

南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）

本報告は、「全国を概観した地震動予測地図」の作成（地震調査研究推進本部，1999）に向けて様々な想定地震を対象に強震動評価^{*1}を行う一環として、特定の海溝型地震（海域に発生するプレート間大地震）の強震動評価手法を検討し、事例として南海トラフの地震を取り上げ中間的な検討結果をとりまとめたものである。検討に当たっては地震調査委員会（2001）の南海トラフの地震の形状評価の結果（以下「長期評価報告書」という。）を踏まえ、南海トラフの地震として、**図1-1**及び**図1-2**の四国沖から浜名湖沖までの、領域X付近を中心にして発生する地震（南海地震）及び領域Y付近を中心にして発生する地震（東南海地震^{*2}）を対象とした。

以下では、強震動評価手法を構成している4つの要素手法^{*3}について、震源の特性^{*4}を評価する手法とそれ以外の手法とに分けて記述した。

なお、この報告書のとりまとめに当たっては、糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）についての中間報告書（地震調査委員会強震動評価部会，2001；以下「糸静断層帯中間報告」という。）に記述された内容を踏まえた。

1 震源の特性を評価する手法

震源の特性は、巨視的震源特性^{*5}、微視的震源特性^{*6}、及びその他の震源特性^{*7}の3つに分け、それぞれについて評価する手法を検討し、想定されている次の南海トラフの地震に関してこの手法を適用してみた。この手法の良否の検討は、この手法で設定した震源の特性を利用して強震動を実際に試算することを通じて行った。

（1）巨視的震源特性の設定手法

巨視的震源特性の設定手法については、糸静断層帯中間報告の考え方を基本的に踏襲し、必要に応じてこれを見直すこととした。

このため、南海トラフの地震の巨視的震源特性の設定に当たっては、長期評価報告書に示された特性（**図2**；地震調査委員会，2001の表3-1及び表3-2）についてはそのまま採用することとした。但し、「平均的なずれの向き」は、今回適用することとした強震動計算手法（統計的グリーン関数法）では必要としなかった。

*1 「強震動評価」とは、想定した地震が発生した際の強い揺れの状況の予測を行うことである。また、「強震動」とは、地震動の強い揺れのこと、人体に感じられるもの、即ち気象庁震度階級の震度1以上の揺れのことを指す場合もあるが、ここでは、災害を起こす可能性があるもの、即ち気象庁震度階級の震度5弱以上を考慮することとした。但し、強震動の試算に際しては震度4まで考慮した。

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

*3 強震動評価手法は次の構成要素からなる：①「震源の特性を評価する手法」（震源の特性化手法ともいう。）、②「地下構造モデルの設定手法」、③「強震動計算手法」、④「予測結果の検証手法」。

*4 「震源の特性」とは、想定した地震が発生した際にその震源域の中で強い地震波を出す領域（アスペリティ；後述）の分布等の特徴のことである。詳細は後述。なお、「震源」という用語は、単独では破壊開始点として用いられるので注意が必要である。

*5 「巨視的震源特性」とは、想定震源域の全体の形状（震源断層形状）や想定震源域面上における地震発生時の平均的なすべりの特徴のことであり、次の項目がある。震源断層の位置・走向・傾斜角・深さ・長さ・幅（以上が震源断層形状）、震源断層の面積、地震モーメント、地震時平均応力降下量、地震時平均すべり量・方向。但し、これらの特性は、全てが相互に独立というわけではない。これらの項目の中で、「地震モーメント」とは、震源の物理学的な規模を表す値である。「平均応力降下量」の定義は後出。また、後出するモーメントマグニチュード(Mw)は地震モーメントから決められるマグニチュードのことである。

なお、「すべり」という用語については、「ずれ」や「変位」という用語を使うこともあるが、ここでは「すべり」に統一して用いることにした。従って、「すべり量」は「ずれ量」や「変位量」ともいい、「すべり速度」は「ずれ速度」や「変位速度」ともいう。

*6 「微視的震源特性」とは、想定震源域の不均質を示す特徴のことである。この報告書では、「糸静断層帯中間報告」と同様にして、「アスペリティ」及び「背景領域」という2種類の領域に分けるモデルを採用した。当該特性を示す特徴としては、次の項目がある。アスペリティの数、各アスペリティの位置・面積・平均すべり量・地震モーメント・実効応力、及び背景領域の面積・平均すべり量・地震モーメント・実効応力。但し、これらの特性は、全てが相互に独立というわけではない。これらの項目の中で、「背景領域」とは、震源断層面のうちアスペリティの領域を除いた部分のことである。「アスペリティ」及び「実効応力」の定義は後出。

*7 「震源の特性」のうち巨視的及び微視的なもの以外の項目としては、破壊開始点の位置（通常「震源」と呼ぶ。）、破壊伝播様式、及び破壊伝播速度がある。

長期評価報告書に示されていない地震モーメントは、糸静断層帯中間報告とは異なり、震源断層の面積と地震モーメントとの関係を示す経験式から求めるのではなく、震源断層の面積、地震モーメント、及び応力降下量の物理的な関係式を用いて、過去の南海地震及び東南海地震のデータを参照しつつ、応力降下量の目安を設定した上で、震源断層の面積から求めた。この方法を採用したのは、震源断層の面積と地震モーメントとの関係を示す信頼できる経験式を作成するまでのデータがないためである。なお、目安として設定した応力降下量は、円形状を仮定すると3.0MPaとなり、矩形形状を仮定するとその半分程度となる。

以上の結果、巨視的震源特性の設定手法（設定作業の流れ）は図3のとおりであり、この手法を南海トラフの地震に適用した結果は表1-1及び表1-2のとおりである。

（2）微視的震源特性の設定手法

微視的震源特性の設定手法については、糸静断層帯中間報告の考え方を踏襲しつつも、新たな考え方を導入した。設定手法（設定作業の流れ）は図3のとおりである。但し、今回は、後述するように、震源の特性化の結果の良否の検討の目的で強震動試算を行うこととし、統計的グリーン関数法のみを利用したことから、これに必要な項目の設定作業の流れのみを示した。

アスペリティ^{*1}の数は、過去の南海地震・東南海地震の震源断層の推定すべり量分布、バックスリップ^{**}分布、想定震源域の形状、及び近年の海溝型地震において推定されているアスペリティの数を参照し、南海地震・東南海地震それぞれの想定震源域について3つとした。また、それらの位置は、同様にして、南海地震では土佐湾、紀伊水道の南、及び潮岬（和歌山県）周辺、東南海地震では志摩半島（三重県）の南、熊野灘、及び渥美半島（愛知県）沖とすることとした（図2参照）。

アスペリティの総面積は、当該地震全体の地震モーメントと短周期震源加速度スペクトルレベル（アスペリティの総面積を反映した量）との関係の経験則に基づいて、震源断層の面積の約30%とする平均的なケース（ケース1）とデータのばらつきの範囲内においてケース1より小さめに設定したケース（大きめの揺れを予測することになるケース；ケース2）の2つを検討した。なお、6つの海溝型地震を参照して想定震源域の面積に対するアスペリティの総面積を求めた結果（石井・他, 2000）では、その割合が35%となっており、上の平均的なケースの値に近い値となっている。

3つのアスペリティへの面積の割り振りは、その数・位置を検討した際の資料を参照し、2:1:1とした。

アスペリティの平均すべり量は、過去に発生した海溝型地震についてのすべり量の特徴（石井・他, 2000）を参照し、想定震源域全体の平均すべり量の2倍とした。また、各アスペリティの平均すべり量は、個々のアスペリティの平均応力降下量と経験的にほぼ等しいと考えて求めることとした。

アスペリティの実効応力^{*3}は、静的応力降下量^{*4}と概ね等しいことを踏まえ、当該地震全体の地震モーメント、震源断層の面積、アスペリティの総面積、及び静的応力降下量の関係式から求めることとした。また、背景領域の実効応力は、アスペリティの実効応力、アスペリティ全体の平均すべり量、背景領域の平均すべり量等から求めることとした。これらの手法を南海トラフの地震に適用した結果は、表1-1及び表1-2のとおりである。

（3）その他の震源特性の設定手法

破壊開始点の位置は、1946年の昭和南海地震及び1944年の昭和東南海地震の震源の位置（宇津, 1999）、1944年の昭和東南海地震のアスペリティと破壊開始点の位置関係、東南海地震と南海地震の発生の順番等を参考にして、総合的に判断した。その結果、破壊開始点の位置を、南海地震では想定震源域の南東端付近の潮岬沖、東南海地震では震源断層の西の北端付近の紀伊半島南部に設定（図2参照）した。破壊伝播様式は、

*1 「アスペリティ」とは、通常は強く固着して、ある時に急激にずれて（すべて）地震波を出す領域のうち、周囲に比べてすべり量が大きい領域のことである。なお、「アスペリティ」という用語については、各種定義があるが、この報告書では、震源断層面の不均質性を表す1つの概念モデルである「アスペリティモデル」（Lay et al., 1982）を踏まえた定義を用いた。

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

*3 「実効応力」とは、「断層面を動かす実効応力」を略記したもので、想定震源域において破壊する（すべる）直前（地震が発生する直前）に働いていたせん断応力（食い違いを起こすような単位面積当たりの力）と想定震源域の摩擦力の差であり、多くの場合、アスペリティにおいては地震発生に伴う応力降下の大きさ（静的応力降下量）にほぼ等しいとされている。前出の「平均応力降下量」とは、対象としている領域全体の静的応力降下量の平均の値である。

*4 「静的応力降下量」の定義は前出。

これまでの多くの地震についての研究成果を踏まえ、破壊開始点から想定震源域面上を放射状に進むと考えるのが適当と判断した。破壊伝播速度^{*1}は、これまでの多くの地震についての研究成果を踏まえ、想定震源域の近傍の標準的なS波速度から推定した。

2 地下構造モデルの設定手法、強震動計算手法及び予測結果の検証手法

今回は、地震動の評価地点として、工学的基盤より浅い部分の地震波速度構造が解明されている場所を可能な限り選択することとし、強震動試算においてもこのことを踏まえたやり方を選択した。

(1) 地下構造モデルの設定手法

強震動試算は、中部地方、近畿地方、中国地方、四国地方及び九州地方にある強震計観測網 (KiK-net及びK-NET; 青井・他, 2000, Kinoshita, 1998) の観測点を中心にして、地震基盤上、工学基盤^{*2}上、及び地表について行った。

震源域から地震基盤までの減衰構造は、地域特性があることに配慮して、南海地震及び東南海地震の想定震源域に隣接するZ領域 (図1参照) において推定された構造 (中央防災会議東海地震に関する専門調査会, 2001) を利用することとした。

地震基盤から工学基盤までの速度構造・減衰構造は、平均的な特徴を持つと考えられた既存のもの (宮腰・他, 1994) を利用することとした。

工学基盤から地表までの構造については、得られている構造データの有無に応じて次のようにした。KiK-netの観測点は、解明されている地震波速度構造を用い、減衰構造については経験的に設定した。なお、KiK-netの観測点は比較的地盤が堅固である。K-netの観測点は、当該地点の地下の平均S波速度の推定値を用いて行った (松岡・翠川, 1994)。なお、K-NETの観測点は、人口密集地の平均的な地盤に設置されていることが多いという特徴がある。

なお、大阪平野等の一部の堆積平野については、既存の関連データがある地点 (強震計観測網の観測点ではない場所) を選択し、地震基盤から地上までの信頼できる一次元速度構造モデルを設定した。このようにした理由は、堆積平野では周辺域に比べ特に大きい震度となる可能性があるため、この構造による結果と簡便な構造による結果を比較して、簡便な構造モデルの精度を点検するためである。

(2) 強震動計算手法

今回は、震源モデルの設定の検証という目的を勘案して、上で地下構造モデルを設定したとびとびの場所についてサンプル的に震度相当値、最大速度及び最大加速度を試算することとした。

強震動計算手法としては、地震波を構成する波のうち震度の値を決定する主要因であるS波について統計的グリーン関数法^{*3}を採用し、地震基盤上の波形をまず試算した。次に、地震基盤上の波形を入力データとして、上で設定した構造モデルを用いて、工学基盤上の波形を試算した。地表における強震動の試算に当たっては、K-NETの観測点については、工学基盤上の最大速度に、工学基盤より上の平均S波速度構造に応じた係数を乗ずることにより、最大速度及び震度相当値を試算した。KiK-netの観測点等その他の地点については地表における波形試算まで行って震度相当値等を試算した。震度相当値の計算に際しては、合成された水平1成分の波形を直交する2成分の波形とし、また上下動は振幅零としたものを利用した。

一方、今回の試算では、堆積平野・盆地の地震基盤の形状は考慮しなかった。これの影響は1秒より長周期の地震波の最大地動をあたえる表面波については係わりが深く、場所によって最大加速度で見ると5割増しになる例もある。今回は、このことに配慮して、経験式等を利用するに際しては、必要となる各種係数は平均的なものだけでなく、ばらつきの範囲で大きめの揺れを与えることになる場合も検討した。

なお、最大加速度については、揺れが大きい (加速度が大きい) 場合に、地盤の物理的な性質が揺れとともに変化していき、この影響が震度や最大速度に比べて顕著 (非線形性) に現れる。今回の試算では、目的に照らして簡便な方法を採用することとし、非線形性は考慮しないこととした。このため、最大加速度の試算結果は参照するに留めた。

*1 この報告書では、「速度」という用語は、主に地盤の揺れ速度 (地動速度ともいう。) を単に速度と記述している。それ以外の意味で「速度」を用いる場合には、必要に応じて「破壊伝播速度」、「地震波速度構造」というように形容句を付けるようにした。

*2 「工学的基盤」とは、建物を建てる際に、基礎としてよりどころとする岩盤のことで、建物の設計者によって異なるが多くの場合S波速度で300m/s ~ 700m/sの範囲にあり、今回は400m/s相当層上面を目安として考えた。

*3 「統計的グリーン関数法」とは、震源スペクトルモデルや中小の地震の観測波形の特徴を用いて要素地震波形を合成し、さらに合成された要素地震波形を用いて大地震の波形を合成する方法のこと。要素地震波形のことをグリーン関数という。

(3) 予測結果の検証手法

予測結果の検証手法としては、想定震源域で発生した過去の地震における推定震度分布や経験的に求められている最大加速度距離減衰式・最大速度距離減衰式との整合を確認するという手法を採用することとした。

長期評価報告書では、東南海地震の同定において、1944年の昭和東南海地震の震度分布を目安にしている。また、南海地震の同定においては、1946年の昭和南海地震及び1854年の安政南海地震の震度分布を目安にしている。これらを踏まえ、ここでも、昭和の2つの地震の震度分布、安政南海地震の震度分布・震度の大きさ、及び1854年の安政東海地震^{*1}の震度分布のうち浜松（静岡県）より西の領域の震度分布・震度の大きさを予測結果の検証の目安とした（図5-1及び図5-2参照）。さらに、試算結果と過去の地震の震度分布との比較に当たっては、震源の特性の不確定性及び地下構造モデルの簡略化により試算結果にはばらつきが想定されることから、震度は震度6弱相当以上（ランクA）、震度5強・5弱相当（ランクB）、及び震度4相当以下（ランクC）の3段階に分けることとした。最大速度の試算結果については、海溝型地震について経験的に求められている距離減衰式（司・翠川，1999）と比較した。

なお、最大加速度の試算結果については、上述の理由により、経験的に求められている最大加速度距離減衰式との比較結果は参照するに留めた。

3 南海トラフの地震の震源特性の評価結果

南海トラフの地震についての強震動評価を事例として、海溝型地震の強震動評価手法をとりまとめた結果は流れ図（図3）に示したとおりである。これによって設定した震源特性（表1-1、表1-2及び図2）を用いて試算した震度等の概要は、図4-1、図4-2、図6-1及び図6-2に示すとおりである。図4-1及び図4-2は試算した2つのケースの結果を合わせて場所毎にランクを示したもので、ケースによってランクが異なる場合には幅を持たせて示した（ランクB+、ランクC+）。これらは、図5-1の震度分布のパターン及び震度の大きさと比較し、図5-2の震度分布のパターンと比較した。また、図6-1及び図6-2では、最大速度の試算値と経験式とをグラフ上で直接比較した。

これらの比較の結果、南海トラフの地震の震源特性は、今回設定したもので妥当であることが確認できた。また、堆積平野における個別の精密な試算の結果では、簡便な試算に比べ、計測震度の値で、0.1～0.2大きくなる程度の違いに止まっていることを確認した。以上の結果、海溝型地震の強震動評価手法の妥当性も概ね確認できたことになる。

なお、ここでは、震源特性の評価のために予想される揺れの平均像の目安を試算したものである。図4-1及び図4-2では予測される揺れの平均像と合わせる形で、考える震源特性の範囲内で大きめの揺れとなる場合についても記載しているものの、地下構造モデルの設定及び強震動計算において簡略化していること、並びに震源特性（特にアスペリティの位置）に不確定性があることから、場所によって揺れの程度が震度階級で一つ上になることも下になることもあることに注意することが必要である。

4 今後に向けて

全国を概観した地震動予測地図の作成に向けて、最終的な検討結果のとりまとめに当たって、次の事項について、既存の調査研究成果の収集及び試算を実施しながら検討していく。

- － 面的な強震動の試算等により、震源特性の精密化。
- － 周期1秒付近における強震動予測のばらつきの評価。
- － 周期1秒程度より短周期側における強震動予測のばらつきの評価。特に統計的グリーン関数の信頼度の評価。
- － 周期1秒程度より長周期側における強震動予測の評価。
- － 地震基盤の形状の評価の実施及びその結果の地下構造モデルの精密化、並びにそれを用いた強震動試算。

なお、仮に想定東海地震が発生せずに推移した場合には、領域Zは次の東南海地震発生の際に同時に破壊する可能性も出てくると見られ、この点については、長期評価報告書では適当な時期に再検討する必要があるとしている。

^{*1} 1854年の安政東海地震は、領域Y付近を中心にして発生した地震だが、その震源域には領域Zを含む（長期評価報告書の表1参照）。

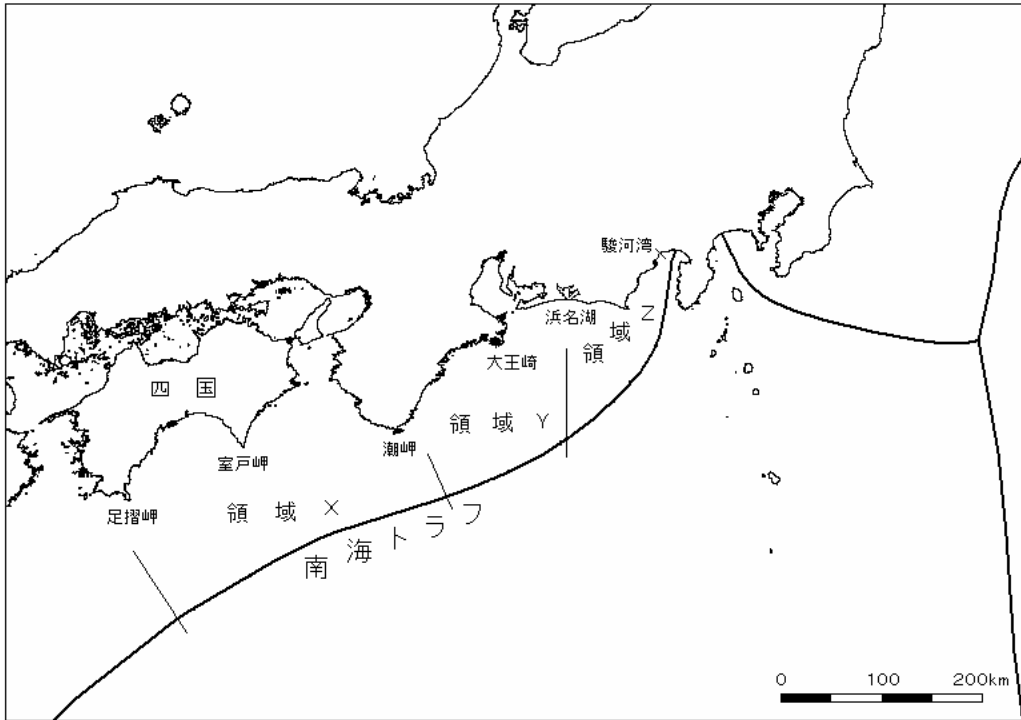


図 1-1 南海トラフ及び本報告が評価対象とした領域の概略位置図

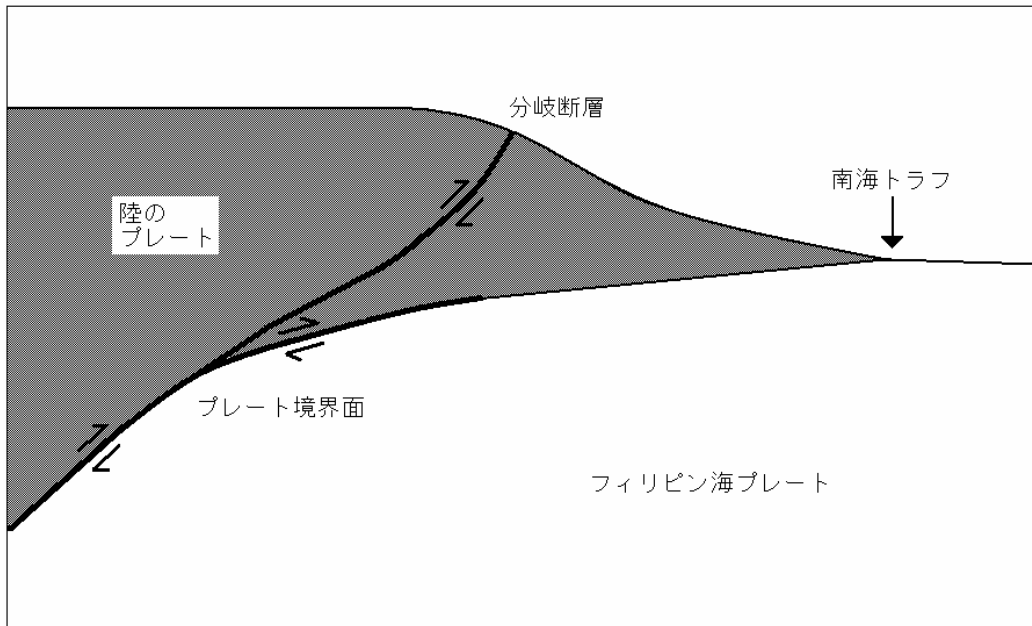


図 1-2 南海トラフに発生した地震の震源域の断面模式図

注：太線は、地震時に破壊する（ずれる）プレート境界面及び陸のプレート内に枝分かれた分岐断層の断面を示す。太線に付した矢印は、プレート境界面及び分岐断層のずれる向きを示す。想定南海地震・想定東南海地震が発生する際、時には分岐断層も含めて破壊し、局地的に強い揺れを生じさせる可能性もある(地震調査委員会,2001)。この図では、縦方向（深さ方向）は、横方向（水平方向）の4倍程度に強調してある。

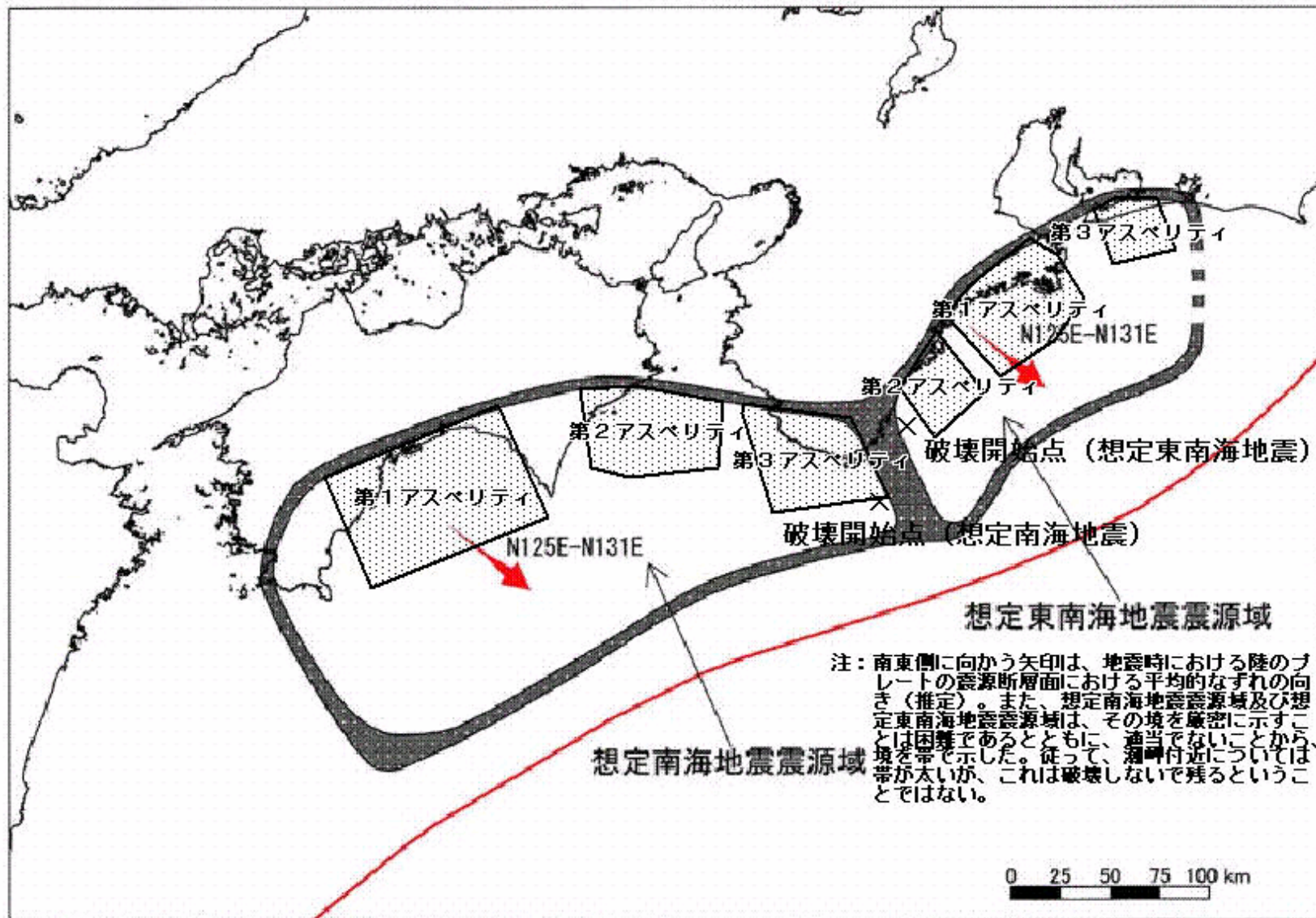


図2 想定東南海地震及び想定南海地震の震源域並びにアスペリテイ・破壊開始点の位置

注：アスペリテイは網掛け部分（場所や大きさは目安）。破壊開始点は×の部分。地震調査委員会（2001）の図3に加筆。

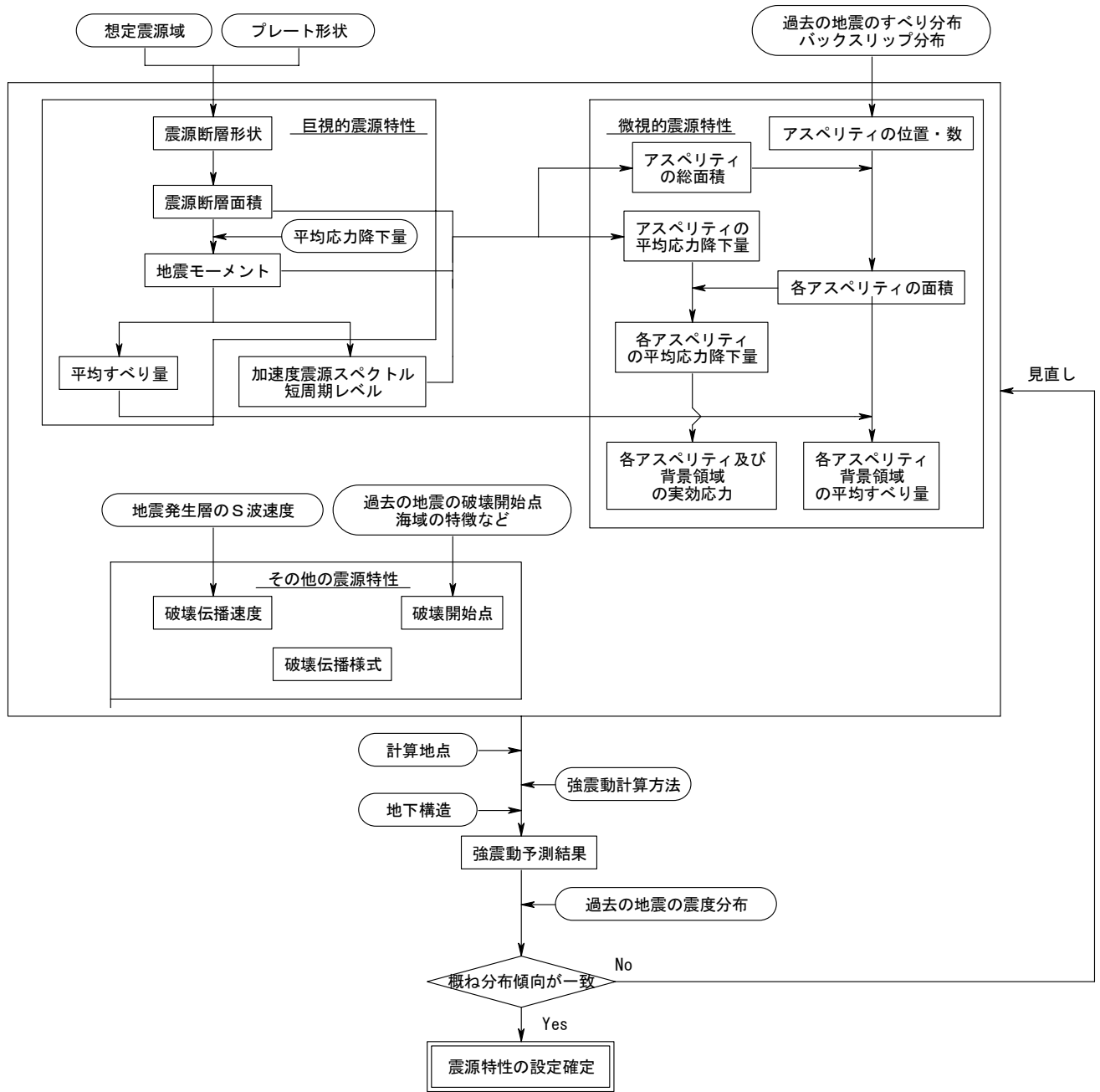


図3 海溝型地震（想定東南海地震、想定南海地震）の震源特性の設定の流れ

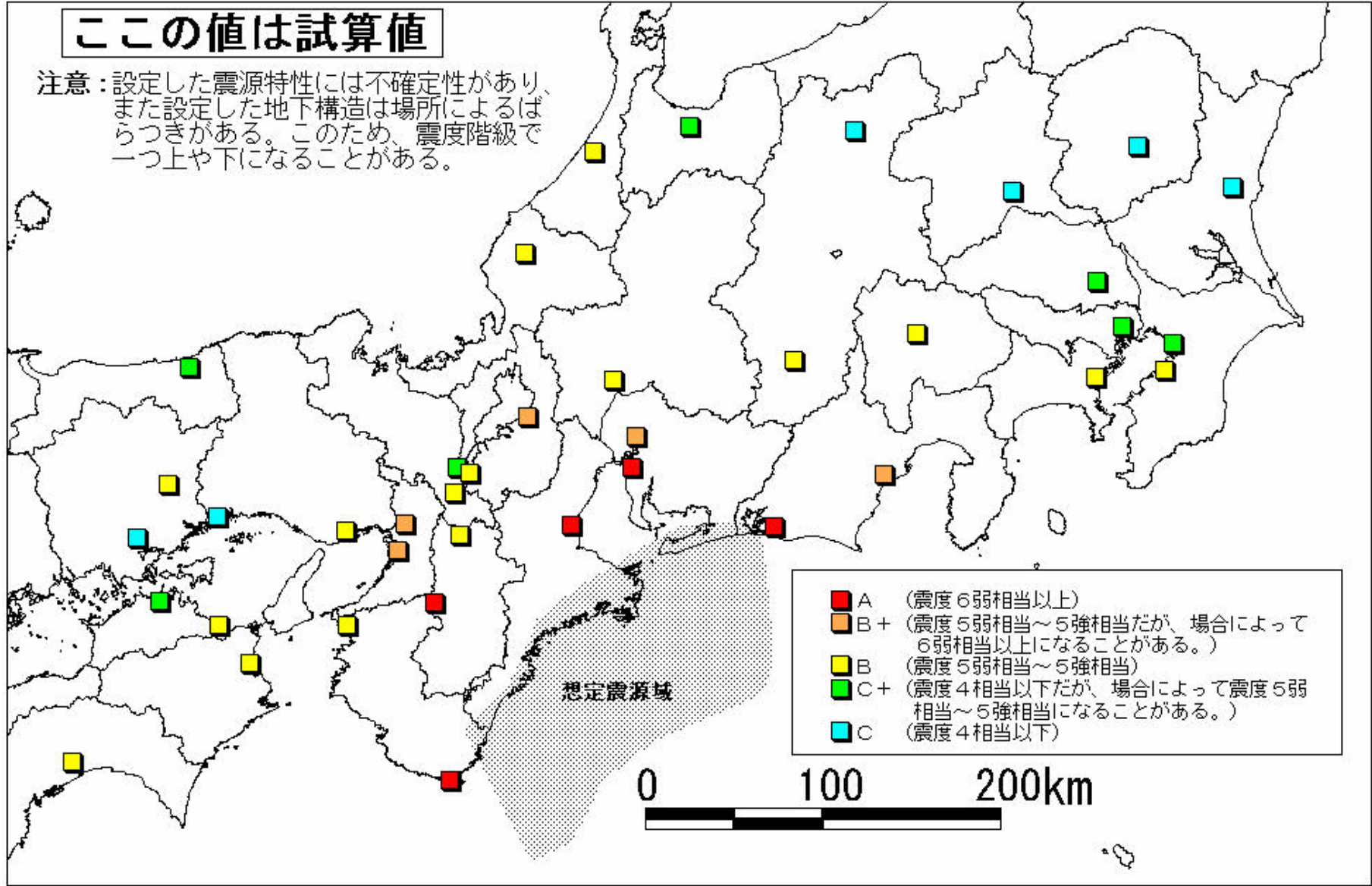


図4-1 想定東南海地震における県庁所在地等の震度試算結果

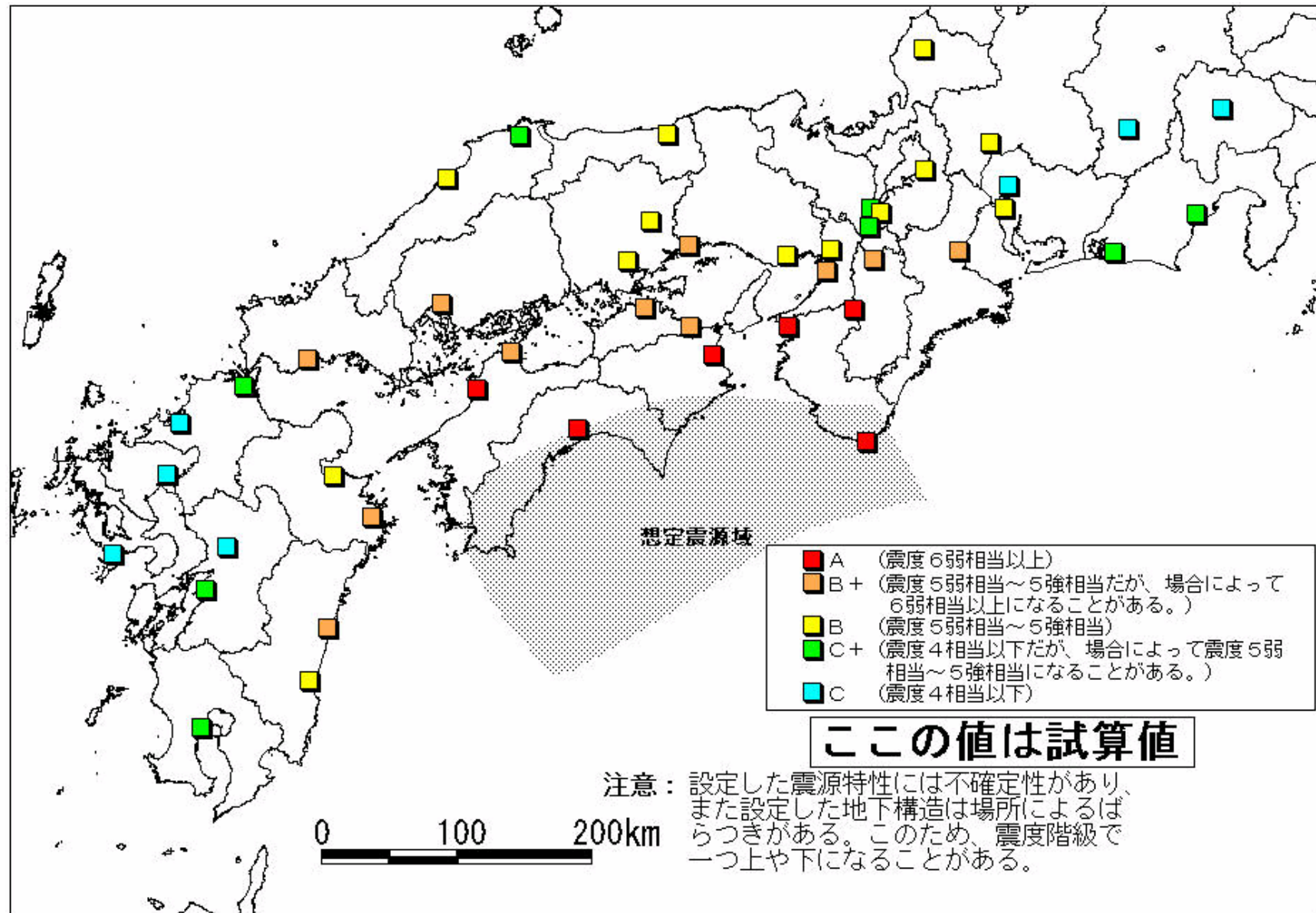
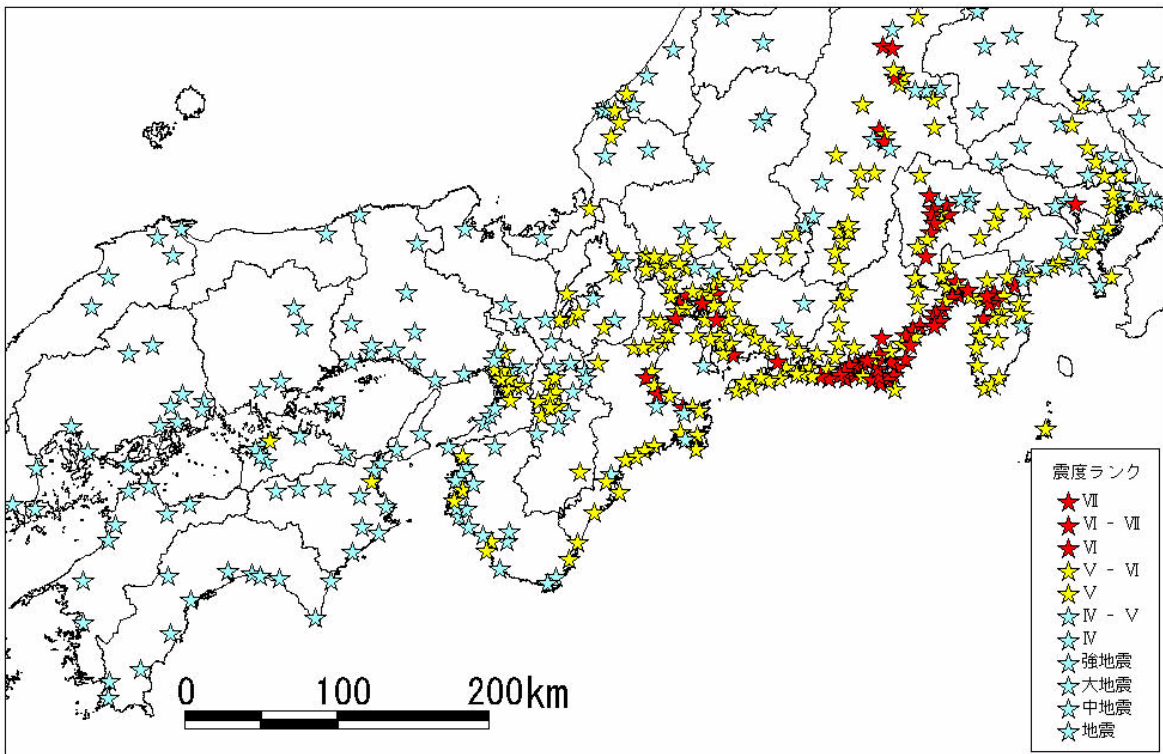


図4-2 想定南海地震における県庁所在地等の震度試算結果

1854 年安政東海地震



1854 年安政南海地震

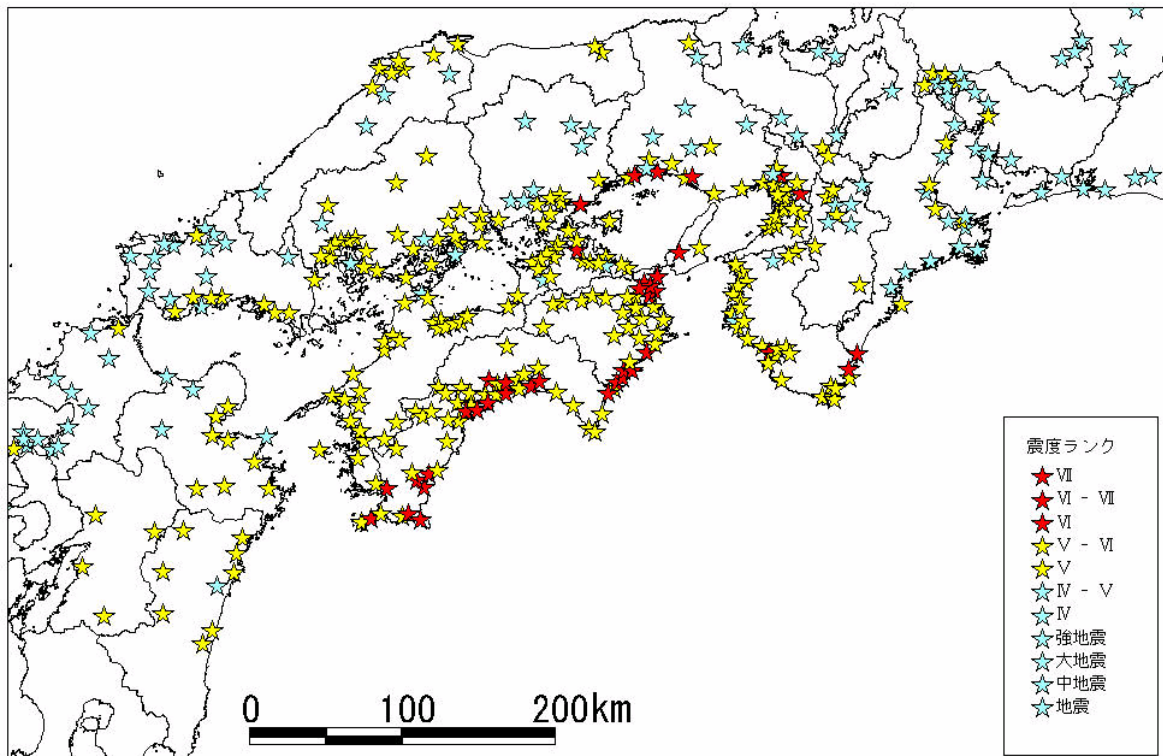
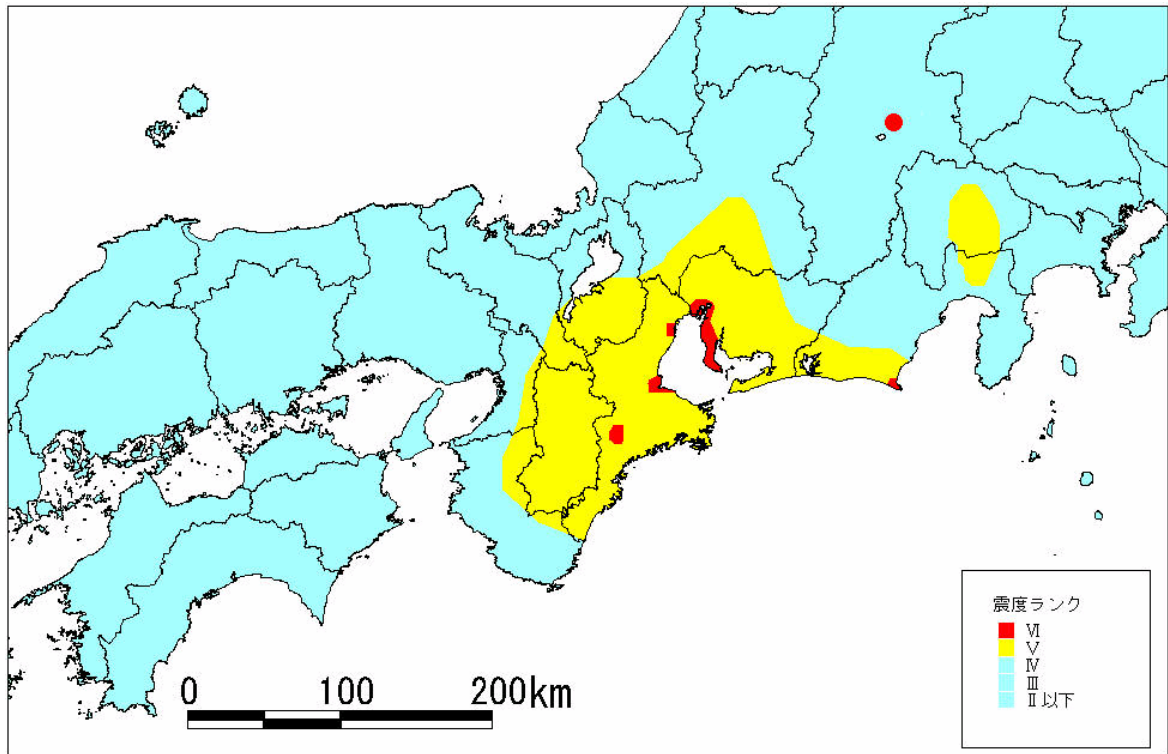


図 5 - 1 1854 年安政東海地震・1854 年安政南海地震の震度分布

注：宇佐美(1989)を基に作成。各星印は、被害状況から推定したその場所の震度を示す。気象庁震度階級の震度4相当はIV、震度5弱及び5強相当はV、震度6弱及び6強相当はVI、震度7相当はVIIとしてある。また、それ以外の分類は震度4相当以下として扱った。さらに、図 4-1・図 4-2 のA、B、Cのランク分けに合わせて色分けをした。

1944 年昭和東南海地震



1946 年昭和南海地震

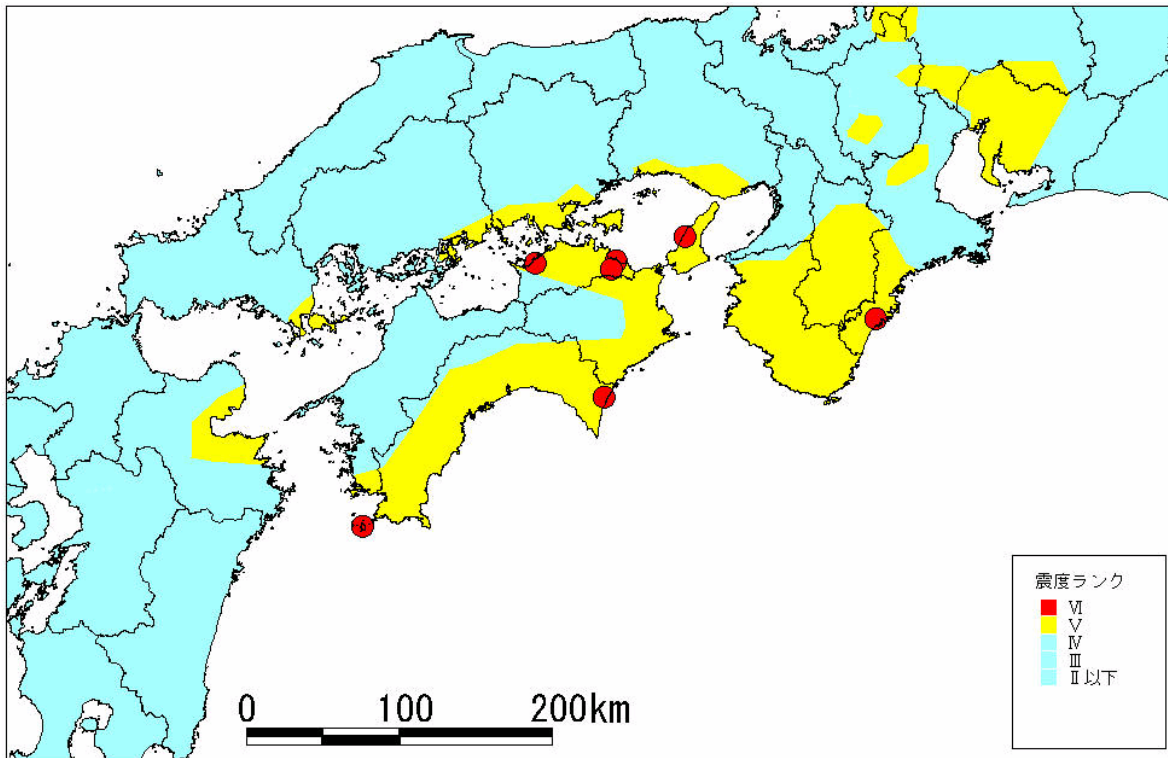


図 5-2 1944 年昭和東南海地震・1946 年昭和南海地震の震度分布

注：1944 年昭和東南海地震は気象庁(1968)・地震調査委員会(1999)・中央气象台(1951)を基に作成。1946 年昭和南海地震は気象庁(1968)・中央气象台(1946)を基に作成。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。また、局地的な震度分布も可能な範囲で表示した。但し、1946 年昭和南海地震の震害は高知県中村町(現、中村市)が一番ひどく、住家倒壊の割合が高かったとされており(宇佐美, 1996)、震度 VI になっていると考えられるが、震度推定値がないため、図 5-2 には示していない。図 4-1・図 4-2 の A、B、C のランク分けに合わせて色分けをした。図 5-1 と図 5-2 の赤丸は地点を示しており、拡がりを見せていないことに注意。

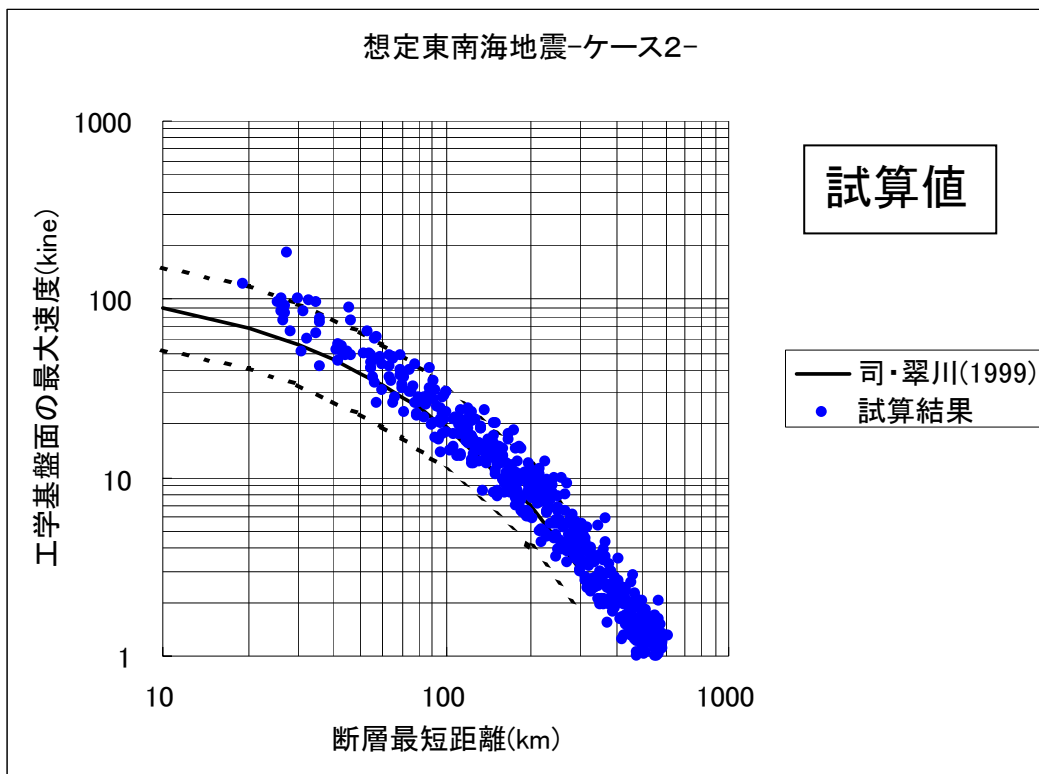
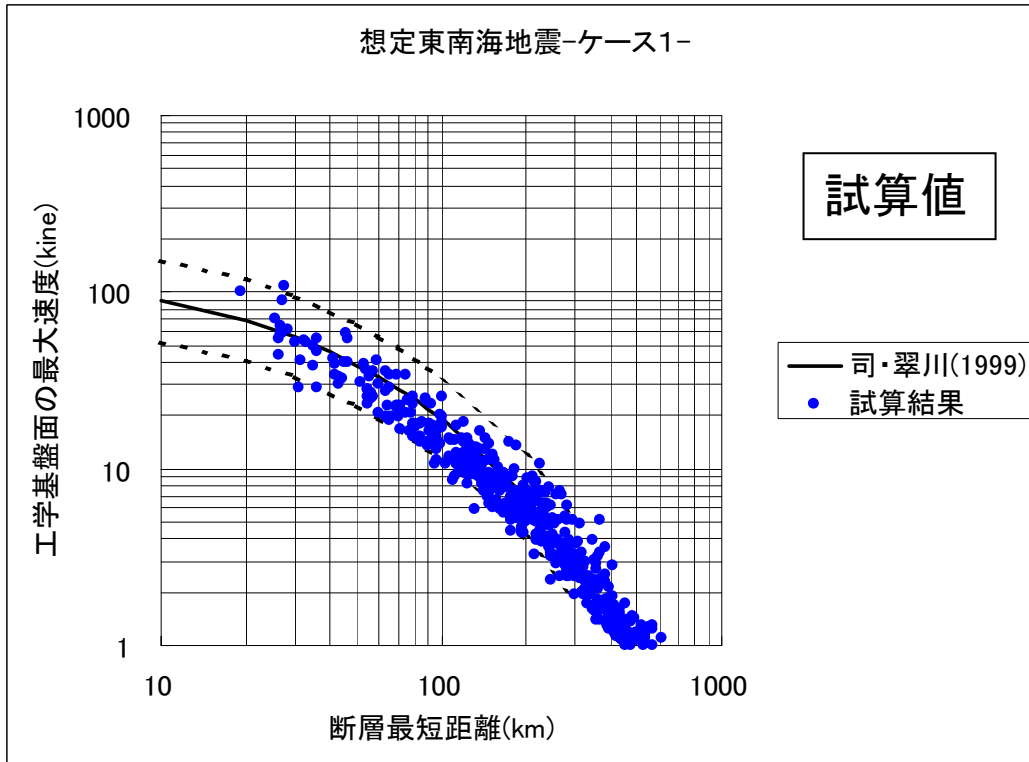


図 6 - 1 想定東南海地震の工学基盤面の最大速度の試算結果と経験的距離減衰曲線との比較

注：経験的距離減衰曲線は司・翠川(1999)による。減衰曲線は、表層 30m の平均 S 波速度 400m/s 相当層の値。破線は経験的距離減衰曲線の標準偏差の範囲。

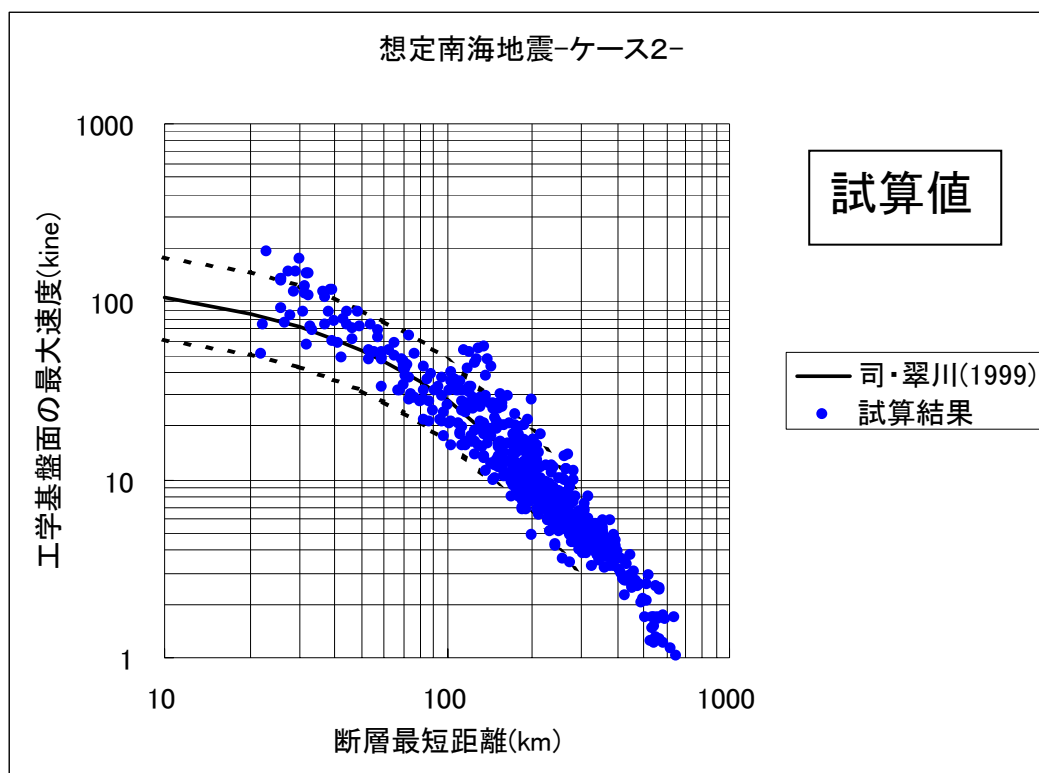
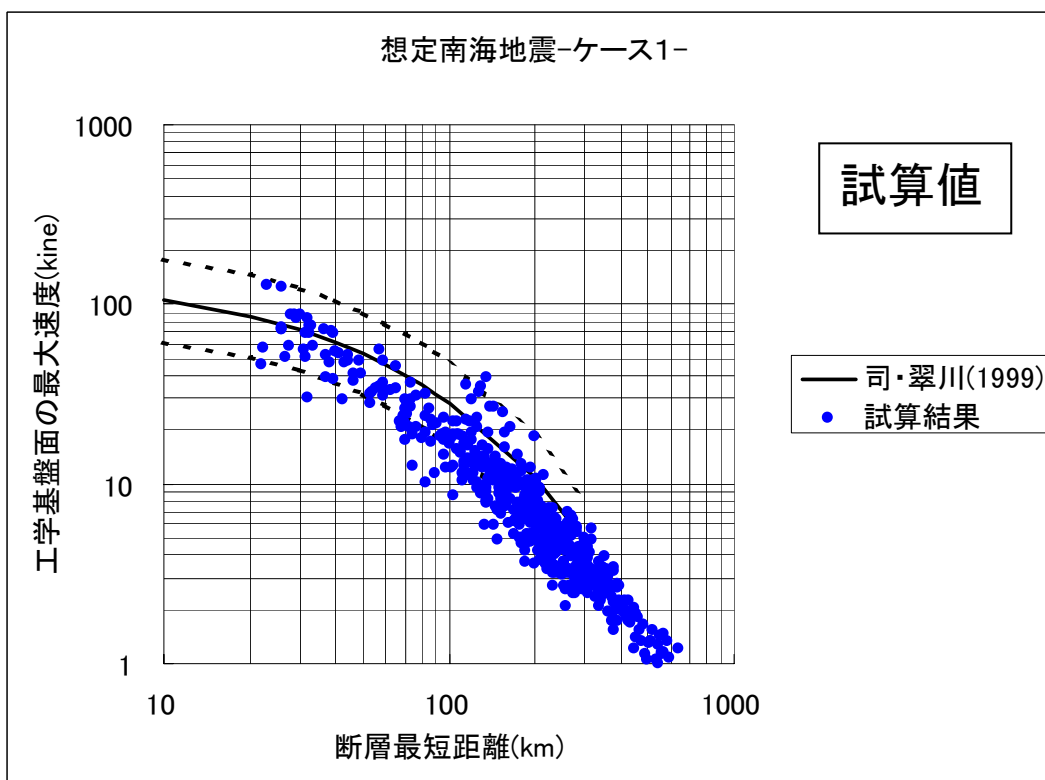


図 6 - 2 想定南海地震の工学基盤面の最大速度の試算結果と経験的距離減衰曲線との比較

注：経験的距離減衰曲線は司・翠川(1999)による。減衰曲線は、表層 30m の平均 S 波速度 400m/s 相当層の値。破線は経験的距離減衰曲線の標準偏差の範囲。

表1-1 想定東南海地震の震源特性

震源特性	項目	ケース1	ケース2	
地震の規模*	マグニチュード(M)8.1前後。南海地震と同時発生した場合にはM8.5前後。			
巨視的 震源特性	震源断層位置	図2参照	同左	
	走向	図2参照	同左	
	傾斜角	6~44°	同左	
	震源断層長さ	160~200 km	同左	
	震源断層幅	70~100 km	同左	
	震源断層面積	14500 km ²	同左	
	震源断層上端~下端深さ	10~30 km	同左	
	地震モーメント	2.15E+21 N・m	同左	
	平均すべり量	363 cm	同左	
	平均応力降下量 (円形クラックの場合)	3.0 MPa	同左	
	加速度震源スペクトル短周期レベル	6.84E+19 N・m/s ²	9.67E+19 N・m/s ²	
微視的 震源特性	全 ア ス ペ リ テ ィ	地震モーメント	1.28E+21 N・m	6.42E+20 N・m
		総面積	4328 km ²	2164 km ²
		平均すべり量	726 cm	726 cm
		平均応力降下量	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 1 ア ス ペ リ テ ィ	面積	2164 km ²	1082 km ²
		平均すべり量	850 cm	850 cm
		地震モーメント	7.52E+20 N・m	3.76E+20 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 2 ア ス ペ リ テ ィ	面積	1082 km ²	541 km ²
		平均すべり量	601 cm	601 cm
		地震モーメント	2.66E+20 N・m	1.33E+20 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 3 ア ス ペ リ テ ィ	面積	1082 km ²	541 km ²
		平均すべり量	601 cm	601 cm
		地震モーメント	2.66E+20 N・m	1.33E+20 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
背 景 領 域	地震モーメント	8.66E+20 N・m	1.51E+21 N・m	
	面積	10172 km ²	12336 km ²	
	平均すべり量	208 cm	299 cm	
	実効応力	1.3 MPa	2.7 MPa	
その他の 震源特性等	破壊開始点	図2参照	同左	
	破壊伝播形式	放射状	同左	
	破壊伝播速度	2.7 km/s	同左	

注*：長期評価報告書による。

※震源域のS波速度3.8km/s、剛性率は $4.09 \times 10^{10} \text{N/m}^2$

表1-2 想定南海地震の震源特性

震源特性	断層パラメータ	ケース1	ケース2	
地震の規模*	マグニチュード(M)8.4前後。東南海地震と同時発生した場合にはM8.5前後。			
巨視的 震源特性	震源断層の位置	図2参照	同左	
	走向	図2参照	同左	
	傾斜角	4~26°	同左	
	震源断層の長さ	300 km	同左	
	震源断層幅	70~150 km	同左	
	震源断層の面積	35800 km ²	同左	
	震源断層の上端~下端深さ	10~30 km	同左	
	地震モーメント	8.34E+21 N・m	同左	
	平均すべり量	570 cm	同左	
	平均応力降下量 (円形クラックの場合)	3.0 Mpa	同左	
加速度震源スペクトル短周期レベル	1.07E+20 N・m/s ²	1.52E+20 N・m/s ²		
微視的 震源特性	全 ア ス ペ リ テ ィ	地震モーメント	4.98E+21 N・m	2.49E+21 N・m
		総面積	10686 km ²	5343 km ²
		平均すべり量	1141 cm	1141 cm
		平均応力降下量	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 1 ア ス ペ リ テ ィ	面積	5343 km ²	2672 km ²
		平均すべり量	1336 cm	1336 cm
		地震モーメント	2.92E+21 N・m	1.46E+21 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 2 ア ス ペ リ テ ィ	面積	2672 km ²	1336 km ²
		平均すべり量	945 cm	945 cm
		地震モーメント	1.03E+21 N・m	5.16E+20 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
	第 3 ア ス ペ リ テ ィ	面積	2672 km ²	1336 km ²
		平均すべり量	945 cm	945 cm
		地震モーメント	1.03E+21 N・m	5.16E+20 N・m
		実効応力	10.1 MPa	20.1 MPa
背 景 領 域	地震モーメント	3.36E+21 N・m	5.85E+21 N・m	
	面積	25114 km ²	30457 km ²	
	平均すべり量	328 cm	470 cm	
	実効応力	1.3 MPa	2.7 MPa	
その他の 震源特性等	破壊開始点	図2参照	同左	
	破壊伝播形式	放射状	同左	
	破壊伝播速度	2.7 km/s	同左	

注*: 長期評価報告書による。

※震源域のS波速度3.8km/s、剛性率は 4.09×10^{10} N/m²

(説明)

1. 海溝型地震の強震動評価に関するこれまでの主な調査研究

地震調査委員会強震動評価部会は、活断層に発生する地震の強震動評価手法について、糸魚川－静岡構造線断層帯（北部、中部）を事例としつつ、中間的な報告をとりまとめた（地震調査委員会強震動評価部会,2001；以下「糸静断層帯中間報告」という。）。糸静断層帯中間報告では、強震動評価手法を構成する4つの要素手法を示している。以下では、本報告書に係わるこれまでの主な調査研究を、要素手法別に整理した。

強震動評価のための震源の特性を評価する手法に係わる調査研究としては、巨視的震源特性と微視的震源特性との経験的關係については、Somerville et al.(1999)、石井・他(2000)等があり、震源の特性を評価する手法については、入倉・三宅(2000)、壇・他(2001)等がある。

強震動評価のための地下構造モデルの設定手法に係わる調査研究としては、関東平野を事例としたSato et al.(1999)があり、大阪平野を事例とした宮腰・他(1997)等がある。また、堆積平野の地表から地震基盤までの三次元構造のモデル化に関して、文部科学省地震関係基礎調査交付金を利用した、濃尾平野について愛知県(2001)、京都盆地について京都市(2001)、関東平野南部について神奈川県(2001)・横浜市(2001)・川崎市(2001)及び千葉県(2001)がある。

強震動評価のための強震動計算手法に係わる調査研究としては、全般的なレビューとして香川・他(1998)がある。糸静断層帯中間報告は手法を分類しており、そのうち半経験的手法に分類されるもののうちの統計的グリーン関数法¹については、釜江・他(1991)があり、これの適用例としては、1923年関東地震に適用した壇・他(2000)等がある。また、経験的手法に分類されるものについては、最大加速度の経験的距離減衰式について福島・田中(1992)等があり、最大速度の経験的距離減衰式については、Kanai(1958)、Joyner and Boore(1982)、Midorikawa(1993)、司・翠川(1999)等がある。

強震動評価のための予測結果の検証手法に係わる調査研究としては、過去の地震についての資料・データの有無に応じて次の2つに分けられる。1つは、対象としている地震の系列のものであると同定した地震について、近代的な観測データはないものの、地質学的な記録以外にも情報がある場合であり、もう1つは地質学的な記録以外に情報がない場合である。前者については、1948年の福井地震を事例とした入倉・釜江(1999)等がある。後者については、経験的距離減衰式と比較する方法があり、これについては、糸静断層帯中間報告等がある。なお、最大速度と全壊率との経験的關係について林・他(1997)があり、また歴史地震の震度分布推定については宇佐美(1996)等がある。

2. 強震動評価のための震源の特性を評価する手法の説明

ここでは、海溝型地震の震源特性の設定の流れ（図3）に沿って、想定東南海地震及び想定南海地震を事例とした震源の特性を評価する手法について説明する。

2.1 巨視的震源特性の設定手法の説明

想定東南海地震及び想定南海地震の巨視的震源特性として、震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向、平均応力降下量・地震モーメント・平均すべり量の設定方法について以下説明する。

○震源断層の位置・長さ・幅・傾斜角・深さ・走向

¹ 「統計的グリーン関数法」とは、震源スペクトルモデルや中小の地震の観測波形の特徴を用いて要素地震波形を合成し、さらに合成された要素地震波形を用いて大地震の波形を合成する方法のこと。要素地震波形のことをグリーン関数という。

地震調査委員会(2001)の南海トラフの地震の形状評価の結果(以下「長期評価報告」という。)に示された特性をそのまま採用することとした。即ち、想定東南海地震、想定南海地震の震源域全体が破壊するものとして、これに対応する陸のプレートとフィリピン海プレートとの境界面について図2に示す範囲についてモデル化した。

○平均応力降下量 $\Delta\sigma$

震源断層全体の平均応力降下量は、円形割れ目を仮定した場合に3.0MPaとなるものを目安とした。これは、次の理由による。

過去の南海地震・東南海地震の各種震源モデルについて、震源断層の面積と地震モーメントとの関係を整理した(図7)。震源断層の面積、地震モーメント、及び応力降下量の物理的な関係式を用い、かつ円形割れ目を仮定すると、図7に示すように1.0MPa、3.0MPa、及び10MPaの目安の線が引ける。各種震源モデルは、1.0MPaに乗るグループと3.0MPaに乗るグループに分かれる。1.0MPaに乗るグループは、一辺の長さを45km、60km、90kmなどに区切って、インバージョンを行ったもので、区切った領域の中にはすべり量が零に近いものもある。このようなことから、このグループでは、震源断層の面積として、区切った領域を全て取り込むことは過大評価となっていると考えられる。このようなことから、3.0MPa(円形割れ目と仮定した場合)を平均応力降下量として採用することにした。

○地震モーメント M_0

上述のとおり南海トラフで発生する地震の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ を円形割れ目を仮定することでその目安を設定した。これを踏まえ、円形割れ目を仮定した平均応力降下量と、地震モーメント M_0 や震源断層の面積 S との関係式(Kanamori and Anderson, 1975)を用いて、地震モーメント M_0 を推定することとした。

$$M_0 = (16 / (7 \times \pi^{1.5})) \times \Delta\sigma \times S^{1.5} \text{ ————— (1)}$$

なお、糸静断層帯中間報告では、地震モーメントは、震源断層の面積と地震モーメントの関係を与える内陸地震に関する経験式(Somerville et al., 1999)を用いて、震源断層の面積から推定している。

○平均すべり量 D

震源断層全体の平均すべり量 D は、2-1式から導出した2-2式を利用して、想定震源域の平均的な剛性率 μ 、地震モーメント M_0 及び震源断層の面積 S を用いて推定することとした。

$$M_0 = \mu \times D \times S \text{ ————— (2-1)}$$

$$D = (1 / \mu) \times M_0 / S \text{ ————— (2-2)}$$

2.2 微視的震源特性の設定手法の説明

想定東南海地震及び想定南海地震の微視的震源特性として、2つのケースを想定し、アスペリティの数・位置・面積・平均すべり量・平均応力降下量・実効応力、背景領域の平均すべり量・実効応力の設定方法について以下説明する。

○アスペリティの数・位置

アスペリティの数は、1944年東南海地震及び1946年南海地震の各種震源モデルにおいてすべりの大きな領域(図8)、バックスリップモデルでのバックスリップの分布(西村・他, 1999等; 図9参照)、想定震源域における海山等の海底地形を総合的に判断することとした。また、1985年メキシコ地震(Mendoza and Hartzell, 1989)、1993年北海道南西沖地震(Kakehi and Irikura, 1997; 橋本・他, 1994)、1994年三陸はるか沖地震(Nakayama and Takeo, 1997; 栗田・他, 1997)、及び1999年台湾集集地震(Yagi and Kikuchi, 1999)では、2~4個となっていることも参照した。その結果、想定南海地震震源域及び想定東南海地震震源域それぞれに3箇所置くこととした。

アスペリティの位置は、その数の検討と同様にして総合的に判断することとした。

○アスペリティの面積

アスペリティの総面積は、これを反映している短周期震源加速度応答スペクトルレベルAから求めることとした。Aは、地震モーメント M_0 と次式(3-1)の経験的關係が求められている(壇・他,2001; 図10)。今回は、平均的なものとして式(3-1)、ばらつき範囲で強い揺れをもたらすものとして式(3-2)を用いて、 M_0 からAを求めることとした。以下では前者をケース1、後者をケース2と呼ぶ。

$$\text{ケース1} \quad A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \quad \text{————— (3-1)}$$

$$\text{ケース2} \quad A=2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3} \times \sqrt{2} \quad \text{————— (3-2)}$$

アスペリティの総面積 S_a は、短周期震源加速度応答スペクトルレベルAから次の(4)式から算出される。ここでは、便宜的に震源断層の形状を半径Rの円形割れ目であるとともに、アスペリティは半径rの円形割れ目が一つあるとして、アスペリティの総面積 $S_a(=\pi \times r^2)$ を求めた。

$$r=(7\pi/4) \times (M_0/(A \times R)) \times \beta^2 \quad \text{————— (4)}$$

(4)式は、次の(5)式(Boatwright,1988)及び(6)式(壇・他, 2001)から導出した。

$$M_0=(16/7) \times r^2 \times R \times \Delta \sigma a \quad \text{————— (5)}$$

$$A=4\pi \times r \times \Delta \sigma a \times \beta^2 \quad \text{————— (6)}$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 $\Delta \sigma a$ はアスペリティの静的応力降下量、 β は震源域のS波速度。

この結果によると、アスペリティの総面積 S_a は、震源断層の面積Sに対して、ケース1で約30%、ケース2で約15%となる。なお、アスペリティの総面積が震源断層の面積と比例関係にあること経験的に知られている。内陸地震では震源断層の面積の約20% (Somerville et al,1999)であり、糸静断層帯中間報告でもこれを用いている。海溝型地震は内陸地震に比べ、一般的にこの比率が高いことが多い(石井・他,2001)とされ、6つの海溝型地震から35%という成果(石井・他,2000)も得られている。今回設定した比率の値のうちケース1はこの値に概ね近い。また、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001)は30%を採用している。

各アスペリティへの面積の割り振りは、アスペリティの数・位置での検討と同様にして設定した。3つのアスペリティは2:1:0.5となるとの見方も参照し、

$$\text{第1アスペリティ} : \text{第2アスペリティ} : \text{第3アスペリティ} = 2 : 1 : 1$$

とした。

以上の結果、想定南海地震では、第1アスペリティを土佐湾、第2アスペリティを紀伊水道の南、第3アスペリティを潮岬周辺の3箇所に、想定東南海地震では、第1アスペリティを志摩半島の南、第2アスペリティを熊野灘、第3アスペリティを渥美半島沖の3箇所に、それぞれ設定し(図2)た。

○アスペリティ・背景領域の平均すべり量

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、最近の海溝型地震の解析結果を整理した結果(石井・他, 2000)を基に震源断層全体の平均すべり量Dの2倍とした。

$$D_a=2 \times D \quad \text{————— (7)}$$

これにより、背景領域の平均すべり量 D_b は全体の地震モーメント M_0 からアスペリティの地震モーメント M_{oa} を除いた背景領域の地震モーメント M_{ob} を算定することにより、背景領域の面積 S_b から算出される。

$$M_{oa}=\mu \times D_a \times S_a \quad \text{————— (8)}$$

$$M_{ob}=M_0-M_{oa} \quad \text{————— (9)}$$

$$D_b=M_{ob}/(\mu \times S_b) \quad \text{————— (10)}$$

ここで、 μ は剛性率。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} は、個々のアスペリティを便宜的に円形割れ目と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (i番目のアスペリティの面積)から算定される半径 r_i (i番目のアスペリティの半径)との比を全てのアスペリティで等しい(D_{ai}/r_i =一定; 平均応力降下量が全てのアスペリティで等しい。)と経験的に仮定し、次式により算定する。

$$Dai = (\gamma_i / \sum \gamma_i^3) \times Da \quad \text{————— (11)}$$

ここで、 γ_i は r_i / r であり、 Dai は i 番目のアスペリティの平均すべり量である。また、 r は上の「アスペリティの面積」で述べたアスペリティ全体の便宜的な半径である。

なお、 Dai の最大は、ケース2の想定南海地震の第1アスペリティであり、約13mとなった。一方、長期評価報告書によると、プレート相対運動速度は年間約5~7cmであり、これまでの南海地震及び東南海地震の発生間隔の最大は約150年である。これらから、地震時のすべり量の上限の目安として、7.5~11mという値が求まる。また、長期評価報告書によると、これまでの地震時の推定すべり量の最大の目安は12mとなっている。 Dai の最大値は、これらの値の観測・推定誤差も考慮すると、これらと矛盾しないと判断した。

○アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力

アスペリティの平均応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、(5)式を変形して求めた次の(12)式から算定されることになる。

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \times Mo / (r^2 \times R) \quad \text{————— (12)}$$

このため、震源断層全体の地震モーメントが一定の条件の下でも、アスペリティの総面積あるいは震源断層の面積が変化すると平均応力降下量が増加することになる。また、各アスペリティの平均応力降下量は、経験的に、等しいと考えた。さらに、アスペリティの実効応力は、経験的にその平均応力降下量とほぼ等しいと考えた。

背景領域の実効応力 σ_b は、

実効応力 \propto すべり速度 \propto (すべり量/立ち上がり時間)

立ち上がり時間=震源断層(矩形の場合)の幅/(破壊伝播速度 $\times 2$)

の比例関係・近似関係、(11)式などを用いて、次式の関係式が成り立つことにより算定する。

$$\sigma_b = (Db/Wb) \times (\sqrt{\pi}/Da) \times r \times \sum \gamma_i^3 \times \sigma_a \quad \text{————— (13)}$$

ここで Wb は背景領域が矩形とした場合の幅である。 Wb は、震源断層を矩形とした場合の幅 W と等しいとし、震源断層の面積 S から、 $Wb = W = (S/2)^{0.5}$ の式から求めた。

2.3 その他の震源特性の設定手法の説明

想定東南海地震及び想定南海地震のその他の震源特性として、破壊開始点、破壊伝播様式、破壊伝播速度の設定方法について以下説明する。

○破壊開始点の位置(震源の位置)

破壊開始点の位置については、1946年の昭和南海地震及び1944年の昭和東南海地震の震源の位置(宇津,1999)付近とすることとした。また、三陸沖の様子からアスペリティは破壊開始点から離れて位置するという見方(菊地・山中,2001)もあるが、1944年昭和東南海地震の破壊開始点はアスペリティの縁となっている(菊地・山中,2001)。さらに、長期評価報告書によれば、東南海地震・南海地震の順番で発生する可能性が高いとしており、後から発生する想定南海地震の震源域については、東南海地震の直後に一時的に東の端に応力集中が起こることになる。以上のことから、**図11-1及び図11-2**に示す位置とすることとした。なお、1854年安政南海地震の震源は潮岬沖(誤差は100km以下)と推定されており(宇佐美,1996)、今回設定した位置と矛盾はない。1854年安政東南海地震の震源は遠州灘(誤差は100km以下)と推定されている(宇佐美,1996)が、誤差を考慮すると、今回設定した位置と矛盾はない。

○破壊伝播様式

破壊は、経験的に、破壊開始点から放射状(概ね同心円状)に割れていくものとした。

○破壊伝播速度

平均破壊伝播速度 V_r は、糸静断層帯中間報告と同様に地震発生層のS波速度との関係(Geller, 1976)、

$$V_r = 0.72 \times V_s \quad \text{————— (14)}$$

から求めた。

3. 強震動評価のための地下構造モデルの設定等に関する手法の説明

ここでは、強震動評価のための地下構造モデルの設定手法、強震動計算手法、予測結果の検証手法について順番に説明する。

3.1 強震動評価のための地下構造モデルの設定手法の説明

本報告では、設定した震源特性の検証という目的を踏まえて、地下構造モデルの設定手法を検討した。即ち、第3.3節で述べるように、試算した強震動について、震源特性の検証という観点で、過去の地震による震度分布と比較を可能とすることや最大速度の経験的距離減衰式との比較を可能とすることを目標とした。このため、1秒程度までの短周期成分を評価可能とすることとし、この周期帯域に影響が特に大きい工学基盤（今回はS波速度400m/s相当層上面を目安とした。）から地表までの構造（以下「浅い地盤構造」という。）について地域性を十分加味した地下構造モデルを設定することとした。工学基盤から下の地震基盤（S波速度3km/s相当層上面）までの構造（以下「深い地盤構造」という。）は暫定的に全域について等しいモデルとした。

○評価地点

本報告では、過去の南海地震や東南海地震における強震動の範囲を参照し、中部地方、近畿地方、中国地方、四国地方及び九州地方にある強震計観測網の観測点の所在地を中心にして評価を行うこととした。強震計観測網としてはK-NET(Kinoshita,1998)及びKiK-net(青井・他,2000)を対象とした。

K-NETの観測点は、全国約20km間隔でほぼ均等に分布し、かつ設置場所が公共施設の敷地内であることが多いという特長がある。また、設置場所の地盤構造は地下20mまで把握されている。なお、K-NETの多くの観測点の設置場所について、浅い地盤構造の全容が把握されているわけではないことから、今回はK-NET観測点については地震波形を用いた地盤増幅の評価は行わなかった。

KiK-net観測点は、概ね全国均等に分布し、浅い地盤構造が把握されているという特長がある。但し、設置場所は比較的堅固な地盤であることが多い。なお、現在、KiK-netの観測点は、中部地方では静岡県及び山梨県には設置されていない*。

以上のような観測点の特徴を踏まえて、主としてK-NETの観測点地点の中から評価地点を選択することとし、K-NET観測点の増幅特性の妥当性を確認するため、KiK-net観測点も補足的に評価地点として利用することとした。

また、第3.2節で述べるように浅い地盤構造の把握の状況を踏まえて強震動計算は簡便な方法を用いた。一方で、堆積平野については、一般的に地震波の増幅率が大きく結果としてそのばらつきも大きい。このため、今回は、サンプル的に大阪平野及び濃尾平野について、既存データの範囲で浅い地盤構造をモデル化して利用することとした。

○深い地盤構造等

深い地盤構造は、全域を等しいモデルとし、足柄平野の地盤構造モデル(宮腰・他,1994)を参照して設定した(表2)。足柄平野は、地震基盤までの深さが数百m程度であり、地震基盤までの深さが2,3kmである堆積平野と、地震基盤が地表に露出している山間部との中間的特徴を有していることから概ね平均的なモデルであると判断した。

Q構造については、地震基盤より深い部分を含む領域について、概ね1Hz以上で周波数依存性があるとされている²。また、静岡付近の小地震記録を解析した結果を踏まえて、深い地盤構造について、次式が提案されている(中央防災会議「東海地震に関する専門調査会,2001)。

$$Q=100 \times f^{0.7} \quad \text{————— (15)}$$

ここでfは周波数(Hz)。

以上のことから、今回は、1Hz以上の高周波について、深い地盤構造のQ構造としては上式を用いることとした。また、1Hz以下では、 $Q=100$ と一定とした。但し、S波速度400m/s相当層に

² 仙台地域では佐藤・他(1994)、南関東地域ではKinoshita(1994)、近畿地域ではPetukhin et al. (2001)、九州地域ではHoshiba(1993)。

訂正* 山梨県には平成13年4月時点から、KiK-net観測点が1点だけ稼働している。但し、今回は計算対象地点としなかった。

については、浅い地盤構造と同様とし、全ての周波数領域で $Q=35$ とした。

○浅い地盤構造

浅い地盤構造は、得られている構造データの有無に応じて次のようにした。

K-NETの観測点の場合には、国土数値情報(国土庁・国土地理院,1987)を利用した手法(松岡・翠川,1994)を用いることとした。この方法は、全国を約1km区画に分割した基準地域メッシュごとに整備されている国土数値情報の標高、地形分類、表層地質などの各データを利用して微地形を推定し、微地形区分と地下30mの平均S波速度の経験的關係および地下30mの平均S波速度と最大速度の増幅率の経験的關係から簡便に浅い地盤構造による増幅特性を推定するものである。このため、評価対象としてK-NETの観測点所在地について、対応する基準地域メッシュを抽出し、微地形区分を行った。

KiK-netの観測点の場合には、P S検層結果等を基にモデル化することとした。このうちQ構造は、土質によって変化することが予測されるものの、構造のモデル化の目的から全ての周波数領域で一定とすることで問題はないと判断した。具体的な値としては、経験的に様々な地盤の平均的な値である $Q=35$ (中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」,2001)を利用することとした。

なお、今回は、非線形性は考慮しなかった。

3.2 強震動評価のための強震動計算手法の説明

本報告では、設定した震源特性の検証という目的を踏まえて、第2節で設定した震源特性を用いて、第3.1節の評価地点で評価するという条件で強震動計算手法を検討した。以下では、地震基盤上面、工学基盤上面、地表面の順で強震動計算手法を説明する。

○計算に用いる震源モデル

計算に用いる震源モデルは、想定した震源域がフィリピン海プレート状の不整形な面であることから、震源断層を約10km×10kmの要素メッシュに分割し、それらをプレート面に沿わせる形で想定震源域に配置した(図11-1, 図11-2)。この結果、想定震源域の要素数は、

想定東南海地震	144
想定南海地震	351

となり、そのうちアスペリティを構成する要素数は、

想定東南海地震

・ケース1	
第1アスペリティ	21
第2アスペリティ	11
第3アスペリティ	11
・ケース2	
第1アスペリティ	11
第2アスペリティ	5
第3アスペリティ	5

想定南海地震

・ケース1	
第1アスペリティ	53
第2アスペリティ	26
第3アスペリティ	26
・ケース2	
第1アスペリティ	26
第2アスペリティ	13
第3アスペリティ	13

となった。

○地震基盤上面における強震動計算方法

強震動計算方法は、経験的方法、半経験的方法、理論的方法、ハイブリッド合成方法に大きく4つに分類され、計算目的、使用できるデータの有無等に応じて使い分けられている（糸静断層帯中間報告参照）。地震基盤としてS波速度3km/s相当層を想定した上で、今回は計算目的、利用できるデータ有無等を勘案して、半経験的方法の中の統計的グリーン関数法という方法を採用することにした。この方法は、震源の特性を簡便に取り込みうるとともに、地震波形(時刻歴波形)を計算できるという特長があり、計算目的に見合った必要な精度を持つと判断した。

統計的グリーン関数法の具体的な手法としては、1923年関東地震の震度分布の推定に利用した方法(壇・他,2000)を利用し、地震基盤上面におけるS波の地震波形を試算した。

○工学基盤上面における強震動計算方法

工学基盤としてはS波速度400m/s相当層を想定した。その上で、地震基盤面上のS波の地震波形の試算結果を用いて、地震基盤から工学基盤までは1次元の重複反射理論(Haskell,1960)に基づく応答計算を行い、工学基盤面上のS波の地震波形を試算した。

○地表面における強震動計算方法

K-NETの観測点、KiK-netの観測点の順で説明する。

・K-NETの観測点

第3.1節の浅い地盤構造の説明に述べた方法(松岡・翠川,1994)を用い、浅い地盤構造による増幅率を試算することとした。

地下30mの平均S波速度は、その値と微地形区分との次の(16)式の経験的關係を用いて推定することとした。

$$\log AVS = a + b \times \log H + c \times \log D \pm \sigma \quad \text{————— (16)}$$

AVS : 地下30mの平均S波速度(m/s)

H : 標高(m) D : 主要河川からの距離(km)

σ : 標準偏差 a,b,c : 微地形区分ごとに与えられる回帰係数 (表3)

但し、この経験的關係は、主に関東地方のデータを基に作成されたものであり、全国の地盤の適用するにあたっては、標高と微地形の分布の關係などから適当でないデータも含まれることがある。そのため、微地形区分によっては松岡・翠川(1994)のデータ分布を参照して、下記のように適用範囲となる地下30mの平均S波速度の上限値を設定し、上限値を超えるものは上限値で設定するものとした。下限値は微地形区分に関わらず、一律平均S波速度100m/sとした。

デルタ・後背湿地、谷底平野 : 300m/s

自然堤防 : 400m/s

扇状地、砂礫台地、その他 : 500m/s

最大速度の増幅率は、それと地下30mの平均S波速度との次の(17)式の経験的關係を用いて試算した。

$$\log R = 1.83 - 0.66 \times \log AVS \pm 0.16 \quad \text{————— (17)}$$

R : 平均S波速度600m/sの基盤を基準とした増幅率

地表面の最大速度は、工学基盤上面の波形の最大速度に増幅率を掛けることで試算した。

また、今回は、工学基盤としてS波速度400m/s相当に設定したことから、(17)式を用いて600m/sの基盤から400m/sの基盤に達するまでの増幅率を試算し、(17)式の結果からその値を除することにより、工学基盤から地表までの最大速度の増幅率を試算した。

・KiK-net観測点

工学基盤上面におけるS波の地震波形から1次元の重複反射理論に基づく応答計算を行い、地表におけるS波の地震波形を試算した。なお、第3.1節で説明したように地盤の非線形性については考慮しないこととした。

○計測震度の計算方法

K-NETの観測点、KiK-netの観測点の順で説明する。

・K-NETの観測点

K-NETの観測点は、試算された最大速度を用いて、次の(18)式に示す翠川・他(1999)による最大速度と計測震度の経験的關係式を用いて、計測震度相当値を試算することとした。

$$I=2.68+1.72 \times \log PGV \pm 0.21 \quad (4 < I < 7) \quad \text{————— (18)}$$

I: 計測震度 PGV: 地表最大速度(kine)

・ **KiK-netの観測点**

KiK-netの観測点は、地表面において、水平1成分の地震波形が試算される。地震波形から計測震度を計算するには、3成分(直交水平2成分+鉛直成分)の地震波形が必要である(気象庁,1996)ため、ここでは、水平1成分を直交する2成分の水平波形として扱うとともに、鉛直成分は零であるとして、計測震度を試算することとした。

3.3 強震動評価のための予測結果の検証手法の説明

ここでは、想定東南海地震及び想定南海地震の地震動の試算結果を用いて、設定した震源の特性の妥当性を検証する方法について説明する。

○過去の地震の震度分布と比較する方法

第3節に述べた評価地点について、ケース毎に想定東南海地震及び想定南海地震、それぞれについて震度を試算した。但し、その結果は、震源の特性の不確定性、地下構造モデルの簡略化等により試算値にある程度の誤差が見込まれることを考慮して、震度6弱相当以上、5弱相当～5強相当、4相当以下の3ランクに分類した。その結果は、安政東海地震及び安政南海地震の震度の大きさや分布、並びに昭和東南海地震及び昭和南海地震の震度の分布と比較(図13-1、図13-2)した。その結果、過去の地震との整合性が確認できた。なお、安政東海地震については、当該地震の震源域の特徴を考慮して、試算結果との比較は浜松より西についてのみとした。

なお、地震基盤が深い大阪平野、濃尾平野等では、深い地盤構造が地震波に影響を与えることが想定される。一方、本報告の方法では地震基盤から工学基盤までは一律に等しい構造で増幅特性を評価することとした。このため、地域的な深い地盤構造の効果についてどの程度影響するか確認することとした。具体的には、K-NETの大阪観測点をサンプルにして、付近の大阪平野の深部構造モデルを基に地震基盤から工学基盤までの1次元構造をモデル化し、深い地盤構造の増幅特性を評価して、地表の地震動を試算した。その結果は、大阪平野の深い地盤を考慮すると、計測震度にして0.1～0.2程度大きくなることがわかった。

○海溝型地震の経験的距離減衰特性と比較する方法

強震動評価の妥当性を検証する方法として、強震動試算の工学基盤上面での最大速度の距離減衰特性と最大速度の経験的距離減衰式との比較を行う方法(糸静断層帯中間報告)。この結果は、図6-1及び図6-2に示す。なお、最大加速度についても同様の方法があり、今回も試算したが、加速度は地盤の非線形の影響が大きく受けることから、その傾向を参照するに止めることとした。

距離減衰式としては、次の(19)式(司・翠川,1999)を用いることとした。

$$\text{Log } V = b \times \log(X+c) - 0.002 \times X \quad \text{————— (19)}$$

ここで、

$$b = a \times Mw + h \times D + d + e \pm \epsilon$$

$$c = 0.0028 \times 10^{0.50Mw}$$

V:最大速度(kine) X:震源断層最短距離(km) Mw:モーメントマグニチュード D:震源深さ(km)
 e:定数項 a, d, h: 回帰係数(dは地震タイプごとに与える) ε:標準偏差
 (今回の式では、a=0.58、h=0.0038、d=-0.02 e=-1.29 ε=0.23となる。Dは想定東南海地震、想定南海地震とも20kmとした。Mwは地震モーメントから推定。)

上式で想定される最大速度は、地下30mの平均S波速度が600m/sでの値である。ここでは強震動評価した工学基盤はS波速度400m/s相当であることから、比較するにあたっては(17)式により、平均S波速度400m/sでの最大速度値に変換した。

このようにして、想定地震ごとに強震動評価の距離減衰特性と距離減衰曲線を比較した結果は下記の通りである。

- ・ 想定東南海地震

ケース1、2とも工学基盤上面の試算値は、距離減衰曲線と比較してほぼ整合し、強震動評価によるばらつきも距離減衰のばらつきの範囲内に概ね入っている。ただし、ケース1の距離減衰特性は平均的な値より若干小さめ、ケース2は若干大きめである。

- ・ 想定南海地震

ケース1の工学基盤上面の試算値は、距離減衰曲線のばらつきの範囲と比較してやや小さめである。一方、ケース2はほぼ整合し、強震動評価によるばらつきも距離減衰のばらつきの範囲内に概ね入っている。ただし、想定南海地震のモーメントマグニチュードは、司・翠川(1999)の式の適用範囲（データセットの最大は8.3）を超えているため、外挿した。

以上のことから、想定東南海地震、想定南海地震の震源の特性は、ケース1、2いずれのモデルも妥当であると判断した。即ち、ケース1は安政の地震の平均的な特性とほぼ同様なモデルであり、ケース2は安政の地震の平均的な特性によるものよりもやや大きめの揺れをもたらすものの、比較したデータのばらつきの範囲内にあることが確認できた。

引用文献（アルファベット順）

- 愛知県(2001)：濃尾平野の地下構造調査，活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集，文部科学省，71-80.
- 相田勇(1979)：1944年東南海地震津波の波源モデル，東京大学地震研究所彙報，54，329-341.
- 相田勇(1981a)：東海道沖におこった歴史津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，56，367-390.
- 相田勇(1981b)：南海道沖の津波の数値実験，東京大学地震研究所彙報，56，713-730.
- Ando, M.(1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Ando, M.(1982) : A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 28, 320-336.
- 青井真・小原一成・堀貞喜・笠原敬司・岡田義光(2000)：基盤強震観測網(KiK-net)，日本地震学会ニュースレター，12，No.3，31-34.
- Boatwright, J.(1988) : The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- 千葉県(2001)：関東平野（千葉県西部地域）の地下構造調査，活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集，文部科学省，61-70.
- 中央防災会議東海地震に関する専門調査会(2001)：東海地震に関する専門調査会資料，
<http://www.bousai.go.jp/>
- 中央气象台(1946)：気象要覧,第568号,40-43.
- 中央气象台(1951)：気象要覧,第544号,40.
- Cummins, P.R. and Y. Kaneda(2000) : Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake, *Geophysical Research Letters*, 27, 2725-2728.
- 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、宮腰淳一、佐藤智美(2000)：統計的グリーン関数法による1923年関東地震（M_{JMA}7.9）の広域強震動評価、日本建築学会構造系論文集、530、53-62.
- 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透(2001)：断層の非一様破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化、日本建築学会構造系論文集、545、51-62.
- 福島美光、田中貞二(1992)：新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂、地震学会講演予稿集、No.2、116.
- Geller, R. J. (1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am*, 66, 1501-1523.
- 橋本徹夫・宇平幸一・勝間田明男(1994)：1993年北海道南西沖地震の破壊過程（その2）－「く」の字型の断層面を仮定して－，地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集，C12-04.
- Haskell, N. A.(1960) : Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- 林康裕・宮腰淳一・田村和夫・川瀬博(1997)：1995年兵庫県南部地震の低層建物被害率に基づく最大地動速度の推定，日本建築学会構造系論文集，494，59-66.
- Hoshiaba, M.(1993) : Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, *J. Geophys. Res.* 98, 15809-15824.
- Ichinose, G., H. K. Thio, P. Somerville, T. Sato, and T. Ishii(2001) : Rupture Model of the 1944 Tonankai Earthquake from waveform inversion of teleseismic and regional seismograms, 日本地震学会講演予稿集2001年秋季大会, C65 (Bulletin of the Seismological Society of Americaに投稿準備中)
- Ishibashi, K. (1981) : Specification of a Soon-to-Occur Seismic Faulting in the Tokai District, Central Japan, Based upon Seismotectonics, Reprinted from Earthquake Prediction-An International Review, Maurice Ewing Series, 4, 297-332.
- 入倉孝次郎・釜江克宏 (1999)：1948年福井地震の強震動—ハイブリッド法による広周波数帯域強震動の再現—，地震第2輯，52，129-150.

- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2000): 強震動予測のための断層震源の特性化の手続き、文部省科学研究費(No.08248111) 特定領域研究(A) 計画研究A1「活断層の危険度評価と強震動予測」、第7章付録、128-145.
- 石井透・佐藤俊明・P. G. Somerville(2000): 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, 61-70.
- 石井透・佐藤俊明・P. G. Somerville(2001): 沈み込み帯沿い地震と内陸地震の断層面積と地震モーメントとの関係, 日本地震学会講演予稿集2001年秋季大会, A75.
- 地震調査委員会(1999): 『日本の地震活動』, 395pp.
- 地震調査委員会(2001): 『南海トラフの地震の長期評価について』, 52pp.
- 地震調査委員会強震動評価部会(2001): 『(糸魚川-静岡構造線断層帯(北部、中部)を起震断層と想定した強震動評価手法について(中間報告)』, 43pp.
- 地震調査研究推進本部(1999): 『地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策—』, 20pp.
- Joyner W. B. and D. M. Boore(1982): Prediction of earthquake response spectra, U. S. Geol. Surv. Open-File Rept., 82-977.
- 香川敬生・入倉孝次郎・武村雅之(1998): 強震動予測の現状と将来の展望, 地震第2輯, 51, 339-354.
- Takehi, Y. and K. Irikura(1997): High-frequency radiation process during earthquake faulting - Envelope inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 904-917.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- 神奈川県(2001): 関東平野南部(神奈川県)の地下構造調査, 活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, 31-40.
- Kanai, K.(1958): A study of strong earthquake motions, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 36, 295-310.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson(1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.
- Kato, T.(1983): High-Angle Reverse Faulting Associated with the 1946 Nankaido Earthquake, Tectonophysics, 96, 31-44.
- Kato, T. and M. Ando(1997): Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, Geophysical Research Letters, 24, 2055-2058.
- 川崎市(2001): 関東平野南部(川崎市地域)の地下構造調査, 活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, 51-60.
- Kinoshita, S.(1994): Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, Bull. Seis. Soc. Am., 84, 1387-1396.
- Kinoshita, S., (1998): Kyoshin Net (K-NET), Seismological Research Letters, 69, 309-332.
- 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.
- 気象庁(1968): 『地震観測指針(参考編)』, 245pp.
- 気象庁(1996): 『震度を知る—基礎知識とその活用』, ぎょうせい, 238pp.
- 国土庁・国土地理院(1987): 国土数値情報, 国土情報シリーズ2, 大蔵省印刷局
- 栗田哲・滝田貢・稲葉拓・杉村義弘(1997): 経験的グリーン関数法を用いた1994年三陸はるか沖地震の地震動の推定, 構造工学論文集, 43B, 904-917.
- 京都市(2001): 京都盆地の地下構造調査, 活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, 81-90.
- Lay, T., H. Kanamori, and L. Ruff(1982): The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, Earthquake Prediction Res., 1, 3-71.
- 松岡昌志・翠川三郎(1994): 国土数値情報とサイスマックマイクロゾーニング; 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.

- Mendoza, C. and S. H. Hartzell(1989) : Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake : Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 655-669.
- Midorikawa, S.(1993) : Preliminary analysis for attenuation of peak ground velocity on stiff site, *Proceedings of the International Workshop on Strong Motion Data*, 2, 39-48.
- 翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄(1999) : 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, *地域安全学会論文集*, 1, 51-56.
- 宮腰研・香川敬生・越後智雄・澤田純男・南荘淳(1997) : 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2), *第24回地震工学研究発表会*, 33-36.
- 宮腰研・岡田広・笹谷努・森谷武男・凌甦群・斉藤誠治(1994) : 小田原市におけるESG Blind Test Sitesの地下構造—微動探査法による推定—, *地震第2輯*, 47, 273-285.
- Nakayama, W. and M. Takeo(1997):Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, Earthquake deduced from strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 918-931.
- 西村 宗・安藤雅孝・宮崎真一(1999) : 南海トラフ沿いのプレート間カップリングと九州南部の南東向き運動について, *地震第2輯*, 51, 443-456.
- Petukhin, A., K. Irikura, and S. Ohmi (2001) : Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismic layers in the Kinki region, Japan, by Inversion of HiNET borehole data, submitted to *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Sagiya, T. and W. Thatcher(1999) : Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *Journal of Geophysical Research*, 104, 1111-1129.
- Satake, K.(1993) : Depth Distribution of Coseismic Slip Along the Nankai Trough,Japan,From Joint Inversion of Geodetic and Tsunami Data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 4533-4565.
- 佐藤良輔編著(1989) : 『日本の地震断層パラメータ・ハンドブック』, 鹿島出版会, 390pp
- Sato, T., R. W. Graves and P. G. Somerville(1999) : Three Dimensional Finite-Difference Simulations of long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake (Mj5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake(Ms8.2) in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 579-607.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性、仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析、*日本建築学会構造系論文集*、462、79-89.
- Savage, J. C.(1983) : A dislocation model for strain accumulation and release at a subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4984-4986.
- 司宏俊・翠川三郎(1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, *日本建築学会大会学術講演梗概集*, 523, 63-70.
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- Tanioka, Y. and K. Satake(2001a) : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth, Planets and Space*, 53, 235-241.
- Tanioka, Y. and K. Satake(2001b) : Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophysical Research Letters*, 28, 1075-1078.
- 宇佐美龍夫(1989) : 安政東海地震(1854-12-23),安政南海地震(1854-12-24) の震度分布, *地震予知連絡会会報*, 41, 480-497.
- 宇佐美龍夫(1996) : 『新編日本被害地震総覧』, 東京大学出版会, 434pp.
- 宇津徳治(1999) : 『地震活動総説』, 東京大学出版会, 876pp.

宇津徳治(2001) : 『地震学第3版』 , 共立出版, 376pp.

Yagi, Y. and M. Kikuchi(1999) : Spatiotemporal distribution of source rupture process for 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/taiwan/taiwan.html>.

横浜市(2001) : 関東平野 (横浜市地域) の地下構造調査, 活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 文部科学省, 41-50.

地震調査研究推進本部

地震調査委員会強震動評価部会

(部会長)

入 倉 孝次郎 京都大学防災研究所長

(委 員)

川 島 一 彦 東京工業大学工学部教授

菊 地 正 幸 東京大学地震研究所教授

木 下 繁 夫 独立行政法人防災科学技術研究所
防災基盤科学技術研究部門長

工 藤 一 嘉 東京大学地震研究所助教授

久 保 哲 夫 名古屋工業大学工学部教授

笹 谷 努 北海道大学大学院理学研究科助教授

島 崎 邦 彦 東京大学地震研究所教授

杉 山 雄 一 独立行政法人産業技術総合研究所
活断層研究センター副センター長

高 橋 道 夫 気象庁地震火山部地震津波監視課長

中 川 康 一 大阪市立大学大学院理学研究科教授

平 田 和 太 (財) 電力中央研究所上席研究員

翠 川 三 郎 東京工業大学大学院総合理工学研究科教授

地震調査研究推進本部

地震調査委員会強震動評価部会

強震動予測手法検討分科会

(主査)

入 倉 孝次郎 京都大学防災研究所長

(委 員)

岩 田 知 孝 京都大学防災研究所助手

釜 江 克 宏 京都大学原子炉実験所助教授

川 瀬 博 九州大学大学院人間環境学研究院教授

隈 元 崇 岡山大学理学部助教授

瀬 瀬 一 起 東京大学地震研究所助教授

藤 原 広 行 独立行政法人防災科学技術研究所
防災基盤科学技術研究部門主任研究員

干 場 充 之 気象庁地震火山部地震津波監視課
精密地震観測室主任研究官

モリ・ジェームズ
・ジロウ 京都大学防災研究所教授

横 井 俊 明 独立行政法人建築研究所企画部国際研究協力参
事

横 倉 隆 伸 独立行政法人産業技術総合研究所
地球科学情報研究部門地殻構造研究グループ長

(専門家)

片岡 正次郎 国土交通省国土技術政策総合研究所危機管理技
術研究センター地震防災研究室研究官

平成11年11月16日

強震動予測手法検討分科会の設置について

1. 分科会設置の趣旨

強震動評価部会の審議に資するため、本部会の下に、強震動予測手法に関する審議を行う強震動予測手法検討分科会を設置する。

2. 分科会における審議事項

- (1) 強震動予測手法の構成要素(震源モデル、伝達関数等)及び総合特性
- (2) その他必要な事項

3. 分科会の構成員等

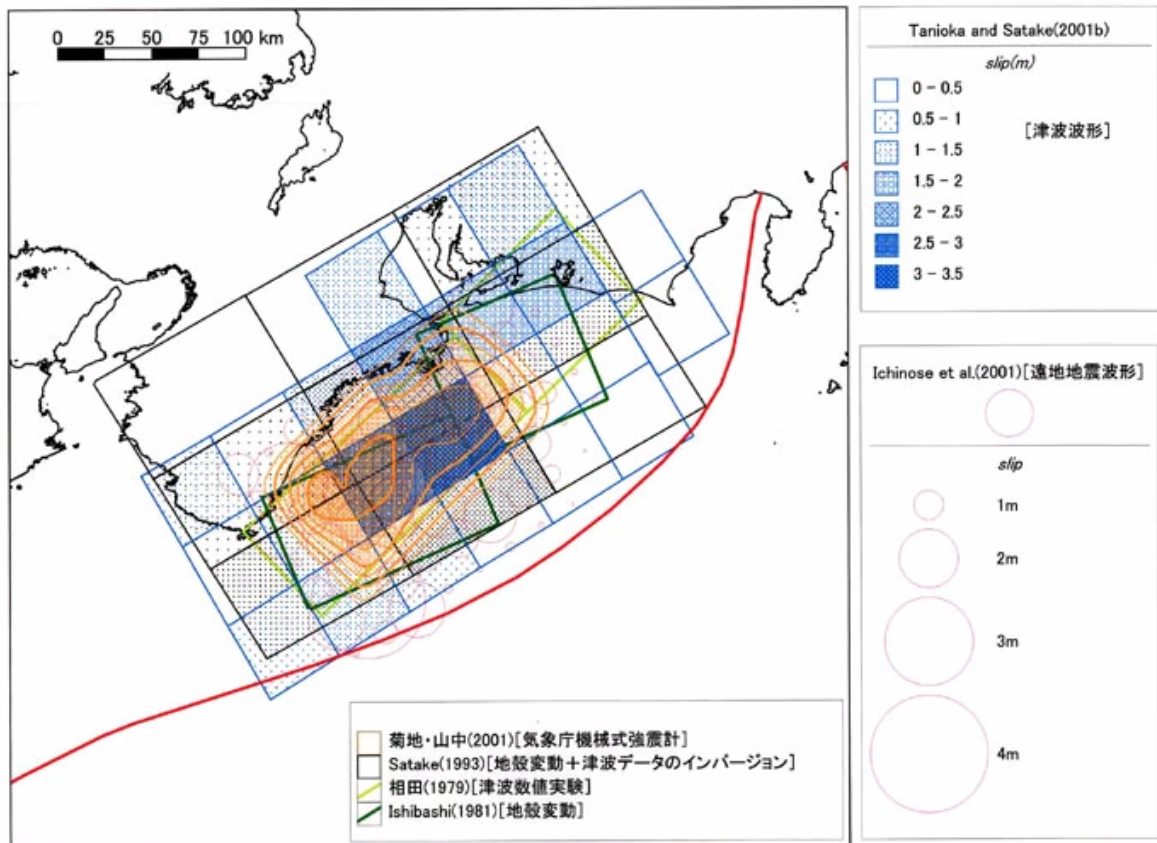
- (1) 分科会を構成する委員及び専門委員については、部会長が別途定める。
- (2) 分科会に主査を置き、分科会の構成員の中から部会長が指名する。
- (3) 主査は、分科会に専門家を招聘し、意見を聴取することができる。

南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について（中間報告）

図の目次

図7 過去に南海トラフで発生した地震の地震モーメント M_0 、断層面積 S および平均応力降下量 $\Delta\sigma$ の関係	・・・ 1
図8 1944年昭和東南海地震、1946年昭和南海地震の各種モデル(地震調査委員会, 2001から)	・・・ 2
図9 バックスリップモデル	・・・ 3
図10 短周期震源加速度スペクトルレベルと地震モーメントの関係	・・・ 4
図11-1 想定東南海地震における強震動予測のための計算用震源モデル	・・・ 5
図11-2 想定南海地震における強震動予測のための計算用震源モデル	・・・ 6
図12-1 想定東南海地震におけるK-NET評価地点とKiK-net評価地点との地表最大速度試算結果の比較	・・・ 7
図12-2 想定南海地震におけるK-NET評価地点とKiK-net評価地点との地表最大速度試算結果の比較	・・・ 8
図13-1 震度試算結果と安政の地震の推定震度分布との比較	・・・ 9
図13-2 震度試算結果と昭和の地震の推定震度分布との比較	・・・ 10
表2 地震基盤から工学的基盤までの地盤モデル	・・・ 11
表3 微地形区分ごとの係数	・・・ 11

昭和東南海地震(1944)



昭和南海地震(1946)

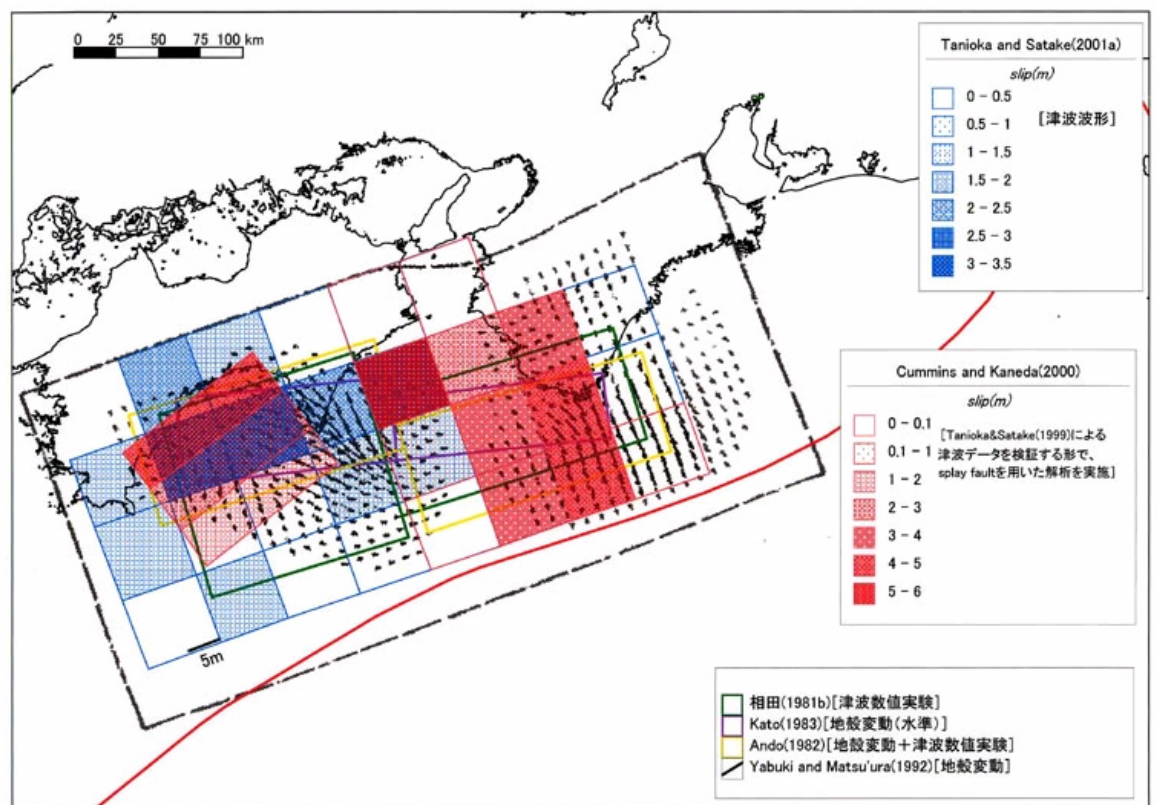


図8 1944年昭和東南海地震, 1946年昭和南海地震の各種モデル(地震調査委員会, 2001から)

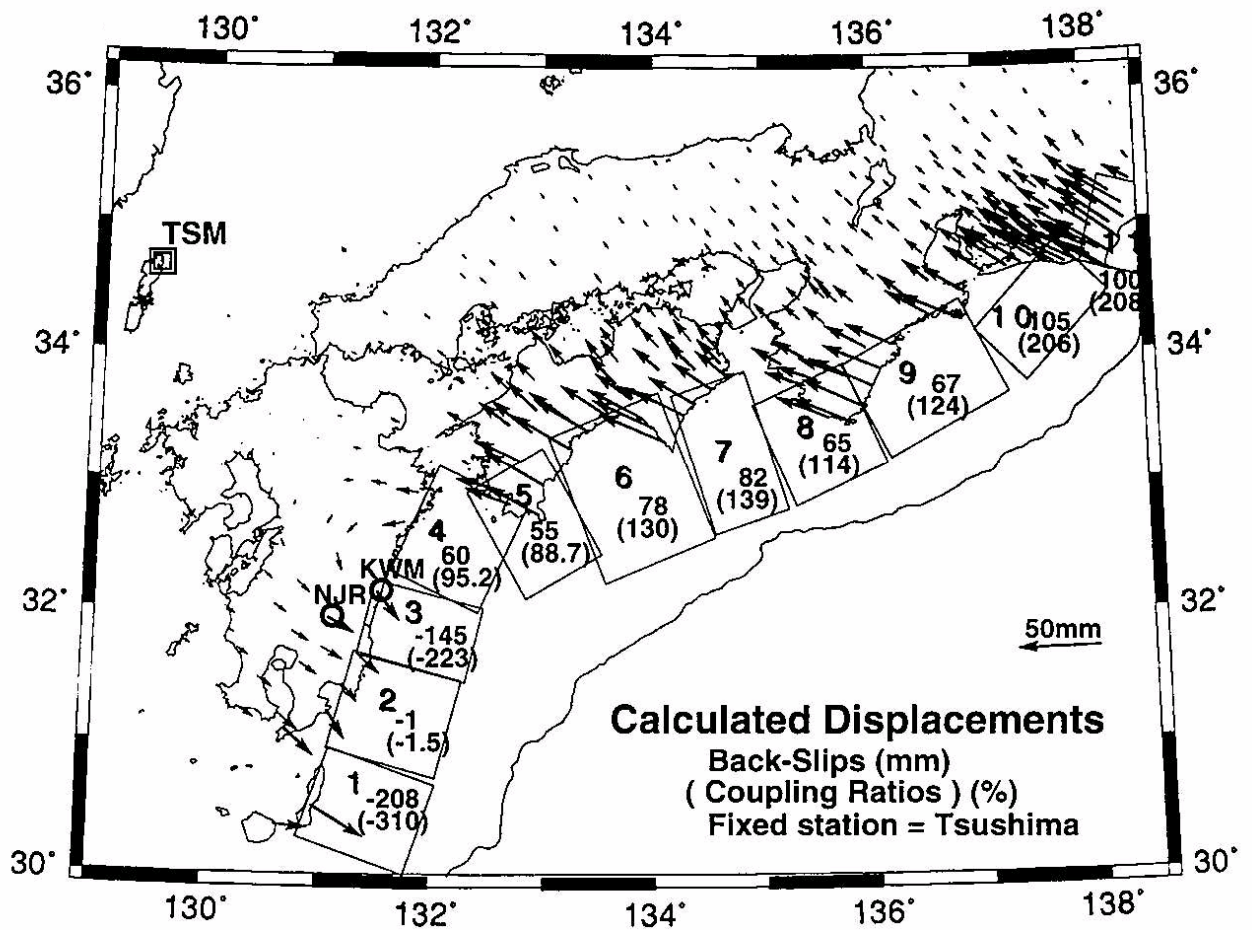


図9 バックスリップモデル

注：西村・他(1999)より作成。陸域に示す矢印は、この論文で設定したバックスリップモデルによって計算された水平地殻変動量である。バックスリップの場所、大きさ及び方向は、この結果としての水平地殻変動量がGPS観測結果に合致するように設定された。1番から10番の番号をふった矩形はバックスリップを想定した領域（固着領域）である。矩形内の数字は、上から順に、矩形番号、バックスリップの大きさ（単位 mm/年）、及びカップリング率(%)。但し、カップリング率は括弧に入れてある。

カップリング率の実際の値は、当該論文の考察によると、四国沖から紀伊半島沖については80%~100%の間であり、四国西端の沖の部分及び大分の沖の辺りは約70%である。なお、マイナスのもの及び200%を超えるのは、観測された陸域の水平地殻変動量の原因として、定常的なプレート間相対運動によるもの以外が混入しているため。その詳細は当該論文参照。

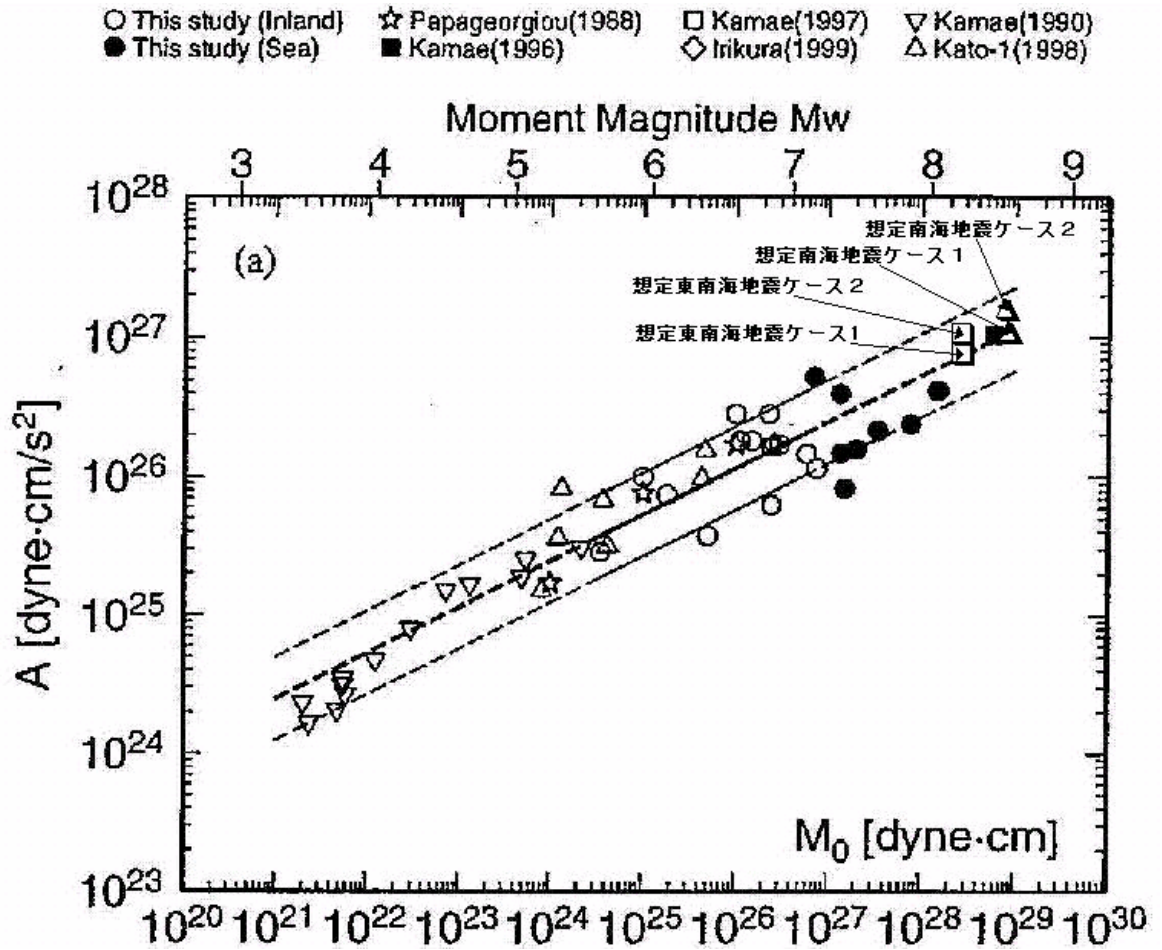
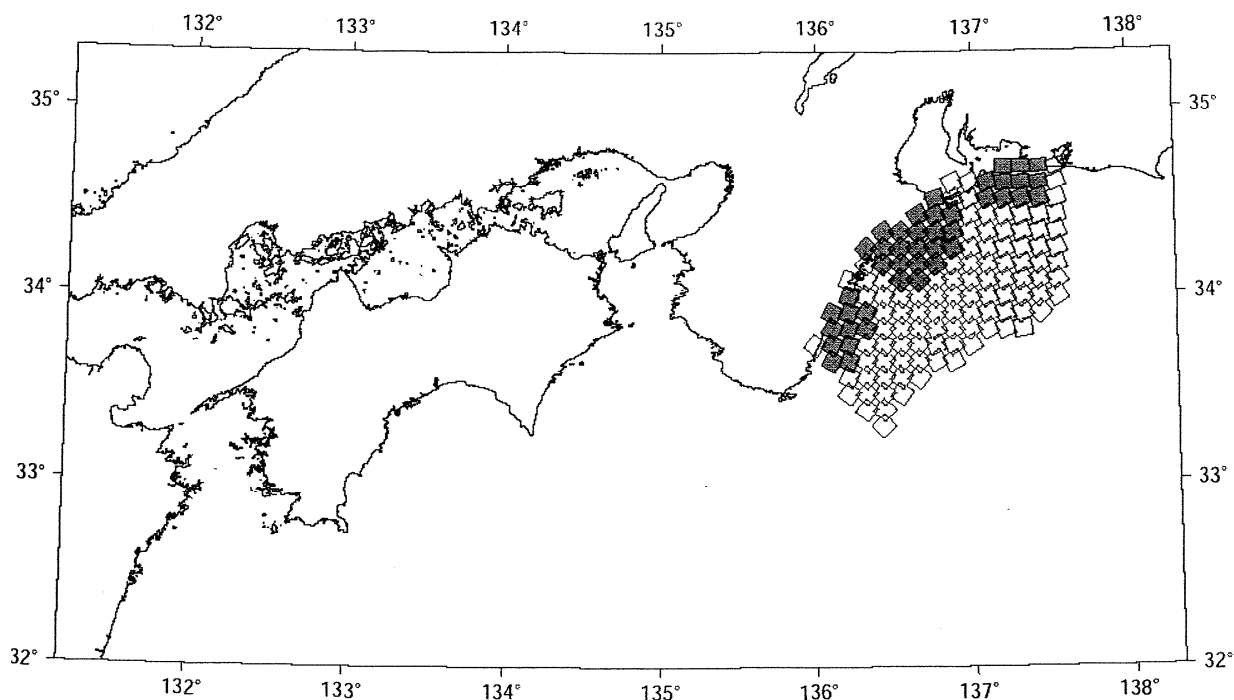


図 10 短周期震源加速度スペクトルレベルと地震モーメントの関係

[壇・他(2001)に加筆]

注：壇・他(2001)に加筆。図中の直線は最小自乗法で決めたもの及びばらつきの目安。回帰に用いた範囲は実線となっている。元の図に想定東南海地震及び想定南海地震について追加した。

ケース 1



ケース 2

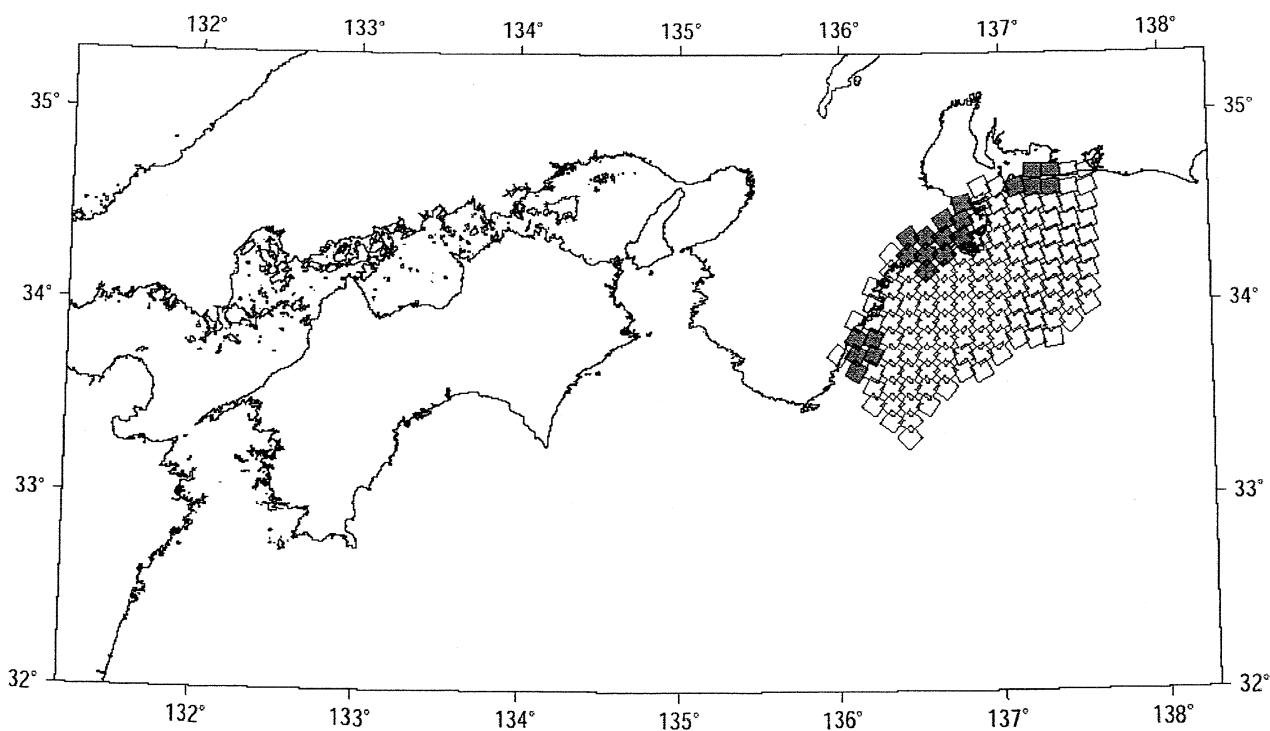
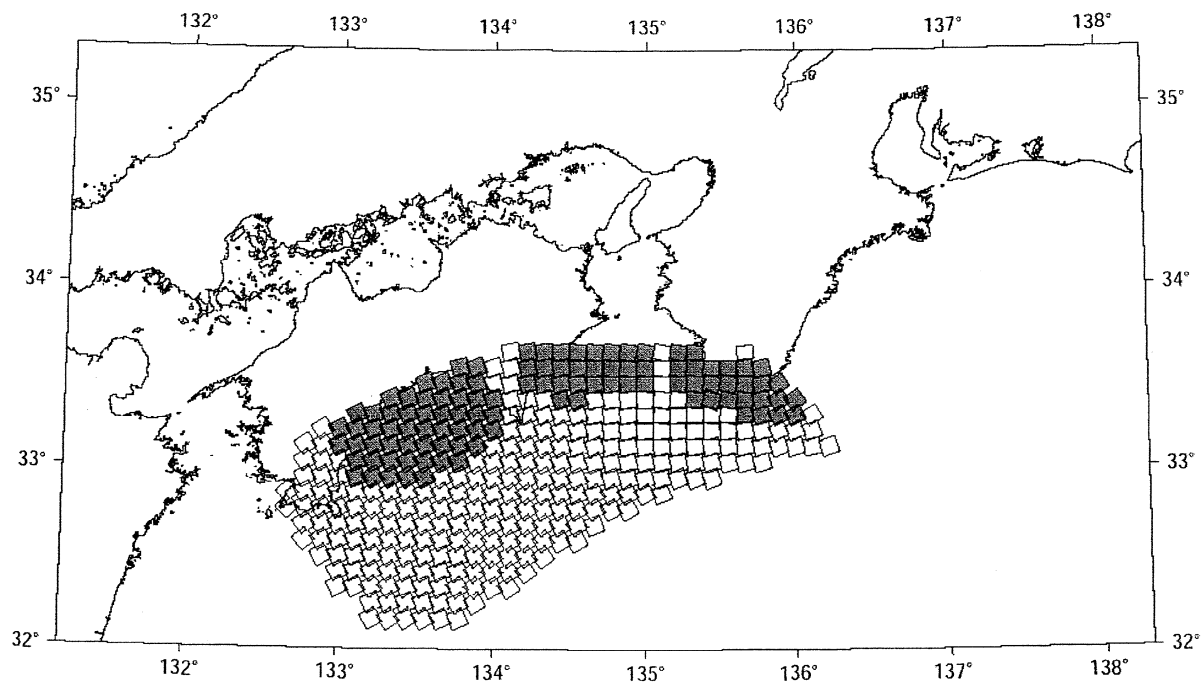


図 11-1 想定東南海地震における強震動予測のための計算用震源モデル

ケース 1



ケース 2

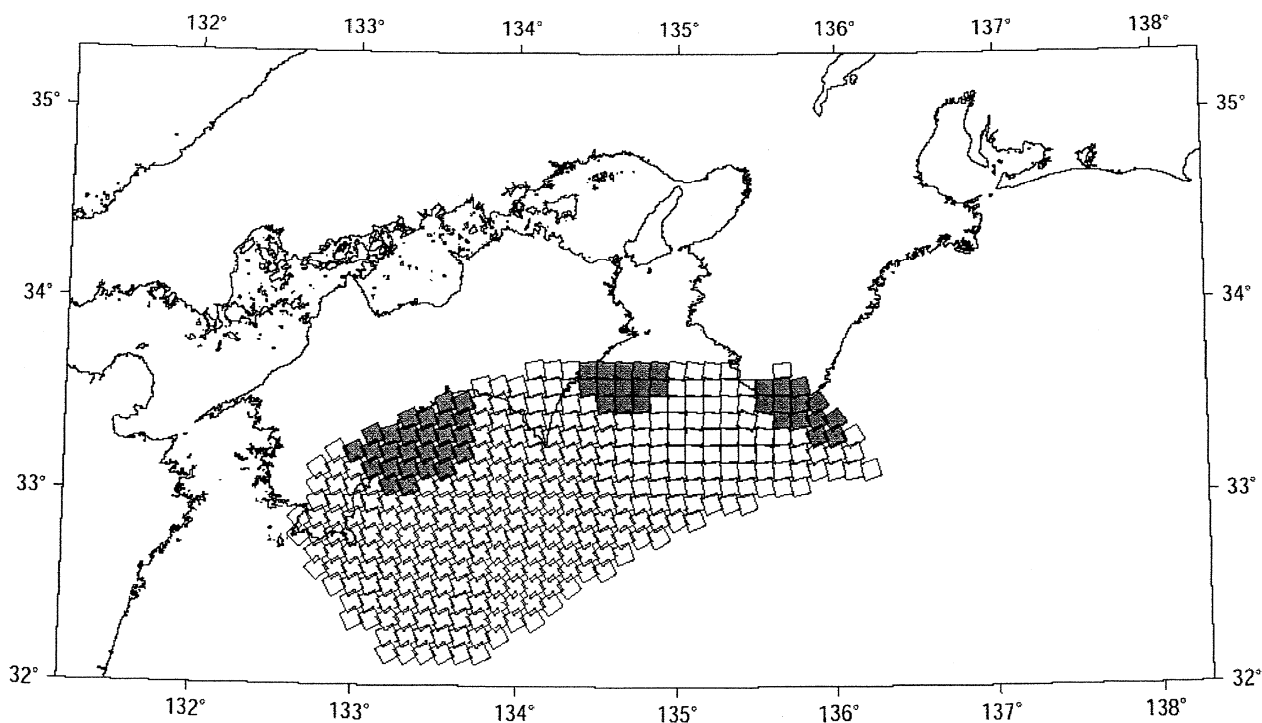


図 11-2 想定南海地震における強震動予測のための計算用震源モデル

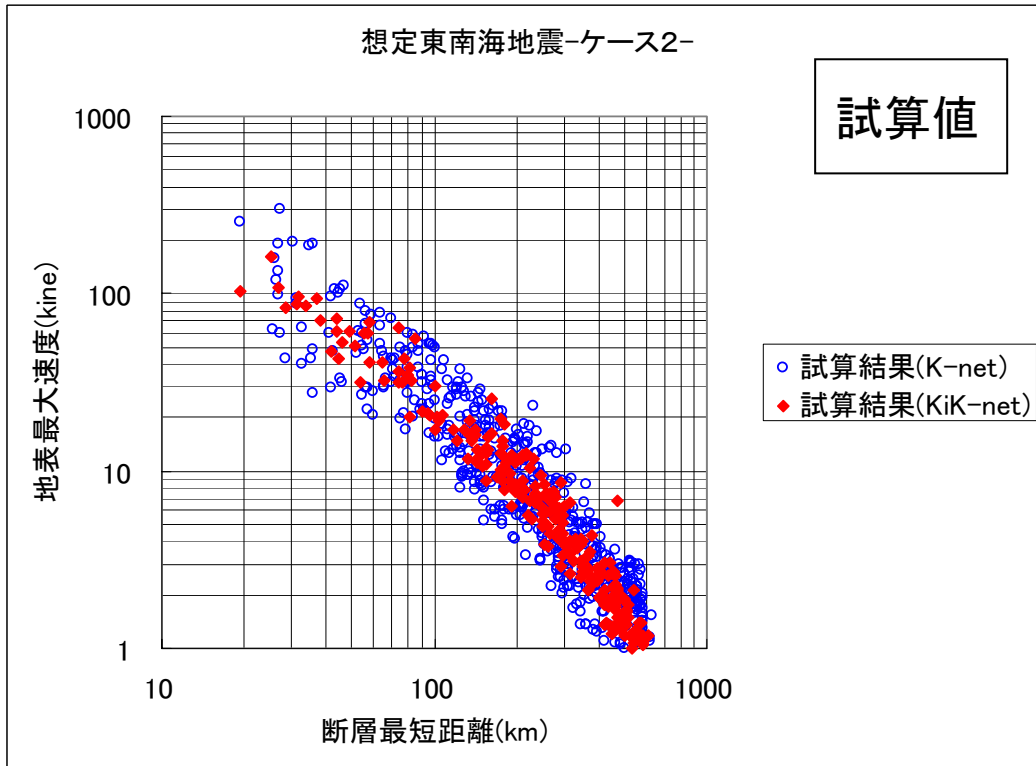
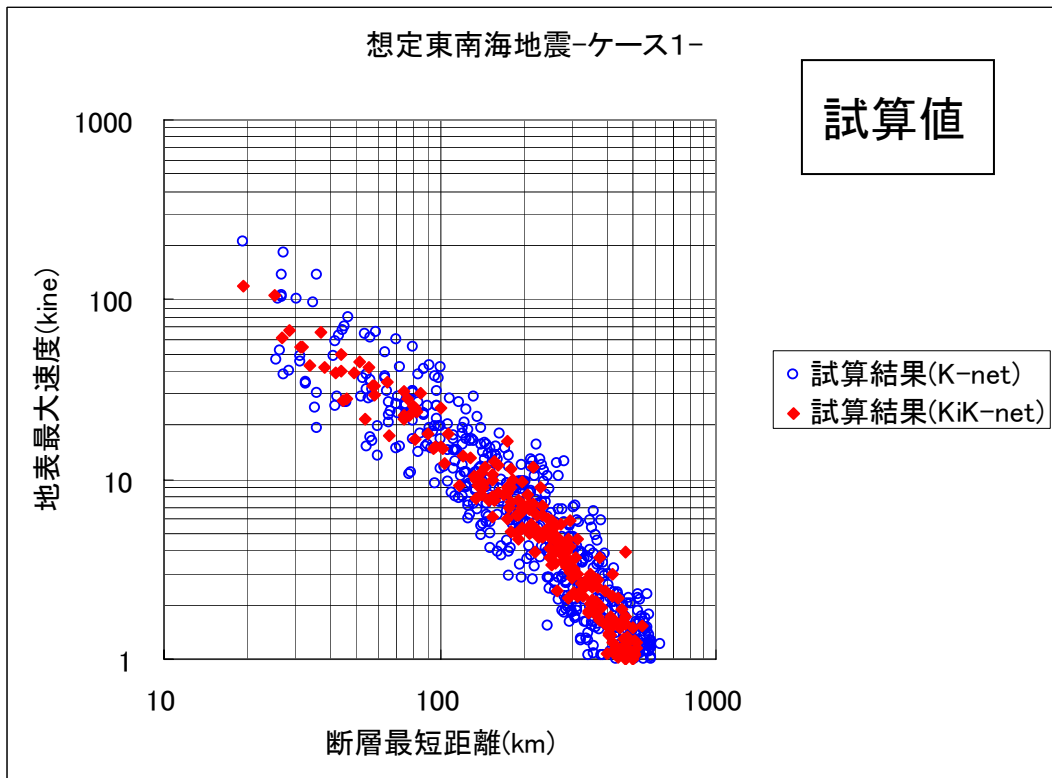


図 12-1 想定東南海地震におけるK-NET評価地点とKiK-net評価地点との地表最大速度試算結果の比較

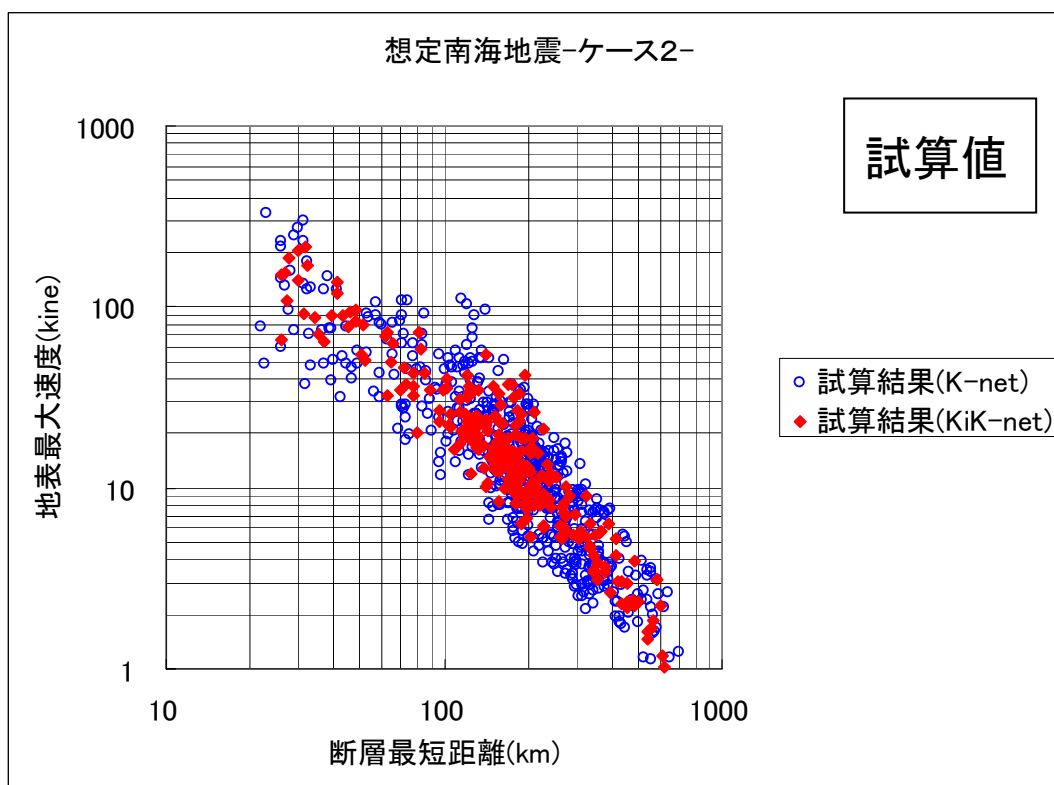
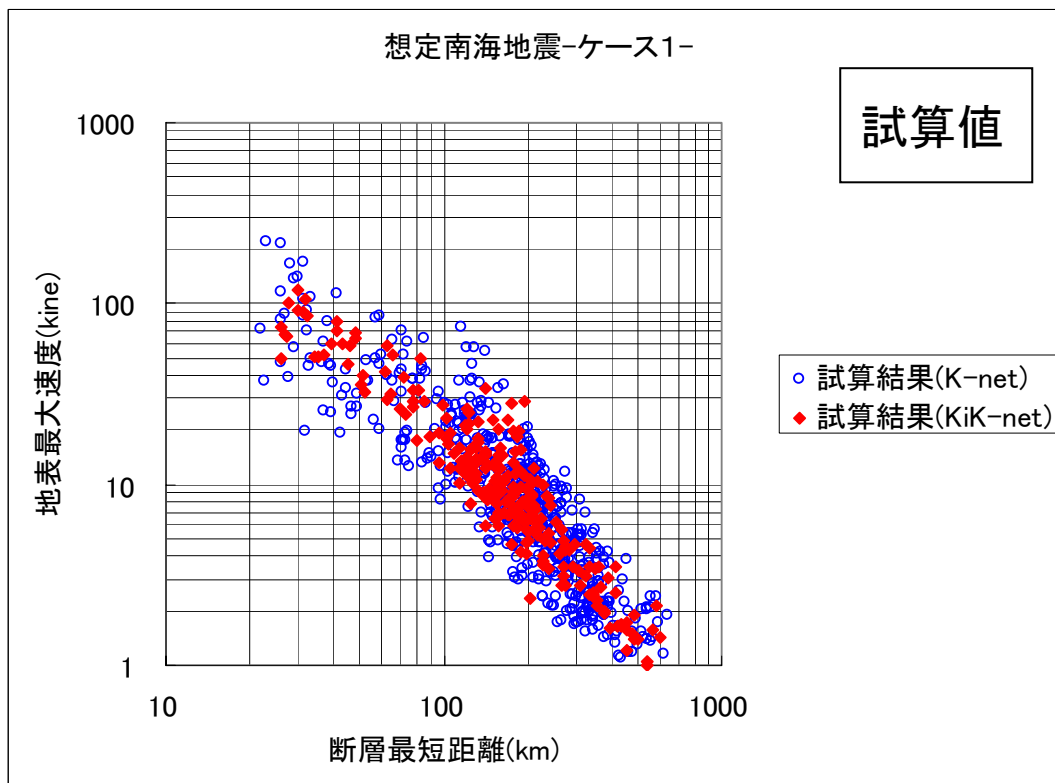
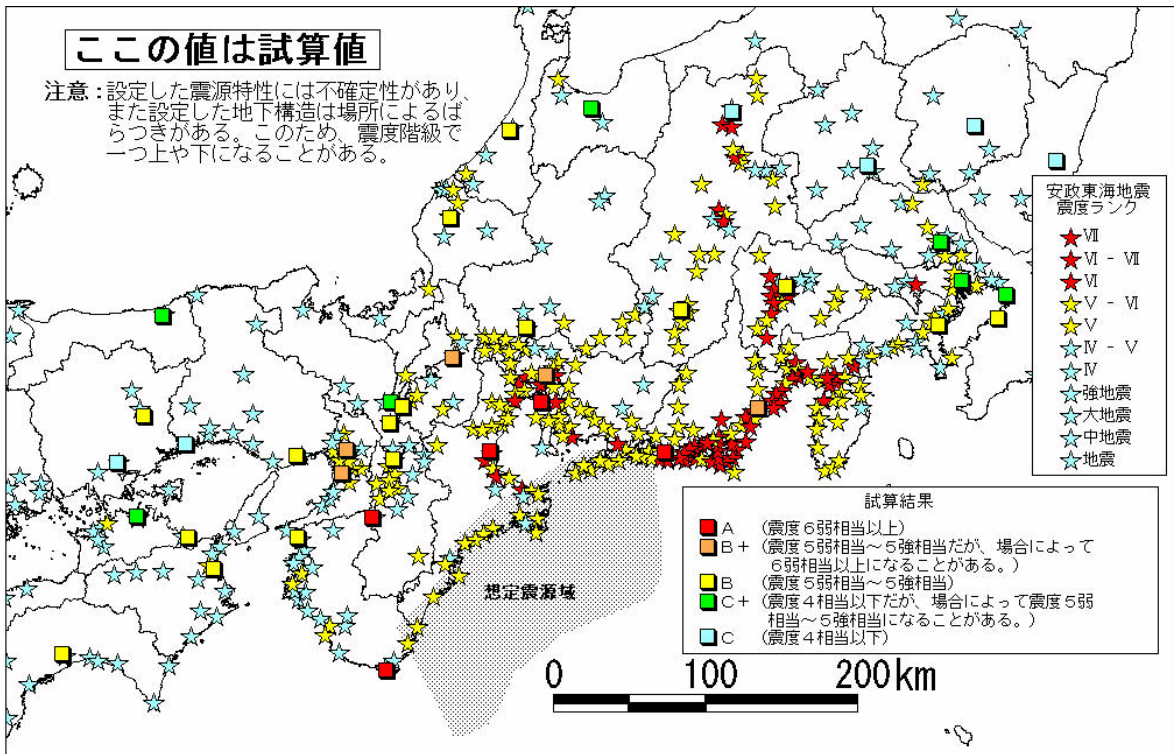


図 12-2 想定南海地震におけるK-NET 評価地点と KiK-net 評価地点との地表最大速度試算結果の比較

想定東南海地震と 1854 年安政東海地震



想定南海地震と 1854 年安政南海地震

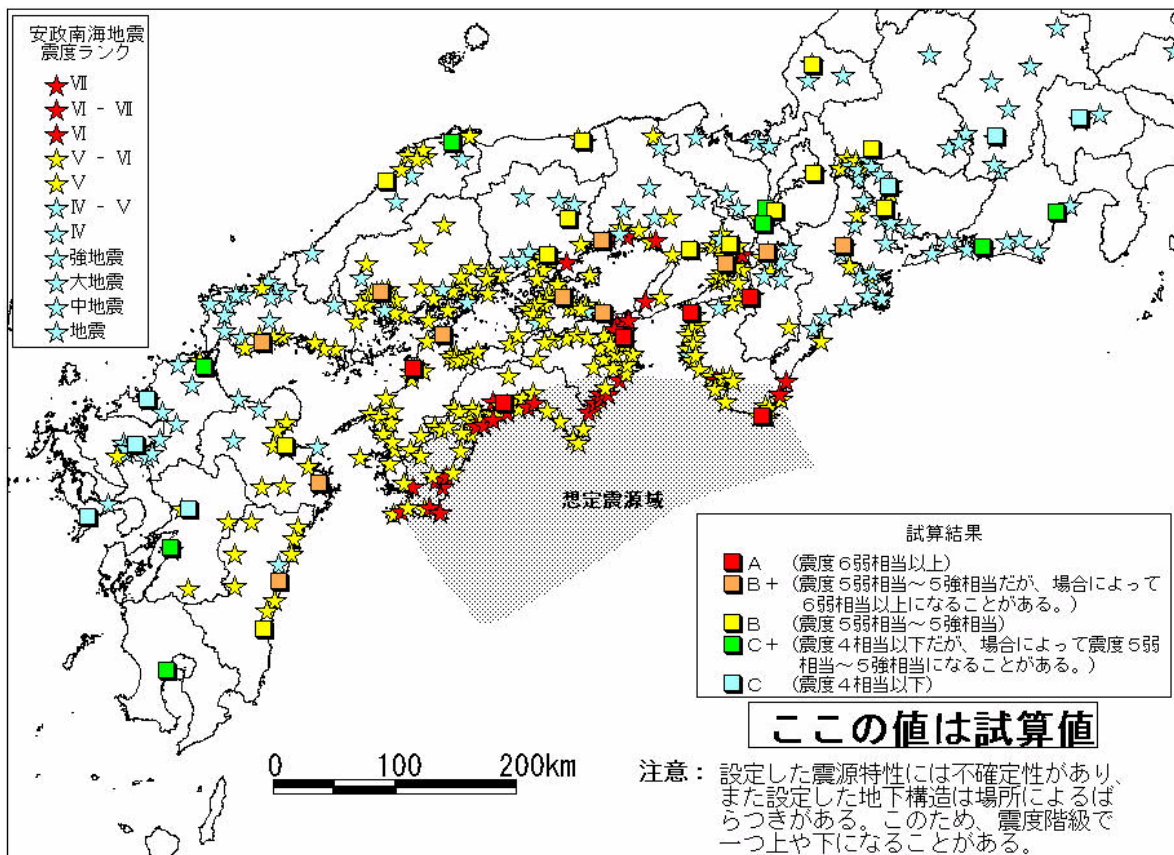
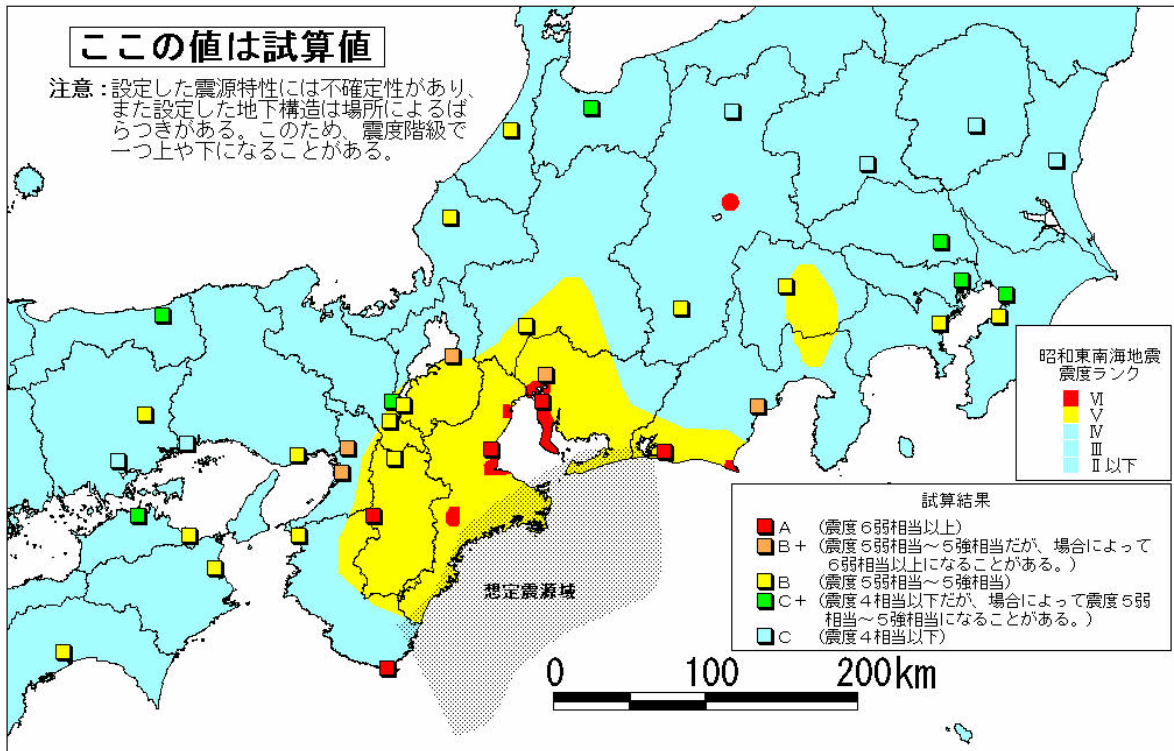


図 13-1 震度試算結果と安政の地震の推定震度分布との比較

※図 5 - 1 を参照

想定東南海地震と 1944 年昭和東南海地震



想定南海地震と 1946 年昭和南海地震

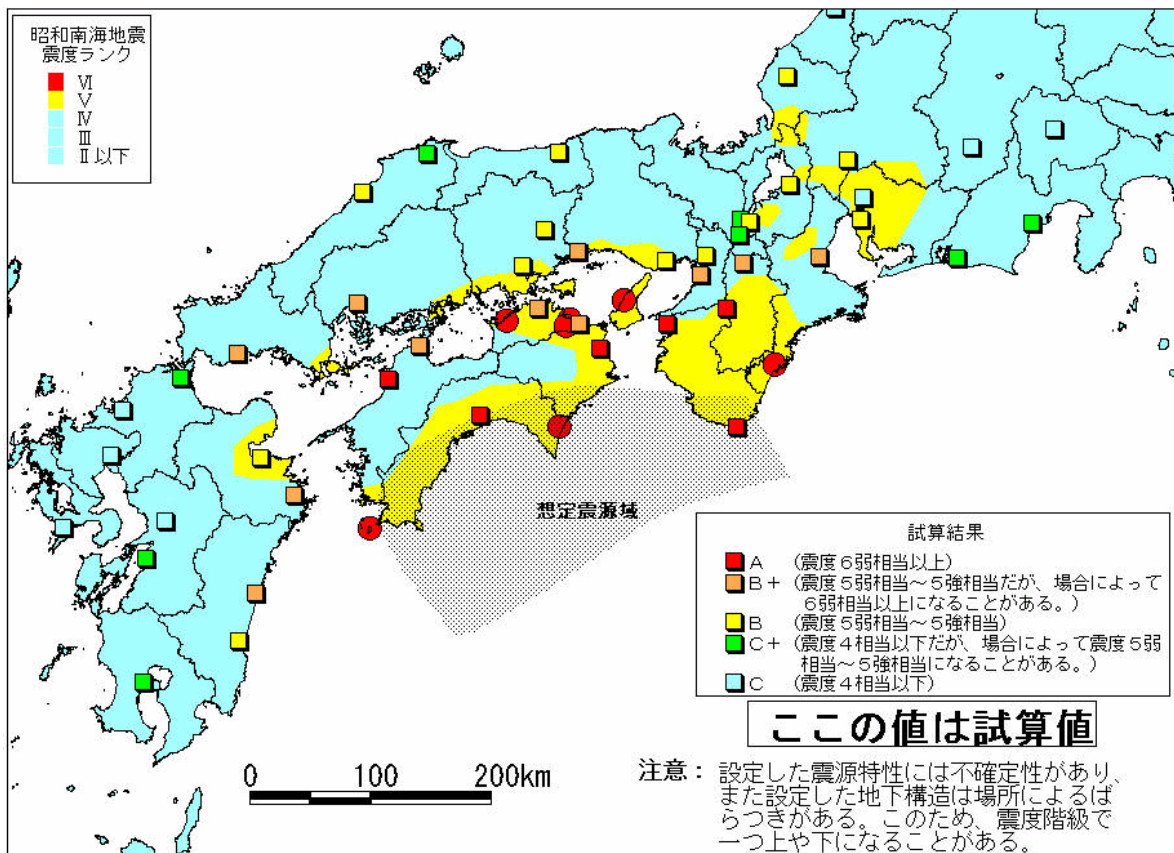


図 13-2 震度試算結果と昭和の地震の推定震度分布との比較

※図 5-2 を参照

表2 地震基盤から工学的基盤までの地盤モデル

No	層厚(m)	密度(g/cm ³)	S波速度(m/s)
1	75	1.8	400
2	155	2.1	700
3	350	2.3	1600
4	1300	2.5	2500
5	—	2.6	3000

宮腰・他(1994)を基に作成

表3 微地形区分ごとの係数

No	微地形区分	a	b	c	σ
1	埋立地	2.23	0	0	0.14
2	人工改変地	2.26	0	0	0.09
3	三角州・後背湿地 ($D^* \leq 0.5\text{km}$)	2.19	0	0	0.12
4	三角州・後背湿地 ($D^* > 0.5\text{km}$)	2.26	0	0.25	0.13
5	自然堤防	1.94	0.32	0	0.13
6	谷底平野	2.07	0.15	0	0.12
7	砂州・砂丘	2.29	0	0	0.13
8	扇状地	1.83	0.36	0	0.15
9	ローム台地	2.00	0.28	0	0.11
10	砂礫台地(段丘)	1.76	0.36	0	0.12
11	丘陵	2.64	0	0	0.17
12	その他(火山など)	2.25	0.13	0	0.16
13	先第三紀	2.87	0	0	0.23

* D: 主要河川からの距離

松岡・翠川(1994)による