

南海トラフの地震の長期評価について

平成13年9月27日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成11年4月23日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う。」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、これまでに、12地域の14の活断層帯の評価を終えて公表してきた。また、海域に発生するプレート間大地震（海溝型地震）として、宮城県沖地震について長期評価を行い、公表した。

今回、宮城県沖地震に続いて、プレート間大地震である南海トラフに発生する地震について、現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、別添のとおりとりまとめた。

南海トラフの地震の長期評価

四国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、南海トラフ沿いのうち図1に示す四国沖から浜名湖沖までの領域X及び領域Yを対象とし、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調査研究の成果を参考にした。

ここでは、便宜上、領域X付近を中心にして発生する地震を南海地震、領域Y付近を中心にして発生する地震を東南海地震¹と呼ぶ。なお、図1の領域Zは、1944年の東南海地震（昭和東南海地震）の際に破壊せずに残ってしまった部分を含む領域であり、想定東南海地震はこの領域を概ね震源域とするとされている（中央防災会議東海地震に関する専門調査会、2001）。地理的には、領域Xは足摺岬（高知県）沖～潮岬（和歌山県）沖、領域Yは潮岬沖～浜名湖（静岡県）沖、領域Zは浜名湖沖～駿河湾にそれぞれ概ね該当する。

この報告書では、想定東南海地震の発生が懸念されていることを前提とした。

1 地震の発生位置及び震源域の形態

南海トラフに発生する地震は、主に、四国や紀伊半島が乗っている陸のプレートの下へ太平洋側からフィリピン海プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面（以下「プレート境界面」という。）が破壊する（ずれる）ことによつて発生する。また、時によってはプレート境界面から枝分かれた陸のプレート内の高角の断層（以下「分岐断層」という。）も含めて破壊し（図2参照）、海底での上下地殻変動を大きくすることや局地的に強い揺れを生じさせる可能性もある。

＜過去の震源域について＞

過去の南海地震の震源域については、次のとおり（表1参照）。西端は、足摺岬の東で止まった可能性が高い事例（1946年）及び足摺岬の西にまで及んだ可能性がある事例（1707年）がある。東端は、潮岬の東で止まった事例（1854年、1946年）及びY領域にまで及んだ（東南海地震が同時発生した）可能性が高い事例（1605年、1707年）がある。

過去の東南海地震の震源域については、次のとおり（表1参照）。西端は、潮岬の東で止まった事例（1854年、1944年）及びX領域にまで及んだ（南海地震が同時発生した）可能性が高い事例（1605年、1707年）がある。東端は、浜名湖の沖合で止まった可能性が高い事例（1944年）及び領域Zまで及んだ可能性がある事例（1707年、1854年等）がある。

＜次の地震の発生位置及び震源域の形態について＞

次の地震の発生位置（領域）及び震源域の形態は、過去の地震のうち資料が十分揃っている1498年の東南海地震（明応東海地震）以降に発生した地震の状況、プレート境界面の深さの推定結果、地殻変動の現状、及び地殻構造等の調査結果から総合的に判断して、図3のようになる可能性が高いと考えられる（表3-1及び表3-2参照）。また、南海地震及び東南海地震が同時発生した場合にも図3の領域が両者の震源域となると考えられる。

2 地震活動

歴史地震の記録や観測成果の中に記述された、津波の記録、震度分布等に基づく調査研究の成果を吟味し、南海地震及び東南海地震に該当すると評価（同定）した結果及びそれを踏まえた次の地震の評価結果は次のとおりである。

¹ 「東南海地震」という用語は1944年に発生した地震について使われてきた。この地震以前に領域Y付近を中心にして発生した地震の震源域は領域Zまでを含むことが多く、「東海地震」と呼ばれている。例えば、1854年に発生した地震は安政東海地震と呼ばれる（地震調査委員会、1999）。しかし、ここでは、想定東南海地震との区別を明確にするために、「東南海地震」と呼ぶことにした。以下読み易さに配慮して鍵括弧を省いた。

＜過去の地震について＞

南海トラフ沿いに発生した大地震については、684年の地震まで遡って確認された研究成果がある。しかし、1498年より前については、資料の不足により、地震の見落としの可能性が高い。以下ではこのことを考慮した。

過去の南海地震については、1498年以降現在までの約500年間に5回発生した可能性があると考えた。但し、1498年の頃については、南海地震がこの時期に発生した可能性が高いと判断したものの、史料に記述されている特定の地震を同定できなかったことから同定できたのは4回であった。1605年以降の4回の地震は、その発生間隔は92.0年から147.2年までの範囲にあり、平均発生（活動）間隔は114.0年となる。最新の発生が1946年12月21日であることから、最新発生からの経過時間は2001年1月1日現在で54.0年となり、平均発生間隔の約半分が経過したことになる。また、南海地震については、高知県室戸半島先端の室津港の地震時の隆起のデータ及び地震発生間隔からの研究成果等を踏まえると、限界応力値に達すると地震が発生するモデル（時間予測モデル）が適用可能と考えた。

過去の東南海地震については、1498年以降現在までの約500年間に5回発生したと同定した。これら5回の地震は、その発生間隔は89.9年から147.2年までの範囲にあり、平均発生（活動）間隔は111.6年となる。最新の発生が1944年12月7日であることから、最新発生からの経過時間は2001年1月1日現在で56.1年となり、平均発生間隔の約半分が経過したことになる。

南海地震と東南海地震の発生時期の関係は、次のとおり（表2参照）である。1605年以降については、上述のとおりどちらについても4回の発生を同定したが、この全ての場合について、両者の発生間隔が2年以内であった（同時2例、32時間1例、2年1例）。発生に時間的にずれがあった2例は、ともに東南海地震が先に発生した。1498年より前については、1096年～1099年頃（表1備考参照）について、東南海地震が1096年12月（畿内・東海道の地震）に、南海地震が1099年2月（南海道・畿内の地震）にそれぞれ発生したと同定した。これらの発生の時間的ずれは2年2か月であった。

過去の地震の規模は、次のとおり（表2参照）である。東南海地震についてはM7.9～8.4(MI¹⁾8.1～8.5)、南海地震についてはM8.0～8.4(MI8.1～8.3)、両者が同時発生の場合にはM7.9²⁾～8.6(MI8.2～8.4)であったと考えた。

南海トラフにおける大地震の発生様式は多様であった可能性がある。1605年の地震（慶長地震）では、津波による被害については多くの記述があるものの、強震動による建物の倒壊などの被害は知られておらず、この地震についてはいわゆる津波地震³⁾であったと考えた。

なお、684年以降現在までの間に、南海地震は東南海地震との同時発生も含めて、少なくとも9回M7.9～8.6(1498年はM不明)の地震が発生した可能性があり、東南海地震は南海地震との同時発生も含めて、少なくとも7回M7.8～8.6の地震が発生した

*1 MIは「津波マグニチュード」のことである。地震の規模を表すマグニチュード(M)は、地震波(地震動)の大きさ(揺れの大きさ)の分布を使って算出するのに対して、MIは、津波の高さの分布を使って算出する地震の大きさの指標である。MIを決める計算式の係数は、MIがモーメントマグニチュードM_wと同じになるように決められている(Abe, 1981)。津波の遡上高をデータとして工夫して用いることで、潮位観測データがない歴史地震にも適用可能(阿部, 1999)であり、歴史地震のM_wを推定する上で信頼性が高い。なお、M_wは、震源の物理学的な規模を表す地震モーメントという量から決められるマグニチュードである。

この報告書で示す過去の地震のMの値は、1884年以前のものについては近代観測によらず被害などから推定されたものであり、必ずしもそれ以後のMと十分に整合性が取れているとは限らない。一方において、MIは比較的信頼性が高い津波に関する記述に基づいていることから、相互の大小を比較する上でより信頼性が高いと考えられる。

*2 「M7.9」は、1605年の慶長地震の値であり、この地震は、後述する「津波地震」であった。このため、震源域の広さ、津波の大きさ、及び震源域でのすべり量の大きさの割に、地震動が小さく、マグニチュードが小さい値となっている。

*3 「津波地震」とは、断層が通常よりゆっくりとずれて、人が感じる揺れが小さくても、発生する津波の規模が大きくなるような地震のことである。この報告書では、MIの値がMの値に比べ0.5以上大きい(阿部, 1988参照)か、津波による顕著な災害が記録されているにも関わらず顕著な災害が記録されていないものについて津波地震として扱うことにした。これにより、南海トラフに発生した地震のうち、1605年2月3日の慶長地震が津波地震となる。なお、津波地震の例として、1896年の明治三陸地震津波を引き起こした地震が有名である。

可能性がある、とそれぞれ考えた。

＜次の地震について＞

次の南海地震と東南海地震の発生時期の関係は、過去の事例（発生時期のずれは2年程度以内）を踏まえ、同時又は相互に近接して発生するかのどちらかである可能性が高いと考えられる。後者の場合には、東南海地震、南海地震の順番で発生する可能性が高いと考えられる。

また、次の南海地震発生までの1946年の地震からの間隔は、1946年の地震における応力の解放量が過去の南海地震の平均的なそれに比べ小さいと考えられることから、時間予測モデルに基づき、過去の平均発生間隔114.0年よりは短いと推定される。一方、次の東南海地震発生までの1944年の地震からの間隔は、過去の東南海地震が南海地震の発生と同時又は相互に近接して発生してきていること、次の南海地震発生までの間隔が114.0年よりは短いと推定したこと、及び昭和東南海地震のマグニチュードがそれ以前のものより小さめであったことから、過去の平均発生間隔111.6年よりは短い可能性が高いと推定される。時間予測モデルによると、次の南海地震及び東南海地震の発生の可能性は年々高まっており、今後30年以内の発生確率は、南海地震で40%程度、東南海地震で50%程度に達すると推定される。今後10年以内から今後50年以内の長期発生確率は、表4-1及び表4-2のとおりである。なお、南海地震に比べ東南海地震は、応力の解放量の推定の信頼度が低いことから、これらの確率の値は南海地震のものを基準にして理解することが適当である。

地震の規模は、個別に発生した場合では、南海地震はM8.4前後^{*)}となると考えられる。また、東南海地震はM8.1前後となると考えられる。さらに、同時に発生した場合では、M8.5前後となる可能性が高いと考えられる。さらに、津波地震となる可能性もあると考えられる。なお、1946年の南海地震は過去の事例の中でもマグニチュードが小さかったことに注意する必要がある。

3 今後に向けて

強震動予測に必要な震源の特性の評価は別途早急に行うことにしている。

また、仮に想定東南海地震が発生せずに推移した場合には、領域Zは次の東南海地震発生の際に同時に破壊する可能性も出てくるが、この点については、適当な時期に再検討する必要がある。

一方、南海トラフ沿いの大地震の発生の前後に、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。

なお、ここでの長期評価の結果を踏まえて、長期的な地震発生時期、強震動等の予測精度の向上のため、当該地域について調査観測体制の強化が望まれる。また、「地震の起こる時期を、警報を出せるほどの確かさで予知することは、異常な地殻の変動等の現象が現れた場合に予知できるとされている『東南海地震』を除き、現在の科学技術の水準では一般的に困難」（地震調査研究推進本部,1999）であり、また、地震予知の実用化への目途は現段階においても立っていない（測地学審議会地震火山部会,1997）。このことは南海地震及び東南海地震についても同様である。このようなことから、南海トラフ沿いの地震の前・後の海域の異常な地殻変動を捕捉する手法の開発など新たな技術開発や、さらなる学術的知見の蓄積を行っていくことにより、南海地震及び東南海地震についても、地震予知に向けての努力を着実に継続することが望まれる。

*1 Mの数値の推定のばらつきについて、地震調査委員会では「程度」及び「前後」を使用し、「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用してきた。

表1 南海トラフ沿いの大地震の震源域の目安

(凡例：○=ほぼ全域が震源域：△=一部が震源域。)

発生年月日 グレゴリオ暦(ユリウス暦)	地震名 (通称)	領域 X	領域 Y	領域 Z	備考
1498年9月20日(9月11日)	明応東海地震		○	△	南海地震では1605年より前、東南海地震については1498年より前について、それぞれ発生した地震の検討に利用しうる資料が不足し、地震の見落としの可能性が高いと判断。 領域 X 付近を中心とした領域では、1605年より前については、1498年、1361年、1099年、887年、684年に地震が発生。 領域 Y 付近を中心とした領域では、1498年より前については、1360年、1096年に地震が発生。
1605年2月3日	慶長地震	○	○	△	
1707年10月28日	宝永地震	○	○	△~○	
1854年12月23日 1854年12月24日	安政東海地震 安政南海地震	○	○	○	
1944年12月7日 1946年12月21日	昭和東南海地震 昭和南海地震	○	○	(想定東海地震)	

表2 南海地震及び東南海地震の震源域で発生した地震のマグニチュード等

地震発生年	南海地震					東南海地震					同時発生	
	地震発生年/月/日 (津波地震：その旨明記)	前回の地震からの経過年数(年)	地震規模			地震発生年/月/日 (津波地震：その旨明記)	前回の地震からの経過年数(年)	地震規模			地震規模	
			M ₀₂	M ₀₃	M ₀₄			M ₀₂	M ₀₃	M ₀₄	M ₀₂	M ₀₃
1498(明応)	(データセットに含めなかった)					1498/9/20 ^{注1} (1498/9/11)		8.3	8.5			
1605(慶長)	1605/2/3 (津波地震)					(南海地震と同時発生)	106.4					7.9 8.2
1707(宝永) ^{注5}	1707/10/28	102.7				(南海地震と同時発生)	102.7					8.6 8.4
1854(安政)	1854/12/24	147.2	8.4	8.3		1854/12/23	147.2	8.4	8.3			
1944~1946(昭和)	1946/12/21	92.0	8.0	8.1	8.2 ~ 8.5	1944/12/7	89.9	7.9	8.1	8.1 ~ 8.2		

注1: 天正十年九月十八日〔1582年10月4日〕まではユリウス暦で表現し、その翌日の天正十年九月十九日〔1582年10月15日〕以降は現行のグレゴリオ暦で表現することが推奨されている(早川・小山, 1997)。ここでは発生年の間隔を計算する上での便宜を考慮して、グレゴリオ暦で示したものの、ユリウス暦による月日を括弧に入れて示した。

注2: Mの欄は宇津(1999)の表に記述されたMを採用することとした。1884年以前のMの値は近代観測が行われる前の時点のものであり、1885年以降のものに比べ信頼性が劣る。宇津(1999)は、「1884年以前の震央の緯度・経度とマグニチュードは宇佐美(1996)の書物によるが、同書に範囲として示されているものは範囲の中央値を記入し、また分数は小数に直し小数点以下1桁で打ち切った。」としている。また、宇津(1999)は、「1885~1980年の震源とマグニチュードは宇津の表による。」としている。但し、1707年10月28日の地震については宇佐美(1996)ではM8.4とされ、宇津(1999)はM8.6としつつもその根拠を示していない。この地震は、1854年の南海地震(安政南海地震)と東南海地震(安政東海地震)が同時に起こったと同程度以上の大きさであることを示唆する研究成果(相田, 1981a, 1981b)があり、これらの地震のマグニチュードから得られるエネルギーを足し合わせ、それをマグニチュードに換算したものと考えた。

注3: M₀₂は津波マグニチュード(前出)。

注4: M₀₄はモーメントマグニチュード(前出)。昭和南海地震及び昭和東南海地震のM₀₄は、各種研究成果(例えば、相田, 1979; Ishibashi, 1981; Kato, 1983; 相田, 1981b)を踏まえ、地震モーメント等を利用して推定し、それらの最大値と最小値を採用することとしてそれを示した。なお、菊地・山中(2001)を踏まえると、M₀₄7.9となるが、検討範囲が利用可能なデータの制約から限定されていることから、この値は参照するにとどめた。

注5: 1707年の地震については、2つの地震が1~2時間の差で発生したという見方もある(例えば、飯田, 1981)。その場合、一方は南海地震(宝永南海地震)であり、M8.4・M(8.4)とされ、他方は東南海地震(宝永東海地震)であり、M8.3・M(8.1)であるとされている(Mは震度分布に基づく飯田, 1981による。M₀₂は阿部, 1999による)。しかし、各地における地震動の発現時だけでは2つの地震であるとの断定は困難とされている(宇佐美, 1996)ことから、ここでは同時発生の扱いとした。

表3-1 南海地震の発生位置、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生位置(領域)の目安 (2)震源域の形態 (3)断層面の分布	図3 紀伊半島・四国が乗っている陸のプレートとフィリピン海プレートの境界面(低角逆断層型)。時により高角の分岐断層を含む。 図3(深さは、沿岸寄りでは約30km、トラフ寄りでは約10km。)	フィリピン海プレートの上面の深さが10km~30kmの範囲を各種構造モデルを踏まえて推定し、それを南北の両端とした。 また、1707年以降の南海地震の各種震源モデルの震源域の全体を中心にしつつ、バックスリップモデルや観測された地殻変動も参照して東西端を判断。
(4)(地震時における陸のプレートの震源断層面における)平均的なずれの向き	N125°E~N131°E(北から時計回りに計った角度; 図3)	フィリピン海プレートの陸のプレートに対する相対運動方向(Seno <i>et al.</i> , 1993; Miyazaki & Heki, 2001)から推定
(5)発生間隔等	平均発生間隔 114.0年 昭和南海地震(1946年12月21日)から次回までの標準的な発生間隔 90.1年 最新発生時期から2001年1月1日現在までの経過時間 54.0年	時間予測モデルにおいて、室津港での隆起量に換算した応力蓄積速度として、過去2回の南海地震での室津港のデータから求めた0.01304m/年及び昭和の南海地震の際に1.15mの隆起が観測されていることを用いると、次回までの活動間隔は88.2年となる。同様にして、震源断層長、震源域で推定されるずれ量等からも発生間隔が求まる。これらについて信頼性も考慮して、選択・平均化すると90.1年が求まり、これを採用。
(6)次の地震の規模	M8.4前後。東南海地震と同時発生した場合にはM8.5前後。	過去発生した地震のM _l 、M _w 等を参考にし、震源域の形態を踏まえて判断。

表3-2 東南海地震の発生位置、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1)地震の発生位置(領域)の目安 (2)震源域の形態 (3)断層面の分布	図3 本州が乗っている陸のプレートとフィリピン海プレートの境界面(低角逆断層型)。時により高角の分岐断層を含む。 図3(深さは、沿岸寄りでは約30km、トラフ寄りでは約10km。)	フィリピン海プレートの上面の深さが10km~30kmの範囲を各種構造モデルを踏まえて推定し、それを南北の両端とした。 また、1498年以降の東南海地震の各種震源モデルの震源域の全体を中心にしつつ、バックスリップモデルや観測された地殻変動も参照して東西端を判断。
(4)(地震時における陸のプレートの震源断層面における)平均的なずれの向き	N125°E~N131°E(北から時計回りに計った角度; 図3)	フィリピン海プレートの陸のプレートに対する相対運動方向(Seno <i>et al.</i> , 1993; Miyazaki & Heki, 2001)から推定
(5)発生間隔等	平均発生間隔 111.6年 昭和東南海地震(1944年12月7日)から次回までの標準的な発生間隔 86.4年 最新発生時期から2001年1月1日現在までの経過時間 56.1年	時間予測モデルにおいて、震源断層長、震源域で推定されるずれ量等から求めた発生間隔について、それらの信頼性も考慮して、選択・平均化し86.4年が求まり、これを採用。
(6)次の地震の規模	M8.1前後。南海地震と同時発生した場合にはM8.5前後。	過去発生した地震のM _l 、M _w 等を参考にし、震源域の形態を踏まえて判断。

表4-1 次の南海地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等*	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	10%未満 20%程度 40%程度 60%程度 80%程度	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」90.1年及び発生間隔のばらつき α 0.20~0.24をBPT分布モデル(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001)に適用して発生確率を求めた。
地震後経過率	0.60	経過時間54.0年を発生間隔90.1年で除した値。

注*：評価時点は全て2001年1月1日現在。

表4-2 次の東南海地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等*	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	10%程度 30%程度 50%程度 70~80%程度 80~90%程度	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」86.4年及び発生間隔のばらつき α 0.18~0.24をBPT分布モデル(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2001)に適用して発生確率を求めた。応力の解放量の推定の信頼度が低いことから、その精度は十分ではない。但し、東南海地震は南海地震と同時に発生するか、相互に時間的に近接して発生するかのどちらかである可能性が高いと考えられることに留意する必要がある。
地震後経過率	0.65	経過時間56.1年を発生間隔86.4年で除した値。

注*：評価時点は全て2001年1月1日現在。

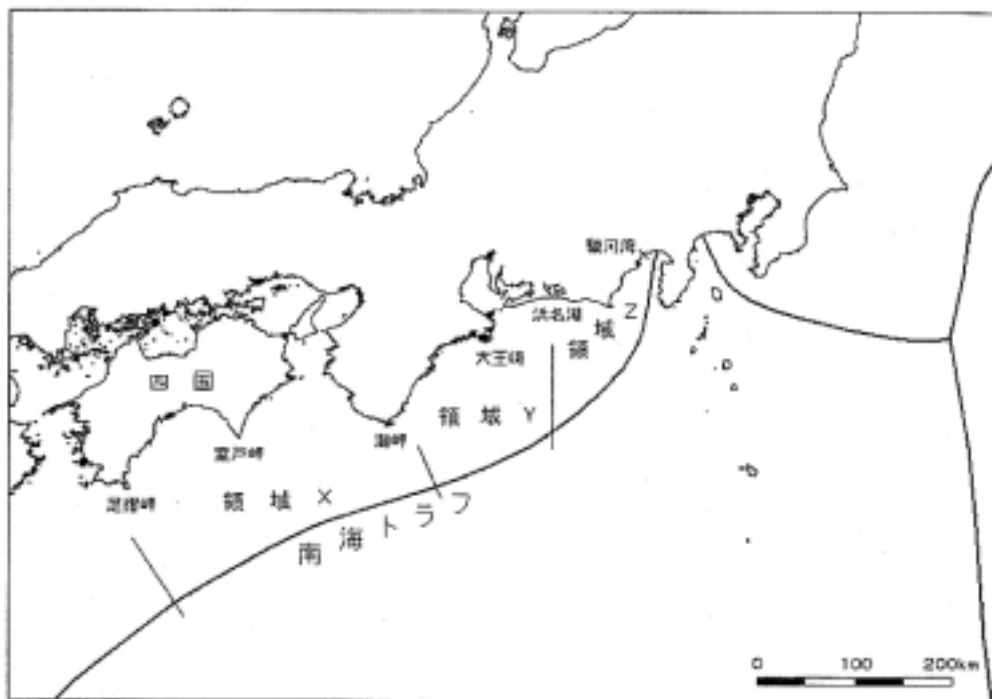


図1 南海トラフ及び本報告が評価対象とした領域の概略位置図

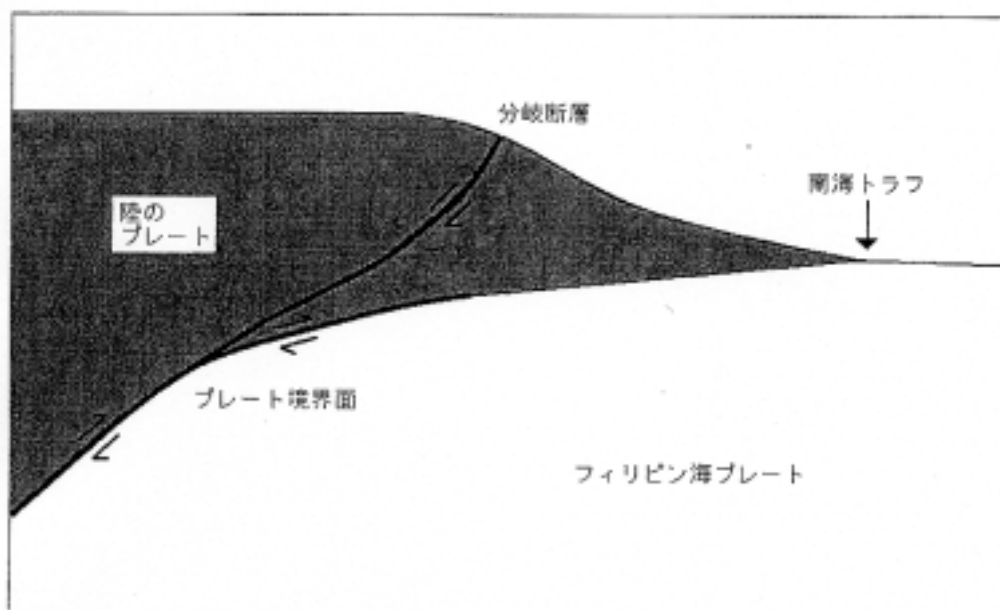
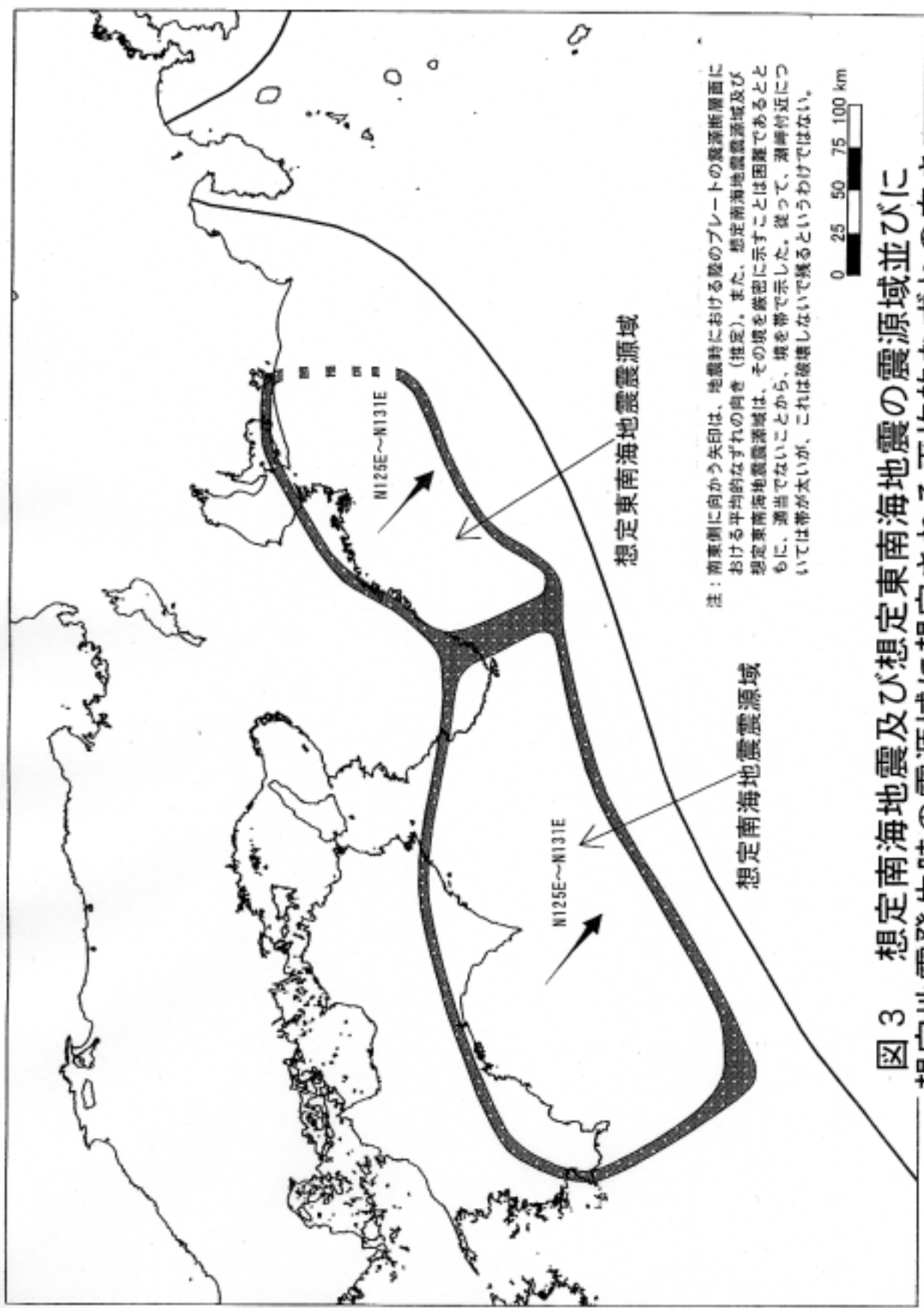


図2 南海トラフに発生した地震の震源域の断面模式図

太線は、地震時に破壊する（ずれる）プレート境界面及び陸のプレート内に枝分かれた分岐断層の断面を示す。太線に付した矢印は、プレート境界面及び分岐断層のずれる向きを示す。この図では、縦方向（深さ方向）は、横方向（水平方向）の4倍程度に強調してある。



注：南東側に向かう矢印は、地震時における陸のプレートの震源断面面上における平均的な向き（推定）。また、想定南海地震震源域及び想定東南海地震震源域は、その境を厳密に示すことは困難であるとともに、源当てないことから、境を帯で示した。従って、源附近については帯が太いが、これは強くないで残るとはわかってはいない。

図3 想定南海地震及び想定東南海地震の震源域並びに想定地震発生時の震源域に想定される平均的な向きの向き

説明

1 南海トラフ沿いの大地震に関するこれまでの主な調査研究

地震調査委員会は、中部地方、近畿地方、及び中国・四国地方について、フィリピン海プレートの沈み込みによるプレート間地震に関して総合的な見方を示している(地震調査委員会, 1999の p. 161, p. 222-223, p. 266-267)。

南海トラフの地震の系列の同定に係わる調査研究¹⁾としては、史実の記述が少なくなる1498年以前の地震を対象としたものを含めて、Ando(1975)、Utsu(1984)、前圭(1988)、宇佐美(1996)、寒川(1997)、石橋・佐竹(1998)、渡辺(1998)、石橋(1999)、地震調査委員会長期評価部会(1999)、都司(1999)、宇津(1999)、Maenoku(2000)等があり、史料から推定された最も古い地震以降については、概要は表5及び表6のとおりである。これらの研究の多くにおいては、表5の注及び表6の凡例に示すように推定震源域を分割し、A、B、C、D、及びEという名称を便宜的につけている。但し、これらの名称は相互に正確に一致する領域を示しているわけではない。本評価で用いた領域Xは概ねA及びBの領域に、領域Yは概ねC及びDの領域に、領域Zは概ねEの領域に、それぞれ該当する。

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、Mizoue *et al.*(1983)、岡野・他(1985)、山崎・大井田(1985)、Satake(1993)、野口(1996)、原田・他(1998)、馬場・他(2000)等がある。

過去に発生した事例の震源モデルに係わる調査研究としては、1946年昭和南海地震については、相田(1981b)、Ando(1982)、Kato(1983)、Yabuki & Matsuura(1992)、Sagiya & Thatcher(1999)、Cummins & Kaneda(2000)、Tanioka & Satake(2001a)等があり、1944年昭和東南海地震については、相田(1979)、Ishibashi(1981)、Satake(1993)、Ichinose *et al.*(2001)、菊地・山中(2001)、Tanioka & Satake(2001b)等がある。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)及び相田(1981a, 1981b)、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。

将来の南海トラフに発生する大地震の時期に係わる調査研究としては、今村(1933)、時間予測モデルによるShinazaki & Nakata(1980)、Scholz(1985)等、や西南日本における地震活動統計モデルによる堀・尾池(1996)、Hori & Oike(1996)等がある。

南海トラフ沿いのバックスリップ²⁾に係わる調査研究としては、例えば、領域Y及びZはYoshioka *et al.*(1993)、Sagiya(1999)及び西村・他(1999)、領域Xは鷲谷(1999)、Miyazaki & Heki(2001)及び西村・他(1999)、領域Yは西村・他(1999)、領域X及びYはIto *et al.*(1999)及びOsawa *et al.*(1999)がある。

2 南海トラフの地震の長期評価の説明

(1) 地震の発生位置及び震源域の形態に関する評価の説明

今回の評価では、過去の事例の特徴を踏まえ、1946年の昭和南海地震及び1854年の安政南海地震の津波の記録や震度分布、並びに1944年の昭和東南海地震のそれらを、南海地震及び東南海地震³⁾の同定の目安とした。地震の発生位置(領域)及び震源域の形態の評価作業に当たっては、過去の震源モデルを参照し、微小地震等に基づくプレート境界面の推定に関する研究成果及び当該地域の変位構造についての研究成果を利用して、次の南海地震及び東南海地震の震源域を推定した。

沈み込み口付近や深部のプレート境界では地震が発生しにくいことが知られており、プレート境界面上の地震発生域(固着域=不安定すべりを生ずる領域)は、温度100~150℃に該当する深さから始まり、350~450℃までであるとされている。フィリピン海プレートではこの深さは約10kmから約30kmに相当するとされている(Hyndman *et al.*, 1997)。このため、プレート境界面の深さ10~30kmまでの範囲(図4-1)を想定震源域とすることにした。

(南端)

南限となるプレート境界面の深さ10kmの位置については、速度構造調査による推定結果(馬場他, 2000)を踏まえつつ、過去に発生した地震の震源モデルの検討結果(図4-2、図4-3、図4-4)と合わせて総合的に判断した。なお、室戸岬(高知県)の南部及び紀伊半島の南部については、地殻変動のデータとともに津波のデータも用いて推定した1946年南海地震及び1944年東南海地震の震源域(Sagiya &

¹⁾ この報告書では、想定東南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、調査研究の例示は、領域X及び領域Y(図1参照)に係わるものを中心とした。

²⁾ プレート境界で地震が発生してから次の地震が発生するまでは、沈み込む側のプレートと陸のプレートとの境界面は固着しているため、海側のプレートの沈み込みの進行につれて陸側のプレートは引きずり込まれ、内陸側に押される。このようにして生じる陸側のプレート内の変形は、プレート境界面上に仮想的な正断層のずれを与えることで表すことができる(Savage, 1983)。この仮想的なずれをバックスリップと言う。

³⁾ 「東南海地震」という用語については、評価本文の脚注参照。

Thatcher, 1999; 図4-5)を参考にして決めた。

(北端)

北限となるプレート境界面の深さ30kmの位置については、速度構造調査による推定結果及び微小地震活動の分布からの推定結果(Satake, 1993; 岡野他, 1985; 山崎・大井田, 1985; 野口, 1996; 原田他, 1998; Mizoue *et al.*, 1983)を踏まえた。四国中部以外の地域では、これらの結果には相互に大きな差がないことから、平均的な位置を採用することとした。また、四国中部については、地殻変動のヒンジライン¹⁾の位置が高知県須崎市(高知市の西南西30km)付近を通っていること、及び1946年昭和南海地震では地震に伴う沈降域の北限が高知市付近であることも考慮して決めた。

(東端・西端)

南海地震の西端については、1946年の昭和南海地震の震源モデル(相田, 1981b; Ando, 1982; Kato, 1983; Yabuki & Matsuura, 1992; Sagiya & Thatcher, 1999; Tanioka & Satake, 2001a; Cummins & Kaneda, 2000)、1854年の安政南海地震のそれ(相田, 1981b; Ando, 1975; Ishibashi, 1981)、及び1707年の宝永地震のそれ(相田, 1981b; Ando, 1975)によって誤差以上の有意なずれが推定されている範囲等を踏まえ、かつバックスリップ²⁾が大きい領域(Ito *et al.*, 1999; Miyazaki & Heki, 2001; 西村他, 1999; 図4-6)も参照して判断した。足摺岬(高知県)沖以西まで震源域となる可能性を示唆する研究成果としては、相田(1981b)による宝永地震の震源モデル、西村・他(1999)によるバックスリップの分布(図4-6)等がある。一方、1946年の昭和南海地震では足摺岬付近の歪みは高角逆断層(分岐断層)で解放され、プレート境界面はずれなかった可能性があると考えた。将来の南海地震ではこの部分もずれる可能性があるとして判断し、足摺岬の西を南海地震の西端とした。

南海地震と東南海地震の境界については、1946年の南海地震及び1944年の東南海地震の震源モデル(相田, 1979; 相田, 1981b; Ishibashi, 1981; Satake, 1993; 菊地・山中, 2001; Tanioka & Satake, 2001a, 2001b; Ichinose *et al.*, 2001)によって誤差以上の有意なずれが推定されている範囲を踏まえた。また、潮岬(和歌山県)が1944年の東南海地震で隆起(Satake, 1993; Ichinose *et al.*, 2001)し、1946年の南海地震で沈降した(Ando, 1982)こと及び潮岬の沖合の海底地質が当該地域の西側に広がる海底地質と同様であることで判断した。具体的には、潮岬のやや東を境界とした。

東南海地震の東端については、1944年の昭和東南海地震の震源域の東端として推定されている浜名湖(静岡県)沖付近(「中央防災会議東南海地震に関する専門調査会」が想定東南海地震の震源域案の西端としている場所; 図5参照)を採用することとした。

但し、震源モデルについては、陸域の地殻変動のデータを用いた推定結果では、紀伊水道を含めて陸から離れた場所ではずれ量の推定の誤差が大きいこと、津波のデータを用いた推定結果では、震源域が深くなる陸寄りの場所では推定の誤差が大きいことを考慮した。また、構造調査による推定結果については、地震活動分布で補充がされていることを考慮した。さらに、地殻変動についての観測事実を説明する上で分岐断層(splay fault)を考える必要がある場合もあることを考慮した。

なお、モデルによる差異やそのあいまいさも考慮し、震源域の範囲はある程度の幅を持たせることとした。また、図3に示した想定震源域については、地震発生時においてこの範囲全体が同様の破壊をする(ずれ量となる)のではなく、殆どずれない領域も、周囲に比べ著しく大きくずれる領域もあることに、注意することが必要である。

(分岐断層)

分岐断層も含めて破壊したと推定されている例としては、1946年の昭和南海地震がある。この例では、高知県南西部の水準測量による地震前後の比較で局地的な隆起があったこと及び地震動による被害が局地的にまとまっていたことから推定された(Kato, 1983)。なお、室戸岬付近の地質学的な研究から、室戸岬の沖合の浅海活断層が南海地震の発生間隔よりも1桁以上長い間隔で活動し、室戸岬付近の地殻変動に係わっているという報告もある(前奎, 1988; Maemoku, 2000)。

(2)地震活動

(2-1)過去の地震について

ア 南海トラフ沿いの大地震の同定

過去の地震について、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の同定の作業は、主にAndo(1975)、宇佐美(1996)、寒川(1997)、石橋・佐竹(1998)、渡辺(1998)、宇津(1999)等の記述を参考にした。

また、地震のマグニチュード(M)の値は宇津(1999)を採用することとした。但し、近代観測が行わ

*1 ヒンジライン(hinge line)とは、隆起と沈降の境界のことであるが、プレート境界の固着域の縁の部分の地表へ投影した線状部分に概ね対応する。

*2 バックスリップの推定には、主にGPS観測の結果が利用されており、観測期間は1~3年となっている。また、初期値の与え方が論文毎に異なっている。

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の値の信頼性は低いと判断し、これを補う観点から、津波マグニチュード(MI; 阿部, 1999)を併記し、参照することとした。

南海地震又は東南海地震¹⁾の可能性がある地震は、1498年以降については、12回知られている(表6参照; 発生日が特定されていないものも含めた)。これらの地震について、史実に基づいた調査研究結果を踏まえ、津波及び震度の分布によって同定することとした。但し、震度分布のパターンは似ていても強弱が地震毎に異なっている、ということが知られており、このことを考慮した。

1498年の地震より前については、南海地震又は東南海地震の可能性がある地震は、12回知られている(表6参照; 発生日が特定されていないものも含めた)。1498年より前の地震については、資料の不足により、地震の見落とし等不確実性が高いことから、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絞って検討した。

1944～1946年の地震(昭和東南海地震、昭和南海地震)

1944年12月7日及び1946年12月21日に地震があった。

1944年の地震では、津波は、紀伊半島西部から伊豆半島の太平洋沿岸を襲った。紀伊半島東部沿岸では、津波の高さは6～9mに達した(羽鳥, 1980; 図7-2, 海上保安庁水路部, 1948)。震度5弱相当以上²⁾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り、震度6弱相当以上となった範囲は、三重県から静岡県御前崎町までの沿岸域の一部である(気象庁, 1968; 地震調査委員会, 1999; 図6-2)。

1946年の地震では、津波は、九州から房総半島南部の太平洋沿岸を襲った。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, 1980; 図7-1, 飯田, 1977)。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んだ(気象庁, 1968)。また、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6-1)。

1944年及び1946年の地震は、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³⁾(図4-2, 図4-3)、並びに推定されたM(宇津, 1999)を踏まえ、それぞれ東南海地震(領域Y付近を中心にして起こった大地震; 昭和東南海地震)、南海地震(領域X付近を中心にして起こった大地震; 昭和南海地震)であると同定した。

以下の東南海地震の同定において、昭和東南海地震における津波の記録や震度分布をその目安とすることにした。南海地震の同定においては、昭和南海地震における津波の記録や震度分布を目安としつつも、昭和南海地震のものは平均より規模が小さい可能性が高いと考えられたことから、後述する1854年の南海地震における津波の記録や震度分布も合わせて目安とすることにした。

1854年の地震(安政東海地震、安政南海地震)

1854年12月23日及び同年12月24日に地震があった。

23日の地震では、津波は四国東部から房総半島までの太平洋沿岸を襲ったが、潮岬から渥美半島(愛知県)までの範囲では、その高さの分布は昭和東南海地震と概ね同様である。三重県の一部では津波の高さは10mに達した(宇佐美, 1996; 羽鳥, 1980; 図7-2)。震度5弱相当以上になったと推定⁴⁾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、及び駿河湾沿岸である(宇佐美, 1996; 図6-2)。また、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(地震調査委員会, 1999)。

24日の地震では、津波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襲った(羽鳥, 1980; 図7-1。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)。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、津波の高さは4～7mに達し(図7-1)、場所により11m程度にまで達したと推定されている(地震調査委員会, 1999⁵⁾)。震度5弱相当以

*1 「東南海地震」という用語については、評価本文の脚注参照。

*2 「津波の高さ」は、図表による潮位観測による場合は、平常潮位から津波の山までの高さを示すことが多い。しかし、この報告書に示した値は、一部を除いて図表による観測結果ではなく、かつ古文書の記述に基づく解釈をそのまま採用していることから、概ね次の値のどちらかである: ①津波の陸域奥への遡上した高さ、②浸水した高さ(平常潮位から津波の山までの高さに概ね該当する。)

*3 現在の震度階級(気象庁, 1996)の震度5強又は5弱は、1944年頃及び1946年頃の震度階級の震度5に相当する。同様にして、現在の震度7、震度6強又は震度6弱は、この頃の震度6に相当する。

*4 1946年の地震については、相田(1981b)は津波の記録を、Ando(1982)は地殻変動及び津波の記録を、Kato(1983)、Yabuki & Matsuura(1992)及びSagiya & Thatcher(1999)は地殻変動を、Omms & Kaneda(2000)は分岐断層を考慮して津波の記録を、並びにTanioka & Satake(2001a)は津波の波形を、それぞれ用いて震源モデルを作成。1944年の地震については、相田(1979)は津波の記録を、Ishibashi(1981)は地殻変動を、Satake(1993)は地殻変動及び津波の記録を、Ichinose et al.(2001)及び柳地・山中(2001)は地殻波形を、Tanioka & Satake(2001b)は津波の波形を、それぞれ用いて震源モデルを作成。

*5 少なくとも江戸時代以前の地震については、震度は、被害状況から推定したその場所の震度を示す。

*6 地震調査委員会(1999)は、津波の高さのデータとして、宇佐美(1996)を引用している。宇佐美(1996)では、「津波の高さ」を「波高」と記述しており、場所によって15mあったとしている。

上になったと推定されている範囲は、九州の多くの地域、中国・四国地方、近畿地方の一部、及び紀伊半島であり、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、四国の多くの地域、近畿・中国地方の一部、及び紀伊半島西部沿岸の一部である（宇佐美,1989；図6-1）。

これらの地震は、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¹（図4-4-2）、並びに推定されたM（宇津,1999）により、23日の地震は東南海地震（安政東海地震）、24日の地震は南海地震（安政南海地震）であると同定し、前者では領域Zもほぼ全域が震源域となったと考えた。

以下の南海地震の同定において、昭和南海地震における津波の記録や震度分布に加えて、安政南海地震のものも目安とすることにした。

なお、1854年の南海地震は、1946年のものに比べ、四国及び紀伊半島での津波の高さが高かったことから、津波が襲来した範囲は図7-1に示されたものより広がった可能性があると考えられる。

1707年の地震（宝永地震）

1707年10月28日に地震があった。

この地震では、津波は潮岬以西では安政南海地震と概ね同様であり、潮岬から渥美半島（愛知県）までの範囲では、その高さの分布は昭和東南海地震と概ね同様である。四国から伊豆半島では、津波の高さは5m以上に達し、紀伊半島の尾鷲市（三重県）の周辺では8～10mに達するところもあったと推定されている（羽鳥,1980；図7-3、宇佐美,1996）。また、足摺岬以西で安政南海地震より津波の高さが大きい（例えば、村上他,1998）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、潮岬以西では概ね安政南海地震と同様であり、潮岬から浜名湖までの範囲では概ね昭和東南海地震と同様である。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であり（図6-3）、場所によっては震度7相当になった可能性もあるとされている（宇佐美他,1986；宇佐美・大和探査技術株式会社,1994）。

この地震は、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²（図4-4-1）、並びに推定されたM（宇津,1999）により、南海地震と東南海地震が同時に発生した地震（宝永地震）と同定し、前者では足摺岬沖以西も震源域となった可能性が高く、後者では領域Zも少なくともその一部は震源域となった可能性が高いと考えた。

1605年の地震（慶長地震）

1605年2月3日に地震があった。

この地震では、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（阿部,1999）。萩原（1995）により示された津波の分布データ（図7-3）に基づけば、津波の高さの分布は潮岬以西では安政南海地震と概ね同様であり、潮岬から渥美半島（愛知県）までの範囲ではデータは少ないものの、志摩半島周辺では昭和東南海地震と概ね同様であると推定される（図7-1、図7-2）。室戸岬周辺では、津波の高さは10m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来た可能性もあるとされている。しかし、震害の記録は見当たらないとされている（例えば、萩原,1995；宇佐美,1996）ことから、震度5弱相当以上となった地域の分布は、局地的なものに止まったものと考えられた。その被害の伝承はある（宇佐美・大和探査技術株式会社,1994）ものの、その信頼性は低いという指摘もある（石橋,1983）。

この地震は、上述の津波の襲来状況及び震害がなかった可能性が高いこと、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³（図4-4-1）、並びに推定されたM（宇津,1999）により、津波地震（宇佐美,1996）であり、かつ南海地震と東南海地震が同時に発生した地震（慶長地震）と同定し、領域Zもその一部が震源域となったと考えた。

1498年の地震（明応東海地震）

1498年9月20日（グレゴリオ暦；ユリウス暦では9月11日）に地震があった。

この地震では、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（阿部,1999）。また、飯田（1981）に示されている津波の分布データ（図7-3）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概ね昭和東南海地震と同様である（宇佐美・大和探査技術株式会社,1994；図6-3）。但し、津波の記録が尾鷲より西についてはなく（相田,1981a）、その襲来の有無は判断できない。

この地震は、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

*1 1854年12月24日の地震については、Ando(1975)は地殻変動及び津波の記録を、相田(1981b)は津波の記録を、それぞれ用いて震源モデルを作成。23日の地震については、Ando(1975)は地殻変動及び津波の記録を、Ishibashi(1981)は地殻変動の記録を、それぞれ用いて震源モデルを作成。

*2 1707年の地震については、Ando(1975)は地殻変動及び津波の記録を、相田(1981a,1981b)は津波の記録を、それぞれ用いて震源モデルを作成。

*3 1605年の地震については、相田(1981a)は津波の記録を用いて震源モデルを作成。震源域として、遠州灘～伊豆半島沖を推定している。一方、宇佐美(1996)及び渡辺(1998)は、四国沖～紀伊半島沖を震源域とする地震と遠州灘～駿河灘を震源域とする地震の2つが発生したと考えられるとしている。

び震源モデル¹⁾(図4-4-1)、並びに推定されたM(宇津,1999)により、東南海地震であると特定し、領域Zもその一部が震源域となったと考えた(明応東海地震)。なお、1498年頃に、時期が特定できないものの、南海地震の発生の可能性(寒川,1997)が高いと判断した。

684年から1498年までの地震

684年11月29日(11月26日)²⁾、887年8月26日(8月22日)、1096年12月17日(12月11日)及び1099年2月22日(2月16日)、1360年11月22日(11月14日)及び1361年8月3日(7月26日)に、それぞれ南海地震又は東南海地震の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、南海地震又は東南海地震の可能性があると判断した。但し、1360年11月22日(11月14日)の地震はM7クラスでなく、また1361年8月1日(7月24日)前後に発生している地震(発生日不明)が東南海地震(正平東海地震)であるとの指摘(石橋・佐竹,1998)もあり、この頃に東南海地震があった可能性は高いものの、1360年11月22日(11月14日)の地震は別の地震である可能性もあると判断した。

なお、当該期間において、これらの地震以外に、南海地震又は東南海地震が発生していないかは史料が十分でないことから検討はしなかった。

イ 地殻変動の現状

過去の水準測量のデータ(図8-1)及びGPSの鉛直変動のデータ(図8-2)から、南海トラフ周辺域における地殻変動は引き続き、室戸岬周辺で沈降が大きくその周辺部分で小さいなど、コサイスマミックな変動とは逆の変動を示している。また、GPSによる広域水平変動図(図8-3)など地殻変動のデータに基づくバックスリップに関する研究成果を踏まえると、南海トラフにおける地震の震源域付近のプレート間は強い結合力を示していると考えられる。

ウ 地震活動の現状

昭和東南海地震及び昭和南海地震の余震活動は、これまでの震源域での、余震活動の推移及び現在の地震発生の状況(図9)から、既に通常時に発生している地震活動のレベルよりも低下している(余震活動が収束している)と考えられる。

エ プレート運動との整合性

この報告書では時間予測モデルが適用可能とした。時間予測モデルに適用することにしたデータとして、地殻変動・津波データに基づく地震時の震源断層面(プレート境界面)での推定平均ずれ量(Ando,1975;表7-1,表7-2)がある。このデータを時間予測モデルに適用すると、長期的な断層のずれ速度は、年間4~8cm³⁾となる。この平均的なずれの量は、年間約5cm(瀬野,1995⁴⁾)~7cm(Miyazaki & Heki,2001)というプレートの相対運動速度と概ね等しく、これより有意に大きいということはない。この地域のプレート間の結合の程度を示す係数が1.0に近い値である可能性がある(例えば、西村他1999)ことを考慮すると、ずれの量と発生間隔は、プレート運動速度と矛盾していないと考えられる。

(2-2)次の地震について

ア 地震の規模

想定される地震の規模については、1498年の東南海地震(明応東海地震)以降に発生した地震のマグニチュード(表2)及び図3に示した想定震源域の拡がりから次のように判断した。

南海地震については、過去の地震のMが8.0~8.4、M_i又はM_wが8.1~8.5となっている。また、想定震源域の拡がりに経験則(宇津,2001⁵⁾。以下同様。)を適用するとM8.4~8.5となる。これらを総合して、将来の南海地震はM8.4前後となると判断した。

東南海地震については、過去の地震のMが7.9~8.4、M_i又はM_wが8.1~8.5となっているが、1498年の地震(明応東海地震)及び1854年の地震(安政東海地震)はZ領域のほぼ全域又は一部に震源域が広がっていると推定されたことを踏まえ、M_i及びM_wは8.3までには至らないと考えられた。また、

*1 1498年の地震については、相田(1981a)は津波の記録を用いて震源モデルを作成。

*2 グレゴリオ暦。括弧内はユリウス暦(早川・小山,1997)。以下同様。

*3 南海地震についての速度は、年間約7cm(=6m/92.0年)~8cm(=12m/147.2年)、東南海地震についての速度は、年間約4cm(=4m/99.9年)~5cm(=3m/147.2年)。

*4 瀬野(1995)は、フィリピン海プレートと陸のプレートの相対運動速度の推定に、キャロラインプレートの運動に係わるデータを拘束条件として利用しているものの、南海トラフの地震の発生時の平均的なずれの量を用いている。このため、瀬野(1995)の推定結果は、必ずしも長期的な断層のずれ速度と独立に求められているものではないことに注意が必要。

*5 余震域面積・断層面積(km²)と浅い地震のMとの関係を示す経験式としてlogS=1.0M-3.9(宇津・関,1995)及びlogS=M-4(宇津,2001)がある。

想定震源域の拡がりに経験則を適用するとM8.0~8.1となる。これらから将来の東南海地震はM8.1前後となると判断した。

南海地震と東南海地震とが同時に発生した場合については、過去の地震のMが7.9~8.6であり、M1又はM2が8.2~8.4となっている。また、上に推定した南海地震及び東南海地震のMから地震モーメントをそれぞれ推定し、それらを足し合わせ、Mを求めると8.5前後となる。さらに、南海地震と東南海地震の両者の想定震源域の拡がりを足し合わせ、それに経験則を適用するとM8.5~8.6となる。これらから、M8.5前後となる可能性が高いと判断した。

イ 長期的地震発生確率

南海地震については、史料に残されたイベントが多く、かつ過去の地震に伴う信頼性が高い地殻変動のデータ(室戸半島先端の室津港の潮位観測データ)が3回分把握できていることもあり、長期的地震発生確率の検討に際して、時間予測モデル(例えば、地震調査委員会,2001)が適用可能と判断した。また、東南海地震については、その発生時期の南海地震のそれとの関係を考慮しつつ、南海地震と同様に時間予測モデルを用いて同確率を検討することとした。

(時間予測モデル)

時間予測モデルとは、地震直前の応力レベルが一定である、すなわち断層の破壊強度が時間によらず一定というモデルである。よって、発生した地震の規模やその地震に伴う地殻変動量などがわかれば、その地震によって低下した応力レベルに比例する量(以下「低下応力比例量」という。地震時の震源断層面上でのずれ量に該当する。)が推定でき、この量を別途推定した長期的な断層ずれ速度(以下「長期的ずれ速度」という。)で割る(時間予測モデルを適用する)ことによって次の地震の時期を推定することが可能となる。

低下応力比例量としては、南海地震及び東南海地震については、地震時隆起量(室津港の潮位観測データ;Shinazaki & Nakata,1980が適用。)、震源断層長^{*1}(Ando,1975;相田,1979,1981a,1981b)、地殻変動・津波データに基づく震源モデルからの推定ずれ量(Ando,1975)、津波遡上高(阿部,1999)、及び津波データに基づく震源モデルからの推定ずれ量(相田,1981a,1981b)が、適用可能である。なお、各種マグニチュードから推定したずれ比例量(Kumagai,1996のM²、阿部,1999のM¹)、並びに地震モーメント及びその平方根・三乗根も考えられたが、これらの値と推定ずれ量との関係は地域毎に適用可能なものが異なっている可能性もあり、これらによる予測結果はここでは参照するに留めた。

長期的なずれ速度としては、南海地震については、1854年の安政南海地震における低下応力比例量を1946年の昭和南海地震までの経過時間92.0年で割って求まる値が適用可能であり、東南海地震についても、同様に、1854年の安政東南海地震及び1944年の昭和東南海地震のデータから求まる値が適用可能である。なお、1707年の宝永地震及び1854年の安政南海地震のデータ、並びに1707年の宝永地震及び安政東南海地震のデータから求まる値も、長期的なずれ速度として適用が考えられるが、一般的に古い地震ほど低下応力比例量の推定精度が低いと考えられ、利用しないこととした。同様に、宝永地震から昭和南海地震・昭和東南海地震までの一連のデータから求まる長期的なずれ速度についても利用しないこととした。

(昭和南海地震・昭和東南海地震から次回までの標準的な発生間隔)

低下応力比例量及び長期的なずれ速度による次の地震の予測結果を、南海地震について表7-1、東南海地震について表7-2に、それぞれまとめた。これらの表では、各種の低下応力比例量のデータのうち利用するものを選択するため、1707年及び1854年の地震の発生時期、並びにこれらの時の低下応力比例量のデータを用いて、1944年・1946年の地震の発生時期の予測を行い(地震調査委員会,2001の2.23式を利用^{*2})、実際の発生時と比較するという方法(島崎,2001)により、各種の低下応力比例量のデータの信頼性の目安を得ることとした。この方法では、低下応力比例量の推定精度が低いと考えられた古い地震のデータを用いていることを踏まえ、利用するデータの予測誤差の範囲は大きめとして30.0年未満とすることとした。

南海地震については、1946年の地震を30.0年未満の誤差で予測できた項目として、地震時隆起量(+6.1年)、震源断層長(-8.7~20.2年)、及び地殻変動・津波データに基づく推定ずれ量(-18.4年)がある。これらの項目は相互に独立であり、各データが信頼できるものと評価した上で、その平均をと

*1 震源断層長については、それが地震時における震源断層面の平均ずれ量との比例関係があるというスケールリング則が南海トラフに発生する地震にもほぼ成り立っているという考え(Scholz,1990)もあり、適用することとした。適用の検討の際、宝永地震については、地殻変動及び津波の記録から南海地震に該当する地震と東南海地震に該当する地震が一つの地震として発生したと考えられる断層面上のずれが推定されている(Ando,1975)ことも参照した。

*2 M_kとは河角マグニチュードのことで、震央距離100kmにおける震度を利用した地震の規模の指標。

*3 次の南海地震の発生までの時間の予想の場合では、 $t_{base}=1947.0$ 年、 $t_{point}=1855.0$ 年、 $U_{base}=1946$ 年の低下応力比例量、 $U_{point}=1854$ 年の低下応力比例量となる。低下応力比例量として地震時隆起量を利用する場合には、次のようになる。

$$T_{1/2} = (1947.0 \text{年} - 1855.0 \text{年}) \times 1.15 \text{m/l.2m} \approx 88.2 \text{年}$$
となる。

って時間予測モデルのデータとして利用することとした。このうち、震源断層長については誤差がより小さいAndo(1975)のデータを用いた。平均化に当たっては、1946年の南海地震の予測における誤差で重み付けをした。この結果、1946年から次回までの発生間隔として90.1年が求まり、これを1946年から次回までの標準的な発生間隔とした。以上のように、南海地震については、信頼性が高い潮位データがあるとともに、予測誤差が比較的小さかったものとして、潮位データ以外に地殻変動・津波データに基づく推定ずれ量と震源断層長があり、合計3種類のデータがあり、時間予測モデルを用いることが適当であると判断した。また、誤差としては、低下応力比例量のデータについては、潮位データは一般的に0.2m程度(約17%)、震源断層長は50km程度(約17%)、推定ずれ量については0.5m程度(約8%)がそれぞれ見込まれた。しかし、ここでは相互に独立である3種類のデータからの時間予測の推定結果を重み付け平均したことから、推定結果の誤差は8~17%よりは小さくなっていると考えた。長期的なずれ速度については、低下応力比例量のデータの精度に依存していることからここではその誤差は検討しなかった。なお、近畿地方北部の地震活動の時間変化のパターンを利用して、次の南海地震までの間隔を推定した研究(Hori & Oike, 1996)がある。それによると89~90年(次の発生時期が2036~2037年)と推定されており、この値はここで推定した値に近いものである。

東南海地震については、予測誤差が比較的小さかったものとして、震源断層長(-26.5年)及び地殻変動・津波データに基づく推定ずれ量(-16.3年)の2種類がある。これらは独立であり、各データが信頼できるものと評価した上で、その平均をとって時間予測モデルのデータとして利用することとした。平均化に当たっては、1944年の東南海地震の予測における誤差で重み付けをした。この結果、1944年から次回までの発生間隔として86.4年が求まり、これを1944年から次回までの標準的な活動間隔とした。しかし、東南海地震については、信頼性が高い潮位データはなく、利用したデータの種類も2種類であった。このため、時間予測モデルによる結果は東南海地震については信頼性が低いと判断した。

(長期的な地震発生確率)

長期的な地震発生確率は、地震調査委員会(2001)に示された方法を適用した。

この計算におけるばらつき値 α は次のようにして求めた。更新過程においてBPT分布モデルを適用する場合には、AIC^{*}を最小にする値は南海地震0.202、東南海地震0.182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, 2001)。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, 2001)である。さらに、時間予測モデルの適用に際して用いたデータは最大で17%の誤差が推定されており、 α について誤差として最大で0.17が想定される。一方、繰り返し間隔のデータが少ない場合には、偶々揃っているように見える場合があるとの指摘(宇津, 1994)があり、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点についても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、原理的には更新過程に適用するBPT分布モデルの α より小さい値とするべきであるが、データ数が少ない点を考慮すれば、むしろ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(南海地震)及び0.18~0.24(東南海地震)を用いることとした。

上記の手法による計算の結果は表4-1及び表4-2に示した。また、今後30年以内及び今後10年以内に、次の南海地震が発生する確率や次の東南海地震が発生する確率の時間推移は、南海地震については図10-1-1及び図10-1-2に、東南海地震については図10-2-1及び図10-2-2に示したとおりになる。これらによると、今後10年以内に発生する確率は、現時点では比較的小さいものの、これから年々高まっていくことになる。

(補足：更新過程との関係)

今回の評価では、更新過程を用いなかった。時間予測モデルは、次の地震までの間隔を、統計的な平均量ではなく、物理的な解釈を導入して一回毎のばらつきを取り込んで次の地震までの間隔を推定する。このため、これが利用可能であれば、更新過程を用いるより推定誤差について、格段の改善が図りうることになる。南海地震については、既に述べたように時間予測モデルが利用できると判断でき、今回利用することにした。なお、更新過程を適用した場合には、時間予測モデルより、次の地震までの推定間隔はばらつきを含んで大きなものとなり、結果として、時間予測モデルの場合に比べ、確率の時間的な上昇は緩やかとなり、かつ確率の値は小さなものになる。

3 参考事項

(南海トラフ沿いの大地震発生の前後における、近畿圏及び中部圏の地震発生の活発化の可能性)

近畿圏及び中部圏¹⁾の地殻内では、南海トラフ沿いで大地震の前後に地震活動が活発化した次のような事実がある。M7程度以上の地震は、1860~1900年の約40年間では2回²⁾であったものが、昭和

*1 AIC(Akaike Information Criterion;赤池情報量基準)については、地震調査委員会(2001)p.23の脚注参照。

*2 ここでは、近畿圏及び中部圏としては、西南日本内帯を指し、九州、四国及び本州のうち糸魚川-静岡構造線以西で中央構造線以北の領域がこの領域に該当する(Hori&Oike, 1996;活断層研究会, 1991)。但し、本州についてだけを指すこともある(新版地学事典, 1996)。

*3 1872年M7.1浜田地震及び1891年M8.0濃尾地震。

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¹⁾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²⁾、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³⁾であった。

また、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、西南日本(概ね糸魚川-静岡構造線より西)で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 & Oike, 1996)がある。さらに、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。

*1 1909年M6.8江濃(ごうのう)地震(姉川地震ともいう。)、1927年M7.3北丹後地震、及び1943年M7.2鳥取地震。

*2 1854年M7.4伊予西部の地震、1855年M6.8焼鞆白川・金沢の地震、1857年M7.3伊予・安芸の地震、及び1858年M7.1飛越地震。

*3 1945年M6.8三河地震及び1948年M7.1福井地震。

表5 南海トラフ地震の系列の同定に関する調査研究の概要

<p>684年11月29日(*4) (684年11月26日)</p>	<p>[2](*1): 領域Xを中心として地震発生。 [8](*2): 領域Xを中心として地震発生。 [9]: 川辺遺跡(論文中15番)に地震跡有り。さらに、東南海地震領域に対応する形で、田所遺跡(論文中21番)、板尻遺跡(論文中24番)、川合遺跡(論文中27番)に地震跡有り(7世紀後半のものに対応)。 [12]: 土佐その他南海・東海・西海諸道。M=8 1/4。 [14](*3): 領域Xの東半分を中心とし、領域Yの西半分の西側にかけて地震発生。M=8.3。 [15]: 南海道沖。M=8 1/4。</p>
<p>887年8月26日(*4) (887年8月22日)</p>	<p>[2](*1): 領域X、領域Y及び領域Zの範囲で地震発生。 [7]: 南海地震と東海地震がほぼ同時に発生した可能性が高い。 [8](*2): 領域Xを中心として地震発生。 [9]: 地蔵越遺跡(論文中20番)に地震跡有り。 [12]: 五畿七道。M8.0~8.5。 [14](*3): 領域Xの東半分及び領域Yの西半分に地震発生。M=8.3。 [15]: 紀伊半島沖。M8.0~8.5。</p>
<p>10世紀後半</p>	<p>[8]: 南海トラフの地震が液状化を起こしたかは断定できない。 [9]: 箸尾遺跡(論文中14番)に地震跡有り。</p>
<p>1096年12月17日(*4) (1096年12月11日)</p>	<p>[2](*1): 領域Yを中心として地震発生。 [8](*2): 領域Yを中心として地震発生。 [12]: 畿内・東海道。M=8.0~8.5。 [14](*3): 領域Yに地震発生。M=8.3。 [15]: 遠州灘。M8.0~8.5。</p>
<p>1099年2月22日(*4) (1099年2月16日)</p>	<p>[2](*1): 領域Xを中心として地震発生。 [7]: 南海地震であると思われるものの問題多し。 [8](*2): 領域Xを中心として地震発生。 [12]: 南海道・畿内。M=8.0~8.3。 [14](*3): 領域Xの東半分に地震発生。M=8.2。</p>
<p>1185年8月13日(*4) (1185年8月6日)</p>	<p>[10]: 「平家物語」「方丈記」等における記載よりこの地震が広域的に影響を及ぼす南海地震である可能性を示唆。 [12]: 近江・山城・大和。M=7.4。震害の中心を一応の震央とする。</p>
<p>13世紀前半</p>	<p>[6]: 1233年の地震は同時期の資料に記述がないので存在しない。 [8]: 南海トラフの地震が液状化を起こしたかは断定できない。 [9]: 石津太神社遺跡(論文中12番)と藤波遺跡(論文中13番)に地震跡有り。 [12]: 1233年3月24日に諸国で大地震・大風大雨有り。ただ、本当の被害の原因など真偽は不明。 [14]: 1200年代に地震が発生した可能性にはふれているが、場所などについては示していない。</p>
<p>1360年11月22日(*4) (1360年11月14日)</p>	<p>[2](*1): 領域Yの西半分を中心として地震発生。 [8]: 東海地震と認めることには否定的。M7クラスでない。 [9]: 門間沼遺跡(論文中19番)と上土遺跡(論文中26番)に地震跡有り(14世紀後半のものに対応)。 [12]: 紀伊・摂津。M=7.5~8.0。ただ『愚管記』に地震記事なく疑わしい。 [14](*3): 領域Yに1360年頃に地震発生の可能性有り。M=7.8。</p>
<p>1361年8月1日(*4) (1361年7月24日)</p>	<p>[8](*2): この時期前後の地震が正平東海地震の可能性。 [12]: 畿内諸国。1361年8月3日(7月26日)の地震の前震の可能性を示唆。規模などは不明。</p>
<p>1361年8月3日(*4) (1361年7月26日)</p>	<p>[2](*1): 領域Xを中心として地震発生。 [8](*2): 領域Xを中心として地震発生。 [9]: 中島田遺跡(論文中7番)と黒谷川宮ノ前(論文中8番)に地震跡有り。 [12]: 畿内・土佐・阿波。M=8 1/4~8.5。 [14](*3): 領域Xの東半分を中心として地震発生。M=8.4。</p>

	[15]: 紀伊半島沖。M=8 1/4~8.5。
1403年(+4)	[12]: 紀伊。M≧7.0。津波を伴う。詳細不明。 [14]: 表中にのみ可能性を示唆。紀伊で起こったと思われるも存在しない可能性もあり。M=7.0。
1408年1月21日(+4) (1408年1月12日)	[12]: 紀伊・伊勢。M=7.0~8.0。熊野で被害あり。また、伊勢・鎌倉に津波があったようである。 [14]: 紀伊・伊勢。表中にのみ可能性を示唆。M=7.5。 [15]: 熊野灘。M=7クラス。
1498年7月9日(+4) (1498年6月30日)	[8]: この地震を明応南海地震と結論するためには更なる作業が必要。 [9]: アソノ遺跡(論文中1番)、船戸遺跡(論文中2番)、宮ノ前(論文中3番)、古城(論文中6番)、中島田(論文中7番)に地震跡有り(15世紀後半のものに対応)。 [11]: 中国上海の津波記録により南海地震と認定。 [12]: 日向灘。M=7.0~7.5。同日、畿内で地震があるが被害はなし。九州と伊予で山崩れ等の被害有りとの記述。 [14](+3): 史料が少なく確証ない。M=7.5。 [15]: 南海道沖。西日本で信頼できる記事が少ないので震央を決めることは難しいが、波源域は1946年の南海地震と類似。
1498年9月20日(+4) (1498年9月11日)	[2](+1): 領域Yで地震発生。 [8](+2): 領域Y及び領域Zの範囲で地震発生。 [9]: 東寺鹿寺遺跡(論文中18番)に地震跡有り。 [12]: 東海道全般。M=8.2~8.4。波源域は伊豆沖~紀伊沖としておく。震源が南海地域に及ぶかは不明。 [14](+3): 領域Yを中心として地震が発生。M=8.3。 [15]: 遠州灘。M8.2~8.4。明応地震。津波は紀伊から房総の海岸を襲った。
1520年4月4日(+4) (1520年3月25日)	[8]: フィリピン海スラブ内の地震の疑いあり。 [12]: 紀伊・京都。M=7.0~7 3/4。熊野で震害及び津波あり。 [14]: 京都・紀伊。表中にのみ可能性を示唆。暴風雨と高潮による可能性も示唆。M=7.4。 [15]: 熊野灘。M=7クラス。
1605年2月3日	[2](+1): 領域Xで地震発生。 [8](+2): 地震動災害がほとんどなく大規模な津波を生じた。領域X及び領域Yの範囲で地震発生。 [9]: 黒谷川古城(論文中5番)に地震跡有り。ただし、これは内陸地震による可能性がある。 [12]: 東海・南海・西海諸道。M=7.9。2つの地震が発生したものと考えられる。 [14](+3): 領域Xの東半分及び領域Yを中心として地震が発生 M=7.9。 [15]: 室戸岬沖(M=7.9)と東海沖(M<7.9)が同時発生したと考えられる。
1707年10月28日	[2](+1): 領域X及び領域Yの領域に地震発生。 [8](+2): 領域X、領域Y及び領域Zの範囲で地震あり。 [9]: 小坂跡遺跡(論文中10番)と池島福万寺(論文中11番)に地震跡有り。 [12]: 五畿七道。M=8.4。宝永地震。1854年のものと類似しているため、2つの地震が同時発生したと考えるのが普通だが確証はなし。 [14](+3): 領域Xの西隣~領域Yの範囲で地震発生。M=8.6。 [15]: 紀伊半島沖。M=8.4。宝永地震津波。1854年のものと類似していることから、遠州灘の地震と2つ同時に発生した可能性も有り。
1707年10月29日	[14]: 駿河・甲斐。表中のみ存在を指摘。但し余震の可能性示唆。M=7.0。
1854年12月23日~12月24日	[2](+1): 領域Yを中心とする領域で発生した地震に続き、領域Xを中心として発生。 [8](+2): 領域Y及び領域Zの範囲で地震が発生し、それに引き続き、領域Xの範囲で発生。 [9]: 神宅遺跡(論文中4番)に地震跡有り。 [12]: 東海・東山・南海諸国。M=8.4。安政東海地震。それに引き続き畿内・東海・東山・北陸・南海・山陰・山陽道。M=8.4。安政南海地震が32時間後に発生。 [14](+3): 領域Y及び領域Zで発生した32時間後に領域Xで地震発生。ともにM=8.4。 [15]: 遠州灘。M=8.4。安政東海地震。それに引き続く形で32時間後に紀伊半島沖。M=8.4。安政南海地震津波が発生。

1855年11月7日	[12]: 遠州灘。M7.0~7.5 前年の東海沖地震の最大余震。 [14]: 尾張・遠江。表中のみで存在を指摘。但し、余震の可能性を示唆。M=7.3。 [15]: 遠州灘。M7.0~7.5。安政東海地震の最大余震。
1944年12月7日	[2](*1): 領域Yの西半分で地震発生。 [8](*2): 領域Yで地震発生。 [9]: 東寺庵寺遺跡(論文中18番)に地震跡有り。 [12]: 被害は静岡・愛知・岐阜・三重の各県に多く、滋賀・奈良・和歌山・大阪・兵庫の各県にも小被害があった。M=7.9。東南海地震。 [14](*3): 領域Yで地震発生。M=7.9。 [15]: 熊野灘。M=7.9。東南海地震津波。
1946年12月21日	[2](*1): 領域Xで地震発生。 [8](*2): 領域Xで地震発生。 [9]: 宮ノ前遺跡(論文中3番)に地震跡有り。 [12]: 被害は中部地方から九州にまで及んだ。M=8.0。南海地震。 [14](*3): 領域Xで地震発生。M=8.0。 [15]: 紀伊半島沖。M=8.0。南海地震津波。

注(*1) [2]の図の領域区分では、A領域は足摺岬沖～室戸岬沖、B領域は室戸岬沖～潮岬沖、C領域は潮岬沖～大王岬沖、D領域は大王岬沖～御前崎沖におおよそ対応している。この表5では、評価文で用いている領域名に置き換えて示した。

(*2) [8]の図の領域区分では、A領域は足摺岬沖～室戸岬沖、B領域は室戸岬沖～潮岬沖、C領域は潮岬沖～大王岬沖、D領域は大王岬沖～浜名湖沖、E領域は浜名湖沖～富士川河口におおよそ対応している([5]による区分)。この表5では、評価文で用いている領域名に置き換えて示した。

(*3) [14]の表の区分では、Z領域は足摺岬沖以西、A領域は足摺岬沖～室戸岬沖、B領域は室戸岬沖～潮岬沖、C領域は潮岬沖～大王岬沖、D領域は大王岬沖～御前崎沖、E領域は御前崎沖以东におおよそ対応している([13]を改訂した区分)。この表5では、評価文で用いている領域名に置き換えて示した。

(*4) 天正十年九月十八日[1582年10月4日]まではユリウス暦で表現し、その翌日の天正十年九月十九日[1582年10月15日]以降は現行のグレゴリオ暦で表現することが推奨されている[4]。ここでは発生年の間隔を計算する上での便宜を考慮して、グレゴリオ暦で示したものの、ユリウス暦による月日を括弧に入れて示した。

参考文献

- [1]阿部勝征(1999): 潮上高を用いた津波マグニチュードM_tの決定—歴史津波への応用—, 地震第2輯, 52, 369-377.
- [2]Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140.
- [3]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.
- [4]早川由起夫・小山真人(1997): 1582年以前の火山噴火の日付をいかに記述するか—グレゴリオ暦かユリウス暦か?, 地学雑誌, 106, 102-104.
- [5]石橋克彦(1994): 『大地動乱の時代』, 岩波新書, 234pp.
- [6]石橋克彦(1998): 実在しない天福元年二月五日(ユリウス暦1233年3月17日)の南海巨大地震, 地震第2輯, 51, 335-338.
- [7]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.
- [8]石橋克彦・佐竹健治(1998): 古地震研究に見るプレート境界巨大地震の長期予測の問題点, 地震第2輯, 50別冊, 1-21.
- [9]寒川 旭(1997): 『揺れる大地—日本列島の地殻史』, 同朋堂出版, 42-44.
- [10]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, No. 1446, 46-49.
- [11]都司嘉宣・上田和枝(1997): 明応(1498)南海地震の存在とその日付について, 地球惑星科学関連学会1997年合同大会講演予稿集, 169.
- [12]宇佐美龍夫(1996): 『新編日本被害地震総覧』, 434pp, 東京大学出版会.
- [13]宇津徳治(1977): 『地震学』, 共立出版, 286pp.
- [14]宇津徳治(1999): 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- [15]渡辺偉夫(1998): 『日本被害津波総覧(第2版)』, 東京大学出版会, 238pp.

表6 南海トラフに発生する地震の系列の同定に関する文献での評価結果等

西暦年月日 (*20)	文献における判断										本報告		地震規模 (*1) M(かっこ内はMt)	
	[5]		[2]	[3]	[4]	[12]	[14]	[15]	その他	南海地震	東南海地震	南海地震	東南海地震	
	I	II	IV											
684/11/29 (684/11/26)	○		○	領域X	領域X	○	○	領域Xの東半分及び領域Yの西半分	○			8.3		
887/08/26 (887/08/22)	○		○	領域X,領域Y	領域X(*2)		○	領域Xの東半分及び領域Yの西半分	○			8.3		
10c後半					△(*3)	○								
1096/12/17 (1095/12/11)			○	領域Y	領域Y		○	領域Y	○		○		8.3	
1099/02/22 (1099/02/16)	○			領域X	領域X(*4)		○	領域Xの東半分		○		8.2		
1185/08/13 (1185/08/06)								△(*5)			○(*10)			
13世紀前半					△(*3)	○	△(*8)	△(*11)						
1360/11/22 (1360/11/14)				領域Yの西半分	△(*20)	○(*6)	△(*8)	△(*11)		×	△(*26)		7.8	
1361/08/01 (1361/07/24)					△(*10)		△(*8)							
1361/08/03 (1361/07/26)	○	○	○	領域X	領域X	○	○	領域Xの東半分	○		○	8.4		
1403							△(*21)	△(*10)					7.0	
1403/01/21 (1403/01/12)							△(*21)	△(*10)	△(*22)				7.5	
1498										○(*21)	×	(M不明)		
1498/07/09 (1498/06/30)	○	○			△(*3)		△(*8)	△(*12)	○(*12)	○(*10)		×	7.5	
1498/09/20 (1498/09/11)			○	領域Y	領域Y,領域Z	○	○	領域Y	○	×	○		8.3(M8.5)	
1520/04/04 (1520/03/25)							△(*17)	△(*25)	△(*11)	△(*22)		×	7.4	
1605/02/03	○	○	○	領域X	領域X,領域Y	△(*6)	○	領域Xの東半分,領域Y	○		○		7.9(M8.2)	
1707/10/28	○	○	○	領域X,領域Y	領域X,領域Y,領域Z	○	○(*9)	領域X,領域Y	○(*16)		○		8.6(M8.4)	
1707/10/29								△(*11)			×		7.0	
1854/12/23			○	領域Y	領域Y,領域Z	○	○	領域Y,領域Z	○	×	○		8.4(M8.3)	
1854/12/24	○	○		領域X	領域X	○	○	領域X	○	○	×	8.4(M8.3)		
1855/11/07							△(*20)	△(*11)	△(*22)		×		7.3	
1944/12/07			○	領域Yの西半分	領域Y	○	○	領域Y	○	×	○		7.9(M8.1)	
1946/12/21	○	○		領域X	領域X	○	○	領域X	○	○	×	8.0(M8.1)		

(凡例)

・「文献における判断」の欄における記号

- ：南海地震又は東南海地震と同定したか、南海トラフに発生した大地震と判断したイベント。
- 領域X、領域Y、領域Z：評価文で用いている領域名のところが概ね含まれる形で地震が発生したと判断したイベント。各論文ではA、B、C、D、及びEという領域名を使っている。但し、これらの名称が示す領域は論文相互で正確に一致しているわけではない。
- △：南海地震又は東南海地震の可能性はあるものものの別の地震である可能性があるとして判断したイベント。
- 空欄：判断を示していないか、資料不十分と判断したイベント。

・「本報告」の欄の記号

- ：南海地震又は東南海地震と同定したイベント
- ：南海地震又は東南海地震の可能性があると判断したイベント
- △：南海地震又は東南海地震の可能性のあるものものの別の地震である可能性もあると判断したイベント
- ×
- ×
- 空欄：評価しなかった。

(注)

- (*1) 地震規模の欄の前の数値は[14]によるM、後の数値は[1]による津波マグニチュード。
- (*2) [7]で東南海地震との同時発生の可能性が指摘されている。
- (*3) 南海地震であったとするにはまだ不十分としている。
- (*4) [7]で南海地震の可能性が高いものの、問題点が多いことが指摘されている。
- (*5) 同時期に噴砂跡あり。
- (*6) 内陸地震であった可能性を示唆。
- (*7) 震央不明としている。
- (*8) 真偽は不明であるとしている。
- (*9) 震源は日向麓であったとしている。
- (*10) 瀬岬以西と以東で地震が同時に発生した可能性があるとしている。
- (*11) 表中に可能性のみ示唆。
- (*12) 史料が少なく確証がないとしている。
- (*13) 史料少ないものの震源域は1946年の南海地震と類似としている。

- (#14) [10]による。
- (#15) [6]で過去の資料によりその存在が否定されている。
- (#16) [11]等による。
- (#17) 南海トラフの地震かは疑わしく、フィリピン海スラブ内の可能性もあるとしている。
- (#18) この時期の前後の地震が正平東海地震の可能性があるとしている。
- (#19) 表中でのみ存在を指摘するとともに、余震の可能性を示唆している。
- (#20) 天正十年九月十八日〔1582年10月4日〕まではユリウス暦で表現し、その翌日の天正十年九月十九日〔1582年10月15日〕以降は現行のグレゴリオ暦で表現することが推奨されている〔4〕。しかし、ここでは発生年の間隔を計算する上での便宜を考えて、グレゴリオ暦で示したものの、ユリウス暦による月日を括弧に入れて示した。
- (#21) この頃に南海地震があった可能性が高いと判断したが時期が特定できず。
- (#22) [15]において、M7程度の地震或いは別の大きい地震の余震としている。
- (#23) [12]において、M7.0～8.0程度であるとしているが、広範囲かつ詳細な記述は行われていない。
- (#24) [12]において、安政東海地震の余震としている。
- (#25) M7クラスでないとしている。
- (#26) この頃に東南海地震(正平東海地震)があった可能性は高い。しかし、この地震は東南海地震とは別の地震の可能性があると判断。

参考文献

- [1]阿部勝征(1999): 潮上高を用いた津波マグニチュードM_tの決定—歴史津波への応用—, 地震第2輯, 52, 369-377.
- [2]Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- [3]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.
- [4]早川由起夫・小山真人(1997): 1582年以前の火山噴火の日付をいかに記述するか—グレゴリオ暦かユリウス暦か?, 地学雑誌, 106, 102-104.
- [5]石橋克彦(1994): 『大地動乱の時代』, 岩波新書, 234pp.
- [6]石橋克彦(1998): 実在しない天福元年二月五日(ユリウス歴1233年3月17日)の南海巨大地震, 地震第2輯, 51, 335-338.
- [7]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.
- [8]石橋克彦・佐竹健治(1998): 古地震研究に見るプレート境界巨大地震の長期予測の問題点, 地震第2輯, 50別冊, 1-21.
- [9]寒川 旭(1997): 『揺れる大地 日本列島の地震史』, 同朋堂出版, 42-44.
- [10]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, No. 1445, 46-49.
- [11]都司嘉宣・上田和枝(1997): 明応(1498)南海地震の存在とその日付について, 地球惑星科学関連学会1997年合同大会講演予稿集, 169.
- [12]宇佐美龍夫(1996): 『新編日本被害地震総覧』, 434pp, 東京大学出版会.
- [13]宇津徳治(1977): 『地震学』, 共立出版, 286pp.
- [14]宇津徳治(1999): 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- [15]渡辺偉夫(1998): 『日本被害津波総覧(第2版)』, 東京大学出版会, 238pp.

表7-1 南海地震についての時間予測モデルの検討データ

地震時に解放される地震発生ポテンシャル量（応カレベル等）の指標	データの時期			1946年昭和南海地震の発生時期の予測結果（実際に発生した時期との差）	次の南海地震の発生時期の予測結果	備考	
	1707年 10月28日 (=1707.8) 宝永地震	1854年 12月24日 (=1855.0) 安政南海地震	1946年 12月21日 (=1947.0) 昭和南海地震				
発生間隔	(147.2年)		(92.0年)				
実際の発生時期（西暦）				1947.0年	(未発生)		
地震時隆起量(m) 室津港の潮位観測のデータ (Shimazaki Nakata, 1980)	1.8m	1.2m	1.15m	1953.1年 ^(*) (+6.1年)	2035.2年 ^(*)	○昭和南海地震が10.0年以内の誤差で推定される	
震源断層長	Ando (1975) ^(*) 530km ^(*)	300km	300km	1938.3年 (-8.7年)	2039.0年		
地震変動・津波データに基づく推定ずれ量 (Ando, 1975)から	相田 (1981a, b) 615km ^(*)	300km	270km	1926.8年 (-20.2年)	2029.8年	△昭和南海地震が30.0年未満の誤差で推定される	
津波遡上高 区間平均高の 最大値Hm (阿部, 1999)	12m	6m	6m	1928.6年 (-18.4年)	2039.0年		
津波データに基づく推定ずれ量 (相田, 1981b)	四国沖 7m	6.3m	5m	1987.5年 (+40.5年)	2020.0年	×昭和南海地震の推定に30.0年以上誤差が出る	
	紀伊水道 5.6m	4.7m	4m	1978.5年 (+31.5年)	2025.3年		
参考							
ずれ比例量	M1から推定	M1 (阿部, 1999) 15849 ^(*) Mt=8.4	14125 ^(*) Mt=8.3	11220 ^(*) Mt=8.1	1986.2年 (+39.2年)	2020.1年	
		Mk ^(*) (Kunagai, 1996) 15849 ^(*) Mk=8.4	15849 ^(*) Mk=8.4	11220 ^(*) Mk=8.1	2002.2年 (+55.2年)	2012.1年	
	M0から推定	津波 (相田, 1981a, b)から求めたMo (Nm) 3.8 ^(*) Mo=14.8x10 ²¹ ^(*)	2.8 ^(*) Mo=8x10 ²¹	2.4 ^(*) Mo=6x10 ²¹	1963.5年 (+16.5年)	2025.9年	
		2.5 ^(*) Mo=14.8x10 ²¹ (*7)	2.0 ^(*) Mo=8x10 ²¹	1.8 ^(*) Mo=6x10 ²¹	1972.8年 (+25.8年)	2029.8年	
		Mk ^(*) (Kunagai, 1996)から求めたMo (Nm) 1.7 ^(*) Mo=5.0x10 ²¹	1.7 ^(*) Mo=5.0x10 ²¹	1.2 ^(*) Mo=1.8x10 ²¹	2002.2年 (+55.2年)	2011.9年	
Mo (Nm)	津波 (相田, 1981a, b)	Mo = (10.2+4.6) x10 ²¹ ^(*)	Mo = 8x10 ²¹	Mo = 6x10 ²¹	1934.6年 (-12.4年)	2016.0年	
	Mk ^(*) (Kunagai, 1996)	Mo=5.0x10 ²¹ Mk=8.4	Mo=5.0x10 ²¹ Mk=8.4	Mo=1.8x10 ²¹ Mk=8.1	2002.2年 (+55.2年)	1980.1年	

注*1 10¹⁸dyn-cm (Kanamori, 1977) / 注*2 10¹⁸dyn-cm, 10¹⁹dyn-cm (Utsu, 1961他) / 注*3 Mo¹⁸ / 注*4 Mo¹⁹
注*5 Mkは震央距離100kmにおける震度をもって当該地震のマグニチュードとするもの(河角, 1943)。

注*6 1707年、1854年及び1946年の過去3回の南海地震における宝津港データでは、2039.7年(=1947.0+1.15m/0.0124m/年)又は2038.3年(=1947.0+1.15m/0.0126m/年)となる。なお、限界応力値に達するまでの隆起量に換算した応力蓄積速度は、1707年、1854年及び1946年の地震の際の観測値を利用すると図からの概算(地震調査委員会長期評価部会、1999)では0.0124m/年、1707年及び1854年のデータでは0.01223m/年、1854年及び1946年のデータでは0.01204m/年であり、これを平均すると0.0126m/年。

注*7 東南海地震の領域を含む。

注*8 Scholz(1990)は Ando(1975)を引用し、震源断層長として、宝永、安政、昭和の順に500km、300km、300km としている。しかし、宝永について530km を500km とした理由は示されていない(十の桁を四捨五入した可能性がある。)。このため、この表には Scholz(1990)のデータは示さなかった。

表7-2 東南海地震についての時間予測モデルの検討データ

地震時に解放される地震発生ポテンシャル量(応力レベル等)の指標	データの時期			1944年昭和東南海地震の発生時期の予測結果(実際に発生した時期との差)	次の東南海地震の発生時期の予測結果	備考	
	1707年 10月28日 (=1707.8) 宝永地震	1854年 12月23日 (=1855.0) 安政東海地震	1944年 12月7日 (=1944.9) 昭和東南海地震				
発生間隔	(147.2年)		(89.9年)				
実際の発生時期(西暦)				1944.9年	(未発生)		
震源断層長	相田(1979, 1981a, b)	615km ^(*)	265km	238km	1918.4年 (-26.5年)	2025.6年	△昭和東南海地震が30.0年未満の誤差で推定される
地殻変動・津波データに基づく推定ずれ量(Ando, 1975)		8m	4m	4m	1928.6年 (-16.3年)	2034.8年	
津波遡上高 区間平均高の最大値Hm(阿部, 1999)		8.1m	7.2m	5.0m	1985.8年 (+40.9年)	2007.3年	×昭和東南海地震の推定に30.0年以上誤差が出る
津波データに基づく推定ずれ量(相田, 1981a, b)		4m	4m	2.15m	2002.2年 (+57.3年)	1993.2年	
参 考							
震源断層長	Ando(1975)	530km ^(**)	230km	- ^(**)	1918.9年 (-26.0年)	- ^(**)	△昭和東南海地震が30.0年以内の誤差で推定される
ずれ比例量	Mt(阿部, 1999)から推定	15849 ^(**) Mt=8.4	14125 ^(**) Mt=8.3	11220 ^(**) Mt=8.1	1986.2年 (+41.3年)	2016.3年	
	Moから推定	津波(相田, 1981a, b)から求めたMo(Nn) 2.5 ^(**) Mo=14.8x10 ²¹ ^(**)	1.7 ^(**) Mo=4.6x10 ²¹	1.2 ^(**) Mo=1.6x10 ²¹	1955.1年 (+10.2年)	2008.4年	
	津波(相田, 1981a, b)から求めたMo(Nn) 3.8 ^(**) Mo=14.8x10 ²¹ ^(**)	2.1 ^(**) Mo=4.6x10 ²¹	1.3 ^(**) Mo=1.6x10 ²¹	1936.3年 (-8.6年)	2000.6年		
Mo(Nn)	津波(相田, 1981a, b)	Mo=(10.2+4.6)x10 ²¹ ^(**)	Mo=4.6x10 ²¹	Mo=1.6x10 ²¹	1900.8年 (-44.1年)	1976.2年	

注*1 Mo^(*)/注*2 Mo^(**)/注*3 10^(**)(Utsu, 1961他)/注*4 南海地震の領域を含む。

注*5 Ando(1975)は、昭和東南海地震についてInouchi&Sato(1976)の研究結果を反映させていないことから、当該欄を空欄とした。

引用文献 (アルファベット順)

- Abe, K. (1981): Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 194-205.
- 阿部勝征(1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 東京大学地震研究所彙報, 63, 289-303.
- 阿部勝征(1999): 遡上高を用いた津波マグニチュード M_t の決定-歴史津波への応用-, 地震第2輯, 52, 369-377.
- 相田 勇(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, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 28, 320-336.
- 馬場俊孝・堀 高峰・カミンズ フィル・亀山真典・宇平幸一・金田義行(2000): 構造探査結果および地震活動を用いて推定したフィリピン海プレートの形状, 日本地震学会2000年度秋季大会予稿集, B50.
- 地学団体研究会(1996): 『新編地学辞典』, 平凡社, 230pp.
- 中央防災会議東海地震に関する専門調査会(2001): 第6回東海地震に関する専門調査会資料, 新たな想定震源域案
- 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, *Geophysical Research Letters*, 27, 2725-2728.
- 萩原尊禮編著(1995): 『古地震探求』, 東京大学出版会, 160-251.
- 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.
- 羽鳥徳太郎(1980): 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.
- 早川由起夫・小山真人(1997): 1582年以前の火山噴火の日付をいかに記述するか-グレゴリオ暦かユリウス暦か?, 地学雑誌, 106, 102-104.
- 堀 高峰・尾池和夫(1996): 西南日本内帯の地震活動統計モデルによる次の南海地震予測, 歴史地震, 12, 141-145.
- 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, *Journal of Physics of the Earth*, 44, 349-356.
- Hyndman, R.D., M.Yamano and D.A.Oleskevich(1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, 6, 244-260.
- Ichinose, G., H.K.Thio, P.Somerville, T.Sato, and T.Ishii(2001): Rupture Model of the 1944 Tonankai Earthquake from waveform inversion of teleseismic and regional seismograms, 日本地震学会講演予稿集2001年秋季大会, C65 (Bulletin of the Seismological Society of Americaに投稿準備中)
- 飯田汲事(1977): 『昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布』, 愛知県防災会議, 愛知県, 120pp.
- 飯田汲事(1981): 『愛知県被害津波史』, 愛知県防災会議地震部会, 愛知県, 119pp.
- 今村明恒(1933): 南海道沖大地震の謎, 地震第1輯, 5, 607-626.
- Inouchi, N. and H.Sato(1975): Vertical Crustal Deformation Accompanied with the Tonankai Earthquake of 1944, *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, 21, 10-18.
- Ishibashi, K. (1981): Specification of a Soon-to-Occur Seismic Faulting in the Tokai District, Central Japan, Based upon Seismotectonics, Reprinted from *Earthquake Prediction-An International Review*, Maurice Ewing Series, 4, 297-332.
- 石橋克彦(1994): 『大地動乱の時代』, 岩波新書, 234pp.
- 石橋克彦(1998): 実在しない天福元年二月五日(ユリウス歴1233年3月17日)の南海巨大地震, 地震第2輯, 51, 335-338.
- 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・佐竹健治(1998): 古地震研究に見るプレート境界巨大地震の長期予測の問題点, 地震第2輯, 50別冊, 1-21.
- Ito T., S.Yoshioka, S.Miyazaki(1999): Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 115, 17-34.
- 地震調査委員会(1999): 『日本の地震活動』, 395pp.
- 地震調査委員会(2001): 『長期的な地震発生確率の評価手法について』, 46pp.
- 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.

- 地震調査研究推進本部(1999)：『地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—』, 20pp.
- 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. (1977) : The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
- Kato, T. (1983) : High-Angle Reverse Faulting Associated with the 1946 Nankaido Earthquake, *Tectonophysics*, 96, 31-44.
- 活断層研究会編(1991)：『新編日本の活断層—分布図と資料—』, 東京大学出版会, 437pp.
- 河角 廣(1943)：震度と震度階, 地震第1輯, 15, 6-12.
- 菊地正幸・山中佳子(2001)：『既往大地震の破壊過程=アスベリテイの同定』, サイスマ, 5(7), 6-7.
- 気象庁(1968)：『地震観測指針(参考編)』, 245pp.
- 気象庁(1996)：『震度を知る—基礎知識とその活用』, ぎょうせい, 238pp.
- Kunagai, H. (1996) : Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, *Geophysical Research Letters*, 23, 1139-1142.
- 前李英明(1988)：室戸半島の完新世地殻変動, 地理学評論, 61A-10, 747-769.
- 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.
- 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, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 58, 287-310.
- Miyazaki, S. and K.Heki(2001) : Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4305-4326.
- 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.)
- 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, 地震第2輯, 51, 443-456.
- 野口伸一(1996)：東海地域のフィリピン海スラブ形状と取東テクトニクス, 地震第2輯, 49, 295-325.
- Ogata, Y. (1999) : Estimating the hazard of rupture using uncertain occurrence times of paleoearthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 104, 17995-18014.
- 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.
- 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, 地震第2輯, 38, 93-103.
- Ozawa, T., T.Tabei and S.Miyazaki(1999) : Interplate Coupling along the Nankai Trough off southwest Japan derived from GPS measurements, *Geophysical Research Letter*, 26, 927-930.
- 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, *Geophysical Research Letters*, 26, 2315-2318.
- Sagiya, T. and W.Thatcher(1999) : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *Journal of Geophysical Research*, 104, 1111-1129.
- 寒川 旭(1997)：『揺れる大地 日本列島の地震史』, 同朋堂出版, 42-44.
- Satake, K. (1993) : Depth Distribution of Coseismic Slip Along the Nankai Trough, Japan, From Joint Inversion of Geodetic and Tsunami Data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 4533-4565.
- Savage, J.C. (1983) : A dislocation model for strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4984-4986.
- Scholz, C.H. (1985) : Earthquake Prediction and Seismic Hazard, *Earthquake Prediction Research*, 3, 11-23.
- Scholz, C.H. (1990)：『地震と断層の力学』(柳谷 俊訳), 古今書院(1993), 276-280, 506pp.
- Seno, T. (1979) : Pattern of intraplate seismicity in southwest Japan before and after great interplate earthquakes, *Tectonophysics*, 57, 267-283.
- Seno, T., S.Stein and A.E.Gripp(1993) : A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 17941-17948.
- 瀬野徹三(1995)：『プレートテクトニクスの基礎』, 朝倉書店, 190pp.
- Shimazaki, K. (1976) : Intra-plate seismicity and inter-plate earthquake: historical activity in southwest Japan, *Tectonophysics*, 33, 33-42.
- Shimazaki, K. and T.Nakata(1980) : Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 7, 279-282.

- 島崎邦彦(2001): 南海地震と東南海地震の時間予測モデル, 日本地震学会講演予稿集2001年度秋季大会.
- 測地学審議会地震火山部会(1997): 『地震予知計画の実施状況等のレビューについて(報告)』, 137pp.
- 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, *Geophysical Research Letters*, 28, 1075-1078.
- 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.
- 都司嘉宣・上田和枝(1997): 明応(1498)南海地震の存在とその日付について, 地球惑星科学関連学会1997年合同大会講演予稿集, 169.
- 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(1996): 『新編日本被害地震総覧』, 434pp, 東京大学出版会.
- 宇佐美龍夫・大和探査技術株式会社編著(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.
- 宇佐美龍夫・他(1986): 東海沖四大地震の震度分布(明応・宝永・安政東海・東南海地震), 地震予知連絡会会報, 35, 343-355.
- Utsu, T.(1961): A statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, *Geophysical Magazine*, 30, 521-605.
- Utsu, T.(1974): Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese Islands, *Journal of Physics of the Earth*, 22, 325-342.
- 宇津徳治(1977): 『地震学』, 共立出版, 286pp.
- Utsu, T.(1984): Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 59, 53-66.
- 宇津徳治(1994): 地震間隔が揃った数個の地震, 地震第2輯, 47, 93-95.
- 宇津徳治(1999): 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.
- 宇津徳治(2001): 『地震学第3版』, 共立出版, 376pp.
- 宇津徳治・関 彰(1955): 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震第2輯, 7, 233-240.
- 渡辺偉夫(1998): 『日本被害津波総覧(第2版)』, 東京大学出版会, 238pp.
- Yabuki, T. and M.Matsu'ura(1992): Geodetic data inversion using a Bayesian Information Criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophysical Journal International*, 109, 363-375.
- 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, 地震第2輯, 38, 193-201.
- 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, *Geophysical Journal International*, 113, 607-621.
- 参考文献(アルファベット順)**
- Akaike, H.(1974): A new look at the statistical model identification; *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19, 667-674.
- 安藤雅孝(1999): 総論: 次の南海地震に向けて日本は何をなすべきか, 月刊地球, 号外24, 5-13.
- 栗田泰夫・杉山雄一(1989): 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層構造, 地震第2輯, 42, 231-233.
- Cummins, P.R.・金田義行・平野 聡(1999): 深部構造と地殻変動モデリング, 月刊地球, 号外24, 149-154.
- Cummins, P.R.・堀 高峰・亀山真典・平野 聡・馬場俊孝・金田義行(2000): 1946年南海地震で発生した地震波と地殻変動, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, Sj-017.
- Cummins, P.R., S.Kodaira, Y.Kaneda and T.Hori(2000): The 1946 Nankai Earthquake and Segmentation of the Nankai Trough, EOS transactions, American Geophysical Union 2000 Fall Meeting, 81-48, S11D-04, F896.
- El-Fiky, G.S., T.Kato and E.N.Oware (1999): Crustal deformation and interplate coupling in the Shikoku District, Japan, as seen from continuous GPS observation, *Tectonophysics*, 314, 387-399.
- 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-, 地震第2輯, 27, 10-24.
- 羽鳥徳太郎(1976): 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録-明治25年静岡県下26ヶ町村役場の地震報告から-, 東京大学地震研究所彙報, 51, 13-28.
- 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, 地震第2輯, 41, 215-221.

- 日野貴之・都司嘉宣(1996)：プレート境界面を考慮した東南海地震(1944)の断層モデルと津波の数値シミュレーション，地震第2輯，49，27-38.
- 平原和朗・木股文昭・藤井直之(1998)：水準測量・辺長測量から推定した東海地域におけるプレート相互作用の時間変化，日本地震学会1998年秋季大会予稿集，C24.
- 堀 高峰・尾池和夫(1999)：過去約1000年間の西南日本の地震活動に見られる南海トラフの地震との相関，月刊地球，号外24，50-55.
- Houston, H. and H. Kanamori(1986)：Source characteristics of the 1985 Michoacan, Mexico earthquake at short periods, Geophysical Research Letters, 13, 597-600.
- 飯田汲事(1985)：昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布，東海地方地震・津波災害誌，544-550.
- 井元政二郎(1998)：ストレスリリースモデルー南海地震への適用ー，日本地震学会1998年度秋季大会講演予稿集，A74.
- 石川典彦・橋本 学(1999)：測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ速度(II)，地震第2輯，52，299-315.
- Kato, T. and M. Ando(1997)：Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, Geophysical Research Letters, 24, 2055-2058.
- Kato, T., G. S. El-Fiky, E. N. Oware and S. Miyazaki(1998)：Crustal strains in the Japanese islands as deduced from dense GPS array, Geophysical Research Letters, 25, 3445-3448.
- 国土地理院(1998)：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会会報，59，366-412.
- 倉本真一(1991)：地震発生面の浅部境界(updip limit)ー西部南海トラフの例ー，月刊地球，号外24，82-87.
- Matsumura, S. (1997)：Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, Tectonophysics, 273, 271-291.
- 松村正三(1999)：Back-slip分布と固着域との関係，地震第2輯，52，105-108.
- Mendez, A. and J. G. Anderson (1991)：The temporal and spatial evolution of the 19 September 1985 Michoacan earthquake as inferred from near-source ground motion records, Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 844-861.
- Miyashita, K. (1987)：A model of plate convergence in southwest Japan, inferred from leveling data associated with the 1946 Nankaido earthquake, Journal of Physics of the Earth, 35, 449-467.
- 茂木清夫(1976)：アジア東北地方の地震活動期，日本地震学会昭和51年度春季大会講演予稿集，40.
- 村上仁士・島田富美男・山本尚明・上月康則(1998)：四国における歴史津波と次の東海地震津波に対する危険度評価，月刊地球，号外15，202-208.
- 岡村 眞・松岡裕美・佃 栄吉・都司嘉宣(2000)：沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング，月刊地球，号外28，162-168.
- Park, J., T. Tsuru, S. Kodaira, A. Nakanishi, S. Miura, Y. Kaneda, Y. Kono and N. Takahashi(2000)：Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan, Geophysical Research Letters, 27, 1033-1036.
- 鷺谷 威・宮崎真一・多田 堯(1999)：GPSで見た日本列島の変形，月刊地球，21，236-243.
- 坂元慶行・石黒真木夫・北川源四郎(1983)：『情報量統計学』，共立出版，236pp.
- 寒川 旭(1992)：『地震考古学』，中公新書，256pp.
- 寒川 旭(1999)：過去2千年間の遺跡に刻まれた地震の痕跡，月刊地球，号外24，56-63.
- 佐藤 裕(1997)：1944年東南海地震による地殻変動と駿河湾の地殻歪み資料，地震第2輯，49，491-502.
- 佐藤良輔編著(1989)：『日本の地震断層パラメータ・ハンドブック』，鹿島出版会，390pp
- 瀬野徹三(1993)：日本付近のプレート運動と地震，科学，63，711-719.
- 島崎邦彦(1977)：地震の繰り返し発生の単純なモデルと東海地域の地殻変動，地震予知連絡会東海部会資料，32-40.
- 島崎邦彦(1984)：南海トラフ西端の地震活動について，地震学会講演予稿集昭和59年度秋季大会，p04.
- 損害保険料率算定会(1987)：過去の津波被害の実態調査ー，津波危険度に関する研究その2，地震保険調査研究，20-42.
- 損害保険料率算定会(1988)：過去の津波(1600年以降)の日本沿岸でのエネルギー累積値，津波危険度に関する研究その3，地震保険調査研究，117-166.
- 杉山雄一(1989a)：島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第1部ー西南日本外帯沖の屈曲構造とプレート境界地震ー，地質調査所月報，40，533-541.
- 杉山雄一(1989b)：島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み 第2部ー西南日本外帯沖の屈曲構造とプレート間相対運動の変遷ー，地質調査所月報，40，543-564.
- 杉山雄一(1990)：駿河湾～遠州灘地域のサイスモテクトニクス，地震第2輯，43，439-442.
- Sugiyama, Y. (1994)：Neotectonics of Southwest Japan due to the right-oblique subduction of the Philippine Sea plate, Geofisica Internacional, 33, 53-76.
- 谷岡勇一郎・佐竹健治(1999)：津波記録から見た1946年南海地震のすべり量分布，月刊地球，号外24，

- Tanioka, Y. (2001) : Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophysical Research Letters*, 28, 1075-1078.
- Tanioka, Y. and K. Satake (2001) : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth, Planets and Space*, 53, 235-241.
- 都司嘉宣 (1999b) : 南海地震とそれに伴う津波, *月刊地球*, 号外24, 36-49.
- 宇津徳治 (1977b) : 地震予知連絡会地域部会連絡報告, 1, 1-8.
- 宇津徳治 (1988) : 日本の地震に関連する中国の史料—明応7年6月11日西日本の地震ほか—, *地震第2輯*, 41, 613-614.
- 矢吹哲一朗・松浦充宏 (1988) : A B I C を用いた断層面上のひり分布の推定—1946年南海道地震への応用— (演旨), *地震学会講演予稿集*, 1, 17.
- 吉田明夫 (2001) : 東海地方におけるフィリピン海プレートの形状と東海地震, *月刊地球*, 号外33, 104-113.

図の目次

図4-1	微小地震の震源分布及び速度構造探査に基づくプレート境界面の推定等深線図	…31
図4-2	1944年の昭和東南海地震の各種モデル	…32
図4-3	1946年の昭和南海地震の各種モデル	…33
図4-4-1	1498年の明応東海地震、1605年の慶長地震及び1707年の宝永地震の各種震源モデル	…34
図4-4-2	1854年の安政東海地震及び1854年の安政南海地震の各種震源モデル	…35
図4-5	1944年の昭和東南海地震及び1946年の昭和南海地震の震源モデル	…36
図4-6	バックスリップモデル	…37
図5	「想定東海地震の新たな想定震源域（案）」	…38
図6-1	1854年の安政南海地震及び1946年の昭和南海地震の震度分布図	…39
図6-2	1854年の安政東海地震及び1944年の昭和東南海地震の震度分布図	…40
図6-3	1498年の明応東海地震及び1707年の宝永地震の震度分布図	…41
図7-1	1854年の安政南海地震及び1946年の昭和南海地震の津波の高さ	…42
図7-2	1854年の安政東海地震及び1944年の昭和東南海地震の津波の高さ	…43
図7-3	1498年の明応東海地震、1605年の慶長地震、1707年の宝永地震の津波の高さ	…44
図8-1	水準点上下変動量（室戸岬）	…45
図8-2	GPS鉛直変動連続記録の時間変化量	…46
図8-3	GPS水平変動ベクトル図	…47
図9	1946年の昭和南海地震及び1944年の昭和東南海地震の震源域付近の地震活動	…48
図10-1-1	時間予測モデルによる30年後までに南海地震が発生する確率の時間推移	…49
図10-1-2	時間予測モデルによる10年後までに南海地震が発生する確率の時間推移	…50
図10-2-1	時間予測モデルによる30年後までに東南海地震が発生する確率の時間推移	…51
図10-2-2	時間予測モデルによる10年後までに東南海地震が発生する確率の時間推移	…52

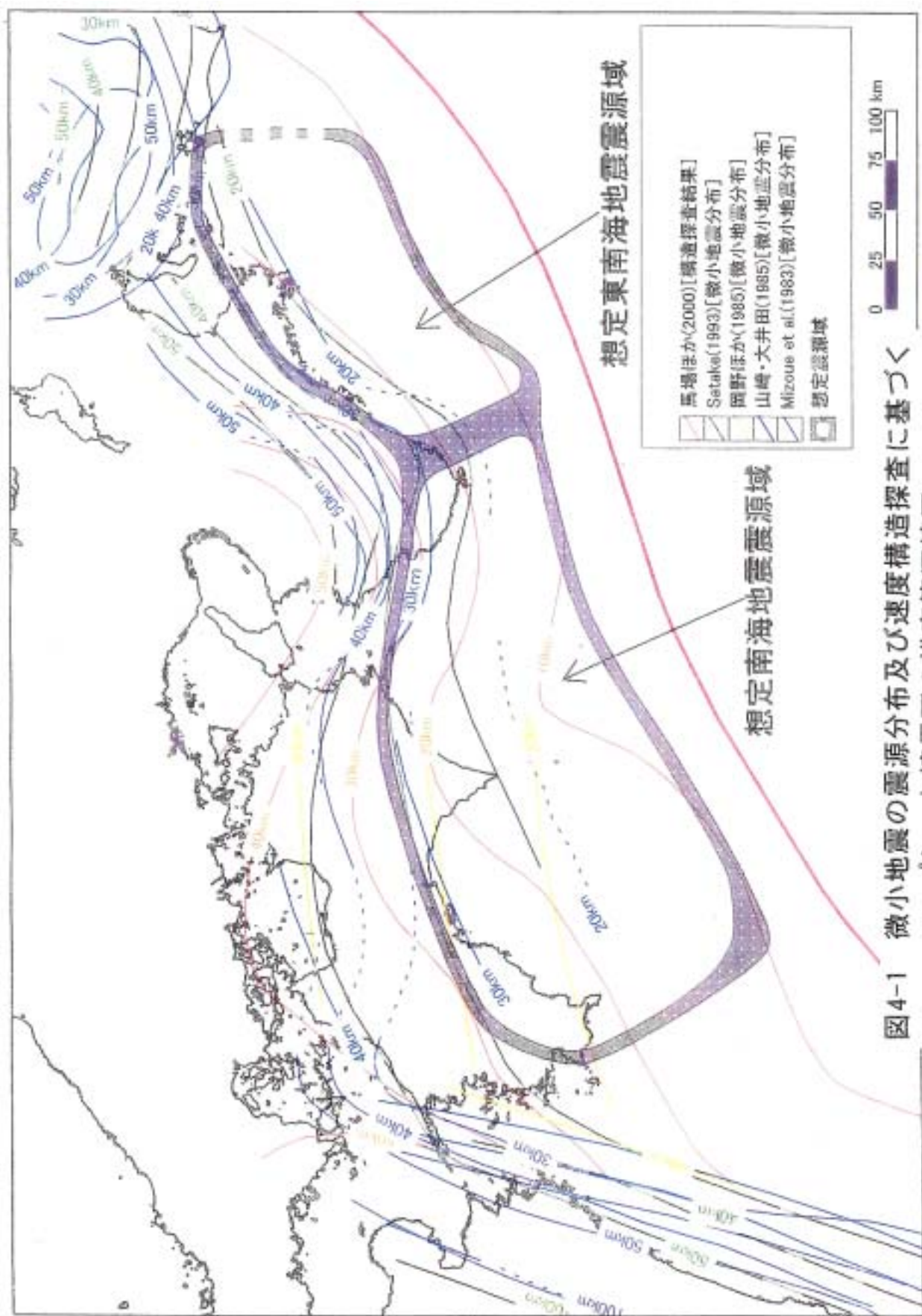


図4-1 微小地震の震源分布及び速度構造探査に基づく
 プレート境界面の推定等深線図

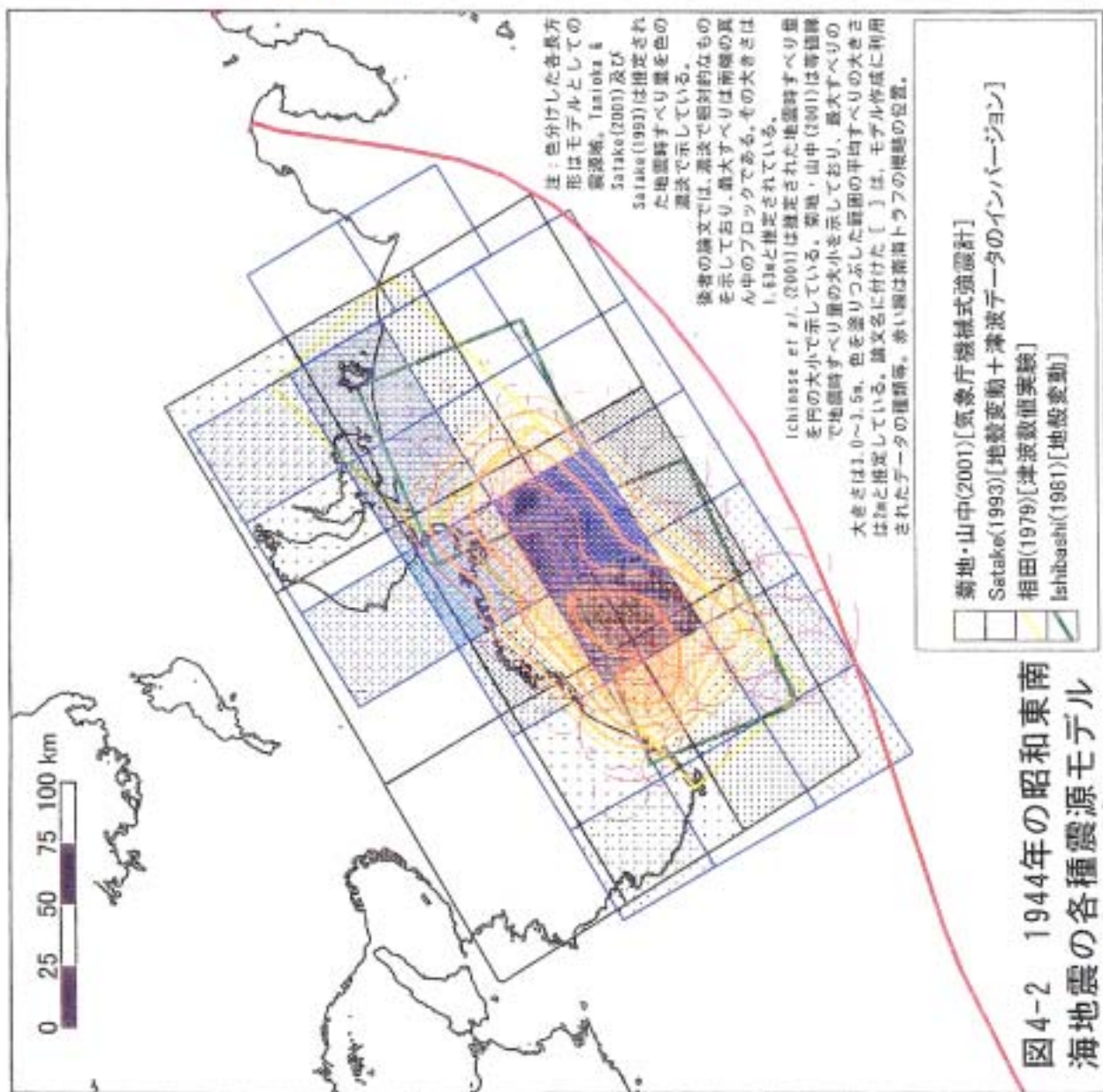


図4-2 1944年の昭和東南海地震の各種震源モデル

Tanioka and Satake(2001b)

slip(m)

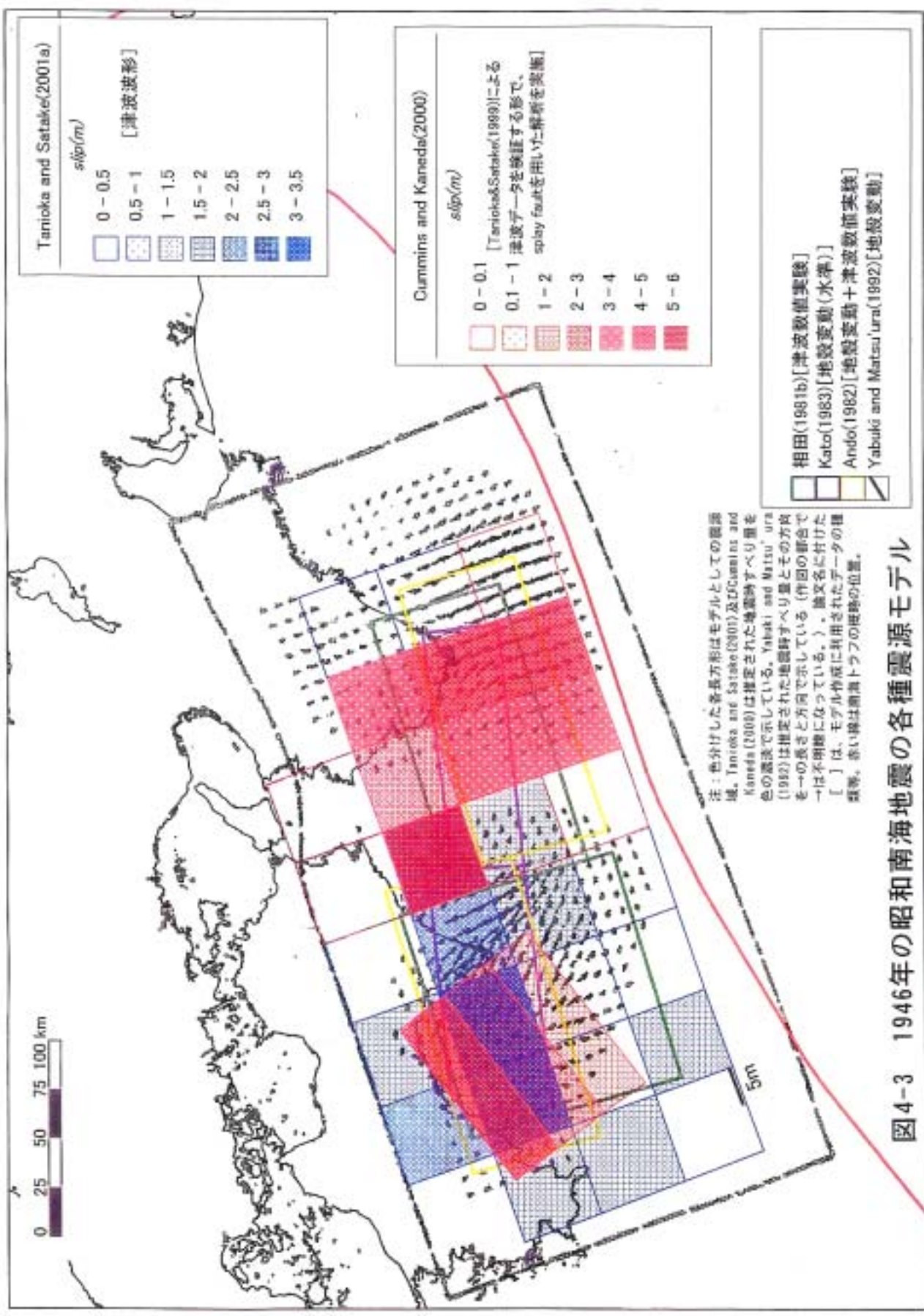
[津波波形]

0 - 0.5
0.5 - 1
1 - 1.5
1.5 - 2
2 - 2.5
2.5 - 3
3 - 3.5

Ichinose et al.(2001)[遠地震波形]

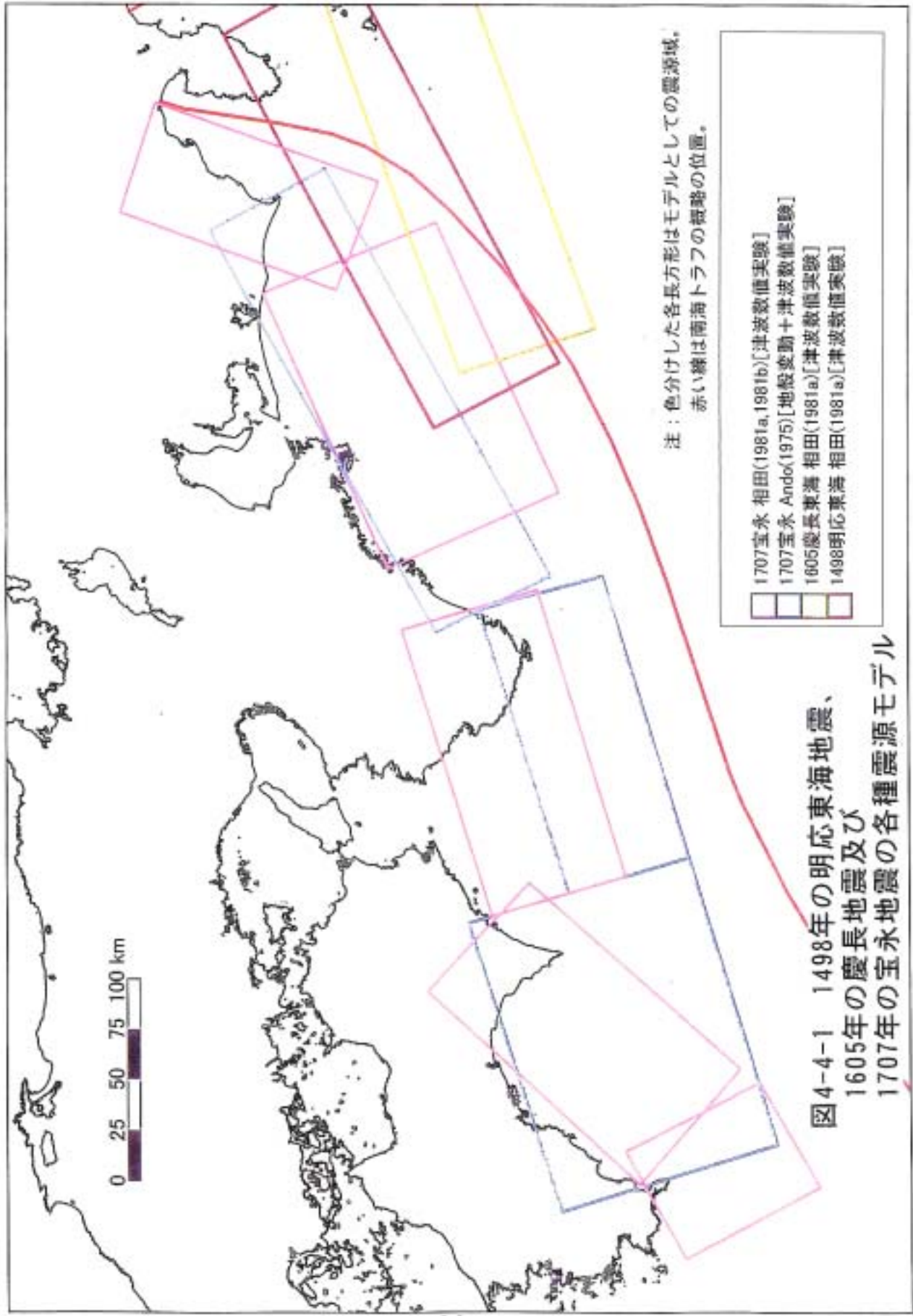
slip

1m
2m
3m
4m



注：色分けした各長方形はモデルとしての震源域。Tanioka and Satake(2001)及びCummins and Kaneda(2000)は推定された地震断すべり量を色の濃淡で示している。Yabuki and Matsu'ura(1992)は推定された地震断すべり量とその方向を→の長さで方向を示している(作図の都合で→は不明瞭になっている)。論文名に付けた「】」は、モデル作成に利用されたデータの種別。赤い線は断層トラフの概略的位置。

図4-3 1946年の昭和南海地震の各種震源モデル



注：色分けした各長方形はモデルとしての震源域。
赤い線は南海トラフの概略の位置。

- 1707宝永 相田(1981a, 1981b)[津波数値実験]
- 1707宝永 Ando(1975)[地殻変動+津波数値実験]
- 1605慶長東海 相田(1981a)[津波数値実験]
- 1498明応東海 相田(1981a)[津波数値実験]

図4-4-1 1498年の明応東海地震、
1605年の慶長地震及び
1707年の宝永地震の各種震源モデル

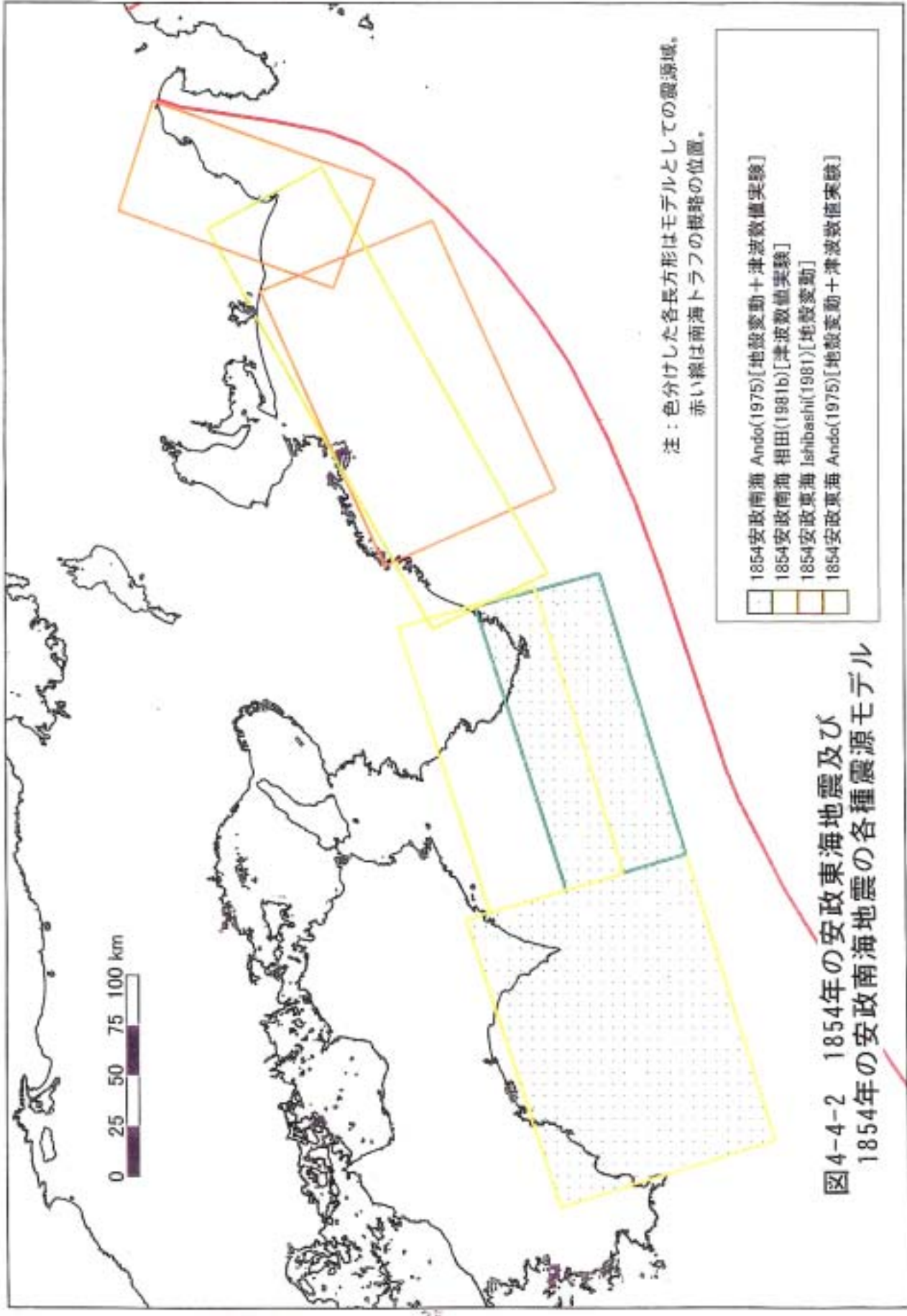


図4-4-2 1854年の安政東海地震及び
1854年の安政南海地震の各種震源モデル

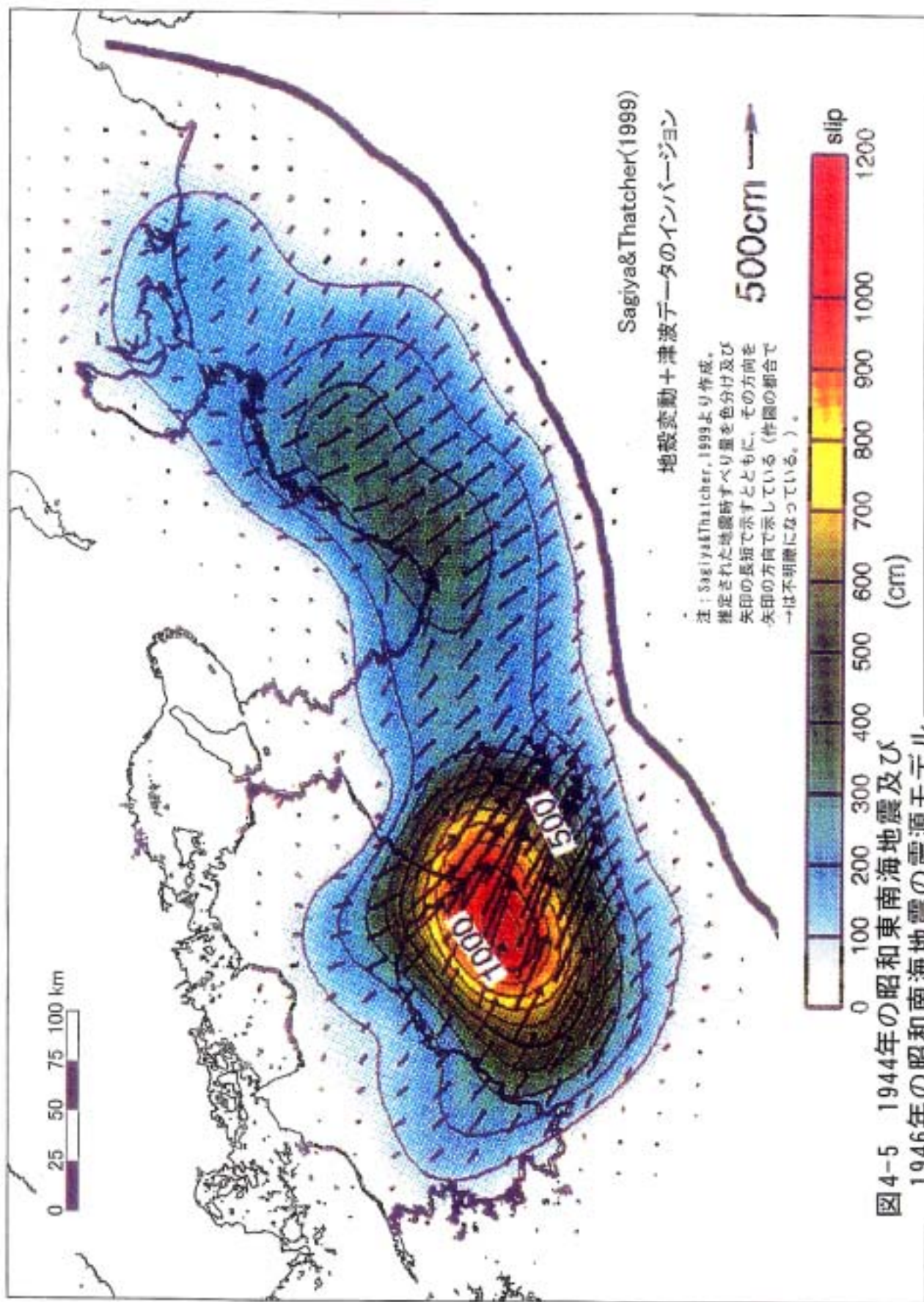
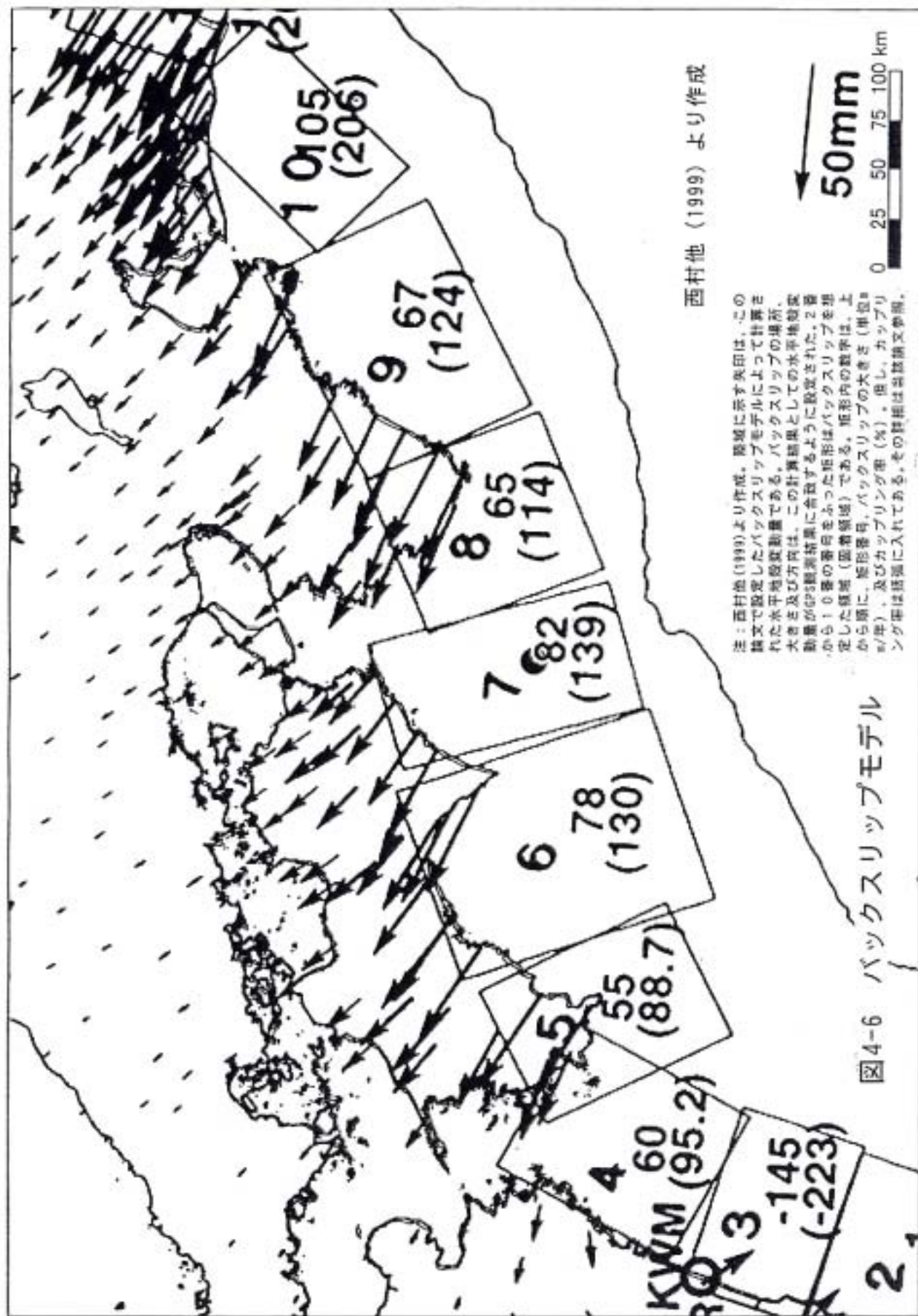


図4-5 1944年の昭和東南海地震及び
1946年の昭和南海地震の震源モデル





西村他 (1999) より作成

注：西村他(1999)より作成。図域に示す矢印は、この論文で設定したバックスリップモデルによって計算された水平地殻変動である。バックスリップの場所、大きさ及び方向は、この計算結果としての水平地殻変動量がGPS観測結果に合致するように設定された。2番から10番の番号をふんだ矩形はバックスリップを想定した領域（図着領域）である。矩形内の数字は、上から順に、矩形番号、バックスリップの大きさ（単位：mm/年）、及びカップリング率（%）を示す。カップリング率は図域に入れてある。その詳細は当該論文参照。

図4-6 バックスリップモデル

新たな想定震源域（案）

-  新たな想定震源域（案）
-  中央防災会議(1979)による想定震源域

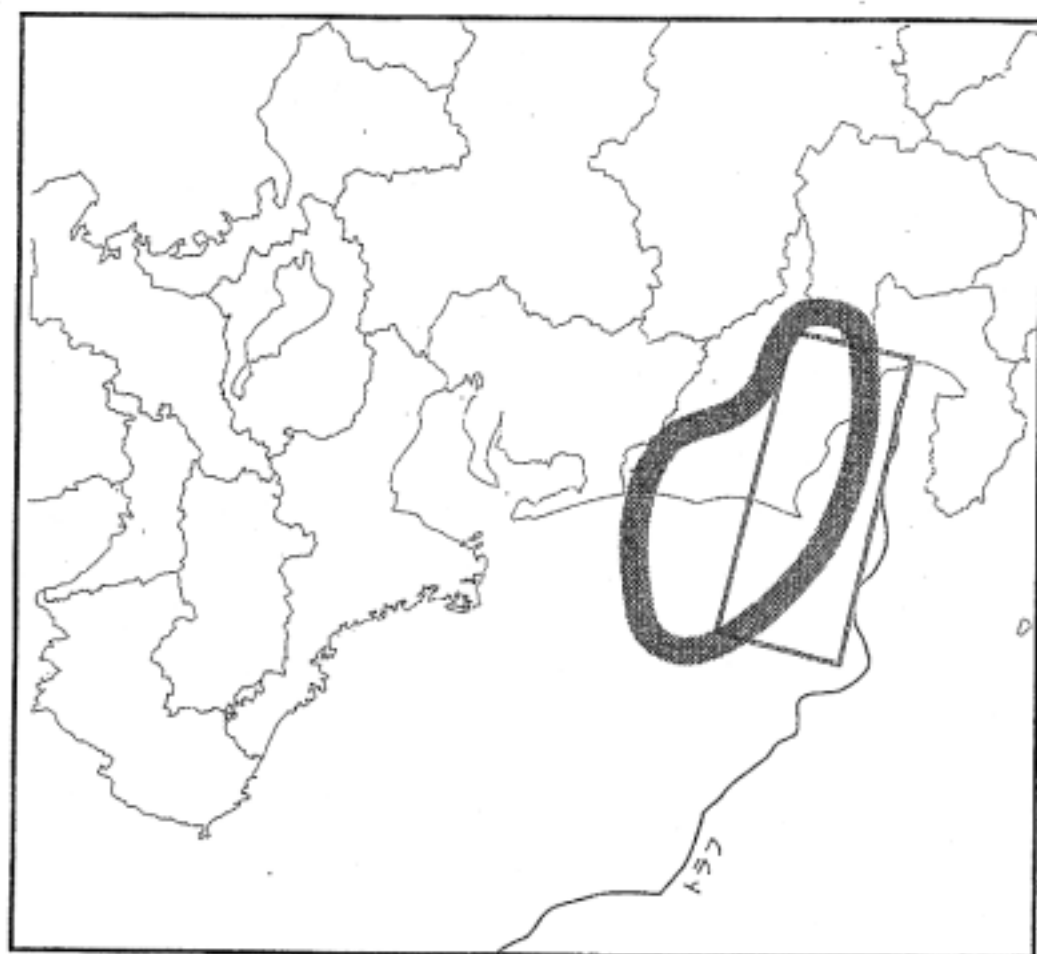


図5 想定東海地震の新たな想定震源域（案）

注：中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」（第6回）資料より

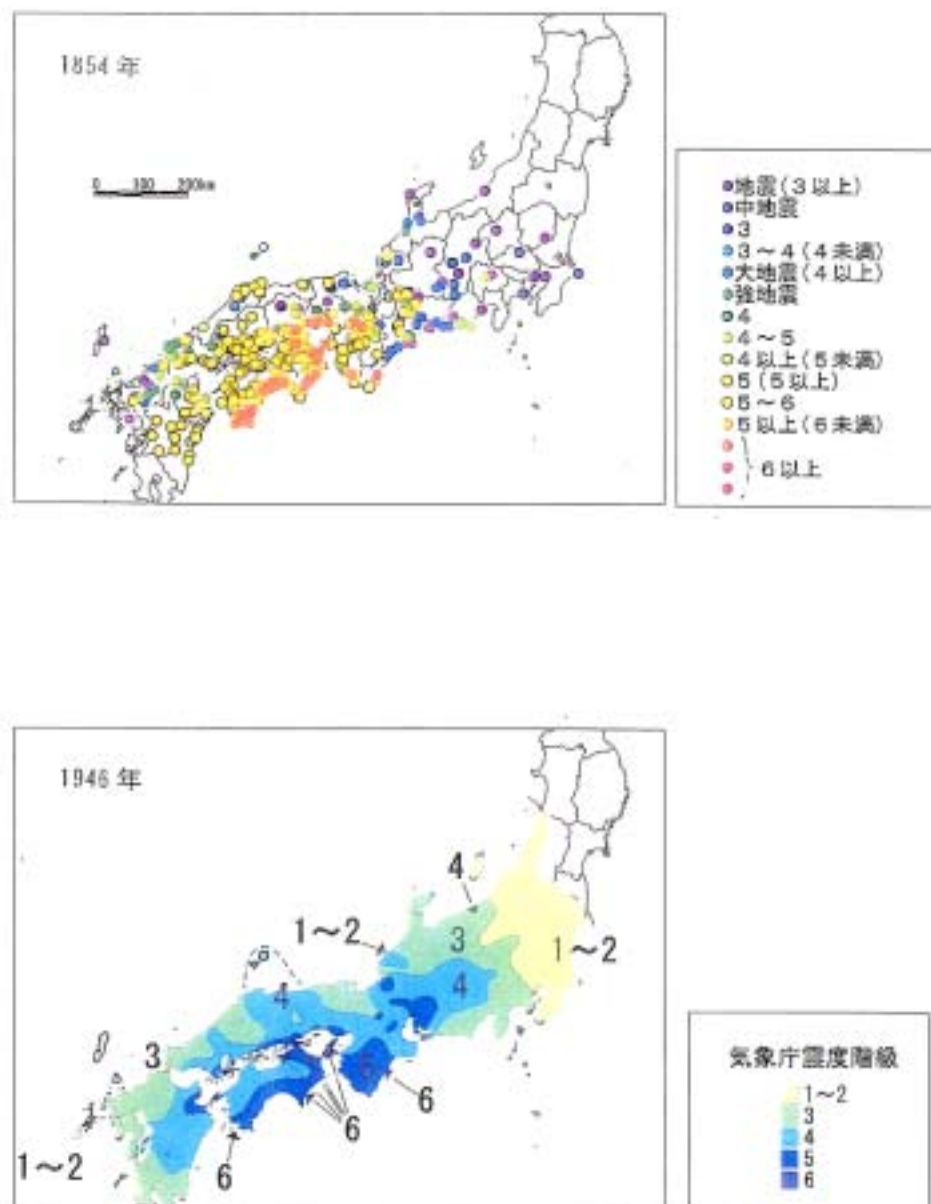


図6-1 1854年の安政南海地震及び1946年の昭和南海地震の震度分布図

注：上から安政南海地震（宇佐美，1989より作成）、昭和南海地震（気象庁，1968及び中央气象台，1946をもとに作成）。上図の丸印は、被害状況から推定したその場所の震度を示す。下図は、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、上図では震度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、下図は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。

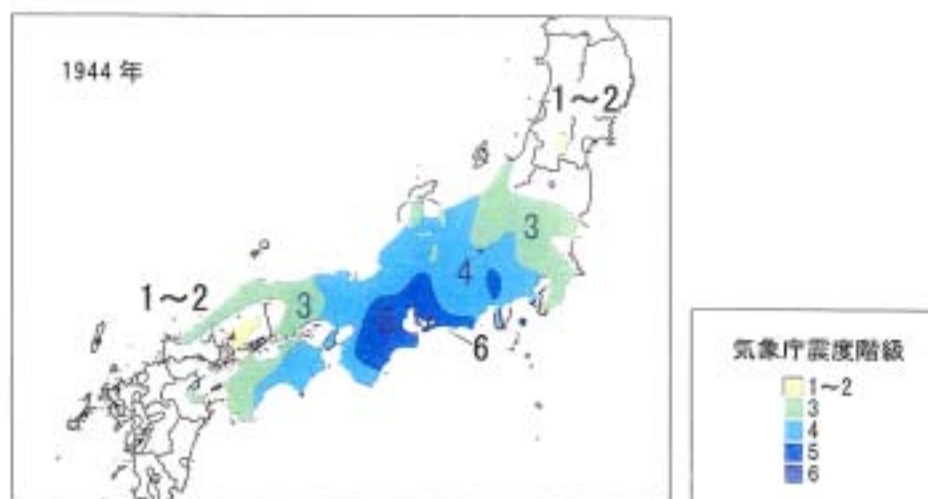
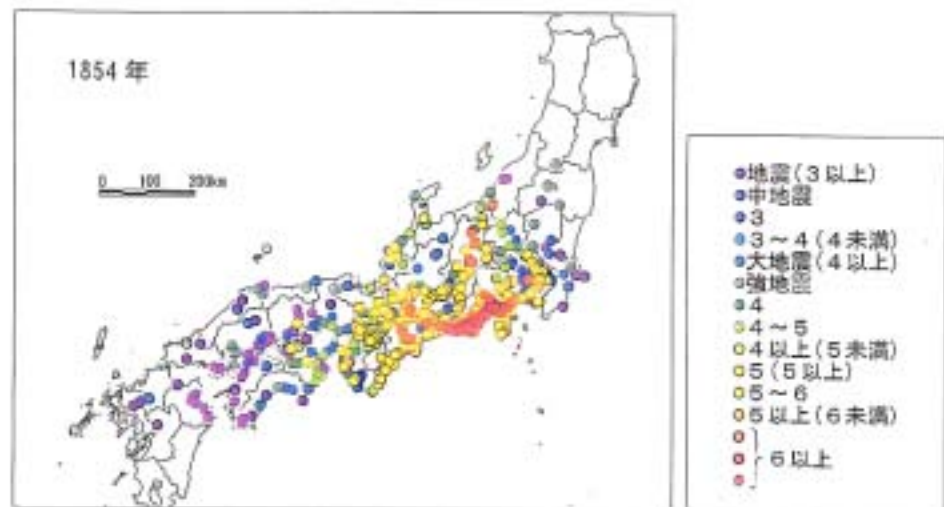


図6-2 1854年の安政東海地震及び1944年の昭和東南海地震の震度分布図

注：上から安政東海地震（宇佐美，1989より作成）、昭和東南海地震（気象庁，1968及び地震調査委員会，1999をもとに作成）。上図の丸印は、被害状況から推定したその場所の震度を示す。下図は、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、上図では震度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、下図は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。

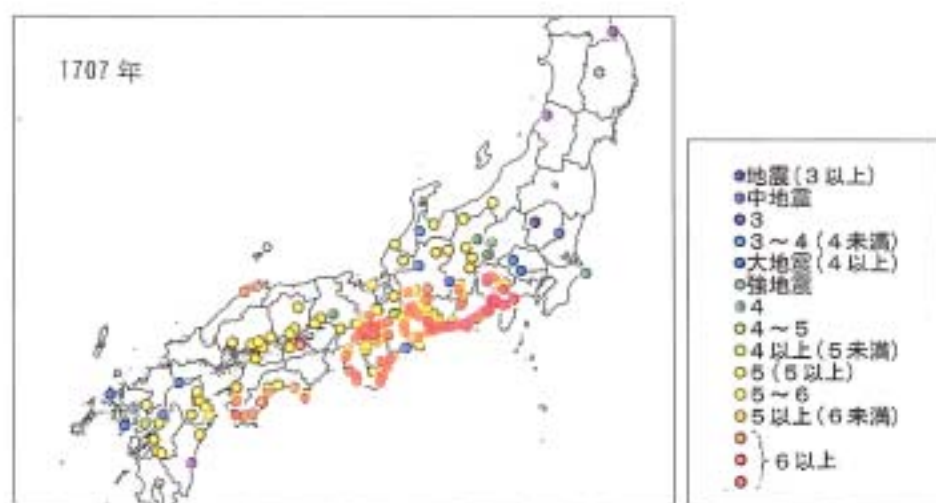
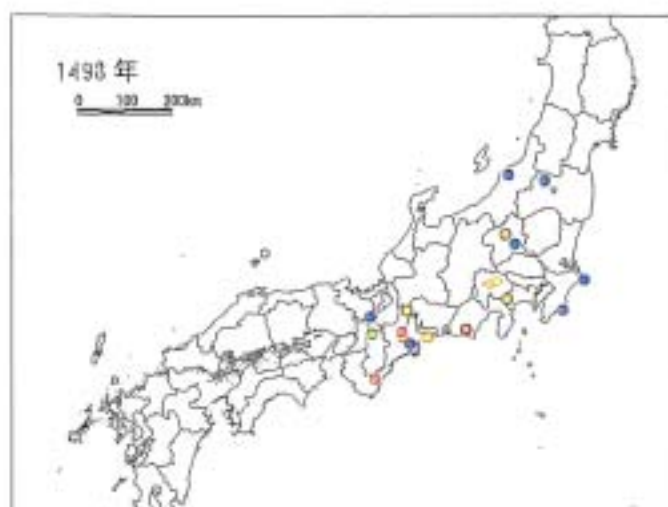


図6-3 1498年の明応東海地震及び1707年の宝永地震の震度分布図

注：上から明応東海地震（宇佐美・大和探査技術株式会社,1994より作成）、宝永地震（宇佐美・大和探査技術株式会社,1994より作成）。丸印は、被害状況から推定したその場所の震度を示す。なお、ここでは震度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、1707年の地震においては九州東部で局地的に震度6と推定された場所もある。

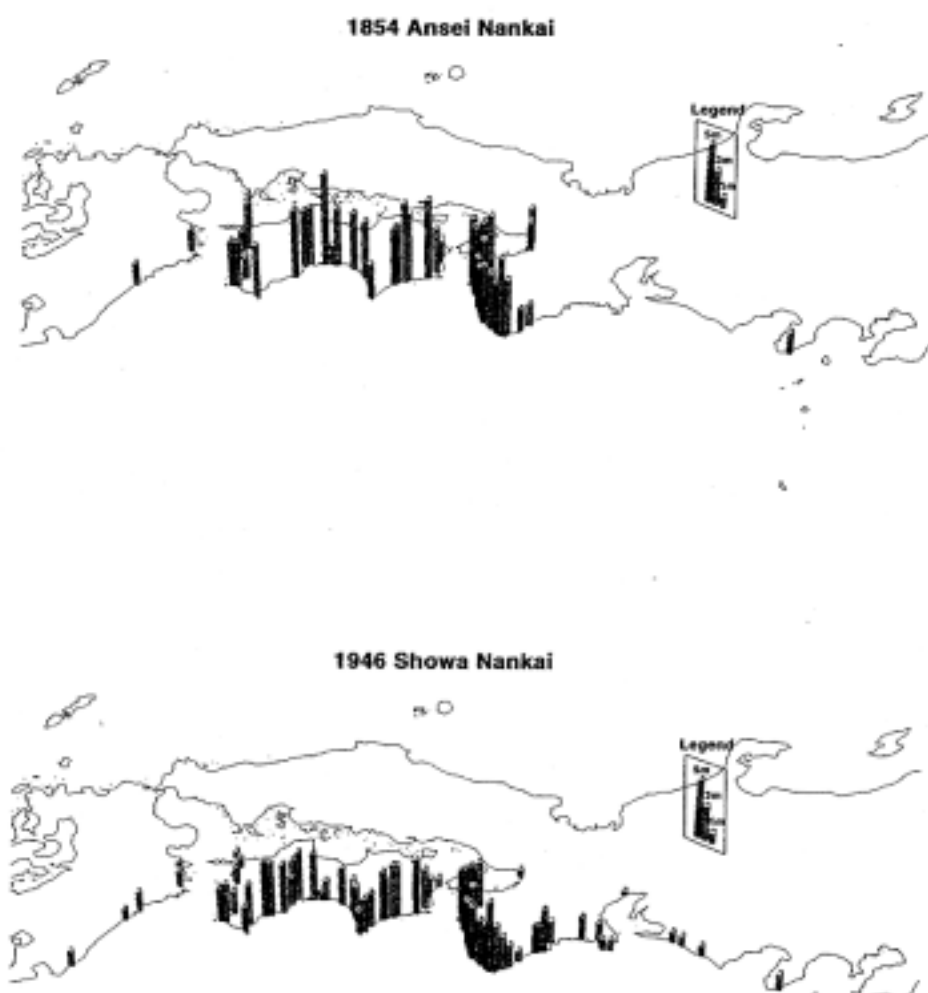


図7-1 1854年の安政南海地震及び1946年の昭和南海地震の津波の高さ

注：上から安政南海地震（羽鳥，1980より作成）、昭和南海地震（羽鳥，1980より作成）。柱の高さは、被害状況等から推定したその場所の津波の高さを示す。Legendとして示したのは、津波の高さのスケール（遠近法は使っていない。）。なお、信憑性が高いデータだけを示していることから、津波の襲来を示す柱が示されていない場所であっても、津波が来た可能性は残っている。

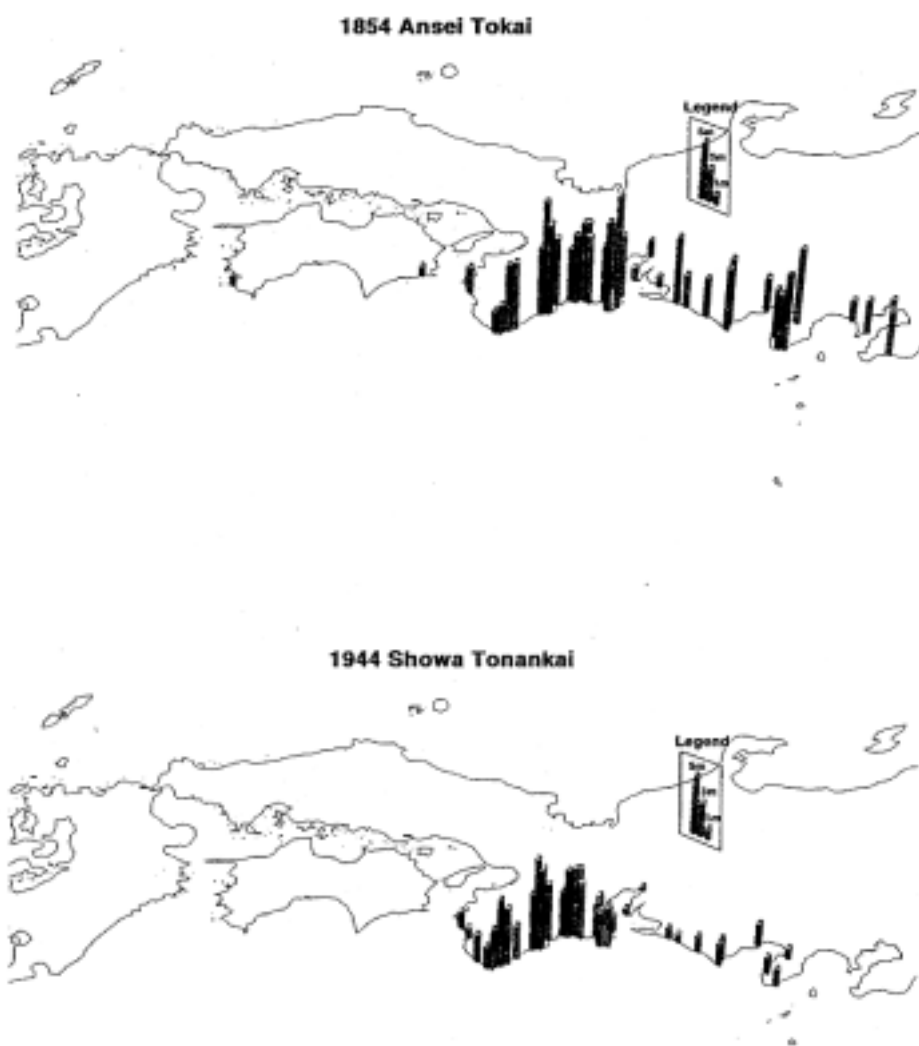


図7-2 1854年の安政東海地震及び1944年の昭和東南海地震の津波の高さ

注：上から安政東海地震（羽鳥,1980より作成）、昭和東南海地震（羽鳥,1980より作成）。柱の高さは、被害状況等から推定したその場所の津波の高さを示す。Legendとして示したのは、津波の高さのスケール（遠近法は使っていない。）。なお、信憑性が高いデータだけを示していることから、津波の襲来を示す柱が示されていない場所であっても、津波が来た可能性は残っている。

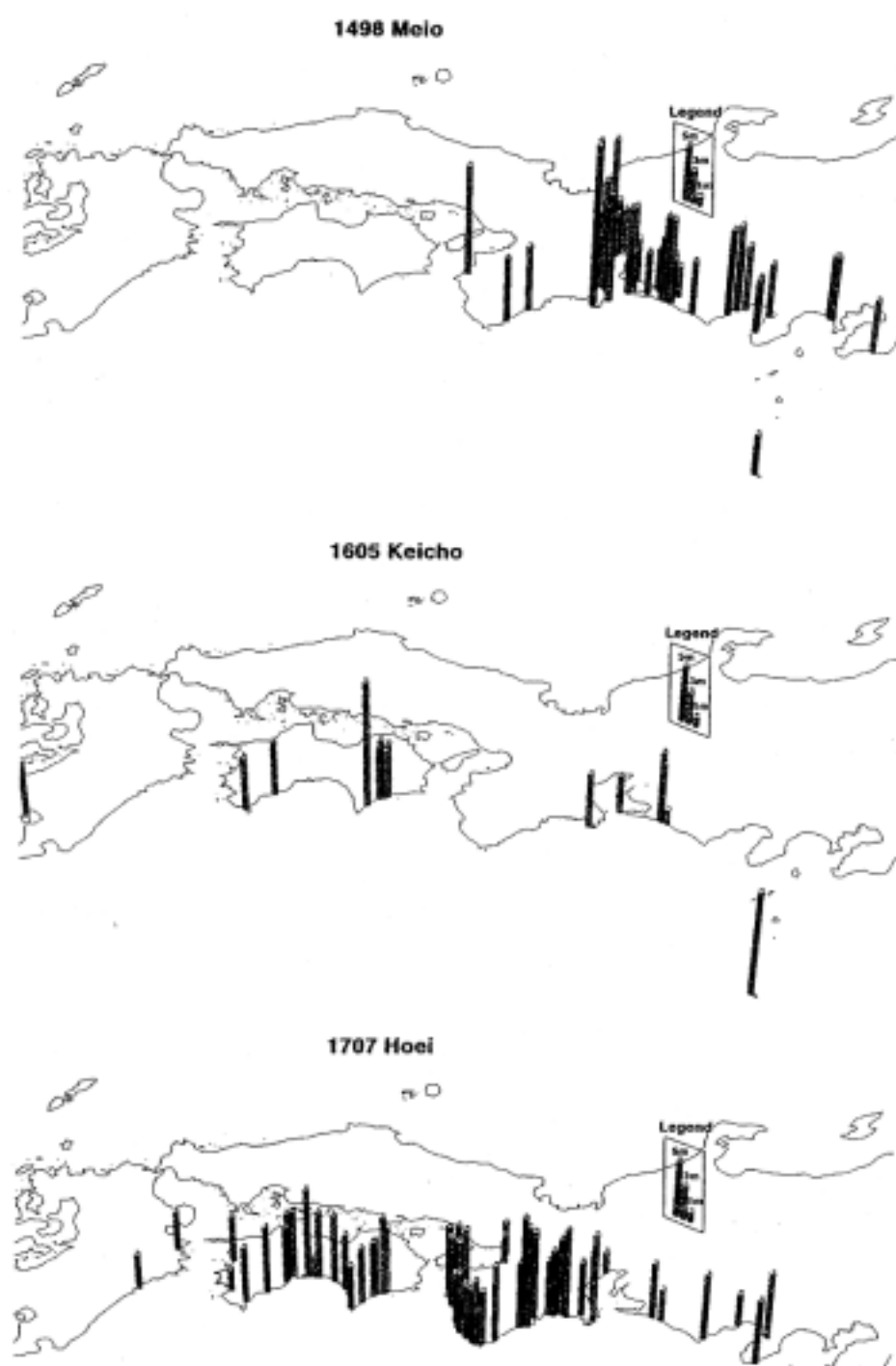
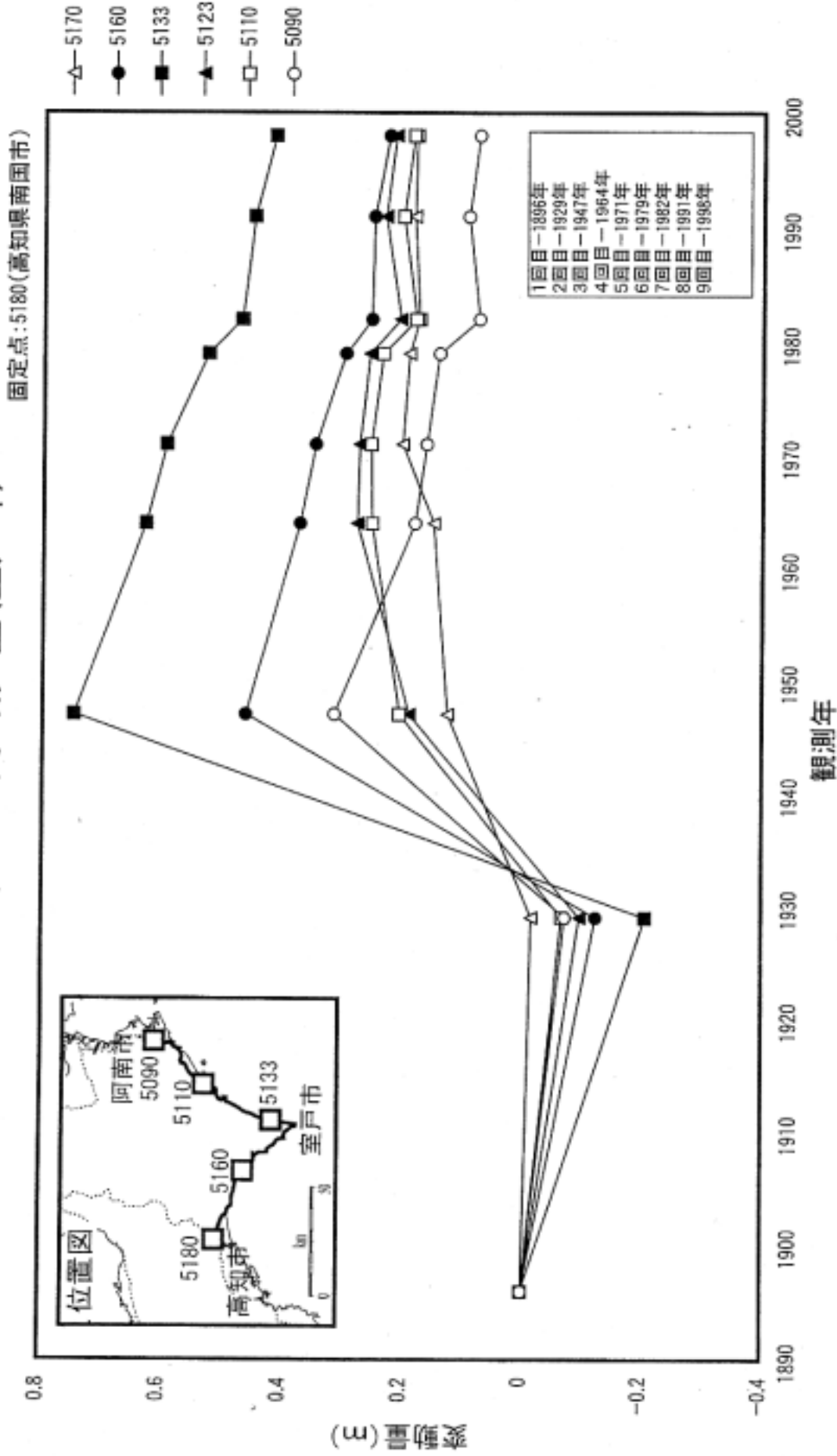


図7-3 1498年の明応東海地震、1605年の慶長地震、1707年の宝永地震の津波の高さ

注：上から明応東海地震（飯田，1981より作成）、慶長地震（萩原，1995より作成）、及び宝永地震（羽鳥，1980より作成）。柱の高さは、被害状況等から推定したその場所の津波の高さを示す。Legendとして示したのは、津波の高さのスケール（遠近法は使っていない。）。なお、信憑性が高いデータだけを示していることから、津波の襲来を示す柱が示されていない場所であっても、津波が来た可能性は残っている。また、慶長地震については、津波の高さは、場所によって不確実な場合がある。

図8-1 水準点変動量(室戸岬)



注: 最近約100年間(1896年~1998年)の室戸岬周辺の水準点の水準点の上下変動(国土地理院による。)

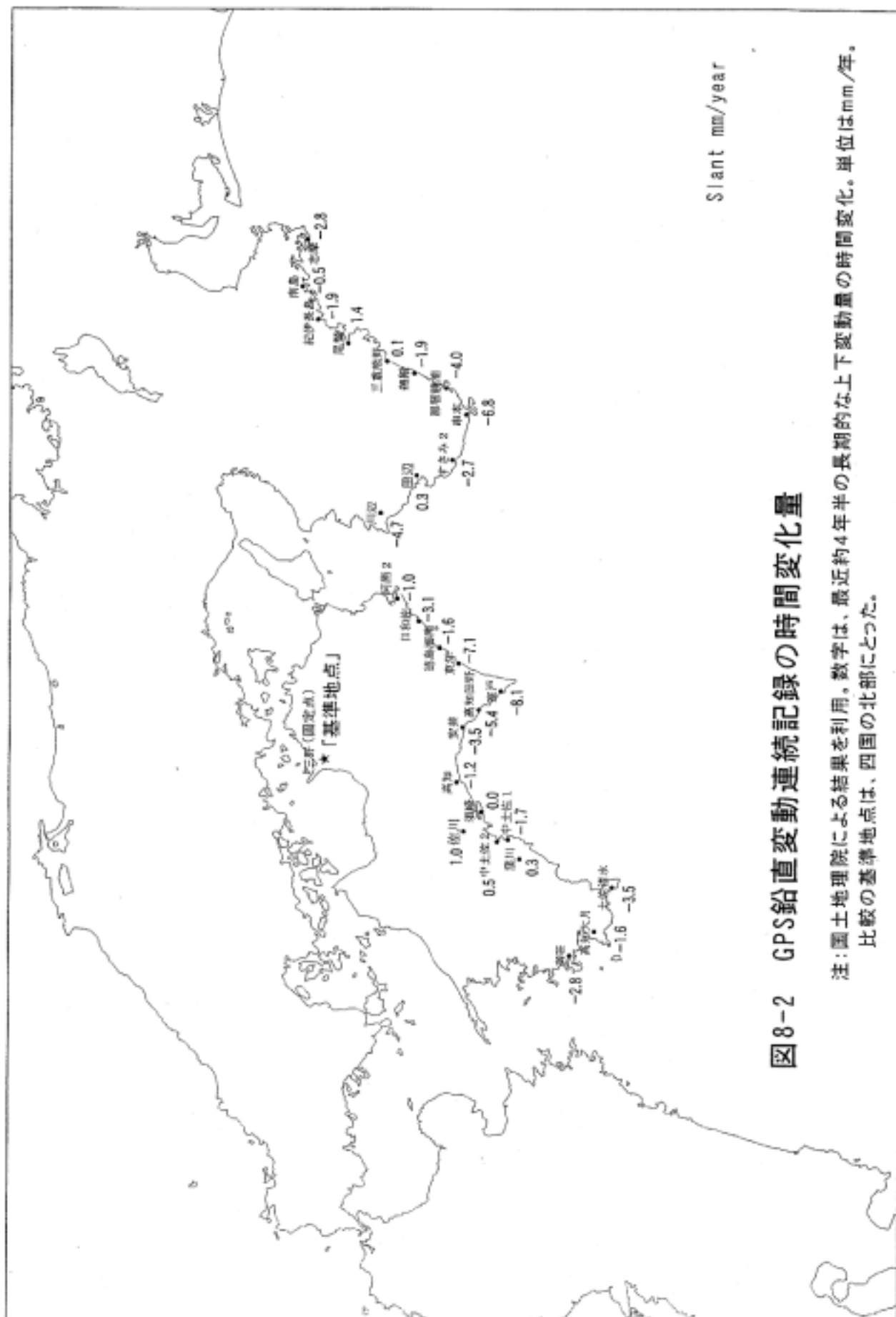


図8-2 GPS鉛直変動連続記録の時間変化量

注：国土地理院による結果を利用。数字は、最近約4年半の長期的な上下変動量の時間変化。単位はmm/年。比較の基準地点は、四国の北部にとった。

比較手法：平均値
基準データ：1997年 5月15日 ~ 1997年 5月29日
比較データ：2000年 6月15日 ~ 2000年 6月29日

図定号：950257

ベクトル図(水平)

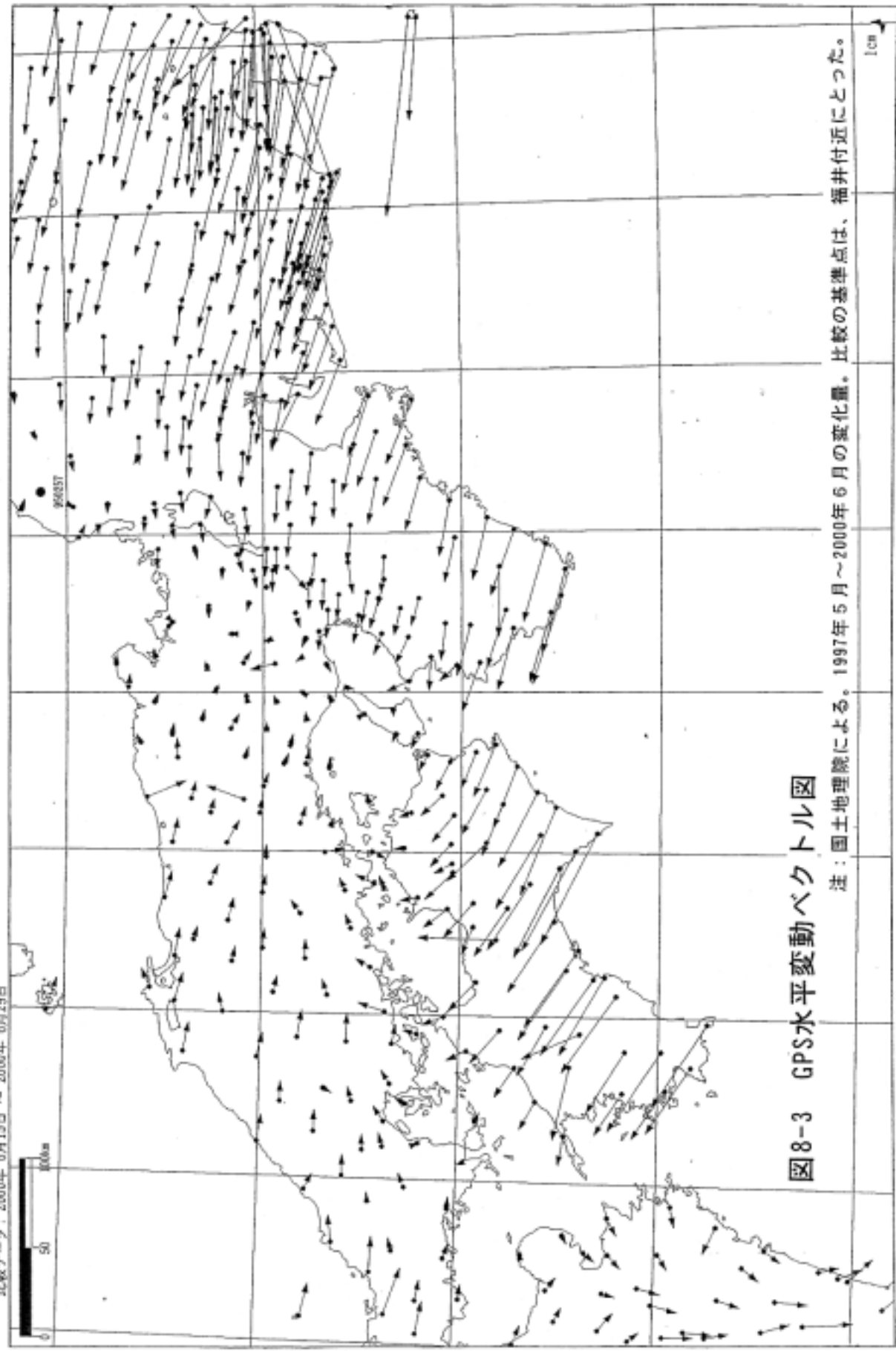
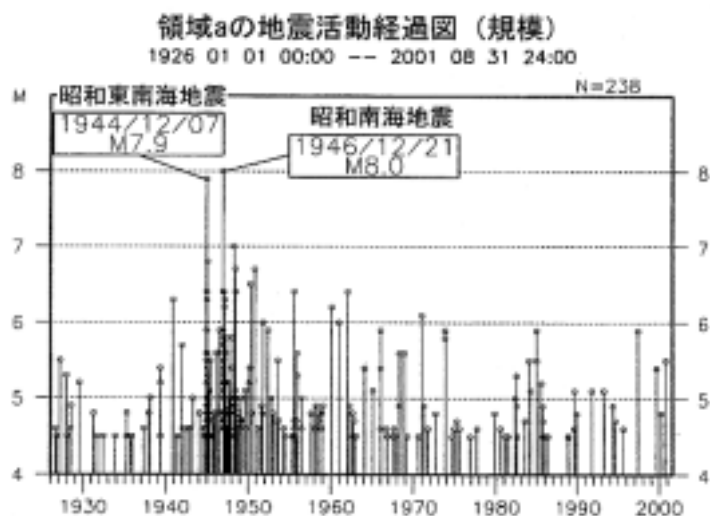
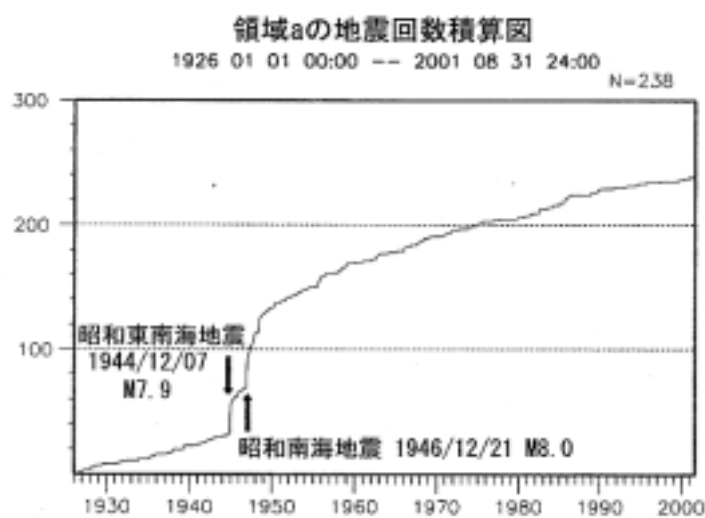
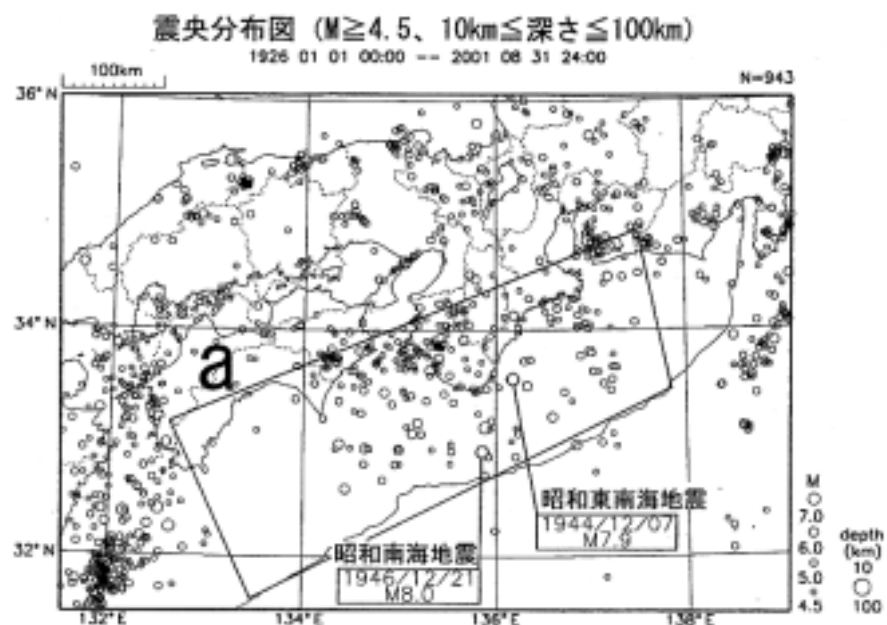


図8-3 GPS水平変動ベクトル図

注：国土地理院による。1997年5月～2000年6月の変化量。比較の基準点は、福井付近にとった。

図9 1946年の昭和南海地震及び1944年の昭和東南海地震の震源域付近の地震活動



注: 気象庁作成。上から順に、震央分布図、地震回数積算図、及び地震活動経過図。震央分布図における昭和南海地震及び昭和東南海地震を示す丸の位置は、これらの地震の震源(破壊の開始点)である。

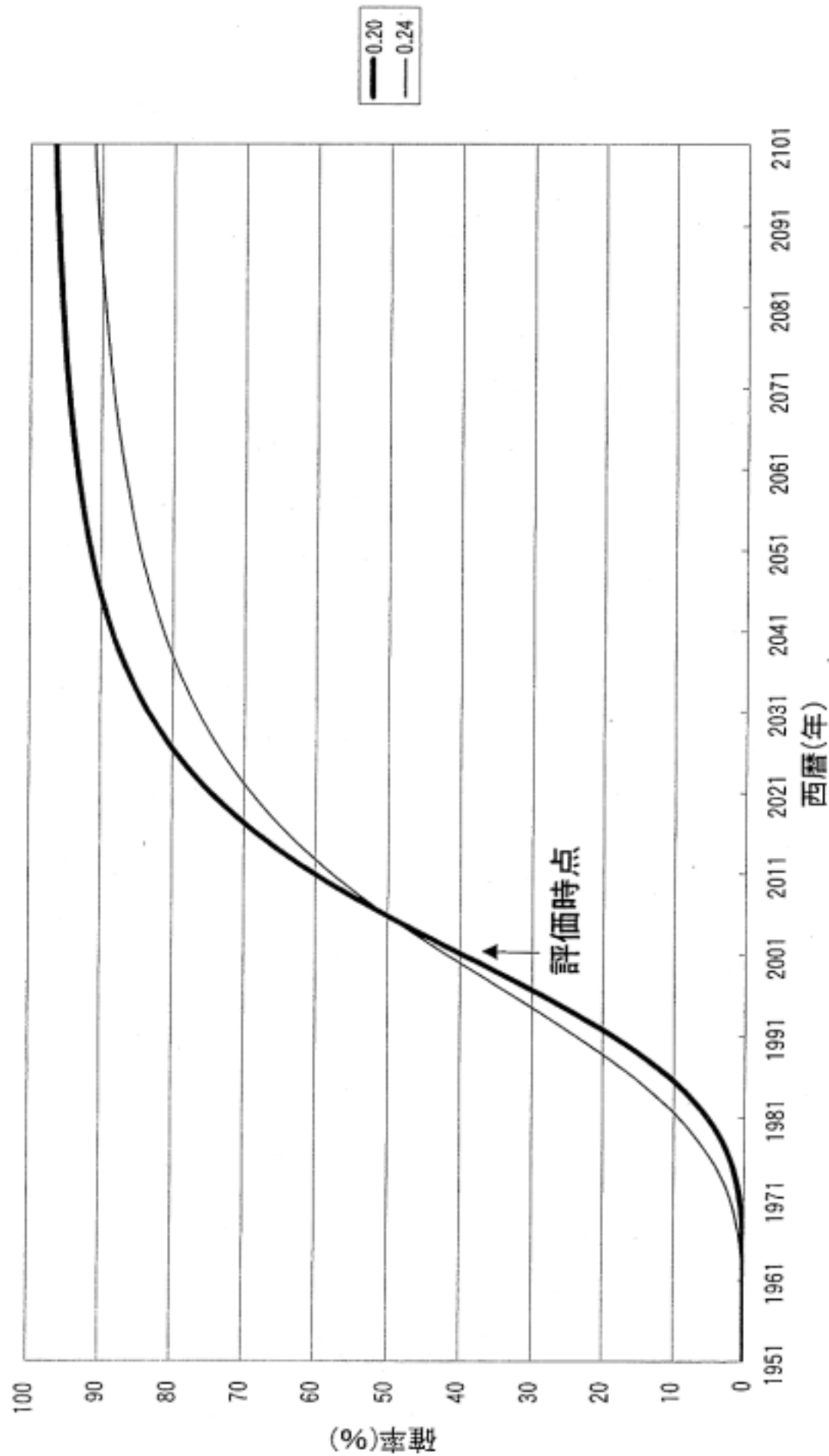


図10-1-1 時間予測モデルによる30年後までに南海地震が発生する確率の時間推移

注：右にある凡例は確率の計算に用いたばらつき α の値。

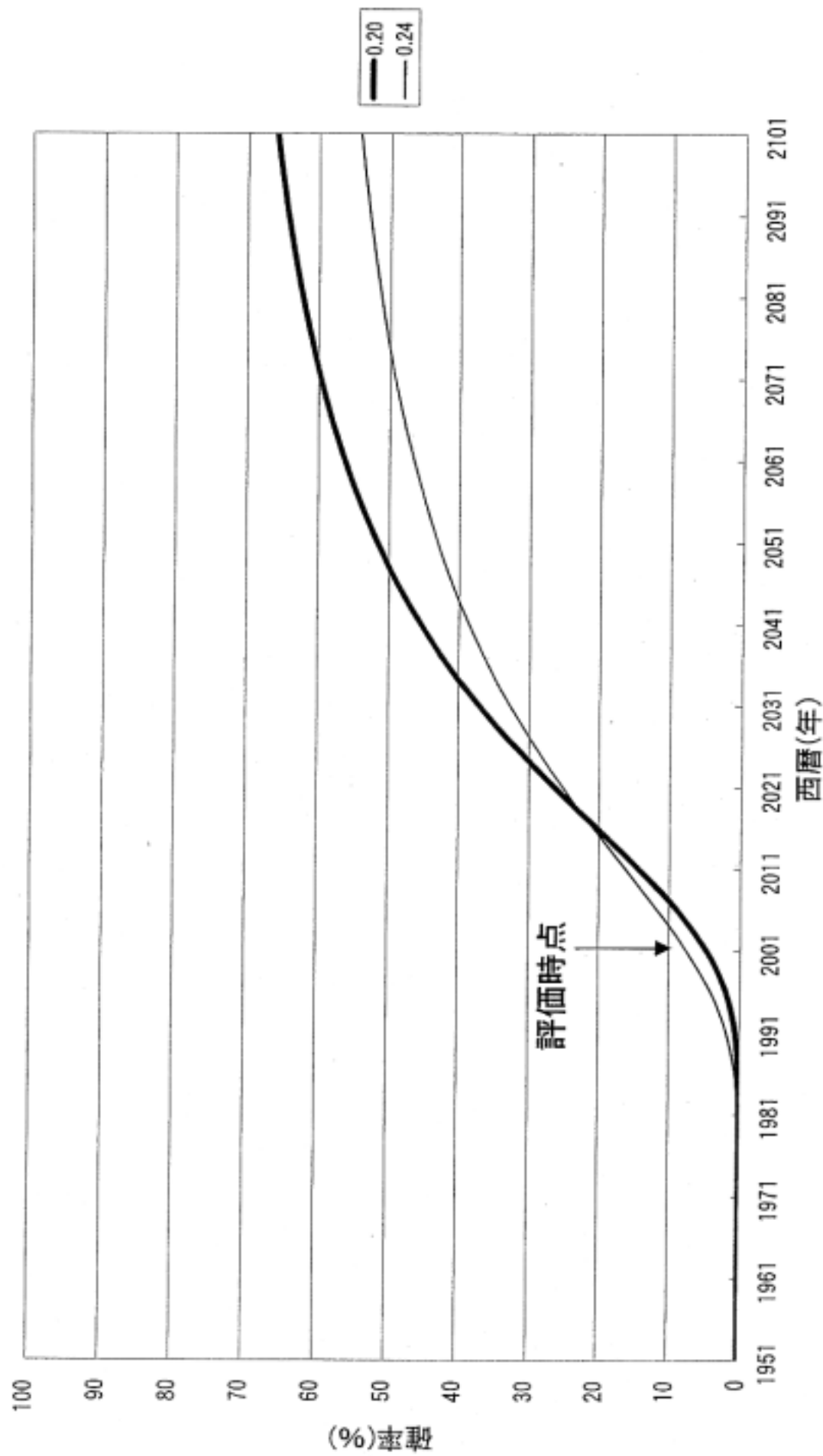


図10-1-2 時間予測モデルによる10年後までに南海地震が発生する確率の時間推移

注：右にある凡例は確率の計算に用いたばらつき α の値。

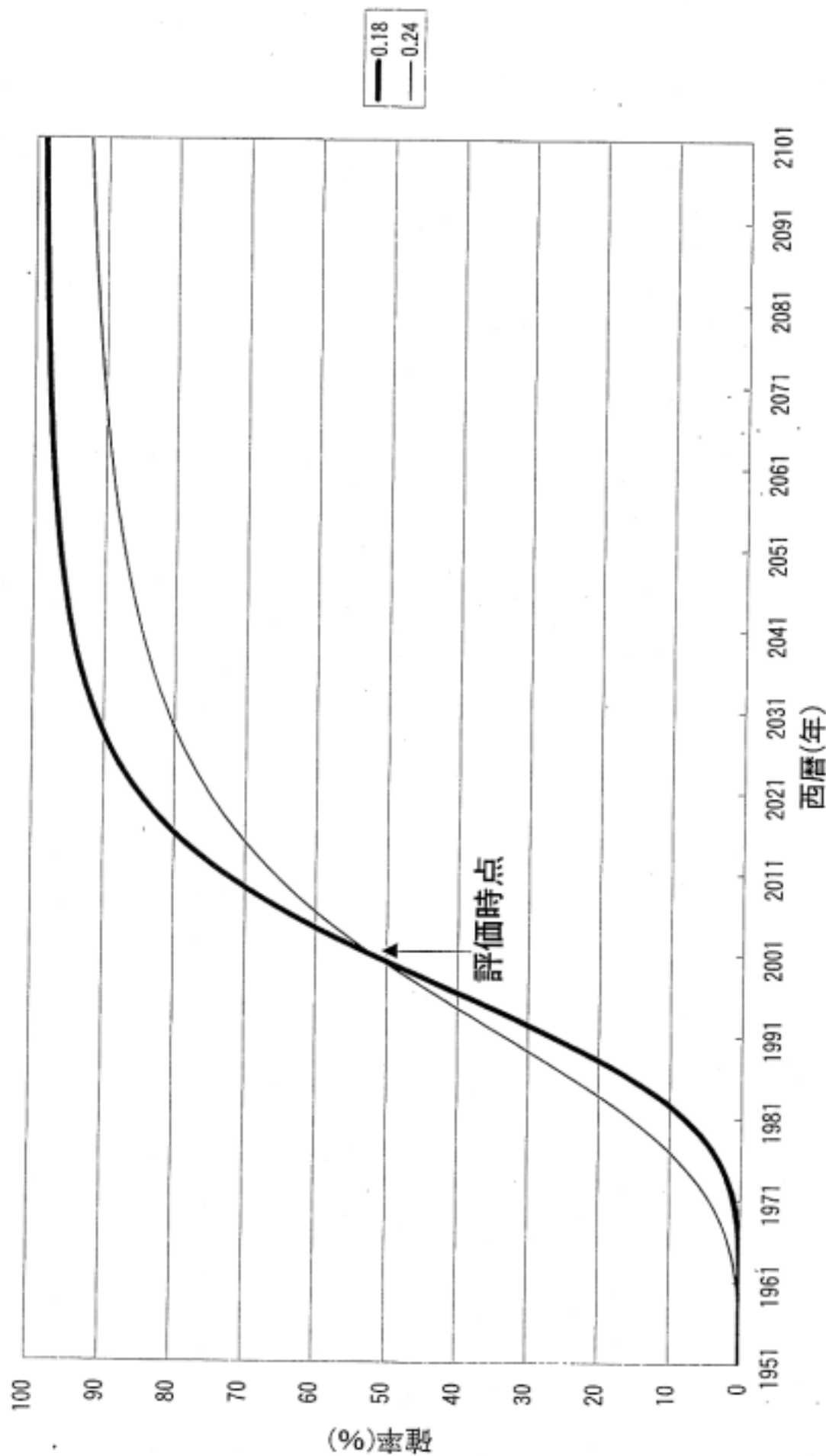


図10-2-1 時間予測モデルによる30年後までに東南海地震が発生する確率の時間推移

注：右にある凡例は確率の計算に用いたばらつき α の値

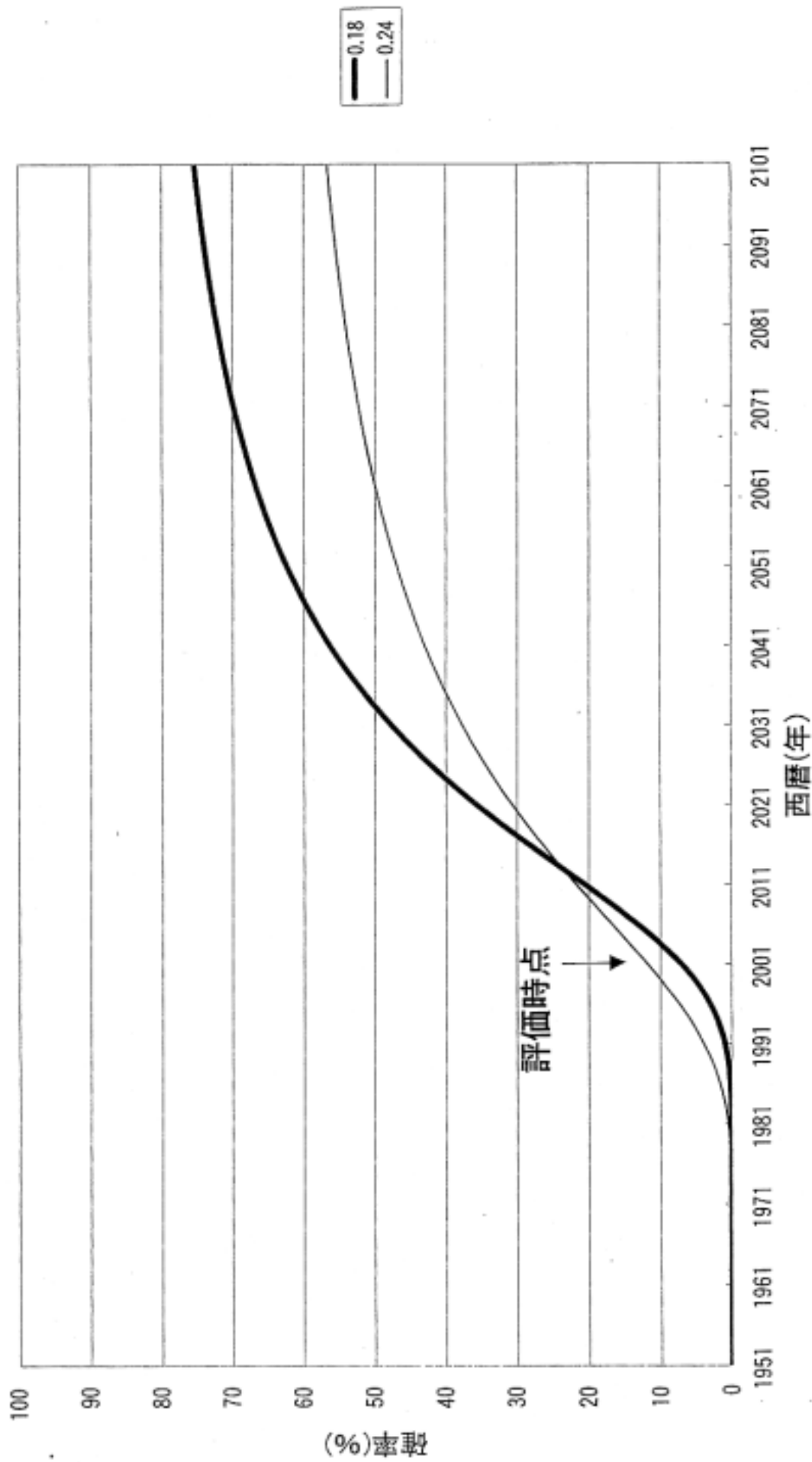


図10-2-2 時間予測モデルによる10年後までに東南海地震が発生する確率の時間推移

注：右にある凡例は確率の計算に用いたばらつき α の値