

平成 15 年 8 月 7 日 地震調査研究推進本部 地 震 調 査 委 員 会
--

立川断層帯の評価

立川断層帯は、関東山地東部から武蔵野台地西部にかけて分布する活断層帯である。ここでは平成9－11年度に東京都によって行われた調査など、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

立川断層帯は、埼玉県入間郡名栗村から東京都青梅市、立川市を経て府中市に至る断層帯で、名栗断層と立川断層から構成される。全体として長さは約33kmで、概ね北西－南東方向に延びている。本断層帯は北東側が相対的に隆起する断層で、北西部では左横ずれを伴う（図1、2及び表1）。

2 断層帯の過去の活動

立川断層帯の平均的な上下方向のずれの速度は、0.2－0.3m/千年程度と推定される。本断層帯の最新活動時期は約2万年前以後、約1万3千年前以前で、平均活動間隔は1万－1万5千年程度であった可能性がある（表1）。

3 断層帯の将来の活動

立川断層帯では、将来マグニチュード7.4程度の地震が発生すると推定され、その際に北東側が相対的に2－3m程度高まる撓（たわ）みや段差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。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）。

4 今後に向けて

立川断層帯では、過去の活動を直接示す資料がほとんど得られておらず、最新活動時期や平均活動間隔の数値も信頼度が低い。このため、過去の活動履歴についてより精度のよい資料を得る必要がある。また、本断層帯の南東部も左横ずれを伴っているという指摘があるが、その実態は明らかにされていないため、これを明らかにする必要がある。

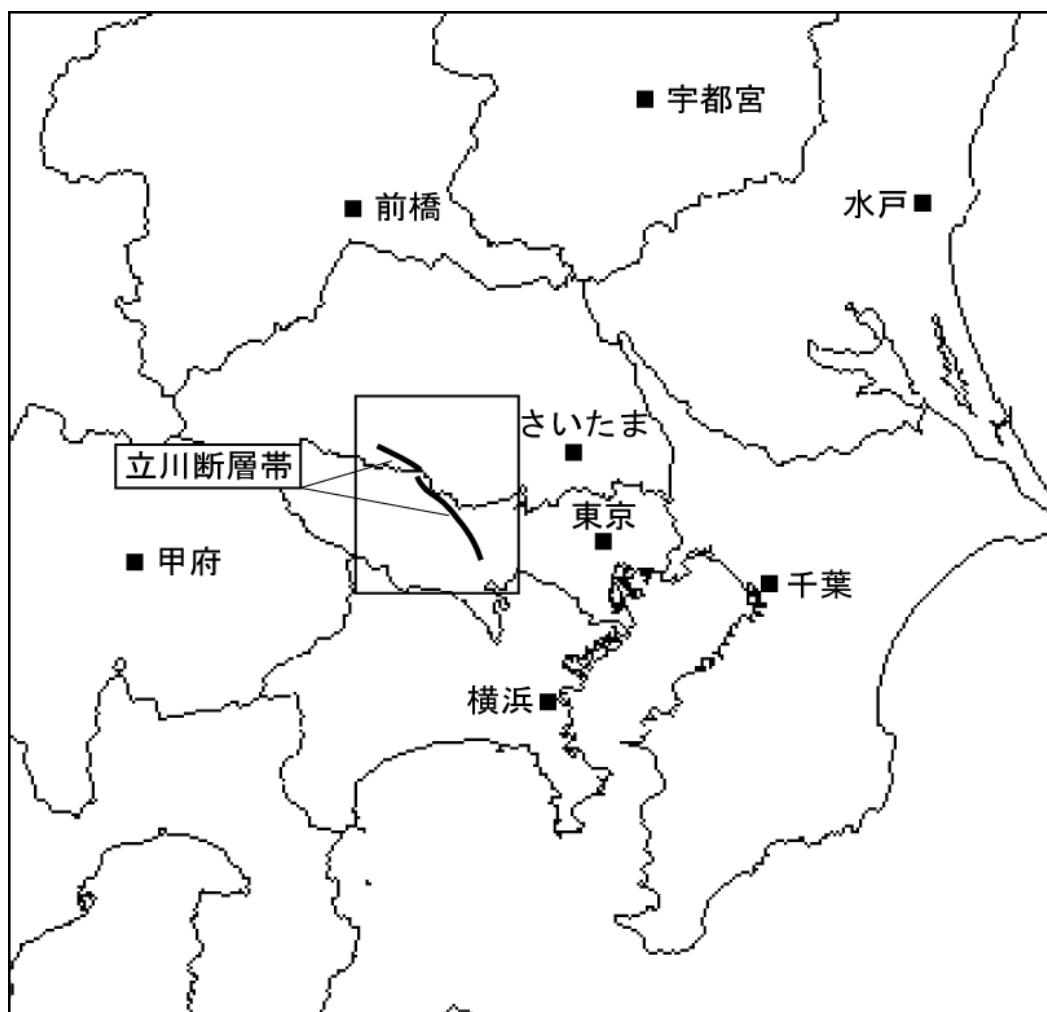


図1 立川断層帯の概略位置図(長方形は図2の範囲)

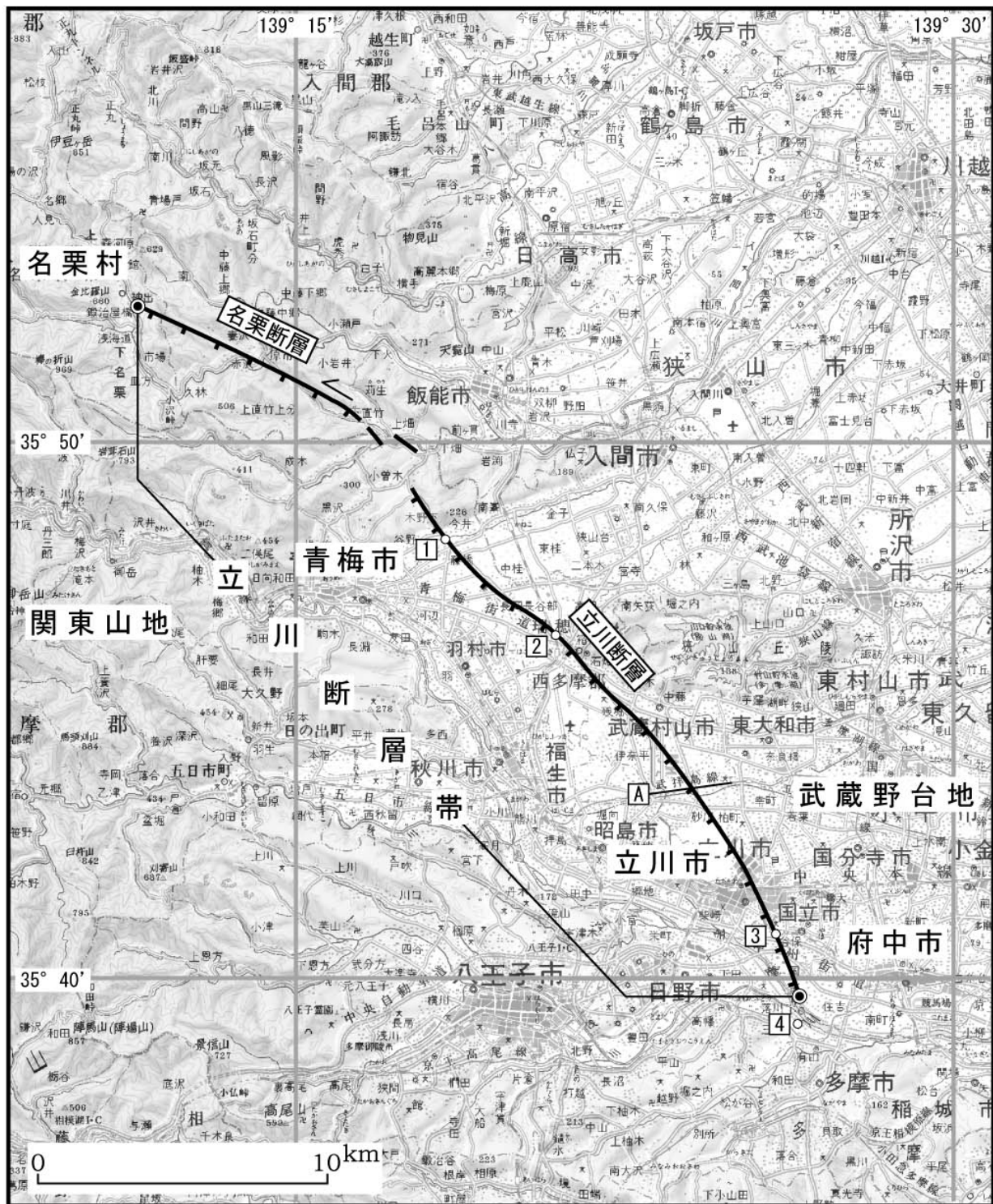


図2 立川断層帯の活断層位置と主な調査地点

- 1：藤橋地点 2：箱根ヶ崎地点 3：谷保・矢川地点 4：一の宮地点
A：文献7
●：断層帯の北西端と南東端
活断層の位置は文献3及び5に基づく。
基図は国土地理院発行数値地図200000「東京」を使用。

表 1 立川断層帯の特性

項 目	特 性	信頼度 (注 3)	根 拠 (注 4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 立川断層帯を構成する断層	立川断層 名栗断層		文献 3 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 35° 53′ 東経 139° 11′ (南東端) 北緯 35° 40′ 東経 139° 27′ 長さ 約 33km 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 N40° W 傾斜 極めて高角 (深さ約 1 km 以浅) 幅 不明	○ ○ ○ ◎ ◎ ○	文献 3、5 による。数値は図 2 から計測。形状は図 2 を参照。 上端の深さが 0 km であることから推定。 一般走向は、断層帯の北西端と南東端を直線で結んだ方向 (図 2 参照)。 傾斜は、文献 7 に示された反射法弾性波探査結果による。
(3) 断層のずれの向きと種類	北東側隆起 北西部では左横ずれ成分を伴う	◎	文献 4、8 に示された地形の特徴から推定。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.2—0.3m/千年程度 (上下成分) 横ずれ成分は不明	○	文献 2、8 による。
(2) 過去の活動時期	活動 1 (最新活動) : 約 2 万年前以後、1 万 3 千年前以前 (注 5)	△	文献 6、8 記載の資料及び文献 2 から推定。
(3) 1 回のずれの量と平均活動間隔	1 回のずれの量 2—3m 程度 (注 5) 平均活動間隔 1 万—1 万 5 千年程度 (注 5) (本断層帯では左横ずれ速度が明らかではないが、仮にこれが大きいとすれば平均活動間隔はさらに短くなる可能性もある。)	△ △	断層の長さから推定 説明文参照
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で 1 区間 (注 5)	○	断層の位置関係・形状などから推定。

3. 断層帯の将来の活動				
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間	断層帯全体で1区間（注5）	○	断層の位置関係・形状などから推定。
	地震の規模	マグニチュード7.4程度（注5）	○	断層の長さから推定。
	ずれの量	2－3m程度（注5）	△	断層の長さから推定。

表2 立川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
地震後経過率（注8）	0.9 － 2.0	c	発生確率及び集積確率は文献1による。
今後30年以内の地震発生確率	0.5% － 2%		
今後50年以内の地震発生確率	0.8% － 4%		
今後100年以内の地震発生確率	2% － 7%		
今後300年以内の地震発生確率	5% － 20%		
集積確率（注9）	30% － 90%より大		

注1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層帯のうち、2001年4月時点で調査結果が公表されているものについて、その資料を用いて今後30年間に地震が発生する確率を試算すると概ね以下になると推定される。

98断層帯のうち約半数の断層帯：30年確率の最大値が0.1%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が3%以上

（いずれも2001年4月時点での推定。確率の試算値に幅がある場合はその最大値を採用。）

この統計資料を踏まえ、地震調査委員会の活断層評価では、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率（最大値）が3%以上の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後30年間の地震発生確率（最大値）が0.1%以上－3%未満の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

注2：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率（うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「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）による暫定値）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）	野島断層 （兵庫県）	0.4%－8%	2%－80%	約1.8－約3.0
1858年飛越地震 （M7.0－7.1）	跡津川断層 （岐阜県・富山県）	ほぼ0%－10%	ほぼ0%－ 90%より大	約1.9－約3.3
1847年善光寺地震 （M7.4）	長野盆地西縁断層 （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」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1万年の場合は30年確率の最大

値は3%程度、1万5千年の場合は2%程度である。

注3：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。◎：高い、○中程度、△：低い

注4：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)

文献2：貝塚ほか(2000)

文献3：活断層研究会(1991)

文献4：松田ほか(1975)

文献5：関口ほか(1996b)

文献6：東京都(1998)

文献7：山口ほか(1998)

文献8：山崎(1978)

注5：この評価では、最新活動時期を約2万年前以後、1万3千年前以前として、平均活動間隔を1万ー1万5千年程度と評価したが、断層の最新活動時期がこれよりも大幅に新しい時期で、平均活動間隔も短いとする説もある。その場合、最新活動後、評価時点までの経過時間は平均活動間隔に比べて短い時間であるため、地震後経過率、地震発生確率、及び現在までの集積確率も大幅に小さな値になる。また、1回の変位量及び活動区間についても、再検討が必要となる。なお、このような説の根拠については説明文を参照のこと。

注6：評価時点はすべて2003年1月1日現在。「ほぼ0%」は $10^{-3}\%$ 未満の確率値を示す。

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。今回の評価の数字で、0.9は1万3千年を1万5千年で割った値であり、2.0は2万年を1万年で割った値。

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 立川断層帯に関するこれまでの主な調査研究

立川断層は、松田・星埜 (1974)、松田・羽田野 (1975) によってその存在を指摘され、東京都消防局による調査 (松田ほか, 1975 ; 貝塚, 1975 ; 菊池, 1975 ; 貝塚ほか, 1977) により、断層の位置や地表の変位量などが示された。また、本断層帯の北西部に位置する名栗断層は松田ほか (1975) により命名された。山崎 (1978) は、立川断層付近の地形面の詳細な対比を行い、段丘面の変位量と立川断層の変位速度を求めた。(財) 地震予知総合研究振興会 (1984) は、建設省国土地理院 (1978, 1979) が行った調査をもとに立川断層の活動時期の推定を行った。角田 (1983)、角田ほか (1988, 1994)、角田・立川断層研究グループ (1995) は、ボーリング及びトレンチ調査を行って断層の活動履歴を推定した。東郷ほか (1996) は立川断層南端部付近で遺跡調査によって現れた露頭を記載し、断層の活動時期を推定した。東京都 (1998, 1999, 2000) は、反射法弾性波探査、ボーリング調査及びトレンチ調査など立川断層に関する総合的な調査を行って、地下の断層形状、活動履歴等を推定した。また、萩原ほか (1988) は立川断層の周辺で重力調査を行い、その結果から立川断層が左横ずれ成分を伴っている可能性を指摘した。さらに、山口ほか (1998) によって反射法弾性波探査が行われている。

2 断層帯の評価結果

2. 1 断層帯の位置・形態

(1) 立川断層帯を構成する断層

立川断層帯は、埼玉県入間郡名栗村から東京都青梅市及び立川市を経て府中市に至る断層帯で、名栗断層と立川断層から構成される (図 2)。本断層帯の北西部には名栗断層が分布しており、約 2 km の断層不連続区間を経て、その南東側に立川断層が分布する。立川断層は武蔵野台地の西部に位置しており、狭山丘陵の西縁を限るとともに、武蔵野面や立川面などの段丘面を変形させ、幅の広い撓曲帯を構成している。本断層帯は全体として北西-南東方向に、わずかに北東側に凸の弧を描くように延びている。しかし、多摩川の現沖積面及びその南側の多摩丘陵に断層変位地形は認められない。本断層帯の位置は、松田ほか (1975)、活断層研究会 (1991)、1:25,000 都市圏活断層図 (関口ほか, 1996a, b ; 東郷・宮内, 1996) などに示されている。ここでは、断層帯の位置・名称は活断層研究会 (1991) 及び関口ほか (1996b) によった。

(2) 断層面の位置・形状

本断層帯の長さ及び一般走向は、図 2 に示す断層帯の両端を直線で結んで計測すると、それぞれ約 33km、N40° Wとなる。

地下の断層面の位置及び形状は、地表における断層帯の位置及び形状と地下の地質構造等から推定した。

断層面上端の深さは、断層による変位が地表に現れていることから 0 km とした。

山口ほか (1998) が行った反射法弾性波探査結果 (図 3) によると、断層面の傾斜は地下約 1 km 以浅では極めて高角と推定される。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)

立川断層は、山崎 (1978) に示された変位地形などから、相対的に北東側が隆起する上下成分をもつと考えられる。なお、松田ほか (1977) は立川市砂川で逆断層の露頭を記載している。

また、名栗断層では北東側の相対的隆起と断層を横切る河川等の屈曲が認められる (松田ほか, 1975 など)。なお、断層面が極めて高角であること及び重力異常のデータ (萩原ほか, 1988) から、立川断層が横ずれ変位成分を伴っている可能性も示唆されるが、横ずれ変位地形はほとんど認められず詳細は不明である。

以上のことから、本断層帯は断層の北東側が相対的に隆起する断層で、北西部では横ずれ成分を伴うと考えられる。

2. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度 (平均的なずれの速度) (注 10)

断層帯の北西部の名栗断層沿いでは、尾根や谷の系統的な左屈曲が認められるが、その活動度はC級とされている(活断層研究会, 1991)。

山崎(1978)は、立川断層の近傍で地形面の対比を行い、簡易測量によって更新世後期の段丘面(Tc2、Tc3面)の上下変位量を測定した。立川断層中部の武蔵村山市三ツ木から立川市砂川付近に至る区間ではTc2面に4.5–5.8m程度の上下変位が報告されており、また、Tc3面については、立川断層北西部の西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎付近で2.0–3.8m程度、立川断層の南東端に近い国立市矢川付近で1.6–2.5m程度の上下変位が報告されている。貝塚ほか(2000)によりTc2面の形成年代は約2–3万年前、Tc3面の形成年代は約1.5–2万年前とされていることから、平均上下変位速度は、立川断層の中部で0.15–0.29m/千年、また、断層北西部で0.1–0.25m/千年、断層南東端付近で0.08–0.17m/千年と求められる。さらに山崎(1978)は、箱根ヶ崎地点のさらに北西側で約13万年前及び約8万年前と推定した段丘面のそれぞれの変位量を計測し、この付近の平均上下変位速度を0.04–0.06m/千年と求めている。

なお、(財)地震予知総合研究振興会(1984)は、立川断層北西部で行われたボーリング調査結果から、約2万年前の地層の変位量を約5.6–7mと推定しているが、数値の誤差が大きいと考えられるためここでは採用しない。

以上、本断層帯ではいくつかの数値が得られているが、ここでは立川断層の中部でTc2面の変位から得られた数値を用いて、過去約2–3万年間の平均上下変位速度は0.2–0.3m/千年程度であったと推定する。

横ずれ変位速度については具体的な数値は得られていない。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

立川断層では比較的多くの古地震学的調査が行われている。上述のように、約1.5万–2万年前のTc3面が変位しており、さらに東京都(1998)が行った藤橋地点のAトレンチでは、約3万年前以後、約1万3千年前以前(注11)の活動が認められる。したがって、本断層帯では、約2万年前以後、約1万3千年前以前に活動があり、これが本断層帯の最新活動であった可能性がある。

なお、立川断層を横切る河川の堆積環境の変化が断層の変位に起因すると推定して、断層の活動時期を求めた資料が(財)地震予知総合研究振興会(1984)、角田ほか(1988)、東京都(1998, 1999, 2000)によって示されている。これらの資料に基づくと、本断層帯の最新活動時期は大幅に新しい時期に活動したことになる。しかし、いずれの資料においても、堆積環境の変化が断層の変位に起因したかどうかについての十分な根拠が示されていない。

各地点の調査結果の概要は以下のとおりである。

① 藤橋地点

本地点は青梅市東部の霞川に沿う沖積低地に位置する。

東京都(1998)は立川断層の撓曲崖付近で2つ(A、B)のトレンチ調査を行った。このうちAトレンチでは、下位より礫層、シルト–砂層(Af-8)、青灰色粘土層(Af-7)、淡灰色粘土層(Af-6)、淡褐灰色細礫混・砂質粘土層(Af-5)、淡褐灰色砂質粘土層(Af-4)が分布しており、その上位にローム層、黒土層などが認められる(図4)。北側壁面では最下位の礫層が上流側に傾斜しており、上位のシルト–砂層(Af-8)の上面も同じように西に向かってわずかに低くなるように分布している。一方、上位の青灰色粘土層(Af-7)及び淡灰色粘土層(Af-6)はトレンチ壁面の中央部から西側のみに認められ、変形しているかどうかは不明である。しかし、さらに上位の淡褐灰色細礫混・砂質粘土層(Af-5)はこれらを覆っており、変形は認められない。したがって、断層活動はシルト–砂層(Af-8)堆積後、少なくとも淡褐灰色細礫混・砂質粘土層(Af-5)堆積前にあった可能性がある。両層から得られた¹⁴C年代値から、その時期は約3万年前以後、約1万3千年前以前となる。

一方、山崎（1978）は、瑞穂町箱根ヶ崎付近及び国立市矢川付近で Tc3 面の上下変位を確認している。Tc3 面の年代値は約 1.5 万－2 万年前と推定されている（貝塚ほか，2000）ことから、上記 A トレンチの結果と合わせると、本断層帯の最新活動時期は約 2 万年前以後、1 万 3 千年以前となる。

本地点付近で行われた上記以外の調査の概要は以下のとおりである。

（財）地震予知総合研究振興会（1984）は、立川断層の撓曲崖を横断して実施された群列ボーリング調査（建設省国土地理院，1978，1979）の再解析を行い、撓曲崖の低下側のみに分布が認められた地層をイベント堆積物として、この上位及び下位の地層から得られた ^{14}C 年代値から断層活動時期を約 2 千 5 百年前以後、8 世紀以前と推定した。しかし、地層の対比は各々数十 m 離れて掘削されたボーリング結果に基づくものであり、年代値も断層から離れたボーリングから得られたものであるため、この時期に断層が活動したとする根拠に乏しい。

角田ほか（1988）は、断層低下側（霞川の上流側）の沖積低地でトレンチ調査を行い、壁面で粗粒堆積物層の上位に細粒堆積物層が分布するのが認められたことから、この堆積環境の変化が立川断層の活動による河川の堰き止めによるものと推定した。また、角田ほか（1994）は、角田ほか（1988）のトレンチ地点から約 150m 南の断層下盤側の低地で再びトレンチ及びボーリング調査を行い、沼地・泥炭地性堆積物の存在を確認し、これが断層活動に伴う河川の堰き止めによって形成されたものと推定し、その時期（1－8 世紀頃）を求めた。しかし、いずれについても間接的な資料に基づく断層活動の可能性の指摘であり、根拠に乏しい。

東京都（1998）は、断層下盤側の低地で断層線と平行する方向に群列ボーリングを掘削した。その結果この付近に 4 つの埋没谷の存在を推定し、これらの埋没谷の形成が周期的であること、また、山崎（1978）の推定した断層の活動周期とほぼ一致することから、埋没谷の急速な埋積は断層活動と関連している可能性が高いとして、各地層から得られた ^{14}C 年代値から約 2 万年前以降 4 回の活動時期を推定した。また、これらの結果をもとに、東京都（2000）は最新活動時期（5 世紀－10 世紀頃）を求めている。しかしながら、このような埋没谷の埋積が、断層活動が原因である可能性は否定できないが、その根拠に乏しい。

東京都（1999）は、東京都（1998）による 2 つのトレンチ掘削地点から約 400－500m 東側の霞川調整池でトレンチ調査を実施した。トレンチ壁面では細粒砂－シルトからなる地層の擾乱が認められたことから、東京都（1999）は、この擾乱が断層活動によるものと推定した。しかし、このことが立川断層の活動と直接関係付ける根拠にはならない。

② 箱根ヶ崎地点

東京都（1998）は西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎の断層下盤側に位置する「旧狭山ヶ池」及びその北東方の撓曲崖上でボーリング調査を行い、砂礫層が水平距離約 200m 間で約 5m 上下変位しているとして、砂礫層堆積後に断層活動があったとした。しかし、これが断層活動に伴う変位であるかどうかは不明である。

その後、東京都（1999）は、東京都（1998）によるボーリング調査で得られた試料の詳細な分析を行い、「深度約 1.62m 付近ではかの深度に比べ試料の土壌化の進行が著しいことが確認されたことから、このことは土壌化を引き起こす環境変化があったことを示し、立川断層の活動と直接関連する可能性がある」とし、その時期（4 世紀－6 世紀）を推定している。また、これより下位に「腐植土の直下にやや粗粒な堆積物（タービダイト様、イベント堆積物の可能性あり）がみられ、この時期に何らかの活動が考えられる」とした。しかし、これらについても確実な断層活動とするには根拠に乏しい。

なお、山崎（1978）は、本地点付近で沖積面に約 1.4m の上下変位が認められるとしているが、東京都（1999）のボーリング調査結果によれば隆起側の地形面を沖積面と特定することはできない。

③ 谷保・矢川地点

国立市谷保付近では、東京都（1999，2000）により Tc3 面とそれを開析する矢川の谷底で

複数のトレンチ調査とボーリング調査が行われている。

ボーリング及びトレンチ調査の結果から、東京都（1999）は、河川堆積物の上位に分布する黒ボク土は断層活動による矢川の流路変遷に伴う堆積物と推定し、河川の流路や流量の変化があった可能性を指摘した。しかし、これが断層活動の結果によるものかどうかは他の地点との関係を考慮する必要があるとしている。

また、東京都（1999, 2000）は、この付近で確認された4つの層の黒ボク土のうち、あるトレンチでは下位の2つの層の黒ボク土が欠如していることから、新しい河道の形成などの時期（1世紀－9世紀）を推定し、これが立川断層の最新の活動に対応しているとしている。

しかし、東京都（2000）が述べているように、これらは河川の流路変更に伴うものである可能性はあるが、確実な断層活動によるものとするだけの根拠に乏しい。

④ 一の宮地点

東郷ほか（1996）は、多摩市一の宮において遺跡の発掘調査に伴い出現した露頭を記載し、立川断層の活動時期を論じている。しかし、本地点は活断層研究会（1991）が示した立川断層南東端のさらに南方に位置しており、また、断層の延長方向よりやや西側にある。さらに付近には断層変位地形が認められないことから、これが断層活動に直接結びつく可能性は低いと考えられ、他の原因により生じた可能性もある。

b) 先史時代・歴史時代の活動

本断層帯付近で発生した可能性がある歴史地震として、878年の相模・武蔵の地震（マグニチュード7.4）、1647年の武蔵・相模の地震（マグニチュード $6.5 \pm 1/4$ ）及び1649年の武蔵・下野の地震（マグニチュード $7.0 \pm 1/4$ ）がある（宇佐美，1996）。しかし、いずれの地震も本断層帯との関係は不明である。

（3）1回の変位量（ずれの量）（注10）

本断層帯では、地形・地質調査からは1回の活動に伴う変位量は得られていない。しかし、断層帯の長さが約33kmであることから、下記の経験式（1）、（2）（松田，1975）によれば、1回の変位量は2.6mと求められる。したがって、本断層帯の1回の活動に伴う変位量は2－3m程度であった可能性がある。

Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Dは断層の変位量（m）、Mは地震のマグニチュードである。

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

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

（4）活動間隔

上述のように、立川断層中部ではTc2面に4.5－5.8m程度の上下変位が認められる（山崎，1978）。一方、本断層帯では1回の活動に伴う変位量は2.6m程度と求められており、この変位量を上下成分とすれば、Tc2面の上下変位量は2回分の活動に相当する。Tc2面の形成年代（約2万－3万年前；貝塚ほか，2000）から、本断層帯の平均活動間隔は1万－1万5千年程度と求められる。ただし、ここでは経験式により求めた1回の変位量を上下変位量として平均活動間隔を求めているが、仮に本断層帯では横ずれ成分が大きいとすれば、平均活動間隔はここで求めた数値よりも短くなる可能性もある。

なお、立川断層を横切る河川の堆積環境の変化が断層の変位に起因すると推定して、断層の活動時期から活動間隔を求めた見解（東京都，2000）によると、本断層帯の平均活動間隔は短くなる。この場合、前述の「1回の変位量」、及び後述の「活動区間」についても、再検討が必要となる。

（5）活動区間

本断層帯は、松田（1990）の基準に基づけば一つの起震断層を構成しているとみることができる。

（６）測地観測結果

1985 年以後約 10 年間の測地観測結果によると、本断層帯周辺では南－北方向ないし北西－南東方向の縮みがみられる。また、最近 5 年間の GPS 観測結果によると北東－南西方向の伸び、北西－南東方向の縮みがみられる。なお、このような縮みの方向は本断層帯の走向とは整合しないため、この原因について明らかにすることが望ましい。

（７）地震観測結果

1997 年以降、本断層帯の北西端及び南東延長部付近では地震活動は比較的活発であるが、断層帯の中央部付近では地震が発生しておらず、本断層帯付近の地震発生層の下限の深さは不明である。なお、本断層帯北西端付近の地震の発震機構は北東－南西方向に圧力軸を持つ。

2. 3 断層帯の将来の活動

（１）活動区間と活動時の地震の規模

2. 2（５）で述べたように、本断層帯は全体が一つの活動区間として同時に活動すると推定される。この場合、長さが約 33km であることから、経験式（１）により発生する地震の規模を求めると、マグニチュード 7.4 となる。また、その際に本断層帯の北東側が南西側に対し、相対的に 2－3m 程度隆起する可能性がある。

（２）地震発生の可能性

本断層帯の平均活動間隔は 1 万－1 万 5 千年程度、また、最新活動時期が約 2 万年前以後、1 万 3 千年前以前の可能性があることから、本断層帯では、最新活動後、評価時点（2003 年）までの経過時間は約 1 万 3 千－2 万年となり、平均活動間隔の 0.9－2.0 倍の時間が経過していることになる。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 0.5%－2%、0.8%－4%、2%－7%、5%－20%となる。また現在までの集積確率は 30%－90%より大となる。

なお、断層の活動時期を、立川断層の変位に起因したとする河川の堆積環境の変化から求めた資料に基づくと、最新活動時期は上述の結果よりも大幅に新しい時期になり、平均活動間隔も短くなる。その場合、最新活動後、評価時点までの経過時間は平均活動間隔に比べて短い時間であるため、地震後経過率、地震発生確率、及び現在までの集積確率も大幅に小さな値になる。

3 今後に向けて

本断層帯では、過去の活動を直接示す十分な資料は得られておらず、最新活動時期、平均活動間隔ともに信頼度の高い数値が得られていない。しかも、ここで評価したものとは異なる活動時期の可能性の指摘もあることから、さらに調査を行うことが必要である。また、本断層帯の南東部の立川断層も左横ずれを伴っているとする指摘があるが、その実態は明らかにされていないためこれを明らかにする必要がある。

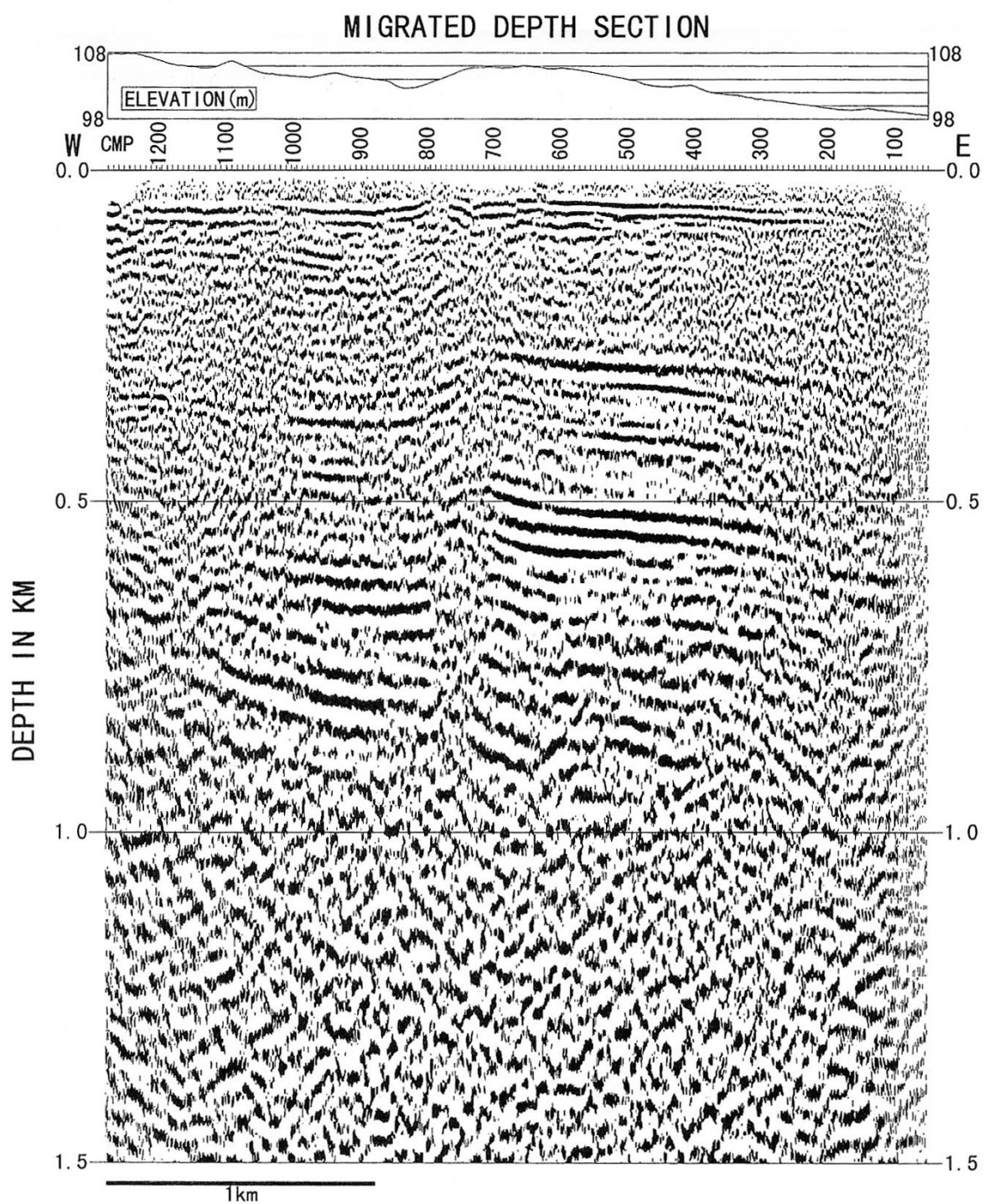
注 10：「変位」を、1 頁の本文及び 4－5 頁の表 1 では、一般にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは専門用語である「変位」が、本文や表 1 の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓（たわ）みの成分」よりなる。

注 11：10,000 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 1σ 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

- 萩原幸男・村田一郎・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平 (1988) : 活断層の重力調査 (4) - 立川断層の検出. 地震研究所彙報, **63**, 115-129.
- 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) : 「(改訂試案) 長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 貝塚爽平 (1975) : 台地面の変形から知られる活構造, 東京直下地震に関する調査 (その2) - 活断層及び耐震工法等に関する考察-. 東京都防災会議, 43-54.
- 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, 東京直下地震に関する調査研究 (その4), 東京都防災会議, 165-195.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (2000) : 「日本の地形4 関東・伊豆小笠原」. 東京大学出版会, 349 p.
- 活断層研究会 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 建設省国土地理院 (1978) : 「立川地区地質調査報告書」. 39p.
- 建設省国土地理院 (1979) : 「多摩地区中央線沿線地域整備計画調査 立川地区地質調査」. 昭和53年度国土総合開発事業調整費, 68p.
- 菊地隆男 (1975) : 関東平野西部の活断層による多摩面の変形, 東京直下型地震に関する調査 (その2) - 活断層及び耐震工法等に関する考察-. 東京都防災会議, 66-74.
- 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.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第2輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, **65**, 289-319.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗 (1975) : 西関東の活断層. 東京直下地震に関する調査 (その2) - 活断層及び耐震工法等に関する考察-. 東京都防災会議, 75-108.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) : 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑誌, **86**, 92-109.
- 松田博幸・羽田野誠一 (1975) : 関東平野西辺の線上構造について. 日本地理学会予稿集, **8**, 76-77.
- 松田博幸・星埜由尚 (1974) : 関東平野とその周辺の線状構造について. 第28回建設省技術研究会講演概要, 7-10.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151p.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「川越」. 国土地理院技術資料 D. 1-333.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「青梅」. 国土地理院技術資料 D. 1-333.
- 角田清美 (1983) : 武蔵野台地の西端, 古霞湖の ^{14}C 年代-日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (145) -. 地球科学, **37**, 114-116.
- 角田清美・鹿島 薫・鈴木毅彦・嶋本利彦・松田時彦 (1994) : 東京都青梅市霞川低地の堆積過程と立川断層-1991年における掘削調査および試錐調査の結果-. 活断層研究, **12**, 30-39.
- 角田清美・鈴木毅彦・山縣耕太郎・貝塚爽平・今泉俊文・松田時彦・深谷 元・土屋洋道 (1988) : 立川断層の活動に伴って生じた古霞湖のトレンチ調査. 活断層研究, **5**, 71-76.
- 角田清美・立川断層研究グループ (1995) : 立川断層-その研究史・トレンチ調査・そして残された課題-. 駒澤地理, **31**, 97-123.
- 東郷正美・宮内崇裕 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「八王子」. 国土地理院技術資料 D. 1-333.
- 東郷正美・佐藤比呂志・池田安隆・松多信尚・増淵和夫・高野繁昭 (1996) : 立川断層の最新活動について. 活断層研究, **15**, 1-8.
- 東京都 (1998) : 『平成9年度 地震関係基礎調査交付金 立川断層に関する調査成果報告書』. 153p.
- 東京都 (1999) : 『平成10年度 地震関係基礎調査交付金 立川断層に関する調査成果報告書』. 176p.
- 東京都 (2000) : 『平成11年度 地震関係基礎調査交付金 立川断層に関する調査成果報告書』. 138p.

- 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.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・田中明子・佐藤比呂志（1998）：反射法による立川断層の地下構造，活断層研究，**17**，54-64.
- 山崎晴雄（1978）：立川断層とその第四紀後期の運動．第四紀研究，**16**，231-246.
- (財)地震予知総合研究振興会（1984）：歴史地震に関する研究報告書．昭和 58 年度科学技術庁委託，157p.



深度断面の縦軸は標高 105m からの深度（単位は km），横軸は CMP 番号で CMP 間隔は 2.5m である．水平：垂直比は深度断面で 1:2.5，地表標高で 1:25 とした．

図 3 反射法弾性波探査結果（山口ほか，1998）

← W

E →

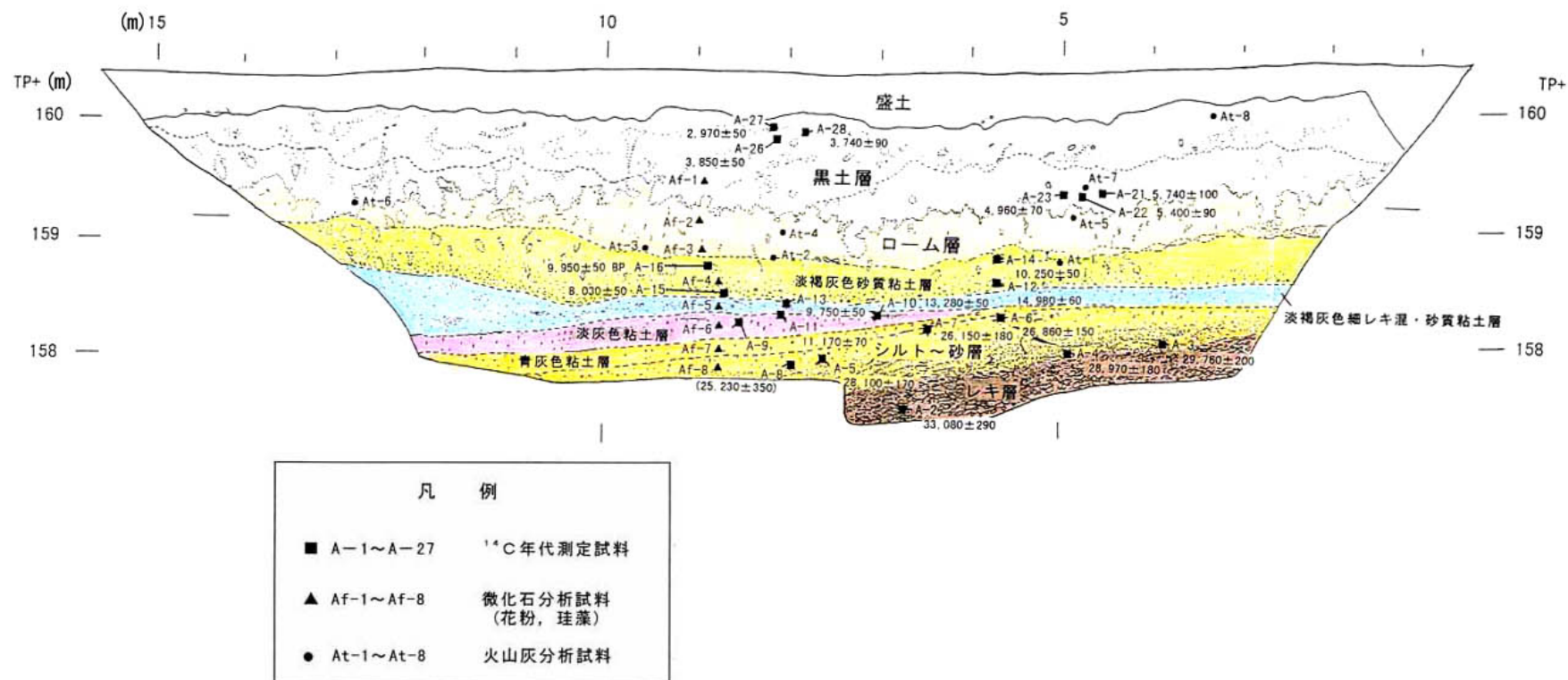


図4 藤橋Aトレンチ北面スケッチ

東京都（1998）に一部加筆

年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。暦年補正するとそれぞれ以下ようになる。

（紀元後は世紀単位で表示。また紀元前は100年単位で四捨五入して表示）

33,080±290 → 約3万5千年前	29,760±200 → 約3万3千年前	28,970±180 → 約3万2千年前
28,100±170 → 約3万2千年前	26,860±150 → 約3万1千年前	26,150±180 → 約3万年前
25,230±350 → 約2万8千年前	13,280±50 → 約1万5千年前	11,170±70 → 約1万3千年前
14,980±60 → 約1万7千年前	9,750±50 → 約1万1千年前	10,250±50 → 約1万2千年前
8,030±50 → 約9千-8千8百年前	9,950±50 → 約1万1千年前	5,740±100 → 約6千7百-6千5百年前
5,400±90 → 約6千3百-6千百年前	4,960±70 → 約5千9百-5千7百年前	3,850±50 → 約4千4百-4千2百年前
2,970±50 → 約3千3百-3千百年前	3,740±90 → 約4千3百-4千年前	

表3 立川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	0.9 – 2.0*	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 30 年以内の発生確率	0.5 % – 2 %*	
今後 50 年以内の発生確率	0.8 % – 4 %*	
今後 100 年以内の発生確率	2 % – 7 %*	
今後 300 年以内の発生確率	5 % – 20 %*	
集積確率	30 % – 90 %より大*	
指標(1)経過年数 比	+2 千 5 百年 – 1 万 3 千年*	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（1999）参照。
指標(2)	1.2 – 2.9*	
指標(3)	2.5 – 7.5*	
指標(4)	30 % – 90%より大*	
指標(5)	0.3 – 0.9*	
	0.00007 – 0.0001*	

*説明文で述べたように、断層の最新活動時期が本評価より大幅に新しい時期で、平均活動間隔も本評価より短いとすれば、最新活動後、評価時点までの経過時間は平均活動間隔に比べて短い時間であるため、地震後経過率、地震発生確率、及び現在までの集積確率も大幅に小さな値になる。指標(1)－(5)も数値が変わることになる。

注 12：評価時点はすべて 2003 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。

指標(1)経過年数：当該断層帯に起因する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 万 5 千分の 1 – 1 万分の 1（0.00007 – 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、評価時点では 6 千分の 1（0.0002） – 1 千 3 百分の 1（0.0007）であり、時間とともに増加する。6 千分の 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 2 千 5 百年が経過したことになり、1 千 3 百分の 1 であれば同じく 1 万 3 千年が経過したことになる。

指標(1)比：最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を A とし、BPT 分布モデルによる危険率がポアソン過程とした場合のそれを超えるまでの時間を B とする。前者を後者で割った値（A/B）。

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

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

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

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

付表

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

発生確率 等の信頼度	分類条件
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。