

## 大阪平野の 3 次元地盤構造モデルの作成

### Three-dimensional subsurface structure model beneath the Osaka Plain

堀川晴央<sup>1</sup>・水野清秀<sup>2</sup>・佐竹健治<sup>3</sup>・関口春子<sup>4</sup>・加瀬祐子<sup>5</sup>  
杉山雄一<sup>6</sup>・横田 裕<sup>7</sup>・末廣匡基<sup>8</sup>・Arben Pitarka<sup>9</sup>

Haruo Horikawa<sup>1</sup>, Kiyohide Mizuno<sup>2</sup>, Kenji Satake<sup>3</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>4</sup>, Yuko Kase<sup>5</sup>,  
Yuichi Sugiyama<sup>6</sup>, Hiroshi Yokota<sup>7</sup>, Masaki Suehiro<sup>8</sup> and Arben Pitarka<sup>9</sup>

<sup>1, 2, 3, 4, 5, 6</sup>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,  
kenji.satake@aist.go.jp, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, kase.yuko@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)

<sup>7, 8</sup>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)

<sup>9</sup>URS Corporation (URS Corporation, Arben\_Pitarka@urscorp.com)

**Abstract:** We newly developed a three-dimensional subsurface structure model beneath the Osaka Plain, southwest Japan, that covers the eastern part of the Osaka sedimentary basin. The model was constructed by integrating both geophysical and geological data such as gravity anomaly, seismic reflection profiles, and borehole data. From this information we selected marine-clay beds, volcanic ashes and a geomagnetic polarity boundary as key markers, and inferred their distributions over the model area. We then estimated the seismic velocity and density of the sediment layer as a function of depth and time since deposition. The basin-floor in our model has wedge-like structures formed by repeated activity of reverse faults. Comparison of our model with other subsurface structure models shows several differences, reflecting the different amount of data. Numerical simulation of ground motions using the subsurface structure reproduced basin-induced surface waves, which were not reproduced from a flat-layered velocity structure, but synthetic waveforms are still different from the waveforms observed in the southern part of the plain. These discrepancies may result from erroneous modeling of the basin floor in the southern part. In the eastern part of the plain, body waves arrive later than observed probably because of underestimation of seismic velocity of the sediment layer.

**キーワード:** 3次元地盤構造, 大阪平野, 地質構造, 盆地端生成波

**Keywords:** three-dimensional subsurface structure, Osaka Plain, geologic structure, basin-induced surface wave

#### 1. はじめに

活断層研究センター地震被害予測研究チームでは、平成 13 年度より 4 ヶ年計画で大阪・神戸地域を対象とした地震被害予測図作成を目指すプロジェクトを開始した。このプロジェクトの特徴は、地質学的な知見を取り込んで、地殻構造と起震断層のモデルを作成し、それらをもとに強震動の数値計算を行う点にある。ここでは、この計画の一環として進められている大阪平野の地盤構造モデルの作成について述べる。

大阪平野は堆積盆地内に位置するため、到達した実体波が盆地端で回折して表面波 (盆地端生成波: 川瀬, 1993) に変換され、盆地内を伝播する現象が観測されている (鳥海, 1975; Hatayama *et al.*, 1995)。盆地端生成波の周期は盆地の構造に規定され、大阪平野では数秒程度である。この周期は大型建造物の固

有周期に近く、大地震発生の際には、これらの建造物に被害が発生することが懸念される。

盆地端生成波は、堆積層内を伝わる直達 S 波と盆地端付近で強めあう形で干渉し、大きな被害を起こす強震動を生成しうること (basin edge effect: Kawase, 1996) が、近年認識されてきた。大阪平野域でも、この増幅効果が盆地端付近で起こる可能性がある。大阪平野域では、その内部にも基盤岩上面深度に落差がある (例えば, Ikebe *et al.*, 1970) ため、平野内部でも同じ現象が発生する可能性がある。この増幅効果の考察には、基盤岩上面の形状をできるだけ正確に把握することが必要である。Graves *et al.* (1998) は、基盤形状が正確にモデル化されなかった場合、強震動の成因を誤る可能性があることを指摘している。

大阪地域の 3 次元地盤構造のモデル化は香川ほか (1993) に始まる。香川らは地震波速度や密度が一定

の層を幾つか重ねて堆積層を表現し、これらの層の境界や基盤岩上面の形状をスプライン関数で記述して、地盤構造モデルを作成した。宮腰ほか (1997, 1999) は、新たなデータの追加に加え、形状の変化の大きさに応じて、スプライン関数の節点の配置を変えることにより、香川らのモデルを改良した。スプライン関数による記述は、モデルの改訂がしやすい利点があるが、大阪平野域に発達している、逆断層の活動に伴う楔形の基盤形状を正確に表すことは難しい。

他の大阪地域の地盤構造モデルとして、重力異常データから基盤岩の深度や堆積層の層境界の深さの分布を推定したモデル (井上ほか, 1998) がある。井上らは、まず密度が一定な堆積層と基盤岩の 2 層構造を仮定して重力異常データを解析し、次に堆積層に成層構造を導入しているが、堆積層を構成する層の境界面の深さの比が一定という仮定の下に重力異常データの解析を進めている。

これら的大阪地域の地盤構造モデルでは、堆積層を構成する各層の地震波速度や密度が一定とされている。しかし、実際の堆積層の速度は深さや堆積年代によって変わることが知られている (Faust, 1951) ことから、この点を考慮したモデル化が必要である。

以上から、より現実的な地盤構造モデルを得るためには、1) 逆断層による急峻な形状を含めて基盤形状を正確に表すこと、2) 堆積層内では、深さや堆積年代に応じて速度や密度を変化させること、の 2 点が必要と考えられる。本研究では、この点を考慮して、3 次元地盤構造モデルを作成した。以下では、まず大阪平野域の地質の概略について述べ、次にモデルの作成方法、使用したデータおよびその前処理について説明する。続いて、得られた地質構造や地盤構造モデルの特徴を紹介し、最後に生駒山地で発生した地震の観測記録と合成波形を比較して、地盤構造モデルの検証を行う。

## 2. 大阪平野の地質の概略

モデル化の対象とした地域 (以下、モデル領域と呼ぶ) を Fig. 1 に示す。モデル領域に分布する地層は、第三系～第四系の堆積層と先第三系の基盤岩に大きく 2 分される (例えば、藤田・笠間, 1982; 松浦ほか, 1997)。基盤岩は、有馬・高槻構造線より北側のモデル領域内では丹波帯の中・古生界と考えられる。その他の大部分は領家帯の中・古生界であり、基盤にまで達したボーリング調査の結果などから、主に花崗岩 (領家花崗岩類) からなると考えられている (市原, 2001)。

基盤を覆う堆積層の主体である大阪層群は、主に陸成層 (河成層や湖成層など) からなり、海成粘土層や火山灰層を挟んでいる。海成粘土層や火山灰層の層序や年代は詳しく調べられており、地質構造のモデル化における鍵層 (基準面) 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。

大阪平野の地質構造の最大の特徴は、南方の和泉山地から大阪市街の中心部へ伸びる上町台地である (藤田・笠間, 1985)。1960 年代に地盤沈下対策のために行われたボーリング調査結果から、上町台地が基盤の隆起によるものであることがわかった。また、ボーリング調査によって分かった基盤岩上面深度の急激な変化から、大規模な断層 (上町断層) の存在が推定された (例えば、藤田・笠間, 1982)。そして、その後の反射法地震探査 (吉川ほか, 1987) により、上町断層の存在が確認された。

## 3. 地盤構造モデルの作成方法

本研究では、まず地質構造モデルを作成し、このモデルに含まれる地層・岩石に対して物性値を割り当てるという方法で、地盤構造モデルを作成する。

### 3.1 地質構造モデルの作成方法

地質構造のモデル化では、最初に、モデル領域に分布する主要な断層の位置と走向・傾斜を推定する。次に、これらの断層を境界として、モデル領域を幾つかのブロックに分割する。次に、堆積層内の鍵層や基盤岩上面の深度と形状を推定する。このうち、基盤岩上面深度については、深層ボーリングや反射法地震探査の結果から推定される基盤岩上面深度を拘束条件として、重力異常データを用いてモデル領域全域の分布を推定する。堆積層内の鍵層の分布や形状については、モデル領域の全域にわたって一度に 3 次元的に解析するのは困難なため、2 次元断面を多数作成し、各断面間を補間することにより 3 次元の地質構造モデルを作成する。

### 3.2 地盤構造モデル (物性値モデル) の作成方法

本研究で求める物性値は P 波速度、S 波速度、密度、S 波の減衰定数である。これらのうち、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 波速度と検層で得られている値を、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、モデル領域全体での P 波速度の分布を推定する。基盤岩に関しては屈折法地震探査の結果を参照した。

S 波速度や密度の推定には、松本ほか (1998) による方法を採用した。まず、堆積層を構成する岩石は間隙に水が詰まった多孔質媒質であると考え、そして、P 波速度の関数として空隙率を記述し、これから密度を求め、最後に S 波速度を推定する。詳細は 6.1 節の (2) と (3) で述べる。

## 4. データとその前処理

本研究で使うデータは、表層地質、深層ボーリン

グ、反射法地震探査、重力探査、検層、微動探査、屈折法地震探査、物理試験データなどである。以下、それぞれのデータについて順に述べる。

#### 4.1 表層地質データ・断層位置データ

表層地質情報は主として旧地質調査所の5万分の1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は、広根(松浦ほか, 1994)、大阪西北部(藤田・笠間, 1982)、大阪東北部(宮地ほか, 2001)、大阪西南部(藤田・前田, 1985)、大阪東南部(宮地ほか, 1998)、岸和田(市原ほか, 1986)の6つである。なお、旧地質調査所の5万分の1地質図幅が作成されていない地域については、土地分類基本調査による表層地質図(経済企画庁, 1972)、および吉川(1973)による地質図をもとに地質境界を作成した。千里丘陵における表層地質は、市原(1991)に従い、枚方丘陵の表層地質は、旧地質調査所発行の地域地質図のほかに、市原(1993)も加味した。表層地質をまとめるにあたって着目した要素は、基盤岩(花崗岩類、中・古生層など)、大阪層群、段丘堆積層、断層線の4種である。

断層線については、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8つの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, 1996c)、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)。

#### 4.2 深層ボーリングデータ

モデル領域において掘削されている主な深層ボーリングは、OD-1~OD-9(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などである。その分布をFig. 2に示す。

収集したボーリングデータは、沖積層から大阪層群に属するMa 13~Ma -1の海成粘土層を鍵層として層序区分した。本研究で採用した地質層序区分をFig. 3に示す。

#### 4.3 反射法地震探査データ

モデル領域において実施された主な反射法地震探査測線をFig. 2に示す。探査データは、原則として再解析を行い、重合後時間断面図、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。実際に再解析を行った測線はFig. 2に実線で示した。

モデル領域における探査のうち、探査データにまで遡れないものについては、公表されている文献を地盤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Fig. 2に破線で示す。

#### 4.4 重力探査データ

重力探査データは、地質調査所(2000)によって全

国規模で整備されている。この他に、大阪平野地域では大阪市立大学によっても重力探査が進められている(例えば、Nakagawa *et al.*, 1991)。本研究では、これらの探査データをもとにブーゲー異常値としてコンパイルした。収集した探査地点およびブーゲー異常分布をFig. 4に示す。

#### 4.5 検層データ

堆積層および基盤岩の物性値に関する検討に際して重要なDSI(Dipole Shear Sonic Imager)方式による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(関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 1998)、夕陽丘孔、末広孔(小池ほか, 1997)の3孔である。

#### 4.6 その他の探査データ

地盤構造モデルの作成にあたって、有用と考えられるその他の探査データとして、微動アレー探査で得られたS波速度構造(香川ほか, 1998)と、屈折法地震探査より推定された基盤岩のP波速度(香川ほか, 1990; 鳥海ほか, 1990)を収集した。

#### 4.7 物理試験データ

深層ボーリングOD-1~OD-9では、採取されたコア試料により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、OD-8地点を除く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。

### 5. 地質構造モデル

モデル化した領域は、大阪平野を含む東西38 km、南北58 kmの矩形領域である(Fig. 1)。矩形の4隅の座標値はAppendix Aにまとめた。x軸は東方向を、y軸は北方向を正とする。深さ方向は場所により異なるが、概ね3 kmである。

大阪平野域では、生駒断層や上町断層のような、南北性の断層が大局的な地質構造を支配しているため、東西方向の2次元断面を作成した。2次元断面は1 km間隔で総計59断面を作成した。

#### 5.1 モデル領域のブロック分割に用いた断層

モデル領域のブロック分割に用いた断層は、Fig. 2とTable 1に示す8つの断層である。以下に、ブロック境界の設定に関する考え方を述べる。

##### (1) 有馬 - 高槻構造線

有馬・高槻構造線(Fig. 2の番号1)は、大阪平野とその北側の北摂山地との境界をなす東西走向の断層である(藤田・奥田, 1973)。今回モデル化した範囲では本構造線はほぼ直線状に伸び、西は宝塚市域の六甲断層へ連続し、東は八幡市男山の南縁まで延びていることが、重力探査(伊藤ほか, 1989)や反射法地震探査(川崎ほか, 1994)の結果から示唆される。

藤田・奥田 (1973) によれば、本構造線は地域によって変位様式が異なるため、一様な断面の設定は困難であるが、今回のモデル化では傾斜角を 90 度とした。

## (2) 野畑断層系

有馬・高槻構造線と千里丘陵の北縁を限る野畑断層との間には、両断層の鉛直変位センスと周辺的地形的特徴から、地溝状の構造の存在が推定されている (寒川, 1978 など)。最近実施された反射法地震探査 (川崎ほか, 1994; 戸田ほか, 1995; 堀家ほか, 1998 など) でも、有馬・高槻構造線の南側に、地溝状の構造が検出されている。本研究では、これらの知見に従い、有馬・高槻構造線の南側に地溝状の構造が連続すると考え、これを 1 つのブロックとした。そして、その南縁を限る断層として野畑断層系 (Fig. 2 の番号 2) を設定した。断層の傾斜角は 90 度とした。

## (3) 生駒断層系

生駒断層系は狭義の生駒断層のほかに、<sup>ひらかた</sup> 菅田断層、<sup>かたの</sup> 枚方断層や交野断層などからなるとされる (岡田・東郷, 2000; 水野ほか, 2002 など)。本研究では、生駒山地と大阪平野との境界として、枚方丘陵の西縁から生駒山地の西縁に沿って南へ延び、菅田断層を経て河内長野市に至る部分 (Fig. 2 の番号 3) にブロック境界断層を設定し、枚方・生駒断層系と呼ぶ。

四条畷付近から菅田断層にかけては、断層による基盤岩の鉛直落差が明瞭である。四条畷以北では、枚方断層の北端部付近において、東上がり約 500 m の基盤岩の鉛直落差が反射法地震探査によって推定されている (中川ほか, 1994)。

菅田断層より南部では、生駒断層系に属すると考えられる断層は明瞭ではない。本研究では、枚方・生駒断層系の南端をこの地域まで伸ばすが、南へ行くほど鉛直変位が減少し、Fig. 2 の  $y = 6$  km の地点 (河内長野市付近) で鉛直変位がなくなるようにした。枚方・生駒断層系の傾斜角は、断層線を横断して実施された反射法地震探査の再解析結果をもとに、東傾斜 45 度とした。

生駒断層の中央部では、平行する複数の断層が地表近くに存在することが反射法地震探査によって確認されている (堀家ほか, 1995; 下川ほか, 1997)。下川ほか (1997) による反射法地震探査の結果を再解析して得られた深度断面図を Fig. 5 に示す。この断面では 2 つの断層が認められる。西側 (平野側) の断層より西の地域については、堀家ほか (1996) などから推定される基盤岩上面の位置を赤の破線で示す。また、2 つの断層に挟まれた地域、および山側の断層よりも東の地域については、速度解析の結果から推定される基盤岩上面の位置を赤の実線で示す。2 つの断層による基盤岩の落差を比べると、平野側 (西側) の断層の方が大きい。そこで、生駒断層の中央部付近では、西側の断層を生駒断層の主部 (枚方・生駒断層系) と見なし、その東側に別のブロック境

界断層として、生駒断層 (東側) (Fig. 2 の番号 4) を設けた。生駒断層 (東側) の傾斜角は、枚方・生駒断層系と同じ東傾斜 45 度とした。

交野断層近傍では、温泉ボーリングの調査結果から、約 1100 m に達する基盤岩の大きな鉛直落差が確認されている (太田, 1991)。交野断層による基盤岩の落差は、上述した枚方・生駒断層系北部 (枚方丘陵西縁の枚方断層) の基盤岩の鉛直落差 (約 500 m) よりも大きい。このため本研究では、交野断層を枚方・生駒断層系とは別のブロック境界断層 (Fig. 2 の番号 5) としてモデル化した。断層の傾斜角は枚方・生駒断層系と同じ東傾斜 45 度とした。

## (4) 上町断層系

大阪平野内の南北性ブロック境界として、千里丘陵の佛念寺山断層、上町台地西縁の上町断層、および泉北地域の段丘西縁部に分布する一連の断層 (坂本断層、久米田池断層など) からなる上町断層系 (Fig. 2 の番号 6) を設定した。大阪市 (1997) による反射法地震探査の結果から、天王寺付近ではこの断層による基盤の鉛直落差は非常に小さいことが知られている。断層系の南端は大阪府 (1998) に従って、岸和田市久米田池の南方とした。本研究では、ブロック分割の便宜上、本断層系をモデル領域の南西端まで延ばしているが、岸和田市付近の  $y = 8$  km より南では鉛直変位を減らしていき、貝塚市付近の  $y = 6$  km で鉛直変位がなくなるように設定した。断層の傾斜角は、吉川ほか (1987) による反射法地震探査の結果から、東傾斜 80 度とした。

## (5) 桜川撓曲 - 住之江撓曲

これまでの各種調査より、狭義の上町断層から分岐する桜川撓曲 (汐見橋撓曲) と住之江撓曲という変形構造が確認されている (例えば、土質工学会関西支部, 1992)。本研究では、これらの撓曲構造を上町断層系とは別のブロック境界断層 (Fig. 2 の番号 7) としてモデル化した。

桜川撓曲は、表層部における Ma 12 の変形 (土質工学会関西支部, 1992) と反射法地震探査の結果 (大阪市, 1997) から、北東-南西方向の構造と推定される。桜川撓曲の南西延長部についてボーリングデータを検討したところ、地層に落差が認められないことから、南西方向へはさほど延びていないと判断される。このため、本研究では、大阪市 (1996) の解釈に従い、走向が北東-南西から南北へ変化するモデルを採用した。

住之江撓曲は桜川撓曲と同様に、Ma 12 の変形 (土質工学会関西支部, 1992) と反射法地震探査 (杉山, 1997) によって確認された構造であり、北東-南西方向の構造と推定される。表層部の変形から、北東端は上町断層に収束することが指摘されている (土質工学会関西支部, 1992) が、南西側延長は海域に達し、データがないため、その実態は明らかではない。

桜川撓曲と住之江撓曲を結んだブロック境界断層の南への延長は、ブーゲー異常値より推定した基盤

岩上面の深度分布に基づき、反射法地震探査(杉山, 1997)によって、堺市の浜寺公園付近で検出された撓曲構造に連続させた。このブロック境界断層の傾斜角は上町断層系と同様に東傾斜 80 度とした。

#### (6) 六甲山地東縁断層系

六甲山地の南東縁は甲陽断層(藤田・笠間, 1982)や西宮撓曲(西宮断層: 鈴木ほか, 1996)などによって限られている。関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会(1998)によると、西宮撓曲は北上がりの逆断層であるが、甲陽断層は場所によって断層の形態が異なり、横ずれ成分が卓越する高角断層の部分や低角度の逆断層の部分がある。詳細な断層モデルの作成のためにはさらに検討を要するが、本研究では、これらの断層を六甲山地東縁断層系(Fig. 2の番号8)というブロック境界断層としてモデル化し、傾斜角は90度とした。

### 5.2 基盤岩上面深度の推定

先に述べたように、基盤岩上面深度の分布は、ブーゲー異常分布とボーリングや反射法地震探査などより得られた基盤岩の深度情報とを組み合わせて推定した。推定に際しては、断層変位などの地質構造をより明確にするため、Talwani *et al.* (1959)による重力データの2次元解析を併用した。

観測された重力異常データには、観測点近傍の密度異常に起因する重力異常だけでなく、より広域の密度異常(例えばフィリピン海スラブ)に起因する重力異常が含まれている。そこで、広域の異常を観測された重力異常値に含まれるトレンドと見なし、適当な函数を使って表現し(例えば, Doblin and Savit, 1988; 狐崎, 2001)観測された重力異常値から分離した。トレンドを見積もるためのデータは、ボーリングや反射法地震探査で得られた基盤岩上面深度であり、トレンドを除去した重力異常値の分布がボーリングや反射法探査による基盤岩上面深度の傾向に合うように函数の係数を決めた。そして、トレンドを除去した重力異常値をもとに、基盤岩上面の深度の分布を推定した。

### 5.3 堆積層中の鍵層(基準面)

先に述べたように、今回モデル化する地域において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ョン・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、Fig. 3に年代を付記した鍵層および磁極期境界などの同一時間面(基準面)の分布を推定した。以下では、各基準面の年代について議論すると共に、ガウス/松山クロン境界と福田火山灰層については、それらの分布深度の推定方法についても述べる。

#### (1) ガウス/松山クロン境界(朝代火山灰層)

大阪層群最下部の分布を推定するため、古地磁気層序から得られているガウス/松山クロン境界を採

用した。その年代値はCande and Kent (1995)を参考に2.6 myとした。

この境界の深度分布に関するデータは非常に少ない。クロン境界として実際に確認されているのは、モデル領域内ではなく、その近傍の神戸市東灘区のGS-K1孔だけである(Biswas *et al.*, 1999)。モデル領域の南部にあたる泉南・泉北地域では、市原ほか(1977)により、大阪層群の標準層序の中で位置づけられているが、この境界を含む地層(泉南累層)自体、連続性が乏しい(市原ほか, 1977)ため、深度分布の詳細な情報を得ることは困難である。そこで、本研究では、GS-K1孔での結果と、市原ほか(1977)による層序に市原ほか(1984)の結果を加えて、深度が比較的良好にわかっている層に対する相対的な位置を仮定することとした。具体的には、モデル領域内では、Ma -1~Ma 3(アズキ火山灰層)間の層厚の2.6倍の深さだけ、Ma -1より下位にあるとした。

#### (2) 福田火山灰層

福田火山灰層は大阪層群最下部と下部との境界とされ、その挟在層準はほぼ鮮新・更新統境界に一致する(市原, 1993)。その絶対年代は、フィッション・トラック法による測定では $1.59 \pm 0.22$  myとされている(市原ほか, 1984)が、吉川・三田村(1999)は古地磁気層序と深海底における酸素同位体比層序との関係から、1.75 myとしている。以上の年代情報から、福田火山灰層の年代を1.7 myとした。

福田火山灰層の深度の推定は、ガウス/松山クロン境界で行った方法と同様に、層間の厚さの比によった。しかし、先のガウス/松山クロン境界の場合と同じく、データは非常に限られている。大阪平野の深層ボーリングにおいて発見された福田火山灰層は、大阪市天王寺区夕陽丘孔で記載されたもの(吉川ほか, 1997)のみである。そして、福田火山灰層はMa -1層下端の下位に記載されている。市原ほか(1977; 1984)による層序を考慮して、福田火山灰層は、Ma -1層の下端深度に、Ma -1~アズキ火山灰層間の1.4倍の層厚か、Ma -1~Ma 5層間と同じ層厚を加えた深度にあるとした。

#### (3) Ma -1層下限

Ma -1層は大阪層群で確認されている最下位の海成粘土層に相当する(市原ほか, 1984)。したがって、Ma -1層の下限は、大阪層群の形成期に、大阪地域へ海が進入し始めた時期に対応する。吉川・三田村(1999)は、OD-1およびOD-2コアの酸素同位体比層序を深海底の酸素同位体比層序と対比し、Ma -1層は約1.25 myのステージ37(Shackleton *et al.*, 1990)の海進堆積物に対応するとした。本研究では、これに従い、Ma -1層下限の年代を1.3 myとした。

#### (4) Ma 3層下限(アズキ火山灰層)

Ma 3層は大阪層群の生層序学的な研究により、メタセコイアの消滅期に対応する海成粘土層であり、その下部には薄紫色の特徴的なアズキ火山灰を挟むことが知られている(例えば、藤田・笠間, 1982)。ア

ズキ火山灰層は、深層ボーリングにおいても多くの地点で確認されており、大阪層群の最も有力な鍵層である。

アズキ火山灰層の絶対年代は、フィッション・トラック法では  $0.87 \pm 0.07$  my (西村・笹嶋, 1970), K-Ar法では  $0.85 \pm 0.03$  my (Hayashida *et al.*, 1996) とされている。吉川・三田村 (1999) は、Ma 3 層が Shackleton *et al.* (1990) の酸素同位体ステージ 21 に対応しているとされている。これらの研究結果から、本研究ではアズキ火山灰層 (Ma 3 層下限) の年代を 0.85 my とした。

#### (5) Ma 10 層上限

大阪層群と上位の段丘相当層との境界をなす基準面として、Ma 10 層上限を採用した。Ma 10 層は酸素同位体ステージ 9 に形成されたと考えられている (吉川・三田村, 1999)。インド洋におけるデータによると、ステージ 9 には 9.1 と 9.3 の 2 回の海進が存在し (Bassinot *et al.*, 1994) それぞれの年代として 0.309 my, 0.328 my が得られている。また、吉川・井内 (1993) は、琵琶湖高島沖のボーリング資料における火山灰層序と酸素同位体比編年から、Ma 10 層の上位にある八田火山灰 (BT66) の年代として 0.290 my を得ている。これらより、Ma 10 層上限の年代は 0.3 my とした。

#### 5.4 反射面と鍵層との対比

上述の各鍵層 (基準面) の深度と分布については、ボーリングデータが最も直接的な証拠である。しかし、本研究のモデル領域では、ボーリングデータだけから、これらの鍵層の深度と分布を描くことは難しい。そこで、反射法地震探査による深度断面図上の反射面と地層との対比を行い、各鍵層 (基準面) の深度と分布を推定した。

なお、福田火山灰層およびガウス/松山クロン境界の深度が確認されている深層ボーリングは、それぞれ夕陽丘孔と GS-K1 孔の 1 地点ずつしかない。このため、これら 2 つの基準面の対比は、前述のように、層厚に基づいて仮定した。したがって、これら 2 つの基準面の深度分布は、他の基準面の深度分布に比べて、精度が低いことに注意する必要がある。

#### 5.5 2次元地質構造モデル

大阪平野南部 ( $y = 15$  km) における 2次元断面を Fig. 6 (a) に示す。この地域の表層地質は市原 (1998) および市原ほか (1991) を参考にし、市原 (1993) が示したピンク火山灰層と福田火山灰層の構造等高線図に基づいて地質構造をモデル化した。但し、反射法地震探査測線の近傍においては、探査結果を優先して地質構造をモデル化した。

この断面の西部に見られる背斜状の構造は、市原 (1998) において指摘された、Ma 10 層ほかの背斜状の変形 (泉大津港背斜構造) を考慮した結果である。ブーゲー異常 (Fig. 4) を見ると、この場所には孤立丘型の正の異常が存在するので、基盤岩も上昇して

いると考えた。

同様の孤立丘型の重力異常は、大和川南岸の堺市付近にも見られる (Fig. 4)。このような重力異常は、基盤岩上面深度が浅くなっているとするほかに、密度が大きいものが孤立して存在することでも説明できる。しかし、この地域では、重力異常のほかに利用できる情報が少ないため、今回の地質構造のモデル化では、基盤の形状に原因を求めた。

$y = 30$  km における東西断面図を Fig. 6 (b) に示す。この断面付近では、反射法地震探査が行われており、上町断層による地層の鉛直変位は殆ど認められない (大阪市, 1996) ため、このことを地質断面にも反映させた。

東大阪地域については、反射法地震探査と重力探査の結果から、生駒山地縁部において基盤岩上面深度が最も深くなる構造を得た。これは、堀家ほか (1996) が示した構造と基本的に同じである。また、生駒断層系による基盤岩上面の最大落差は約 1700 m と見積もった。

#### 5.6 3次元地質構造モデル

2次元断面上で推定された鍵層 (基準面) の分布を示す曲線をデータとして、ブロックごとに鍵層の 3次元空間内の曲面を生成した。そして、5.1 節で述べたブロック境界の断層を介して、各ブロックを組み合わせるにより、3次元地質構造モデルを作成した。得られた 3次元地質構造モデルの可視化例を Fig. 7 に示す。

基盤岩上面の深度分布を Fig. 8 に示す。基盤岩上面の深度を決める主なデータ源は重力異常であり、かつ、使用したデータに差がないこともあり、地質構造の不連続として断層を明示的に考慮した場所以外では、井上ほか (1998) の結果と似た分布となった。上町台地にあたる部分で一旦基盤岩上面深度が浅くなり、その両側では深くなる。大阪平野内の基盤岩上面深度は、もっとも深いところで約 1.5 km である。

また、前述のように、上町台地のうち、大和川南岸の重力異常の局所的なピークに対応する部分では、基盤岩上面深度が丘のように浅くなっている。宮腰ほか (1997) のモデルでは、このような構造は見られない。

#### 6. 3次元地盤構造モデル (物性値モデル)

##### 6.1 物性値の推定

##### (1) 堆積層の P 波速度分布の推定

3.2 節で述べたように、大阪層群などの堆積層の P 波速度  $V_p$  (km/s) は、その地層の分布深度  $D$  (m) と堆積後の経過年数  $T$  (万年) から推定した。経験式を出すためのデータは、反射法探査で推定された速度と、本研究で推定された地質構造モデルである。試行錯誤の結果、深度 800 m を境に式を変えることにした。式の具体的な形は、深度が 800m より浅い部

分では,

$$V_p = 1.069T^{0.1098} + 3.7 \times 10^{-4} D / (D/800.)^{0.41} \quad (1)$$

で, 深度が 800m よりも深い部分では,

$$V_p = 1.069T^{0.1098} + 3.7 \times 10^{-4} D \quad (2)$$

である.

(2) P 波速度・S 波速度・密度の関係 (Gassmann 式)

堆積層は, マトリックスを構成する碎屑物質と, 碎屑物質間の空隙を占める水からなる多孔質媒質であると, 空隙は水で飽和していると仮定する. 碎屑物質のみからなり, 空隙が全く存在しない堆積層の密度と水の密度をそれぞれ  $\rho_S$ ,  $\rho_F$ , 間隙率を  $n$  とすると, 空隙に何も存在しない (乾燥状態の) 堆積層の密度  $\rho'$  および水で飽和した堆積層の実効密度  $\bar{\rho}$  はそれぞれ

$$\rho' = (1-n)\rho_S \quad (3)$$

$$\bar{\rho} = (1-n)\rho_S + n\rho_F \quad (4)$$

と書ける. よって,  $n$  がわかれば,  $\bar{\rho}$  が推定できる.

Gassmann (1951) は, 応力変化に即座に反応して流体が移動するために流体圧の変化が見られない系 (排水系) と, 流体の移動が全くない系 (非排水系) の2つを考え, これら2つの系を記述する弾性定数の関係を理論的に示した.

$$\bar{K} = K_S \frac{\hat{K} + Q}{K_S + Q} \quad (5)$$

$$\text{ここで, } Q = \frac{K_F(K_S - \hat{K})}{n(K_S - K_F)} \quad (6)$$

$\bar{K}$ ,  $\hat{K}$ ,  $K_S$ ,  $K_F$  はそれぞれ非排水系での実効体積弾性率, 排水系の実効体積弾性率, 空隙が全く存在しない堆積層の体積弾性率, 水の体積弾性率である.

松枝ほか (1996) は, Gassmann の式での排水条件の物性値を, 水がない場合 (乾燥条件) の物性値に置き換え, 更に以下の2点を仮定した. 1) 乾燥条件下のポアソン比は 0.25 である, 2) 乾燥条件での剛性率  $G'$  と非排水条件 (水が飽和している条件であることに注意) の剛性率  $\bar{G}$  は変わらない. そして, 以下の2つの式を導いた.

$$K' = \frac{5}{9} \rho' V_p'^2 \quad (7)$$

$$\bar{V}_p'^2 = \frac{1}{\bar{\rho}} \left( \bar{K} + \frac{4}{3} \bar{G} \right) = \frac{1}{\bar{\rho}} \left( \bar{K} + \frac{4}{5} K' \right) \quad (8)$$

ここで,  $\rho'$ ,  $V_p'$ ,  $K'$  はそれぞれ乾燥条件での密度, P 波速度, 体積弾性率を表わし,  $\bar{V}_p'$  は非排水条件での P 波速度である. 上記の仮定に基づけば, 非排水条件での S 波速度  $\bar{V}_s$  は,

$$\bar{V}_s^2 = \frac{\bar{G}}{\bar{\rho}} = \frac{G'}{\bar{\rho}} = \frac{3K'}{5\bar{\rho}} \quad (9)$$

と表わせる.  $K_S$ ,  $K_F$  は過去の物性値に関する研究から既知の量として扱えるので,  $n$  と  $K'$  の値を仮定すれば式 (5), (6) から  $\bar{K}$  が計算でき, 式 (4) から  $\bar{\rho}$  が

計算できるので,  $\bar{V}_p$  と  $\bar{V}_s$  を見積もれる. 地震波が伝播するときは, 近似的に非排水条件が成り立つので, この  $\bar{V}_p$  と  $\bar{V}_s$  が, 求めるべき P 波速度と S 波速度に相当する.

(3) S 波速度および密度の推定

前節の式を読み替えると,  $n$ ,  $K'$ ,  $\bar{V}_p$ ,  $\bar{V}_s$  のうちの2つがわかれば, 他の2つを推定できる. そして, これらの量の間の拘束条件がもう1つ加われば, 1つの物性値から他の全ての量を導けるようになる. この視点に立ち, 松本ほか (1998) は, 検層データをもとに,  $\bar{V}_p$  から  $n$  を推定する回帰式を導き, 前節で導いた式と組み合わせることで, P 波速度だけから S 波速度を求めることを試みた. そして, その結果得られた S 波速度と実際の観測値との一致は非常によいことを示した. 但し, そのときの  $\bar{V}_p$  は検層で得られた生の P 波速度ではなく, 深さの補正を施したもので, 補正後の速度を  $V'_{p0}$  (km/s), 深さを  $D$  (m) とすると,

$$V'_{p0} = \bar{V}_p - 0.355D^{0.1675} + 0.816 \quad (10)$$

と表され,  $V'_{p0}$  と  $n$  との回帰式は

$$\log_{10} n = -0.563V'_{p0} + 0.595 \quad (11)$$

である.

以上をまとめ,  $\bar{V}_p$  から  $\bar{\rho}$  と  $\bar{V}_s$  を得る手順を記すと以下ようになる. 式 (10), (11) から  $n$  が得られるので, 式 (4) から  $\bar{\rho}$  が得られる. また,  $n$  が得られることで, 式 (5), (6) から  $\bar{K}$  が  $K'$  だけの関数となる. この  $\bar{K}$  を式 (8) に代入すると,  $K'$  が得られる. そして, 式 (9) から  $\bar{V}_s$  が求められる.

松本ほかの研究は大阪層群を対象としていることを考慮し, 本研究では彼らの回帰式をそのまま採用し, 上述の流れで堆積層の密度と S 波速度を推定した.

(4) 基盤岩の物性値の推定

大阪平野における基盤岩の物性値に関する情報は極めて少ない. 直接的に計られたデータとして, モデル領域の周辺部にあたる GS-K1 孔でなされた速度検層がある. これ以外には, 4.6 節で述べた屈折法地震探査結果があるのみである. これらの非常に少ないデータから, 基盤岩の詳細な速度を決定するのは困難なため, 基盤岩の P 波速度は一定値 (5.5 km/s) とした. また, S 波速度および密度に関しての情報はほとんどない. このため, 堆積層と同じく検層結果に基づいた関係式を用い, P 波速度が 5.5 km/s における S 波速度 (2.75 km/s) および密度 (2.6 g/cm<sup>3</sup>) を基盤岩の物性値とした.

(5) S 波の減衰構造

S 波の減衰定数  $Q_s$  の分布を推定した研究結果は著しく少ない. 最近, 堀家 (2002) は, 孔内アレイ観測の記録を使って大阪平野内の堆積層での値を推定したが, 減衰構造の推定自体が難しいようである. 本研究では,  $Q$  は周波数に依存しないとした. そして,

これまでの研究と同じく、簡単のため、 $S$  波速度  $V_S$  (km/s) に比例するとして、

$$Q_S = 50V_S \quad (12)$$

と表されるとした。

#### (6) 破碎された領域での物性値

本研究のモデル領域には、5.1 節で述べたように、多くの断層が存在する。一般に、断層沿いでは破碎が進んでいると考えられ、地震波速度の低下や減衰が大きくなることが予想される。実際、そのような構造を示唆する地震波も観測されている (例えば、Li *et al.*, 1990)。しかし、本研究の地盤構造モデルには、基盤岩中における破碎帯の位置や形状に関する情報は含まれていない。また、破碎作用による基盤岩の物性値の低下も考慮されていない。このため、今回のモデル化では、断層が存在すると思われる場所にも一様な物性値分布を与えた。

### 6.2 物性値モデル

得られた物性値モデルの  $y = 32$  km における断面を Fig. 9 に示す。 $S$  波速度は堆積層内では不連続がなく、なめらかに変化している。最も顕著な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  $S$  波速度の不連続面となっている。

### 6.3 既存の地盤構造モデルとの比較

#### (1) 微動探査による $S$ 波速度構造との比較

Fig. 10 に、堀家ほか (1996) により微動探査結果から推定された  $S$  波速度構造と、本地盤構造モデルの対応する地点における  $S$  波速度構造を示す。OSB アレイは大阪湾岸に位置し (Fig. 8)、本研究で参照した香川ほか (1998) のアレイ観測点と非常に近く、これら 2 つの推定結果の一致はよい。大阪平野東部で行われた他の 2 点での観測結果でも、基盤岩上面の深度の違いは 50 m 程度とよく一致している。一方、堆積層内の  $S$  波速度に関しては、深さ 0.7 km 以深で本研究での結果の方が遅く、その違いは最大 0.4 km/s 程度になるが、多くのところではおよそ 0.2 km/s 程度の違いである。

#### (2) 宮腰ほか (1999) による基盤岩上面の深度分布との比較

1 章で述べたように、今回モデル化を行った大阪平野域では、既に幾つかの地盤構造モデルが提唱されている。ここでは、宮腰ほか (1999) によるモデルの基盤岩上面の深度分布と比較する。

Fig. 11 に比較の結果を示す。図中の灰色部分は、2 つのモデルで深さが同じであることを示し、基盤岩の露出地域にあたる。モデル領域東端の  $y = 24$  km や  $y = 46$  km 付近に大きな不一致が見られる。これは、宮腰ほか (1999) によるモデル化において対象となっていない領域へ、彼らの結果を無理に外挿して比較したためであり、いずれかのモデルの不適切さを示すわけではない。その西側の河内平野に見られ

る赤や青が濃い部分では、2 つのモデルの間で基盤岩上面深度が異なっている。本研究の地盤構造モデルでは、上町台地から生駒山地に向かって基盤岩上面深度が単調に増大するのに対して、宮腰ほか (1999) のモデルでは、河内平野の中央部付近で基盤岩上面深度が最も大きくなっている。この他、佛念寺山断層 (上町断層系北部) が分布する千里丘陵以西でも、基盤岩上面深度の違いが大きい。モデル領域南部の富田林丘陵や泉北泉南丘陵付近では、青く塗られた領域が多い。これは、本研究による地盤構造モデルの方が、宮腰ほか (1999) のモデルよりも、基盤岩上面深度が浅いことを意味する。

以上、基盤岩上面深度の違いが大きい地域を幾つか指摘した。これらのうち、佛念寺山断層付近の基盤岩上面深度の違いに関しては、ボーリングデータが大きく影響している。佛念寺山断層の西側 ( $x = 15$  km,  $y = 46$  km 付近) で掘られた温泉ボーリングでは、掘削深度 1210 m (海面下 1195 m) で丹波帯の基盤岩が確認されている (石賀・佐藤, 1991)。本研究の地盤構造モデルでは、このデータに基づいて、佛念寺山断層西側の基盤岩上面深度が深くなっている。その他の地域では、基盤岩上面深度の違いを議論して、いずれのモデルがより現実に近いかを結論づけることは、現時点では困難である。基盤岩上面深度の違いが大きい地域は、データが少なく、モデル化の際の任意性が大きい地域だからである。場所による基盤岩上面深度の違いの大きさを、現在の大阪地域の地盤構造モデルにおける不確定性の指標と捉え、これを今後の反射法地震探査、微動探査、ボーリング調査などの計画に生かすことが、大阪地域の地盤構造モデルの精密化に繋がると考える。

### 7. 3次元地盤構造モデルの検証 - 小地震を使った大阪平野域の波動伝播シミュレーション

最後に、今回のモデル領域で観測された地震波形を、本研究による地盤構造モデルを導入することによって、どの程度説明できるか検討し、地盤構造モデルの検証と改良すべき点の抽出を試みる。そのためには、実際の観測波形と合わない波の種類を特定する必要がある。そこで、ここではまず、本研究の 3 次元地盤構造モデルにより生じる波動伝播の特徴を検討する。

#### 7.1 波形計算の対象とする地震の選択

波形計算の対象とする地震の選択基準は、以下の 2 点である。1) 大阪平野域以外での波動伝播の影響をできるだけ少なくするため、大阪平野近傍に震源が位置すること、2) 震源過程の影響を少なくするため、着目する周波数域では、なめらかな破壊であるとみなせること。2) を考慮すると、規模の小さな地震を選択する必要がある。モデル領域での地震活動は大変低く、これらの基準を満たす地震は年に 1 つ

程度である。

今回対象とする小地震の震源パラメータを Table 2 に示す。Fig. 8 に示すように、生駒山地南方で発生しており、京都大学大学院理学研究科のホームページ (<http://www-seis1.kugi.kyoto-u.ac.jp/ceorka/auto/c008rd13.gif>) によれば、モーメントマグニチュードは 3.8 であり、上記 2 つの条件を満たしているとみなせる。そして、今回検討する周波数域を考慮すると、この程度の規模の地震は点震源とみなせる。発震機構は、上記の京都大学大学院理学研究科のホームページで公開されているものを採用した。震源の位置及び発震時は再決定を行った。走時データは、気象庁と文部科学省が共同で集めている一元化データを気象庁が読み取った P 波及び S 波の走時で、震源決定に使った速度構造は、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において微小地震の震源決定に使われているもの (前田・渡辺, 1984) である。

## 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観測網 (Toki *et al.*, 1995) によるものを使用した。観測点分布を Fig. 8 に示す。この観測網では、速度型強震計が採用されており、加速度計で得られた記録よりも長周期側の S/N 比がよいという特長がある。一般に小地震では大地震よりも低周波側の励起が悪いので、小地震を使った解析には速度型強震計の記録の方がよい。今回は、基盤構造の影響を検討することを目的とするので、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して、0.1-0.3 Hz のバンドパスフィルターを通した。

## 7.3 波形合成

波形の合成には、Pitarka (1999) による 3 次元差分法を使った。staggered grid を用い、応力と速度による定式化がなされている。手法の詳細は原論文、あるいは関口ほか (2002, 本報告書) を参照されたい。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。この方法では、減衰定数は低周波側で小さくなる周波数依存性をもち、かつ、P 波と S 波の減衰定数の値は同じであることになるが、今回のように周波数帯域を狭く限った場合には、周波数に依存しない減衰定数を使った場合との違いは小さいことを予備的な計算で確認した。

本研究で得られた 3 次元地盤構造モデルを使うが、表層付近の低速度部分を含んだ計算では、計算時間が膨大になるため、S 波速度が 550 m/s よりも遅いところは、その地点の直下の S 波速度のうち、550 m/s を超え、かつ、この速度にもっとも近い値を代わりに用いて計算した。P 波速度、密度および S 波の減衰定数も、同じく代用した点での値に置き換えた。3 次元地盤構造による影響を検討する際の比較対象として、1 次元速度構造を使った計算も併せて行った。

仮定した速度構造を Fig. 12 に示す。これは、堆積層部分を速度が一定の幾つかの層で表現するのではなく、深くなるにつれて速度が増加する 1 つの層で表している。堆積層の厚さは約 1.2 km である。

地盤構造モデルよりも深部の速度構造は、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において微小地震の震源決定に使われている構造を使用した。

## 7.4 波動伝播のスナップショット

Fig. 13a~c にスナップショットを並べて波動伝播の様子を示す。一番右下のコマには、基盤岩の深度分布を示す。発震時を 0 秒とし、以後の 3 秒ごとの地表面での速度波形の振幅の分布を示す。発震時から 15 秒後ぐらいまでに見られる波長の長い波は実体波である。3 秒後や 6 秒後では、 $x = 30$  km 付近で南北に近い方向に筋状の乱れが見える。これは盆地端での回折波、すなわち、盆地端生成波と考えられる。この時刻以降の波動伝播は両極端に分かれてくる。すなわち、振幅が小さく、波長の長い波が伝播する領域と、振幅が大きく、波長の短い波が伝播する領域の 2 つである。これらの領域の分布を基盤岩上面深度分布 (Fig. 13 右下) と比べると、地盤構造との対応がよいことがわかる。振幅が小さく波長の長い波が伝播する領域は、基盤岩露出地域に対応し、振幅が大きく波長の短い波が伝播する領域は、堆積層に被われている地域 (堆積盆地内) に対応する。

これらのスナップショットから、モデル領域東部の盆地端では、基盤岩側と堆積盆地側で波の極性が変わるのに対し、モデル領域南部の盆地境界では、極性の逆転が生じていないことが読みとれる。モデル領域の東部では、盆地端の生駒断層系付近において堆積層の厚さが最も厚くなっているため、基盤岩側からの波の回折が顕著に現われていると考えられる。一方、モデル領域南部の盆地境界では、堆積層は盆地の内側に向かって徐々に厚くなっているため、基盤岩側からの回折波は、モデル領域東部ほど顕著ではない。

詳しく見ると、上下動成分については  $x = 26$  km,  $y = 12$  km 付近で、堆積盆地内に 2 次的な波を特に励起しているように見える。基盤岩上面深度分布を見ると、この付近で盆地境界の走向が南北から東北東・西 南西へ変化しており、この屈曲が盆地端生成波の励起に大きく貢献している可能性がある。

## 7.5 観測波形と合成波形との比較

Fig. 14a~d に観測波形と合成波形を示す。上が観測波形であり、中が 3 次元地盤構造モデルを使った合成波形、下が水平成層構造を使った合成波形である。観測点は、大阪平野南部、大阪平野西部、大阪平野東部、大阪平野北部の 4 地域に分けて示した。以下、各地域ごとに検討を行う。

(1) 大阪平野南部 (CHY, TDO, SKI)

CHY 観測点 ( $x = 29.63 \text{ km}$ ,  $y = 6.92 \text{ km}$ ) での 3 次元地盤構造モデルを使った合成波形は観測波形とよく一致し, CHY 近傍での地盤構造のモデル化に大きな問題はないと考えられる。

TDO 観測点 ( $x = 9.63 \text{ km}$ ,  $y = 11.56 \text{ km}$ ) では, 水平動成分の 15 秒付近に見られる大きな振幅の波が, 3 次元地盤構造モデルによる合成波形では早めに来ている。この波は, 水平成層構造を使った合成波形 (下の波形) ではうまく再現できていないので, 3 次元地盤構造の影響と考えられる。Fig. 13 (b) を見ると, 15 秒と 18 秒で TDO に到達する波は, 堆積盆地の境界から到来していることが見てとれる。したがって, モデルの盆地端の位置が実際よりも観測点に近いが, その間の速度が実際よりも速いことが原因として考えられる。今回対象とした地震の震央や TDO 観測点を含む大阪平野南部域は, モデル化のためのデータが少なく, 地盤構造モデルの不確実性が大きいところである。このため, ここでの考察結果を地盤構造モデルの改良に反映させることが今後の課題である。

SKI 観測点 ( $x = 15.28 \text{ km}$ ,  $y = 20.84 \text{ km}$ ) では, 18 秒あたりまでの波形の合いはよい。この観測点での観測波形の特徴は, 顕著な後続波が見られることである。上下動成分で見ると, 2 つの波束があり, 1 つは 18 秒付近に, もう 1 つは 30 秒付近に到達している。これらの波は, 水平成層構造を使った合成波形ではうまく再現されていないので, 3 次元地盤構造の影響と考えられる。しかし, 今回得られた 3 次元地盤構造モデルを使っても, 30 秒付近に後続波は生成されるものの, その振幅は小さい。観測波形では, 後続波の振幅は実体波のそれよりも大きい, 合成波形では同程度である。震源と観測点を直線で結び, SKI は基盤構造が浅くなっている部分の背後に位置する (Fig. 8)。基盤岩上面深度が浅くなっているところでは, 表面波の群速度は周囲よりも速いと考えられるので, 波が回折し, 高速度域の背後にある SKI では振幅が小さくなったことが考えられる。また, この地点でのスナップショットを見ると, SKI 付近では, TDO で述べた盆地端での波のほかに, 上町断層系での段差により回折波が生じていることが見てとれる (Fig. 13 (c) の 15 秒)。この波との干渉が振幅が小さくなった原因の 1 つである可能性もある。

#### (2) 大阪平野西部 (OCU, ABN, FKS)

OCU 観測点 ( $x = 18.87 \text{ km}$ ,  $y = 23.60 \text{ km}$ ) においても, 30 秒付近に顕著な後続波が南北成分と上下動成分に観測され, 水平成層構造を使った波形計算では再現できていない。SKI と同様に, 上下動成分には 18 秒付近に別の波束が見られるが, SKI で見られるものよりも短周期成分に富んでいる。スナップショットからは, 最初の後続波は大阪平野南部の盆地端起源と考えられる。本研究の 3 次元地盤構造モデルを使った合成波形では, この後続波をうまく再現できていない。表面波の発生地点と考えられる盆

地端と観測点を結んだ直線上に基盤岩上面深度が浅くなるところがあるので, SKI と同様, 表面波の回折が生じて振幅が小さくなっている可能性が考えられる。

ABN 観測点 ( $x = 19.91 \text{ km}$ ,  $y = 28.81 \text{ km}$ ) においても, 東西成分では 21 秒付近に, 上下動成分では 18 秒付近に顕著な後続波が見られる。しかし, 3 次元地盤構造モデルを使った合成波形での再現性はよくない。そして, 南北成分に, 観測波形では見られない振幅の大きい波束の到達が見られる。これらのうち, 南北成分に見られる振幅の大きい波束は, 先に触れた, 回折した波が強めあった結果とも考えられる。

FKS 観測点 ( $x = 15.99 \text{ km}$ ,  $y = 34.48 \text{ km}$ ) の観測波形の特徴の 1 つは, 15 秒付近に振幅が大きく継続時間が短い相が現れることである。Fig. 13 から, これは上町断層系での段差で生じた回折波であると考えられる。3 次元地盤構造モデルでもよく再現されているが, 合成波形ではこの相の到達は観測波形よりもやや早い。

#### (3) 大阪平野東部 (河内平野域; YAE, MRG)

3 次元地盤構造モデルを使ったときの YAE 観測点 ( $x = 28.45 \text{ km}$ ,  $y = 33.54 \text{ km}$ ) や MRG 観測点 ( $x = 24.79 \text{ km}$ ,  $y = 33.78 \text{ km}$ ) での実体波の走時は観測波形よりも遅れている。他の観測点では, これほど顕著な走時のずれは認められないことから, 走時のズレの原因は, これらの観測点の近くにあると考えられる。すなわち, 観測点近傍では, 実際の基盤岩上面深度がモデルよりも浅いか, 堆積岩の速度がモデルよりも速いことが考えられる。これらの観測点の近くでは, 堀家ほか (1996) による微動観測が行われ, S 波の速度構造が推定されている (Fig. 10)。6.3 節の (1) で議論したように, これらの地域の基盤岩上面深度については, 本研究による地盤構造モデルと微動探査の結果との間に大きな差はない。しかし, S 波速度については, 本研究で得られた地盤構造モデルの値は, 微動探査の結果よりも遅い。以上から, この地域での堆積層内の S 波速度, 特に不一致が目立つ 700 m 以深の速度を再検討する必要がある。

一方, 後続波の一致は悪くない。Fig. 13 を見ると, 後続波は生駒断層系により限られた盆地端から伝播してきたように見える。したがって, 生駒断層系のモデル化には大きな問題はないと考えられる。

#### (4) 大阪平野北部 (AMA, TYN, SRK)

モデル領域北部の観測点である AMA 観測点 ( $x = 9.78 \text{ km}$ ,  $y = 37.84 \text{ km}$ ) では, 約 25 秒以降に顕著な後続波が見られる。水平成層構造を使った合成波形ではこの波束は再現できていないことから, この波束は 3 次元地盤構造の影響により生成されたものである可能性が高い。3 次元地盤構造モデルを使った合成波形を見ると, 上下動成分の 36 秒以降にこれに類する波束が見られるが, 水平動成分では観測波形ほどははっきりしない。大阪平野北部では, モデル

領域の西端外側に、モデル領域内の六甲東縁断層系から連続して、大阪堆積盆地の北縁を限る六甲断層系が分布する。したがって本来は、この盆地端起源の波が盆地内へ伝播してくるはずであるが、今回の計算では領域端は消波境界（透過境界）となっているため、波がほとんど返ってこない。このことが、観測波形に比べて、合成波形の後続波の振幅が小さいことの原因になっていると考えられる。

TYN 観測点 ( $x = 18.44 \text{ km}$ ,  $y = 47.23 \text{ km}$ ) や SRK 観測点 ( $x = 27.50 \text{ km}$ ,  $y = 48.40 \text{ km}$ ) での波形の一致は他の観測点と比べてもよい。南北成分をよく見ると、20 秒後あたりから 3 次元地盤構造モデルを使った合成波形の位相が観測波形よりもやや遅れてくる。Fig. 13 を見ると、これらの波は、生駒断層系北部の枚方断層から励起されているように見える。したがって、枚方断層と SRK との間の速度構造を見直す必要がある。

#### (5) 観測波形との比較のまとめ

以上、今回対象とした地震の観測波形と合成波形との比較から、地盤構造の地震波形への影響を見積もった。その結果、大阪平野南部の地盤構造、特に堺付近において基盤岩上面深度が浅くなっている点を、再検討する必要があると考えられる。先に触れたように、この基盤構造は、孤立丘型の重力異常による部分が多い。このような重力異常は、局所的に密度が高い岩石が分布することによっても生じ得る。また、河内平野域の堆積層の地震波速度を再検討することも今後の課題である。

## 8. まとめ

反射法地震探査などの地球物理学的なデータとボーリングなどの地質学的なデータを統合的に処理して、大阪平野地域の地盤構造モデルを作成した。このモデルの特徴は、断層を明示的に導入したこと、堆積層内の地震波速度を深度と堆積年代の函数として記述したことである。従来のモデルと比べると、本研究で得られたモデルには、以下の特徴がある。

1) 千里丘陵の佛念寺山断層の西側で、基盤岩上面深度が深くなっている。2) 河内平野では、西から東へ向かって基盤岩上面深度が深くなり、生駒断層の近くで最も深くなっている。3) 堺市付近に見られる孤立丘型の重力異常に対応して基盤岩上面深度が浅くなっている。

この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により、上記 3) の基盤形状と、河内平野域での堆積層の地震波速度を再検討する必要があることがわかった。

謝辞 活断層研究センターの石山達也博士には、大阪地域の地質や反射法地震探査の結果の解釈について、色々とお教えていただき、かつ、議論していただ

いた。成果普及部門の中塚 正博士には、測地座標系について基礎から丁寧にご教示いただいた。財団法人地域地盤環境研究所の香川敬生博士と宮腰 研博士には、彼らが作成した大阪平野域の地盤構造モデルの数値データを提供していただいた。消防研究所の畑山 健博士には、大阪平野域を伝播する波の特性について議論していただいた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。なお、図の作成には、Wessel and Smith (1998) による GMT (Generic Mapping Tools) を使用した。震源決定に使った気象庁と文部科学省が共同して収集した一元化データは、以下の大学、政府機関、研究機関、地方自治体により収録されている：北海道大学、東北大学、防災科学技術研究所、産業技術総合研究所、東京大学地震研究所、気象庁、東京都、横浜市、海洋科学技術センター、神奈川県温泉地学研究所、静岡県、名古屋大学、京都大学防災研究所、高知大学、九州大学、鹿児島大学。

## 文 献

- Bassinot, F. C., E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton, and Y. Lancelot (1994) Astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 91-108.
- Biswas, D. K., M. Hyodo, Y. Taniguchi, M. Kaneko, S. Katoh, H. Sato, Y. Kinugasa, and K. Mizuno (1999) Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 233-248.
- Cande, S. C., and D. V. Kent (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- 地質調査所編 (2000) 日本重力 CD-ROM, 地質調査所.
- Doblin, M. B., and C. H. Savit. (1988) *Introduction to Geophysical Prospecting, 4th Edition*, McGraw-Hill, 867p.
- 土質工学会関西支部編 (1992) 関西地盤, 213p.
- Faust, L. Y. (1951) Seismic velocity as a function of depth and geologic time. *Geophysics*, **16**, 192-206.
- Gassmann, F. (1951) Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, **16**, 673-685.
- Graves, R. W. (1996) Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- Graves, R. W., A. Pitarka, and P. G. Somerville (1998) Ground-motion amplification in the Santa Monica area: Effects of shallow basin-edge structure. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 1224-1242.
- 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.
- Hayashida, A., H. Kamata, and T. Danhara (1996) Correlation of widespread tephra deposits based on paleomagnetic directions: Link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quaternary International*, **34-36**, 89-98.
- 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・藤田 崇・古和田 明・井川 猛・川中 卓 (1998) 北摂山地と大阪平野境界部の地下構造探査. 地震 **2**, **51**, 181-191.
- 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.
- 堀家正則・竹内吉弘・鳥海 勲・藤田 崇・横田 裕・野田利一 (1995) 生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査. 地震 **2**, **48**, 37-49.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 5 万分の 1 地質図幅「大阪西北部地域の地質」及び同説明書. 地質調査所, 112p.
- 藤田和夫・前田保夫 (1985) 5 万分の 1 地質図幅「大阪西南部地域の地質」及び同説明書. 地質調査所, 103p.
- 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. 杉山隆二編「中央構造線」. 97-109, 東海大学出版会.
- 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.
- 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. 地質雑, **97**, 675-678.
- 市原 実 (1991) 2 万 5 千分の 1 「千里丘陵とその周辺の地質図」. アーバンクボタ 30.
- 市原 実 (1993) 大阪層群. 創元社, 340p.
- 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, 28p.
- 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.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 5 万分の 1 地質図幅「岸和田」. 地質調査所.
- 市原 実・吉川周作・林 隆夫 (1977) 泉南・泉北地域の大阪層群と大阪層群の標準層序. 地質学論集, **14**, 209-220.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 (1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について・大阪層群の古地磁気層序とフィッシュン・トラック年代. 地球科学, **38**, 1-16.
- 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.
- 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.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘 淳 (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編 (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.
- 川瀬 博 (1993) 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション. 地震 **2**, **46**, 171-190.
- Kawase, H. (1996) The cause of the damage belt in Kobe: "the basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave and with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. *Seismol. Res. Lett.*, **67**, 25-34.
- 経済企画庁 (1972) 5 万分の 1 土地分類基本調査「京都西南部」.
- 狐崎長琅 (2001) 応用地球物理学の基礎. 古今書院, 297 p.
- 小池章久・松本正毅・藤原吉美・山田雅行・伊藤佳洋・岩崎好規 (1997) 大阪平野深部の速度構造調査 (その 1)・概要および結果. 土木学会第 52 回年次学術講演会, CS-31.
- Li, Y. G., P. Leary, K. Aki, and P. Malin (1990) Seismic trapped modes in the oroville and San-Andreas fault zones. *Science*, **249**, 763-766.
- 前田直樹・渡辺 晃 (1984) 微小地震の活動様式. 地震 **2**, **37**, 579-598.
- 松枝富士男・川原田宏・山口伸治 (1996) サスペンション式 PS 検層による弾性波速度 ( $V_p$ ,  $V_s$ ) と地質との対比. 物理探査, **49**, 360-371.
- 松本正毅・小池章久・山田雅行・伊藤佳洋・岩崎好規・横田 裕・伊藤信一 (1998) 地下深部における大阪層群の動的特性. 物理探査学会第 98 回学術講演会講演要旨, 54-58.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 逢秋 (1994) 5 万分の 1 地質図幅「広根」. 地質調査所.
- 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. 地調月報, **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, **52**, 1-20.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭 (2001) 5 万分の 1

- 地質図幅「大阪東北部」. 地質調査所.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) 5万分の1地質図幅「大阪東南部」. 地質調査所.
- 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.
- 水野清秀・寒川 旭・吉岡敏和・杉山雄一・苜谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫 (2002) 活構造図(本図). 50万分の1活構造図「京都」(第2版)説明書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2-16.
- 中川康一・三田村宗樹・宇田英雄・宇野康司・戸田茂・川崎慎治・横田 裕 (1994) 生駒断層(大阪平野東縁)北部の反射法探査. 物理探査学会第90回学術講演会論文集, 201-205.
- Nakagawa, K., K. Ryoki, N. Muto, S. Nishimura, and K. Ito (1991) Gravity anomaly map and inferred basement structure in Osaka plain, central Kinki, south-west Japan. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, **34**, 103-117.
- 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.
- 西村 進・笹嶋貞夫 (1970) Fission-Track 法による大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. *地球科学*, **24**, 222-224.
- 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・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層, 395 p., 東京大学出版会.
- 岡田篤正・植村善博・東郷正美・中田 高・渡辺満久 (1996c) 1:25,000 都市圏活断層図「京都西南部」, 国土地理院.
- 大阪府 (1998) 上町断層帯に関する調査. 平成8年度地震調査研究交付金成果報告書(概要版). 34p.
- 大阪市 (1996) 平成7年度上町断層に関する調査成果報告書(概要版). 42 p.
- 大阪市 (1997) 上町(上町断層帯)に関する調査. 平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 90-94.
- 太田 明 (1991) 交野断層と温泉開発. 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, 473.
- Pitarka, A. (1999) 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 54-68.
- 寒川 旭 (1978) 有馬—高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動. *地理評*, **51**, 760-775.
- 関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・佐竹健治・杉山雄一・Arben Pitarka (2002) 大阪平野における地震動予測の試み - 動的地震破壊シナリオと3次元地下構造モデルによる地震動計算 - .活断層・古地震研究報告, no. 2, 341-357.
- Shackleton, N. J., A. Berger, and W. R. Peltier (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **81**, 251-261.
- 下川浩一・苜谷愛彦・宮地良典・寒川 旭 (1997) 生駒断層系の活動性調査. 地質調査所研究資料集 No. 303(平成8年度活断層研究調査概要報告書), 37-49.
- 杉山雄一 (1997) 上町断層系の反射法弾性波探査. 地質調査所研究資料集 No. 303(平成8年度活断層研究調査概要報告書), 105-113.
- 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*, **30**, 219-221.
- 鈴木康弘・渡辺満久・吾妻 崇・岡田篤正 (1996) 六甲・淡路島活断層系と1995年兵庫県南部地震・変動地形学的・古地震学的研究と課題. *地理評*, **69A**, 469-482.
- Talwani, M., J. L. Vozzel, and M. Landisman (1959) Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, **64**, 49-59.
- 戸田 茂・川崎慎治・竹村恵二・岡田篤正 (1995) 反射法地震探査の断面に見られる有馬—高槻構造線に沿う地溝帯. *地震*, **48**, 511-520.
- Toki, K., K. Irikura, and T. Kagawa (1995) Strong motion records in the source area of the Hyogoken-nambu earthquake, January 17, 1995, Japan. *Journal of Natural Disaster Science*, **16**, 23-30.
- 鳥海 勲 (1975) 平野の地震動特性について. 第4回地震工学国内シンポジウム, 129-135.
- 鳥海 勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上豊・馬場研介 (1990) 大阪平野の地下構造—北港発破実験(1988年)による—. *地震*, **2**, 43, 373-378.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998) New, improved

version of Generic Mapping Tools released. *Eos*, **79**, 579.

吉川宗治・町田義之・寺元光雄・横田 裕・長尾英孝・梶原正章 (1987) 大阪市内における反射法地震探査. 物理探査学会第 77 回学術講演会論文集, 114-117.

吉川周作 (1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質雑, **79**, 33-45.

吉川周作・井内美郎 (1993) 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学, **47**, 97-109.

吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四紀系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質雑, **105**, 332-340.

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. 地調月報, **48**, 661-672.

(受付:2002年9月17日,受理:2002年10月20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、地理座標系ではなく平面直角座標系上でモデル化を行った。使用したのは、旧建設省の告示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。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領域で使う座標系の原点としている。但し、モデル領域内では、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。以下、この座標系をモデル領域座標系と称する。

表 A1 . モデル領域の座標値 .

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	-180000.0000	-64000.0000	34°22'31.68"	135°18'14.45"
SE edge	-180000.0000	-26000.0000	34°22'37.63"	135°43'2.14"
NE edge	-122000.0000	-26000.0000	34°53'59.77"	135°42'55.70"
NW edge	-122000.0000	-64000.0000	34°53'53.70"	135°17'58.67"

\*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 138.0000° E. The SW edge is the origin of the coordinate used in the subsurface structure model.

## Appendix B データのフォーマットについて

この研究で作成された地盤構造モデルは 2 つのファイルからなる。1 つは各水平座標地点での標高に関するデータであり、もう 1 つは物性値に関するデータである。

標高データのファイルのフォーマットを表 A2 に示す。座標値は実際の値ではなく、整数化された形で収録されている。水平方向に関してはこの値から 1 を引き、グリッド間隔をかけたものがモデル領域座標系での座標値となる。

物性値データのフォーマットを表 A3 に示す。物性値データの並びは、ボーリングコアのように、水平座標値ごとにまとまっている。水平座標が変わることを示す区切りをファイル中に入れてないが、深さ方向のデータの個数とインデックスは全て 60 で一定であるので、ファイルの先頭から物性値データを 60 個読み込むごとに水平座標の位置が変わる。深さは地表面から番号をふっている。したがって、水平位置が違えば、深さ方向のインデックスが同じであっても、絶対的な深さは異なる。深さ方向のインデックスが 1 の値は地表ではなく、地表から半グリッド分の深さだけ深いところの値であることに注意する必要がある。以下、この深さから、1 グリッドずつ深さが増していく。

大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成

表 A2 . 標高データのフォーマット .

Table A2. Data format of the file on altitude data.

Name	Description	Type	Format
YINDX	Coordinate value along the y axis	integer*	I4
XINDX	Coordinate value along the x axis	integer*	I4
HGHT	Altitude (m)	real	F13.2

\*Actual coordinate values in the subsurface structure model are given with (XINDX-1)dx and (YINDX-1)dy, respectively. Here dx and dy are the grid interval along x-axis and y-axis, respectively, and both values are 0.1 km. Description of data format is written in Fortran style.

表 A3 . 物性値データのフォーマット .

Table A3. Data format of the file on medium constants.

Name	Description	Type	Format
YINDX	Coordinate value along the y axis	integer	I3
XINDX	Coordinate value along the x axis	integer	I4
ZINDX	Coordinate value along depth*	integer	I4
VP	P-wave velocity (m/s)	integer	I5
VS	S-wave velocity (m/s)	integer	I5
DEN	Density (g/cm <sup>3</sup> )	real	F5.2
QS	Q value for S-wave	integer	I4

\*Depth of the grid point is given as (ZINDX-1)dz+dz/2-HGHT, where dz is grid interval along depth and 0.05 km. Description of data format is written in Fortran style.

第 1 表 . モデル領域のブロック分割に用いた断層とその傾斜角 . 断層の位置は第 2 図参照 .

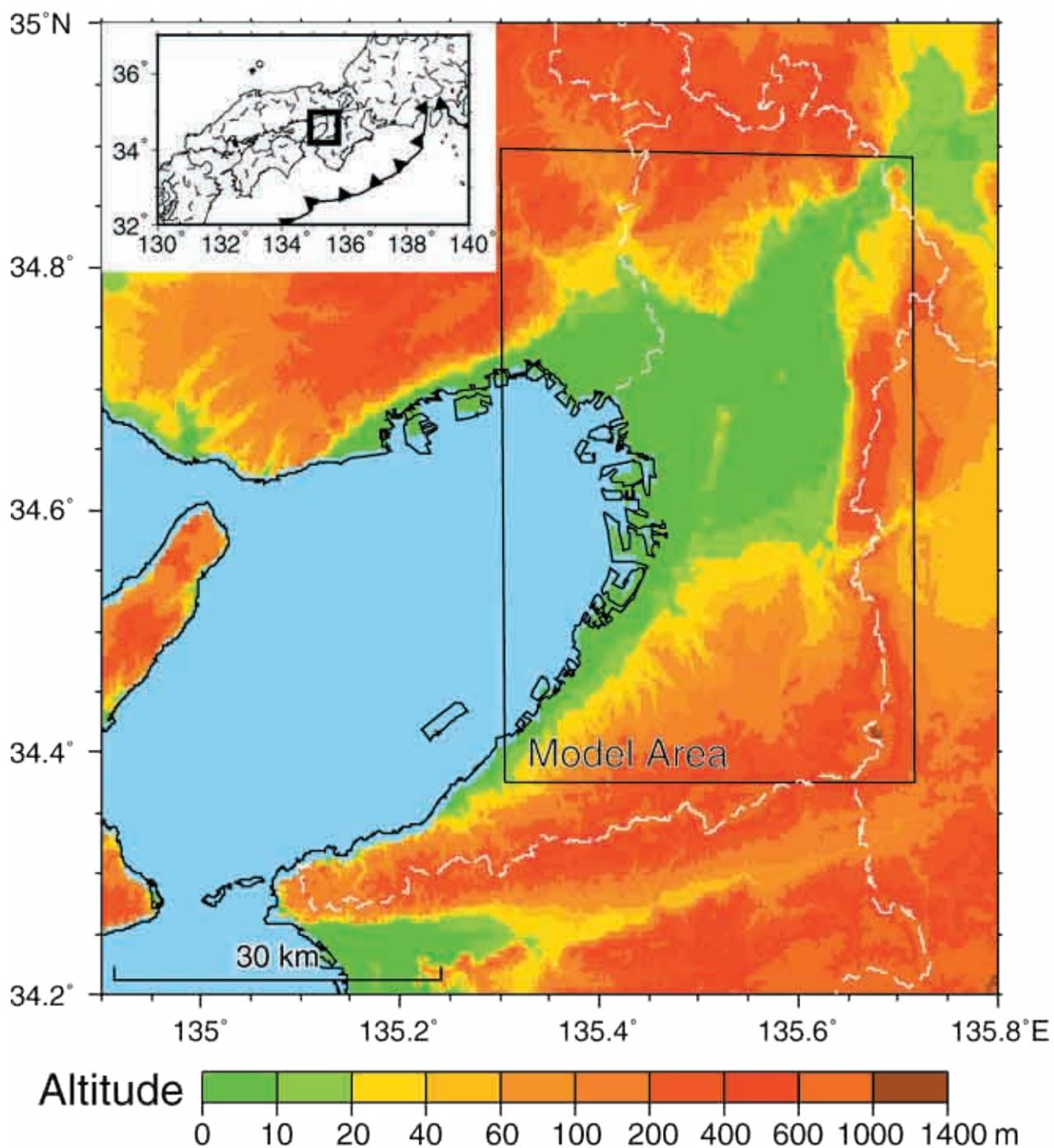
Table 1. Faults used for block partitioning and their dip angles. See Fig. 2 for their locations.

No.	Fault name	Dip angle (deg.)
1	Arima-Takatsuki tectonic line	90
2	Nobata fault system	90
3	Hirakata-Ikoma fault system	45E
4	Ikoma fault (eastern branch)	45E
5	Katano fault	45E
6	Uemachi fault system	80E
7	Sakuragawa monocline-Suminoe monocline	80E
8	Rokko-touen fault system	90

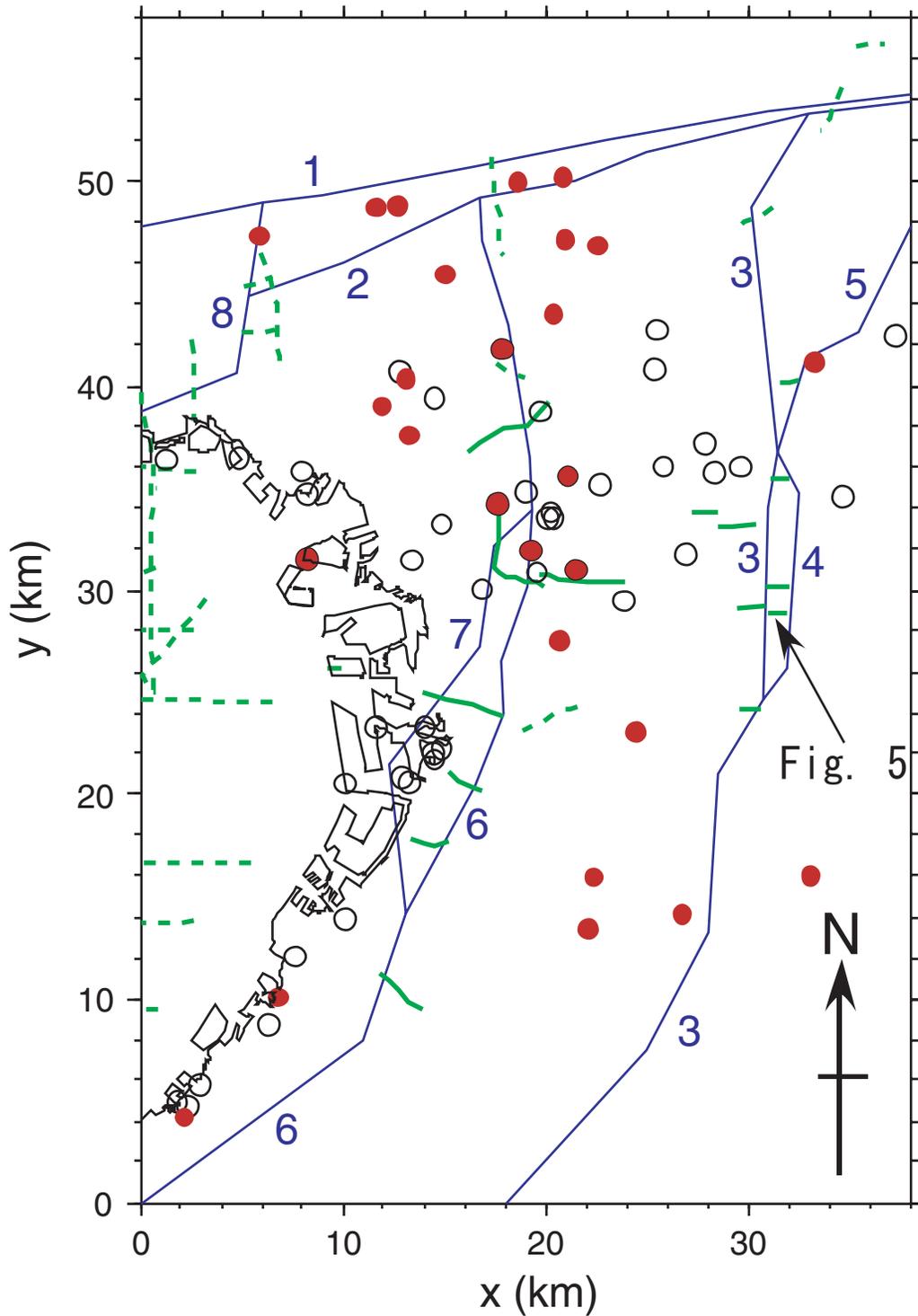
第 2 表 . 3 次元地盤構造モデルによる波形合成の対象とした地震の震源パラメーター .

Table 2. Hypocentral parameters of the earthquake used in numerical simulation with the three-dimensional subsurface structure model.

Origin time (JST)	Latitude (N, deg.)	Longitude (E, deg.)	Depth (km)	Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)	Moment magnitude
2000/8/27 13 <sup>h</sup> 13 <sup>m</sup> 13.8 <sup>s</sup>	34.533	135.631	7.1	23	54	133	3.8

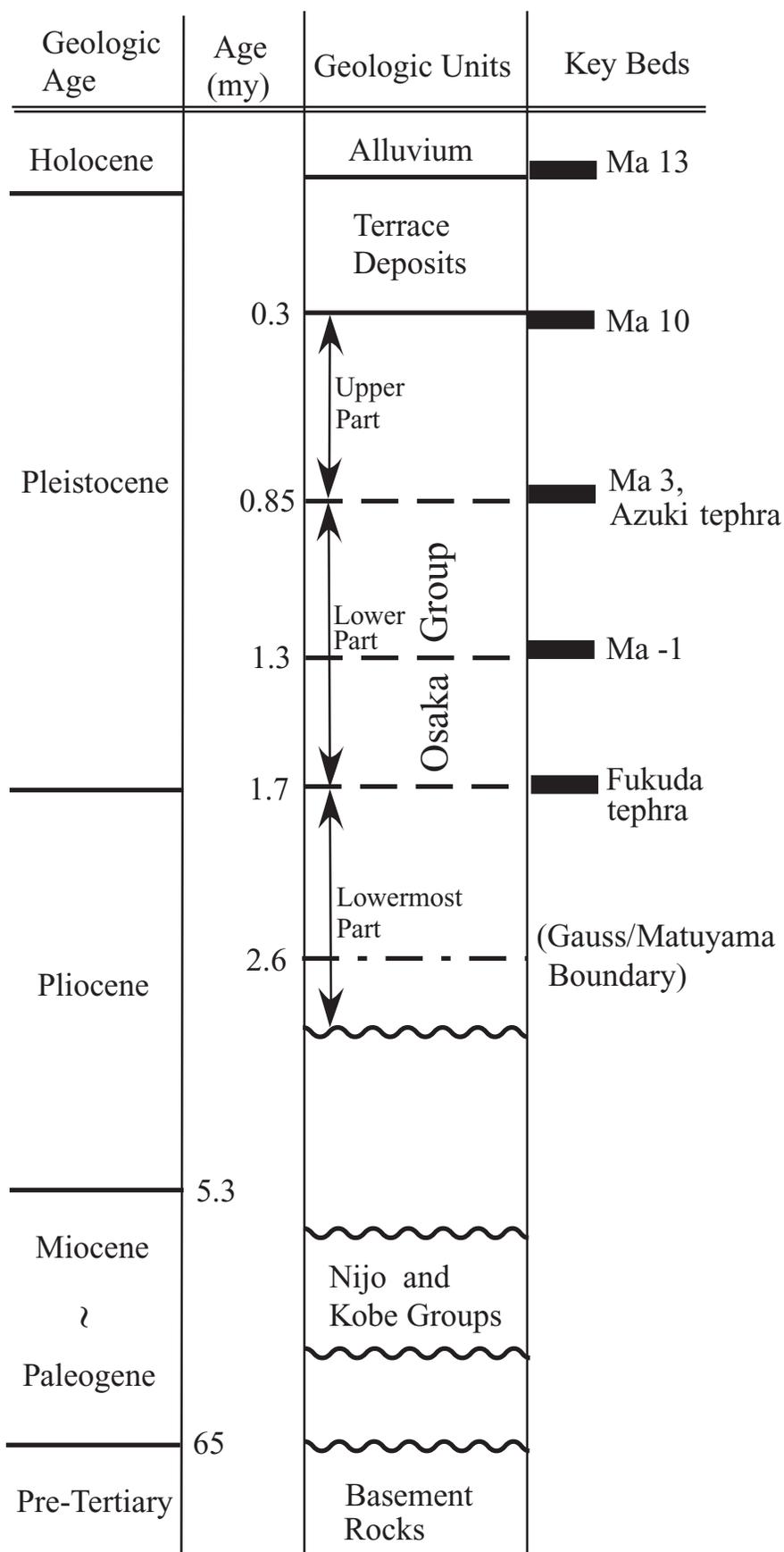


第1図. モデル化対象地域 (モデル領域) の位置図.  
Fig.1. Map showing the location of study area, Osaka Plain.

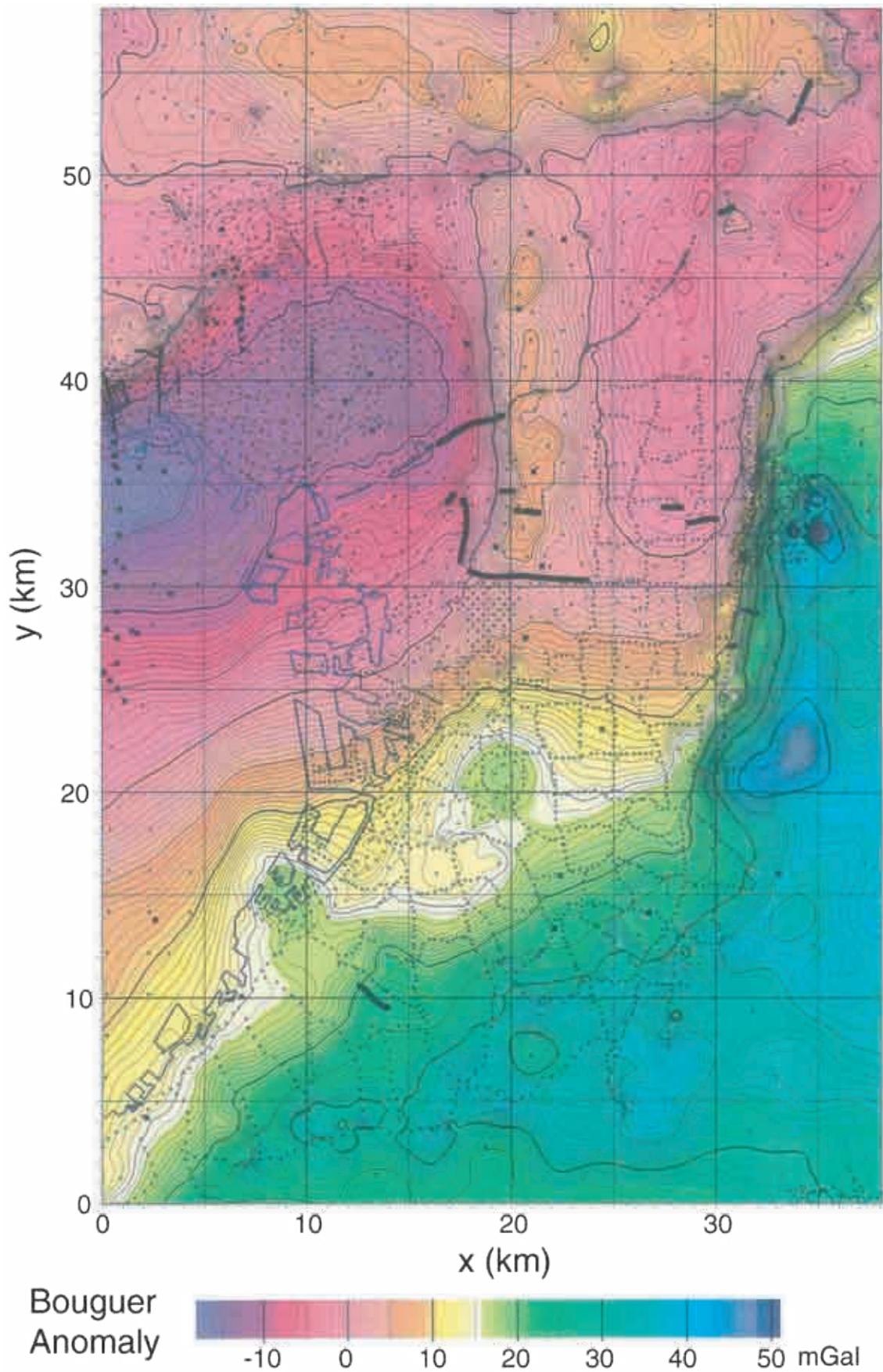


第2図. 深層ボーリングデータと反射法地震探査測線の分布およびブロック分割. 緑色の実線は本研究で再解析した反射法地震探査測線, 緑色の破線は既往探査結果のみをモデル作成に利用した測線. 白丸と赤丸は本研究で利用したボーリングデータの取得地点を示し, 赤丸は基盤岩に達したもの. 青線はブロック分割に用いた断層の地表トレース. 断層の名称と傾斜角は第1表を参照.

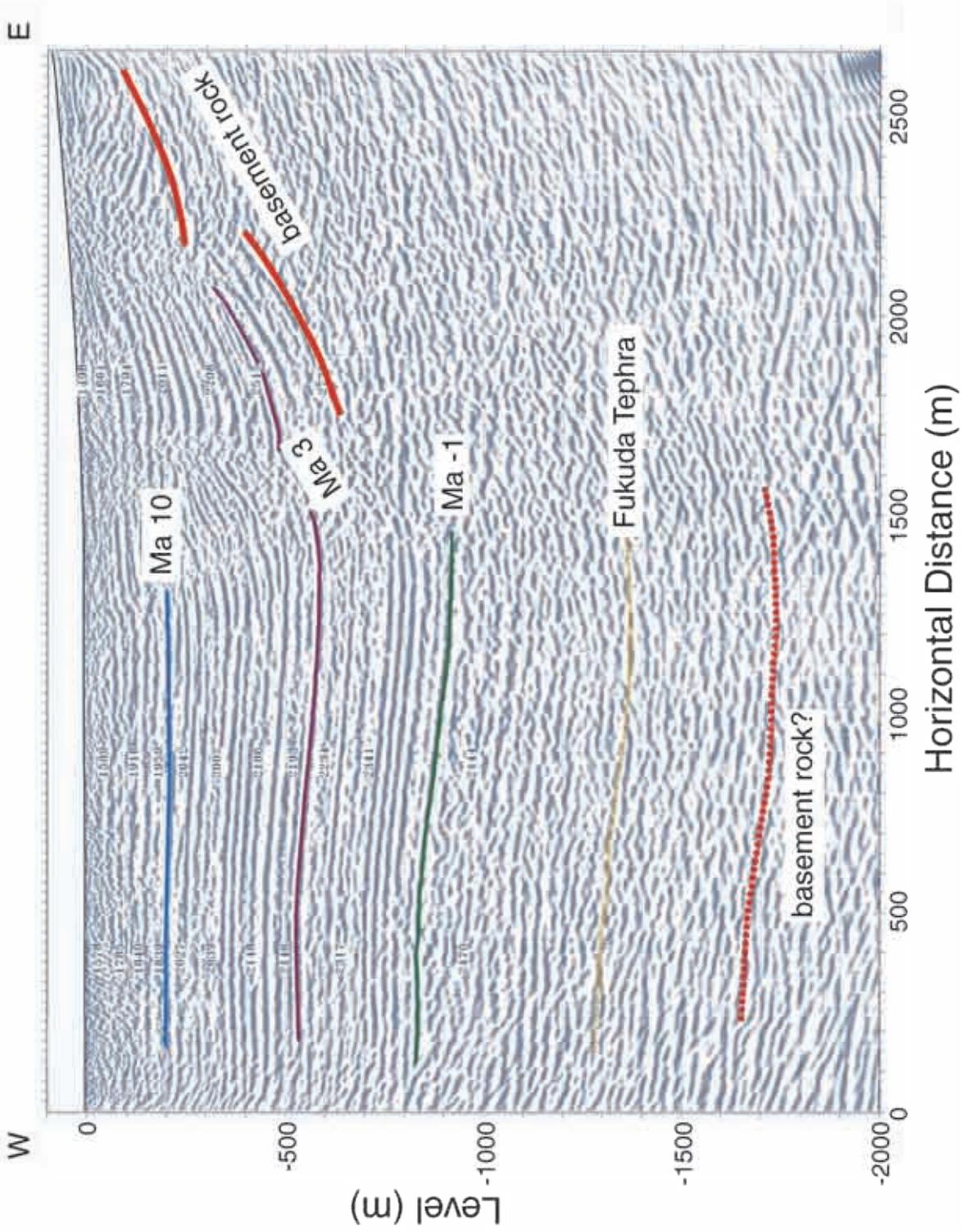
Fig. 2. Map showing the locations of boring sites, seismic reflection-survey lines, and faults used for block partitioning. Green solid lines are survey lines of which data were reanalyzed in this study, while green dashed lines are survey lines of which data were not reanalyzed but the existing results were referred. Open circles show boring sites at which basement rock was not found while red circles show boring sites that reached basement rock. Blue lines stand for the intersections of the ground surface and faults. Each numeral is attached to each fault given in Table 1.



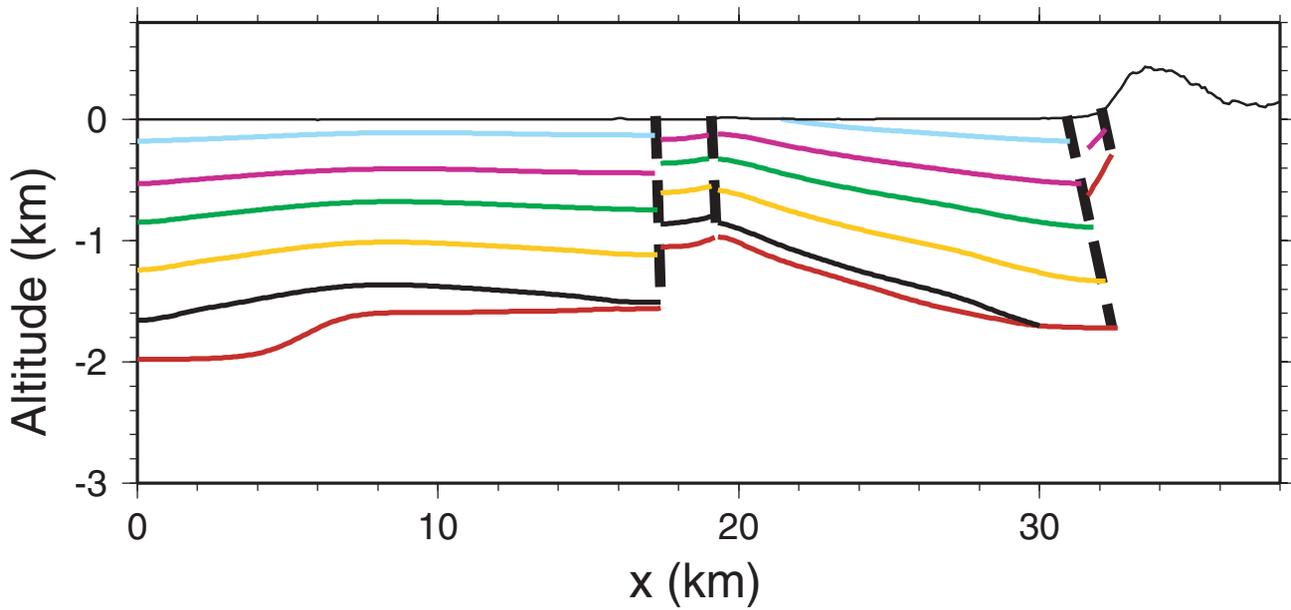
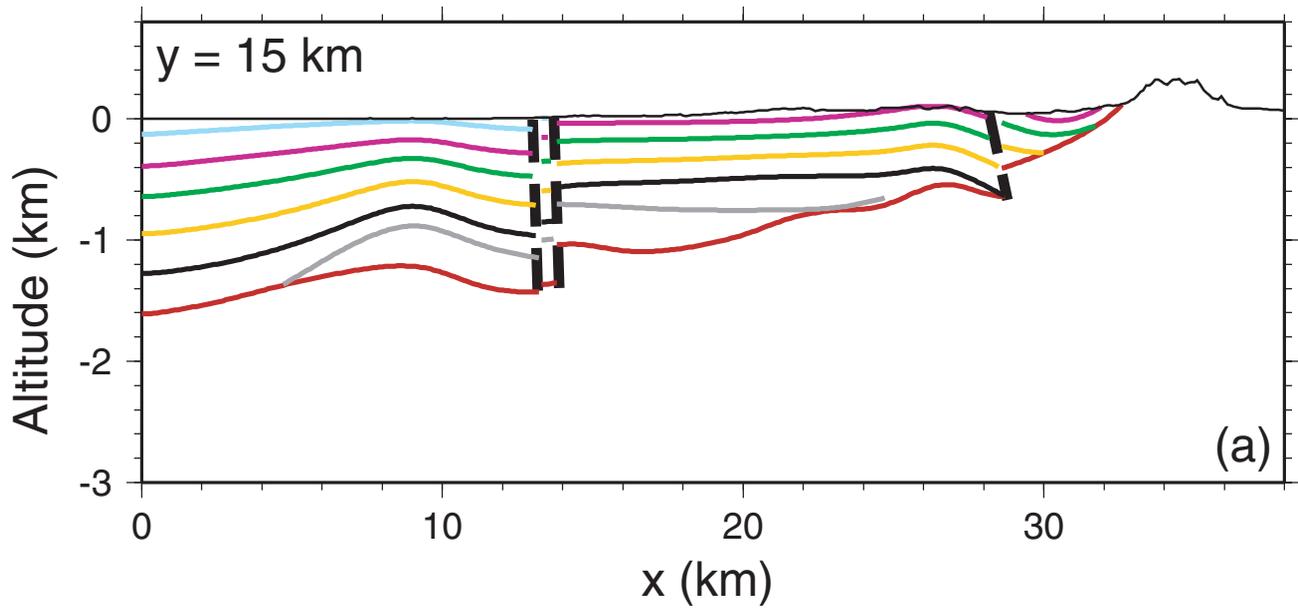
第3図. 本研究で採用した地質層序区分と年代. Maは海成粘土層, 鎖線はガウス/松山クロン境界を示す.  
 Fig. 3. Stratigraphic divisions and ages used in this study. Ma with a number stands for a marine clay bed. A dash-dotted line displays the Gauss/Matuyama geomagnetic polarity boundary.



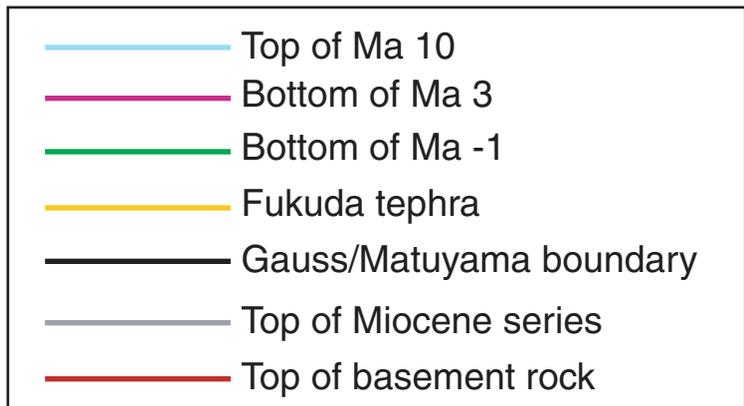
第4図. 重力観測点とブーゲー異常の分布図. 観測点を×で示す. 仮定した密度は2.67 g/cm<sup>3</sup>.  
Fig. 4. Contours of Bouguer anomaly with observation points shown with crosses. The assumed density is 2.67 g/cm<sup>3</sup>.



第5図. 生駒断層の反射断面. 下川ほか (1997) の探査データを再解析して得た深度変換断面に, 各基準面の同定位置を書き加えた. 測線位置は第2図参照. 図中の数字は速度解析によって得られた P 波速度 (m/s).  
 Fig. 5. Reanalyzed depth-converted seismic profile across the Ikoma fault. The reflection survey was originally conducted by Shimokawa et al. (1997). Identified horizons of key beds are shown on the profile. See Fig. 2 for the survey line. Numerals in the figure stand for P-wave velocity in m/s.

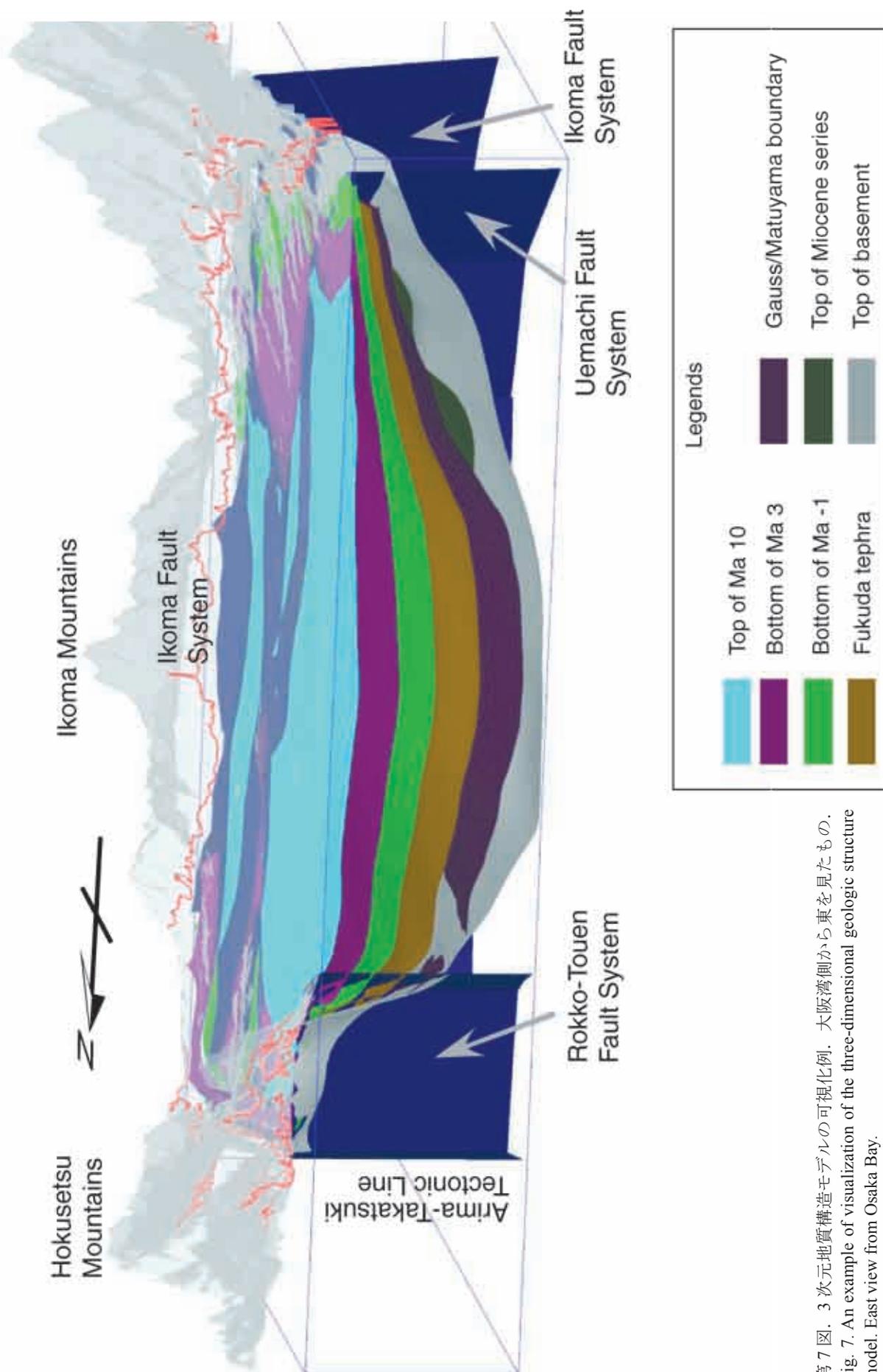


(Horizontal) : (Vertical) = 1:5

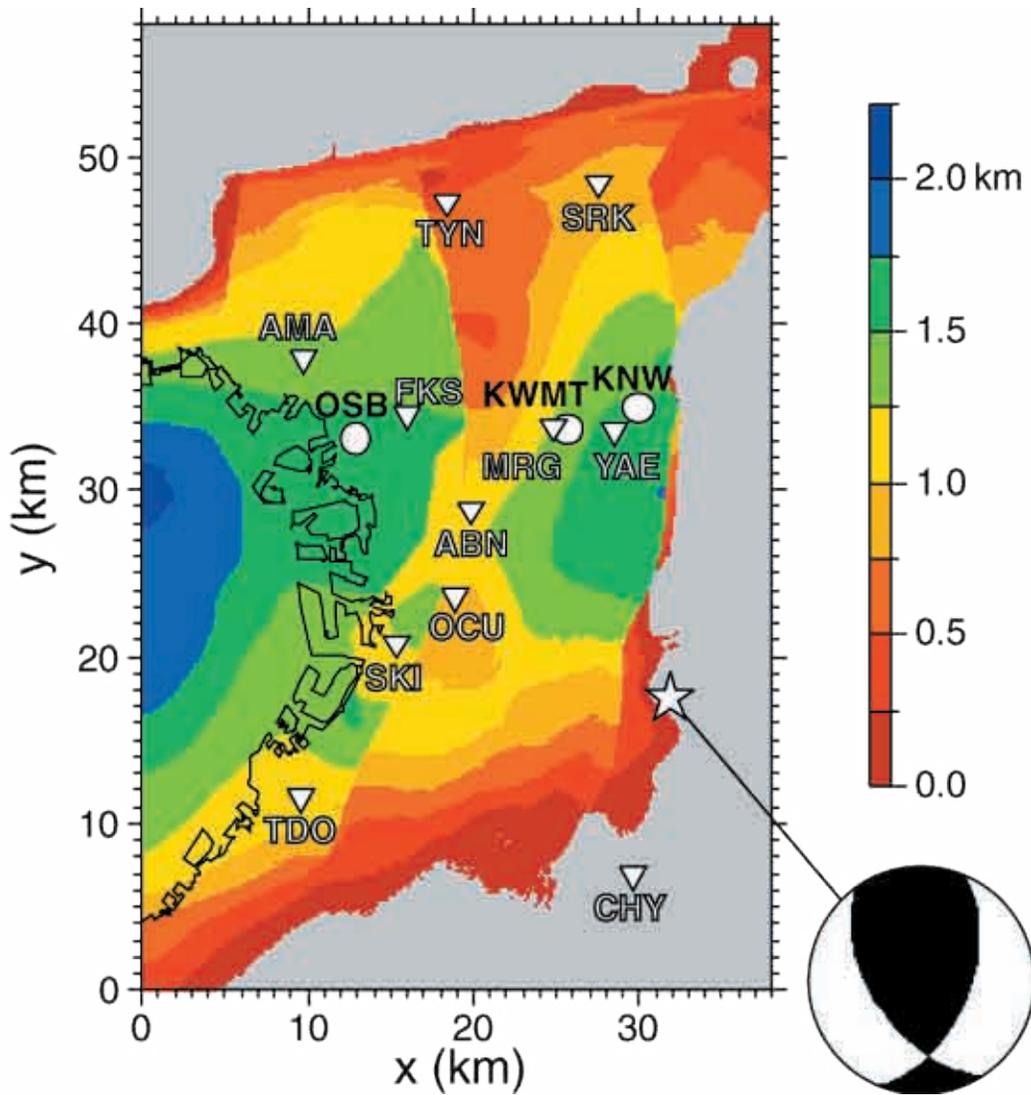


第6図. 2次元地質構造モデル. (a) y = 15 km, (b) y = 30 km.

Fig. 6. Two-dimensional geologic structure models. (a) y = 15 km, (b) y = 30 km.

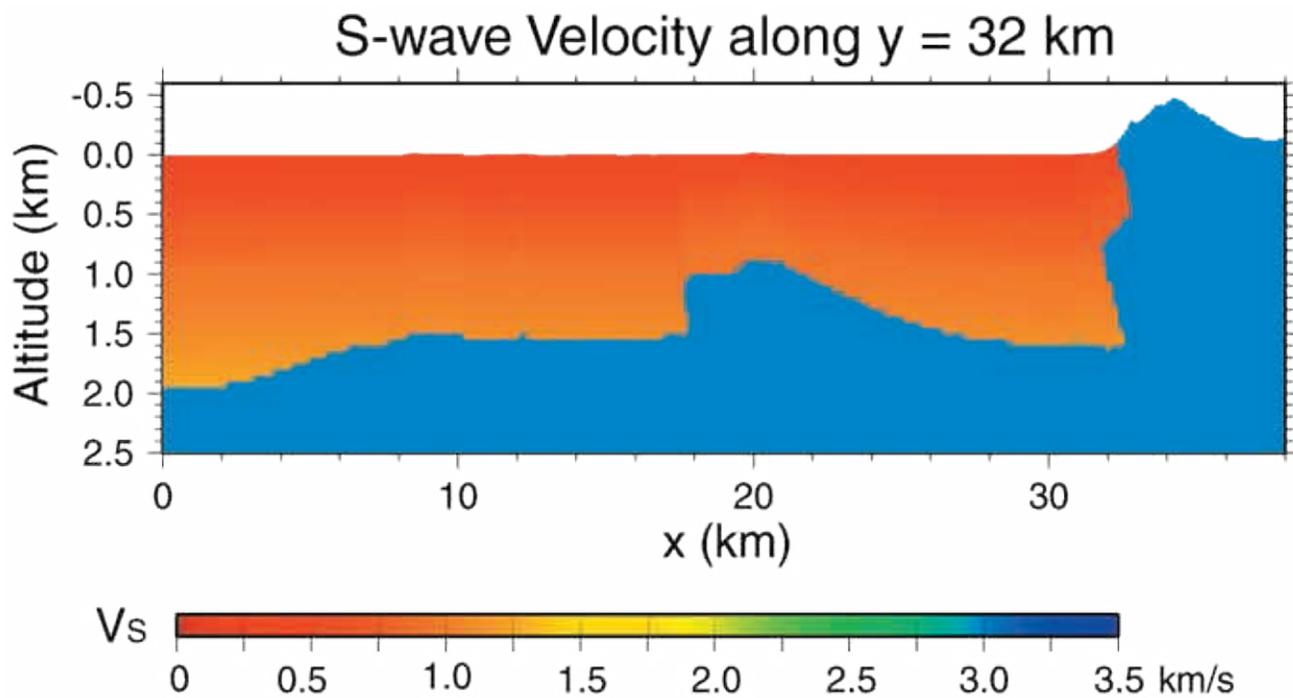


第7図. 3次元地質構造モデルの可視化例. 大阪湾側から東を見たもの.  
 Fig. 7. An example of visualization of the three-dimensional geologic structure model. East view from Osaka Bay.

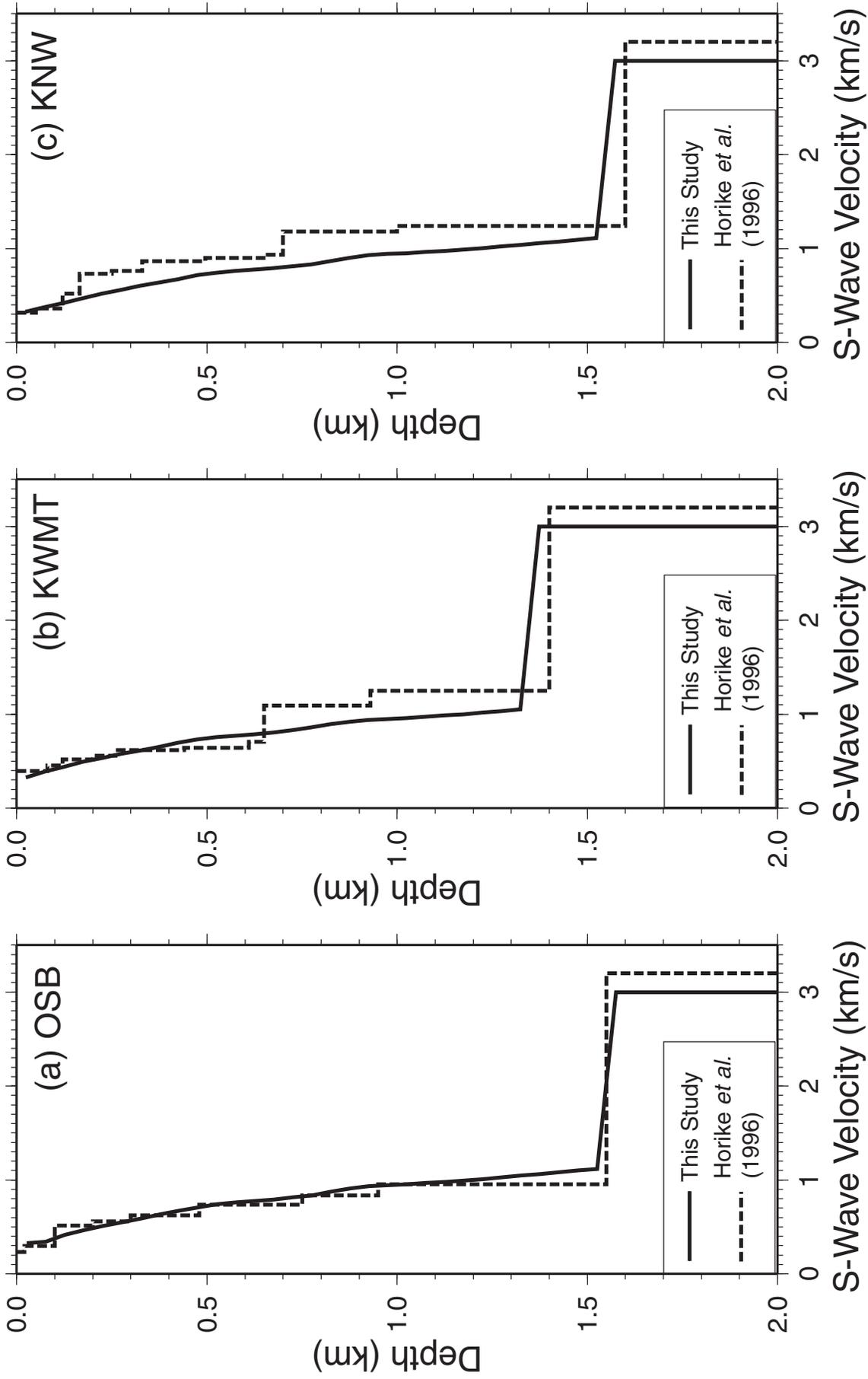


第8図. 基盤岩上面の深度分布. 灰色の部分では基盤岩が露出している. 微動観測点の位置 (○), 波形計算の対象とした地震の震央 (☆), 波形を計算した観測点 (▽) も示した. 発震機構 (下半球投影) を右下に示す.

Fig. 8. Distribution of depth to the top of basement. Basement rock is exposed at the ground surface in gray areas. The observation points of seismic micro tremor (circles) are also plotted. The epicenter of the earthquake used for calculating waveforms is shown with a star, and strong motion stations for which waveforms were calculated are indicated by inverted triangles. The focal mechanism of the earthquake is shown in the lower right with lower hemisphere projection.



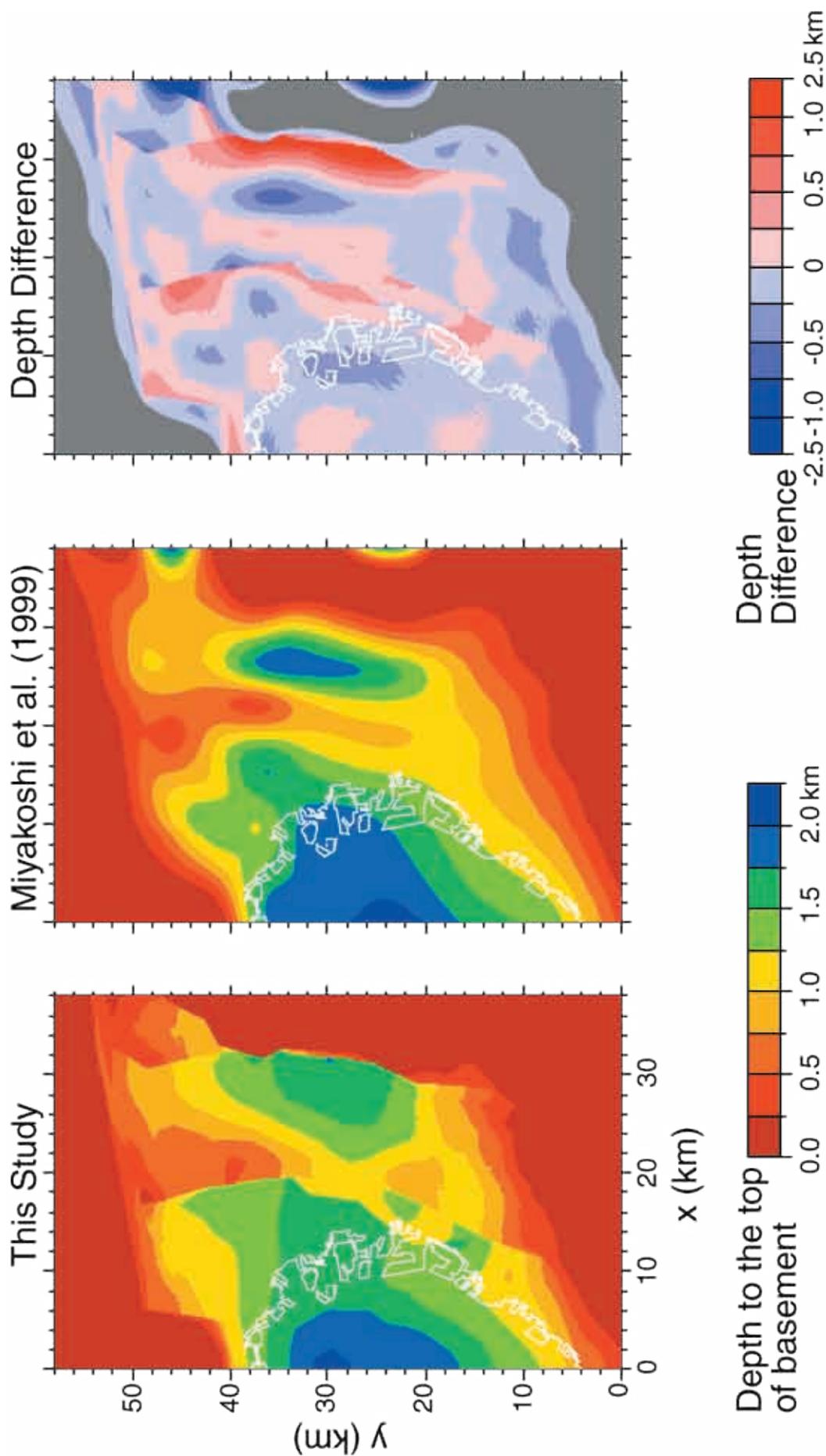
第9図.  $y = 32$  km における S 波速度構造の断面.  
Fig. 9. S-wave velocity structure along  $y = 32$  km.



第10図. 本研究で得られたS波速度構造(実線)と微動探査による推定結果(破線)との比較. 微動探査の結果は堀家ほか(1996)による. (a) OSB, (b) KWMT, (c) KNW. 各観測点の位置は第8図を参照.

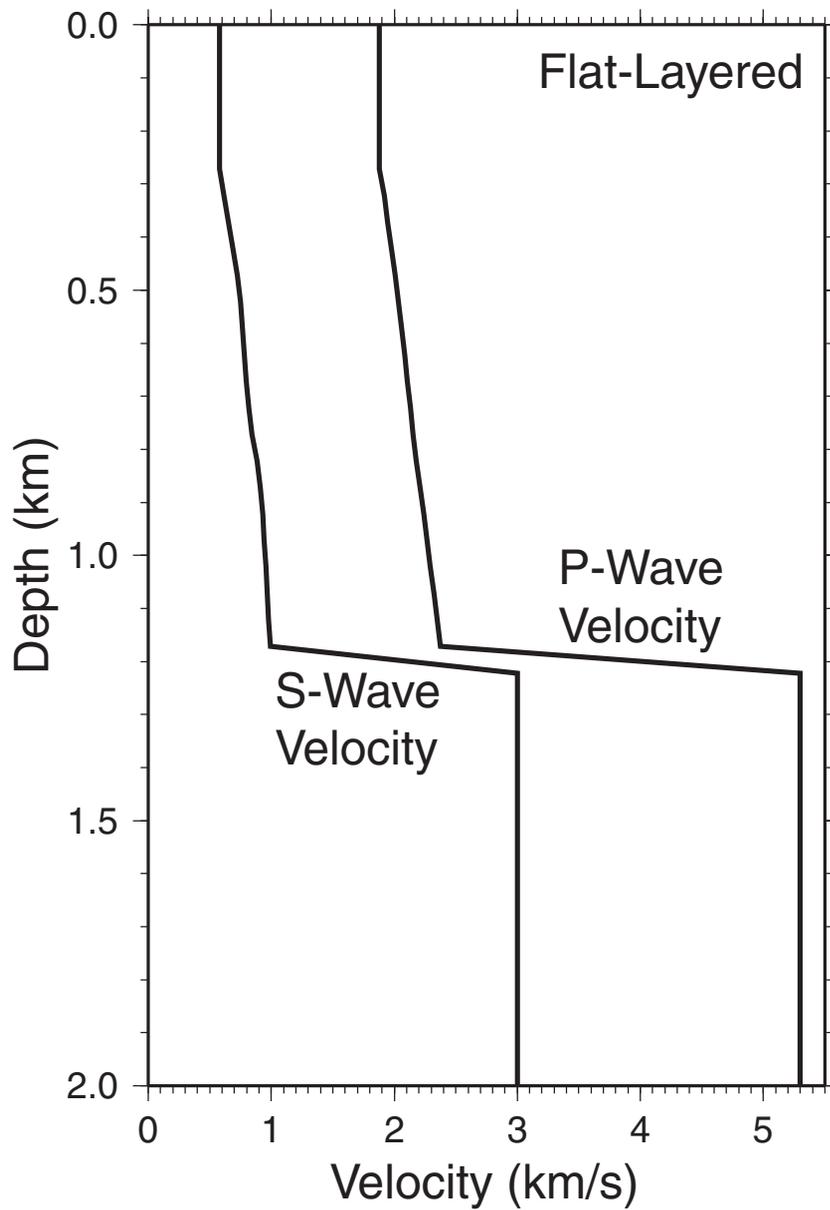
Fig. 10. Comparison of S-wave velocity structure derived in this study (solid line) and that estimated from observation of seismic micro tremor (dashed line). The results of the micro tremor observation are after Horike et al. (1996). (a) OSB, (b) KWMT, (c) KNW.

See Fig. 8 for the location of each observation point.



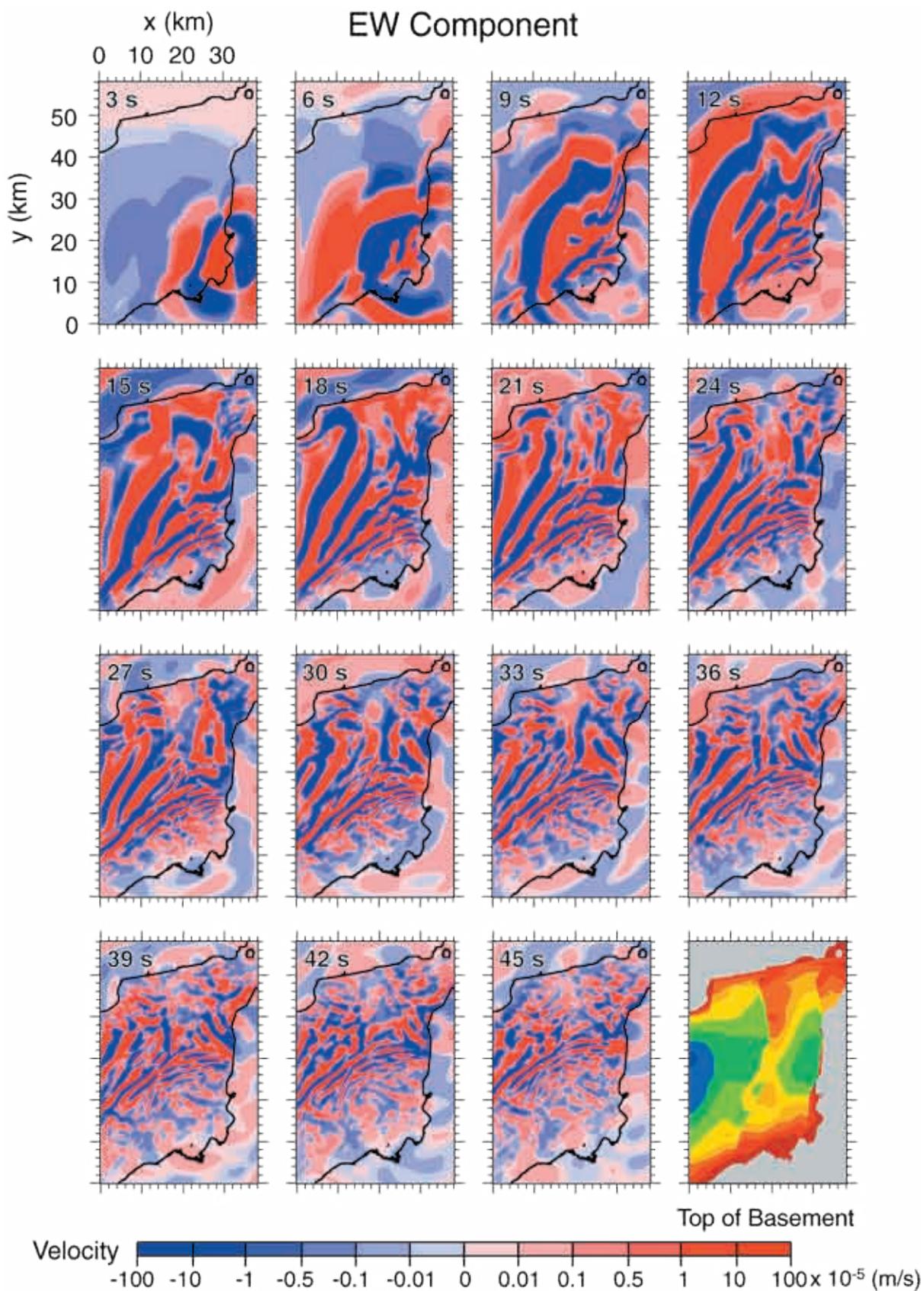
第 11 図. 基盤岩上面深度分布の比較. (a) 本研究で得られた基盤岩上面深度, (b) 宮腰ほか (1999) で得られた基盤岩上面深度, (c) 2 つの基盤岩上面深度の差. 正の値は本研究で得られた深度の方が深いことを示す.

Fig. 11. Comparison of the depth to the top of basement between two models. (a) this study, (b) Miyakoshi et al. (1999), (c) difference in depth between the two models. Positive values mean that depth estimated in this study is deeper than that of Miyakoshi et al. (1999).



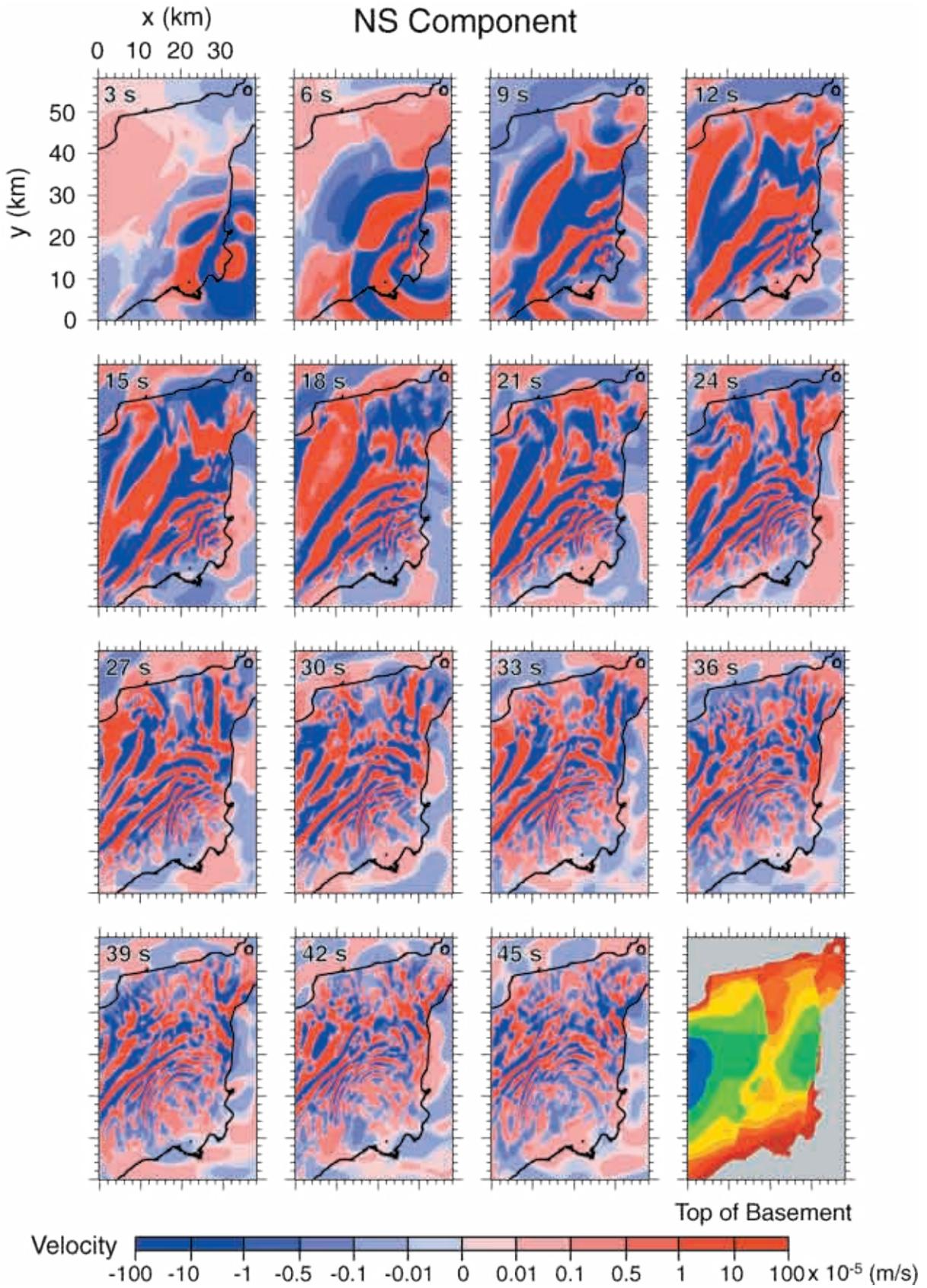
第12図. 比較のための波形計算に用いた1次元水平成層地盤構造モデル.

Fig. 12. Flat-layered subsurface structure used for comparison of waveforms shown in Fig. 14.

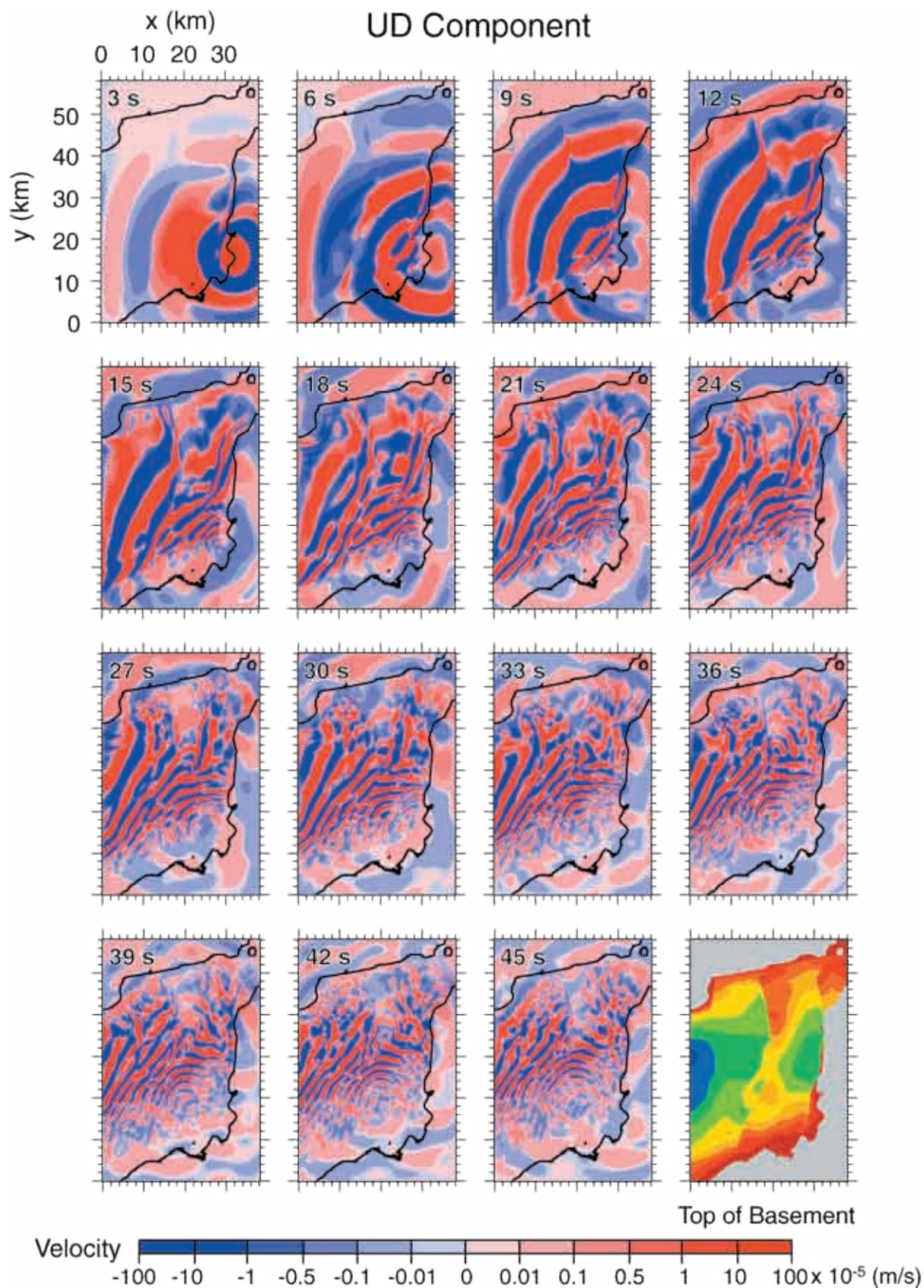


第 13a 図. 速度波形のスナップショット (東西成分). 一番下の右端のコマは基盤岩上面深度を示す. スナップショット中にある黒い線は基盤岩上面深度が 0 m の位置で, 盆地端にあたる.

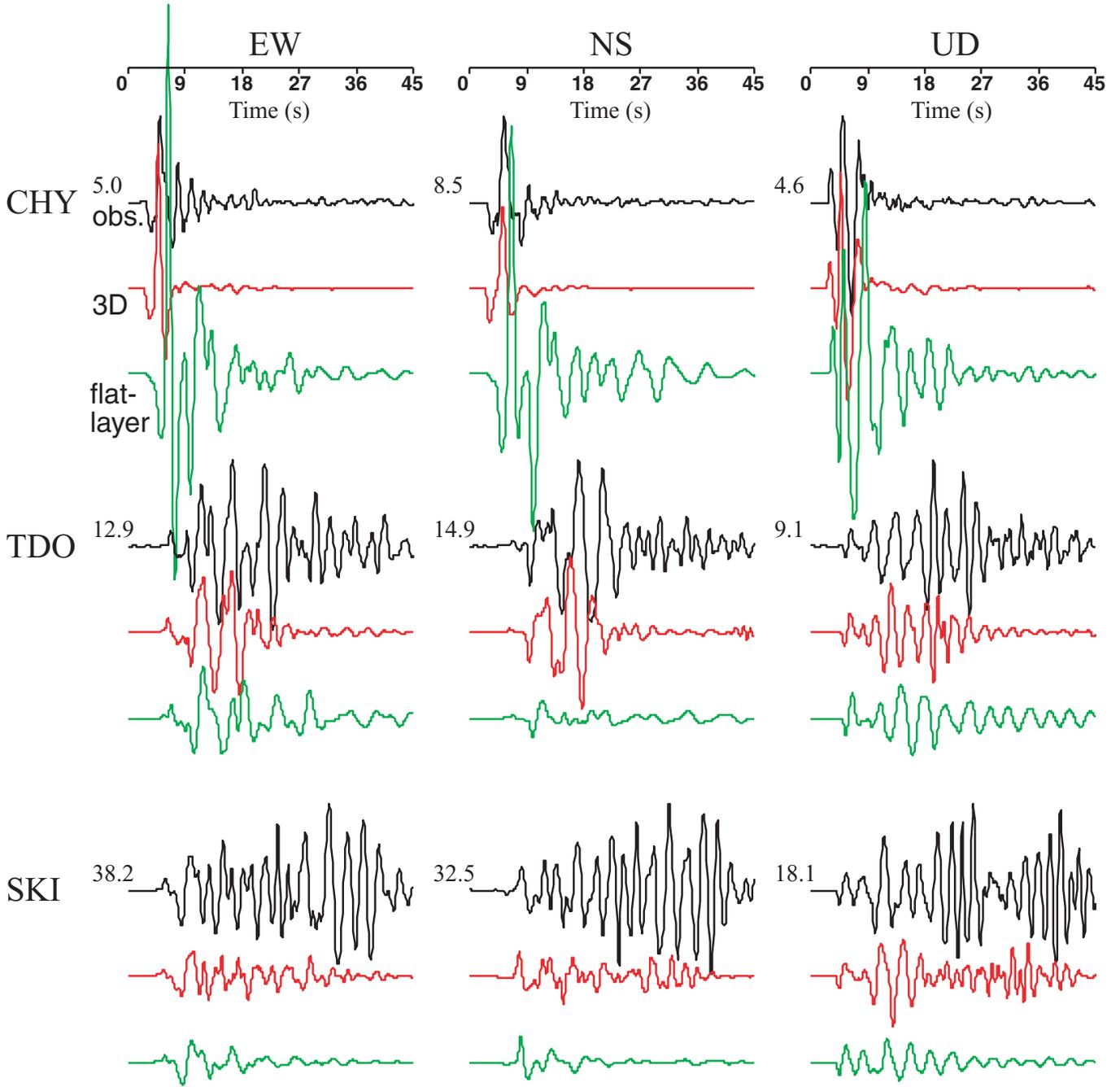
Fig. 13a. Snapshots of particle velocity (EW component). The lowest right panel shows the depth to the top of basement (same as Fig. 8). Black lines in each snapshot delineate the basin edges, where the depth to the top of basement is 0 m.



第 13b 図. 速度波形のスナップショット (南北成分).  
Fig. 13b. Snapshots of particle velocity (NS component).

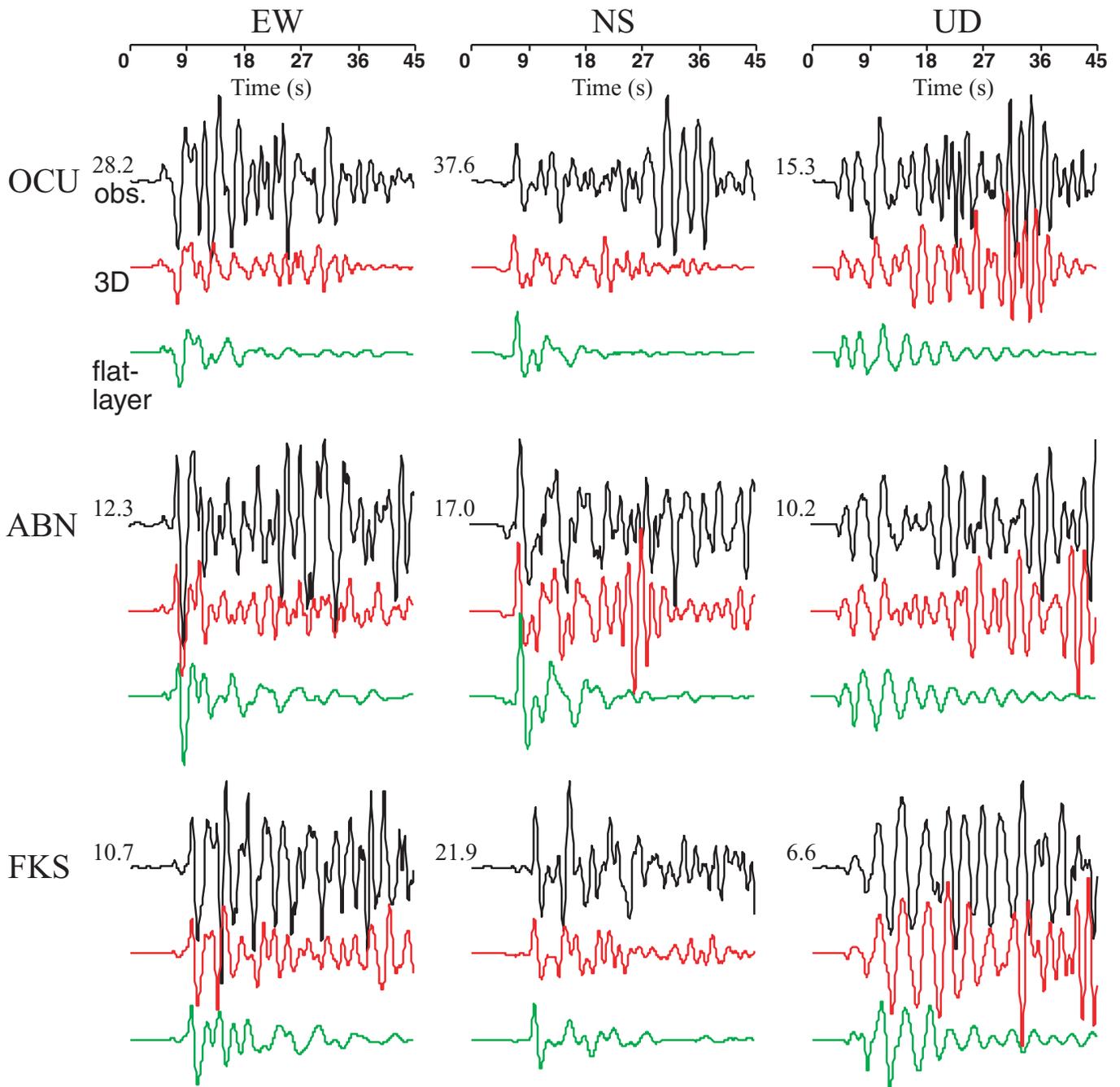


第 13c 図. 速度波形のスナップショット (上下動成分).  
Fig. 13c. Snapshots of particle velocity (UD component).



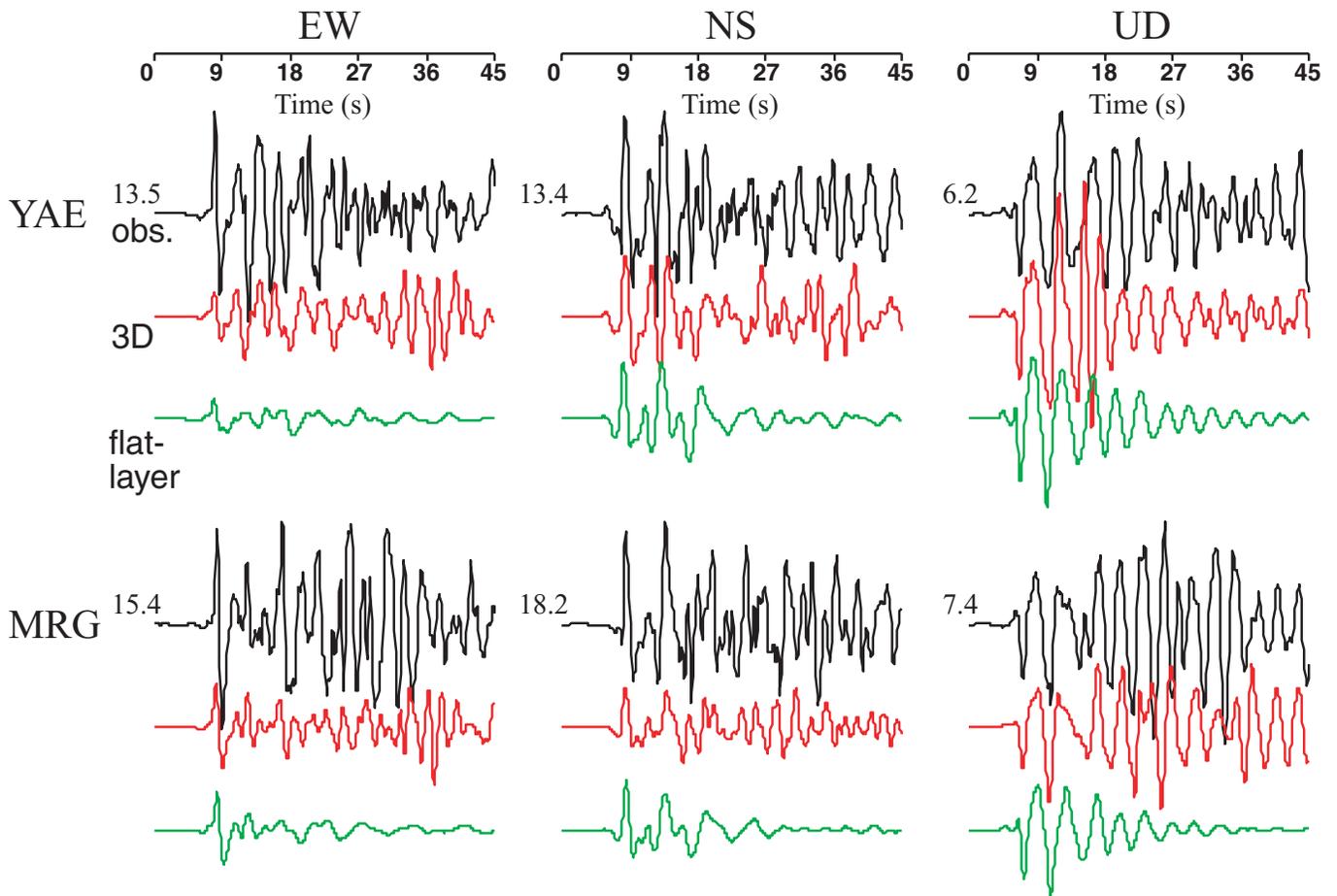
第14a図. 観測波形と合成波形との比較 (大阪平野南部). 上: 観測波形, 中: 3次元地盤構造モデルを使ったときの合成波形, 下: 水平成層型の地盤構造を使ったときの合成波形. 波形は0.1-0.3 Hzのバンドパスフィルターを通したもの. 各観測波形のトレース左側に付した数値は, 観測波形の最大振幅 ( $10^{-5}$  m/s) を示す.

Fig. 14a. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (middle and lower traces) in the southern part of the Osaka Plain. The middle trace is calculated with the three-dimensional subsurface structure while the lower one is calculated with the flat-layered subsurface structure shown in Fig. 12. All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.3 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform stand for the peak amplitude in  $10^{-5}$  m/s.



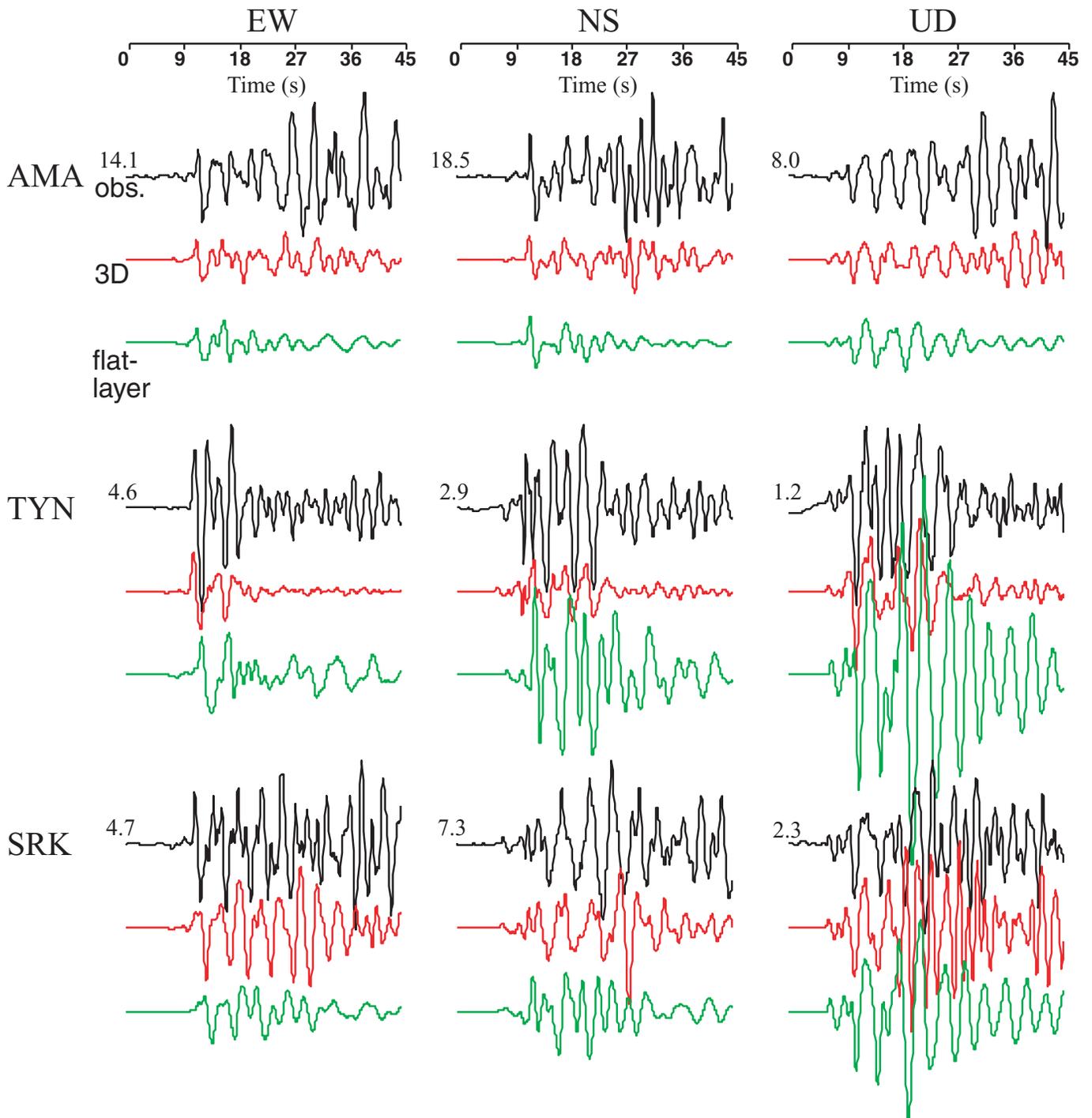
第14b図. 観測波形と合成波形との比較（大阪平野西部）. 上：観測波形，中：3次元地盤構造モデルを使ったときの合成波形，下：水平成層型の地盤構造を使ったときの合成波形. 波形は0.1-0.3 Hzのバンドパスフィルターを通したもの. 各観測波形のトレース左側に付した数値は，観測波形の最大振幅 ( $10^{-5}$  m/s) を示す.

Fig. 14b. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (middle and lower traces) in the western part of the Osaka Plain. The middle trace is calculated with the three-dimensional subsurface structure while the lower one is calculated with the flat-layered subsurface structure shown in Fig. 12. All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.3 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform stand for the peak amplitude in  $10^{-5}$  m/s.



第14c図. 観測波形と合成波形との比較（大阪平野東部）. 上：観測波形，中：3次元地盤構造モデルを使ったときの合成波形，下：水平成層型の地盤構造を使ったときの合成波形. 波形は0.1-0.3 Hzのバンドパスフィルターを通したもの. 各観測波形のトレース左側に付した数値は，観測波形の最大振幅 ( $10^{-5}$  m/s) を示す.

Fig. 14c. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (middle and lower traces) in the eastern part of the Osaka Plain. The middle trace is calculated with the three-dimensional subsurface structure while the lower one is calculated with the flat-layered subsurface structure shown in Fig. 12. All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.3 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform stand for the peak amplitude in  $10^{-5}$  m/s.



第14d図. 観測波形と合成波形との比較（大阪平野北部）. 上：観測波形，中：3次元地盤構造モデルを使ったときの合成波形，下：水平成層型の地盤構造を使ったときの合成波形. 波形は0.1-0.3 Hzのバンドパスフィルターを通したもの. 各観測波形のトレース左側に付した数値は，観測波形の最大振幅 ( $10^{-5}$  m/s) を示す.

Fig. 14d. Comparison of observed waveforms (upper trace) and synthetic waveforms (middle and lower traces) in the northern part of the Osaka Plain. The middle trace is calculated with the three-dimensional subsurface structure while the lower one is calculated with the flat-layered subsurface structure shown in Fig. 12. All waveforms are band-pass filtered between 0.1 and 0.3 Hz. Numerals attached to the left of each observed waveform stand for the peak amplitude in  $10^{-5}$  m/s.