南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）の一部改訂について（案）

~~平成25年5月24日~~
令和7年○月○日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査委員会は、これまでに、海域に発生するプレート間地震（海溝型地震）について、千島海溝、三陸沖から房総沖にかけての日本海溝、相模トラフ、南海トラフ、日向灘及び南西諸島海溝周辺、日本海東縁部を対象に長期評価を行い、公表してきた。南海トラフについては、平成13年9月27日に「南海トラフの地震活動の長期評価」（第一版と呼ぶ）を公表した。

しかし、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始め、海溝型地震の長期評価に関して様々な課題が明らかとなったことから、地震調査委員会では、~~現行~~それまでの長期評価手法を見直し、新たな手法の検討を~~行うこととした~~行ってきた。

~~新たな長期評価手法については検討中であるが、南海トラフにおいて大地震が発生すると、九州から関東の広範囲にわたり、大きな被害が懸念されるため、早急に防災対策を進める必要がある。そのため、これ~~平成25年5月24日に、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、~~南海トラフの地震活動の長期評価~~第一版を~~暫定的に~~改訂し、第二版として~~とりまとめた~~長期評価の公表を行った。

~~なお、評価に用いられたデータは量及び質において一様ではなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗がある。平成15年以降に発表した長期評価については、評価の結果の信頼度を付与してきたが、今回の評価では、確率の評価に用いたモデルが確立されていないこと等から、信頼度は付与していない。~~

~~平成25年5~~今回、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を採用し、将来南海トラフで大地震が発生する確率のみ改訂した結果を第二版の一部改訂としてとりまとめた。

令　和　7　年　●　月~~24~~●　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cm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、２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 ~~100～200~~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 ~~70~~ 約 80 年~~近く~~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、海域で発生するプレート境界地震（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。~~しかし、~~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~~調査委員会では、現行~~活動の長期評価~~手法~~を~~見直し、新たな手法の検討を行うこと~~暫定的に改訂し、第二版と~~した~~して取りまとめた。

~~しかしながら、南海トラフにおいて大地震が発生すると、九州から関東の広範囲にわたり、大きな被害が懸念されるため、早急に防災対策を進める必要がある。このため、新たな長期評価手法の検討途中ではあるが、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、このたび、南海トラフの地震活動の長期評価を暫定的に改訂することとした。~~

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「南海トラフで将来発生する地震について」と「今後について」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。

今回は、従来の評価で用いた時間予測モデルにおいて地震時の室津港（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、すべり量依存 BPT モデルに変更して地震の発生確率の計算を行った。また、他の海溝型地震で採用されている地震発生間隔を用いた BPT モデルも、すべり量依存 BPT モデルと比べ、その信頼性に優劣をつけることは出来ないため、下記にあるような留意点から、両論併記とした。

南海トラフの地震については、2001 年に長期評価を行って以降、「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」などの成果をはじめとして、数多くの知見や観測データが蓄積されている。こうした最近の調査観測・研究の成果により、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。例えば、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~~、約 2,000 年前に~~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、~~今回~~第二版の長期評価の改訂では、上記のような知見を考慮し、とりわけ、以下の点に留意~~し評価を行った~~した評価となっており、今回の一部改訂においても、同様とした。

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。

~~今回改訂を行った~~この南海トラフの地震活動の長期評価は、主文と説明文から構成される。

本主文は、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700kmの細長い海盆である。

南海トラフで発生する大地震は、四国や紀伊半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。

本評価では、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、~~今回の~~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(とい)岬　～　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、~~今回~~第二版及びその一部改訂の評価からは除き、別途評価を行う。

（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

~~今回~~第二版及びその一部改訂の長期評価では、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。~~今回の~~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、本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、~~今回~~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、高知県の蟹ヶ池では、約 2,000 年前の津波堆積物がその年代の前後の津波堆積物に比べて厚く~~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~~発生する将来の地震について

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、本評価では、南海トラフをこれまでのような南海･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。

本評価では、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~~異なり、海溝寄りである~~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、~~室津港（高知県）の隆起量をもとに~~次の地震までの発生間隔~~を求めると、88.2~~は約 90 年~~と~~より短くなる~~（図５）~~ことになる。評価時点（~~2013~~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 ~~70~~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。~~そのため、従来の評価方法を踏襲し、前の地震から次の地震までの標準的な発生間隔として、時間予測モデルから推定された 88.2 年を用いる。地震の発生間隔の確率分布は BPT（Brownian Passage Time）分布に従うと仮定して計算を行った。その結果を表２に示す。~~

~~南海トラフで大地震が発生する可能性は、時間が経過するにつれ高まり、表２から分かるように、今後 30 年以内の地震発生確率は 60～70%となる。評価の信頼度は、まだモデルが確立されていないことより、不明とした。なお、時間予測モデルを用いない場~~

~~合の確率については説明文（第４章）に記載した。~~

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 分布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）である。

また、他地域の海溝型地震で使われている、平均活動間隔のみを用いる BPT 分布モデルに、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。平均活動間隔を用いた 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（説明文表 4－2））で、今後 30 年以内の地震発生確率は 20%～50%となる。

これら２つの地震発生確率計算手法の信頼性については現時点では優劣をつけることが出来ないため、ここでは２つの確率を記載した。なお、これらの確率の記載順は、信頼性の優劣を示すものではない。

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、前回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~~前回~~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。~~しかしながら、これまでに述べたとおり、最近の調査観測・研究により~~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~~多様で~~あることが明らか~~となってきている。こうした知見~~になったことを踏まえ~~、今回の長期評価の改訂では~~、震源域の広がりについては多様性を考えた。~~次に発生する~~今回の改訂では、将来の地震の発生確率の評価~~については、多様性~~を~~説明するモデルが確立されていないことより、従来の手法~~、不確実性を~~踏襲した~~含む形で示した。

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、最大クラスの地震が過去に起きていたか否かは、~~極めて~~重要な情報である。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、本評価では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、震源域の真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 観測網では、日本近海でプレートの沈み込みに伴う定常的な地殻変動が観測されてきているが、観測~~期間は短く、観測点数も限られている。とりわけ、トラフ軸付近は、東北地方太平洋沖地震でも明らかなように、大きな津波を引き起こす可能性がある~~頻度が~~、地殻変動の観測はほとんど行われていない。~~年数回と低いため、今後~~、既存の観測点における海底地殻変動のデータを長期的に蓄積するとともに~~、トラフ軸に近い領域を含め~~、観測データの~~時空間密度を向上させる必要がある。さらに、深部低周波微動発生域においても、~~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、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海底地殻変動が観測されてきているが、観測点数が少なく、今後空間密度を

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、深部スロー地震発生域におけ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

現在、過去に起きた大地震の繰り返し間隔と最新活動時期を用いて、次に発生する地震の長期評価を行っている。今回評価を行った南海トラフの地震は、物理的な背景を加味した時間予測モデル（すべり量依存モデル）を用いて~~いる~~いたが、モデルの妥当性に関していくつかの問題点が指摘されている。そこで今回は、データ及びパラメータの不確実性も考慮したモデルを採用した。さらに、今後、時間予測モデルの妥当性の検討も含め、地震の多様性を考慮した、ひずみの蓄積と地震の発生を結びつける物理的なモデルを構築していく必要がある。

また、物理的なモデルに基づき、様々な条件で計算を行った地震発生シナリオの中から、過去の地震像や現在の観測記録と矛盾しないものを絞り込み、長期評価の信頼性を高めていく必要がある。

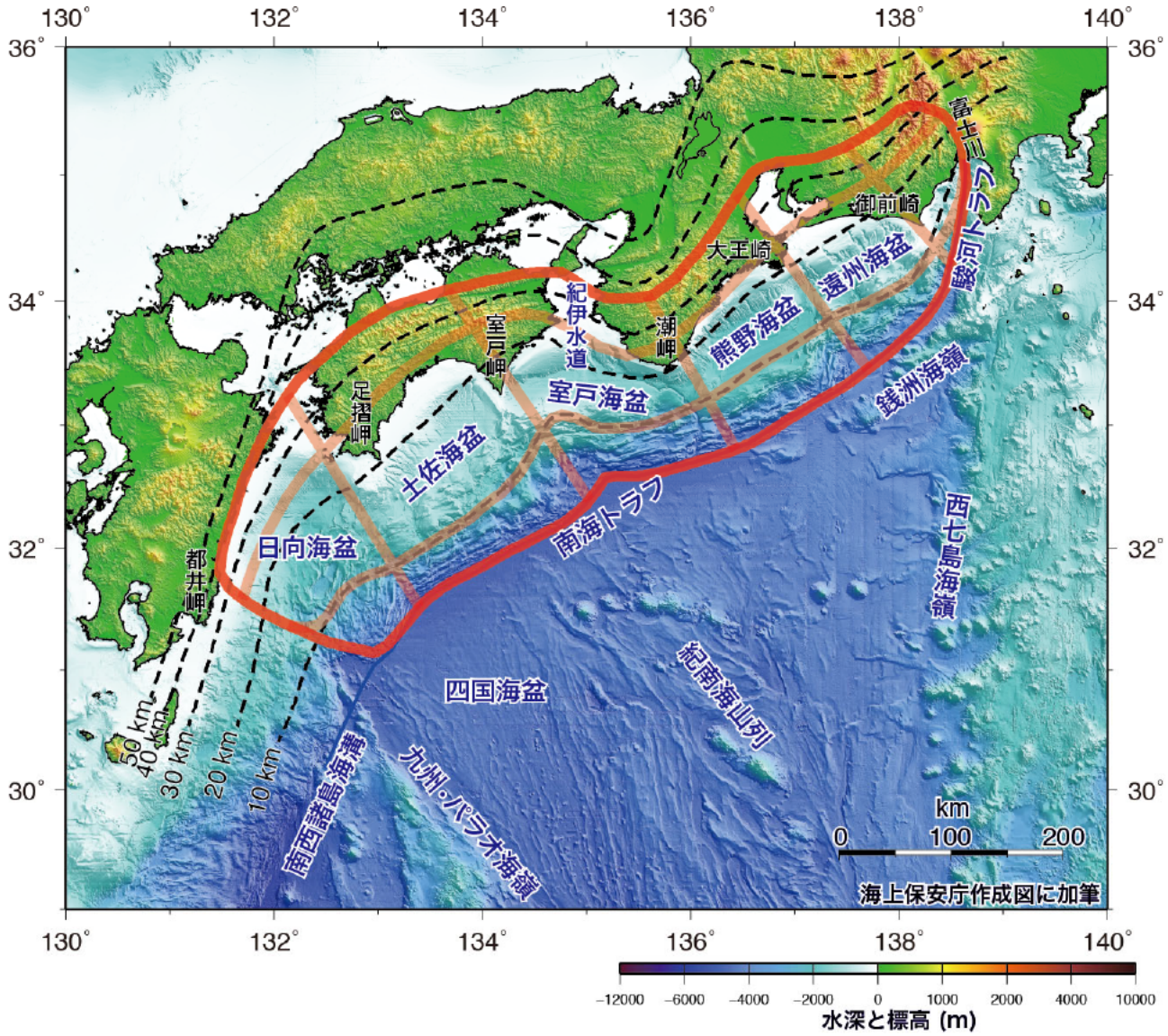


図１　南海トラフの評価対象領域とその区分け

・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。
・破線は本評価で用いたフィリピン海プレート上面の等深線を示す。

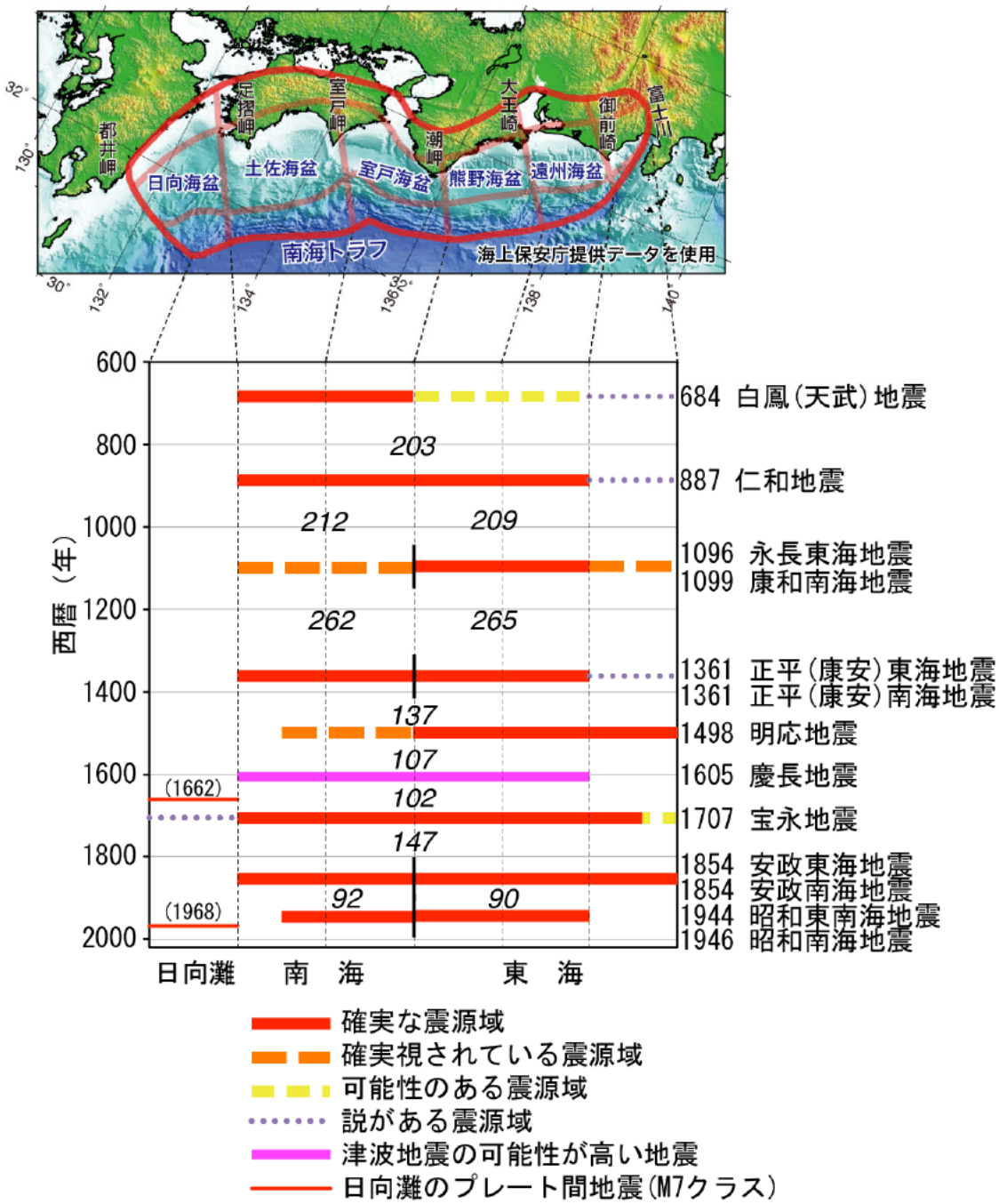


図２　南海トラフで過去に起きた大地震の震源域の時空間分布（石橋，2002 をもとに編集）

・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。

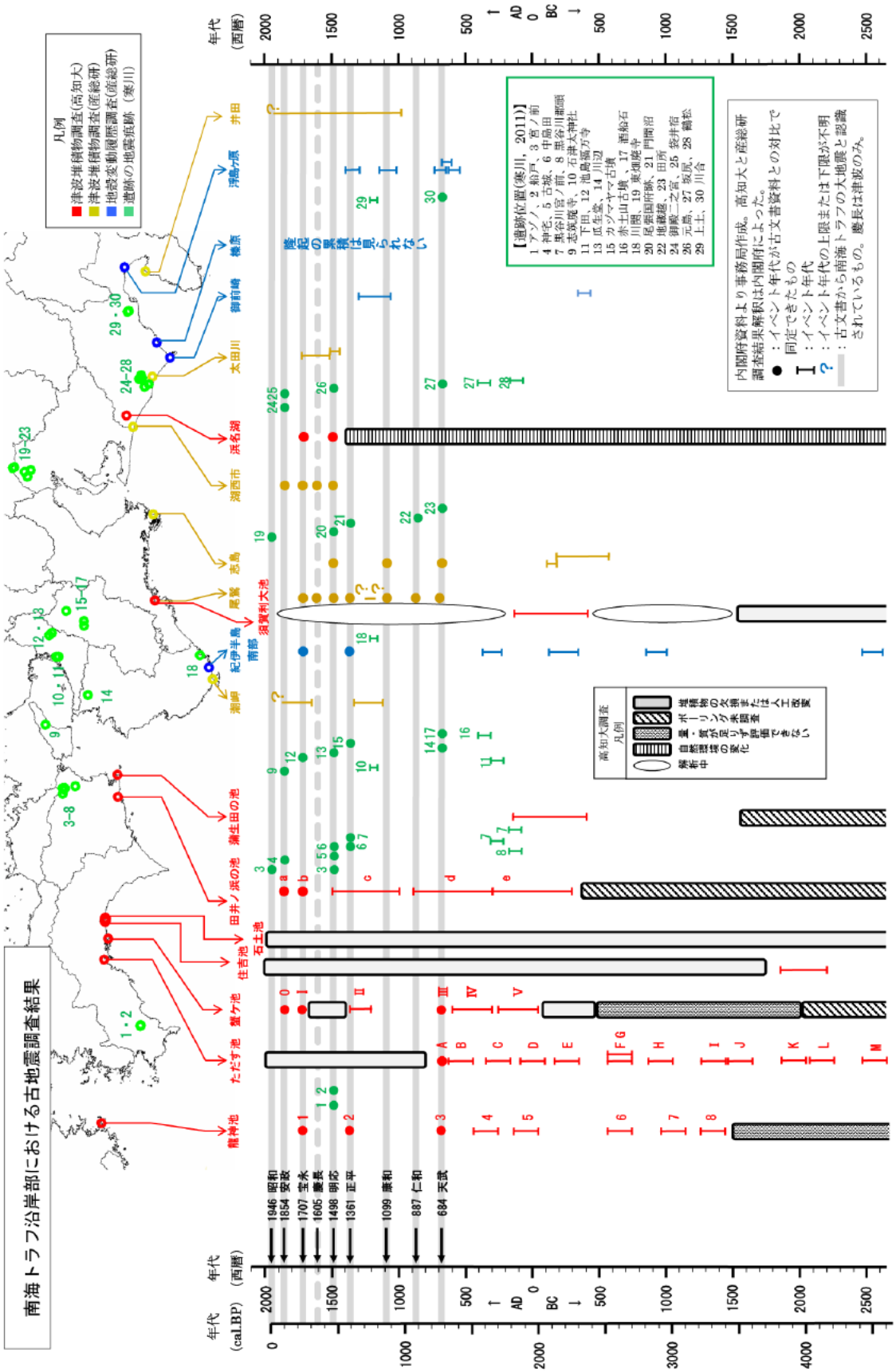
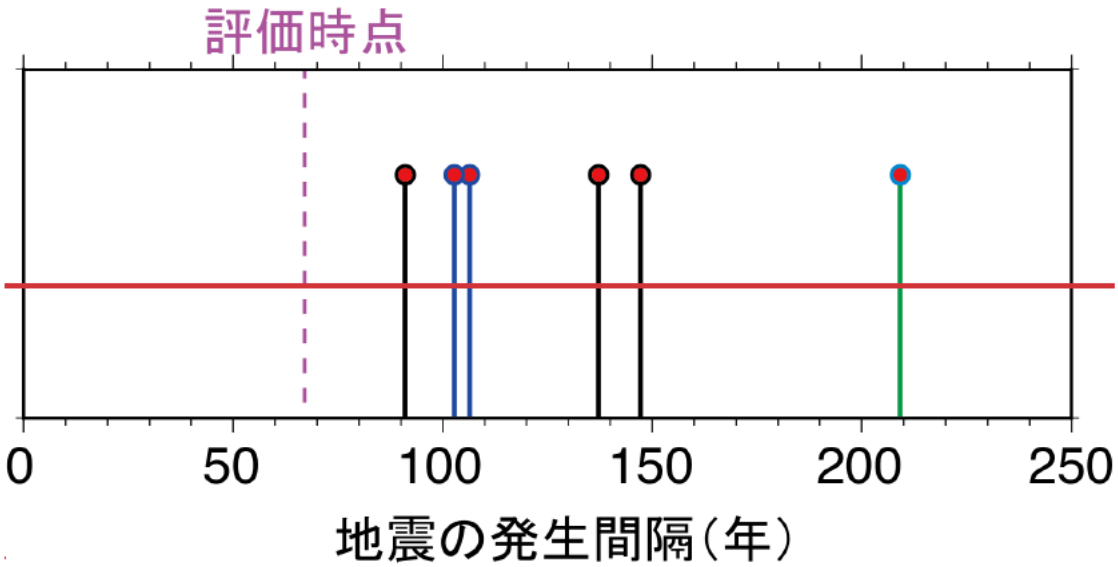


図３　津波堆積物、変動地形調査等による南海トラフで発生した過去の地震の発生履歴・歴史地震を灰色太線で示す。慶長地震は震源域が異なる可能性があることより破線にしてある。

（内閣府，2011 に加筆修正）



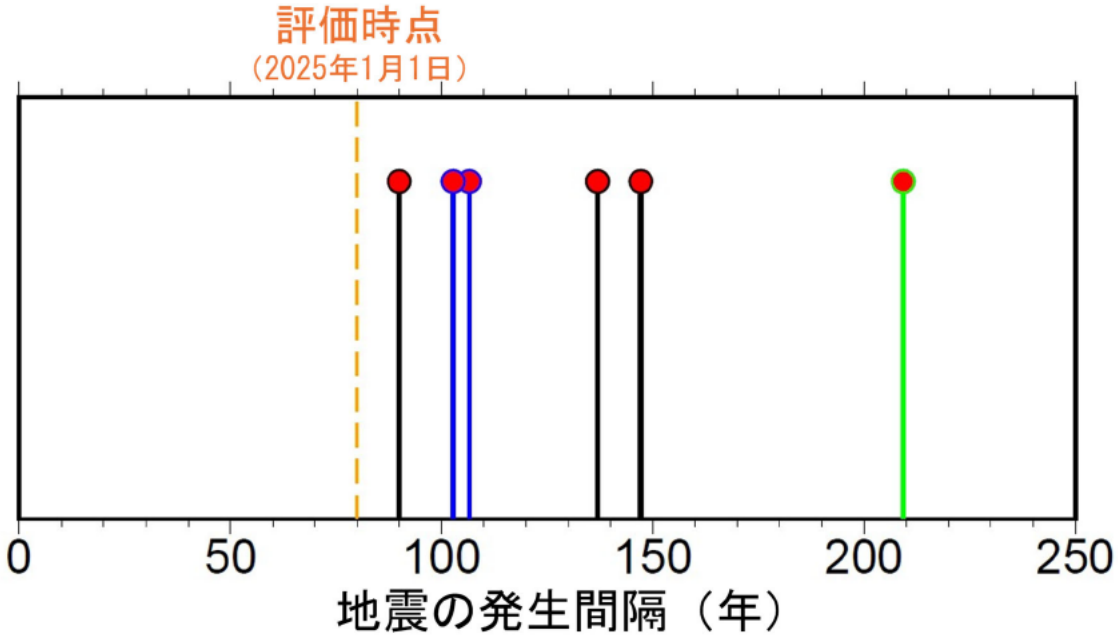
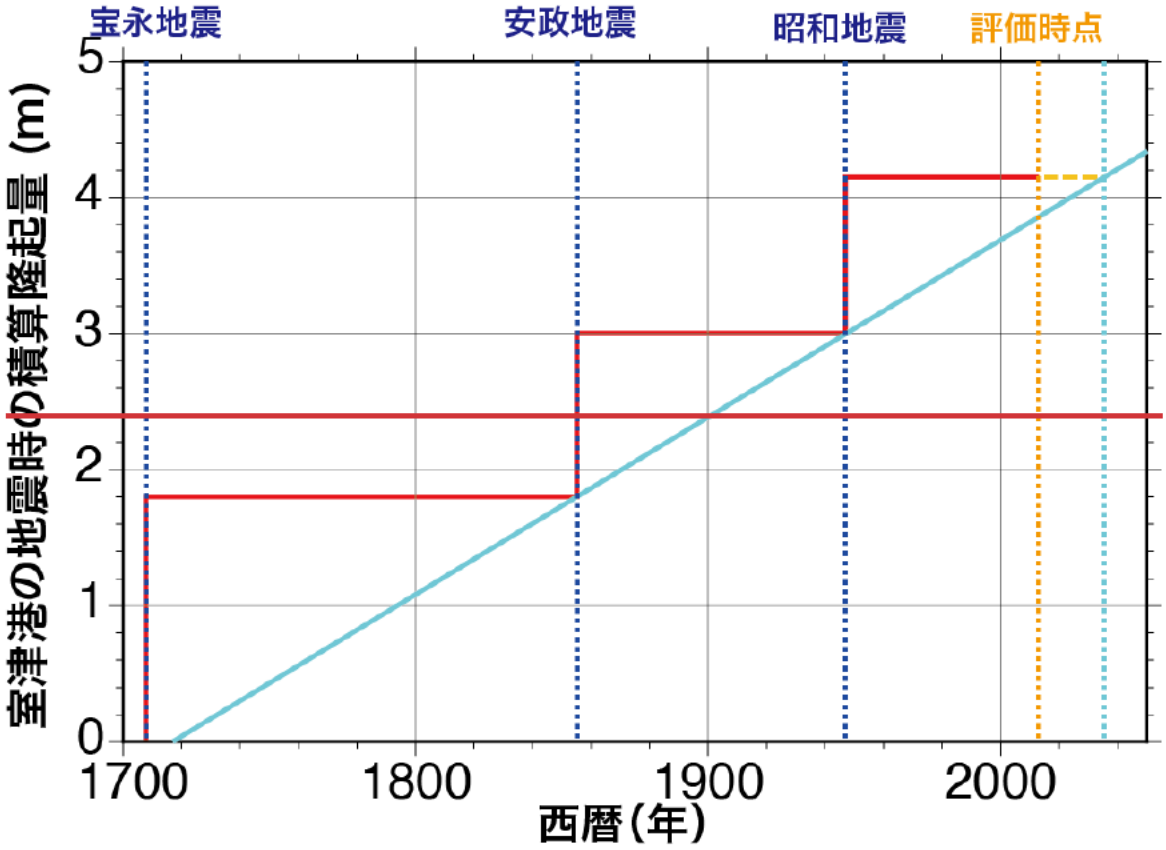


図４　南海トラフで起きた大地震の発生間隔

・正平（康安）地震（1361 年）以降の６地震を使った場合（ケース①Ⅲ※）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②Ⅳ※）の２パターンを示した。

ケース①Ⅲ　：　黒色＋青色（６地震を用いた５つの発生間隔）

ケース②Ⅳ　：　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

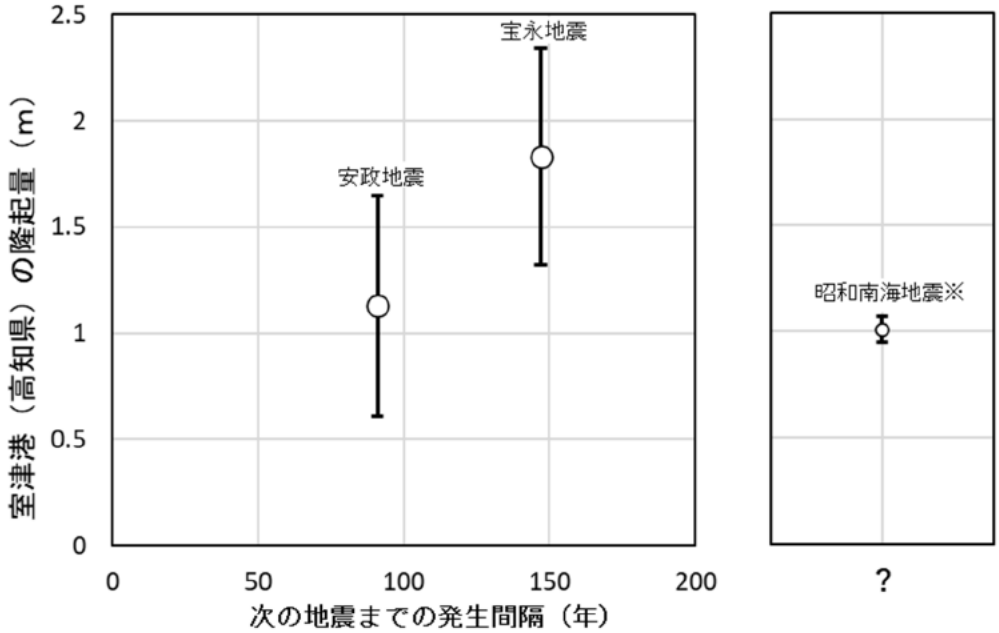


図５　室津港（高知県）における南海地震時の隆起量と次の地震~~発生間隔~~までの期間との関係
~~階段状~~丸印とエラーバーは各々の~~赤線の縦軸が~~地震に~~よって隆起した量~~よる室津港の隆起量の確率密度分布の期待値と同分布の標準偏差（1σ）をそれぞれ示す。~~水色の線は~~宝永地震~~時~~および安政地震の~~積算~~隆起量と次の~~平均隆起速度。このモデル~~

~~（時間予測モデル）によると、次回~~地震までの~~南海トラフで~~発生~~する大地震~~間隔との関係はおおむね正の比例関係にある。

※昭和~~の~~南海地震~~の後、約 90 年後~~については、次の地震が発生~~することになる。~~

していないため、隆起量のみを示す。

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~~２－１　南海トラフで発生する地震の確率（~~時間予測~~すべり量依存 BPT モデル）

項目	将来の地震発生確率~~等~~等 注1,2	地震後経過率（期末）注3	備考
今後 10 年以内の発生確率	ほぼ 0～30%＊	0.94	~~時間予測モデルによる「前回から次回までの標準的な発生間隔」88.2 年及び発生間隔のばらつき α=0.24 と 0.20 を BPT 分布モデルに適用して発生確率を算出（評価時点は 2013 年 1 月 1 日現在）~~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
今後 20 年以内の発生確率	20~~%程度~~%～80%＊ ~~40～50%~~	1.04	
今後 30 年以内の発生確率	60~~～70%~~ ~~80%程度~~	1.15	
今後 40 年以内の発生確率	%～90~~%~~%程度以上＊	1.25	
今後 50 年以内の発生確率	80%～90%程度以上＊ 90%程度 もしくはそれ以上＊	1.36	

			考えられる。
地震後~~経過率~~経過率[注3]（2025年1月1日時点）	0.~~76~~83		経過時間~~67.0~~79.1年を発生間隔~~88~~のベイズ事後平均95.2年で除した値
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

~~※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。~~

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1,2	地震後経過率（期末）注3	備考
今後 10 年以内の発生確率 今後 20 年以内の発生確率 今後 30 年以内の発生確率 今後 40 年以内の発生確率 今後 50 年以内の発生確率	0.1%～9%＊ 6%～30%＊ 20%～50%＊ 40%～70%＊ 60%～90%＊	0.76 0.84 0.93 1.01 1.10	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。
地震後経過率注3（2025 年 1 月 1 日時点）	0.67		経過時間 79.1 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
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：評価時点は全て 2025 年 1 月 1 日現在。

注 2：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 分布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 3：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

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 ~~70~~ 約 80 年~~近く~~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)。

本評価では、主文の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 年に公表した前回の長期評価では、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。

上述の通り、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、いまだ不明な点も多い。

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 700km の細長い海盆である（田山，1950；主文の図 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、本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 4,900m 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 600m 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（主文の図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、粟田・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（主文の図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、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（３．（２）．２）参照）。

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（主文の図 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は存在するが（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 10 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

幾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（e.g. 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（主文の図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（主文の図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, 2010）、南海トラフの既往最大の地震である。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、今回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）。

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。（主文の図２）

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)

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 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、及び駿河湾沿岸におよび、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）（主文の図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既往最大規模の地震（宝永地震）と認定した（主文の図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，2011）、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・~~東南海~~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，2010；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，2001）。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、今回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~~との~~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（主文の図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および、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，1981）があり、この場合必ずしもいわゆる南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~~以前~~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、また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地震はどちらも規模が小さい。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、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~~は~~が活発化したことが~~知られてて~~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）。

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年～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発生年代に基づいて、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、2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発生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碧（ぼえ）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発生年代は、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、先史時代に発生した地震の断層の特定・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 2012 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~~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－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主文で示した。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

前回の評価（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；Sakaguchi *et al.*，2011b）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

前回の評価（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

主文の図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通りである。

・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。
・南海地域については、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, 2010; 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~~以前~~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、２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２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、前回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

本評価では、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主文の２．及び説明の４．（１）で示した範囲を考える。本評価で示す最大クラスの震源域は、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，主文の図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、粟田・杉山，1989；杉山，1990；芦ほか，1999 など）。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）。本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、本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~~

~~表 4-1　想定される震源域の一例~~

~~水色また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

1

~~値~~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

水色また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地震について

以下では、南海トラフで次に発生する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いるが、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。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、これまでの場合、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。そこで本評価では、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て~~、最尤法などで次の地震までの標準的な発生間隔を求めて~~地震発生確率の計算を行う。本評価では、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する。その際に、1361 年正平（康安）地震~~以前~~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~~不確実性~~不完全さが~~存在する~~指摘されているため、正平（康安）地震~~以前~~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う。~~また、~~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も行う。南海トラフで起きる地震については、過去３回の地震に~~伴い観測された信頼性が高い~~伴う地殻変動~~の~~データ（室戸半島先端の室津港の潮位観測データ）が~~３回分得られているため~~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~~標準的な~~発生間隔~~を~~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「すべり量~~）から推定する~~依存 BPT モデル」を用いた~~場合についても計算~~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。主文の図 2 はその研究成果をまとめたものである。地震繰り返し周期は 1361 年以降の地震では約 100 年であるが、それ~~以前~~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、今回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）~~信頼性の高い~~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~~以前~~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

1361 年~~以前~~より前の地震も含むケースⅠとⅡについては、地震の見落としの可能性があるため参考として扱う

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	○	○	○	○	○

ⅱ）確率~~分布~~モデル

~~確率密度関数~~地震の発生間隔を表す統計モデルとしては BPT（Brownian Passage Time）分布更新過程（以下、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~~を表す~~が従う統計~~モデル~~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 分布は、以下~~に地震~~の確率密度関数で記述できる。

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

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~~α を最尤法で算出する方法を示す~~。

$$\hat{\mu}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}T_i$$

$$\cancel{\hat{\alpha}^2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\hat{\mu}}{T_i}-1\right)}$$

$$E\left[\hat{\alpha}^2\right]=\frac{n-1}{n}\alpha^2$$

~~$T_i,(i=1\ \ldots\ n)$ ：地震の発生間隔~~

~~$\hat{\mu}$ ：最尤法で求めた平均~~

~~$\hat{\alpha}^2$ ：最尤法で求めた α （ばらつき）~~

~~α^2 ：真の α （ばらつき）~~

~~n ：地震の発生間隔データの数~~

~~iii~~ 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$\boldsymbol{T}=(T_1,T_2,\ldots,T_n)^{\mathrm{T}}$が得られている時、尤度関数は、

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

と表せる。地震調査委員会（2001a）では、この対数尤度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。本評価では、この条件付き尤度関数を用いて、次の章で詳述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。そこで本評価では、地震発生モデルのパラメータ推定およ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性として、パラメータの不確実性が事後分布として直接的に表現される点が挙げられる。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

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

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、数値計算など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 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、本評価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する。その代表的なものとして、ここでは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 分布の場合、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。

ⅳ）試算結果

~~i)、ii)に示した条件の下、平成 25 年（2013 年）1 月 1 日からの 30 年間の地震発生確率を計算した。計算に当たっては、ii)の最尤法により求めたαのほか、陸域の活断層のデータから得られたα=0.24 を用いた。得られた地震発生確率を表 4-3 に示す。なお、地震が更新過程によらずランダムに起きている（ポアソン過程）と仮定したときの発生確率も参考値として示す（表 4-3）。また、今後 30 年間に地震が発生する確率と、前地震からの経過時間の関係を図 4-2 に示す。~~

i)～iii)に示した条件下で、評価基準日を令和 7 年（2025 年）1 月 1 日として算出した、基準日から 30 年以内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本評価では、確率計算の基となる BPT 分布のパラメータ（平均発生間隔μとばらつきの大きさ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 [評価時点]	最尤法 (α最尤値)	ポアソン	ベイズ推定 ~~(~~[昭和地震直前~~)~~]
Ⅰ	160.1	0.39	8%～20%（20%程度）	20%程度 (0.40)	20%程度	10%～30%（20%程度）
Ⅱ	182.6	0.37	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	151.7	0.35	4%～30%（20%程度）	20%程度 (0.35)	20%程度	9%～30%（20%程度）
Ⅴ	130.8	0.33	6%～40%（30%程度）	40%程度 (0.34)	20%程度	10%～60%（40%程度）

~~30 年間に地震が発生する確率は、ケースによって 6～30%程度までばらついている。ここで示す地震の発生確率は、30 年間という限定された期間の確率であるため、時間が無限に経過しても 100%とはならず、ある一定の値（上限値）に近づいていく。上限値は平均活動間隔とばらつきαの関数で決まり、例えばケースⅠとⅡの場合は 50%程度、ケースⅢでは 90%程度以上となる。図 4-2 には実際に過去の地震が起きた時の各ケースにおける確率を示す。また、参考として、昭和の地震が起こる直前（地震後経過時間が 91.0 年）における確率値を表 4-3 に示す。昭和の地震が実際に発生した時点における発生確率を計算してみると、10%程度～60%程度である。このことから、現時点（評価時点）の地震発生確率はそれに近い値となっており、十分に警戒しなければならない水準に達していると言える。~~

~~2）時間予測モデルを用いる~~注：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、その期待値を( )内に示す。

算出された 30 年確率は、ケースによって異なる。現時点（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の事後分布の違いに直接起因する。

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、評価時点における将来の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および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と宝永地震の発生間隔が長くなるため、同様にμとαが大きくなる。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、現在の確率水準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付記した。これを現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 70%信用区間が一部重なっている。このことは、現在の南海トラフが、すでに次の地震への警戒を十分に要する確率水準に達してい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、本評価における主文等で参照する代表的なケースとして、ここではケースⅢを採用する（主文の表２－２）。この選択は、利用可能なデータを最大限活用するという考え方に基づくものである。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、前述の通り、この地震は他の南海トラフ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は妥当と判断した。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、現時点は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、確率の期待値およ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、変化するとしている。これはプレート運動などにより、地震間に一定の割合でひずみが蓄積していき、限界値を超えたところで地震が起きて、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である。地震により解放されたひずみの量~~、すなわち地震の規模~~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。南海地震においては、過去３回の南海地震による室津港の隆起量が~~求められている（Shimazaki and Nakata, 1980）ため、この隆起量に時間予測モデルを適用することが可能であると判断した。図 4-3 は潮位から推定した室津港の隆起量と発生間隔の関係を示した図である。なお、前回の評価（地震調査委員会，2001b）では、室津港の隆起量以外にも、地殻変動量などから求めた震源断層長や推定すべり量を時間予測モデルのデータとして用いていたが、室津港の隆起量を用いた場合に比べて推定精度が低いので、今回は使用しないこととした。安政南海地震時の隆起量（1.2 m）と、安政と昭和南海地震の発生間隔（92 年）を基に、平均隆起速度を計算すると 13 mm/年となる。~~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、時間予測モデルを適用して得られた次の地震発生までの期待時間を、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簡易的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~~昭和地震の次の地震が発生するまでの時間間隔を時間予測モデルで推定すると、過去の平均発生間隔より短くなり、88.2 年となる。発生間~~

~~隔が短くなるのは、昭和南海地震に伴う室津港の隆起量が他の地震に比べて小さいためである~~。

そこで、本評価では、「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の多様性を組み込んだ拡張モデルであり、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、結果として推定隆起量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）、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、本評価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する。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む。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する。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 1.8m 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、1.4m から 2.4m という幅のある隆起量が提唱されている。本評価では、この幅のある隆起量推定値の内訳と、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おもなものとして、「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、1.7m から 1.9m または 1.4m から 1.5m の二通りの測定値が得られる。第一の解釈は普請用の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、0.3～0.5 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、1.7m～1.9m（誤差 0.5m）と 1.4m～1.5m（誤差 0.3m）という２通りの隆起量候補が導き出される。

一方、「万変記」には七・八尺（2.1m～2.4m）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、本評価では「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、2.1m～2.4m に対し、「久保野家文書」の普請用の竿解釈に基づく測定誤差 0.5m を適用するものである（結果として 2.1m～2.4m、誤差 0.5m）。第二のものは、「久保野家文書」の地方之竿解釈を「万変記」の 2.1m～2.4m に適用して隆起量を 1.7m～1.9m の範囲に換算し、この換算値に同解釈での測定誤差 0.3m を組み合わせるものである（結果として 1.7m～1.9m、誤差 0.3m）。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 1.4m～1.5m±0.3m と 1.7m～1.9m±0.5m の２通り、および「万変記」の解釈から導かれる 1.7m～1.9m±0.3m と 2.1m～2.4m±0.5m の２通り、合計４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」および「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，1930；都司，1988；橋本ほか，2024a）。「久保野家文書」の記述からは 1.2m の隆起量が推定される一方、「土佐國」には 0.9m から 1.2m の範囲での隆起が記録されている。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。そこで本評価では、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 0.5m 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 1.2m±0.5m、および「土佐國」の記述に基づく 0.9m～1.2m±0.5m の２通りが想定される。

昭和地震~~長期的な地震発生確率の計算は、地震調査委員会（2001a）に示された方法を適用した。すなわち、確率密度関数としてBPT分布を適用し、時間予測モデルから推定された次の地震までの間隔88.2年を平均活動間隔にあてはめ、地震の発生確率を計算した。この計算におけるばらつきの値αは次のようにして求めた。地震の見落としがないと考えられる正平（康安）地震以降の地震のみを用いて地震間隔を評価したケースⅢのデータセットについて、最尤法で求めたαの値は0.20である。時間予測モデルにおいては一般的にこれより小さい値を用いるべきである（地震調査委員会，2001a）。また、陸域の活断層に対して求めた共通の値は0.24（地震調査委員会，2001a）である。一方、繰り返し間隔のデータが少ない場合には、偶然値がそろっているように見える場合があるとの指摘（宇津,1994）がある。そのような場合に最尤法でばらつきを推定すると小さく求められるという問題点が指摘されている（Ogata，1999）。以上のことから、時間予測モデルを用いた場合のαは、データ数が少ない点を考慮すれば、むしろα=0.20より大きめの値とすべきと判断した。このため、陸域の活断層のデータから得られたαの値も考慮して、時間予測モデルにはαとして0.20～0.24を用いることとした。~~

~~時間予測モデルによる、今後30年以内に南海トラフで大地震が発生する確率を主文の表2に、その時間推移を図4-3に示す。現在は確率値が急激に増加する時期に当たっており、地震発生確率は年々1％程度ずつ高まってきている。評価時点では今後30年以内に地震が起きる確率は60～70%程度であるが、10年後には70～80%程度に達する。~~

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）などによる港湾の測深データと、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高精度な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、これらを除去する処理も求められる。本評価では、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および誤差評価の方法は、西村ほか（2025）に基づく。

まず測深データについては、沢村（1953）による実測値1.15m（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）で参照されてきた基本的な測定値である。この初期値に対し、室津港への位置補正（-66.5mm±27.8mm）、地震８ヶ月後の測定であることを考慮した２通りの余効変動補正（それぞれ+2.7mm および-4.8mm）、さらに Hashimoto（2022）の指摘に基づく海水準変動補正（-50mm±50mm）を適用した結果、103.6cm±5.7cm および 102.9cm±5.7cm という２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、Satake（1993）による水準点 5145 での隆起量 80cm±3.7cm を初期値とした。これに位置補正（+77.4mm±27.8mm）を施し、さらにこの値に含まれる長期間（地震前 17 年 3 ヶ月、地震後 1 年 2 ヶ月）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２通りの変動補正（それぞれ+74mm～+148mm および+132.2mm 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 95.2cm～102.6cm±4.6cm および 101.0cm±4.6cm という２通りの隆起量が得られる。

以上の測深データおよ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、港湾測深データから推定される 103.6cm±5.7cm と 102.9cm±5.7cm、および水準測量データから推定される 95.2cm～102.6cm±4.6cm と 101.0cm±4.6cm、の合計４通りが想定される。特筆すべきは、出発点となる測定値が、測深データの 115cm、水準測量データの 80cm±3.7cm 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 100cm 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、本評価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 100cm 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、およ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。

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。

表 4-4　南海トラフ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 $N(m,\sigma^2)$	重み	混合分布 $Mix(m,\sigma^2)$
宝永地震	久保野家文書①	1.7～1.9	±0.5	$N(1.8,0.51^2)$	1/4	$Mix(1.83,0.51^2)$
	久保野家文書②	1.4～1.5	±0.3	$N(1.45,0.3^2)$	1/4	
	万変記①	2.1～2.4	±0.5	$N(2.25,0.52^2)$	1/4	
	万変記②	1.7～1.9	±0.3	$N(1.8,0.32^2)$	1/4	
安政地震	久保野家文書	1.2	±0.5	$N(1.2,0.5^2)$	1/2	$Mix(1.13,0.52^2)$
	土佐國	0.9～1.2	±0.5	$N(1.05,0.52^2)$	1/2	
昭和地震	測深①	1.036	±0.057	$N(1.04,0.06^2)$	1/4	$Mix(1.02,0.06^2)$
	測深②	1.029	±0.057	$N(1.03,0.06^2)$	1/4	
	水準測量①	0.952～1.026	±0.046	$N(0.99,0.06^2)$	1/4	
	水準測量②	1.01	±0.046	$N(1.01,0.05^2)$	1/4	

注：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。

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$N(x_o,\sigma_e^2)$によってばらつきを表現できる。一方、本評価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、本評価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、本評価で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および分散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構築する。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、本評価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」およびそれを参照する「万変記」の解釈において問題となる測量竿の種類（普請用の竿か地方之竿か）についても、当時の慣習として普請用の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４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（「手鏡」および「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、測深データと水準測量データという２種類の観測データ、およびそれぞれに適用した２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４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および分散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 1.83m、安政地震は期待値 1.13m 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およ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 1.02m 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。

本評価では、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 1.83m、安政地震 1.13m、昭和地震 1.02m）に注目すると、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 1.8m、安政地震 1.2m、昭和地震 1.15m）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; 寺田, 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（主文の図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、直前の地震の隆起量 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。

$$\mu = \beta u$$

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

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 はひずみ蓄積過程における擾乱の大きさを規定するスケールパラメータである。したがって、SSD-BPT 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、本評価で用いる 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**に譲り、ここではその概要を述べる。

β の事前分布

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およ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およ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５～18mm/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/mm に相当する。

本評価では、この β の範囲（0.056～0.2 年/mm）が正規分布の±3σ（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/mm 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/mm（沈降速度に換算して約 10.5mm/年に相当）に設定した。

パラメータ 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、その値を直接的な観測から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、本評価では γ の事前分布として、結果的に変動係数としての 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）試算結果

SSD-BPT モデルを用いて算出した、令和７年（2025 年）１月１日時点での 30 年確率を主文の表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およ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 $\left(=\sqrt{\frac{\beta\gamma^2}{u}}\right)$ 事後平均	今後 30 年間に地震が発生する確率		
			ベイズ推定［評価時点］	ポアソン	ベイズ推定［昭和地震直前］
Ⅴ	95.2	0.17	60%～90%程度以上（70%程度）	20%程度	70%～90%程度以上（80%程度）

注：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、その期待値を( )内に示す。

表 4-6 が示す通り、SSD-BPT モデルに基づく現時点での 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頻度（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、確率の期待値およ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、信用区間の上限は現時点で既にほぼ 100%に達している。

３）２つのモデルの比較

~~これまでに発生した地震の発生間隔を単純に統計的に処理し、次の地震までの標準的な発生間隔を求める方法では、「地震は蓄積された応力を解放する過程である」という地震発生の物理的な背景は考慮されていない。地震調査委員会で行っている海溝型地震や活断層で発生する地震の長期評価では、通常、この手法を用いて標準的な発生間隔を求めている。一方、南海トラフのように過去のデータが豊富な場合にでは、過去数回分の地震について地震時のひずみ解放量を推定できる場合がある。このような場合は地震発生の物理を考慮することで、発生時期の精度を良くすることができると考えられる。時間予測モデルは、地震発生域の応力レベルがある一定の値を超えると地震が起こるという、地震発生の物理的な背景を加味したモデルである。~~

~~しかし、南海トラフの地震に時間予測モデルを適用することについては、問題点も指摘されている。~~本節では、本評価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レートで蓄積し、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を想定する。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、ひずみの蓄積レートと、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と仮定される。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。

モデルの適切性と本評価における扱い

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過程をより適切に表現しているか、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、両モデルには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、今回の評価で見直された南海トラフ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~~に起こる~~で発生する地震の多様な震源域~~は多様性があるが、それ~~の特性を、室津港一点の隆起量のみで~~評価~~代表できるのか~~、~~という~~問題~~懸念がある。~~また~~さらに、地震時~~に隆起した量~~の隆起量が解放された~~ひずみ~~ひずみ量に相当すると~~する~~いう物理モデルに基づくと、地震間にはひずみ~~が~~蓄積~~されている時期にはその蓄積量~~に応じて沈降し、地震時の隆起を回復することに~~なり~~なるが、室津港~~で~~の隆起量から示唆される平均沈降速度~~は 13mm~~（約 11mm/年~~となるが、これ~~）は~~水準測量~~、近年の測地観測から推定される~~室津港付近の~~沈降速度（５～７mm/年~~（~~；国土地理院，1972；図 3-34~~）と大きく異なる。また、~~；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）~~で~~が時間予測モデル~~が~~の適用~~できると報告されている~~可能性を示した地震は、南海地震~~（室津港における潮位の記録）ほか２つの地震のみを含め３例と限定的~~である。~~地震の繰り返し周期や規模が良く分かっている~~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~~が~~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~~の地震について調べてみる~~遡ると、~~時間予測モデル~~同モデルは~~成り立っていない~~成り立たないと~~いう~~する報告もある（Scholz，2002）~~もある~~。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や（Hori *et al.*，

2009)、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。

~~一方、南海トラフのように多様な地震が起こる場所では、従来考えられてきた上述の物理的背景とは別の原因で時間予測モデルが成り立つ可能性があることを、地震のシミュレーションより示した研究もある（Hori *et al.*, 2009)。南海トラフの地震についても慶長地震を除けば、白鳳地震まで遡って時間予測モデルが成立しているという説（Kumagai, 1996）もある。~~

~~以上のように時間予測モデルが成立しているかどうか、あるいはその物理的な背景については議論が続いており、現在のところはっきりとした結論は出ていない。現時点では、南海トラフの地震に時間予測モデルを適用することについて、問題点はあるものの、モデルそのものを否定するだけの情報は無いため、前回と同じく時間予測モデルを用いて発生確率の評価を行うことにする。~~

こうした背景を踏まえ、本評価では二つのモデルに現時点では優劣がつけられるものではないと判断し、両モデルによる地震発生確率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に起因する。

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 4-8 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 年および 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、より短期また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、現時点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

今回の評価では、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、前回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~~により~~は、南海トラフで発生する大地震の震源域~~は~~が多様であること~~が~~を明らか~~となってきている~~にした。この~~ため今回の改訂において~~新たな理解に基づき、本評価では、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前回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~~繰り返してきたもの~~繰り返す」という観点を基本として評価を行った。

~~一方、地震発生確率については、歴史地震の発生間隔のみを利用した評価も行ったものの、前回の長期評価を踏襲し、前の地震のすべり量と次の地震までの発生間隔は比例するという時間予測モデル（Shimazaki and Nakata, 1980）を主な評価に用いた。これは、Shimazaki and Nakata（1980）により、南海トラフで発生する大地震には時間予測モデルが適用できる可能性が示されているためであるが、この論文では、室津港での隆起量、喜界島（鹿児島県）での珊瑚礁の隆起量、房総半島（千葉県）での隆起量といった、それぞれ１地点のみの地殻変動から時間予測モデルを議論しており、震源域の多様性に対応したモデルになっているかどうかについて現時点では結論は得られていない。将来的には、震源域のみならず大地震の発生間隔も多様である可能性を考慮し、こういった地震の多様性を取り入れ得る地震発生モデルに基づいた長期評価を行っていく必要がある。~~

その上で本評価では、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。今回の評価では、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 モデルに統合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。

~~・今回の評価では、~~**○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~~いまだ少なく~~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。~~とともに、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~~行う~~進めていくことも必要である。

~~・今回の評価では、~~**○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・整理が現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~~定めた~~定められている。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、本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~~されている（例えば、日本海溝で、~~され（Sato *et al.*, 2011~~；南海トラフで~~、Tadokoro *et al.*, 2012）~~。しかし、観測点数が少なく観測期間も短いため、~~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~~用いてプレート間の固着分布を調査研究した事例は少ない。特にトラフに近い領域は、2011 年東北地方太平洋沖地震で明らかになったように、大きな津波を引き起こす可能性がある（Fujiwara *et al.*, 2011）にもかかわらず、地殻変動の観測がほとんどなされていないため、プレート間の固着分布に関する情報はほとんど得られていない。~~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、~~特にトラフに近い領域を含め観測データの時空間密度を向上させる必要がある。さらに、深部低周波微動発生域においても、~~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、深部スロー地震発生域におけ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, E. Davis (2017): Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust, *Science*, **356**, 1157-1160.

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.

Chaubey, Y.P., M. Singh, 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, *Seismological Research Letters.*, **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ー久礼・入野・土佐清水の津波の高さー，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, *JJ. 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（1979）：「明応地震・天正地震・宝永地震・安政地震の震害と震度分布」，愛知県防災会議地震部会，愛知県，109pp.

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）」，XXpp.
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（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, O. Oncken (2020). Geodetic evidence of time-dependent viscoelastic interseismic deformation driven by megathrust locking in the southwest Japan subduction zone. Geophysical Research Letters, 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-14C 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（2010）：宝永地震の新地震像，日本地震学会秋季大会講演予稿集，160.
松浦律子・中村　操・松田時彦（2011）：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，自然災害科学月刊地球，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 巻，p.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.
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, 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, 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　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. (1999~~)：~~): Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes, *J. Geophys. Res.*, **104**, 17995-18014.

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（2011）：内閣府　南海トラフの巨大地震モデル検討会（第５回）　岡村（眞）委員提供資料　http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/5/pdf/iin_okamura.pdf
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., 9885-9907.

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.*, v. 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, 23152318.

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.
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.
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.
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/NGEO1466.
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, 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*,**8**、**6(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 and 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（1978）：「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.

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, 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.

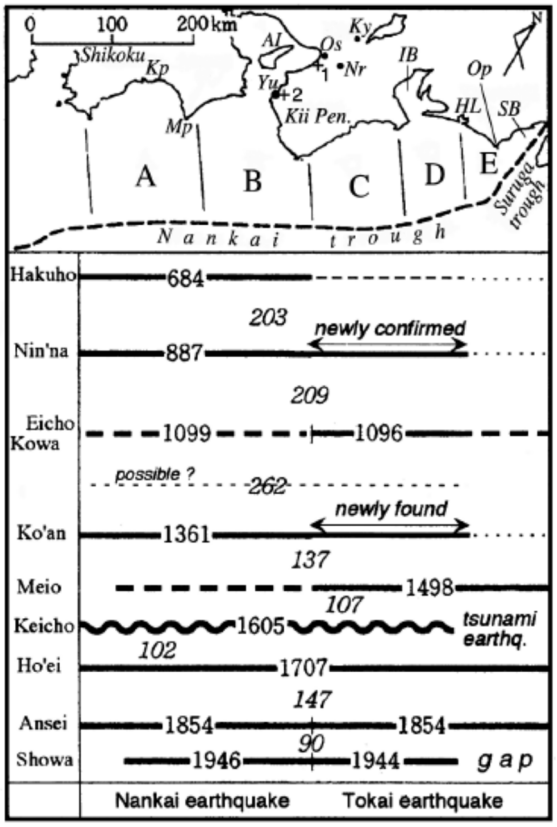


図1-1　南海トラフの破壊区間（A～E）とプレート境界地震の時空間分布（Ishibashi, 2004）

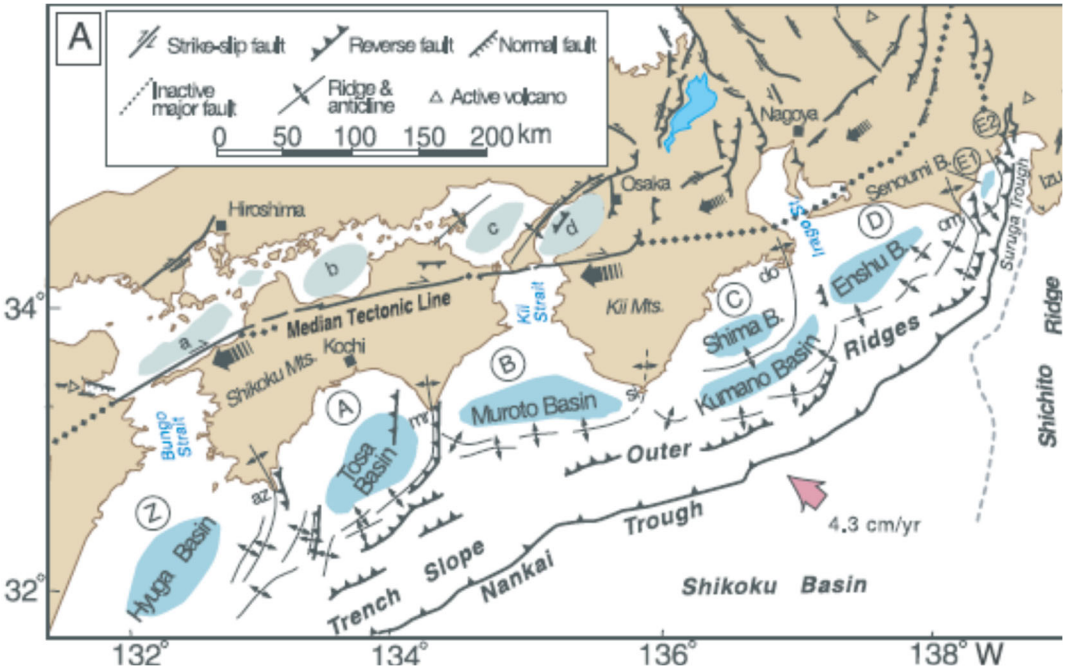


図 1-2　南海トラフ沿いの推定破壊域（A～Eなど）と地質構造の構造単元を規定する前弧海盆（Wells *et al.* ,2003）

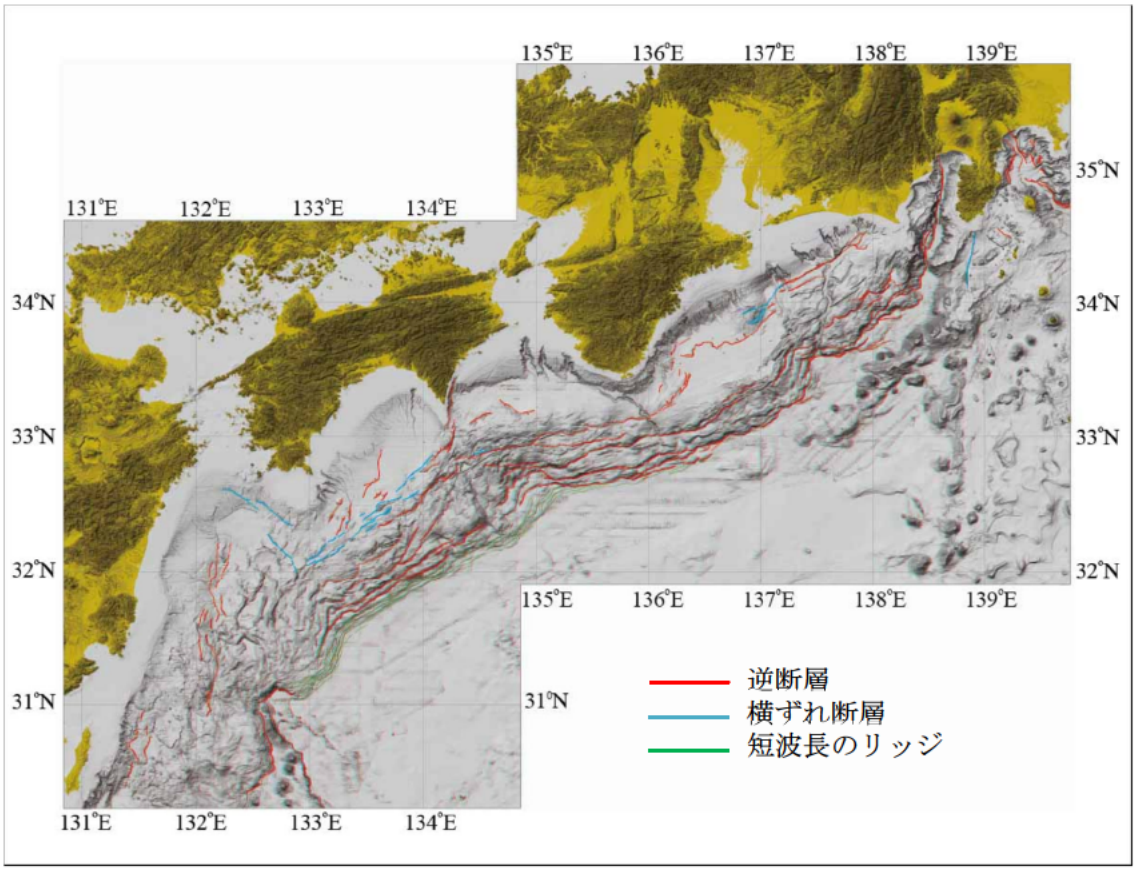
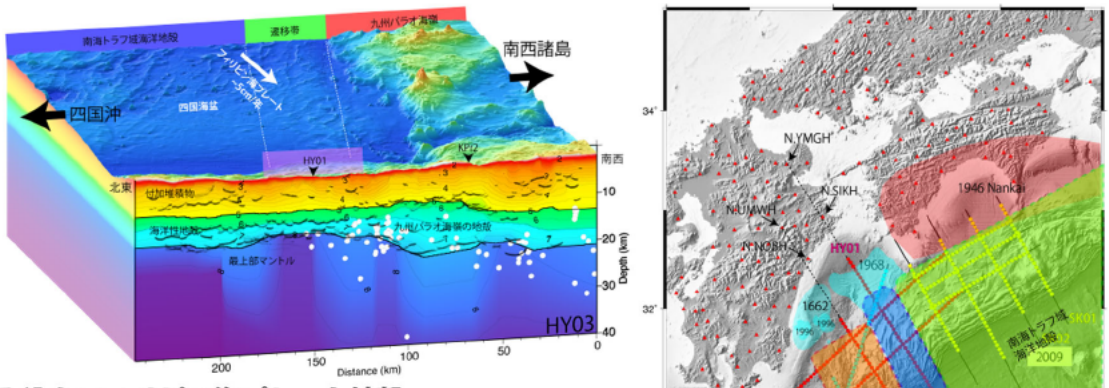


図 2-1　南海トラフとその周辺の海底活断層の分布（中田 高氏提供）



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）

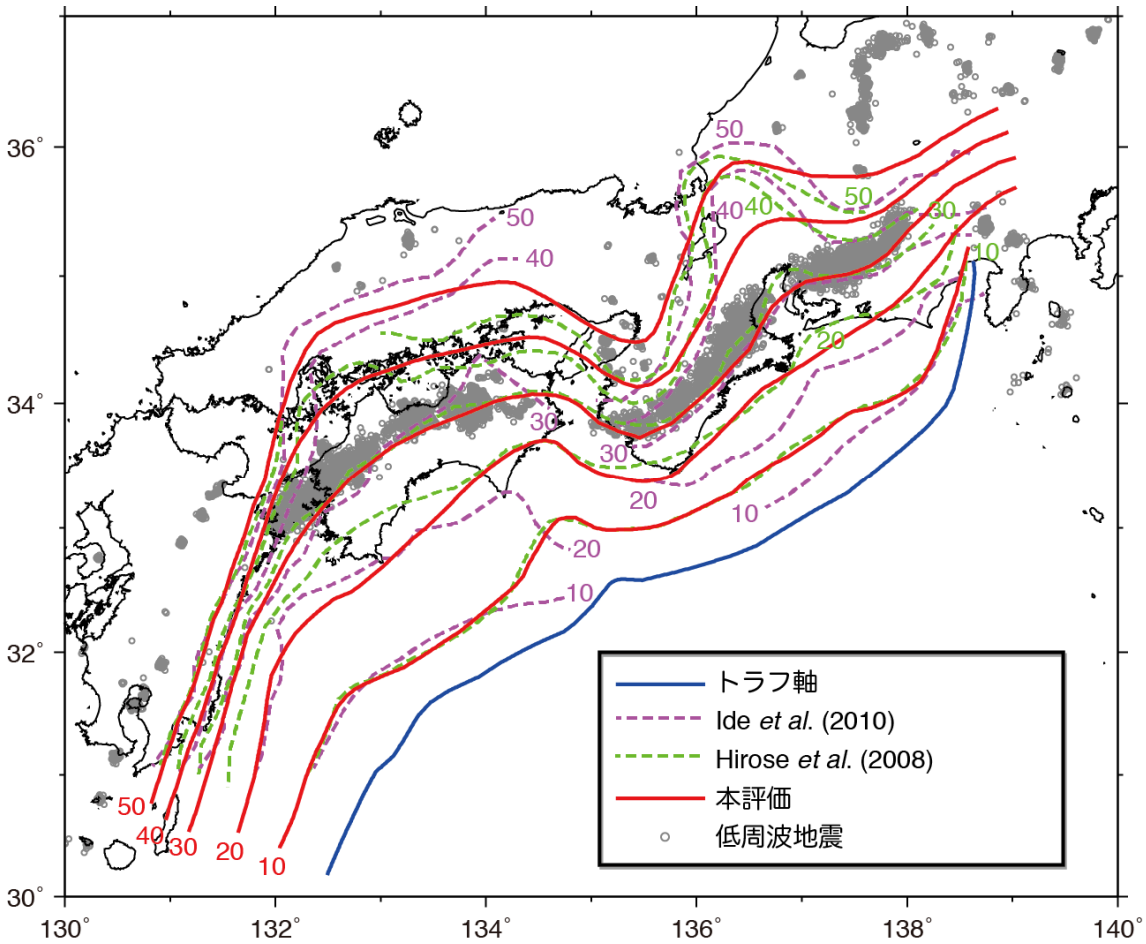


図 2-3　南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上面深度
（本評価で用いた深度は内閣府（2011）による）

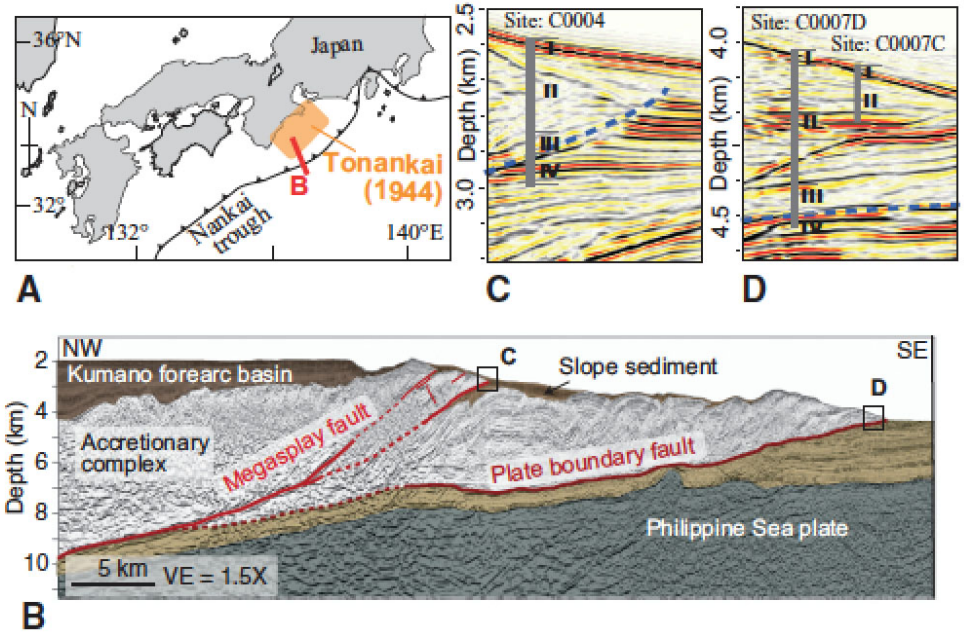


図 2-4　深海底掘削地点の概要（Sakaguchi *et al.*, 2011a）

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。

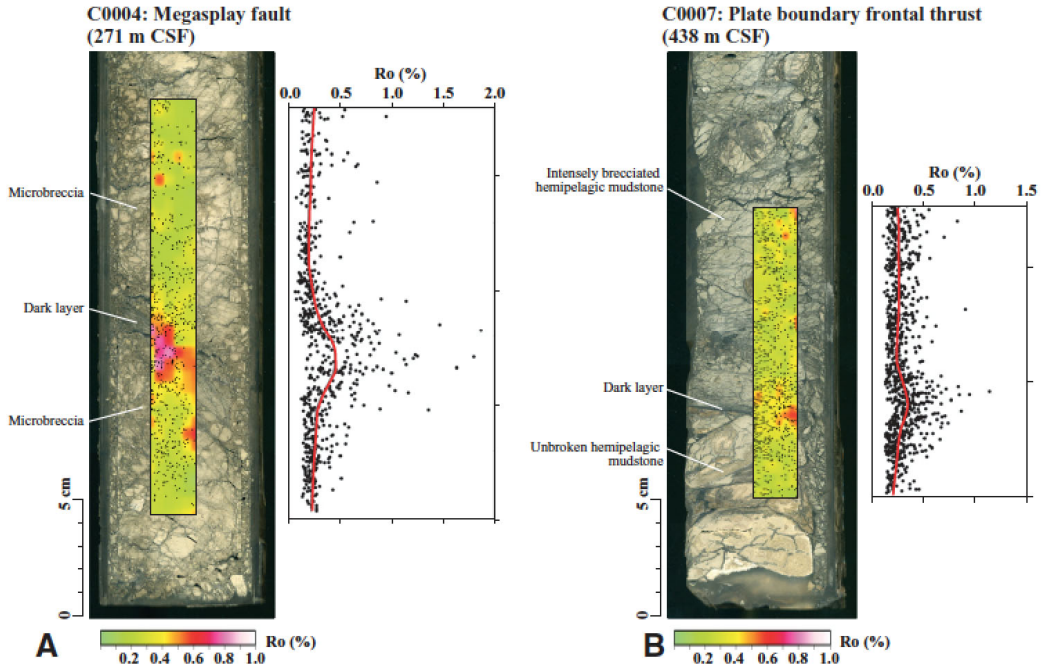


図 2-5　コアの写真とビトリナイト反射率（Ro）（Sakaguchi *et al.*, 2011a）

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。

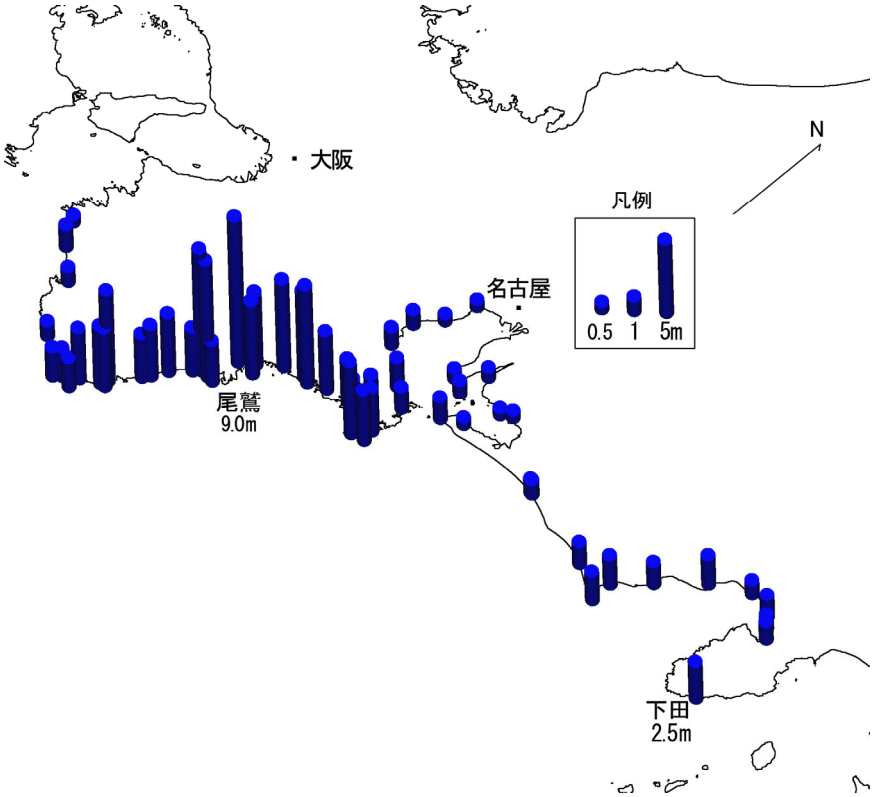
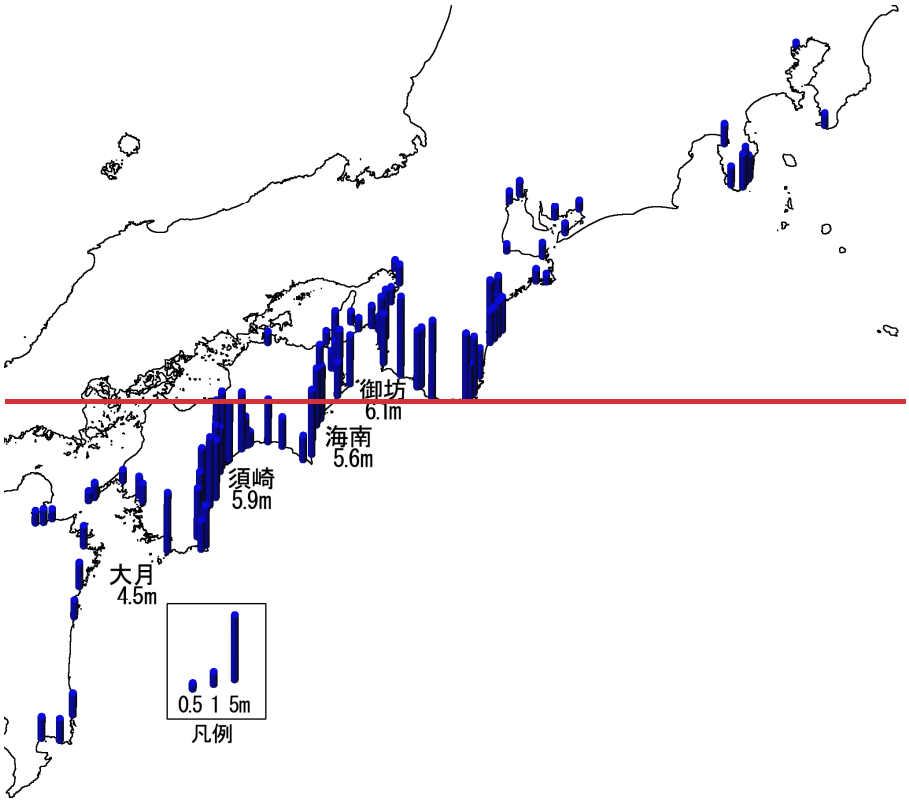


図3-1 1944年昭和東南海地震の津波の高さ（飯田, 1977より作成）



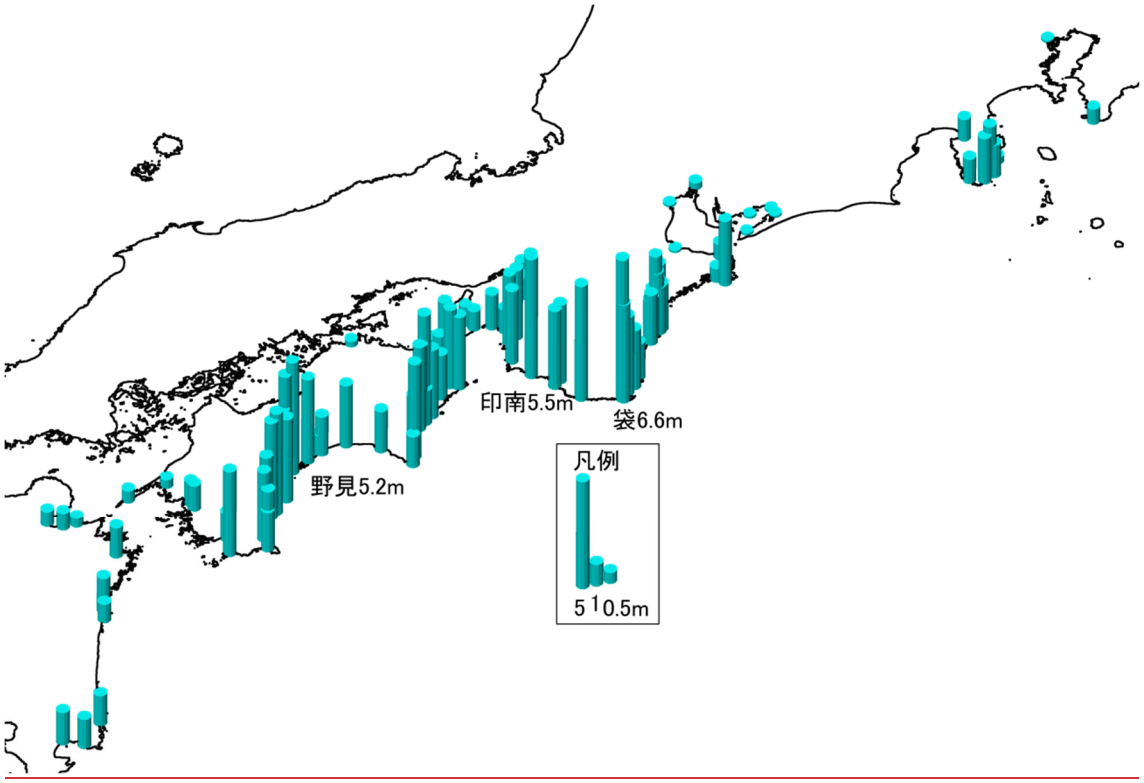


図3-2　1946年昭和南海地震の津波の高さ（水路部, 1948；飯田, 1977より作成）

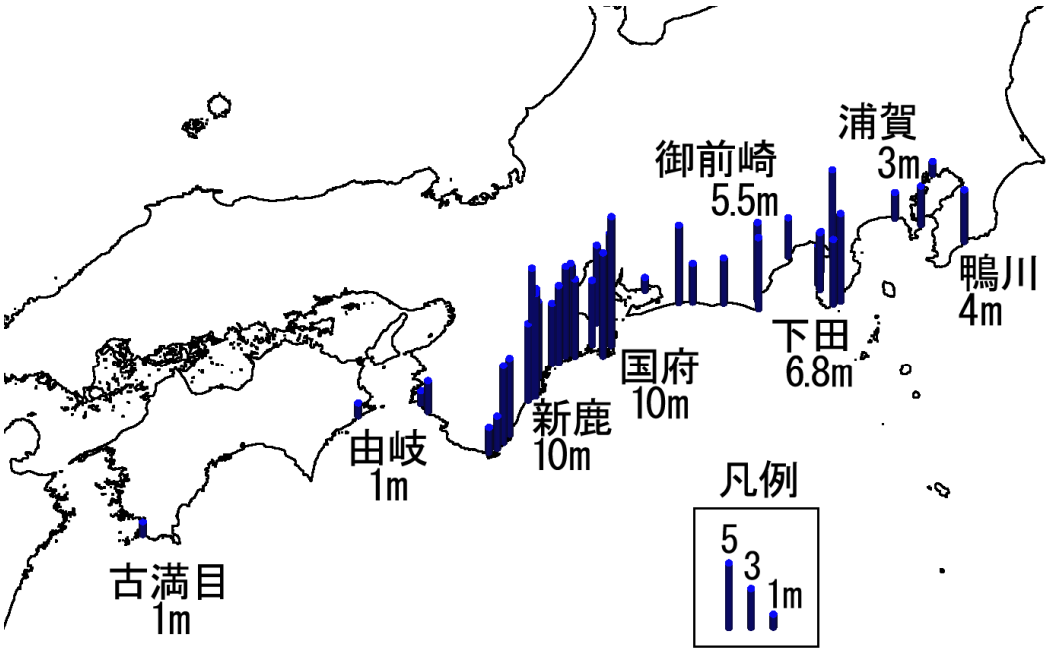


図3-3　1854年安政東海地震の津波の高さ（羽鳥・他1981、羽鳥1984等より作成）

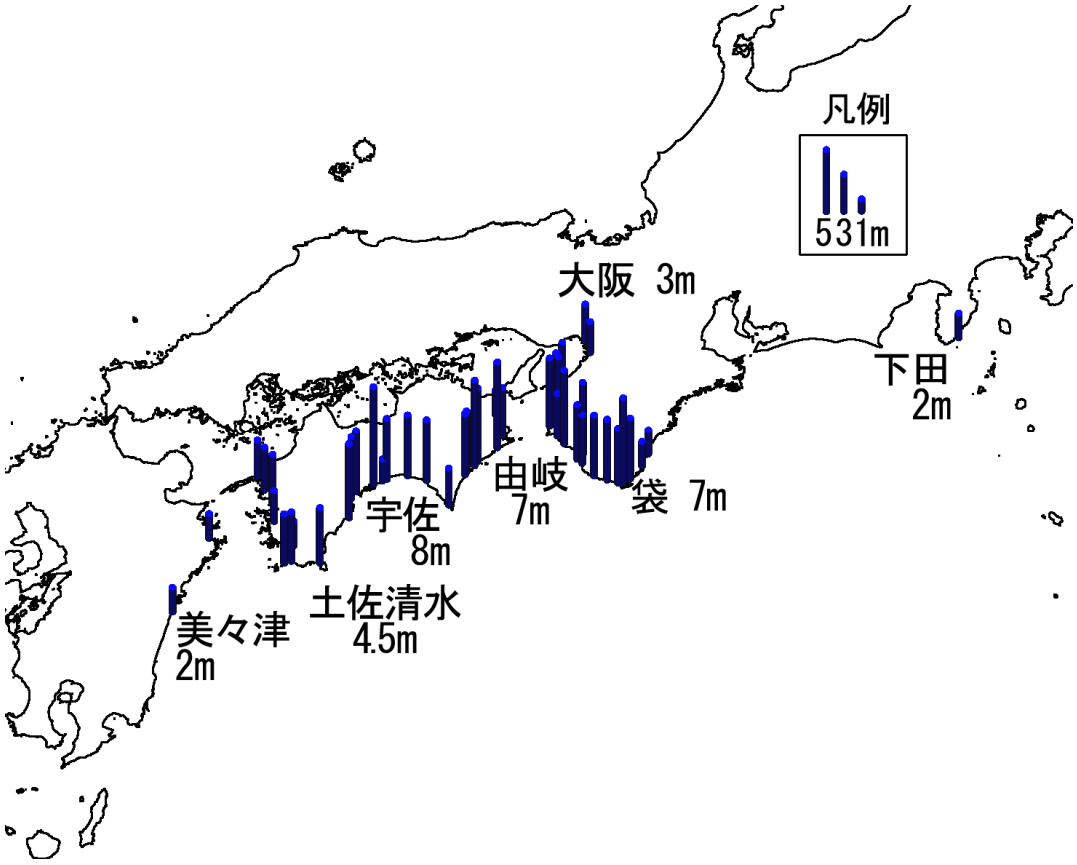


図3-4　1854年安政南海地震の津波の高さ（羽鳥，1980a；1980b；1981；1984；1985；1988；羽鳥ほか，1981；1983；等より作成）

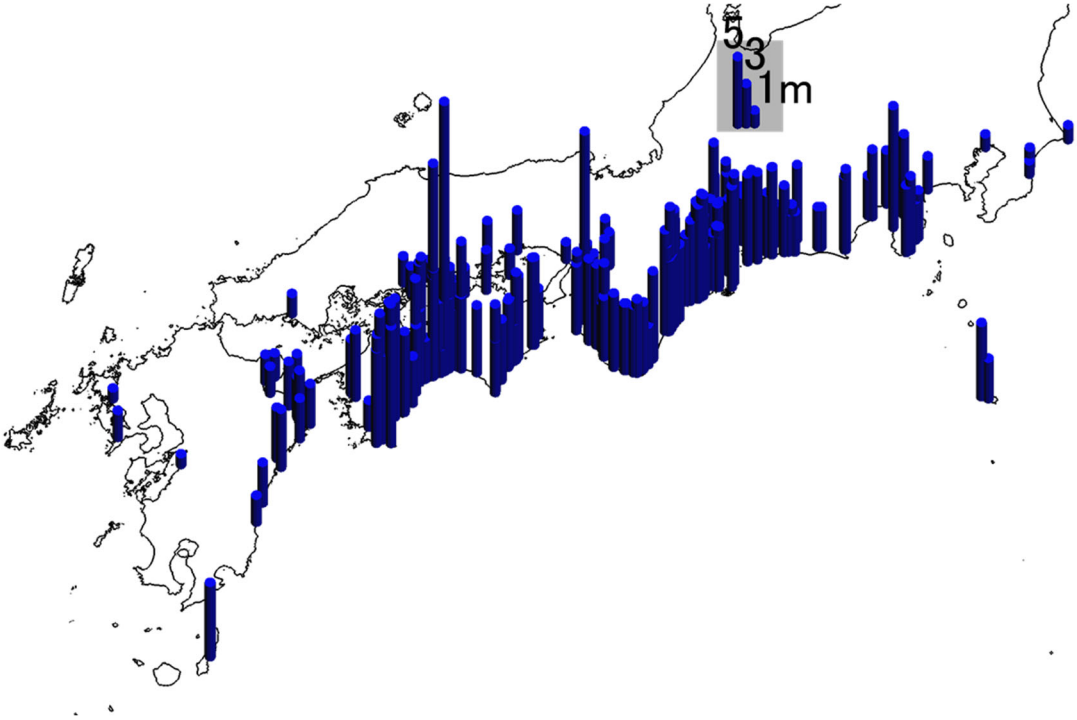


図 3-5　1707 年宝永地震の津波の高さ（羽鳥，1980a；1980b；1984；1985；1988、村

上・他，1996、飯田，1981 より作成）

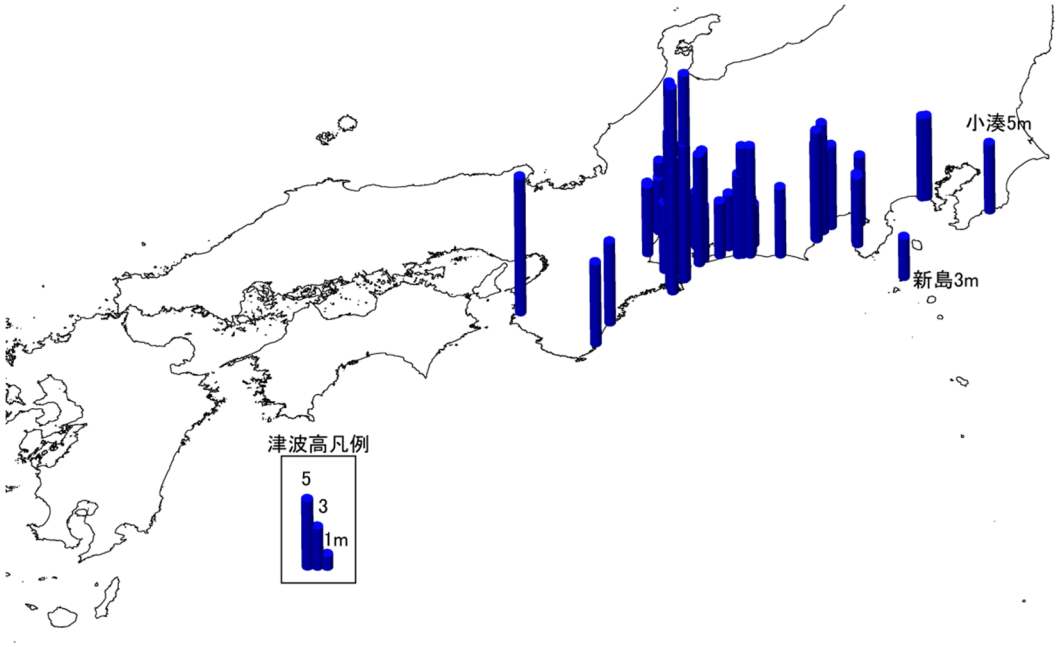


図 3-6 1498 年明応の津波の高さ（飯田，1981；羽鳥，1975 より作成）

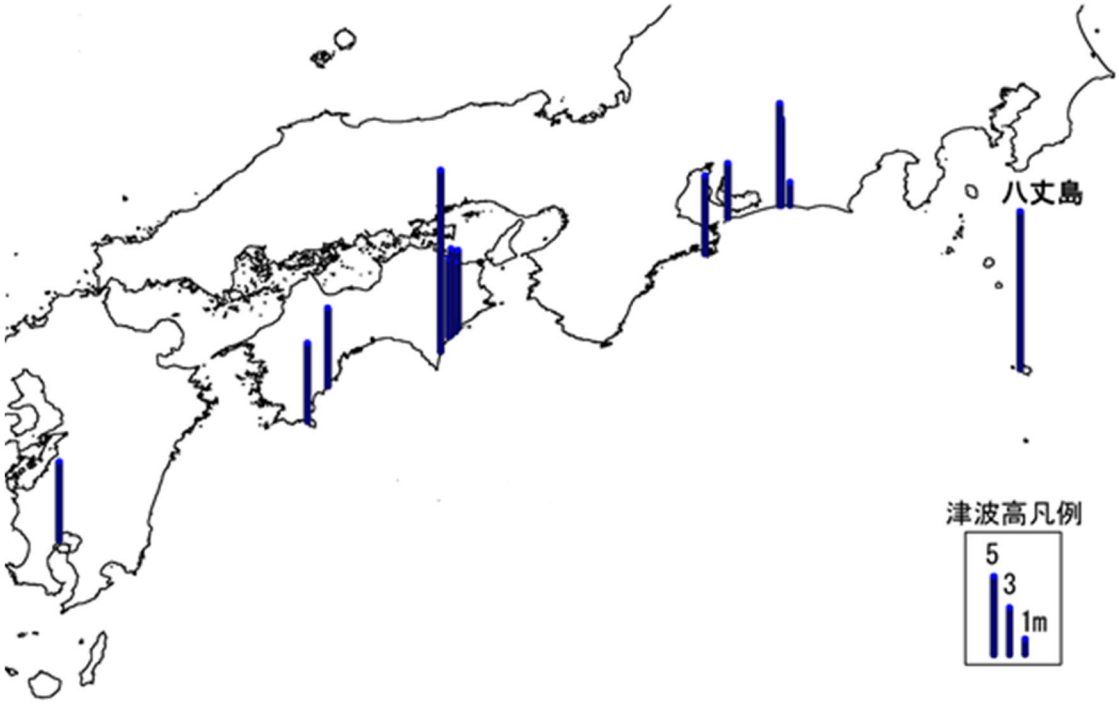


図 3-7　1605 年慶長地震の津波の高さ（山本・萩原, 1995 より作成）

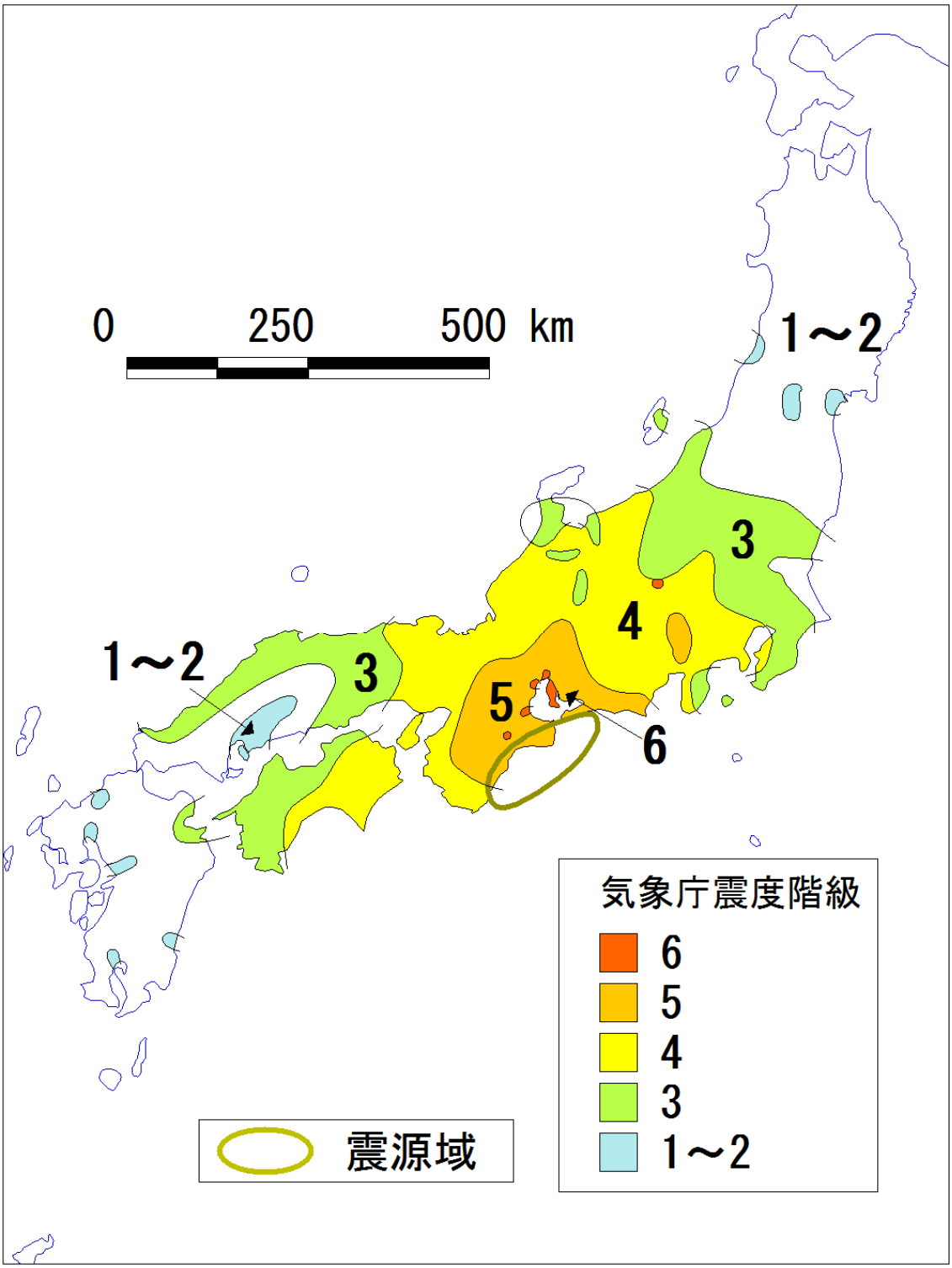


図3-8　1944年昭和東南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

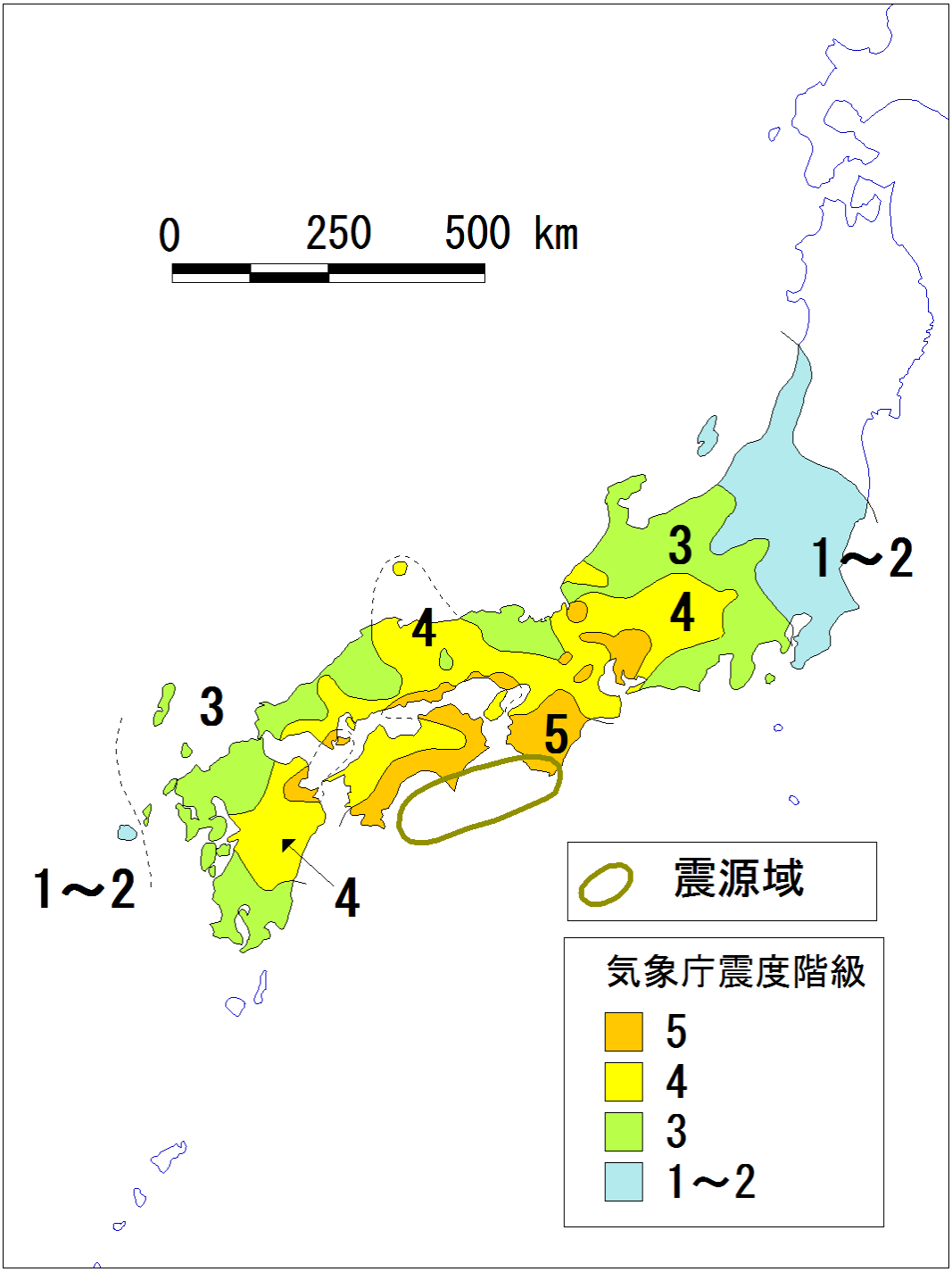


図3-9 1946年昭和南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

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。

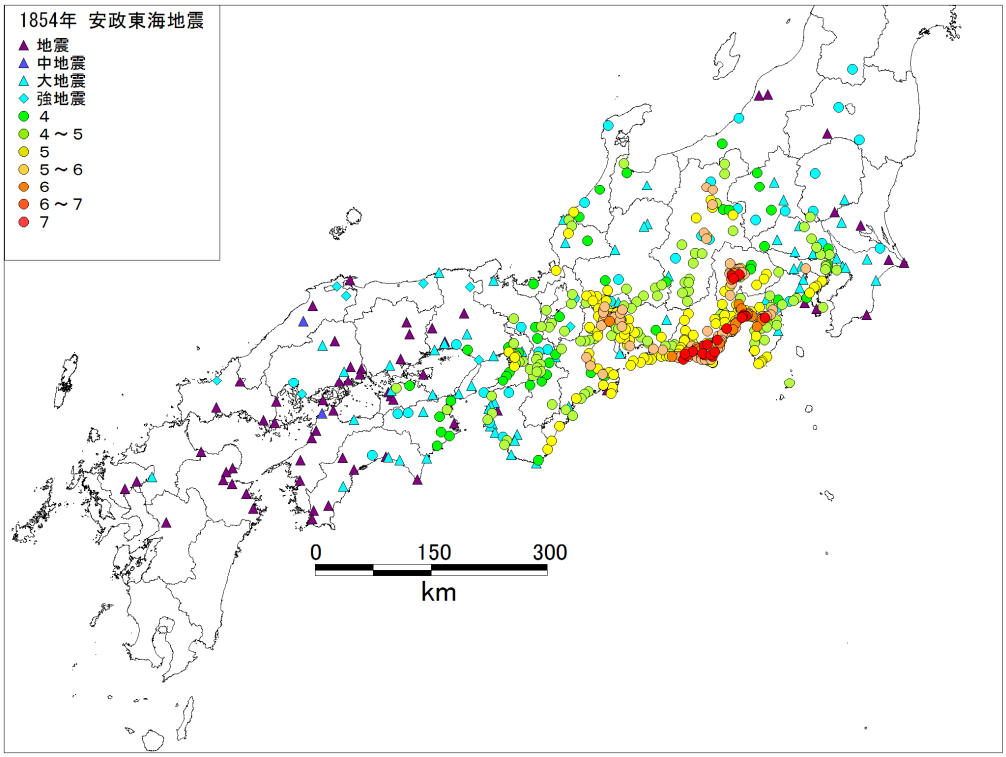


図 3-10 1854 年安政東海地震の震度（宇佐美・大和探査，1994 より作成）

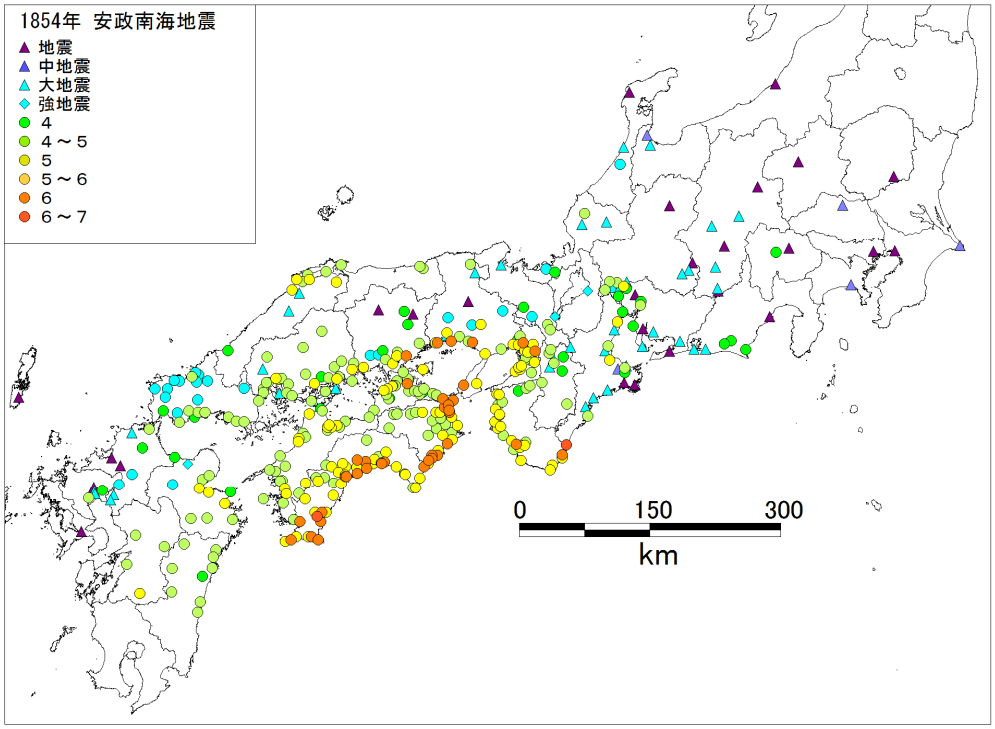


図3-11 1854年安政南海地震の震度（宇佐美・大和探査，1994より作成）

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。

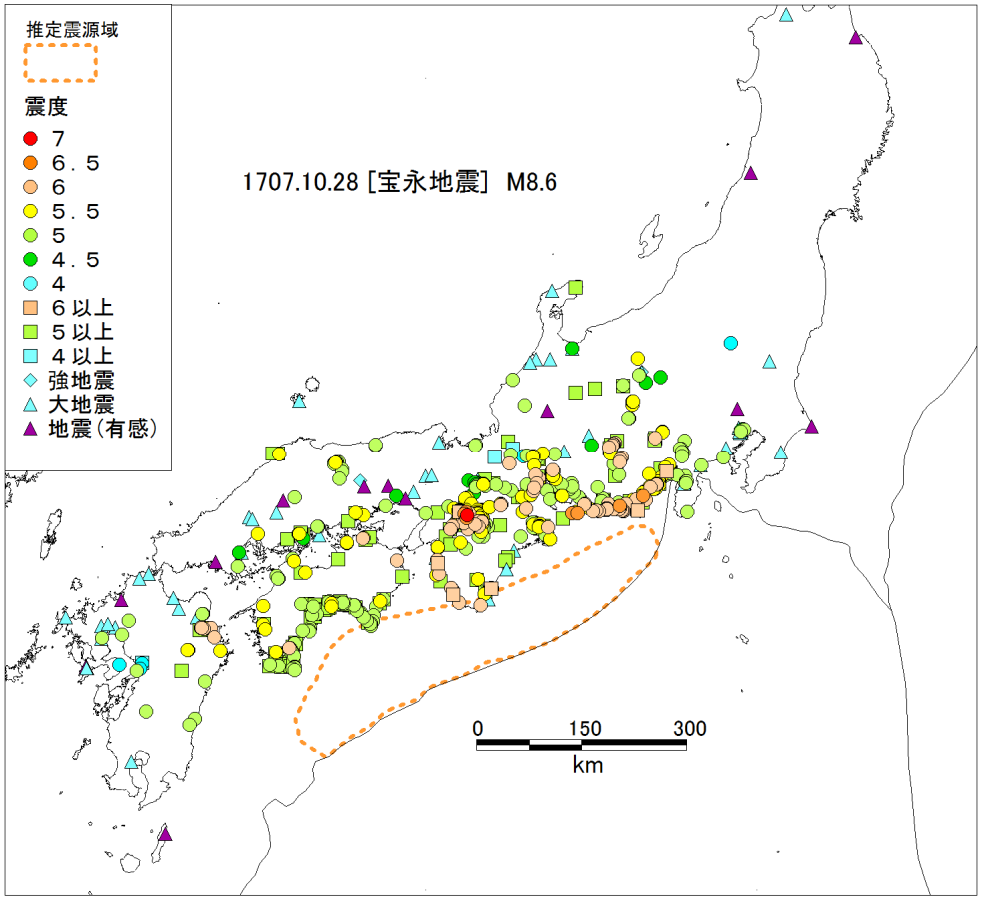


図3-12 1707年宝永地震の震度分布（松浦2012より作成）

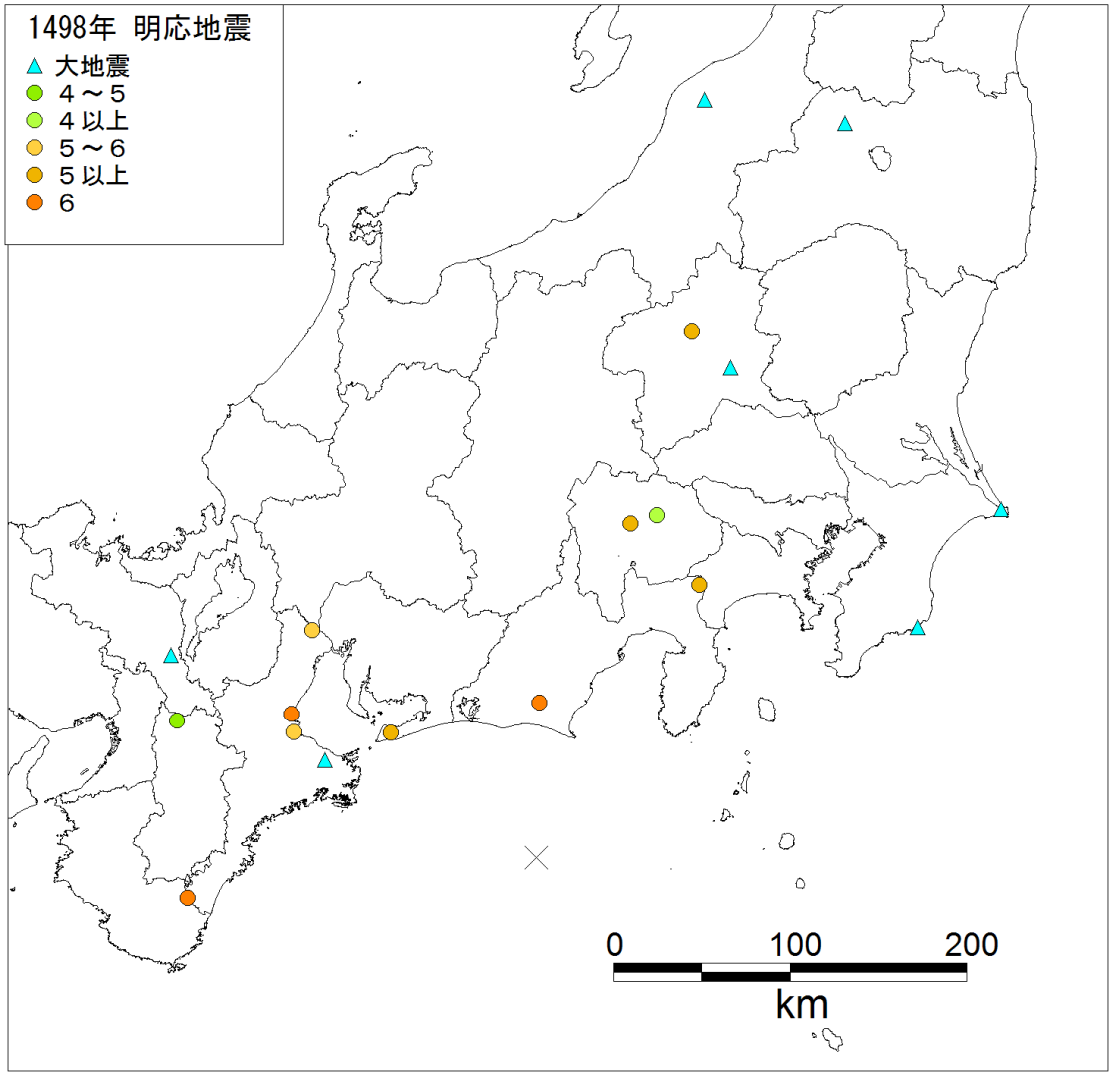


図3-13 1498年明応地震の震度

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）

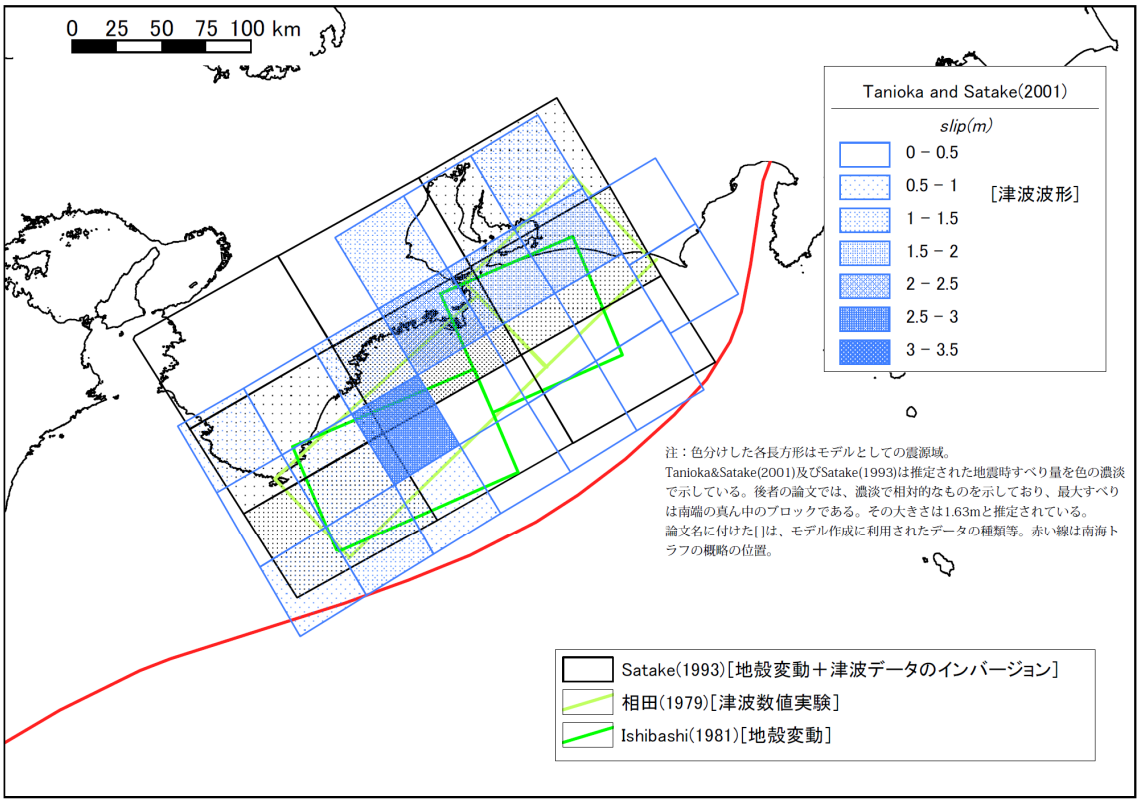


図 3-14　1944 年昭和東南海地震の各種震源モデル

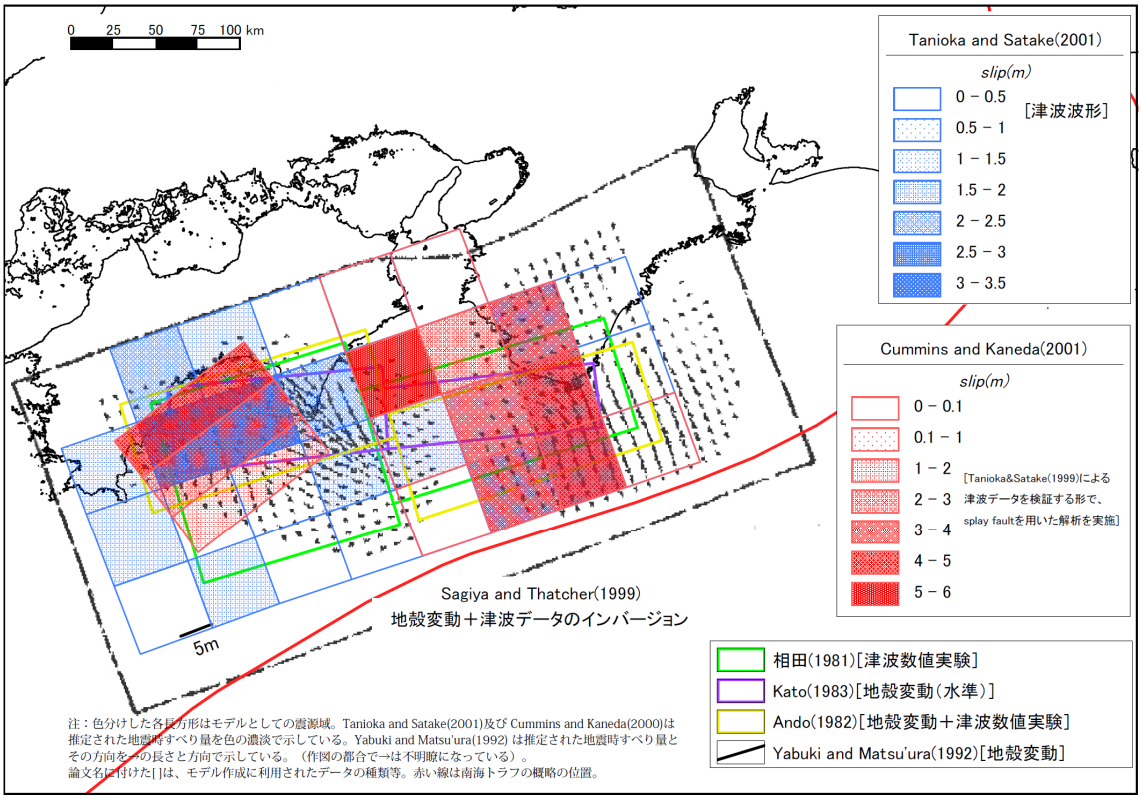


図 3-15　1946 年昭和南海地震の各種震源モデル

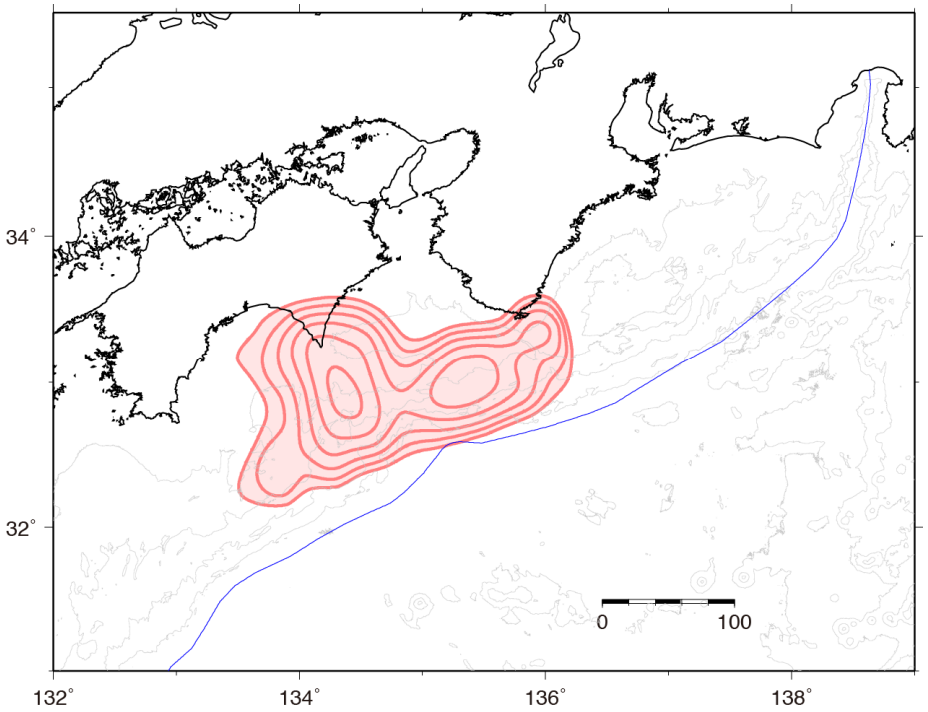


図 3-16　1946 年昭和南海地震のすべり量分布図（Murotani, 2007）

最大すべりの半値（2.5m）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0.5m。

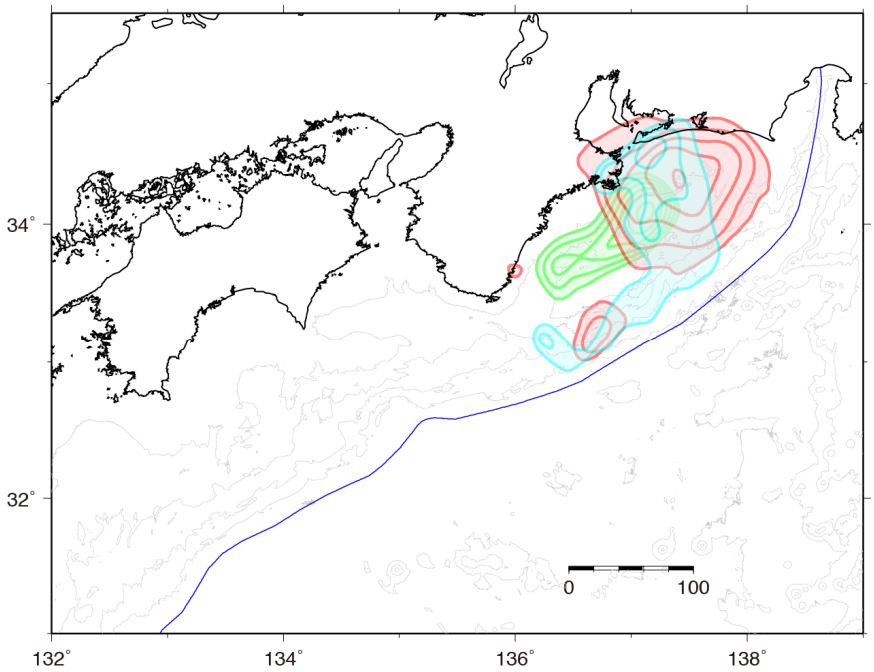


図3-17　1944年昭和東南海地震のすべり量分布図

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、2.2m、1.2m、1.6mとなる。

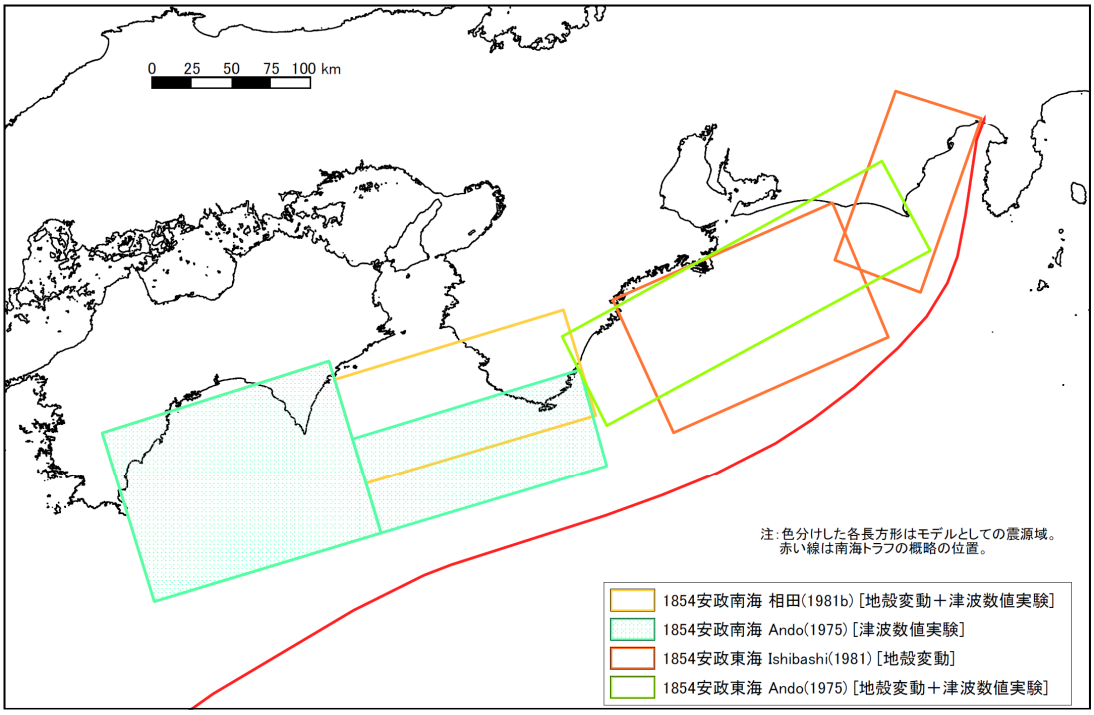


図 3-18　1854 年安政東海地震及び 1854 年安政南海地震の各種震源モデル

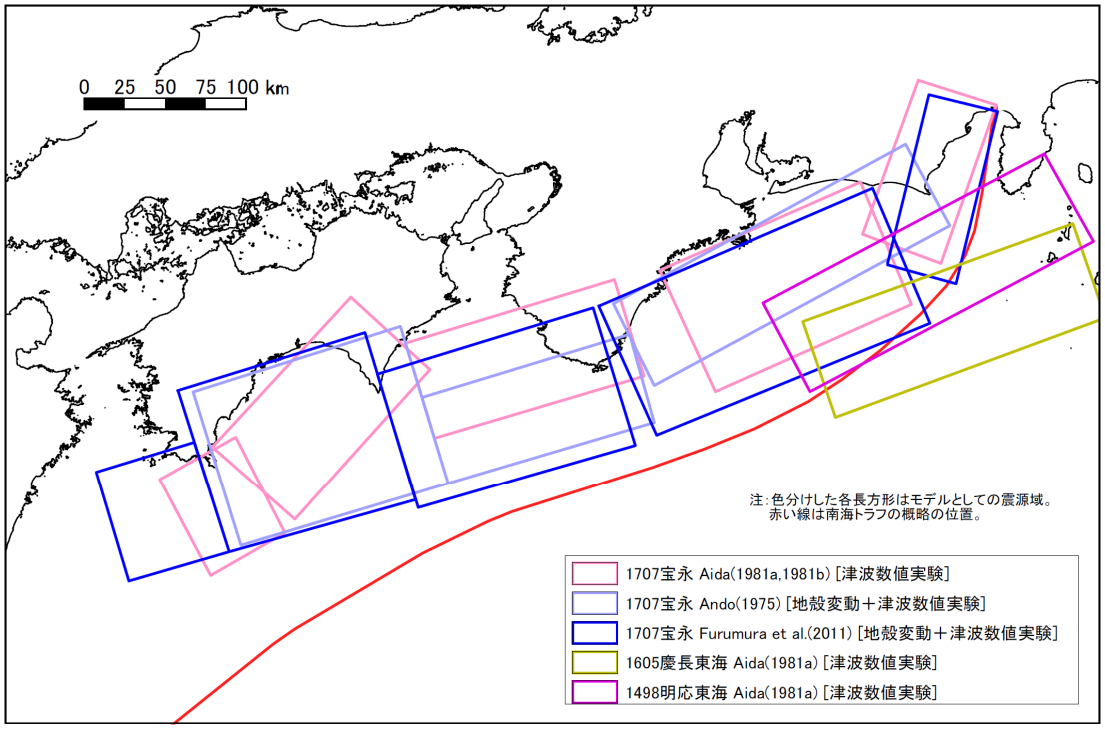


図 3-19　1498 年明応東海地震、1605 年慶長地震及び 1707 年宝永地震の各種震源モデル

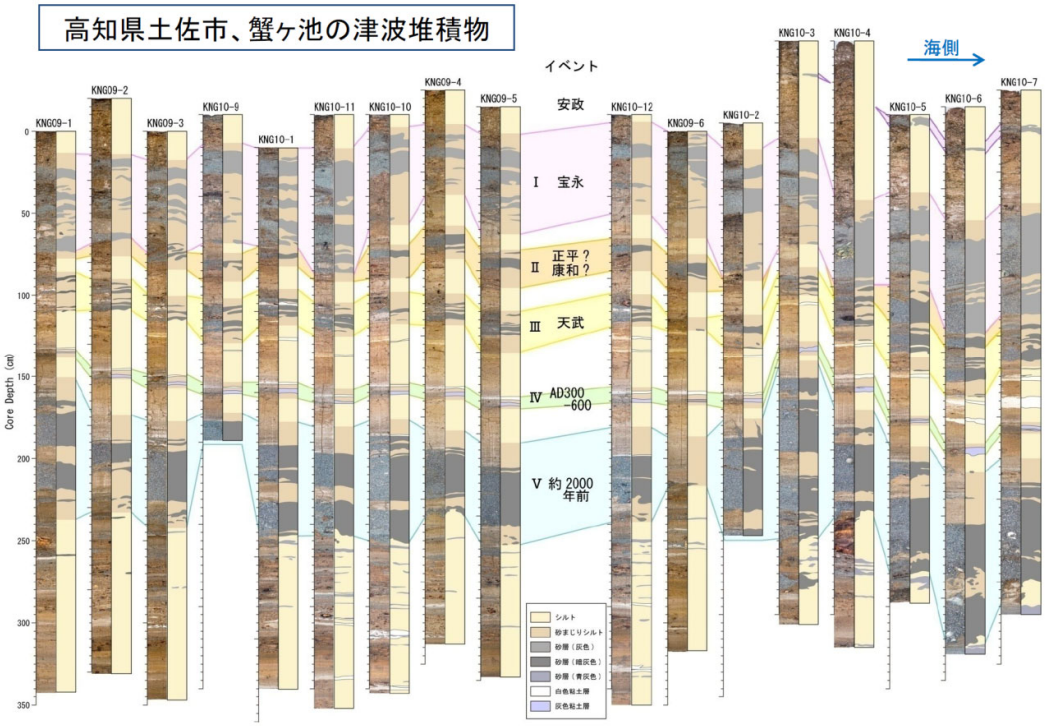


図 3-20　蟹が池の津波堆積物

2000 年前の堆積物が厚い（岡村ほか，2011）。

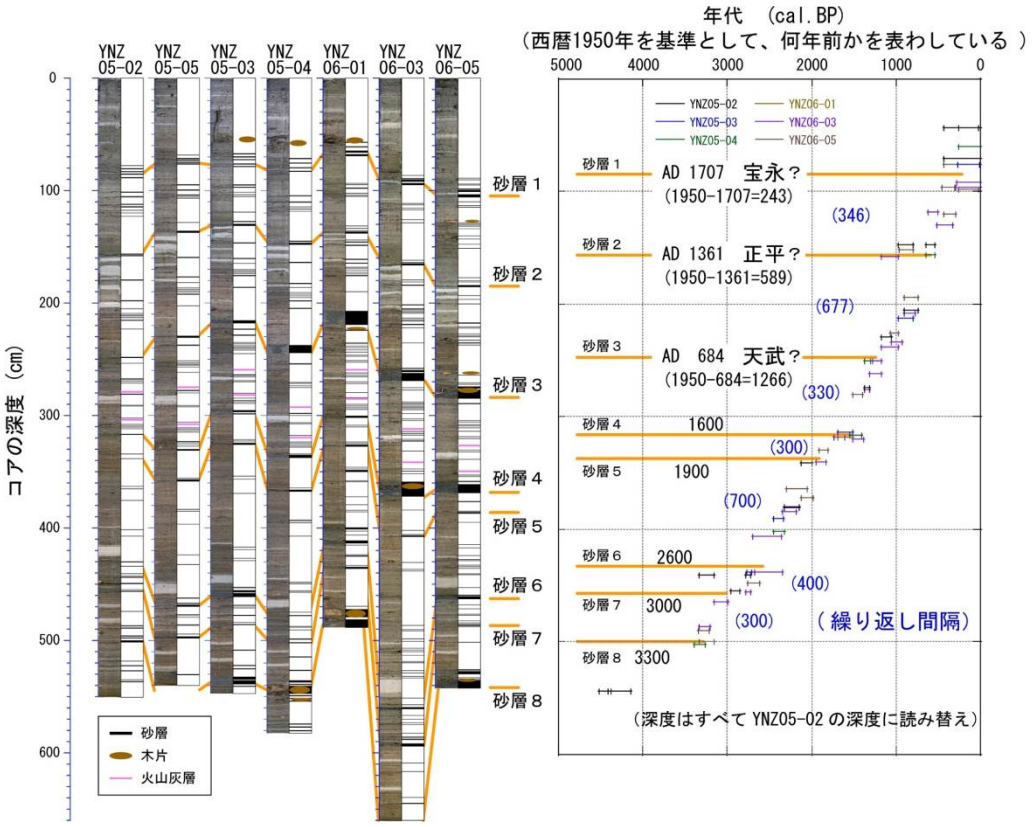


図 3-21　大分県佐伯市龍神池に認められる津波堆積物（岡村ほか，2011）

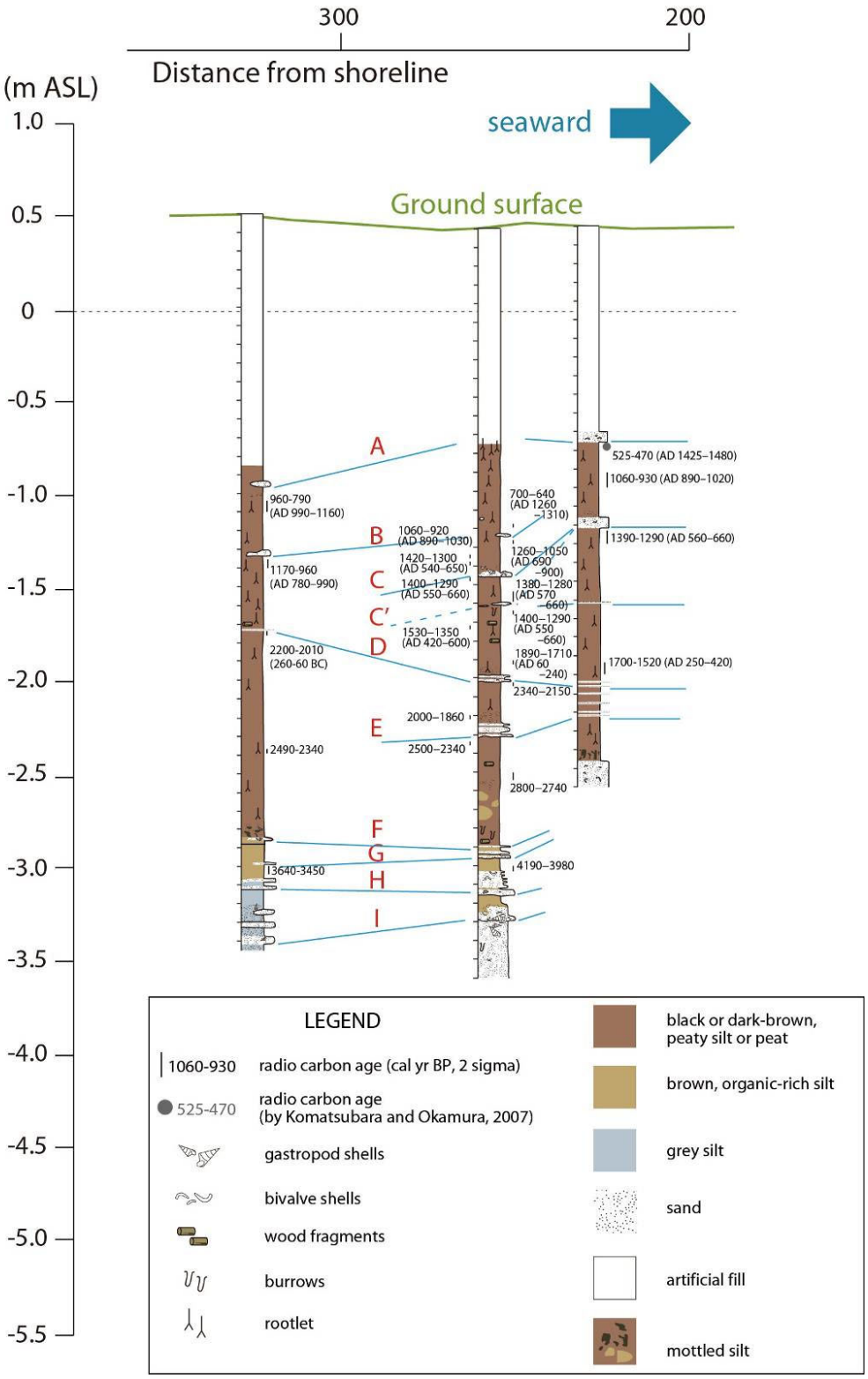


図 3-22　三重県志島低地で確認された津波堆積物

（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。

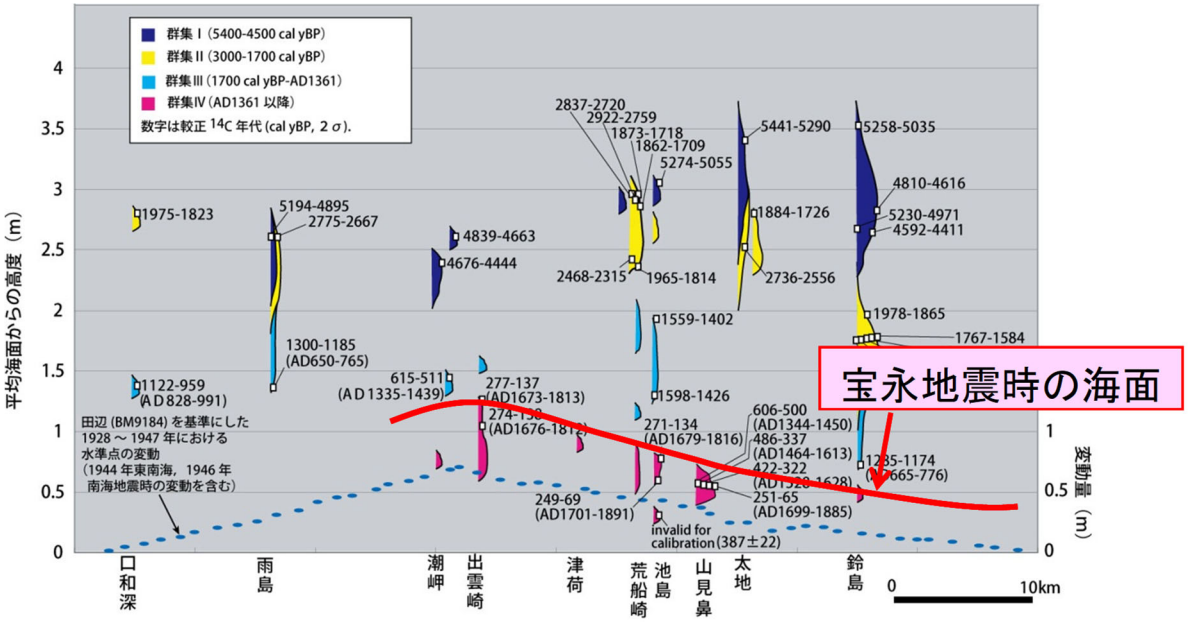


図 3-23　紀伊半島の生物遺骸調査結果（宍倉ほか，2008）

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。

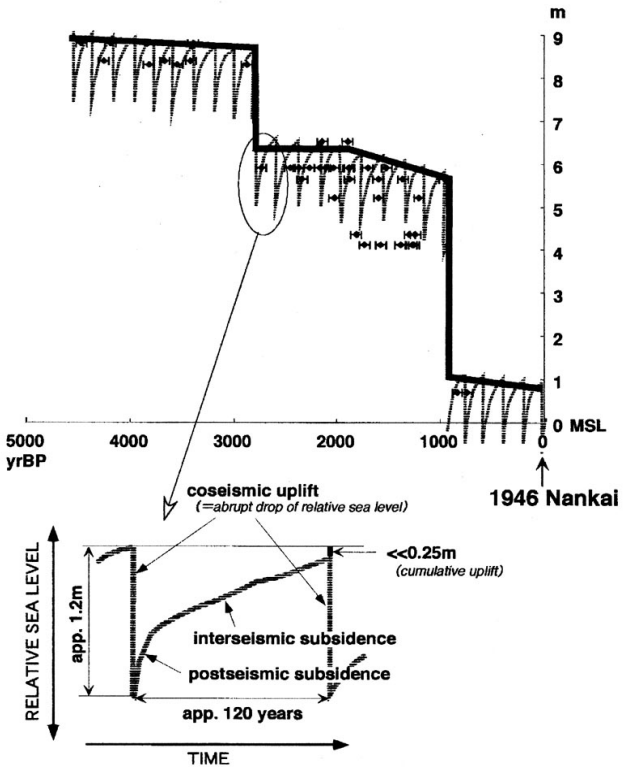
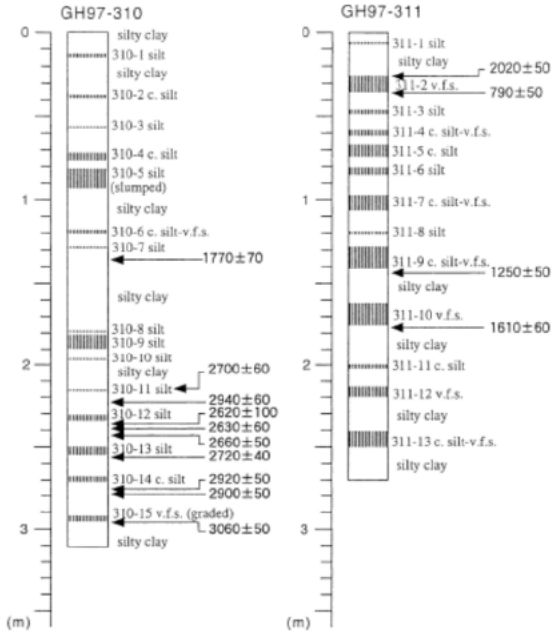


図 3-24　室戸半島における完新世地震性地殻変動（前杢，2001）

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。



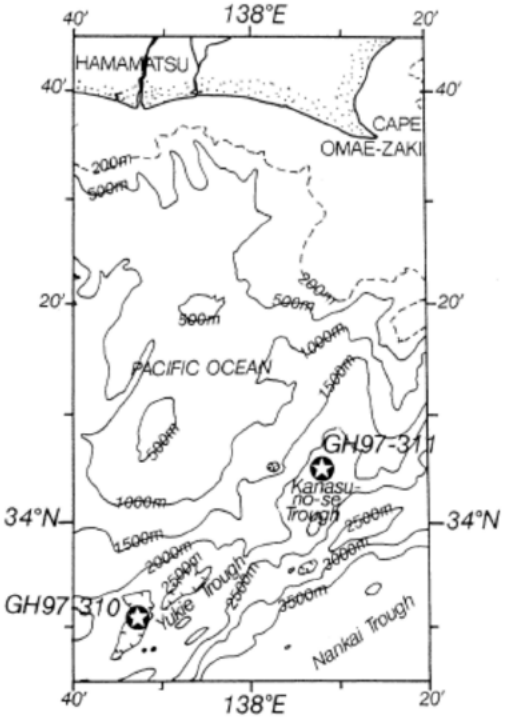


図 3-25　南海トラフ沿いにおけるタービダイトの採取地点（左）と研究対象試料の柱状図及び浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代値（δ ^{13}C 補正年代）（右）（池原，2001）
柱状図でハッチをつけた部分がタービダイト、白抜き部は通常時に堆積した半遠洋性泥。

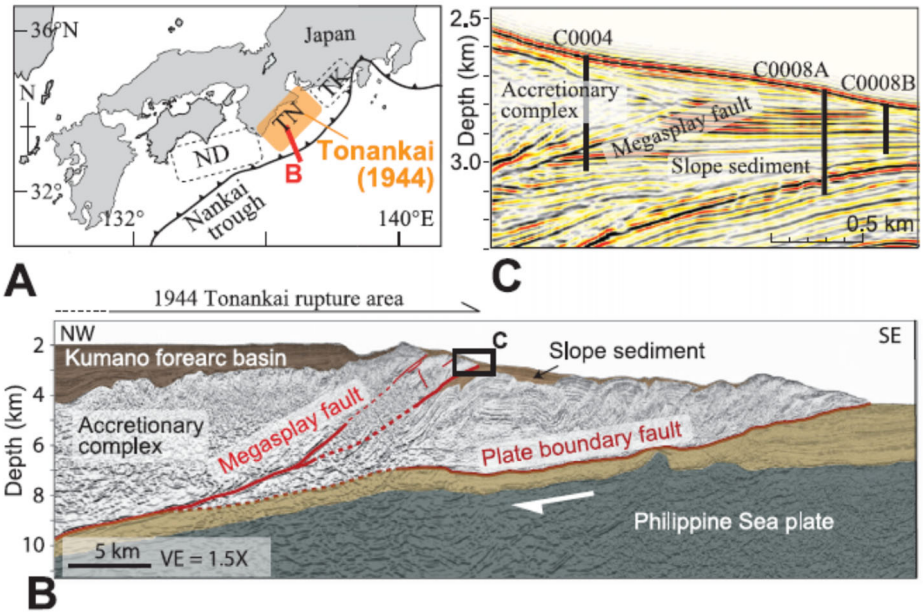


図 3-26　深海底掘削地点の概要（Sakaguchi *et al.*, 2011b）

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。

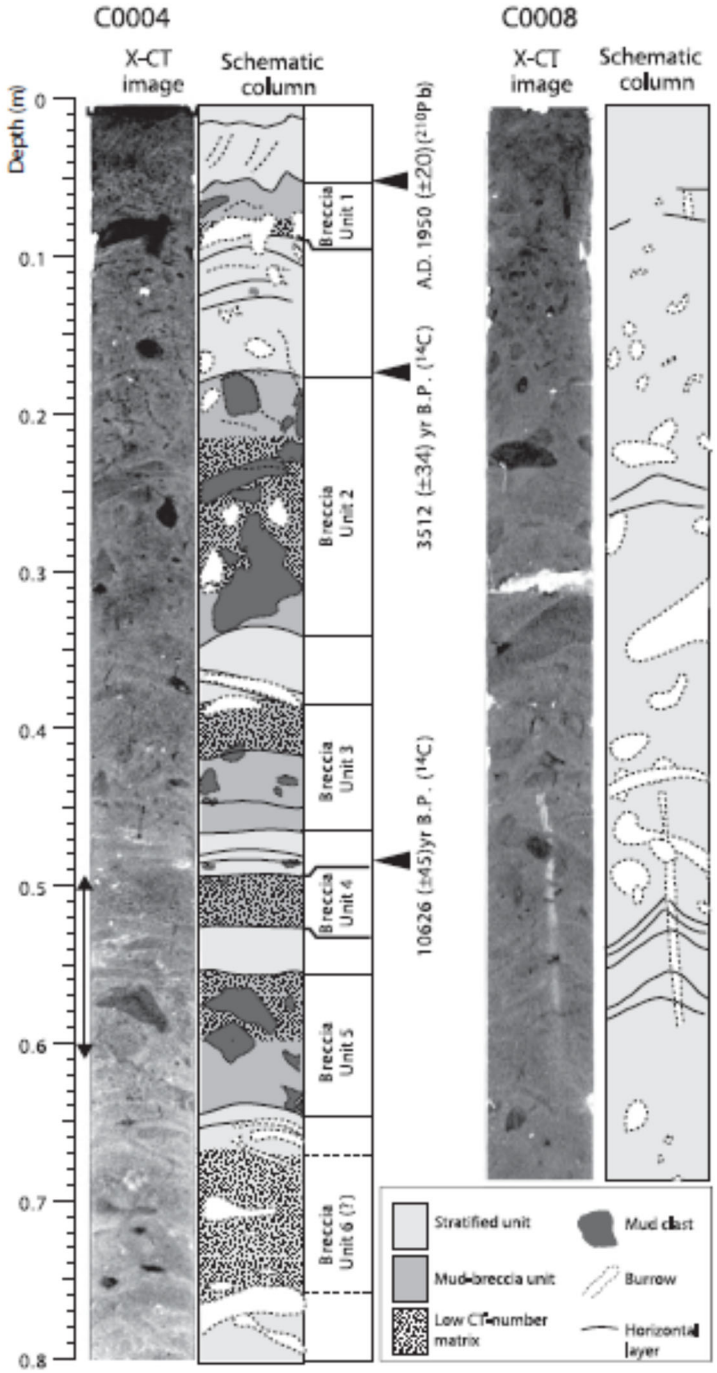


図 3-27　深海底コアの X 線 CT 画像と解釈図（Sakaguchi *et al.*, 2011b）

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。

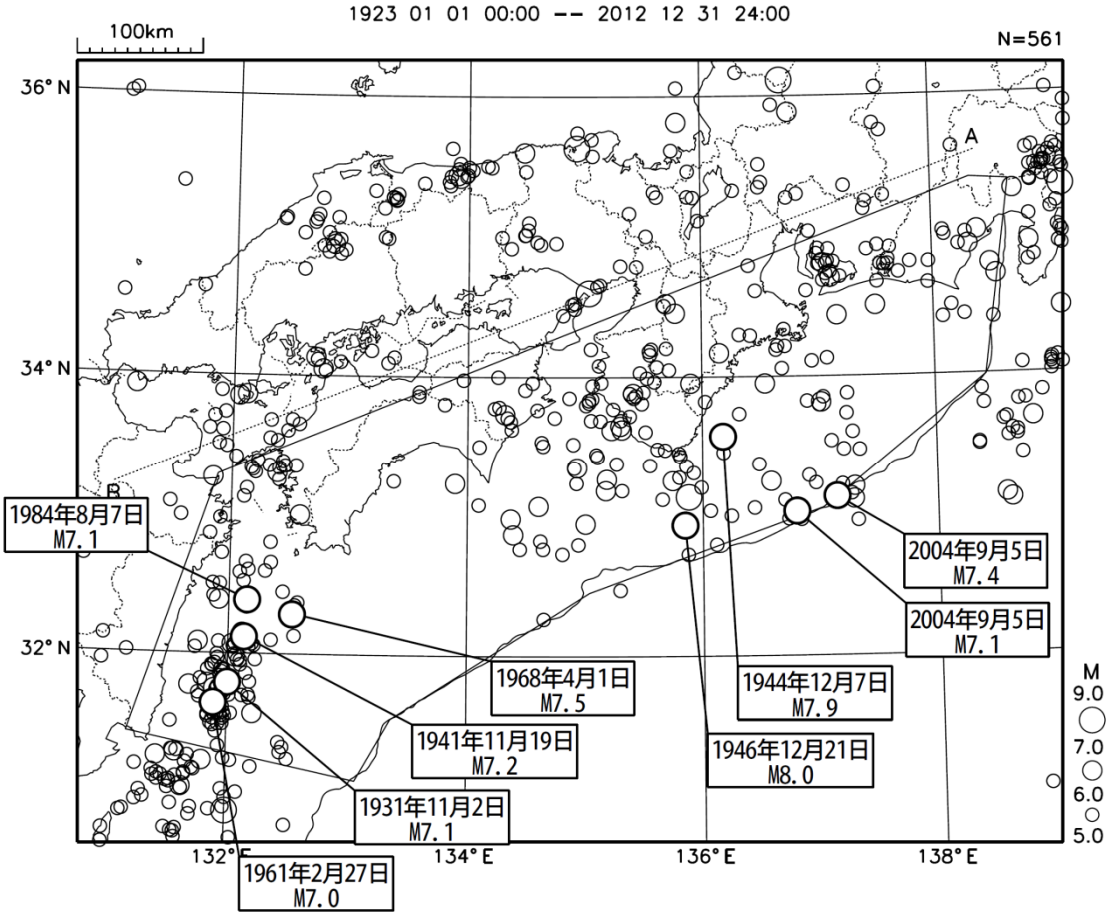


図 3-28　南海トラフとその周辺の震源分布（気象庁作成）

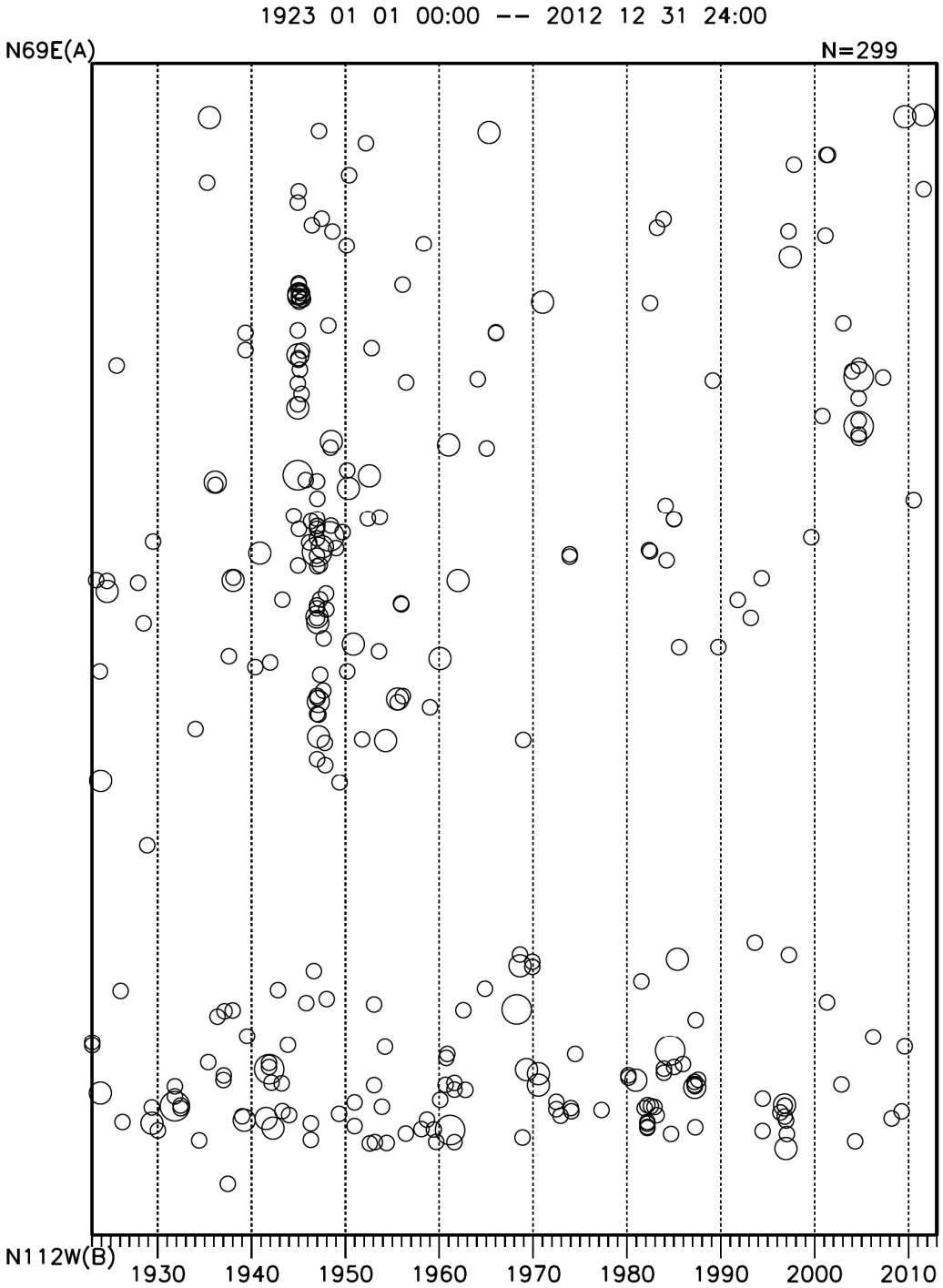


図 3-29　南海トラフとその周辺の地震活動の時空間分布（気象庁作成）

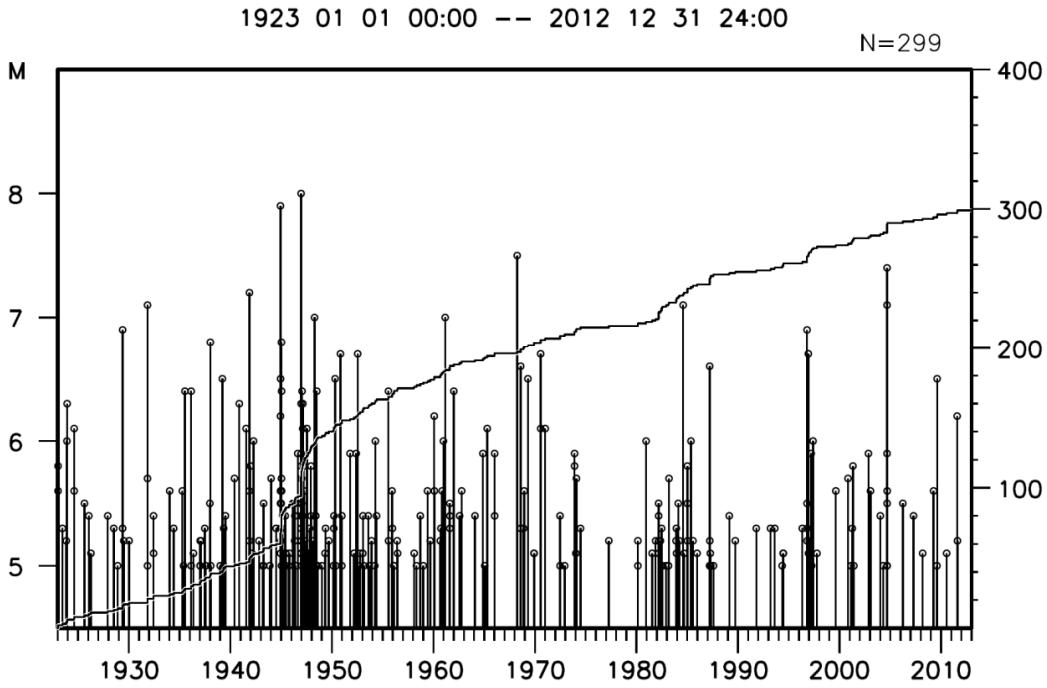


図 3-30　南海トラフの地震活動の M-T 図及び回数積算図（気象庁作成）

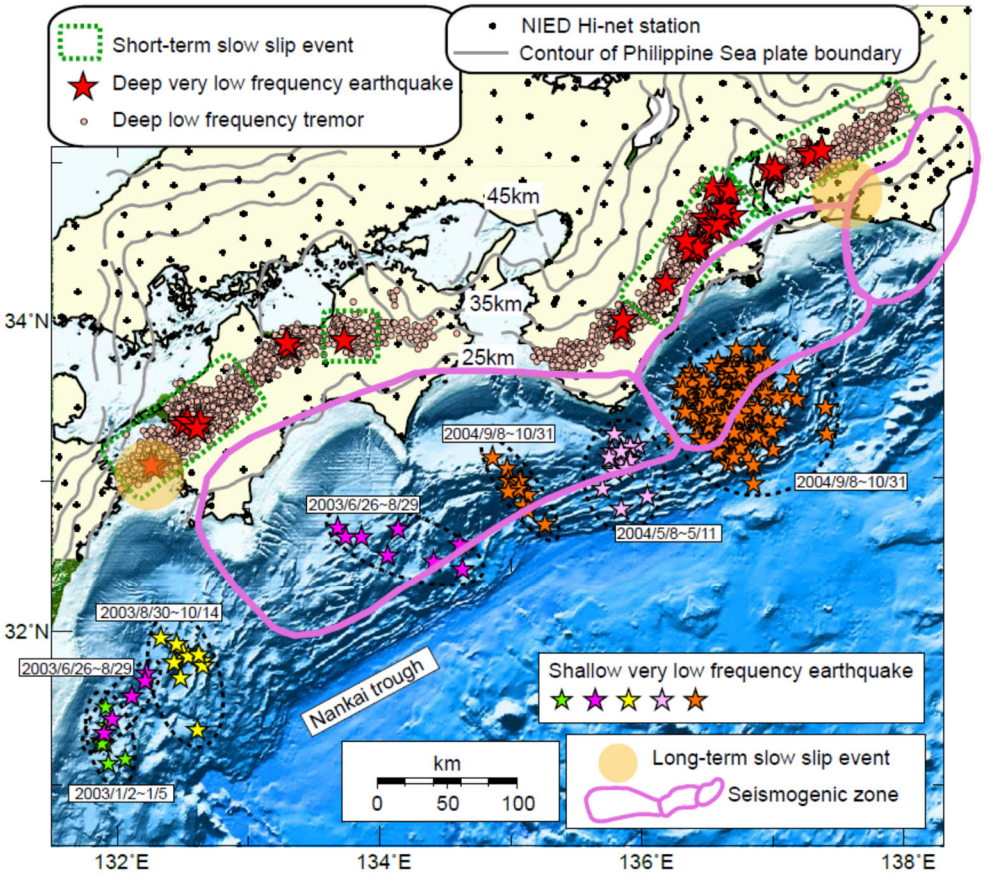
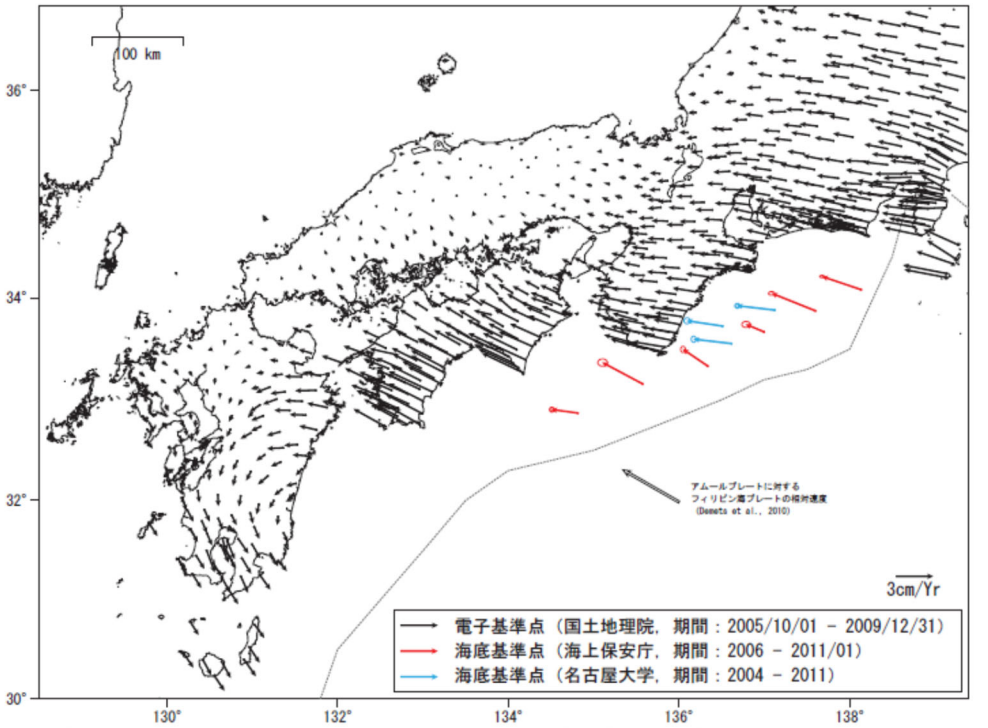


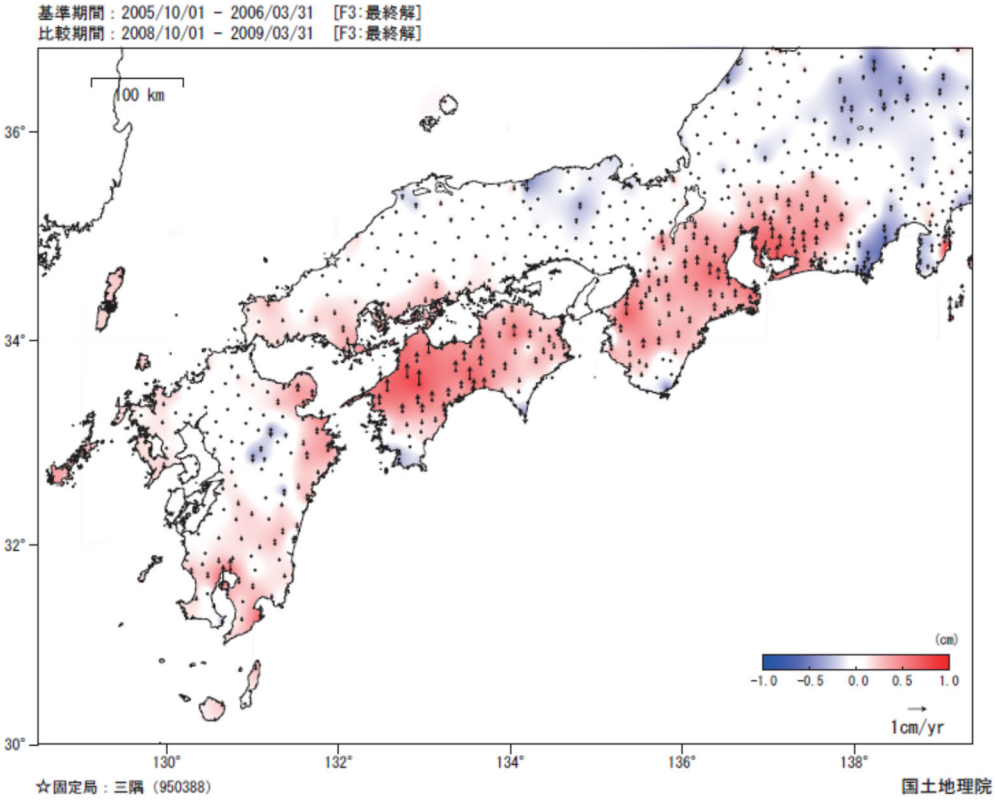
図 3-31　西南日本におけるスロー地震群の分布（小原，2009）



※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）

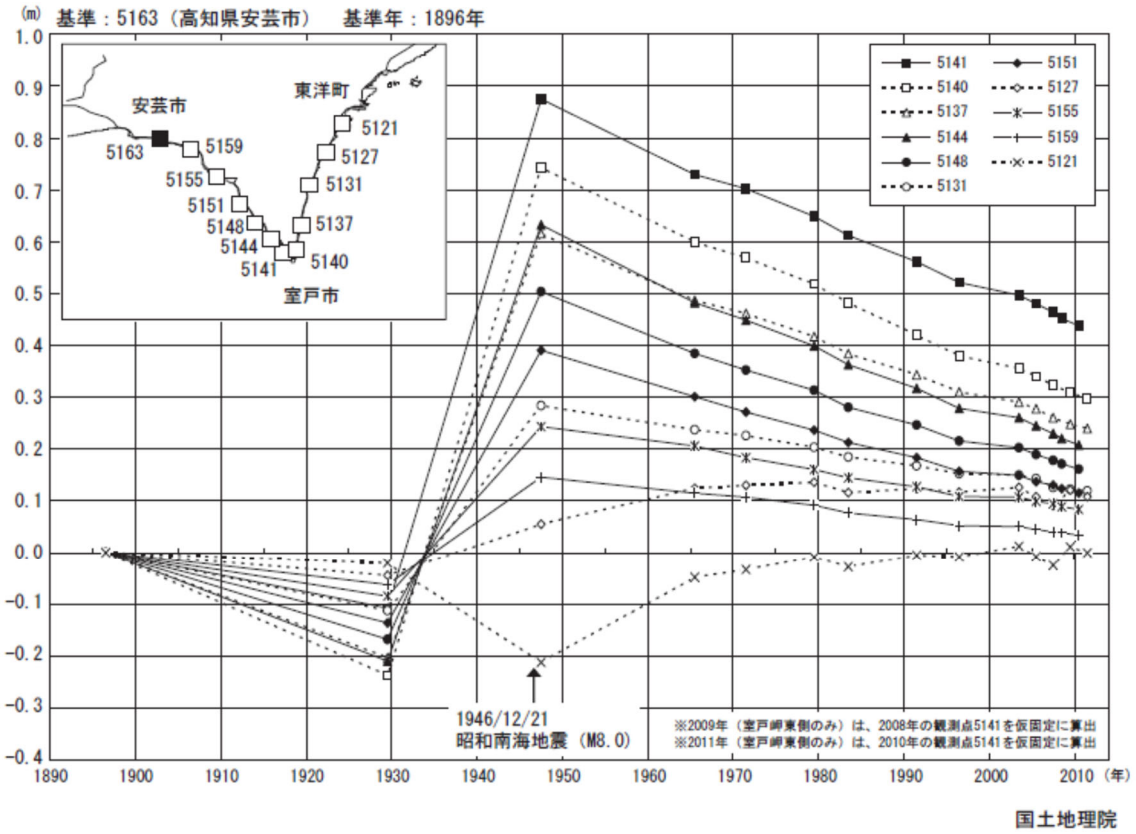


図 3-34　室戸岬における 1896 年以降の水準点上下変動量

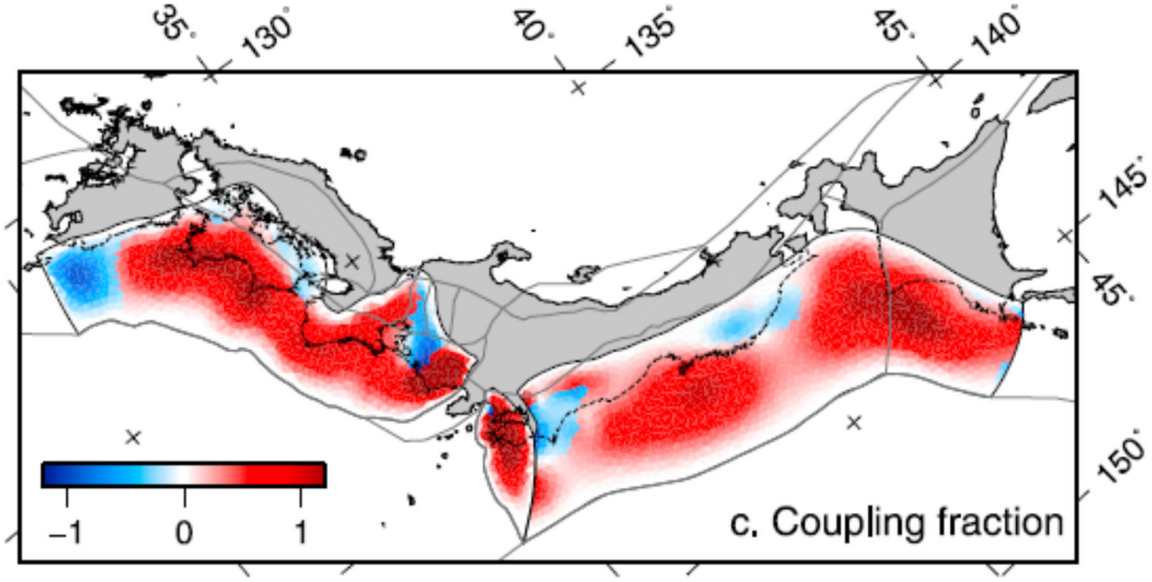


図 3-35　陸上 GNSS データから推定したプレート間の固着係数
(Loveless and Meade, 2010)。観測データの期間は 1997 年 1 月～2000 年 5 月。

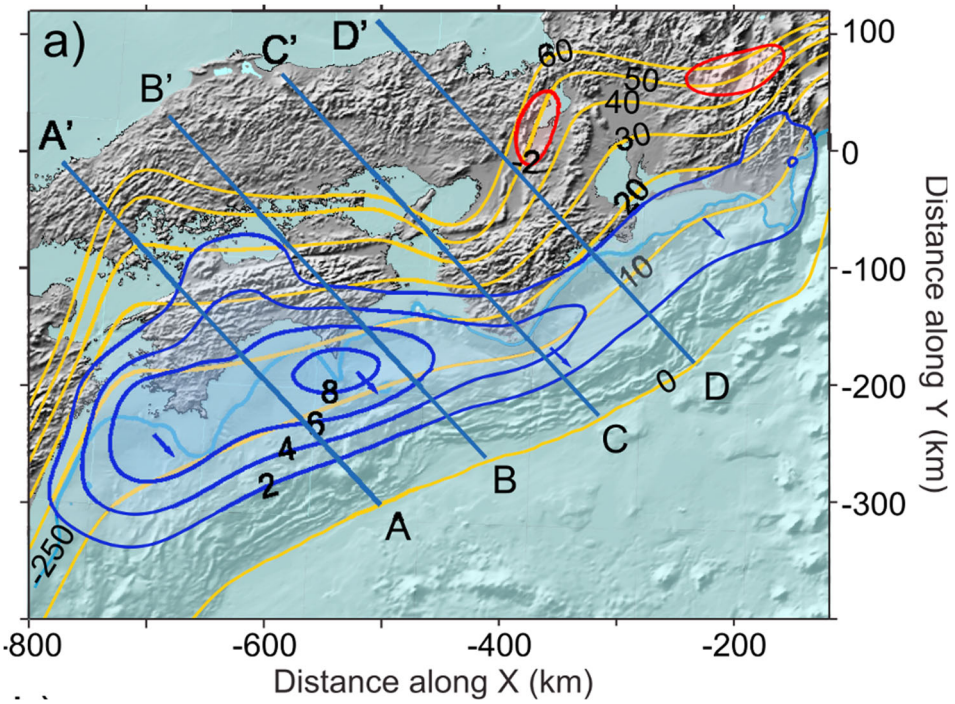


図 3-36　陸上 GNSS データから推定したプレート間のすべり欠損速度（Hok *et al.*, 2011）観測データの期間は 1996～2000 年。すべり欠損速度を青色及び赤色（forward slip）の等値線（等値線間隔年間２cm），フィリピン海プレート上面の深さを橙色の等値線（等値線間隔 10km）表す。

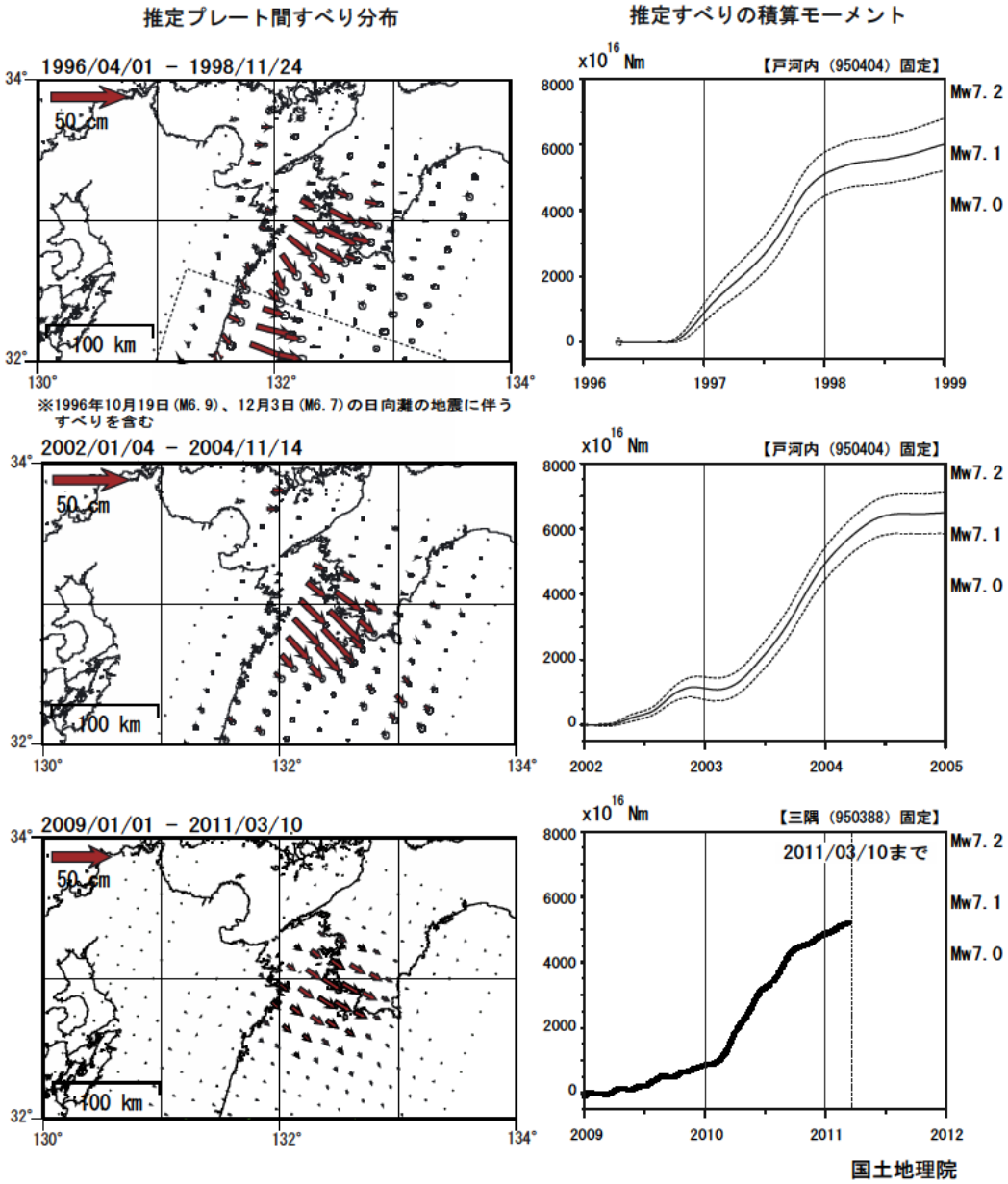


図 3-37　豊後水道で繰り返し発生する長期的スロースリップのすべり分布と推定モーメント　（Ozawa *et al.*，2007；国土地理院，2012b）

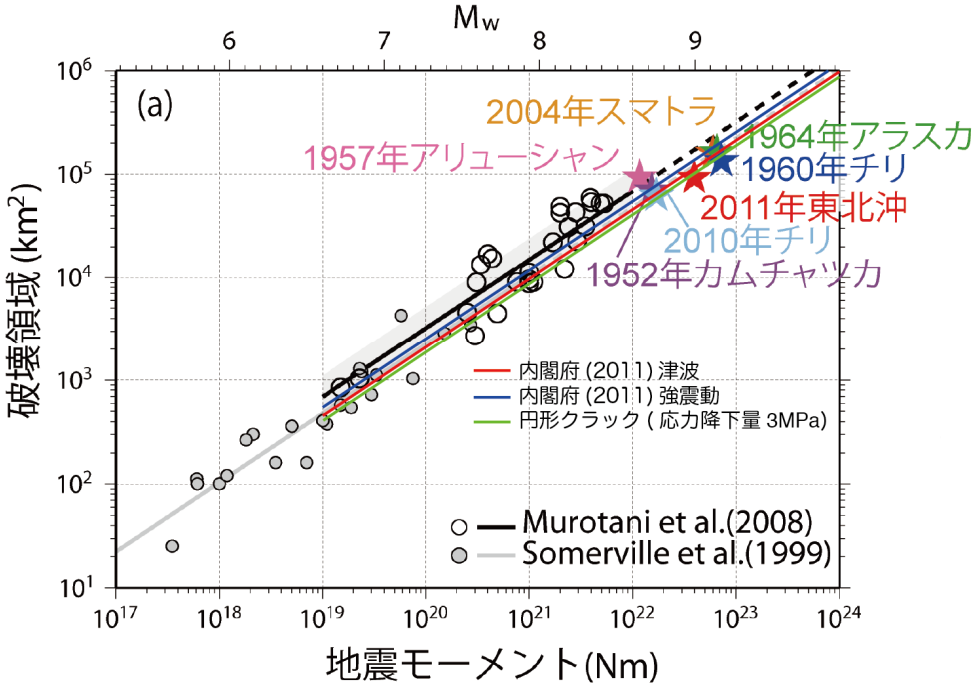
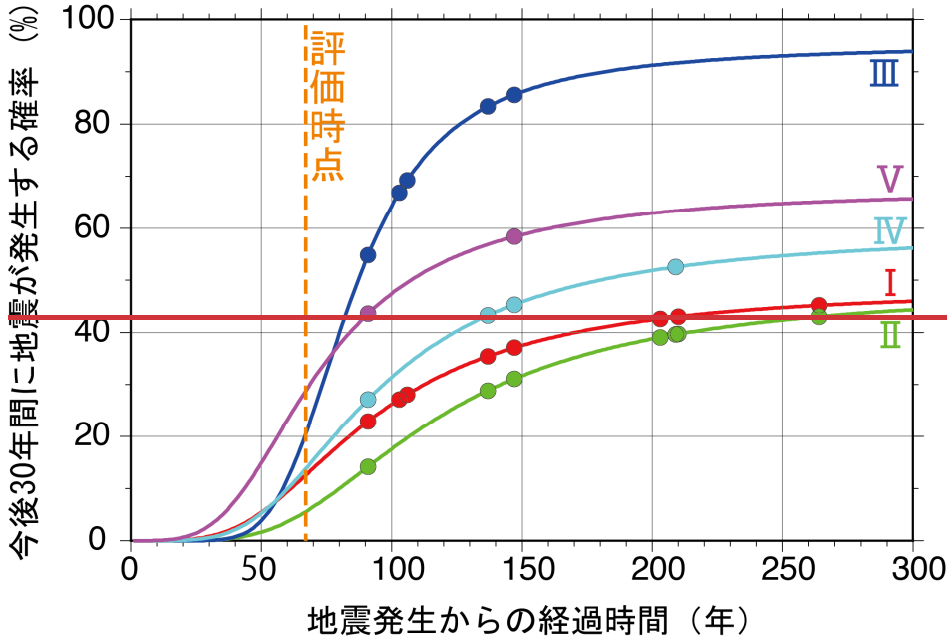


図 4-1　プレート境界地震の破壊面積と地震モーメントのスケーリング（室谷ほか, 2013）



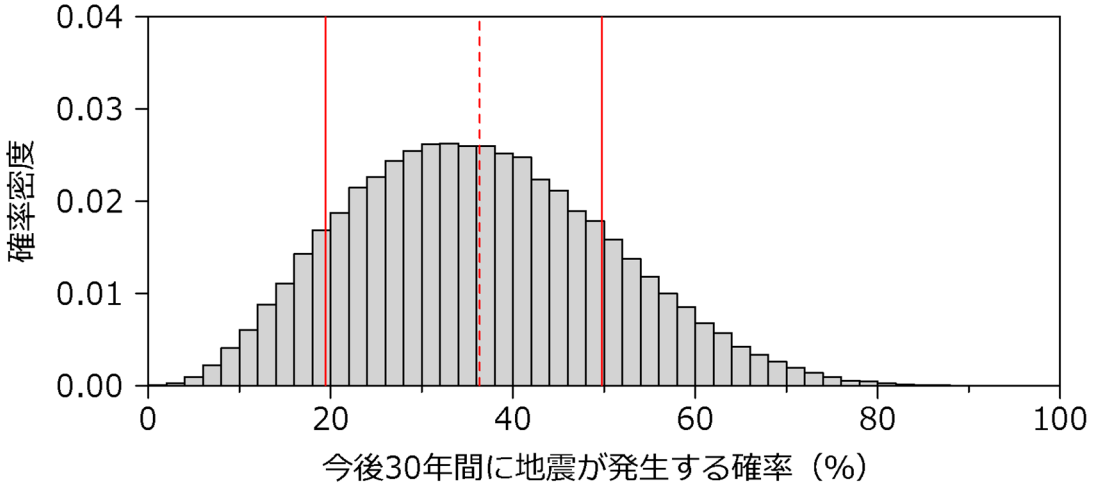
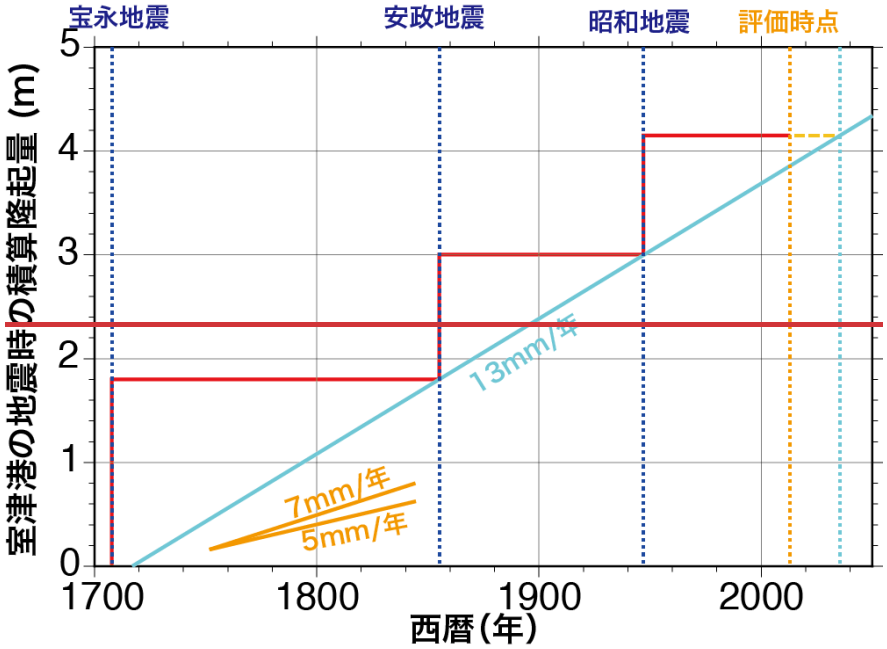


図 4-2　~~南海トラフにおける~~今後 30 年間に~~地震~~南海トラフで大地震が~~起きる~~発生する確率~~と、前地震から~~の~~経過時間の関係（赤線：~~事後分布（BPT，ケース~~Ⅰ、緑線：ケースⅡ、青線：ケースⅢ、シアン：ケースⅣ、マゼンタ：ケースⅤ~~Ⅲ）~~線上の●は各ケースにおいて実際に地震が起きた時の経過時間とその時の評価時点（2025年１月１日）における~~30 年確率~~。橙色~~の頻度分布。赤色の実線は 70%信用区間、赤色の破線は~~評価した時点（2013 年 1 月 1 日）の経過時間~~期待値（平均値）を示す。



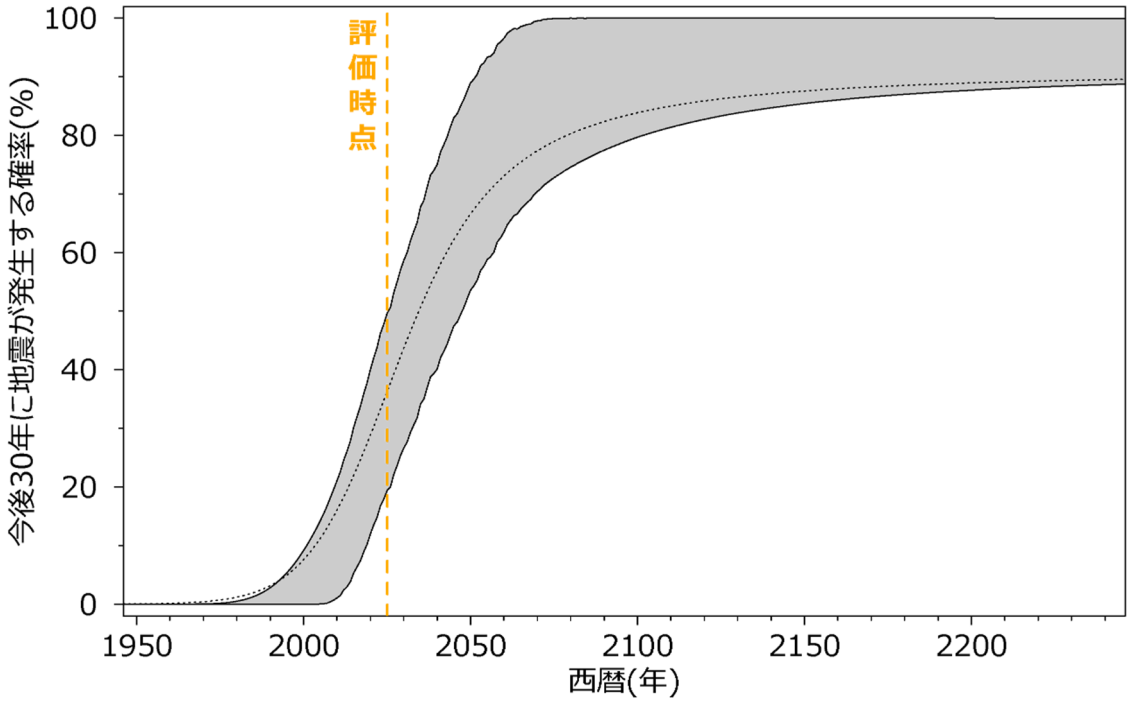


図 4-3　~~室津港~~今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の時間推移（BPT，ケースⅢ）

70%信用区間の範囲を灰色、上限と下限を黒の実線で示す。黒色の波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。

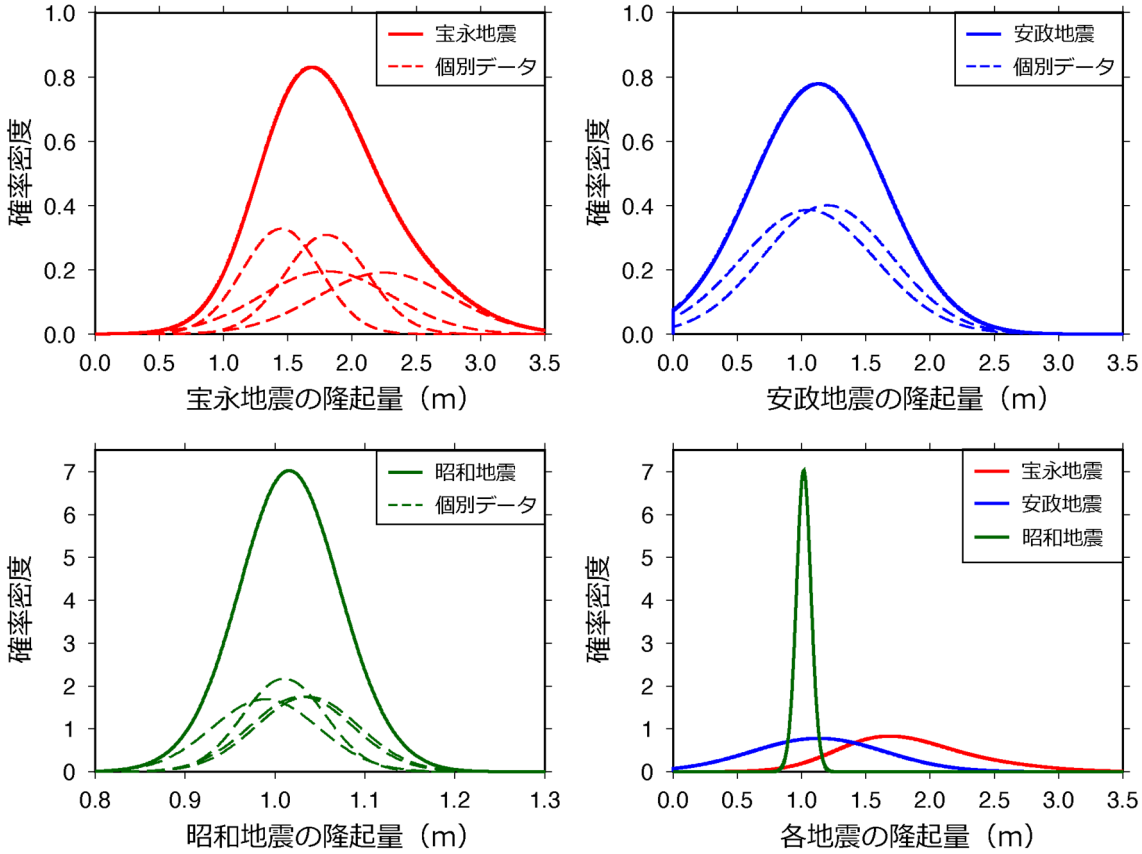
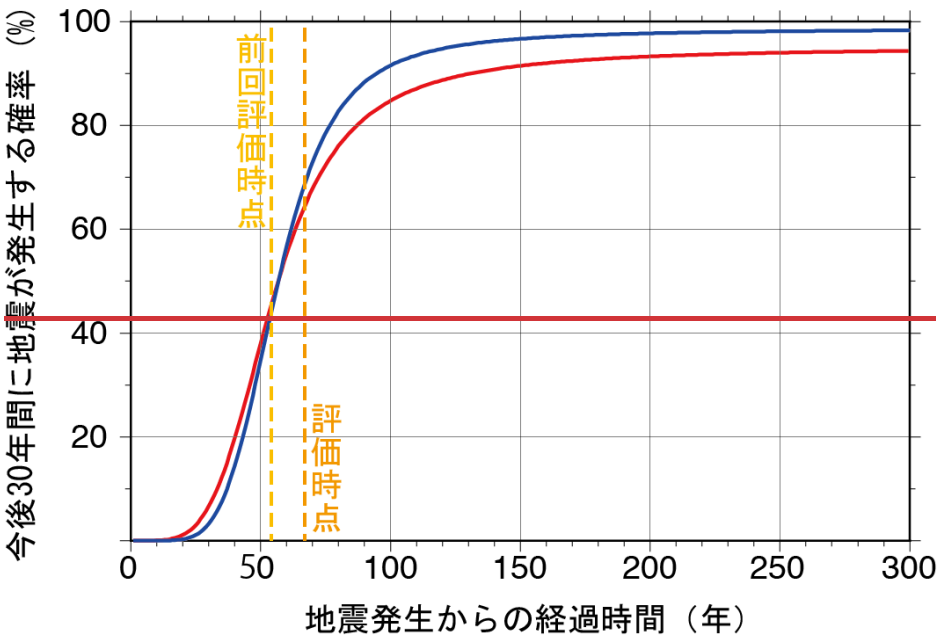


図 4-4　各南海トラフ地震における~~南海地震時~~室津港の隆起量~~と地震発生間隔と~~データの~~関係~~確率分布

~~階段状の赤線が地震によって隆起した量を示す。水色の線が隆起量を地震間の沈降で説明する時の沈降量を（13mm/年）表す。橙の線は、水準測量から推定された（国土地理院，1972）地震間の沈降量。~~



宝永、安政、昭和の各南海トラフ地震における室津港の隆起量の確率分布を示す。破線は個別の史料データ等に基づく分布、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。

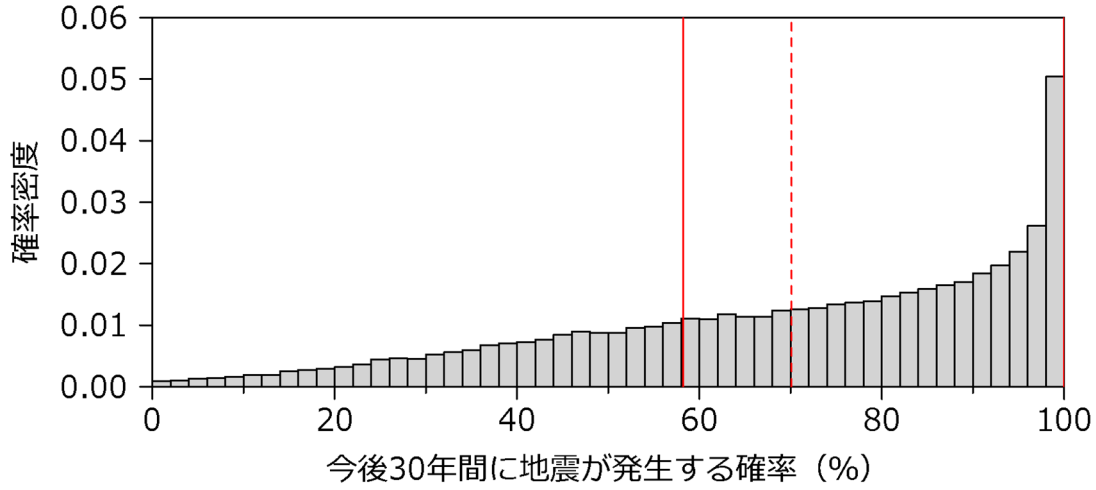


図 4-~~4　時間予測モデルによる~~5　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の事後分布（SSD-BPT）

評価時点（2025 年 1 月 1 日）における 30 年~~以内~~確率の頻度分布。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。

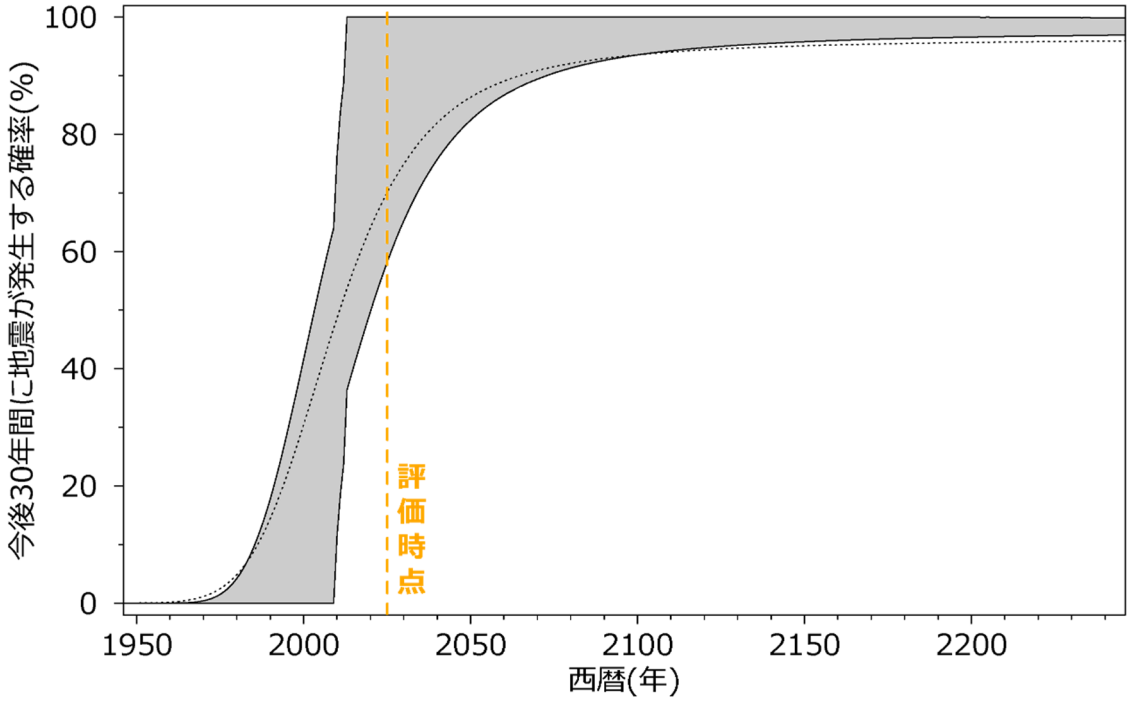


図 4-6　今後 30 年間に南海トラフで大地震が発生する確率の時間推移~~—~~（SSD-BPT）

70%信用区間の範囲を灰色、上限と下限を黒の実線で示す。黒色の波線は期待値の推移を示す。橙色の破線は評価時点（~~2013~~2025 年~~1 月 1 日）、山吹色の破線は前回評価時点（2001 年 1 月 1 日~~1 月 1 日）を示す。なお、図中の確率~~分布として~~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。

1

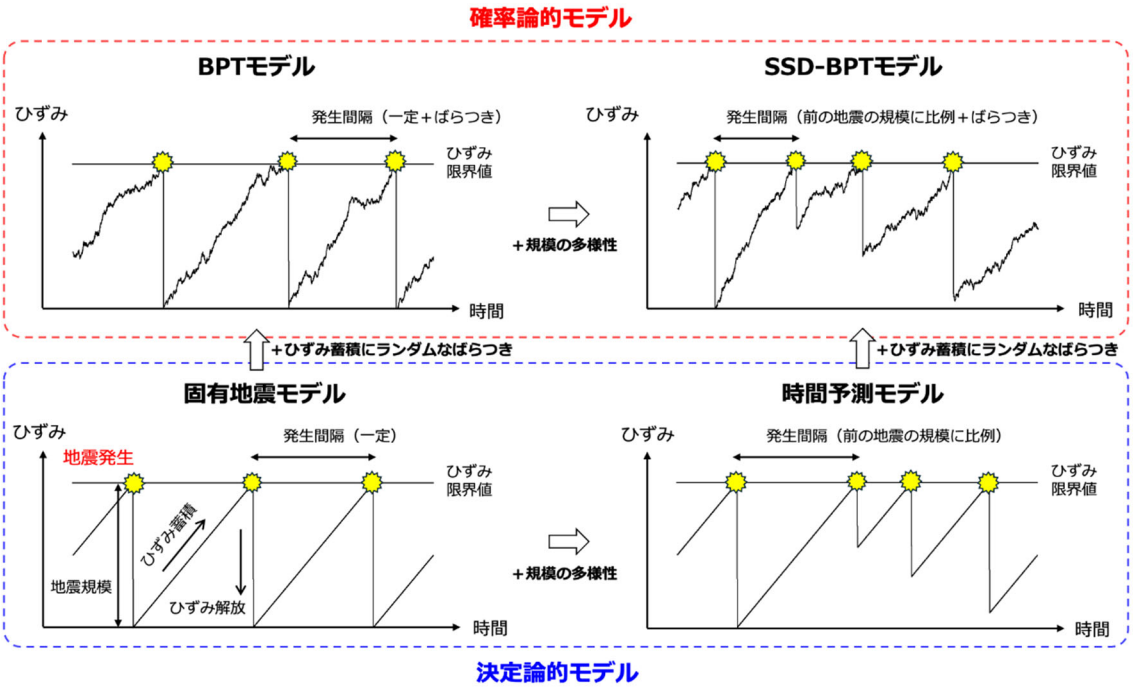


図 4-7　地震発生モデルの物理的背景

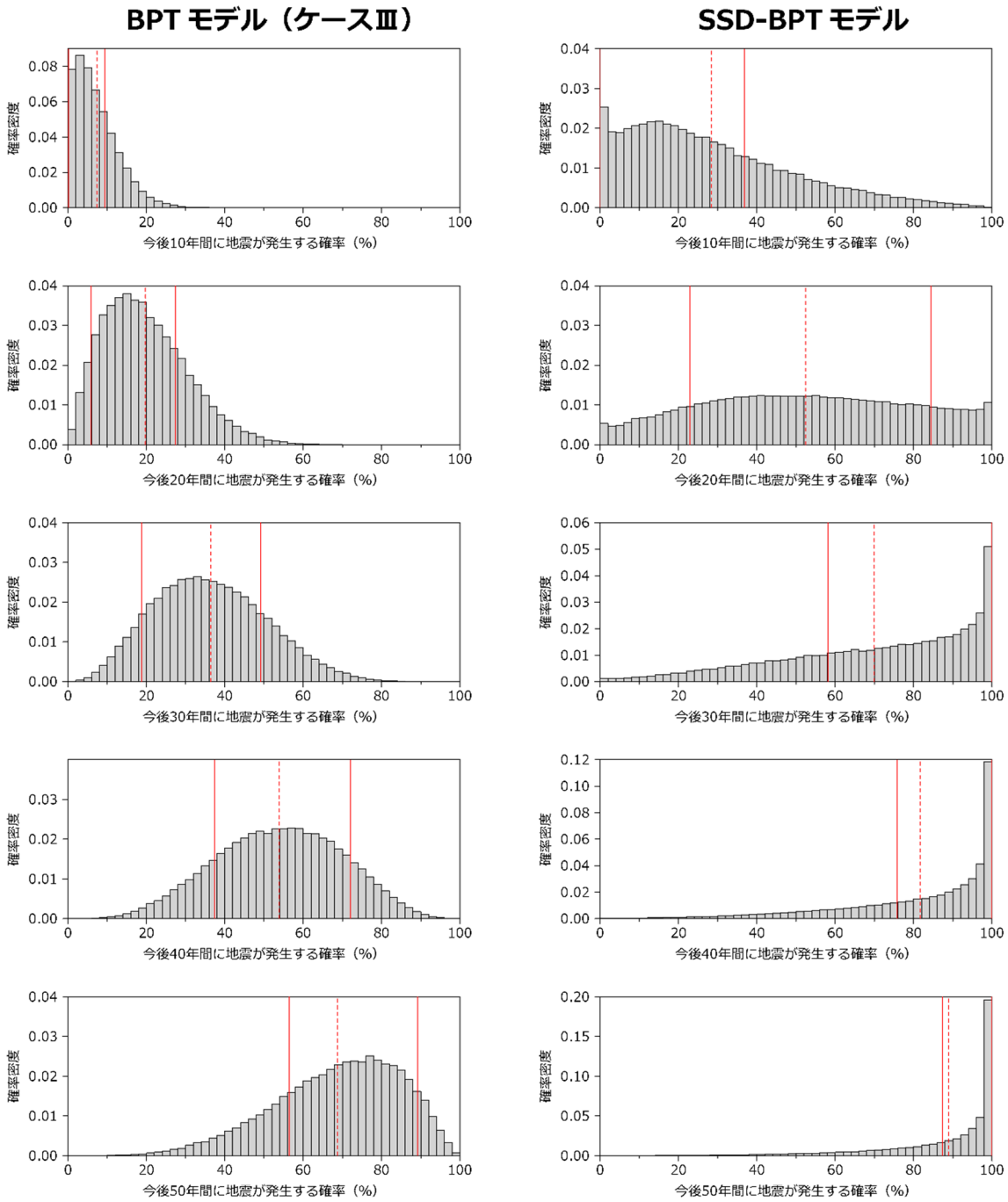


図 4-8　BPT モデルと SSD-BPT モデルによる発生確率の事後分布~~を使用し、ばらつき~~の比較

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頻度分布。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~~パラメータ－αの値が 0.24 と 0.20 の時の確率値の時間推移を各々赤線、青線で~~。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。