

中京地域の3次元地盤構造モデル

A three-dimensional subsurface structure model of the Chukyo area, central Japan

堀川晴央¹・吉見雅行²・関口春子³・吉田邦一⁴・杉山雄一⁵・佐竹健治⁶・福和伸夫⁷

鈴木晴彦⁸・松山尚典⁹・劉 瑛¹⁰・滝沢文教¹¹

Haruo Horikawa¹, Masayuki Yoshimi², Haruko Sekiguchi³, Kunikazu Yoshida⁴,
Yuichi Sugiyama⁵, Kenji Satake⁶, Nobuo Fukuwa⁷, Haruhiko Suzuki⁸,
Hisanori Matsuyama⁹, Liu Ying¹⁰ and Fuminori Takizawa¹¹

^{1,2,3,4,5,6} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, h.horikawa@aist.go.jp)

³ 現在京都大学防災研究所 (Now at Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.)

⁶ 現在東京大学地震研究所 (Now at Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo)

⁷ 名古屋大学大学院 (Nagoya Univ.)

^{8,9,10,11} 応用地質株式会社 (Oyo Corporation)

Abstract: We newly developed a three-dimensional subsurface velocity model beneath the Chukyo area, central Japan, which is one of the most populated and industrial regions in Japan. This region expands on the ancient 'Lake Tokai' sedimentary basin with sediments of over 2000 m thickness. The model fully covers the sedimentary basin, which consists of the Nobi Plain, the Ise Plain, the Ise Bay, the Chita Peninsula, and the Okazaki Plain. We have also included the Toyohashi Plain and the Enshu Plain in the model region. We compiled geophysical and geological data such as well data, depth sections of seismic surveys, dispersion curves of phase velocity determined from microtremor array surveys, gravity anomaly, seismic records of natural earthquakes. We newly added depth sections of seismic surveys conducted in the Nobi Plain and the Ise Plain and the results of microtremor array surveys conducted in the Chita Peninsula. We first constructed a subsurface geologic model, focusing on distribution of basin-filled sediments and shape of the basin floor. As a result, our model is different from preexisting models in several aspects (e.g., western edge of the Nobi Plain and the Ise Plain). We then investigated depth-dependence of velocity of each sedimentary layer considered in the previous step, and divided the model region into several areas, assigning different depth-dependence of the velocity on each area. Using the depth-dependences, we 'converted' the subsurface geologic model into a subsurface velocity model, and tuned the derived velocity model with spectral ratio of the radial component to the vertical component estimated from the S-coda parts of observed seismic waves. We finally simulated the whole part of observed seismograms from moderate earthquakes. The simulated ground motions from moderate earthquakes that occurred in and near the basin principally explain the observed ground motions.

キーワード: 3次元地盤構造, 地質構造, 中京地域

Keywords: subsurface velocity model, geologic structure, Chukyo region

1. はじめに

伊勢湾を囲む中京地域は日本有数の工業地帯かつ人口稠密地域である一方で、その沖合の南海トラフでは繰り返し大地震が発生していることが知られ(例えば, Ando, 1975; 寒川, 1992), 今後数十年のうちに再来することが危惧されている。この地震への対策は、我が国の地震対策でも最重要なものの一つであり、2003年十勝沖地震を契機に注目を集めた長周期地震動への対策も重要な柱の一つと考えられる。

本論文では、中京地域を対象に、長周期地震動予

測のための深部地盤構造モデルを作成した結果を報告する。対象とする周期は2秒までである。モデル化の対象とした地域を第1図に示す。伊勢湾を囲み、東側は静岡県西部、概ね天竜川まで、西側は上野盆地を含む範囲を設定し、北は濃尾平野が完全に含まれるよう、南は伊勢平野が完全に含まれるようにした。深さは堆積層の分布の最深にあたる約3kmであり、海域に分布する付加体、そして、地殻やマンツルの速度構造は対象とはしない。また、モデル化する物性値はP波速度、S波速度と密度であり、減衰の大きさを示すQ値の推定は行わない。

中京地域を対象とした地盤構造モデルは過去にも多数作成されている。兵庫県南部地震後に地方自治体によって地下構造調査とともに地盤構造モデルの作成が進められた（愛知県，2000，2001a，2001b，2002a，2002b，2003a，2003b，2004，2005；三重県，2003，2004，2005）。これらのモデルでは，愛知県東部の豊橋平野を除いて，同じ地質区分が採用されているが，同一の地層とされる堆積層の地震波速度がモデルにより異なっている。この他，福和・他（2002）は，前述の地方自治体で取得されたデータのほかに独自に取得したデータを加味して濃尾平野の地盤構造モデルを作成した。これら既存の地盤構造モデルにおいては，本来1つの堆積盆地と見做すべき伊勢湾およびその周辺域全体がモデル化されるのではなく，部分的にモデル化されたものがほとんどである。愛知県（2005）は，愛知県（2003a）や三重県（2005）と統合しており，唯一の例外だが，前述の地震波速度の地域性を十分に考慮していない。

本論で提示する地盤構造モデルは，(1) 1つの堆積盆地と見做すべき伊勢湾およびその周辺域全体をモデル化する，(2) 地震波速度の地域性に配慮する，という2点を考慮して作成した点が，これら既存のモデルと比較したときの大きな特徴である。

以下では，まず使用したデータについて触れる。次にモデルの作成と検証の手順の概略を述べ，作成した地質構造モデルに言及する。そして，速度構造モデルの作成，特に地域性の考慮の仕方について述べる。最後に，構築した地盤構造モデルを使って中規模地震の観測波形を計算し，観測された地震波形と比較する。

2. データ

本研究で使用したデータは，表層地質，ボーリング，検層，地震波探査，重力異常，微動アレー探査，および，自然地震の観測記録である。以下，それぞれのデータについて述べる。

本研究で使用した表層地質（第2図）は，20万分の1日本シームレス地質図（地質調査総合センター，2005）の地質境界を一部簡略化したものである。この他に，20万分の1地質図幅一飯田（第2版）（山田・他，1990），岐阜（脇田・他，1992），名古屋（第2版）（山田・他，1981），豊橋及び伊良湖岬（牧本・他，2004）から背斜・向斜，地層の走向・傾斜を読み取り，地質構造を推定するデータとした。

本研究で使用したボーリングのうち，掘削長200 m以上または先新第三系の基盤岩に着岩しているものを第3図（a）に示す。基盤に達しているボーリング数は多くない上に多くは温泉ボーリングで，堆積層の層序に関する情報が欠けている。特に，伊勢平野内部には堆積層の層序と基盤深度の双方がわかっているボーリングはない。

ボーリングデータは，愛知県（2003a，2005）や三重県（2005）において使用したものとほとんど同じである。既存のモデルから拡大した地域では，天竜川下流域のKiK-net観測点でのボーリングやその沖合で掘削された基礎試錐「御前崎」（加藤・他，1989）を追加した。

堆積層および基盤岩の物性値が原位置測定されているという点で速度検層および密度検層は重要である。本地域では検層がなされている孔は，濃尾平野の中部～南部に集中している。

本研究で使用した地震波探査の測線を第3図（b）に示す。平野内部の測線の多くは既存の地盤構造モデルの作成で使われている。今回追加したのは，大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）の一環で行われた伊勢平野を横断する測線（Sato *et al.*，2008）のほか，養老山地（Ishiyama *et al.*，2004，2007a，2007b），池田山断層（岐阜県，1998），伊勢湾口（Inazaki *et al.*，2002）での探査データである。

重力異常データは地質調査所（2000）により収集されたものを使用した。モデル化対象地域の重力異常分布を第2図に示す。元のブーゲー異常分布には，フィリピン海スラブの沈み込みなどの広域的な影響が含まれるので，ここでは波長100 km以下の短波長成分に着目した。大局的には，山岳あるいは高原地域に高重力異常が，平野部で低重力異常が見られる。養老山地の東縁から伊勢湾奥西部の木曾三川の河口付近，伊勢平野中部の鈴鹿市付近，知多半島南部で特に小さく，これらの地域では，堆積層が特に厚いと考えられる。また，養老山地の東縁，鈴鹿山地から布引（ぬのびき）山地の東縁，伊勢湾中央部及び知多半島南部の沿岸域で重力異常が急変している。これは地盤構造の急変を示唆しており，いずれの地域も断層が確認されている。

本研究で使用した微動アレー探査の位置を第3図（b）に示す。濃尾平野南東部で澤田・他（2003）により行われた高密度の探査結果と，データの空白域であった知多半島での探査結果（堀川・他，2006；吉田・他，2007）を新たに加えた点が既存の地盤構造モデルと異なる。

後述する地盤構造モデルの調整のために，強震計あるいは震度計による自然地震の観測記録を使用した。具体的には，（独）防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-netでの観測記録のほかに，気象庁，愛知県，三重県，名古屋市，静岡県が設置した震度計で収録された地震記録，名古屋大学環境学研究所が独自に設置した強震計による記録，そして，中部電力株式会社が設置した強震計による地震記録を使用した。観測点分布を第4図に示す。

3. モデル作成手順の概略

本研究では，上記の地質・地球物理学的情報から

地質構造モデルをまず作成し、その後、その地質構造モデルを元に速度構造モデルを作成した。

地質構造モデルから速度構造モデルを作成する作業の流れを第5図に示す。地質構造モデルでの各地質区分に対して、物性値（地震波速度と密度）を対応させることで、初期の速度構造モデルを作成した。次いで、自然地震の観測記録のS波コーダ部を使用し、初期モデルを調整して、最終的な速度構造モデルとした。最後に、モデル化対象地域の内部で発生した中規模（ $M>5$ ）の地震を対象に地震波形を計算して観測波形と比較した。上記の各ステップで使用するデータを第1表にまとめる。

既存の地盤構造モデルにおいて同じ地質であっても物性値が異なるので、本研究ではいくつかの地域に分割し、同じ層であっても分割した地域ごとに異なる地震波速度を有する形で初期の速度構造モデルを作成した。また、速度検層や反射法地震波探査の結果は、同じ層に分類される堆積層の内部において、深度とともに地震波速度が増加する傾向を示すのが一般的である。そこで、本研究ではこの深度依存性も考慮した。

4. 地質構造モデルの作成

上記のデータを整理して地質構造モデルを作成した。実際の作業では、まず2次元断面を多数作成し、それを元に3次元構造モデルを作成した。断面は東西及び南北方向にとり、基本的に2 km 間隔で作成した。但し、山岳域やデータが乏しい地域では5 km 間隔とした。

4.1 地質の概要と層区分

本研究で採用した層区分を第2表に示す。愛知県(2005)で採用されているものと同一だが、堆積層部分の名称を変更した。本研究で主対象となる伊勢湾及びその周辺域（東西は伊勢平野から岡崎平野まで、南北は伊勢平野・伊勢湾から濃尾平野）において、地震基盤に相当する速度を有するのは先新第三系の岩石で、本研究ではこれを基盤岩と呼ぶ。

伊勢湾及びその周辺域では、新第三系～第四系の堆積層が基盤岩を不整合に覆っている。これらの堆積層は主に3つのステージにわかれて形成されたと考えられている。まず、中新世に複数の海進・海退を経て堆積作用が進んだ（例えば、柴田・糸魚川, 1989）。この造構運動が休止した後に、鮮新世に沈降域が新たに形成された。この沈降域は、時間とともに場所や空間的な広がりが増え、鮮新世中期初頭に北勢地域で消滅した（例えば、牧野内, 2001）。なお、この沈降域に堆積した堆積物は東海層群と総称されている。東海層群を堆積させた沈降運動が消滅するのと入れ替わるように、新たな地殻のブロック運動が生じた。このブロック運動では、知多半島と

養老山地が隆起するとともに、濃尾平野と伊勢湾地域で沈降運動が進み、沈降域において堆積作用が進行し、現在に至っている。

上述の地質形成史を考慮して、本研究の主対象域においては、堆積層を上位から順に、A層（完新統—上部更新統）、B層（鮮新統—中部更新統：いわゆる東海層群）、C層（中新統）の3つにわけて、それぞれの層厚と深度の分布を推定した。

豊橋平野における層区分は、地震波探査で得られた速度を元に分類した愛知県(2005)に従って第四系を3層に分割し、上からQ1, Q2, Q3とした。そして、第四系の下に見出された年代未詳の層をD層と仮称する。D層は先新第三系の基盤岩である可能性もあるが、地震波探査により推定された速度は基盤岩で想定されるほど大きくないので、他の堆積層と同様にモデル化の対象に含めた。

天竜川下流域の遠州平野下の地質構造は必ずしも明確ではない。そこで、本研究では近隣の豊橋平野での層区分を準用した。浜名湖付近で基盤に着岩しているKiK-net観測点SZOH28でのボーリングデータ（防災科学技術研究所, 2008）に基づくと、天竜川の扇状地を構成する砂礫層主体の第四系が不整合に基盤を覆っていると考えられる。また、天竜川に沿って南北方向に延びる断層（赤石構造線）を挟んで基盤深度に落差があることが地震波探査によって確認されている（Matsu'ura *et al.*, 1991）。

4.2 地質構造モデル

各堆積層の上面深度と層厚の分布を第6図に示す。上述のブロック運動による沈降運動を反映して、A層は濃尾平野と伊勢湾で厚く堆積している。B層は伊勢湾の北部を中心とした地域で厚く分布している。そして、C層は、既往の研究で推定されている（例えば、柴田・糸魚川, 1989）ように、知多半島の南部や伊勢平野中西部の関、一志付近で厚くなっている。このように、堆積層ごとに厚く分布する地域が異なることは、それぞれの堆積層が地域性を有することと重なって、本地域の地震波速度構造を複雑にしていると考えられる。

愛知県(2003a, 2005)と三重県(2005)で作成した地盤構造モデルと本研究による基盤岩上面深度どうしを比較した結果を第7図に示す。

モデル間の相違は平野の縁辺部で大きい。伊勢平野西部の鈴鹿山地と布引山地の東縁で違いが大きいのは、探査データを追加したことのほかに、基盤深度をモデル化する方針の差異が反映していると思われる。すなわち、三重県(2005)ではスプライン関数を使用し、基盤岩上面の形状を滑らかな曲面で近似した結果、地震波探査（三重県, 2004）で基盤深度がわかっている測線付近を除けば、山地から平地に向かって滑らかに深度が深くなっていく。一方、本研究では、海岸付近から山麓まではほぼ一定深度

で基盤岩上面が続き、山麓において急激に深度が変わるとい地震波探査で得られた基盤深度の形状が一般的であるとしてモデル化している。

濃尾平野の西縁付近では、重力異常分布（第2図）の最小値に対応させて、基盤岩上面深度を深くするかどうかで異なっている。地震波探査では、山麓付近の基盤岩上面形状は明瞭には捉えられていないが、本研究では、養老断層の東側では断層まで単調に基盤岩上面深度が深くなるとした。

萩田・他（2000）は、養老山地東縁付近の基盤岩上面形状を様々に仮定して重力異常分布を計算し、観測値と比較した。その結果によると、本研究で採用しているように養老断層のすぐ側まで基盤岩上面深度が深いとしても、観測された重力異常分布とは矛盾しない。

5. 速度構造モデルの作成

5.1 地域区分と S 波速度の深度依存性

本研究で採用した地域区分を第8図に示す。参考にしたものは、微動アレー探査で得られた位相速度の分散曲線と得られた S 波速度構造、既往の地盤構造モデルである。濃尾平野、伊勢平野、岡崎平野に対する既往の地盤構造モデル（愛知県、2003a；愛知県、2005；三重県、2005）間では、地質構造モデルで同じとされる層の速度が異なるので、これらの地域の間境界を設けた。第四紀に発生したブロック運動で共に沈降域あたるとい点で地質形成史が似ていることを考慮し、伊勢湾域は濃尾平野域（厳密には後述する濃尾2と称する地域）と同一とした。

このほか、微動アレー探査の位相速度の分散曲線を元に、1) 濃尾平野内部、2) 知多半島、3) 伊勢平野の亀山市付近で領域分割を追加した。以下、それぞれについて述べる。

濃尾平野内で行われた微動アレー探査を元に、愛知県（2003a）では一括して扱われていた濃尾平野域を3つの領域に分割した。位相速度の分散曲線（第9図）を見ると、愛知県北部で行われた2つの微動アレー探査（NP11, NP12）の位相速度は1 Hz以下で他に比べて明らかに大きい。そこで、これらの観測点を含む地域を区別し、以下濃尾1と称する。なお、最終的に得られた地盤構造モデルを使った感度解析（馮・他、2000）によると、1 Hz以下の位相速度は約300 m以深の構造に敏感である。

愛知県（2003a）で使用された微動アレー探査結果に澤田・他（2003）による稠密な微動アレー探査結果を加え、濃尾平野の南東部を濃尾2と濃尾3とに分割した。第9図を見ると、0.5 Hzと0.8 Hz付近に変曲点があり、2つの変曲点間で位相速度がそれほど変わらない（分散性が弱い）ものと、変わるものとにわかれることがわかる。そこで、分散性がより明瞭なものを濃尾2に、分散性が弱いものを濃尾3

と分類した。なお、最終的に得られた地盤構造モデルを使った感度解析によると、0.5 Hzから0.8 Hzの位相速度は300 m弱から900 m程度の深さに敏感である。

愛知県（2005）では知多半島と岡崎平野は同じ速度を有するとされていたが、今回、知多半島において行った微動アレー探査の結果（堀川・他、2006；吉田・他、2007）を追加して検討し、知多半島は岡崎平野と区別した。さらに、知多半島を北部と南部とに分割した。

伊勢平野の三重県亀山市付近で行われた微動アレー探査結果では、伊勢平野内の他のサイトと比べて S 波速度が大きい結果が得られている（三重県、2003）ので、このサイトの周辺は、伊勢平野のその他の地域と別にした。

深度依存曲線を求める手順を第10図に示す。微動アレー探査で得られた速度構造モデルをデータとし、速度と深度の関数の形を仮定して、その係数を求めた。

微動アレー探査で得られた S 波速度構造モデルを、本研究で得られた地質構造モデルとまず対比し、着目している層に対応する部分の S 波速度を、深さ方向に等間隔で取り出し、深度依存曲線を求める際のデータとした。

深度依存曲線は、 a 、 b ($0 \leq b \leq 1$)、 c を定数として

$$V_s = aD^b + c \quad (1)$$

というべき乗関数で表すことを基本とした。ここで、 V_s は S 波速度 (km/s)、 D は深さ (km) である。A 層に対してべき乗関数を適用すると、観測された位相速度の分散曲線を満足させるのが難しく、試行錯誤の結果

$$D = aV_s^2 + bV_s \quad (2)$$

という2次関数を仮定することとした。得られた深度依存曲線を第11図と第3表にまとめる。

なお、各層内の速度は、微動アレー探査の速度解析で得られている最大の速度を上限とするカットオフを導入した。カットオフ値は地域および層ごとに異なる（第3表）。

いくつかの微動アレー探査サイトにおいて、得られた深度依存曲線を元に作成した速度構造モデルから位相速度の分散曲線を計算して観測値と比較し、必要に応じて、層厚比を保ったまま堆積層全体の厚さを調整した。地質構造モデルの不確かさに鑑みて調整量が大きすぎる場合には、ここで作成した深度依存曲線を使用せず、その観測点独自の深度依存曲線を別途作成した。

5.2 P 波速度の深度依存性

P 波速度の地域分割は、S 波速度で得られたものを使用し、S 波速度の深度依存性と同様の手順で深度依存性を検討した。検討対象とするデータは、愛

知県 (2000, 2001b, 2002a, 2003b, 2004, 2005) および三重県 (2004, 2005) で行われた反射法地震探査で得られた区間速度を前節と同様に処理して作成した。そして、定数項の c はゼロと仮定して式 (1) のベキ乗型の関数を当てはめて深度依存曲線を求めた。

この深度依存性をそのまま適用するのが堆積層の地域特性を最も反映できるが、本研究では、速度構造モデル作成時の煩雑さを避けるため、S波速度からP波速度を計算する経験式を作成し、地域特性を反映させたS波速度からP波速度を求めるようにした。経験式の作成手順は以下のとおりである。まずS波速度を0.1 km/s刻みで分割し、S波速度に関する深度依存曲線から対応する深さを求める。そして、この深さに対応するP波速度を深度依存曲線から計算する。このようにして作成されたS波速度とP波速度の組をデータに、P波速度がS波速度の2次関数で表されるとして層ごとに係数を算出した。なお、この式の作成にあたっては、A層に関してはデータが豊富な濃尾平野地域だけに絞り、B層に関しては領域全体を使って計算した。豊橋平野におけるQ1およびQ2は層が薄くデータ数が少ないため、濃尾平野、伊勢平野、岡崎平野で得られたデータで求めた関係式を用いることとした。具体的には、Q1層には濃尾平野、伊勢平野、岡崎平野のA層の式を用い、また、Q2層については同地域のB層の式を用いた。Q3層とD層は、深度依存性が不明瞭であるので一定のP波速度とした。得られた結果を第12図および第4表にまとめる。

5.3 密度構造

Ludwig *et al.* (1970) によるS波速度と密度との経験式を元にS波速度から密度を算出した。具体的な形は以下のとおりである。

$$\rho = -0.045V_s^2 + 0.432V_s + 1.711 \quad (3)$$

ここで、 ρ は密度 (g/cm^3)、 V_s はS波速度 (km/s) で、この式は $V_s \leq 3.2 \text{ km/s}$ で適用可能である。なお、原論文では図に曲線が示されているだけで、関数の形や係数について具体的な記述はない。原論文中の曲線に2次曲線を当てはめて得た結果が式 (3) である。

5.4 波コーダ部を使った速度構造モデルの調整

自然地震の観測波形のS波コーダ部分から、上下動と水平動とのフーリエ・スペクトル比 (H/V) を算出し、これをデータとして速度構造モデルを調整した。佐藤・他 (1998) は、S波コーダ部分を用いて計算したH/Vは微動のH/Vに近いことと、微動のH/Vが極大値を示す周期 (ピーク周期) は地震基盤から地表までの地盤構造モデルを用いて計算したレーリー波のH/Vで説明できることを示した。これらから、地震波のS波コーダ部分を用いて計算したH/Vのピーク周期は、観測点直下の地震基盤から地

表までの速度構造を与えて計算したレーリー波のH/Vで説明できると仮定する。そして、観測点直下の速度構造モデルを抽出して計算したレーリー波のH/Vのピーク周期と、自然地震の強震記録から得られたH/Vのピーク周期とを比較し、ずれている場合は層境界の深度を調整した。鈴木・他 (2005) はこの手法を用いて琵琶湖周辺地域の地盤構造モデルを調整した結果、中規模地震の観測波形をより説明できることを示している。

なお、本研究では、愛知県 (2005) に倣い、水平動成分は震源と観測点を結んだときのラディアル成分を用いた。

使用した地震の震央分布を第13図に、震源諸元を第5表に示す。付加体の影響を強く受けていることが指摘されている (例えば、Yamada and Iwata, 2005) 2003年に紀伊半島沖で発生した地震の観測波形もH/Vの計算に用いたが、これらの地震から計算されたH/Vのピーク周期が他の地震のものとは大きく異なることはない。

得られたH/Vのピーク周期を地図上に表示したものを第4図に示す。これを第7図 (b) と比較すると、基盤の深度が深いほど周期が長くなる傾向があることがわかる。特に、濃尾平野では西に向かって基盤深度が深くなるのに対応してピーク周期が系統的に長周期側にシフトしていることがわかる。調整後の基盤深度の分布を第14図に示す。

6. 中規模地震の観測波形の再現性

0.1 から 0.5 Hz (2 秒から 10 秒) のバンドパス・フィルタをかけた速度波形で観測波形と比較した。

波形の数値計算には差分法を用いた。応力と速度をパラメータとしたスタッガード・グリッド (Virieux, 1986) で、精度は空間に関して4次、時間に関して2次 (Levander, 1988) である。計算領域の端にCerjan *et al.* (1985) による無反射境界の条件を課した。非弾性減衰は、特徴的な周波数を有する減衰機構を考えるRobertsson *et al.* (1994) の手法で考慮した。この手法では、特徴的な周波数が異なる複数の減衰機構を適切に考慮することにより、ある周波数帯域にわたってQ値が一定となるよう設定可能 (Blanch *et al.*, 1995) だが、ここでは1つの減衰機構だけを考え、特徴的な周期は4秒 (0.25 Hz) とした。S波の非弾性減衰値 Q_s は $Q_s = 200V_s$ とし与えた。ここで、 V_s の単位は km/s である。P波の非弾性減衰値 Q_p は Q_s と同じと仮定した。

本研究ではモデル化していない地殻・マンツルの速度構造は、Zhao *et al.* (1994) を参考に、一定の速度を有する層を重ねた構造とした。物性値を第6表に示す。上部地殻と下部地殻の境界 (コンラッド面) やモホ面の深度は場所により異なる (第15図)。

グリッド間隔は水平方向では125 m、深さ方向に

は 125 m から 750 m までの不等間隔グリッドを用いた。時間の刻みは 0.00625 秒である。

対象としたのは、1998 年 4 月に岐阜県美濃中西部で発生した内陸地震と、2007 年 4 月に三重県北部の亀山市付近で発生した内陸地震、2000 年にモデル化対象地域の南部にあたる三重県中部で発生したスラブ内地震の 3 つである。各地震の震源要素を第 7 表に示す。震央は気象庁の地震カタログによるが、深さ、発震機構、地震モーメントは防災科学技術研究所の F-net で得られたものを用いた。震源時間関数はベレル型を仮定した。

6.1 計算結果

岐阜県美濃中西部の内陸地震

震央および発震機構、波形を比較した観測点の位置を第 16a 図に示す。基盤岩が地表に露出している観測点での波形をまず比較した（第 16b 図）。極性および振幅ともに観測波形と計算波形との一致はよい。

次に、堆積層上の観測点での波形を比較した。第 16c 図では震源からの方位角が揃っており、濃尾平野を東西に横切るように分布する観測点での波形を示す。濃尾平野の中部および西部の観測点では振幅が過大評価されている。フーリエ振幅スペクトルを見ると、2 秒付近の合成波形のスペクトルが観測値よりも大きい成分や観測点が見られる。

第 16d 図では伊勢平野の沿岸部を中心に南北に近い方向に分布する観測点での波形を示す。後続波部分を含めて、振幅の再現性は概ね良い。フーリエ振幅スペクトルの再現性も良好である。

三重県北部の内陸地震

震央および発震機構、波形を比較した観測点の位置を第 17a 図に示す。基盤岩が地表に露出している観測点での波形を比較した結果を第 17b 図に示す。極性および振幅ともに観測波形と計算波形との一致はよい。

次に、堆積層上の観測点での波形を比較した。第 17c 図では震源からの方位角が揃っており、伊勢平野北中部と濃尾平野南部にかけて分布する観測点を集めている。震源近くの 2 つの観測点 MIEH10 と MIE004 では、MIEH10 の東西成分を除くと波形およびフーリエ・スペクトルともによく一致している。これから、この地域を微動アレー探査の結果から伊勢平野の他の地域とは別途取り扱うこと（第 8 図）は妥当であると判断される。

他の観測点では、継続時間、フーリエ振幅スペクトルは概ね説明できているが、AIC003 では後続波の振幅があまりよく再現されていない。フーリエ振幅スペクトルを見ると、水平動成分において 2-3 秒において観測値よりも小さい。

第 16d 図では、震央からの方位が異なる堆積層上の観測点での波形を比較した。コンビナート施設が

立地する地域の近傍にある AIC011 においては、振幅や波形の継続時間、フーリエ振幅スペクトルともによく再現されている。

三重県中部のスラブ内地震

震央および発震機構、波形を比較した観測点の位置を第 18a 図に示す。この地震はモデル化対象域の南部に位置し、南海トラフ沿いの地震による波の到来方向に近い。

基盤岩が地表に露出している観測点での波形を比較した結果を第 18b 図に示す。最も震源に近い MIEH04 の南北成分での不一致がやや目立つ。計算波形では、S 波がはっきりと読みとれるのに対して、観測波形では明瞭でない。フーリエ振幅スペクトルを見ても、対象とした全周期帯域にわたって計算波形の方が大きい。震源から北東に位置する AICH07 の水平動成分において、違いはより顕著である。観測波形では 40 秒付近に明瞭に認められる S 波の到達が、計算波形では不明瞭である。振幅の過小評価は GIFH07 においても認められる。

第 18c 図および第 18d 図では堆積層上の観測点での波形を比較した。第 18c 図は震源からの方位角が揃っており、伊勢平野の東岸を横断する観測点配置である。観測波形では、平野内部において後続波が発達している様子が明瞭に認められる。計算された波形では、その過程がよく再現できている。

第 18d 図では、濃尾平野南部を東西に横切る観測点配置で比較した。継続時間および 70 秒以降の波の振幅はよく再現されている。但し、30 秒付近から始まる S 波の振幅が計算波形では観測波形よりも小さい。また、東側の 4 観測点 (E34, B2411A, F2101A, F2102A) の東西成分に見られる S 波の後続波群は、東から西へ向かって継続時間が伸びていることから、これらの観測点群の東で生じた盆地端生成表面波が含まれていると考えられる。この後続波の再現性があまり良くない。

7. まとめと今後の課題

伊勢湾を囲む中京地域の地盤構造モデルを作成した。本モデルの特徴は、対象地域をいくつかの領域に区分し、それぞれの領域において堆積層の深度依存性を考慮したことである。また、地方自治体で設置された震度計や民間企業が所有する地震計の記録も収集し、地震観測データを網羅的に使用してきめ細かく地盤構造モデルの検証と調整を行ったことは大きな特長の 1 つと言える。

しかしながら、なお課題があるのも事実である。例えば、深度依存性に導入した速度のカットオフ値は、対応する層が最も深くまで分布していると考えられる地域で得られた値を常に参考にしているわけではない。したがって、今後は各層が最も深くまで

分布していると考えられるところにおいて探査を行い、カットオフ値の再検討を含めて深度依存曲線の精度向上を図る必要がある。以下、各領域に個別の課題を中心に掲げる。

(1) 濃尾平野

平野の北部や中部では物理探査データが少ない。データを追加した上で、濃尾1と濃尾2との境界や、濃尾1をさらに分割する必要があるか否かを検討する必要がある。

基盤深度が深い平野の西部において、堆積層の層序や基盤岩の深度などの地質学的な情報とともに、密度、地震波速度や空隙率といった物理的なパラメータまでを対象とするボーリング調査の実施は今後の大きな課題である。

(2) 伊勢平野

兵庫県南部地震以降、物理探査データが飛躍的に増えたが、平野の規模と比べると十分な密度とは言えない。今後とも、データを更に蓄積する必要がある。濃尾平野で触れた総合的なボーリング調査の実施は大きな課題である。このような調査がなされていないため、物理探査の解釈や地質構造モデルに任意性が残ってしまうことは否めない。堆積層が厚く分布する四日市市付近における長周期地震動への対策が重要であることに鑑みて、このような基準となるボーリング調査が切に望まれる。

(3) 伊勢湾

伊勢湾地域は、南海トラフ沿いで発生した地震に伴う長周期地震動を考える場合、人口稠密地域である濃尾平野南部やコンビナート施設が集中して立地する四日市市へ到達する表面波が伝播する経路にあたりと考えられる。したがって、この地域の速度構造を精度良く推定することは、中京地域の長周期地震動予測の精度向上をはかる上で重要な課題である。

反射法地震波探査が多くなされている（例えば、岩淵・他、2000）ため、P波速度に関する情報は豊富だが、S波速度構造を推定するためのデータは取得できていない。観測地震波のシミュレーションを繰り返して丹念に調整することも考えられるが、現在盛んに研究が進められている地震波干渉法（例えば、Shapiro *et al.*, 2005）を用いることも考えられる。地震波干渉法では数ヶ月にわたる長時間の連続記録が必要とされるが、連続記録が収録されている観測点は多くない。地震波干渉法の適用を目的とした新たな観測が必要と思われる。

(4) 知多半島

本研究では北部と南部にわけて地震波速度の深度依存性を設定したが、その境界は物理探査データの空白域にあたり任意性が残る。この空白域を埋め、境界を設定する場所として適切な箇所を再検討することが課題である。

(5) 岡崎平野

平野全体を1つの地域として深度依存性を考慮し

たが、微動アレー探査結果を十分に説明できず、個別に速度を当てはめ直したサイトが少なくない。堆積環境などの地質条件に原因を帰せられるかなどを検討し、横方向に速度変化が大きい原因を究明することが必要である。併せて、横方向の速度変化が大きいことに対応した地盤構造モデルの表現法を工夫することも課題と思われる。

(6) 豊橋平野

岡崎平野と同様に、平野全体を1つの地域として深度依存性を考慮したが、微動アレー探査結果を十分に説明できず、個別に速度を求め直したサイトが多い。岡崎平野と同じ点を検討する必要がある。また、地質年代が不詳であるD層の同定は、地質構造モデルを改良する上で重要である。

(7) 遠州平野

モデル化の対象地域の一部に含めたが、地質データ、物理探査データともに量が少なく、他地域よりも精度が低いと思われる。データの蓄積が第一の課題である。

なお、本論で報告した地盤構造モデルの電子ファイルを一般に公開するための準備を進めている（中京圏地盤構造モデル検討会、2009）。

謝辞 大都市大震災軽減化特別プロジェクト（大大特）の一環で行われた地震探査の結果は東京大学地震研究所の佐藤比呂志教授のご好意により参照させていただいた。濃尾平野域での微動アレー探査結果を澤田義博教授（当時、現（財）地震予知総合研究振興会）と倉橋 奨博士（愛知工業大学）よりご提供いただいた。（独）産業技術総合研究所 地質情報研究部門の脇田浩二博士（当時）にシームレス地質図のデジタルデータの貸与にあたって便宜を図っていただいた。土木研究所の稲崎富士博士に伊勢湾口での地震探査の報告書を閲覧する便宜をはかっていただいた。（独）産業技術総合研究所 地質情報研究部門の水野清秀研究グループ長に東海層群最下部の火山灰層序についてご教示いただいた。ボーリングデータの収集では、（独）産業技術総合研究所 地質情報研究部門の小泉尚嗣博士、柏木健司博士（当時、現富山大学）にご協力いただいた。本地盤構造モデルは、中京圏地盤構造モデル検討会において議論していただいた。参加機関は以下のとおり（順不同）：名古屋大学大学院環境学研究所、愛知県防災局、三重県防災危機管理部、岐阜県防災課、名古屋市消防局防災部、中部電力株式会社、東邦ガス株式会社。また、参加機関からは観測地震波形を提供していただいた。本研究では、（独）防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netで収録された地震記録を使用した。静岡県が設置した震度計による地震記録は、東京大学地震研究所で運営されているSK-netより入手して使用した。気象庁の一元化震源データおよび震度計で収録された地震記録を使用した。（独）産業技術総

合研究所 地質情報研究部門の長郁夫博士には本論文を丁寧に査読していただき、原稿の改善に役立つ多くのコメントをお寄せいただいた。本研究は経済産業省委託研究「長周期震動耐震性評価研究」により進めた。一部の図は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を使用して作成した。以上記して感謝いたします。

文 献

- 愛知県 (2000) 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2001a) 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書 (観測井掘削等)。
- 愛知県 (2001b) 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書 (反射法地震探査・総合解析等)。
- 愛知県 (2002a) 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2002b) 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2003a) 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2003b) 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書。
- 愛知県 (2005) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書。
- Ando, M. (1975) Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Blanch, J.O., Robertsson, J.O.A. and Symes, W.W. (1995) Modeling of constant Q: Methodology and algorithm for an efficient and optimally inexpensive viscoelastic technique. *Geophysics*, 60, 176-184.
- 防災科学技術研究所 (2008) 強震観測網観測点一覧 <<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/db/index.html?all>>
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. and Reshef, M. (1985) A nonreflecting boundary-condition for discrete acoustic and elastic wave-equations. *Geophysics*, 50, 705-708.
- 地質調査所 (編) (2000) 数値地質図 P-2 「日本重力 CD-ROM」, 地質調査所。
- 地質調査総合センター (編) (2005) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース, 研究情報公開データベース, DB084.
- 中京圏地盤構造モデル検討会 (2009) 中京地域 3 次元地盤構造モデル CD-ROM (準備中)。
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2000) 微動アレイ探査のアレイ設計における感度解析の応用, 物理探査学会第 102 回学術講演会論文集, 140-144.
- 福和伸夫・佐藤俊明・早川 崇・池田善考・野崎京三 (2002) 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, 37, 108-118.
- 岐阜県 (1998) 平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 池田山断層に関する調査成果報告書。
- 萩田直子・足立 守・志知龍一 (2000) 重力異常から見た養老断層近傍の地下構造, 名古屋大学博物館報告, 16, 43-89.
- 堀川晴央・吉見雅行・吉田邦一・関口春子・国松 直・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義 (2006) 愛知県知多半島北部域での微動探査, 日本地震学会講演予稿集, P151.
- Inazaki, T., Kurahashi, T. and Wakasugi, T. (2002) Integrated geophysical survey to characterize the geologic setting for the Ise Bay Mouth Highway Project. *Proceedings of Geophysics 2002 (The 2nd Annual Conference on the Application of Geophysical and NDT Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure)*.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002547.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and Togo, M. (2007a) Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JB004377.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and Togo, M. (2007b) Correction to "Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan". *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2007JB005078.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査, 水路部研究報告, 36, 73-96.
- 加藤 進・井上洋子・矢口良一 (1989) 基礎試錐「御前崎沖」の層序, 地質学雑誌, 95, 851-864.
- Levander, A.R. (1988) Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *Geophysics*, 53, 1425-1436.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E., Drake, C.L. (1970) Seismic refraction. In *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. ed. A. E. Maxwell, 4, 53-84. New York, Wiley.

- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」, 地質調査総合センター.
- 牧野内猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷, 豊橋市自然史博物館研究報告. 11, 33-39.
- Matsu'ura, R. S., Yoshii, T., Moriya, T., Miyamachi, H., Sasaki, Y., Ikami, A. and Ishida, M. (1991) Crustal Structure of a Seismic-Refraction Profile across the Median and Akaishi Tectonic Lines, Central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 66, 497-516.
- 三重県 (2003) 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書.
- 三重県 (2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書.
- 三重県 (2005) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金伊勢平野に関する地下構造調査成果報告書.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層デジタルマップ. 東京大学出版会.
- Robertsson, J. O. A., Blanch, J. O. and Symes, W. W. (1994) Viscoelastic finite-difference modeling. *Geophysics*, 59, 1444-1456.
- 寒川 旭 (1992) 地震考古学. 中央公論社.
- Sato, H., Ito, K., Abe, S., Kato, N., Iwasaki, T., Hirata, N., Ikawa, T. and Kawanaka, T., (2008) Deep seismic reflection profiling across active reverse faults in the Kinki Triangle, central Japan. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.06.014.
- 佐藤智美・川瀬 博・松島信一 (1998) 微動と S 波, P 波, coda から求められる地盤特性の違いとその理論的解釈, 地震第 2 輯. 51, 291-318.
- 澤田義博・乗田実哉子・南雲秀樹・倉橋 奨・正木和明・凌 魁群 (2003) 名古屋市南西部における微動アレイ探査, 物理探査学会第 108 回学術講演会論文集. 278-281.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H. (2005) High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615-1618.
- 鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉 瑛・藤原広行・早川 譲 (2005) 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺域の 3 次元深部地下構造モデル, 地震第 2 輯. 58, 91-106.
- 柴田 博・糸魚川淳二 (1989) 瀬戸内区と古瀬戸内海, アーバンクボタ, 28, 2-9.
- Virieux, J. (1986) P-SV wave propagation in the heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51, 889-901.
- Wessel, P., and Smith, W.H.F. 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos*, 79, 579.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳朗 (1981) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋 (第 2 版)」, 地質調査所.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒沢正夫 (1990) 20 万分の 1 地質図幅「飯田 (第 2 版)」, 地質調査所.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨・広島俊男・駒沢正夫 (1992) 20 万分の 1 地質図幅「岐阜」, 地質調査所.
- Yamada, N., and Iwata, T. (2005) Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the MJ 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes. *Earth Planets and Space*, 57, 197-202.
- 吉田邦一・堀川晴央・加瀬祐子・佐竹健治 (2007) 愛知県知多半島南部における微動アレイ探査, 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, S150-P004.
- Zhao, D.P., Hasegawa, A. and Kanamori, H. (1994) Deep-structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

(受付: 2008 年 9 月 23 日, 受理: 2008 年 12 月 15 日)

第1表. 地盤構造モデルを作成する各段階で使用したデータ.
Table 1. Data used in each step of constructing the subsurface velocity model.

data source	geologic model	velocity model	tuning of velocity model	verification of velocity model
surface geology	o			
drilling	o	o		
well-logging	o	o		
seismic survey	o	o		
gravity anomaly	o			
microtremor array survey	o	o		
strong motion records			o	o

第2表. 本研究で採用した層区分.
Table 2. Layers adopted in this study.

(a) Ise Plain, Nobi Plain, Chita Peninsula and Okazaki Plain.

Geologic Time	Layer name
late Pleistocene - Holocene	Layer A
Pliocene - middle Pleistocene	Layer B
Miocene	Layer C
Pre-Neogene	basement

(b) Toyohashi Plain and Enshu Plain.

Geologic Time	Layer name
	Layer Q1
Quaternary	Layer Q2
	Layer Q3
unknown	Layer D*
Pre-Neogene	basement

*exists only beneath the Toyohashi Plain.

第3表. 地域ごとのS波速度深度依存曲線の係数およびカット・オフ速度. 各地域の位置は第8図を参照. (a) A層, (b) B層, (c) C層, (d) 豊橋平野および遠州平野.

Table 3. Coefficients that describe depth-dependence of S-wave velocity and cut-off velocities. See Figure 8 for the locations of each region. (a) Layer A, (b) Layer B, (c) Layer C, and (d) Toyohashi Plain and Enshu Plain.

(a) Layer A ($D=aVs^2+bVs$)

Region	Ise	Nobi 1	Nobi 2	Nobi 3	N. Chita	Okazaki
a	0.514	0.463	0.463	0.134	0.000	0.000
b	-0.078	-0.258	-0.037	0.12	0.076	0.076
Cut-off Velocity (km/s)	0.6	1.1	1.1	0.7	0.5	0.5

(b) Layer B ($Vs=aVs^b+c$)

Region	Ise	Nobi 1	Nobi 2	Nobi 3	N. Chita S. Chita	Okazaki
a	1.162	1.221	0.858	0.965	1.230	0.850
b	0.347	0.286	0.493	0.224	1.000	0.592
c	0.161	0.081	0.297	0.000	0.406	0.300
Cut-off Velocity (km/s)	0.6	1.5	1.5	0.7	1.4	1.0

(c) Layer C ($Vs=aVs^b+c$)

Region	Ise, Nobi 1, Nobi2, Nobi 3, N.Chita, Okazaki	S. Chita
a	0.238	1.162
b	1.000	0.144
c	1.019	0.670
Cut-off Velocity (km/s)	1.8	1.8

(d) Toyohashi Plain and Enshu Plain

Layer Name	equation (D: depth, Vs: S-wave velocity)	a	b	c	Cut-off velocity (km/s)
Q1	$D=aVs^2+bVs$	0.022	0.005	N/A	0.6
Q2	$Vs=aD^b+c$	1.175	0.398	0.132	0.7
Q3	$Vs=c$ (constant)	N/A	N/A	0.700	N/A
Layer D	$Vs=c$ (constant)	N/A	N/A	1.900	N/A

第4表. 地域ごとのP波速度とS波速度との関係式の係数.
 $Vp=aVs^2+bVs+c$ と仮定. 各地域の位置は第8図を参照.

Table 4. Coefficients that describe Vp - Vs relation. It is assumed that $Vp=aVs^2+bVs+c$. See Figure 8 for the locations of each region.

Layer Name	a	b	c
A	0.234	0.560	1.435
B	0.431	0.585	1.233
C	0.000	1.298	1.456
Q1	0.234	0.560	1.435
Q2	0.431	0.585	1.233
Q3	0.000	0.000	1.700
D	0.000	0.000	4.000

第5表. 地盤構造モデルの調整に使用した地震の震源諸元. 気象庁一元化震源による.
 Table 5. Hypocentral parameters of the events used in the tuning of the subsurface velocity model (after the earthquake catalogue by the Japan Meteorological Agency).

Event ID	Year	Month	Day	Hour	Minute	Second	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)	Depth (km)	MJMA
1	1997	3	16	14	51	39.1	34.928	137.525	39	5.9
2	1997	5	24	2	50	38.4	34.501	137.500	23	6.0
3	1998	4	22	20	32	48.4	35.176	136.563	8	5.5
4	1999	3	16	16	43	35.3	35.930	135.277	12	5.2
5	1999	8	21	5	33	10.9	34.042	135.474	70	5.4
6	1999	11	29	21	34	4.1	35.113	137.027	45	4.8
7	2000	6	5	9	54	41.3	35.721	136.110	9	4.9
8	2000	6	7	6	16	43.2	36.826	135.563	21	6.2
9	2000	10	6	13	30	17.9	35.274	133.349	9	7.3
10	2000	10	31	1	43	53.0	34.299	136.322	39	5.7
11	2001	1	6	11	48	12.8	35.388	137.117	48	4.8
12	2001	2	23	7	23	47.9	34.793	137.549	32	5.0
13	2001	3	24	15	28	54.5	34.132	132.694	47	6.7
14	2001	4	3	23	57	12.4	35.024	138.094	30	5.3
15	2001	8	25	22	21	25.1	35.152	135.660	8	5.4
16	2001	9	27	18	14	50.4	34.868	137.126	16	4.3
17	2004	1	6	14	50	52.0	34.216	136.714	38	5.4
18	2004	9	5	19	7	7.5	33.033	136.798	38	7.1
19	2004	9	5	23	57	16.8	33.138	137.141	44	7.4
20	2004	9	7	8	29	36.3	33.209	137.293	41	6.5
21	2004	9	8	3	36	21.1	33.225	137.189	40	5.5
22	2004	9	8	23	58	23.2	33.118	137.288	36	6.5
23	2004	10	23	17	56	0.3	37.292	138.867	13	6.8
24	2004	10	23	18	3	12.7	37.354	138.983	9	6.3
25	2004	10	23	18	34	5.7	37.306	138.930	14	6.5
26	2004	10	27	10	40	50.2	37.292	139.033	12	6.1
27	2004	11	9	0	7	25.1	33.788	138.411	51	5.7
28	2005	1	9	18	59	30.3	35.312	136.851	13	4.7
29	2005	3	20	10	53	40.3	33.738	130.175	9	7.0
30	2005	8	16	11	46	25.7	38.150	142.278	42	7.2
31	2006	6	12	5	1	24.8	33.133	131.407	146	6.2

第6表. 中規模地震で観測された波形の数値シミュレーションで仮定した地殻・マントルの物性値.
コンラッド面とモホ面の深度は第15図を参照.

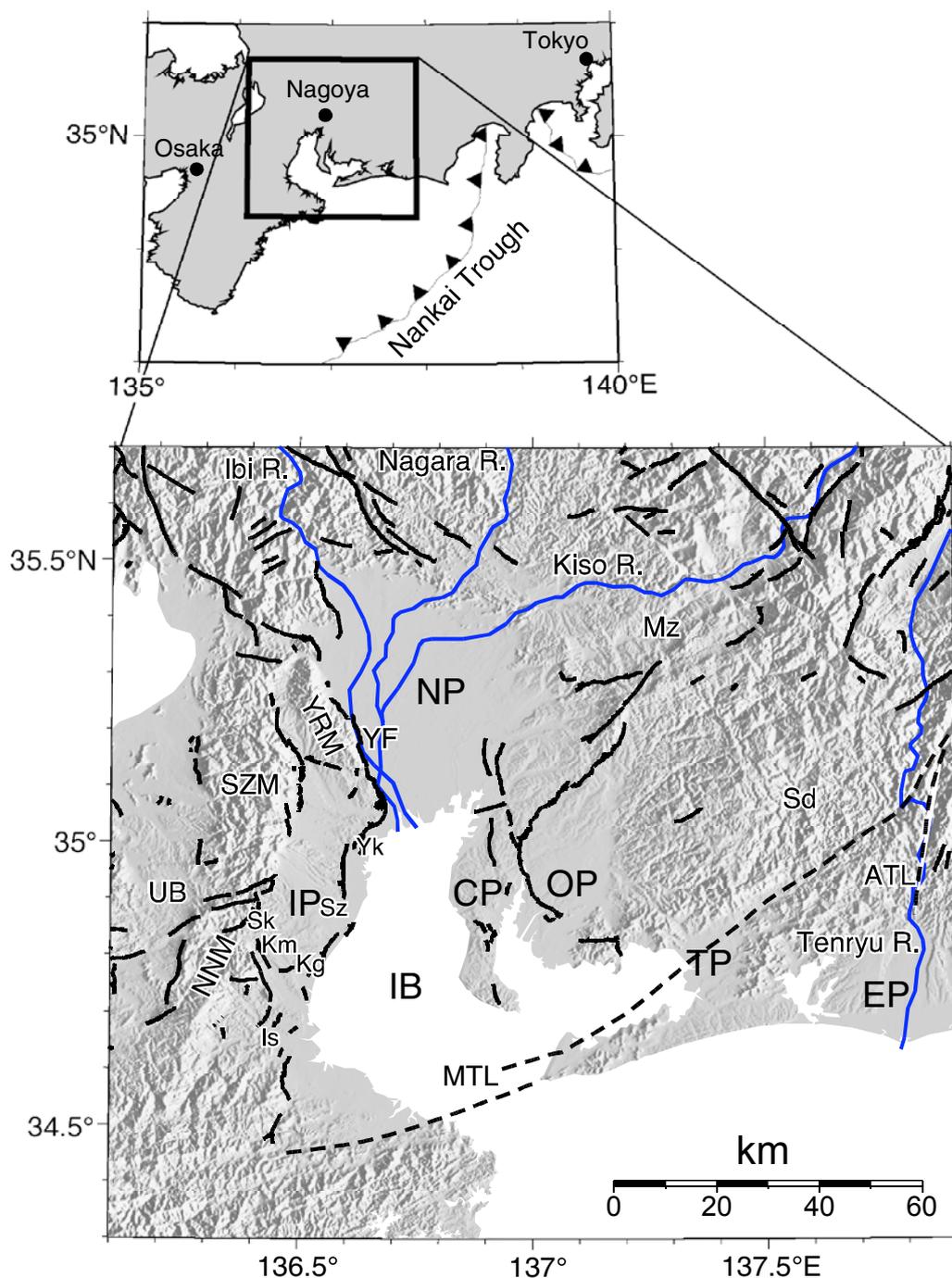
Table 6. Material constants of crust and mantle assumed in the numerical simulations of waveforms observed during the moderate earthquakes. See Fig. 15 for the depths of the Conrad and Moho.

Depth	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)
0 or bottom of the basin - 5 km	5.5	3.2	2.63
5 km - Conrad	6.0	3.4	2.7
Conrad - Moho	6.7	3.8	2.9
below Moho	7.8	4.4	3.3

第7表. 観測波形の数値シミュレーションで使用した中規模地震の震源パラメータ.

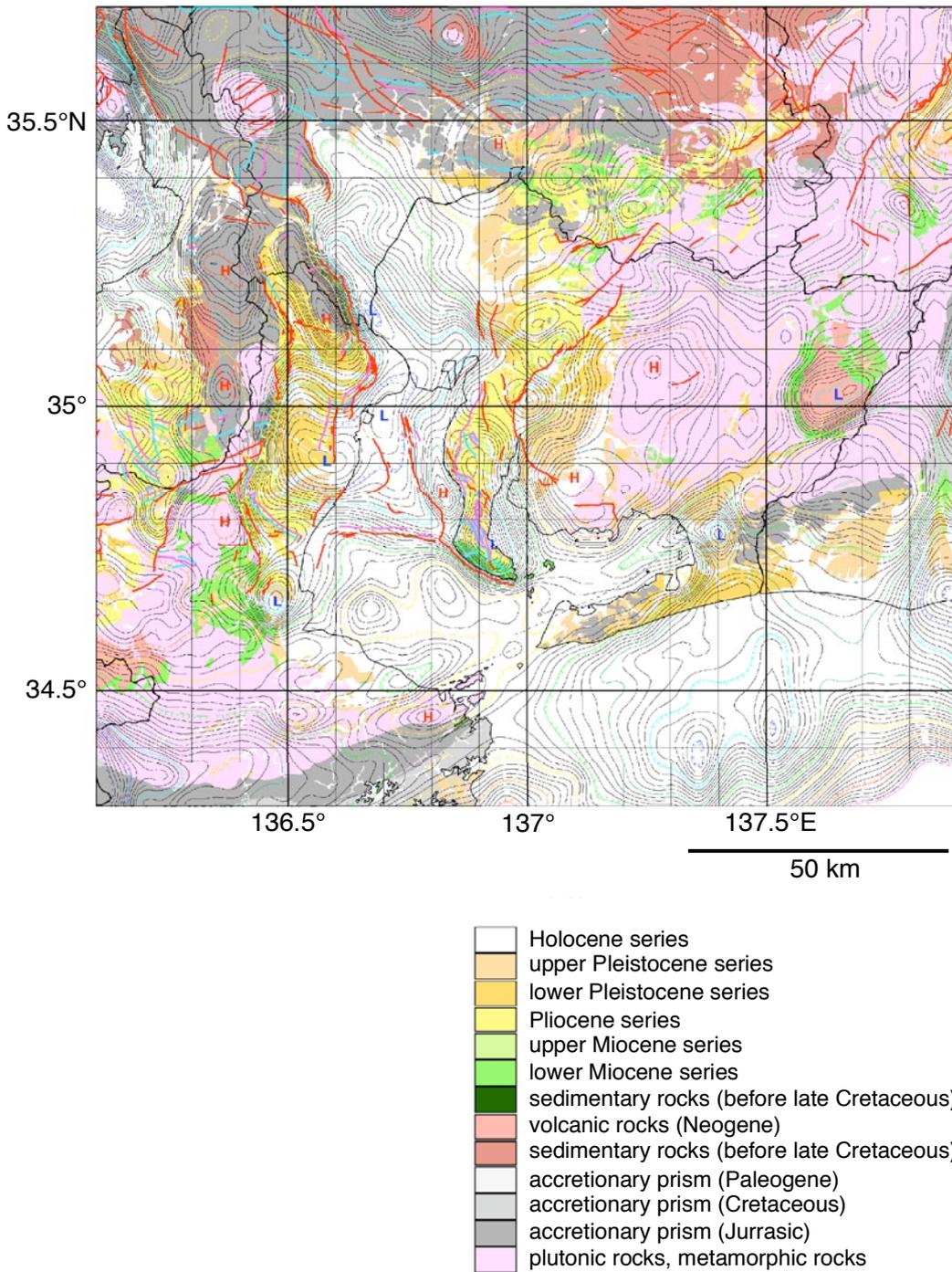
Table 7. Source parameters of the events used in the numerical simulations of observed waveforms from the moderate earthquakes.

Event ID	Event origin time (yyyy/mm/dd hh:mm:ss)	Lat. (deg.)	Lon. (deg.)	Depth (km)	Mo (Nm)	strike (deg.)	dip (deg.)	rake (deg.)	rise time (s)
V1	1998/04/22 20:32:48	35.176	136.563	8	6.74×10^{16}	163	29	53	0.6
V2	2007/05/15 12:19:29	34.791	136.408	11	3.91×10^{16}	353	52	115	0.6
V3	2000/10/31 01:42:53	34.299	136.322	38	1.70×10^{17}	306	72	130	0.6

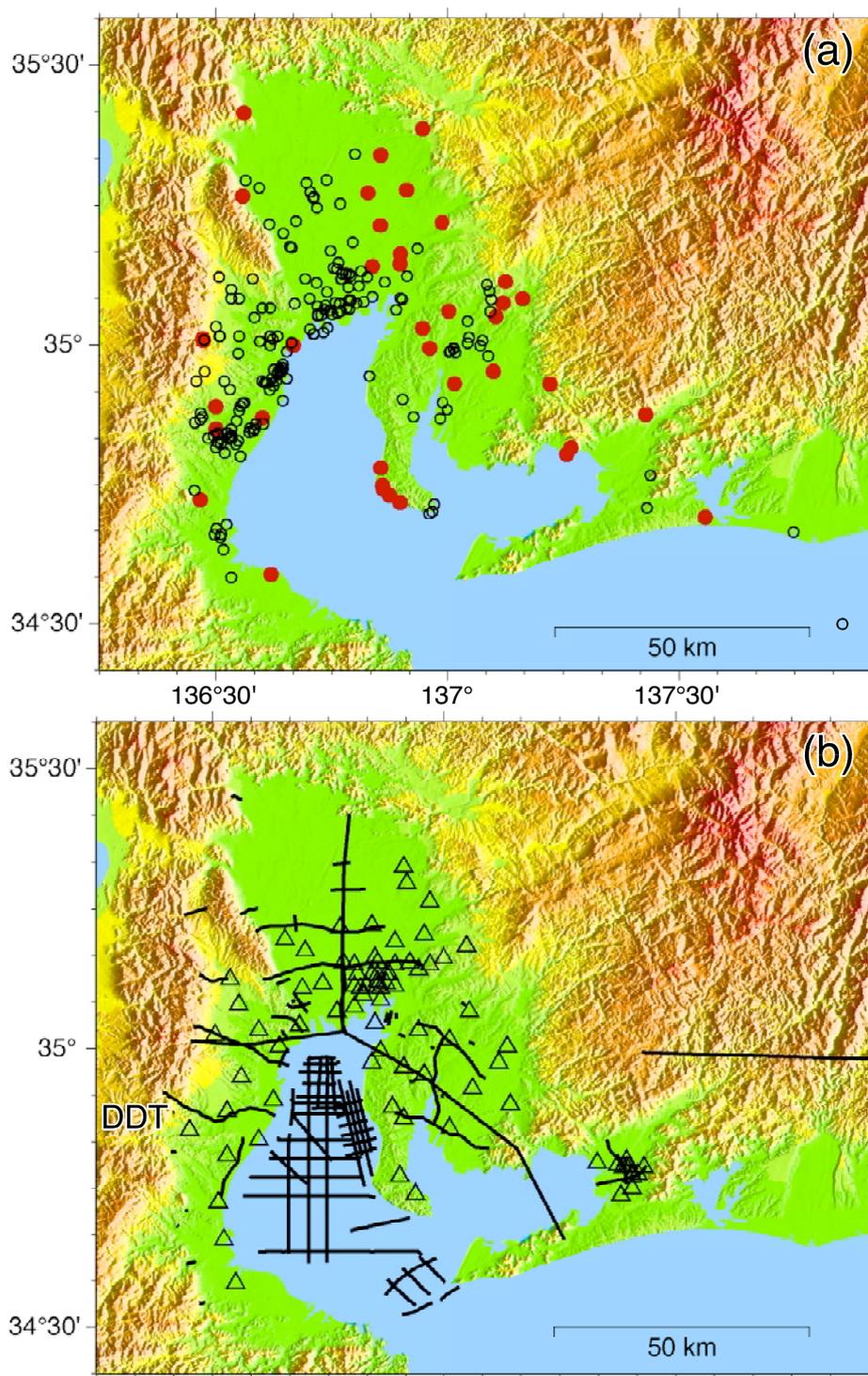


第1図. 中京地域の位置図. 黒線は中田・今泉(2002)による活断層. YF:養老断層. 黒の破線は主要な構造線. MTL:中央構造線,ATL 赤石構造線. 青線は本地域の主要河川. NP:濃尾平野, IP:伊勢平野, IB:伊勢湾, CP:知多半島, OP:岡崎平野, TP:豊橋平野, EP:遠州平野. UB:上野盆地, YRM:養老山地, SZM:鈴鹿山脈, NNM:布引山地, Sz:鈴鹿, Km:亀山, Sk:関, Is:一志(いっし), Kg:河芸(かわげ), Yk:四日市, Mz:瑞浪(みずなみ), Sd:設楽(しだら).

Fig. 1. Index map showing the location of the Chukyo region. A subsurface model is constructed for the region shown as the right panel. Black lines stand for active fault after Nakata and Imaizumi (2002). YF stands for Yoro fault. Black dashed lines show major tectonic lines. MTL means the Median Tectonic Line. ATL the Akaishi Tectonic Line. Blue lines show major rivers in this region. NP means the Nobi Plain, IP the Ise Plain, IB the Ise Bay, CP the Chita Peninsula, OP the Okazaki Plain, TP the Toyohashi Plain, EP the Enshu Plain. UB is the Ueno basin, YRM the Yoro mountains, SZM the Suzuka mountains, NNM the Nunobiki mountains, Sz Suzuka, Km Kamaeyama, Sk Seki, Is Isshi, Kg Kawage, Yk Yokkaichi, Mz Mizunami, Sd Sidara.

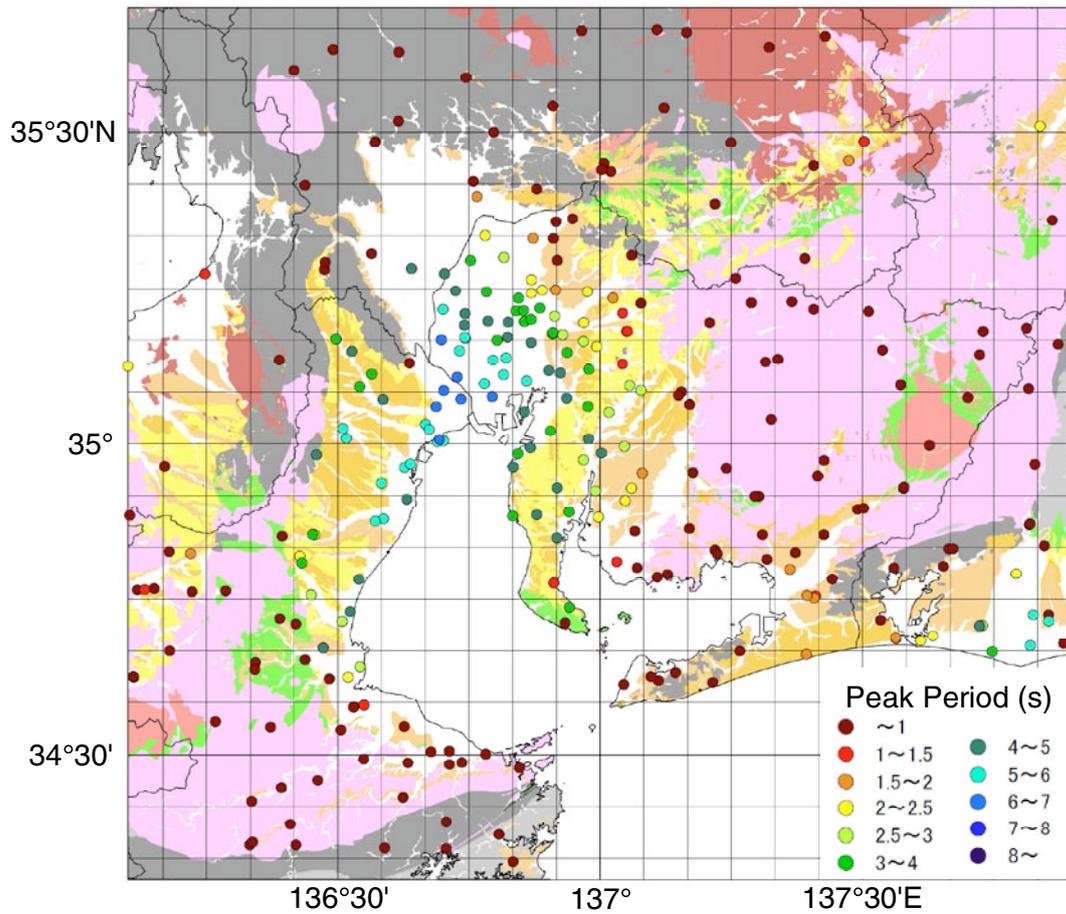


第2図. 本研究で使用した表層地質図. 地質調査総合センター(編)(2005)を簡略化して用いた. コンターは波長100 km以上の成分をカットしたブーゲー重力異常. 仮定した密度は 2.67 g/cm^3 . 原図であるシームレス地質図の編集は(独)産業技術総合研究所地質調査情報研究部門の脇田浩二博士, 宝田晋治博士, 井川敏恵博士により行われた.
 Fig. 2. Surface geological map used in this study. Contour lines show Bouguer anomaly high-pass filtered with a corner wavelength of 100 km. The assumed density is 2.67 g/cm^3 . Geological map used in this study is simplified from the seamless geological map compiled by Geological Survey of Japan (2005). The original seamless geological map is edited by Koji Wakita, Shinji Takarada, and Toshie Igawa of the Institute of Geology and Geoinformation, AIST.



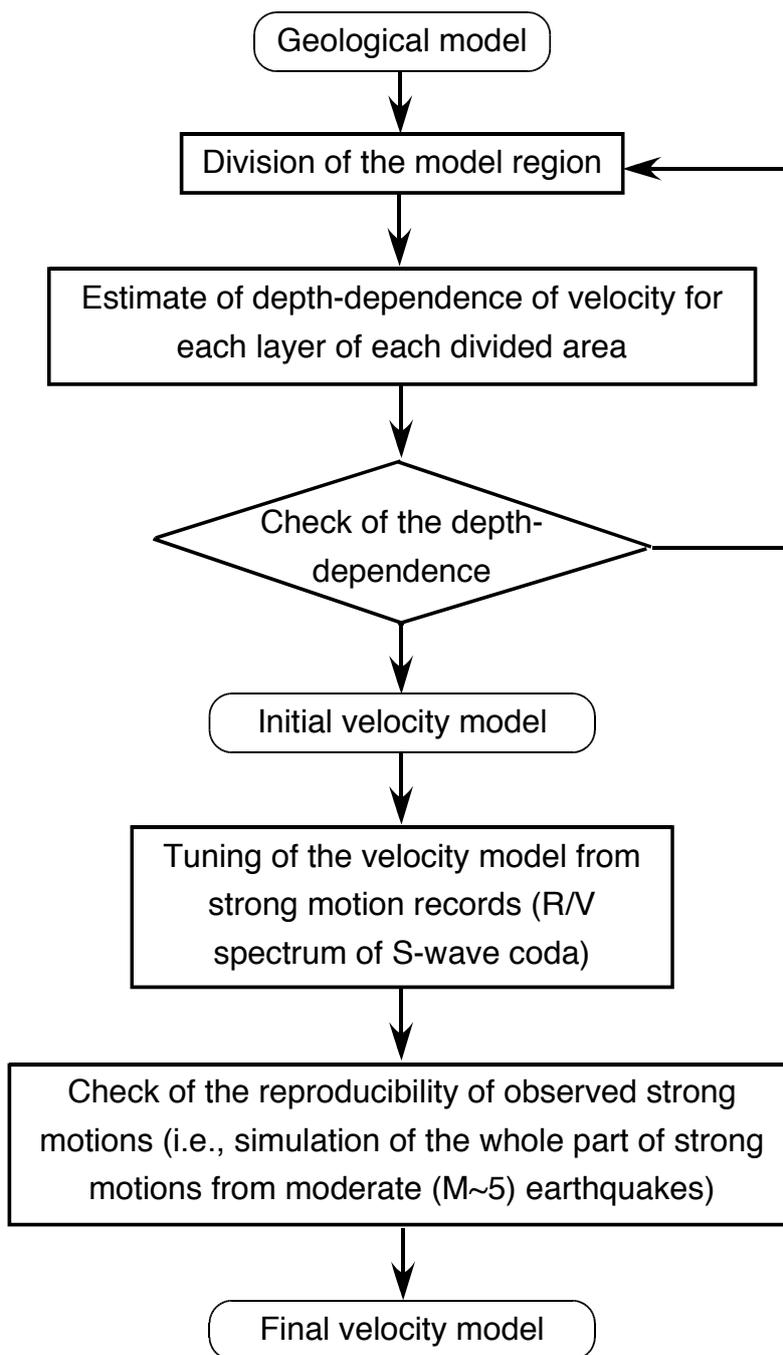
第3図. 地盤構造モデルの作成に使用したデータの分布. (a) 先新第三系の基盤に達している(赤丸)か、掘削長が200 mを超えている(白抜きの丸)ボーリングサイトの分布. (b) 地震探査測線(実線)と微動アレー探査の中心(三角). DDTと書かれた地震探査測線は大都市大震災軽減化特別プロジェクト(大大特)で行われた地震波探査の測線(Sato *et al.*, 2008)を示す.

Fig. 3. Data used in this study. (a) Distribution of boreholes that reach pre-Neogene basement rock (red circles) or boreholes with a depth of more than 200 m (open circles). (b) Distribution of seismic survey lines (solid lines) and the centers of array observation of micro tremor (triangles). The seismic survey line with the letters "DDT" is the seismic survey line in the Special Project for Earthquake Disaster Mitigation in Urban Areas (Sato *et al.*, 2008).

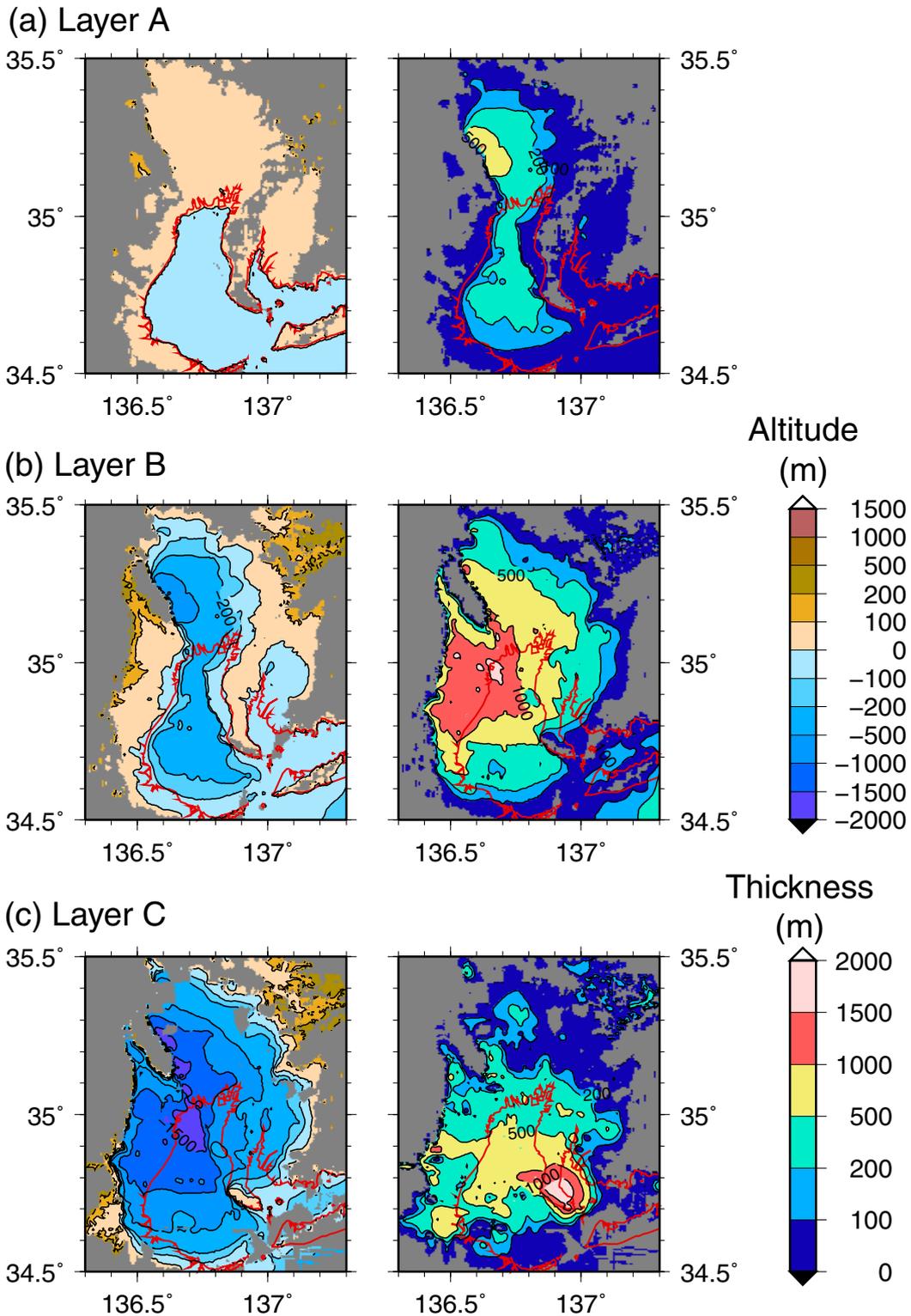


第4図. 本研究で使用した地震記録が記録された観測点の分布. 基図は第2図に示した表層地質図. 観測点の位置を示す丸印の色は地震波形から計算されたおけるラディアル成分と上下動成分のフーリエ・スペクトルの比 (R/V スペクトル比) が最大値を示す周期を示す. R/V スペクトル比は S 波コーダ部を用いて見積もった.

Fig. 4. Map showing the distribution of seismic stations (closed circles) used in this study. The basemap is the surface geological map shown in Fig. 2. The colors filling the circles stand for periods at which the ratio of the Fourier spectrum of a radial component to that of a vertical component reaches the maximum value. The spectrum ratio was estimated from S-wave codas.

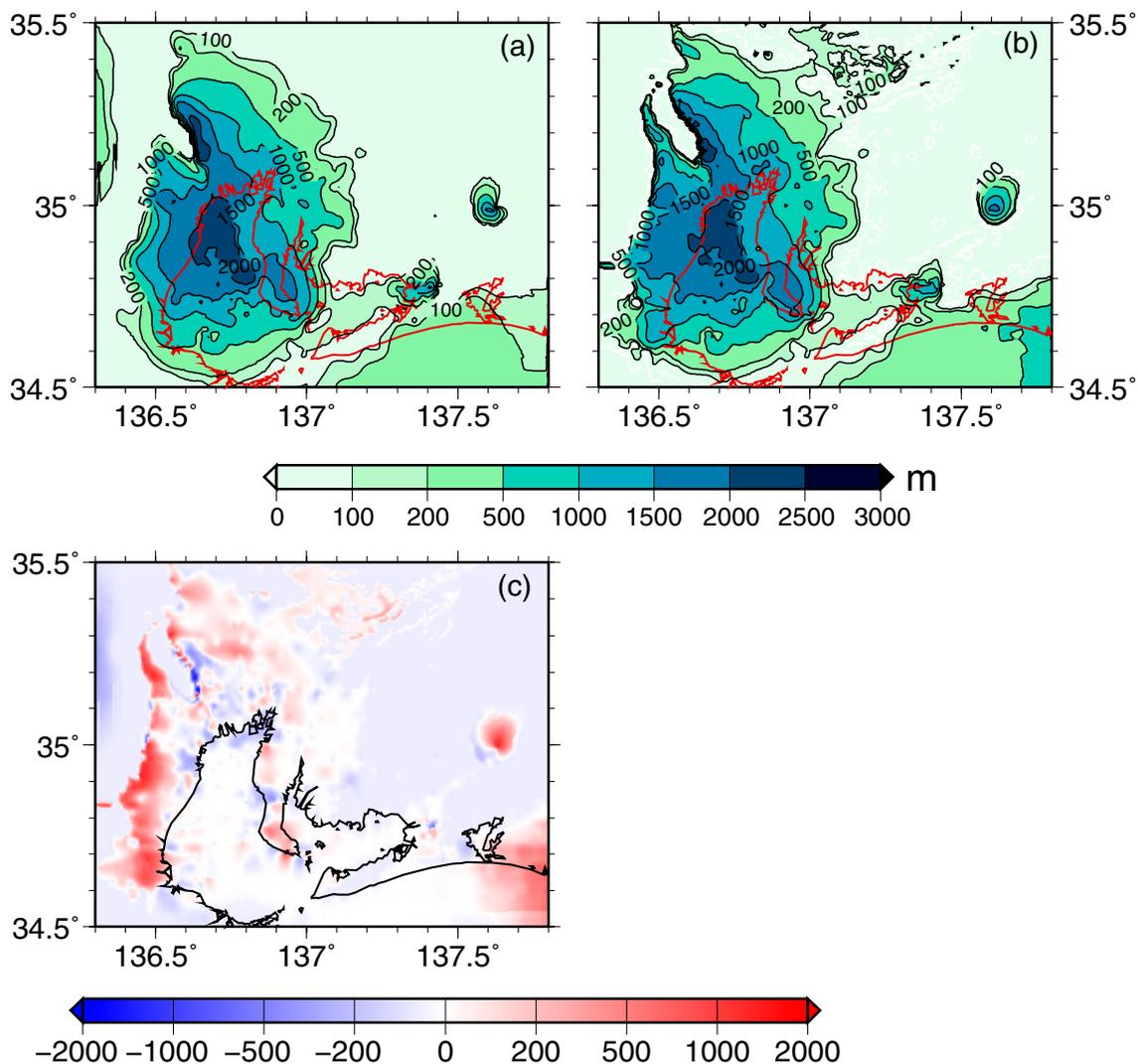


第5図. 地質構造モデルから速度構造モデルを構築する作業の流れ図.
Fig. 5. Flowchart for constructing the subsurface velocity model from the geological model.

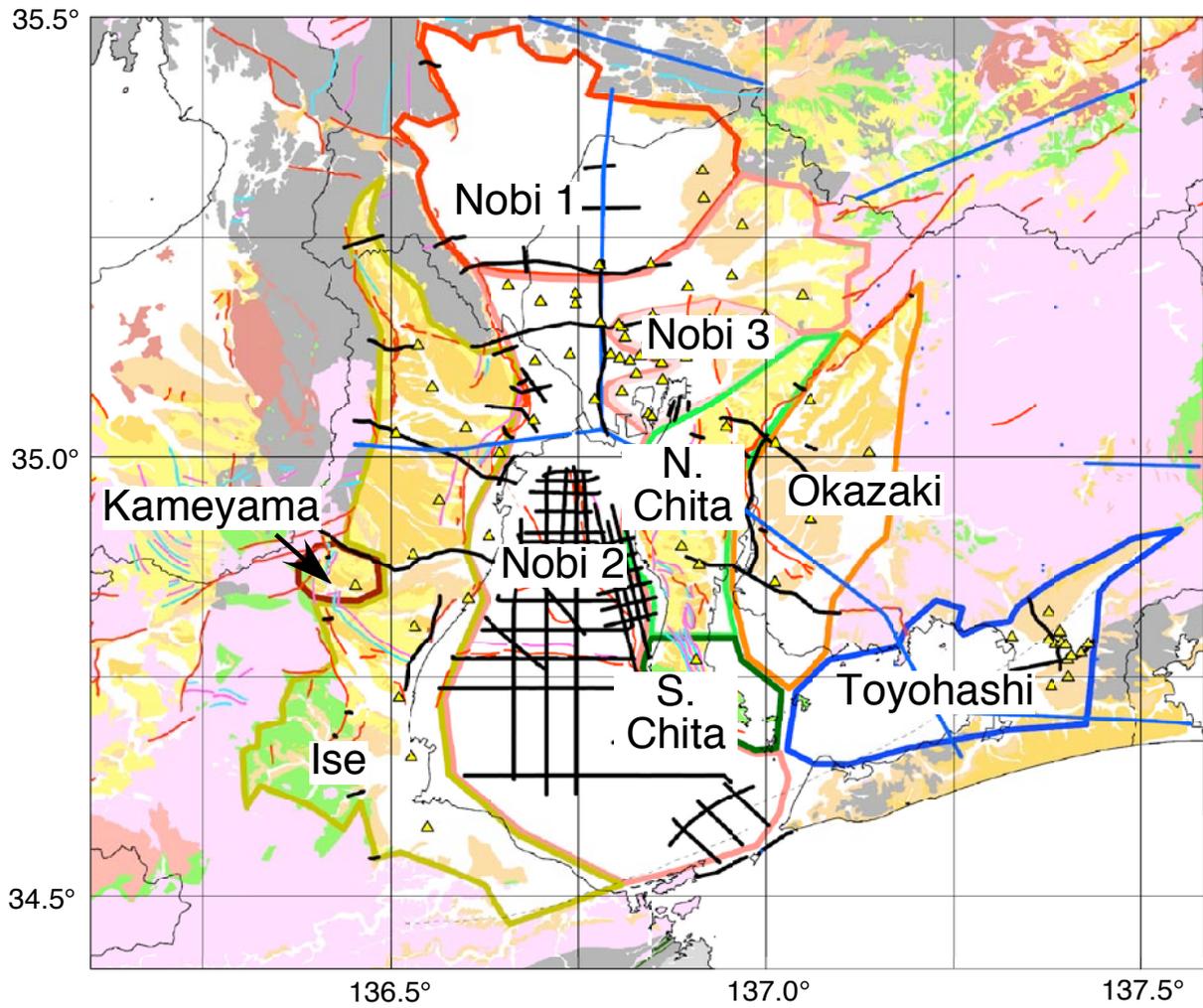


第6図. 本研究で作成した地質構造モデルにおける堆積層の分布. モデル化対象地域の主要部のみを表示. 左側のパネルは上面の標高, 右側のパネルは層厚を示す. (a) A層, (b) B層, (c) C層.

Fig. 6. Maps showing the distribution of sediments in the geological model constructed in this study. Only a major part of the model region is shown. The left panels show the altitude of the corresponding sediment while the right panels show the thickness. (a) Layer A, (b) Layer B, (c) Layer C.

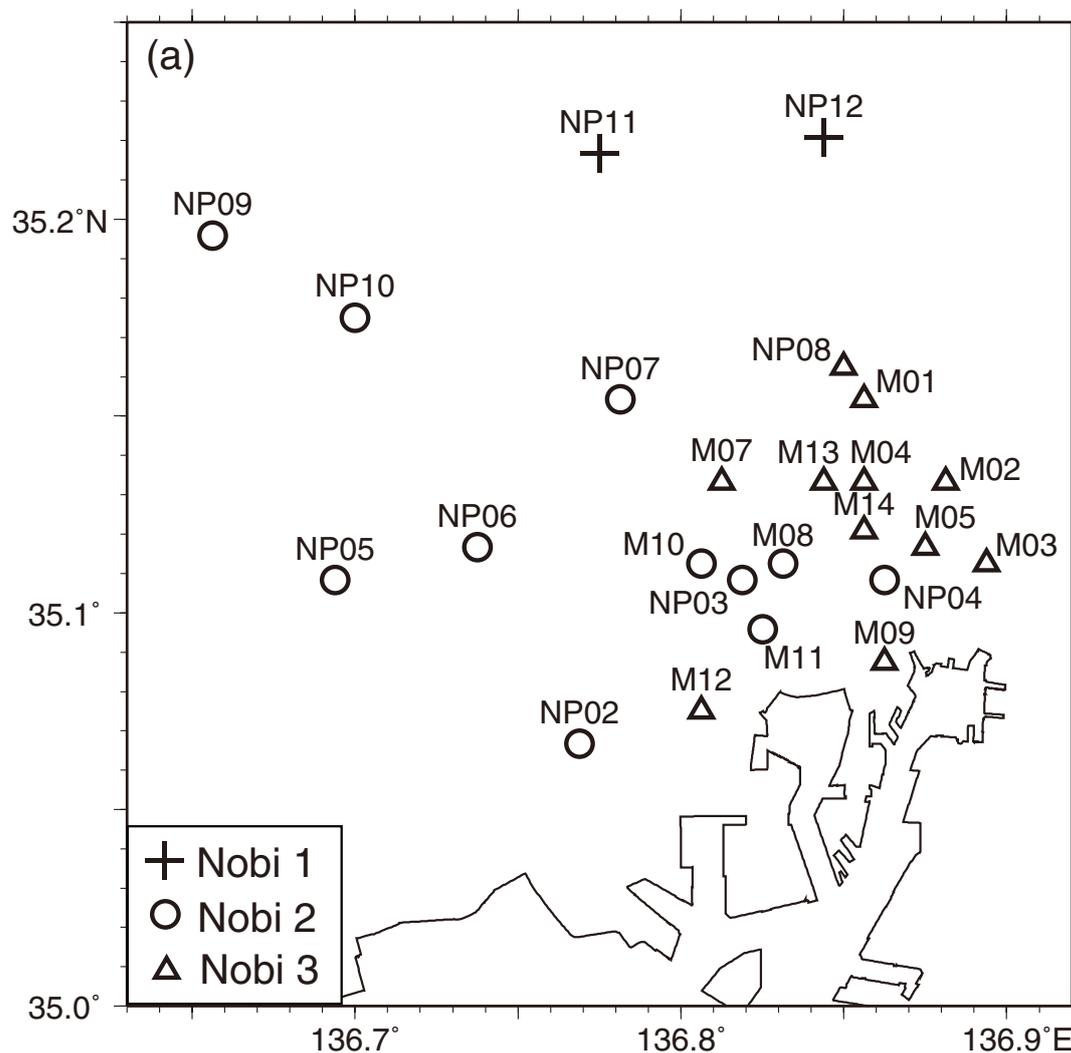


第7図. 基盤岩上面深度の比較. (a) 既存モデル (愛知県, 2005). (b) 本研究における地質構造モデル. (c) 2つのモデルでの違い. 正の値は本研究のモデルの方が既存モデルよりも深いことを意味する.
 Fig. 7. Comparison of the depth distribution of the basin floor. (a) A preexisting model (Aichi Prefecture, 2005), (b) the geological model constructed in this study, (c) depth difference. A positive value means that the basin floor of our model is deeper than that of the pre-existing model.



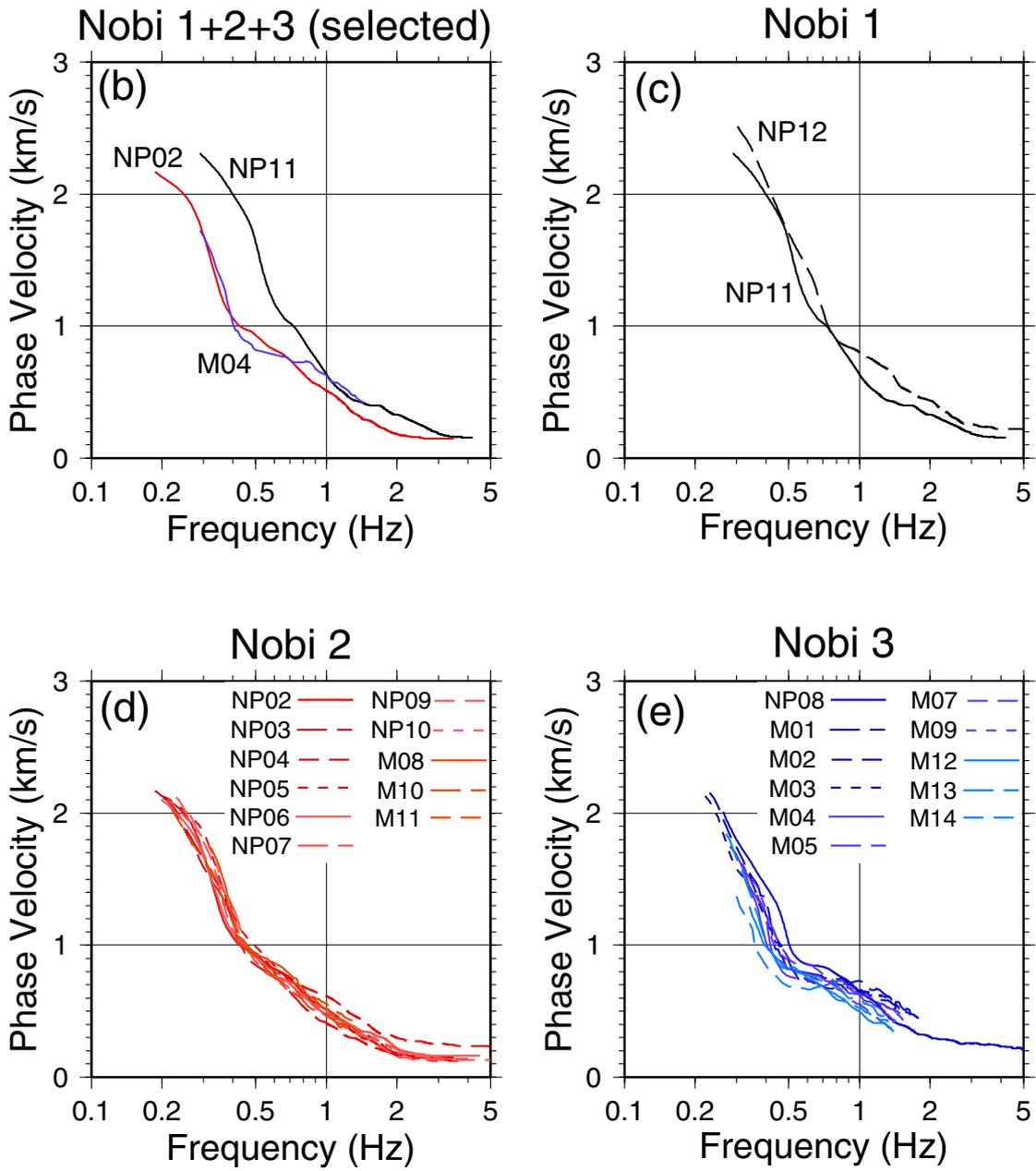
第 8 図. 地域区分の図.

Fig. 8. Map showing the boundaries of the regions in each of which the same velocity profile is used.

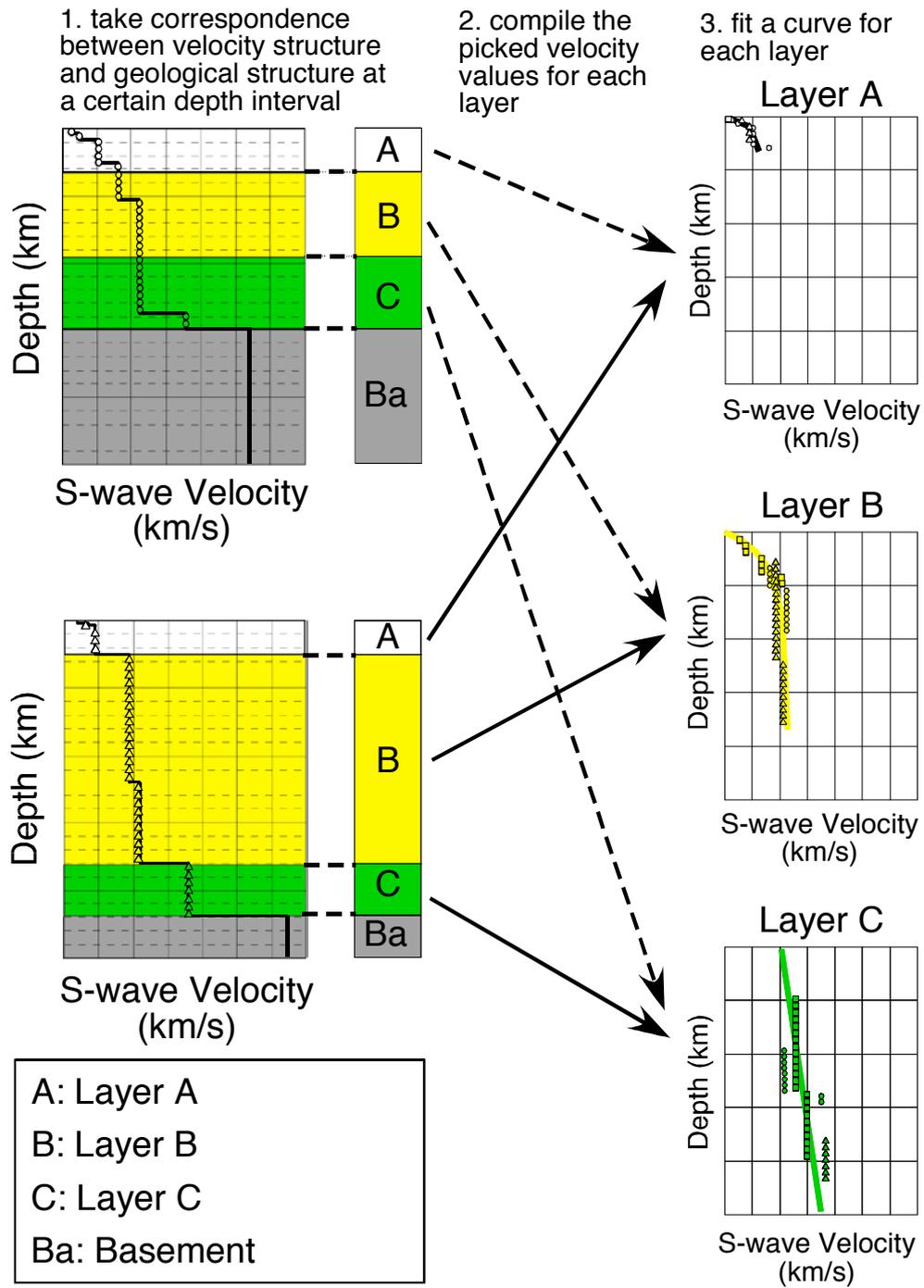


第9図. 濃尾平野で観測された微動アレー探査で得られた位相速度の分散曲線の比較. (a) 地域区分の検討に用いた微動アレーサイトの分布. 地域ごとに異なるシンボルを用いている. (b) 濃尾1から3のそれぞれの地域から1つだけ抜きだし, 位相速度の分散曲線の違いを比較したもの. (c) 濃尾1に属するサイトの位相速度の分散曲線. (d) 濃尾2に属するサイトの位相速度の分散曲線. (e) 濃尾3に属するサイトの位相速度の分散曲線.

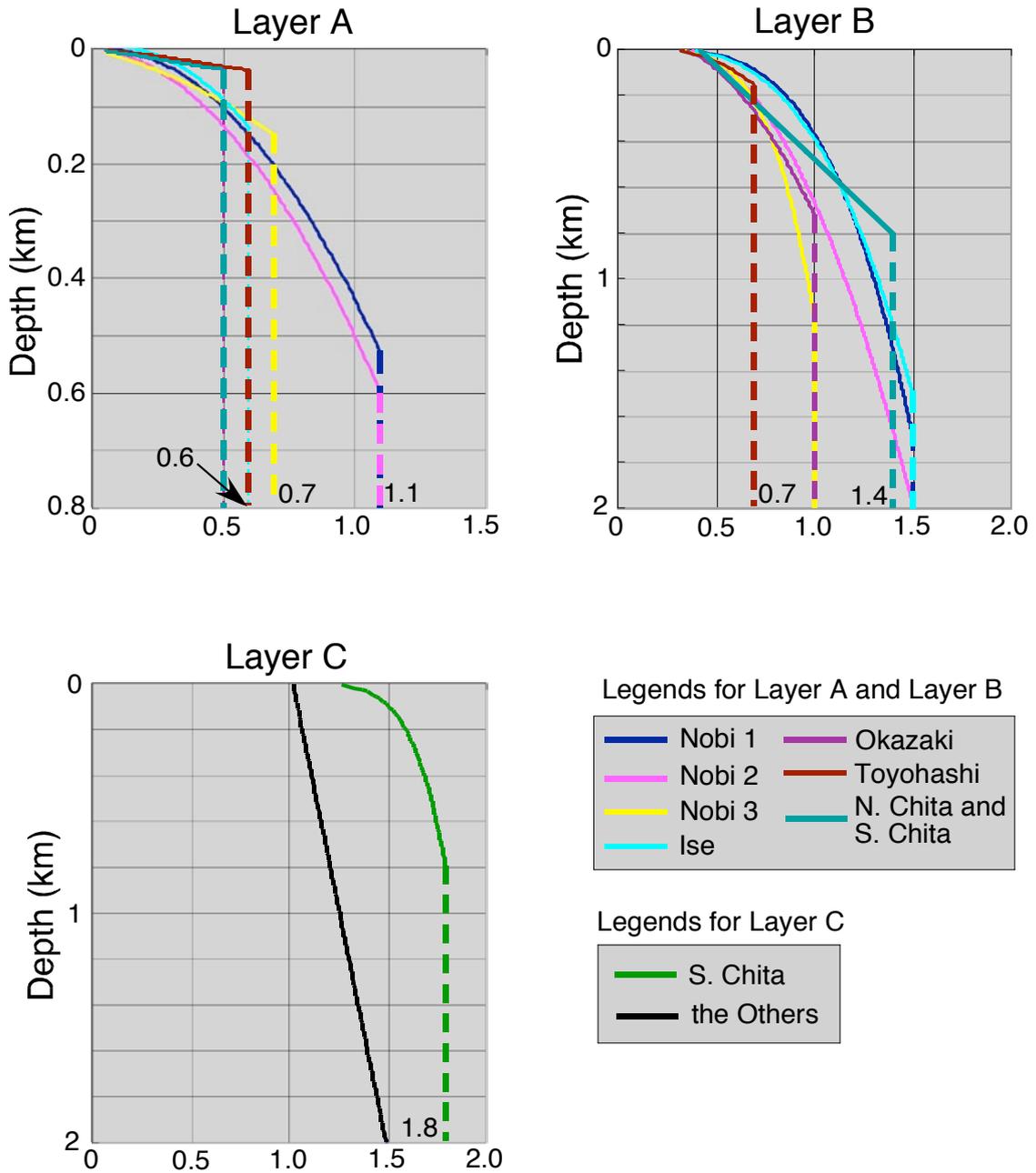
Fig. 9. Comparison of dispersion curves of phase velocity of Rayleigh wave obtained from micro-tremors observed in the Nobi Plain. (a) Map showing the locations of array sites used in division of the model space into several areas each of which the same velocity profile is used. Symbols are different area by area. (b) Comparison of dispersion curves. One dispersion curve is selected from each of three regions. (d) Comparison of dispersion curves obtained at sites categorized into Nobi 1. (e) Same as the panel (c) except for Nobi 2. (f) Same as the panel (c) but for Nobi 3.



第9図. つづき.
Fig. 9. Continued.

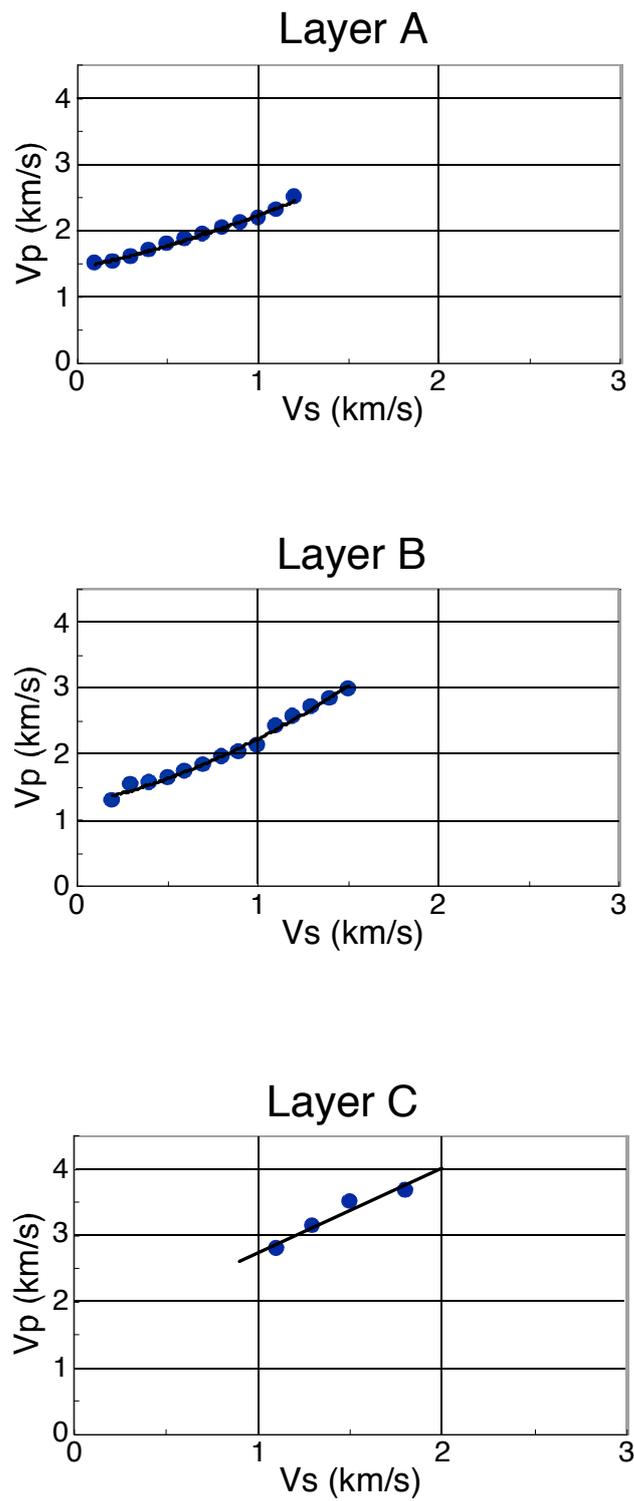


第 10 図. 深度依存曲線を求める手順の流れ図.
Fig. 10. Flowchart for inferring depth-dependence of seismic velocities.

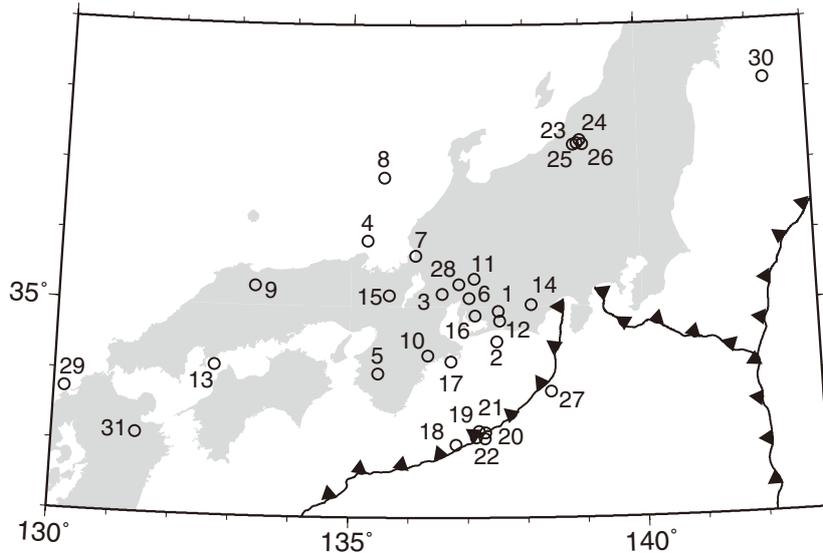


第11図. S波速度の深度依存性. カット・オフ後のS波速度の深度依存性を破線で示す. 係数およびカット・オフ速度は第2表を参照.

Fig. 11. Derived depth-dependence of S-wave velocity. Broken lines stand for depth-dependence of S-wave velocities when reaching the cut-off velocities. See Table 2 for values of coefficients and cut-off velocities.

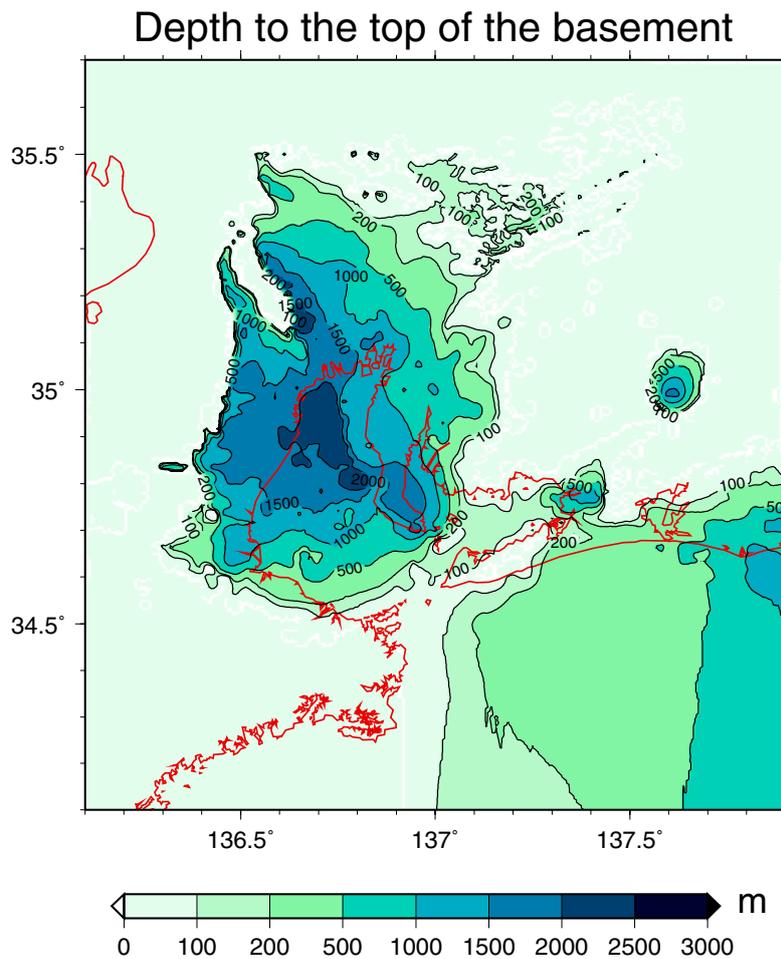


第12図. P波速度とS波速度との関係式.
Fig. 12. Empirical relations between P-wave velocity and S-wave velocity.

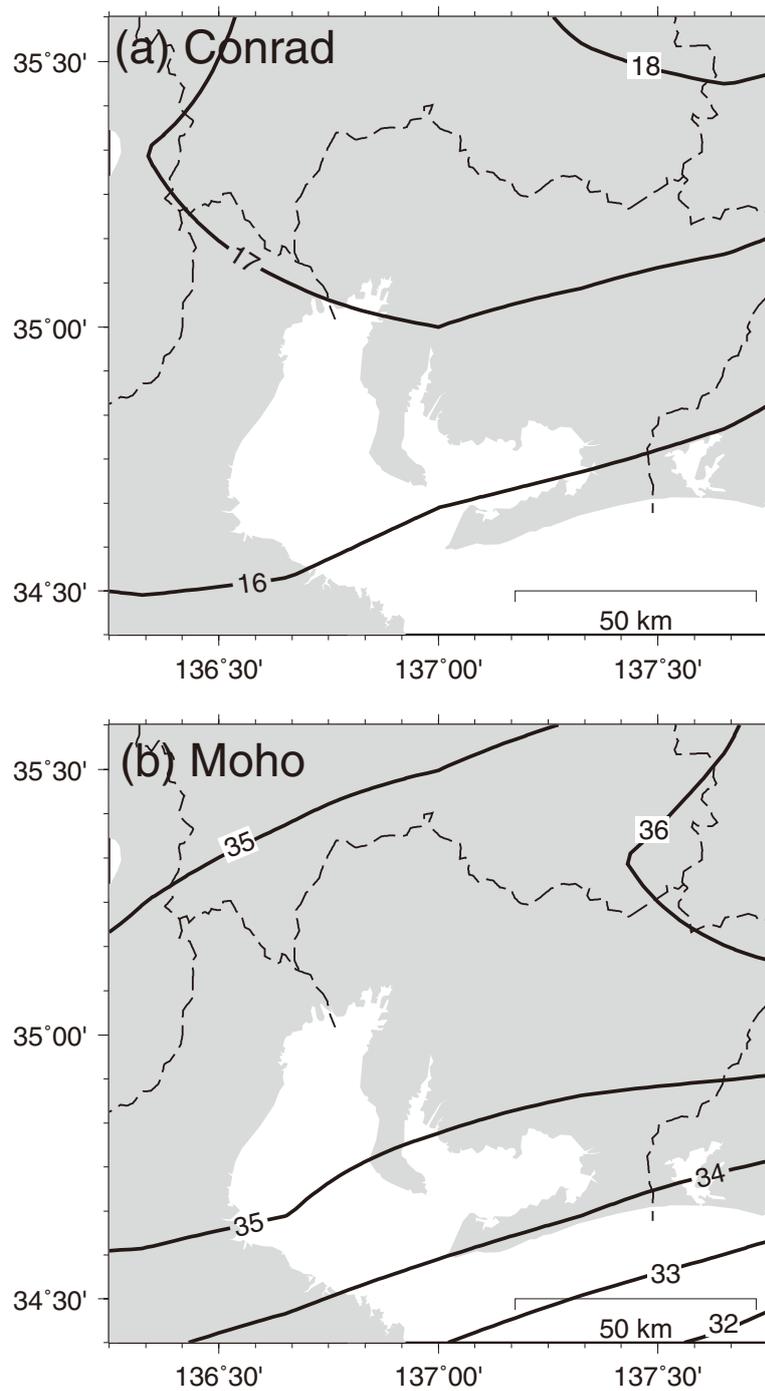


第13図. 速度構造モデルを調整するために使用した地震記録の震央分布. 全ての観測点において, 全ての地震の記録が得られているわけではない. 震源諸元は第5表を参照.

Fig. 13. Distribution of epicenters of the events used in the modification of the subsurface velocity model. Note that not all events are recorded at each station. See Table 5 for the hypocentral parameters of these events.

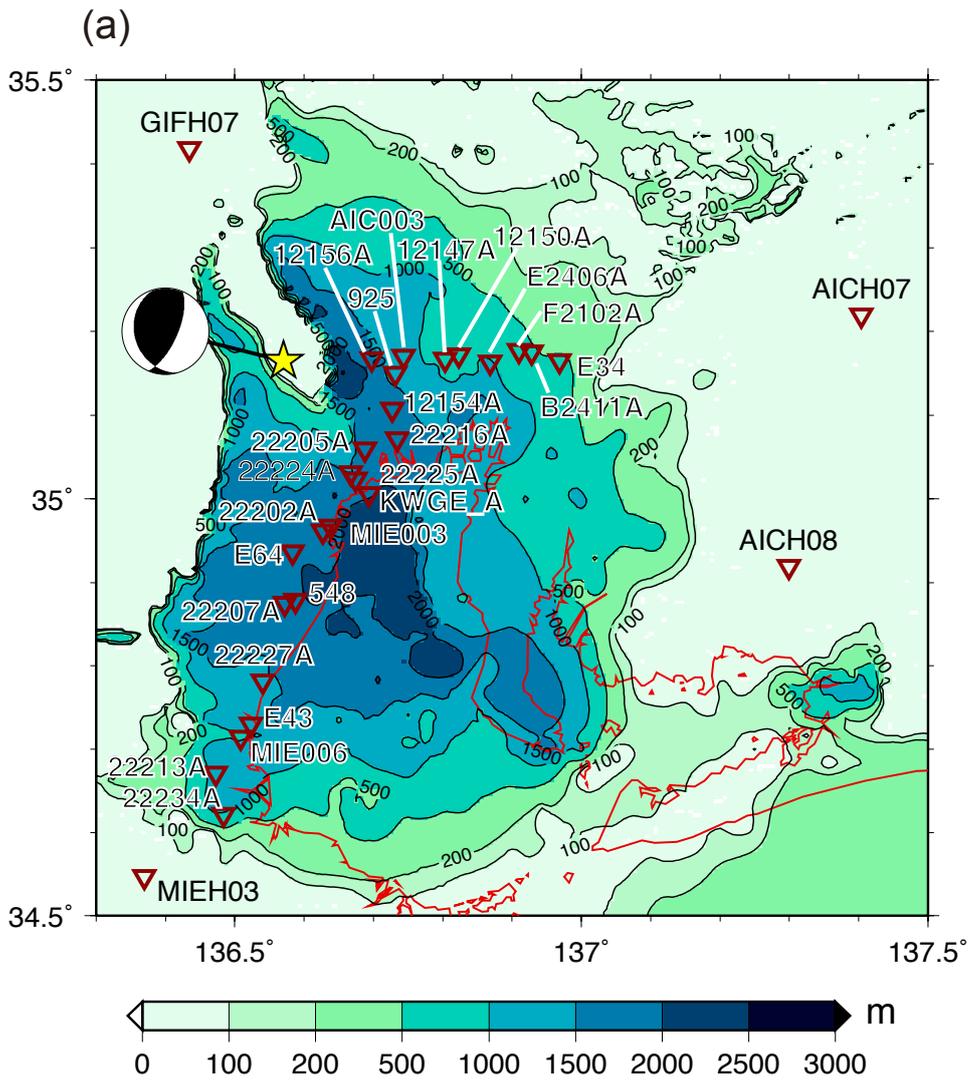


第14図. 地震波を用いた調整後の最終的な基盤岩上面深度分布.
Fig. 14. Distribution of the depth to the top of the basement after modification with seismic data.



第 15 図. 中規模地震による地震波形の数値シミュレーションに用いた地殻・マントルの構造中の層境界の深度分布.

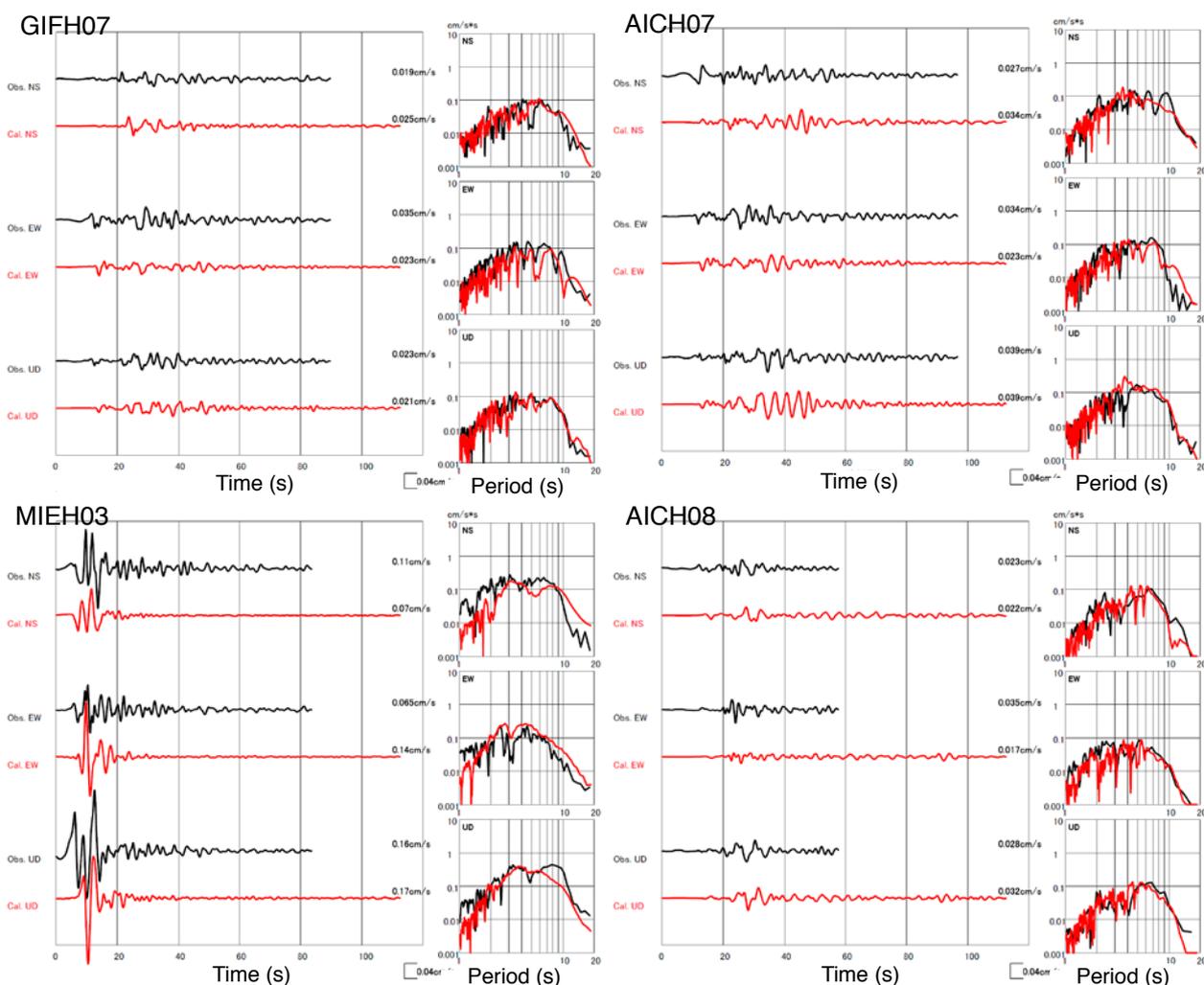
Fig. 15. Depth distribution of layer boundaries of crust and mantle. This structure was used in numerical simulation of moderate-size crustal earthquakes.



第 16a 図. 地盤構造モデルの検証のために行った中規模地震 (Event ID V1) の波形の数値シミュレーション結果. 震源パラメータは第 7 表を参照. (a) 用いた地震の震央と発震機構 (下半球投影) と観測点.

Fig. 16a. Result of numerical simulation of a moderate-size crustal earthquake (Event ID V1) whose source parameters are given in Table 7. (a) Map showing the epicenter of the target earthquake and stations used in this study. The assumed focal mechanisms are also plotted with lower hemisphere projection.

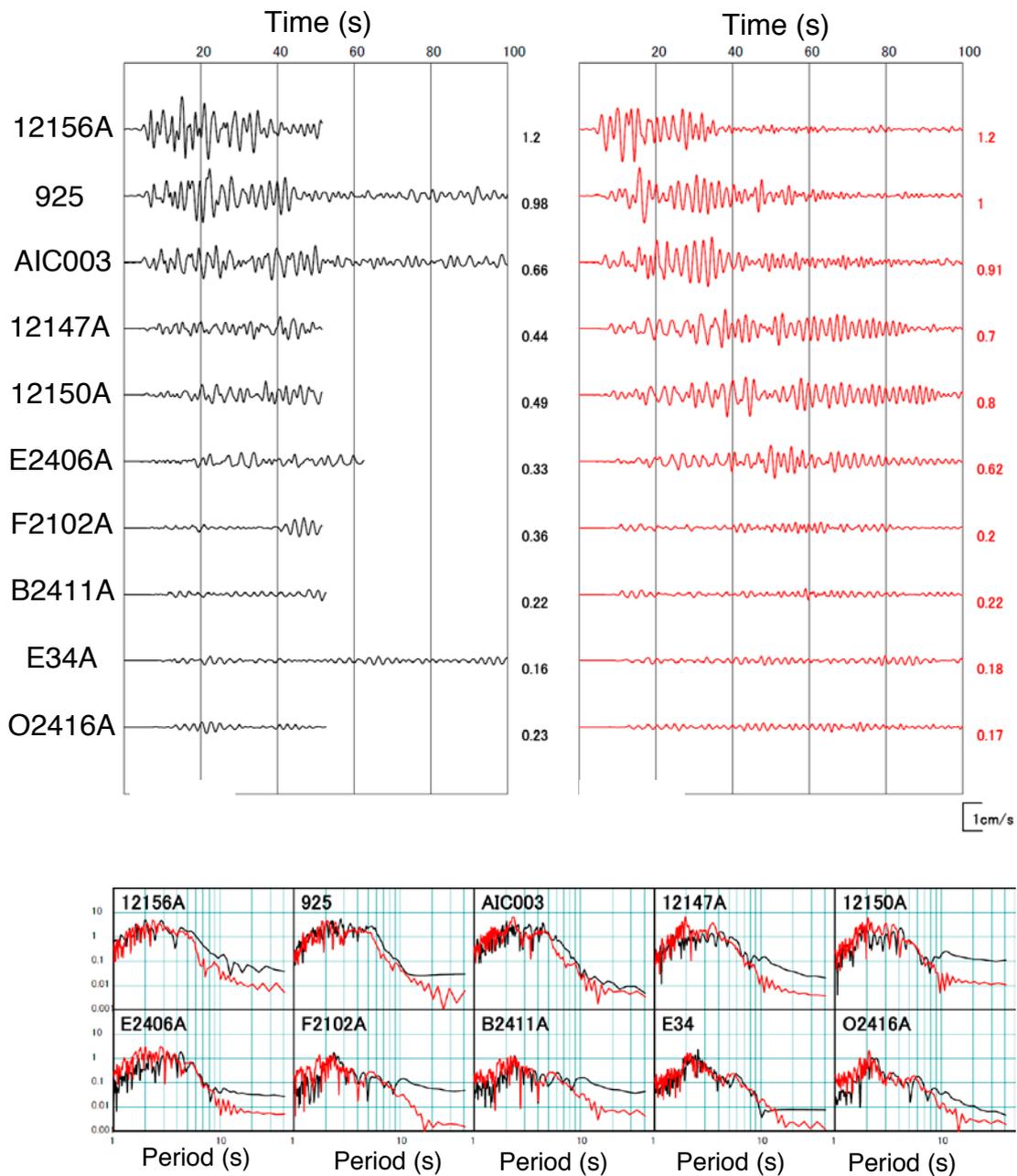
(b)



第 16b 図. 地盤構造モデルの検証のために行った中規模地震 (Event ID V1) の波形の数値シミュレーション結果. 震源パラメータは第 7 表を参照. (b) 岩盤サイトでの波形 (黒が観測波形, 赤が合成波形) およびフーリエ・スペクトル (黒が観測波形のスペクトル, 赤が合成波形のスペクトル) の比較.

Fig. 16b. Result of numerical simulation of a moderate-size crustal earthquake (Event ID V1) whose source parameters are given in Table 7. (b) Comparison of waveforms observed at rock (pre-Tertiary basement) sites and synthetic waveforms. Observed waveforms and synthetic waveforms are shown in black curves and red curves, respectively. Fourier spectra are also compared. Observed Fourier spectrum and synthetic one are shown with black and red curves, respectively.

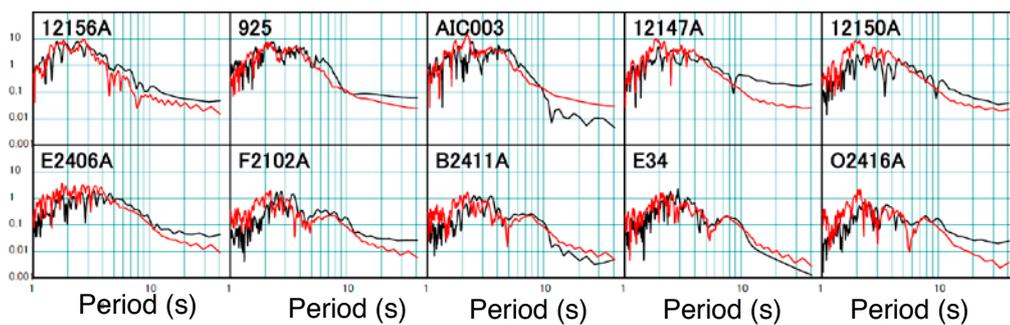
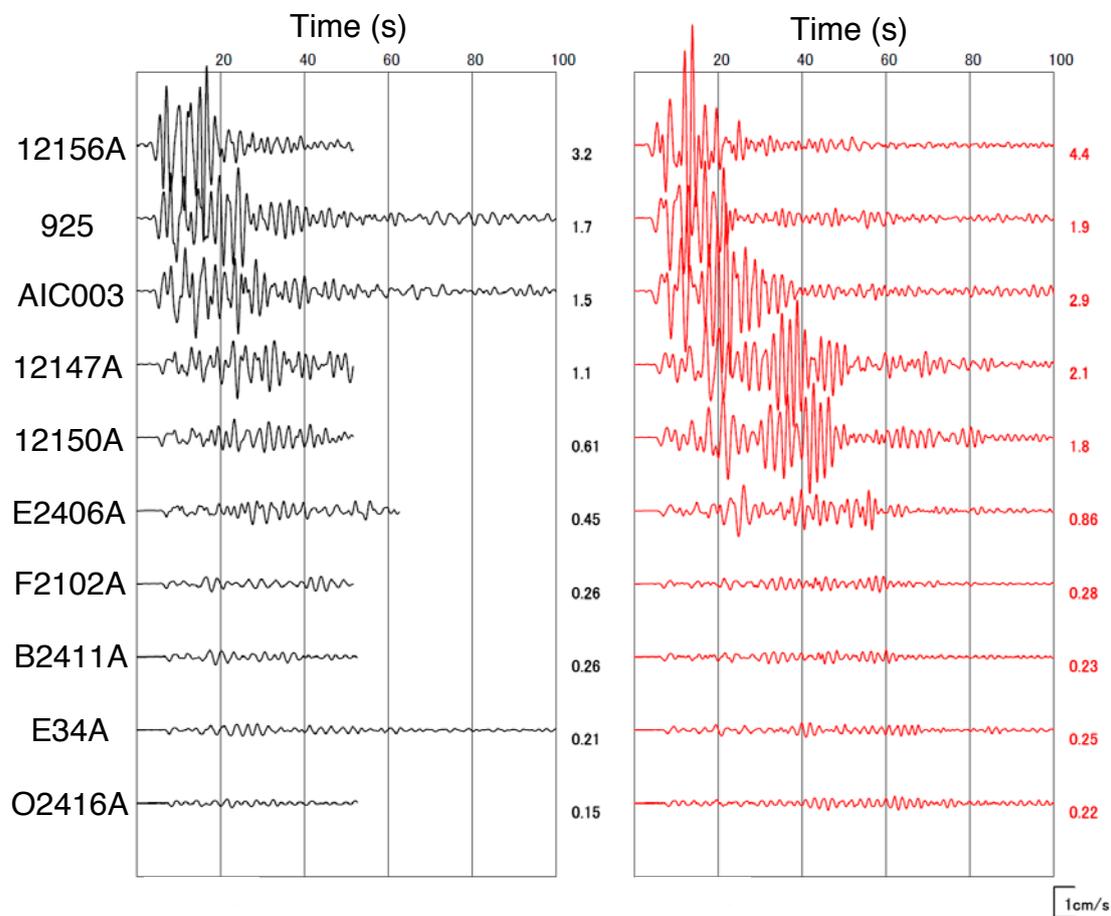
(c) NS Comp.



第16c図. 地盤構造モデルの検証のために行った中規模地震 (Event ID V1) の波形の数値シミュレーション結果. 震源パラメータは第7表を参照. (c) 堆積層上にある観測点での波形およびフーリエ・スペクトルの比較. 時間軸の原点は発震時.

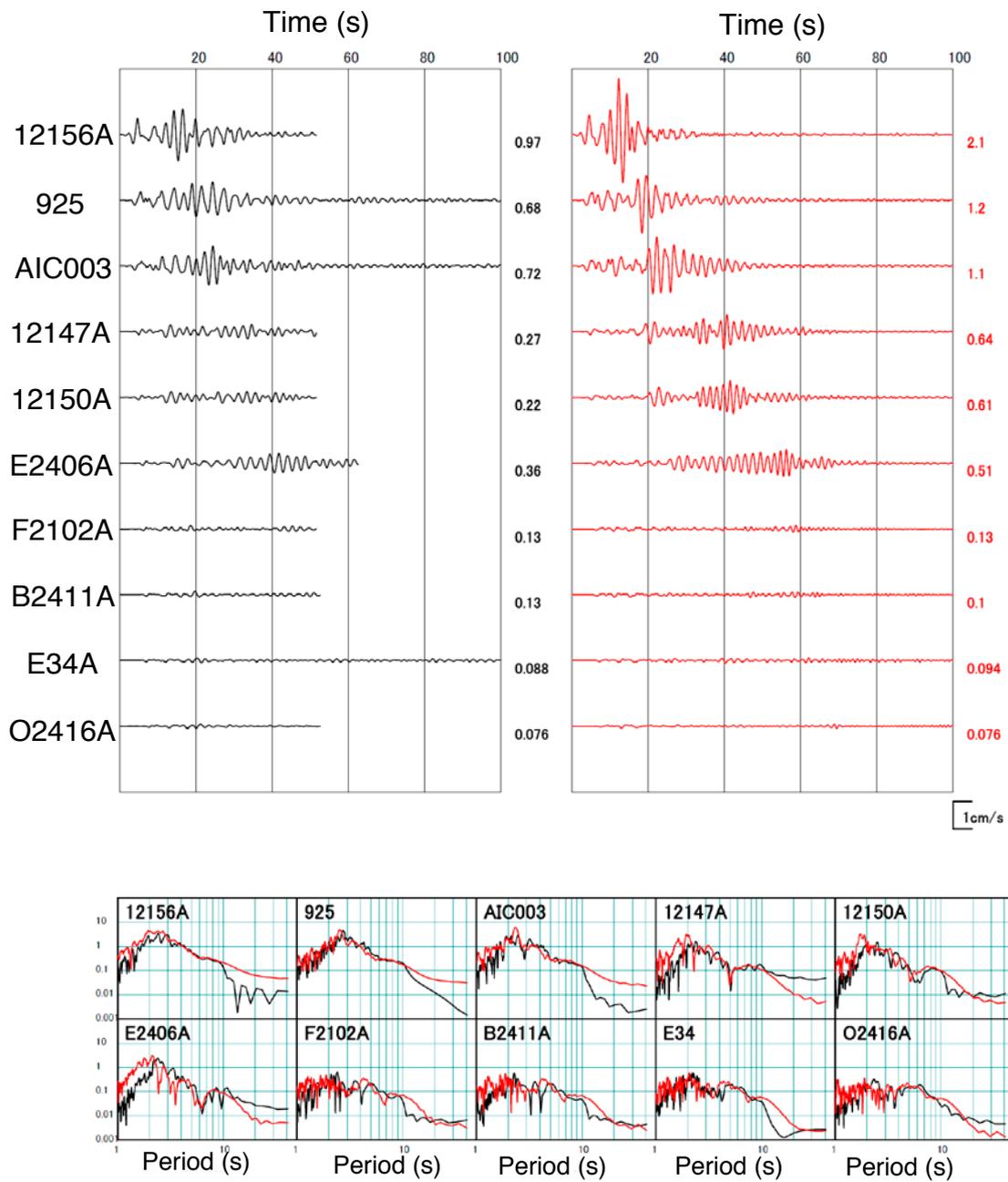
Fig. 16c. Result of numerical simulation of a moderate-size crustal earthquake (Event ID V1) whose source parameters are given in Table 7. (c) Comparison of waveforms recorded at stations on sediment and synthetic waveforms. Fourier spectra are also compared. The origin of time axis is the event origin time.

(c) EW Comp.



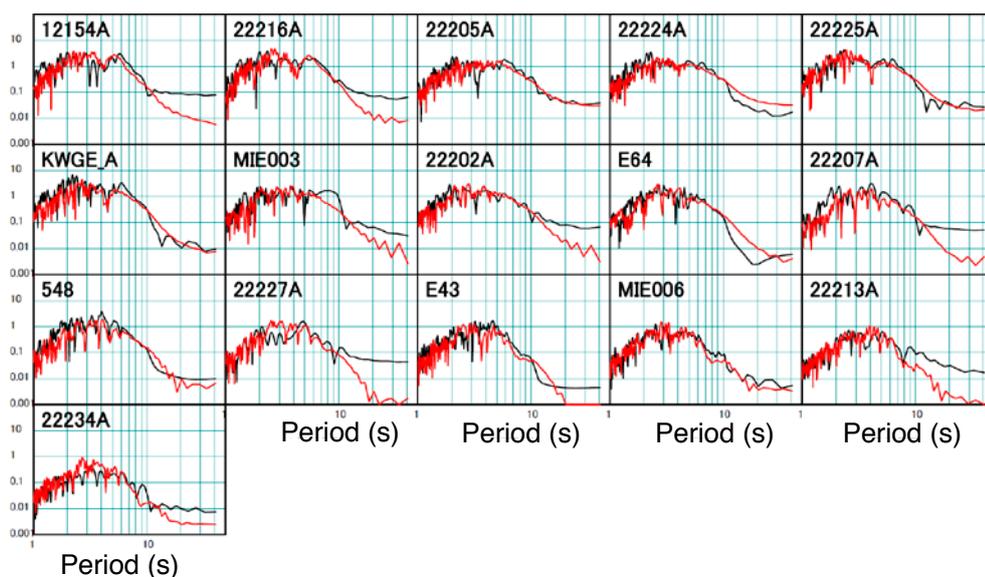
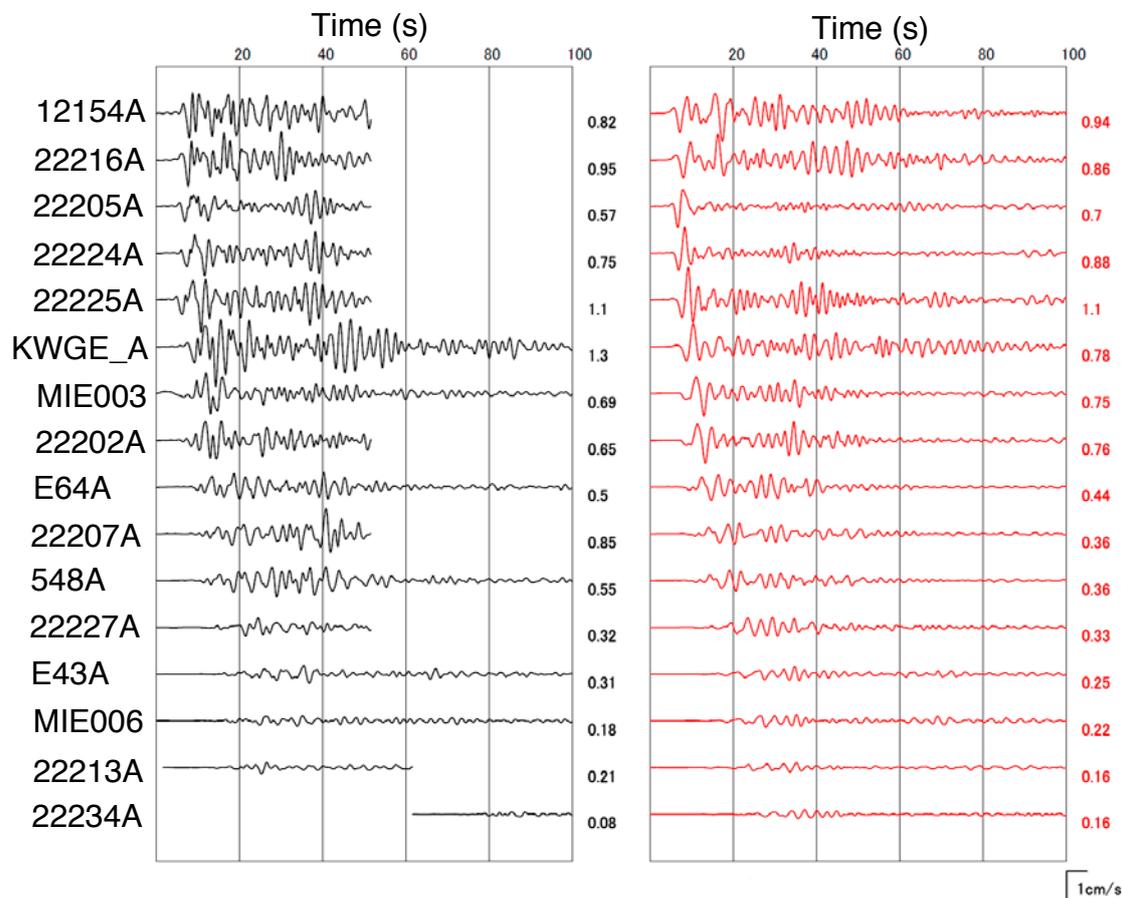
第 16c 図. つづき.
Fig. 16c. Continued.

(c) UD Comp.



第16c図. つづき.
Fig. 16c. Continued.

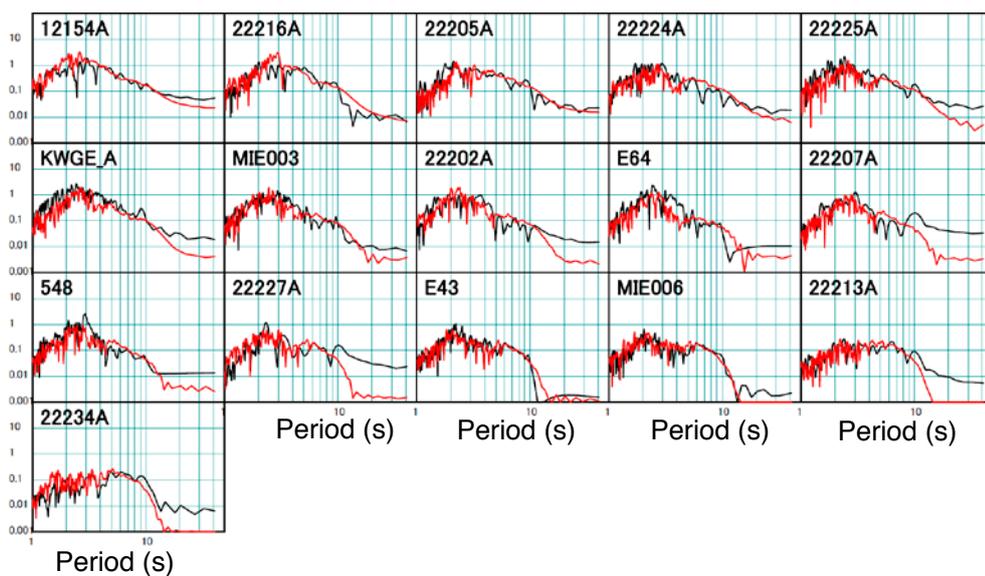
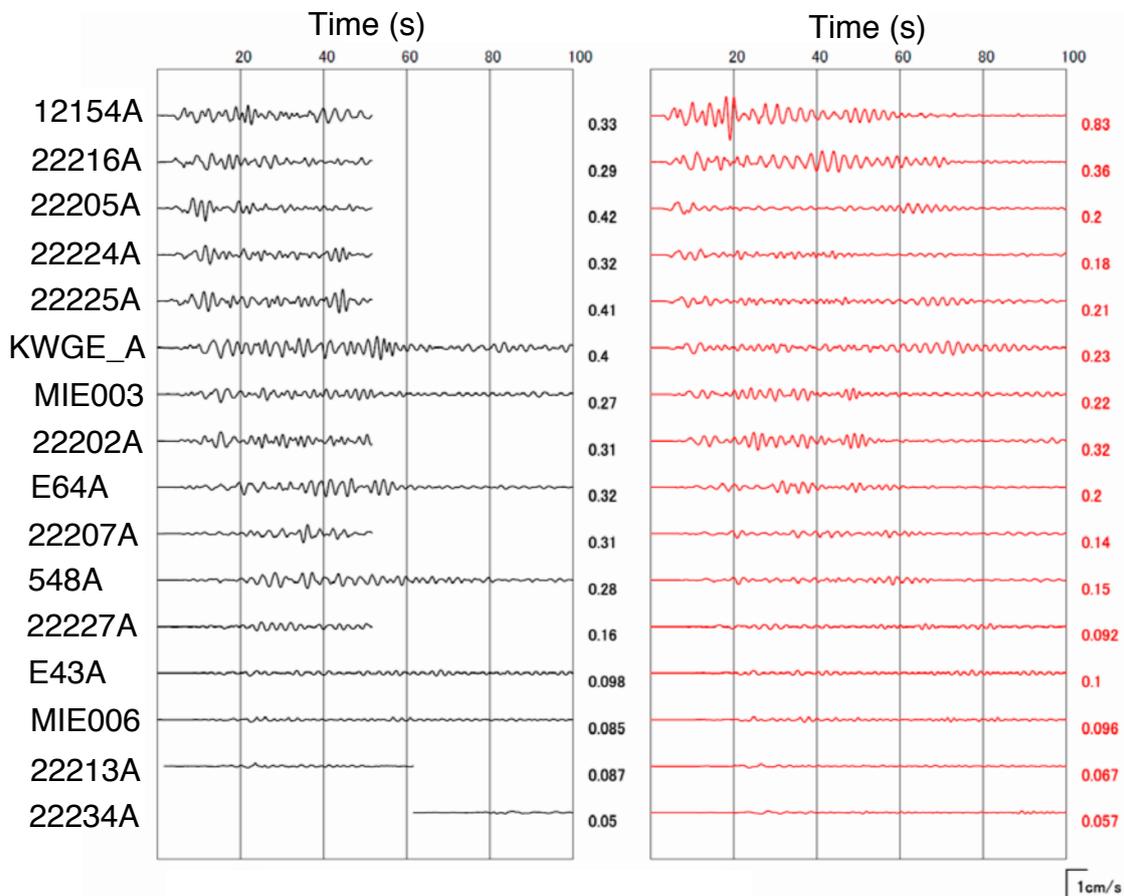
(d) NS Comp.



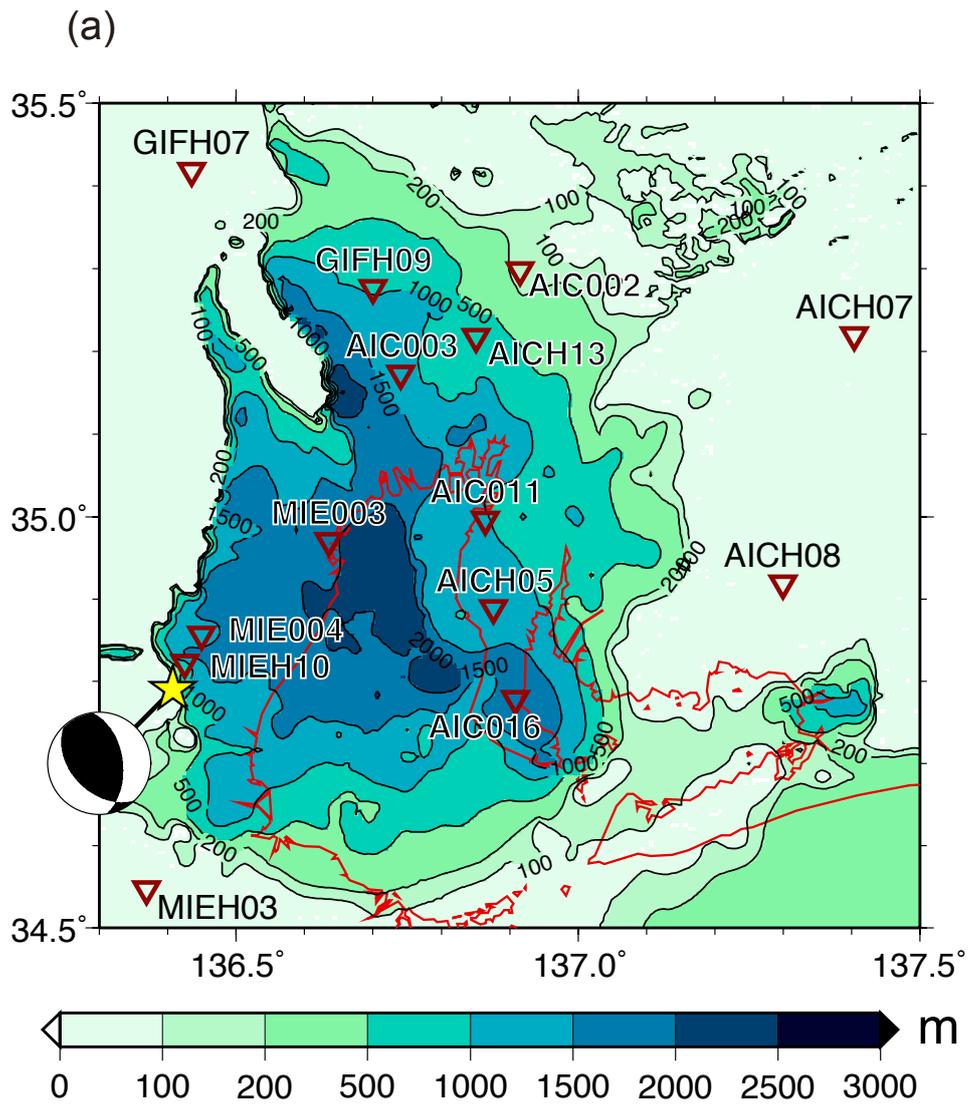
第 16d 図. 地盤構造モデルの検証のために行った中規模地震 (Event ID V1) の波形の数値シミュレーション結果. 震源パラメータは第 7 表を参照. (d) 堆積層上にある観測点での波形およびフーリエ・スペクトルの比較. 時間軸の原点は発震時.

Fig. 16d. Result of numerical simulation of a moderate-size crustal earthquake (Event ID V1) whose source parameters are given in Table 7. (d) Comparison of waveforms recorded at stations on sediment and synthetic waveforms. Fourier spectra are also compared. The origin of time axis is the event origin time.

(d) UD Comp.



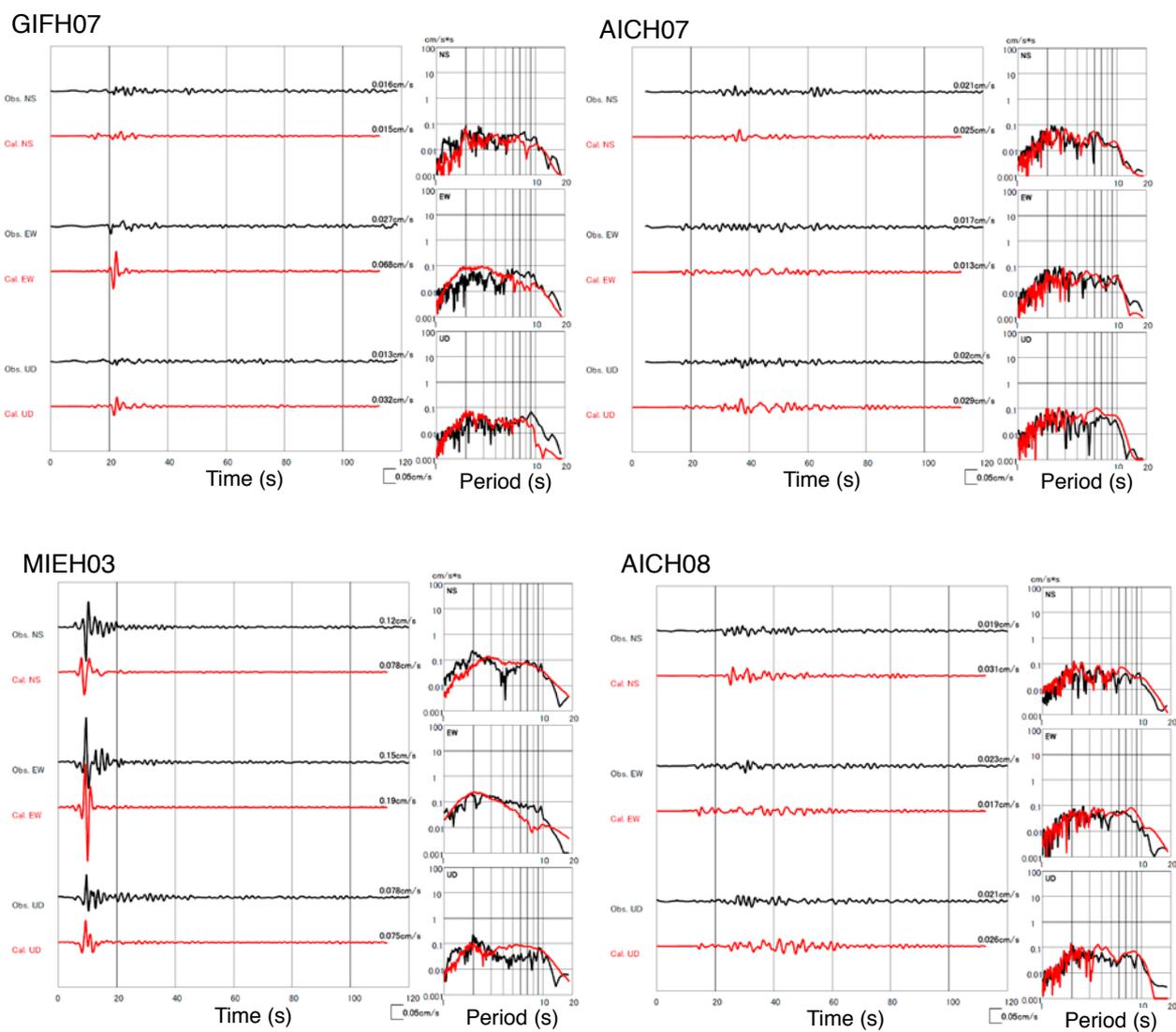
第 16d 図. つづき.
Fig. 16d. Continued.



第17a図. 第16図に同じ. 但し, 検証の対象とした Event ID V2 で示される地殻内地震. 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第7表を参照.

Fig. 17a. Same as Fig. 16 except for the target earthquake is another crustal earthquake. See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

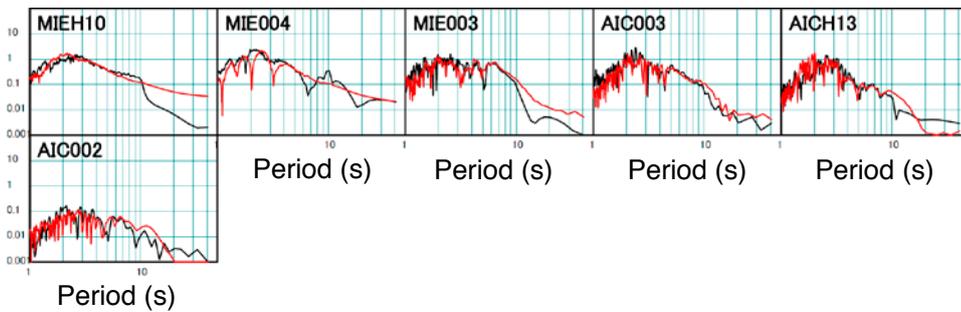
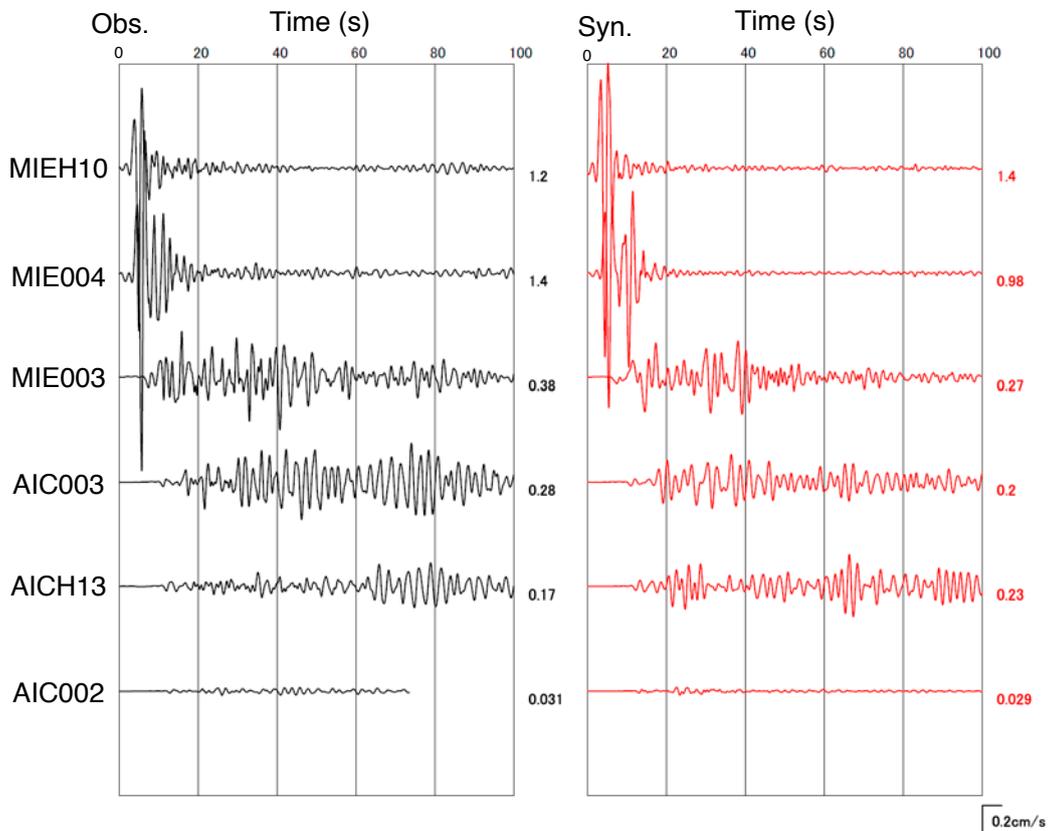
(b)



第 17b 図. 第 16 図に同じ. 但し, 検証の対象とした Event ID V2 で示される地殻内地震. 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第 7 表を参照.

Fig. 17b. Same as Fig. 16 except for the target earthquake is another crustal earthquake (Event ID V2). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

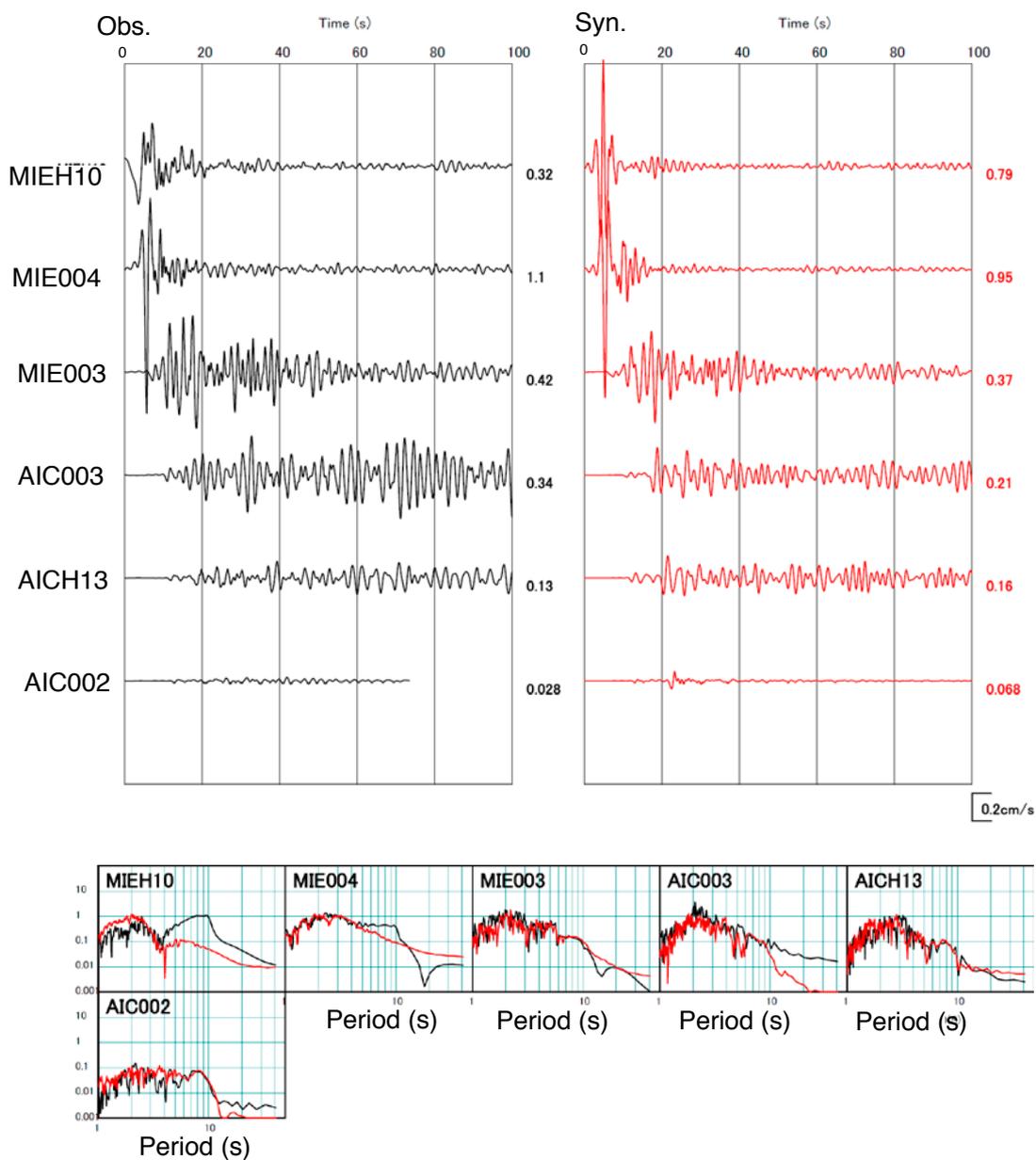
(c) NS Comp.



第17c図. 第16図に同じ. 但し, 検証の対象とした Event ID V2で示される地殻内地震. 震央および発震機構は(a)を参照. 震源パラメータは第7表を参照.

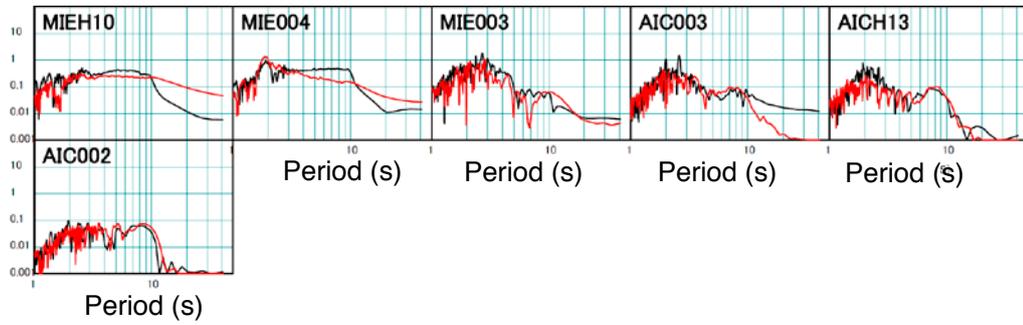
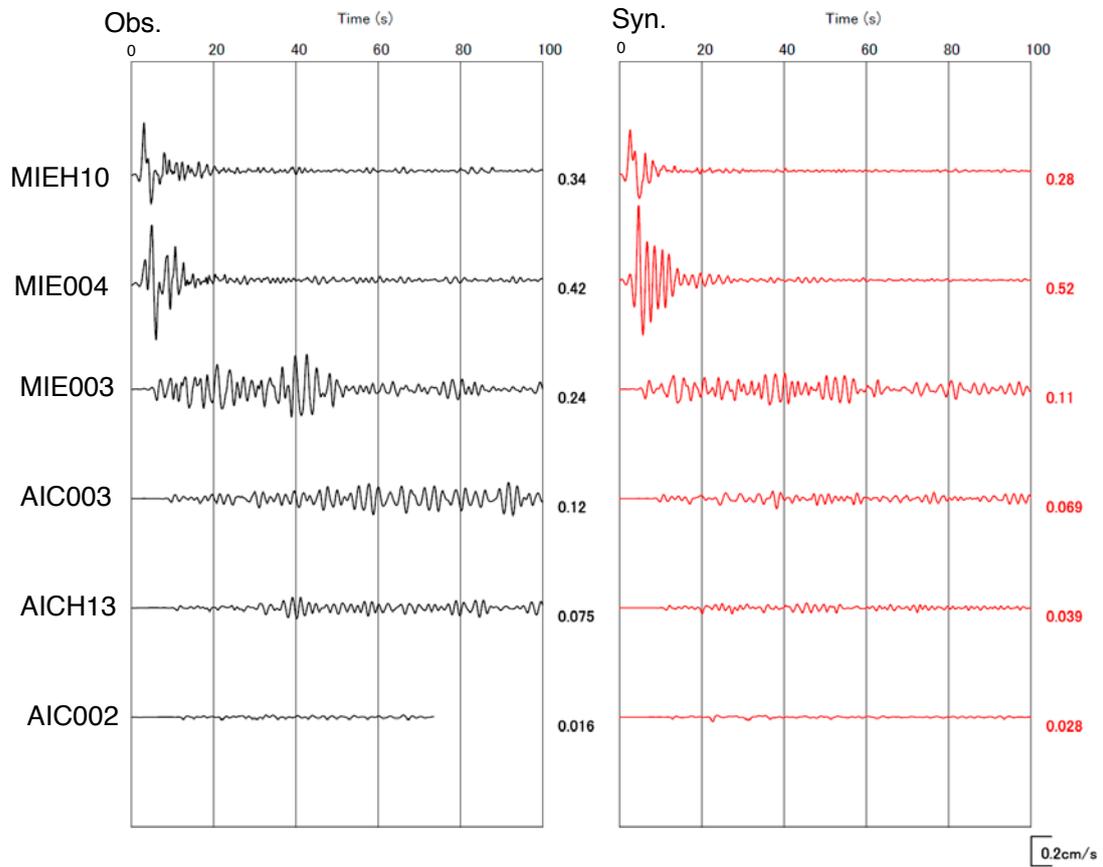
Fig. 17c. Same as Fig. 16 except for the target earthquake is another crustal earthquake (Event ID V2). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

(c) EW Comp.



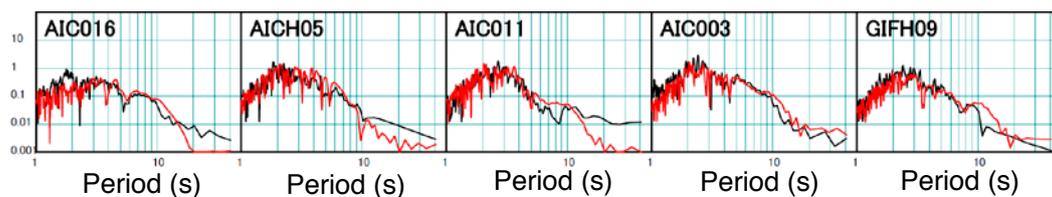
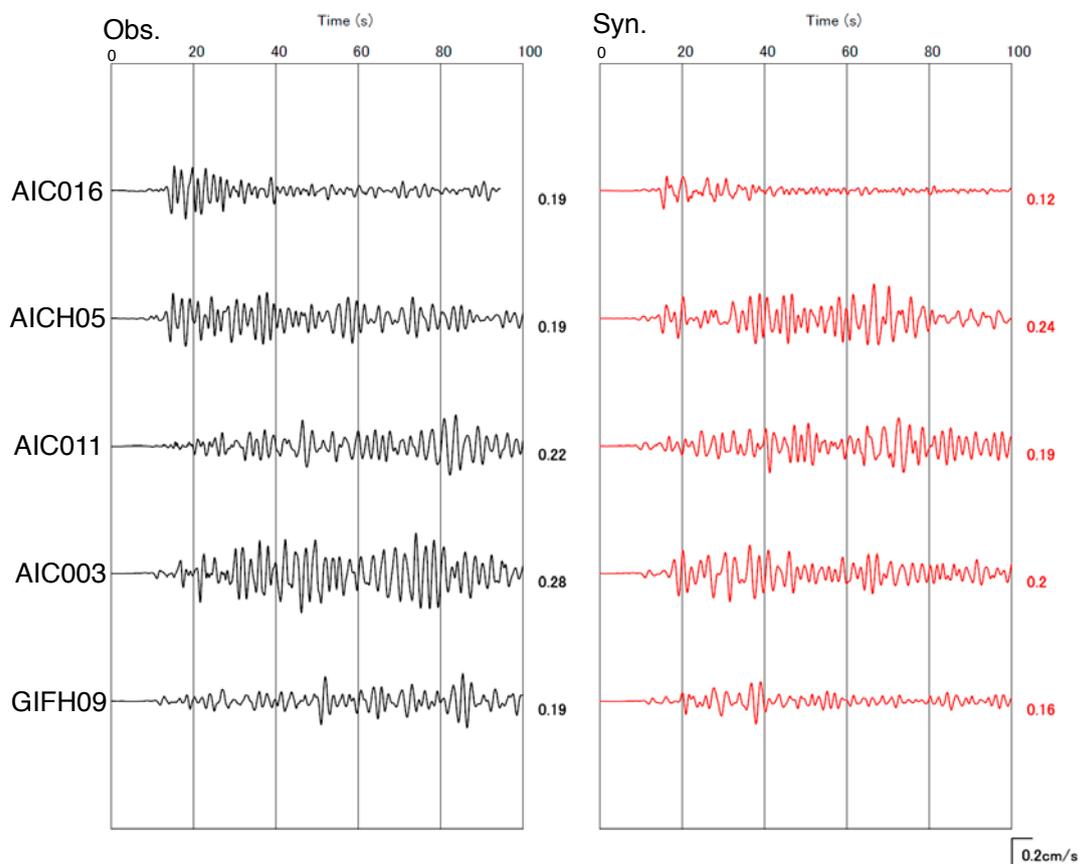
第17c 図. つづき.
Fig. 17c. Continued.

(c) UD Comp.



第17c図. つづき.
Fig. 17c. Continued.

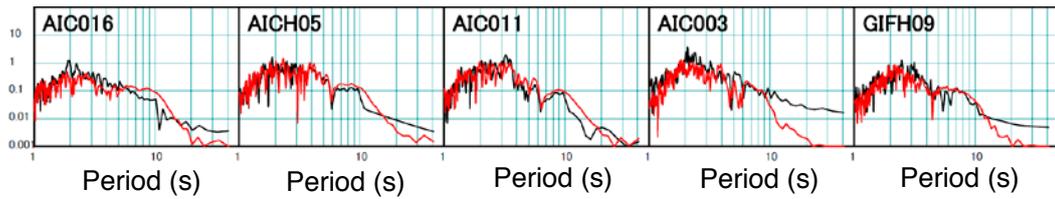
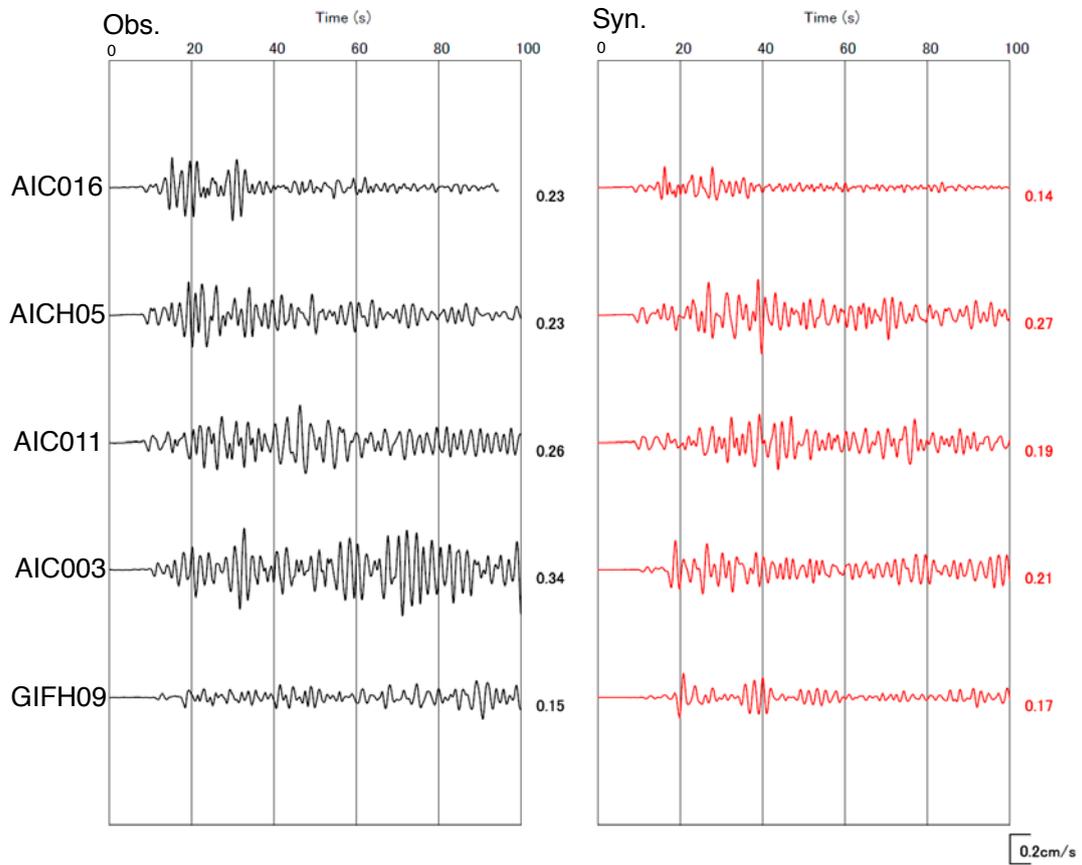
(d) NS Comp.



第 17d 図. 第 16 図に同じ. 但し, 検証の対象とした Event ID V2 で示される地殻内地震. 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第 7 表を参照.

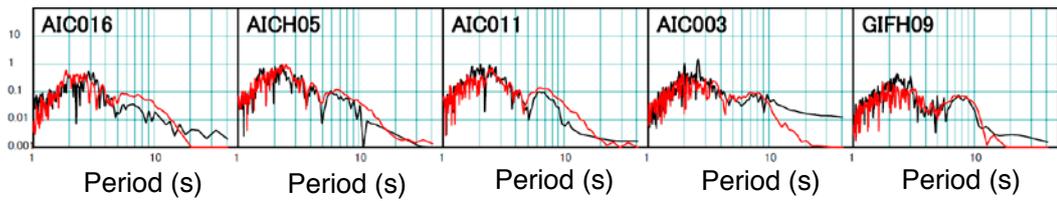
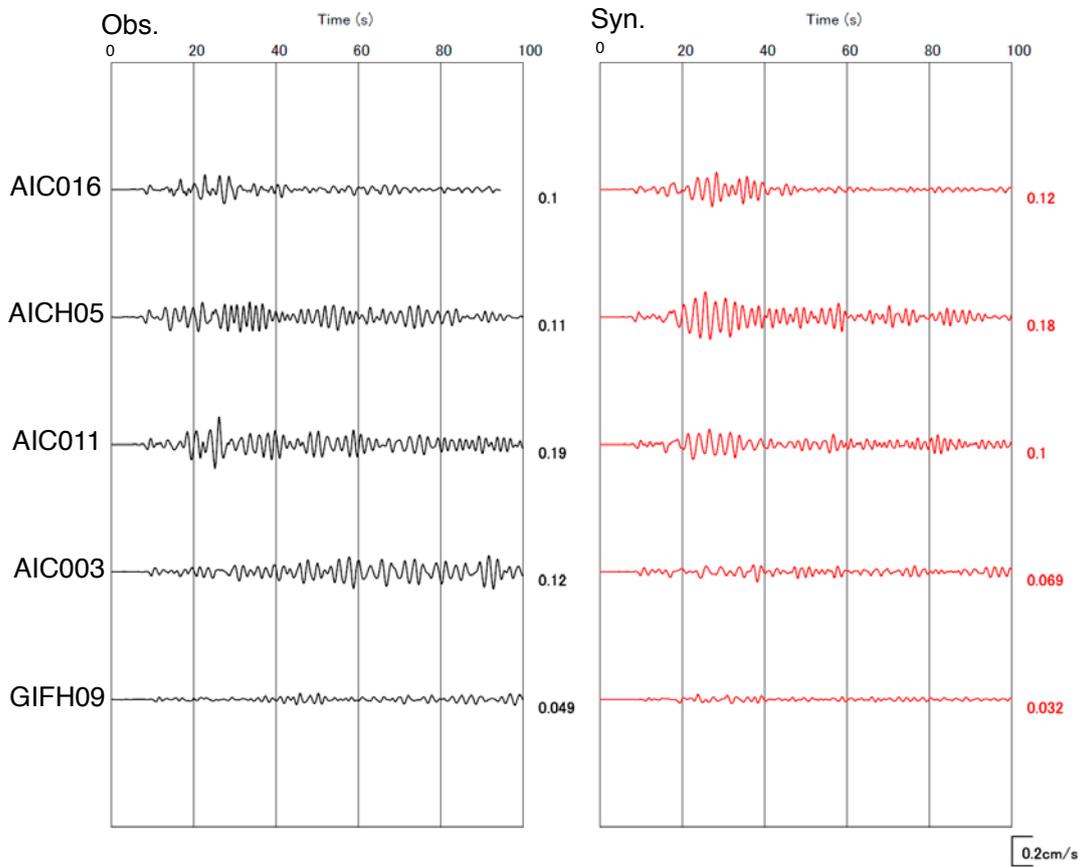
Fig. 17d. Same as Fig. 16 except for the target earthquake is another crustal earthquake (Event ID V2). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

(d) EW Comp.

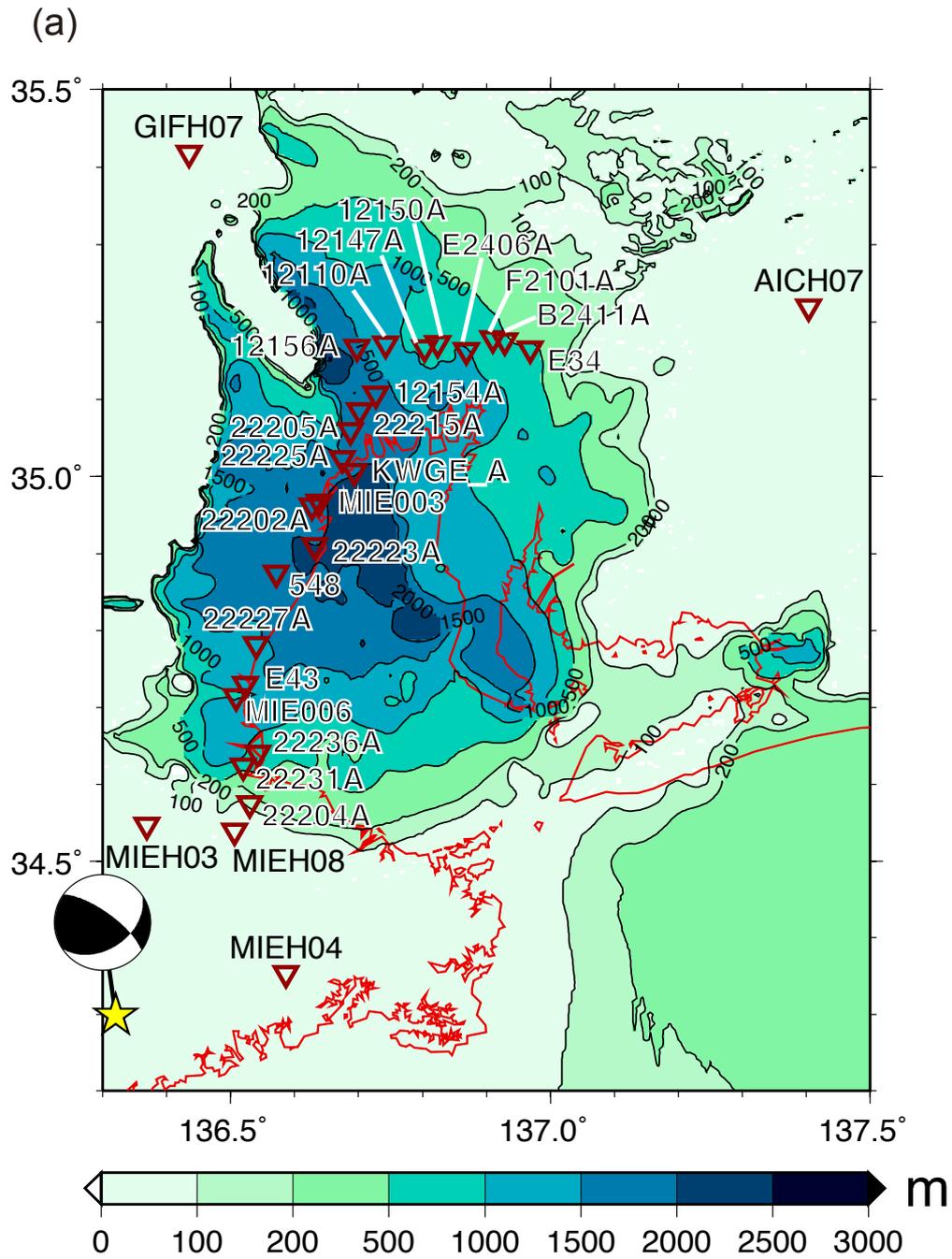


第17d図. つづき.
Fig. 17d. Continued.

(d) UD Comp.



第 17d 図. つづき.
Fig. 17d. Continued.

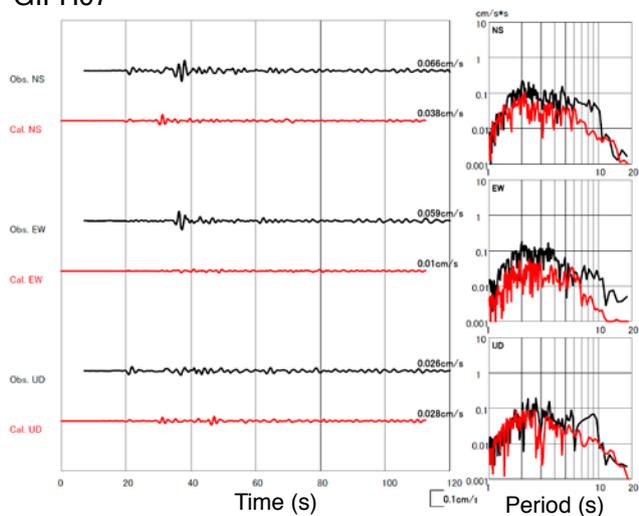


第18a図. 第16図に同じ. 但し, 検証の対象とした地震はスラブ内地震 (Event ID V3). 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第7表を参照.

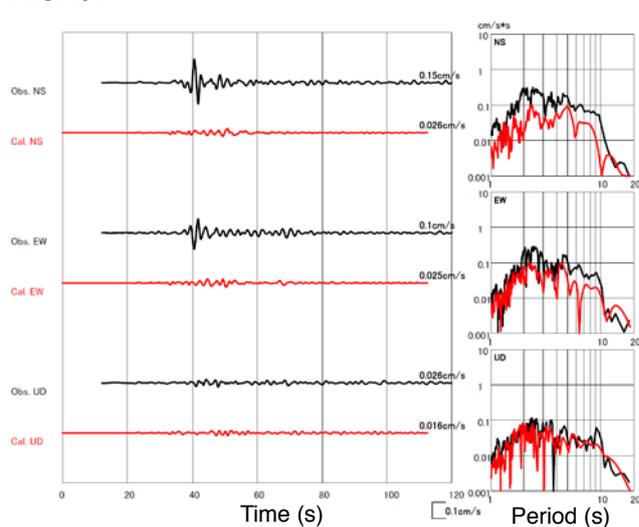
Fig. 18a. Same as Figure 16 except for the target earthquake is an intra-slab earthquake (Event ID V3). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

(b)

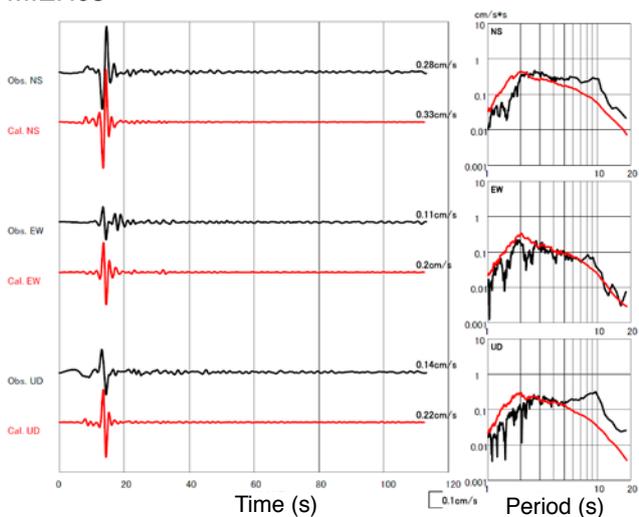
GIFH07



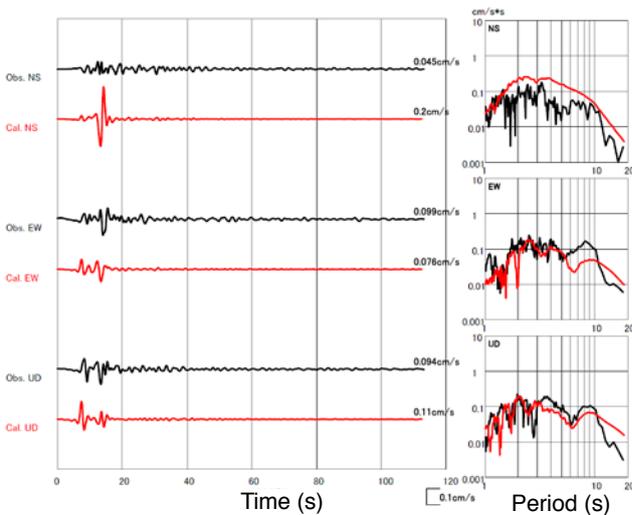
AICH07



MIEH03



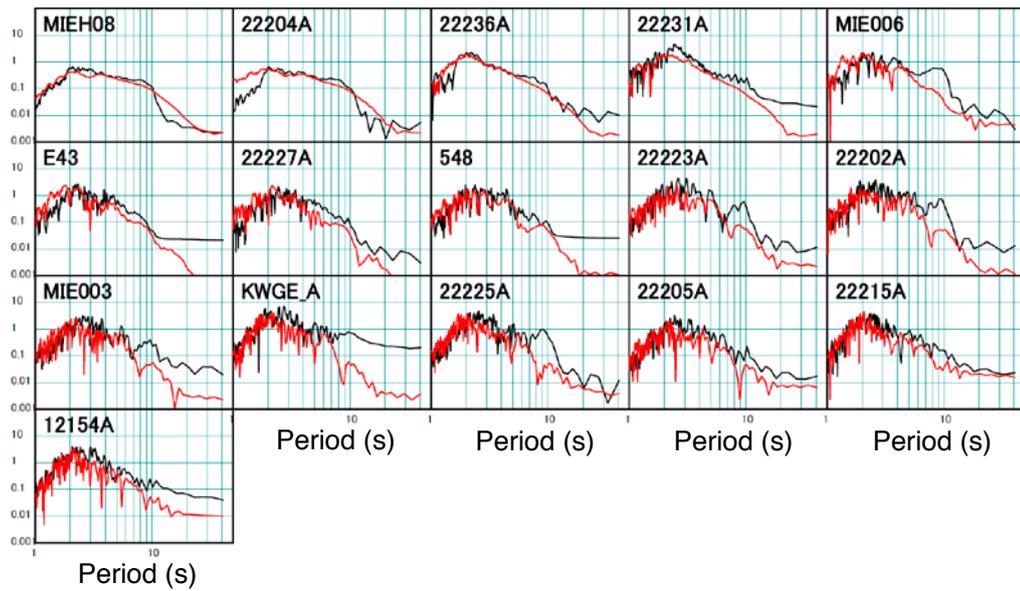
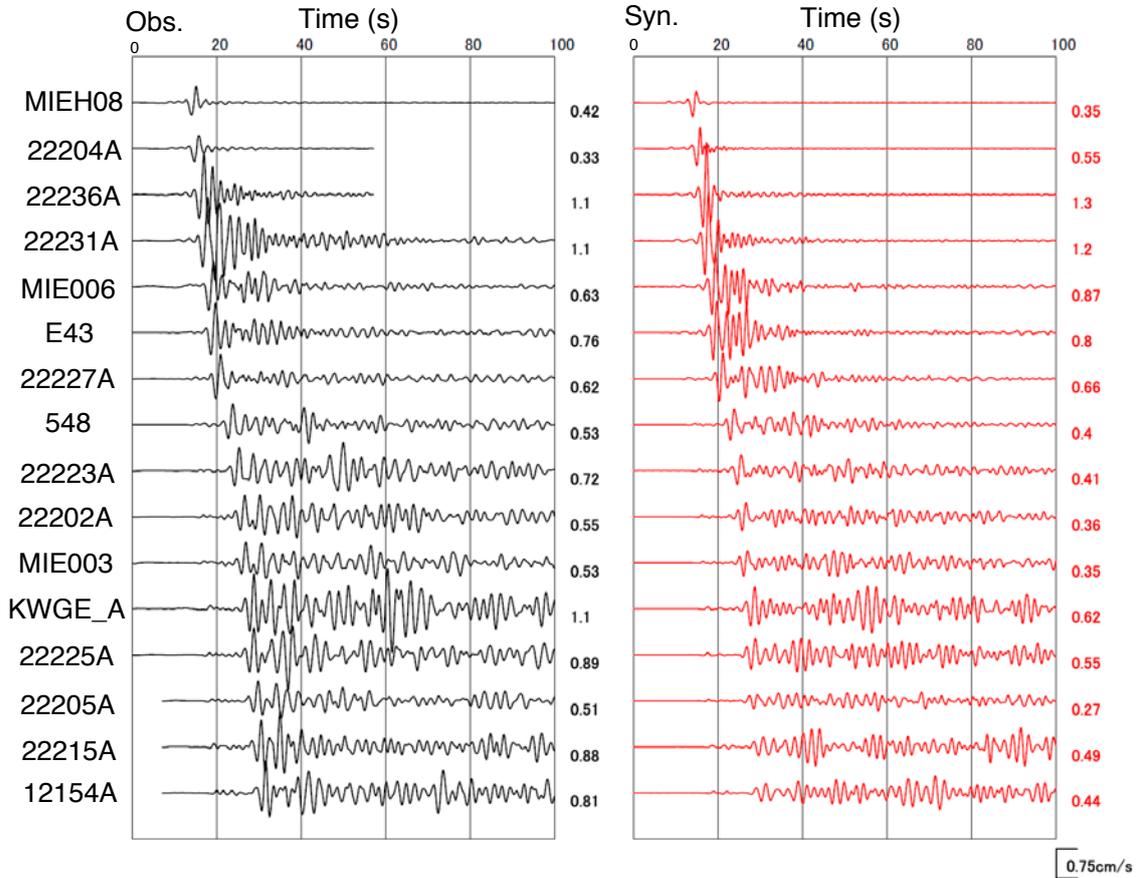
MIEH04



第 18b 図. 第 16 図に同じ. 但し, 検証の対象とした地震はスラブ内地震 (Event ID V3). 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第 7 表を参照.

Fig. 18b. Same as Figure 16 except for the target earthquake is an intra-slab earthquake (Event ID V3). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

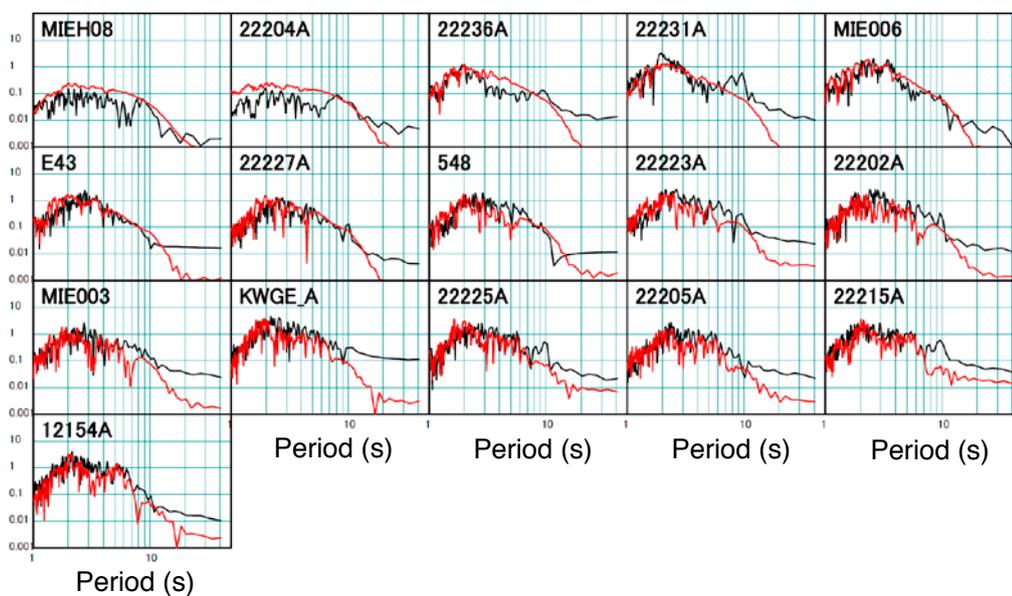
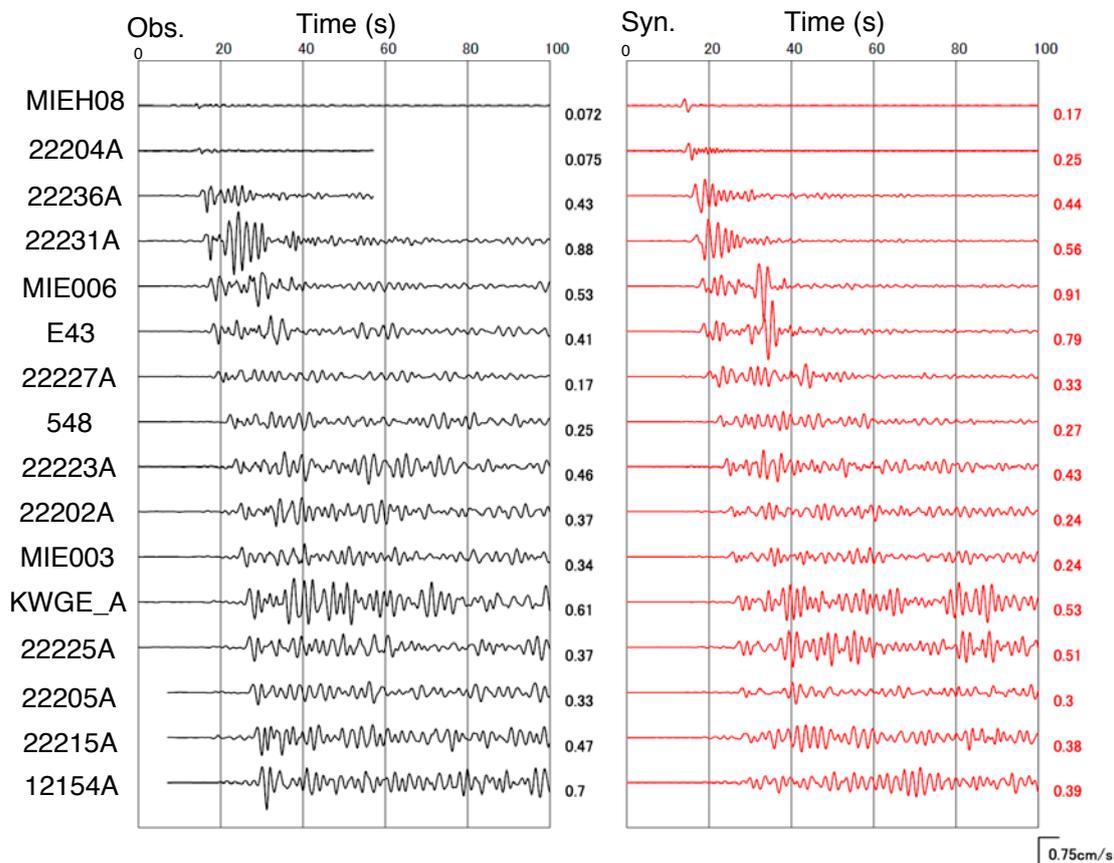
(c) NS Comp.



第18c図. 第16図に同じ. 但し, 検証の対象とした地震はスラブ内地震 (Event ID V3). 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第7表を参照.

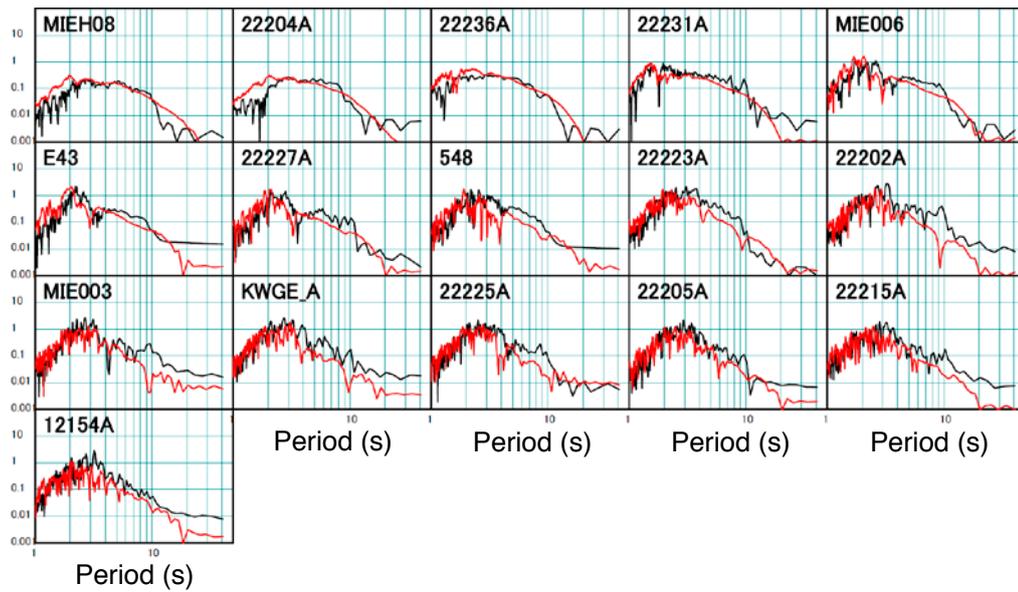
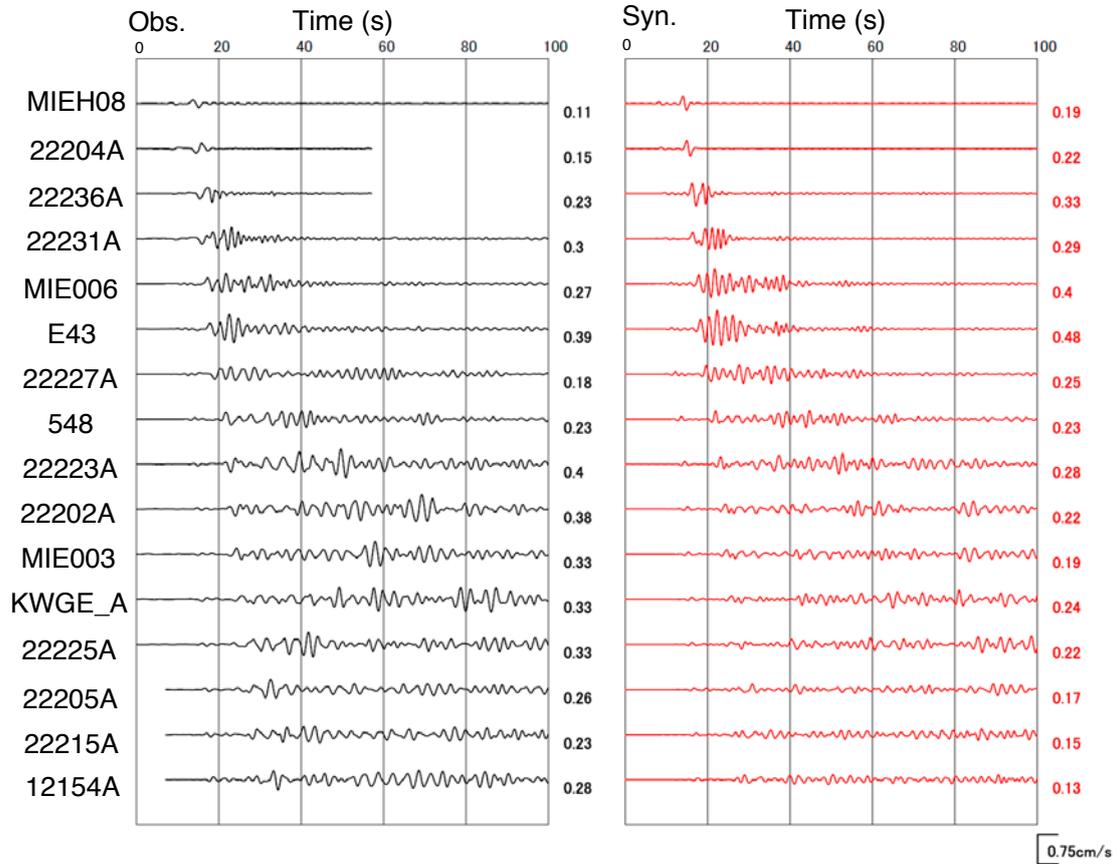
Fig. 18c. Same as Figure 16 except for the target earthquake is an intra-slab earthquake (Event ID V3). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

(c) EW Comp.



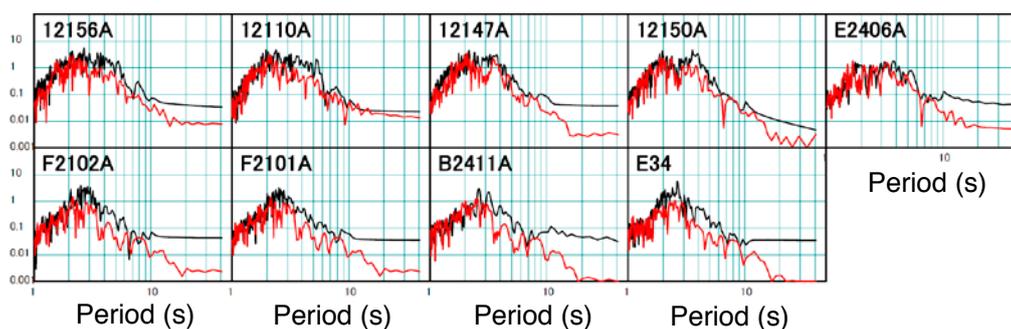
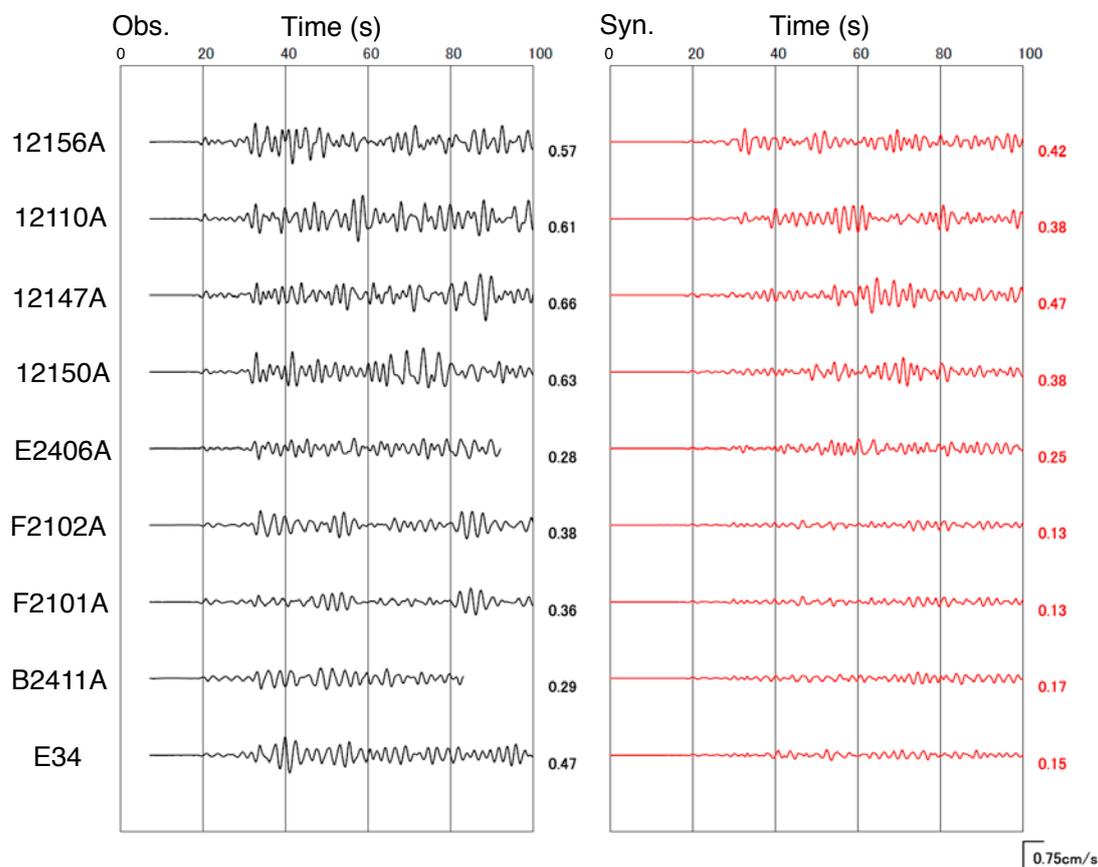
第 18c 図. つづき.
Fig. 18c. Continued.

(c) UD Comp.



第18c図. つづき.
Fig. 18c. Continued.

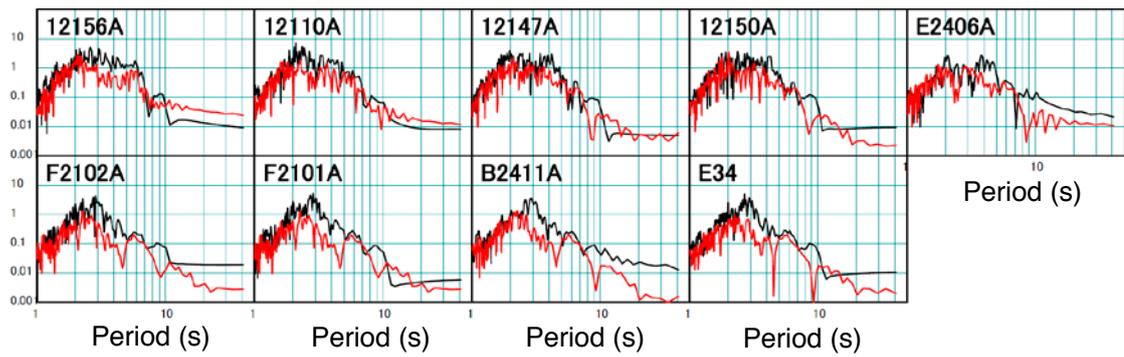
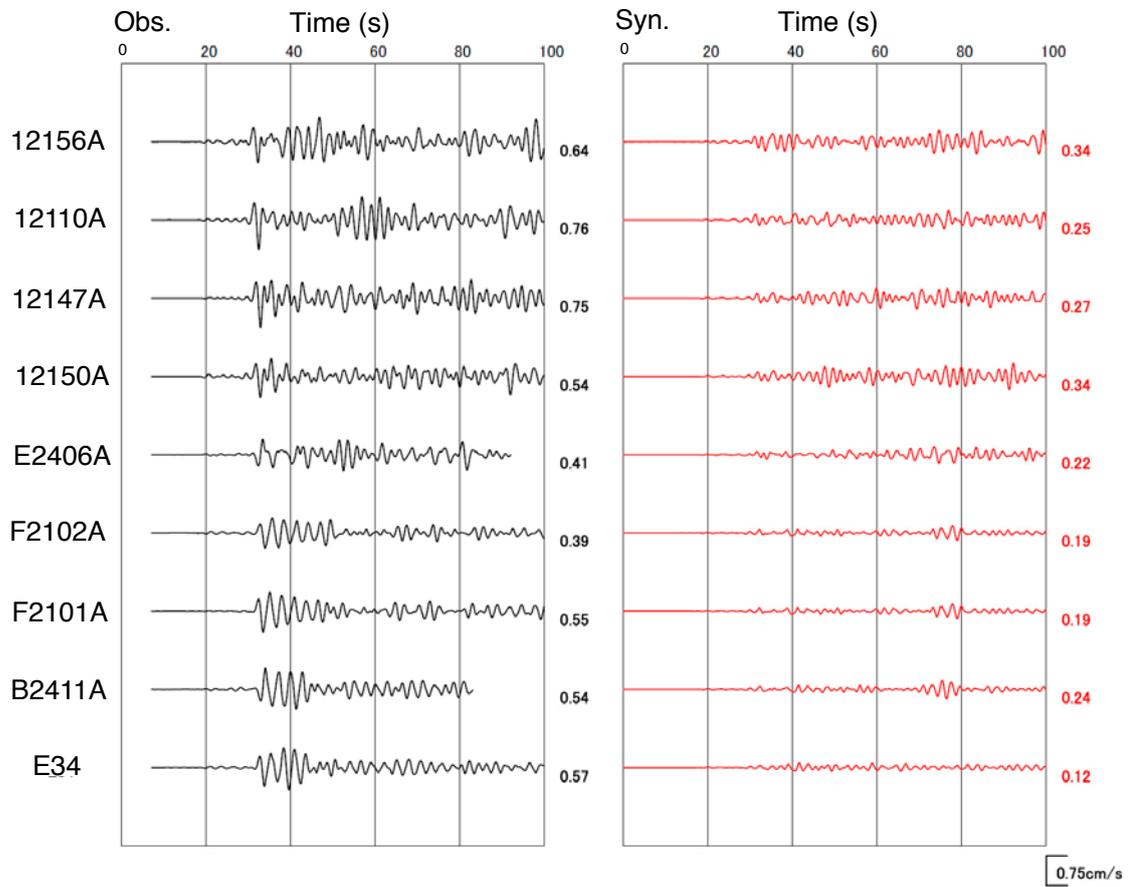
(d) NS Comp.



第 18d 図. 第 16 図に同じ. 但し, 検証の対象とした地震はスラブ内地震 (Event ID V3). 震央および発震機構は (a) を参照. 震源パラメータは第 7 表を参照.

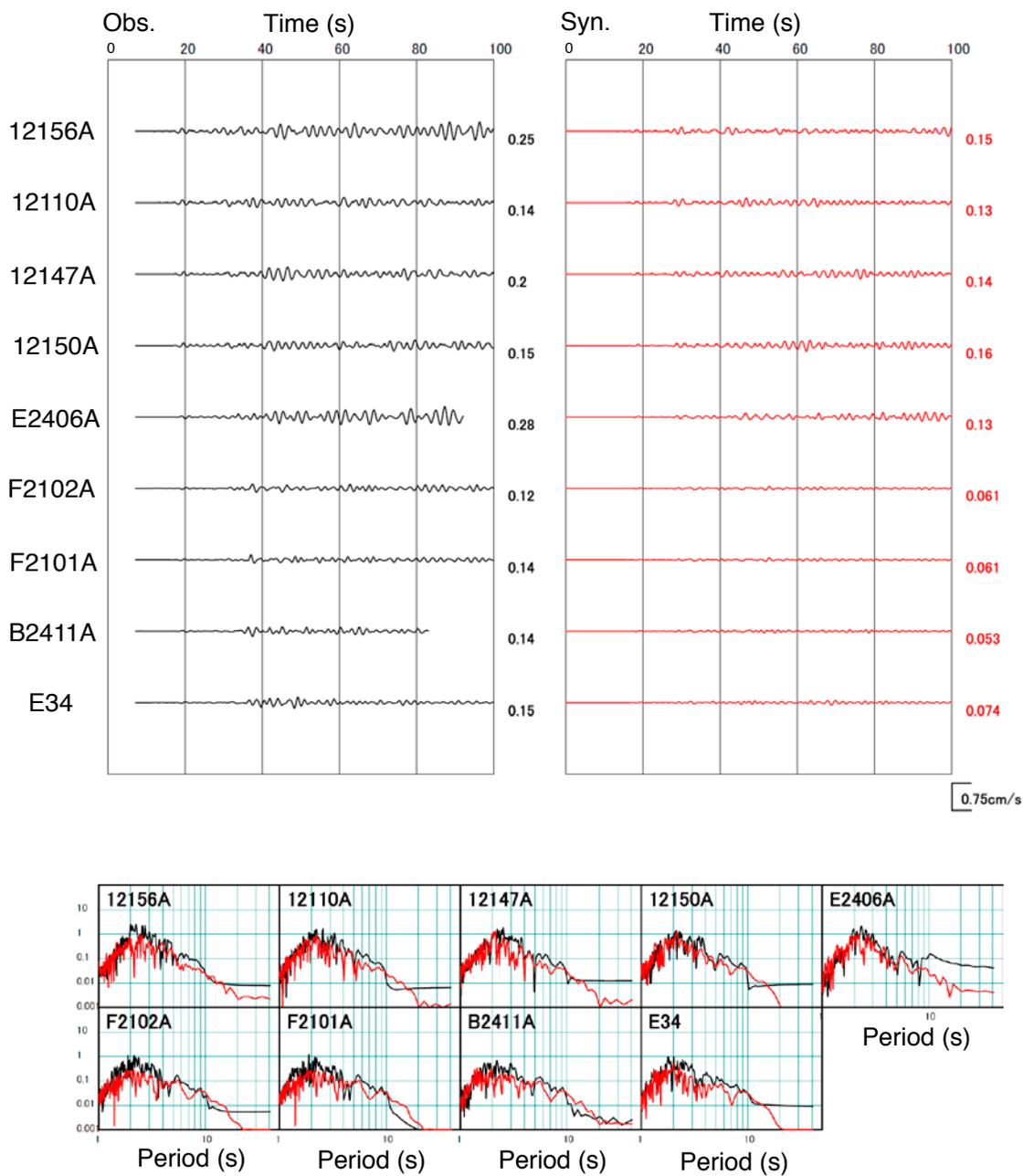
Fig. 18d. Same as Figure 16 except for the target earthquake is an intra-slab earthquake (Event ID V3). See the panel (a) for the epicenter and the adopted focal mechanism. See also Table 7 for the source parameters.

(d) EW Comp.



第18d図. つづき.
Fig. 18d. Continued.

(d) UD Comp.



第 18d 図. つづき.
Fig. 18d. Continued.