

断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル

A three-dimensional subsurface structure model beneath the Osaka sedimentary basin, southwest Japan, with fault-related structural discontinuities

堀川晴央¹・水野清秀²・石山達也³・佐竹健治⁴・関口春子⁵・加瀬祐子⁶・杉山雄一⁷
横田 裕⁸・末廣匡基⁹・横倉隆伸¹⁰・岩淵 洋¹¹・北田奈緒子¹²・Arben Pitarka¹³

Haruo Horikawa¹, Kiyohide Mizuno², Tatsuya Ishiyama³, Kenji Satake⁴,
Haruko Sekiguchi⁵, Yuko Kase⁶, Yuichi Sugiyama⁷, Hiroshi Yokota⁸, Masaki Suehiro⁹,
Takanobu Yokokura¹⁰, Yo Iwabuchi¹¹, Naoko Kitada¹² and Arben Pitarka¹³

^{1, 2, 3, 4, 5, 6, 7}活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, h.horikawa@aist.go.jp, k4-mizuno@aist.go.jp, t-ishiyama@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, kasep@ni.aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

^{8, 9}株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co., Ltd., yokota@hanshin-consul.co.jp, suehiro@hanshin-consul.co.jp)

¹⁰地球科学情報研究部門 (Institute of Geoscience, GSJ/AIST, taka.yokokura@aist.go.jp)

¹¹第十管区海上保安本部海洋情報部 (Hydrographic and Oceanographic Department, 10th Regional Coast Guard Headquarters, you-iwabuchi@kaiho.mlit.go.jp)

¹²財団法人地域地盤環境研究所 (Geo-Research Institute, kitada@geor.or.jp)

¹³URS Corporation (Arben_Pitarka@urscorp.com)

Abstract: We newly developed a three-dimensional subsurface structure model of the Osaka sedimentary basin, southwest Japan. The model was constructed by integrating both geophysical and geological data such as seismic reflection survey, borehole, and gravity anomaly data. First, we set several faults, and divided the subsurface into several blocks. This procedure allows precise representation of a wedge structure where a basement rock thrusts over a sediment layer. Then, we inferred the shape of several key horizons and the basin floor for each block, assuming that each layer and the floor were continuously distributed within a block. P-wave velocity of the sediment layer was estimated from an empirical formula that relates the velocity to buried depth and time since deposition. The empirical formula was derived from seismic reflection data and our geological model. Finally, S-wave velocity and density were derived from P-wave velocity on the basis of a poroelastic theory. Comparison of our model with other subsurface structure models shows several differences, reflecting the difference in the methodology. Numerical simulations of ground motions with the present subsurface structure model were conducted for small earthquakes to examine the validity of the present model. Although body waves propagating beneath the Osaka plain were reproduced well, an amplification observed at a station in the Kobe area, the western margin of the basin, was found to be overestimated. This suggests that the velocity of the sediment layer beneath the station was underestimated. Basin-induced surface waves are clearly observed in the Osaka Plain, the eastern part of the basin, but our subsurface model underestimated the amplitude.

キーワード: 3次元地盤構造, 大阪堆積盆地, 地質構造, 盆地端生成波

Keywords: subsurface structure, Osaka sedimentary basin, geologic structure, basin-induced surface wave

1. はじめに

昨年度, 我々は大阪平野の地盤構造モデルを作成した結果を報告した(堀川ほか, 2002)。本論では, 昨年度に引き続いて作成された大阪湾を含む大阪堆積盆地の地盤構造モデルについて報告する。モデル化の対象領域は, 第1図に示す東西90 km, 南北85 kmの地域で, 深さ方向は場所により異なるが, 3 km弱とした。モデル領域を示す矩形の4隅の座標は表A1に示す。

大阪堆積盆地の3次元地盤構造のモデル化は, 香川ほか(1993)が層境界の形状をスプライン関数で表現したことに始まる。その後, このモデルは宮腰ほか(1997, 1999)や趙ほか(2002)により, データの追加やスプライン関数の節点のマッピングの導入がおこなわれ改良された。しかし, スプライン関数では, 断層などによる急激な地下構造の変化を正確に表現することは難しい。特に, 基盤岩が堆積層に衝上する構造は, この方法では正確に表現できない

い。このような地下構造の急激な変化は地震波動場に大きく影響することが指摘されている（例えば、Pitarka *et al.*, 1998）ので、地下構造の急変をできるだけ正確に表わすことが必要である。また、香川らの一連のモデルでは、各層の弾性波速度や密度を一定としているが、堆積層の速度は埋没深度や堆積年代に応じて変わることが知られている（Faust, 1951）。駒澤ほか（1996）は、重力異常データを使って基盤岩の深度や堆積層の層境界の深さ分布を推定した。最近、Afnimar *et al.* (2002) は、堆積層と基盤岩の 2 層を仮定し、重力異常と屈折法地震探査結果との同時インバージョンから基盤岩上面の深度分布や堆積層や基盤岩の密度および速度を推定する手法を提唱し、大阪堆積盆地北部での解析結果を示している。

上記の研究と比べると、本論文で報告する地盤構造モデルの大きな特色は、走向や傾斜角を考慮した断層面モデルを作成・配置してモデル化対象領域を分割し、地質構造の不連続を表現したことである。これにより、先に触れた衝上する構造を正確に表現できる。この他、本地盤構造モデルの特徴として、堆積層内では埋没深度や堆積年代に応じて弾性波速度や密度が変化するようにした点が挙げられる。

大阪堆積盆地の地質構造の推定に関する先駆的な研究として、Inoue and Nakagawa (2000) がある。彼らは、反射法地震探査で得られた反射面とボーリング調査で明らかとなった層序を対比させ、重力探査データを加味して、大阪堆積盆地の地質構造を推定した。但し、彼らはモデル化する領域をデータの多い盆地の北部に限っている。また、断層は導入されておらず、断層付近の地下構造の急変部は、香川らの一連のモデルと同様、捉えきれていない。

以下では、まず大阪堆積盆地地域の地形と地質の概略に触れ、モデルの作成方法、使用したデータおよびその前処理について述べる。続いて、得られた地盤構造モデルの特徴を紹介し、最後に、小地震の観測記録とモデルに基づく合成波形とを比較して地盤構造モデルを検証する。

2. 大阪堆積盆地の地形と地質の概略

大阪堆積盆地は、北東-南西方向に長軸を持つ楕円形に近い大阪湾とその東側の大阪平野を中心とする低地部などよりなる（第 1 図）。この堆積盆地は、裾に活断層が分布する山地で周囲を限られ、盆地の内部にも上町断層帯（以下、特に断らない限り、断層区分および名称は、岡田・東郷, 2000 に準ずる）や大阪湾断層帯といった活断層が存在する。南北走向の上町断層帯や生駒断層帯、金剛断層帯では逆断層成分が卓越すると考えられるのに対して、1995 年兵庫県南部地震の震源断層の一部と考えられる六甲山地東南縁断層帯、有馬 高槻断層帯や中央構造線断層帯では、横ずれ成分が卓越すると考えられる。

本研究で採用する地質区分を第 2 図に示す。モデ

ル化対象地域を構成する地層・岩石は、第三系～第四系の堆積層と先第三系の基盤岩に大別される（例えば、藤田・笠間, 1982; 松浦ほか, 1997）。モデル化対象領域の基盤は、北部では中生代の付加体である丹波帯の堆積岩類、その他の地域の大部分では領家帯の岩石からなり、基盤まで到達したボーリング調査の結果などから花崗岩類（領家花崗岩）と考えられている（市原, 2001）。しかし、堆積盆地下の基盤岩分布の詳細は明確でない。特に、北側の丹波帯と南側の領家帯の地質境界断層とされている有馬 高槻断層帯（藤田・奥田, 1973）では、その南側においても、温泉ボーリングによって丹波帯に属する基盤岩が確認され（市原ほか, 1991; 石賀・佐藤, 1991）、この断層帯が必ずしも基盤岩体の境界ではないことが明らかになっている。

堆積層の大部分は、約 300 万年から堆積したと考えられる大阪層群である。大阪層群の下部は淡水成層だけからなるが、中～上部では海成層（主に海成粘土層）が挟まれるようになる。特に、海成粘土層は Ma1 層, Ma2 層, Ma3 層などと呼ばれ、現在知られている最も古いものは Ma-1 層で、完新統（沖積層）内に存在するものが Ma13 層である。海成粘土層の他に火山灰層も多く挟まれ、それらの層位や年代は詳しく調べられており、本研究でおこなう地質構造の推定に際して、鍵層の役割を担っている。なお、大阪層群の詳細については、市原（1993）などを参照されたい。

3. データおよびモデル化のための前処理

本研究で使用したデータは、表層地質、断層位置、深層ボーリング、反射法地震探査、重力探査、検層、微動探査、物理試験データである。以下、それぞれのデータについて順に述べる。

3.1 表層地質データ、断層位置データ

表層地質データは主として旧地質調査所（現地質調査総合センター）によって作成された 5 万分の 1 地域地質図幅に基づき、記載された地質境界を簡略化してデジタル化した。対象とした地質図幅名を以下に列挙する：三田（尾崎・松浦, 1988）、広根（松浦ほか, 1994）、神戸（藤田・笠間, 1983）、大阪西北部（藤田・笠間, 1982）、大阪東北部（宮地ほか, 2001）、奈良（尾崎ほか, 2000）、大阪西南部（藤田・前田, 1985）、大阪東南部（宮地ほか, 1998）、桜井（西岡ほか, 2001）、和歌山及び尾崎（宮田ほか, 1993）、岸和田（市原ほか, 1986）、吉野山（平山・岸本, 1957）、高野山（平山・神戸, 1959）、山上ヶ岳（志井田ほか, 1989）、北条（尾崎ほか, 1995）、明石（水野ほか, 1990）、洲本（高橋ほか, 1992）。

旧地質調査所による 5 万分の 1 地域地質図幅が作成されていない京都府内の地域については、土地分類基本調査による表層地質図（経済企画庁, 1972）を

参照した。また、大阪地域については、吉川(1973)、市原(1991)、市原(1993)を参照あるいは加味した。兵庫県域については、兵庫県(1996)を参考にし、中央構造線活断層系および金剛断層帯沿いについては、地質調査所(1994)も考慮した。

断層位置データについては、上記の地質図幅の記載のほかに、国土地理院による以下の2.5万分の1都市圏活断層図に記載された断層線情報を併せてデジタル化した：広根(中田ほか,1996a)、京都西南部(岡田ほか,1996e)、大阪西北部(中田ほか,1996b)、大阪東北部(中田ほか,1996d)、大阪西南部(中田ほか,1996c)、大阪東南部(中田ほか,1996e)、岸和田(岡田ほか,1996b)、五条(岡田ほか,1996a)、和歌山(岡田ほか,1996d)、粉河(岡田ほか,1996c)。

3.2 深層ボーリングデータ

モデル化対象地域において掘削されている主な深層ボーリングは、OD1~OD9シリーズ(例えば、三田村ほか,1998)をはじめとする地盤沈下調査に伴うボーリングや温泉ボーリングである。これらは大阪府域に多く存在している。神戸地域では、1995年兵庫県南部地震後におこなわれた学術ボーリングGS-K1孔(衣笠・水野,1996;関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会,1998)が基盤岩まで達し、層序も確立している点で重要である。

本研究で参考にしたボーリングの分布を第3図に示す。ボーリングのデータは、出典文献を基に、Ma13~Ma-1の海成粘土層や火山灰層を鍵層として、第2図に示す地層区分に対応付けた。

3.3 反射法地震探査データ

モデル化対象地域において実施された主な反射法地震探査測線を第3図に示す。これらの探査は、複数の機関によって実施され、解析条件が異なる。このため、岩淵ほか(2000)でも指摘されているように、同一地点における基盤岩深度が異なり、モデル化に際して大きな障害となる。そこで、本研究では、同じ解析手法によって入手された測定データを再解析した。第3図に、再解析した測線を黒色の細い実線で示す。再解析にあたっては、時間断面図、マイグレーション後時間断面図、深度変換断面図を作成した。

モデル化対象地域における探査のうち、測定データが入手できなかったものについては、公表文献に示された反射断面を、地質構造モデル作成のための情報として利用した。この対象とした測線を第3図に白色の太い実線で示す。

3.4 重力探査データ

重力異常データは、The Gravity Research Group in Southwest Japan(2001)により収集されたものを使用した。モデル化対象域のブーゲー異常を第4図に示す。図に示されるように、重力異常値は、大阪湾北

部の西宮市沖で最も低くなる。また、六甲山地東縁断層帯、生駒断層帯、および有馬高槻断層帯などの活断層が位置するところでコンターが集中し、重力異常が急激に変化していることが明らかで、これらの断層を境に地盤構造が急変することが示唆される。

3.5 検層データ

堆積層および基盤岩の物性値の検討に重要なPS検層および密度検層データを収集した。検層孔は、GS-K1孔、夕陽丘孔、末広孔(関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会,1998)の3孔である。

3.6 微動探査データ

S波速度に関するデータを補うため、大阪平野を中心とする16箇所でおこなわれた微動アレイ探査で得られたS波速度構造(香川ほか,1998)を利用した。

3.7 物理試験データ

深層ボーリングOD1~OD9では、採取されたコアを試料として、力学および物理試験が実施されている(例えば、Ikebe *et al.*, 1970)。これらのうち、OD8を除く8孔において、物性値モデル作成のための補助データとして、密度を収集・整理した。

4. 地盤構造モデル作成方法

本研究の地盤構造モデルは、上記の各種地質情報を基に作成される地質構造モデルと、得られた地質構造モデルから作成される物性値モデルからなる。推定する物性値は弾性波速度と密度で、非弾性減衰の大きさを示すQ値の推定はおこなわない。以下に、これら各モデルの作成法の概略を述べる。

4.1 地質構造モデルの作成

地質構造モデルの作成では、最初にモデル領域内における断層の位置や走向・傾斜を決定し、モデル領域を断層に囲まれた複数のブロックに分割する。各ブロック内では、鍵層や基盤岩上面の形状は連続した曲面で表せると仮定して、その形状を推定した。

モデル化の都合上、実際には断層がない場合でも、他の断層(ブロック境界)あるいはモデル領域の端にぶつかるまで境界を延長した。断層が存在しないブロック境界では、境界部において基盤岩上面深度や鍵層の埋没深度に鉛直変位を許さず、連続した地質構造を表現した。

堀川ほか(2002)では2次元東西断面を作成した後、各断面間を補間して3次元構造をモデル化した。しかし、本研究のモデル化領域においては、地質構造の方向性が共通していないことや、地質情報の密度が地域によって異なることなどより、3次元モデルは領域内の地質構造と地質情報の密度に応じ

て、地域ごとに異なる作成方法を採用した。すなわち、大阪湾域においては反射法地震探査の測線が高密度に分布し、各測線が交差していることから、基盤岩上面や各鍵層の形状を、曲面として作成した。一方陸域は、海域に比べてデータの密度が低いため、堀川ほか（2002）と同様に、ブロック境界にほぼ直交する2次元断面で地質構造を推定し、海域のモデルと結合して最終的な3次元地質構造モデルを作成した。

4.2 物性値モデルの作成方法

堆積層内のP波速度は、反射法地震探査の速度解析から広域で得られている。このP波速度の値を、地質構造モデルで推定された埋没深度や堆積年代と組み合わせて回帰式を作成する。そして、この回帰式を使って、モデル領域全体のP波速度分布を推定する。

S波速度や密度の推定方法は、堀川ほか（2002）と同様のため、説明を省略する。

5. 地質構造の推定

5.1 ブロック分割

ブロック分割に際して考慮した断層の位置を第5図に示し、各断層の傾斜角を第1表に示す。これらのうち、昨年度の大阪平野域の地盤構造モデルから設定を修正した、あるいは、領域を拡張するにあたって新たに設定したブロック境界について、以下に述べる。

(1) 有馬 高槻断層帯・^{おうご}淡河^{ありの}有野断層（番号1）

本報告における有馬 高槻断層帯は、重力探査（伊藤ほか、1989）や反射法地震探査（川崎ほか、1994）により推定されている凹地状構造を基に、八幡市男山の南縁を通るものとして設定した。

この断層帯は大阪平野の北縁を限り、断層帯の北側が相対的に上昇している。一方、宝塚以西の六甲断層や淡河 有野断層は、南側が相対的に上昇する断層である（藤田・笠間、1982、1983）。いずれの地域においても地表で観察される断層は高角である。

以上から、傾斜角および傾斜方向が一定の断層面を設定するのは困難ではあるが、いずれも断層が高角であることを考慮して、傾斜角は90°に設定した。なお、このブロック境界はモデル化の都合上、高塚山断層と交差する地点よりも西側へ延長させているが、実際には地質構造を不連続にしているわけではない。

(2) 大阪湾断層（番号8）

大阪湾断層は岩崎ほか（1994）により確認された断層で、1995年兵庫県南部地震後に多くの反射法地震探査（横田ほか、1997；横倉ほか、1998；岩淵ほか、2000）が実施され、その性状の理解が飛躍的に進んだ。これらの反射法地震探査によると、断層の鉛直変位は、淡路島北端の東方海域で最大となり、南お

よび北の端に向かって減少する。北部では、六甲アイランド沖で基盤岩上面に明瞭な落差が見られなくなる。一方、断層の南部は情報が少ない（第3図参照）ため、断層の連続性は必ずしも明らかでない。

本地盤構造モデルでは、反射法地震探査の結果から、断層の存在が確認された部分に限り鉛直変位を与えた。傾斜角は、断層の形態が最も明瞭に捉えられた淡路島北端の東方海域における結果から、80°Wとした。

(3) 西宮撓曲・甲陽断層・^{おばやし}小林断層（番号9）

西宮市付近の六甲山地南東縁では、階段上の地形が発達し、その急崖は断層崖である（藤田・笠間、1982）。関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会（1998）によると、西宮撓曲を形成した断層（西宮断層）は北上がりの逆断層である。

本地盤構造モデルでは、西宮断層から小林断層を経て宝塚へ至る六甲山地東部に分布する断層を、1つのブロック境界とした。傾斜角は、反射法地震探査の結果から基盤岩上面の鉛直変位が最も大きいと判断される西宮断層の傾斜に基づいて45°Nとした。

(4) 津名沖断層（番号10）

岩淵ほか（2000）は、淡路島東岸の津名町沖（大阪湾断層南部の西側海域）に、大阪湾断層とほぼ並行する東側隆起の逆断層を見出し、津名沖断層と仮称した。大阪湾断層が西上がりの逆断層であるため、この2つの断層の間に位置する基盤岩は相対的に隆起している。この隆起は反射法地震探査から明らかにされた（岩淵ほか、2000）。データ不足のため、この断層の連続性は明らかではないが、本研究ではブロック境界として採用し、傾斜角は反射法地震探査の結果に基づき、90°とした。

(5) 岡本断層・諏訪山断層・須磨断層・仮屋沖断層（番号11）

六甲山地東南縁断層帯を構成する岡本断層から諏訪山断層、須磨断層を経て、仮屋沖断層（水野ほか、2002）までを1つのブロック境界と考え、六甲山地と淡路島を併せた地塊を1つのブロックとした。

六甲山地東南縁断層帯は、六甲山地から神戸市街地へ向かって複数の断層が並走している。これらのうち、岡本断層、諏訪山断層、須磨断層を本ブロック境界に採用した。

仮屋沖断層は神戸市須磨沖から淡路島東岸沿いに位置する西上がりの逆断層で、淡路島北東部海域から神戸沖海域にかけての地域において、基盤岩上面の鉛直変位が確認されている（横倉ほか、1998；岩淵ほか、2000）。

傾斜角は反射法地震探査の結果から75°Wとした。

(6) 和田岬撓曲（番号12）

反射法地震探査やボーリング調査（横倉ほか、1998；七山ほか、2000）によって、神戸市和田岬の先端付近から、神戸ポートアイランド神戸大橋付近を経て、北東方向に延びる西上がりの断層が確認されている。この断層の連続性は明らかでないが、北東

方向の延長は六甲山地東南縁断層帯に連続すると考えられ、南西への延長は和田岬沖で大阪湾断層に連続する可能性がある。本研究では、和田岬撓曲の北東方向への延長は、深層ボーリングや反射法地震探査によって確認された御影撓曲（関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998）に連続すると仮定し、これらを1つのブロック境界とする。南西方向への延長は、和田岬沖の反射法地震探査（例えば、横倉ほか, 1998）では鉛直変位が明瞭ではないことを考慮して、断層構造として連続させず、基盤岩及び堆積層の変形と見なした（第5図）。

傾斜角は、断層の形態が最も明瞭な、兵庫港付近でおこなわれた反射法地震探査の結果（横田ほか, 1997）を考慮して、 $70^{\circ}W$ とした。

(7) 芦屋断層（番号13）

芦屋断層は芦屋から宝塚付近に至る六甲山地東縁に位置し、花崗岩が大阪層群に衝上する地質境界断層である（藤田・笠間, 1982）。変位地形は不明瞭とされる（岡田・東郷, 2000）が、芦屋市内でのボーリングでは、200 m以上の鉛直変位が確認されている（藤田・笠間, 1982）。この変位量を考えると、ブロック境界として考慮する必要があると判断した。

傾斜角は、断層露頭の情報（藤田・笠間, 1982）を参考に $60^{\circ}W$ とした。

(8) 中央構造線断層帯（番号14）

中央構造線断層帯の形態に関する情報は、吉川ほか（1992）による反射法地震探査結果から得られる程度で、断層の長さに対して、データが非常に乏しい。反射法地震探査では、楔形の堆積層（菖蒲谷層）が和泉層群の下へ潜り込んでいる構造が明らかとなり、中央構造線は傾斜角 $45^{\circ}N$ の構造境界となっている。この構造が走向方向へ連続すると仮定して、この断層帯をブロック境界としてモデル化した。

(9) 男山丘陵東縁断層（仮称）（番号15）

枚方丘陵を横切る測線でおこなわれた大阪府（2003）による反射法地震探査の結果から、京都府八幡市の男山丘陵の東縁に、基盤岩上面に鉛直変位を与える逆断層が存在することが明確となった。本研究では、この断層を男山丘陵東縁断層と仮称し、ブロック境界に認定した。傾斜角は、上記の反射法地震探査の結果から、 $80^{\circ}W$ とした。

(10) 高塚山断層・野島断層（番号16）

このブロック境界は、六甲山地と淡路島を含むブロックの西縁にあたる。高塚山断層は、神戸層群あるいは有馬層群と大阪層群との地質境界である（藤田・笠間, 1982）。

野島断層は、1995年兵庫県南部地震の震源断層であるため、深層ボーリングなど様々な調査がおこなわれている。これらの調査の結果に基づき、傾斜角は $80^{\circ}E$ とした。

5.2 基盤岩上面深度の推定

基盤岩上面深度の分布は、ボーリングや反射法地

震探査から得られた基盤岩深度情報とブーゲー異常から200 m間隔の格子上で推定した。一般に、基盤岩深度が得られている地点において、重力データが必ず存在するわけではない。そこで、前述した重力データから、基盤岩深度が既知の点における重力異常をまず求め、本解析のデータとした。

井上ほか（1998）は、大阪平野地域で観測された重力異常から、広域の異常を除去した後の重力異常と、ボーリング調査や反射法地震探査による既知の基盤岩上面の深度を比較し、正の相関が大きいことを示した。そして、Inoue and Nakagawa（2000）は、同じ手法を大阪堆積盆地北部に適用し、基盤構造を求めている。本研究でもこれらの研究に従い、観測されたブーゲー異常 Δg_{obs} は

$$\Delta g_{obs} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=0}^i A_{ij} x^{i-j} y^j + C + \alpha z \quad (1)$$

と表せると仮定した。ここで、 A_{ij} 、 C と α は係数で、 x と y はそれぞれ東向き、北向きを正とする水平方向の座標、 z は深さである。右辺の第1項と第2項が広域の重力異常を表す曲面（傾向面）、第3項は局所的な異常を反映した項である。

Inoue and Nakagawa（2000）では、式（1）で $n=2$ と仮定して、モデル化対象領域内の全データから式（1）の係数を推定した。したがって、領域内では係数は一定である。一方、本研究では、 $n=3$ を仮定し、格子点ごとに最小2乗法的に式（1）の係数を推定した。その際、着目しているグリッドを中心とした範囲を設定し、その範囲内にあるデータだけをを用いた。したがって、得られた式（1）の係数は格子点ごとに異なる可能性がある。

データを選択する範囲の基準は1つだけではなく、全ての格子点で共通の基準を複数用意し、各格子点に適用した。したがって、複数の係数の組、すなわち、複数の基盤岩深度が得られる。そして、得られた深度の重み付き平均をその点での深度とした。その重みには、着目している格子点から半径20 km以内のデータと、得られた係数で計算される基盤岩深度との2乗残差の逆数を用いた。一般的な傾向として、基盤岩深度が既知である点が密に分布する地域ほど、狭い範囲のデータから求めた係数による基盤岩深度の比重が大きくなり、分布が疎になるほど、広い範囲から求めた係数による基盤岩深度に比重が移る。

5.3 堆積層中の鍵層

(1) 採用した鍵層

先に述べたように、今回モデル化する地域で重要な堆積層は大阪層群である。大阪層群最下部にある岬火山灰層のフィッシュン・トラック年代が約3 myである（鈴木, 1988）ことを考慮し、0.5-1 my間隔を目安として、第2図に年代を示した海成粘土層および火山灰層を鍵層として採用し、その分布を推測し

た。これらの鍵層は堀川ほか(2002)と同様である。

(2) 反射面と鍵層との対比

大阪層群における鍵層の分布は、反射法地震探査の断面と探査測線周辺に位置するボーリング調査結果との対比に基づいて推定した。大阪平野をはじめとする陸域と大阪湾のような海域とでは、地質情報の分布が異なるため、以下に述べる別のアプローチをとった。

陸域では、探査測線に近接する深層ボーリングや地質構造の不連続がないと考えられる近接した断面間で、反射面の特徴に基づいて対比をおこなった。

第2図に示した鍵層のうち、福田火山灰が確認されている深層ボーリングは夕陽丘孔(吉川ほか, 1997)だけである。本研究では、このボーリング孔での層序に基づき、Ma3とMa-1との埋没深度の差に1.4を乗じ、乗算により得られた値をMa-1の埋没深度に加えたものを、福田火山灰の埋没深度と仮定した。

一方、海域では、反射法地震探査の測線が交差している(第3図)ことを利用する。すなわち、測線の交点ごとに時間断面上で反射面を対比させ、各断面上で反射面を追跡した。

大阪湾断層の下盤側における反射断面上での地質層序の対比は、GS-K1孔での層序(衣笠・水野, 1996; 関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998)を基準とした。そして、この孔を通る反射法地震探査の結果(衣笠・水野, 1996)を介して、海域における反射法地震探査の断面の対比をおこなった。対比の結果は、泉南沖の深層ボーリングにおける層序(Itoh *et al.*, 2001)とも矛盾しないことを確認した。

大阪湾断層の上盤側における地質層序は、反射面が断層によって不連続になるため明確ではないが、大阪湾断層を横切る測線のうち、断層の走向に対して低角度で斜交する断面を利用して、下盤側から上盤側へ延長させて対比をおこなった。

5.4 3次元地質構造モデル

大阪堆積盆地の地質構造は、全域において明らかになっているわけではない。そのため、モデルの作成に際して、既存の地質情報を基に、各地域における地質構造を推察する必要がある。以下ではまず、モデル領域内の地域ごとに、地質構造の作成方針をまとめ、続いて作成された地質構造モデルの特徴を記述する。

5.4.1 各地域の地質構造

(1) 大阪平野地域

・大阪平野南部に広がる泉北・泉南丘陵地域の表層部の地質分布は、市原(1991)および市原(1998)に従い、広域的には北傾斜の同斜構造とした。

・大阪平野南部の地質構造は、市原(1993)が示したピンク火山灰と福田火山灰の構造等高線図を基に作成した。但し、反射法地震探査測線の近傍では、

探査結果に従って上町断層帯を表現した。

・泉大津市沿岸域では、重力探査結果から基盤岩の盛り上がりが見られる。阪神高速道路湾岸線データ(阪神高速道路公団, 1991)においても、これに対応すると考えられるMa10層の背斜状の変形(泉大津港背斜構造)が見られることから、この盛り上がりモデルに反映させた。

・大和川南部の重力探査結果に見られる単独丘については情報が少ない。基盤岩深度は重力探査結果に従って推定した。

・反射法地震探査結果に基づき、上町断層の鉛直変位は、天王寺付近ではないものとした。

・東大阪地域の地質構造は、反射法地震探査結果と重力探査結果より、生駒山地縁辺部において基盤岩深度が最も深くなる構造とし、生駒断層帯の上下変位は最大約1700mと推定した。

・千里山丘陵の表層地質は、市原(1991)によった。

・枚方丘陵の表層地質は、市原(1991)および5万分の1地質図幅大阪東北部(宮地ほか, 2001)を基に作成した。

・有馬高槻断層帯の花屋敷断層より東の、同断層帯に沿って分布する凹地状構造は、千里山丘陵北部と男山南部付近では明瞭だが、高槻市および伊丹市付近では不明瞭である。これらの地域では、基盤岩は北から南へ緩やかに傾斜するものとした。

(2) 大阪湾地域

・GS-K1孔における基盤岩直上の反射面(カエナサブクロン層準付近)は、大阪湾地域での反射断面でも、基盤岩直上付近に追跡されることより、基盤岩と大阪層群との間に神戸層群は存在しないとした。

・仮屋沖断層と淡路島東岸の間では、1000m以上に及ぶ基盤岩の落差が確認されている。この構造と交差する反射法地震探査結果(横田ほか, 1997; 横倉ほか, 1998)では断層構造が確認されていないため、基盤岩の傾斜構造と解釈した。

・神戸港域のポートアイランドと六甲アイランド間では、摩耶断層の存在が指摘されている(藤田・前田, 1984)が、反射法地震探査の結果では、基盤岩上面に不連続が見られないため、基盤岩および堆積層の変形と解釈した。

(3) その他の地域

・神戸層群は、淡路島、明石海峡海底部、須磨地域などで露出が確認されている(例えば、市原ほか, 1991)ので、三田盆地、明石海峡および淡路島周辺に限って分布するとした。

・播磨灘には、鹿の瀬と呼ばれる浅瀬が北東-南西方向に伸びている。これを横切る測線でおこなわれた反射法地震探査でも、対応すると思われる背斜構造が確認されたので、地質構造にも反映させた。

・三田盆地を南北に縦断する反射法断面中では、淡河断層付近で約1000mの鉛直変位あるいは基盤岩の急傾斜が見られる。このため、既述のように、東西走向のブロック境界を導入し、その北部に窪地状

の構造を仮定した。

・生駒山地東部は大局的には東傾斜の同斜構造とした。

5.4.2 基盤岩上面の深度分布

基盤岩上面の深度分布を第6図に示す。大阪湾内では、湾の形と同様に北東・南西方向に長軸を持つ形で等深線が描かれている。しかし、基盤岩の最深部は湾の中心ではなく、むしろその北西側に位置する。つまり、湾の北側と西側が東側や南側よりも深度変化が大きい。基盤岩深度の深い領域が大阪湾断層沿いに分布していることを考え合わせると、基盤岩上面の形状は、大阪湾断層の活動の影響を受けていると考えられる。また、断層の屈曲部に最も深い領域が存在するのは、断層活動を考える上で興味深い。

最深部の基盤岩深度は、横倉ほか(1998)では3400 m程度、岩淵ほか(2000)では2800 m程度とされており、本研究では2600 m程度である。最も浅いものと深いものとは、深度の差が800 m近くに達するが、大阪層群の砂礫・砂・粘土互層などからの重複反射に富むという記録の特質や、探査深度に対して受震ケーブル長が440~670 mと短いことを考慮すると、真の基盤岩深度を議論することは現状では困難である。

大阪平野地域の深度分布は、昨年度のモデルと大きくは異ならないが、新たにおこなわれた枚方丘陵を通る反射法地震探査(大阪府, 2003)の結果を参考に、基盤岩上面の深度を修正した。

5.4.3 鍵層の深度分布

堆積層の鍵層の深度分布を第7図に示す。図の白い部分は該当する鍵層(あるいは同じ堆積年代を示す地層)が分布しない領域を示す。大阪堆積盆地内では、いずれの鍵層の深度分布も、先に見た基盤岩上面の深度分布の傾向との違いは小さく、基盤岩上面深度が深いところでは鍵層の深度も深くなっていることが読み取れる。この傾向は、岩崎ほか(1994)やInoue and Nakagawa(2000)でも指摘されており、大阪層群が堆積する程度の時間スケールでは、この地域の沈降や隆起のパターンの変化は大きくないことを示していると考えられる。

6. 物性値モデル

6.1 堆積層内のP波速度分布の推定

4.2節で述べたように、大阪層群などの堆積層のP波速度 V_p は、その地層の埋没深度 D と堆積年代 T から推定する。

前回のモデル(堀川ほか, 2002)で使用した式から計算される速度と大阪平野地域での反射法地震探査データから得られた速度とを比較したところ、低速部分では、計算される速度が大きいものに対して、高速部分では逆に計算により求められる速度が小

さいことがわかった(第8a図)。そこで、今回は、大阪平野域での反射法探査の速度解析で得られた V_p だけを使って経験式を再検討した。得られた式の形は

$$V_p = V_0 + a(TD)^b \quad (2)$$

となった。ここで、 V_0 , a , b は係数である。但し、 V_p , T , D の単位はそれぞれm/s, 万年, mである。この式を使って大阪平野地域の速度を計算した結果を第8b図に示す。観測値と予測値との一致が改善されていることがわかる。

堆積層の速度は堆積年代や埋没深度だけでなく、堆積環境にも依存する。京都市(2002)は、本研究と同様に、堆積年代と埋没深度から堆積層内のP波速度を推定したところ、京都盆地内での堆積層の速度の回帰式は五条通を境に異なるという結果を得たことを報告している。本研究でも、堆積環境の違いを反映するために、第9図に示す領域ごとに式(2)の係数の値を変えることとし、該当地域の反射法地震探査の結果からその値を推定した。得られた結果を大阪平野地域と神戸地域にわけて第10図に示し、係数の値を第2表に示す。第10図から、生駒山地や六甲山地に近い領域(領域4, 5, 6)で速度が早くなる傾向が読み取れる。

6.2 S波速度の断面図

得られた物性値モデルのうち、S波速度の断面のいくつかを第11図に示す。基盤岩のS波速度は、微動探査で仮定された値(香川ほか, 1998)を参考に、3200 m/sを仮定して表示した。この速度は、検層で得られている基盤岩の速度(関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998)とも良く一致する。

堆積層内では不連続がなくなめらかに速度が変化しており、最も大きい速度の不連続は堆積層と基盤岩との間である。したがって、地質構造で見られた基盤岩上面の起伏がそのまま一番大きな速度の不連続面となる。

6.3 他の地盤構造モデルとの比較

第0章で述べたように、大阪堆積盆地域では、既にいくつかの地盤構造モデルが提唱されている。ここでは、趙ほか(2002)による基盤岩上面深度の分布と比較する(第12c図)。なお、この図上段の本研究によるモデルと中段の趙ほか(2002)によるモデルの灰色部は、基盤岩の露出地域にあたる。また、趙ほか(2002)のモデルと下段の深度差の図で、薄黄色に塗色した部分は、趙ほか(2002)ではモデル化の対象外とされた領域を示す。

下段の図で赤や青が濃い部分は、基盤岩深度の違いが大きい領域を示している。モデル化の主対象地域である大阪堆積盆地とその縁辺部にのみ着目すると、河内平野の東部、六甲山地の南東側の山麓から淡路島東岸にかけての地域において、2つのモデルの違いが大きい。これらの地域はいずれも、我々のモデルにおいて、断層を導入して構造の不連続を表

現した箇所である。このことから、2つのモデルの基盤岩上面深度の違いは、断層を伴う構造の表現の違いによると考えられる。

我々のモデルでは、淡路島の東岸近くにブロック境界（岡本断層・諏訪山断層・須磨断層・仮屋沖断層）が設定されている（第5図、第11f図の水平距離14 km付近）。そして、このブロック境界から淡路島に向かって、急激に基盤岩上面の深度は浅くなる。一方、白い実線で描かれた趙ほか（2002）の基盤岩上面の深度は、第11f図の水平距離24 km付近にある大阪湾断層から淡路島に向かってなめらかに深度が浅くなっている。

加えて、複数のブロック境界が淡路島東岸に並行して設定されていることが、2つのモデルの違いをより大きくしている。岡本断層・諏訪山断層・須磨断層・仮屋沖断層からなるブロック境界の東側、第11f図で水平距離が19 km付近に、津名沖断層がブロック境界として設定されている。5.1節で述べたように、この断層は東上がりの逆断層であるため、この境界とその西側の岡本断層・諏訪山断層・須磨断層・仮屋沖断層で構成されるブロック境界との間は沈降が強調され、逆に、このブロック境界と東側の大阪湾断層とに挟まれた領域は、相対的に隆起している。このため、基盤岩上面深度は、津名沖断層の西側では、趙ほか（2002）のモデルより我々のモデルの方が深いのに対して、同断層の東側では我々のモデルの方が浅くなっており、モデル間の違いが強調されている。

六甲山地の東端部は、特に断層構造が複雑である。この地域で両モデル間の違いが大きいのは、この複雑さをどれだけモデルに取り込めたかの違いによると考えられる。本研究では、この複雑さを考慮して、断層が入り組んだ複雑なブロック構造を与えている（第5図）。

河内平野の基盤構造は、我々のモデルでは、上町台地から生駒山地に向かって単調に基盤岩上面深度が深くなる（第11b図、第12a図）。これに対して、趙ほか（2002）では、河内平野の中間部分で最も深度が大きくなるようにモデル化されている（第11b図の白線、第12b図）。堀家ほか（1996）は、いくつかの反射法地震探査や微動探査の結果をまとめて、基盤岩上面が上町台地から生駒山地へ向かって、単調に深くなる構造を提唱しており、この点では我々のモデルに近い。しかし、東西方向全体に及ぶ反射法地震探査の測線があるわけではなく、基盤構造モデルの構築に使ったデータは十分とは言えない。したがって、この地域において、いずれのモデルが実像に近いかを、データから実証的に検討することは難しい。更なるデータの蓄積が望まれる。

7. 小地震を使った大阪堆積盆地での波動伝播のシミュレーション

本研究の地盤構造モデルを導入することにより、今回のモデル化対象領域で観測された地震波形をどれだけ説明できるかを検討し、本研究の地盤構造モデルの改良すべき箇所を議論する。

7.1 イベントの選択

イベント選択の基準は以下の2点である。1) 大阪堆積盆地域以外での波動伝播の影響をできるだけ小さくするため、盆地内あるいはその近傍が震源であること、2) 震源過程の影響を小さくするために、着目する周波数域では、なめらかな破壊であると見なせること。2) を考えると、規模の小さな地震を選択する必要がある。

今回対象とする2つの小地震の震源パラメータを第3表に示す。これら2つの小地震は、第13図に示すように、丹波山地内および生駒山地の南で発生しており、防災科学技術研究所のF-Netの広帯域地震計（福山ほか、1996）で収録された記録を使った解析結果（<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/hypo/joho-j.html>）によると、モーメントマグニチュードはそれぞれ4.2と3.9で、上記の2つの条件を満たしていると言える。後述する周波数域で考える場合、この程度の規模の地震は、点震源とみなせる。発震機構は、防災科学技術研究所のF-Netのホームページで公開されているモーメントテンソルのbest double coupleを採用した。

7.2 使用データ

観測データは、関西地震観測研究協議会により運営されている強震観測網（Toki *et al.*, 1995）によるものがほとんどで、阿武山（ABU）だけが防災科学技術研究所のF-Netで収録された。観測点分布を第13図に示す。全ての観測点で、速度型強震計で観測されている。速度型強震計は、加速度計よりも長周期側のS/N比が良いという特長がある。小地震では大地震よりも低周波側の励起が少ないので、小地震を使った解析には速度型強震計の記録は貴重である。

過去の大阪平野での地盤構造の研究（例えば、Hatayama *et al.*, 1995）で使用された周波数を参考に、0.1-0.5 Hzのバンドパスフィルターを通した。

7.3 波形合成法

波形の合成には、Pitarka（1999）による不等間隔のグリッドを使って計算できる差分法を使った。staggered gridを使い、応力と速度により定式化されている。非弾性減衰の影響は、Graves（1996）による平面波近似を使って考慮した。但し、この手法では、P波とS波の減衰を同時に考慮できないので、S波の減衰構造だけを考慮した。

7.4 基盤岩の速度構造と堆積層内の減衰構造

基盤岩部分の速度構造は、京都大学防災研究所地震予知研究センターの阿武山観測所での微小地震の震源決定に使われているP波速度構造(前田・渡辺, 1984)を参考に、香川ほか(1990)により得られた最上部基盤岩速度を加味し、第4表に示す速度構造を仮定した。

堆積層内のS波の減衰構造は、大阪平野にある鉛直アレイ観測の解析から得られたS波速度との経験式(堀家, 2002)を基に仮定した。Q_sは19から130の間に分布する。

7.5 観測波形との比較

計算に使用したグリッド間隔は100 m、媒質内のもっとも遅いS波速度は279 m/sであるので、数値分散の影響を受けない最高の周波数は0.557 Hzとなる。時間の刻みは0.0727 sとした。

(1) 2000年5月16日の地震

第13図に震央の位置と発震機構を示す。この地震は、丹波山地が震源の横ずれ型の地震である。震央の位置は今回のモデル化の対象外なので、モデル化対象領域の北端の地盤構造を延長した。

観測波形と合成波形との比較を第14図に示す。大阪地域にある観測点(第14a~14c図)では、波形の一致は概して良い。

次に、神戸市域の観測点(KBU, MOT, SMA, TRM; 第14d図)について議論する。堆積層上にある本山(MOT)と須磨(SMA)では、水平動の振幅は良く一致するが、合成波形の上下動の振幅が観測波形よりも2倍程度大きい。一方、同じく堆積層上にある垂水(TRM)では、水平動、上下動ともに合成波形の振幅が大きい。

上記の3観測点は堆積層上にあるという点では同じだが、6.1節で触れた、堆積層中の速度を見積もる式が異なる領域に属する。合成波形の振幅が3成分とも過大評価されているTRMでは、大阪平野や大阪湾と同じ式を使っているのに対して、他の2観測点では、同じ堆積年代と埋没深度ならばそれよりも速度が速い神戸市域の式を使っている(第9図, 第10b図)。以上から、TRM観測点での過大評価は、その付近の堆積層の速度が実際よりも遅いため、堆積層による増幅を過大に評価していることが原因と考えられる。

基盤岩上にある神戸大学(KBU)では、観測波形が合成波形よりも大きい。これは、震源からこれらの観測点がある方向への波の射出が過小評価されている可能性を示唆する。しかし、観測波形には、直達波の到来後に多重反射と思われる波が続いているのに対して、合成波形ではこのような波は再現されていないことから、表層付近の影響を取り込めていないために振幅が小さい可能性もある。

(2) 2000年8月27日の地震

第13図に震央の位置と発震機構を示す。この地震

は、生駒山地の南部で発生した逆断層型の地震である。

観測波形と合成波形との比較を第15図に示す。基盤岩上にある3観測点、千早(CHY, 第15a図), ABU(第15c図), KBU(第15d図)では、振幅、位相ともによく一致している。これより、仮定した基盤岩の構造に大きな問題はないと言える。

大阪平野内の観測点のうち、忠岡(TDO)塚(SKI), 大阪市大(OCU; 以上第15a図), 阿倍野(ABN), 森河内(MRG), 福島(FKS; 以上第15b図), 茨木白川(SRK; 第15c図)での観測波形を見ると、上下動成分に黒の太線で示した位置に顕著な波束が見られ、これが盆地端生成表面波と思われる。黒線の箇所を合成波形と比較すると、合成波形中の後続波は、振幅が小さく再現性が悪い。

振幅が小さい原因の1つに、仮定したQ値が小さすぎる可能性がある。そこで、非弾性減衰を無視して、完全弾性体と仮定して計算し直した(第15図の各観測点・成分の下段)。基盤岩上にある3観測点CHY(第15a図), ABU(第15c図), KBU(第15d図)では、Q値を無視したことによる振幅の違いは小さい。したがって、基盤岩のQ値を無視した影響は小さく、合成波形の振幅の違いは、堆積層のQ値に起因すると考えられる。先に挙げた観測点における合成波形の後続波の振幅は、観測波形のそれと同程度となることがわかる。

堀家(2002)によるQ値は、既往の研究(例えば、佐藤, 2003)と比較して、異常に小さいQ値を示すわけではなく、堆積層内のQ値として妥当であると考えられる。したがって、堆積層内の非弾性減衰の効果が無視できるほど小さいとは考えにくいので、後続波が過小評価される原因は、盆地内の堆積層の速度構造や盆地の形状に原因を求めるのが適当であると考えられる。

8. まとめ

反射法地震探査などの地球物理学的なデータやボーリングコア解析などの地質学的データを統合的に処理して、大阪堆積盆地地域の地盤構造モデルを作成した。このモデルの特徴は、断層を明示的に考慮したこと、堆積層内の速度が深度や堆積年代の関数で記述されていることである。従来のモデルと比べた、本研究で得られたモデルの特徴は、以下の点である。1) 大阪湾内の基盤岩深度がやや浅い。2) 大阪平野の東部(河内平野)では、上町台地から生駒山地に向かって基盤岩上面深度が深くなり、生駒断層近くで一番深い。但し、1)については、データの特徴を考慮した再解析を含めた慎重な議論を要する。

本研究で得られた地盤構造モデルを使って波形を合成し、実際の観測波形と比較した。観測波形との不一致の原因を考察することで、神戸市域の堆積層内の速度構造を再考する必要があることがわかった。

また、大阪平野域を伝播する後続波（盆地端生成表面波）の振幅が過小評価されていることがわかった。これを改善するためには、仮定した非弾性減衰の値よりも、堆積層内の速度構造や盆地の形状などを再考する必要があると考えられる。

謝辞 財団法人地域地盤環境研究所の香川敬生博士と趙 伯明博士には、両博士らが作成した大阪堆積盆地の地盤構造モデルの数値データを提供していただいた上、色々と議論していただいた。防災科学技術研究所の笠原敬司博士には、大阪府の前島および舞島でおこなわれた調査の資料を閲覧させていただいた。兵庫県土木事務所の佐々木良作氏、兵庫県県土整備部の中岡昭彦氏には、兵庫県がおこなった反射法地震探査のデータの使用にあたってご尽力いただいた。本研究で使用した重力データは、西南日本重力研究グループによる未公開データを含むもので、中部大学の志知龍一教授と北海道大学の山本明彦博士により取りまとめられた。阿武山での強震記録は、防災科学技術研究所の F-Net により収録されたものを使わせていただいた。一部の図の作成に、Wessel and Smith (1998) による GMT (Generic Mapping Tools) を使用した。

文 献

Afnimar, K. Koketsu, and K. Nakagawa (2002) Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface. *Geophys. J. Int.*, **151**, 243-254.
地質調査所 (1994) 構造図 9「中央構造線活断層系（近畿地域）ストリップマップ」。地質調査所。
Faust, L. Y. (1951) Seismic velocity as a function of depth and geologic time. *Geophysics*, **16**, 192-206.
福山英一・石田瑞穂・堀 貞亨・関口涉次・綿田辰吾 (1996) Freesia Project による広帯域地震観測。防災科学技術研究所研究報告, **57**, 23-31。
Graves, R. W. (1996) Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
阪神高速道路公団 (1991) 大阪湾岸域における地質と土質の関係。94 p。
Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata, and K. Irikura (1995) Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin. *J. Phys. Earth*, **43**, 131-155。
平山 健・神戸信和 (1959) 5 万分の 1 地質図幅「高野山」及び同説明書。地質調査所, 48 p。
平山 健・岸本文男 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「吉野山」及び同説明書。地質調査所, 52 p。
堀川晴央・水野清秀・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・Arben Pitarka (2002) 大阪平野 3 次元地盤構造モデルの作成。活断層古地震研究報告, No. 2, 291-324。
堀家正則 (2002) 大阪平野 S 波 Q 値の推定。地球惑星

科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, S049-010。
堀家正則・竹内吉弘・今井智士・藤田 崇・横田 裕・野田利一・井川 猛 (1996) 大阪平野東部における地下構造探査。地震 **2**, **49**, 193-203。
藤田和夫・笠間太郎 (1982) 5 万分の 1 地域地質図幅「大阪西北部」及び同説明書。地質調査所, 112 p。
藤田和夫・笠間太郎 (1983) 5 万分の 1 地域地質図幅「神戸」及び同説明書。地質調査所, 112 p。
藤田和夫・前田保夫 (1984) 5 万分の 1 地域地質図幅「須磨」及び同説明書。地質調査所, 101 p。
藤田和夫・前田保夫 (1985) 5 万分の 1 地域地質図幅「大阪西南部」及び同説明書。地質調査所, 103 p。
藤田和夫・奥田 悟 (1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス。97-109。
兵庫県 (1996) 兵庫の地質。
Ikebe, N., J. Iwata, and J. Takenaka (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **13**, 39-98。
Inoue, N., and K. Nakagawa (2000) Modeling of the underground structure in the Osaka sedimentary basin based on geological interpretation of gravity anomalies and seismic profiles. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **43**, 97-110。
井上直人・中川康一・領木邦浩 (1998) 大阪平野の重力異常と基礎構造。物理探査, **51**, 1-16。
石賀裕明・佐藤光男 (1991) 深層ボーリングデータによる大阪平野北部の中・古生界。地質学雑誌, **97**, 675-678。
市原 実 (1991) 1/25,000「千里丘陵とその周辺の地質図」アーバンクボタ 30 号。
市原 実 (1993) 大阪層群。創元社, 大阪, 340 p。
市原 実 (監修) (1998) 1/25,000「大阪府南部泉南・泉北地域地質図」及び同説明書。関西地質調査業協会, 28 p。
市原 実 (2001) 続・大阪層群—その形成と古瀬戸内河湖水系。アーバンクボタ, **39**, 1-65。
市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 5 万分の 1 地域地質図幅「岸和田」及び同説明書。地質調査所, 148 p。
市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫 (1991) 12 万 5 千分の 1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」アーバンクボタ 30 号。
伊藤 潔・村上寛史・中村佳重郎 (1989) 有馬・高槻構造線周辺における重力測定。地震 **2**, **42**, 485-495。
Itoh, Y., K. Takemura, D. Kawabata, Y. Tanaka, and K. Nakaseko (2001) Quaternary tectonic warping and strata formation in the southern Osaka Basin inferred from reflection seismic interpretation and borehole sequences. *J. Asian Earth Sci.*, **20**, 45-58。
岩淵 洋・西川 裕・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正実・酒井建治・深沢 満 (2000) 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造。水路部研究報告, **36**, 1-23。
岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万

- 和也・井川 猛・大西正純 (1994) エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造. 地震 2, 46, 395-403.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見 晋 (1990) 発破実験より推定される大阪堆積盆地構造. 地震 2, 43, 527-537.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘 淳 (1993) 大阪堆積盆地における深部地下構造のモデル化. 第22回地震工学研究発表会講演概要, 199-202.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘 淳 (1998) 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部 S 波速度構造のモデル化. 地震 2, 51, 31-40.
- 関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会 (1998) 新関西地盤—神戸および阪神—. 関西地盤情報活用協議会, 270 p.
- 川崎慎治・戸田 茂・中川康一・小林芳正 (1994) 有馬—高槻構造線東端部における反射法地震探査. 地震 2, 47, 173-182.
- 経済企画庁 (1972) 5 万分の 1 土地分類基本調査「京都西南部」.
- 衣笠善博・水野清秀 (1996) 神戸地域の地下地質. 兵庫県南部地震の地質学的背景 (第 11 回地質調査所研究講演会資料), 77-80.
- 駒澤正夫・太田陽一・渋谷昭栄・熊井 基・村上 稔 (1996) 大阪湾の海底重力調査とその構造. 物理探査, 49, 459-473.
- 京都市 (2002) 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市, 45 p.
- 前田直樹・渡辺 晃 (1984) 微小地震の活動様式. 地震 2, 37, 579-598.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 逢秋 (1994) 5 万分の 1 地域地質図幅「広根」及び同説明書. 地質調査所, 110 p.
- 松浦浩久・吉岡敏和・宮地良典・水野清秀 (1997) 大阪湾周辺地域の地質図の編さん. 地質調査所月報, 48, 13-16.
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆 (1998) 大阪平野 OD ボーリングコアの岩相. 大阪市立自然史博物館研究報告, No. 52, 1-20.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭 (2001) 5 万分の 1 地域地質図幅「大阪東北部」及び同説明書. 地質調査所, 130 p.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) 5 万分の 1 地質地域図幅「大阪東南部」及び同説明書. 地質調査所, 113 p.
- 宮腰 研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男 (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講演論文集, 33-36.
- 宮腰 研・香川敬生・趙 伯明・徳林宗孝・澤田純男 (1999) 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化 (その 3). 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, 185-188.
- 宮田隆夫・牧本 博・寒川 旭・市川浩一郎 (1993) 5 万分の 1 地域地質図幅「和歌山及び尾崎」及び同説明書. 地質調査所, 68 p.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩 (1990) 5 万分の 1 地域地質図幅「明石」及び同説明書. 地質調査所, 90 p.
- 水野清秀・寒川 旭・吉岡敏和・杉山雄一・苅谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝利彦・栗田泰夫 (2002) 50 万分の 1 活構造図「京都」(第 2 版).
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「広根」. 国土地理院.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「大阪西北部」. 国土地理院.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996c) 1:25,000 都市圏活断層図「大阪西南部」. 国土地理院.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996d) 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東北部」. 国土地理院.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996e) 1:25,000 都市圏活断層図「大阪東南部」. 国土地理院.
- 七山 太・杉山雄一・北田奈緒子・竹村恵二・岩淵洋 (2000) 大阪湾断層及び和田岬断層の完新世活動性調査. 地質調査所速報, no.EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 179-193.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典 (2001) 5 万分の 1 地域地質図幅「桜井」及び同説明書. 地質調査所, 141 p.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「五条」. 国土地理院.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「岸和田」. 国土地理院.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996c) 1:25,000 都市圏活断層図「粉河」. 国土地理院.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996d) 1:25,000 都市圏活断層図「和歌山」. 国土地理院.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層, 395 p.
- 岡田篤正・植村善博・東郷正美・中田 高・渡辺満久 (1996e) 1:25,000 都市圏活断層図「京都西南部」. 国土地理院.
- 大阪府 (2003) 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書 (概要版). 大阪府, 74 p.
- 尾崎正紀・栗本史雄・原山 智 (1995) 5 万分の 1 地域地質図幅「北条」及び同説明書. 地質調査所, 101 p.
- 尾崎正紀・松浦浩久 (1988) 5 万分の 1 地域地質図幅

- 「尾崎」及び同説明書. 地質調査所, 93 p.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作 (2000) 5 万分の 1 地域地質図幅「奈良」及び同説明書. 地質調査所, 162 p.
- Pitarka, A. (1999) 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi (1998) Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nambu (Kobe), Japan, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 428-440.
- 佐藤智美 (2003) 深部構造と観測記録の関連性に関する研究. 地震災害軽減のための地震動予測マスターモデルに関する研究・平成 14 年度研究成果報告書. 文部科学省, 131-140.
- 志井田功・諏訪謙位・梅田甲子郎・星野光雄 (1989) 5 万分の 1 地域地質図幅「山上ヶ岳」及び同説明書. 地質調査所, 100 p.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について. 地質学論集, No.30, 219-221.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (1992) 5 万分の 1 地域地質図幅「洲本」及び同説明書. 地質調査所, 107 p.
- The Gravity Research Group in Southwestern Japan (2001) Gravity measurements and Database in Southwest Japan, gravity database of southwest Japan (CD-ROM). *Bull. Nagoya Univ. Museum Special Report*, **9**.
- Toki, K., K. Irikura, and T. Kagawa (1995) Strong motion records in the source area of the Hyogoken-nambu earthquake, January 17, 1995, Japan. *J. Natur. Disas. Sci.*, **16**, 23-30.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos*, **79**, 579.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1998) 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, **49**, 571-590.
- 横田 裕・井川 猛・佐野正人・竹村恵二 (1997) 大阪湾から六甲山にかけての反射法地震探査. 兵庫県立人と自然博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動—兵庫県南部地震域の活構造調査報告—」, 兵庫県土木事務所.
- 吉川周作 (1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質学雑誌, **79**, 33-45.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕 (1992) 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造. 地質学論集, No. 40, 177-186.
- 吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋 誠 (1997) 大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質調査所月報, **48**, 661-672.
- 趙 伯明・香川敬生 (2002) 2000 年鳥取県西部地震 (MJ7.3) の大阪堆積盆地における 3 次元強震動シミュレーション. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会講演予稿集, S081-008.

(受付:2003 年 8 月 26 日, 受理:2003 年 10 月 8 日)

Appendix A モデルの座標値について

モデル作成時の利便性を考え, 地理座標ではなく平面直角座標系上でモデル化をおこなった. 使用したのは, 国土交通省の告示第九号で定められた平面直角座標系の第VI系で, この座標系の原点は北緯 36°0'0.0000", 東経 136°0'0.0000"である (<http://www.gsi.go.jp/LAW/heimencho.html>). なお, 本研究で採用した緯度・経度の基準座標系は, 日本測地系 (東京測地系) である. この座標系では, X軸は子午線に沿い, 真北が正, Y軸は座標系原点においてX軸と直交し, 真東を正とする. モデル化領域の水平面は, この座標系において矩形となるように設定した. 座標系の 4 隅の値を表A1 に示す. この南西隅をモデル化領域で使う座標系の原点としている. 但し, モデル化領域内では, 上でY軸としたものをx軸とし, X軸としたものをy軸としている.

表 A1 . モデル化領域の座標値 .

Table A1. Coordinate values of the model region.

	Japanese plane rectangular coordinates* (m)		Latitude and longitude	
	X coordinate	Y coordinate	Latitude (North)	Longitude (East)
SW edge	-205000.0000	-110000.0000	34°08'45.64"	134°48'25.39"
SE edge	-205000.0000	-20000.0000	34°09'05.82"	135°46'59.09"
NE edge	-120000.0000	-20000.0000	34°55'04.81"	135°46'51.90"
NW edge	-120000.0000	-110000.0000	34°54'44.05"	134°47'45.87"

*The Japanese plane rectangular system is based on the Tokyo Geodetic Datum (1987), and the transverse Mercator projection is used in this system. The origin of the rectangular system depends on the area to be projected. In this case the origin is 36.0000°N and 136.0000°E. The SW edge is the origin of the coordinate used in the subsurface structure model.

断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル

第1表．モデル領域の分割に用いたブロック境界と傾斜角．ブロック境界の位置は第3図参照．

Table 1. Names and dip angles of respective block boundaries assumed in this study. See Fig. 3 for their locations.

No.	ブロック境界の名称	Name of block boundary (in English)	Dip angle
1	有馬 高槻断層帯・淡河 有野断層	Arima-Takatsuki fault zone – Ougo-Arino fault	90°
2	千里丘陵北縁 伊丹 <small>こやいけ</small> 昆陽池断層帯	Northern margin of Senri Hills - Itami, Koyaike fault zone	90°
3	生駒断層・枚方断層	Ikoma fault – Hirakata fault	45°E
4	生駒山地西縁 (仮称)	Western rim of the Ikoma mountains (tentative name)	45°E
5	交野断層	Katano fault	45°E
6	佛念寺山断層・上町断層	Butsunenji-yama fault - Uemachi fault	80°E
7	桜川撓曲・住之江撓曲	Sakuragawa monocline – Suminoe monocline	80°E
8	大阪湾断層	Oosaka-wan fault	80°W
9	西宮撓曲・甲陽断層・小林断層	Nishinomiya monocline – Koyo fault - Obayashi fault	45°N
10	津名沖断層	Tsuna-oki fault	90°
11	六甲山地東南縁断層帯・仮屋沖断層	Rokko Mountain tonan'en fault zone - Kariya-oki fault	75°W
12	和田岬撓曲	Wada-misaki monocline	70°W
13	芦屋断層	Ashiya fault	60°W
14	中央構造線断層帯	Median Tectonic Line fault zone	45°N
15	男山丘陵東縁 (仮称)	Eastern margin of the Otoko-yama hills (tentative name)	80°W
16	高塚山断層・野島断層	Takatsuka-yama fault – Nojima fault	80°E

第2表．堆積層内のP波速度の推定に用いる式(2)の係数．地域わけは第9図に示す．

Table 2. Values of coefficients in equation (2) for estimating P-wave velocity in the sediment from time since deposition and burial depth. The location of each region is displayed in Figure 9.

Region	Vo	a	b
1	1440	9.163	0.3778
2	1440	11.46	0.3571
3	1220	64.31	0.2479
4	1260	138.5	0.1860
5	900	431.4	0.1154
6	1280	152.3	0.1608
7	-1500	2816	0.0251

第3表．3次元地盤構造モデルによる波形合成の対象とした地震の震源パラメータ．

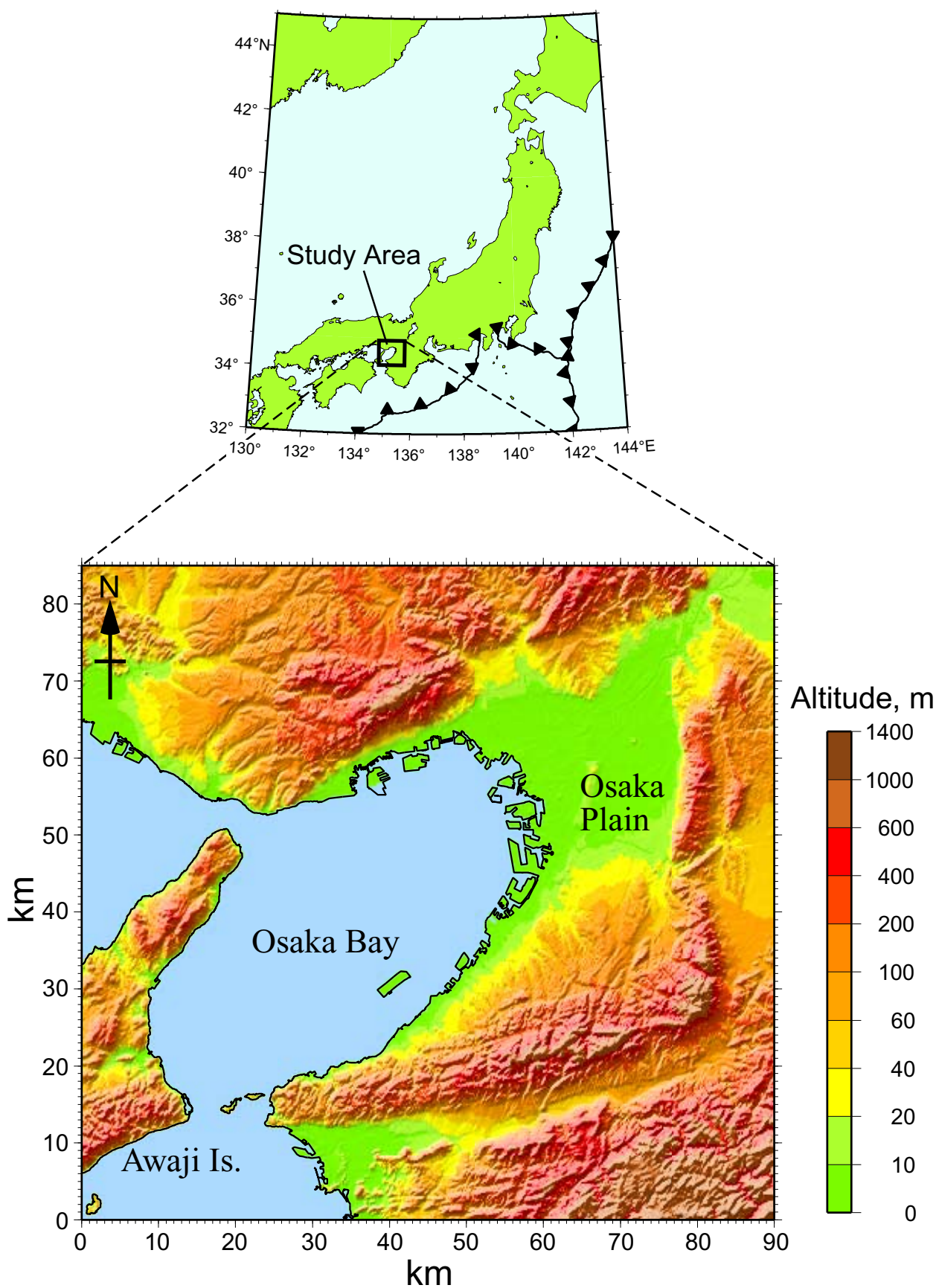
Table 3. Hypocentral parameters of the earthquakes used in numerical simulations with the three-dimensional subsurface structure model. Focal mechanisms are after manually determined CMT solution of NIED.

Origin time (JST)	Latitude (N, deg.)	Longitude (E, deg.)	Depth (km)	Moment magnitude	Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)
2000/5/16	34.966	135.501	15.1	4.2	146	75	20
2001/8/27	34.534	135.676	7.9	3.9	39	59	131

第4表．波形合成で仮定した基盤構造．

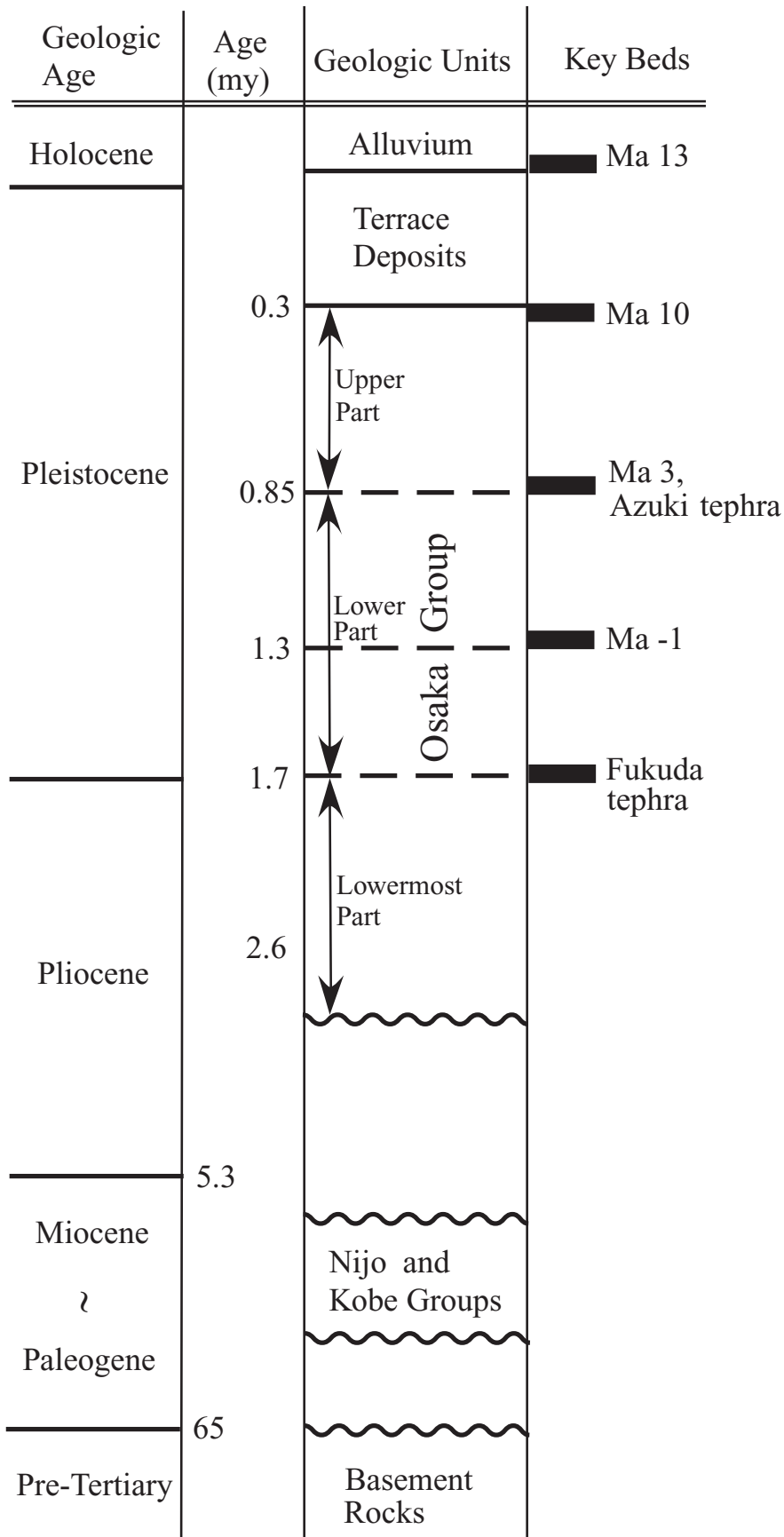
Table 4. Crustal model outside the basin assumed in the numerical simulations.

Top depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qs
Variable	5.5	3.1	2.6	200
3.0	6.0	3.5	2.7	300
15	6.6	3.8	2.8	400



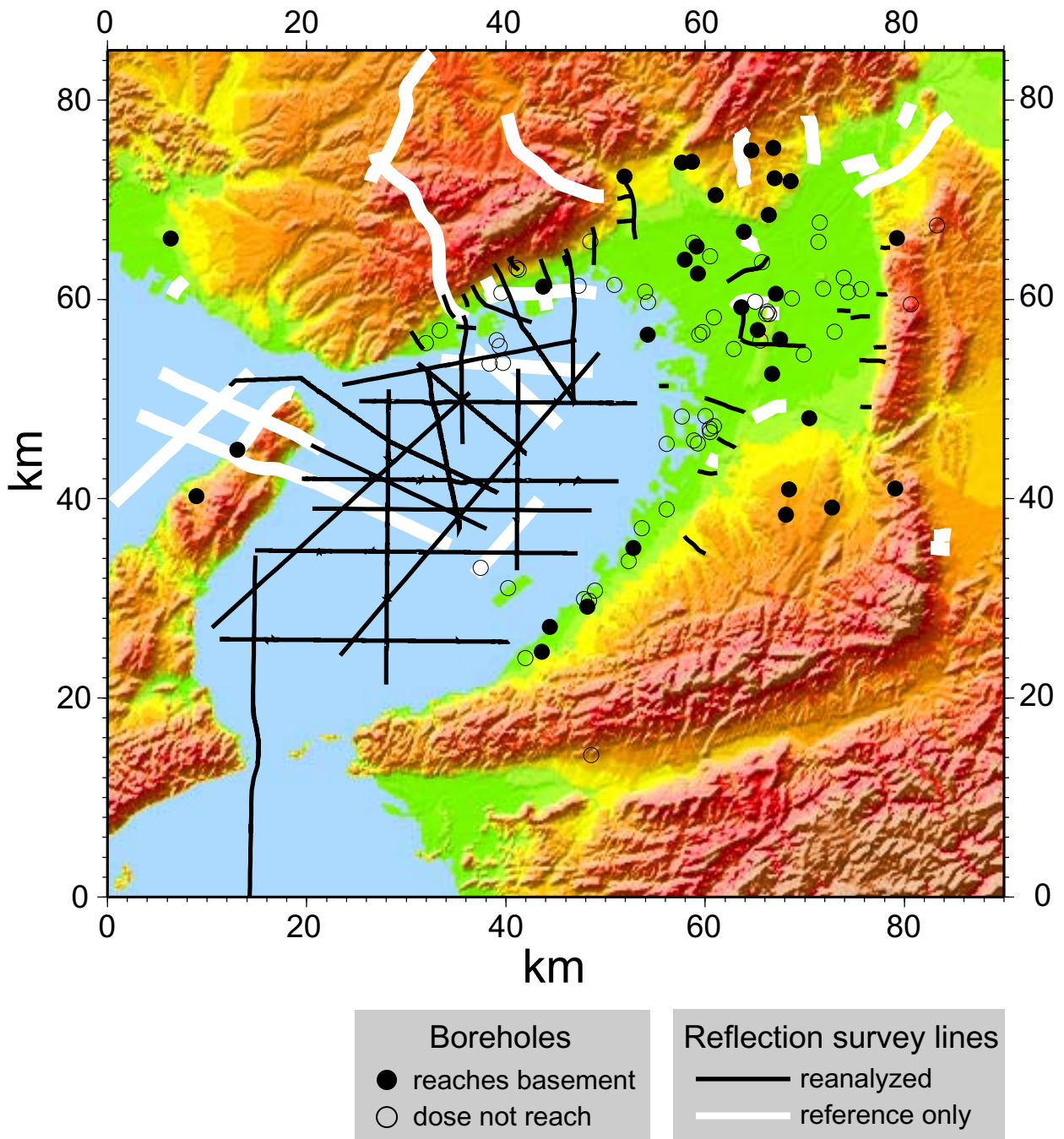
第1図. モデル化対象領域の位置図.

Fig. 1. Map showing the location of study area, Osaka sedimentary basin.



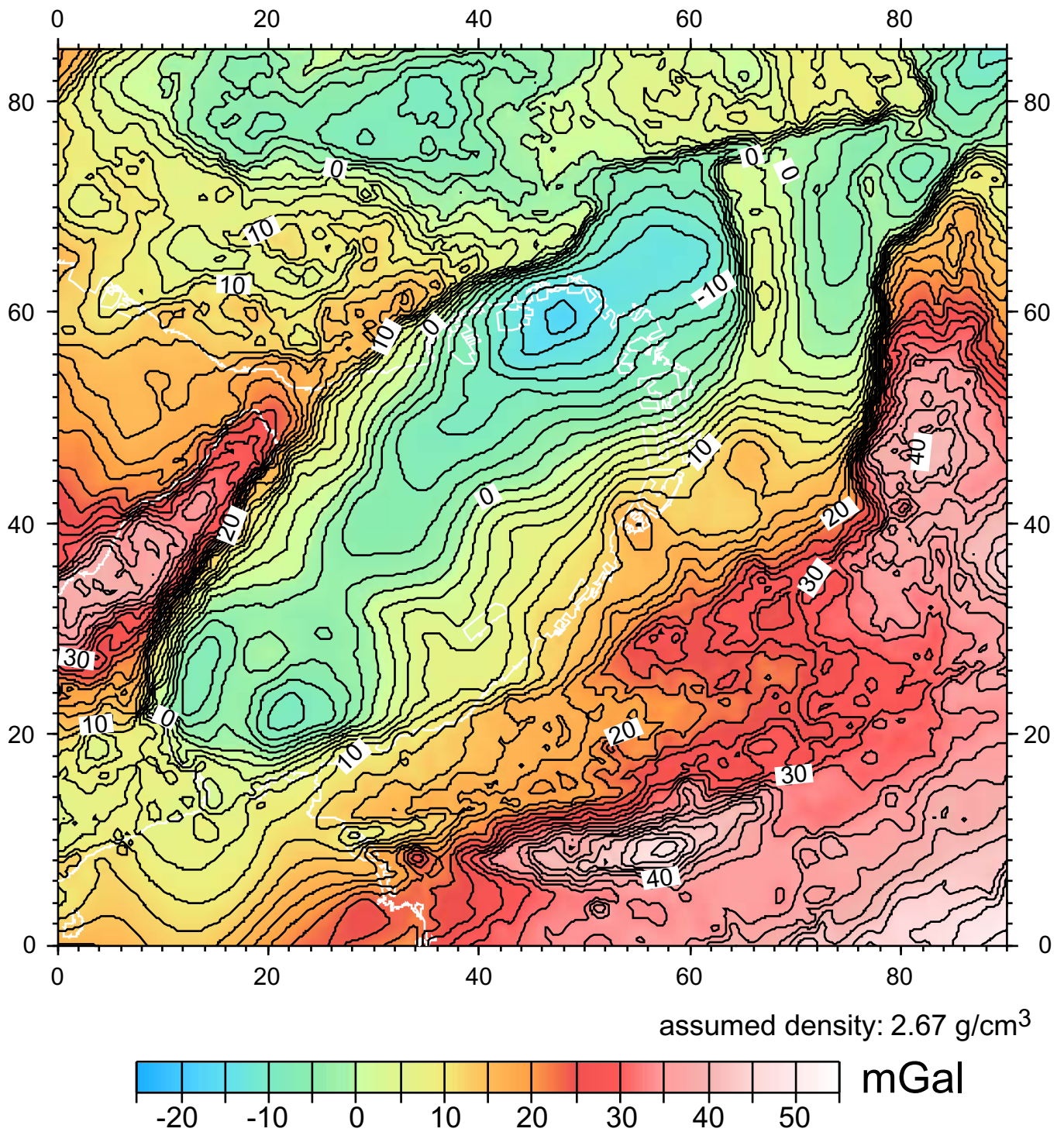
第2図. 本研究で採用した地質区分と年代. Maは海成粘土層を示す.

Fig. 2. Geologic sections and ages used in this study. Ma with a number stands for a marine clay bed.

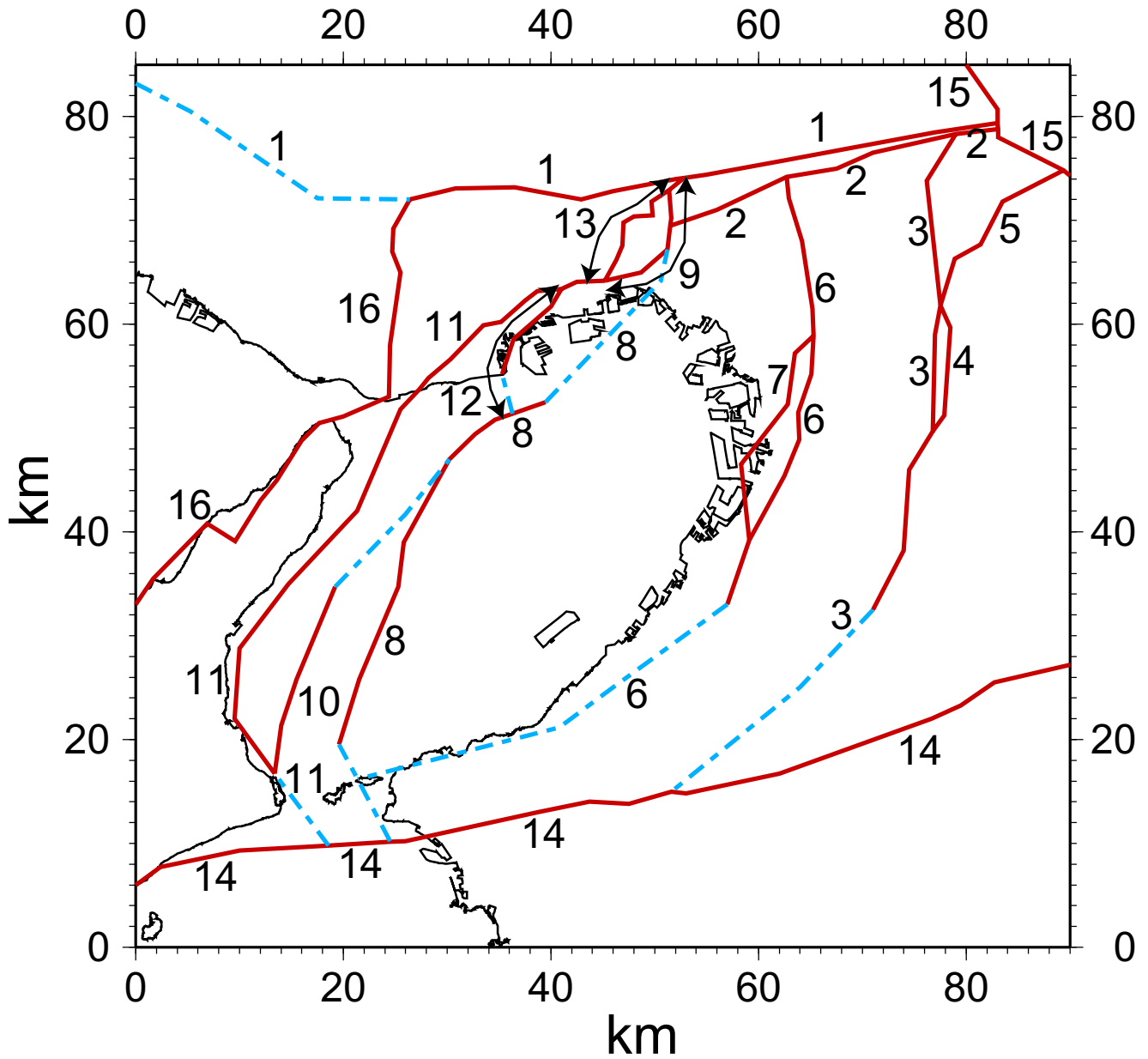


第3図. 深層ボーリングのサイト（丸印）と反射法地震探査測線の分布. 黒丸では着岩し, 白抜き丸では着岩していない. 黒の実線は本研究で再解析した反射法地震探査測線, 白線は, 再解析はしなかったが, 結果をモデル作成に利用した探査測線.

Fig. 3. Map showing the locations of borehole sites and the reflection-survey lines. Solid circles show borehole sites that reach a basement rock while open circles show borehole sites that do not. Black thin lines are survey lines of which data were reanalyzed in this study, while white lines are survey lines of which data were not reanalyzed but the results were referred.

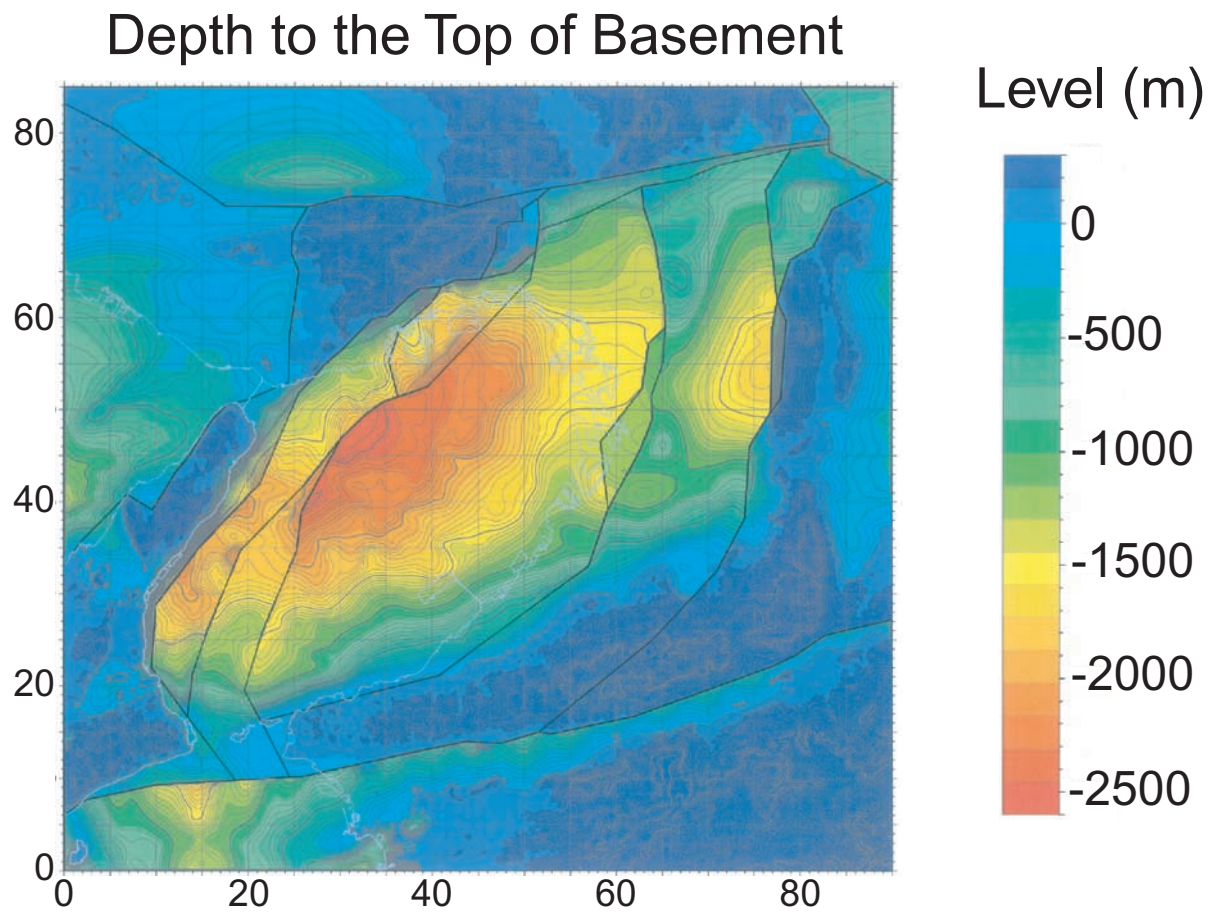


第4図. ブーゲー異常のコンター図. 仮定密度は 2.67 g/cm^3 . コンターの間隔は 2 mGal .
Fig. 4. Contours of Bouguer anomaly. The assumed density is 2.67 g/cm^3 . The contour interval is 2 mGal .



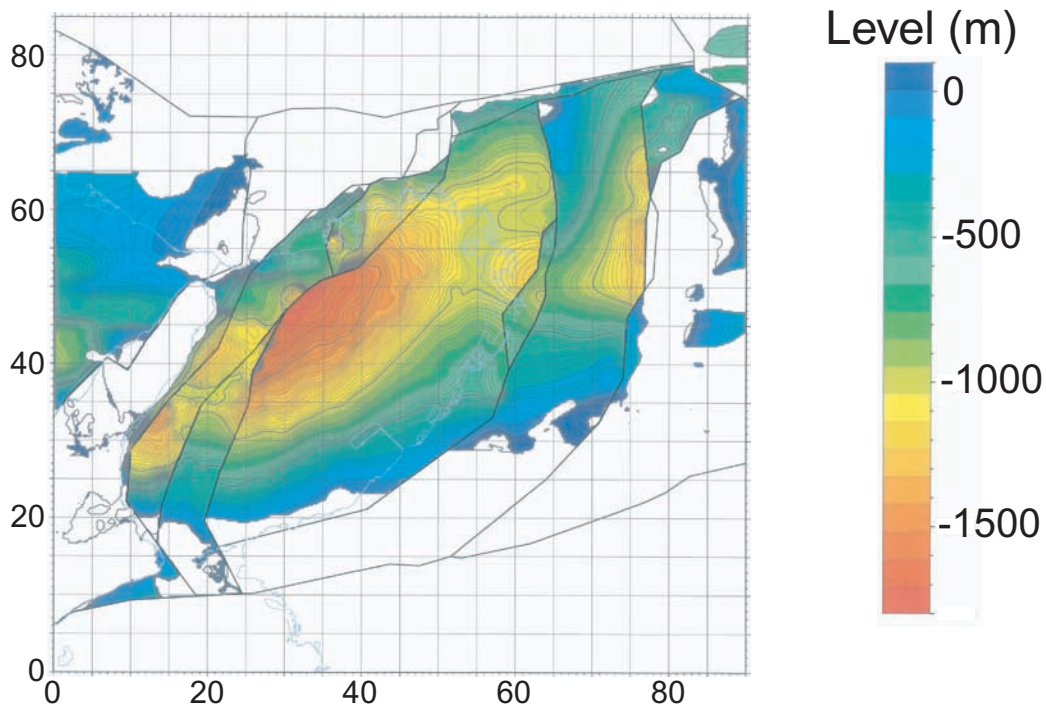
第5図. モデル化対象領域のブロック分割. 赤い実線は鉛直変位を伴うブロック境界を表わし, 青い鎖線は鉛直変位を伴わないブロック境界を示す. 番号はブロック境界ごとに振られている. 各ブロック境界の名称と傾斜角は第1表を参照.

Fig. 5. Map showing the locations of block boundaries assumed in this study. Red lines stand for faults, block boundaries with a vertical offset, and blue dashed lines stand for the block boundaries without a vertical offset. Numerals are attached to each block boundary given in Table 1.

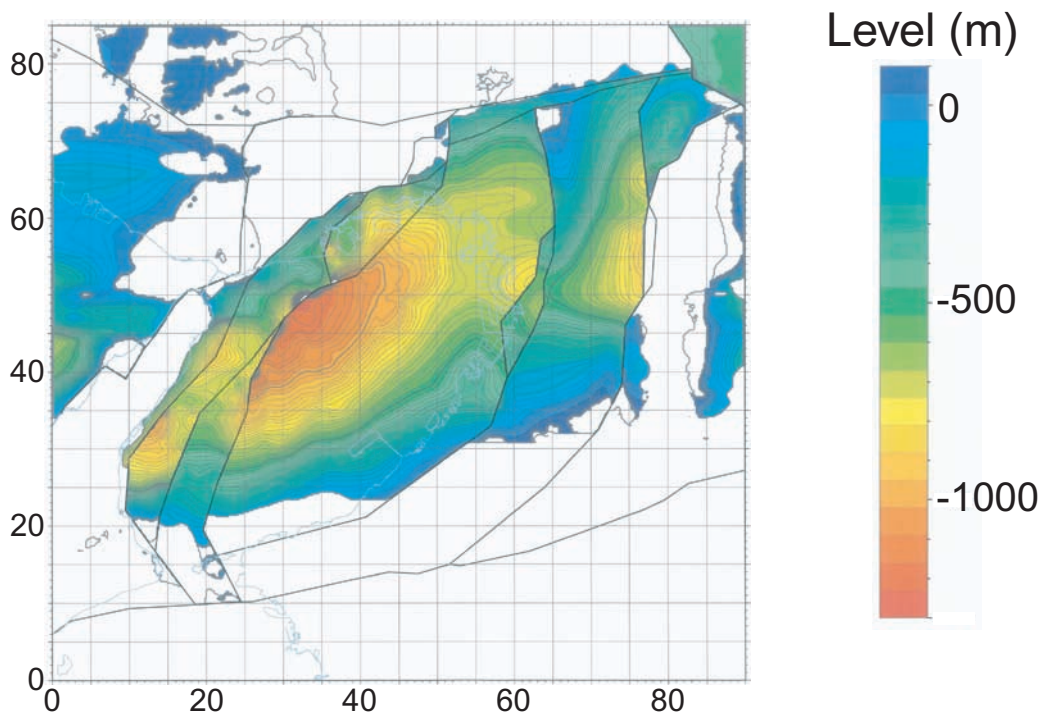


第6図. 基盤岩上面深度の分布.
Fig. 6. Distribution of depth to the top of basement.

(a) Fukuda Tephra

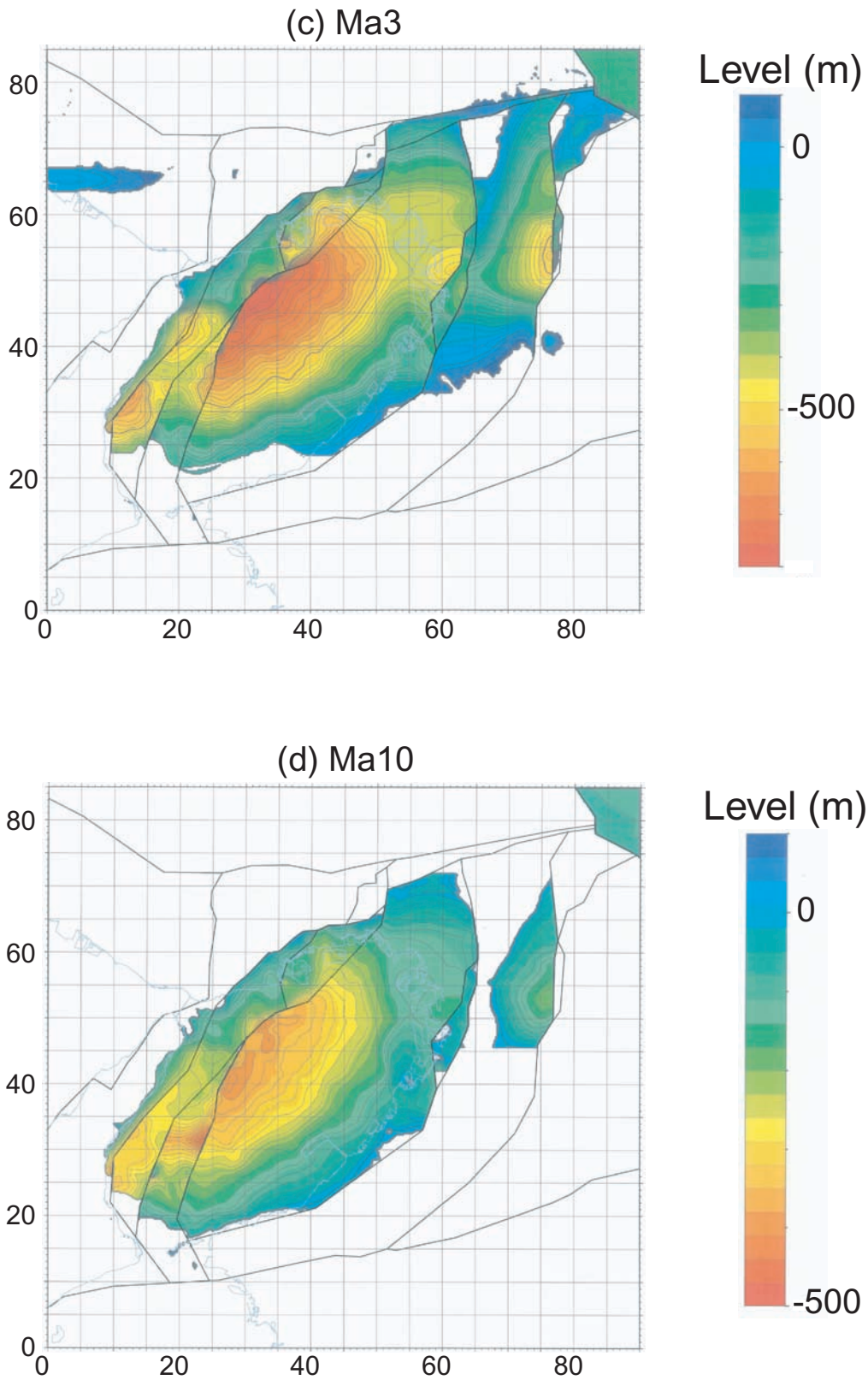


(b) Ma-1



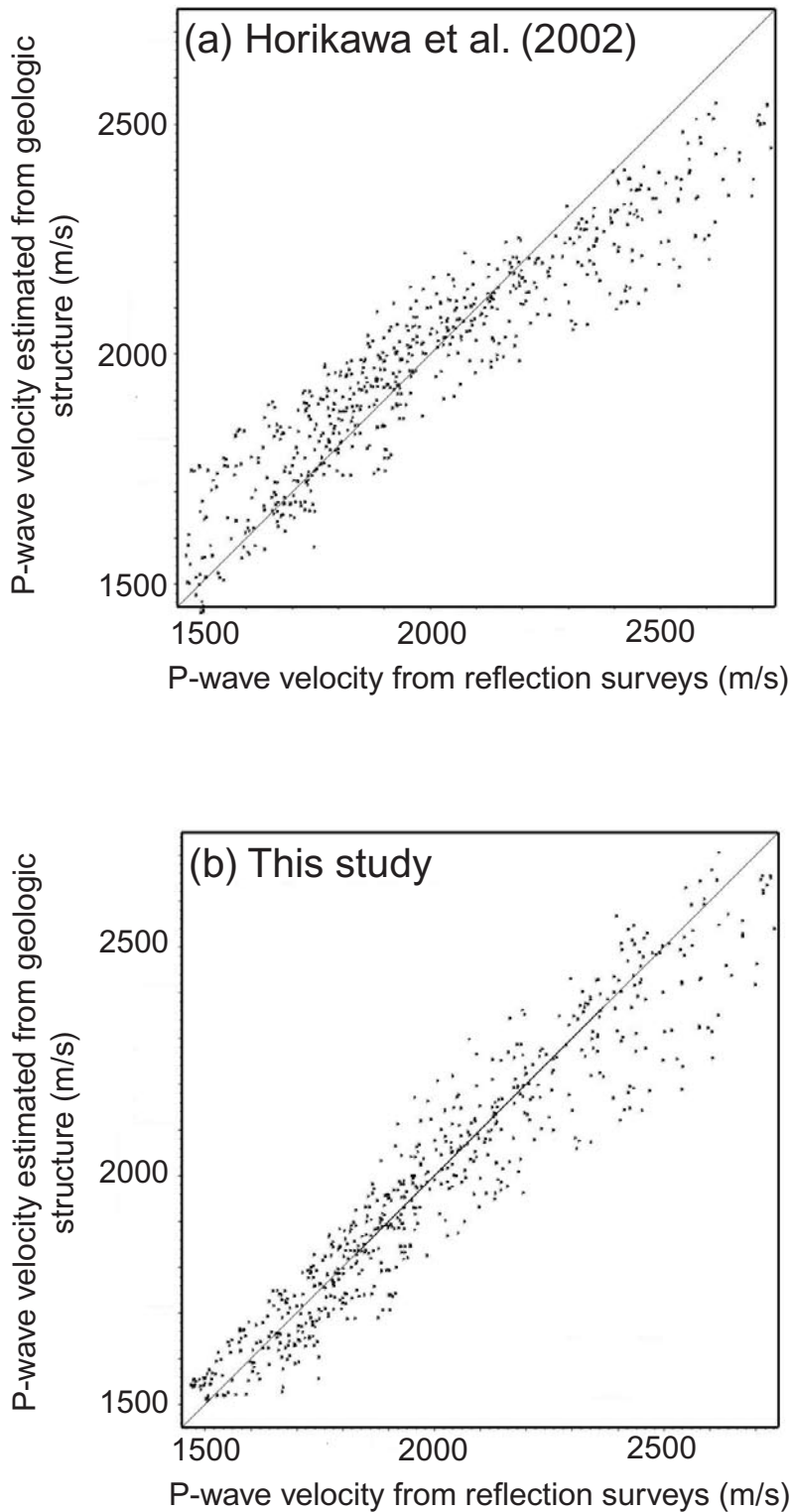
第7図. 鍵層の深度分布. (a) 福田火山灰層準, (b) Ma-1層準. 白い部分は該当する鍵層 (あるいは同じ堆積年代を示す地層) が分布しない領域を示す.

Fig. 7. Depth variations of key horizons. (a) Fukuda tephra horizon, (b) Ma-1 horizon. White zones represent that the correlative horizon does not exist.



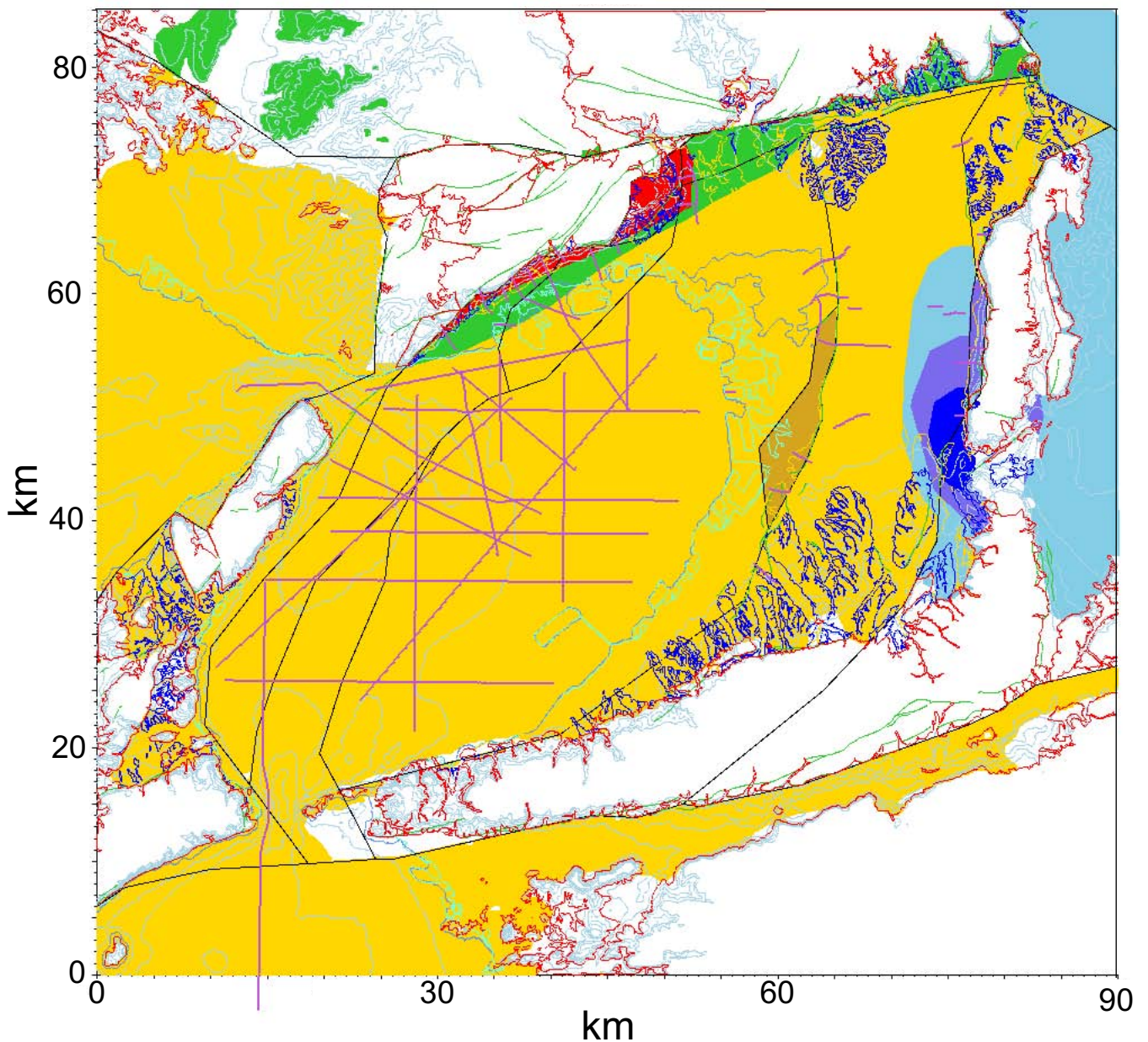
第7図 (続き) . 鍵層の深度分布. (c) Ma3層準, (d) Ma10層準. 白い部分は該当する鍵層 (あるいは同じ堆積年代を示す地層) が分布しない領域を示す.

Fig. 7 (continued). Depth variations of key horizon s. (c) Ma3 horizon, (d) Ma10 horizon. White zones represent that the correlative horizon does not exist.



第8図. 地質構造モデルと経験式とから求められたP波速度と反射法地震探査データの速度解析によるP波速度との比較. (a) 堀川ほか (2002) の式から求められたP波速度と反射法探査データによるP波速度との比較, (b) 本研究で新たに作成した式から得られたP波速度と反射法探査データによるP波速度との比較.

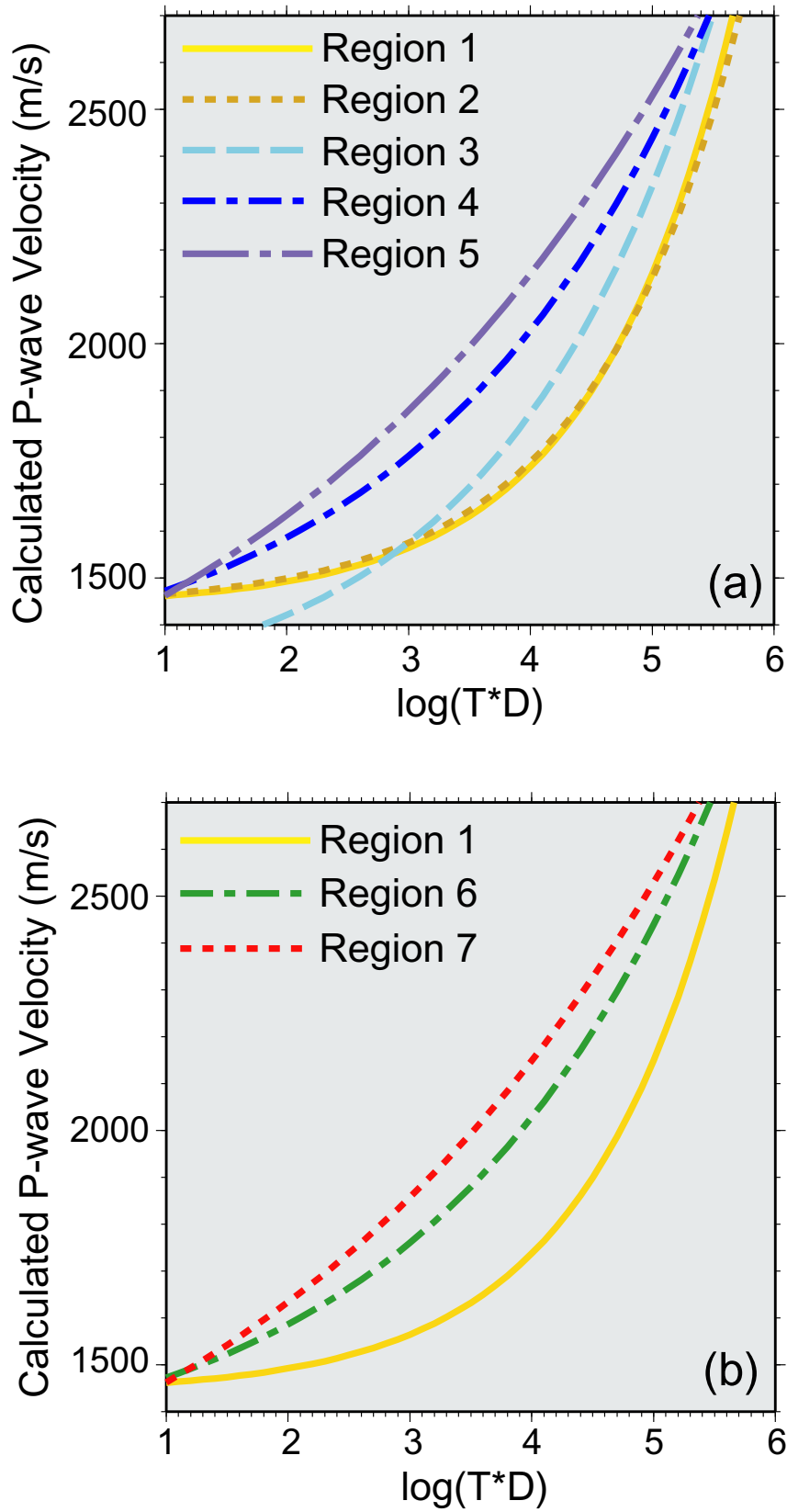
Fig. 8. Comparison of P-wave velocities calculated from empirical formulas with those from velocity analysis of seismic reflection data. (a) P-wave velocity from the empirical formula after Horikawa et al. (2002) versus P-wave velocity from seismic reflection data, (b) P-wave velocity from the empirical formula newly developed in this study versus P-wave velocity from seismic reflection data.



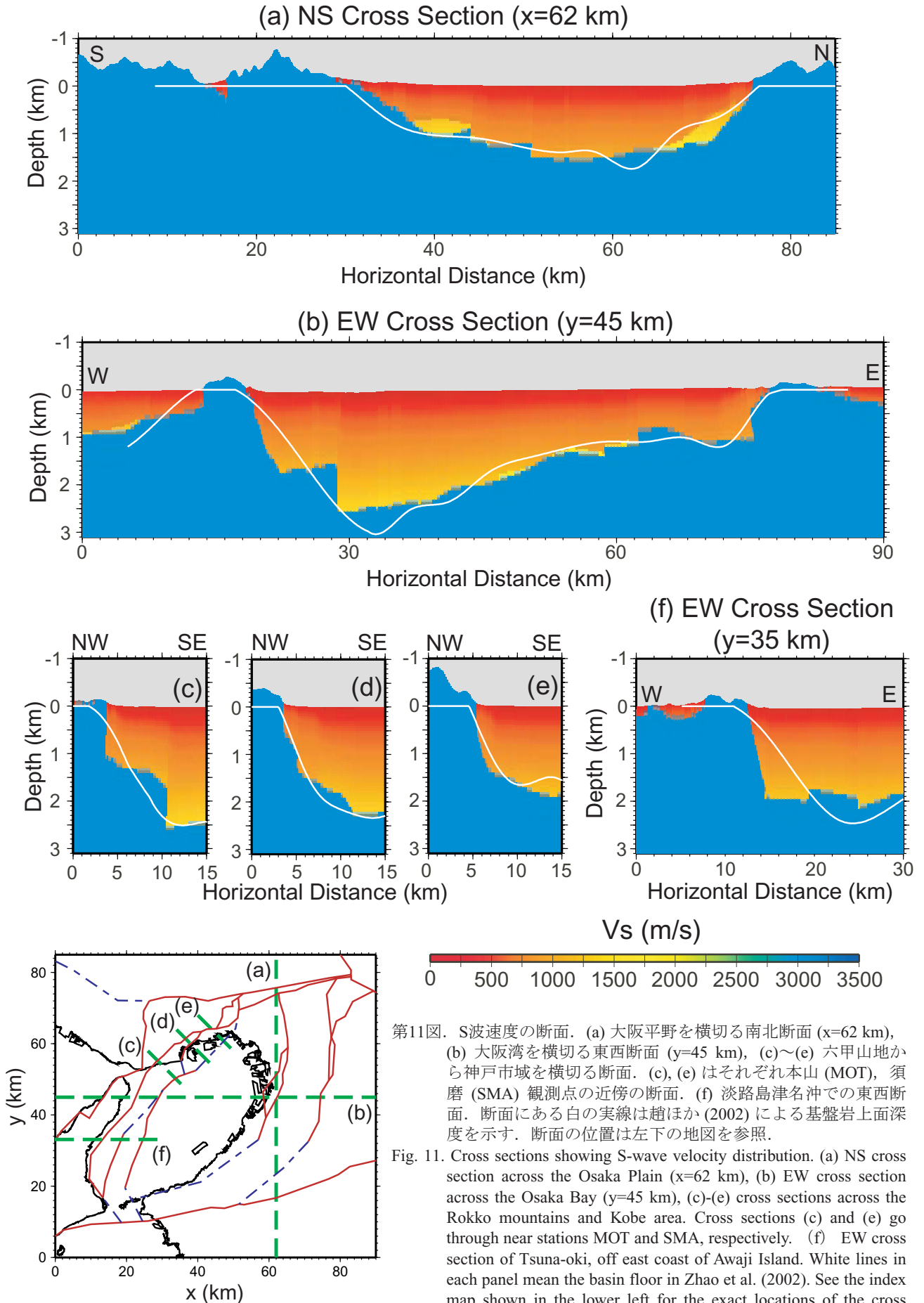
Legend

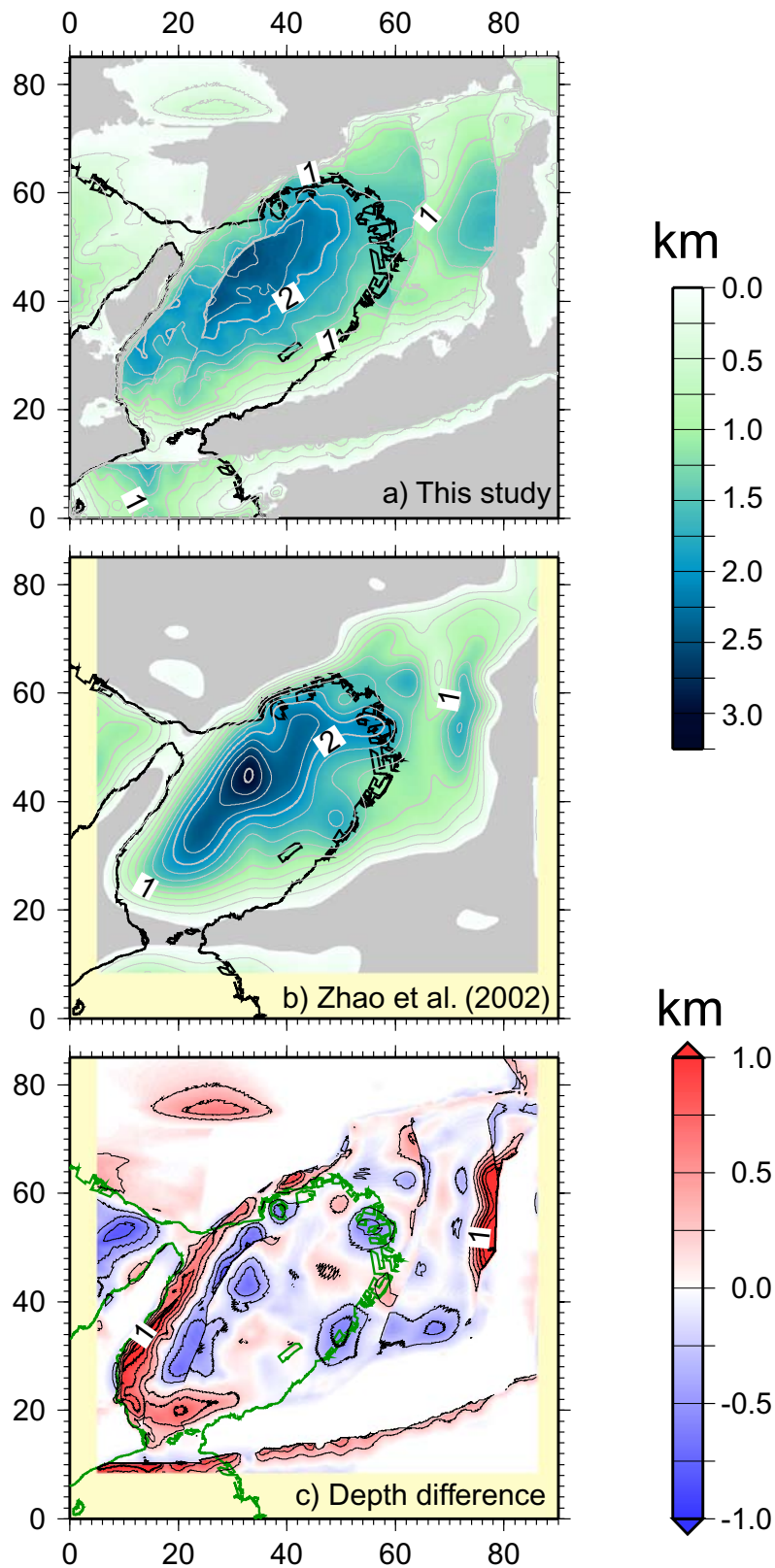
- | | |
|---|--|
| 1. Osaka Plain and Osaka Bay | 2. Sakai |
| 3. Higashi Osaka, Kyoto, Nara | |
| 4. Foot of Ikoma mountains | 5. Yao |
| 6. Kobe | 7. Foot of Rokko mountains |

第9図. 堆積層の年代と埋没深度からP波速度を求める式の係数を使い分ける際の領域. 係数の値は第2表を参照.
 Fig. 9. Map showing the division of the model space on the estimation of P-wave velocity in the sediment. The estimation was done with equation (2) with different pairs of coefficients given in Table 2. Each different color corresponds to each different pair of coefficients.



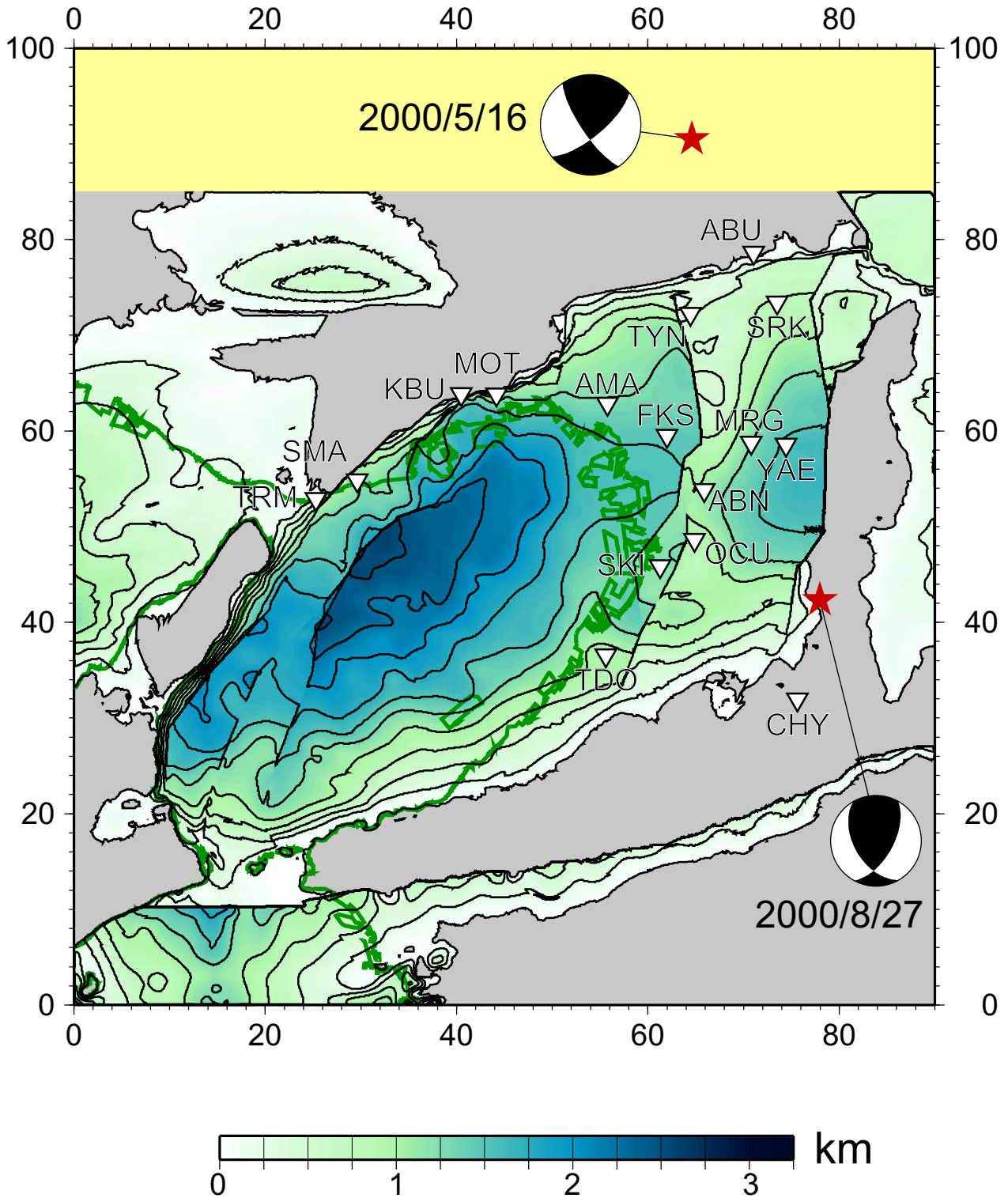
第10図. 領域ごとの堆積年代 (T) ・埋没深度 (D) (両者の積の対数で表示) と式 (2) から求められたP波速度との関係. (a) 大阪平野地域, (b) 神戸地域.
 Fig. 10. Relation of P-wave velocity calculated from the formula (2) to age (T) and depth (D) of the sedimentary beds, formulated as $\log(T \cdot D)$, for each region shown in Fig. 9. (a) Osaka plain, (b) Kobe area.





第12図. 基盤岩上面深度分布の比較. (a) 本研究で得られた基盤岩上面深度, (b) 趙ほか (2002) による基盤岩上面深度, (c) 2つのモデルの基盤岩上面深度の差. 正の値は本研究で得られた基盤岩上面深度の方が深いことを示す. コンター間隔は0.25 km.

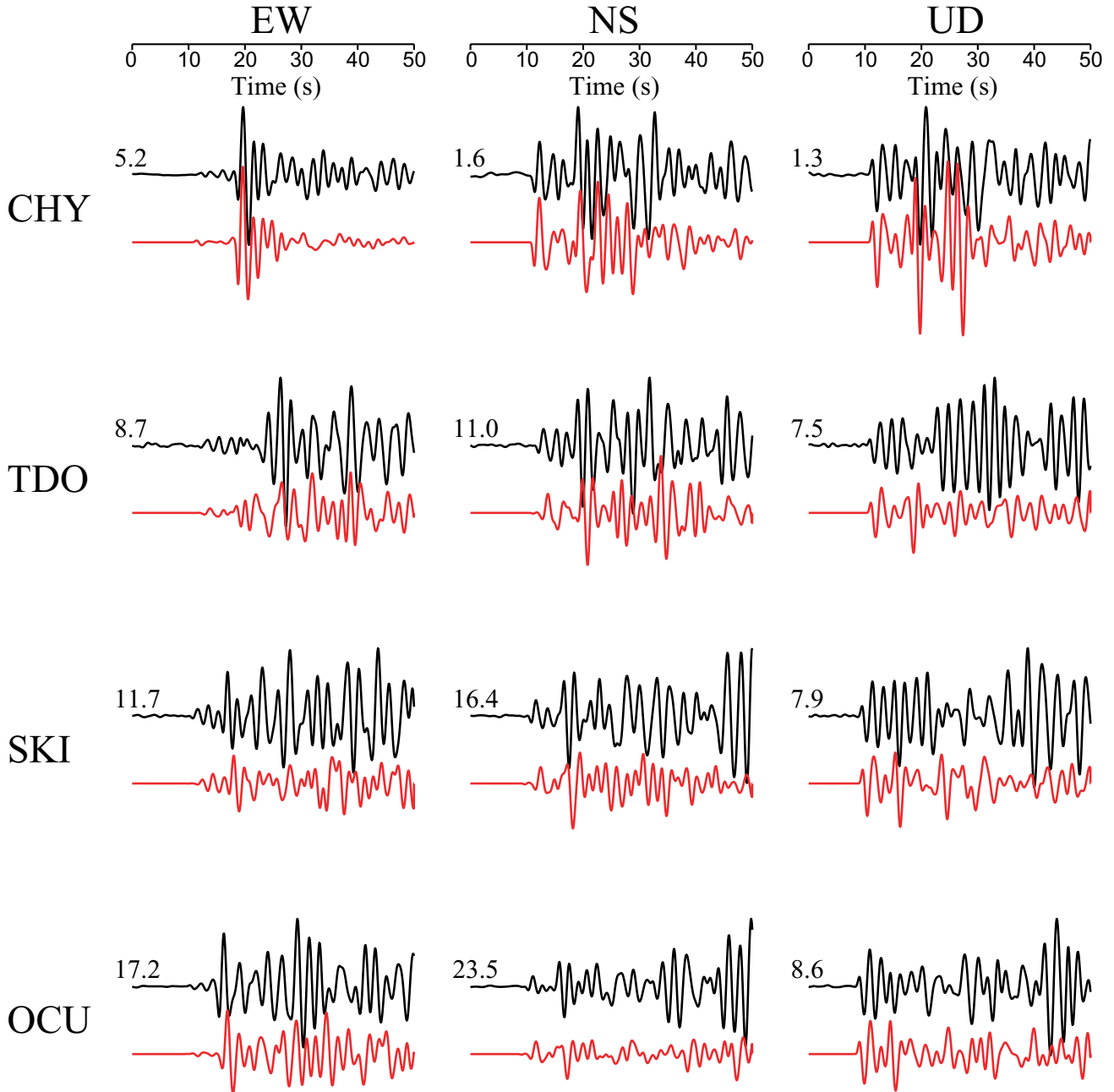
Fig. 12. Comparison of the depth of top to the basement between two models. (a) This study (b) Zhao *et al.* (2002). (c) Difference in depth between the two models. Positive values mean that depth estimated in this study is deeper than that of Zhao *et al.* (2002). The contour interval is 0.25 km.



第13図. 地震波の数値シミュレーションに用いた観測点 (▽) と震央 (☆) の分布図. それぞれの地震の発震機構も下半球投影で併せて表示した. 基図は基盤岩上面の深度分布を示す.

Fig. 13. The epicenters of the earthquakes used for calculating waveforms are shown with stars, and strong motion stations for which waveforms were calculated are indicated by inverted triangles. The focal mechanisms of the events are also shown with lower hemisphere projection. The base map shows the depth to the top of the basement.

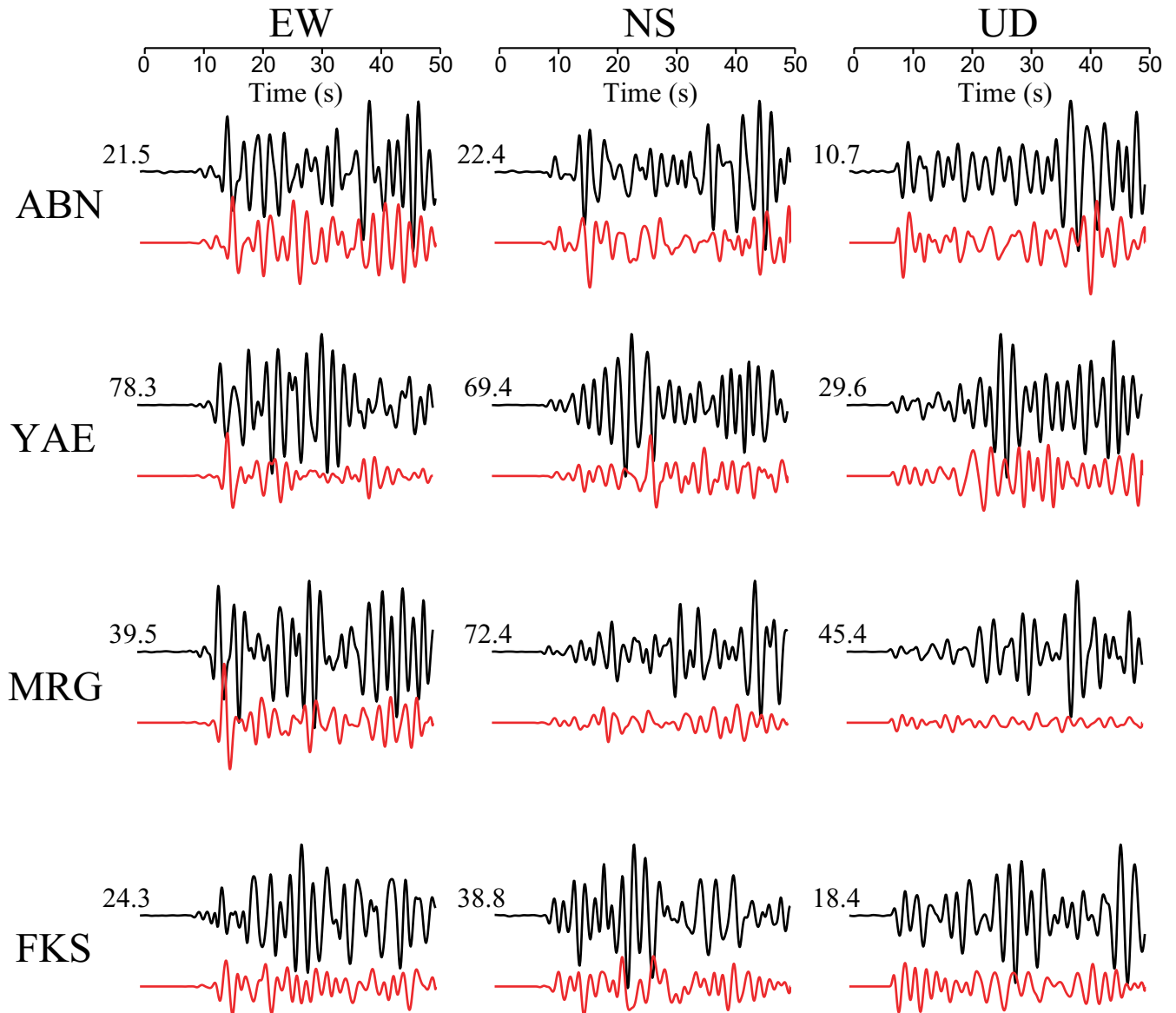
Tamba (May 16, 2000)



第14a図. 2000年5月16日のイベントの観測波形（上）と合成波形（下）との比較（大阪平野南部）. 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10⁻⁵ m/s).

Fig. 14a. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (lower trace) from an event of May 16, 2000 (southern part of Osaka Plain). All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.5 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform are the peak-to-peak amplitude of the observed one in 10⁻⁵ m/s.

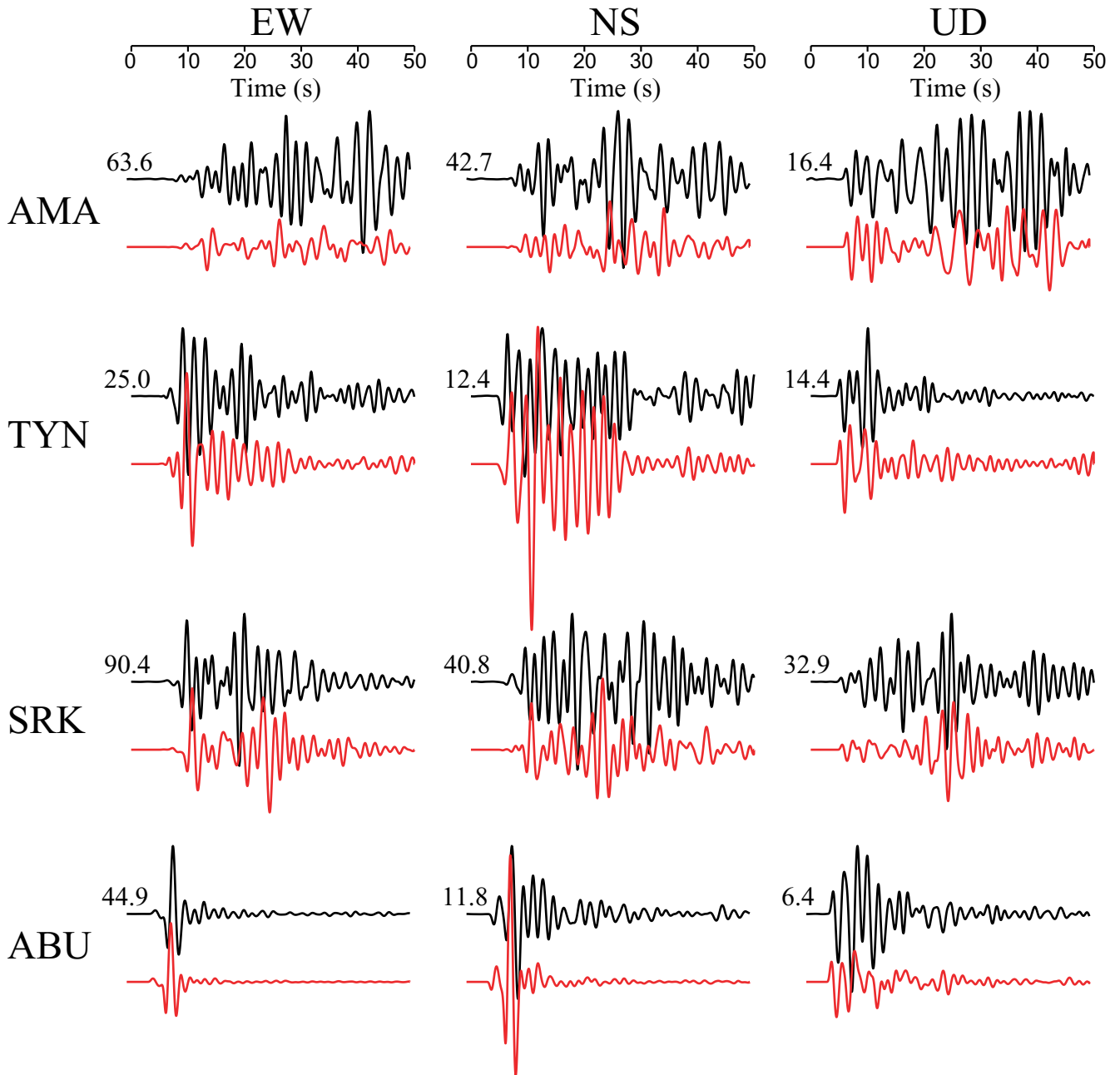
Tamba (May 16, 2000)



第14b図. 2000年5月16日のイベントの観測波形（上）と合成波形（下）との比較（大阪平野中部）. 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10-5 m/s).

Fig. 14b. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (lower trace) from an event of May 16, 2000 (central part of Osaka Plain). All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.5 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform are the peak-to-peak amplitude of the observed one in 10-5 m/s.

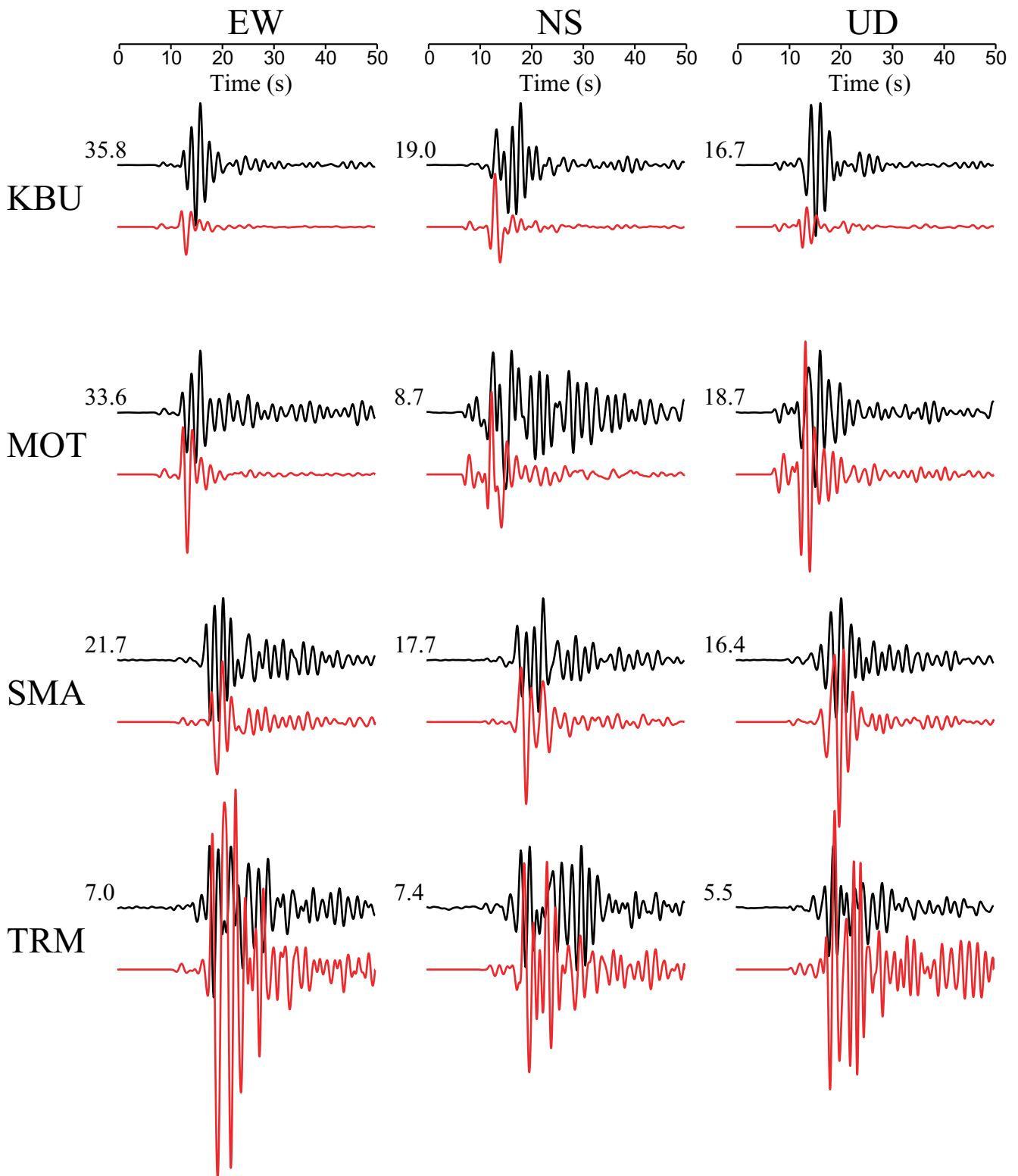
Tamba (May 16, 2000)



第14c図. 2000年5月16日のイベントの観測波形（上）と合成波形（下）との比較（大阪平野北部）. 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅（ 10^{-5} m/s）.

Fig. 14c. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (lower trace) from an event of May 16, 2000 (northern part of Osaka Plain). All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.5 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform are the peak-to-peak amplitude of the observed one in 10^{-5} m/s.

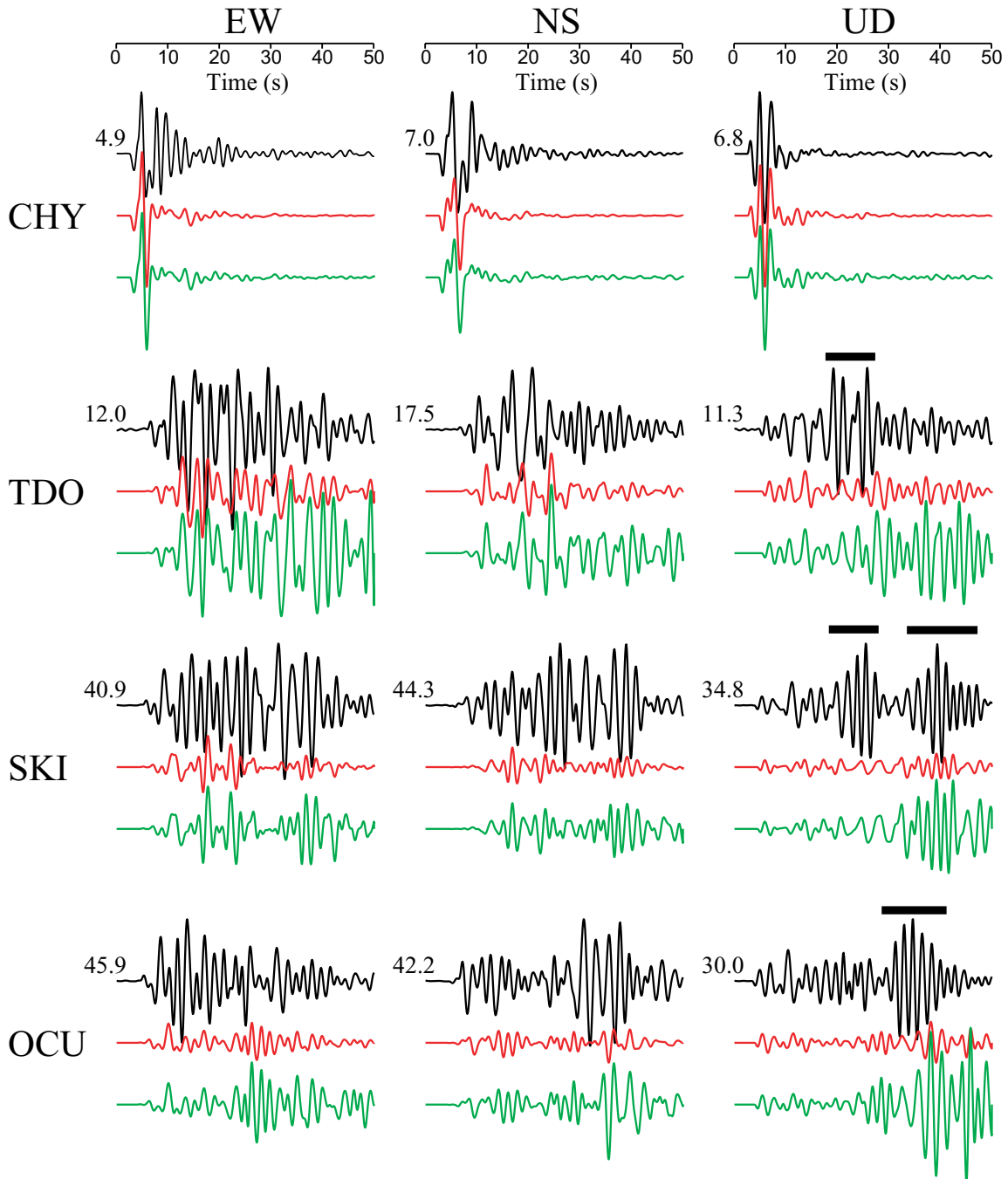
Tamba (May 16, 2000)



第14d図. 2000年5月16日のイベントの観測波形（上）と合成波形（下）との比較（神戸市域）. 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10⁻⁵ m/s).

Fig. 14d. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (lower trace) from an event of May 16, 2000 (Kobe area). All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.5 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform are the peak-to-peak amplitude of the observed one in 10⁻⁵ m/s.

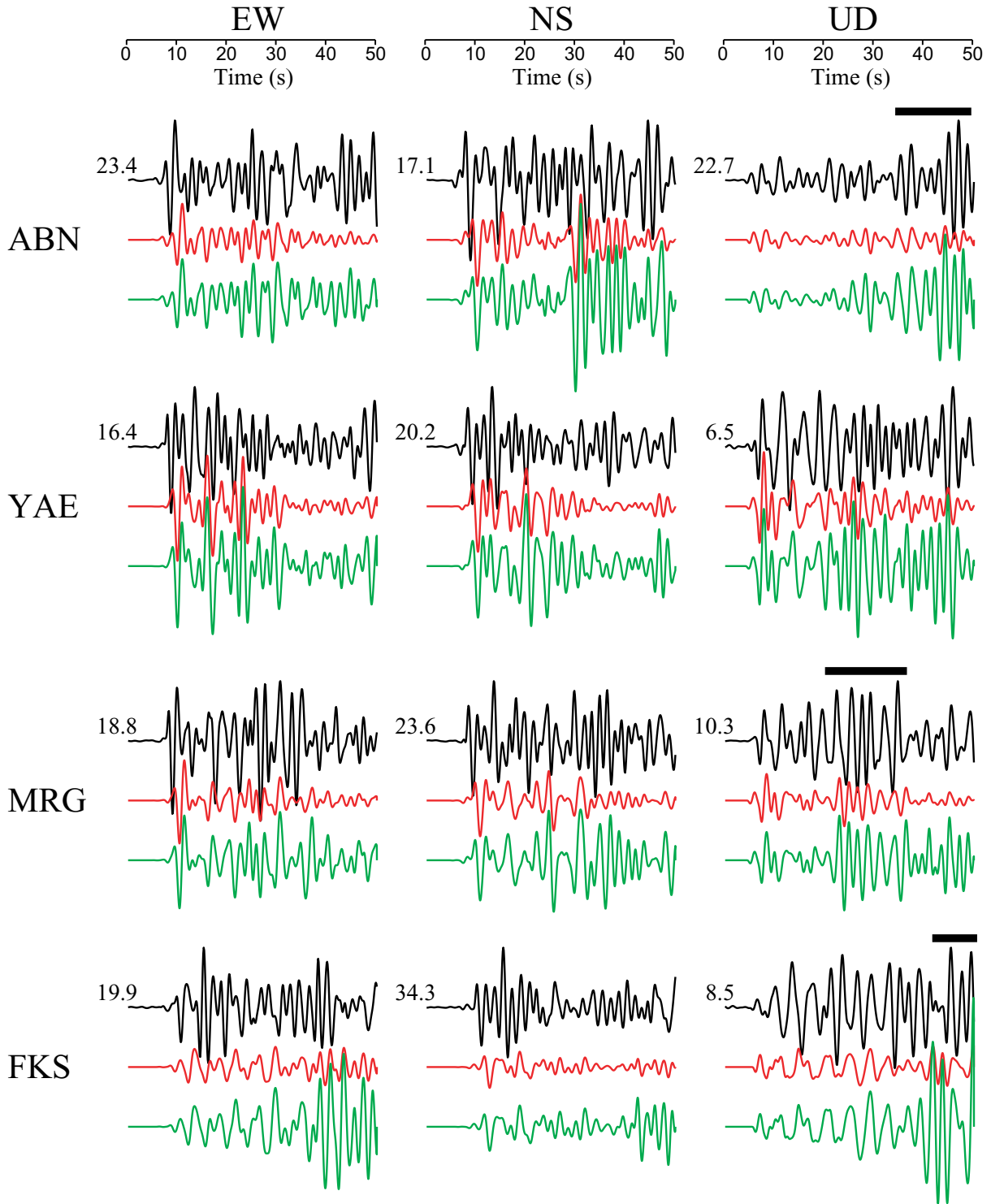
Ikoma (Aug. 27, 2000)



第15a図. 2000年8月27日のイベントの観測波形と合成波形との比較 (大阪平野南部). 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10-5 m/s). 上段: 観測波形, 中段: 堀家 (2002) によるQ値を使った合成波形, 下段: 堀家 (2002) によるQ値を3倍にしたときの合成波形. 観測波形の上下動成分の上に示した太い黒線は, 盆地端生成表面波と考えられる顕著な波束が来ている位置を示す.

Fig. 15a. Comparison of observed waveforms and synthetic waveforms from an event of August 27, 2000 (southern part of Osaka Plain). Upper, middle and lower traces of each pair are observed waveforms, synthetics with Q values estimated from an empirical law of Horike (2002), and another synthetics with Q values of three times larger than those from Horike (2002), respectively. Bold black lines added over the observed waveforms of the vertical component indicate distinct wave packets of probable basin-induced surface waves.

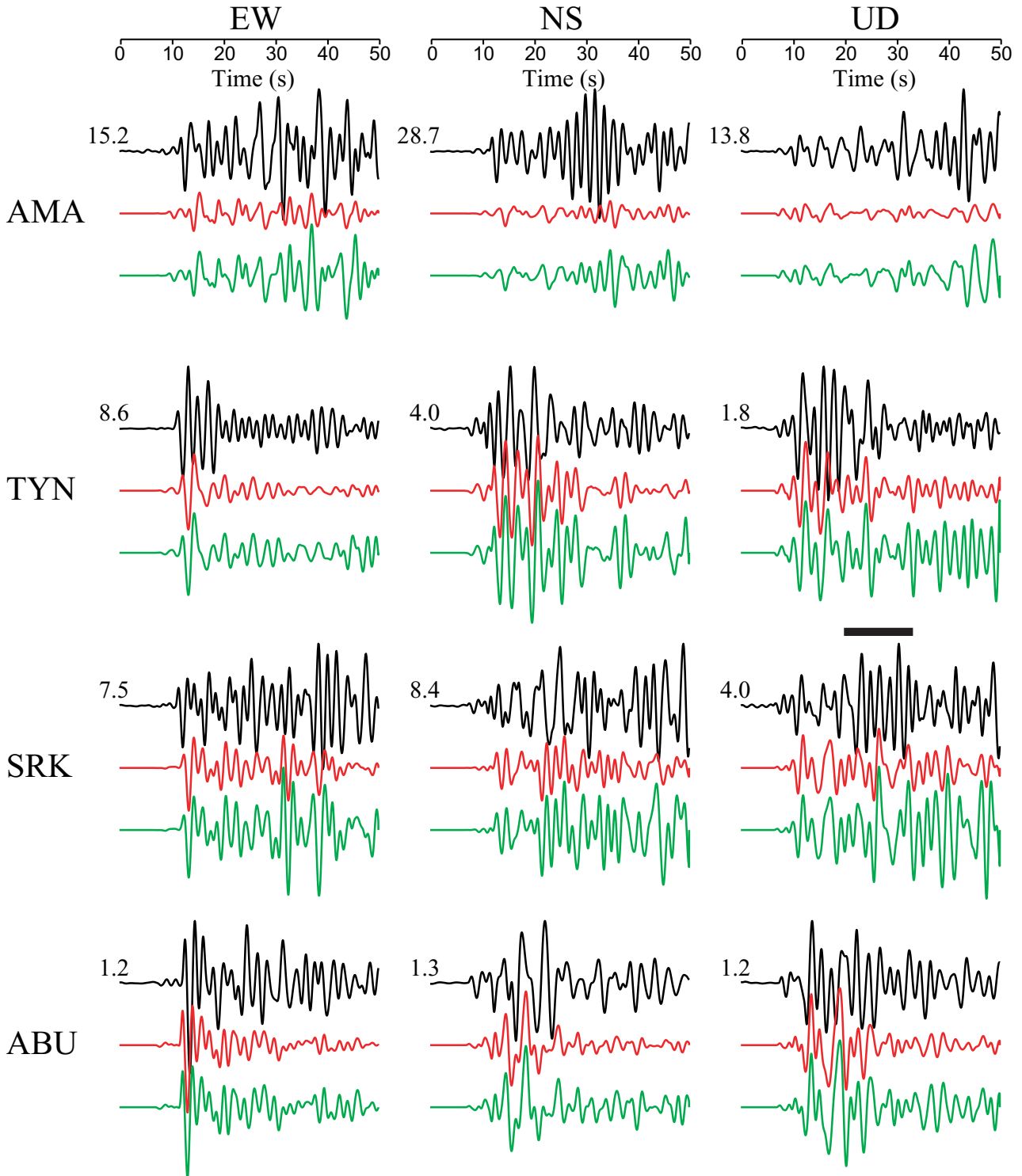
Ikoma (Aug. 27, 2000)



第15b図. 2000年8月27日のイベントの観測波形と合成波形との比較 (大阪平野中部). 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10-5 m/s). 上段: 観測波形, 中段: 堀家 (2002) によるQ値を使った合成波形, 下段: 堀家 (2002) によるQ値を3倍にしたときの合成波形. 観測波形の上下動成分の上に示した太い黒線は, 盆地端生成表面波と考えられる顕著な波束が来ている位置を示す.

Fig. 15b. Comparison of observed waveforms and synthetic waveforms from an event of August 27, 2000 (central part of Osaka Plain). Upper, middle and lower traces of each pair are observed waveforms, synthetics with Q values estimated from an empirical law of Horike (2002), and another synthetics with Q values of three times larger than those from Horike (2002), respectively. Bold black lines added over the observed waveforms of the vertical component indicate distinct wave packets of probable basin-induced surface waves.

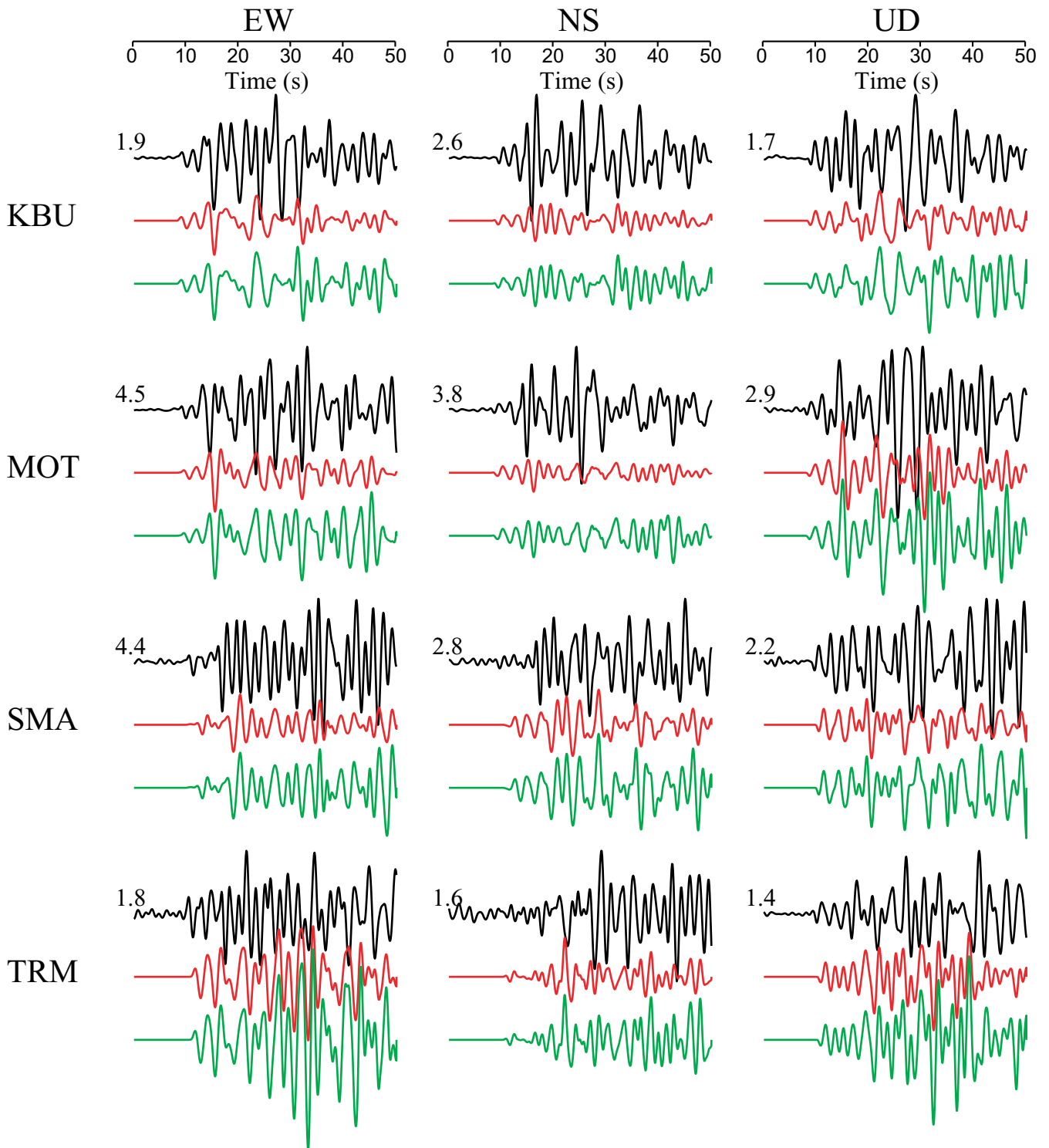
Ikoma (Aug. 27, 2000)



第15c図. 2000年8月27日のイベントの観測波形と合成波形との比較 (大阪平野北部). 各トレースの左側の数字は観測波形のpeak-to-peakの振幅 (10-5 m/s). 上段: 観測波形, 中段: 堀家 (2002) によるQ値を使った合成波形, 下段: 堀家 (2002) によるQ値を3倍にしたときの合成波形. 観測波形の上下動成分の上を示した太い黒線は, 盆地端生成表面波と考えられる顕著な波束が来ている位置を示す.

Fig. 15c. Comparison of observed waveforms and synthetic waveforms from an event of August 27, 2000 (northern part of Osaka Plain). Upper, middle and lower traces of each pair are observed waveforms, synthetics with Q values estimated from an empirical law of Horike (2002), and another synthetics with Q values of three times larger than those from Horike (2002), respectively. Bold black lines added over the observed waveforms of the vertical component indicate distinct wave packets of probable basin-induced surface waves.

Ikoma (Aug. 27, 2000)



第15d図. 2000年8月27日のイベントの観測波形と合成波形との比較(神戸市域). 各トレースの左側の数字は観測波形の peak-to-peak の振幅 (10-5 m/s). 上段: 観測波形, 中段: 堀家 (2002) によるQ値を使った合成波形, 下段: 堀家 (2002) によるQ値を3倍にしたときの合成波形. 観測波形の上下動成分の上を示した太い黒線は, 盆地端生成表面波と考えられる顕著な波束が来ている位置を示す.

Fig. 15d. Comparison of observed waveforms and synthetic waveforms from an event of August 27, 2000 (Kobe area). Upper, middle and lower traces of each pair are observed waveforms, synthetics with Q values estimated from an empirical law of Horike (2002), and another synthetics with Q values of three times larger than those from Horike (2002), respectively. Bold black lines added over the observed waveforms of the vertical component indicate distinct wave packets of probable basin-induced surface waves.