 隆一・高橋 豊 (1972): 東海地方の沖積海岸平野とその形成過程, 地質学論集, **7**, 27-37.

- 都司嘉宜 (1979) : 歴史資料から見た東海沖地震・津波. 月刊海洋科学, **11**, 32-44.
- 都司嘉宜 (1980) : 明応地震・津波の史料状況について. 月刊海洋科学, **12**, 504-526.
- Tsuji, Y. (1983): Study on the earthquake and the tsunami of September 20, 1498, Tsunamis-Their Science and Engineering, edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 185-204.
- Tsuji, Y. (1987): Victims of the 1707 and 1854 Tokai-Nankai Earthquakes-tsunamis listed on necrologies of temples. International Tsunami Symposium, 73-102.
- 都司嘉宜・斎藤弘士 (1985) : 地元資料でみる沼津市・戸田村の津波の歴史. 月刊地球, **7**, 192-203.
- 恒石幸正 (1984) : “東海地震” に関連する特 A 級活断層. 第四紀研究, **23**, 145-150.
- 恒石幸正 (1996) : 東海地震を起こす富士川断層. 月刊地球, 号外, **14**, 96-104.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1978) : 安政東海地震 (1854) を起こした断層. 地震予知連絡会会報, **20**, 158-161.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1979) : 富士川断層に関する追加データ (1). 地震予知連絡会会報, **22**, 149-154.
- 恒石幸正・塩坂邦雄 (1981) : 富士川断層と東海地震. 応用地質, **22**, 52-66.
- 津屋弘達 (1940a) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (Ⅲ). 地震研究所彙報, **18**, 419-445.
- 津屋弘達 (1940b) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究. 地学雑誌, **52**, 347-361.
- 内池浩生 (1996) : 東海地域における最近の地震活動. 月刊地球, 号外, **14**, 54-62.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 「新編日本被害地震総覧 増補改訂版[416-1995]」, 東京大学出版会, 493p.
- 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.
- 宇津徳治 (1975) : 遠州灘地震の可能性について. 東海沖地震, 「東海沖地震」に関する研究討論会, 1-5.
- Utsu, T. (1977): Possibility of a great earthquake in the Tokai district, central Japan, J. Phys. Earth, **25** Suppl., S219-S230.
- 宇津徳治 (1985) : 東海地震についての一考察. 月刊地球, **7**, 156-158.
- 宇津徳治 (1996) : 東海地方と周辺の地震活動—東海地震との関連性—. 月刊地球, 号外, **14**, 63-71.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) : 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化, 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 97-118, 山梨環境科学研究所.
- 山岡耕春 (1996) : 沈み込んだフィリピン海プレートの形状と東海地震. 月刊地球, 号外, **14**, 116-124.
- 山崎晴雄 (1979) : プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例にして—. 月刊地球, **1**, 570-576.
- 山崎晴雄 (1984) : 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, **23**, 129-136.
- 山崎晴雄 (1985) : “東海地震” に関する陸上と海底の断層—しんかい 2000 の成果から—. “東海地震” 防災シンポジウム 1985 予稿集, 7-15.
- Yamazaki, H. (1992): Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu peninsula, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, **43**, 603-657.

- 山崎晴雄・加藤 茂 (1986) : 陸上に延びる駿河トラフの地質構造―「しんかい 2000」の成果から―. 月刊地球, **8**, 74-78.
- 山崎晴雄・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫 (1981) : 駿河湾北岸における活断層の地質学的研究. 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 177-207.
- 山崎晴雄・山下佐祐美・田中竹延 (1998) : 富士川河口断層帯入山瀬断層の完新世活動間隔と最終活動時期. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 197.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and Tanaka, T. (2002): Off-fault Paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, **37**, 1-14.
- 米倉伸之 (1984) : 駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形. 第四紀研究, **23**, 83-90.
- 米倉伸之 (1986) : 駿河湾周辺の変動地形と“東海地震”. 月刊地球, **8**, 91-95.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島 薫・松原彰子 (1985) : 駿河湾周辺の海岸低地における沖積層掘削調査. 昭和 58, 59 年度東京大学特定研究経費成果報告書 (科学研究費成果報告書), 35-80.

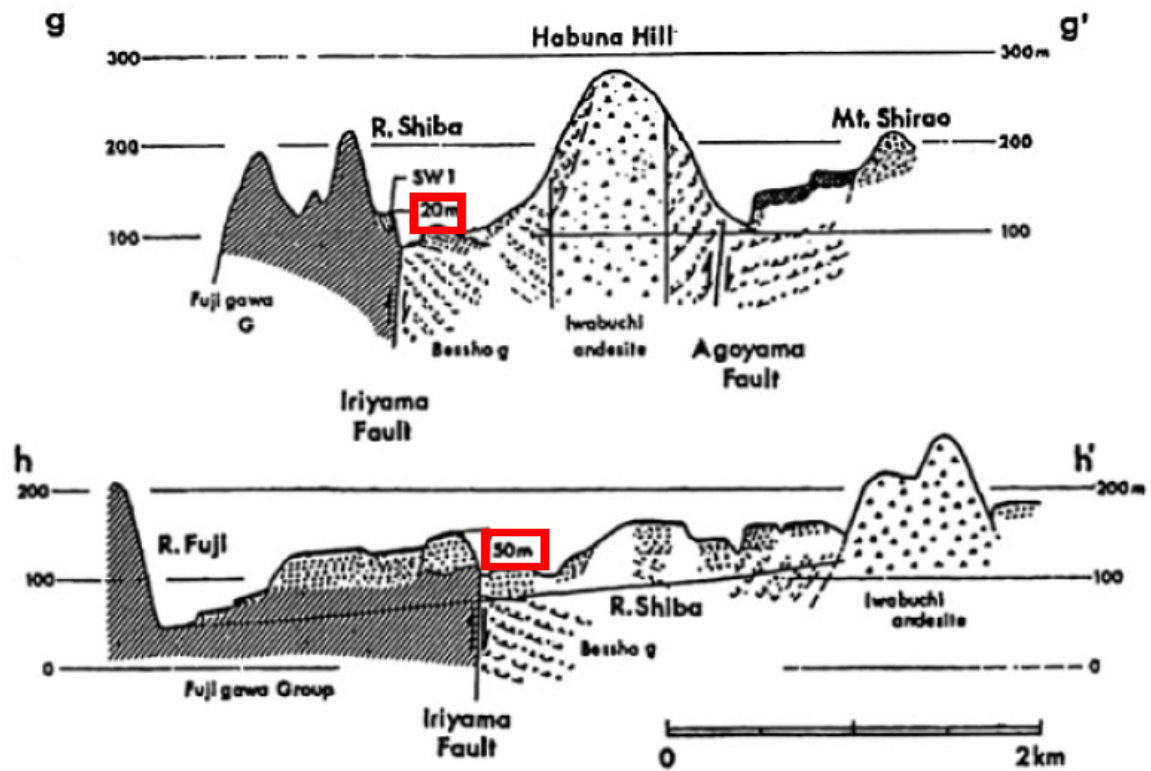


図3 羽鮒丘陵における芝川溶岩・古富士泥流の変位量 山崎ほか（1981）に一部加筆
 山崎ほか（1981）で示された図は、山崎（1979）で示された図に情報が追加された
 ものであることから、ここでは、山崎ほか（1981）に示された図を引用して記す。
 断面の位置は図7に示す。

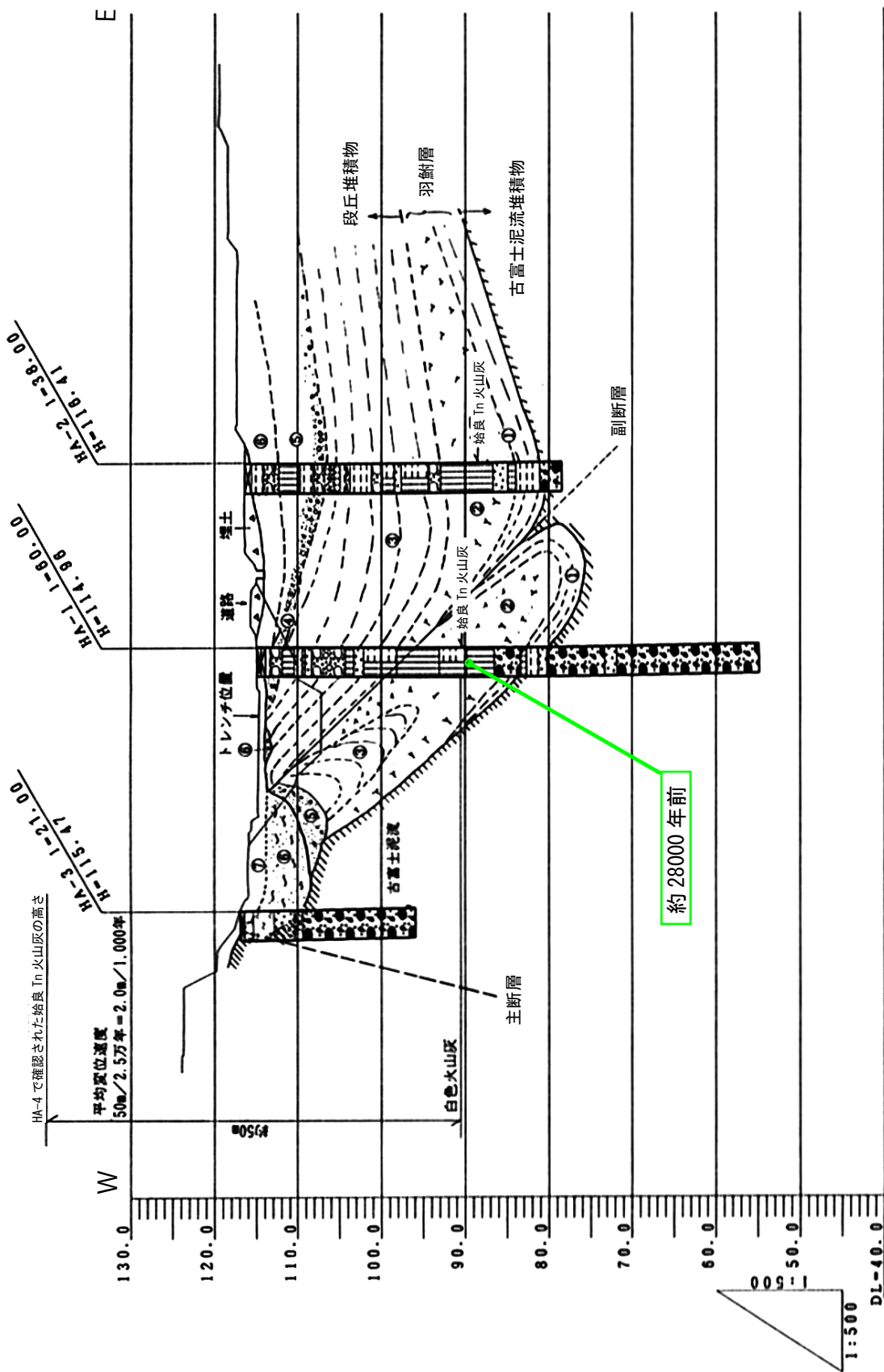


図4 羽鮒地点の地質断面 静岡県総務部地震対策課（1996）に一部加筆

年代値は始良Tn火山灰の降下年代値（注11参照）約28000年前に示した。

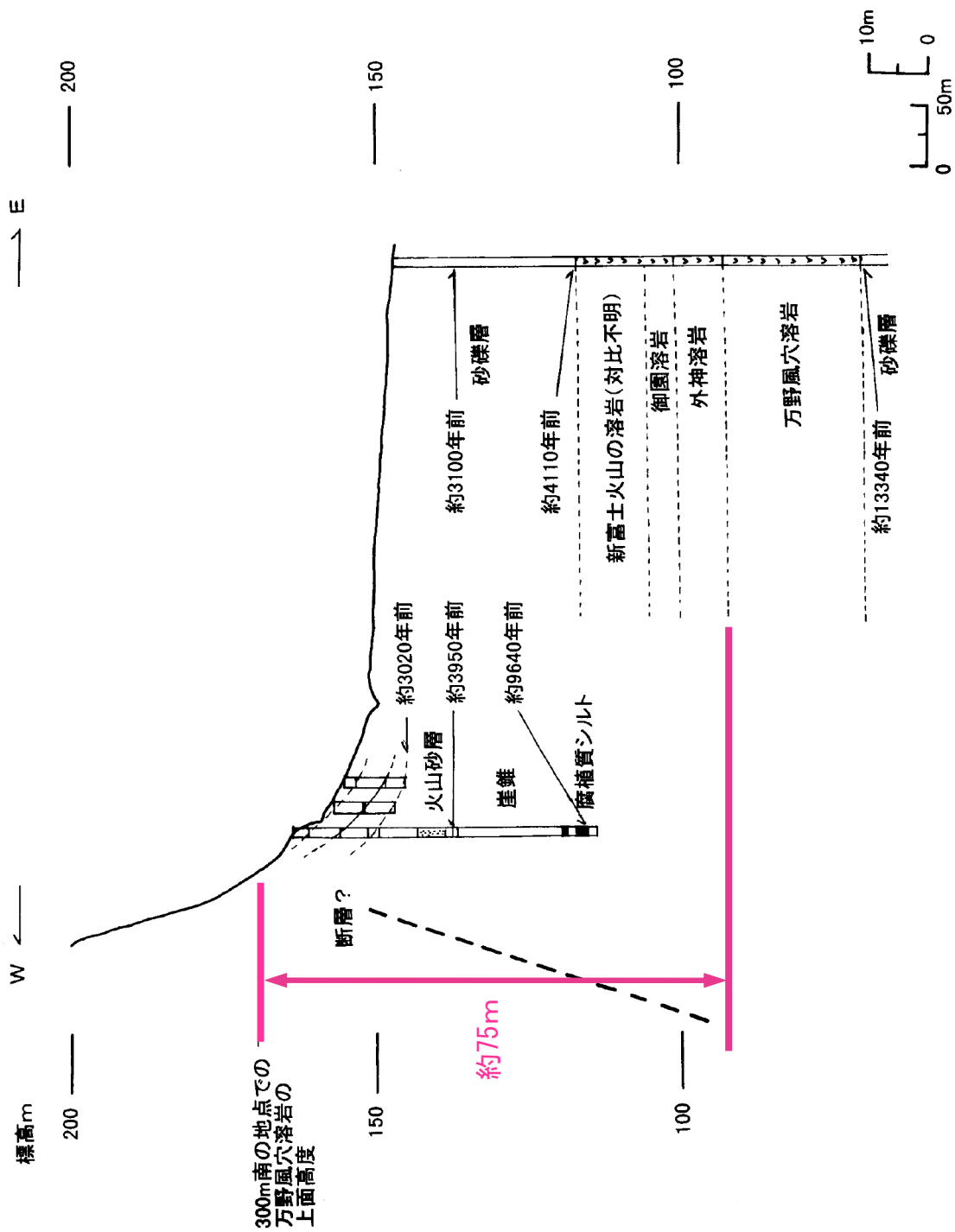


図5 青木地点のボーリング柱状図 下川ほか (1996) に一部加筆 (赤色)

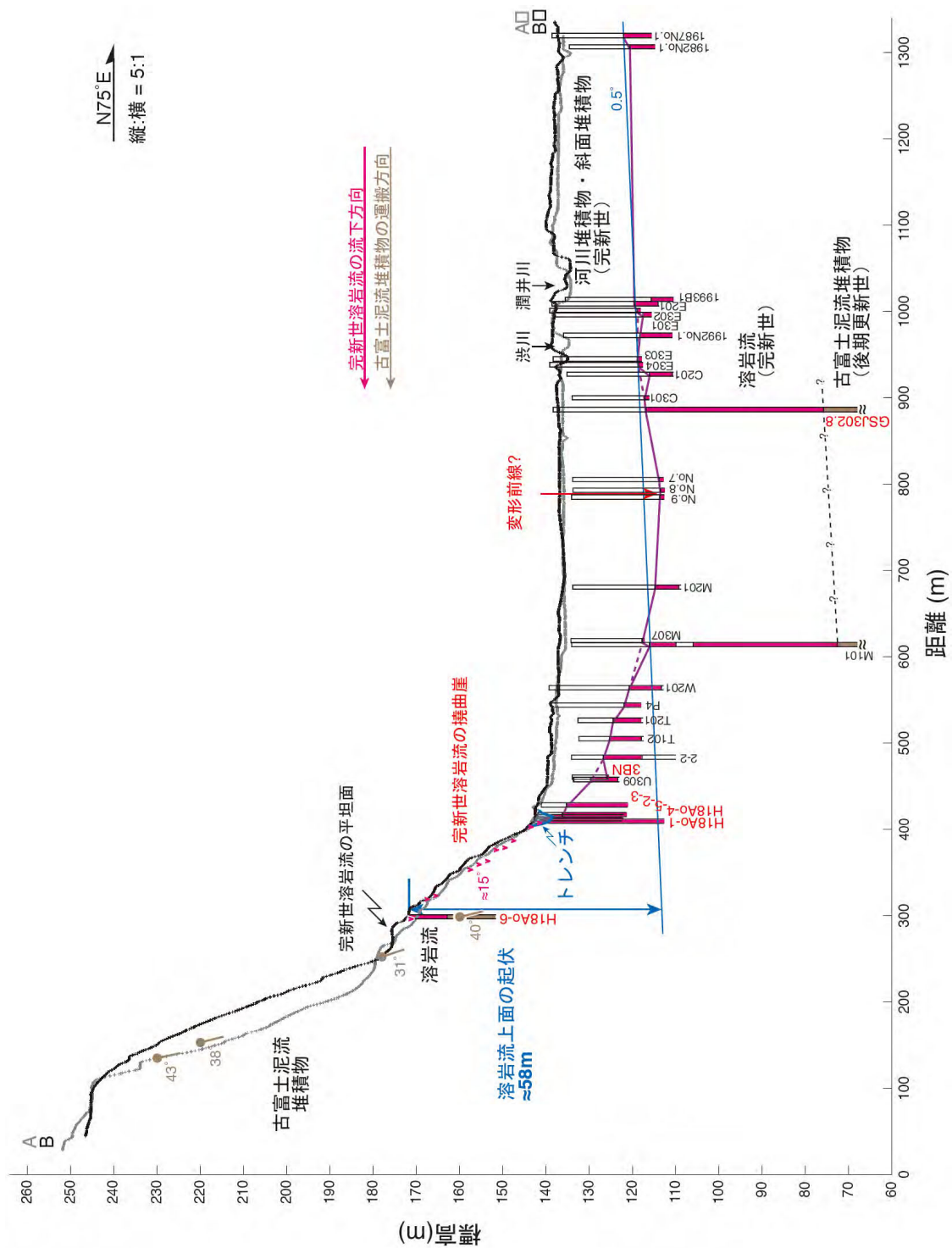
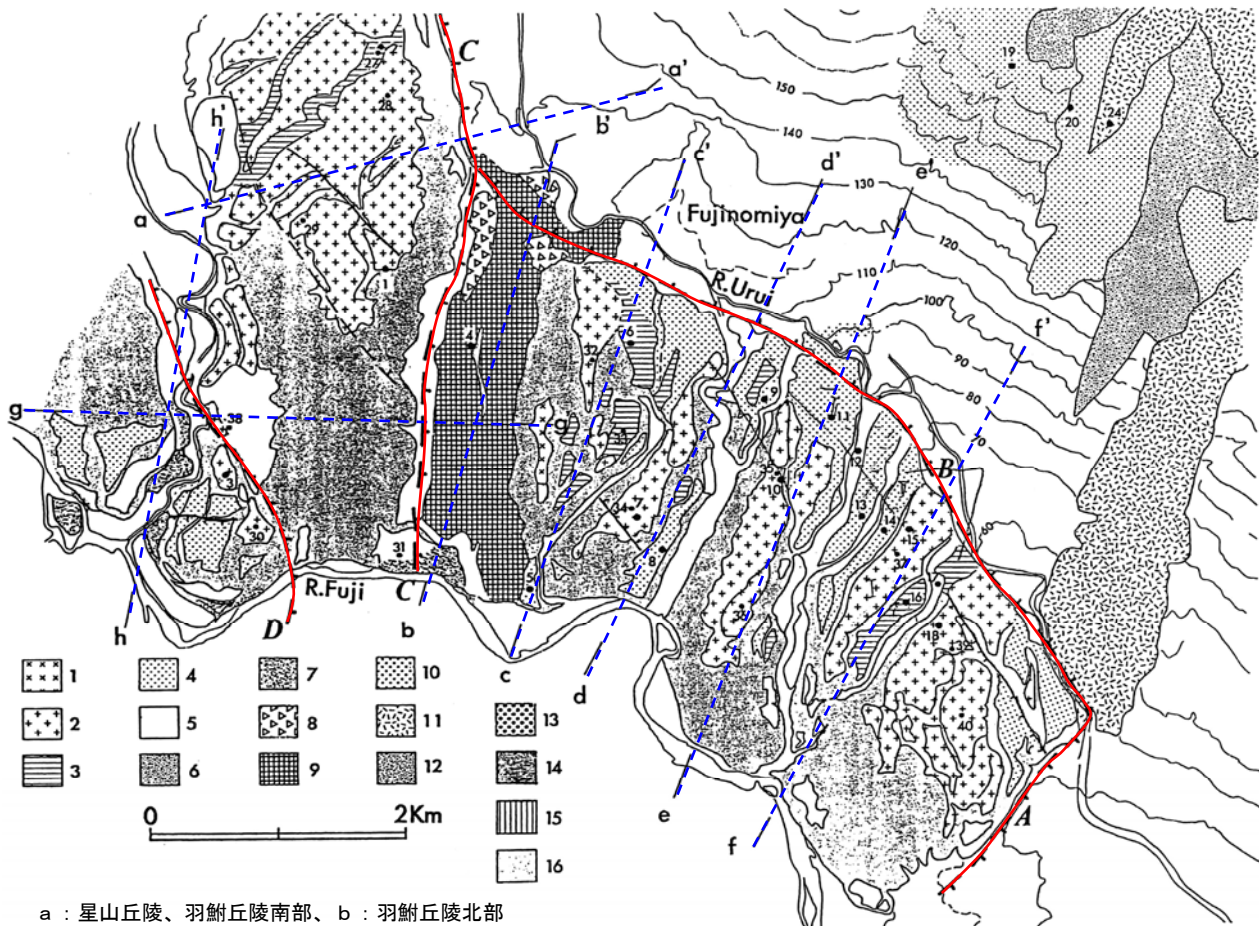


図6 青見南地点の地質断面 産業技術総合研究所 (2007)



a : 星山丘陵、羽鮒丘陵南部、b : 羽鮒丘陵北部

1 : 古富士泥流 I' 面、2 : 古富士泥流 I 面、3 : 古富士泥流 II 面、4 : 古富士泥流 III 面、5 : 古富士泥流 IV 面、6 : 大淵溶岩流 I (SSW1)、7 : 芝川溶岩流 I (SW1)、8 : 北山 (外神) 溶岩流 II (SW5)、9 : 富士宮溶岩、10 : 芝川溶岩流 II (SW2)、11 : 入山瀬溶岩流 (SSW9)、12 : 元村山溶岩流 (SW11)、13 : 芝川溶岩流 III (SW3)、14 : 北山 (御園) 溶岩流 VI (SW9)、15 : 北山 (馬見塚) 溶岩流 III (SW6)、16 : 斜面

図7 星山丘陵及び羽鮒丘陵南部の地形分類 山崎ほか (1981) に一部加筆

山崎ほか (1981) で示された図は、山崎 (1979) で示された図に情報が追加されたものであることから、ここでは、山崎ほか (1981) に示された図を引用して示す。

活断層位置・断面位置を赤線及び青線で加筆。

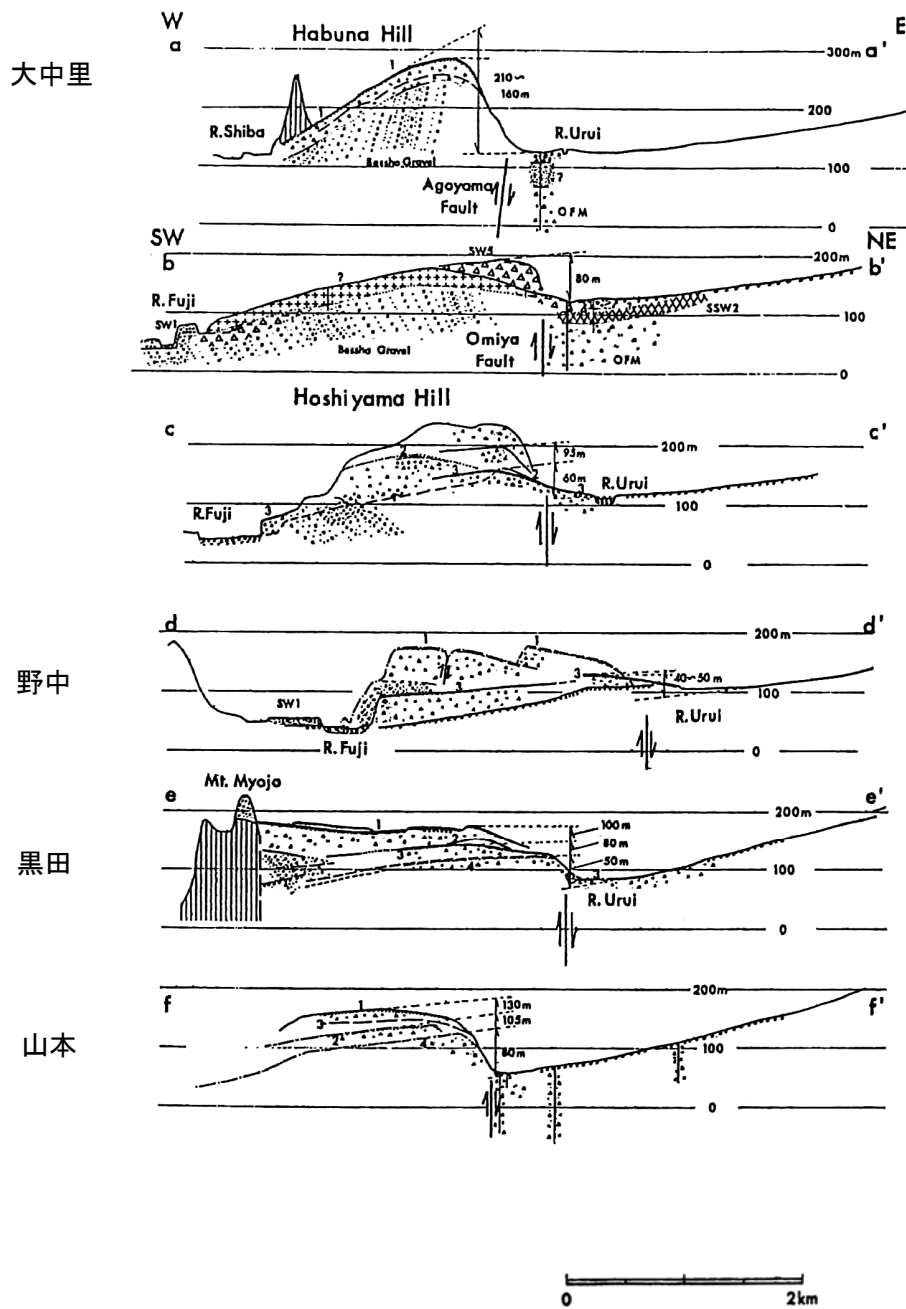


図8 星山丘陵及び羽鮒丘陵南部の地形断面（各断面の位置は図7を参照）
山崎ほか（1981）

1 : I 面、2 : II 面、3 : III 面、4 : IV 面

山崎ほか（1981）で示された図は、山崎（1979）で示された図に情報が追加されたものであることから、ここでは、山崎ほか（1981）に示された図を引用して示す。

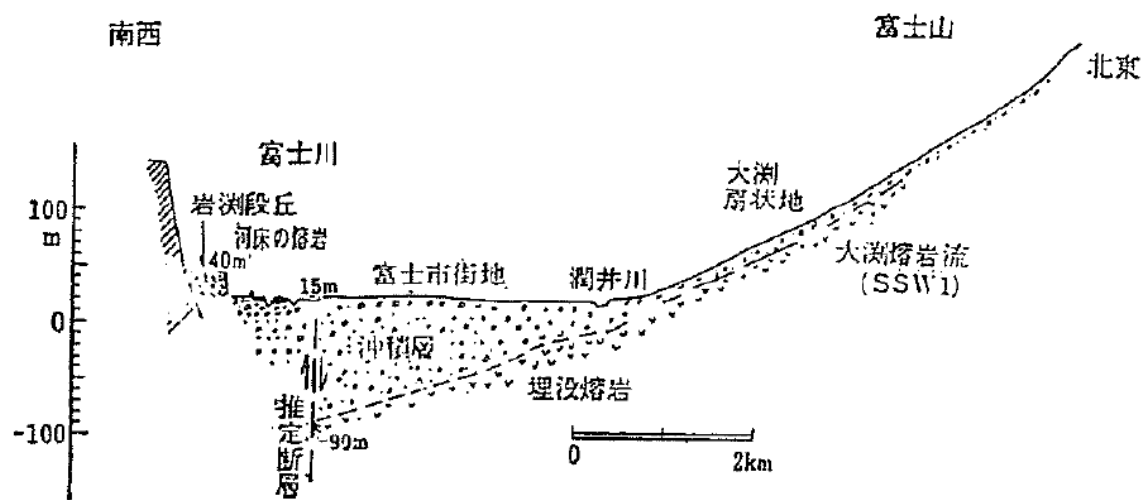


図9 入山瀬断層を挟んだ大淵溶岩流の分布 山崎 (1979)

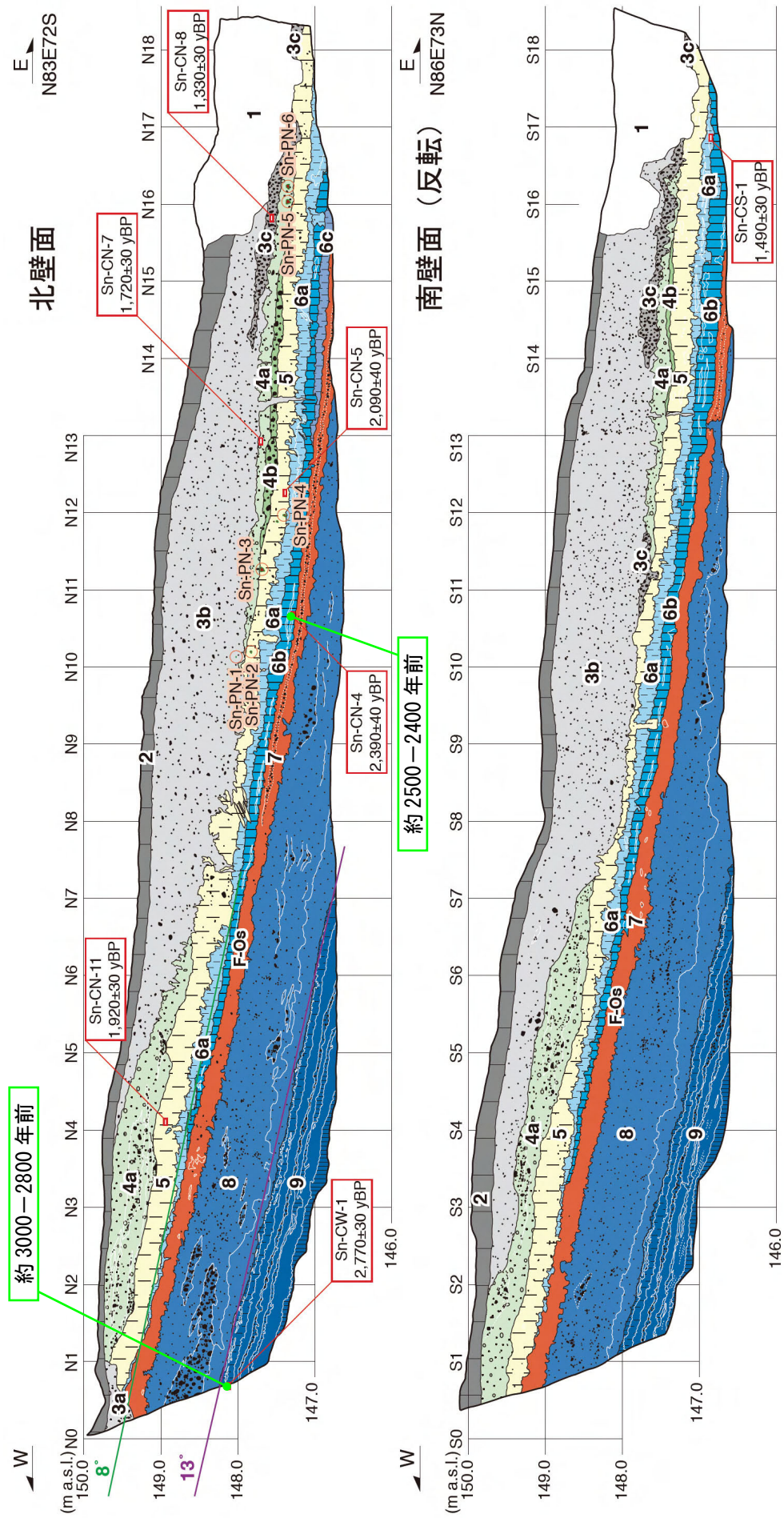


図10 青見北地点のトレンチ壁面スケッチ 産業技術総合研究所 (2007) に一部加筆
年代値は暦年補正(注12参照)後の炭素同位体年代を 100 年単位で に示した。

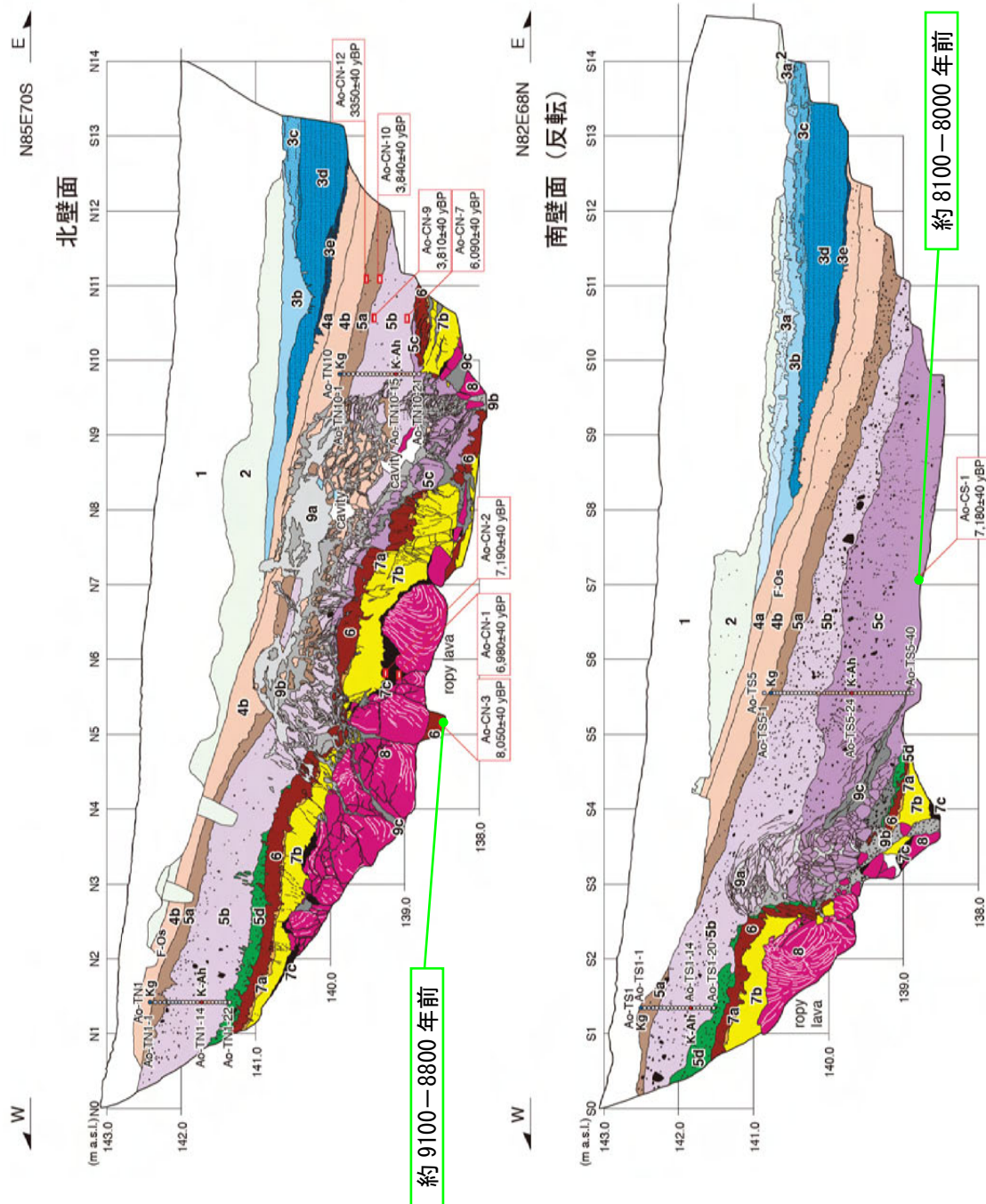


図11 青見南地点のトレンチ壁面スケッチ 産業技術総合研究所 (2007) に一部加筆
年代値は暦年補正(注12参照)後の炭素同位体年代を100年単位で [] に示した。

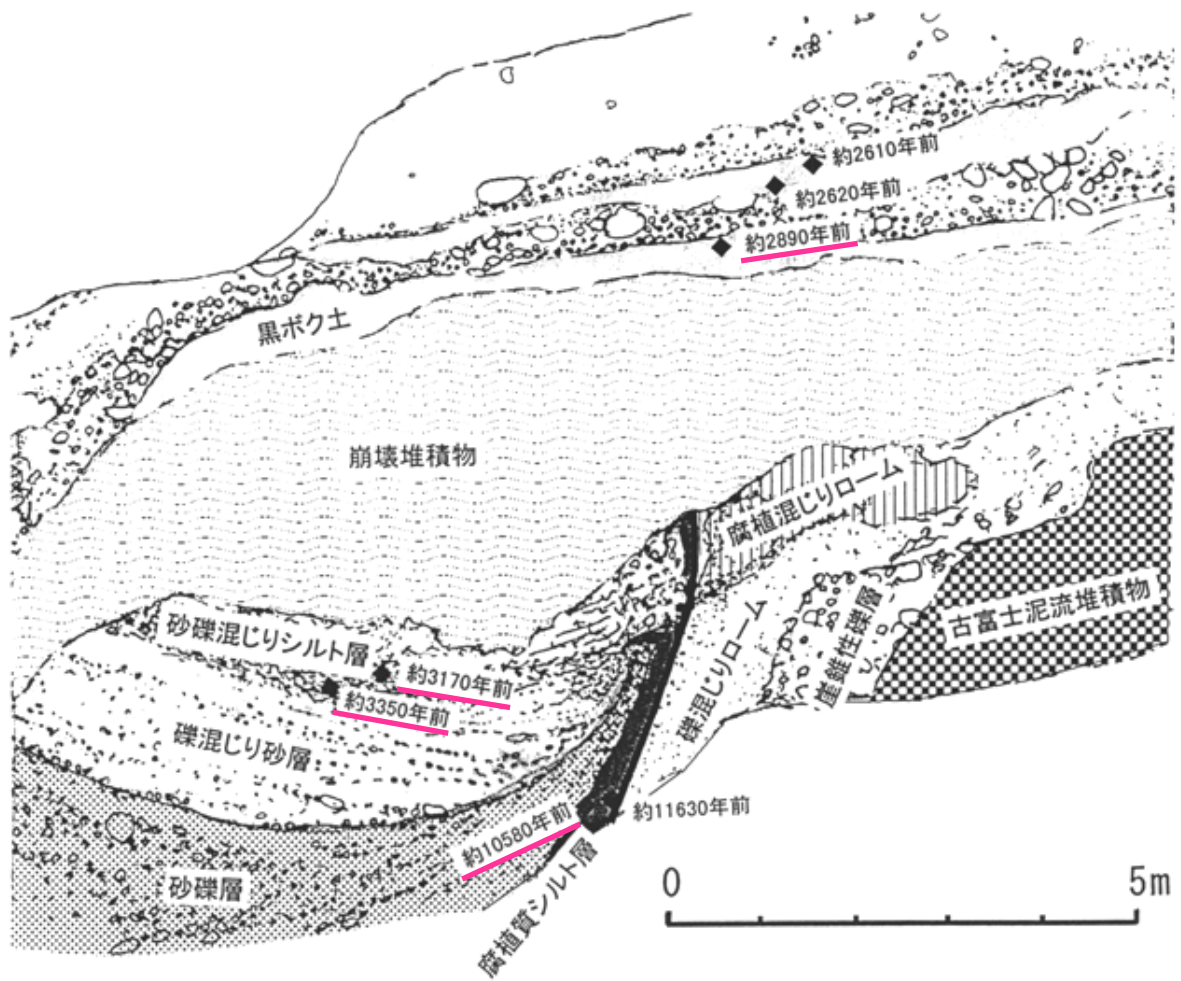


図12 山本地点のトレンチ南壁面のスケッチ 下川ほか（1996）に一部加筆（注13）

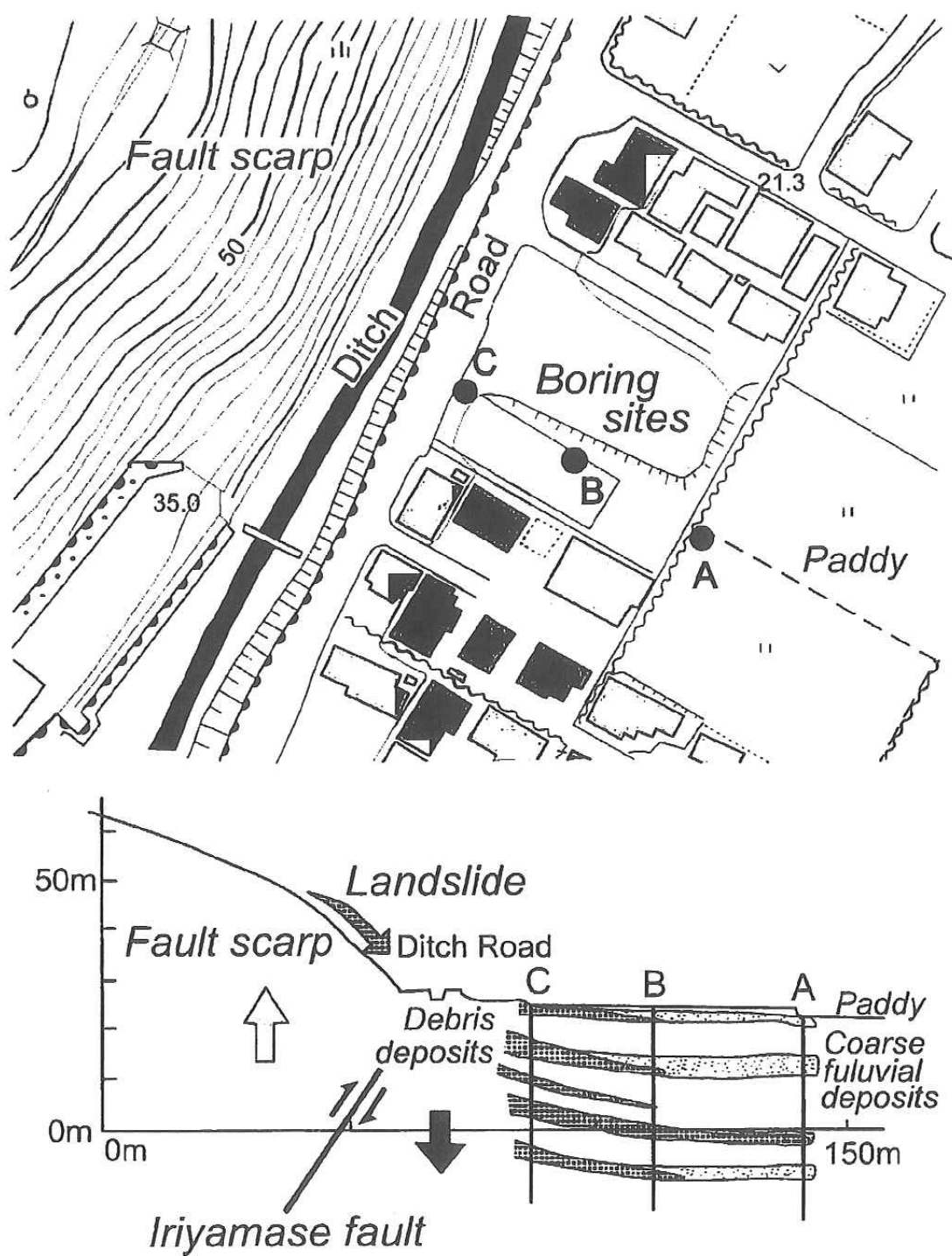


Fig. 3 Upper: Drilling arrangement at the foot of fault scarp in Takido, Fuji City
Lower: Simplified cross section of them.

図13 滝戸地点のボーリング位置（上）と地形地質断面（下）
Yamazaki et al. (2002)

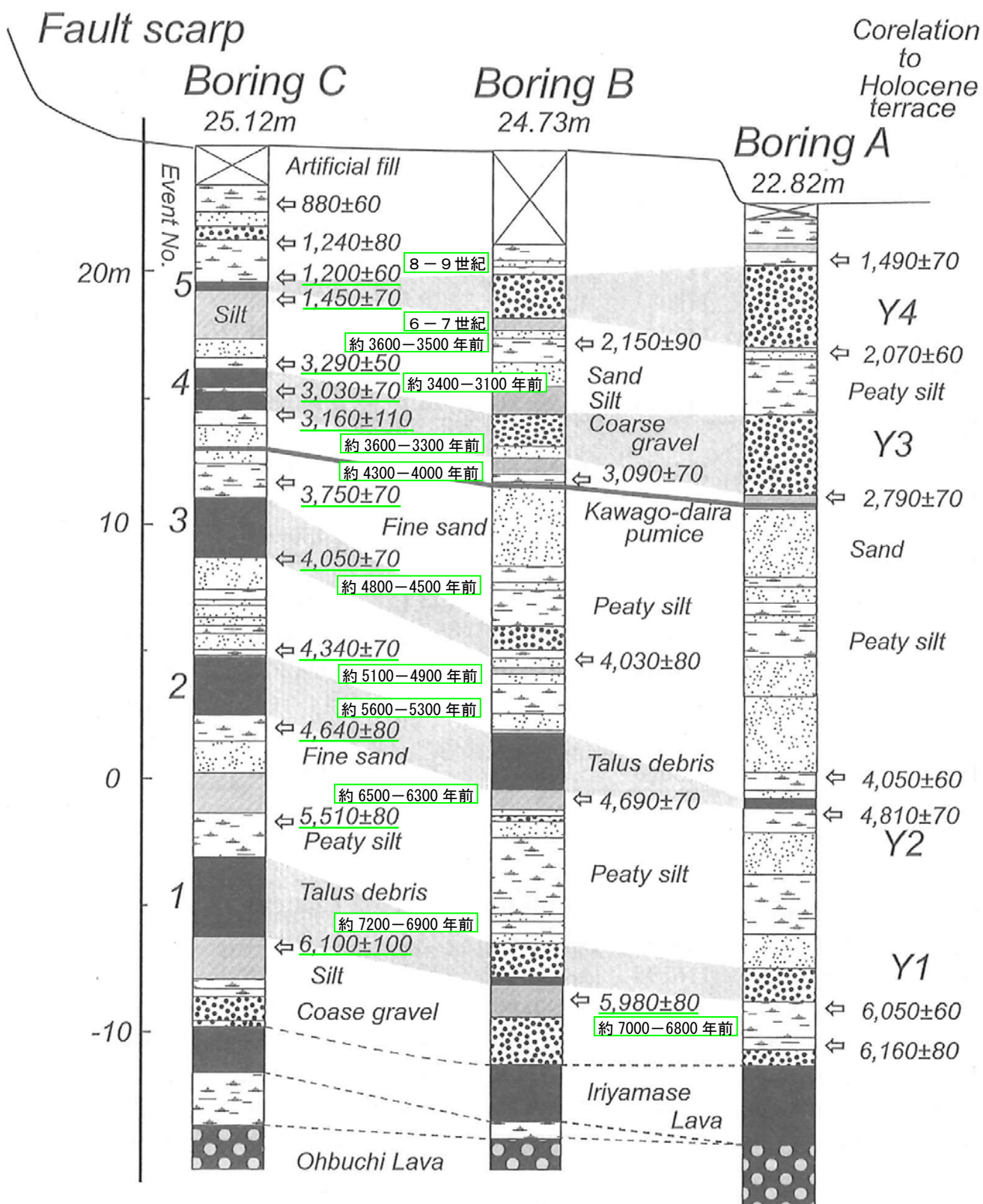
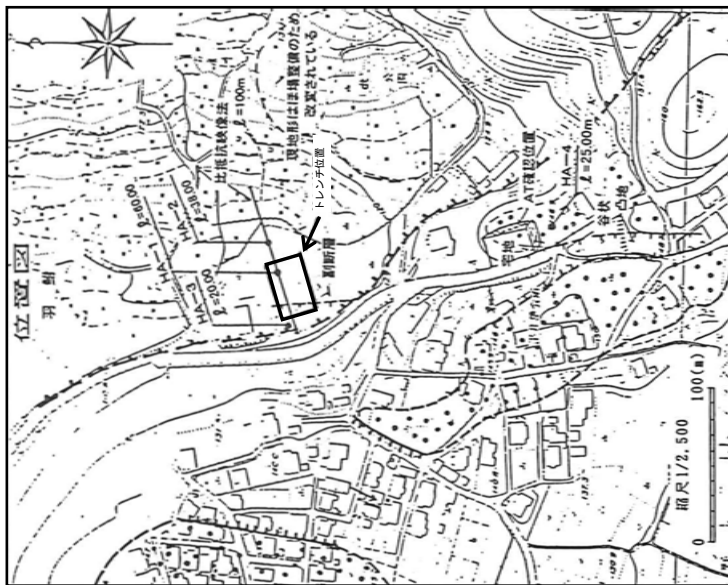
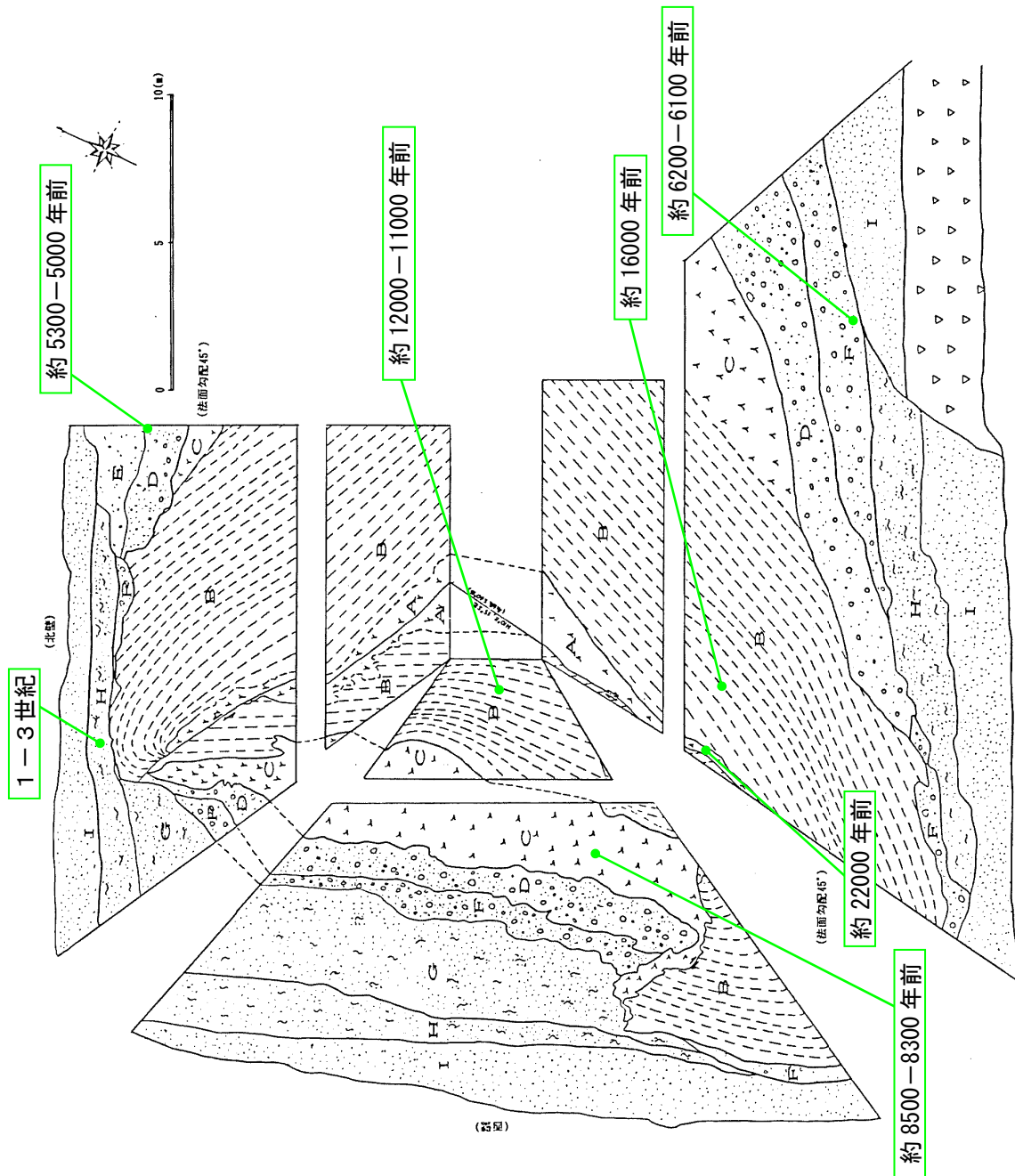


図14 滝戸地点のボーリングの柱状図 Yamazaki et al. (2002) に一部加筆
年代値は暦年補正(注12参照)後の炭素同位体年代を100年単位で に
示した。ボーリングの掘削地点は図13に示す。



- A : 黒～黒褐色腐植土層と腐植質シルトの互層
 B : 緑灰色砂質シルト層
 液状化による砂礫層の貫入をうけている。
 C : 黒色腐植土
 D : 黒灰～暗灰色砂礫層
 E : 黄褐色礫混じり砂層
 F : 赤褐色～黄褐色砂礫層
 G : 暗灰色砂質ローム層
 H : 同上 (赤褐色スコリア点在)
 I : 耕作土

図15 羽鰯地点のトレンチ壁面スケッチ 静岡県総務部地震対策課 (1996) に一部加筆
 年代値は暦年補正 (注12参照) 後の炭素同位体年代を、1万年前以前については1000年単位、
 1万年前以後については100年単位で に示した。

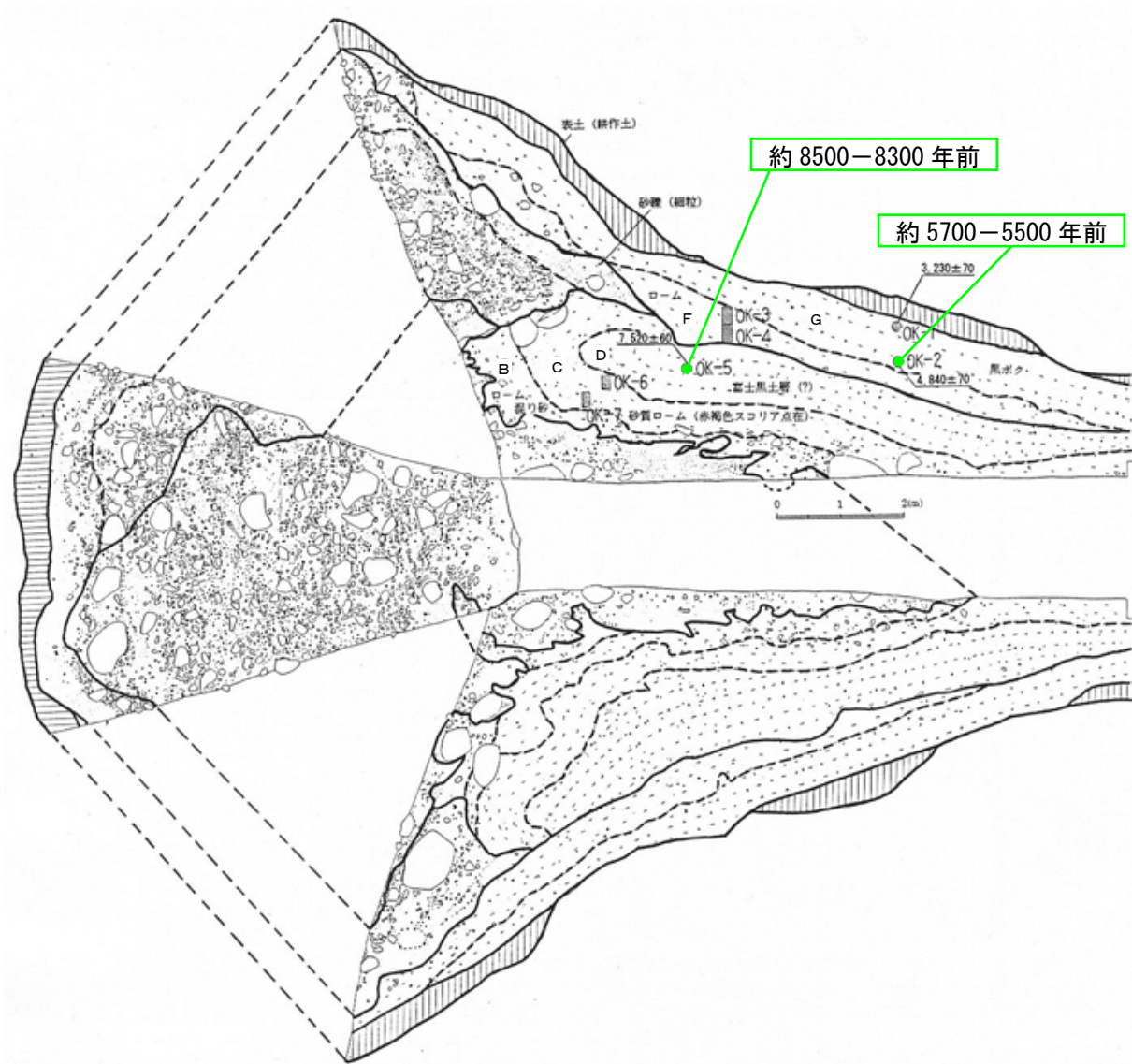


図 16 大久保地点のトレンチ壁面スケッチ

静岡県総務部地震対策課（1996）に一部加筆

年代値は暦年補正（注12参照）後の炭素同位体年代を 100 年単位で に示した。

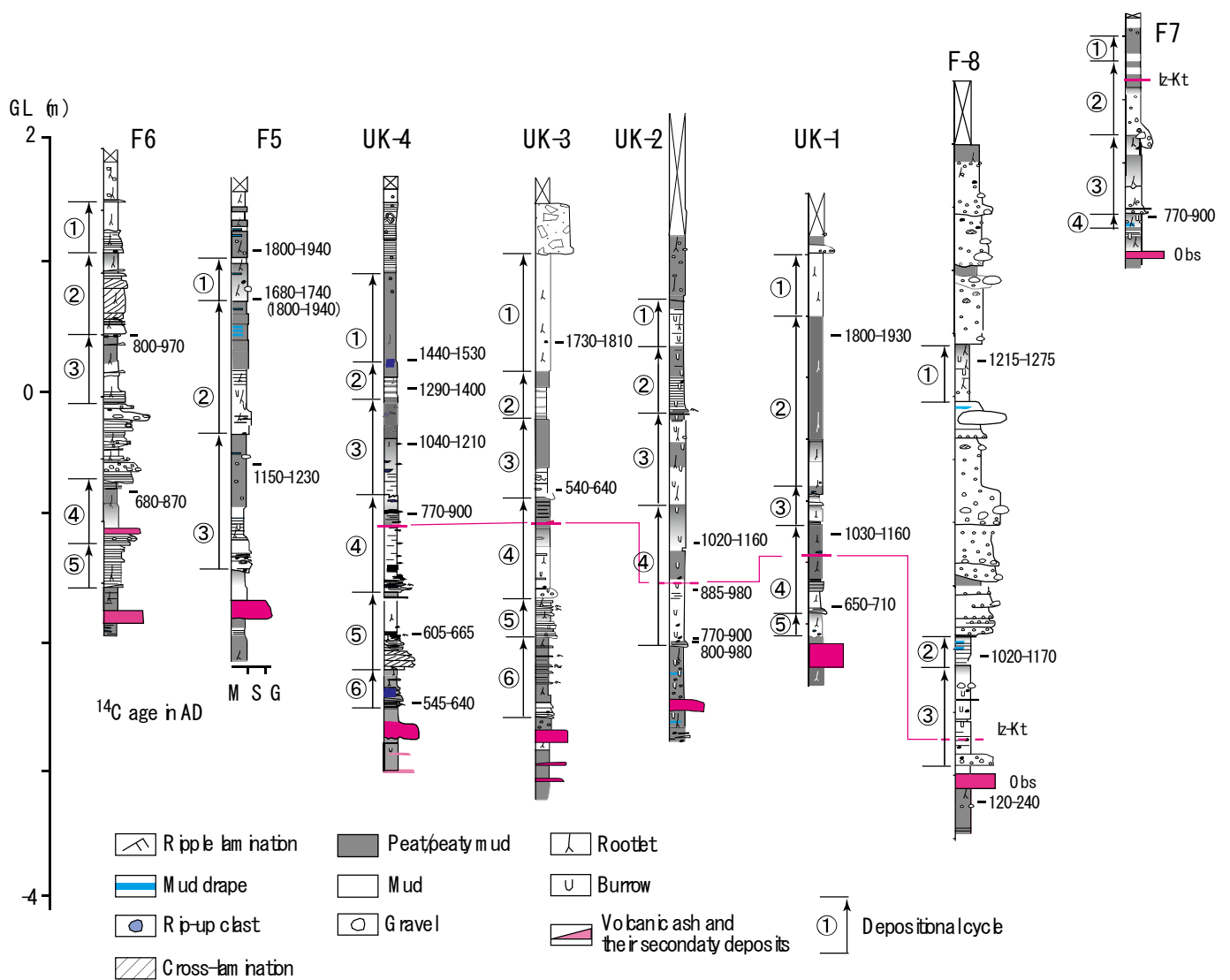


図 17 浮島ヶ原地区のボーリング位置図(上)と柱状図 (下) 藤原 (2007)

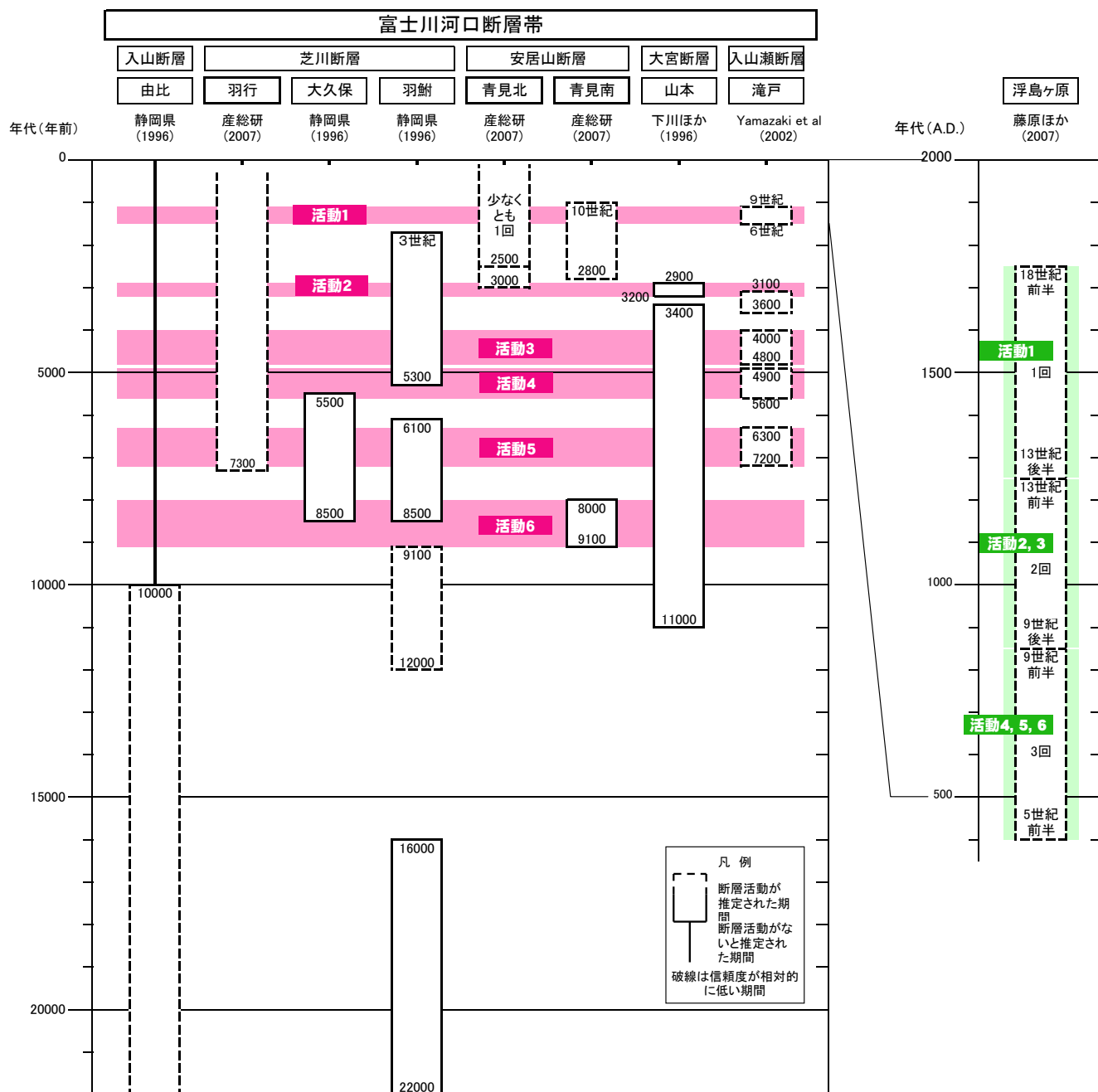


図18 富士川河口断層帯の活動の時空間分布図
 緑色はケースaの活動を、ピンク色はケースbの活動を示す。

表3 富士川河口断層帯の将来の地震発生確率及び参考指標（ケース b）

項 目	数 値	備 考
地震後経過率	0.7－1.2、もしくはそれ以下	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	2 %－11%、もしくはそれ以下	
今後 50 年以内の発生確率	3 %－20%、もしくはそれ以下	
今後 100 年以内の発生確率	7 %－30%、もしくはそれ以下	
今後 300 年以内の発生確率	30%－70%、もしくはそれ以下	
集積確率	8 %－80%、もしくはそれ以下	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(1) 経過年数	マイナス 7 年－6 百年、 もしくはそれ以下	
比	1.0－1.7、もしくはそれ以下	
指標(2)	1.0－4.8、もしくはそれ以下	
指標(3)	8 %－80%、もしくはそれ以下	
指標(4)	0.1－0.6、もしくはそれ以下	
指標(5)	0.0006－0.0008、もしくはそれ以下	

評価時点はすべて 2010 年 1 月 1 日現在。なお、富士川河口断層帯の計算に用いた最新活動時期の信頼度は低い（△）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。ポアソン過程を適用した場合の危険率は、1 千 6 百分の 1（0.0006）－1 千 3 百分の 1（0.0008）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評価時点で 1 千 6 百分の 1（0.0006）－3 百分の 1（0.004）であり、時間とともに増加する。1 千 6 百分の 1 であれば BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するまでには今後 7 年を要するが、3 百分の 1 であれば BPT 分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達してからすでに 6 百年経過していることになる。

指標(1)比：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を A とし、BPT 分布モデルによる危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率を超えるまでの時間を B とした場合において、前者を後者で割った値（A/B）である。

指標(2)：BPT 分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。

指標(3)：評価時点での集積確率（前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率）。

指標(4)：評価時点以後 30 年以内の地震発生確率を BPT 分布モデルでとりうる最大の地震発生確率の値で割った値。

指標(5)：ポアソン過程を適用した場合の危険率（1 年間あたりの地震発生回数）。

付表

地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く（◎または○）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く（△）、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く（▲）、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。

〈付録〉

富士川河口断層帯については、産業技術総合研究所（2007）の調査によりトレンチ調査などが実施され、新たな知見が得られたことから、これに基づき再検討を行い、過去の活動履歴などについて改訂を行った。

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。

富士川河口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 10 年 10 月 14 日公表)	今回の評価 (平成 22 年 10 月 20 日公表)
断層の長さ	約 20 km	約 26 km 以上 ○
平均的なずれの速度 (上下成分)	7 m/千年程度	約 7 m/千年 ○
過去の活動時期	活動 1 (最新活動) 約 2 千 1 百年前以後、10 世紀以前 活動 2 (3 つ前の活動と考えられる) 約 6 千 8 百年前以後、6 千 4 百年前以前	ケース a 活動 1 (最新活動) 13 世紀後半以後、18 世紀前半以前 △ 活動 2、3 (1 つ前、2 つ前の活動) 9 世紀前半以後 △ 活動 4、5、6 (3 つ前、4 つ前、5 つ前の活動) 5 世紀前半以後、8 世紀前半以前 △ ケース b 活動 1 (最新活動) 6 世紀以後、9 世紀以前、もしくはそれ以後 △ 活動 2 (1 つ前の活動) 約 3 千 2 百年前以後、約 2 千 9 百年前以前 ○ 活動 3 (2 つ前の活動) 約 4 千 8 百年前以後、約 4 千 年 前 以 前 △ 活動 4 (3 つ前の活動) 約 5 千 6 百年前以後、約 4 千 9 百年前以前 △ 活動 5 (4 つ前の活動) 約 7 千 2 百年前以後、約 6 千 3 百年前以前 △

			活動6（5つ前の活動） 約9千1百年前以後、約8千 年前以前	○
			（駿河トラフで発生した海溝 型地震とは独立して陸上の活 断層部分が活動した可能性も ある。この場合の過去の活動時 期は、ケースbと同じ）	
1回のずれの量	不明		ケースa 1－2m程度（上下成分） ケースb 10m程度（上下成分） （ケースaおよびbに示され た値をそれぞれ上限・下限と した範囲の値をとる可能性も ある）	△ △
平均活動間隔	1千5百－1千9百年程度		ケースa 約150－300年 ケースb 約1千3百－1千6百年 （ケースaおよびbに示された値 をそれぞれ上限・下限とした範 囲の値をとる可能性もある）	△ △
想定される地震の規模	M8程度（8.0±0.5）		マグニチュード8.0程度	△
想定されるずれの量	7m程度（上下成分）		ケースa 1－2m程度（上下成分） ケースb 10m程度（上下成分） （ケースaおよびbに示され た値をそれぞれ上限・下限と した範囲の値をとる可能性も ある）	△ △

地震発生確率 (30 年)	0.2%—11% (BPT)		ケース a (ポアソン)	d
			10%—18%	
			ケース b (BPT)	c
			2 %—11%	

対比表に示した (◎、○、△) 及び (a、b、c、d) については信頼度を表す。それぞれの詳細については注 3、注 7 を参照のこと。