

3. 4 震源断層モデル等の構築

3. 4. 1 強震動予測手法と地下構造モデルに関する調査研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

3. 1～3. 3 で得られたデータ等を総合して、プレート境界地震、スラブ内地震のそれぞれについて、地震発生場所の絞込み、地殻やプレートを含む地下構造モデルの構築、さらには震源断層モデルの構築等を行う。首都圏に脅威をもたらす地震の解析、地下構造モデルの構築なども行って、長周期地震動予測地図や首都直下地震の強震動予測につなげる。

(b) 平成 20 年度業務目的

前年度に引き続き、首都圏に脅威をもたらした相模トラフや駿河トラフ沿いの過去の地震の解析、そのための地下構造モデルの構築を継続して行う。前年度に開発した計算機コードを使い、上記の地域で発生する地震について長周期地震動予測地図を試作する。既存の強震観測網のデータを利用した地下構造モデル化のための解析手法について検討し、それらの結果を合わせて地盤モデルの収集・整理を行う。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京大学地震研究所	教授	額綱一起	
東京大学大学院情報学環／ 地震研究所	教授	古村孝志	
東京大学地震研究所	助教	三宅弘恵	
東京大学地震研究所	特任研究員	引間和人	
東京大学地震研究所	大学院生	田中康久	

(2) 平成 20 年度の成果

(a) 業務の要約

駿河・南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震に対する長周期地震動予測地図を作成するために必要な地下構造モデルについて、M7 クラス地震の観測波形とシミュレーション波形との比較により検証を行った。その結果、伊豆・駿河湾周辺のモデル修正が必要であることがわかり、レシーバー関数などを使って改良を行った。これらにより、長周期地震動の計算に必要な 1 次地下構造モデルをほぼ完成することができた。このモデルを使い、想定東海地震および東南海地震に対する長周期地震動予測地図を試作した。

また、昨年度導入した、レイリー波の水平／上下振幅比を使った速度構造推定法（HZ 法）の改良を行い、水平成層モデルの深度を求めることを可能とした。この手法を首都圏の地震観測記録に対して広範囲に適用し、関東地方の地下構造モデルの高度化を試みた。

さらに、歴史地震の震度分布データを利用して震源モデルを推定する手法の開発を開始し、1855 年安政江戸地震を対象に予備的解析を行った。

(b) 業務の成果

1) 長周期地震動予測による地下構造モデルの検証

1-a) はじめに

前年度は長周期地震動計算に用いる計算手法について、地下構造モデルを正しく反映した手法となるような改良を行った。その手法を、中規模地震のシミュレーションと平成18年度大大特報告書¹⁾による想定東海地震に対する広域地震動予測の試算に適用し、その有効性を確認した。一方、海域のモデル化手法を変更したことにより、想定東海地震や東南海地震による首都圏での長周期地震動予測を行う上で重要な駿河湾周辺などの海域の地下構造モデルを高度化することが必要であることも明らかになった。

本年度業務では、想定東海地震、東南海地震による首都圏を含む広域の長周期地震動予測地図を試作するため、まず最初に、対象地震の震源域で発生した2004年紀伊半島南東沖の地震による観測波形の再現計算を行い、従来の地下構造モデルの検証および改良を実施し、1次地下構造モデル¹⁾を構築した。次に、この地下構造モデルを使い、想定東海地震と東南海地震による長周期地震動予測地図を試作した。

1-b) 地下構造モデルの改良

初期モデルとして検討した地下構造モデルは、大大特プロジェクトにおいて作成されたモデル(田中・他, 2006²⁾; 三宅・他, 2007³⁾) (図1、表1)である。比較対象とした地震は2004年9月5日記伊半島南東沖の地震の前震(Mj 7.1)であり、この地震の震源を図2に示すようなYamada and Iwata (2005)⁴⁾と同様の点震源、2つの二等辺三角形からなる震源時間関数で表現して3次元差分法(Pitarka, 1999)⁵⁾により計算した。差分法計算の格子間隔は水平方向0.25km、鉛直方向には、浅部0.2km～深部0.8kmとなるような不規則間隔とした。この場合、計算上有効な周期範囲は3.5秒よりも長周期側となる。図3には計算結果として、震源から関東平野に至る地震観測点での観測波形と計算波形との比較を示す。関東平野内では後続位相の継続時間などは比較的よく対応した結果が得られている。一方、地震波伝播経路にあたる駿河湾・伊豆半島周辺では図3および図4に見られるように、観測波形の再現が十分でなく、特に駿河湾奥での計算波形の振幅が過小評価となっている。この領域は、駿河トラフで発生する巨大地震から首都圏への地震動伝播経路にあたることから、ここでの観測波形を再現できるように地下構造モデルの改良を行うこととした。

駿河湾および伊豆半島周辺を図5に示すようにブーゲー異常や地質分布の特徴などを参考にいくつかの領域に分割し、それぞれの代表地点で観測された地震波形に対してレーシーバー関数解析を行った。図6にはSZO011(富士宮)における解析例を示す。ここで、a)に示す観測波形から求めたレーシーバー関数に対して、d)に示す構造モデルから計算される理論的なレーシーバー関数がb)である。そして、これらと比較したものがc)であるが、両者の特徴的な位相はよく一致していることがわかる。なお、初期構造モデルからの修正は試行錯誤的に実施した。このような修正を各領域内で行い、それらとともに駿河湾周辺の地下構造モデルを修正した(図7)。この結果、初期モデルでは駿河湾の奥では地震基盤深度は浅かったものが、改良後はそれに比べて2km程度深いモデルとなった。

上記の改良後の地下構造モデルに対して再び差分法によるシミュレーション計算を行

い観測波形と比較したところ、駿河湾の奥部から西岸の領域では観測波形に対して計算波形の振幅が依然として不足していたため、さらに改良を実施した。図8は駿河湾奥部から御前崎にかけてのK-NET、KiK-net観測点で観測された2004年紀伊半島南東沖の地震(本震)の際の波形記録をもとに、0.15~0.25Hzの平均フーリエスペクトルの振幅比をプロットしたものであり、数字は硬質な地盤に位置するSZOH24を基準にした各観測点の振幅比の値である。これらを見ると、内陸部から海岸に向かって値が大きくなる、すなわち振幅が大きくなっている。このことから、海岸部に向けて低速度層が厚くなっていることが示唆される。さらに、この付近で実施された反射法探査断面(Kodaira *et al.*, 2004)⁶⁾との比較を行うと、スペクトル比の値がおよそ1.5となる地点が $V_s=2.0\text{km/s}$ 程度の層が露頭している場所に相当していることがわかる。このことから、スペクトル比が1.5よりも大きな値の領域が $V_s=1.0\text{km/s}$ 層、すなわち付加体の分布域と考えてモデルの修正を実施した。このように設定した付加体の下面の深度分布を図9に示す。修正前のモデルに比べると、駿河湾の奥部まで付加体に相当する速度層が分布する構造となっている。

以上の再修正を施した地下構造モデルを使い、再度、2004年紀伊半島南東沖の地震の前震の再現計算を行った。図10にはSZO018(榛原)およびSZO019(掛川)での波形を示す。赤の観測波形に対して、改良前の構造モデルによる計算波形を青で、改良後のモデルを使った計算波形を黒で表示した。改良前は観測波形に比して計算波形の振幅が不足していたが、改良後はおおむね同レベルの振幅となった。

以上により、本年度行ったモデルの改良も含めて、関東地方から近畿地方までの長周期地震動予測に必要な1次地下構造モデルがほぼ完成した。図11には付加体に相当する速度層の下面深度($V_s=1.5\text{km/s}$ 層の上面)および地震基盤面($V_s=3.2\text{km/s}$ 層)の深度分布図を修正前と修正後を合わせて示す。本年度実施した修正により伊豆半島および駿河湾周辺で基盤深度が深くなった。また、図12には、濃尾平野および関東平野を通る南北断面での速度層の深度分布を示した。なお、図12(a)はフィリピン海プレート上面深度の分布であり、Sato *et al.* (2005)⁷⁾を反映した上で、馬場・他(2006)⁸⁾により作成されたものである。

1-c) 長周期地震動予測地図の作成

作成した地下構造モデルを使用して、関東地方から近畿地方に至る広域での長周期地震動予測地図を試作した。対象とした地震は想定東海地震および東南海地震である。想定東海地震は南海・駿河トラフを震源とする地震のうち、駿河湾~浜名湖沖の領域を震源とするM8クラスの地震である。過去に南海トラフで発生した地震のうち、この領域だけを震源域とした地震は知られていないが、1944年の東南海地震(昭和東南海地震)の際に破壊せずに残った領域と考えられているため、想定東海地震発生の切迫性が高いと考えられている。また、東南海地震は潮岬沖~浜名湖沖の領域を震源とするM8を超える規模の地震であり、最近ではこの領域で1944年東南海地震が発生している。平均発生間隔は約110年、次の東南海地震の発生確率は今後30年以内に60~70%と大きな値である(地震調査研究推進本部, 2009)⁹⁾。いずれの地震も発生した場合、首都圏をはじめとする太平洋沿岸を中心に多大の影響を及ぼすことが想定される。

想定東海地震の震源モデルは昨年度業務と同様に、地震活動と固着域の関係を参考にア

スペリティと背景領域からなる特性化震源モデルを作成した。中央防災会議 (2001)¹⁰⁾および地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)¹¹⁾による震源域の形状をもとに、松村 (2002)¹²⁾による地震活動と固着域の関係を参考に 3 個のアスペリティを設定した。これらのアスペリティ位置は、浜名湖の北西側で生じた東海スローイベントの領域 (Ozawa *et al.*, 1998¹³⁾; Ohta *et al.*, 2004¹⁴⁾; Miyazaki *et al.*, 2006¹⁵⁾) と相補的になるように配置した。断層領域に対するアスペリティ領域の面積比やすべり量比は、Murotani *et al.* (2008)¹⁶⁾ のプレート境界地震のスケーリング則に基づきそれぞれ 19%、2.1 倍とした。断層全体の平均応力降下量は中央防災会議 (2001)¹⁰⁾などと同様に 3.0 MPa としたので、アスペリティモデルを適用して計算した場合、アスペリティの応力降下量は 15.8 MPa となる。すべり速度時間関数には、中村・宮武 (2000)¹⁷⁾を用いた。なお、小断層は地下構造モデルのフィリピン海プレート上面より 1 km 浅い場所に設定した。想定東海地震の破壊開始点は、Heki and Miyazaki (2001)¹⁸⁾ による GPS 解析結果や Hori (2006)¹⁹⁾ による地震サイクルシミュレーション結果を参考に、東海スローイベントの終端部分に近い西側の部分に配置し、破壊開始点から同心円状に広がりながら、北東方向に割れ進むとして計算を行った。破壊伝播速度は、震源域近傍の平均的な S 波速度超えないように 2.7 km/s と設定した。

一方、過去の震源過程が推定されている東南海地震については、近地波形を使ったインバージョン解析結果である山中 (2004)²⁰⁾ による 1944 年東南海地震の震源モデルを採用して計算を行った。震源インバージョンで設定されている断層面は一枚の平面であるが、海域構造を含む三次元地下構造モデルのプレート境界の形状を考慮し、解析により得られた震源モデルの小断層をフィリピン海プレート上面より 1 km 浅い場所に再配置して計算に用いた。

上記の震源モデルを設定した上で試算した長周期地震動予測結果として、図 13 に想定東海地震による長周期地震動の最大速度分布を、図 14 には東南海地震による長周期地震動の最大速度分布図を示した。なお、差分法の計算条件は 2004 年紀伊半島南東沖の地震の前震に対する再現計算と同様のものとした。そのため、計算上有効な周期は 3.5 秒よりも長周期成分であり、実際の最大速度はここに示した値よりも大きくなる可能性がある。想定東海地震に対しては、震源域に位置する駿河湾周辺で 40 cm/s 以上の最大速度が予測されるとともに、関東平野においても地震基盤の形状を反映したような分布形状で同程度の最大速度値が予測されている。これは、震源での破壊伝播方向の前方に位置する関東地方で *directivity* 効果が強く表れたことと、関東平野に存在する厚い堆積層の影響を反映したものと考えられる。一方、東南海地震に対する予測結果では、震源域に近い濃尾平野や大阪平野での最大速度が想定東海地震に対する予測値よりも大きな値となっていることがわかる。また、ここでも破壊伝播方向の前方にあたる御前崎周辺や関東平野での速度値が大きく、濃尾平野などと同様のレベルに達している。しかし、東南海地震の震源域は想定東海地震に比べて関東平野からは離れていることや震源域の大半が海域に位置していることなどから、最大速度が大きな範囲は想定東海地震よりも限定的である。ただし、地震の規模が想定東海地震よりもやや大きいため、最大速度が大きな領域が広範囲に及んでいる。

本年度業務では長周期地震動予測地図の試作として、想定東海地震および東南海地震に

対する最大速度値分布図を作成した。また、南海トラフでは今回想定した2つの地震に加えてさらに規模が大きな南海地震の発生も想定される。この地震についても首都圏をはじめとする大都市圏への影響を予測する必要がある。次年度以降も検討を継続し、長周期地震動予測地図の完成を目指す予定である。

2) HZ 法による速度構造解析

2-a) はじめに

昨年度業務では、地下構造モデルの構築を行うため、常時微動や地震観測記録のレイリー波成分を使った速度構造推定法 (HZ 法) を導入し、その適用性について検討した。その結果、関東地域においても HZ 法が適用可能であることが示された。今年度は HZ 法を水平成層モデルへ拡張し、走時・重力同時インバージョン法により得られた構造モデルに対するチューニングとして適用した。そして、関東平野に高密度に存在する地震観測点の観測記録を用い、首都圏周辺の三次元地下構造モデルを構築した。得られた構造は地震動シミュレーションの結果から、より強震動を再現するモデルであることが示された。

2-b) HZ 法の水平成層モデルへの拡張

Tanimoto and Alvizuri (2006)²¹⁾により提案された HZ 法による速度構造推定法においては、観測点直下における S 波速度構造を深さにより一定間隔で細かく区分し、区間毎の S 波速度修正量をインバージョンにより求める。これに対して、Tanaka (2008)²²⁾はこの HZ 法を水平成層構造モデルの解析に拡張するため、HZ 法により得られた S 波速度構造に対する再インバージョンにより境界面の深度を求める手法を提案した。再インバージョンにおいては初期モデルを水平成層モデルとして再設定する。図 15(a)で青線の水平成層モデルを初期モデルとした HZ 法によるインバージョンの結果が赤線であるとき、図 15(b)にある"mid-depth"を赤線上で各層初期速度の平均速度に相当する深さと定義し、再インバージョンにおける初期モデルの水平成層内境界面の深さと設定する。各層境界面近傍に緩衝領域を取り、図 15(b)の赤線で緩衝領域の外部の速度を図 15(a)で青線の初期速度に設定する。得られた図 15(b)の赤線が再インバージョンの初期モデルとしての水平成層モデルとなる。構築した新たな初期モデルに対し再度 HZ 法を適用した結果が図 15(c)の赤線となる。上記の再インバージョンを収束するまでくり返すことにより、HZ 法を用いた水平成層構造による境界面深さ修正量を得ることが可能である。

2-c) HZ 法の首都圏の地震観測記録への適用による地下構造モデルの構築

防災科学技術研究所 F-net における長期間連続地震観測記録、また同 K-NET におけるイベントデータに対して HZ 法による地下構造モデルチューニングを実施した。なお、以下の解析では HZ 振幅比は Tanimoto and Alvizuri (2006)²¹⁾とは逆に上下動/水平動の比として示している。従って、以下では ZH 比と呼ぶことにする。

図 16 に関東周辺の F-net 観測点の位置図を示す。これらの観測点のうち、関東平野に位置する観測点の記録を使って解析を行った。図 17 では IWT (岩槻) での解析結果を示す。図 17(a)では、1997 年の 1 年分の観測記録を使い、1 時間のウィンドウ幅でサンプル

した波形から ZH 比スペクトルを作成した。解析に使用した周波数範囲は 0.15~0.40Hz である。インバージョンでは堆積層内境界 2 面と堆積層/基盤境界面の境界面深さを求めた。初期モデルには Tanaka *et al.* (2005)²³⁾による観測点直下の一次元速度構造を使用した。図 17 では初期モデルおよびそれから計算される理論 ZH 比を青線で示す。6 回の iteration を行った結果得られた S 波速度構造モデルを赤線で表示した。図 17(b)で得られた S 波速度構造モデルから初期モデルを構築した結果を図 18 の赤線に示す。図 19 は再インバージョンを 7 回くり返して収束した結果となる。各層の境界面深さは初期モデルとインバージョン結果でほぼ変わらない結果が示された。

図 20 に関東周辺の K-NET 観測点の位置図を示す。これらの観測点のうち、関東平野に位置する観測点の記録を使って解析を行った。図 21 では SIT008 (春日部)での解析結果を示す。図 21 では、1996~2007 年の $M_w > 5$ の 99 イベントの観測記録を使い ZH 比スペクトルを作成し、F-net 観測点と同様の解析を行った。図 21 は再インバージョンを 7 回くり返して収束した結果である。SIT008 は IWT と近傍であることより、IWT と同様に各層の境界面深さは初期モデルとインバージョン結果でほぼ変わらない結果が示された。また ZH 比のばらつきの誤差内で IWT と同様の ZH 比スペクトルに収束する。

平野内に多数分布する F-net・K-NET 観測点下で得られた S 波速度構造を統合し、各層境界面の深度分布を得た。図 22 は下総/上総層、上総/三浦層、堆積層/基盤境界面深さのチューニング結果を示す。得られた速度構造モデルでは、P 波のみの構造と比較して平野内で基盤上面の深い領域が広がり、三浦層(堆積層第 3 層)が厚くなった。また基盤が露出する点で堆積層が厚く得られる。

2-d) 地震動シミュレーションによる地下構造モデルの検証

得られた地下構造モデルの検証として、中規模地震の波形記録の再現を行った。1998年 5月3日の伊豆東方沖を震源とする M_w 5.7の地震の K-NET 観測点における波形記録を用い、ボクセル有限要素法により地震動シミュレーションを実施した。用いた地下構造は本研究における堆積層・基盤構造モデルに加えて、地殻やフィリピン海プレートを考慮した。プレート構造には Sato *et al.* (2005)⁷⁾ から地震活動の分布および海底地形を考慮して修正し、統合したモデルを用いた。関東平野内の代表的な K-NET 観測点で地表での波形を計算し、観測記録と比較する。図 23 は波形を計算した観測点、図 24 は各観測点での 3 秒でのローパスフィルタを通した速度波形の比較を示す。得られた再現波形は、Afnimar (2002)²⁴⁾ の屈折・重力同時インバージョンによる構造モデルで計算された波形と比較して観測波形の振幅をおおむね再現することが確かめられた。

3) 震度データによる安政江戸地震の震源モデルの推定

3-a) はじめに

首都圏に甚大な被害をおよぼす $M7$ 程度の首都直下地震の震源モデルを考える上で、過去にこの地域で発生した地震の震源像を明らかにすることは重要である。1855 年 11 月に発生した安政江戸地震では江戸市中を中心に多くの被害を生じたことはよく知られているが、この地震は地震計による観測が行われる以前に発生した地震であるため、詳細な震源モデルを推定することは難しい。しかし、安政江戸地震では各地に被害状況に関する記述

が数多く残っており、それらをもとにして震源に関する研究がなされている。多くの研究では震央位置については東京湾北部周辺と推定されているが、その深さについては深さ約 10km の地殻内とするもの(古村・竹内, 2007)²⁵⁾ から 70km 程度とするもの(引田・工藤, 2001)²⁶⁾ までいくつかの見解がある。震央についても、東京湾北部付近とは考えられているものの、首都直下地震の震源断層モデルを考える上ではより詳細な震源像を得ることが望ましい。そこで、既存の震度分布をもとに安政江戸地震の震源モデル(強震動発生源分布)を推定することを試みた。

3-b) 解析データ・解析方法

計算に用いる震度データとして宇佐美(2003)²⁷⁾によって収集整理された震度分布(図 25 に○で示した)を使用する。震源モデルを推定するためには、地表での震度データから表層地盤による増幅の効果を取り除かなければならない。そこで、次のように各地点の増幅率を推定した。まず、図 25 に示した若松・他(2005)²⁸⁾による 1km メッシュごとの地形区分をもとに、地形区分と表層 30m の平均 S 波速度(AVS30)との経験的関係式(松岡・他, 2005)²⁹⁾により AVS30 を推定する。次に AVS30 と最大速度(PGV)の増幅率の関係(藤本・翠川, 2006)³⁰⁾を使い各メッシュでの速度増幅率を推定した。その分布を図 26 に示す。ここで求めた増幅率は PGV に対するものであり、また、震源からの地震動強さの推定も後に述べるように PGV の距離減衰式を基本としている。そのため、震度データを藤本・翠川(2005)³¹⁾の関係式を使って地表での PGV に変換した後に、先に求めた増幅率で除して工学的基盤での PGV を推定した。

こうして作成した工学的基盤での PGV 分布をもとに最小二乗法により断層モデルを推定する。モデルから計算される PGV を計算する際に、断層上の破壊伝播効果を取り入れるために次のような PGV 推定式を使用した(引間・他, 2003)³²⁾。この手法の概念図を図 27 に示す。まず設定した断層面を小断層に分割し、そこでのマグニチュードに応じた最大値を持った包絡線を考える。このときの最大値は司・翠川(1999)³³⁾による PGV の距離減衰式を用いた。次に、これらの包絡波形が破壊伝播による時間遅れを伴って順次計算地点に到達すると考え、これらを足し合わせて断層全体からの包絡波形を計算する。このとき、震度に関係するような短周期成分の位相はランダムであると仮定して、包絡線の二乗和の平方根を断層からの包絡波形とする。そして、包絡波形の最大値をその地点での PGV として採用する。このように計算される PGV と震度から換算した工学的基盤での PGV との残差が最小となるように非線形最小二乗法により各小断層のマグニチュードを推定したものを強震動発生源分布とした。

3-c) 試算結果

中央防災会議・首都直下地震対策専門調査会(2004)³⁴⁾による「東京湾北部直下のプレート境界地震」と同じ断層面を仮定して行った予備解析を行った。その結果を図 28 に示す。この図には上記の手順で換算した工学的基盤での PGV も合わせて示した。強震動を強く放出した領域は、東京湾西岸の東京都から神奈川県にまたがる地域と東岸の千葉市付近に推定された。従来の東京湾北部の震源に比べると、やや南に広がっているように見える。宇佐美(2003)²⁷⁾の震度分布では、地盤による増幅係数が比較的小さな房総半島や三浦半

島でも震度 VI となる地点が存在しているため、それらの地点では工学的基盤での PGV が大きな値となっている。今回の解析ではそれらを再現するために震源域が南に広がった結果になったものと考えられる。

本年度行った試算により、震度データを使った歴史地震の震源モデル推定が可能であることが示されたが、いくつかの問題も明らかになった。震度データから基盤での最大速度を推定する際には、設定地点での増幅率の見積りが重要であるが、現在はやや不確かな震度位置情報と 1km メッシュという粗い地形区分をもとに増幅率を設定している。そのためこれらの精度向上を行う必要がある。また、震度データそのものについても、古文書等にかかれた被害状況の解釈により、いくつかのものが存在している。安政江戸地震については、中村・他(2002, 2003)^{35) 36)}により、さらに詳細な震度分布も求められている。このようなデータの違いを考慮して解析に使用する震度データの見直しを行ったうえで再度解析をする必要がある。さらに、解析手法についても、ばらつきの大きな震度データに対するインバージョンの適用方法や破壊伝播を考慮した距離減衰式の定式化など、さらに検討を要するものもある。このように、問題点も少なくないが、首都直下で発生する地震の震源像を解明するために、これらの改良を継続して行いながら解析を進める予定である。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度業務では、首都圏から近畿圏にいたる広範囲での長周期地震動予測を行うために、地下構造モデルの改良を実施し、1次モデルを構築した。そして、そのモデルを使い想定東海地震および東南海地震の長周期地震動予測地図を試作した。また、昨年度導入した HZ 法による地下構造推定手法の改良を行い、関東地方に配置された地震観測点の記録に適用して地下構造モデル構築に必要な情報を収集した。それらと既存の構造モデルを合わせて関東地方及びその周辺の地下構造モデルを高度化した。さらに、過去に発生した地震の震度データを用いた震源モデル推定手法の検討を開始し、安政江戸地震を対象に予備的解析を行った。

南海トラフでは今回想定した2つの地震に加えてさらに規模が大きな南海地震の発生も想定されている。今後は、この地震についても首都圏をはじめとする大都市圏への影響を予測する必要がある。その場合、計算対象領域は今年度の範囲よりもさらに広がることになるため、それらに対して地下構造モデルの改良を行い、長周期地震動予測地図の完成を目指す。また、過去に首都直下およびその周辺で発生した地震の解析についても、データの再評価や解析手法の改良を進め、断層モデル推定結果の信頼性向上を行っていく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka: A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.037, 2009.
- 2) 田中康久, 三宅弘恵, 瀨瀬一起, 古村孝志, 早川俊彦, 馬場俊孝, 鈴木晴彦, 増田徹: 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル (2) : 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S116-P014, 2006.

- 3) 三宅弘恵, 瀨瀨一起, 古村孝志, 鈴木晴彦, 引間和人: 首都圏における強震動評価(3) : 東南海地震, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, B31-09, 2007.
- 4) Yamada, N. and T. Iwata: Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the Mj7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, Vol.57, pp.191–202, 2005.
- 5) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.89, pp.54-68, 1999.
- 6) Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda: High Pore Fluid Pressure May Cause Silent Slip in the Nankai Trough, *Science*, Vol.304, pp.1295-1298, doi:10.1126/science.1096535, 2004.
- 7) Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, Iwasaki T., T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara, and S. Harder: Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, Vol.309, pp.462-464, 2005.
- 8) 馬場俊孝, 伊藤亜紀, 金田義行, 早川俊彦, 古村孝志: 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合大会講演予稿集, S111-006, 2006.
- 9) 地震調査研究推進本部: 今までに公表した活断層及び海溝型地震の長期評価結果一覧, http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm, 2009.
- 10) 中央防災会議: 東海地震に関する専門調査会資料, 2001.
- 11) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について (中間報告), 2001.
- 12) 松村正三: 東海の推定固着域における 1990 年代後半の地震活動変化, *地震 2*, Vol.54, pp.449-463, 2002.
- 13) Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura: Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, Vol.298, pp.1009–1012, 2002.
- 14) Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya: Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997–2002, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.31, L24604, doi:10.1029/2004GL021404, 2004.
- 15) Miyazaki S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka: Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.111, B03409, doi:10.1029/2004JB003426, 2006.
- 16) Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu: Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.987-991, 2008.
- 17) 中村洋光・宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震 2*, Vol.53, pp.1-9, 2000.
- 18) Heki, K. and S. Miyazaki: Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.28, pp.2313–2316, 2001.
- 19) Hori, T.: Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth*

- Simulator, Vol.5, pp.8-19, 2006.
- 20) 山中佳子: 1944 年東南海地震と 1945 年三河地震の震源過程, 月刊地球, Vol.26, pp.739-745, 2004.
 - 21) Tanimoto, T. and C. Alvizuri: Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust, Geophys. J. Int., Vol.165, pp.323-335, 2006.
 - 22) Tanaka, Y.: Integrated velocity structure modeling by inversions of multiple datasets, Ph. D Thesis, University of Tokyo, Tokyo, Japan, pp.109, 2008.
 - 23) Tanaka, Y., K. Koketsu, H. Miyake, T. Furumura, H. Sato, N. Hirata, H. Suzuki, and T. Masuda: Integrated modeling of 3D velocity structure beneath the Tokyo metropolitan area, AGU 2005 Fall Meeting, EOS Trans. Am. Geophys. Union, Vol.86, S21A-0200, 2005.
 - 24) Afnimar: Joint inversion of refraction and gravity data for 3-D basin structures, Ph. D Thesis, University of Tokyo, Tokyo, Japan, pp. 81, 2002.
 - 25) 古村孝志, 竹内宏之: 首都圏直下の地震と強震動--安政江戸地震と明治東京地震--, 地学雑誌, Vol.116, 3/4, pp.431-450, 2007.
 - 26) 引田智樹, 工藤一嘉: 経験的グリーン関数法に基づく 1855 年安政江戸地震の震源パラメーターと地震動の推定, 日本建築学会構造系論文集, Vol.546, 63-70, 2001.
 - 27) 宇佐美龍夫: 最新版 日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-2001], 東京大学出版会, 2003.
 - 28) 若松加寿江, 久保純子, 松岡昌志, 長谷川浩一, 杉浦正美: 日本の地形・地盤デジタルマップ, 東京大学出版会, 2005.
 - 29) 松岡昌志, 若松加寿江, 藤本一雄, 翠川三郎: 日本全国地形・地盤分類メッシュマップを利用した地盤の平均 S 波速度分布の推定, 土木学会論文集, No.794/I-72, pp.239-251, 2005.
 - 30) 藤本一雄, 翠川三郎: 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol.6, No.1, pp.11-22, 2006.
 - 31) 藤本一雄, 翠川三郎: 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, Vol.7, pp.241-246, 2005.
 - 32) 引間和人, 後藤真貴枝, 増田徹: 震度データによる東南海・南海地震の強震動発生源分布の推定, 地震工学研究発表会梗概集, Vol.27, pp.38-41, 2003.
 - 33) 司宏俊, 翠川三郎: 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, 日本建築学会構造系論文集, Vol.523, pp.63-70, 1999.
 - 34) 中央防災会議: 地震ワーキンググループ報告書, 首都直下地震対策専門調査会資料, 2004.
 - 35) 中村操, 茅野一郎, 唐鎌郁夫, 松浦 律子, 西山 昭仁: 安政江戸地震 (1855/11/11) の江戸市中の被害, 歴史地震, Vol.18, pp.77-96, 2002.
 - 36) 中村操, 茅野一郎, 松浦律子: 安政江戸地震の首都圏での被害歴史地震, 歴史地震, Vol.19, pp.32-37, 2003.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国内の別
レイリー波振幅比インバージョン法による関東平野のS波速度構造(2): K-NETサイトでの検証(口頭)	田中康久・額縁一起・三宅弘恵・谷本俊郎	日本地球惑星科学連合2008年大会	平成20年5月	国内
首都圏における強震動評価(4): 想定首都直下地震(ポスター)	三宅弘恵・額縁一起・古村孝志	日本地球惑星科学連合2008年大会	平成20年5月	国内
全国1次地下構造モデルと長周期地震動予測地図の構築に向けて(口頭)	額縁一起・三宅弘恵・藤原広行・橋本徹夫	日本地球惑星科学連合2008年大会	平成20年5月	国内
「長周期地震動予測地図」2009年版の作成ー想定東海地震・東南海地震・宮城県沖地震ー(口頭)	額縁一起・三宅弘恵・引間和人・木村武志・古村孝志・他	日本地球惑星科学連合2009年大会	平成21年5月	国内
震度データによる安政江戸地震の断層モデルの推定(ポスター)	引間和人・額縁一起	日本地球惑星科学連合2009年大会	平成21年5月	国内

学会誌・雑誌等における論文掲載

掲載論文	発表者氏名	発表場所	発表時期	国際・国内の別
A seismological overview of long-period ground motion	Koketsu, K. and H. Miyake	J. Seismol.	平成20年4月	国際
Finite-element simulations of long-period ground motions: Japanese subduction-zone earthquakes and the 1906 San Francisco	Ikegami, Y., K. Koketsu, T. Kimura, and H. Miyake	J. Seismol.	平成20年4月	国際

earthquake				
Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (Mw 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw 7.4) earthquakes	Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba	Pure and Applied Geophysics	平成20年4月	国際
A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to Tokyo metropolitan area, Japan	Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka	Tectonophysics	平成20年6月	国際
Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map	Koketsu, K., Miyake, H., H. Fujiwara, and T. Hashimoto	Proceedings of the 14WCEE	平成20年10月	国際
Source modeling of subduction-zone earthquakes and long-period ground motion validation in the Tokyo metropolitan area	Miyake, H., K. Koketsu, and T. Furumura	Proceedings of the 14WCEE	平成20年10月	国際
Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes	Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu	Earth, Planets and Space	平成20年10月	国際

マスコミ等における報道・掲載

報道・掲載された成果	対応者氏名	報道・掲載機関	発表時期	国際・国内の別
「長周期地震動」予測地図作製へ	瀬瀬一起	朝日新聞	平成21年1月	国内
震源付近より首都圏揺れ	瀬瀬一起	日本経済新聞（共同通信配信）	平成21年2月	国内

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 21 年度業務計画案

首都圏から南海トラフまでを含む広域の地下構造モデルの構築を完成させ、南海地震も含んだ長周期地震動予測地図をとりまとめる。また、相模トラフ沿いの地震や首都直下で過去に発生した地震についての解析では、資料収集・整理を継続して行い、歴史地震データを使った震源過程解析手法についても検討を継続する。

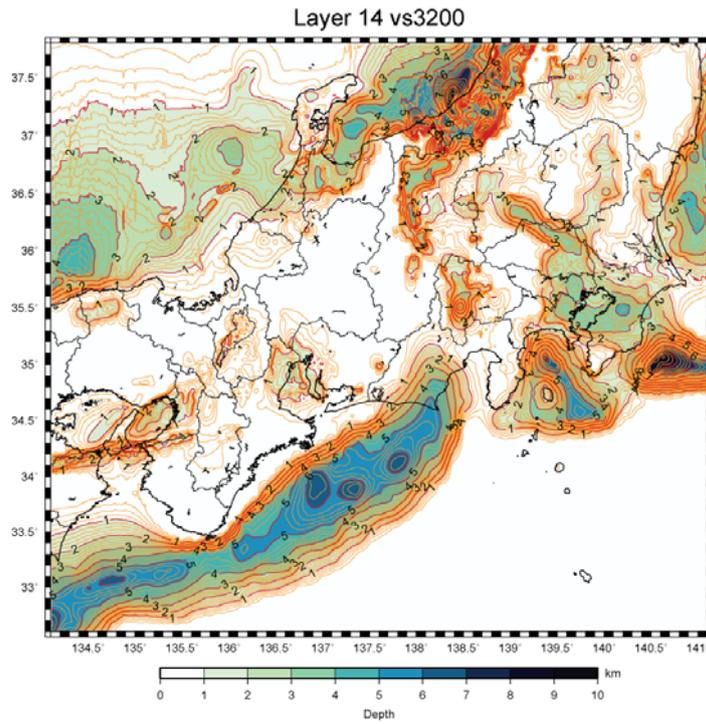


図 1. 大大特プロジェクトにおいて作成された広域地下構造モデル³⁾。

表 1. 地下構造モデルの物性値表³⁾。

層番号	P 波速度 V_p (km/s)	S 波速度 V_s (km/s)	密度 ρ (g/cm^3)	Q_0 [*]	備考
1	1.7	0.35	1.80	70	
2	1.8	0.50	1.95	100	
3	2.0	0.60	2.00	120	
4	2.1	0.70	2.05	140	
5	2.2	0.80	2.07	160	
6	2.3	0.90	2.10	180	
7	2.4	1.00	2.15	200	付加体
8	2.7	1.30	2.20	260	
9	3.0	1.50	2.25	300	
10	3.2	1.70	2.30	340	
11	3.5	2.00	2.35	400	
12	4.2	2.40	2.45	400	
13	5.0	2.90	2.60	400	
14	5.5	3.20	2.65	400	上部地殻
15	6.0	3.53	2.70	400	
16	6.7	3.94	2.80	400	下部地殻
17	7.8	4.60	3.20	500	マントル
18	5.0	2.90	2.40	200	海洋性地殻第 2 層
19	6.8	4.00	2.90	300	海洋性地殻第 3 層
20	8.0	4.70	3.20	500	海洋性マントル

※振動数比例の Q 値, $Q=Q_0 \cdot f/f_0$ を用いた. f_0 は基準振動数で 0.2 Hz とした

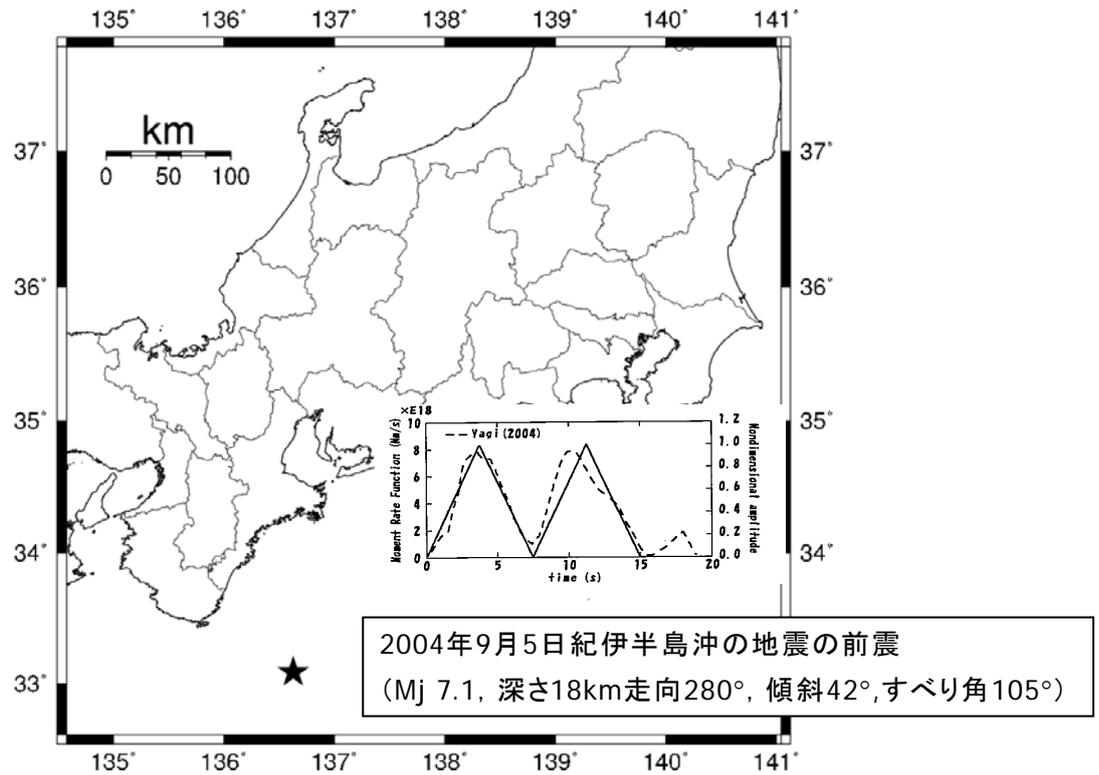


図 2. 長周期地震動の再現計算に用いた地震の震央（星印）と震源時間関数。

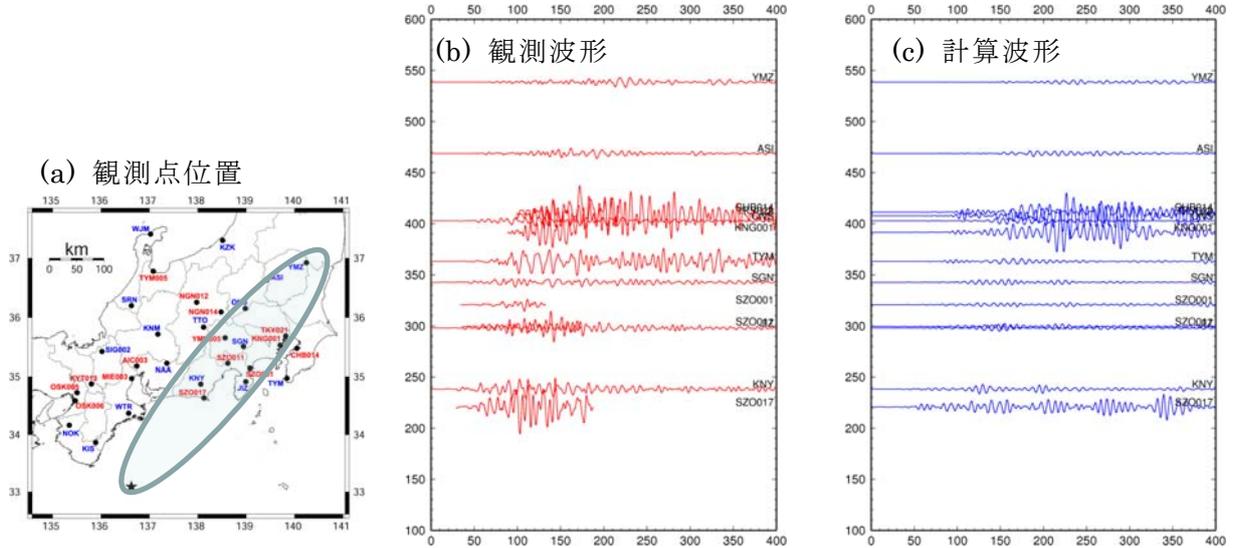


図 3. 初期地下構造モデルによる 2004 年紀伊半島南東沖の地震の再現計算結果。(a):観測点位置、(b):観測波形、(c):計算波形。速度波形は NS 成分のもの。

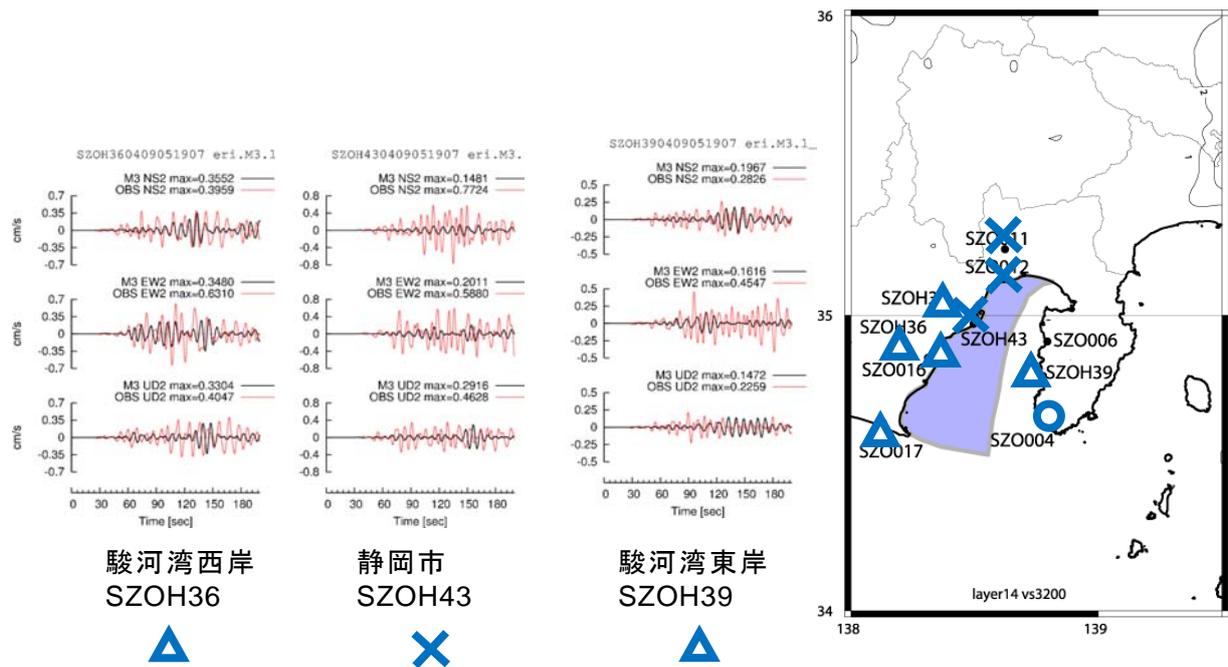


図 4. 2004 年紀伊半島南東沖の地震の再現計算における駿河湾周辺での観測波形と計算波形との比較。赤は観測波形を、黒は計算波形を示す。右図は波形の一致具合をランク分けしてプロットしたもの。

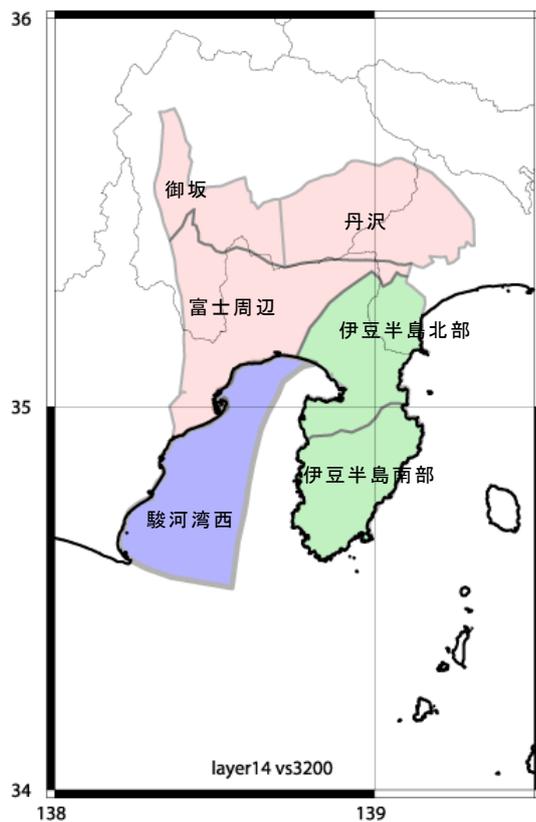


図 5. 地下構造モデルの改良を行った領域。

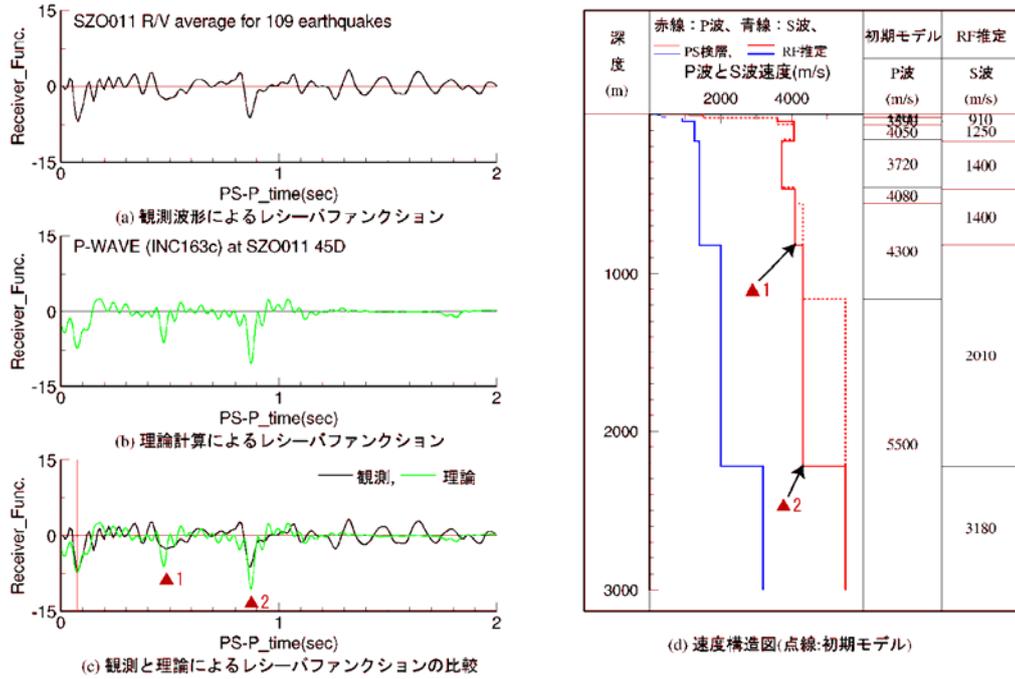


図 6. レシーバー関数による速度構造解析例 [SZO011 (富士宮)].

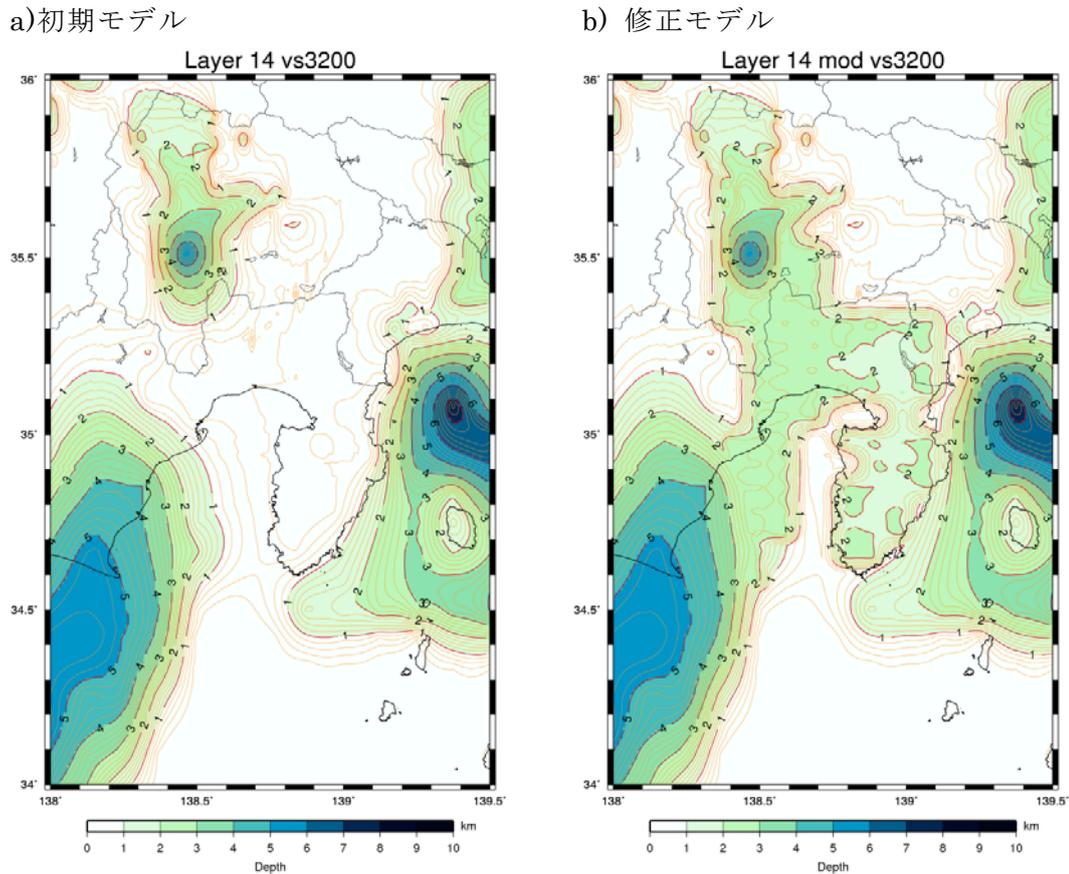


図 7. 初期モデル(左図)に対してレイバー関数解析結果を考慮して修正した地下構造モデルの基盤深度分布(右図)。

20040905_OffKiiPen_M74 Ave. Amp.(0.15-0.25Hz)

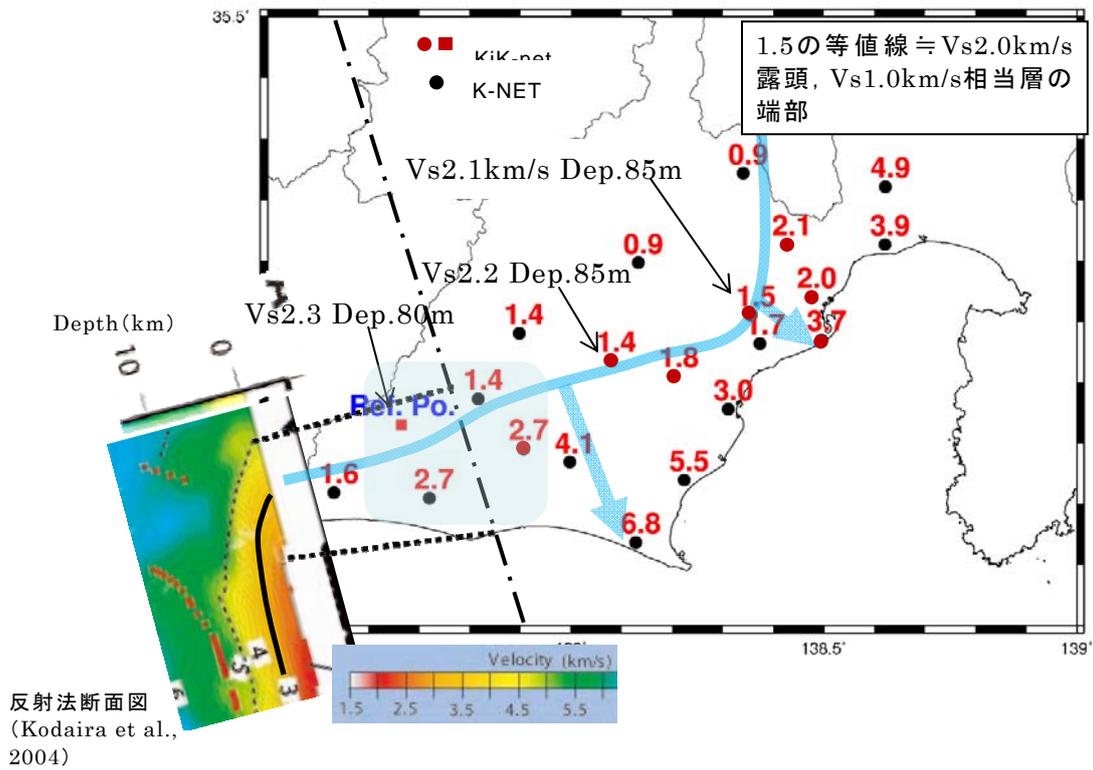
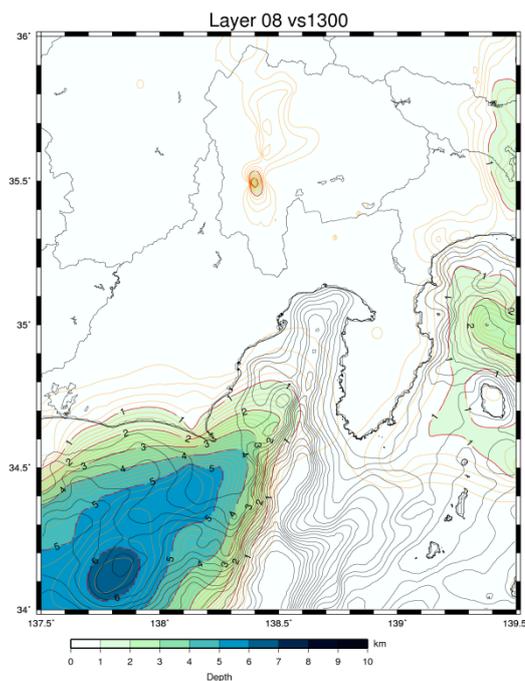


図 8. 駿河湾・御前崎周辺の観測点のスペクトル振幅比。2004 年紀伊半島南東沖の地震（本震）で観測された波形をもとに、SZOH24 を基準としたフーリエスペクトル振幅比を示す。

a) 修正モデル



b) 再修正モデル

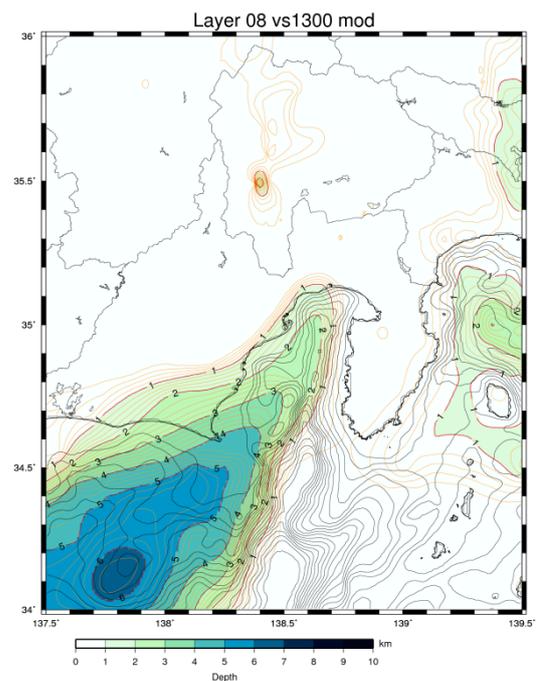
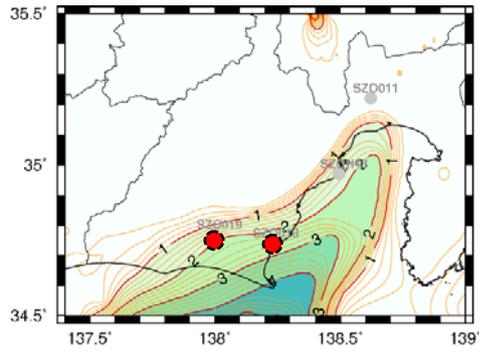
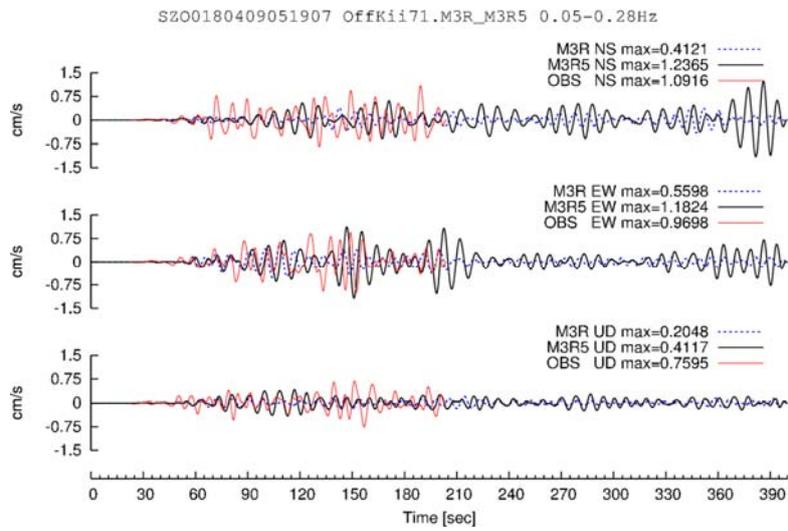


図 9. 改良されたモデルでの駿河湾付近の付加体層厚分布。

a)



b)



c)

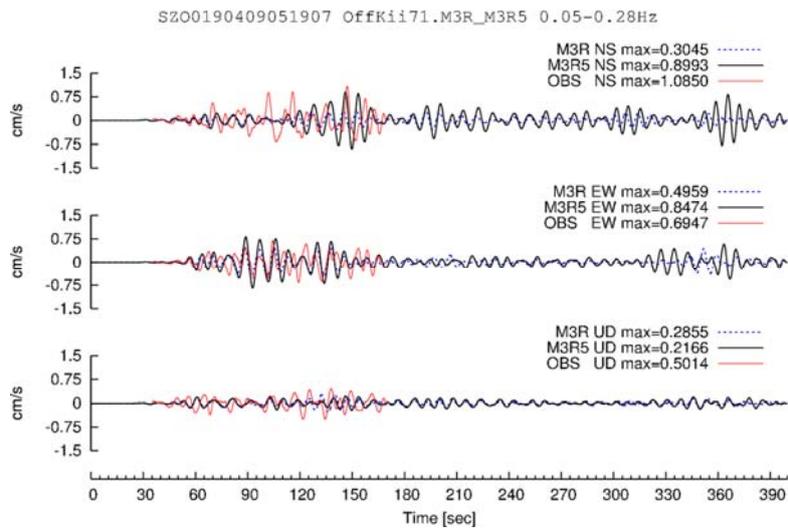


図 10. 再修正した地下構造モデルを使って計算した 2004 年紀伊半島南東沖の地震の再現波形。a):観測点位置、b):SZO018(榛原)、c):SZO019(掛川)の波形の比較。赤:観測波形、青:1 回目の修正モデル、黒:2 回目の修正モデルによる計算波形。

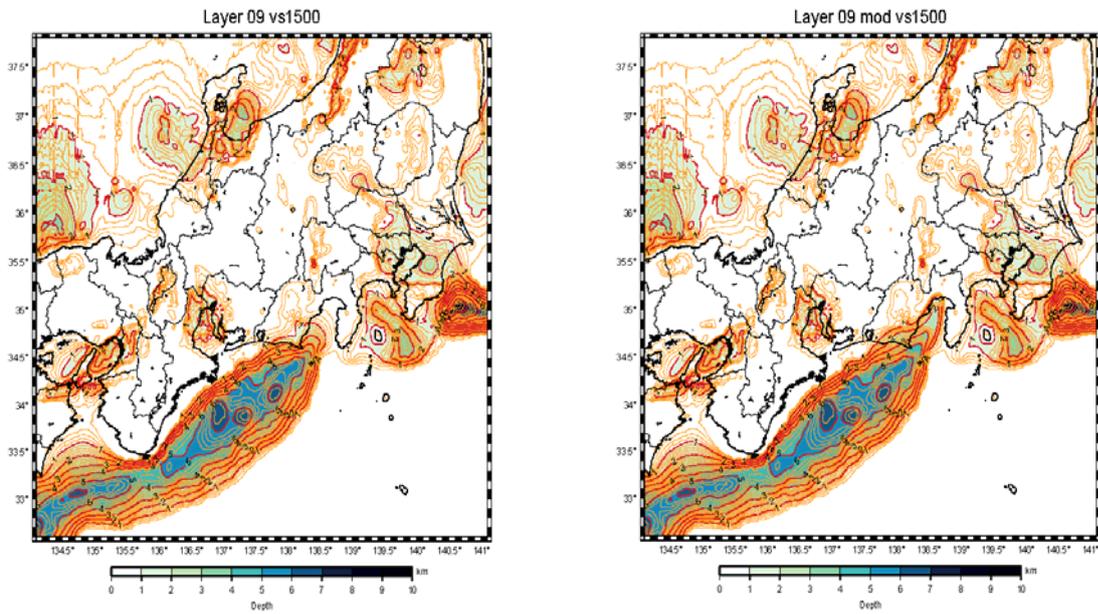


図 11(a). 改良前の地下構造モデル（左）と改良後の地下構造モデル（右）。 $V_s=1.5\text{km/s}$ 層の上面深度（海域では付加体下面深度に相当）を示す。

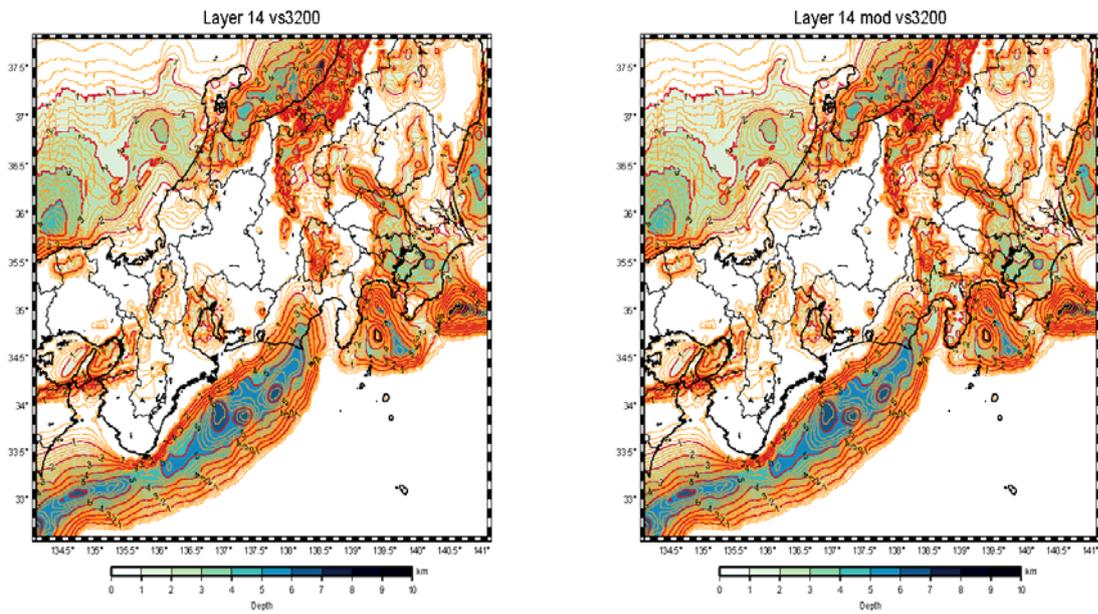


図 11(b). 改良前の地下構造モデル（左）と改良後の地下構造モデル（右）。 $V_s=3.2\text{km/s}$ 層の上面深度（地震基盤上面に相当）を示す。

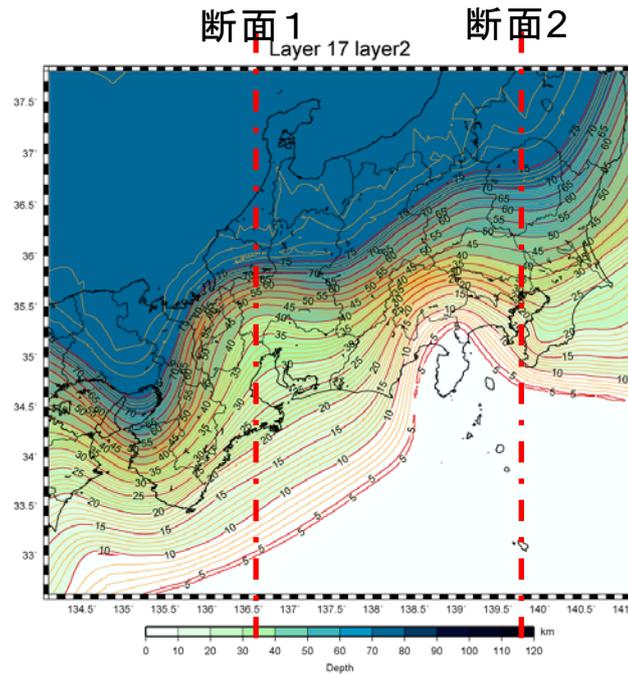


図 12(a). フィリピン海プレート上面深度の分布。断面図を作成した位置を合わせて示す。

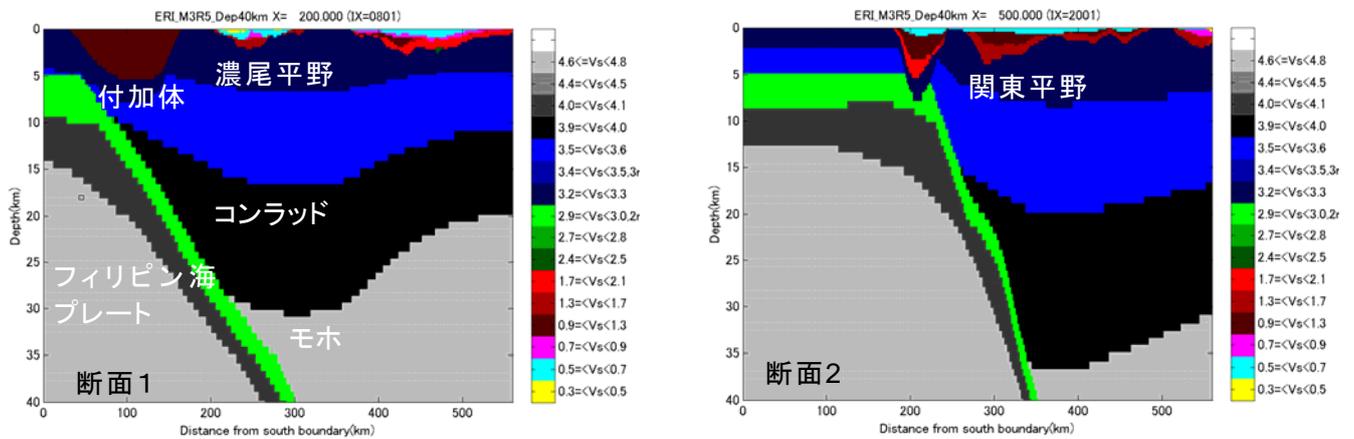


図 12(b). 作成した地下構造モデルの断面図。左：濃尾平野、右：関東平野を通る南北断面図である。

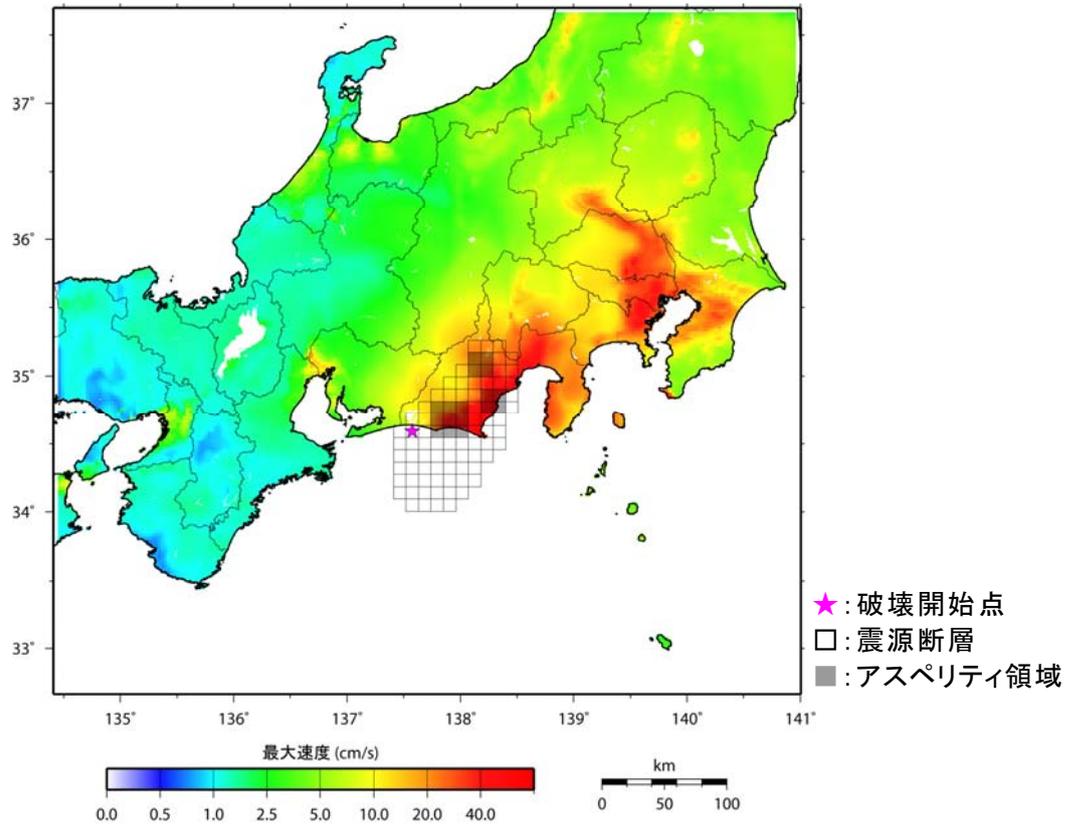


図 13. 想定東海地震に対する長周期地震動予測の最大速度値分布。

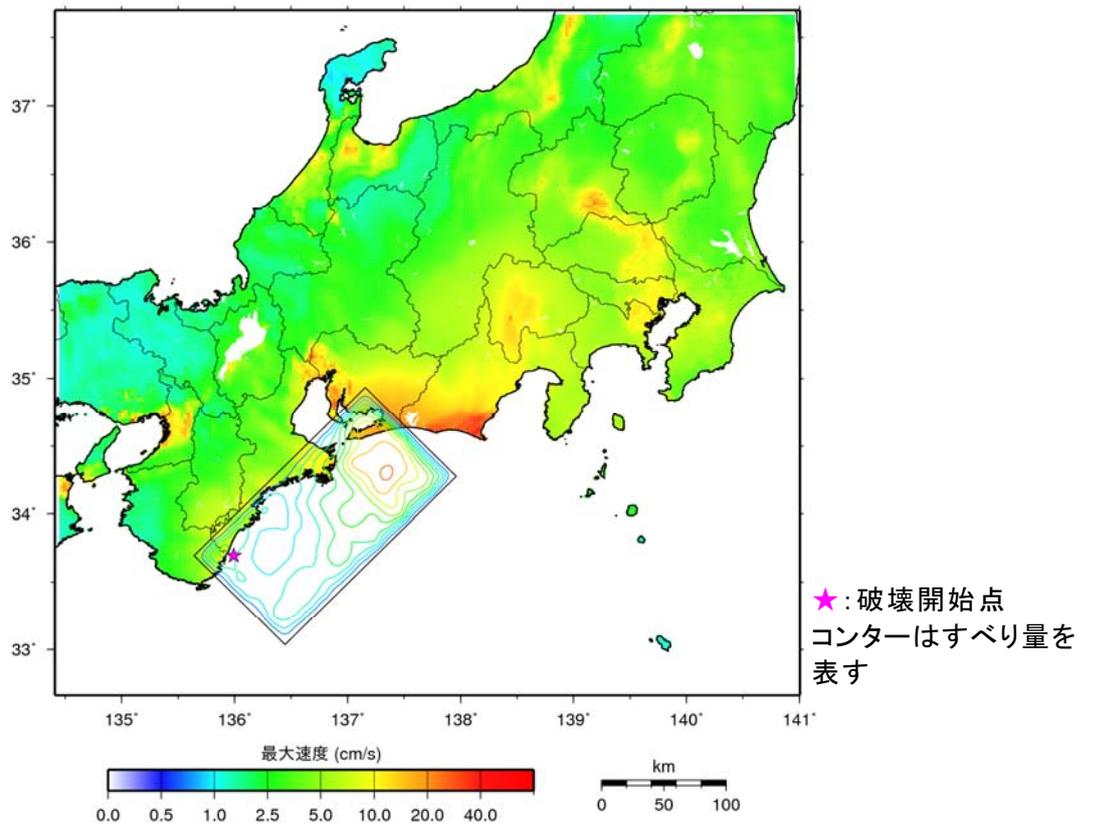


図 14. 東南海地震に対する長周期地震動予測の最大速度値分布。

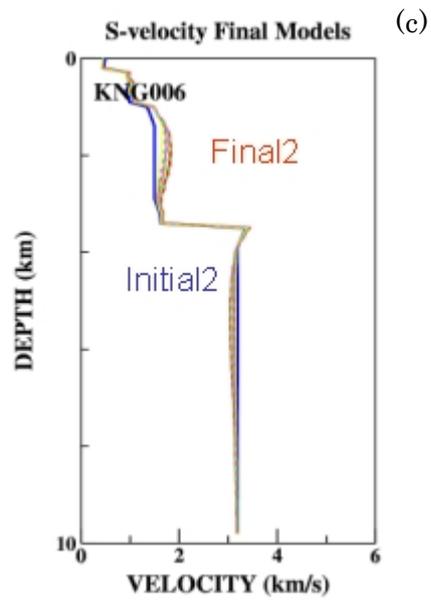
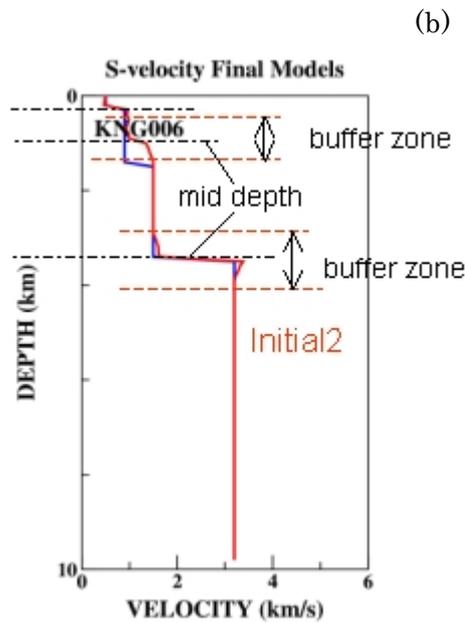
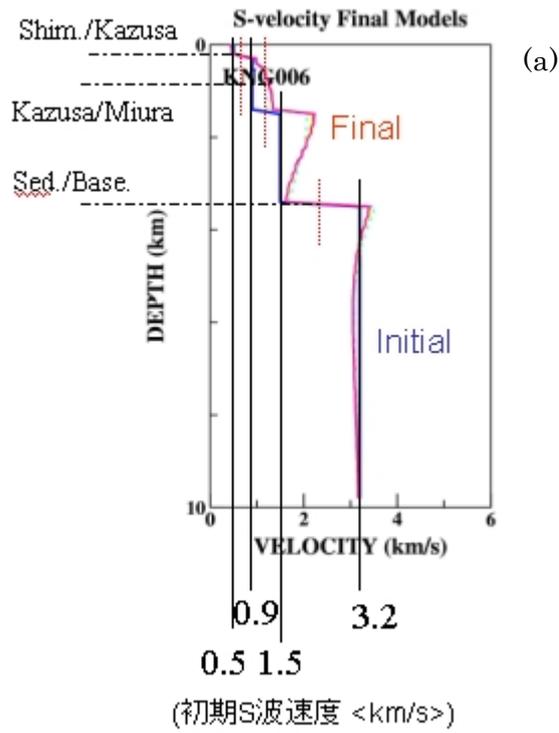


図 15. 速度構造の再インバージョンのための初期モデルの構築。(a)：初期モデルとインバージョン結果、(b)：再インバージョン初期モデル。(c)：再インバージョン結果。青線は初期モデル、赤線はインバージョン結果を示す。他の色は iteration 毎のモデルを示す。

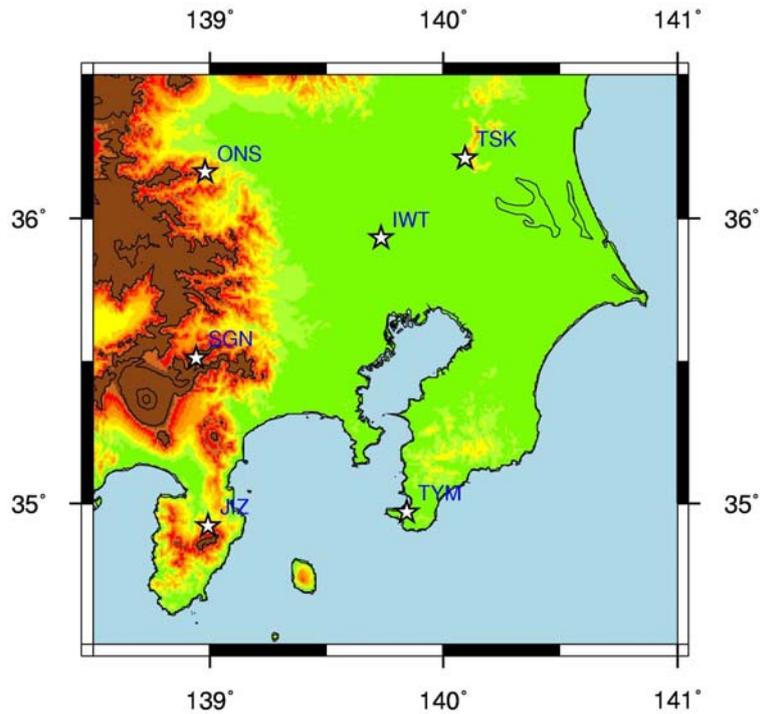


図 16. 解析に用いた関東周辺の F-net 観測点位置図。

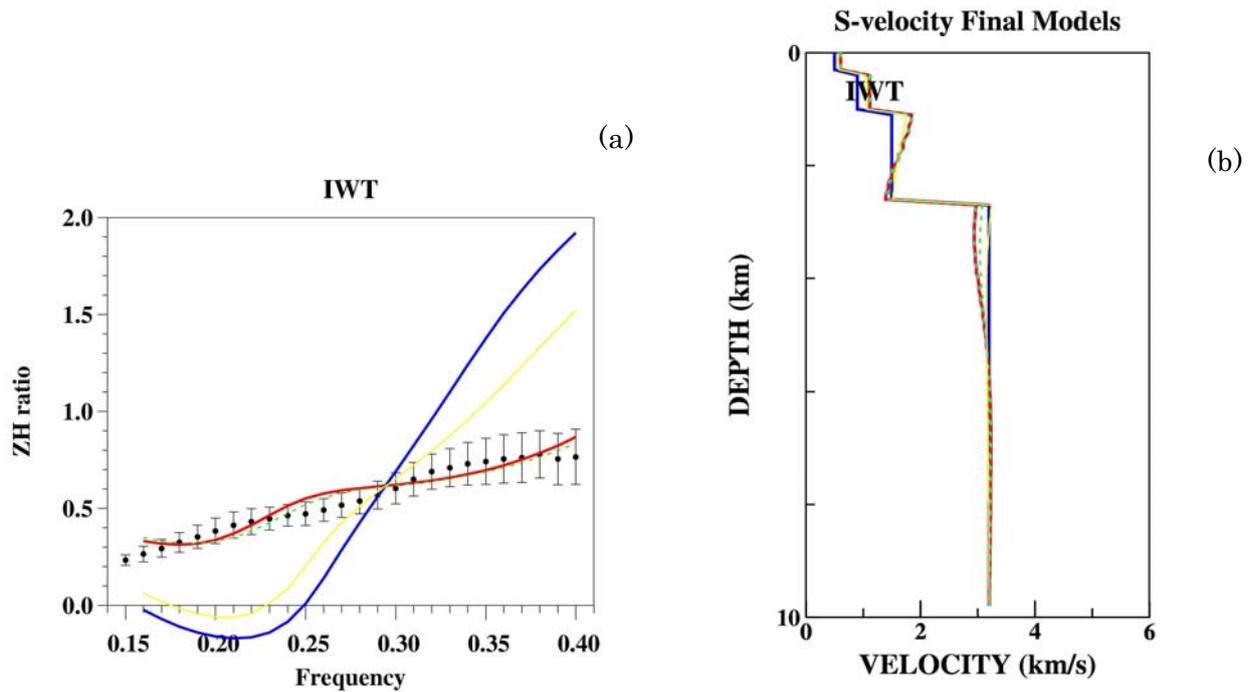


図 17. IWT(岩槻観測点)での解析結果。(a)：観測による ZH 振幅比とモデルから計算される ZH 振幅比の比較、(b)：S 波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線はインバージョン結果。他の色は iteration 毎のモデルを示す。

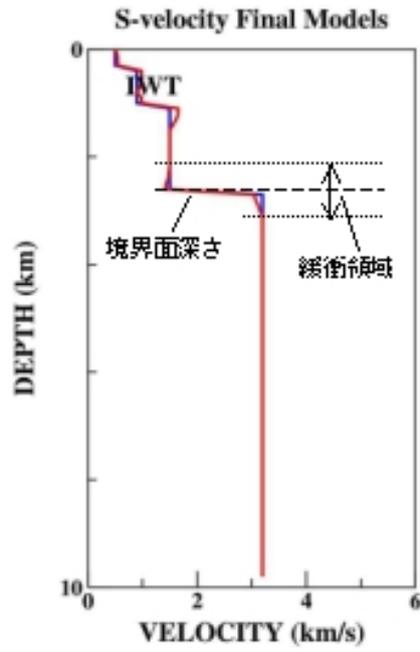


図 18. IWT における速度構造の再インバージョンにおける初期モデルの構築。

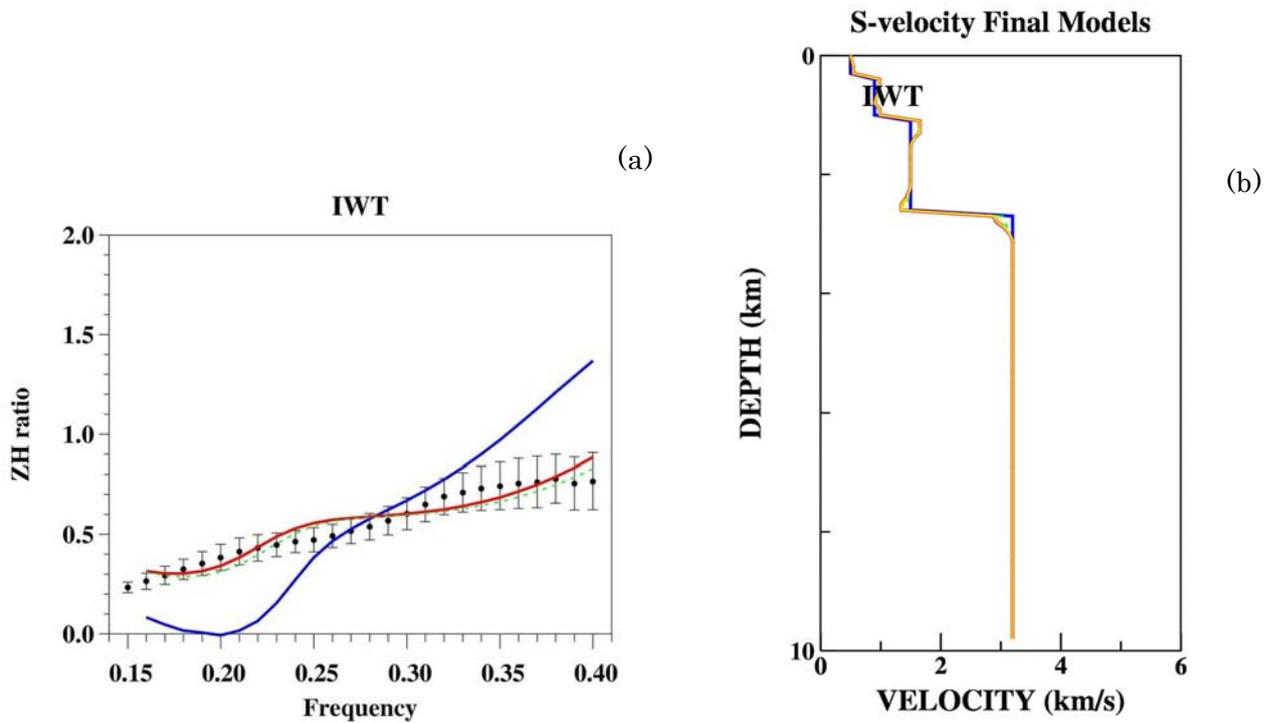


図 19. IWT における 7 回の再インバージョンによる最終結果。(a) : 観測による ZH 振幅比とモデルから計算される ZH 振幅比の比較、(b) : S 波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線はインバージョン結果。

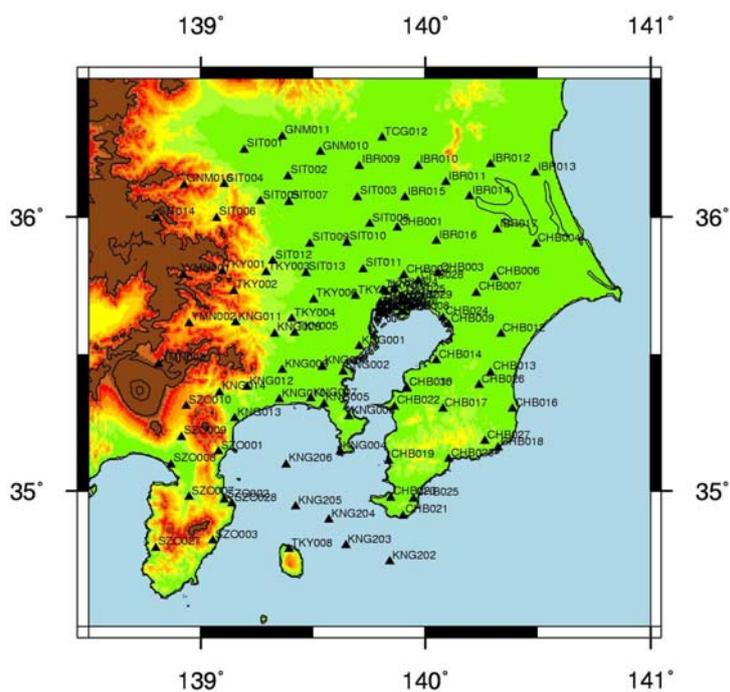


図 20. 解析に用いた関東周辺の K-NET 観測点位置図

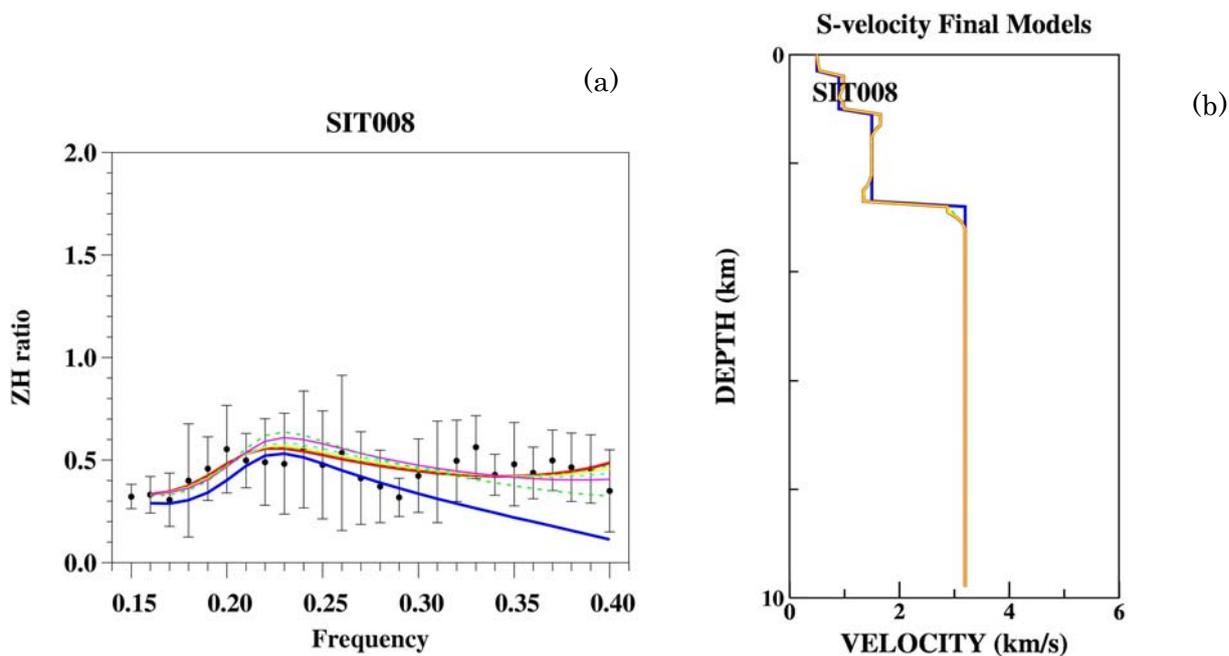


図 21. SIT008(春日部)の 7 回の再インバージョンによる最終結果。(a) : 観測による ZH 振幅比とモデルから計算される ZH 振幅比の比較、(b) : S 波速度構造モデル。青線は初期モデルを示し、赤線はインバージョン結果。

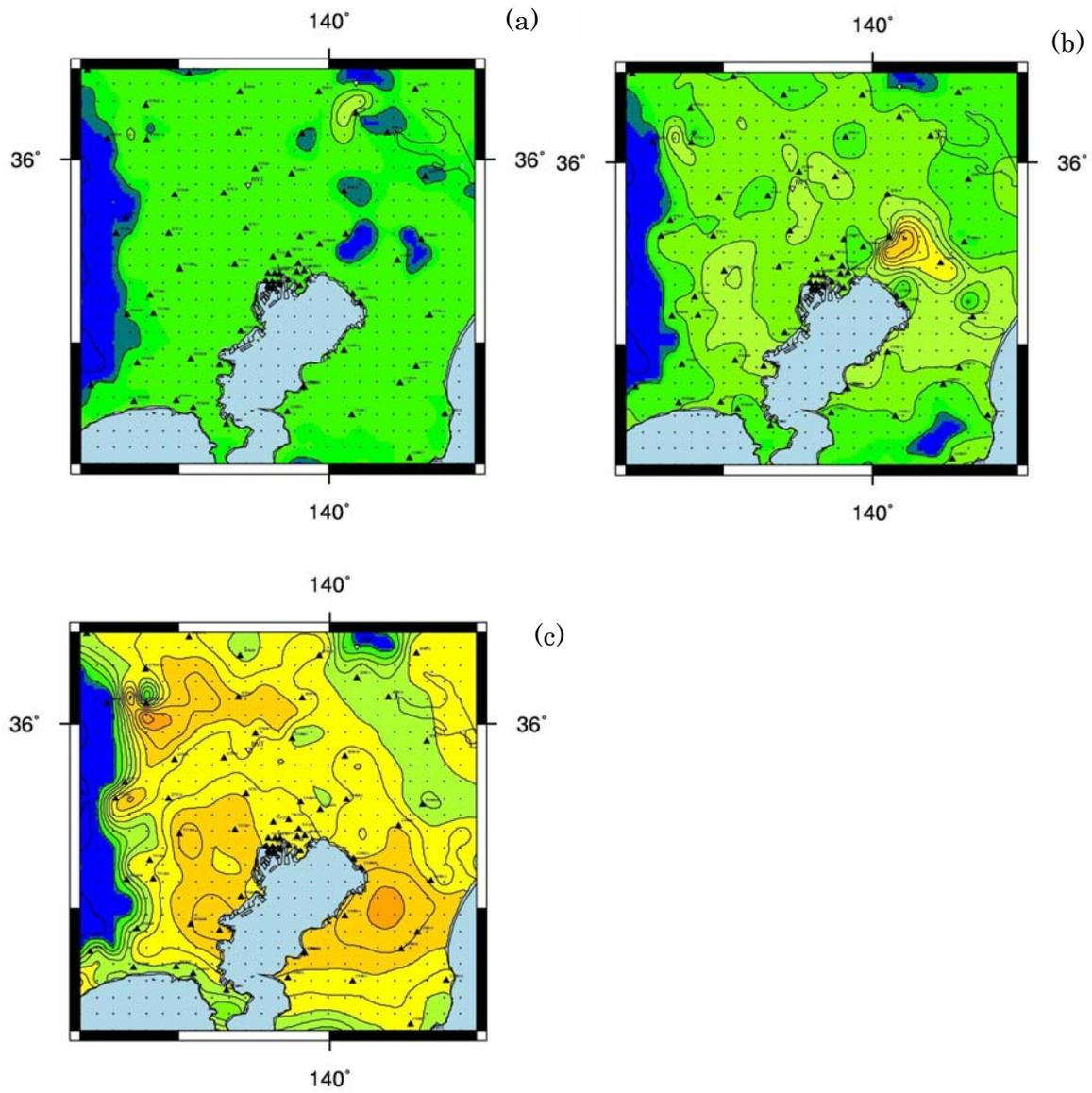


図 22. HZ 法インバージョンによって推定された関東平野の S 波構造モデル。(a) : 下総/上総層境界、(b) : 上総/三浦層境界、(c) : 堆積層/基盤境界面の深さ分布。

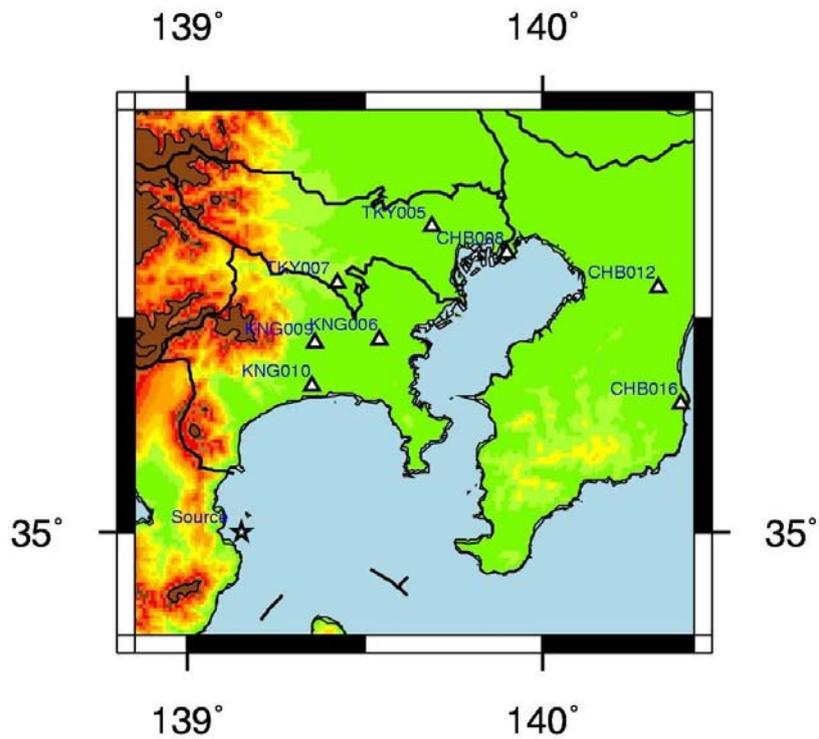


図 23. 地震動シミュレーションを行った地震の震央（星印）と K-NET 観測点（三角印）。

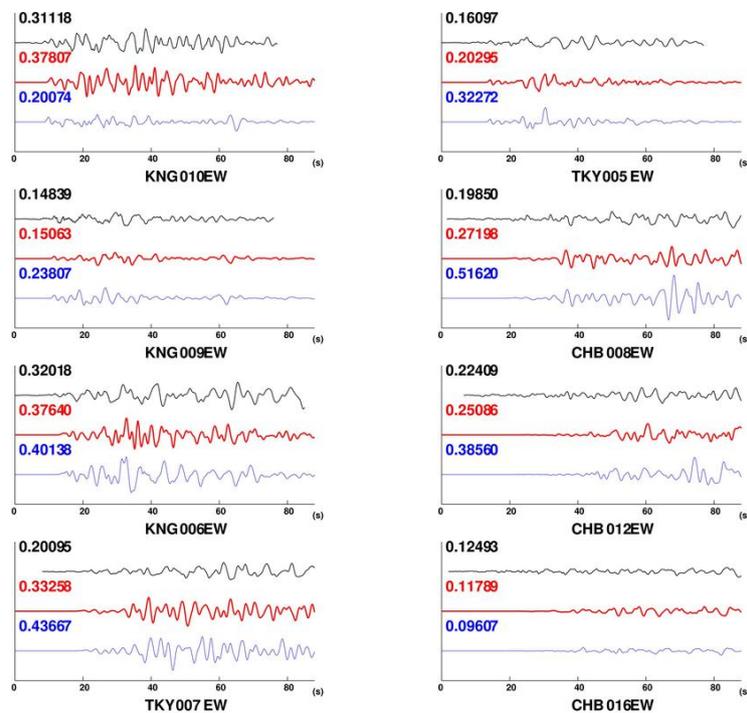


図 24. 地震動シミュレーションによる地下構造モデルの検証。EW 速度成分(cm/s)。黒線が観測記録、赤線が推定された地下構造モデル、青線が Afnimar(2002)²⁴⁾の地下構造モデルを用いた合成波形。

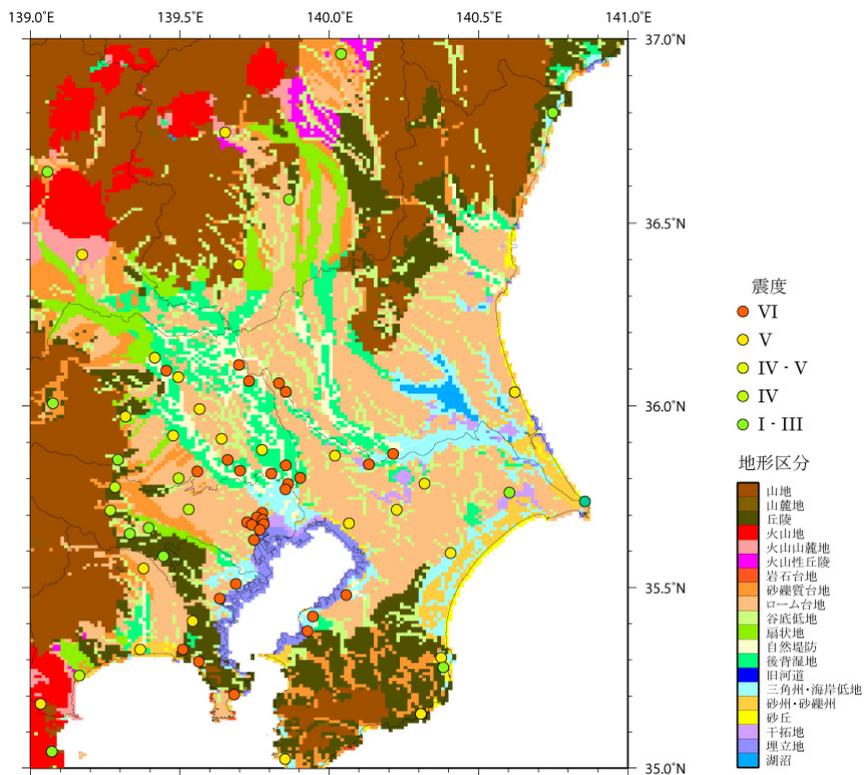


図 25. 宇佐美(2003)²⁷⁾による安政江戸地震の震度分布と若松・他(2005)²⁸⁾による地形区分。

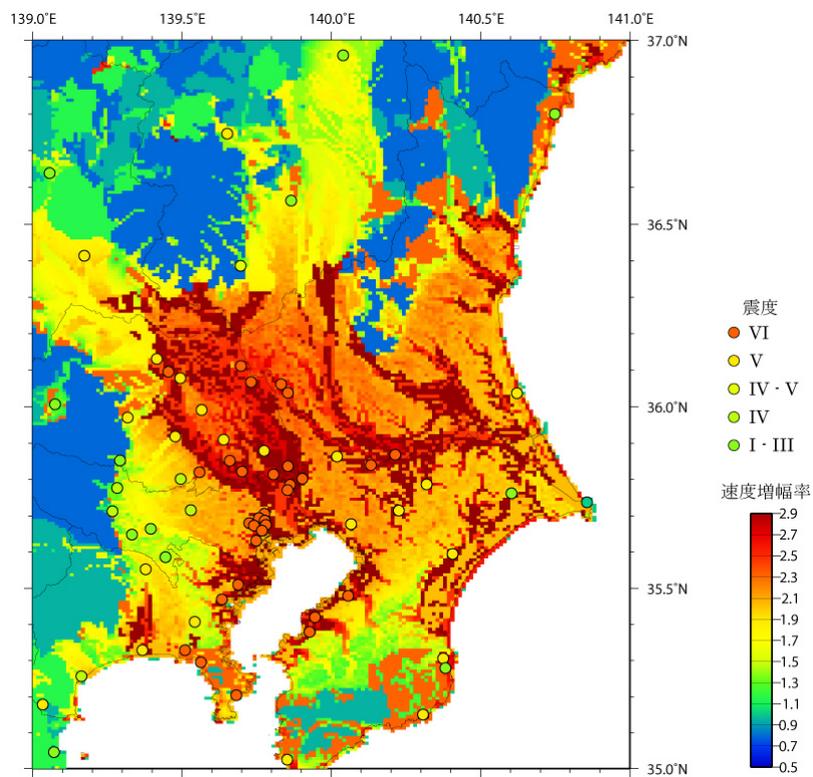


図 26. 地形区分から換算した最大速度の増幅率。

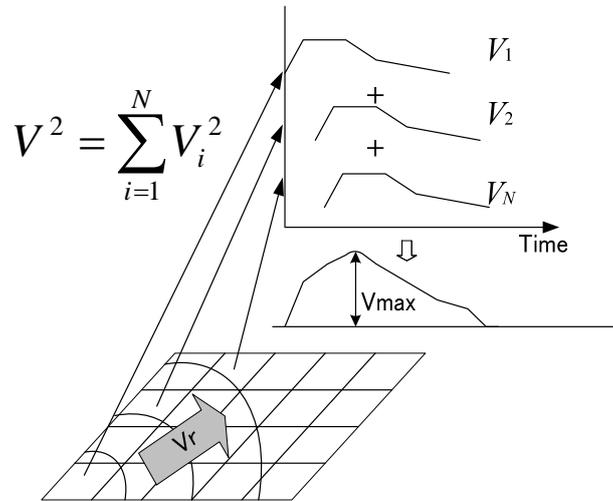


図 27. 破壊伝播効果を考慮した最大速度推定式の概念図。

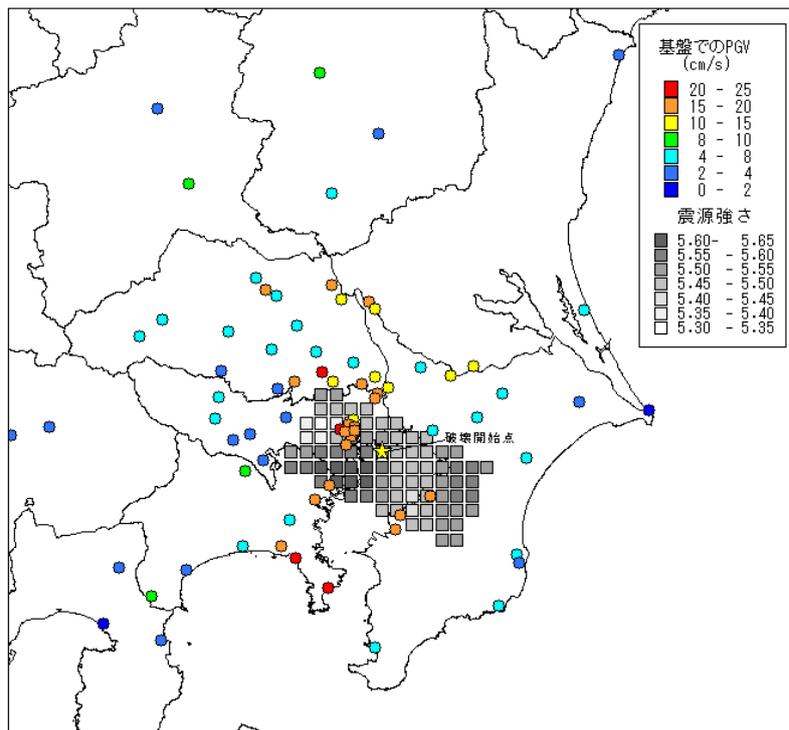


図 28. 震度データから推定された安政江戸地震の震源モデル（予備解析結果）。断層上の色の濃淡が強震動発生源の強さに相当する。工学的基盤での PGV も合わせて表示した。