

相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）について

平成 26 年 4 月 25 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査委員会は、これまでに、海域で発生するプレート間地震（海溝型地震）について、千島海溝、三陸沖から房総沖にかけての日本海溝、相模トラフ、南海トラフ、日向灘及び南西諸島海溝周辺、日本海東縁部を対象に長期評価を行い、公表してきた。

しかし、東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震を評価の対象とできなかったことをはじめ、海溝型地震の長期評価に関して様々な課題が明らかとなったことから、地震調査委員会では、現行の長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を行うこととして、平成 25 年（2013 年）には、南海トラフの地震活動について、地震の多様性や情報の不確実性を考慮した新たな手法を試行して長期評価の改訂を行ったところである。

新たな長期評価手法については検討途上であるが、相模トラフ沿いの地震については、東京とその周辺に大きな被害が懸念されている。

そのため、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、相模トラフ沿いの地震活動の長期評価を改訂し、第二版としてとりまとめた。

相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（第二版）

相模湾から房総半島南東沖にかけての相模トラフ沿いの地域及び南関東地域の直下では、これらの領域を震源域とする被害地震が繰り返し発生している。

本報告では、相模トラフで沈み込む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マグニチュード（M）8クラスの地震と、南関東地域の直下でプレートの沈み込みに伴い発生するM7程度の地震について、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等を評価した。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行われた調査研究の成果を参考にした。

1 はじめに

相模トラフは、日本列島が位置する陸のプレートの下に、南方からフィリピン海プレートが沈み込んでいる場所である（図1）。プレート境界が固着していることにより、沈み込みに伴って、両プレートの間にはひずみが蓄積されている。過去にはこのひずみを解放する大地震が発生しており、近年では大正関東地震（1923年）がこれにあたる。

また、南関東地域直下では、南側から沈み込むフィリピン海プレートの下に、東側の日本海溝から太平洋プレートが沈み込んでおり、非常に複雑な地下構造を呈している。この付近では、これまでにM7程度の地震が多く発生していることが知られており、近年では千葉県東方沖地震（1987年）がこの例にあたる（図2）。

地震調査委員会では、これまでに海域のプレート境界地震の長期評価を行ってきており、相模トラフ沿いの地震活動については、平成16年（2004年）に長期評価を取りまとめた。しかし、平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震を評価できていなかったことを受け、従来の長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を行っているところである。平成25年（2013年）に公表した「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」では、地震の多様性や情報の不確実性を考慮する新たな長期評価手法を試行した。しかしながら、海溝型地震全般に適用できる新たな長期評価手法については検討途上である。

相模トラフ沿いの地震活動については、平成16年に長期評価を行って以降、「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」や「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」等をはじめとして数多くの調査観測・研究が実施され、フィリピン海プレートの形状や相模トラフ周辺の地下構造等に関して、より詳細な情報が得られてきた。また、相模トラフ沿いの地震については、首都である東京とその周辺に大きな被害をもたらすことが懸念されている。このため、新たな長期評価手法の検討途上ではあるが、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、その評価を改訂することとした。

本評価では、以下の点を留意した。

- ① これまで考えられてきた固有地震モデルに固執することなく、発生しうる最大クラスも含めた地震の多様性を考慮した評価を試みる。

- ② 不確実性が大きな情報も、これに伴う誤差やばらつき等を検討した上で、評価に活用する。
- ③ データの不確実性などにより、解釈が分かれる場合は、複数の解釈について併記する。

本評価は、主文と説明文から構成される。

主文は、相模トラフ沿いの地震活動について行った評価を簡潔にまとめた。

説明文では、相模トラフ沿いの地震活動に関する複数の学説や、それらの不確実性等を含め、評価内容を詳細にまとめた。

2 評価対象領域について

相模トラフは、相模湾北西部から房総半島南方を経て、日本海溝と伊豆・小笠原海溝の境界にあたる三重会合点に至る全長約300kmの溝状の地形である（図3）。

相模トラフ沿いで発生する大地震は、本州の載る陸のプレートと、南側からその下に沈み込むフィリピン海プレートの境界がすべることによって発生する。震源域の一部が陸域直下に及ぶため、陸域では非常に強い地震動が生じるとともに、沿岸域では大津波を伴う可能性がある。こうしたフィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生する地震に加え、この領域ではフィリピン海プレートの内部や、フィリピン海プレートとその下に沈み込む太平洋プレートの境界、さらには太平洋プレート内部でも地震が発生している（図2）。

本評価では、

- I. 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クラスの地震」（図2の②で発生する地震）
- II. フィリピン海プレートや太平洋プレートの沈み込みに伴い発生する、上記に比べひとまわり小さい「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」（図2の②～⑤で発生する地震）

について評価を行った。

なお、陸のプレート内（地殻内）で発生する地震（図2の①）は、ここでは評価しない。

I.の「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」の評価対象領域は、地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往最大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、以下の①～⑦の境界で囲まれる範囲とした（図3の赤太線で囲まれた範囲）。

- ①南端：構造探査を基に推定したフィリピン海プレートの沈み込み位置
- ②南西端：フィリピン海プレートの深さが2kmの位置
- ③南東端：南端のトラフ軸東側から北東端の南側延長部を、滑らかにつないだ位置
- ④西端：神奈川・山梨県境で発生している地震活動の位置
- ⑤北端：フィリピン海プレート上面で発生している地震活動の北端
- ⑥北西端：西端と北端を滑らかに結ぶ曲線
- ⑦北東端：地震のメカニズム解が変化する位置

なお、図3の太赤線で囲んだ領域全体がすべることで発生する地震を相模トラフの「最大クラスの地震」と想定しており、震源域の広がりから推定される地震の規模はM8.6となる。

IIの「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」の評価対象とする範囲は後述する。

3 地震の発生領域及び震源域の形態

3-1 過去の震源域について

I. 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

歴史記録や観測記録等から確認できる、相模トラフ沿いで発生したと考えられるM8クラスの地震とその震源域は、別表(P.79~P.81)のとおりである。このうち、元禄関東地震(1703年)と大正関東地震(1923年)については、相模トラフ沿いで発生したことが明らかであり、多くの研究が行われている。大正関東地震(1923年)と元禄関東地震(1703年)の代表的な震源モデルをそれぞれ図4、図5に示す。これら二つの地震は、相模湾沿岸~三浦半島における震度分布、津波高さ分布、地殻隆起量分布が類似することから、相模湾直下の震源域は共通で、断層すべり量は同程度であったものと考えられる。一方、元禄関東地震(1703年)での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、及び太平洋沿岸の遠方にまで達する津波の記録から、本評価では元禄関東地震(1703年)の震源域は房総半島南沖~南東沖まで及んだものと考えた。地震の規模(マグニチュード)は文献により異なるが、本評価では大正関東地震(1923年)はM7.9、元禄関東地震(1703年)はM8.2とした。永仁関東地震(1293年)については、同時期に岩井低地の浜堤列が形成されたこと、及び三浦半島で津波堆積物が堆積したとの調査結果が得られていることから、本評価では歴史記録から確認された地震として扱う。

大正関東地震(1923年)及び元禄関東地震(1703年)より前に発生した相模トラフ沿いのM8クラスの地震については、主として地形・地質データ(離水地形と呼ばれる過去にその地点が隆起した証拠となる地形等)しか情報がなく、震源域を正確に推定することは困難である。しかし、地震により形成された離水地形を大正関東地震(1923年)及び元禄関東地震(1703年)で形成されたものと比較することで、永仁関東地震(1293年)のように震源域の広がりがある程度推定することができる(図6)。

房総半島南西岸の低地には、海岸にほぼ並行する浜堤列(例えば岩井低地の浜堤列)が存在する。このうち最も海岸寄りの浜堤列は大正関東地震(1923年)に伴って形成されたものであることから、これらの浜堤列は大正関東地震(1923年)と同等の震源域をもつ地震によって形成されたと考えられる。また、房総半島南部には複数段の海岸段丘面(沼面)が存在する。このうち最も低い段丘面(沼IV面)は元禄関東地震(1703年)によって形成されたものであることから、これらの段丘面は元禄関東地震(1703年)と同等かあるいはそれ以上に広い震源域をもつ地震によって形成されたと考えられる。

前回の長期評価では、これらの地形・地質データをもとに、相模トラフ沿いの地震を大正関東地震タイプと元禄関東地震タイプに分けて評価していた。しかし、次の(i)~(iii)のように、相模トラフ沿いの過去の地震の震源域には多様性があることが指摘されている。

- (i)房総半島南部にある海岸段丘の沼面は、元禄関東地震(1703年)と同等かあるいはそれ以上に広い震源域をもつ地震によって形成されたと考えられるが、その形成年代が外房側と内房側で異なっている可能性がある。
- (ii)房総半島中部外房側(鴨川~茂原周辺)の海岸にも段丘が分布しているが、その高度は、大正関東地震(1923年)及び元禄関東地震(1703年)の繰り返しによる隆起の累積だけでは説明がつかない。
- (iii)国府津-松田断層は、トレンチ調査より、相模トラフ沿いのM8クラスの地震の何回かに1回の割合で同時にすべっていた可能性がある。

このため、本評価では、前回の評価のように、M8クラスのプレート境界地震を大正

型と元禄型の二つのみに類型化することは困難であると判断し、「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」として一括して評価した。

II. プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震については、相模トラフ沿いのM8クラスの地震以外で、図7の領域内で発生した元禄関東地震（1703年）以降の被害地震（M7程度）を評価のための対象地震とした。活断層で発生する地震など、地殻内の浅い地震と思われる地震は除き、被害の程度も考慮して対象を選択した。これらを別表に、震央を図7に示す。なお、元禄関東地震（1703年）以降、本評価対象領域内で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ない。

3-2 評価対象の将来の地震の震源域について

地下構造や過去の地震の震源域を考慮して、将来発生する地震の震源域については以下のように扱う。

I. 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

3-1の(i)~(iii)にあるように、相模トラフ沿いのM8クラスの地震については震源域の多様性が指摘されている。そこで、地形の特徴、構造探査結果、地震活動等を基に、相模トラフのプレート境界で起こりうる最大クラスの地震の震源域を推定し（図3）、相模トラフ沿いで将来発生するM8クラスのプレート境界地震では、その一部あるいは全体がすべる、として評価を行った。地震の規模は大正関東地震（1923年、M7.9）のように房総半島南西岸に浜堤列を形成する地震を最小として、最大クラスの震源域の全体がすべる地震（M8.6）まであり得ると考えM8クラス（M7.9~M8.6）とした。この中で、房総半島南部の海岸段丘面（沼面）を形成するような大きな地震（元禄関東地震相当またはそれ以上）は、地震の規模はM8.2以上と推定される。また、国府津-松田断層はプレート境界からの分岐断層と考えられ、M8クラスの地震に伴って動くと考えられる。

なお、震源域のうち房総半島南東沖の領域は、元禄関東地震（1703年）ではすべてっているが、大正関東地震（1923年）ではすべていないと推定されている（図5で、地震調査委員会（2004）の震源域のうち、主として破線で囲まれた領域）。また、単独で地震が発生した痕跡は見つかっていない。しかし、地殻変動データからは、この領域でひずみが蓄積されている可能性が指摘されており、この領域を震源域とする地震が発生する可能性もある。

II. プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震については、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、前回の評価と同様に、震源を特定せず、図7に示した太赤線で囲む領域内のどこかで発生するものと考えたこととした。推定される地震の規模は、評価対象とした9個の地震の規模（別表参照）とフィリピン海プレート内の地震発生層の厚さから推定し、M7程度（M6.7~M7.3）とした。なお、本領域内であっても浅い地殻内の地震は評価に含めていない。

4 相模トラフ沿いで次に発生する地震について

将来の地震の発生確率は、「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)を参考に推定した。

「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」については、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発生確率を推定し、想定規模を過去の地震規模から推定した。

また、「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」については、図7の太赤線で囲まれる領域内のどこか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M7程度の地震から算定される平均発生間隔をポアソン過程にあてはめることで、その領域全体での地震発生確率を推定した。

I. 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

相模トラフ沿いのM8クラスの地震については、以下の三つの手法により発生間隔を推定した。

(i)地形・地質データ(浜堤列、海岸段丘、津波堆積物)では約3000年の間に9回のM8クラスの地震の発生が確認されている(図6)。この間に地震の見落としがないと仮定し、発生間隔のばらつきを考慮して平均発生間隔を推定すると約390年となる。

(ii)歴史記録から確認されるM8クラスの地震は、永仁関東地震(1293年)、元禄関東地震(1703年)、大正関東地震(1923年)が知られている。これらの地震の発生時期より、平均発生間隔は約320年と推定される(図6)。

(iii)測地データから推定されるプレート間のひずみの蓄積速度と大正関東地震(1923年)の推定すべり量から、平均発生間隔を推定すると200~500年となる。

(iii)で推定された平均発生間隔の幅の中に(i)、(ii)の推定結果が含まれており、相互に大きな矛盾はない。

また、発生事実が明らかである3地震の実際の発生間隔は410年、220年とばらついている。次に発生する地震を評価する上で、発生間隔のばらつきは重要であり、これを地形・地質データから推定すると180~590年となる(説明文第4章参照)。

この発生間隔と最新活動(大正関東地震(1923年))からの経過時間90年を用いて、相模トラフ沿いのM8クラスの地震の今後30年以内の地震発生確率をほぼ0~5%、今後50年以内の地震発生確率をほぼ0~10%と推定した(表1)。なお、房総半島南東沖の領域は、単独で地震が発生した痕跡は見つかっていないため、地震発生可能性の評価はできないが、その可能性自体を否定しているわけではない。

なお、房総半島南部の沼面を形成するような大きな地震(元禄関東地震相当またはそれ以上)だけを取り出して推定した平均発生間隔は2300年程度である。この値と、最新発生時期(1703年)からの経過時間310年を用いてBPT分布モデルを仮定すると、今後30年あるいは50年以内に地震の発生する確率はほぼ0%となり、非常に低い値である。

II. プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震として、嘉永小田原地震(1853年)や、安政江戸地震(1855年)、明治東京地震(1894年)等、9個の地震を対象とした(図8)。これらの地震の発生様式には以下の特徴が挙げられる。

- ①地震活動に静穏期と活動期があるように見える。元禄関東地震（1703年）と大正関東地震（1923年）の間の220年間でみると、地震活動は前半は比較的静穏で、後半に活発になっている。また、大正関東地震（1923年）以降現在に至る90年間でみると、M7程度の地震は千葉県東方沖地震（1987年）のみであり、静穏な期間が継続している。今後、次の関東地震の発生に向かって、地震活動が活発になる可能性がある。
- ②短期間内に連続して発生する場合がある。例えば1894～1895年にかけて3個、1921～1922年にかけて2個発生している。
- ③実際の地震の発生間隔は、0.3～71年と大きくばらついている。

元禄関東地震（1703年）と大正関東地震（1923年）の間の220年間でみると、平均して27.5年に1回の頻度でM7程度の地震が発生している。これを平均発生間隔として確率を計算すると、対象領域内でのM7程度の地震の今後30年以内の発生確率は70%程度、今後50年以内の発生確率は80%程度と推定される（表2）。

ただし、この地震発生確率は図7の評価対象領域のどこかで地震が発生する確率を示すもので、対象領域内のある特定の区域で発生する確率を示しているわけではない。

5 今後に向けて

- 相模トラフ沿いのM8クラスの地震については、地形・地質データ、歴史記録及び測地データから、地震の発生間隔及び発生確率の評価を行った。本評価では、地震の多様性を考慮し、前回の評価における「元禄型関東地震」及び「大正型関東地震」の区分を採用しなかった。しかし、過去の地震の情報には不確実性が伴うため、地震の多様性についての評価は十分にはできていない。今後、評価の信頼性をさらに高めるためには、地形・地質データや歴史記録の収集を網羅的に行い、この領域で発生する地震の震源域・規模の推定精度を上げる必要がある。
- プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震の評価に関連して、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、大正関東地震（1923年）に伴って、関東地方全体で地震活動の静穏期／活動期の繰り返しがあるようにも見え、M7程度の地震も含めた関東地方全体での地震発生サイクルの解明も課題である。これらの課題を解決していくためには、地震活動や地殻変動の観測のみならず、それら観測の成果を矛盾なく説明する信頼性の高いモデルを構築するための地震発生機構に関する理論的・実験的な研究を推進していくことが重要である。
- 房総半島南東沖の領域（元禄関東地震（1703年）ではすべっているが、大正関東地震（1923年）ではすべっていないと推定される領域）のみを震源域とする地震は、過去に発生した痕跡が見つからないため、地震発生可能性については評価できなかった。しかし、陸上の地殻変動観測結果などからこの領域にひずみが蓄積され続けている可能性があるとの指摘がある。この地域が単独ですべるタイプの地震は、震源域が沖合にあるために陸上での地殻変動量が小さく、過去に発生していたとしても痕跡が残っていない可能性がある。この地域の地震発生可能性を評価するためには、地形・地質学的及び歴史学的研究を推進すると共に、測地学的研究によりプレート境界付近のひずみをモニタリングしていく必要がある。特にこの領域の直上の海域で地殻変動を観測することが、ひずみの蓄積状況を把握するために重要である。

- 平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震では、東北地方を中心に大きな地殻変動が観測されており、東北地方周辺への影響も指摘されている。実際に、本評価の対象領域での地震活動は東北地方太平洋沖地震後に非常に活発になり、次第に減衰してきているものの、まだ地震前の状態にまでは戻っていない。巨大地震の発生が周辺に及ぼす影響を定量的に評価することは、長期評価の信頼性を向上させるためにも重要である。

表1 次の相模トラフ沿いのM8クラスの地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考
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0～1% ほぼ0～3% ほぼ0～5% ほぼ0～7% ほぼ0～10%	○歴史記録および地形・地質データより推定した平均発生間隔（320年、390年）とばらつきの値 α より、地震の発生間隔は180～590年程度でばらつくものと推定し、BPT分布を適用して算出した。 ○房総半島南部にある海岸段丘の沼面を形成する地震（元禄関東地震相当かそれ以上）の平均発生間隔は約2300年で、今後30年以内の発生確率はほぼ0%である。
地震後経過率	0.15～0.50	経過時間90年を発生間隔180～590年で割った値
次の地震の規模	M8クラス (M7.9～M8.6)	過去に発生した地震のMと最大クラスの地震の面積を参考にして判断した

表2 プレーートの沈み込みに伴う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
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 50%程度 70%程度 80%程度 80%程度	元禄関東地震以降現在までの間にM7程度の地震が9回発生している。発生間隔はばらつきが大きく、0.3～71年となる。元禄～大正関東地震のサイクル間220年間に8回発生していることより、平均発生間隔を27.5年として、ポアソン過程から発生確率を算出した。ただし、この確率は図7で示した評価領域のどこかで地震が発生する確率である。
次の地震の規模	M7程度 (M6.7～M7.3)	過去に発生した地震のMとフィリピン海プレートの厚さを参考にして判断した

注1：評価時点は全て2014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。

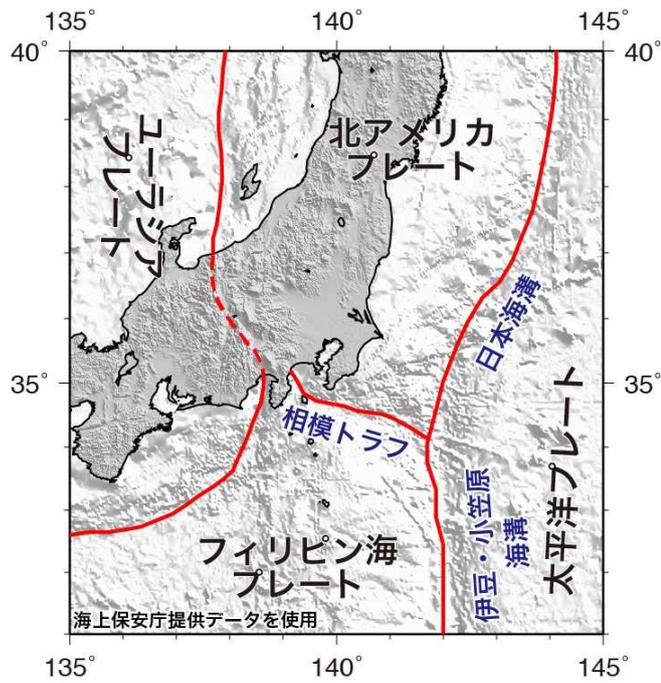


図1 相模トラフ周辺のプレート境界

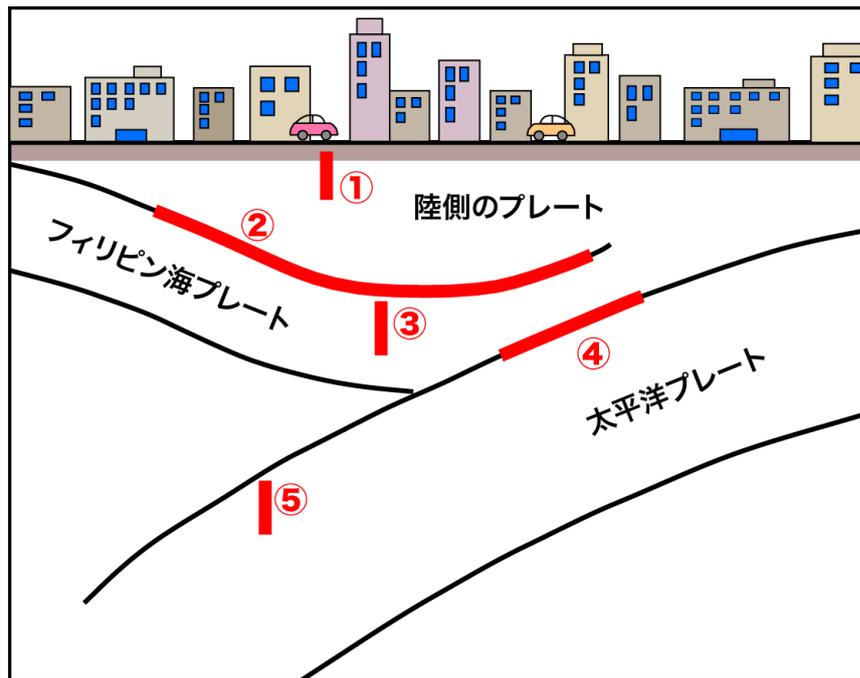


図2 関東地方で発生する地震の模式図

地震の発生する場所と大きさを模式的に示す。また、深さの目安も示す。

- ①：活断層等で発生する浅い地震（深さ0～20km）
- ②：陸のプレートとフィリピン海プレートとの境界付近で発生する地震（深さ20～50km）
- ③：フィリピン海プレートの内部で発生する地震（深さ20～50km）
- ④：フィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界付近で発生する地震（深さ50～100km）
- ⑤：太平洋プレートの内部で発生する地震（深さ50～100km）

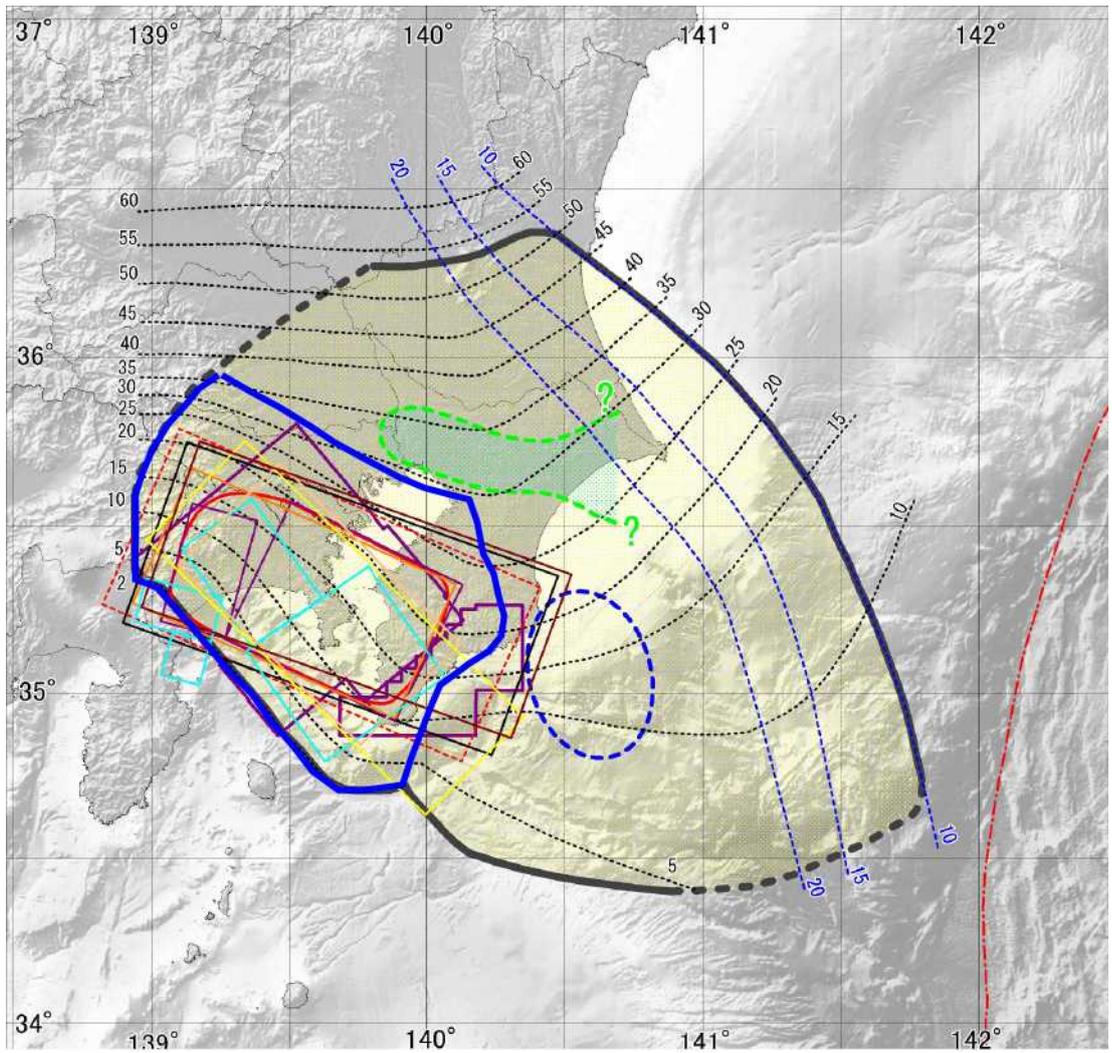
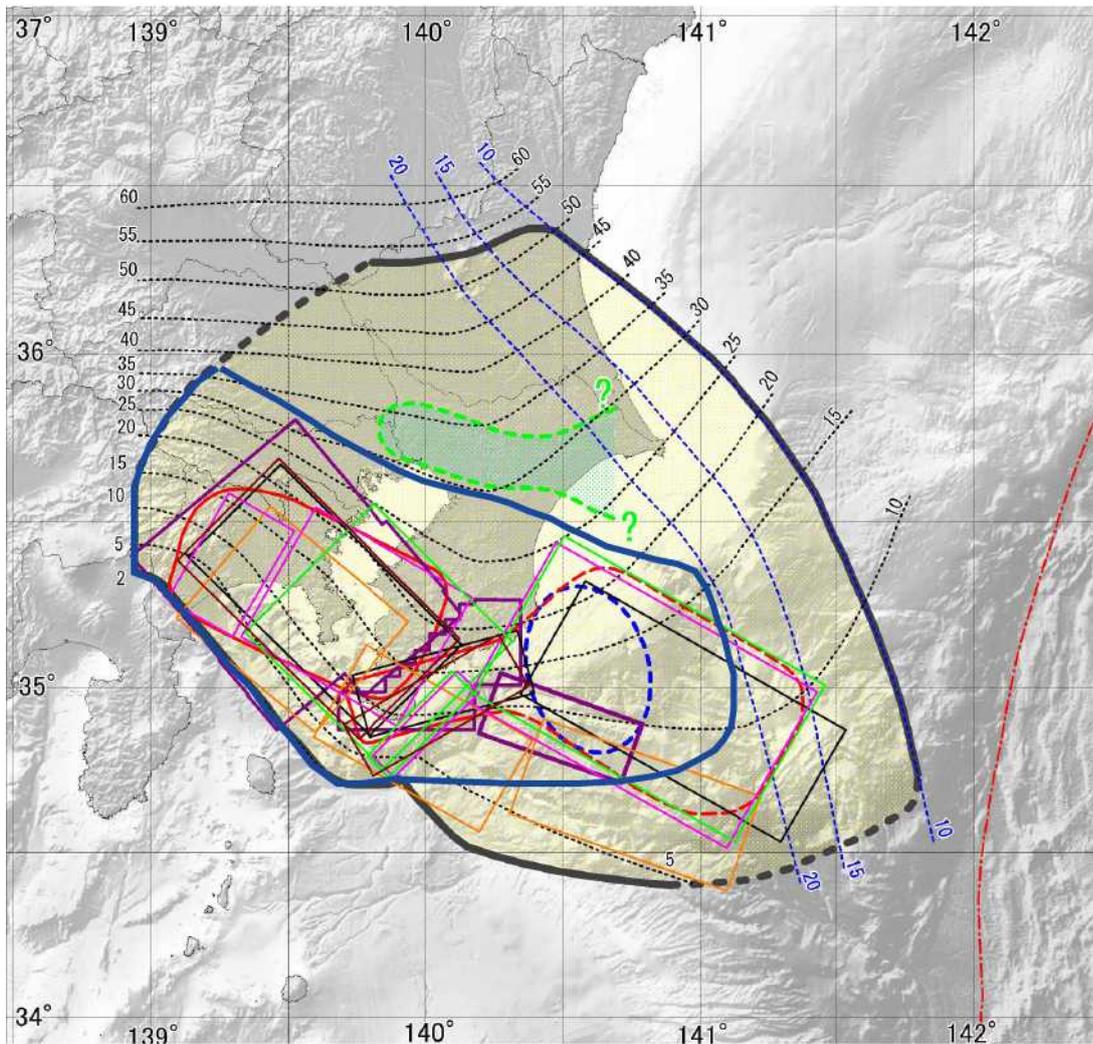


図4 大正関東地震の震源域 (内閣府, 2013 に加筆)



凡 例		凡 例	
	相模トラフ沿いの最大クラスのプレート境界地震の震源域 (案)		笠原ほか (1973)
	フィリピン海プレート上面の等深線 (km)		Matsuda et al. (1978)
	フィリピン海プレートの厚さ (km)		相田 (1993)
	蛇紋岩化域		村上 (2002)
	スロースリップ		宍倉 (2003)
	日本海溝・伊豆-小笠原海溝の位置 (案)		地震調査委員会 (2004)
※海底地形図は海上保安庁提供データから作成。			行谷ほか (2011)
			内閣府 (2013)

図5 元禄関東地震の震源域図 (内閣府, 2013 に加筆)

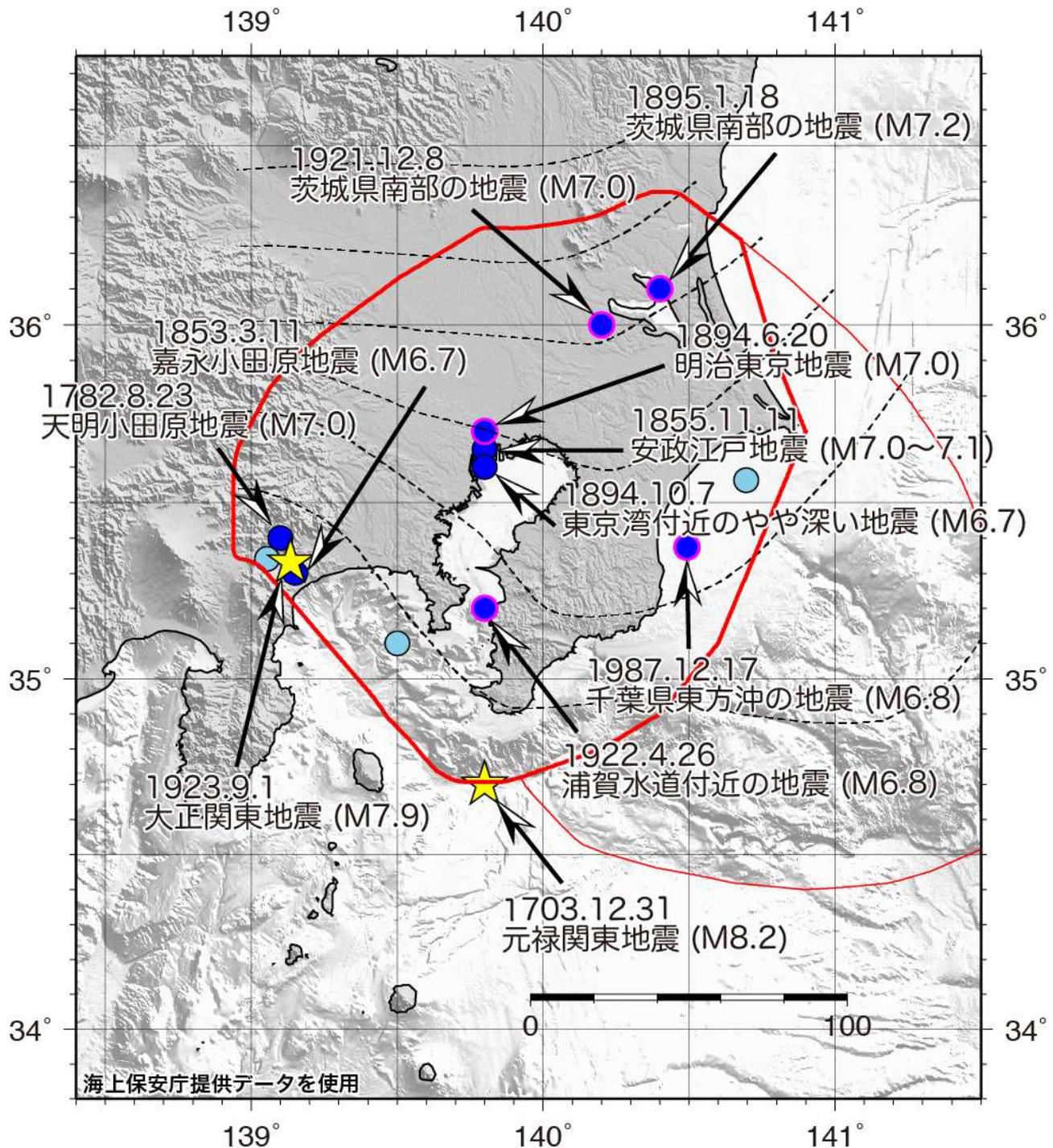


図7 プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震の評価対象領域
 太赤線で囲まれた範囲が評価対象領域を示す。
 細赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。
 破線は本評価で用いたフィリピン海プレート上面の
 等深線を示す。

M6.7～7.3の地震

- : 本評価で対象とした地震
- (参考)
- : 大正関東地震(1923)の余震
- : 前回評価対象とした地震
- ★ : M8クラスのプレート境界地震

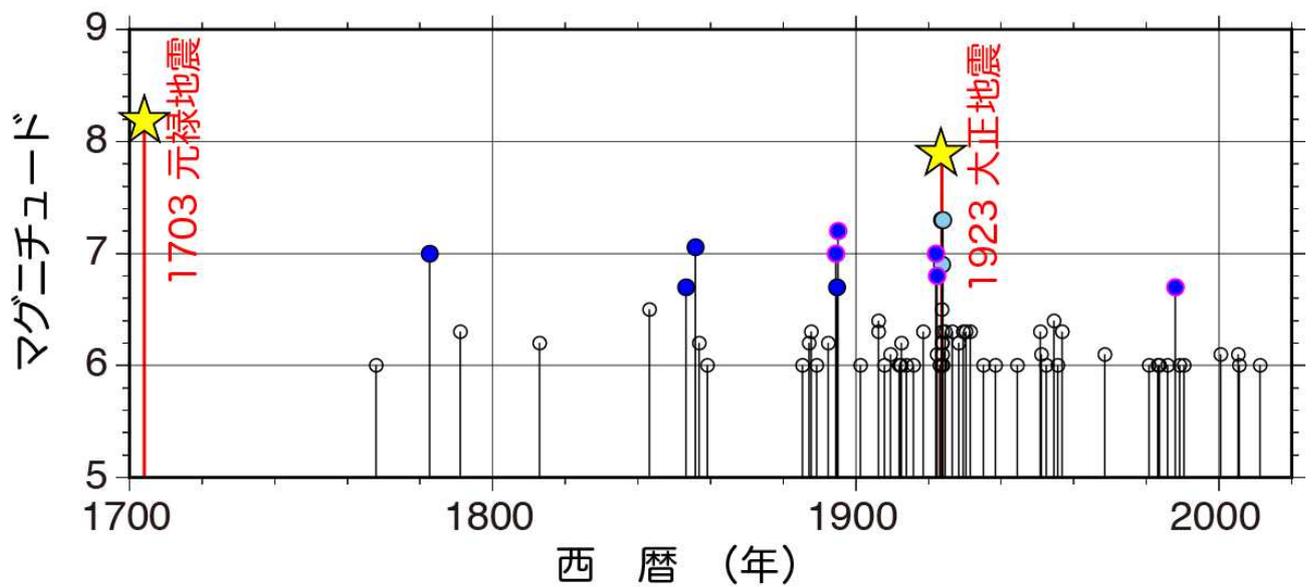


図8 プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震（元禄関東地震以降、M6以上）とプレート境界で発生するM8クラスの地震。

M6.7～7.3の地震

●：本評価で対象とした地震

(参考)

●：大正関東地震(1923)の余震

○：前回評価対象とした地震

★：M8クラスのプレート境界地震

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	17
2	相模トラフの地形と構造	18
2-1	相模トラフ周辺の地形	18
2-2	地下構造	19
3	地震活動	21
3-1	過去の大地震について	21
3-1-1	歴史記録のある地震	21
3-1-2	地形・地質学的手法により推定される地震	24
3-2	近年の地震活動等	26
3-2-1	地震活動の現状	26
3-2-2	地殻変動の現状	27
3-3	プレート運動との整合性	27
4	相模トラフ沿いの地震の長期評価の説明	29
4-1	評価対象領域について	29
4-2	評価する地震について	29
4-3	相模トラフ沿いで次に発生する地震について	31
5	今後に向けて	35
	引用文献（アルファベット順）	38

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・他(1982)、都司(1985)、石橋(1985, 1993)、小山(1999)、渡辺(1998)、宇津(1999)、宍倉・他(2005)、Stein et al.(2006)、地震調査委員会(2009b)、宇佐美・他(2013)等があり、それらの概要は、3-1、表1-1及び別表のとおりである。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)、文部科学省研究開発局・他(2003)、東京大学地震研究所・他(2012)、内閣府(2013)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年大正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)、Matsu'ura et al.(2007)等があり、1703年元禄関東地震については、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)、行谷・他(2011)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)、中村・松浦(2011, 2013)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(2004)、西村(2012)、Noda et al.(2013)等、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、国府津-松田断層によって大磯丘陵を隆起させ、足柄平野を沈降させる地震(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。国府津-松田断層の地震活動履歴は、地震調査委員会(2009a)により取りまとめられている。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 相模トラフの地形と構造

2-1 相模トラフ周辺の地形

相模トラフは、相模湾中央部から房総半島南方を経て、伊豆・小笠原海溝に至る全長約300kmの溝状の地形である(図2-1)。ここでは、中田・他(2011b)、泉・他(2011)を基に相模トラフ周辺の海底地形について概観する。

相模トラフは、相模湾から伊豆大島東方まで北西-南東に延び、伊豆大島東方で東西~東北東-西南西に方向を変える。この部分は相鴨トラフと呼ばれ、北斜面は急崖、南斜面は比較的傾斜が緩い非対称な地形を呈する。さらに東では、房総海底谷と呼ばれる峡谷状の地形となり、下半部は著しく穿入蛇行(峡谷状の曲流)している。房総海底谷の北岸は房総海底崖と呼ばれる比高1000mに達する急崖になっている。房総半島南方には、安房海底谷と呼ばれる幅の広い谷が房総海底谷の南に並走し、勝浦海盆につながる。安房海底谷の上中流部は、陸のプレートとその下に沈みこむフィリピン海プレートのプレート境界に相当している。

相模トラフは北側に位置する陸のプレートに南側のフィリピン海プレートが沈み込むプレート境界であり、相模湾や相鴨トラフの北側の海底にはプレートの沈み込みに関連した断層変位地形が多数認められる。相模湾の東部には、国府津-松田断層の海域延長部分に当たる相模湾断層が大磯海脚、相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山や、平塚海底谷、片瀬海底谷の海底段丘、三浦海底谷、城ヶ島海底谷、東京海底谷の海底扇状地を北西-南東方向の急崖で断ち切っている。また、相模湾西部に位置する初島東方沖の海底崖は相模湾西縁断層帯に相当し、北北東-南南西方向の急崖を呈する。

相模トラフの中軸谷は相鴨トラフから房総海底谷に続くが、プレート境界は相鴨トラフから安房海底谷の上中流部、さらには房総海底谷の下流部へと続く。安房海底谷の北側の斜面には断層変位地形が多数認められる。

上述のように、相模トラフ周辺では、多数の断層地形が認められている(図2-2)。相模トラフの地形・地質については多数の研究があり、海底活断層に関する知見も多い(木村, 1973; 茂木, 1977; 石橋, 1980; 岩淵・他, 1990, 1991; 加藤・他, 1985, 1993; 活断層研究会, 1991; 加藤, 1999; 佐藤・他, 2010)。また近年は、海底地形の高分解能数値データを利用することが可能となり、陸上の変動地形解析と同様の方法で海底活断層の位置・形状を詳細に検討することが可能となった(中田・他, 2009, 2011b; 渡辺・他, 2010; 泉・他, 2011, 2012, 2013)。これにより精度の高い海底活断層マップが作成されつつあり、後述するように、海底活断層と歴史地震の震源域との対応関係も議論されている(中田・他, 2011a; 渡辺・他, 2012)。

国府津-松田断層は、相模湾断層の陸域延長に位置している。この断層は足柄平野と大磯丘陵などの地形境界に位置し、長期的には北東側を相対的に隆起させてきた逆断層である。国府津-大磯間の相模湾沿岸に分布する海成段丘を構成する海成層のうち、喜界アカホヤ火山灰層(約7300年前)に対比される層準は、国府津-松田断層を挟んで約22m上下変位している(山崎, 1984)こと等から、地震調査委員会(2009a)では、国府津-松田断層の平均上下変位速度は約2-3mm/年と推定された。

相模トラフに面する海岸は、総じて隆起傾向にあることを反映した地形で特徴づけられる。これは主に地震時の急激な隆起が累積していった結果と考えられる。特に一回一回の地震性隆起を記録した海岸段丘は、房総半島南部沿岸に顕著に発達するが、そこから推定される地震の履歴については3-1-2で説明することとし、ここでは長期的な変動について述べる。

房総半島から三浦半島、大磯丘陵南縁地域にかけて、ほぼ全域で7000年前頃の縄文海進高頂期に形成された完新世最高位の海岸段丘(沼段丘)が分布している。その高度は場所によって異なり、各地における隆起速度の違いを反映している。最も高い段丘の高度は房総半島南端と大磯丘陵南縁地域の西端で、標高30mに達し、平均隆起速度は約4mm/年と見積もられる。房総半島における沼段丘の高度は内房側(西側)の保田で標高14m、外房側(東側)の鴨川で標高18mであり、北へ向かって低くなる傾向にある(図2-3; 宍倉, 2001)。しかし相模トラフから離れた茂原でも標高10mの高度にあることは注目される。三浦半島における沼段丘は、おおよそ標高10~20mの間で分布するが、局所的に高度の急変がみられ、これは半島を横切る三浦半島断層群の影響を受けていると考えられている(熊木, 1982)。大磯丘陵南縁地域では、西縁の国府津付近で標高30mから、東縁の大磯付近の標高15mまで高度を減じる。この高度差は国府津-松田断層帯の活動の影響が指摘されている(熊木・市川, 1981; 松田, 1985; 山崎, 1993)。

三浦半島には、長期的な隆起の累積に加え、最終間氷期以降の氷河性海水準変動を反映した更新世の海岸段丘が発達する。その高度は最高で標高約100mに達し、火山灰層序に基づいて3面に区分

される。それらは高位から引橋面、小原台面、三崎面と呼ばれ、形成年代は酸素同位体比ステージ5e (12万年前)、5c (10万年前)、5a (8万年前) にそれぞれ対応すると推定されている (町田・新井, 1992)。また大磯付近にもステージ5eに形成された吉沢面が標高約100 mに分布していることが確認されている (町田, 1971)。一方で、隆起の著しいはずの房総半島南部では、更新世の海岸段丘の分布はほとんど確認できず、太房岬面など三浦半島の三崎面に対比される段丘が標高80 m付近にわずかに見られるのみである (杉原・他, 1978)。この理由として、侵食によって消失した可能性や最終間氷期の時点でもまだ海面下であって離水していなかった可能性などが考えられる。

2-2 地下構造

関東平野が位置する陸のプレートの下には、相模トラフから北西方向に沈み込む海洋性のフィリピン海プレートが存在する。さらに、その下には、日本海溝から西向きに太平洋プレートが沈み込んでいる。これまで、関東平野下に存在する各プレートの形状は、精密に決定された微小地震の震源分布やメカニズム解分布 (例えば、野口, 1985; Ishida, 1992; Hori, 2006など)、地震波の後続波 (Hori, 1990) を用いて推定されてきた。しかし、この地域の地震活動は、各プレートの境界部およびプレート内部で活発であり、地震活動のみからプレート形状を推定することは難しい。

近年、^{ちゆう}稠密かつ高精度な地震観測の実現により、プレート沈み込み帯で波形の相似性の極めて高い地震 (相似地震) が繰り返し発生していることが明らかになった。このような相似地震はプレート境界で発生していると考えられることから、この地震の発生深度を調査することにより、プレート間すべりが発生する面としてのプレート形状を推定する試みが行われている (Kimura et al., 2006)。一方、地震波が伝わる速度の違いから、プレート形状を把握する研究も進められている。Matsubara et al. (2005) は、基盤的地震観測網等により観測された近地地震の走時データを解析し、フィリピン海プレートと太平洋プレートが関東平野下に沈み込む様子をとらえた。文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2012a) は、首都圏に稠密に展開された首都圏地震観測網 (MeSO-net) によるデータに同様のトモグラフィ解析を実施し、沈み込むプレートのより高分解能な描像に成功した。得られた三次元的な地震波速度構造に加え、発生している地震のメカニズム解や相似地震、ゆっくり地震 (スロー地震) の分布等も考慮し、新たなプレート形状モデルが構築・提案されている (図2-4)。これらのトモグラフィ解析に基づいて得られたフィリピン海プレート・太平洋プレートの上面は、地震活動に基づいて推定されていた深さよりも約10km程度浅いことが明らかになった。このことは、人工地震探査による結果 (Sato et al., 2005) とも調和的である。また、トモグラフィ解析の結果、北緯35.75°付近の深さ30~40kmに顕著な低速度異常領域が東西に広がっていることが明らかとなった。この地域は高Vp/Vsでもあり、マントル物質が20~30%蛇紋岩化している可能性が指摘されている (Kamiya and Kobayashi, 2000; Matsubara et al., 2005)。

なお、相模トラフから沈み込んだフィリピン海プレートの北端は、地下深部で太平洋プレートと接しているが、この位置は、陸のプレート、フィリピン海プレートおよび太平洋プレートの境界で発生する繰り返し地震の震源分布や発震機構解から推定される地震時のすべり方向とプレート間の相対的な移動方向の対比 (Uchida et al., 2009; 図2-5) や構造探査から推定されている。

房総沖の相模トラフ周辺では、東北日本弧の下にフィリピン海プレート、更に下方には太平洋プレートが分布する。(独)海洋研究開発機構は、相模湾から房総沖にかけての海域において大容量エアガンと長さ6kmの長大ストリーマーを用いたマルチチャンネル反射法探査を実施してきた (三浦・他, 2012)。房総沖には、北西-南東方向に走向をもつ安房海底谷と房総海底谷があるが、安房海底谷は東経141度付近から房総海底谷と近接し、勝浦海盆に合流する。反射断面から、東経140度~141度でのフィリピン海プレートの沈み込み口は安房海底谷と判断した。フィリピン海プレート上面は、この複雑な地形を持つ海域下でも明瞭な反射面として同定され、勝浦海盆の北西端で露出していると判断した。この海域において岩淵・他(1990)は、海底地形から約50km西側にプレート上面が露出していると結論づけたが、反射断面からは、プレート上面から分岐した反射面が露出していることが確認できた。勝浦海盆の基盤面はフィリピン海プレートに属することと、大東海脚下に明瞭な反射面が同定できないことから、大東海脚はフィリピン海プレートに属することとなる。大東海脚は北方から地形的には連続する海脚であるため、北緯34.5度周辺でプレート境界が大東海脚を横切ることが予想される。岩淵・他(1990)が指摘するように、三つのプレート境界が会合する地点は坂東深海盆よりも北方に位置することになる (図2-6)。

また相模湾における反射断面から、フィリピン海プレート上面は相模トラフの南西側から北東側に傾斜しており、真鶴半島から連続する真鶴海丘がフィリピン海プレートの北西進に応じて変形していることが確認できた。さらに、伊豆半島基部から続く厚い堆積層は、相模トラフ軸部にも厚く

堆積し、^{しゅう}褶曲しながら三浦海丘まで広く分布することや、相模湾断層および国府津－松田断層はフィリピン海プレート上面からの分岐断層であると解釈した（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012b）。

3 地震活動

3-1 過去の大地震について

これまでの地震観測、歴史記録及び地形・地質学的な調査研究の成果を吟味し、相模トラフ沿いのM8クラスの地震及びプレートの沈み込みに伴うM7程度の主要な地震を別表に整理した。

3-1-1 歴史記録のある地震

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クラスのプレート境界地震であると判断することができる地震は、1703年元禄関東地震と、1923年大正関東地震のみである。これらに加え、M8クラスのプレート境界地震であった可能性のあるものは、最近の研究では、1293年永仁関東地震及び1495年明応鎌倉の地震がある。また、1257年と1433年に規模の大きな地震があるものの、M8クラス以上のプレート境界地震であると推定できるだけの資料は得られていない。よって、ここでは、これら6個の地震の記録を整理した。

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震については、歴史記録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（別表「プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震」参照）の記録を整理した。これ以前の地震については、歴史記録の不足により、地震の見落としの可能性が高いことを考慮した。

主文の図7に示すように関東地方では、過去に被害を伴ったM7程度の地震が数多く発生している。これらのうち、江戸期以前の地震については、地震のタイプや発生様式について見解が分かっているものが多く、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年以前は、震源の深さの情報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。

地震の整理にあたっては、石橋（1993）、渡辺（1998）、阿部（1999）、宇津（1999）、地震調査委員会（1999b）、宇佐美・他（2013）等の記述を参考にした。震源データは、気象庁震源カタログ、宇津の表（1982, 1999, 2004）、グローバルCMTカタログを引用した。また、地震のマグニチュード（M）の値は宇佐美・他（2013）を採用した（別表）。また、大規模な地震に対しても値が飽和しにくく、地震の実際の規模をよりよく反映するモーメントマグニチュード（M_w）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。

相模トラフ沿いのM8クラスの地震

○1923年9月1日の地震（大正関東地震）

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3-1）。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3-2）。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3-3）。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約10万5千名の被害を生じた。この地震に伴って、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, 2009b）（図3-4左図）。

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3-5）。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・他, 2013）。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。推定された震源過程は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すべり（スロースリップ）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3-6）。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棟を超えた（宇津, 1999）。

¹本報告では1923年関東地震の震央位置として、気象庁の震源再決定値（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。

大正関東地震は、相模トラフ沿いのM8クラスの地震の中で、唯一、近代的な地震観測や測地測量がなされた地震であり、観測データの解析を通じて、その震源モデルの推定が進められている。主文の図4に示されるように、解析に用いたデータや解析方法により様々な震源モデルが提唱されているが、いずれも相模トラフ周辺から北東方向に傾斜する断層面を想定しており、その断層上端の深さは1.5~3km程度と推定されている（例えば、佐藤編, 1989）。一方、近年、測地データに海外で観測された地震波や国内の強震記録を追加した逆解析を行うことにより、断層面上のすべり分布が推定されるようになってきた（Wald and Somerville, 1995; Kobayashi and Koketsu, 2005）（図3-7）。また、滑らかなプレート境界面に沿ったすべり分布を測地データの逆解析で推定した研究もある（Matsu'ura et al., 2007）。その結果、断層面上の有意な地震時すべりは、海底面下の深さ約2km付近まで存在していることが明らかになった。また測地データや津波高から断層面上のすべり分布も推定されている（行谷・他, 2011; 内閣府, 2013）（図3-7）。

○1703年12月31日の地震（元禄関東地震）

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（M7.9~8.2, 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6相当、相模湾沿岸地域や房総半島南端では震度7相当の揺れであったと推定されている（図3-8, 図3-9）。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3-3, 図3-10）。全体として、地震動や津波などにより、死者1万人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6m隆起したと考えられている（地震調査委員会, 2009b）（図3-4右図）。

1703年元禄関東地震と1923年大正関東地震では、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年元禄関東地震の方が大きいことや、1703年元禄関東地震では津波が外房方面にもあったことから、元禄関東地震は大正関東地震より、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, 2009b）。測地データや津波高から断層面上のすべり分布も推定されている（宍倉, 2012; 内閣府, 2013）（図3-11）。

○1495年9月12日の地震（明応鎌倉の地震）

1495年9月12日に（グレゴリオ暦（以下同様））神奈川県の鎌倉付近を津波が襲い、鎌倉大仏殿に達したとされ、溺死者が200人生じたと言われる。この地震は歴史記録が1点のみで有ること、当時鎌倉に大仏殿は無かった可能性が大きいことから、京都で同日の地震が記録されている（宇佐美・他, 2013）ものの、1498年の東海地方の地震との混同と考えて、実際には大被害はなかった地震とされている。伊豆半島東岸の宇佐美遺跡で発見された津波堆積物がこれに対応するとする説（金子, 2012）をとれば、相模トラフ沿いのM8クラスの地震であった可能性も否定できないが、大仏殿が無かったとすれば信憑性の高い歴史記録の裏付けは無く、1箇所の堆積物調査のみを根拠とする地震となる。

○1433年11月6日の地震（永享相模の地震）

1433年11月6日に、相模辺りを震源域とする地震（M7.0以上）があった。神奈川県の鎌倉や大山で被害が発生した。余震が多かった。当時東京湾に注いでいた利根川で水が逆流したというが、津波があったかは不明である。ここではM8クラスではないとするが、今後の課題である。

○1293年5月27日の地震（永仁関東地震）

1293年5月27日に、相模湾を震源域とする地震（M7.0）があった。神奈川県の鎌倉付近を強震が襲い、寺社に大きな被害が生じている。死者は、数千とも2万以上ともいわれる。三浦半島の小網代湾では、この時期に対比される可能性のある津波堆積物が発見されており、この地震によって、津波が発生した可能性も指摘されている（Shimazaki et al., 2011）。また、房総半島の保田低地に分布する離水段丘地形にも、この地震に対比できるものがあることから、地殻変動も生じたと考えられている。そこで、本評価ではM8クラスの地震として扱った。国府津—松田断層においては、曾我原地点におけるトレンチ調査にこの地震に対比できる可能性のある

活動の証拠（12世紀以後西暦1350年以前）が報告されている（神奈川県，2003）。

○1257年10月9日の地震（正嘉鎌倉の地震）

1257年10月9日に、鎌倉付近を震源域とする地震（M7.0～7.5）があった。鎌倉付近を強震が襲い山崩れや家屋倒壊、液状化が発生し、余震も多数あったという。岩手県久慈に津波が襲来したという歴史記録もあるが、これを除いて、震源は相模湾内である可能性が高い。歴史記録が少なく規模がM8クラスである可能性も残るが、永仁関東地震と時期が近いことから、本評価では取り扱わない。今後の課題である。

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

○1987年12月17日の地震（千葉県東方沖の地震）

1987年12月17日に千葉県の茂原辺りで地震（M6.7, Mw6.5）があった。震源は九十九里浜付近のやや深い場所であったとされる（地震調査委員会，2009b）。千葉市、銚子市、勝浦市では震度5が観測され、千葉県を中心に木造家屋の屋根瓦の崩落、急傾斜地の崩壊などが顕著であり、ブロック塀の倒壊によって死者2名の被害が生じた。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，2009b）（図3-12）。なお、この地震に伴う津波は観測されていない。

○1922年4月26日の地震（浦賀水道付近の地震）

1922年4月26日に浦賀水道辺りで地震（M6.8）があった。関東、甲信で震度4～3（気象庁，1922b）を観測し、秋田や福井県の敦賀まで有感となった。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・他，2013）（図3-13）。なお最近では、1988年8月12日に浦賀水道付近でM5.3の地震があり、最大震度4、東京でガラス破損等の軽微な被害があった（宇佐美・他，2013）。

○1921年12月8日の地震（茨城県南部の地震）

1921年12月8日に茨城県の龍ヶ崎辺りで地震（M7.0）があった。関東を中心に東北地方や中部地方の一部で震度4～3（気象庁，1922a）を観測した。死傷者は記録されておらず、龍ヶ崎や千葉県印旛郡で家屋や道路の損壊などが生じる程度の小被害であった（宇佐美・他，2013）（図3-14）。

○1895年1月18日の地震（茨城県南部の地震）

1895年1月18日に霞ヶ浦辺りで地震（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。特に茨城県の鹿島・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・他，2013）（図3-15）。

○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・他，2013）（図3-16）。従来は次の地震の余震と考えられていたが、波形が異なる（室谷・他，2012）ことや、燈台の震度報告などまで勘案して、浦賀水道あたりのやや深い地震ではないかとする説がある（松浦，2013）。浦賀水道とすれば、最近では1992年2月2日にM5.7の地震があり、最大震度5、東京等で負傷者34人（宇佐美・他，2013）と類似するかに見える。

○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煉瓦作りの煙突破損など多く発生し、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，2009b）（図3-17）。

○1855年11月11日の地震（安政江戸地震）

1855年11月11日に地震（M7.0～7.1）があった。関東地方の広い範囲で強い地震動が生じ、特に東京都東部、神奈川県横浜市、千葉県木更津市などでは震度6強程度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、日比谷の入り江を埋め立てて作られた江戸城東側の大名小路（現在の千代田区丸の内辺り）や、大正関東地震でも火元となった東京都の神保町などで火災が生じた。さらに、埼玉県幸手市など各所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（中村・松浦，2013）。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。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、磁石の弱まりなどの現象があったという記録がある（宇佐美・他，2013）（図3-18）。

○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±0.1）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・他，2013）。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）。

○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、小田原での全壊家屋は800棟を超えた（宇佐美・他，2013）。最大震度は5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・他，2013）。網代村（現熱海市）の波よけ堤防が崩壊し、静岡県の熱海村（現熱海市中心街）で被害のない津波があったという説もある（都司，1986）が、震源域は国府津－松田断層の北部付近の内陸と推定され、津波は伴わなかった（図3-19）。

○1649年7月30日の地震（慶安武蔵の地震）

1649年7月30日に地震（M7.0±1/4）があった。荒川沿いに沖積層が厚い川越などで被害が最も多く、町屋が700軒ほど大破したほか、田畑が1m弱沈降した。江戸城でも二ノ丸の塀などが破損したほか、武家屋敷で倒壊や破損があった。日光でも破損被害（宇佐美・他，2013）。死者50人余。余震が1ヶ月以上あったという。従来1931年西埼玉地震のような川越付近の浅い地震とされてきたが、江戸での被害から、埼玉県中部のやや深い地震とする説もあり（石橋，1994、松浦・他，2006）、その場合規模はM6.5～6.7となる。

○1648年6月13日の地震（慶安相模の地震）

1648年6月13日に地震（M7.0）があった。小田原城で石垣や櫓の破損被害があったほか、小田原領内で家屋倒壊が多かった。箱根で落石により死者1。江戸では船のように揺れて瓦が落ちて土蔵など破損というが、やや長周期のゆれであろうか。京都で有感という歴史記録もある（宇佐美・他，2013）。やや深い地震であれば規模は小さくM6.0程度となるが（松浦・他，2006）、江戸での揺れを表面波によるものとすれば、足柄平野付近の浅いM7.0程度の地震となる。

○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±1/4）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・他，2013）。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、静岡県の沼津・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5未満であった。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の海底面と推定される（石橋，1993）。国府津－松田断層の海域延長部も震源域の候補である（松浦・他，2006）。

3-1-2 地形・地質学的手法により推定される地震

・地形的な手法により推定される地震

1923年大正関東地震や1703年元禄関東地震では、地震に伴い相模湾沿岸から房総半島南部にかけて地殻上下変動が生じ（図3-4）、このとき隆起した海岸では、波食棚などの海岸地形や岩礁の固着生物が離水した。このような海岸では、過去にも同様の隆起が繰り返して生じていたことを示す離水海岸地形や生物遺骸が、複数の高度に分布している。特に房総半島では、渡辺（1929）以降、海岸段丘に関する多くの研究例があり、完新世段丘が少なくとも4面に区分されることが報告された（図3-20；Sugimura and Naruse, 1954；松田・他, 1974；Yonekura, 1975；横田, 1978；中田・他, 1980）。中田・他（1980）はこれらを高位にあるものから順に沼I～IV面と呼び、その年代を6150 yBP²、4300 yBP、2850 yBP.及び西暦1703年と推定した。高位の3面の年代は未校正であるので、後に藤原・他（1999）によりB.C.5200年、B.C.3000年、B.C.1000年と暦年補正された。茅根・吉川（1986）は現成海岸地形と段丘地形との形状の比較から、沼I～IV面の段丘は、1703年元禄関東地震と同様の大きい隆起を伴う地震（元禄型関東地震）で形成されたものとし、それらの段丘面の上に数段ずつある小崖地形を1923年大正関東地震と同規模の比較的小さい隆起を伴う地震（大正型関東地震）で形成されたものと考えた。この場合、沼I～IV面の年代に基づけば、元禄型関東地震の再来間隔は2000～2700年となる。大正型関東地震の平均再来間隔については、熊木（1988, 1999）が段丘の高度や測地観測の結果などから間接的に500～600年程度と見積もっている。これに対し、宍倉（1999）及び宍倉・他（2005）は、房総半島南西岸の岩井低地などに発達する浜堤列から、少なくとも11回分の大正型関東地震による隆起の痕跡を検出し、その年代から直接大正型関東地震の発生時期を求めた（図3-21）。これまでのところわかっている範囲で、6800～6650yBP、6000～5900yBP、5400～5300yBP、3800～3600yBP、3300～3100yBP、2800～2700yBP、2500～2400yBP、1300～1200yBP、1050～650yBP.に大正型関東地震が発生したと推定されている。宍倉（2003）は、これらのうち1300-1200yBPのイベントの候補として878年元慶地震、1050～650yBP.のイベントの候補として1257年正嘉地震や1293年永仁関東地震をそれぞれ挙げている。また宍倉（2003）はこれらの履歴をまとめ、相模湾付近で繰り返し起こる大正型関東地震の数回に1回は、震源域が房総半島南東沖まで拡がり、元禄型関東地震となっていると解釈した。そして相模湾付近を震源とする地震の平均再来間隔を約400年と見積もっている。

その後、宇野・他（2007）や遠藤・他（2011）によって房総半島の完新世段丘の見直しが行われ、従来沼I～IV面に区分されてきた段丘の年代が、内房側と外房側で必ずしも一致しない可能性が指摘されるようになった。これにより元禄型関東地震の解釈や再来間隔について再検討が必要になり、房総半島南東沖を震源としたタイプの地震が存在する可能性も検討されるようになった（宍倉, 2012）。また、外房側の海岸に分布する段丘の高度について、大正型及び元禄型の関東地震の繰り返しによる隆起の累積だけでは説明がつかないという指摘もある（宍倉, 2001）。特に鴨川周辺から茂原周辺にかけては、1923年大正関東地震に伴う隆起量が小さく、さらに1703年元禄関東地震では変動がなかったり、むしろ沈降したりしている（図3-4）にもかかわらず、完新世の最高位段丘（沼段丘）の高度が10～18 mに達する（図2-3；宍倉（2001））。このことから、これらの地域を隆起させる別のタイプの地震の存在が疑われる。しかしながら、まだ1段1段の段丘の空間的な分布と年代に関する詳細な解析は行われていないため、大正型や元禄型以外のタイプの地震に関する具体的な震源域や再来間隔はわかっておらず、存否そのものについても慎重に検討する必要がある。

・地質学的な手法により推定される地震

相模トラフに面する海岸での津波堆積物について、房総半島では、藤原・他（1997）などにより巴川で発見された縄文海進時の津波堆積物に関する報告がある。これは約8100yBP頃から7000yBP頃にかけて、内湾の海底下に堆積した泥層中に、津波によって形成されたと考えられる砂礫層が、少なくとも7層挟まれているとされ（図3-22；Fujiwara and Kamataki, 2007）、その形成間隔は100～350年程度である（藤原, 2012）。最短で100年程度という短い形成間隔を示す理由としては、元禄型や大正型の関東地震以外の、房総半島南東沖や南海トラフなどの地震によってもたらされた津波が混在している可能性が挙げられる。また藤原・他（1999）は、房総半島南部と三浦半島でのボーリング調査から、5400～5250yBP、4250～3950yBP、2750～2600yBP.にも津波があったと推定している。

²暦年未補正の放射性炭素同位体年代。1950年を起点として何年前かを示す。

また三浦半島では、Shimazaki et al. (2011)が小網代湾の干潟から浅海底にかけて掘削調査を行い、T1~3の3層の津波起源と思われる堆積物を見いだした(図3-23)。これらの年代を分析した結果、上位のT1およびT2は1923年大正関東地震と1703年元禄関東地震にそれぞれ対比される。また下位のT3の年代はA.D.1060~1400と推定され、1293年永仁関東地震に対比される可能性が指摘されている。これらの証拠からみた平均再来間隔は260~430年である。千葉・他(2013)は江奈湾で4000年前までの浅海の堆積物の中から6層の津波に起因する可能性のある堆積物を認定し、1923年大正関東地震による津波堆積物と、約2000年前、3000年前、3300年前、3700年前、4000年前に相模トラフ沿いで発生した地震に由来する津波堆積物と推定した。これらの一部は宍倉(2003)が示す隆起イベントの年代とも整合する。

伊豆半島東岸では、藤原・他(2007)が伊東の宇佐美遺跡発掘現場から中世の津波に起因する可能性のある堆積物を見だし、この起源として1498年明応東海地震の可能性が論じられている。これについて金子(2012)は、1495年に相模トラフを震源とする地震があったと考え、その津波による可能性を指摘している。しかし今のところ房総半島や三浦半島など他の地域では、同じ時代の津波堆積物や海岸段丘は見つかっていない。

・陸域及び海域の活断層から推定される地震

国府津-松田断層を変位させる活動については、地震調査委員会(2009a)が既往トレンチ調査結果(水野ほか, 1996; 山崎・水野, 1999; 神奈川県, 2003; 神奈川県, 2004)に基づき、最新活動時期は12世紀以後西暦1350年以前、2回前と3回前の活動は、約4450yBP.以後-約2550yBP.以前であるとしている。これらの結果に基づき、国府津-松田断層の平均活動間隔は約800-1300年と評価された。

海底活断層と歴史地震の震源域との対応関係については、以下のような指摘がある。

中田・他(2011a)は相模トラフの北東側のトラフ陸側斜面で極めて新しい時代に形成されたと考えられる比高数m程度の断層崖(北東隆起)を確認し、1923年大正関東地震時の地表地震断層に相当すると考えられると指摘している。また、東側の海底活断層と連続するように、房総半島南方沖では比高1,500mを超える大規模な断層崖が形成されており、崖基部には若い断層変位地形が認められ、1703年元禄関東地震時の地表地震断層である可能性が高い(中田・他, 2011a)としている。従来、この海底活断層は鴨川海底谷に沿って南東方向へ連続すると考えられてきたが、変動地形学的には九十九里沖まで東西走向で連続していると判断でき、宍倉(2003)の想定と調和的である(中田・他, 2011b)との指摘がある。

3-2 近年の地震活動等

3-2-1 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と太平洋プレートが重なり合いながら陸のプレートの下に沈み込んでおり、その構造は複雑である。このため狭い範囲に集中した地震活動が見られる領域(活動域)が多数存在する(図3-24)。

例えば、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近では、茨城県南部(a, b)、房総半島東部(c)、山梨・神奈川県境付近(d)に活動域が見られる。このうち、活動域(a, b)では、低角逆断層型の地震が含まれており、その中には、観測される波形の相似性が極めて高い地震の組が存在する。このような波形の相似性が高い地震は、プレート境界上で相互に固着しやすい領域が繰り返し破壊することで発生すると考えられており、この地震の震源位置が、フィリピン海プレート上面のプレート間すべりを起こす面であると解釈できる(Kimura et al., 2006; 図3-25)。一方、活動域(c)では、プレート境界のスロースリップに伴う地震活動が数年間隔で発生しており、2014年1月にも同様の地震活動が見られた。活動域(d)で発生する地震の震源位置やメカニズム解の分布を詳細に検討すると、丹沢地域直下でその特徴は大きく変化している(行竹ほか, 2010; 図3-26)。この活動域の東部(図中、Region Aと表記)では、震源はほぼ水平な面上に集中して分布しており、東西走向・北傾斜の低角逆断層型の地震が多い。この断層走向および傾斜は、この地域におけるフィリピン海プレートの形状(Sato et al., 2005)と調和的である。また、すべり方向は、陸のプレートに対するフィリピン海プレートの相対的な運動方向に対応することから、これらの地震は陸のプレートとフィリピン海プレートの境界面あるいはそのごく近傍で発生していると考えられる。これに対し、西側(図中、Region Bと表記)では、東側よりも深部で厚みを持った地震活動が存在し、そのメカニズム解は南北走向・西傾斜の低角逆断層型が中心である。この領域の深部で発生する地震活動の応力場は、東側(図中のRegion A)

と明らかに異なっており、伊豆半島の衝突に起因する地震活動と考えられている (Yukutake et al., 2012)。

太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界付近の活動域では、茨城県南部 (1)、千葉県北西部 (2)、千葉県北東部 (3) に活動域が見られる。

陸のプレート内部では、銚子付近に東北地方太平洋沖地震以後に活発となった活動域 (e) が見られる他は、ごく小規模な活動が見られる程度である。

東京湾南部から相模トラフ付近の大正関東地震の震源域と推定される範囲では、特段の活動域はみられない。

東北地方太平洋沖地震発生以後、南関東周辺では全般的に地震活動が活発となった。その中でも、東北地方太平洋沖地震直後に地震が多発し大きく活動度が変わった活動域 (b,3,e) と、定常的に活動度が高まった活動域 (a,1,2) とが見られる。一方、東北地方太平洋沖地震の前後で活動度に変化の少ない活動域 (c,d) もある。

図3-6に1923年大正関東地震以後の南関東におけるやや規模の大きい (M4.5以上の) 地震活動の推移を示した。大正関東地震直後に南関東およびその周辺でM7程度の余震がいくつか発生しているが、それ以降、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。

3-2-2 地殻変動の現状

図3-27は、国土地理院のGNSS (全球測位衛星システム) 観測及び海上保安庁の海底地殻変動観測から本州内陸部に対する南関東周辺域の平均変位速度を示したものである。

伊豆諸島の伊豆大島や三宅島では、フィリピン海プレートの運動方向を表す北北西方向の変動が見られ、房総半島や三浦半島においても北北西方向の変動が見られる。この変動は北に行くほど小さくなり、プレートの沈み込みに伴う圧縮変形を表していると考えられる。一方、伊豆半島では西向きの変動が見られ、伊豆半島の付け根付近では変動速度が小さくなっている。これらは伊豆半島が本州弧に衝突している影響だと考えられる。

さらに、相模湾から房総沖にかけての海底地殻変動観測結果からは、フィリピン海プレート上の観測点では、北北西方向の変動が見られ、プレート運動や周辺の陸域観測点とおおむね調和的な結果が得られている。一方で、陸側プレート上の「房総沖2」観測点では、陸域観測点と方向が異なる上、速度が小さく、観測点直下の固着の不均質を反映している可能性がある。

なお、房総半島南東部では1996年、2002年、2007年、2011年と2014年に、プレート境界面でのスロースリップを原因とする南南東向きに最大1~3cm程度の地殻変動が観測された。(図3-28)

3-3 プレート運動との整合性

相模トラフでは、フィリピン海プレートが陸側プレートに対して年間約3cmの速度で北西~北北西方向に沈み込んでいる (Wei and Seno, 1998; Sella et al., 2002)。なお、伊豆半島周辺では、伊豆弧の本州弧に対する衝突 (例えば、Matsuda, 1978; Soh et al., 1998など) や伊豆弧の背弧拡大により、複数の断層やプレートの内部変形による複雑な地殻変動が生じていることが指摘されている (例えば、Mazzotti et al., 1999など)。伊豆弧の衝突等を考慮すると、相模トラフにおけるプレートの相対運動速度は年間2.3~2.8cm程度と推定されている (Nishimura, 2011)。また、相模トラフにおける相対運動速度を年間1.7~1.8cm程度 (Loveless and Meade, 2009)、年間4.1~4.3cm程度 (GSRM v1.2(Kreemer et al., 2003)) と推定する研究もあるが、現在の関東地方北部に対する伊豆諸島の相対運動速度 (図3-27) とは整合しない。

GNSS観測に基づく地殻変動データから推定されるプレート間の固着分布 (図3-29、図3-30、図3-31、図3-32) によると、神奈川県西部から房総半島沖にかけてのプレート境界浅部では、プレートの相対運動のうちひずみとして蓄積している速度を表すすべり欠損速度が年間2cm以上であり、プレート間の測地学的固着係数 (プレート相対運動速度に対するすべり欠損速度の割合) が大きいと考えられる (Sagiya, 2004; 西村, 2012; Noda et al., 2013)。プレート境界の深さ20km以浅では固着係数が1.0に近いが、深部になると個々の研究結果によって差は見られるものの固着係数はおおむね低下し、深さ30~40km程度でほとんど0になると推定される。しかし、陸から50km程度以上離れた房総半島南東沖の領域では、陸域の地殻変動データによる固着やすべりの推定誤差が大きく、現状ではプレート境界の固着を定量的に判断できない。そのため、海域の地殻変動観測により沖合での固着の推定精度を向上させていく必要がある。

1923年の大正関東地震では、地震時の地殻変動データ等からプレート境界面上でのすべり量が推定されており、すべり量は最大で6~10m(Matsu'ura et al., 1980; Wald and Somerville, 1995; Kobayashi and Koketsu, 2005; Pollitz et al., 2005)である。従来、大正型関東地震の繰り返し周期は、200~400年と推定されており(地震調査委員会, 2004)、大正型関東地震の震源域での現在のすべり欠損速度が年間2~3cmと推定されていることとおおむね整合的である。一方、房総半島の南東沖合でも、すべり欠損速度が大きく固着が強いと推定されている領域があり、この領域を震源とする大地震は元禄型関東地震が知られている。1703年の元禄関東地震の房総半島沖でのすべり量は、10~12m程度と推定されており(宍倉, 2003; 行谷・他, 2011)、現在のすべり欠損速度の300~600年分に相当する。一方で、元禄型関東地震の繰り返し間隔は、従来2300年程度と考えられており(地震調査委員会, 2004)、現在の地殻変動から推定される元禄型関東地震の発生に必要なひずみの蓄積時間よりもはるかに長い。

GNSSと傾斜計データより、1996年、2002年、2007年、2011年及び2014年に房総半島東部から南東沖のプレート境界における、スロースリップが観測された(Sagiya, 2004; Ozawa et al., 2007; Hirose et al., 2012; 国土地理院, 2014)(図3-32)。これらのスロースリップは、いずれも継続時間が1~2週間程度で、Mw6.5~6.7程度のひずみを解放している。また、これらのスロースリップは、M5クラスを最大とする群発的な地震活動を伴うという特徴があり、過去の地震活動より1983年と1991年にも発生したと考えられている(Hirose et al., 2012)。このような活動履歴から、房総半島沖のスロースリップは、おおむね6年程度の繰り返し間隔でほぼ同様な領域で発生していると考えられるが、詳細な発生間隔や規模、すべり分布には個々のスロースリップによりばらつきが見られる。最近5回のスロースリップのすべり量はそれぞれ10~20cm程度であり、スロースリップ発生域におけるスロースリップを含まない期間のすべり欠損速度は年間約2~3cmと推定されている(図3-29、図3-30)ことから、最近20年間ではひずみの蓄積量と解放量がほぼ等しく、スロースリップ発生域ではひずみは蓄積されていないように見える。しかし、スロースリップ発生域は、房総半島沖でプレート間が固着している領域の一部(Ozawa et al., 2007; Hirose et al., 2012)にすぎないと考えられることや、スロースリップ発生領域でも過去に蓄積したひずみの有無が不明なことから、スロースリップ発生域周辺で将来大地震が発生する可能性は否定できない。

4 相模トラフ沿いの地震の長期評価の説明

4-1 評価対象領域について

本評価における、相模トラフの評価対象領域を、相模トラフ沿いにおける地形（幾何形状）の変化、力学条件の変化、既往最大地震の震源域、現在の地震活動等を考慮し、主文の図3に示すとおり設定した。各境界条件を下に示す。なお、ここに示す領域すべてが一度にすべった場合を最大クラスの地震と考える。評価領域全体の面積から円形クラックの式を用い平均応力降下量を3MPaと仮定して計算するとM8.6となることより、最大クラスの地震の規模はM8.6程度と推定した。

①南端：構造探査によるフィリピン海プレートの沈み込み位置

説明：相模トラフ沿いのプレート境界で地震が発生しうる位置の南端は、フィリピン海プレートの陸のプレートへの沈み込み位置（トラフ軸）となる。その位置を明確に示した資料は限られているため、本評価では、フィリピン海プレートの沈み込み位置のうち、房総半島南方沖より東側の領域については、音波探査結果など、構造調査よりフィリピン海プレートが沈み込み始めている状況が確認される位置を基に南端を推定した。

②南西端：フィリピン海プレートの深さ2kmの位置

説明：南端と同様、フィリピン海プレートの陸のプレートへの沈み込み位置となる。本地域では分岐断層が発達しているため、フィリピン海プレートの沈み込む位置を明瞭に特定するのは困難である。一般的にプレート境界はこれらの分岐断層より沖合にあると考えられる。大正関東地震の解析結果では、地震時の有意なすべり域の浅い端（南西端）は海底面より深さ約2kmまでであったと推定されていることより、フィリピン海プレートの深さ10km～5kmの上面の形状を深さ2kmまで延長した位置に南西端を推定した。

③南東端：南端のトラフ軸東側から北東端の南側延長部を、滑らかにつないだ位置

説明：南端の沈み込みが海底地形より明瞭にみられる場所から、海上保安庁及び（独）海洋研究開発機構による構造探査結果をもとに滑らかに延長した位置から推定した（図2-6）。

④西端：東西走向北傾斜の低角逆断層の分布範囲の西端付近

説明：山梨・神奈川県境で発生している地震のうち、フィリピン海プレートと北米プレートの境界面あるいはその付近で起きていると思われる地震（Yukutake et al., 2012）の発生領域西端から推定した（図3-26）。

⑤北端：フィリピン海プレート上面で発生している微小繰り返し地震の分布深度（約53km）

説明：フィリピン海プレート上面の境界で起きていると考えられる小繰り返し地震（Kimura et al., 2006）や低角逆断層型地震活動発生域の北端（最深点）から推定した（図3-25）。

⑥北西端：北端～西端を滑らかに結ぶ曲線

説明：フィリピン海プレート上面で起きる境界型の地震はこの付近では観測されていないので、西端と北端を滑らかに接続した曲線を北西端とした。

⑦北東端：フィリピン海プレート境界型の地震が発生している北東端

説明：関東地方では、太平洋プレートの上面は、北側は北米プレートと、南側はフィリピン海プレートと接している。接しているプレートの状態により、太平洋プレート上面で起きる地震のタイプ（発震機構）は異なっている（Uchida et al., 2009）。このため、上面で起きる地震のタイプの違いよりフィリピン海プレートの北東端を推定した（図2-5）。

4-2 評価する地震について

本評価では、相模トラフ沿いで発生した、過去の大地震の特性や、地下構造を検討し、以下に示す二つのタイプの地震について評価を行った。

I. 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

相模トラフ沿いの地震活動の長期評価（地震調査委員会，2004）では、この領域における地震を、「大正型関東地震」と「元禄型関東地震」に区分して評価を行っていたが、近年の調査・研究成果により、これまで「元禄型関東地震」と区分されていた地震の多様性や、上記の二つ以外の型の地震の

存在が指摘されていることを受け、相模トラフ沿いのM8クラスのプレート境界地震を一括して評価することとした。

宍倉（2012）にならい、関東地震の震源域をA, B, Cの3領域に分けて考える（図4-1）。まず、歴史記録や観測記録があり、震源域がかなり明確にわかっている最近の2地震について震源域を考察する。地殻変動及び津波の記録より、1923年大正関東地震は、主にA領域がすべった地震、1703年の元禄関東地震はA～C領域のすべてがすべったと考えられている（行谷・他、2011、内閣府、2013）。ただし、C領域については元禄関東地震の津波の遡上域から推定されたもので、東端がどこまで延びているかは不明である。これらの2地震に対応する地形・地質痕跡には以下のようなものがある。三浦半島の小網代では、この2地震に対応すると思われる津波堆積物が見つかっている（図3-23, Shimazaki et al., 2011）。離水地形については、1923年大正関東地震で、房総半島南西岸の岩井にある浜堤列が形成された（図3-21、宍倉、1999）。1703年元禄関東地震に伴い房総半島南部に沼IV面と呼ばれる海岸段丘が形成された（図3-20、中田・他、1980）。前評価では岩井の浜堤列を形成するものを大正型地震（主として領域Aが震源域）、房総半島南部に沼面のような大規模な海岸段丘を形成するものを元禄型地震（領域A～Cが震源域）として評価を行った。

一方、以下の科学的知見より、この領域におけるプレート境界地震は、大正型と元禄型という二つのタイプのみでなく、震源域の広がりにも多様性があることが明らかになってきた。

沼I～IV面に区分されてきた段丘（図3-20）の年代が、内房側と外房側で必ずしも一致しない可能性が指摘され（宇野・他、2007、遠藤・他、2011）、房総半島南東沖を震源としたタイプの地震（領域B～Cが震源域）が存在する可能性も検討されるようになった（宍倉、2012）。また以前より宍倉（2001）は、房総半島中部外房側、九十九里海岸に分布する段丘の高度について、大正型及び元禄型の関東地震の繰り返しによる隆起の累積だけでは説明がつかないことを指摘している（図3-21）。このことから、鴨川周辺から茂原周辺にかけての地域を隆起させる別のタイプの地震の存在が疑われる。また、沼面を形成するのは元禄型地震（領域A～Cが震源域）と考えられてきた。しかし、B領域での大きなすべりは沼面を形成する地殻変動をもたらすが、C領域については陸上に大きな地殻変動を起こさないため、C領域がすべったかどうかを沼面の形成のみから判断することはできない。また、今回新たに検討した最大クラスの地震が起きた時に予想される地殻変動でも、房総半島南部で沼面を形成するような隆起が起きると考えられる（内閣府、2013）ため、沼面が元禄型地震より大きな地震を示す可能性も否定できない。

国府津－松田断層は、構造探査よりフィリピン海プレート上面深さ7～10kmあたりから分岐する断層であることが推定されており、分岐点から地表までの断層幅も10km程度と短いため（図4-2、佐藤・他、2010）大きな地震を単独で発生させることはできないと考えられる。また、トレンチ調査より明らかになっている国府津－松田断層の過去の活動時期（地震調査委員会、2009a）は、離水地形より相模トラフ沿いのプレート境界の地震が発生したと推定される時期とほぼ重なっている（主文の図6）。一方、プレート境界地震が発生したと推定される時期に国府津－松田断層の活動が残っていない場合もあり、これも地震の多様性を示すものと考えられる。

II. プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

本報告では過去の被害地震の調査研究結果から、プレートの沈み込みに伴う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記録等による調査研究を参照して、プレートの沈み込みに伴って被害地震が発生すると考えられる領域を設定し（主文の図7）、その中で発生する地震について評価する。

領域の水平範囲は、4-1に述べた最大クラスの震源域と、過去に発生した被害地震の震源域を参照し設定した。水平位置の範囲を設定する際に参照した過去の地震を別表に示す。これらの九つの地震は、1703年元禄関東地震以降に発生した、M6.7以上の地震（ただし1703年元禄関東地震および1923年大正関東地震とその余震と思われる地震は除く）を抽出したものである。（主文の図8）。1703年元禄関東地震以前については、被害地震に漏れがある可能性があるため、評価対象から除いた。想定する最大の規模については、フィリピン海プレートの厚さ、及び1855年安政江戸地震の震度分布より推定された地震の規模Mw7.3（内閣府、2013）よりM7.3と推定した。

震源の深さについては、江戸時代に起きた古い地震については正確には推定できないため、明らかに浅く、地殻内で起きていると考えられる地震は除いたが、それ以外については対象に含めることにした。深さの精度が信頼できる1855年以降の地震を対象にすると、フィリピン海プレート内部で起きたと思われる地震が多く、中には太平洋プレート内部で起きたやや深めの地震も含まれている（東

京大学地震研究所・他，2012)。

なお、南関東周辺で深さ30kmより浅く、地殻内の地震であるとして対象外としたものに、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1-1参照)。1924年丹沢地震 (M7.3) は大正関東地震の余震であると考えられているので除いた。また、山梨県東部の地震については、野口・吉田 (1991) や津村・他 (1993) 等の、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。

4-3 相模トラフ沿いで次に発生する地震について

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」(地震調査委員会，2001)に基づいて推定した。

「相模トラフ沿いのM8クラスの地震」については、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 (主文の表1)。

一方、M7程度の「プレートの沈み込みに伴う地震」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は評価できない。このため、プレートの沈み込みに伴う地震を主文の図7に示した領域内部のどこかで発生するものと考え、同領域で過去に発生した地震から算定される平均発生間隔を有するポアソン過程に従うものとして、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 (主文の表2)。その結果は以下のとおりである。

I. 相模トラフ沿いのM8クラスの地震

以下では、相模トラフ沿いで発生するM8クラスの地震の発生可能性について検討を行う。歴史記録及び地震観測記録から、相模トラフ沿いのプレート境界で発生したことが明らかなものは1923年大正関東地震と1703年元禄関東地震の2回と少ない。そこで、本評価では、歴史記録、地形・地質データ、測地データなど、性質の異なるデータを用いて、各々次に発生するM8クラスの地震の発生可能性を評価した。地震発生確率は、最新活動時期がわかっているため、BPT (Brownian Passage Time) 分布を用いて評価した (地震調査委員会，2001)。

<歴史記録>

歴史記録の残っている地震として、地震調査委員会 (2004) での評価対象であった、1703年元禄関東地震及び1923年大正関東地震に加え、近年の調査・研究により、相模トラフのプレート境界地震であった可能性が指摘されている、1293年永仁関東地震を評価対象に含めた。また、1495年明応関東地震は存在しているかどうかについても意見が分かっているため、この地震を考慮した場合についても確率の計算は行ったが、参考扱いとした。表4-1に計算結果を示す。地震発生間隔のばらつきを表す α として、最尤法により求めた値や、陸域活断層の評価で用いられている値 ($\alpha=0.24$) を用いた。

表4-1 歴史記録データから求めた今後30年間に地震が発生する確率

ケース	平均活動間隔 (年)	今後30年間に地震が発生する確率			
		α : 最尤法 ()内は α 値	$\alpha=0.24$	Poisson 過程	大正関東地震 直前の値 (最尤法)
3地震	315	2% (0.45)	0.002%	9%	10%程度
4地震	210	0% (0.04)	1%	10%程度	90%程度以上

また、3地震ケースについて今後30年間に地震が発生する確率と、前地震からの経過時間の関係を図4-3の緑線で示す。参考までに、3地震から求めた値を使い、大正関東地震が発生する直前時点での「今後30年間に地震が発生する確率」を求めると10%程度となる。

<地形・地質データ>

宍倉 (1999) 及び宍倉・他 (2001, 2005) は、岩井低地などに発達する浜堤列から、少なくとも11回分のA領域が隆起する大正型関東地震による隆起痕跡を検出した (主文の図6)。離水地形

と津波堆積物の年代測定等のデータを総合的に判断すると、7,500年前から現在の間になくとも16回の地震が発生していたと推定できる。「少なくとも」としたのは、浜堤の中には、離水後、浸食されて消失し、地形的に残されていないイベントを見落としている可能性も否定できないからである。海面変動などにより離水地形が浸食されている場合があり得るので、16回の中で、離水地形が浸食されていない可能性の高い2400 cal yBP ~5400 cal yBPの3000年間に推定される9回の地震を用いて次に発生する地震の発生間隔の評価を行った。具体的には、5400-5300yBP.、5000-4800yBP.、4800-4250yBP.、4250-3950yBP.、3800-3600yBP.、3300-3100yBP.、3050-2850yBP.、2750-2700yBP.、2500-2400yBP.の計9回である。この中で、4800-4250yBP.の年代値は、前後の地震発生時期で挟み込んで得られた値である。

上で示したように、地形・地質データは年代決定の不確実性が大きいと、各地震の発生時期には幅がある。そこで、以下の二つの考え方により、平均発生間隔を評価した。

(i) 発生幅の midpoint で評価：各発生時期の中央の年 (3300-3100yBP.であれば3200yBP.) に地震が発生していたと仮定し、平均発生間隔と発生間隔のばらつきを表す α を最尤法により計算した。

(ii) 発生幅の中でばらつかせて評価：地震発生間隔がBPT分布に従うと仮定し、平均発生間隔とばらつき α の値をばらつかせてモンテカルロ法で地震発生系列を作成する (例えば、Stein et al., 2006 ; Parsons, 2008) 。その中で、2400 cal yBP ~5400 cal yBPの3000年間に推定される9回の地震発生系列を説明するものだけを取り出してくる。これを「実際の地震発生間隔を満たす系列」と呼ぶ。図4-4は実際の地震発生間隔を満たす系列の個数をコンターで示したものである。中央値 (赤三角)、平均値 (赤丸) に加え、比較のため、(i)で求めた値 (青丸)、歴史記録の残る3地震から求めた値 (緑丸) を示す。これらの値すべてが、68%の信頼区間に入っていることがわかる。

表4-2に、今後30年間に地震が発生する確率を計算した結果を示す。

表4-2 地形・地質データから求めた今後30年間に地震が発生する確率

ケース	平均発生間隔 (年)	A	今後30年間に地震が発生する確率
(i)	363	0.30	0.008%
(ii)中央値	378	0.39	0.1%
(ii)平均値	388	0.42	0.2%
(ii)95%信頼区間	-----	-----	ほぼ0%~5%

図4-3には歴史記録 (3地震) データより求めた値、地形・地質データより(i)及び(ii)の手法で求めた値を用いた時の今後30年間の地震の発生確率の時間推移を示す。評価時点では最新活動 (1923年大正関東地震) から90年が経過しているが、どのモデルでも、今後緩やかに発生確率が上昇していくことがわかる。図4-5には(ii)の手法で求めた実際の地震発生間隔を満たす系列の、評価時点における今後30年に地震が発生する確率の分布をヒストグラムで示したものである。モンテカルロ法を用いた(ii)の手法で、平均発生間隔の平均値を求めると約390年となる。95%の信頼区間で確率を評価すると0%~5%となる (表4-2) 。

次に、過去に発生した相模トラフ沿いのM8クラスの地震の中で、南房総地域に沼面を形成するB領域にも震源域が広がる規模の大きな地震について発生確率の計算を行った。このタイプの一番最近の地震は沼面を形成した1703年元禄関東地震である。それより古い沼I~III面を形成した地震の発生年代は、藤原・他 (1999) によりB.C.5200年、B.C.3000年、B.C.1000年と暦年補正された。これらから活動間隔を計算すると、2200年、2000年、2700年となる。地震発生間隔がBPT分布に従うと仮定し、平均発生間隔とばらつき α を最尤法で求めると、各々2300年、0.15となり、今後30年間に地震が発生する確率はほぼ0%となる。参考まで、平均発生間隔2300年で、ポアソン過程を仮定すると、今後30年間に地震が発生する確率は1%となる。

<測地データ>

A領域での現在のすべり欠損速度は年間2~3cmと推定されている (例えばNishimura, 2011)。1923年大正関東地震では、地震時の地殻変動データ等からプレート境界面上でのすべり量が推定されており、すべり量は最大で6~10m (Matsu'ura et al., 1980; Wald and Somerville, 1995; Kobayashi and Koketsu, 2005; Pollitz et al., 2005) である。過去においても現在と同じ率ですべり

欠損が蓄積しており、大正関東地震と同様な地震が繰り返し起きてしていると仮定すると、その地震の繰り返し発生間隔は200～500年となる。この値は歴史記録データや地形・地質データより求められた値と矛盾はない。また、地形・地質データより求めた活動間隔の68%の信頼区間がほぼ測地データから求めた区間に対応していることがわかる。

一方B～C領域については、A領域と同様すべり欠損速度が大きく固着が強いと推定されている領域がある。この領域を震源とする大地震は1703年元禄関東地震が知られている。元禄関東地震の房総半島沖でのすべり量は、10～12m程度と推定されている（宍倉, 2003; 行谷・他, 2011）。これはすべり欠損速度の300～600年分に相当し、沼面を形成する元禄関東地震またはそれ以上の規模の地震の繰り返し間隔の2300年程度より有意に短い。

長期的には、大地震によるひずみの解放速度と地殻変動から推定されるひずみの蓄積速度は釣り合うと考えられるが、後述するスロースリップ発生領域を除く房総半島沖の浅部領域では、現在推定されているひずみの蓄積速度の方がかなり大きい。この違いを説明するためには、次の三つの可能性があると考えられる。

- ①ひずみの蓄積速度は地震間に変化するものであり、長期的な蓄積速度は、現在の地殻変動から推定されている速度よりも小さいという可能性。
- ②元禄関東地震またはそれ以上の地震のすべり量は、現在推定されているよりもずっと大きく数十m以上で、ひずみの解放速度が大きい可能性。
- ③元禄関東地震またはそれ以上の地震以外に、従来知られていないタイプの大地震などが発生し、ひずみの解放速度が大きいという可能性。

これらの仮説のうちどれが正しいかを明らかにすることは、房総半島沖の大地震の長期評価において重要な課題である。過去の地震活動の履歴や震源域の多様性に関する地質学的あるいは歴史学的の研究や、固着分布の推定に関する測地学的研究を、引き続き進めていく必要がある。

次に、相模トラフ沿いのM8クラスの地震の発生間隔のばらつきの評価を行う。(ii)の手法で求めた「実際の地震発生間隔を満たす系列」から各々の地震発生間隔を取り出して、地震発生間隔の頻度を示したヒストグラムを図4-6に示す。この図より、地震発生間隔は68%の信頼度で250～480年の間に、95%の信頼度で180～590年の間に入ると推定される。95%の信頼度の中に、歴史記録（3地震）データより求めた間隔（220年と410年）が含まれており、測地データより求めた平均発生間隔（200～500年）とも矛盾しない。

以上の検討結果より、関東地震の長期的な発生確率は主文の表4-1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の推移を図4-3に示す。

II. プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震

プレートの沈み込みに伴うM7程度の地震については、前回の評価で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。しかし、主文の図8からM7程度の地震の活動は定常的ではなく、静穏期と活動期があるようにみえる。岡田（2001）は、江戸時代から現代までの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年大正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おおむね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年間は活動期と言うことができよう。』と述べている。

そこで、1700年～2010年を、100年ごとに区切り、10年ずつずらしていき地震活動を評価した。全部で22個の期間をとることができ、地震の発生個数を評価すると、平均値3.6回/100年、標準偏差2.2回/100年となる。これを平均発生間隔のばらつきとして評価すると17～72年となる。実際の地震の発生間隔は、0.3～71年となっており上記ばらつきの範囲と調和的である。

次に、静穏期と活動期を含んだ平均的な地震活動をみるために、1703年の元禄関東地震から1923年大正関東地震の220年間のデータを用いて平均発生間隔を推定した。この間に8個のM7程度の地震が起きているので、平均発生間隔は27.5年となる。過去に明確に同一地震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ことは難しいと考えた。したがって本報告では、領域内での将来のM7程度の地震の発生可能性を、「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

アソシエーション過程を用いて評価を行うこととした。その結果、今後30年以内の発生確率を70%程度、今後50年以内の発生確率を80%程度と推定した（主文の表2）。図4-9にはあるマグニチュード以上の地震が30年以内に発生する確率を示す。参考までに、1700年～2010年を、100年ごとに区切り、10年ずつずらしていき地震活動を評価した場合の平均発生間隔のばらつき17～72年から、今後30年間に地震が発生する確率を計算すると、30%程度～80%程度となる。

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（以下、GR式）を適用し、同規模の地震の平均発生頻度を試算した。2011年東北地方太平洋沖地震の後、関東地方の地震活動は非常に高まっており、その後徐々に低下してきているが、まだ東北地方太平洋沖地震の前の水準にまでは戻っていない（図4-7）。このため、評価範囲に東北地方太平洋沖地震後の期間を含むかどうかで、平均発生間隔は変わってしまう。そこで、震源決定を行う観測網の変化を考慮して、複数の期間を考え、b値の評価を行った（図4-8）。同領域内で、1977年以降漏れなく震源が決まっていると考えられるM4（太田・他，2002）を下限として、最尤法によりb値を決定した（伊藤・明田川，2007）。東北地方太平洋沖地震発生以後の地震活動のみを用いると、実際の地震の積算頻度はM5.6あたりでGR式から外れてきており、評価を行う期間が短すぎると考えられるので、以下の平均発生間隔の計算からは除く。GR式から推定される地震の発生頻度から推定されるM6.7～M7.3の地震の平均発生間隔を計算した結果は約19～29年となり、9個の被害地震から評価した範囲に入っている。図4-9にはあるマグニチュード以上の地震が30年以内に発生する確率を示す。M6.7～M7.3の範囲では、下限のMが0.1大きくなると、今後30年以内に地震が発生する確率は10%程度低下していくことがわかる。

5 今後に向けて

相模トラフ沿いのM8クラスの地震については、地形・地質データ、歴史地震の記録及び測地データから、地震の発生間隔及び発生確率の評価を行った。本評価では、地震の多様性を考慮し、前回の評価における「元禄型関東地震」及び「大正型関東地震」の区分を採用しなかった。しかし、過去の地震の情報には不確実性が伴うため、地震の多様性についての評価は十分にはできていない。今後、評価の信頼度をさらに高めるためには、地形・地質データや歴史記録の収集を網羅的に行い、この領域で発生する地震の震源域・規模の推定精度を上げる必要がある。

プレートの沈み込みに伴う地震の評価に関連して、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、大正関東地震（1923年）に伴って、関東地方全体で地震活動の静穏期／活動期があるようにも見え、M7程度の地震も含めた関東地方全体での地震発生サイクルの解明も課題である。これらの課題を解決していくためには、地震活動や地殻変動の観測のみならず、それら観測の成果を矛盾なく説明する信頼性の高いモデルを構築するための地震発生機構に関する理論的・実験的な研究を推進していくことが重要である。

房総半島南東沖の領域（元禄関東地震（1703年）ではすべっているが、大正関東地震（1923年）ではすべっていないと推定される領域）のみを震源域とする地震は、過去に発生した痕跡が見つからないため、発生可能性については評価できなかった。しかし、陸上の地殻変動観測結果などからこの領域にひずみが蓄積され続けている可能性があるとの指摘がある。この地域が単独ですべるタイプの地震は、震源域が沖合にあるために陸上で地殻変動量が小さく、過去に発生していたとしても痕跡が残っていない可能性がある。この地域の地震発生可能性を評価するためには、地形・地質及び歴史学的研究を推進すると共に、測地学的研究によりプレート境界付近のひずみをモニタリングしていく必要がある。特にこの領域の直上の海域で地殻変動を観測することが、ひずみの蓄積状況を把握するためには重要である。

平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震では、東北地方を中心に大きな地殻変動が観測されており、東北地方周辺への影響も指摘されている。実際に、本評価の対象領域での地震活動は東北地方太平洋沖地震後に非常に活発になり、次第に減衰してきているものの、まだ地震前の状態にまでは戻っていない。巨大地震の発生が周辺に及ぼす影響を定量的に評価することは、長期評価の信頼性を向上させるためにも重要である。

表1-1 相模トラフ沿い及び関東地方で発生した主な地震
(宇津, 1999、宇佐美・他, 2013より)

年	月日	緯度	経度	深さ	M	津波	備考
1257	1009	35.2	139.5		7.3		相模湾
1293	527	35.2	139.5		7.5	T	相模湾
1360	-	35.2	140.0				上総
1433	1106	34.9	139.5		7.0	T	相模
1615	626	35.7	139.7		6.5		江戸
1628	810				6.0		江戸
1630	802	35.8	139.8		6.3		江戸
1633	301	35.2	139.2		7.0	T	国府津松田断層延長部
1635	312	35.8	139.8		6.0		江戸
1643	1207				6.2		江戸
1647	616				6.5		神奈川県西部?
1648	613	35.2	139.2		7.0		相模
1649	730	35.8	139.5	浅い?	7.0		武蔵
1649	901	35.5	139.7		6.4		江戸・川崎
1650	424				6.3		日光・江戸等
1697	1125	35.4	139.6		6.5		相模・武蔵
1703	1231	34.7	139.8		8.1	T	元禄地震
1725	529	36.3	139.7		6.0		日光・江戸等
1755	421	36.8	139.6				日光・江戸等
1767	1022	35.7	139.8		6.0		東北?
1782	823	35.4	139.1		7.0		天明小田原地震 朝前震
1791	101	35.8	139.6	浅い?	6.3		川越・蕨・江戸
1801	527	35.3	140.1		6.5		千葉県東方沖?
1812	1207	35.5	139.7		6.3		文化神奈川・木更津
1817	1212	35.2	139.1		6.0		箱根・江戸
1843	309	35.4	139.1		6.5		天保山梨県東部
1853	311	35.3	139.2		6.7		嘉永小田原
1855	1111	35.7	139.8		7.1		安政江戸
1856	1104	35.7	139.5		6.3		安政多摩
1859	111	35.9	139.7		6.0		岩槻
1870	512	35.3	139.1		6.3		明治小田原
1884	1015	35.7	139.8				東京付近
1887	905	35.8	140.5	s	6.3		千葉県北部
1889	218	35.5	139.7	vs	6		東京湾
1891	1224	35.4	138.9	vs	6.5		山梨県東部
1892	603	35.7	139.9	s	6.2		東京湾北部
1894	620	35.7	139.8	s	7		明治東京地震
1894	1007	35.6	139.8	s	6.7		浦賀水道?
1895	118	36.1	140.4	s	7.2		霞ヶ浦
1906	223	34.8	139.8	s	6.3		房総沖
1906	224	35.5	139.8	s	6.4		東京湾
1909	703	35.6	139.8	s	6.1		東京湾北部
1913	1215	35.5	140.0	s	6		東京湾北部
1915	1116	35.4	140.3	s	6		房総南部
1918	626	35.4	139.1	vs	6.3		神奈川県西部
1921	1208	36.0	140.2	s	7		龍ヶ崎地震
1922	426	35.2	139.8	s	6.8		浦賀水道
1922	509	36.0	140.0	s	6.1		茨城県南西部

表1-1 (続き)

年	月日	緯度	経度	深さ	M	津波	備考
1923	114	36.1	139.9	60	6.1		茨城県南部
1923	901	35.3	139.1	23	7.9	T	大正関東地震
1923	901	35.0	139.5		6.5		関東地震余震
1923	901	35.1	139.5		7.3		関東地震余震
1923	901	35.2	138.8		6.6		関東地震余震
1923	902	34.7	140.0	14	7.3	t	勝浦沖・最大余震
1923	926	34.7	139.2		6.8		関東地震余震
1924	115	35.3	139.1		7.3		丹沢付近
1926	803	35.6	139.7	57	6.3		東京付近
1928	521	35.7	140.1	75	6.2		東京湾北部
1929	727	35.5	139.1	37	6.3		山梨県東部
1930	601	36.4	140.5	54	6.5		茨城県
1931	617	35.8	139.4	57	6.3		埼玉県南部
1950	910	35.3	140.5	56	6.3		九十九里
1951	109	35.5	140.1	64	6.1		千葉県中部
1956	930	35.6	140.2	81	6.3		千葉県中部
1968	701	36.0	139.4	50	6.1		埼玉県中部
1980	925	35.5	140.2	80	6		千葉県中部
1983	227	35.9	140.2	72	6		茨城県南部
1983	808	35.5	139.0	22	6		山梨県東部
1985	1004	35.9	140.2	78	6		茨城県南西部
1987	1217	35.4	140.5	57	6.7		千葉県東方沖
1988	812	35.1	139.9	69	5.3		浦賀水道
1989	306	35.7	140.7	55	6		千葉県北部
1992	202	35.2	139.8	92	5.7		浦賀水道
2000	603	35.7	140.7	48	6.1		千葉県北東部
2005	411	35.7	140.6	52	6.1		千葉県北東部
2005	723	35.6	140.1	73	6		千葉県北西部
2012	314	35.7	140.9	15	6.1		千葉県東方沖

- 相模トラフ沿いの地震
- 相模トラフ沿いの地震の余震
- 説明文中で言及のあるM6未満の地震

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，**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，**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，**1**, p83.
- 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*, **49**, 19-32.
- Ando, M. (1974) : Seismo-Tectonics of the 1923 Kanto Earthquake, *Journal of Physics of the Earth*, **22**, 263-277.
- 千葉崇・石辺岳男・佐竹健治・島崎邦彦・須貝俊彦・西山昭仁・原田智也・今井健太郎・行谷佑一・上野俊洋（2013）：三浦半島江奈湾における過去4000年間の沿岸環境変動と関東地震による津波堆積物，日本地球惑星科学連合2013年大会予稿集，MIS25-13.
- 遠藤香織・宮内崇裕（2011）：房総半島南部完新世離水海岸地形の高度と離水年代の再検討—相模トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して—，日本活断層学会2011年度秋季学術大会講演予稿集，52-53.
- 藤原治（2012）：津波堆積物から見た関東地震の再来間隔，地震予知連絡会会報，**88**, 531-535.
- 藤原治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生（2007）：静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波（？）イベント堆積物．津波工学研究報告，**24**, 77-83.
- Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2007) : Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: an example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, central Japan. *Sedimentary Geology*, **200**, 295-313.
- 藤原治・鎌滝孝信・田村亨（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・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・齊藤晃（1997）：房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係，第四紀研究，**36**, 73-86.
- 藤原治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介（1999）：房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物，第四紀研究，**38**, 41-58.
- 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.
- グローバル CMT カタログ：<http://www.globalcmt.org/>
- 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.
- 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，**50**, 83-91.
- 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.
- 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.
- Hirose, H., H. Kimura, B. Enescu, and S. Aoi (2012) : Recurrent slow slip event likely hastened by the 2011 Tohoku earthquake. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109(38)**, 15157-15161.
- Hori, S. (1990), Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: The case of the Kanto district, central Japan, *Tectonophysics*, **176**, 355-376.
- Hori, S. (2006). Seismic activity associated with the subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophys.*, **417**, 85-100, doi:10.1016/j.tecto.2005.08.027.
- 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，**2**, No.2, 110-119.
- 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（1985）：小田原付近の大地震発生の可能性，月刊地球，**7(8)**, 420-426.
- 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 (1994) : 大地動乱の時代—地震学者は警告する—, 岩波書店, 234pp.
- 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*, **97**, No.B1, 489-513.
- 伊藤秀美・明田川保 (2007) : 余震活動解析プログラムの改良, 験震時報, **70**, 15-28
- 岩淵洋・浅田昭・加藤幸弘: 房総沖プレート会合三重点付近のマルチチャンネル反射法音波探査, (1990), 海洋調査技術, **4**, 29-38
- 岩淵洋・加藤幸弘・浜本文隆・近藤忠・進林一彦, (1991) 相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査, 海洋調査技術, **6**, 39-51.
- 泉紀明・加藤幸弘・西澤あずさ・伊藤弘志・渡邊奈保子・中田高・後藤秀昭・植木俊明・梶琢(2011), 3秒グリッドDEMから作成したフィリピン海プレート北縁部の3D画像, 海洋情報部研究報告, **47**, 83-89.
- 泉紀明・堀内大嗣・西澤あずさ・木戸ゆかり・中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘(2012), 150mグリッドDEMから作成した日本海溝付近の3D海底地形, 海洋情報部研究報告, **48**, 148-157.
- 泉紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘 (2013), 150mグリッドDEMから作成した相模トラフから三重会合点周辺の3D海底地形, 海洋情報部研究報告, **50**, 126-139.
- 地震調査委員会 (1999) : 『日本の地震活動<追補版>』, 395pp.
- 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.
- 地震調査委員会 (2004) : 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価, 58pp.
- 地震調査委員会 (2009a) : 神縄・国府津—松田断層帯の長期評価 (一部改訂) , 35pp.
- 地震調査委員会 (2009b) : 『日本の地震活動 (第2版)』, 496pp.
- 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『地震テクトニクスのモデル化及び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—』, 53pp.
- 神奈川県 (2003) 「平成14年度神奈川県活断層 (神縄・国府津—松田断層帯) 調査事業成果報告書」, 78pp.
- 神奈川県 (2004) 「平成15年度神奈川県活断層 (神縄・国府津—松田断層帯) 調査事業成果報告書」, 76pp.
- 金子浩之 (2012) : 宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価. 伊東市史研究, 10号, 伊東の今・昔, 102-124.
- 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, **7(8)**, 441-445.
- Kamiya, S. and Y. Kobayashi (2000) : Seismological evidence for the existence of serpentized 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.
- 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.
- 加藤茂・岩淵洋・浅田昭・加藤幸弘・菊池真一・穀田昌一・楠勝浩・渡辺一樹 (1993), 相模湾の地殻構造と変動地形. 地学雑誌, **102**, 399-406.
- 加藤茂・長井俊夫・玉木操・近藤忠・富安義昭・加藤剛・宗田幸次・浅田昭 (1985), 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形. 水路部研究報告, **20**, 1-24.
- 活断層研究会 (1991), 「日本の活断層」東京大学出版会, 437p.
- 川上俊介・宍倉正展 (2006) : 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 82p.
- 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.
- Kimura, H., K. Kasahara, T. Igarashi, N. Hirata (2006), Repeating earthquake activities associated with the Philippine Sea plate subduction in the Kanto district, central Japan: a new plate configuration revealed by interplate aseismic slips, *Tectonophysics*, **417**, 101-118,

- doi:10.1016/j.tecto.2005.06.013.
- 木村正昭 (1973) : 陸上地質を相模湾底に追う, 科学, July, 420-426.
- 気象庁 (1922a) : 気象要覽, 第 265 號.
- 気象庁 (1922b) : 気象要覽, 第 269 號.
- Kobayashi, R., and K. Koketsu (2005) : Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data. *Earth, Planets, and Space*, **57**(4), 261-270.
- 国土地理院 (2011), 関東甲信地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, **87**, 191-205
- 国土地理院 (2014), 第 202 回地震予知連絡会 記者レクチャー資料, 32p. (http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/202/image202/202_all.pdf)
- 小山真人 (1999) : 日本の史料地震学研究の問題点と展望—次世代の地震史研究に向けて—, 地学雑誌, **108**(4), 346-369.
- Kreemer, C., W.E. Holt, and A.J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, **154**, 8-34.
- 熊木洋太 (1982) : 三浦半島の完新世段丘と地殻変動. 国土地理院時報, **54**, 41-49.
- 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.
- 熊木洋太・市川清次 (1981) 大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について, 国土地理院時報. **55**, 24-28.
- Loveless, J. P., and B. J. Meade (2009), Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, **115**, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- 町田洋 (1971) : 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源及び層序と年代について, 第四紀研究, **10**, 1-20.
- 町田洋・新井房夫 (1992) : 火山灰アトラス—日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 276p.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara, and K. Kasahara (2005), Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **110**, B12304, doi:10.1029/2005JB003673.
- Matsuda, T (1978), Collision of the Izu-Bonin Arc with Central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, S409-S421.
- 松田時彦 (1985) : 大磯型地震について, 月刊地球, **7**(8), 472-477.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974) : 元禄関東地震 (1703 年) の地学的研究, 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」 : 175-192, ラティス.
- 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*, **89**, 1610-1618.
- 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*, **28**, 119-143.
- 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., A. Noda, and Y. Fukahata (2007) : Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information, *Geophys. J. Int.*, **171**, 1342-1351.
- 松浦律子 (2013) : 1894 年 10 月 7 日などいくつかの古い地震の震源変更, 歴史地震, **28**, 155.
- 松浦律子・中村操・茅野一郎・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.
- Mazzotti, S., P. Henry, X. Le Pichon, and T. Sagiya, (1999), Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan): implications for an extensional tear within the subducting slab, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **172**, 1-10.
- 三浦誠一・高橋成実・山下幹也・野徹雄・藤江剛・小平秀一・小林励司 (2012), MCS データによる房総三重会合点付近のプレート境界分布, 日本地震学会 2012 年度秋季大会, P1-30,
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996) : 国府津—松田断層の活動履歴及び活動性調査. 平成 7 年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 81-88.
- 茂木昭夫 (1977) 「日本近海海底地形誌」, 東京大学出版会, 90p
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所

- (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.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2012a) 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト①首都圏でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等 (平成 23 年度) 成果報告書, 平成 24 年 3 月.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2012b) : 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, 239pp.
- 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.
- 室谷智子・石辺岳男・佐竹健治・島崎邦彦・中川茂樹・酒井慎一・平田直・西山昭仁 (2012) : 1885 年に以降に南関東で発生した M7 級地震の類型化, 地球惑星科学連合同大会 2012, SSS33-04.
- 内閣府 (2013) : 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 45p.
- 中村一明・島崎邦彦 (1981) : 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, **51(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*, **2(7)**, 221-243.
- 中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫・松浦律子・西山昭仁 (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.
- 中村操・松浦律子 (2011) : 1855 年安政江戸地震の被害と詳細震度分布, 歴史地震, **26**, 33-64.
- 中村操・松浦律子 (2013) : 安政江戸地震の被害と震源, 日本地震工学会誌, **20**, 2-7.
- 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.
- 中田高・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・隈元崇・後藤秀昭・加藤幸弘・西澤あずさ・泉紀明・伊藤弘志・渡邊奈保子・植木俊明, (2009), 詳細海底地形図に基づく相模湾・駿河湾の海底活断層の陸域への連続性の検討, 地球惑星科学連合同大会, **J232**.
- 中田高・後藤秀昭・渡辺満久・鈴木康弘・徳山英一・佐竹健治・隈元崇・西澤あずさ・伊藤弘志 (2011a) 相模トラフ・駿河トラフ・南海トラフ沿いの地震発生領域の再検討. 日本地理学会 2011 年度春季学術大会.
- 中田高, 後藤秀昭, 渡辺満久, 鈴木康弘, 西澤あずさ, 堀内大嗣, 木戸ゆかり (2011b) 相模トラフから三重会合点周辺の海底活断層と地震 (予報). 日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会講演予稿集.
- 行谷祐一・佐竹健治・宍倉正展 (2011) : 南関東沿岸の地殻上下変動から推定した 1703 年元禄関東地震と 1923 年大正関東地震の断層モデル, 活断層・古地震研究報告, **11**, 107-120.
- Nishimura, T. (2011) : Back-arc spreading of the northern Izu-Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data, *Tectonophysics*, **512**, 60-67, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.022.
- 西村卓也 (2012) : 関東南部の地震間地殻変動とプレート間カップリング, 地震予知連絡会会報, **88**, 521-555.
- 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, **7(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, 地震研究所集報, **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.
- Noda, A., C. Hashimoto, Y. Fukahata, and M. Matsu'ura (2013) : Interseismic GPS strain data inversion to estimate slip-deficit rates at plate interfaces: application to the Kanto region, central Japan, *Geophys. J. Int.*, **193**, 61-77.
- 太田健治・藤原義寿・前田憲二 (2002) : 気象庁の地震検知能力の時間空間的变化, 験震時報, **65**, 111-122.
- 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.
- 岡田義光 (1990) : 南関東地域のサイズモテクトニクス, 地震第 2 輯, **43**, 153-175.
- 岡田義光 (2001) : 南関東直下地震の切迫性, 月刊地球, 号外 **34**, 94-104.
- 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.
- Ozawa, S., H. Suito, and M. Tobita (2007) : Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan. *Earth Planets and Space*, **59(12)**, 1241-1245.
- Parsons, T. (2008) : Monte Carlo method for determining earthquake recurrence parameters from

- short paleoseismic catalogs: Example calculations for California, *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2007JB004998.
- Pollitz, F. F., M. Nyst, T. Nishimura, and W. Thatcher (2005), Coseismic slip distribution of the 1923 Kanto earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **110**, B11408, doi:10.1029/2005JB003638.
- 鷺谷威 (2003) : GPS によるゆっくり地震の解析, *科学*, **73(9)**, 1006-1011.
- Sagiya, T. (2004). Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996. *Pure and Applied Geophysics*, **161(11)**, 2327-2342.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder (2005), Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, **309**, 462-464.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也(2010) 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**, 825-831.
- 佐藤良輔 (編) (1989) : 『日本の地震断層パラメーター・ハンドブック』, 鹿島出版会, 390pp.
- 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*, **107**, No.B4, ETG11, 1-32.
- Shimazaki, K, Kim, H. Y., Chiba, T., and Satake, K. (2011) : Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, Japan, *Jour. Geoph. Res.*, **116**, B12408, doi:10.1029/2011JB008639.
- 宍倉正展 (1999) : 房総半島南部保田低地の完新世海岸段丘と地震性地殻変動, *第四紀研究*, **38**, 17-28.
- 宍倉正展 (2001) 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動, *活断層・古地震研究報告*, **1**, 273-285.
- 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*, **78**, 245-254.
- 宍倉正展 (2012) : 相模トラフ沿いの海溝型地震の新しい解釈, *地震予知連絡会会報*, **88**, 536-539.
- 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・鎌滝孝信・高田圭太・鈴木敬一・岡村行信 (2005) : 房総半島南西部における離水浜堤列の調査—大正型関東地震の発生年代の推定—, *活断層・古地震研究報告*, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, **5**, 51-68.
- Soh, W., Nakayama, K., & Kimura, T. (1998): Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara Basin and adjacent Tanzawa Mountains. *Island Arc*, **7(3)**, 330-341.
- Stein R. S., S. Toda, T. Parsons and E. Grunewald (2006) : A new probabilistic seismic hazard assessment for greater Tokyo, *Phil. Trans. R. Soc. A* **364**, 1965-1988, doi:10.1098/rsta.2006.1808.
- 杉原重夫・吉村光敏・細野衛・森脇広 (1978) : 房総半島南部の後期更新世テフラ層と海岸段丘について, *第四紀研究*, **16**, 255-262.
- Sugimura, A. and Y. Naruse (1954) : Changes in sea level, seismic upheavals, and terraces in the southern Kanto region, Japan (I). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **24**, 101-113.
- 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*, **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.
- 東京大学地震研究所・独立行政法人防災科学技術研究所・京都大学防災研究所 (2012) : 首都直下地震防災・特別プロジェクト 総括成果報告書, 142pp.
- 都司嘉宣 (1985) : 小田原を襲った歴史地震について, *月刊地球*, **7(8)**, 431-439.
- 都司嘉宣 (1986) : 天明小田原地震 (1782-VIII-23) の津波について, *地震II*, **39**, 277-287.
- 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.
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, and T. Matsuzawa (2009) What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **283**, 111-121.
- 宇野知樹・宮内崇裕・宍倉正展 (2007) : 完新世離水海岸地形からみた相模トラフ沿いのプレート間地

- 震の再検討—内房と外房で対比されない海成段丘の存在から—, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, S141-007.
- 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, 694pp.
- 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, **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, **57**, 401-463.
- 宇津徳治 (1999) : 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- 宇津徳治 (2004) : 世界の被害地震の表 (古代から 2002 年まで), 宇津徳治先生を偲ぶ会, 東京, 電子ファイル最終版.
- 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*, **85**, No.1, 159-177.
- 渡辺光 (1929) : 房総半島南部の海岸段丘 (予報). 地理学評論, **5**, 119-126
- 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.
- 渡辺満久・中田高・後藤秀昭・鈴木康弘 (2010) 詳細 DEM 画像から探る相模トラフ・駿河トラフの海底活断層. 日本活断層学会 2010 年度秋季学術大会.
- 渡辺満久・中田高・後藤秀昭・鈴木康弘・隈元崇・徳山英一・西澤あずさ・木戸ゆかり (2012) 日本海溝とその周辺の活断層と巨大地震. 日本地理学会 2012 年度春季学術大会.
- 山崎晴雄 (1984) : 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス, 第四紀研究, **23**, 129-136.
- 山崎晴雄 (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.
- 山崎晴雄・水野清秀 (1999) : 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス, 第四紀研究, **38**, 447-460.
- 横田佳代子 (1978) : 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について, 地理学評論, **51**, 349-364.
- 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.
- 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.
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2010) : 伊豆衝突帯北縁部における震源及びメカニズム解分布の特徴, 神奈川県温泉地学研究所報告, **42**, 9-18.
- Yukutake, Y., T. Takeda, R. Honda, and A. Yoshida (2012): Seismotectonics in the Tanzawa Mountains area in the Izu-Honshu collision zone of central Japan, as revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms, *Earth Planets Space*, **64**, 269-277.

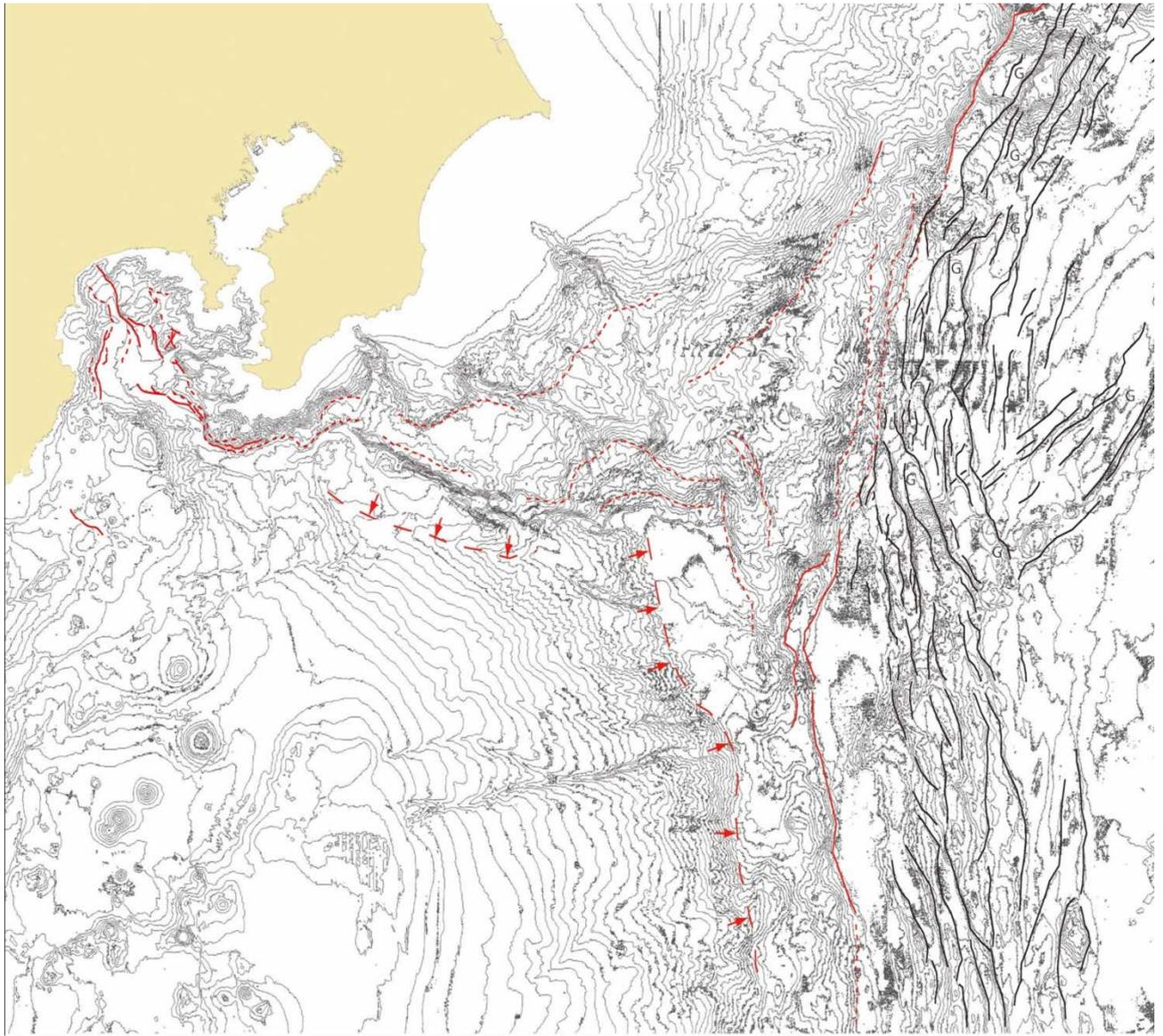


図 2-2 相模トラフ沿いの海底活断層 (中田高氏提供)

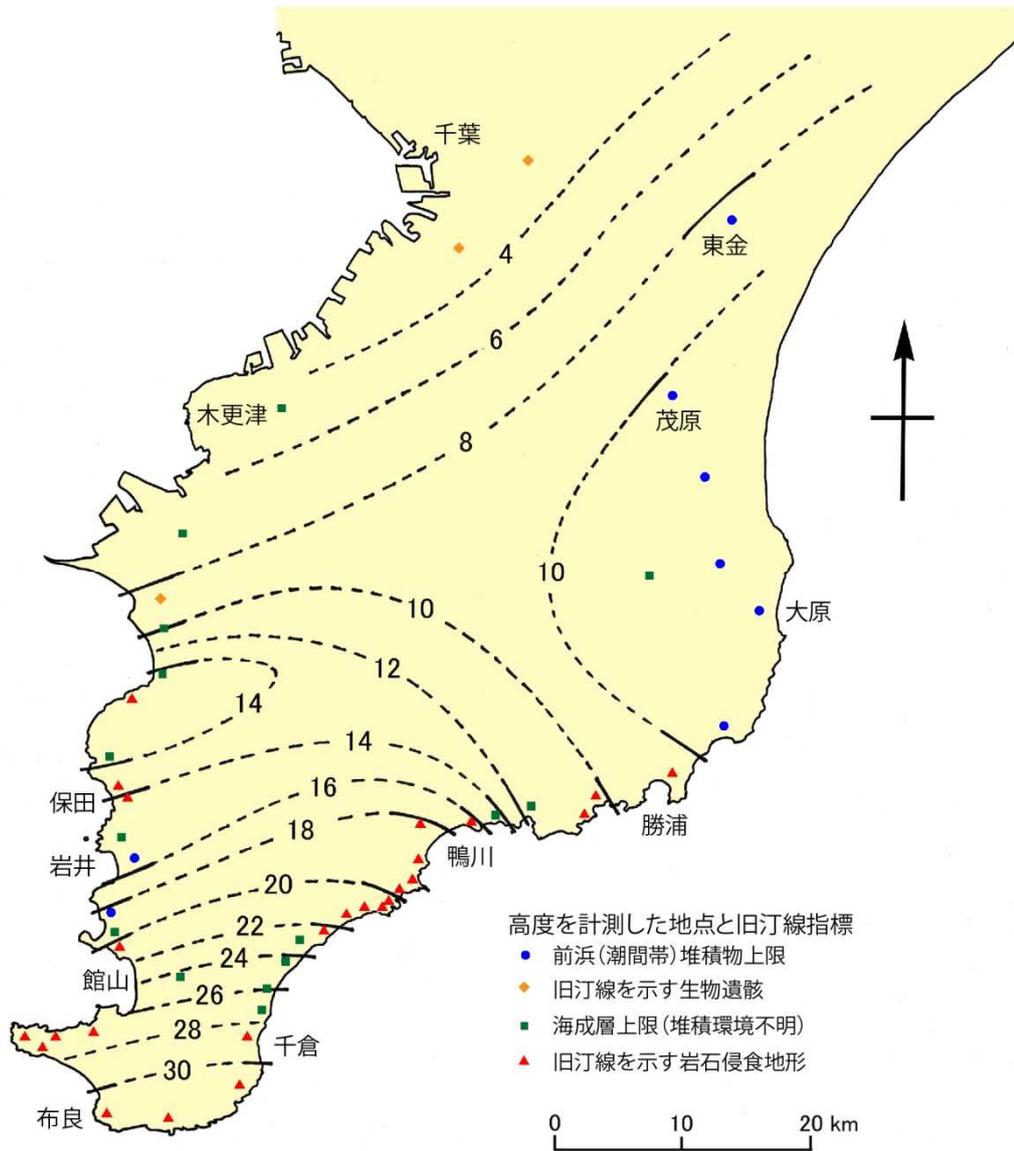


図 2-3 房総半島における完新世最高位段丘（沼段丘）の高度分布（宍倉，2001 を改変）
 図中のコンターが沼段丘の高度を示し、過去約 7000 年間におけるおおよその累積隆起量の分布を示している。内陸部は海岸段丘が分布しないが、半島全体を沼段丘面と仮定して内挿しており、破線で表現している。単位はメートル。

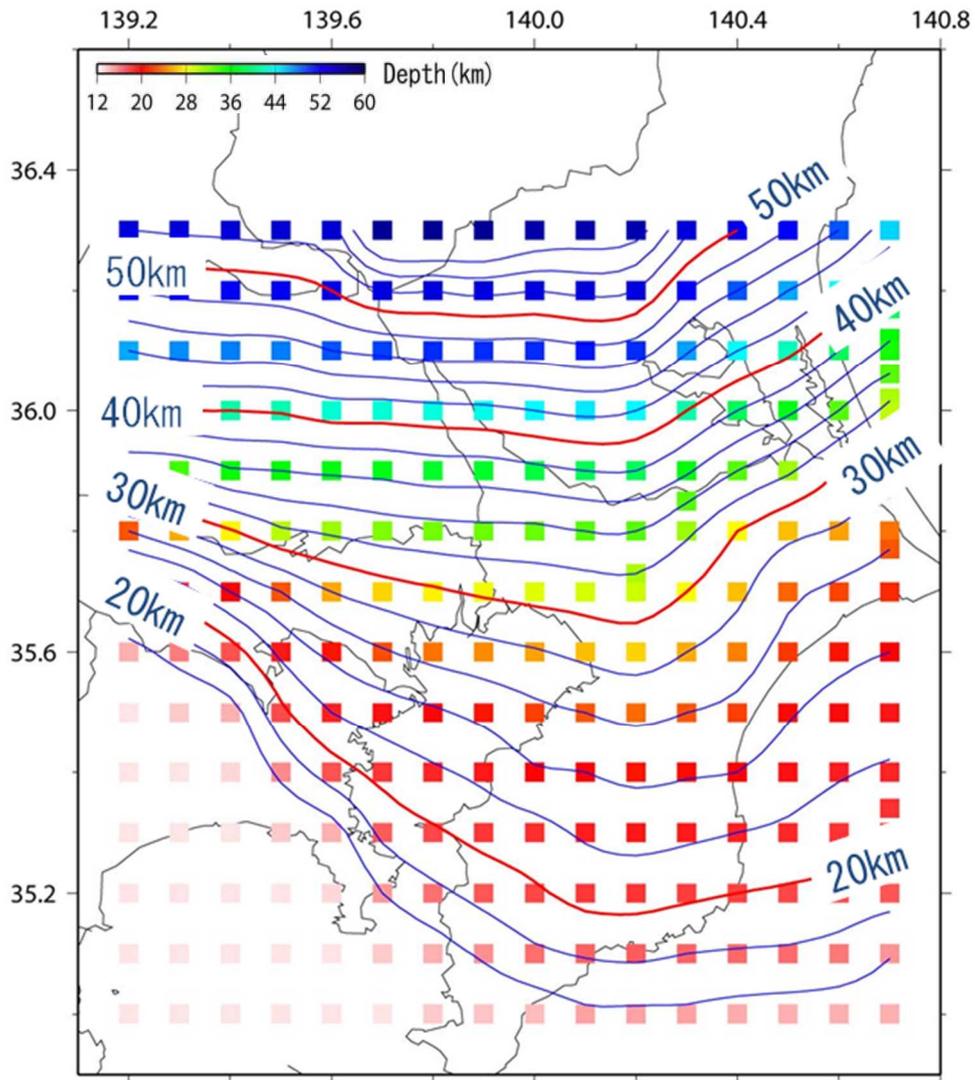


図 2-4 地震トモグラフィーによるフィリピン海プレート上面形状
(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所,2012a)

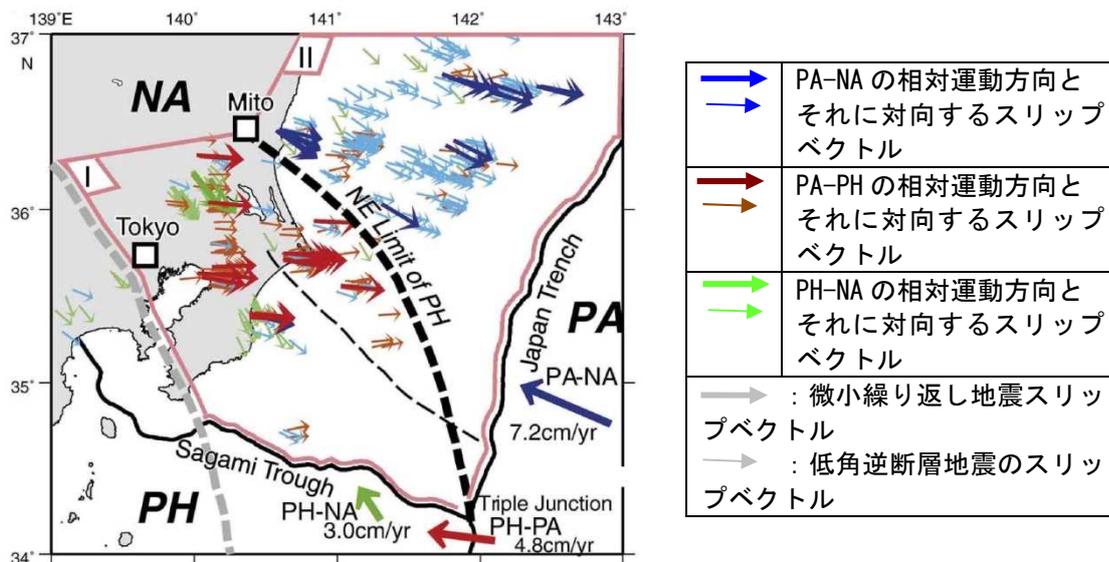


図 2-5 プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al., 2009)

NA: 陸側のプレート, PA: 太平洋プレート, PH: フィリピン海プレート

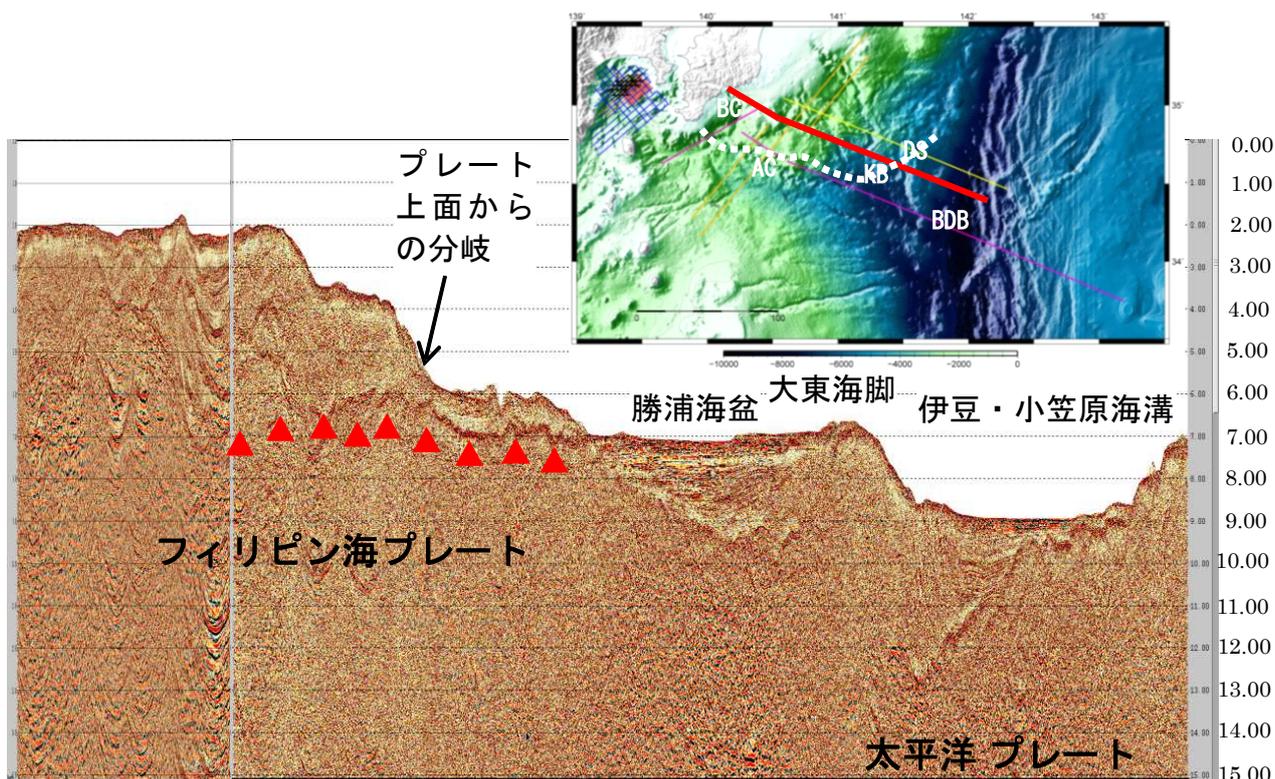


図 2-6 反射断面と測線図 (右上)。赤線は反射断面を表示している範囲、白点線は東北日本とフィリピン海プレートの境界の推定位置を示す。AC, BC, KB, DS, BDB はそれぞれ安房海底谷、房総海底谷、勝浦海盆、大東海脚、坂東深海盆を示す。反射断面上の赤三角はフィリピン海プレート上面の位置を示す。反射断面の縦軸は海面からの深度 (km)。(三浦・他, 2012)

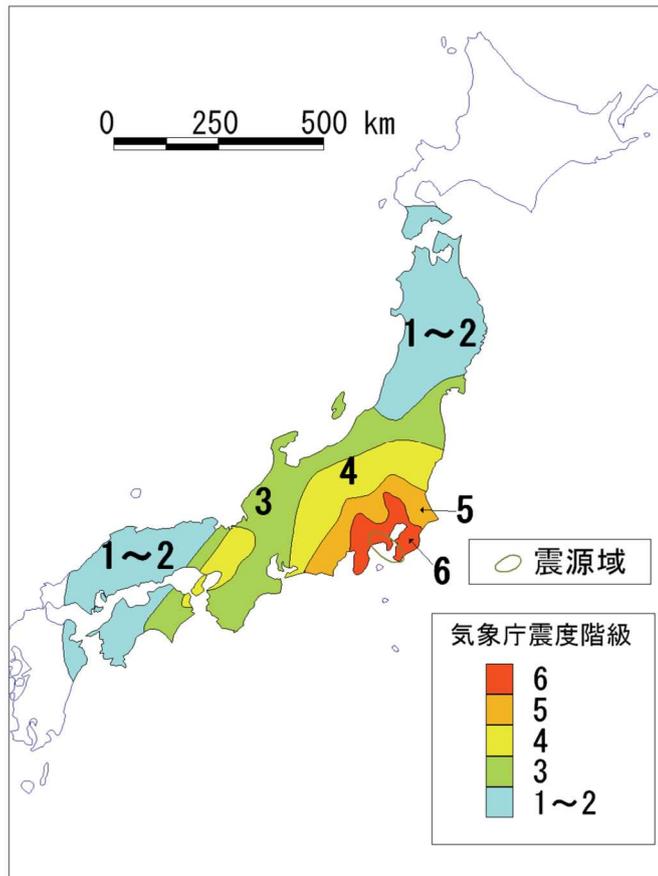


図 3-1 1923 年大正関東地震の震度分布 (地震調査委員会, 2009b)

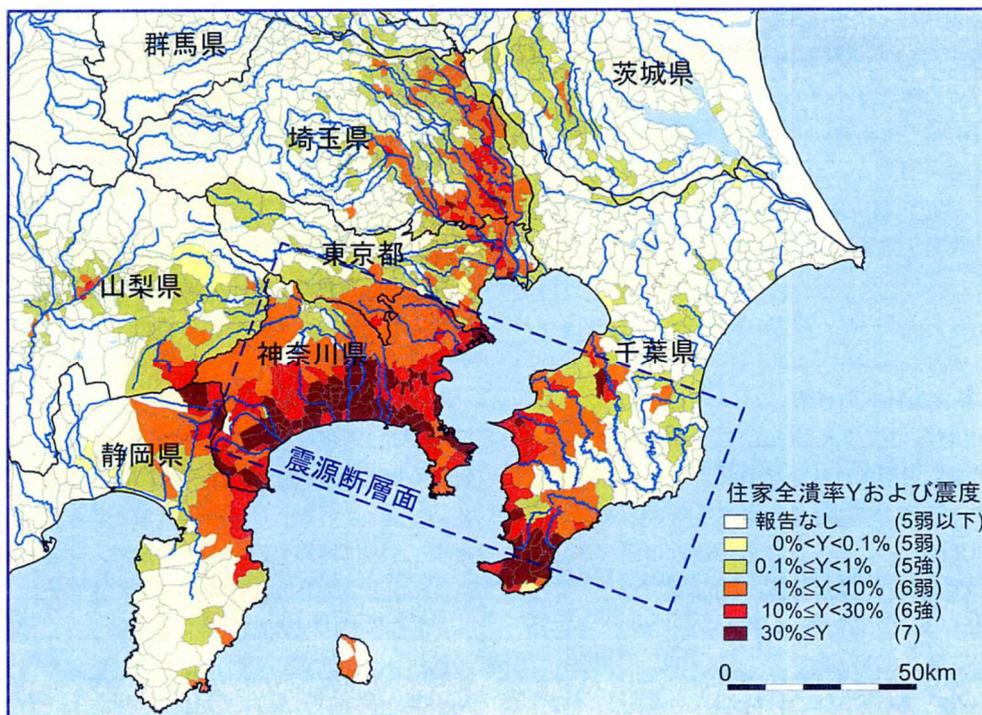


図 3-2 1923 年大正関東地震の関東地方における震度分布 (武村, 2003)
震度分布：木造家屋の全潰率から求めた市区町村別の震度分布

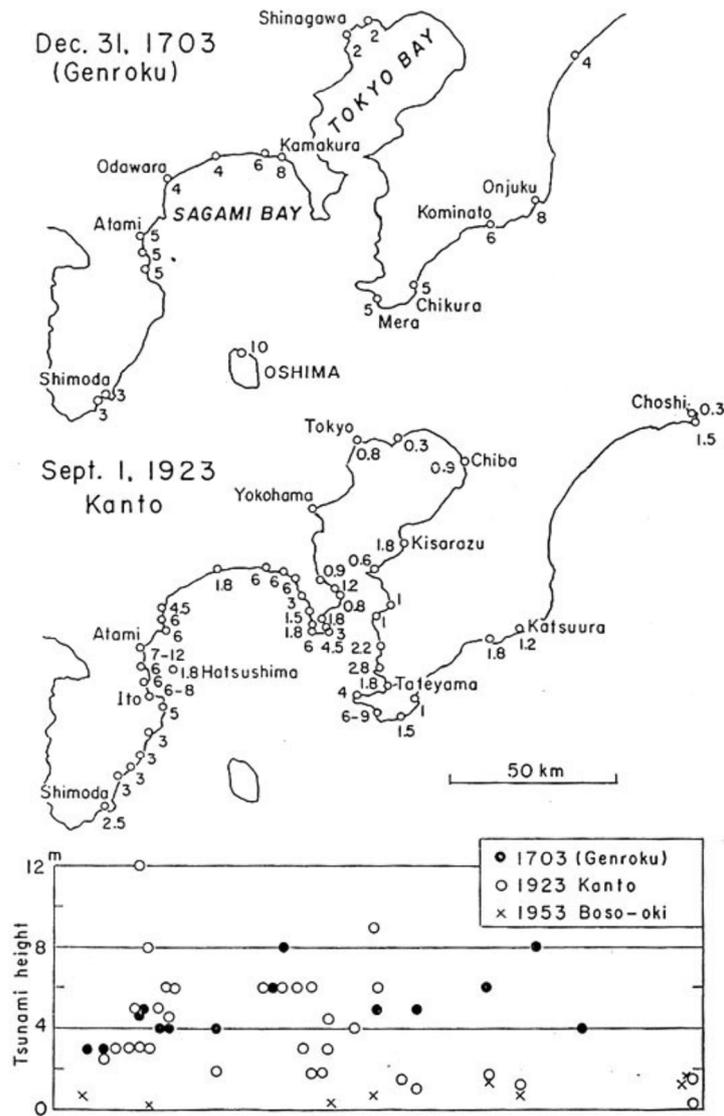


図3-3 1923年大正関東地震と1703年元禄関東地震の津波遡上高分布（羽鳥・他, 1973）

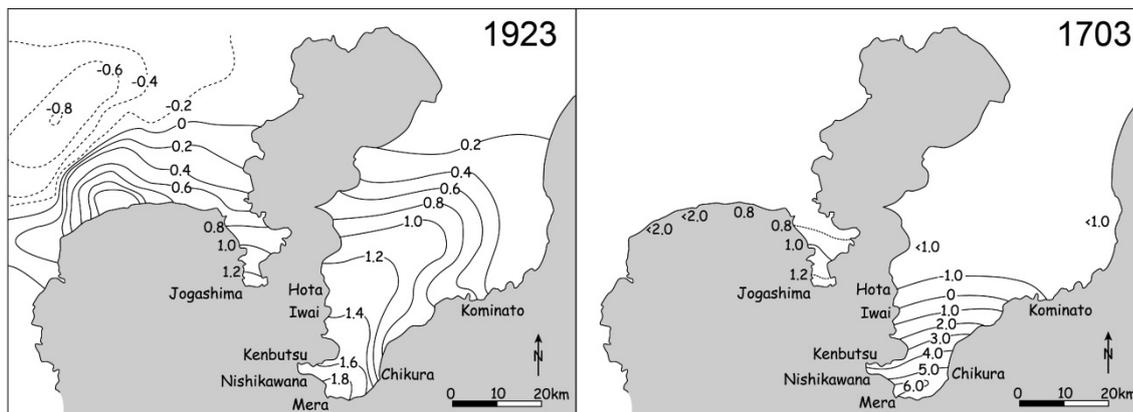


図 3-4 1923 年大正関東地震（左）と 1703 年元禄関東地震（右）に伴う地殻上下変動。コンターに付した数値の単位はメートル。（宍倉，2003）

約半日間

約10日間

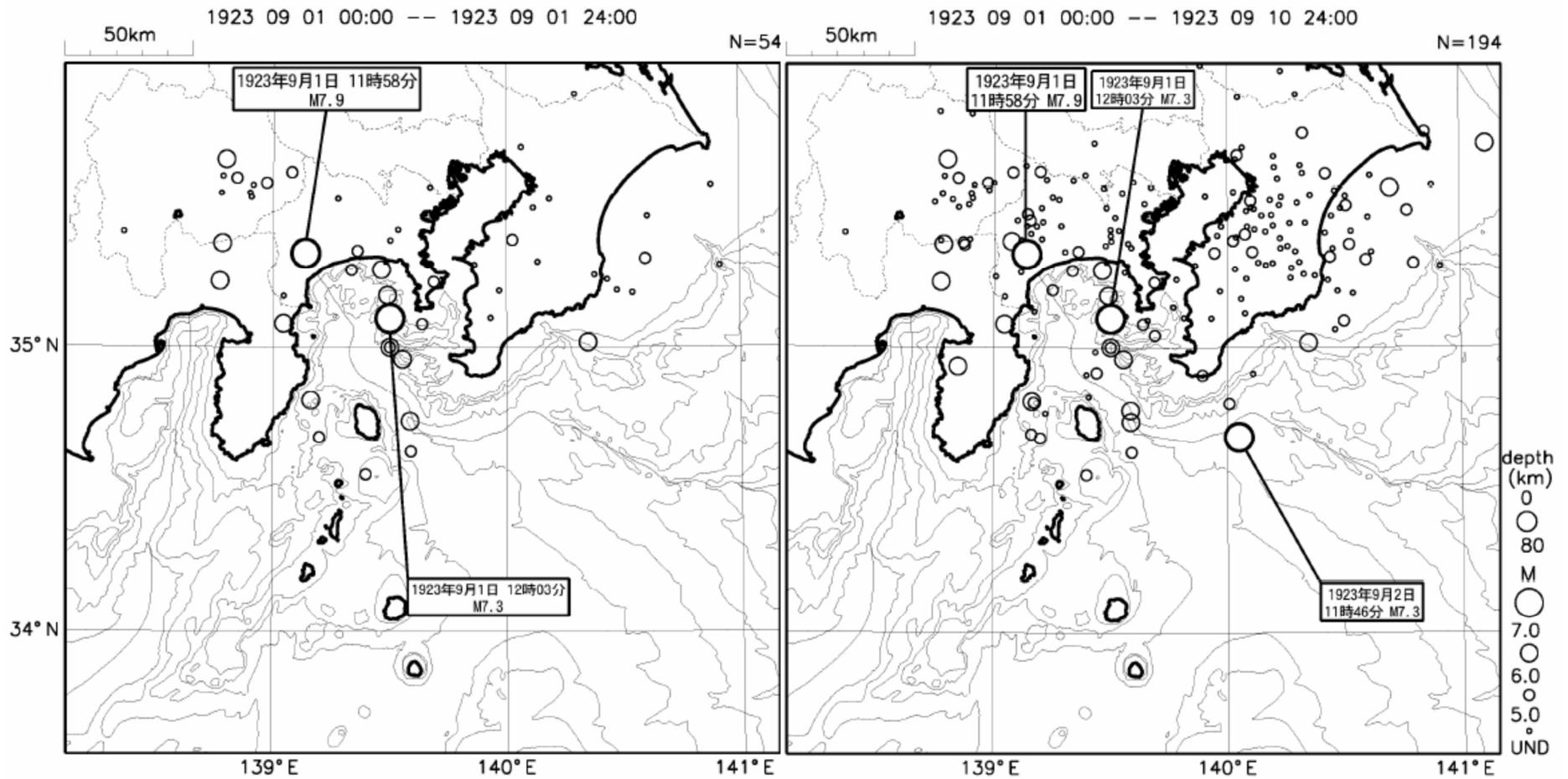
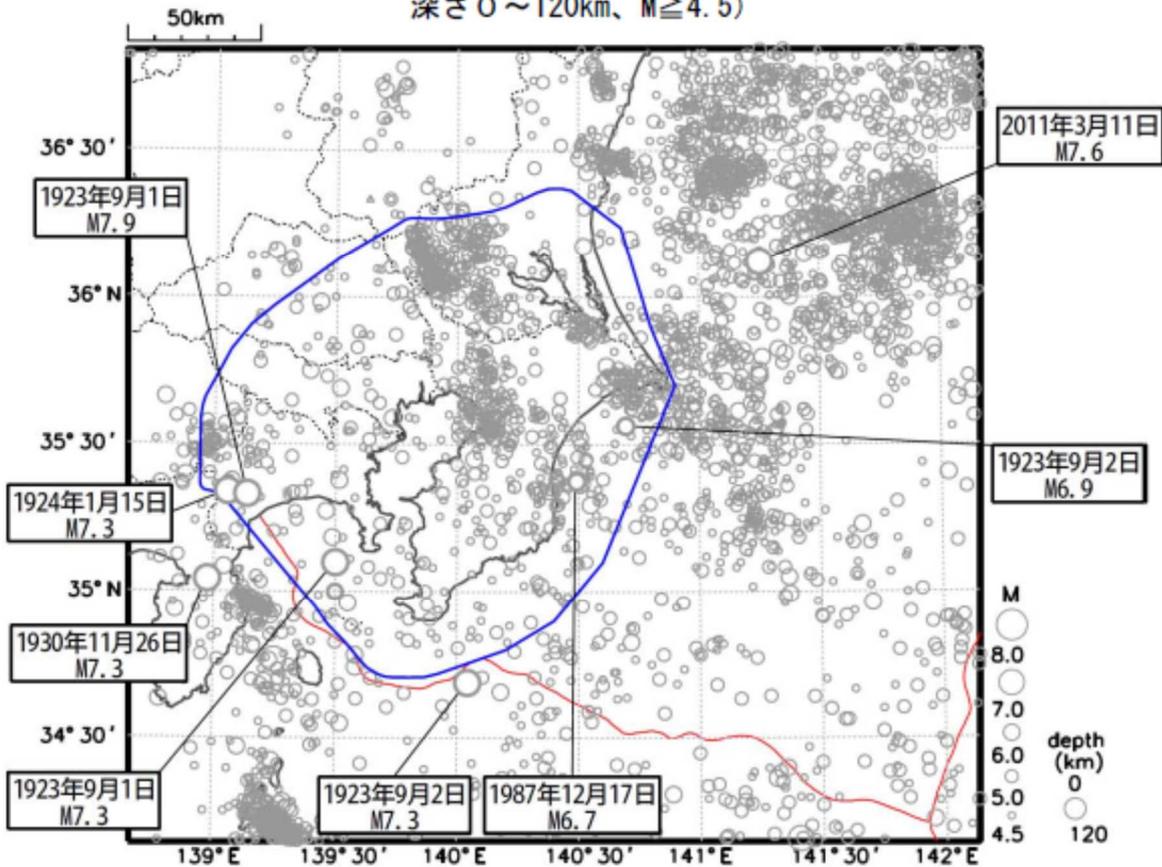


図 3-5 1923 年大正関東地震の余震分布 (気象庁資料)

震央分布図
 (1923年1月1日～2013年12月31日、
 深さ0～120km、 $M \geq 4.5$)



※ 青枠は深さの精度がないため海溝型と断定できないものの、南関東で被害が出ると予想される M7 クラスの地震の領域

上図の青枠内の地震活動経過図と地震回数積算 ($M4.5$ 以上)

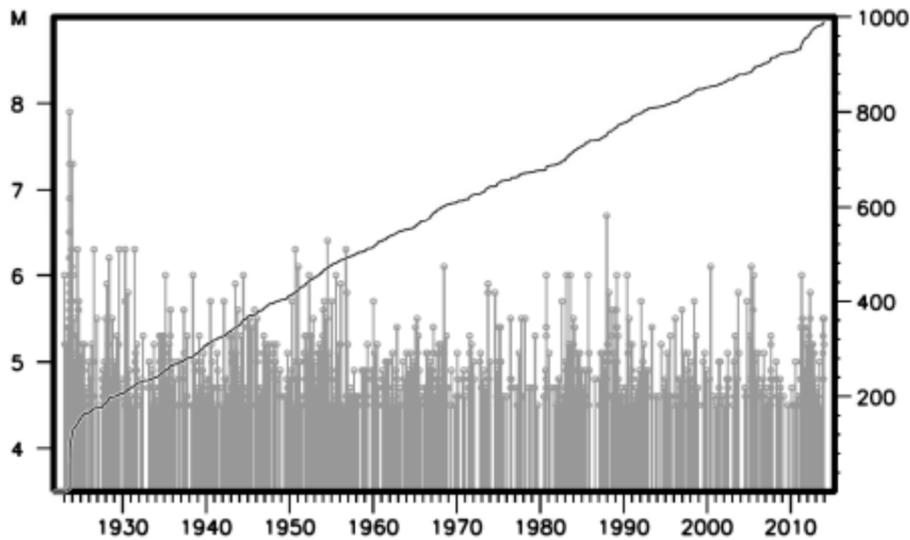
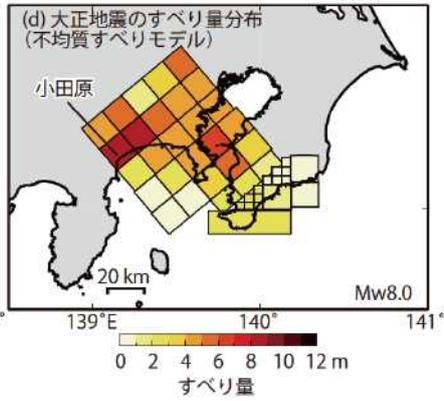
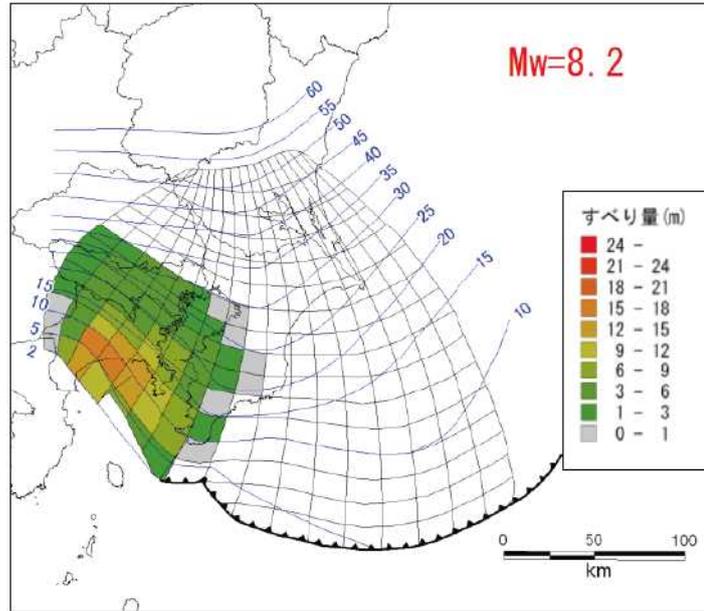


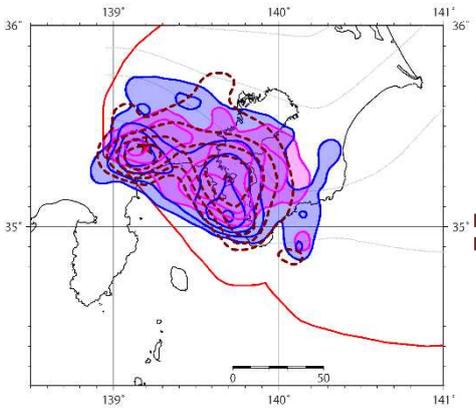
図 3-6 南関東周辺の地震活動 (1923年1月～2013年12月)



行谷・他 (2011)



内閣府 (2013)



- Wald and Somerville (1995)
- Kobayashi and Koketsu (2005)
- Matsu'ura et al.(2007)

図中のコンター間隔は 2m

図 3-7 1923 年大正関東地震のすべり量分布図

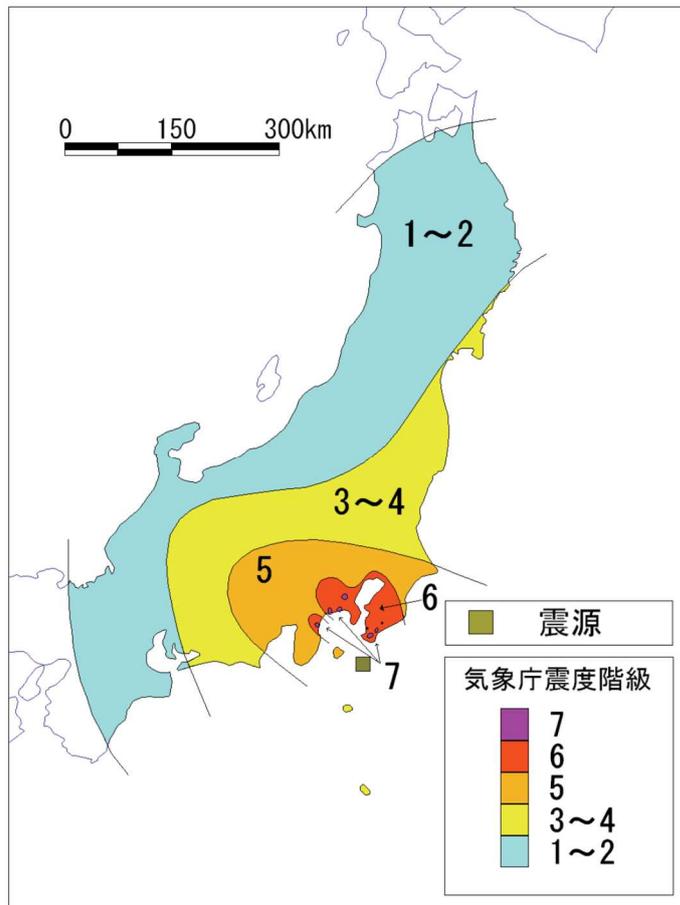


図 3-8 1703 年元禄関東地震の震度分布 (地震調査委員会, 2009b)

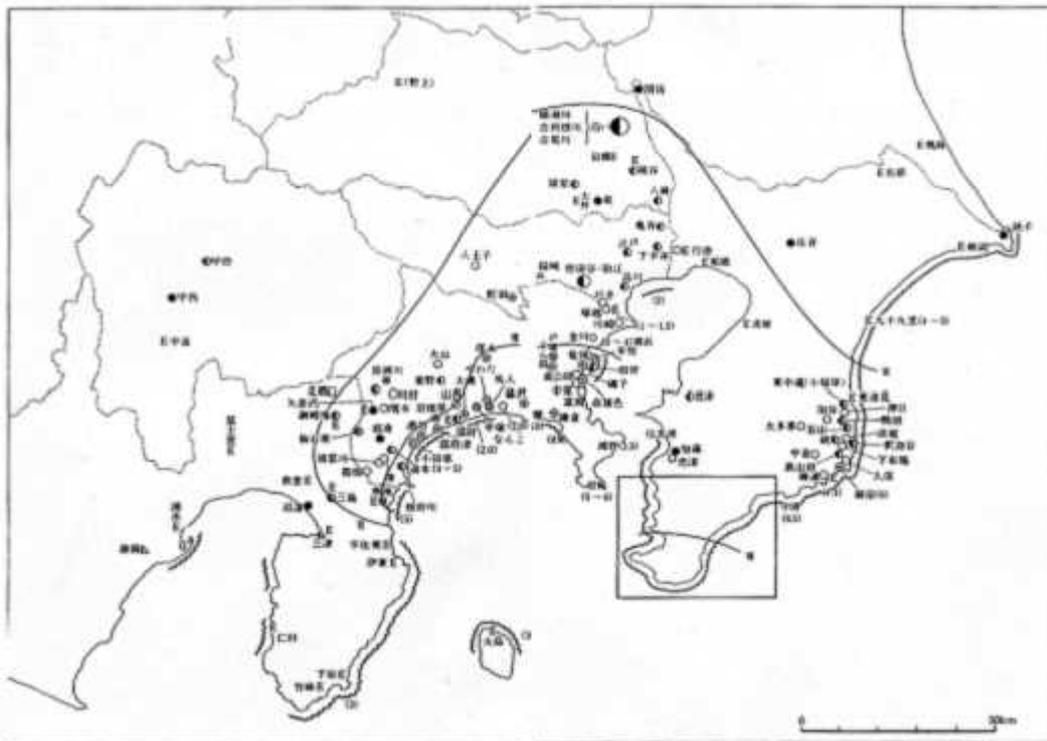


図 3-9 1703 年元禄関東地震の関東地方における震度分布 (宇佐美, 2003)

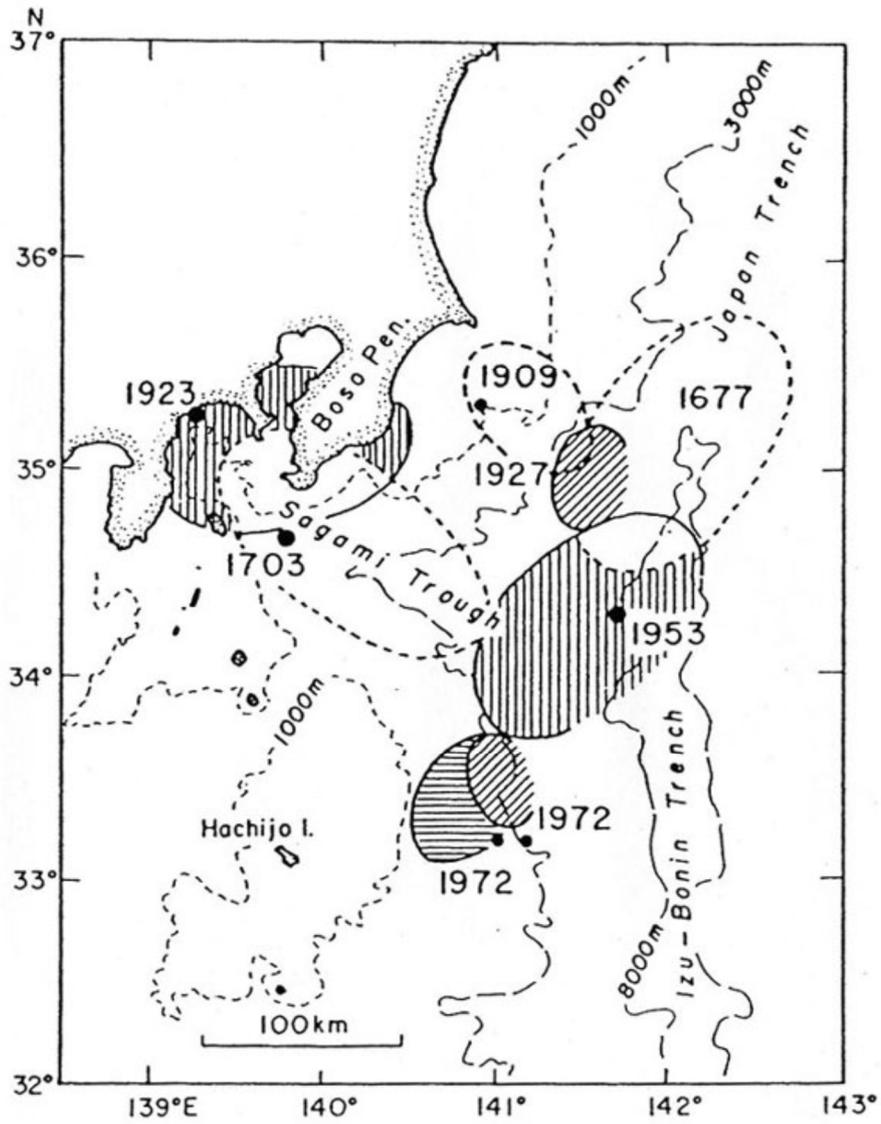
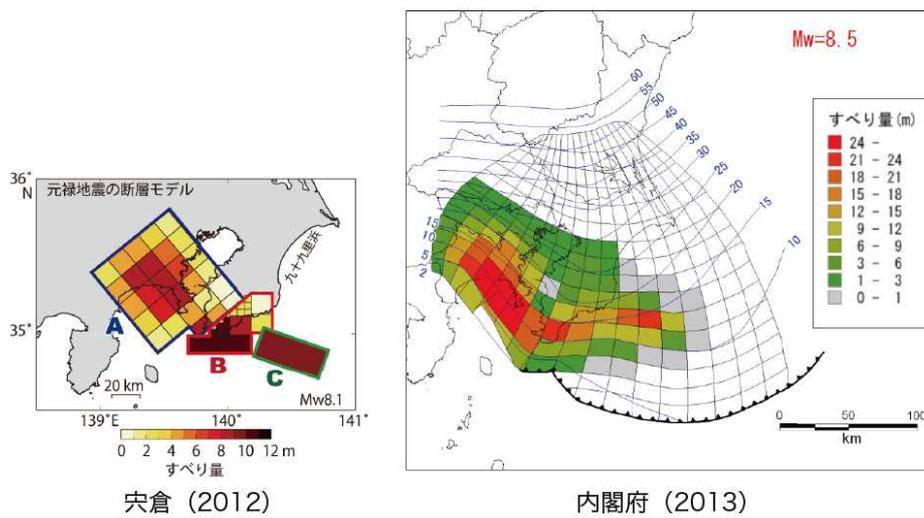


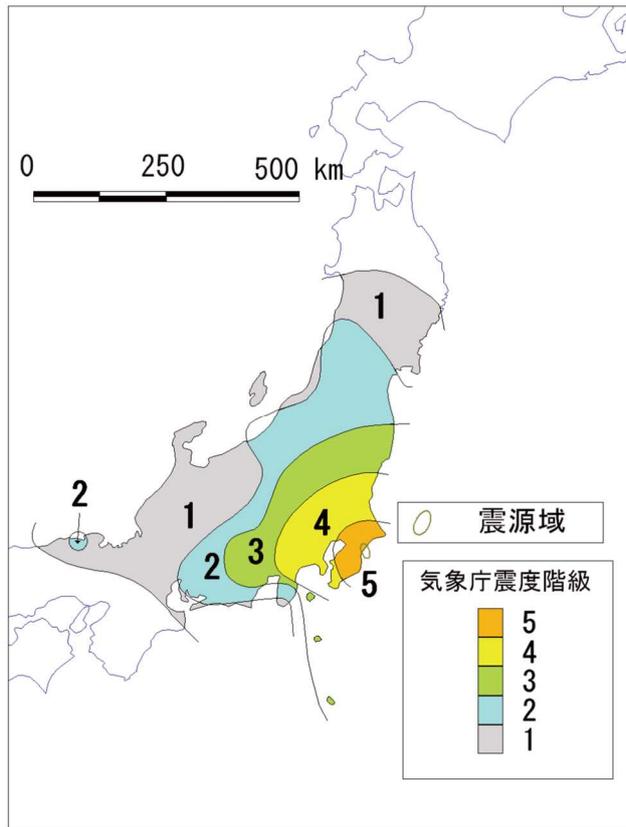
図3-10 1923年大正関東地震と1703年元禄関東地震の推定津波波源域（羽鳥, 1975）



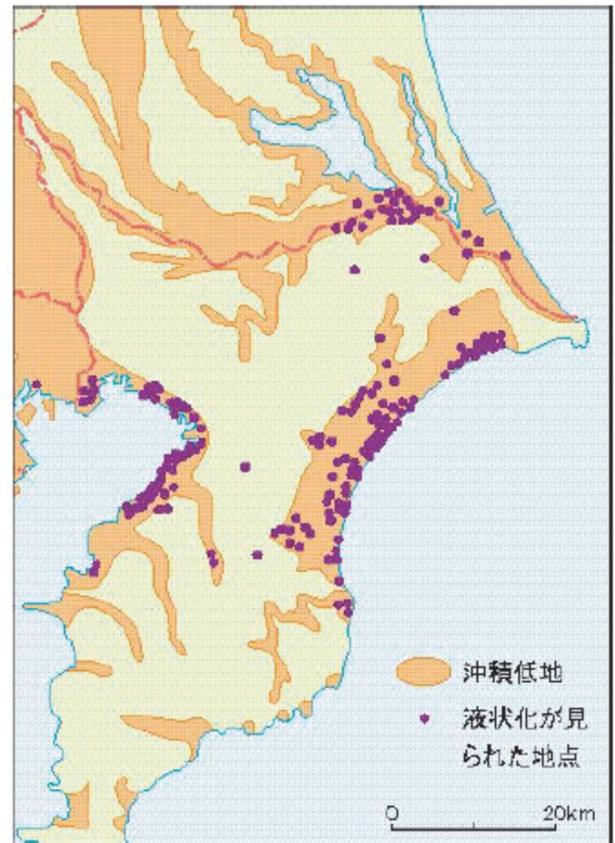
宍倉 (2012)

内閣府 (2013)

図 3-11 1703 年元禄関東地震のすべり量分布図



千葉県東方沖の地震の震度分布図



千葉県東方沖の地震による液状化地点の分布

図 3-12 1987 年 12 月 17 日の千葉県東方沖の地震【M6.7】の震度分布及び液状化地点の分布（地震調査委員会,2009b）

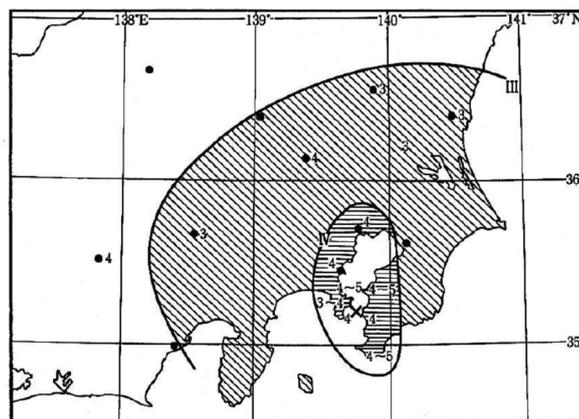


図 3-13 1922 年 4 月 26 日の浦賀水道付近の地震【M6.8】の震度分布（宇佐美・他,2013）

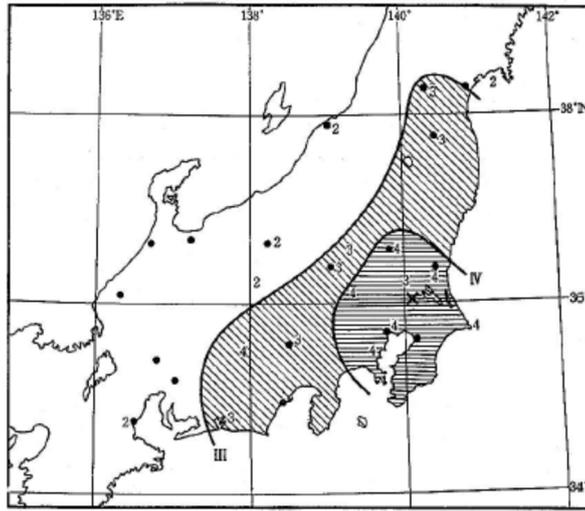


図 3-14 1921 年 12 月 8 日の茨城県南部の地震【M7.0】の震度分布 (宇佐美・他,2013)

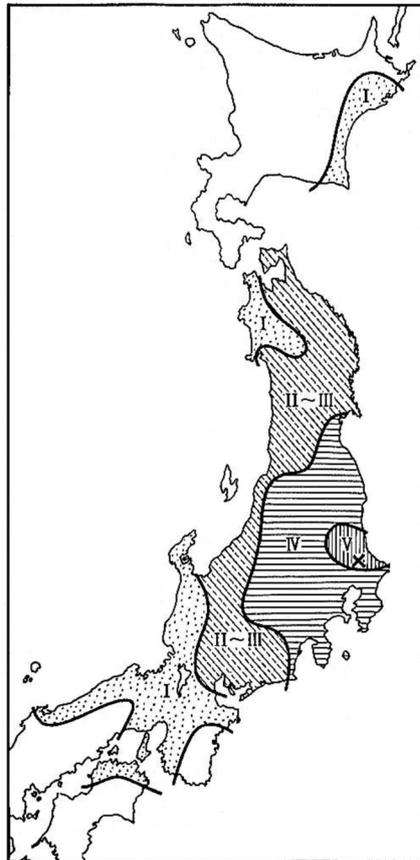


図 3-15 1895 年 1 月 18 日茨城県南部の地震【M7.2】の震度分布 (宇佐美・他, 2013)

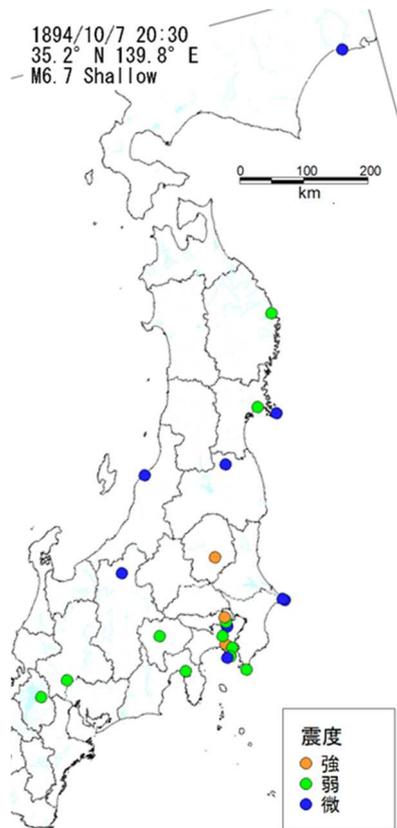


図 3-16 1894 年 10 月 7 日の東京湾の地震【M6.7】の震度分布（松浦，2013）

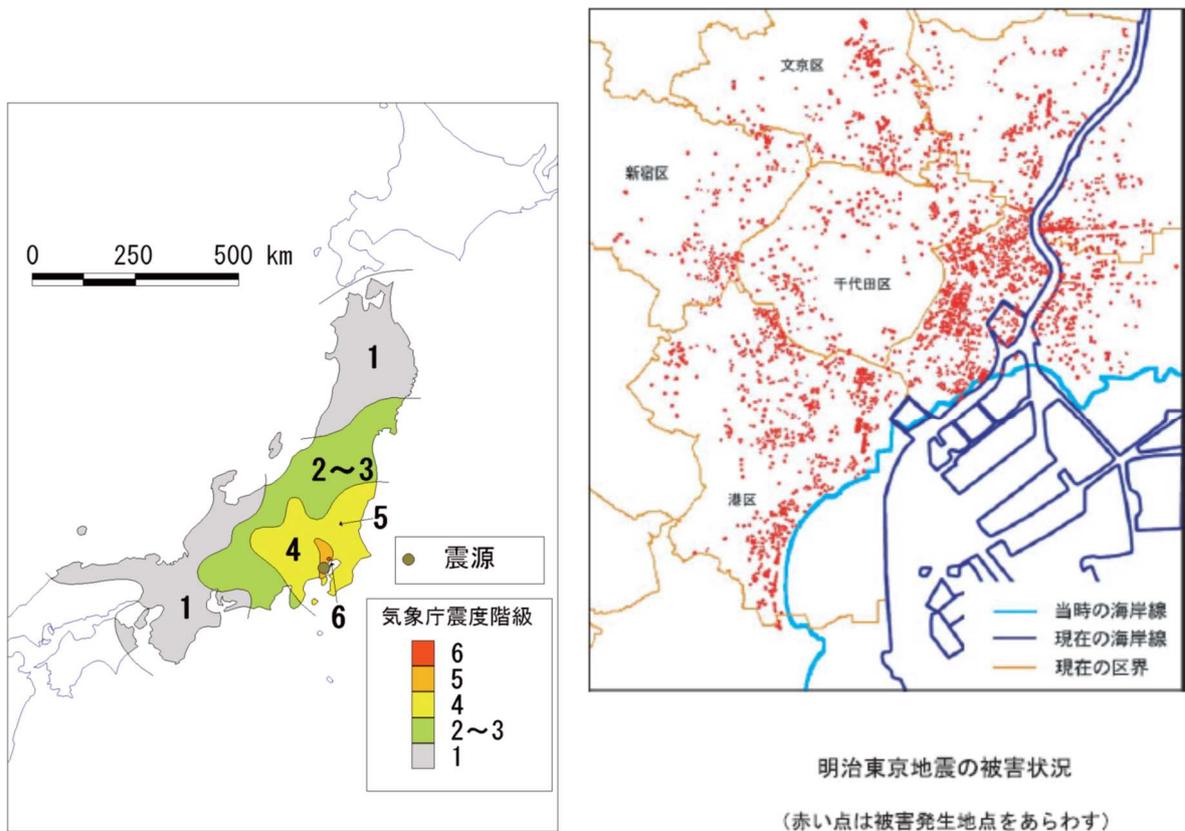
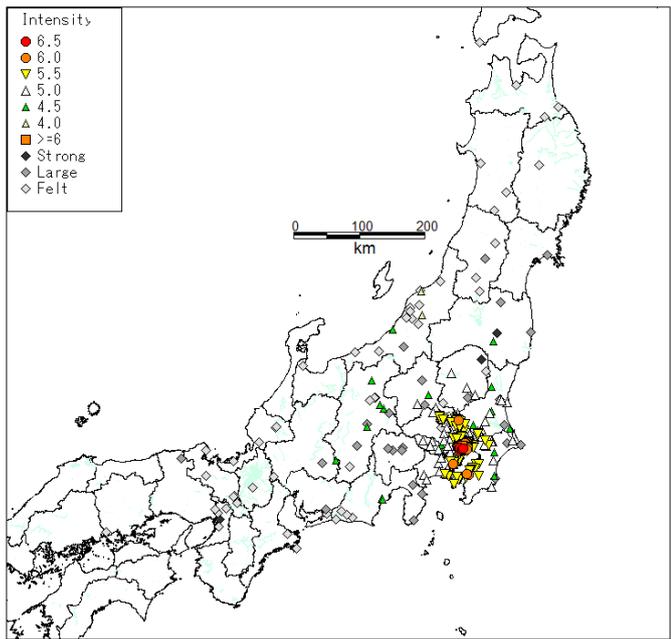
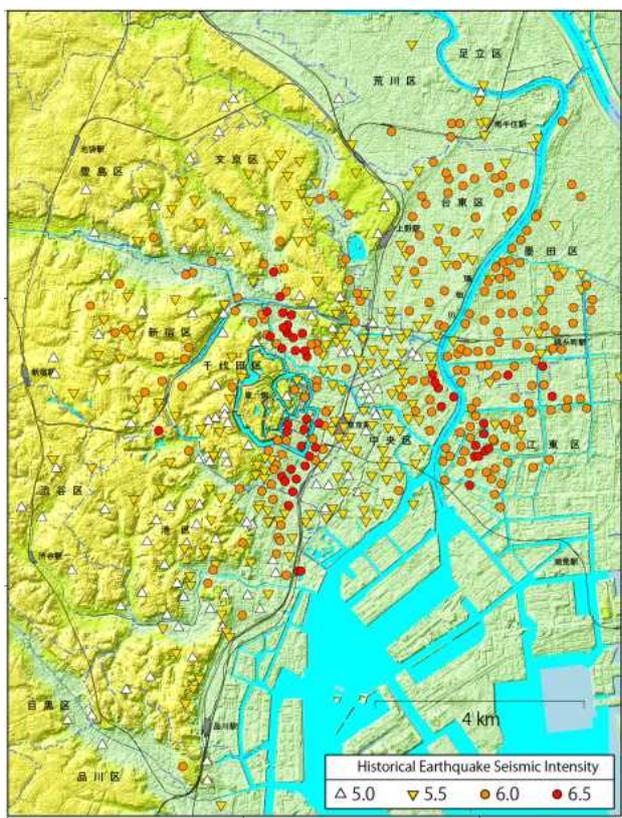


図 3-17 1894 年 6 月 20 日の地震（明治東京地震）【M7.0】の震度分布及び被害状況図（地震調査委員会，2009b）



安政江戸地震の震度分布図



安政江戸地震の東京中心部における震度分布

図 3-18 1855 年 11 月 11 日の地震（安政江戸地震）の震度分布（中村・松浦,2013）

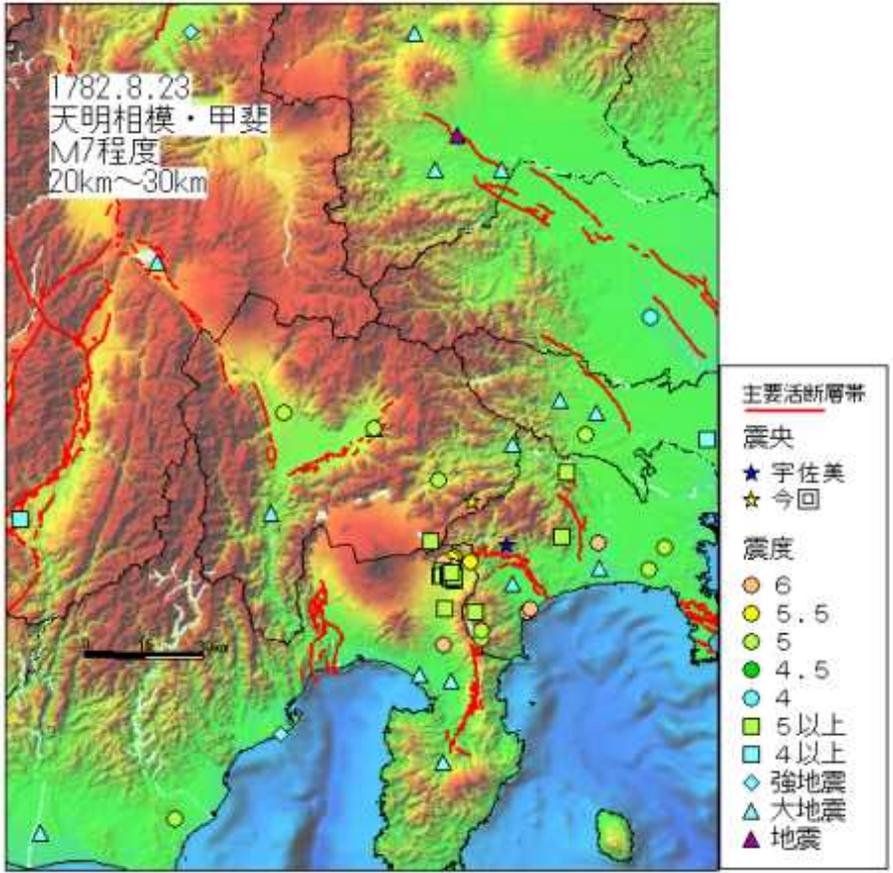


図 3-19 1782 年 8 月 23 日の地震（天明小田原地震）の震度分布（地震予知総合研究振興会,2005）

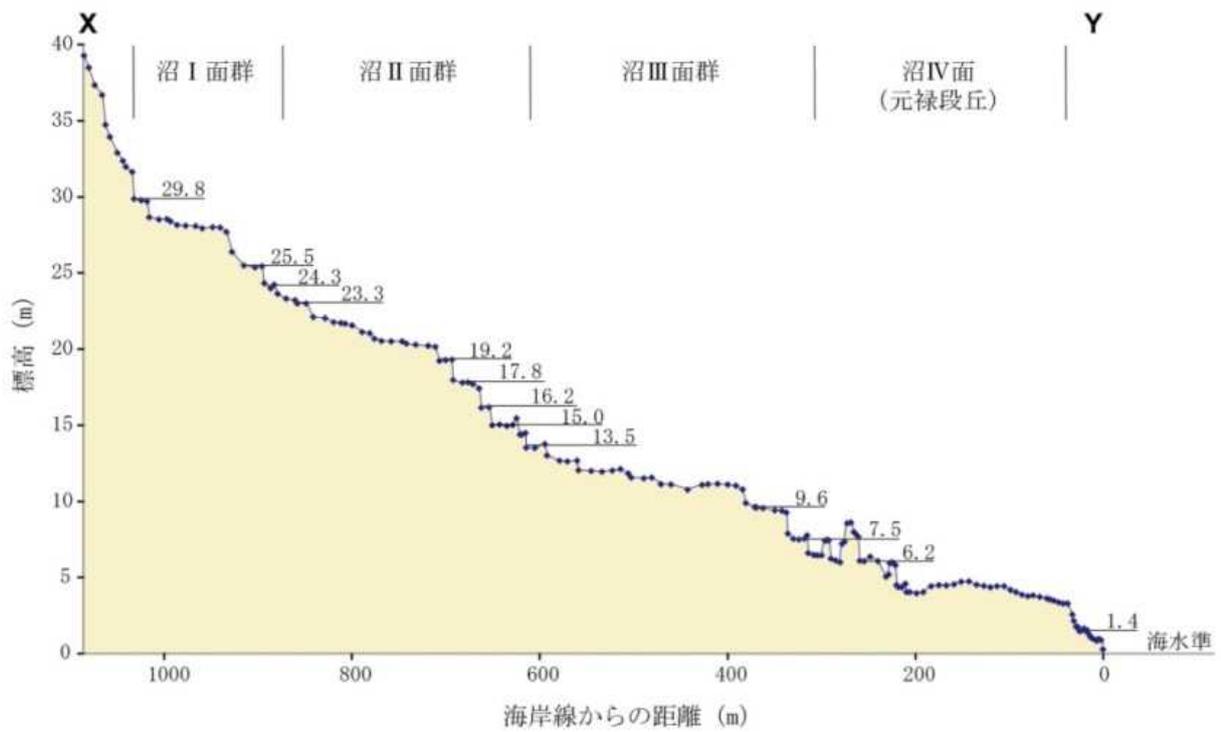
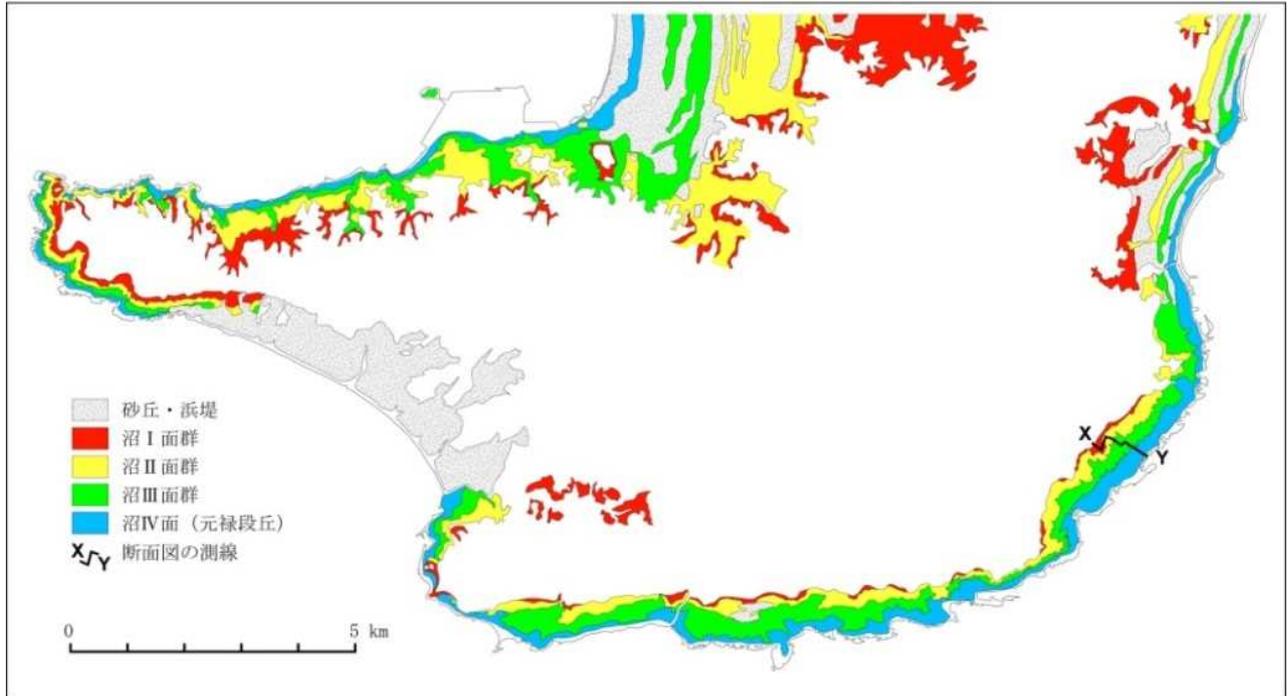


図 3-20 房総半島南部における完新世海岸段丘の段丘面区分図（上）と実測地形断面図（下）。段丘面はおおまかに 4 面に区分されるが、それぞれの段丘の間は数段の小崖で细分される。(川上・宍倉, 2006)

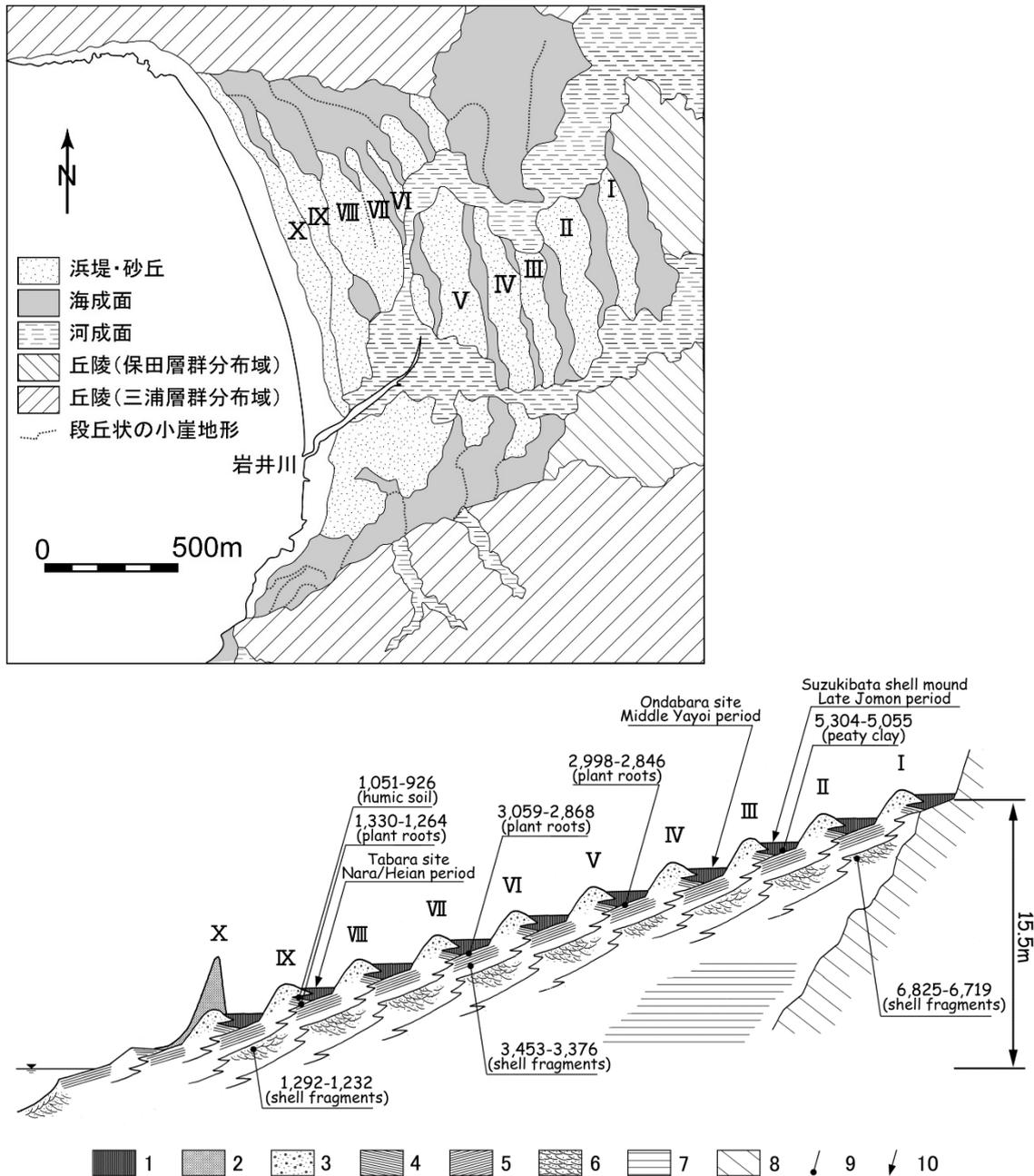


図 3-21 房総半島南西部岩井低地の地形区分図(上)と模式地形地質断面図(下)。低地に発達する BR-I ~X の 10 列の離水浜堤列は、大正型関東地震による隆起で離水したとされる。離水浜堤の構成層および被覆層の年代からみて、大正型関東地震の平均再来間隔は約 400 年と推定される。(宍倉・他, 2001 ; 宍倉, 2003)

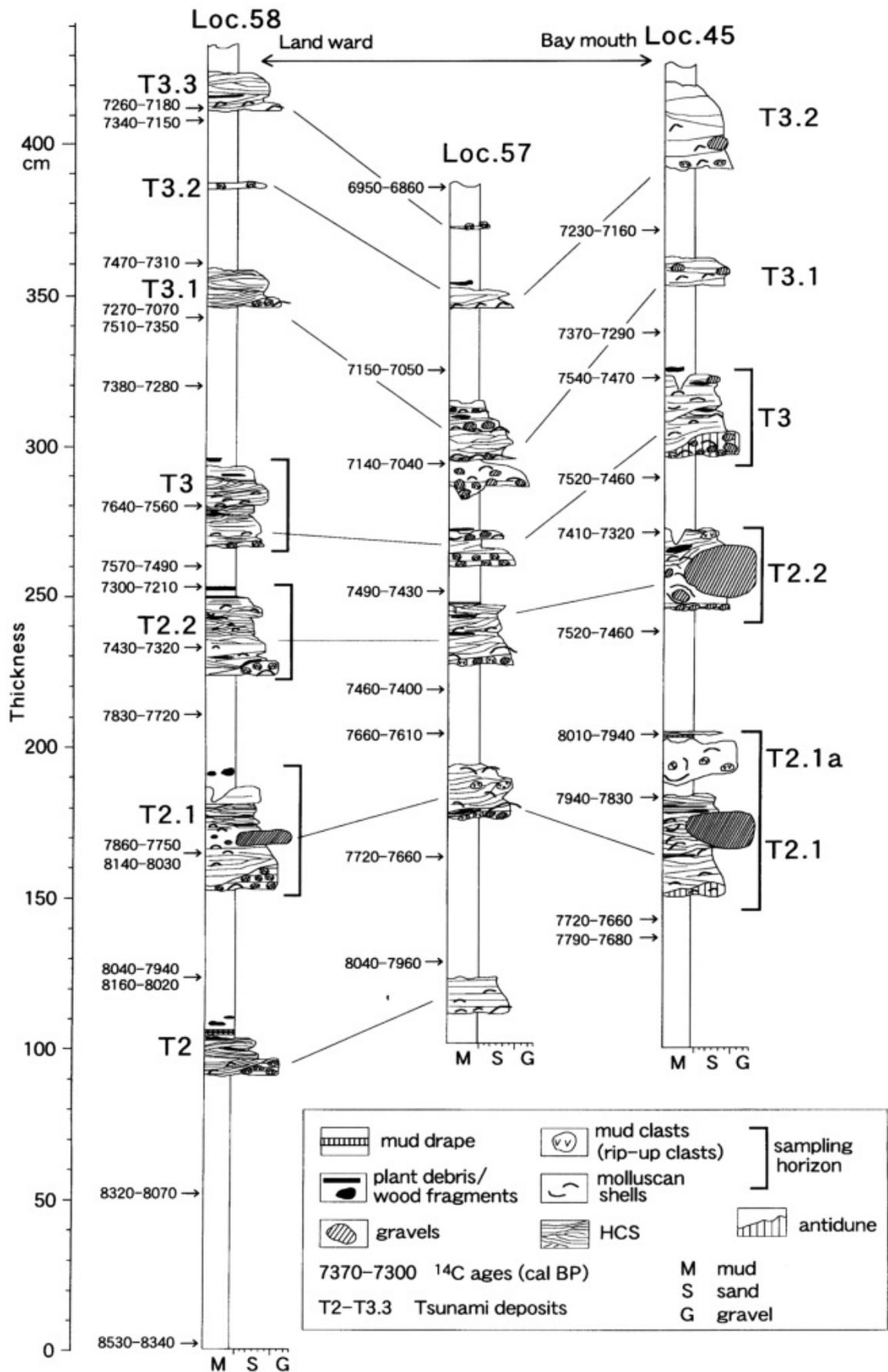
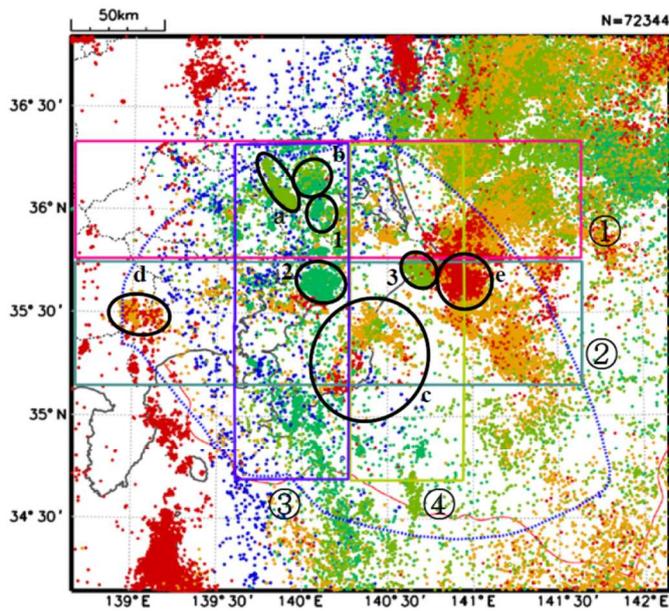


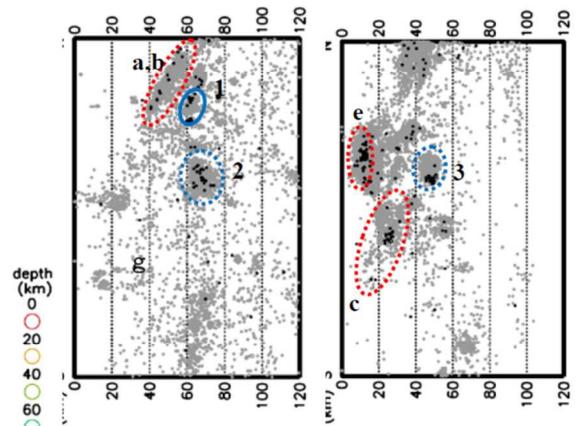
図 3-22 房総半島南部巴川河岸の露頭における地質柱状図。8100 年前頃から 7000 年前頃までの地層の中に 7 層の津波起源と考えられる砂礫層が確認されている。(藤原・他, 2003)

震央分布図*
 (1997年10月1日~2014年1月18日、
 深さ0~120km、M \geq 2.0)

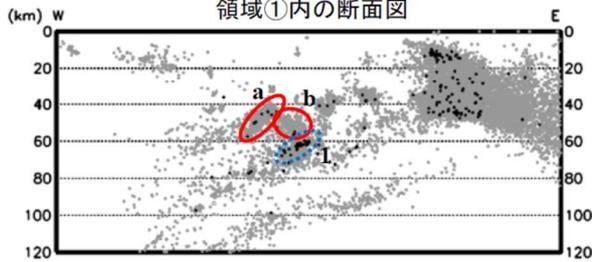


領域③内の断面図

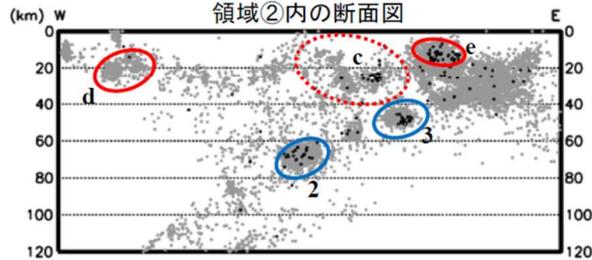
領域④内の断面図



領域①内の断面図



領域②内の断面図



※ 断面図中 2013年11月以降の地震を濃く表示
 赤 フィリピン海プレート境界及びその周辺の地震活動
 青 太平洋プレート境界及びその周辺の地震活動

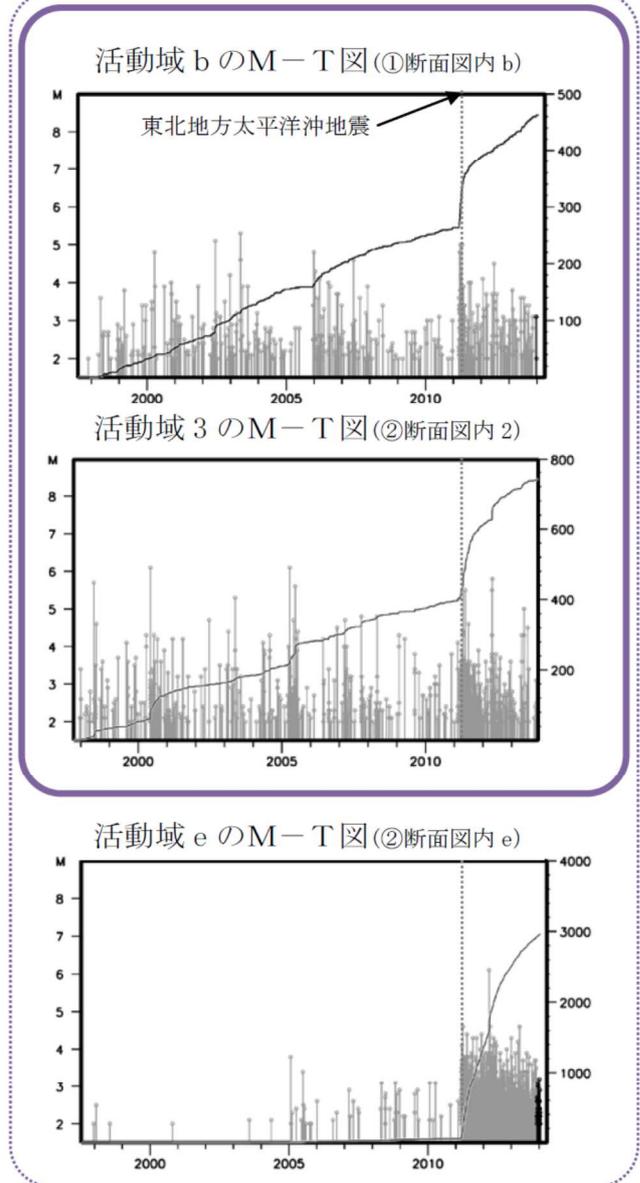
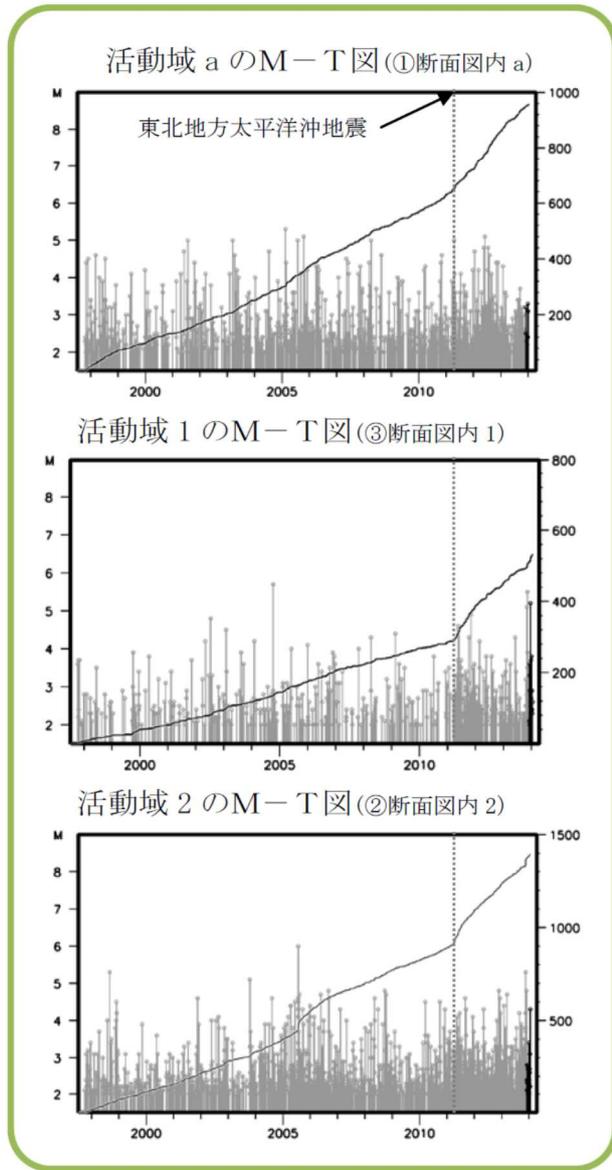
※ 震央分布図中の青点線は、相模トラフの最大クラスの想定震源域

図 3-24 相模トラフ及び南関東周辺の地震活動 (1/2)

東北地方太平洋沖地震の影響を受けている領域

東北地方太平洋沖地震以前より、定常的に活動度が高まった活動域

東北地方太平洋沖地震直後地震が多発し、大きく活動度が変わった活動域



東北地方太平洋沖地震の影響が少ない領域

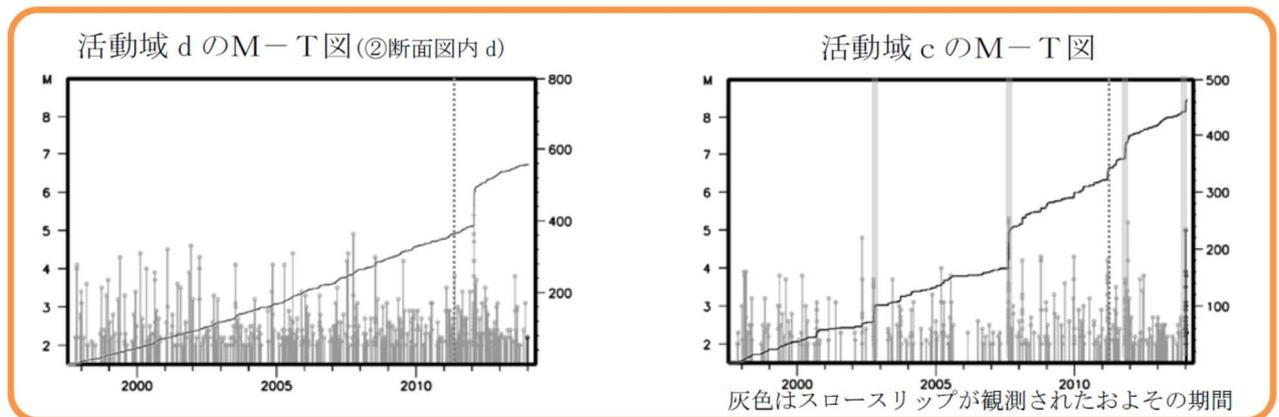


図 3-24 相模トラフ及び南関東周辺の地震活動 (2/2)

(a) 微小繰り返し地震・低角逆断層地震

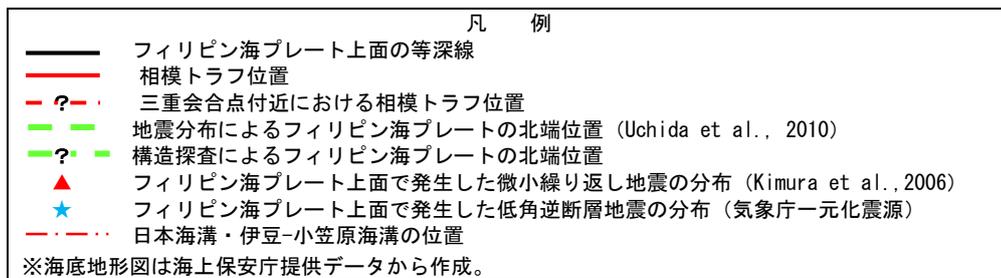
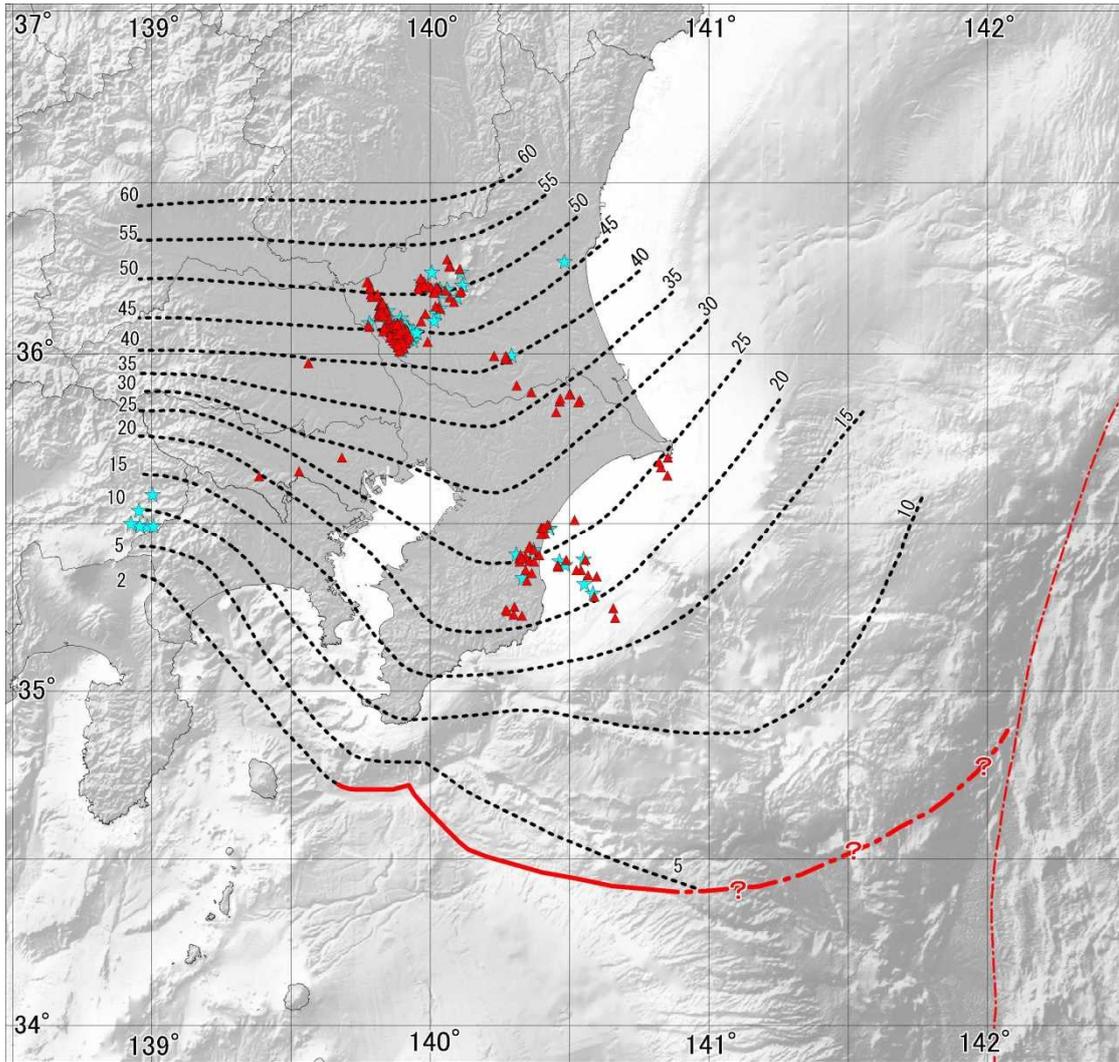
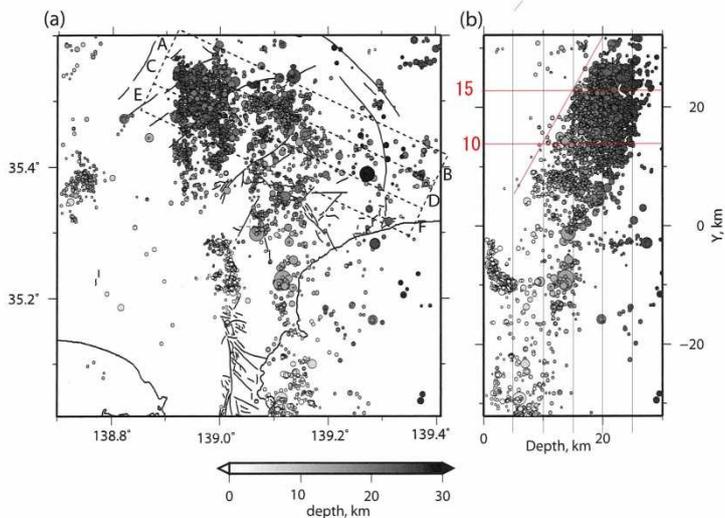


図 3-25 相模トラフ沿いのフィリピン海プレート上面における微小地震の分布

(a) 山梨県東部におけるフィリピン海プレート上面の地震



- ・伊豆衝突帯北縁部における地震の震央を DD 法で決定、メカニズム解を決定。
- ・PHS 上面の走向に略平行な断面図における分布を検討。
- ・地震は、ほぼ水平な面上に分布する Region A と、深い領域で厚みを持って分布する Region B に分かれる。
 - ・ Region A は、東西走向・北傾斜の低角逆断層型が多い。
 - ・ Region B は、南北走向・西傾斜の低角逆断層型が多い。

図2 (a) 震央分布。(b) 南北深さ断面。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。点線矩形領域は、図3において示される、A-B、C-D および E-F 断面の位置を表す。

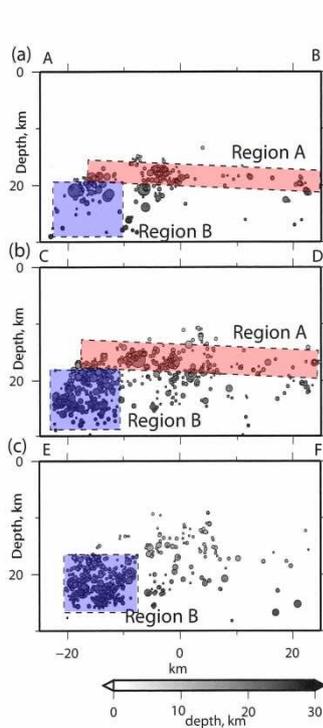


図3 A-B、C-D および E-F 断面における震源深さ分布。プロットの色濃淡は震源の深さを表す。点線で囲まれた領域は、それぞれ Region A および B の位置を表す。

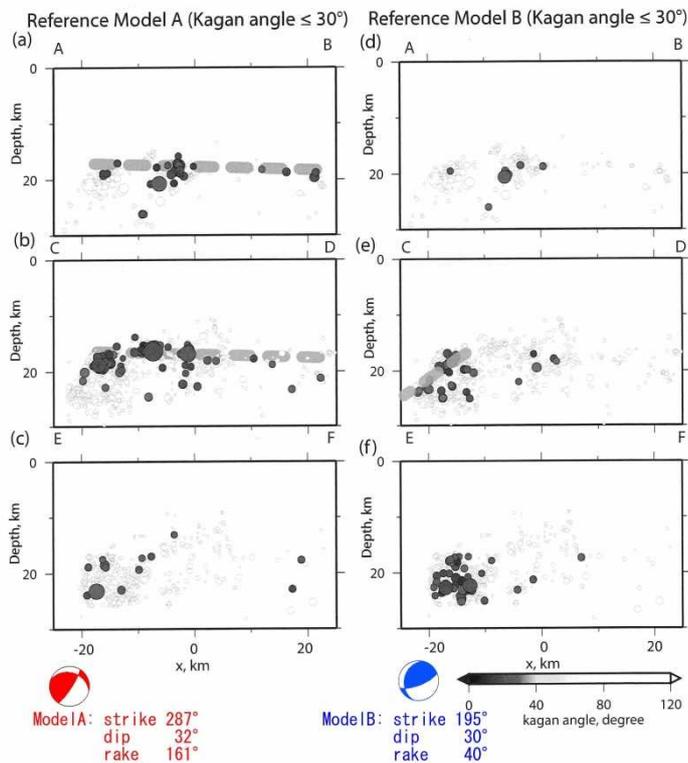
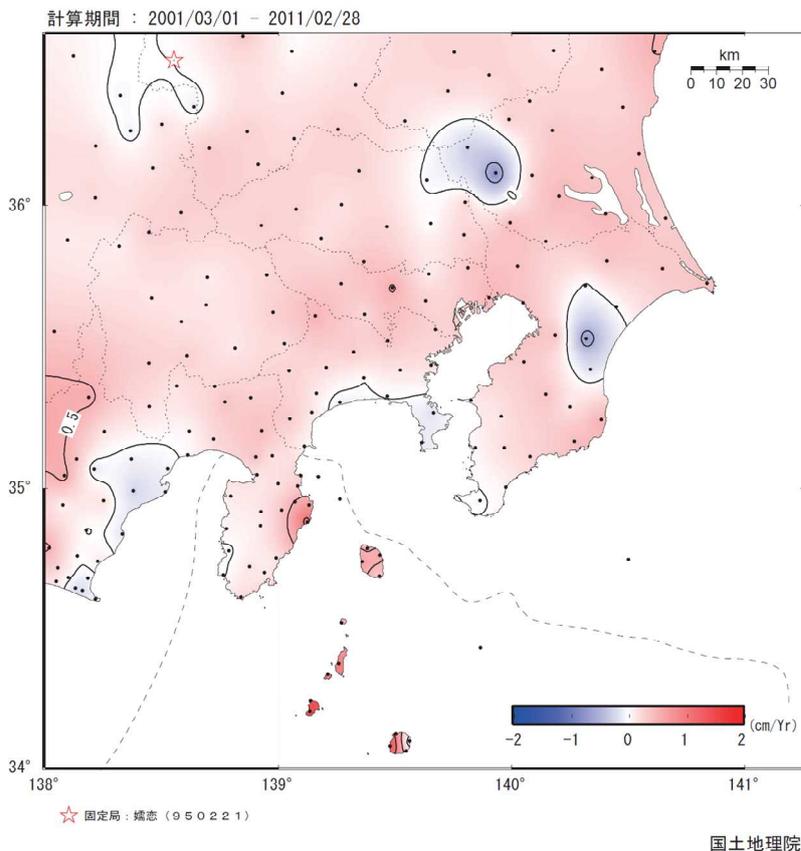


図6 Reference Model A および B に対して、Kagan 角が 30 度以内のメカニズム解のみをプロット。

図 3-26 山梨県東部のフィリピン海プレート上面の地震の分布 (行竹ほか (2010)に加筆)

平均変位速度図（上下）



平均変位速度図（水平）

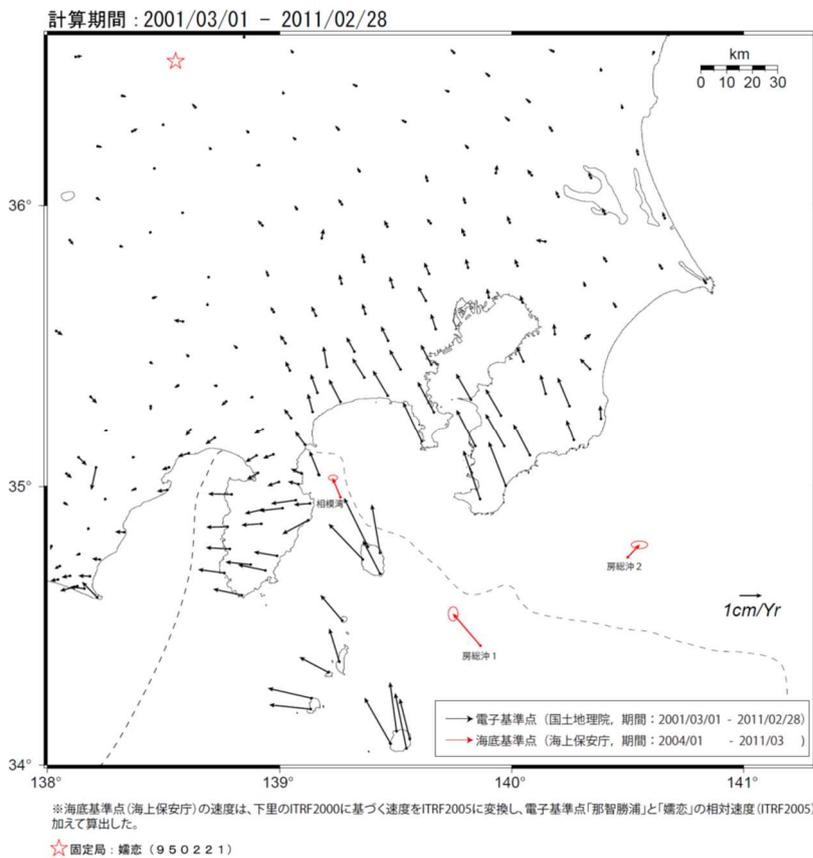


図 3-27 南関東周辺域の平均変位速度

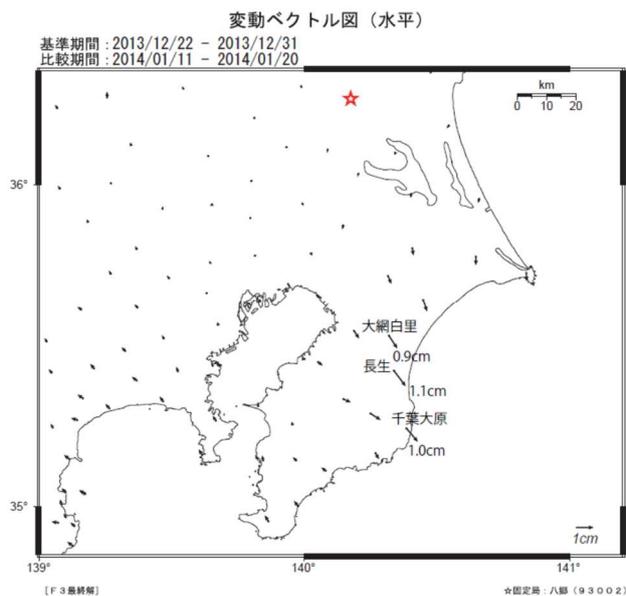
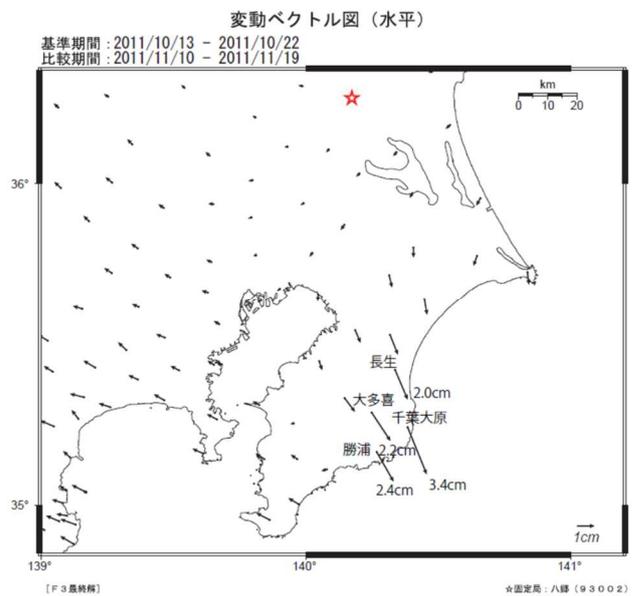
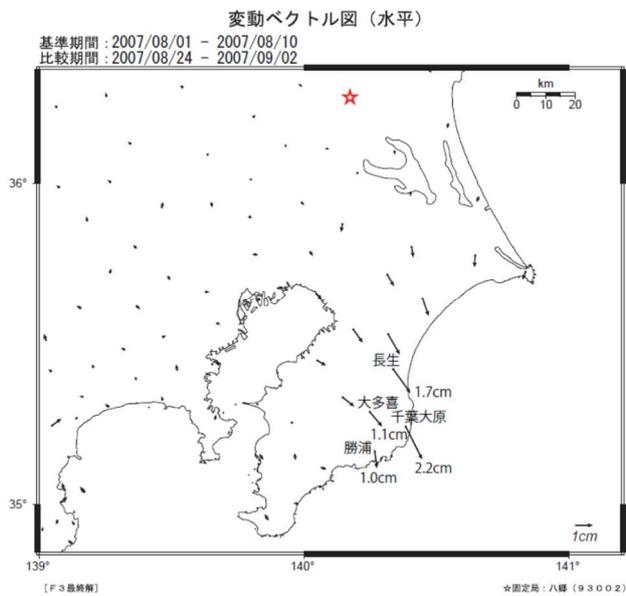
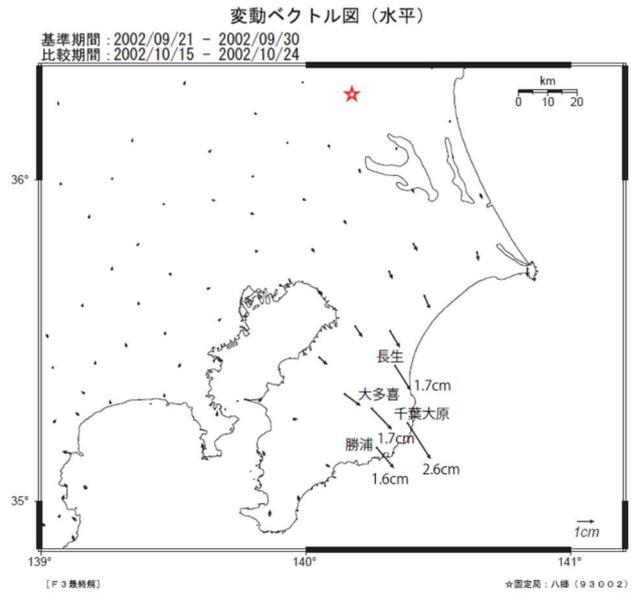
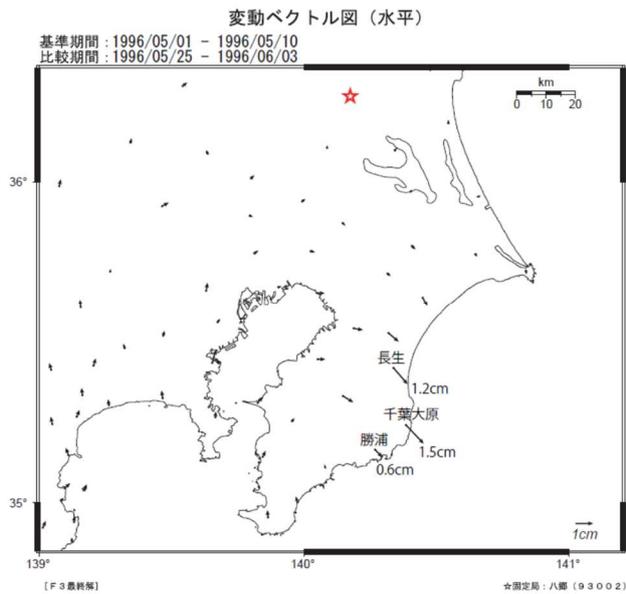


図 3-28 房総半島での非定常地殻変動

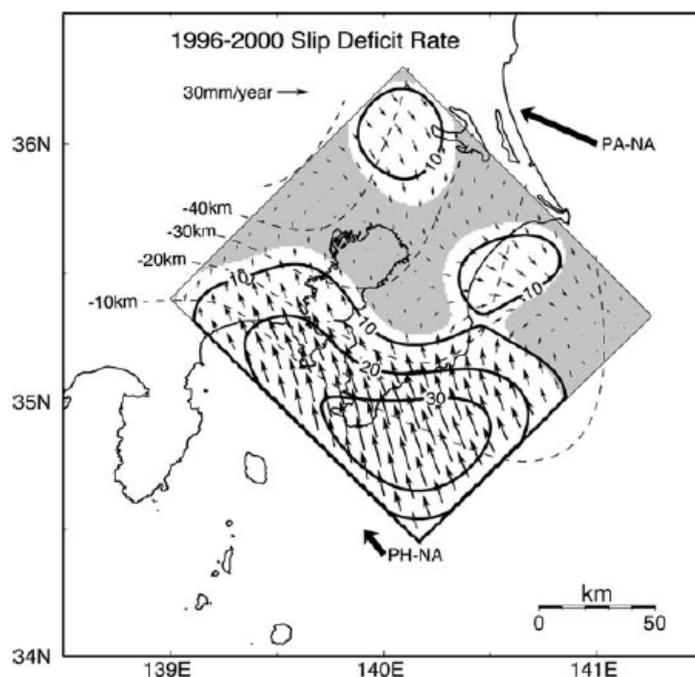


図3-29 陸上GNSSデータから推定したプレート間の滑り欠損速度 (Sagiya, 2004)。観測データの期間は1996年4月～2000年3月。網掛けは、滑り欠損速度の推定誤差が滑り欠損速度よりも大きい領域を表す。

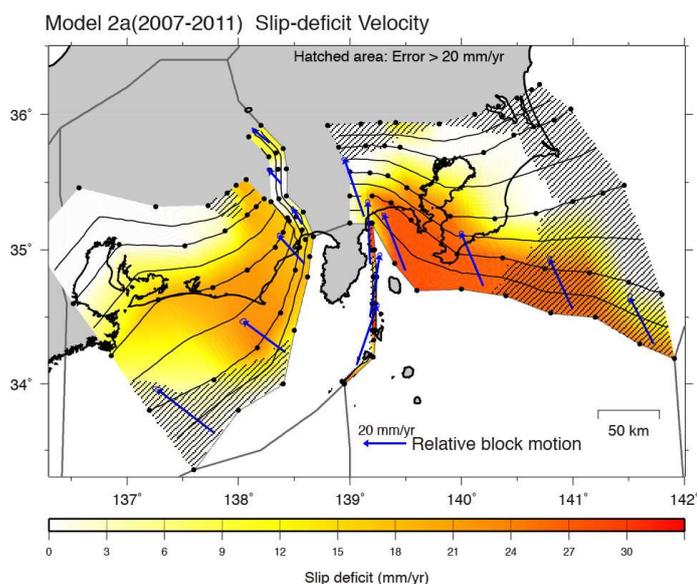


図3-30 陸上GNSSデータから推定したプレート間の滑り欠損速度 (西村, 2012)。観測データの期間は2007年9月～2011年2月。網掛けは、滑り欠損速度の推定誤差が2cm/年以上の領域を表す。

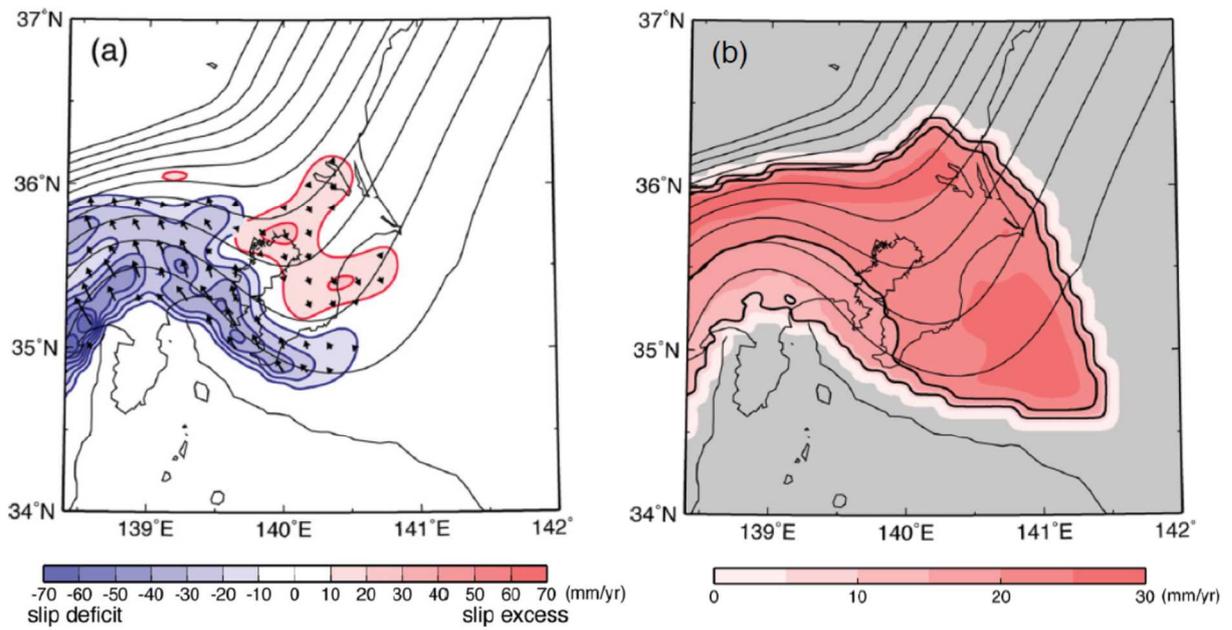
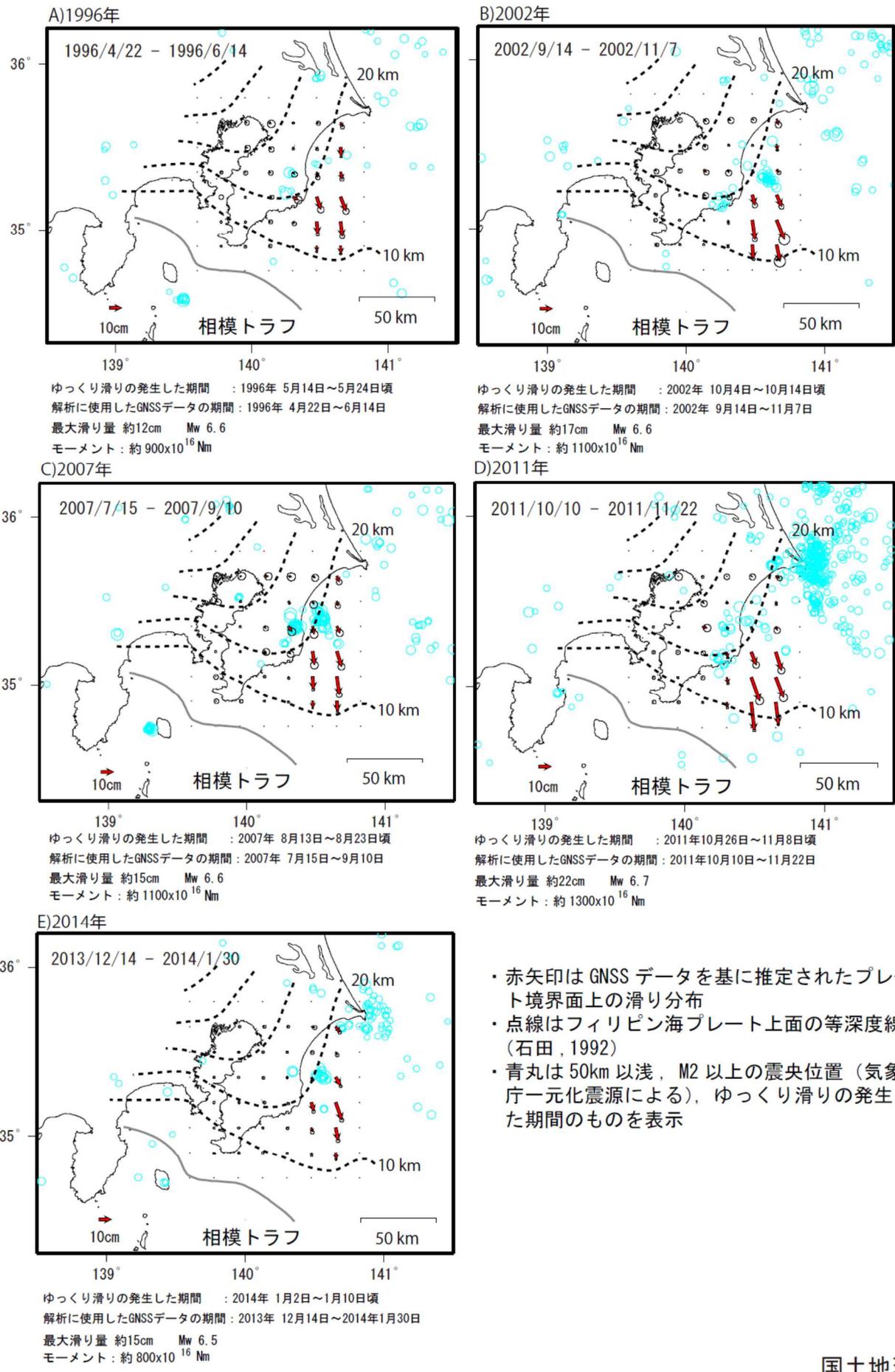


図3-31 地震間のGPSデータ（1996年から2000年を利用）から推定した、フィリピン海プレートと陸のプレート間のすべり欠損速度(a)。コンターは1cm/年毎に青がすべり遅れ、赤がすべり過ぎを示す。黒い矢印はスリッププレートの方と大きさを表す。(b)は推定誤差。色のついた範囲がモデル領域。(Noda et al., 2013)。



国土地理院

図3-32 房総半島沖スロースリップイベントの滑り分布(Ozawa et al., 2007; 国土地理院, 2011)。点線はプレート境界面の等深度線を表す。緑丸は気象庁一元化震源による深さ50km以浅でM2以上の震央。

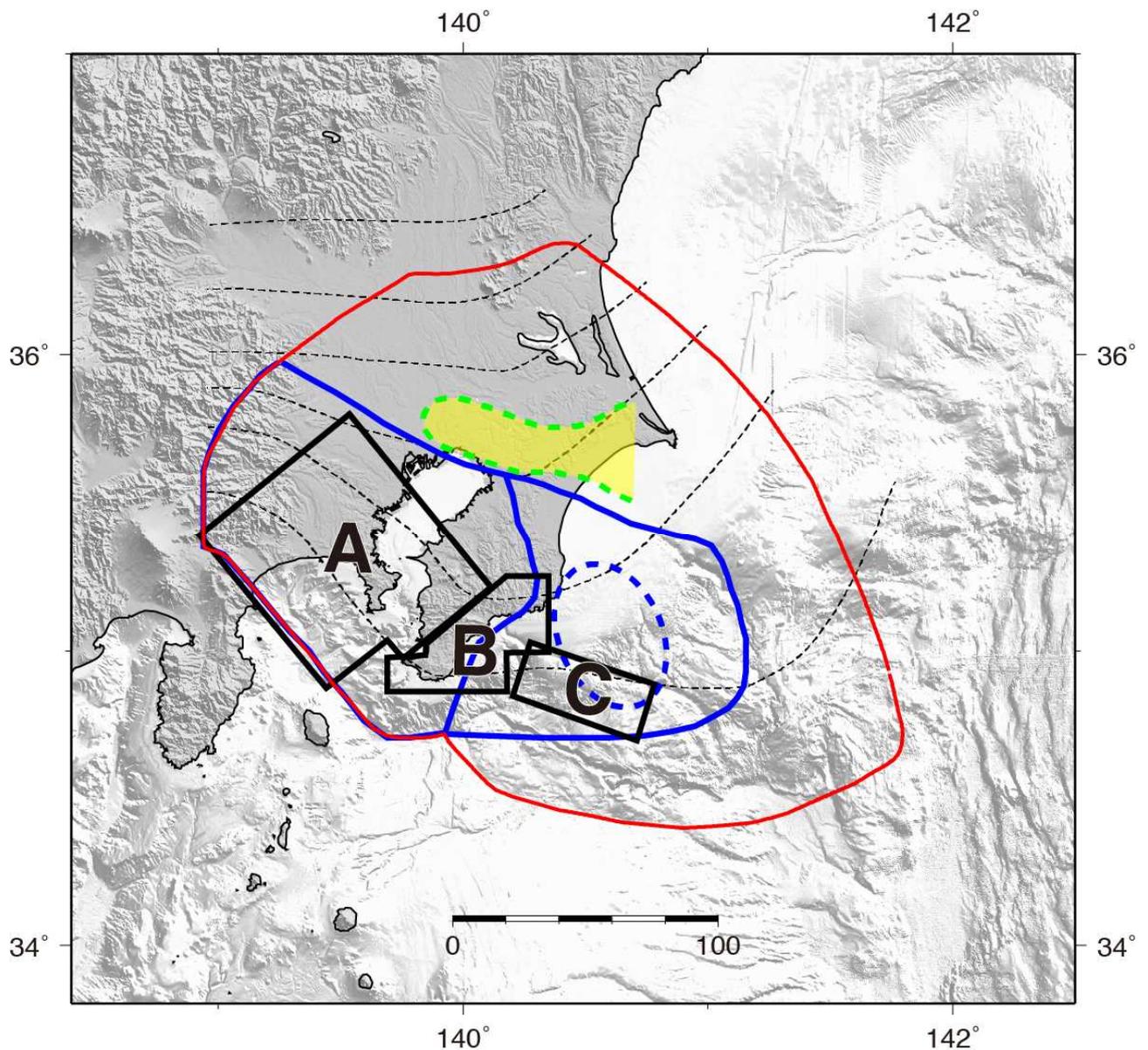


図 4-1 相模トラフ沿いの M8 クラスの地震の震源域の区分け。赤線は最大クラスの地震の震源域。黒線で囲まれた A、B、C は宍倉 (2012) による震源域の区分け。青線は内閣府 (2013) が地殻変動と津波から求めた、1923 年大正関東地震と 1703 年元禄関東地震の震源域。青破線は房総半島沖ゆっくりすべり (スロースリップ) が起きている領域、緑破線は地震波トモグラフィー (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012a) で求められた、フィリピン海プレートの上面上部が蛇紋岩化していると考えられる領域。

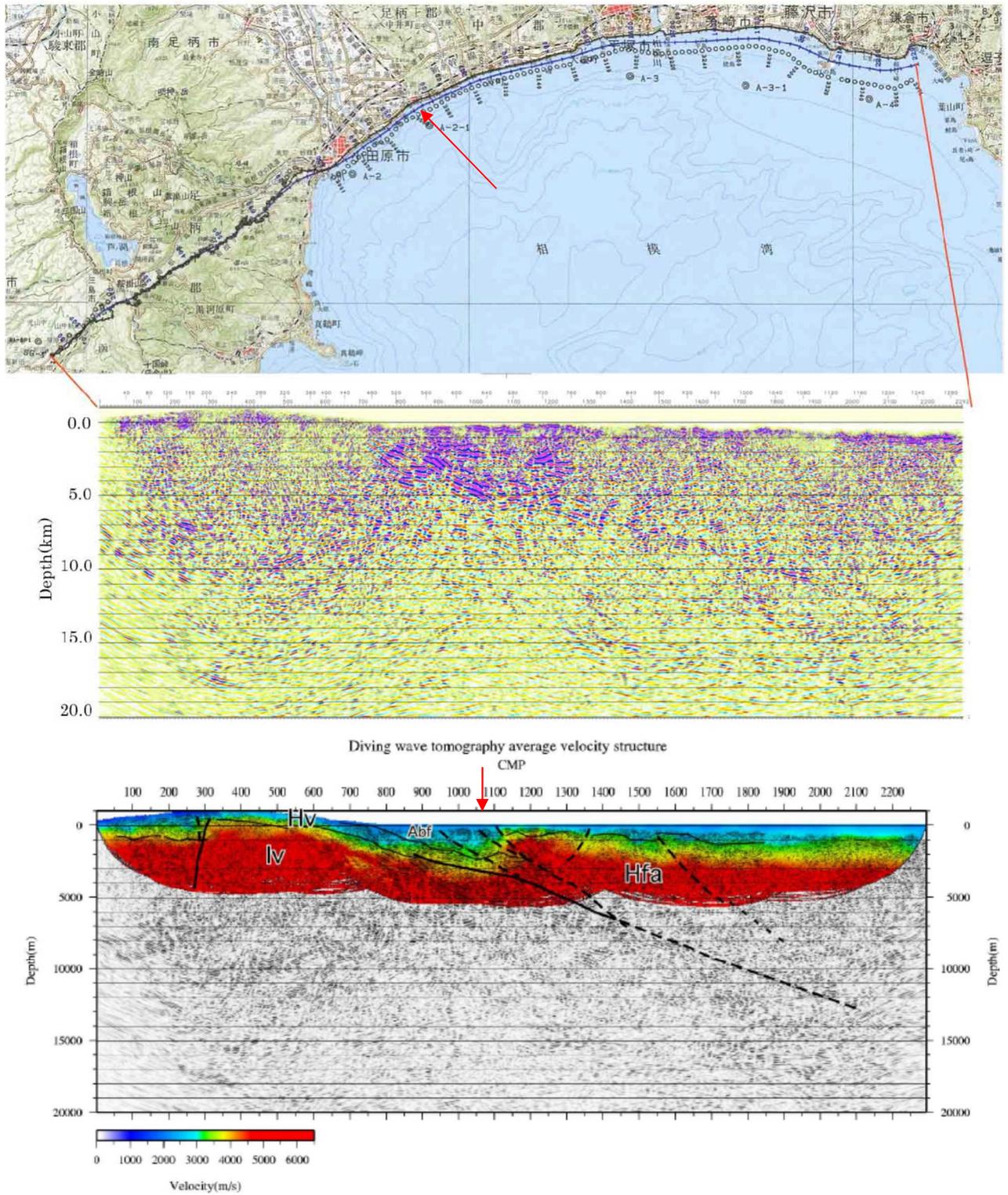


図 4-2 相模測線の測線図と反射断面図。赤矢印は国府津一松田断層の地表位置。
 (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012b に加筆)

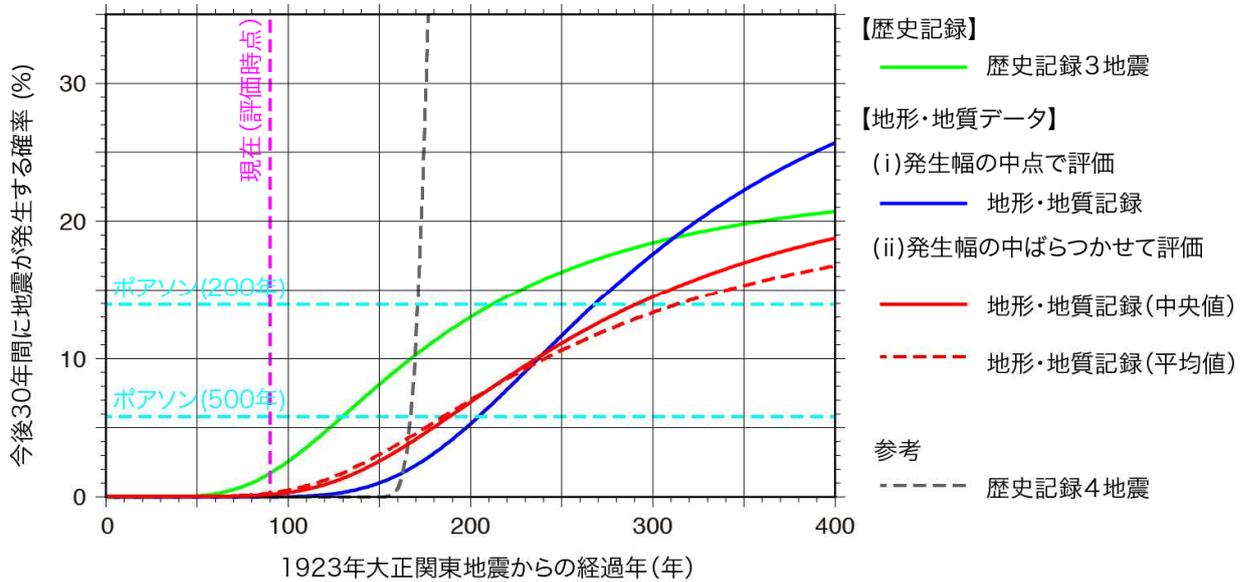


図 4-3 相模トラフ沿いの地震の 30 年確率の時間推移 (平均活動間隔、 α は表 4-2 に記載)。

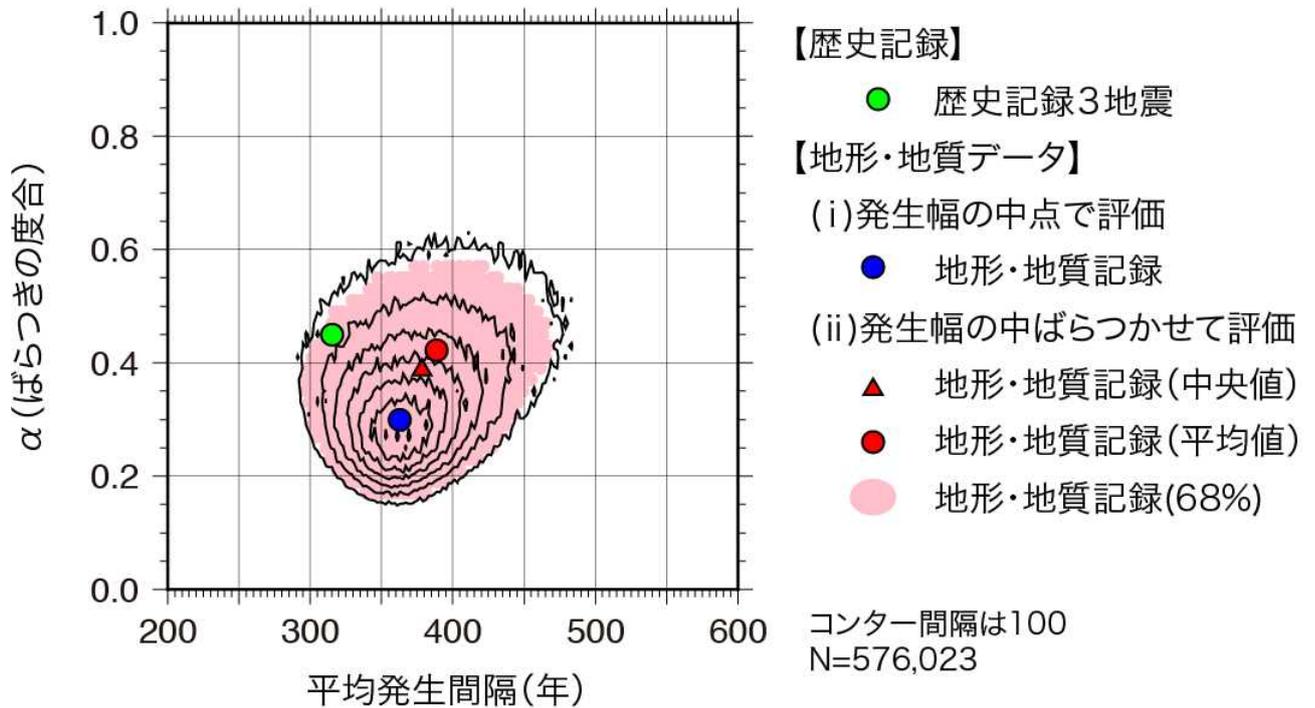


図 4-4 地形・地質データから推定された、相模トラフ沿いの地震の平均繰り返し間隔 (年) とばらつきの指標 (α)。ピンクの部分にはモンテカルロ法により信頼区間 68% で推定したパラメータの範囲。参考として、歴史記録 (3 地震) データより求めた値も示す。

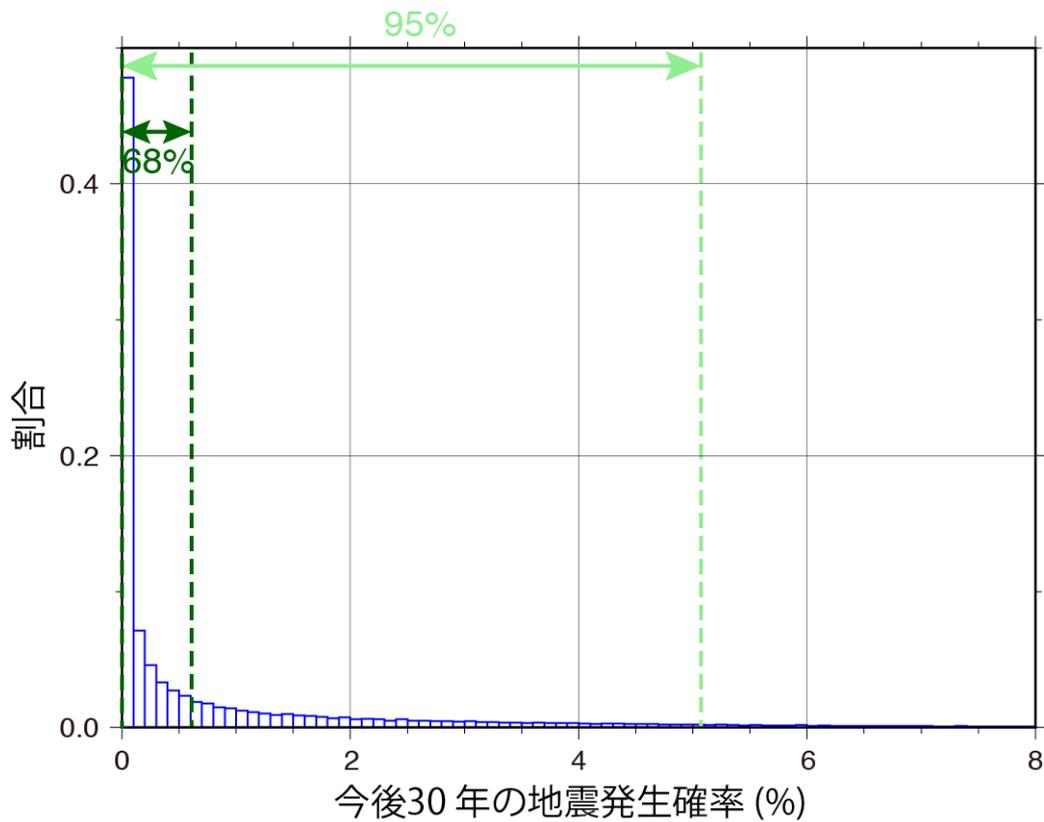


図 4-5 地形・地質データより求めた、相模トラフ沿いの地震の 30 年確率の頻度分布図。確率値の 68% 及び 95% の信頼区間を濃緑破線及び薄緑破線で示す。

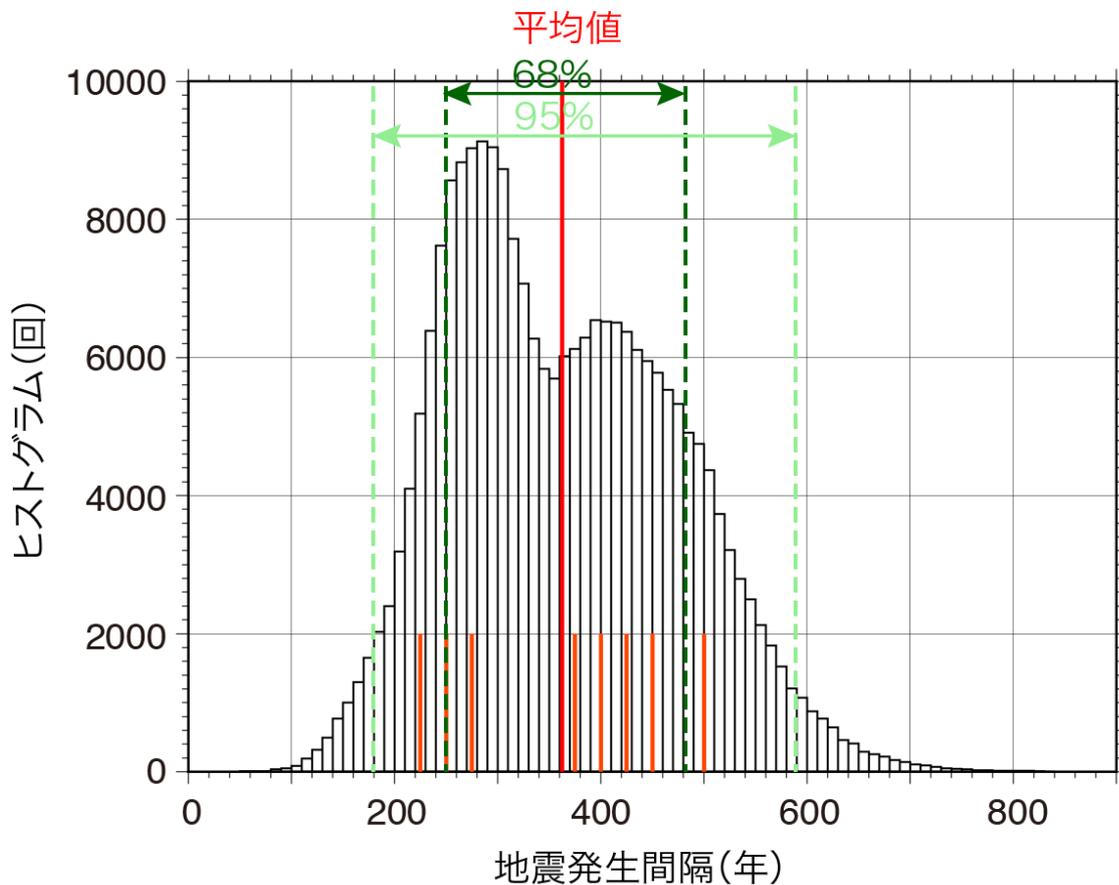


図 4-6 地形・地質データより推定した相模トラフ沿いの地震の発生間隔の頻度分布図。平均値を赤太線、発生幅の中心で評価した場合の発生間隔を短い橙太線、発生間隔の 68% 及び 95% の信頼区間を濃緑破線及び薄緑破線で示す。

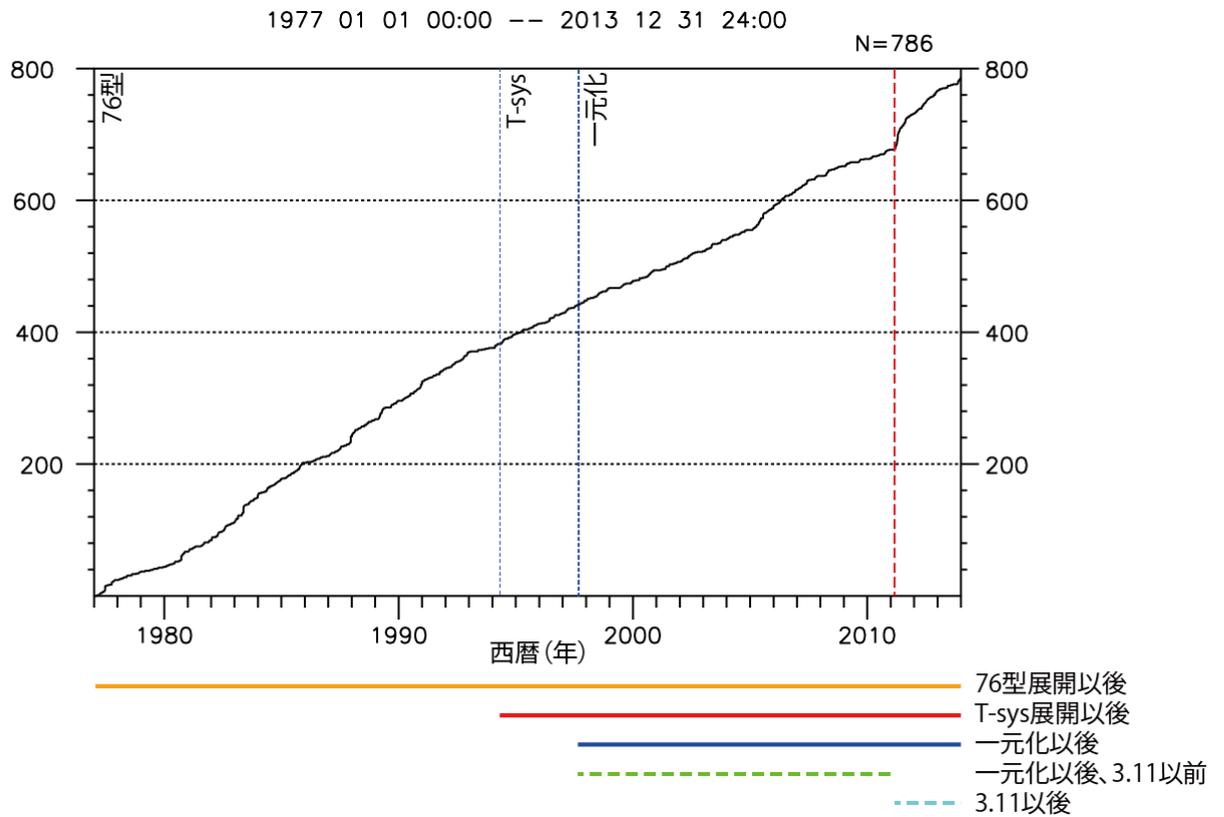


図 4-7 プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震の評価対象領域で発生した地震の積算。深さ 30km 以深、M4 以上の地震を使用した。76 型は気象庁が 1976 年頃に展開した高感度磁気テープ記録式地震計のこと、T-sys は津波地震早期検知網を示す。

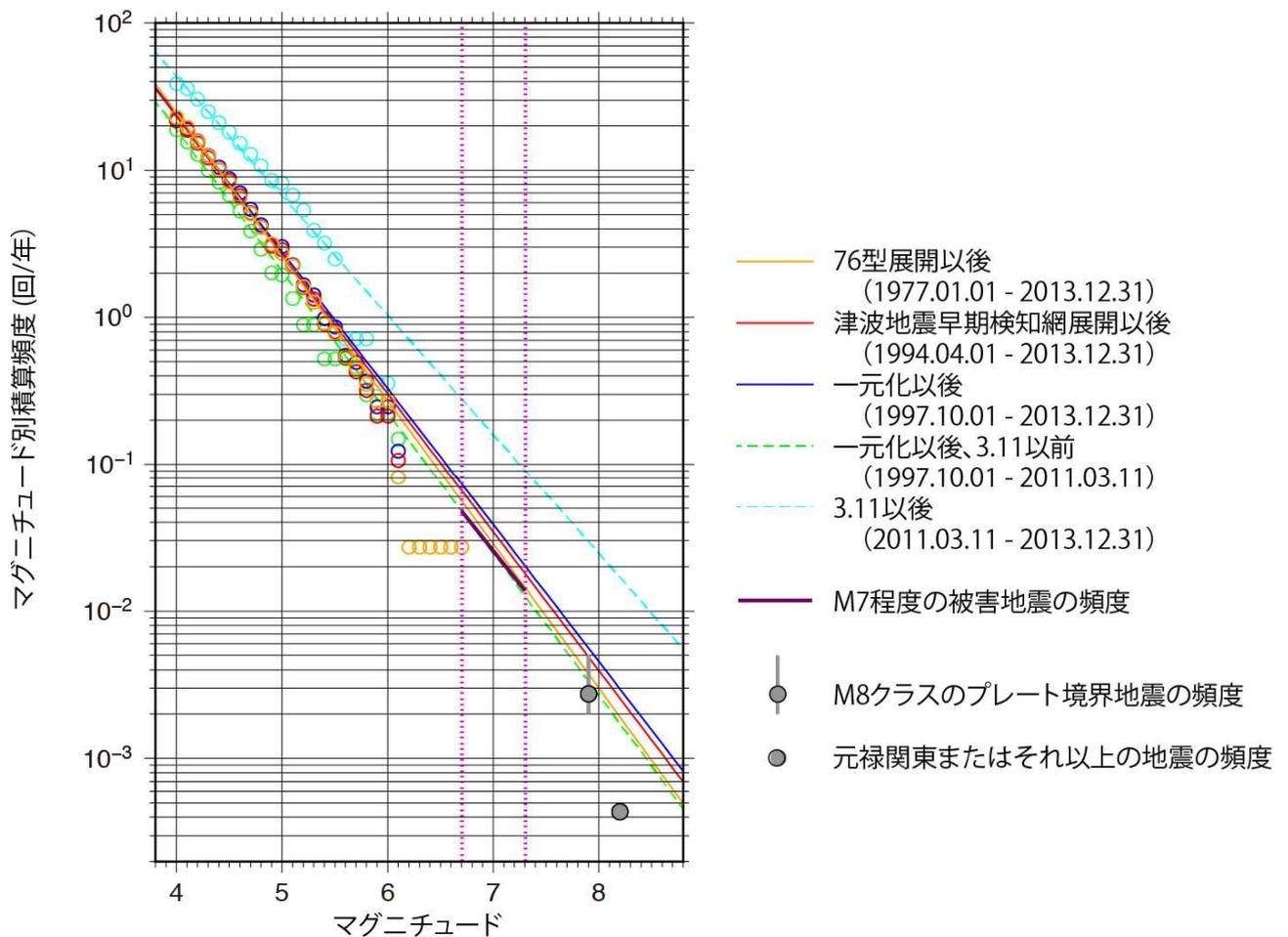


図 4-8 プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震の評価領域における M 別積算頻度分布と GR 則をあてはめた時の積算頻度線。図 4-3-3 で示した期間ごとにあてはめを行った。

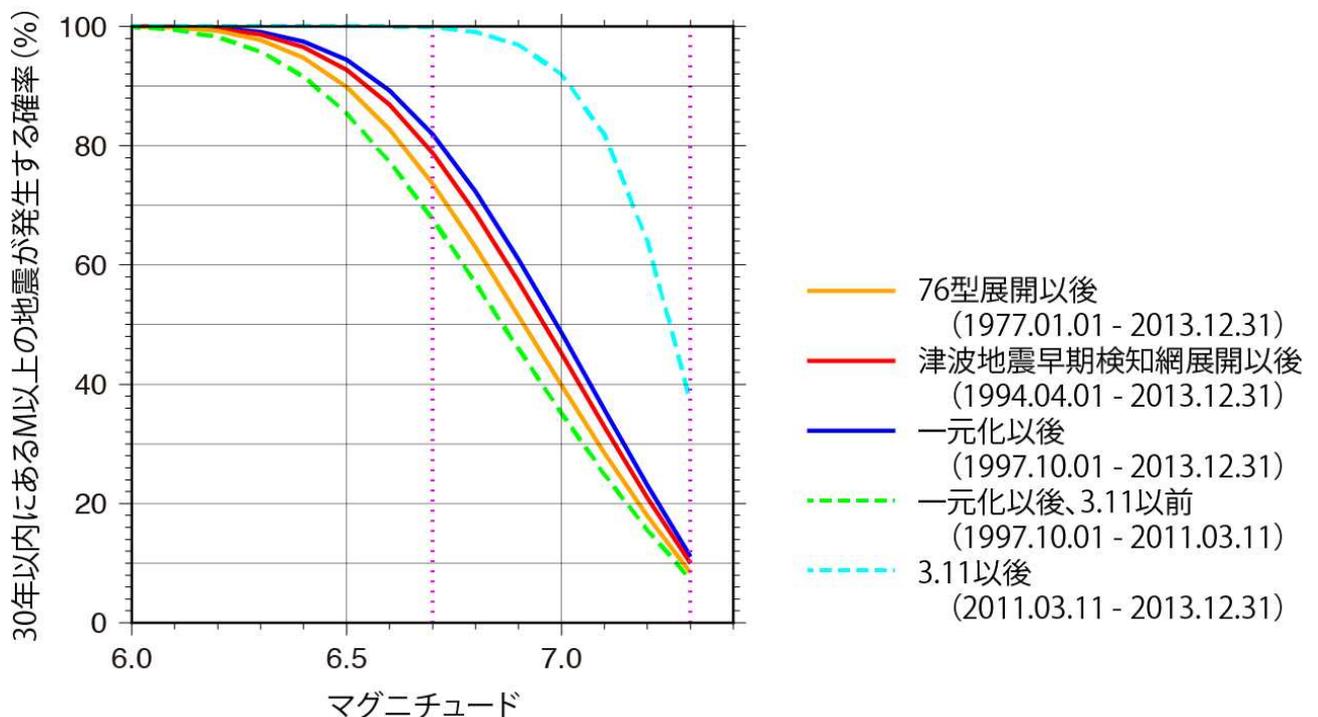


図 4-9 プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震の評価領域において、今後 30 年間にある M 以上の地震が発生する確率。

別表

	相模トラフ沿いの M8 クラスの地震			
	永仁関東地震	明応関東地震？	元禄関東地震	大正関東地震
1. 空間情報				
震源域	相模湾 ^{※2}	？	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 ^{※1}	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 ^{※1}
2. 時間情報				
発生時期	1293 年 5 月 27 日	1495 年 9 月 12 日	1703 年 12 月 31 日	1923 年 9 月 1 日
前回の地震からの経過時間(年)	-	202.3	208.3 (410.6)	219.7
3. 規模(推定値)(Mj)	7.0, 7.5 ^{※2}	？	7.9-8.2	7.9
4. 被害等				
震害	鎌倉に強震 死者：数千～2 万超	死者（溺死）：200 人	房総半島南部で最も被害大。小田原は火災も加わり被害大。全体で死者：約 1 万、潰家：約 2 万 2 千、流家：約 6 千 など	箱根～鎌倉～横浜で被害大。死者約 10 万の 4 割は東京の火災による。潰家約 13 万など
津波	浜辺の死者の記述あり。津波のためか？ ^{※4}	鎌倉大仏殿に到達した。	犬吠埼～下田にかけてを襲う。外房や鎌倉などで流失・死者とも多かつた。 ^{※4}	熱海で 12m、房総半島先端で 9m などを観測した。 ^{※4}
地殻変動等	三浦半島に離水地形有り	-	房総半島では 5.0m の隆起	房総半島～三浦半島広域で最大約 2m の隆起
地震の前後にあった事象	-	-	-	-
その他	-	1498 年の地震と混同か？	-	東京で火災による被害が顕著、約 30 万戸が焼失

	プレートの沈み込みに伴う M7 程度の地震(1/2)			
	天明小田原地震	1853 年嘉永小田原地震	1855 年安政江戸地震	1894 年明治東京地震
1. 空間情報				
震源域	神奈川県西部※2	神奈川県西部※2	東京湾北西部のやや深い場所※1	東京都東部のやや深い場所※1
2. 時間情報				
発生時期	1782 年 8 月 23 日	1853 年 3 月 11 日	1855 年 11 月 11 日	1894 年 6 月 20 日
前回の地震からの経過時間(年)	-	70.5	2.7	38.6
3. 規模(推定値)(Mj)	7.0	6.7±0.1	7.0~7.1	7.0
4. 被害等				
震害	死者：あり、小田原城天守傾き、小田原・江戸等で潰家あり。	小田原で被害大潰家あり。	死者：7 千以上、潰家：約 1 万 6 千。幸手などでは液状化。大名小路や吉原などで火災	東京の低地に煙突倒壊などの被害大。東京で死者 24、全壊 22 など。
津波	熱海にありという資料※4もあったが足柄山地でやや深い。	-	-	-
地殻変動等	-	-	-	小規模な隆起沈降あり
地震の前後にあった事象	-	-	磁石の弱化、発光現象、湧水、地鳴りなどの報告あり。	-
その他	-	-	-	-

	プレート沈み込みに伴うM7程度の地震(2/2)				
	1894年東京湾付近の地震	1895年茨城県南部の地震	1921年茨城県南部の地震	1922年浦賀水道付近の地震	1987年千葉県東方沖の地震
1. 空間情報					
震源域	東京湾のやや深い場所※2	霞ヶ浦付近	竜ヶ崎付近	東京湾南部※3	房総半島九十九里浜付近のやや深い場所※1
2. 時間情報					
発生時期	1894年10月7日	1895年1月18日	1921年12月8日	1922年4月26日	1987年12月17日
前回の地震からの経過時間(年)	0.3	0.3	26.9	0.4	65.6
3. 規模(推定値)(Mj)	6.7	7.2	7.0	6.8	6.7
4. 被害等					
震害	建物に小被害	茨城県南部に被害大	-	東京湾岸に被害。東京・横浜で死者各1。	山武郡、長生郡、市原市などで破損等の被害大。ブロック塀の倒壊で死者2、住家全壊10。液状化が九十九里沿岸及び東京湾北東沿岸等で発生。
津波	-	-	-	-	-
地殻変動等	-	-	-	-	-
地震の前後にあった事象	浦賀水道付近のやや深い地震か？	-	-	-	-フィリピン海プレート内の地震
その他	-	-	-	-	-

注記なし：宇佐美・他(2013) (日本被害地震総覧 599-2012)

※1 地震調査委員会(2009) (日本の地震活動 (第二版))

※2 宇津(1999)(地震活動総説)

※3 宇津(1999)(地震活動総説) 記載の震源座標より、気象庁震央地名を抽出

※4 渡辺(1998) (日本被害津波総覧 (第二版))