

南海トラフの巨大地震モデル検討会

中間とりまとめ

平成 23 年 12 月 27 日

南海トラフの巨大地震モデル検討会

目次

I . はじめに	1
II . 南海トラフの最大クラスの巨大な地震・津波に関する検討ス タンス	4
1 . これまでの対象地震・津波の考え方	4
2 . 東北地方太平洋沖地震から得られた教訓と知見	4
3 . 南海トラフにおける最大クラスの地震・津波の考え方	5
(1) 南海トラフで発生した過去地震の特徴	
(2) 地震学的に考えられる巨大地震モデルの構築	
4 . 調査・研究成果の活用の考え方	8
(1) 過去地震に関する調査・研究	
(2) フィリピン海プレートの構造等に関する調査・研究	
III . 過去地震の震度分布・津波高に関する調査・研究成果 について	11
1 . 古文書調査	13
(1) 震度分布に関する資料	
(2) 津波高に関する資料	
2 . 津波堆積物・地殻変動痕跡等の調査	17
(1) 高知大学による調査	
(2) 産業技術総合研究所グループによる調査	
3 . 遺跡の液状化痕跡調査	27
4 . 地殻変動調査	30
5 . 1 . ～ 4 . の調査のまとめ	31
IV . フィリピン海プレートの構造等に関する調査・研究成果 について	35
1 . フィリピン海プレートの形状等	35
(1) フィリピン海プレートの構造に関する調査・研究	

(2) プレート運動に関する調査・研究	
(3) フィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面の形状	
2. 南海トラフにおける津波発生メカニズム	42
(1) 津波発生メカニズムに関する調査・研究	
(2) 分岐断層に関する調査・研究	
V. 想定震源域・想定津波波源域と地震規模	46
1. 想定震源域・想定津波波源域	46
2. 想定地震の規模	52
(1) マクロ的な断層パラメータ等について	
(2) 想定震源域に対応する地震の規模（暫定値）	
VI. 今後の検討について	56
1. 震源断層モデル・津波断層モデルの構築	56
2. 震度分布・津波高等の推計	56
(1) 震度分布の推計手法について	
(2) 津波高等の推計手法について	
3. 今後の検討に当たっての留意事項	62
参考文献	65
委員名簿	70
開催経緯	71

I. はじめに

日本列島は、4つのプレートが相互に接する地域に位置し、それらの境界で日本海溝、相模トラフ、南海トラフが形成されている。このうち、南海トラフは、駿河湾から九州にかけての太平洋沖のフィリピン海プレートと日本列島側のユーラシアプレートなどの大陸側のプレートが接する境界に形成されている。南海トラフでは、フィリピン海プレートが大陸側のプレートの下に潜り込み、大陸側のプレートの端が引きずり込まれている。このためひずみが徐々に蓄積され、それが限界に達し、元に戻ろうとすることで海溝型の巨大地震が発生する。近年では、1854年に安政東海地震と安政南海地震、1944年に昭和東南海地震、1946年に昭和南海地震が発生している。南海トラフの巨大地震の発生間隔がおおむね100～150年であることから、当該地域で巨大地震が発生する状況にあることが懸念されている。

このため、政府においては、1944年昭和東南海地震において断層が破壊しなかった駿河湾付近を主たる震源域とする東海地震について、いつ巨大地震が発生してもおかしくないものとして、昭和53年6月の大規模地震対策特別措置法の制定以来、「東海地震対策大綱」（平成15年5月中央防災会議決定）の策定など、鋭意対策が進められてきた。

また、遠州灘西部から土佐湾までのプレート境界を主たる震源域とする東南海・南海地震について、今世紀前半にも発生が懸念される地震として、「東南海・南海地震対策大綱」（平成15年12月中央防災会議決定）の策定など、鋭意対策が進められてきた。

このように、これまでは地震発生の切迫性の違い等から、東海地震と東南海・南海地震について、それぞれ個別に対策が進められてきた。

一方で、「東南海・南海地震対策大綱」においては、「今後、東

海地震が相当期間発生しなかった場合には、東海地震と東南海・南海地震が連動して発生する可能性も生じてくると考えられるため、今後 10 年程度経過した段階で東海地震が発生していない場合には、東海地震対策と合わせて本大綱を見直すものとする」とされているが、現時点で既に同大綱の決定から約 8 年が経過している。さらに、文部科学省による「東海・東南海・南海地震連動性評価研究プロジェクト」を始めとして、平成 15 年以降数多くの調査研究成果が蓄積されてきている。

折しも、このような状況のもと、平成 23 年 3 月 11 日に発生した平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震は、これまでの想定をはるかに超える巨大な地震・津波により、一度の災害で戦後最大の人命が失われ甚大な被害をもたらした。東北地方太平洋沖地震を契機として中央防災会議の下に設置された「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」（以下「地震・津波対策専門調査会」という。）の中間とりまとめに伴う提言（平成 23 年 6 月 26 日）では、「今後、地震・津波の想定を行うにあたっては、これまでの考え方を改め、津波堆積物調査などの科学的知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とされており、今後、この考え方に基づき、南海トラフの巨大地震対策を検討する際に想定すべき最大クラスの地震・津波について検討を進めていくことが必要となった。

こうしたことを背景として、南海トラフの巨大地震を対象として、これまでの科学的知見に基づき想定すべき最大クラスの対象地震の設定方針を検討することを目的として、平成 23 年 8 月、内閣府に「南海トラフの巨大地震モデル検討会」（以下「本検討会」という。）が設置された。

本検討会では、これまで 7 回にわたり、南海トラフで過去に発生した地震、プレート形状や発生メカニズムに係る科学的な知見

などについて、文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下「地震調査委員会」という。）と連携し検討を進めてきた。

この「中間とりまとめ」は、南海トラフの巨大地震モデルの想定震源域・想定津波波源域の設定の考え方や最終とりまとめに向けた検討内容等について、とりまとめたものである。

Ⅱ．南海トラフの最大クラスの巨大な地震・津波に関する検討スタンス

1．これまでの対象地震・津波の考え方

これまで中央防災会議が対象としてきた南海トラフで発生する大規模地震の想定は、過去に発生した地震と同様な地震に対して備えることを基本として、過去数百年間に発生した地震の記録の再現を念頭としてきた。

東南海地震・南海地震では、過去に発生した地震として、研究者により過去の資料が整理されている 1707 年宝永地震、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 18 世紀以降の直近の 5 つの地震について、古文書調査により震度分布・津波高を抽出整理し、その再現性を評価したうえで、地震モデルを構築してきた。

なお、地殻変動については、過去の地殻変動と古文書調査を基に構築された地震モデルに矛盾がないかの点検に活用してきたが、津波堆積物調査については、これまで地震モデル構築には活用していなかった。

2．東北地方太平洋沖地震から得られた教訓と知見

地震・津波対策専門調査会は、東北地方太平洋沖地震と想定対象地震・津波との食い違いへの反省と、今後の防災対策で想定対象とする地震・津波の考え方を報告している。

報告では、東北地方太平洋沖地震は、日本海溝の複数の震源域が連動したマグニチュード 9.0 の地震であったが、過去数百年間の資料ではこのような地震は確認できず、想定してこなかったことから、地震・津波の想定の方を抜本的に見直す必要があるとの考えが示されている。

対象地震・津波を想定するためには、出来るだけ過去に遡っ

て地震・津波の発生等をより正確に調査し、古文書等の史料の分析、津波堆積物調査、海岸地形等の調査などの科学的知見に基づく調査を行い、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきとされている。

3. 南海トラフにおける最大クラスの地震・津波の考え方

地震・津波対策専門調査会の報告にあるとおり、今回の東北地方太平洋沖地震は、我が国の過去数百年間の資料では確認できなかった巨大な地震であり、過去数百年間に発生した地震・津波を再現することを前提に検討する従前の手法には限界がある。さらに、過去千年間程度より前に発生した869年貞観地震のものと考えられる東北地方太平洋沖地震発生前の津波堆積物調査に基づいて推定された津波波源域及び地震の規模は、東北地方太平洋沖地震よりかなり小さかった（宍倉,2011）（佐竹・他,2011）。このことは、現時点の限られた資料では、過去数千年間の地震・津波の記録だけにに基づく地震・津波の震度分布・津波高の推定は難しく、仮にそれを再現したとしても、それが、今後発生する可能性のある最大クラスの地震・津波であるとは限らないことを意味している。

したがって、検討に当たっては、地震調査委員会と引き続き十分に連携し、南海トラフで発生した過去地震の特徴やフィリピン海プレートの構造等に関する特徴などの現時点の科学的知見に基づきあらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討する必要がある。

検討に当たっての考え方は、以下のとおりである（図Ⅱ.1 参照）。

南海トラフにおける最大クラスの地震・津波の考え方

東北地方太平洋沖地震の教訓

対象地震・津波を想定するためには、出来るだけ過去に遡って地震・津波の発生等をより正確に調査し、古文書等の史料の分析、津波堆積物調査、海岸地形等の調査などの科学的知見に基づく調査を行い、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討

(平成23年9月28日中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告の要約)

南海トラフの最大クラスの地震・津波の検討方針

科学的知見①(南海トラフで発生した過去地震の履歴)

【過去地震資料】

- ・古文書調査
 - ・津波堆積物等調査
 - ・遺跡の液状化痕跡調査
 - ・地殻変動調査
- (科学的知見④においても成果を活用)

Ⅲ章

南海トラフの過去の巨大地震

○津波堆積物調査からは約2000年前に1707年宝永地震を上回る津波が発生した可能性

現時点の資料では、過去数千年間に発生した地震・津波を再現したとしても、それが、今後発生する可能性のある最大クラスの地震であるとは限らない

Ⅲ章

地震学的に考えられる巨大地震モデルの構築

科学的知見②(断層モデルに係る科学的知見)

- ①地下構造探査結果によるプレート境界面の形状
- ②日向灘付近におけるフィリピン海プレートの構造
- ③深部低周波地震の発生領域
- ④分岐断層の存在
- ⑤津波発生メカニズム

Ⅳ章

最大クラスの想定震源域・想定津波波源域

- 内陸側の領域端は、プレート深さ約30kmよりやや深い部分まで拡大
- 南西側の領域端は、日向灘よりもさらに南西方向に拡大
- 想定津波波源域は、津波地震を考慮して深さ10kmより浅い部分も対象

Ⅴ章

科学的知見③(想定震源域の広がりや規模の関係)

世界の海溝型巨大地震による震源域の広がりや規模の解析

Ⅴ章

地震規模(マグニチュード)の推定(暫定値)

↑中間とりまとめの主要事項

↓今後の検討事項

Ⅵ章

科学的知見④(アスペリティ・断層すべり量の知見)

- ①世界の海溝型巨大地震から得られるアスペリティの位置
- ②フィリピン海プレートの沈み込み量
- ③過去地震資料からのアスペリティの位置・断層すべり量
- ④東北地方太平洋沖地震を踏まえた津波地震の断層すべり量

地震の規模、アスペリティの位置、断層すべり量などの断層パラメータ等の設定

巨大地震モデル(震源断層・津波断層モデル)の構築

最大クラスの震度分布・津波高等の推計

図Ⅱ.1 南海トラフにおける最大クラスの地震・津波の考え方

(1) 南海トラフで発生した過去地震の特徴

南海トラフで発生する可能性のある地震・津波の検討に当たっては、まず、この地域で過去に発生した地震・津波の発生履歴とそのメカニズムを把握する必要がある。そのため、南海トラフで発生した地震・津波について、できるだけ過去に遡り、地震・津波の震度分布・津波高に関する古文書調査、地震時に発生した地殻変動等に関する調査（地殻変動痕跡調査）、津波堆積物等の調査から得られた知見を整理し、南海トラフで発生した過去地震の姿を明らかにする。

(2) 地震学的に考えられる巨大地震モデルの構築

現時点の限られた資料では、過去の地震から確認できた地震・津波の震度分布・津波高を再現したとしても、それが今後発生する可能性のある最大クラスの地震・津波であるとは限らないことから、地震学的知見を踏まえあらゆる可能性を考慮した巨大地震モデルを構築する必要がある。

① フィリピン海プレートの構造等に関する特徴の把握

断層モデルに係る科学的知見に基づき、最大クラスの巨大地震・津波を発生させる想定震源域・想定津波波源域を設定するため、フィリピン海プレートの構造・形状、運動メカニズム等に関する調査等の最新の研究成果を整理することにより、南海トラフに係るフィリピン海プレートの構造等の特徴を把握する。

また、東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ、津波地震の発生についても検討する。

② 想定震源域・想定津波波源域の設定

①を踏まえ、地震学的知見に基づき、最大クラスの地震・

津波を発生させる想定震源域・想定津波波源域をフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面上に設定する。

また、過去の事例から見ると、広い震源域の中でも、強震動を発する断層領域と津波を発生させる断層領域は、概ね共通するものの、必ずしも一致するものではなく、津波を発生させる断層領域の方が広い場合がある。

そのため、今回の巨大地震モデルの検討においては、強震動を評価するための震源断層モデルと津波を評価するための津波断層モデルは別々に検討することとし、震源断層モデルに対応する領域を震源域、津波断層モデルに対応する領域を津波波源域として区別して用いることとする。

③ 巨大地震モデル（震源断層・津波断層モデル）の構築

②で設定した想定震源域・想定津波波源域に対して、地震の規模、断層の破壊開始点、アスペリティ（震源域の中で特に強い地震動を発生する領域）の位置、断層すべり量、津波地震の発生場所やそのすべり量等を設定し、南海トラフで今後発生する可能性のある巨大地震モデルを構築する。

これらの各種断層パラメータ等の設定においては、南海トラフで発生した過去地震の発生間隔、アスペリティの位置及び断層すべり量等や、フィリピン海プレートの運動速度・形状、津波地震の発生の可能性等の特徴の整理、南海トラフ以外の地域における地震の規模と断層面積、アスペリティの位置、断層すべり量等の関係等の整理を踏まえることとする。

4. 調査・研究成果の活用の考え方

本検討会では、地震・津波対策専門調査会の報告を踏まえ、科学的知見を踏まえたあらゆる可能性を考慮した最大クラスの地震・津波を検討するために、これまでの検討に用いた 1707 年宝永地震以降の 5 つの地震に加え、1707 年宝永地震より前に

発生した地震も含め、できるだけ多くの地震を対象として資料を収集・整理し、検討に活用することとする。

検討に当たって収集・整理した資料と活用の考え方については、以下のとおりである。

(1) 過去地震に関する調査・研究

過去地震に関する調査・研究を収集・整理し、過去地震の発生間隔、震度分布・津波高等を明らかにするとともに、これらの資料を各種断層パラメータ等の検討に活用する。

① 古文書調査

これまでの検討では、1707年宝永地震以降の古文書を対象とし震度分布・津波高を整理したが、今回は1707年宝永地震より前の地震についても収集・整理の対象とした。その際、中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」以降の研究・調査の成果も収集・整理した。

② 津波堆積物調査・地殻変動痕跡調査

これまでの中央防災会議の検討では活用していなかった津波堆積物・地殻変動痕跡に関する研究・調査の成果を収集・整理した。

③ 遺跡の液状化痕跡調査

遺跡の発掘の際に発見された地震痕跡（液状化痕跡）に関する研究・調査の成果を収集・整理した。

④ 地殻変動調査

地震時の地殻変動については、古文書による研究・調査の成果を収集・整理した。

(2) フィリピン海プレートの構造等に関する調査・研究

① フィリピン海プレートの形状等

フィリピン海プレートの構造・形状等についての研究・調査の成果等を収集・整理した。これを踏まえ、フィリピン海プレートと陸側のプレートの境界の形状を設定する。

② 南海トラフにおける津波発生メカニズム等

南海トラフにおける津波発生メカニズムの研究として、津波シミュレーションによる過去地震の津波波源域推定の研究の成果を収集・整理した。

また、津波地震を発生させる可能性のある断層として分岐断層に関する調査・研究の成果を整理した。

これらの調査・研究の成果を踏まえ、津波地震についても検討する。

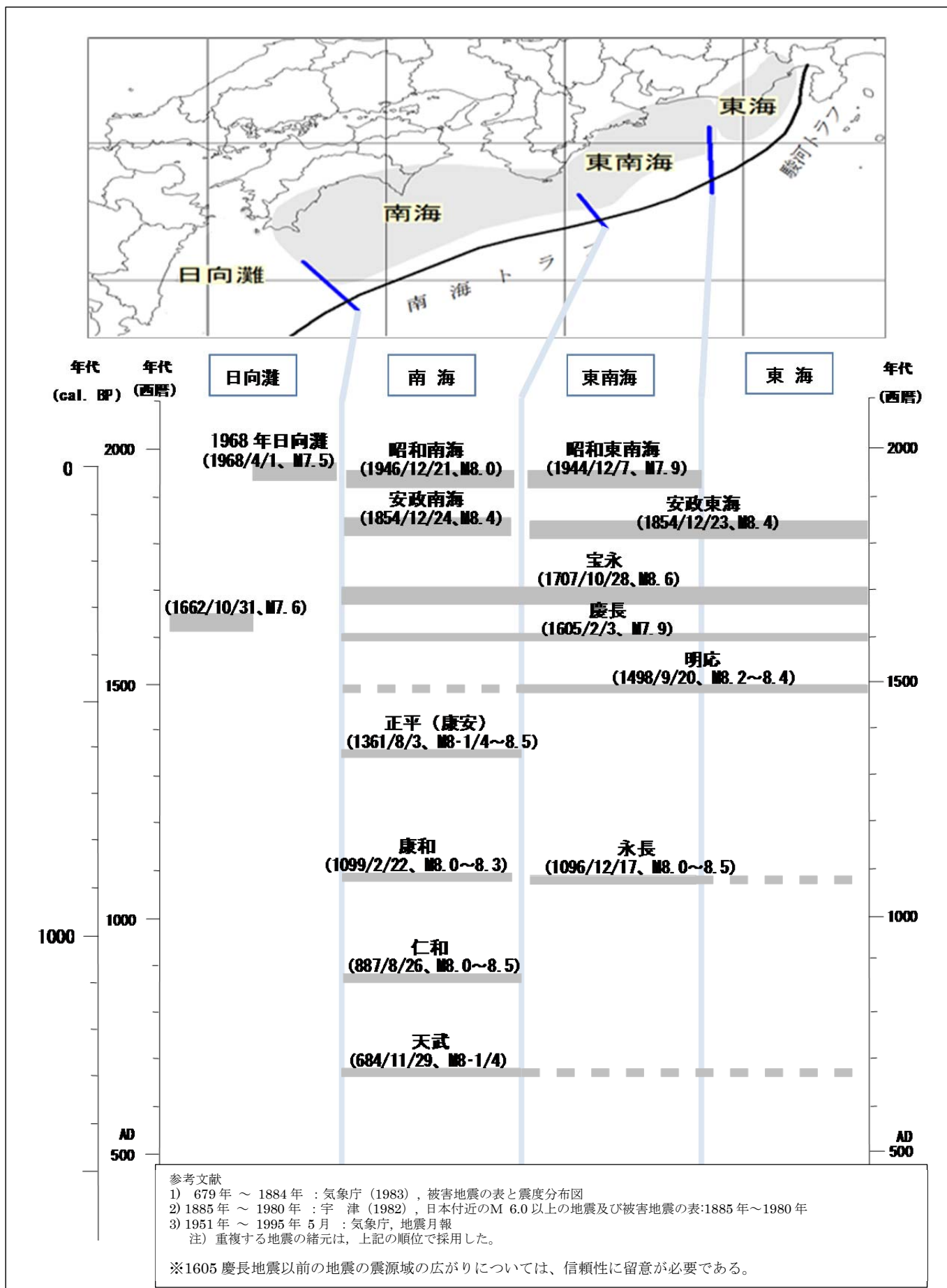
Ⅲ．過去地震の震度分布・津波高に関する調査・研究成果について

駿河湾から九州にかけての南海トラフの領域では、沈み込むフィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界で、マグニチュード8を超える巨大な海溝型の地震（プレート境界地震）が、概ね100～150年の間隔で繰り返し発生している。これまでの調査では、684年天武地震（白鳳地震とも呼ばれる）、887年仁和地震、1096年永長地震、1099年康和地震、1361年正平（康安）地震、1498年明応地震、1605年慶長地震、1707年宝永地震、1854年安政東海地震・南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震が知られている（図Ⅲ.1参照）。

過去の地震の震度分布・津波高を収集・整理した資料は、地震規模の推定やアスペリティの位置などを設定する際の根拠資料であり、また、津波堆積物調査等の資料は、古文書資料で収集できるデータが過去数百年間に限られることに対し、過去数千年間にわたり地震・津波の発生履歴やその大きさを確認することができる重要な資料である。

中央防災会議(2003)の検討では、1707年宝永地震以降の地震についての震度分布及び津波高・地殻変動の資料を基に、想定地震の震度分布・津波高を検討した。

本検討会で検討を行うに当たり、前回の検討から既に約8年が経過していることから、できるだけ多くの地震・津波を対象として古文書等に関する最新の研究成果の収集に加え、近年、調査が開始された津波堆積物等に関する研究成果等最新の研究成果を収集し、地震の発生履歴及び過去地震の震度分布・津波高等について整理した。



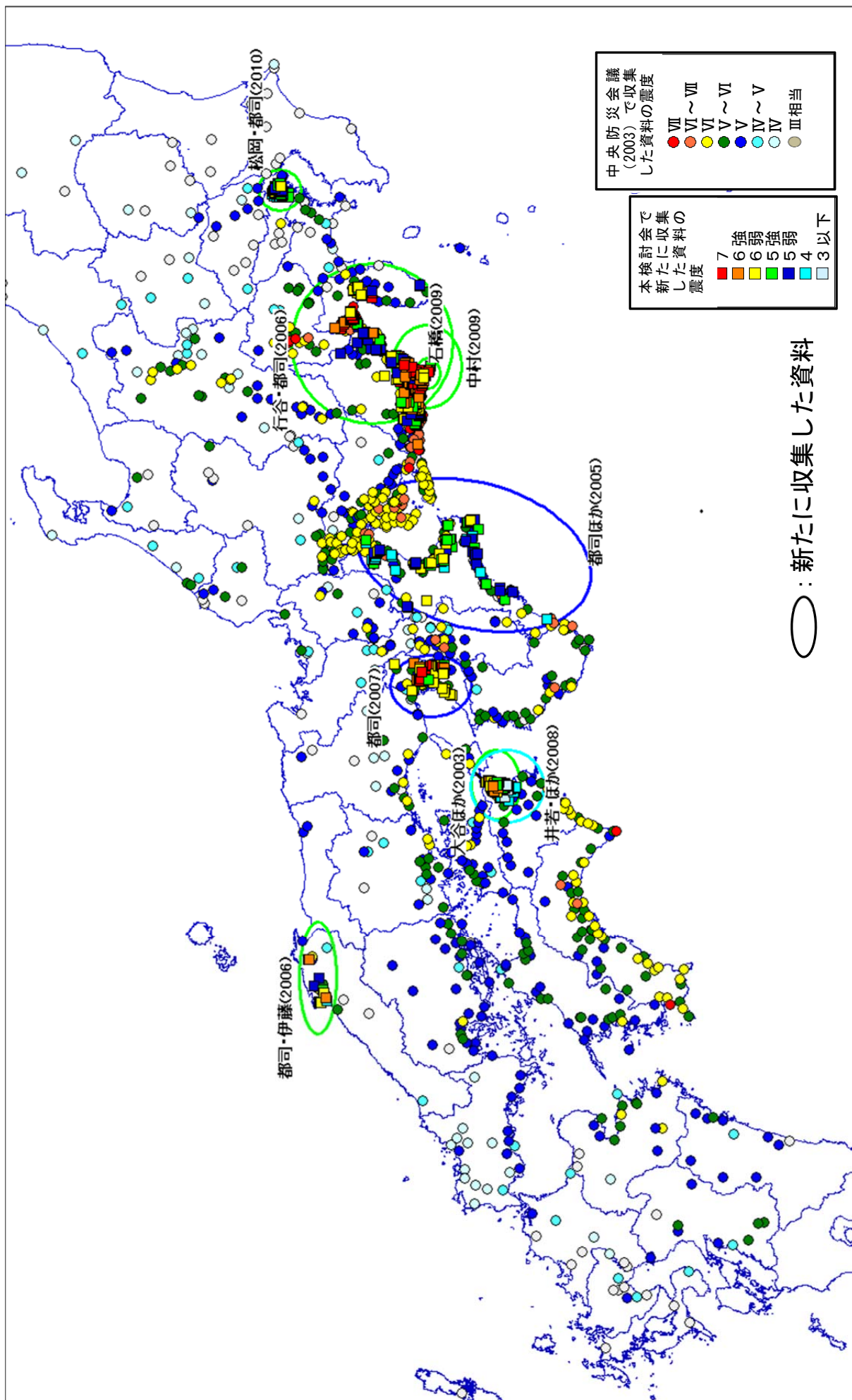
図Ⅲ.1 南海トラフ沿いで発生が知られているプレート境界地震

1. 古文書調査

(1) 震度分布に関する資料

震度分布に関する資料は、松岡・都司(2010)等の9資料を新たに収集・整理した。中央防災会議(2003)が対象とした過去地震の震度分布に新たに収集・整理した震度分布を加えて表示したものが図Ⅲ.2である。追加された震度分布は、いずれも1707年宝永地震以降の資料であること、紀伊半島以西ではほとんど追加データがないことなどから、現時点で収集・整理した資料では、古文書による震度分布の解明には一定の限界がある。

なお、1707年宝永地震による被害は、木造家屋に対する被害よりも、寺社等の大きな構造物に対する被害の方が大きかった等（松浦・他，2011）の指摘もあることから、さらなる検討が必要である。

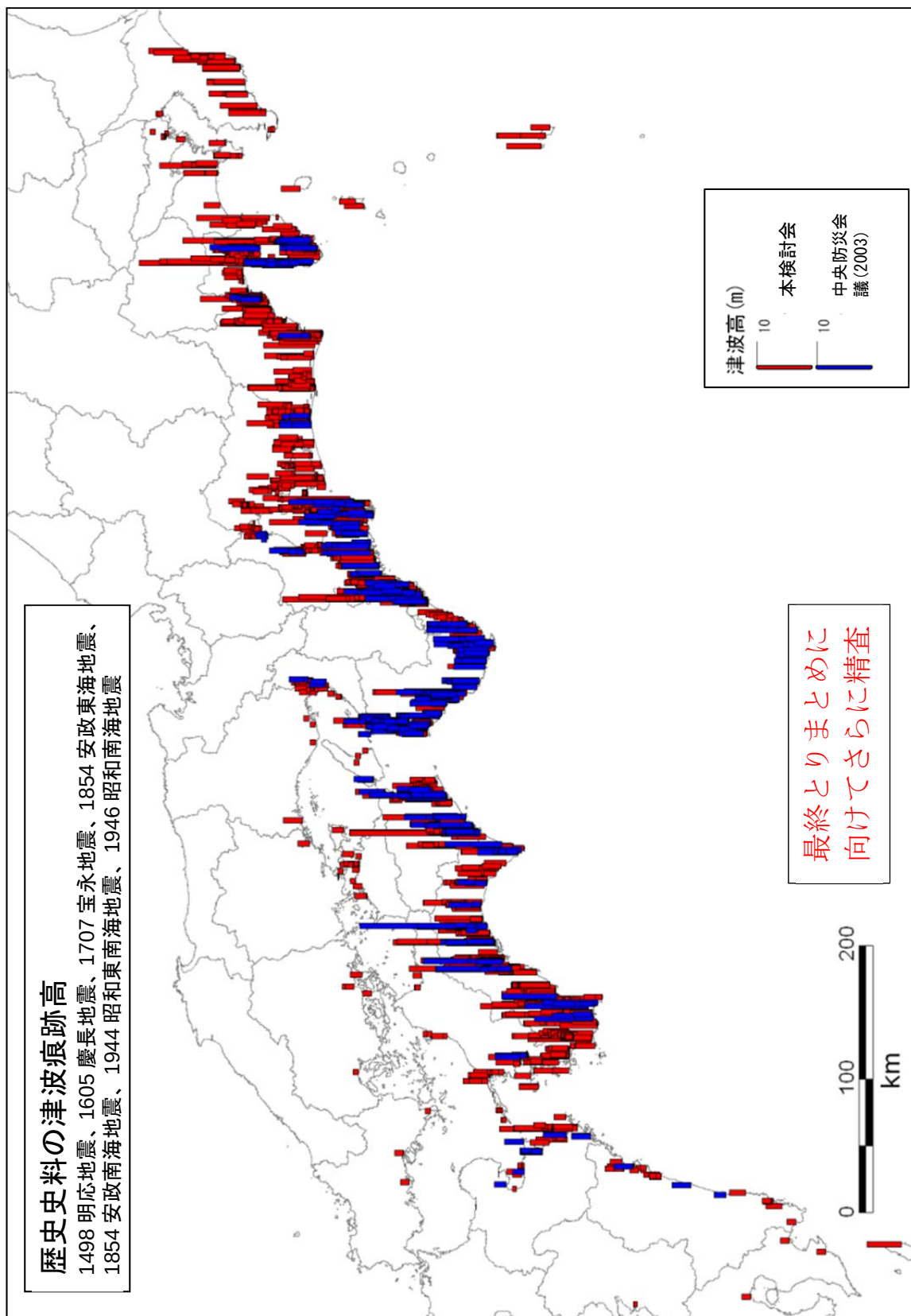


図Ⅲ.2 中央防災会議(2003)の震度分布に新たに収集した資料の震度を加えた過去地震の震度分布図

(2) 津波高に関する資料

津波高に関する資料は、行谷・都司(2005)等の 2002 年以降の 4 資料に加え、それ以前の資料を含めて、新たに収集・整理した。中央防災会議(2003)が対象とした過去地震の津波高分布に、今回新たに収集した津波高を加えたものが図Ⅲ.3 である。これらのデータについては、その信頼性を確認する必要があり、現在、資料の信頼性を含む再評価に関する調査が精力的に進められている。例えば、1605 年慶長地震や 1707 年宝永地震の検討における八丈島の津波高について、従来言われていたような高さではなく、1605 年慶長地震の津波は 10m あるいはそれよりも低く、1707 年宝永地震のものは更に低いことが明らかとなっている。

また、震度分布データと同様に、データの存在期間が 16 世紀以降のものが主であること、データそのものの信頼性の確認が必要であることから、古文書または津波高そのものについて、時代別に信頼基準を設けているが、現時点で収集・整理した資料では、古文書による津波高の解明には一定の限界がある。

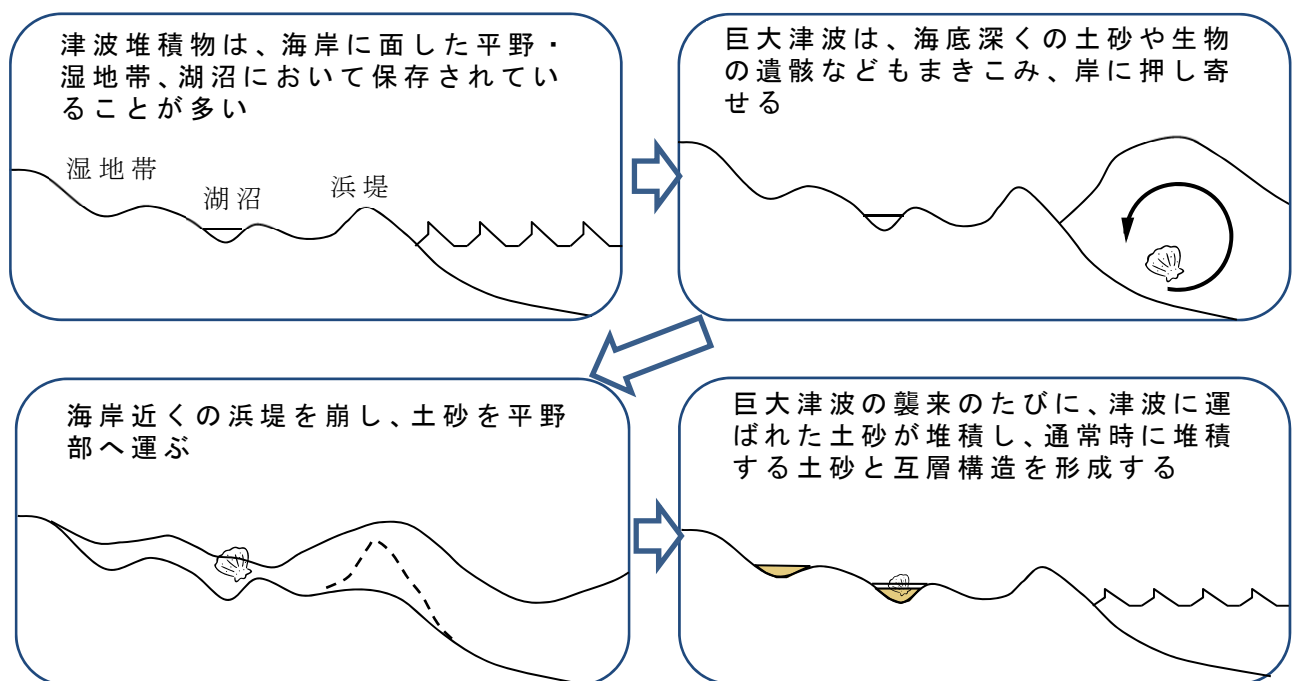


図Ⅲ. 3 中央防災会議 (2003) の津波高に新たに収集した資料の津波高を加えた過去地震の津波高

2. 津波堆積物・地殻変動痕跡等の調査

過去の津波の大きさや発生履歴等を明らかにする調査として、近年、津波堆積物、地殻変動の痕跡等の調査が実施されている。これらの調査は、過去数千年間にわたり、地震・津波の発生履歴等を確認することができる。

津波堆積物生成の概念図を、図Ⅲ.4に示す。この図から分かるとおり、津波堆積物の調査は、津波堆積物が形成されやすく、かつそれらが保存されやすい地形環境を満たしている場所を選定して実施されるのが基本で、また、過去数千年間に堆積した津波堆積物は未固結堆積物中に含まれており、人工改変など、環境が変わっていないこと等も条件となる。



※この図にあるような湿地帯（低地）や湖沼のほかにも、海岸沿いの狭い平坦地においても津波堆積物が期待できる場所がある。

図Ⅲ.4 津波堆積物生成の概念図

津波堆積物の年代は、放射性炭素同位体の測定により行われている。地層中に噴火年代が分かっている火山灰が検出できた場合には、それと比較しより精度の高い年代決定が行われている。そのほか、考古学的遺物の土器片等の同定により行われることもある。

東海から九州にかけて行われている津波堆積物等の調査は、現時点では、湖沼の堆積物を対象としている高知大学による調査、陸上の堆積物及び地殻変動の痕跡等を対象としている産業技術総合研究所グループによる調査がある。

なお、現時点で津波堆積物等の調査が行われている地点数は必ずしも十分ではなく、今後、より多くの地点で調査が行われる必要がある。

(1) 高知大学による調査

高知大学による調査の特徴は、海岸近くの湖沼に堆積している津波堆積物を対象としていることである。湖沼においては、比較的堆積環境が安定しており、津波堆積物が保存されやすいことが利点である。

高知大学では、現在までに九州東岸から浜名湖に至る太平洋沿岸の湖沼において調査を行っており、九州東岸の龍神池、土佐湾のただす池・蟹ヶ池、四国東岸の田井ノ浜の池・蒲生田の池、浜名湖等の調査結果より、過去 3500 年間の南海地震履歴を整理している。津波の発生時期と同時に、津波堆積物全体の厚さ、砂層の厚さ、粒度分布、削剥量、堆積構造などから、その湖沼における津波の相対的な大きさの違いを明らかにしようと試みている。

これらの調査により確認された津波のコア資料の一例を図Ⅲ.5に、津波の履歴を図Ⅲ.6に示す。

① 高知県蟹ヶ池と徳島県田井ノ浜の池の津波堆積物を見る

と、1707 年宝永地震と 1854 年安政南海地震それぞれに対応すると考えられている津波堆積物が得られているが、1946 年昭和南海地震に対応するものは確認できない。これらの津波堆積物を比較すると、蟹ヶ池では、1854 年安政南海地震に比べ 1707 年宝永地震に対応する津波堆積物は厚く、田井ノ浜の池では、逆に、1854 年安政南海地震の方が厚い。

古文書調査によると、1946 年昭和南海地震の津波は、1707 年宝永地震、1854 年安政南海地震のものに比べ小さく、1707 年宝永地震と 1854 年安政南海地震の津波高を比較すると、蟹ヶ池のある高知県土佐湾では 1707 年宝永地震の津波の方が高く、逆に田井ノ浜の池のある徳島県では、1854 年安政南海地震の津波の方が高い。

九州東岸の龍神池では、1707 年宝永地震に対応すると考えられる津波堆積物のみ得られ、1854 年安政南海地震、1946 年昭和南海地震に対応するものは確認出来ない。この地域では、古文書調査によって、1707 年宝永地震による津波が特に高かったことが明らかになっている。

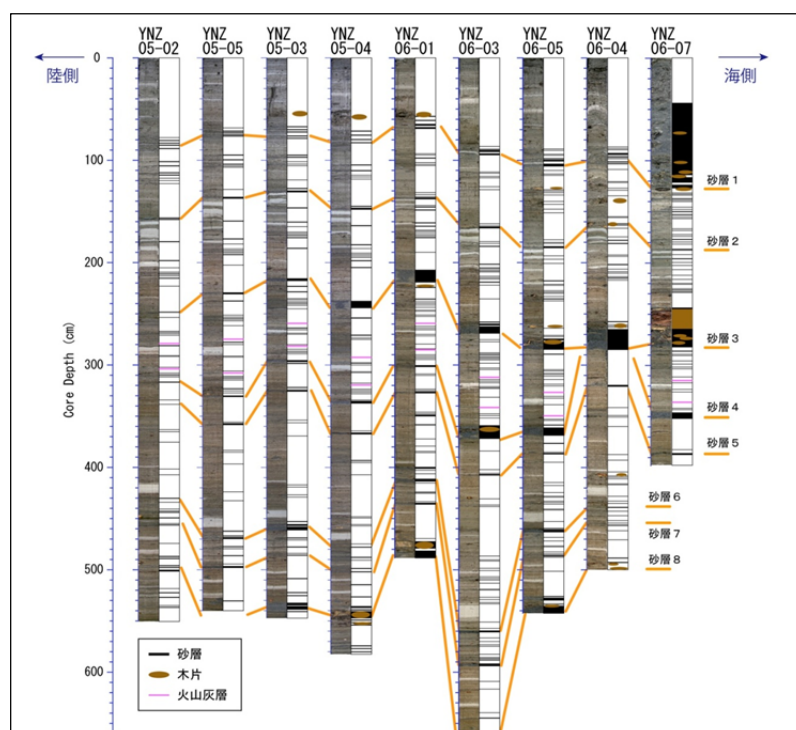
これらのことから、同じ調査地点で堆積環境に変化が無かったと考えた場合、津波堆積物からある程度津波の大きさを判断できる可能性がある。

- ② 蟹ヶ池の津波堆積物を見ると、1361 年正平地震または 1099 年康和地震、684 年天武地震及び AD300～600 年の地震に対応する津波堆積物が確認され、その層厚は 1707 年宝永地震のものよりも薄い。約 2000 年前の津波堆積物は、1707 年宝永地震と同等、もしくはそれ以上の層厚を持つだけでなく、より粗粒な堆積物によって構成されている。

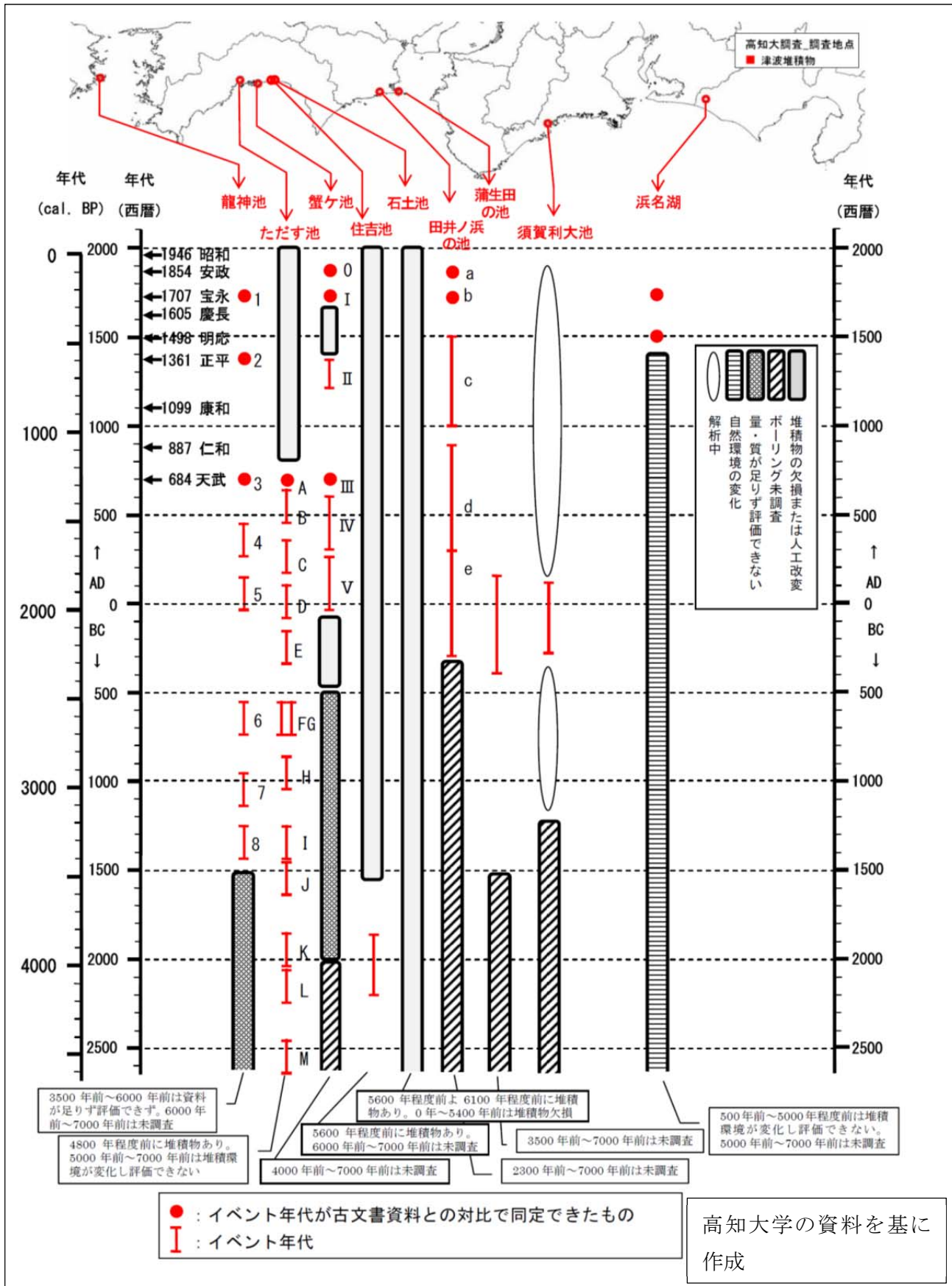
田井ノ浜の池の津波堆積物では、AD1000 年以降とされる地震に対応する津波堆積物の厚さは 1707 年宝永地震よりも薄い。約 2000 年前の津波堆積物は、1854 年安政南海地震のそれと比較して特に厚い砂層を持っている。

蟹ヶ池及び田井ノ浜の池の堆積環境に変化がないとすると、約 2000 年前に発生した地震による津波は、1707 年宝永地震（田井ノ浜の池では 1854 年安政南海地震）のものと同じかそれよりも大きな可能性があり、それ以降のものでは、1707 年宝永地震（田井ノ浜の池では 1854 年安政南海地震）のものが最大のものであった可能性がある。これに対応する津波堆積物は、徳島県蒲生田の池及び三重県尾鷲市須賀利大池でも確認されているが、過去 3500 年間の試料で津波堆積物が明瞭に確認できるのは、この地震に対するもののみである。これらの場所でも、少なくとも約 2000 年前の地震による津波が最大であった可能性がある。

津波発生の履歴について見ると、龍神池、ただす池の津波堆積物では、およそ 3300 年前から 1300 年にかけての約 2000 年の間に、少なくとも 7～8 層の津波堆積物が確認されており、ある程度大きな津波は、300～400 年間隔で発生していると思われる。



図Ⅲ.5 大分県龍神池のコア資料（津波堆積物調査・例）
（本検討会第5回会合 岡村真委員提供資料）



図Ⅲ.6 高知大学の津波堆積物調査によるイベント履歴一覧図

(2) 産業技術総合研究所グループによる調査

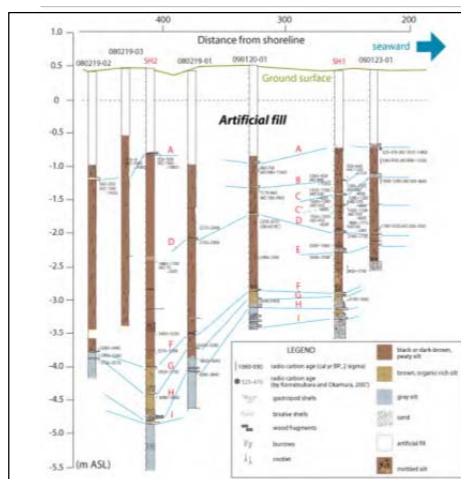
産業技術総合研究所グループは、南海トラフにおいては、志摩半島から伊豆半島にかけての多くの調査地で津波堆積物調査や地殻変動痕跡による地震履歴調査を行っている。津波堆積物調査では、主として湿地帯を調査地としており、海側から内陸にかけて複数の掘削地点を設け津波が到達した範囲を調査することが特徴的である。

① 津波堆積物調査

三重県の志島、静岡県の湖西市、太田川の低地及び伊豆半島井田地区での津波堆積物調査により、古文書調査により知られている幾つかの過去地震と対応する津波堆積物が確認された (Komatsubara et al., 2008)。三重県の志島の例を図Ⅲ.7に示す。また、確認された津波の履歴を図Ⅲ.11に示す。

志島の調査によると、この地点での津波は、約 2100 年前のものが大きく、1498 年明応地震のものは、それよりもさらに大きな可能性がある (藤野・他, 2008)。

太田川の低地での調査では、調査地点の標高が 1707 年宝永地震以降 140cm 以上隆起していることが分かった (藤原・他, 2009)。



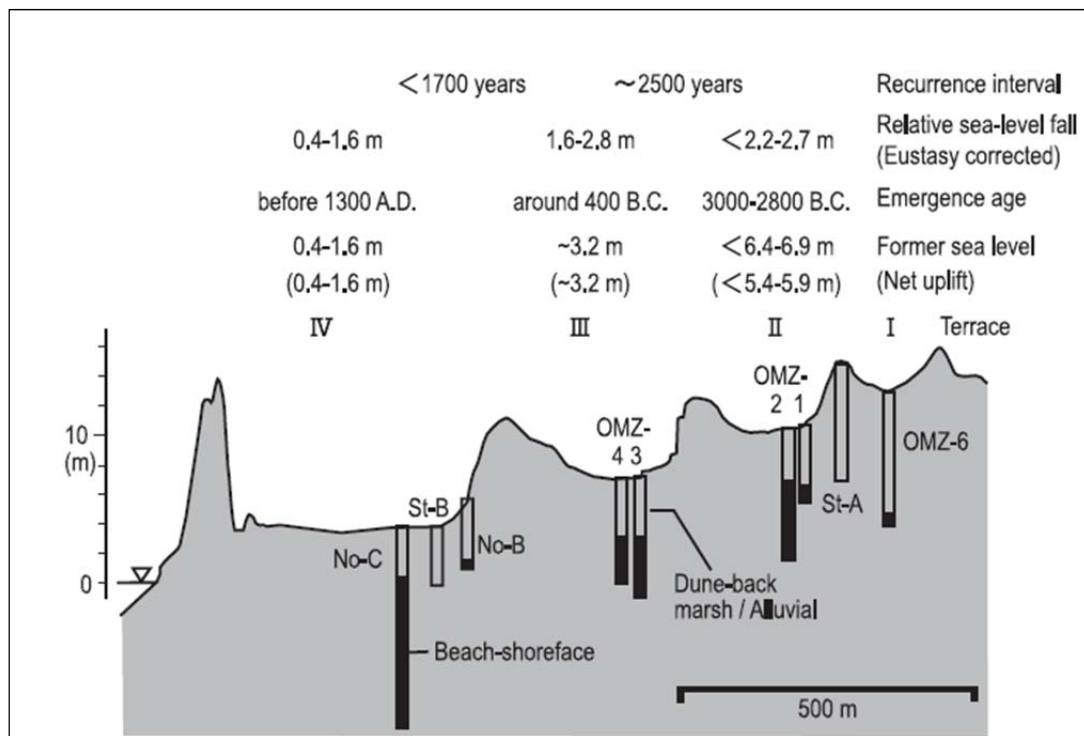
図Ⅲ.7 志島における津波堆積物調査 (藤野・他, 2008)

② 地殻変動痕跡調査

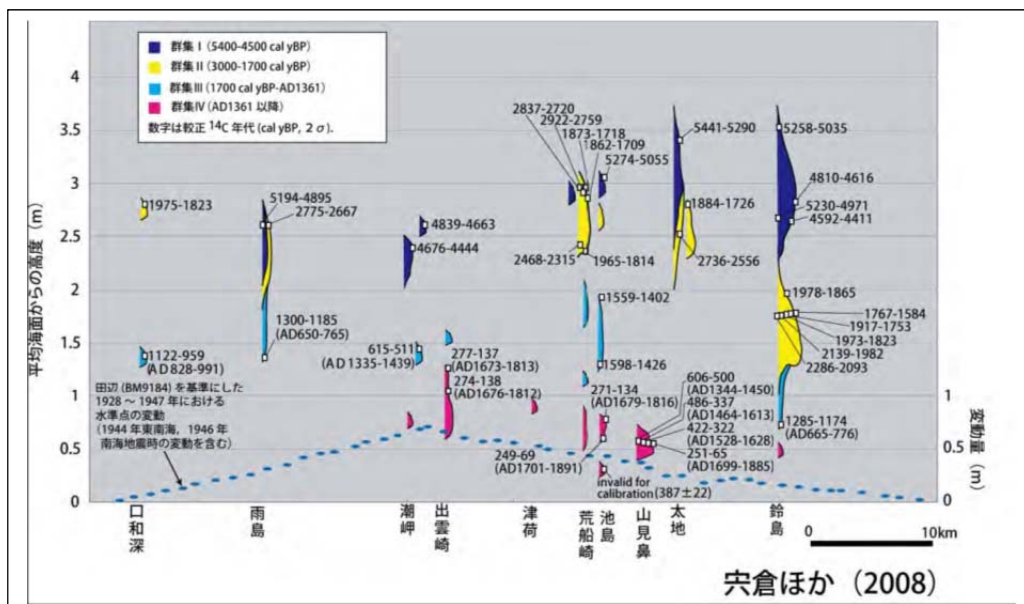
静岡県御前崎（Fujiwara et al., 2009）、榛原低地（藤原・他, 2009）、浮ヶ原（藤原・他, 2007）において、ボーリングによる地質調査を行い、地殻変動の痕跡を調査し、古文書調査により知られている幾つかの過去地震と対応する地震時の地殻変動の痕跡が確認された。静岡県御前崎の例を図Ⅲ.8に示す。また、地震時の御前崎の隆起量に比べ榛原低地の隆起量は小さいことが分かった。

紀伊半島南部では、生物遺骸による地殻変動痕跡調査も行われており、1361年正平（康安）地震と1707年宝永地震は他の地震に比べ地震時の変位量が大きかったと推定されている（宍倉・他, 2008）（図Ⅲ.9参照）。

これら調査により確認された地震の履歴を図Ⅲ.11に示す。その結果、紀伊半島から静岡県の沿岸部では、過去2000年間に於いて、10回の津波が確認できる。



図Ⅲ.8 駿河湾御前崎における地殻変動履歴調査
(Fujiwara et al., 2009)

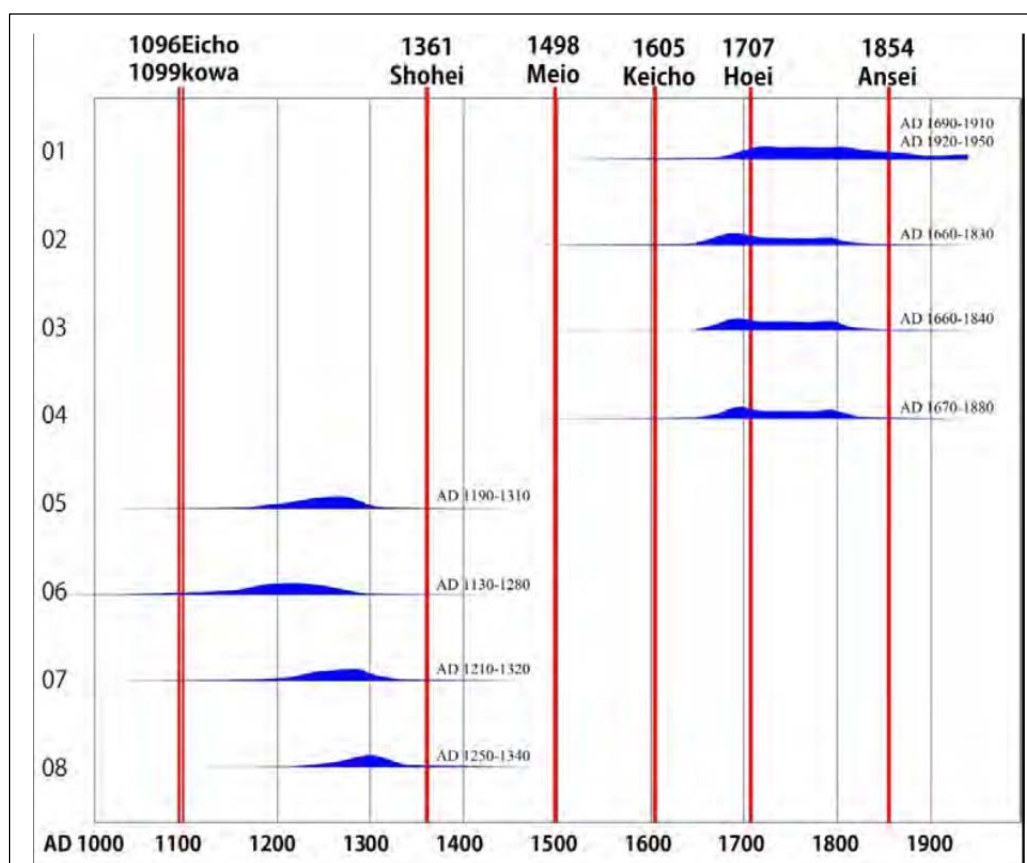


図Ⅲ. 9 紀伊半島串本における地殻変動履歴調査の例
(穴倉・他, 2008)

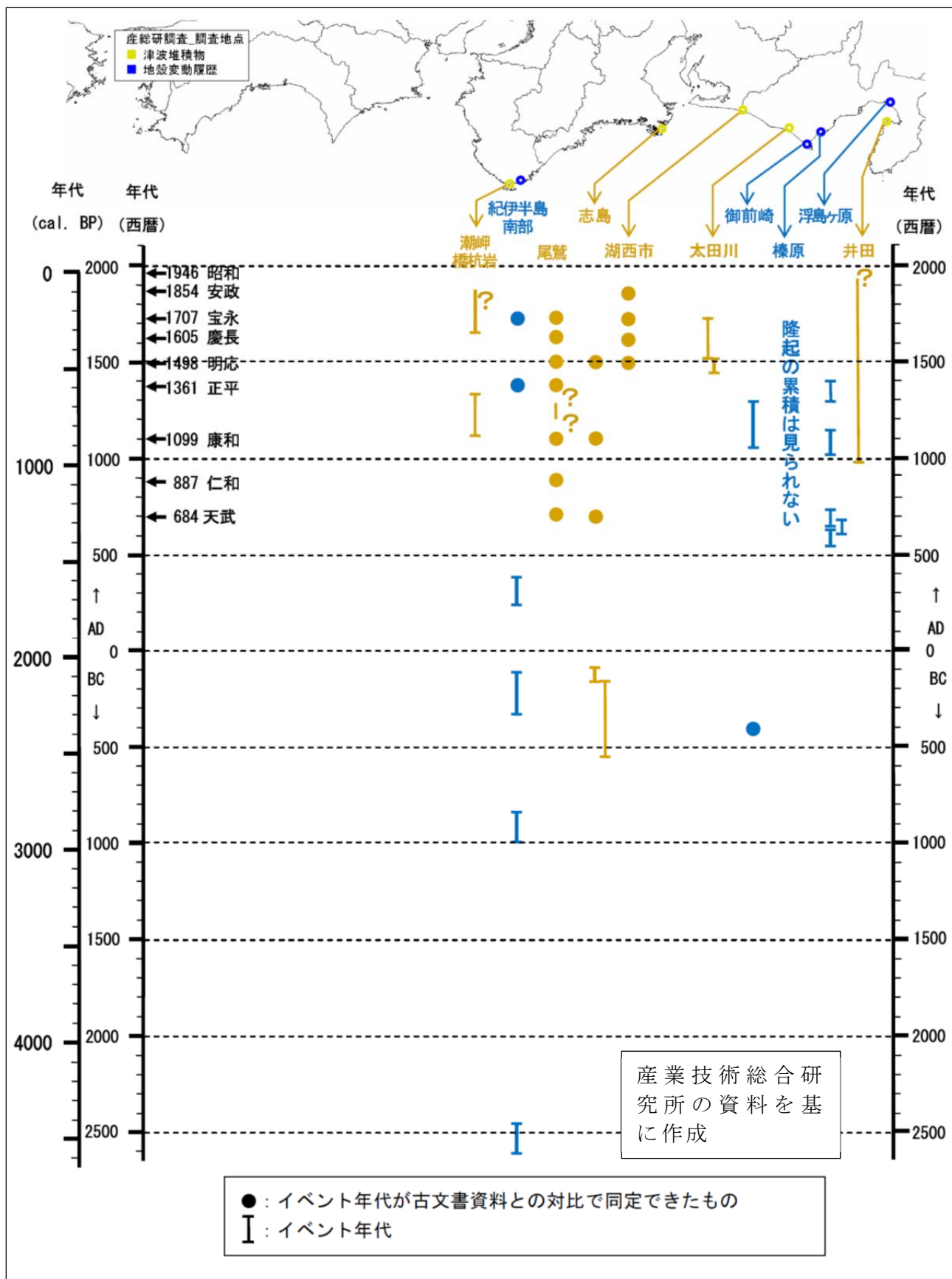
③ 津波で移動した岩の調査

紀伊半島の潮岬における橋杭岩と呼ばれる巨岩の調査により、巨岩を移動させた津波の発生時期が推定され、巨岩の移動は、1099 年康和地震あるいは 1361 年正平（康安）地震の発生時期と、1707 年宝永地震の発生時期の 2 つの時期に発生していることが分かった（図Ⅲ.10 参照）。これらに対応する津波は、他の地震の津波に比べると大きく、その発生間隔は 400～500 年である（宍倉・他，2011）。

これらの調査により確認された津波の履歴を図Ⅲ.11 に示す。



図Ⅲ.10 潮岬における津波履歴調査
（宍倉・他，2011）

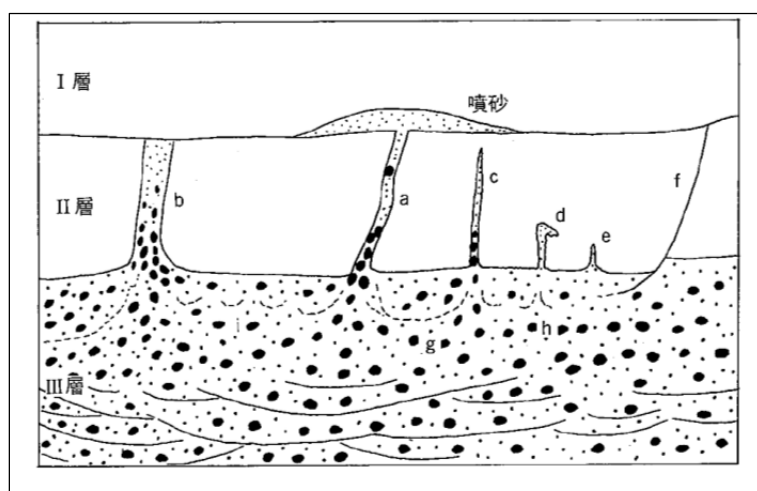


図Ⅲ.11 産業総合技術研究所の調査によるイベント履歴一覧図

3. 遺跡の液状化痕跡調査

考古学の遺跡調査において、地震による液状化の痕跡を見ることができる。液状化の痕跡は、液状化した砂（礫）層を平面的に見るだけでなく、地面へ向かって上昇して地震当時の地面に広がった砂や礫が一連のシリーズとして観察できる（図Ⅲ.12）。遺跡には、住居跡などの「遺構」や土器などの「遺物」が多く埋蔵されていることから、これらの年代を基準にして液状化の発生した年代を限定することにより、その原因となった地震の発生年代を推定する。

このような調査は、最近では、地震考古学調査と呼ばれており、古文書による調査と合わせて整理することにより、液状化を発生させる原因となった地震及びその震源域との対応を示す資料として整理することができる。また、古文書の無い時代あるいは古文書が焼失した時代等についても、考古学的知見から液状化が発生した年代を特定することにより、地震の発生履歴を明らかにすることが可能となる。ただし、この調査においては、液状化を発生させた地震が、近隣で発生した活断層による地震か、南海トラフで発生した海溝型の地震によるものかを識別する必要があることに留意する必要がある。

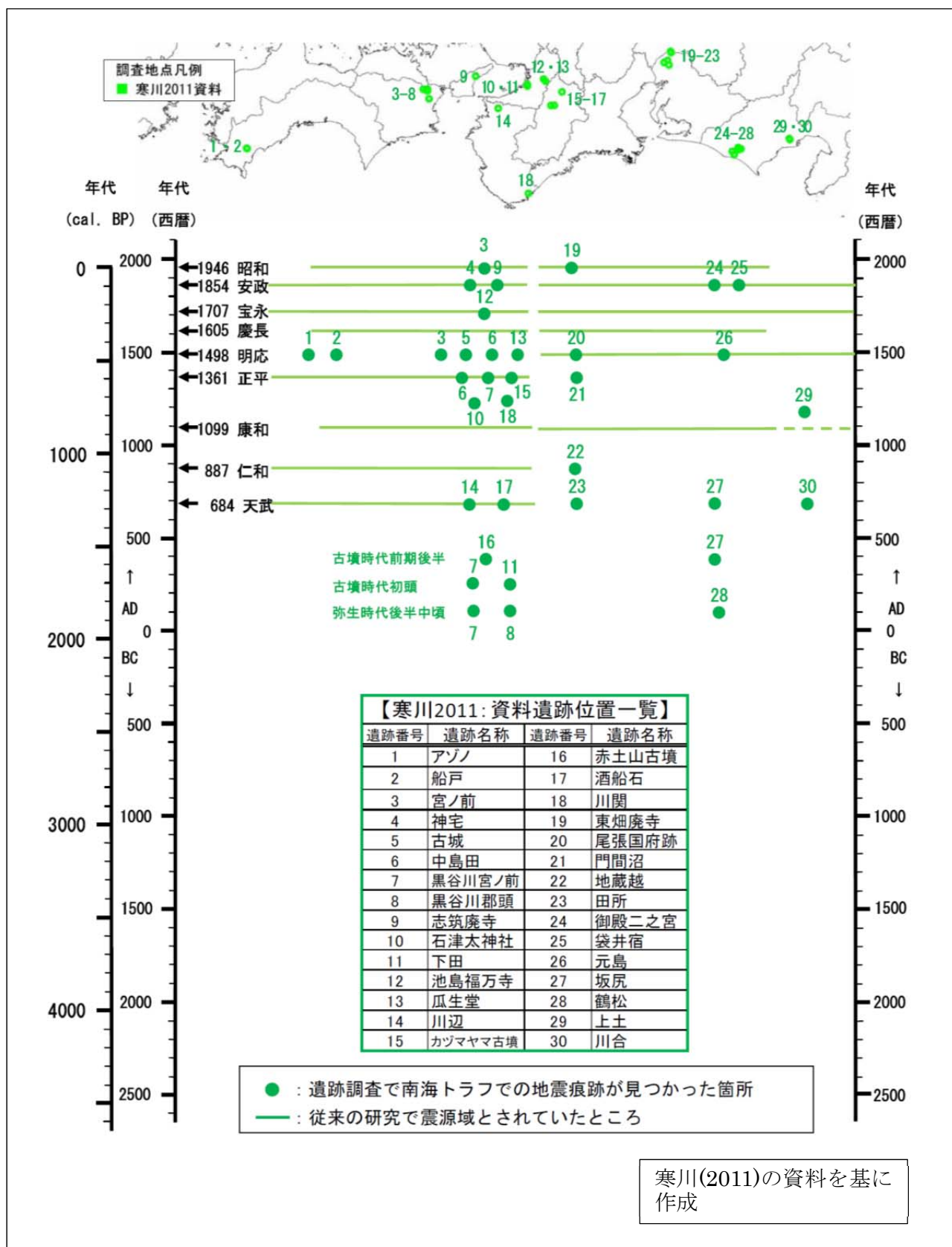


図Ⅲ.12 遺跡で見られる液状化跡の模式図（寒川, 1997）

この調査により、寒川(1997)は、古文書調査から知られている過去の地震と確認された液状化との関係を対応つけた地震年表を作成したが、寒川(2011)では、その後の調査結果を加えたより詳しい南海トラフの地震年表を作成した(図Ⅲ.13 参照)。

図Ⅲ.13 から分かりますとおり、寒川(2011)によると、1099 年康和地震と 1361 年正平(康安)地震の間に、少なくとも静岡から淡路島にかけての広範囲で強い揺れとなる海溝型の地震が発生していたこと、1498 年明応地震は東海地域のみでなく、四国から紀伊半島の広い範囲で強い揺れとなっていたこと、684 年天武地震も東海地域から四国地域までが強い揺れとなる地震であったことが分かる。また、684 年天武地震よりも古い弥生時代後期中頃、古墳時代に発生していた地震に対応する液状化跡も確認された。

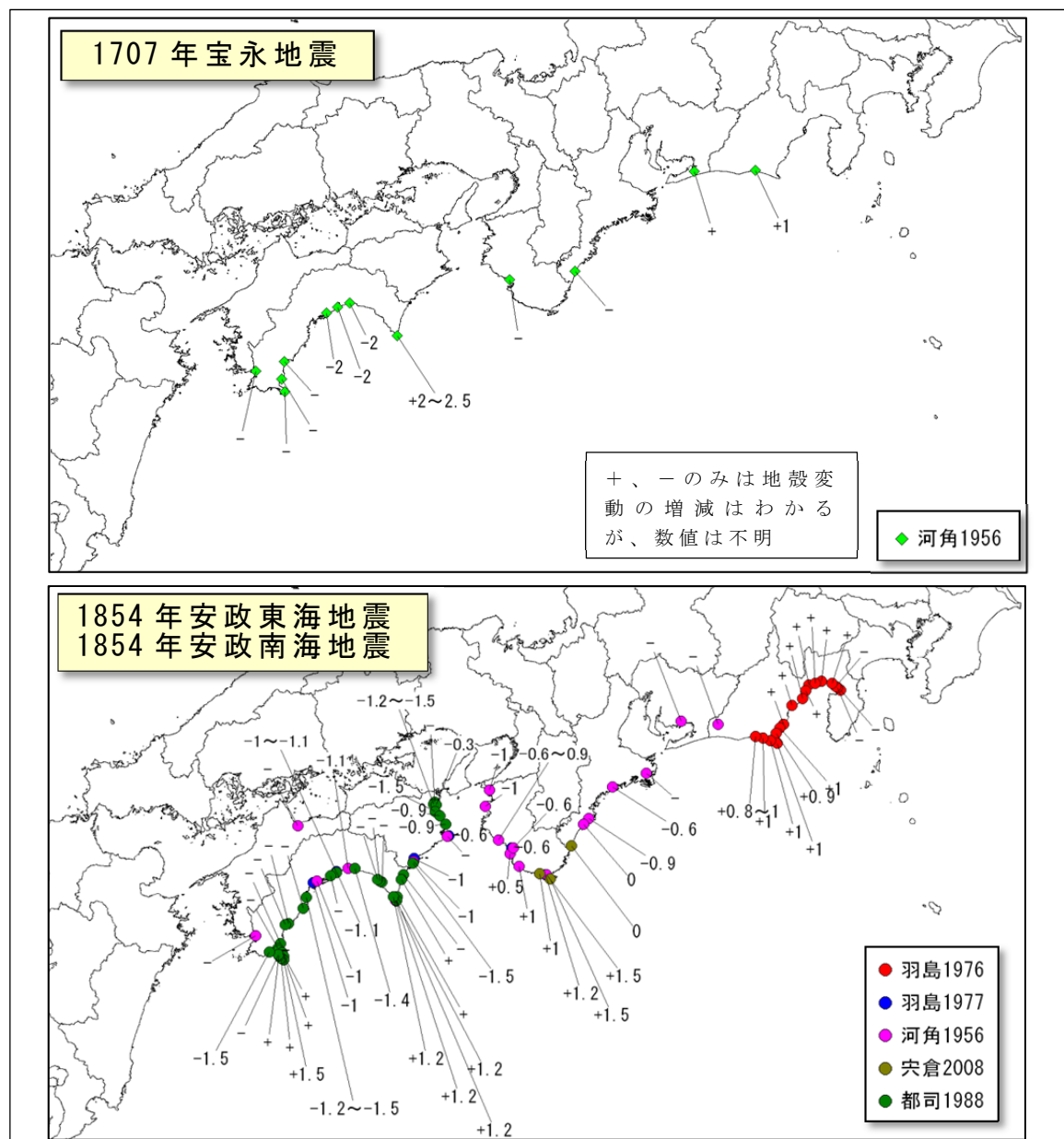
これらの資料から、南海トラフで繰り返し発生する地震は、発生の順序やどの程度の発生間隔があるかは不明であるが、東海側の地震も南海側の地震もほぼ同時に発生している可能性が高いと推測される。ただし、1099 年康和地震と 1605 年慶長地震に対応する液状化痕跡は確認されていない。



図Ⅲ. 13 寒川(2011)によるイベント履歴一覧図

4. 地殻変動調査

1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震の際の地殻変動について、古文書調査による研究成果を整理したものを図Ⅲ.14 に示す。今回新たに収集したのは、都司(1988)及び穴倉・他(2008)のデータである。



図Ⅲ.14 既往地震の上下方向の地殻変動量

※宝永地震、安政東海地震及び安政南海地震については、記録がある地点が示されているものであり、それ以外の地域でも地殻変動があった可能性がある。

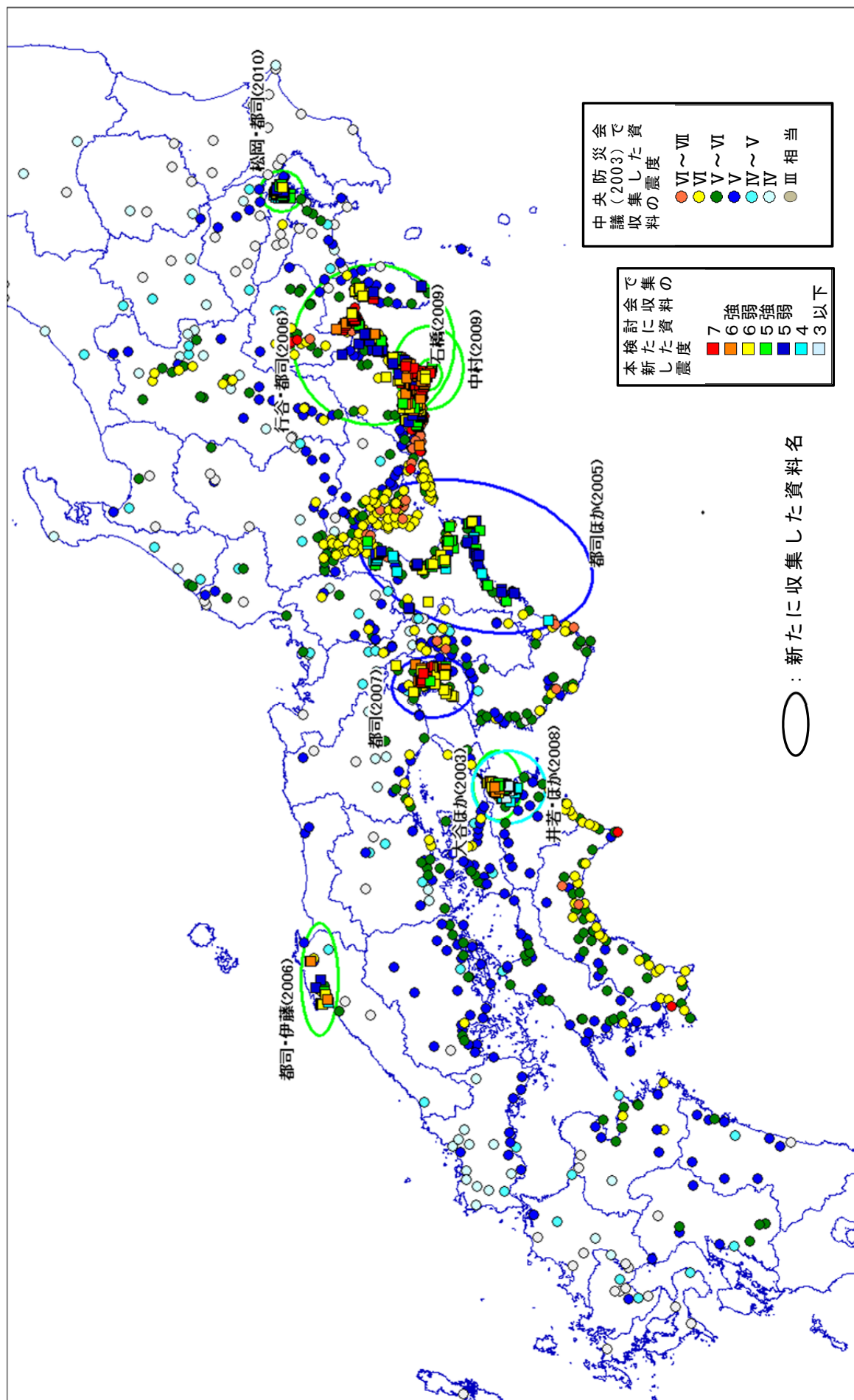
5. 1. ～ 4. の調査のまとめ

古文書調査、津波堆積物・地殻変動痕跡等の調査、遺跡の液化痕跡調査による過去の地震の発生履歴をとりまとめたものを図Ⅲ.15に示す。また、古文書調査等による震度分布を図Ⅲ.16に、津波堆積物調査による津波高をとりまとめたものを図Ⅲ.17に示す。なお、津波堆積物の調査による津波高は、調査地点の標高（浜堤がある場合はいずれか高い方の標高）に2 mの高さを便宜的に加えたものとしている。

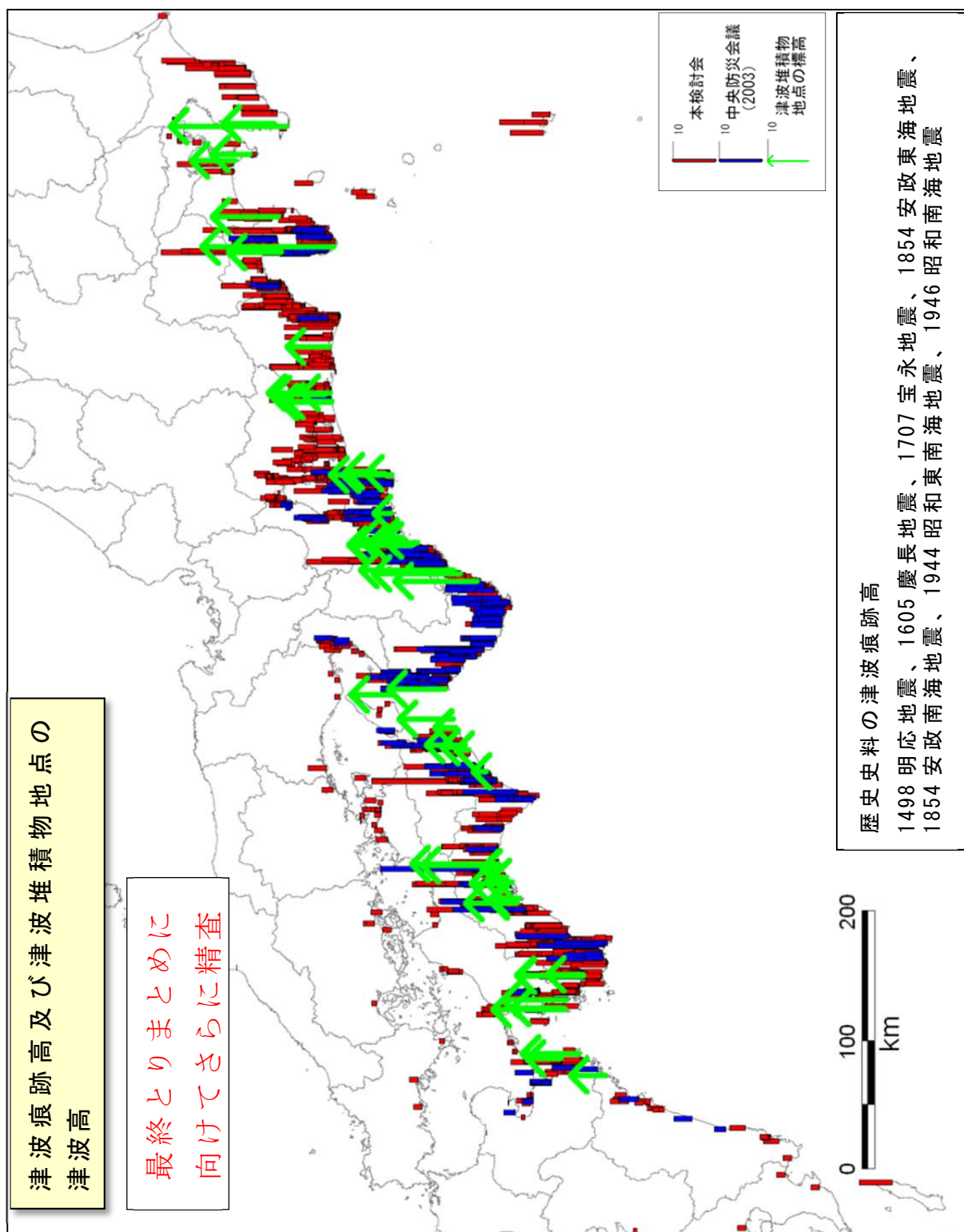
南海トラフで発生した過去1000年の地震の履歴を見ると、地震は約100～150年の間隔で繰り返し発生しており、1099年康和地震と1361年正平（康安）地震との間に発生していた地震を加えると、その発生間隔の平均は、約120年である。

津波については、津波高を過去地震毎に明らかにしようとするれば、現時点では古文書資料において信頼性が確認されているものに依らざるを得ないが、津波堆積物調査等を活用することによって、古文書資料からは明らかにできない過去の津波についてもそのおおよその大きさを比較することができる。南海トラフの過去地震に係る1. から4. の調査を総合的に分析すれば、684年天武地震以降でみると、地域によって違いがあるが、大きなものとして1498年明応地震、1707年宝永地震による津波があり、それに近いものとして684年天武地震、1361年正平（康安）地震による津波がある。また、3500年前以降で見ると、約2000年前に発生した津波は、1707年宝永地震による津波よりも大きかった可能性がある。

また、ある程度大きな津波を発生させる地震の間隔は、津波堆積物で見ると300～400年、津波で移動した岩の調査からは400～500年であるとされている。これらから、今回の検討においては、ある程度大きな津波を伴う地震の発生間隔は、300～500年であると整理することとする。



図Ⅲ.16 中央防災会議(2003)の震度分布に新たに収集した資料の震度を加えた過去地震の震度分布図
(図Ⅲ.2を再掲)



図Ⅲ.17 過去地震の津波高（図Ⅲ.3に津波堆積物調査地点の標高に2mの高さを便宜的に加えたものを追加）

Ⅳ．フィリピン海プレートの構造等に関する調査・研究成果について

1．フィリピン海プレートの形状等

(1) フィリピン海プレートの構造に関する調査・研究

平成 20 年度から実施している東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト（研究代表機関：独立行政法人海洋研究開発機構）において、探査深度がフィリピン海プレートまで達する地下構造探査が実施されてきた。その研究成果等を踏まえ、フィリピン海プレートと陸側のプレートとのプレート境界面の形状、日向灘付近におけるフィリピン海プレートの構造について整理した。

① プレート境界面の形状

図Ⅳ.1に近年調査された当該海域の詳細な海底地形図を示す。

連動性評価研究プロジェクトでは、この海域において多くの地下構造探査を実施し（図Ⅳ.2）、概ね深さ 20~50km に至る構造を調査・分析している（図Ⅳ.3）。

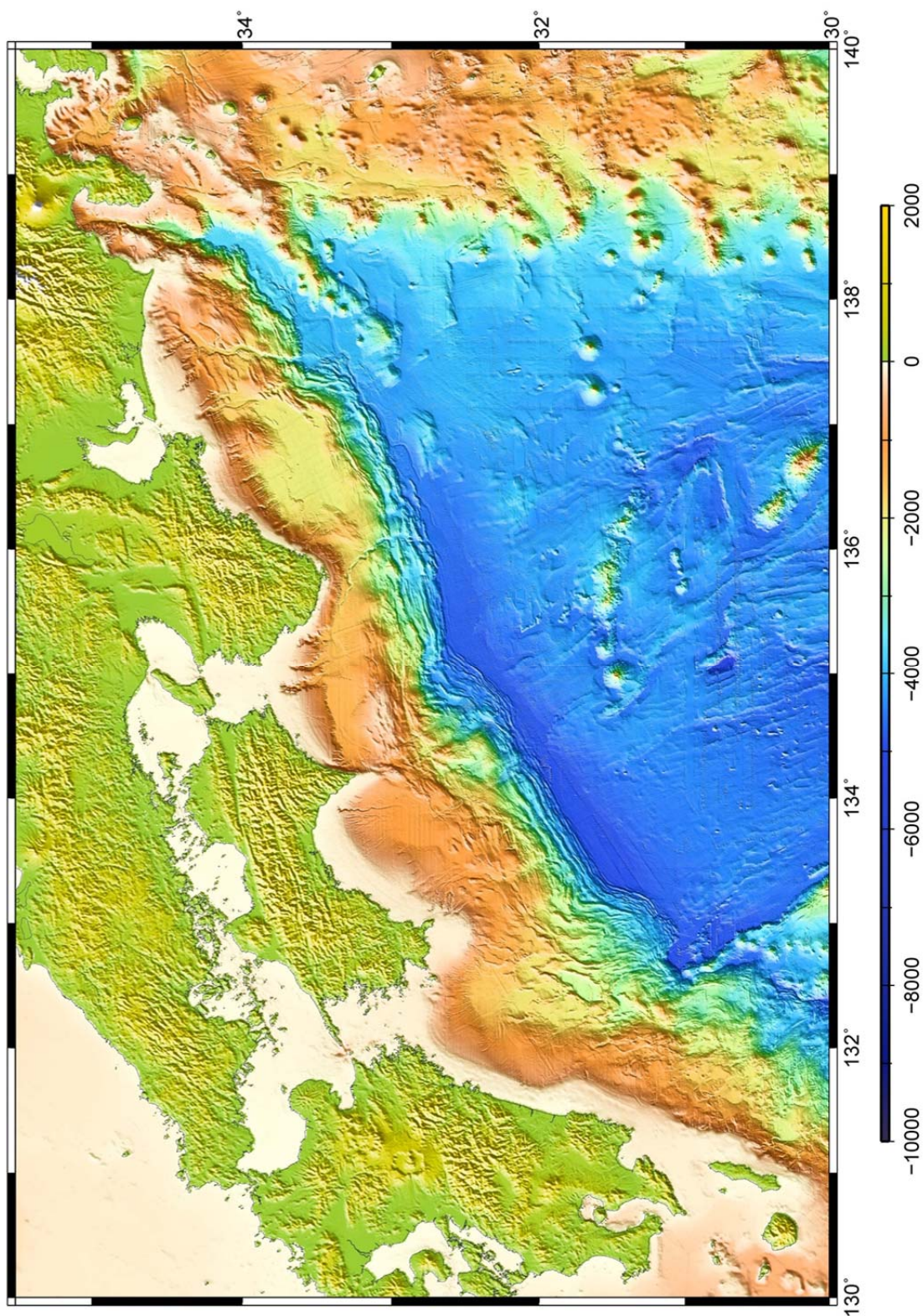
また、プレート境界の形状については、その他最近では Hirose et al.(2008)、Ide et al. (2010) 等の研究成果があり、これらの結果を重ねて表示したものを深部低周波地震の分布と併せて、図Ⅳ.4 に示す。

② 日向灘付近におけるフィリピン海プレートの構造

日向灘及びその付近の海域における構造探査により、この海域付近でのフィリピン海プレートの構造が解析された（図Ⅳ.5 参照）。これによると、フィリピン海プレートの厚さは、日向灘の北部から九州・パラオ海嶺にかけて次第に厚くなっ

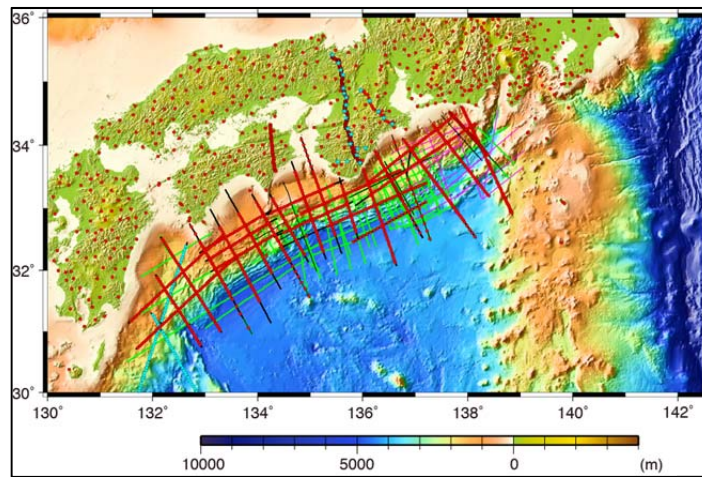
ていることが分かった。

フィリピン海プレートの沈み込むメカニズムを考えると、プレートが次第に厚くなっていく領域を境にして沈み込みの様相が異なる可能性がある。



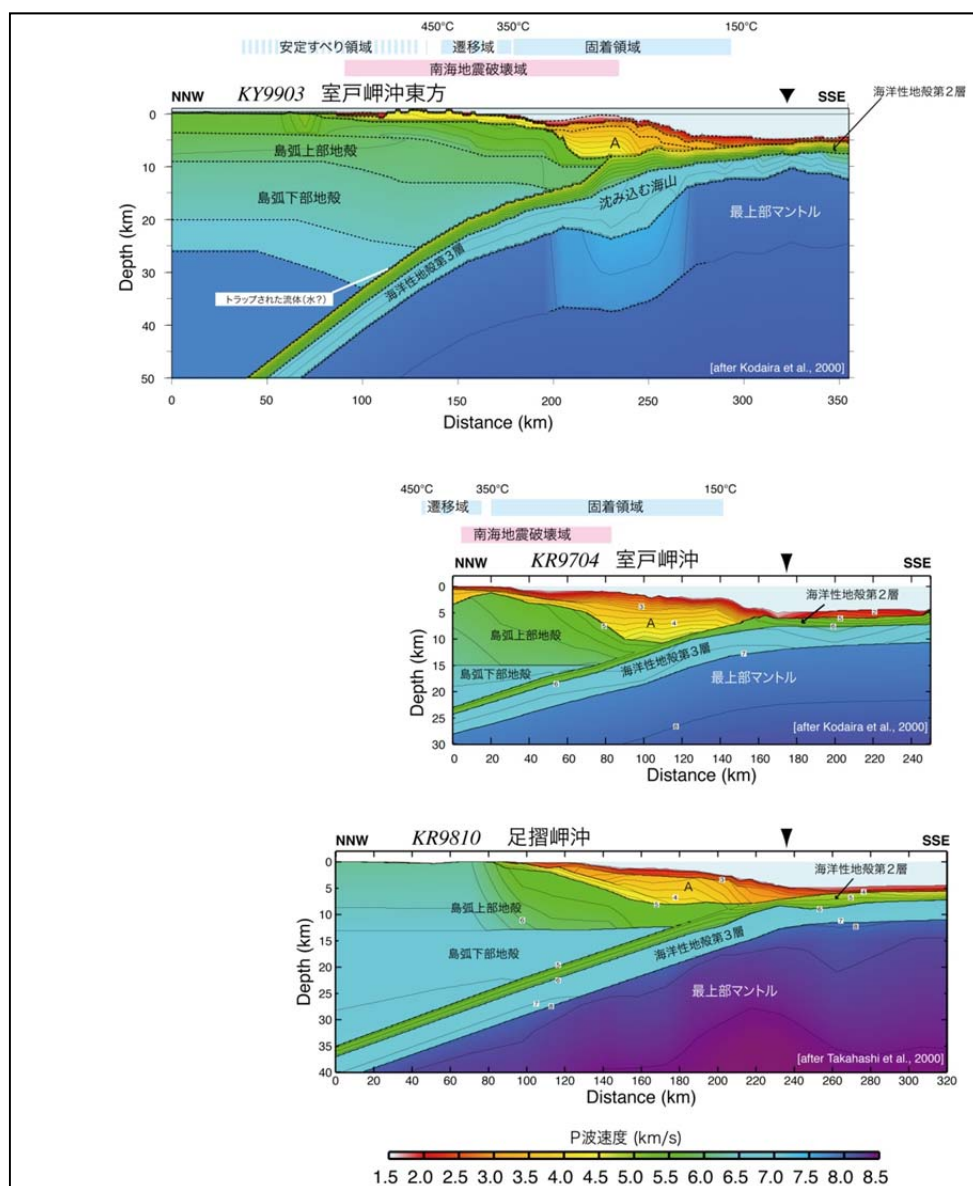
図IV.1 海底地形図（（独）海洋研究開発機構提供資料）

※ 海底地形図は海上保安庁提供データによる

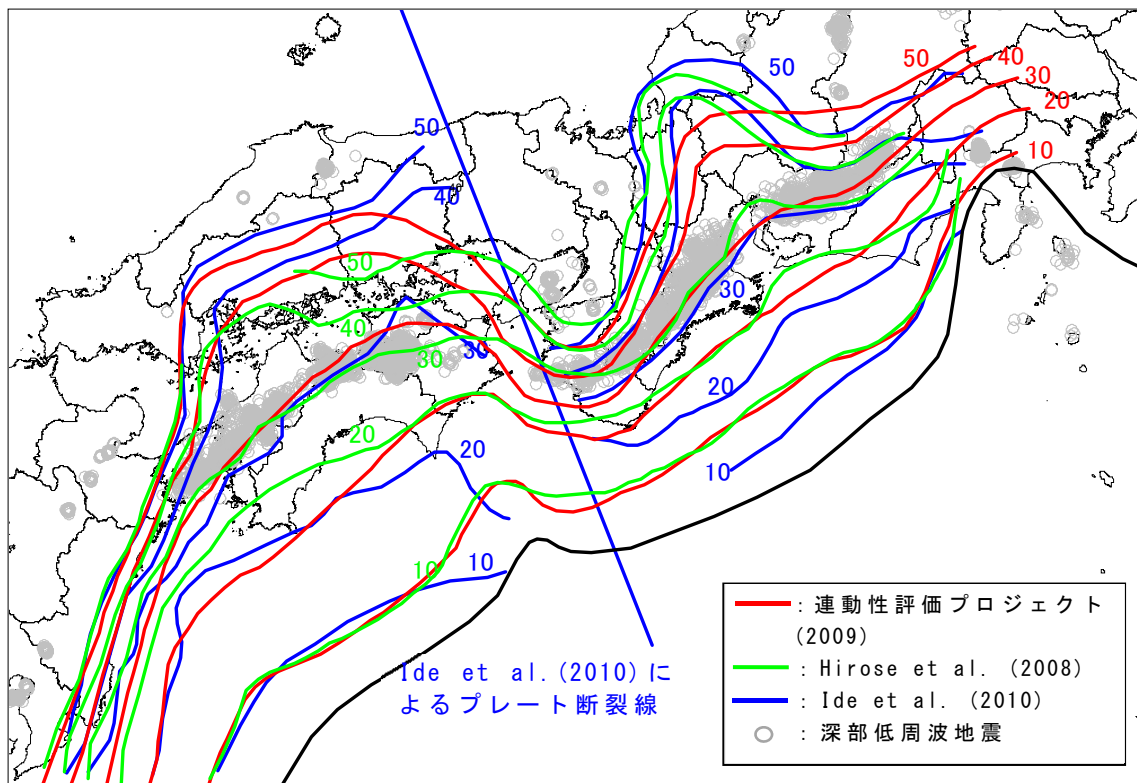


※海底地形図は海上保安庁提供データによる

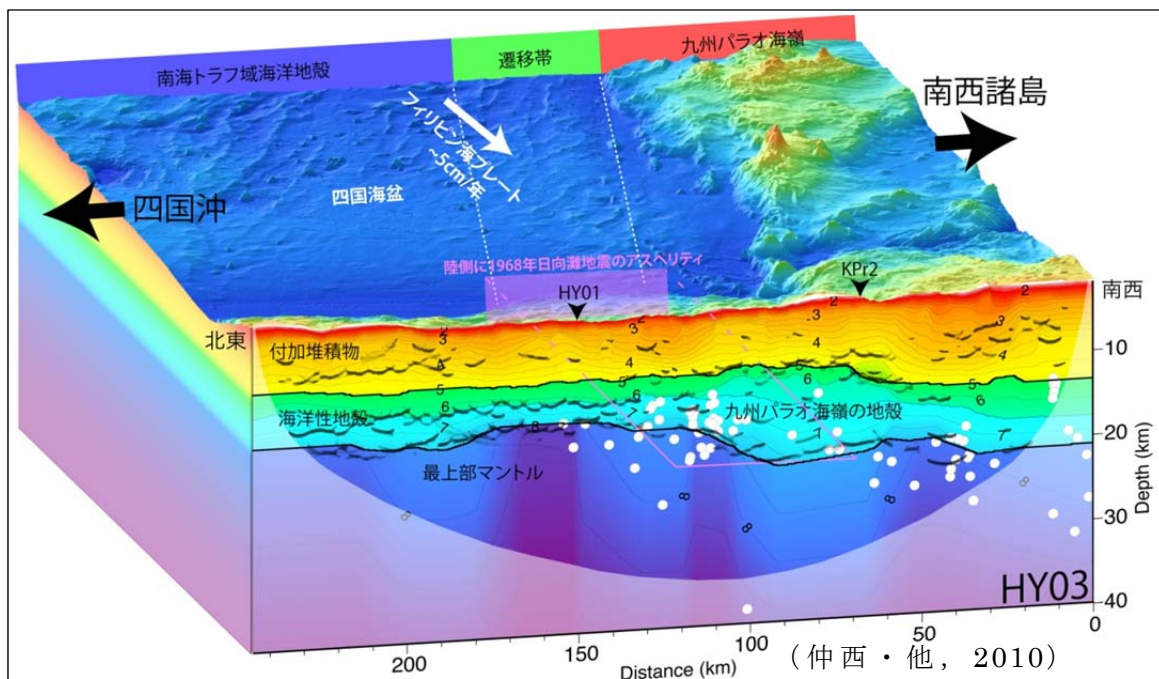
図Ⅳ.2 これまで実施された構造探査
(本検討会第3回会合 金田委員資料)



図Ⅳ.3 構造探査による速度層構造
(本検討会第3回会合 金田委員資料)



図Ⅳ.4 プレート形状 各研究成果のコンターの比較



図Ⅳ.5 日向灘の地殻の構造

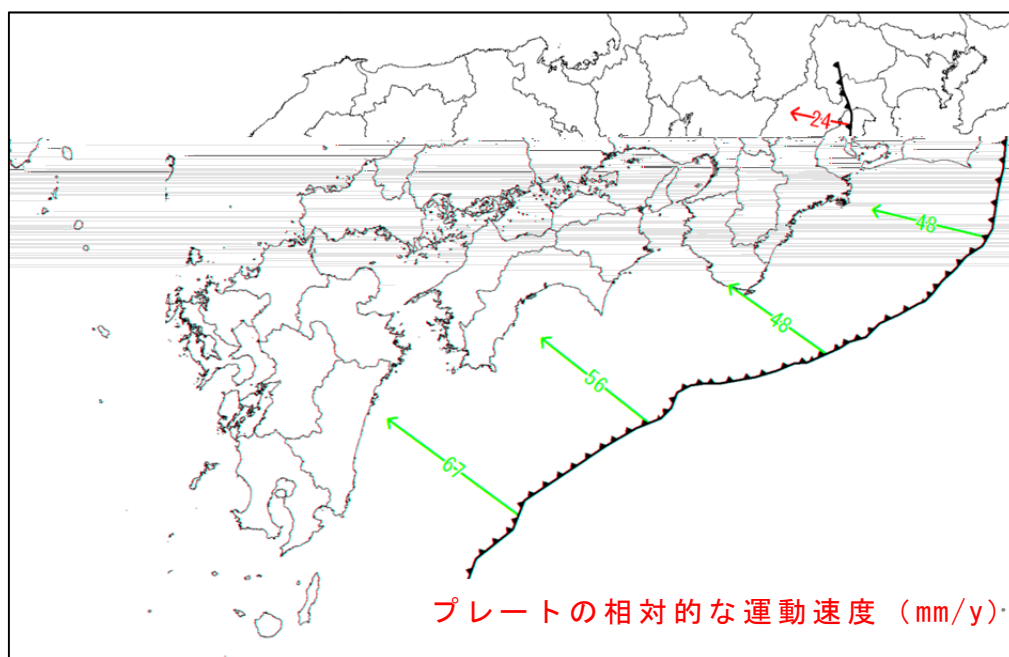
(本検討会第3回会合 金田委員資料)

(2) プレート運動に関する調査・研究

フィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界面で発生する海溝型の地震の規模・発生間隔を検討するためには、これらのプレートの相対的な運動速度とその方向を明らかにする必要がある。この解析には、地震による解析ほか、近年ではGPSデータを用いた解析が行われている。

南海トラフにおけるフィリピン海プレートの相対的な運動速度に関する研究例を図IV.6に示す。プレートの相対的な運動速度は、東から西に向かって次第に大きくなっており、駿河湾あたりでは1年間に約3cm、日向灘あたりでは1年間に約7cmの速度で沈み込んでいる。

今後、この運動速度を考慮して、地震モデルにおける断層すべり量を検討する必要がある。



図IV.6 フィリピン海プレートの相対的な運動速度
Loveless and Meade(2010)の解析結果を基に作図

(3) フィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面の形状

(1) を踏まえ、想定震源域・想定津波波源域を検討する前提となるフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界の形状について次のとおり設定する (図IV.7)。

① トラフ軸

フィリピン海プレートが陸側のプレートの下に沈み込み始める南海トラフのトラフ軸の位置については、海底地形図を基に、最深部を滑らかに繋いだ線とした。

② 深さ 10km 及び 20km の等深線

連動性評価プロジェクト(2009)と Hirose et al.(2008)の結果は、概ね一致している。

ここでは、連動性評価プロジェクトによる等深線を基とし、滑らかに繋いだ線とした。なお、四国東部沖における 10km の等深線については、海底地形及び Hirose et al.(2008)の結果を参照し、比較的緩やかな曲率を持つ線とした。

③ 深さ 30km の等深線

連動性評価プロジェクト(2009)、Hirose et al.(2008)及び Ide et al.(2010)の結果は、東海から四国の領域においては、深部低周波地震が発生している領域の海側の境界付近に概ね一致するものの、紀伊半島西部から四国東部の領域において異なりが見られる。

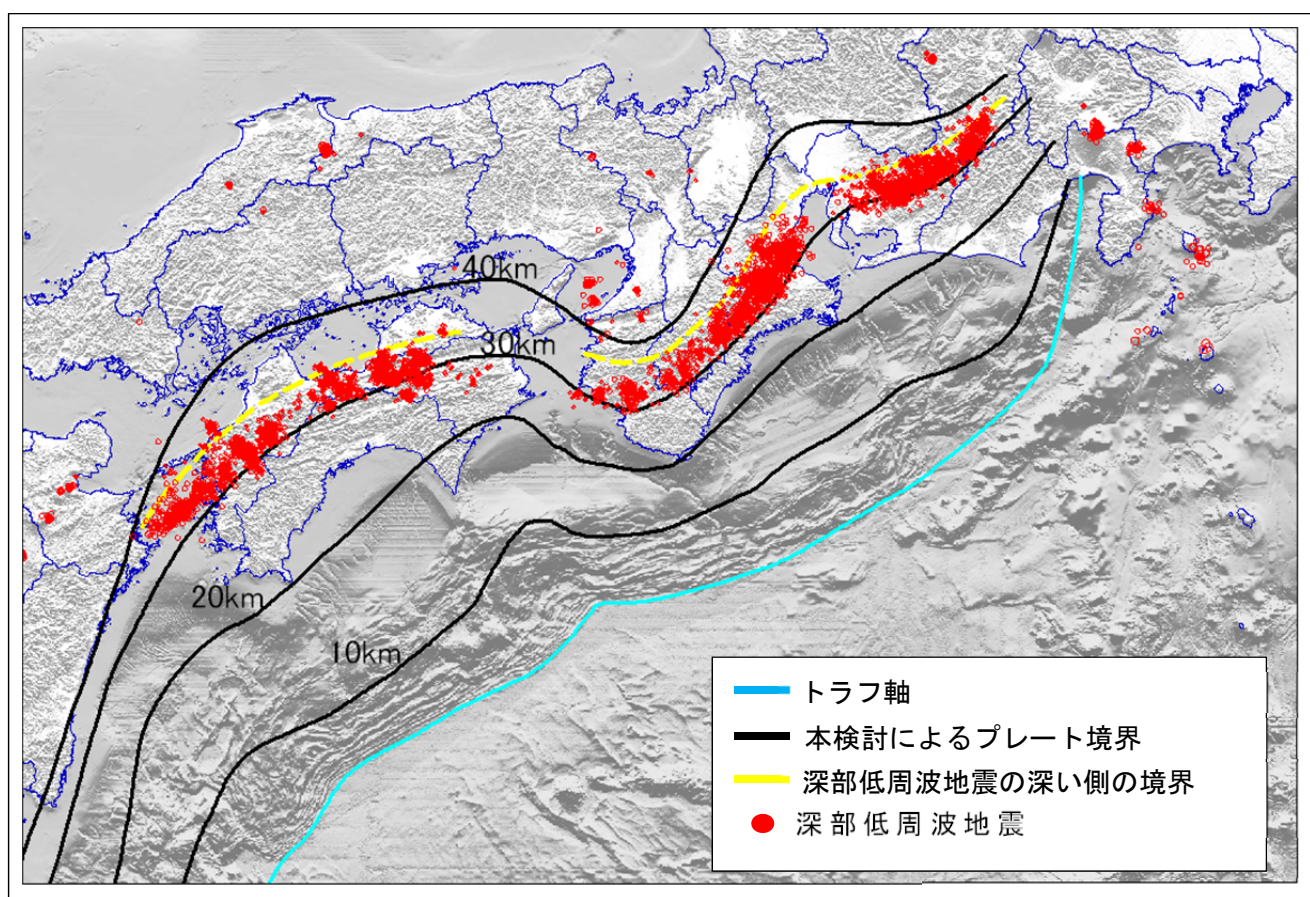
ここでは、深部低周波地震が発生している領域の南側の境界付近の深さが、深さ 30km の等深線に相当するとして、その概ねの境界を滑らかに繋いだ線とした。なお、九州の領域については、連動性評価プロジェクトによる等深線を基とし、四国から九州にかけて滑らかに接続した線とした。

④ 深さ 40km の等深線

連動性評価プロジェクト(2009)、Hirose et al. (2008)及び Ide et al. (2010)の 40km 及び 50km の等深線の解析結果を見ると、九州の領域については概ね類似しているものの、東海から四国の領域においては異なりが見られる。これは、それぞれの解析手法の分解能の異なりによるもので、深さ 40km 及び 50km の等深線の解析精度は高いものとは言い難い。

このことから、九州の領域については連動性プロジェクトによる等深線を基とするものの、東海から四国の領域における 30km よりも深いプレート境界の形状については、30km までの等深線を基に設定したプレートの形状から、深い方に直線的に延長した形状として設定することとした。

以上の考え方で作成した等深線を基にして滑らかに接続し作成した面をプレート境界とする。



図Ⅳ.7 フィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面の形状

2. 南海トラフにおける津波発生メカニズム

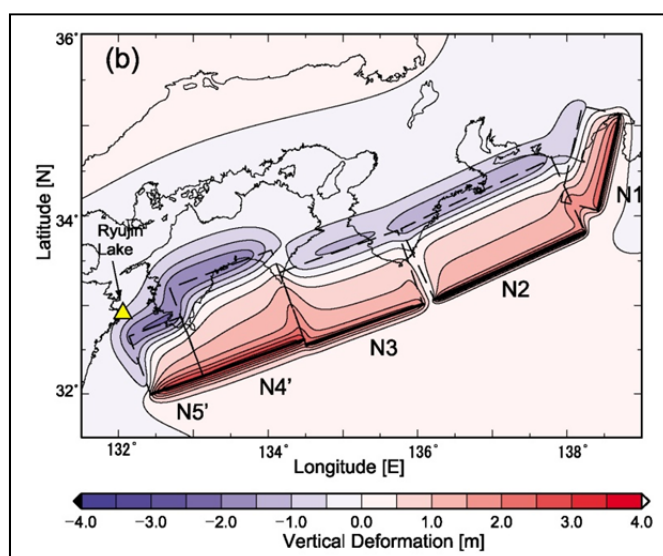
(1) 津波発生メカニズムに関する調査・研究

南海トラフでの津波発生メカニズムの研究として、津波シミュレーションによる過去地震の津波波源域推定の研究が行われている。

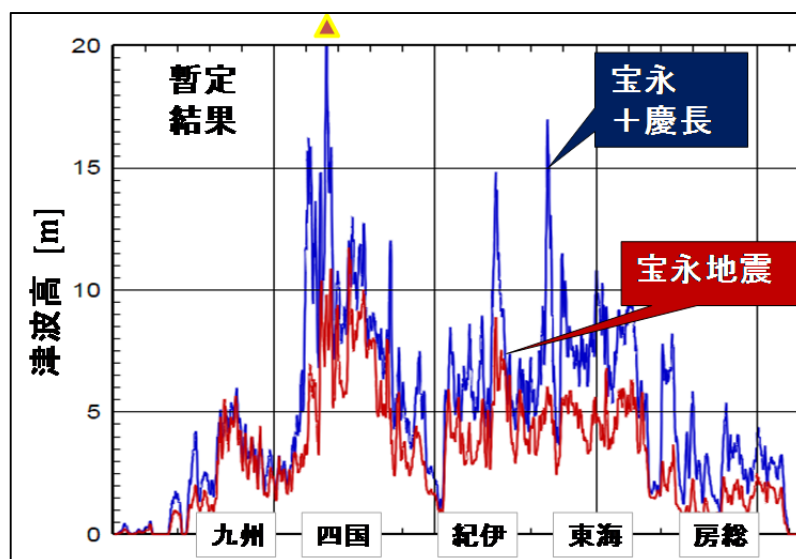
南海トラフで発生する巨大地震の例として、古村・前田(2011)は、1707年宝永地震の津波波源域(図IV.8, Furumura, Imai, Maeda, 2011)に加え、トラフ軸寄りの浅部プレート境界^(注)まで拡大する可能性を考え、1707年宝永地震と1605年慶長地震タイプが同時発生した場合の津波シミュレーションを行っている(図IV.9)。

また、東北地方太平洋沖地震の震源の破壊過程について、各研究者が行った津波波形を用いた波源解析の成果を収集・整理したところ、海溝軸付近が大きくすべっていることが分かっている。また、地震波形を用いた震源過程解析の多くも同様の結果を示している(図IV.10)。

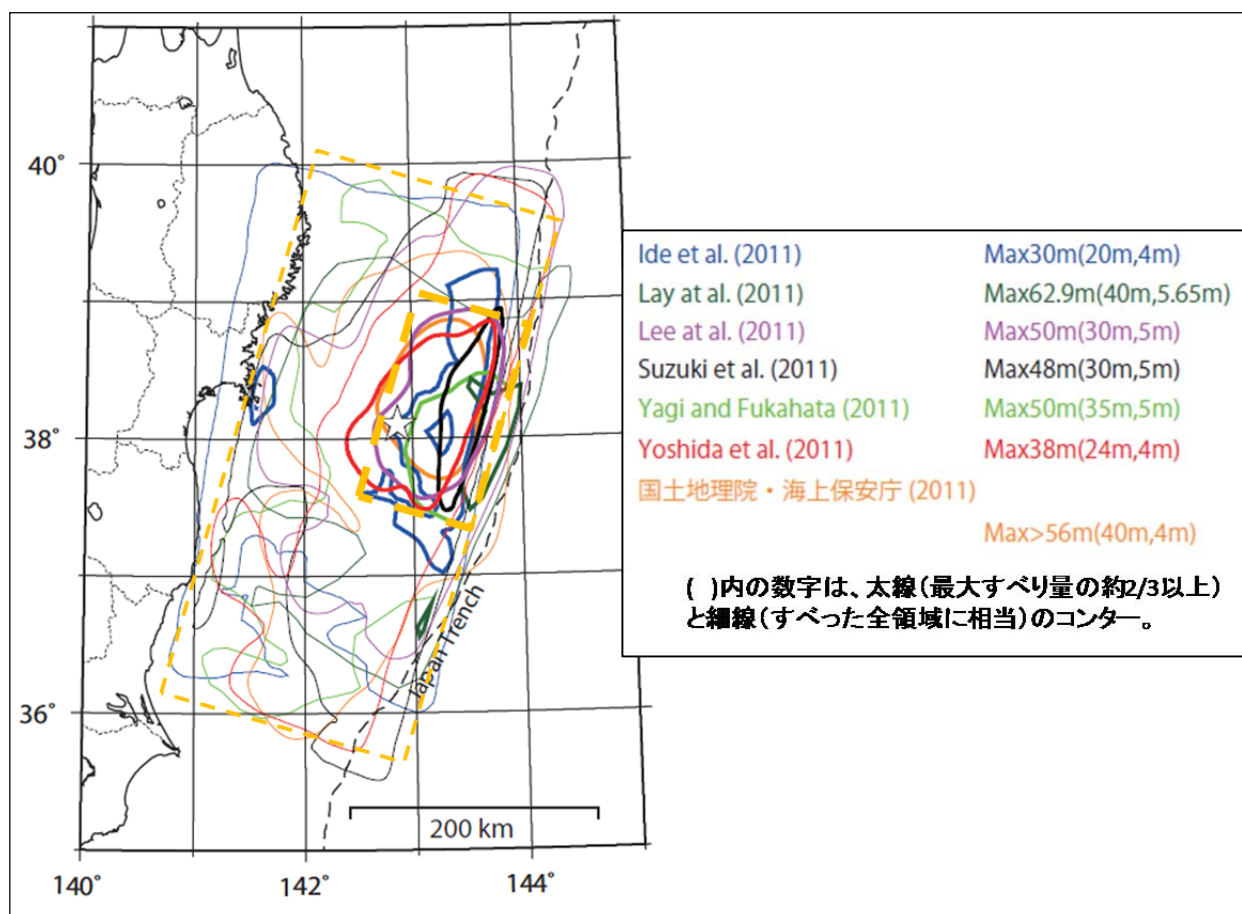
注：1605年慶長地震をトラフ軸寄りの浅部プレート境界が動いた地震としている。



図IV.8 1707年宝永地震の津波波源域の研究例
(Furumura, Imai, Maeda, 2011)



図Ⅳ. 9 通常の海溝型地震（宝永地震）と津波地震（慶長地震）の連動発生による津波高の変化のシミュレーションの例
（古村委員提供資料）

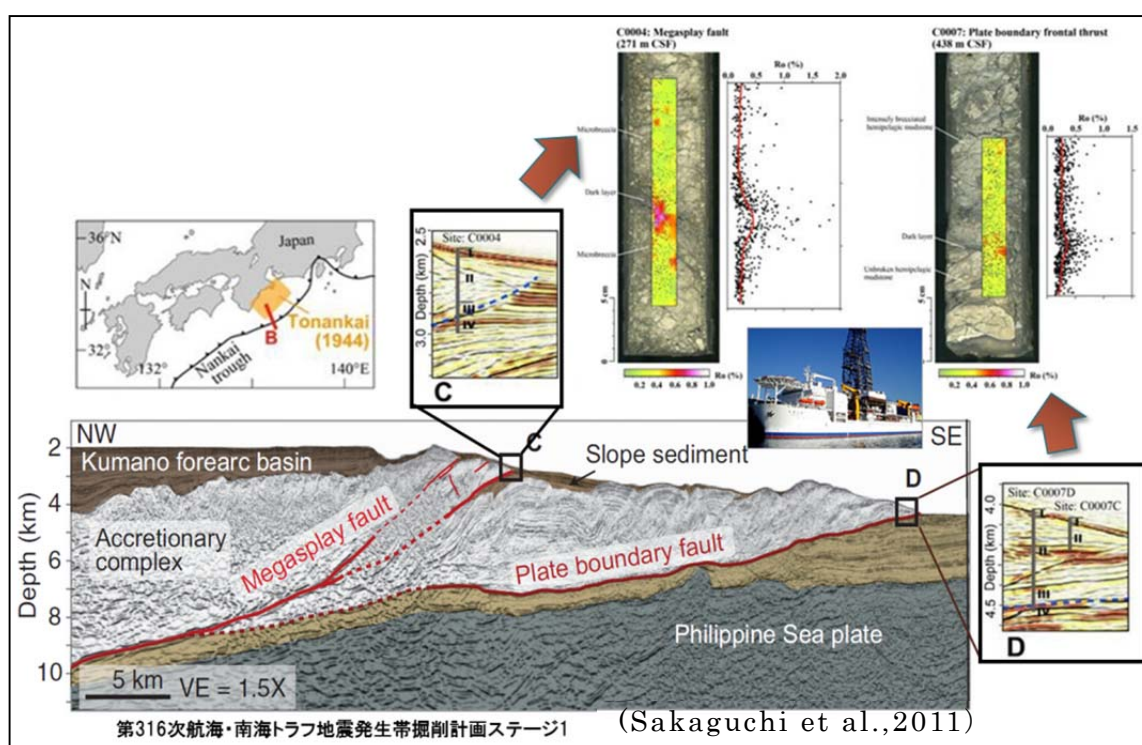


図Ⅳ. 10 東北地方太平洋沖地震の地震波形及び地殻変動による震源過程解析結果（関係論文をもとに気象庁気象研究所作成）

(2) 分岐断層に関する調査・研究

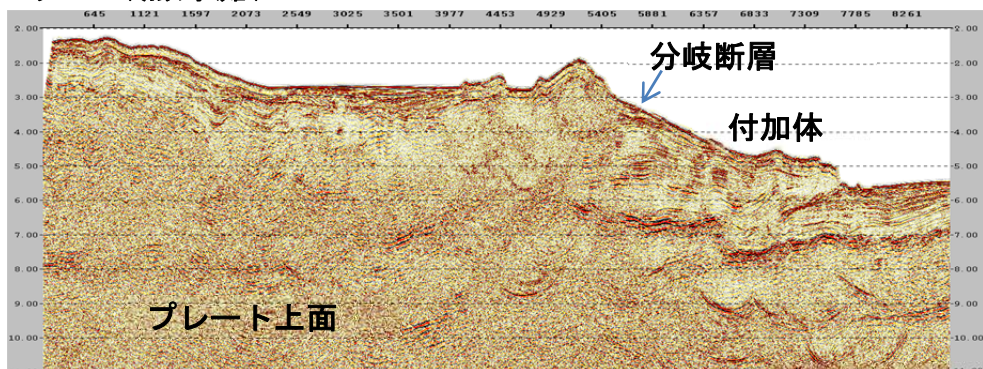
トラフ軸付近の探査結果とそれに伴い実施されたボーリング調査で分岐断層の位置（図IV.11 中 C）、プレート境界の先端部（同図中 D）において、断層すべりによると考えられる高温履歴を検出し、分岐断層が地震時に動いている可能性があることが分かった。

南海トラフは、日本海溝とは異なり、図IV.12 に示すように付加体が発達し、分岐断層が明瞭に確認されている。津波地震を発生させる可能性のある断層として、南海トラフでは、深さ10km からトラフ軸までのプレート境界面の断層のみではなく、深さ10km 付近から海底に向けてプレート境界面の傾きよりも急角度で延びる分岐断層がある。

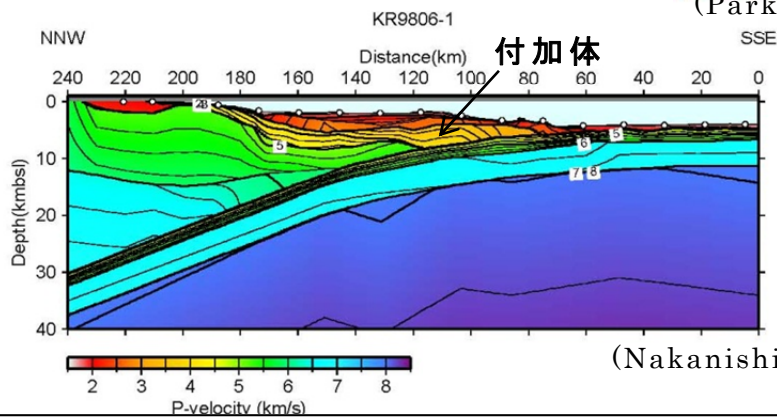


図IV.11 分岐断層の分布
(本検討会第3回会合 金田委員資料)

南海トラフ（熊野灘）

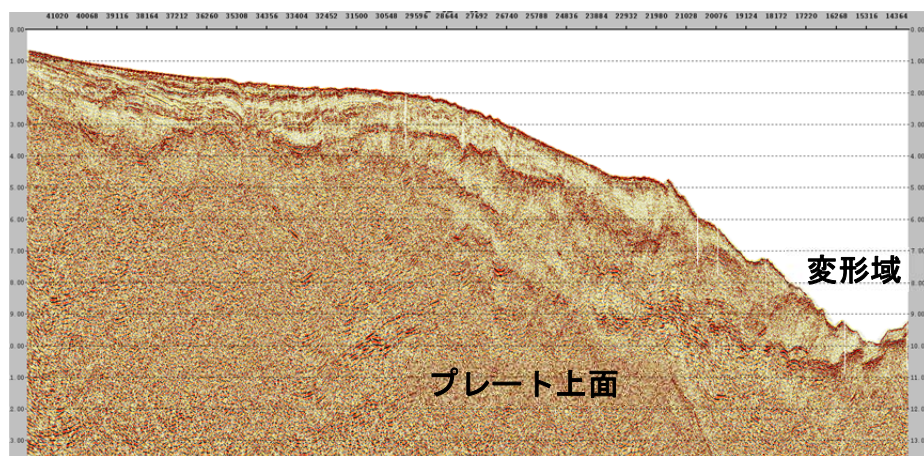


(Park et al., 2003)

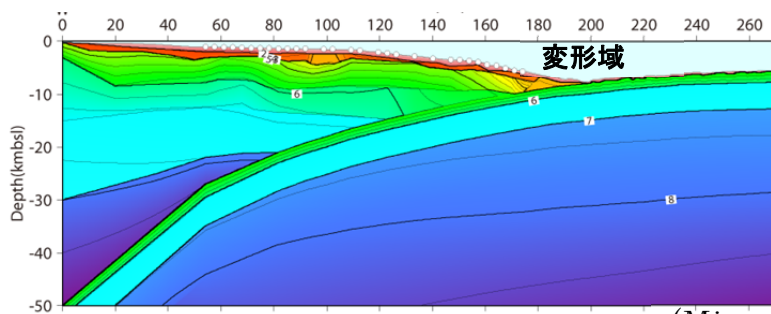


(Nakanishi et al., 2002)

日本海溝（宮城沖）



(Tsuru et al., 2002)



(Miura et al., 2002)

図Ⅳ.12 南海トラフと日本海溝の構造比較

(金田委員提供資料)

V. 想定震源域・想定津波波源域と地震規模

今回の中間とりまとめでは、最近の科学的知見をもとに、想定震源域・想定津波波源域をとりまとめるとともに、想定震源域に対応する地震の規模（暫定値）を推定する。

今後、最終とりまとめに向けて、引き続き、過去に発生した地震・津波について解析し、南海トラフで発生する地震・津波の特徴等を整理するとともに、南海トラフだけではなく東北地方太平洋沖地震等他の地域で発生した地震・津波の地震モデル（震源断層モデル・津波断層モデル）についての最新の知見を整理し、科学的知見に基づく巨大地震モデルを構築することとする。

なお、南海トラフの想定震源域・想定津波波源域については、既に地震調査委員会で検討が進められており、具体的な想定震源域・想定津波波源域については、その検討成果を踏まえ、地震調査委員会と連携して検討・設定した。

1. 想定震源域・想定津波波源域

地震学的に考えられる巨大地震モデルの検討に当たっては、まず、巨大地震を発生させる破壊領域である震源域・津波波源域の概ねの広がり进行を想定することが重要である。震源域・津波波源域としては、偶発的ではなく、物理的に連動してほぼ同時に発生する可能性がある領域とすることとする。

こうした考え方に従い、IV. 1. (3) で得られたフィリピン海プレートと陸側のプレートの境界面の形状、IV. 2. で得られた津波地震の可能性を考慮すると、南海トラフの巨大地震モデルとして想定する震源域・津波波源域は、以下の領域とすることが適切と考える（図V.1～図V.3）。

① 浅い側（トラフ軸側）

東海地震に関する専門調査会等で示されたとおり、プレート境界面の温度が $100\sim 150^{\circ}\text{C}$ となる深さ約 10km より深い領域でプレートが固着（カップリング）状態にあるとの研究（Hyndman, 1997）から、強震動を発する領域は、プレート境界面の深さ 10km より深い領域と考えられる。しかし、東北地方太平洋沖地震の研究成果を踏まえると、これよりも浅いプレート境界の深さ 10km からトラフ軸までの領域については、強震動を発する可能性は低いが、高い津波をもたらす可能性のある領域（「津波地震」が発生する可能性がある領域）として検討する必要がある。

このことから、想定震源域についてはプレート境界の深さ約 10km の等深線にあわせた。また、想定津波波源域についてはプレート境界面の深さ 10km からトラフ軸までの領域とする。

② 深い側（内陸側）

東海地震に関する専門調査会等、これまでの検討では、プレート境界面の温度が $350\sim 450^{\circ}\text{C}$ となる深さ約 30km より浅い領域でフィリピン海プレートと陸側のプレートが固着（カップリング）状況にあると考えられていた。

しかし、近年の高感度地震観測網の整備により、これよりも深い領域で、低周波の地震波を発する地震（深部低周波地震）が観測されるようになった（例えば Obara et al., 2010）。このような地震が発生するためには、プレートがある程度固着している必要があり、深部低周波地震が発生している領域についても、強震動が発生する可能性がある領域として検討することが適切と考える。

このことから、想定震源域・想定津波波源域はプレート境界面の約 30km からそれよりもやや深いと考えられる深部低周波地震が発生している領域とする。なお、深部低周波地震

が観測されていない日向灘の領域については、南海トラフで深部低周波地震が観測されなくなるプレート境界面の深さ約40kmまでの領域とする。

③ 東側（駿河湾側）

南海トラフのトラフ軸は、駿河湾の北端部で富士川河口断層帯に向かって延びている。地震調査委員会によると、「富士川河口断層帯は、通常の活断層ではなく、駿河湾でフィリピン海プレートが陸のプレートの下に沈み込む際に付加体が形成されたために生じた派生断層の可能性があると評価されている。

このことから、想定震源域・想定津波波源域は、駿河湾における南海トラフのトラフ軸から富士川河口断層帯の北端までの領域とする。

④ 北東側（静岡・山梨県境付近）

北東側（静岡・山梨県境付近）の破壊領域端にあたる富士川河口断層帯の北端から北西側の領域については、地震活動が不活発であることから、想定震源域・想定津波波源域はプレートの形状が明瞭でなくなる付近までとする。

⑤ 南西側（日向灘側）

これまで、南西側（日向灘側）の破壊領域端については、中央防災会議「東南海、南海地震等に関する専門調査会」では、1707年宝永地震以降の地震を基に検討し、宮崎県北部沖の日向灘の領域あたりまでと考えていた。これより南西側ではマグニチュード7.5前後の規模の地震しか知られていないが、東北地方太平洋沖地震ではこれまで想定していなかった福島県沖も連動して断層が破壊されていることから、四国沖から日向灘にかけて連動して断層が破壊する可能性も考慮する必要がある。

最近のフィリピン海プレートの形状等に関する研究成果によれば、四国沖から日向灘にかけてのフィリピン海プレートの運動方向には大きな変化はなく、プレートの厚さも概ね同じ薄い構造であるが、九州・パラオ海嶺が沈み込んでいる付近で、フィリピン海プレートは厚い構造となっていることが明らかになった。

プレートの沈み込むメカニズムからみると、プレートの厚さ等の構造が異なる九州・パラオ海嶺の付近を境にして沈み込みの様相が異なり、それよりも北側のフィリピン海プレートの厚さが薄い領域は、連動して地震が発生する可能性があると考えられる。

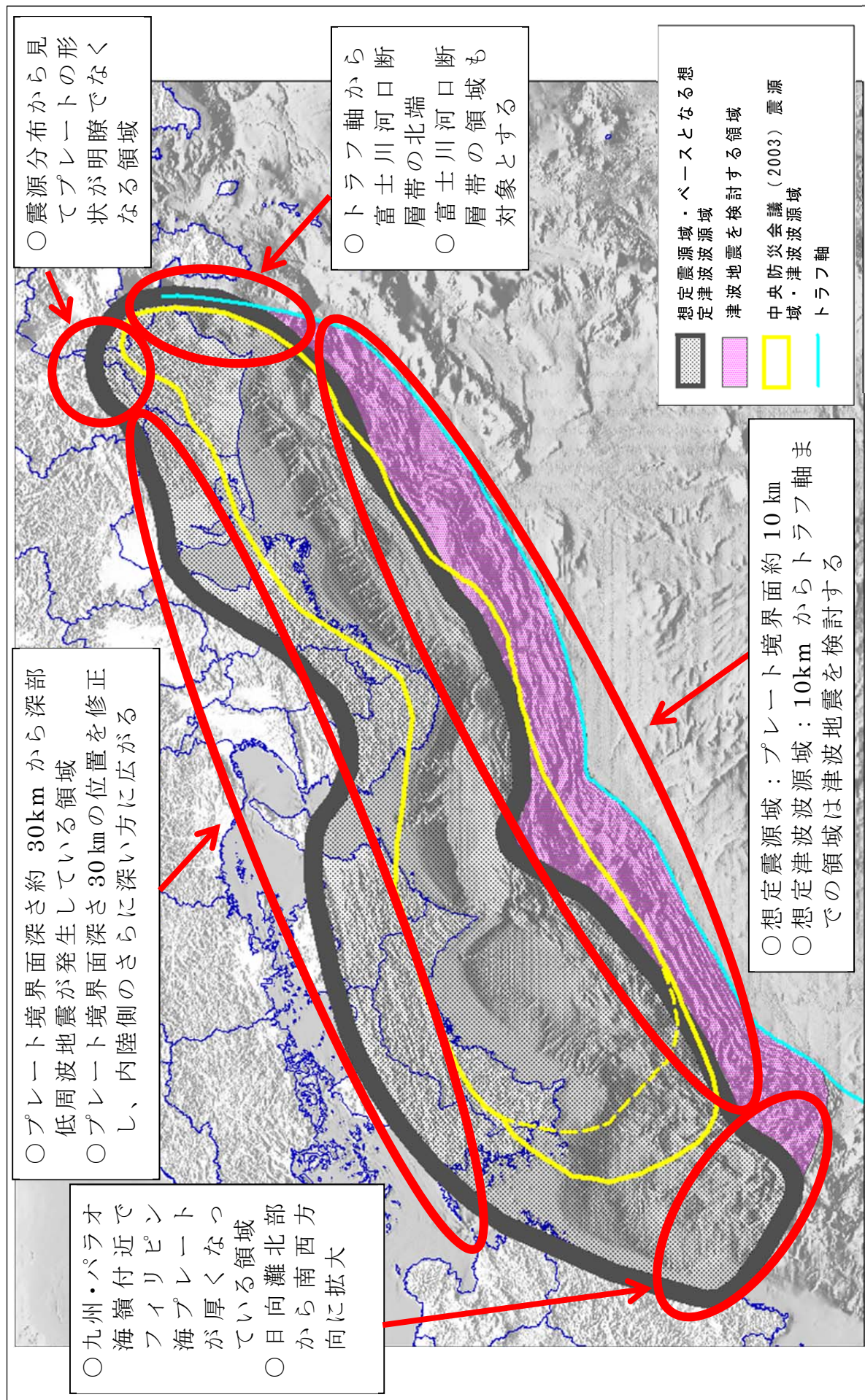
したがって、駿河湾から九州に至るフィリピン海プレートが連動して地震が発生する領域の境界は、従来考えられていた宮崎県北部の日向灘の領域よりも更に南西方向に広がり、九州・パラオ海嶺の北側付近でフィリピン海プレートが厚くなる領域にまで及ぶとするのが適切と考えられる。

このことから、想定震源域・想定津波波源域は、九州・パラオ海嶺の北側付近でフィリピン海プレートが厚くなっている領域とする。

(参考) 相模トラフ沿いの地震、糸魚川－静岡構造線断層帯の地震及びアウターライズの地震等との連動について

地震調査委員会は、相模トラフ沿いの地震、糸魚川－静岡構造線断層帯の地震及びフィリピン海プレート内で発生する地震（アウターライズの地震など）を南海トラフ沿いのプレート境界地震とは震源域あるいはメカニズムが異なる別地震であり、別途評価するとしている。

本検討会においても、地震調査委員会と同じく、南海トラフの巨大地震とこれらの地震とは別地震とし、一体性のある連動発生については想定しないこととする。



※海底地形図は海上保安庁提供データによる

図 V.1 新たな想定震源域・想定津波波源域

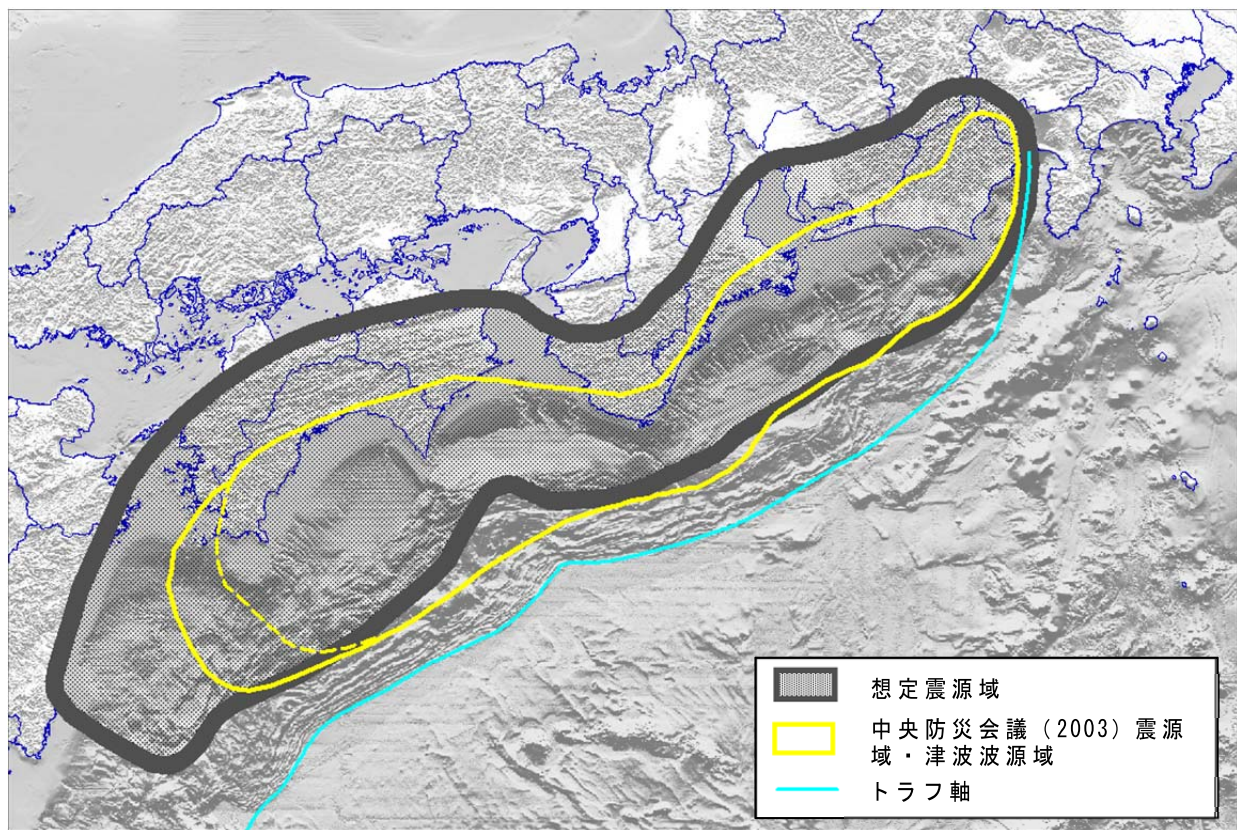


図 V.2 新たな想定震源域

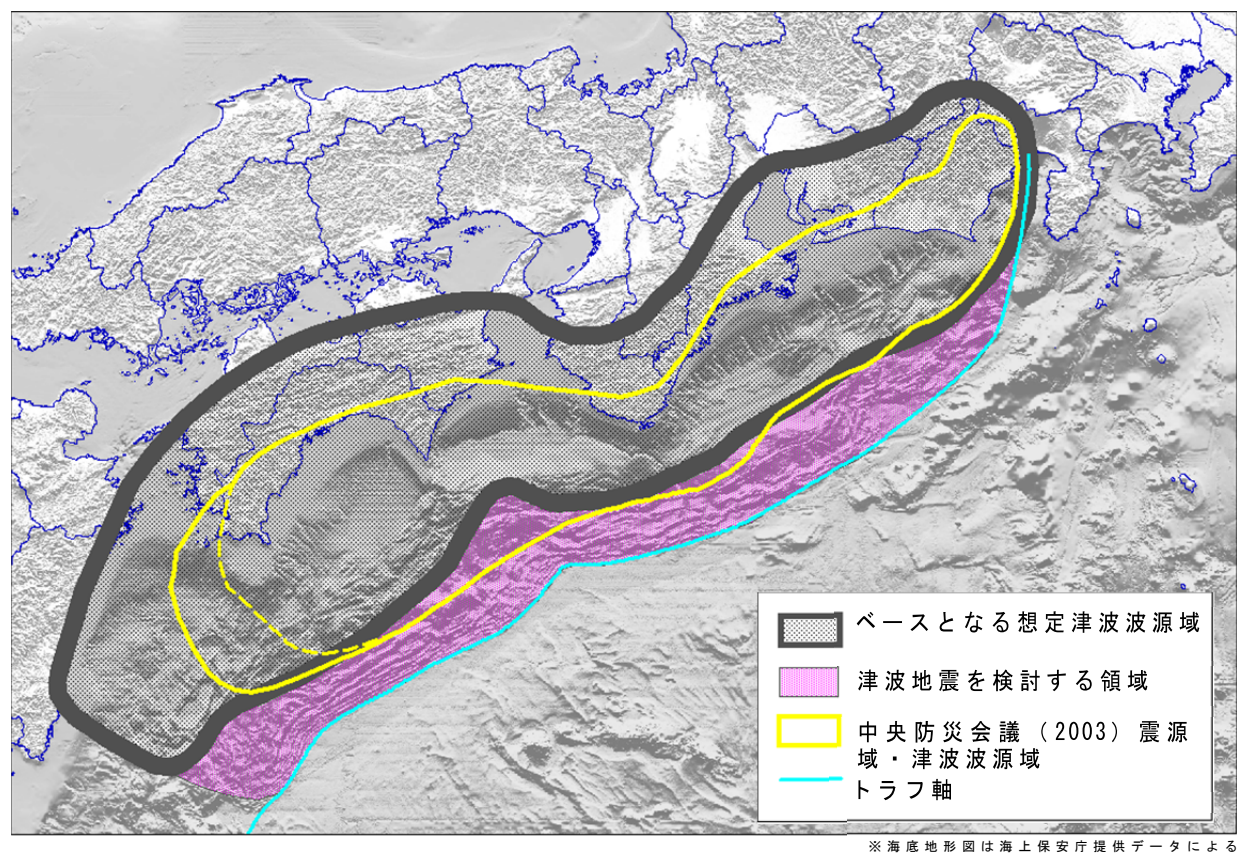


図 V.3 新たな想定津波波源域

2. 想定地震の規模

一般的に、東北地方太平洋沖地震で見られたように、断層面積が大きくなれば地震の規模も大きくなる。断層パラメータの設定の手順は、まず、想定震源域に対応した地震の規模及び断層すべり量等のマクロ的な断層パラメータを設定し、その後、想定震源域を3次元的に複雑な曲面構造を持つ小断層に分割して近似し、破壊開始点、アスペリティの位置と面積、アスペリティの断層すべり量とその方向等のミクロ的な断層パラメータ等を検討する。

これらの検討は、今後、地震モデル（震源断層モデル・津波断層モデル）を構築する作業の中で検討することになるが、今回の中間とりまとめにおいては、概ねの規模を把握するため、想定震源域に対応するマクロ的な断層パラメータ等から、地震の規模を推定した。最終的な地震の規模については、今後の検討において震源断層モデル等を構築した時点で決定されるものであり、今回の値は暫定的なものである。

（1）マクロ的な断層パラメータ等について

① 地震の規模（地震モーメントとマグニチュード）

地震モーメント（ M_0 ）は、震源断層の総面積（ S ）と平均変位量（ D ）により、次式で定義される。

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S$$

M_0 :地震モーメント ($N \cdot m$), μ :剛性率 (N/m^2)

D :平均変位量 (m), S :震源断層の総面積 (m^2)

地震モーメントからマグニチュード（モーメントマグニチュード M_w ）の計算は、次式による。

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$$

② 地震の規模に関する相似則

一般的に、地震の規模は、断層面積の大きさに比例し、断層面積が大きくなればなるほど地震の規模は大きくなる（図 V.4）。震源断層の総面積（ S ）と平均応力降下量（ $\Delta \sigma$ ）を用いて、地震モーメントは次式で表現できる。この関係は地震の規模に関する相似則と呼ばれている。

$$M_o = c \cdot \Delta \sigma \cdot S^{3/2}$$

ここで、 c は係数

（参考）

平均応力降下量と平均変位の関係は、クラック理論から次式で表される。

$$c \cdot \Delta \sigma = \mu \cdot D / W = M_o / (W \cdot S)$$

（ W は断層の幅）

断層の幅と面積の関係を、 $W = S^{1/2}$ とすると、 $W \cdot S = S^{3/2}$ となる。

この考えでは、平均応力降下量は、地震の規模によらずほぼ一定となる。

（２）想定震源域に対応する地震の規模（暫定値）

想定震源域に対応する地震の規模は、上で述べた相似則により、想定震源域の総面積と平均応力降下量から推定する。海溝型地震の平均応力降下量の分布（ヒストグラム）を図 V.5 に示す。今後の検討に当たって用いる暫定的な地震の規模は、海溝型の地震で得られている平均応力降下量の平均的な値である 3 MPa を用いて推定するが、平均応力降下量は、図 V.5 に示すとおり、ばらつきがあることに留意する必要がある。

表 V.1 新たな想定震源域に対応する地震の規模（暫定値）

	南海トラフの 巨大地震 （暫定値）	参考		
		2011 年東北地方太 平洋沖地震	2004 年スマトラ島 沖地震	2010 年チリ中部 地震
面積	約 11 万 km ² （暫定値）	約 10 万 km ² （約 500km×約 200 km）	約 18 万 km ² （約 1,200km×約 150 km）	約 6 万 km ² （約 400 km×約 140 km）
地震モーメ ント M ₀ (N・m)	4.5×10^{22} （暫定値）	4.22×10^{22} （気象庁）	6.5×10^{22} (Ammon et al., 2005)	1.48×10^{22} (Pulido et al., in press)
モーメント マグニチュ ード M _w	9.0 （暫定値）	9.0 （気象庁）	9.1 (Ammon et al., 2005) 〔 9.0 （理科年表） 〕	8.7 (Pulido et al., in press) 〔 8.8 （理科年表） 〕

最終的な地震の規模については、今後の検討により決定する。

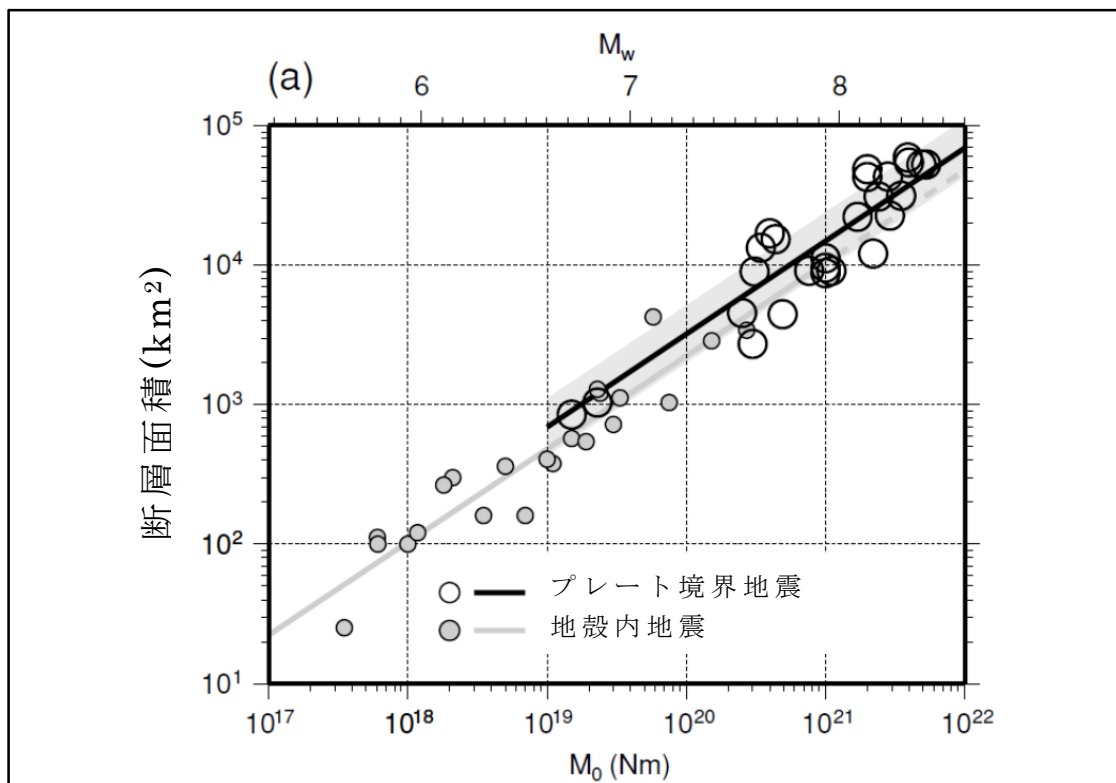


図 V.4 プレート境界地震の地震モーメントと断層面積の関係
(Murotani, Koketsu, and Miyake, 2008)

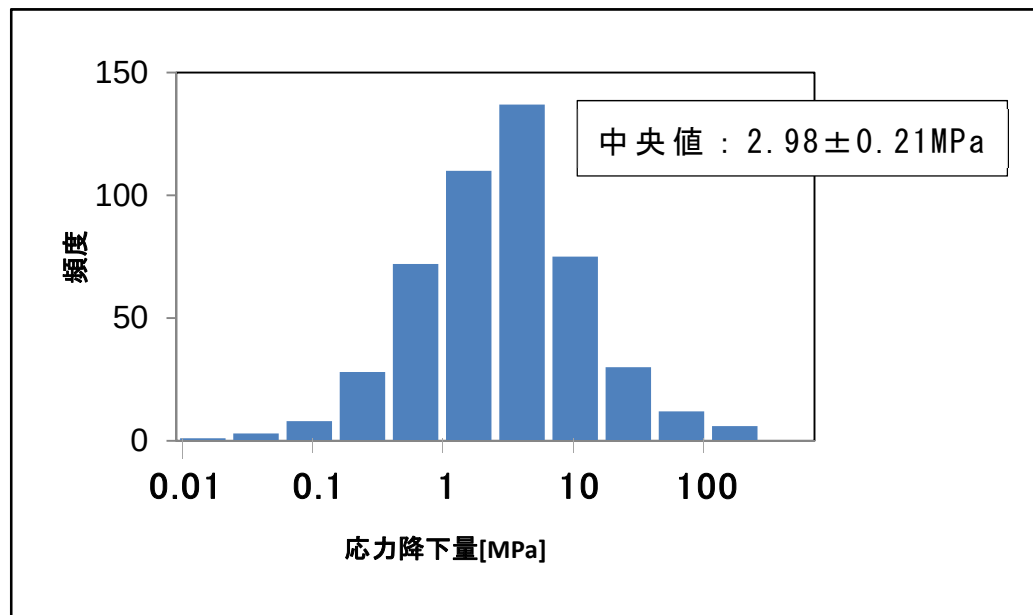


図 V.5 プレート境界地震の応力降下量別分布
(Allmann, B. P., and P. M. Shearer, 2009 を基に作図)

Ⅵ. 今後の検討について

これまで述べた想定震源域・想定津波波源域の考え方等を受けて、平成24年3～4月を目途に、南海トラフの巨大地震の震源断層モデル・津波断層モデル及びこれによる震度分布及び津波高等の推計を含む最終とりまとめを行うこととし、地震調査委員会とも連携を図りながら、検討を進めていくこととする。

1. 震源断層モデル・津波断層モデルの構築

震度分布・津波高を推計するためには、想定した震源域・津波波源域に対応した断層パラメータ等（地震の規模、破壊開始点、アスペリティの位置、断層すべり量、津波地震の発生場所やそのすべり量等）を適切に設定する必要がある。特に、津波については、津波地震を発生させる可能性のある海底近くにまで達する浅部断層をどのように設定するかが重要となる。

今後、今回収集した資料を基に、当該地域で発生した過去の地震・津波の発生メカニズム等を分析し、南海トラフで発生した過去の地震の断層パラメータ等を整理するとともに、東北地方太平洋沖地震等南海トラフ以外の地域で発生した地震・津波の断層パラメータを整理する。津波地震の断層すべり量等を含めて、これらの断層パラメータ等やフィリピン海プレートの沈み込み量等の科学的知見をもとに、適切な断層パラメータ等を設定の上、巨大地震モデル（震源断層モデル・津波断層モデル）を構築し、震度分布及び津波高・浸水域（以下「津波高等」という。）を推計する。

2. 震度分布・津波高等の推計

今後、震源断層モデル・津波断層モデルを構築した上で震度分布・津波高等を推計する。この推計結果が、防災対策で考慮

すべき最大クラスの震度分布・津波高等となる。これらの推計手法については、以下のとおりである。

(1) 震度分布の推計手法について

中央防災会議（2003）の震度計算は、強震波形計算によって求められた地表の震度と経験的手法によって求められた地表の震度とを比較検討し、強震波形計算による結果を主体に、それにより表現できていないところについては、経験的手法による結果も加えて、最終的な震度分布を求めている。これらの手法については、これらを見直すほどの知見が蓄積されていないことから、本検討会の震度計算においても、同様の手法によることとする。震度分布の推計手法は、以下のとおりである。

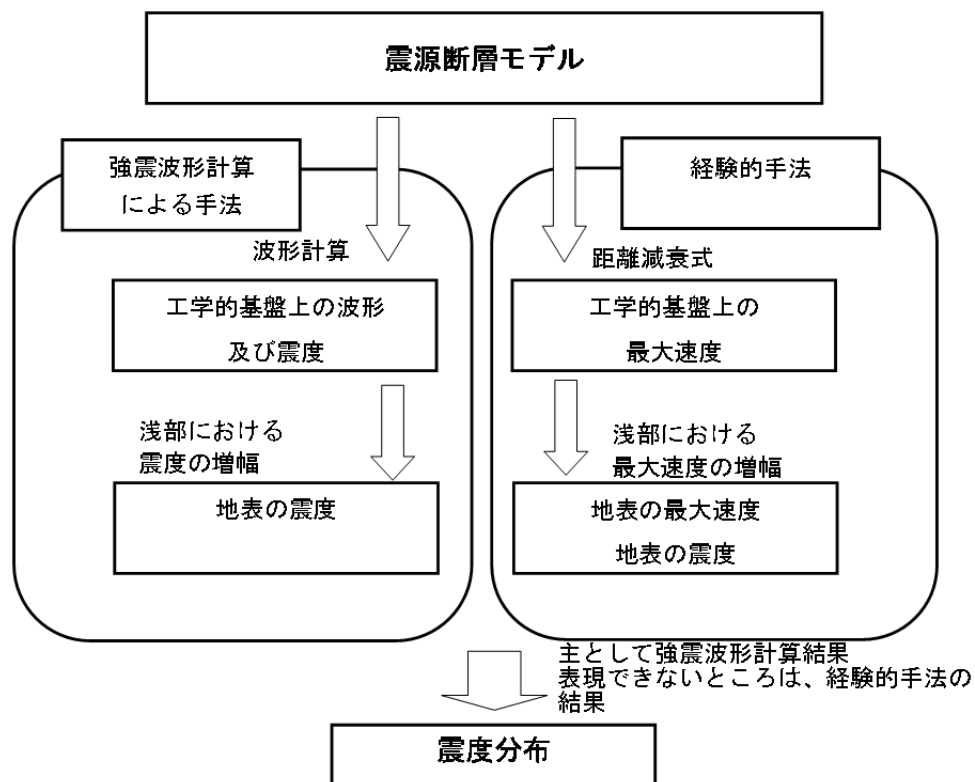


図 VI.1 震度分布の推計手法（概要）

これらの計算に用いる地盤モデル（浅部地盤モデル及び深部地盤モデルにより構成）の構築については、最近の科学的知見を踏まえ、以下の考え方により、作業を進めることとする。

なお、この震度分布の推計は、概ね周期 3 秒未満の短周期地震動を対象としている。概ね周期 10 秒未満の長周期地震動は別途検討が必要である。

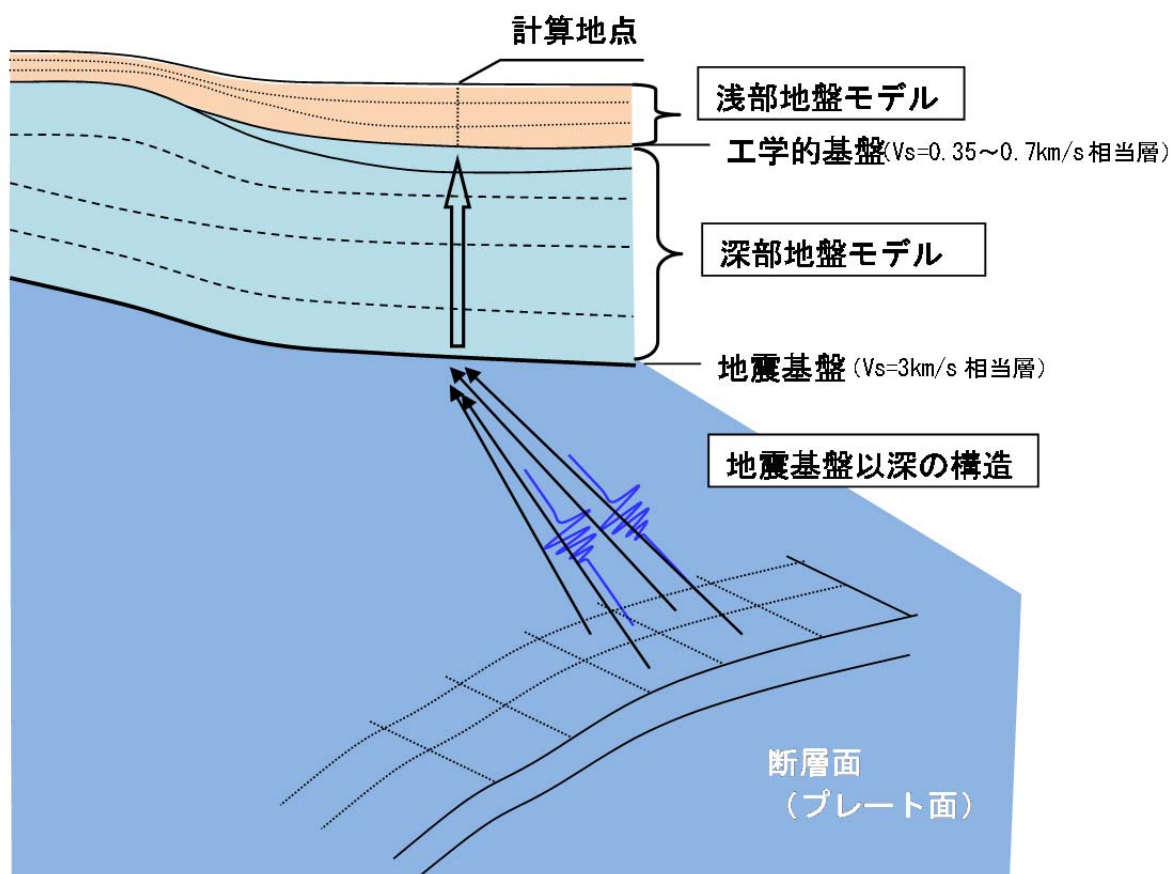


図 VI. 2 工学的基盤における強震波形計算の概念

地震基盤以深の構造は Hirose et al.(2008)等の研究成果より、計算領域下の平均的な速度構造を用いることとする。

① 浅部地盤モデル

a) 地盤メッシュ

工学的基盤（平均 S 波速度が $0.35 \sim 0.70 \text{ km/s}$ に相当する地層）よりも浅い地盤の地盤モデル（以下「浅部地盤モデル」という。）について、これまで中央防災会議（2003）では、既存のボーリングデータや国土地理院の微地形区分図等から、1km メッシュ（基準地域メッシュ）の浅部地盤モデルを

作成していた。

しかしながら、最近の研究によって、浅部地盤モデルの構築に不可欠である微地形区分が 250m メッシュで整備されてきていることを背景として、本検討会では、震度分布の推計を 250m メッシュで行うこととし、今回の推計に用いる浅部地盤モデルを、測量基準を世界測地系とした 250m メッシュ（4 分の 1 地域メッシュ、緯度間隔 7.5 秒、経度間隔 11.25 秒）で新たに作成することとする。

b) 地盤増幅率

従前の浅部地盤モデルでは、地質調査資料（P S 検層及びボーリングデータ）を基に、地質調査資料に欠ける部分については微地形区分図を基にしてきた。今回は、広範囲で地震観測点があることから、本検討会では、地震観測点がある場所は地震観測データを基に地盤増幅率を設定することとし、それが欠けるものについて従前と同様に地質調査資料及び微地形区分図を用いて、地盤増幅率を求めることとする。

② 深部地盤モデル

地震基盤（平均 S 波速度が 3km/s に相当する層）から工学的基盤（平均 S 波速度が 0.35～0.70km/s に相当する地層）までの間の地盤の地盤モデル（以下「深部地盤モデル」という。）について、これまで中央防災会議（2003）では、いくつかの領域での弾性波探査、常時微動探査により得られている成果から、地震基盤及び工学的基盤の深さの平均的な分布を内挿して速度構造を求めることで、深部地盤モデルを作成してきた。

その後、2009 年に地震調査委員会が、地震動予測地図作成の一環として実施してきた強震動評価のために全国深部地盤構造モデルを構築している。

これを踏まえ、本検討会の深部地盤モデルについては、最

新の資料を活用して全国を統一して作成している地震調査委員会による全国深部地盤構造モデルを用いることとする。なお、今後の強震波形計算結果の震度分布を求めた際に、過去地震の震度分布や近年の観測記録等との整合性を点検し、必要に応じて本検討会において深部地盤モデルの一部修正を行うこととする。

今後、上記手法に従って、浅部地盤モデル及び深部地盤モデルの構築を進め、震度分布を推計することとする。

(2) 津波高等の推計手法について

① 津波高等の推計手法

a) 津波伝播・遡上等の計算手法

これまで中央防災会議では、津波高等の推計は、平面二次元の差分法により数値計算することによって求めている。その数値計算に当たっては、陸域側を最小 50m メッシュとし、外洋側により大きなメッシュ（150m、450m、1,350m）を設定して、接続計算を行っている。

今回は、津波の伝播・遡上の計算は平面 2 次元の差分法により数値的に行い、運動方程式は、海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論を用いることとする。

計算は、陸域側を最小 10m メッシュとし、外洋側により大きなメッシュを設定して（30m、90m、270m、810m）、接続計算を行う。

陸上の遡上部分における家屋等の障害物の効果は粗度係数で表現することとする。海岸構造物について計算領域内の堤防の高さ等をデータ収集し、それによる効果を反映する。その際、地震や津波によって海岸構造物の機能不全が生じることを考慮し、施設が全て機能する場合（堤防あり）と全て機能しない場合（堤防なし）の 2 ケースの計算を行うこととする。

る。

b) 再現時間（計算時間）等

これまでの中央防災会議においては、再現時間を太平洋沿岸で 3 時間、瀬戸内海で 12 時間としてきた。しかし、東北地方太平洋沖地震において、最大の津波高が 1m 以上の津波観測施設では、12 時間以内に最大の波の到達を観測していることから、地震発生から 12 時間を基本とし、津波が十分収束しない場合には 12 時間以上計算を行うこととする。

計算に当たっての潮位条件は、平均潮位及び満潮位とする。

② 地形データ等

a) 陸域

国土地理院作成の基盤地図情報、各種航空レーザ測量データ及び河川縦横断測量データ等を用いて作成することとする。

国直轄管理河川及び河口幅概ね 30m 以上の都府県・政令指定都市管理河川（縦横断測量等のデータが提供されたものに限る。）については津波の河川遡上を考慮するものとし、それに必要な地形メッシュデータ及び構造物メッシュデータを作成することとする。

b) 海域

（財）日本水路協会作成の水深メッシュデータや海底地形デジタルデータ、海上保安庁発行の海図（港泊図、縮尺 1/3,000 ～ 1/15,000）を用いて作成することとする。

表Ⅵ.1 中央防災会議（2003）と本検討会の推計手法の比較

項目	中央防災会議（2003） の津波推計手法	本検討会 の津波推計手法
計算手法	2次元差分法による数値計算	
基本方程式	深海域：線形長波式 浅海域：非線形長波式	全域：非線形長波式
陸域の メッシュサイズ	50 m	10 m
海域の メッシュサイズ	50m、150m、450m、1350m	10m、30m、90m、270m、810m
再現時間	太平洋沿岸：3時間 瀬戸内海：12時間	全域：12時間 ※ただし、未収束の場合は それ以上計算を行う
潮位条件	満潮位	平均潮位、満潮位
堤防条件	堤防あり、堤防なし	
地殻変動	隆起と沈降の両方を考慮する	

3. 今後の検討に当たっての留意事項

① 時間をおいて地震が発生する場合の考慮

南海トラフで発生した過去地震では、同時に発生したと思われるもの（1707年宝永地震）のほか、32時間の間隔をおいて発生した事例（1854年安政東海地震・安政南海地震）、約2年の間隔をおいて発生した事例（1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震）などが知られている。

南海トラフの巨大地震についての防災対策を検討するに当たっては、同時に発生する場合が最悪の結果をもたらすものとは限らないことから、時間差を持って発生する場合も併せて検討することが必要である。例えば、数分から数時間の時間差の場合には、津波の重なりにより津波高が大きくなり、

それよりも次の地震発生までの時間が長くなる場合には、復旧・復興途上の施設に被害を与えたり、社会的な不安を増大させたりするおそれがある。こうしたことを念頭において、防災対応として考慮すべき発生パターンについて、別途検討する必要がある。

② 長周期地震動の推計

従前の震度分布は、短周期地震動を示したものであり、長周期地震動は別途検討する必要がある。長周期地震動は、震源から比較的遠い地域でも震源に近い場所と同等かそれ以上の揺れや継続時間となる可能性があること、長周期地震動の影響を受ける超高層建築物が増えていること等から、その対策を具体的に検討するためには、長周期地震動を推計する必要がある。

現在、地震調査委員会は、想定東海地震、東南海地震等の「長周期地震動予測地図 2009 年試作版」を作成するなどの検討を進めている。しかし、長周期地震動の記録波形が少ないなど、作成したモデルの精度の検証等に課題が多く残されている状況にある。

地震調査委員会では、引き続き全国の地盤構造モデルの構築に向けて検討しており、本検討会でも地震調査委員会と連携して、長周期地震動の推計に必要な地盤モデルと震源断層モデルの検討を進める。

③ 地盤データ及び地形データの充実

今回の検討では、震度分布推計を 250m メッシュで、津波高等の推計を最小 10m メッシュで行うこととしている。これらの推計の前提となる浅部地盤モデル作成や地形データベースの作成に当たっては、その精度の充実を図るため、関係機関の協力を求め、地質調査資料（P S 検層、ボーリングデータ）や測量関係資料の収集をできるだけ充実させる必要がある。

る。

④ 古文書の内容の確認

今回の検討では 1707 年宝永地震よりも前の古文書についても対象としているが、1707 年宝永地震以降の古文書も含め、これらの古文書は、過去地震による震度分布・津波高を検討する際の根拠資料になることから、これらの内容の信頼性について、東北大学が事務局となって整備が進められている「津波痕跡データベースシステム」など専門家の知見を活用して、確認作業を進める必要がある。

⑤ 断層パラメータ等の不確定性について

平均応力降下量等の断層パラメータ等の設定に当たっては、過去の地震の事例解析に基づく平均的な値を設定することが多い。しかし、実際に発生する地震には不確定性があり、その設定値を超える場合もある。断層パラメータの設定に当たっては、このような不確定性をどのように取り扱うかについて、今後検討する。

参考文献

- 石橋克彦(1984)：駿河湾地域の地震時地殻上下変動．第四紀研究，23，105-110.
- 石橋克彦（2009）：1854 年安政東海地震による御前崎市佐倉（旧浜岡町）の震度 5 は史料地震学的に適切か？，地震，2，62，13-17.
- 井若和久・田邊 晋・山中亮一・上月康則・松下恭司・村上仁士(2008)：徳島県鳴門市周辺における安政南海地震の震度分布，歴史地震，23 号，121-130.
- 大谷 寛・村上仁士・上月康則(2003)：徳島市における昭和南海地震の被害様相再現へのアプローチ，歴史地震，19 号，116-138.
- 国土地理院・海上保安庁(2011)，国土地理院
HP:<http://www.gsi.go.jp/cais/topic110520-index.html>
- 佐竹健治・酒井慎一・藤井雄士郎・篠原雅尚・金沢敏彦（2011）東北地方太平洋沖地震の津波波源，岩波科学，vol.81，no.5，407-410.
- 寒川旭(1997)：揺れる大地－日本列島の地震史，同朋舎.
- 寒川旭(2010)：地震の日本史 台地は何を語るのか（増補版），中公新書.
- 穴倉正展（2011）津波堆積物からみた 869 年貞観地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震について，地震学会ニュースレター，vol.23，no.3，20-25.
- 穴倉正展・越後智雄・前杵英明・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.
- 穴倉正展・前杵英明・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.
- 下川浩一・山崎晴雄・田中竹延(1999)：富士川河口断層帯の活動履歴調査．日本地震学会講演予稿集 1999 年度秋季大会,108-108.
- 中央防災会議(2003)：「東南海、南海地震等に関する専門調査会」（第 16 回）報告書
- 都司嘉宣（1988）：安政南海地震(安政元年 11 月 5 日，1854・11・24)に伴う四国の地盤変動，歴史地震，4 号，149-156.
- 都司嘉宣・行谷佑一・伊藤純一(2005)：宝永(1707)・安政東海(1854)地震津波の三重県における集落別詳細震度分布，歴史地震，20 号，110.
- 都司嘉宣・伊藤純一(2006)：安政東海地震（1854-a）および安政南海地震（1854-b）の武者史料のピンポイント・データベース化，21 号，254.
- 都司嘉宣(2007)：大阪府における宝永地震(1707)，および安政南海地震(1854)の詳細震度分布，歴史地震，22 号，203.
- 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト，連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究，サブプロジェクト 1 の研究成果の活用および地域研究会の開催，平成 20 年度成果報告書
- 東北大学・原子力安全基盤機構，津波痕跡データベース，

<http://tsunami3.civil.tohoku.ac.jp/tsunami/mainframe.php>

- 長尾武(2008): 1854 年安政南海地震津波, 大阪への伝播時間と津波遡上高, 歴史地震, 23 号, 63-79.
- 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(2010): 日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状―破壊の連動とセグメント化の解明を目指して―, 日本地震学会秋季大会予稿集
- 中村操(2009): 1854 年安政東海地震の静岡県南部の被害と表層地質, 歴史地震, 24 号, 65-82.
- 行谷佑一・都司嘉宣(2005): 宝永 (1707)・安政東海 (1854) 地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布, 歴史地震, 20 号, 33-56.
- 行谷佑一・都司嘉宣(2006): 寺院の被害記録から見た安政東海地震(1854)の静岡県内の震度分布, 歴史地震, 21 号, 201-217.
- 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.
- 沼津市教育委員会 (1990) 沼津市文化財調査報告書第 51 集. 雌鹿塚遺跡発掘調査報告書 I 遺構編, 215pp.
- 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 25 ヶ町村役場の地震報告から―. 地震研究所彙報, 51, 13-28.
- 藤野滋弘・小松原純子・宍倉正展・木村治夫・行谷佑一(2008): 志摩半島におけるハンドコアラを用いた古津波堆積物調査報告. 活断層・古地震研究報告, (8), 255-265.
- 藤野滋弘・木村治夫・宍倉正展・小松原純子・行谷佑一(2011): 東南海地域における過去約 4000 年間の古津波記録. 日本地質学会会第 118 年学術大会, T17-O-12.
- 藤原治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚彰・阿部恒平(2009): 堆積相と化石の情報から認定された津波堆積物: 駿河湾北岸の下部完新統の例. 地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, Q145-P018.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・鎌滝孝信・内田淳一(2008): 完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物. 活断層・古地震研究, No.8, 187-202.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤善輝・澤井祐紀・Than Tin Aung (2009): 歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31(4), 203-210.
- 藤原治・佐藤善輝・小野映介・海津 正倫(2010): 浜名湖南東岸の六間川低地で見られる約 3400 年前の津波堆積物. 日本地球惑星科学連合 2010 年大会, SSS027-P02.
- 藤原治・澤井祐紀・森田益宗・小松原純子・阿部恒平(2007): 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告, (7), 91-118.
- 藤原治・宍倉正展・Than Tin Aung (2009): 海浜堆積物の分布高度から推定した榛原低地の完新世の地殻変動. 日本地震学会予稿集 2009 年度秋季大会, 245-245.
- 藤原治・藤野滋弘・小松原純子・行谷佑一・澤井祐紀・守田益宗(2009): 駿河湾北岸の湿地堆積物に見られる 100-300 年間隔の沈水イベントとプレート間地震との関係. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, O-272.
- 藤原治・矢田俊文・宍倉正展(2011): 絵図の比較から見た宝永地震前後での静岡県牧之原市に

- おける海岸線の変化. 第 28 回歴史地震研究発表会講演要旨集, 15.
- 藤原治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤義輝・澤井裕紀(2009): 歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31(4), 203-210.
- 松浦律子・中村操・唐鎌郁夫(2011): 1707 年宝永地震の新地震像 (速報), 歴史地震, 26 号, 89.
- 松原彰子(2000): 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73A, 409-434.
- 松岡祐也・都司嘉宣(2010)「安政東海地震(1854)による江戸及び関東全域の震度分布, 歴史地震, 25 号, 114.
- 村嶋陽一・今村文彦・越村俊一(2008), 津浪遡上計算におけるメッシュ分割の影響に関する基礎検討, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.236-240
- 山本尚明(2003): 瀬戸内海の歴史南海地震津波について, 歴史地震, 19 号, 153-160.
- Allmann, B. P., and P. M. Shearer (2009), Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Ammon, C. J., C. Ji, H. Thio, D. Robinson, S. Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, S. Das, D. Helmberger, G. Ichinose, J. Polet, and D. Wald(2005), Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake, *Science*, 308(5725), 1133– 1139
- Fujiwara, O. K. Hirakawa, T. Irizuki, S. Hasegawa, Y. Hase, J. Uchida, & K. Abe (2010): Millennium-scale recurrent uplift from beach deposits bordering the eastern Nankai Trough, Omaezaki area, central Japan. *Island Arc*, 19, 374-388.
- Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda (2011), A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918.
- 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
- Hyndman, R.D., M. Yaman and D. A. Oleskevich(1997): The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, 6, 244-260.
- Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa and G. Kimura (2010), Split Philippine Sea plate beneath Japan, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 37.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, doi: 10.1126/science.1207020, 2011.
- Ishii, M., High-frequency rupture properties of the Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 609-614, 2011.
- Kodaira, S., Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Seiichi Miura, Yoshiyuki Kaneda(2000), Subducted Seamount Imaged in the Rupture Zone of the 1946 Nankaido Earthquake, *Science*, 289, 104-106
- Komatsubara, J., O. Fujiwara, K. Takada, Y. Sawai, T.T. Aung & T. Kamataki (2008):

- Historical tsunamis and storms recorded in a coastal lowland, Shizuoka Prefecture, along the Pacific Coast of Japan. *Sedimentology*, 55, 1703-1716.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim(2011) : , Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 687-692.
- Lee, S., B. Huang, M. Ando, H. Chiu, and J. Wang(2011) : Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19306, doi:10.1029/2011GL049580.
- 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.
- Miura, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, T. Tsuru, S. Kodaira, Y. Kaneda, Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, 407, 165-188, 2005.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, Takaya Iwasaki, Masao Nakamura, Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, B1, doi:10.1029/2001JB000424- 2002.
- 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.
- Park, J.-O., T. Tsuru, N. Takahashi, T. Hori, S. Kodaira, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda(2002) : A deep strong reflector of the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release, *J. Geophys. Res.*, 107, B4, doi:10.1029/2001JB000262.
- Park, J.-O., G.F. Moore, T. Tsuru, S. Kodaira, Y. Kaneda, A subducted oceanic ridge influencing the Nankai megathrust earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 77-84, 2003.
- Pulido, N., Y. Yagi, H. Kumagai, and N. Nishimura, Rupture process and coseismic deformations of the 27 February 2010 Maule Earthquake, Chile, *Earth Planets Space*, in press.
- Sakaguchi, A., Frederick Chester, Daniel Curewitz, Olivier Fabbri, David Goldsby, Gaku Kimura, Chun-Feng Li, Yuka Masaki, Elizabeth J. Screaton, Akito Tsutsumi, Kohtaro Ujiie, Asuka Yamaguchi, 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, 395-398, doi:10.1130/G31642.1- 2011.
- Shao, G. , X. Li, C. Ji, and T. Maeda(2011) : Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body

- and surface waves, *Earth Planets Space*, 63, 559-564.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kunugi(2011) : Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- Tsuru T. , J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido, T. Hayashi, Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *J. Geophys. Res.* 107, ESE-11 1-15, 2002.
- Yagi, Y., and Y. Fukahata(2011) : Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, and S. Aoki(2011) : Source process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, 63, 565-569.

委員名簿

座長	あ べ 阿部	かつゆき 勝征	東京大学名誉教授
	いまむら 今村	ふみひこ 文彦	東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター教授
	おかむら 岡村	まこと 眞	高知大学大学院総合人間自然科学研究科教授
	おかむら 岡村	ゆきのぶ 行信	(独) 産業技術総合研究所活断層・地震研究センター長
	かねだ 金田	よしゆき 義行	(独) 海洋研究開発機構プロジェクトリーダー
	さたけ 佐竹	けん じ 健治	東京大学地震研究所教授
	しまぎ 島崎	くにひこ 邦彦	東京大学名誉教授
	はしもと 橋本	まなぶ 学	京都大学防災研究所教授
	ひらかわ 平川	かずおみ 一臣	北海道大学大学院地球環境科学研究院名誉教授
	ひらはら 平原	かずろう 和朗	京都大学大学院理学研究科教授
	ふくわ 福和	のぶお 伸夫	名古屋大学大学院環境学研究科教授
	ふるむら 古村	たかし 孝志	東京大学大学院情報学環総合防災情報研究センター教授
	みどりかわ 翠川	さぶろう 三郎	東京工業大学大学院総合理工学研究科教授
	むろさき 室崎	よしてる 益輝	関西学院大学総合政策学部教授
	やまおか 山岡	こうしゅん 耕 春	名古屋大学大学院環境学研究科教授
	やまざき 山崎	ふ み お 文雄	千葉大学大学院工学研究科教授

全16名（敬称略）

開催経緯

○第1回 平成23年8月28日（日）

- ・南海トラフの巨大地震モデルの検討の方向性について

○第2回 平成23年10月3日（月）

- ・津波堆積物調査について
- ・文部科学省地震調査委員会海溝型分科会の検討状況について

○第3回 平成23年10月25日（火）

- ・南海トラフの連動の考え方について
- ・南海トラフの地下構造の研究状況について

○第4回 平成23年11月15日（火）

- ・フィリピン海プレートの形状の考え方について
- ・浅部地盤モデルの構築について

○第5回 平成23年11月24日（木）

- ・歴史地震（地震考古学、津波堆積物）について
- ・津波推計の考え方について

○第6回 平成23年12月12日（月）

- ・深部地盤モデルの構築について
- ・中間とりまとめ（素案）について

○第7回 平成23年12月27日（火）

- ・中間とりまとめ（案）について