

3. 4 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

3. 4. 1 地下構造モデルの高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地下構造モデルの高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	吉見 雅行
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	堀川 晴央
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	竿本 英貴
独立行政法人産業技術総合研究所	特別研究員	林田 拓己

(c) 業務の目的

既存の大阪堆積盆地の地震波速度構造モデルを、地震動記録、地震波干渉法によって得られる観測グリーン関数、アレイ微動探査等によって検証し、サブテーマ1～3での探査結果も入れて、より信頼度の高い予測強震動を得るための地下構造モデルの改良を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成22年度：

大阪堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点の中小地震波形記録の収集・整理・解析、連続微動観測のための装置の構築・試験および観測点の設置、大阪平野南東部6地点での微動アレイ探査と解析、大阪平野東部での単点微動観測と解析、地下構造モデル改良方法の検討を行った。

2) 平成23年度：

大阪堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点等の地震記録の解析、地震波干渉法による観測点間グリーン関数の推定のための連続微動の観測と解析、大阪盆地南部における微動アレイ観測を実施、大阪堆積盆地地下構造モデルの再構築にむけた作業を行った。

3) 平成24年度：

大阪堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点等の地震記録の解析、連続微動の観測と地震波干渉法解析、微動アレイ探査データの解析をとりまとめる。これらの解析結果、および、サブテーマ1～3で得られた堆積盆地構造に関する情報に基づいて大阪堆積盆地地下構造モデルを再構築する方法を具体化し、改良モデルを得る。

(2) 平成 23 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 中小地震観測波形の収集・解析

大阪堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点等の中小地震等の波形記録を昨年度に引き続き収集・整理した。中規模地震の波形をターゲットに、既存地下構造モデルを用いて差分法でフォワードモデリングを行った。波形の全体的な振幅より Q 値モデルの評価を行い、再現の悪い波群の起源を検討することにより、地殻構造モデルや、盆地端付近の構造などの問題箇所を推定した。また、大阪平野域の観測点の記録を用いてレシーバー関数を計算し、レシーバー関数中の最も顕著な相を地震基盤における PS 変換波と見做して P 波に対する相対到達時刻を見積もった。この結果を、既存の地盤構造モデルから計算されるものと比較し、既存の地盤構造モデルの改良すべき点を抽出した。

2) 連続微動観測と地震波干渉法

連続微動記録から地震波干渉法により推定される観測点間グリーン関数を用いて地下構造モデルの高度化を行うため、平成 22 年度に開始した上町断層帯周辺における小型広帯域速度型地震計及び低消費電力データ収録装置を用いた連続微動観測を継続するとともに、連続微動観測装置を 5 カ所追加設置した。これら計 15 観測点における連続微動記録を定期的に回収し、データ処理を実施した。蓄積された連続微動観測データを用い、地震波干渉法による観測点間グリーン関数抽出のための解析を開始し、概ね周期 2～10 秒の帯域で S/N 比の良好な観測点間グリーン関数を得た。

3) 微動アレイ探査

大阪堆積盆地の深部地下構造モデル作成に資するデータ収集のため、平成 22 年度に微動アレイ探査を実施した地点のうち泉大津市夕凧町(YNG)および羽曳野市羽曳が丘(HBK)にて追加の微動アレイ探査を実施した。観測微動記録を SPAC 法により解析し、2 地点とも連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。次に、観測した分散曲線がレイリー波基本モードのものと仮定し、観測値を満足する S 波速度構造を探索した。

4) 単点微動観測

上町断層帯周辺域を含む大阪平野内の既存の強震・震度観測点 100 地点において、観測点近傍の地盤震動特性と地下構造の関係に関する基礎的データを取得するため、3 成分の単点微動観測を実施した。得られた微動記録から H/V スペクトル比を計算し、卓越周期の空間分布を調べた。地下構造モデルから計算される理論 Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期と比較したところ、多くの観測点では既存の地下構造モデルは観測された微動 H/V スペクトル比の特徴を説明しているが、モデルによる再現性が十分ではない観測点も少なくないことが明らかになった。

5) 地下構造モデルの改良

既存地下構造モデルの問題箇所の把握のため、本調査によるものも含め過去に実施された反射法地震探査データを用いて、反射波走時の観点で既存地下構造モデルを検証した。サブテーマ 1～4 の探査結果を既存の地下構造モデルに反映させるためには、効率的に地下構造を改変するための技術が必要となる。とりわけ、地下構造モデル内の地層境界面を頻繁に生成・改変することが必要となるため、コンピュータグラフィックスの

分野において活発に研究されている 3次元曲面生成手法を調査した。次いで、有望と考えられ 3つの手法を実装し、既存モデルの地層境界面を表す点群に適用して曲面生成を行った。

(b) 業務の成果

1) 中小地震観測波形の収集・解析

a) 中小地震観測波形の収集

昨年度に引き続き、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）、基盤強震観測網（KiK-net）、気象庁の強震観測網、関西地震観測研究協議会による広帯域強震観測網、大阪府震度計観測網の、大阪堆積盆地内とその周辺の記録を収集した。大阪府震度計は従来の 47 地点に加え、2010 年度に、大阪市内 22 地点、堺市内 4 地点が増設され、計 73 地点の震度計観測網となった（図 1）。大阪府震度計のデータの収集には、大阪府危機管理室のご協力をいただいている。

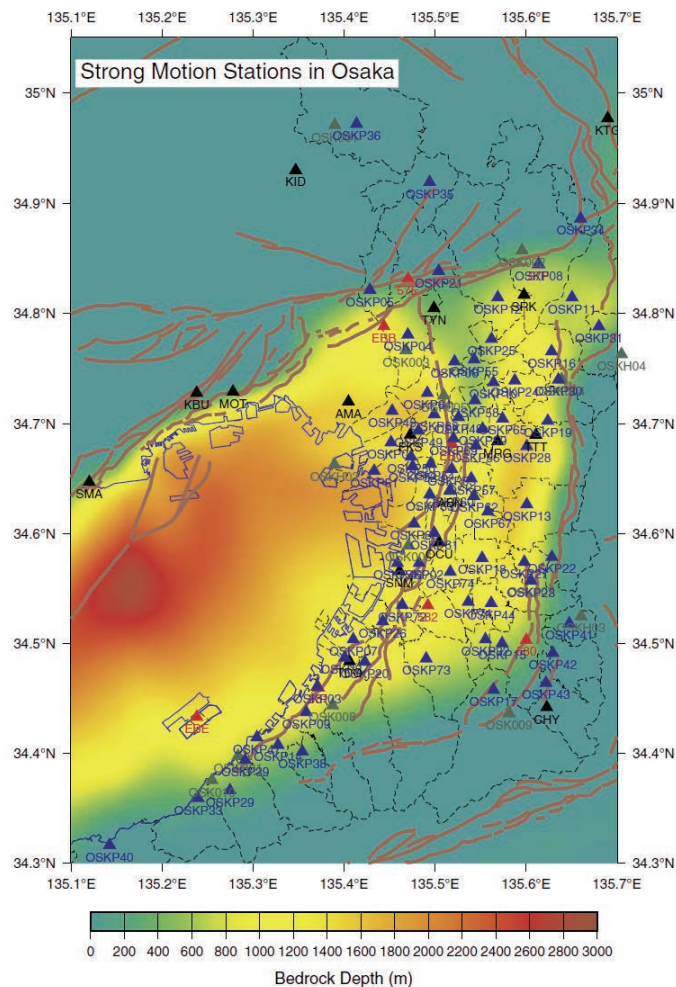


図 1 大阪堆積盆地とその周辺の強震観測点分布

青の三角は大阪府震度計観測点、黒の三角は関西地震観測研究協議会による広帯域強震観測点、赤の三角は気象庁の強震観測点、緑の三角は独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測点。背景は大大特 2006 モデルの地震基盤深度分布。

b) 中小地震のフォワードモデリング

大阪堆積盆地は、人工地震探査、微動探査、重力探査、ボーリング調査等の物理探査データが比較的豊富であるが、堆積層構造の三次元モデルを作成するには十分ということではなく、データの内挿・外挿が行われている。そのため、地下構造モデル作成の目的とするところの地震動の再現の観点で、構築された地下構造モデルの妥当性を検証することが重要であり、大阪堆積盆地の既存の地下構造モデルに対しても、中小地震の地震波形記録のモデリングが行われている（例えば、堀川ほか, 2002; 堀川ほか, 2003; Iwata et al., 2008; Iwaki and Iwata, 2010; 瀬藤・三宅, 2009; Koketsu et al., 2009）。本業務の地下構造モデルの高度化においても、既存の地下構造モデルの問題箇所の把握、更新された地下構造モデルの妥当性の検証を行うため、この地域の強震観測網で得られた中小地震の波形記録をターゲットとして、地震動のフォワードモデリングを実施する。本年度は、既存地下構造モデルの問題箇所把握のためのフォワードモデリングを実施した。

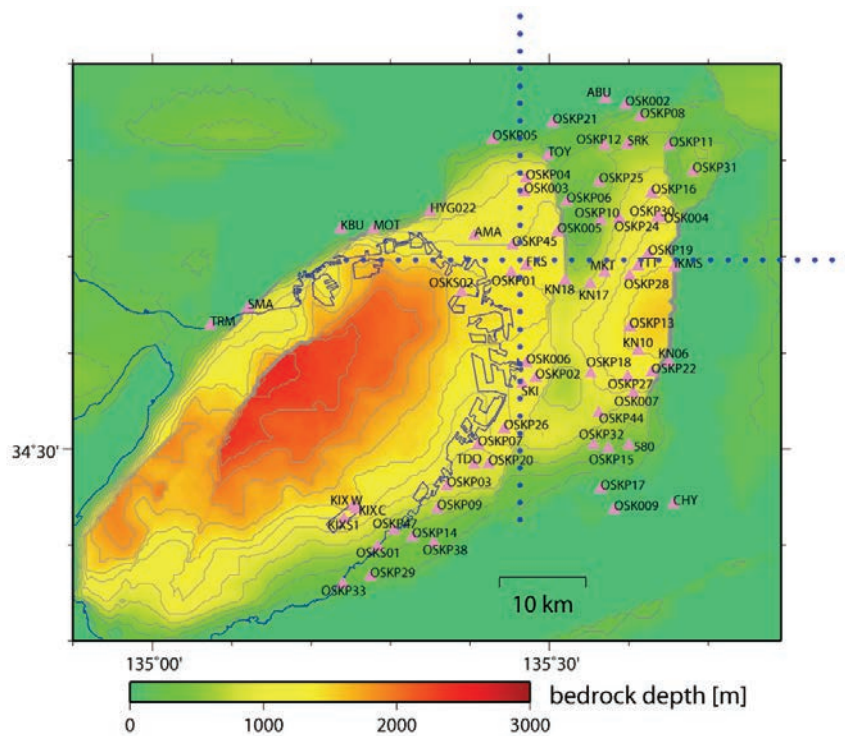


図2 大阪堆積盆地内の強震観測点(▲)。合成波形との比較に用いなかった地点も含む。背景は産総研 2003 モデルの地震基盤深度分布。青点は図4で合成波形を示す地点。

中小地震のフォワードモデリングに用いた既存地下構造モデルは、産総研 2003 モデル（堀川ほか, 2003）と、大大特 2006 モデル（Iwata et al., 2008）を微修正したモデル（Iwaki, 2011）（ここでは大大特 2006 モデル β 版とよぶ）である。微修正とは、3層の堆積層の層厚比を陸域のボアホールデータを用いて見直したというものである。産総研 2003 モデルには、Q 値、および、地震基盤上部を除く地殻の物性値はモデル化されていないため、Sekiguchi et al. (2008)などで、このモデルとセットで地震動計算に用いられてきた Q 値モデル、地殻構造モデルを使用した。

ターゲットの地震は、Iwaki (2011) が地下構造モデルの修正に用いた、2007 年 4 月 15 日に三重県北部で発生した Mw5.0 の地震とした。Iwaki (2011) は、地下構造モデルの修正に際して、大阪堆積盆地周辺の岩盤観測点の記録をよく説明するようこの地震の震源パラメータを再決定しており、大阪堆積盆地構造のパフォーマンスを検討するのに良い条件がそろっている。

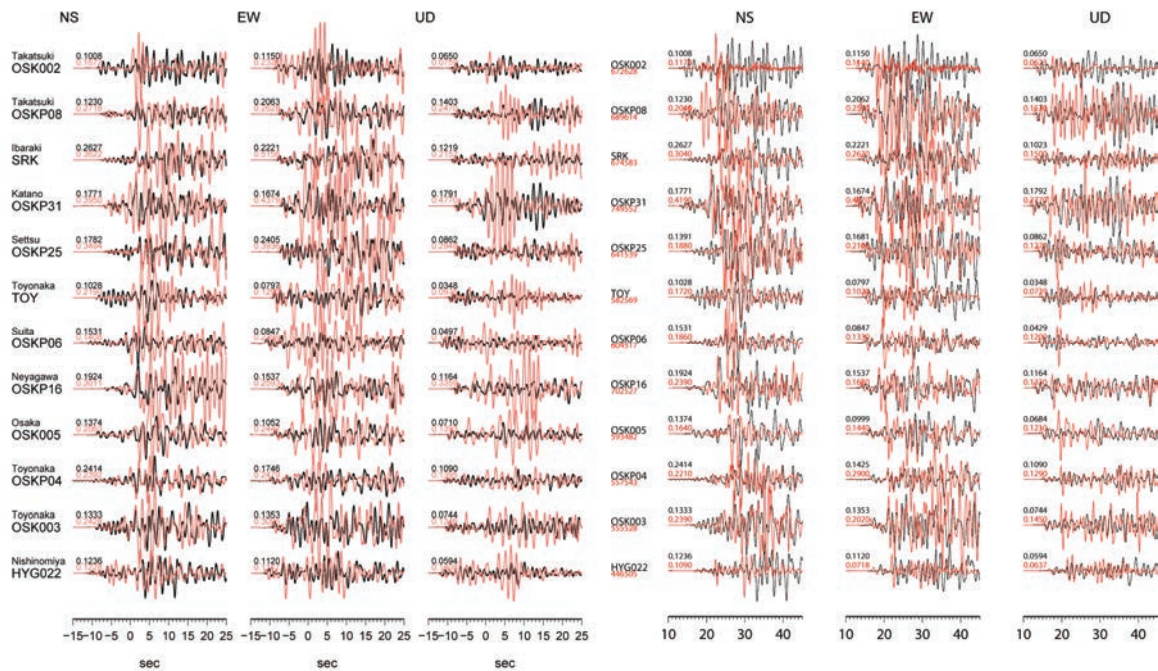


図 3 (a) 観測波形 (黒線) と合成波形 (赤線) の比較。合成波形は、左側は大大特 2006 モデル、右側は産総研 2003 モデルによって計算されたもの。

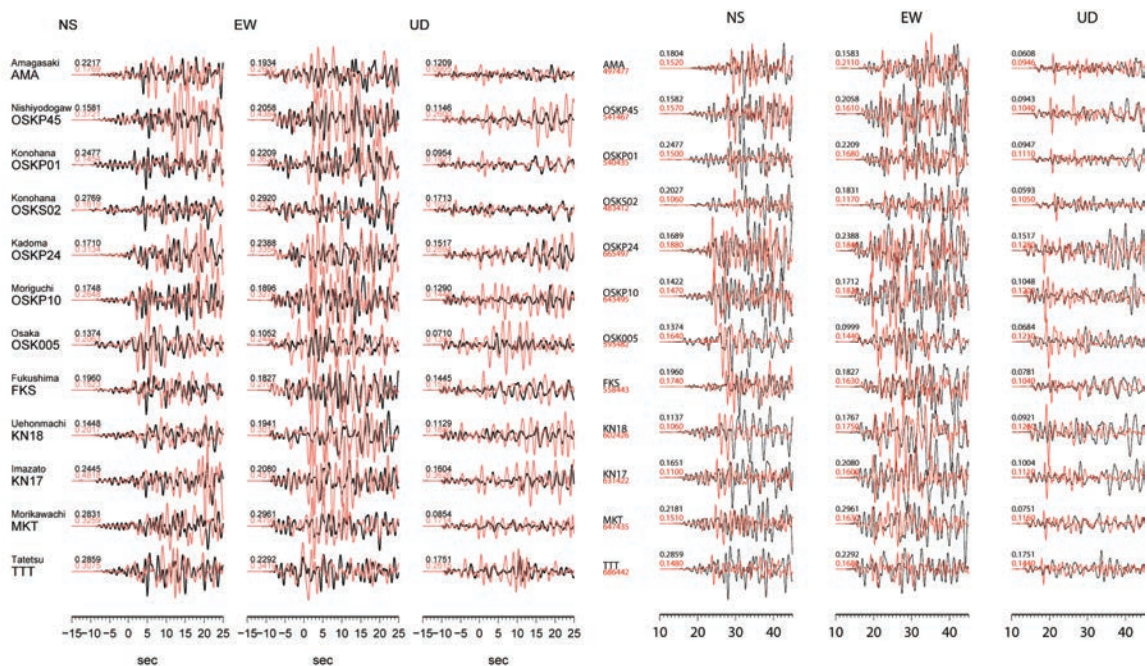


図 3 (b) 同上。

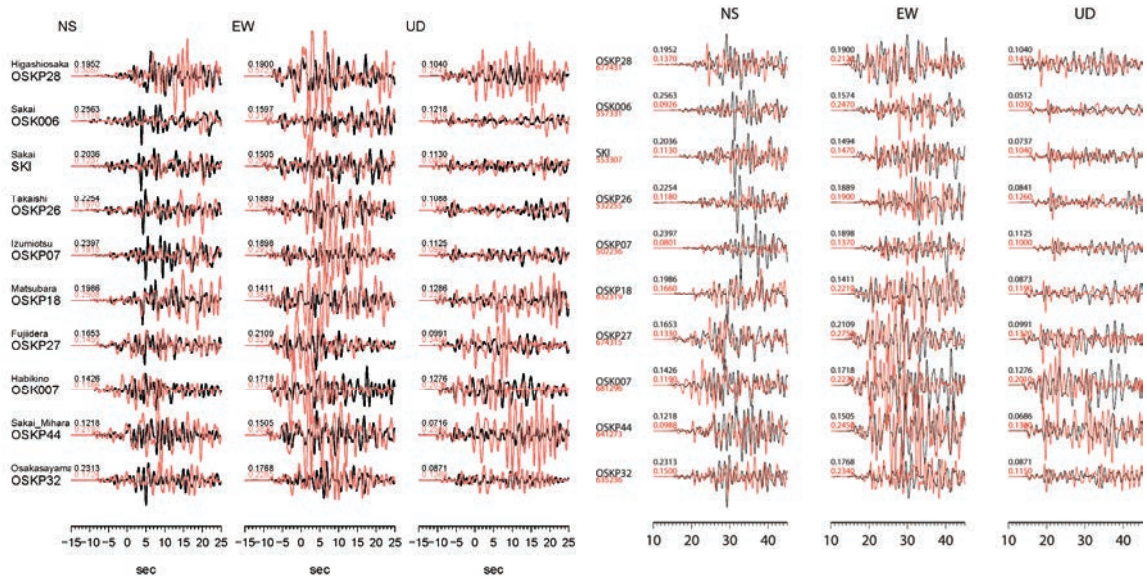


図 3 (c) 同上。

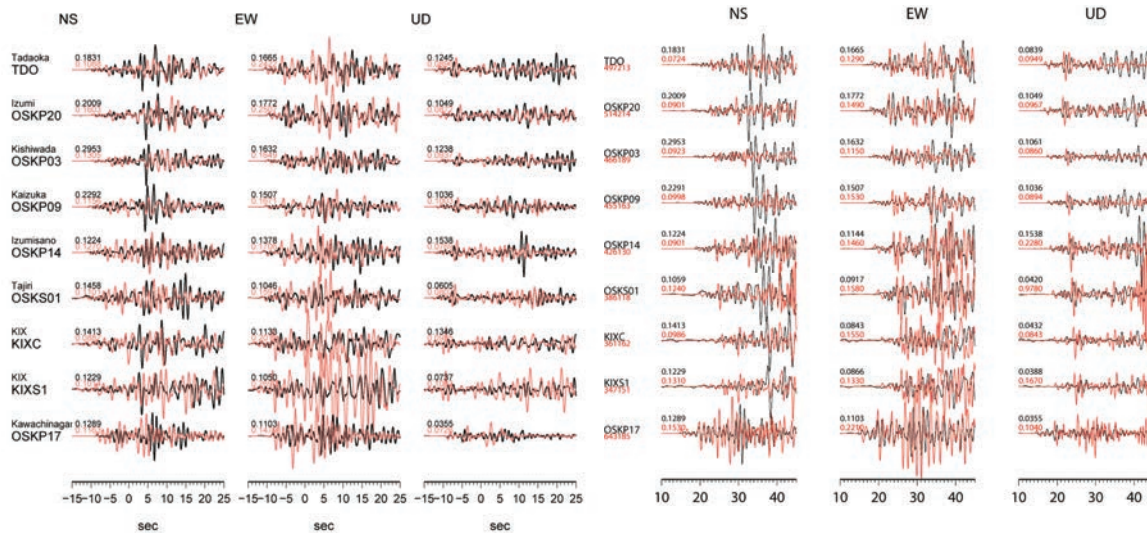


図 3 (d) 同上。

地震動計算には、3次元差分法 (Pitarka, 1999) を用いた。計算で考慮する S 波速度は 350 m/s までとした。産総研 2003 モデルでは、これより小さい S 波速度も含まれるが、その部分は 350 m/s に置き換えている。計算の有効周波数範囲は 1 Hz までである。大大特 2006 モデル β 版による計算は、岩城 (私信) による。

図 2 に大阪堆積盆地内の強震動観測点の分布を、図 3 に観測波形と両モデルより計算された合成波形 (0.1~1.0Hz のバンドパスフィルターをかけた速度波形) との比較を示す。全般的に産総研 2003 モデルに比べ、大大特 2006 モデル β 版の振幅が大きく、その傾向は後続部分で強い。両モデルは Q 値の設定が大きく異なるため、振幅の違いは Q 値のモデルの違いによるところが大きいと推察される。平均的には産総研 2003 モデルのほうが、振幅が観測値に合っているので、Q 値モデルは産総研 2003 モデルで採用している方が良く考えられる。産総研 2003 モデル、大大特 2006 モデル β 版とも、後続波も含

め、多くの主要な波群の到来を再現しているが、振幅が大きな過大評価、過小評価となっている波群も見られる。特に複数の地点で共通して再現の悪い波群を挙げる。

- ・ 両モデルの合成波形に共通して、平野南部の観測点（図 3 (c), (d)）で NS 成分の大きな振幅（産総研 2003 モデルとの比較では 30~35 秒あたりと、その 5~6 秒後）が大きく過小評価になっている。
- ・ EW、および、UD 成分で初動の約 5 秒後あたり（大大特 2006 モデルでは-5 秒のあたり、産総研 2003 モデルとの比較では 20 秒あたり）に、共通してみられる波があるが、産総研 2003 モデルでは特に北部の観測点で大きく過大評価になっている。この点、大大特 2006 モデル β 版は振幅も概ね説明できている。

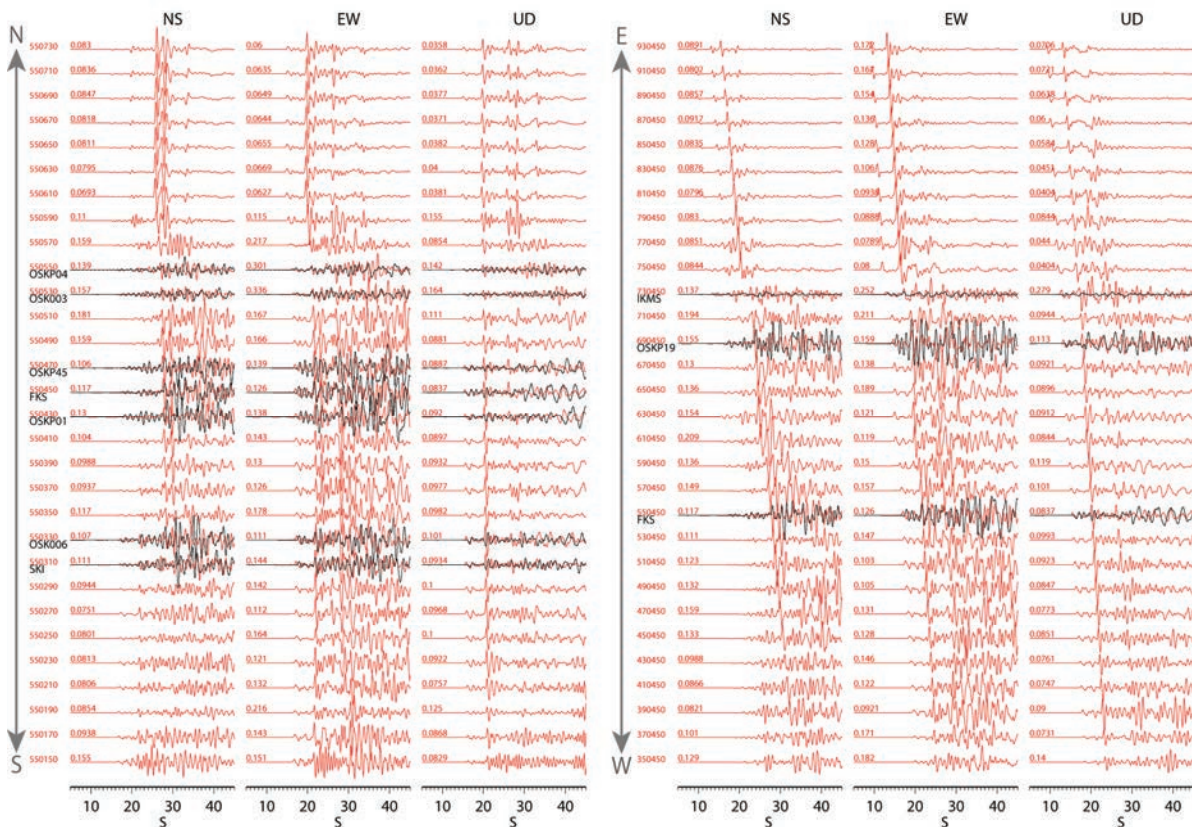


図 4 大阪平野の南北（左）、および、東西（右）のラインにおける観測波形と合成波形（産総研 2003 モデルによる計算）の比較。ライン位置は、図 2 に示す。

観測と合成の波形の合う部分、合わない部分が、どのような起源・種類の波であるかを判断し、地下構造モデルの良い部分悪い部分を推定するために、平野内にいくつかのラインを取って合成波形を並べ、ラインに近い観測点の観測波形と比較した（図 4）。先に述べた、再現の悪い波群について、起源を考える。

- ・ 大阪平野南部の観測点で過小評価となっている NS 成分の大きな振幅の 2 つの波については、図 4 左の南北のラインの合成波形で見ると、南北ラインの北部から中部にかけてのほぼすべての地点の合成波形で対応する波が見られる。1 つ目の波（図 4 左で 30 秒あたり）は、堆積盆地外の地点にも見られることから、堆積盆地構造に起因するものではなく、地殻構造中で作られた波であり、深さ十数 km のコンラッド面

での反射波とみられる。直達 S 波の 3～4 秒後に到来し、観測波形でも合成波形でも振幅が直達 S 波より大きい地点が多い。大阪平野南部では、この波の振幅の合い具合が平野北部～中部の観測点に比べて悪い。2 つめの波（図 4 左で 36 秒あたり）は、卓越振動方向と波群の伝播方向（図 5）から、盆地南東縁の和泉山脈あたりで発生して北西へ伝播する Love 波ではないかと思われる。ただし、この時間帯の波動場は、震源方向から伝播し盆地東縁で生成し西に向かう表面波に加え、盆地北縁の有馬高槻断層帯あたりで発生して南へ伝播する表面波や、盆地南東縁で発生して北西へ伝播する表面波が重なり判別が難しいため、さらなる検討が必要である。

- EW、および、UD 成分で初動の約 5 秒後あたりの波は、盆地外の地点の合成波形にも見られることから、地殻構造中で作られた波であり、SV 波が地表面で変換した sP 波であるとみられる。産総研 2003 モデルでは振幅が過大評価であるが、大大特 2006 モデル β 版では概ね整合していることから、少なくともこの面については大大特 2006 モデル β 版の地殻構造モデルのほうが良いと言える。

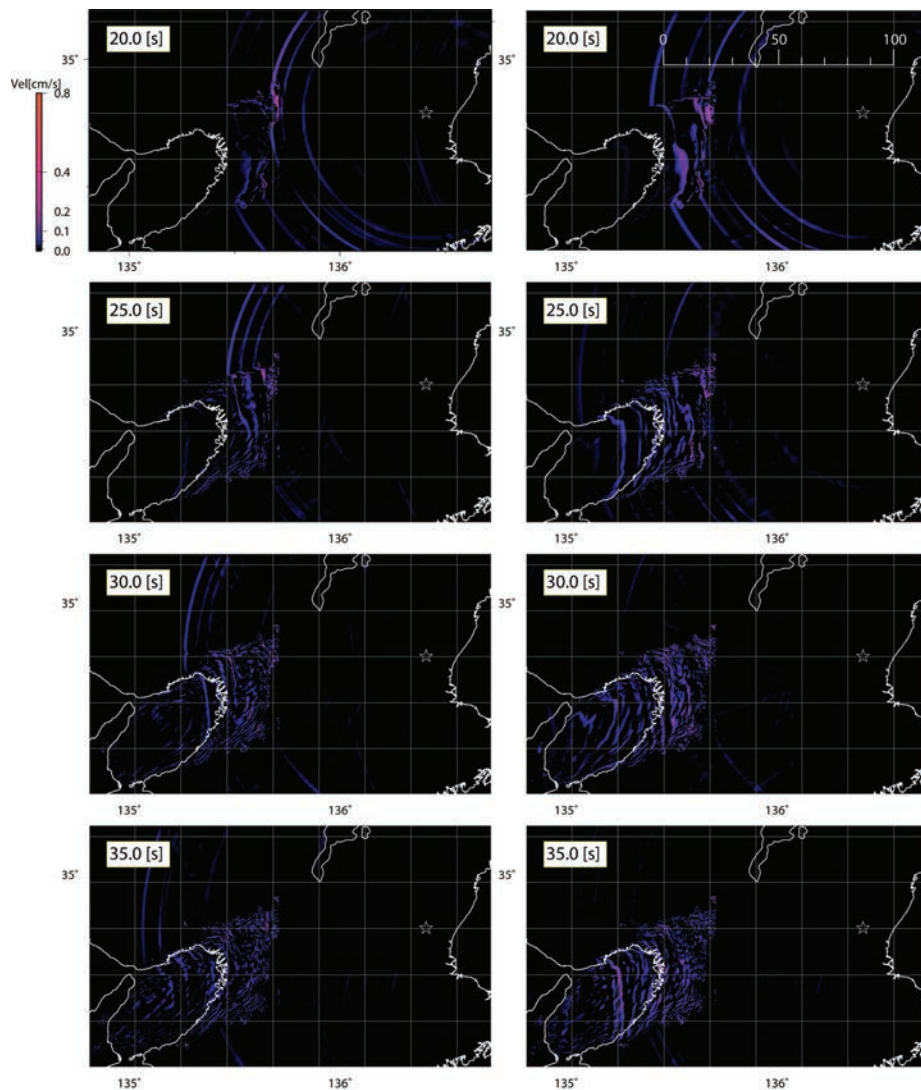


図 5 産総研 2003 モデルによるフォワードモデリングの各時刻における速度波形振幅分布。左が NS 成分、右が EW 成分の振幅。星印は震央位置。

c) レシーバー関数法による PS-P 時間の検討

レシーバー関数の計算には、上下動成分と radial 成分とが必要なため、地震計の設置方位がある程度正確であることが求められる。そこで、地震計の設置方位をまず検討した。具体的には、設置方位が明らかになっている観測点（以下、基準観測点と称する）での観測記録と、設置方位を検証したい観測点（以下、検証対象観測点と称する）での観測記録との相互相関を用いた（例えば、汐見ほか, 2003）。検証対象観測点の地震計の設置方位が元々想定されている方位から実際には θ だけ回転していると仮定して東西・南北方向の地動に分解して各成分の相互相関を計算した。そして、相互相関が最大となる θ の値をグリッドサーチで探索した。 θ の探索は 0（ずれなし）から 359 度までを 1 度刻みで実施した。

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の地震記象を解析対象とした。収録された記録を 0.03-0.06Hz のバンドパスフィルターに通した後に、加速度記録の場合には速度へ数値積分し、主として表面波からなると考えられる部分を切り出して解析した。なお、2011 年東北地方太平洋沖地震の地震記象の記録時間が短く、表面波部分からなると思われる部分が切れているか、記録自体が存在しない観測点では、2004 年紀伊半島沖地震 (M7.4) の地震記象を使用して推定した。

本研究の基準観測点は関西地震観測研究協議会の強震観測点と(独)防災科学技術研究所の F-net 観測点で、検証対象観測点は大阪府の震度計および(独)防災科学技術研究所の K-NET 観測点と KiK-net の地表観測点のうち大阪府内にあるものである。これら観測点の分布を図 6 に示す。

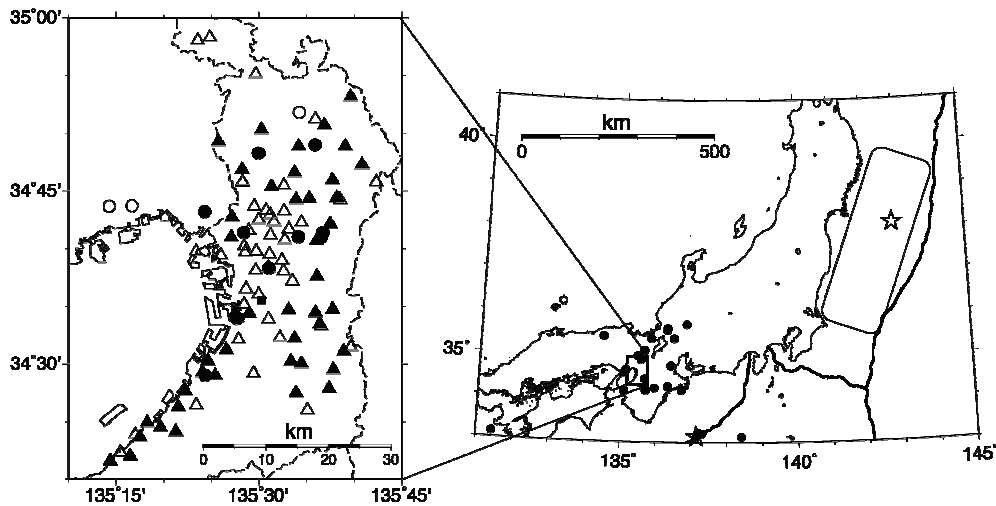


図 6 (左) 使用した観測点の分布。○および●は設置方位が既知で、設置方位推定のための基準観測点で、△および▲は設置方位を推定した観測点。■は設置方位が既知だが、基準観測点とはしなかった観測点。黒く塗りつぶした観測点においてレシーバー関数を計算した。(右) 解析に用いた地震の震央分布。☆：設置方位推定のために用いた地震の震央。2011 年東北地方太平洋沖地震については、概略の震源域を併せて記した。●：レシーバー関数を計算するために用いた地震記録の震央。

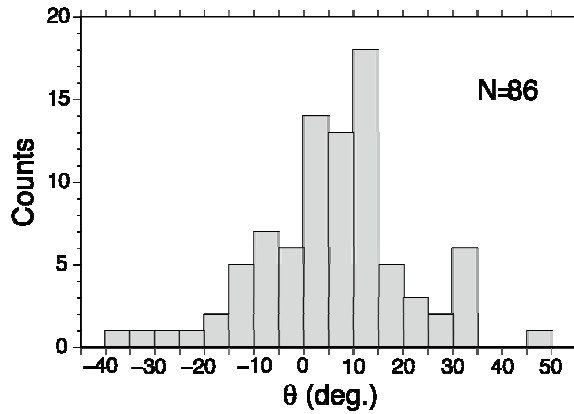


図7 推定された角度のヒストグラム。 θ の定義は本文を参照のこと。

推定された設置方位をヒストグラムにまとめたものを図7に示す。ここで、 θ の値は反時計回りを正として示している。元々想定されている設置方位は北および東が正であるので、設置方位が θ であるとされた地震計は、真北を向いているとされている地震計が反時計回りに θ だけ回った方向を向いていると推定されたことを意味する。推定された設置方位は、 θ が0である bin を中心に分布しているというよりはやや正に寄り、-5 から 20 度にもわたる複数の bin に6割の地震計が集中している。また、最大のずれは45度と推定され、45度を超えて回転していると推定された観測点はなかった。

次に、推定された設置方位を加味してレーザー関数を計算した。使用した観測点を図6の左側のパネルで黒塗りで示す。また、対象とした自然地震の震央を図6の右側のパネルで●で示す。レーザー関数を計算する区間を切り出すための基準となるP波の到達時刻は、全て目視で読み取った。レーザー関数の計算は宗田ほか(2001)によるもので、周波数領域でスタックしている点の特徴である。

得られたレーザー関数の例を図8に示す。推定された設置方位を用いたものと、元々想定されていた設置方位によって計算したものの両方を示した。今回の場合、設置方位で補正しても、ピークが出現する時刻が変わらない。したがって、走時だけを対象に議論する場合には、補正の有無で結論が変わることはないと考えられる。一方、推定され

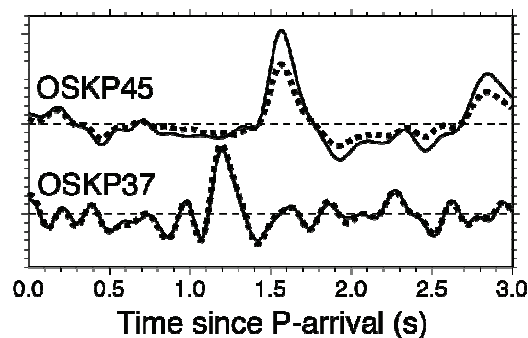


図8 得られたレーザー関数の例。実線は推定された設置方位を用いて計算したレーザー関数で、破線は元々想定されていた設置方位を用いて計算したもの。OSKP45 および OSKP37 の θ (定義は本文参照のこと) はそれぞれ 32 度、-9 度。

た設置方位が当初想定されたものと 30 度ほど異なる場合（図 8 の 0SKP45）では、補正することにより、波形の振幅がより大きく、ピークもより明瞭になることがわかる。したがって、地震基盤におけるインピーダンス=コントラストなどの振幅を含んだ議論を行う場合には、設置方位を考慮することが必要であると考えられる。レシーバー関数の最も振幅が大きいところを地震基盤における PS 変換波が到達する時刻と見做して、この時刻を観測点ごとに読み取り、地盤構造モデルの堆積層内を鉛直に伝播するとして計算される PS 変換波が P 波からの相対的な到達時間（以下、PS-P 時間と記す）と比較した。比較に用いた地盤構造モデルは大阪府(2005)と J-SHIS に収録されている Iwata et al. (2008)である。

得られた結果を図 9 に示す。地盤構造モデルごとに傾向が異なることが読み取れる。Iwata et al. (2008)によるモデルでは、湾岸地域において観測値と調和的な残差の小さい観測点が多いのに対して、山地側で残差が大きい観測点が目立つ。このほか、北摂山地近くの観測点で残差が大きい観測点が 1 つ認められる。一方、大阪府(2005)では、淀川河口付近、大阪平野南部の湾岸地域、および金剛山地側で残差がやや大きい観測点が分布している。また、北摂山地近くの観測点で残差が大きい観測点が 1 つ認められる点は、Iwata et al. (2008)と同様である。

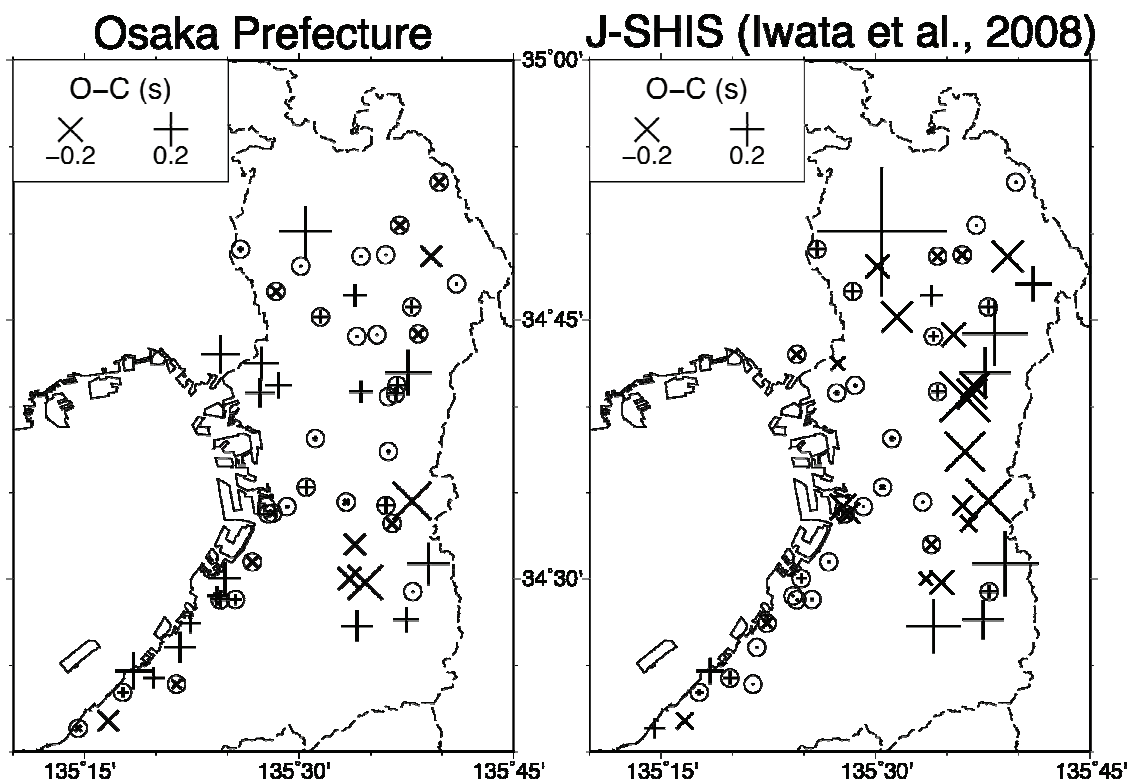


図 9 レシーバー関数で得られた PS-P 時間と、既存地盤構造モデルから計算される PS-P 時間の比較。(左) 大阪府 (2005) で計算した結果と観測値を比較した結果。(右) J-SHIS に収録された Iwata et al. (2008) より計算された結果と観測値を比較した結果。

Iwata et al. (2008)と大阪府(2005)で共通しているのは、大阪平野南東部で残差が大きい観測点が目立つことである。これら2つの地盤構造モデルを構築するにあたって用いた物理探査データの分布を見ると、平野内の他地域と比べて、用いたデータ（特に、地震波探査や微動アレイ探査など、地震波速度に関するデータ）がほとんどないことがわかる。したがって、データの不足が主因と考えられ、本重点調査で昨年度なされた微動アレイ探査の結果などを取り入れることにより、改善されることが期待される。

2) 連続微動観測と地震波干渉法

a) 連続微動観測の概要

平成22年度より、微動アレイ探査や中小地震記録の解析・波形モデリングなどの従来の調査手法に加え、連続微動観測を開始している。取得された連続微動観測記録に地震波干渉法を適用し、大阪堆積盆地内の地震波伝播特性の抽出と地盤構造モデルの検証・改良を行うことを目的としている。地震波干渉法の概要は平成22年度の成果報告書に詳述されている。

このような調査を行うためには、微動を長期間にわたり観測することが必要になる。観測期間が長いほど、非定常なノイズによる影響が相殺されることと、観測条件が地震波干渉法の理論的前提である、微動源がアレイ外に均質に分布しているとの仮定に近づくため、S/N比のよい信頼できる2点間グリーン関数を抽出することが期待される。地震波干渉法は連続微動観測装置を対象地域内に展開することで、任意の測線の2点間グリーン関数を得ることができるという利点があり、均質に空間的な情報を得ることができる。微動アレイ探査とは異なる地震波干渉法の利点としては、空間的に広い領域を対象とすることができ、位相速度や群速度の情報のみならずグリーン関数の波形情報をモデリングに直接使用することから、三次元構造も評価できる可能性をもっている。

連続微動観測装置は、小型広帯域速度計センサー、低消費電力連続データ収録装置、GPSアンテナ、無停電電源装置(UPS)、AC電源ケーブル(防水対応)、及び観測装置収納用のプラスチック製コンテナで構成される(図10)。これらは、市役所等の震度観測点近傍の屋外やガレージなどに、プロジェクトの期間中臨時に設置するものであるため、設置に要する面積が小さく、取り扱いが容易で、低消費電力のものである必要がある。平成23年度は平成22年度に観測を開始した10地点と同一仕様の連続微動観測装置を5地点分新規に調達し、現地での観測を開始した。

昼間の標準的な微動レベルが都市域で約 10^{-5} m/s、都市周辺部で約 10^{-6} m/sであることから、微動レベルの低い地点や時間帯によっても十分なS/N比で観測を行うことができるものである必要がある。センサーの1成分あたりの仕様は以下の通りであり、3成分(水平動2成分及び上下動成分)のVSE-15D6K速度計センサーを1つの収納ケース(電源装置と接続ケーブル端子を内蔵し、レベル調整ができるもの)に組み込むことにより観測を行う。

- | | |
|--------|--------------------------------------|
| ・型式 | (株)東京測振 VSE-15D6K |
| ・測定周波数 | 0.1 ~ 70 Hz |
| ・測定レンジ | ±0.1 m/s |
| ・感度 | 100 V/m/s (Low) 及び 1000 V/m/s (High) |

- ・直線性 0.03% of Full scale
- ・分解能 約 2×10^{-6} gal
- ・ダイナミックレンジ 140 dB
- ・消費電流 15 mA (15V DC、1成分あたり)
- ・感度の温度係数 0.01 %/°C
- ・零点移動の温度係数 0.05 %/°C

連続データ収録装置は、速度計センサーから出力される信号を長期間にわたり連続的に記録することが求められる。観測データは連続データ収録装置において記録媒体（今回導入した装置の場合はSDHCカード）にオフラインで保存し、定期的に現地を訪問してカードを交換する観測方式とした。連続データ収録装置の仕様は以下の通りである。

- ・型式 白山工業（株）LS-8800
- ・入力チャンネル数 3チャンネル
- ・信号入力レンジ ± 5 V（差動入力）
- ・形式分解能 24ビット（ $\Delta - \Sigma$ 型AD）
- ・ダイナミックレンジ 128 dB
- ・サンプリング周波数 100 Hz または 200 Hz
- ・フィルタ位相特性 線形位相または最小位相
- ・記録媒体 32 GB SDHC カード（class10）
- ・時刻校正方式 GPS による時刻校正
- ・データ形式 WIN 型式
- ・消費電力 0.25 W

この観測には商用電源（単相 100 V）を使用するため、雷サージや不測の停電による観測中断や観測装置の故障を防ぐため、商用電源と連続データ収録装置の間に UPS を設置した。また、屋外での連続観測にも耐えられるよう防水仕様の屋外用 AC 電源延長ケーブルを準備した。連続データ収録装置と UPS は市販のプラスチック製コンテナに収納した。

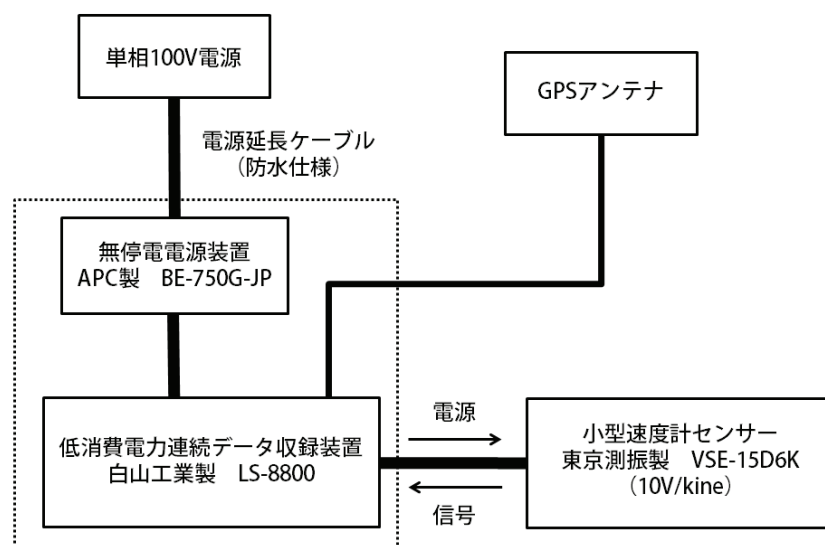


図 10 連続微動観測装置の構成

b) 連続微動観測装置の設置及びデータ回収

平成 22 年度に開始した大阪平野全域での 10 地点による臨時観測網を補完するため、平成 23 年度は大阪市内を中心に新たな観測点を選定し、観測を開始した。2012 年 3 月末時点で 15 観測点で連続微動観測を実施している。上町断層帯の下盤側（地表断層トレースの西側）、上盤側（地表断層トレースの東側）及び周辺の平野域にバランスよく観測点を配置し、2 点間を結ぶ測線が対象領域に稠密に分布するよう配置している。これらの観測点の位置を表 1 及び図 11 に示している。図 11 の青い▲印が観測点であり、これら 15 観測点による 2 観測点ペアの組み合わせ 105 測線を地図中に実線で示す。地図には文部科学省による大都市大震災軽減化特別プロジェクト（平成 14～18 年度）で構築された大阪堆積盆地構造モデル（Iwata et al., 2008）の基盤深度をカラーコンターで示すとともに、独立行政法人産業技術総合研究所活断層・地震研究センターから公開されている活断層データベース（産業技術総合研究所, 2009）に収録されている従来の上町断層帯の地表トレースを茶色の実線で示している。観測点間距離は最短で 3.1 km（UEMC11 天王寺－UEMC15 阿波座）、最長で 47.1 km（UEMC08 門真－UEMC14 田尻）となっている。

15 地点のデータ収録装置に蓄積された観測記録を約 2 ヶ月に 1 回程度の頻度で回収し、センサーの不具合などを確認するとともに、必要に応じてセンサーの調整や収録装置のファームウェアの更新、時刻同期のための GPS アンテナの調整などを実施した。1 観測点のデータは WIN 形式（バイナリ圧縮）で 1 分あたり約 37 KB であり、1 日あたり約 57 MB となる。したがって、1 観測点の 1 年分の連続微動記録はオリジナルの波形データで約 20 GB の容量である。

写真 1 は UEMC15 観測点（阿波座）における連続微動観測装置の設置状況である。この例では、写真の左側のプラスチック製コンテナを用いたカバーの内部に速度計センサーが設置されている。図 12 は UEMC11～UEMC15 観測点において記録された微動波形の一例である。大阪湾岸の UEMC13 観測点（此花）では、内陸部の観測点に比較して長周期成分に富む微動が観測されていることが分かる。

この連続微動観測では地表面の震動を連続的に記録しているため、さまざまな地震による波形も記録されている。図 13 は 2011 年 10 月 9 日 16 時 18 分に大阪府南部の深さ 12 km で発生した地震 (M_{JMA} 3.9) の際に UEMC01～UEMC08 で観測された速度波形記録である。UEMC02（松原）及び UEMC06（大阪狭山）では最大速度が 1 cm/s を超えている。この地震の震央は堺市南区付近であり、気象庁が決定した発震機構解によれば、ほぼ北東－南西圧縮の横ずれ型の地震（走向 17/109、傾斜 73/86、すべり角 176/17）であった。この地震の震源に最も近い UEMC06（大阪狭山）で S-P 時間は約 2.0 秒であった。上下動（UP）には盆地底部における SP 変換波と考えられる相が明瞭に現れており、SP 波と S 波の時刻差は、堆積層厚の厚い UEMC02（松原）、UEMC03（岸和田）、UEMC04（和泉）、UEMC05（堺）、UEMC07（八尾）で 1.2～1.5 秒程度、相対的に薄い UEMC01（吹田）や UEMC08（門真）では 1.0 秒前後、UEMC06（大阪狭山）では約 0.7 秒である。

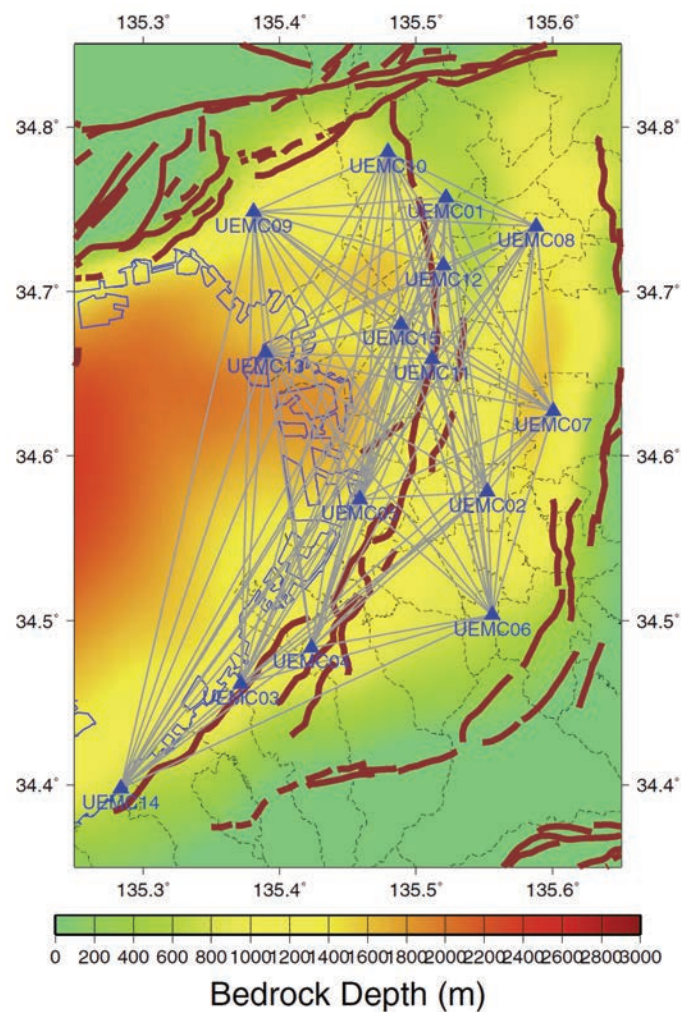


図 11 連続微動観測点の配置図

表 1 本調査観測による連続微動観測点（緯度と経度は世界測地系による）

観測点コード	観測点名	緯度（北緯）	経度（東経）	標高（m）
UEMC01	吹田	34.7570°	135.5218°	3
UEMC02	松原	34.5782°	135.5521°	20
UEMC03	岸和田	34.4614°	135.3715°	7
UEMC04	和泉	34.4836°	135.4233°	20
UEMC05	堺	34.5736°	135.4588°	4
UEMC06	大阪狭山	34.5035°	135.5557°	84
UEMC07	八尾	34.6272°	135.6005°	9
UEMC08	門真	34.7396°	135.5879°	2
UEMC09	尼崎	34.7485°	135.3809°	5
UEMC10	豊中	34.7848°	135.4794°	24
UEMC11	天王寺	34.6591°	135.5118°	16
UEMC12	桜之宮	34.7159°	135.5199°	1
UEMC13	此花	34.6628°	135.3896°	7
UEMC14	田尻	34.3977°	135.2836°	5
UEMC15	阿波座	34.6800°	135.4887°	1

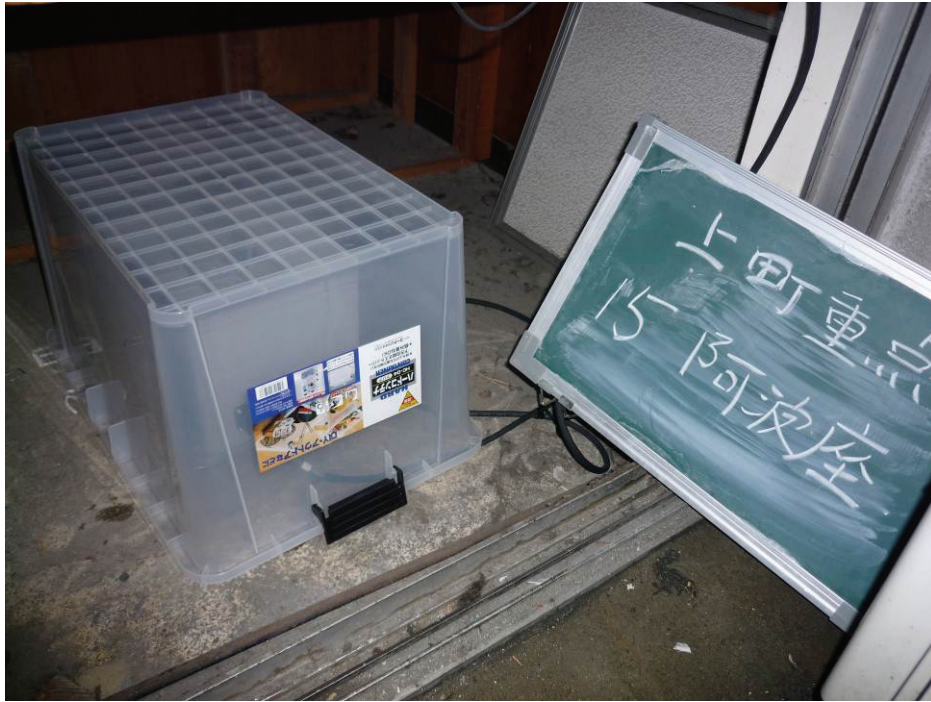


写真1 連続微動観測装置の設置状況 (UEMC15 地点)

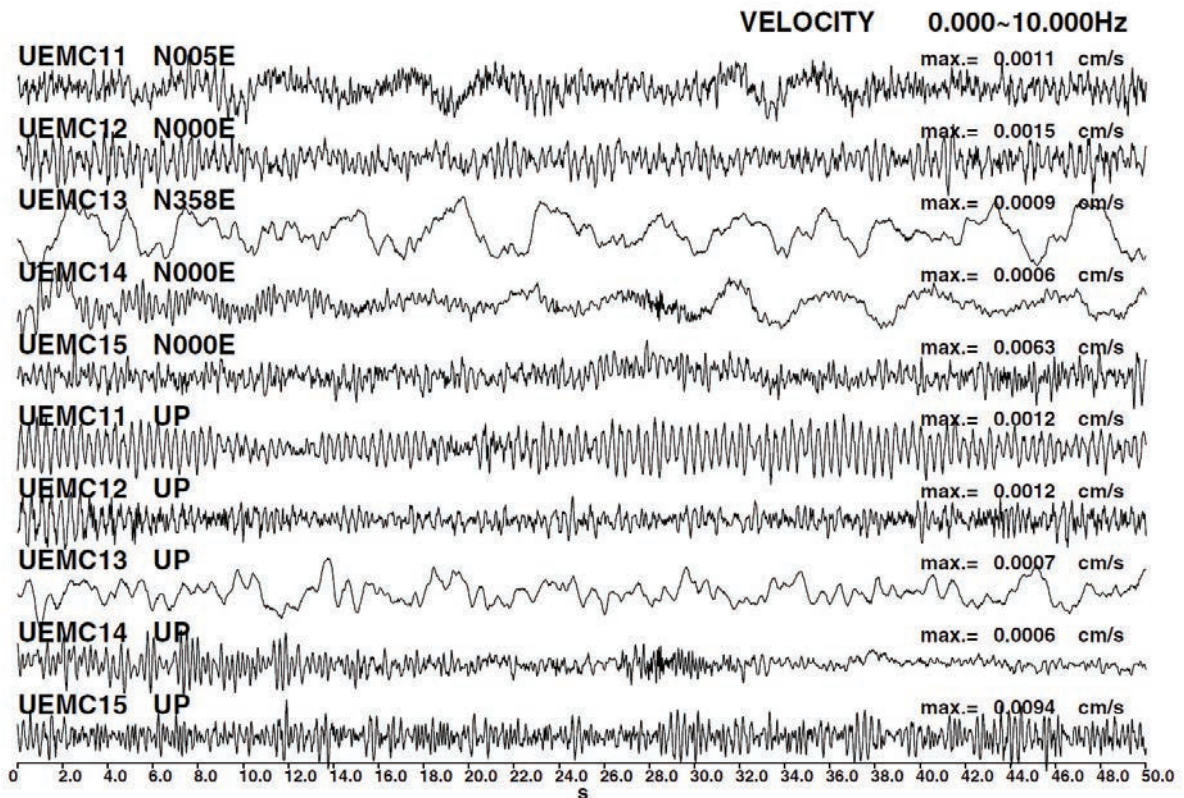


図12 平成23年度新設地点UEMC11~UEMC15において同時刻に観測された微動波形の例 (速度、0.0~10 Hz、NS成分及びUD成分)

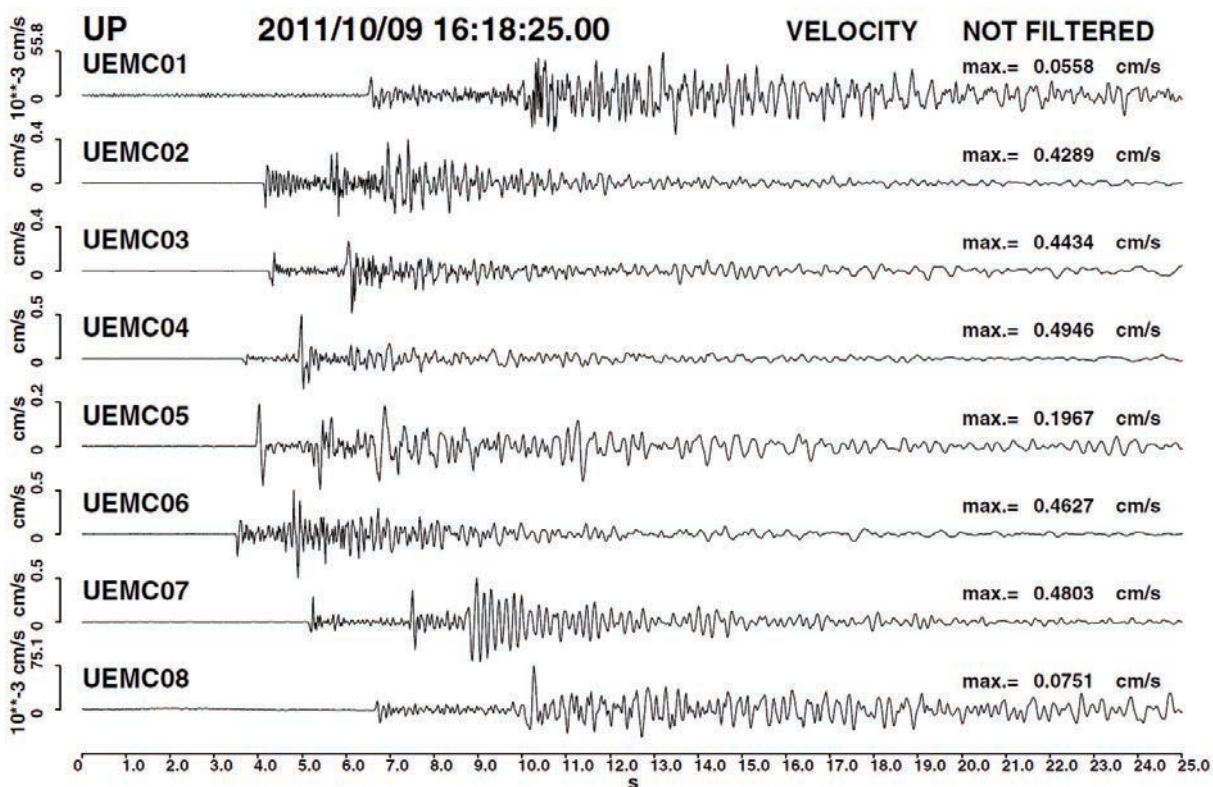
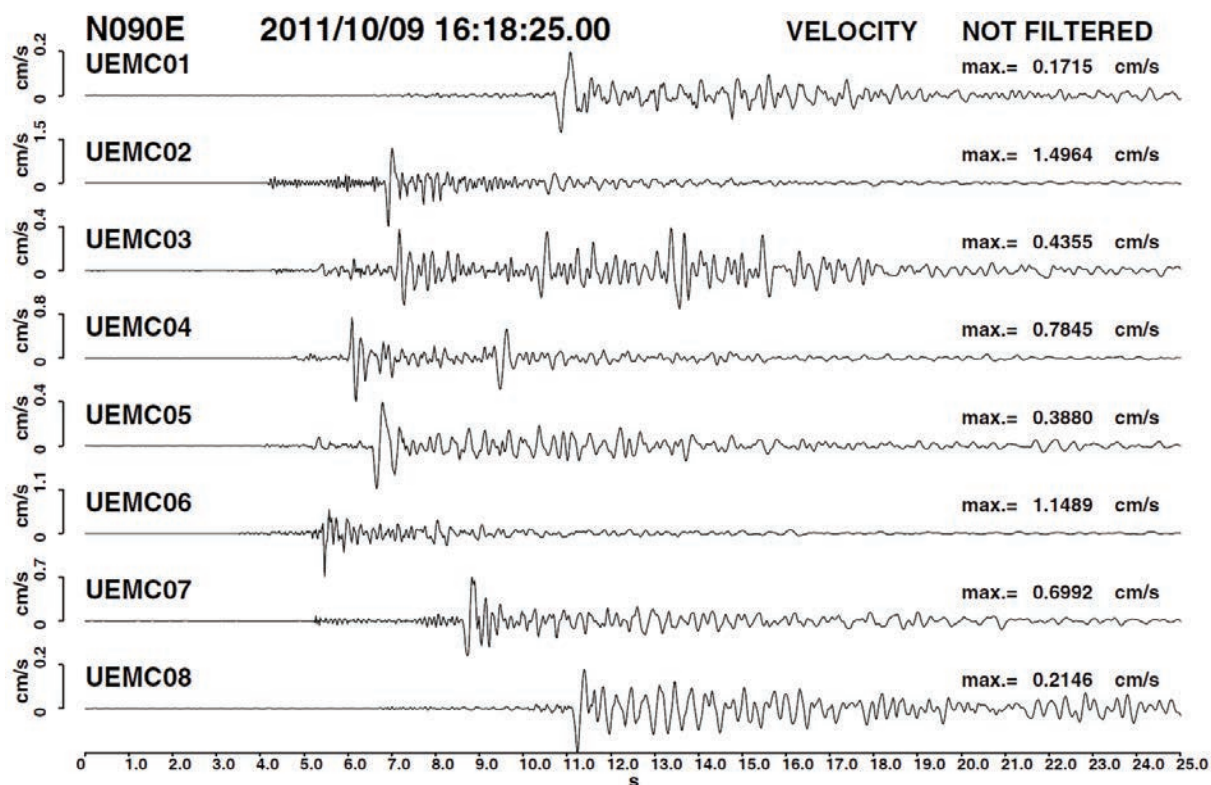


図 13 2011 年 10 月 9 日 16 時 18 分発生の大阪府南部の地震 ($M_{JMA} 3.9$) の観測波形例
(上段 : EW 成分、下段 : UD 成分)

c) 観測点間グリーン関数の抽出

理論的には、2観測点の周囲に微動源が均質に分布していると仮定したとき、2点間の微動（変位）の相互相関関数のアンサンブル平均の時間微分から2点間の（変位）グリーン関数が得られること、また、微動（速度）の相互相関関数のアンサンブル平均から2点間の（速度）グリーン関数が得られることが期待される（例えば、Snieder, 2004; Wapenaar and Fokkema, 2006）。理想的な条件で得られるべき相互相関関数は時間原点に関して対称であり、正の時刻と負の時刻がそれぞれグリーン関数の因果（causal）成分と反因果（anti-causal）成分に対応する。本研究では、以下の手順で連続微動観測記録を解析した。

まず、連続記録を時間長 30 分の区間に分割した。各々の区間の先頭時刻は 15 分ずつずらしている。つまり、0 時 00 分～0 時 30 分、0 時 15 分～0 時 45 分、0 時 30 分～1 時 00 分といった要領でデータセットを準備した。各区間の微動波形記録について零線補正を行い、次に、NS (X) 及び EW (Y) 成分の記録を Radial (R) と Transverse (T) 成分に回転した。基線の長周期変動の影響を除去するため、周波数 0.08～2 Hz（周期 0.5～12.5 秒）の帯域通過フィルターを適用した。このようにして得られた時刻歴波形をフーリエ変換し、周波数領域でスペクトルホワイトニングを行った。周波数領域で2点間の9成分（Z-Z, Z-R, Z-T, R-Z, R-R, R-T, T-Z, T-R, T-T）のクロススペクトルを計算し、フーリエ逆変換によって相互相関関数の時刻歴を得た。ここで、Z-R とは観測点 A の Z 成分と観測点 B の R 成分のクロススペクトルを表す。つまり、2点間グリーン関数としては、観測点 A で Z 方向に加振したときの、観測点 B における R 方向の応答に対応する。最後に、得られた各区間の相互相関関数を時間領域でスタッキングした。

図 14 に地震波干渉法解析により得られた2点間の相互相関関数の例を示す。図 14 左図が UEMC06（大阪狭山）と UEMC09（尼崎）の2点間（観測点間距離 31.6 km）、右図が UEMC09（尼崎）と UEMC13（此花）の2点間（観測点間距離 9.5 km）の9成分の相互相関関数である。得られた相互相関関数を2点間のグリーン関数として取り扱おうと、左図の UEMC06-UEMC09 の例では、Z-Z、Z-R、R-Z、R-R 成分の Lag Time 50 秒付近に見られる波群が2点間を伝播する Rayleigh 波、T-T 成分の Lag Time 80 秒付近に見られる波群が2点間を伝播する Love 波に対応すると考えられる。右図の UEMC09-UEMC13 の例でも同様である。

図 15 は UEMC09 観測点を基準として、他の各観測点との2点間グリーン関数を観測点間距離で並べて示している。左図が R-R 成分、右図が T-T 成分である。この図からも連続微動観測から得られた2点間グリーン関数に見られる顕著な波群は、大阪堆積盆地内を伝播する表面波の性質を有している信号であると判断することができる。

図 16 はここで得られた2点間グリーン関数にマルチプルフィルタ解析(Dziewonski et al., 1969)を適用し、周期帯別のエンベロープを求めたものである。観測点間距離をエンベロープの最大値を取る時刻で割ることにより、その周期での波群の群速度が与えられる。図 16 の左図が R-R 成分、右図が T-T 成分であり、上段が UEMC05（堺）と UEMC09（尼崎）を結ぶ測線、下段が UEMC09（尼崎）と UEMC13（此花）を結ぶ測線の解析例である。UEMC05-UEMC09 の T-T 成分（Love 波）では、周期 6 秒付近で群速度が急変し、Love 波のエアリー相に対応する。

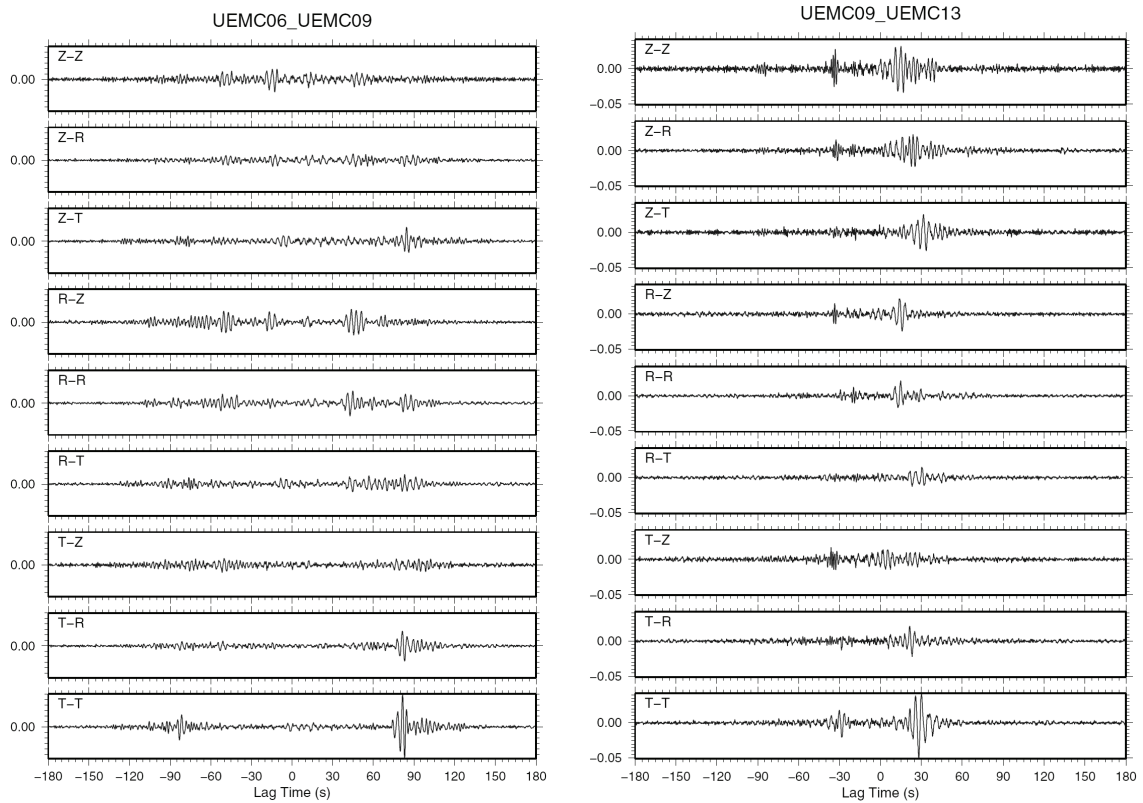


図 14 地震波干渉法により得られた 2 点間の相互相関関数の例
 (左 : UEMC06 大阪狭山-UEMC09 尼崎、右 : UEMC09 尼崎-UEMC13 此花)

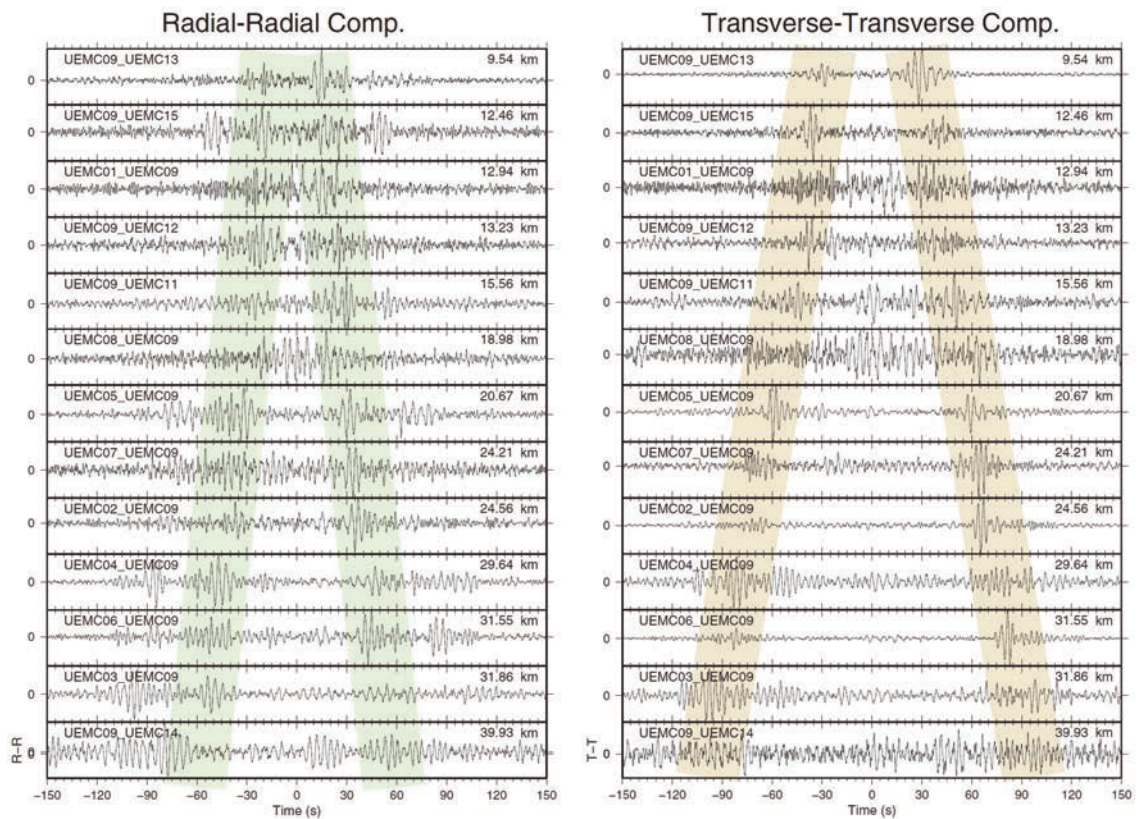


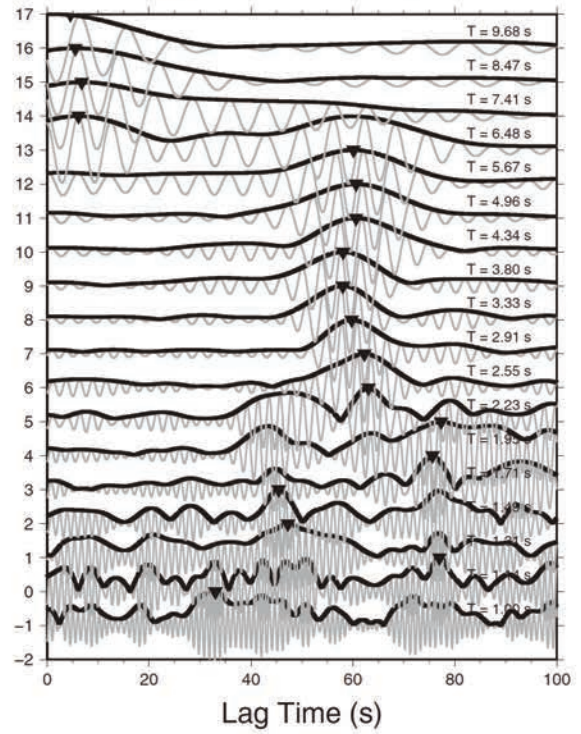
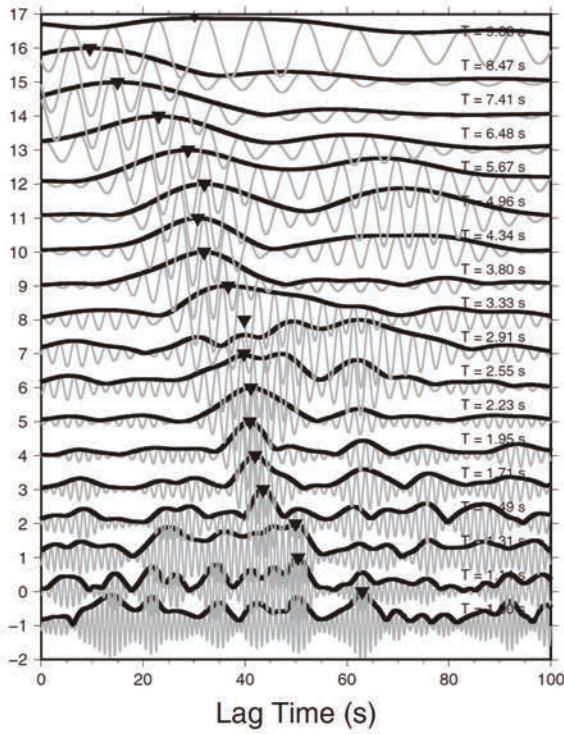
図 15 UEMC09 (尼崎) 観測点を基準とした各測線の相互相関関数
 (左 : Radial-Radial 成分、右 : Transverse-Transverse 成分)

Radial-Radial Comp.

Transverse-Transverse Comp.

UEMC05_UEMC09

UEMC05_UEMC09



UEMC09_UEMC13

UEMC09_UEMC13

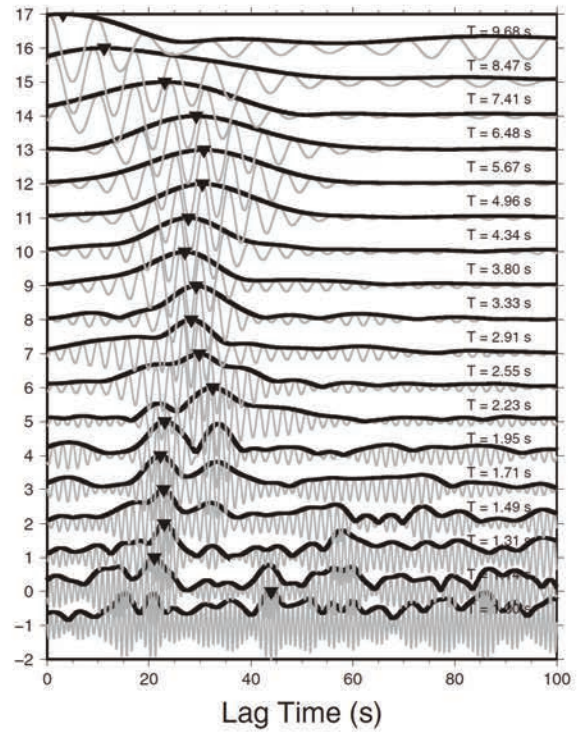
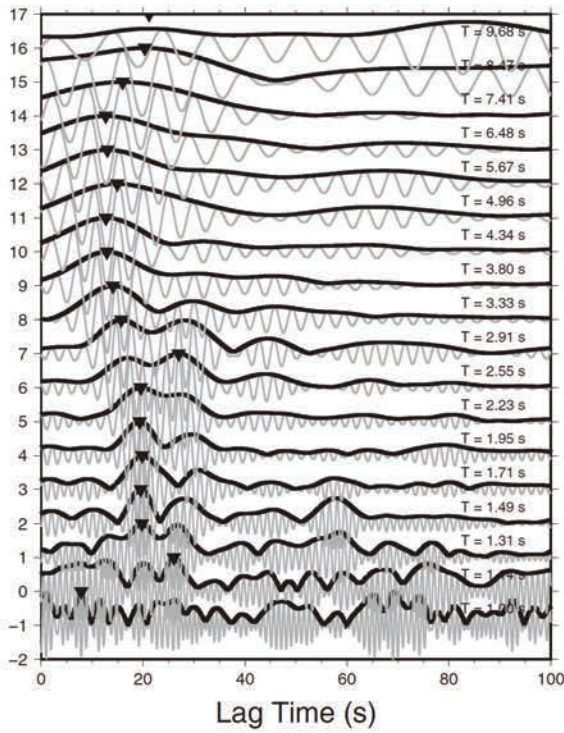


図 16 マルチプルフィルタ解析による周期帯別のエンベロープの例
(左 : Radial-Radial 成分、右 : Transverse-Transverse 成分)

3) 微動アレイ探査

a) 実施方法

平成 22 年度に微動アレイ探査を実施した 6 点のうち、高精度のセンサーによる観測の必要性が指摘されていた YNG：泉大津市夕風町、および、観測アレイが構造変化点（羽曳野撓曲）を跨いでしまっていた HBK：羽曳野市羽曳が丘の計 2 点にて追加の微動アレイ探査を行った（図 17）。追加探査に係るアレイ諸元を表 2 に示す。観測点位置の詳細を図 18、図 19 に示す。HBK では全観測点が羽曳野撓曲の西側（上盤側）となるよう設定した。アレイ半径および中心点は、自治体発行の 1:10000 地形図にて全観測点が公園内や道路脇となるよう選定した。その後、現地踏査を行い、観測可能性および車両往来等の安全性を確認して観測点とした。なお、観測点を正確に正三角形の頂点に配置するのは難しいため、アレイ半径の 1% 程度の位置のズレは許容した。観測に際しては、周辺住民への周知・説明、公園等の使用許可申請、所轄警察署にて道路の一時使用許可申請など必要な許認可申請を行った。なお、追加探査分が区別できるよう、YNG を YNG2、HBK を HBKU と表記する。

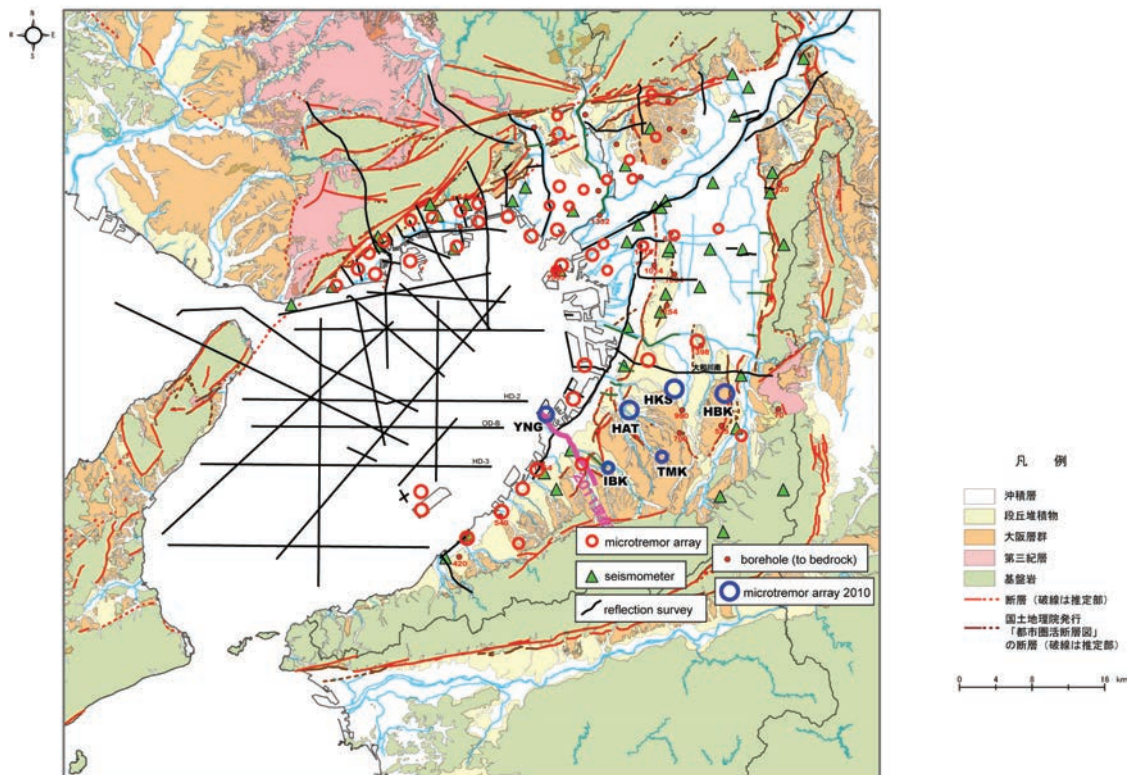


図 17 微動アレイ探査地点（青丸）と深部地下構造データ分布および地表地質

HBKU では 2011 年 4 月 14 日、YNG2 では 4 月 15 日に微動観測を行った（天候は晴）。使用機器はサーボ型速度計 VSE-15D6（株式会社東京測振製）とデータロガー LS-7000XT（白山工業株式会社製、GPS 時刻校正）であり、観測対象は上下動である。VSE-15D6 は高感度モード（1000 V/m/s）、データロガーのアンプは 10 倍、サンプリング周波数は 100 Hz とした。観測中は、地震計には風除けのプラスチックケースを被せ、設置点の地盤が軟

弱な場合にはレンガを敷いた。また、必要に応じてカラーコーンや見張り人員を配置し、安全確保に努めた。観測終了時にはデータロガーからCFカードを抜き、データを全てノートPCのHDDにコピーした。データはアレイ半径毎に整理し解析用のデータセットとした。

取得データから明らかなノイズを除いた部分についてアレイ半径毎に空間自己相関係数（SPAC係数）を計算し、第一種0次ベッセル関数とのフィッティングから位相速度を求めた。平成22年度の探査データとあわせ観測分散曲線とした。両探査地点でのSPAC係数、位相速度、観測分散曲線を図20、図21に示す。パネル下段にSPAC係数、上段に実線で位相速度、白抜き丸で最終的な観測分散曲線を示した。線色は半径によって変えてある。

表2 平成23年度追加探査分微動アレイ諸元

	アレイ半径(m)	同時観測	中心点		観測日	開始時刻	終了時刻	Fs(Hz)
		点数	緯度	経度				
YNG2-L	766	4	34.51743	135.37704	2011.05.15	9:44	12:24	100
YNG2-M	450	4	34.51831	135.37769	2011.05.15	13:25	15:00	100
HBKU-L	956	4	34.54422	135.58618	2011.05.14	10:26	12:57	100
HBKU-M	600	4	34.54213	135.59018	2011.05.14	14:08	16:00	100

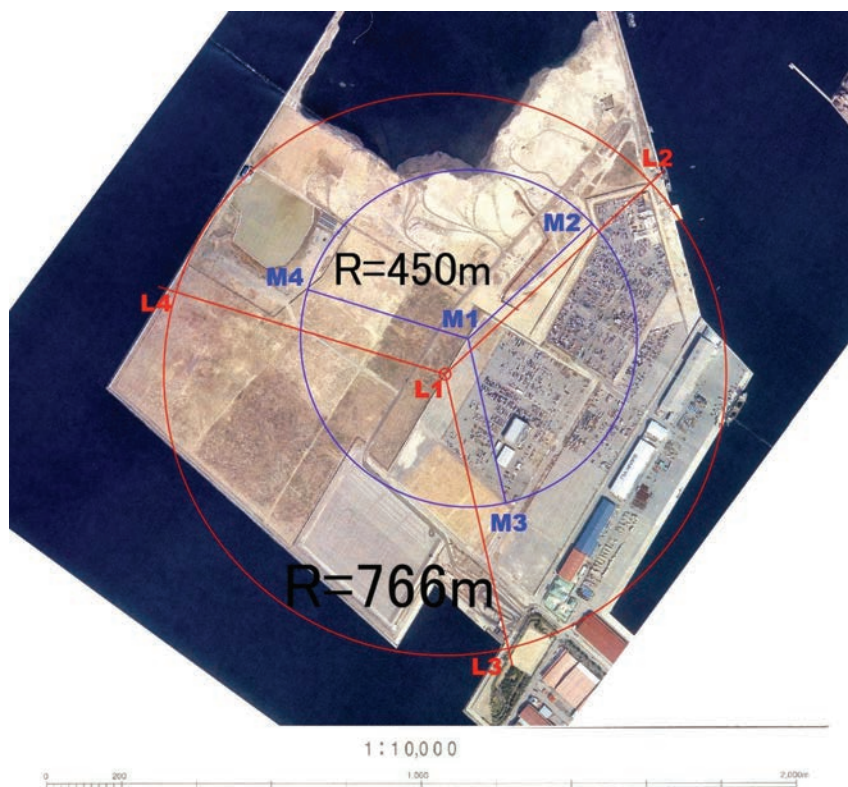


図18 H23年度YNG2アレイの観測点位置（同色の円と線分の交点）

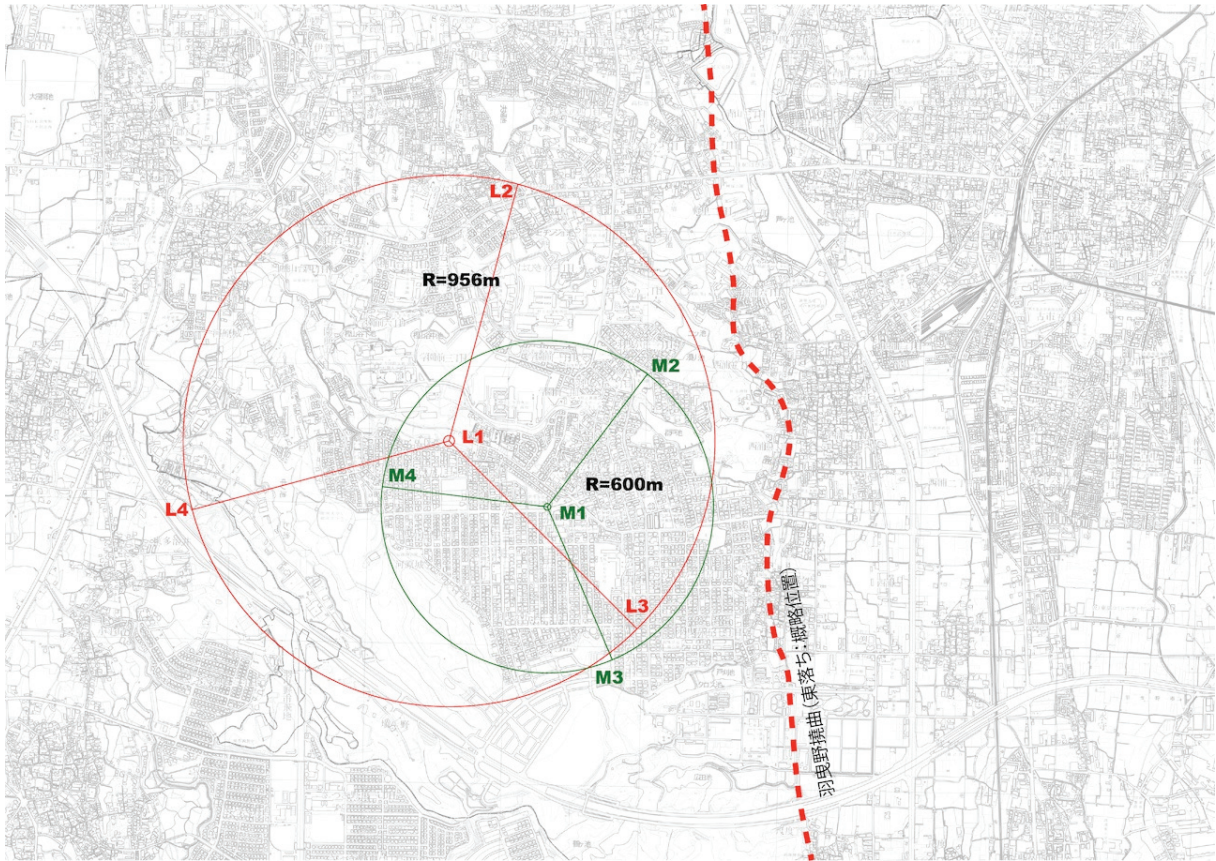


図 19 H23 年度 HBKU アレイの観測点位置 (同色の円と線分の交点)

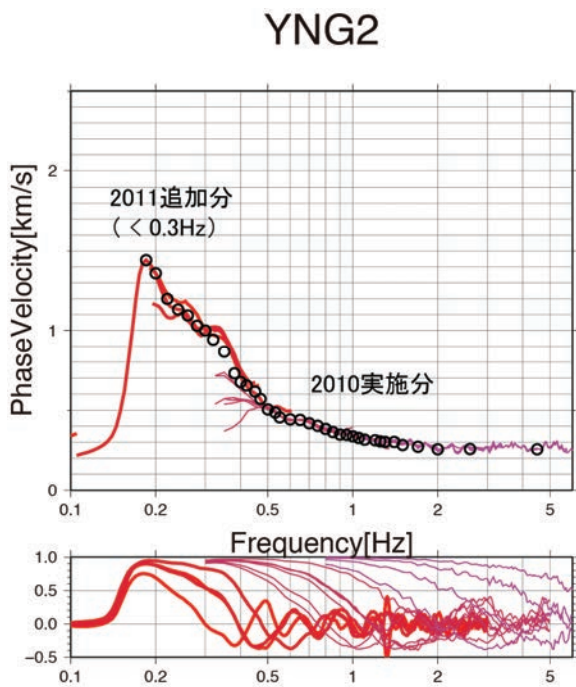


図 20 YNG2 アレイの観測分散曲線

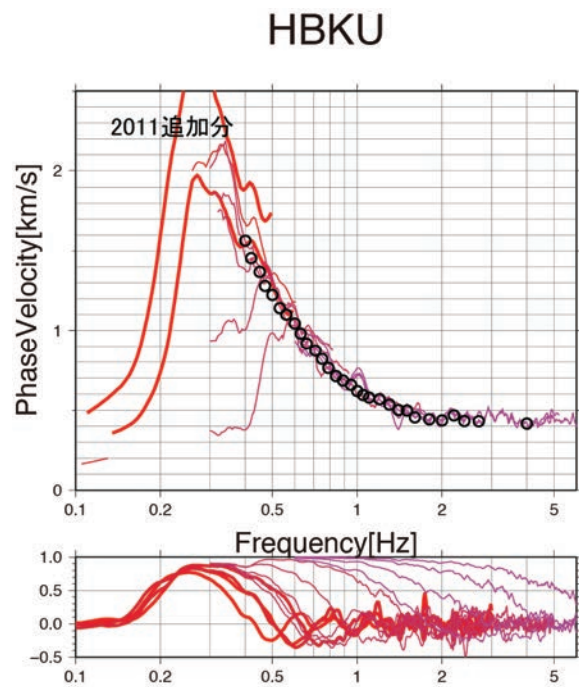


図 21 HBKU アレイの観測分散曲線

b) 成果

前節で得た観測分散曲線を満足する S 波速度構造を探索した。探索には遺伝的アルゴリズム（山中・石田，1995）を用い、モデルを 2000 回発生させて最良モデルを選定する試行を 10 回行い、残差の小さいモデルを本業務の S 波速度構造とした。探索対象の速度構造は平成 22 年度と同様に 3 層堆積層モデルと S 波速度漸増モデルの 2 系統とした。速度構造のパラメータ探索範囲を表 3 に示す。なお、P 波速度と密度は S 波速度の関数（Ludwig, 1970）として設定した。速度層の設定根拠は平成 22 年度に記したので省略する。

表 3 速度構造パラメータの探索範囲

3 層堆積層モデル		S 波速度漸増モデル	
Vs の範囲 (m/s)	層厚範囲 (m)	Vs の範囲 (m/s)	層厚範囲(m)
100-300	10-500	100-300	0-500
350	10-1,000	300-400	0-500
550	10-1,000	400-500	0-500
1,000	10-1,000	500-600	0-500
3,200	-	600-700	0-500
		700-800	0-500
		800-900	0-500
		900-1,000	0-500
		1,000-1,100	0-500
		3,200	-

探索で得られた速度構造の中から誤差の小さいものを選定して図 22～図 25 に示す。図には既往モデルとの比較例として、(独) 防災科学技術研究所地震ハザードステーション (J-SHIS) の深部地盤構造モデルおよび (独) 産業技術総合研究所の大阪堆積盆地地盤構造モデル (堀川ほか, 2003) から抽出した各探査地点の 1 次元速度構造および理論分散曲線も併せて示す。

YNG2 アレイでは、3 層堆積層モデル、S 波速度漸増モデル共に観測分散曲線をよく説明する速度構造が得られた (図 22、図 23)。平成 22 年度の結果では深度 700 m 以深の S 波速度構造にバラツキが大きかったが、今年度の結果ではバラツキは小さい。しかし、逆解析速度構造の地震基盤深度は 1,600～1,900 m 程度と、平成 22 年度大津川 P 波反射法地震探査結果 (平成 22 年度報告書) の基盤深度 (1,200 m 程度) と比較して大きい。一方、J-SHIS モデルは基盤深度が 1,300 m 程度で反射法地震探査結果と整合し、理論分散曲線 (赤線) は観測分散曲線をほぼ説明することから、YNG 地点の速度構造としてはほぼ妥当であると判断される。なお、3 層モデルの速度構造 (図 22) および S 波速度漸増モデルの速度構造 (図 23) は深度 1,300 m 付近まで J-SHIS モデルとほぼ重なっている。

HBKU アレイでは、3 層堆積層モデル、S 波速度漸増モデル共に観測分散曲線をよく説

明する速度構造が得られた(図 24、図 25)。基盤深度は 800~900 m 程度と見積もられる。HBKU では、J-SHIS モデルおよび産総研モデルの理論分散曲線は観測分散曲線より大幅に低速度となっている。両モデルとも逆解析モデルよりも常に地震波速度が小さい(図 24、25) ことが原因である。

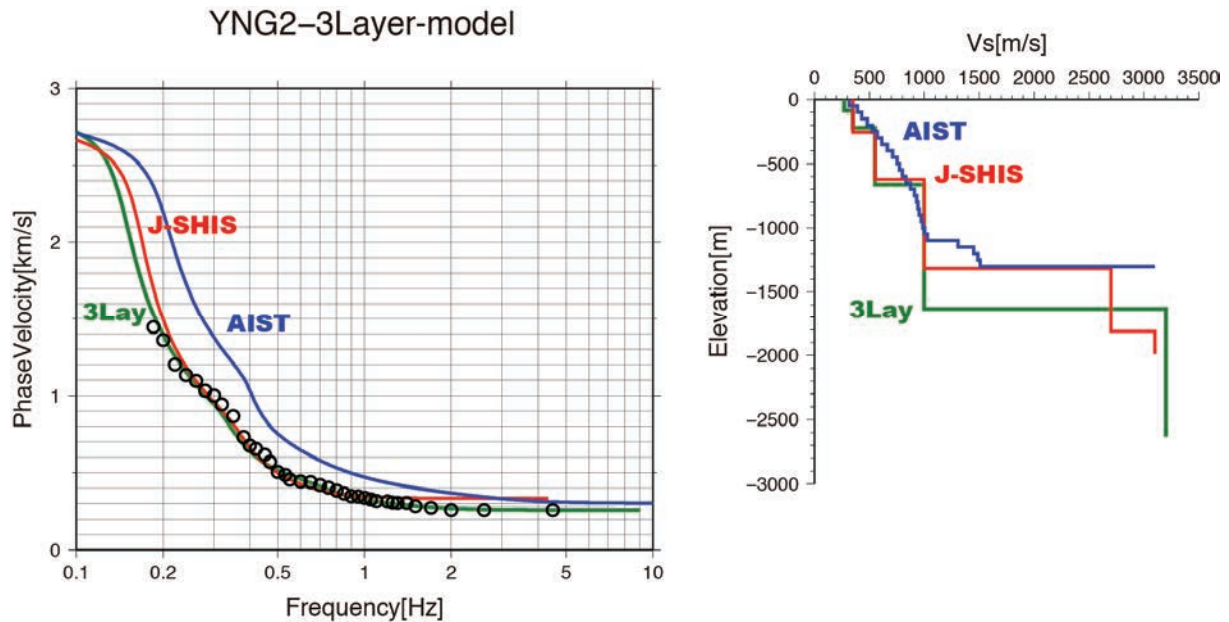


図 22 YNG2 の 3 層堆積層構造モデル

(左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤：J-SHIS モデル、青：産総研モデル)

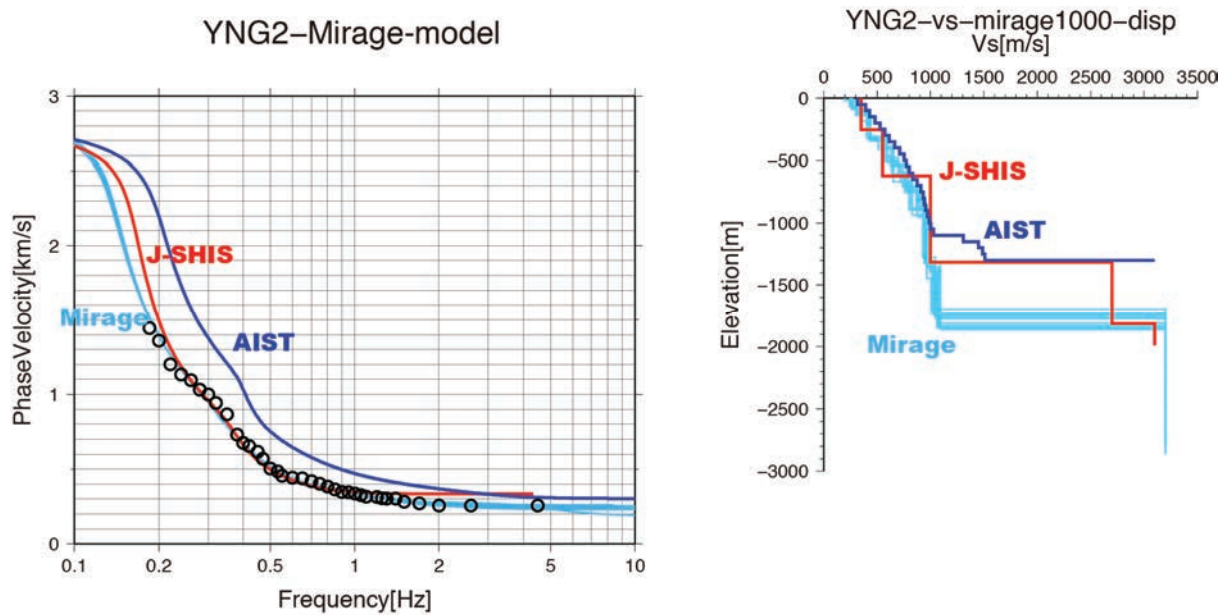


図 23 YNG2 の S 波速度漸増構造モデル

(左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤：J-SHIS モデル、青：産総研モデル)

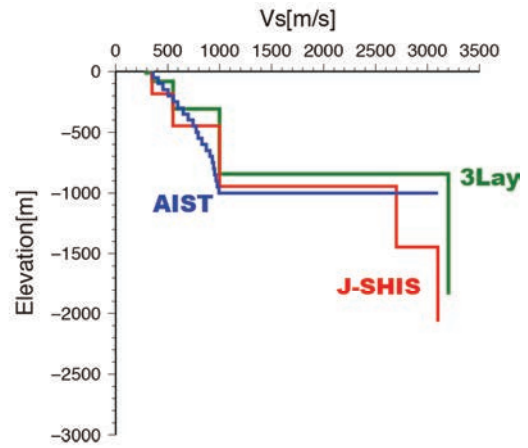
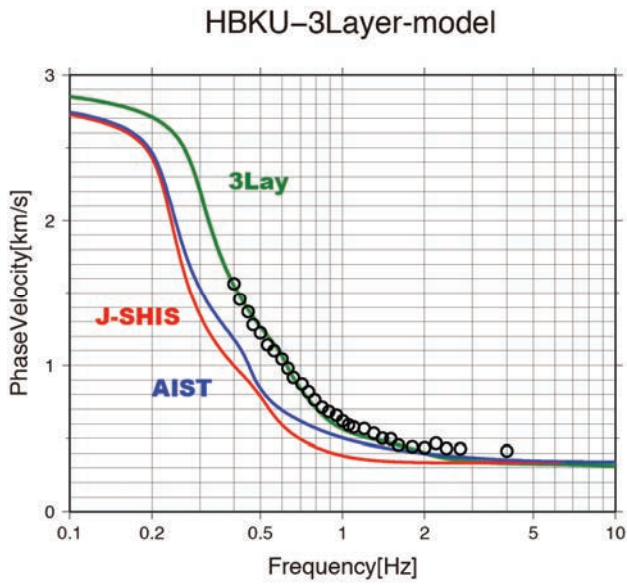


図 24 HBKU の 3 層堆積層構造モデル

(左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤：J-SHIS モデル、青：産総研モデル)

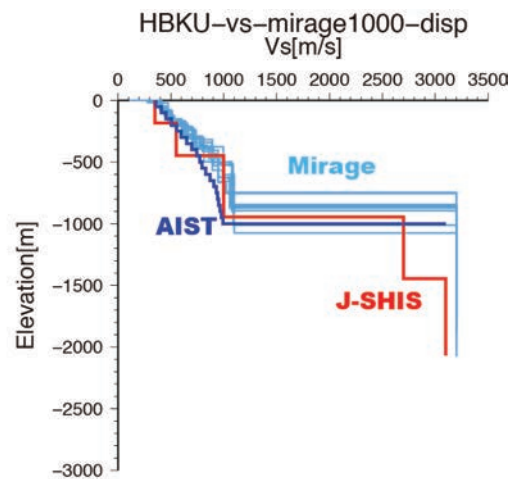
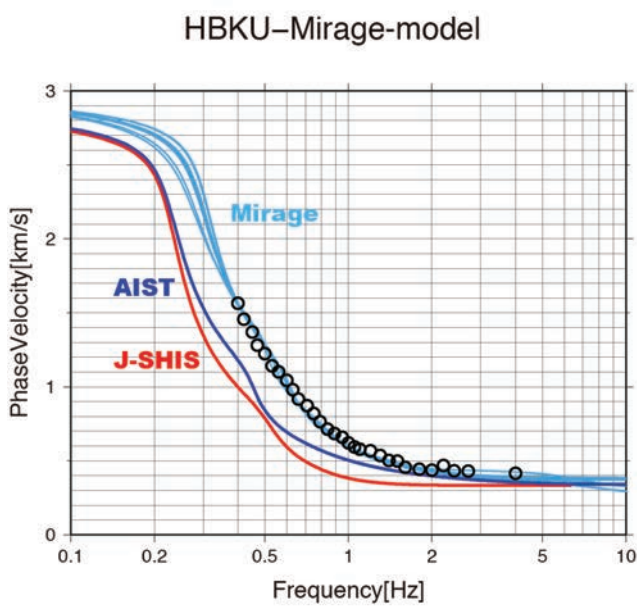


図 25 HBKU の S 波速度漸増構造モデル

(左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤：J-SHIS モデル、青：産総研モデル)

4) 単点微動観測

a) 既設強震観測点における単点微動観測の概要

1)で述べられているように上町断層帯周辺を含む大阪平野内の既存の強震・震度観測点における多数の地震波形記録が収集され、地下構造モデル高度化のための解析に用いられている。このような地震波形記録が観測された地点の地盤震動特性を把握し、地震波形記録等を用いた地下構造モデルの検証及び改良に必要な基礎的データを得るため、上町断層帯周辺部の既設強震・震度観測点 100 地点において、震度計・強震計近傍の屋外での 3 成分の単点微動観測を実施した。

地震計は Lennartz Electronic 社製速度計 LE-3D/20s (固有周期 20s、減衰定数 0.707、感度 1000 V/(m/s))、収録装置は白山工業製 LS7000-XT を用いた。収録装置のゲインは 0 dB、分解能は 24 bit、サンプリング周波数は 100 Hz と設定した。現地での観測は 2011 年 8 月 25 日から 10 月 6 日にかけて行った。各地点では微動を 30 分以上連続収録した。観測実施状況の例を写真 2 に示す。観測点近傍での通過交通量が多いなど、記録されたデータの質が十分でないと判断した 9 地点については、測定場所を見直すとともに微動の収録時間を 1 時間以上として、11 月 29 日から 12 月 2 日にかけて再観測を実施した。



写真 2 単点微動観測実施状況 (羽曳野市役所)。中央付近の白い円筒状のものが微動観測に用いた地震計 LE-3D/20s、左のマンホール内に震度計、奥の柵内が K-NET。

単点微動観測を実施した地点を図 26 及び表 4 に示す。100 地点のうち 73 地点は大阪府震度情報ネットワークの観測点であり、このほかに気象庁 07 型震度計観測点 9 地点、独立行政法人防災科学技術研究所の K-NET 11 地点及び KiK-net 5 地点、独立行政法人建築研究所の強震観測点 1 地点、港湾地域強震観測の観測点 1 地点で実施した。

表4 本調査観測による単点微動観測地点（緯度と経度は世界測地系による）

観測点コード	住所	施設名称	北緯(度)	東経(度)
OSKP01	大阪市此花区春日出北1-8-4	大阪市此花区役所	34.68335	135.45186
OSKP02	堺市堺区南瓦町3-1	堺市役所	34.57362	135.48291
OSKP03	岸和田市岸城町7-1	岸和田市役所 本庁舎	34.46095	135.37076
OSKP04	豊中市中桜塚3-1-1	豊中市役所 第二庁舎	34.78073	135.47070
OSKP05	池田市城南1-1-1	池田市役所	34.82164	135.42914
OSKP06	吹田市内本町1-23-14	吹田市南消防署	34.75682	135.52165
OSKP07	泉大津市東雲町9-12	泉大津市役所	34.50399	135.41060
OSKP08	高槻市桃園町4-30	高槻市消防本部	34.84480	135.61389
OSKP09	貝塚市島中1-17-1	貝塚市役所 本館	34.43727	135.35828
OSKP10	守口市京阪本通2-2-5	守口市役所 3号別館	34.73761	135.56471
OSKP11	枚方市大垣内町2-1-20	枚方市役所 別館	34.81506	135.65125
OSKP12	茨木市東中条町2-13	茨木市消防本部	34.81587	135.56920
OSKP13	八尾市本町1-1-1	八尾市役所 本館	34.62660	135.60185
OSKP14	泉佐野市市場東3-295-6	泉佐野市中消防署	34.40780	135.32750
OSKP15	富田林市高辺台2-1-1	富田林市消防署金剛分署	34.50059	135.57419
OSKP16	寝屋川市本町1-1	寝屋川市役所 本館	34.76591	135.62837
OSKP17	河内長野市原町396-3	河内長野市役所	34.45811	135.56465
OSKP18	松原市阿保1-1-1	松原市役所 東別館	34.57827	135.55205
OSKP19	大東市新町13-35	大東市消防本部	34.70278	135.62428
OSKP20	和泉市府中町2-7-5	和泉市役所 別館	34.48314	135.42291
OSKP21	箕面市栗生外院2-4-7	箕面市消防署東分署	34.83880	135.50414
OSKP22	柏原市安堂町1-55	柏原市役所	34.57875	135.62714
OSKP23	羽曳野市菅田4-1-1	羽曳野市役所 職員駐車場(K-NETの横)	34.55754	135.60591
OSKP24	門真市中町1-1	門真市役所 別館	34.73924	135.58789
OSKP25	摂津市三島1-1-1	摂津市役所 東別館	34.77687	135.56200
OSKP26	高石市加茂4-1-1	高石市役所 別館	34.52025	135.44234
OSKP27	藤井寺市岡1-1-1	藤井寺市役所 来庁者駐車場	34.57459	135.59819
OSKP28	東大阪市荒本北1-1-1	東大阪市役所	34.67962	135.60133
OSKP29	泉南市信達市場2012-1	泉南市消防本部	34.36657	135.27484
OSKP30	四條畷市大字中野596-1	四條畷市消防本部	34.74045	135.63672
OSKP31	交野市私部1-1-1	交野市役所 別館	34.78851	135.68018
OSKP32	大阪狭山市狭山1-2384-1	大阪狭山市役所	34.50404	135.55554
OSKP33	阪南市尾崎町35-1	阪南市役所	34.35949	135.23975
OSKP34	三島郡島本町若山台1-2-5	島本町消防本部	34.88642	135.66029
OSKP35	豊能郡豊能町余野414-1	豊能町役場	34.91913	135.49440
OSKP36	豊能郡能勢町宿野28	能勢町役場 別館	34.97200	135.41473
OSKP37	泉北郡忠岡町忠岡東1-34-1	忠岡町役場	34.48734	135.40091
OSKP38	泉南郡熊取町野田1-1-19	熊取町消防本部	34.40195	135.35429
OSKP39	泉南郡田尻町嘉祥寺375-1	田尻町役場 別館	34.39417	135.29132
OSKP40	泉南郡岬町深日2000-1	岬町役場	34.31664	135.14221
OSKP41	南河内郡太子町大字山田88	太子町役場	34.51865	135.64783
OSKP42	南河内郡河南町大字白木1359-6	河南町役場	34.49157	135.62993
OSKP43	南河内郡千早赤阪村大字水分180	千早赤阪村役場 駐車場	34.46419	135.62219
OSKP44	堺市美原区黒山6-1	堺市消防局美原消防署	34.53734	135.56206
OSKP45	大阪市西淀川区千舟2-6-24	西淀川警察署	34.71170	135.45348
OSKP46	堺市堺区大浜南町3-2-5	堺市消防局	34.57343	135.45941
OSKP47	泉佐野市りんくう往来北1-20	泉佐野市消防本部	34.41488	135.30421
OSKP48	大阪市都島区都島本通2-1-8	大阪市都島消防署	34.70580	135.52605
OSKP49	大阪市福島区福島4-5-32	大阪市福島消防署上福島出張所	34.69364	135.48161
OSKP50	大阪市西区九条南1-12-54	大阪市西消防署	34.67070	135.47395
OSKP51	大阪市港区築港3-1-47	大阪市水上消防署	34.65714	135.43346
OSKP52	大阪市大正区泉尾1-26-4	大阪市大正消防署泉尾出張所	34.66152	135.47633
OSKP53	大阪市天王寺区上本町8-5-10	大阪市天王寺消防署	34.65976	135.51849
OSKP54	大阪市浪速区元町1-14-20	大阪市浪速消防署	34.66344	135.49530
OSKP55	大阪市東淀川区北江口1-2-10	大阪市東淀川消防署井高野出張所	34.75842	135.54338
OSKP56	大阪市東成区東中本2-1-9	大阪市東成消防署中本出張所	34.68005	135.54503
OSKP57	大阪市生野区舍利寺1-13-8	大阪市生野消防署	34.65024	135.53998
OSKP58	大阪市旭区大宮1-1-11	大阪市旭消防署	34.72114	135.54373
OSKP59	大阪市城東区放出西1-1-17	大阪市城東消防署放出出張所	34.69533	135.55264
OSKP60	大阪市阿倍野区松崎町4-4-30	大阪市阿倍野消防署	34.63934	135.51633

OSKP61	大阪市住吉区遠里小野 1-1-9	大阪市住吉消防署	34.60093	135.49945
OSKP62	大阪市東住吉区杭全 8-1-16	大阪市東住吉消防署杭全出張所	34.63426	135.54240
OSKP63	大阪市西成区岸里 1-4-26	大阪市西成消防署	34.63599	135.49477
OSKP64	大阪市淀川区木川東 4-10-12	大阪市淀川消防署	34.72779	135.49170
OSKP65	大阪市鶴見区横堤 5-5-45	大阪市鶴見消防署	34.70490	135.57422
OSKP66	大阪市住之江区御崎 4-11-6	大阪市住之江消防署	34.60926	135.47736
OSKP67	大阪市平野区平野南 1-2-9	大阪市平野消防署	34.62104	135.55814
OSKP68	大阪市北区茶屋町 19-41	大阪市北消防署	34.70823	135.49951
OSKP69	大阪市中央区大手前 2-1-22	大阪府庁	34.68666	135.52045
OSKP71	堺市東区日置荘原寺町 195-1	堺市東区役所	34.53811	135.53696
OSKP72	堺市西区鳳東町 6丁600	堺市西区役所	34.53551	135.46417
OSKP73	堺市南区桃山台 1-1-1	堺市南区役所	34.48641	135.49063
OSKP74	堺市北区新金岡町 5-1-4	堺市北区役所	34.56530	135.51668
K-NET HYG022	西宮市平木 6-19	西宮市立平木中学校	34.74630	135.35004
K-NET OSK001	豊能郡能勢町今西 259	能勢町立岐尾小学校	34.97064	135.39050
K-NET OSK002	高槻市郡家本町 52-1	高槻市立第二中学校	34.85720	135.59579
K-NET OSK003	豊中市曾根南町 1-4-2	豊島公園	34.76656	135.46849
K-NET OSK004	四條畷市中野本町 1-1	四條畷市役所 駐車場	34.74065	135.63971
K-NET OSK005	大阪市東淀川区柴島 1-1-1	大阪市水道局柴島浄水場	34.72555	135.51007
K-NET OSK006	堺市堺区山本町 4丁	三宝公園	34.58935	135.47046
K-NET OSK008 (旧)	岸和田市土生町 1441-1	住宅分譲地 (旧東岸和田市民センター跡)	34.44390	135.38815
K-NET OSK008 (新)	岸和田市畑町 4丁目 12	岸和田市立葛城テニスコート	34.44048	135.39192
K-NET OSK009	河内長野市清見台 2丁目 3	清見台第一公園	34.43624	135.58104
K-NET OSK010	泉南市男里 1314	泉南市営男里公園	34.37422	135.25533
KiK-net OSKH01	泉南郡田尻町りんくうポート南 1	関空前島地震観測施設	34.39780	135.28370
KiK-net OSKH02	大阪市此花区北港緑地 2-1-1	舞洲地震観測施設	34.66260	135.38942
KiK-net OSKH03	南河内郡太子町 1221	太子町立総合スポーツ公園	34.52474	135.66154
KiK-net OSKH04	交野市大字私部 3192-1	大阪府民の森くろんど園地	34.76308	135.70526
KiK-net OSKH05	大阪市北区長柄東 2丁目	毛馬桜之宮公園	34.71586	135.51979
JMA 57E	箕面市箕面 5-11-19	箕面市消防本部	34.83187	135.47087
JMA 57F	高槻市桃園町 2-1	高槻市役所	34.84546	135.61691
JMA 580	富田林市本町 16-28	富田林市立中央図書館	34.50304	135.60014
JMA 581	岸和田市岸城町 1804-1	五風荘駐車場 (旧岸和田市公用車駐車場)	34.45814	135.37032
JMA 582	堺市中区深井清水町 1426	堺市教育センター	34.53356	135.49168
JMA 583	西宮市宮前町 3-5	西宮市立浜脇中学校	34.73165	135.33514
JMA EBB	豊中市蛸池西町 3-371	気象庁大阪航空測候所	34.78875	135.44394
JMA EBC	大阪市中央区大手前 4-1-76	気象庁大阪管区気象台 地震計室	34.68208	135.51842
JMA EBE	泉南郡田尻町泉州空港中 1	気象庁関西航空地方気象台	34.43352	135.23859
SKS	大阪市住之江区南港 1-14-16	大阪府咲洲庁舎 駐車場	34.63911	135.41408
六甲-G	神戸市東灘区向洋町中 9丁目	六甲アイランドマリンパーク	34.68033	135.26793

b) H/V スペクトル比の解析

本調査観測で取得した記録の例として、関西国際空港（気象庁関西航空地方気象台）における観測微動波形を図 27 に示す。得られた微動記録から観測場所近傍の交通振動等の非定常信号による部分を目視で除き、81.92 秒間のタイムウィンドウを 10 区間以上抽出した。それら各区間のフーリエ振幅スペクトルを求め、NS 成分と EW 成分の二乗和をフーリエ振幅スペクトルの水平成分とした。フーリエ振幅スペクトルを周波数軸上で Konno and Ohmachi (1998) の手法により平滑化し、水平成分と上下成分のスペクトル比を得た。最後に各区間の H/V スペクトル比のアンサンブル平均を求め、微動 H/V スペクトル比とし、得られた微動 H/V スペクトル比の卓越周期を読み取った。例えば大阪市内では、此花区や港区など大阪港周辺で周期 7 秒前後、上町台地では、都島区や東淀川区で約 3 秒、中央区や天王寺区で約 4～5 秒と地域により微動 H/V スペクトル比の卓越周期は異なった。図 28 に各地点での平均 H/V スペクトル比を黒実線、各区間の H/V スペクトル比を細実線で示す。また、各地点での観測 H/V スペクトル比の卓越周期を図 26 の地図上に示す。

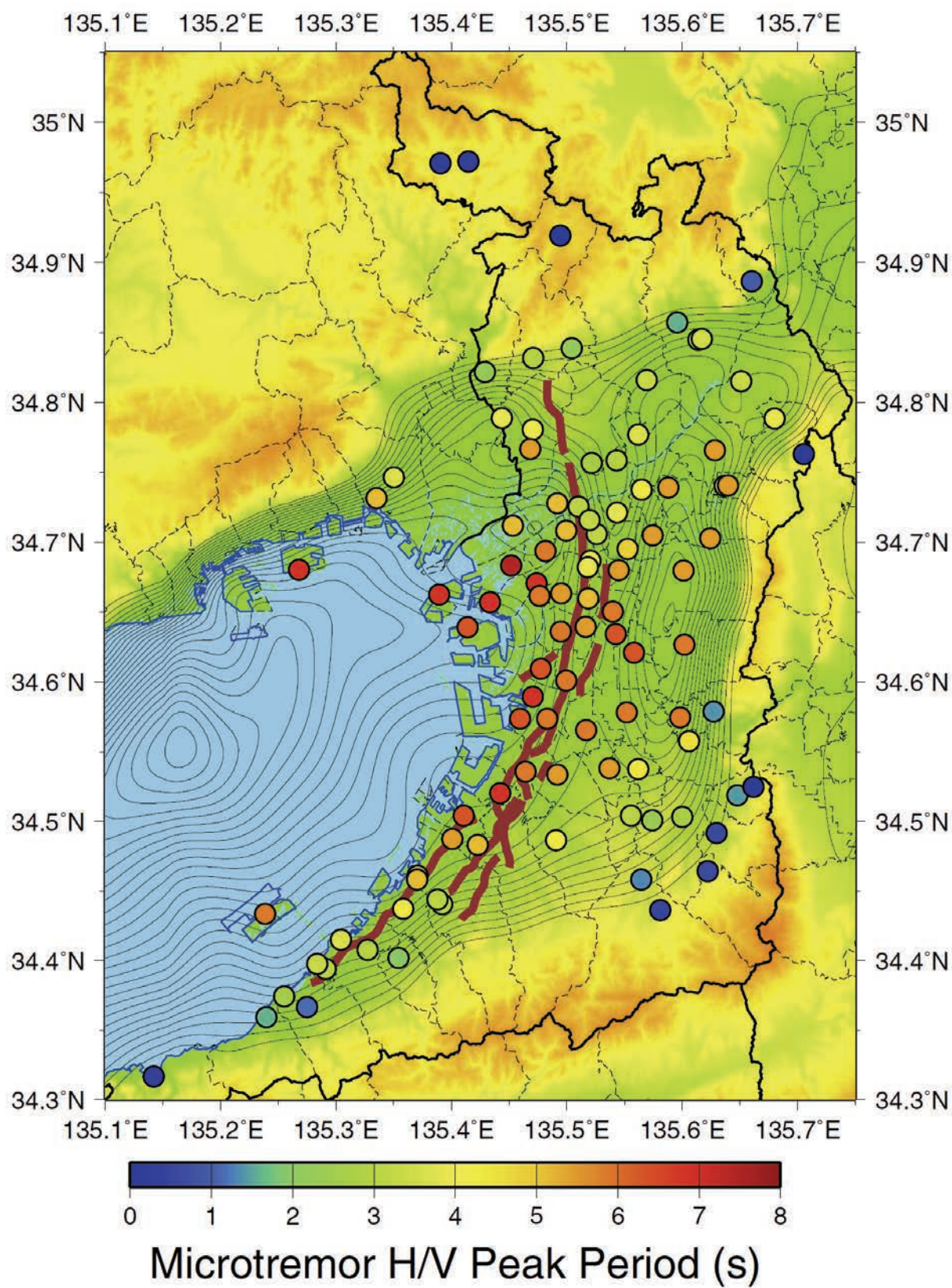


図 26 単点微動観測地点(○印)及び H/V スペクトル比の卓越周期。コンターは Iwata et al. (2008)による地震基盤面の等深度線を表す(コンター間隔 100 m)。

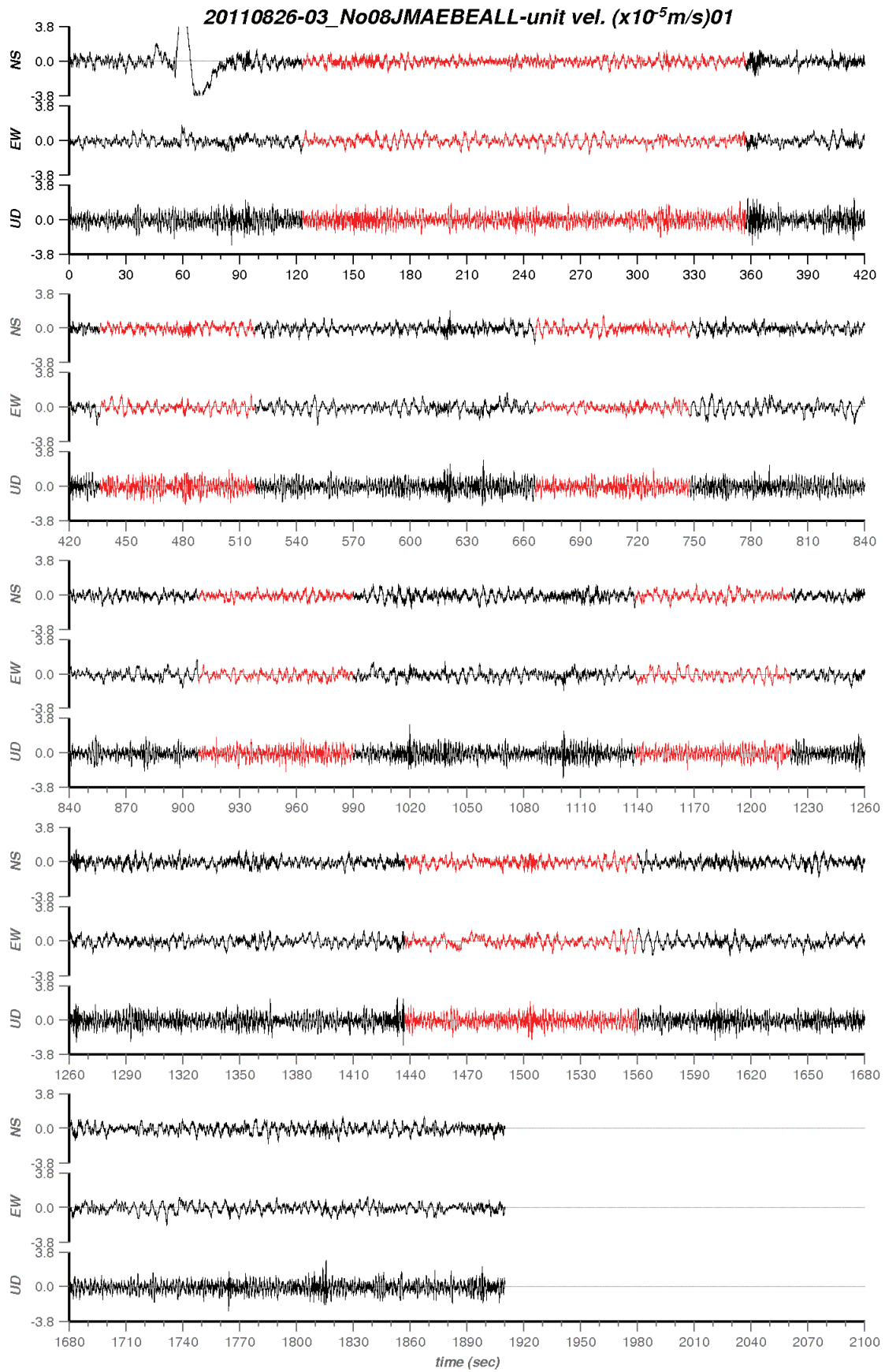


図 27 本調査観測で収録した微動波形の例（関西航空地方気象台）。波形の赤色部分は H/V スペクトルを解析した区間を表す。

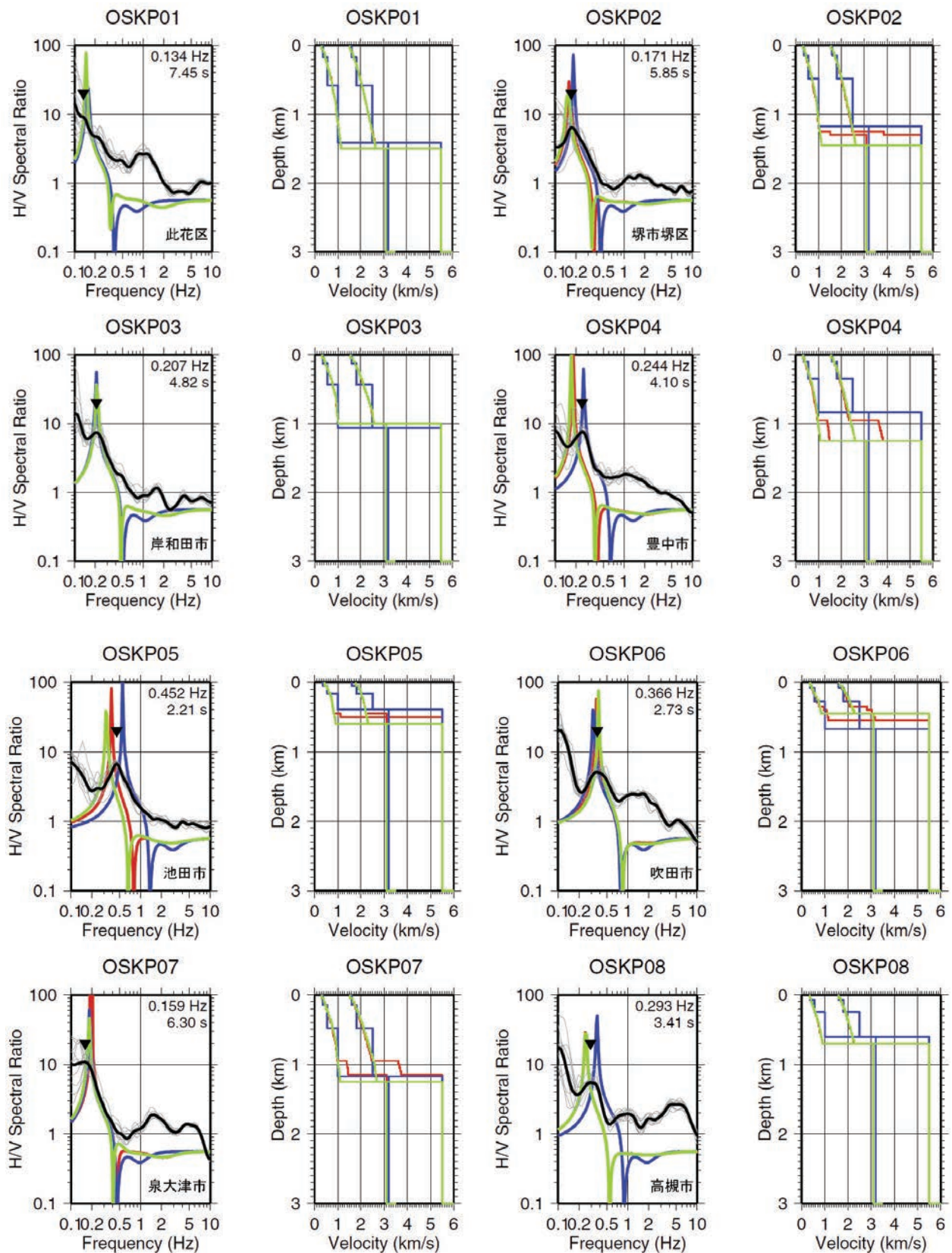


図 28 単点微動観測による H/V スペクトル比（平均：太実線、各区間：細実線）及び既存の地下構造モデルによる理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率（青：大大特 2006 モデル、赤：産総研 2003 モデル、緑：大阪府 2004 モデル）。

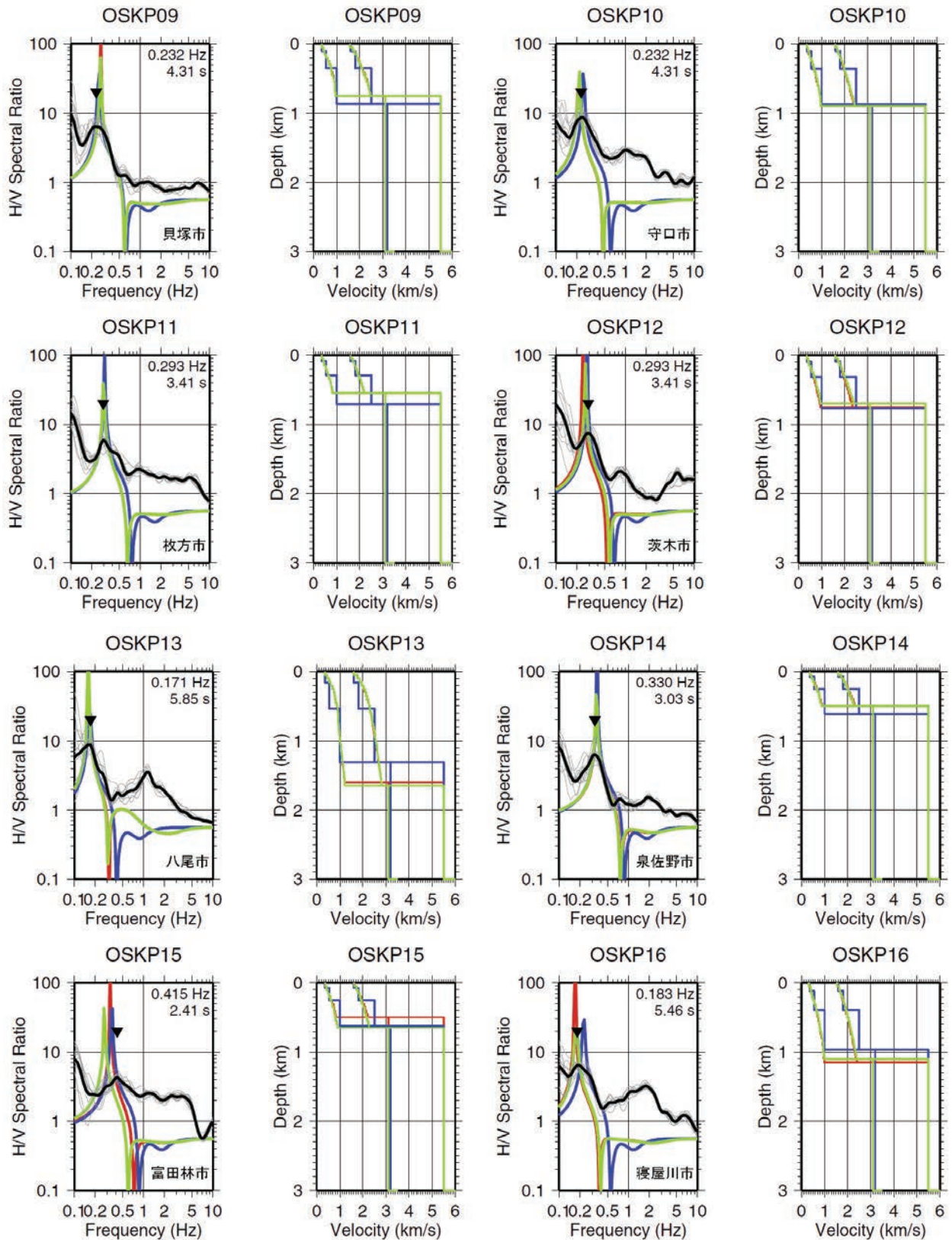


図 28 (続き)

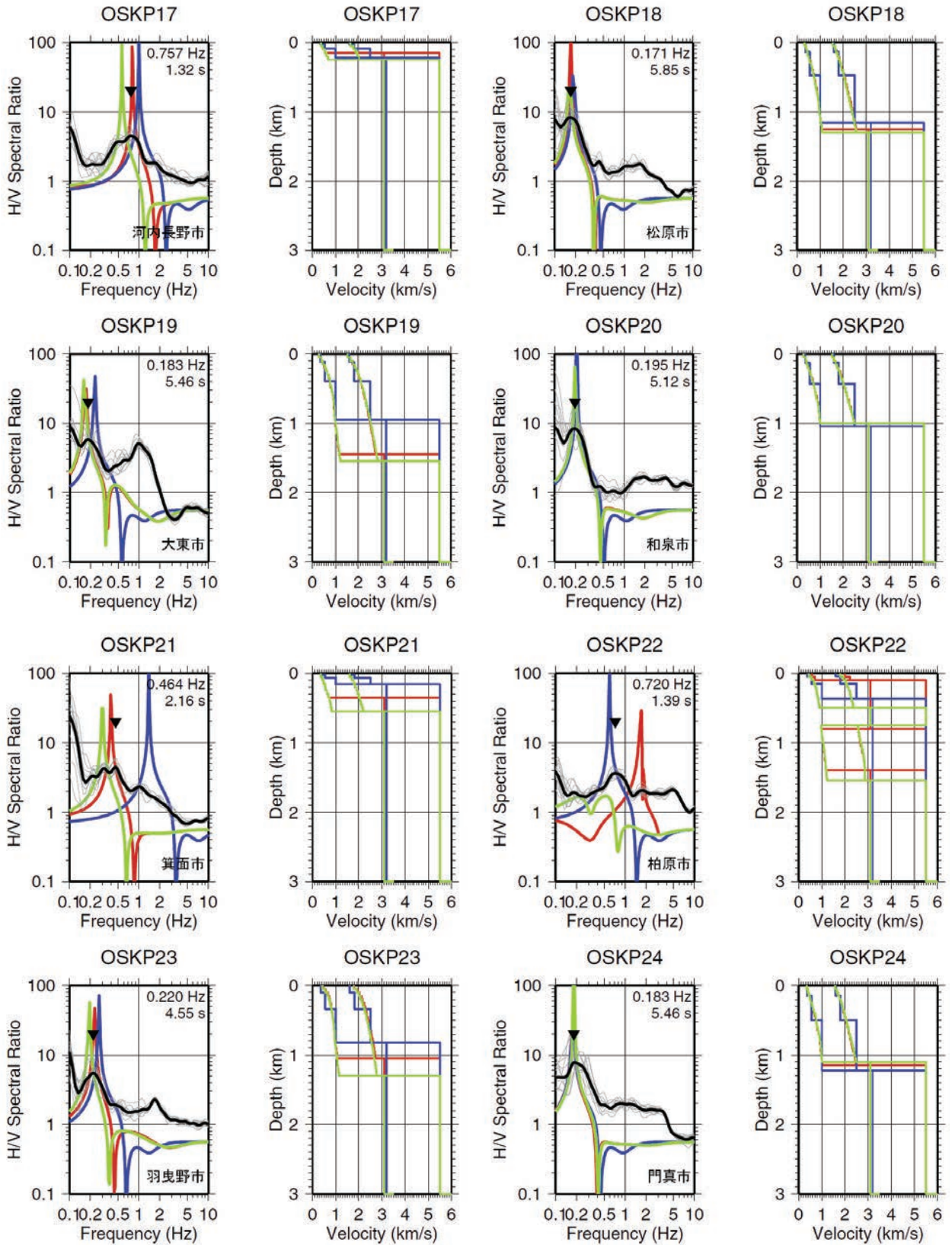


図 28 (続き)

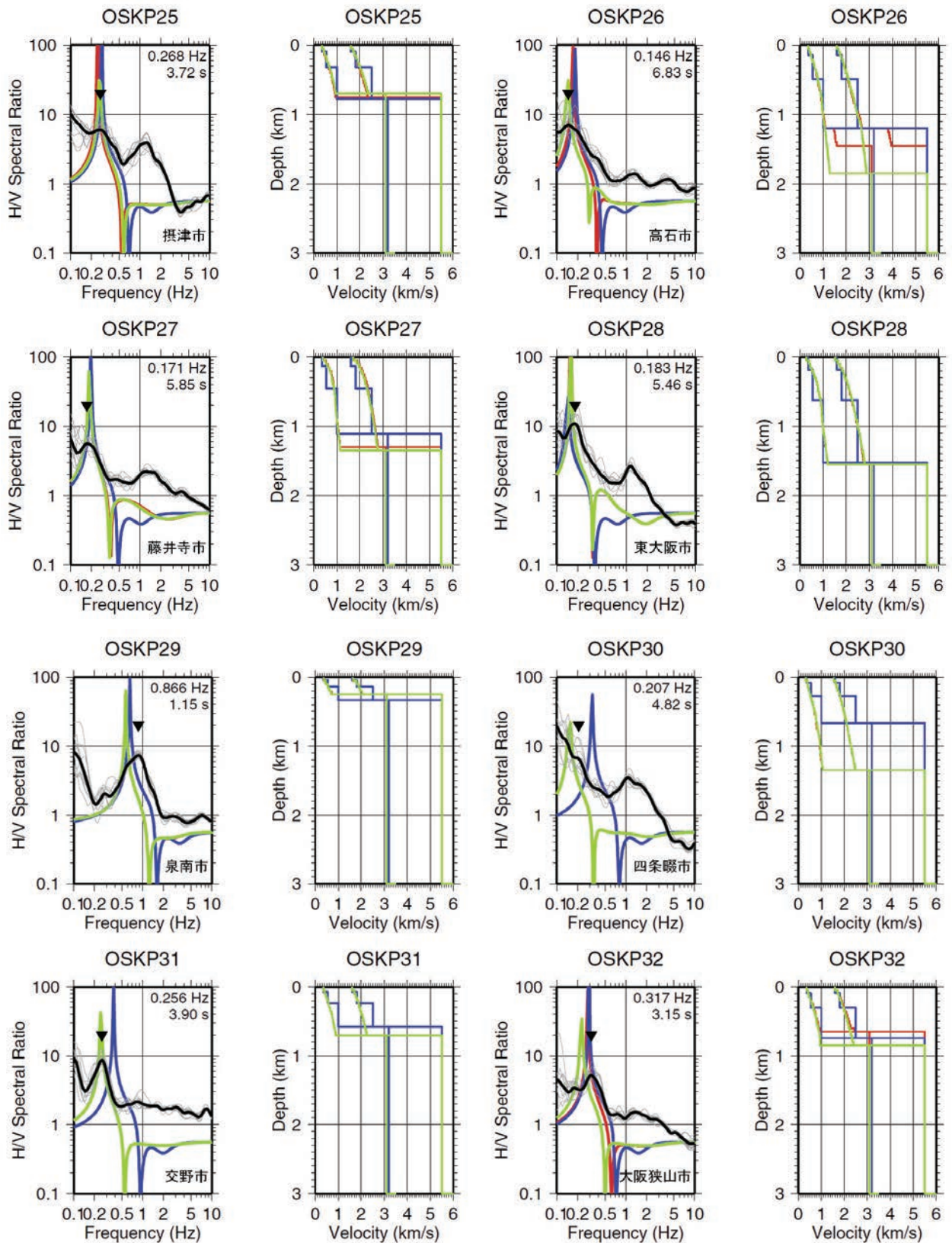


図 28 (続き)

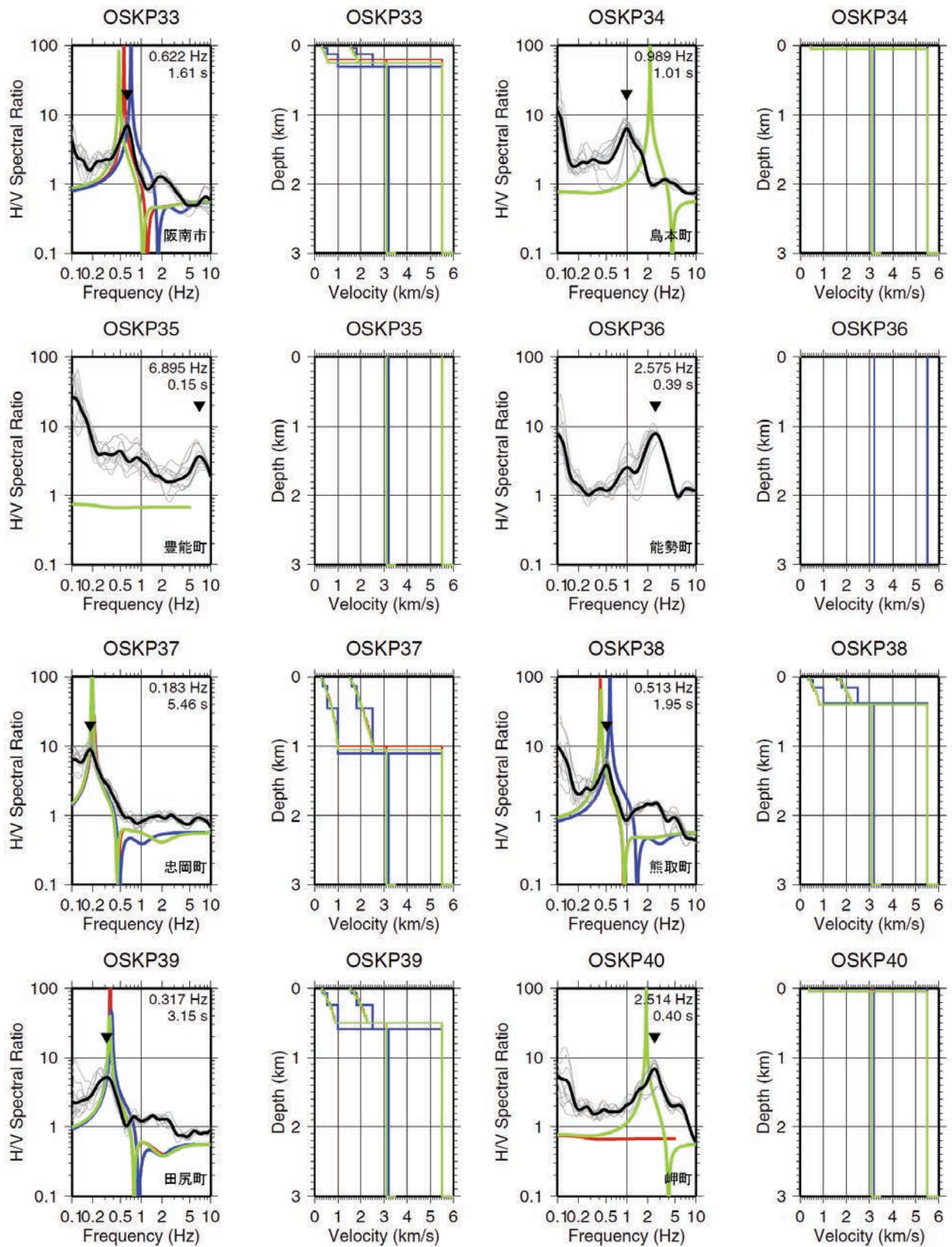


図 28 (続き)

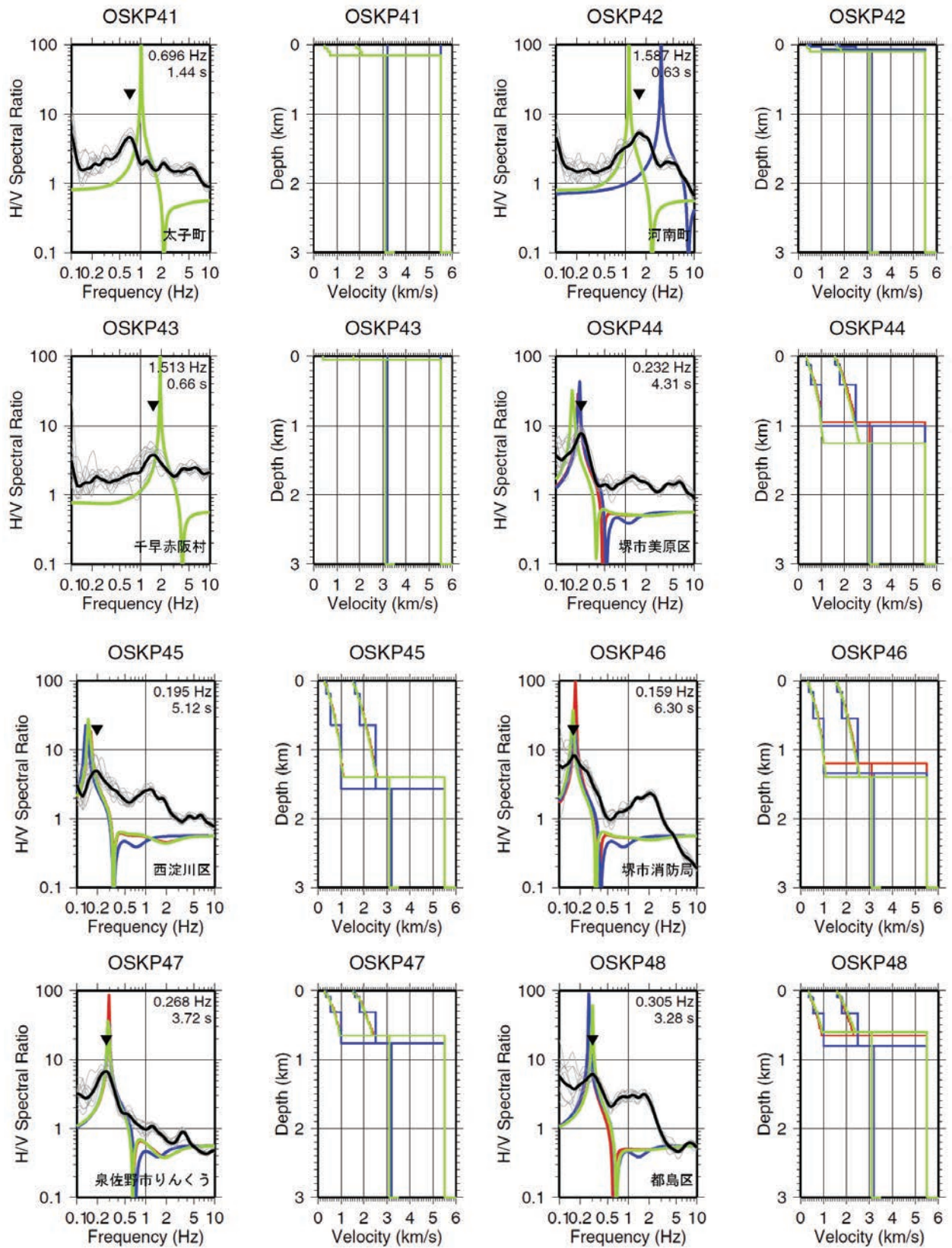


図 28 (続き)

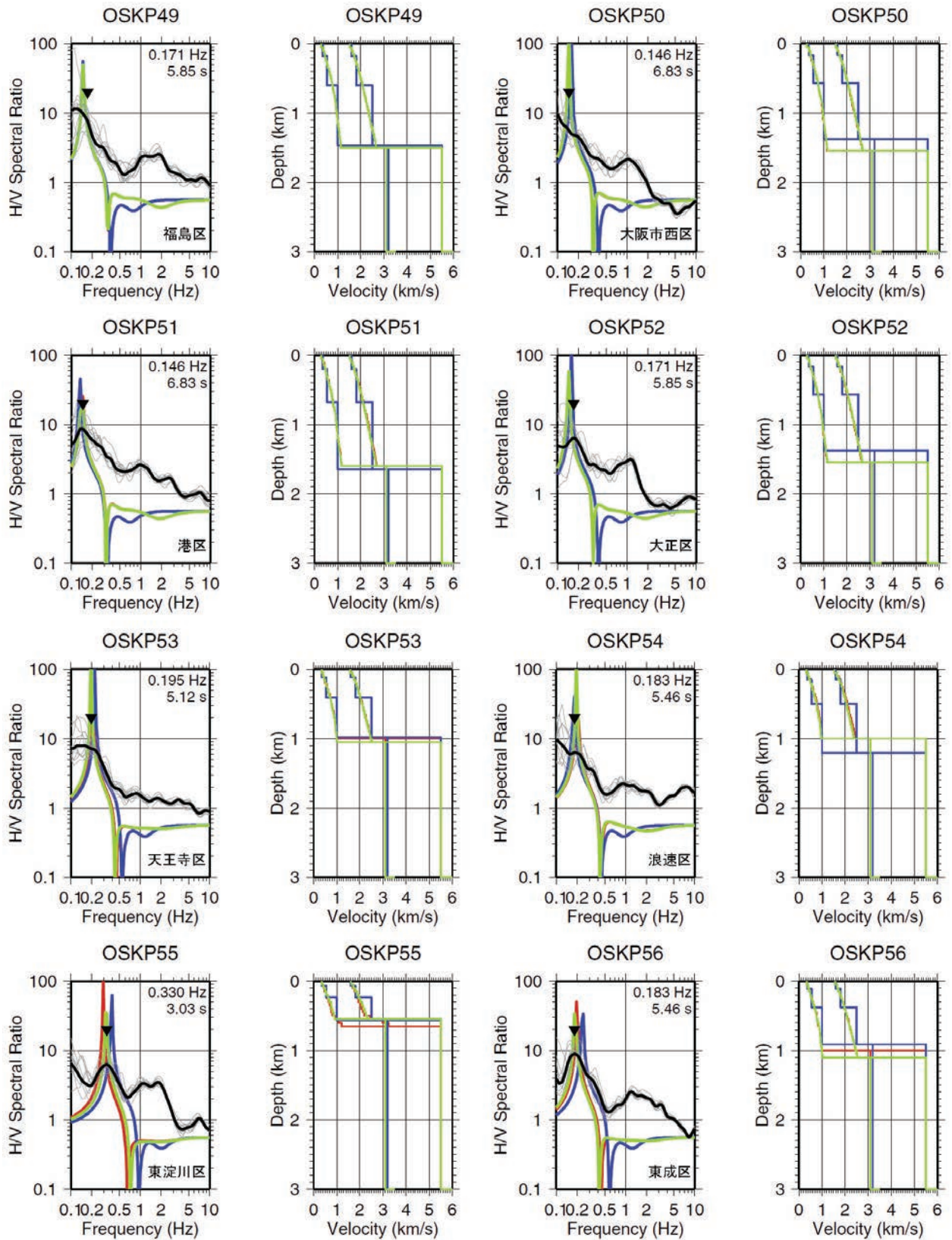


図 28 (続き)

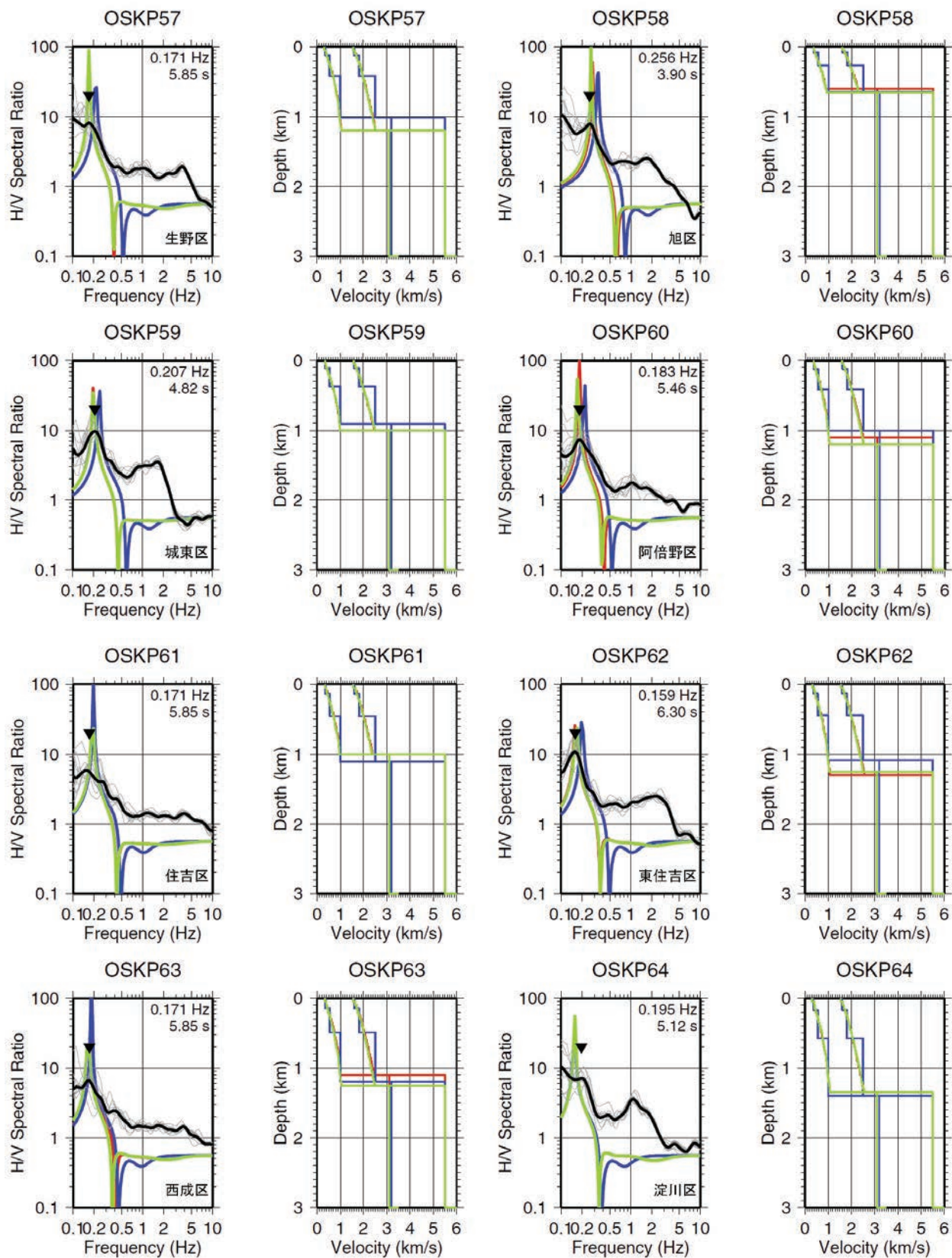


図 28 (続き)

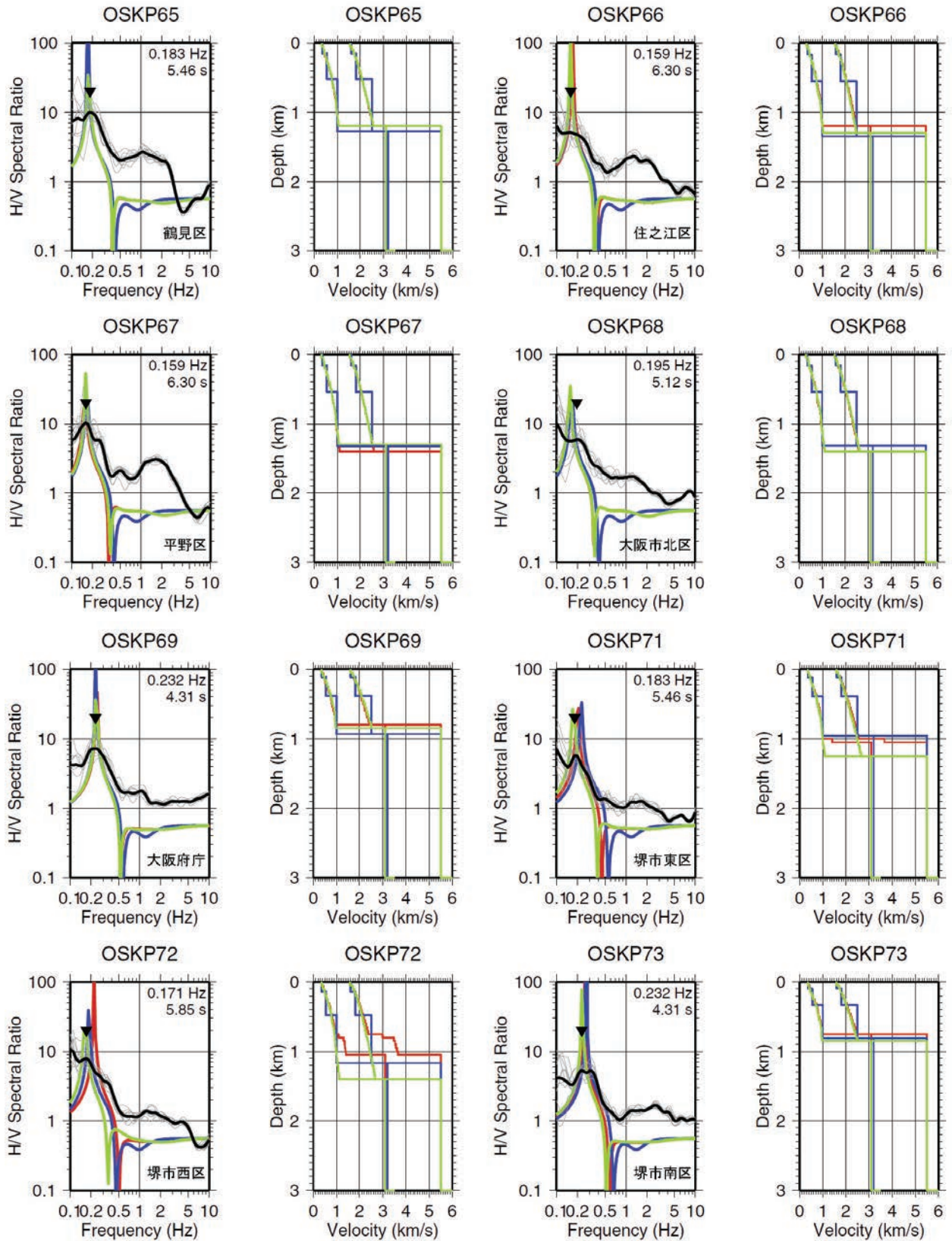


図 28 (続き)

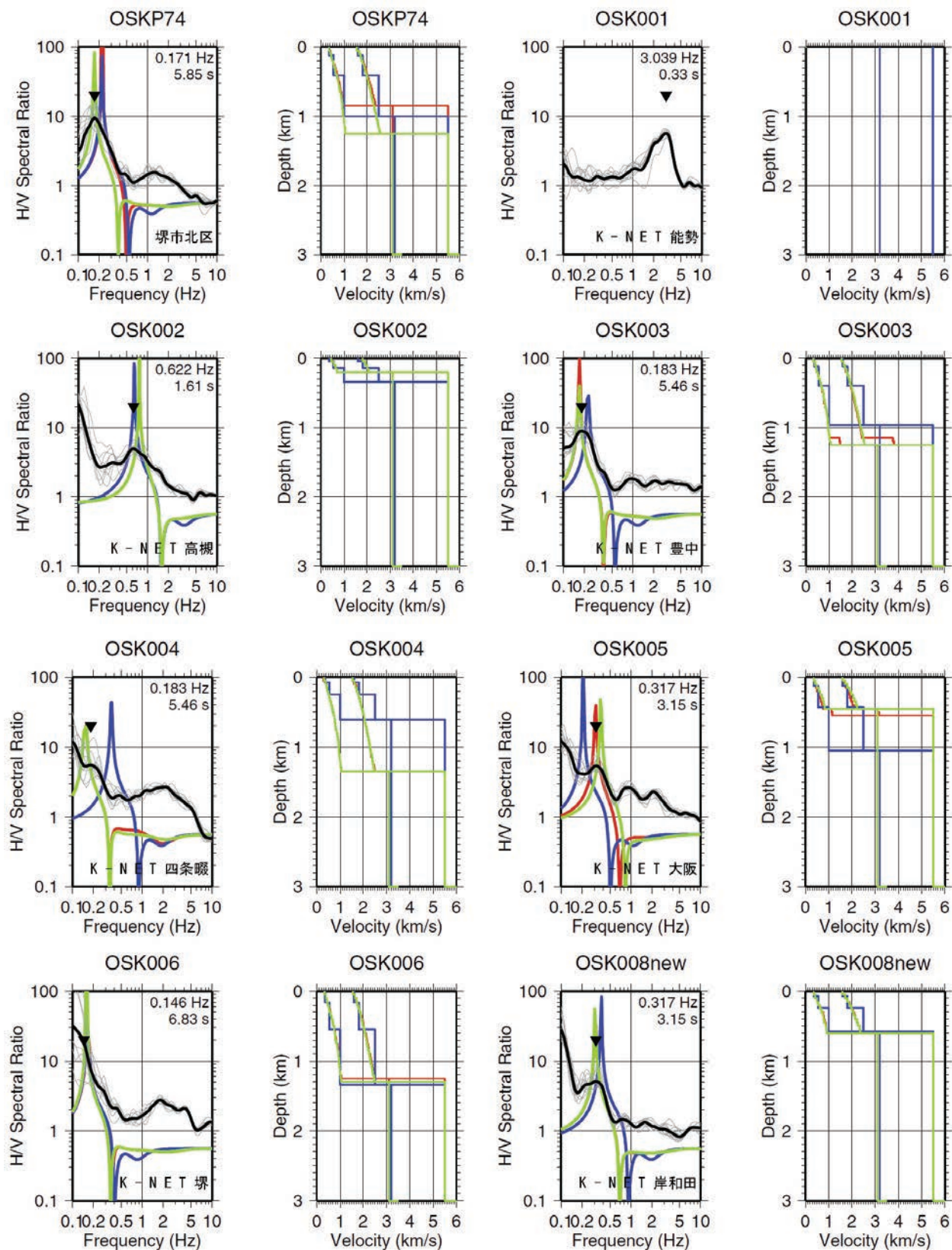


図 28 (続き)

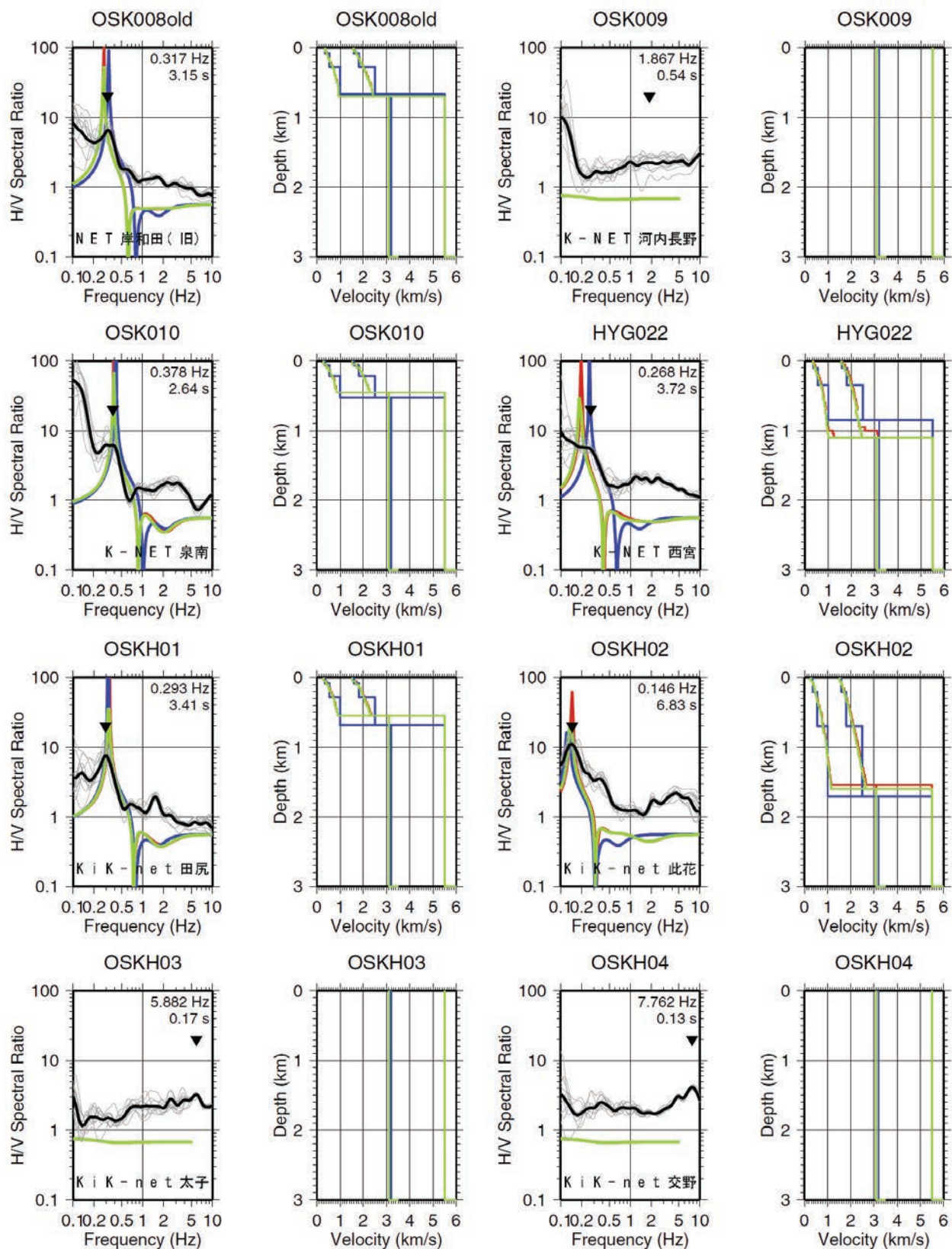


図 28 (続き)

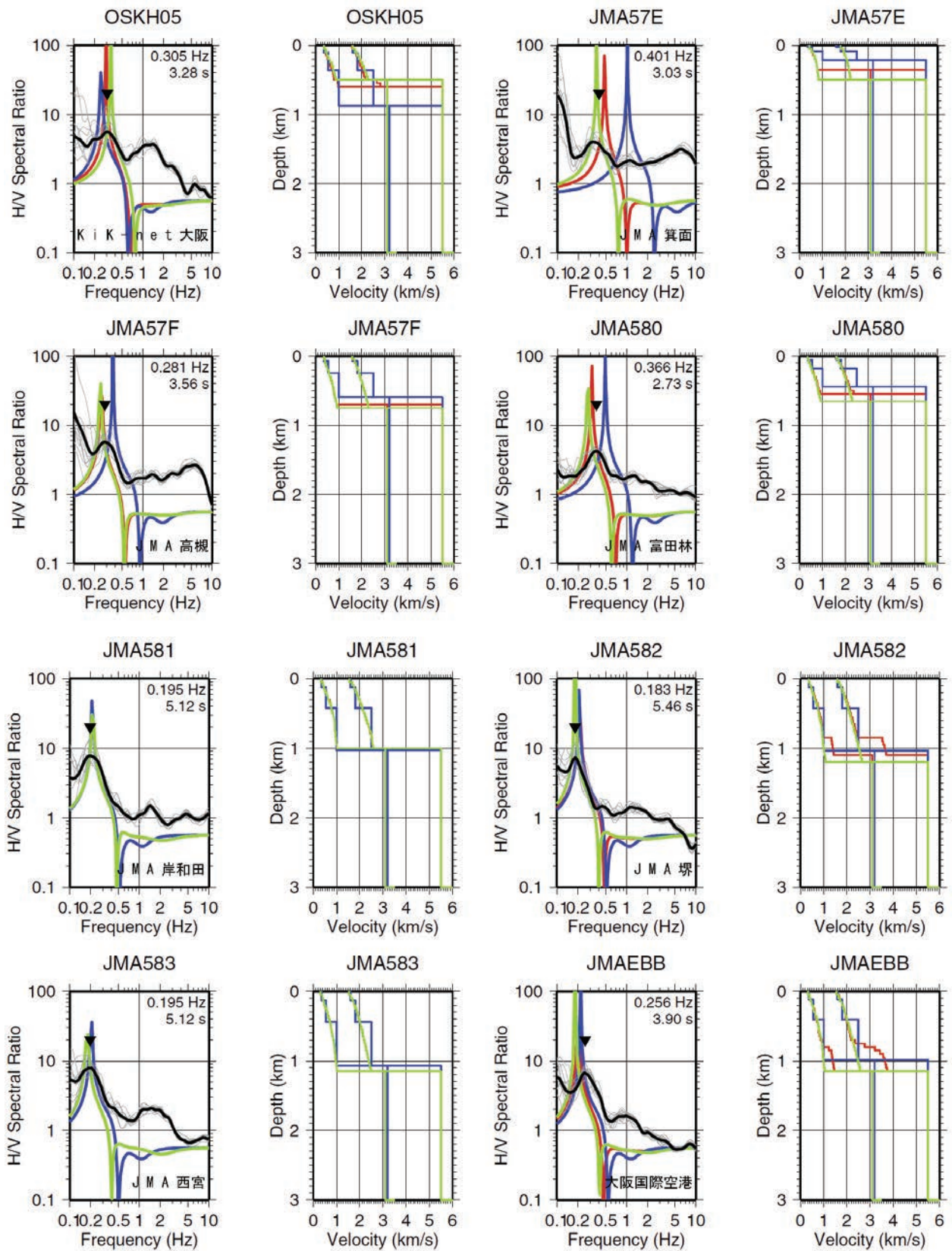


図 28 (続き)

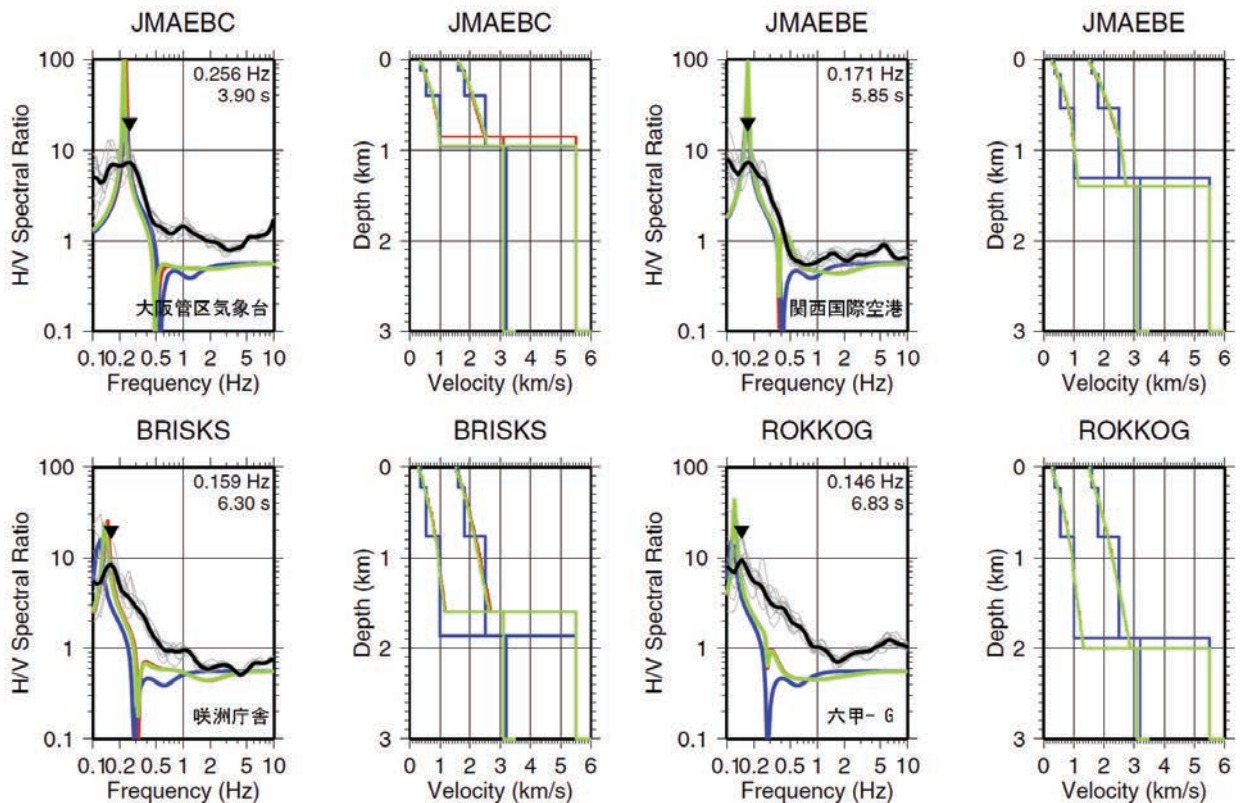


図 28 (続き)

c) 観測 H/V スペクトル比と地下構造モデルとの比較検討

単点微動観測によって得られた H/V スペクトル比と既存の大阪堆積盆地速度構造モデルから計算される理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率を比較した。ここで、検討対象とした大阪堆積盆地速度構造モデルは Iwata et al. (2008) のモデル (以下、大大特 2006 モデル)、堀川・他 (2003) のモデル (以下、産総研 2003 モデル)、大阪府 (2005) が地震関係基礎調査交付金によって作成したモデル (以下、大阪府 2004 モデル) の 3 つとした。大大特 2006 モデルは地震基盤面をスプライン関数で与え、堆積層を均質な 3 層でモデル化している。堆積層内の層境界面を定義するパラメータは地震基盤深度に対する比例係数で与えられている。産総研 2003 モデル及び大阪府 2004 モデルは断層構造でモデル領域をブロック分割した三次元地質構造モデルに物性値モデルを与えることで構築されている。なお、地震本部の全国一次地下構造モデルには大大特 2006 モデルが取り込まれている。

図 28 に大大特 2006 モデル (青)、産総研 2003 モデル (赤)、大阪府 2004 モデル (緑) の観測点直下の一次元速度構造モデル及びそれから計算される Rayleigh 波基本モードの楕円率を観測記録 (黒) に重ねてそれぞれ示している。ただし、能勢町などモデル領域外になっているいくつかの観測点では地下構造モデルによる理論楕円率との比較は行わないこととした。図 28 を見ると、多くの観測点で既存の地下構造モデルは観測 H/V スペクトル比の特徴をよく説明しているものの、モデルによる再現性が十分ではない観測点も少なくない。

観測 H/V スペクトル比と理論 Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期の差異の空間分布を把握するため、微動 H/V スペクトルの卓越周期 T_0^{obs} と地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モード楕円率 (R/V) の卓越周期 T_0^{cal} の比 T_0^{obs}/T_0^{cal} を図 29 に示す。図 28 左図は大大特 2006 モデルとの比較である。ただし、堆積層厚の基盤深度に対する比例係数は Iwaki and Iwata (2011) によって修正された 0.12 及び 0.29 を用いている。同じく図 28 右図は大阪府 2004 モデルとの比較である。微動 H/V とモデル R/V の卓越周期比は、大大特 2006 モデルで 0.65~3.1 倍、産総研 2003 モデルで 0.65~2.4 倍、大阪府 2004 モデルで 0.65~2.2 倍の違いが見られた。特に上町断層帯北部の下盤側や泉北・羽曳野丘陵でモデル R/V の卓越周期が微動 H/V より長く、モデルの基盤深度が実際より深めに設定されている可能性が示唆される。また、箕面や四条畷など盆地端部付近でも微動 H/V とモデル R/V の卓越周期や H/V スペクトル比形状の違いが顕著である。後者に関しては、基盤深度急変域に当たることから基盤深度の設定が十分ではない可能性のほか、微動 H/V が三次元構造の影響を反映している可能性も考えられる。しかし、上林・他 (2009) は泉南地域を対象とした分析を通じて、微動 H/V は地震基盤の傾斜構造に対する頑健性をもつことを指摘している。平成 24 年度には、他の情報も参考にして問題の切り分けを行い、地下構造モデルの改良に資する予定である。

現地での微動観測においては、大阪府危機管理室、府内各市町村及び西宮市の危機管理・防災担当部署、消防本部等、大阪府警察西淀川警察署、気象庁大阪管区气象台、関西航空地方气象台、大阪航空測候所、国土交通省大阪航空局、独立行政法人防災科学技術研究所など多くの関係機関にご協力をいただいた。記して感謝する。

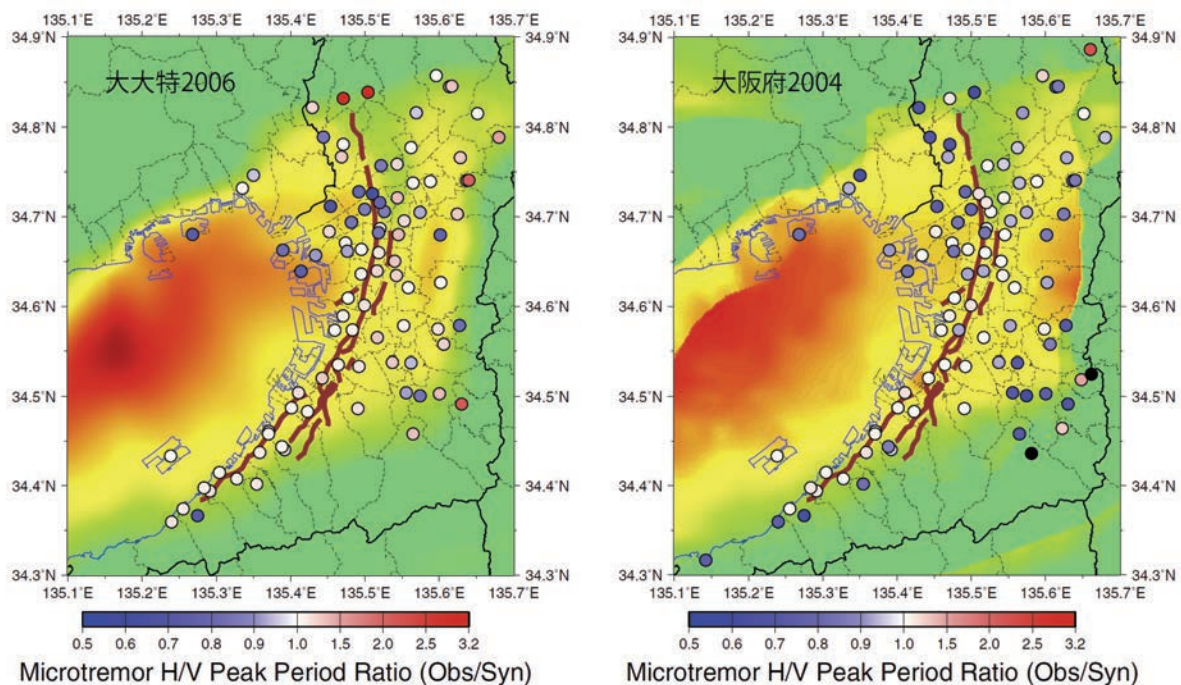


図 29 微動 H/V スペクトル比の卓越周期と地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期の比の空間分布、(左) 大大特 2006 モデル (Iwata et al., 2008)、(右) 大阪府 2004 モデル (大阪府, 2005)

のについてのみ行った。基盤反射の解釈は、平成 22 年度に本研究サブテーマ 2 で実施された大津川 P 波反射法探査については、そこで行われた解釈を用い、それ以外の探査に関しては、産総研 2003 モデル作成時に実施された再解析・再解釈を用いている。時間断面と解釈深度断面の反射相の縞模様の比較から、解釈深度断面に入れられた地震基盤上面ラインに対応するものを時間断面上に引き（赤線）、さらに産総研 2003 モデルから計算される測線沿いの基盤反射波走時を上書きした（黄点+エラーバー）。産総研 2003 モデルは水平方向 100 m 間隔、鉛直方向 50 m 間隔のメッシュで表現されており、水平方向には最大 70 m 程度の位置のずれがあり、鉛直方向には±25 m の不確実性がある。エラーバーは、深さ 1 km 付近の平均的な堆積層速度を仮定して±25 m に対応する時間の誤差を示している。

図 31 で比較したいずれの探査測線でも、観測と理論の P 波反射走時はおおよそ整合しているものの、大きいところで 100~150 msec 程度の差が見られる。この値は、鉛直方向のグリッド間隔による誤差よりも優位に大きい。直達 P 波の到来時刻の誤差に換算すると半分の 50~75 msec となる。これを、反射波走時を平均約 1000 msec として P 波の多重反射による卓越周期のずれを見積もると 10~15% になる。地域的に、差が顕著に大きいところは見つからないが、大津川測線の南東端部分（左端）で基盤面のラインの傾斜に大きな違いが見られることは、注意すべき点である。大阪市第二測線の南の部分は桜川撓曲の上盤側にあたるが、産総研 2003 モデルでは撓曲の南への延長をこのラインに非常に近いところに置いているため、グリッド間隔の問題もあり、図 31(c)では地下構造モデルによる反射波走時のラインが上がったり下がったりしている。撓曲位置についてはサブテーマ 1 で見直されており、地下構造モデルを改良する際にはその情報も取り入れる予定である。

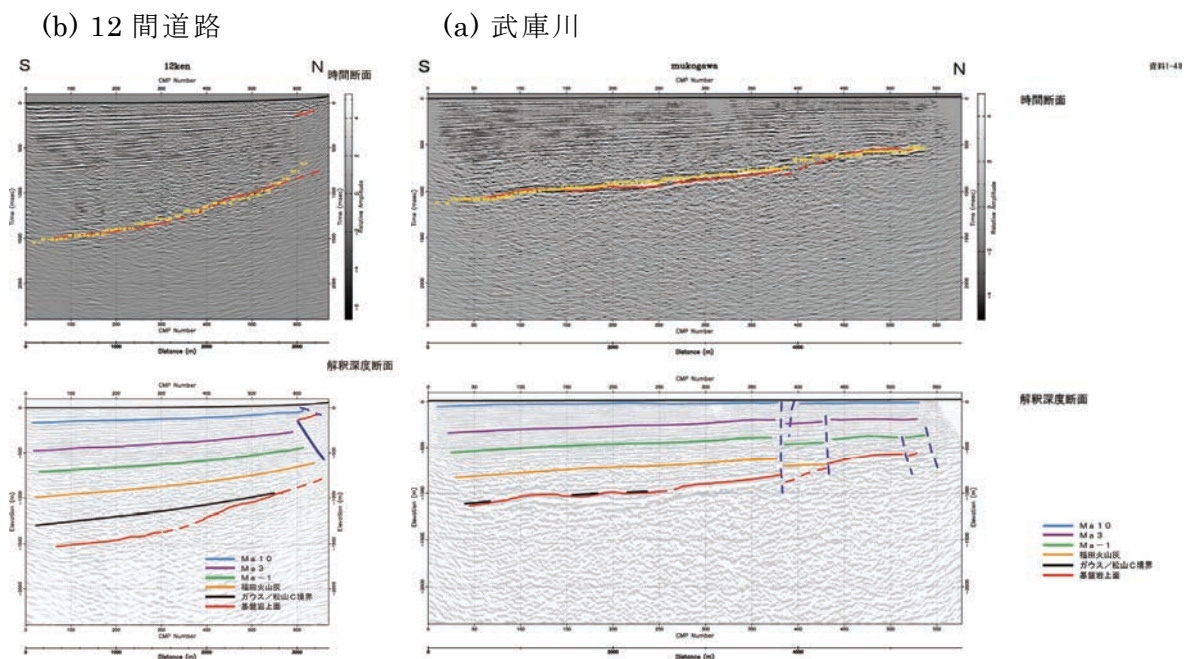
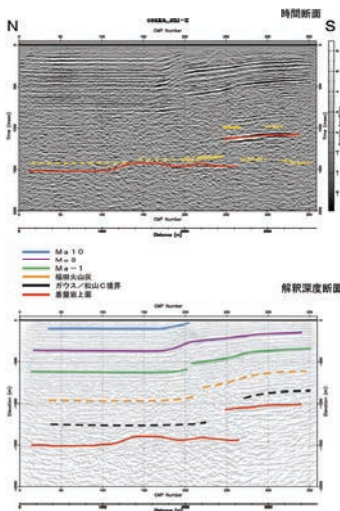
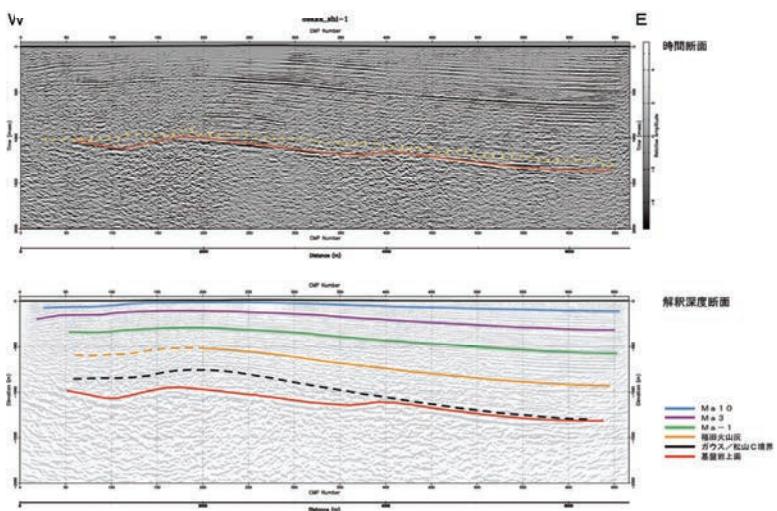


図 31 観測 P 波反射走時と産総研 2003 モデルからの理論値の比較。産業技術総合研究所活断層研究センター・阪神コンサルタンツ（2003）に加筆。

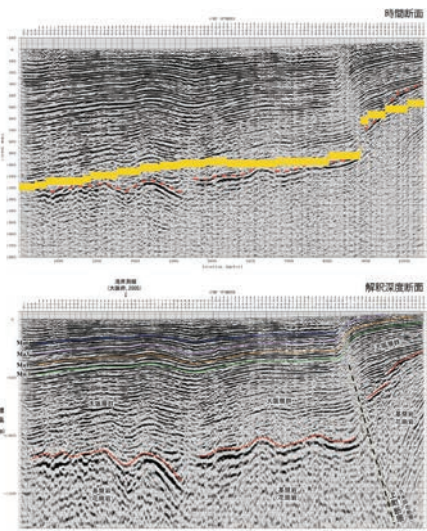
(c) 大阪市第二



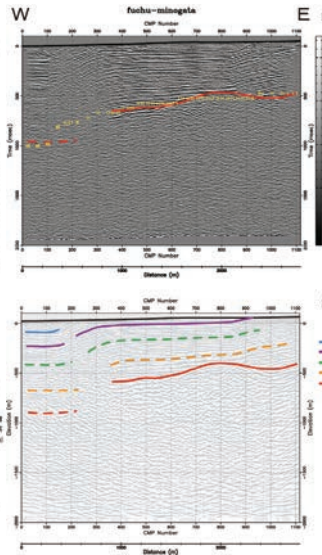
(d) 大阪市第一



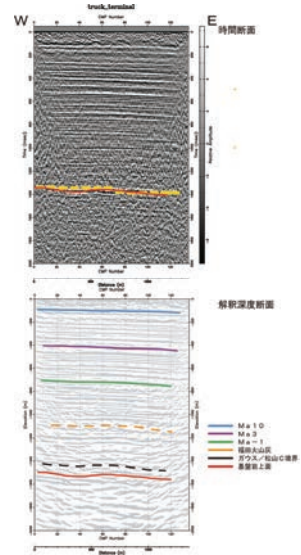
(e) 大津川



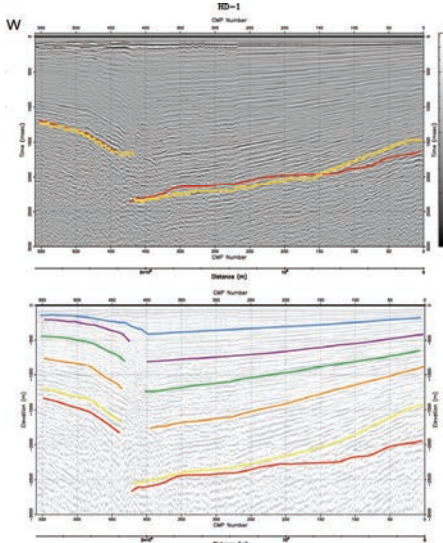
(f) 府中箕形



(g) トラックターミナル



(i) HD-1



(h) HD-2

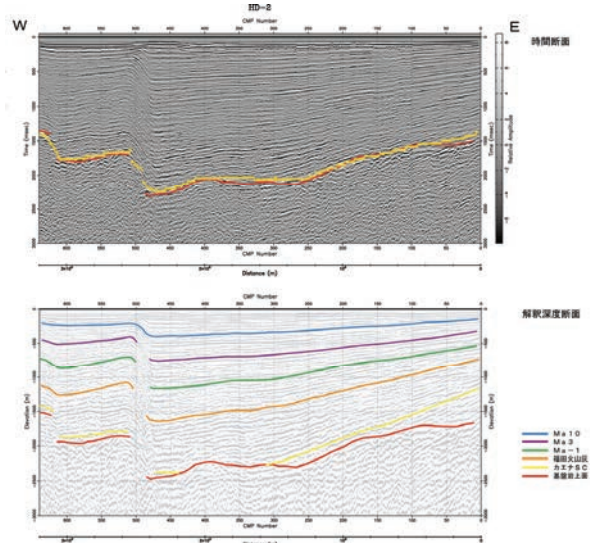


図 31 (続き)

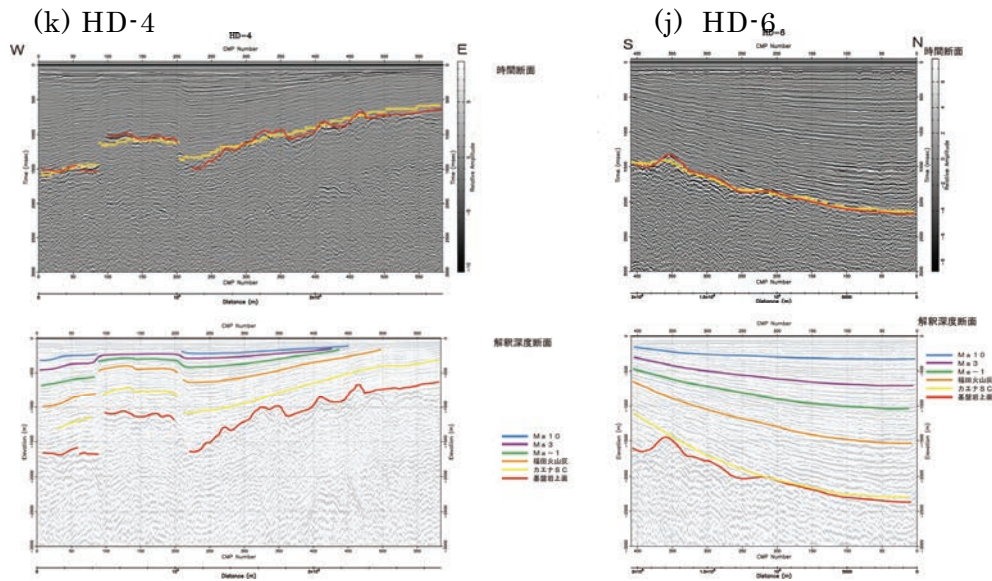


図 31 (続き)

b) CG 分野における 3 次元曲面生成手法の調査・分類

3次元レーザースキャナーの発達やコンピュータ性能の発達に伴い、産業やエンターテインメントなど各方面において点群から詳細な3次元曲面を生成する技術が必要となっている。とりわけCG分野では曲面生成についての要求が多く、点群からの曲面生成に関する研究が多くなされてきた。点群から曲面を生成する手法の基礎方針は、点群を適切な関数で表現し、関数のパラメータを調整することで、曲面のフィット度合などを改変できることである。近年では、関数に陽関数 $z=f(x, y)$ ではなく、陰関数 $F(x, y, z)=C$ (定数) を用い、 $C=0$ などの等値面を抽出することで3次元的な曲面を生成することが広く行われている。この理由は、ボリュームデータとして離散化された陰関数の等値面上に、マーチンキューブ法(Lorenson & Cline, 1987) によってポリゴンを高速に生成することができるようになったこと、および点データがない領域での曲面生成に特殊なアルゴリズムを必要としないことが挙げられる。また、陰関数を用いた曲面生成手法では、点の位置データのみならずその位置での勾配ベクトルに関する情報も考慮する場合が多く、従来手法に比べ、3次元曲面に対してフレキシブルな改変が行えることが期待できる。

ここでは、陰関数を用いて曲面を生成する手法について調査を行い、有望な手法として [1]PR (Poisson Reconstruction) 法、[2]RBF(Radial Basis Function) 法、[3]MPU(Multi-level Partition of Unity) 法の3つの手法に着目した。以下、各手法についての特徴を述べる。

PR 法は、Kazhdan et al. (2006) によって開発された手法であり、ピックアップした3つの手法の中で最も新しい手法である。indicator function と呼ばれる陰関数 (図 32、関数内部で0、外部で1をとる) を構成し、その等値面をマーチンキューブ法などで抽出することで3次元的な形状を表現する。入力データは、点の座標 (x, y, z) とその点における勾配ベクトル V であり、indicator function の勾配と入力点での勾配の差が最小となるように indicator function を決定するが ($\min \|\nabla \chi - V\|$)、実際の演算では勾配ベク

トルの発散をとって得られるポアソン方程式についての最適化問題として定式化されており、これが Poisson Reconstruction 法と呼ばれる所以である。

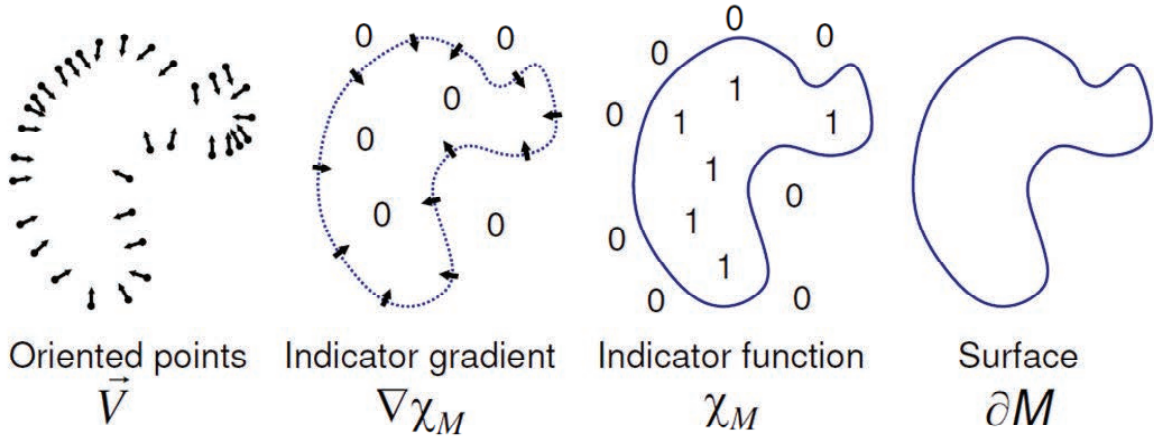


図 32 Indicator function χ の説明。関数内部で 1，外部で 0 をとる。 χ の勾配ベクトルと入力として与えた点の勾配ベクトル V の差を最小にするように χ を決定する。(Kazdan et al., 2006)

RBF 法は、陰関数を低次の多項式と動径基底関数の重みつき和によって表す方法であり、次の式によって陰関数値を表現している。

$$s(\mathbf{r}) = p(\mathbf{r}) + \sum_{i=1}^N \lambda_i \phi(|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i|)$$

ここで、 $s(\mathbf{r})$ は、位置 \mathbf{r} における陰関数値、 $p(\mathbf{r})$ は低次の多項式（例えば $p(x, y, z) = c_1x + c_2y + c_3z + c_4$ 、 c_i は係数）、 λ_i は i 番目の点に関する重み係数、 ϕ は動径基底関数をあらわしている。

与えられた点 \mathbf{r}_i 上で $s(\mathbf{r}_i) = 0$ 、 \mathbf{r}_i から少しずれた点での s の値を適当に与えると ($s=0$ の次自明解を除くため)、重み係数 λ_i と係数 c_i についての連立一次方程式を得る。連立一次方程式を解くことで陰関数を構成することができる。ただし、連立一次方程式の係数行列は遠くの点の影響も取り込んだ密行列となるため、点数が多い場合には、多くの計算時間がかかるようになる。連立一次方程式の計算時間を削減するため、カットオフ距離を導入した動径基底関数 (Wendland, 1995) を導入した CSRBF (Compactly Supported Radial Basis Function) の利用 (北郷・萩原, 2006) や、高速多重極展開を利用した密行列を持つ線形方程式の高速解法の適用がなされてきている (Carr et al., 2001)。

図 33 は、RBF 法によって、データ欠損領域を自動的に補間した結果である。与えられた点から陰関数を生成し、その関数値が零となる面を抽出した結果であり、データがない領域に対して特別な処理をすることなく補間がなされている。

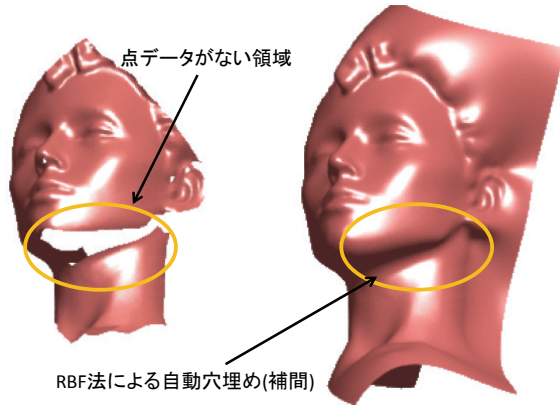


図 33 RBF 法による無データ領域の自動穴埋め
(Carr et al., 2001 に加筆)



図 34 MPU 法による任意精度での曲面生成結果
(Ohtake et al., 2003., 手前になるほど高精度)

MPU 法 (Ohtake et al., 2003) は、RBF 法と同様、重みと基底関数の線形結合で陰関数が生成されるが、RBF では重み (λ_i) が定数であるのに対し、MPU 法では重みが位置の関数 ($\lambda_i(\mathbf{r})$) である点が異なっている。また、この重み関数は、CSRBF と同様のカットオフ距離を持つ非負の関数 $w(\mathbf{r})$ によって、次のように定義される (Partition of Unity 条件)。

$$\lambda_i(\mathbf{r}) = \frac{w_i(\mathbf{r})}{\sum_{j=1}^n w_j(\mathbf{r})}$$

ここで、 n は与えられる点の個数である。また、 $w(\mathbf{r})$ には、B-spline 関数が採用されている。カットオフ距離は、8 分木によって空間を逐次分割して生成した立方体の対角線の長さに 0.75 をかけた値を採用している。また、RBF 法の基底関数が動径基底関数であったのに対し、MPU 法では考えている有限領域内 (8 分木によって分割された領域) で最小二乗近似によって 2 次曲面フィットを局所的に実行することで設定している。基底関数は有限領域毎に定義されており、局所的に点配置の変化が大きい場合においても、有効に機能するように工夫されている。以上のように MPU 法は、マルチスケル的な視点に立つ強力な手法である。一方で、8 分木や最小二乗近似等の実装が必要となることや、パラメータも RBF に比べて多いことから、煩雑である。図 34 は、MPU 法によって 3 次元曲面を生成した事例である。紙面手前から奥に向かって近似精度の高い順にモデルを並べている。なお、曲面を生成するため点の総数は、1400 万である。

以上、CG 分野における点群からの 3 次元曲面生成手法を調査し、有力と考えられる 3 つの手法をピックアップした。これらの手法の共通事項として、与えられる点数が十分

に多いという前提条件がある。一方、ボーリングデータ等から得られる地層境界面の点数は必ずしも十分な点数とは言えず、そのまま適用可能かどうかについては検討が必要であろう。

次節では、これらの手法のうち、PR法とRBF法を産総研2003地下構造モデルのMa10層準面（堀川ほか, 2002, 2003）に適用し、適切な曲面形状が得られるかどうかを調べた。

c) PR法およびRBF法の地層境界面生成への適用

まず、2003地下構造モデルのMa10層準面を表現するための点群を示す。点群データは2種類用意した。一方は図35に示す100mメッシュの全データ(203406個)、もう一方は反射法探査データを模擬した直線配置のデータである(図36、データ数: 459個)。

図35の全データの分布形態より、 $0 < X < 700$ および $800 < X < 900$ の各範囲内にデータの飛び地が確認できる。また、 $0 < X < 600$ の範囲内に存在する地層境界面本体と考えられるデータは、 $X=300$ 、 $Y=400$ 付近が最も深い凸型放物曲面の様相を呈している。図36は、反射探査結果としてデータが得られた場合を想定して作成したものであり、データの配置が測線を反映して直線状になると仮定している。

i) PR法の地層境界面生成への適用

図35に示した全データを用いてPR法により地層境界面を生成することを行った。PR法のプログラムは、PR法の開発者であるKazdanが配布しているC言語によるコードと、フリーソフトの一つであるMeshLab内で実装されているものが存在しており、ここではMeshLabを用いて境界面の構築を試みた。なお、MeshLabは、レーザースキャナー等によって得られる大量の点群を取り扱うために開発されているもので、点データのみならず、ポリゴンデータ等にも対応している。また、取り扱える3Dフォーマットも豊富である。

MeshLabにより、図35で示した点データを表示したものが図37である。図35では確認できなかったデータの欠損領域が、3次元的な鳥瞰図により確認できる。MeshLab上でPR法を用いるためには、点の位置データの他に、その点の位置における面の法線ベクトル(勾配ベクトル)および空間の再帰的分割に関するパラメータOctreeを設定する必要がある。MeshLabは法線ベクトルを計算するためのモジュールを備えており、今回は法線ベクトルを算出する点の周囲100点の位置データを用いて入力用の法線ベクトルを算出した。なお、より局所的な情報を入力したい場合は、周囲100点よりも少ない点数を用いて法線ベクトルを算出すればよい。今回、空間分割についてのパラメータは、4ケース検討しており、Case01: Octree=6、Case02: Octree=8、Case03: Octree=10、Case04: Octree=12とした。Octreeの値は、数値が大きくなるほど解像度が大きくなり、局所的な変化も反映できるようになる。なお、全データを用いてCase04の計算を行った場合でも計算時間は約90秒(CPU: Intel Xeon X5690 3.47GHz)であり、実用的な時間で処理できることを確認している。

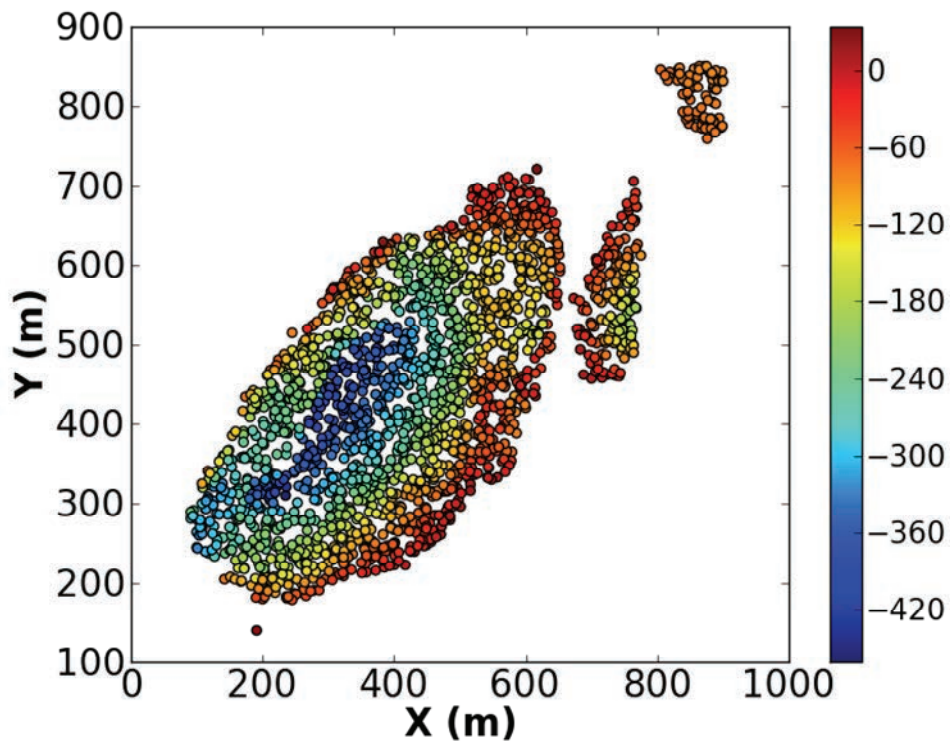


図 35 産総研 2003 地下構造モデルにおける Ma10 層準面データ
(データ総数 203406、1/100 に間引いて表示、色は深度を表す。)

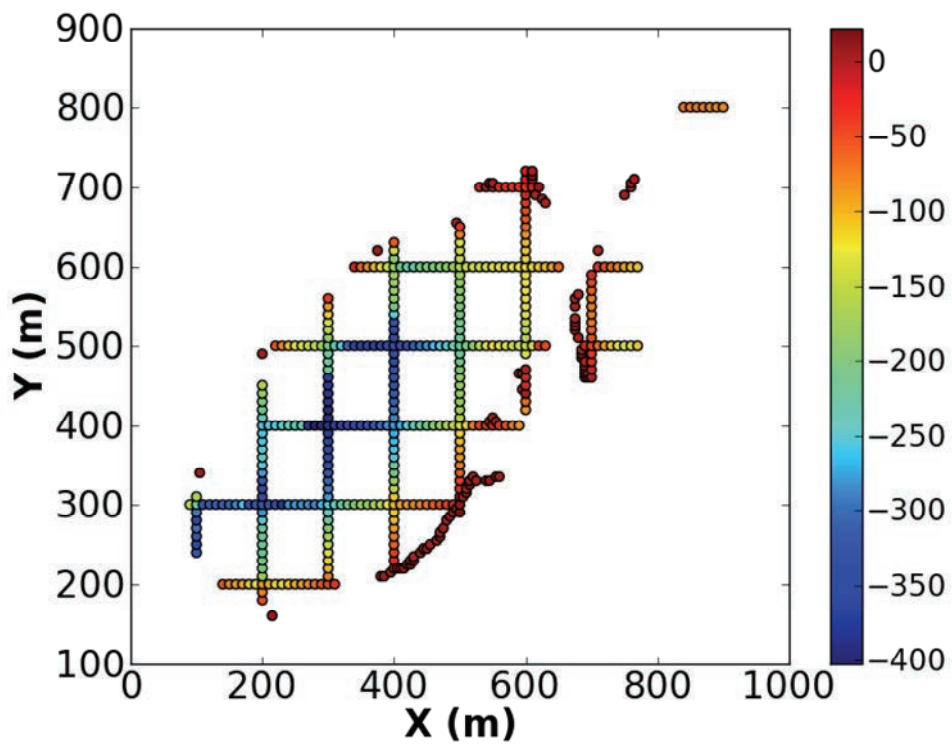
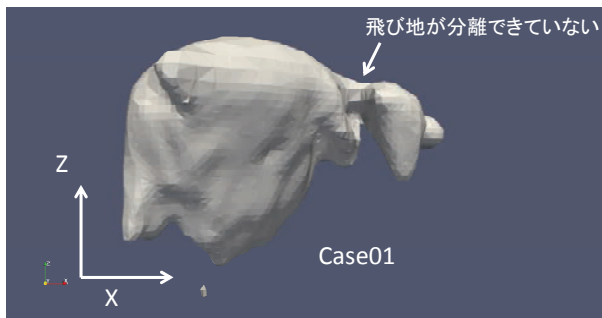


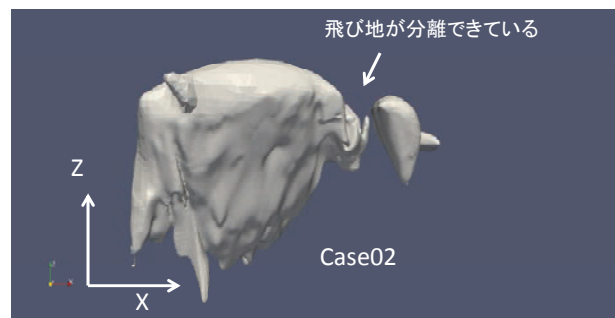
図 36 産総研 2003 地下構造モデルにおける Ma10 層準面データから反射法探査を模擬したデータを生成した。(データ総数 459、色は深度を表す。)



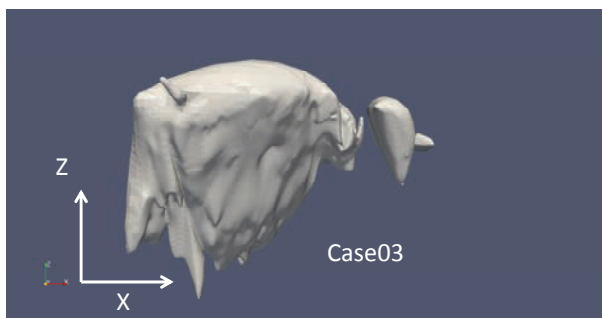
図 37 MeshLab 上で全データを表示したスナップショット。ところどころにデータの欠損領域が見られる。



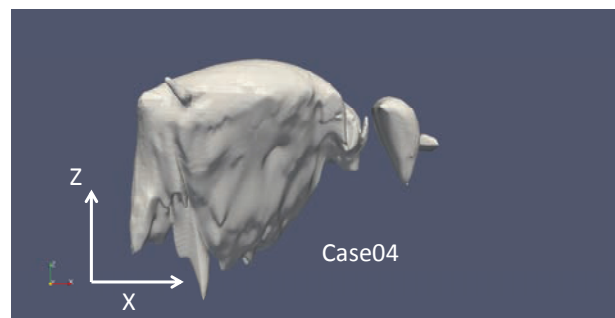
(a) Case01 (Octree=6)



(b) Case02 (Octree=8)



(c) Case03 (Octree=10)



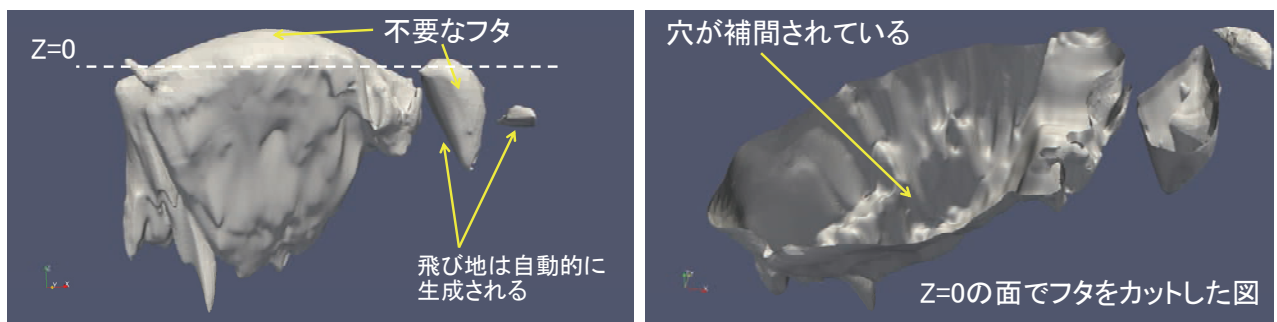
(d) Case02 (Octree=12)

図 38 空間分割のパラメータ Octree を変化させた場合の境界面の変化

図 38 は、各 Case について地層境界面を構成した結果を示している。Case01 では、空間解像度が十分ではなく、本来は飛び地として認識されるはずの領域が地層境界本体と一体化している様子が見て取れる。Case02 以上の空間解像度では、飛び地は分離されており、入力データを反映した境界面が求められている。空間解像度が大きくなるにつれ、細部の

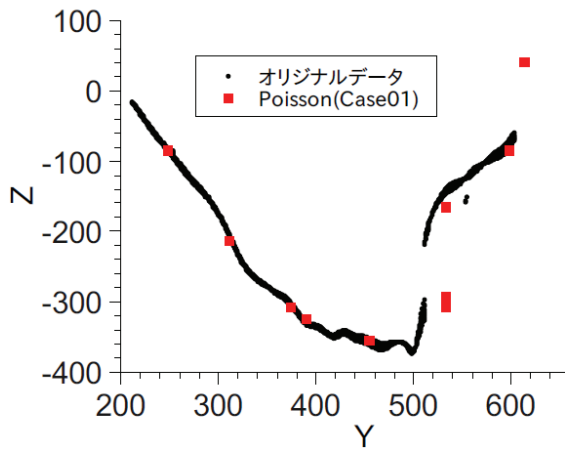
突起状の形状が境界面上に再現されていることが見て取れる。いずれの Case においても、地表面付近にフタのような不要な境界面が形成されるが、これはデータ点位置での法線ベクトルによって、曲面の内外をある程度区別していることと、手法自体が閉曲面を想定していることに起因しており、データ欠損領域における PR 法の自動補間機能の弊害であると言える(図 39(a))。一方で図 37 において見られたデータ欠損領域については、特別な処理をしなくとも自動的に領域が補間される(図 39(b))。

次に $350 \leq X \leq 354$ (以下、断面 1)、 $550 \leq Y \leq 554$ (以下、断面 2)の各断面について、入力したデータと PR 法によって構成されたデータの比較を行う。図 40 は、断面 1 について入力データ(黒丸で表示)と Case01 から Case04 で構成された境界面データ(赤丸で表示)を併せて示したものである。Case01 においては解像度が低いため、比較は容易ではないが、PR 法によって得られるデータが、おおむね入力データ上にプロットされていることから、入力データを反映した妥当な結果が得られていると考えられる。Case02 から Case04 の結果については、PR 法によって得られたデータと入力データは十分一致しており、高い精度で地層境界面が構成されている。 $Y=550, Z=-150$ 付近に存在する島状のデータについても、Case02 以降の場合に十分な精度で表現できている。また、 $Y=510, Z=-270$ 付近にはデータ欠損が認められるが、PR 法によって自動的に穴埋めされている様子が見られる。一方、 Z が 0 より大きい領域で図 38 や図 39 で確認できる不必要なフタに対応するデータが生成されている。断面 2 についての検討を行ったものが図 41 である。傾向は断面 1 で見られた結果とほぼ同じであり、Case02 以降の場合で入力データとの十分な一致が確認できる。これらの結果より、203406 個の全データを用いた場合には、PR 法は十分な精度で動作することがわかった。ただし、閉曲面を作成しようとするために不必要なデータが生じる。この不必要な領域については、目視を含む何らかの方法により除去する必要がある。

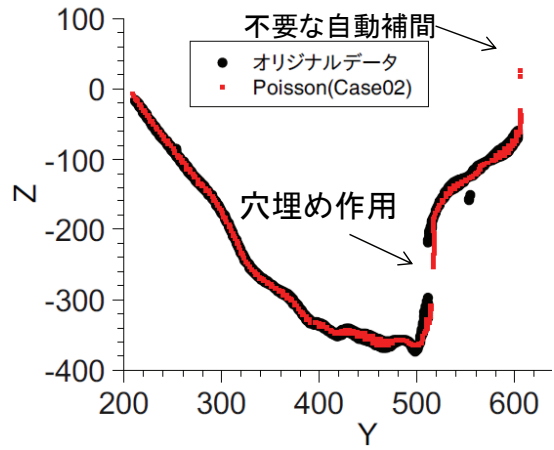


(a) 地表付近に生成される不要な境界面 (b) 自動補間機能によるデータ欠損領域の補間

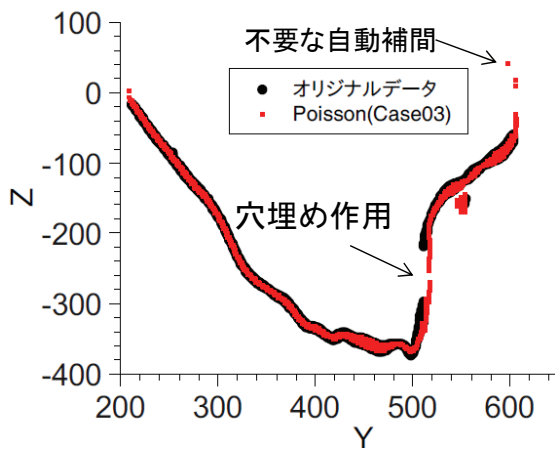
図 39 閉曲面を想定しているために生成される不要な領域(フタ)と自動補間機能によるデータ欠損領域の穴埋め



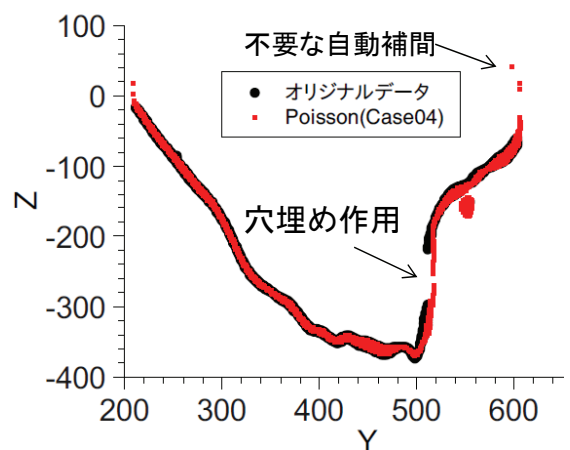
(a) Case01 について



(b) Case02 について



(c) Case03 について



(d) Case04 について

図 40 断面 1 (X=350 付近)における入力データ(黒丸)とPR法によって生成されたデータ(赤丸)の比較。入力データとして全データ(203406 点)を使用。

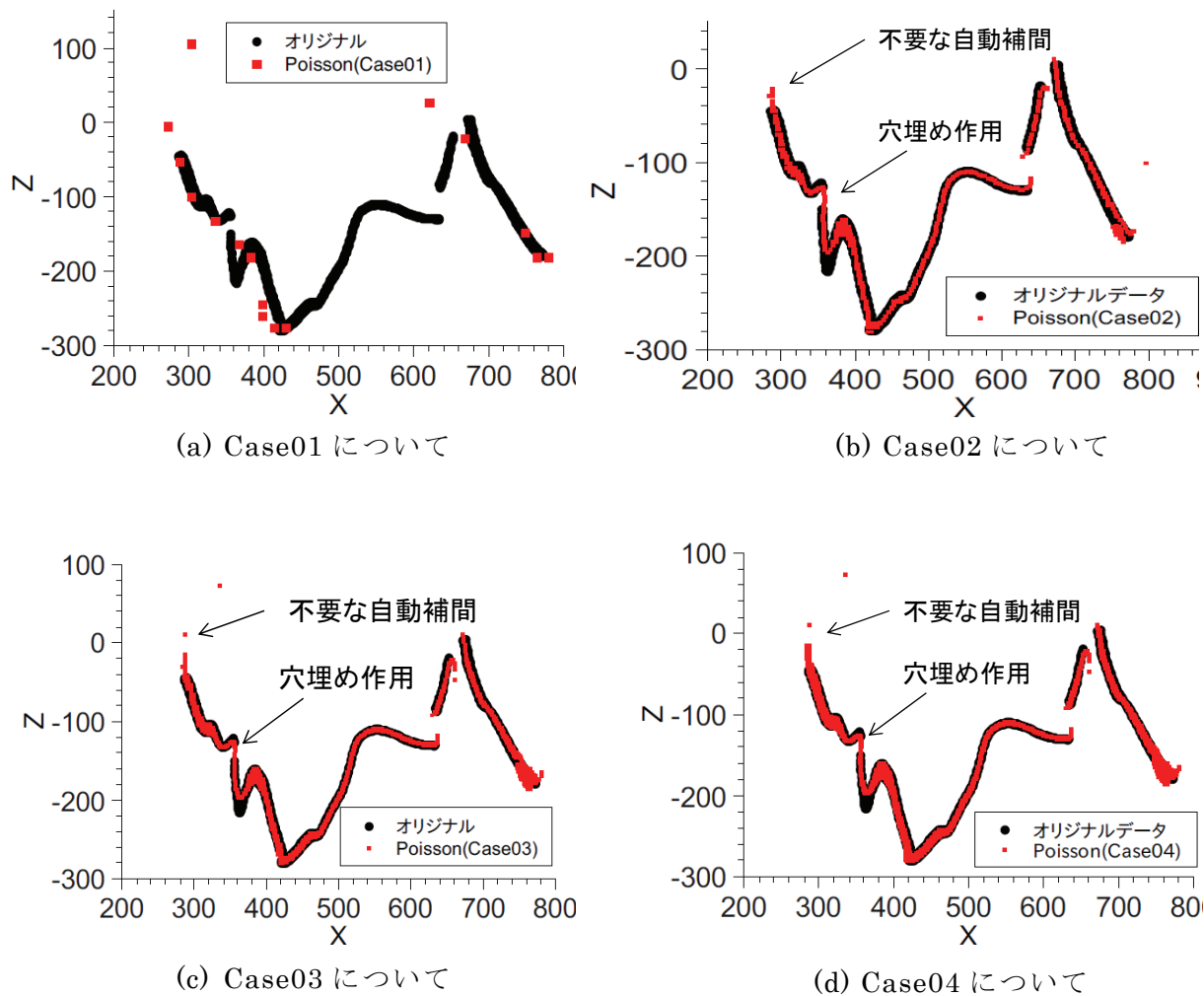


図 41 断面 2 (Y=550 付近)における入力データ(黒丸)と PR 法によって生成されたデータ(赤丸)の比較。入力データとして全データ(203406 点)を使用。

次いで、PR 法の入力データ数に対するロバスト性を検討するため、入力データを全データの 1/100 に間引き、PR 法により同様の解析を行った。

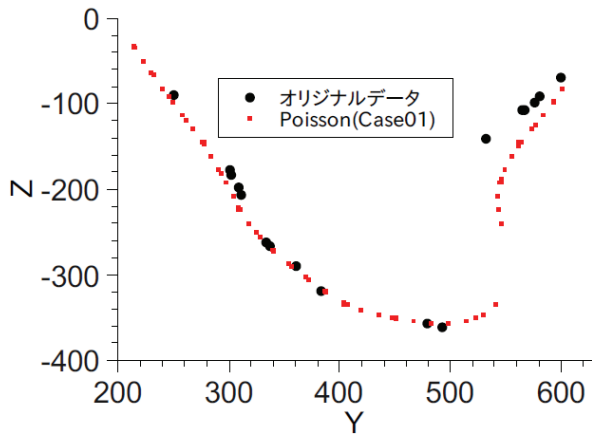
図 42 は、断面 1 についての解析結果を示している。Case01 から Case04 の結果にあまり差が見られない。この理由は、入力データ数が少ないため、解像度を制御するパラメータへの依存性は小さくなっているためである。言い換えれば、Case01 で用いた Octree=6 程度の解像度があれば、今回の入力点数に対して十分な曲面が作成できる。また、全データを用いて作成した地層境界面(図 40 の赤丸)と比較しても、似通った曲面が生成されており、入力データが数千個程度であれば、ある程度の精度で曲面形状が表現できると考えられる。

図 43 は、断面 2 についての解析結果を示している。断面 2 は図 41 の黒丸プロットで見たように飛び地領域を含むアップダウンの激しい形状となっており、間引いた入力データ数のみで形状を模擬するには困難であると推察される。実際、Case01、Case02 の結果については、十分に形状を模擬できているとは言い難い。しかし Case03、Case04 については、図 41 の黒丸プロットでみられる断面 2 の特徴を、ある程度再現できているように見て取れ

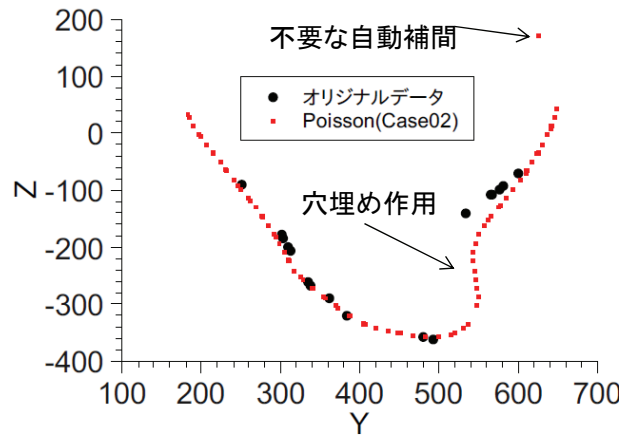
る。この結果は、PR 法が 3 次元的な入力データを用いて一斉に解析を行うためであり、2 次元断面毎に曲線生成を行って曲線を統合して曲面を生成する手法よりも妥当な結果を与えるものと考えられる。

さらに入力点数が少ない場合についての検討として、図 36 で示した反射探査を模擬したデータに PR 法を適用した。入力データの法線ベクトルは、全データを用いた際と同様、MeshLab モジュールを用いて求めた(周囲 10 点の位置情報を利用)。空間分割に関するパラメータ Octree を 10 と設定し、解析した結果が図 44 である。図 44 中で、小さいドットにより表現されているのが PR 法によって求まる補間点である。まず、 $Z > 0$ の領域で不要な補間がなされているのがわかる。この現象については、全データを用いた場合と全く同じ理由で発生しているものと考えられる。格子状に並んだ入力データの密度が大きな領域では、十分な一致を見せており、正しく曲面生成が実行されているものと推察できる。一方、入力データの密度が小さい場合では、外挿的に曲面が生成されているように見える。また、飛び地的な入力データが存在する領域では、曲面が生成されていない。入力データの密度が小さい領域については、曲面生成結果の真偽を問うことはできないが、PR 法も他の方法と同様に入力データ配置の影響を受けることがわかる。

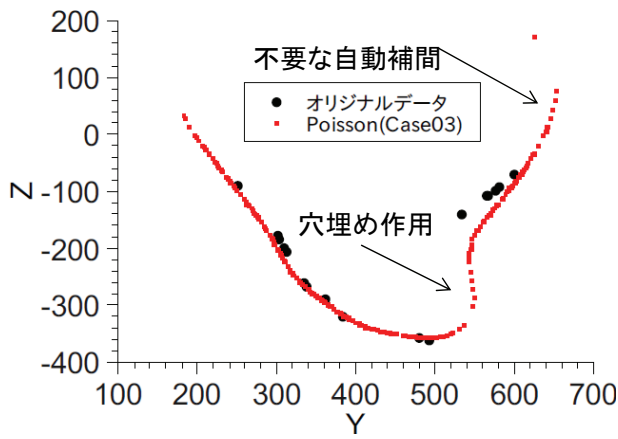
以上、PR 法の地層境界面生成への適用を試みた。入力点の点数や配置状態の影響を他の手法と同様に受けるものの、十分な数の入力データが存在すればある程度の精度で高速に曲面を生成できることがわかった。また、特別な工夫をしなくともデータ欠損領域の補間も行えた。ただし、閉曲面を自動的に作るために生じる不要な領域(例えば図 39 の $Z > 0$ の領域)に対する対処策が必要である。



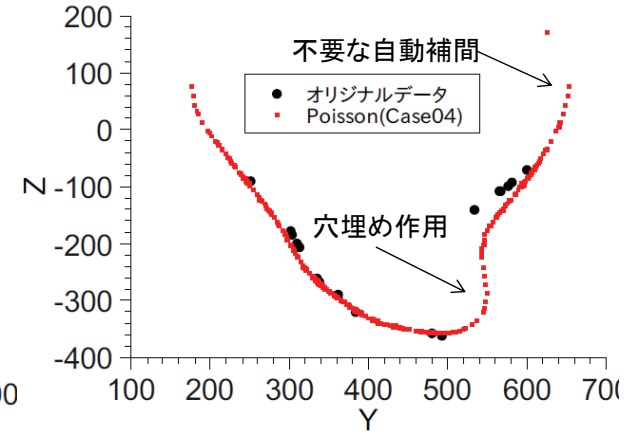
(a) Case01 について



(b) Case02 について

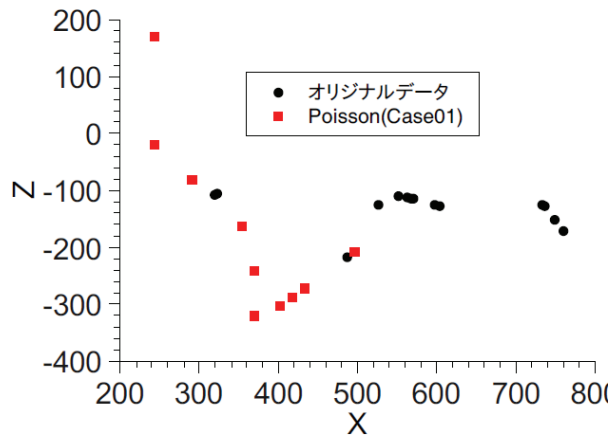


(c) Case03 について

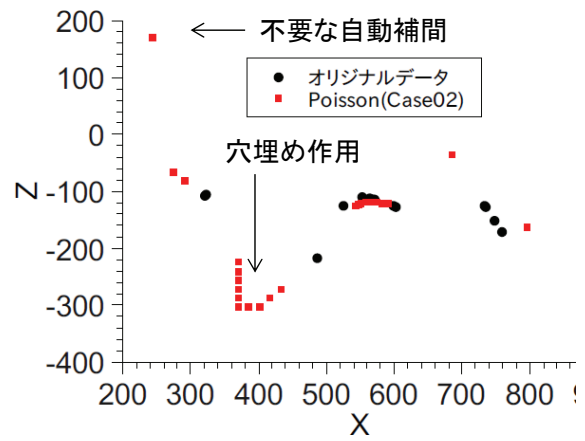


(d) Case04 について

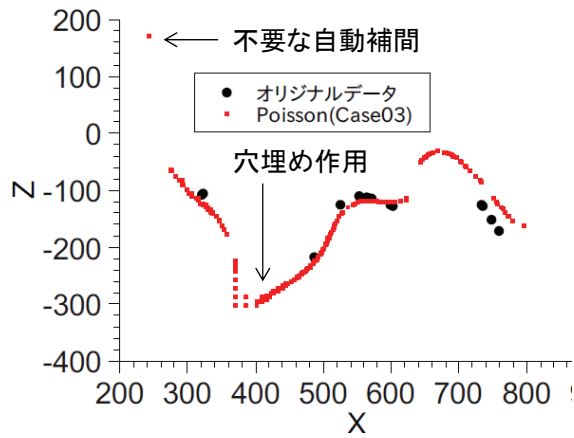
図 42 断面 1 (X=350 付近)における入力データ(黒丸)とPR法によって生成されたデータ(赤丸)の比較。入力データとして全データの 1/100(2034 点)を使用。



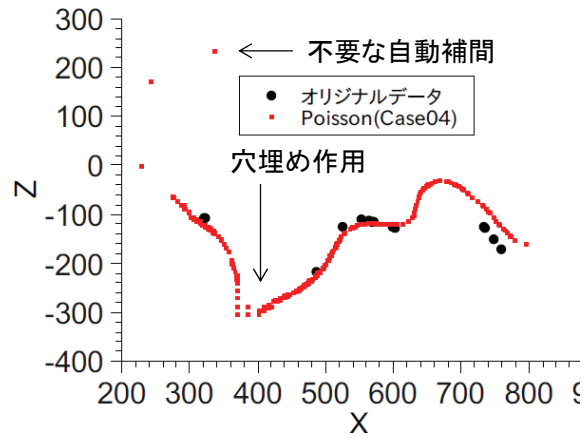
(a) Case01 について



(b) Case02 について

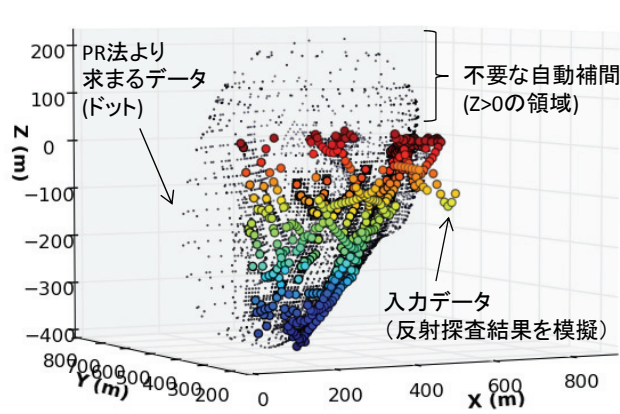


(c) Case03 について

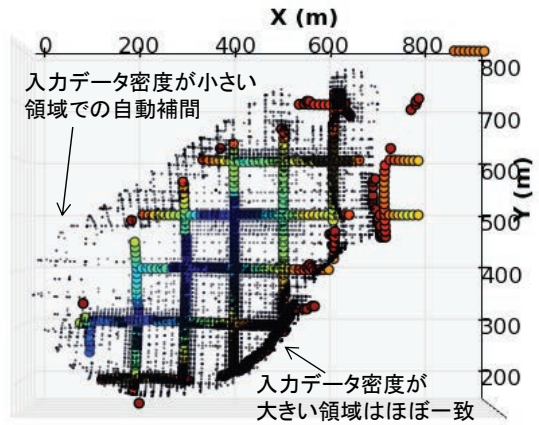


(d) Case04 について

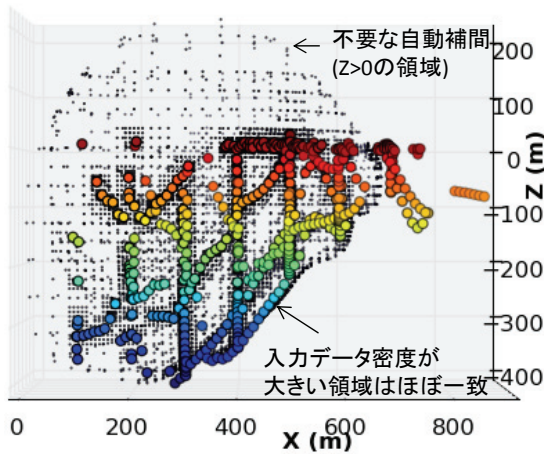
図 43 断面 1 (Y=550 付近)における入力データ(黒丸)と PR 法によって生成されたデータ(赤丸)の比較。入力データとして全データの 1/100(2034 点)を使用。



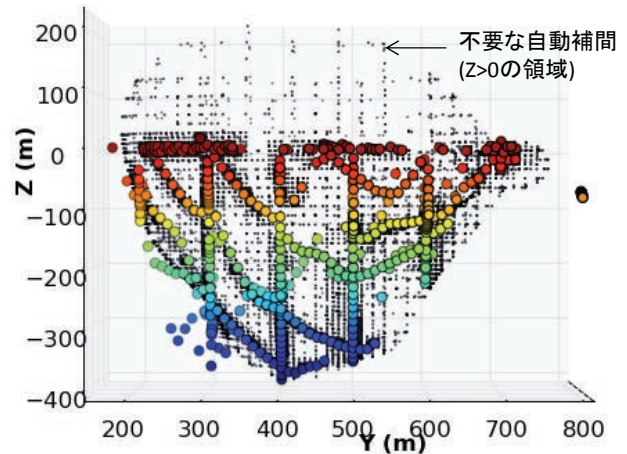
(a) 原点方向からの鳥瞰図



(b) X-Y 平面への投影図



(c) X-Z 平面への投影図



(d) Y-Z 平面への投影図

図 44 反射探査を想定した入力データに対する PR 法による曲面生成結果

小さいドットが PR 法により補間されたデータ、色付の丸プロット (色は深度を表す) は入力データを示す。

ii) RBF 法の地層境界面生成への適用

陰関数を用いる方法から得られる曲面は、PR 法で見られたように閉曲面となる場合が多い。したがって、1) でピックアップした陰関数を構成する RBF 法を用いた場合も PR 法と同様に閉曲面となることが推察される。ここでは、3次元曲面を陽関数として表現し、動径基底関数の線形結合によって曲面近似を行う。すなわち、位置 (x, y) における深度を z とすると次の近似により深度 z を表現する。

$$z(\mathbf{x}) = \sum_{n=1}^N w_n \phi(|\mathbf{x} - \mathbf{x}_n|)$$

ここで、 \mathbf{x} は成分を (x, y) とするベクトル、 w_n は重み係数、 ϕ は動径基底関数を、 N は入

カデータの数それぞれ表している。近似した深度 z が入力データ $(x_1, y_1, z_1) \cdots (x_N, y_N, z_N)$ を通過するという拘束条件を設定すると、重み係数に関する次の連立一次方程式を得る。

$$\begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} & \cdots & \Phi_{1N} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} & \cdots & \Phi_{2N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_{N1} & \Phi_{N2} & \cdots & \Phi_{NN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w_1 \\ w_2 \\ \vdots \\ w_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_N \end{pmatrix}$$

上式で、左辺の係数行列の成分、 Φ_{ij} は、入力データ点 i と他の入力データ点 j との距離の関数であり、次の関係がある。

$$\Phi_{ij} = \phi(|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j|)$$

すべての入力データの組み合わせについて Φ_{ij} が計算されるため、重み係数に関する連立一次方程式の係数行列は密行列となることがわかる。係数行列の対称性を考慮しても、1/2 の要素数を記憶するためのメモリが必要であり、多くの入力データを処理するためには工夫が必要となる。連立一次方程式の解法についての工夫なしに取り扱える入力点数は、現在の PC をもってしても、せいぜい 5 千程度であろう。今回の実装では、特殊な連立一次方程式の解法を用いていないため、Ma10 層準面の全データ (203406 個) を用いた検討は行えない。

以上の理由で、ここでは図 36 に示す反射探査結果を模擬した入力データ (459 個) に対する検討のみを行った。

動径基底関数の具体的な形として、これまでにいくつかの関数が提案されている。以下に代表的な動径基底関数を挙げる。

$$\text{Multiquadric: } \phi(r) = \sqrt{\frac{r^2}{\epsilon} + 1}, \quad \text{Inverse multiquadric: } \phi(r) = \frac{1}{\sqrt{\frac{r^2}{\epsilon} + 1}}$$

$$\text{Gaussian: } \phi(r) = \exp\left(-\frac{r^2}{\epsilon}\right), \quad \text{Linear: } \phi(r) = r$$

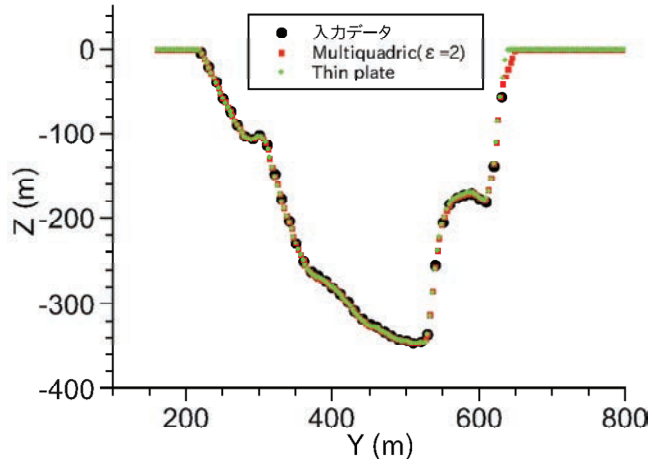
$$\text{Cubic: } \phi(r) = r^3, \quad \text{Quintic: } \phi(r) = r^5, \quad \text{Thin plate: } \phi(r) = r^2 \log(r)$$

ここで、 $r=|\mathbf{x}_i-\mathbf{x}_j|$ とおいた。また、 ϵ はパラメータである。動径基底関数のうち、パラメータが必要なグループから Multiquadric ($\epsilon=2$ と設定、デフォルト値) を、パラメータが不要なグループから Thin plate をそれぞれ選び、各動径基底関数を用いて図 36 の入力データの補間を試みた。補間領域は入力データの X、Y 座標の最大値と最小値で作られる矩形領域とし、この矩形領域を X、Y 各方向に 200 分割した。

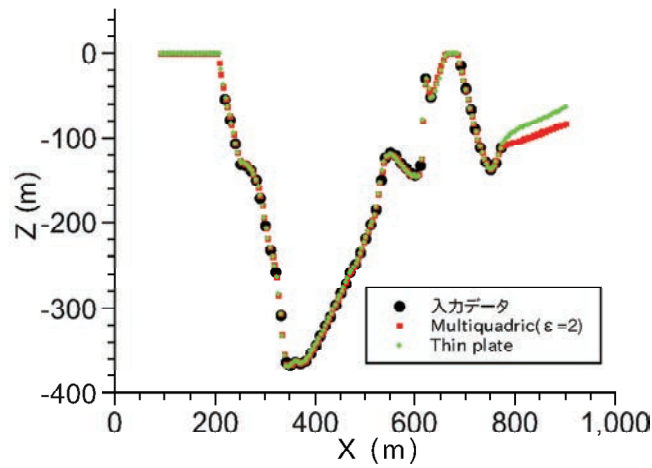
図 45 に、これら 2 種類の RBF を用いて補間した結果と入力データの比較を示している。

図 45(a)は、 $X=400$ の断面についての比較、図 45(b)は、 $Y=500$ の断面についての比較である。これらの補間結果で、外挿として得られる $Z>0$ なる領域は、 $Z=0$ と設定している。

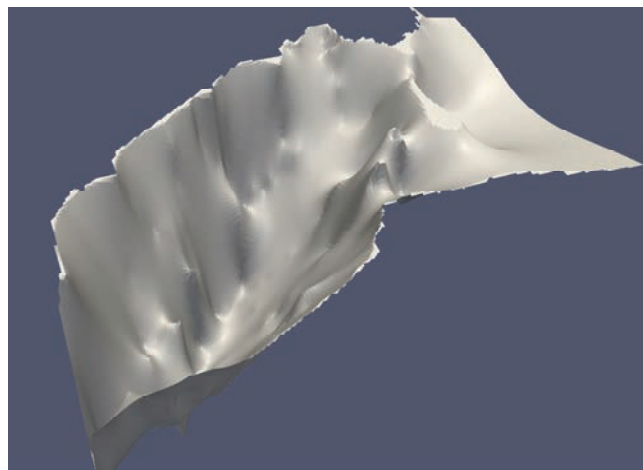
図 45(a)より、 $X=400$ の断面では、どちらの RBF も入力データを適切に補間していることがわかる。また、RBF の違いによる補間結果の違いはほとんどない。図 45(b)より、 $Y=500$ の断面においても入力データを適切に補間していることがわかる。また、RBF 間の違いもほとんど見られない。 $X>800$ の領域で両者に差が見られるが、この現象は $X>800$ の領域が、入力データのない外装領域であることによる。今回用いた陽関数近似としての RBF 補間では、PR 法のようにパラメータ調整によって自動的に飛び地のような領域を認識することは不可能であるため、 $X=625$ 付近の境界は連続しているものとして補間されている。図 45(c)は、RBF に Multiquadric を用いた場合の地層境界面補間結果である。外装領域を除けば入力データを適切に反映した曲面が生成されているものと考えられる。今回、入力データ数は 459 であったが、解析に要した計算時間は約 10 秒であり (CPU: Intel Xeon X5690 3.47GHz)、実用可能であると推察できる。



(a) 2種類のRBFによる補間結果と入力データの比較(X=400断面)



(b) 2種類のRBFによる補間結果と入力データの比較(Y=500断面)



(c) 生成した3次元曲面の鳥瞰図 (Multiquadric, $\epsilon=2$)

図45 RBF補間によって生成された3次元曲面
(入力データは、図36に示した反射法探査を模擬したもの)

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 中小地震観測波形の収集・解析

中小地震のフォワードモデリングでは、既存の堆積層構造モデルとして産総研 2003 モデルと大大特 2006 モデルβ版を検討した。両者とも、後続波も含め、多くの主要な波群の到来を再現したが、振幅が大きな過大評価、過小評価となった波群もあった。観測波形と合成波形の違いには、地殻構造に起因すると考えられる部分も大きいことがわかった。今回ターゲットとした地震に関しては、Iwaki(2011)において、大阪盆地周辺の岩盤観測点の波形を説明するように震源パラメータや地殻構造モデルがチューニングされているが、今回の計算の対象周波数帯域は Iwaki(2011)のそれに比べ高い。これらのことより、対象周波数帯域で改めて基盤入力を検討する必要性を認識した。レシーバー関数法による PS-P 時間の検討では、本年度は、レシーバー関数を求め、既存の地盤構造モデルからの予測値と比較することで、地盤構造モデルを検証し、問題点の洗い出しが行えた。次年度は、自己相関関数を用いて、堆積層内の地震波速度と地震基盤の深度に関する情報の抽出を試みる。

2) 連続微動観測と地震波干渉法

平成 22 年度に開始した上町断層帯周辺における小型広帯域速度型地震計及び低消費電力データ収録装置を用いた連続微動観測を継続するとともに、連続微動観測装置を 5 カ所追加設置した。これら計 15 観測点における連続微動記録を定期的に回収し、データ処理を実施した。また、蓄積された連続微動観測データを用い、地震波干渉法による観測点間グリーン関数抽出のための解析を開始した。概ね周期 2～10 秒の帯域で S/N 比の十分な観測点間グリーン関数を抽出できた。平成 24 年度は、引き続き 15 観測点での連続微動観測を継続し、データを定期的に回収する。平成 24 年度末には観測を終了する予定である。平成 22～23 年度に取得したデータに平成 24 年度に新たに蓄積されるデータを加え、上町断層帯周辺を含む大阪堆積盆地における Rayleigh 波と Love 波群速度の空間分布を抽出し、地下構造モデルの検証及び高度化のためのデータとして取り入れる。

3) 微動アレイ探査

平成 22 年度の微動アレイ探査地点のうち 2 点（泉大津市、羽曳野市）にて追加探査を行った。連続性の良い位相速度分散曲線が得られ、地震基盤に至る堆積層の S 波速度構造が推定された。

4) 単点微動観測

上町断層帯周辺域を含む大阪平野内の既存の強震・震度観測点 100 地点において、3 成分の単点微動観測を実施した。得られた微動記録から H/V スペクトル比を計算し、卓越周期の空間分布を調べたところ、上盤側の上町台地上では 3～4 秒、大阪市内下盤側では 7 秒前後、河内平野では 5～6 秒の卓越周期をもっていた。地下構造モデルから計算される理論 Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期と比較を行った。多くの観測点では既存の地下構造モデルは観測された微動 H/V スペクトル比の特徴を説明しているが、地下構造モデルによる再現性が十分ではない観測点も少なくなかった。特に、上町断層

帯北部の下盤側や泉北・羽曳野丘陵、盆地縁辺部の基盤急変域でモデルの卓越周期との差異が顕著であった。平成 24 年度は、平成 23 年度に取得したデータの分析を継続するとともに、他の情報とも合わせ、地下構造モデルの高度化に資する。

5) 地下構造モデルの改良

本調査によるものも含め過去に実施された反射法地震探査データを用いて、反射波走時の観点で既存地下構造モデルを検証した。顕著に差の大きい地域は見つからなかったが、多くの測線で大きいところで 100~150msec の差があった。大津川測線の南東端部分や大阪市第二測線南部など、一部気になる差があるところについては、サブテーマ 1 による断層や撓曲の地表トレース位置や、サブテーマ 4 の他の解析結果も合わせて、改良を検討する。また、地震基盤だけでなく各鍵層の反射走時の検討も今後の課題である。CG 分野における 3 次元曲面生成技術を調査し、3 つの有望と考えられる手法、Poisson Reconstruction 法、Radial Basis Function 法、Multi-level Partition of Unity 法をピックアップした。各手法の特徴をまとめ、地層境界面を生成する際との条件の違い(入力点数の大小)について述べた。産総研 2003 地下構造モデル Ma10 層準面について、PR 法と RBF 法をそれぞれ適用し、これらの適用性を判断した。結果、両手法ともある程度の精度で曲面が生成できることがわかった。PR 法では、閉曲面を作るため、生成された曲面で不必要な領域を除去することが今後の課題の一つとなる。RBF 法を用いる場合は、外挿領域での曲面形状に違いが出たが、重大なものではないと判断した。PR 法はいくつかのパラメータが必要となり、面を改変していくという観点からは効率が良い。一方で実装が煩雑であり、閉曲面が生成されるなどの不都合がある。RBF 法は、理解しやすく、実装も容易であるが、曲面の改変という観点からは自由度が低い。したがって、両者を目的に応じて適切に使い分けることが肝要である。今後は他のサブテーマからの情報をもとに地層境界面の改変方針を明確にし、これらの手法を適用していく。

(d) 引用文献

- Carr, J. C., R. K. Beaton, J. B. Cherrie, T. J. Mitchell, W. R. Fright, B. C. McCallum, and T. R. Evans, Reconstruction and Representation of 3D Objects with Radial Basis Functions, ACM SIGGRAPH, 2001.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seismol. Soc. Am., **59**, 427-444, 1969.
- 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, 大阪平野の 3 次元地盤構造モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, **2**, 291-324, 2002.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 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, 活断層・古地震研究報告, **3**, 225-259, 2003.
- Iwaki, A. and T. Iwata. Simulation of long-period ground motion in the Osaka sedimentary basin: performance estimation and the basin structure effects,

- Geophys. J. Int., **181**, 1062-1076, 2010.
- Iwaki, A., Study on Seismic Wave Propagation Characteristics in a Sedimentary Basin and Waveform Inversion for Three-Dimensional Basin Boundary Shape, 京都大学理学部地球惑星科学教室博士論文, 2011.
- Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Ohnishi, Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, J. Seismol., **12**, 223-234, 2008.
- 金井崇・高橋成雄, 最新コンピュータグラフィックス -基礎から応用まで-, 画像電子学会誌, **33**, 4B, 612-619, 2004.
- Kazdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, Eurographics Symposium on Geometry Processing, Cagliari, Italy, 2006.
- Kazhdan のウェブサイト: <http://www.cs.jhu.edu/~misha/Code/PoissonRecon/> (2012年4月02日アクセス)
- 北郷正輝・萩原一郎, CSRBF を用いた三次元形状圧縮, 画像電子学会, **35**, 2, 10-19, 2006.
- 瀬瀬一起・三宅弘恵, 地下構造モデルと強震動シミュレーション, 地震, **61**, S441-S453, 2009.
- Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka, A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, Tectonophysics, **472**, 290-300, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.037, 2009.
- Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., **88**, 228-241, 1998.
- Lorensen, W. E., and H. E. Cline, Marching Cubes: A high resolution 3D surface construction algorithm, Computer Graphics, **21**, 4, 1987.
- Ludwig W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake, Seismic Refraction, in the Sea, **4**, part 1, 53-84, edited by Maxwell, A., Wiley-Interscience, New York, 1970.
- MeshLab のウェブサイト: <http://meshlab.sourceforge.net/> (2012年4月02日アクセス)
- Ohtake, Y., A. Belyaev, M. Alexa, G. Turk, and H. P. Seidel, Multi-level partition of unity implicits, ACM Transactions on Graphics, **22**, 3, 463-470, 2003.
- 大阪府, 平成 14 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, 2003.
- 大阪府, 平成 15 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, 2004.
- 大阪府, 平成 16 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, 2005.
- Pitarka, A., 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seismol. Soc. Am. **89**, 54-68, 1999.
- 産業技術総合研究所, 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版, 独立行政法人産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 独立行政法人産業技術総合研究所, <http://riodb2.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>, 2009.
- 産業技術総合研究所活断層研究センター・阪神コンサルタンツ, 大阪堆積盆地の 3 次元

- 地盤構造モデルの作成業務報告書, 2003.
- Sekiguchi, H., M. Yoshimi, H. Horikawa, K. Yoshida, S. Kunimatsu, and K. Satake, Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, *Journal of Seismology*, **12**, 185-195, 2008.
- 汐見勝彦・小原一成・青井 真・笠原敬司, Hi-net/KiK-net 観測点における地中地震計設置方位の推定, *地震第2輯*, 56, 99-110, 2003.
- Snieder, R., Extracting Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Physical Review*, **E69**, 046610, 2004.
- 宗田靖恵・松澤 暢・長谷川昭, レシーバー関数による東北日本弧の地殻・最上部マントル速度構造の推定, *地震第2輯*, 54, 347-363, 2001.
- 上林宏敏・川辺秀憲・釜江克宏・宮腰 研・堀家正則, 傾斜基盤構造推定における微動H/V スペクトルの頑健性とそれを用いた大阪平野南部域の盆地構造モデルの改良, *日本建築学会構造系論文集*, **74**, 1453-1460, 2009.
- Wapenaar, K. and J. Fokkema, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, **71**, SI33-SI46, 2006.
- Wendland, H., Piecewise polynomial, positive definite and compactly supported radial functions of minimal degree, *Advances in Computational Mathematics*, **4**, 389-396, 1995.
- 山中浩明・石田 寛, 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, *日本建築学会構造系論文集*, **466**, 9-17, 1995.