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

関東地域の活断層の長期評価(第一版)

関東地域として評価の対象とした地域は、北緯 34.5°以北の関東地方並びに長野県、山梨県及 び静岡県のうち糸魚川一静岡構造線周辺よりも東側からなる。ここでは、関東地域における活断 層で発生する地震について、その活動が社会的、経済的に大きな影響を与えると考えられるマグ ニチュード(M) 6.8 以上の地震を主対象とし、これまでに行われた調査研究成果等に基づき、 長期評価を行った。

1. 評価対象地域の特徴

関東地域は地質構造の形成環境が複雑な地域である。太平洋プレート及びフィリピン海プレー トの沈み込み、伊豆-小笠原弧の衝突など現在進行中の現象に加え、日本海形成をはじめとする 過去の大規模な地殻変動により形成された地質構造が本地域の活断層の特性に大きく影響を及ぼ している。ここでは図1に示すように、地質構造や地震活動等の特徴を基に、関東地域を東北日 本弧南方延長、信越褶曲帯、関東山地-関東平野、伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯、 伊豆-小笠原弧、及び、糸魚川-静岡構造線周辺の6つの区域に分けて、各区域に分布する活断 層及び地震活動の特徴を述べる。

区域1(東北日本弧南方延長)本区域には、足尾山地の東西両翼及び南縁に活断層が分布する。 そのうちの1つは横ずれだが、それ以外はいずれも逆断層であり、南北、あるいは、北西-南東 方向に延びる。本区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体の中で中程度である。被害地震 の発生件数は関東地域全体の中では相対的に少ない。なお、東北地方太平洋沖地震の発生後は、 この区域の北東端にあたる茨城県北部の棚倉構造線より東に位置する領域で、中小規模の浅い正 断層型の地震が多数発生しているが、長い活断層は少なくとも陸域では見つかっていない。

区域2(信越褶曲帯)本区域には、長野盆地の西縁に沿って活断層が分布する。これらは逆断 層であり、北東-南西方向に延びる。本区域の強い褶曲構造の形成と密接に関係していると考え られる。本区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体の中で中程度である。被害地震の発生 件数は関東地域全体の中では相対的に多い。

区域3(関東山地ー関東平野)本区域には、北西-南東方向に延びる活断層が分布する。これ らは逆断層である。本区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体と比較して低く、被害地震 の発生件数も関東地域全体の中では相対的に少ない。

区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)本区域の活断層は、フィリピン海プレ ートの沈み込み及び伊豆-小笠原弧の衝突に対応して伊豆半島を中心に弧を描くように分布して おり、伊豆半島の北西では南北から北東-南西方向、北方では東西方向、北東では北西-南東方 向に延びる。本区域西部に分布する活断層は一部が左横ずれ、本区域東部の三浦半島に分布する 活断層は右横ずれ、房総半島に分布する活断層は南側隆起だが傾斜方向は不明である。それ以外 は逆断層を主体とする。伊豆半島の北西、北東の陸域から沿岸部にかけては、それぞれ駿河トラ フ、相模トラフで発生する海溝型地震と同時に活動すると考えられる逆断層が分布している。本 区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体と比較して高く、被害地震の発生件数は関東地域 全体の中では相対的にやや多い。

区域5(伊豆-小笠原弧)本区域の活断層は、南北方向あるいは北西-南東方向に延びる横ず れ断層を主体とする。本区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体の中で中程度である。被 害地震の発生件数は関東地域全体の中では相対的に多い。

区域6(糸魚川ー静岡構造線周辺)本区域の活断層は、本州を東西に二分するように、長野県 北部から諏訪湖付近を経て山梨県南部まで南北に延びる。長野県北部から松本盆地にかけては東 側隆起の逆断層、松本盆地南部から諏訪湖北部にかけては左横ずれ断層、諏訪湖周辺では正断層 を主体とする。諏訪湖から釜無川沿いに南下し山梨県境付近まで左横ずれ断層、それ以南は西側 隆起の逆断層を主体とする。本区域に分布する活断層の活動度は関東地域全体と比較して高く、 被害地震の発生件数は関東地域全体の中では相対的にやや多い。

2. 関東地域の活断層の特性と地震の長期評価

2-1. 区域1(東北日本弧南方延長)

本区域の活断層は、足尾山地の周辺に分布するものとして、関谷(せきや)断層、大久保(おおくぼ)断層、太田(おおた)断層などの逆断層が知られている。このほか、内ノ籠(うちのこもり)断層、片品川左岸(かたしながわさがん)断層が知られている(図1、2)。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べて低調である。歴史地 震としては、関谷断層付近を震源とする1683年下野の地震(M7.0程度)が知られる。818年上 野・武蔵の地震(M7.5以上)は、本区域か区域3のいずれかで発生したと考えられる。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数 区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後30年 以内にM6.8以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層で発生し得る最大級の地 震は、関谷断層の全体が同時に活動する場合であり、M7.5程度の地震が発生する可能性がある(表 1)(注1)。

2-2.区域2(信越褶曲帯)

本区域の活断層は、北東-南西方向に延びる逆断層である長野盆地西縁(ながのぼんちせいえん)断層帯が知られている(図1、2)。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べて活発である。歴史地 震としては、史料からの情報が少なく、当時信濃の国府であった松本が仮の震央とされている 841 年信濃の地震(M6.5以上)は、長野盆地西縁断層帯で発生した可能性もあるほか、1847 年善光 寺(ぜんこうじ)地震(M7.4)、1853 年長野の地震(M6.5±1/4)、1890 年犀川流域の地震(M6.2)、 1941 年長野地震(M6.1)などが発生している。評価対象地域外となるが、青倉断層、宮之原断 層付近(長野盆地西縁断層帯の北方)では、東北地方太平洋沖地震の翌日 2011 年 3 月 12 日にM 6.7 の地震(長野県・新潟県県境付近の地震)が発生した。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数

 $\mathbf{2}$

区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後 30 年 以内に M6.8以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層で発生し得る最大級の地震 は、長野盆地西縁断層帯全体が同時に活動する場合であり、M7.9 程度の地震が発生する可能性 がある(表1)。

2-3. 区域3 (関東山地-関東平野)

本区域の活断層は、北西-南東方向に延びる深谷(ふかや)断層帯、綾瀬川(あやせがわ)断 層、越生(おごせ)断層、立川(たちかわ)断層帯(注2)が知られている。これらは主に逆断 層である(図1、2)。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べて低調である。歴史地 震としては、1931年の西埼玉地震(M6.9)が知られる。818年上野・武蔵の地震(M7.5以上)の 震源域は本区域か区域1のいずれかで発生したと考えられる。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数 区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後 30 年 以内にM6.8 以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層で発生し得る最大級の地 震は、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であり、M8.0 程度の地震が発生 する可能性がある(表1)。

2-4. 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

本区域の活断層は、伊豆-小笠原弧の衝突及びフィリピン海プレートの沈み込みに関連する活 断層である。伊勢原(いせはら)断層、塩沢(しおざわ)断層帯、平山(ひらやま)-松田北(ま っだきた)断層帯、国府津(こうづ)-松田(まつだ)断層帯、曽根丘陵(そねきゅうりょう)断 層帯、富士川河口(ふじかわかこう)断層帯は主に逆断層である。これらのうち、国府津-松田 断層帯はプレート境界からの分岐断層、富士川河口断層帯はプレート境界と密接な関係がある断 層である(注3)。このほか、鴨川低地(かもがわていち)断層帯、三浦半島(みうらはんとう) 断層群、身延(みのぶ)断層が知られている(図1、2)。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べてやや活発である。歴 史地震としては、878年相模の地震(M7.4)、1648年相模の地震(M6.0程度)、1707年富士山西 麓の地震(M6.6-7.0)、1853年小田原の地震(M6.7±0.1)、明治以降では1887年相模・武蔵 南東部の地震(M6.2)がある。また、富士山付近では、東北地方太平洋沖地震の4日後の2011 年3月15日に、M6.4の地震(2011年静岡県東部の地震)が発生した。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数 区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後 30 年 以内にM6.8 以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層で発生し得る最大級の地 震は、曽根丘陵断層帯全体が同時に活動する場合であり、M7.3 程度の地震が発生する可能性が ある(表1)。

2-5. 区域5(伊豆-小笠原弧)

本区域の活断層は、北伊豆(きたいず)断層帯、伊東沖(いとうおき)断層、稲取(いなとり)

断層帯、石廊崎(いろうざき)断層がある。これらは横ずれ断層である(図1、2)。この他、伊 豆半島には長さ10km未満の活断層が数多く分布している。なお、伊豆半島北西部に分布する達磨 山(だるまやま)断層群は、火山活動に起因する断層である。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べて活発で、火成活動と 関連した群発地震も見られる。歴史地震としては、北伊豆断層帯周辺の841年伊豆の地震(M7.0 程度)、近代以降は、北伊豆断層帯の活動による1930年北伊豆地震(M7.3)があるほか、石廊崎 断層の活動による1974年伊豆半島沖地震(M6.9)、稲取断層帯の活動による1978年伊豆大島近 海の地震(M7.0)、伊東沖断層の活動による1980年伊豆半島東方沖の地震(M6.7)、1990年伊 豆大島近海の地震(M6.5)が知られている。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数 区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後 30 年 以内にM6.8 以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層で発生し得る最大級の地 震は、北伊豆断層帯の全体が同時に活動する場合であり、M7.3 程度の地震が発生する可能性が ある(表1)。

2-6. 区域6(糸魚川一静岡構造線周辺)

本区域の活断層は、糸魚川-静岡構造線沿いに南北方向に分布する。北から順に、神城(かみ しろ)断層、松本盆地東縁(まつもとぼんちとうえん)断層、牛伏寺(ごふくじ)断層、岡谷(お かや)断層、諏訪湖南岸(すわこなんがん)断層群、諏訪(すわ)断層群、茅野(ちの)断層、 釜無山(かまなしやま)断層群、白州(はくしゅう)断層、鳳凰山(ほうおうざん)断層、下円 井(しもつぶらい)断層、市之瀬(いちのせ)断層群、富士見山(ふじみやま)断層群が知られ ている。神城断層及び松本盆地東縁断層の北部は東側隆起の逆断層、松本盆地東縁断層の南部、 牛伏寺断層、岡谷断層、茅野断層及び釜無山断層群は左横ずれ断層、諏訪湖南岸断層群及び諏訪 断層群は正断層、白州断層、鳳凰山断層、下円井断層、市之瀬断層群及び富士見山断層群は西側 隆起の逆断層である(図1、2)。

本区域では、被害を起こすような地震活動は関東地域の他の区域と比べてやや活発である。歴 史地震としては、762年信濃の地震(M7.0以上)が知られるほか、841年信濃の地震(M6.5以 上)、1714年信濃小谷の地震(M6.5以下)、1791年松本の地震(M6 3/4)、1858年信濃大町 の地震(M6.0-6.4)、1918年信濃大町の地震(M6.5:半日前にM6.1)など、M7未満の被害 地震が見られる。なお、841年信濃の地震は、区域2で発生した可能性がある。近年では、東北 地方太平洋沖地震の約3ヶ月後の2011年6月30日に牛伏寺断層の周辺でM5.4の地震(2011年 長野県中部の地震)が発生した。2014年11月22日に神城断層周辺でM6.7の地震(2014年長野 県北部の地震)が発生した。

本区域の活断層を構成する各区間(評価単位区間)が単独で活動する場合の地震の規模、複数 区間が同時に活動する場合の地震の規模、また本区域の活断層のいずれかを震源として今後30年 以内にM6.8 以上の地震が発生する確率を表1に示す。本区域の活断層の複数区間が同時に活動 する場合、M7.8-8.1 程度の地震が発生する可能性がある(表1)。

区域4、6の活断層の活動性は、他の区域の活断層に比べて高い。特に、区域6の糸魚川-静

岡構造線断層帯は、我が国の陸域の活断層の中で、最も活動的な断層の1つである(注3)。区域 4、6では、活動度の高い活断層が多数分布し、地震後経過率が高いものも多いことを反映して、 今後30年以内にM6.8以上の地震が発生する確率が、評価対象地域内の他区域と比較して、非常 に高くなっている。

3. 今後に向けて

本評価では、地質構造や地震活動等の特徴を基に、関東地域を6つの区域に分け、それぞれの 区域について活断層及び地震の特性をまとめ、各区域及び関東地域全体において、今後30年以内 にM6.8 以上の地震が発生する確率を評価した。また、活断層の可能性のある構造、活断層の可 能性が低いと評価した構造等についても付録に記した。

ここで評価の対象とした活断層は、主として断層のずれが地表付近や海底付近に記録されてい る長さが10 km 程度以上のものであり、地表にずれの痕跡を残さない伏在活断層や、活動度が低 いために断層のずれが地形として保存されにくい活断層を見落としている可能性は否定できない。 1974年伊豆半島沖地震を引き起こした石廊崎断層や、1978年伊豆大島近海の地震の稲取断層帯の ように沿岸海域にわたって分布する活断層については、断層の位置・形状や活動履歴等に関する 情報が十分ではないものが多く、ここでは一部の活断層のみを評価の対象とした。長さが10 km 程 度未満の活断層については、活動度や地震規模などの評価を行っておらず、各区域での地震発生 確率においてもこれらの断層を考慮していない。

さらに、活断層を構成する評価単位区間のうち、活動履歴が不明であるために地震発生確率が 不明のものや、活動履歴が判明している場合でもその年代が絞り込めていないものが少なくない。 そのため、隣接する活断層あるいは評価単位区間が同時に活動する可能性やその確率についても 十分に評価できていない。

個々の活断層については、平均的なずれの速度、過去の活動や正確な位置・形状に関する情報 が得られていないものがある。特に今回新たに評価された断層については、活動性や断層の地下 形状について不明な点が多い。今後、伏在活断層などのずれが地形に残されにくい活断層を含め、 個々の断層(評価単位区間)について、発生確率や地震規模を評価するうえで必要となるデータ の充実が求められる。

関東地域に分布する活断層や評価単位区間の過去の活動には、活動時期が重なるものがあり、 隣接する活断層や評価単位区間において同時または短期間に活動が集中した可能性があるが、現 状では、活動時期の年代範囲を絞り込めていないものが多く、また活動時期が不明な断層も少な くないため、断層活動の時間・空間的な変化については十分検討できていない。

このような地域的にみた活断層の活動特性を解明し、また評価地域の地震発生確率の信頼度を 向上させるうえで、今後、活動履歴が不明な活断層について調査を実施するとともに、活動時期 の年代範囲が広い断層については、活動時期の絞り込みを目的とした調査を進める必要がある。

今回の評価では、既往の活断層の長期評価同様、経験則を当てはめて地震の規模やずれの量の 予測を行わざるを得なかった。関東地域に分布する活断層のうち、特に区域5の伊豆-小笠原弧 に分布する活断層の活動は火山活動と密接な関係があることも考えられ、この点に関しても今後 検討していく必要がある。さらに、複数の活動区間や隣接する断層帯の連動など、活断層で発生 する多様な地震を考慮した評価手法についての検討も、今後進めていく必要がある。

 $\mathbf{5}$



図1 関東地域(評価対象地域全体)において詳細な評価の対象とする活断層のずれの向きと種類及び関東地域で発生した歴史地震・被害地震の震央 歴史地震・被害地震の震央は表2-2、2-3に示された被害地震のうち、火成活動による浅い地震及び海溝型地震を除いた評価地域内のM6以上の地震をプロットしている。



図2 関東地域(評価対象地域)において評価対象とした活断層の分布

	地域の長期評価 (M6.8以上、30年確率 (%))(注4、6)					
 ±⊚					区域別の 確率値	関東全域の 確率値
要活断層帯)	活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	各区間が単独で活動する場 合の地震の規模(M)(注1)	複数区間が同時に活動す る場合の地震の規模 (M)	95%信頼区 間(中央 値) (注7)	95%信頼区 間(中央値) (注7)
Ø	関谷断層	関谷断層	7.5程度	_		
	内ノ籠断層	内ノ籠断層	6.6程度※	—		
	片品川左岸断層	片品川左岸断層	6.7程度※	—	4-5 (5)	
	大久保断層	大久保断層	7.0程度以上	—		
	太田断層	太田断層	6.9程度	—		
	ᄐᄧᄼᆘᄑᄰᄣᄝᄈ	飯山-千曲区間	7.4-7.8程度	7.9程度	2-3	
Ø	长野盆地四 稼断僧帝	麻績区間	6.8程度	(長野盆地西縁断層帯全 体が同時に活動)	(2)	
Ø	深谷断層帯	深谷断層帯	7.9程度	7.5程度		
		鴻巣-伊奈区間	7.0程度	(綾湖川断層全体か同時に 活動)	1-3 (2)	-
Ø	綾瀬川断層	伊奈-川口区間	7.0程度	8.0程度 (深谷断層帯と綾瀬川断層 全体が同時に活動)		
	越生断層	越生断層	6.7程度※	—		
0	立川断層帯(注2)	立川断層帯	7.4程度	—		
0	鴨川低地断層帯	鴨川低地断層帯	概ね7.2	—		
		衣笠·北武断層帯	6.7程度 もしくはそれ以上※	_		
0	三浦半島断層群 武山断層帯		6.6程度 ましくはそれ以上※			50-60
		三浦半島断層群南部	6.1程度 も1くはそわいにと※	_		(50)
0	伊勢原断層	伊勢原断層	7.0程度	_		
Ø		塩沢断層帯	6.8程度以上	—	15-20 (17)	
Ø	平山-松田北断層帯	平山-松田北断層帯	6.8程度	—		
Ø	国府津一松田断層帯(注3)	国府津一松田断層帯	一(分岐断層)	_		
0	曽根丘陵断層帯	曽根丘陵断層帯	7.3程度	_		
0	富士川河口断層帯(注3)	富士川河口断層帯	7.2程度以上	—		
	身延断層	身延断層	7.0程度	_		
0	北伊豆断層帯	北伊豆断層帯	7.3程度	—		
	伊東沖断層	伊東沖断層	6.7程度※	—	2-3	
	稲取断層帯	稲取断層帯	7.0程度	—	(3)	
	石廊崎断層	石廊崎断層	6.9-7.0程度	_		
		北部区間	7.7程度			
	幺 角川	中北部区間	7.6程度	7.8—8.1 程度	30-40	
9	糸魚川一静岡構造線断層帯	中南部区間	7.4程度	(複数区間が同時に活動)	(30)	
		南部区間				

表1 関東地域で評価した活断層で発生する地震の長期評価

※断層の長さに基づいて地震の規模を評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震調査研究推進本部地 震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の規模の下限M6.8を用いて評価している(注8)。

注1:評価文中では、各々の評価の信頼度に対応した文末表現を用いている。信頼度と文末表現との関係については、「付録1 文章中の信頼度、幅などの表現について」を参照のこと。

- 注2:文部科学省では、立川断層帯における重点的な調査観測を平成24年度から平成26年度にかけて実施して おり、今後その成果を受けて長期評価が改訂される可能性がある。
- 注3:区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)の富士川河口断層帯、国府津-松田断層帯は国内 最大級の変位速度を有する活断層であるが、いずれもフィリピン海プレートの沈み込みに関係する断層であ り、それぞれ南海トラフ、相模トラフ沿いの地震活動に伴って活動するものとして評価されている(地震調 査研究推進本部地震調査委員会(2013a, 2014))。そこで、本評価においては、これらの2断層について は参考扱いとする(説明文3-4(1)参照)。
- 注4:個別の活断層の長期評価では、地表に断層活動の痕跡が確認できる「固有地震」(注5)の発生確率のみ を評価している(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,1996,2000,2001b,2002,2003,2004a, 2004b,2004c,2005a,2005b,2006,2009,2010)。一方、マグニチュードが6.8以上の地震でも明瞭な地 表地震断層が出現しない場合や、出現しても長さやずれの量が推定されるものに比べて有意に小さい場合が あることを鑑み、本地域評価では、評価対象とした活断層において地表の証拠からは断層活動の痕跡を認め にくい地震の発生する確率も評価している(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会,2010)(詳 細は注16参照)。
- 注5:「固有地震」とは、同時に活動すると想定される「活断層帯」や「評価単位区間(詳細は「付録2 1回の地震に対応して活動する断層の長さの評価の考え方」参照)」の全体が活動する固有規模の地震のことである。Schwartz and Coppersmith (1984, 1986)が提唱したCharacteristic earthquake modelについて、垣見(1989)が「個々の断層またはそのセグメントからは、基本的にほぼ同じ(最大もしくはそれに近い)規模の地震が繰り返し発生すること」と解釈しているものである。
- 注6:各区域及び評価対象地域全域における今後30年間以内に発生するマグニチュード6.8以上の地震発生確率に は、主要活断層帯及び主要活断層帯以外の活断層に基づく確率が含まれている(説明文1-(2)「評価区 分」参照)。
- 注7:確率値は、「付録4-2評価地域の地震の発生確率の算出」に基づく。
- 注8:地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)は、長さが20km に満たない単位区間が単独で 活動する場合に、その長さに基づき松田(1975)の経験式を用いて地震の規模を評価した場合は地震の規模 を過小評価している可能性があるとして、地表に変位が現れている活断層については、最低限考慮すべき地 震の規模としてM6.8 を設定するとしている。

(説明)

1. 評価対象活断層

(1)評価方針

関東地域の活断層の長期評価では、地域内の陸域および沿岸域でマグニチュード(M) 6.8 以 上の地震を起こす可能性のある活断層をすべて評価することを目指して、既存資料から長さ 10km 程度以上の活断層を拾い上げた(注8)。さらに、地質構造、変動地形、重力異常及び反射法地震 探査結果等を精査することにより、地下における断層面の長さが 10km 程度以上となる可能性のあ る構造を抽出し、活断層としての証拠が揃っているものを選定して評価対象とした。このため、 一部の評価結果において、地表に現れている長さが 10km 未満のものもある。活断層の可能性があ るが、資料不足等によって今回は評価対象としなかった構造、活断層の可能性が低いと判断され る構造、火山活動に起因する活断層等については、付録5に説明を付けた。

(2)評価区分

主要活断層帯は、地震調査研究推進本部(1997,2005)、地震調査研究推進本部政策委員会調 査観測計画部会(2015)によって調査すべき対象として挙げられた活断層であり、その活動が社 会的、経済的に大きな影響を与えると推定されるものである。地震調査研究推進本部(1997)に よれば、確実度 I または II、かつ活動度AまたはB、かつ長さが 20 km 以上またはそれに準じる ということが、主要活断層帯の選定基準となっている。主要活断層帯はこれまでに既に評価され ているが、評価後に実施された調査研究等で新たに知見が得られている場合は、それを反映させ るべく再評価を行った(表 2 - 1)。主要活断層帯以外の活断層は、1(1)の評価方針にした がって、新たに拾い上げた活断層である。なお、表 2 - 1に示すように、断層の長さによって評 価文(付録 6)の様式を変えた。

項	目	長さ	評価文の様式	付録番号(断層帯名)
主	要	20km以上	主文・説明文	付録6-1*(関谷断層)、6-6*(長野盆地西縁断層帯)、
活	断			6-7*(深谷断層帯・綾瀬川断層)、6-9(立川断層帯)、
層	帯			6-10 (鴨川低地断層帯)、6-11 (三浦半島断層群)、6
				-12(伊勢原断層)、6-13*(塩沢断層帯・平山-松田北
				断層帯・国府津-松田断層帯)、6-14(曽根丘陵断層帯)、
				6-15(富士川河口断層帯)、6-17(北伊豆断層帯)、6
				-21*(糸魚川-静岡構造線断層帯)
主	要	15km以上	主文のみ	付録6-4(大久保断層)、6-5(太田断層)、6-16(身
活	断			延断層)、6-19(稲取断層帯)、6-20(石廊崎断層)
層	帯	$10 - 15 {\rm km}$	特性表のみ	付録6-2(内ノ籠断層)、6-3(片品川左岸断層)、6
以夕	۲			-8(越生断層)、6-18(伊東沖断層)

表 2-1 評価様式

アスタリスク(*印)は今回長期評価が改訂されたものを表す。

2. 地域概観とこれまでの主な調査研究

(1)評価地域の地質構造とテクトニクス

概要

関東地域は、太平洋プレート、フィリピン海プレート、陸のプレートの3つ(図3)が交わる 三重会合点の北西側に位置し、プレート配置の上から特異な環境におかれている。すなわち関東 地域の南側からは伊豆-小笠原弧と四国海盆から構成されるフィリピン海プレートが北西方向に 沈み込み、さらにその下には東側から太平洋プレートが西北西方向に沈み込んでいる。特に伊豆 ー小笠原弧の火山弧である伊豆半島が本州弧に衝突するとともに浮揚性の沈み込みが進行してい る。こうした複雑なプレート配置は、日本海の形成に伴う本州弧の屈曲と、四国海盆の拡大に伴 って関東の南側でフィリピン海プレートの沈み込みが始まったことによって形成されてきた。先 新第三系の地質構造(図4-1)は西南日本と同様な帯状配列を示すが、八溝山地の棚倉(たな くら)構造線(破砕帯)によって連続性が断たれる(大森ほか編,1986;日本地質学会編,2008, 図4-2)。関東地域は本州の中で日本海の形成に伴う屈曲量が最も大きい地域であり(0tofuji et al., 1985)、日本海形成前の地質構造は、日本海拡大期のリフトの形成を伴う東北日本の反時 計回りの回転と東進、伊豆-小笠原弧との衝突によって大きな屈曲を示す(図4-3)。先新第三 系の連続性については、第四紀火山噴出物やリフト後の堆積物に覆われて、議論がある。ここで は、特に新第三紀以降の地質構造を考慮して関東地域を以下の6つの地域(図1)に区分し、そ れぞれの地質構造の特徴を記述する。

区域1(東北日本弧南方延長)

本区域は、基本的には東北日本の地質構造が延長する地域であり、那須岳や赤城山などの東 北日本弧の火山フロントを構成する火山列が北北東から北東方向に配列する。また山脈と低 地もほぼ南北方向に配列し、東から八溝山地、鬼怒川低地、足尾山地及び三国山脈が分布す る。八溝山地の東側の太平洋沿岸には、その沖合に堆積中心を有する古第三系から新第三系 の堆積物が分布する。八溝山地には中生代の付加体、日立変成岩(ひたちへんせいがん)、白亜 系の阿武隈花崗岩(あぶくまかこうがん)のほか、第三紀の火山フロントが最も東進した際に形 成された火山岩類がわずかに分布する(図4-1)。この地域には西日本と東日本の先第三系を境 する棚倉破砕帯が北北西-南南東方向に延びる。

八溝山地の西側に位置する鬼怒川低地帯は、顕著な負の重力異常帯で、東西両側は重力値の急 変帯となっている(図5、6)。ここは、下部地殻の弾性波速度が高速度を示し、日本海拡大期に 形成されたリフト帯である(図4-3)。その縁側の関谷断層(図1、2)は、足尾山地を隆起さ せる逆断層として、第四紀後期に活動している。足尾山地には、足尾帯とよばれる中生代の付加 体や白亜系の花崗岩類の上に、新第三系のグリーンタフと呼ばれる変質した火山岩類が広く分布 する。足尾山地はその西方の越後山脈へと続く幅の広い隆起帯を形成している。

区域2(信越褶曲帯)

この地域は日本海拡大期に形成された地溝であり、厚さ5kmを越える日本海形成後の堆積物が 分布する。また、日本海形成期の背弧(はいこ)リフトであり、周辺よりも大きい地震波速度で 示されるような苦鉄質岩の貫入が推定される(図4-3)。このリフト帯の北方延長である高田平 野及び越後平野下では厚い玄武岩の分布が知られている。リフト内の厚い堆積岩には、南北から 南西--北東方向の軸をもつ褶曲(しゅうきょく)が広く形成されており、本区域名にもあるとお り、信越褶曲帯と呼ばれる。大規模な短縮変形を示し、褶曲軸方向と平行な活断層、活褶曲が発 達する。褶曲帯の東縁に位置する長野盆地西縁断層帯は、浅部では短波長の断層関連褶曲を伴う 南西-北東走向の西傾斜の逆断層であり、1847年善光寺地震の震源となったことで知られている。 低下側(南東側)の三国山脈側には古い地層が分布している。

佐藤ほか(2013)は、近年の構造探査に基づいて、長野盆地西縁断層帯の深部は南東に傾斜していて、全体としては楔(くさび)状の形状をしており、その運動が上述のような褶曲の形成に 関与している可能性もあることを指摘している。

区域3 (関東山地-関東平野)

関東山地には西南日本弧の帯状配列の中で、三波川帯(さんばがわたい)・秩父帯(ちちぶたい)・ 四万十帯(しまんとたい)などが、ほぼ西北西-東南東方向の走向で分布する(図4-2)。この 構造方向は、関東平野を隔てた北方の足尾山地(区域2)の東北東-西南西走向の地質構造とは 大きく異なっている。関東平野北西部には、厚さ4kmに達する新第三紀以降の堆積物が分布して いる。この堆積盆地はほぼ西北西-東南東方向の大規模な断層によって規制されたリフト(図4 -3)であり、重力異常図にも明瞭に現れている(図6-1、6-2)。この構造は関東構造線(図 4-2)と命名されており(Kobayashi, 1941)、東北日本の反時計回り回転の底辺を構成した右横 ずれの変位を示す断層群である(Sato, 1994;高橋, 2006)。同時に南北方向の伸張変形を被り下 部地殻で地震波速度が高速度となっている。リフトの南縁を限る断層は、第四紀後期に再活動し、 深谷断層帯となっている。

古地磁気学的研究によって、関東山地は日本海拡大時に約 90 度時計回りに回転したことが知ら れている(Hyodo and Niitsuma, 1986)。関東平野下には日本海形成時には東西から北西-南東方 向のハーフグラーベン(半地溝)が形成され(高橋ほか, 2005)、それらの一部は、その後の短縮 変形により構造反転し、変位(ずれの)速度(注9)の小さい活断層となっている(Ishiyama et al., 2013)。

関東平野は、東北日本の前弧海盆の延長としての性格を有しており、区域4に含まれる三浦半 島から房総半島に連なる葉山-嶺岡(はやまーみねおか)隆起帯(図4-2)は、前弧外縁隆起 帯を形成している。このような前弧海盆の形成は、関東地域においてフィリピン海プレートの沈 み込みが始まった約 1500 万年前に開始された。その北側には厚い前弧海盆堆積物が 300 万年前ま でほぼ連続的に堆積した。その後も堆積中心を変化させながら堆積が継続し、川崎沖で最も厚く、 6 km に及んでいる(Sato et al., 2005)。

区域4 (伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

伊豆-小笠原弧は 2500 万年前には宮崎沖の九州-パラオ海嶺と連続した島弧を形成していた が、伊豆-小笠原海溝-マリアナ海溝のロールバックによる東進と四国海盆の拡大により、伊豆 -小笠原弧も東に移動した。四国海盆は 1500 万年前には拡大を停止し (Okino et al., 1999)、 伊豆-小笠原弧は、1300 万年前には現在の位置に近い場所に定置した (Takahashi and Saito, 1997)。この運動によって、関東の南側では太平洋プレートの沈み込みからフィリピン海プレート の沈み込みに変換した。葉山-嶺岡隆起帯に狭小に分布する蛇紋岩(じゃもんがん)は、南部フ オッサマグナの瀬戸川層群中に追跡され、このような沈み込むプレートの変換を表すものと考え られている(荒井, 1994; 0gawa et al., 1985)。その後、フィリピン海プレートの北進に伴い、 関東下には伊豆-小笠原弧の前弧と島弧、さらに背弧海盆が沈み込んだ。この浮揚性沈み込みに よって火山島弧や背弧海盆の地殻上部が本州の地殻に付加し、それらを起源とする地質体は南部 フォッサマグナの巨摩山地、御坂山地、丹沢山地などで見いだされ(Amano, 1991; Niitsuma, 1999; 山本・島津, 1998)、現在では伊豆半島そのものが衝突している。一方、三浦半島及び房総半島で は、伊豆-小笠原弧の前弧の沈み込みによって新第三系の付加体が深海域で形成され、現在では 伊豆の衝突によって地表まで隆起するに至っている。

こうした衝突付加のプロセスは、活断層の形成に大きな影響を与えている。御坂山地北側の衝 突境界は、甲府盆地の南縁を限る活断層の曽根丘陵断層帯である。丹沢山地北側の衝突境界は、 南東方向に活断層の伊勢原断層として延長される。丹沢山地の南側には、丹沢山地と伊豆半島の 間のトラフ状の堆積盆地を充填した足柄層群が厚く堆積している(Ito, 1985)。丹沢山地と足柄 層群の間には現在は活動を停止したと考えられる東西走向のいわゆる神縄(かんなわ)断層が位 置する。その南方では、箱根火山噴出物の大半が足柄層群の下に沈み込んでいる。これらの断層 群の南東部に位置するのは国府津一松田断層帯であり、年平均2-3mmの垂直変位を示す大規模 な活断層である。近年の構造探査によって、この断層はプレート境界を構成する断層からの分岐 断層であることが明らかになってきた(佐藤ほか, 2010ab)。

フィリピン海プレートの運動方向は、約 100-50 万年前に北北西方向から西北西方向に変化し (Nakamura et al., 1984)、伊豆衝突帯周辺の地質構造は、西側の短縮変形が大きい非対称な形 状を示している。南部フォッサマグナと呼ばれる赤石山脈東麓には、強く変形した新第三紀から 第四紀の前弧・トラフ充填堆積物が分布する (Soh, 1986; 青池, 1999)。これらを大きく変位さ せる南北走向の富士川河口断層帯は、南方の駿河湾のプレート境界に連続する断層で、日本列島 の陸域の活断層としては最大級の平均変位速度を有している。地表近傍での傾斜は中角度である。 伊豆衝突帯は東部の国府津-松田断層帯と、西部の富士川河口断層帯という二つの変位速度の大 きな断層帯から構成されるが、中央部については富士火山-箱根火山の噴出物に厚く覆われ、活 断層の情報が乏しい。近年、柳島断層 (Ito et al., 1989)(塩沢断層帯)の延長部に相当する可 能性のある伏在断層が、反射法地震探査によって明らかにされた(佐藤ほか、2012)。

区域5(伊豆-小笠原弧)

伊豆半島には、中新世の海底火山噴出物とそれを覆う第四紀の火山噴出物が分布する。東部に は第四紀の単成火山群が分布している。中央部には南北に北伊豆断層帯が発達する。同断層帯は、 地質構造としては西側低下の大規模な断層であるが、現在は横ずれ断層として活動し、最新活動 は 1930 年北伊豆地震である。このほか、伊豆半島の南部には西北西-東南東方向の石廊崎断層な どの横ずれ断層が分布する。フィリピン海プレートは、地質時代において火山島の地殻上部を本 州側に付加させながら沈み込みを行っており、現在は伊豆半島を本州弧に付加させようとしてい る。

フィリピン海プレート北端の陸のプレートとの衝突部(区域4)では、フィリピン海プレート 内部にも断層が発達している。その変形は、伊豆半島の南方でも進行しており、銭洲(ぜにす) 海嶺では、東北東-西南西方向の地殻スケールのスラストによって新たな沈み込みが開始されつ つある(Le Pichon, 1987; Nakanishi et al., 2002)。このように、フィリピン海プレートは、 それ自体の断層運動を含む大規模な変形を被っているが、それぞれの断層の変位速度や変形の詳 細を明らかにするためには、現時点では、長期的なひずみの分配などの算定に必要な基本的な情 報が不足している。

区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)

糸魚川-静岡構造線(図4-2)は、矢部(1918)によって提案された、フォッサマグナの西縁 を限る構造線である。全体としてはS字型の形状を示す。糸魚川から松本周辺までの北部は、日 本海拡大後の堆積物と飛騨山脈の先新第三系との境界をなす。その南側は、諏訪湖周辺までは、 先新第三系中の断層となる。さらにその南側は、西南日本弧の前弧堆積物中の断層となり、静岡 に至る。

北端部の飛騨山脈と西頸城山地の間の領域は、活断層としては知られていない。構造探査によ れば、その周辺における先新第三系の基盤は、糸魚川一静岡構造線を挟み東側が1km程度低下し ている。しかし、その東方に位置する小谷一中山断層の北東延長部の両側では高度差が5kmにな り、糸魚川一静岡構造線よりも変形量はかなり大きいことから、日本海拡大期に大きく変位した のは、東傾斜の正断層である小谷一中山断層であると考えられる。小谷〜白馬付近から南では、 東傾斜の活断層である神城断層の地表トレースが明瞭となる。神城断層は、地下深部でより高傾 斜の小谷一中山断層に収斂する。こうした東傾斜の構造は松本盆地まで連続し、全体としては正 断層が逆断層として反転した構造を示している。松本から諏訪湖南方にかけては北西一南東走向 の断層となり、三波川帯(図4-2)を約11-12km左横ずれに変位させている(吉野,1976)。 南部の糸魚川一静岡構造線は、赤石山脈中の概ね古第三系と新第三系を隔てる断層となるが、活 断層はこれとは離れて、その東側に位置する巨摩山地と甲府盆地の地形境界に形成され、低角度 の逆断層となっている(Ikeda et al., 2009)。

(2) 地殻変動

概要

関東地域では、陸のプレートの下に相模トラフから北西方向にフィリピン海プレートが沈み込み、さらにその下に日本海溝から西向きに太平洋プレートが沈み込んでおり、各プレートの相互作用によって複雑な地殻変動が見られる。

近年、日本全国に整備された電子基準点等による GNSS(注10)連続観測によって、日本列島で 生じている地殻変動が詳細に捉えられるようになった。図7-1、図7-2は、2007年11月か ら2010年12月の約3年間の観測から得られた、関東地域における電子基準点等の水平と上下方 向の平均変位速度ベクトルを示している。この図は、新潟県上越市大潟区に設置されている電子 基準点「大潟」を固定したものである。この時期には、関東地域において顕著な地震は発生して おらず、定常的な地殻変動を示していると考えられる。図7-3に、2004年11月から2010年11 月の6年間の GNSS 観測結果から計算された水平ひずみ速度(注11)を示す(以下、「短期ひずみ 図」という。)。また、明治以来実施されてきた三角(三辺)測量の結果から、約100年間の平均 的な水平ひずみ速度分布が得られており(図7-4:以下、「長期ひずみ図」という。)、1923年 に発生した大正関東地震による影響を除くと、概ね短期ひずみ図と同様の傾向が見られる。

関東地域の地殻変動については、特に短期ひずみ図(図7-3)、長期ひずみ図(図7-4) のひずみ図からいくつかの特徴が見られる。

神奈川県から千葉県にかけて南北から北西-南東方向の圧縮ひずみが見られ(図7-3)、フィリピン海プレートの沈み込みによる影響と考えられる。神奈川県と静岡県の県境付近では、北 東-南西方向の伸張ひずみが見られ(図7-3)、火山活動の影響によるものと考えられる。

長野県の北部では、長期的に北西-南東方向の圧縮ひずみが見られる(図7-3、7-4)。 この圧縮ひずみは新潟県から近畿地方まで続いており、新潟-神戸ひずみ集中帯と呼ばれている (Sagiya et al., 2000)。

さらに伊豆半島では、周辺と異なる複雑なひずみの様子が見られる(図7-3)。水平変位速 度の分布(図7-1)を見ると、伊豆半島全体が周囲と異なる動きを示しており、その理由とし て、フィリピン海プレートや陸のプレートとは独立してブロック的に動いているとするマイクロ プレート説(例えば、Sagiya, 1999、西村・鷺谷, 2007)が考えられているが、伊豆半島の地下 に水平なデタッチメントが存在する(瀬野, 2005)とするモデルも提唱されている。

また、長期ひずみ図(図7-4)では、期間内に発生した大正関東地震(1923年)の影響によると考えられる伸張ひずみが震源域付近の広い範囲で見られる。

この他、対象地域外ではあるが、短期ひずみ図(図7-3)で新潟県に見られる顕著な伸張ひ ずみは、2004年新潟県中越地震、2007年新潟県中越沖地震によるものと考えられる。

上下方向の変動については、箱根から富士山にかけて火山活動の影響と考えられる隆起が見られるが、その他では、特に顕著な変動は見られない(図7-2)。

以下に、地殻変動の特徴を区域ごとに述べていくが、ここではGNSS 観測で得られた短期ひずみ 図(図7-3)を主に用いることとする。その理由として、期間内に発生した地震やゆっくりす べりに起因する地殻変動が含まれているものの、大局的には定常的な地殻変動を示しているもの と考えられるためである。

なお、東北地方太平洋沖地震(2011年3月11日)以降では、地震に伴う地殻変動とその後に続 く余効変動の影響により、関東地域の多くの領域で東西に引き伸ばされる変動が継続しており、 これまでに見られた特徴の多くは覆い隠されている状況となっている。東北地方太平洋沖地震の 約6か月後から2年半の観測結果を見ると、主に東北地方太平洋沖地震の余効変動の影響と考え られる大きな伸張ひずみが地域内の広い範囲で見られている(図7-5)。

区域1(東北日本弧南方延長)

特に顕著な地殻変動は見られない。長期ひずみ図(図7-4)においても同様である。なお、 この区域で2011年3月19日に発生した茨城県北部の地震(M6.1)に伴う約40cmの地殻変動が、 陸域観測技術衛星「だいち」のSAR 干渉解析により観測されている(Kobayashi et al., 2012)。

区域2(信越褶曲帯)

この区域は、新潟ー神戸ひずみ集中帯に位置しており、概ね北西-南東方向の圧縮ひずみが見 られる。この傾向は、長期ひずみ図(図7-4)においても同様である。

なお、2011年3月12日にこの区域で発生した長野県・新潟県県境付近の地震(M6.7、最大震

度6強)では、震源域近傍で約40cmの水平変動と約20cmの隆起が観測されている(国土地理院, 2011)。また、「だいち」のSAR干渉解析により震源断層の走向が推定されている(山中ほか, 2011)。

区域3 (関東山地-関東平野)

概ね南北方向の圧縮ひずみが主に千葉県で見られる。この他では、特に顕著な地殻変動は見ら れない。

なお、1931年9月21日にこの区域で発生した西埼玉地震(M6.9、最大震度5)では、水準測 量により地殻変動が観測されており、地震波形解析から推定された左横ずれ型の震源断層による 上下変動と整合する(Abe, 1974)。また、房総半島東方沖では、1996年、2002年、2007年、2011 年、2014年にゆっくりすべり現象(スロースリップ)が発生しており、それらに伴う地殻変動が 房総半島の東部で観測されている(Ozawa, 2014)。

区域4 (伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

フィリピン海プレートの沈み込みの影響と考えられる圧縮ひずみが千葉県から神奈川県にかけ て見られる。さらに、火山活動の影響と考えられる北北東-南南西から北東-南西方向の伸張ひ ずみが伊豆半島の北側で見られる。富士川河口周辺では、北西-南東方向の圧縮ひずみが見られ る。

この他、1923年大正関東地震の影響と考えられる大きな伸張ひずみが広い範囲で見られる(図 7-4)。

なお、2011年3月15日にこの区域で発生した静岡県東部の地震(M6.4、最大震度6強)では、 1-3 cmの地殻変動が観測された(国土地理院, 2011)。

区域5(伊豆-小笠原弧)

北北西-南南東方向の圧縮ひずみが見られる。また、長期ひずみ図(図7-4)では、大正関 東地震の影響と考えられる概ね東西方向の伸張ひずみと南北方向の圧縮ひずみが見られる。

この地域では、北伊豆地震(1930年11月26日、M7.3)や伊豆半島沖地震(1974年5月9日、M 6.9)、伊豆大島近海の地震(1978年1月14日、M7.0)など、M7クラスの地震や、2000年三宅 島噴火活動に始まる一連の地震活動など、地震活動が活発で、それらに伴う地殻変動が観測され ている。

その他、伊豆半島の東方沖では度々活発な群発地震活動が見られ、それに伴って、地殻変動が 観測されている。

区域6(糸魚川一静岡構造線周辺)

短期ひずみ図(図7-3)及び長期ひずみ図(図7-4)において、断層帯北部で西北西-東 南東方向の圧縮ひずみが見られる。断層帯中北部では、西北西-東南東方向の圧縮ひずみに加え て北北東-南南西方向の伸張ひずみも見られ、この領域での断層の左横ずれを示唆している。

なお、断層帯北部および中北部については、断層帯に関して重点的な調査観測が実施され、地 殻変動についても詳細な調査が行われている(文部科学省研究開発局ほか,2010)。同調査によ ると、断層帯周辺の地殻変動については明科より北側では西北西-東南東方向の短縮が卓越し、 明科より南側(松本~諏訪)では断層帯に対する左横ずれの変形が見られるとの結果が得られて いる。この松本~諏訪(本断層帯中北部)の変形は、ほぼ鉛直な断層で接したブロックが5-6 mm/yrの速度で左横ずれ運動をし、弾性的なひずみを蓄積していると解釈できる。

また、諏訪湖北方以南の区間周辺では、概ね西北西-東南東方向の圧縮ひずみが見られ るが、北部ほど明瞭なものではない。

なお、2014 年 11 月 22 日にこの区域で発生した長野県北部の地震(M6.7、最大震度 6 弱)では、震源域近傍で約 30cmの水平変動と約 13cmの沈降が観測された(国土地理院, 2015)。また、

「だいち2号」の SAR 干渉解析により、震央近傍で約1mの地殻変動が観測された(森下ほか, 2015)。

(3) 地震活動

(3) - 1 地震観測

概要

関東地域で発生する地震は、陸域や沿岸部の浅い場所(深さ約 30km 以浅)で発生する地震(以下、「浅い陸域の地震」)、フィリピン海プレートと太平洋プレートと陸のプレートのそれぞれのプレート境界で発生する地震、フィリピン海プレート内部及び太平洋プレート内部の深い場所で発生する地震がある。ここでは、主に活断層の活動に関係する地震として、浅い陸域の地震について、1997 年から 2013 年までの約 17 年間の地震活動について述べる(注 12)。関東地域の深さ 30km 以浅で発生した地震の震央分布を図8-1~図8-14 に示す。東北地方太平洋沖地震発生後は、茨城県北部、栃木県北部、長野県北部など、それまでは地震活動があまり見られなかった地域で活動が活発になった。関東地域の深さ 20km 以浅の地震の発震機構は、東北地方太平洋沖地震の発生前は横ずれ断層型や逆断層型が多かったが、発生後は主に茨城県北部付近の地震で正断層型が見られるようになった(図9-1~図9-6)。深さ 20km 以浅で発生したM3.0 以上の地震について、規模別度数の関係式(グーテンベルグ・リヒターの式、以下「G-R 式」)を適用すると、その係数(b値)は0.9程度と推定される。

区域1(東北日本弧南方延長)

本区域に含まれる関谷断層は1683年に活動した可能性も指摘されているものの、この断層沿いでは現在微小地震活動は明瞭ではない。むしろその北側及び西方の那須周辺に分布する火山周辺で、火山活動に伴うと考えられる小規模な地震群がいくつかある。足尾山地付近でもM3-4クラスを最大規模とする群発的な地震活動が間欠的に発生している。足尾山地の北方の栃木・群馬県境付近では、東北地方太平洋沖地震の発生後に地震活動が活発になり、2013年2月25日に発生したM6.3の地震に伴う余震活動が見られる。

茨城県北部の内陸から沖合(地質ブロックとしては阿武隈高地に属する領域からその沖合)に かけては、棚倉構造線の東側に位置し、福島県南東部(の内陸から沖合にかけて)と同様に、長 さの短い断層が多数分布している。福島県から茨城県にかけてのこの領域では、東北地方太平洋 沖地震を境に非常に活発な地震活動を呈し、特に内陸では、約1ヶ月の間にM6-7の地震が次々 と発生、またM3以上の地震発生数は2ヶ月ほどで1,000を超えた。地震活動は徐々に低下して いるが、内陸では地震の発生場所が浅く、震度1以上の揺れを観測する地震が現在でも多く発生 している。

茨城県北部や足尾山地の北方における D90(注13)の深度は10kmよりも浅く、浅いところで5km 程度である(図11-1)。茨城県中部ではD90が25km 程度となり、その周辺に比べて急に深くなっている。茨城県北部の発震機構は、概ね東北東-西南西方向に張力軸を持つ正断層型が多い(図9-1~図9-6)。その他の領域では、概ね北西-南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型や逆断層型が見られる。本区域における最近約17年間に発生したM3.0以上の地震の観測結果に基づくと、b値は0.9程度と推定される(図10)。

区域2(信越褶曲帯)

本区域に含まれる長野盆地西縁断層帯に沿っては、1847年善光寺地震の余震活動の可能性が高 い微小地震活動が見られる。千曲川を挟んで対岸の中央隆起帯では、火山活動に伴うまとまった 地震活動が見られるが、最大でもM5程度の規模である。1966年に最も活発(最大規模はM5.4) となり地下深部からの大量の地下水の噴出を伴った松代群発地震の影響と見られる微小地震活動 が、皆神山から北東と南西とに現在も見られる。

評価対象領域の北端にあたる長野県と新潟県との県境付近は、長野盆地西縁断層帯と十日町断 層帯とが雁行する間の領域にあたり、従来微小地震活動が見られなかったが、東北地方太平洋沖 地震の翌日にM6.7の地震(2011年長野県・新潟県県境付近の地震)が発生し、その余震活動が 見られるようになった。

D90 は、長野盆地西縁断層帯から南東に離れたところに5-10km の領域が分布しているが、それ以外の場所では概ね 10-15km である(図 11-1)。地震の発震機構は、概ね北西-南東方向 に圧力軸を持つ横ずれ断層型が多い(図 9-1~図 9-6)。本区域における最近約 17 年間に発 生したM3.0以上の地震の観測結果に基づくと、b値は 0.9 程度と推定される(図 10)。

区域3(関東山地-関東平野)

立川断層帯の北部に近い東京都青梅市付近では、震度1以上を観測するM4程度の地震が時々 発生する。また、埼玉県上尾市付近では、深さ20km程度の下部地殻で発生する地震の群れがある。 東京都と神奈川県の境界東部付近では、25km程度の深さの地震の群れがある。東京湾の北縁部で は深さ20kmから30km程度でM4程度の地震が時々発生する。しかしこれらの地震はいずれもや や深く、活断層の地震ではない。

D90 は、本区域の北西部や東京湾北縁部では概ね 10km 前後であるが、中央部や銚子付近では、 25km 程度の深い領域が見られる(図11-1)。発震機構は、概ね北東-南西方向に圧力軸を持つ 逆断層型や横ずれ断層型が見られる(図9-1~図9-6)。本区域における最近約17年間に発 生したM3.0以上の地震の観測結果に基づくと、b値は1.0程度と推定される(図10)。

区域4 (伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

本区域は、神奈川県西部から山梨県東部にかけてフィリピン海プレート内で地震がしばしば発 生しているが、浅い活断層沿いの明瞭な活動はみられない。

D90 は、深いところで 25km 程度である。発震機構は、概ね北西 – 南東方向に圧力軸を持つ逆

断層型や横ずれ断層型が見られる(図9-1~図9-6)。本区域における最近約17年間に発生 したM3.0以上の地震の観測結果に基づくと、b値は0.8程度と推定される(図10)。

区域5(伊豆-小笠原弧)

伊豆大島周辺では火山活動に伴うと考えられる最大でM4程度の規模の群発的な地震活動が数 年に1回程度発生する。伊豆半島伊東市沖合では、火山活動に伴うM5クラスを最大規模とする 群発的な地震活動が数年に1回程度発生している。

D90 は、伊豆半島からその東方沖で浅く、浅いところでは5km 程度である(図 11-1)。発震 機構は、概ね北西-南東方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型が多い(図 9-1~図 9-6)。本区 域における最近約 17 年間に発生したM3.0以上の地震の観測結果に基づくと、b 値は 0.8 程度と 推定される(図 10)。

区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)

本区域の微小地震活動は、主に、北部では活断層の東方、諏訪湖より南方では活断層の西方で 相対的に活発である。2011 年 6 月 30 日には牛伏寺断層周辺でM5.4 とM5.1 の地震(2011 年長 野県中部の地震)が発生した。

D90 は、本区域の北端では5km 程度と浅いところも見られるが、南部の方では深くなっている (図 11-1)。発震機構は、概ね北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型や横ずれ断層型が見ら れる(図 9-1~図 9-6)。本区域における最近約17年間に発生したM3.0以上の地震の観測 結果に基づくと、b値は0.7程度と推定される(図 10)。

(3)-2 被害地震

概要

関東地域の浅い陸域の主な被害地震について、史料及び地震観測結果に基づきまとめた結果を 図 12 及び表 2-2、2-3に示す。なお、史料は地域や時代によって、残存している量の多寡が 異なる。ある期間に地震の発生がないように見えても、それはその期間の史料がないことによる 見かけ上のものである可能性があり、必ずしも地震が発生していなかったことを示しているわけ ではないことに注意が必要である。

関東地域では、活断層の活動を原因とする地震のほかに、活断層の近傍で発生した地震や火山 性地震によっても被害が生じる。また、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートや、日本 海溝から沈み込む太平洋プレートに発生するやや深い地震によっても被害が生じるので、注意が 必要である。特に東京湾北東端付近には深さ70km 程度の太平洋プレートに起因する地震発生頻度 の高い領域、茨城県南西部には深さ50km 程度のフィリピン海プレートに起因する地震発生頻度の 高い領域があり、M5.0-6.0 程度でも破損等の被害や、慌てたことによる負傷やショック死の事 例もある。さらに、神奈川県西部から山梨県東部にかけては、沈み込むフィリピン海プレートが 浅い所にあるので、沈み込むプレートに起因する中小地震によっても、浅い地震に劣らず強い揺 れの被害が起きることを忘れてはならない。

また、東北地方太平洋沖地震の発生後は、応力の変化によって、これまで大きな地震がなかっ た場所に地震が発生している。例えば長野盆地西縁断層帯と北側の十日町断層帯との間の長野 県・新潟県県境付近で発生した 2011 年 3 月 12 日M6.7 の地震や、栃木県・群馬県・新潟県の境 界付近に発生した 2013 年 2 月 25 日M6.3 の地震(2013 年栃木県北部の地震)などである。M6.5 以下の浅い地震は、活断層が分布していない場所にも発生することがあるので、注意が必要であ る。

関東地域で、活断層の活動を原因とした被害地震やその他の特徴的な被害地震(表2-2、2-3)のうち、主なものを以下に述べる。

区域1(東北日本弧南方延長)

1683 年 10 月栃木県北部で下野の地震(M7.0 程度)が発生した。関谷断層に近い場所にある「地 震割れ」という地名はこの地震によってできた可能性があり、関谷断層の活動の可能性もある。 この地震によって葛老山(かつろうやま)が崩落して鬼怒川の上流部を堰き止めたため、五十里 湖(いかりこ)が誕生した。この湖は 40 年後の暴風雨で決壊して洪水被害を下流域に起こし、現 在は消滅している。

この地震の前 1683 年の4 月から6 月にかけて、日光付近で群発地震が発生し、M 6 以上の地震 が 2 回あり、日光東照宮などで建物や石垣に繰り返し被害を生じた。同様に、1949 年今市地震で は、7 分間隔でM6.2 とM6.4 の地震が現在の日光市今市付近で発生して、死者 10 名負傷者 163 名、住家全壊 290 棟等の他、山崩れ等の被害が栃木県中西部に起きた。ただし、これらは、いず れも火山活動に関連した地震である。

足尾山地でも火山活動に関連する中地震以下の群発地震活動が間欠的に発生している。その中で東北地方太平洋沖地震から2年後の2013年、M6.3の地震(2013年栃木県北部の地震)が発生した。幸い人的被害は無かったが旅館や道路が破損して宿泊客が孤立するなどの被害を生じた。

茨城県の北部の陸から沖合にかけては、北側の福島県と同様、棚倉構造線と同様の走向を持つ 長さの短い断層が多数分布している。東北地方太平洋沖地震の発生後、これらの断層に次々と正 断層型の地震が発生して破損等の被害が発生している。

区域2(信越褶曲帯)

長野盆地西縁断層帯には 1847 年善光寺地震(M7.4)が発生し、地質的に脆い西側の中山間地 を中心に四万箇所を越える山崩れが生じた。中でも虚空蔵山(こくぞうさん)の土砂崩れは大き かった。土砂は雪解け水で水量の多い犀川(さいがわ)を塞き止め、地震から3週間程で高瀬川 との合流地点辺りまで水没させるほど湛水して、上流部に洪水被害を起こした後には、一気に決 壊して下流の善光寺平に大水害を起こした。また、丁度善光寺のご開帳に全国から集まっていた 参詣客で賑わっていた善光寺周辺の町では、地震による家屋倒壊に火災が加わり、参詣客の1割 しか生還しなかったという説もある。死者はこの旅行者数に幅があるため8千-1万2千人と推 定されている。

善光寺地震の余震の可能性が高いM6以上の地震が断層沿いに 1853 年(M6.5±1/4)、1890 年(M6.2)、1941年(M6.1)など発生している。また、千曲川を挟んで対岸の中央隆起帯の領域 では、火山活動に伴う群発地震活動が見られ、M5程度の地震によって被害が発生している。な かでも、1965年から数年間で有感地震6万回以上という世界最大級の群発地震活動だった松代地 震では、幸い人命の損失はなかったものの、地下深部から大量に湧き出た炭酸性の水によって、 地すべりや農業被害が発生した。近年は、2011年東北地方太平洋沖地震の翌日に長野県・新潟県 県境付近(栄村)でM6.7の地震が発生し、被害を生じた。

なお、841 年信濃の地震(M6.5 以上)は、長野盆地西縁断層帯の活動である可能性もある(注 14)。

区域3 (関東山地-関東平野)

本区域では多数の軽被害の地震がしばしば発生するが、その殆どは深さ 30km 以上のプレートの 沈み込みに伴う地震によるものである。浅い被害地震としては、深谷断層帯に近いところで発生 した 1931 年西埼玉地震(M6.9)と、埼玉・群馬県境に広がる沖積平野部の多数の遺跡に残る液 状化痕跡の原因とされ、深谷断層帯あるいは大久保断層、太田断層の活動の可能性がある 818 年 上野・武蔵の地震(M7.5以上)が挙げられる程度である(注 15)。

区域4 (伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

本区域は衝突する伊豆半島の付け根を取り囲んでおり、多数の軽被害の地震がしばしば発生す るが、その殆どは深さ20-30kmのフィリピン海プレートの地震である。また、足柄平野付近では 1257年相模の地震(M7.0-7.5)、1433年相模の地震(M7.0以上)など地震像が不明瞭な大粒 の地震が残されているなど、活断層の地震か、プレートの地震かの区別が困難な地域である。や や深い地震まで含めれば、関東平野の中でも大きい地震被害の頻度が高い領域である。1648年相 模の地震はM7.0(宇佐美ほか,2013)とされているが、やや深い地震の可能性があり(地震予知 総合研究振興会,2005)、その場合はM6程度の規模となる。1853年小田原の地震(M6.7±0.1) は、国府津一松田断層帯近くで被害が集中しており浅い地震の可能性がある。

878年相模の地震(M7.4)は伊勢原断層の活動の可能性も指摘されているが(松田ほか,1988; 宇佐美ほか,2013)、詳細な関係は不明である。また1887年には国府津-松田断層帯周辺を震源 としてM6.2の地震(相模・武蔵南東部の地震)が発生し、愛甲郡で山崩れや家屋破損等の被害が 生じた。

この他、富士山周辺では、1707 年宝永地震の翌朝にM6.6-7.0(1707 年富士山西麓の地震)、 東北地方太平洋沖地震後にM6.4(2011 年静岡県東部の地震)と、巨大地震の後に富士山周辺で M6以上の地震が発生して被害が生じることがある。静岡市周辺では、浅い被害地震は知られて いないが、1935 年静岡地震(M6.4)や1965 年焼津の地震(M6.1)などフィリピン海プレート 内の地震による被害が生じている。最近では、石廊崎断層の延長線上で、2009 年駿河湾の地震(M 6.5)や2011 年駿河湾の地震(M6.2)が発生して家屋破損等の被害が生じている。

区域5(伊豆-小笠原弧)

本区域は相模トラフと駿河トラフから本州の下に沈み込むフィリピン海プレート上にあり、横 ずれの浅い大地震が多く発生する。さらに、伊豆半島の東部には単成火山が数多く分布している、 火山活動の活発な場所である。近代以降も、伊東市の沖合から伊豆大島付近にかけては、火山活 動に伴う群発地震活動がしばしば発生し、中規模の地震によってブロック塀の倒壊やガラスの破 損などの被害が繰り返されてきた。1930年にはまず伊東市周辺で活発な群発活動が発生し、半年 後に北伊豆地震(M7.3)が北伊豆断層帯で発生して、工事中だった丹那トンネルの排水用の補助 トンネルが 2.4m ずれ動いた。断層の西側を中心に死者 272 名、負傷者 572 名、住家全壊 2165 等 の被害が生じた。この地震後、1934 年天城の地震(M5.5)以後は伊豆半島の地震活動は静穏に 推移したが、1974 年には、石廊崎断層で伊豆半島沖地震(M6.9)が発生し、死者 30 名、負傷者 102 名、住家全壊 134 棟等の被害を生じた。石廊崎断層は、地震発生前から活断層と認識されて いた。1978 年 1 月には、大島の西側の海域で多数の有感地震を含んだ群発地震活動が発生し、そ の最中に伊豆大島近海の地震(M7.0)が発生し、主として伊豆半島側で大きな被害が生じた。死 者 25 名、負傷者 211 名のほか、道路が 1000 箇所以上崩れ、伊豆急行線のトンネルが数十 cm 変位 して交通が途絶した。翌朝には天城地域の猫越峠付近でM5.4 の余震が明瞭な前震活動を伴って 発生した。

1974年伊豆半島沖地震の発生後には、天城山周辺や、河津から伊東辺りの東伊豆で小さい地震 が多数発生するようになったほか、1975年以降は冷川峠付近に異常隆起が見られる様になった。 隆起の中心は次第に東側に移動して、1980年代に入ると伊東市富戸の沖合付近となった。1978年 11月からは、火山活動に伴う間欠的な群発地震活動が、まず富戸の東方沖で、その後は川奈崎沖 で、繰り返し発生するようになった。そのような群発地震活動の中、1980年伊豆半島東方沖の地 震(M6.7)が発生した。さらに、1990年にも伊豆大島近海の地震(M6.5)が発生した。この伊 東沖の群発地震は、1989年手石海丘を形成した小規模な海底噴火活動を起こした。その後も、時 折活動を繰り返しているが、2000年三宅島噴火活動に伴う新島・神津島付近の活発な地震が発生 する頃には、伊東市付近の隆起は止まった。伊東市東方沖の群発地震活動は、手石海丘形成後は、 それ以前より活動の終息が長引く傾向が見られる。

なお、近代的な地震観測が始まる以前(1884年以前)の本区域の被害地震(歴史地震)の史料 は限られており、841年伊豆の地震(M7.0程度)が、北伊豆地震の一つ前の北伊豆断層帯周辺で発 生したが、同断層帯の活動との詳細な関係は不明である。

区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)

本区域では、M7.0以上の地震は762年信濃の地震以外に知られていない。841年信濃の地震(M 6.5以上)は、糸魚川-静岡構造線断層帯の活動である可能性もある。

近世以降では、1714年信濃小谷の地震(M6.5以下)が断層帯の北端部付近に発生した。神城断 層で地表変位が見られた2014年長野県北部の地震(M6.7)は、被害程度や被害域が1714年の地 震と類似している。その南側の大町付近では、1858年信濃大町の地震(M6.0-6.4)、1918年信 濃大町の地震(M6.5:半日前にM6.1)とM6程度の地震が発生した。さらに断層帯の中北部で は、1791年松本の地震(M6 3/4)、2011年長野県中部の地震(M5.4)が発生した。

	1			1	
発生時期	本文中での呼称	発生地域	地震規模	被害	備考
762年06月05日	762年信濃の地震	信濃	7.0以上	被害不詳だが、朝廷が救済を行 う程の大被害	糸魚川ー静岡構造線断層帯北部・中北 部区間の可能性
818年08月	818年上野・武蔵の地震	上野·武蔵	7.5以上	群馬県南部や埼玉県北部の多 数の遺跡に液状化跡 山崩れなど	深谷断層帯、太田断層、大久保断層の可 能性
841年	841年信濃の地震	信濃	6.5以上	日付や詳細不明。倒壊等	長野盆地西縁断層帯あるいは糸魚川ー 静岡構造線断層帯の可能性
841年	841年伊豆の地震	伊豆	7.0程度	人的被害と倒壊被害。日付不詳	北伊豆断層帯周辺
878年11月01日	878年相模の地震	相模	7.4	国分尼寺・大山寺等の倒壊や 街道の破損など	伊勢原斯層帯の活動との説があるが、プ レート境界地震だった可能性もある。
1257年10月09日	1257年相模の地震	鎌倉など	7.0~7.5	鎌倉などで倒壊や死者、山崩 れ、液状化。	プレート境界地震か?
1360年	該当なし	上総	-	岩田寺被害。日付や規模不詳。	プレート内地震か?
1433年11月06日	1433年相模の地震	相模	7.0以上	鎌倉や大山で被害。津波?	プレート境界地震か?
1589年03月21日	該当なし	駿河・遠江	6.7	静岡県中部で破損被害	プレート内地震か?
1633年03月01日	該当なし	相模西部	7.0程度	小田原で倒壊多数。箱根で崖 崩れ、熱海で津波など	国府津—松田断層帯周辺海域
1648年06月13日	1648年相模の地震	相模西部	6.0程度*	小田原や江戸などで破損など	プレート内地震か?
1683年06月17日	該当なし	日光	6.0~6.5	日光東照宮などで破損や石垣	火山性群発
1683年06月18日	該当なし		6.5 ~ 7.0	朋46。地長夕奴。	
1683年10月20日	1683年下野の地震	下野	7.0程度	塩原街道近くの戸板山が崩れ 湖出現。40年後に決壊。前の地 震から補修した日光東照宮でま た石垣等崩れ	関谷断層の活動の可能性が指摘されて いる.
1707年10月29日	1707年富士山西麓の地震	富士山西麓	6.6~7.0**	駿河湾北部周辺に被害	宝永地震翌朝に誘発された地震
1707年12月15日	該当なし	富十山麓	-	地震の被害は小	宝永噴火前の群発地震
1714年04月28日	1714年信濃小谷の地震	信濃小谷	6.5以下*	姫川沿いなどで倒壊や山崩れ	糸魚川一静岡構造線断層帯北部区間 (神城断層付近)の活動.2014年に類似
1725年08月14日	該当なし	伊那·諏訪	6.3程度*	高遠や諏訪湖周辺で倒壊や崩 れ	伊那谷断層帯(評価対象地域外)北部の 一部の可能性
1755年04月21日	該当なし	日光	-	東照宮で破損等	
1786年03月25日	該当なし	箱根	5.0~5.5	落石や破損	火山性の群発
1791年07月23日	1791年松本の地震	松本	6 3/4	松本城下で倒壊や破損被害	糸魚川一静岡構造線断層帯中北部区間
1801年05日27日	該当な」.	上級	6.5	久留里城で破損	の活動 群発地震 プレート内地震か?
1841年04月22日	該当なし	駿河	6 1/4	駿府城や久能山、清水区などで	プレート内地震
1847年05月08日	1847年善光寺地震	長野	7.4	1 (戦 預 つ 明 れ) (山前れ四万カ所以上。虚空蔵山の崩れは、犀川の湛水で上流に、3週間後の決壊洪水で下流に、3週間後の決壊洪水で下流に大水害。倒壊・火災・埋没・流出で死者八千以上。	長野盆地西縁断層帯の地震。小松原や 県庁付近に段差が生じた。土地に不慣れ な参詣客の犠牲が多かった。
1847年05月13日	該当なし	上越高田	6.5±1/4	善光寺地震で傷んだ家屋を倒 壊させた	高田平野断層帯(評価対象地域外)に善 光寺地震で誘発された地震
1853年01月26日	1853年長野の地震	長野	6.5±1/4	<u>あてた。</u> 善光寺周辺で破損等被害	善光寺地震の余震
1853年03月11日	1853年小田原の地震	相模西部	6.7±0.1	現大井町付近や小田原で倒壊 や破損。	国府津-松田断層帯の一部の可能性
1857年07月14日	該当なし	駿河	6 1/4	現焼津市・吉田町・牧之原市などで破損等。死者毎日	プレート内地震
1858年04月23日	1858年信濃大町の地震	信濃大町	6.0~6.4*	現大町市北部の木崎湖や青木 湖周辺の村々で全壊家屋71や 山崩れなど。	飛越地震の2週間後に糸魚川-静岡構造 線断層帯の北部に誘発された地震。富山 の洪水被害となった飛越地震のせき止め 決壊の原因となった。
1870年05月12日	該当なし	神奈川県西部	6.0~6.5	小田原などで破損など	プレート内地震
1000年00日00日	1=+ × + × 1	おたけた		劫海本ホテトに小地宇	al a la tribite

表 2-2 関東地域の主な被害地震(M5.0以上)(歴史地震)

※地震の規模等は原則として宇佐美ほか(2013)と宇津(1999)に拠る。*は松浦ほか(2006, 2008), **は中村・ 松浦(2012)に拠る。

火成活動(広い意味での火山活動)による浅い地震

プレート境界またはプレート内地震

Build at the		man at the table		11.44	146-244
<u>発生時期</u> 1886年07月23日	本文中での呼称 該当なし	<u>発生地域</u> 長野·新潟県境 付近	<u>地震規模</u> 5.3	<u>被害</u> 土蔵破損や道路破損など	備考 長野盆地西縁断層帯と稲荷町断層帯の 問か
1887年01月15日	1887年相模・武蔵南東部の 地震	秦野市付近	6.2	大山などで破損。横須賀で海面 動揺。	国府津一松田断層帯周辺
1890年01月07日	1890年犀川流域の地震	長野	6.2	山崩れや破損など	長野盆地西縁断層帯麻績区間周辺
1897年01月17日	該当なし	長野	5.2	松代などで亀裂や傾斜などの被 害	断層帯ではなく、千曲川右岸の中央隆起 帯中の火山性の地震
1898年04月03日	該当なし	山梨県南西部	5.9	現南部町で亀裂や破損	身延断層周辺
1900年07月25日	該当なし	長野	5.0	須坂市仁礼付近で群発	断層帯ではなく、千曲川右岸の中央隆起 帯中の火山性の地震
1905年06月07日	該当なし	伊豆大島東方	5.8	大島の野増などで家屋破損など	大島近海での火山性群発
1908年12月28日	該当なし	甲府	5.8	甲府で亀裂等小被害	曽根丘陵断層帯周辺
1912年07月16日	該当なし	浅間山	57	浅間山周辺で落石など	
			5.4	上田市で屋根の破損など小被	土人西南四北北部改作
1912年08月17日	該当なし	上田	5.1	害	大余震2個など群発的
1916年02月22日	該当なし	浅間山	6.2	北麓で家屋倒壊7など	2時間後にも地震
1917年05月18日	該当なし	静岡	6.3	防火壁倒壊で死2	横ずれのプレート内地震
1918年11月11日	1918年信濃大町の地震	信濃大町	6.5	家屋全壊6など	半日前にM6.1が発生。糸魚川一静岡構
1919年03月29日	該当なし	長野	5.4	飯山や野沢温泉で破損等	<u>造線断層帯北部の南端</u> 長野盆地西縁断層帯麻績区間周辺
1930年03月22日	該当なし	静岡県伊豆地方	59	伊車で破損等	伊東沖の火山性群発中の最大地震
1000+00/]221			0.0	三島から韮山、長岡、梅木など	
1930年11月26日	1930年北伊豆地震	静岡県伊豆地方 (伊豆半島北部)	7.3	断層の西側の被害が大きく、家 屋倒壊二千以上、死者272な ど。	北伊豆断層帯の活動。工事中の丹那トン ネル工事抗が食い違って東海道線の開 通が遅れた。
1931年09月21日	1931年西埼玉地震	埼玉県北部	6.9	荒川沿いの沖積地域を中心に 死16、住家全壊76など。	深谷断層帯周辺
1934年03月21日	1934年天城の地震	静岡県伊豆地方	5.5	天城峠付近で崖崩れなど	
1935年07月11日	1935年静岡地震	静岡県中部	6.4	清水~旧静岡市東南部で住家 全壊363、死9など。	プレート内地震
1941年03月07日	該当なし	長野県北部	5.0	中野付近で土砂崩壊など	善光寺地震の余震か
1941年07月15日	1941年長野地震	長野県北部	6.1	現長野市北部で死5、住家全壊 29など。	善光寺地震の余震か
1943年10月13日	該当なし	長野県北部	5.9	野尻湖南方の古間で死1、住家 全壊14など	善光寺地震の余震か
1949年12月26日	1949年今市地震	栃木県北部	6.4	現日光市今市で死7、住家全壊 290など。	7分前にM6.2発生
1964年12月09日	該当なし	伊豆大島近海	5.8	伊豆利島、新島で産崩れなどの 被害	伊豆大島で月末から噴火活動。
1965年04月20日	1965年焼津の地震	静岡県中部	6.1	焼津付近で発生したが、清水で建物破損などの被害。	石廊崎断層の北東延長のプレート内地震
1966年01月23日	該当なし	長野県北部	5.1	松代の皆神山周辺で1年以上群 発。水噴火による農業被害や、 牧内の地滑りなど。	松代地震]2年間に6万回以上の有感 地震発生。火山性の群発としては世界最 大級。
1968年09月21日	該当なし	長野県北部	5.3	飯山などで負傷2、住家破損224	善光寺地震の余震か
1070年04日00日		巨壓圓击如	E O	など	医照分地西绿蛇网类应结区阴田 辺
<u>1970年04月09日</u> 1974年05月09日	<u>該当なし</u> 1974年伊豆半島沖地震	駿河湾	6.9	地すべりで22棟埋まって死27な ど全体で死30、住家全壊102	天丁二・ビロ豚の「音市 杯根区间向辺 石廊崎断層の活動。余震は天城峠など 北東−南西方向にも発生し、この地震以 降伊豆半島の地震発生が増加した。。
1976年08月18日	該当なし	静岡県伊豆地方	5.4	河津で家屋半壊3など	
1978年01月14日	1978年伊豆大島近海の地 震	伊豆大島近海	7.0	被害は伊豆半島で多く、死25、 住家全壊96など。	3時間前にM5.2の前進が2分間隔で二個 発生するなど、大島西方沖の群発活動に 続いて発生した。稲取断層の活動。
1978年01月15日	該当なし	静岡県伊豆地方	5.8	前の地震と分離できないが、天 城地方では破損等を増幅。	前の地震の翌朝猫越峠付近で発生した 誘発地震
1978年11月23日	該当なし	静岡県伊豆地方	5.1	稲取で破損等	伊豆大島近海地震の余震
1978年12月03日	該当なし	伊豆半島東方沖	5.5	伊東で土砂崩れ6カ所など	富戸沖の火山性群発中の最大地震
1980年06月29日	1980年伊豆半島東方沖の 地震	伊豆半島東方沖	6.7	負傷8、家屋全壊1など	伊東沖断層の活動。川奈崎沖で火山性 群発中に発生
1982年08月12日	該当なし	伊豆大島近海	5.7	神奈川で負傷6など	
1986年12月30日	該当なし	長野県北部	5.9	現長野市西端の中条や新町で 破損被害など	善光寺地震の余震か
1989年07月09日	該当なし	伊豆半島東方沖	5.5	伊東で破損など	伊東沖に手石海丘の噴火前に発生した

表 2-3 関東地域の主な被害地震(M5.0以上)(近代以降)

					() C (
発生時期	本文中での呼称	発生地域	地震規模	被害	備考
1989年10月14日	該当なし	伊豆大島近海	5.7	神奈川で負傷8など	1982年に近い
1990年02月20日	1990年伊豆大島近海の地 震	伊豆大島近海	6.5	大島で土砂崩れなど	1980年に近い
1997年03月04日	該当なし	伊豆半島東方沖	5.9	伊東で負傷3など	伊東沖の火山性群発中の最大地震
1998年07月01日	該当なし	長野県北部 (大町)	5.0	美麻で破損など	長野盆地西縁断層帯麻績区間周辺
2001年04月03日	該当なし	静岡県中部	5.1	静岡で負傷8など	プレート内地震
2006年04月21日	該当なし	伊豆半島東方沖	5.8	伊東で負傷1など	伊東沖の火山性群発中の最大地震
2009年08月11日	2009年駿河湾の地震	駿河湾	6.5	静岡で死1、住家半壊6など	石廊崎断層の北東延長の横ずれプレート 内地震
2009年12月18日	該当なし	静岡県伊豆地方	5.1	伊東で負傷7など	伊東沖の火山性群発中の最大地震
2011年03月12日	2011年長野県・新潟県県境 付近の地震	長野県·新潟県 県境付近	6.7	栄村で住家全壊73など。避難後 に関連死3。	東北地方太平洋沖地震の半日後に長野 盆地西縁と十日町断層帯の間に誘発
2011年03月15日	2011年静岡県東部の地震	静岡県東部	6.4	重傷2、住家破損536など	東北地方太平洋沖地震後に誘発。1707 年に類似か?
2011年04月11日	該当なし	福島県浜通り (いわき)	7.0	いわきで死4、負傷10など	塩ノ平断層と湯ノ岳断層に正断層のずれ
2011年04月12日	該当なし	福島県中通り (いわき)	6.4	前と分離できず	前日の余震
2011年06月30日	2011年長野県中部の地震	長野県中部 (松本)	5.4	松本で蔵書崩落で死1など	糸魚川一静岡構造線断層帯中北部区間 (牛伏寺断層)より西側に発生。同日直近 でM5.1の地震
2011年08月01日	2011年駿河湾の地震	駿河湾	6.2	浜松で重傷1, 駿河湾周辺で軽 傷12など	1974年と2009年との間に発生
2011年11月20日	2011年11月20日	茨城県北部	5.3	日立で軽傷1など	塩ノ平断層(評価対象地域外・福島県の 活断層)と同様、正断層の地震
2012年07月10日	2012年07月10日	長野県北部	5.2	中野で負傷2など	長野盆地西縁断層帯東方。横ずれ型の 地震
2013年02月25日	2013年栃木県北部の地震	栃木県北部	6.3	旅館、道路の破損に伴う宿泊客 孤立など	群発地震が間欠的に発生している地域
2013年04月17日	該当なし	三宅島近海	6.2		
2014年11月22日	2014年長野県北部の地震	長野県北部 (白馬付近)	6.7	白馬や小谷で重傷10、軽傷36、 住家全壊77など	糸魚川ー静岡構造線断層帯北部区間の 一部が活動

表 2-3 関東地域の主な被害地震(M5.0以上)(続き)

※地震の規模等は原則として宇佐美ほか(2013)と宇津(1999)に拠る。ただし、1930年以降の発生地域、2000 年以降の地震規模は気象庁に拠る。

火成活動(広い意味での火山活動)による浅い地震

今回の評価地域に隣接あるいは関連する地震

3. 関東地域の活断層の特性

図1に示した関東地域の活断層(表2-1)について、6つの区域ごとに、長期評価を行った (表3~表14、図13)。断層の位置・形状や活動履歴等に関する情報が十分ではない場合があり、 ここでは活断層の可能性があるものの証拠の少ない構造(図16、付録5)については、今回は評 価の対象としていない。

活断層で発生する地震の規模の評価は、1回の地震に対応して活動し得る断層の長さに基づく。 長さに基づく評価の考え方を、用語の定義と併せて、付録2に示す。

個々の活断層で、今後30 年間に地震が発生する確率は、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001a)に従い、平均活動間隔と最新活動時期が判明している場合には、活断層で発生する固有 規模の地震(固有地震)の活動間隔のばらつきのパラメータをα=0.24 とし、BPT (Brownian Passage Time)分布を適用して計算した。最新活動時期が判明していない場合は、平均活動間隔 をもとにポアソン過程を仮定して計算した。また、本評価では、地表地質調査では活動の痕跡が 認めにくい地震が、対象となる評価単位区間で得られている平均活動間隔の2倍の間隔で発生し ているとみなし、ポアソン過程によりその地震発生確率を算出した(注16)。

3-1. 区域1(東北日本弧南方延長)

(1) 活断層の特性

本区域の評価対象は、表3に特性を示した5断層である。関谷断層、片品川左岸断層、大久保 断層、太田断層は逆断層を主体とする。内ノ籠断層は右横ずれ成分を主体とし、西側が相対的に 隆起する逆断層成分を伴う(図13-1)。

本区域の平均的な変位速度については、関谷断層で1m/千年程度(上下)、片品川左岸断層、 大久保断層で、0.2-0.4m/千年程度(上下)が見積もられている(表3)(注17)。いずれも 上下成分のみであり(付録3)、横ずれ成分が明らかにされているものはない。また、それ以外 の2断層は、平均的な変位速度が不明である。

本区域では、関谷断層、太田断層で古地震調査から活動が認められている。そのうち関谷断層 においては、複数回(過去3回)の活動が推定されており、最新活動は14世紀以後、17世紀以前 と推定される。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層の評価単位区間の長さは、最も短い内ノ籠断層が約12km、最も長い関谷断層が 約38km である(表3)。これらの活断層が活動した場合、経験式(1)から発生する地震の規模 は、内ノ籠断層においてM6.6程度、関谷断層においてM7.5 程度と推定される(表4、図13-1)。 これらの活断層が活動する際には、経験式(2)やトレンチ掘削調査に基づく観察から、表3に 示すようなずれを生じる可能性がある。経験式(1)及び(2)は、それぞれ松田(1975)及び 松田ほか(1980)による次の式である。

log L = 0.6 M-2.9 (1)
D =
$$10^{-1}$$
L (2)

ここで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、Dは1回の ずれ量(m)である。

ただし、上述のように断層の長さによって評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震 調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、考慮すべき地震の規模の下限を M6.8とした(注8)。具体的には、内ノ籠断層及び片品川左岸断層はM6.8程度と評価した。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表4に示す。

関谷断層、内ノ籠断層、片品川左岸断層、大久保断層及び太田断層の今後30年以内に発生する 地震の確率は、それぞれ、ほぼ0%、不明、0.4-0.6%もしくはそれ以上、0.6%及び不明となる (表4)。

なお、内ノ籠断層及び太田断層については平均活動間隔が不明であるため(表3)、地震発生 確率を直接算出できない。これらの活断層については、仮定値(付録4-1)を与えて推定した 平均変位速度及び平均活動間隔に基づき確率を評価すると(4章)、今後30年以内に発生する地 震の確率は、それぞれ、1%及び0.5%となる(表15)。さらに、太田断層について最新活動時期(表3)を考慮すると、今後30年以内に発生する地震の確率は、ほぼ0-4%となる(表16)。

得られた値は誤差を伴うものの、その最大値をとると、太田断層は今後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、内ノ籠断層、片品川左岸断層、 大久保断層はやや高いグループにそれぞれ属することになる(注18)。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16)が今後 30年以内に発生する確率を表4に示した。

表 3	東北日本弧南方延長の活断層の特性

	評価単位区間 (付録2)			位置	·形状			過去の活動				
活断層のくくり (付録2)		断層長	ずれの 断層の走向	D向きと種類 断層の型	断層面の傾斜 (向きまたは角度)	断層面の幅	地震発生層 下限の深さD90	平均変位速度	1回のずれ量 (最大値)	最新活動時期	平均活動間隔	
関谷断層	関谷断層	約38km	N12° E	西側隆起の逆断 層	西傾斜 約15-40° (地表付近)	30-35km程度	15km程度	1 m/千年程度 (上下)	3-4m程度 (上下)	14世紀以後、 17世紀以前	約2,600-4,100年	
内ノ籠断層	内ノ籠断層	約12 km (地表)	N30° E	右横ずれを主体と し西側隆起の逆 断層成分を含む	西傾斜 70°程度	10-15km程度	10km程度	不明	1m程度 (全体)	不明	不明	
片品川左岸断層	片品川左岸断層	約13 km (地表)	N8°E	東側隆起の逆断 層	東傾斜	10-15km程度	10km程度	0.2m/千年程度 (上下)	1m程度 (全体)	不明	約5,200-8,100年も しくはそれ以下	
大久保断層	大久保断層	約9km (地表) 20km程度以上 (断層面全体)	N79 [°] W (地表) N59 [°] W (断層面全 体)	北東側隆起の逆 断層	北東傾斜	10-15km程度	10km程度	0.4 m/千年程度 (上下)	2m程度 (上下)	不明	5,000年程度	
太田断層	太田断層	約18km	N26° W	西側隆起の逆断層	西傾斜	20-30km程度	15-20km程度	不明	2m程度 (上下)	約16,000年前以 後、西暦1108年以 前	不明	

表4 東北日本弧南方延長の活断層の将来の活動の可能性

			評価単位区間が単	単独で活動する場合		複数区間が同時に活動する場合		
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (マグニチュード)	地震後経過率	30年以内における固 有規模の地震発生確 率(%)	30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)	
関谷断層	関谷断層	7.5程度	0.08-0.3	ほぼの	0.4-0.6	_	_	
内ノ籠断層	内ノ籠断層	6.6程度※	不明	不明	0.6	_	_	
片品川左岸断層	片品川左岸断層	6.7程度※	不明	0.4—0.6もしくはそれ 以上	0.2-0.3もしくはそれ 以上	_	_	
大久保断層	大久保断層	7.0程度以上	不明	0.6	0.3	_	_	
太田断層	太田断層	6.9程度	不明	不明	0.3	_	_	

※断層の長さに基づいて地震の規模を評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の規 模の下限M6.8を用いて評価している(注8)。

3-2. 区域2(信越褶曲帯)

(1) 活断層の特性

本区域の評価対象は、長野盆地西縁断層帯(表5)である。同断層帯飯山-千曲区間及 び麻績区間はいずれも南西-北東走向の逆断層を主体とする(図13-2)。

本区域の平均的な変位速度については、飯山-千曲区間で1.2-2.6m/千年程度(上下) が見積もられている(表5)しかし、麻績区間では平均的な変位速度は不明である。

飯山-千曲区間では、古地震調査から複数回の活動が認められている(図15)。最新活動は1847年善光寺地震(M7.4)と考えられる。1つ前の活動は、約1千5百年前以後、約1 千年前以前の可能性がある。飯山-千曲区間の平均活動間隔は約8百-2千5百年程度の可能性がある(表5)。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層は長野盆地西縁断層帯のみであり、評価単位区間は長さが約15kmと短い 麻績区間と約59kmと長い飯山-千曲区間で構成される(表 5)。これらの活断層が活動し た場合、経験式(1)から発生する地震の規模は、飯山-千曲区間においてM7.4-7.8程 度、麻績区間においてM6.8 程度と推定される(表 6、図13-2)。これらの活断層が活 動する際には、経験式(2)やトレンチ掘削調査等に基づくと、表 5に示すようなずれを 生じる可能性がある。また、飯山-千曲区間と麻績区間は別々に活動すると推定されるが、 断層帯全体が同時に活動する可能性も否定できない。その場合、経験式(1)の計算法に 従えば、M7.9と計算される。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表6に示す。

飯山-千曲区間及び麻績区間の今後30年以内に発生する地震の確率は、それぞれ、ほぼ 0%及び不明となる(表6)。

なお、麻績区間については平均活動間隔等が不明であるため(表5)、地震発生確率を 直接算出できない。麻績区間については、仮定値(付録4-1)を与えて推定した平均変 位速度及び平均活動間隔に基づき確率を評価すると(4章)、今後30年以内に発生する地 震の確率は1%となる(表15)。得られた値は誤差を伴うものの、その最大値をとると、 麻績区間は今後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18)。なお、飯山-千曲区間は最新活動が1847年の善 光寺地震と考えられることを考慮すると、この区間でごく近い将来に想定されるM7.4-7.8程度の地震が発生する可能性は低いと考えられる。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16) が今後30年以内に発生する確率を表6に示した。

表5 信越褶曲帯の活断層の特性

活転層のパロ	評価単位区間 (付録2)		位置·形状							過去の活動				
活断層のくくり (付録2)		断層長	ずれの向きと種類		断層面の傾斜	新居市の福	地震発生層	亚物森位海南	1回のずれ景	具实注动时期	亚均汗動閉隔			
			断層の走向	断層の型	(向きまたは角度)	的信曲の幅	下限の深さD90	十岁女世述及	「回のすれ重	取利/百到时刑	平均活動间隔			
長野盆地西縁断層帯	飯山-千曲区間	約59km	N34°E	北西側隆起の逆断 層(地表付近)	北西傾斜 20-40 [°] 程度 (深さ4km以浅)	30km	15km程度	1.2-2.6 m/千年程 度(上下)	2−3m程度 (上下)	西暦1847年	約800-2, 500年程 度			
	麻績区間	約15km	N28°E	北西側隆起の逆断 層(地表付近)	北西傾斜 (地表付近)	20km程度	15km程度	不明	2m程度 (全体)	不明	不明			

表6 信越褶曲帯の活断層の将来の活動の可能性

			評価単位区間が単	複数区間が同時に活動する場合				
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (マグニチュード) 地震後経過率 30年以内における固 有規模の地震発生確 率(%)		30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)		
巨肥分地西绿蛇园世	飯山-千曲区間	飯山一千曲区間 7.4-7.8程度		ほぼ೦	0.6-2	7.9程度 (長野盆地西縁断層		
文 玎 血 吧凶袮 町 眉帀	麻績区間	6.8程度 不明		不明	0.5	帯全体が同時に活 動)		

3-3. 区域3 (関東山地-関東平野)

(1) 活断層の特性

本区域の評価対象は、表7に特性を示した4断層(帯)である。深谷断層帯、綾瀬川断 層、越生断層及び立川断層帯(注2)のいずれも北西から南東走向を持つ逆断層を主体と する(図13-3)。

本区域の平均的な変位速度については、深谷断層帯、綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間及び立 川断層帯で、0.1-0.5m/千年程度(上下)の範囲の値が見積もられている(表7)。綾 瀬川断層伊奈-川口区間及び越生断層の平均的な変位速度は不明である。

本区域では、深谷断層帯、綾瀬川断層及び立川断層帯で過去の活動が認められており、 深谷断層帯及び綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間では、古地震調査から複数回の活動が認められ ている(図15)。深谷断層帯及び綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間の最新活動は、それぞれ約6 千2百年前以後、約5千8百年前以前及び約1万5千年前以後、約9千年前以前の可能性 がある。平均活動間隔は、それぞれ、約1万-2万5千年程度及び約4万5千-7万1千 年程度の可能性がある(表7)。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層の評価単位区間の長さは、最も短い越生断層が約14km、最も長い深谷断 層帯が約69kmである(表7)。これらの活断層が活動した場合、経験式(1)から発生す る地震の規模は、越生断層においてM6.7程度、深谷断層帯においてM7.9程度と推定され る(表8、図13-3)。これらの断層が活動する際には、経験式(2)やトレンチ掘削調 査等に基づくと、表7に示すようなずれを生じる可能性がある。

ただし、上述のように断層の長さによって評価した結果がM6.8以下となる場合、ここで は地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の規模をM6.8 とした(注8)。具体的には、越生断層はM6.8程度と評価した。

綾瀬川断層については、鴻巣ー伊奈区間と伊奈一川口区間が同時に活動する可能性も否 定できない。その場合、M7.5程度の地震が発生する可能性がある。また、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、地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)による「長大な活 動範囲から発生する地震の規模」の計算法に従えば、M8.0程度と計算される。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表8に示す。

深谷断層帯、綾瀬川断層鴻巣-伊奈区間、綾瀬川断層伊奈-川口区間、越生断層及び立 川断層帯の今後30年以内に発生する地震の確率は、それぞれ、ほぼ0-0.1%、ほぼ0%、 不明、不明及び0.5-2%となる(表8)。 なお、綾瀬川断層伊奈-川口区間及び越生断層については平均活動間隔等が不明である ため(表7)、地震発生確率を直接算出できない。これらの活断層については、仮定値(付 録4-1)を与えて推定した平均変位速度及び平均活動間隔に基づき確率を評価すると(4 章)、今後30年以内に発生する地震の確率は、それぞれ、0.08%及び0.1%となる(表15)。

得られた値は誤差を伴うものの、その最大値をとると、立川断層帯(注2)、深谷断層 帯及び越生断層は、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18)。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16) が今後30年以内に発生する確率を表8に示した。

				位置	・形状			過去の活動				
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	断層長	ずれの向きと種類		断層面の傾斜	影网表の話	地震発生層	亚均亦位速度	1回のずれ量	星蛇迁赴吐烟	亚坎迁动即阿	
			断層の走向	断層の型	(向きまたは角度)	町暦面の幅	下限の深さD90	十均支过还反	(最大値)	取利石到时期	平均活動间隔	
深谷断層帯	深谷断層帯	約69km	N58° W	南西側隆起の逆断 層	50°-70°南西傾 斜(深さ500m以浅) 高角南西傾斜(深部)	20-25km程度	20km程度	0.2-0.5 m/千年程度 (上下)	5m程度 (上下)	約6,200年前以後、 約5,800年前以前	約10, 000-25, 000 年程度	
綾瀬川断層	鴻巣-伊奈区間	約19km	N50° W	南西側隆起の逆断 層	高角南西傾斜	20-25km程度	20km程度	約0.1m/千年 (上下)	3-4m程度 (上下)	約15,000年前以 後、約9,000年前以 前	約45,000-71, 000 年程度	
	伊奈-川口区間	約19km	N39° W	不明	高角(地表付近)	20-25km程度	20km程度	不明	2m程度 (全体)	不明	不明	
越生断層	越生断層	約14km (地表の長さ)	N18° W	西側隆起の逆断層	西傾斜	20-25km程度	15km程度	不明	1m程度(全体)	不明	不明	
立川断層帯(注2)	立川断層帯	約33km	N40° W	北東側隆起の断層	極めて高角 (1km以浅)	20km程度	20km程度	0.2一0.3 m/千年 (上下)	2-3m程度	約20,000年前以 後、 13,000年前以前	10, 000-15, 000年 程度	

表7 関東山地ー関東平野の活断層の特徴	生
---------------------	---

表8 関東山地ー関東平野の活断層の将来の活動の可能性

活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	評価単位区間が単独で活動する場合				複数区間が同時に活動する場合	
		地震の規模 (マグニチュード)	地震後経過率	30年以内における固 有規模の地震発生確 率(%)	30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)
深谷断層帯	深谷断層帯	7.9程度	0.2-0.6	ほぼ0-0.1	0.06-0.1	7.5程度 (綾瀬川断層全体が 同時に活動) 8.0程度 (深谷断層帯と綾瀬川 断層全体が同時に活 動)	_
綾瀬川断層	鴻巣-伊奈区間	7.0程度	0.1-0.3	ほぼの	0.02-0.03		
	伊奈-川口区間	7.0程度	不明	不明	0.04		
越生断層	越生断層	6.7程度※	不明	不明	0.05	_	_
立川断層帯(注2)	立川断層帯	7.4程度	0.9-2.0	0.5-2	0.1	_	_

※断層の長さに基づいて地震の規模を評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の 規模の下限M6.8を用いて評価している(注8)。

3-4. 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

(1) 活断層の特性

本区域の評価対象は、表9に特性を示した11活断層(群/帯)である。本区域の活断層 は、伊豆半島を取り巻くような走向を持つ。伊勢原断層、塩沢断層帯、平山-松田北断層 帯、国府津-松田断層帯、曽根丘陵断層帯、富士川河口断層帯は逆断層を主体とする。身 延断層は北部、南部でそれぞれ逆断層、左横ずれを主体とする。三浦半島断層群主部衣笠・ 北武断層帯、三浦半島断層群主部武山断層帯、三浦半島断層群南部は右横ずれ、鴨川低地 断層帯は南側隆起の断層を主体とする(図13-4)。

国府津一松田断層帯は、地下構造探査によって、相模トラフで発生する海溝型地震の震 源域の分岐断層であることが明らかにされた。本断層帯が単独で震源断層となることはな いと推定される。海溝型地震の長期評価については、地震調査研究推進本部地震調査委員 会(2014)を参照されたい。富士川河口断層帯も、駿河トラフで発生する海溝型地震と同 時に活動すると考えられ、海溝型地震の活動は、地震調査研究推進本部地震調査委員会

(2013a)が再評価している。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)は、富士川河 ロ断層帯のうち陸上の活断層部分が海溝型地震とは独立して活動した可能性も指摘してい るが、評価には用いない参考情報として記述していることから、ここでも参考扱いとする。

本区域では、富士川河口断層帯と国府津一松田断層帯の平均的な変位速度が突出してお り、それぞれ約7m/千年(上下)、約2-3m/千年(上下)と推定されている(表9)。 曽根丘陵断層帯、塩沢断層帯、平山一松田北断層帯は0.8-1m/千年(上下)の範囲、伊 勢原断層は0.3-0.4m/千年(上下)の範囲の値が見積もられているほか、衣笠・北武断 層帯、武山断層帯は、0.5-2.8m/千年(上下)と推定幅が広くなっている。その他の断 層の平均的な変位速度は不明である(注20)。

本区域の活断層では、富士川河口断層帯で6回の活動が認められているほか、国府津-松田断層帯、伊勢原断層、衣笠・北武断層帯、武山断層帯でそれぞれ複数回の活動が認め られている(図15)。富士川河口断層帯の最新活動は6世紀以後、9世紀以前ともしくは それ以降、平均活動間隔は1千3百年-1千6百年の可能性がある。国府津-松田断層帯 の最新活動は、12世紀以後、14世紀前半以前と考えられる。平均活動間隔は約8百-1千 3百年と推定される。それ以外では、伊勢原断層、衣笠・北武断層帯及び武山断層帯の最 新活動は、それぞれ、5世紀以後から18世紀初頭以前、6-7世紀及び約2千3百年前以 後から約1千9百年前以前、平均活動間隔は、それぞれ4千-6千年程度、1千9百-4 千9百年程度及び1千6百年-1千9百年程度とされている(表9)。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層の評価単位区間の長さは、最も短い三浦半島断層群南部が約6km以上、 最も長い曽根丘陵断層帯が約32kmである(表9)。これらの活断層が活動した場合の地震 の規模は、経験式(1)から、三浦半島断層群南部においてM6.1程度もしくはそれ以上、曽
根丘陵断層帯においてM7.3程度と推定される(表10、図13-4)。これらの断層が活動す る際には、経験式(2)やトレンチ掘削調査等に基づくと、表9に示すようなずれを生じ る可能性がある。

ただし、上述のように断層の長さによって評価した結果がM6.8以下となる場合、ここで は地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、考慮すべき地震の 規模の下限をM6.8とした(注8)。具体的には、衣笠・北武断層帯、武山断層帯、三浦半 島断層群南部はM6.8程度と評価した。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表 10 に示す。

鴨川低地断層帯、三浦半島断層群主部衣笠・北武断層帯、三浦半島断層群主部武山断層 帯、三浦半島断層群南部、伊勢原断層、塩沢断層帯、平山-松田北断層帯、曽根丘陵断層 帯及び身延断層の今後30年以内に発生する地震の確率は、それぞれ、不明、ほぼ0-3%、 6-11%、0.5-0.7%、ほぼ0-0.003%、4%以下、0.09-0.6%、1%、不明となる(表 10)。なお、ここでは、三浦半島断層群南部については、トレンチ調査結果に基づく平均 活動間隔の参考値を考慮して、平均活動間隔を2万2千年程度と仮定して(注20)確率を 評価した。

鴨川低地断層帯及び身延断層については平均活動間隔が不明であるため(表9)、地震 発生確率を直接算出できない。これらの活断層については、仮定値(付録4-1)を与え て推定した平均変位速度及び平均活動間隔に基づき確率を評価すると(4章)、鴨川低地 断層帯及び身延断層の今後30年以内に発生する地震の確率は、それぞれ、0.05%及び0.7% となる(表15)。

得られた値は誤差を伴うものの、その最大値をとると、三浦半島断層群主部衣笠・北武 断層帯、三浦半島断層群主部武山断層帯及び塩沢断層帯は今後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、三浦半島断層群南部、平山一松 田北断層帯、曽根丘陵断層帯及び身延断層はやや高いグループにそれぞれ属することにな る(注18)。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16) が今後30年以内に発生する確率を表10に示した。

活断層のくくり (付録2)				位置・	形状				過去	もの活動				
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	新居官	ずれの	向きと種類	断層面の傾斜	新岡南の恒	地震発生層	亚物亦位速度	1回のずれ量	是软活動時期	亚坎汗动即阿			
		即唐女	断層の走向	断層の型	(向きまたは角度)	町管面の幅	下限の深さD90	平均変位述及	(最大値)	取利/凸到时刑	十均活動间隔			
鴨川低地断層帯	鴨川低地断層帯	概ね25km	N90° E	南側隆起の断層	不明	15-20km程度	15km程度	不明	概ね2m (上下)	不明	不明			
	衣笠·北武断層帯	約14km以上	N60° W	右横ずれ	高角度 (地表付近)	15-20km程度	15km程度	0.9-2.3m/千年 (右横ずれ)	1m程度以上 (右横ずれ)	6-7世紀	1, 900-4, 900年 程度			
活断層のくくり (付録2) 鴨川低地断層帯 三浦半島断層群 伊勢原断層 塩沢断層帯 塩沢断層帯 国府津一松田北断層帯 (注3) 身砥断層	武山断層帯	約11km以上	N50° W	右横ずれ	高角度 (地表付近)	15-20km程度	15km程度	0.5-2.8m/千年 (右横ずれ)	1m程度以上 (右横ずれ)	約2,300年前以 後、約1,900年前 以前	1,600-1,900年			
	三浦半島断層群南部	約6km以上	N60°W	右横ずれ (南側隆起を伴 う)	高角度 (地表付近)	15-20km程度	15km程度	0.2m/千年程度 (上下) 不明 (右横ずれ)	0.5m程度以上 (右横ずれ)	約26,000年前以 後、約22,000年前 以前	22,000年程度 §			
伊勢原断層	伊勢原断層	約21km	N0°E	東側隆起の逆断 層	東傾斜 約60° (地下1.5km以浅)	15-20km程度	15km程度	約0.3-0.4m/千年 (上下)	2m程度 (上下)	5世紀以後、18世 紀初頭以前	4,000一6,000年 程度			
塩沢断層帯	塩沢断層帯	約10km (地表) 約15km以上 (断層面全体)	N61°E	北西側隆起の逆 断層	北西傾斜 30 [°] 程度	20km程度	10km程度	1m/千年程度 (上下)	2m程度以上 (全体)	不明	800年程度以上			
平山一松田北断層帯	平山一松田北断層帯	9km (屈曲点以西) 6km (屈曲点以東)	N38°E (屈曲点以西) N80°E (屈曲点以東)	西側隆起を含む左 横ずれ (屈曲点以西) 北側隆起の逆断層 (屈曲点以東)	西傾斜 60°-80° (屈曲点以西) 北傾斜 40°-50° (屈曲点以東)	10-15km程度 (屈曲点以西) 10-15km程度 (屈曲点以東)	10km程度	0.8m/千年程度 (上下)	2m程度 (全体)	約2, 700年前	4, 000-5, 000年程 度			
国府津一松田断層帯 (注3)	国府津ー松田断層帯	約35km以上	N31° W	北東側隆起の逆断 層	北東傾斜 30-50°	プレート境界に収斂	10km程度	約2-3 m/千年 (上下)	3m程度 (上下)	12世紀以後、 14世紀前半以前	約800-1, 300年			
曽根丘陵断層帯	曽根丘陵断層帯	約32km	N60° E	南東側隆起の逆断 層	南東傾斜 約30° (深さ1km程度以浅)	40km程度	20km程度	概ね1m/千年 (上下)	2-3m程度 (上下)	約10,000年前以後	概ね2,000-3,000 年			
富士川河口断層帯(注 3)	富士川河口断層帯	約26km以上	N180° E	西側隆起の逆断層	西傾斜	プレート境界に収 斂	10km程度	約7m/千年 (上下)	数m程度 (上下)	6世紀以後、9世紀 以前もしくはそれ以 後	1,300-1,600年			
身延断層	身延断層	約20km	N30° W	北部は西側隆起の 逆断層、南部は左 横ずれ断層	西傾斜 30°程度(北部の深 さ3km以浅) 南部は高傾斜	20-30km程度	20-25km程度	不明	2m程度 (全体)	不明	不明			

表9 伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯の活断層の特性

§ 平均活動間隔の参考値を考慮した値を仮定した(注20)。

			評価単位区間が	「単独で活動する場合		複数区間が同時に活動する場合			
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (マグニチュード)	地震後経過率	30年以内における 固有規模の 地震発生確率(%)	30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)		
鴨川低地断層帯	鴨川低地断層帯	概ね7.2	不明	不明	0.03	_	_		
	衣笠·北武断層帯	6.7程度 もしくはそれ以上 ※	0.3-0.8	ほぼ0-3	0.3-0.8	_	_		
三浦半島断層群	武山断層帯	6.6程度 もしくはそれ以上 ※	1.0-1.4	6-11	0.8-0.9	_	_		
	三浦半島断層群南部	6.1程度 もしくはそれ以上 ※	1.0-1.2	0.5-0.7	0.07	-	_		
伊勢原断層	伊勢原断層	7.0程度	0.05-0.4	ほぼ0-0.003	0.2-0.4	_	_		
塩沢断層帯	塩沢断層帯	6.8程度以上	不明	4以下	2以下	_	_		
平山一松田北断層帯	平山-松田北断層帯	6.8程度	0.5-0.7	0.09-0.6	0.3-0.4	_	_		
国府津一松田断層帯 (注3)	国府津一松田断層帯	_ (分岐断層)	_	_	-	_	_		
曽根丘陵断層帯	曽根丘陵断層帯	7.3程度	不明	1 (ポアソン)	0.5-0.7	_	_		
富士川河口断層帯(注 3)	富士川河口断層帯	7.2程度以上	_	_	-	_	_		
身延断層	身延断層	7.0程度	不明	不明	0.4	_	_		

表 10 伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯の活断層の将来の活動の可能性

※断層の長さに基づいて地震の規模を評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の規 模の下限M6.8を用いて評価している(注8)。

3-5. 区域5(伊豆-小笠原弧)

(1) 活断層の特性

本区域の評価対象は、表11に特性を示した4断層(帯)である。本区域は、南北もしく は北西-南東走向を持つ左横ずれ断層(北伊豆断層帯、伊東沖断層)、または右横ずれ(稲 取断層帯、石廊崎断層)を主体とする(図13-5)。

本区域では、北伊豆断層帯の平均的な変位速度が2m/千年程度(左横ずれ)の可能性 がある。それ以外は平均的な変位速度は不明である。

北伊豆断層では5回の活動が認められており(図15)、最新活動は1930年北伊豆地震(M 7.3)と考えられる。平均活動間隔は約1千4百年-1千5百年と推定される。石廊崎断層、 稲取断層帯及び伊東沖断層はそれぞれ1974年伊豆半島沖地震(M6.9)、1978年伊豆大島近海 の地震(M7.0)、1980年伊豆半島東方沖の地震(M6.7)の震源断層である。これらの最新活 動以外の活動の履歴は不明である(表11)。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層の評価単位区間の長さは、伊東沖断層が13km程度以上と最も短い可能性 がある。北伊豆断層帯が約32kmと最も長い(表11)。1930年以降にこれらの断層が活動し た結果の地震の規模は3-5(1)に述べた通りである。断層の長さに基づく経験式(1) 及び地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)による地震の規模の下限 M6.8を勘案すると、将来発生する地震の規模は、M6.8-7.3程度と推定される(表12、図 13-5)。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表12に示す。

北伊豆断層帯、伊東沖断層、稲取断層帯及び石廊崎断層の今後30年以内に発生する地震 の確率は、北伊豆断層帯がほぼ0%である以外は不明である(表12)。

伊東沖断層、稲取断層帯及び石廊崎断層については、平均活動間隔が不明であるため(表 11)、地震発生確率を直接算出できない。これらの活断層については、仮定値(付録4-1)を与えて推定した平均変位速度及び平均活動間隔に基づき確率を評価すると(4章)、 今後30年以内に発生する地震の確率は、いずれもほぼ0%となる(表15)。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16) が今後30年以内に発生する確率を表12に示した。

活断層のくくり			位置·形状							この活動	
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	断層長	ずれの	向きと種類	断層面の傾斜	断層面の幅	地震発生層 下限の深さD90	平均変位速度	1回のずれ量 (最大値)	最新活動時期	平均活動間隔
北伊豆断層帯	北伊豆断層帯	約32km	N15°E	<u> 新宿の主</u> 左横ずれ	(時をよれば内度) ほぼ垂直一高角 (地下160m以浅)	10km程度	約10km	2m/千年程度 (左横ずれ)	2-3m程度 (左横ずれ)	西暦1930年	約1, 400-1, 500年
伊東沖断層	伊東沖断層	13km程度以上	N14°W	左横ずれ	ほぼ鉛直	10km程度	約10km	不明	1-2m程度 (左横ずれ)	西暦1980年	不明
稲取断層帯	稲取断層帯	約3km (地表) 約23km (断層面全体)	N59 [°] W (陸域部) N89 [°] E (海域部)	右横ずれ	ほぼ鉛直	10km程度	10km程度	不明	1-2m程度 (右横ずれ)	西暦1978年	不明
石廊崎断層	石廊崎断層	20km程度 (断層面全体)	N55°W	右横ずれ	北東傾斜約80°	10km程度	10km程度	不明	1-2m程度 (右横ずれ)	西暦1974年	不明

表 11 伊豆-小笠原弧の活断層の特性

表 12 伊豆-小笠原弧の活断層の将来の活動の可能性

			評価単位区間が単		複数区間が同時に活動する場合		
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (マグニチュード)	地震後経過率	30年以内における 固有規模の 地震発生確率(%)	30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)
北伊豆断層帯	北伊豆断層帯	7.3程度	0.06	ほぼO	1	_	_
伊東沖断層	伊東沖断層	6.7程度※	不明	不明	0.4-0.7	_	_
稲取断層帯	稲取断層帯	7.0程度	不明	不明	0.4-0.7	_	_
石廊崎断層	石廊崎断層	6.9-7.0程度	不明	不明	0.4-0.7	_	_

※断層の長さに基づいて地震の規模を評価した結果がM6.8以下となる場合、ここでは地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の 規模の下限M6.8を用いて評価している(注8)。

3-6. 区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)

(1)活断層の特性

本区域の評価対象は、糸魚川-静岡構造線断層帯(表13)である。北部(小谷-明科) 区間は東側隆起の逆断層、中北部(明科-諏訪湖南方)区間及び中南部(諏訪湖北方-下 蔦木)区間は左横ずれ断層、南部(白州-富士見山)区間は西側隆起の逆断層を主体とす る(図13-6)。

北部区間の平均的な変位速度は、1-3m/千年程度(上下)と推定される(表13)。 最新活動は、約1千3百年前以降、約1千年前以前と推定される。1つ前の活動は、約3 千1百年前以降、約1千9百年前以前と推定される。平均活動間隔は、1千年-2千4百 年程度と考えられる。

中北部区間の平均的な変位速度は、9m/千年程度(左横ずれ)と推定される(表13)。 最新活動は、約1千2百年前以降、約8百年前以前と推定される。1つ前の活動は、約1 千5百年前以降、約1千年前以前と推定される。平均活動間隔は、6百-8百年程度と考 えられる。

中南部区間の平均的な変位速度は、5-6m/千年程度(左横ずれ)と推定される(表13)。 最新活動は、約1千3百年前以降、約9百年前以前と推定される。1つ前の活動は、約2 千4百年前以降、約2千3百年前以前と推定される。平均活動間隔は、1千3百年-1千 5百年程度と考えられる。

南部区間の平均的な変位速度は、1m/千年程度(上下)と推定される(表13)。最新 活動は、約2千5百年前以降、約1千4百年前以前と推定される。1つ前の活動は、約8 千4百年前以降、約7千2百年前以前と推定される。平均活動間隔は、4千6百年-6千 7百年程度と推定される。

(2) 想定される地震とその規模

本区域の活断層は糸魚川-静岡構造線断層帯のみであり、同断層帯の北部(小谷-明科) 区間、中北部(明科-諏訪湖南方)区間、中南部(諏訪湖北方-下蔦木)区間、南部(白 州-富士見山)区間の長さはそれぞれ約50km、約45km、約33km、約48kmである(表13)。 これらの活断層が活動した場合、経験式(1)から発生する地震の規模は、それぞれM7.7 程度、M7.6程度、M7.4程度、M7.6程度と推定される(表13、図13-6)。これらの断層 が活動する際には、経験式(2)やトレンチ掘削調査等に基づくと、表13に示すようなず れを生じると推定される。

糸魚川-静岡構造線断層帯については、複数の区間が同時に活動する可能性も否定できないある。その場合、地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)による

「長大な活動範囲から発生する地震の規模」の計算法によれば、M7.7-8.1程度の地震が 発生する可能性もある。

(3) 将来の活動の可能性

本区域の活断層の将来の活動の可能性を表14に示す。

糸魚川-静岡構造線断層帯北部(小谷-明科)区間、中北部(明科-諏訪湖南方)区間、 中南部(諏訪湖北方-下蔦木)区間及び南部(白州-富士見山)区間の今後30年以内に発 生する地震の確率は、それぞれ0.008-15%、13-30%、0.8-8%及びほぼ0-0.1%とな る(表14)。

得られた値は誤差を伴うものの、その最大値をとると、北部区間、中北部区間及び中南 部区間は、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、南部区間はやや高いグループに属することになる(注18)。

本区域の各活断層の評価単位区間で発生し得る、地表で痕跡を認めにくい地震(注16) が今後30年以内に発生する確率を表14に示した。

			位置•形状							過去の活動				
活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	NC R F	ずれの	向きと種類	断層面の傾斜	新居市の福	地震発生層	亚均亦位违由	1回のずれ量	星车迁动时期	亚坎迁动即应			
		即启支	断層の走向	断層の型	(向きまたは角度)	町層面の幅	下限の深さD90	十均复位还度	(最大値)	取机石到时期	十均佔對间啊			
活断層のくくり (付録2) 糸魚川一静岡構造 線断層帯	北部区間	約50km	NO° E	東側隆起の逆断層	東傾斜 30-60 [°] 程度	15—20km程度	10-15km程度	1-3m/千年程度 (上下)	2-3m程度(上 下)	約1, 300年前以後、約 1, 000年前以前	1,000-2,400年程度			
糸魚川一静岡構造。	中北部区間	約45km	N27°W	左横ずれ断層(諏 訪盆地南西縁では 東側低下の正断層 成分を含む)	東傾斜 (高角)	10km程度	10km程度	9m/千年程度(左横 ずれ)	6-9m程度(左 横ずれ)	約1, 200年前以後、約 800年前以前	600-800年程度			
線断層帯	中南部区間	約33km	N40° W	左横ずれ断層(諏 訪盆地北東縁では 西側低下の正断層 成分を含む)	西倾斜	10-15km程度	10-15km程度	5-6m/千年程度 (左横ずれ)	6m程度以上 (左横ずれ)	約1, 300年前以後、約 900年前以前	1,300-1,500年程度			
	南部区間	約48km	N10° W	西側隆起の逆断層 (鳳凰山断層は左 横ずれ成分を含 む)	西傾斜 30一60 [°] 程度	20—25km程度	20km程度	1m/千年程度(上 下)	3m程度(上下)	約2, 500年前以後、約 14,00年前以前	4,600一6,700年程度			

表 13 糸魚川ー静岡構造線周辺の活断層の特性

	評価単位区間 (付録2)		評価単位区間が単	独で活動する場合		複数区間が同時に活動する場合		
活断層のくくり (付録2)		地震の規模 (マグニチュード)	地震後経過率	30年以内における 固有規模の 地震発生確率(%)	30年以内における地 表で痕跡を認めにくい 地震の発生確率(%)	地震の規模	地震発生確率(%) (30年以内)	
	北部区間	7.7程度	0.4-1.3	0.008-15	ほぼ0-1			
	中北部区間	7.6程度	1.0-2.0	13-30	2			
糸魚川一静岡構造線 断層帯	中南部区間	7.4程度	0.6-1.0	0.8-8	1	7.8-8.1程度 (複数区間が同時に活 動)	-	
	南部区間	7.6程度	0.2-0.5	ほぼ0-0.1	0.2-0.3			

表 14 糸魚川ー静岡構造線周辺の活断層の将来の活動の可能性

3-7. 評価対象地域全域

表3、5、7、9、11及び13にまとめた関東地域に分布する活断層の特性に基づく、矩形断層 モデルを図14に示す。また、評価の対象とした活断層の活動履歴の時空間分布を図15に示す。活 動履歴が報告されている活断層(評価対象区間)について、それらの活動履歴には以下のように 地域的特徴が認められる。

区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)、区域5(伊豆-小笠原弧)及び区域 6(糸魚川-静岡構造線周辺)では、関東地域の他区域に比べて活動の頻度が高い。三浦半島断 層群主部衣笠・北武断層帯及び武山断層帯、国府津-松田断層帯、富士川河口断層帯、北伊豆断 層帯及び糸魚川-静岡構造線断層帯では、5千年前以後に複数回の活動が認められているのは区域1(東北日本弧南方延 長)の関谷断層と区域2(信越褶曲帯)の長野盆地西縁断層帯だけである。また、区域4-6に は1千年前以後に少なくとも1回の地震があった可能性がある断層/区間が8つ存在するが、そ れ以外では、区域1の関谷断層と太田断層及び区域2の長野盆地西縁断層帯の3つだけである。 ただし、区域1-3ではその年代の地層の分布が乏しく、活動履歴が明らかにされていないだけ という可能性もある。

各区域で活動時期をみた場合、活断層やその評価単位区間で活動時期が重なるものがあり、過 去に区域内の(あるいは区域を越えて)隣接する活断層や評価単位区間が同時に活動した可能性 や短期間に活動が集中した可能性もある。ただし、断層活動時期の年代範囲が広いものが多く、 また活動履歴調査が実施されていない評価単位区間も多い。そのため、現段階では活断層間の関 連性について言及することは難しい。

4. 関東地域の活断層で発生する地震の長期評価

関東地域の区域ごとに、区域内の活断層で発生するM6.8 以上の地震の長期評価を行った。評価は前述(3章)の個々の活断層(評価単位区間)で発生する地震が今後30 年以内に発生する確率に基づく(表4、6、8、10、12、14)。平均活動間隔などが不明で確率を直接求めることができない活断層については、付録4の「4-1.平均活動間隔が不明の活断層の考え方」の仮定に基づいて地震発生確率を算出した(表15、16)。このようにして算出した評価単位区間ごとの地震発生確率を用いて、付録4の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に従い、各区域における地震発生確率を算出した(図17)。

さらに、関東地域の各区域及び全域における活断層を特定しない場合の地震発生確率について は、付録4の「4-3.活断層を特定しない地震の確率評価」に従い評価した(図18、表16の「G-R 式に基づく地震発生確率」)。

4-1. 区域1(東北日本弧南方延長)

本区域の活断層で発生する地震のうち、内ノ籠断層及び太田断層で発生する地震については、 平均変位速度もしくは平均活動間隔が明らかにされておらず、確率値を直接算出することができ ない。付録4に基づくこれらの評価単位区間における平均活動間隔などの仮定値を表15に示す。 内ノ籠断層については、活断層研究会編(1991)は活動度をB-C級と記載していることから、 B級を仮定した。太田断層については、撓曲崖を挟むテフラ層の上下変位量に基づく参考値(注 17)を根拠としてB級を仮定した。最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確率を直接算出 した活断層(表4)と、上記の仮定による地震の発生確率(表15)を推定した活断層を含む、本 区域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく 地震発生確率」)に示す(注21)。付録4の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基 づくと、評価パラメータの累積値の95%信頼区間は4-5%程度、中央値は5%程度を示す(図 17)。したがって、本区域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は4-5% 程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表16 の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のとお り、本区域を対象に、1997 年10 月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、 2013 年12 月までに発生したM3.0 以上の地震をG-R 式に当てはめると、b値は0.90となる(図 10)。このb値を、1930年1月から2013年12月までの約84年間に観測された本区域のM5.0 以上 の地震(図18)に適用すると、本区域全体でのM6.8 以上の地震発生回数は0.70回程度、したが って、平均活動間隔は120年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後30 年以内に本区域でM 6.8以上の地震が発生する確率は20%程度と計算される(表16、図18下①)。

4-2.区域2(信越褶曲帯)

本区域の活断層で発生する地震のうち、長野盆地西縁断層帯の麻績区間で発生する地震につい ては、平均変位速度及び平均活動間隔が明らかにされておらず、確率値を直接算出することがで きない。付録4に基づくこれらの評価単位区間における平均活動間隔などの仮定値を表15に示す。 飯山-千曲区間では断層東方に長野盆地が形成され、犀川丘陵との間に顕著な地形境界が形成さ れているのに対し、南西方向に連続する麻績区間では断層の両側の地形形成の規模と明瞭さが相 対的に小さいことから、ここでは平均変位速度としてB級を仮定して変位速度を与えた。

最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確率を直接算出した活断層(表6)と、上記の仮 定による地震の発生確率(表15)を推定した活断層を含む、本区域に分布する活断層のいずれか を震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく地震発生確率」)に示す。付録4 の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基づくと、評価パラメータの累積値の95%信 頼区間は2-3%程度となり、中央値は2%程度の値を示す(図17)。したがって、本区域に分 布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は2-3%程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表16 の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のとお り、本区域を対象に、1997年10月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、 2013年12月までに発生したM3.0以上の地震をG-R 式に当てはめると、b値は0.85となる(図 10)。このb値を、1930年1月から2013年12月までの約84年間に観測された本区域のM5.0以上 の地震(図18)に適用すると、本区域全体でのM6.8以上の地震発生回数は0.95回程度、したが って、平均活動間隔は88年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後30年以内に本区域でM6.8 以上の地震が発生する確率は30%程度と算出される(表16、図18下②)。

4-3.区域3(関東山地-関東平野)

本区域の活断層で発生する地震のうち、綾瀬川断層の伊奈-川口区間及び越生断層で発生する 地震については、平均変位速度もしくは平均活動間隔が明らかにされておらず、確率値を直接算 出することができない。付録4に基づくこれらの評価単位区間における平均活動間隔などの仮定 値を表15に示す。

綾瀬川断層の伊奈-川口区間については、埼玉県(1996)が実施した浅部の反射法弾性波探査 で上下変位が確認できなかったこと(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2000)、及び、長 大測線での反射法弾性波探査では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示されたこと(佐藤ほか,2006;佐 藤ほか,2014)を踏まえて、ここではC級を仮定した。越生断層については、活断層研究会編(1991) により、活動度がC級とされていることから、ここではC級を仮定した。

最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確率を直接算出した活断層(表8)と、上記の仮 定による地震の発生確率(表15)を推定した活断層を含む、本区域に分布する活断層のいずれか を震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく地震発生確率」)に示す。付録4 の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基づくと、評価パラメータの累積値の95%信 頼区間は1-3%程度となり、中央値は2%程度の値を示す(図17)。したがって、本区域に分 布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は1-3%程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表16の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のとおり、本区域を対象に、1997年10月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、2013年12月までに発生したM3.0以上の地震をG-R式に当てはめると、b値は0.98となる(図10)。このb値を、1930年1月から2013年12月までの約84年間に観測された本区域のM5.0以上の地震

(図18)に適用すると、本区域全体でのM6.8以上の地震発生回数は0.32回程度、したがって、 平均活動間隔は260年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後30年以内に本区域でM6.8以上 の地震が発生する確率は11%程度と算出される(表16、図18下③)。

4-4. 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)

本区域の活断層で発生する地震のうち、鴨川低地断層帯及び身延断層で発生する地震について は、平均変位速度もしくは平均活動間隔が明らかにされておらず、確率値を直接算出することが できない。付録4に基づくこれらの評価単位区間における平均活動間隔などの仮定値を表15に示 す。鴨川低地断層帯について、活断層研究会編(1991)はその活動度をB級と記載している。し かし、活断層である証拠に乏しく実体が不明確である(地震調査研究推進本部,2004b)ことから、 平成26年度に沿岸海域の調査を実施したところである。ここでは暫定値として、C級の平均変位 速度を仮定した。身延断層については、水本ほか(2013)の報告に基づき、その地形から、ここ ではB級の平均変位速度を仮定した。

最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確率を直接算出した活断層(表10)と、上記の仮 定による地震の発生確率(表15)を推定した活断層を含む、本区域に分布する活断層のいずれか を震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく地震発生確率」)に示す(注22)。 付録4の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基づくと、評価パラメータの累積値の 95%信頼区間は15-20%程度となり、中央値は18%程度の値を示す(図17)。したがって、本区 域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は15-20%程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表16 の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のとお り、本区域を対象に、1997 年10 月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、 2013 年12 月までに発生したM3.0 以上の地震をG-R 式に当てはめると、b値は0.81となる(図 10)。このb値を、1930 年1月から2013年12月までの約84年間に観測された本区域のM5.0 以上 の地震(図18)に適用すると、本区域全体でのM6.8 以上の地震発生回数は0.17回程度、したが って、平均活動間隔は480年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後30 年以内に本区域でM 6.8以上の地震が発生する確率は6%程度と算出される(表16、図18下④)。

4-5.区域5(伊豆-小笠原弧)

本区域の活断層で発生する地震のうち、伊東沖断層、稲取断層帯及び石廊崎断層で発生する地 震については、平均変位速度もしくは平均活動間隔が明らかにされておらず、確率値を直接算出 することができない。付録4に基づくこれらの評価単位区間における平均活動間隔などの仮定値 を表15に示す。稲取断層帯、石廊崎断層については、活断層研究会編(1991)はその活動度をB 級と記載しており、ここでは、B級の平均変位速度を仮定した。伊東沖断層については、稲取断 層帯と共役な位置関係にあり、規模が類似していることに基づき、稲取断層帯と同じ平均活動間 隔を仮定した。

最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確率を直接算出した活断層(表12)と、上記の仮 定による地震の発生確率(表15)を推定した活断層を含む、本区域に分布する活断層のいずれか を震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく地震発生確率」)に示す。付録4 の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基づくと、評価パラメータの累積値の95%信 頼区間は2-3%程度となり、中央値は3%程度の値を示す(図17)。したがって、本区域に分 布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は2-3%程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表16の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のとお

り、本区域を対象に、1997 年10 月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、 2013 年12 月までに発生したM3.0 以上の地震をG-R 式に当てはめると、b値は0.80となる(図 10)。このb値を、1930 年1月から2013年12月までの約84年間に観測された本区域のM5.0 以上 の地震(図18)に適用すると、本区域全体でのM6.8 以上の地震発生回数は2.0回程度、したがっ て、平均活動間隔は41年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後30 年以内に本区域でM6.8 以上の地震が発生する確率は50%程度と算出される(表16、図18下⑤)。

4-6.区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)

本区域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率を表16(表16の「活断層に基づく地震発生確率」)に示す。付録4の「4-2.評価地域の地震の発生確率の算出」に基づくと、評価パラメータの累積値の95%信頼区間は30-40%程度となり、中央値は30%程度の値を示す(図17)。したがって、本区域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は30-40%程度と考えられる。

活断層を特定しない評価(表 16 の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、前述のと おり、本区域を対象に、1997 年 10 月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以 降、2013 年 12 月までに発生したM3.0 以上の地震を G-R 式に当てはめると、b 値は 0.72 とな る(図 10)。このb 値を、1930 年 1 月から 2013 年 12 月までの約 84 年間に観測された本区域の M5.0 以上の地震(図 18)に適用すると、本区域全体でのM6.8 以上の地震発生回数は 0.30 回 程度、したがって、平均活動間隔は 280 年程度となる。ポアソン過程に基づくと、今後 30 年以 内に本区域でM6.8 以上の地震が発生する確率は 10%程度と算出される(表 16、図 18 下②)。

4-7. 評価対象地域全域

評価対象地域全域に分布する活断層において、最新活動時期と平均変位速度から地震の発生確 率を直接算出した活断層(表4、6、8、10、12、14)と上記の仮定(表15)により地震の発生 確率を推定した活断層を含む、いずれかの活断層を震源とした地震の発生確率を表16に示す。評 価パラメータの累積値の95%信頼区間は50-60%程度の範囲を示し、中央値は50%程度を示す(図 17)。したがって、全域に分布する活断層のいずれかを震源とした地震の発生確率は50-60%程 度と推定される(表16)。

活断層を特定しない評価(表16の「G-R 式に基づく地震発生確率」)については、全域を対象 に、1997年10月の気象庁における地震観測データの一元化処理業務開始以降、2013年12月ま でに発生したM3.0以上地震をG-R 式に当てはめると、b値は0.90となる(図10)。このb値を 1930年1月から2013年12月までの約84年間に観測されたM5.0以上の地震(図18)に適用すると、 関東地域全体でのM6.8以上の地震発生回数は3.5回程度、したがって、平均活動間隔は24年程度 となる。ポアソン過程に基づくと、今後30年以内に本区域でM6.8以上の地震が発生する確率は 70%程度と求まる(表16、図18下⑥)。

4-8. 地震活動と活断層に基づく地震発生確率に関する考察

区域内の全ての活断層でM6.8以上の地震を発生させる可能性が正確に評価され、かつ最近の約 84年間の地震活動がその区域における長期間での平均的な地震活動を示しており、さらに、区域 内のすべての地震活動が評価した活断層で起こっているならば、活断層に基づく予測の結果(以下、Aと呼ぶ)と活断層を特定しない予測の結果(以下、Bと呼ぶ)は互いに一致すると考えられる。しかし、図10を見る限り、活断層の分布と小地震(M3以上)の分布との間にはあまり関連がないように見えることから(特に、区域1、3)、本評価対象地域においては、AとBが互いに一致する必然性はなさそうである。

実際、区域1、2、3、5においては、Aは2-5%(中央値)、Bは11-50%の範囲の値を とる(4-1~4-6節)。区域ごとに比をとると、これらの区域では、BはAの4-17倍も大き い。このような乖離が生じる主な原因として、これらの区域では、活断層の活動度が低く数も少 ないため(区域3)、あるいは、活断層の活動度はやや高いものの最新活動時期がごく最近であ るため(区域1、2、5)、現在はAが非常に低い値となっている(表16)ことが挙げられる。 なお、これらの区域では、BPT分布モデルに基づく確率値が非常に低い値をとるため、平均活 動間隔を2倍にしたポアソンモデルによる確率値、すなわち地表に痕跡を残しにくい地震(注16) の寄与が相対的に大きくなっているほどである。

これらの区域では、固有規模の地震を起こす活断層の活動とは直接関わりのない群発地震活動 等の影響により、Bが大きくなっている可能性もある。特に、区域1、3では、小地震の活動の 多くは海域近くで見られ、区域内の活断層の特性が地震活動に反映されていないことは一見して 明らかである。

ところが、区域4、6では、他の区域と比べてAが一桁大きく、Bはやや小さい値をとる。そ の結果、区域1、2、3、5の場合とは反対に、A≫Bとなる。AとBとの比は1/3程度とな っている。区域4、6では、Aの分布は比較的幅が広く、中央値が高い(図17)。この特徴は、 区域内に活断層数が多く、地震後経過率が様々であり、かつ、地震後経過率が高い値のものが多 く含まれるということを反映しており、近い将来いずれかの活断層が活動する可能性が高いこと を表している。実際、区域4、6ではほとんどの活断層がA級であり(付表2)、地震後経過率 が1を超えるものも多い。

このように、A、Bは区域に強く依存し、区域1、2、3、5ではA《Bとなる一方、区域4、 6ではA》Bとなる。活断層と小地震の分布の関連性の低さを鑑みると、AとBが一致しないの は、活断層に基づく予測と活断層を特定しない予測とでは空間位置やスケールで各々異なるもの を見ているためと考えることもできる。Aは地質学的時間スケール(千年オーダー)のデータに 基づく予測値である一方、Bは最近約84年間の地震カタログに基づく予測値であるということも 指摘できる。つまり、Aが長時間平均であるのに対し、Bはいわば現時点でのスナップショット であるから、異なる値になり得るという見方もできる。

なお、Aを評価する際は、地表に痕跡を認めにくい地震が平均活動間隔の2倍で発生すると仮 定しているが(注16)、今のところ、このような仮定の妥当性を判断するための材料がないとい う問題があるということを指摘しておきたい。また、Bを評価する際、地震カタログの偏りによ り、大きな地震の発生頻度が通常の地震のG-R 式から外れる可能性も指摘できる。例えば、図18 の区域3、4のグラフはG-R式による直線からかなり逸脱している。

以上のような問題点はあるものの、本評価において、区域4、6で近い将来いずれかの活断層 が活動する可能性が高いと言える結果が示されたことには注意したい。また、関東地域全域では、 A、Bがそれぞれ50%と70%(4-7節)というような高い値となったことも、Aについては区域 4、6の影響が強いことは明らかであるが、注目すべき結果と言える。九州地域では、全域での 予測値がA、Bともに30-40%程度だったこと(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2013b) を考慮すると、上記の値は有意に高い。

表 15 確率が不明な活断層に対する平均変位速度などの仮定値

地域細分	活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	活動度(活断層研究会編, 1991)	平均変位速度の仮 定値(付表1) (m/千年)	1回のずれ量 (最大)	最新活動時期(年前)	平均活動間隔	仮定に基づく30年以内に おける固有規模の 地震発生確率(%) (計算方法)	30年以内における地表で 痕跡を認めにくい地震の 発生確率
東北日本四	内ノ籠断層 内ノ籠断層		B~C級	0.5 (B級を仮定)	1m程度 (全体)	不明	約2,400年程度	1 (ポアソン)	0.4-0.6%
·····································	太田断層	太田断層	該当なし	0.5 (B級を仮定)	2m程度 (上下)	約16,000年前以後、西暦 1108年以前	約5,700年程度 (傾斜45 [°] を仮定)	0.5 (ポアソン) (BPTの場合の最大値4)	0.3%
信越褶曲帯	長野盆地西縁断層麻績 区間	麻績区間	該当なし	0.5 (B級を仮定)	2m程度 (全体)	不明	約3,000年程度	0.7 (ポアソン)	0.5%
関東山地	綾瀬川断層伊奈-川口 区間	伊奈-川口区間	B~C級	0.05 (C級を仮定)	2m程度 (全体)	不明	約38,000年程度	0.08 (ポアソン)	0.04%
- 関東平野	越生断層	越生断層	C級	0.05 (C級を仮定)	1m程度 (全体)	不明	約28,000年程度	0.1 (ポアソン)	0.05%
伊豆 一	鴨川低地断層帯	鴨川低地断層帯	B級	0.05 (C級を仮定)	概ね2m (上下)	不明	約57,000年程度 (傾斜45 [°] を仮定)	0.05 (ポアソン)	0.03%
込み帯 ト の切りの	身延断層	身延断層	該当なし	0.5 (B級を仮定)	2m程度 (全体)	不明	約4,000年程度	1 (ポアソン)	0.4%
伊	伊東沖断層	伊東沖断層	該当なし	0.5 (B級を仮定)	1-2m程度 (左横ずれ)	西暦1980年	約2,000-4,000年	ほぼの (BPT)	0.4-0.7%
□ 豆 小 笠 原	稲取断層帯	稲取断層帯	B級	0.5 (B級を仮定)	1-2m程度 (右横ずれ)	西暦1978年	約2,000-4,000年	ほぼの (BPT)	0.4-0.7%
弧	石廊崎断層	石廊崎断層	B級	0.5 (B級を仮定)	1-2m程度 (右横ずれ)	西暦1974年	約2, 000-4, 000年	ほぼの (BPT)	0.4-0.7%

表 16 関東地域で評価した活断層で今後 30 年以内にM6.8 以上の地震が発生する確率

			個々の活断層の長	期評価				地域の長期評価					
u.	+				各断属	層の地震	発生確率	L 区 t	或別の確率	値	関東	〔全域の確2	率値
地域細分	土要活断層	活断層のくくり (付録2)	評価単位区間 (付録2)	地震の規模 (M)	固有地	包震(%)	計算方法	活断層(震発 (注	こ基づく地 生確率 E19)	G-R式 に基づ く地震 発生確	活断層(震発 (注	c基づく地 生確率 E19)	G-R式 に基づ く地震 発生確
	帯				最小値	最大値		95%信頼 区間	中央値 (平均値)	率(%)	95%信 頼区間	中央値 (平均値)	率(%)
東	Ø	関谷断層	関谷断層	7.5程度	ほ	ТО.	BPT						
北日		内ノ籠断層	内ノ籠断層	6.8程度		1	ポアソン						
本弧		片品川左岸断層	片品川左岸断層	6.8程度	0.4—0	.6以上	ポアソン	4-5	5 (5)	20			
(円) (()		大久保断層	大久保断層	7.0程度以上	0.	6	ポアソン						
長		太田断層	太田断層	6.9程度	ほぼの	4	BPT						
信越褶	Ø	長野盆地西縁	飯山-千曲区間	7.4-7.8程度	(F)	ほぼの		2-3	2	30			
曲帯	曲	断層帯	麻績区間	6.8程度		1	ポアソン		(3)				
関	Ø	深谷断層帯	深谷断層帯	7.9程度	ほぼの	0.1	BPT						
東山		结海川町岡	鴻巣-伊奈区間	7.0程度	(E)	τo	BPT						
地 問	0	液,根川町厝	伊奈-川口区間	7.0程度	0.08 ポアソン		ポアソン	1-3	2 (2)	11			
東平	越生断層		越生断層	6.8程度	0	.1	ポアソン						
野	0	立川断層帯(注2)	立川断層帯	7.4程度	0.5	2	BPT					50 (50)	70
	0	鴨川低地断層帯	鴨川低地断層帯	概ね7.2	0.0	05	ポアソン						
伊 豆			衣笠·北武断層帯	6.8程度以上	ほぼの	3	ВРТ						
 小	0	三浦半島断層群	武山断層帯	6.8程度以上	6	11	BPT				50 60		
笠原			三浦半島断層群南部	6.8程度以上	0.5	0.7	BPT				50-00		
弧の衝	0	伊勢原断層	伊勢原断層	7.0程度	ほぼの	0.003	BPT						
国空プ	Ø	塩沢断層帯	塩沢断層帯	6.8程度以上	412	ا لہ ا	ポアソン	15-20	17 (17)	6			
レー	Ø	平山一松田北 断層帯	平山-松田北断層帯	6.8程度	0.09	0.6	BPT						
ト沈	Ø	国府津一松田断層帯 (注3)	国府津一松田断層帯	一(分岐断層)									
み込み	0	曽根丘陵断層帯	曽根丘陵断層帯	7.3程度	1		ポアソン						
帯	0	富士川河口断層帯 (注3)	富士川河口断層帯	7.2程度以上	2	11	BPT						
		身延断層	身延断層	7.0程度	0	.7	ポアソン						
伊豆	0	北伊豆断層帯	北伊豆断層帯	7.3程度	(F)	зo	BPT						
业 小		伊東沖断層	伊東沖断層	6.8程度	(F)	тo	BPT	2-3	3	50			
笠原		稲取断層帯	稲取断層帯	7.0程度	ほぼの		BPT		(3)				
弧		石廊崎断層	石廊崎断層	6.9-7.0程度	(F)	т	BPT						
糸魚			北部区間	7.7程度	0.008	15	BPT						
 線 周 #	Ø	糸魚川一静岡構造線断	中北部区間	7.6程度	13	30	ВРТ	30-40	30	10			
辺間埋		僧帯	中南部区間	7.4程度	0.8	8	BPT		(30)				
(柄)造			南部区間	7.6程度	ほぼの	0.1	BPT						

※薄い陰を付した断層(評価対象区間)は仮定した値(表15)に基づいて確率を算出したもの。「地震の規模」に 濃い陰を付しているのは地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010)に従い、地震の規模の下限 をM6.8と仮定したもの(注8)。

5. 今後に向けて

本評価は、新たな活断層の長期評価手法(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会, 2010)を適用した「地域評価」の一つとして、関東地域に分布する活断層で発生し得るM6.8以 上の地震の発生確率を総合的に評価したものである。このなかでは、これまで長期評価を行って きた主要活断層帯に加え、重力異常や地震活動、反射法地震探査などの情報を積極的に取り入れ て、地表で認められる活断層の長さは短いものの、地下を含めると長さが延びる可能性のある活 断層や、詳細な地形判読により新たに認定された活動度が低い活断層も評価に含めた。さらに、 いずれの活断層においても、地表で痕跡を認めにくい地震の発生についても考慮し、地震発生確 率を求めている。ただし、活断層の可能性がある構造、活断層の可能性が低いと評価した断層、 火山活動に伴う活断層については今回評価していない(付録5)。

また、ここで評価の対象とした活断層は、主として断層のずれが地表付近や海底付近に記録さ れている長さが10 km 程度以上のものであり(図2)、地表にほとんどずれの痕跡を残さない伏 在活断層や、活動が低頻度のために断層のずれが地形として保存されにくい活断層を見落として いる可能性は否定できない。沿岸海域の活断層については、断層の位置・形状や活動履歴等に関 する情報が十分ではないものが多く、ここではその一部のみを評価の対象としている。隣接する 断層帯あるいは評価単位区間が同時に活動する確率についても評価できていない。

ここで評価対象とした活断層や評価単位区間のうち、古地震調査による最新活動時期及び平均 活動間隔に基づき将来の地震発生確率が算出できたものは決して多くない。これら以外の活断層 については、平均変位速度などに仮定値(付録4)を与えて確率値を算出している(表15、16)。 そのため、確率値は仮定値に大きく依存している。また、古地震調査により直接最新活動時期や 平均活動間隔の情報が得られている評価対象区間でも、断層活動の年代幅が絞り込めていないた め、確率値に大きな誤差が含まれているものもある。

活断層や評価単位区間の過去の活動は、活動時期が重なるものがあり、過去に隣接する活断層 や評価単位区間が同時に活動した可能性や短期間に活動が集中した可能性がある(図15)。ただ し、こうした断層活動の時間・空間的な変化を検討するうえで、現状では、活動時期の年代範囲 が広いものが多く、また活動時期が不明な活断層も少なくない。このような活断層の地域的な活 動特性を明らかにし、また評価地域の地震発生確率の信頼度を向上させるうえで、今後、活動履 歴が不明な活断層については古地震調査を実施するとともに、活動時期が報告されている評価単 位区間においても、その年代範囲が広いものについては、活動時期の限定に目的を絞った調査を 進めていく必要がある。

今回の評価では、既往の活断層の長期評価同様、多くの場合経験則を当てはめて地震の規模や ずれの量の予測を行わざるを得なかったが、地域5(伊豆-小笠原弧)の活断層の活動は火山活 動と密接な関係があることも考えられ、このような地域での経験則の当てはめについての妥当性 も、今後検討していく必要がある。

複数の活動区間や隣接する断層帯の連動による大規模な地震など活断層から発生する多様な地 震について、また地表に痕跡を認めにくい地震についても考慮した評価手法の改定に向けて検討 を行う必要がある。

56

- 注9: P. 1-9の主文では、「変位」を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」が主文の「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10:GNSS (Global Navigation Satellite System (s))とは、GPS をはじめとする衛星測位システム全般を 示す呼称である。
- 注11:物体が変形したとき、もとの量(長さ、面積等)に対して変化した量の割合をひずみと呼ぶ。地殻変動が 継続している場合は時間とともにひずみが大きくなるため、単位年あたりのひずみで表した(ひずみ速度)。 したがって、単位は/年となる。なお、測地学的な観測データから求められた日本列島の平均的なひずみ 速度は2×10⁻⁷/年程度とされている。
- 注12:1997 年10 月1日以降、気象庁は、気象庁、防災科学技術研究所、大学関係機関等の地震データを一元的 に統合処理し、震源決定を行っている。本資料は、特に明記しない限りこの震源データを用いて作成した。
- 注13:D90 とは、地震発生層の下限を評価することに用いられている指標であり、浅い方からの地震数の累積頻 度が90%となる深さである。ここでは、上盤プレートの地殻内で発生した地震のうち、半径20 km 以内の 震源データ(2000年1月1日-2013年12月31日、M1.5以上の防災科学技術研究所高感度地震観測網 (Hi-net)により決められた震源カタログ)を用いて作成した震源集合を基にしてD90を求めている(ヤノ・松 原, 2014)。
- 注14:ただし、長野盆地西縁断層帯の最新活動(1847年善光寺地震)の1つ前の活動は5-7世紀に限定される という報告(杉戸ほか, 2011)もある。
- 注15: 深谷断層帯、大久保断層、太田断層の周辺では6世紀から11世紀の間に発生したと考えられる液状化の痕 跡が多数存在する(Kumahara, 2015)。ただし、深谷断層帯については、副次断層沿いのトレンチ調査2 地点では818年上野・武蔵の地震時に活動していないことが分かっている。また、大久保断層については、 完新統に覆われる渡良瀬川流域沿いの推定部には、歴史時代の活動に該当する変動地形学的証拠は、現状 では確認されていない。一方、近年の報告(Kumahara, 2015)によれば、太田断層では、完新世の地形面 に変位が見られる。
- 注16:過去に発生した被害地震では、明瞭な地表地震断層を伴わなかった地震も知られているため、各評価単位 区間について地表で痕跡を認めにくい地震が発生することを考慮した。その際、最大で各評価単位区間で 地下の断層の長さから想定される地震と同一規模、最小でM6.8の地震が発生する可能性があるとして評 価した。

地表で痕跡を認めにくい地震は、対象となる「評価単位区間」で得られている平均活動間隔の2倍の間 隔で発生しているとみなし(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会,2010)、断層内のどこ でも発生する可能性があると考え、ポアソン過程により地震発生確率を算出した。「発生間隔」の算出の 根拠は、19世紀以降に主要活断層帯で発生したM6.8以上の地震のうち、明瞭な地表地震断層を伴った地 震が8、伴わなかった地震が4であったという経験的な発生比率に基づく(地震調査研究推進本部地震調 査委員会長期評価部会,2010)。ただし、断層が活動した際に地表地震断層が現れるかどうかについて、 地域性や活断層の活動特性との関連性が高いことが想定されるため、将来的には、調査研究の進展状況に より、地域や活断層ごとにこの値は検討されるべきものである。

注17:太田断層の活動度は、トレンチ調査地点(竜舞)の地質断面図(文部科学省研究開発局,2013)において、 撓曲崖を挟ように分布するAs-YP(約1.4-1.6万年前)を含む砂層が約4mの上下変位を受けていることか ら、B級(約0.3m/千年)の可能性がある。ただし、同断層の1回あたりの変位量を考慮すると、1-2 回分のずれ量と推測され、十分に長期間の平均ではないことから、ここでは参考値扱いとする。

- 注18:地震調査委員会の活断層の長期評価では、将来の評価単位区間が単独で活動した場合の今後30年以内に 地震が発生する確率について、次のような相対的な評価を盛り込むことにしている。
 - 今後30年以内の地震発生確率(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年以内の地震発生確率(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)により地震発生の長 期確率を求めたものについて、将来の評価単位区間が単独で活動した場合の今後30 年以内に地震が発生す る確率の割合は以下のとおりになっている。
 - 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

(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19:それぞれの地震の発生確率に基づき説明文4節冒頭に示した通りの方法で算出した値を、有効数字1桁ま たは2桁で表記している。各活断層及び評価単位区間で想定される地震規模及び発生確率については表4、 6、8、10、12、14を参照のこと。なお、活断層に基づく地震発生確率値には、地表地質調査では活動の 痕跡が認めにくい地震の確率(付録4-3)も含まれることに注意。
- 注20:三浦半島断層群南部については、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)は、上下方向の平均的な 変位速度を0.2-0.4m/千年と評価した。しかし、同断層群の主たるずれの方向である右横ずれの変位速 度については、地形の変位から推定される平均的なずれの速度が求められているものの、断層の長さから 経験式を用いて得られる1回のずれの量から計算される平均活動間隔とトレンチ調査による実測値が整合 しないとして、平均変位速度と平均活動間隔のいずれも不明と評価した。一方、トレンチ調査結果に基づ く平均活動間隔として、最新活動時期が約2万6千年前以降,約2万2千年前以前であることから、概ね 1万年もしくはそれ以上という参考値を示した。ここでは、三浦半島群南部が、少なくとも2万2千年前 から現在まで活動していないことを考慮し、平均活動間隔の暫定値として、2万2千年と仮定する。
- 注21:区域1の活断層のうち、片品川左岸断層は、断層の傾斜が不明であることから、平均活動間隔が約5千2 百-8千1百年またはそれ以下と評価されている。付録4-2の方法で地震発生確率を評価するために、 ここでは、同断層が逆断層であることを考慮して傾斜の最小値を30°を仮定し、平均活動間隔の推定幅を 与えた(約2千6百-8千1百年)。
- 注22:区域4の活断層のうち、塩沢断層は、断層の長さが南西方向に延長される可能性がある。経験式に基づく 一回の変位量が長くなり、それに伴って、平均活動間隔は8百年程度以上と評価されている。付録4-2 の方法で地震発生確率を評価するために、ここでは平均活動間隔の最大値をその2倍と仮定して推定幅を 与えた(8百-1千6百年程度)。

文献

- Abe, K. (1974): Seismic displacement and ground motion near a fault: The Saitama Earthquake of September 21. 1931, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4393-4399.
- Amano, K. (1991): Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. Modern Geology, 15, 315-329.
- 青池 寛(1999):伊豆衝突帯の構造発達. 神奈川県博調査研報(自然科学), 9, 111-151.
- 荒井章司(1994): 環伊豆地塊蛇紋岩帯. 静岡大学地球科学研究報告, 20, 175 -185.
- 地質調查所(編)(2000): 日本重力 CD-ROM, 数值地質図 P-2, 地質調查所.
- Gravity Research Group in Southwest Japan (Representatives: Ryuichi Shichi and Akihiko Yamamoto)
 (2001) :Gravity measurements and database in southwest Japan, Gravity Database of Southwest
 Japan (CD-ROM). Bull. Nagoya Univ. Museum, Special Rept., No. 9.
- Hyodo, H. and N. Niitsuma (1986): Tectonic Rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and Collision of the Tanzawa Block since Middle Miocene. J. Geomag. and Geoelectricity, 38, 5, 335-348.
- Ikeda, Y., T. Iwasaki, K. Kano, T. Ito, H. Sato, M. Tajikara, S. Kikuchi, M. Higashinaka, T. Kozawa, and T. Kawanaka (2009): Active nappe with a high slip rate: Seismic and gravity profiling across the southern part of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line. *Tectonophysics*, 472, 72-85.
- 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.
- Ito, M. (1985): The Ashigara Group: A regressive submarine fan-fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, noth of Izu peninsula, central Honshum Japan. Sedimentary Geology, 45, 261-292.
- Ito, T., K. Kano, Y. Uesugi, K. Kosaka, and T. Chiba(1989): Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326.

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」. p. 38.

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-」. p. 32.

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(1996):「糸魚川ー静岡構造線活断層系の調査結果と評価」.10p.
- 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(2001a):「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(2001b):「信濃川断層帯(長野盆地西縁断層帯)の評価」. 22p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):「三浦半島断層群の評価」. 33p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003):「立川断層帯の評価」.17p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004a):「伊勢原断層の長期評価」.19p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b):「鴨川低地断層帯の長期評価」.13p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004c):「関谷断層の評価」.21p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a):「関東平野北西縁断層帯の長期評価」.34p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005b):「北伊豆断層帯の長期評価」.28p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006):「曽根丘陵断層帯の長期評価」.18p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007):「警固断層帯の評価」.32p.

35p.

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010):「富士川河口断層帯の長期評価(一部改訂)」. 54p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013a):「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」. 94p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013b):「九州地域の活断層の長期評価(第一版)」. 81p. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):「相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)」. 81p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2005):「基盤的調査観測対象活断層の評価手法」報告書-これまでの長期評価手法のとりまとめ-. 106p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(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政策委員会調査観測計画部会(2015):「地震に関する総合的な調査観測 計画における調査対象活断層について」.11p.
- 地震予知総合研究振興会(2005):江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書 -42件の解析結果について-.53p.
- 原子力安全・保安院(2010):耐震設計審査指針の改訂に伴う日本原子力発電株式会社東海第二発 電所耐震安全性に係る評価について(基準地震動の策定及び主要な施設の耐震安全性評価).

第61回原子力安全委員会臨時会,資料第2号.

- 原子力安全・保安院(2011a):茨城沖における海上音波探査について.総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会耐震・構造設計小委員会,地震・津波、地質・地盤合同ワーキンググ ループ第38回Aサブグループ会合資料,合同A38-1-3-3.
- 原子力安全・保安院(2011b):茨城沖における海上音波探査反射断面集.総合資源エネルギー調査

会 原子力安全・保安部会 耐震・構造設計小委員会地震・津波、地質・地盤合同ワーキン ググループ第38回Aサブグループ会合資料,合同A38-1-3-4.

垣見俊弘(1989):固有地震説雑考.活断層研究,7,1-4.

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.

金幸隆・吉田明夫・小林昭夫(2012).伊豆東方線沿いの活断層帯.神奈川県温泉地学研究所報告, 44,9-16.

Kobayashi, T. (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing of the origin of the Japanese

Islands: degicated to Professor Matajiro Yokoyama. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo*, Sec. 2, 5, 578p.

- Kobayashi, T., M. Tobita, M. Koarai, T. Okatani, A. Suzuki, Y. Noguchi, M. Yamanaka, and B. Miyahara (2012): InSAR-derived crustal deformation and fault models of normal faulting earthquake (Mj7.0) in Fukushima-Hamadori area. *Earth Planet Space*, 64, 1209-1221.
- Kumahara, Y. (2015): Identification of the A. D. 818 earthquake fault in the Kanto Plain, central Japan, based on historical, archeological and geomorphological data. Abstacts of the HOKUDAN International Symposium on Active Faulting (In commemoration of the 20th anniversary of the 1995 great Hanshin-Awaji earthquake), p. 69.

国土地理院(2011):地震予知連絡会会報,86,184-272.

国土地理院(2015):関東甲信地方の地殻変動.地震予知連絡会会報,93,118-124.

- Le Pichon, X., T. Iiyama, J. Boulegue, J. Charvert, M. Faure, K. Kano, S. Lellemant, H. Okada, C. Rangin, A. Taira, T. Urabe, S. Uyeda (1987): Nankai Trough and Zenisu Ridge: a deep-sea submersible survey. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 83, 285-299.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011): The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate. *Earth Planets Space*, 63, 663–667.
- 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・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.

- 松田時彦・由井将雄・松島義章・今泉 勇・平田大二・東郷正美・鹿島 薫・松原彰子・中井信之・ 中村俊夫・松岡数充(1988):伊勢原断層(神奈川県)の試錐による地下調査-過去約7000 年間の 堆積環境と元慶2年地震の変位-. 地震研究所彙報, 63, 145-182.
- 松浦律子・中村操・唐鎌郁夫(2006):江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業-7年間の成果 中間報告-.歴史地震, 21, 255-256.
- 松浦律子・中村操・唐鎌郁夫(2008):江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業-1718 年伊那の地震など8地震について.歴史地震,23,143.
- 水本匡起・田力正好・松浦律子・松田時彦・後藤秀昭・中田高・堤浩之(2013): 富士川沿いの 活断層「身延断層」の断層変位地形.日本地震学会 2013 年度秋季大会, P2-27.
- 文部科学省研究開発局(2013):地震及び火山噴火予知のための観測研究計画.日本列島及び周辺 域の長期・広域の地震・火山現象,(1704)活断層の地表形状・ずれ量データにもとづく地震 発生予測.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所(2010):糸魚 川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測. 平成17~21 年度成果報告書.
- 森下遊・山田晋也・山中雅之・吉川忠男・和田弘人・矢来博司・中埜貴元・飛田幹男・小林知勝・中 島秀敏・神谷泉(2015):だいち2号 SAR 干渉解析により捉えられた平成26年(2014年)長野 県北部の地震に伴う地殻変動と地表変形. 国土地理院時報, 127,

http://www.gsi.go.jp/common/000101417.pdf

- Nakamura, K., K. Shimazaki and N. Yonekura (1984): Subduction, bending, and eduction -Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. Bulletin Societe Geologique de France, 26, 221-243.
- 中村操・松浦律子(2012): 宝永地震翌朝の駿河の地震について. 歴史地震, 27, 64.
- Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuk, T. Sato, J. Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J. Segawa, M. Shinohara, H. Shimahura (2002): Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun OBS seismic profiling. *Marine Geology*, 187, 47-62.
- 中澤努・田辺晋(2011):野田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図副)東京(8)41
 NI-54-25-1.
- Niitsuma, N. (1999): Rupture and delamination of arc crust rupture and delamination of island arc crust due to the arc-arc collision in the South Fossa Magna, central Japan. *The Island Arc*, 8, 441-458.
- 日本地質学会編(2008):「日本地質地方誌3関東地方」.朝倉出版,570p.
- 西村卓也・鷺谷 威(2007):富士山周辺の広域テクトニクスー地殻変動データに基づく関東・東 海地方の地殻ブロック運動-.富士火山,203-217.
- Ogawa, Y., K. Horiuchi, H. Taniguchi, and J. Naka (1985): Collision of the Izu arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura and Boso peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349-379.
- Okino, K., Y. Ohara, S. Kasuga, and Y. Kato (1999): The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2287-2290.
- 大森昌衛・瑞山好和・堀口万吉(編) (1986):日本の地質3「関東地方」. 共立出版, 352p.
- Otofuji, Y., T. Matsuda, S. Nohda (1985): Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetisim of the Japan arc. *Nature*, **317**, 603-604.
- Ozawa, S. (2014) : Shortening of recurrence interval of Boso slow slip events in Japan. *Geophysical Research Letters*, **41**, 2762-2768.
- Sagiya, T. (1999) : Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data. Geophysical Research Letters, 26, 2315-2318.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000) : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 2303-2322.
- 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.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2003):100 万分の1日本地質図(第3版), CD-ROM.
- Sato, H. (1994): The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. J. Geophys. Res., 99, 22261-22274.
- 佐藤 比呂志(2014): 日本列島の生い立ちと長期地殻応力・歪の起源. 予知連会報, 92, 431-433.

- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, T. Iwasaki, T. Ito, K. Kasahara, T. Ikawa, S. Abe, T. Kawanaka, M. Matsubara, R. Kobayashi, S. Harder (2005): Earthquake source fault beneath the Tokyo. *Science*, **309** (5737), 462-464.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・纐纈一起・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(2010a): プレート境界から分岐した活断層の長期評価: 相模トラフ 横断地殻構造探査. 科学, 80, 8, 825-831.
- 佐藤比呂志・笠原敬司・平田直・岩崎貴哉・加藤直子・伊藤谷生・木村尚紀・中山俊雄・阿部 進・ 須田茂幸・川崎慎治・斎藤秀雄・大西正純・川中卓・ 井川猛・太田陽一(2010b):首都圏に おける地下構造探査:堆積平野からプレートまで.日本地質学会関東支部日本第四紀学会ジ ョイントシンポジウム 「関東盆地の地下地質構造と形成史」講演資料集, S-1, 12-15.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司(2012):断層帯の三次元的形状・断層帯 周辺の地殻構造解明のための調査観測.a. 制御震源地震探査による地殻構造の解明,神縄・ 国府津-松田断層帯における重点的な調査観測平成21~23年度成果報告書,文部科学省研究 開発局・東京大学地震研究所,3.1.a.,5-77.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・蔵下英司・加藤直子(2013): 飯山-小谷測線地殻構造探査. ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究(平成 24 年度成果報告書),文部科学省研究開発局, 228-268.
- 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.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1984): Fault behavior and characteristicearthquakes from the Wasatch and San Andreas faults. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 5,681-5,698.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1986): Seismic Hazards -- New Trends in Analysis Using Geologic Data. In Active Tectonics, National Academy Press, Washington, DC, pp. 215-230.

瀬野徹三(2005):伊豆半島デタッチメント仮説.月刊地球,27,510-518.

- Soh, W. (1986): Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio-Pliocene age and its geotectonic implication. Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, LII, 1-68.
- 杉戸信彦・松多信尚・廣内大助・石村大輔・斉藤真・丸山陽央(2011):1847 年善光寺地震に先立 つ長野盆地西縁断層帯の3回の活動間隔.日本活断層学会2011 年度秋季学術大会講演予稿集, P-07.
- 高橋雅紀(2006):日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界.地質学雑誌, 112, 14-32.
- Takahashi, M. and K. Saito (1997): Miocene intra-arc bending at arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, 6, 168-182.

高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・井川 猛・川中 卓・須田茂幸(2005): 関東平野下に伏在す

る中新世ハーフグラーベン群-地表地質から見た地下地質構造の新たな視点-. 防災科学技術 研究所研究報告, 67, 13-28.

- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012. 東京 大学出版会, 694p.
- 宇津徳治(1999):地震活動総説,東京大学出版会,876p.

矢部長克(1918):糸魚川静岡地構線.現代之科学, 6, 147-150.

- Yamamoto, A., R. Shichi and T. Kudo (2011) : Gravity database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No. 1.
- 山本玄珠・島津光夫(1998): 南部フォッサマグナの西八代層群の火山岩の岩石化学. 地球科学, 52, 178-187.
- 山中雅之・野口優子・鈴木啓・宮原伐折羅・石原操・小林知勝・飛田幹男(2011):衛星合成開口 レーダーを用いた平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の検出.国土 地理院時報,122,47-54.
- ヤノトモコエリザベス・松原誠(2014):関東地域及びその周辺における活断層に関連する地震発生 層の厚さ.日本地震学会講演予稿集,D11-09.
- 吉野博厚(1976):諏訪湖北方および南方の中央構造線-特に中新世以後の活動について-. 地質学 論集,13,61-72.



図3 関東地域及び周辺域の地形(等高線・等深度線は250m)



図4-1 関東地域の地質図と評価の対象とする活断層(地質図は産業技術総合研究所地 質調査総合センター編(2003)を簡略化)



図4-2 関東地域の地質構造の概略

基図の地質図は産業技術総合技術研究所編(2003)を元に作成した、花崗岩以外は新 第三紀より古い地質の分布図。白色部分はより新しい地層に覆われている場所である。 四万十帯は年代が古いものほど濃色となっている。凡例の(古)は古第三紀以前、(新) は新第三紀以降を表す。実線、点線、破線は、本文の記述に含まれる構造線、橙色の 三角は火山を表す。



図4-3 本州中央部の日本海拡大時のリフトの分布(佐藤, 2014) 黄色矢印:日本海拡大時の運動方向。紫の領域は、リフト後の厚い堆積層と下部地殻 の高速度化を示し、リフト帯の形成による地殻の薄化を示す。地殻の弾性波速度は、 Matsubara and Obara (2011)による。



Bouguer Anomaly Gridding: 0.005 deg. mesh. Assumed density: 2.67. Band-pass WL: 2–125 (km). Contour interval: 2 mgal.

図 5 - 1 関東地域の短波長重力異常図 仮定密度 2.67g/cm³によるブーゲー異常(波長帯域 2 - 125km)。コンター間隔は 2mGal。 (地質調査所編 (2000)、Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)に基づき、中部大学 工藤 健教授作成)



図5-2 関東地域の短波長重力異常図(図5-1)に評価対象とした活断層を表示したもの



Bouguer Anomaly Horizontal Gradient Distribution Gridding: 0.0025 deg. mesh. Assumed density: 2.67. Band-pass WL: 2–125 (km).

図 6 - 1 関東地域の短波長重力異常図(勾配) 仮定密度 2.67g/cm³によるブーゲー異常(波長帯域 2 - 125km)の空間微分。(地質調査 所編(2000)、Gravity Research Group in Southwest Japan(2001)、Yamamoto et al. (2011)に基づき、中部大学 工藤 健教授作成)



Bouguer Anomaly Horizontal Gradient Distribution Gridding: 0.0025 deg. mesh. Assumed density: 2.67. Band-pass WL: 2-125 (km).

図6-2 関東地域の短波長重力異常図(勾配)(図6-1)に評価対象の活断層を表示したもの


基準期間: 2007 年 11 月 01 日 - 2007 年 12 月 31 日 比較期間: 2010 年 11 月 01 日 - 2010 年 12 月 31 日

図7-1 GNSS連続観測による関東地域周辺の水平地殻変動速度分布(国土地理院作成) 2007年11月から2010年12月までの観測結果から求められた平均的な変位速度を示 す。電子基準点「大潟」に対する相対的な水平変位速度を表している。スケールは2cm /年。



☆ 固定局 : 大潟(950241)

●電子基準点以外の地域については、推定した結果で表示しています。

図7-2 GNSS連続観測による関東地域周辺の上下変動速度分布(国土地理院作成) 2007年11月から2010年12月までの観測結果から求められた平均的な変位速度を示 す。電子基準点「大潟」に対する相対的な上下変位速度を表している。スケールは1cm /年。



図7-3-1 2004 年 11 月から 2011 年 2 月までのGNSS連続観測による関東地域周辺の水 平ひずみ分布(国土地理院作成) スケールは 2.4×10⁻⁶。年間あたりのひずみ速度に換算すると、スケールは 0.4×10⁻⁶ /年となる。



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7-3-2 図7-3-1と同様(活断層をプロットした場合)



図7-4-1 約100年間(1883年~1994年)の測地観測による関東地域周辺の水平ひずみ分布 (国土地理院作成) スケールは40×10⁻⁶。年間あたりのひずみ速度に換算すると、図7-3のスケール(0.4 ×10⁻⁶/年)とほぼ等しい。



図7-4-2 図7-4-1と同様(活断層をプロットした場合)

基準期間: 2011 年 10 月 01 日 - 2011 年 10 月 30 日 比較期間: 2014 年 04 月 01 日 - 2014 年 04 月 30 日



図7-5-1 2011年10月から2014年4月までの東北地方太平洋沖地震後のGNSS連続観測 による関東地域周辺の水平ひずみ分布(国土地理院作成) スケールは1×10⁻⁶。年間あたりのひずみ速度に換算すると、スケールは0.4×10⁻⁶ /年となる。

基準期間: 2011 年 10 月 01 日 - 2011 年 10 月 30 日 比較期間: 2014 年 04 月 01 日 - 2014 年 04 月 30 日



図7-5-2 図7-5-1と同様(活断層をプロットした場合)



基準期間: 2011 年 10 月 01 日 - 2011 年 10 月 30 日 比較期間: 2014 年 04 月 01 日 - 2014 年 04 月 30 日

図7-6 2011 年 10 月から 2014 年 4 月までの東北地方太平洋沖地震後のGNSS連続観測に よる関東地域周辺の上下変動分布(国土地理院作成) 観測結果から求められた上下変位を示す。電子基準点「福江」に対する相対的な上下 変位を表している。



図8-1 関東地域の地震活動の震央分布図及び領域a、領域b内の断面図(1997年10月1日-2013年12月31日、M≧2.0、気象庁作成) (左) 震央分布図(深さ0-30km) O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。赤三角は活火山。

(右)領域a、領域b内の断面図(深さO-200km、東西投影)



図8-2 関東地域の地震活動の震央分布図(深さ0-30km、M≧2.0、気象庁作成)
(左)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(右)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



 図8-3 区域1(東北日本弧南方延長)の地震活動の震央分布図(1997年10月1日-2013 年12月31日、深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成)
0-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。赤線は活断層の分布、 赤三角は活火山、灰点線は区域1(東北日本弧南方延長)の領域を示す。



図8-4 区域1(東北日本弧南方延長)の地震活動の震央分布図(深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成)

(上)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(下)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



図8-5 区域2(信越褶曲帯)の地震活動の震央分布図
(1997年10月1日-2013年12月31日、深さO-30km、M≧1.5、気象庁作成)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。赤線は活断層の分布、
赤三角は活火山、灰点線は区域2(信越褶曲帯)の領域を示す



図8-6 区域2(信越褶曲帯)の地震活動の震央分布図(深さ0-30km、M≧1.5、気象 庁作成)

(左)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(右)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



 図8-7 区域3(関東山地-関東平野)の地震活動の震央分布図
(1997年10月1日-2013年12月31日、深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成)
0-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。赤線は活断層の分布、 赤三角は活火山、灰点線は区域3(関東山地-関東平野)の領域を示す。



図8-8 区域3(関東山地-関東平野)の地震活動の震央分布図(深さ0-30km、M≧
1.5、気象庁作成)

(上)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(下)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



図8-9 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)の地震活動の震央分布 図

(1997 年 10 月 1 日-2013 年 12 月 31 日、深さ O-30km、M≧1.5、気象庁作成) O-20kmの地震を緑色、20km 以深の地震を青色で表示。赤線は活断層の分布、 赤三角は活火山、灰点線は区域 4 (伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み 帯)の領域を示す。



図8-10 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)の地震活動の震央分布
図(深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成)
(上)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(下)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
0-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



図8-11 区域5(伊豆-小笠原弧)の地震活動の震央分布図 (1997年10月1日-2013年12月31日、深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成) O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。 赤線は活断層の分布、赤三角は活火山、灰点線は区域5(伊豆-小笠原弧)の領 域を示す。



図 8 - 12 区域 5 (伊豆-小笠原弧)の地震活動の震央分布図(深さ O-30km、M≧1.5、 気象庁作成)

(上)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(下)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



図8-13 区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)の地震活動の震央分布図 (1997年10月1日-2013年12月31日、深さ0-30km、M≧1.5、気象庁作成) O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。 赤線は活断層の分布、赤三角は活火山、灰点線は区域6(糸魚川-静岡構造線 周辺)の領域を示す。



図8-14 区域6(糸魚川-静岡構造線周辺)の地震活動の震央分布図(深さ0-30km、

M≧1.5、気象庁作成)

(左)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(右)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
O-20kmの地震を緑色、20km以深の地震を青色で表示。



図 9 - 1 関東地域で発生した陸域の浅い地震の発震機構(気象庁作成) 1997 年 10 月 1 日-2013 年 12 月 31 日、深さ O-20km、M≧3.0 以上。黒太線は 活断層の分布。



図9-2 図9-1の桃線の領域内の地震の発震機構の分布(気象庁作成)



図9-3 図9-1の桃線の領域内の発震機構の圧力軸(上)と張力軸(下)の分布(気 象庁作成) 黒太線は活断層の分布。



図 9-4 東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)(左)と東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)(右)の関東地域で発生した陸域の浅い地震の発震機構(気象庁作成) 深さ0-20km、M≧3.0以上。黒太線は活断層の分布。



図9-5 図9-4の桃線の領域内の地震の発震機構の分布(気象庁作成)

左、右はそれぞれ東北地方太平洋沖地震発生前と東北地方太平洋沖地震発生後に対応する。





(左)東北地方太平洋沖地震発生前(1997年10月1日-2011年3月10日)
(右)東北地方太平洋沖地震発生後(2011年3月11日-2013年12月31日)
黒太線は活断層の分布。



図10 1997年10月-2013年12月の約16年間の関東地方における深さ20km以浅の地震の 規模(マグニチュード)と規模別度数の経験式の回帰の結果(気象庁作成) 白丸は規模別度数、青丸は累積値を表す。回帰には、全期間(1997年10月-2013 年12月)、東北地方太平洋沖地震の発生前(1997年10月-2011年3月10日)及び 発生後(2011年3月11日-2013年12月)の各々でM3.0以上の地震を用いた。N はM3.0以上の地震の個数を表す。①:区域1(東北日本弧南方延長)、②:区域2 (信越褶曲帯)、③:区域3(関東山地-関東平野)、④:区域4(伊豆-小笠原弧 の衝突・プレート沈み込み帯)、⑤:区域5(伊豆-小笠原弧)、⑥:区域6(糸魚川 -静岡構造線周辺)。



図 10 つづき



図 10 つづき





図 12 関東地域の浅い陸域で発生したと考えられる主な歴史・被害地震



図 13-1 区域1(東北日本弧南方延長)の活断層の特性と想定される地震の規模



図13-2 区域2(信越褶曲帯)の活断層の特性と想定される地震の規模


図 13-3 区域3(関東山地-関東平野)の活断層の特性と想定される地震の規模



図13-4 区域4(伊豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)の活断層の特性と想定される地震の規模



図 13-5 区域5(伊豆-小笠原弧)の活断層の特性と想定される地震の規模



図13-6 区域6(糸魚川ー静岡構造線周辺)の活断層の特性と想定される地震の規模



図 14 評価対象とした活断層の矩形断層モデル

上から見た図(左)と南東、南西から見た鳥瞰図(右)を示す。断層が密集する地域で、断層面の3次元的な配置や互いの位置関係を直観的に理解するのに有効である。



図 15-1 関東地域に分布する活断層の断層活動の時空間分布図(図中の番号は、図2の断層の番号と同じ)



図 15-2 図 15-1と同様(9万年間)



図16 関東地域及びその周辺領域において評価対象とした活断層(赤)及び評価対象としなかっ た構造・活断層(青、灰線)の分布 評価対象活断層の番号は図2に対応する。評価対象外の活断層のうち、青線は本評価で検 討されたが評価対象外となった構造を表し、番号は付表3-1、3-2、3-3に対応する。 灰線は活断層研究会編(1991)による活断層のトレース線を表す。



図17 複数の活断層の組み合わせを考慮した地域全体のM6.8以上の地震が30年以内に発生する 確率評価

評価パラメータの分布(ヒストグラム)及び評価パラメータの累積分布(赤線)。各活断層 の確率値は、最新活動時期がわかっている場合にはBPT分布を適用し、わかっていない 場合にはポアソン過程に基づき求めた。



図 18 1930 年 1 月から 2013 年 12 月までの約 84 年間の関東地方における深さ 20km 以浅の地震の規模 (マグニチュード)と規模別度数の経験式の回帰の結果(気象庁作成)

白丸は規模別度数、青丸は累積値を表す。回帰には、M5.0以上の地震を用いた。① 区域1(東 北日本弧南方延長)、② 区域2(信越褶曲帯)、③ 区域3(関東山地-関東平野)、④ 区域4(伊 豆-小笠原弧の衝突・プレート沈み込み帯)、⑤ 区域5(伊豆-小笠原弧)、⑥ 区域6(糸魚川 (付録)

付録1 文章中の信頼度、幅などの表現について

個別の活断層(帯)の評価作業において各種のパラメータの相対的な信頼性は、「信頼度」として 記号で示されている。文章中では、各々のデータの信頼度に対応した文章表現を用い(付表1)、文 章中もしくは表の特性欄では、パラメータのばらつきの大きさや推定の幅を、以下の語句で表現して いる(地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会,2005,2010)。

幅が大きい 「概ね > 程度 > 約 > 前後」 幅が小さい

信頼度			文末表現
Ô	: 高い	(信頼度90%以上と判断)	考えられる。
0	: 中程度	(信頼度70-90%以上と判断)	推定される。
\bigtriangleup	: 低い	(信頼度50-70%以上と判断)	可能性がある。
	: かなり低い	(信頼度30-50%以上と判断)	可能性もある。

付表1 各種パラメータの相対的な信頼度

付録2 1回の地震に対応して活動する断層の長さの評価の考え方

活断層で発生する地震の規模の評価には、1回の地震に対応して活動し得る断層の長さに基づく松田(1975)の経験式(本文の経験式(1))を用いている。活断層は、断層線の集まりが走向方向に 連続して分布する構造を作ることが多い。このような多数の断層線から構成され、ある程度の連続性 が認められる構造全体を「断層帯」と呼ぶ(付図1a)(活断層研究会編, 1991)。

近年に内陸で発生した大地震の例を見ると、大地震時に出現した地表地震断層は、近接してまとま った複数の断層線からなっている。また、「断層帯」全体が1つの地震を起こすのではなく、部分的 な区間ごとに地震を起こしている例もある(付図1b、c)(松田, 1990)。すなわち、付図1(a) に模式的に示した「断層帯」で発生する地震のうち、地震Aが発生した際には付図1(b)に示した 赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。別の地震Bが発生した際には付図1(c) に示した赤色の断層線のみが活動し、その他の断層線は活動しない。さらに、別の地震Cが発生した 際には「断層帯」全体が活動し、その他の断層線は活動しない。さらに、別の地震Cが発生した 際には「断層帯」全体が活動し、全体が地表地震断層として現れることもある(付図1d)。このよ うな例として、2005年の福岡県西方沖の地震がある(付図2)(地震調査研究推進本部地震調査委員 会, 2007)。警固断層帯は、福岡市東区志賀島の北西沖の玄界灘から博多湾、福岡市中央区、同市南 区、春日市、大野城市、太宰府市を経て、筑紫野市に至る断層帯である。しかし、2005年の福岡県西 方沖の地震の際に活動したのは、警固断層帯北西部の福岡県西方沖の断層のみであり、警固断層帯全 体が活動したわけではない。

地震の規模の評価では、「断層帯」の中で複雑に分布している断層線を、1回の大地震を起こす単 位ごとにまとめる必要がある。そこで、固有規模の地震を繰り返し発生させる最小の単位(付図1の 地震Aや地震Bの活動範囲に相当)を「評価単位区間」と呼ぶ(付図1a)。断層帯を「評価単位区間」 に分割するにあたっては、トレンチ調査等により明らかにされた過去の活動履歴のほか、断層線の著

119

しい屈曲や不連続、分岐形状、横ずれ断層における上下変位の向きの急変、平均変位速度の分布様式、 過去の地表地震断層の出現状況あるいは地質構造・重力異常の情報等を参考にして判断した(地震調 査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会,2010)。また、いくつかの「評価単位区間」が地理的 に連続あるいは近接して並走している場合(付図1の断層帯に相当)は、これらを一括して「活断層 のくくり」と呼ぶことにする。「活断層のくくり」は単独の「評価単位区間」からなる場合もある。 活断層の名称については、次のルールに従った。上記「断層帯」については、「断層帯」に含まれる 断層線に対し、既往研究により複数の断層名称が与えられている場合「○○断層帯」、単一の断層名 称しか与えられていない場合「○○断層」とした。「評価単位区間」の名称については、「断層帯」 が複数の「評価単位区間」を含む場合は、分割されたそれぞれの「評価単位区間」ごとに「△△区間」、 「××区間」とし、「断層帯」が単一の「評価単位区間」しか含まない場合、そのまま「断層帯」の 名称である「○○断層帯」または「○○断層」とした。なお、複数の断層帯をまとめて「××断層帯」 という名称が与えられているケースもある(図1e;実際の例としては、山崎断層帯、阿寺断層帯等 が挙げられる)。この場合、「××断層帯」は、複数の「活断層のくくり」から成ることになる。

付録3 断層の変位(ずれ)(注9)とその成分について

断層の変位は、付図3の黒矢印に示すよう、横ずれ成分、上下成分に分解することができ、平均変 位速度についても、同様に各成分に分解することができる。

多くの活断層の変位量は、段丘面の変位やトレンチ調査における地層の上下変位に基づく。このため、1回の活動に伴う変位量や変位速度は上下成分しか求まっていないことが多い。

付録4 評価地域の地震の発生確率の算出について

4-1. 平均活動間隔が不明の活断層の考え方

活断層の中には、古地震データが不十分で最新活動時期、活動間隔及び地震の発生確率が不明のものがある(表4、6、8、10、12、14)。その場合には、平均活動間隔を仮定し、最新活動時期が判明していればBPT (Brownian Passage Time)分布、最新活動時期が判明していなければポアソン過程に基づき(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2001a)、地震発生確率を評価した。

平均活動間隔R(千年)は、周囲の活断層との関係から値を仮定できる場合はそのようにし、それ 以外の場合は平均変位速度S(m/千年)と1回の活動に伴う断層の変位量D(m)から次式を使っ て計算した。

$R = D/S \tag{A-1}$

平均変位速度については、松田(1975)を参考に活動度に応じて値を仮定した。なお、考慮した活 断層の中に古地震データがある場合は、古地震データと矛盾のない平均変位速度を仮定した。活動度 に応じて仮定した平均変位速度を付表2に示す。

付表2 活断層の活動度に対応する平均変位速度(松田, 1975)と平均活動間隔などが不明な 活断層について活動度に応じて仮定した平均変位速度。

活動度	平均変位速度(仮定値)(m/千年)
A級	1以上10未満(仮定値はなし)
B級	0.1以上1未満(0.5)
C級	0.01以上0.1未満(0.05)

4-2. 評価地域の地震の発生確率の算出

各区域で将来一定規模以上の地震が発生する確率の計算法は、「活断層の長期評価手法(暫定版)」 報告書(地震研究推進本部地震調査委員会,2010)に基づく。各区域内で*t*年間に少なくとも1回マ グニチュードが *y*を超える地震が発生する確率*P*(*Y* > *y*;*t*)は、

$$P(Y > y;t) = 1 - \prod \{1 - P_k(Y - y;t)\}$$
 (A-2)

で与えられる。ここで P_k はk 番目の「評価単位区間」においてt 年間にマグニチュードがyを超える地 震が少なくとも1回発生する確率である。ここではP(Y > y; t)の t を30 年、yをM6.8とする。

活断層の活動時期は活動層準の直上と直下の地層の堆積年代で挟まれる期間として求められる。その結果、活断層調査で得られる最新活動時期や平均活動間隔は推定幅を伴い、それに基づいて算出される地震発生確率も幅を持つ(表16)。よって、式(A-2)による確率値は大きな幅を持つことになる。すべての活断層において平均活動間隔が幅の最大値を取り、最新活動時期が求まっているすべての活断層において幅の最新値を取ると、確率値は最小となる。その逆の場合、確率値は最大となる。

各活断層についての最新活動時期や平均活動間隔の推定幅を考慮した上で区域全体の地震発生確率 P(Y > y;t)を評価するために、ここでは計算機で乱数を発生させる方法(モンテカルロ法)を採用する。 具体的な手順は次のとおりである(付図4)。

- (1)ある区域に分布する活断層をA、B、…、Eとする(付図4)。活断層A-Eについて、それぞれ平均活動間隔及び最新活動時期の推定幅に基づいて一様分布を仮定して乱数を発生させ、平均活動間隔と最新活動時期の具体的な値を与える。
- (2)活断層A-Eについて、それぞれ(1)で与えられた平均活動間隔と最新活動時期に基づき、BPT (Brownian Passage Time)分布(活動間隔のばらつきのパラメータαは0.24とする)を仮定して 地震発生確率を計算する。最新活動時期が不明な断層については、平均活動間隔をもとにポアソ ン過程を仮定して地震発生確率を計算する。
- (3) (2) による活断層A-Eの地震発生確率を式(A-2) に適用し、区域全体での確率を求める。
- (4) (1) (3)の操作を一回の試行とし、同様にして10万回の試行を繰り返す。
- (5)以上により、地震の発生確率のある値が10万回の試行の中で何回計算されたか、すなわち相対 度数分布を求め、確率分布とみなす。区域全体の地震の発生確率の代表値として、上記で求めた 確率分布の中央値及びその95%信頼区間を用いる。

4-3. 活断層を特定しない地震の確率評価

活断層を特定しない場合の地震の確率評価として、ここでは、地震の規模(マグニチュード)と規 模別度数の経験式(グーテンベルク・リヒターの式、「G-R 式」)に基づく方法を用いる。具体的な 手順は次の通りである。

- (1) 全期間T(年間)の震源カタログを用いて規模別頻度分布を求め、G-R式にフィッティングする。
- (2)得られたG-R式を用いて、ターゲットとするマグニチュードMcを超える地震数Ncを求める。
- (3) 地震1個あたりの年数(活動間隔) Tr(年間/個)を、Tr = T/Ncで計算する。
- (4) ポアソン仮定のモデルP(Δ T)=1-exp($-\Delta$ T/Tr)に基づいて30年確率P(30)を求める。

本評価では、Mc=6.8とし、まず、1997 年10 月の気象庁における地震観測データの一元化処理 業務開始以降、2013 年12 月までに発生したM3.0 以上の地震をG-R 式に当てはめてb値を推定 する。次に、そのb値を、1930年1月から2013年12月までの約84年間のカタログから得られるM 5.0以上の規模別頻度分布に適用し、NcおよびTr、そしてP(30)を計算する。

付録5 評価対象としなかった構造

今回、関東地域の陸域および沿岸域でM6.8以上の地震を起こす可能性のある活断層をすべて評価す ることを目指して、活断層の分布に関する既存資料や地質構造、重力異常、空中写真等を精査し、活 断層としての証拠が揃っているものを選定して評価した。ここでは、結果として評価対象から外した 構造(図 16 の青線)について記す。付表3-1は、活断層の可能性があるものの、現時点では活断層と しての証拠が揃っていないことから評価から外した構造である。付表3-2は、活断層研究会編(1991) で活断層と指摘されているもののうち、検討の結果、活断層の可能性が低いと判断したものである。 付表3-3は、活断層研究会編(1991)で活断層と指摘されているもののうち、断層の長さは概ね 10km に達するものの、火山の形成や活動に伴って形成されたものでありテクトニックな地震の震源断層で はないとして評価対象としなかったものである。

地域(図	
16 での位	内容
置)	
日立沖	茨城県沖には複数の正断層が分布する。当海域では原子力安全・保安院(2011a, b)に
(P1) ・大	よって海上音波探査が行われており、日立沖のF1断層において少なくとも前期更新世ま
洗 沖	で、大洗沖のF3・F4断層において少なくとも中期更新世までの活動が認められるが、そ
(P2)	の後の活動については、この海域には新しい堆積層が存在しないため不明である。その
	他の断層では、少なくとも後期更新世以降の活動は認められない(原子力安全・保安院、
	2010) 。
鹿島-行	霞ヶ浦から北浦周辺には、南北性の緩やかな波状変動が認められている。重力異常も南
方地域	北性の急変帯を示す(図6)。本変動の原因は不明だが、直下あるいは東方に活断層が存
(P3)	在する可能性もある。
関谷断層	関谷断層南方には、南北走向の重力異常の急変帯が長さ 20km 程度にわたり連続する(図
南方域	6)。新期の地形面には変形は認められないが、5万分の1地質図幅「宇都宮」には、中
(P4)	期中新統の火山堆積物から成る宇都宮丘陵に緩やかな背斜が示されている。本地域東方
	は鬼怒川の新期堆積物に覆われ、伏在断層が存在する可能性もある。
野田地域	反射法弾性波探査(佐藤ほか,2010b)により、西傾斜の逆断層とその上盤側に上総層群、
(P5)	下総層群を含む地層が緩く傾斜する背斜構造が認められた(Ishiyama et al., 2013)。明
	瞭な地形的特徴としては現れていないが、重力異常の急変帯でもあり(図6)、野田地域
	南部の下総台地の隆起(中澤・田辺,2011)に関係する活断層が存在する可能性もある。

付表3-1 活断層の可能性のある構造

付表3-2 活断層の可能性の低い構造

断層名(確実度, 活動	= 2 00	
度)(図16での位置)	武·马	
関ロー黒磯リニアメ	確実度が III と低く、連続性や活動度も乏しいことから、活断層の可	
ント (III, -) (L1)	能性は低いと判断した。	
棚倉破砕帯西縁断層	山田川に沿う第三紀集塊岩と砂岩を境する断層であり、岩質の相違に	
(III, —) (L2)	よるリニアメントの疑いがある(活断層研究会編, 1991)ことから、	
	活断層の可能性は低いと判断した。	
戸隠山断層	空中写真判読により、火山岩と泥岩の境界に位置する組織地形であ	
(II, B) (L3)	り、活断層の可能性は低いと判断した。	
武蔵五日市断層	空中写真判読により、リニアメントとしての地形は明瞭なものの、最	
(II, C) (L4)	近の断層活動を示す地形は認められないことから、活断層の可能性は	
	低いと判断した。	
鶴川断層	空中写真判読により、断層変位を示す可能性のある地形が認められる	
(II, C) (L5)	ものの、それらの地形が認められる区間は短く、最近の活動を示す積	
	極的な証拠が認められないことから活断層の可能性は低いと判断し	
	た。	
大菩薩嶺西断層	空中写真判読により、リニアメントとしての地形は明瞭なものの、最	
(II, C) (L6)	近の断層活動を示す地形は認められないことから、活断層の可能性は	
	低いと判断した。	
長者舎断層	空中写真判読により、リニアメントとしての地形は明瞭なものの、最	
(I, B) (L7)	近の断層活動を示す地形は認められないことから、活断層の可能性は	
	低いと判断した。	
道志川断層	空中写真判読により、リニアメントとしての地形は明瞭なものの、最	
(II, $B-C$) (L8)	近の断層活動を示す地形は認められないことから、活断層の可能性は	
	低いと判断した。	
扇山断層	空中写真判読により、葛野川左岸の段丘面が変位している可能性があ	
(II, B)	るものの、系統的ではなく確実性が低いことから、活断層の可能性は	
(L9)	低いと判断した。	
玄倉断層	空中写真判読により、尾根の横ずれや袋状の凹地が認められる	
(II, B) (L10)	が、活断層であることを示す積極的な証拠を見出せないことか	
	ら、活断層の可能性は低いと判断した。	

断層名(確実度,活動	説明	
度) (図 16 での位置)		
トーミ断層	浅間山の火山活動に伴う正断層であり、テクトニックな地震の震源断層	
(I, A-B) (V1)	ではないと考えられる。	
霧ヶ峰断層群	霧ヶ峰の火山活動に伴う正断層であり、テクトニックな地震の震源断層	
(I, A) (V2)	ではないと考えられる。	
達磨山断層群	達磨山の火山活動に伴う正断層であり、テクトニックな地震の震源断層	
(I-II, B-C) (V3)	ではないと考えられる。	

付表3-3 火山活動に伴う活断層



付図1 断層帯の評価単位区間の模式図



付図2 警固断層帯における2005 年福岡県西方沖の地震の際の活動範囲 (地震調査研究推進本部地震調査委員会(2007)に加筆)



付図3 断層の立体的な模式図(活断層研究会編(1991) に加筆)



付図4 活断層の組み合わせを考慮した地震発生確率値の最適値・幅の評価方法