南海トラフの地震活動の長期評価（第二版一部改訂）について

令和７年９月２６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、海のプレートと陸のプレートの境界に位置する海溝沿いで発生する地震（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を対象に長期評価を行い、公表してきた。南海トラフについては、2001年（平成13年）９月27日に「南海トラフの地震の長期評価」（第一版と呼ぶ）を公表した。

その後、2011年（平成23年）３月11日に発生した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、それまでの長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を行ってきた。

2013年（平成25年）５月24日、そ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ることにより第一版を改訂し、第二版として長期評価の公表を行った。

第二版の公表以降、全面的に改訂するような新たな調査研究の成果はないものの、一部で新たな知見が得られている。今回、それらの新たな成果を取り入れるため、データ及びパラメータの不確実性を考慮した確率計算手法も取り入れ、将来南海トラフで大地震が発生する確率を改訂した結果等について、第二版の一部改訂としてとりまとめた。

令和７年９月２６日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

南海トラフの地震活動の長期評価（第二版一部改訂）

日向灘から駿河湾までの太平洋沿岸を含む南海トラフ沿いの地域では、ここを震源域として大地震が繰り返し発生していることが知られている。本報告書は、南海トラフで発生するプレート境界面及び分岐断層による地震について、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てとりまとめたものである。評価に当たっては、これらの領域に発生した地震について行われたこれまでの調査研究の成果を参考にした。

１．はじめに

南海トラフは、日本列島が位置する大陸のプレートの下に、海洋プレートのフィリピン海プレートが南側から年間数㎝の割合で沈み込んでいる場所である（図１）。この沈み込みに伴い、二つのプレートの境界にはひずみが蓄積されている。過去 1,400 年間を見ると、南海トラフでは約 90～270 年の間隔で蓄積されたひずみを解放する大地震が発生しており、近年では、昭和東南海地震（1944 年）、昭和南海地震（1946 年）がこれに当たる。昭和東南海地震及び昭和南海地震が起きてから約 80 年が経過しており、南海トラフにおける次の大地震発生の可能性が高まってきている。

地震調査委員会ではこれまでに、海のプレートと陸のプレートの境界に位置する海溝沿いで発生する地震（海溝型地震）の長期評価を行ってきており、南海トラフの地震については、2001 年に長期評価を取りまとめた。その後、日本海溝で発生する地震の評価において、2011 年３月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震を的確に評価できてい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、2013 年に南海トラフの地震活動の長期評価を暫定的に改訂し、第二版として取りまとめた。

その後、10 年以上が経過し、その間に第二版を全面的に改訂するような新たな調査研究の成果はないものの、一部で新たな知見が得られている。今回、それらの新たな成果を取り入れるため、第二版の一部について改訂することとした。主に第４章「南海トラフで次に発生する大地震について」と第５章「今後に向けて」の部分を改訂しており、新たな成果の得られていない部分の評価内容については第二版と同一である。

第二版への改訂では、2001 年に第一版の長期評価を行って以降に得られた様々な調査観測・研究の成果が反映されている。例えば、「東海・東南海・南海地震の連動性評価のため

の調査観測・研究」などの成果により、南海トラフで発生する大地震は、従来考えられていたよりも、多様かつ複雑であることが明らかとなってきた。具体的には、津波堆積物の調査研究から、今まで既往最大と考えられていた宝永（ほうえい）地震（1707 年）に伴って発生した津波より巨大な津波が起きた可能性があることが指摘されている。また、宝永地震（1707 年）と同程度の規模の地震が 300～600 年間隔で起きていることが明らかとなってきた。

以上のように、調査研究が進むにつれ、従来考えられてきたような、「南海トラフで発生する地震は 100～200 年に１回、ほぼ同じ領域で同様の規模で繰り返し発生する」という固有地震モデルが必ずしも成立しているとは限らないことが分かってきた。このため、第二版への改訂時には、上記のような知見を考慮し、とりわけ、以下の点に留意した評価とした。今回の一部改訂においても、これらの点を踏襲した。

① これまで考えられてきた固有地震モデルに基づく評価ではなく、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 不確実性が大きくても防災に有用な情報は、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、地震の発生確率などは、解釈が分かれる場合がある。そのように解釈が分かれるものについては、複数の解釈について併記する。

今回の一部改訂では、従来の評価における時間予測モデルで用いた、地震時の室津港（高知県）の隆起量の推定値に不確実性があることを考慮し、従来のブラウン緩和振動過程モデル（BPT モデル: Brownian Passage Time model）に地震ごとのすべり量（隆起量）の違いを取り入れたすべり量依存 BPT モデル(SSD-BPT モデル:Slip-Size Dependent BPT model)を採用した。過去の地震時の隆起量のデータがない他の海溝型地震の評価では、地震発生間隔のみを用いる BPT モデルが採用されていることから、この長期評価においても BPT モデルに基づく評価も併せて行った。二つのモデルにより地震発生確率を求めるにあたっては、最近の統計学的手法を適用することにより、確率値のばらつきを定量的に評価できるようになった。

南海トラフの地震の評価においては、すべり量依存 BPT モデルと BPT モデルの二つの異なるモデルを用いたが、それぞれの信頼性については現在の科学的知見からは優劣をつけることは出来ない。このようにモデルが二つ想定できることから、第二版の作成時に挙げた上記③の留意点を踏まえ、二つの異なる確率を併記したが、いずれも最も高い「Ⅲランク」（注１）に分類される。したがって、国や地方公共団体等が、防災対策を推進するにあたって、住民等に対して、最も高い「Ⅲランク」を示すことを強く推奨する。一方、確率の具体的な値を示す必要があるときも想定される。その場合には、「疑わしいときは行動せよ」等の考え方に基づいて、二つの計算方法の中でも、より高い方の確率値（今後 30 年以内で 60%～90%程度以上（2025 年１月１日時点））を強調することが望ましい。

南海トラフの地震活動の長期評価（第二版一部改訂）は、この本文と説明文から構成される。

本文は、地震調査委員会として南海トラフの地震活動に対してどのような評価を行ったか、簡潔にまとめたものである。

説明文では、南海トラフの地震活動に関する複数の学説の提示や、それらの不確実性、問題点などを含め、評価内容を詳細にまとめている。

２．評価対象領域について

南海トラフは、四国南岸から駿河湾沖に至る約700 kmの細長い海盆である。

南海トラフで発生する大地震は、日本列島が位置する大陸のプレートと、その下に沈み込むフィリピン海プレートの境界面（以下「プレート境界面」という）がすべることにより発生する。また、プレート境界面から陸のプレート側に枝分かれした断層（以下「分岐断層」という）がすべることにより、海洋底の地殻を上下方向に大きく変動させ、局所的に大きな津波が生じたり、局地的に強い揺れを生じたりすることもある。この他にも、フィリピン海プレート内で発生する地震や海底活断層で発生する地震などがある。

第二版及びその一部改訂の評価では、これらの地震のうち、プレート境界面及び分岐断層による地震について評価を行った。評価対象とした領域は、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、現在の地震活動などを考慮し、以下の範囲とした（図１の赤太線で囲まれた範囲）。

東端：富士川河口断層帯の北端付近
西端：日向灘の九州･パラオ海嶺が沈み込む地点
南端：南海トラフ軸
北端：深部低周波微動が起きている領域の北端

九州･パラオ海嶺が沈み込む地点より南西側は、長期評価に必要な科学的知見の収集･整理が不十分であることから、評価対象地域から除いた。

次に、南海トラフで発生する地震の震源域を類型化するため、評価対象領域を南海トラフの走向及びフィリピン海プレートの沈み込む方向に、更に幾つかの領域に分割した。

（１）南海トラフの走向方向（東西方向）

これまでに得られている科学的知見より、地震の破壊の開始点、あるいは終点は、地形境界に対応する場合が多いことが分かっている。そこで、走向方向は、地形の境界に基づき以下の６領域に分割した。

・都井岬（とい）　～　足摺岬

・足摺岬　～　室戸岬
・室戸岬　～　潮　岬
・潮　岬　～　大王崎
・大王崎　～　御前崎
・御前崎　～　富士川

都井岬～足摺岬の領域で発生すると想定されている、日向灘のＭ７クラスの地震については、「日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（第二版）（令和４年３月25日公表）」を参照されたい。

（２）フィリピン海プレートの沈み込み方向（南北方向）

プレート境界の振る舞いに関するこれまでの科学的知見に基づき以下の３つの領域に分割した。

・プレート境界の浅部で、すべりが生じると大きい津波が発生する可能性のある領域
・従来、大地震の震源域になると評価されてきた領域（固着が強い領域）
・従来の震源域の深部から深部低周波微動の発生領域

第二版及びその一部改訂の評価では、分割したそれぞれの領域が個別に、あるいは複数が一体となって地震を発生させる可能性があることを考慮した。この評価対象領域には、中央防災会議が想定した「想定東海地震」の震源域も含まれている。

なお、図１に示した領域全体がすべることで発生する地震が、第二版及びその一部改訂の評価で想定する南海トラフの「最大クラスの地震」である。この「最大クラスの地震」の震源域は、過去の地震、フィリピン海プレートの構造、海底地形等に関する特徴など、現在の科学的知見に基づいて推定したものである。最大クラスの地震が発生すれば、震源域の広がりから推定される地震の規模はＭ９クラスとなる。

３．南海トラフで発生する大地震の多様性について

歴史記録によると、南海トラフで発生した大地震は、白鳳（天武）地震（684 年）まで遡って確認されている。図２に、白鳳（天武）地震が発生した 684 年から現在までの約 1,400 年間に、南海トラフで発生した大地震の震源域の時空間分布図を示す。南海地域（評価対象領域のうち、潮岬の西側の領域）と東海地域（評価対象領域のうち、潮岬の東側の領域）で、若干の時間差（数年以内）をおいて地震が発生することがある。この場合は同じ地震サイクルの中で発生したと見なし、第二版及びその一部改訂の評価では、南海トラフにおいて少なくとも９回の大地震サイクルがあった可能性が高いと判断した。発生した年が古い大地震については、史料の不足により見落としている可能性があるが、正平（康安）地

震（1361 年）以降は、見落としはないと考えられる。また、震源域の広がりについては、史料の不足や記述の不確実性などから、かなり不確かさがあるため、図２の時空間分布図には、それぞれの地震の震源域について、確実度に応じて表記を変えている。正平（康安）地震（1361 年）以降に発生した大地震の発生年月日及び推定された地震の規模を表１に示す。

図２より、過去に南海トラフで発生した大地震は、その震源域の広がり方に多様性があることが分かる。さらに、図２及び表１から、南海地域における地震と東海地域における地震が、同時に発生している場合と、若干の時間差（数年以内）をもって発生している場合があることが分かる。東海地域の地震でも、御前崎より西側で、断層のすべりが止まった昭和東南海地震（1944 年）と、駿河湾の奥まですべりが広がったと考えられている安政（あんせい）東海地震（1854 年）では、震源域が異なる。また、宝永地震（1707 年）の震源域は、津波堆積物などの調査結果から、昭和南海地震（1946 年）や安政南海地震（1854 年）の震源域より西に広がっていた可能性が指摘されている。慶長（けいちょう）地震（1605 年）は揺れが小さいが、大きな津波が記録されている特異な地震であり、明治三陸地震（1896 年）のような津波地震であった可能性が高いとされる。また、南海トラフでは、分岐断層が確認されており、過去にはプレート境界だけではなく、分岐断層がすべることによる地震も起きていたと指摘されている。

次に、海底堆積物や津波堆積物などの地質学的な証拠から明らかになってきた地震の痕跡を取りまとめて図３に示す。それらの地震の痕跡は、約 5,000 年前まで遡ることができ、史料から推定することができる白鳳（天武）地震（684 年）より前にも、南海トラフで大地震が繰り返し起きていたことが分かった。また、津波堆積物の痕跡が残る宝永地震（1707 年）クラスの大地震は、300～600 年間隔で発生していることが明らかとなった。しかし、津波堆積物から推定される地震の年代範囲が幅広いため、異なる地点の津波堆積物の対応関係を明らかにし、先史地震の震源域の広がりを正確に把握することは困難である。なお、和歌山県の橋杭岩では、津波石の移動シミュレーションから、既往最大と言われている宝永地震（1707 年）より大きな津波が起きた可能性も指摘されている。

上述のように、南海トラフで発生する大地震は、第一版の長期評価で仮定されたような、「地震はほぼ同じ領域で、周期的に発生する」という固有地震モデルでは理解できず、多種多様なパターンの地震が起きていることが分かってきた。

４．南海トラフで次に発生する大地震について

前章で述べたように、過去に南海トラフで起きた大地震は多様性がある。そのため、次に発生する地震の震源域の広がりを正確に予測することは、現時点の科学的知見では困難である。

一方、歴史記録より、南海トラフでは、白鳳（天武）地震（684 年）以後、繰り返しＭ８クラスの大地震が起きていることが分かっている。それらの歴史地震の多くは、南海地域で発生する地震、東海地域で発生する地震、両域にまたがる地震（両者が同時に発生する）に大別される。歴史地震の震源域（図２）を見ると、地震が同時に発生しない場合であっても、数年以内の差でもう一方の領域で地震が発生している。繰り返し間隔の長さと比較すると、これらはほぼ同時に活動していると見なせる。そこで、第二版及びその一部改訂の評価では、南海トラフを第一版のような南海･東南海領域という区分をせず、南海トラフ全体を一つの領域として考え、この領域では大局的に 100～200 年で繰り返し地震が起きていると仮定して、地震発生の可能性を評価した。

第二版及びその一部改訂の評価では、正平（康安）地震（1361 年）以降の地震を用いた。また、慶長地震（1605 年）は揺れの強さに比べて津波高が大きいので、震源域が他の地震とは異なる可能性もある。このため、慶長地震（1605 年）を他の地震と同列に扱う場合と、除外する場合の２ケースで地震発生の可能性を評価した。図４に、正平（康安）地震（1361 年）以降、南海トラフで起きた６回【５回】の大地震の発生間隔を示す。発生間隔の平均値は 117 年【146 年】となるが、実際に起きた地震の発生間隔は約 90 年から約 150 年【約 210 年】とばらついている（【　】内は慶長地震（1605 年）を除いた場合）。過去には最短で約 90 年の間隔で大地震が発生した例がある。

過去に起きた大地震の発生間隔は、既往最大と言われている宝永地震（1707 年）と、その後発生した安政東海・南海地震（1854 年）の間は 147 年であるのに対し、宝永地震より規模の小さかった安政東海・南海地震とその後に発生した昭和東南海（1944 年）・南海地震（1946 年）の間隔は約 90 年と短くなっている（図２）。このことは、宝永地震（1707 年）以降の活動に限れば、次の大地震が発生するまでの期間が、前の地震の規模に比例するという時間予測モデル（すべり量依存モデル）が概ね成立している可能性を示している（図５）。

時間予測モデルには、様々な問題点があることが指摘されているものの（説明文第４章参照）、このモデルが成立すると仮定した場合、昭和東南海・南海地震の規模は、安政東海・南海地震より小さいので、次の地震までの発生間隔は約 90 年より短くなることになる。評価時点（2025 年１月１日）では昭和東南海・南海地震の発生から既に約 80 年が経過しており、次の大地震発生の切迫性が高まっていると言える。

次に、将来南海トラフで大地震が発生する確率の評価について述べる。上述したように、過去に起きた大地震の震源域の広がりには多様性があり、現在のところ、これらの複雑な発生過程を説明するモデルは確立されていない。

今回、第二版で時間予測モデルに用いていた室津港（高知県）の隆起量について、不確実性に関する知見が出てきたことから、隆起量データにこれらを考慮することとした。確率計算手法についても、データの不確実性を考慮できる手法として、時間予測モデルと BPT

モデルを融合した新たなモデルである「すべり量依存 BPT モデル」を採用し、ベイズ推定を用いて地震発生確率計算を行った。その結果を表 2-1 に示す。隆起量データの不確実性を考慮し、地震の発生間隔の確率の分布は隆起量データに依存する BPT 分布に従うと仮定して計算を行っている。すべり量依存 BPT モデルで計算した今後 30 年以内の地震発生確率は 60%～90%程度以上（70%信用区間、2025 年１月１日時点、図６を参照）である。

また、他地域の海溝型地震で使われている、発生間隔のみを用いる BPT モデルに、新たにベイズ推定を導入し発生確率の 70%信用区間を求めた。その結果を表 2-2 に示す。発生間隔のみを用いた BPT 分布で計算した確率については、地震の見落としがないと思われる 1361 年以降に発生した地震を用いるケース（ケースⅢ（説明文の表 4－2））で、今後 30 年以内の地震発生確率は 20%～50%（2025 年１月１日時点、図６を参照）となる。

すべり量依存 BPT モデルと BPT モデルで計算した、今後 30 年以内の地震発生確率の詳細な計算結果については、どちらも科学的に優劣をつけられないため、両方を併記する。なお、二つの計算方法の確率の記載順は、信頼性の優劣を示すものではない。

今回の一部改訂で取り上げた二つのモデルを用いて計算した地震発生確率は、共に最も高い「Ⅲランク」に分類される。南海トラフ地震の発生確率について、「Ⅲランク」という評価は第二版時から変わっておらず、国、地方公共団体、住民等は、地震発生に対する防災対策や日頃からの備えに、引き続き努めていくことが必要である。

国や地方公共団体等が、防災対策を推進するにあたって、住民等に対して、最も高い「Ⅲランク」を示すことを強く推奨する。一方、確率の具体的な値を示す必要があるときも想定される。その場合には、「疑わしいときは行動せよ」等の考え方に基づいて、二つの計算方法の中でも、より高い方の確率値（今後 30 年以内で 60%～90%程度以上（2025 年１月１日時点））を強調することが望ましい。（別添）。

前項で述べた最大クラスの地震については、過去数千年間に発生したことを示す記録はこれまでのところ見つかっていない。そのため、定量的な評価は困難であるが、地震の規模別頻度分布から推定すると、その発生頻度は 100～200 年の間隔で繰り返し起きている大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。なお、宝永地震と同程度の規模の地震でも、局所的には最大クラスに匹敵する非常に強い揺れや高い津波が発生する可能性がある。

また、第一版の評価で指摘したように、南海トラフ沿いの大地震の発生前後に、中部圏を含む西日本で、地震活動が活発化した事実やそのことを示す調査研究成果が複数あることに注意しておく必要がある。

５．今後に向けて

2001 年にとりまとめた第一版の長期評価では、ほぼ同じ領域で同じタイプの地震が周期的に発生する固有地震モデルに基づいた評価を行った。第二版では、南海トラフの地震は震源域や発生間隔に多様性があることが明らかになったことを踏まえ、震源域の広がりに

ついては多様性を考えた。今回の一部改訂では、将来の地震の発生確率の評価を、不確実性を考慮した形で示した。

将来的には、このような多様性を説明する地震の発生モデルに基づき、長期評価を行う必要がある。そのため、最新の学術研究の成果を取り入れるとともに、以下のような調査研究を推進し展開していくことが重要となる。

○過去に起きた地震像を明らかにするための調査研究の推進

歴史記録や津波堆積物など過去地震の痕跡データの収集を網羅的に行い、地震動や津波のシミュレーションとの比較により過去に起きた大地震の地震像を明らかにし，多様な地震の中に複数のタイプが存在するか検証する必要がある。とりわけ、300～600年の繰り返し間隔で起きていると推定されている宝永地震（1707 年）タイプの地震の地震像や、津波の痕跡データ等で存在が示唆されているような最大クラスの地震が過去に起きていたか否かは、重要な情報である。津波堆積物については、地域間の対比のための年代推定の精緻化を進め、隆起痕跡や液状化痕跡などと併せた調査が必要である。また、慶長地震（1605 年）は南海トラフ以外で発生した地震である可能性を示唆する研究もあり、過去に起きた地震の震源域について、更なる調査も重要である。正平（康安）地震（1361 年）以前は、繰り返し間隔が約 200 年と、それ以降に比べて長いように見えるが、地震の見落としがないか調査する必要がある。

○大地震の震源域となりうる領域を規定するための調査研究の推進

大地震の震源域となりうる領域を規定するためには、過去地震の地震像を明らかにする、あるいは地殻変動をモニターするなどの調査研究に加え、地下構造や海底の変動地形の特徴を把握する調査研究のさらなる推進が必要である。長期評価に必要な科学的根拠が不十分であるため、第二版の評価で暫定的に定めることとした評価対象領域の東端や西端、特に九州・パラオ海嶺が沈み込む地点より西側の調査研究を推進することは、最大クラスの地震の震源域を考える上で重要である。

○現在のプレート境界におけるひずみ蓄積状況をモニターするための調査研究の推進

南海トラフの地震発生場の理解を深め、長期評価の信頼性を高めるためには、ひずみの蓄積がどのように進行しているかについて現状を把握することが不可欠である。

このための観測方法としては、震源域直上の海域で地殻変動を観測することが特に重要である。近年、海底の地殻変動を測定する技術は急速に発展してきており、GNSS-A 観測網を通じて、日本近海でプレート沈み込みに伴う定常的な地殻変動やスロースリップ（ゆっくりすべり）が観測されてきている。しかしながら、現在の観測頻度が年数回にとどまっており、時間分解能の向上が課題である。今後は、既存観測点におけるデータを継続的かつ長期的に蓄積するとともに、観測の時間密度を高める必要がある。加えて、海底下に設置された長期孔内観測システムでは、短期的なゆっくりすべり等にともなう海底の地殻変動がリアルタイムで観測されてきているが、観測点数が少なく、今

後さらに広域に展開するとともに空間密度を向上させる必要がある。新たに整備されたN-netの活用に向けた研究開発も加速する必要がある。

また、プレート境界における固着域周辺域に発生するスロースリップの高精度検知を進めることにより、当該地域でのひずみの蓄積状況をモニターする手法を確立することが求められる。

〇地震の多様性を取り入れた長期評価の信頼性の向上

近年、プレート間の相対運動と断層運動を結びつける物理的なモデルに基づく地震発生サイクルのシミュレーションが多数行われている。これらの研究では、断層の場所ごとの性質の違いが、多様な地震発生のパターンを生み出すことが示されてきた。今後は、物理モデルに関する研究をさらに発展させるとともに、それらの物理モデルに基づくシミュレーションから生成される地震発生シナリオを次世代の長期評価に取り込んでいくことが望まれる。しかし、過去の地震履歴に関する記録は限られており、また現在の観測データからプレート境界の状態を精度よく把握することは困難であるため、将来の地震発生を一つのシナリオに絞り込むことは現段階では難しい。したがって、過去の地震像や現在の観測記録を矛盾なく説明する信頼性の高い複数のシナリオを構築し、長期評価に活かしていくことが重要である。

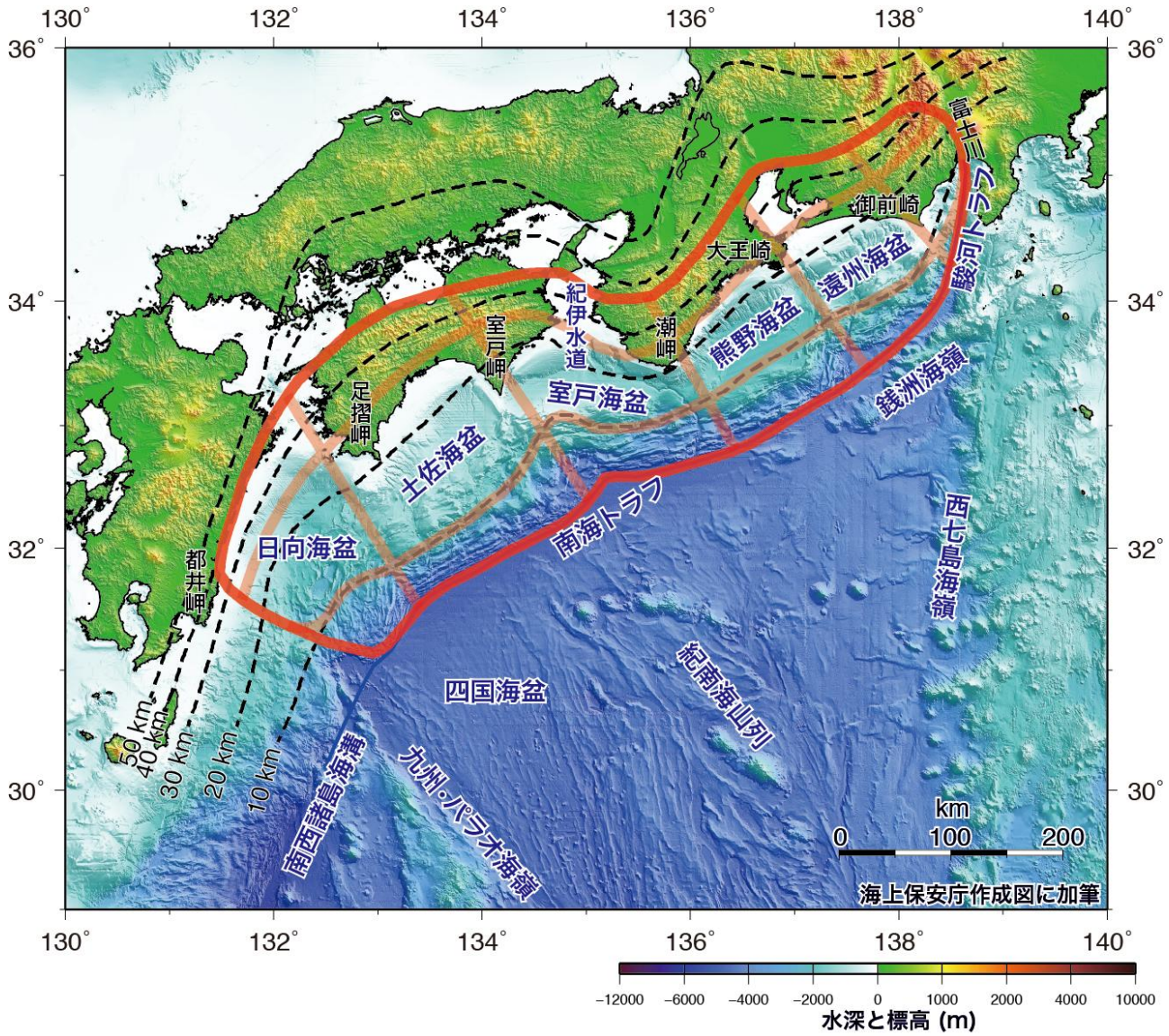


図１　南海トラフの評価対象領域とその区分け

・赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。

・薄い赤線は震源域を類型化するために用いた領域分けの境界線を示す。

・破線は第二版及びその一部改訂の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。

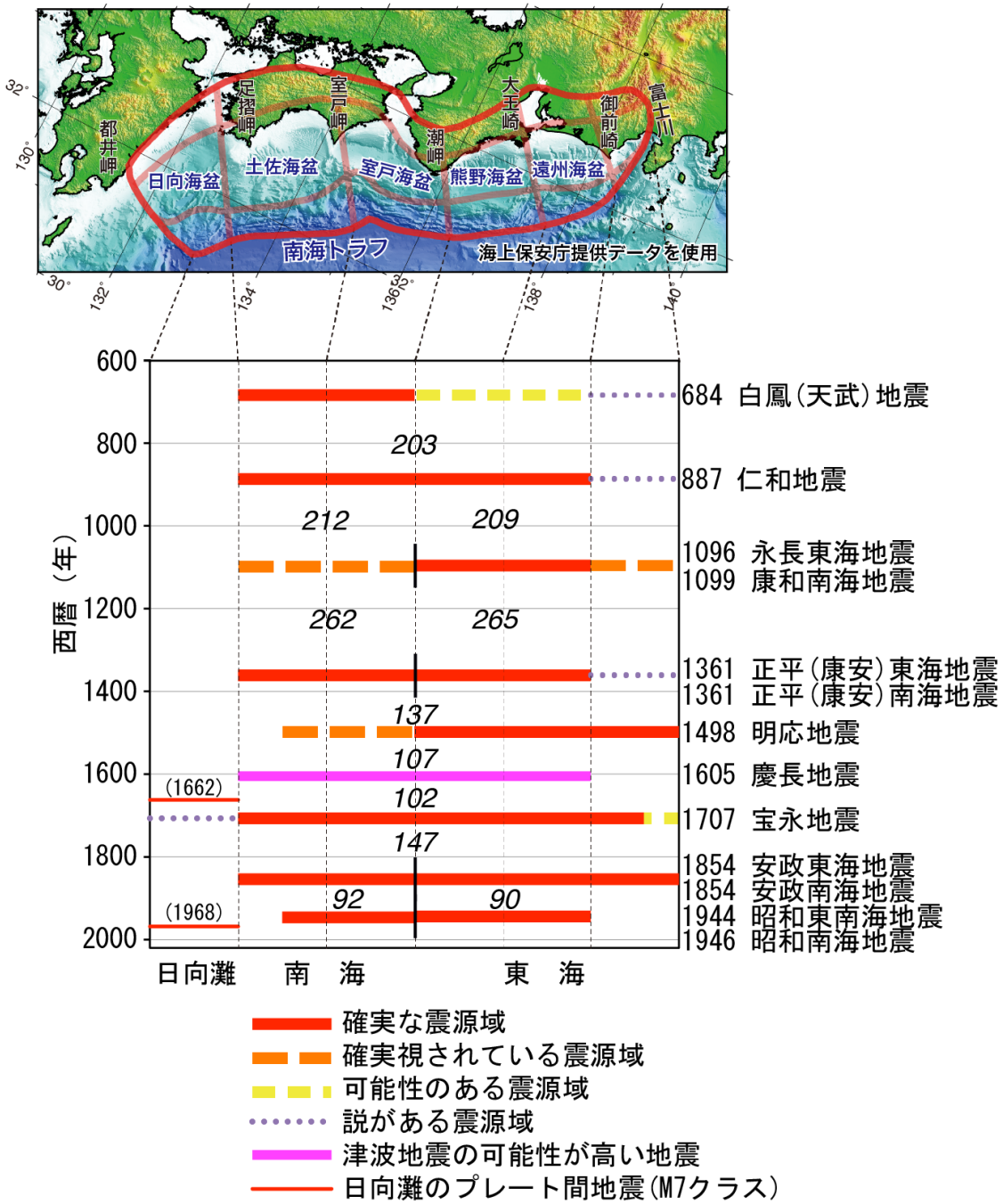


図２　南海トラフで過去に起きた大地震の震源域の時空間分布（石橋，2002 をもとに編集）

・白鳳（天武）地震（684 年）以降の地震を示している。
・図中イタリック体で表した数字は、地震の発生間隔（年）を示す。
・震源域は地形の境界（都井岬、足摺岬、室戸岬、潮岬、大王崎、御前崎、富士川）で東西方向に区切っている。
・黒の縦棒は、南海と東海の地震が時間差（数年以内）をおいて発生したことを示す。

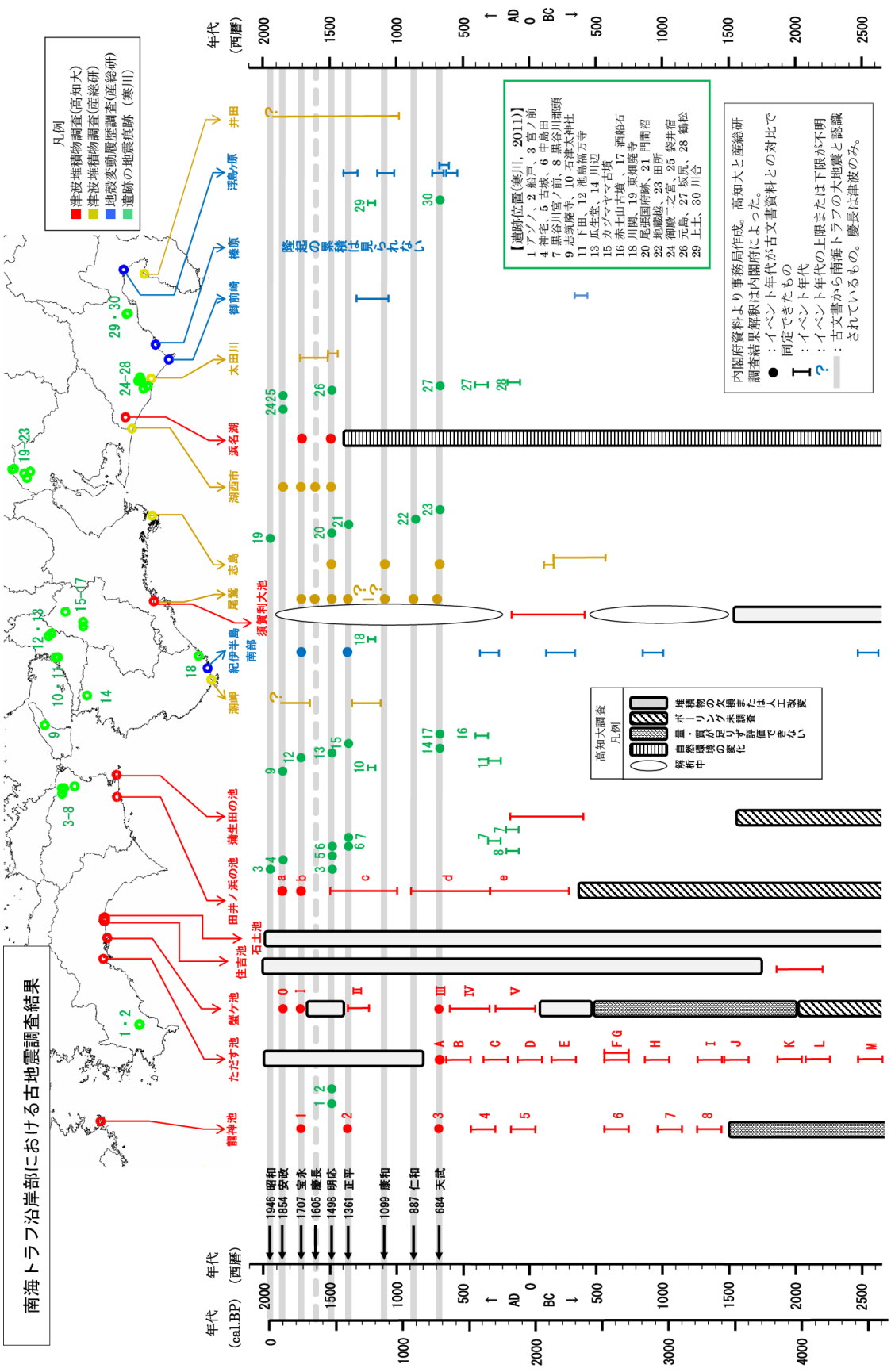


図３　津波堆積物、変動地形調査等による南海トラフで発生した過去の地震の発生履歴・歴史地震を灰色太線で示す。慶長地震は震源域が異なる可能性があることより破線にしてある。

（内閣府，2011 に加筆修正）

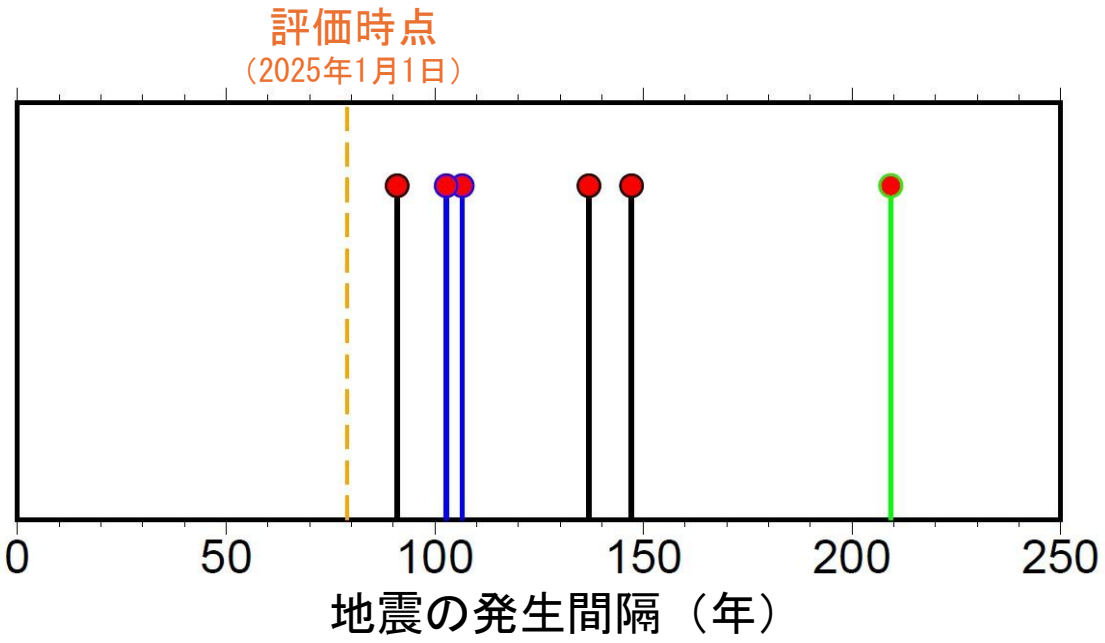


図４　南海トラフで起きた大地震の発生間隔

・正平（康安）地震（1361 年）以降の６地震を使った場合（ケースⅢ※）と、その中から津波地震といわれている慶長地震（1605 年）を除いた５地震を使った場合（ケースⅣ※）の２パターンを示した。
ケースⅢ　：　黒色＋青色（６地震を用いた５つの発生間隔）
ケースⅣ　：　黒色＋緑色（５地震を用いた４つの発生間隔）
※ケースⅢ及びⅣについては説明文表 4−2 を参照

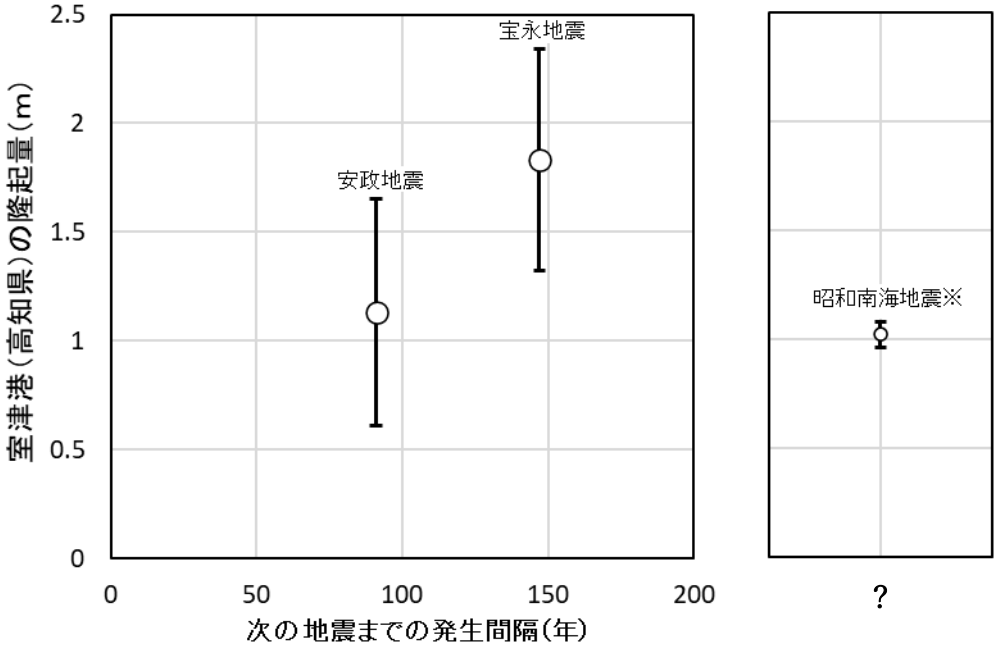


図５　室津港（高知県）における南海地震時の隆起量と次の地震までの期間との関係

・丸印とエラーバーは各々の地震による室津港の隆起量の確率分布の期待値と同分布の標準偏差（1σ、説明文表 4-4 を参照）をそれぞれ示す。宝永地震及び安政地震の隆起量と次の地震までの発生間隔との関係は概ね正の比例関係にある。
※昭和南海地震については、次の地震が発生していないため、隆起量のみを示す。

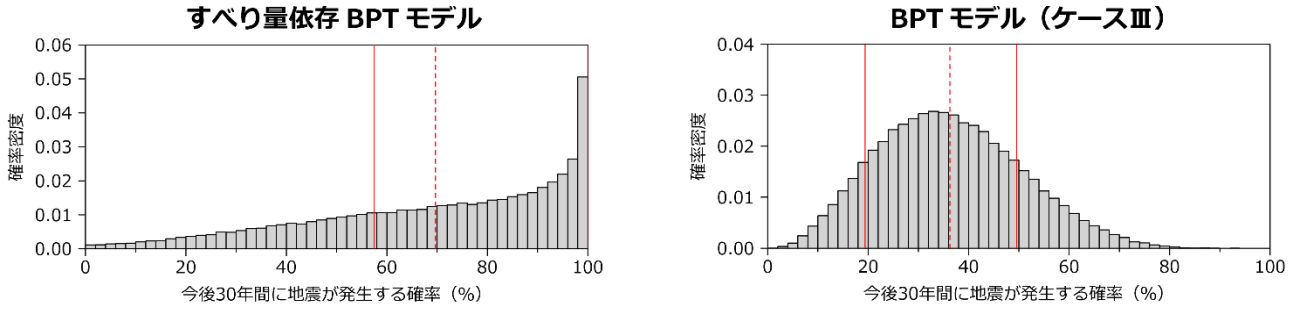


図６　南海トラフにおける今後 30 年以内に地震が発生する確率の分布の比較
・評価時点（2025 年１月１日）から今後 30 年以内に地震が発生する確率の分布。左側がすべり量依存 BPT モデル、右側が BPT モデル（ケースⅢ）による確率を表す。各分布において、赤色の実線は 70%信用区間、赤色の破線は期待値（平均値）を示す。

表１　南海トラフ沿いの大地震の規模

	発生年月日	規模		
		M	Mt	Mw
正平(康安)東海地震	1361/08/0?			
正平(康安)南海地震	1361/08/03	8¼～8.5		
明応(めいおう)地震	1498/09/20	8.2～8.4	8.5	
慶長地震	1605/02/03	7.9	8.2	
宝永地震	1707/10/28	8.6	8.4	
安政東海地震	1854/12/23	8.4	8.3	
安政南海地震	1854/12/24	8.4	8.3	
昭和東南海地震	1944/12/07	7.9	8.1	8.1～8.2
昭和南海地震	1946/12/21	8.0	8.1	8.2～8.5

※マグニチュードとして、宇津(1999)の表に記述されたマグニチュード（M)、津波の大きさから決めた津波マグニチュード(Mt)、各種研究成果を踏まえ、地震モーメント等を利用して推定したモーメントマグニチュード(Mw)を示す。正平（康安）東海地震の発生年月日は南海地震と同時に起きた（8/3）という説と、２日前に起きた（8/1）という説があるため、日の表記を“?”にした。

表 2-1　南海トラフで発生する地震の確率（すべり量依存 BPT モデル）

項目	将来の地震発生確率等[注2,3]	地震後経過率（期末）[注4]	備考
今後 10 年以内の発生確率	ほぼ０～40%＊	0.93	ベイズ推定を用いたすべり量依存 BPT モデルで、70%信用区間の範囲の発生確率と地震後経過率を算出。 次に発生する可能性のある地震の中に最大クラスの地震も含まれるが、その発生頻度は 100～200 年の間隔で繰り返し起きている大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。
今後 20 年以内の発生確率	20%～80%＊	1.03	
今後 30 年以内の発生確率	60%～90%程度以上＊	1.14	
今後 40 年以内の発生確率	80%～90%程度以上＊	1.24	
今後 50 年以内の発生確率	90%程度 もしくはそれ以上＊	1.35	
地震後経過率[注4]（2025 年１月１日時点）	0.82		経過時間 79.0 年を発生間隔のベイズ事後平均 95.9 年で除した値
ランク	Ⅲランク＊		注１参照
次の地震の規模	Ｍ８～９クラス		震源域の面積と地震の規模の関係式より推定した値を用いた

表 2-2　南海トラフで発生する地震の確率（BPT モデル）

項目	将来の地震発生確率等[注2,3]	地震後経過率（期末）[注4]	備考
今後 10 年以内の発生確率	0.07%～９%＊	0.76	ベイズ推定を用いた BPT モデルで、70%信用区間の範囲の発生確率と地震後経過率を算出。 次に発生する可能性のある地震の中に最大クラスの地震も含まれるが、その発生頻度は 100～200 年の間隔で繰り返し起きている大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。
今後 20 年以内の発生確率	６%～30%＊	0.84	
今後 30 年以内の発生確率	20%～50%＊	0.93	
今後 40 年以内の発生確率	40%～70%＊	1.01	
今後 50 年以内の発生確率	60%～90%＊	1.10	
地震後経過率[注4]（2025 年１月１日時点）	0.67		経過時間 79.0 年を発生間隔のベイズ事後平均 117.4 年（ケースⅢ（説明文表 4－2））で除した値
ランク	Ⅲランク		注１参照
次の地震の規模	Ｍ８～９クラス		震源域の面積と地震の規模の関係式より推定した値を用いた

注 1: 地震発生確率が分かりにくいという意見があること、または、低く捉えられるおそれがあることから、活断層及び海溝型地震の長期評価の広報資料に確率に基づくランク分けを導入している（政策委員会総合部会，2018）。

海溝型地震における今後 30 年以内の地震発生確率が 26%以上を「Ⅲランク」、3%～26%未満を「Ⅱランク」、3%未満を「Ⅰランク」、不明（すぐに地震が起きることを否定できない）を「X ランク」と表記している。

また、繰り返しを仮定した地震について、地震後経過率の推定値の最大値が 0.7 を超えるものについては、ランクにアスタリスク（＊）を付与した。

注 2：評価時点は全て 2025 年 1 月 1 日現在。

注 3：地震発生確率は計算結果を丸め、表記する際は以下の規程を適用する。

＜計算結果（%）＞	→	＜評価としての表記例＞
0.001 未満	→	「ほぼ 0％」
0.001 以上 0.01 未満	→	「0.00d%」
0.01 以上 0.1 未満	→	「0.0d%」
0.1 以上 1 未満	→	「0.d%」
1 以上 10 未満	→	「d%」
10 以上 94.5 未満	→	「d0%程度」
94.5 以上	→	「90%程度以上」

地震発生確率に幅がある場合（例えば、BPT モデルにおけるばらつきのパラメータ（α）に幅があり、α の最小・最大値を用いて計算した場合には地震発生確率に幅が現れる）は、次のように表現する。

表記例）「ほぼ 0%～0.007%」、「70%～80%」など

※表記に幅がある場合、末尾の「程度」は必要無い。ただし「90%程度以上」の場合は除く。

表記例）「60%～90%程度以上」など

※最小値の表記が「90%程度」でかつ最大値の表記が「90%程度以上」の場合、「90%～90%程度以上」ではなく、「90%程度もしくはそれ以上」と表記する。

また、繰り返しを仮定した地震について、地震後経過率の推定値の最大値が、各評価対象期間末で 0.7 を超えるものについては、確率値にアスタリスク（＊）を付与した。

注 4：地震後経過率は、対象地震が発生していない仮定の下で、各期末時点で地震発生からの経過時間を発生間隔のベイズ事後平均で割った値。

南海トラフの地震活動の長期評価（第二版一部改訂）

＜説明＞

１．南海トラフで発生する地震に関する主な調査研究 18

２．南海トラフの地形と構造 20

（１）南海トラフ周辺の地形 20

１）沿岸及び海底の地形 20

２）海底活断層 21

（２）地下構造 21

１）プレートの特徴 21

２）トラフ軸及び分岐断層付近での海底掘削結果 23

３．地震活動 24

（１）過去の大地震について 24

１）歴史記録のある地震 24

２）地形・地質学的手法により推定される地震 31

（２）近年の地震活動等 34

１）地震活動 34

２）地殻変動 35

（３）プレート運動との整合性 36

４．南海トラフの地震の長期評価の説明 38

（１）評価対象領域について 38

（２）南海トラフで発生する大地震の多様性について 39

１）既往地震の多様性 39

２）想定される震源域 41

（３）南海トラフで次に発生する大地震について 44

１）発生間隔のみを利用する場合 44

２）発生間隔と地震の規模を利用する場合 49

３）二つのモデルの比較 58

４）最大クラスの地震の発生確率 61

５．今後に向けて 62

引用文献 65

１．南海トラフで発生する地震に関する主な調査研究

南海トラフでは、西南日本弧が位置する大陸プレートに海洋プレートであるフィリピン海プレートが沈み込んでおり、その境界面（以下「プレート境界面」という）がすべることにより、これまでに繰り返し大地震が発生してきた。近年では1944年に昭和東南海地震、1946年に昭和南海地震が発生し、地震動や津波により甚大な被害が生じた。これらの地震発生から既に約80年が経過し、南海トラフにおける次の大地震発生の可能性が高まっている。

南海トラフについては、歴史地震に関する豊富な記録に加えて、地震活動、地殻変動、地殻構造、変動地形などについて数多くの研究が行われており、大地震の繰り返しの発生履歴が世界で最も詳しく調べられているプレート境界の一つとして知られている。以下に、南海トラフで発生する地震に関する主な調査研究についてまとめる。

南海トラフで発生した歴史地震の破壊域の時間・空間分布に関する研究としては、史料の記述が少なくなる1498年の明応地震以前の地震を対象としたものを含めてAndo (1975)、Utsu (1984)、前杢 (1988)、宇佐美 (2003)、寒川 (1997)、石橋・佐竹 (1998)、渡辺 (1998)、石橋 (1999, 2002)、地震調査委員会長期評価部会 (1999)、都司 (1999)、宇津 (1999)、Maemoku (2000)、Ishibashi (2004)、瀬野 (2012) などがある。これらの研究の多くは、南海トラフ沿いの地質構造の構造単元とされる５つの前弧海盆を用いて推定震源域をＡ、Ｂ、Ｃ、Ｄ及びＥに分割している（図1-1)。このうち、領域ＡとＢがいわゆる「南海地震」、領域Ｃ、Ｄ及びＥが、「東海地震」の震源域にあたり、「想定東海地震」は領域Ｅ及びＤの東半分程度が破壊すると想定したものである。これらに加えて、日向灘は領域Ｚとされることがある（図1-2)。

第二版及びその一部改訂の評価では、本文の２．に示すように、上に示したＡ～Ｚの領域の幾つかが個別にあるいは複数が一体となって地震を発生させる可能性があることを考慮した。なお、2001年に公表した第一版の長期評価では、概ねＡとＢの領域、概ねＣ及びＤの西半分程度の領域の二領域を評価し（地震調査委員会, 2001b)、概ねＥ及びＤの東半分程度の領域に関しては、想定東海地震の発生が懸念されていることを前提としたことから、評価を行わなかった。

南海トラフ周辺におけるプレート境界面を示した調査研究としては、Kanamori and Tsumura (1971)、Mizoue *et al.* (1983)、岡野ほか (1985)、山崎・大井田 (1985)、Satake (1993)、野口 (1996)、原田ほか (1998)、Baba *et al.* (2002)、Hashimoto *et al.* (2004)、Ide *et al.* (2010)、仲西ほか (2012) などがある。

南海トラフで発生した地震の震源モデルに関する調査研究として、1946年昭和南海地震については、相田 (1981b)、Ando (1982)、Kato (1983)、Yabuki and Matsu'ura (1992)、Sagiya and Thatcher (1999)、Cummins and Kaneda (2000)、Tanioka and Satake (2001a)、Baba *et al.* (2002)、Hori *et al.* (2004)、Murotani (2007)などがあり、1944年昭和東南海地震については、相田 (1979)、Ishibashi (1981)、Satake

(1993)、菊地・山中 (2001)、Tanioka and Satake (2001b) 、Ichinose *et al.* (2003) などがある。また、1498 年明応東海地震については相田 (1981a)、1605 年慶長地震については相田 (1981a)、1707 年宝永地震については Ando (1975)、相田 (1981a, 1981b) 及び Furumura *et al.* (2011)、1854 年安政南海地震については Ando (1975)及び相田 (1981b)、1854 年安政東海地震については Ando (1975)及び Ishibashi (1981)がある。

将来の南海トラフで発生する大地震の時期の予測に関する研究としては、今村 (1933) に始まり、時間予測モデルに基づく Shimazaki and Nakata (1980)、Scholz (1985)など、西南日本における地震活動統計モデルによる Hori and Oike (1996)、Parsons *et al.* (2012)などがある。

南海トラフ沿いのプレート間の固着分布に関する調査研究としては、例えば、領域ＺとＡについては Wallace *et al.* (2009)、領域ＡとＢについては鷺谷 (1999)、Miyazaki and Heki (2001)、領域Ａ～Ｃは Ito and Hashimoto (2004)、領域Ａ～Ｄは Ito *et al.* (1999)、Ozawa *et al.* (1999) 、領域Ｄ～Ｅについては Yoshioka *et al.* (1993)、Sagiya (1999)、Ohta *et al.* (2004)、Nishimura (2011)、領域Ａ～Ｅの組合せについては西村ほか (1999)、南海トラフ全体に関しては Loveless and Meade (2010)、Liu *et al.* (2010)、Hok *et al.* (2011) などがある。

南海トラフで発生した地震に伴う津波堆積物については、熊谷 (1999)、高田ほか (2002)、Komatsubara *et al.* (2008)、岡村ほか (2011)、Fujino *et al.* (2012)などの報告があり、また変動地形などの過去の地殻変動については前杢(1988)、前杢(2001)、吾妻ほか (2005)、藤原ほか (2007)、小松原ほか (2007)、宍倉ほか (2008) などの報告がある。これらの地形、地質の研究から、南海トラフ沿いで歴史時代及び先史時代に発生した大地震の時期や破壊域が検討されている。

寒川 (1997, 2004) は、遺跡などに記録された液状化痕や地割れなどを整理し、歴史時代及び先史時代に発生した南海トラフ沿いの地震の時期や破壊域を推定している。

このほか、地震調査委員会 (2009b) は、中部地方、近畿地方及び中国・四国地方において発生する地震として、南海トラフで発生する大地震の特徴を取りまとめている。

上述のとおり、南海トラフで発生する地震に関する多くの研究がなされている一方で、次に発生する大地震の時期や規模を予測する上で重要となる、南海トラフ沿いの地震発生層の空間的な広がり、歴史地震の発生履歴や震源域の広がり、またプレート境界断層と分岐断層や海底活断層の活動との関係などについては、未だ不明な点も多い。

２．南海トラフの地形と構造

（１）南海トラフ周辺の地形

１）沿岸及び海底の地形

南海トラフは、西南日本沖の四国南岸から駿河湾沖に至る長軸の長さが約 700 km の細長い海盆である（田山，1950；本文の図 1)。 南海トラフでは、フィリピン海プレートの北端である四国海盆が陸側プレートの下に沈み込んでいる。海底地形としての南海トラフは、御前崎の南東沖が東端であるが、その北北東から駿河湾にかけて駿河トラフと呼ばれる細長い海盆が隣接している。南海トラフと駿河トラフは一連のプレート境界と考えられることから、第二版及びその一部改訂の評価では、駿河トラフも含めて「南海トラフ」と呼ぶ。南海トラフから沈み込む四国海盆等のフィリピン海プレート北端部は、現在の紀南海山列付近を中心として海洋底拡大した背弧海盆である。南海トラフの水深は最大 4,900 m 程度であり、日本海溝や伊豆・小笠原海溝と比較して浅い。これは、沈み込む四国海盆が 30～15 Ma（Ma：100 万年前）と比較的若く、またトラフ底に 600 m 以上に及ぶ厚い堆積物が存在するためと考えられている（Okino and Kato, 1995；芦ほか，1999)。

南海トラフ陸側における特徴的な地形は、前弧海盆と付加体である。南海トラフの陸側には、幅100～150 km程度の５つの前弧海盆が発達する（本文の図１）。それらは、南西から日向海盆、土佐海盆、室戸海盆、熊野海盆、遠州海盆であり、それぞれ都井岬（宮崎県）・足摺岬（高知県）・室戸岬（高知県）・潮岬（和歌山県）・大王崎（三重県）などの海岸線の南への張り出しによって分断されている（例えば、栗田・杉山，1989；杉山，1990；芦ほか，1999）。これらの前弧海盆は更に海側の下部大陸斜面の付加体と外縁隆起帯によって境される。トラフ前面に沿って良く発達した付加体はその幅が20～30 km以上に達し、付加体内にはトラフ軸に平行な多数の海底活断層が発達していることが報告されており（中田・後藤，2010；中田ほか，2011；図2-1）、これは、東北地方太平洋沖の日本海溝では付加体があまり発達していないことと対照的である。

また、室戸岬沖では付加体中に湾入地形が見られる（本文の図１）。これは紀南海山列の北部延長の海山が沈み込んだ跡であると考えられており（Yamazaki and Okamura, 1989）、地震波速度構造探査からも海山の存在が確認されている（Kodaira *et al.*, 2000）。このほかにも、南海トラフ南西端での九州・パラオ海嶺やトラフ北東端での西七島海嶺北方延長部において、それぞれの高まりの沈み込みが形成した湾入部が陸側斜面に見られる。

さらに、都井岬・足摺岬・室戸岬・潮岬・大王崎・御前崎の周辺では、海岸段丘が発達していることが知られており（前杢，1988）、段丘の形成とプレート境界地震や海底活断層との関係が議論されている（例えば、Yonekura, 1975；前杢，1999，2001，2006；太田・小田切，1994）。また、これらの岬の周辺では、第３章 第２節 第２項で挙げるように、南海トラフで発生する地震に伴う隆起や、地震間の沈降などが確認されている。

２）海底活断層

南海トラフ沿いの外縁隆起帯の海側斜面には、トラフ軸と平行するように多数の崖地形が複雑に発達しており、これらは海底活断層群として位置や形状が報告されている（例えば、徳山ほか，1998；東海沖活断層研究会，1999）。従来これらの断層は、付加体の覆瓦スラストなどを起源としてプレート境界から分岐、派生したものとして、プレート境界でのすべりに伴う副次的な活動が海底面に出現しているものと考えられてきた（例えば、Yonekura，1975）。

近年、海底地形の高分解能数値データから得られた地形画像の立体的な判読に基づき、海底活断層のより詳細なマッピングが行われるようになってきた（中田・後藤，2010；図 2-1）。このようにして認定された崖地形の連続性や変位の累積性などから、過去の東海・南海地震の震源域との対応が検討されている。中田ほか（2011）は、南海トラフに並走する海底活断層は付加体中の分岐断層ではなく、プレート境界地震の際に海底に生じた地震断層であると指摘している。また、遠州灘～熊野灘～紀伊水道にかけての大陸棚外縁は活撓曲である可能性（鈴木，2010）や、室戸岬より西の土佐海盆の南東縁には北東―南西走向の右横ずれ海底活断層が発達していることなども指摘されている（中田ほか，2011）。

このほか、より陸域に近い沿岸海域では、海岸段丘の形成に関与する海底活断層の存在が指摘され、プレート境界からの分岐断層として論じられている（例えば、島崎，1980）。例えば、室戸半島の長期的な隆起の累積には南北走向の活構造が関与していると考えられており（岡村，1990）、また足摺岬周辺でも東沖に井の岬断層が推定され、1946 年昭和南海地震との関係（Kato，1983）や海岸段丘の分布との関係（前杢，1988；太田・小田切，1994）が示唆されている。これらは、いずれも単独で活動するのではなく、プレート境界地震に伴う副次的な活動とみなされている。

（２）地下構造

１）プレートの特徴

フィリピン海プレートは、日本列島の南側に位置し、相模トラフ、南海トラフ、南西諸島海溝、フィリピン海溝、マリアナ海溝、伊豆小笠原海溝等に境される海洋プレートである。フィリピン海プレートは、南海トラフでは、四国海盆が中部・西南日本の下に沈み込んでいる。特に、日向灘（九州・パラオ海嶺以東）から東海沖（銭洲（ぜにす）海嶺）周辺下のフィリピン海プレートは、現在の紀南海山列を拡大軸（海嶺）として 15 Ma まで拡大を続けていたと考えられており（例えば、Okino *et al.*，1999）、周辺部と比べて若いプレートが沈み込んでいる点が大きな特徴である（本文の図 1）。近年、西南日本の陸域や南海トラフ周辺の海域では、フィリピン海プレート沈み込みに伴う巨大地震のメカニズムの解明を主目的とした様々な調査観測が行われてきており、より詳細な地

震活動や地下構造の特徴が明らかになりつつある。以下では、今世紀に明らかになってきたこの地域の地下構造の特徴について簡単にまとめる。

南海トラフ周辺の海域は随所で特徴的な地下構造を有しており、その構造的特徴が、海溝型巨大地震の震源域のセグメント（領域）境界の形成や、多様な巨大地震発生パターンの原因となりうる可能性が指摘されている（例えば、杉山，1990；Wells *et al.*，2003）。海域における特徴的な地下構造の一つとして、海山の沈み込みが挙げられる。四国沖の土佐海盆（Kodaira *et al.*，2000）や熊野海盆（Nakanishi *et al.*，2002）周辺における人工地震を用いた構造探査の結果、これらの地域の下には、沈み込む海山と思われる構造の異常があることが明らかになった。また、遠州灘には「銭洲海嶺」と呼ばれる海山の連なりが存在するが、東海地方下にはこれに準ずる海嶺が繰り返し沈み込んでいる（Kodaira *et al.*，2004）。一方、潮岬沖には、顕著な重力異常を示す地域が存在するが（Honda and Kono，2005）、構造探査の結果、この重力異常域には地震波が高速で伝わる高密度な岩石が存在することが確認された（Kodaira *et al.*，2006）。潮岬沖は、東海地震と南海地震のセグメント境界として位置づけられている場所であり、この構造異常との関係が注目されている。熊野海盆では、構造探査の結果、1944年昭和東南海地震の震源域内にプレート境界断層からの分岐断層が存在することが明らかになった（Park *et al.*，2002）。海溝型巨大地震発生時における分岐断層の活動は、強震動や津波の予測に重要である。

従来、西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートの位置・形状は、陸域における地震活動の分布に基づいて推定されていた（例えば、山崎・大井田，1985）。しかし、西南日本の陸域プレートとフィリピン海プレートの境界部で発生する地震は少ないため、提案されていたモデルは陸域のごく限られた範囲のモデルにとどまっていた。一方、海域では構造探査の結果から沈み込むプレートの位置が推定されていたが、一般的には探査側線に沿った二次元的な情報のみであった。Baba *et al.*（2002）では、海域での探査で得られた結果を空間的に補間するとともに、陸域の地震活動分布を統合し、フィリピン海プレート上面の等深線図を作成している。また、Hashimoto *et al.*（2004）は、海底地形と地震活動からプレート形状モデルの提案を行っている。文部科学省が実施した「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」（平成20～24年度）での構造解析の結果から、日向灘から四国沖にかけて沈み込むフィリピン海プレートは、四国沖側の通常の海洋地殻から、薄い海洋性地殻の「遷移帯」を経て九州・パラオ海嶺の厚い地殻へと変化していることが明らかになった（仲西ほか，2011；図2-2左）。この遷移帯の西端は1968年の日向灘地震（Mw7.5：Mwはモーメントマグニチュード）のすべり域南西縁と一致している（図2-2右）。また、九州・パラオ海嶺付近は、周辺部に比べて地震波の散乱が強く、プレート境界からの反射が強いという特徴を示している。これらの詳細な探査結果に基づき、現在、プレート形状モデルの改訂が進められている（例えば、仲西ほか，2012）。

また、陸域においては、基盤的地震観測網の観測データを用いた詳細な解析が進められてきた。この密度の高い観測網で得られたデータを用いたレシーバ関数解析（例えば、Shiomi *et al.*, 2008）や地震波速度トモグラフィ解析（例えば、Hirose *et al.*, 2008）などにより、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートは、変化に富んだ複雑な形状であることが分かった（図 2-3）。これまでの解析により提案されたモデルにより細部に違いは残るものの、大局的には共通している。

このようなプレート形状の大きな変化と、南海トラフで発生する海溝型巨大地震の発生様式には、強い関係があると考えられている。特に、東海地震と南海地震の震源域の境界付近に相当する潮岬から紀伊水道周辺におけるプレート形状については、例えば Ide *et al.* (2010)によってプレート断裂の指摘がされるなど、現在も議論されている。この地域における詳細なプレート形状は、南海トラフ沿いの海溝型巨大地震の発生様式を検討する上で重要であるが、まだ十分に解明されたとは言えず、今後も重点的な調査・観測が必要である。

２）トラフ軸及び分岐断層付近での海底掘削結果

南海トラフ周辺では、統合国際深海掘削計画（IODP）の一環として、1944 年東南海地震の震源域である熊野灘周辺で、南海トラフ地震発生帯の海底掘削が行われてきた。ここでは、トラフ軸並びに分岐断層（Park *et al.*, 2002）付近での掘削により得られた結果について述べる。

IODP 第 316 次航海・南海トラフ地震発生帯掘削計画では、地球深部探査船「ちきゅう」により、熊野灘の巨大分岐断層の先端及びトラフ軸に抜けるプレート境界断層から、コアを採取することに成功した。そのコアに含まれている有機物の熱変質に関する分析を行った結果、それぞれ短時間に約 400℃、約 300℃まで温度が上がった痕跡が認められ、この痕跡は、コアに含まれる断層での地震性の高速すべりに伴う摩擦発熱によって引き起こされたと考えられている（Sakaguchi *et al.*, 2011a；図 2-4、図 2-5）。この調査結果で注目すべき点は、トラフ軸付近のプレート境界断層で高速すべりの痕跡が見られた点である。すべり量の定量化は困難なものの、温度上昇域の幅を説明するためには、数十ｍのすべり量が必要であるとの試算もある。この調査結果と、 2011 年東北地方太平洋沖地震の際に日本海溝で、海溝軸付近まで上盤側が 50 m 程度水平移動した（Fujiwara *et al.*, 2011）ことで、想定より高い津波をもたらしたことを考慮すると、南海トラフで発生する大地震においても、トラフ軸付近まで大きなすべりが生じることにより、従来の想定以上の津波が生じる可能性がある。

３．地震活動

（１）過去の大地震について

１）歴史記録のある地震

畿内に都があった時代に領域Ａ・Ｂで発生した南海地震は都で有感記録が残されている。また、時の朝廷や荘園（しょうえん）領主などにも大きな経済的影響を与えたため、古代からその被害程度などが史料に記述され、世界で最も繰り返し履歴が明瞭な固有地震とみなされてきた（例えば、Ando, 1975)。

歴史記録に基づくと、684 年以降、南海地震は東海地震との同時発生も含めて、684 年白鳳（天武）地震を始め少なくとも９回の地震サイクルが生じた可能性がある（本文の図２）。また、東海地震（東南海地震を含む）は、南海地震との同時発生も含めて、その発生が確実視されている 887 年仁和地震以降、1096 年永長東海地震など少なくとも８回の地震サイクルが生じた可能性がある（本文の図２）。

684 年白鳳（天武）地震、887 年仁和地震、1361 年正平地震、1707 年宝永地震、1854 年安政地震、1946 年昭和地震の各南海地震は、土佐や大阪湾の津波、高知平野の沈降、道後温泉の湧出停止など共通する特徴が見られる。1099 年康和地震はこの特徴に欠けるが、1096 年永長東海地震の破壊域が 1707 年宝永地震と同様に、南海地震の領域まで及んでいた可能性も考えられ、少なくとも 11 世紀終わりに南海地震が発生したことは確実視されている。南海地震の領域では、正平地震と宝永地震の間と、やや規模が小さめである昭和地震以外は、200 年程度の間隔で大地震が繰り返しているように見える。

東海地震の領域を震源とする地震は、古代では都からやや遠くなるため記録が明瞭ではないものの、通常南海地震の数年前若しくは同時に発生しており、永長地震、正平地震、1498 年明応地震、宝永地震、安政地震、昭和地震が確実視されている。このうち、宝永地震は東海・南海の両方の震源域が一度に破壊したことが確実で（松浦ほか, 2011a)、南海トラフにおける歴史上最大規模の地震である。白鳳（天武）地震、仁和地震、正平地震も宝永地震と同様に両方の震源域が一度に破壊した地震であるとされ、永長地震にもその可能性がある（石橋, 1999)。

過去の大地震について、第二版及びその一部改訂の評価の対象とした南海トラフ沿いの大地震であるかどうか、また南海トラフ沿いの地震の場合には、その破壊域がどこかについての認定作業にあたっては、古い時代に関しては主に石橋(1999)、石橋(2002)、宇佐美（2003）、近世以降は宇佐美（2003）、Ishibashi（2004）、松浦（2012）などを参考にした。また、各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。ただし、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劣ることから、1884 年以前のＭの値は信頼性が低いと判断し、これを補うため、津波マグニチュード(Mt；阿部, 1999）を併記、参照することとした。

南海トラフで発生した可能性がある大地震は、1498 年以降については、５回の地震サイクルが知られている。これらの地震については、史実に基づいた調査研究結果を踏

まえ、津波の高さ及び震度の分布から認定した。認定に際しては、震度分布のパターンは似ていても震度（の強弱）が地震毎に異なっていることが知られていることに注意した。

1498 年の地震より前に南海トラフで発生した可能性がある歴史地震は、発生年月日が特定されていないものも含めて４回の地震サイクルが知られている。ただし、1361 年より前の地震については、資料の不足による地震の見落としなど不確定性が高いことから、地震発生の平均間隔算出には適さないと判断した。このため、この時期の地震については、M が決定されているものに限って評価した。

本稿では評価の対象とした地震のうち、白鳳（南海）地震、仁和（南海）地震、永長（東海）地震、康和（南海）地震、正平（南海）地震、明応東海地震、慶長地震、宝永地震、安政東海・安政南海地震、昭和東南海地震、昭和南海地震の各地震の特性については、以下に新しい順に詳細を示すとともに、別表に諸元をまとめた。

1944～1946 年の地震（昭和東南海地震、昭和南海地震）

第二次世界大戦終結前後に発生した 1944 年 12 月 7 日昭和東南海地震及び 1946 年 12 月 21 日昭和南海地震は、静岡から高知にかけての太平洋沿岸や諏訪盆地、甲府盆地、出雲平野などの沖積層の厚い盆地部に大きい被害をもたらした。

昭和東南海地震では、津波が、紀伊半島西部から伊豆半島の太平洋沿岸を襲った（図 3-1）。津波の高さは、紀伊半島東部沿岸で６～９ｍに達した（羽鳥，1974）。震度５弱相当以上となった範囲は、近畿地方の一部、紀伊半島東部から静岡県御前崎までの沿岸域であるが、震度６弱相当以上となった範囲は、三重県や愛知県の沿岸部や、諏訪周辺など限られている（気象庁，1968；図 3-8）。この地震は、後述する安政東海地震と比較して震度の大きい範囲が狭く、津波の高さも低かったとされている。想定東海地震は、昭和東南海地震では安政東海地震の震源域の一部しか破壊しなかったため、切迫性が高い割れ残り部分として想定されたものである。

昭和南海地震では、津波が九州から房総半島南部の太平洋沿岸を襲った（図 3-2）。四国及び紀伊半島の太平洋沿岸では、津波の高さは４～６ｍに達した（羽鳥，1974；飯田，1977；海上保安庁水路部，1948）。震度５弱相当以上となった範囲は、九州の一部、四国南部・東部、紀伊半島及び近畿・中国・中部地方の一部に及び（気象庁，1968）、局地的に震度６弱相当以上となった場所もあった（中央気象台，1946；図 3-9）。

昭和東南海地震及び昭和南海地震については、第１章に挙げたように、地殻変動や津波、地震波形データを用いた種々の震源モデルの推定が行われている（図 3-16，図 3-17）。

上述の津波の襲来状況及び震度分布、地殻変動や津波の記録に基づいて推定された震源域及び震源モデル（図 3-14～図 3-17）並びに推定された M を踏まえ、1944 年及び 1946 年の地震は、それぞれ東南海地震（領域ＣとＤ付近を中心にして起こった大地震；

1944 年昭和東南海地震）、南海地震（領域ＡとＢ付近を中心にして起こった大地震：1946 年昭和南海地震）であると認定された（本文の図２）。

以下に述べる東海地震及び南海地震の認定においては、昭和東南海地震と昭和南海地震における津波の記録や震度分布をその目安とした。ただし、昭和の両地震は、安政東海地震や安政南海地震より規模が小さいと考えられていることから、後述する 1854 年の安政の両地震における津波の記録や震度分布も併せて目安とした。

1854 年の地震（安政東海地震、安政南海地震）

1854 年 12 月 23 日（安政元年 11 月４日；安政東海地震）及び約 30 時間後の同年 12 月 24 日（同５日；安政南海地震）に大地震があった。幕末で、開港交渉中のロシア船が下田湊で被災するなど、各地で多様な史料が残された。

23 日の東海地震では、四国東部から房総半島までの太平洋沿岸を津波が襲ったが、潮岬から渥美半島（愛知県）までの範囲では、その高さの分布はリアス海岸部を除けば昭和東南海地震の概ね倍といえる（図 3-3）。三重県の一部では津波の高さは 10 ｍに達した（例えば、羽鳥，1980b）。震度５弱相当以上になったと推定されている範囲は、紀伊半島、近畿地方、中部地方の大部分、及び関東地方の一部であり、震度６強又は６弱相当になったと推定されている範囲は、志摩半島（三重県）、中部地方の内陸の一部、及び駿河湾沿岸に及び、遠州灘沿岸では震度７相当になった可能性もあるとされている（宇佐美，2003；図 3-10）。

24 日の南海地震では、九州東部から少なくとも紀伊半島東部までの太平洋沿岸を津波が襲った（例えば、羽鳥，1980b；なお、紀伊半島東部沿岸より東については、23 日の地震による津波と区別が困難であり、ここでは図示されていないことに注意）（図 3-4）。津波の高さは四国の太平洋沿岸及び潮岬付近以西の紀伊半島沿岸では、４～８ｍに達したと推定されている。震度５弱相当以上になったと推定されている範囲は、四国を中心に九州東部から中国地方、近畿地方の西部であり、震度６強又は６弱相当となったと推定されている範囲は、高知、徳島、兵庫、和歌山各県の沿岸部などである（宇佐美，1989；図 3-11）。

上述の津波の襲来状況及び震度分布、津波の記録に基づいて推定された震源域及び震源モデル（図 3-18）、並びに推定されたＭにより、23 日の地震は東海地震（安政東海地震）、24 日の地震は南海地震（安政南海地震）であると認定され、前者では領域Ｅもほぼ全域が震源域となったと考えられた（Ando，1975； 相田，1981b；Ishibashi，1981）（本文の図２，図 3-18）。

なお、安政南海地震は、昭和南海地震に比べ、四国及び紀伊半島での津波の高さが高かったこと、薩摩藩の領域での史料がないことなどから、実際の津波の襲来範囲は図 3-11 に示されたものより広かった可能性があることに注意が必要である。

1707 年の地震（宝永地震）

1707 年 10 月 28 日（宝永４年 10 月４日）に地震があった。東北地方太平洋沖地震の発生までは、国内で発生した史上最大規模の地震であった。

この地震では、津波は潮岬以西では安政南海地震より明らかに高く、潮岬から渥美半島（愛知県）までの範囲では、その高さの分布は安政東海地震と概ね同様である。津波は四国から伊豆半島（静岡県）の広い範囲で高さ５ｍ以上に達し、紀伊半島の尾鷲市（三重県）の周辺では８～10 ｍに達するところもあったと推定されている（例えば、羽鳥，1980b，村上ほか，1996；図 3-5）。また、高知県沿岸や九州東部、瀬戸内海や大阪湾で安政南海地震より津波の高さが大きいという特徴がある。

震度５弱相当以上になったと推定されている範囲は、潮岬以西では安政南海地震よりやや広く、潮岬から浜名湖（静岡県）までの範囲では安政東海地震と概ね同様であるが、駿河湾周辺の震度は安政東海地震より小さい。また、震度６強から６弱相当になったと推定されている範囲は九州東部から甲信地域に及ぶ（図 3-12）が、震度７相当になった可能性のある場所は安政東海地震より狭く、河内平野の一部のみである（松浦，2012）。

上述の津波の襲来状況及び震度分布、津波の記録に基づいて推定された震源域及び震源モデル（図 3-12，図 3-19）、並びに推定されたＭにより、南海地震と東海地震の領域が一度に破壊した南海トラフでの歴史上最大規模の地震（宝永地震）と認定した（本文の図２）。ただし、御前崎で隆起が見られないなど、浜名湖以東で安政東海地震と地殻変動の様相が異なること（松浦ほか，2011b）、従来の駿河湾領域での震度分布（例えば、宇佐美，2003）には翌日に富士山西麓付近で発生した地震による被害も混入していたことなどが判明しており、領域Ｅはこの地震の震源域ではなかったと推定されるなど、単純に安政東海・南海の２地震の震源域が一度に破壊した地震ではないことが指摘されている（松浦ほか，2011a；松浦，2012）。したがって、南海トラフでは固有地震ではなく、多様な形態の大地震が発生を繰り返してきたと捉える必要があると判断される。

なお、九州東部の津波高を説明するため、相田（1981b）は領域Ａの西半分の震源のすべり量を他の領域の倍に設定しているが、足摺岬沖以西の日向海盆の領域も震源域となったとする説もある（Furumura *et al.*，2011；図 3-19）。このため、最大クラスの地震として日向海盆の領域も考慮する必要があると判断した。

1605 年の地震（慶長地震）

1605 年２月３日（慶長９年 12 月 16 日）に津波被害があった。

この津波は四国から東海の太平洋沿岸を襲い、室戸岬周辺や浜名湖周辺で高かった（羽鳥，1975）。山本・萩原（1995）により示された津波の分布（図 3-6）など史料に基づく確実な情報は極めて限られている。室戸岬周辺では、津波の高さは 10 ｍに達す

るところもあったとされている。また、九州南部にも津波が襲来した可能性もあるとされている。さらに、外房の津波被害は否定できないとされている（伊藤ほか，2005）。しかし、震害の信憑性のある記録は見当たらない（例えば、石橋，1983；山本・萩原，1995；宇佐美，2003）。また関東などでの有感記録も津波の時刻との整合性がないなど、地震による揺れはあったとしても安政東海・東南海地震や宝永地震、昭和東南海・南海地震に比べて極めて弱かったようである。

慶長地震の津波被害の原因は、震害の記録がないことから南海トラフで発生した津波地震と考えられてきた（例えば、地震調査委員会，2001b）。しかし、犬吠埼（千葉県）から九州に津波が到達しながら、震動による被害はないことから、南海トラフ以外で発生した地震、あるいは遠地津波である可能性も否定できない。Szeliga *et al.*（2022）は、伊豆・小笠原海溝で発生した地震の可能性を指摘している。このため、第二版及びその一部改訂の評価にあたっては、南海トラフの過去の地震として、慶長地震を含む場合と含まない場合の両方を考慮することとした。

1498 年の地震（明応東海地震）

1498 年９月 20 日（先発グレゴリオ暦；ユリウス暦では９月 11 日（以下、同様に記載））（明応７年８月 25 日）に地震があった。それまで淡水湖であった浜名湖が、この地震と津波によって今切で海とつながり、汽水湖となったことが有名である。

この地震に伴う津波は、紀伊半島から房総半島（千葉県）の沿岸を襲い、志摩半島や浜名湖周辺で高かった（羽鳥，1975）。また、飯田（1981）に示されている津波の分布データ（図 3-6）に基づけば、データ数は少ないものの、津波の高さの分布は尾鷲から渥美半島までの範囲では昭和東南海地震と同程度のものであったと推定される。震度分布は、潮岬から浜名湖までの範囲では昭和東南海地震と概ね同様である（宇佐美・大和探査技術株式会社，1994；図 3-13）。ただし、尾鷲より西については津波の記録がなく（相田，1981a）、その襲来の有無は判断できない。

上述の津波の襲来分布及び震度分布、津波の記録に基づいて推定された震源域及び震源モデル（図 3-13）、並びに推定された M により、東海地震であると認定し、領域Ｄ辺りが震源域となったと考えた（本文の図２，図 3-19）（相田，1981a）。なお、時期が特定できないものの、1498 年頃に、南海地震が発生していた可能性が高いとされている（寒川，1997）。

明応地震では紀伊から房総半島東側まで津波被害が及び、関東での津波は宝永地震などより大きい。将来のフィリピン海プレートの新しい沈み込み口となるであろう銭洲の部分（徳山ほか，1998）を震源として発生した地震であるとする考え（例えば、羽鳥，1975；相田，1981a）があり、この場合必ずしもいわゆる東海地震ではない可能性もある。

1361 年の地震（正平（康安）の地震）

1361 年８月３日（７月 26 日）（正平 16 年６月 24 日）に地震があった。

この地震では、津波は徳島、高知県沿岸、大阪などを襲っており（例えば、宇佐美, 2003）、南海地震であろうと判定されている。

また、1361 年８月１日（７月 24 日）前後に発生している地震（発生月日不明）が東海地震（正平東海地震）であるとの指摘（石橋・佐竹, 1998）もあり、この頃に東海地震があった可能性が高い。和歌山県の串本での地殻変動量や、潮岬付近での橋杭岩の津波石の調査では、生物遺骸の放射性炭素同位体による年代測定によって、1361 年に対比できる地震が推定されている（宍倉ほか, 2008；岡村ほか, 2011）。

1361 年より前の地震

684 年 11 月 29 日（11 月 26 日）（天武 13 年 10 月 14 日）、887 年８月 26 日（８月 22 日）（仁和３年７月 30 日）、1096 年 12 月 17 日（12 月 11 日）（嘉保３〈永長１〉年 11 月 24 日）及び 1099 年２月 22 日（２月 16 日）（承徳３〈康和１〉１月 24 日）に、それぞれ南海地震又は東海地震が発生した可能性があったとの研究成果が発表されている。

これらの地震は、南海地震又は東海地震の可能性があると判断された。なお、当該期間において、これらの地震以外にも、南海地震又は東海地震が発生している可能性については、史料が十分でないことから検討していない。

このように、「繰り返しがよく判っている」とされてきた南海トラフの地震であっても、宝永地震・安政地震・昭和地震の３回の地震サイクルより前の地震に関しては、特に畿内から遠くなる東海地震に関しては必ずしも毎回の明瞭な地震像が確定していない。発生間隔が 100 年程度でそろっているわけでも、毎回同じタイプの地震が発生しているわけでもない。また、宝永地震以降の３回についても、毎回その特徴は異なっている。さらに、昭和東南海・南海の２地震はどちらもそれ以前に発生した南海地震又は東海地震と比べて規模が小さい。約 30 時間の間隔で続発した安政東海・南海地震は地震動被害が大きく、南海地震の２日後には佐賀関辺りに M7 以上の地震が発生している。宝永地震は伊豆半島の南西沖から四国沖合までの領域が一度にずれ動いたため、その津波被害が大きかった。室戸岬に近い室津の港の隆起量は安政南海地震時より大きく、高知平野の沈降域の面積も安政南海地震より広かったことが史料から分かるが、足摺岬側や御前崎などでは安政南海地震のような隆起の証拠はなく、単純に安政東海・南海両地震の震源域が連動したものではない(松浦,2012)。翌日には富士山西麓付近で M6.5 程度の地震が発生し、1 か月後には富士山の宝永噴火が発生した。

南海トラフで発生した地震で震度５弱相当以上になったと推定されている範囲は、関東から九州までの広い範囲である。また、震度６強から６弱相当になったと推定され

ている範囲は九州東部から駿河湾沿岸域までの太平洋側であり、宝永地震時の東大阪市や安政東海地震時の遠州灘沿岸域の一部では震度７相当になったと推定される。過去の地震の震度分布や津波到達時刻から、南海地震と東海地震（東南海地震を含む）の震源域は、足摺岬（高知県）から富士川河口（静岡県）付近までの範囲と推定される。南海トラフで発生した歴史地震の中で宝永地震の津波の規模が最大であり、その波源域は、遠州灘から足摺岬の西方の沖合までである（相田，1981a，b）。波源域の東端については、安政東海地震では駿河湾まで、明応東海地震では伊豆東部沖まで含む可能性がある（地震調査委員会，2001b）。

歴史記録による地震の規模や震源域の大きさは、史料から判明する被害地域やその種類と程度から推測される。近世以降では家屋の倒壊などの地震動による被害の分布や、津波の波高や被害の分布などからある程度の推定が可能であるが、中世は史料がそもそも非常に少なく、更に古代に関しては史料から得られる情報は地域も内容も限られている。このため、歴史地震研究による推定結果には限界があり、既存の研究でもその推定結果にはある程度のばらつきがある。また、歴史記録の再検討により、震源断層が見直された地震もある。例えば、都司（1999）は1185年の文治地震を南海トラフの地震であるとしたが、西山（2000）により、比叡山東麓に分布する琵琶湖西岸断層帯の堅田断層や比叡断層の活動によると指摘され、堅田断層での古地震調査からこれを支持する結果が得られている（Kaneda *et al.*，2008；地震調査委員会，2009a）。また、慶長地震は津波地震であるとされているが（例えば、地震調査委員会，2001b）、遠地津波であった可能性も残る。

これら歴史記録のある地震は、90～262年の間隔（上記の慶長地震を除いた場合）で発生しており、その間隔にはばらつきが大きい。また、震源域の広がりについても、一定の不確実性は残るがそれぞれの地震によって範囲が異なる。このことから、南海トラフでは様々なパターンの地震が発生しうることが考えられる。

西南日本内陸の地殻内の地震活動に注目すると、過去の南海トラフ沿いの大地震の前（例えば30年間や50年間）と直後（例えば９年間や10年間）に大きめの地震又は被害地震が増加しているという研究（例えば、Utsu,1974；Shimazaki,1976；Seno,1979；Mogi,1981；Hori and Oike,1996）がある。更に、京都府とその周辺における有感地震回数が、同様の傾向を示しているという研究（尾池,1996）もある。Ｍ７程度以上の地震は、1860～1900年の約40年間では２回であったものが、昭和東南海地震及び昭和南海地震の直前約40年間（1900～1943年）に３回であった。また、Ｍ７程度以上の地震は、1854年の安政東海地震及び安政南海地震の直後６年間に４回、1944～1946年の昭和東南海地震及び昭和南海地震の後６年間に２回であった。このように、南海トラフの大地震の前後に西南日本内陸の地震活動が活発化したことが知られており、近年の地震活動の評価から、現在は南海トラフの大地震前の活動期に入っている可能性が指摘されている（Hori and Oike，1996）。

２）地形・地質学的手法により推定される地震

歴史記録にない先史の地震や、地震、津波の規模については地形・地質学的手法による調査を基に研究が進められている。

ⅰ）津波堆積物

九州東岸から伊豆半島周辺にかけて、複数の地域で歴史津波を含む約5,000年前以降の津波堆積物が発見されている（図3-20～図3-22）。

これらのうち九州東岸から浜松（静岡県）周辺の沿岸湖沼では、過去3,500年間の津波の履歴が調べられている。これらのうち大分県の龍神池では、およそ3,300年前以降に少なくとも７～８層の津波堆積物が確認されており、宝永地震の津波と同程度の大規模な津波は、300～350年程度の間隔で発生していると推定されている（Okamura and Matsuoka, 2012；図3-20）。さらに、高知県の蟹（かに）ヶ池の調査からは、約2,000年前の津波堆積物が厚く、宝永地震を上回る規模であった可能性が指摘されている（松岡・岡村, 2011；図3-21）が、局所的な事象である可能性もあり、この結果が南海トラフにおける最大クラスの地震を示すとは限らない（図3-21）。

四国東部から伊豆半島までの沿岸低地における調査では、過去4,000～5,000年間の地震の履歴が推定され、志摩半島（三重県）では4,500～5,000年前の期間に少なくとも９回（平均400～500年間隔）の過去の津波が地層に記録されている（Fujino *et al.*, 2012；図3-22）。遠州灘沿岸の低地では、７世紀以降の歴史津波に対応する津波堆積物が報告されている（Komatsubara *et al.*, 2008；藤原ほか, 2012）。

また紀伊半島南部の橋杭岩では、巨礫からなる津波堆積物（津波石）の存在が確認されている。津波石の移動年代は、それらに付着する生物遺骸などによって、12～14世紀と17～18世紀（おそらく宝永地震）であり、その間隔が 400～600年間隔であることが推定された（行谷ほか, 2011；宍倉ほか, 2011）。さらにそれらの津波石は1707年宝永地震時より規模の大きい津波によって運搬されたことが示された（Namegaya et al., 2022）。

このように近年の津波堆積物調査の進展により、痕跡として残る規模の津波（宝永地震クラス）は、300～600年間隔で生じていることが明らかになりつつある。これは歴史記録に残る津波の活動間隔よりも長い。しかし、先史時代では年代測定の誤差もあるため、特定のイベントを全域で対比することは難しい。

ⅱ）海岸及び海底の変動地形等

足摺岬や、室戸岬、潮岬及び御前崎等の周辺では、南海トラフで繰り返し発生した地震や周辺の海底活断層の活動に伴うと考えられる、海成段丘や生物遺骸群集などの隆起痕跡が複数のレベルで観察される。

例えば、足摺岬では生物遺骸の調査によって過去約5,000年間に1,000年程度の間隔

で（前杢，1988）、また紀伊半島南部は過去約6,000年間に400～600年程度の間隔で繰り返し隆起した（宍倉ほか，2008；図3-23）と推定されている。

室戸岬でも過去6,000年間に1,000～2,000年に１回の割合で急激な海水準の低下が生じており、１回の変化量は２～４m前後とされている。これは地震に関連した間欠的な隆起を示唆すると解釈されているが、その主な原因としてはプレート境界のすべりによる隆起ではなく、陸地に近い海底活断層が1,000～2,000年の間隔で活動することにより、海成段丘や固着生物が累積的に隆起したものと推定されている（前杢，2001；図3-24）。

御前崎周辺では少なくとも４回の隆起を示すと考えられる段丘状の地形が見られる。これも室戸岬と同様に、陸地に近い海底活断層が1,500年程度の間隔で活動したことを示すと推定されている（吾妻ほか，2005；Fujiwara *et al.*，2010）。

一方、駿河湾奥の浮島ヶ原では、地殻の急激な沈降の繰り返しを示すと考えられる泥層と泥炭層の互層が観察され（藤原ほか，2007；小松原ほか，2007）、駿河トラフの海溝型地震と富士川河口断層帯との連動の可能性も指摘されている（地震調査委員会，2010）。

以上のように、地殻変動の痕跡から復元される履歴からは、先史時代に遡って南海トラフあるいはその周辺で大地震が繰り返し発生していることを示しているが、地域によって活動間隔が異なり、またいずれの地点でも歴史地震の活動間隔より長い。これは、海岸の変動地形の形成にはプレート内の海底活断層の活動が関与しているためと推定されており（前杢，1992）、南海トラフの地震の様式に多様性があることを示唆している。

また、南海トラフに沿って複数の海底活断層が見いだされ、それらの連続性は様々であることから、これらは南海トラフ周辺で過去に起きた地震の多様性と何らかの関係があるという指摘もある（中田ほか，2011）。

ⅲ）深海底の堆積物

浅海底に堆積した粗粒堆積物が、地震・津波・暴風などによる震動や衝撃で発生した混濁流によって深海底まで運ばれて堆積したものをタービダイトと呼ぶ。タービダイトの発生要因は大地震のみではないが、地震動の可能性が高い場合には、先史時代の地震履歴の解明にとって有力な情報となる。日本海東縁部における地震活動の長期評価（地震調査委員会，2003）においては、流入河川のない深海盆におけるタービダイトの堆積年代に基づいて、大地震の発生間隔や最新活動時期を推定し、将来の地震発生確率の推定が行われている。南海トラフ沿いでは、遠州灘、熊野灘、室戸沖においてタービダイトから地震の発生間隔が推定されている。

遠州灘沖では、二つの小海盆において過去3,000年間の堆積物が確認されている（池原，2001；図3-25）。これらの小海盆は陸棚に続く海底谷を持たず、タービダイトの要

因が暴風などの気象学的なものであるとは考えにくい。また、陸棚斜面に分布する分岐断層（徳山ほか，1998）にも近いことから、これらのタービダイトが南海トラフ東部のプレート境界地震によって堆積した可能性が高いとされている。海底において通常時に堆積した半遠洋性泥の堆積速度が一定であると仮定すると、二つの小海盆におけるタービダイトの堆積年代は約110年前、360～370年前、570～590年前、730～760年前、790～820年前、並びに50～60年前、380～420年前、470～540年前、510～600年前（放射性炭素同位体^{14}Cによる西暦1950年からの年代）とされ、過去3,000年間におけるタービダイトの堆積間隔は約70～600年であると推定されている。

池原（1999）は、熊野トラフ北部で採取されたコアの解析に基づき、タービダイトの堆積間隔が150～600年程度と推定している。

室戸沖の南海トラフ陸側斜面に位置する土佐碆（ばえ）では、31枚のタービダイトが認められた（岩井ほか，2004）。浮遊性有孔虫の^{14}C測定から半遠洋性泥の堆積速度を計算し、それをもとに推定したタービダイトの堆積年代は、明応地震、正平（康安）地震、康和南海地震などの歴史地震や、遺跡に見られる噴砂痕などから推定されている先史地震に対比されている。一方、仁和地震と白鳳（天武）地震に対比されるタービダイトは検出されていない。

最近、地球深部探査船「ちきゅう」によるプレート境界からの分岐断層の掘削が行われ、試料のX線CTによる三次元組織分析及び放射性年代測定から分岐断層の活動時期が推定されている（Sakaguchi *et al.*，2011b）。掘削試料中には、海底表層の泥が地震による揺れで破砕された地層（マッドブレッチャ）が確認された。

マッドブレッチャは、分岐断層の上盤側に見られるのに対し、下盤側にはほとんど見られない（図3-26，図3-27）。一般的に逆断層では、その上盤側の地震動が顕著であり、地震による被害も上盤側に集中することから、マッドブレッチャは、分岐断層の活動に伴う強震動により形成され、その断層の活動時期を示すと考えられる

断層上盤側のコアでは海面からの深度80 cmの区間に少なくとも5層のマッドブレッチャが認められ、最上位層の形成時期が^{210}Pb年代測定により西暦1950年（±20）の年代を示すことから、この分岐断層は昭和東南海地震により活動したと考えられている。

さらに、古いマッドブレッチャの形成年代は、^{14}C年代に基づき、約3,500年前及び約1万年前とされており、マッドブレッチャから推定されるこの分岐断層の活動間隔は、歴史記録から知られている南海トラフの巨大地震に比べて長い。これについては、低頻度のより大きな地震に伴い形成された顕著なマッドブレッチャを除いて、新しい活動に伴う地震動により古い時期のマッドブレッチャが流失する可能性や、分岐断層が常に活動するわけではない可能性が指摘されている（Sakaguchi *et al.*，2011b）。

このように、現時点では、タービダイトやマッドブレッチャのデータが限られている

ことや、堆積試料が不完全である可能性、年代値の精度（年代試料の再堆積の可能性、海洋性リザーバ効果の補正など）などの問題があるが、深海底における堆積物は、地震の断層の特定・地震の発生間隔の推定・地震動の広がりを把握するために有効な調査手法と考えられている。

（２）近年の地震活動等

１）地震活動

1923 年から 2024 年の南海トラフ近傍の地震活動について、気象庁の震源カタログによる M5.0 以上の地震の震央分布を図 3-28 に、時空間分布図を図 3-29 に示す。図 3-28 中の多角形領域内で、東南海地震及び南海地震以外の顕著な活動は、日向灘の地震活動と 2004 年の紀伊半島南東沖の地震活動のみである。なお、2024 年８月８日の 16 時 42 分に発生した日向灘の地震（M7.1）など、日向灘では M7.0 を超えるような地震が 10～20 年に１回程度発生している。

2004 年の紀伊半島南東沖の地震活動は 9 月 5 日 19 時 07 分に発生した M7.1 の地震から始まり、23 時 57 分に M7.4 の最大地震が発生している。その後の活動は順調に減衰し、M5.0 を超える余震は同年 10 月以降は発生していない。この地震はフィリピン海プレート内部で発生したと考えられている。

図 3-28 の多角形領域内での、M-T（マグニチュードー時間）図及び地震発生回数積算図を図 3-30 に示す。現在の地震発生レートは東南海・南海地震発生以前とほぼ同じであることが分かる。

1995 年に発生した阪神・淡路大震災以後、日本全国を対象とした高密度かつ高分解能な地震観測網が整備された（Okada *et al.*, 2004）。これらの観測網の整備に伴い西南日本では、通常の地震活動とは異なる様々な低周波振動現象が発見されるとともに、その特徴や成因についての研究が精力的に進められてきた。

西南日本下に沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレートとの境界の深さ 30 km 付近で発生する継続時間の長い微弱な振動は、非火山性深部低周波微動、あるいは単に深部低周波微動と呼ばれる（Obara, 2002）。深部低周波微動は長野県南部から豊後水道の帯状領域で発生し、その震央分布は海溝型巨大地震の震源域となる固着域の下限に相当する（図 3-31 丸印）。この微動活動は、四国西部や紀伊半島東部、愛知県などで活発であるのに対し、伊勢湾や紀伊水道では非常に低調である（例えば、Obara and Hirose, 2006）。このような地域ごとの活動レベルを根拠として、微動活動のセグメント（領域）分けが可能であり、セグメントごとに３～６か月周期で活動が活発化する。活動が活発化した際には、隣接するセグメントを含めて震源が移動することがある。これは、後述する短期的スロースリップイベント（SSE）のすべり域の拡大に伴い、微動が励起されていることに起因するためであることが、微動源分布の詳細な解析から示唆されてい

る（Obara *et al.*, 2011）。

深部低周波微動が発生している領域では、微動活動が活発化する際に、周期 20 秒に卓越した深部超低周波地震が発生している（図 3-31 赤い星印）。この地震は低角逆断層型の発震機構解を示し、断層面の傾斜角がプレートの傾斜角とほぼ一致することから、震源はプレート境界付近に位置すると考えられている（Ito *et al.*, 2007）。このほか、深部低周波微動活動と同期して、継続時間が数日である短期的スロースリップイベント（SSE）が発生することが、傾斜計やひずみ計を用いた観測により検知されている（例えば、Obara *et al.*, 2004）。観測された地殻変動データの逆解析から、この SSE は、フィリピン海プレート境界における Mw5.5～6.0 程度の逆断層すべりとして解釈が可能であり、その断層面は深部低周波微動活動域とほぼ一致する（例えば、Hirose and Obara, 2005）。

一方、豊後水道や東海地方のフィリピン海プレート境界部では、数か月から数年にわたってすべりが継続する長期的な SSE も存在することが、GNSS 観測などにより確認されている（例えば、Hirose *et al.*, 1999; Ozawa *et al.*, 2002）。東海地方では 2000 年頃から浜名湖周辺で長期的 SSE が発生した。この際、浜名湖周辺の地震活動は、SSE の活動と同期して著しく低下したことが報告されている（松村, 2005）。豊後水道では、1997 年、2003 年と 2009 年末に数か月から 1 年程度継続する SSE が発生した。Hirose *et al.*（2010）は、少なくとも 2003 年と 2009 年の SSE の発生と同時期に深部低周波微動と浅部超低周波地震が活発化していることを発見しており、海溝軸付近からプレート境界深部まで影響を与えるすべりが発生していた可能性が指摘されている。

海溝軸付近の極浅部の南海トラフ付近では、図 3-31 に赤色以外の星印で示すような地域で周期 10 秒に卓越した顕著な表面波を励起する浅部超低周波地震が発生している（Ishihara, 2003）。この地震の震源は非常に浅く、やや高角の逆断層型の発震機構解を示すことから、付加体内部で発生した地震であると考えられている（Ito and Obara, 2006）。一方、海底地震計を用いた最近の研究では、これらの地震がプレート境界浅部で発生している可能性も指摘されており（Sugioka *et al.*, 2012）、トラフ軸付近で定常的に発生する浅部超低周波地震活動とプレート境界浅部の固着状態との関係については、今後の研究課題である。

２）地殻変動

国土地理院の GNSS 観測、海上保安庁及び名古屋大学の海底地殻変動観測による水平方向の平均変位速度を図 3-32 に、国土地理院の GNSS 観測による上下方向の平均変位速度を図 3-33 に示す。

水平方向の地殻変動（図 3-32）には、駿河湾から四国、大分県にかかる広い範囲で、プレートの沈み込みに伴う圧縮による北西から西北西方向の変位が見られる。海底地殻変動観測の結果でも、東海沖から室戸沖にかけて２～５cm/年程度の西北西方向の水

平速度ベクトルが得られており（海上保安庁，2012；Tadokoro *et al.*，2012）、陸域のGNSS観測結果と概ね整合的である。

上下方向（図3-33）では、太平洋側の御前崎、潮岬、室戸岬、足摺岬で５mm/年程度の沈降が見られ、その陸側では、四国から紀伊半島、伊勢湾周辺域にかけて１cm/年程度の隆起が見られている。

これとは別に、国土地理院の水準測量による昭和東南海・南海地震を含んだ室戸岬周辺の長期的な上下変動の時系列を図3-34に示す。安芸市を基準として昭和南海地震以前は沈降していた室戸岬が地震に伴って約１m 隆起し、その後は６mm/年程度の速度で現在まで沈降が継続していることが分かる。また、御前崎でも1976年以降、８mm/年程度の沈降が捉えられており、GNSS 観測と概ね整合する（国土地理院，2012a）。室戸岬で1947年以降に観測されている沈降量は、累積で45 cmを超えており、昭和南海地震に伴って生じた隆起量の半分程度に相当する。

（３）プレート運動との整合性

南海トラフでは、フィリピン海プレートが西南日本の大陸プレートに対して北西～西北西方向に沈み込んでいる。プレート間の相対速度は南海トラフの東部（御前崎沖）に比べて西部（都井岬沖）が約１cm/年大きくなることが知られており、室戸岬沖で約６～７cm/年である（Miyazaki and Heki，2001；DeMets *et al.*，2010）。ただし、プレート間の相対運動の一部は陸側及び海側プレート内部の断層などにおける変形が担っており、全てが南海トラフで解消されているわけではない。特に、紀伊半島沖より東側では伊豆半島の衝突などの影響によって、相対運動速度は約２～５cm/年（Heki and Miyazaki，2001；Nishimura，2011）との研究もあり、南海トラフ沿いに発生する地震の規模や発生間隔に影響している可能性がある。

近年の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3-35、図 3-36）によると、室戸岬付近から足摺岬付近のプレート境界では、プレート間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６cm/年以上であり、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1.0に近いと考えられる。固着係数はプレート境界の深度約10～20 kmで最大となり、それより深部では小さくなって深さ40 kmではほぼ０になると推定される（Loveless and Meade，2010；Hok *et al.*，2011）。なお、トラフ軸付近におけるプレート間固着は、現状の限られた地殻変動データから精度良く推定することは難しいことに注意する必要がある。図3-35、図3-36の推定結果ではトラフ軸付近のすべり欠損及び固着係数が一部を除いて小さいが、推定時の条件次第では四国沖ではほぼ完全に固着しているという研究（Wallace *et al.*，2009）もあり、トラフ軸近傍での海底地殻変動観測が望まれる。

宝永地震以降の地震による大地震の推定すべり量（Ando，1975）と発生間隔から計算

される長期的な断層のすべり速度は、約４～８cm/年となり、プレート相対速度及び現在のすべり欠損速度と矛盾していないと考えられる。昭和東南海及び南海地震の震源域（例えば、Sagiya and Thatcher, 1999）は現在の固着域（図 3-35, 図 3-36）に含まれているが、足摺岬以西や御前崎以東において、現在は固着していると推定されるが昭和の地震では滑らなかった領域があり、将来発生する大地震では、これらの領域も震源域となる可能性がある。

豊後水道や四国西部、東海地方のプレート境界で発生する長期的な SSE は、主に深さ 20～30 km 程度の固着係数が１から０へと遷移する領域で発生し、ひずみの一部を解放している（図 3-37)。しかし、すべり量と発生間隔を考慮するとこれらの領域で蓄積する全てのひずみを解放しているとは断言できず、これらの領域が将来の大地震の震源域に含まれる可能性と余効すべりなどの非地震性すべりによってひずみが解消されるという両方の可能性がある。プレート間の固着分布（図 3-35、図 3-36）の推定に用いられた観測データの期間には複数短期的 SSE が発生したと考えられ、短期的 SSE によるひずみの解放を加味した平均的な固着係数が推定されている。SSE 発生領域のほとんどで固着係数は０に近く、現在のところ、ひずみの蓄積が進行しているように見えない。しかし、四国西部のように部分的な固着を示す場所もあることや過去に蓄積したひずみについては不明のため、将来の大地震の震源域に含まれる可能性も否定できない。

４．南海トラフの地震の長期評価の説明

（１）評価対象領域について

本報告で評価の対象とする南海トラフの領域については本文で示した。以下では、その領域を対象とした根拠を示す。

●東端：富士川河口断層帯の北端付近

遠州灘～銭洲海嶺付近～新島・神津島付近～相模トラフのどこかにも巨大地震の震源域に含まれる領域が存在する可能性があるが、科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断される。このため、現時点では，駿河トラフのトラフ軸から富士川河口断層帯を結ぶ線を東端とした。富士川河口断層帯については、南海トラフの地震と連動する可能性がある、と評価されていることより（地震調査委員会，2010)、震源域に含めた。今後、評価対象領域の東端に関する新しい知見が得られた時点で必要に応じて長期評価を改訂する必要がある。

●西端：日向灘の九州・パラオ海嶺が沈み込む地点

1707 年宝永地震の津波堆積物などの分布を説明するために、足摺岬沖以西の日向海盆の領域も震源域となったとする説もある（Furumura *et al.*，2011；図 3-19）。また、フィリピン海プレートの地殻の厚さが，九州・パラオ海嶺の沈み込む周辺で大きく変化する（仲西ほか，2011；図 2-2）とともに，プレート内の散乱帯の強度も変化しており（Takahashi *et al.* 2012)，この地域でプレートの構造が変化していることが示唆される。なお、フィリピン海プレートの沈み込みは南海トラフから南西諸島海溝につながっている。しかし九州・パラオ海嶺の沈み込み地点付近より西の南西諸島海溝沿いで発生する最大クラスのプレート境界地震や、南海トラフから南西諸島海溝の全域にわたるプレート境界地震については、長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が現時点では不十分と判断される。したがって、これらの地震の長期評価については、今後、新たな知見やデータの収集・整理を図ることにより、その評価が可能と判断されるに至った時点で実施することにした。

●南端：南海トラフ軸

第一版の評価（地震調査委員会，2001b）では、海溝軸付近は応力を蓄積させることができないため大きなすべりを起こすことはないと判断したが、この判断が適切ではないことは平成 23 年東北地方太平洋沖地震の経験から明らかである（Fujiwara *et al.*，2011)。また、南海トラフにおいても、海洋掘削船「ちきゅう」による探査から，浅部においても高速すべりがあったことを示唆する結果が得られている（Sakaguchi *et al.*，2011a）ことから、評価対象領域の南端はトラフ軸までとした。

●北端：深部低周波微動発生域下限付近

第一版の評価（地震調査委員会，2001b）では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う巨大地震で破壊が起きる領域は、沈み込むフィリピン海プレート上面の深さが 30 km 程度までとした。しかし、プレート境界のより深部で、深部低周波微動が発生して

いることが明らかになった（例えば、Obara，2002）。また深部低周波微動発生域で、短期的スロースリップと呼ばれるゆっくりとしたすべりも起きていることも分かってきた（例えば、Obara *et al.*，2004）。しかし、短期的スロースリップによってこの領域で蓄積されるすべてのひずみが解消されているわけではない（Sekine *et al.*，2010）。このため、海溝沿いの巨大地震が起きた場合には、この領域も引きずられてひずみが解放されることもあり得ると考え、深部低周波微動発生域下限付近を評価対象領域の北限とした。

（２）南海トラフで発生する大地震の多様性について

１）既往地震の多様性

本文の図２で示したように、歴史記録から震源域が推定されている地震には、南海地震と東（南）海地震が同時に起きる（地震が連動する）場合と時間差をおいて起きる（地震が連動しない）場合、震源域が駿河湾内まで達する場合と達しない場合があるなど、南海トラフで発生した大地震の規模や震源域の広がりは多様性に富んでいる。

東海地域と南海地域の連動・非連動に関する多様性に関して得られている知見は以下のとおりである。

- 昭和の地震と安政の地震は非連動、宝永の地震は連動であることが分かっている。
- 明応の地震は、東海地域で起きていることは確実と思われる。また、南海地域の地震は、同時期に地震が発生した可能性が高いとされているが（寒川，1997）、連動であったかどうかは明らかでない。
- 正平（康安）の地震は、南海地域で起きていることは確実と思われる。東海地域の地震は、南海地域の地震の２日前に起きた可能性が高いことが分かってきた（石橋・佐竹，1998）。

地震の被害分布からは、各地震の震源域の多様性が明らかになってきている。例えば1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震の震度を比較すると、以下のように幾つかの違いが見られる（図 3-8～図 3-11）。

- 昭和東南海地震では東海から駿河湾にかけて強い揺れ（震度６以上）が生じていない。
- 安政地震では紀伊半島で強い揺れがあまり見られない。
- 昭和南海地震では瀬戸内海の方に強い揺れの見られる地域が広がっていない。

このほか、宝永地震の震度分布（図 3-12）からは安政東海地震及び安政南海地震に相当する地震が単に連動しただけでなく、両地震の震源域が異なっていた可能性が指摘されている（例えば、松浦ほか，2011a；松浦，2012）。また、大分県の龍神池で宝永地震に伴う津波堆積物が見つかったことから（岡村ほか，2006）、宝永地震の西端は安政南海地震より西に広がっている可能性が指摘されている（Furumura *et al.*，2011）。このように、宝永地震以降の最近の３地震を見ても各々の地震の特徴は異なっている。

宝永地震より前の地震については、史料の質、量ともに劣るので、推定されている震源域の広がりについてばらつきが大きいが、震源域の多様性について地質調査の結果等から幾つかのことが明らかになってきている。

・684 年白鳳（天武）地震以降、龍神池で津波堆積物が堆積する津波が発生した地震（宝永地震、1361 年正平（康安）地震、白鳳（天武）地震）とそうでない地震が起きている。
・津波堆積物の痕跡が見つかった地震は、見つかっていない地震に比べて、少なくとも南海地域西側で津波の励起が大きかったと考えられる。
・先史時代においても龍神池で津波堆積物の痕跡がある地震が起きており、過去 3,500 年間をみると宝永地震と同程度の大規模な津波は 300～400 年間隔で発生しているという説がある（岡村ほか，2011）。
・和歌山県串本町にある名勝橋杭岩の周辺の地質痕跡の調査により、歴史上最大の宝永地震による津波を超える規模の津波が存在したと推定されている（Namegaya et al.，2022）。
・紀伊半島南部では生物遺骸の調査より、約 400～600 年間隔で大きく隆起する地震が起きていたと推定されている（宍倉ほか，2008）。
・高知県の蟹ヶ池の津波堆積物の調査より、約 2,000 年前に起きた津波の規模が、今まで既往最大と言われていた宝永地震よりも大きい可能性も指摘されている（岡村ほか，2011）。
・室戸岬や御前崎付近では 1,000～2,000 年に一度、急激な隆起が起きたと思われる証拠が見つかっており、これらはプレート境界で起きた地震に伴うものでなく、陸地に近い海底活断層が活動したことに伴う地殻変動を表していると推定されている（前杢，2001；吾妻ほか，2005；Fujiwara *et al.*，2010）。

瀬野（2012）は史料及び地質学的な証拠から、南海トラフ沿いで起こる地震について、二つのタイプがあり、各々の震源域は相補的で、重なっていないという説を提唱している。この説では二つのタイプの地震は各々が 300～400 年の繰り返し周期を持っているとしている。一方が、昭和東南海地震・昭和南海地震や宝永地震を含むタイプ、もう一方が安政東海地震・安政南海地震を含むタイプである。

以上のように、南海トラフ沿いで起きる地震は多様かつ複雑であり、第一版の評価で採用した東海及び南海の各々の領域で地震が周期的に発生するという単純な固有地震モデルでは説明がつかないことが分かってきた。しかし現時点では、南海トラフ沿いに起こる多様かつ複雑な地震の発生様式を説明する統計学的あるいは物理的モデルが確立されていない。このため、次に起こる地震の震源域を推定することは非常に困難である。

２）想定される震源域

ⅰ）最大クラスの震源域

第二版及びその一部改訂の評価では、南海トラフで発生する地震の最大クラスの震源域として本文の２．及び説明の４．（１）で示した範囲を考える。同震源域は、現在、評価に資するデータがある範囲から評価を行うことのできる最大限の範囲を示すものであり、この範囲を超えて震源域が広がることを否定するものではない。今後、新たなデータが得られた場合には、最大クラスの震源域を修正する必要が生じる。

ⅱ）想定される震源域

上述のように、次に起きる地震の震源域を推定することは困難である。しかし、評価対象領域を幾つかの領域に分割し、その組合せとして次の地震の震源域となる可能性のある候補を示すことはできる。

南海トラフの陸側における特徴的な地形は、前弧海盆と付加体である（図 1-2，本文の図１）。それらは、南西から日向海盆、土佐海盆、室戸海盆、熊野海盆、遠州海盆であり、それぞれ都井岬（宮崎県）・足摺岬（高知県）・室戸岬（高知県）・潮岬（和歌山県）・大王崎（三重県）などの海岸線の南への張り出しによって分断されている（例えば、栗田・杉山，1989；杉山，1990；芦ほか，1999）。その構造的特徴が，海溝型巨大地震の震源域のセグメント（領域）境界の形成や多様な巨大地震発生パターンの原因となりうる可能性が指摘されている（例えば、杉山，1990；Wells *et al.*，2003）ことから、それらの構造的特徴に基づき走行方向（東西方向）を以下の６セグメントに分けた。

・Ｚ：都井岬～足摺岬
・Ａ：足摺岬～室戸岬
・Ｂ：室戸岬～潮岬
・Ｃ：潮岬～大王崎
・Ｄ：大王崎～御前崎
・Ｅ：御前崎～富士川

また、プレートの沈み込む方向には、評価対象領域を以下の３セグメントに分けて考えた。

・浅部：トラフ軸から従来の地震発生領域上端（プレート上面の深度が約 10 km）。東北地方太平洋沖地震で大きくすべったと考えられている領域で、従来はプレート間の固着が弱いと考えられていた。
・中部：以前から地震発生領域と考えられてきた領域（Hyndman *et al.*，1995）。第二版及びその一部改訂の評価で使用したプレート境界モデルでは、南端（上端）及び北端（下端）は、プレート上面の深度が約 10 km 及び約 25 km に対応する。プレート間の固着が強い。

・深部：従来の地震発生領域下端（プレート上面の深度が約 25 km）から深部低周波微動や深部低周波地震と呼ばれる低周波振動現象が発生している領域の北端。

以上を踏まえ、第二版及びその一部改訂の評価において想定する震源域と規模の一例を表 4-1 に示す。なお、ここで示す地震の規模は、各々の震源域が破壊されたときの地震の規模（Mw）の最大値を内閣府（2011）が用いた Mw と面積のスケーリング則から計算したものである（図 4-1）。

表 4-1　想定される震源域の一例

水色又は青色で塗られる一連の範囲は、地震を同時に発生させると想定される範囲

	深さ	推定破壊域						スケーリング則から推定される*Mw*
		Z	A	B	C	D	E	
東海・南海地域が連動するパターン	浅部							8.8
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							9.0[*1]
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部	■	■	■	■	■	■	
	浅部	■	■	■	■	■	■	9.0
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部	■	■	■	■	■	■	9.1[*2]
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部	■	■	■	■	■	■	
	浅部							8.7
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部		■	■	■	■	■	8.9
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.8
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部	■	■	■	■	■		9.0
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部							8.7
	中部		■	■	■	■		
	深部							
	浅部		■	■	■	■		8.9
	中部		■	■	■	■		
	深部							
	浅部		■	■	■	■		8.4
	中部							
	深部							
東海・南海地域の2地震が時間差をおいて発生するパターン	浅部							8.7, 8.3
	中部	■	■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.5, 8.3
	中部		■	■	■	■	■	
	深部							
	浅部							8.7, 8.2
	中部	■	■	■	■	■		
	深部							
	浅部							8.5, 8.2
	中部		■	■	■	■		
	深部							

*1：内閣府（2011） 強震動計算モデル
*2：内閣府（2011） 津波計算モデル

（３）南海トラフで次に発生する大地震について

以下では、南海トラフで次に発生する大地震の発生確率についての検討を行う。歴史記録より、南海トラフでは 684 年の白鳳（天武）地震以降、M8 級の巨大地震が 100～200 年間隔で繰り返し発生していることが分かっている。これまで南海トラフでは、南海地域と東海地域で地震が繰り返し起きており、両地域の地震が連動する場合と、時間差をおいて発生する場合があることが知られている。ただし、両地域の地震が時間差をおいて発生する場合でも、両地域で起きる地震発生の時間差は、これまで最長でも２年間程度であり、繰り返し周期の 100～200 年に比べると十分に短い。そこで第二版及びその一部改訂の評価では、南海トラフ沿いに起こる地震を、南海地域と東海地域で起きる地震を合わせて１つのものとして地震発生確率の評価を行う。南海地域と東海地域で発生した地震の発生時期が異なる場合は両者の平均値を用いることとした。

まず、過去に起きた地震の発生間隔のみを利用した地震発生確率の計算について説明する。今回の一部改訂では、従来の最尤法に代わりベイズ推定を導入することによって、地震発生確率の不確実性も併せて評価した。その際に、1361 年正平（康安）地震より前は、史料の不足により地震を見落としている可能性があるなど、データの不完全さが指摘されているため、正平（康安）地震より前を含める場合と含めない場合、慶長地震を含める場合と含めない場合など複数のデータセットを作成して比較を行った。さらに、発生間隔に加えて地震の規模も利用した地震発生確率の計算についても説明する。南海トラフで起きる地震については、過去３回の地震に伴う地殻変動データ（室戸半島先端の室津港及び周辺の潮位観測や隆起量、水準測量のデータ）が利用可能である。このデータ状況を踏まえ、次の地震までの発生間隔が前の地震の規模に依存するという物理過程を組み込んだモデルを用いた評価を行った。

１）発生間隔のみを利用する場合

ｉ）計算に用いる地震

南海トラフ沿いに起きる大地震は、684 年の地震まで遡って確認された研究成果がある。本文の図２はその研究成果をまとめたものである。地震の繰り返し周期は 1361 年以降の地震では約 100 年であるが、それより前の地震では約 200 年と長い。これは実際に繰り返し周期が変わった可能性もあるが、むしろ史料の不足により、地震を見落としている可能性が高い。例えば、紀伊半島から静岡にかけての数か所の遺跡で 1096 年永長東海地震・1099 年康和南海地震と正平（康安）地震の間の 12～13 世紀に相当する液状化痕が見つかっており、南海トラフで大地震が起きた可能性が指摘されている（寒川，1997）。しかし、史料ではこれに対応する記述が見つかっていない。このため、第二版及びその一部改訂の評価では評価対象とはしていない。その他、地震の震源域が異なる地震が含まれている可能性がある。慶長地震は、京都ではほとんど無感であり（石橋，1983；都司，1994；山本・萩原，1995）、奈良・大阪でも強い揺れに見舞われたと

いう記録はないが、房総半島の太平洋側や遠州灘から足摺岬まで広い範囲で津波による被害が報告されている（例えば、山本・萩原，1995)。以上のことから、慶長地震は津波地震であると解釈されており（例えば、都司，1994)、他の南海トラフ沿いで起きた大地震と震源域が異なる可能性がある。そこで地震の発生確率を計算する際、以下の５つのケースについて発生確率を計算した。

（Ⅰ）684 年以降に発生したすべての地震を用いるケース

（Ⅱ）ケースⅠから 1605 年慶長地震を除いたケース

（Ⅲ）地震の見落としがないと思われる 1361 年以降に発生した地震を用いるケース

（Ⅳ）ケースⅢから 1605 年慶長地震を除いたケース

（Ⅴ）地殻変動データがある最近の３地震を用いたケース

ただし、1361 年より前の地震を用いるケースⅠとⅡについては地震の見落としがある可能性が高いと考えられるため、参考としての評価にとどめる。

表 4-2 に用いたデータセットを示す。

表 4-2　確率計算に使用する地震の組合せ

年	地震名	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ
684.9	白鳳（天武）地震	○	○			
887.7	仁和地震	○	○			
1098.1	康和・永長地震	○	○			
1361.6	正平（康安）地震	○	○	○	○	
1498.7	明応地震	○	○	○	○	
1605.1	慶長地震	○		○		
1707.8	宝永地震	○	○	○	○	○
1855.0	安政地震	○	○	○	○	○
1946.0	昭和地震	○	○	○	○	○

参考として扱うケースを灰色の背景で示す。

ⅱ）確率モデル

地震の発生間隔を表す統計モデルとしては、ブラウン緩和振動過程に基づく Brownian Passage Time（BPT）分布を用いた更新過程モデル（BPT モデル）を用いる。これは地震調査委員会（2001a）で、地震の発生間隔が従う統計分布として BPT 分布、対数正規分布、ガンマ分布、ワイブル分布及び二重指数分布を比較検討し、物理的解釈が理解しやすいという特徴等から BPT 分布を採用していくことが妥当と判断したことを踏襲している。

BPT 分布の確率密度関数は、以下のように記述できる。

$$f_{\mathrm{BPT}}(t|\mu,\alpha)=\sqrt{\frac{\mu}{2\pi\alpha^2t^3}}\exp\left\{-\frac{(t-\mu)^2}{2\alpha^2\mu t}\right\}\quad(t>0,\mu>0,\alpha>0)\tag{1}$$

μ と α はそれぞれ平均と変動係数と呼ばれるパラメータで、標準的な発生間隔と分布のばらつきの大きさを表す。

地震の発生間隔が式(1)で表される BPT 分布に従うと考えると、過去に発生した地震の発生間隔をデータとして、尤度関数を評価することにより、最適な μ と α を求めることができる。n 個の発生間隔 $\boldsymbol{T}=\left(T_1,T_2,\ldots,T_n\right)^{\mathrm{T}}$ が得られている時、尤度関数は、

$$L(\mu,\alpha|\boldsymbol{T})=\prod_{i=1}^{n}f_{\mathrm{BPT}}(T_i|\mu,\alpha)$$

と表せる。地震調査委員会 (2001a)では、この尤度の対数を最大化する最尤法によってパラメータ (μ,α) の最尤値を求める方法を、標準的な手法として採用している。

なお、上記の取り扱いでは、最新活動時期から評価時点まで地震が発生していないという情報は尤度評価に用いられていない。地震の発生間隔のように、利用可能なデータ数が限られる場合、このような未発生期間の情報を尤度関数に組み込むアプローチは、推定の改善に繋がることがある（地震調査委員会，2001a)。評価時点 t までに地震が発生する確率を $q(t|\mu,\alpha)$ とすると、最新活動時期から評価時点まで地震が発生していない条件の下での尤度関数は、

$$L_c(\mu,\alpha|\boldsymbol{T},t)=\{1-q(t|\mu,\alpha)\}L(\mu,\alpha|\boldsymbol{T})\tag{2}$$

と表せる。今回の一部改訂では、この条件付き尤度関数を用いて、次節で説明するベイズ推定によって、パラメータ (μ,α) の事後分布を求める。

ⅲ）推定手法

ａ）ベイズ推定

これまでの長期評価においては、パラメータ推定には主に最尤法が用いられてきた（地震調査委員会，2001a)。最尤法は、観測データを最もよく説明するパラメータの点推定値を与える有効な手法である一方、一般に観測数の少ない地震の発生間隔のようなデータに対しては、推定が不安定になりやすい、パラメータの不確実性を評価できない等の制約がある。そこで今回の一部改訂では、地震発生モデルのパラメータ推定及びその不確実性評価の枠組みとして、ベイズ推定を導入する（地震調査委員会， 2025)。

ベイズ推定は、パラメータに関する事前知識（事前分布）を、観測データから得られる情報（尤度関数）によって更新し、パラメータの事後的な確率分布（事後分布）を導出する統計的推論の枠組みである。このアプローチでは、既往の研究成果や専門家の知見といった事前情報を事前分布としてパラメータ推定に取り込めるため、特にデータ数が限られる状況下でも推定が安定しやすい利点がある。さらに、ベイズ推定の重要な特徴の一つに、パラメータの不確実性を事後分布として直接表現できる点がある。これにより、個々のパラメータの不確実性を評価できるだけでなく、それらを用いて算出さ

れる次の地震の発生確率についても、その不確実性を含めた定量的な評価が可能となる。

ii)に示した確率モデルにおけるパラメータ (μ,α) の事後分布は、ベイズの定理より

$$p(\mu,\alpha|\boldsymbol{T},t) \propto L_c(\mu,\alpha|\boldsymbol{T},t) \times \pi(\mu,\alpha) \quad (3)$$

と表せる。ここで、$\pi(\mu,\alpha)$ はパラメータ (μ,α) の事前分布である。この事後分布に従うパラメータ (μ,α) の組み合わせを数値計算によって多数用意し、それぞれのパラメータセット (μ_k,α_k) について、地震の発生確率 P_k $(k=1,2,\dots,N)$ を計算する。このようにして得られた多数の確率値の集合 $\{P_1,P_2,\dots,P_N\}$ が、発生確率そのものの確率分布（事後分布）を形成する。この発生確率の事後分布から、その期待値や信用区間を評価する。

b）事前分布の検討

ベイズ推定における事前分布は、パラメータに関する事前知識を確率分布として定式化したもので、事後分布の導出に不可欠である。この事前分布の選択は、特に利用可能なデータ数が限られる状況下においては、推定結果に大きな影響を与える。Ogata（2002）では、海溝型地震の地震発生モデルについて、指数分布を採用しており、Nomura *et al.*（2011）では、内陸活断層の地震発生モデルについて、複数の事前分布候補を比較検討している。

BPT モデルのパラメータ (μ,α) に対する事前分布として、今回の一部改訂では特定の事前情報を強く仮定しない無情報事前分布を用いることを基本方針とし、代表的な無情報事前分布の一つであるジェフリーズ事前分布（Jeffreys, 1961）を採用する。ジェフリーズ事前分布は、モデルの尤度関数が持つ構造（フィッシャー情報量）に基づいて客観的にその関数形が定まるという利点を持つ。特に BPT モデルの場合、そのジェフリーズ事前分布は解析的に導出可能であり、比較的単純な関数形で与えられることが近年の研究で示されている（例えば、Chaubey *et al.*, 2021）。この性質は、BPT モデルのパラメータ推定における客観性と計算上の取り扱いやすさを両立させる上で非常に有効である（地震調査委員会, 2025）。

ⅳ）評価結果

BPT モデルを用いて算出した、評価時点（2025 年 1 月 1 日）から 30 年間に地震が発生する確率（以下、30 年確率）を、検討した全ケースについて表 4-3 にまとめる。前述のとおり、ベイズ推定を用いた今回の一部改訂では、確率計算の基となる BPT 分布のパラメータ (μ,α) が事後分布に従って様々な値をとるため、算出される発生確率自体も一つの値ではなく確率分布として得られる。そのため、表 4-3 には各ケースの 30 年確率について、70%信用区間（最高密度区間）と期待値（平均値）を併記した。具体的な分布形状の一例として、ケースⅢの場合を図 4-2 に示す。なお、比較のため、最尤法による発生確率、ポアソン過程（地震が時間によらずランダムに発生すると仮定）による

発生確率も参考値として表中に示した。

表 4-3　南海トラフで次に発生する大地震の発生確率（BPT モデル）

ケース	μ 事後平均	α 事後平均	今後 30 年間に地震が発生する確率			
			ベイズ推定 ［2025 年 1 月 1 日時点］	最尤法 (α最尤値)	ポアソン	ベイズ推定 ［昭和地震直前］
Ⅰ	160.2	0.39	8%～20%（20%程度）	20%程度 (0.40)	20%程度	10%～30%（20%程度）
Ⅱ	182.7	0.36	1%～10%（10%程度）	10%程度 (0.37)	20%程度	4%～20%（10%程度）
Ⅲ	117.4	0.20	20%～50%（40%程度）	40%程度 (0.20)	20%程度	40%～70%（50%程度）
Ⅳ	151.4	0.34	4%～30%（20%程度）	20%程度 (0.35)	20%程度	9%～30%（20%程度）
Ⅴ	133.2	0.34	6%～40%（30%程度）	40%程度 (0.34)	20%程度	10%～60%（40%程度）

ベイズ推定による確率は、70%信用区間を下限%～上限%の形式で、期待値を()内に示す。
参考として扱うケースを灰色の背景で示す。

算出された 30 年確率は、ケースによって異なる。評価時点での 30 年確率は、最も低いケースⅡで１%～10%となる一方、最も高いケースⅢでは 20%～50%に達するなど、採用するデータセットによって大きな差異が見られる。この発生確率の違いは、各ケースで推定された BPT モデルのパラメータ、すなわち μ と α の事後分布の違いが直接的な原因となっている。

表 4-3 には、参考として各ケースで得られた μ と α の事後分布の期待値（事後平均）も示している。一般に、μ や α が大きいほど、発生確率は低く算出される傾向にあり、表 4-3 の結果はこの関係と整合的である。例えば、ケースⅠ及びⅡでは、地震の見落としを含む可能性のある不完全なデータセットを用いるため、見かけ上の発生間隔が長くなり、結果として μ と α が共に大きく推定される。ケースⅡ及びⅣでは、慶長地震をデータセットから除外したことで明応地震から宝永地震までの長い期間が一回の発生間隔として扱われるため、同様に μ と α が大きく推定される。一方、ケースⅤでは、参照するデータが３つと少数であるため、パラメータ推定の不確実性が他のケースより増大し、算出される確率の信用区間も広がる傾向が見られる。

また、評価時点における 30 年確率の大きさを相対的に評価するため、表 4-3 には昭和地震が発生する直前を基準日として算出した 30 年確率も参考値として記した。これを評価時点の確率と比較すると、いずれの評価ケースにおいても両者の期待値は近く、70%信用区間にも一部の重なりが見られる。このことは、南海トラフが評価時点において、既に次の地震への警戒を十分に要する段階にあることを示唆している。

以上の複数の評価ケースの中から、今回の一部改訂における本文等で参照する代表的なケースとして、ケースⅢを採用する（本文の表２－２）。この選択は、データの完全

性を考慮しつつ、利用可能な情報を最大限活用するという方針に沿ったものである。ケースⅢでは慶長地震を南海トラフの地震系列に含めているが、前述のとおり、この地震は他の南海トラフの地震とは震源域が異なる可能性も指摘されている。しかし、今回の一部改訂の評価で考慮すべき震源域の多様性の一つとして含めることができると判断した。ただし、将来的に慶長地震が南海トラフの地震系列とは無関係であることが明確になった場合には、同地震を除外したケースⅣの評価がより適切となる可能性も残されている。

最後に、代表ケースとしたケースⅢについて、昭和地震からの時間経過に伴う 30 年確率の推移を図 4-3 に示す。図から、評価時点は 30 年確率が時間経過と共に大きく増加する期間に入っており、30 年確率の期待値及び信用区間の両方が上昇傾向にあることがわかる。

２）発生間隔と地震の規模を利用する場合

地震調査委員会（2001b）では、南海トラフで発生する地震（南海地震、東海地震）の地震発生確率を評価する際、時間予測モデル（Shimazaki and Nakata, 1980）を採用している。時間予測モデルでは、次の地震までの時間間隔が前回の地震の規模に応じて変化する。これはプレート運動などにより、地震間に一定の速度でひずみが蓄積していき、限界値に達したところで地震が発生し、地震の規模に応じた量のひずみが解放されるという考え方に基づく。地震により解放されたひずみの量は断層上のすべり量に比例する。このモデルに基づいて前回の地震の規模（すべり量）から、次の地震までの発生間隔が予測できることより、「時間予測モデル」と呼ばれる。南海トラフにおいては、過去３回の地震による室津港の隆起量が観測されており、隆起量と次の地震までの発生間隔に比例関係が認められることから、この隆起量に対して時間予測モデルが適用可能であるとされてきた（Shimazaki and Nakata,1980）。そして、地震発生確率の計算に時間予測モデルを利用する方法としては、次の地震発生までの期待時間を時間予測モデルによって求め、それを式(1)で示される BPT 分布の平均発生間隔 μ に代入して計算するという比較的簡易な手法が採用されてきた（地震調査委員会, 2001a,b）。一方で、このような取り扱いは、地震の規模が一定であることを前提とする BPT モデルの元々の枠組みとは必ずしも整合しないことが指摘されており（Hashimoto, 2022）、さらに、BPT モデルと時間予測モデルとの関連性が十分に整理されていないという点も課題として挙げられる。

そこで、今回の一部改訂では、「すべり量依存（Slip-Size-Dependent）BPT モデル（以下、SSD-BPT モデル）」を新たに採用する（Ogata, 2002; Terada, 2025; 地震調査委員会, 2025）。SSD-BPT モデルは、BPT モデルに地震の規模と発生間隔の関係性を加味した拡張モデルであり、BPT 分布のパラメータが地震の発生間隔だけでなく、前回の地震の規模にも依存する。この地震の規模として、前述した室津港の隆起量を用いることが可

能である。

ただし、近年、宝永地震における室津港の隆起量に関しては、その根拠となった史料の水深記録の解釈に複数の不確定要素が含まれ、結果として隆起量の推定値に大きな幅が生じ得ることが指摘されている（橋本ほか、2024a）。一方で、これら史料の解釈を巡っては、多様な見解を伴う学術的議論が継続しており（中田・島崎、2024；橋本ほか、2024b；柴田・中田、2025）、現時点では統一的な見解には至っていない。しかし、史料から得られるデータに、記録や解釈の過程で生じる一定の不確かさが含まれることは、その資料的特性を鑑みれば明らかである。

このような背景から、今回の一部改訂ではこれら史料の記録や解釈を再検討し、そこから得られる隆起量データが持つ不確実性を改めて定量化した。分析にあたっては、宝永地震のみならず、安政地震や昭和地震に関する記録も詳細に検証した。これらの不確実性を考慮した各隆起量データを確率分布として定式化し、SSD-BPT モデルを用いた地震発生確率の計算に組み込んだ。モデルのパラメータ推定には、１）と同様にベイズ推定を適用した。利用可能な隆起量データが地震３回分と限られており、かつ個々のデータが顕著な不確実性を含むことを踏まえ、事前分布の設定についても丁寧な検討を行った。

ｉ）計算に用いる地震と隆起量

ａ）歴史記録に基づく隆起量データの整理

宝永地震

宝永地震における室津港の隆起量として、地震調査委員会（2001b）では、Shimazaki and Nakata（1980）による推定値 1.8 m を採用してきた。しかし近年、歴史記録における隆起量の不確かさが指摘されており、橋本ほか（2024a）では、1.4 m から 2.4 m という幅のある隆起量が提唱されている。今回の一部改訂では、この幅のある隆起量の内訳と、それが依拠する史料の解釈について、詳細な検討を行った。

宝永地震における室津港の隆起量が得られる史料の主なものとして、「久保野家文書」と「万変記」がある（今村, 1930a,b；柴田, 2017；柴田, 2024；橋本ほか, 2024a）。「久保野家文書」は、江戸時代に室津港の港番役を務めていた久保野家に伝来し、同家によって保管されてきた複数の関連史料の総称である（高知県立高知城歴史博物館寄託）。

まず「久保野家文書」の記述からは、地震前後の室津港の水深が推定でき、さらにその差から地震時の隆起量を推定できる。橋本ほか（2024a）を参考にすると、測量に用いる竿の解釈の違いにより、1.7 m から 1.9 m 又は 1.4 m から 1.5 m の二通りの測定値が得られる。第一の解釈は普請方之竿が用いられたとするもので、第二の解釈は地方之竿を基準としたものである。また、余効変動の継続時間に幅を持たせて推定したため、それぞれの値に幅がある。橋本ほか（2024a）は、潮汐による潮位のばらつきや測定誤

差を考慮し、0.3 m～0.5 m を誤差の目安とした。これらの解釈の結果、「久保野家文書」からは、1.7 m～1.9　m（誤差 0.5 m）と 1.4 m～1.5 m（誤差 0.3 m）という二通りの隆起量の候補が導き出される。

一方、「万変記」には七・八尺（2.1 m～2.4 m）という隆起量が記載されているものの、これは伝聞情報であると解釈されている（柴田, 2017; 柴田, 2024)。しかし、これが同時代の測定記録である点を考慮し、今回の一部改訂では「久保野家文書」から得られる測量状況や計測誤差の知見を「万変記」の記述の解釈に援用する。この方針に基づき、「万変記」の記述から導き出される隆起量の解釈として、第一のものは、2.1 m～2.4 m に対し、「久保野家文書」の普請方之竿解釈に基づく誤差の目安である 0.5 m を適用するものである（結果として 2.1 m～2.4 m、誤差 0.5 m)。第二のものは、「久保野家文書」の地方之竿解釈を「万変記」の 2.1 m～2.4 m に適用して隆起量を 1.7 m～1.9 m の範囲に換算し、この換算値に対して地方之竿解釈に基づく誤差の目安である 0.3 m を組み合わせるものである（結果として 1.7 m～1.9 m、誤差 0.3 m)。これら二つの解釈が、「万変記」から導き出される主要な隆起量の候補となる。

以上の検討を総合すると、宝永地震における室津港の隆起量の候補値として、「久保野家文書」から導かれる 1.4 m～1.5 m±0.3 m と 1.7 m～1.9 m±0.5 m の二通り、及び「万変記」の解釈から導かれる 1.7 m～1.9 m±0.3 m と 2.1 m～2.4 m±0.5 m の二通り、合計四通りが想定される。

安政地震

安政地震における室津港の隆起量を記録した史料は、主に「久保野家文書」及び「土佐國大地震并御城下大火事且大汐入之實録之事」（東京大学地震研究所, 1987; 以下、「土佐國」）に大別される（今村, 1930b; 都司, 1988; 橋本ほか, 2024a)。「久保野家文書」の「四尺」という記述からは 1.2 m の隆起量が推定される一方、「土佐國」には「三・四尺」と記述されており、これを 0.9 m から 1.2 m の範囲での隆起と解釈した。しかし、これらの史料については、先の宝永地震の場合と異なり、具体的な測定誤差を検討した先行研究がないため、その誤差は不明である。そこで今回の一部改訂では、誤差が不明な安政地震の隆起量に対し、同じ室津港の史料に基づく宝永地震の誤差評価を参照し、不確かさを安全側に見積もるという観点から、宝永地震の隆起量推定で検討された誤差範囲の最大値である 0.5 m を適用することとした。

以上の検討を総合すると、安政地震における室津港の隆起量の候補値としては、「久保野家文書」の記述から導かれる 1.2 m±0.5 m、及び「土佐國」の記述に基づく 0.9 m～1.2 m±0.5 m の二通りが想定される。

昭和地震

昭和地震における室津港の隆起量については、比較的近年の観測記録が利用可能で

ある。これらは主に、沢村(1953)などによる海岸における地震前後の潮位差データと、Satake（1993）やSagiya and Thatcher（1999）などによる水準測量データに大別される。これらの直接観測に基づく測定値は、歴史記録に比べて格段に高い信頼性を有すると考えられる。ただし、これらのデータからより精度の高い隆起量を得るためには、主に二つの点について補正を要する。第一に、データは必ずしも室津港の代表点で得られたものではないため、観測位置の差異に関する補正が必要となる。第二に、測定値には地震時以外の地殻変動（例えば、地震前の長期的な変動や地震後の余効変動）が含まれ得るため、これらを除去する補正も求められる。今回の一部改訂では、これらの各種補正とそれに伴う誤差を詳細に検討した。なお、以下に述べる各データに対する具体的な補正値の導出及び誤差評価の方法は、西村ほか（2025）に基づく。

まず地震前後の潮位差データについては、沢村（1953）による実測値1.15 m（津呂港での測定）を初期値とした。この値は、Shimazaki and Nakata（1980）をはじめ、多くの先行研究や長期評価（地震調査委員会, 2001b）で参照されてきた代表的な測定値である。この初期値に対し、室津港への位置補正（-66.5 mm±27.8 mm）、地震８ヶ月後の測定(Hashimoto, 2022)であることを考慮した二通りの余効変動補正(それぞれ+2.7 mm及び-5.4 mm)、さらにHashimoto(2022)の指摘に基づく潮汐補正（-50 mm±50 mm）を適用した結果、103.6 cm±5.7 cmおよび102.9 cm±5.7 cmという二通りの隆起量が得られる。

次に水準測量データについては、国土地理院（1954）とSatake（1993）の結果に基づく水準点5143での隆起量90.5 cm±3.7 cmを初期値とした。これに位置補正（-27.3 mm±27.8 mm）を施し、さらにこの値に含まれる長期間（地震前17年3か月、地震後1年3か月）の地殻変動と余効変動の影響に対し、測深データと同様の二通りの変動補正（それぞれ+74 mm～+148 mmおよび+147.8 mmの補正量）を適用した。これらの補正の結果、水準測量データからは95.2 cm～102.6 cm±4.6 cmおよび102.6 cm±4.6 cmという二通りの隆起量が得られる。

以上の潮位差データ及び水準測量データから導かれた隆起量を総合すると、昭和地震における室津港の隆起量の候補値としては、潮位差データから推定される103.6 cm±5.7 cmと102.9 cm±5.7 cm、及び水準測量データから推定される95.2 cm～102.6 cm±4.6 cmと102.6 cm±4.6 cm、の合計四通りが想定される。特筆すべきは、出発点となる測定値が、潮位差データの115 cm、水準測量データの90.5 cm±3.7 cmと、その観測手法も初期値も大きく異なるにもかかわらず、各種補正と誤差評価を経ることにより、最終的な候補値がいずれも100 cm前後の値（誤差数cmの範囲内）に収斂する傾向が見られる点である。この結果は、今回の一部改訂で適用した補正手法の妥当性を示唆すると同時に、異なる観測データから導かれた複数の推定値が整合的な範囲に収まることで、昭和地震時における室津港の実際の隆起量が100 cm程度であったという評価の信頼性を高めるものである。

ここまで述べてきた宝永地震、安政地震、及び昭和地震における室津港の隆起量に関する複数の候補値、ならびにその不確実性を表 4-4 にまとめる。以降の節では、これらの各隆起量データが持つ不確実性を確率分布として定式化し、地震発生確率モデルに組み込む方法について検討する。

表 4-4　南海トラフの地震における室津港の隆起量データ

地震	データ種類	測定値(m)	誤差(m)	個別分布 $\mathrm{N}(m,\sigma^2)$	重み	混合分布 $\mathrm{Mix}(m,\sigma^2)$
宝永地震	久保野家文書①	1.7～1.9	±0.5	$\mathrm{N}(1.8,0.51^2)$	1/4	$\mathrm{Mix}(1.83,0.51^2)$
	久保野家文書②	1.4～1.5	±0.3	$\mathrm{N}(1.45,0.3^2)$	1/4	
	万変記①	2.1～2.4	±0.5	$\mathrm{N}(2.25,0.52^2)$	1/4	
	万変記②	1.7～1.9	±0.3	$\mathrm{N}(1.8,0.32^2)$	1/4	
安政地震	久保野家文書	1.2	±0.5	$\mathrm{N}(1.2,0.5^2)$	1/2	$\mathrm{Mix}(1.13,0.52^2)$
	土佐國	0.9～1.2	±0.5	$\mathrm{N}(1.05,0.52^2)$	1/2	
昭和地震	潮位差①	1.036	±0.057	$\mathrm{N}(1.04,0.06^2)$	1/4	$\mathrm{Mix}(1.02,0.06^2)$
	潮位差②	1.029	±0.057	$\mathrm{N}(1.03,0.06^2)$	1/4	
	水準測量①	0.952～1.026	±0.046	$\mathrm{N}(0.99,0.06^2)$	1/4	
	水準測量②	1.026	±0.046	$\mathrm{N}(1.03,0.05^2)$	1/4	

表中のすべての確率分布は、隆起量が 0 以上となるよう 0 で左側切断される。

ｂ）隆起量データの確率分布による表現

前節で整理した各地震の隆起量データについて、本節ではこれらを確率分布として定式化する方法を示す。全体的な方針として、まず、個々の隆起量の候補値に対し、その不確実性を考慮した確率分布を個別に定義する。次に、これらの個別分布に対して情報源の特性や信頼度に応じた重みを付与し、各地震を代表する単一の隆起量確率分布をそれらの混合分布として表現する。

隆起量データにおける不確実性の扱い

個々の隆起量データを確率分布として表現するにあたり、まず表 4-4 に示された各データの特性、特にその不確実性に着目する。この不確実性は、主に(1)情報の不足や解釈によって測定値がとり得る幅と、(2)測定に伴う誤差、という二つの側面から成る。ここでは、前者を「認識論的不確実性」（測定値の幅）、後者を「偶然的不確実性」（誤差）と呼び、両者を確率分布の構築に反映させる。

一般に、測定値 x_o とその誤差（標準偏差 σ_e）が与えられた場合、期待値 x_o、標準偏差 σ_e の正規分布 $\mathrm{N}(x_o,\sigma_e^2)$ によってばらつきを表現できる。一方、今回の一部改訂で扱

うデータのように、測定値が一定の幅（x_1~x_2）を持って得られている場合、その中心値がさらなる確率分布に従うと見なすことができる。このとき、全体の確率分布は、測定値の幅を表す分布と、誤差を表す正規分布の畳み込みによって得られる。

測定値の幅の表現には正規分布や一様分布などが一般的な候補となる。仮に、幅を標準偏差 σ_u の正規分布、誤差を標準偏差 σ_e の正規分布とすると、畳み込み後の分布も正規分布となり、全体の標準偏差は $\sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_e^2}$ となる（期待値は範囲の中心に一致）。一方、幅を一様分布とした場合、結果は軟化一様分布と呼ばれる分布となる。

重要なのは、今回の一部改訂で扱うデータにおいては、誤差が測定値の幅に比べて十分に大きいため、幅の表現にどちらの分布形を仮定しても、最終的な確率分布に大きな影響を与えない点である。この結果の安定性と、正規分布の計算上の利便性（再生性など）を総合的に勘案し、今回は測定値の幅を正規分布で表現する方針をとる。具体的には、幅の中心 $(x_1 + x_2)/2$ を期待値、幅の半値 $(x_2 - x_1)/2$ を標準偏差とする正規分布を用いる。

このアプローチによって定義された、各データの確率分布に関する主要なパラメータ（正規分布 $\mathrm{N}(m, \sigma^2)$ における期待値 m 及び分散 σ^2）を、表 4-4 に併せて示す。これらの個別確率分布を基に、各地震を代表する隆起量確率分布を構築する。

宝永地震・安政地震・昭和地震における室津港の隆起量の確率分布

前述のように定義された個別の隆起量データの確率分布に基づき、各地震（宝永、安政、昭和）を代表する単一の隆起量確率分布を、重み付き混合分布として表現する。この際、各個別分布に適用する重みの設定が必要となる。

まず宝永地震に関しては、「久保野家文書」と「万変記」という二つの主要な史料群から得られる情報に対する重みを検討する。「久保野家文書」の地震後の水深記録は、地震発生から約 50 年後と時間的な隔たりがあり、その間の余効変動や室津港における工事等の影響を含む可能性は否定できない（橋本ほか，2024a）ものの、測量に基づくとされる貴重な記述である。一方、「万変記」の記述は伝聞情報が主体ではあるが、編者が公的情報を入手し得る立場にあった可能性や、地震発生直後の情報としての価値を考慮すると、一定の信頼性を有すると考えられる（柴田，2017，2024）。これら二つの情報源の資料価値に明確な優劣を付けることは現時点では困難であると判断し、今回の一部改訂では両者から得られる分布に対して均等な重みを配分する。さらに、「久保野家文書」及びそれを参照する「万変記」の解釈において問題となる測量竿の種類（普請方之竿か地方之竿か）についても、当時の慣習として普請方之竿が一般的であった可能性は指摘される（中田・島崎，2024）ものの、具体的な使用記録が残されておらず、いずれの解釈に重みを置くべきか決定的な根拠に欠ける。したがって、これら竿の解釈に起因する二通りの可能性それぞれに対しても均等な重みを適用する。結果として、宝永地震の隆起量確率分布は、これらの検討に基づき、前節で導出された四通りの個別確

率分布すべてに均等な重みを付与した混合分布として定義する。

安政地震についても同様に、その隆起量の根拠となる二つの主要史料（「久保野家文書」及び「土佐國」）の信頼性に明確な優劣はつけ難いと判断し、それぞれから導かれる確率分布に均等な重みを配分する。

昭和地震については、潮位差データと水準測量データという２種類の観測データ、及びそれぞれに適用した二通りの地殻変動補正のいずれの組み合わせがより確からしいかについて、現時点で優越を判断する客観的根拠が乏しい。そのため、結果として得られる四通りの確率分布すべてに均等な重みを与える方針とする。

以上の重み付け方針に基づき、各個別確率分布を統合した宝永、安政、昭和の各地震における室津港の隆起量確率分布を図 4-4 に示す。また、これらの確率分布の主要パラメータ（混合分布 $\mathrm{Mix}(m,\sigma^2)$ における期待値 m 及び分散 σ^2）を表 4-4 に併せて整理した。この結果、宝永地震の隆起量分布は期待値 1.83 m、安政地震は期待値 1.13 m を中心とする分布となった。これらは特に史料に由来する測定値の幅及び誤差の影響を反映し、いずれも相対的に広がりの大きい、緩やかな分布形状を呈する。対照的に、昭和地震の隆起量分布は期待値 1.02 m を中心として比較的狭い範囲に集中しており、そのばらつきの度合いは、宝永地震や安政地震のそれと比較して、標準偏差で一桁程度小さい。

今回の一部改訂では、各隆起量推定における不確実性を詳細に検討し、それらを確率分布として明示的に反映させた。その結果として得られた各地震の隆起量分布の期待値（宝永地震 1.83 m、安政地震 1.13 m、昭和地震 1.02 m）に着目すると、地震調査委員会（2001b）などで過去に参照されてきた代表値（宝永地震 1.8 m、安政地震 1.2 m、昭和地震 1.15 m）（Shimazaki and Nakata, 1980）と大きくは乖離していないことが確認される。

ⅱ）確率モデル

地震の発生間隔を表す統計モデルとしては、すべり量依存 BPT モデル（SSD-BPT モデル）を用いる（Ogata, 2002; Terada, 2025; 地震調査委員会, 2025）。このモデルは、BPT モデルの物理的背景である「擾乱を伴うひずみ蓄積過程」を基礎としつつ、蓄積するひずみの限界値が前回の地震規模（すべり量）に比例するという考え方をその主要な特徴とする。理論上、前回の地震規模と次の地震までの発生間隔には、ひずみ蓄積過程における擾乱によるばらつきを伴いながらも、正の比例関係が期待される。南海トラフで発生する地震においては、室津港の隆起量が地震の規模に対応すると見なせる。実際に、前節で整理した隆起量と発生間隔との関係には、各データの不確実性は大きいものの、概ね正の比例関係が確認できる（本文の図５）。

SSD-BPT モデルにおいても、基礎となる統計分布は BPT 分布であり、そのパラメータが規模に依存する点のみが異なる。具体的には、その確率密度関数は、式(1)で表され

る BPT 分布の関数形において、パラメータ (μ, α) を、前回の地震の隆起量 u と新たなパラメータ (β, γ) を用いて以下のように置き換える形で表現される。

$$\mu = \beta u$$

$$\alpha^2 = \frac{\beta}{u}\gamma^2$$

ここで、β は地震間の平均的なひずみ蓄積速度の逆数に相当し、今回の一部改訂の南海トラフにおけるモデル化では、室津港の平均沈降速度の逆数として解釈される。また、γ は沈降過程における擾乱の大きさを規定するパラメータである。すなわち、SSD-BPT モデルでは、次の地震までの発生間隔が、前回の地震の隆起量 u に依存したBPT 分布 $f_{\mathrm{SSD-BPT}}(t|u, \beta, \gamma) = f_{\mathrm{BPT}}(t \mid \beta u, \sqrt{\beta/u}\,\gamma)$ に従う。したがって、このモデルを用いた解析では、観測データに基づき、パラメータ (β, γ) を推定することになる。

iii）推定手法

a）ベイズ推定

SSD-BPT モデルのパラメータ推定においても、ベイズ推定を適用する。前節で定義したように、SSD-BPT モデルは単純な BPT モデルのパラメータ (μ, α) を、新たなパラメータ (β, γ) と前回の地震の隆起量 u を用いて表現するモデルである。このため、その尤度関数も基本的には BPT モデルと同様の枠組みで評価することが可能である。

しかしながら、SSD-BPT モデルの実際のパラメータ推定にあたっては、いくつかの点に留意する必要がある。第一に、本モデルの評価で利用できるデータ数は、単純な BPT モデルの評価ケース（例えばケースⅠ～Ⅳ）と比較して地震３回分と少なく、かつ個々のデータが顕著な不確実性を含むため、推定が不安定化しやすい。第二に、パラメータ (β, γ) に対する尤度関数の関数形が、BPT モデルに比べてより複雑である。これらの要因から、単純な BPT モデルの分析で採用したジェフリーズ事前分布のような標準的な無情報事前分布の適用は困難となり、事前知識を反映させた事前分布を慎重に設計する必要が生じる。

b）事前分布の検討

以下に、今回の一部改訂で用いる SSD-BPT モデルのパラメータ (β, γ) に対する事前分布設定の基本的な考え方を示す。各事前分布の具体的な導出過程やパラメータ設定の詳細は付録 A に譲り、ここではその概要を述べる。

<u>β の事前分布</u>

パラメータ β は、物理的には室津港におけるプレート間固着に起因する長期的な平均沈降速度の逆数に対応する。β の事前分布の関数形については、特定の分布形状を積極的に支持する情報が乏しいため、一般的な選択肢として正規分布を採用した。この正

規分布の期待値及び分散を設定するにあたり、まずβの逆数である沈降速度の取り得る範囲を検討した。信頼性の高い系統的な測地観測データが得られるのは近年の約100年間に限られ、かつ観測される沈降にはプレート間固着に直接起因しない地殻変動成分も含まれ得る。これらの点を考慮し、ここでは特定の観測値に強く依存するのではなく、既存の測地観測記録及びプレートの沈降モデルから、沈降速度が取り得る最大範囲を５～18 ㎜/年と概算した。この範囲は、βに換算するとおよそ0.056～0.2 年/㎜に相当する。

今回の一部改訂では、このβの範囲（0.056～0.2 年/㎜）が正規分布の$\pm 3\sigma$（σは標準偏差）の幅に収まるものと仮定し、事前分布の標準偏差を0.024 年/㎜と設定した。事前分布の期待値は、モデルの周辺尤度を最大化するという客観的な基準に基づき、0.095 年/㎜（沈降速度に換算して約10.5 ㎜/年に相当）に設定した。

γの事前分布

パラメータγは、室津港における平均的な沈降過程に加わる擾乱の大きさを規定するパラメータと解釈されるが、その値を観測から直接制約することは難しい。しかし、γは BPT 分布の形状パラメータαと関連しているため、このαに関する間接的な知見を参考に事前分布を設定することができる。例えば、陸域の活断層における研究では、αが概ね0.2～0.4の範囲に収まり、その分布形状がガンマ分布で近似できることが報告されている（Nomura *et al.*, 2011）。加えて、前述の南海トラフの地震における単純なBPTモデルでの分析でも、αの事後平均は0.2～0.4の範囲に推定されている。これらの間接的な知見に基づき、今回の一部改訂ではγの事前分布として、すべり量に関して積分（周辺化）した後の発生間隔に対する周辺分布の実質的な変動係数αが概ね0.2～0.4の値をとるようなガンマ分布を設定した。

ⅳ）評価結果

SSD-BPTモデルを用いて算出した、評価時点（2025年１月１日）からの30年確率を本文の表2-1と表4-6に示す。この計算に用いた地震のデータセットは、表4-2のケースⅤに相当する。SSD-BPTモデルのベイズ推定では、直接的にはパラメータβとγの事後分布が得られるが、直感的な理解を助けるため、表4-6にはこれらの事後平均から換算した平均発生間隔μとばらつきαの値を示した。表 4-3 と同様、確率値としてベイズ推定の 70%信用区間と期待値を示している。また、ポアソン過程による発生確率及び昭和地震直前の確率も参考値として記載した。

表 4-6　南海トラフで次に発生する大地震の発生確率（SSD-BPT モデル）

ケース	μ $(=\beta u)$ 事後平均	α $\left(=\sqrt{\frac{\beta}{u}}\gamma\right)$ 事後平均	今後 30 年間に地震が発生する確率		
			ベイズ推定 ［2025 年 1 月 1 日時点］	ポアソン	ベイズ推定 ［昭和地震直前］
V	95.9	0.17	60%～90%程度以上 (70%程度)	20%程度	70%～90%程度以上 (80%程度)

ベイズ推定による確率は、70%信用区間を下限%～上限%の形式で、期待値を( )内に示す。

表 4-6 が示すとおり、SSD-BPT モデルに基づく評価時点での 30 年確率は、既に非常に高い水準に達している。この発生確率の具体的な分布形状を図 4-5 に示す。ベイズ推定の結果として得られたこの分布は、確率が 100%に向かうにつれてその確率密度が増加し、最頻値が 100 %付近に存在する、強く右側に偏った形状を呈している。このような確率分布の形状は、次の南海トラフの地震がいつ発生してもおかしくない状態であることを強く示唆するものである。

さらに、昭和地震からの時間経過に伴う 30 年確率の推移を図 4-6 に示す。図が示すように、確率の期待値及び信用区間の下限は時間の経過と共に上昇を続ける一方、信用区間の上限は評価時点で既にほぼ 100%に達している。

3）二つのモデルの比較

本節では、今回の一部改訂で用いた二つの主要な確率モデル、すなわち BPT モデルと SSD-BPT モデルについて、その物理的背景や特性を比較し、最終的な確率評価の解釈について述べる。

モデルの物理的背景

両モデルの物理的背景の概念図を図 4-7 に模式的に示す。

BPT モデルは、いわゆる固有地震モデルを背景としたモデルである。固有地震モデルは、同じ規模の地震が、一定のひずみ蓄積と解放によって繰り返されるという決定論的な考え方に基づく。すなわち、ひずみが初期状態からプレート運動などによって一定の速度で蓄積し、ある限界値を超えたところで地震が発生してひずみが解放され、再び初期状態に戻るというサイクルが繰り返される。もしこの過程にランダムな要素がなければ、地震は常に同じ間隔で発生することになる。BPT モデルは、この決定論的なひずみ蓄積過程に、震源域内外の中小地震やその他の外部的要因に起因する擾乱（ランダムなばらつき）が加わることで、地震発生間隔にばらつきが生じるモデルである。まとめると、BPT モデルは「固有地震」という決定論的モデルを背景に持ちつつ、それに擾乱という確率論的要素を加えたモデルと位置づけられる。

一方、SSD-BPT モデルは、その背景に時間予測モデルを持つ。時間予測モデルもまた決定論的なモデルであるが、固有地震モデルとは異なり、地震によって解放されるひずみ量（すなわち地震の規模）は毎回異なり得る。その代わり、ひずみの蓄積速度と、地震が発生する限界のひずみ値は、固有地震モデルと同様に一定である。その結果、次の地震までの発生間隔は、直前の地震で解放されたひずみ量、すなわち前回の地震の規模に比例するという関係が成り立つ。SSD-BPT モデルは、この時間予測モデルのひずみ蓄積過程に、BPT モデルと同様の擾乱を加えた確率論的モデルである。別の見方をすれば、BPT モデルに規模の自由度を取り入れた、より一般化されたモデルとも言える。したがって、SSD-BPT モデルは、前の地震の規模に応じて発生間隔の期待値が変わるという「時間予測モデル」の性質と、擾乱によってばらつくという BPT モデルの性質を併せ持つ融合モデルと位置づけられる。さらに、地震の規模が常に一定であると仮定すれば、このモデルは BPT モデルと等価になることから、SSD-BPT モデルは BPT モデルを包含したモデルと言うことができる（図 4-8）。

モデルの適切性と第二版一部改訂の評価における扱い

BPT モデルと SSD-BPT モデルのどちらが南海トラフの地震発生間隔をより適切に説明できるか、現時点では明確に断定することは難しい。観測される地震現象には本質的にばらつきが含まれており、その背後にある統計モデルの妥当性を有意に検証するためには、非常に多くのデータが必要となるためである。また、両モデルとも現実の複雑な物理過程を極端に単純化したものであるという限界も共有している。

ただし、両モデルはその物理的背景に明確な概念的相違点がある。同じ規模の地震が繰り返すことを暗に前提とする BPT モデルに対し、SSD-BPT モデルでは地震の規模の多様性をモデル内に明示的に含めている点である。このことは、第二版及びその一部改訂の評価で見直された南海トラフの地震の震源域の多様性を、モデルの枠組みとしてある程度加味しているとも解釈できる。しかしながら、SSD-BPT モデルが依拠する時間予測モデルの妥当性や適用性については、いくつかの留意すべき点や学術的な議論も存在する。まず、南海トラフ沿いで発生する地震の多様な震源域の特性を、室津港一点の隆起量のみで代表できるのかという懸念がある。さらに、地震時の隆起量が解放されたひずみ量に相当するという物理モデルに基づくと、地震間にはひずみ蓄積に応じて沈降し、地震時の隆起を回復することになるが、室津港の隆起量から示唆される平均沈降速度（約 11 ㎜/年）は、近年の測地観測から推定される沈降速度（５～７㎜/年；国土地理院, 1972；図 3-34；国土地理院, 2024； Nishimura *et al.*, 2018）とは乖離が見られる。ただし、観測されている沈降速度はあくまで近年の値であり、プレート境界の固着以外の要因（例えば粘弾性緩和など）も影響し得る（Li *et al.*, 2020）ため、この点については今後の観測による推移を注視する必要がある。

より一般的に、時間予測モデルそのものの普遍性についても様々な議論がある。例え

ば、Shimazaki and Nakata (1980)が時間予測モデルの適用可能性を示した地震は、南海地震を含め３例と限定的である。また、小繰り返し地震について調べた研究からは、時間予測モデルが成り立っていないという指摘もなされている (Rubinstein *et al.*, 2012)。南海トラフの過去の地震系列についても、白鳳地震まで遡ると、同モデルは成り立たないとする報告もある (Scholz, 2002)。一方で、南海トラフのように多様な地震が起こる場所では、従来とは異なるメカニズムによって結果的に時間予測的な挙動が生まれ得るとしたシミュレーション研究 (Hori *et al.*, 2009) や、慶長地震を除けば白鳳地震まで遡っても同モデルが成立しているという説も提唱されている (Kumagai, 1996)。以上のように、SSD-BPT モデルの根幹をなす時間予測モデルの成立性やその物理的な背景については、様々な角度から議論が続いており、現時点では明確な結論が出ていない。

こうした背景を踏まえ、今回の一部改訂では、二つのモデルによる地震発生確率に現時点では優劣がつけられるものではないと判断し、両モデルによる確率値を併記することを基本方針とした。

発生確率の比較

最後に、両モデルから得られた確率評価結果を比較する。表 4-3 (BPT モデル) と表 4-6 (SSD-BPT モデル) を比較すると、SSD-BPT モデルによる 30 年確率の期待値は BPT モデルの結果よりも高い値となり、さらに両者の 70%信用区間は重なっていないことが確認できる。これは、SSD-BPT モデルのパラメータ推定において、実質的な平均発生間隔 μ やばらつき α が、BPT モデルと比較して小さく推定されていることが原因である。

ただし、こうしたモデル間の評価結果の差異は、評価期間によってその現れ方が異なる。図 4-9 に、BPT モデル (ケースⅢ) と SSD-BPT モデルによる 10、20、30、40、50 年確率の事後分布を示す。この図から、30 年及び 40 年確率では両モデルの 70%信用区間が重なっていない一方で、それ以外の 10 年、20 年、50 年確率では信用区間が一部重複していることがわかる。このことは、モデルの選択が特に 30～40 年後を対象とする中期的な確率評価において重要な意味を持つ一方で、より短期又は長期の評価ではその影響が相対的に小さくなる可能性を示唆している。

いずれにせよ強調すべきは、両モデルによる確率値に違いはあれど、いずれの結果も南海トラフにおける次回の地震発生の切迫性が既に非常に高い水準にあることを示している点である。BPT モデルを基準に考えても、発生確率は時間経過とともに着実に上昇しており、SSD-BPT モデルの結果はこれをさらに高める方向に働く。したがって、どちらのモデルを採用するかに関わらず、評価時点 (2025 年１月１日) で十分に警戒が必要な段階にあると結論づけることができる。

４）最大クラスの地震の発生確率

第二版及びその一部改訂の評価では、現時点で得られる科学的知見を基に南海トラフで起きる最大クラスの地震の震源域を推定した。しかし、西暦 600 年頃まで遡ることができる歴史記録と、約 5,000 年前まで遡ることができる地質記録では、最大クラスの地震が起きた証拠は見つかっていない。このため、従来の手法で最大クラスの地震の発生確率を評価することはできない。３．（１）２で述べたように、約 2,000 年前に宝永地震を上回る津波が発生した可能性が指摘されていることから、最大クラスの地震は少なくとも最近 2,000 年間は起きておらず、その再来周期は数千年以上であると推定される。南海トラフで起きる M8 クラスの大地震の発生間隔は 100～200 年、宝永地震クラスの巨大地震の発生間隔が 300～600 年と推定されているのに対して、最大クラスの地震の発生間隔はこれらより１桁以上長いと考えられ、発生頻度が低い希な現象であると言えることがわかる。しかし、次に起こる地震が最大クラスの地震である可能性はゼロではないことに注意が必要である。

５．今後に向けて

前述のように、第一版の南海トラフの地震の長期評価（地震調査委員会，2001b）以降に蓄積された数多くの知見や観測データは、南海トラフで発生する大地震の震源域が多様であることを明らかにした。この新たな理解に基づき、第二版及びその一部改訂では、同じ領域で同じタイプの地震が周期的に発生するという固有地震モデルに基づく第一版の長期評価手法を見直し、「南海トラフ沿いの大地震は多様な形態で発生を繰り返す」という観点を基本として評価を行った。

その上で、今回の一部改訂では、確率評価の枠組みについて、主に三つの点で更新した。第一に、時間予測モデルを確率論的に拡張したすべり量依存 BPT モデル（SSD-BPT モデル）を新たに導入し、発生間隔だけでなく地震の規模も考慮した評価を可能にした。第二に、室津港の隆起量データが持つ測定誤差や認識論的な不確実性を、確率分布として明示的にモデルへ組み込んだ。第三に、ベイズ推定という統一的な統計的枠組みを用いることで、物理的背景の異なる BPT モデルと SSD-BPT モデルを同じ基準で比較評価し、その結果を主要な評価として両論併記した。

ただし、南海トラフにおける SSD-BPT モデルの適用にあたっては、改善の余地も残されている。第二版及びその一部改訂の評価では、地震の規模を示す指標として室津港の隆起量データのみを利用したが、これは他の種類の地震規模データについて、その不確実性の評価やパラメータの事前分布を客観的に設定することが現段階では困難であったためである。今後は、最新の知見に基づいて様々な種類の規模データの不確実性評価や事前分布の検討を進め、SSD-BPT モデルを適用していくことが課題となる。

また、より長期的な視点では、震源域のみならず大地震の発生過程そのものが多様である可能性も考慮に入れる必要がある。そのためには、こうした多様性を表現できる、より現実に即した地震発生モデルの開発と、それに基づく長期評価手法の継続的な高度化が今後の重要な目標となる。そのためには、長期評価手法に最新の学術研究の成果を取り入れるとともに、以下のような調査研究を推進し展開していくことが重要である。

○過去に起きた地震像を明らかにするための調査研究の推進

津波堆積物の調査などにより、300～600 年の間隔で大きな津波が起きているなど、南海トラフで起きる地震の多様性が明らかになってきている。しかし、津波堆積物の痕跡が見つかっている地点は限られており、過去に起きた地震の全体像を描くには質、量ともに不十分である。今後は、歴史記録や津波堆積物など過去地震の痕跡データの収集を網羅的に行う必要性がある。歴史記録については、歴史学や考古学など関連研究分野との協働により、震源域や発生サイクルの理解の基礎となる地震動（震度）や津波に関する情報だけでなく、地殻変動や、中小の地震も含めた地震活動の変化などに関する情報も活用することが求められる。津波堆積物については、地域間の対比のための年代推

定の精緻化を進め、隆起痕跡や液状化痕跡などと併せた調査が必要である。得られた痕跡データと地震動や津波のシミュレーションと組合せることによって、地震像を明らかにする研究（例えば、Furumura *et al.*, 2011）も推進することが重要である。また、岡村ほか（2011）やNamegaya *et al.* (2022)では、既往最大と言われていた宝永地震よりも、大きな規模の津波を起こした地震の存在を示唆している。これらのような、最大クラスの地震が実際に起きているかどうかの検証を進めていくことも必要である。

○大地震の震源域となりうる領域を規定するための調査研究の推進

震源域の東端及び西端については、評価に資する科学的知見の収集・整理が第二版の時点で不十分と判断し、地形や構造探査等の限られた情報（例えば、仲西ほか, 2011）を根拠として対象領域を暫定的に定められている。その後、南海トラフ全域における地下構造の詳細な実態の解明に資する調査研究が進められているものの（例えば、Arnulf *et al.*, 2022; Bassett *et al.*, 2022; Shiraishi *et al.*, 2025)、大地震の震源域の多様性についての更なる解明には、プレート境界断層付近の物性や力学的、水理学的な条件の詳細も含めて、地下構造モデルの高度化の推進が不可欠である。特に、九州・パラオ海嶺が沈み込む地点より西側については、南海トラフ周辺域と比べて、地震活動ならびに地殻変動の観測は十分とは言えない。今後は、南海トラフ周辺域から琉球弧にかけた領域について、構造探査等を通じて、地下構造の特徴の空間変化を把握するための調査研究を行う必要がある。さらに、大地震発生時に大きな断層すべりが発生する沿岸域の地下構造の把握は遅れており、今後の研究の進展が望まれる。加えて、第二版の検討で拡大した浅部及び深部の想定震源域についても、さらなるデータの追加により評価の精度を向上させることが求められる。

○現在のプレート境界におけるひずみ蓄積状況をモニターするための調査研究の推進

地震の評価を行うためには過去データだけでなく、海洋プレートの沈み込みに伴って蓄積されるひずみの状況を監視するための調査観測研究が重要である。プレート境界におけるひずみ蓄積やプレートの固着の状況をモニターするため、これまでにも種々の地殻変動観測が行われているが、最も効率的な観測方法は、海底を含む震源域直上の領域で地殻変動を観測することである。近年、海底地殻変動を測定する技術が発展してきたことにより、GNSS-A 観測網では、日本近海でプレート沈み込みに伴う定常的な地殻変動が観測され（Sato *et al.*, 2011、Tadokoro *et al.*, 2012)、南海トラフの固着状態についても推定されている（Yokota *et al.*, 2016)。海底地殻変動を含む地殻変動観測データを用いたプレート間の固着分布の調査研究は現在も精力的に実施されており、分解能や精度向上が進められているものの、観測頻度が年数回と低いという課題もある。今後は、既存の観測点における海底地殻変動データを蓄積していくとともに、

観測データの時間密度を向上させる必要がある。加えて、海底下に設置された長期孔内観測システムでは、Araki *et al.* (2017)にて報告されているように、短期的なゆっくりすべり等にともなう海底の地殻変動がリアルタイムで観測されてきているが、観測点が少なく、今後さらに広域に展開するとともに空間密度を向上させる必要がある。新たに整備された N-net の活用に向けた研究開発の加速についても進める必要がある。また、プレート境界における固着域周辺域に発生するスロースリップの高精度検知を進めることにより、当該地域でのひずみの蓄積状況をモニターする手法を確立することが求められる。

○地震の多様性を取り入れた長期評価の信頼性の向上

これまで、プレート間の相対運動により蓄積される応力と断層の運動を結びつける物理モデル（例えば、Dieterich, 1979; Ruina, 1983）に基づく地震発生サイクルのシミュレーションが多数行われてきており（例えば、Tse and Rice, 1986)、その中には、場所による断層の性質の違いに起因する多様な地震発生のパターンを示す研究もある（例えば、Rice, 1993)。今後、物理モデルに関する研究を発展させるとともに、次世代の長期評価では、このような物理モデルに基づくシミュレーションにより、多様性を持つ過去の地震履歴や現在の観測データを説明する地震発生シナリオを作成し、評価を行っていくことが望まれる（例えば、Hori *et al.*, 2009；Hok *et al.*, 2011)。しかしながら、得られる過去の地震履歴には限りがあることや、ゆっくりすべり等のプレート境界のふるまいを現在の観測データから高分解能で精度よく推定することは困難であることから、現在の段階では地震の発生を説明するシナリオを一つに絞り込むことは非常に困難である。したがって、過去の地震発生履歴や地震活動、陸上及び海底の地殻変動等多くの観測記録を矛盾なく説明する信頼性の高い複数のシナリオを構築し、長期評価に活かしていくことが重要である。

引用文献

阿部勝征(1999):遡上高を用いた津波マグニチュードMtの決定,地震2,**52**,369-377.

相田　勇（1979）：1944 年東南海地震津波の波源モデル，東京大学地震研究所彙報，**54**，329-341.

相田　勇（1981a）：東海道沖におこった歴史津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，**56**，367-390.

相田　勇（1981b）：南海道沖の津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，**56**，713-730.

Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.

Ando, M. (1982): A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **28**, 320-336.

芦　寿一郎・岡村行信・倉本真一・徳山英一（1999）：南海トラフとその陸側斜面の地質構造―付加プリズム・前弧海盆の構造発達―，地質ニュース，**541**，17-24.

Araki, E., D.M. Saffer, A.J. Kopf, L.M. Wallace, T. Kimura, Y. Machida, S. Ide, and E. Davis (2017): Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust, *Science*, **356**, 1157-1160.

Arnulf, A.F., D. Bassett, A.J. Harding, K. Shuichi, S. Kodaira, A. Nakanishi, and G. Moore (2022): Upper-plate controls on subduction zone geometry, hydration and earthquake behaviour, *Nat. Geosci*, **15**, 143-148.

粟田泰夫・杉山雄一（1989）：南海トラフ沿いの巨大地震にともなう右横ずれ逆断層，地震2，**42**，231-233.

吾妻　崇・太田陽子・石川元彦・谷口　薫（2005）：御前崎周辺の第四紀後期地殻変動に関する資料と考察，第四紀研究，**44**，169-176.

Baba, T., Y. Tanioka, P.R. Cummins, and K. Uhira (2002): The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 59-73.

Bassett, D., A. Arnulf, S. Kodaira, A. Nakanishi, A. Harding, and G. Moore (2022): Crustal structure of the Nankai subduction zone revealed by two decades of onshore-offshore and ocean-bottom seismic data: Implications for the dimensions and slip behavior of the seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JB024992.

Chaubey, Y.P., M. Singh, and D. Sen (2021): Bayesian Inference for Inverse Gaussian Data with Emphasis on the Coefficient of Variation, Springer Proceedings in Mathematics & Statistics., **375**, 79-96.

中央気象台（1946）：気象要覧，第568号，40-43.

Cummins, P.R. and Y. Kaneda (2000): Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2725-2728, doi: 10.1029/1999GL011139.

DeMets, C., R.G. Gordon, and D.F. Argus (2010): Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **181**, 1-80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.

Dieterich, J.H. (1979): Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2162-2168.

Fujino, S., H. Kimura, M. Shishikura, J. Komatsubara, and Y. Namegaya (2012): Sediment records of historical and pre-historical tsunamis in the last 4000 years in the Tonankai area, western Japan, *Eos Trans. AGU*, **93(52)**, Fall Meet. Suppl., Abstract NH11A-1539.

藤原　治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平（2007）：静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降，活断層・古地震研究報告，**7**，91-118.

Fujiwara, O., K. Hirakawa, T. Irizuki, S. Hasegawa, Y. Hase, J. Uchida, and K. Abe (2010): Millennium-scale recurrent uplift inferred from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan, *Island Arc*, **19**, 374-388.

藤原　治・青島　晃・佐藤善輝・北村晃寿・小野映介・谷川晃一朗（2012）：静岡県磐田市の太田川低地で見られる歴史津波堆積物，日本第四紀学会講演要旨集.

Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi, and Y. Kaneda (2011): The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, *Science*, **334**, 6060, 1240, doi:10.1126/science.1211554.

Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda (2011): A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **116**, B02308, doi: 10.1029/2010JB007918.

原田智史・吉田明夫・明田川　保（1998）：東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動，東京大学地震研究所彙報，**73**，291-304.

Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura (2004): 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2053-2068, doi:10.1007/s00024-004-2548-8.

Hashimoto, M. (2022): Is the Long‐Term Probability of the Occurrence of Large Earthquakes along the Nankai Trough Inflated? -Scientific Review, *Seismol.*

Res. Lett., **93**, 2311-2319.

橋本　学・小沢慧一・加納靖之（2024a）：久保野家文書等に基づく室津港の隆起量の検討，自然災害科学，**42**，387-404.

橋本　学・小沢慧一・加納靖之（2024b）：「久保野家文書等に基づく室津港の隆起量の検討」（Vol.42 No.4）に対する中田高氏・島崎邦彦氏からのコメントに対して，自然災害科学，**43**，313-321.

羽鳥徳太郎（1974）：東海・南海道沖における大津波の波源－1944 年東南海，1946 年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定－，地震 2，**27**，10-24.

羽鳥徳太郎（1975）：明応 7 年・慶長 9 年の房総及び東海南海道大津波の波源，東京大学地震研究所彙報，**50**，171-185.

羽鳥徳太郎（1980a）：大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査，東京大学地震研究所彙報，**55**，505-535.

羽鳥徳太郎（1980b）：宝永・安政津波の現地調査による波高の検討，月刊海洋科学，**12**，495-503.

羽鳥徳太郎（1981）：高知県南西部における宝永・安政南海道津波の調査－久礼・入野・土佐清水の津波の高さ－，東京大学地震研究所彙報，**56**，547-570.

羽鳥徳太郎（1984）：関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動，東京大学地震研究所彙報，**59**，501-518.

羽鳥徳太郎（1985）：九州東部沿岸における歴史津波の現地調査：1662 年寛文・1769 年明和日向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波，東京大学地震研究所彙報，**60**，439-459.

羽鳥徳太郎（1988）：瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永（1707）・安政（1854）・昭和（1946）南海道津波の挙動，地震 2，**41**，215-221.

羽鳥徳太郎・相田　勇・岩崎伸一・日比谷紀之（1981）：尾鷲市街に遡上した津波の調査：1944 年東南海・1960 年チリおよび 1854 年安政津波，東京大学地震研究所彙報，**56**，245-263.

羽鳥徳太郎・相田　勇・坂下至功・日比谷紀之（1983）：和歌山県湯浅・広に遡上した南海道津波の調査：1946 年南海道および宝永・安政津波について，東京大学地震研究所彙報，**58**，187-206.

Heki, K. and S. Miyazaki (2001): Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313-2316.

Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999): A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237-3240, doi:10.1029/1999GL010999.

Hirose, H. and K. Obara (2005): Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, **57**, 961-972.

Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008): Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.

Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda (2010): Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone, *Science*, **330**, 1502, doi: 10.1126/science.1197102.

Hok, S., E. Fukuyama, and C. Hashimoto (2011): Dynamic rupture scenarios of anticipated Nankai-Tonankai earthquakes, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **116**, B12319, doi:10.1029/2011JB008492.

Honda, R. and Y. Kono (2005): Buried large block revealed by gravity anomalies in the Tonankai and Nankai earthquakes regions, southwestern Japan, *Earth Planets Space*, **57**, e1-e4.

Hori, T. and K. Oike (1996): A statistical model of temporal variation of seismicity on the inner zone of southwest Japan related to the great interplate earthquake along the Nankai Trough, *J. Phys. Earth*, **44**, 349-356.

Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba, and Y. Kaneda (2004): A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 215-226,

Hori, T., S. Miyazaki, and N. Mitsui (2009): A model of earthquake generation cycle with scale dependent frictional property-Preliminary results and research plan for the project of evaluation for the coming Tokai, To-nankai and Nankai earthquakes, *J. Disaster Res.*, **4**, 111-117.

Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano (1995): Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.

Ichinose, G.A., H.K. Thio, P.G. Somerville, T. Sato, and T. Ishii (2003): Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (M_s 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **108**, ESE13, doi: 10.1029/2003JB002393.

Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura (2010): Split Philippine Sea plate beneath Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L21304,

doi:10.1029/2010GL044585.
飯田汲事（1977）：「昭和 19 年 12 月 7 日東南海地震の震害と震度分布」， 愛知県防災会議，愛知県，120pp.
飯田汲事（1981）：「愛知県被害津波史」，愛知県防災会議地震部会，愛知県，119pp.
池原　研（1999）：深海底タービダイトからみた南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔．月刊地球号外，**24**，70-75.
池原　研（2001）：深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定，地学雑誌，**110**，471-478.
今村明恒（1930a）：寶永四年の南海道起き大地震に伴なへる地形變動に就いて，地震第 1 輯，第 2 巻，81-88.
今村明恒（1930b）：南海道大地震に關する貴重な史料，地震第 1 輯，第 2 巻，326－328.
今村明恒（1933）：南海道沖大地震の謎，地震 1，**5**，607-626.
Ishibashi, K. (1981): Specification of a soon-too-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in Simpson, D. W. & P. G. Richards eds., *Earthquake Prediction-An International Review,* Maurice Ewing Ser. **IV**, AGU, Washington, DC, 297-332.
石橋克彦（1983）：1605（慶長 9）年東海・南海津波地震の地学的意義，地震学会講演予稿集，No. 1，96.
石橋克彦（1999）：文献資料からみた東海・南海巨大地震－１．14 世紀前半までのまとめ－，地学雑誌，**108**，399-423.
石橋克彦（2002）：フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震―史料地震学による概要―，京都大学防災研究所研究集会 13K-7 報告書，1-9.
Ishibashi, K. (2004)：Status of historical seismology in Japan, *Ann. Geophys.*, **47**, 339-368.
石橋克彦・佐竹健治（1998）：古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点―日本付近のプレート沈み込み帯を中心として―，地震 2，**50**，別冊，1-21.
Ishihara, Y. (2003): Major existence of very low frequency earthquakes in background seismicity along subduction zone of south-western Japan, *EOS Trans. AGU*, **84**, Fall Meet. Supl. Abstract, S41C-0107.
伊藤純一・都司嘉宣・行谷佑一（2005）：慶長九年十二月十六日（1605.2.3）の津波の房総における被害の検証，歴史地震，**20**，133-144.
Ito, T., S. Yoshioka, and S. Miyazaki (1999): Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **115**, 17-34.
Ito, T. and M. Hashimoto (2004): Spatiotemporal distribution of interplate

coupling in southwest Japan from inversion of geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02315, doi:10.1029/2002JB002358.

Ito, Y. and K. Obara (2006): Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02311, doi:10.1029/2005GL025270.

Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose (2007): Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, **315**, 503-506.

岩井雅夫・藤原　治・門馬大和・岩崎　望・鹿納晴尚・尾田太良・松岡裕美・岡村　真（2004）：室戸沖南海トラフ陸側斜面の土佐碆海盆より得られた完新世地震性タービダイト―KR9705P1 の例―，地質学論集，**58**，137-152.

Jeffreys, H. (1961): Theory of Probability. 3rd Edition, Clarendon Press, Oxford, 470pp.

地震調査委員会（2001a）：「長期的な地震発生確率の評価手法について」，46pp.

地震調査委員会（2001b）：「南海トラフの地震の長期評価について」，28pp.

地震調査委員会（2003）：「日本海東縁部の地震活動の長期評価」，62pp.

地震調査委員会（2009a）：「琵琶湖西岸断層帯の評価（一部改訂）」，37pp.

地震調査委員会（2009b）：「日本の地震活動―被害地震から見た地域別の特徴―〈第２版〉」，490pp.

地震調査委員会（2010）：「富士川河口断層帯の評価（一部改訂）」，54pp.

地震調査委員会（2025）：「長期的な地震発生確率の評価手法について（追補）」，27pp.

地震調査委員会長期評価部会（1999）：「（改訂試案）長期的な地震発生確率評価手法について」，74pp.

海上保安庁（2012）：東北地方太平洋沖地震前までの海底地殻変動観測結果（再解析），地震予知連絡会会報，**88**，143-149.

海上保安庁水路部（1948）：「昭和 21 年南海大地震調査報告津波編」，水路要報増刊号，39pp.

Kanamori, H. and K. Tsumura (1971): Spatial distribution of earthquakes in the Kii Peninsula, Japan, South of the Median Tectonic Line, *Tectonophysics*, **12**, 327-342.

Kaneda, H., H. Kinoshita, and T. Komatsubara (2008): An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of the Biwako-seigan fault zone, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **113**, **B05401**, doi:10.1029/2007JB005300.

Kato, T. (1983): High-Angle Reverse Faulting Associated with the 1946 Nankaido Earthquake, *Tectonophysics*, **96**, 31-44.

菊地正幸・山中佳子（2001）：既往大地震の破壊過程=アスペリテイの同定，サイスモ，5(7)，6-7.

Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003): Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, **55**, 159-172.

気象庁（1968）：「地震観測指針（参考編）」，245pp.

Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda (2000): Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, **289**, 104-106.

Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J.-O. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda (2004): High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai trough, *Science*, **304**, 1295-1298.

Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.-O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi, and Y. Kaneda (2006): A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, **111**, B09301, doi:10.1029/2005JB004030.

国土地理院（1954）：一等水準点検測成果集録，国土地理院技術資料，B3-No.1，

国土地理院（1972）：四国南部地方の上下変動について，地震予知連会報，**7**，45-46.

国土地理院（2012a）：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，**88**，272-302.

国土地理院（2012b）：中国・四国地方の地殻変動，地震予知連絡会報，**87**，438-447.

国土地理院（2024）：中国・四国地方の地殻変動，地震予知連絡会報，**112**，392-400.

Komatsubara, J., O. Fujiwara, K. Takada, Y. Sawai, T.T. Aung, and T. Kamataki (2008): Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka prefecture, along the Pacific Coast of Japan, *Sedimentology*, **55**, 1703-1716.

小松原純子・宍倉正展・岡村行信（2007）：静岡県浮島ヶ原低地の水位上昇履歴と富士川河口断層帯の活動，活断層・古地震研究報告，**7**，119-128.

Kumagai, H. (1996): Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1139-1142.

熊谷博之（1999）：浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査，地学雑誌，**108**，424-432.

Li, S., J. Fukuda, and O. Oncken (2020): Geodetic evidence of time-dependent viscoelastic interseismic deformation driven by megathrust locking in the southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL085551.

Liu, Z., S. Owen, D. Dong, P. Lundgren, F. Webb, E. Hetland, and M. Simons (2010): Estimation of interplate coupling in the Nankai trough, Japan using GPS data from 1996 to 2006, *Geophys. J. Int.*, **181**, 1313-1328.

Loveless, J.P. and B.J. Meade (2010): Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, **115**, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.

前杢英明（1988）：足摺岬周辺の離水波食地形と完新世地殻変動，地理科学，**43**，234-240.

前杢英明（1992）：西南日本外帯南部の完新世地殻変動，第四紀研究，**31**，285-296.

前杢英明(1999)：室戸岬の最近数千年間の隆起様式から推定される新たな南海地震像，地球号外，南海地震―次の巨大地震に備えて―，**24**，76-80.

Maemoku, H. (2000): Late Holocene coseismic uplift deduced from assemblages of emerged sessile organisms in Cape Muroto, southwestern Japan, Active Fault Research for the New Millennium, *Proceedings of the HOKUDAN International Symposium and School on Active Faulting*, 249-250.

前杢英明（2001）：隆起付着生物の AMS^{14}C年代からみた室戸岬の地震性隆起に関する再検討，地学雑誌，**110**，479-490.

前杢英明（2006）：室戸半島の第四紀地殻変動と地震隆起，日本地質学会第113年学術大会見学旅行案内書，地質学雑誌，**112**，Suppl. 5-5，17-26.

松村正三（2005）：東海地域推定固着域における地震活動の変化（４）－浜名湖直下－，地震予知連絡会会報，**67**，223-226.

松岡裕美・岡村　眞（2011）：土佐湾湾奥部蟹ヶ池の堆積物中に見られる約2000年前のイベント，地球惑星科学連合2011年大会，SSS035-P02.

松浦律子（2012）：宝永地震，日本歴史災害事典，吉川弘文館，217-222.

松浦律子・中村　操・唐鎌郁夫（2011a）：[講演要旨] 1707年宝永地震の新地震像（速報），歴史地震，**26**，89-90.

松浦律子・中村　操・松田時彦（2011b）：宝永地震後の地殻変動：史料等から確認できること，日本地震学会秋季大会講演予稿集，120.

Miyazaki, S. and K. Heki (2001): Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305-4326.

Mizoue, M., M. Nakamura, N. Seto, Y. Ishiketa, and T. Yokota (1983): Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, Southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 287-310.

Mogi, K. (1981): Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, in Maurice Ewing Ser. 4, Earthquake Prediction, 43-51. (edited

by D. W. Simpson and P.G. Richards, American Geophysical Union, Washington, D.C.)

村上仁士・島田富美男・伊藤禎彦・山本尚明・石塚淳一（1996）：四国における歴史津波（1605 慶長・1707 宝永・1854 安政）と次の東海地震の津波高の再検討，自然災害科学，15，39-52.

Murotani, S. (2007): Source process of the 1946 Nankai earthquake estimated from seismic waveforms and leveling data. *Doctor Thesis, Univ. Tokyo*, 112pp.

室谷智子・佐竹健治・藤井雄士郎（2013）：M9 クラス巨大地震のすべり量分布とスケーリング，地震予知連絡会会報，89，450-452

内閣府（2011）：南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ.

Nakanishi, A, H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuki, T. Sato, J. Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J. Segawa, M. Shinohara, and H. Shimamura (2002): Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, *Mar. Geology*, **187**, 47-62.

仲西理子・小平秀一・藤江　剛・尾鼻浩一郎・高橋　努・山本揚二朗・佐藤　壮・藤森英俊・柏瀬憲彦・金田義行（2011）：南海トラフ西端部日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状，日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集，SSS035-06.

仲西理子・下村典生・小平秀一・尾鼻浩一郎・高橋努・山本揚二朗・佐藤　壮・金田義行・望月公廣・加藤愛太郎・飯高　隆・蔵下英司・篠原雅尚・武田哲也・汐見勝彦（2012）：南海地震（1946）震源域の構造変化と沈み込むフィリピン海プレートの形状，日本地球惑星科学連合 2012 年大会予稿集，SSS38-06.

Nakano, H., S. Urakawa, K. Sakamoto, T. Toyoda, Y. Kawakami, and G. Yamanaka (2023)：Long-term sea-level variability along the coast of Japan during the 20th century revealed by a 1/10° OGCM. *J. Oceanogr.*, **79**, 123-143.

中田　高・後藤秀昭（2010）：南海トラフの海底活断層を詳細地形データから探る，科学，**80**，852-857.

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・松浦律子（2011）：新しい海底活断層図からみた南海トラフの地震像，日本地球惑星科学連合大会 2011 年大会予稿集，SSS035-15.

中田　高・島崎邦彦（2024）：橋本・小澤・加納論文「久保野家文書等に基づく室津港の隆起量の検討」に対する討議，自然災害科学，**43**，307-311.

行谷佑一・前杢英明・宍倉正展・越後智雄・永井亜沙香（2011）：和歌山県串本町橋杭岩周辺の漂礫分布の形成要因，日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨，SSS035-12.

Namegaya, Y., H. Maemoku, M. Shishikura, and T. Echigo (2022): Evidence from boulders for extraordinary tsunamis along Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **842**, 229487.

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.

Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro, and T. Ochi (2018): Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System-Acoustic data, *Geosphere*, **14**, 535-551.

西村卓也・佐竹健治・上野　寛・太田和晃（2025）：昭和南海地震に伴う高知県室津港の隆起量の再検討，地震 2，投稿中.

西村　宗・安藤雅孝・宮崎真一（1999）：南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について，地震 2，**51**，443-456.

西山昭仁（2000）：元暦二年（1185）京都地震における京都周辺地域の被害実態，歴史地震，**16**，163-184.

野口伸一（1996）：東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス，地震 2，**49**，295-325.

Nomura, S., Y. Ogata, F. Komaki, and S. Toda (2011): Bayesian forecasting of recurrent earthquakes and predictive performance for a small sample size, *J. Geophys. Res.*, **116**, B04315.

Obara, K. (2002): Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.

小原一成（2009）：フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見，地震 2，**61**，S315-S327.

Obara, K. and H. Hirose (2006): Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, **417**, 33-51, doi:10.1016/j.tecto.2005.04.013.

Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004): Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23602, doi:10.1029/20045GL020848.

Obara, K., T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Kimura, and T. Maeda (2011): Migration properties of non-volcanic tremor in Shikoku, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L09311, doi:10.1029/2011GL047110.

Ogata, Y. (2002): Slip-size-dependent renewal processes and Bayesian inferences for uncertainties, *J. Geophys. Res.*, **107**, 2268.

Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya (2004), Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997-2002, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24604, doi:10.1029/2004GL021404.

尾池和夫（1996）：京都とその周辺地域の有感地震データベース（416 年から 1995 年）について，歴史地震，**12**，61-70.

Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004): Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net-, *Earth Planets Space*, **56**, xv-xxviii.

岡村　眞・松岡裕美・千田　昇・島崎邦彦（2006）：見えてきた巨大南海地震の再来周期，日本地震学会講演予稿集.

岡村　眞・高知大グループ（2011）：内閣府　南海トラフの巨大地震モデル検討会中間取りまとめ　参考資料集（委員提供資料集）http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/chukan_matome.pdf.

Okamura, M. and H. Matsuoka (2012): Mega-earthquake recurrences recorded in lacustrine deposits along the Nankai Trough, AGU Fall Meeting 2012, NH11A-1540.

岡村行信（1990）：四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動，地質学雑誌，**96**，223-237.

岡野健之助・木村昌三・許斐　直・中村正夫（1985）：四国および周辺地域の震源分布，地震 2，**38**，93-103.

Okino, K. and Y. Kato (1995): Geomorphological study on a clastic accretionary prism: The Nankai Trough, *Island Arc*, **4**, 182-198.

Okino, K., Y. Ohara, S. Kasuga, and Y. Kato (1999): The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2287-2290, doi:10.1029/1999GL900537.

太田陽子・小田切聡子（1994）：土佐湾北東岸の海成段丘と第四紀の地殻変動，地学雑誌，**103**，243-267.

Ozawa, T., T. Tabei, and S. Miyazaki (1999): Interplate Coupling along the Nankai Trough off southwest Japan derived from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 927-930.

Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura (2002): Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009 - 1012, doi:10.1126/science.1076780.

Ozawa, S, H. Suito, T. Imakiire, and M. Murakami (2007): Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between

2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **112**, B05409, doi:10.1029/2006JB004643.

Park, J.-O., T. Tsuru, S. Kodaira, P.R. Cummins, and Y. Kaneda (2002): Splay fault branching along the Nankai subduction zone, *Science*, **297**, 1157-1160.

Parsons, T., R. Console, G. Falcone, M. Murru, and K. Yamashina (2012): Comparison of characteristic and Gutenberg-Richter models for time-dependent $M \geq 7.9$ earthquake probability in the Nankai-Tokai subduction zone, Japan, *Geophys. J. Int.*, **190**, 1673-1688, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05595.x.

Rice, J.R. (1993): Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, **98**, 85-9907.

Rubinstein, J.L., W.L. Ellsworth, K.H. Chen, and N. Uchida (2012): The Time and Slip-Predictable Models Cannot be Dependably Used to Predict Earthquake Behavior 1: Repeating Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **117**, B02306, doi:10.1029/ 2011JB008724

Ruina, A. (1983): Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.

鷺谷　威 (1999)： 四国における地殻変動サイクルとプレート間相互作用, 月刊地球, 号外 24, 26-33.

Sagiya, T. (1999): Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318.

Sagiya, T. and W. Thatcher (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.

Sakaguchi, A., F. Chester, D. Curewitz, O. Fabbri, D. Goldsby, G. Kimura, C-F. Li, Y. Masaki, E. Screaton, A. Tsutsumi, K. Ujiie, and A. Yamaguchi (2011a): Seismic slip propagation to the up-dip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, **39**, 395-399, doi:10.1130/G31642.1.

Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E.J. Screaton, D. Curewitz, and M. Murayama (2011b): Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes, *Geology*, **39**, 919-922, doi:10.1130/G32043.1.

寒川　旭 (1997) ：「揺れる大地―日本列島の地震史」, 同朋舎出版, 272pp.

寒川　旭 (2004)：遺跡で検出された地震痕跡による古地震研究の成果, 活断層・古地震研究報告, **1**, 287-300.

Satake, K. (1993): Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4533-4565.

Sato, M., H. Saito, T. Ishikawa, Y. Matsumoto, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada (2011): Restoration of interpolate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01312, doi:10.1029/2010GL045689.

沢村武雄（1953）：西南日本外側地震帯の活動と四国およびその附近の地質，地殻運動との関係，高知大学学術研究報告，**2**，1-46.

Scholz, C.H. (1985): Earthquake Prediction and Seismic Hazard, *Earthquake Prediction Research*, **3**, 11-23.

Scholz, C.H. (2002): The mechanism of earthquakes and faulting - 2nd edition -, Cambridge Univ. Press, 471pp.

政策委員会総合部会（2018）：「長期評価の広報資料の改善について」，6pp, https://www.jishin.go.jp/main/seisaku/hokoku18n/kaizen20180723.pdf.

Sekine, S., H. Hirose, and K. Obara (2010): Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **115**, B00A27, doi:10.1029/2008JB006059.

Seno, T. (1979): Pattern of intraplate seismicity in southwest Japan before and after great interplate earthquakes, *Tectonophysics*, **57**, 267-283.

瀬野徹三（2012）：南海トラフ巨大地震―その破壊の様態とシリーズについての新たな考え―，地震 2，**64**，97-116.

柴田　亮(2017)：1707 年宝永地震の地殻変動を示唆する史料，歴史地震，**32**，1-17.

柴田　亮(2024)：土佐の 1707 年宝永地震史料『万変記』の地震記事の妥当性について，**39**，83-98.

柴田　亮・中田　高（2025）：室津港の宝永地震および安政南海地震による隆起量の再検討，歴史地震，**40**，159-172.

Shimazaki, K. (1976): Intra-plate seismicity and inter-plate earthquake: historical activity in southwest Japan, *Tectonophysics*, **33**, 33-42.

島崎邦彦（1980）：完新世海成段丘の隆起とプレート内およびプレート間地震，月刊地球，**2**，17-24.

Shimazaki, K. and T. Nakata (1980): Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.

Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito, and K. Obara (2008): Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, **173**, 1018-1029,

doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x.

Shiraishi, K., Y. Nakamura, R. Arai, T. No, Y. Kaiho, R. Miura, A. Nakanishi, S. Miura, G. Fujie, and S. Kodaira (2025): Topography of the subducting basement throughout the entire Nankai Trough, *Sci. Rep.*, **15**, 25530.

宍倉正展・越後智雄・前杢英明・石山達也（2008）：紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代―南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元―, 活断層古地震研究報告, **8**, 267-280.

宍倉正展・前杢英明・越後智雄・行谷佑一・永井亜沙香（2011）：潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴, 日本地球惑星科学連合2011年大会講演要旨, SSS035-13.

Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara, and Y. Fukao (2012): Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, *Nature Geoscience*, **5**, 414-418, doi:10.1038/NGE01466.

杉山雄一（1990）：駿河湾～遠州灘地域のサイスモテクトニクス, 地震2, **43**, 439-442.

鈴木康弘（2010）：東海～四国沖の陸棚外縁活撓曲の再発見. 科学, **80**, 779-781.

Szeliga, W., R. Reisinger, and B. MacInnes (2022): Historical tsunami observability for Izu-Bonin-Mariana sources, *Earth Planets Space*, **74**, 193.

Tadokoro, K., R. Ikuta, T. Watanabe, M. Ando, T. Okuda, S. Nagai, K. Yasuda, and T. Sakata (2012): Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10306, doi:10.1029/2012GL051696.

高田圭太・佐竹健治・寒川　旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口　強（2002）：静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査, 月刊地球, **24(10)**, 736-742.

Takahashi, T., K. Obana, Y. Yamamoto, A. Nakanishi, Y. Kaiho, S. Kodaira, and Y. Kaneda(2012) : Three-dimensional distribution of random velocity inhomogeneities at the Nankai trough seismogenic zone, *Eos Trans. AGU,* **86(52)**, Fall Meet. Suppl., Abstract T13C-2617.

Tanioka, Y. and K. Satake (2001a): Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, **53**, 235-241.

Tanioka, Y. and K. Satake (2001b): Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.

田山利三郎（1950）：四国沖の海底地形，特に大陸棚斜面の形態について， 水路要報，増刊 **7**，54-82.

Terada, Y. (2025): Slip-size-dependent Brownian passage time model with slip-size uncertainties, Japan Geoscience Union (JpGU) Meeting 2025, Abstract STT43-01.

東海沖活断層研究会（1999）：「東海沖の海底活断層」，東京大学出版会，176pp.

東京大学地震研究所（1987）：「新収日本地震史料 第５巻別巻 5-2」， 東京大学地震研究所，1095pp.

徳山英一・平　朝彦・倉本真一・山本富士夫（1998）：東海沖海底の変動地形，科学，**68**，56-57.

Tse, S. and J. Rice (1986): Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.

坪川家恒（1969）：地殻変動の継続期間と地震の規模との関係について， 測地学会誌 **15**，75-88.

都司嘉宣（1988）：安政南海地震（安政元年 11 月 5 日,1854・11・24）に伴う四国の地盤変動，歴史地震，**4**，149-156.

都司嘉宣（1994）：歴史上に発生した津波地震，月刊地球，**24**，36-49.

都司嘉宣（1999）：『平家物語』および『方丈記』に現れた地震津波の記載，建築雑誌，**114**，46-49.

宇佐美龍夫（1989）：安政東海地震（1854-12-23）,安政南海地震（1854-12-24）の震度分布，地震予知連絡会会報，**41**，480-497.

宇佐美龍夫（2003）:「最新版日本被害地震総覧」，東京大学出版会，605pp.

宇佐美龍夫・大和探査技術株式会社（1994）：「わが国の歴史地震の震度分布・等震度線図」，社団法人日本電気協会，647pp.

Utsu, T. (1974): Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese Islands, *J. Phys. Earth*, **22**, 325-342.

Utsu, T. (1984): Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **59**, 53-66.

宇津徳治（1994）：地震間隔が揃った数個の地震，地震 2，**47**，93-95.

宇津徳治（1999）：「地震活動総説」，東京大学出版会，876pp.

Wallace, L.M., S. Ellis, K. Miyao, S. Miura, J. Beavan, and J. Goto (2009): Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, *Geology*, **37**, 143 - 146, doi:10.1130/G252221A.1

渡辺偉夫（1998）：「日本被害津波総覧（第２版）」，東京大学出版会，238pp.

Wells, R.E., R.J. Blakely, Y. Sugiyama, D. W. Scholl and P.A. Dinterman (2003): Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?, *J. Geophys. Res.*, **108**, ESE 16, doi:10.1029/2002JB002072.

Yabuki, T. and M. Matsu'ura (1992): Geodetic data inversion using a Bayesian Information Criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.

山中佳子(2006):再考　－１９４４年東南海地震－,日本地震学会講演予稿集,A019.

山本武夫・萩原尊禮(1995):慶長九年(一六〇五)十二月十六日地震について―東海・南海沖の津波地震か,古地震探求―海洋地震へのアプローチ(萩原尊禮編著),東京大学出版会,pp. 160-251.

山崎文人・大井田　徹(1985):中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状,地震2, **38**, 193-201.

Yamazaki, T. and Y. Okamura (1989): Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, **160**, 207-229.

Yokota, Y., T. Ishikawa, and S. Watanabe (2016): Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature*, **534**, 374-377.

Yonekura, N. (1975): Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations, *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo*, **7**, 19-71.

Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura (1993): Interplate coupling and relative plate motion in Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC, *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621.

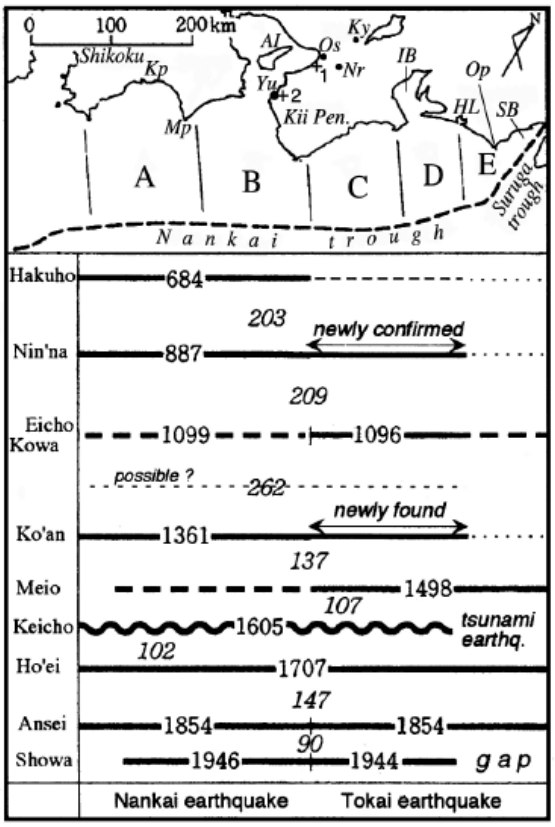


図1-1　南海トラフの破壊区間（A～E）とプレート境界地震の時空間分布（Ishibashi，2004）

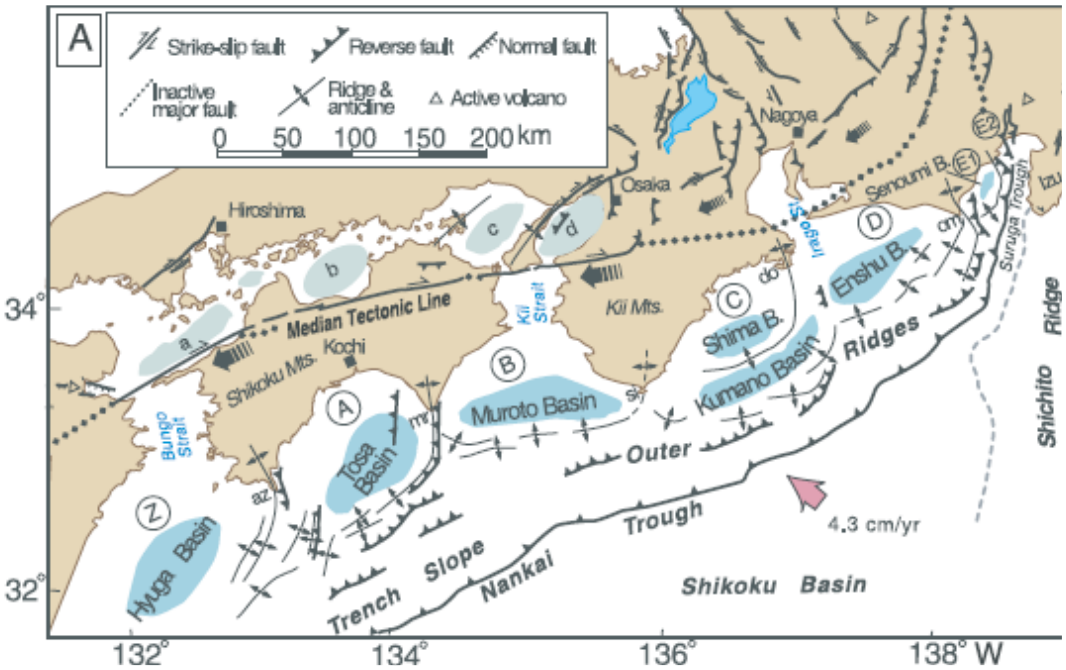


図 1-2　南海トラフ沿いの推定破壊域（A～Eなど）と地質構造の構造単位を規定する前弧海盆（Wells *et al.*，2003）

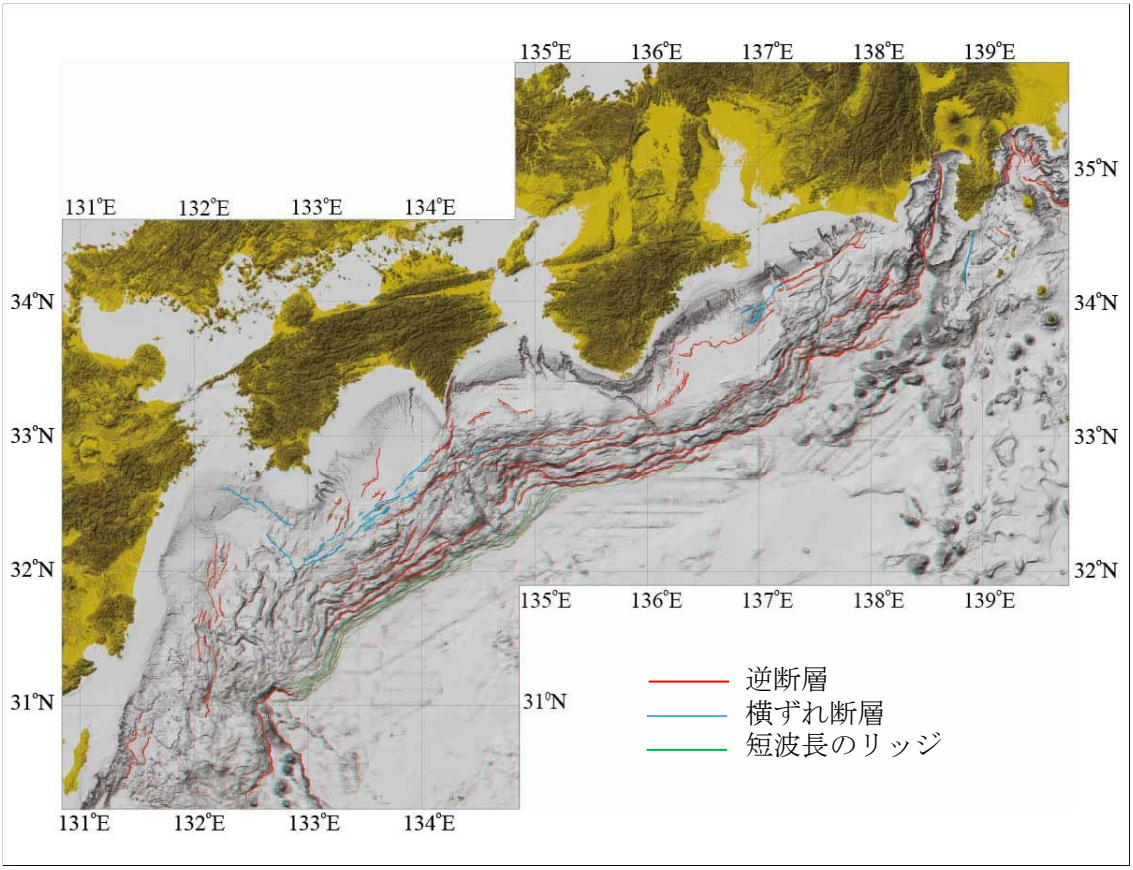
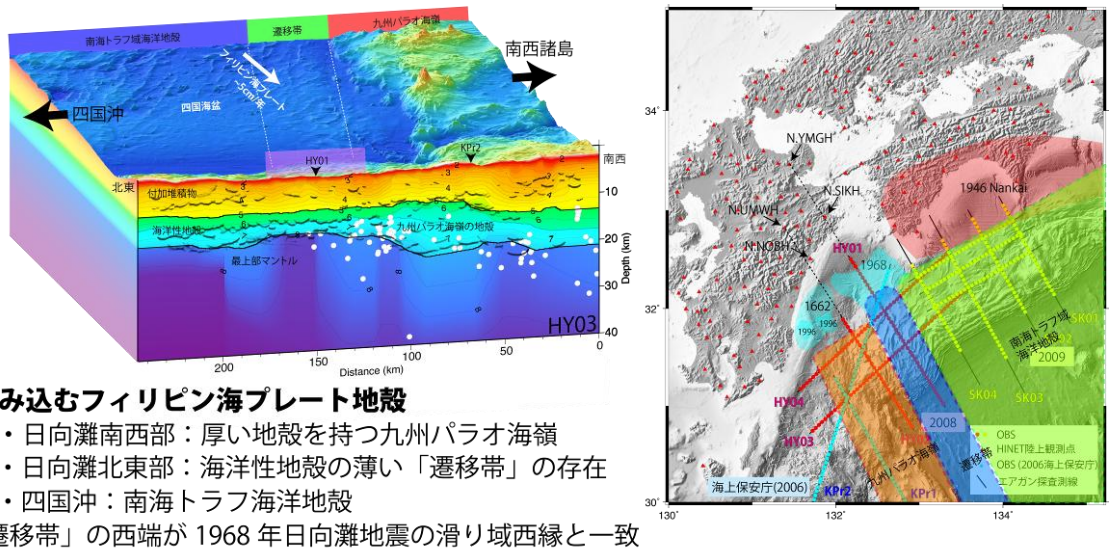


図 2-1　南海トラフとその周辺の海底活断層の分布（中田 高氏提供）



沈み込むフィリピン海プレート地殻

- 日向灘南西部：厚い地殻を持つ九州パラオ海嶺
- 日向灘北東部：海洋性地殻の薄い「遷移帯」の存在
- 四国沖：南海トラフ海洋地殻

「遷移帯」の西端が 1968 年日向灘地震の滑り域西縁と一致

図 2-2　連動型巨大地震の西縁を規定する構造（仲西ほか，2011）

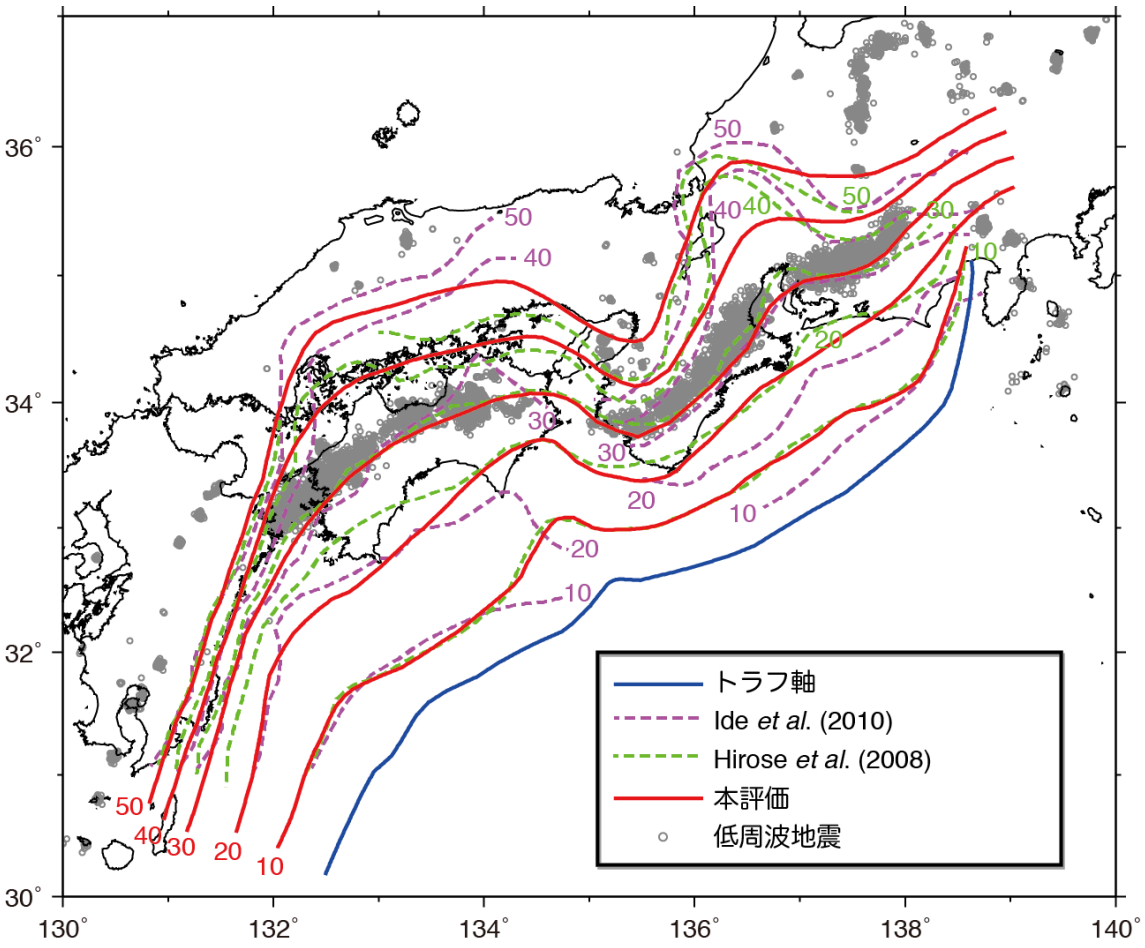


図 2-3　南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上面深度

（本評価（第二版及びその一部改訂の評価）で用いた深度は内閣府（2011）による）

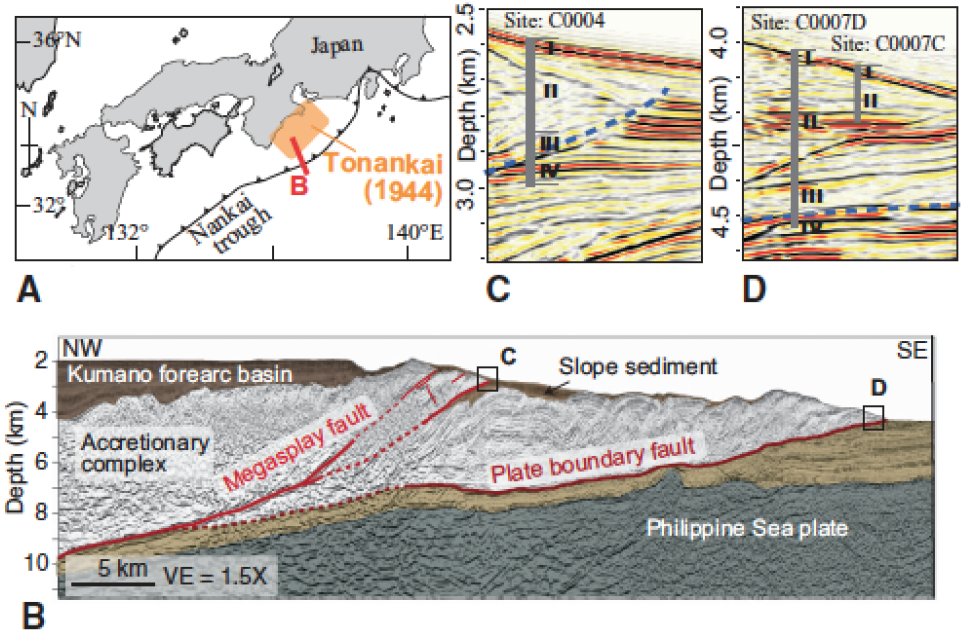


図 2-4　深海底掘削地点の概要（Sakaguchi *et al.*, 2011a）

A：1944 年の東南海地震を含む南海トラフ沿いの破壊域。B：南海トラフを横切る反射断面。測線の位置を A に示す。四角で囲んだ部分は C と D で示す詳細な地殻構造断面の位置。C：分岐断層を横切るコア位置図。D：プレート境界断層を横切るコア位置図。

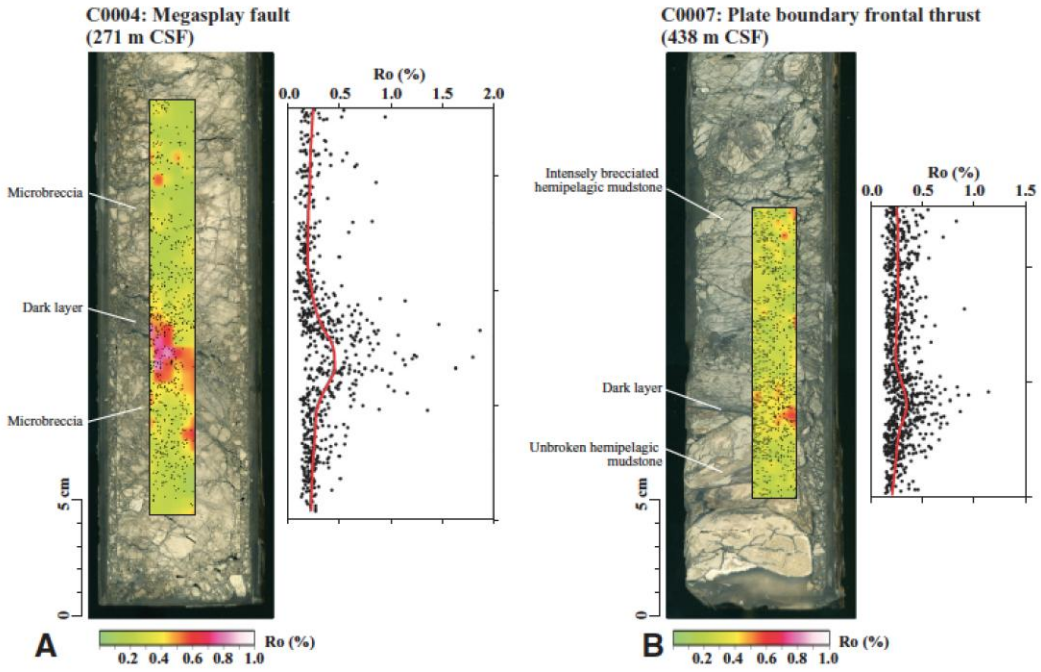


図 2-5　コアの写真とビトリナイト反射率（Ro）（Sakaguchi *et al.*, 2011a）

ビトリナイト反射率が大きいほど、その地点の有機物がより高温にさらされたことを意味する。A：分岐断層地点のコア B：プレート境界断層地点のコア。

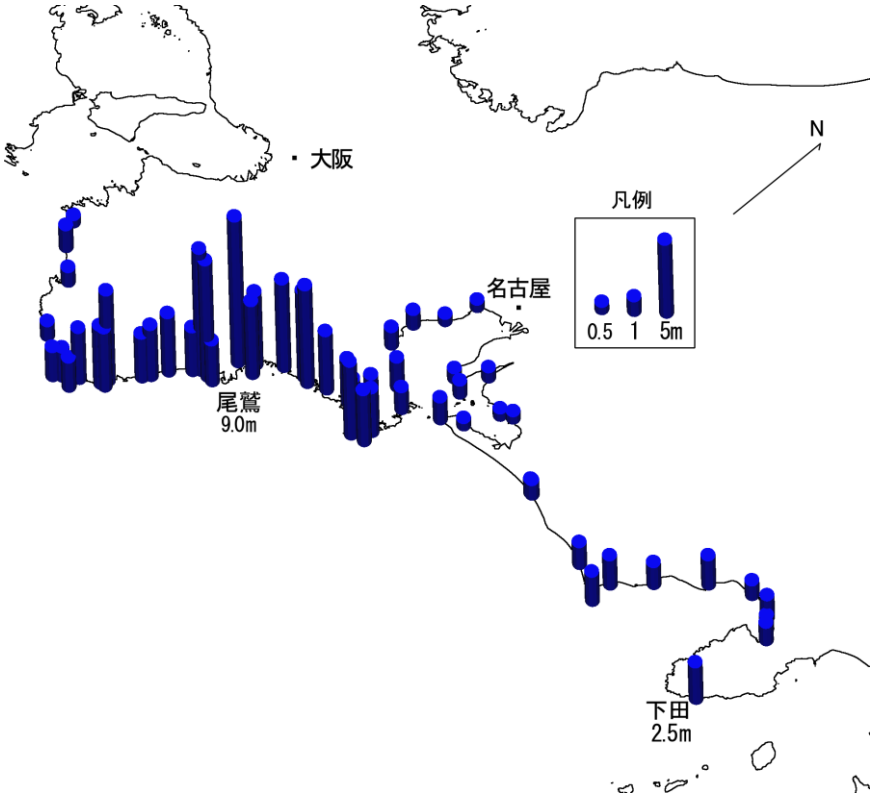


図3-1 1944年昭和東南海地震の津波の高さ（飯田, 1977より作成）

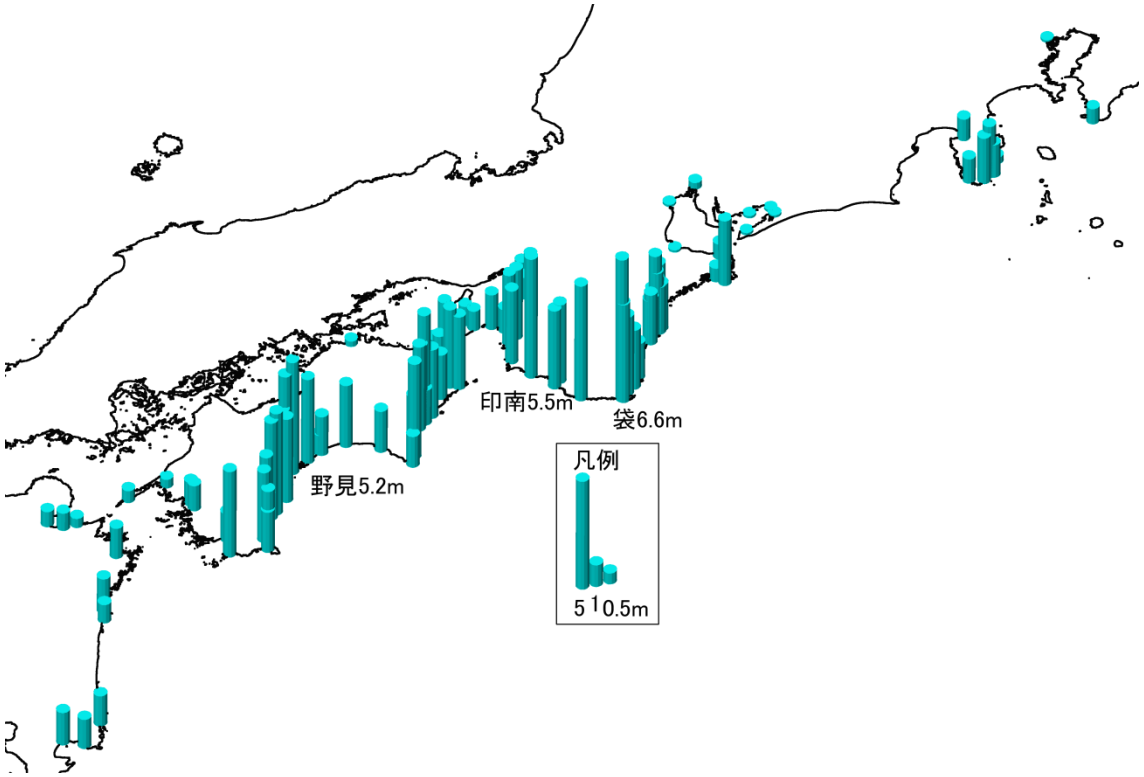


図3-2　1946年昭和南海地震の津波の高さ（水路部, 1948；飯田, 1977より作成）

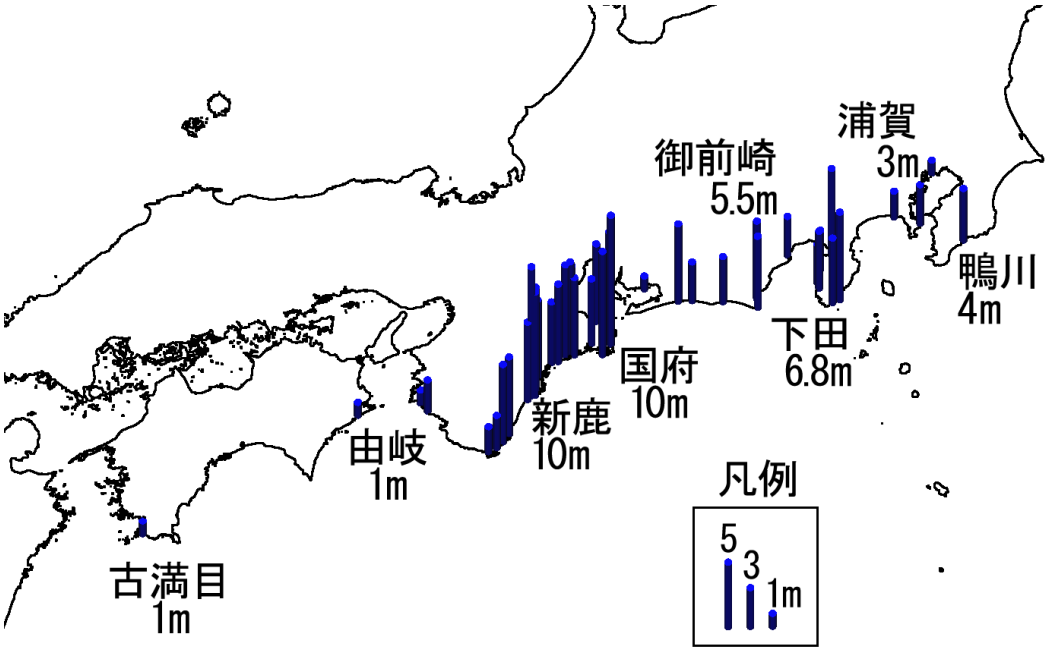


図3-3　1854年安政東海地震の津波の高さ（羽鳥・他1981、羽鳥1984等より作成）

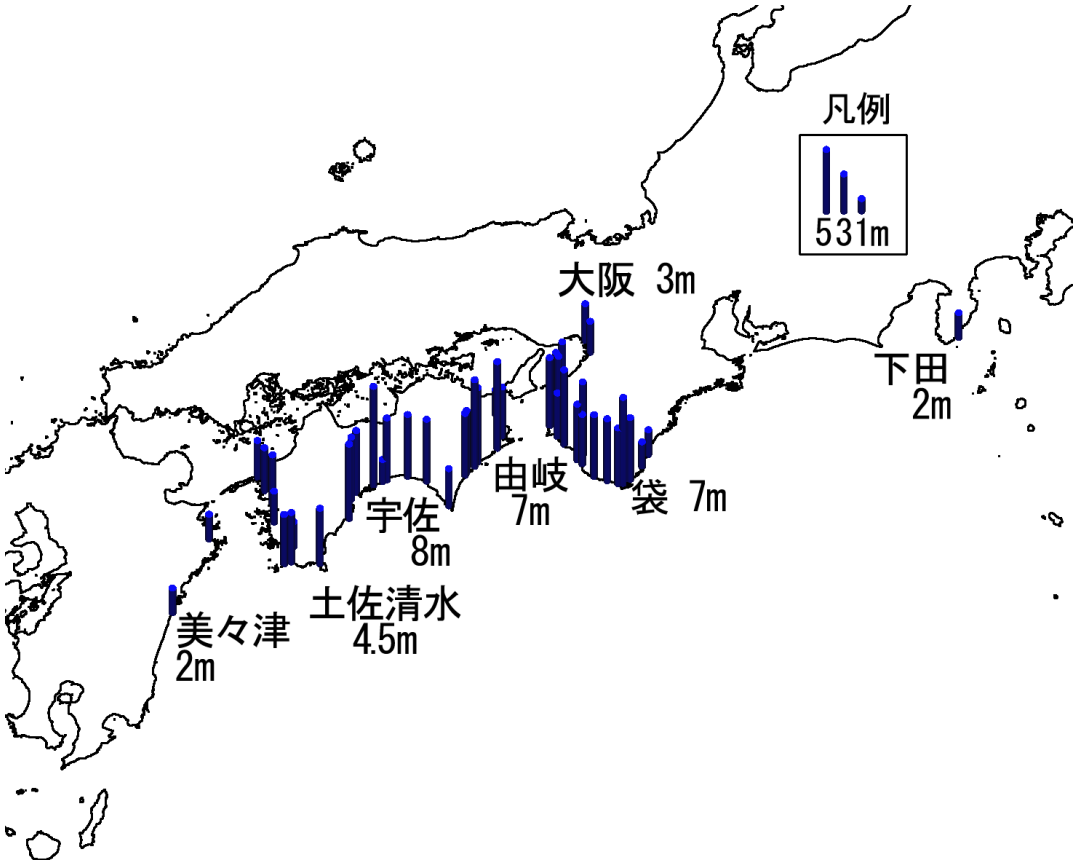


図3-4　1854年安政南海地震の津波の高さ（羽鳥，1980a；1980b；1981；1984；1985；1988；羽鳥ほか，1981；1983；等より作成）

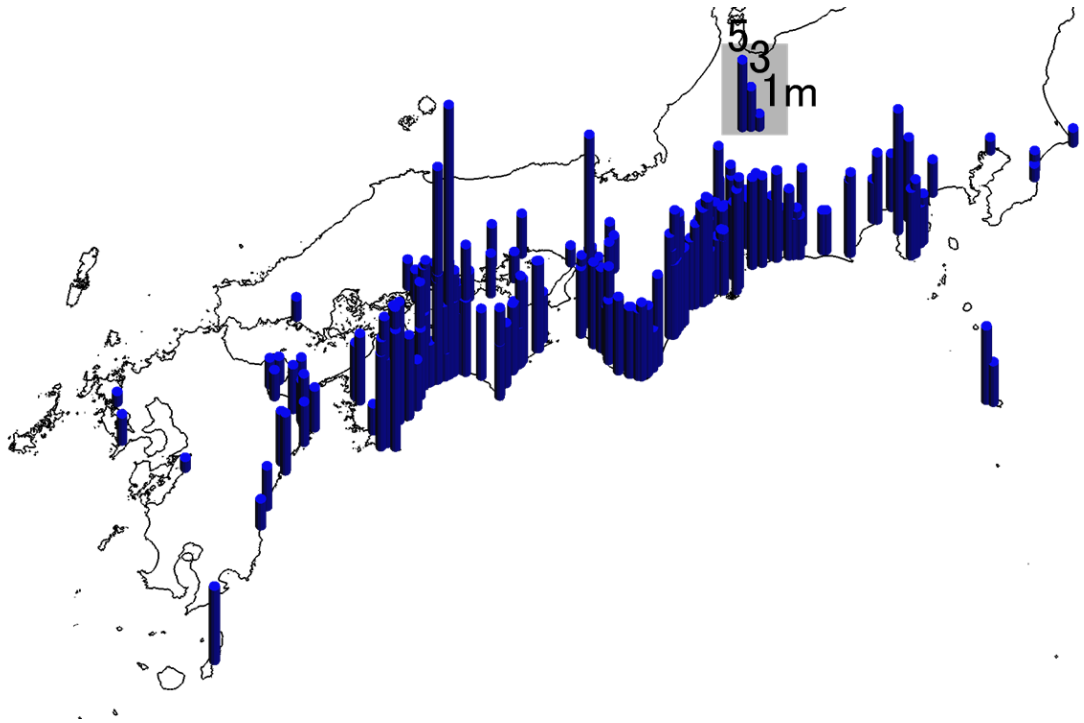


図 3-5　1707 年宝永地震の津波の高さ（羽鳥，1980a；1980b；1984；1985；1988、村上・他，1996、飯田，1981 より作成）

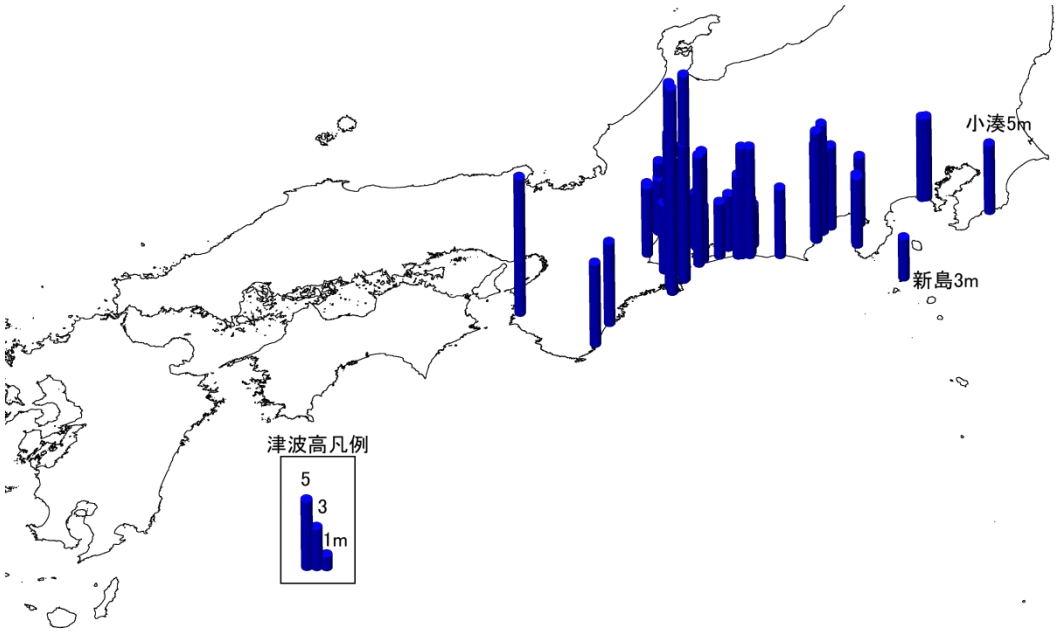


図 3-6 1498 年明応の津波の高さ（飯田，1981；羽鳥，1975 より作成）

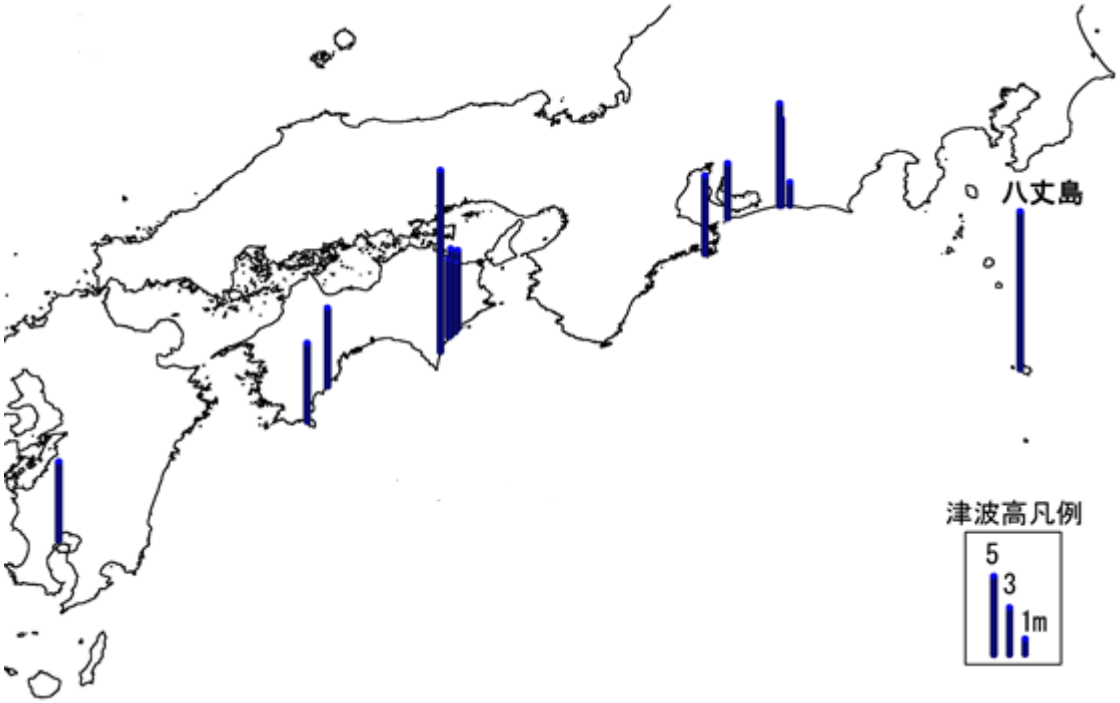


図 3-7　1605 年慶長地震の津波の高さ（山本・萩原, 1995 より作成）

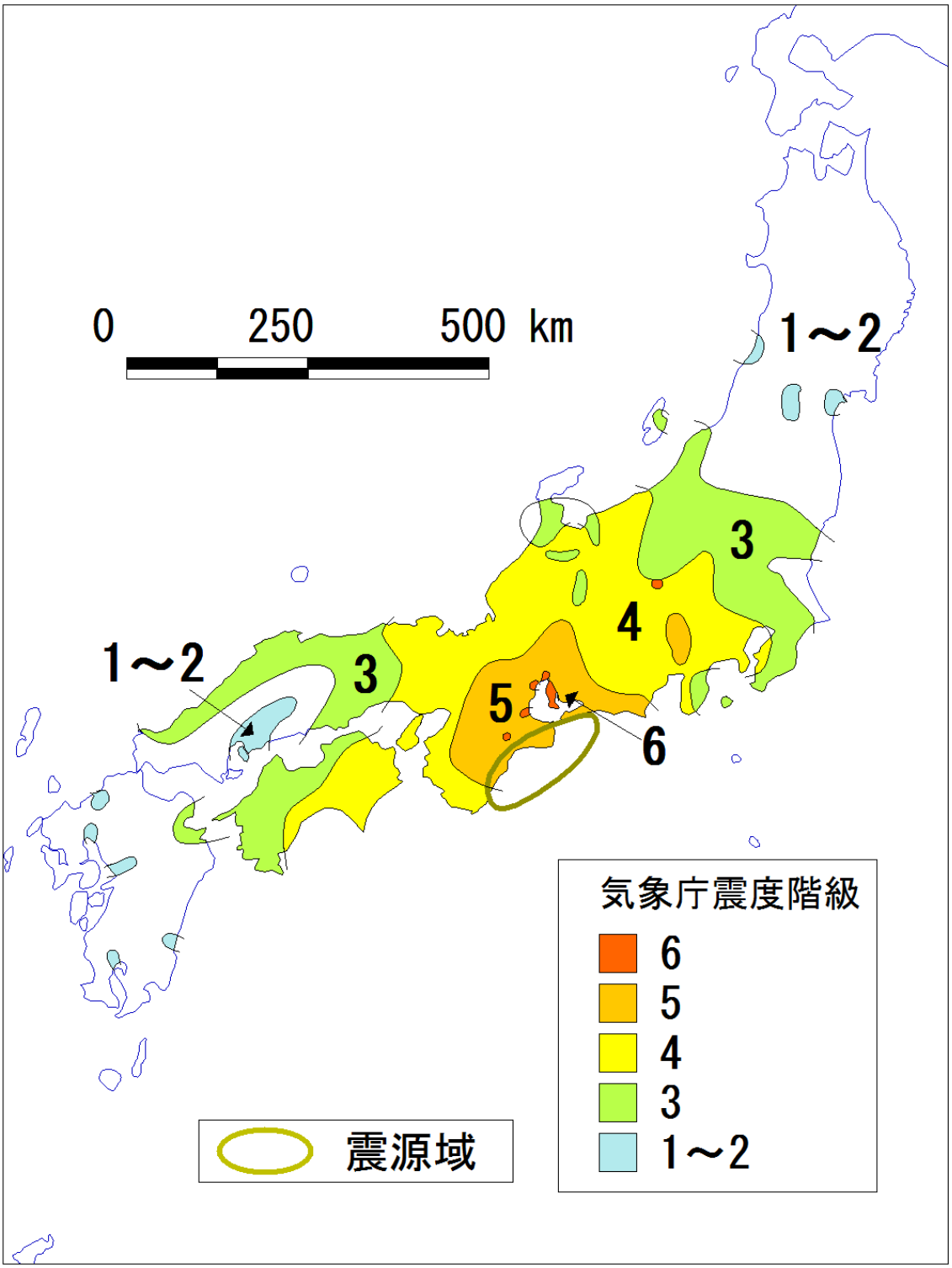


図3-8　1944年昭和東南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

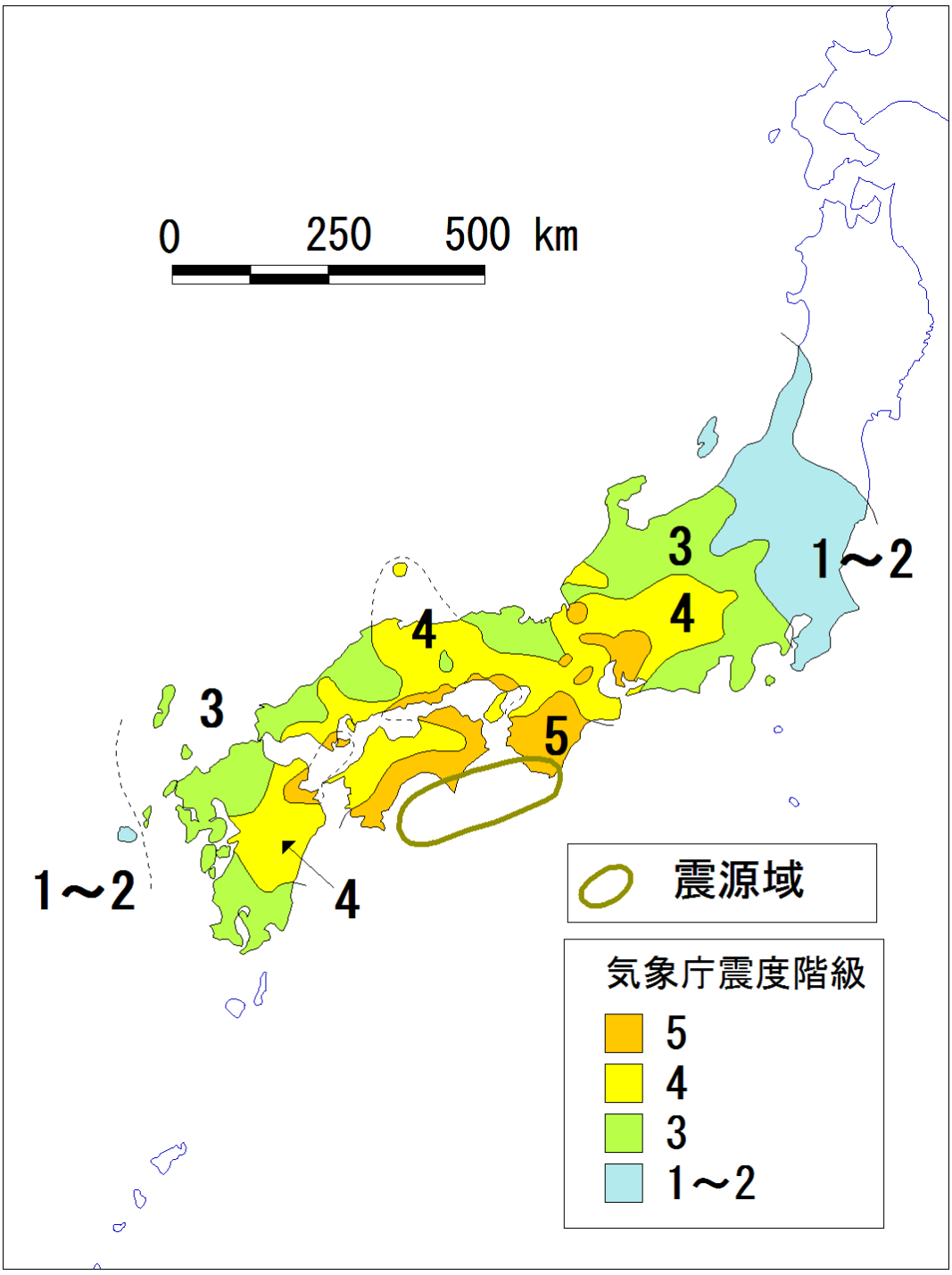


図3-9 1946年昭和南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

図3-8及び図3-9は限られた震度観測結果を参照して等震度線を引いたもの。下図では、局地的な震度分布も可能な範囲で表現した。なお、震度５弱及び５強は震度５と表現し、震度６弱以上は震度６以上と表現した。また、当時の震度階級で表現しており、震度６は現在の震度６弱以上に相当する。

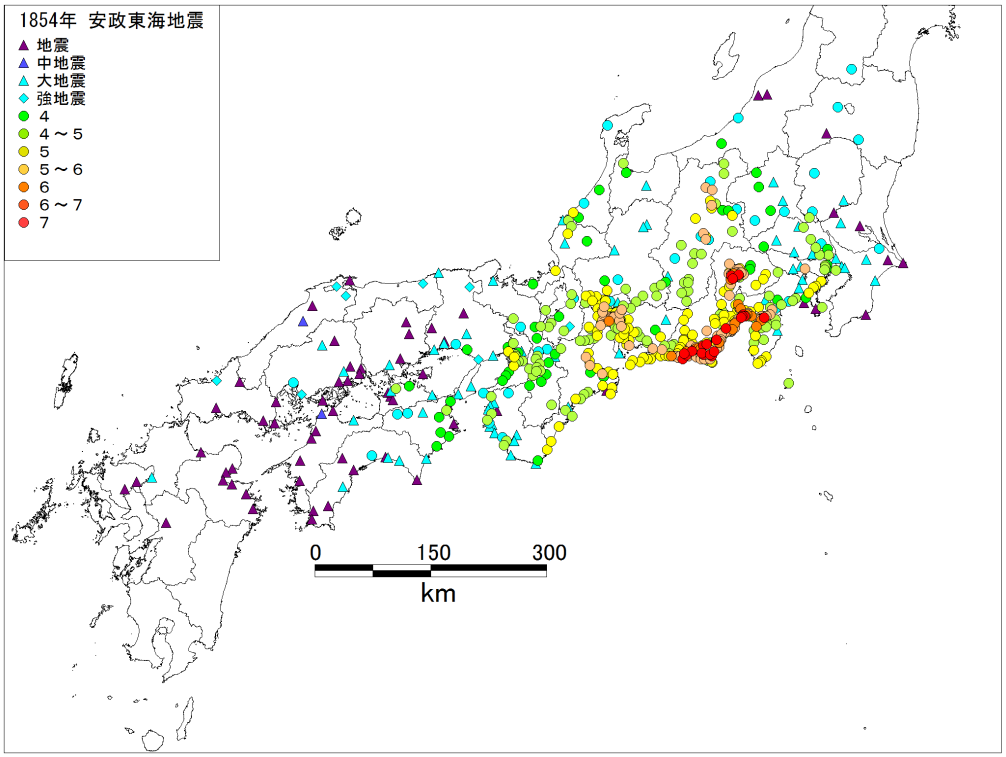


図 3-10 1854 年安政東海地震の震度（宇佐美・大和探査，1994 より作成）

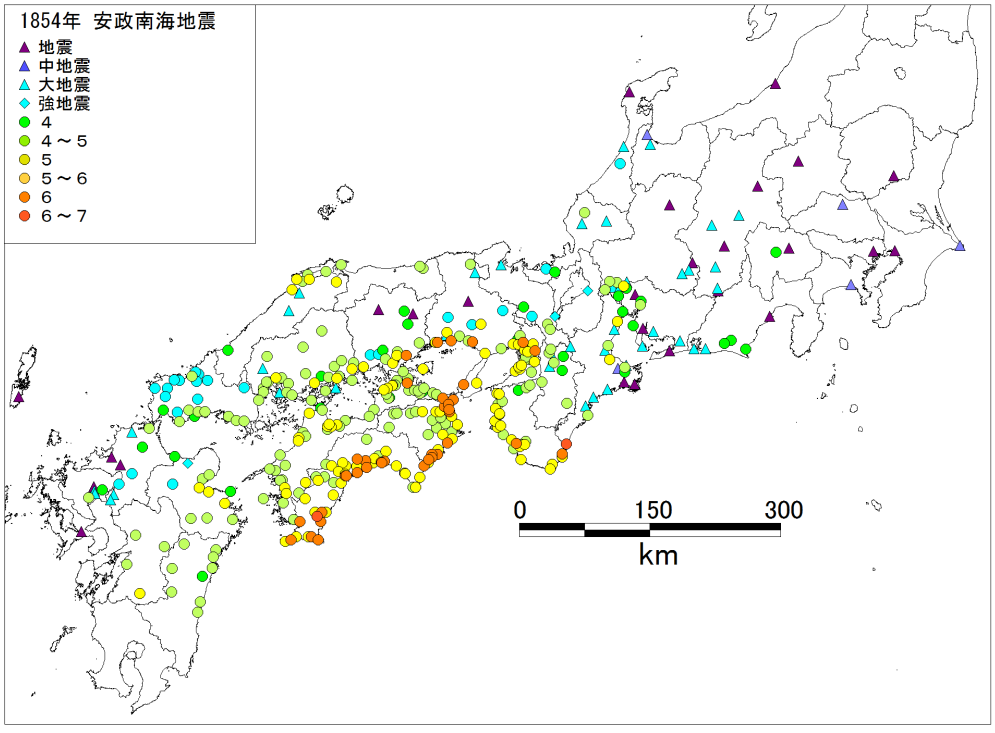


図3-11 1854年安政南海地震の震度（宇佐美・大和探査，1994より作成）

鹿児島県は震度推定出来ていない。大分県沿岸等豊後水道付近では翌日の地震の影響が含まれる。

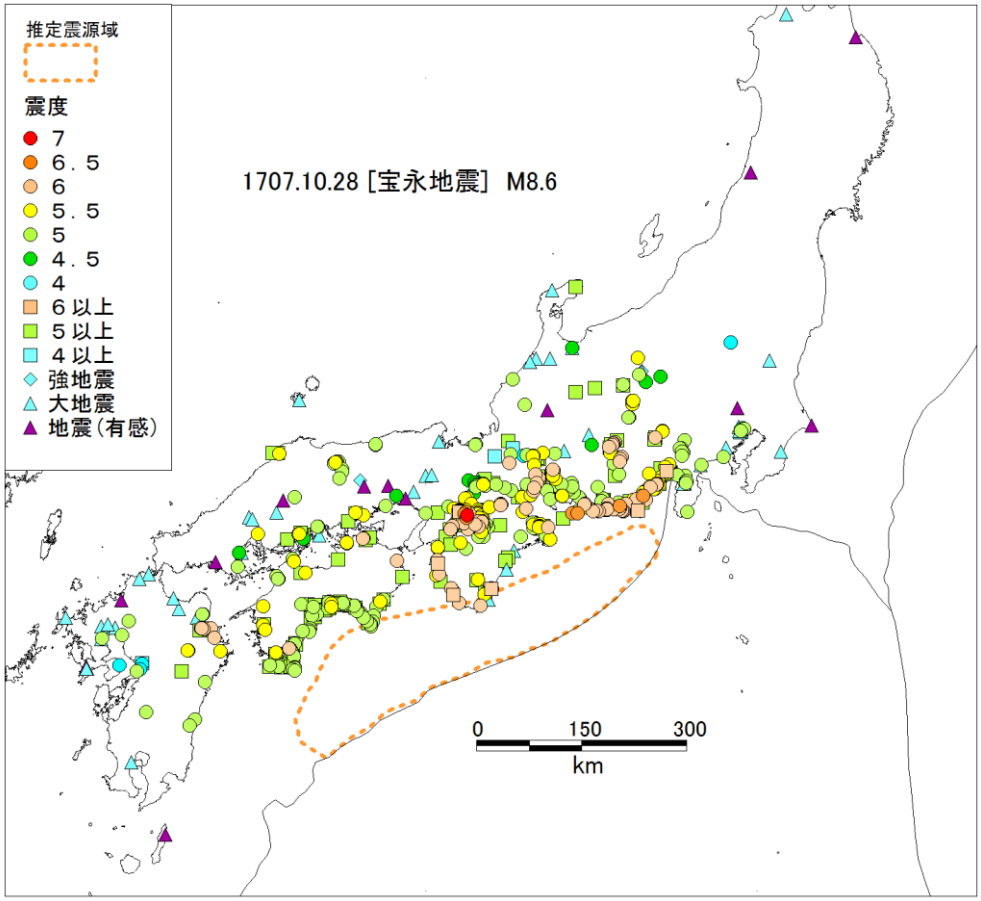


図3-12 1707年宝永地震の震度分布（松浦，2012より作成）

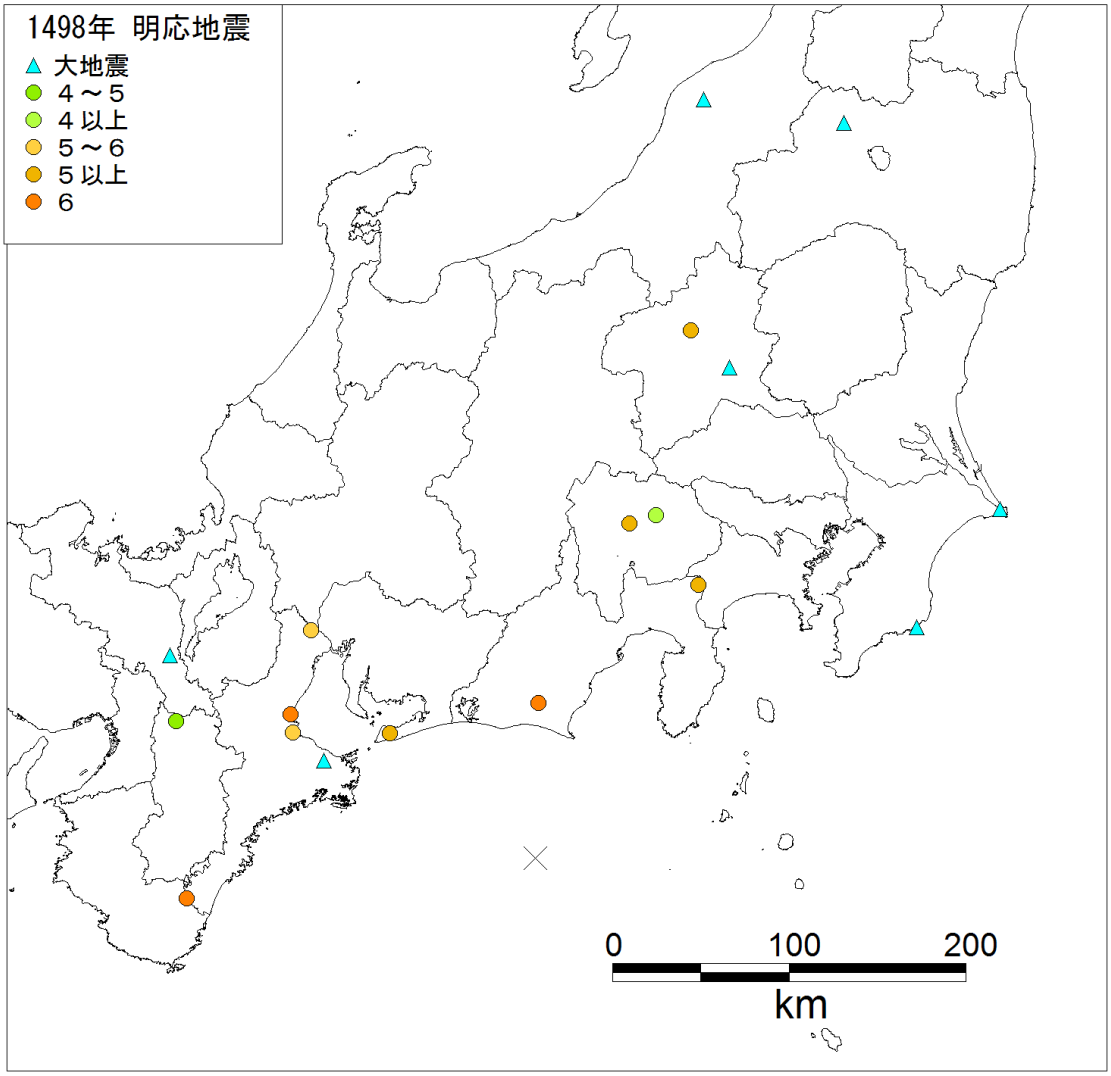


図3-13 1498年明応地震の震度

史料が限られていることから、震度が推定できた地点のみ表示してある。（宇佐美・大和探査，1994より作成）

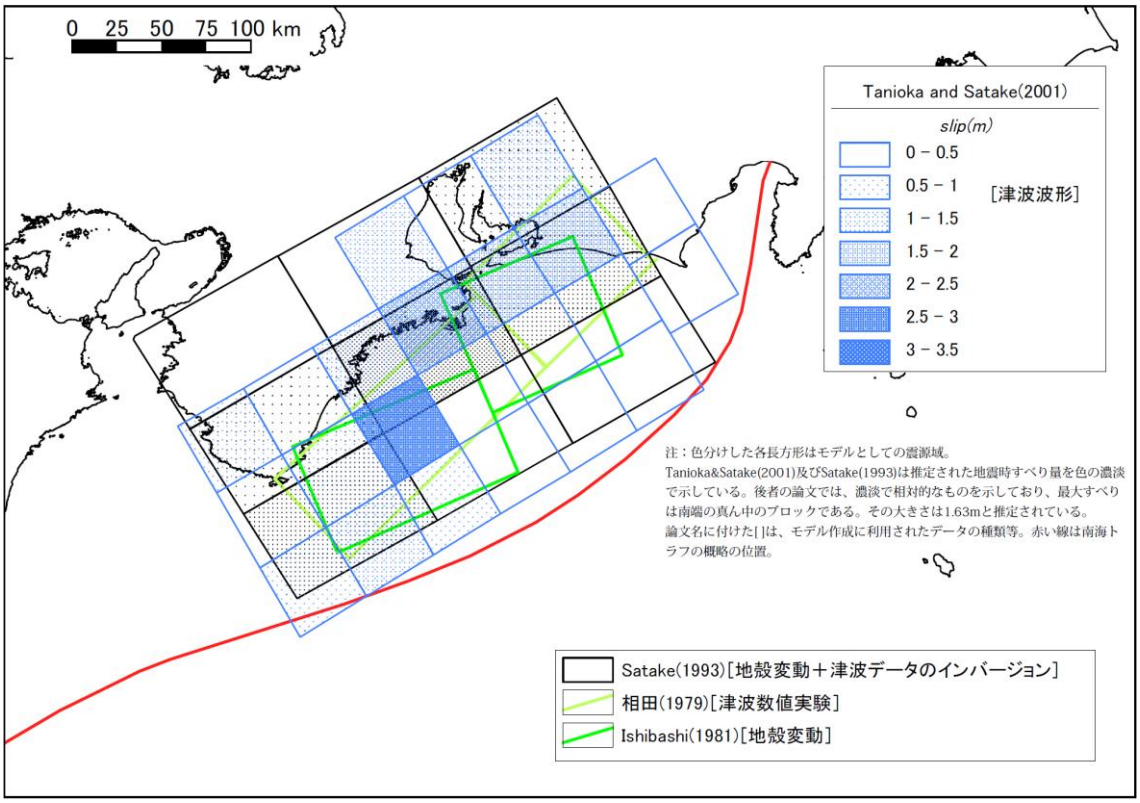


図 3-14　1944 年昭和東南海地震の各種震源モデル

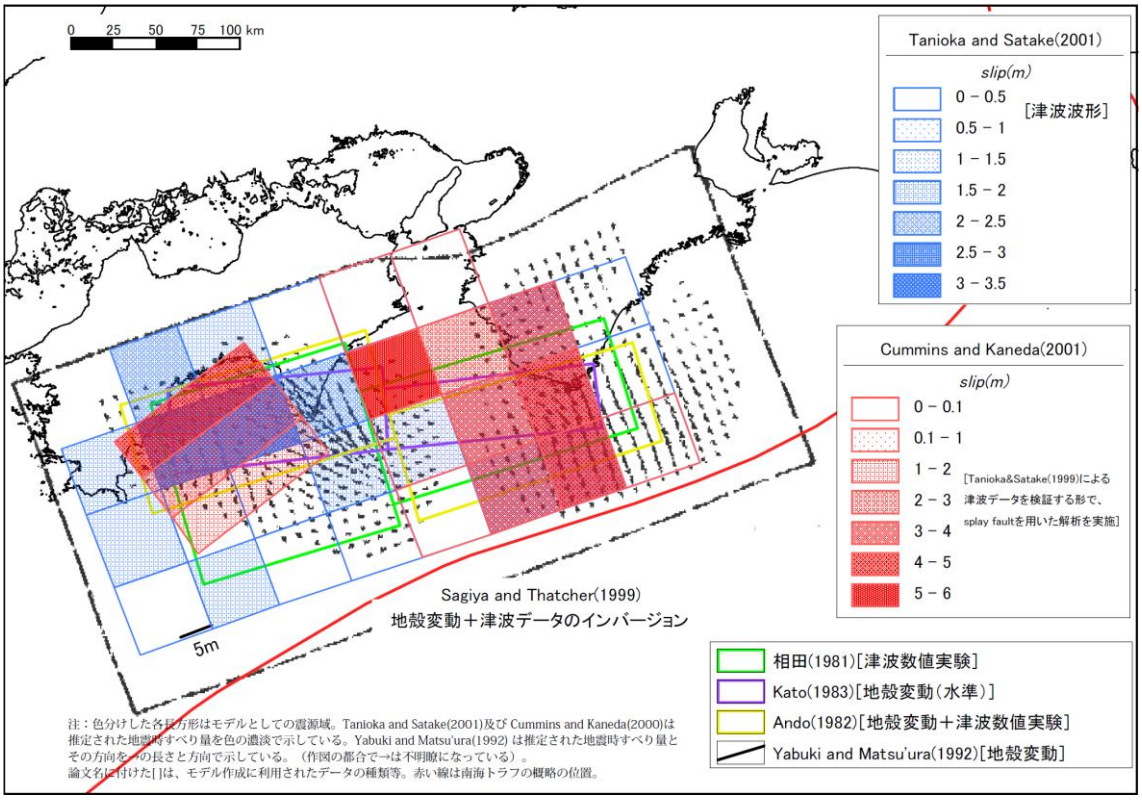


図 3-15　1946 年昭和南海地震の各種震源モデル

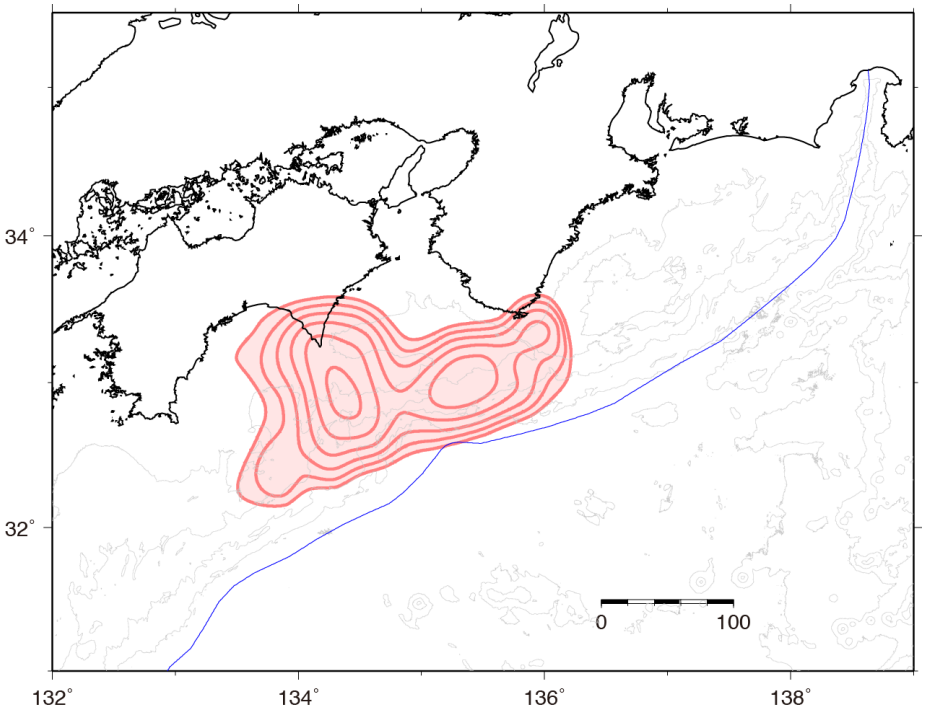


図 3-16　1946 年昭和南海地震のすべり量分布図（Murotani, 2007）

最大すべりの半値（2.5 m）以上すべった領域を塗りつぶした。すべり量のコンター間隔は 0.5 m。

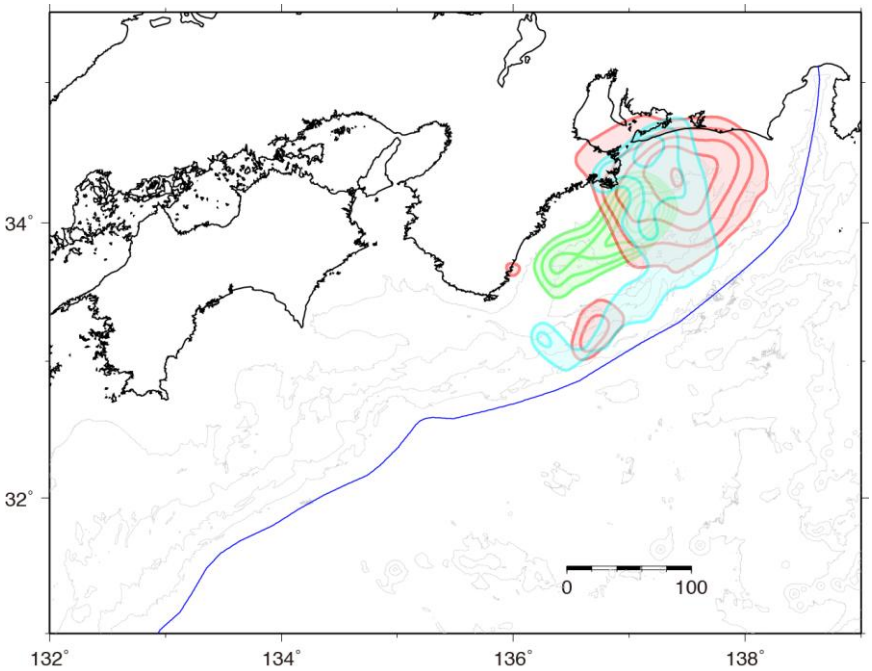


図3-17　1944年昭和東南海地震のすべり量分布図

最大すべりの半値以上すべった領域を塗りつぶした。すべり量のコンター間隔は0.4m。緑：Kikuchi *et al.*（2003）、水色：Ichinose *et al.*（2003）、赤色：山中（2006）のすべり量分布。すべり量の半値は各々、2.2 m、1.2 m、1.6 mとなる。

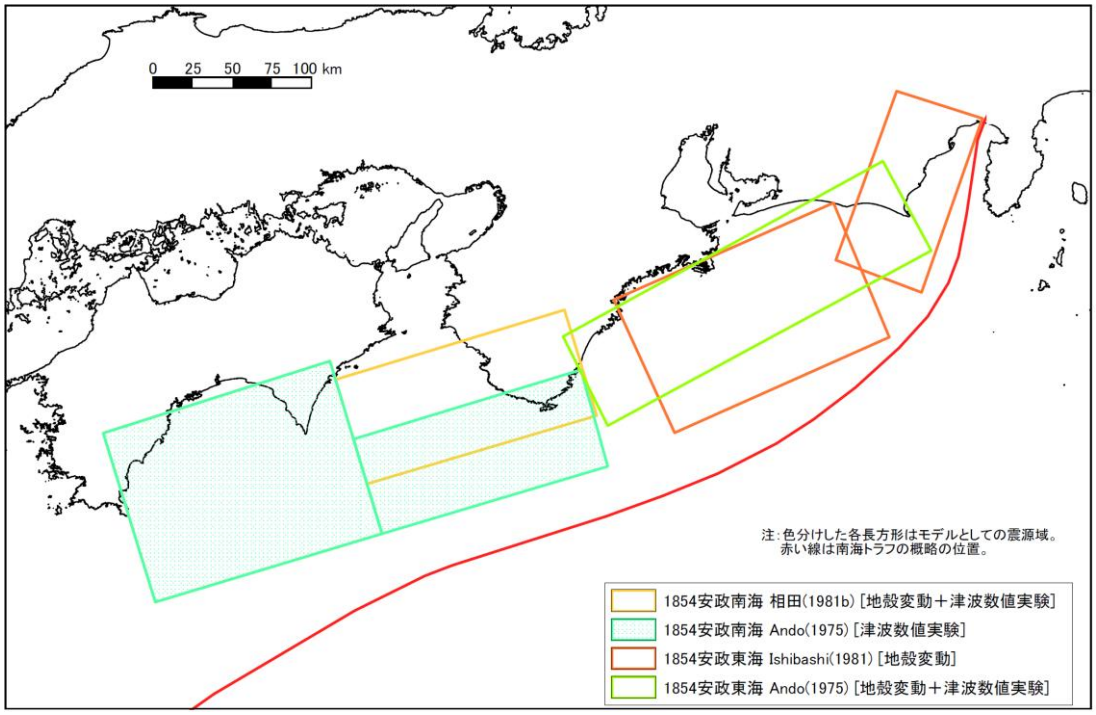


図 3-18　1854 年安政東海地震及び 1854 年安政南海地震の各種震源モデル

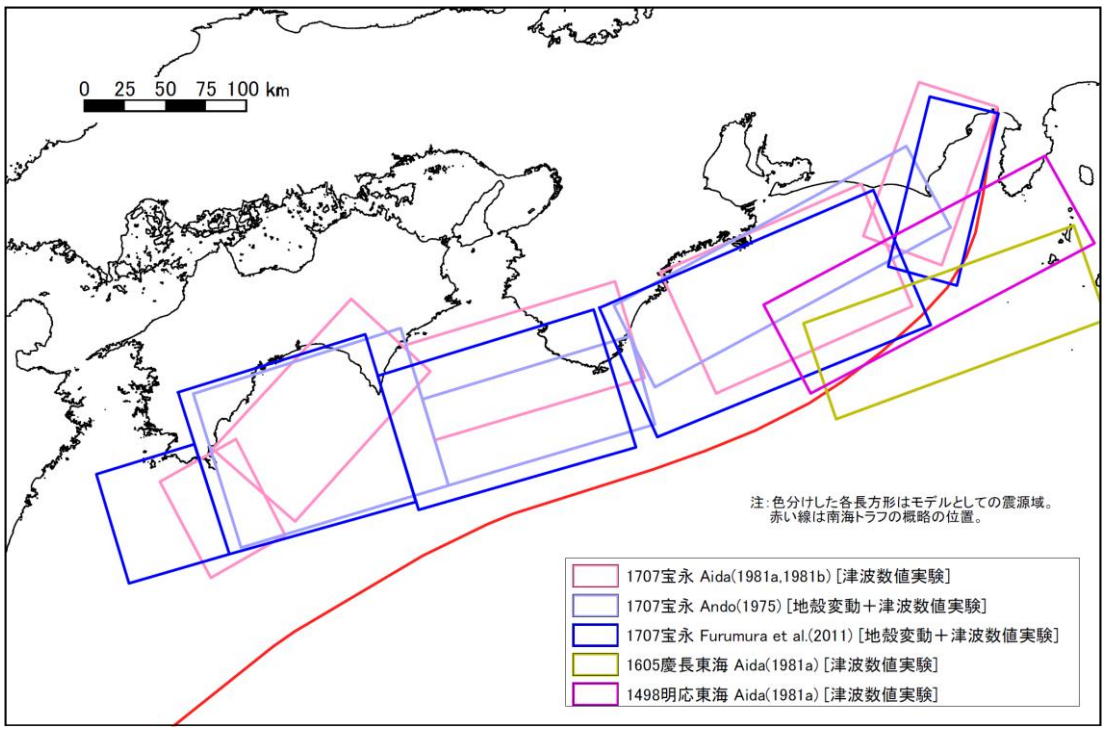


図 3-19　1498 年明応東海地震、1605 年慶長地震及び 1707 年宝永地震の各種震源モデル

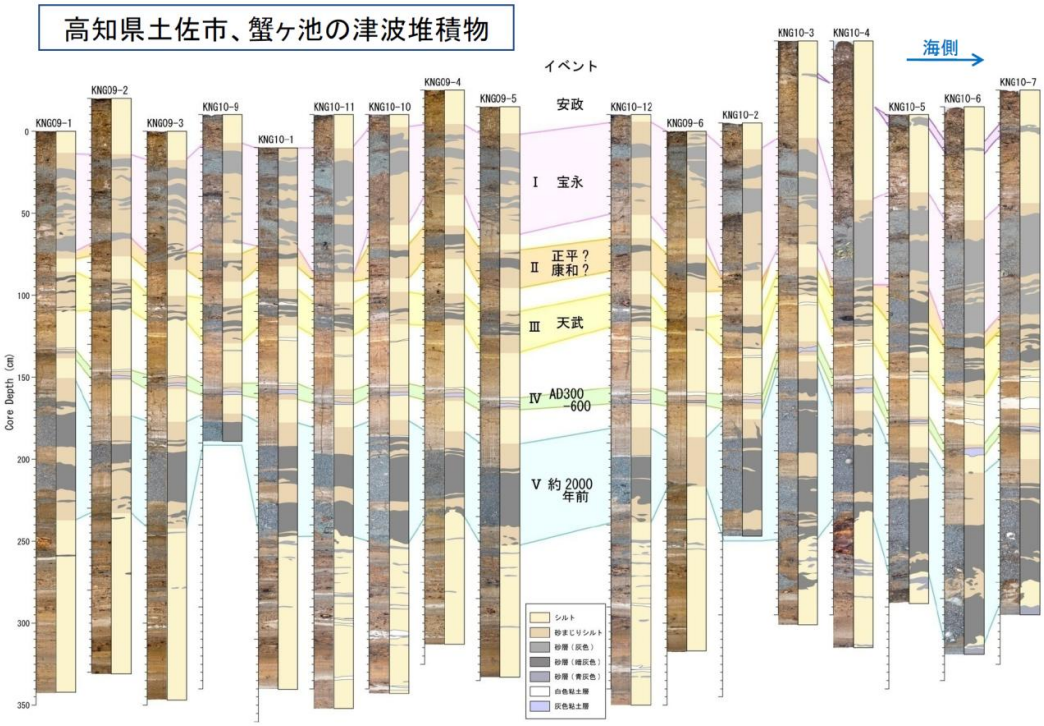


図 3-20　蟹が池の津波堆積物

2000 年前の堆積物が厚い（岡村ほか，2011）。

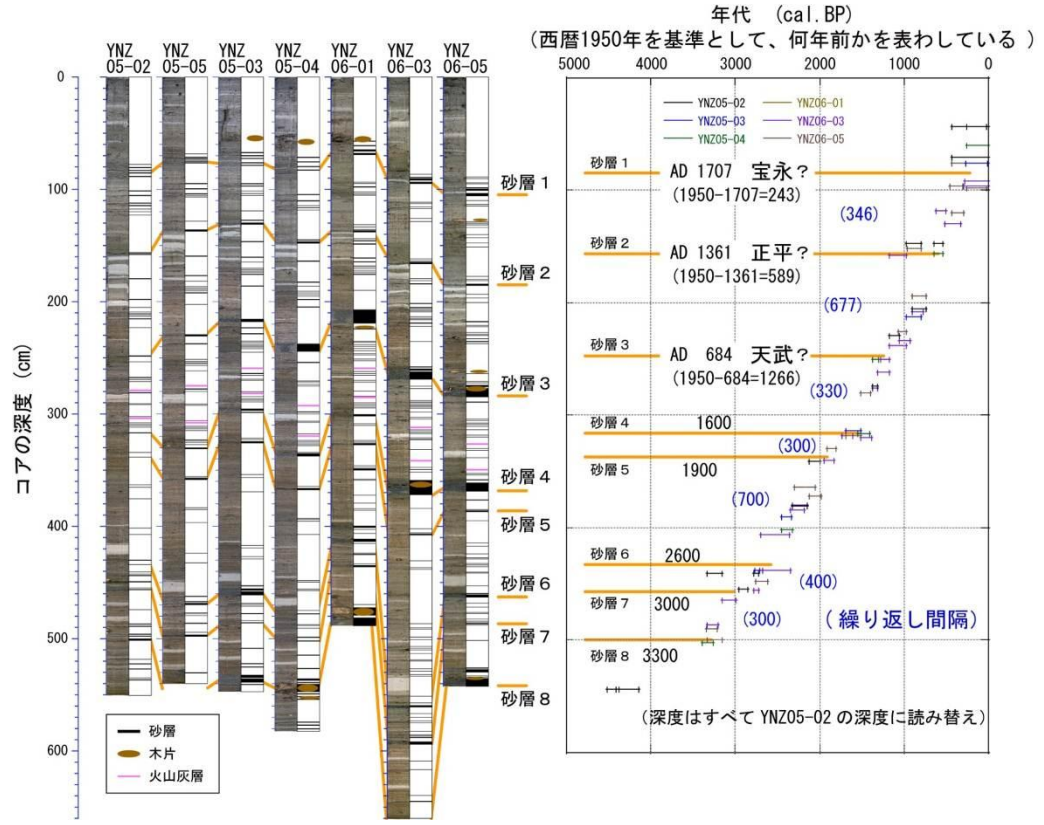


図 3-21　大分県佐伯市龍神池に認められる津波堆積物（岡村ほか，2011）

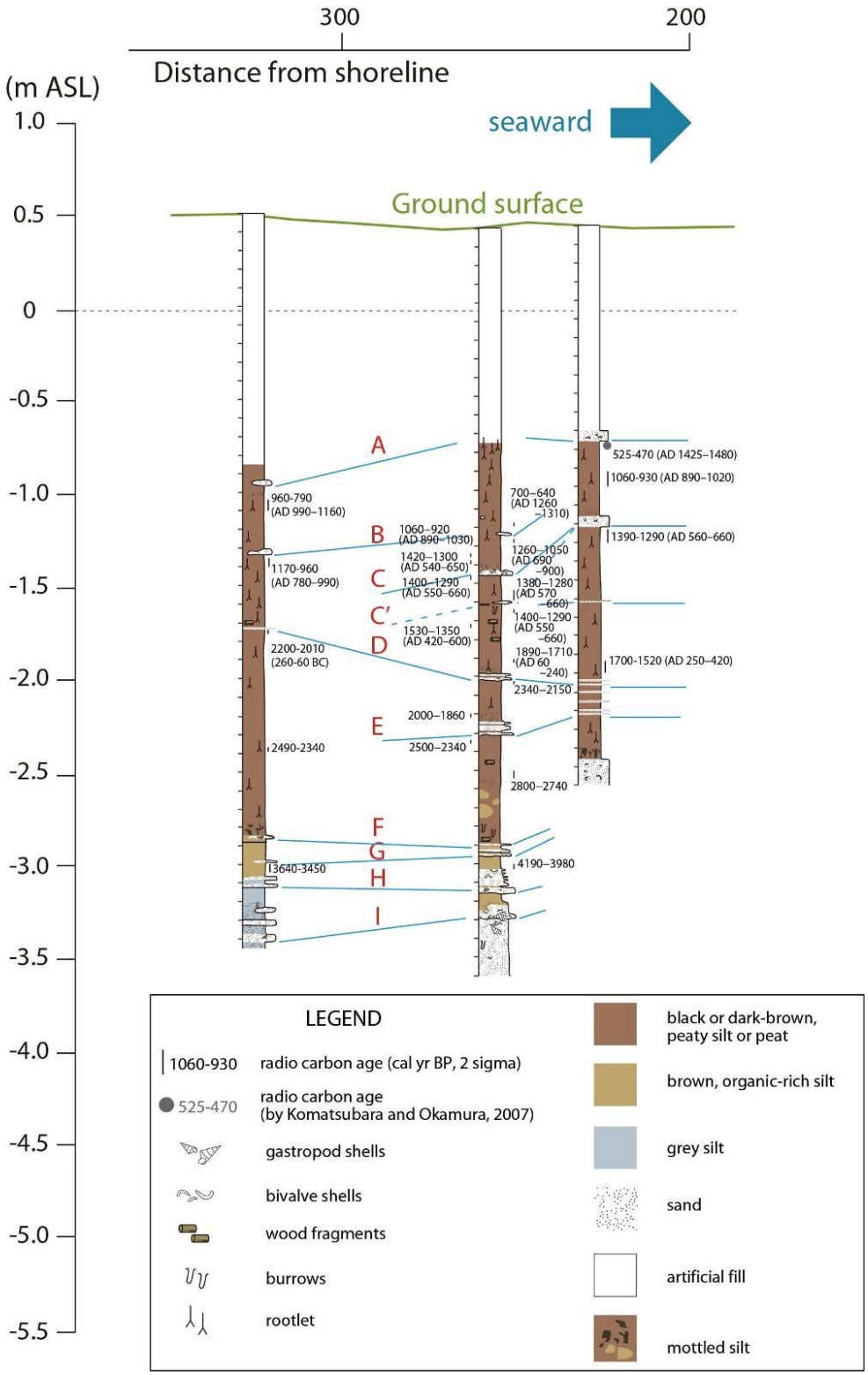


図 3-22　三重県志島低地で確認された津波堆積物

（Fujino *et al.*, 2012 に基づいて作成）

A から I の 9 層の砂層が平均 400-500 年間隔で堆積している。

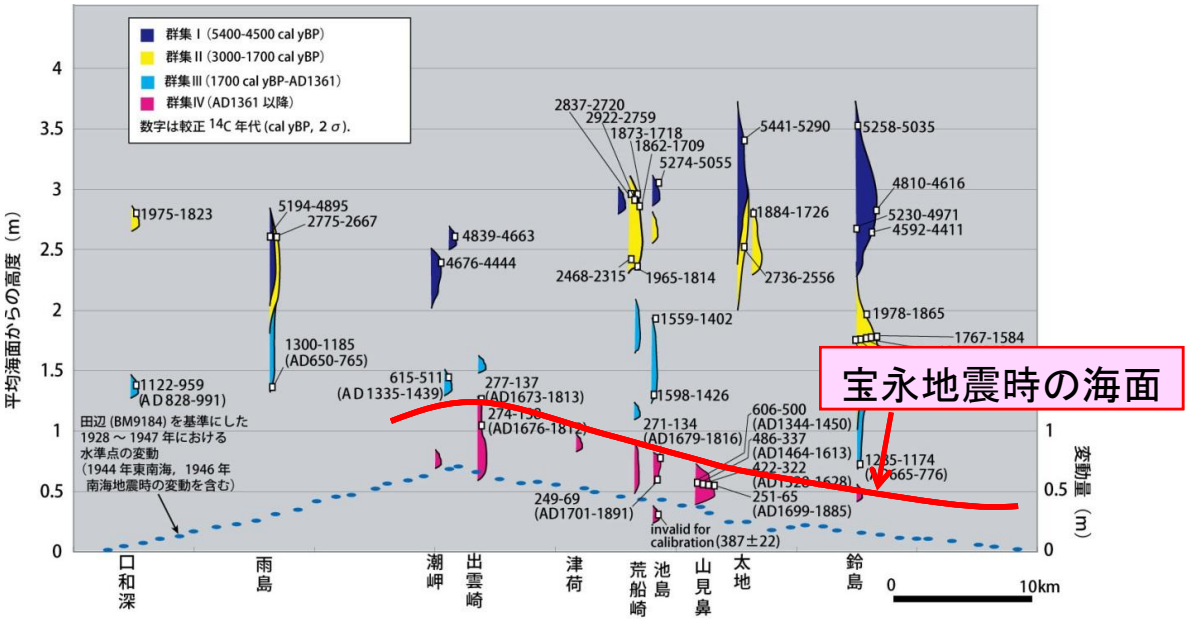


図 3-23　紀伊半島の生物遺骸調査結果（宍倉ほか，2008）

少なくとも 4 つのレベルの群集が確認でき、1 つの群集は 400～600 年かけて形成されている。これは群集が隆起・離水するイベントが 400～600 年間隔で生じていることを示す。

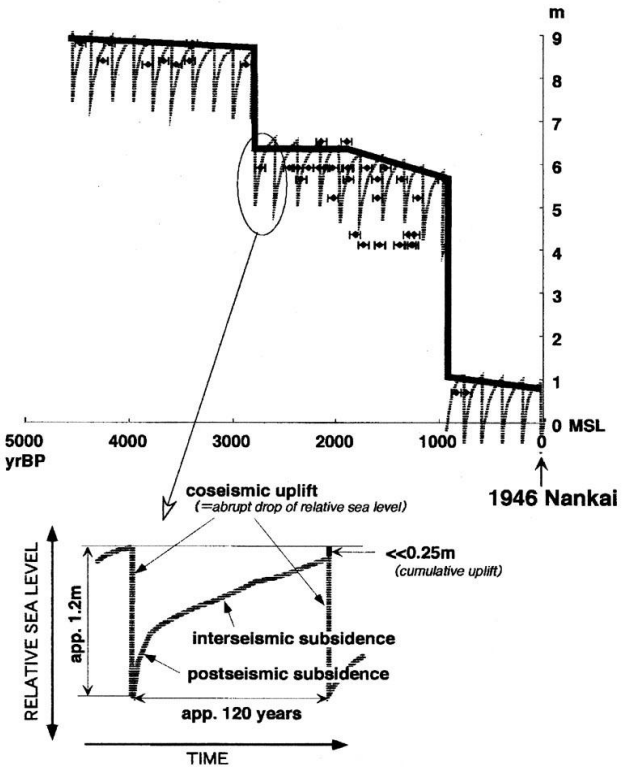


図 3-24　室戸半島における完新世地震性地殻変動（前杢，2001）

生物遺骸群集の年代と高度からみて、100～150 年間隔で生じる地震の地殻変動は残存せず、1000～2000 年間隔で大きな隆起が残留するイベントが生じている。

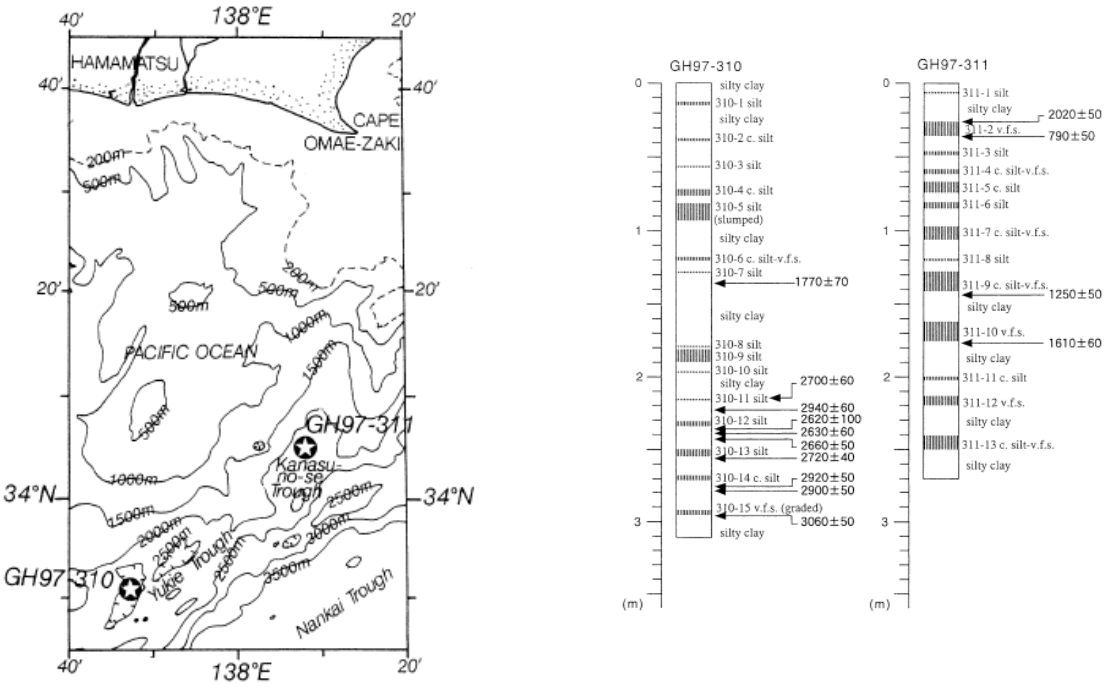


図 3-25　南海トラフ沿いにおけるタービダイトの採取地点（左）と研究対象試料の柱状図及び浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代値（$\delta^{13}C$ 補正年代）（右）（池原，2001）
柱状図でハッチをつけた部分がタービダイト、白抜き部は通常時に堆積した半遠洋性泥。

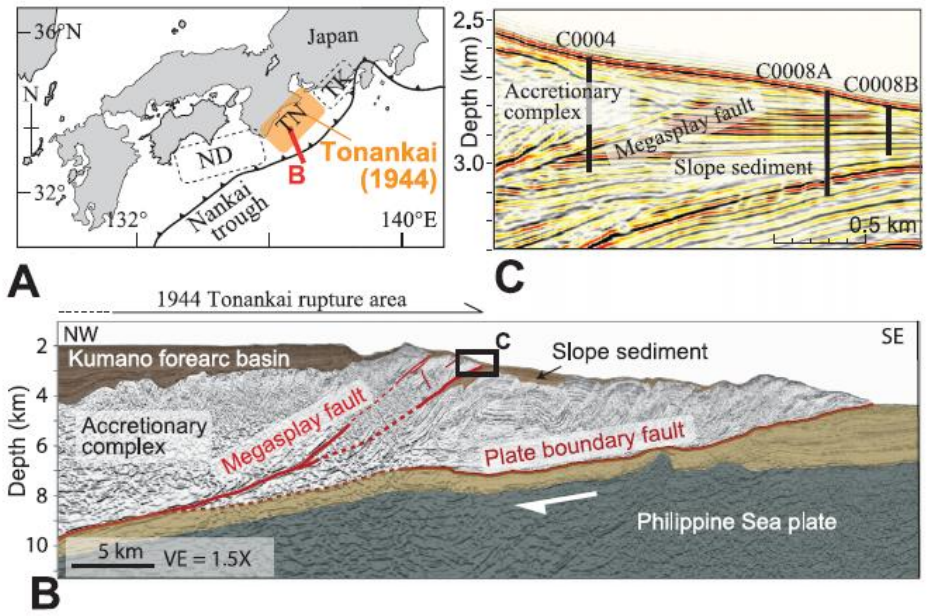


図 3-26　深海底掘削地点の概要（Sakaguchi *et al.*, 2011b）
A：1944 年の東南海地震を含む南海トラフ沿いの破壊域。B：南海トラフを横切る反射断面。測線の位置を A に示す。四角で囲んだ部分は C で示す地殻構造断面の位置。C：コア位置図。

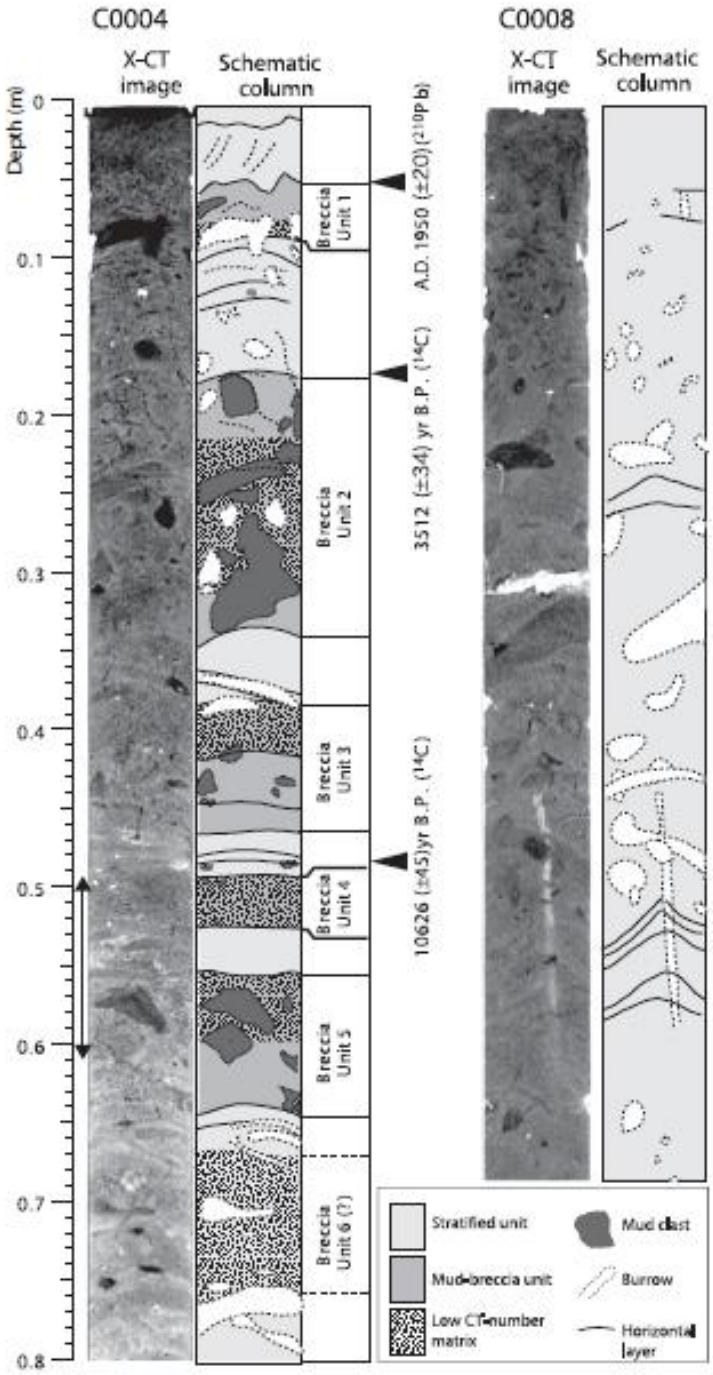


図 3-27　深海底コアの X 線 CT 画像と解釈図（Sakaguchi *et al.*, 2011b）
巨大分岐断層の上盤側のコア C0004 には少なくとも 5 層のマッドブレッチャ（Breccia Unit）が認められるのに対し、下盤側のコア C0008 にはマッドブレッチャは認めらない。コアの位置を図 3-26 に示す。

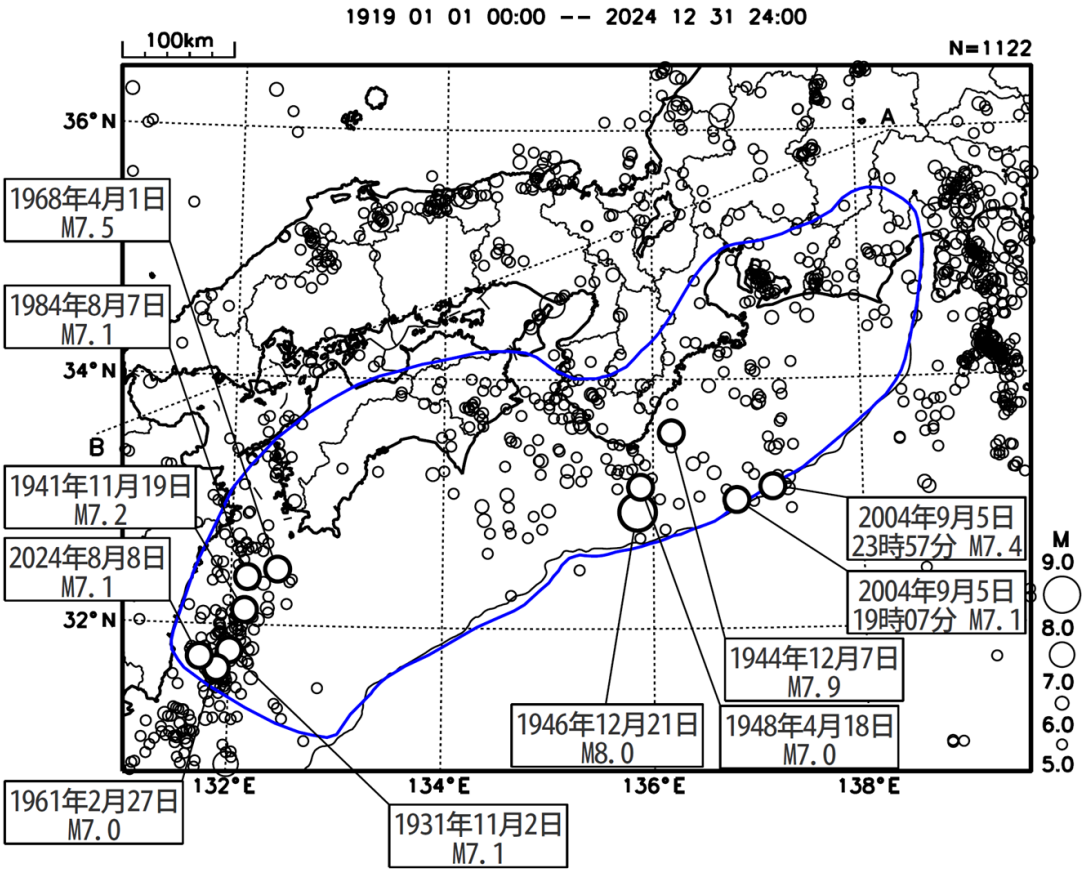


図 3-28　南海トラフとその周辺の震源分布（気象庁作成）

1919 年 1 月 1 日～2024 年 12 月 31 日の M5.0 以上かつ深さ 0～60km の地震を描画。

青線は評価対象領域（本文の図 1 を参照）

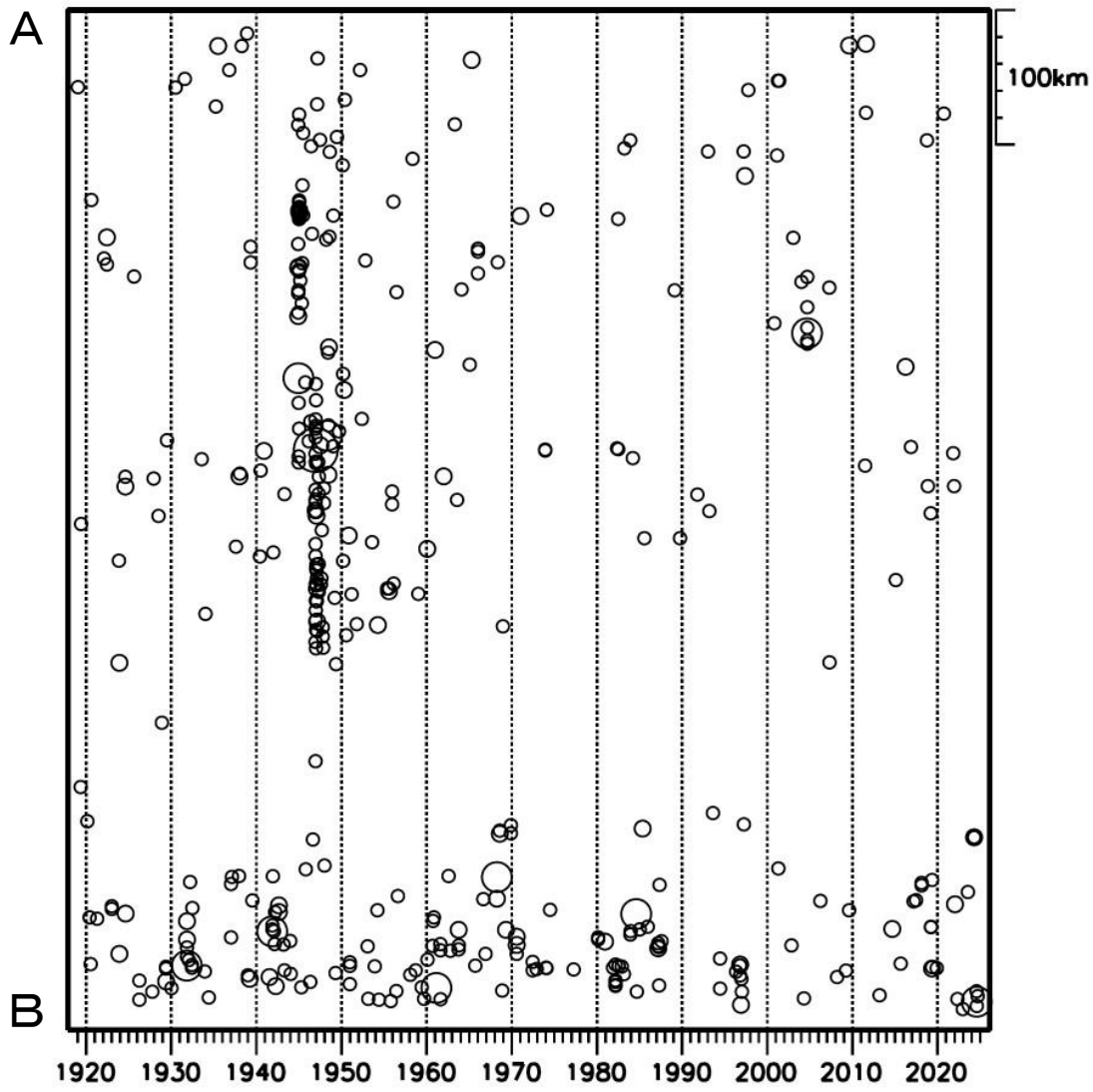


図 3-29　南海トラフとその周辺の地震活動の時空間分布（気象庁作成）
描画条件は図 3-28 と同様。また、図 3-28 中の青線内の地震について描画。

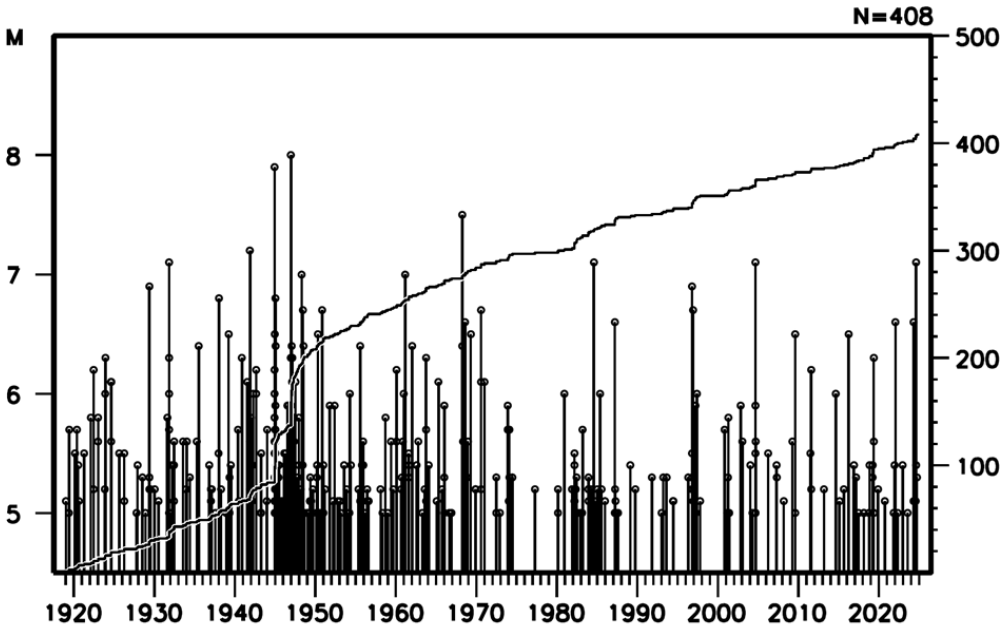


図 3-30　南海トラフの地震活動の M-T 図及び回数積算図（気象庁作成）
描画条件は図 3-28 と同様。また、図 3-28 中の青線内の地震について描画。

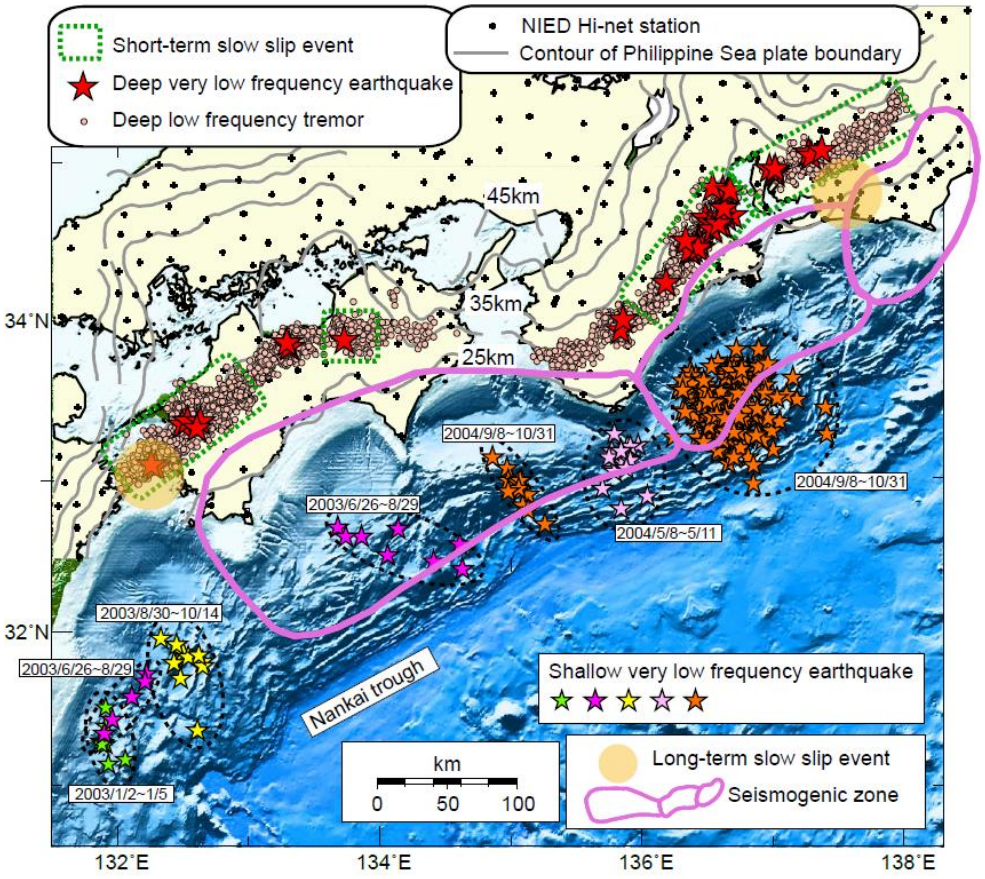
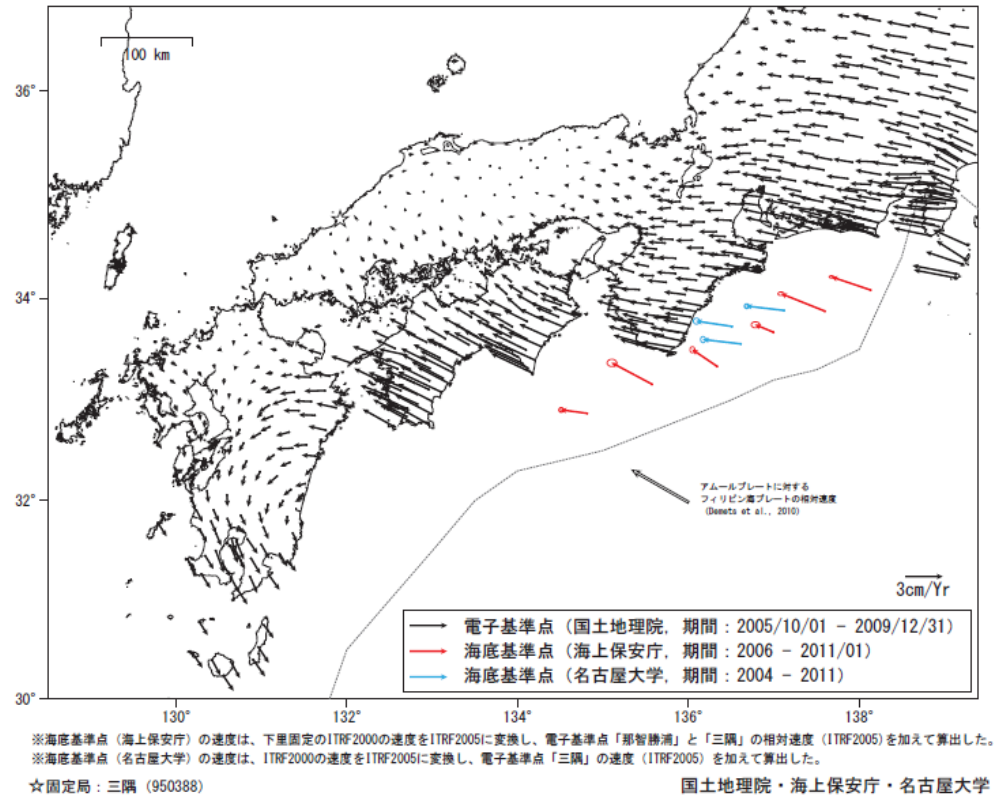


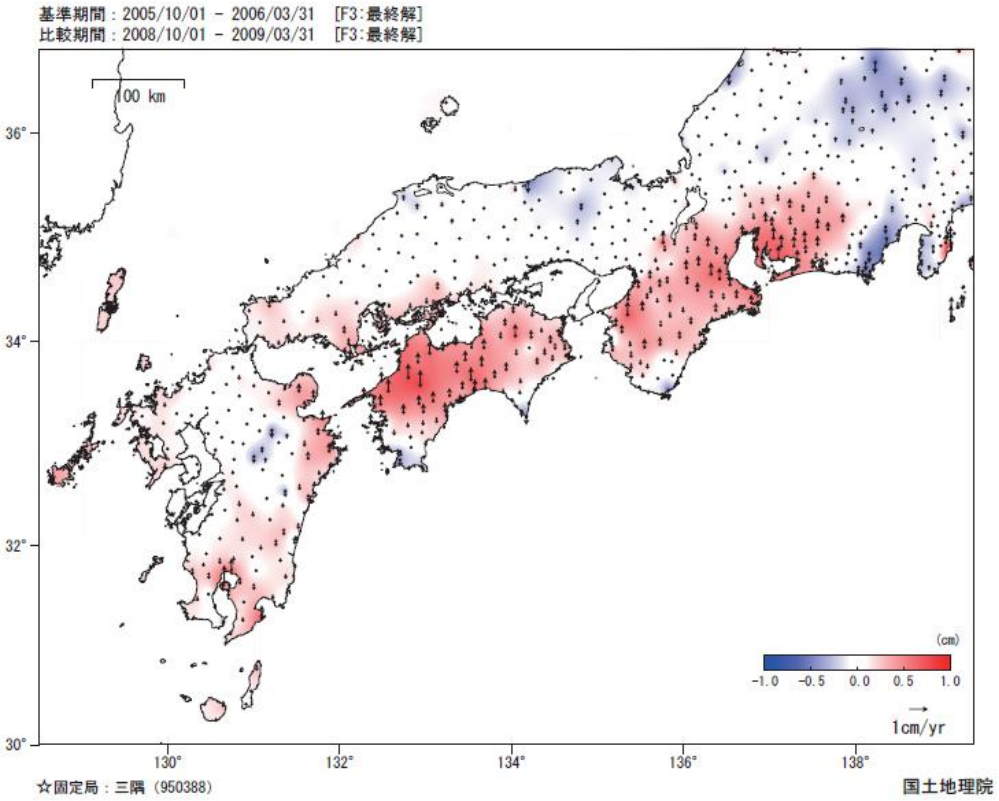
図 3-31　西南日本におけるスロー地震群の分布（小原，2009）



※海底基準点（海上保安庁）の速度は、下里固定のITRF2000の速度をITRF2005に変換し、電子基準点「那智勝浦」と「三隅」の相対速度（ITRF2005）を加えて算出した。
※海底基準点（名古屋大学）の速度は、ITRF2000の速度をITRF2005に変換し、電子基準点「三隅」の速度（ITRF2005）を加えて算出した。

☆固定局：三隅（950388）　　国土地理院・海上保安庁・名古屋大学

図 3-32　西南日本の平均変位速度ベクトル（水平）



☆固定局：三隅（950388）　　国土地理院

図 3-33　西南日本の平均変位速度ベクトル（上下）

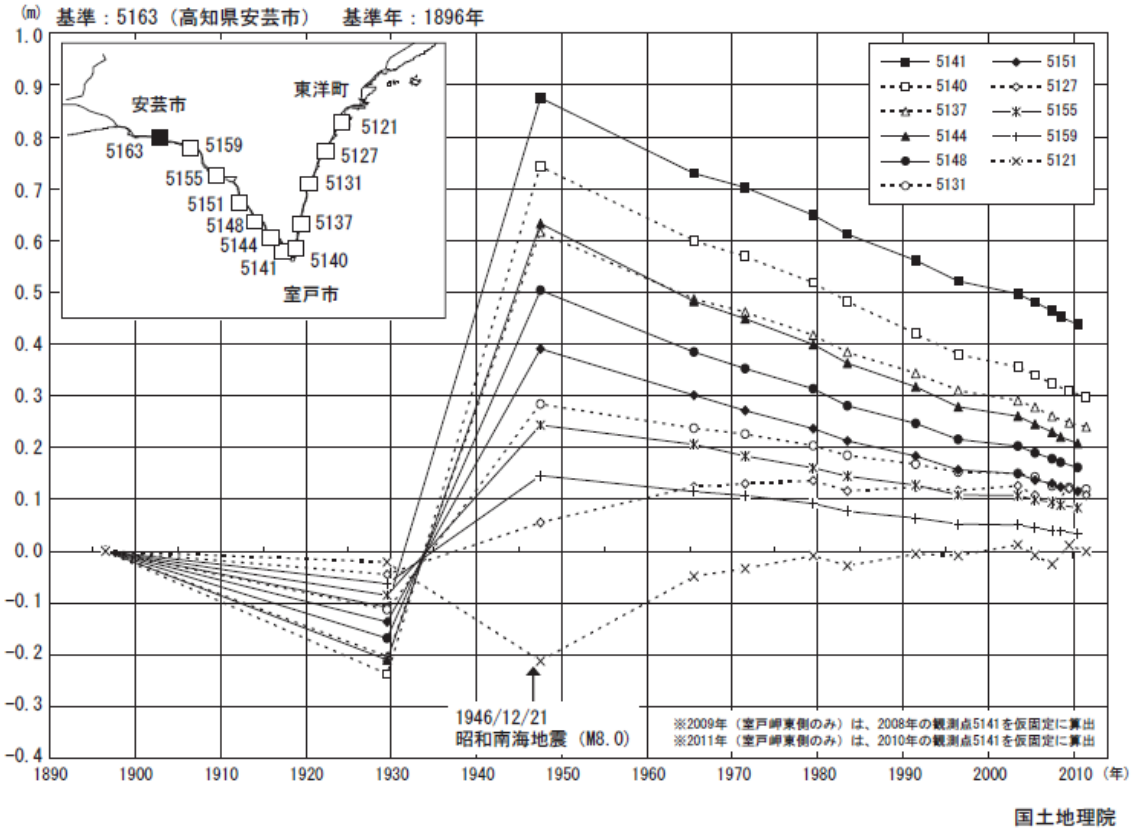


図 3-34　室戸岬における 1896 年以降の水準点上下変動量

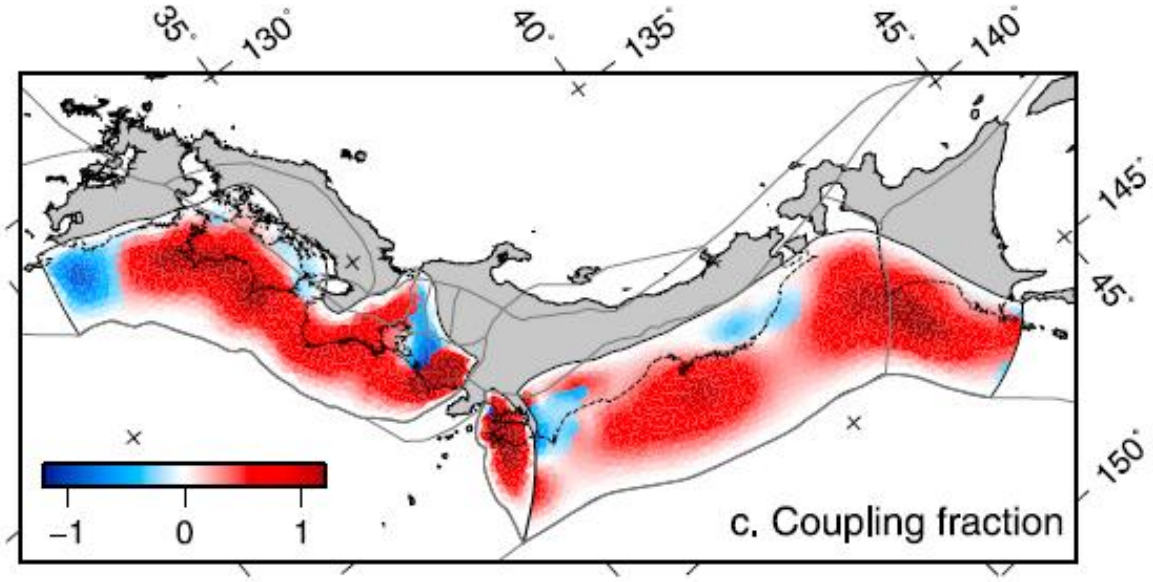


図 3-35　陸上 GNSS データから推定したプレート間の固着係数
(Loveless and Meade, 2010)。観測データの期間は 1997 年 1 月～2000 年 5 月。

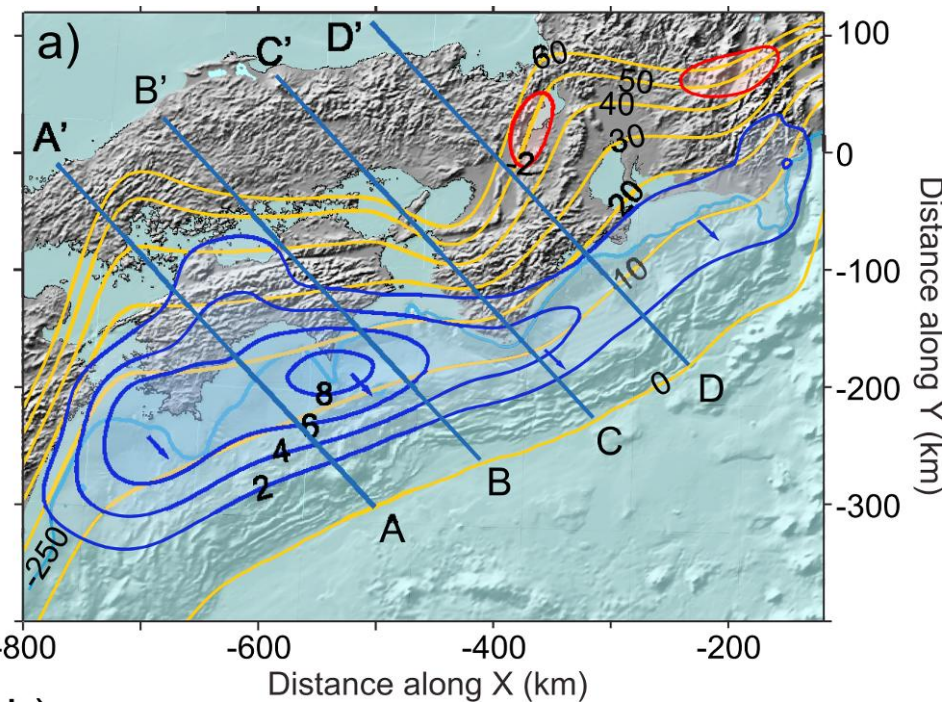


図 3-36　陸上 GNSS データから推定したプレート間のすべり欠損速度（Hok *et al.*, 2011）観測データの期間は 1996～2000 年。すべり欠損速度を青色及び赤色（forward slip）の等値線（等値線間隔年間２ cm），フィリピン海プレート上面の深さを橙色の等値線（等値線間隔 10 km）表す。

豊後水道周辺の推定プレート間すべり分布と積算モーメント

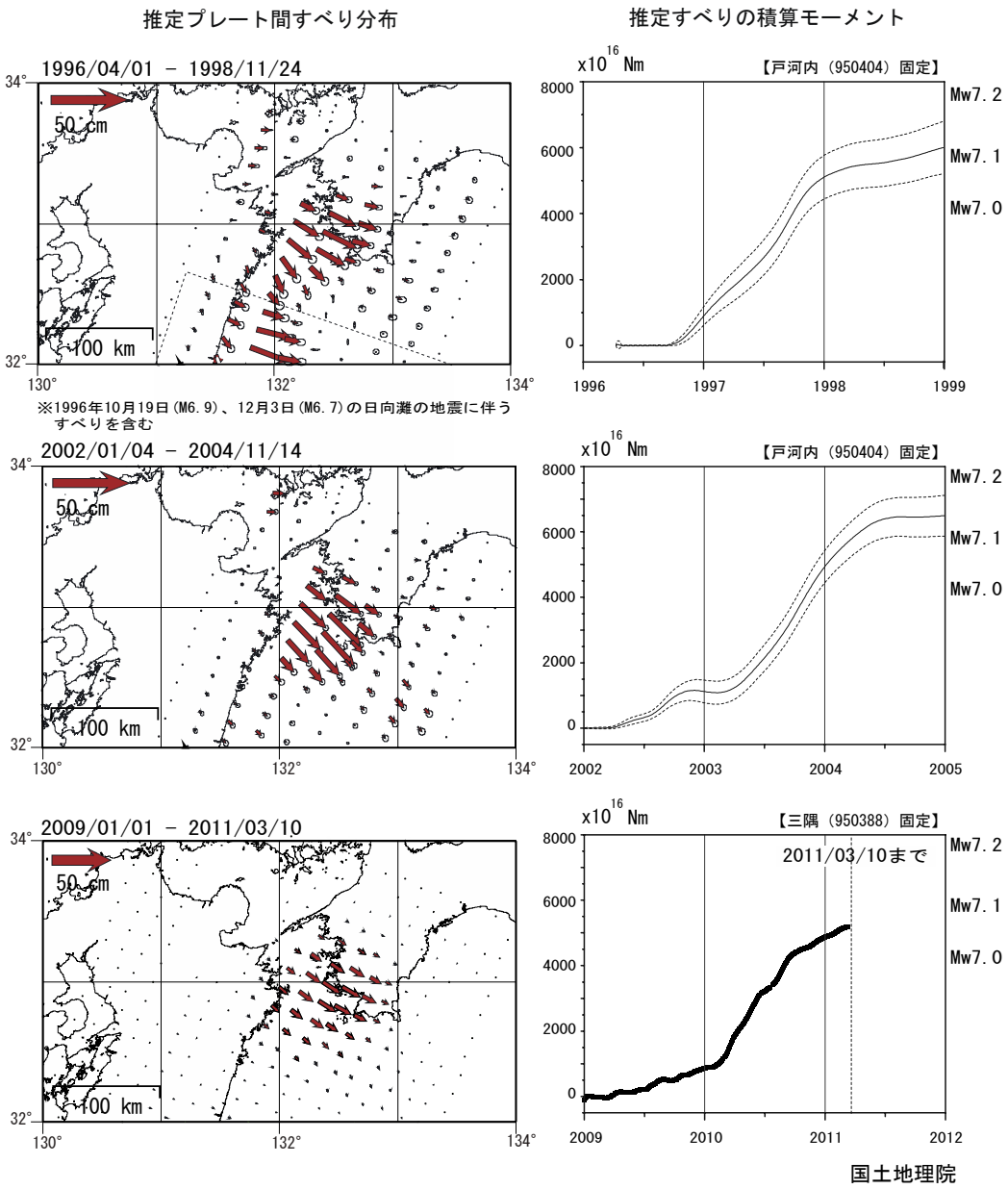


図 3-37　豊後水道で繰り返し発生する長期的スロースリップのすべり分布と推定モーメント（Ozawa *et al.*, 2007；国土地理院, 2012b）

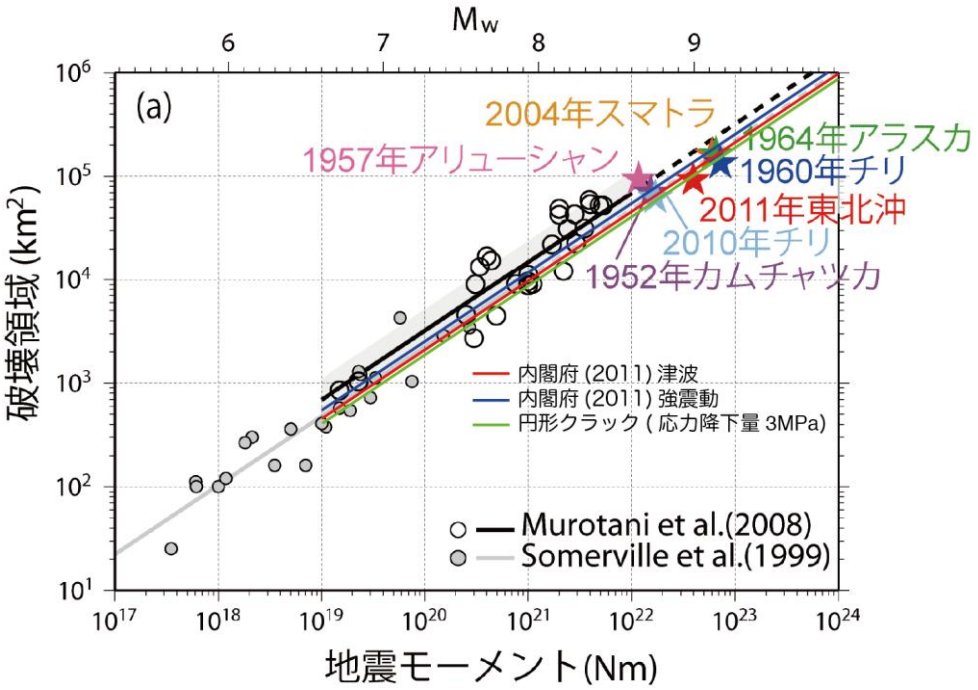


図 4-1　プレート境界地震の破壊面積と地震モーメントのスケーリング

（室谷ほか，2013 の図に加筆）

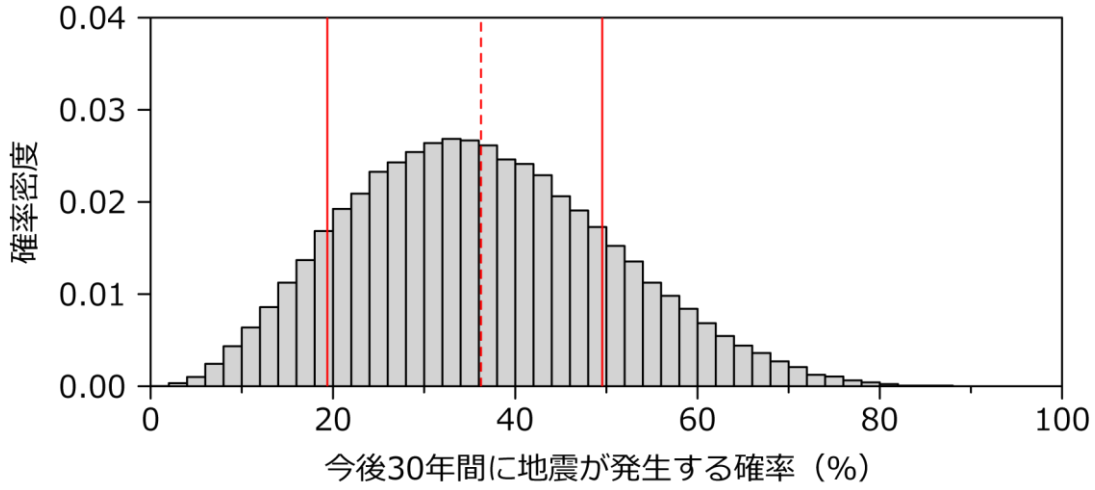


図 4-2　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の事後分布（BPT，ケースⅢ）
評価時点（2025 年 1 月 1 日）における 30 年確率の事後分布。赤色の実線は 70%信用区間、赤色の破線は期待値（平均値）を示す。

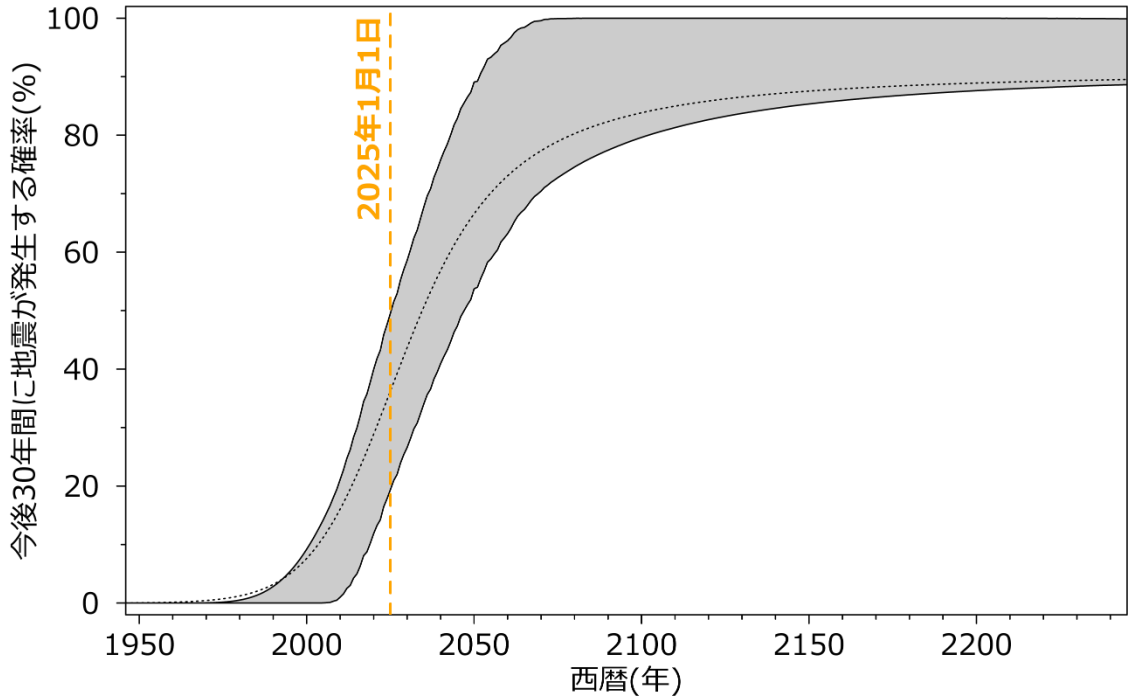


図 4-3　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の時間推移（BPT，ケースⅢ）
70%信用区間の範囲を灰色、上限と下限を黒の実線で示す。黒色の点線は期待値の推移を示す。橙色の破線は評価時点（2025 年 1 月 1 日）を示す。なお、図中の確率推移は評価時点で得られたパラメータの事後分布に基づく。

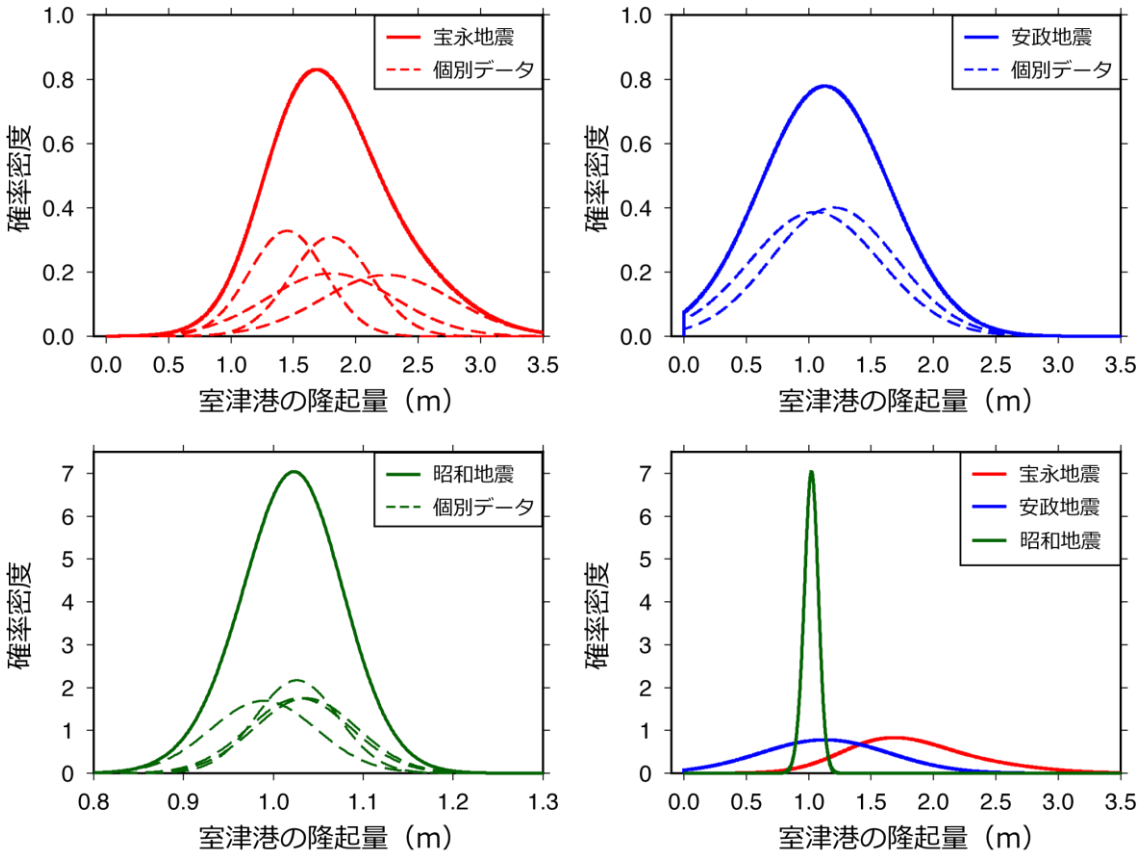


図 4-4　各南海トラフの地震における室津港の隆起量データの確率分布

宝永、安政、昭和の各南海トラフの地震における室津港の隆起量の確率分布を示す。破線は個別の史料・観測データに基づく分布、実線はそれらを統合した各地震の代表分布である。なお、全ての分布は、物理的に隆起量が負の値をとらないことを考慮し、0 で左側切断した分布である。

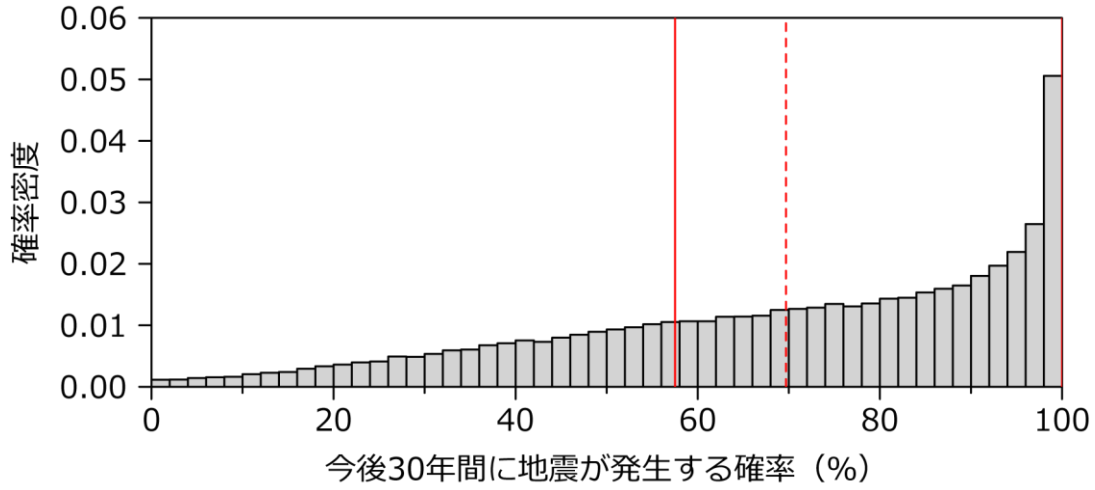


図 4-5　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の事後分布（SSD-BPT）
評価時点（2025 年 1 月 1 日）における 30 年確率の事後分布。赤色の実線は 70%信用区間、赤色の破線は期待値（平均値）を示す。

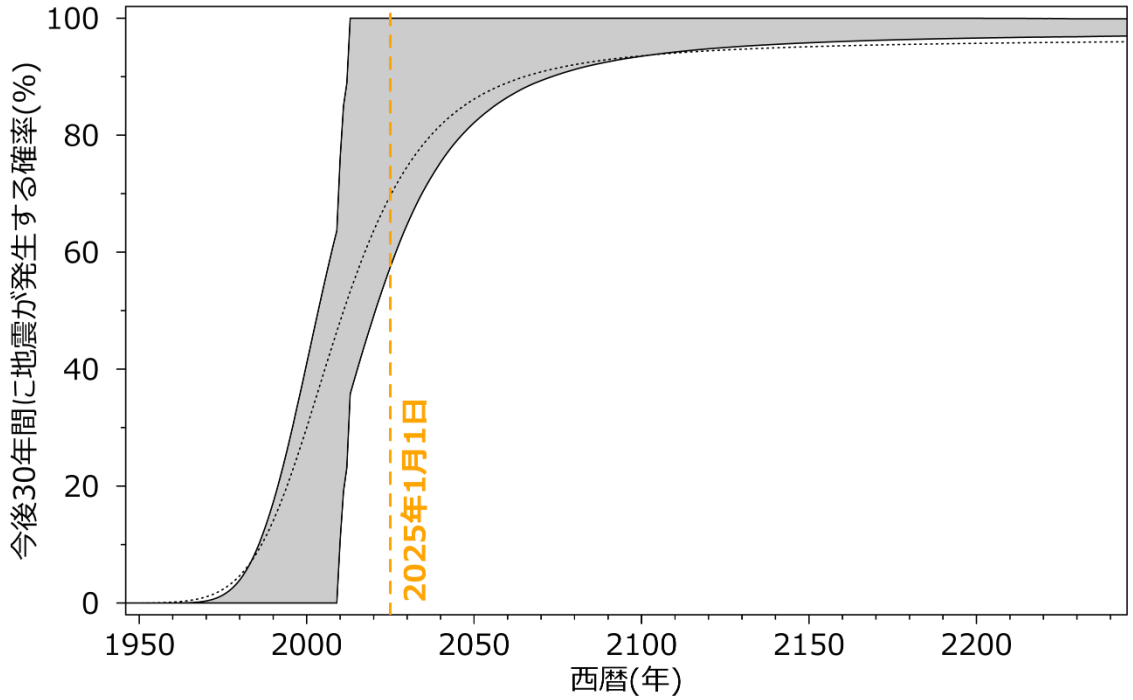


図 4-6　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の時間推移（SSD-BPT）
70%信用区間の範囲を灰色、上限と下限を黒の実線で示す。黒色の点線は期待値の推移を示す。橙色の破線は評価時点（2025 年 1 月 1 日）を示す。なお、図中の確率推移は評価時点で得られたパラメータの事後分布に基づく。

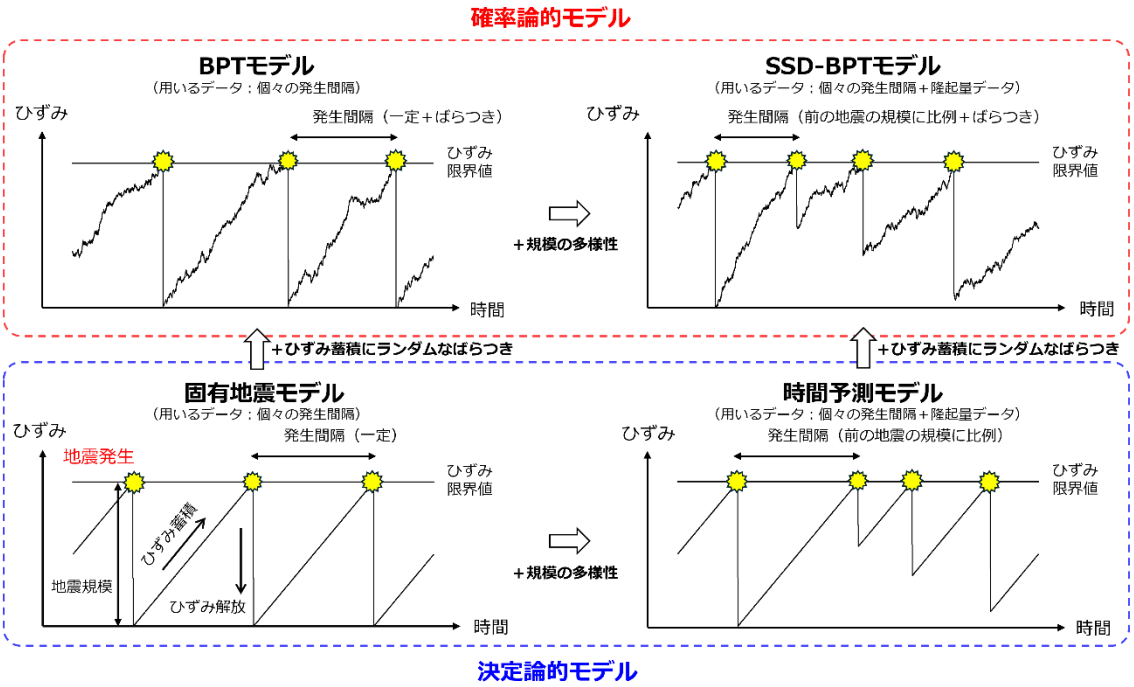


図 4-7　地震発生モデルの物理的背景

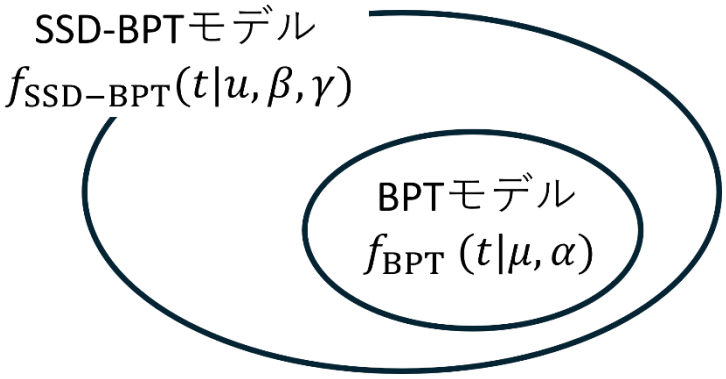


図 4-8　　SSD-BPT モデルと BPT モデルの関係

SSD-BPT モデルと BPT モデルの関係性を表す模式図。SSD-BPT モデルは、地震の規模（すべり量）が常に一定となる特別な場合に BPT モデルと等価になるため、BPT モデルを包含するモデルとして示されている。

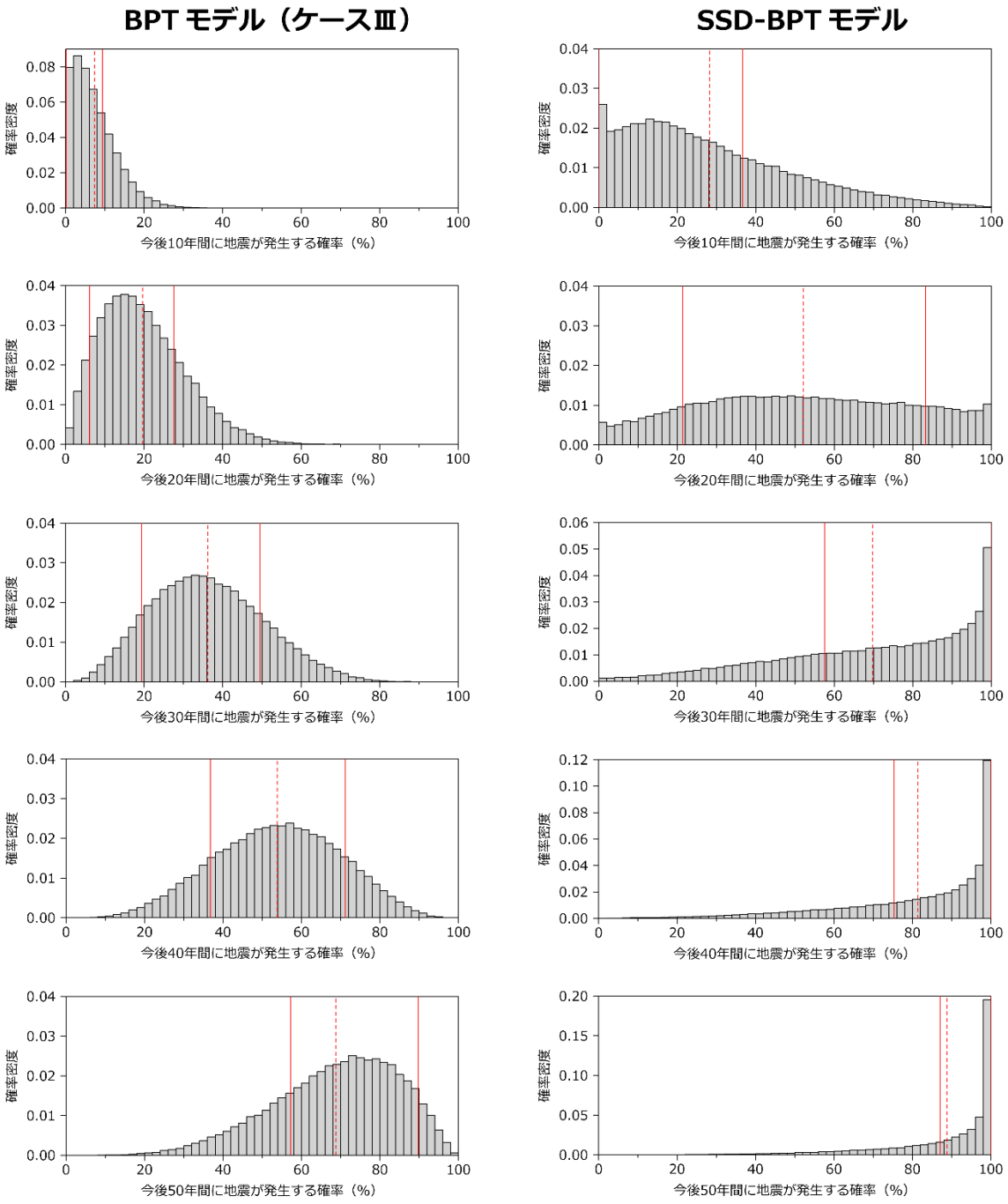


図 4-9　BPT モデルと SSD-BPT モデルによる発生確率の事後分布の比較

評価時点（2025 年 1 月 1 日）から今後 10、20、30、40、50 年間に地震が発生する確率の事後分布。左側が BPT モデル（ケースⅢ）、右側が SSD-BPT モデルによる確率を表す。各分布において、赤色の実線は 70%信用区間、赤色の破線は期待値（平均値）を示す。

付録 A：SSD-BPT モデルにおけるパラメータ（β，γ）の事前分布の設定

本付録では、SSD-BPT モデルを規定するパラメータである β 及び γ の事前分布について、その具体的な設定根拠と導出過程を詳述する。

A.1　β の事前分布

パラメータ β は室津港における長期的な平均沈降速度 V の逆数に対応する。したがって、その事前分布は沈降速度の推定値から設定することが合理的である。本節では測地観測やプレートモデルから推定される沈降速度の範囲を参照して、β の事前分布（正規分布）を設定する。

A.1.1　参考とした観測値と留意点

室津港周辺の沈降速度 V の参考値としては、複数の研究から以下のような観測値が得られている。

- 水準測量（1897 年～）：７～８mm/年（坪川, 1969；国土地理院, 2012b）
- 潮位観測（1980 年～）：８mm/年（Hashimoto, 2022）
- GNSS 観測（2004 年～）：５～７mm/年（Nishimura *et al.*, 2018；国土地理院, 2024）

これらの観測値は非常に重要であるが、事前分布を直接設定する上では留意すべき点がある。まず、信頼性の高いデータが得られているのは近年の約 100 年間に限られる。これは長期的な地震活動の繰り返しサイクルの中ではごく短い期間に過ぎず、これらの観測値が平均的な沈降速度を代表しているとは断定できない。また、これらの観測値には、プレート間の固着による地殻変動とは直接関係しない成分（例えば、潮位データにおける長期的な海水準変動の影響（Nakano *et al.*, 2023）や、粘弾性緩和などの非弾性的な変動（Li *et al.*, 2020）など）が含まれ得る。これらの要因を厳密に分離することは現段階では困難である。

A.1.2　沈降速度の取り得る範囲の概算

上記の点を踏まえ、本評価では特定の観測値に強く依存するのではなく、より物理的な制約条件から沈降速度 V が取り得るおおよその範囲を概算するアプローチを採った。

V の最大値は、室津港直下のフィリピン海プレートの沈み込み速度によって物理的な上限が決まると考えられる。本文でも触れたように、室戸岬沖のプレート運動速度は６～７cm/年であることが知られている（Miyazaki and Heki, 2001；DeMets *et al.*, 2010）。一方、プレート運動方向に沿った室津港直下（図 2-3 の 20 km 等深線付近）のプレート上面の傾斜角は、10～20 km 及び 20～30 km の等深線間から見積もると７～10° 程度となる。ここでは、プレート形状の不確かさを考慮し、より大きな傾斜角として 15° を仮定する。これらの値から、プレートの沈降速度の鉛直成分は、最大で約 18 mm/年（$= 70\ \mathrm{mm/年} \times \sin 15°$）

と見積もられる。上盤側の沈降速度がこの値を上回ることは考え難いため、V の最大値を 18 mm/年と設定した。これはプレート間が完全に固着している状態に相当する。

V の最小値の設定はより難しい。理論上、プレート間が全く固着していなければ沈降は生じない（$V = 0$）が、固着がなければ地震による隆起も生じないことになり、観測事実との整合から V が 0 に近い値は取り得るような設定は適切ではない。そこで本評価では、近年の観測で得られている値の最小値である５mm/年（Nishimura *et al.*, 2018; 国土地理院, 2024）を、V が取り得る下限値として設定した。

以上の検討から、沈降速度 V の取り得る範囲を５～18 mm/年と概算した。これは、β に換算すると、およそ 0.056～0.2 年/mm に相当する。

A.1.3　正規分布パラメータの設定

この β の概算範囲（0.056～0.2 年/mm）は、プレートが完全に固着する極端な場合までを考慮した、物理的に考え得る妥当な幅を表現している。そこで、この範囲を正規分布における確率の大部分（99.7%）が含まれる区間、すなわち±３σ（σ は標準偏差）に相当するものと見なし、事前分布の標準偏差を 0.024 年/mm と設定した。

事前分布の期待値については、客観的な基準として観測データに対する周辺尤度を最大化する経験ベイズ的なアプローチを採用し、その結果、最適値として 0.095 年/mm を得た。これは沈降速度に換算すると約 10.5 mm/年に相当する値である。

以上の検討に基づき、β の事前分布として、正規分布 $N(0.095, 0.024^2)$ を、物理的に負の値をとらないよう 0 で左側切断した切断正規分布を採用した。この設定は、利用可能な情報を最大限活用し、かつ特定の観測値への過度な依存を避けているという点において、一定の合理性を有すると考えられる。

A.2　γ の事前分布

パラメータ γ は、沈降過程における擾乱の大きさを規定するが、その値を直接制約する知見は乏しい。そのため、γ と関連の深い変動係数 α に関する既往の研究成果を参考に、γ の事前分布（ガンマ分布）を設定する。

A.2.1　基本方針と留意点

具体的な方針として、本評価では SSD-BPT モデルにおける実質的な変動係数が、先行研究（例えば、Nomura *et al.*, 2011）で示唆される範囲（α が概ね 0.2～0.4）と整合的になるよう、γ の事前分布を設定する。

ここで注意すべき点は、SSD-BPT モデルにおける特定規模の地震後の発生間隔に対する変動係数は、すべり量を所与とした条件付き変動係数である一方、我々が参考にすべき α の事前分布に関する知見は、地震ごとのすべり量のばらつきも含んだ発生間隔の周辺変動係数

に対応すると解釈すべき点である。両者は一般に一致せず、安易な対応付けはγの過大評価に繋がる可能性があるため、本評価では周辺変動係数が目標範囲に収まるよう事前分布を決定する。

加えて、事前分布を設定する上での実用的な要件として、γが0に極めて近い値を取らないようにすることも考慮する。これは、γが0に近い領域ではMCMC法などの数値計算が不安定になる可能性があり、また参考とした変動係数αの範囲を再現する上で、γが0に非常に近い値を取る必然性がないためである。

A.2.2　周辺変動係数の評価

周辺変動係数の振る舞いを評価するため、すべり量Uがガンマ分布に従うと仮定した拡張モデルを用いて数値実験を行った（Terada, 2025）。まず、発生間隔とすべり量の同時確率密度関数$f_{(T,U)}(t,u)$は、すべり量Uが与えられた下での発生間隔Tの条件付き確率密度関数$f_{T|U}(t|u)$とUの周辺確率密度関数$f_U(u)$の積として表される。SSD-BPTモデルでは,条件付き確率密度関数$f_{T|U}(t|u)$はBPT分布の確率密度関数となる。よって、すべり量Uがガンマ分布に従うと仮定すると、同時確率密度関数は以下で与えられる。

$$f_{(T,U)}(t,u|\beta,\gamma,\boldsymbol{\xi}) = f_{\mathrm{BPT}}\left(t\middle|\beta u,\sqrt{\beta/u\gamma}\right)f_U(u|\boldsymbol{\xi}) \tag{A.1}$$

ここで、$f_U(u|\boldsymbol{\xi})$はパラメータ$\boldsymbol{\xi}=(\xi_1,\xi_2)$を持つガンマ分布の確率密度関数である。発生間隔の周辺確率密度関数$f_T(t)$は、この同時確率密度関数をuについて積分（周辺化）することで得られる。

$$f_T(t|\beta,\gamma,\boldsymbol{\xi}) = \int_0^\infty f_{(T,U)}(t,u|\beta,\gamma,\boldsymbol{\xi})\,du \tag{A.2}$$

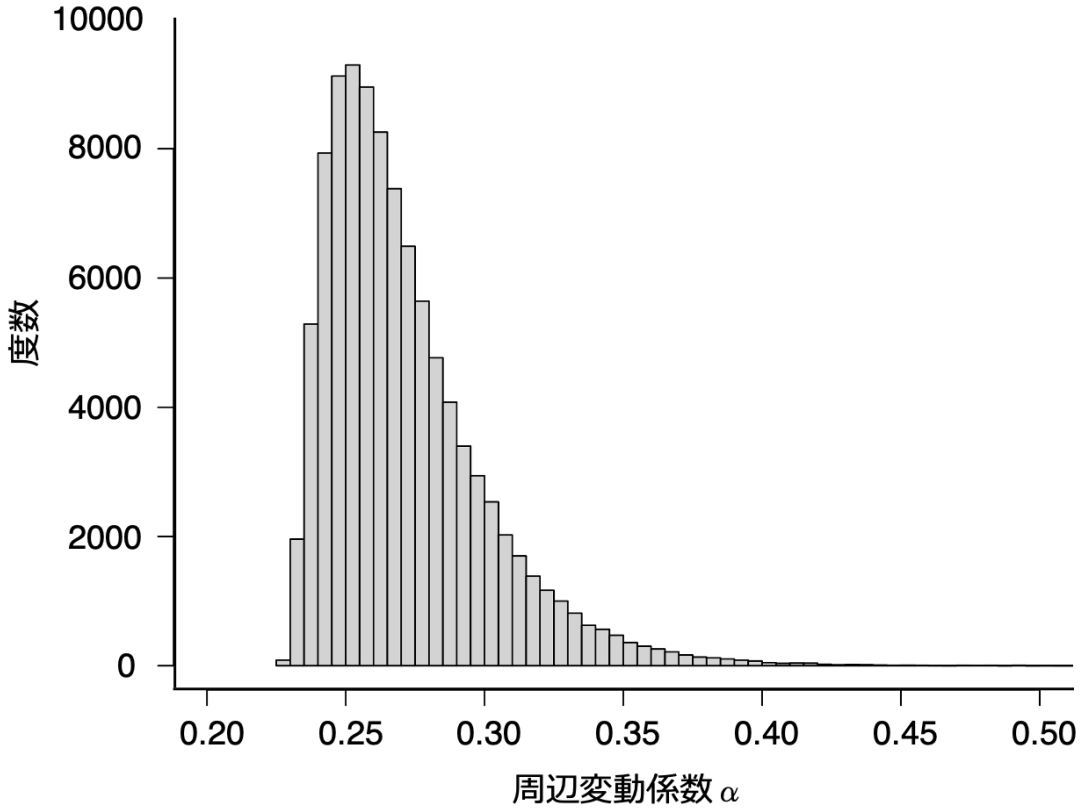
数値実験にあたり、宝永・安政・昭和の各南海地震の隆起量データを参考に、uの分布として形状パラメータを20、比パラメータを15 m^{-1}としたガンマ分布$\mathrm{Ga}(20,15)$を仮定した（0.5m～2.5m程度の範囲に分布）。γの事前分布の候補としては、正の方向に平行移動したガンマ分布$\gamma\sim c+\ \mathrm{Ga}(a,b)$を仮定し、ハイパーパラメータ$(a,b,c)$が周辺変動係数に与える影響を調べた。

その結果、γ の事前分布に対してハイパーパラメータを$a=5$、$b=0.35\sqrt{年}/mm$、$c=5\,mm/\sqrt{年}$と設定した場合に、結果として得られる周辺変動係数が、目標とする0.2～0.4の範囲によく収まることが確認された（付図A-1）。

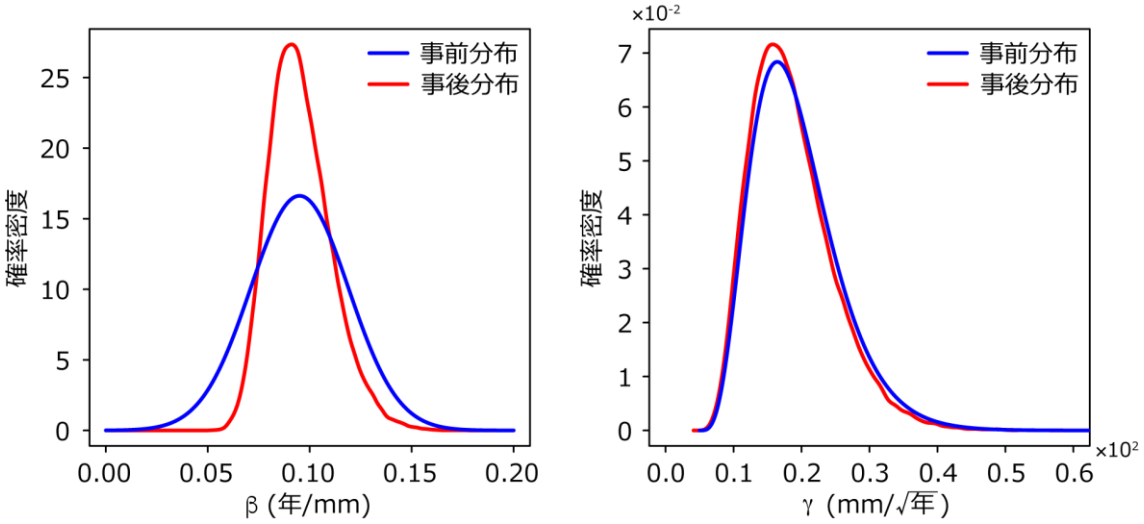
以上の検討に基づき、γの事前分布として、平行移動したガンマ分布$\gamma\sim 5+\ \mathrm{Ga}(5,0.35)$を採用した。

A.3　パラメータの事前分布と事後分布の比較

A.1及びA.2で設定した事前分布と、観測データを用いてベイズ推定により得られた事後分布を、パラメータβとγについてそれぞれ付図A-2に示す。



付図 A-1：周辺変動係数 α の頻度分布



付図 A-2：パラメータ (β, γ) の事前分布と事後分布

本評価で用いたパラメータ β（左図）及び γ（右図）の事前分布（青線）と事後分布（赤線）。

（別添）

「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」一部改訂に関する広報検討部会から地震調査委員会への助言

令和7年9月8日
広報検討部会

令和7年6月27日、広報検討部会（以下「本部会」という。）は、地震調査委員会（以下「同委員会」という。）における「南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）」（以下「長期評価」という。）の一部を改訂する検討の状況について、同委員会委員長の指示のもと、事務局から説明を受けた。具体的には、地震発生確率の計算にあたって、科学的に優劣をつけられない2つの計算方法があり、両方の計算方法から導き出される確率値を報告書に併記する予定である旨の報告を受けた。その上で、同委員会委員長から、同委員会が今後一部改訂を公表するにあたって留意するべき事項について助言することを求められた。

これを受け、本部会において、地震活動の総合的な評価を適切に広報する観点から検討を行った。その結果、本部会は、同委員会に対し、長期評価一部改訂の内容を発表する際に、地震調査研究推進本部の役割を踏まえて、同委員会が情報の受け手側のことを十分に考えた情報発信が必要であると助言する。

特に、この情報発信にあたって、同委員会は、一般の国民や、地方公共団体の防災担当の職員、民間企業の技術者等に対して、今回の長期評価一部改訂の意義を、次の事項を含め、簡明な表現を用いて伝えるべきである。

（1）今回の長期評価一部改訂は、地震発生確率の計算方法等を改善したものであること
（2）同委員会が確率計算にあたって採用した2つの計算方法は、科学的に優劣をつけられず、それぞれに特長があること
（3）この2つの計算方法からは、今回の見直し前と同じく、ともにⅢランク（「高い」）[※1]に位置付けられる確率が導き出されていること
（4）したがって、南海トラフ地震の発生確率は高いという評価は変わっておらず、国、地方公共団体、住民等は、地震発生に対する防災対策や日頃からの備えに、引き続き努めていくことが必要であること
（5）また、中央防災会議の方針として、南海トラフ地震の防災対策は最大規模の地震による被害を想定して行われており、確率値の示し方にも、最悪事態を想定した対応が求められる。よって、国や地方公共団体等が、防災対策を推進するに

あたって、住民等に対し、確率の具体的な値を示す必要があるときは、「疑わしいときは行動せよ」等の考え方に基づいて、2つの計算方法のうち、より高い方の確率値を強調するのが望ましいこと※2

また、今後、同委員会は、長期評価の一部改訂の内容を発信していくにあたって、本部会との連携のもと、情報の受け手をしっかりと意識して、一層分かりやすい説明資料等を作成するとともに、国民やマスメディアに対してより丁寧に説明できる機会を作っていくべきである。

本部会においても、引き続き、南海トラフ地震を含め、地震発生確率値を含む長期評価結果、全国地震動予測地図等の地震調査研究の成果を、社会に伝える目的や伝え方、社会で活かす方策等について議論していく。

※1 III ランク（高い）:「長期評価の広報資料の改善について」（平成30年7月23日地震調査研究推進本部 政策委員会 総合部会）に基づく、海溝型地震における30年以内の地震発生確率が26%以上の場合の表記であり、海溝型地震のランク付けの中で最も高い。

※2 より高い方の確率値を強調する理由の補足としては、以下の点があげられる。

- 2つの計算方法は、いずれも、科学的な根拠があるものであり、「プロアクティブの原則」として知られる「疑わしいときは行動せよ」等の考え方に基づけば、低い方の確率値よりも、高い方を念頭に置いて行動すべきこと
- 南海トラフ地震について、これまで説明に用いてきた確率値が、計算方法の見直しによるものであるにも関わらず、大きく変わると、情報の受け手にとって無用な混乱をもたらすことが懸念される。分かりやすくリスクを伝え、その結果として備えを促進させるという長期評価の本来の目的を達するために、2つの計算方法に優劣がつけられない場合は、説明の仕方の継続性も勘案し、これまで採用されてきた計算方法と同様の方法から計算された確率値を強調することが望ましいこと