

南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）

<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	16
2. 南海トラフの地形と構造.....	18
(1) 南海トラフ周辺の地形.....	18
1) 沿岸及び海底の地形.....	18
2) 海底活断層	19
(2) 地下構造.....	19
1) プレートの特徴.....	19
2) トラフ軸及び分岐断層付近での海底掘削結果	21
3. 地震活動	22
(1) 過去の大地震について.....	22
1) 歴史記録のある地震.....	22
2) 地形・地質学的手法により推定される地震	28
(2) 近年の地震活動等	32
1) 地震活動.....	32
2) 地殻変動.....	33
(3) プレート運動との整合性	34
4. 南海トラフの地震の長期評価の説明	36
(1) 評価対象領域について.....	36
(2) 南海トラフで発生する大地震の多様性について.....	37
1) 既往地震の多様性	37
2) 想定される震源域	38
(3) 南海トラフで次に発生する地震について.....	41
1) 発生間隔のみを利用する場合	41
2) 時間予測モデルを用いる場合	44
3) 2つのモデルの比較.....	45
4) 最大クラスの地震の発生確率.....	46
5. 今後に向けて.....	47
引用文献	49

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)、前杵 (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位とされる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 については鷲谷 (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奈 (1988)、前奈 (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（前杵, 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（^蘆銭洲海嶺）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）のすべり城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

畿内に都があった時代に領域A・Bで発生した南海地震は都で有感記録が残されている。また、時の朝廷や荘園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(M_t; 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、発生日月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（中央气象台，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、4～8 m 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が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8～10m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）。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。このため、今回の評価にあたっては、慶長地震を含む場合と含まない場合と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（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は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)(承德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が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（前杵, 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（前杵，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（前杵，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¹⁴C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^{ほか}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¹⁴C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²¹⁰Pb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、¹⁴C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、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30km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 2~5 cm/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 5 mm/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 1 cm/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 1 m 隆起し、その後は 6 mm/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、8 mm/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 1 cm/年大きくなることが知られており、室戸岬沖で約 6～7 cm/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 2～5 cm/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 6 cm/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 4～8 cm/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つた領域があり、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

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

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、栗田・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 M_w
		Z	A	B	C	D	
東海・南海地 域が運動する パターン	浅部						
	中部						8.8
	深部						
	浅部						
	中部						9.0*1
	深部						
	浅部						
	中部						9.0
	深部						
	浅部						
	中部						9.1*2
	深部						
	浅部						
	中部						8.7
	深部						
	浅部						
	中部						8.9
	深部						
浅部							
中部						8.8	
深部							
浅部							
中部						9.0	
深部							
浅部							
中部						8.7	
深部							
浅部							
中部						8.9	
深部							
浅部							
中部						8.4	
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						
	中部						8.7, 8.3
	深部						
	浅部						
	中部						8.5, 8.3
	深部						
	浅部						
	中部						8.7, 8.2
深部							
浅部							
中部						8.5, 8.2	
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

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）。

（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ますが、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ります。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。その際に、1361 年正平（康安）地震以前は、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、データの不確実性が存在するため、正平（康安）地震以前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、南海トラフで起きる地震については、過去の地震に伴い観測された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 回分得られているため、次の地震までの標準的な発生間隔を地震の規模（すべり量）から推定するモデルを用いた場合についても計算を行った。

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らない。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ので参考として扱う

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

確率密度関数としては BPT (Brownian Passage Time) 分布を用いる。これは地震調査委員会 (2001a) で地震の発生間隔を表す統計モデルとして 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。

以下に地震発生間隔のばらつきを表す α を最尤法で算出する方法を示す。

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

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

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

$T_i, (i=1-n)$: 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) 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 $\alpha=0.24$ 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。

表4-3 南海トラフで次に発生する地震の発生確率(時間予測モデルを用いない場合)

ケース	平均活動 間隔	今後30年間に地震が発生する確率			
		α : 最尤法 ()内は α の値	$\alpha=0.24$	Poisson 過程	昭和地震 直前の値
I	157.6	10%程度 (0.40)	3%	20%程度	30%程度
II	180.1	6% (0.37)	0.6%	20%程度	10%程度
III	116.9	20%程度 (0.20)	20%程度	20%程度	60%程度
IV	146.1	10%程度 (0.35)	5%	20%程度	30%程度
V	119.1	30%程度 (0.34)	20%程度	20%程度	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。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。

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 $\alpha = 0.20$ 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4-4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。

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 of 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は、過去の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 of 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思われる。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ふ、地震発生 of 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。まず、南海トラフ沿いに起こる地震の震源域は多様性があるが、それを室津港の隆起量のみで評価できるのか、という問題がある。また、地震時に隆起した量が解放されたひずみに相当するとすると、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、室津港での沈降速度は13mm/年となるが、これは水準測量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、Shimazaki and Nakata (1980)で時間予測モデルが適用できると報告されている地震は、南海地震（室津港における潮位の記録）ほか2つの地震のみである。地震の繰り返し周期や規模が良く分かっている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なされている（Rubinstein *et al.*, 2012）。南海トラフの地震についても、白鳳地震までの地震について調べてみると、時間予測モデルは成り立っていないという報告（Scholz, 2002）もある。

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

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。

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）以降蓄積された数多くの知見や観測データにより、南海トラフで発生する大地震の震源域は多様であることが明らかとなってきた。このため今回の改訂においては、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、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た地点はいまだ少なく、過去に起きた地震の全体像を描くには不十分である。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がある。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、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ことも必要である。

- ・今回の評価では、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。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

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 Hōei 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.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- 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 (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瀨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.
- 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=アスペリティの同定, サイスマ, 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.
- 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.
- 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.
- 前李英明 (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.
- 前李英明 (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.
- 前李英明 (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*, 南海地震一次の巨大地震に備えて一, 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.
- 前李英明 (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.
- 前李英明 (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・山本揚二郎・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・山本揚二郎・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.
- 行谷佑一・前杵英明・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.
- Nishimura, T. (2011): Back-arc spreading of the northern Izu-Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data, *Tectonophysics*, 512, 60-67, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.022.
- 西村 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.
- 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:10.1029/2004GL020848.
- 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.
- 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.
- 鷲谷 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. Sreaton, 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. Sreaton, 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.
- 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.
- 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.
- 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,

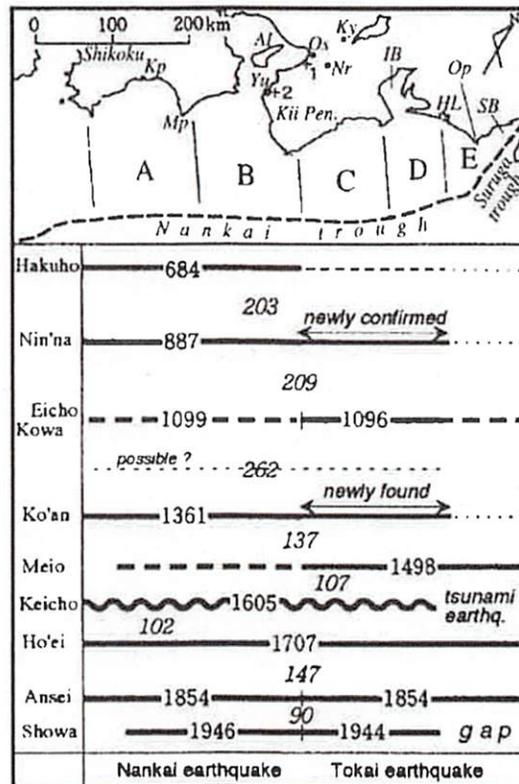


図1-1 南海トラフの破壊区間 (A~E) とプレート境界地震の時空間分布 (Ishibashi, 2004)

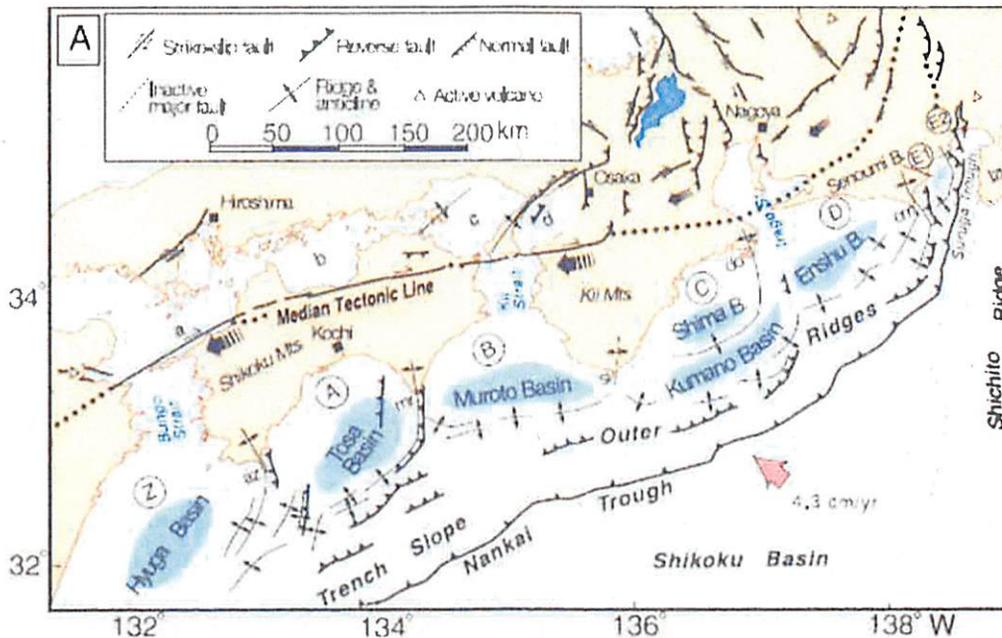


図1-2 南海トラフ沿いの推定破壊域 (A~E など) と地質構造の構造単元を規定する前弧海盆 (Wells et al., 2003)

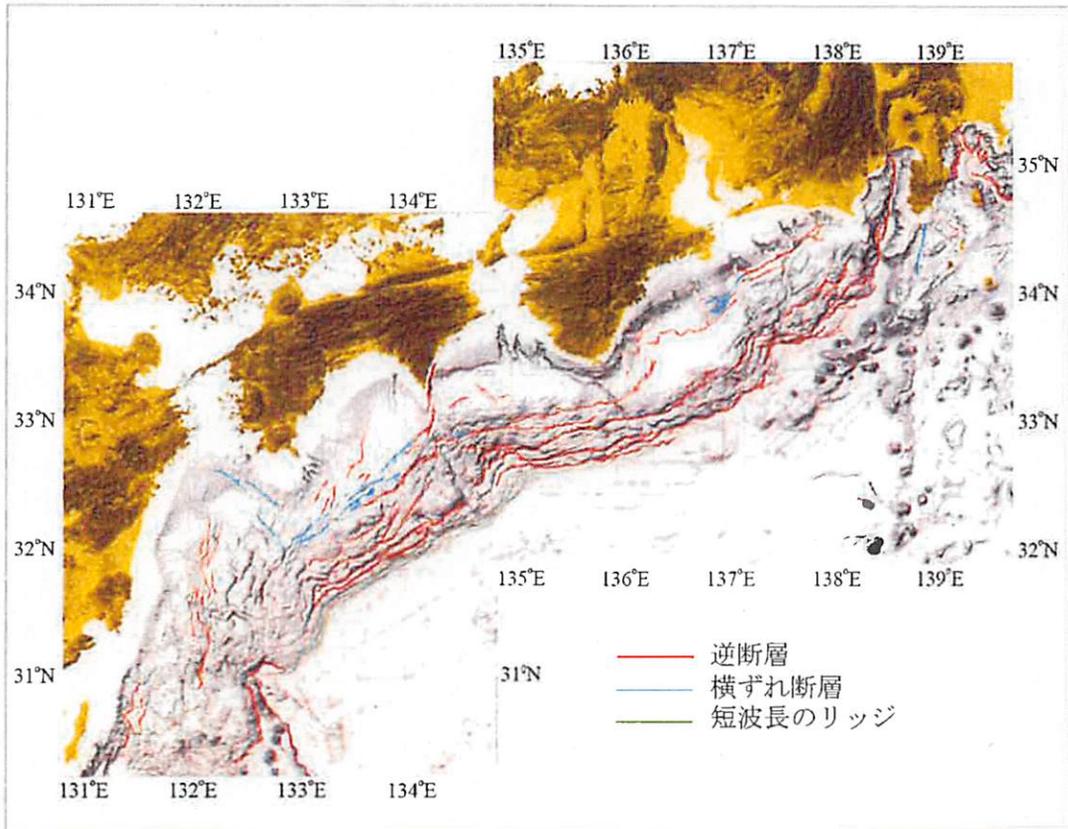


図 2-1 南海トラフとその周辺の海底活断層の分布 (中田 高氏提供)

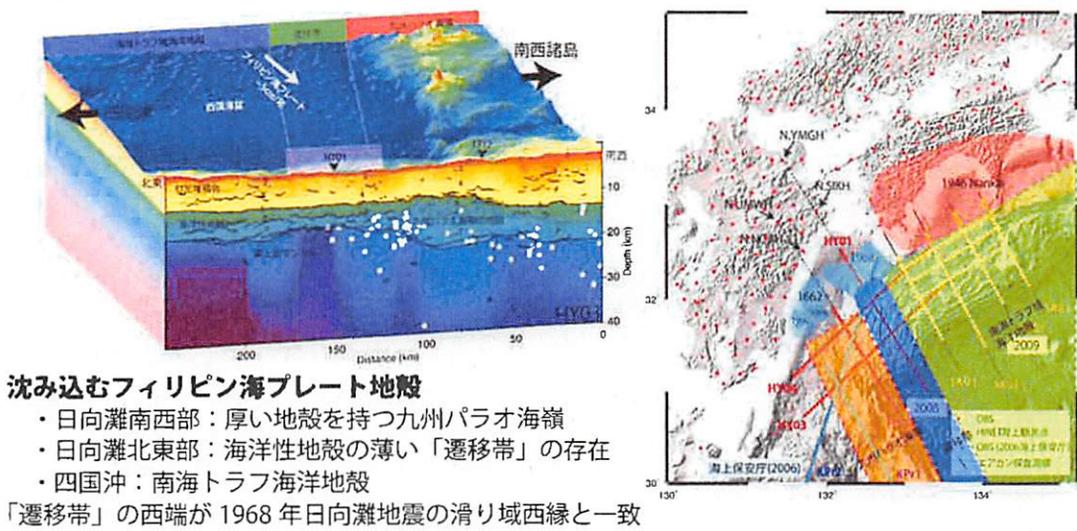


図 2-2 連動型巨大地震の西縁を規定する構造 (仲西ほか, 2011)

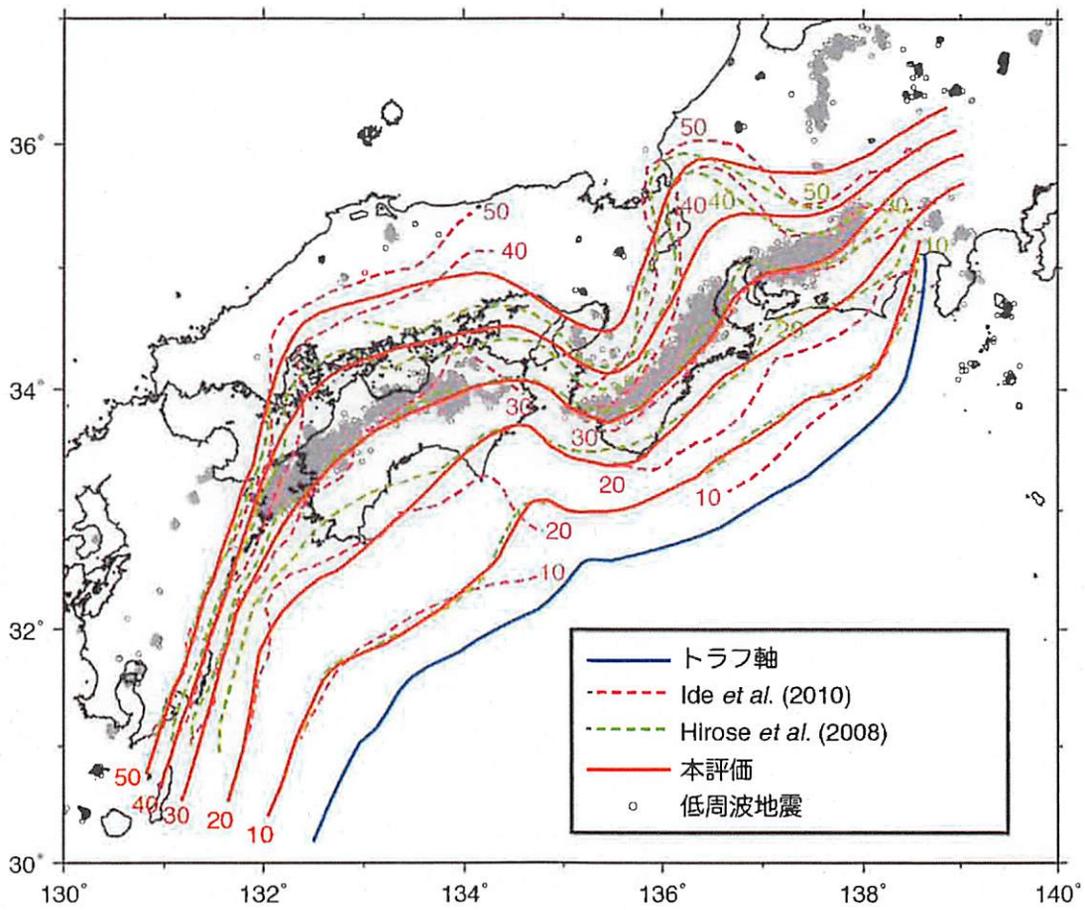


図 2-3 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの上面深度
 (本評価で用いた深度は内閣府 (2011) による)

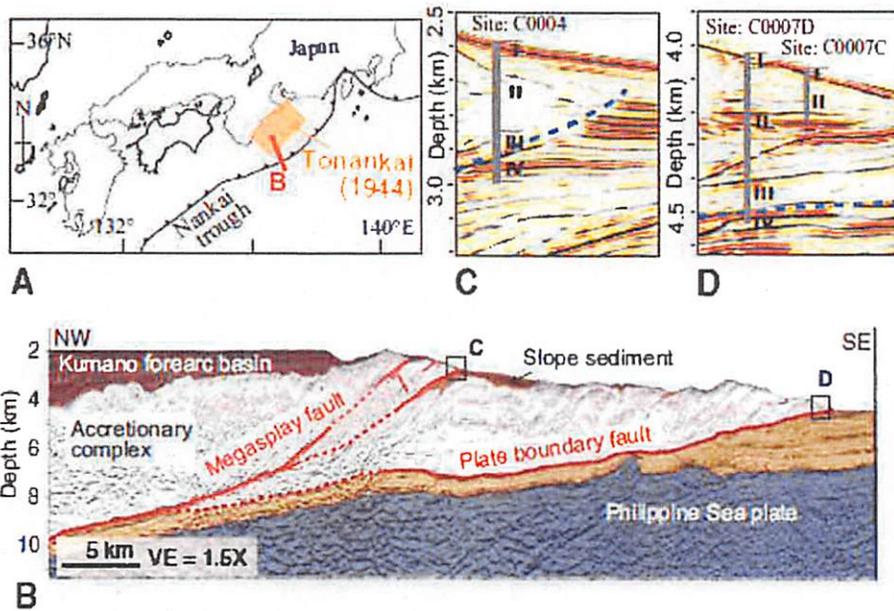


図 2-4 深海底掘削地点の概要 (Sakaguchi *et al.*, 2011a)

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。

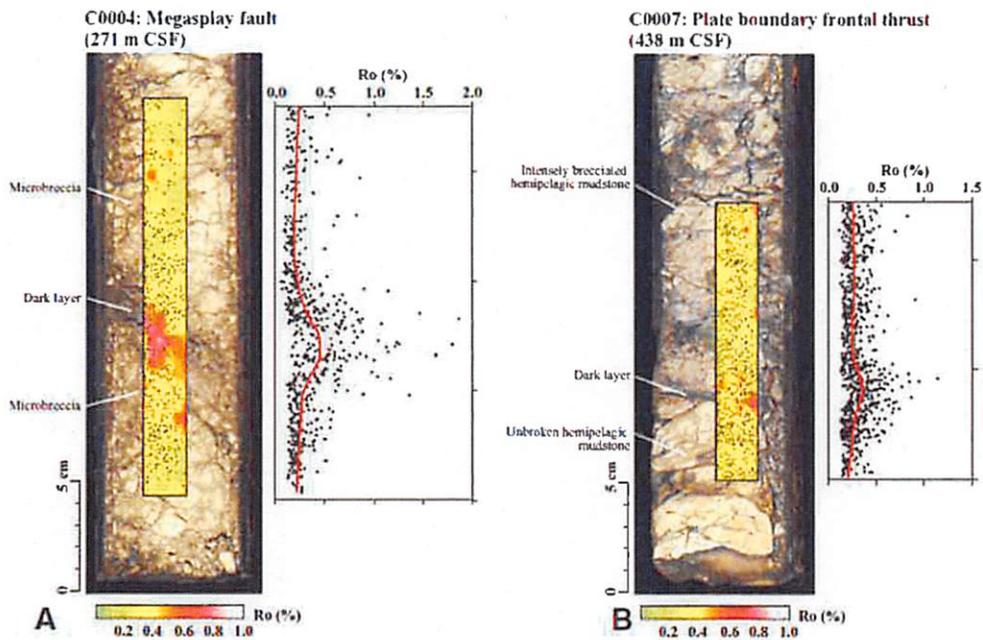


図 2-5 コアの写真とビトリナイト反射率 (Ro) (Sakaguchi *et al.*, 2011a)

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。

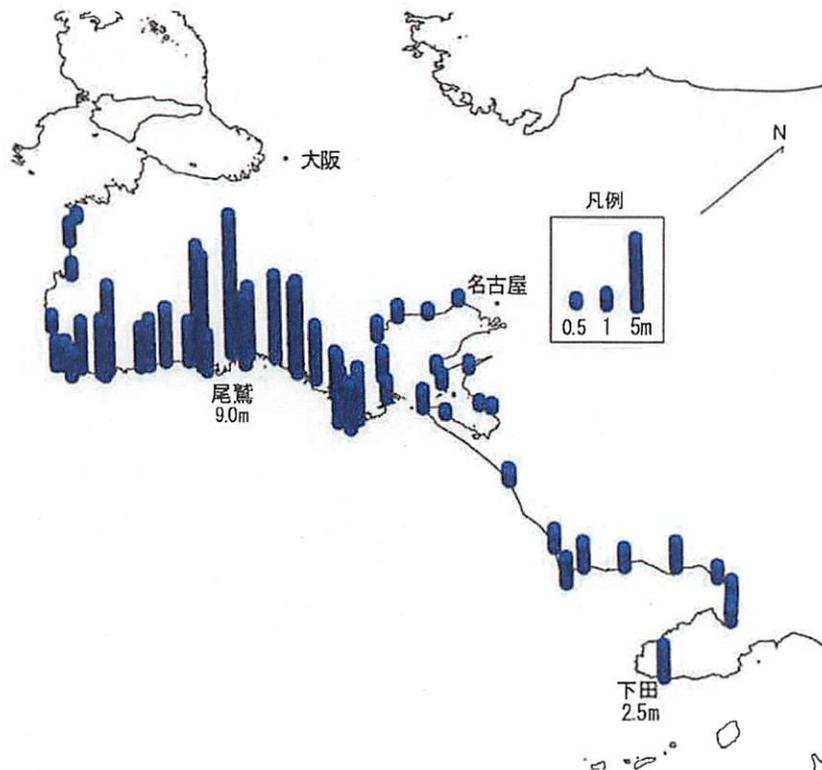


図3-1 1944年昭和東南海地震の津波の高さ (飯田, 1977より作成)

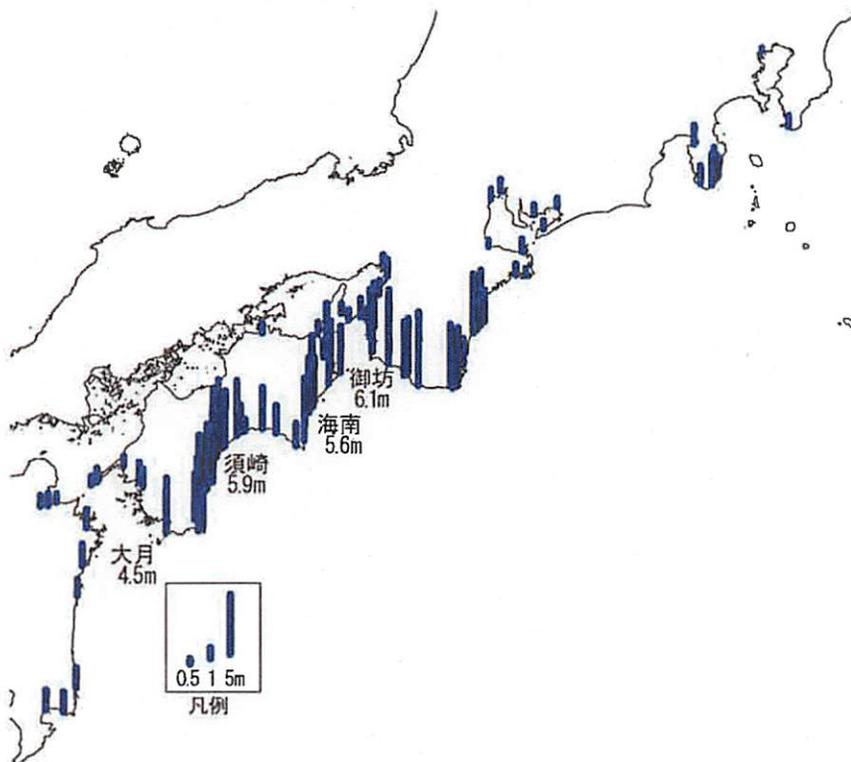


図3-2 1946年昭和南海地震の津波の高さ (水路部, 1948 ; 飯田, 1977より作成)

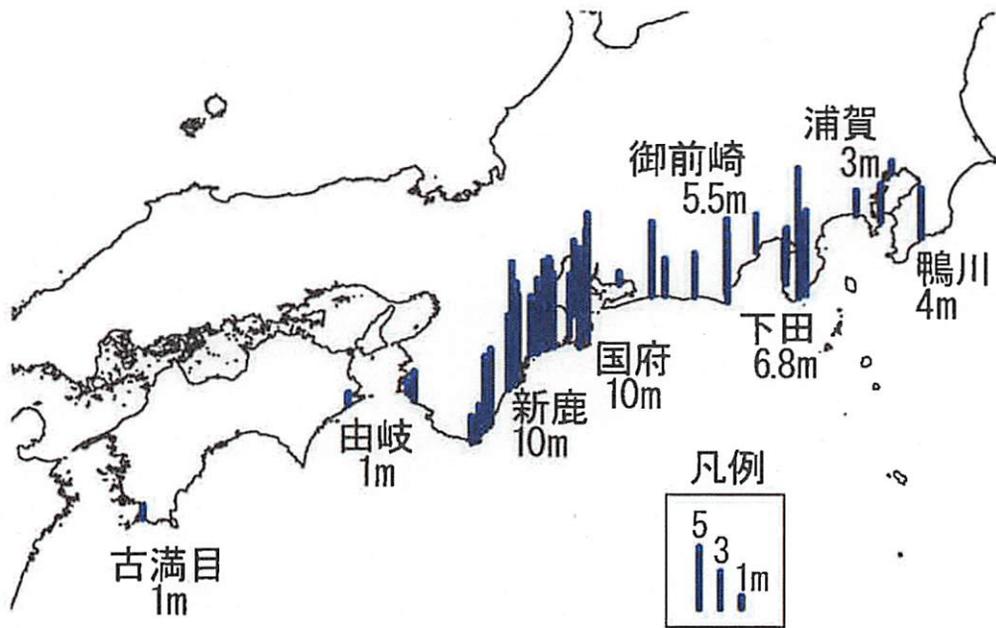


図3-3 1854年安政東海地震の津波の高さ (羽鳥・他1981、羽鳥1984等より作成)

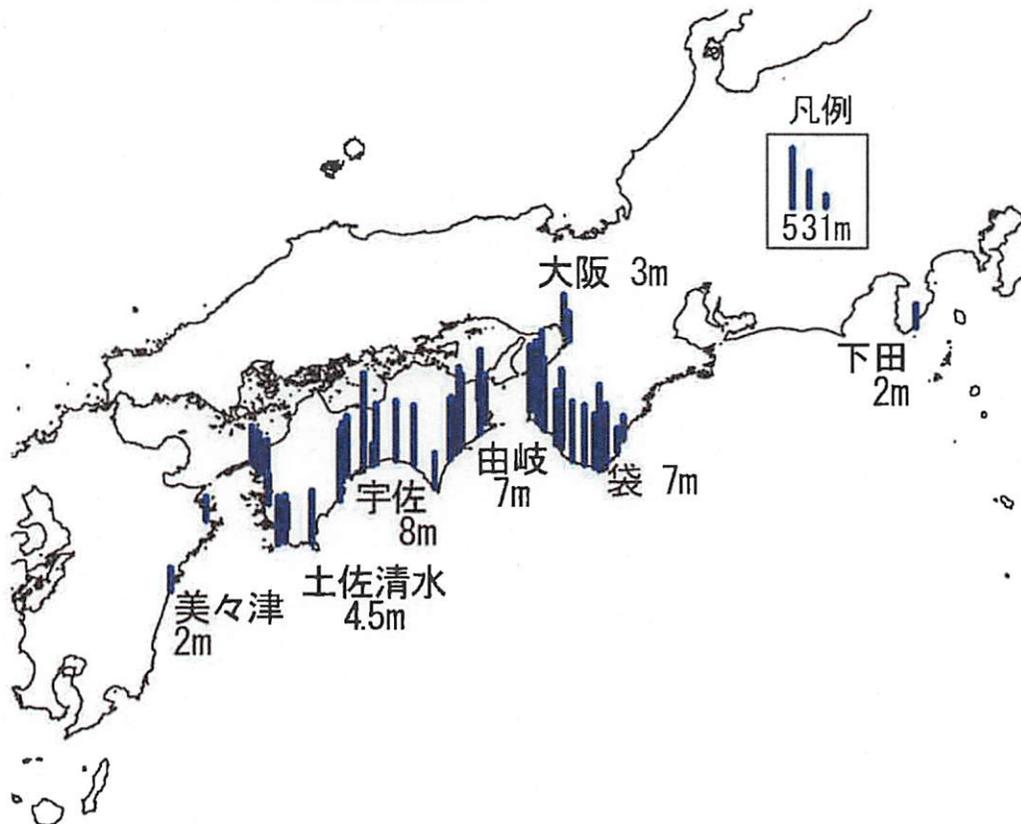


図3-4 1854年安政南海地震の津波の高さ (羽鳥, 1980a; 1980b; 1981; 1984; 1985; 1988; 羽鳥ほか, 1981; 1983; 等より作成)

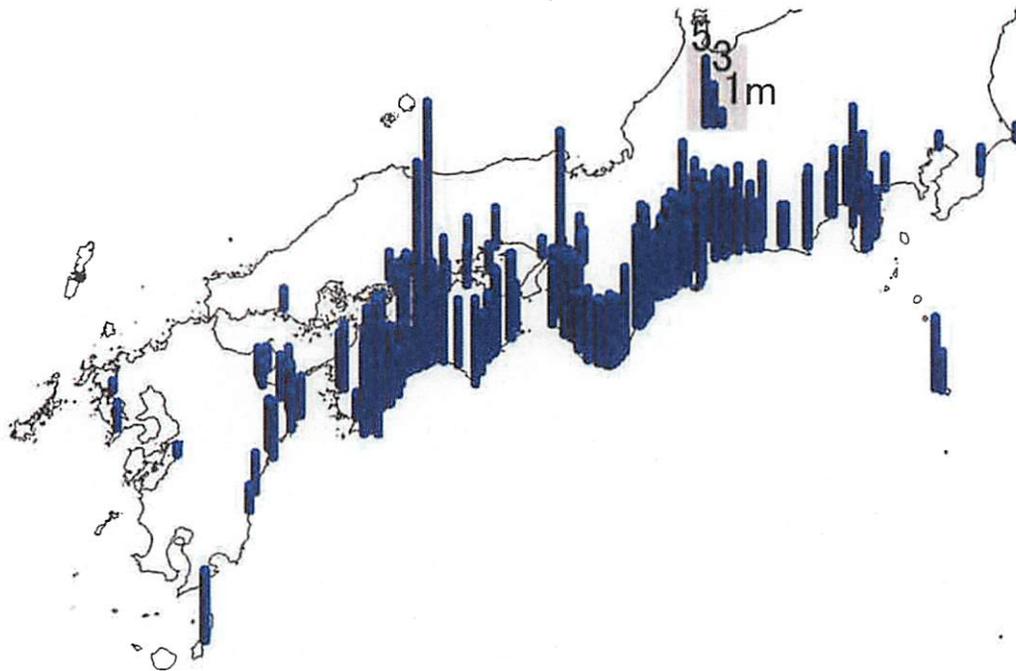


図 3-5 1707 年宝永地震の津波の高さ (羽鳥, 1980a; 1980b; 1984; 1985; 1988、村上・他, 1996、飯田, 1981 より作成)

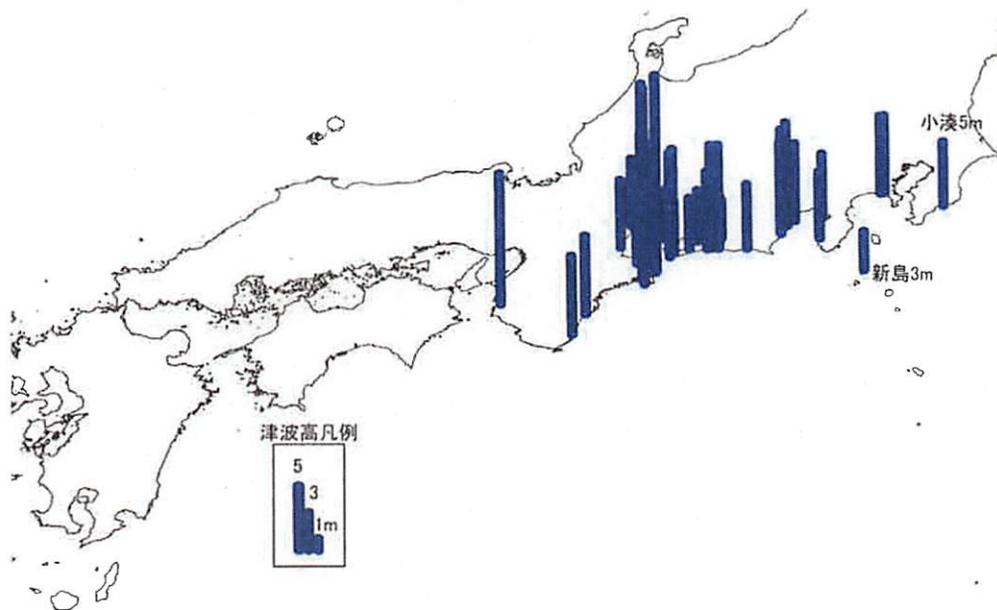


図 3-6 1498 年明応の津波の高さ (飯田, 1981 ; 羽鳥, 1975 より作成)

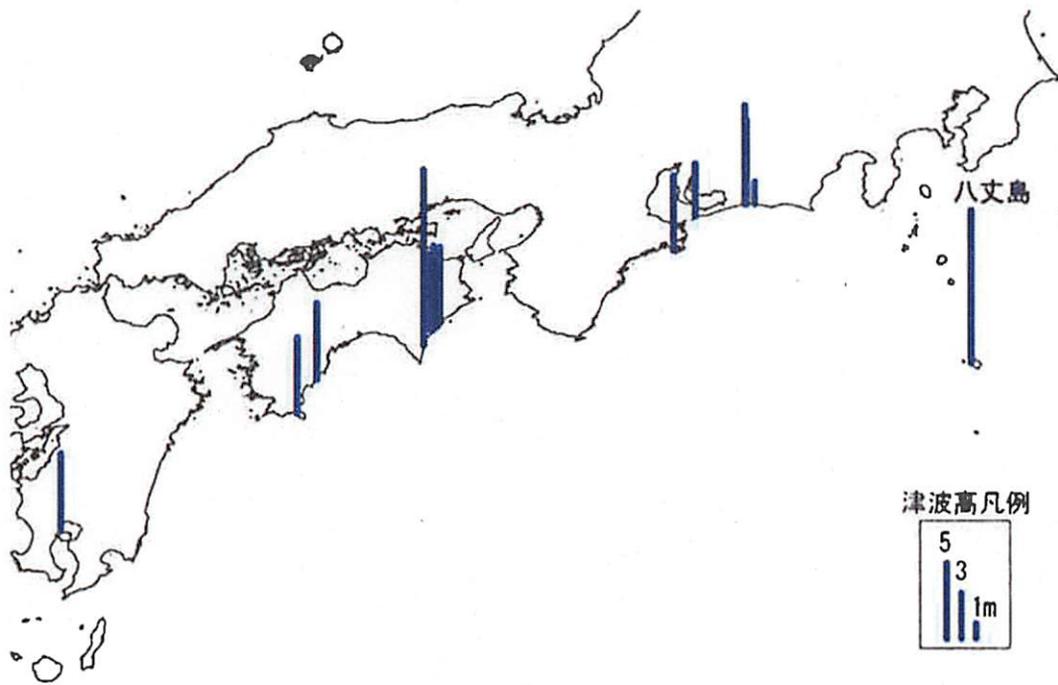


図 3-7 1605 年慶長地震の津波の高さ (山本・萩原, 1995 より作成)

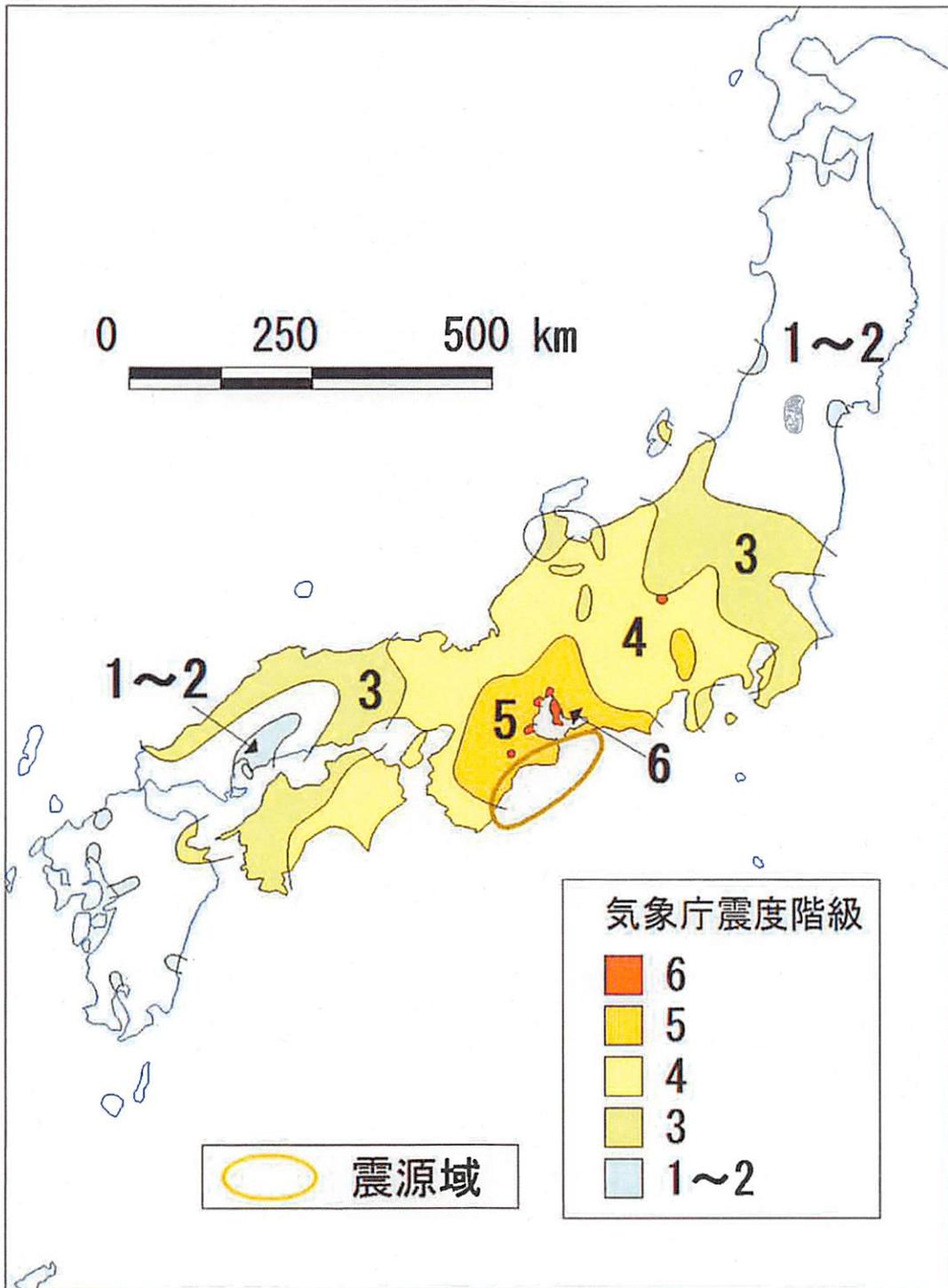


図3-8 1944年昭和東南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

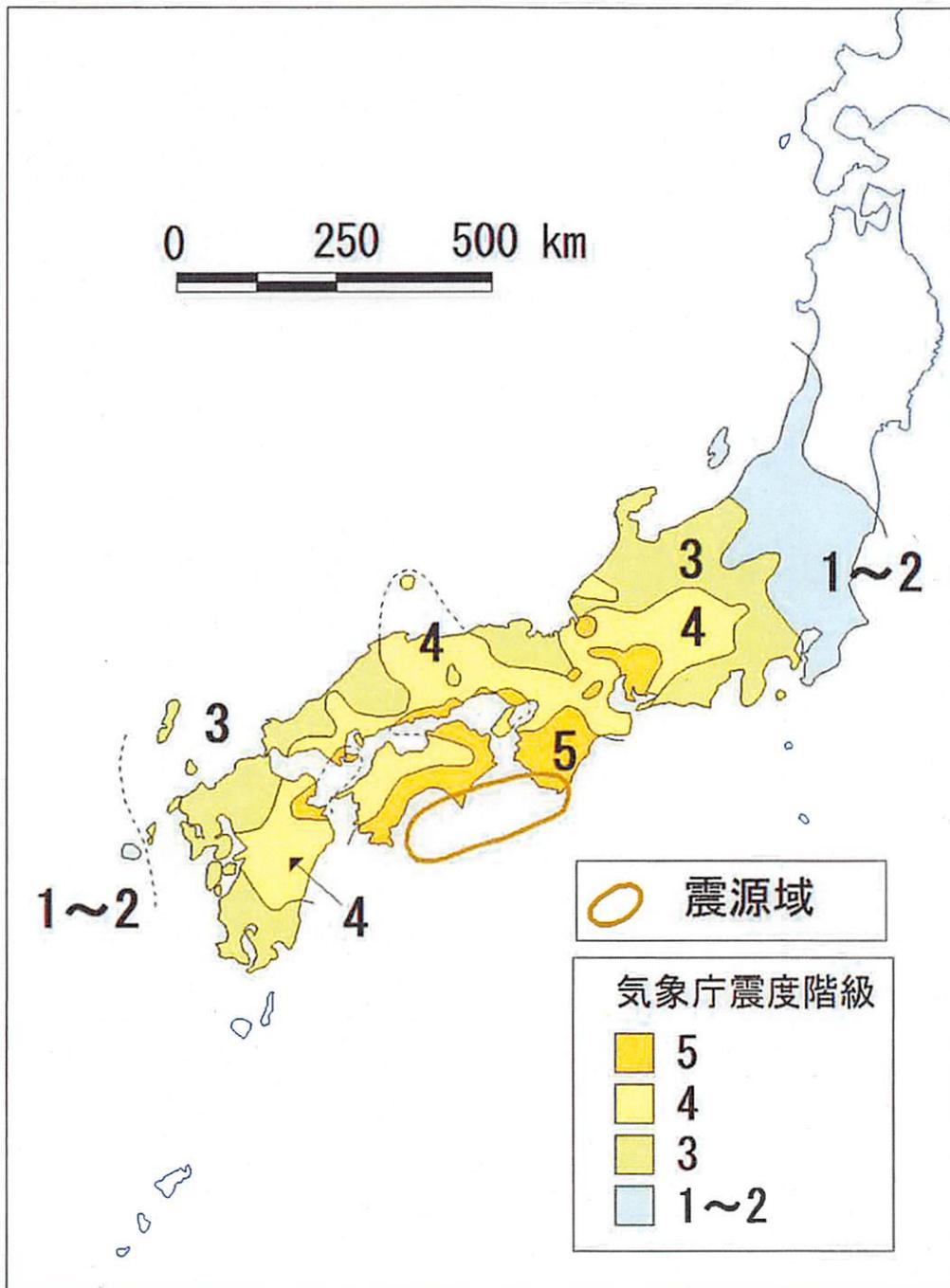


図3-9 1946年昭和南海地震の震度分布図（気象庁, 1968より作成）

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。

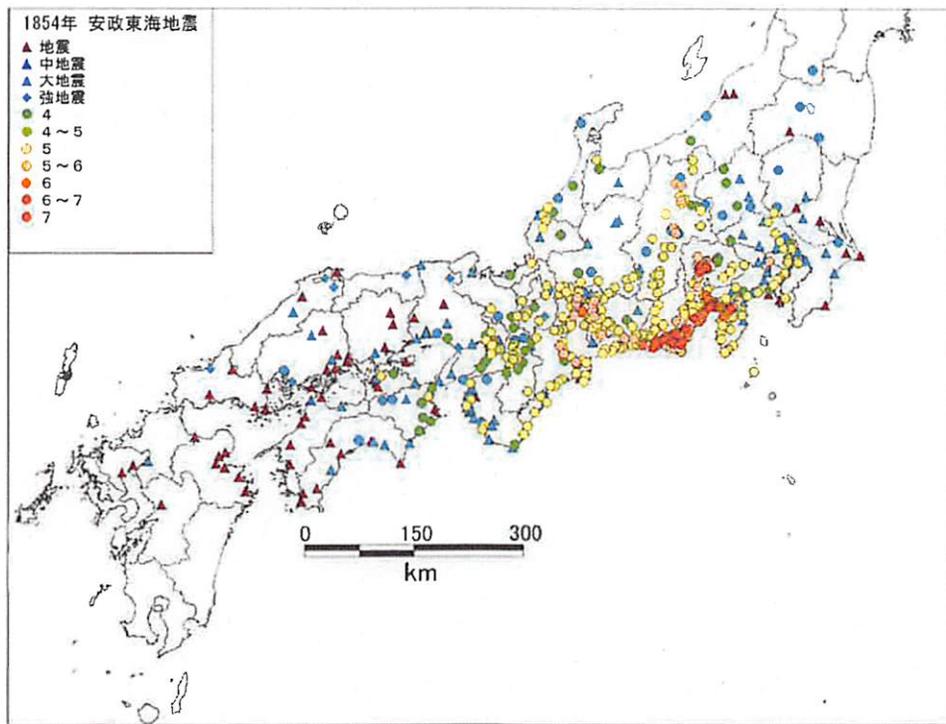


図 3-10 1854 年安政東海地震の震度 (宇佐美・大和探査, 1994 より作成)

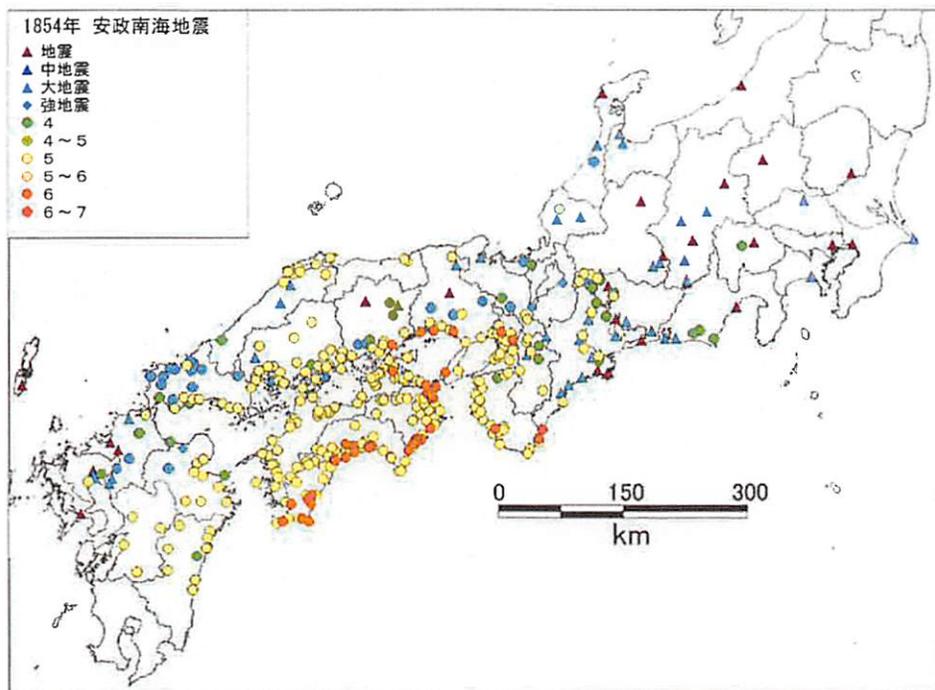


図3-11 1854年安政南海地震の震度 (宇佐美・大和探査, 1994より作成)

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。

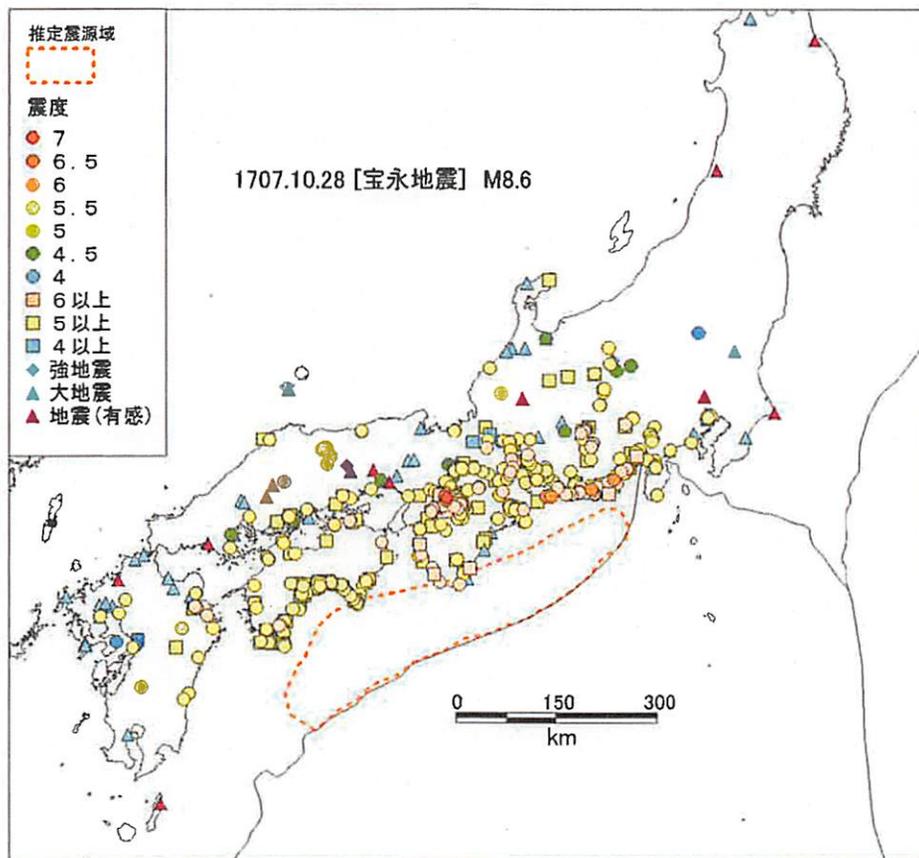


図3-12 1707年宝永地震の震度分布（松浦2012より作成）

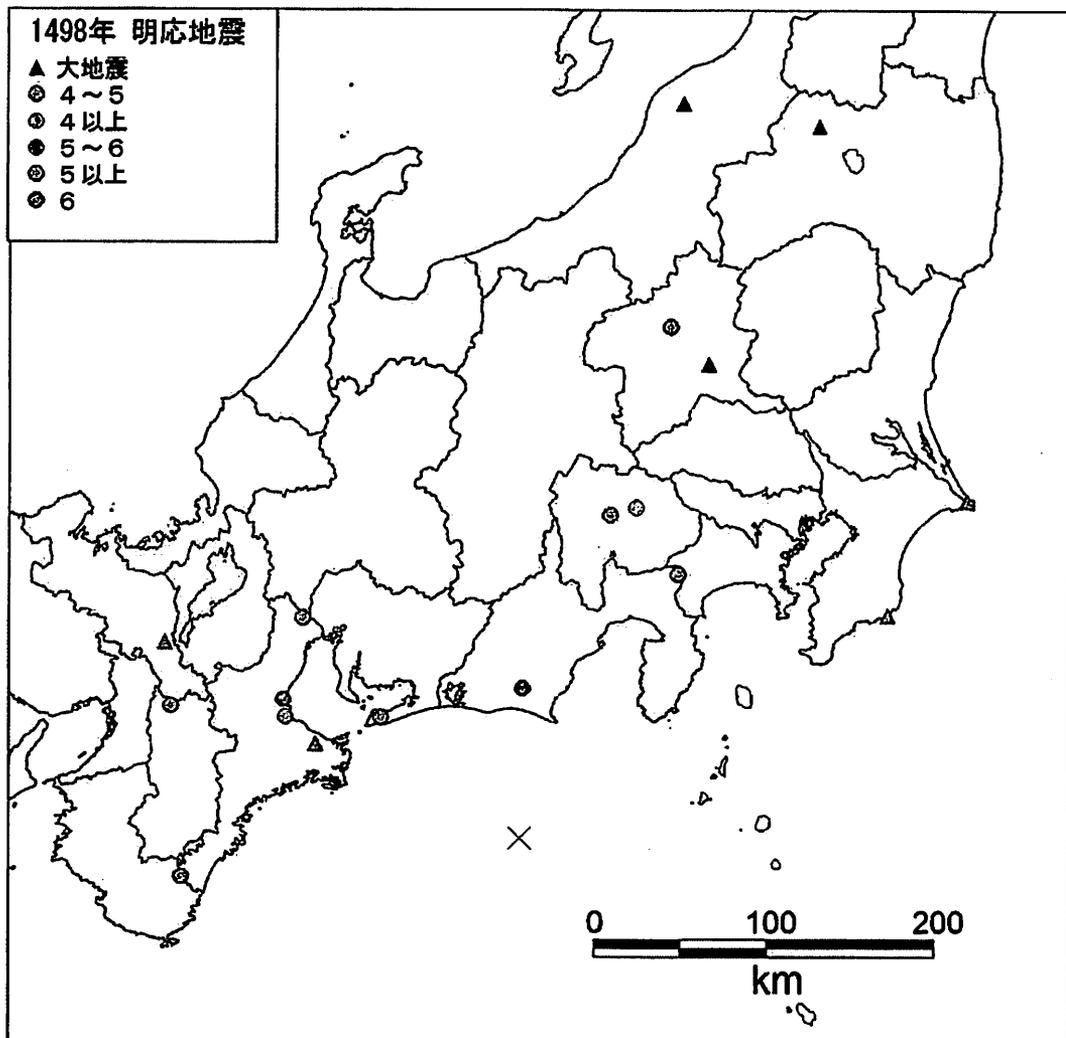


図3-13 1498年明応地震の震度

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)

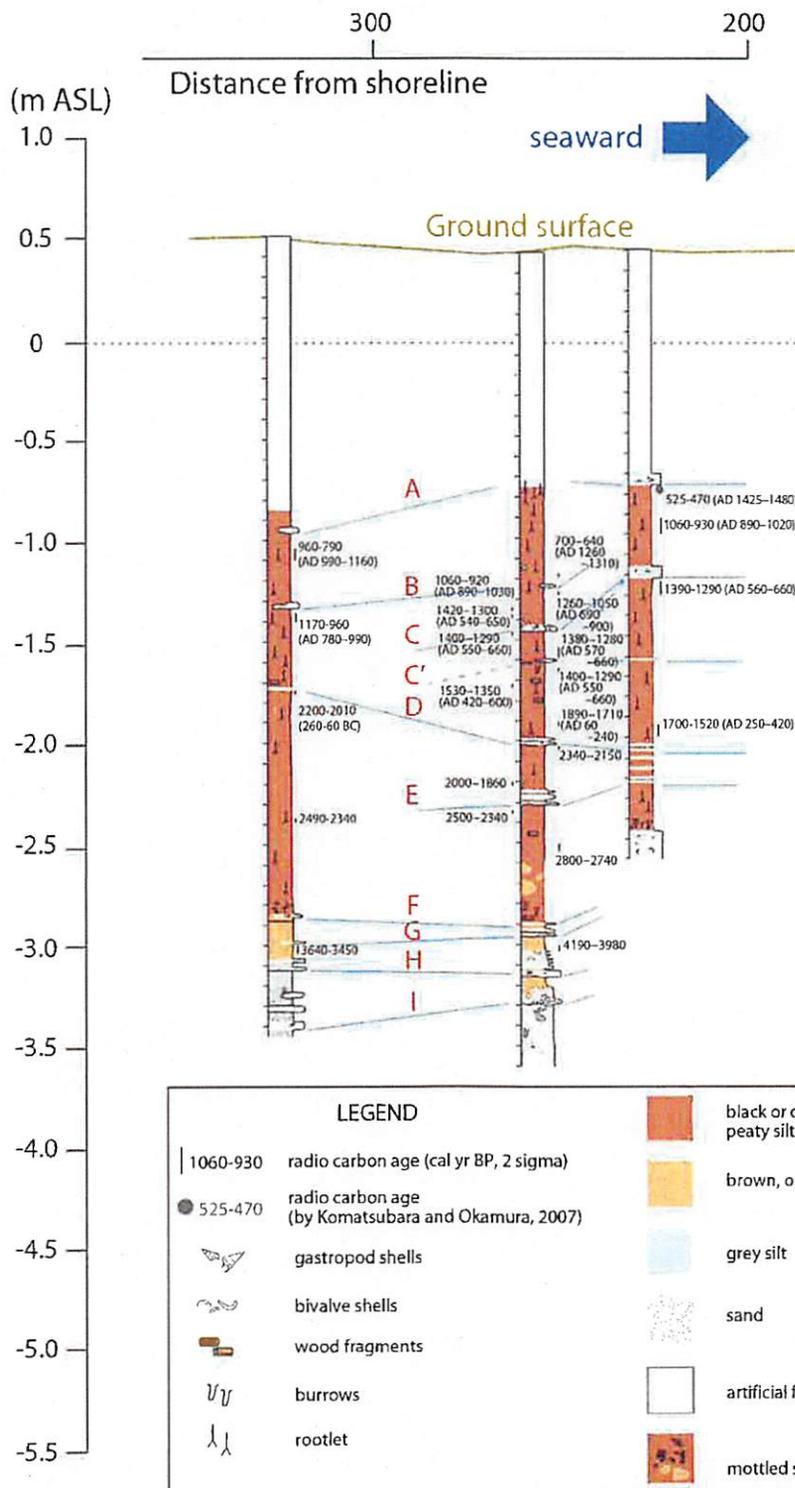


図 3-22 三重県志島低地で確認された津波堆積物

(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。

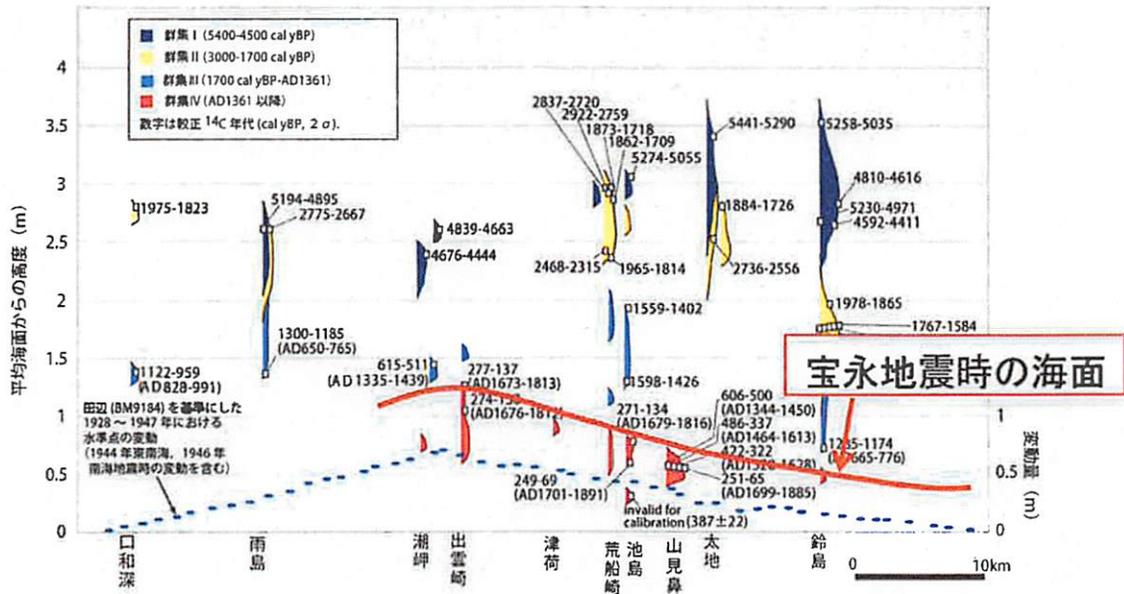


図 3-23 紀伊半島の生物遺骸調査結果 (穴倉ほか, 2008)

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。

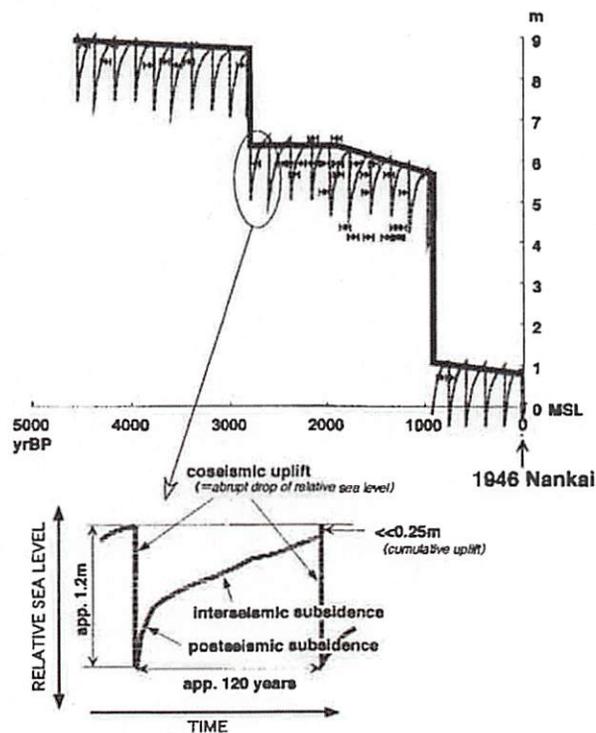


図 3-24 室戸半島における完新世地震性地殻変動 (前杵, 2001)

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

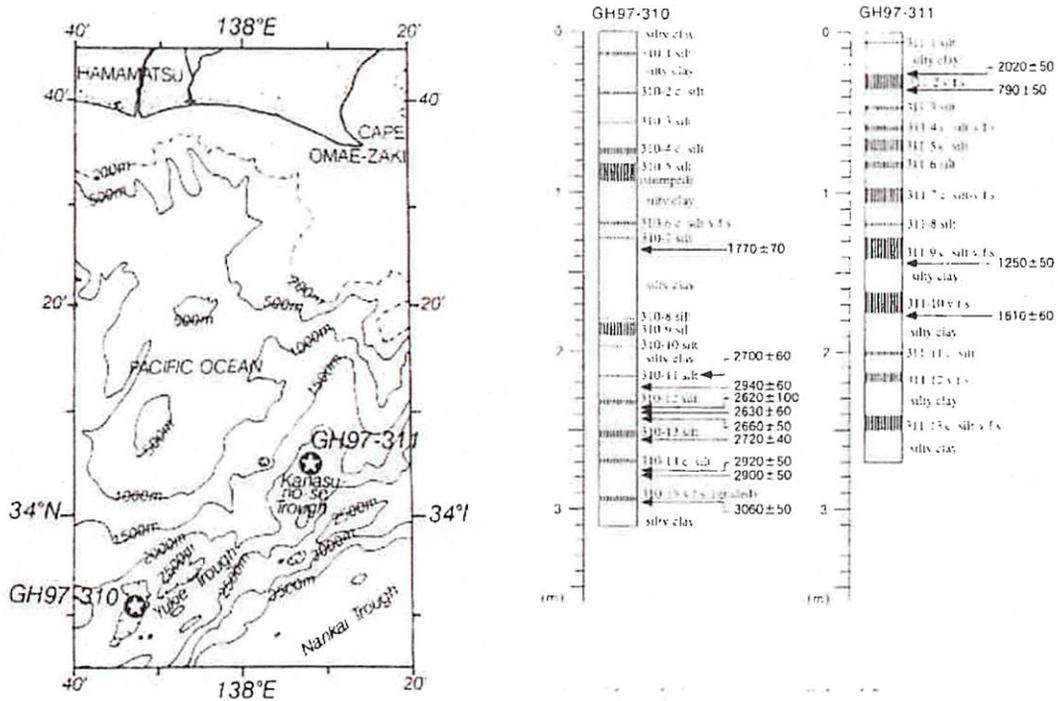


図 3-25 南海トラフ沿いにおけるタービダイトの採取地点 (左) と研究対象試料の柱状図及び浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代値 ($\delta^{13}\text{C}$ 補正年代) (右) (池原, 2001) 柱状図でハッチをつけた部分がタービダイト、白抜き部は通常時に堆積した半遠洋性泥。

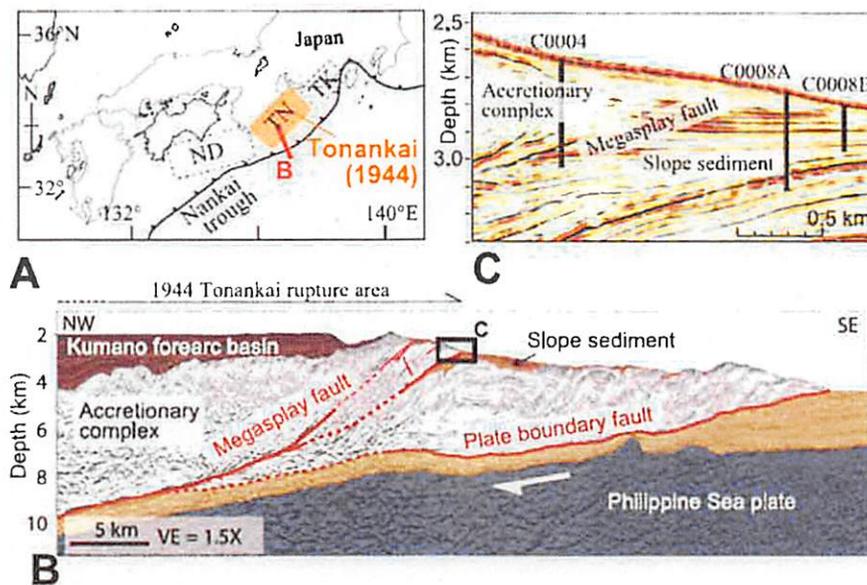


図 3-26 深海底掘削地点の概要 (Sakaguchi *et al.*, 2011b)

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。

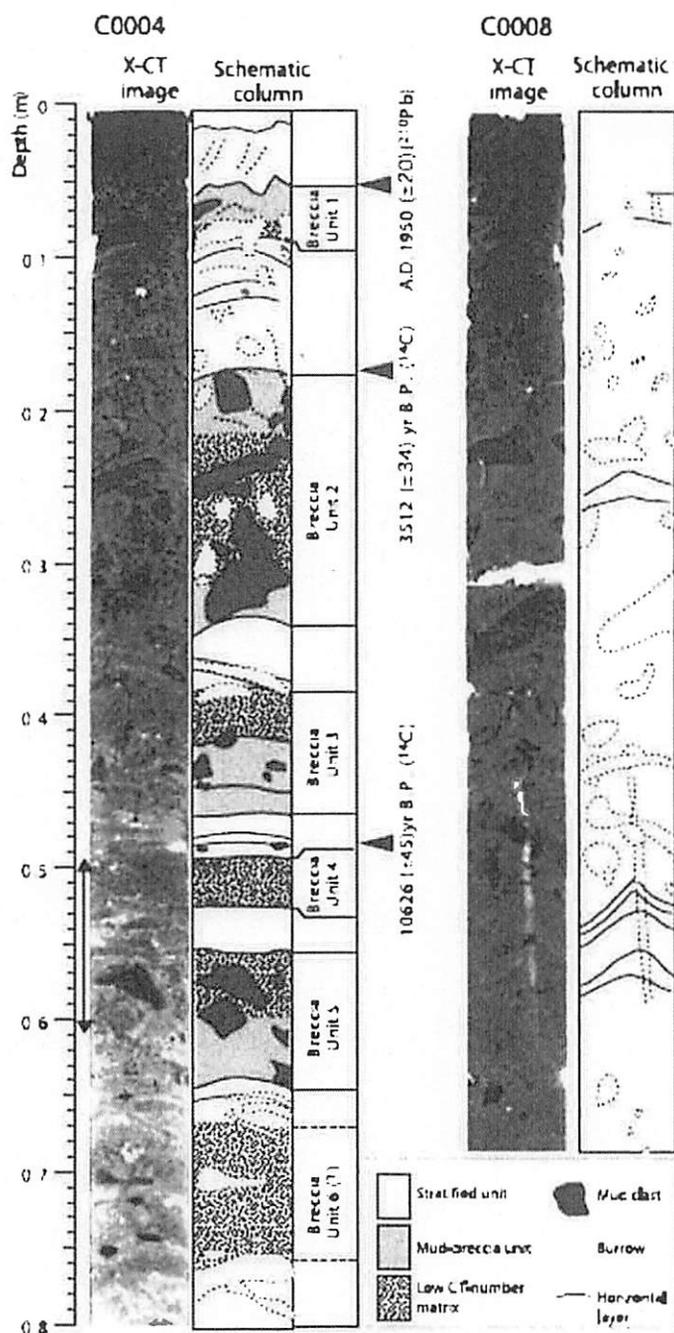


図 3-27 深海底コアの X 線 CT 画像と解釈図 (Sakaguchi *et al.*, 2011b)

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れない。コアの位置を図 3-26 に示す。

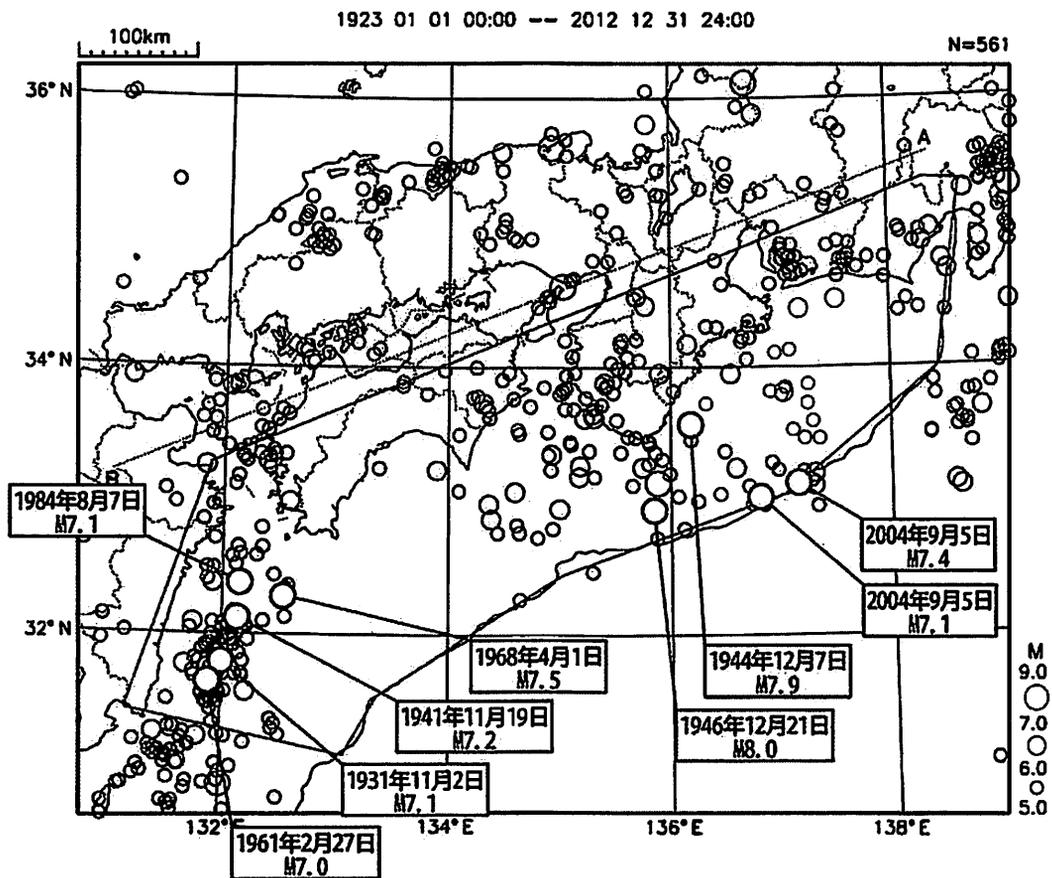


図 3-28 南海トラフとその周辺の震源分布 (気象庁作成)

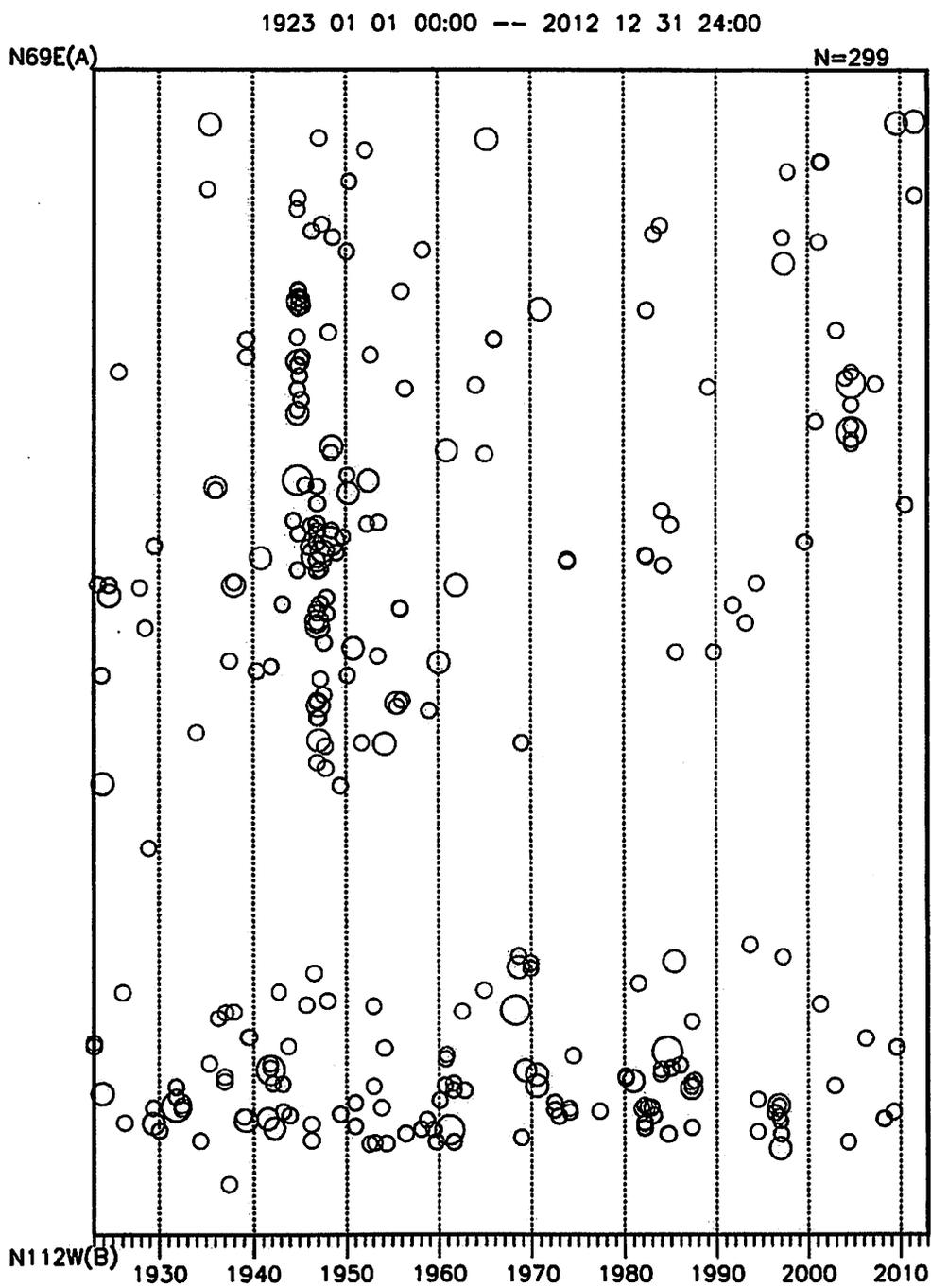


図 3-29 南海トラフとその周辺の地震活動の時空間分布 (気象庁作成)

豊後水道周辺の推定プレート間すべり分布と積算モーメント

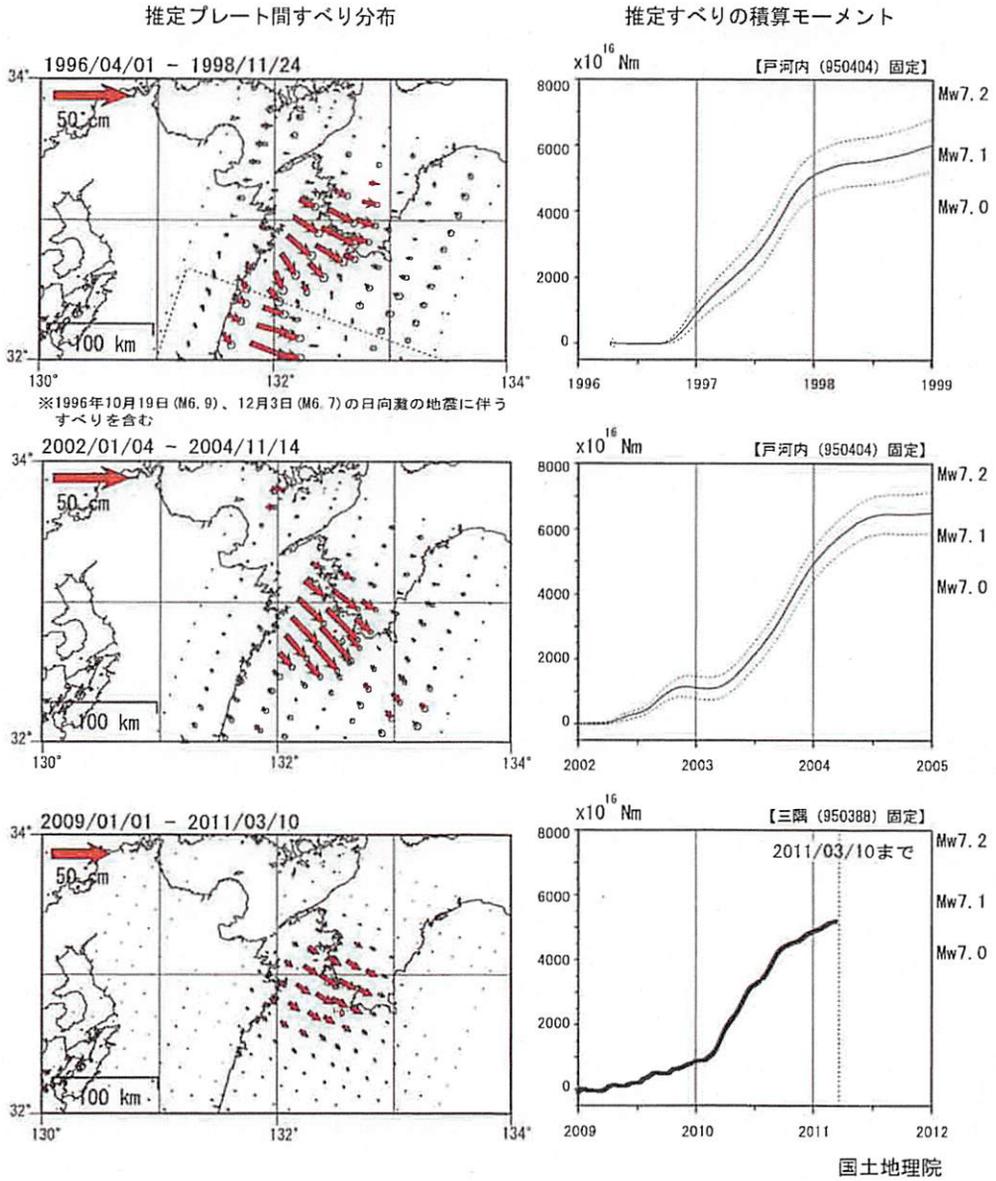


図 3-37 豊後水道で繰り返し発生する長期的スロースリップのすべり分布と推定モーメント (Ozawa *et al.*, 2007; 国土地理院, 2012b)

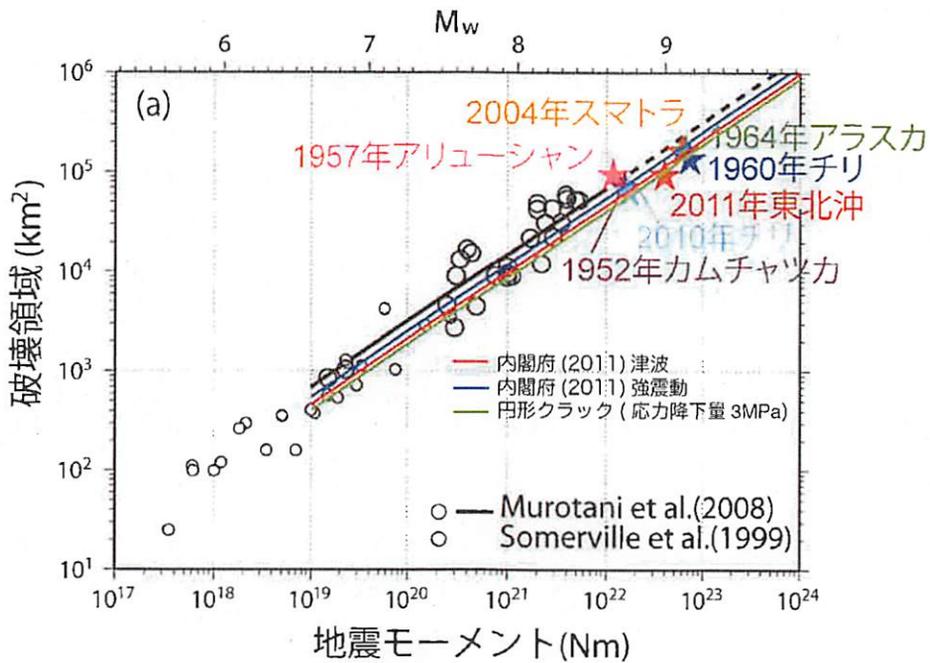


図 4-1 プレート境界地震の破壊面積と地震モーメントのスケーリング (室谷ほか, 2013)

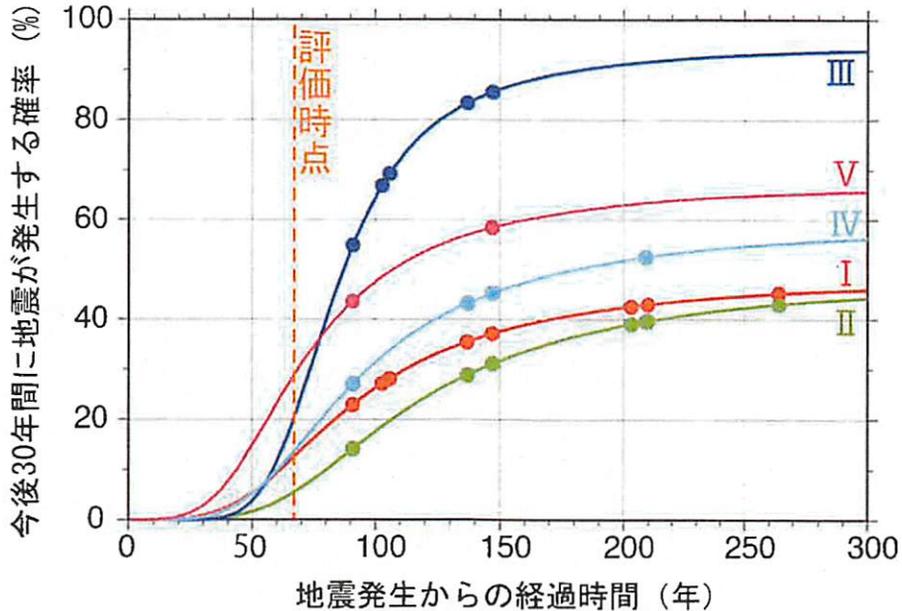


図 4-2 南海トラフにおける今後 30 年間に地震が起きる確率と、前地震からの経過時間の関係 (赤線：ケース I、緑線：ケース II、青線：ケース III、シアン：ケース IV、マゼンタ：ケース V)

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 30 年確率。橙色の破線は評価した時点 (2013 年 1 月 1 日) の経過時間を示す。

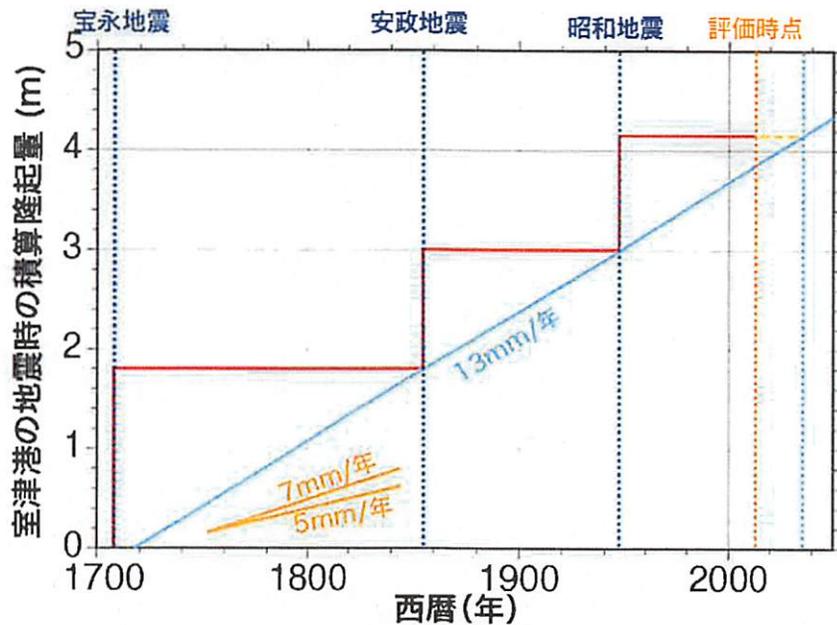


図 4-3 室津港における南海地震時の隆起量と地震発生間隔との関係
 階段状の赤線が地震によって隆起した量を示す。水色の線が隆起量を地震間の沈降で説明する時の沈降量を(13mm/年)表す。橙の線は、水準測量から推定された(国土地理院, 1972)地震間の沈降量。

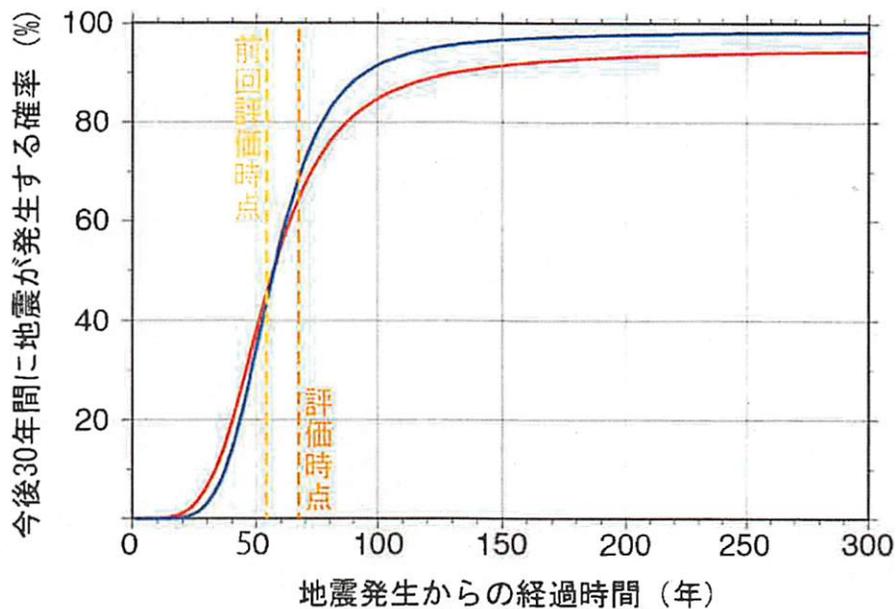


図 4-4 時間予測モデルによる今後 30 年以内に南海トラフで大地震が発生する確率の時間推移 橙色の破線は評価時点 (2013 年 1 月 1 日)、山吹色の破線は前回評価時点 (2001 年 1 月 1 日) を示す。確率分布として BPT 分布を使用し、ばらつきを表すパラメータ α の値が 0.24 と 0.20 の時の確率値の時間推移を各々赤線、青線で示す。