

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	主任研究員	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た。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、改良モデルを得た。

(2) 平成 22～24 年度の成果

(a) 業務の要約

上町断層帯周辺を含む大阪堆積盆地の速度構造に関するデータを増強するため、多面的な観測・解析を行った。微動アレイ探査を同探査密度の低い大阪南東部の 6 カ所で実施し、SPAC 法により連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。大阪平野の 100 地点で実施した単点微動観測からの H/V スペクトル、および、収集した強震観測記録の 70 余点を用いてレスナー関数解析より得た PS-P 時間の情報は、平野全域を高密度にカバーすることができた。また、連続微動観測を 15 地点で展開し、堆積層内を伝播する表面波のグリーン関数を直接的に得る試みも行われた。

3次元速度構造モデルの高度化においては、モデルの記述方法に関する開発も行った。地層境界面形状、および、物性値の深さ変化や堆積年代依存性に関する精緻な表現と、地層境界面の補間関数による明快な表現を両立する方法を模索し、具体化した。また、上述の観測・解析で得た物性値に関する新しいデータを基に既往モデルを修正し、波動伝播再現性能的にも高度化した 3次元速度構造モデルを得た。

(b) 業務の成果

本業務では主として上町断層帯で発生する地震の地震動予測性能向上を目的とするため、3次元速度構造モデルの作成範囲は、図 1 のように上町断層帯を含む大阪堆積盆地全体をカバーする範囲とした。中でも上町断層帯の真上に広がる大阪平野を中心として、地震波速度構造に関する情報の収集、および、モデルの高度化を行った。

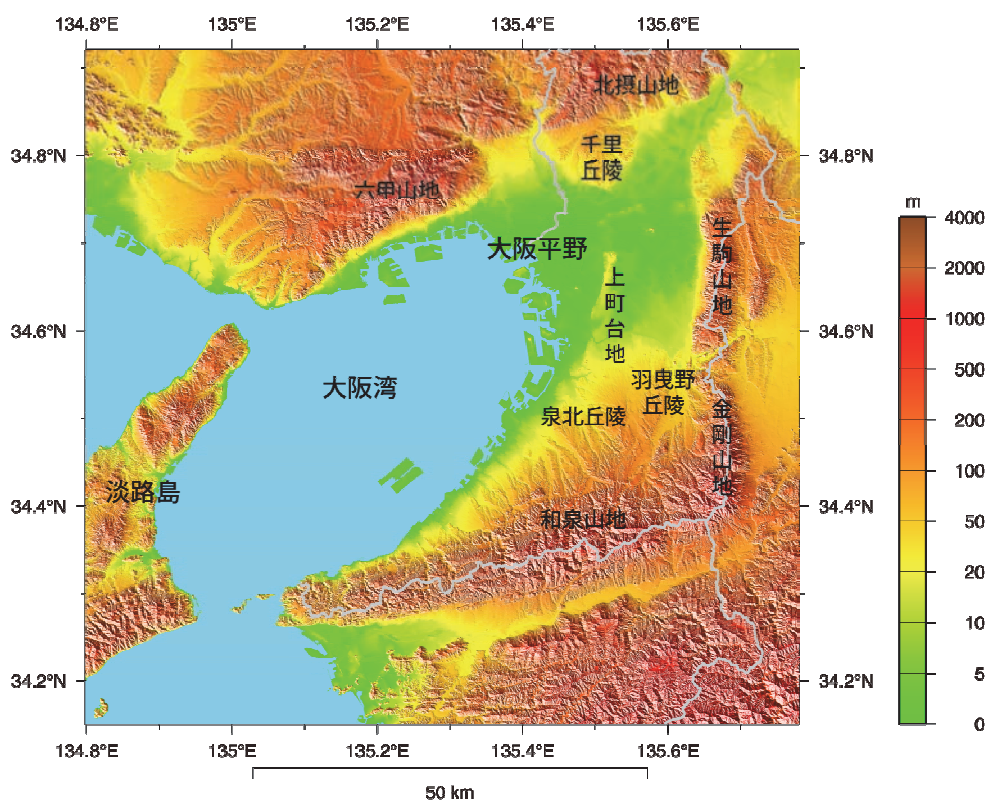


図 1 地下構造モデル作成の対象範囲

1) 地震波速度構造取得のための観測と解析

a) 地震波形記録の収集と整理

上町断層帯周辺を含む大阪堆積盆地及びその周辺地域では、全国展開されている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)、気象庁の計測震度計観測点に加えて、関西地震観測研究協議会による広帯域強震観測が行われている。本業務では、これらの観測記録に加えて、大阪府危機管理室のご協力により大阪府震度情報ネットワークシステムの波形記録を収集することができた。

大阪府震度情報ネットワークシステムは 1996 年 5 月に府内全市町村（44 地点）及び臨海部（3 地点）の計 47 地点に明星電気製計測震度計（気象庁 95 型震度計に相当する仕様のもの）が設置され、運用が開始されている。地震検知時には震度情報が消防庁や気象庁等関係機関にリアルタイムで送信されるとともに、波形記録が大阪府危機管理室内のサーバに蓄積される。その後、2010 年 3 月に明星電気製 S210 計測震度計（気象庁 07 型震度計に相当する仕様のもの）にシステム一式が更新されるとともに、2010 年 12 月より大阪市及び堺市に 26 地点が増設され、現在は計 73 地点となっている。府内全市町村で各 1 地点、政令指定都市である大阪市及び堺市内は各行政区に 1 地点ずつ同一型式の計測震度計が設置されることで、大阪府域において稠密な観測が行われ、震度情報及び波形情報が収集されている。本業務では大阪府危機管理室より不定期に DVD-R で波形記録の提供を受けた。波形データは旧システムの記録は WIN 形式、新システムの記録は強震 WIN32 形式のフォーマットで収録されている。

これらの観測網で取得された地震波形記録のリストアップを行った。図 2 に地震波形記録を収集した観測点の地図、図 3 に記録された地震の震央分布を示す。表 1 に地震波形記録を観測点と地震毎に整理した一覧を示す。収集した地震波形記録は 2000 年 10 月から 2012 年 3 月の期間に発生した 86 地震の記録である。これらには近畿地方の上部地殻やフィリピン海プレートで発生した中小地震に加え、2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の記録などが含まれている。これらの収集された波形記録は本サブテーマで実施したレシーバー関数解析や中小地震のフォワードシミュレーションなどで使用された。

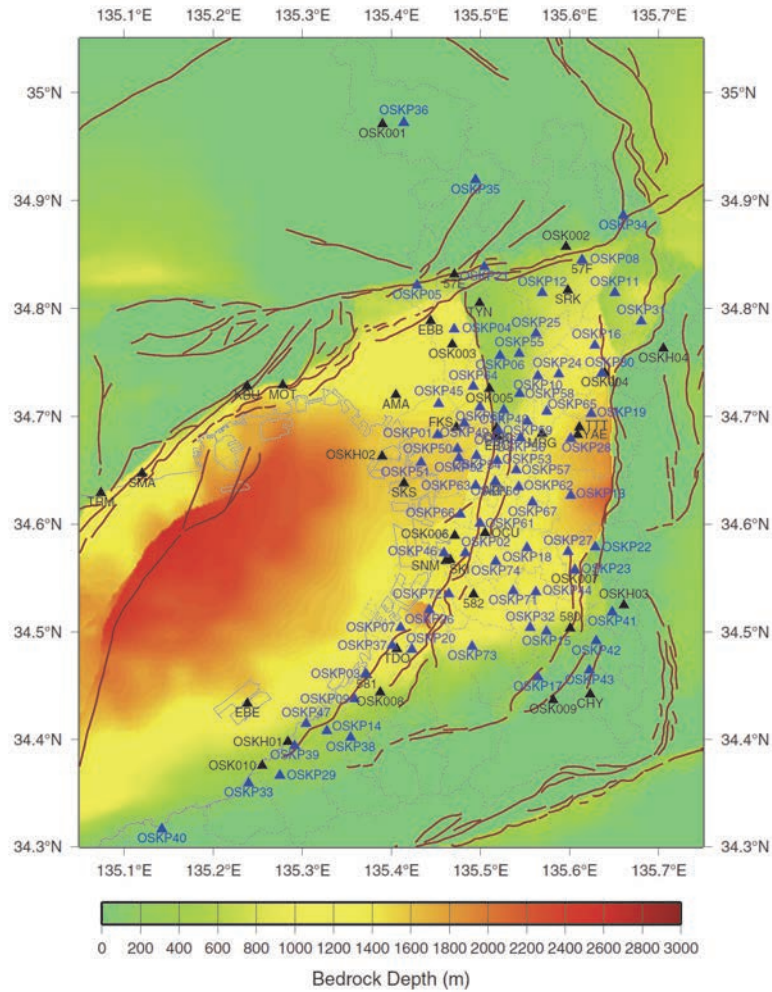


図2 地震波形記録を収集した強震観測点の分布（青：大阪府の震度計、黒：その他の機関）。背景のカラートーンは大阪府が作成した3次元地下構造モデル（大阪府，2005）の基盤深度を示す。茶色の実線は、活断層データベース（産業技術総合研究所，2009）に収録されている活断層の地表トレースを示す。

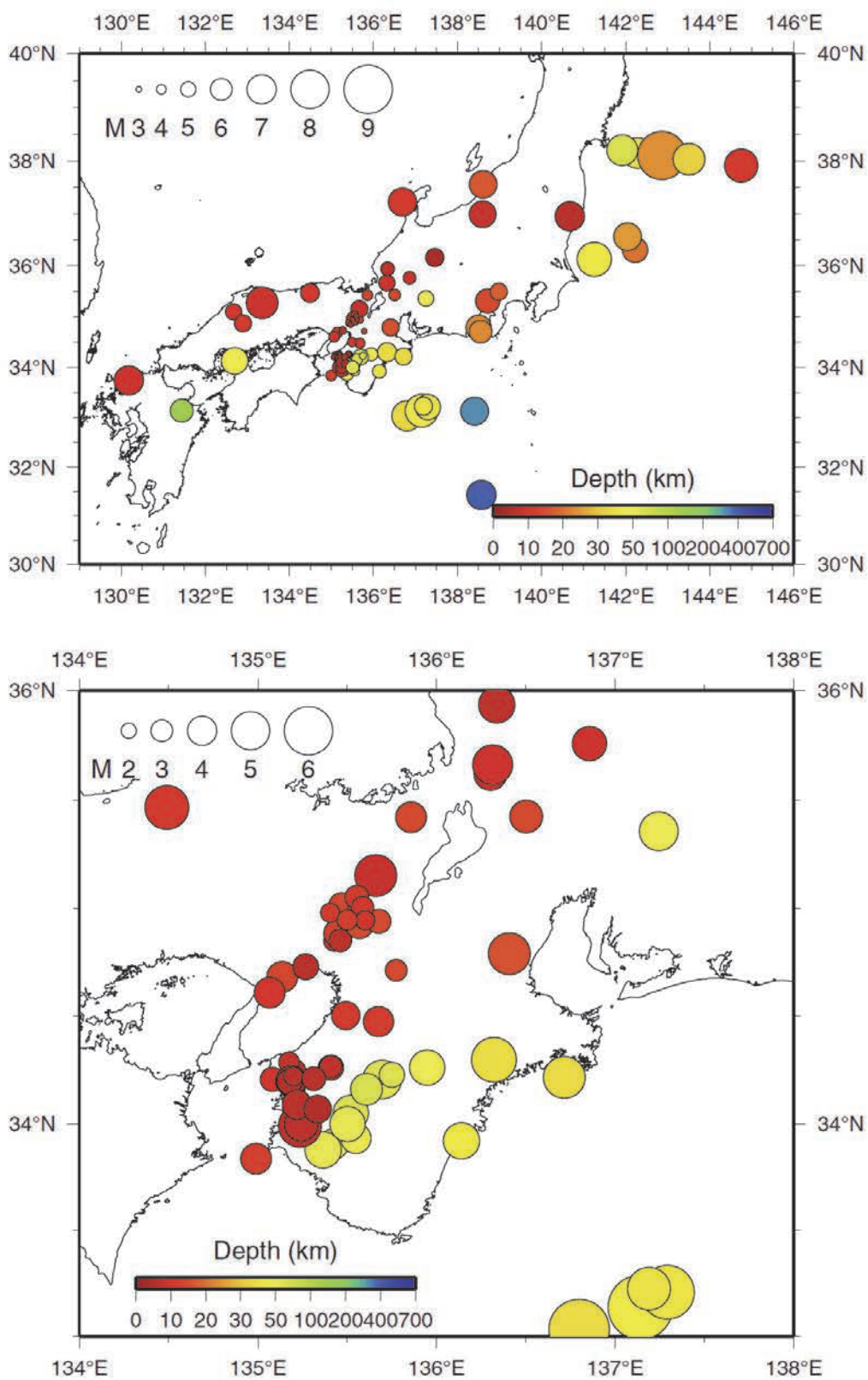


図3 大阪府震度情報ネットワークシステムより地震波形記録を収集した地震の震央分布

b) 微動アレイ探査

大阪堆積盆地における深部地下構造データの空白域である大阪府南東部を微動アレイ探査の実施地域として選定した(図4)。大阪府南東部全体をカバーするよう5~6 km間隔で5点の探査地点を設定した(HAT:堺市中区八田荘、HKS:堺市東区日置荘、HBK:羽曳野市羽曳が丘、IBK:和泉市いぶき野、TMK:堺市南区富蔵)。これに加え、湾岸部で造成中の埋立地1点も探査対象地点とした(YNG:泉大津市夕風町)。

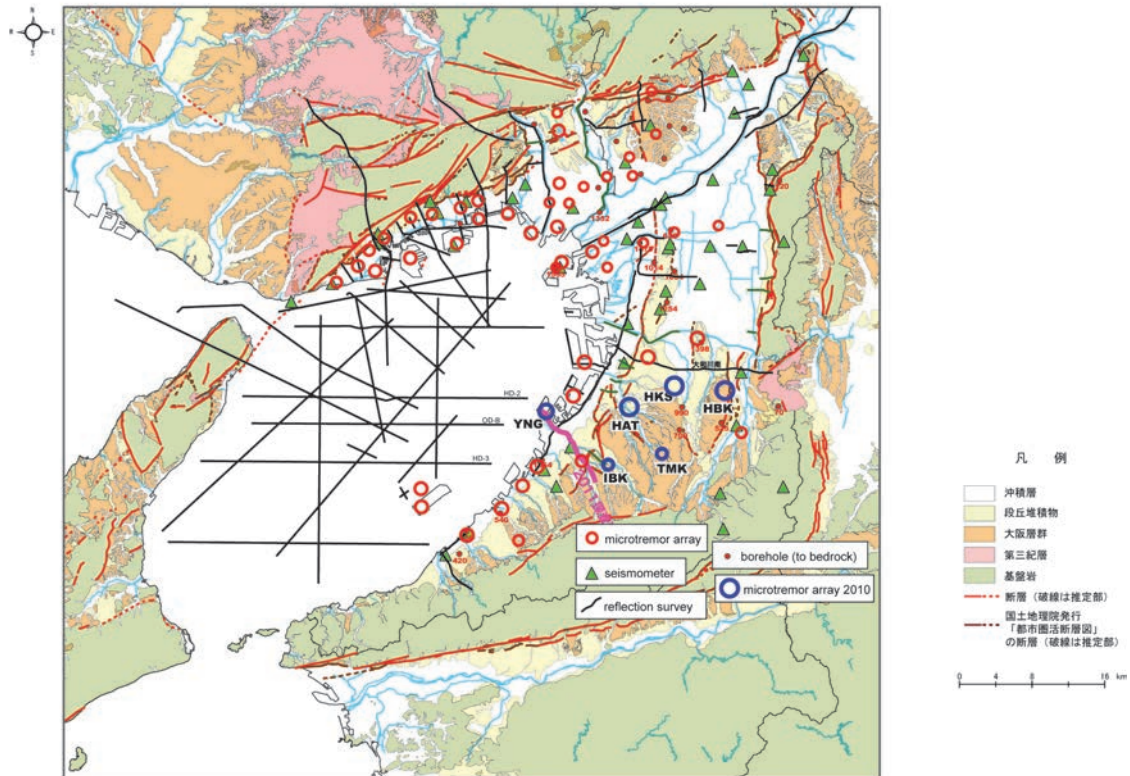


図4 微動アレイ探査地点(青丸)と深部地下構造データ分布および地表地質

i) 探査の概要

浅部から深部までのS波速度構造推定には、様々な波長の表面波の位相速度の情報が必要である。本業務では位相速度の解析にSPAC法を用いるが、SPAC法により位相速度が算出できる表面波の波長はアレイ半径の2~5倍程度であるため、半径の異なる多数のアレイで観測を行い広い波長範囲の表面波位相速度が取得できるようにした。本業務における微動アレイの諸元を表2に示す。アレイは正三角形の3頂点と重心1点からなる4点アレイを基本とし、効率的な観測および解析のため中心点を共有する多重アレイの設定に努めた。ここで、アレイの最大半径は想定される基盤深度に応じて設定した。基盤深度が1 kmを超えるHAT、HKS、HBKでは1000m、同様に基盤深度が1 kmを超えるYNGでは設置場所の制約から最大半径は750m、IBK、TMKでは400mおよび300mとした。これら最大半径から半径を順次0.5倍程度に減じながら、最小半径の10~20mになるまでサイズの異なる複数のアレイを設定し、連続的に位相速度の分散曲線が得られるようにした。最終的には現地踏査でアレイ諸元を決定したが、外接円半径の異なる正三角形の数はYNG:6、HAT:7、HKS:

7、HBK：6、IBK：6、TMK：5となった（表2）。

観測点位置は次のように選定した。まず、自治体発行の1:10000地形図を用い、全ての観測点が公園内や道路脇に配置されるようなアレイ諸元を選定した。次いで、現地踏査を行い、観測機材が設置できること、および車両往来等に対する安全性を確認して観測点とした。その後、大阪府危機管理室経由で各自治体および周辺住民への周知・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、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。観測点位置の詳細を図5～図10に示す。

これら観測点にて2010年11月5日～10日の昼間に微動を観測した（天候は曇り～晴）。表1に記した全てのアレイで良好な微動記録を得た。観測対象は上下動である。使用機器は、サーボ型速度計 VSE-15D1（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）である。VSE-15D1は高感度モード（1000V/m/s）に、データロガーのアンプは10倍に設定した。サンプリング周波数は半径100m程度以下では200Hz、それ以外は100Hzとした。データロガーの時刻はGPS信号で校正し、本業務のサンプリング周波数ではロガー間の時刻ズレは生じないようにした。地震計には風除けのためプラスチックケースを被せレンガで押さえ、設置点の地盤が軟弱な場合にはレンガを敷いた。安全確保のため観測時には必要に応じてカラーコーンや見張り人員を配置した。作業員は反射ベストを着用した。

なお、2010年の観測結果の検討から微動の再測定が必要と判断された2地点（HBK、YNG）にて、2011年に追加の測定を実施した。アレイ諸元を表3に示す。これらの観測点の選定に際しても前述と同様な手続きを行った。観測日はHBK（区別するためHBKUと表記）では2011年5月14日、YNG（区別するためYNG2と表記）では5月15日である（天候は晴）。微動計は平成22年度に使用したVSE-15D1よりも低周波数帯域での性能が高いVSE-15D6に置換えた。センサー以外の機材および観測パラメータは2010年と同じである。観測点位置の詳細を図11、図12に示す。HBKU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。

ii) SPAC解析

観測微動波形およびパワースペクトルの例を図13、図14に示す。アレイ半径毎のデータセットから明らかなノイズを除いた部分について空間自己相関係数（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。多重正三角形アレイに対しては、地震計間距離が等しい地点の観測データを擬似的な正三角形アレイとみなし、同様な解析により位相速度を求めた。

全てのアレイ半径の位相速度をまとめ、低周波数帯域（概ね0.5Hz以下）では拡張SPAC法（Okada, 2003）を援用しながら位相速度を決定し、各探査地点の最終的な観測分散曲線とした。各探査地点でのSPAC係数、位相速度、観測分散曲線を図15～図22に示す。観測分散曲線の決定は、SPAC係数の増加が鈍くなる周波数をもって打ち切った。SPAC係数は応答特性が全く同一の微動計で観測した場合、S/N比が十分に高ければ低周波数帯域では1に漸近するはずであるが、例えば、HATの0.3Hz以下の帯域など、低周波数帯域でSPAC係数の低下が発生している。これは、微動計の応答にばらつきがあるかS/N比が小さいこと

に起因すると考えられるため、この帯域の位相速度は採用しない。なお、YNG2 は平成 22 年度の YNG-S、YNG-N から求めた分散測線と平成 23 年度の観測記録から求めた分散曲線を合わせたもの、HBKU は平成 22 年度の HBK-LM、HBK-N の分散曲線と平成 23 年度の観測記録から求めた分散曲線を合わせたものであり、これらのアレイでは拡張 SPAC 法は適用していない。YNG2 では YNG に比べて 0.3Hz 以下の SPAC 係数の低下が抑えられている。一方、HBK と HBKU の位相速度に顕著な違いは見られなかった。

観測分散曲線位相速度が 1 km/s となる凡その周波数は、YNG アレイ 0.3Hz、HAT アレイ：0.45Hz、HKS アレイ：0.4Hz、HBK アレイ：0.6Hz、IBK アレイ：0.8Hz、TMK アレイ：1 Hz であり、概して堆積盆地の中心に近いほどこの周波数が低い傾向がある。

表 2 微動アレイ諸元

	アレイ半径(m)	アレイ		同時観測点数	中心点		観測日	開始時刻	終了時刻	Fs (Hz)
		回転角			緯度	経度				
TMK-M	300, 145.25, 75	76.5, 17		10	34.47663	135.51456	2010.11.05	11:29	13:00	100
TMK-N	60, 20			4	34.47633	135.51404	2010.11.05	13:54	14:36	200
HAT-L	1000, 595, 299	0, 60		10	34.52096	135.48462	2010.11.06	9:50	10:59	100
HAT-M	130			4	34.52096	135.48462	2010.11.06	11:23	12:00	100
HAT-S	97.5			4	34.52114	135.48132	2010.11.06	13:40	14:30	200
HAT-N1	51			4	34.52140	135.48120	2010.11.06	13:56	14:40	200
HAT-N2	17			4	34.52131	135.48126	2010.11.06	14:36	15:10	200
YNG-L	750, 400	56.0		7	34.51719	135.3764	2010.11.07	10:21	12:26	100
YNG-S	120, 60	60.0		7	34.51398	135.37444	2010.11.07	13:06	14:16	200
YNG-N	30, 10			4	34.51406	135.37506	2010.11.09	15:00	15:35	200
HKS-L	1000, 600.25	88.5		7	34.54279	135.53503	2010.11.08	8:56	10:56	100
HKS-M	600.25, 310	-44.5		7	34.54279	135.53503	2010.11.08	11:10	12:30	100
HKS-S	167.5, 82.5	72		7	34.54279	135.53503	2010.11.08	13:00	13:50	100
HKS-N	54, 18			4	34.54306	135.53528	2010.11.10	15:22	15:50	200
IBK-M	400, 200, 100	61, 111		10	34.46375	135.45294	2010.11.09	9:45	10:45	100
IBK-S	93			4	34.46638	135.45119	2010.11.09	12:25	13:00	200
IBK-N	45, 15			4	34.46671	135.45129	2010.11.09	11:23	12:10	200
HBK-L	1000, 600, 310	34.8, 60.8		10	34.54253	135.59398	2010.11.10	9:35	11:00	100
HBK-LM	600, 310, 120	-29.8		10	34.54253	135.59398	2010.11.10	11:16	12:15	100
HBK-N	60, 20			4	34.54279	135.59494	2010.11.10	12:48	13:50	200

表3 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

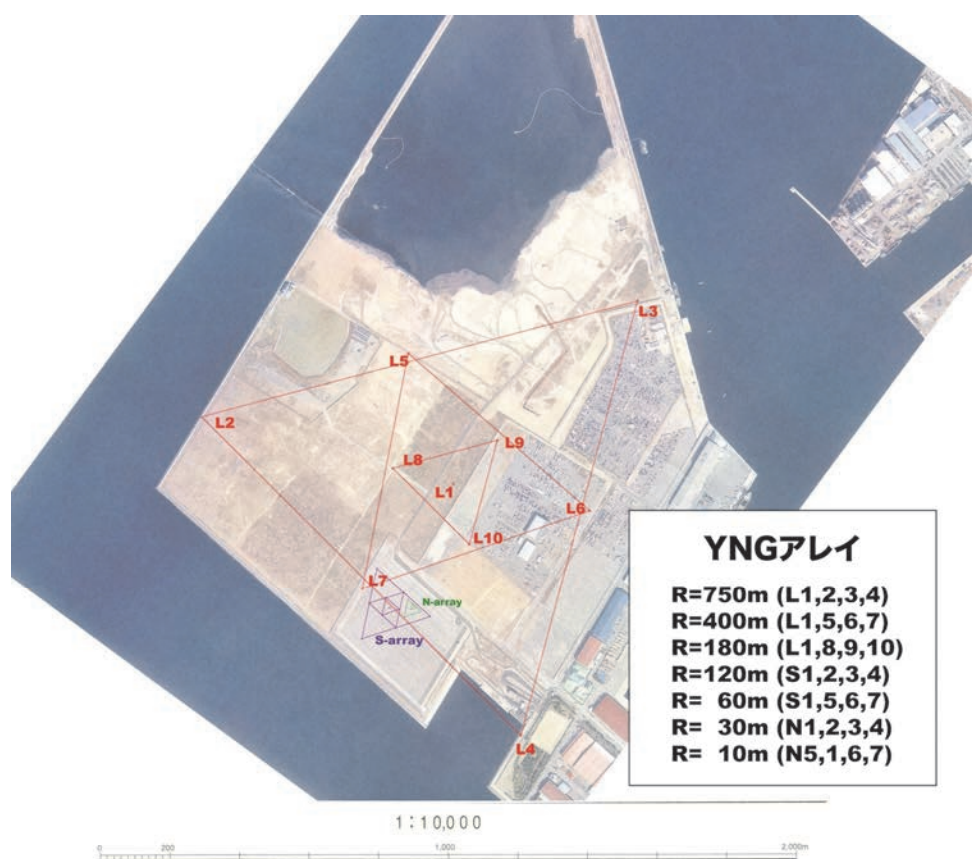


図5 YNGアレイの観測点位置

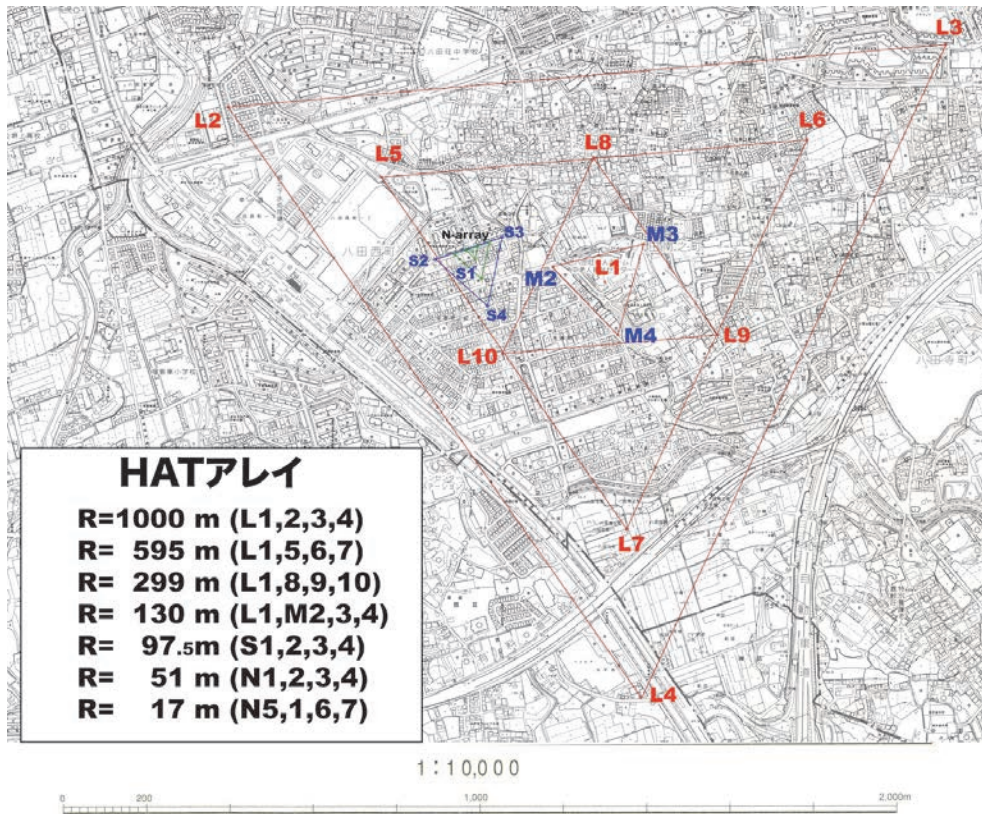


図6 HATアレイの観測点位置

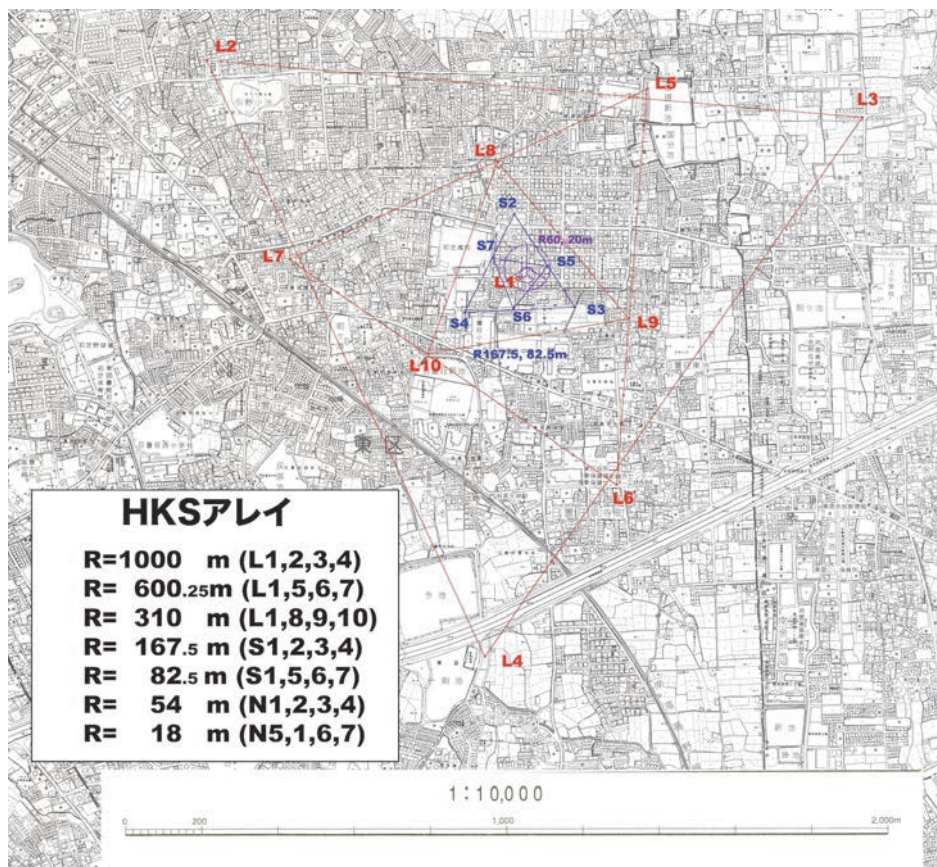


図7 HKSアレイの観測点位置

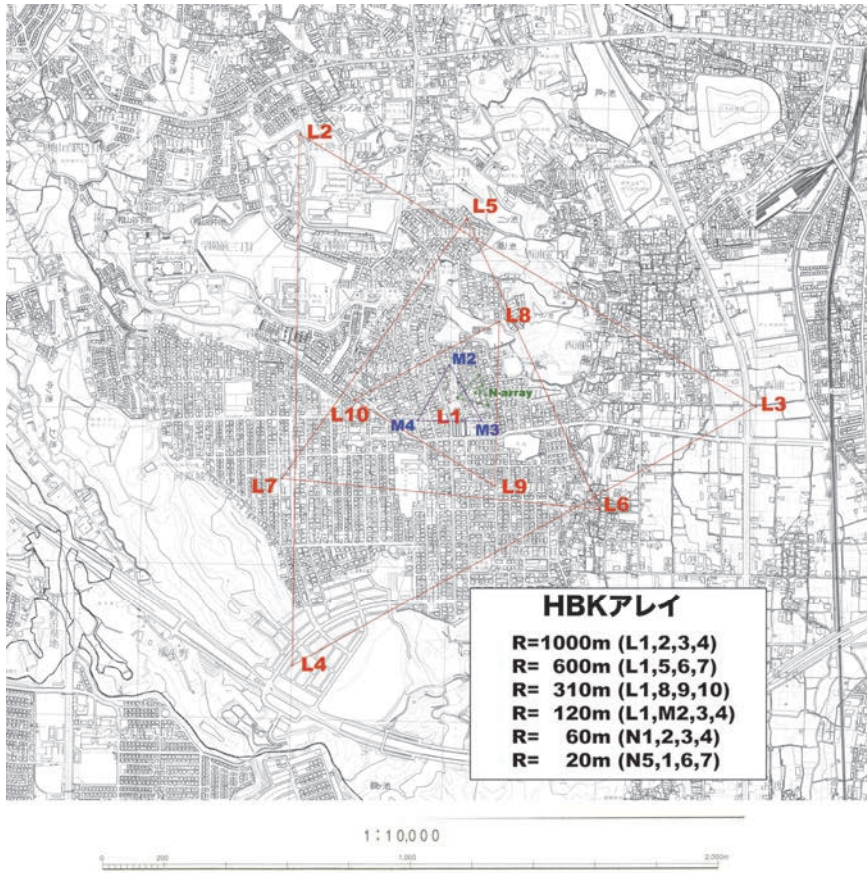


図8 HBKアレイの観測点位置

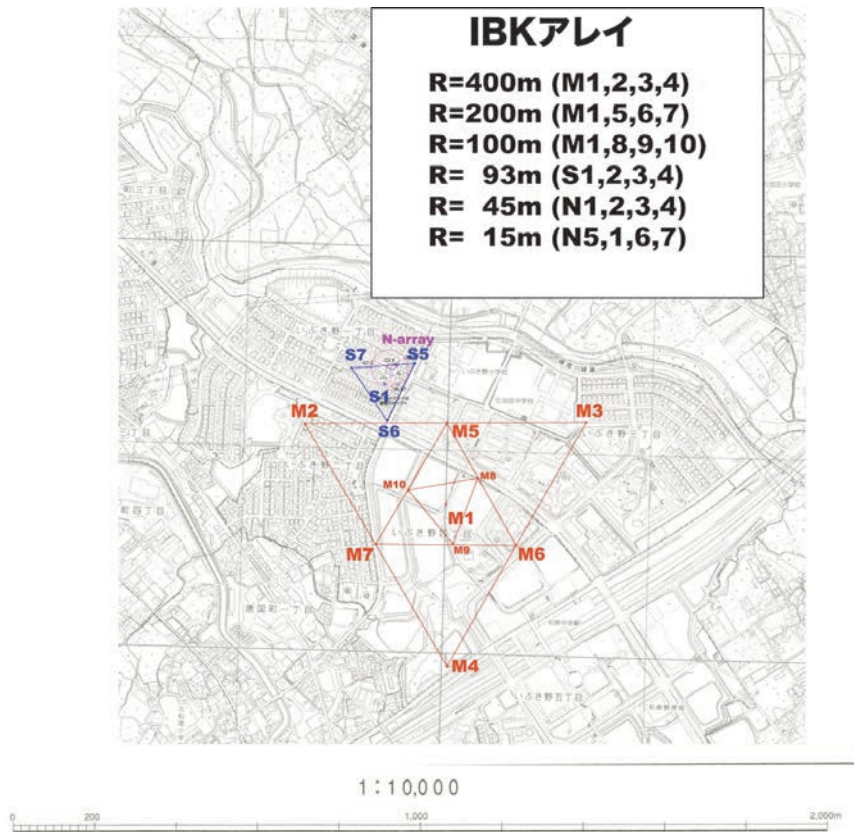


図9 IBKアレイの観測点位置

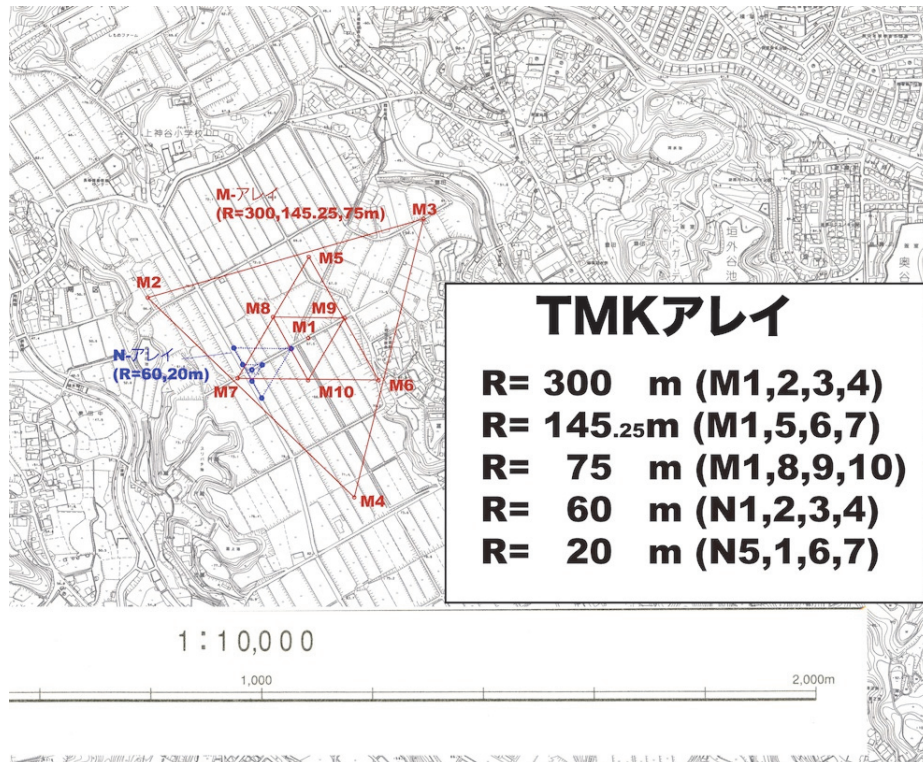


図 10 TMK アレイの観測点位置

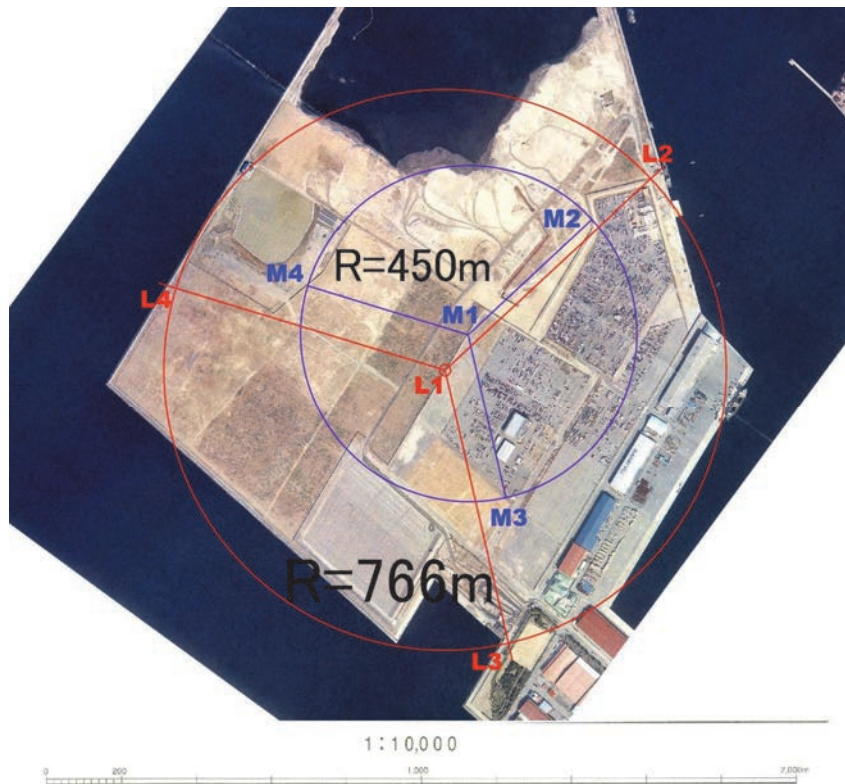


図 11 平成 23 年度 YNG2 アレイの観測点位置（同色の円と線分の交点）

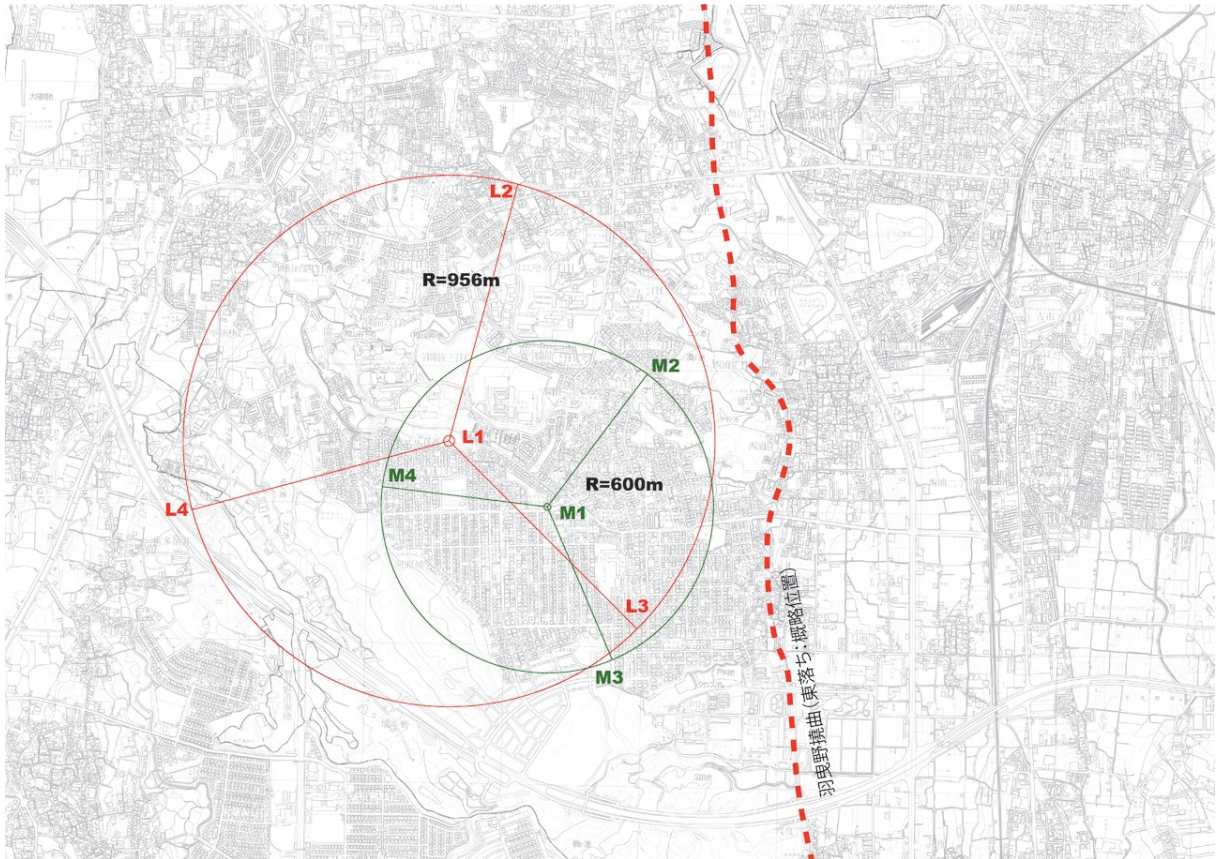


図 12 H23 年度 HBKU アレイの観測点位置 (同色の円と線分の交点)

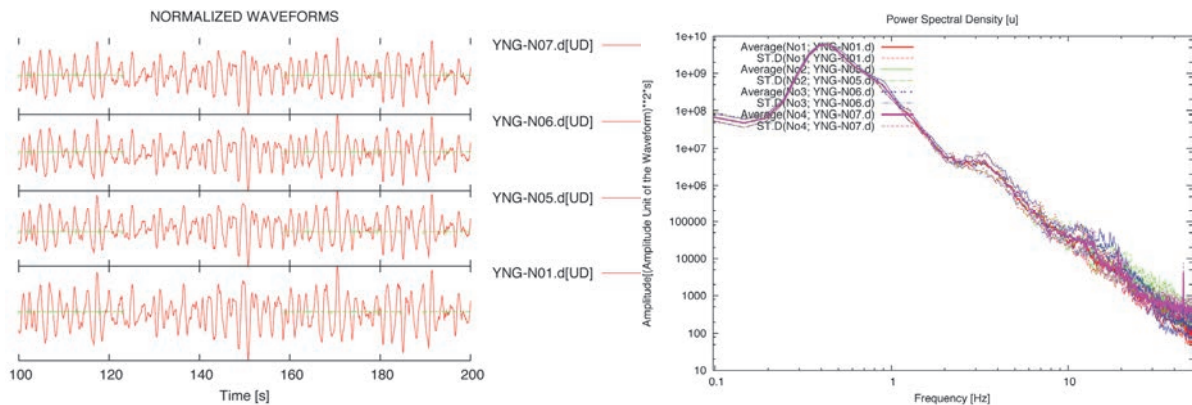


図 13 観測記録例 (YNG-N アレイ (半径 30m) の観測微動記録およびパワースペクトル)

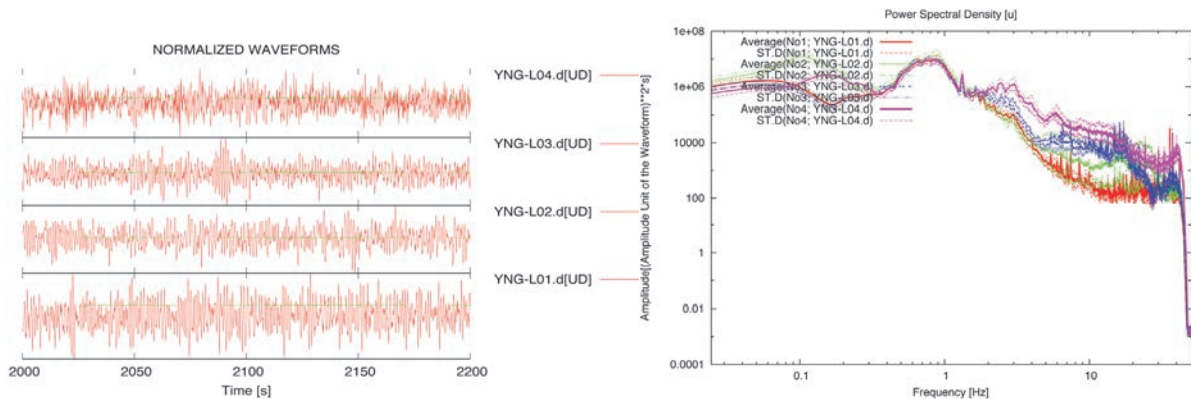


図 14 観測記録例 (YNG-L アレイ (半径 750m) の観測微動記録およびパワースペクトル)

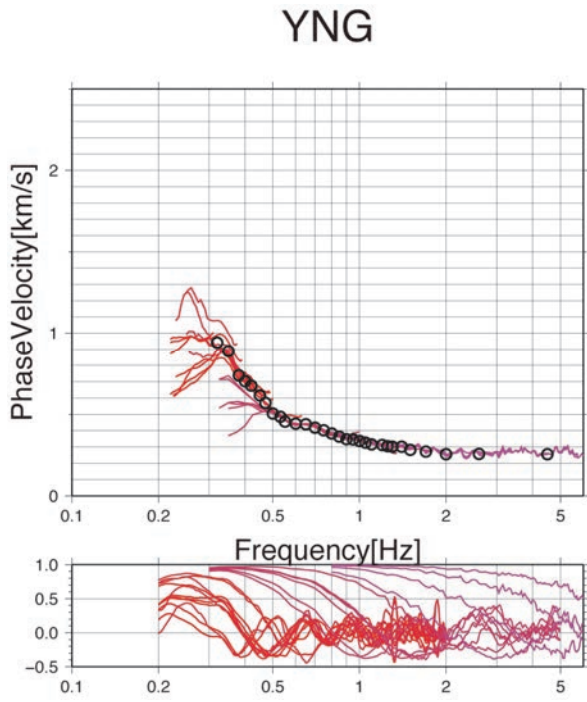


図 15 YNG アレイの観測分散曲線
 (上：位相速度、下：SPAC 係数、
 白抜き丸：最終的な観測位相速度)
 アレイ半径毎に線色を変えて示す。

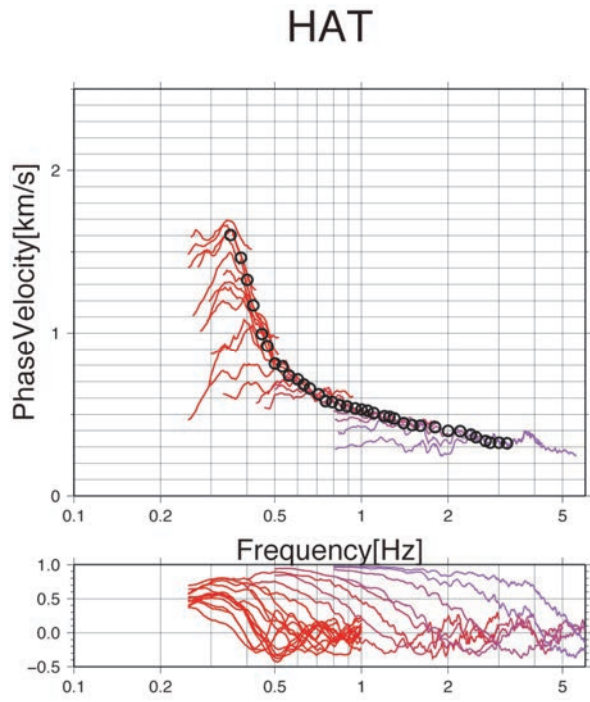


図 16 HAT アレイの観測分散曲線
 凡例は図 15 と同じ。

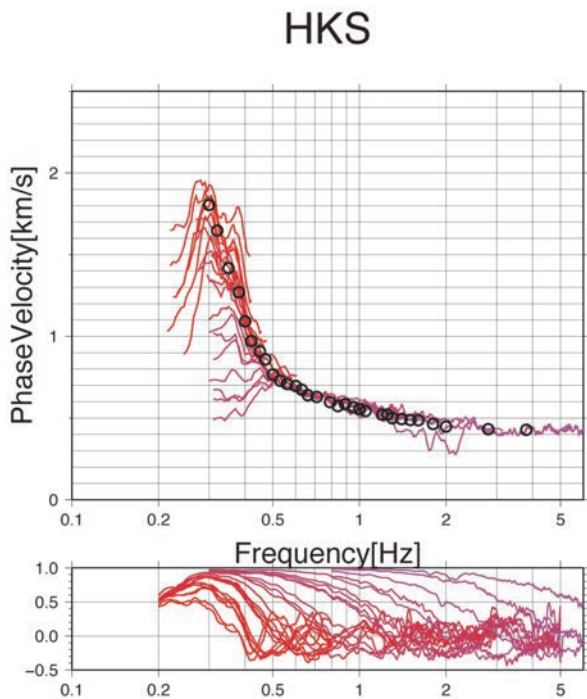


図 17 HKS アレイの観測分散曲線
 凡例は図 15 と同じ

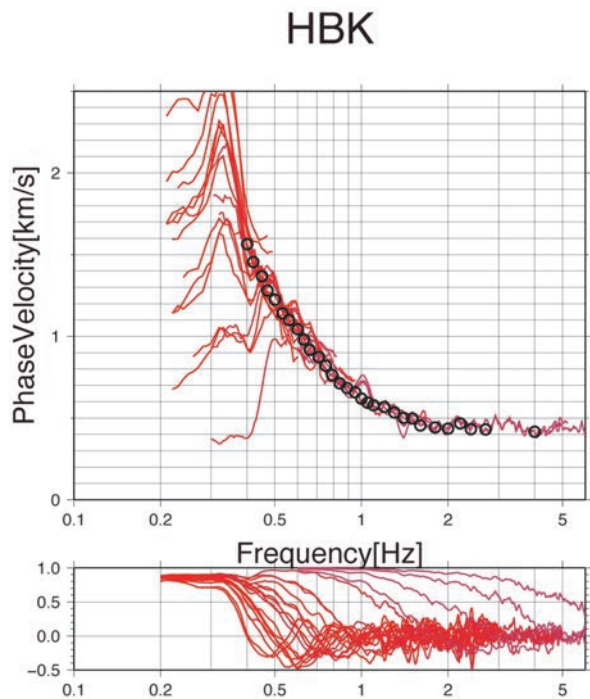


図 18 HBK アレイの観測分散曲線
 凡例は図 15 と同じ

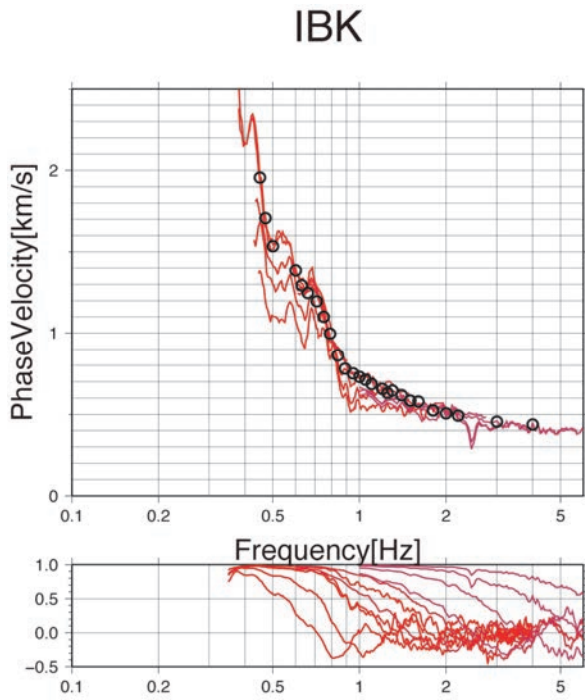


図 19 IBK アレイの観測分散曲線
凡例は図 15 と同じ

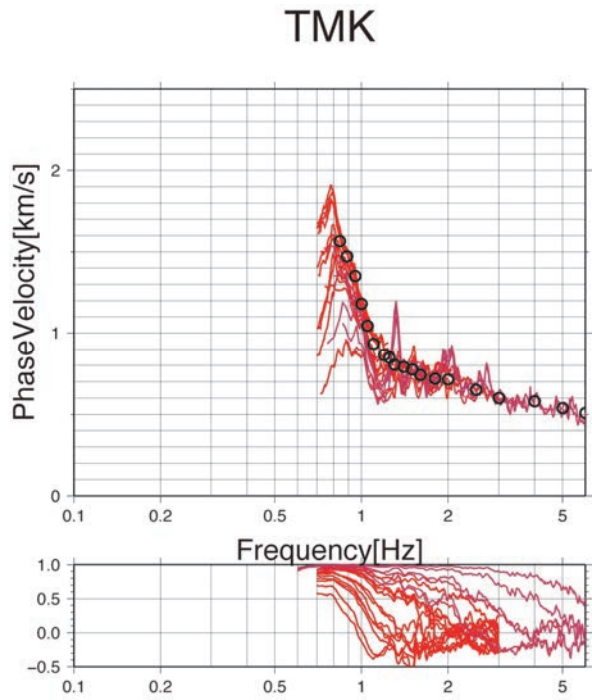


図 20 TMK アレイの観測分散曲線
凡例は図 15 と同じ

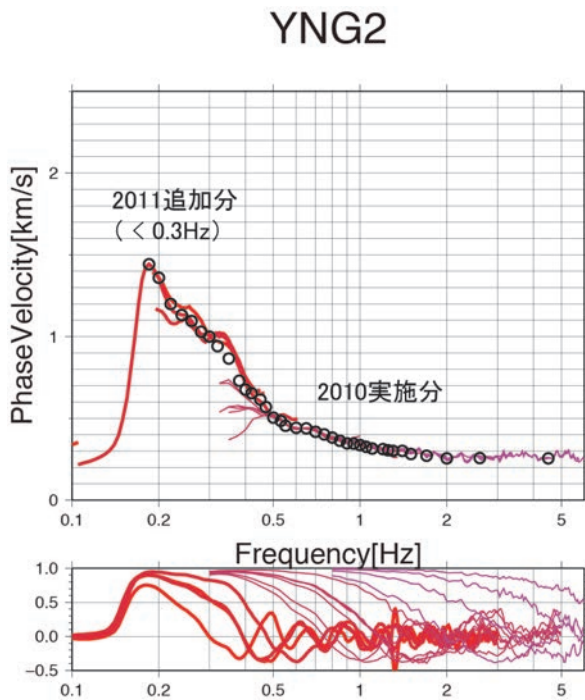


図 21 YNG2 アレイ (統合) の観測分散曲線
凡例は図 15 と同じ

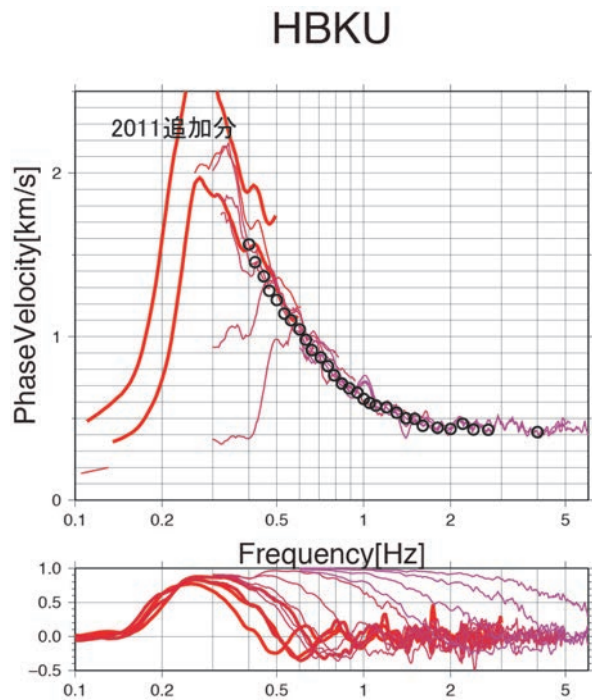


図 22 HBKU アレイ (統合) の観測分散曲線
凡例は図 15 と同じ

iii) S 波速度構造の探索

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。速度構造を探索する目的は、地下速度構造を一意に決定することではなく、既往速度構造モデルとの比較を容易にするためである。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行い、残差の小さいモデルをS波速度構造として提示する。探索対象の速度構造は3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4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。

表4 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	-

3層モデルは堆積層を3つの速度層に分割するモデルである。3層モデルは、大阪堆積盆地における微動アレイ探査およびP波反射法地震探査の区間速度を基に提案され、香川ほか(1998)、Iwata et al. (2008)、防災科学技術研究所(J-SHIS)等の3次元地盤構造モデルで採用されている。本業務では香川ほか(1998)を参考に、堆積層のS波速度をVs=350 m/s、550 m/s、1,000 m/s、地震基盤をVs=3,200 m/sに固定し、さらに最表層としてVs=100~300 m/sの層を追加した速度構造について、観測位相速度を説明するような各層の層厚および最表層のS波速度を探索とした。なおTMKアレイについては最表層を省いたモデルを探索対象とした。

S波速度漸増モデルはS波速度が深さと共に漸増するもので、独立行政法人産業技術総合研究所の大阪堆積盆地3次元地盤構造モデル(堀川ほか, 2003)および大阪府(2005)のモデルで採用されている。本業務では、堆積層をS波速度100 m/s毎に最大9層に分割し(最小S波速度:100~300 m/s (IBKは400 m/s、TMKは500 m/s)、最大S波速度1,100 m/s)、各層のS波速度値と層厚を探索変数とした。なお、地震基盤のS波速度は3,200 m/sとした。

図23~図34にS波速度構造の探索結果および既往速度構造モデルの理論位相速度と観測位相速度との比較を示す。比較に用いた既往モデルは(独)防災科学技術研究所地震ハザードステーション(J-SHIS)に収録の深部地盤構造モデル(以降J-SHISモデル)および堀川・他(2003)(以降AISTモデル)のモデルとした。以下、地点毎に探索結果の概要と既往速度構造モデルとの比較を記す。

YNGアレイ(平成22年度と23年度を統合したもの)のS波速度構造と位相速度の比較

を図 23、図 24 に示す。3 層モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をよく説明する。最適 3 層モデルの S 波速度の深度分布は深度 1,300m 付近までは J-SHIS モデルとほぼ一致する。また、最適漸増モデルの S 波速度は AIST モデルを全深度で下回る。最適モデルの地震基盤深度は 1,600~1,900m 程度である。これは、平成 22 年度大津川 P 波反射法地震探査結果から推定される基盤深度（深度 1,200m 程度）と比較して大きい。J-SHIS モデル（基盤深度およそ 1300m）の理論位相速度が 0.2Hz までは観測位相速度をほぼ説明することから、最適モデルの基盤深度が深くなったのは 0.2Hz 以下の観測位相速度に起因すると考えられる。この周波数では高性能の微動計を用いたとはいえ SPAC 係数が低下し始めており、十分な観測値となっていない可能性もある。

HAT アレイの S 波速度構造と位相速度の比較を図 25、図 26 に示す。3 層モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をほぼ説明する。J-SHIS モデルより AIST モデルのほうが最適モデルに近く、最適モデルの S 波速度の深度分布は深度 800m 付近まで AIST モデルとほぼ重なっている。最適 3 層モデルと J-SHIS モデルとの大きな違いは $V_s=350\text{m/s}$ 層の層厚である。J-SHIS モデルの当該層が厚いために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。基盤深度は 1,000~1,300 m の辺りに求まっているが、精度は高くないと考えられる。

HKS アレイの S 波速度構造と位相速度の比較を図 27、図 28 に示す。3 層モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をほぼ説明する。J-SHIS モデルより AIST モデルのほうが最適モデルに近い。ただし、最適モデルは両モデルに比べて地下浅部（深度 100m 以下）の S 波速度が大きく、 $V_s 500\text{m/s}$ 未満の層は極薄いという特徴がある。なお、基盤深度は 1,000~1,400 m 程度と求まっているが決定精度は高くない。

HBK アレイ（平成 22 年度、23 年度の統合）の S 波速度構造と位相速度の比較を図 29、図 30 に示す。3 層モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をよく説明する。最適モデルは、J-SHIS モデルおよび AIST モデルよりも基盤深度が浅く（800~900 m 程度）、同一深度の堆積層の S 波速度も大きめである。

IBK アレイの S 波速度構造と位相速度の比較を図 31、図 32 に示す。3 層モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をよく説明する。最適モデルは、J-SHIS モデルより AIST モデルに近いものの、同一深度での S 波速度は総じて既往モデルよりも大きめである。基盤深度は 600~700 m と求まった。同一深度での S 波速度は総じて既往モデルよりも大きめである。

TMK アレイの S 波速度構造と位相速度の比較を図 33、図 34 に示す。3 層構造モデル、S 波速度漸増モデル共に最適モデルは観測分散曲線をよく説明する。ただし、3 層モデルの探索では表 3 のうち再表層を除外するとともに、 350m/s の層厚の最小値を 1m に変更した。最適モデルの同一深度での S 波速度は既往モデルよりも大きめである。基盤深度は 400~500 m とほぼ既往モデルと同程度の値が得られた。

6 地点全てで観測位相速度をほぼ満足する S 波速度構造モデルが探索できた。最適速度構造モデルと既往速度構造モデルとの比較では、YNG では J-SHIS モデル、HAT、HKS では AIST モデルが最適モデルに近いことがわかった。一方、HBK、IBK、TMK においては、いずれの既存モデルも最適モデルに比べて同一深度での S 波速度が小さい傾向にあり、観測位相速度を説明するためには、地震波速度を増大させる必要があることがわかった。

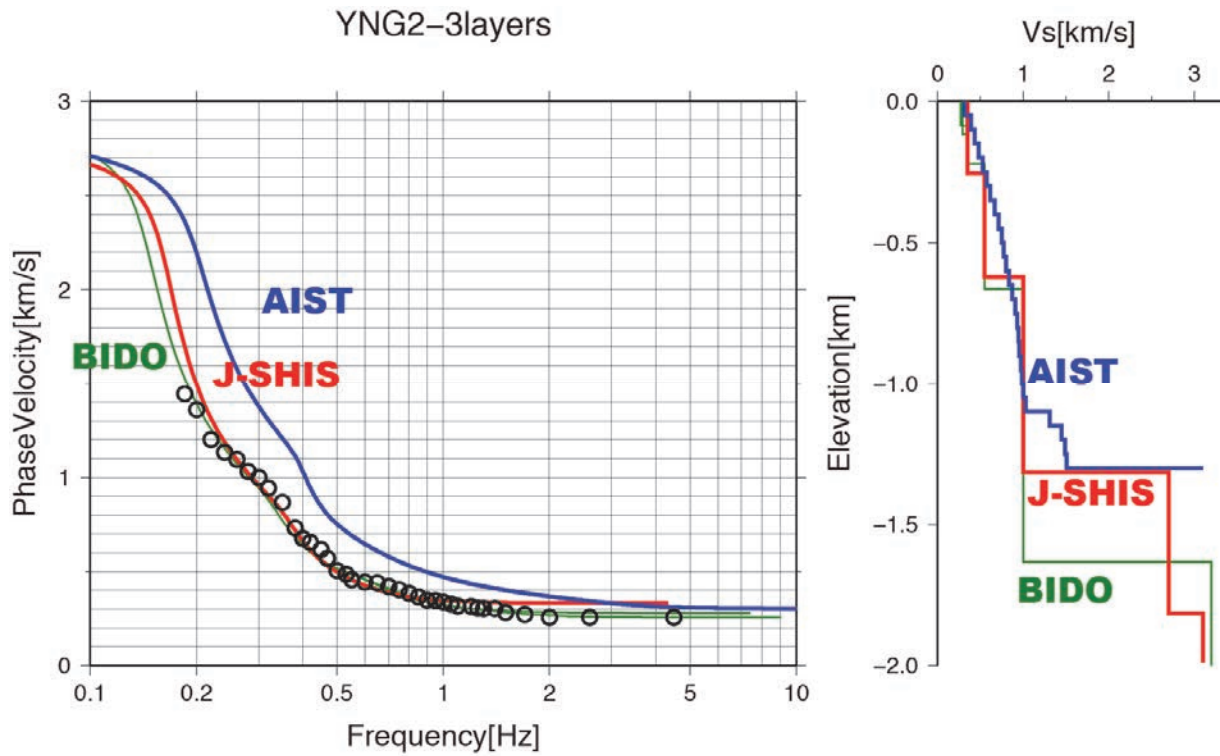


図 23 YNG（平成 22、23 年度統合）の 3 層構造モデル
 （左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル）

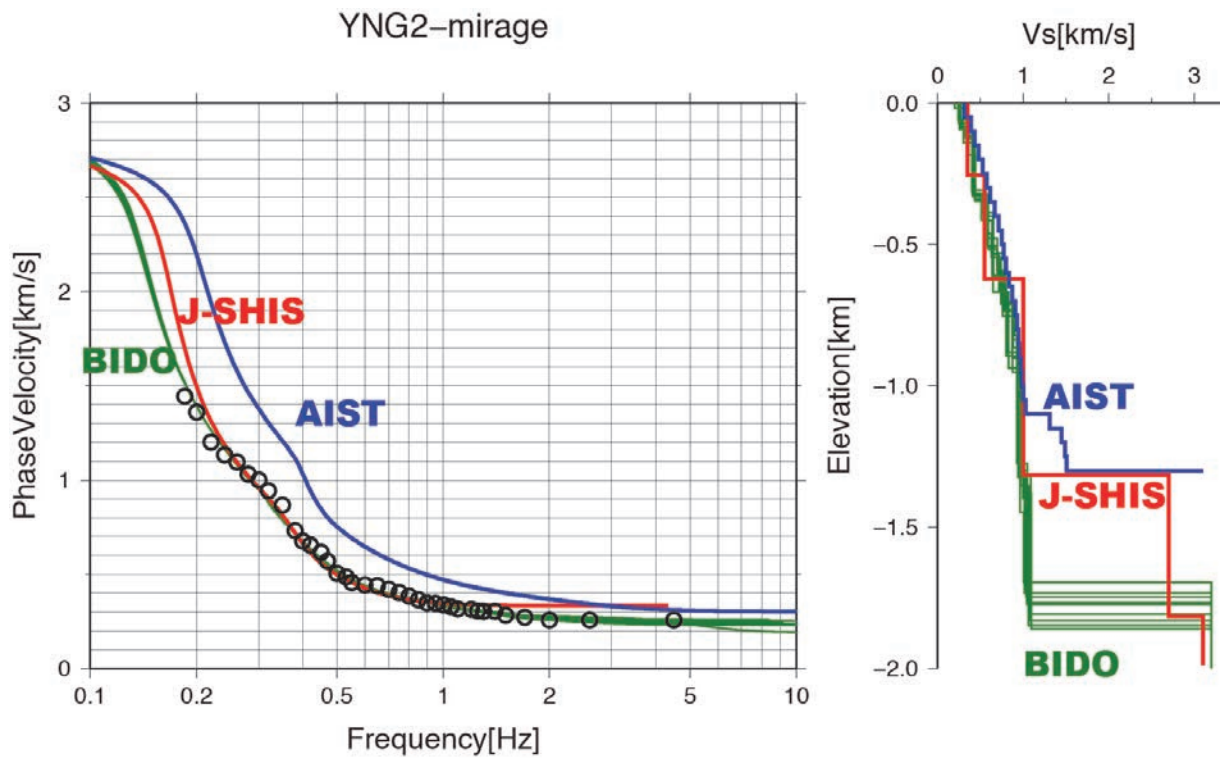


図 24 YNG（平成 22、23 年度統合）の S 波速度漸増構造モデル
 （左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル）

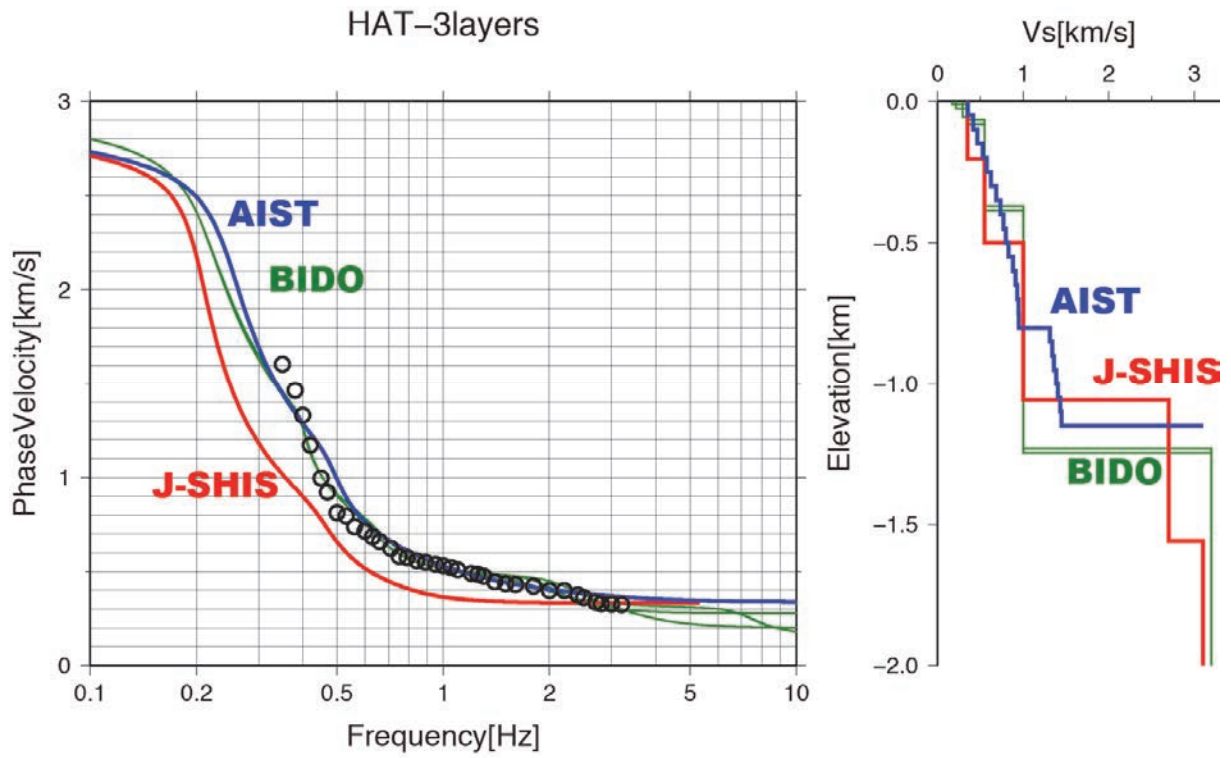


図 25 HAT の 3 層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

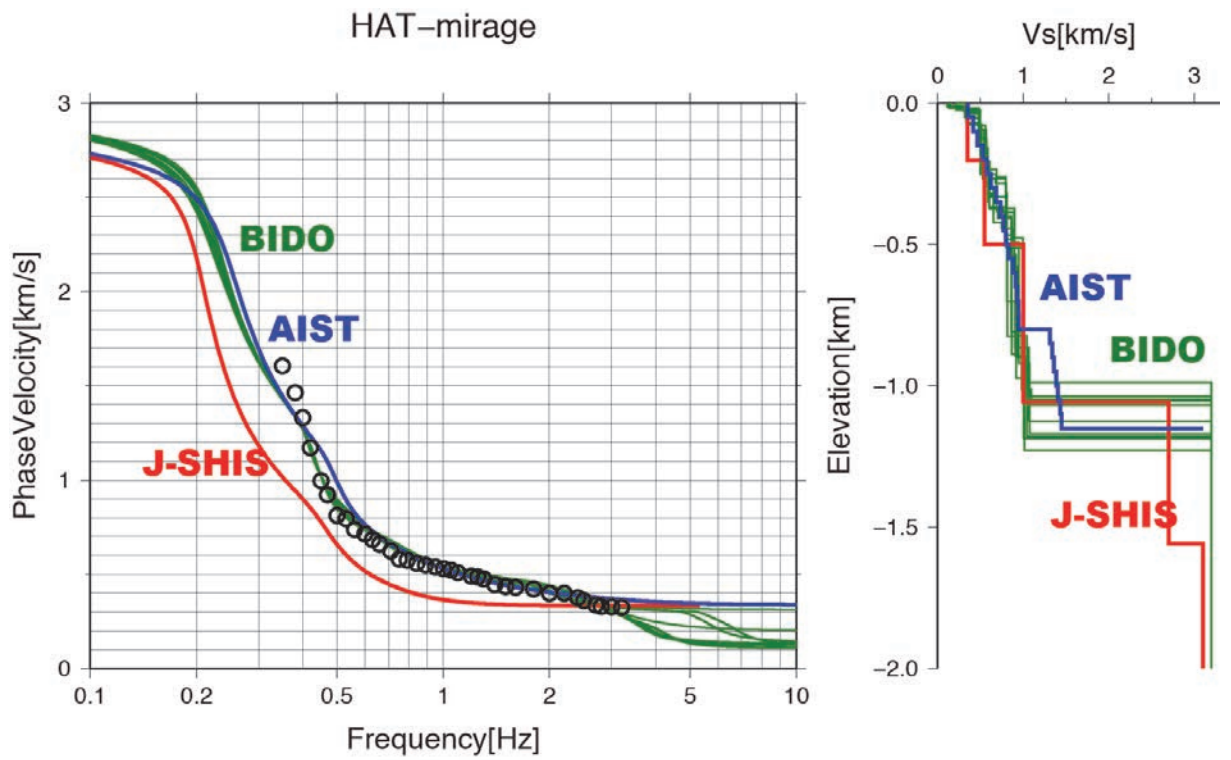


図 26 HAT の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

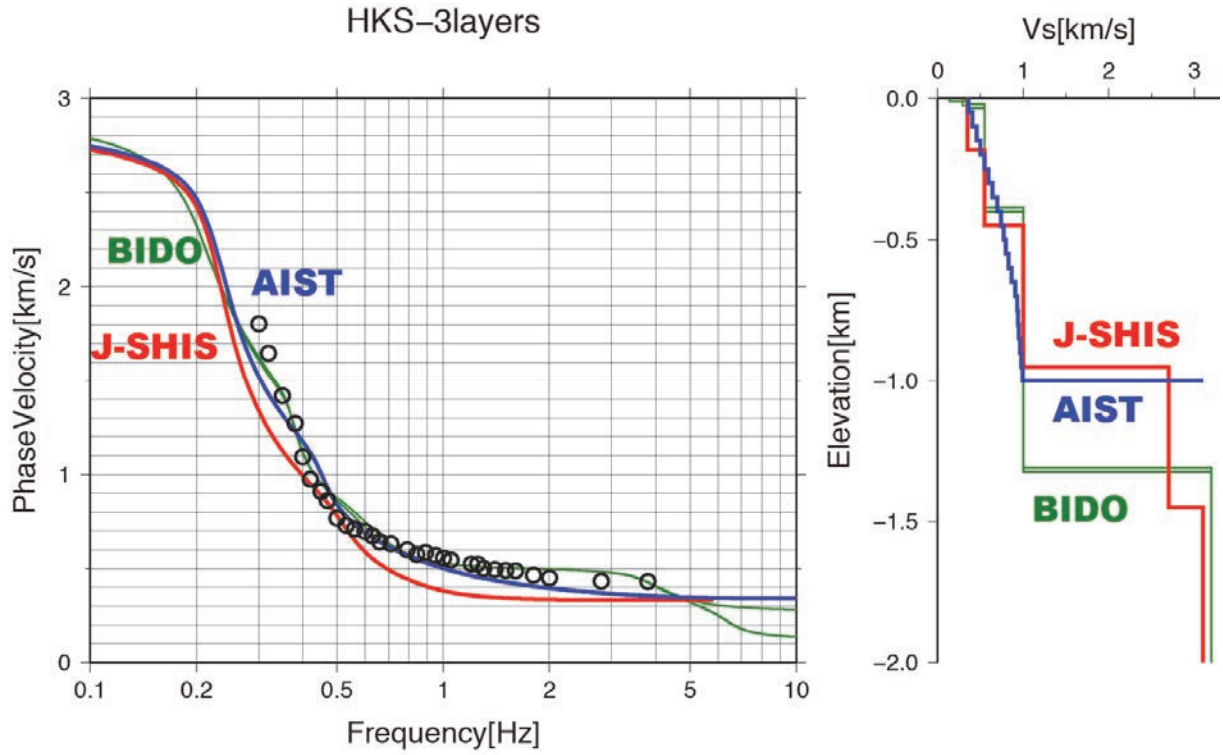


図 27 HKS の 3 層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

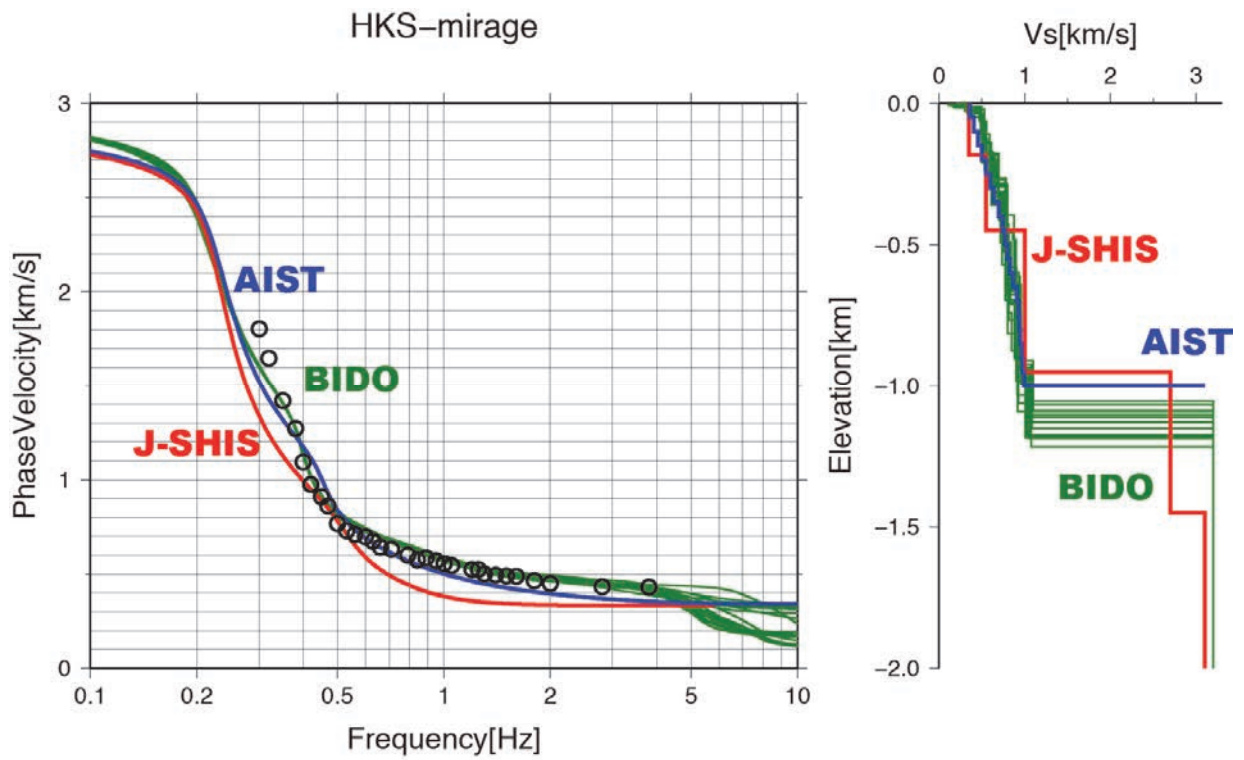


図 28 HKS の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

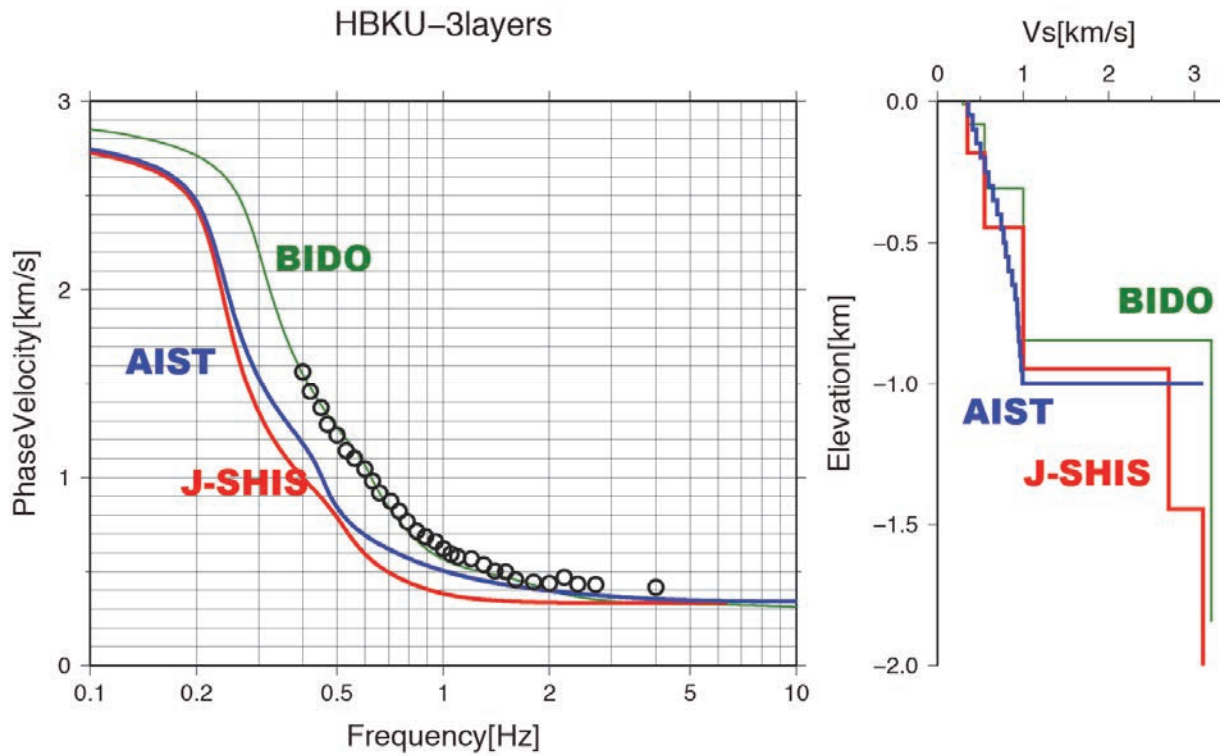


図 29 HBKU（平成 22、23 年度統合）の 3 層構造モデル
 （左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル）

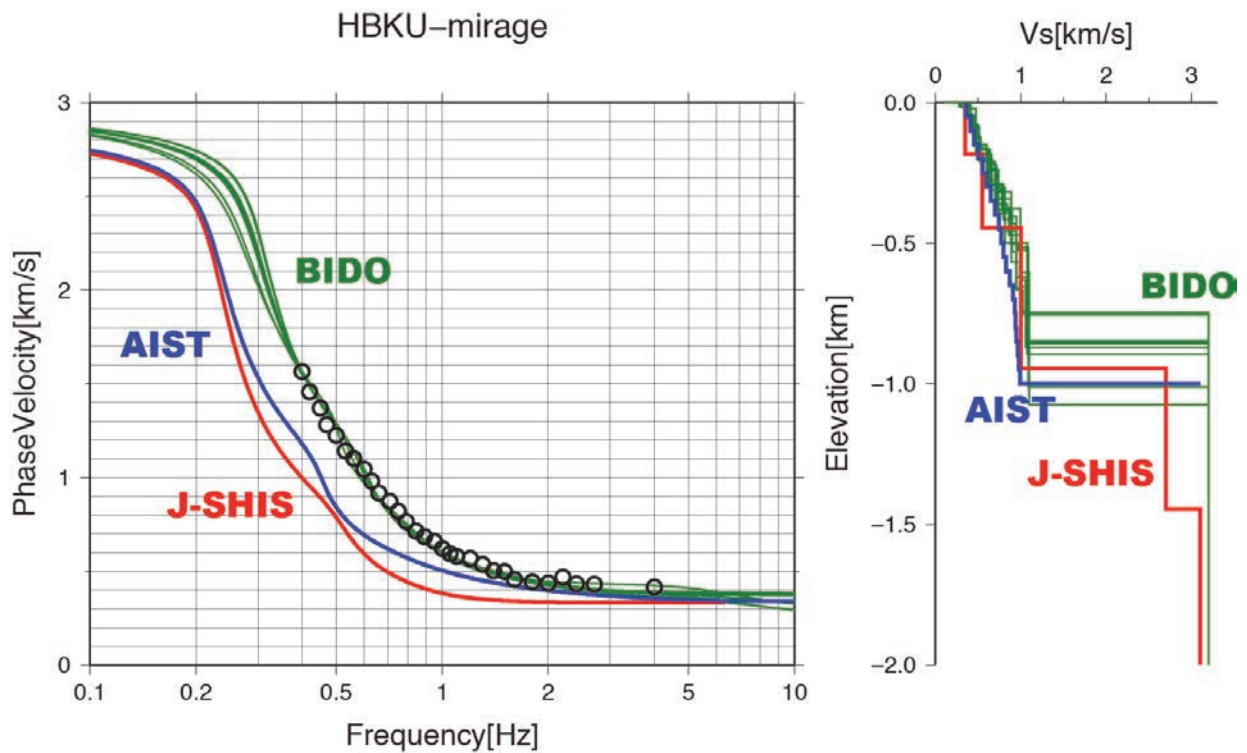


図 30 HBKU（平成 22、23 年度統合）の S 波速度漸増構造モデル
 （左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル）

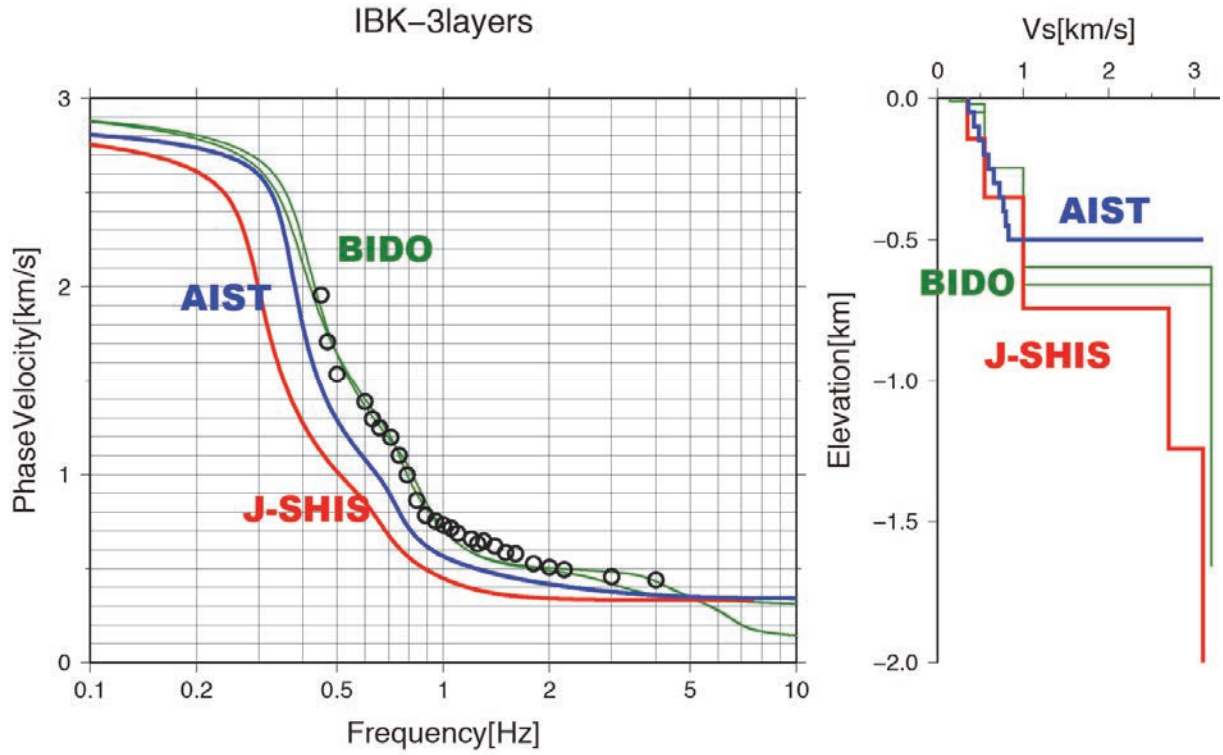


図 31 IBK の 3 層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

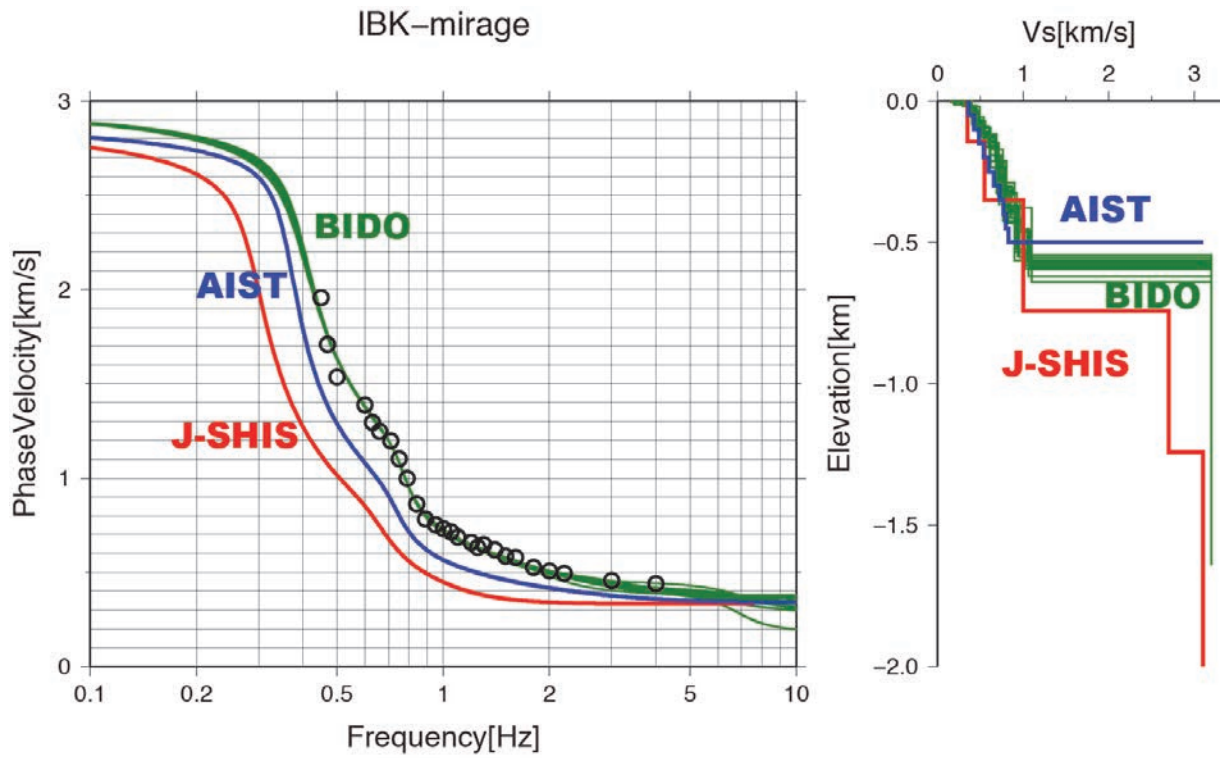


図 32 IBK の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

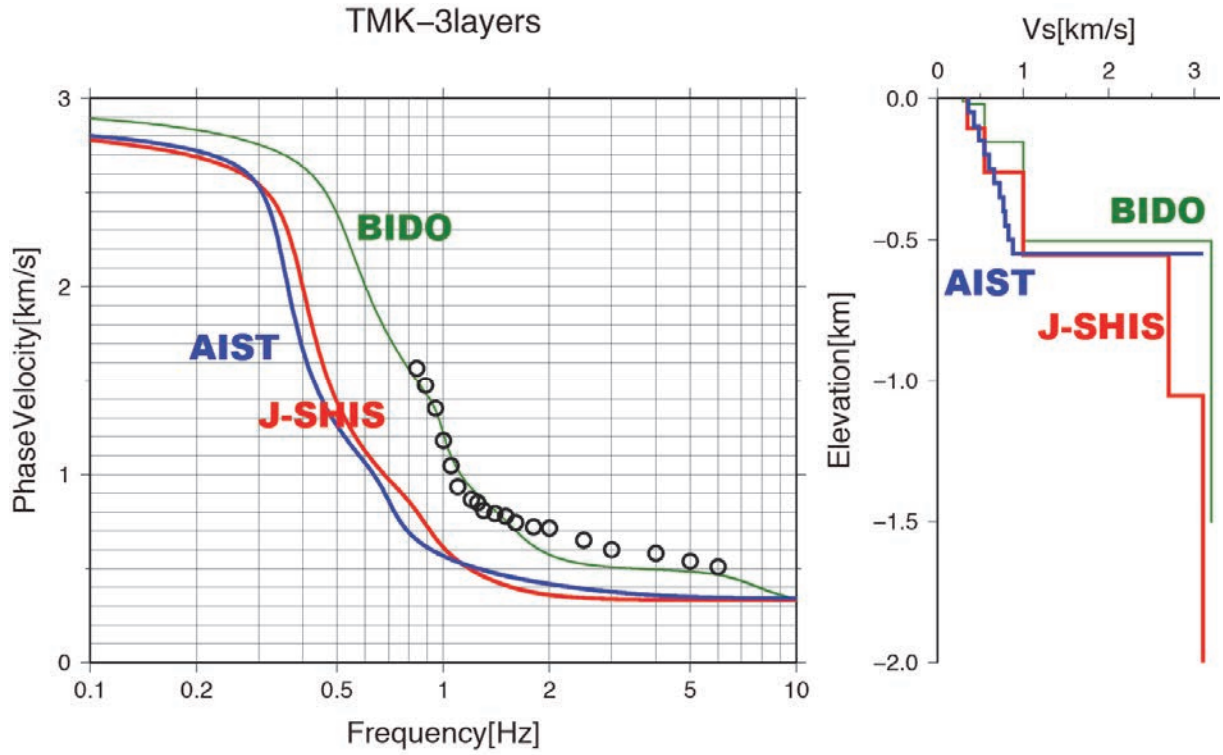


図 33 TMK の 3 層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

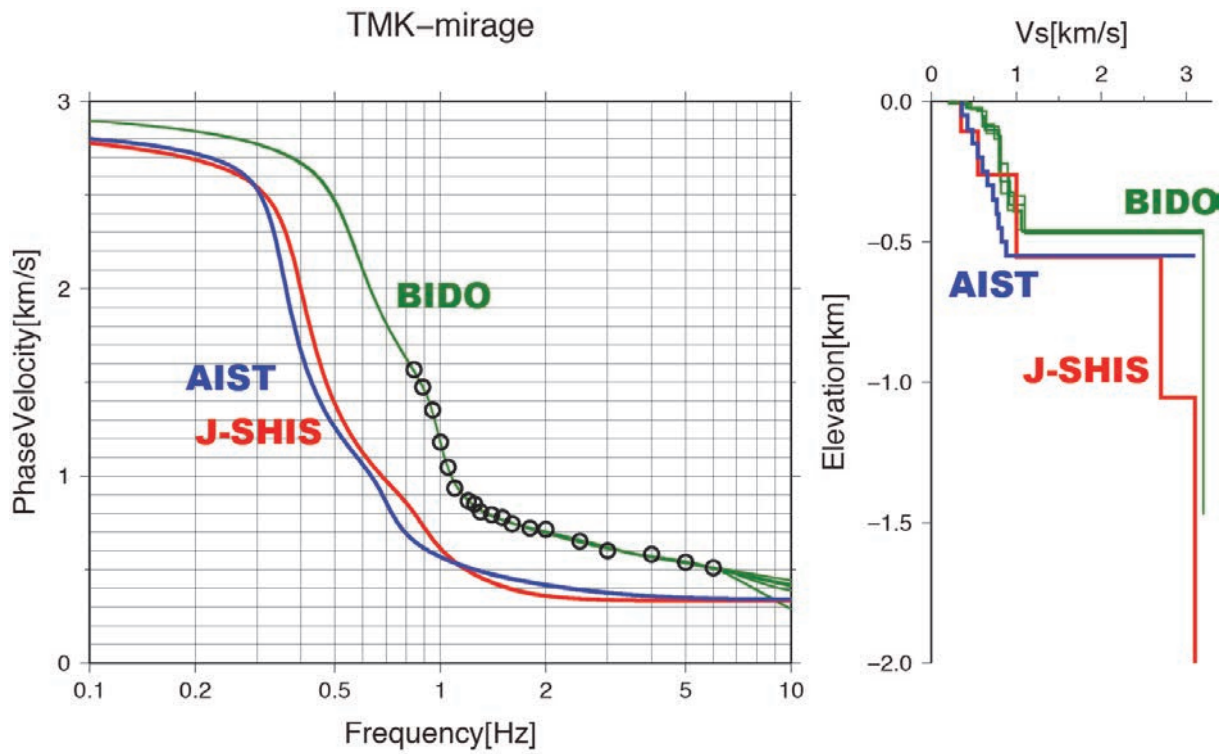


図 34 TMK の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤：J-SHIS モデル、青：産総研モデル)

c) 単点微動観測と H/V スペクトル解析

i) 既設強震観測点における単点微動観測

a) で述べられているように、本調査観測では大阪堆積盆地内及び周辺の既存の強震・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するとともに、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、上町断層帯周辺の既設強震・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。

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。また、測定地点の座標をハンディ GPS で計測した。観測実施状況の例を写真 1 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、2011 年 11 月 29 日から 12 月 2 日にかけて再観測を実施した。

単点微動観測を実施した地点を図 35 及び表 5 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、このほかに気象庁計測震度計観測点 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、大阪府咲洲庁舎、六甲アイランドで実施した。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。



写真 1 泉大津市役所 (OSKP06) での単点微動観測実施状況。白い円筒状のものが微動観測に用いた地震計 LE-3D/20s、中央のハンドホール内に震度計センサーがある。

表5 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	豊中市蛭池西町 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

ii) H/V スペクトル比の解析

単点微動観測により得られた微動波形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。それら各タイムウィンドウの微動波形記録のフーリエ振幅スペクトルを求め、周波数軸上でKonno and Ohmachi (1998)の手法により平滑化した。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、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、観測微動H/Vスペクトル比とした。各観測点で得られた観測微動H/Vスペクトル比の卓越周期を読み取った。解析では上述の100地点に加え、平成22年度に大阪平野南部6カ所で実施した微動アレイ観測 (YNG: 泉大津市夕風、HAT: 堺市中区八田荘、HKS: 堺市東区日置荘、HBK: 羽曳野市羽曳が丘、IBK: 和泉市いぶき野、TMK: 堺市南区富蔵) の中心点付近で実施した3成分微動観測 (地震計: 東京測振製 VSE-15D6K、収録装置: 白山工業製 LS-7000XT) の記録、平成22年度から継続して実施している連続微動観測 (地震計: 東京測振製 VSE-15D6K、収録装置: 白山

工業製 LS-8800) のうち 4 観測点 (UEMC09 : 尼崎、UEMC10 : 豊中、UEMC11 : 天王寺、UEMC15 : 阿波座) における連続記録から抽出した記録も追加して解析した。したがって、解析対象観測点数は 110 である。

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ており、観測点直下の基盤深度の違いを反映しているものと考えられる。各地点での観測微動 H/V スペクトル比の卓越周期を図 35 の地図上に示す。また、図 36 に各地点での平均 H/V スペクトル比を黒実線、各タイムウィンドウの H/V スペクトル比を細実線で示す。

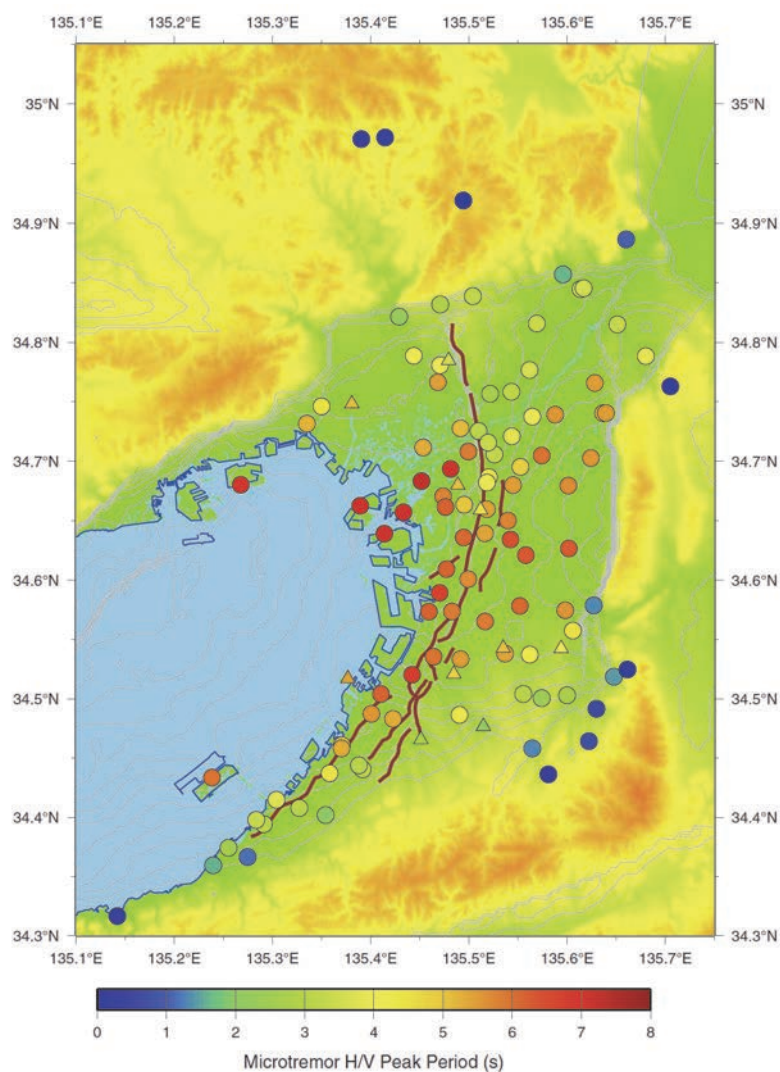


図 35 単点微動観測点 (○印) 及び観測微動 H/V スペクトル比の卓越周期。背景のコンターは大阪府 2004 モデルの地震基盤面の当深度線を表す (コンター間隔 200m)。△印は微動アレイ観測及び連続微動観測のデータを用いて追加解析した 10 観測点。

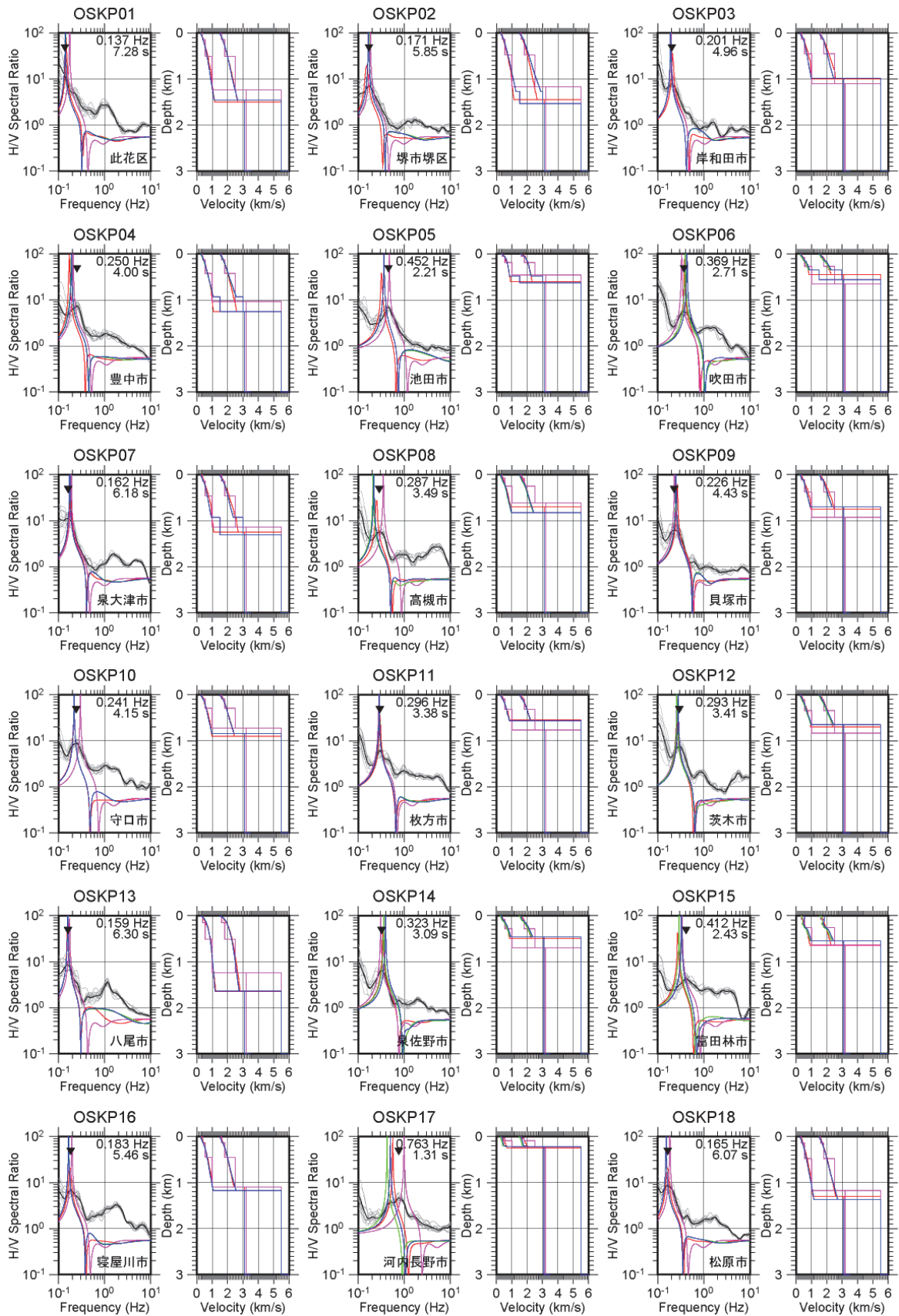


図 36 単点微動観測による H/V スペクトル比 (平均: 太実線、各区間: 細実線) 及び理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率 (赤: 大阪府 2004 モデル、紫: Iwaki and Iwata (2011)、緑: 本サブテーマにおける初期モデル、青: 深度補正量を導入したモデル)。

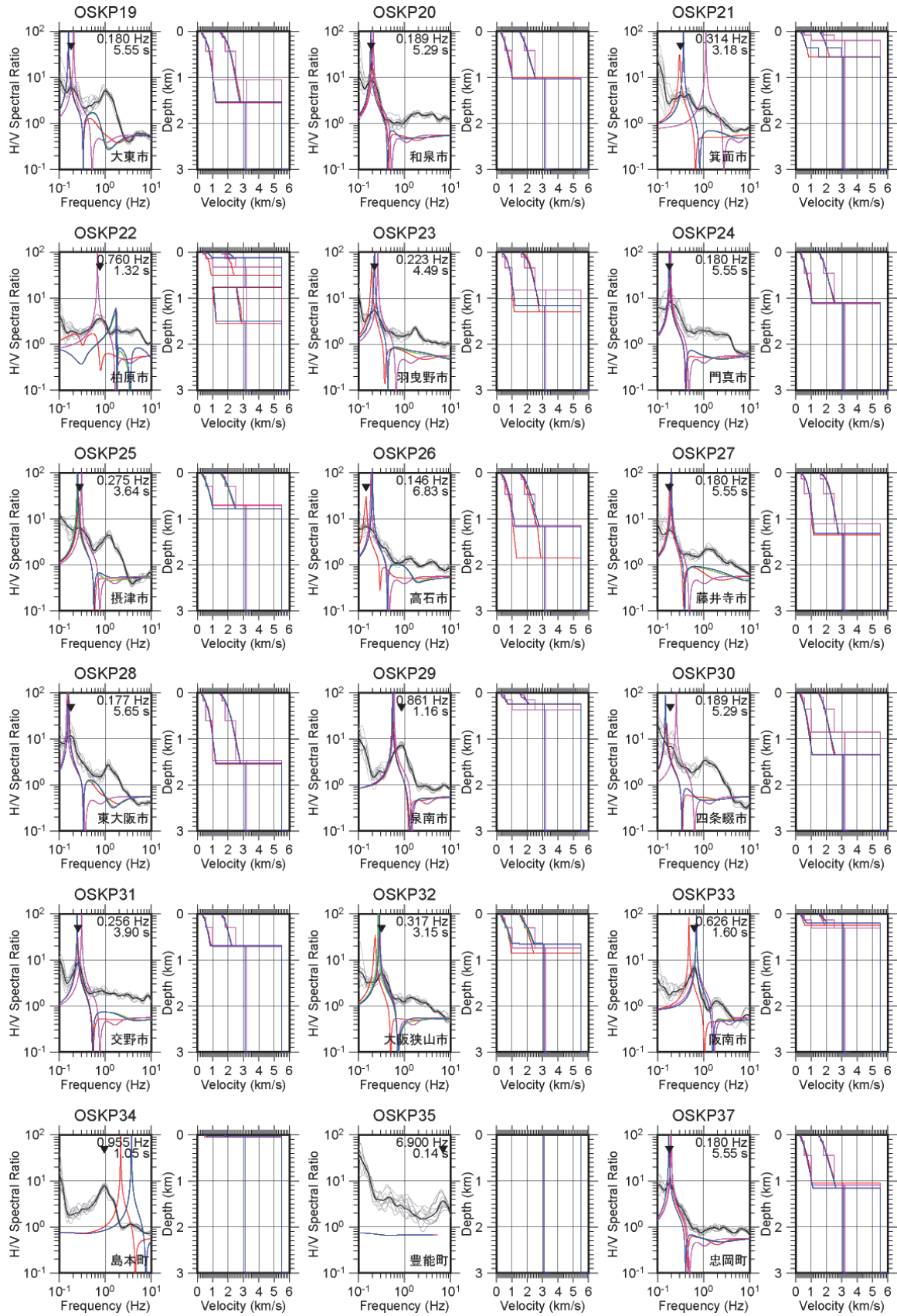


図 36 (続き)

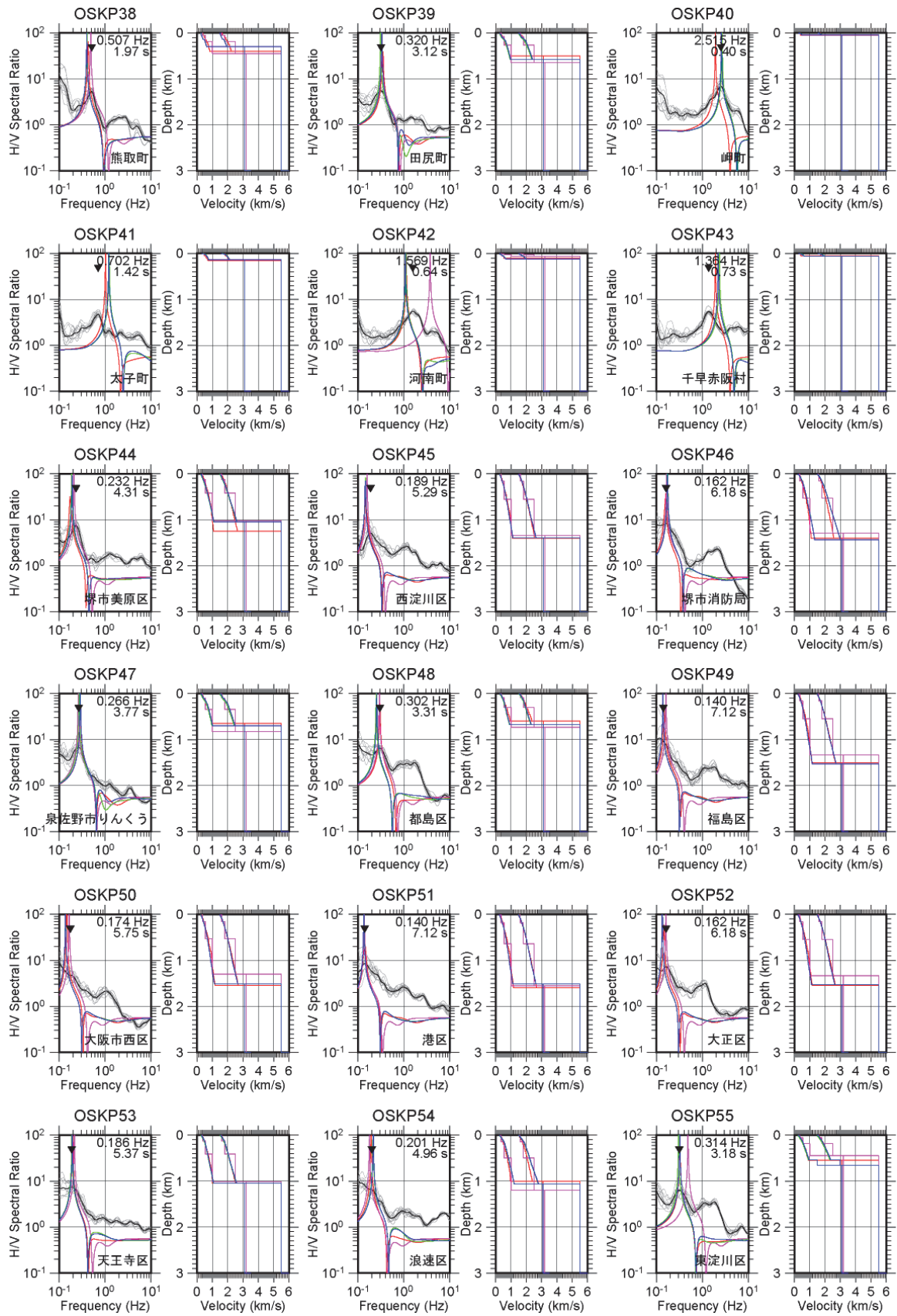


図 36 (続き)

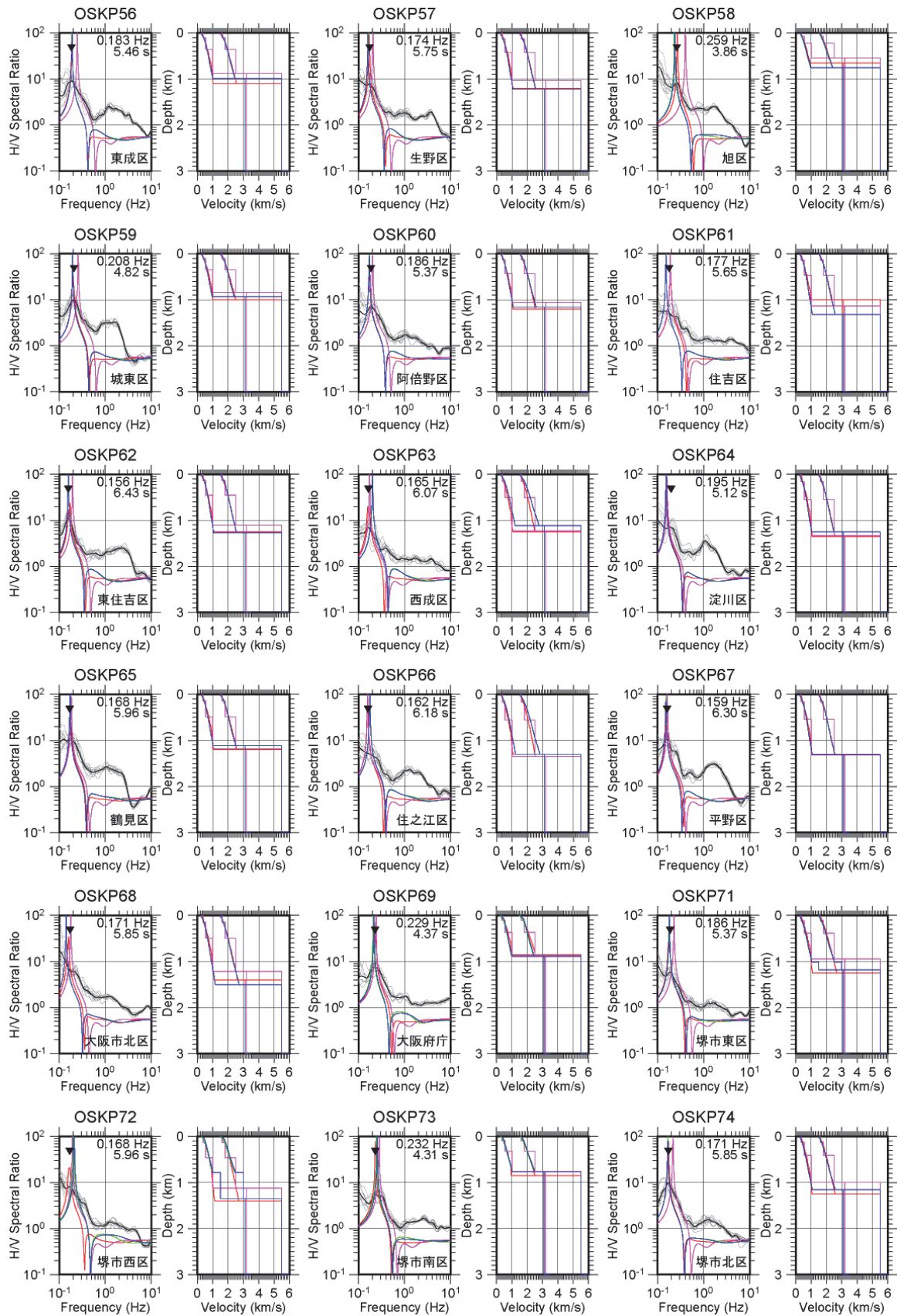


図 36 (続き)

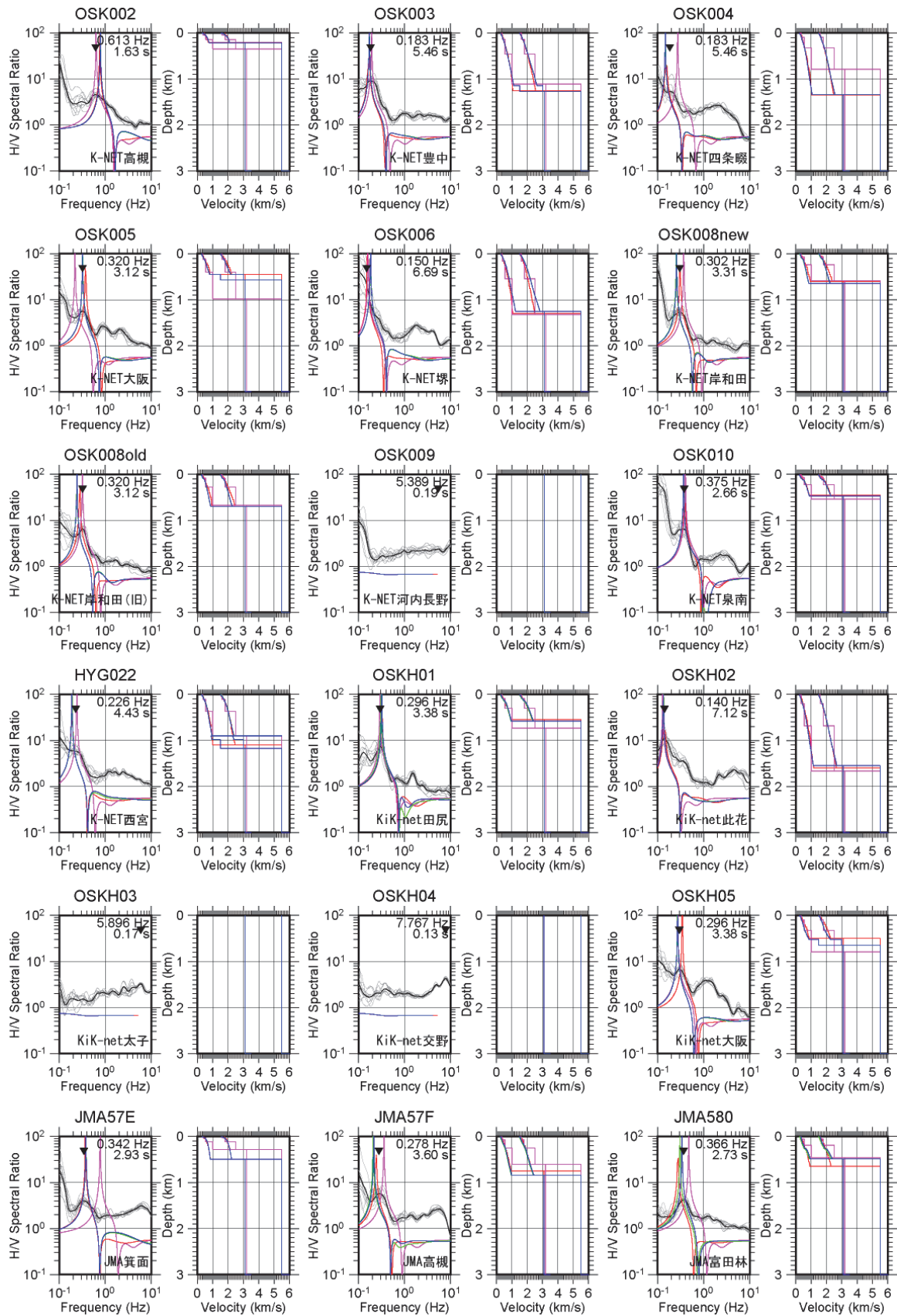


図 36 (続き)

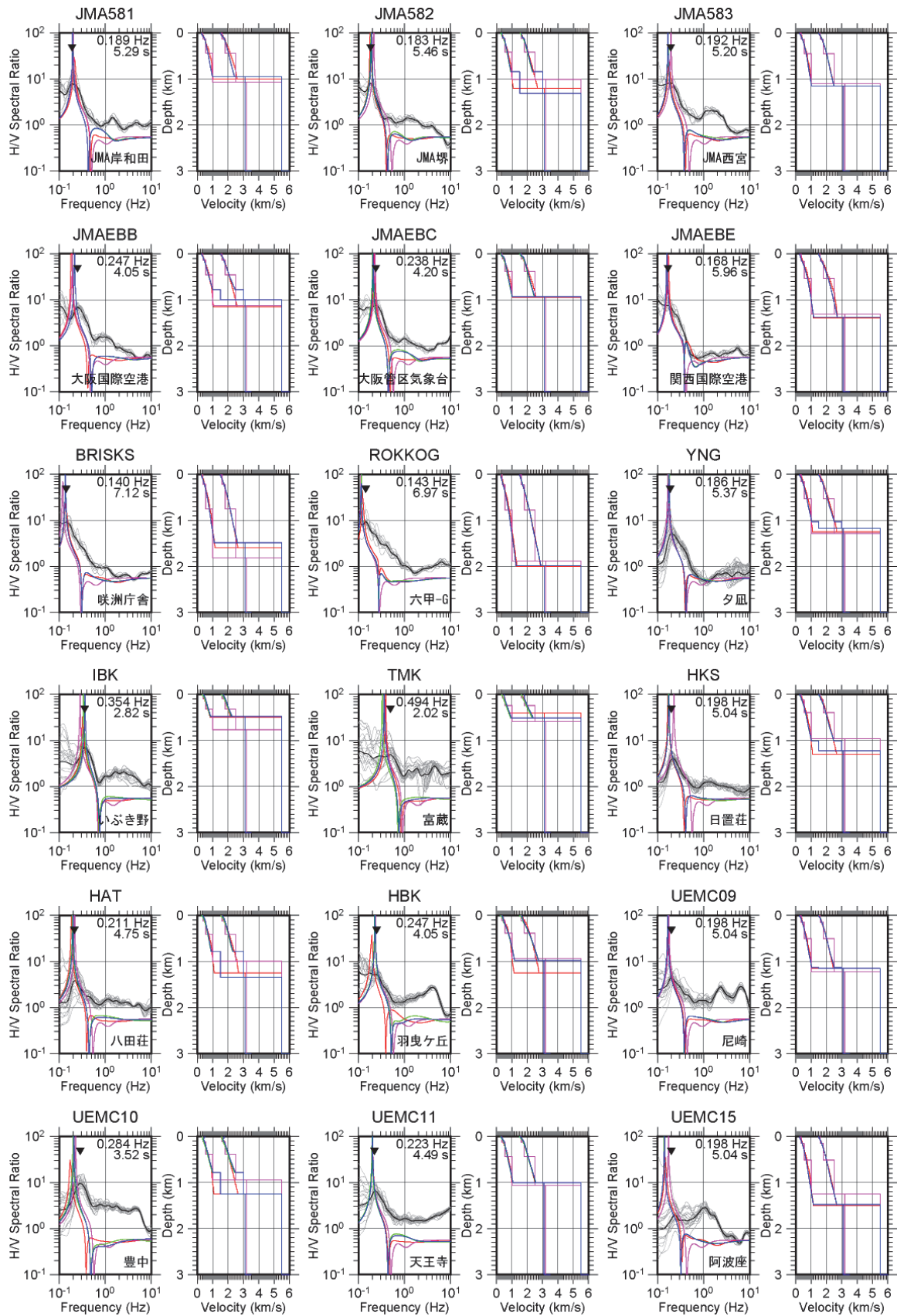


図 36 (続き)

iii) 観測 H/V スペクトル比と既存の速度構造モデルとの比較

観測微動 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。既存の大阪堆積盆地速度構造モデルとして、Iwata et al. (2008) のモデル (大大特 2006 モデル)、Iwaki and Iwata (2011) が大大特 2006 モデルを波形インバージョンにより修正したモデル、堀川・他 (2003) のモデル (産総研 2003 モデル)、大阪府 (2005) のモデル (大阪府 2004 モデル) の 4 つを検討した。ここでは、代表例として大阪府 2004 モデル及び Iwaki and Iwata (2011) モデルとの比較結果を示す。

図 36 では大阪府 2004 モデル (赤) 及び Iwaki and Iwata (2011) モデル (紫) の観測点直下の一次元速度構造及びそれから計算された Rayleigh 波基本モードの楕円率を観測微動 H/V スペクトル比 (黒) に重ねてそれぞれ示している。モデル領域外になっているいくつかの観測点では速度構造モデルによる理論楕円率との比較は行っていない。図 36 を見ると、多くの観測点で既存の速度構造モデルは観測 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く改良を要する観測点もある。

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の空間分布を把握するため、観測微動 H/V スペクトルの卓越周期 T_0^{obs} と計算された 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 37 に示す。図 37 (左) は大阪府 2004 モデル、同図 (右) は Iwaki and Iwata (2011) モデルである。観測微動 H/V とモデル R/V の卓越周期比は、大阪府 2004 モデルで 0.60~2.27 倍、Iwaki and Iwata (2011) モデルで 0.68~2.45 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。

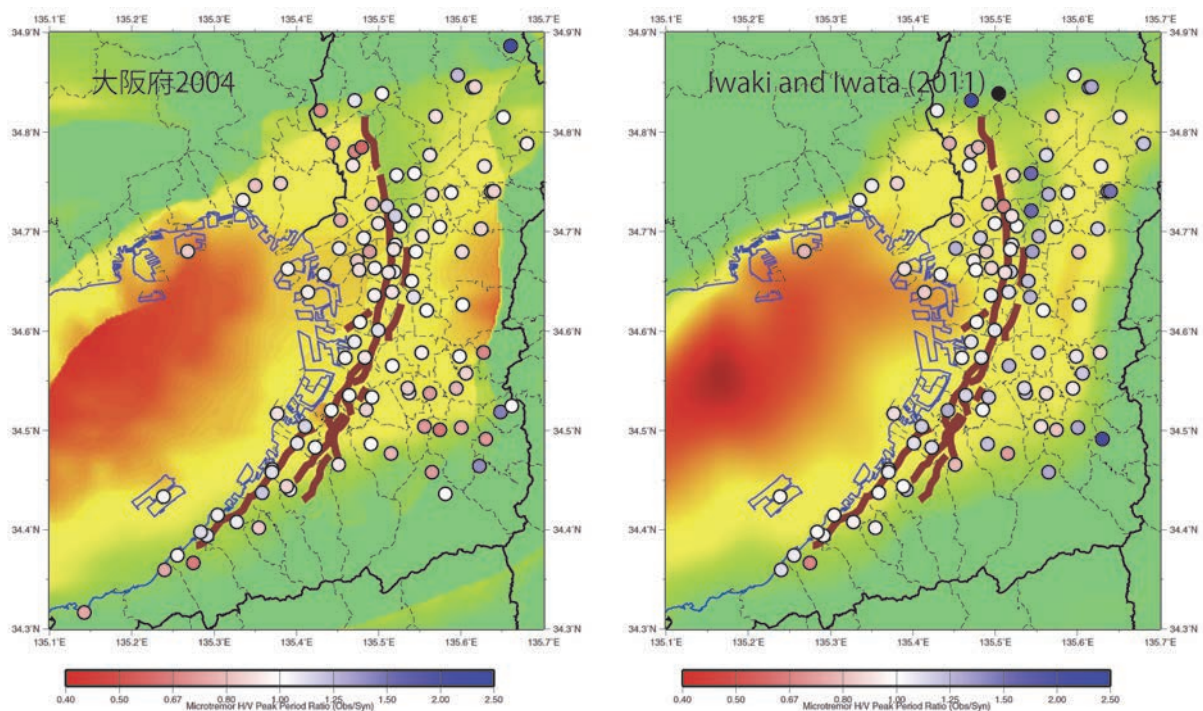


図 37 観測微動 H/V スペクトル比の卓越周期と既存の速度構造モデルから計算された Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期の比。(左)大阪府 2004 モデル(大阪府, 2005)、(右) Iwaki and Iwata (2011)モデル。

d) 連続微動観測と地震波干渉法解析

i) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法について

近年、地震学及び物理探査学において、微動波形記録やコーダ波などを用いた地震波干渉法の技術開発が進み、関連分野で多方面の適用事例が報告されている。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）の相互相関関数の時間微分が2点間の（変位）グリーン関数に等しいこと、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。

例えば、Ma et al. (2008)は、米国の南カリフォルニアにおける SCEC Community Velocity Model (CVM) の説明力を検証するために、地震波干渉法から得られた観測点間グリーン関数を CVM にもとづくシミュレーション結果との比較検証に使用している。山中・他(2010)は東京湾周辺で連続微動観測を行い、地震干渉法を用いて、東京湾内における堆積層中の表面波の群速度の分散曲線を求めている。以上のように、様々な空間スケールにおいて地震波干渉法が利用され、速度構造モデルの高度化の研究が進められている。

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。観測点が地表面に分布しているときは、主としてグリーン関数の表面波成分が強調された情報が取得できると考えられる。自然地震記録を用いた解析の場合は、対象とする自然地震の発生域が空間的に限られることや、大阪堆積盆地で卓越する長周期の地震動成分まで十分な S/N をもつ記録は少ないことが問題点としてあげられるが、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。また、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や比較に直接使用することができることから、三次元構造も評価できる可能性をもっている。

以上のことから連続微動観測による地震波干渉法は、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を補完し、地下構造モデル高度化のための新たな情報を追加することのできる手法であると考えられる。本調査観測においては、上町断層帯周辺の地下構造モデルの高度化のための調査観測の1つとして、地震波干渉法による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・改良を行うこととした。そのために、平成22年度から23年度にかけて計15地点に連続微動観測装置を設置し、平成24年度末まで連続微動観測を実施した。

ii) 連続微動観測の概要

本調査観測で用いた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 38）。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。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）に組み込むことにした。

・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)
・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)

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。また速度計センサーの電源は連続データ収録装置から供給される。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汎用の無停電電源装置（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。

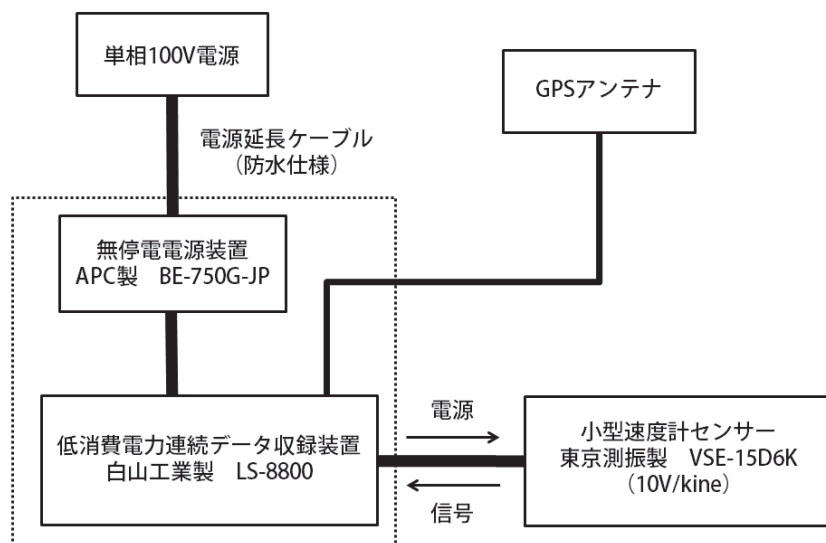


図 38 連続微動観測装置の構成

iii) 連続微動観測装置の設置及びデータ回収

連続微動観測の観測点は、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た。これらの観測点の位置を表 6 及び図 39 に示す。図 39 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。地図には大阪府 2004 モデル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）である。

約 2 ヶ月に 1 回程度の頻度で現地を訪問することにより、データ収録装置に蓄積された観測記録回収するとともに、速度計センサーの不具合などを確認し、必要に応じてセンサーの調整やデータ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。オリジナルの連続微動波形データは観測点毎に整理し、ブルーレイディスクにバックアップした。

写真 2 は UEMC06 観測点（大阪狭山市役所）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 40 は各観測点において同時に記録された微動波形記録の一例である。ただし、図中の微動波形には 0.05～1Hz の帯域通過フィルターを適用している。

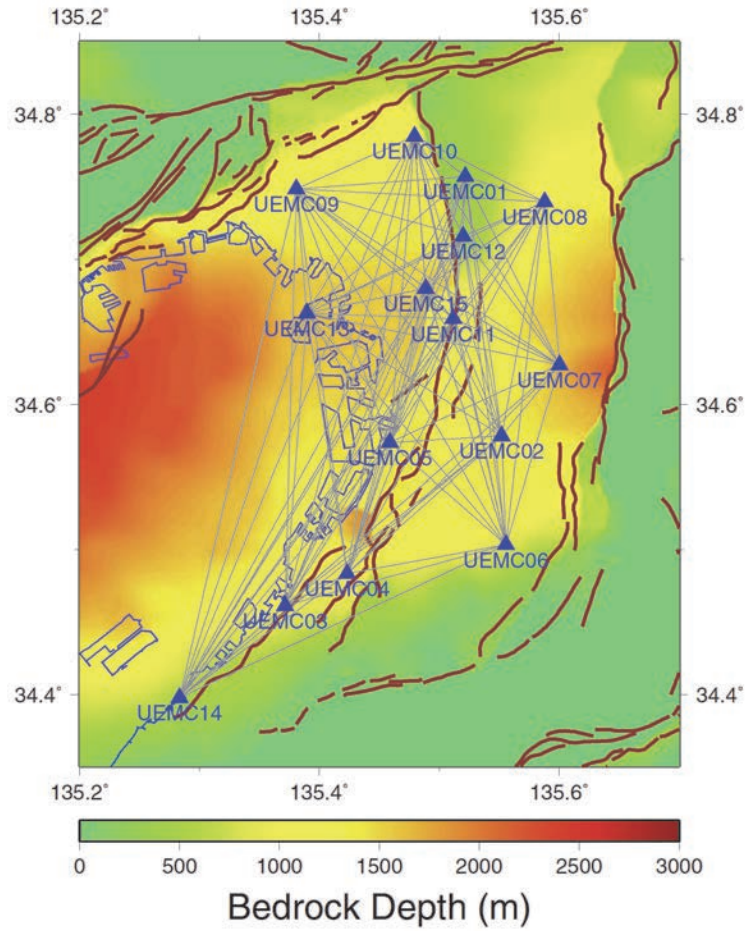


図 39 連続微動観測点の配置図

表 6 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2 UEMC06 観測点における連続微動観測装置の設置状況

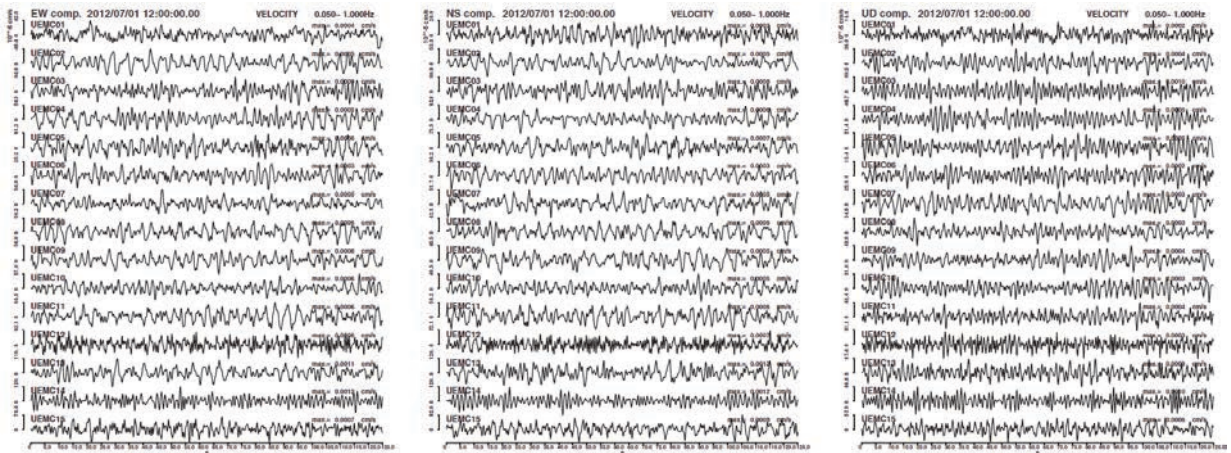


図40 15観測点で同時に記録された微動波形の例（左からEW、NS、UD成分）

iv) 観測点間グリーン関数の抽出

以下の手順で連続微動観測記録を解析した。図41に解析の流れを示す。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クし、観測点間グリーン関数とした。

図 42 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 42 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)、同右図が UEMC05 (堺) と UEMC13 (此花) の 2 点間 (観測点間距離 11.8 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 観測点を繋ぐ観測点間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 45 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 UEMC05-UEMC13 の例でも同様である。

図 43 は UEMC06-UEMC09 について、盆地内の微動の季節変化の及ぼす影響を見るため、R-R および T-T 成分の相互相関関数を月毎にスタックしたものである。この解析では位相が特に重要であるが、季節による相互相関関数の振幅の変化はある程度見られるものの、全体の形状や位相への影響は顕著ではない。ほとんどの観測点ペアにおいて、このように年間にわたり安定して観測点間グリーン関数が得られていることを確認した。

全ての観測点ペアについて観測点間グリーン関数を観測点間距離に従ってプロットしたものが図 44 である。図 44 左図が R-R 成分、同右図が T-T 成分の結果である。この図中の観測点間グリーン関数には 0.1~1Hz の帯域通過フィルターを適用している。明瞭な信号が距離に従って伝播している様子が確認でき、このことから得られた観測点間グリーン関数に卓越している信号が大阪堆積盆地内を伝播している表面波を捉えているといえる。R-R 成分 (Rayleigh 波) に比べ、T-T 成分 (Love 波) の見かけ速度が相対的に小さい。

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例である。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を推定した。図 45 では T-T 成分の解析例を示しており、得られる群速度は Love 波の群速度に対応すると考えている。図 45 左図が UEMC09 (尼崎) と UEMC15 (阿波座) を結ぶ測線 (観測点間距離 12.5 km)、右図が UEMC02 (松原) と UEMC07 (八尾) を結ぶ測線 (観測点間距離 7.0 km) の解析例である。この図からも、短周期側は周期約 1.5 秒 (観測点ペアによっては周期 1 秒) まで十分な SN のある信号が得られていることを確認できる。UEMC09-UEMC15 の T-T 成分 (Love 波) では、周期 6 秒付近で群速度が急変し、これは Love 波のエアリー相に対応する。図 46 は各観測点ペアに対して得られた Love 波群速度のうち、周期 3 秒、4 秒、6 秒、7 秒に対応するもの地図上に示したものである。周期 6~7 秒では、基盤深度の違いを反映した群速度の空間変化 (湾岸部で最も遅い) の特徴がみられる。

ここで得られた観測点間グリーン関数を大阪堆積盆地速度構造モデルの検証に用いる。

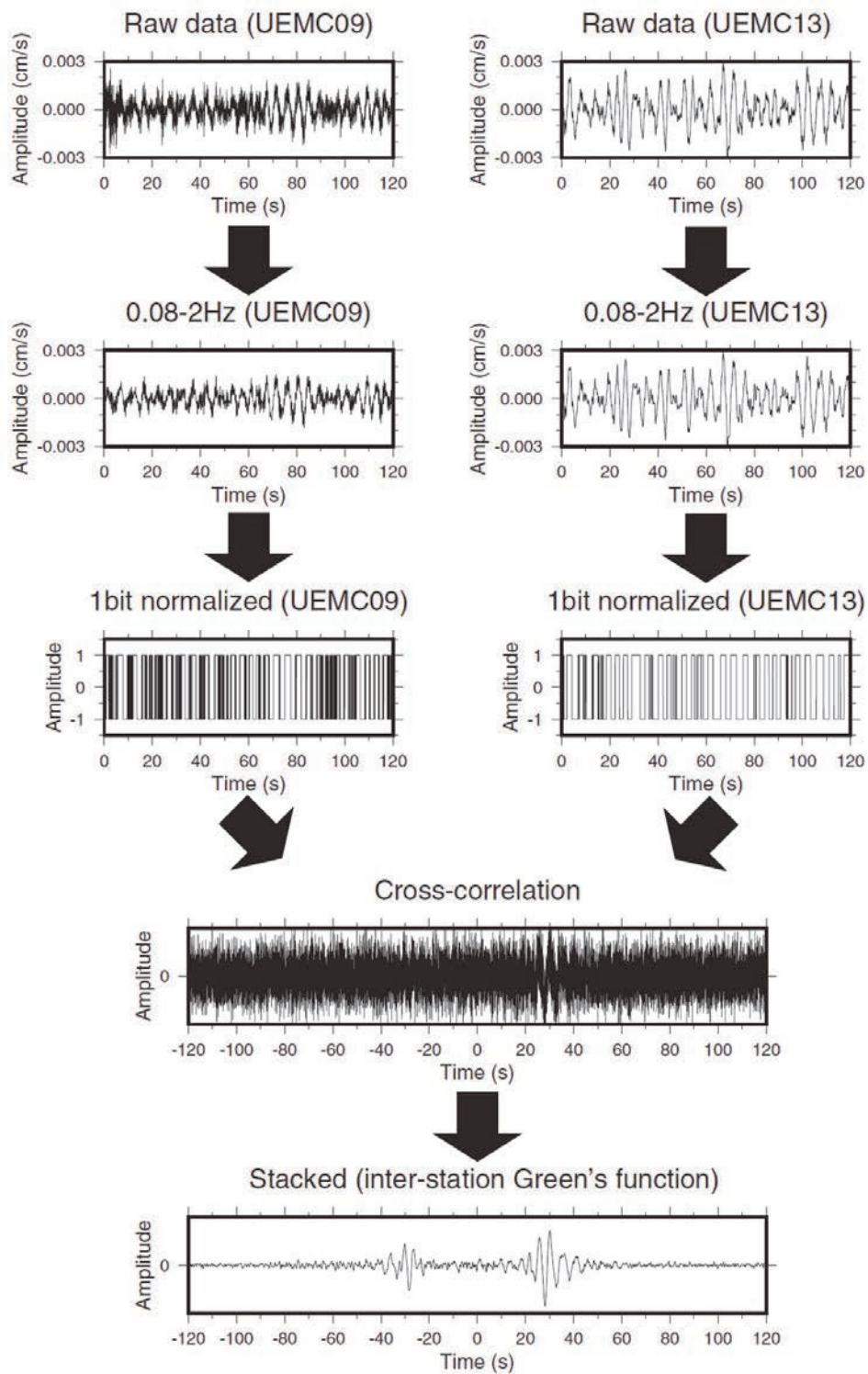


図 41 連続微動観測記録の解析手順

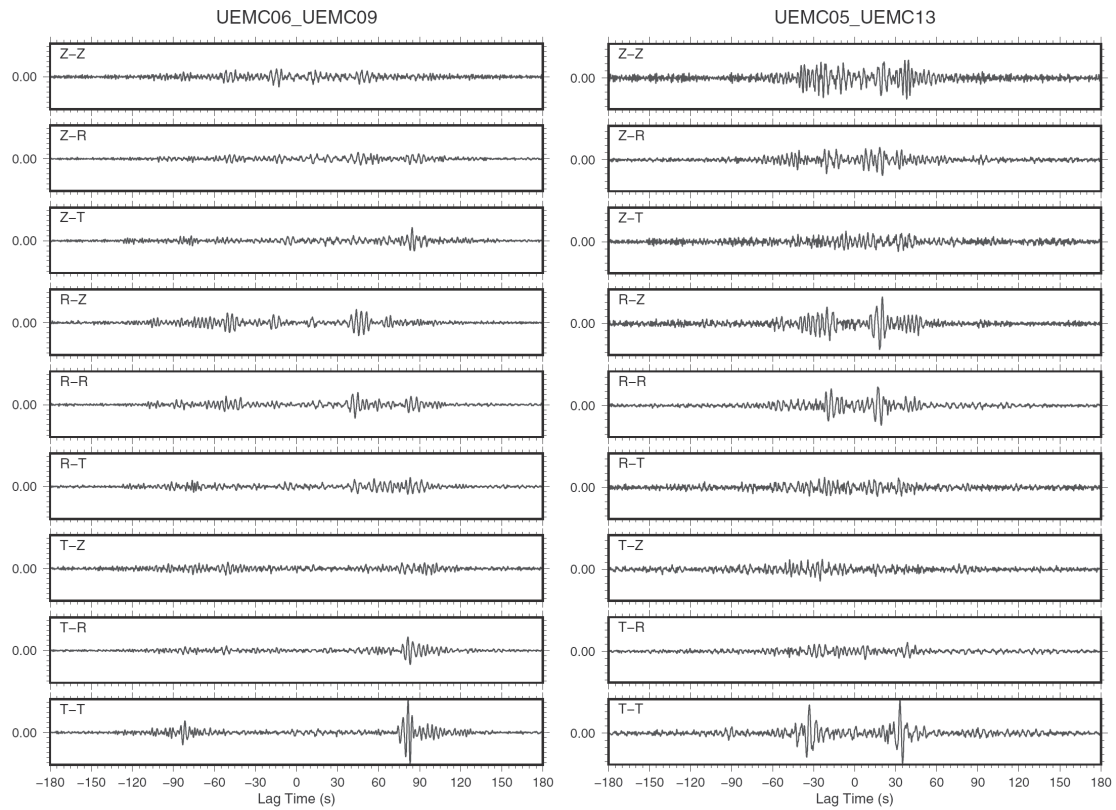


図 42 地震波干渉法解析により得られた 2 点間の相互相関関数の例
 (左 : UEMC06 大阪狭山-UEMC09 尼崎、右 : UEMC05 堺-UEMC13 此花)

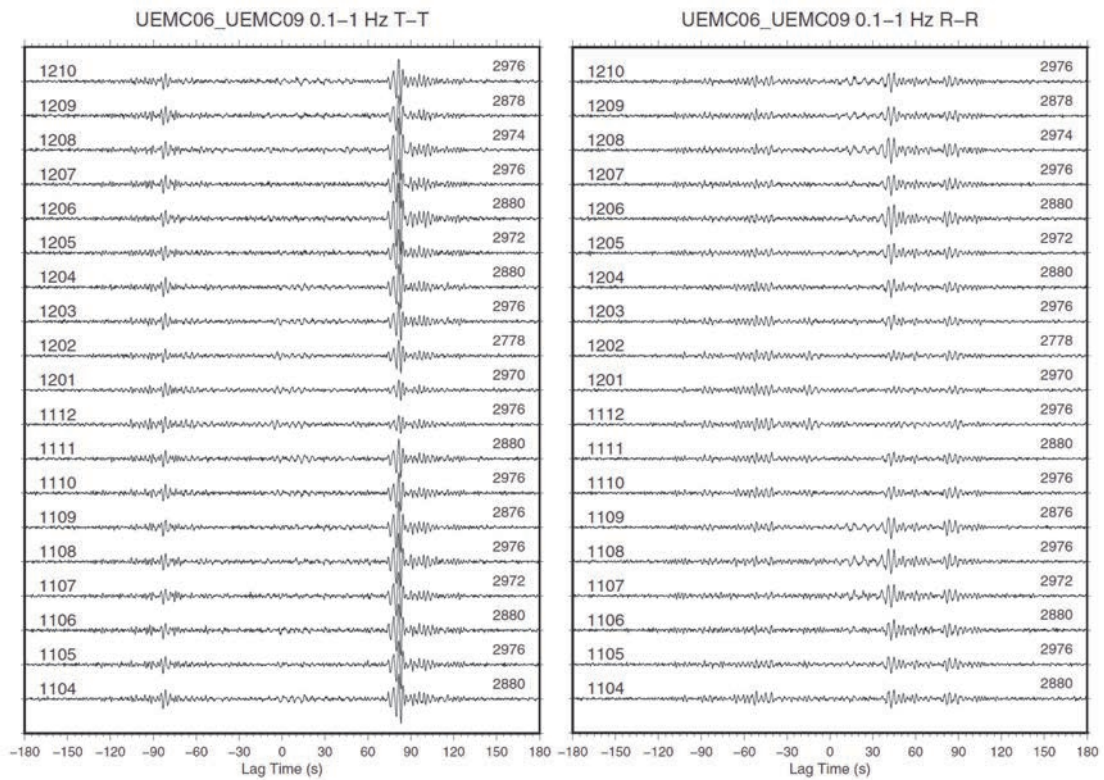


図 43 UEMC06 大阪狭山-UEMC09 尼崎における 1 ヶ月毎の相互相関関数のスタック例
 (左 : T-T 成分、右 : R-R 成分、右上の数字はスタック数)

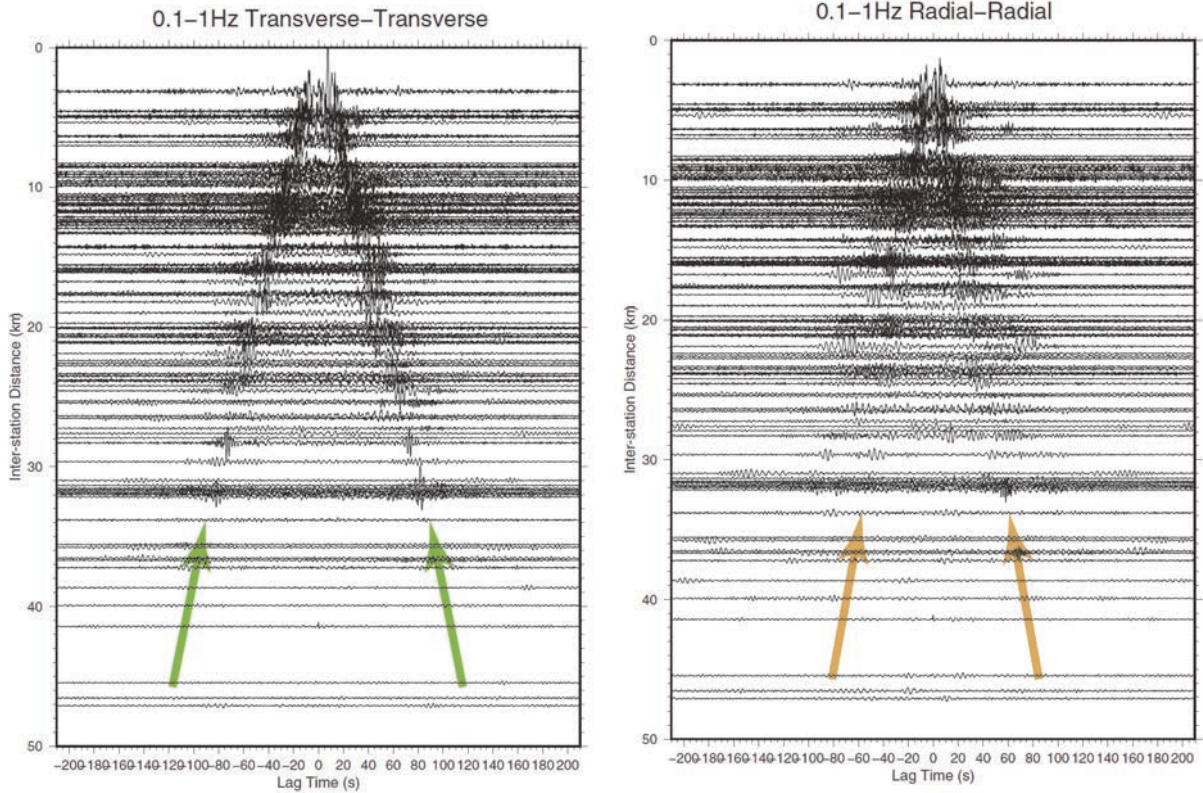


図 44 観測点間グリーン関数の観測点間距離によるペーストアップ
(左：T-T 成分、右：R-R 成分)

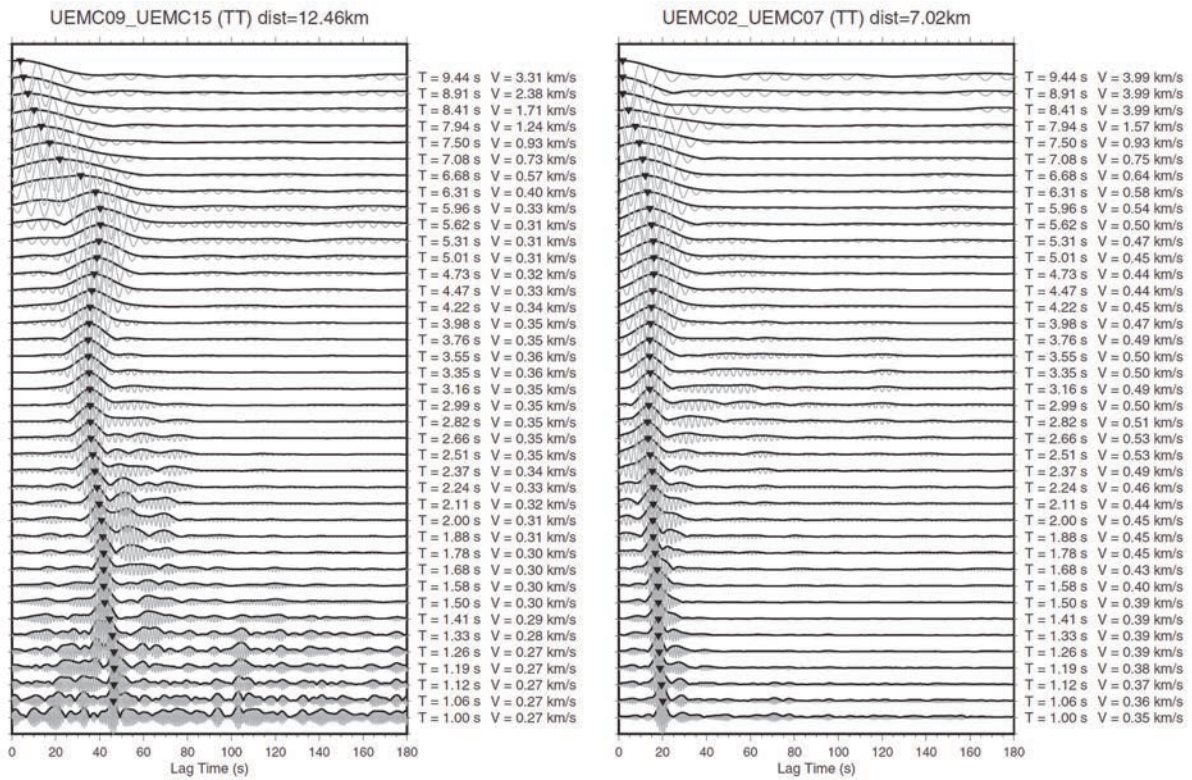


図 45 マルチプルフィルタ解析の例
(左：UEMC06 尼崎-UEMC15 阿波座、右：UEMC02 松原-UEMC07 八尾)

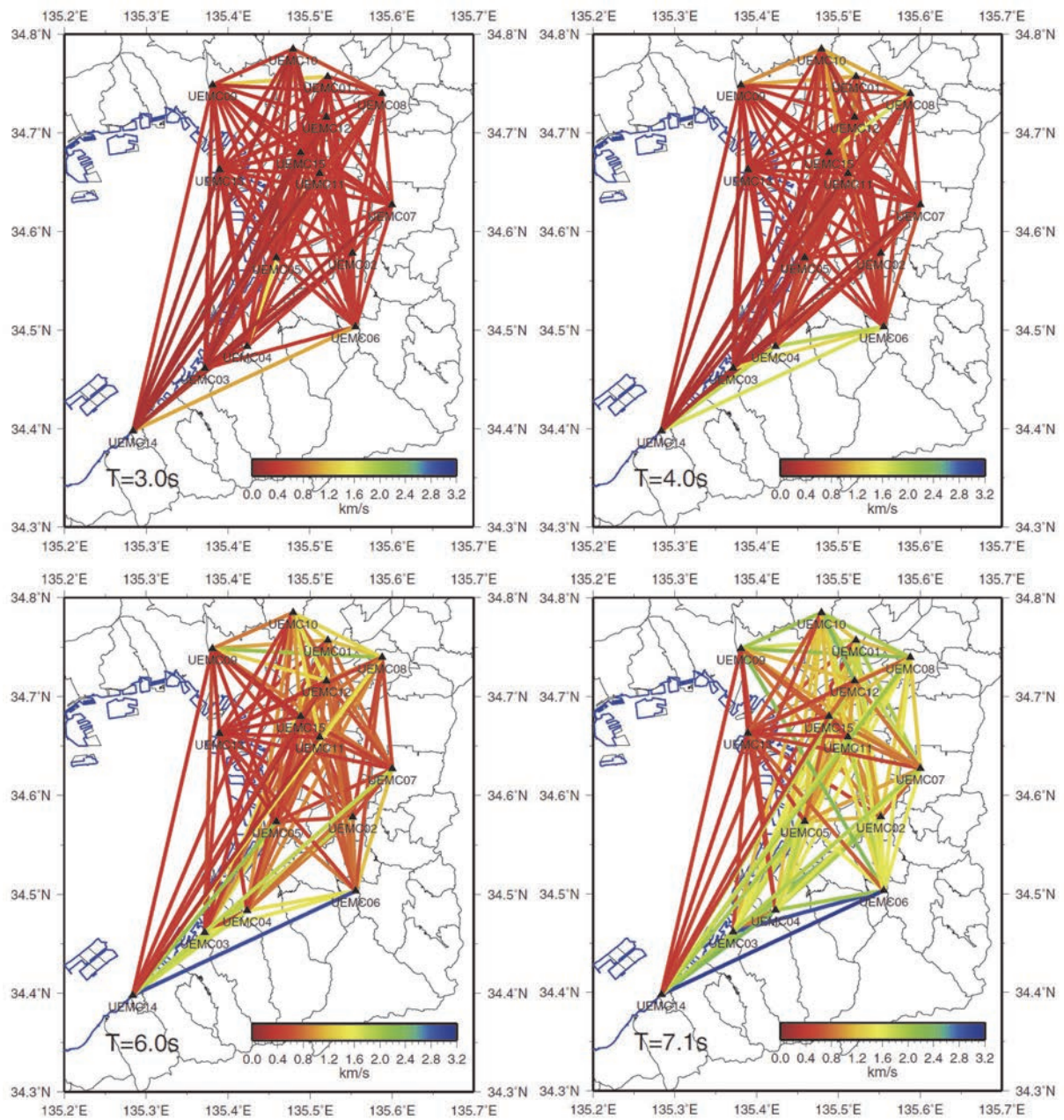


図 46 周期 3、4、6、7 秒における Love 波群速度の空間分布

e) 中小地震記録を用いたレシーバー関数解析

レシーバー関数とは、Radial 成分を上下動成分でデコンボリューションして得られる波形と定義され、変換波を効率良く検出するために考案された (Langston, 1979)。地殻及び上部マントルの速度構造を調べるために開発され、現在でもよく用いられているが、堆積盆地規模の構造 (盆地の底の深度や形状、盆地内の堆積層の速度構造) を調べるためにも活用され (例えば、小林ほか, 1998)、その有効性も確認されている。しかし、これまでの大阪堆積盆地の地盤構造モデルの構築ではレシーバー関数は用いられていない。そこで、本業務では、大阪平野内の観測点においてレシーバー関数を新たに計算し、独立したデータとして既存の地盤構造モデルを検証した。

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)。

本業務では、2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の地震記象のうち、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) の地震記象をもとに推定した。

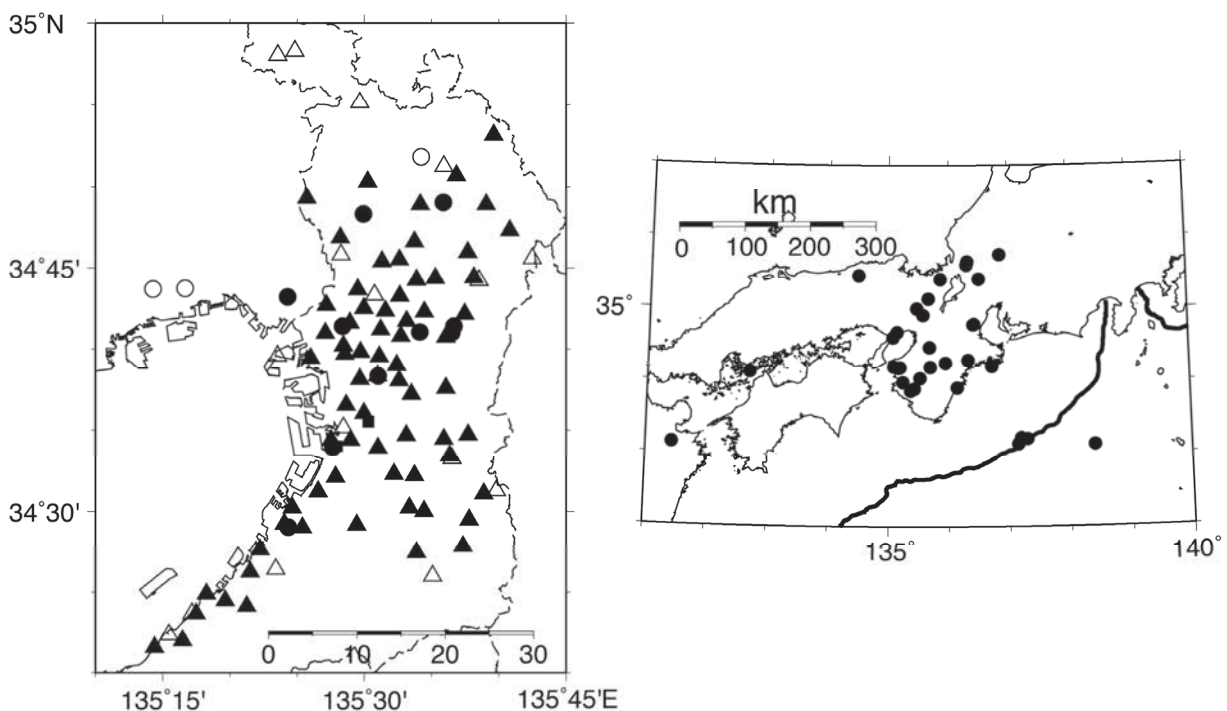


図 47 (左) 使用した観測点の分布。○および●は設置方位が既知で、設置方位推定のための基準観測点で、△および▲は設置方位を推定した観測点。黒く塗りつぶした観測点においてレシーバー関数を計算した。(右) レシーバー関数を計算するために用いた地震記録の震央。

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立行政法人防災科学技術研究所の F-net 観測点とする。検証対象観測点は大阪府の震度計および独立行政法人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 47 に示す。

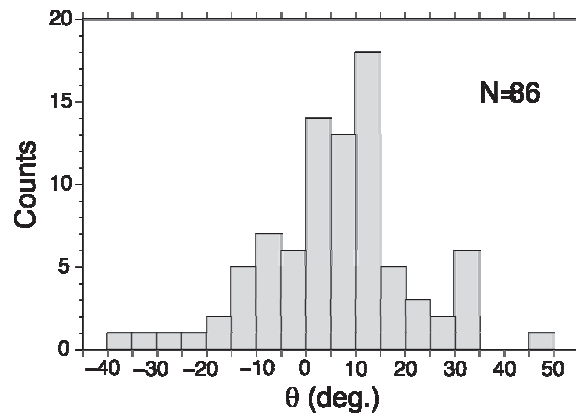


図 48 推定された角度のヒストグラム。θ の定義は本文を参照のこと。

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 48 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 度と推定された。

次に、推定された設置方位を加味してレシーバー関数を計算した。使用した観測点を図 47 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 47 の右側のパネルで●で示す。レシーバ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。レシーバ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。

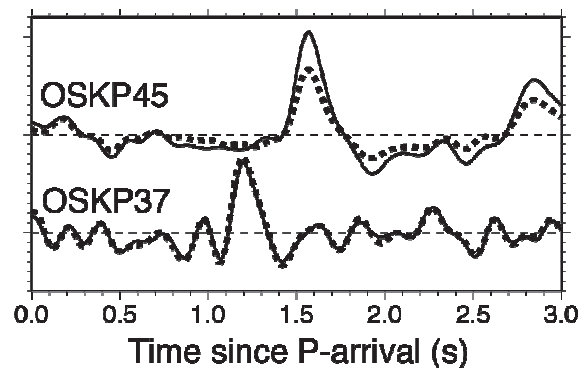


図 49 得られたレシーバー関数の例。実線は推定された設置方位を用いて計算したレシーバー関数で、破線は元々想定されていた設置方位を用いて計算したもの。OSKP45 および OSKP37 の θ (定義は本文参照のこと) はそれぞれ 32 度、-9 度。

得られたレシーバー関数の例を図 49 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（図の OSKP45）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。

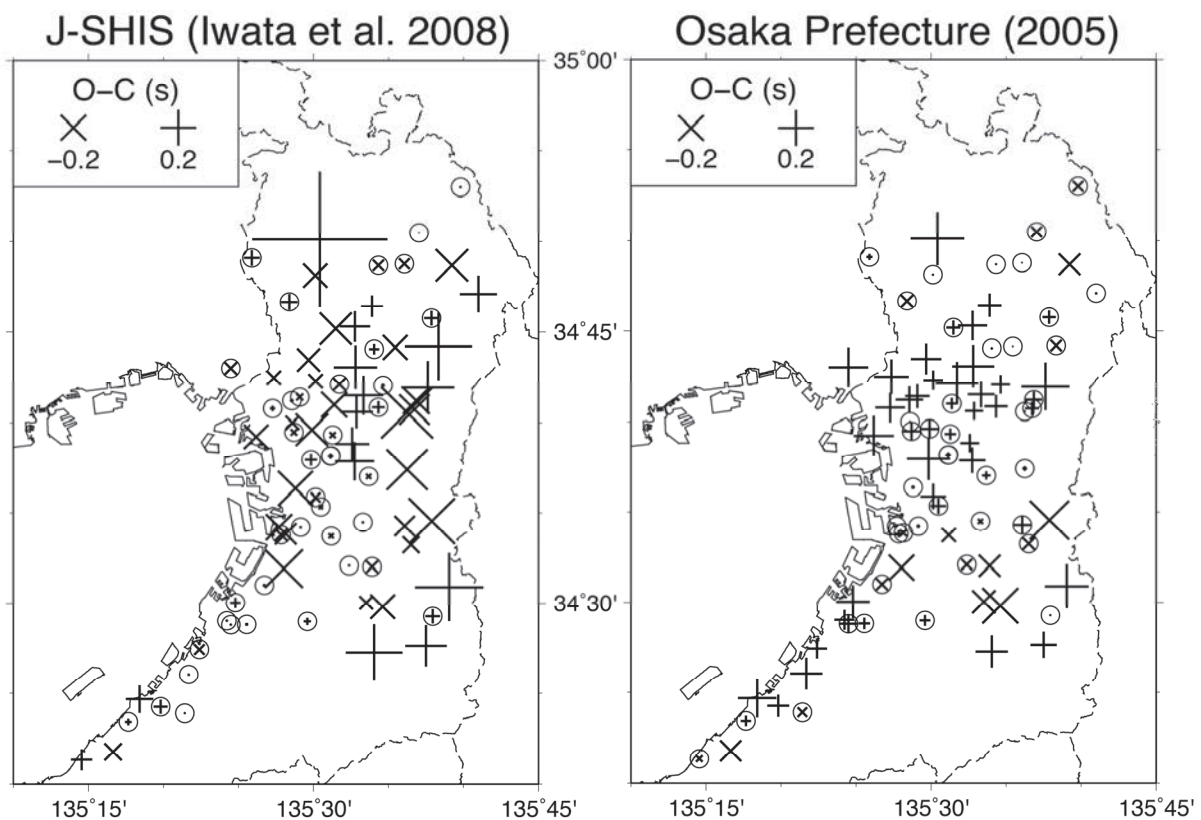


図 50 レシーバー関数で得られた PS-P 時間と、既存地盤構造モデルから計算される PS-P 時間の比較。（左）J-SHIS に収録された Iwata et al.（2008）より計算された結果と観測値を比較した結果。（右）大阪府（2005）で計算した結果と観測値を比較した結果。残差が 0.1 秒以下のものを丸で囲んだ。

得られた結果を図 50 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、大阪平野東部の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な観測点が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の西麓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な観測点が1つ認められる点は、Iwata et al. (2008)と同様である。

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、この地域に関しては、地震波速度に関するデータの追加がモデルの改善にあたっての本質と考えられる。

2) 地下構造モデルの修正

a) 全体方針

大阪堆積盆地は、他地域に比べて地下構造探査密度が高く、早くから3次元堆積層構造モデルが作られている。既存モデルには大きく分けて、香川ほか（1993）に始まるJ系統モデル（香川ほか，1993；宮腰ほか，1997；宮腰ほか，1999；香川ほか，2002；趙・香川，2002；Iwata et al.，2008；Iwaki and Iwata，2011）と、産総研モデル（堀川ほか，2003）に始まるH系統モデル（堀川ほか，2003；大阪府，2005）の2つがある。この2つの系統は、地層境界面形状や物性値（P波速度、S波速度、密度）構造の記述方法が大きく異なる（表7）。J系統モデルでは地層境界面がスプライン関数で与えられている。堆積層部分は、反射法地震波探査や常時微動アレイ観測の結果を基に地震波速度の観点から3層に分割され、同一層内は同一の物性値が配されている。そのため、任意の場所の物性値を簡単に決めることができる。数値計算の様々なグリッド間隔への対応が簡単であり、ユーザーによる不適当な内外挿処理も防ぐことができる。この特徴は、上述の数々の改良研究が示すように、モデル自体の修正も可能にしている。一方、H系統モデルでは、地質構造を忠実に表現し断層などの急な構造変化も組み込めるよう、モデルは固定の3次元メッシュで記述されている。地質構造を表現する7枚の鍵層の3次元構造を作って堆積年代を与え、物性値は埋没深度と堆積年代に依存した経験式で与えており、PS検層結果に見られるミラージュ層の様相に対応している。

表7 既往の大阪堆積盆地3次元速度構造モデルの特徴の比較

	J系統モデル (香川ほか，1993；宮腰ほか，1997； 宮腰ほか，1999；香川ほか，2002； 趙・香川，2002；Iwata et al.，2008； Iwaki and Iwata，2011)	H系統モデル (堀川ほか，2003；大阪府，2004)
地層境界面	<ul style="list-style-type: none"> 地震波速度の観点での分割（3層） スプライン関数で定義 複雑な形状は表現困難 	<ul style="list-style-type: none"> 地質の観点での分割（7枚の鍵層） 断層などの急な構造変化を表す境界 100m x 100m メッシュ 複雑な形状も表現
物性値	<ul style="list-style-type: none"> 層内一定 	<ul style="list-style-type: none"> 100m x 100m x 50m メッシュ 深さ・堆積年代依存でミラージュ層的
利便性	<ul style="list-style-type: none"> 任意メッシュサイズの数値計算への導入容易（任意の地点・深さの物性値の取り出し容易） ユーザによる修正が比較的容易（記述が明快なため） 	<ul style="list-style-type: none"> 異なるメッシュの数値計算への導入が不便（固定メッシュのため） ユーザによる修正が困難（構築作業に手作業を含むため）

2つの系統の短所は、長所の裏返しである。H系統モデルは、実際の地下構造をできるだけ再現するように精巧に作られているが、任意グリッドで切り出すのが難しくモデル自体の修正作業はモデル作成者以外には困難という欠点がある。一方、J系統モデルは、3次元不均質構造の記述方法が明快だが、地下構造の表現の精緻さにおいて劣るという欠点

がある。どちらも、あらゆる物理探査モデルをコンパイルして3次元構造モデルを作成しているが、H系統モデルでは、ボーリングデータと地質構造の再現に重きがおかれ、J系統モデルでは、地震動データに基づくモデル化と3次元モデル構築作業の明確化に重きが置かれたことに起因しているのであろう。

本業務で作成する地下構造モデルとしては、H系統モデルのように地層境界面や物性値構造を可能な限り探査データに忠実に精緻に表現しつつ、J系統モデルのように地層境界面を関数系で表現し、任意の間隔のグリッドで物性値構造が取り出すことが可能なものを目指すこととした。これを実現するため、次の4つを基本方針として3次元モデルを構成した。

1. 断層などの急な構造変化を境界とするブロックに分割する
2. ブロック毎に地層境界面（7枚の鍵層）を複雑な形状に対応できる関数形で表現する
3. 物性値（P波速度、S波速度、密度）を、深さ、堆積年代、地域性に依存した式で与える
4. モデルは、任意の地点の物性値を計算することを可能とするデータセットとツールによって構成する

1. については、基本的にH系統モデルの方法と断層分割ブロックを踏襲する。2. については、J系統の思想を継承したものだが、より複雑なものとなる。鍵層は、H系統モデルで使われているのと同じく、新しいほうからMa10層準（Ma10層上面）、Ma3層準（アズキ火山灰層）、Ma-1層準（Ma-1層下面）、福田火山灰層、松山／ガウス境界面、神戸層群相当層上面、および、基盤岩上面の7枚（堆積層内6枚）とする。3. については、H系統の方法を踏襲し新しいデータセットに基づいて修正する。4. については、J系統の思想を継承するが、より複雑なものとなる。これを実現するモデルの形は、図51のような構成のモデルデータセットとツール群となる。

モデルの修正作業は、図52の流れで行った。まず、H系統の大阪府2004モデルを修正する形で初期モデルを作成する（ステップ1）。鍵層面深度分布を適切に表現する補間関数の検討を行い、得られた方法で鍵層面深度分布を表現し直し、反射法地震探査データとボーリングデータに基づいて物性値経験式の基本的な形を再検討する。ステップ2では、地震動・微動記録に基づいて初期モデルの検証および修正を行う。本業務で実施した探査・解析のうち、微動アレイ探査による表面波位相速度曲線、微動H/Vスペクトルピーク周期、中小地震記録のレシーバー関数解析によるPS-P時間を用いる。ステップ3では、この段階までに確定した物性値経験式やその地域係数を用いて、ステップ2で用いた探査・観測点直下における鍵層境界面深度を修正する。ステップ4では、探査・観測点直下の鍵層境界面深度の修正値を用いて、鍵層境界面深度分布を補間関数で表現する。こうして、鍵層境界面深度分布、断層ブロック境界、物性値経験式が揃い、改良モデルの完成となる。ステップ5では、改良モデルの検証として、中小地震波形、微動記録の地震波干渉法で得られる観測グリーン関数波形をターゲットにしたフォワードモデリングを行う。以下では各項目について説明する。

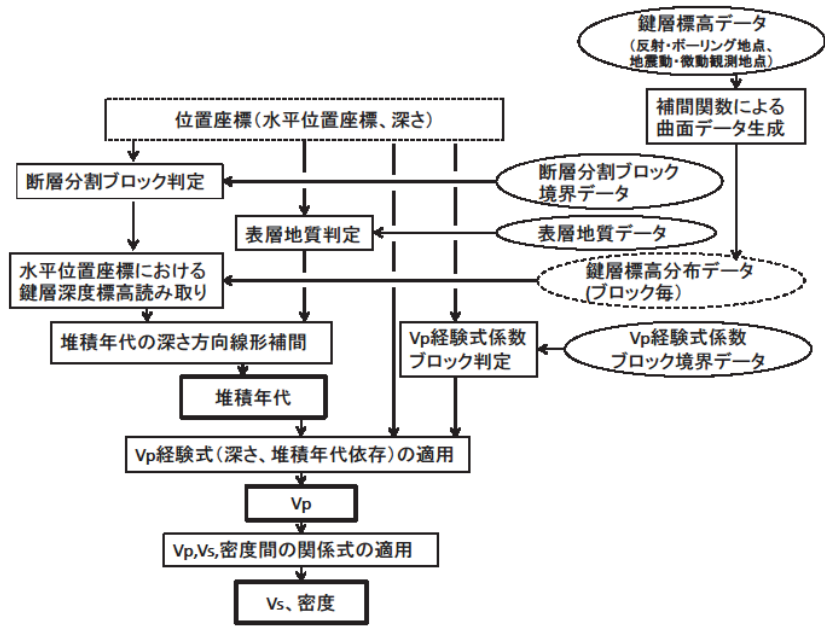


図 51 改良 3 次元速度構造モデルの構成。領域内の任意の地点の位置が与えられれば、モデルデータセット（楕円枠）から、作業ツール（実線矩形枠）を経て、堆積年代と物性値（2重矩形枠）が計算される。

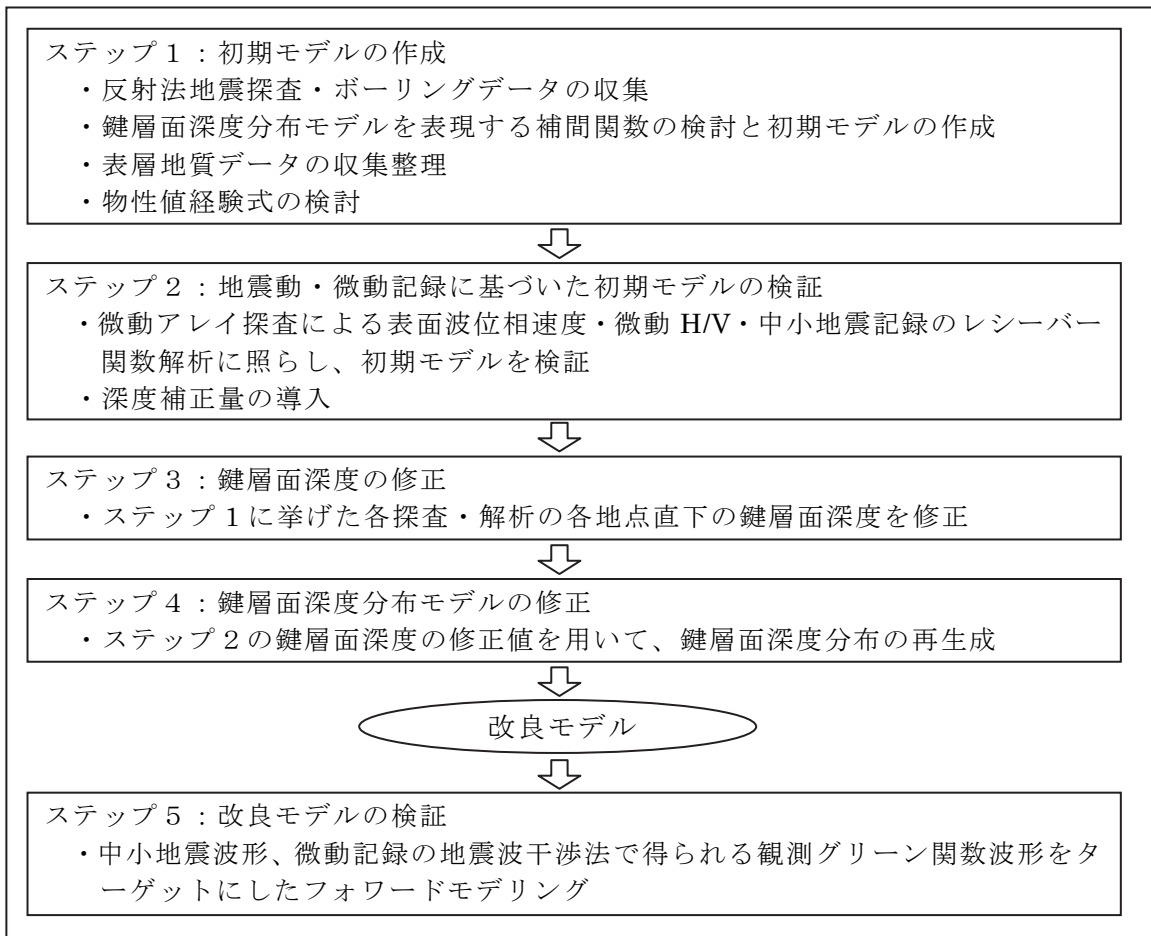


図 52 3 次元速度構造モデル改良作業のフロー

b) 反射法地震探査データ、深層ボーリングデータの収集

本業務において収集した反射法探査データを表 8 に、深層ボーリングデータを表 9 に、これらの地点位置を図 53 にまとめる。

表 8 中の番号 1～47 の反射法地震探査については、産総研モデル 2003 (堀川ほか, 2003) 作成時に実施された再解析によるデータ (解釈深度断面、区間速度値) (産業技術総合研究所活断層研究センター・株式会社阪神コンサルタンツ, 2003) を用いる。番号 48～51 の探査については、「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」の一環として実施された波形記録の再処理結果 (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 2005) を参照し、基盤層と解釈がなされた反射面の深度値を読み取った。なお、M96-1 測線に関しては、反射断面の中央部から東側にかけて認識される反射面が測線近傍のボーリング資料による基盤岩深度より浅い位置に存在しており、反射面は古第三系の神戸層群に相当するとの解釈がなされている。このため、本業務においてもこれらの反射面を神戸層群であると見なした。番号 52、53 の探査については、測線のうち大阪平野を跨ぐ部分に関して基盤層と解釈されている反射面の深度値を読み取り、さらに、大阪測線に関しては、基盤層に加え、探査測線の近傍におけるボーリング資料 (IT-4、OD-4、OD-8) との対比を行い、Ma3 層、Ma-1 層に相当すると考えられる明瞭な反射面も読み取った (図 54)。また、産総研モデル 2003 作成時に実施された反射断面の解釈では、福田火山灰は、ボーリング等で得られた Ma-1、アズキ火山灰、福田火山灰の間の層厚比 (市原ほか, 1977; 市原ほか, 1984; 吉川ほか, 1997) に基づき、Ma-1 層下端深度に Ma-1～アズキ火山灰間の厚みの 1.4 倍を加えた深度にあるとして与えられているが、本業務でもこの方法を用い、番号 48～60 の反射断面について、福田火山灰層を与えた。

表 9 には、深層ボーリングデータの鍵層深度の整理結果も示している。番号 1～219 のボーリングについては、産業技術総合研究所活断層研究センター・株式会社阪神コンサルタンツ (2003) に基づく。

表8 収集した反射法地震探査データの測線一覧

No.	名称	探査機関	CMP間隔(m)	測線距離(m)
1	市大淀川	大阪市大	5.0	3,530
2	淀川S波	関西電力	10.0	4,090
3	大阪南港	関西電力	5.0	980
4	大阪市第1	大阪市	10.0	6,650
5	大阪市第2	大阪市	10.0	3,580
6	GS大和川	地質調査所	5.0	4,315
7	GS堺第1	地質調査所	2.5	2,012
8	GS堺第2	地質調査所	2.5	2,017
9	府中一箕形	大阪府	2.5	2,790
10	トラックターミナル	大阪工大	10.0	1,350
11	中央大通	大阪工大	10.0	1,970
12	善根寺	大阪工大	5.0	1,080
13	六万寺	大阪工大	5.0	1,285
14	法善寺	大阪工大	5.0	1,165
15	GS四条畷	地質調査所	2.5	977
16	GS八尾	地質調査所	2.5	2,657
17	HD-1	海上保安庁	12.5*	27,740
18	HD-2	海上保安庁	12.5*	31,780
19	HD-3	海上保安庁	12.5*	32,400
20	HD-4	海上保安庁	12.5*	29,000
21	HD-5	海上保安庁	12.5*	16,600
22	HD-6	海上保安庁	12.5*	20,200
23	HD-7	海上保安庁	12.5*	17,140
24	HG-1-1M(明石海峡)	兵庫県	25.0*	29,500
25	HG-1-2M(神戸沖)	兵庫県	25.0*	14,000
26	HG-3-1(生田川)	兵庫県	25.0*	2,500
27	HG-4(都賀川)	兵庫県	25.0*	16,000
28	OD-A	岩崎(1994)	25.0*	40,000
29	OD-B	岩崎(1994)	25.0*	28,000
30	脇浜	地質調査所	2.5	1,810
31	深江	兵庫県	2.5	1,100
32	甲東園	兵庫県	2.5	1,600
33	小林	兵庫県	2.5	1,400
34	夙川	兵庫県	5.0	4,000
35	鷹取	(財)建設工学研究所	5.0	2,310
36	石屋川	関西地震観測研究協議会	10.0	1,650
37	三宮	京都大学防災研	5.0	1,395
38	有馬街道(HG-2-1)	兵庫県	10.0	2,600
39	兵庫港(HG-2-2)	兵庫県	10.0	2,000
40	十二間道路(HG-5)	兵庫県	5.0	3,200
41	武庫川(HG-6)	兵庫県	2.5	5,760
42	GS-2	地質調査所	25.0*	9,880
43	GS-5M	地質調査所	25.0*	9,280
44	GS-7	地質調査所	25.0*	24,000
45	GS-8ME	地質調査所	25.0*	19,500
46	GS-11	地質調査所	25.0*	35,000
47	GS-12	地質調査所	25.0*	37,700
48	K96-1	防災科学技術研究所	12.5	5,300
49	K96-2	防災科学技術研究所	12.5	4,800
50	M96-1	防災科学技術研究所	12.5	8,500
51	M96-2	防災科学技術研究所	12.5	1,800
52	大阪測線	大都市大震災軽減化特別プロジェクト	25.0	53,000
53	生駒一高槻測線	大都市大震災軽減化特別プロジェクト	25.0	22,500
54	大阪湾岸第1・第2	大阪府	10.0	23,000
55	大和川南	大阪府	10.0	18,000
56	高槻	大阪府	10.0	3,420
57	茨木	大阪府	10.0	5,500
58	枚方	大阪府	10.0	12,780
59	大津川	本業務	20.0	11,199
60	高石一堺	本業務	20.0	10,550
計				689,842

表9 (続き)

番号	地質情報																				福田	第三系	基盤岩				
	上部大阪層群								下部大阪層群								アズキ	Ma2	Ma1					Ma0		Ma-1	
	Ma6		Ma5		Ma4		Ma3		U	L	U	L	U	L	U	L			U	L				U	L		
1	263	281	304	315	356	373	383	418	413	465	482	558	587	612	638												
2							27	47	47	65	76	122	127	161	174	191	199		none	656.2							
3	243	263	292	301	344	362	387	415	413	465	480	566	577														
4	86	97	110	119	143	152	182	193	none	219	225																
5	195	213	232	242	280	295	312	336	334	381	398	473	483														
6	198	223	245	254	304	309	347	362	none	417	427																
7	42	43	66	78	94	108	130	139	none	155	167	182	192														
8	76	91	105	115	148	165	186	202	195																		
9	23	32	38	44	58	69	76	97	96	116	126	172	178														
10	79	96	109	117	142	154	183	197	none	217	222	297	304														
11	273	293	318	328	365	383																					
12	252	277	298	310	350	372	391	411	none																		
13																											
14	47	59	61	75	122	136	166	182	176	195	211	246	254	270	280												
15	150	173	185	198	228	257	272	285	281	330	349	383	408														
16	140	160	179	205	241	250	269	285	280	315	322	374	386														
17	133	157	174	195	212	233	235	261	none	276	296																
18	181	220	230	243	268	284	291	318	none																		
19				191																							
20	112	140	152	163	181	195	205	228	221																		
21																											
22	131	169	179	195	217	234																					
23	130	176	181	194	222	241																					
24	146	182	194	209	236	252																					
25	103	118	136	153	164	188	200	217	217																		
26	143	153	162	174	183	196	210	224	221																		
27																											
28																											
29																											
30	55	72	82	83	91	92	94	111	106	117	128	158	165	189	200	230	237										
31										28	30	55	62	78	86	94	101										
32	42	53	59	66	86	97	105	128	128	149	164	216	223	253	272	291	301	542									
33																											
34					33	41	48	69	69	86	96	140	146	174	187	204	213										
35	149	167	185	193	226	240																					
36							156	173										318	324	664							
37	194	204	239	252	261	286	304	340		362	396	454	458														
38	281	303	325	330	375	395	410	434		485	500																
39																				135							
40	20	27	31	36	53	62	70	92	90																		
41	265	285	303	317	357	375	384	418	416																		
42																				1565							
43																				556							
44																				70							
45																											
46																											
101																			473	645							
102																			383	540							
103																			400	635							
104																			none	656							
105																			433	725							
106																			526	597							
107																			368	551							
108																			615	1210							
109																			1000	1385							
110																			none	1216							
111																			none	1352							
112																			none	1014							
113																			none	1034							
114																			none	1475							
115																			none	1398							
116																			none	990							
117																			627	700							
118																			none	525							
119																			none	1064							
120																			none	540							
121																			none	420							
122																			none	1254							
123																			none	1120							
201	295	323	340	353	384	406	411	445	444	483	504	579	585	640	653	684	692			1546							
202					323	330																					
203	269	267	290	296	323	337	358	379	373	418	427	488	501	547	558	590	598										
204	184	186	205	213	224	235	247	264	264	283	291	331	336	397	404	450	462										
205																				331	435						
206	314	327	355	369	393	410	417	449	445	475	496	552	575														
207																											
208	288	310	335	345	380	398	406	438	435																		
209							58	64																			
210	156	162	183	187	201	212	222	242	239	259	273																
211	144	159					173	190	190																		
212					299	315	328	335	332																		
213																											
214																											
215																											
216																											
217																											
218	37	42	60	74	85	94	101	113		114	123																
219																				212	400						
220												48	53.5	85	98						595						

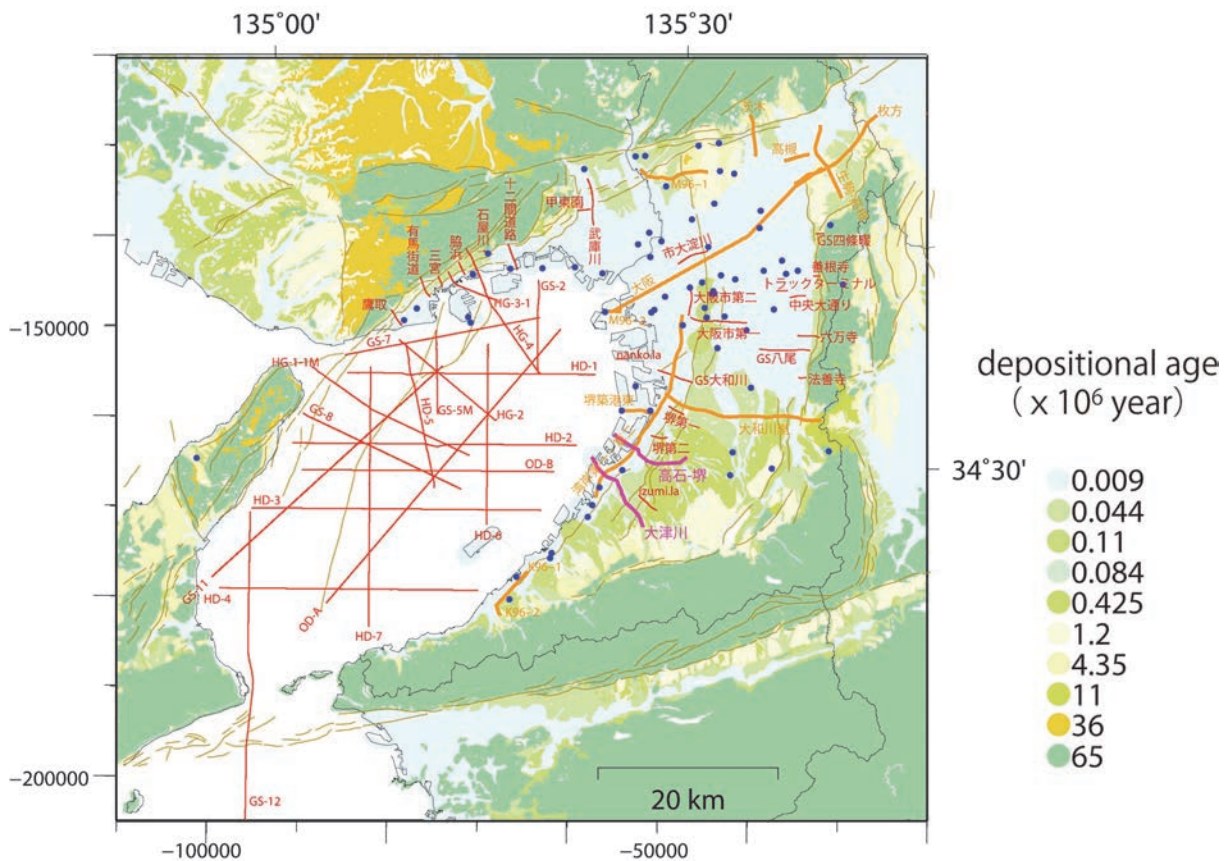


図 53 収集した反射法地震探査測線（赤線、橙線、桃色線）、および、深層ボーリング地点（青丸）の位置図。橙線は大阪府 2004 モデルにデータの全部または一部が使われていない探査、桃色線は本業務で実施された探査を示す。

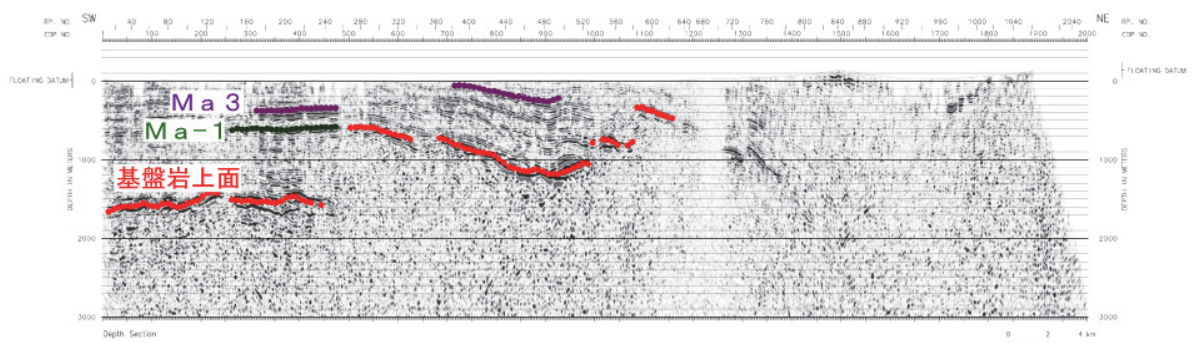


図 54 大阪－鈴鹿反射測線の深度断面。基盤岩上面は、文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所（2005）の解釈による（赤）。Ma-1 層（緑）、Ma3 層（紫）の反射面は、近傍のボーリング資料との対比から推定した。

c) 鍵層面深度分布モデルを表現する補間関数の検討と初期モデルの作成

i) 3次元曲面生成手法の調査

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 (Lorensen & 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機会が多く、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。

平成 23 年度では、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 (Kazdan, 2006)、[2]RBF (Radial Basis Function) 法 (Carr, 2001; 金井, 2004)、[3]MPU (Multi-level Partition of Unity) 法 (Ohtake, 2003) の3つの手法に焦点をあてた。また、これらの特徴をまとめ、次のように結論づけた。

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、両手法ともに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、外装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という面もある。しかし、パラメータ調整等により、RBF 法で適切なパラメータを用いることで良好な結果を出せることを確認した。よって、本業務では RBF 法のみを絞り、鍵層面生成を行った。

ii) 既往の地層境界面生成手法(スプライン)と RBF 法の比較

RBF 法と、J 系統大阪堆積盆地 3次元速度構造モデル (香川ほか, 1993; 宮腰ほか, 1997, 1999; 趙ほか, 2002 など) の地層境界面の生成に用いられているスプラインとの違いを、単純な補間問題を通じて述べておく。RBF 法はスプラインに比べて、1) 平滑度を調整できること、2) 外挿時にロバストであることなどの利点がある。

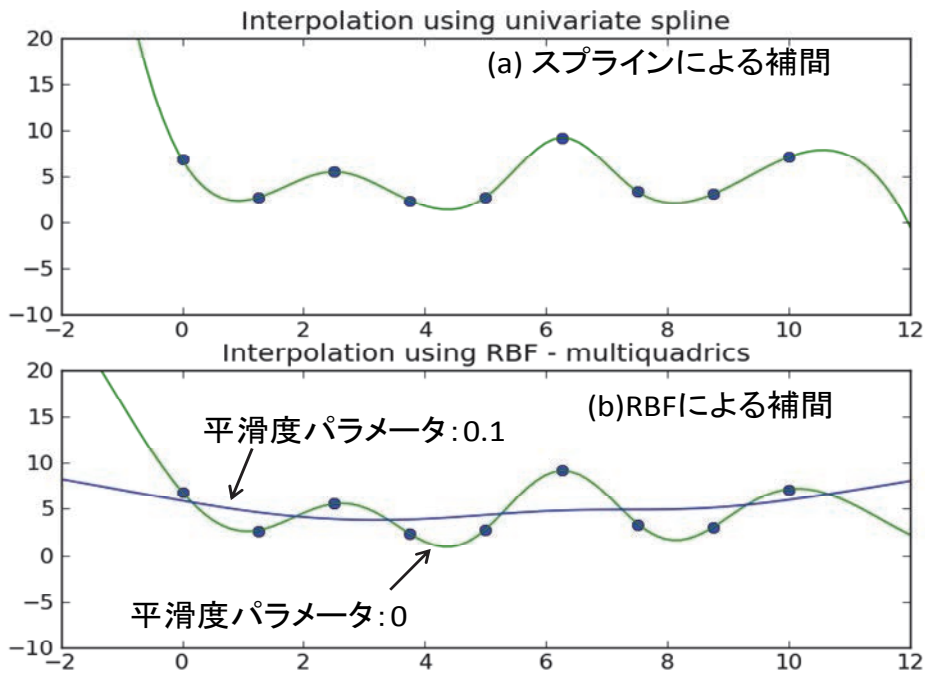


図 55 スプラインと RBF 法の比較（平滑度の制御）

図 55 は、1 次元の補間問題を用いてスプラインと RBF 法の比較をしたものである。まず、スプラインと RBF 法(平滑度パラメータが 0 のケース)の補間性能に大きな差はないことが確認できる。RBF 法は平滑度に関するパラメータを調整することで、スプラインのように必ずデータ点を通る状態(平滑度パラメータが 0)から最小 2 乗近似のような状態(平滑度パラメータが 0.1)までを容易に表現することができる。一方、スプラインには平滑度に関するパラメータは存在しないため、RBF 法のように平滑度を調整することはできない。

図 56 は、図 55 のデータ点に対して補間範囲を大きくとり、データ点がない領域 ($x < 0$, $x > 10$)での外挿補間を含ませた場合の結果である。データ点により内挿される領域での両者の差は、図 55 と同様にほとんどない。一方、データ点のない領域での両者の挙動には、大きな差が現れている。スプラインは、外挿領域では指数関数的に補間値が増大・減少する。他方、RBF 法による外挿値はデータ点とほぼ同じレベルをキープしつづけている。この傾向は地層境界面を生成する 2 変数問題でも同様である。地層境界の深度を示すデータ点は必ずしも十分な量があるわけではなく、場合によっては外挿を行うことも考えられる。以上の背景から、外挿領域で補間値が発散しやすいスプラインよりも RBF 法が地層境界面を生成する作業に適しているものと考えられる。

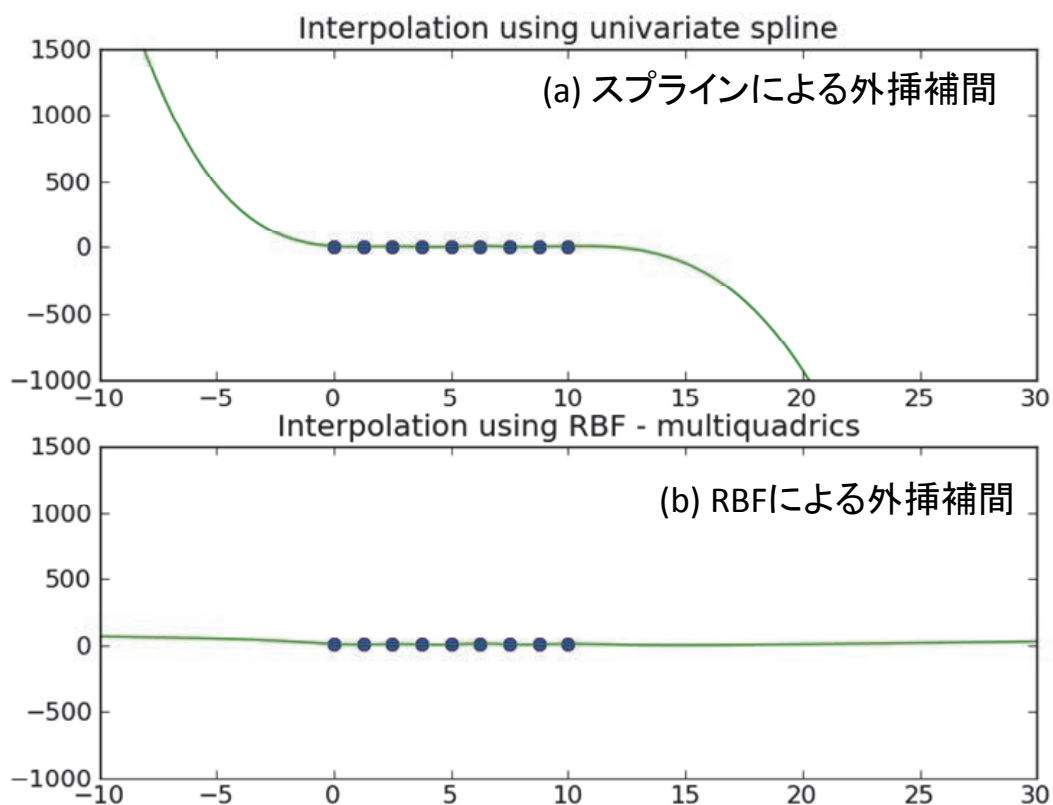


図 56 スプラインと RBF 法の比較 (外挿領域での挙動の違い)

iii) RBF 法を用いた鍵層面の生成 (断層の上盤・下盤の区別なく全データを用いた場合)
 RBF 法によって、神戸層群上面、福田火山灰層、Ma-1 層準面、Ma3 層準面、Ma10 層準面の各鍵層面について曲面生成を行った。まずは、得られている全データを用いて断層の上盤・下盤を区別することなく鍵層面を生成した。

鍵層面を生成するためのフローチャートを図 57 に示す。鍵層面の補間作業は、3つの手順からなっている。

手順 1 では、各鍵層に属する点データを、ボーリングデータ、反射法探査データ、微動アレイや H/V 解析から求めた推定データの各種探査結果ファイルから x, y, z の座標値を取得し、統合する。ここで、データのファイル名には規則があり、ファイル名 bore.k8b8 は、ボーリングデータ (bore)、k8 境界面、ブロック No. 8 というを示している。ファイル名 ref.k0b9 は、反射法探査データ (ref)、k0 境界面、ブロック No. 9 というを示している。ファイル名 obs.k5b13 は、微動アレイや H/V 等に基づく推定データ (obs)、k5 境界面、ブロック No. 13 というを示している。境界面の記号と名称の対応を表 10 に、各ブロックの位置関係を図 58 にそれぞれ示す。

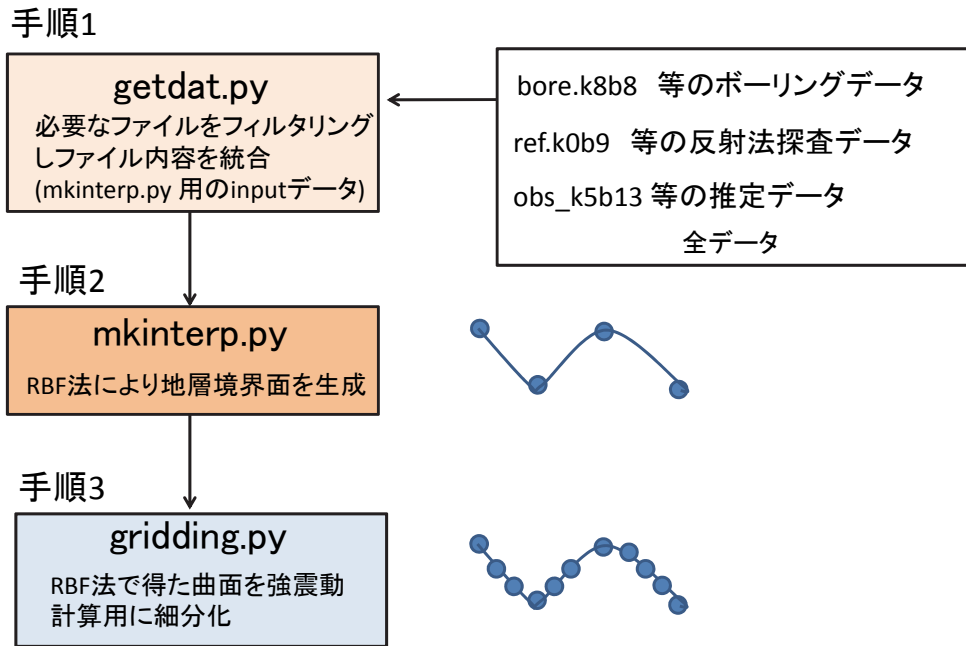


図 57 鍵層面補間のフローチャート

表 10 ファイル名で用いられる記号と地層境界の対応

記号	鍵層面の名称
k0	神戸層群上面
k2	地震基盤
k5	福田火山灰層
k6	Ma-1 層
k7	Ma3 層
k8	Ma10 層

手順 2 では、手順 1 で作成した input.dat (各種探索で得られている地層の x, y, z 座標の羅列) をプログラム mkinterp.py に読み込ませ、RBF 法による補間計算を行っている。補間計算が終了すると、グリッド状に補間された地層面データ (x, y, z)、3次元表示用の CAD データ (stl、vtk の二形式で出力) が生成される。

手順 3 では、手順 2 で得られたグリッドデータを、強震動の差分計算で用いられるグリッドのサイズ程度に細分化している。手順 3 は、手順 2 で RBF 法を適用する際にグリッドを細かくするように指定しておけば必要ない作業であるが、RBF 法は密行列の連立一次方程式を解く必要があるため、多くのメモリを消費する。このため、今回実装したプログラムでは、1 辺が 2~300 程度のグリッド数までが限度である。高速多重極展開やツリー法を利用して RBF 法を低メモリ化・高速化できることが知られているが、今後必要に応じて実装したい。

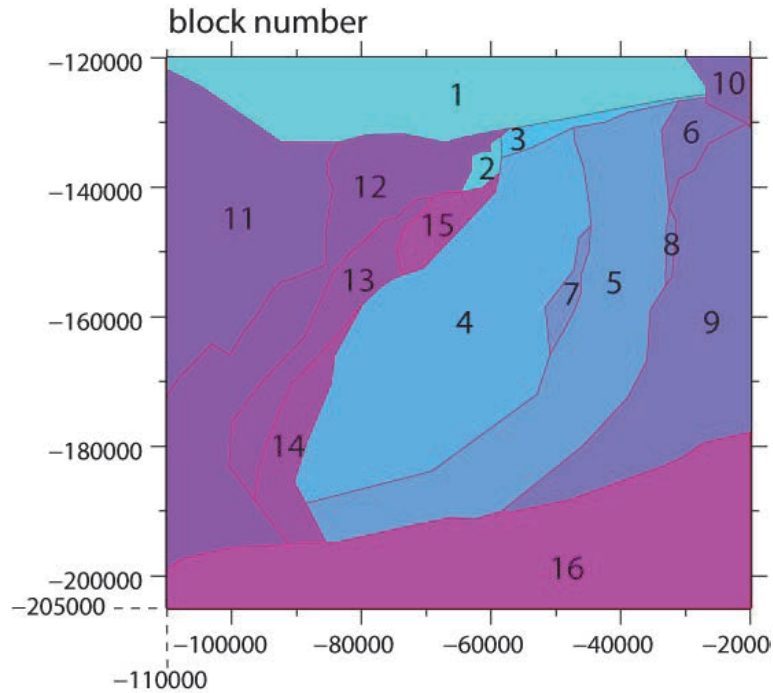


図 58 各ブロックの位置関係 (数字はブロック番号を表す)

図 59 から図 63 は、神戸層群、福田火山灰層、Ma-1、Ma3、Ma10 の各鍵層面を RBF 法により補間した結果である (深度を 10 倍に強調して表示)。RBF 法内で用いた動径基底関数は、次式で示される Multiquadric 基底関数であり、パラメータ ϵ および平滑度に関するパラメータは、それぞれ 2.0、 $1e-5$ と設定した (すべての地層について同じ値を使用)。

$$\phi(r) = \sqrt{\frac{r^2}{\epsilon} + 1}$$

ここで、 r は補間対象としている地点と入力された点データとの距離を示す。動径分布関数や RBF 法の定式化については、平成 23 年度の報告書を参照されたい。

上記のパラメータセットを用いると、計算された補間曲面は入力した点データとほぼ同じ位置を通過するようになる (スプラインに近い状態)。各図内の補間曲面上には、白い点群が分布しているが、これらの点が補間するために用いた入力データであり、図 57 内の手順 1 で getdat.py スクリプトを通じて作成される。入力データは、断層の上盤、下盤を区別せず、各種探索方法 (反射法探査、ボーリング掘削、H/V 等) によって同じ地層として得られているものを全て用いている。境界面を生成するための入力データは、ブロック 4、5、7、8、13、14、15 内で多くなっているが、他のブロックではほとんどないことが確認できる。

図 60 の福田火山灰の鍵層面は、断層運動に起因すると考えられる起伏を表現しているものと推察できる。図 59 の神戸層群では、このような起伏はほとんど見られないが、考察対象となっている地点での入力データがほとんどないためであり、断層運動に伴う起伏の有無は評価しがたい。

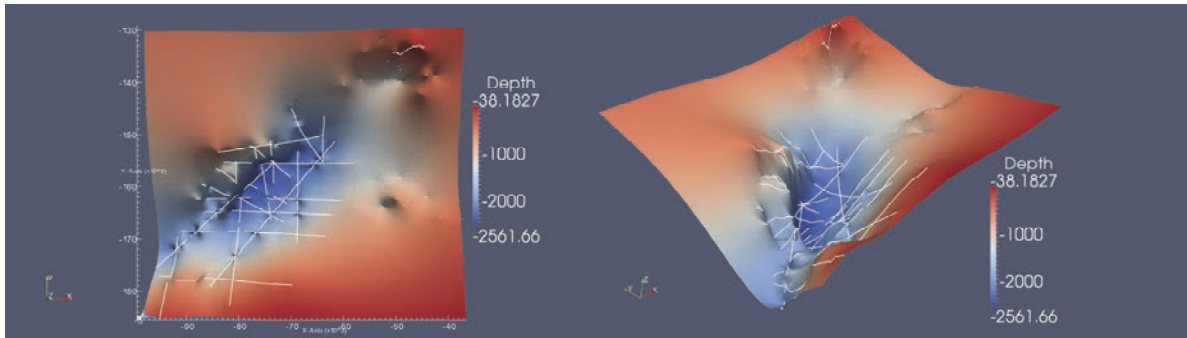


図 59 神戸層群に対する鍵層面補間結果（白い点は補間に用いた入力データ点を示す）

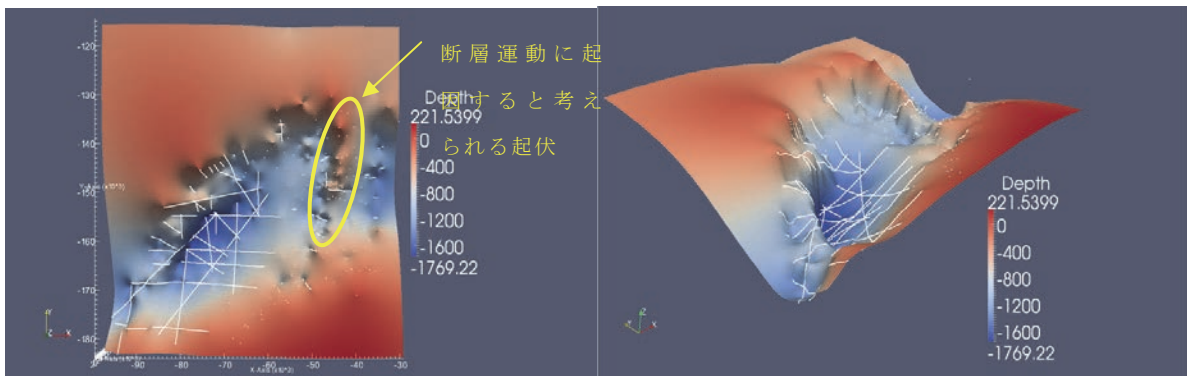


図 60 福田火山灰層に対する鍵層面補間結果（白い点は補間に用いた入力データ点を示す）

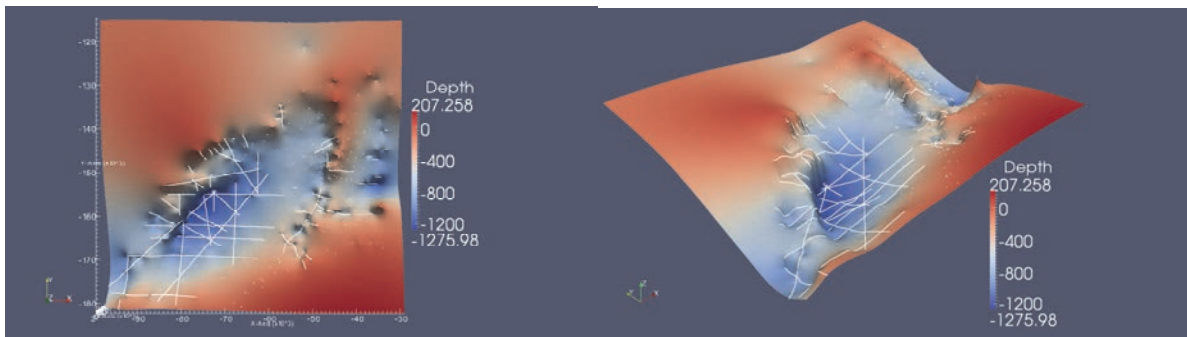


図 61 Ma-1 に対する境界面補間結果（白い点は補間に用いた入力データ点を示す）

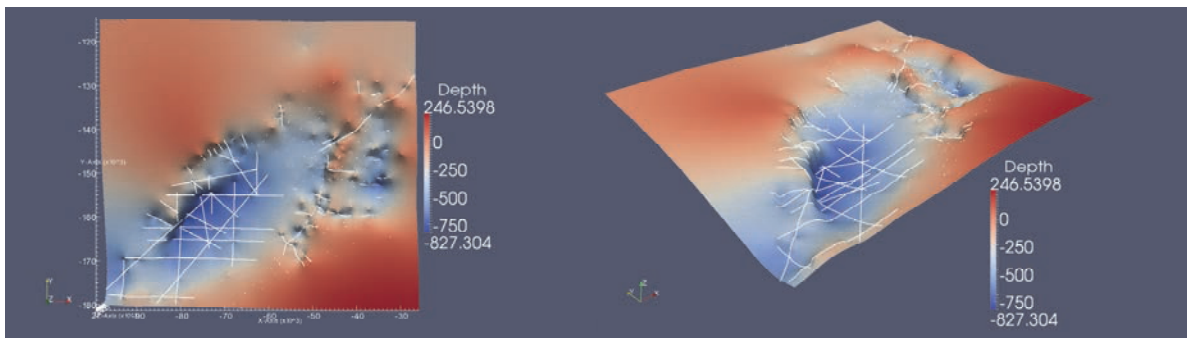


図 62 Ma3 に対する鍵層面補間結果（白い点は補間に用いた入力データ点を示す）

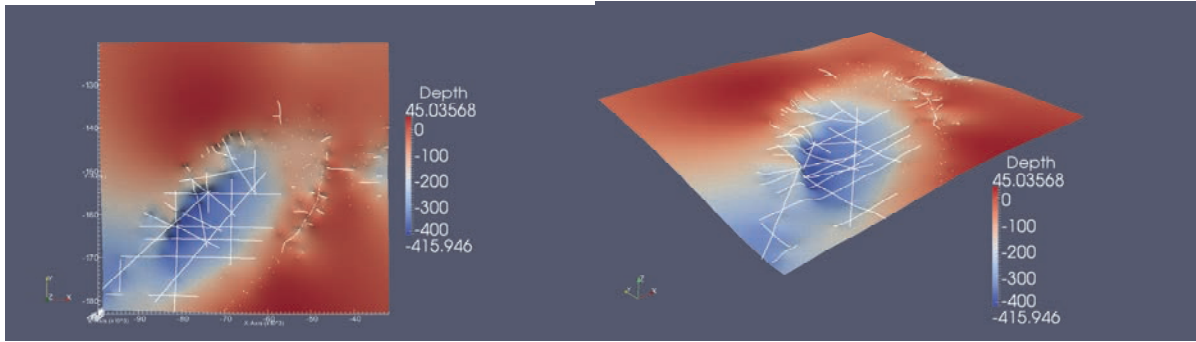


図 63 Ma10 に対する鍵層面補間結果（白い点は補間に用いた入力データ点を示す）

iv) RBF 法を用いた鍵層面の生成(断層の上盤・下盤を区別し、データを選定した場合) モデル領域内のデータを全て使用して補間した場合、断層で切られた地層を的確に表現することはできない。ここでは、断層の上盤側と下盤側で独立に RBF 法により鍵層面を作成し、断層運動による地層のギャップを表現することを試みた。

ここでは、上町断層帯の地層ギャップの表現を試すため、恣意的ではあるが、上盤側のブロックのグループとして、ブロック 5、6、7、8、9 を選定した。また、下盤側のグループとして、ブロック 4、13、14、15 を選定した。比較的データの多い福田火山灰層と Ma-1 を対象として、各グループについて独立に鍵層面を生成した。

図 64 は、断層の上盤側と下盤側で各々独立に福田火山灰層について鍵層面を作成し、併せて表示した結果である。 $x < -50000$ の領域のブロック 5 の領域ではほとんどデータが無いので、精度の高い補間ができず、ブロック 4 とのくい違い(高低差)が出ている。

図 65 は、図 64 で表示した福田火山灰層について $y = -140000, -150000, -160000, -170000$ の各位置での東西方向にわたる分布を描いたものである。 $y = -140000, -150000$ (図 65 (a)) の場合には、 $-50000 < x < -40000$ の範囲内で断層に起因する明瞭なくい違いが認められ、その大きさはおよそ 400m 程度である。 $y = -160000, -170000$ (図 65 (b)) の場合には、断層に起因するくい違いは見られない。 $y > -150000$ の領域では、ねらい通り断層運動にともなう地層のくい違いを表現することができた。



図 64 福田火山灰層に対する鍵層面補間結果
(上盤側と下盤側で独立に境界面を生成)

Ma-1 に対しても同様の検討を行い、福田火山灰層の鍵層面とほぼ同じ傾向を得ている。ただし、 $y > -150000$ の領域における断層に起因するくい違い量は福田火山灰層の場合に比べて幾分小さく、約 300m となっている (図 66, 図 67)。

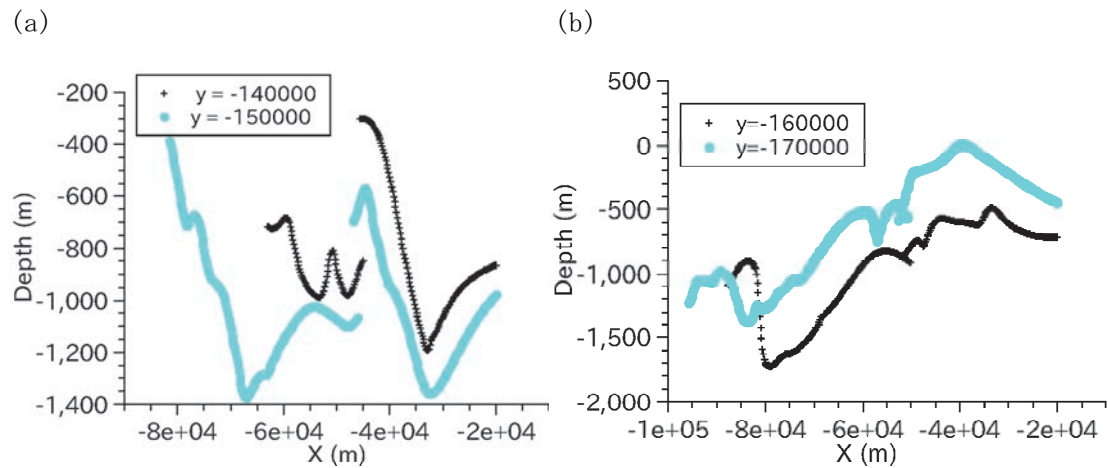


図 65 断層を東西に横切る断面での福田火山灰層の補間曲面 (上盤側と下盤側で独立に境界面を生成)。a) $y = -140000$ および $y = -150000$ 、b) $y = -160000$ および $y = -170000$ 。



図 66 Ma-1 に対する鍵層面補間結果 (上盤側と下盤側で独立に面を生成)

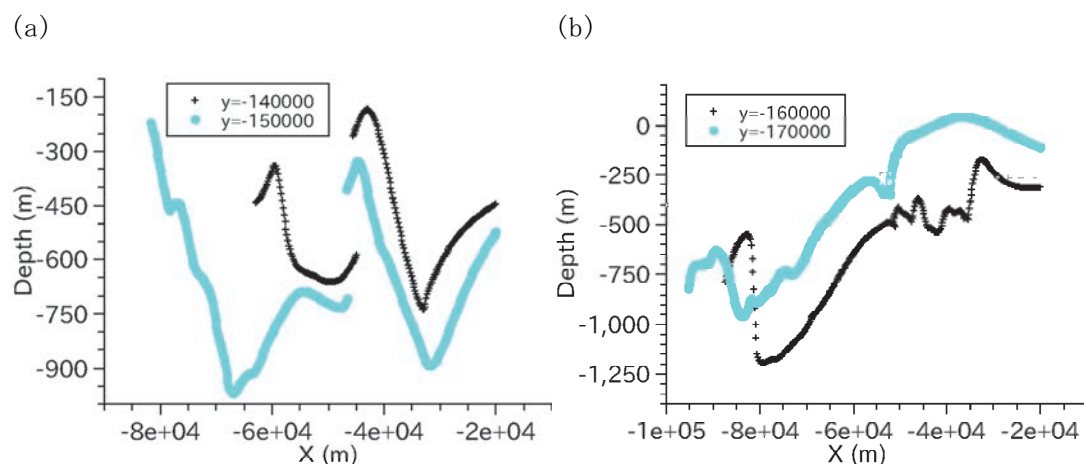


図 67 断層を東西に横切る断面での Ma-1 の補間曲面 (上盤側と下盤側で独立に境界面を生成)。a) $y = -140000$ および $y = -150000$ 、b) $y = -160000$ および $y = -170000$ 。

v) 鍵層面標高の初期モデル

上述の、標高データ補間方法の検討、および、断層境界の導入の検討を踏まえ、本業務における鍵層作成方法は、次のように決めた。各ブロックでRBF法を用いて各鍵層面標高分布を作成する。その際、ブロック4、5、7については探査・解析データが比較的豊富であるため、当該ブロック内の探査・解析データのみを補間して面を作成する。それ以外のブロックでは、探査・解析データも少なく、本業務で得られる情報も多くないため、既往モデル（大阪府，2005）の鍵層面モデルをもとにRBF法で面を張り直す。

このような方針で、まず、ブロック4、5、7の鍵層面生成に用いるデータとして、反射法探査データ、および、ボーリングデータのみを用いて、初期モデルの鍵層面標高データを作成した（図68）。この際、ブロック4と5の境界で上町断層帯より南の部分は、実際には目立った地層のくい違いが確認されていない部分であるが、探査データ密度が十分でないため、それぞれのブロックに含まれる探査・解析データのみを用いて補間すると、大きな地層のくい違いが生じることがわかった。そのため、ブロック4、5間の境界のうち地層の不連続を生じさせたくない部分の近傍の探査データを、両ブロックの鍵層面補間時に共有することで、不適当な地層のくいちがいの発生を抑えた。ブロック境界には、断層に相当する部分と、その延長に便宜的に延ばして作られ実質的な断層が存在しない部分とがある。本業務で用いた方法では、その境界をはっきりと区別することができず、今後の課題である。

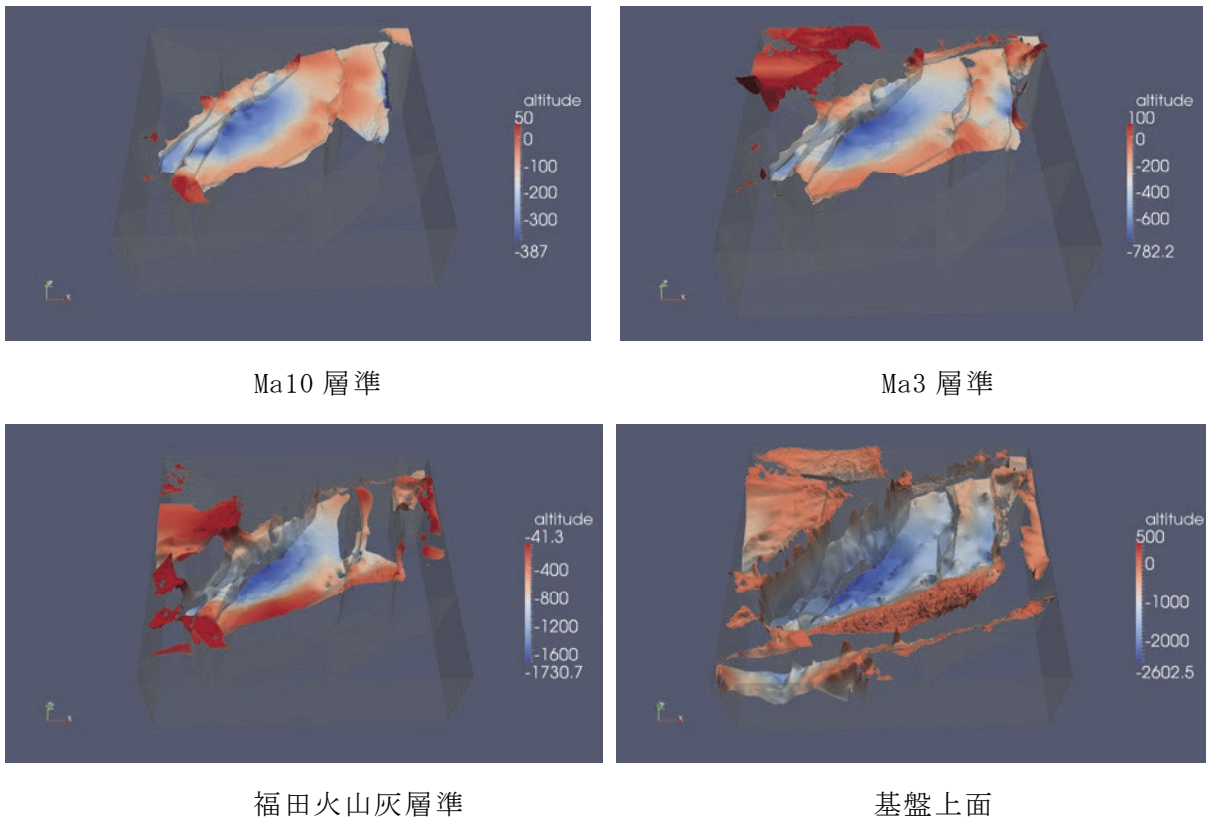


図 68 初期モデルの鍵層面標高

d) 表層地質データの収集・整理、および、堆積年代の補間法の検討

本業務の3次元速度構造モデルの記述の方針では、任意の地点の地下のP波、S波速度を計算するため、堆積年代の3次元分布モデルが必要である。そして、堆積年代の3次元分布を拘束する条件の一つとして、表層地質データが必要である。本業務では、『20万分の1日本シームレス地質図』（産業技術総合研究所，2012）（以下、シームレス地質図）を使用する。シームレス地質図では、地質分布を表現するポリゴン群のデジタルデータが提供されている。

図69、70にシームレス地質図の本業務のモデル作成範囲を含む部分、および、凡例を示す。各地質区分に与える堆積年代は、基本的にはシームレス地質図で設定されている堆積年代の上限・下限の中間値とし、表11のように与える。ただし、番号50の地質区分については、この地域で170～700万年前という期間の堆積層は大阪層群最下部しか無いと言われているため、最も古い大阪層群の年代、約340万年を上限として中間値を求めた。水域は周囲の地質に置き換えた。また、生駒山地山麓に分布する扇状地は表層が完新世堆積物であっても地下は平野部とは構造が異なるため、周囲の地質で置き換えた。淡路島にみられる更新世の火砕流（903）も同様に、地下は平野部とは構造が異なるため、周囲の地質を考慮し基盤岩に置き換えた。

表11 シームレス地質図の堆積年代区分と本業務で与える堆積年代の対応

番号	シームレス地質図の堆積年代区分 (単位：百万年前)	本業務で与える堆積年代 (単位：百万年前)
1、6、10	0～0.018（後期更新世-完新世）	0.009
20	0.018～0.15（中-後期更新世）	0.084
23	0.07～0.15（後期更新世）	0.11
24、30	0.15～0.7（中期更新世）	0.425
40	0.7～1.7（前期更新世）	1.2
50	1.7～7（新第三紀の後期中新世-鮮新世）	2.55
1040	7～15（新第三紀の中-後期中新世）	11
100	32～40（古第三紀の後期始新世-前期漸新世）	36
3	扇状地（生駒山地の東側、および西側）	周囲の地質に置き換える
2000	水域	周囲の地質に置き換える
903	更新世の火砕流（淡路島）	周囲の地質構造を考慮し、基盤岩に置き換える

これ以外の、番号 {140, 160, 171, 173, 174, 175, 190, 230, 290, 300, 310, 410, 411, 417, 419, 420, 421, 427, 429, 430, 431, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 447, 449, 450, 457, 462, 463, 464, 465, 470, 474, 477, 479, 553, 554, 555, 560, 811, 830, 832, 1100, 1330, 1331, 1332, 1340, 1341, 1342, 1380, 1480, 1490, 1560, 1561, 1567, 1599, 1600, 1620, 1631, 1632, 1633, 1636, 1639, 1640, 1641, 1650, 1651, 1653, 1655, 1660, 1680} は、中生代～古生代（約65百万年前以前）の岩石なので、基盤岩とした。

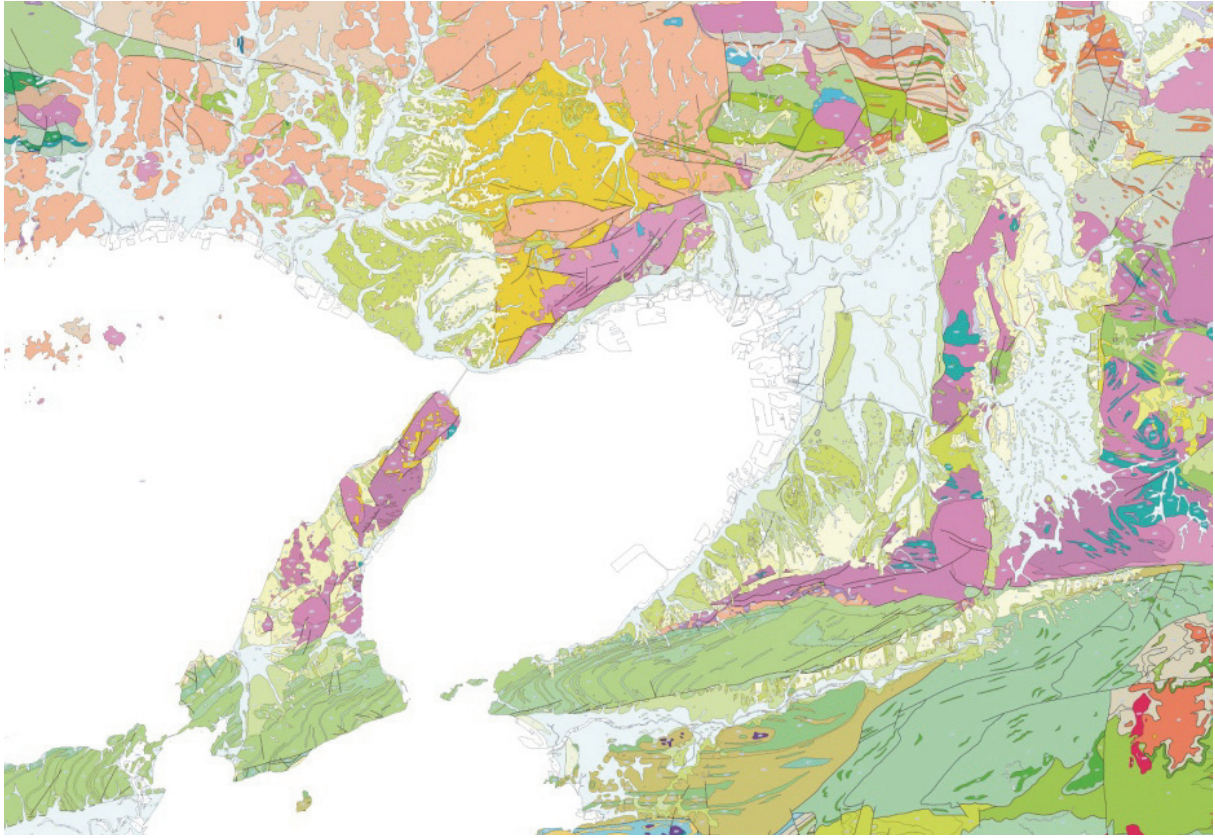


図 69 『20 万分の 1 日本シームレス地質図』の本業務 3 次元速度構造モデル作成領域を含む部分

Mm: 百万年

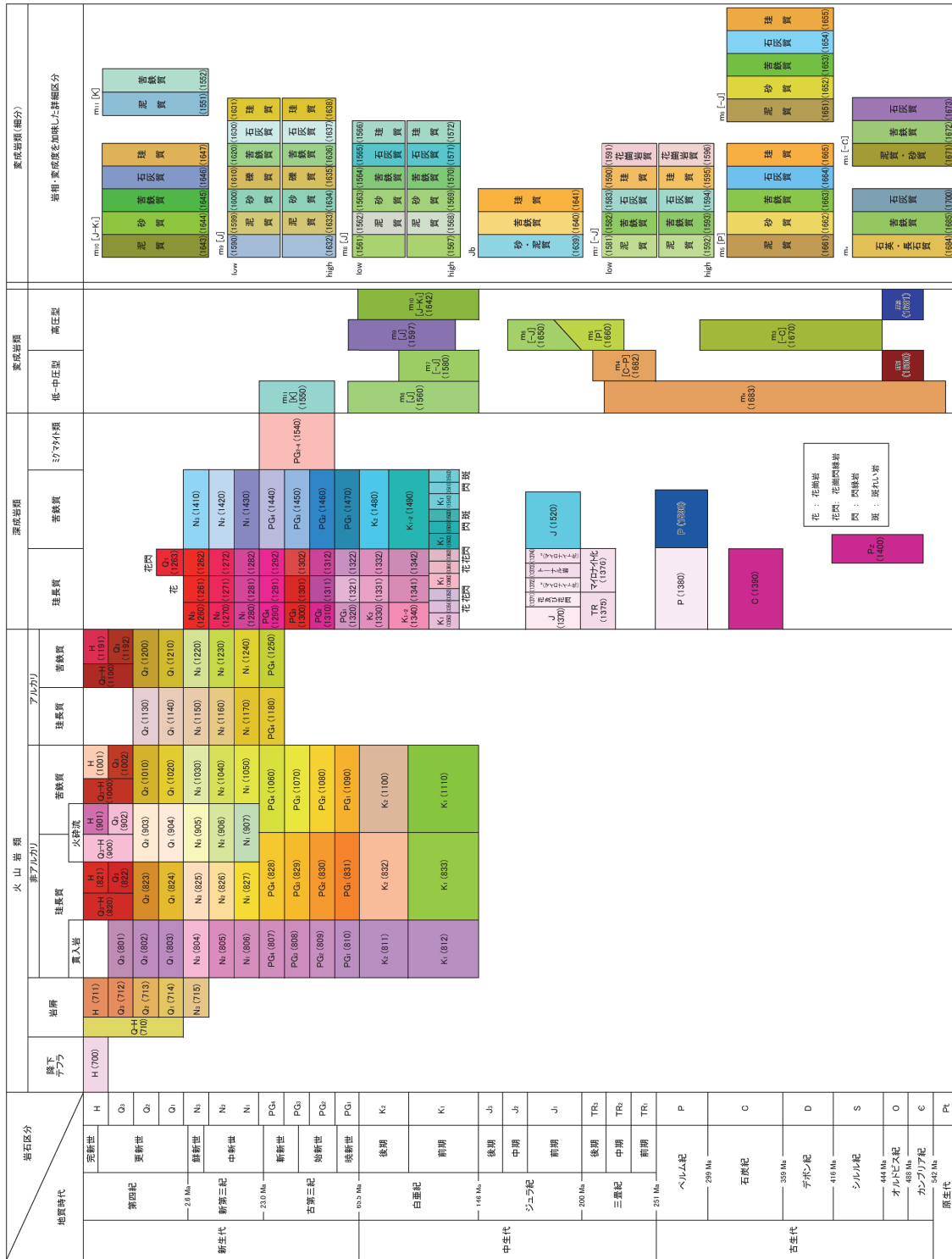


図 70 (続き)

2011-04-19

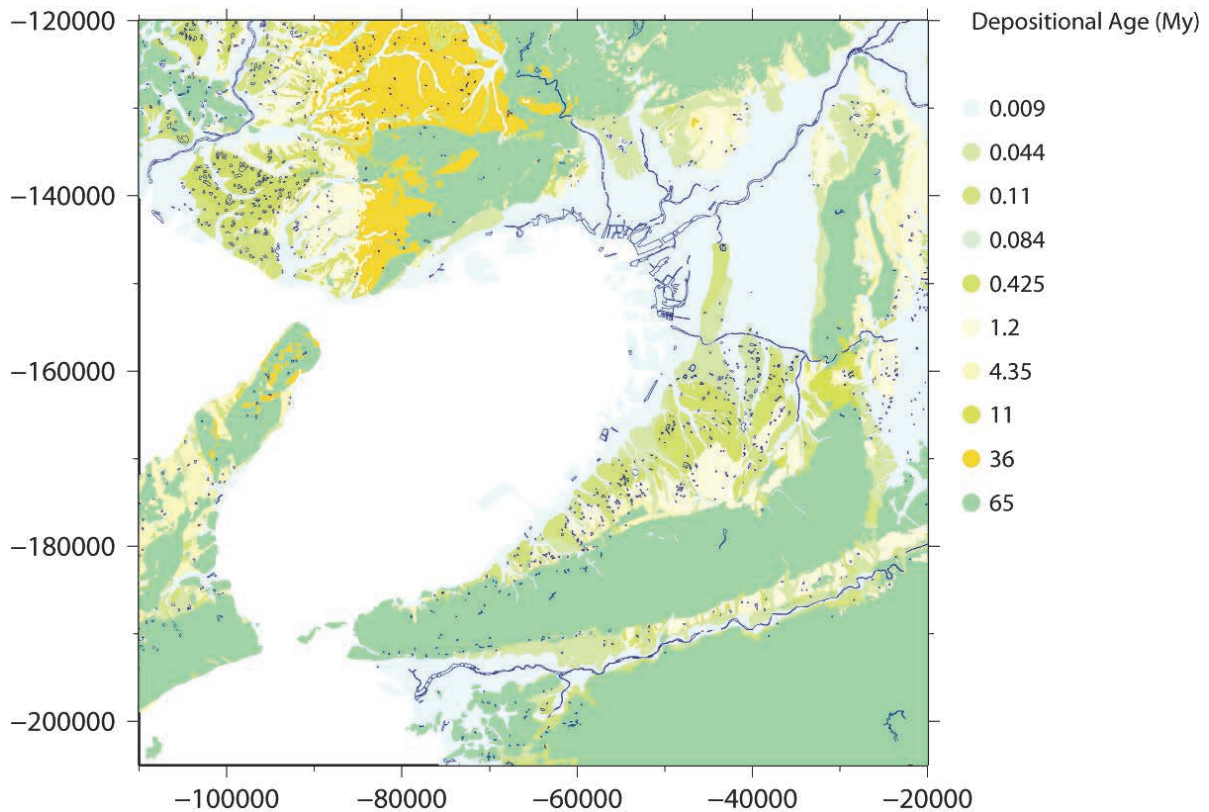


図 71 本業務での地表地質の分類。青枠内は水域（2000）だったところを他の地質で置き変えた。薄紫枠内（生駒山地西側と東側）は扇状地（3）だったところを他の地質で置き換えた。黄緑枠内（淡路島中央部）は更新世の火砕流（903）だったところを他の地質で置き換えた。

地表面上の任意の地点の表層地質を判別する方法として、2通りのツールを作成した。1つ目は、任意の1地点の表層地質を判別するため、シームレス地質図の地質ポリゴンデータに対し内外判定を行う方法である。ただし、この方法では多数点を判定するには時間がかかり、モデル化範囲全体を、例えば50m間隔のグリッドで判定しようとする現実的な時間内で行うことができない。そこで2つ目として、必要なグリッド間隔に合わせて表層地質判別用のグリッドファイルを作成する方法を考えた。まず、モデル化範囲である東西90km×南北85kmの範囲の地質年代分類図を、GMTソフトウェアにより横18.01インチ縦17.01インチの大きさのポストスクリプト形式で描画し、次に、Adobe Illustratorソフトウェアにて、1801×1701ピクセルのビットマップ形式のイメージファイルに変換し、これをMatlabで読み込んで、テキスト形式のグリッドファイルに変換した。GMTによる描画の際に、多数存在する表層地質区分を、対応する堆積年代に区分して色分けした（図72）。地質番号と堆積年代（火山岩、基盤岩は6500万年に設定）を表12に示す。



図 72 表層地質判別用の 50m メッシュ色分け画像
 (この画像から地質判別用のグリッドファイルを作成した)

表 12 表層地質判別用画像の描画時に設定した地質番号と堆積年代、色の対応

堆積年代 (万年)	地質番号	色の濃さ
0.9	0000, 0001, 0006, 0010	255, 224
4.4	0022	192
8.4	0020	176
11.0	0023	160
42.5	0024, 0030	128
120	0040	96
255	0050	80
1100	1040	64
3100	0100	32
6500	0140, 0160, 0171, 0172, 0173, 0174, 0175, 0175, 0190, 0230, 0290, 0300, 0310, 0410, 0411, 0417, 0419, 0420, 0421, 0427, 0429, 0430, 0431, 0437, 0438, 0439, 0440, 0441, 0442, 0447, 0449, 0450, 0457, 0462, 0463, 0464, 0465, 0470, 0474, 0477, 0479, 0553, 0554, 0555, 0560, 0811, 0830, 0832, 0903, 1100, 1321, 1330, 1331, 1332, 1340, 1341, 1342, 1380, 1470, 1480, 1490, 1560, 1561, 1567, 1599, 1600, 1620, 1631, 1632, 1633, 1636, 1639, 1640, 1641, 1650, 1651, 1653, 1655, 1660, 1680	16

任意の地点の堆積年代を得るには、上述の通りシームレス地質図を基に導出される地表の堆積年代と7枚の鍵層の間を、深さに関して線形補間して得る。ただし、基盤直上の堆積層の年代はどこでも同じではないため、基盤とその一つ上方の鍵層の間では、両端の値を決めての内挿ができない。そこで、各鍵層間の深度差の比が盆地内ではほぼ一定と仮定して、一つ上の鍵層間区間から最下の区間の堆積年代/深さの傾きを用いて外挿することにした。各鍵層間の深度差の比は、層序情報のある深層ボーリング(GS-K1)および海域の反射法地震探査の解釈深度から求めた。また、盆地縁辺部や丘陵部など、基盤以外の鍵層が存在しない地域もある。このような地域については、福田火山灰層が存在する地域のその深度分布を外挿して作成した仮想福田火山灰層面データを用いてその場所の堆積層の、古い地層と新しい地層の比率を推定した。さらに、仮想福田火山灰層面が基盤より浅い場合は、複数の鍵層が存在し、基盤直上の堆積年代が得られている地域のその最大堆積年代を外挿して作成した仮想堆積層基底堆積年代分布を用いて基盤直上の堆積年代を設定し、これらを用いて堆積年代の深さ方向の内挿を行った。

e) 物性値モデルを与える経験式の検討

i) P波速度 V_p

既存の産総研2003モデル(堀川ほか, 2003)や大阪府2004モデル(大阪府, 2005)では、堀川ほか(2003)に詳述されているように、P波速度は深度と堆積年代に依存する経験式で与えられている。

$$V_p = V_0 + a(TD)^b$$

ここで V_0 、 a 、 b は係数である。この式は、反射法地震探査の区間速度データを基に作られた経験式で、深さと堆積年代に対する依存性の地域差を考慮するため、モデル領域を7つに分割したそれぞれについて最適の係数が求められている。本業務では、この式の作成以降に実施された反射法地震探査の区間速度情報を追加してこの経験式の適用性を確認し、必要な修正を施すこととした。図73に用いた反射法地震探査測線を示す。各測線の深度断面上で解釈された鍵層深度データから堆積年代の深さ分布を計算し、産総研2003モデルの V_p 経験式によってP波速度を計算して、反射法地震探査の解析で得られた区間P波速度データと比較したものを図74に示す。深度断面であるべきはずの鍵層が解釈されていない場合は、産総研2003モデルの鍵層深度を参照した。大阪湾内の測線における探査とモデルのP波速度の適合性は非常に高い。陸域では、場所に依る堆積環境の変化が大きいためか、適合度が下がっている。本業務でターゲットとする大阪平野域では、ブロック2の地域、および、大津川測線でやや適合度が低い。

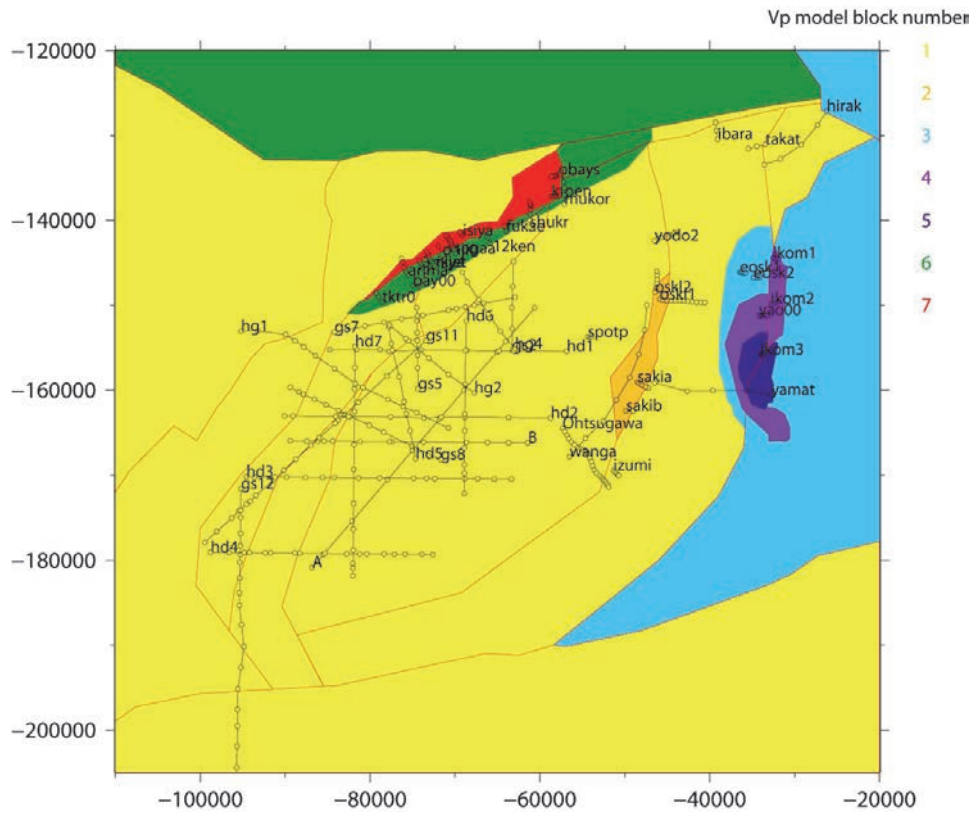


図 73 区間速度データのある反射法地震探査測線。中空丸は区間速度データの位置。背景の色分けは、産総研 2003 モデルの Vp 経験式係数のブロック分けを示す。赤線は、断層分割ブロックの境界線を示す。

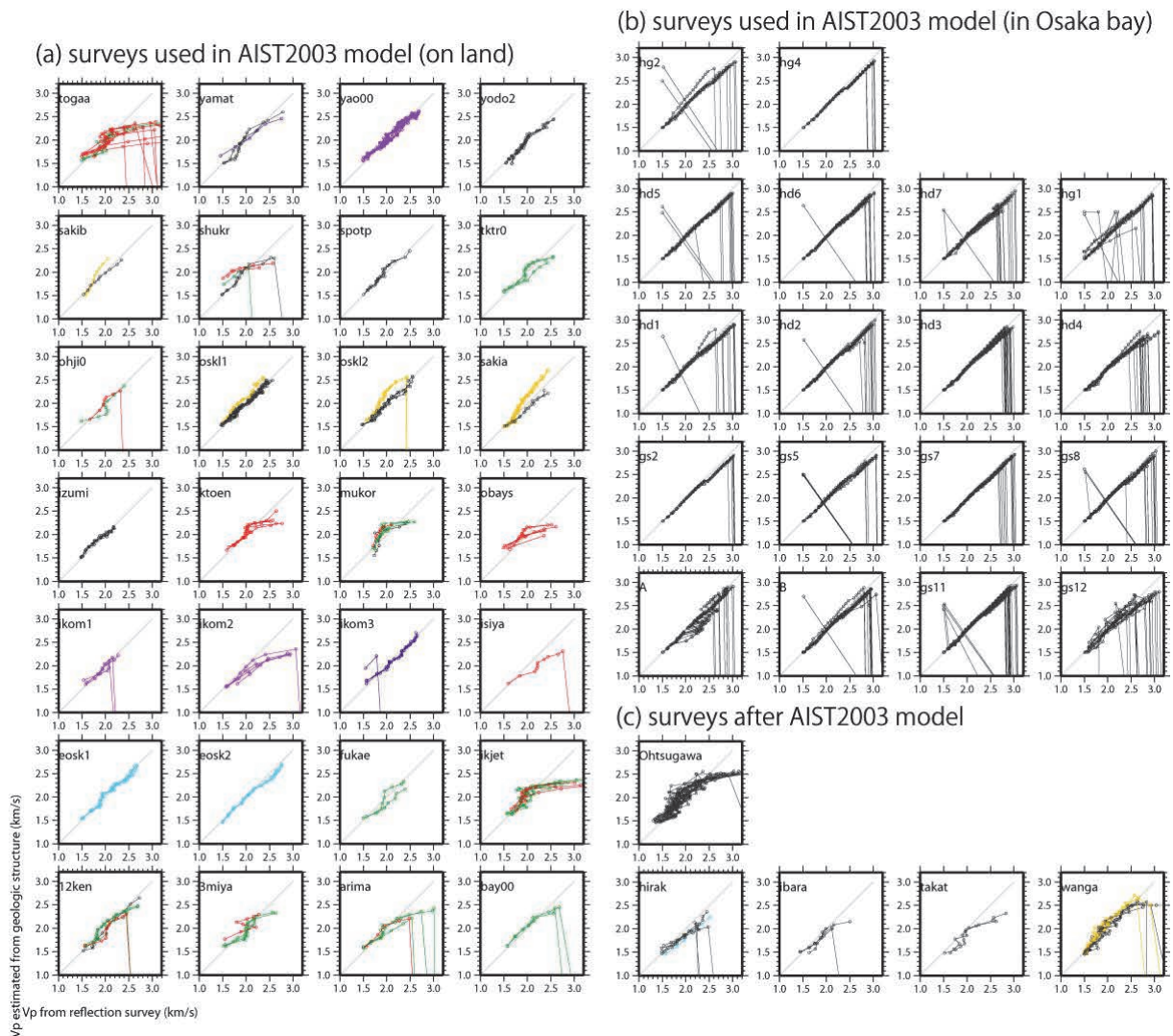


図 74 反射法地震探査の解析で得られた区間 P 波速度データと、深さと堆積年代から産総研 2003 モデルの V_p 経験式によって計算された P 波速度の比較。色は、データの地点の各 V_p 経験式係数ブロックへの所属を示すもので、図 73 中の色と対応している（ただし、ブロック 1 は図 73 では黄色であるが、ここでは黒とした）。

ii) S 波速度 V_s 及び密度 ρ

産総研 2003 モデル（堀川ほか，2003）や大阪府 2004 モデル（大阪府，2005）では、堀川ほか(2002)に詳述されているように、松枝ほか(1996)に従い、堆積層をマトリクスを構成する土粒子間の空隙が水で飽和されている多孔質媒質として取り扱い、Gassmann (1951)による排水条件と非排水条件の 2 つの系の弾性定数の関係式において、排水条件の物性値を乾燥条件（水がない）の物性値に置き換え、乾燥条件のポアソン比は 0.25、乾燥条件の剛性率と非排水条件の剛性率は等しいと仮定することにより S 波速度 V_s 及び密度 ρ が導出されている。このとき、松本ほか(1998)による P 波速度 V_p と間隙率 n の関係の経験式が用いられている。

松本ほか(1998)は、通商産業省工業技術院地質調査所（現・独立行政法人産業技術総合研究所）及び財団法人原子力発電技術機構（現・独立行政法人原子力安全基盤機構）によ

って実施された GS-K1 孔（神戸市東灘区）、尼崎市末広町、大阪市天王寺区夕陽丘での大阪層群を対象とした PS 検層結果を説明するため、P 波速度 V_p (km/s) から間隙率 n を求める以下の経験式を提案した。

$$\log_{10}(n) = -0.563V_{p0} + 0.595$$

ただし、このときの P 波速度は検層で得られた生の P 波速度 V_p (km/s) ではなく、深度 D (m) の影響を取り除いた補正 P 波速度 V_{p0} (km/s) を用いる。

$$V_{p0} = V_p - 0.355D^{0.1675} + 0.816$$

密度 ρ はこの間隙率 n から

$$\rho = (1-n)\rho_s + n\rho_F$$

として得られる。 ρ_s は土粒子の密度（大阪層群の物理試験結果に基づき 2650kg/m^3 と仮定）、 ρ_F は水の密度（温度および圧力に依存）である。S 波速度 V_s は非排水条件の S 波速度として、P 波速度 V_p および密度 ρ から Gassmann (1951) の式によって与えられる。

今回、改めて、堀川ほか(2002)に従って V_s および ρ をモデル化したところ、産総研 2003 モデルや大阪府 2004 モデルよりも V_s が過小評価され、既存のモデルが再現されないことを確認した。産総研 2003 や大阪府 2004 で実際に各グリッドに与えられている密度 ρ は松本ほか(1998)の式で与えられる間隙率 n から期待される密度よりも小さい。このため、既存の速度構造モデルを構築した際には、検層結果等による V_s を説明するように松本ほか(1998)の式で与えられる間隙率 n に何らかの補正が施されているものと推測される。

以上の結果を受け、改めて、大阪層群の物性値モデルを与える経験式について再検討を行った。まず、大阪層群を対象とした V_p と V_s の関係に関する既往研究を調査し、前述の松本ほか(1998)に加え、赤井ほか(1997)および Nakagawa et al. (1996) を検討対象とした。

赤井ほか(1998)は GS-K1 孔のボーリングコア (GL-100m~GL-1500m) を対象に、有効土被り圧で等方圧密した後の間隙率 n と深度 D (m) の関係式を提案している。

$$n = 54.818\exp(-0.0007D)$$

V_s は松本ほか(1998)と同様の手順で Gassmann (1951) に基づき、得ることができる。

Nakagawa et al. (1996) は、淀川における反射法探査、大阪堆積盆地内での微動アレイ探査およびサスペンション法による PS 検層結果を収集し、 V_p (km/s) と V_s (km/s) の関係に関する以下の経験式を提案した。

$$V_s = -0.1274V_p^2 + 1.291V_p - 1.402$$

ここでは、これら 3 つの経験式から得られる S 波速度を既存のボーリング地点における PS 検層結果と比較した。検討対象とした PS 検層結果は、GS-K1 孔、末広町、夕陽丘、中之島、京都大学原子炉実験所、Hi-net/KiK-net 田尻、此花および大阪のものである。図 75 にこのうち、GS-K1、中之島、田尻、此花、京大原子炉における比較結果を示す。図 75 の黒色のプロットが PS 検層結果、青色が松本ほか(1998)、赤色が赤井ほか(1997)、緑色が Nakagawa et al. (1996) による V_s の推定値である。 V_p は 3 モデルで共通である。

図 75 の比較より、いずれのボーリング地点においても、Nakagawa et al. (1996) による経験式を用いて推定された V_s が PS 検層結果を最もよく説明していることが分かった。このため、本調査観測で作成される地下構造モデルでは、Nakagawa et al. (1996) による関係式を用い、大阪層群の V_s を求める方法を採用した。このときの密度 ρ は、 V_p および V_s から Gassmann (1951) の式によって得ることができる。

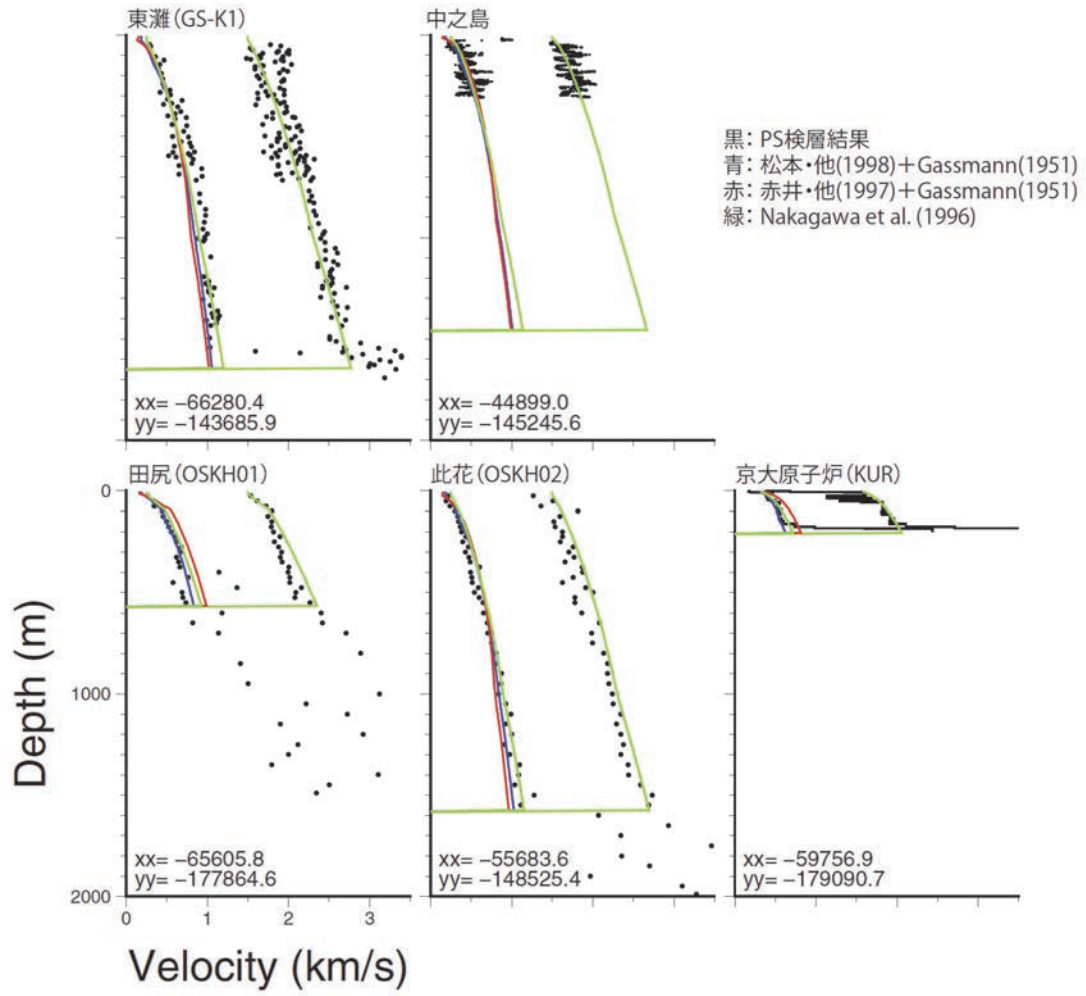


図 75 既存 PS 検層結果との比較

f) 初期モデルと各種探査結果の比較

レシーバ関数解析による PS-P 時間、微動アレイ探査による位相速度分散曲線、単点微動観測による微動 H/V スペクトル比のそれぞれについて、初期モデルとの比較を行った。

i) PS-P 時間

本業務によるレシーバ関数解析によって読み取った各観測点での PS-P 時間（観測値）と初期モデルから計算される PS-P 時間（計算値）との残差を図 76 に示す。既往の地盤構造モデル（大阪府，2005）による地盤構造モデルを用いた結果と比較したところ、特に大阪平野中央部での残差が小さくなっており、全体として観測値と計算値の残差が減少している。但し、大阪平野中央部から大阪平野南部の湾岸地域に至る領域では、計算値が観測値を若干下回る傾向が依然として見られる。これらの残差を低下させるためには、基盤岩深度を深くするか、或いは地震波速度値を遅く設定する必要があると考えられる。一方、大阪平野北東部（北摂山地近辺）ならびに南東部（金剛山地近辺）に位置する観測点においては、計算値が観測値を大きく上回る観測点が複数認められる。これらの残差を低下させるためには、基盤岩深度をより浅くするか、地震波速度値を大きく設定する必要があると考えられる。このように、特定の地域に特有の残差分布のパターンが見られており、地域的な補正量を検討することによってこれらの残差が小さくなると考えられる。

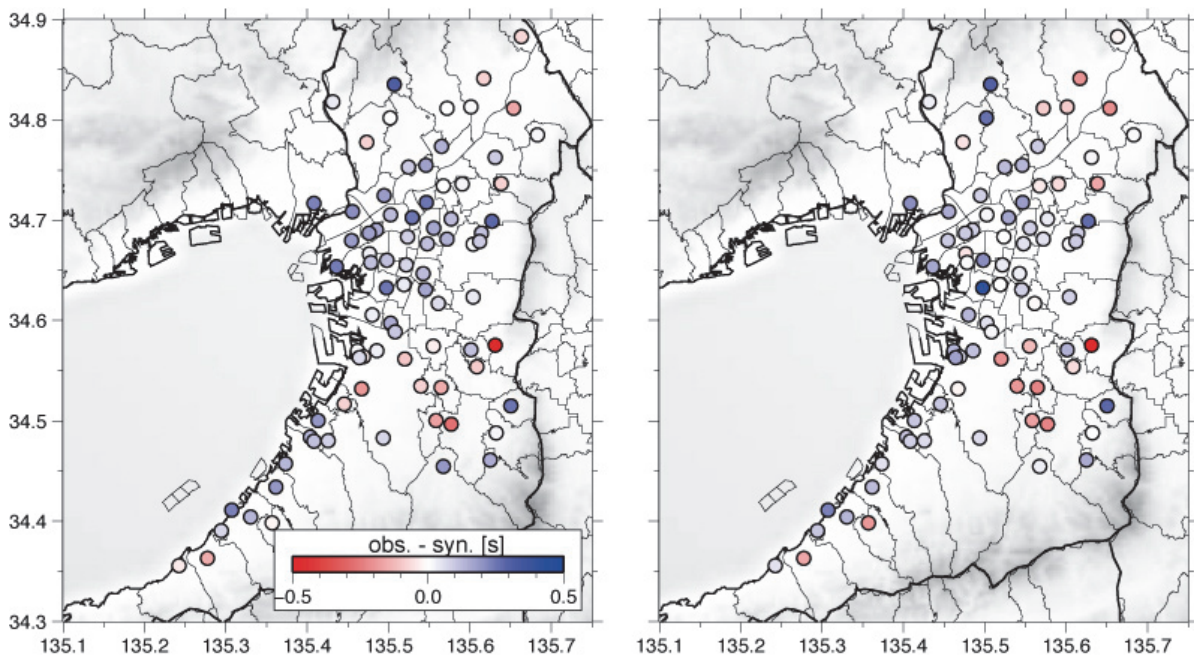


図 76 レシーバ関数解析で得られた PS-P 時間と、速度構造モデルから計算される PS-P 時間との残差（観測値-計算値）。（左）大阪府（2005）を用いた比較。（右）初期モデルを用いた比較。

ii) 微動アレイ探査

本業務による大阪南部地域での微動アレイ探査データに加え、既往の微動アレイ探査データを収集した。収集した微動アレイ探査の探査地点を図77、表13に示す。位相速度は、本業務による微動アレイ探査（吉見ほか、2011）を除いて、文献や発表資料に示された図からデジタイザを用いて読み取った。図が不鮮明であったり、複数の点が重なっていたりすることがあり、一部のデータは読み取れなかったが、各探査の最大および最小周波数付近の位相速度値は読み取れており、理論位相速度との比較目的には概ね十分である。

図78には、産総研モデル（堀川ほか、2003）および本業務の速度構造初期モデルにおける、各微動アレイ探査地点の速度プロファイルを水平成層構造とした場合のレイリー波位相速度の理論値（基本モードおよび1次モード）と、観測位相速度の比較を示す。概して、理論位相速度と観測位相速度は整合的であるが、一部、高周波数帯域もしくは低周波数帯域にて理論値と観測値に乖離が見られるものもある。図78に観測値と理論値の誤差を1.0～2.0 Hz、0.8～1.2 Hz、0.6～0.9 Hz、0.4～0.7 Hz、0.2～0.5 Hzの各周波数範囲について単純平均したものの空間分布を示す。概ね大阪市中心部（南ほか（2012）の探査地域）は全周波数帯にわたって誤差が小さいことがわかる。一方、平野と山地の境界付近や海岸沿いの南部ではずれが見られる。

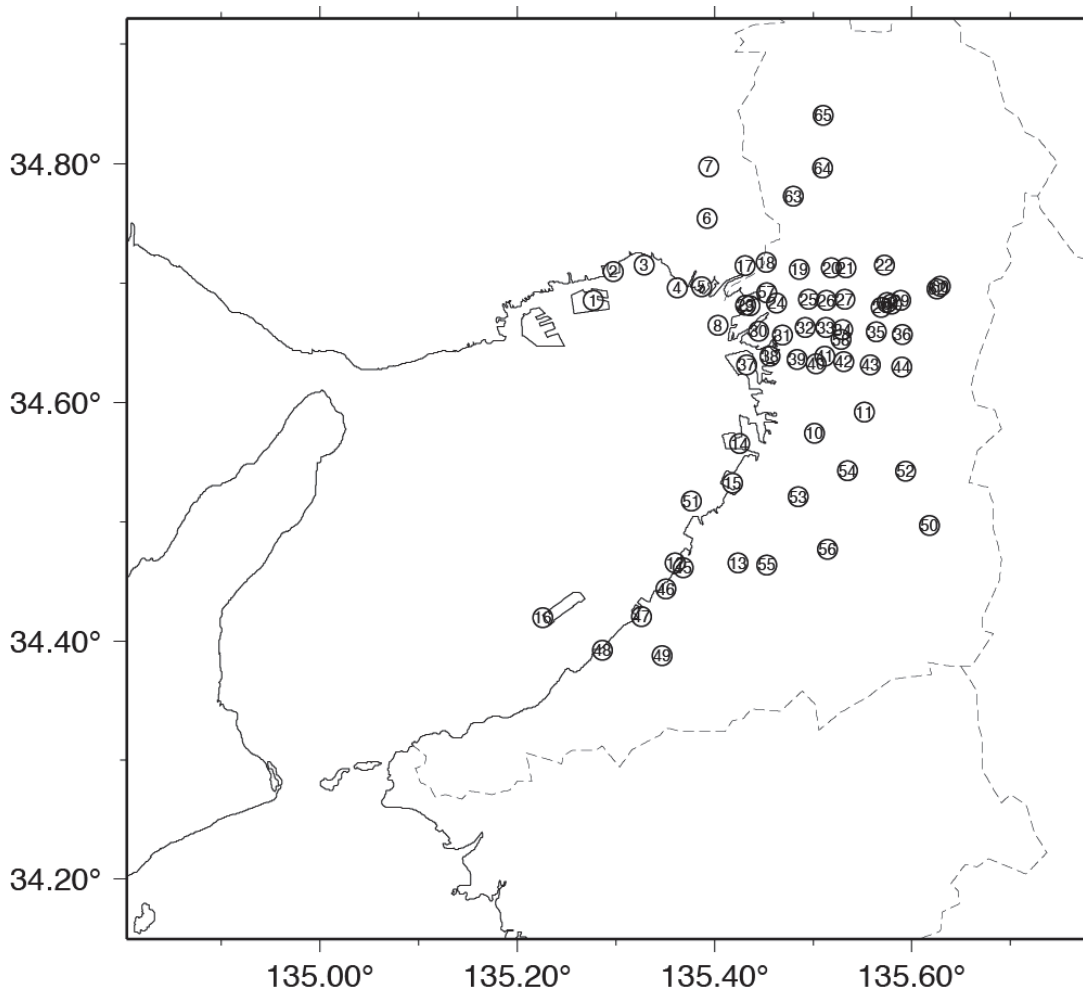


図77 比較用に収集した微動アレイ探査の位置。番号と地点名との対応は表12を参照。

表13 観測位相速度を収集した微動アレイ探査一覧（本業務での探査を含む）

番号	表示名	緯度	経度	地点	文献
1	KG-01	34.685452	135.277004	六甲アイランド	香川ほか(1998)
2	KG-02	34.709445	135.29726	東神戸港	香川ほか(1998)
3	KG-03	34.715089	135.328503	西宮浜	香川ほか(1998)
4	KG-04	34.695897	135.362492	鳴尾浜	香川ほか(1998)
5	KG-05	34.697026	135.386868	尼崎港	香川ほか(1998)
6	KG-06	34.754025	135.392704	武庫之荘	香川ほか(1998)
7	KG-07	34.79703	135.394292	伊丹	香川ほか(1998)
8	KG-08	34.664558	135.403347	大阪北港	香川ほか(1998)
9	KG-09	34.681076	135.435748	此花	香川ほか(1998)
10	KG-10	34.574147	135.501194	堺	香川ほか(1998)
11	KG-11	34.592096	135.551691	松原	香川ほか(1998)
12	KG-12	34.465523	135.359945	岸和田	香川ほか(1998)
13	KG-13	34.465382	135.423646	和泉	香川ほか(1998)
14	KG-14	34.565383	135.425663	堺泉北	香川ほか(1998)
15	KG-15	34.532298	135.418117	高石一高砂	香川ほか(1998)
16	KG-16	34.419372	135.22572	関西国際空港	香川ほか(1998)
17	MN-A1	34.7145	135.431	大物(東)	南ほか(2012)
18	MN-A2	34.7173	135.4527	御幣島	南ほか(2012)
19	MN-A3	34.7112	135.4862	中津(西)	南ほか(2012)
20	MN-A4	34.7126	135.5185	関西大(東)	南ほか(2012)
21	MN-A5	34.7128	135.5331	都島(北)	南ほか(2012)
22	MN-A6	34.7149	135.5723	鶴見緑地	南ほか(2012)
23	MN-B1	34.6816	135.4317	ユニバーサルシティ北	南ほか(2012)
24	MN-B2	34.6831	135.463	西九条	南ほか(2012)
25	MN-B3	34.6863	135.4955	なにわ筋一御堂筋	南ほか(2012)
26	MN-B4	34.6853	135.5136	松屋町筋一谷町筋	南ほか(2012)
27	MN-B5	34.686581	135.531971	大阪城東	南ほか(2012)
28	MN-B6	34.6797	135.5688	高井田	南ほか(2012)
29	MN-B7	34.6857	135.5889	長田(北)	南ほか(2012)
30	MN-C1	34.6598	135.4445	朝潮橋	南ほか(2012)
31	MN-C2	34.6565	135.4688	泉尾公園	南ほか(2012)
32	MN-C3	34.6626	135.4922	JR 難波	南ほか(2012)
33	MN-C4	34.6627	135.5128	生國魂神社	南ほか(2012)
34	MN-C5	34.6608	135.53	近鉄上本町	南ほか(2012)
35	MN-C6	34.6592	135.5641	近鉄布施(南)	南ほか(2012)
36	MN-C7	34.6567	135.5903	近鉄八戸ノ里(南)	南ほか(2012)

37	MN-D1	34.6315	135.4326	ポートタウン東	南ほか(2012)
38	MN-D2	34.6389	135.4564	大正鶴町	南ほか(2012)
39	MN-D3	34.6358	135.484	南津守	南ほか(2012)
40	MN-D4	34.6324	135.5031	天下茶屋(東)	南ほか(2012)
41	MN-D5	34.6385	135.5119	阿倍野筋	南ほか(2012)
42	MN-D6	34.6342	135.531	北田辺	南ほか(2012)
43	MN-D7	34.6315	135.5581	平野(東)	南ほか(2012)
44	MN-D8	34.6297	135.5901	久宝寺	宮腰ほか(2006)
45	MY-KSW	34.4615	135.3681	岸和田	宮腰ほか(2006)
46	MY-WKH	34.4437	135.3509	脇浜	宮腰ほか(2006)
47	MY-IHR	34.4204	135.3262	井原里	宮腰ほか(2006)
48	MY-TJR	34.3922	135.2862	田尻	宮腰ほか(2006)
49	MY-RR1	34.3874	135.347	京大原子炉	宮腰ほか(2006)
50	MY-TND	34.496866	135.617931	富田林市	宮腰(私信)
51	YNG	34.51719	135.3764	泉大津市夕凧町	吉見ほか(2011)
52	HBK	34.54253	135.59398	羽曳野市羽曳が丘	吉見ほか(2011)
53	HAT	34.52096	135.48462	堺市中央区八田荘	吉見ほか(2011)
54	HKS	34.54279	135.53503	堺市西区日置荘	吉見ほか(2011)
55	IBK	34.46375	135.45294	いぶき野	吉見ほか(2011)
56	TMK	34.47663	135.51456	堺市南区富蔵	吉見ほか(2011)
57	IM-s1	34.691945	135.452785	此花区伝法	今井ほか(1992)
58	IM-s2	34.653015	135.528378	生野区勝山	今井ほか(1992)
59	IM-s3	34.683758	135.575277	東大阪市川俣	今井ほか(1992)
60	IM-s4	34.697184	135.629071	東大阪市加納	今井ほか(1992)
61	KWMT	34.682346	135.579143	川俣	堀家ほか(1996)
62	KNW	34.694873	135.625448	加納	堀家ほか(1996)
63	AR1	34.772428	135.479951	豊中	堀家ほか(1998)
64	AR2	34.796325	135.509562	千里	堀家ほか(1998)
65	AR3	34.840154	135.510149	箕面	堀家ほか(1998)

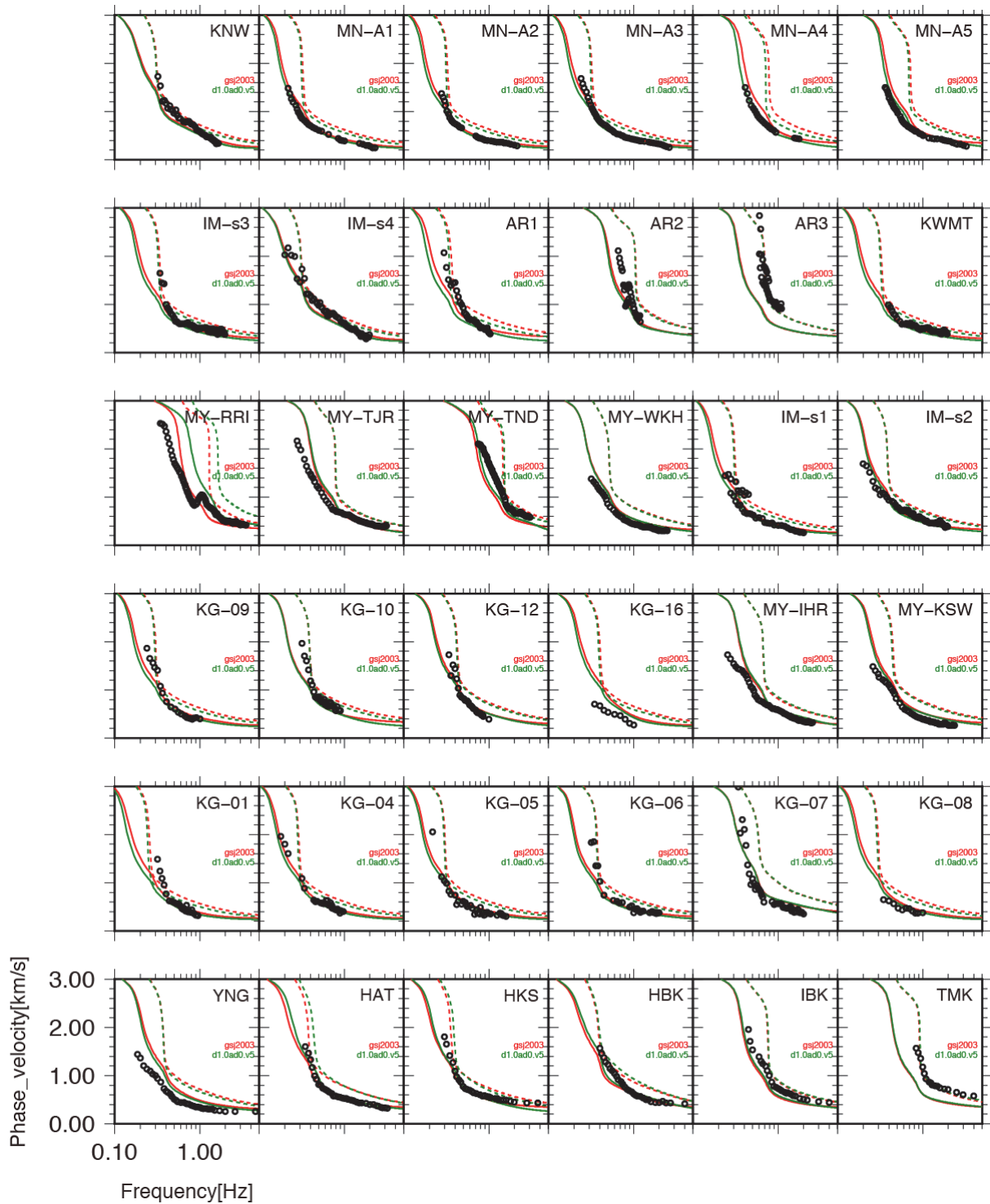


図 78 観測位相速度（本業務によるもの以外は文献からの読取り値）と理論位相速度との比較（白抜き丸：観測位相速度、赤線：産総研モデルの理論位相速度、緑線：本業務の初期モデルの理論位相速度）

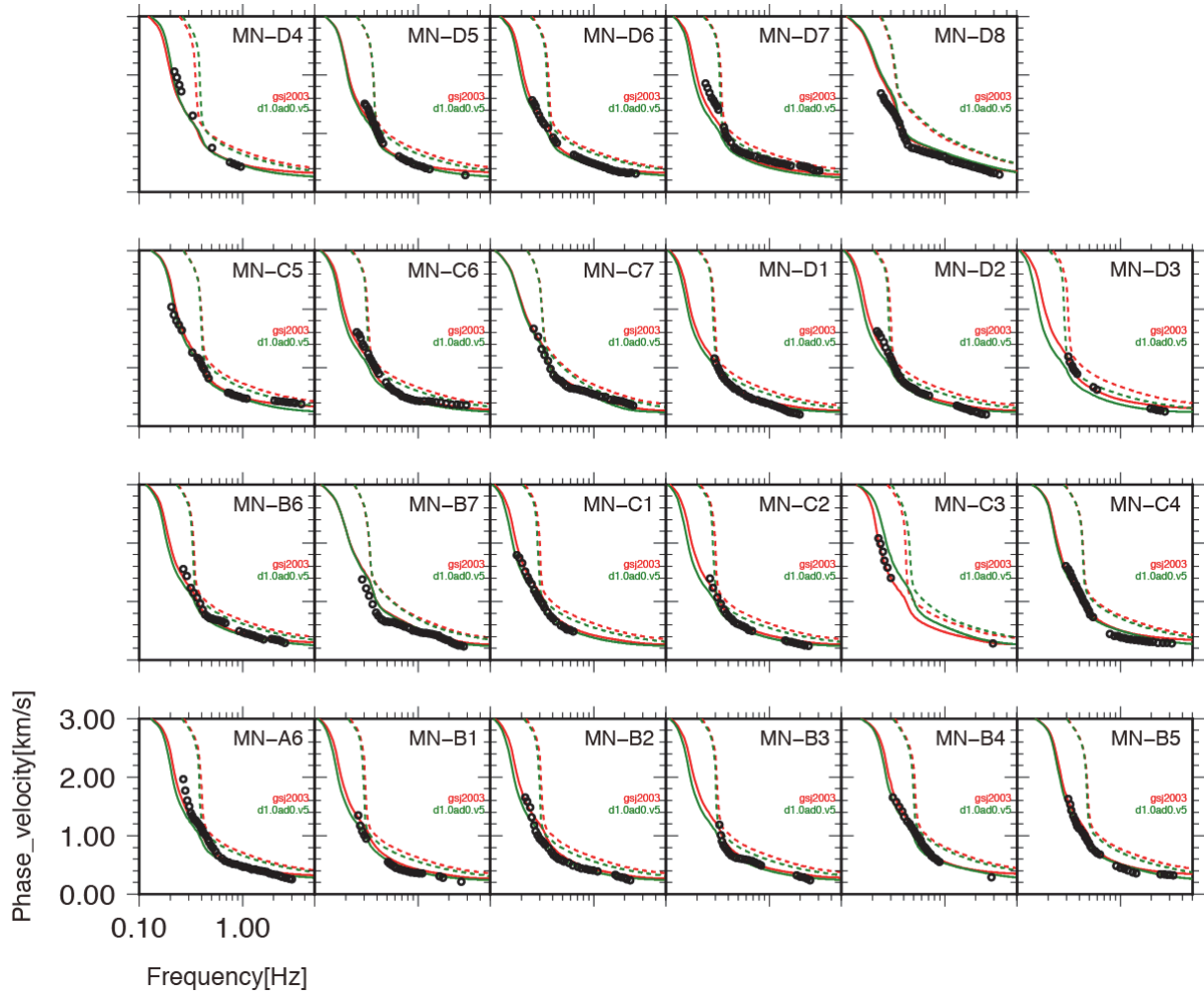


図78 (続き)



図 79 周波数帯域毎の観測位相速度と速度構造モデルの理論位相速度との比較（左から，産総研モデル，本業務深度補正値なし初期モデル，本業務深度補正あり初期モデル，微動アレイに基づく修正モデル）（赤：理論値が観測値よりも大きい，青：理論値が観測値よりも小さい）

iii) 微動 H/V スペクトル比

各観測点での観測微動 H/V スペクトル比と初期モデルから計算される理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率との比較は図 36 に示されている。図 36 の黒実線が観測微動 H/V スペクトル比、緑実線が前述の初期モデルである。各地点での観測と理論卓越周期の比は図 80 (左) の地図に示されている。

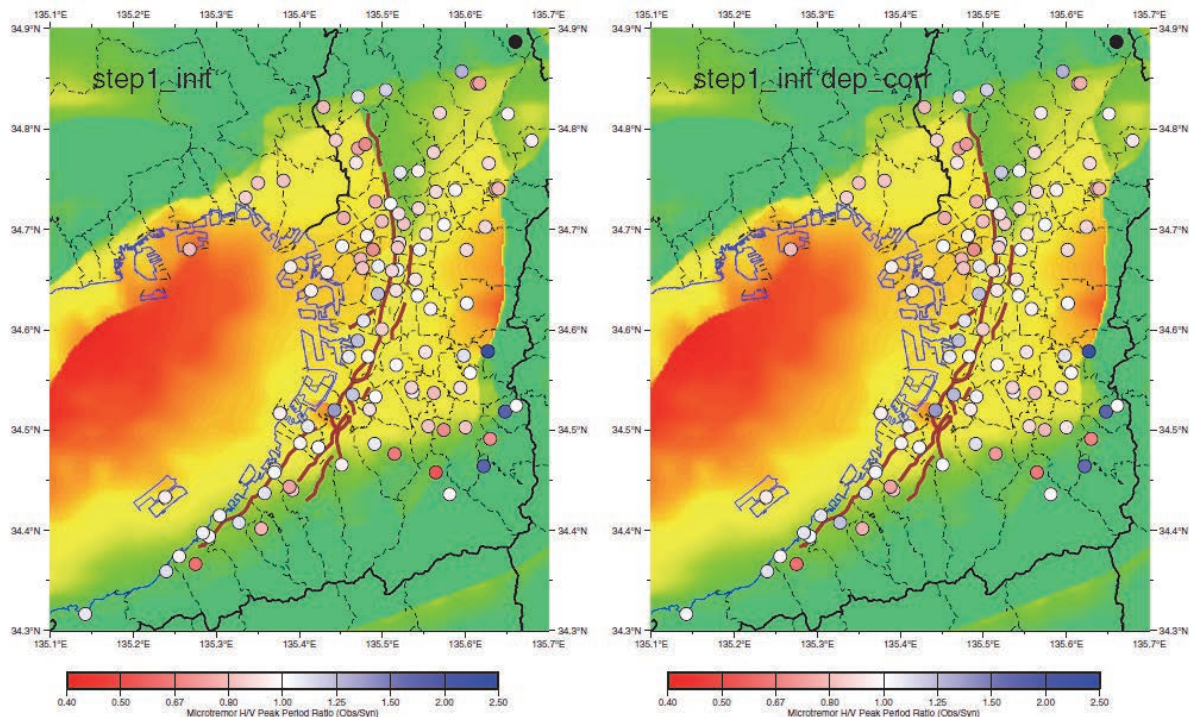


図 80 観測微動 H/V スペクトル比の卓越周期と初期モデルから計算された Rayleigh 波基本モード楕円率の卓越周期の比。(左) 深度補正なし、(右) 深度補正あり。

iv) 深度補正量の導入

本業務の速度構造モデルの物性値は、まず堆積年代と埋没深度からP波速度を回帰式(堀川ほか, 2003)により求め、次にP波速度を用いてNakagawa et al (1996)の式とGassmann式によりS波速度と密度を求めている。ところで、P波速度と堆積年代と埋没深度の関係式は反射法地震探査の区間速度およびボーリングの検層データを用いて作成されている(堀川ほか, 2003)が、探査のほとんどは海域か平野部にて実施されたものである。

$$V_p = V_0 + a(TD)^b \quad (\text{堀川ほか, 2003})$$

$$V_s = (-0.1274 * (V_p * 0.001)^2 + 1.291 * (V_p * 0.001) - 1.402) * 1000 \quad (\text{Nakagawa et al, 1996})$$

産総研モデルに含まれるほとんどの平野部および海域に適用されている係数 ($V_0=1440$ m/s, $a=9.163$, $b=0.3778$) を用い、堆積年代を0.9万年、30万年 (Ma10)、85万年 (Ma3)、170万年 (福田火山灰層相当) とし、地表付近 ($D=0$ m, 20m, 50m, 100m) でのP波速度、S波速度を求めると表14のようになる。大阪層群下部や大阪層群最下部が露頭している場合

でも、S波速度400m/s以下の層が地表付近に設定されることになる。

表14 堆積年代および埋没深度とP波速度 (m/s) 、S波速度 (m/s)

	0.9万年	30万年	85万年	170万年
0 m	1440, 192.8	1440, 192.8	1440, 192.8	1440, 192.8
20 m	1467, 218.0	1542, 286.4	1592, 330.6	1638, 370.7
50 m	1479, 228.3	1585, 324.4	1655, 385.8	1720, 441.3
100 m	1490, 238.9	1629, 362.7	1720, 441.3	1803, 511.8

堀川ほか（2003）では堆積環境の違いを考慮して地域毎に係数を変えているが、このアプローチを調査データの少ない地域に対して適用することは難しく、例えば、丘陵が発達している大阪北部および南東部の係数を平野部とは別個に設定することは困難である。本業務では、堀川ほか（2003）の経験式、地域分けおよび経験式の係数は継承しつつ、堆積環境の違いを考慮することを考えた。堆積環境の違いによる物性値の違いは、海成層と陸成層の違いや削剥の効果が複合した結果であるが、現在丘陵となっている地域でも過去には堆積盆中央部と同様な堆積があったと仮定し、これが削剥されたために地表付近に固い地層が出現しているものと一括して扱う。すなわち、次の2点、

- ・ 少なくとも福田火山灰降下以降、Ma-1までは、大阪堆積盆地全体が安定的な沈降運動を受けて堆積していた。
- ・ 安定的に沈降していれば福田火山灰層～Ma-1、Ma-1～Ma3、Ma3～Ma10の層厚比はどこでも等しい。

という仮定を行い、鍵層の深度分布から仮想のMa10層準標高値を計算し、これと現在の標高値との差が堆積環境の違いに関する何らかの情報を与えるものとする。この値を基準としてP波速度を算出する際の埋没深度を補正する。なお、この作業は丘陵域が含まれかつ堆積層の厚い地域でのみ実施する。産総研モデルのブロックのうちブロック4、5、7が対象である。

産総研モデル作成時にコンパイルされた鍵層すなわち福田火山灰層、Ma-1層準、Ma3層準、Ma10層準の標高値データを用い、これら4鍵層がモデル化されているブロック4、5、7について、次の3種類の層厚比を求める。

$$\text{ratio1} = (\text{Ma10} - \text{Ma3}) / (\text{Ma3} - \text{Ma-1})$$

$$\text{ratio2} = (\text{Ma10} - \text{Ma3}) / (\text{Ma-1} - \text{Fukuda})$$

$$\text{ratio3} = (\text{Ma10} - \text{Ma-1}) / (\text{Ma-1} - \text{Fukuda})$$

層厚比が計算可能な領域はMa10層準の分布範囲に限られる。ブロック4（大阪湾地域）では全域であるが、ブロック5では東部地域（東大阪、八尾地域に対応）だけである。

表15 層厚比の平均値

	Ratio1	Ratio2	Ratio3
ブロック 4	1.05	0.746	1.52
ブロック 5	0.967	0.766	1.59
ブロック 7	0.894	0.705	1.50

各ブロックにおける上記層厚比の平均値を用いて仮想Ma10層準標高値を計算し、地表面標高との差をとったもの (Ma10層準標高差) の分布を図81、82、83に示す。正のMa10標高差は、基準となる鍵層の堆積以降の堆積速度が平均的な堆積環境に比べて遅くなった (削剥含む) ことを意味する。各ブロックの鍵層間層厚比ratio1、ratio2、ratio3の平均値 (表15) はブロックごとに異なる。このうち、削剥等の影響が最も少ないと考えられる海域部 (ブロック4) の値を代表値とする。

埋没深度の補正値はMa10層準標高差が正である場合に適用するものとし、補正値はMa10層準標高差とした。このとき、埋没深度補正値を用いた速度構造モデルと、産総研モデルおよび大阪府モデルについて、微動アレイ探査による観測位相速度の説明性を比較する (図79左から3列目、図84)。埋没深度補正値の導入により、大阪南部地域については概ね0.8Hz以上の高周波数帯域の説明性が向上した。

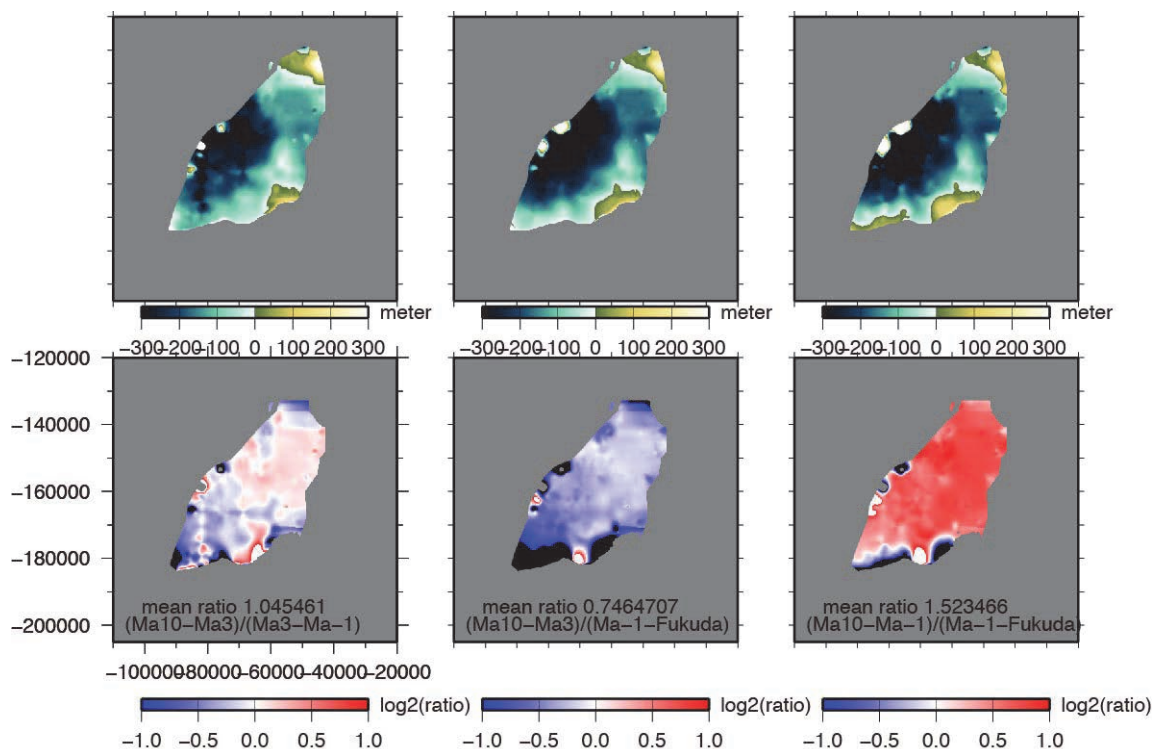


図81 鍵層間の層厚比、および、仮想Ma10層準標高と現地表面標高の差の分布 (ブロック4 : 主に大阪湾地域)

(上 : 仮想Ma10層準標高と現地表面標高の差、下 : 鍵層間の層厚比、左 : ratio1、中 : ratio2、右 : ratio3)

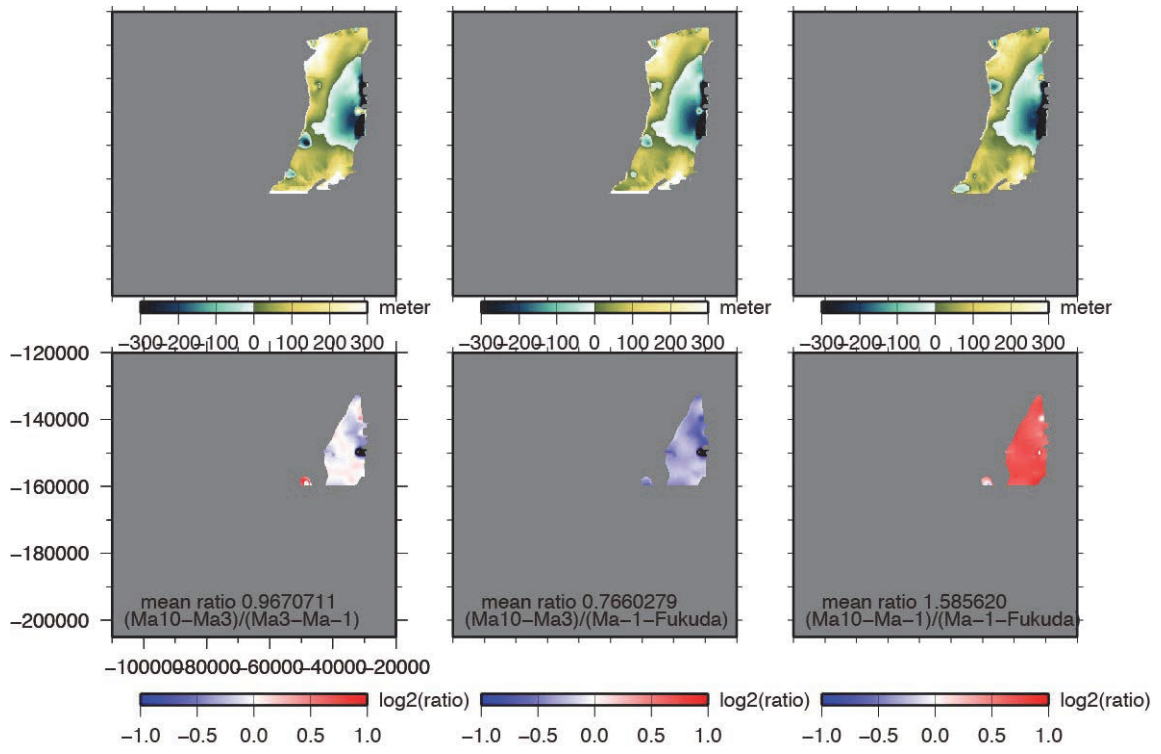


図82 図81と同様 (ただし、ブロック 5)

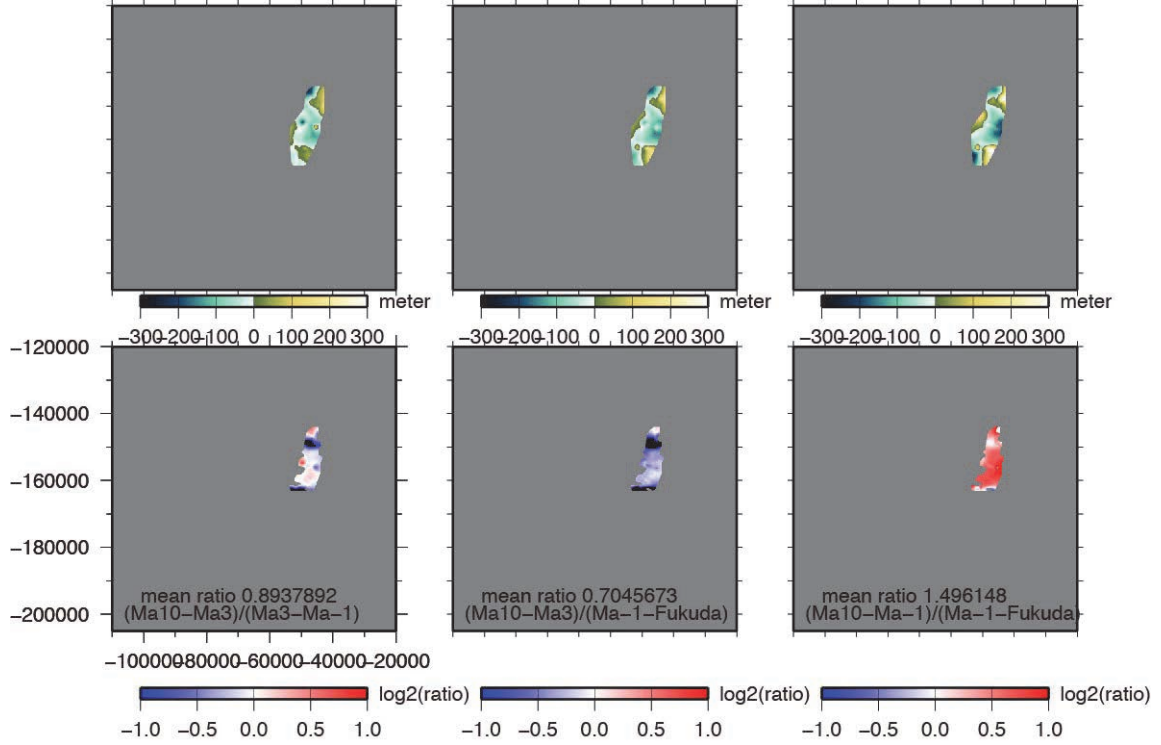


図83 図81と同様 (ただし、ブロック 7)

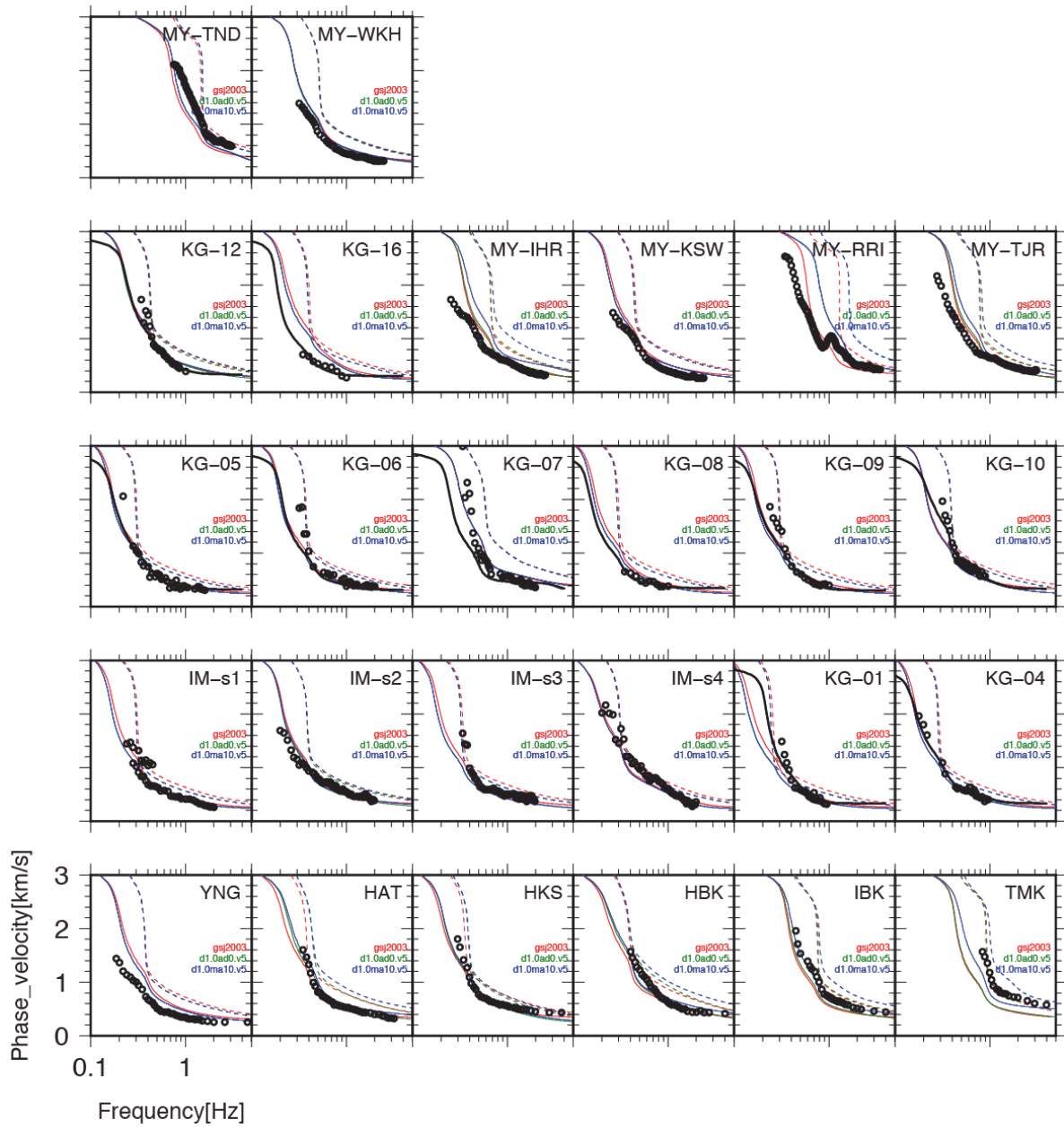


図84 微動アレイの観測位相速度と各モデルの理論位相速度の比較（赤：産総研モデル、緑：大阪府モデル、青：埋没深度補正モデル。ただし、深度補正值がない場合は緑と青は重なる）

微動 H/V スペクトル比について、各観測点での観測微動 H/V スペクトル比と深度補正量を考慮した場合の理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率との比較が図 36 に示されている。図 36 の黒実線が観測微動 H/V スペクトル比、赤実線が前述の初期モデル、青実線が初期モデルに深度補正を導入したモデルである。各地点での観測と理論卓越周期の比は図 80 (右) の地図に示されている。盆地南東部の丘陵域に位置する OSKP17 や TMK などの地点において、深度補正量を与えることで改善されていることが分かる。

PS-P 時間について、観測値と深度補正量を考慮した計算値との比較を行った。図 85 には、深度補正量を導入した観測点直下における地震波速度構造を示す。全ての観測点で P 波速度および S 波速度値が増加しているが、大阪平野南東部に位置する観測点 OSKP15 においては、地震波速度値が顕著に増加していることが見て取れる。また、観測点 OSKP14、OSKP39 では地表～地下 200m の浅部領域において地震波速度が増加している。

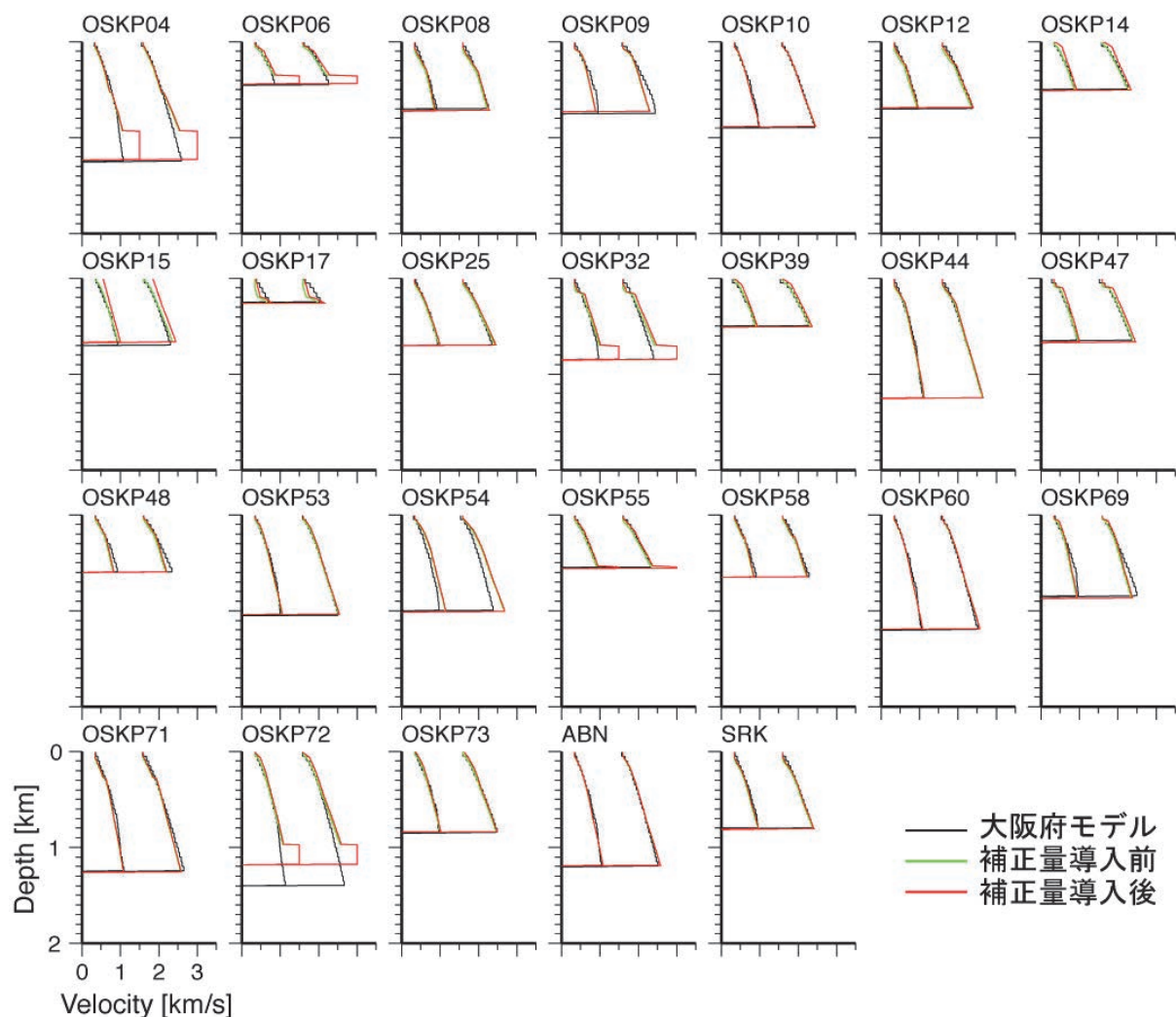


図 85 深度補正量を考慮した観測点直下の S 波および P 波速度構造モデル。(黒：大阪府 (2005)、緑：初期モデルの深度補正量導入前、赤：初期モデルの深度補正量導入後)

導出した深度補正量を基に再計算を行った PS-P 時間と観測値との残差を図 86 に示す。図 85 に挙げた 26 地点以外での速度構造は変わっていないため、全体的な残差分布の特徴は初期モデルを用いた結果と大きく変わらないが、深度補正量の効果が大きく反映される大阪平野北東部および南東部では残差が小さくなっている。特に、観測点 OSKP15 では残差が 0.14 秒低下する結果となった。したがって、当該領域においては、深度補正值の導入によって地盤構造モデルのパフォーマンスが向上したと言える。但し、大阪平野平野中央部から大阪平野南部の湾岸地域にかけては残差が若干増加する傾向にあるため、更なるモデルの修正が必要である。

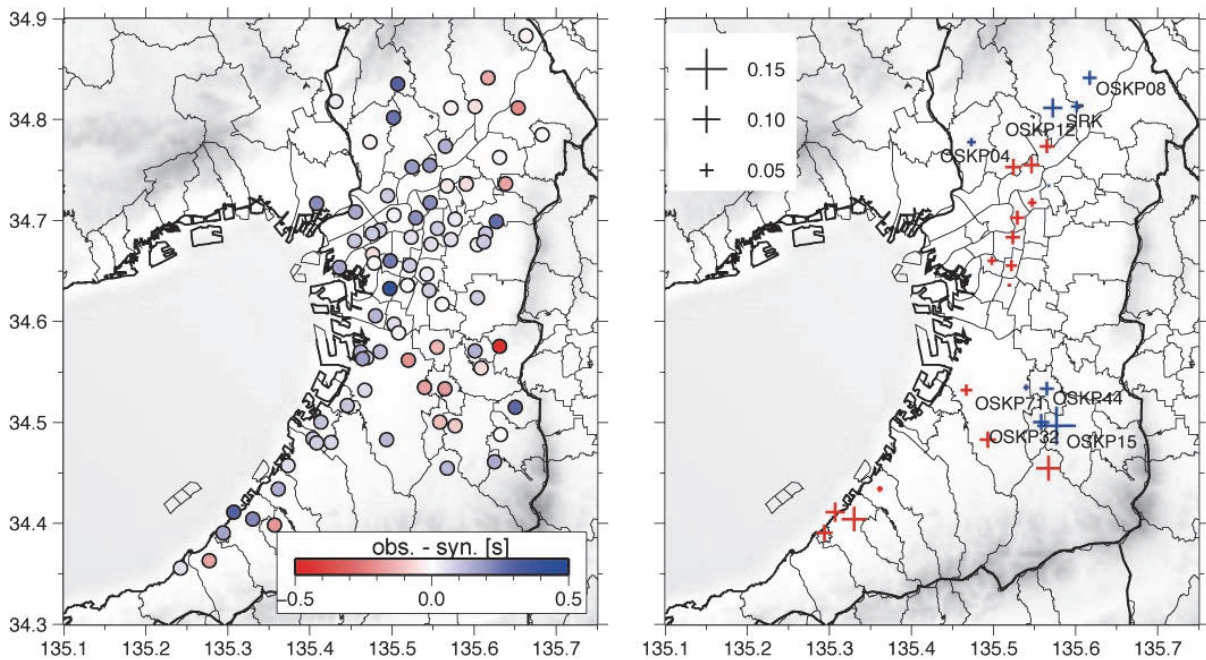


図 86 深度補正量を導入したモデルを用いた PS-P 時間の検討結果。(左) レシーバー関数解析で得られた PS-P 時間と、深度補正值を考慮した地盤構造モデルから計算される PS-P 時間との残差。(右) 深度補正量を導入した観測点における PS-P 時間残差の変化。十字の大きさは残差の変化量を示す。赤は残差が増加する傾向、青は残差が減少する傾向であることを示す。

g) 鍵層深度の修正

i) PS-P 時間による修正

PS-P 時間の検討を行った観測点において、観測点直下の鍵層面深度の修正を行った。ここでは、PS-P 時間の計算値に対する観測値の比を観測点直下の各鍵層面深度に乗ずることによって、各観測点直下での鍵層深度の修正量を導出した。修正後のモデルを用いて算出された PS-P 時間は、全ての地点で観測値とほぼ同一の値となる。なお、観測点 OSKP34 では、PS-P 時間の観測値が 0 であるため、修正作業の対象から除外した。図 87 には、各観測点でのモデル修正前後における基盤深度の差（修正前-修正後）を示す。大阪平野中央部においては基盤深度に大きな変更は見られないが、上町断層帯西側の領域や、生駒山地西側の扇状地では全体的に基盤深度が深くなる傾向が見られた。ただし、観測点 OSKP22 などの一部観測点においては、基盤深度が 600m 以上も浅くなるなど顕著な差が見られるため、ここでの修正量を直接採用するか否かに関しては、同一地点での微動 H/V スペクトル比と照らし合わせるなどの検討が必要である。

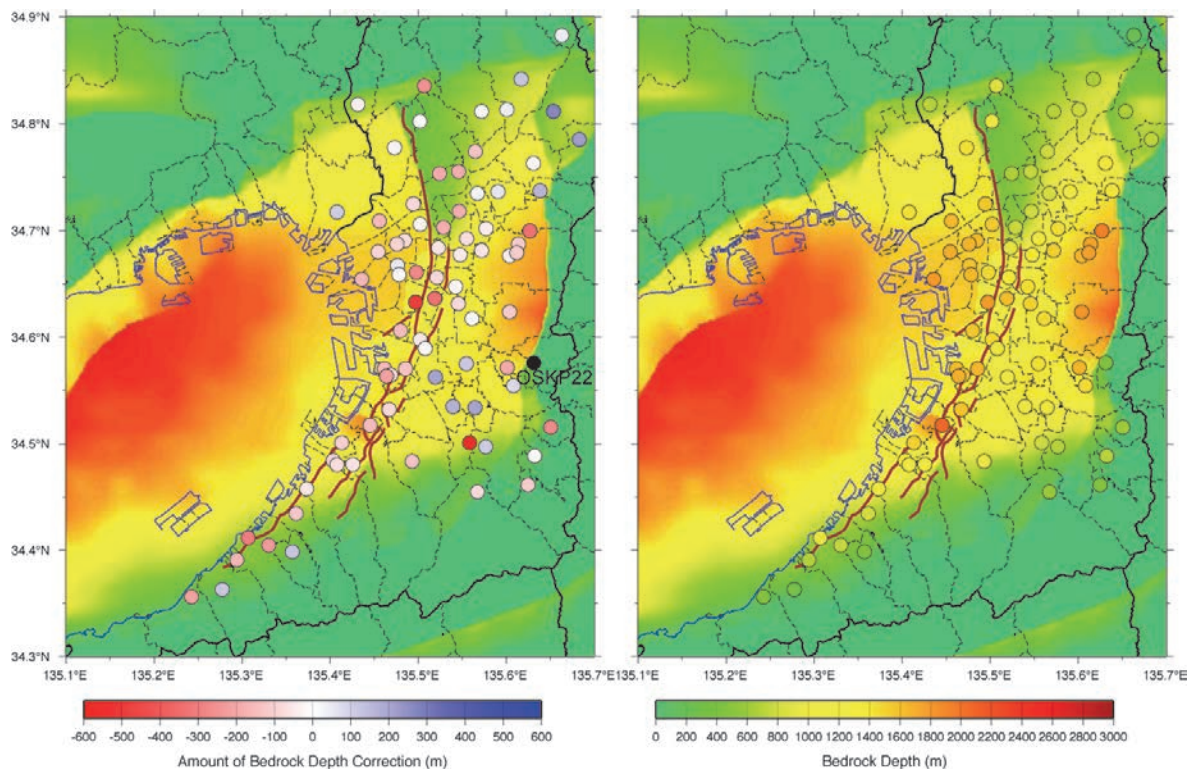


図 87 (左) PS-P 時間を用いた各観測点直下での基盤深度の修正量（修正前-修正後）。
(右) 修正後の基盤深度の分布。背景の色は大阪府モデル（2005）の基盤深度分布。

ii) 微動アレイ探査の位相速度データによる修正

本業務により収集した微動アレイの観測位相速度をできるだけ説明するような速度構造モデルの補正值を選定した（図 88）。この際、各観測点での初期モデルの鍵層深度と基盤深度の比を保ったまま、各深度を増減させた。この結果、各微動アレイ観測点にて、観測位相速度からのずれが小さくなった（図 79 最右列、図 89）。

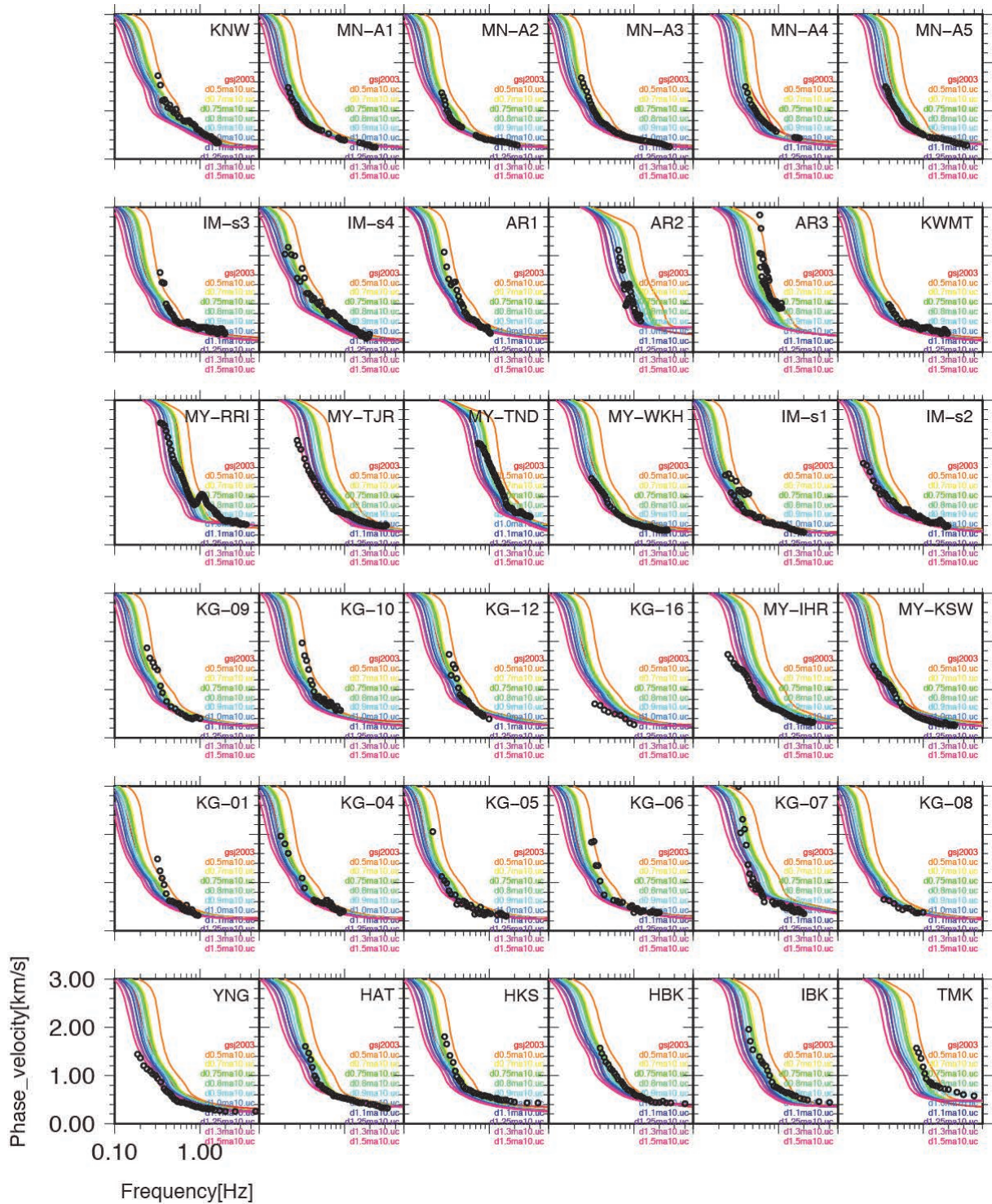


図 88 観測位相速度と初期モデルの鍵層深度を変えた際の理論位相速度の比較（白抜き丸：観測位相速度，色線：初期モデルの鍵層深度を等倍した際の理論位相速度，0.5倍，0.7倍，0.75倍，0.8倍，0.9倍，1.0倍，1.1倍，1.2倍，1.25倍，1.3倍，1.5倍）

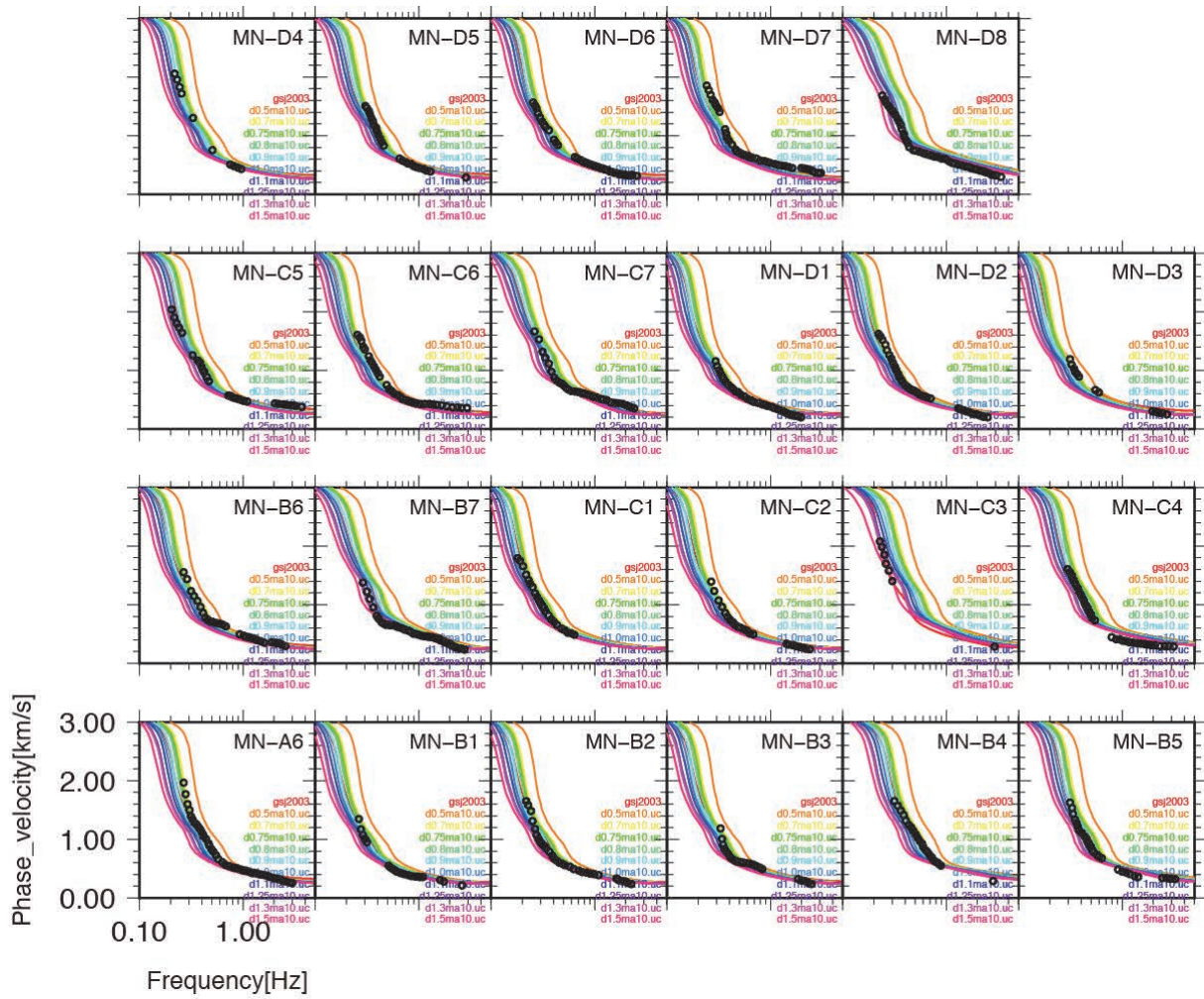


図88 (続き)

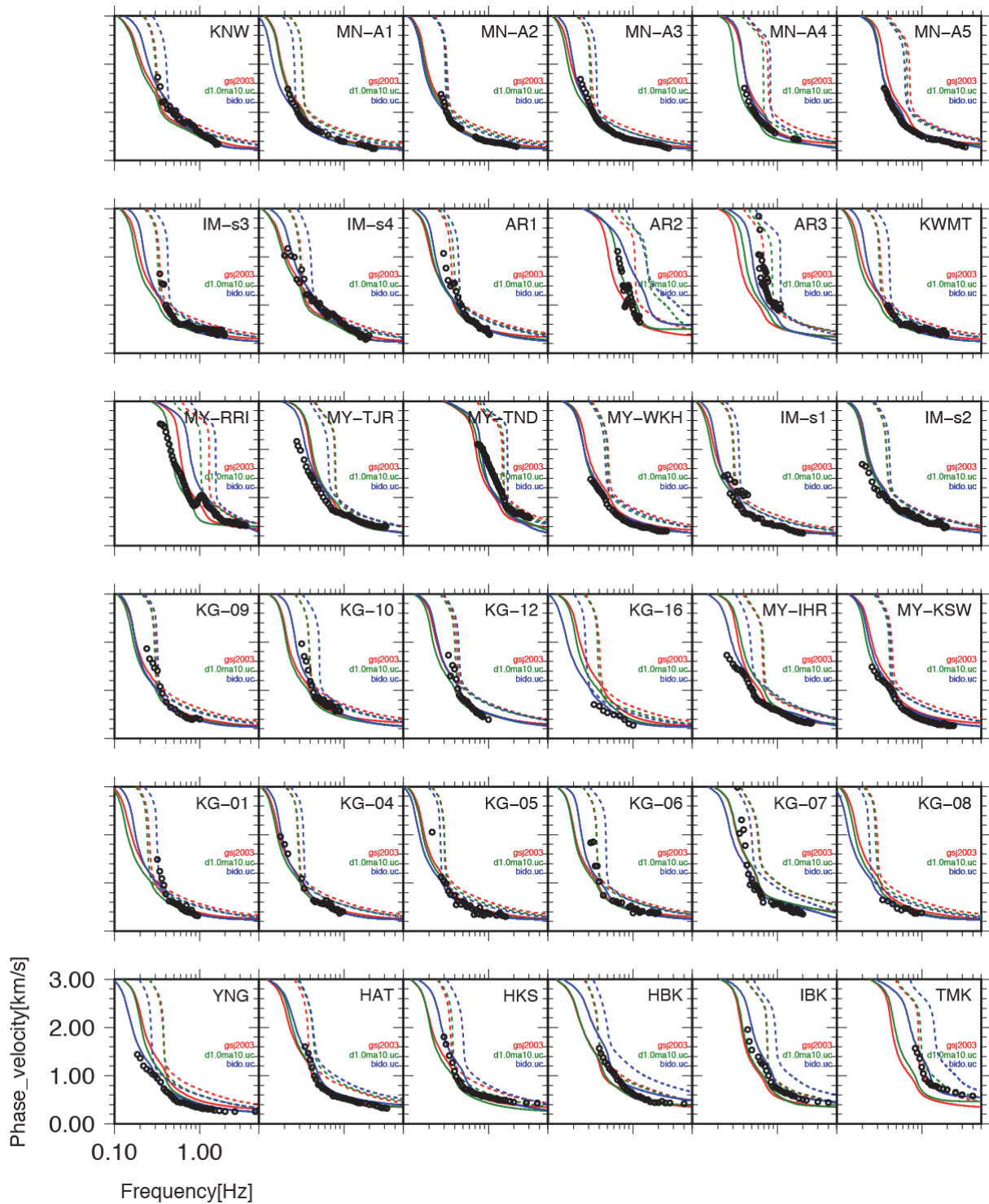


図 89 観測位相速度と初期モデルおよび微動アレイに基づく修正モデルの理論位相速度の比較（白抜き丸：観測位相速度，赤：産総研モデルの理論位相速度，緑：本業務の初期モデルの理論位相速度，青：微動アレイに基づく修正モデルの理論位相速度）

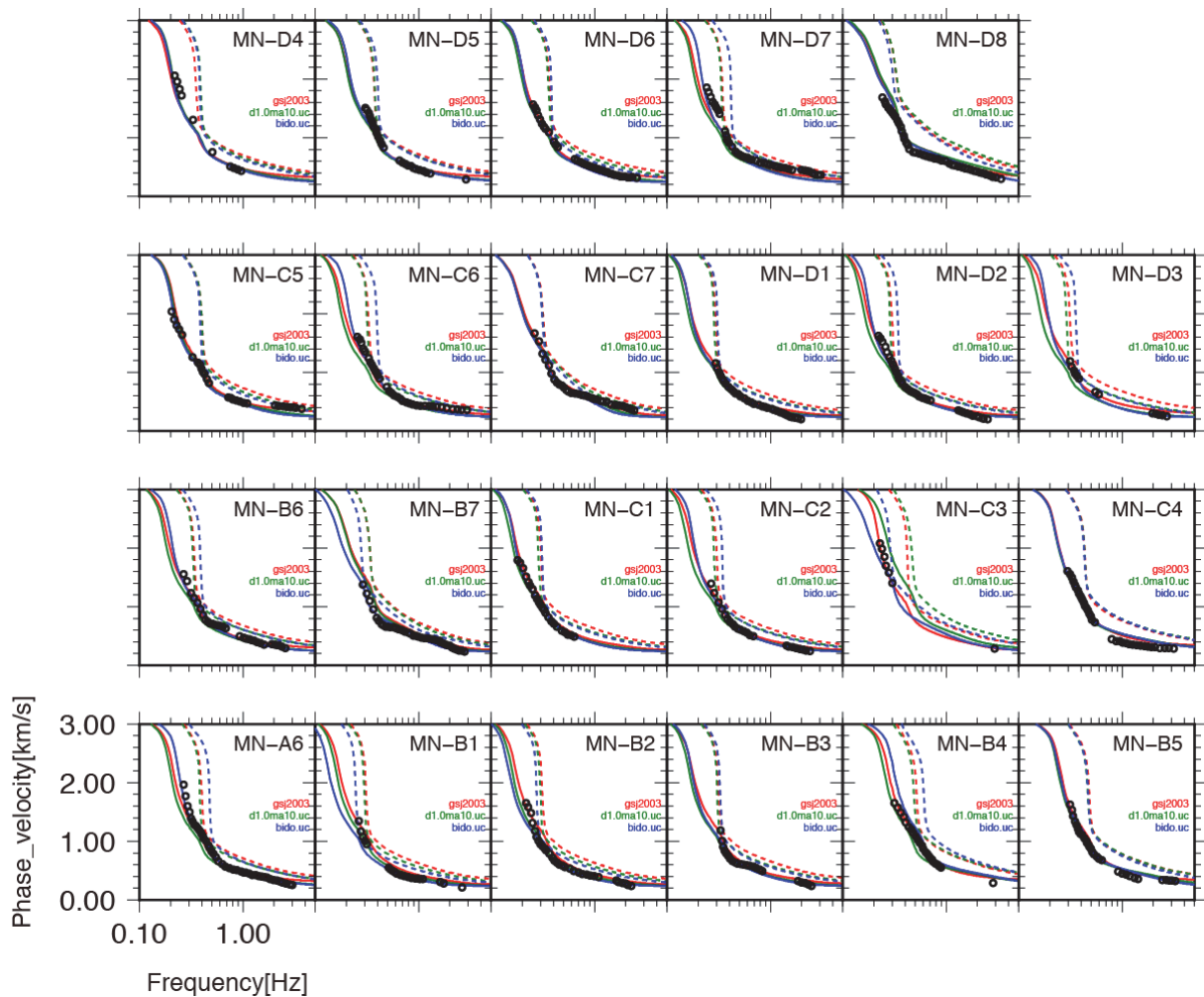


図89 (続き)

iii) 微動 H/V スペクトル比による修正

本業務で実施した単点微動観測から得られた観測H/Vスペクトルの卓越周期に合わせるように、各観測点直下の一次元速度構造モデルを修正した(図90)。この際、各地点での初期モデルの鍵層深度と基盤深度の比を保ったまま、各深度を増減させた。この結果、それぞれの単点微動観測点において、観測H/Vスペクトルの卓越周期と理論Rayleigh波基本モードの楕円率の卓越周期がよく一致するように改善された。全体の半数以上の地点で、基盤深度の修正量は100m未満であり(図91)、反射法探査やボーリング情報によって作成された初期モデルが適切であったといえる。

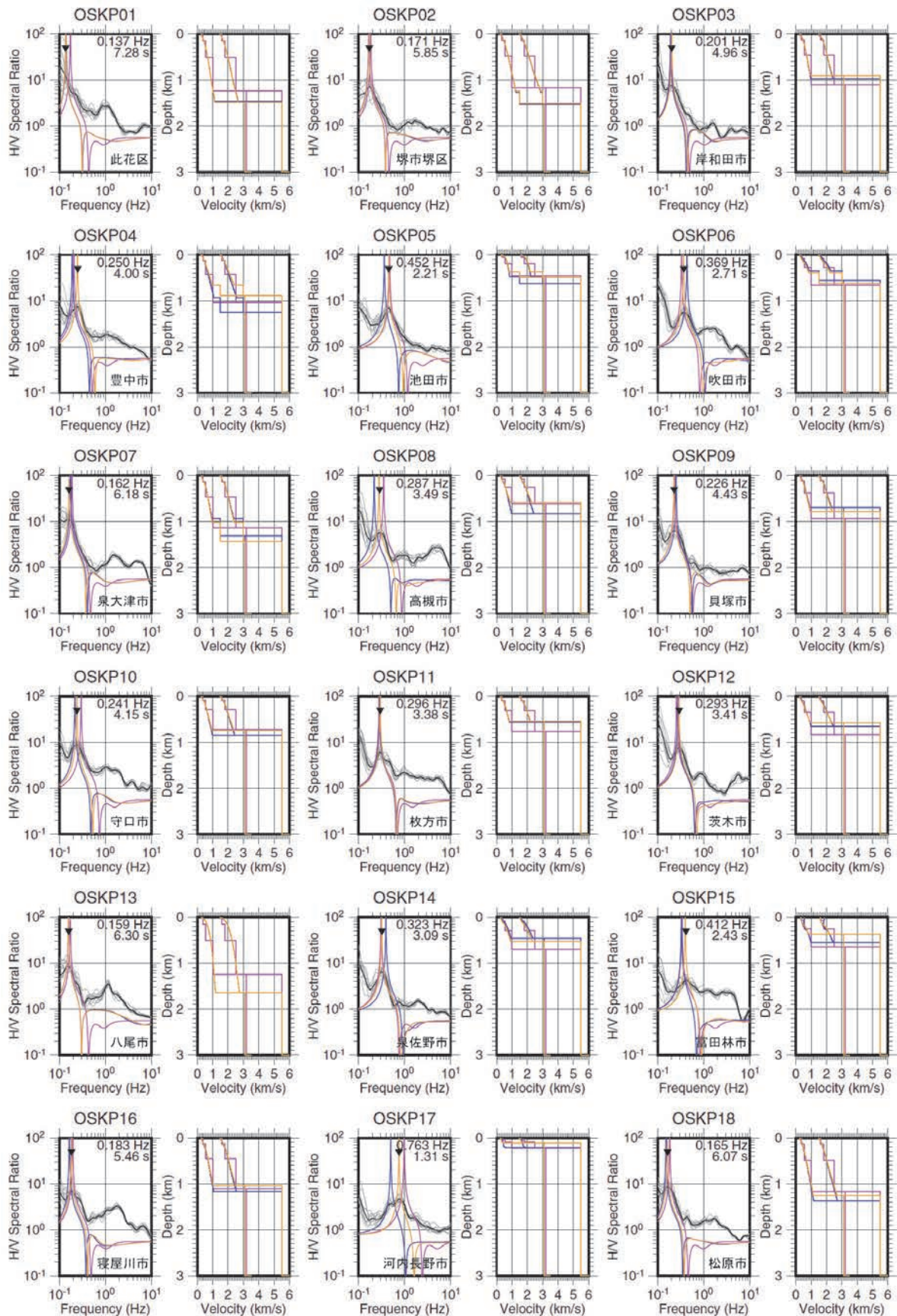
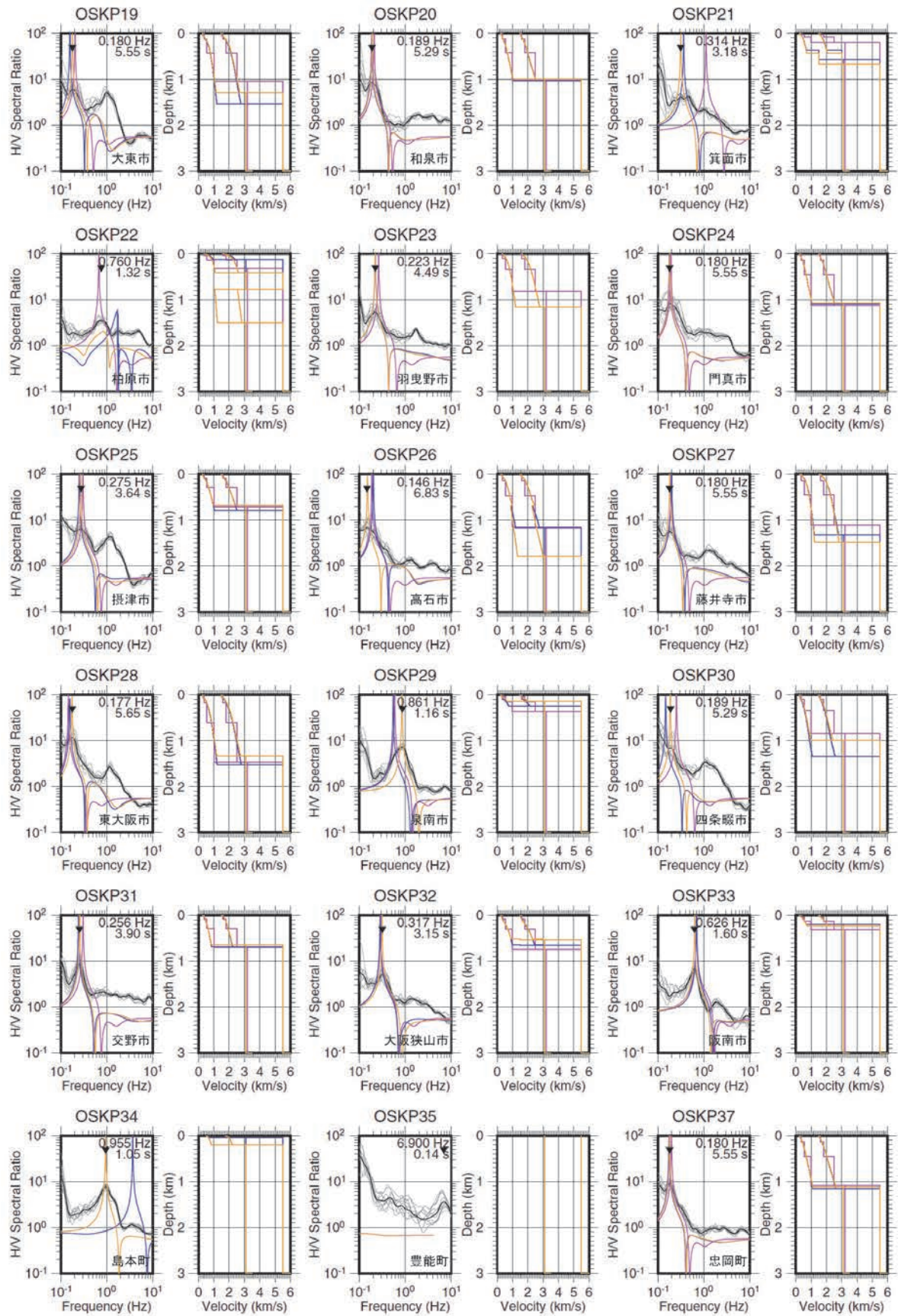


図 90 単点微動観測による観測 H/V スペクトル比 (平均: 太実線、各区間: 細実線) 及び初期モデル (青色) 及び修正後のモデル (橙色) の理論 Rayleigh 波基本モードの楕円率の比



較。

図90 続き

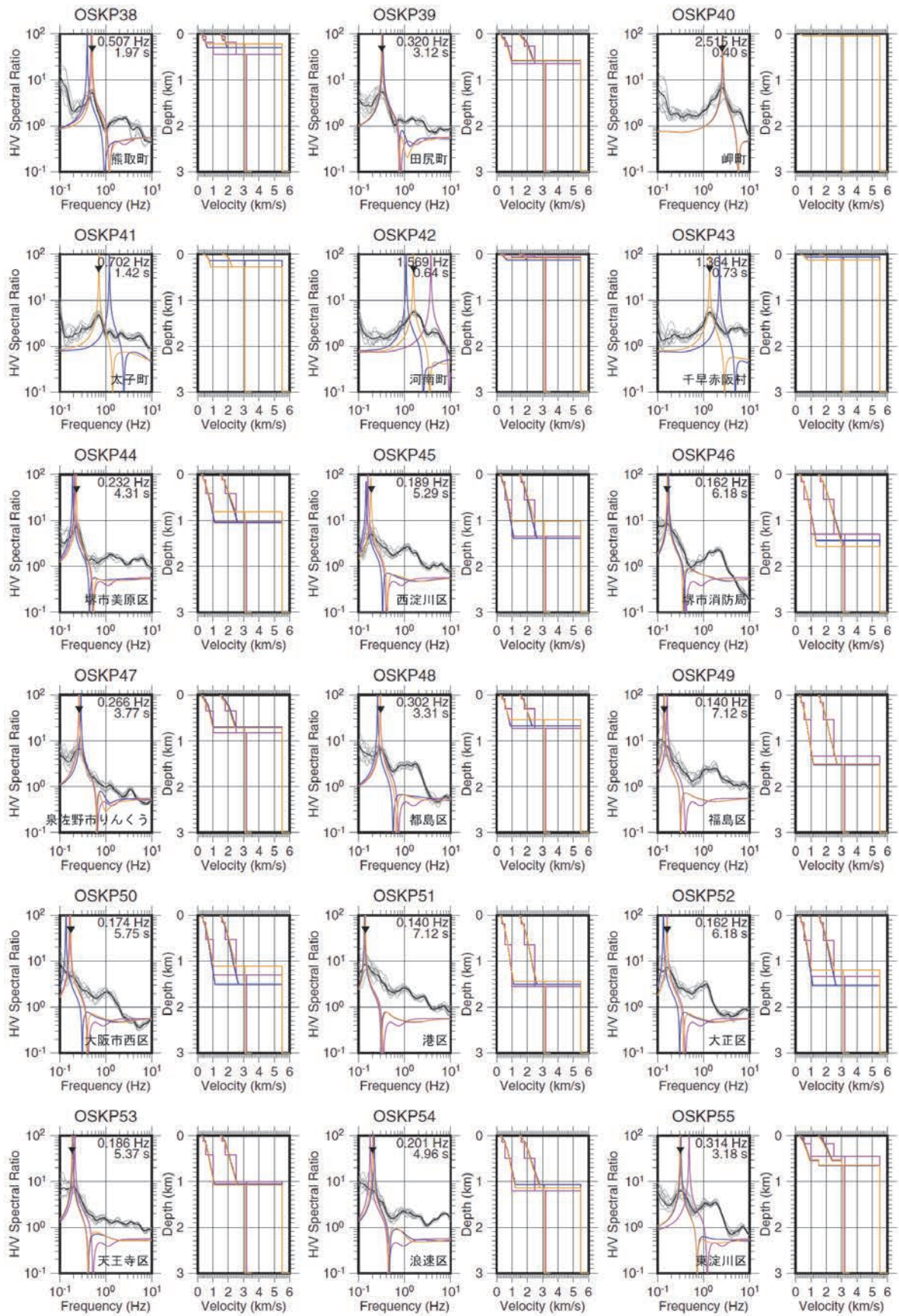


図90 続き

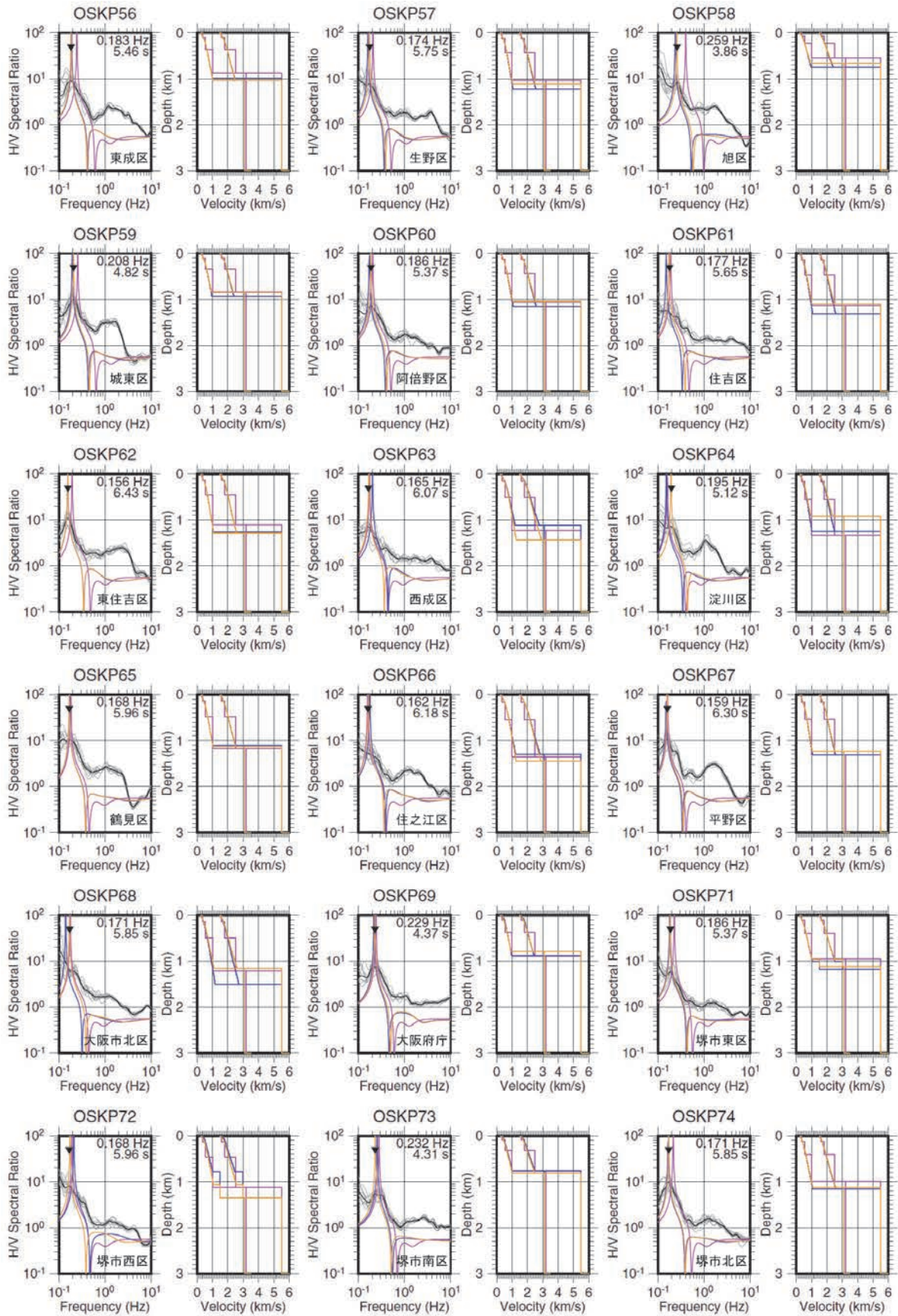


図90 続き

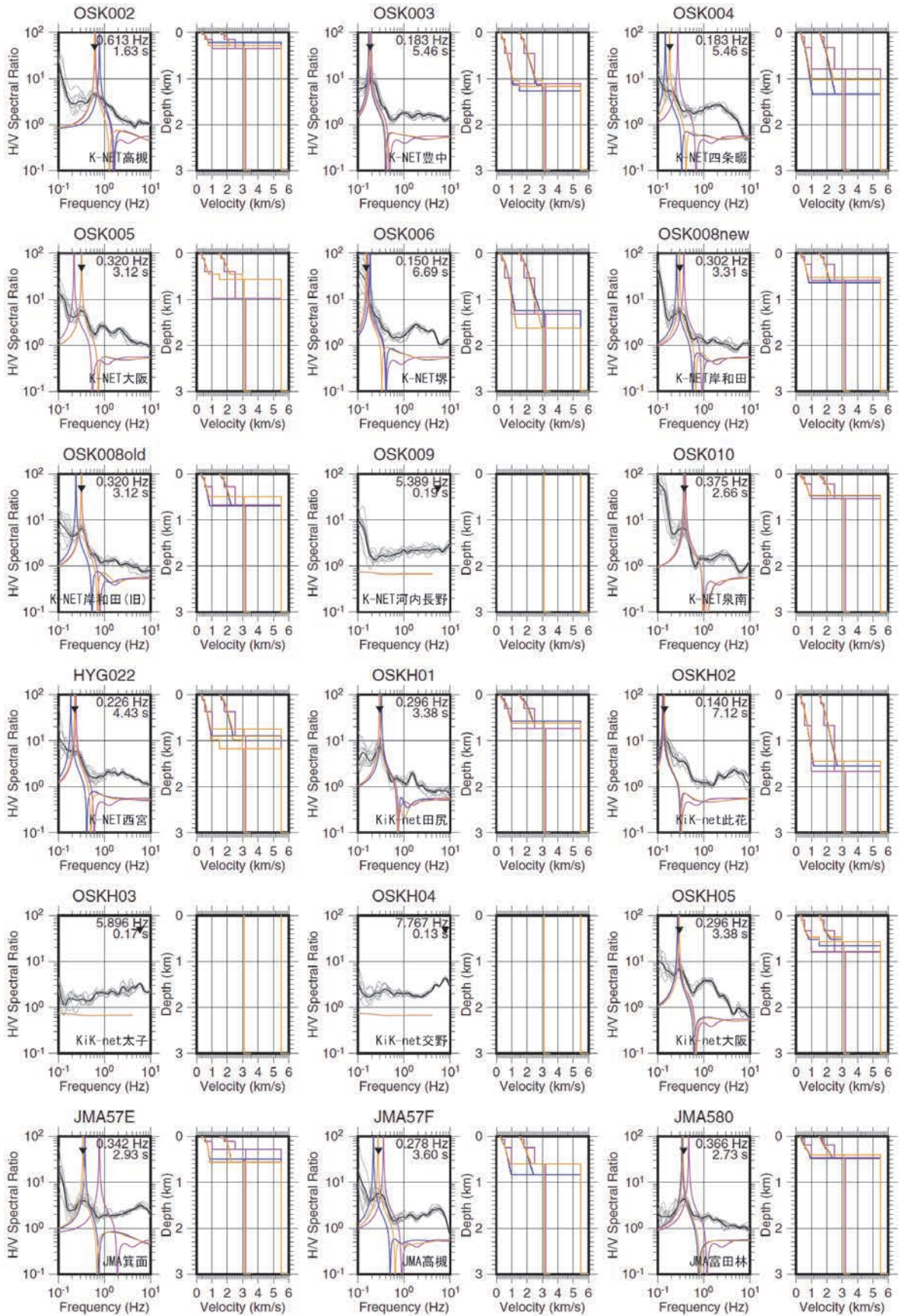


図90 続き

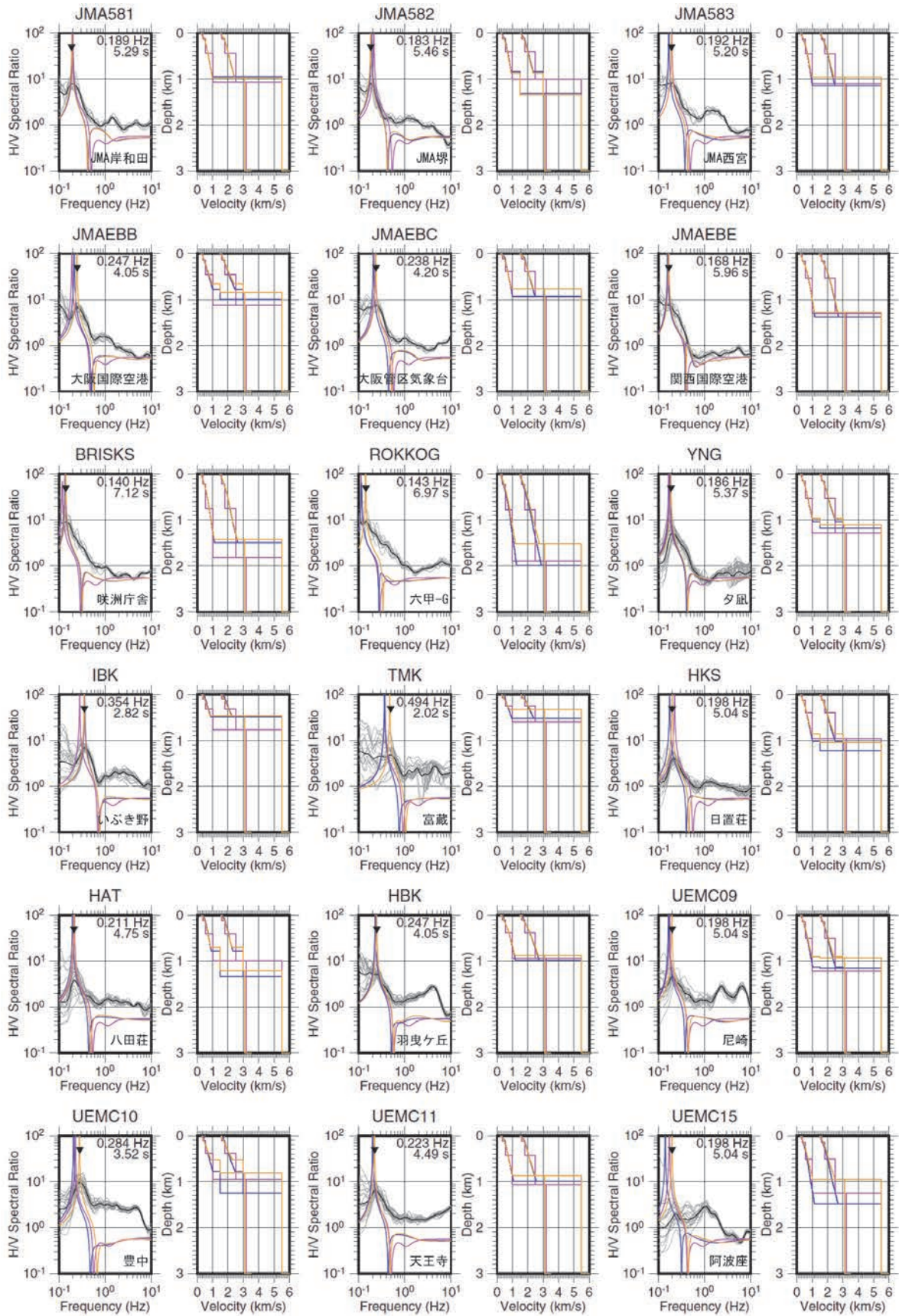


図90 続き

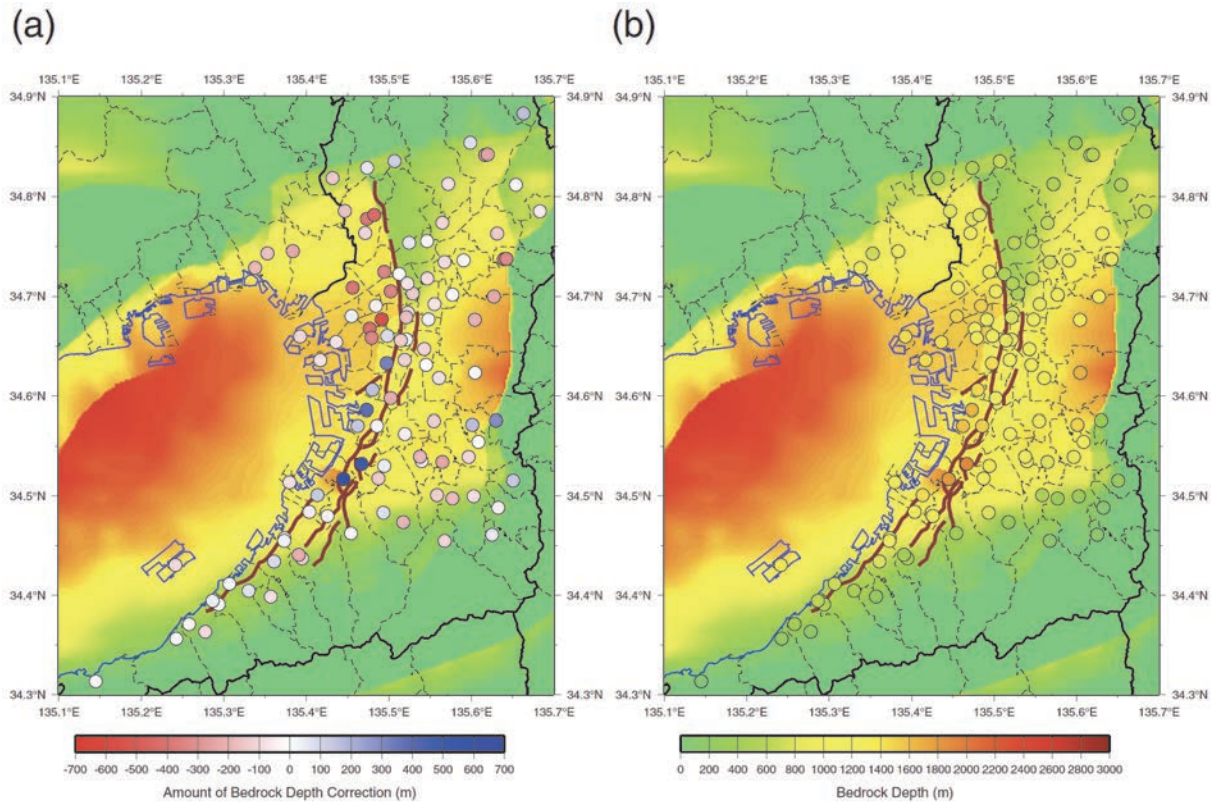


図 91 (a)各単点微動観測点における初期モデルからの基盤深度修正量 (単位 m)。 (b)各単点微動観測点における修正後の基盤深度 (○印の色) と大阪府 2004 モデル (バックグラウンドのカラーコンター) の基盤深度の比較。

h) 3次元構造モデル

本業務で作成した3次元構造モデルの鍵層面鳥瞰図を図92に、断面図を図93と図94に示す。既述のように、本業務では、表層地質と鍵層深度（深度補正值考慮）をもとに堆積年代構造モデルを作成し、次に、堆積年代と埋没深度からP波速度構造モデルを作成、さらにP波速度からS波速度構造モデルを作成している。図に示されるとおり、堆積年代モデルと両速度構造モデルはよい対応を示すことがわかる。また、図には、断層による不連続も明瞭に見て取れる。たとえば、 $X=-45000$ での南北断面および $Y=-150000$ の東西断面には、堆積盆地内でも水平方向に速度の不連続が見られるが、これは断層による不連続（ブロック分割）を取り入れた結果である。

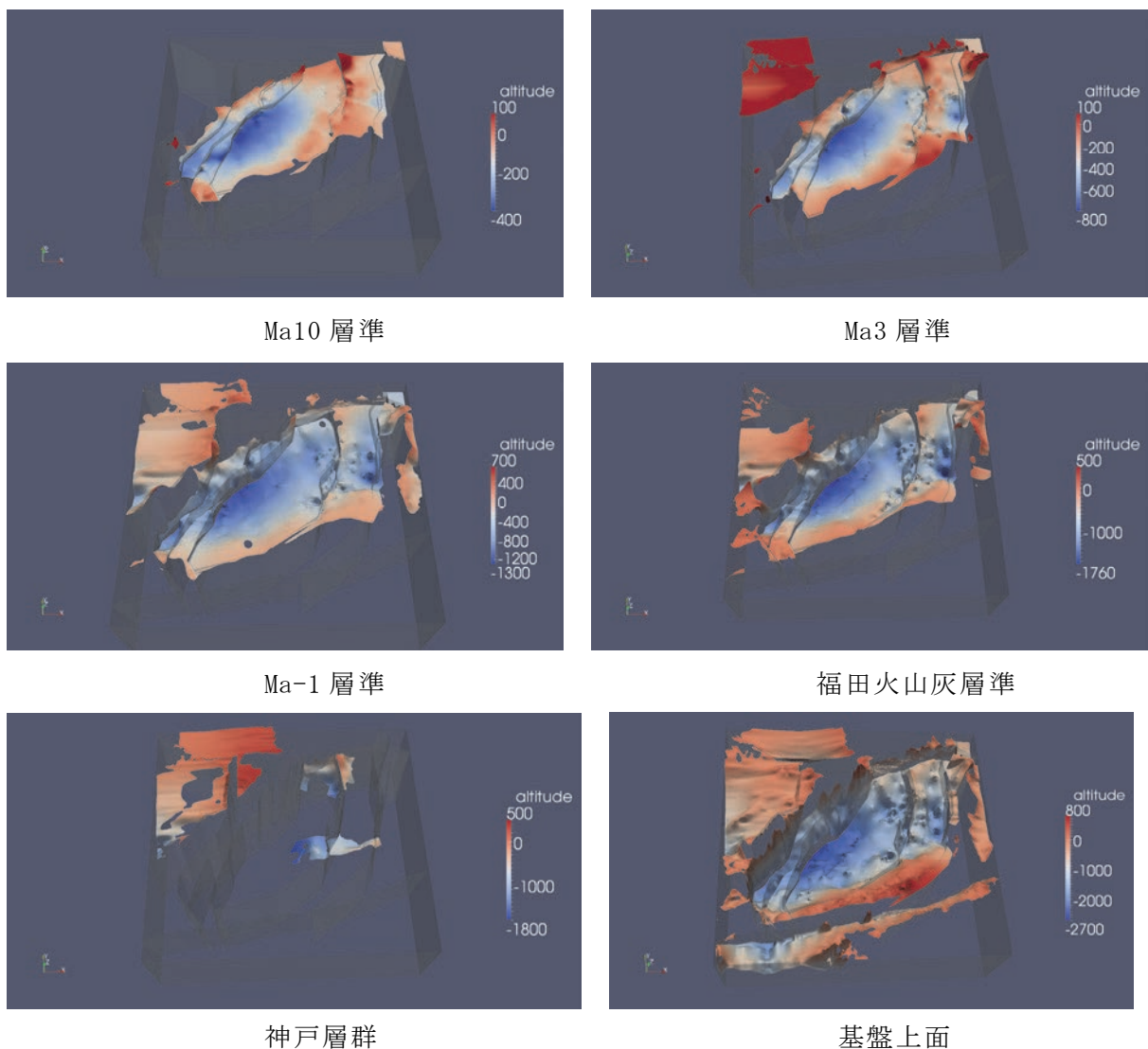


図92 改良3次元速度構造モデルの鍵層標高

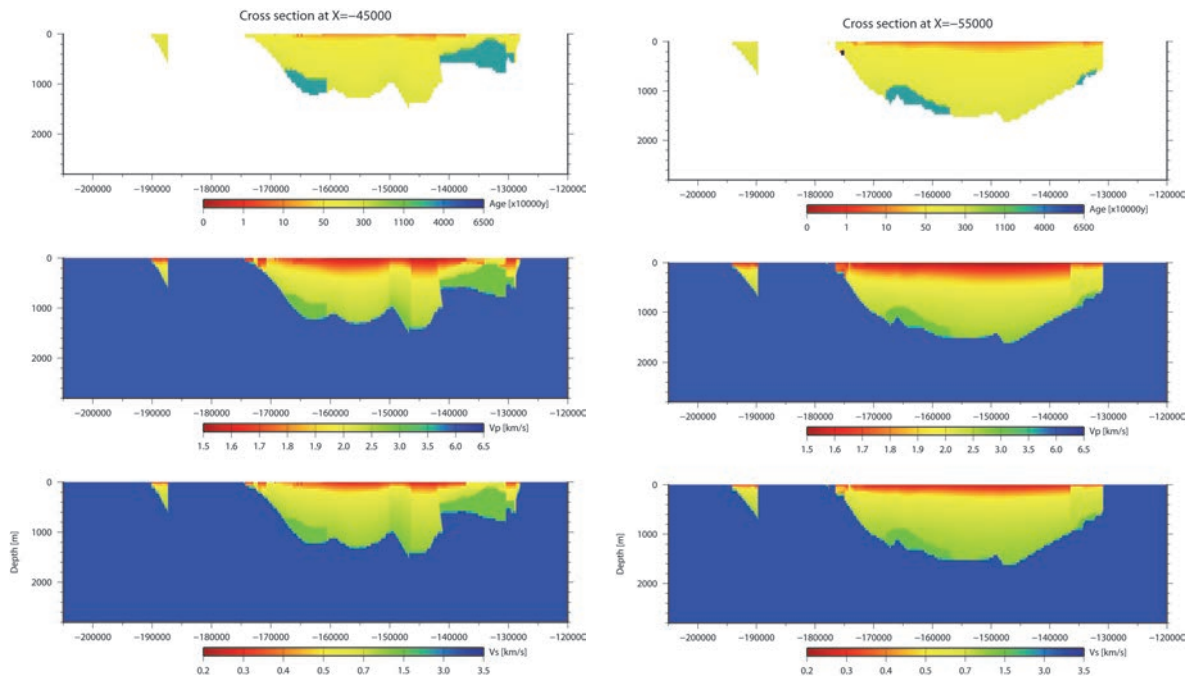


図 93 構造モデルの南北断面図（上：堆積年代モデル，中：P 波速度構造，下：S 波速度構造）（左：X=-45000，右：X=-55000）

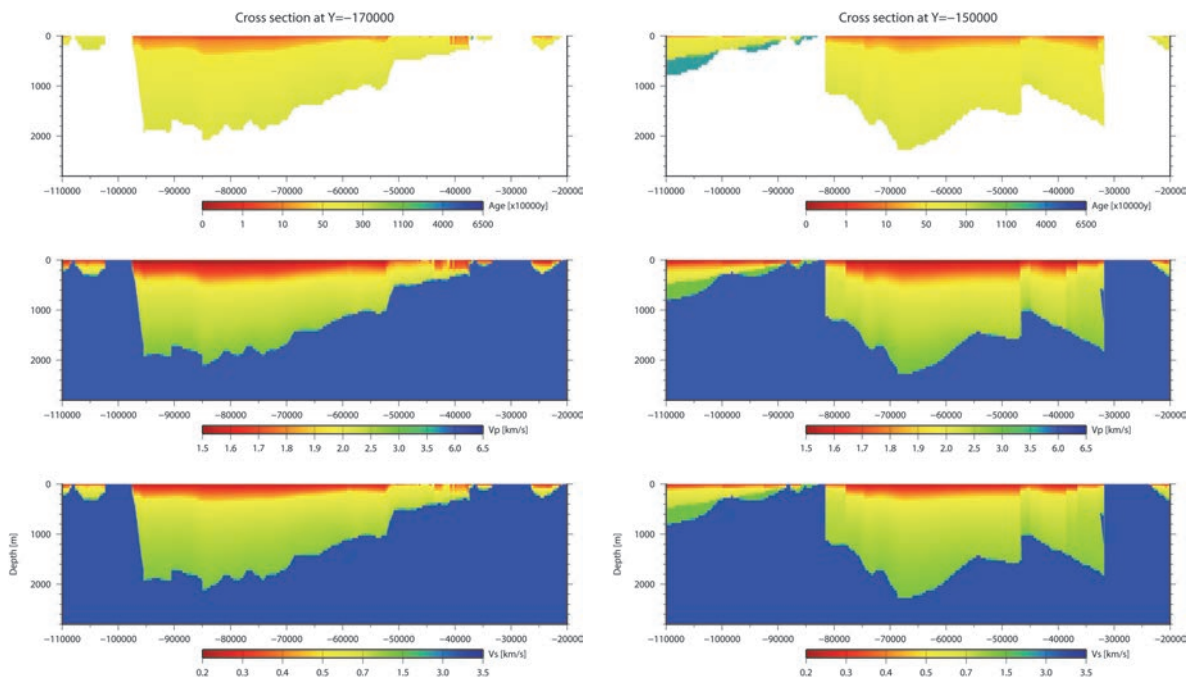


図 94 構造モデルの東西断面図（上：堆積年代モデル，中：P 波速度構造，下：S 波速度構造）（Y=-170000，Y=-150000）

3) 地下構造モデルの検証

改良された 3 次元速度構造モデルの地震波動伝播の再現性に関する性能を検証するため、連続微動記録の干渉法解析で得られた観測グリーン関数をターゲットにしたフォワードモデリングを実施した。

理論グリーン関数の計算はくい違い格子を用いた空間 4 次、時間 2 次精度の速度-応力型 3 次元差分法（例えば、Pitarka, 1999）によって実施した。計算対象領域は、本業務で作成した 3 次元地下構造モデルのうち縁辺部を除いた東西 80km×南北 70km の領域、鉛直方向は地表から GL-12.8km までとした。堆積層内には本業務で作成した 3 次元地下構造モデルを入れ、基盤には表 16 の水平成層構造を与えた。Graves (1996) の方法で非弾性減衰を導入し、参照周期は 2 秒とした。堆積層内の Q 値は S 波速度 (m/s) の 5 分の 1 の値とした。この計算領域を水平方向、鉛直方向ともに 50m 間隔の格子で離散化した。したがって、格子数は東西方向 1601×南北方向 1401×鉛直方向 256、計 5 億 7420 万 8256 格子である。モデルに含まれる最も遅い S 波速度は約 250m/s であるため、差分法計算の有効周期は約 1.2 秒以上である。タイムステップ間隔は 0.004 秒、発震時から 150 秒間 (37500 ステップ) を計算した。地表面には自由境界条件、モデルの側面及び底面には PML (Perfectly Matched Layer) 境界条件を与えた。PML の層厚は 10 格子とした。震源は、本報告では例として、上町断層帯近くに位置する UEMC15 (阿波座) の地表面に T+, R+, Z+ の各方向にシングルフォースを与えた。震源時間関数は擬似デルタ関数とした。並列化は MPI+OpenMP ハイブリッド並列で行い、MPI による領域分割は鉛直方向のみとした。京都大学情報環境機構スーパーコンピュータシステム Cray XE6 を 16 ノード (1 ノードあたり 32 コア) 使用して、並列計算を実施した。1 計算あたりの計算所要時間は約 10 時間であった。

表 16 理論グリーン関数の計算で仮定した基盤構造

上端深さ (km)	P 波速度 (m/s)	S 波速度 (m/s)	密度 (kg/m ³)	Q
variable	5500	3100	2600	200
3.0	6000	3500	2700	300

図 95 に各観測点での観測記録から得られた観測点間グリーン関数 (黒線) と本計算による理論グリーン関数 (赤線) を比較したものを示す。上段は震源で Transverse 方向に加振した場合の各観測点での Transverse 成分の応答、中段は震源で Radial 方向に加振した場合の各観測点での Radial 成分の応答、下段は震源で Vertical 方向 (鉛直下向き) に加振した場合の各観測点での Vertical 成分 (鉛直上向き) の応答である。それぞれ周波数 0.125~0.2Hz (周期 5~8 秒)、0.2~0.33Hz (周期 3~5 秒)、0.33~0.5Hz (2~3 秒) の 3 つの帯域での比較を示した。いずれの成分においても、3 次元地下構造モデルから計算される理論グリーン関数は観測グリーン関数を良好に再現している。ただし、観測点間距離が遠くなると、相対的に SN 比も悪くなるため、観測と理論グリーン関数波形を比較する際には注意が必要である。今後、さらに多数のペアについて観測グリーン関数と理論グリーン関数との比較を行い、本業務で作成された地下構造モデルの検証を進める必要がある。

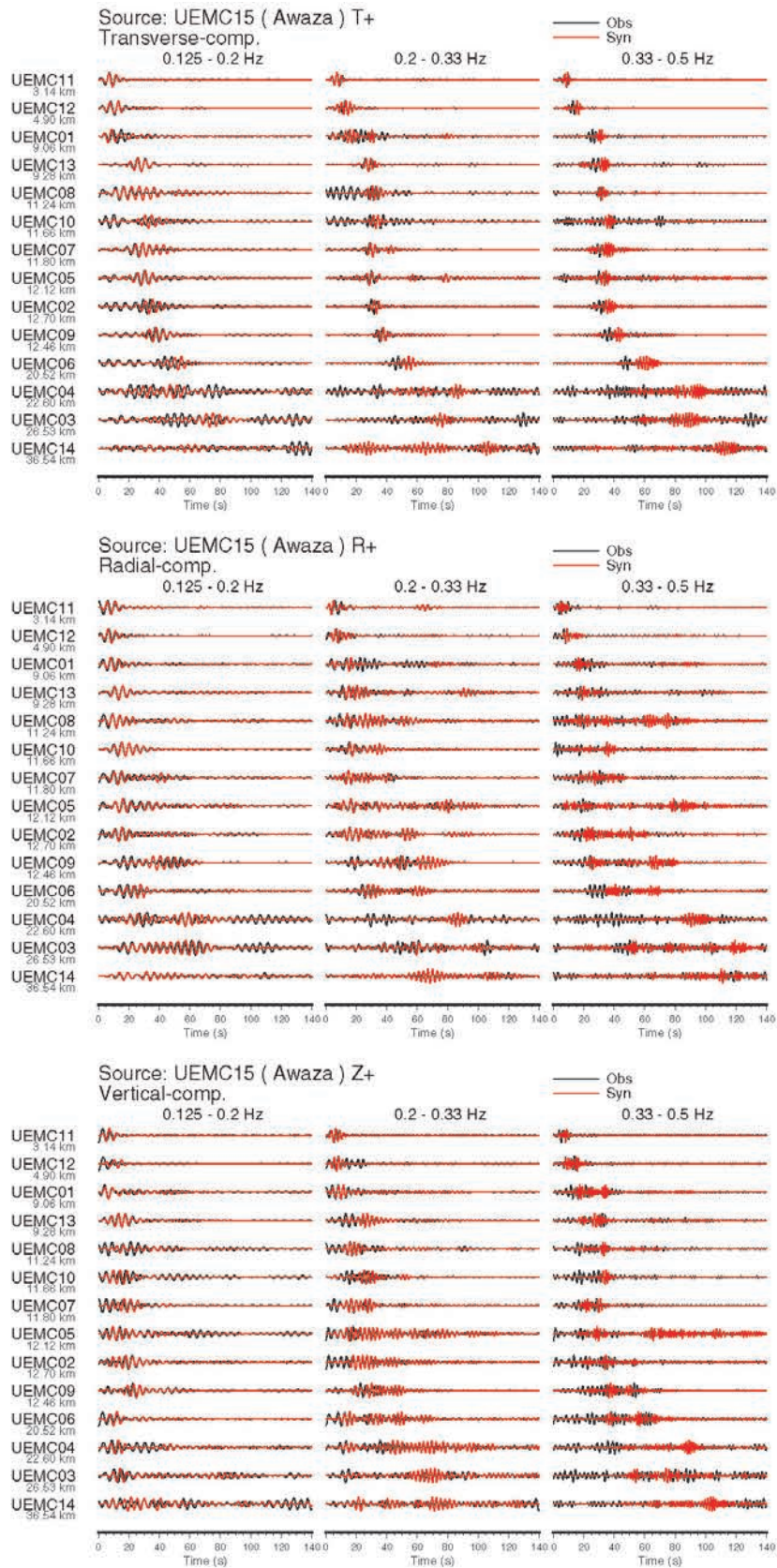


図 95 観測点間グリーン関数(黒線)と3次元差分法により計算した理論グリーン関数(赤線)の比較. グリーン関数は、UEMC15(阿波座)にTransverse(上)、Radial(中)、Vertical(下)方向に与えたシングルフォースにより、各トレースの左に記された観測点の応答。

(c) 結論ならびに今後の課題

微動アレイ探査、連続微動観測、単点微動観測を実施し、サブテーマ2で行われた反射法地震探査や既往の探査・観測データを広く収集して、既往3次元速度構造モデルを多面的に検討し、改良を行った。また、3次元速度構造モデルの記述方法も開発した。地層境界面と物性値を関数で表現し、任意グリッドで物性値を取り出すことができるツールでモデルを構成した。実質的なモデルの改良は、大阪平野全体に及ぶが、特に既往の探査の少なかった平野南部での修正量が大きくなった。課題としては、異なる近接した位置で異なる探査・解析によるデータが存在する際の信頼度に基づいた重みづけや、ブロック境界での断層の有無の明示的な導入方法など、いくつかの技術的問題が、本業務で解決できなかったことである。

(d) 引用文献

- 赤井俊文・本郷隆夫・松本正毅・小池章久・山田雅行，大阪平野深部の土質特性調査（その2）～ボーリングコアの物理特性～，第32回地盤工学研究発表会，215-216，1997.
- 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.
- Gassmann, F., Elastic waves through a packing of spheres, Geophysics, **16**, 673-685, 1951.
- 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.
- 堀家正則・竹内吉弘・藤田崇・古和田明・井川猛・川中卓, 北摂山地と大阪平野境界部の地下構造探査, 地震, 第2輯, **51**, 181-191, 1998.
- 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, 大阪平野東部における地下構造探査, 地震, 第2輯, **49**, 193-203, 1996.
- 市原実・吉川周作・林隆夫, 泉南・泉北地域の大阪層群と大阪層群の標準層序, 地質学論文集, **14**, 209-220, 1977.
- 市原実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹, 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ョン・トラック年代—, 地球科学, **38**, **1**, 1-16, 1984.
- 今井智士・堀家正則・竹内吉弘, 長周期微動アレイデータを用いた大阪平野の東西断面のS波速度構造の推定, 日本建築学会近畿支部研究報告集, 297-300, 1992.
- Iwaki, A. and T. Iwata, Estimation of three-dimensional boundary shape of the Osaka

- sedimentary basin by waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, **186**, 1255-1278, 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.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘淳, 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, 1993.
- 香川敬生・澤田純夫・岩崎好規・南荘淳, 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, *地震第2輯*, **51**, 31-40, 1998.
- 香川敬生・趙伯明・宮腰研・赤澤隆士, 情報の多寡に応じた強震動評価のための地盤構造モデルの作成法—大阪平野を例として—, 第11回日本地震工学シンポジウム, 938-942, 2002.
- Kazdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, *Eurographics Symposium on Geometry Processing*, Cagliari, Italy, 2006.
- Kazdan 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)
- 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.
- 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.
- 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美, 深い地盤構造評価のためのPS変換波の検出方法に関する検討, *日本建築学会構造系論文集*, **505**, 45-52, 1998.
- 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.
- Langston, C. A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research*, **84**, 4749-4762, 1979.
- Lorenson, 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**, 1, 53-84, edited by Maxwell, A., Wiley-Interscience, New York, 1970.
- Ma, S., G.A. Prieto and G.C. Beroza, Testing Community Velocity Models for Southern California Using the Ambient Seismic Field, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 2694-2714, 2008.
- 松枝富士雄・川原田宏・山口伸治, サスペンション式PS検層による弾性波速度 (V_p , V_s) と地質の対比, *物理探査*, **49**, 360-371, 1996.
- 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, 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回学術講演会論文集*, 54-58, 1998.
- MeshLab のウェブサイト, <http://meshlab.sourceforge.net/> (2012年4月02日アクセス).
- 南雄一郎・松岡達郎・水落幸広・原口強, 微動探査法による大阪平野都市域深部S波速度構造の推定, *日本地球惑星科学連合2012年大会*, SSS26-P13, 2012.
- 宮腰研・岡田 廣・凌 甦群, 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, *物理探査学会第94回学術講演会論文集*, 178-182, 1996.

- 宮腰研・香川敬生・越後智雄・堀江佳平・澤田純男，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，33-36，1997．
- 宮腰研・香川敬生・趙伯明・徳林宗孝・澤田純男，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，185-188，1999．
- 宮腰研・山本容維・凌甦群・釜江克宏・川辺秀憲・上林宏敏，微動アレイ観測による大阪平野南部域の地下構造調査，日本地震学会講演予稿集，P148，2006．
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所，大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成16年度）成果報告書，2005．
- Nakagawa, K., K. Shiono, K. Inoue, and M. Sano, Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards, *Soils and Foundations*, **36**, special issue, 15-28, 1996.
- 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.
- 岡田廣・石川顕・雀部和男・凌甦群，微動のアレイ観測による大阪・兵庫地域の地下構造の推定．物理探査学会第96回学術講演会論文，435-439，1997．
- Okada, H., *The Microtremor Survey Method* (translated by Koya Suto), *Geophysical Monograph Series*, **12**, Society of Exploration Geophysicists, 2003.
- 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. Seism. 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地質調査総合センター（編），20万分の1日本シームレス地質図データベース2012年7月3日版，産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084，<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/index.html?p=download>，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012．
- 産業技術総合研究所活断層研究センター・(株)阪神コンサルタンツ，大阪体積盆地の3次元地盤構造モデルの作成業務報告書，95pp.，2003．
- 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．
- Wapenaar, K. and J. Fokkema, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, **71**, SI33-SI46, 2006.
- 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．

山中浩明・地元孝輔・諸井孝文・池浦友則・瀬瀬一起・坂上実・中井正一・関口徹・小田義也，南関東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干渉法処理による表面波の群速度の推定，物理探査，**63**，409-425，2010.

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，大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩層・火山灰層序，地質調査序月報，**48**，12，661-672.

吉見雅行・関口春子・浅野公之・堀川晴央・岩田知孝・木村治夫，大阪平野南部における微動アレイ探査，日本地球惑星科学連合 2011 年大会，SSS023-P26，2011.

趙伯明・香川敬生・宮腰研，地震記録のシミュレーションによる大阪堆積盆地の 3 次元地下構造モデルの検証(3)，日本地震学会 2002 年度秋季大会，P032，2002.