

相模トラフ沿いの地震活動の長期評価

相模トラフ沿いでは、フィリピン海プレートが、関東地方が載っている陸のプレート¹の下に沈み込んでおり、両プレートの境界付近が破壊することにより、過去にマグニチュード(M)8程度の海溝型地震が繰り返し発生している。

一方で南関東の直下では、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの下に太平洋プレートが西向きに沈み込む構造を呈し、震源の分布が非常に複雑になる。この領域では、被害を伴ったひとまわり小さいM7程度の地震が歴史上数多く発生している。

以上のことを踏まえて本報告では、**図1**に示した領域を対象として、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近で発生する「相模トラフ沿いのM8程度の地震」と、南関東においてプレートの沈み込みに伴い発生する、ひとまわり小さいM7程度の「その他の南関東の地震」に分け、これらの地震について長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価した。評価にあたっては、これらの領域で発生した地震について、これまでに行われた調査研究の成果を参考にした。

1 地震の発生領域及び震源域の形態

相模湾から房総半島南東沖にかけての相模トラフ沿いに発生する地震は、おもにフィリピン海プレートが、関東地方が載っている陸のプレートの下へ沈み込むことに伴い、これら二つのプレートの境界付近が破壊する（ずれる）ことによって発生する。このタイプの地震は、震源域の一部が陸域にかかるため、陸域で非常に強い地震動を生じるとともに、一方では大津波を伴う可能性がある。

また、関東地方が載っている陸のプレートの下には、西向きに太平洋プレートが沈み込んでおり、フィリピン海プレートの沈み込みは陸のプレートと太平洋プレートの間に割り込むような形になっている。さらに、フィリピン海プレート上に載っている伊豆半島は、陸のプレートと同様の性質により沈み込むことができず、陸のプレートに衝突しているため、その付け根に位置する神奈川県西部から山梨県東部にかけて力のかかり具合が複雑になっている。南関東では、このような複雑なプレート構造を背景に、フィリピン海プレート・太平洋プレートの沈み込みや、フィリピン海プレートと陸のプレートとの衝突に伴う、プレート内破壊（ずれ）による地震も発生する。

1-1 過去の震源域について

歴史資料や観測記録等から、相模トラフ沿いで発生したことが明らかなM8程度の地震とその震源域は、**表1**のとおりである。おもに相模湾近傍（神奈川県西部から相模湾内を経て、三浦半島、房総半島南西部に至る領域）を震源域とする1923年関東地震の代表的な震源モデルを**図2-1**に示す。また、震源域の東端が房総半島南沖～南東沖にまで及んだと考えられる1703年元禄地震の代表的な震源モデルを**図2-2**に示す。

また、南関東では、同一の震源域で繰り返し発生しているM7程度の地震は知られてい

¹ 関東地方が載っている陸域のプレートは現在のところユーラシアプレート、北米プレート、オホーツクプレート等の各説があるため、ここでは特定のプレートの名称を付与せず、「陸のプレート」としている。

ないため、江戸時代以降の主要な地震のうち、明らかに震源が地殻内であることが分かる浅い地震を除いたものを表2に示す。この表2に整理されている過去の主要な地震等をもとに、プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震が発生すると考えられる領域の範囲を図3に示す。

1-2 将来の地震の発生位置及び震源域の形態について

将来の相模トラフ沿いのM8程度の地震の想定震源域を、歴史上知られている二つの事例（1923年関東地震、1703年元禄地震）を参考にして、図2-1、図2-2にそれぞれ設定した。ここでは、1923年関東地震と同様なタイプの地震を「大正型関東地震」と呼び、1703年元禄地震と同様なタイプの地震を「元禄型関東地震」と呼ぶこととする。

一方、将来南関東で発生するM7程度の地震の場合、これまでに得られた記録からは、特定の震源域で繰り返し発生する地震として扱うことは難しい。そこで、M7程度の地震については、表2に整理されている過去の地震の発生状況から、震源域は特定できないものの、図3のように設定した領域内で発生するものと考えたこととした。なお、本領域内であっても浅い地震については地殻内の地震として評価に含めていない。

2 地震活動

これまでの地震観測、歴史資料及び地形・地質学的な調査研究の成果を吟味し、相模トラフ沿い及び南関東における過去の主要な地震を表2に整理した。

相模トラフ沿いで発生するM8程度の地震は同一の震源域で繰り返し発生する地震として、その他の南関東のM7程度の地震は図3で示した領域内で発生する、震源を特定できない地震としてそれぞれ評価を行った。結果は次のとおりである。

2-1 過去の地震について

南関東が被災した地震については、818年の関東諸国の地震まで遡って確認された歴史記録がある。この中で、明らかに相模トラフ沿いのプレート境界付近で発生したM8程度の地震であると考えられる地震は、1703年元禄地震と1923年関東地震のみである。それ以外の地震については、同様なタイプの地震かどうかを判断するための十分な歴史資料が得られていない。また、南関東のM7程度の地震についての歴史資料が比較的豊富であるのは江戸時代以降であり、これ以前については史料の不足により地震の見落としの可能性が高い。以下ではこれらの点を考慮した。

相模トラフ沿いのM8程度の地震

歴史資料及び地震観測記録から、明らかに相模トラフ沿いのプレート境界付近で発生したと考えられるM8程度の地震は、1703年元禄地震と、1923年関東地震の2つである。2つの地震は、相模湾沿岸～三浦半島では、震度分布、津波高さ分布、地殻隆起量分布が類似することから、相模湾近傍で共通の震源断層をもつものと考えられる（図2-1）。しかし、1703年元禄地震における房総半島南部の地殻隆起量や、房総半島南東部の震度分布の調査研究結果及び津波が太平洋沿岸の遠くにまで達したことから、1703年元禄地震は房総半島南沖～南東沖にまで震源断層が広がっていると考えた（図2-2）。そこで元禄型関東地震は、図2-1の領域で繰り返し発生する大正型関東地震のうち房総半島南沖～南東沖まで連動した事例であると判断した。ただし、現時点では1703年元禄地震の震源断層の東端が房総半島南東沖（図2-2中③の領域）まで及んだかどうかを判断することは難しい。

大正型関東地震と元禄型関東地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等は表3-1、

表3-2にまとめた。

その他の南関東の地震

図3に示すように南関東では、過去にM7程度の被害を伴った地震が数多く発生している。このうち江戸時代の地震の記録は、各地の被害状況の記載である。このため地震のタイプや発生様式について見解が分かれているものが多く、全てのものが一概に、評価対象であるプレートの沈み込みに伴う地震と断定することはできない。また、近代的な地震観測開始前の1884年以前については、深さの情報についての信頼性が劣るため、プレートの沈み込みに伴う地震であるかどうかの判断は難しい。

このことを踏まえて、1885年以降の地震のうち、推定される震度分布・震源位置などからプレートの沈み込みに伴って発生した考えられるM7程度の被害地震と、その発生領域・発生頻度等を表3-3にまとめた。

2-2 将来の地震について

将来の地震の発生確率は、2001年6月8日に地震調査委員会が公表した「長期的な地震発生確率の評価手法について」²に基づいて推定した。

「相模トラフ沿いのM8程度の地震」については、おおむね同様な震源域で繰り返し発生すると考えられることから、過去の平均発生間隔と最新活動からの経過時間をBPT分布モデルにあてはめることで推定し、想定規模を過去の地震規模から推定した（表4-1、表4-2）。

また、ひとまわり小さいM7程度の「その他の南関東の地震」については、同一の震源域で繰り返し発生する地震として評価できない。このため、南関東を図3に示した領域内部で発生するものと考えることとし、同領域で過去に発生した地震から算定される平均発生頻度をポアソン過程にあてはめることで、その発生確率を推定した（表4-3）。その結果は以下のとおりである。

相模トラフ沿いのM8程度の地震

大正型関東地震については、測地学的データ、離水海岸地形及び津波堆積物についての調査研究から、各々200~400年、400年程度、100~300年（最小間隔）の再来間隔が推定されており、歴史記録から得られる間隔220年（1923年関東地震と1703年元禄地震の間隔）と調和的である。そこで、各調査研究結果を参考にして、このタイプの平均発生間隔を200~400年と判断した。この値と最新活動（1923年関東地震）からの経過時間80.3年を用いて、次の同様な地震の今後30年以内の発生確率をほぼ0~0.8%、今後50年以内の発生確率をほぼ0~5%と推定した。また、想定規模は、1923年関東地震の規模を参考にして、M7.9程度と推定した。

元禄型関東地震については、離水海岸地形についての調査研究を参考にして再来間隔は、2300年程度の可能性があると考えた。この値と最新活動（1703年元禄地震）からの経過時間300年を用いて、次の同様な地震の今後30年以内の発生確率をほぼ0%、今後50年以内の発生確率をほぼ0%と推定した。また、想定規模は、1703年元禄地震の規模を参考にして、M8.1程度と推定した。

² ある事象に関して、過去の時系列データから将来の発生確率を予測する統計的な手法において、事象が発生する毎に状況が更新される（振り出しに戻る）ものを更新過程と呼ぶ。そのうち事象が偶発的に起こる（即ち事象の単位時間あたりの発生回数が最新事象からの経過時間によらず一定な）モデルをポアソン過程と呼ぶ。一方、過去の時系列データのうち最新発生時期が分かっている場合には、事象の性質に応じて将来の予測をするモデルがいくつか提唱されており、地震による応力解放とプレート運動による応力蓄積の物理的過程と調和的なBPT分布モデルがある。地震調査委員会(2001)では、最新の活動時期が分かっており、当該地域で繰り返し発生する可能性があるとして評価した地震の系列に対してはBPT分布モデルを採用し、それ以外の場合はポアソン過程を採用することとしている。

その他の南関東の地震

南関東で発生したM7程度の地震については、震源の深さの情報が信頼できる1885年以降の地震を検討対象とした。また、震源の深さの範囲は地殻内の浅い地震を除いて、30–80kmとし、地震による被害の程度も考慮した。これらの条件に該当する5つの地震（表3–3）から計算される平均発生頻度は23.8年である。また、参考として、これまでの地震観測データから、同領域内の震源を対象としてGutenberg-Richterの関係式を適用し、同規模の地震の平均発生頻度を試算した結果は約26年となる。この結果は先の5つの地震による平均発生頻度とおおむね調和的である。そこで、対象領域内でのM7程度の地震の発生確率を、過去の地震の平均発生頻度23.8年からポアソン過程により計算し、今後30年以内の発生確率を70%、今後50年以内の発生確率を90%と推定した（表4–3）。また、想定規模は評価対象の5つの地震の規模からM6.7~7.2程度と推定した。

3 今後に向けて

- 相模トラフ沿いに発生するM8程度の地震については、地形・地質学的な記録から、再来間隔・発生確率について評価を行うことができたが、元禄型関東地震のように、想定震源域の形状とフィリピン海プレートとの構造的な関係には依然として不明な点がある。この解明には、想定震源域東方の房総半島南～南東沖の地殻構造を明らかにする必要がある。
- 近年の地震観測網やGPS観測網等に見られる地殻変動に関連した観測体制の拡充により、南関東直下のプレート構造の空間的な分布と、その動きについて、精密なデータが得られるようになってきた。しかしながら、この領域で発生するプレートの沈み込みに伴うM7程度の地震の発生様式を解明するためには、今後も観測網の高度化を図り、継続的に調査観測を実施していくことにより、南関東の地震活動を総合的に説明できるような定量的な地震発生モデルを構築する必要がある。
- その他の南関東の地震の評価に関連して、神奈川県西部では、歴史的にM7程度の被害地震が繰り返し発生しているが、固有の地震活動であるかどうかは明確ではないため、ここでは評価を行っていない。同地域では、プレートの衝突や断裂に伴った地震発生モデルも提唱されており、この地域における地震の発生機構の解明が課題である。また、関東地方全体で、1923年関東地震に伴い、地震活動の静穏期/活動期の繰り返しが認められるとの報告もあり、M7程度の地震も含めた地震発生サイクルの解明が必要である。

表1 相模トラフ沿いのM8程度の地震の震源域の目安

(凡例：○＝当該年月日に発生した地震の発生領域の目安。)

発生年月日	地震名 (通称)	相模湾内	房総半島沖	M	備考
1703年12月31日	元禄地震	○	○	8.1	1703年元禄地震以前については、資料の不足から、相模トラフ沿いの地震に該当するか否かを判断しなかった。
1923年 9月 1日	関東地震	○		7.9	

表2 相模トラフ沿い及びその他の南関東で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生 年月日	地震の平均的発生頻度等	地震規模 ^{注1}			死傷者数 ^{注2}	
			M	Mt	Mw	死者	負傷者
相模トラフ沿いの地震							
関東地震	1923/ 9/ 1	バックスリップ・津波堆積物・離水海岸地形から得られた値は200～400年	7.9	8.0	7.9	142807 ^{注4}	103733
元禄地震	1703/12/31	離水海岸地形から得られた値は2300年程度	8.1	8.4		10000	多数
その他の南関東の地震（江戸・明治以降）							
神奈川県西部（寛永小田原） ^{注3}	1633/ 3/ 1	/	7.0			150	多数
神奈川県西部（天明小田原）	1782/ 8/23		7.0			有り	有り
神奈川県西部（嘉永小田原）	1853/ 3/11		6.7			100	多数
東京湾付近（安政江戸）	1855/11/11		6.9			7444	多数
東京湾付近（明治東京）	1894/ 6/20		7.0			31	197
東京湾付近	1894/10/ 7		6.7			0	0
茨城県南部	1895/ 1/18		7.2			9	68
茨城県南部	1921/12/ 8		7.0			0	0
浦賀水道付近	1922/ 4/26		6.8			2	23
千葉県東方沖	1987/12/17		6.7		6.5	2	161

注1: Mの欄は宇津(1999)の表に記述されたMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前の時点のものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が劣る。宇津(1999)は、「1884年以前の震央の緯度・経度とマグニチュードは宇佐美(1996)の書物によるが、同書に範囲として示されているものは範囲の中央値を記入し、また分数は小数に直し小数点以下1桁で打ち切った。」としている。また、宇津(1999)は、「1885～1980年の震源とマグニチュードは宇津の表(宇津,1982・1985)による。」としている。但し、宇津(1982,1985,1999)がMを決めるうえで気象庁Mを引用した地震に関しては、気象庁による改訂M値（平成15年9月25日）を採用した。

Mtの欄は阿部(1988,1999)の表に記述されたMtを採用することとした。

Mwの欄に関しては、宇津の表(1999)を採用した。宇津(1999)は1977年以降はHarvard CMTカタログの地震モーメント、それ以前は当該地震の震源モデルの調査研究成果から得られる地震モーメントを換算して算出している。

注2: 死傷者の欄は宇津(1999)によった。表中「多数」「有り」は宇津(1999)の「many」「some」にそれぞれ該当し、死(傷)者があつたが数については正確な情報がないことを表す。

注3: 「その他の南関東の地震」の地震の括弧内は個別の地震に対する地震名を表す。

注4: 諸井・武村(2002)では震災後の被害調査統計資料の再検討から、死者数(含行方不明)を105385と見積もっている。

表 3-1 大正型関東地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注3
(1) 地震の発生領域の目安	図 2-1 のハッチを施した領域 (深さ 数km~20数km)	過去の当該領域の地震活動を参考にして判断した。	A
(2) 震源域の形態	陸のプレートとフィリピン海プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N140±5° E (陸のプレートのフィリピン海プレートに対する動きの向き)	フィリピン海プレートの陸のプレートに対する相対運動方向 (Seno et al. (1993), Wei and Seno(1998), Sella et al. (2002)) から推定した。	
(4) 発生間隔等	平均発生間隔 200~400年	バックスリップ・津波堆積物・離水海岸地形からの推定により、活動は200~400年に1回とした。	

表 3-2 元禄型関東地震の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注3
(1) 地震の発生領域の目安	図 2-2 のハッチを施した領域 (深さ 数km~20数km)	過去の当該領域の地震活動を参考にして判断した。	B
(2) 震源域の形態	①相模湾~房総半島西部 (図中実線囲み) 陸のプレートとフィリピン海プレートの境界面。低角逆断層型 ^{注1} 。 ②房総半島南沖 (図中実線囲み) 低角逆断層型 ^{注2} 。 ③房総半島南東沖 (図中破線囲み) 低角逆断層型。 (①~③は図 2-2 中の領域を示す番号に対応)		
(3) 震源断層面での平均的なずれの向き	約N140±5° E (陸のプレートのフィリピン海プレートに対する動きの向き)	フィリピン海プレートの陸のプレートに対する相対運動方向 (Seno et al. (1993), Wei and Seno(1998), Sella et al. (2002)) から推定した。	
(4) 発生間隔等	平均発生間隔 2300年程度	元禄型関東地震は繰り返し発生する大正型関東地震が房総半島南~南東沖まで連動した事例として考え、離水海岸地形からの推定により、活動は2300年程度に1回とした。	

表3-3 その他の南関東で発生する M7 程度の地震の発生領域・発生頻度等

項目	特性	根拠	評価の信頼度 注3
(1)地震発生領域の目安 (2)地震の発生場所	<p>図3の点線で囲んだ領域 (深さ 30~80km)</p> <p>(深さおおよそ30~60kmの領域)</p> <ul style="list-style-type: none"> 陸のプレートとフィリピン海プレートの境界付近。 フィリピン海プレート内部。 <p>(深さおおよそ60~80kmの領域)</p> <ul style="list-style-type: none"> フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界付近。 太平洋プレート内部。 	<p>過去の当該地域の地震活動を参考に判断した。対象となる地震は以下のとおり。</p> <p>地域名 (命名呼称) 発生日月日</p> <p>東京湾付近 (明治東京) [1894/ 6/20]</p> <p>茨城県南部 [1895/ 1/18]</p> <p>茨城県南部 [1921/12/ 8]</p> <p>浦賀水道付近 [1922/ 4/26]</p> <p>千葉県東方沖 [1987/12/17]</p>	B
(3)発生頻度等	平均発生頻度 23.8年に1回	評価領域において1885年から2004年までの119年間に発生した、M6.7~7.2の5つの地震の平均発生頻度から推定した。	

注1: 大正型関東地震と同じ領域を想定。

注2: ただし、房総半島南沖の想定震源域の断層について、低角逆断層型であるという意見と、高角の分岐断層型とする意見がある。

注3: 評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確かさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A: (信頼度が) 高い B: 中程度 C: やや低い D: 低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。なお、発生領域の評価の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

発生領域の評価の信頼度

A: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域で地震が繰り返し発生しており、発生領域の信頼性は高い。

B: 過去の地震から領域全体を想定震源域とほぼ特定できる。ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しを想定でき、発生領域の信頼性は中程度である。

または、

想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。

C: 発生領域内における地震は知られていないが、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの領域を想定震源域と推定できる(地震空白域³⁾)。過去に地震が知られていないため、発生領域の信頼性はやや低い。

または、

想定地震と同様な地震が領域内のどこかで発生すると考えられる。想定震源域を特定できず、過去の地震データが不十分であるため発生領域の信頼性はやや低い。

D: 発生領域内における地震は知られていないが、領域内のどこかで発生すると考えられる。ただし、地震学的知見が不十分のため発生領域の信頼性は低い。

³ いわゆる海溝型地震など、プレート境界で発生する大地震は、その震源域が互いにほとんど重ならず、大地震が起こっていない領域を埋めるように次々と起こってゆく傾向がみられる。このように大地震の発生する可能性がある領域において、隣接する領域で大地震が発生しているにもかかわらず、まだ大地震が発生していない領域を「地震空白域」という。

表 4-1 次の大正型関東地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注3}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	ほぼ0%~0.04% ほぼ0%~0.2% ほぼ0%~0.8% ほぼ0%~2% ほぼ0%~5%	BPT分布モデルに平均発生間隔200~400年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.17$ （宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値）~0.24（陸域の活断層に対する値（地震調査委員会,2001））を適用して算出した。	B
地震後経過率	0.20~0.40	経過時間80.3年を平均発生間隔200~400年で割った値。	
次の地震の規模	M7.9程度	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

ここでの平均発生間隔200~400年の発生確率の算出結果は、厳密には大正型関東地震と元禄型関東地震の両者の発生確率の和であるが、元禄型関東地震の発生確率はほぼ0%（表4-2）であるので、これらの結果を近似的に大正型関東地震の発生確率として用いている。

表 4-2 次の元禄型関東地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注3}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0%	BPT分布モデルに平均発生間隔2300年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.17$ （宮城県沖の地震・東南海地震・南海地震・三陸沖北部のプレート間大地震に対する値の平均値）~0.24（陸域の活断層に対する値（地震調査委員会,2001））を適用して算出した。	C
地震後経過率	0.13	経過時間300.0年を平均発生間隔2300年で割った値。	
次の地震の規模	M8.1程度	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	B

元禄型関東地震は、大正型関東地震の想定震源域が南東方向へ拡大・連動したタイプであるとしているので、ここでは大正型関東地震と元禄型関東地震の発生確率を互いに独立して扱うものとは考えていない。また、元禄型関東地震の今後50年以内の発生確率は、大正型関東地震の発生確率の揺らぎの影響を無視できる程度に小さいと考えて、近似的に平均発生間隔2300年のBPT分布モデルで評価を行っている。

表 4-3 その他南関東のM7程度の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注3}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率	30%程度 60%程度 70%程度 80%程度 90%程度	1885年から2004年までの119年間にM7程度（M6.7~7.2）の被害地震が5回発生しているため、平均活動頻度を23.8年に1回とし、ポアソン過程から発生確率を算出した。	B
次の地震の規模	M6.7~7.2程度	過去に発生した地震のMを参考にして判断した。	A

注1：評価時点は全て2004年1月1日。「ほぼ0%」は 10^{-3} 未満の確率値を示す。

注2：ポアソン過程を用いているため評価時点がどの時点でも確率は変化しない。

注3：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：（信頼度が）高い B：中程度 C：やや低い D：低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ラ

シグマの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については（付表）を参照のこと。

規模の評価の信頼度

- A：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが比較的多くあり、規模の信頼性は高い。
- B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。
- C：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
- D：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

- A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。
- B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。
- C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。
- D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

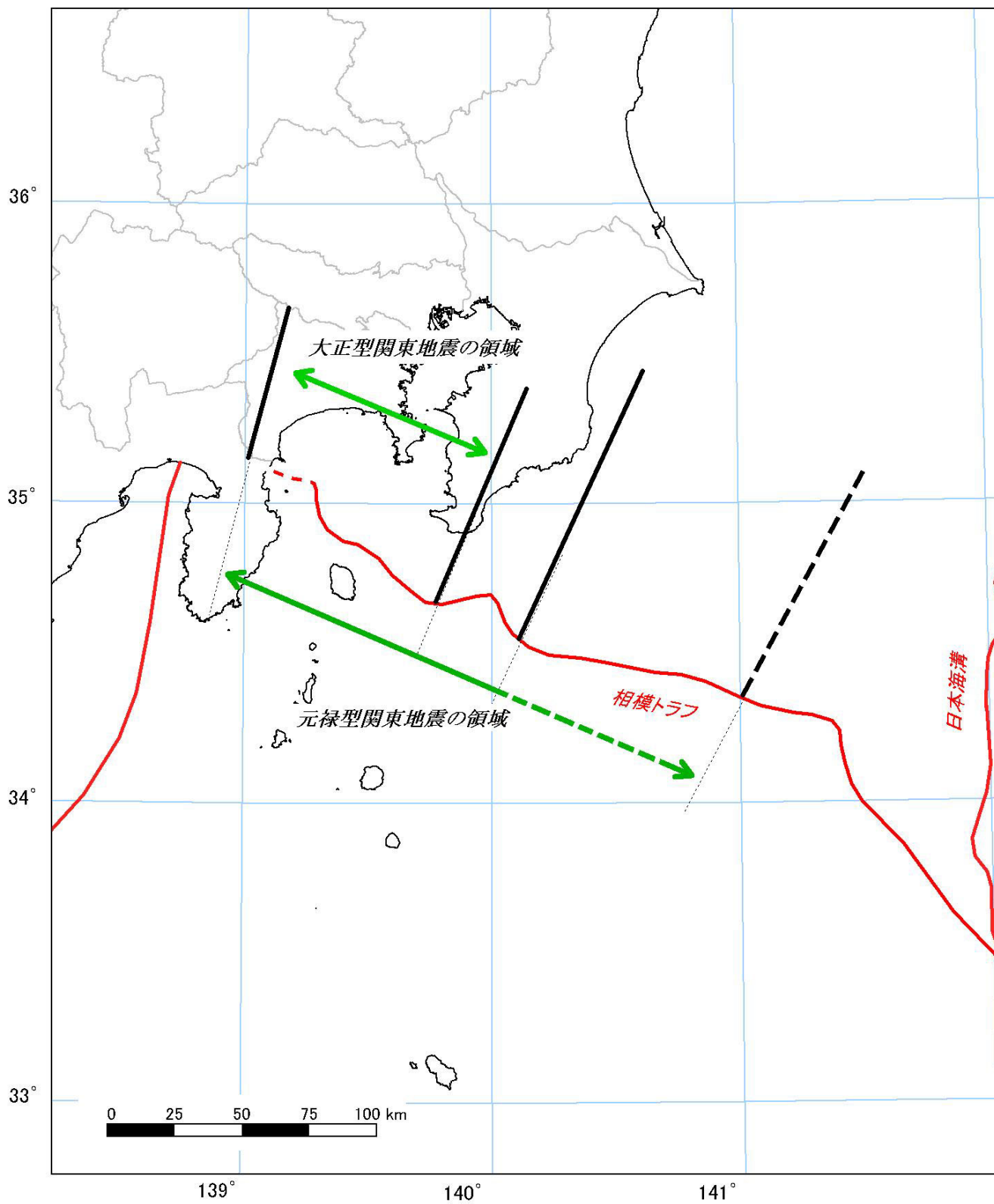
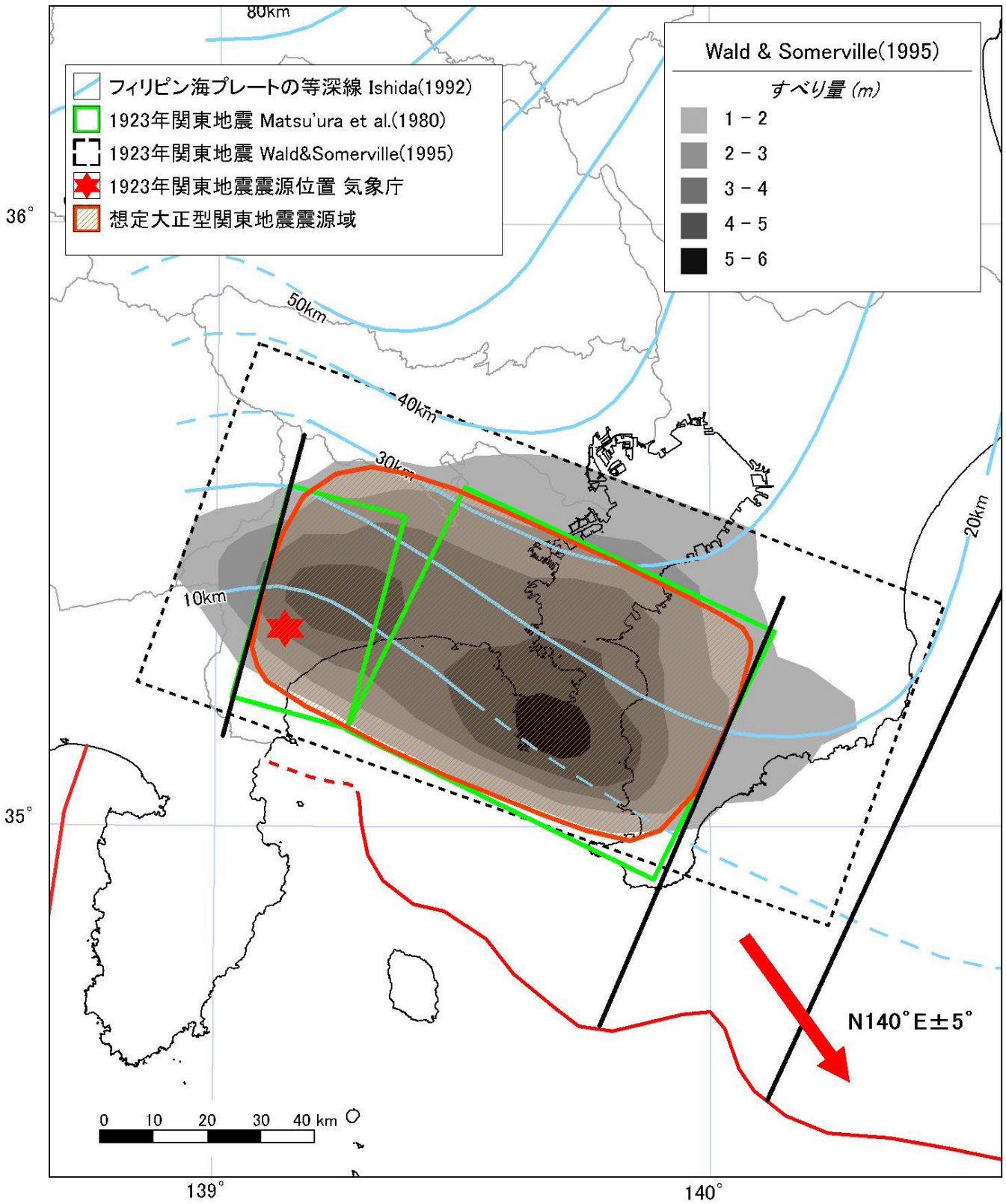
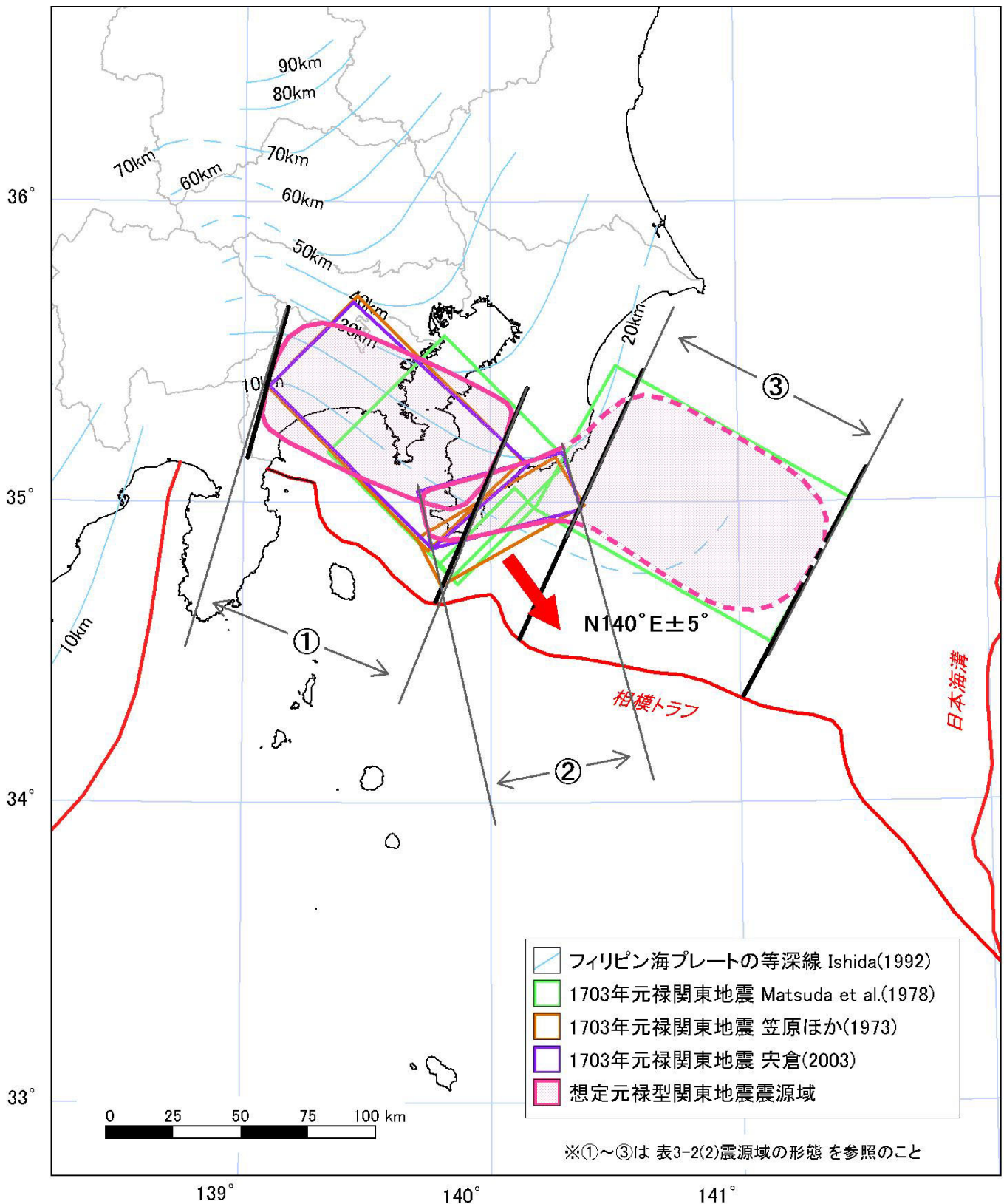


図1 相模トラフ沿いの評価対象領域



矢印は陸側のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向きを示す。

図 2 - 1 過去の地震の震源モデル及び想定震源域 (大正型関東地震)



矢印は陸側のプレートのフィリピン海プレートに対するずれの向きを示す。

図 2 - 2 過去の地震の震源モデル及び想定震源域（元禄型関東地震）

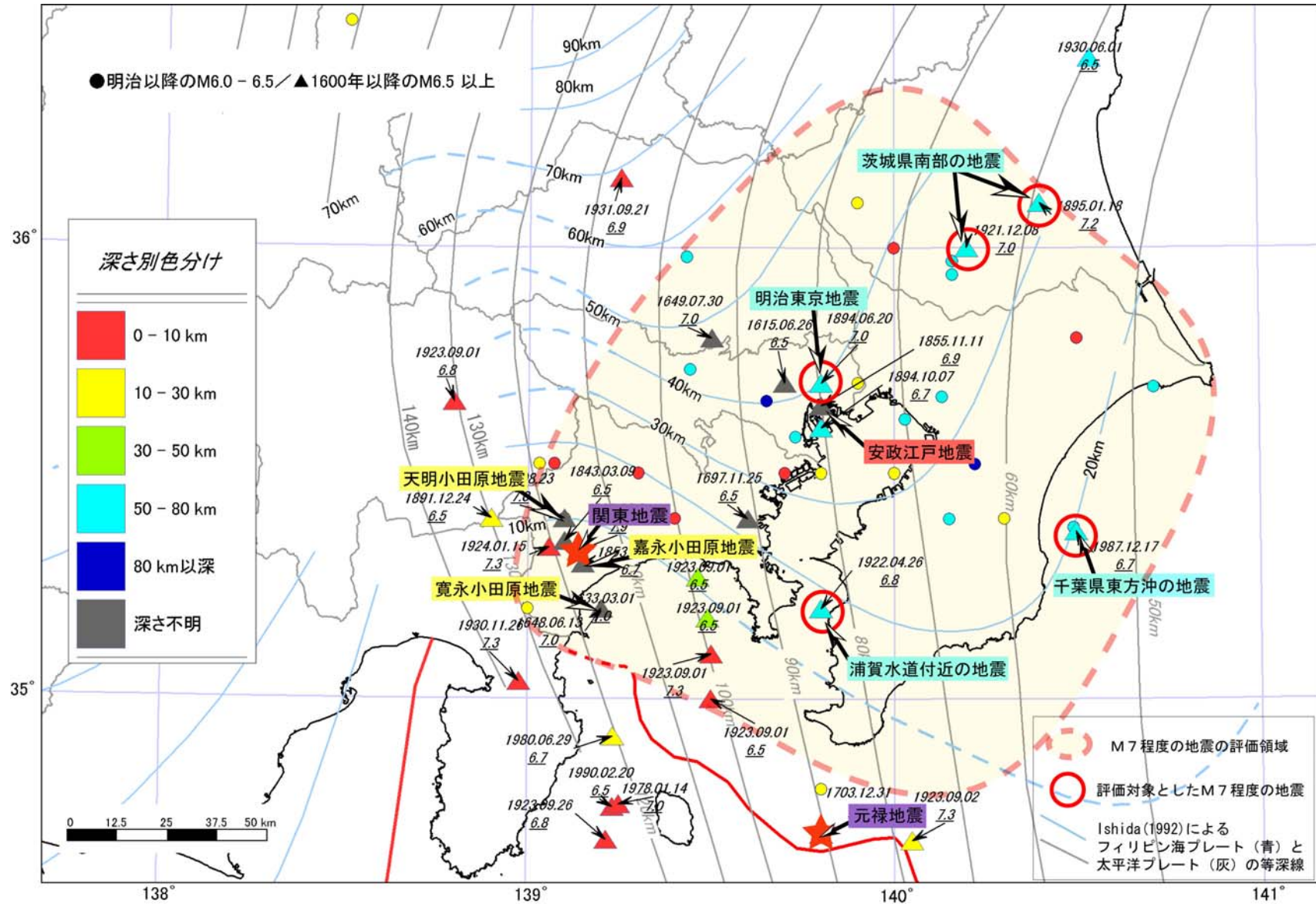


図3 南関東におけるM7程度の地震の評価領域と過去に発生した主要な地震

※1922年以前の地震の震央位置は宇津(1999)による。1923年以降は気象庁の震源カタログの位置を採用した。(表6参照)

説明

1 相模トラフ沿いの地震に関するこれまでの主な調査研究

相模トラフ沿いの地震の系列の同定や、南関東の歴史上の地震に関する調査研究としては、萩原(1982)、都司(1985)、石橋(1985・1993)、小山(1999)、渡辺(1998)、地震調査委員会(1999)、宇津(1999)、宇佐美(2003)等があり、それらの概要は、2-2-1及び表5のとおりである。また、これらの地震のうち津波を伴ったものについては、津波波源域やその定量的な規模を羽鳥・他(1973)、阿部(1988, 1999)等がとりまとめている。

相模トラフ周辺におけるフィリピン海プレートの境界面を推定した調査研究としては、プレートの力学・物質境界の概念を提示した中村・島崎(1981)、Nakamura et al.(1984)、海底地下構造調査から推定した大河内(1990)、加藤(1999)、大都市圏地殻構造調査研究(2003)等がある。

地震観測データを基にした南関東下の地震の発生様式とプレート構造に係る調査研究としては、笠原(1985)、野口(1985, 1998)、野口・吉田(1991)、岡田(1990)、Ishida(1992)等がある。

過去に発生した事例の震源モデルに係る調査研究としては、1923年関東地震については、Kanamori(1971, 1974)、Ando(1971, 1974)、Tada and Sakata(1977)、Scholz and Kato(1978)、Ishibashi(1985)、Matsu'ura et al.(1980)、Matsu'ura and Iwasaki(1983)、Wald and Somerville(1995)等があり、1703年元禄地震については、笠原・他(1973)、Matsuda et al.(1978)、地震予知総合研究振興会(1991)、村上・都司(2002)、宍倉(2003)等がある。その他の地震では、1605年慶長地震については、相田(1981)、1855年安政江戸地震については、引田・工藤(2001)、中村・他(2002)、古村(2003)等があり、1987年千葉県東方沖の地震については、Okada and Kasahara(1990)があるなど、様々な調査研究がある。

将来の相模トラフ沿いに発生する地震の時期に関する調査研究としては、バックスリップによるYoshioka et al.(1994)、鷺谷(2003)、Sagiya(in press)、津波堆積物による藤原・他(2003)、離水海岸地形に基づくMatsuda et al.(1978)、中田・他(1980)、松田(1985)、熊木(1988, 1999)、宍倉(2003)等がある。その他の地震では、神奈川県西部の地震活動について、大磯型地震という観点から松田(1985)、山崎(1993)等が、西相模湾断裂の活動という観点から石橋(1993)等が研究している。南関東直下地震の切迫性については、岡田(2001)が最近の地震活動を参考にしてとりまとめている。

2 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価の説明

2-1 地震の発生位置及び震源域の形態に関する評価の説明

相模トラフ沿いのM8程度の地震の発生位置及び震源域の評価に当っては、過去の震源モデルや微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する調査研究成果、当該地域の地下速度構造についての調査研究成果を参照した。また、将来の想定震源域については、微小地震の震央分布を参照し、1923年関東地震と1703年元禄地震の震源域、波源域、震源モデルの分布、バックスリップモデルの研究成果を考慮して、図2-1、図2-2のように推定した。

その他の南関東のM7程度の地震については、過去の地震の記録からは、個別の震源域とそこでの地震発生の繰り返しの有無を判断できない。このため、地震の発生位置の評価に当っては、過去の被害地震についての調査研究を参照し、プレートの沈み込みに伴う地震が発生すると考えられる領域を設定した(図3)。また、将来のM7程度の地震も、この領域内で発生すると考えた。なお、個別の震源域の性質の特定が難しい理由として、南関東ではフィリピン海プレートが、太平洋プレートと陸のプレートの間に割り込むように沈み込み、これらが地下で互いに接触する複雑な構造を呈することが挙げられる。このため震源分布は複雑で、多様な発生様式の活動域が数多く存在する。また、同地域では、高精度な地震観測が可能となった最近の数十年前よりも前の地震活動については、震源域の情報の精度が必ずしも十分であるとはいえないことも理由として挙げられる。

プレート境界の形状については、防災科学技術研究所の地震観測ネットワークで得られた震源データを用いて推定したIshida(1992)の研究成果を採用した。また、相模トラフの位置は、中村・島崎(1981)やNakamura et al.(1984)によって提唱され、推定された物質境界(海溝内の陸源堆積物の海側末端)を採用した。ただし、その北縁部は、大河内(1990)が音波探査記録に基づいて推定した真鶴海丘下の覆瓦断層(北傾斜の逆断層)の位置を通るように設定した(図1、図4)。

相模トラフ沿いのM8程度の地震

三浦半島及び房総半島南部での離水海岸地形の分析や津波堆積物の分析から、1703年元禄地震、1923年関東地震と同様の地殻の隆起や大津波を伴う地震が過去に繰り返し発生していたと考えられている。これらの地震の震源域を、以下のように、相模湾近傍（神奈川県西部から相模湾を経て、三浦半島、房総半島南西部まで）の断層がずれる「大正型関東地震」と、そのうち何回かに一度の頻度で房総半島南沖～南東沖までの断層が連動してずれる「元禄型関東地震」に分類した。

相模湾内の三浦半島沿岸では、離水海岸地形の調査分析から、1923年関東地震と1703年元禄地震の隆起量は同程度であったと推定されている（Matsuda et al., 1978; 宍倉, 2003）。さらに、相模湾沿岸における元禄地震と関東地震の津波遡上高や震度分布は似通っている（羽鳥・他, 1973）。以上のことから、大津波や地殻隆起をもたらす海溝型地震が、相模湾近傍で繰り返し発生してきたことが推定される。

房総半島南端部では、明瞭な4段の海成完新世段丘面がある（例えば、Yonekura, 1975; Matsuda et al., 1978; 中田・他, 1980）。そのうち最低位のは歴史資料や離水年代等から1703年元禄地震時に離水したものであり、その際、房総半島南端部では6mの隆起が生じたこと、他の3段も最低位の段丘面とほぼ同程度の幅をもち、分布形態も類似することから、1703年元禄地震と同様の地震時の隆起に伴って形成されたことが推定されている（Matsuda et al., 1978; 中田・他, 1980）。このような房総半島南端部の大きな隆起をもたらした震源断層は房総半島南沖に位置すると考えられる。

またこの地域では、4段の明瞭な段丘面間をいくつかに分けて細分する小段丘地形（茅根・吉川, 1986）や多数の隆起浜堤列（熊木, 1988; 宍倉・他, 2001; 宍倉, 2003）が認められ、1～2m程度の隆起を伴う地震がより頻繁に発生したと推定される。小段丘地形は1923年関東地震時に離水した旧汀線地形と同様の形態を示すこと、1923年関東地震時の房総半島南端部の隆起量は2m以下であったことから、1923年関東地震はこのような地震のひとつと考えられる。

以上のことから、本報告では、相模湾近傍で繰り返し発生し、房総半島南端部に小段丘等小隆起による離水地形を形成させてきた海溝型地震を「大正型関東地震」と定義し、相模湾近傍よりさらに南東方面（房総半島南沖～南東沖）にまで連動して、房総半島南端部に明瞭な段丘面を離水させるような隆起をもたらす海溝型地震を「元禄型関東地震」と呼ぶ。1923年関東地震と1703年元禄地震以外は、歴史資料によって大正型関東地震、あるいは元禄型関東地震のタイプであると明確にされた地震は確認されていないため、1703年元禄地震（M8.1）及び1923年関東地震（M7.9）を各々元禄型関東地震と大正型関東地震の典型例とみなし、それらの推定震源域の調査研究事例（図25, 図26）を参考にし、将来の想定震源域を定めることとした。

○大正型関東地震

本報告では、1923年関東地震を、相模湾におけるプレート境界付近での地震の典型的な例であると考えた。したがって、当該の地震が発生する領域は、大都市圏地殻構造調査研究（2003）によって推定されたフィリピン海プレートの位置と整合的であるMatsu'ura et al. (1980)の震源モデルを参考に、Wald and Somerville (1995)によって地震時のすべり量が大きいとされた分布域を含むように設定した。地震時の推定モーメント及びMatsu'ura et al. (1980)によって推定された断層パラメータから、震源断層の長さは約90km、幅は約50kmと考え、北東方向に低角で傾斜するほぼ長方形の震源域を想定した。震源断層の北縁（最深部）は、Ishida (1992)によるプレートモデルでは30kmの等深線付近に位置するが、ここではMatsu'ura et al. (1980)、Matsu'ura and Iwasaki (1983)、Kamiya and Kobayashi (2000)に基づいて20数kmの深さにあるものと考えた。また震源断層の南縁（最浅部）は、Matsu'ura et al. (1980)の震源モデルの断層パラメータや、採用したトラフの位置を参考にして数kmと考えた（図2-1）。

なお、相模湾北西部の地殻構造が良く分かっていないことから、相模湾北西部の初島や真鶴岬における顕著な地殻隆起をも説明する震源モデルを設定することは、将来の課題とした。

○元禄型関東地震

本報告では、1703年元禄地震を、元禄型関東地震の典型的な例であると考えた。また、前述の考察に基づいて、このタイプの地震を、大正型関東地震の房総半島南沖～南東沖への連動として捉えた。

Matsuda et al. (1978)、宍倉 (2003) は、1703年元禄地震に伴う房総半島南端部の大きな隆起や震度分布を説明するため、房総半島南沖に1枚の震源モデルを置いている。本報告では、房総半島南

端部の隆起パターンについての最新の知見（房総半島南端付近での約6mの隆起と、保田・小湊での1m程度の沈降を伴う北への傾動）を取り入れた宍倉（2003）の震源モデルを採用した。ただし、

- ・本報告で推定した元禄型関東地震の平均活動間隔2300年は、宍倉（2003）の震源モデルをプレート境界面上にあると解釈するには長すぎる間隔であること（2-2-5参照）
- ・1703年元禄地震時の上盤後方の沈降は、低角逆断層モデル以外でも説明できる可能性があること
- ・房総半島南沖の海底崖付近にプレート境界から派生する高角の分岐断層に対応するような構造が推定されており、この断層を震源域とする説（Matsuda et al., 1978）が提唱されていることから、房総半島南沖の震源モデルが低角モデルと高角モデルのどちらで特徴付けられるかは現在の研究報告からは判断できないため両方のモデルを併記した。

次に、房総半島南東沖にまで及んでいるとされる震源域については、

- ・元禄型関東地震は、房総半島南端部で認められる4段の明瞭な海岸段丘面によって特徴付けられるため、1703年元禄地震津波に伴う太平洋沿岸の広範囲な津波に対応する断層が必須とは断言できないこと
- ・Matsuda et al. (1978) は、北日本や八丈島における津波遡上高を説明するために、相模湾近傍と房総半島南沿岸の2枚の断層に加えて、房総半島南東沖に3枚目の断層を設定しているが、地震予知総合研究振興会（1991）は、東海地方（静岡県内浦～三重県尾鷲市）における津波遡上高を説明するモデルとして、相模湾近傍と房総半島南沖の2枚の断層からなる笠原・他（1973）のモデルが最適であると結論しており、房総半島南東沖の断層については、その必要性について見解が分かれていること

から、本報告では1703年元禄地震を元禄型関東地震に対応する震源断層として、Matsuda et al. (1978) の房総半島南東沖の断層を採用するが、その必要性が疑問視されていることを踏まえて、震源域の東端は幅を持たせた（図2-2）。

その他の南関東の地震

本報告では過去の被害地震の調査研究結果から、南関東で発生するM7程度の地震について、固有の震源域・発生頻度等を特定できないと考えた。そこで、M7程度の地震については、地震観測記録や歴史資料等による調査研究を参照して、南関東でのプレートの沈み込みに伴って発生すると考えられる領域の範囲を設定した。

領域の水平範囲は、過去に発生した地震の震源域と、Ishida (1992) によるフィリピン海プレート及び太平洋プレート上面の等深線（図5）を参照し、30kmより浅い領域を地殻内として、これより深い領域で地震活動が活発な範囲を包含するように設定した。水平位置の範囲を設定する際に参照した過去の地震を表2に示す。

なお、南関東で30kmより浅く、地殻内の地震として対象外としたものに、1924年丹沢地震（M7.3）、1930年北伊豆地震（M7.3）、1931年西埼玉地震（M6.9）、伊豆半島東～南東沖の浅い地震（1978年（M7.0）・1980年（M6.7）・1990年（M6.5））等がある（表6参照）。また、山梨県東部は、野口・吉田（1991）や津村・他（1993）等による、フィリピン海プレートの上面境界との関連性を提示した研究があるが、地震活動が30kmより浅い領域に限定されるため評価領域から除外した。

深さの範囲は、表2で示した領域内の地震のうち、深さの情報が信頼できる1885年以降の地震を対象に、被害地震の震源の深さから下限を設定した。これまでの調査研究から、深さの知見が得られている被害地震として、1894年明治東京地震（M7.0）、茨城県南部の地震（1895年（M7.2）・1921年（M7.0））、1922年の浦賀水道付近の地震（M6.8）、1987年の千葉県東方沖の地震（M6.7）の5つが挙げられる（表3-3）。この中で、明治東京地震（1894）の震源の深さが80km程度と推定されており（勝間田, 2001）、最も深いことから、領域の深さの下限を80kmとした。なお、1885年以降の地震で対象外としたものに、1894年10月7日の東京湾での地震（M6.7）がある。この地震は、勝間田（2001）による、推定される震度分布及び観測された地震波形の違い等から、同年6月の明治東京地震の余震ではなく、異なる深さで発生した独立の地震であると判断したが、被害が発生していないことから除外した。

以上から、その他の南関東のM7程度の地震の評価領域を、図3で示した領域内で深さ30-80kmの範囲とした。

また上記で参照した地震のうち、発生様式に関連して震源の深さについて言及がなされている調査研究事例を以下に整理した。

○東京湾付近の地震：1855年安政江戸地震（M6.9）

この地震は、荒川河口付近で発生したと考えられており（図3, 図18）、地震のタイプを推定する試みが数多くなされている。最近の研究事例では、中村・他（2002）が歴史資料に記述された被害記録から震度分布図を作成し、その広がりや津波の記録が無いこと、やや緩慢な揺れの様子等に基づいて震源をフィリピン海プレート内部（深さ40km程度）に推定している。強震動シミュレーションによる研究事例では、引田・工藤（2001）が太平洋プレート上面（深さ68km程度）、古村（2003）が地殻内を震源位置として各々推定している。本報告では、震度分布及び、江戸市中に集中した被害ではないこと、史料の記述から初期微動から主要動までの時間が比較的長い（数秒～10秒程度）（中村・他, 2002）との推定を考慮して、少なくとも地殻内の浅い地震ではないと考えた（表6）。

○東京湾付近のやや深い地震：1894年6月20日（M7.0）明治東京地震, 1894年10月7日（M6.7）

6月20日に発生した明治東京地震は、東京都東部の深いところで発生した、沈み込んだ太平洋プレート内の地震と考えられている（地震調査委員会, 1999）（図3, 図19, 図20）。最近の研究事例では、勝間田（2001）が、波形記録の解析により、深さ80km程度で発生した『フィリピン海プレートと太平洋プレートの衝突による圧力によるものと考えられる』としている。また、地震調査委員会（1999）では同年10月に発生した地震を6月の明治東京地震の余震としているが、橋田・他（1993）、勝間田（2001）では、両者のS-P時間の違いと、震度分布の違いから、10月の地震はより深い領域で発生した地震との見解もある。

○茨城県南部の地震：1895年1月18日（M7.2）, 1921年12月8日（M7.0）

茨城県南部には地震活動が定期的に活発な領域があり、ここで発生する地震のタイプは鬼怒川沿いの深さ約40-60kmのフィリピン海プレートの上面で発生するものと、筑波山付近の深さ約60-80kmの太平洋プレートの上面で発生するものとに分けられる（野口, 1998; 勝間田, 2001）（図6-1中 a, b）。震度分布や震源過程の解析によって、1895年1月18日の地震（M7.2）と1921年12月8日の地震（M7.0）はどちらかのタイプの地震であったと推定される（図3, 図21, 図22）。

○浦賀水道付近の地震：1922年4月26日（M6.8）

石橋（1975）が震源位置を推定しており、これによる深さは 71 ± 21 kmである。現在この領域では、太平洋プレート上面の活動域に対応する深さ90km付近での地震活動が活発である。石橋（1975）の震源位置をこれと照らし合わせた場合、フィリピン海プレート内部から太平洋プレート上面までの間で発生したやや深い地震であると考えられる（勝間田, 2001）（図3, 図23）。

なお最近では、1992年2月2日に浦賀水道付近でM5.7の地震があり、発震機構は深さ90km付近の太平洋プレート上面付近のプレート内で発生した、東落ちの高角逆断層型であると推定されている（地震予知連絡会, 1992）。

○千葉県東方沖の地震：1987年12月17日（M6.7）

この地震は、房総半島九十九里浜付近のやや深いところ（深さ約50km）で発生した、沈み込んだフィリピン海プレート内の地震であると推定されている（地震調査委員会, 1999）（図3, 図24）。この地震については、深さ約50kmでほぼ南北走向をもった右横ずれの垂直な震源モデル（Okada and Kasahara, 1990）が提示されており、フィリピン海プレートの東端近くで、フィリピン海プレートの先端が割れるような地震であったと考えられている。

2-2 地震活動

2-2-1 過去の地震について

相模トラフ沿いの地震に関する過去の研究で、明らかにM8程度の海溝型地震であると判断できる地震は、1703年元禄地震と、1923年関東地震のみである。それ以前の地震については、818年の関東諸国の地震以降、数多くの地震が歴史に記録されているが、大正型関東地震、元禄型関東地震と同様な地震であると推定できるだけの資料が得られていない（表5参照）。そこで、相模トラフ沿いの地震については、この二つの地震の記録を整理した。

その他の南関東のM7程度の地震については、歴史資料から各地の被害状況とそれによる震度分布が比較的良く分かっている江戸時代以降の被害地震（表2「その他の南関東の地震活動」参照）の記

録を整理した。

地震記録の整理に当っては、宇佐美（2003）、石橋（1993）、渡辺（1998）、阿部（1999）、宇津（1999）、地震調査委員会（1999）等の記述を参考にした。震源データに関しては、気象庁震源カタログ、宇津の表（1982, 1999）、Harvard CMTカタログを引用した。また、地震のマグニチュード（M）の値は宇津（1999）を採用することとした。但し、近代観測が行われるようになった1885年より前の値は、1885年以降のものに比べ信頼性が低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード（Mt；阿部（1988, 1999））を併記し、参照することとした。また、震源の物理的な規模をよりよく反映するモーメントマグニチュード（Mw）も宇津（1999）に掲載されているものは併記し、参照することとした（表2）。

相模トラフ沿いのM8程度の地震

○1703年12月31日の地震（元禄地震）

1703年12月31日に相模湾から房総半島の先端部、房総半島南東沖の相模トラフ沿いの地域を推定震源域とする地震（M8.1, Mt8.4）があった。関東地方の南部を中心に強い地震動が広範囲に生じ、被害状況から、関東地方の南部の広い範囲で震度VI相当、相模湾沿岸地域や房総半島南端では震度VII相当の揺れであったと推定されている（図10, 図12）。特に当時の小田原領内で被害が大きく、川崎から小田原までの宿場はほぼ全滅し、領内の死者は約2300名となった。また、房総半島や相模湾の沿岸部を中心に津波が襲い、特に房総半島では6500名以上の死者が生じたと推定されている（図13, 図14）。全体として、地震動や津波などにより、死者10000名以上などの被害を生じた。この地震に伴って、房総半島から相模湾沿岸にかけての地域で、海岸が最大約5m隆起したと考えられている（地震調査委員会, 1999）（図27下段右図）。

1703年元禄地震と1923年関東地震では、被害の範囲や地殻変動の様子がよく似ていることから、これらの地震が発生した場所は同じかごく近いと考えられている。ただし、房総半島の被害や地殻変動の大きさが1703年元禄地震の方が大きいことや、元禄地震では津波が外房方面にもあったことから、元禄地震は関東地震より、房総半島側に震源域が広がっていたと考えられる（地震調査委員会, 1999）。

○1923年9月1日の地震（関東地震）

1923年9月1日に相模湾、神奈川県全域、房総半島の南部を含む相模トラフ沿いの広い範囲を震源域¹とする地震（M7.9, Mt8.0, Mw7.9）があった（図9）。関東地方の南部の広い範囲で（当時の震度階級で）震度6が観測されたが、家屋の倒壊状況などから相模湾沿岸地域や房総半島南端では、現在の震度7相当の揺れであったと推定される（図11）。各地で家屋の倒壊、山崩れ、崖崩れなどが生じたほか、沿岸部を津波が襲った。津波の高さは静岡県の熱海で12m、房総半島の相浜で9.3mとなり、震源域に近い熱海では地震発生後約5分で津波が到達した（図13）。さらに東北地方から九州地方にかけての太平洋沿岸でも津波が観測された。また、地震直後に発生した火災が被害を大きくし、全体として、死者、行方不明者合わせて142000余名²の被害を生じた。関東地震に伴って、小田原付近から房総半島先端にかけての地域で、地盤が最大約2m隆起し、南東方向へ2~3m移動したことが観測された。また、それより内陸の東京都南西部から神奈川県北部にかけては、地盤が数十cm沈降した（地震調査委員会, 1999）（図27下段左）。

なお、この地震はM7.3を最大とする規模の大きな余震を伴った。

翌日の1923年9月2日に勝浦沖を震源とする余震（M7.3, Mt7.5）があった（図15）。勝浦での揺れは本震より強く、瓦の落下などの被害があった（宇佐美, 2003）。また、千葉県州崎で30cmの高さの津波を観測した（渡辺, 1998）が、被害はなかった。震源過程がゆっくりとした断層運動を示唆している（宇津, 1979）ことから、鷲谷（2003）は当該領域で1990年代以降に繰り返し発生したゆっくり滑りとの関連性を指摘している。

翌年の1924年1月15日に神奈川県西部で発生した地震（丹沢地震, M7.3）も関東地震の余震の一つであると考えられている（図6-2）。神奈川県南部を中心として死者19名、負傷者638名を数え、全壊家屋は1000棟を越えた（宇津, 1999）。

¹ 本報告では1923年関東地震の震央位置に、気象庁の再決定値（神奈川県西部の北緯35.328度、東経139.139度、深さ23km）を採用した。なお、真鶴岬や伊豆半島東岸沖の初島がこの地震で隆起したことから、震源域はこれらの地域まで及ぶとの考えもある。

² 諸井・武村(2002)では震災後の被害調査統計資料の再検討から、死者数（含行方不明）を105385と見積もっている。

その他の南関東の地震

○1633年3月1日の地震（寛永小田原地震）

1633年3月1日に地震（M7.0）があった。小田原での揺れが最も強く、小田原城と城下（小田原市内）の民家の倒壊が多く、小田原市内での死者は150人を数える（宇佐美, 2003）。地割れや泥水の湧出もあった。死者はあまり多くなかった可能性が高い。箱根では落石があり、交通障害が生じ、沼津・三島・吉原でも被害が見られた（震度5～6）。網代では山崩れが発生した。江戸では震度6の弱程度であった。また、熱海・網代・宇佐美では3～4mの津波に襲われて、特に宇佐美では津波が顕著な引き潮で始まり、しばらくして上げ潮が襲った。震源域は小田原直下とその沖合いの海底面と推定される（石橋, 1993）。

○1782年8月23日の地震（天明小田原地震）

1782年8月23日に地震（M7.0）があった。死傷者が多数あり、全壊家屋は1000棟を越えた（宇津, 1999）。最大震度はV相当であり、神奈川県西部・山梨県東部・静岡県東部・箱根山北麓及び小田原で被害が大きかった（宇佐美, 2003）。網代村（現熱海市）の波よけ堤防が崩壊し、熱海村（現熱海市中心街）でも津波があったが、被害はなかった。しかし、震源域は小田原北方の内陸で、津波は伴わなかったという推定もある（渡辺, 1998）（図17）。

○1853年3月11日の地震（嘉永小田原地震）

1853年3月11日に地震（M6.7）があった。小田原で被害が大きく、小田原城が大破し、城下の多くの建物が全半壊の被害を被った（宇佐美, 2003）。小田原から関本（現南足柄市）に至る地域各所においても多くの農家が潰れた。北方の山北町や小山町にも震度5以上のところがあった。箱根も揺れが強く、真鶴、大磯、鎌倉あたりでも多少の被害が生じた。死者は少なくとも24人。江戸は震度4の強～5の弱程度。震源域の主要部は小田原～関本あたりの内陸で、海底下に震源域は想定していないが、3～4mの引き潮になる津波が真鶴湊であったことを相田（1992）が示している（石橋, 1993）。

○1855年11月11日の地震（安政江戸地震）

1855年11月11日に地震（M6.9）があった。関東地方の広い範囲で強い地震動が生じ、とくに東京都東部、千葉県北西部、埼玉県東部などでは震度6相当の揺れであったと推定されている。また、この地震によって、各所で火災が生じた。さらに、ところどころで地盤の液状化が生じたことが知られている。全体として、死者7000名以上などの被害を生じた。なお、この地震による津波の報告はないが、余震は数多く発生したと考えられている。また、歴史の資料には、この地震の発生前に地下水の湧出や地鳴りなどの現象があったという記録がある（地震調査委員会, 1999）（図18）。

○1894年6月20日の地震（明治東京地震）

1894年6月20日に地震（M7.0）があった。東京湾沿岸を中心に強い地震動が生じ、東京都東部、神奈川県東部、埼玉県南東部などでは震度5相当、一部では震度6相当の揺れであった。東京・横浜などの東京湾沿岸で被害が大きく、全体として、死者31名などの被害が生じた。また、各地で地盤の液状化などが生じた（地震調査委員会, 1999）（図19）。

○1894年10月7日の地震（東京湾付近の地震）

1894年10月7日に地震（M6.7）があった。この地震は東京都東部では屋根や壁等に小被害をもたらし、横浜では所々で壁土が剥離した（宇佐美, 2003）（図20）。

○1895年1月18日の地震（茨城県南部の地震）

1895年01月18日に地震（M7.2）があった。死者9名、負傷者68名を数え、全壊家屋も多かった（宇津, 1999）。局部的被害はそれほど大きいとはいえないが、被災範囲が広がった。とくに鹿島・新治・那珂・行方各郡と水戸で被害が大きく、東京の下町にもかなりの被害があった（宇佐美, 2003）（図21）。

○1921年12月8日の地震（茨城県南部の地震）

1921年12月8日に地震（M7.0）があった。関東近郊で震度IV～III（宇佐美, 2003）を観測した。

死傷者は記録されておらず、家屋や道路の損壊などが生じる程度の小被害であった（宇津，1999）（図22）。

○1922年4月26日の地震（浦賀水道付近の地震）

1922年4月26日に地震（M6.8）があった。東京湾沿岸で被害があり、東京で土蔵・石造・煉瓦造等の建物に小被害を与えた。横浜の山下町・南京町で建物の被害が大きく、東京・横浜合わせて死者2名、負傷者23名を数え、三浦半島・房総半島の各地で土壁の落下や建物の破損等の被害があった（宇佐美，2003）（図23）。なお最近では、1992年2月2日に浦賀水道付近でM5.7の地震があり、最大震度5、負傷者34名であった（地震予知連絡会，1992）

○1987年12月17日の地震（千葉県東方沖の地震）

1987年12月17日に地震（M6.7, Mw6.5）があった。千葉市、銚子市、勝浦市では震度5が観測され、千葉県を中心に死者2名の被害が生じた。木造家屋の屋根瓦の崩壊、急傾斜地の崩壊、ブロック塀の倒壊などが顕著であり、また、東京湾沿岸、九十九里平野、利根川流域沿いなどの比較的やわらかい地盤に液状化の被害が多く見られた（地震調査委員会，1999）（図24）。なお、この地震に伴う津波は観測されていない。

2-2-2 地殻変動の現状

図30-1、図30-2は電子基準点950267（長野市）を固定して本州内陸部に対する南関東周辺域の相対的な地殻変動を示したものである。2000年6月以降の三宅島、新島・神津島付近の地震火山活動の影響を避け、1997年6月から2000年6月までの3年間の変動量を推定した。フィリピン海プレート上にある伊豆諸島は、全体的に本州に対して北西方向へ変動している。神津島付近では変動方向がやや西よりになる。一方、本州側では、房総半島から相模湾にかけて見られる北西方向の変動が伊豆半島の付け根付近では小さくなり、伊豆半島では西向きの変動が見られるなど、フィリピン海プレートと陸のプレートの相互作用を反映した複雑な地殻変動パターンが見られる。なお、房総半島南東部では1996年と2003年にフィリピン海プレートと陸のプレート境界のゆっくり滑りと、それに伴う地殻変動が観測された。

2-2-3 地震活動の現状

相模トラフから南関東周辺では、フィリピン海プレート、太平洋プレート及び陸のプレートの境界付近や内部で発生する地震活動が見られるが、その活動は一様ではなく、いわゆる地震の巣と呼ばれる定常的な活動域が存在する（図6-1）。例えば、茨城県南部にはフィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近、あるいはフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界付近で発生する地震の巣があり、千葉県北西部にはフィリピン海プレート下部から太平洋プレートとの境界付近にかけて発生する顕著な活動域がある。また、山梨県と神奈川県の間にはフィリピン海プレート上に位置する伊豆半島と日本列島（陸のプレート）との衝突に起因すると考えられる活動域がある。その他にもクラスターを形成する地震活動は多くの領域で見られるが、その一方で、東京湾南部から相模トラフ付近にかけては、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動に特段の活動域はみられない。

図6-2に1923年関東地震以後の南関東におけるM4.5以上のやや規模の大きい地震活動の推移を示した。関東地震直後にM7程度の余震がいくつか発生しているが、それ以降、フィリピン海プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震は、1987年に千葉県東方沖で発生したM6.7の地震以外には発生していない。

2-2-4 プレート運動との整合性

大正型関東地震の想定震源域では、典型例と判断した1923年関東地震の地震時のずれの向きと逆な方向にバックスリップが推定され、その速度はフィリピン海プレートと陸のプレートの相対速度に匹敵する（Yoshioka et al., 1994; 鷲谷，2003）（図29）。このことから、同震源域はほぼカップリングしているものと思われる。

また、1923年関東地震では、地震時の地殻変動データから断層面に沿って4.6m（Matsu'ura and

Iwasaki, 1983) ~5.3m程度 (Matsu'ura et al., 1980) の平均的すべり量³が得られている。なお、陸のプレートとフィリピン海プレートの相対速度は、年間3.0cm程度 (Seno et al., 1993; Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002) である。

これらの研究結果から、フィリピン海プレートの、陸のプレートに対する定常的な相対速度を年間3.0cmと仮定すると、大正型関東地震の平均活動間隔に相当する200~400年間 (2-2-5 参照) のフィリピン海プレートの沈み込み量は6~12mとなる。これは前述の1923年関東地震の平均的すべり量が4.6~5.3mであり、ここでのプレートの沈み込み量を超えないことから、相対的なプレート運動の量と地震によるすべり量との間に矛盾は見られない。

なお、プレートの沈み込み量と地震時のすべり量の整合性は、1923年関東地震の前後を挟んだ測地測量の結果からも検証できる。関東地震前後の測量結果による変動ベクトル (図16左図) は、関東地震による変動に加えて、定常的な地殻変動も含まれていると考えられる。また、関東地震以後の約56年間の変動量 (図16右図) は定常的な地殻変動の蓄積の結果であると考えられ、その方向は、地震時の変動とほぼ逆方向である。定常的な地殻変動の速度としてフィリピン海プレートの相対速度より小さい年間2~3cm程度のバックスリップを想定して、地震前の地殻変動を考慮すると、関東地震による三浦半島南端の水平方向の変動量は約5~6mと推定される。この値は前述の震源域の断層面に沿った平均的すべり量4.6~5.3mとおおむね調和的であり、同様にプレート運動と地震による変動量の整合性を示すと考えられる。

元禄型関東地震の典型例であるとした1703年元禄地震について、その平均活動間隔の根拠を与えた海岸地形の離水・段化は、房総半島南沖の小断層によって説明されるが、断層形状については、プレート境界の逆断層モデルと、房総半島南沖の海底崖付近の分岐断層モデルがある。宍倉 (2003) は低角逆断層の断層形状を想定し、その平均的すべり量は12m程度と推定している。房総半島南沖の小断層がプレート境界の逆断層モデルで説明されると仮定し、その断層パラメータとして宍倉 (2003) の値を採用すると、平均的滑り量12mは元禄型関東地震の再来間隔2300年 (2-2-5 参照) とプレート間相対速度年間3.0cmから期待されるずれの蓄積量70mの2割ほどである。しかし、Sagiya (in press) は、この小断層付近で、プレート相対速度に匹敵するバックスリップの極大値を得ており、ここを元禄型関東地震のアスペリティであるとする、ずれの蓄積量の見積もりが小さすぎるという問題点を指摘している。

2-2-5 将来の地震について

相模トラフ沿いのM8程度の地震

想定する地震の規模については、過去に知られている地震のマグニチュードを参考にして、大正型関東地震についてはM7.9程度、元禄型関東地震についてはM8.1程度と判断した。また、元禄型関東地震は大正型関東地震が房総半島南東沖まで連動した事例であるとした。

大正型関東地震の平均活動間隔を推定する資料としては、歴史記録に加えて、下記に述べるように、測地的データ、地形学的データ、地質学的データがある。

鷲谷(2003)は、1996年~2000年の4年間のGPS連続観測結果から、房総半島から三浦半島にかけてのプレート境界面に年間20~30mm程度のバックスリップを推定している (図29)。この大きさは、陸のプレートとフィリピン海プレートの相対速度 (年間3.0cm程度) に匹敵し、このバックスリップを示す領域はWald and Somerville (1995) による1923年関東地震のすべり量分布の大きな領域 (相模湾北部、三浦半島付近) に対応する。鷲谷(2003)、Sagiya (in press) はこの領域を関東地震で滑ったアスペリティと考え、関東地震時のアスペリティにおけるすべり量6~8m (Wald and Somerville, 1995) を年間20~30mmのバックスリップで割った値である200~400年程度を、関東地震の再来間隔と推定している。Yoshioka et al. (1994) は、1972年以降の国土地理院の測量データを用いてバックスリップベクトルを計算し、その分布から推定されるカップリング領域が関東地震の震源域におおむね一致し、平均的なバックスリップの方向が地震時のずれの向きとほぼ逆と推定した。このことから、関東地震の震源域は、次の地震に向けた応力蓄積段階にあるとし、その再来周期を245年と見積もった。

離水海岸地形に基づいて大正型関東地震の平均活動間隔を推定した研究では、従来段丘面の高度と測地測量による上下変動等の比較に基く間接的な手法が用いられ (松田, 1985; 熊木, 1988,

³ 文中の数値は、複数の震源断層を仮定しているモデルの場合、各断層における平均的すべり量に、各断層が総断層面積に占める比率を乗じて、足し合わせた値を表している。

1999)、相模トラフ沿いの地震の多くは大正型関東地震であり、この中の何回かに1回を元禄型関東地震と考えた場合、500~600年程度と推定される(熊木, 1999)。他方、宍倉・他(2001)、宍倉(2003)は過去の大正型関東地震発生時期をより直接的に反映していると考えられる岩井低地の浜堤群(図27)の離水年代を¹⁴C年代測定により明らかにし、その平均間隔を400年と見積もっている。これらの結果はおおむね調和的であることから、離水海岸地形は大正型関東地震の履歴を推測する有力な根拠を与えると考えられる。本報告では、直接的に活動履歴を反映している400年を大正型関東地震の平均活動間隔の推定値のひとつとして採用した。

藤原・他(2003)は、房総半島南西岸の内湾において得られた堆積物について、地震津波に伴うものを暴風(高潮を含む)に伴うものから識別する方法を考案した。同論文は、堆積物の粒度分布の垂直変化は、10分オーダーとされる津波の周期や、陸棚での反射によって最大波の到達が第二波以降となる津波波形の特徴とよく調和するが、暴風(高潮を含む)による10秒オーダーの短周期波動では説明が困難であるとしている。この方法に基づいて得られた7枚の津波堆積物の堆積間隔は、堆積物の年代測定値から100~300年と推定されている(図28)。ただし、対応する地震津波の発生位置は、相模トラフ沿い以外にも、駿河トラフ沿いや南海トラフ沿いが想定されており、相模トラフ沿いの地震の発生間隔は、100年よりは有意に大きくなると考えられる。

以上の各調査研究結果で得られた再来間隔はほぼ200~400年の範囲内にあると解釈でき、これを大正型関東地震の平均活動間隔と解釈すると、最新2回(1923年関東地震、1703年元禄地震)の活動間隔約220年と整合的である。そこで本報告では、大正型関東地震の平均活動間隔を200~400年と設定した。

また、元禄型関東地震に関しては、1703年元禄地震時に離水したと考えられる房総半島南端部の4段の明瞭な段丘面が、¹⁴C年代測定試料等から6150 y.B.P., 4300y.B.P., 2850y.B.P. 及び西暦1703年と推定されており(中田・他, 1980)、Niklaus(1991)による暦年補正值は、B.C.5100年, B.C.2900年, B.C.1000年、(及び西暦1703年)であることから、その平均間隔2300年程度を平均活動間隔として設定した。

大正型関東地震や元禄型関東地震は、おおむね同様な震源域で繰り返し発生すると考えられることから、将来の同様な地震の発生確率は、「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査委員会, 2001)に基づき、BPT分布を用いて計算することとした。この場合、ばらつき α を決定するだけの十分なデータが無いため、本報告では、海溝型地震の他海域での事例の平均値0.17(南海地震、東南海地震、宮城県沖地震、三陸沖北部プレート間大地震の α の値の算術平均値)及び陸域の活断層データから得られた値0.24(地震調査委員会, 2001)を採用し、 α を0.17~0.24とした。その結果、長期的な発生確率は表4-1、表4-2のとおりとなる。また、ある時点までに地震が発生しなかったという条件で、その時点から30年以内の地震の発生確率を図31に示す。

その他の南関東の地震

その他の南関東のM7程度の地震について、過去に明確に同一震源であると判断できる繰り返しの記録は得られていない。このため、個別の地震の特性、例えば震源域・発生頻度等を特定する事は難しいと考えた。したがって本報告では、図3に示した範囲での深さ30-80kmの領域を設定し、その領域内での将来のM7程度の地震の発生の可能性を、「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査委員会, 2001)に基づいて、ポアソン過程を用いて評価を行うこととした。

本領域では近代の地震観測が始まった1885年から現在(2004年)までの119年間にM6.7~7.2の被害を伴った地震が5回発生している(表3-3)。よって、これらの地震から平均発生頻度を23.8年と推定した。この平均発生頻度の検証として同領域での、1950年1月1日~2004年5月1日の約50年間の地震観測データを基にGutenberg-Richterの関係式から、M6.7~7.2の地震の平均発生頻度を試算した(図7)。この結果は約26年となり、前述の過去の地震の平均発生頻度23.8年とおおむね調和的である。このことから、過去の地震による平均発生頻度23.8年を基にポアソン過程を適用して、領域内における将来の地震発生確率を推定した。これによる結果は表4-3のとおりとなる。

3 本報告で扱わなかった地震活動について

3-1 神奈川県西部において繰り返し発生するM7程度の地震について

神奈川県西部の小田原付近では17世紀以降にM7以上の地震が繰り返し発生し、これについて多くの調査研究がある(例えば、Ishibashi, 1985; 石橋, 1985・1988; 笠原, 1985; 都司, 1985)。

神奈川県西部はフィリピン海プレートの沈み込みと同時に、伊豆半島の衝突というテクトニクスとして異なる性質の境界域にあたる（野口・吉田, 1991; 吉田, 1993）。この地域の地震の発生様式や地形の形成を説明するものとして、様々なテクトニクスモデルが提唱されている。例えば、プレート断裂モデル（石橋, 1988; 野口・吉田, 1991）、プレート上面モデル（Tada and Sakata, 1977; 大河内, 1990）、プレート内逆断層モデル（Ishida and Kikuchi, 1992）、陸域活断層と関連したプレート境界モデル（杉村, 1972; 松田, 1993）等がある。

これらのモデルを用いた当該の地震の繰り返しの説明として、陸域の神縄・国府津－松田断層帯で繰り返し発生する地震活動の一部との考え（松田, 1985）や、フィリピン海プレート上面の異なる震源断層の繰り返し活動の組み合わせ（笠原, 1985）、断裂説に基づいた断裂断層面上のアスペリティ内での異なる領域の破壊（石橋, 1985, 1993）等がある。しかし、歴史上の地震については明瞭な地学的手掛りはない（石橋, 1993）等、これまでの調査研究からは、現時点では当該の地震を固有の地震活動として評価し、発生様式等を絞り込むには至らないと判断し、評価を行わなかった。

3-2 南関東の長期的な地震活動における静穏/活動期の存在について

岡田（2001）は、江戸時代から今日までの400年間に東京（江戸）で震度5及び震度6となった地震活動の履歴と、1923年関東地震前後の地震観測データから、『関東地震型の地震の発生サイクルは概ね200年程度と言われており、これを基礎に考えると、大雑把ながら、前半の100年間は静穏期、後半の100年間は活動期とすることができよう。このような図式に従えば、次の関東地震型の地震発生はまだ100年以上先、すなわち22世紀初頭となるが、それに先立って1855年（安政）江戸地震のようなM7級のいわゆる直下地震は21世紀中に2個ないし3個が来襲するものと覚悟する必要がある、そろそろこのような型の地震に対する用心を始める時期になりつつある。』と、M7とM8程度の地震発生の関連性、M7程度の地震の切迫性を記述している。しかしこのような地域全体を捉えた地震活動の繰り返しに関する評価手法は確立されていないため、当該の地震活動について評価を行うことは難しい。この解決には、M8程度の地震の発生サイクルについて、その周辺域も含めた地震活動のモデル化が課題である。

表5 相模トラフ沿いの地震の系列の同定に関する調査研究と本報告の評価

818年8月-日 関東諸国被災	規模	7.5	津波	T	m1	死者	多数	負傷者	—	評価	△
従来は震央が相模湾におかれ、1923年関東地震と同様な地震であると考えられていたが、萩原（1982）はこれを、『地震時の洪水による被害を津波被害と誤解したため』であるとし、『被災地域の中心が上野・下野・常陸・武蔵の国境付近に位置することや、上野・下野の山地で大規模な山崩れが起こったことから、内陸地震であることは明らか』としている。宇津（1999）も同様な見解をとっている。											
878年11月1日 関東諸国被災	規模	7.4	津波			死者	多数	負傷者	—	評価	△
萩原（1982）は伊勢原断層等の活動による内陸地震の可能性があるとしている。小山（1999）は、『当時の相模国・武蔵国の国府が内陸にあったために津波の被害が記録されていない可能性も考慮すべきである』としている。											
1241年5月22日 鎌倉被災	規模	7.0	津波	T	m1	死者	—	負傷者	—	評価	△
渡辺（1998）及び宇佐美（2003）は『津波を伴い、由比ガ浜大鳥居内拝殿流出し、岸にあった船10艘破損』としている。宇津（1999）は、『津波記録があるが、被害・津波ともに疑わしい』としている。											
1257年10月9日 関東南部被災	規模	7.3	津波	T	m1	死者	—	負傷者	—	評価	△
宇佐美（2003）は『M7.0~7.5。同日に岩手県の野田と久慈に津波が襲来したという記録があるが、疑わしい。この津波を別のものとする、震源は相模湾内の鎌倉付近とするのがよい』としている。渡辺（1998）は『津波の明確な記録はないが、震源を相模湾とすれば津波が発生した可能性がある』としている。											
1293年5月27日 鎌倉被災	規模	7.5	津波	T		死者	数千人	負傷者	—	評価	△
宇佐美（2003）は、『M≒7.0。鎌倉強震。越後魚沼郡で山崩れがあり死者多数という記録もあるが、別の地震であるか、あるいは地震以外の災害であるか不明』としている。渡辺（1998）は相模湾のM7程度とし、『浜辺に140の死者があったという記事は津波のためか？』と記述している。石橋（1993）は『相模トラフ北半沿いのプレート境界地震だった可能性』を指摘している。											
1433年11月6日 相模被災	規模	7.0	津波	T	m1	死者	多数	負傷者	—	評価	△
宇佐美（2003）は『M≧7.0。当時、東京湾に注いでいた利根川の水が逆流した。余震が20回続いた。京都で有感であった。信頼のおける史料が少なく、津波があったかどうかは明らかではない』としている。渡辺（1998）は、相模湾のM=7クラスの地震としつつも、『利根川の逆流は津波現象か？。明らかな津波の史料なし』としている。											
1605年2月3日 房総沖？	規模	7.9	津波	T	Mt8.2	死者	数千人	負傷者	—	評価	△
渡辺（1998）は『室戸岬沖（M7.9, m=3）と東海沖（M<7.9, m=3）でふたつの地震が同時に発生したと考えられる。地震動による被害がほとんどなかったことから、二つとも津波地震であると推定される。津波の高さは八丈島で10m以内（7~8m）、千葉県鴨川で2~3m、静岡県白須賀で6~7mであると推定される』としている。宇佐美（2003）も同様な見解である。他方、相田（1981）は『この地震の津波波源については房総沖説と東海道沖説がある』とし、歴史記録から推定した沿岸津波波高分布を津波数値実験結果と比較することにより、「房総沖の相模トラフ沿い」と「東海道沖」に震源モデルを設定する組み合わせが最も妥当なものとしている。前者に関しては、房総半島東方の相模トラフから北北東に傾く右横ずれ逆断層を想定した。											

1633年3月1日 相模・伊豆被災	規模	7.0	津波	T	m1	死者	150	負傷者	多数	評価	△
	渡辺（1998）は『相模湾。M=7クラス。熱海と網代の田畑が海水をかぶった』、宇佐美（2003）は『M7.0±1/4。熱海（と網代？）は波高2m前後の津波の被害あり』とした。相田・他（1989）は歴史記録から津波の高さを熱海4～5m、網代3～4m、宇佐美4mと推定し、津波数値実験をおこなった。その結果、『「西相模湾断裂」を想定した断層モデルが基本的に妥当』であるとした。										
1648年6月13日 相模被災	規模	7.0	津波			死者	有り	負傷者	—	評価	△
	宇津（1999）は相模被災としつつも『震央位置疑問』としている。宇佐美（2003）は『京都で有感？』としている。石橋（1993）は『相模湾のかなり沖合の大地震であった可能性もある』としている。										
1649年7月30日 武蔵被災	規模	7.0	津波			死者	多数	負傷者	多数	評価	×
	津波の記載はどの文献にもない。宇佐美（2003）は『M7.0±1/4』としている。										
1703年12月31日 元禄地震	規模	8.1	津波	T	Mt8.4	死者	10000	負傷者	多数	評価	○
	本報告で、相模トラフ沿いのプレート間地震であると判断した。										
1923年9月1日 関東地震	規模	7.9	津波	T	Mt8.0	死者	142807	負傷者	103733	評価	○
	本報告で、相模トラフ沿いのプレート間地震であると判断した。										

1703年12月31日以前に南関東が被災したM7.0以上の地震及び1703年12月31日以降に発生したM8.0程度の地震を宇津（1999）より列挙した。

凡例)

「規模」：宇津（1999）による。

「津波」：T：津波記録あり（宇津,1999）。

Mt：阿部（1988,1999）の津波マグニチュード。

m：羽鳥・他（1973）による津波の規模。

m=1は「波高1m前後で、ごくわずかの被害がある」、m=2は「波高2m前後で、海岸の家屋を損傷し舟艇をさらう程度」、m=3は「波高10～20mで、400km以上の海岸線に顕著な被害がある」。

「死者・負傷者」：「数千人」「多数」・「有り」は死（傷）者があったが数について正確な情報がないこと、「—」は不明（記録がない）でゼロとは限らないことを表す。（宇津,1999）

「評価」：○：本報告で、相模トラフ沿いの地震であると評価

△：史料の不足により、相模トラフ沿いの地震であるとは断言できなかった。

×：相模トラフ沿いの地震ではないと評価

表6 相模トラフ沿いおよび南関東で発生した主な地震(宇津, 1999; 他)

発生年月日	東経(度)	北緯(度)	深さ(km)	M	被害(死者)	被害(負傷者)	津波	震央地名	被災地域/[地震名]	備考
1615.06.26	139.7	35.7	-	6.5	多数	-	T	東京都23区	江戸	
1633.03.01	139.2	35.2	-	7.0	150	多数	T	相模湾	相模・伊豆(小田原)/[寛永小田原地震]	
1648.06.13	139.2	35.2	-	7.0	有り	-	-	相模湾	相模(小田原?)(震央位置疑問)	
1649.07.30	139.5	35.8	-	7.0	多数	多数	-	埼玉県南部	武蔵(江戸・川越)	
1683.06.18	139.6	36.7	-	6.7	-	-	-	栃木県北部	日光(群発435回)・江戸	領域外
1683.10.20	139.9	36.9	-	7.0	-	-	-	栃木県北部	下野・岩代(群発1400回)地震湖	領域外
1697.11.25	139.6	35.4	-	6.5	-	-	-	神奈川県東部	鎌倉・江戸	
1703.12.31	139.8	34.7	-	8.1	10000	多数	T	千葉県南方沖	関東南部・伊豆/[元禄地震]	M8
1782.08.23	139.1	35.4	-	7.0	有り	有り	[6]	神奈川県西部	相模・武蔵・甲斐(小田原)/[天明小田原地震]	
1843.03.09	139.1	35.3	-	6.5	有り	-	-	神奈川県西部	相模西部(足柄・御殿場・八王子)	
1853.03.11	139.1	35.3	-	6.7	100	多数	T[7]	神奈川県西部	相模・駿河・伊豆(小田原)/[寛永小田原地震]	
1855.11.11	139.8	35.6	浅くはない[1]	6.9	7444	多数	-	東京都23区	江戸/[安政江戸地震]	
<江戸/明治>										
1890.04.16	139.3	34.2	vs	6.8	0	0	-	新島・神津島近海		領域外
1891.12.24	138.9	35.4	vs	6.5	0	0	-	山梨県東部		領域外
1894.06.20	139.8	35.7	80程度[2]	7.0	31	197	-	東京都23区	[明治東京地震]	○
1894.10.07	139.8	35.6	深い(120程度)[2]	6.7	0	0	-	東京湾		:余震とは考えられない
1895.01.18	140.4	36.1	40-80の領域	7.2	9	68	-	茨城県南部		○
1900.11.05	139.4	33.9	vs	6.6	0	1	-	三宅島近海		領域外
1906.09.08	141.0	34.0	s	7.0	-	-	-	房総半島南東沖		領域外
1909.03.13	141.5	34.5	s	6.7	0	0	t	房総半島南東沖		領域外
1909.03.13	141.5	34.5	s	7.5	0	3	t	房総半島南東沖		領域外
1916.09.15	141.2	34.4	s	7.0	0	0	-	房総半島南東沖		領域外
1921.12.08	140.2	36.0	53±10[3]	7.0	0	0	-	茨城県南部		○
1922.04.26	139.8	35.2	71±21[3]	6.8	2	23	-	東京湾	浦賀水道付近の地震	○
1923.09.01	139.138	35.327	23	7.9	142807[5]	103733	T	神奈川県西部	[関東地震]	M8
1923.09.01	139.500	35.000	0	6.5	-	-	-	伊豆大島近海		余震
1923.09.01	139.500	35.100	0	7.3	-	-	-	相模湾		余震
1923.09.01	139.463	35.270	42	6.5	-	-	-	相模湾		余震
1923.09.01	139.490	35.180	39	6.5	-	-	-	相模湾		余震
1923.09.01	138.795	35.657	0	6.8	0	0	-	山梨県中西部		余震
1923.09.02	140.047	34.685	14	7.3	0	0	T	千葉県南方沖		余震
1923.09.26	139.215	34.688	0	6.8	0	0	-	伊豆大島近海		余震
1924.01.15	139.057	35.337	0	7.3	19	638	-	神奈川県西部	[丹沢地震]	浅部
1930.06.01	140.540	36.422	54	6.5	0	0	-	茨城県北部		領域外
1930.11.26	138.977	35.038	1	7.3	272	572	-	静岡県伊豆地方	[北伊豆地震]	領域外(活断層)
1931.09.21	139.250	36.155	3	6.9	16	146	-	埼玉県北部	[西埼玉地震]	領域外
1953.11.26	141.467	34.033	70	6.6	0	0	T	房総半島南東沖	[房総沖地震]	領域外
1972.02.29	141.267	33.183	70	7.0	0	0	t	八丈島東方沖		領域外
1972.12.04	141.083	33.200	50	7.2	0	0	t	八丈島東方沖	[八丈島東方沖地震]	領域外
1974.05.09	138.800	34.567	10	6.9	38	102	t	伊豆半島南方沖	[伊豆半島沖地震]	領域外
1978.01.14	139.250	34.767	0	7.0	25	211	t	伊豆大島近海	伊豆大島近海の地震	領域外
1980.06.29	139.233	34.917	10	6.7	0	8	t	伊豆半島東方沖	[伊豆半島東方沖地震]	領域外
1984.03.06	139.205	29.340	452	7.6	0	1	-	鳥島近海		領域外
1987.12.17	140.497	35.372	58[4]	6.7	2	161	-	千葉県東方沖		○
1990.02.20	139.233	34.760	6	6.5	0	1	-	伊豆大島近海		領域外

位置は図3及び図8を参照のこと。

震央位置・M: 1922年以前の地震の震央位置・Mは宇津(1999)による。1923年以降は気象庁の震源カタログの値を採用した。1923年9月1日の関東地震後の余震については宇津(1999)と気象庁震源カタログが不一致のため一部を掲載。

深さ: 宇津(1999)による。sはshallow(100km未満)、vsはvery shallow(0~30km)を表す。

「-」: 深さについての情報無し、不明。

- 1: 例えば、引田・工藤(2001): 深さ70km程度
- 2: 勝間田(2001)
- 3: 石橋(1975)
- 4: Okada and Kasahara(1990): 約50km

死傷者: 宇津(1999)による。「-」は不明(記録がない)でゼロとは限らない。

「多数」、「有り」は宇津(1999)の「many」、「some」にそれぞれ該当し、死(傷)者はあったが、正確な数については情報が無いことを表す。

5: 被害数は本震のみ記載。

諸井・武村(2002)では死者数を105385(含行方不明)としている。

津波: T:津波記録あり、t:検潮記録あるが被害なし

6: 津波の有無について両方の説がある。

7: 相田(1992)

備考: 本報告の南関東におけるM7程度の地震評価に関する情報

: 南関東におけるM7程度の地震の評価対象となる地震

: 評価領域内であり、該当するマグニチュード・被害地震であるが、深さの知見が十分でない、評価対象外、

M8: 元禄地震及び関東地震(M8程度)

余震: M8程度の地震にともなう余震。評価対象外。

浅部: 30kmより浅い地殻内の地震。評価対象外。

領域外: 本報告のM7程度の地震の領域外で発生した地震。

凡例

相模トラフ沿いのM8程度の地震

本報告で評価対象としたM7程度の地震

(付表) 評価の信頼度の分類条件について

発生領域の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

ランク	分類条件
A	ほぼ領域全体を震源域とする地震が2回以上繰り返し起こっている。今後も同様な震源域で繰り返し地震が発生すると考えられ、発生領域の信頼性は高い。
B	ほぼ領域全体を震源域とする地震が1回発生しており、地震学的知見から地震の繰り返しの想定できる。それ以前にも地震が発生しているが、同様な震源域での繰り返しが必ずしも明確でないか、あるいは、ほぼ同じ震源域での地震の繰り返しが知られていないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	領域内における地震は知られていないが、地震学的知見から、ほぼ領域全体もしくはそれに近い大きさの震源域をもつ地震を想定できる(地震空白域)。発生領域内における地震が知られていないため、信頼性はやや低い。

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

B	想定地震と同様な地震が領域内で4回以上発生しており、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できないため、発生領域の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震が領域内で1～3回しか発生していないが、今後も領域内のどこかで発生すると考えられる。発生場所を特定できず、地震データも少ないため、発生領域の信頼性はやや低い。
D	領域内で発生した地震は知られていないが、地震発生のパテンシャルはあると考えられる。地震学的知見が不十分で震源域を特定できず、発生領域の信頼性は低い。

規模の評価の信頼度

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が3回以上発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が比較的多く、規模の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が1、2回発生しており、過去の地震から想定規模を推定できる。地震データの数が多くないため、規模の信頼性は中程度である。
C	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
D	過去に参照できる地震がなく、領域の大きさや推定断層長などから経験的に規模を推定したが、領域や推定断層長の信頼性も低く、想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

(想定地震の震源域を特定した場合)

OBPT 分布適用

ランク	分類条件
A	想定地震と同様な地震が4回以上同定され、繰り返し間隔が3回以上得られており、発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が2、3回で、繰り返し間隔が1、2回得られており、発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は高々1回しか知られておらず、地震学的知見から繰り返し間隔を推定したため、発生確率の値の信頼性はやや低い。

○ポアソン過程適用

D	想定地震と同様な地震は過去に知られておらず、地震学的知見から発生確率を推定した。発生確率の値の信頼性は低い。
---	--

(特定のタイプの地震が発生すると考えられる地域を1つの領域とした場合)

○ポアソン過程適用

A	想定地震と同様な地震が領域内で10回以上発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は高い。
B	想定地震と同様な地震が領域内で5～9回発生しており、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は中程度である。
C	想定地震と同様な地震は領域内で2～4回と少ないが、地震回数をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性はやや低い。
D	想定地震と同様な地震は1回以下で、地震回数または地震学的知見をもとに地震の発生率から発生確率を求めた。発生確率の値の信頼性は低い。

引用文献（アルファベット順）

- 阿部勝征（1988）：津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化，地震研究所彙報，Vol.63, 289-303.
- 阿部勝征（1999）：遡上高を用いた津波マグニチュード M_t の決定－歴史津波への応用－，地震第 2 輯，52, 369-377.
- 相田勇（1981）：東海道沖におこった歴史津波の数値実験，地震研究所彙報，Vol.56, 367-390.
- 相田勇（1992）：1853 年嘉永小田原地震の津波，地震学会講演予稿集，No.1, p83.
- 相田勇・中島徹・石橋克彦（1989）：1633 年寛永地震津波の数値実験，地震学会講演予稿集，No.1, C82.
- Ando, M. (1971) : A Fault-Origin Model of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Deduced from Geodetic Data, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.49, 19-32.
- Ando, M. (1974) : Seismo-Tectonics of the 1923 Kanto Earthquake, Journal of Physics of the Earth, 22, 263-277.
- 大都市圏地殻構造調査研究（2003）：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 14 年度）成果報告書，593pp.
- 藤原治・鎌滝孝信（2003）：内湾における津波堆積シーケンスとフィリピン海プレート北東縁の津波ポテンシャル，北淡活断層シンポジウム 2003－21 世紀の海溝型巨大地震を探る－発表要旨集，39-42.
- 藤原治・鎌滝孝信・田村享（2003）：内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連－房総半島南端の完新統の例－，第四紀研究，42(2), 67-81.
- 藤原治（2004 -印刷中）：津波堆積物の堆積学的・古生物学的特長，地質学論集.
- 古村孝志（2003）：1855 年安政江戸地震の広域震度分布と震源パラメータ：数値シミュレーションによる考察，日本地震学会講演予稿集－秋季大会－，B052.
- 萩原尊禮・藤田和夫・山本武夫・松田時彦・大長昭雄（1982）：『古地震－歴史資料と活断層からさぐる』，東京大学出版会，312pp.
- Harvard CMT カタログ：Harvard Seismicity Centroid Moment Tensor Catalog, (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>) .
- 橋田俊彦・勝間田明男・三上直也（1993）：1894（明治 27 年）に東京を襲った 2 つの地震，地球惑星関連学会 1993 年合同大会予稿集，F21-07.
- 羽鳥徳太郎・相田勇・梶浦欣二郎（1973）：南関東周辺における地震津波，関東大地震 50 周年論文集，57-66.
- 羽鳥徳太郎（1975）：房総沖における津波の波源－延宝（1677 年）・元禄（1703 年）・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定－，地震研究所彙報，Vol.50, 83-91.
- 引田智樹・工藤一嘉（2001）：経験的グリーン関数法に基づく 1855 年安政江戸地震の震源パラメータと地震動の推定，日本建築学会構造系論文集，546, 63-70.
- 石橋克彦（1975）：多層構造モデルのもとで多点の S-P 時間をもちいた古い地震の震源再計算，地震第 2 輯，Vol.28, 347-364.
- Ishibashi, K. (1985) : Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake, Earthquake Prediction Research, 3, 319-344.
- 石橋克彦（1980）：伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス，月刊地球，Vol.2, No.2, 110-119.
- 石橋克彦（1985）：小田原付近の大地震発生の可能性，月刊地球，Vol.7, No.8, 420-426.
- 石橋克彦（1988）："神奈川県西部地震"と地震予知 I，科学，Vol.58, No.9, 537-547.
- 石橋克彦（1988）："神奈川県西部地震"と地震予知 II，科学，Vol.58, No.12, 771-780.
- 石橋克彦（1993）：小田原付近に発生した歴史地震とその地学的意義，地学雑誌，102(4), 341-353.
- 石橋克彦（1993）：1782 年天明小田原地震は津波を伴ったか？，地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集，D31-15.
- 石橋克彦（1999）：相模湾西部周辺のフィリピン海プレートの境界（短報），第四紀研究，38(6), 427-434.
- Ishida, M. (1992) : Geometry and Relative Motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate Beneath the Kanto-Tokai District, Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.97, No.B1, 489-513.
- Ishida, M. and M. Kikuchi (1992) : A possible foreshock of a future large earthquake near Odawara, Central Japan, Geophysical Research Letters, 19, 1695-1698.
- 地震調査委員会（1999）：『日本の地震活動<追補版>』，391pp.

- 地震調査委員会 (2001) : 『長期的な地震発生確率の評価手法について』, 99pp.
- 地震予知総合研究振興会 (1991) : 元禄地震津波の数値実験, (財)地震予知総合研究振興会『地震テクトニクスモデル化及びM7級内陸地震の予知手法に関する研究』成果報告書, 27-38.
- 地震予知連絡会 (1992) : 地震予知連絡会会報一建設省国土地理院編一, 第48巻, 509pp.
- 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝 (1973) : 南関東の地殻変動-展望と作業仮説-, 関東大地震50周年論文集, 103-116.
- 笠原敬司 (1985) : 関東南部における大地震再来周期について, 月刊地球, Vol.7, No.8, 441-445.
- 加藤茂 (1999) : 相模湾の海底地形と地質構造, 第四紀研究, 38(6), 469-477.
- Kamiya, S. and Y. Kobayashi (2000) : Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophysical Research Letters*, 27, 6, 819-822.
- Kanamori, H. (1971) : Faulting of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Revealed by Seismological Data, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 49, 13-18.
- Kanamori, H. (1974) : Long-period ground motion in the epicentral area of major earthquakes, *Tectonophysics*, 21, 341-356.
- 勝間田明男 (2001) : 古い強震計の記録からよみとれる明治以降の南関東地域の地震の特性, 月刊地球, 号外 No.34, 61-69.
- 茅根創・吉川虎雄 (1986) : 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究, 地理学評論, 59, 18-36.
- 小山真人 (1999) : 日本の史料地震学研究の問題点と展望-一次世代の地震史研究に向けて-, 地学雑誌, 108(4), 346-369.
- 熊木洋太 (1988) : 房総半島の完新世旧汀線からみた「大正型」関東地震の平均再来間隔, 地学雑誌, 97(3), 20-31.
- 熊木洋太 (1999) : 相模湾周辺の完新世海成段丘と地震テクトニクス, 第四紀研究, 38(6), 525-531.
- Matsuda, T., Y. Ota, M. Ando and N. Yonekura (1978) : Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data, *Geological Society of America Bulletin*, V.89, 1610-1618.
- 松田時彦 (1985) : 大磯型地震について, 月刊地球, Vol.7, No.8, 472-477.
- 松田時彦 (1993) : 相模湾北西部地域の地震テクトニクス, 地学雑誌, 102(4), 354-364.
- Matsu'ura, M. and T. Iwasaki (1983) : Study on Coseismic and Postseismic Crustal Movements associated with the 1923 Kanto Earthquake, *Tectonophysics*, 97, 201-215.
- Matsu'ura, M., T. Iwasaki, Y. Suzuki and R. Sato (1980) : Statical and Dynamical Study on Faulting Mechanism of the 1923 Kanto Earthquake, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.28, 119-143.
- 諸井孝文・武村雅之 (2002) : 1923年関東地震による被害要因別の死者発生数-Mortality estimation by causes of death due to the 1923 Kanto Earthquake-, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 416, 2253-2258.
- 村上嘉謙・都司嘉宣 (2002) : 津波記録を考慮した元禄関東地震(1703年12月31日)の地震断層モデル, 月刊海洋, 号外 No.28, 161-175.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981) : 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, Vol.51, No.8, 490-498.
- 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, *Bull. Soc. Geol. France*, 1984 No.2 (7), 221-243.
- 中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫・松浦律子・西村昭仁 (2002) : 安政江戸地震(1855/11/11)の江戸市中の被害, 歴史地震, 18, 77-96.
- 中田高・木庭元晴・今泉俊文・曹華龍・松本秀明・菅沼健 (1980) : 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動, 地理学評論, 53-1, 29-44.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual, 151pp.
- 野口伸一 (1985) : フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴, 月刊地球, Vol.7, No.2, 97-104.
- 野口伸一 (1998) : 関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海および太平洋プレートの沈み込み, 地震研究所彙報, Vol.73, 73-103.
- 野口伸一・吉田明夫 (1991) : 山梨県東部の最近の地震活動とその地学的意味, 地震第2輯, 44, 247-258.
- 大河内直彦 (1990) : 相模湾の活構造とテクトニクス, 地学雑誌, 99(5), 38-50.

- Okada, Y. and K. Kasahara (1990) : Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, *Tectonophysics*, 172, 351-364.
- 岡田義光 (1990) : 南関東地域のサイスマテクトニクス, *地震第2輯*, 43, 153-175.
- 岡田義光 (1993) : 「神奈川県西部地震」の諸モデルと期待される地殻変動, *地学雑誌*, 102(4), 445-456.
- 岡田義光 (2001) : 南関東直下地震の切迫性, *月刊地球*, 号外 No.34, 94-104.
- 大竹政和 (1993) : 神奈川県西部に想定される地震の断層破断様式と発生確率, *地学雑誌*, 102(4), 463-470.
- 鷺谷威 (2003) : GPS によるゆっくり地震の解析, *科学*, Vol.73, No.9, 1006-1011.
- Sagiya, T. (in press) : Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, and the Boso Peninsula silent earthquake in May 1996.
- Scholz, C. H. and T. Kato (1978) : The Behavior of a Convergent Plate Boundary: Crustal Deformation in the South Kanto District, Japan, *Journal of Geophysical Research*, 83, No.B2, 783-797.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao (2002) : REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, Vol.107, No.B4, ETG11, 1-32.
- Seno, T., S. Stein and A. E. Grip (1993) : A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 17941-17948.
- 宍倉正展・原口強・宮内崇裕 (2001) : 房総半島南西部岩井低地の離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来間隔, *地震第2輯*, 53, 357-372.
- 宍倉正展 (2003) : 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル, *地震研究所彙報*, Vol.78, 245-254.
- 杉村新 (1972) : 日本付近におけるプレートの境界, *科学*, 42, 192-202.
- Tada, T. and S. Sakata (1977) : On a fault model of the 1923 great Kanto earthquake and its geotectonic implication, *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, Vol.22, 103-121.
- 武村雅之 (2003) : 『関東大震災—大東京圏の揺れを知る』, 鹿島出版会, 139pp.
- 都司嘉宣 (1985) : 小田原を襲った歴史地震について, *月刊地球*, Vol.7, No.8, 431-439.
- 津村紀子・堀内茂木・長谷川昭・笠原敬司 (1993) : 山梨県東部におけるフィリピン海プレート上部境界面の位置—SP 変換波による推定—, *地震第2輯*, 46, 109-118.
- 宇佐美龍夫 (1996) : 『新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]』, 東京大学出版会, 496pp.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 『最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001』, 東京大学出版会, 605pp.
- 宇津徳治 (1979) : 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M6 以上の地震および被害地震の再調査—, *地震研究所彙報*, Vol.54, 253-308.
- 宇津徳治 (1982) : 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 : 1885 年～1980 年, *地震研究所彙報*, Vol.57, 401-463.
- 宇津徳治 (1985) : 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 1885 年～1980 年 (訂正と追加), *地震研究所彙報*, Vol.60, 639-642.
- 宇津徳治 (1999) : 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- 宇津徳治 (2001) : 『地震学 (第3版)』, 共立出版, 376pp.
- Wald, D. J. and P. G. Somerville (1995) : Variable-Slip Rupture Model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and Body-Waveform Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, No.1, 159-177.
- 渡辺偉夫 (1998) : 『日本被害津波総覧 (第2版)』, 東京大学出版会, 238pp.
- Wei, D and T. Seno (1998) : Determination of the Amurian plate motion, *Mantle Dynamics and Plate Interactions in the East Asia*. Geodynam. Series, ed. M. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo. and T.-Y. Lee, 27, 337-346.
- 山崎晴雄 (1993) : 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動, *地学雑誌*, 102(4), 365-373.
- Yonekura, N. (1975) : Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformation, *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, 7, 19-71.
- 吉田明夫 (1993) : 神奈川県西部およびその周辺の地震活動とテクトニクス, *地学雑誌*, 102(4), 407-417.
- Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada and M. Matsu'ura (1994) : Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, deduced from geodetic data inversion and its tectonic implications, *Tectonophysics*, 229, 181-200.