

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	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之
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	チーム長	堀川 晴央

(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作業を行う。

3) 平成24年度：

調査観測のまとめを行う。

(2) 平成22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収集し、整理を行った。地震記録の振幅スペクトルから観測点におけるサイト特性の初期解析を行った。

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、小型広帯域速度計センサー及び低消費電力連続データ収録装置からなる連続微動観測装置の構築とその試験、上町断層帯周辺における連続微動観測地点の候補地検討及び現地交渉を行い、連続微動観測を開始した。

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、大阪府南東部の6地点（YNG：泉大津市夕風町、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）にて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、6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。YNGでは深度700m程度まで、それ以外の5地点においては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

上町断層の上盤側にあたる河内平野域の約40点において単点微動を計測した。探査地点は既存の反射法地震波探査の測線を考慮して決定した。試みに微動の水平動成分と上下動成分のスペクトル比（H/V比）を計算してみたところ、6秒強にピークが見られた。

5) 地下構造モデルの改良

大阪堆積盆地構造に関する既存の三次元モデルを収集し、それらの長所・短所を比較しながら、本研究で目指すべき地下構造モデルの形、既存モデルからの改良方法について議論し、改良作業の基本方針と具体的な作業内容を決定した。

(b) 業務の成果

1) 中小地震観測波形の収集・解析

a) はじめに

大阪堆積盆地の地下構造モデルは、地震基盤から工学的基盤までを対象として、人工地震探査、微動探査、重力探査、ボーリング調査等で得られた情報をもとに、堀川ほか（2002, 2003）、大阪府（2007）、Iwata et al. (2008)によって提案されてきている。これらの先行研究においては、構築された地下構造モデルの妥当性の検証のために、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; 瀧本・三宅, 2009; Koketsu et al., 2009）。本業務において行われる地下構造モデルの高度化に関して、この業務によって行われる新たな人工地震探査結果や微動調査によって得られる情報を加え、地下構造モデルの更新を進めていくとともに、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の中小地震の波形記録の収集と解析を開始した。

b) 収集された波形記録

大阪平野及び周辺部では、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）の強震観測点、気象庁の強震観測点に加えて、

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。今回これらの観測記録に加えて、大阪府のご協力により大阪府震度計の波形記録を収集することができた。

大阪府震度計のイベント記録を中心として、そのイベントが周辺の強震観測網で得られているものについてリストアップを行った。表 1 に本業務において収集された観測点のイベント記録のヒットリスト（観測点・イベントペアがわかるリスト）を示す。また図 1 には、イベントの震央分布を、図 2 には観測点図を周辺でおきたイベントの震央とともに示した。大阪府震度計の波形記録は 2000 年 10 月の鳥取県西部地震から集約されている。遠方のイベント記録は P 波初動から必ずしも得られているわけではないが、規模の大きなイベントの記録には長周期で精度が確保されている場合があるので、サイトの震動特性を検討するのに利用することができる。

図 3 には 2010 年 7 月 21 日に発生した和歌山・奈良県境で起きたやや深い地震の記録を示す。波形は全て速度に変換している。千早 (CHY) 観測点は岩盤観測点で、その他の観測点は堆積層内の観測点であり、下から上に向かって震央距離が大きくなっている。堆積盆地内においては後続波群の成長が見て取れる。

c) サイト特性の評価

各サイトの特徴を調べるために、サイト増幅特性の評価を行った。震源距離が 50km 以内のいくつかのイベントの中で、Contreras and Iwata (2010) で震源スペクトルを求めているイベントに対して、観測振幅スペクトル (S 波部分 10 秒間、水平 2 成分のベクトル和) を伝播経路特性と震源スペクトルを除すことによってサイト増幅スペクトルを求めた。ここでのサイト増幅スペクトルには自由表面の増幅率 2 が含まれた形になっている。図 4 に例として P01 (此花)、P02 (堺市堺区)、P03 (岸和田市)、P04 (豊中市) のサイト増幅特性を示した。イベント間でのサイト増幅特性がややあるものの、安定した値が求められていると考えられる。なお、ここでの解析周波数範囲は 0.5~8.0 Hz としている。

サイト増幅特性の空間分布を、図 5 のように示した。各サイトでの増幅特性を 0.5~1.0 Hz, 1.0~2.0 Hz, 2.0~4.0 Hz, 4.0~8.0 Hz でそれぞれ平均した値を求め、地図上に示した。低周波数側は、盆地全体で増幅特性が大きいように見える。高周波数側においては、堆積層の厚い湾岸付近ではサイト増幅特性が相対的に小さいが、盆地の端でサイト増幅率が大きい観測点が見受けられる。一次元的な増幅度との対応を見るために、Iwata et al. (2008) のモデルにおいて、各観測点直下の基盤深さとサイト増幅率を図示すると、図 6 のようになった。まず目立つのは 2.0~4.0 Hz において、非常に大きなサイト増幅特性を示す観測点があることである。4.8 Hz になると、堆積層が厚い観測点の方が増幅率が小さくなっていることが見られる。低い周波数帯においては、系統的な特徴はみられなかった。今回の解析周波数範囲が 0.5 Hz までであったので、低周波数側で増幅が大きいと考えられる厚い堆積層の地点が必ずしも大きいサイト増幅特性を示していないのは、まだ分析している周波数範囲が高すぎたのかもしれない。厚い堆積層の範囲においては、観測事実として周波数 0.2~0.3 Hz 程度の帯域での増幅特性が見られるため (例えば、Iwaki and Iwata, 2010)、今後、データの SN 比を確認しながらこの周波数帯域の増幅率を調べる必要がある。同時に、波形のモデリングに用いる時刻等のチェックを今後行っていく。

大阪府から貴重な震度計波形の提供を受けた。また、K-NET、KiK-net、気象庁、関西地震観測研究協議会の記録を用いた。記して感謝いたします。

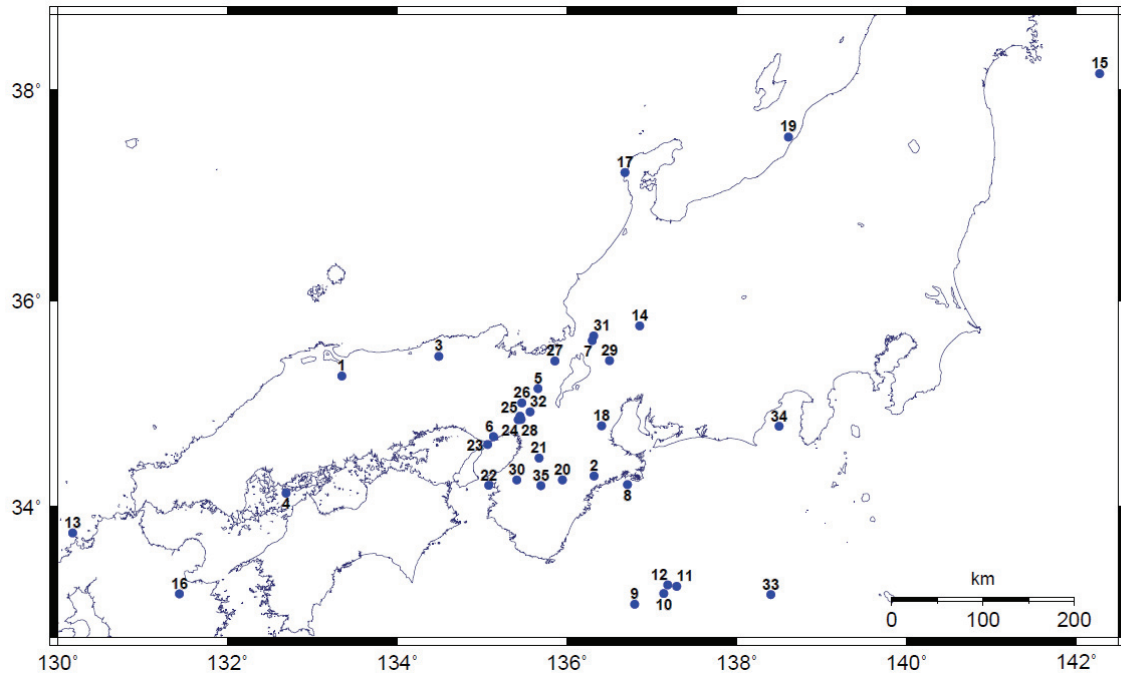


図1 本調査観測で震動記録が得られているイベントの震央図。番号は表1のイベント番号に対応。

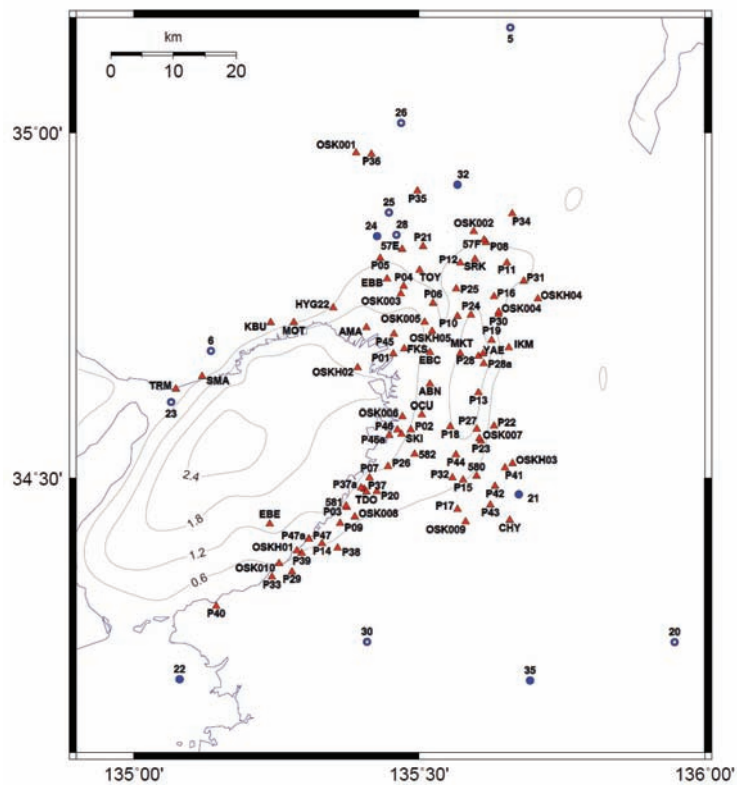


図2 大阪での観測点分布と近傍のイベント震央図。コンターはIwata et al. (2008)の大阪盆地堆積構造モデルの地震基盤深度（単位 km）。

表 1 本調査観測による強震観測点と観測イベント (緯度と経度は世界測地系による)

No.	発震時刻 yyyy/mm/dd hh:mm:ss	緯度 度	経度 度	深さ km	震源情報 震源機構	震源地名	観測点別観測回数	
							緯度	経度
1	2000/10/6 13:30:17.94	35.2742	133.3480	8.96	7.3	鳥取県西部	3	0
2	2000/10/31 01:42:52.98	34.2957	136.3215	38.73	5.7	三重県南部	47	0
3	2001/1/12 08:00:04.25	35.4660	134.4900	10.50	5.6	兵庫県北部	45	0
4	2001/3/24 15:27:54.50	34.1323	132.6937	46.46	6.7	安芸県	47	0
5	2001/3/25 22:21:25.12	35.1518	135.6600	8.18	5.4	京都府南部	47	0
6	2003/10/8 23:35:11.70	34.6842	135.1358	13.78	4.2	兵庫県東部	40	0
7	2003/12/23 14:34:40.65	35.6185	136.3013	9.32	4.4	岐阜県東濃中西部	33	0
8	2004/1/6 14:50:52.04	34.2157	137.7143	37.48	5.4	三重県南東部	47	0
9	2004/9/5 19:07:07.50	33.0332	136.7977	37.58	7.1	三重県南東部	47	0
10	2004/9/5 23:57:16.81	33.1375	137.1413	43.54	7.4	三重県南東部	47	0
11	2004/9/7 08:29:36.27	33.2092	137.2928	40.98	6.5	三重県南東部	47	0
12	2004/9/8 03:36:21.09	33.2253	137.1890	39.73	5.5	三重県南東部	46	0
13	2005/3/20 05:54:40.32	33.7392	130.1763	9.24	7.0	福岡県北西部	38	0
14	2005/6/20 14:04:28.03	35.7578	136.8563	9.16	4.6	岐阜県東濃中西部	21	0
15	2005/8/16 1:46:25.74	35.1488	142.2778	42.04	7.2	宮城県沖	24	0
16	2006/6/12 05:01:24.98	33.1353	131.4555	145.17	6.2	大分県西部	45	0
17	2006/6/25 06:41:57.91	37.2207	136.6860	10.70	6.9	熊野半島沖	47	0
18	2007/4/15 12:19:29.53	34.7912	136.4077	15.97	5.4	三重県中部	47	0
19	2007/7/16 10:13:22.55	37.5568	138.6095	16.75	6.8	新潟県上中陸沖	32	0
20	2007/7/16 17:24:19.11	34.2613	135.9473	48.69	4.7	奈良県	44	0
21	2007/11/6 10:01:59.88	34.4763	135.6747	11.96	4.1	大阪府南部	40	0
22	2008/2/1 23:40:22.31	34.2070	135.0808	10.13	3.4	和歌山県北部	3	0
23	2008/4/17 00:58:29.77	34.6097	135.0660	10.15	4.2	大阪湾	35	0
24	2008/4/23 21:10:03.63	34.8503	135.4267	12.11	2.9	兵庫県東部	4	0
25	2008/8/6 01:26:00.52	34.8648	135.4472	13.30	3.9	兵庫県東部	19	0
26	2008/8/21 17:47:57.75	35.0140	135.4667	14.43	3.6	京都府南部	7	0
27	2008/8/30 18:29:30.11	35.4207	135.8573	14.51	4.2	地井県南側	10	0
28	2008/9/7 02:27:47.35	34.8522	135.4602	6.75	3.2	大阪府北部	4	0
29	2008/10/1 06:24:58.74	35.4420	136.5020	14.28	4.4	岐阜県東濃中西部	12	0
30	2008/10/18 22:28:35.72	34.2015	135.4088	7.56	3.5	和歌山県北部	6	0
31	2009/2/18 06:47:07.06	35.6620	136.3145	9.46	5.2	岐阜県東濃中西部	45	0
32	2009/3/8 06:02:19.78	34.9250	135.5672	15.36	3.8	京都府南部	21	0
33	2009/8/9 19:55:52.13	33.1290	138.4040	332.91	6.8	東海近はるか沖	45	0
34	2009/8/11 05:07:05.74	34.7892	138.4993	23.32	6.5	駿河湾	45	0
35	2010/7/21 06:19:18.91	34.2052	135.6943	57.96	5.1	和歌山県北東部	46	0

※OSKP37(忠岡町) 2003年4月1日移設(忠岡町役場移転)
 ※OSKP28(東大阪府) 2004年5月7日移設(東大阪府役所移転)
 ※OSKP02(堺市東区) 2004年4月1日移設(同一所在地内、堺市役所庁舎竣工)
 ※OSKP01(大阪市此花区) 2005年4月1日移設(同一所在地内)
 ※OSKP46(堺市堺区大浜南町) 2005年7月7日移設(大阪府難波センター一帯止)
 ※OSKP48(高槻市) 2006年2月20日移設(同一所在地内、設置環境改善)
 ※OSKP44(堺市美原区) 2006年3月1日移設(設置環境改善)
 ※OSKP45(千早赤阪村) 2006年3月7日移設(同一所在地内、設置環境改善)
 ※OSKP43(羽曳野市) 2006年3月13日移設(同一所在地内、設置環境改善)
 ※OSKP23(羽曳野市) 2006年3月15日移設(大阪府泉佐野合同庁舎竣工)
 ※2010年 震度計設置環境改善のための移設(佐方、大東、泉大津、和泉、忍原)
 ※OSKP45(大阪市西淀川区) 2006年9月9日移設(同一所在地内、設置環境改善)
 ※OSKP23(羽曳野市) 2006年3月13日移設(同一所在地内、設置環境改善)
 ※OSKP47(泉佐野市) 2006年3月15日移設(大阪府泉佐野合同庁舎竣工)
 ※2010年 震度計設置環境改善のための移設(佐方、大東、泉大津、和泉、忍原)

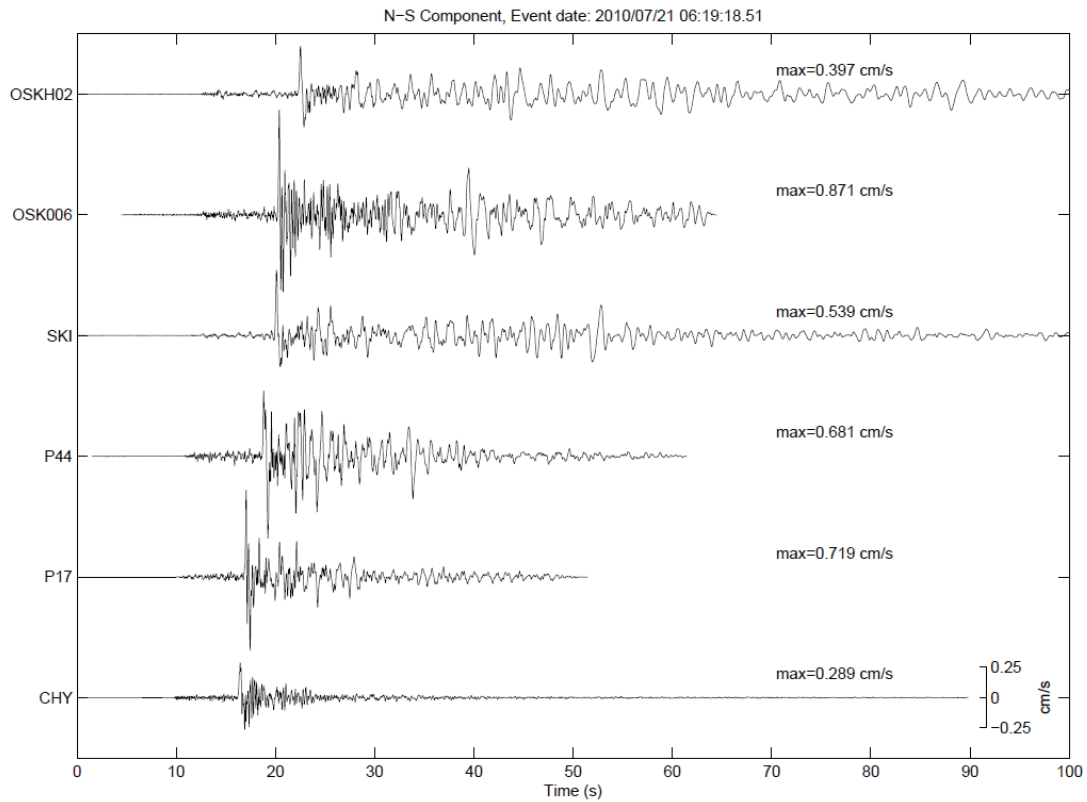


図3 観測記録の例。2010年7月21日の和歌山・奈良県境のイベント（イベント番号35）の各観測点での南北動成分記録。

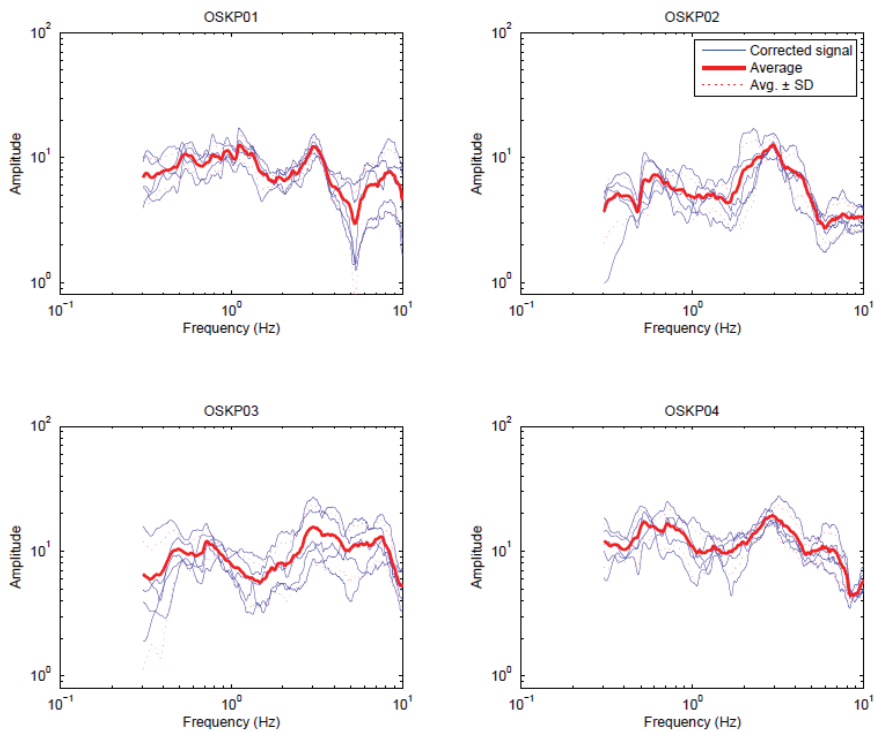


図4 求められたサイト特性。P01（此花）、P02（堺市堺区）、P03（岸和田市）、P04（豊中市）。青線が各イベントによるサイト特性。赤線と赤点線が平均と標準偏差。

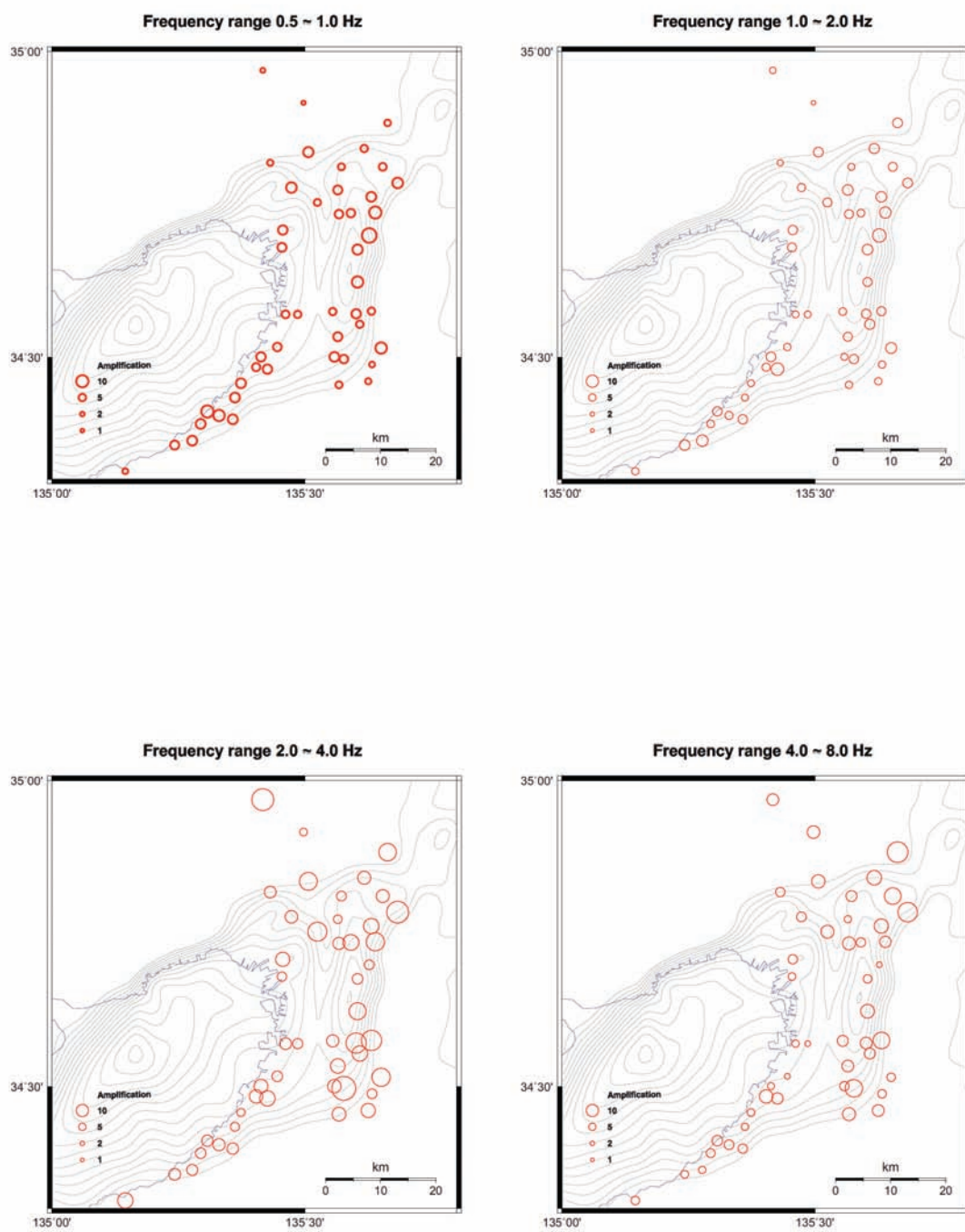


図5 各周波数帯におけるサイト増幅率分布。

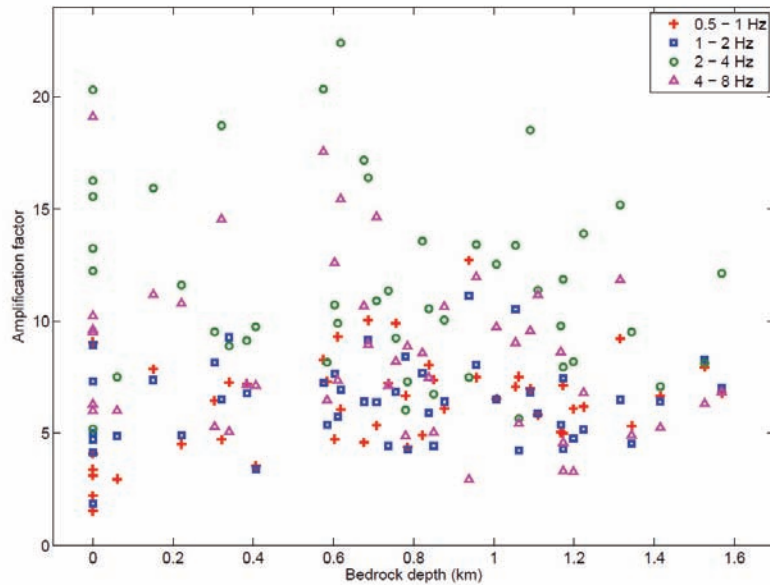


図6 基盤深さに対する増幅率分布。基盤深度は Iwata et al. (2008)による。

2) 連続微動観測と地震波干渉法

a) 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、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、グリーン関数の相反性から時間原点に対して対称な相互相関関数になることが期待される(例えば、Snieder, 2004; Wapenaar and Fokkema, 2006)。Shapiro and Campillo (2004)は、米国の広帯域地震計観測網による長期間の連続記録を地震波干渉法により解析し、観測点間の Rayleigh 波のグリーン関数を抽出し、Rayleigh 波の群速度の分散曲線を得ている。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。日本国内においては、Nishida et al. (2008)が Hi-net の高感度加速度計による脈動記録から得られるクロススペクトル(相互相関関数のフーリエ変換)のトモグラフィー解析により地殻の不均質速度構造を詳細に求めている。浅野ほか(2010)は、F-net の広帯域連続記録に地震波干渉法を適用して得られた2点間グリーン関数を用い、西南日本の広域の地殻速度構造モデルの検証をはじめている。山中ほか(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、SPAC 法などの通常の微動アレイ探査では半径が 1 km 程度以内のアレイ記録を用いて、アレイ直下の一次元速度構造が推定される。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ことに加え、海域を含む難探査地域への適用可能性も期待できる。

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。上町断層帯における重点的な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、連続微動観測装置を上町断層帯周辺の大阪平野内に臨時展開し、微動の連続観測を開始する。

b) 連続微動観測装置の構築と試験

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 7)。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。

市街地での微動観測に広く用いられている地震計は小型の速度計である。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よう、連続微動観測装置のための速度計センサーとして必要な基本的要件を以下の通りとした。

- ・広帯域 (0.1~70Hz 以上) で測定可能なこと
- ・測定レンジが ± 0.1 m/s 以上であること
- ・140dB 以上 (10^{-7}) のダイナミックレンジを有すること
- ・水平動 2 成分及び上下動の合計 3 成分を計測できること
- ・防滴仕様であること
- ・小型軽量であり、可搬性を有すること

以上の希求条件に基づき、製品の仕様を精査し、株式会社東京測振製小型広帯域サーボ型速度計 VSE-15D6K が選定された。導入されたセンサーの 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。連続微動観測装置のためのデータ収録装置として必要な基本的要件は以下の通りとした。

- ・小型速度計センサーから出力される3チャンネルの信号を入力できること
- ・GPSによる高精度な時刻校正機能を有すること
- ・24ビット以上の形式分解能を持つAD変換器を有すること
- ・128 dB以上のダイナミックレンジを有すること
- ・小型軽量かつ低消費電力であること
- ・大容量の記録媒体に対応していること

以上の希求条件に基づき、製品の仕様を精査し、白山工業株式会社製低消費電力連続データ収録装置LS-8800が選定された。導入され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 (Δ-Σ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100V）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。

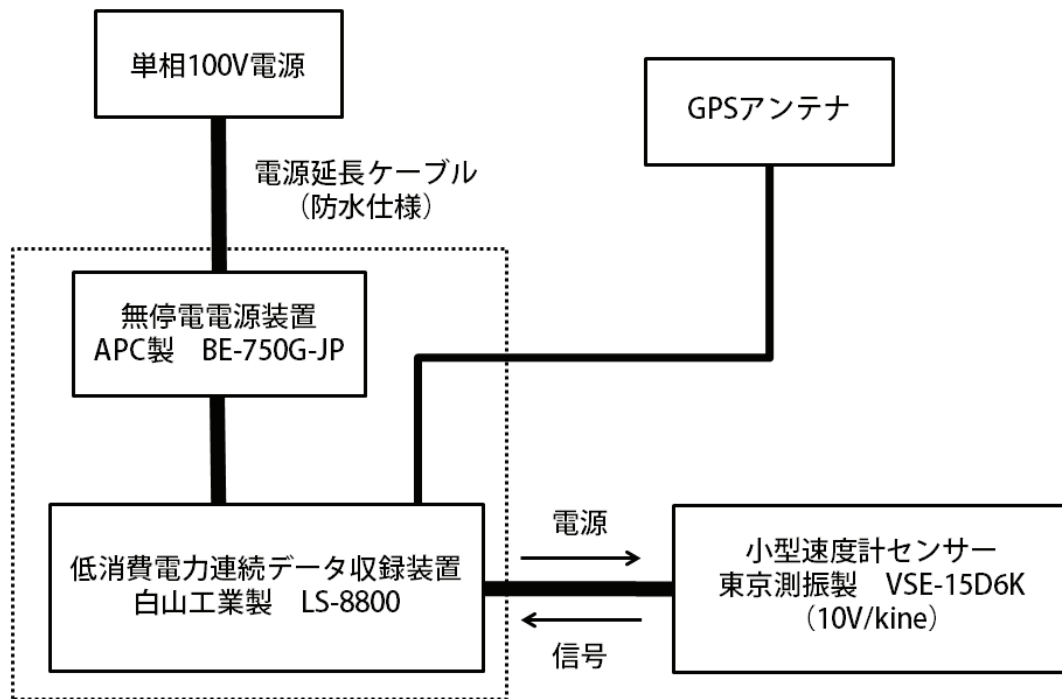


図7 連続微動観測装置の構成

京都大学防災研究所におけるハドルテストの実施状況を写真1に示す。また、連続微動観測の観測条件（ゲインなど）の設定の参考とするため、上町断層周辺域での昼間の微動レベルの確認と速度計センサーの性能確認を目的とした単点での3成分微動観測を大阪府南部の6地点で行った。これらの観測は3)の微動アレイ観測の際に、各アレイの中心点付近（計6カ所）において、VSE-15D6を短時間（3～6時間程度）設置して実施した。得られた微動記録からH/Vスペクトル比を求めた。写真2に堺市東区日置荘地点（HKS）における観測状況、図8に観測地点の位置、図9に各地点におけるH/Vスペクトル比を示す。6地点の中で最も堆積層が厚いと考えられるYNGにおいてH/Vのピーク周期は5.1秒、上盤側のHATやHKSでは4.8秒、泉南丘陵のIBKでは2.8秒であった。概ね周波数0.1～0.2秒以上で十分なS/Nをもつ微動記録が得られている。ただし、TMKについては長周期成分での微動が弱く、S/Nが不十分であったことが考えられる。



写真1 京都大学防災研究所構内におけるハドルテストの様子



写真2 堺市東区日置荘（HKS）における単点微動観測実施状況

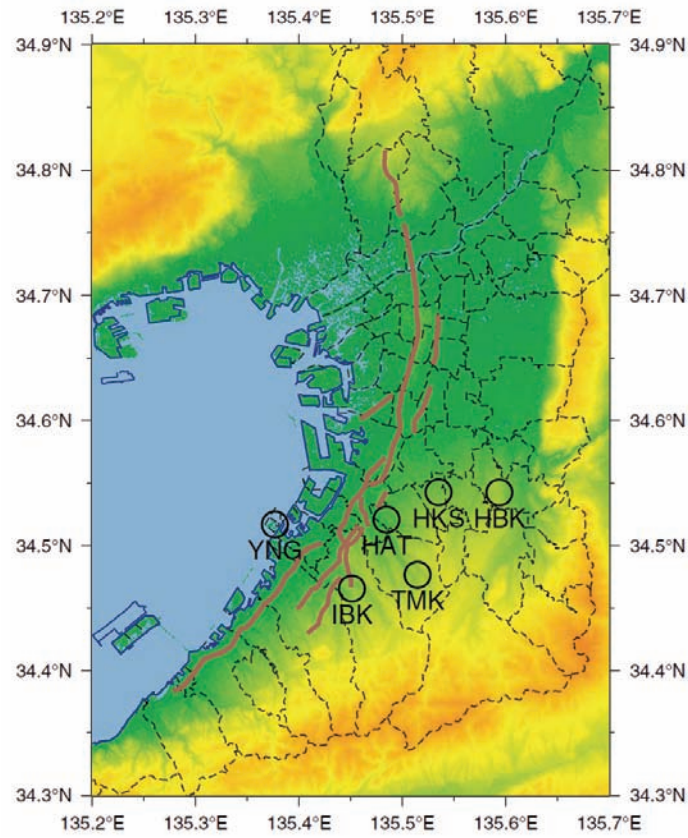


図8 単点微動観測の観測地点（図の○印、微動アレイ観測の中心点付近）

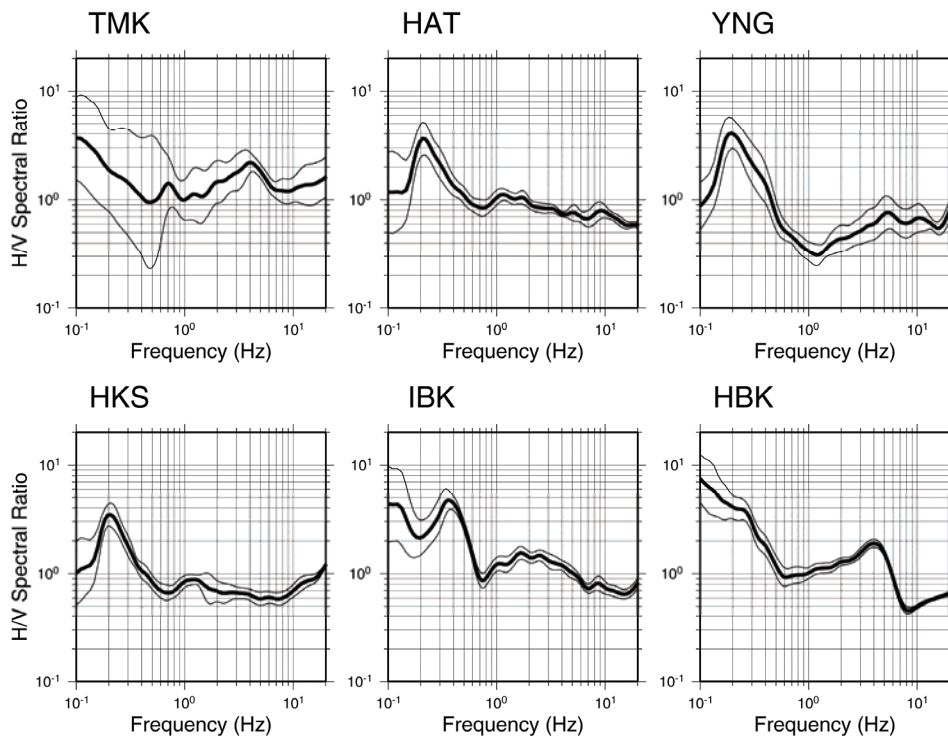


図9 単点微動観測による H/V スペクトル比（細線は標準偏差）

c) 連続微動観測地点の選定及び設置

既存の大阪府震度計や強震計の観測記録と比較検討を行うことができるよう、連続微動観測装置は、主として大阪府震度計観測地点の近傍に設置する方針とした。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、平成22年度に導入した10式の配置計画を図10のように計画した。観測点名称はUEMC01～UEMC10としている。図10の青い▲印が観測地点であり、これら10観測点による2観測点ペアの組み合わせ45測線を地図中に実線で示す。また、黒い▲印は、独立行政法人防災科学技術研究所及び関西地震観測研究協議会の観測網による既存の速度型強震計の観測点である。地図には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線で示している。大阪府危機管理室、各市の危機管理及び管財担当部署からは観測場所の提供などに際しては積極的なご協力をいただいている。これらの観測点の位置を表2に示している。表2の位置情報は平成22年度末時点でのものであり、平成23年度に引き続き連続微動観測を継続していく中で、データの取得状況などによっては、より最適化するために観測点配置の調整などを行う必要もあると考えられる。

写真3はUEMC06観測点（大阪狭山市）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、写真の左側が速度計センサー部であり、右側のプラスチックコンテナの内部に連続データ収録装置とUPSが収納されている。図11はUEMC06観測点において記録された微動波形の一例である。

連続微動観測では震動を連続的に記録しているため、レベルトリガー式の計測震度計や強震計では十分な記録長で記録されない場合がある観測地点から遠い地域で発生した長周期の地震波形を同時に観測することもできる。そのような地震記録も既存観測網による中小地震記録と同様に地下構造モデルの高度化のための解析作業に利用することができると考えている。2011年3月11日14時46分に発生した2011年東北地方太平洋沖地震（ M_w 9.0）の観測波形の例を図12に、2011年3月12日3時59分に発生した新潟～長野県境付近の地震（ M_w 6.3）の観測波形の例を図13に示す。図12や図13から、本装置によって観測対象周期帯域において十分なSNで観測が実施されていると考えられ、平成23年度におけるデータの蓄積が期待される。

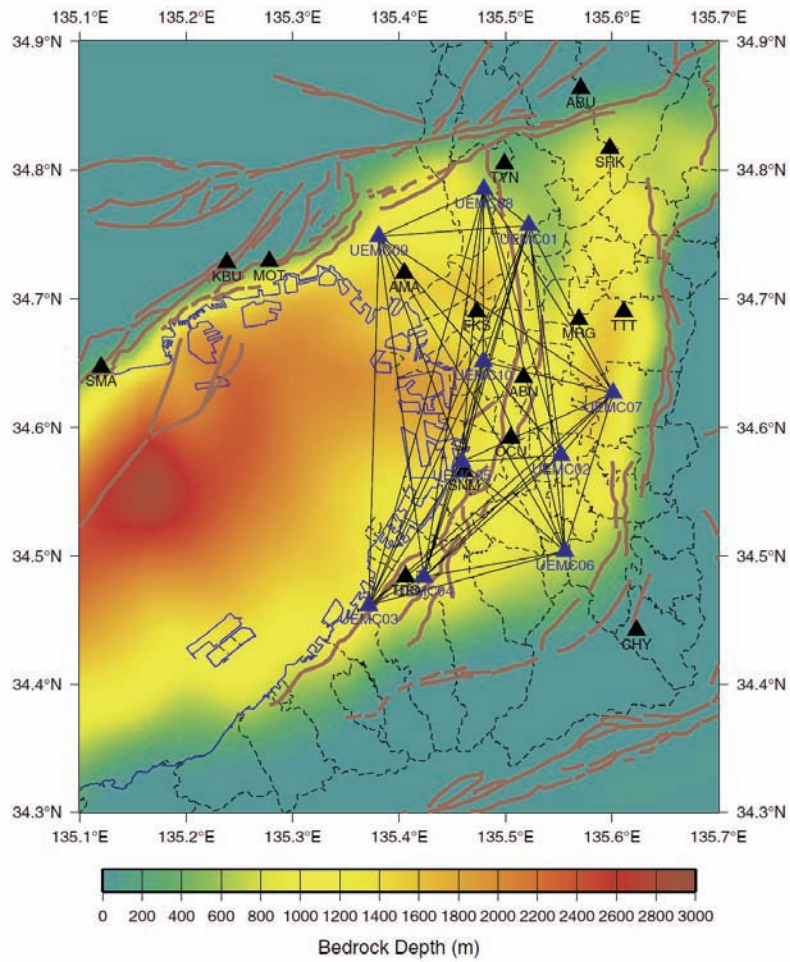


図 10 連続微動観測地点の配置図

表 2 本調査観測による連続微動観測地点（緯度と経度は世界測地系による）

観測点コード	緯度（北緯）	経度（東経）
UEMC01	34.7570°	135.5218°
UEMC02	34.5782°	135.5521°
UEMC03	34.4614°	135.3715°
UEMC04	34.4836°	135.4233°
UEMC05	34.5733°	135.4589°
UEMC06	34.5035°	135.5557°
UEMC07	34.6267°	135.6011°
UEMC08	34.7851°	135.4795°
UEMC09	34.7485°	135.3809°
UEMC10	34.6512°	135.4790°



写真3 連続微動観測装置の設置状況 (UEMC06 地点)

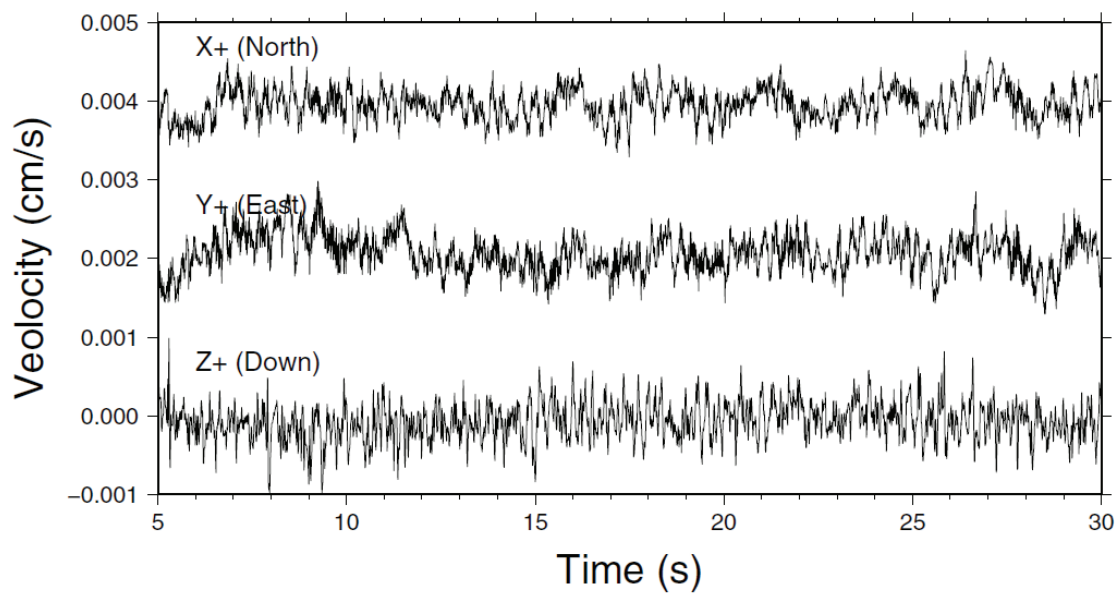


図11 UEMC06において観測された微動波形の例 (フィルターなし)

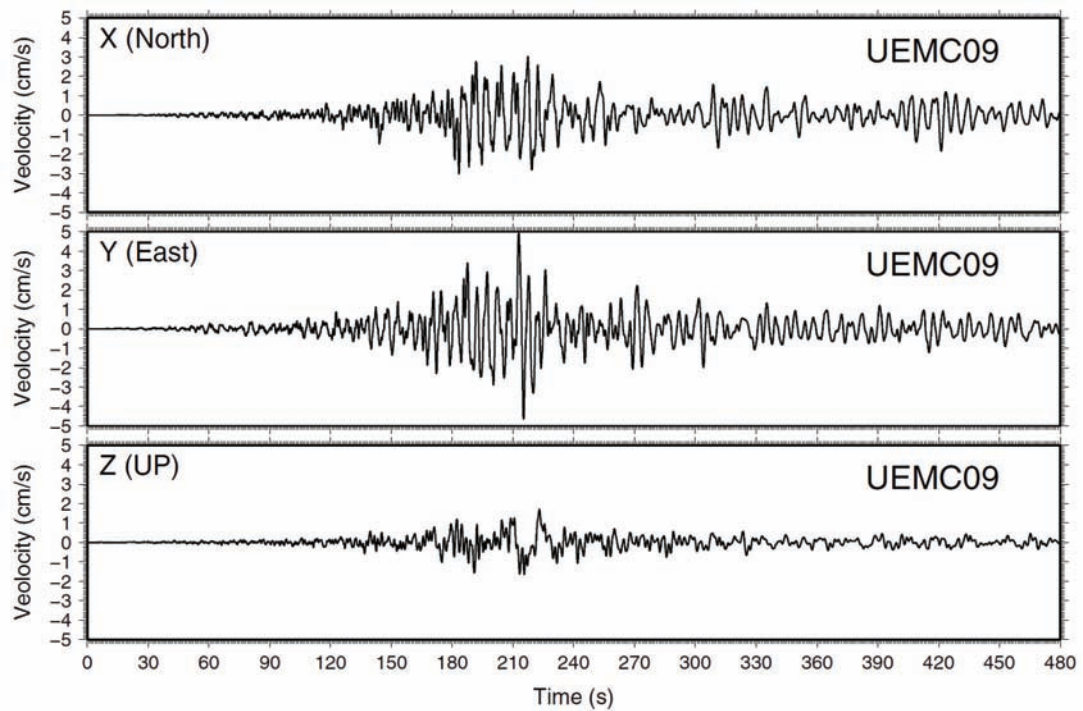
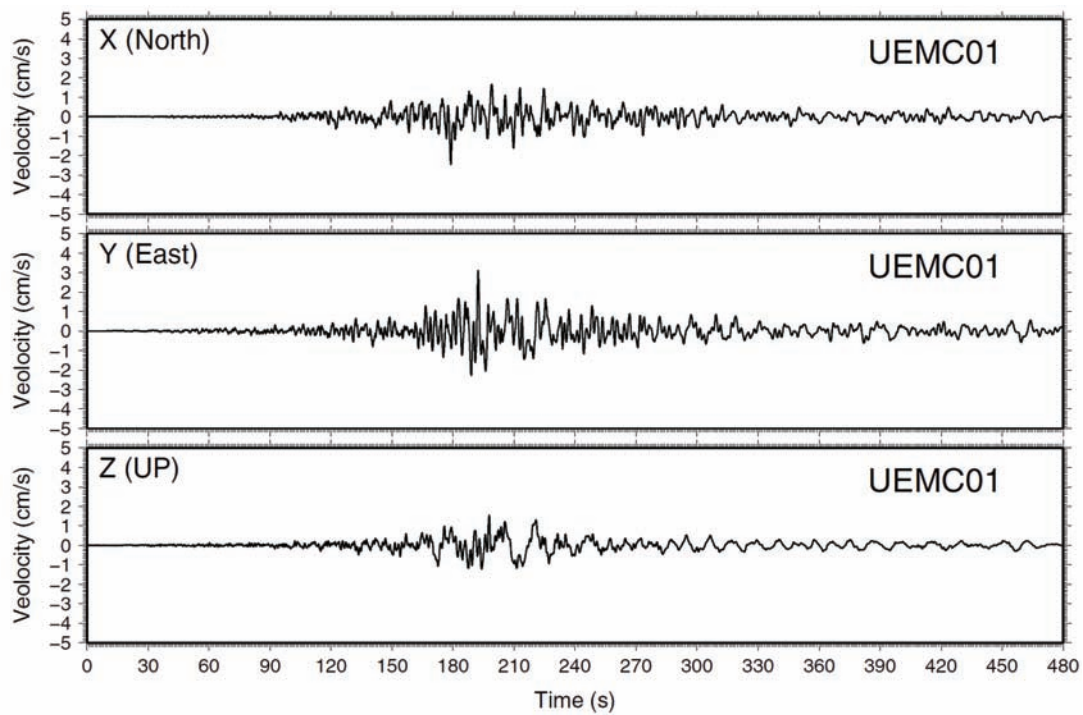


図 12 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震の観測波形
(上 : UEMC01、下 : UEMC09)

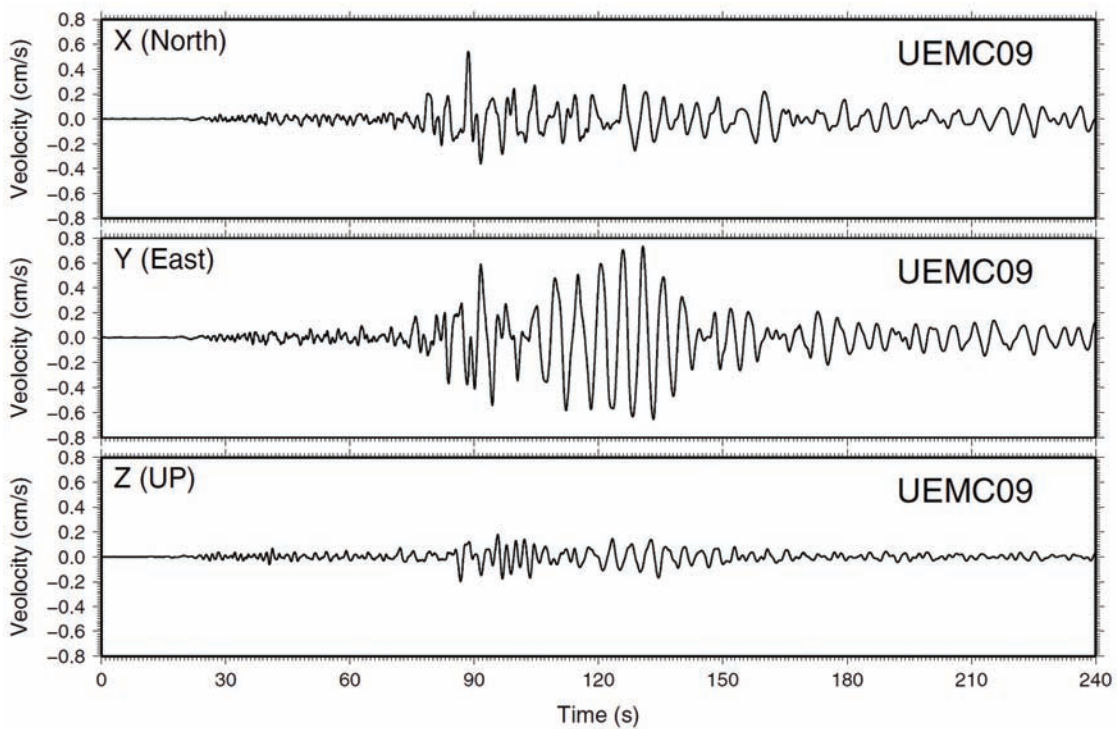
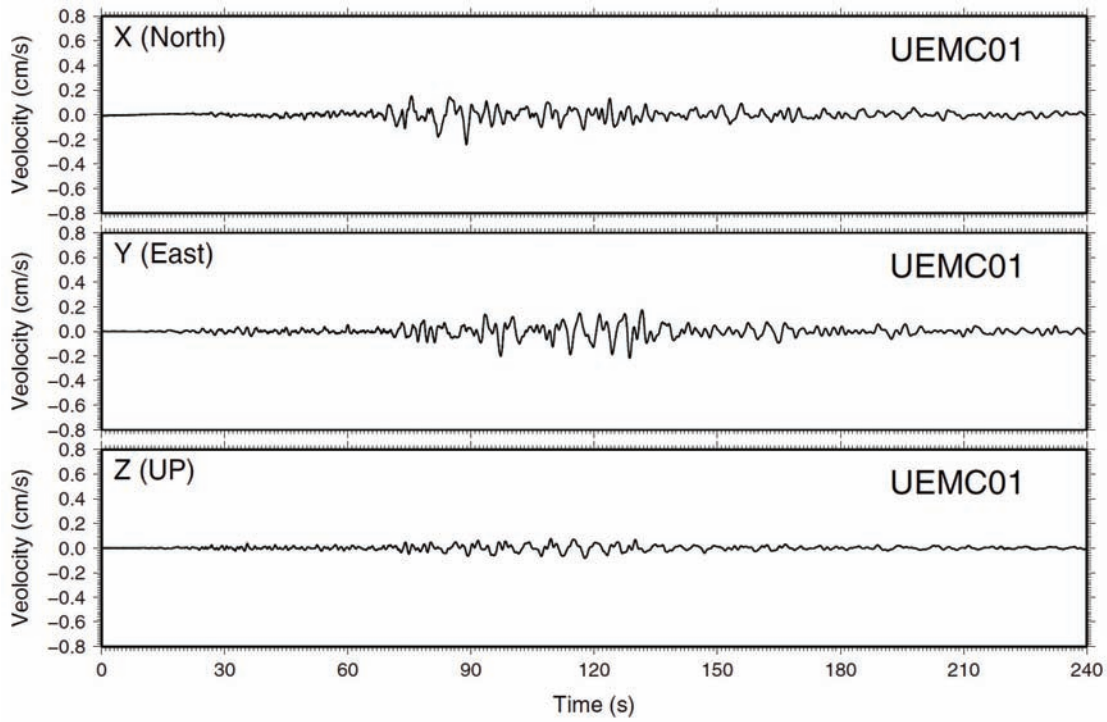


図 13 2011 年 3 月 12 日新潟ー長野県境付近の地震の観測波形
(上 : UEMC01、下 : UEMC09)

3) 微動アレイ探査

a) 実施方法

大阪堆積盆地では1990年代以降、微動アレイ探査が数多く実施され、S波速度構造が推定されてきた（例えば、岡田ほか，1997、香川ほか，1998、堀家ほか，1998）。本業務では、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14）。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）。

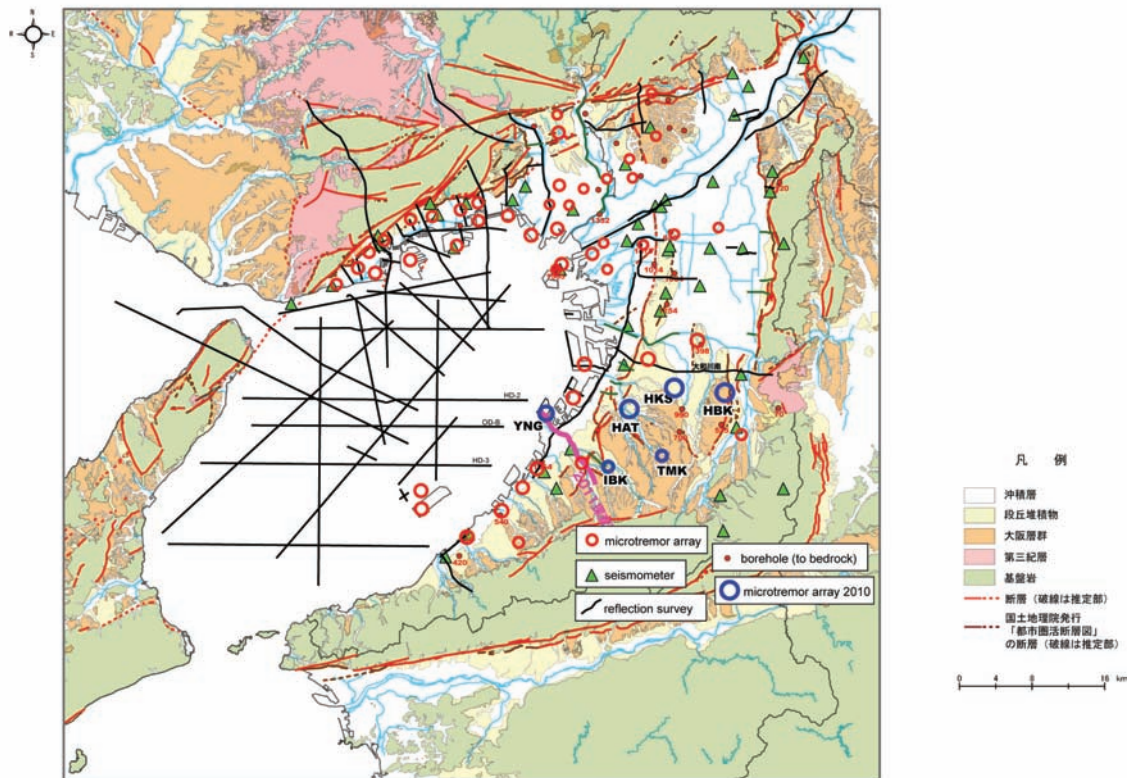


図14 微動アレイ探査地点（青丸）と深部地下構造データ分布および地表地質

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が必要である。本業務で用いるSPAC法では解析可能な表面波の波長はアレイ半径の2～5倍程度であるため（宮腰ほか，1996）、様々な半径のアレイで微動を観測する必要がある。本業務における微動アレイの諸元を表3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。アレイの最大半径は基盤深度に応じて設定した。すなわち、基盤深度が1 kmを超えるHAT、HKS、HBKでは1000 m、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750 m、IBK、TMKでは400 mおよび300 m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10～20 m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3)。

観測点位置は次のように設定した。まず、自治体発行の1:10000地形図を用い、全観測点が公園内や道路脇となるようなアレイ諸元および中心位置を選定した。次いで、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。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15～図20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3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(1000 V/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100 m程度以下では200 Hz、それ以外は100 Hz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。

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。観測微動波形およびパワースペクトルの例を図21、図22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0.5 Hz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。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。各探査地点でのSPAC係数、位相速度、観測分散曲線を図23～図28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。

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0.3 Hz、HATアレイ: 0.45 Hz、HKSアレイ: 0.4 Hz、HBKアレイ: 0.6 Hz、IBKアレイ: 0.8 Hz、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 3 微動アレイ諸元

	アレイ アレイ半径(m)	アレイ 回転角	同時観 測点数	中心点 緯度	中心点 経度	観測日	開始 時刻	終了 時刻	F _s (Hz)
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

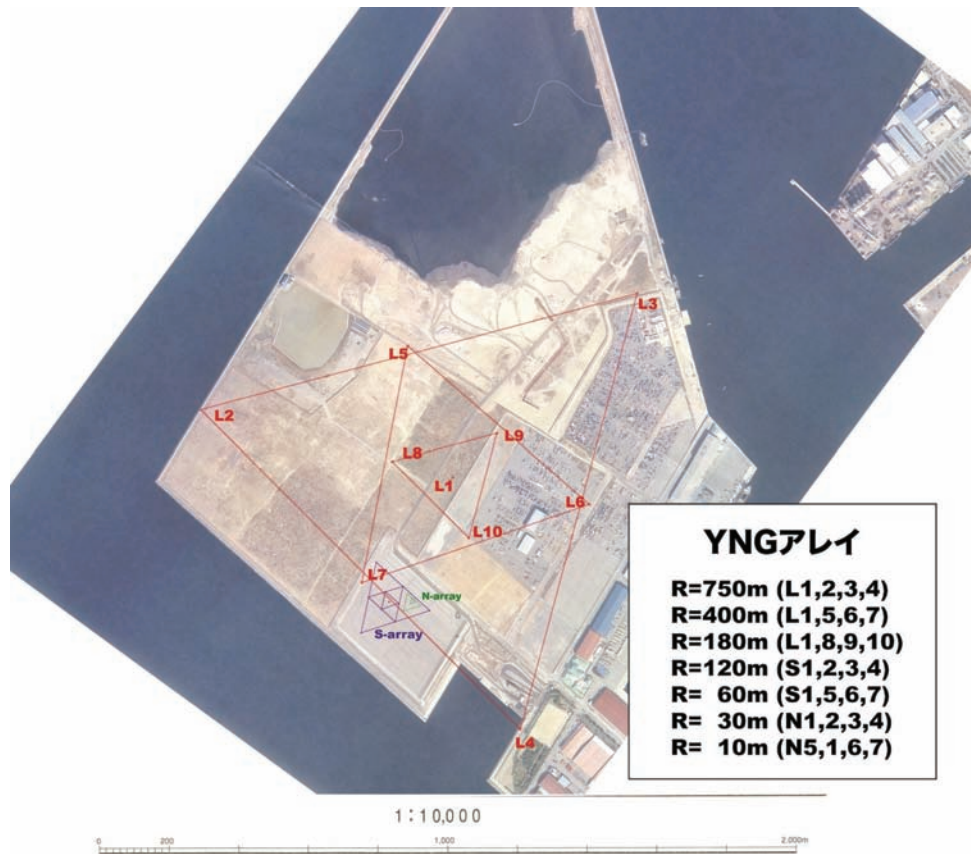


図 15 YNGアレイの観測点位置

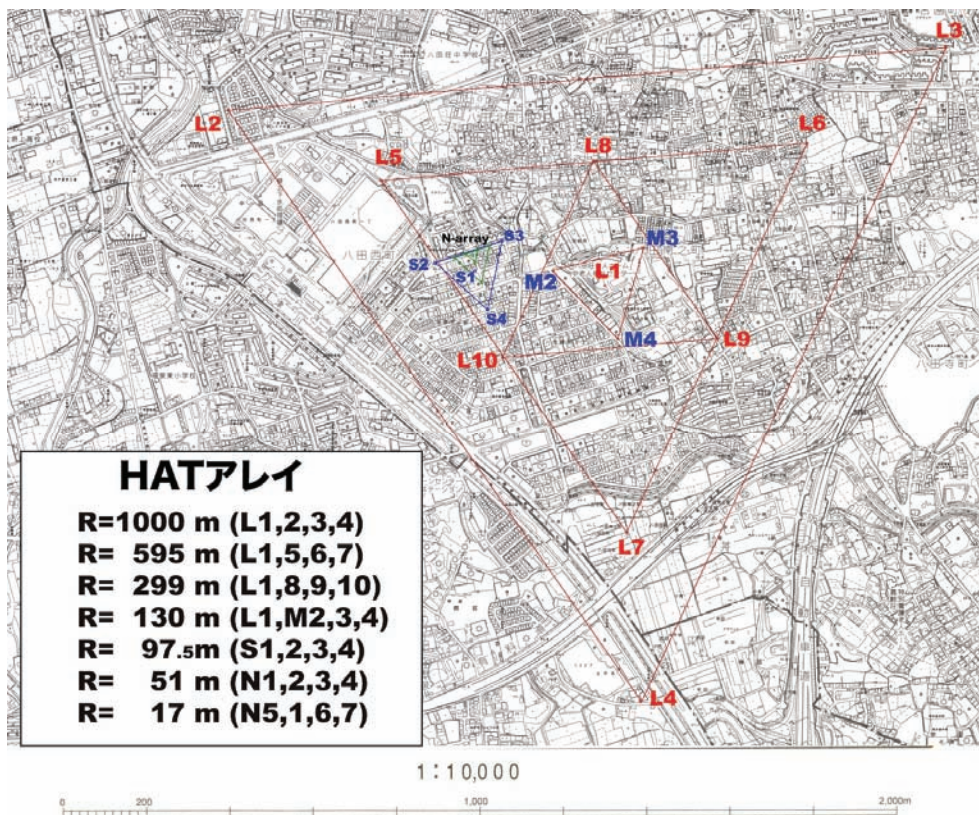


図 16 HATアレイの観測点位置

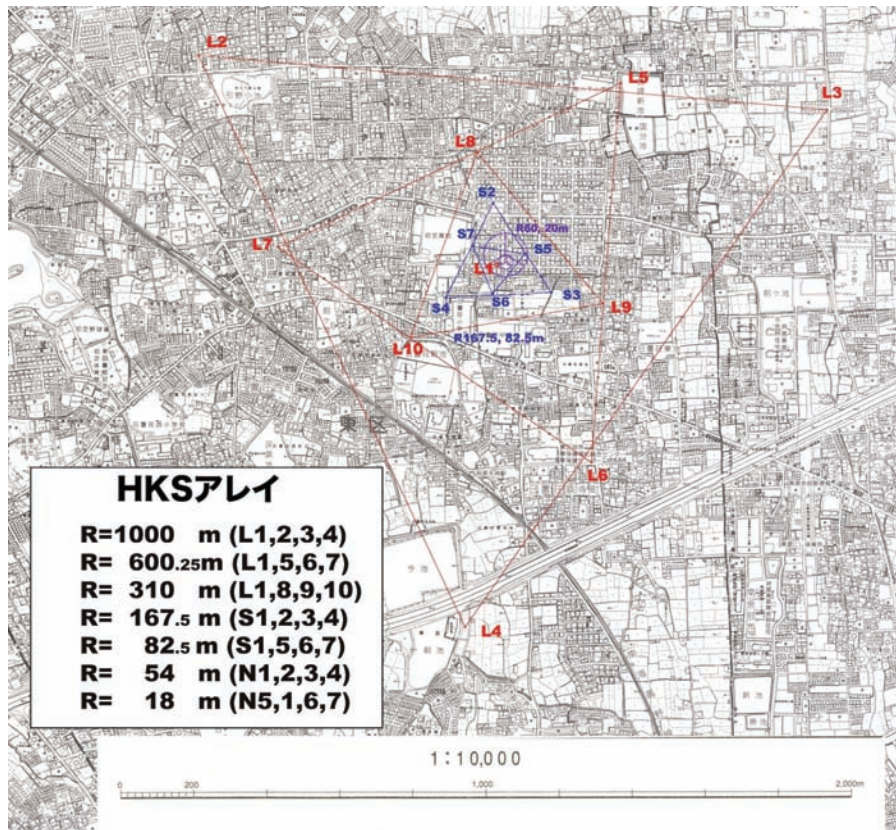


図 17 HKS アレイの観測点位置

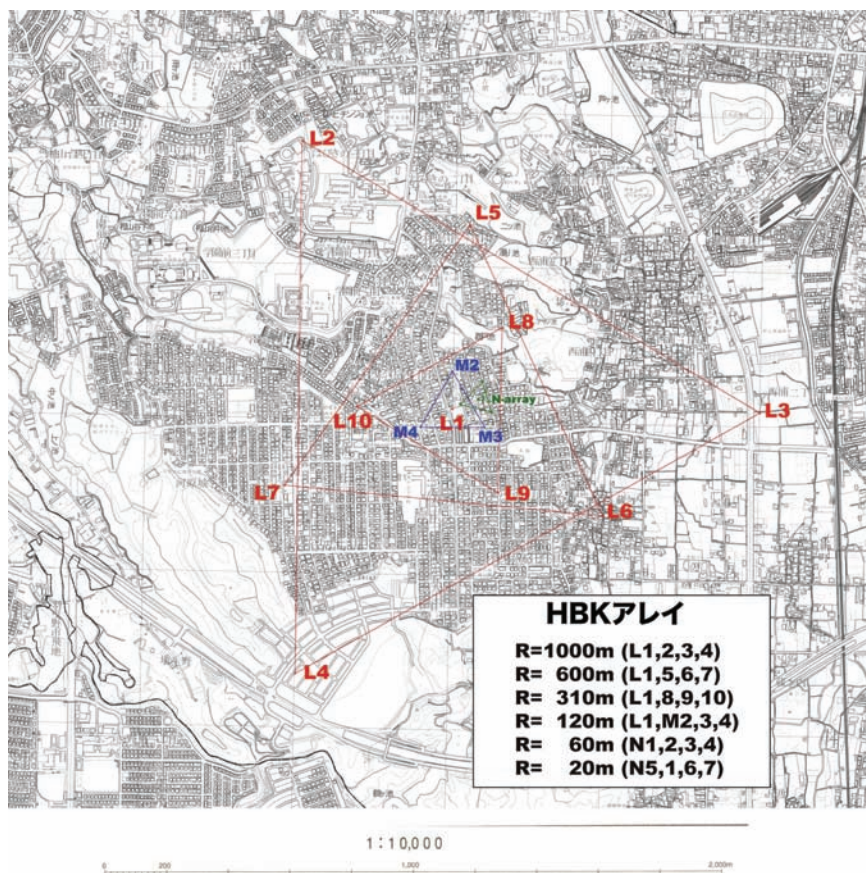


図 18 HBK アレイの観測点位置

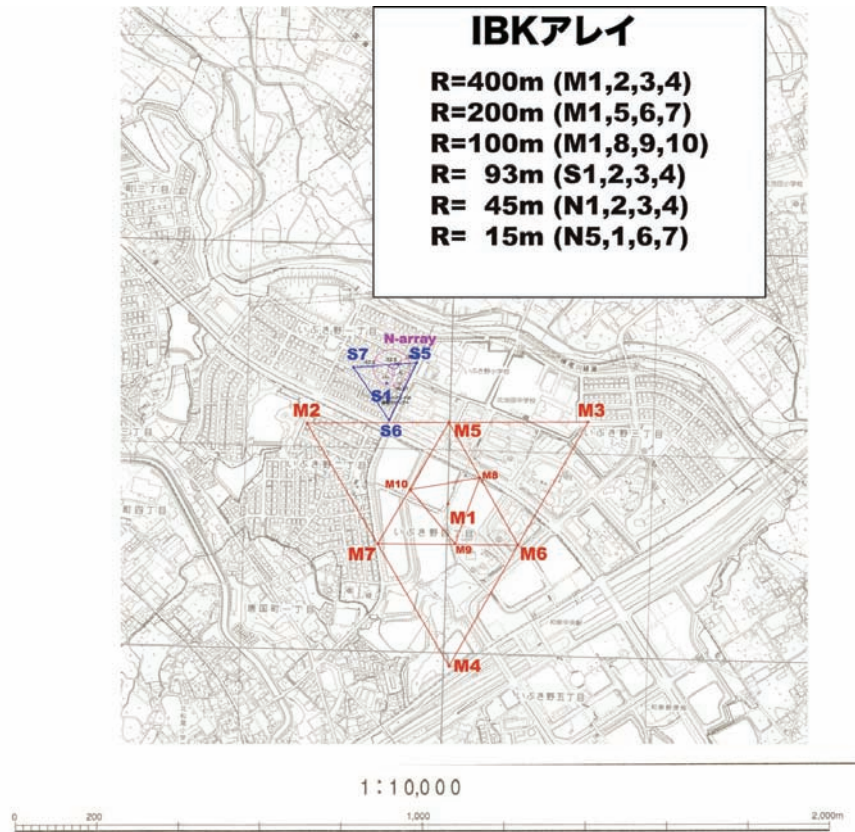


図 19 IBK アレイの観測点位置

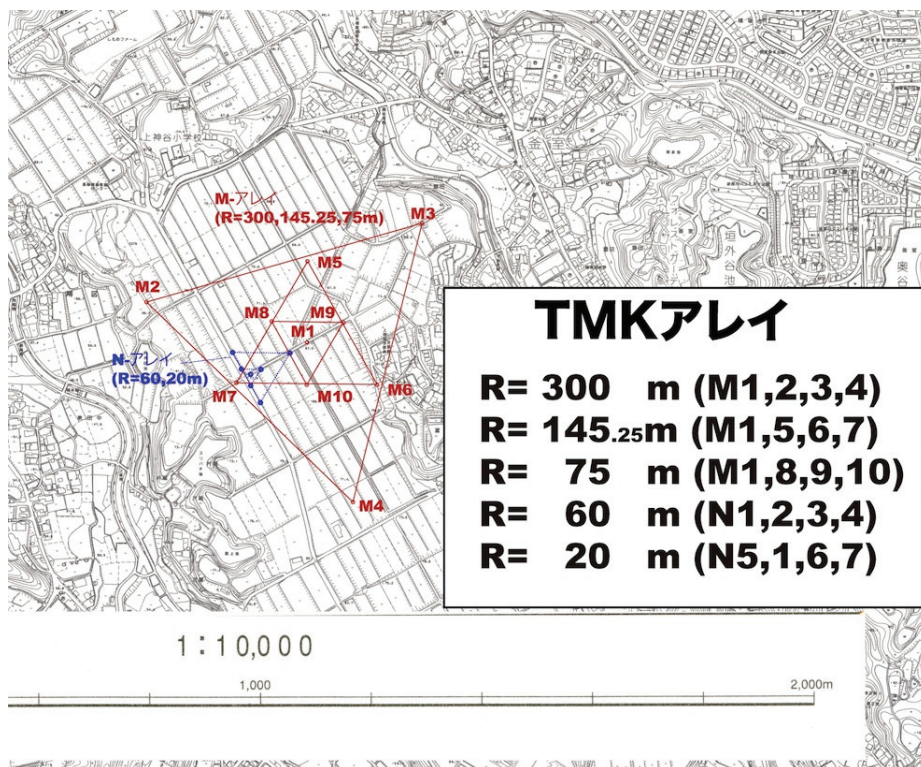


図 20 TMK アレイの観測点位置

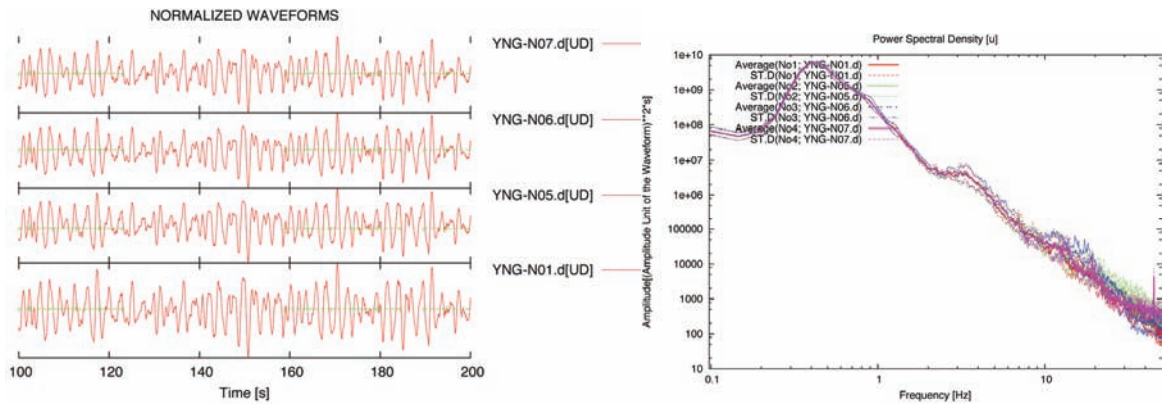


図 21 観測記録例 (YNG-N アレイ (半径 30m) の観測微動記録およびパワースペクトル)

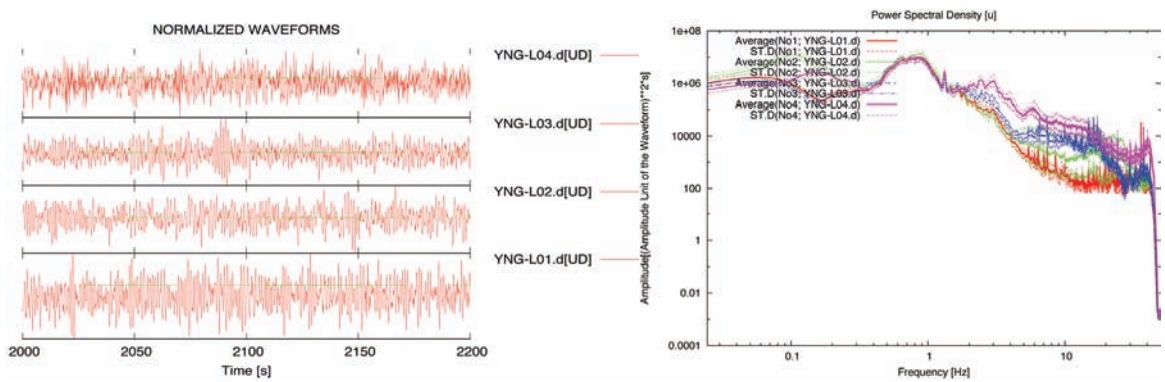


図 22 観測記録例 (YNG-L アレイ (半径 750m) の観測微動記録およびパワースペクトル)

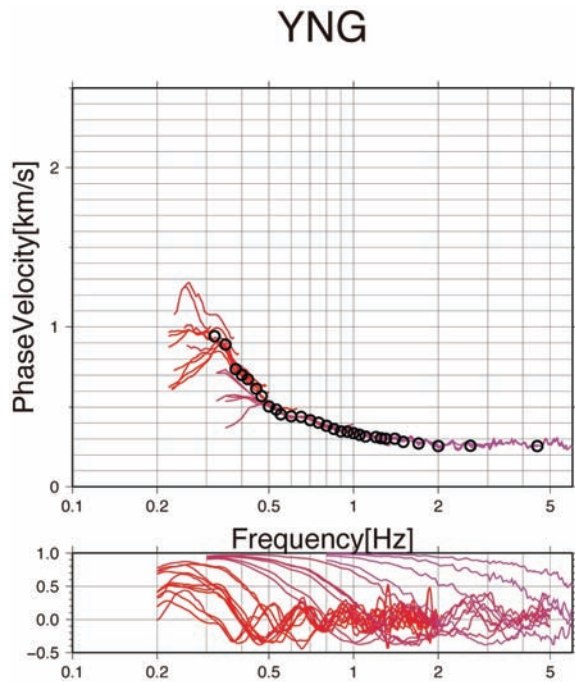


図 23 YNG アレイの観測分散曲線

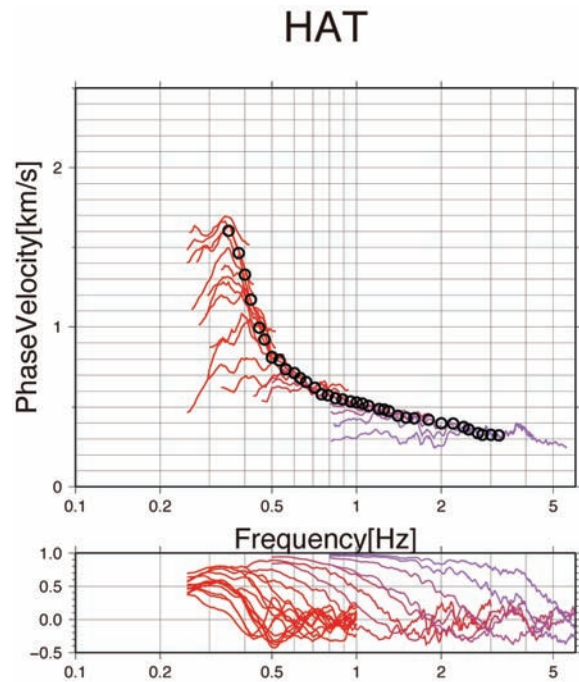


図 24 HAT アレイの観測分散曲線

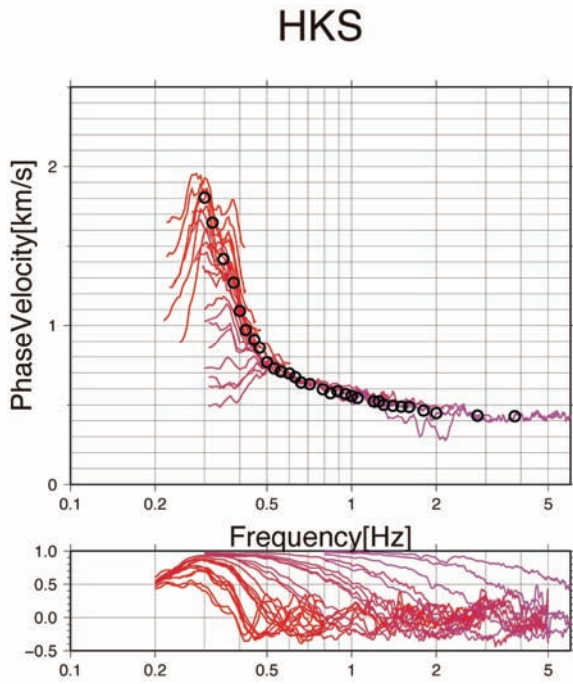


図 25 HKS アレイの観測分散曲線

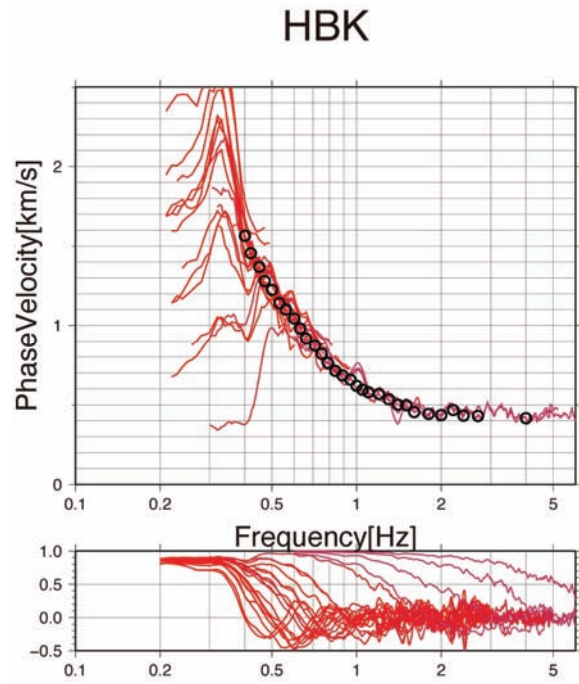


図 26 HBK アレイの観測分散曲線

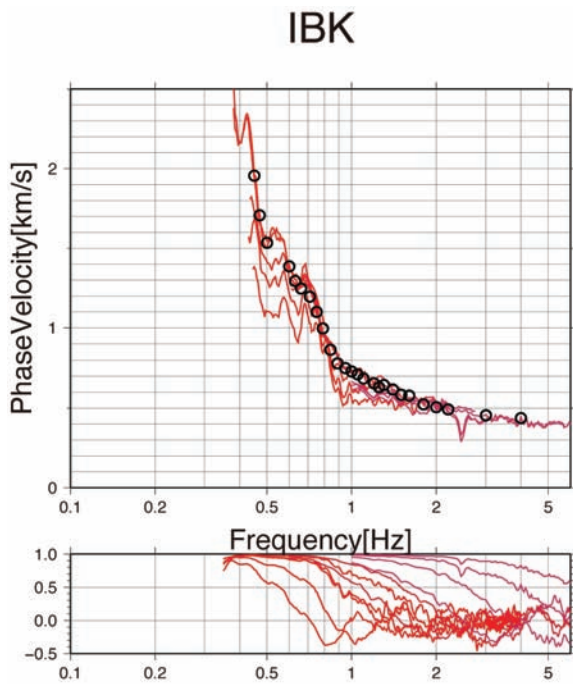


図 27 IBK アレイの観測分散曲線

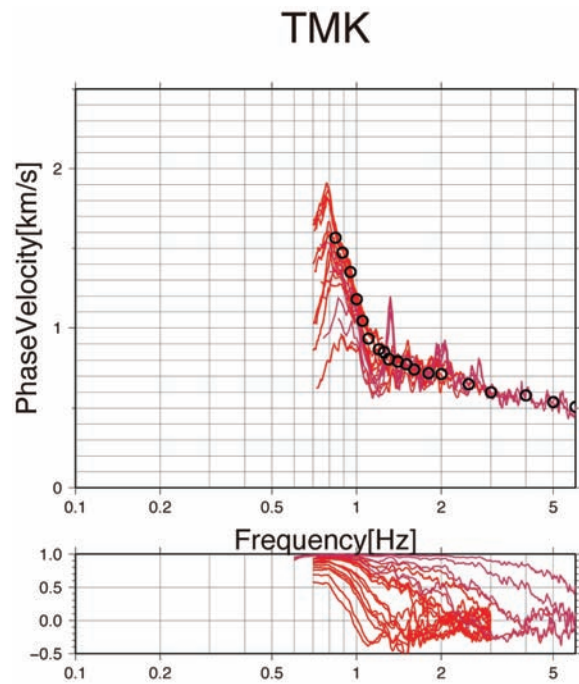


図 28 TMK アレイの観測分散曲線

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 1000 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 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 2 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層堆積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。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)等の三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Vs=100~300 m/sの最表層を追加した速度構造について、各層の層厚および最表層のS波速度を探索変数とした。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モデルで、(独)産業技術総合研究所の大阪堆積盆地三次元地盤構造モデル(堀川ほか, 2003)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。

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29~図40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から抽出した各探査地点の一次元速度構造および理論分散曲線も併せて示す。

YNG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29、図30)。S波速度漸増モデルの速度構造(図30)には、深度200 m付近でVs=300 m/sからVs=500 m/s程度へ、深度500~600 m付近でVs=500 m/s程度からVs=1,000 m/s程度への速度の顕著な急変帯が見られる。表4にも示されるように、S波速度漸増モデルでは速度の急変は仮定していないことから、これはYNGアレイ地点にて堆積層を3層の速度層に区分できることを示している。一方、3層堆積層モデルの速度

構造（図 29）は深度 700 m 程度まではバラツキが少ないものの、それ以深では基盤深度にバラツキが認められる。分散曲線（図 29 左パネル）は、観測の最小決定周波数（0.3 Hz）までは理論値と観測値がよく一致しており、どの速度構造の理論分散曲線も重なっているが、それより低周波数側で理論分散曲線にバラツキが生じている。すなわち基盤上面深度は YNG アレイの観測分散曲線では拘束できていない。したがって、今後は 0.3 Hz 以下の位相速度の追加探査が望ましい。これには低周波数帯でコヒーレンスの高い高精度なセンサーが必要である。なお、J-SHIS モデルの理論分散曲線（赤線）は観測分散曲線をほぼ説明する。分散曲線の観点からは J-SHIS モデルは YNG アレイ付近では妥当な速度構造であると考えられる。

HAT 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ほぼ説明する速度構造が得られた（図 31、図 32）。ただし、低周波数領域の理論分散曲線が観測分散曲線よりも一貫して低速度にずれており、解析の見直しを含め今後の課題とする。基盤深度は 1,100~1,300 m と、ほぼ安定して求められている。堆積層の速度構造を見ると、1) S 波速度漸増モデルを仮定した速度構造には YNG で見られたような速度の急変帯はない。2) 総じて深度 400~500 m 付近で $V_s=1,000$ m/s に達する。3) $V_s=500$ m/s 未満の層の層厚は高々 100 m 程度である、という特徴がある。なお、J-SHIS 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。これは $V_s=350$ m/s 層が厚く設定されているためである。

HKS 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ほぼ説明する速度構造が得られた（図 33、図 34）。ただし HKS アレイでも HAT アレイと同様に、低周波数領域の理論位相速度がやや低速度にずれており、解析の見直しを含め今後の課題とする。基盤深度は 1,100~1,300 m と、ほぼ安定して求まっている。堆積層の速度構造は、1) S 波速度漸増モデルを仮定した速度構造には速度の急変帯はなく基盤深度に達するまで単調に速度が増加する、2) $V_s=500$ m/s 未満の層は極薄い、という特徴がある。

HBK 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 35、図 36）。基盤深度は 800~1,100 m 程度と求められた。堆積層の速度構造は、1) S 波速度漸増モデルを仮定した速度構造には速度の急変帯は見られない、2) 表層から速度は単調に増加し、深度 400~500 m で $V_s=1,000$ m/s 程度に達する、3) $V_s=500$ m/s 未満の層厚は 100 m 程度である、という特徴がある。J-SHIS 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。深度 500 m 以浅の速度構造が低速度に寄っているためであると考えられる。

IBK 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 37、図 38）。基盤深度は 600~700 m とほぼバラツキない値が得られた。堆積層の速度構造は、1) S 波速度漸増モデルを仮定した速度構造には速度の急変帯は見られず、地表から基盤深度までほぼ単調に速度が増加する、2) $V_s=500$ m/s 未満の層は極薄い、という特徴がある。J-SHIS モデルの理論位相速度は観測値と比べ、大幅に低速度に寄っている。 $V_s=350$ m/s の層厚が厚く見込まれ過ぎていることが原因と考えられる。

TMK 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 39、図 40）。基盤深度は 500～600 m とほぼバラツキの内値が得られた。堆積層の速度構造については、S 波速度漸増モデルを仮定した速度構造は、深度 100～200m 地点で $V_s=500$ m/s から $V_s=800$ m/s に急変する。J-SHIS モデルの理論位相速度は観測値と比べて大幅に低速度に寄っている。IBK アレイと同様に、 $V_s=350$ m/s の層が厚く見込まれていることが原因と考えられる。

以上をまとめると、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。基盤深度については、YNG アレイを除いて、バラツキの少ない安定した値が得られた。堆積層の速度構造については、YNG アレイでは S 波速度漸増モデルを仮定したときでさえも堆積層を明瞭な速度コントラストを持つ速度層 3 層に区分できることが判った。他の地点では、HAT、HKS、IBK、TMK では $V_s=500$ m/s 未満の層は極薄いことが判った。

総じて、3 層堆積層モデルの理論分散曲線は S 波速度漸増モデルに比べて観測値から乖離しがちであるが、これは両者の自由度の違いに起因している。三次元地盤構造のモデル化では単純な速度構造の方が修正容易と想定されるため、両モデルは優劣付けがたい。

なお、YNG、HAT、HKS アレイでは大アレイの再測定や解析の見直しが必要と考えられた。表 5 に観測分散曲線が決定できた最小周波数および対応する位相速度および対応する表面波の波長と各アレイの最大アレイ半径の比較を示す。YNG、HAT、HBK では最大アレイ半径の高々 2.64 倍の波長の表面波の位相速度までしか求められていない。低周波数帯域でもコーレンスの良いセンサーなど、観測機材の見直しを含め再測定も検討したい。

表 5 観測分散曲線の最大波長と最大アレイ半径の関係

アレイ名	最小周波数 f_c (Hz)	位相速度 c (km/s)	最大波長 λ ($=c/f_c$)(km)	最大アレイ半径 r (km)	比 (λ/r)
YNG	0.32	0.94	2.94	1.30	2.26
HAT	0.35	1.60	4.57	1.73	2.64
HKS	0.30	1.80	6.00	1.73	3.47
HBK	0.40	1.56	3.90	1.73	2.25
IBK	0.45	1.95	4.88	0.692	7.05
TMK	0.84	1.57	1.87	0.519	3.60

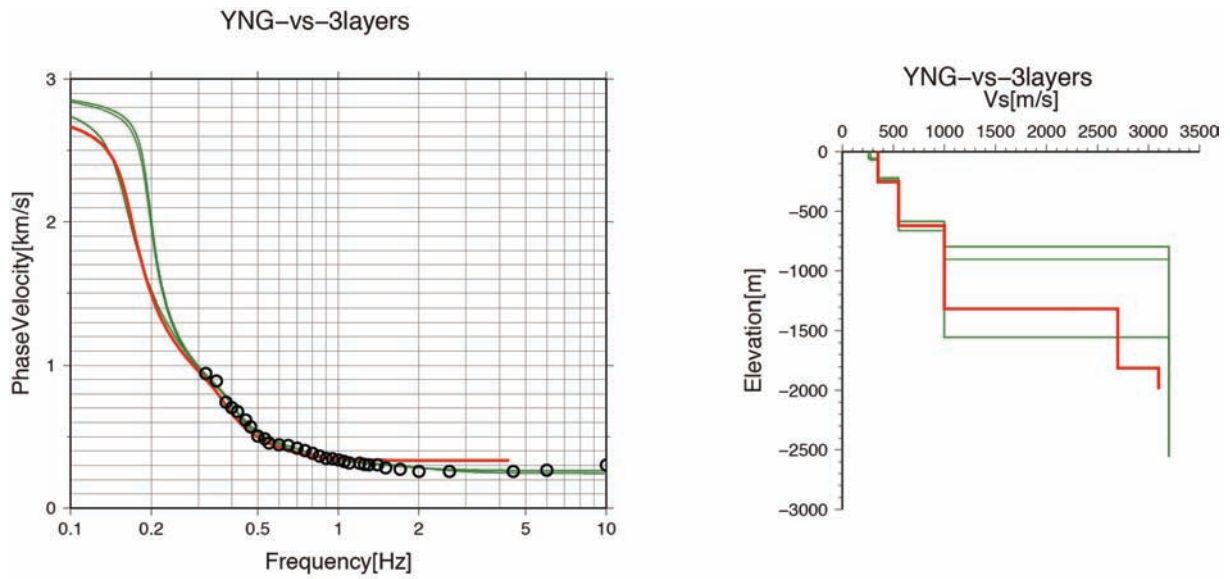


図 29 YNG の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

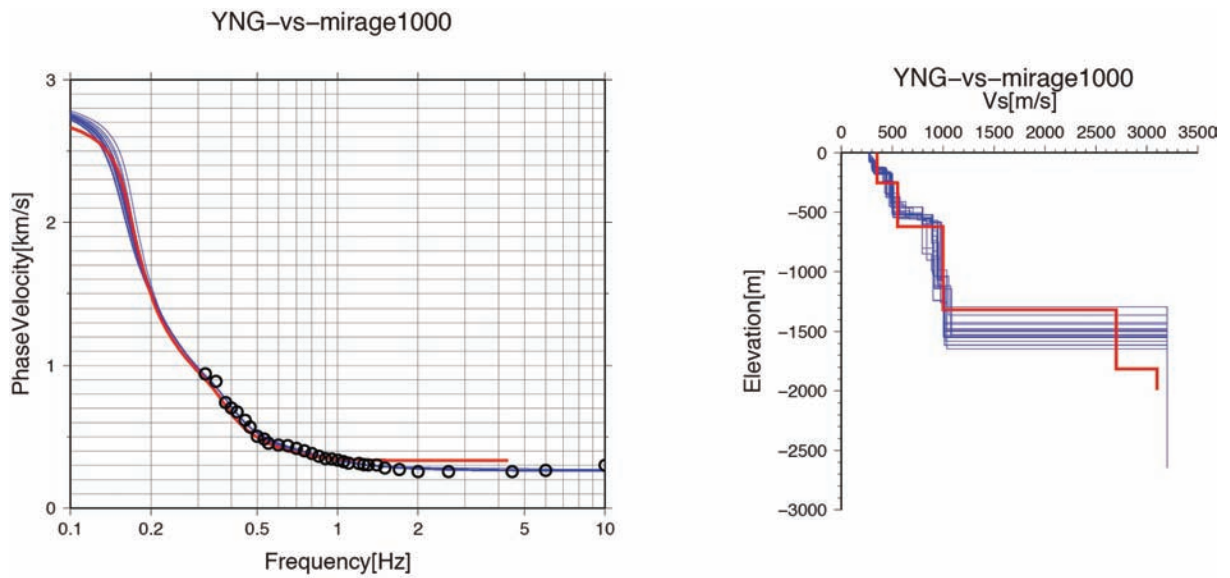


図 30 YNG の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

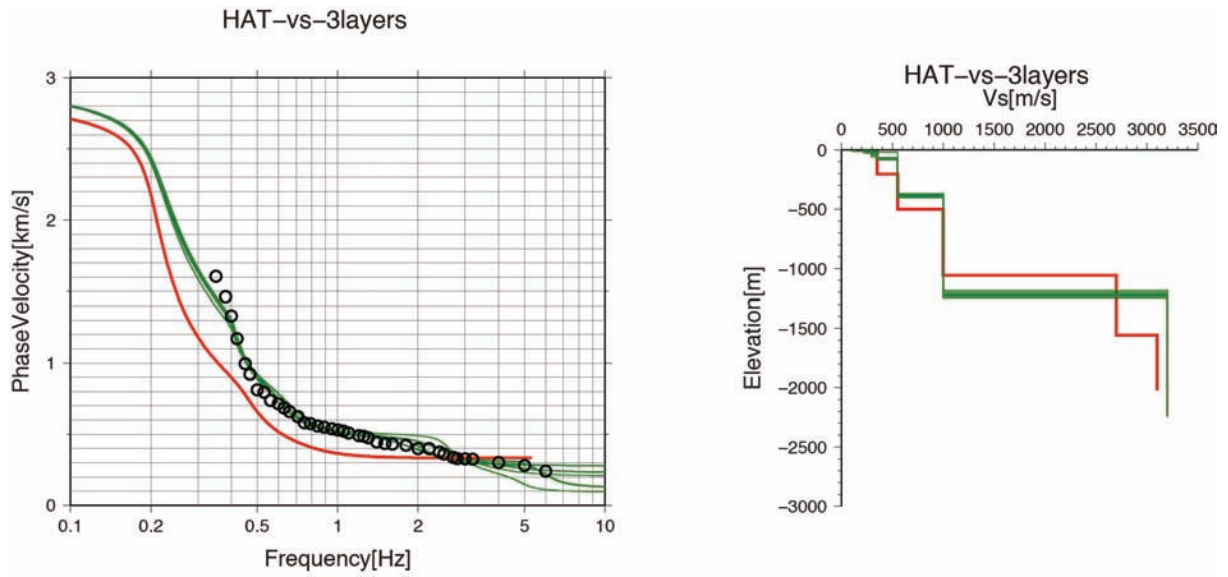


図 31 HAT の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

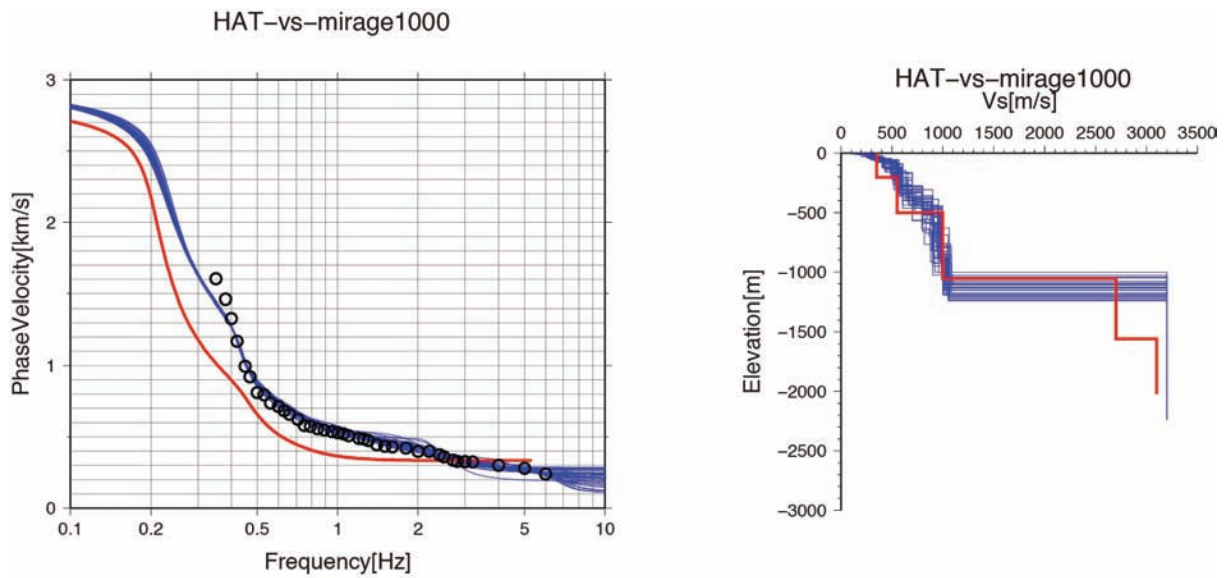


図 32 HAT の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

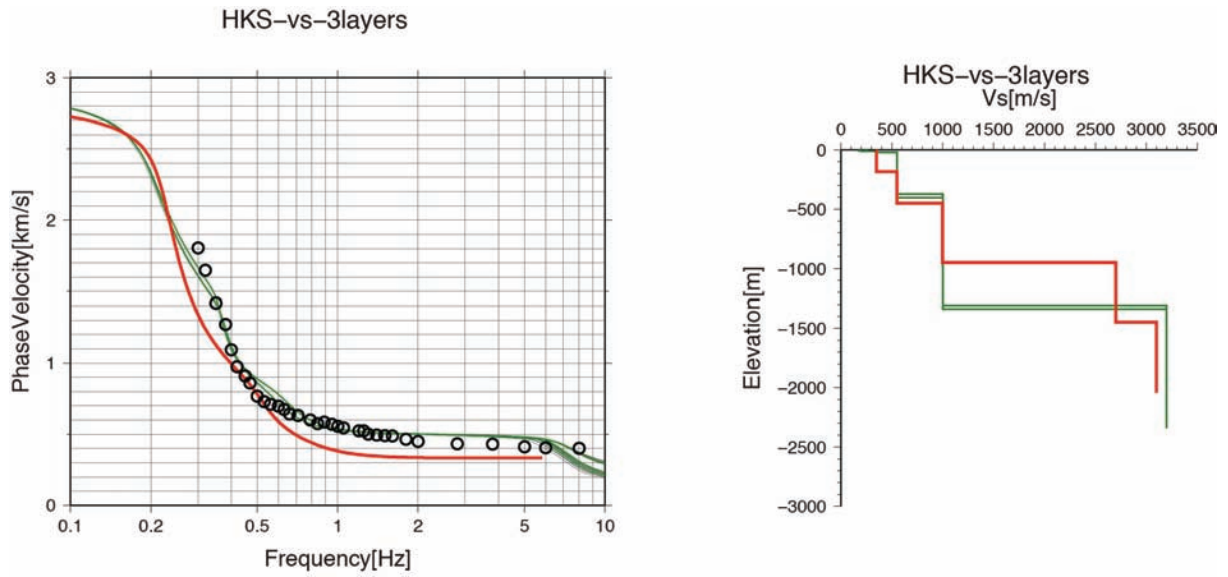


図 33 HKS の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

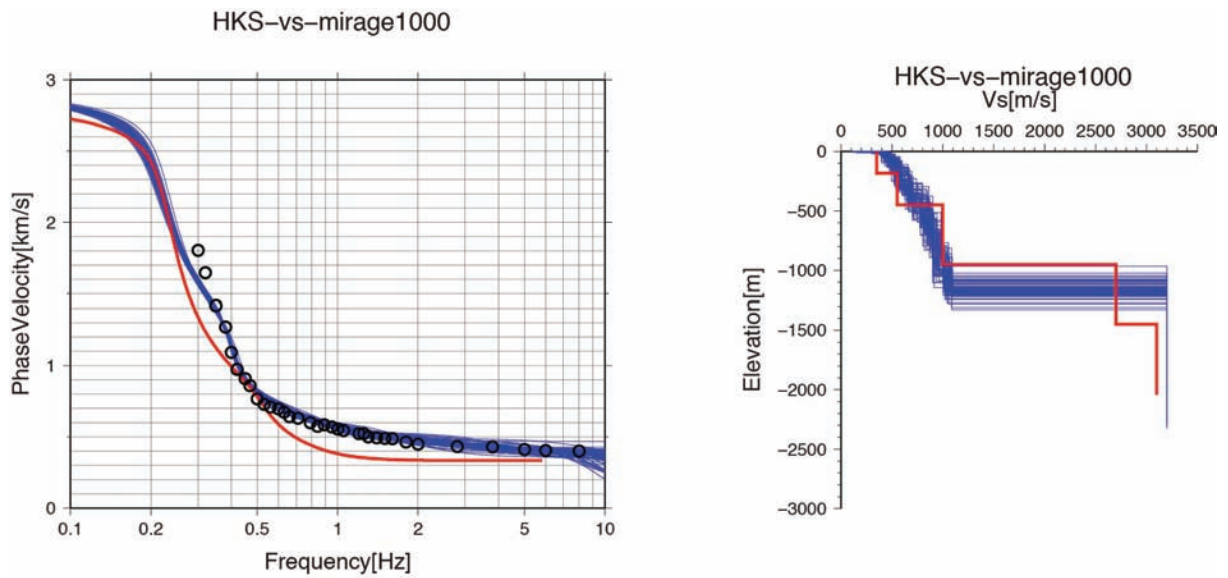


図 34 HKS の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

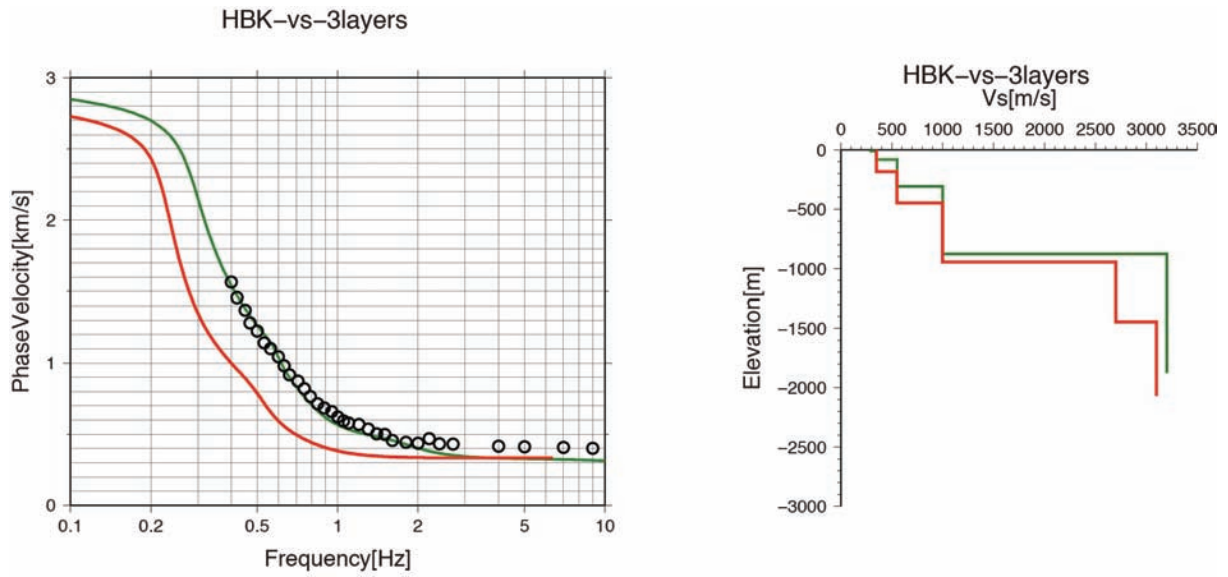


図 35 HBK の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

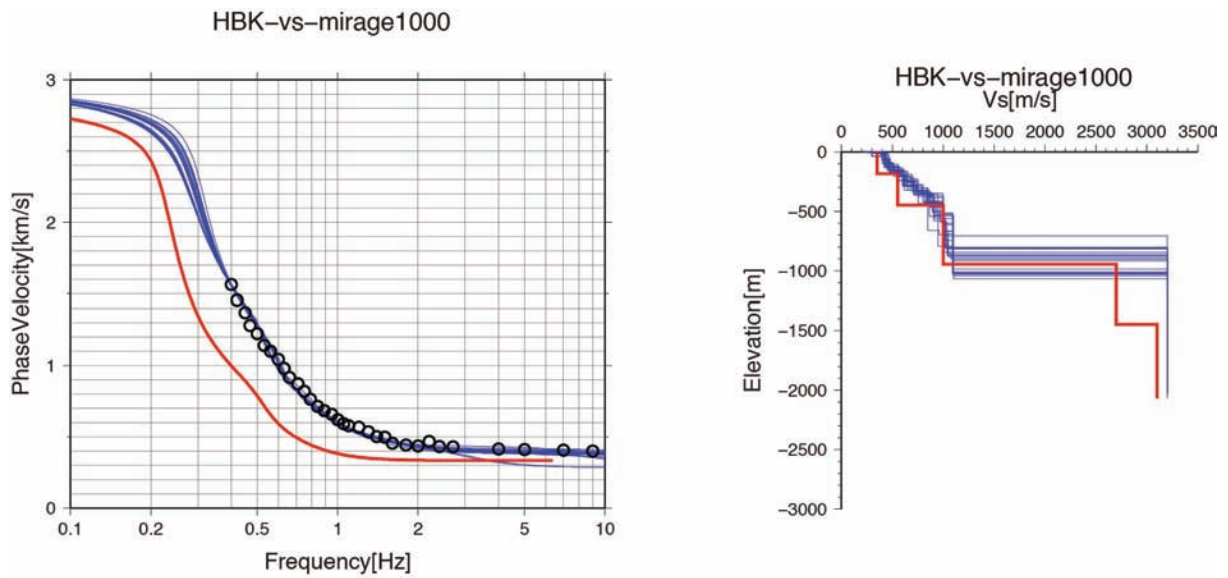


図 36 HBK の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

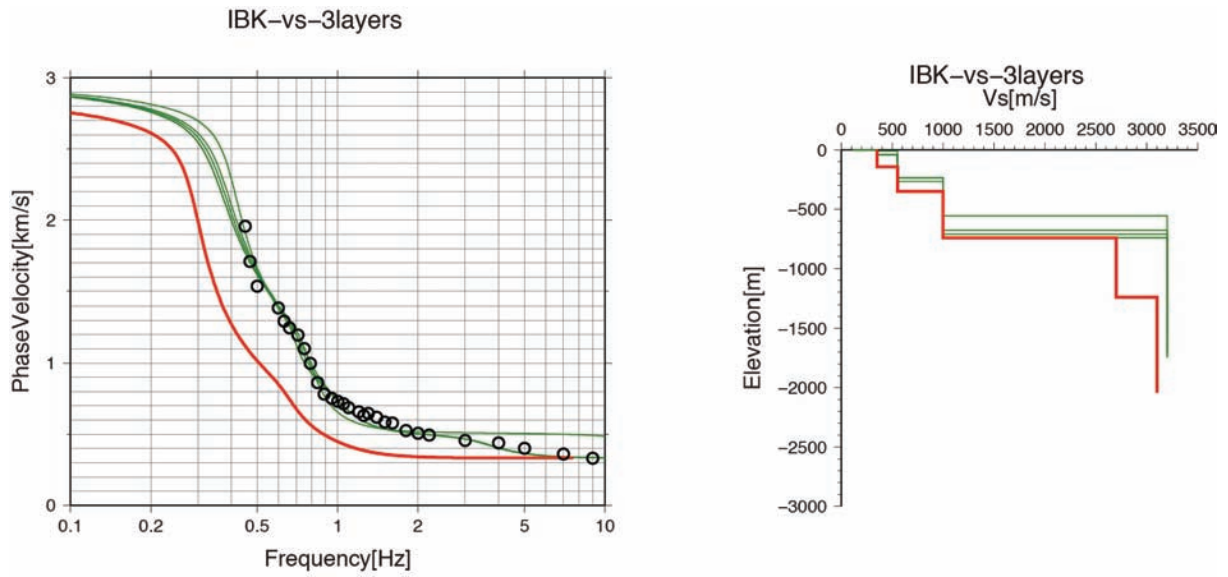


図 37 IBK の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

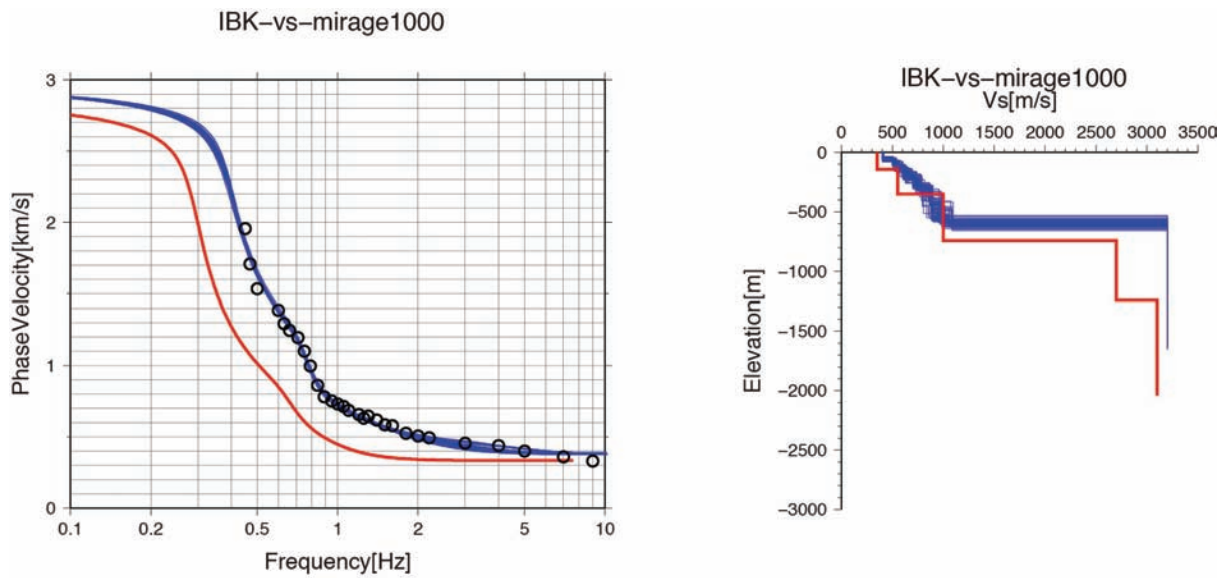


図 38 IBK の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

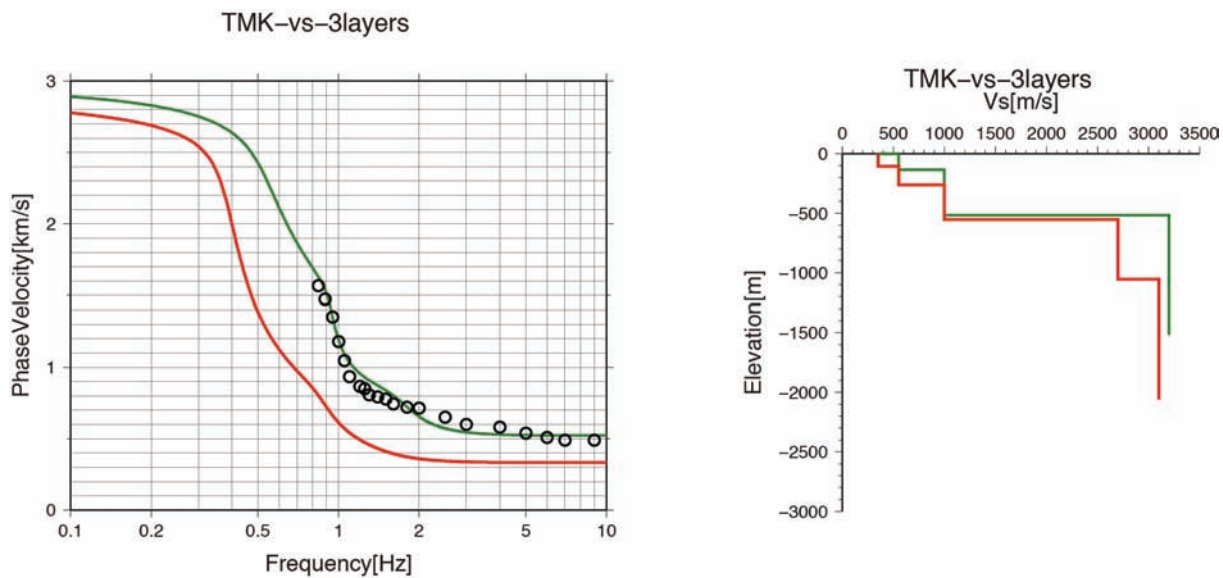


図 39 TMK の 3 層堆積層構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

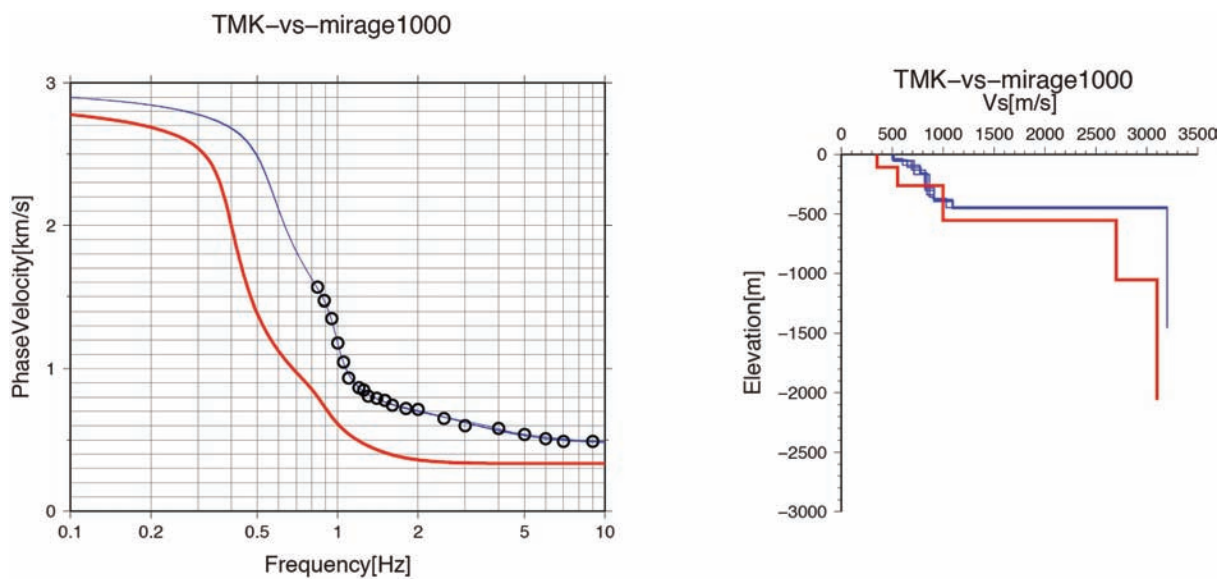


図 40 TMK の S 波速度漸増構造モデル
 (左：観測分散曲線と理論分散曲線の比較、右：S 波速度構造、赤線は J-SHIS モデル)

4) 単点微動観測

河内平野は上町断層の上盤側にあたり、上町断層が活動した際には大きな揺れが予想される。また、河内平野に位置する東大阪市及び八尾市には中小の製造業が多く立地し、日本の製造業の拠点の一つである。しかし、過去になされた地下構造調査は、その重要性に比較すると少なく、代表的なものは堀家ほか（1996）による反射法地震波探査と微動アレイ探査である。

堀家ほか(1996)で用いられた探査手法はいずれも地下構造を確実に推定できるが、費用や観測点の配置に関する制約が小さくない。一方、Uebayashi（2003）は、大阪府北部域において、既存の反射法地震波探査結果や微動アレイ探査と組み合わせて、単点微動探査結果から地下構造を推定、議論している。

本研究では、Uebayashi（2003）に倣い、既存の研究結果などと組み合わせる形で地下構造を推定、検証することを目的に、河内平野域において単点微動観測を行った。本報告では、その結果を報告する。

単点微動観測に用いた観測機材を写真4に示す。地震計は Lennartz Electronic 社製 LE-3D/5S（固有周期 5 s、減衰定数 0.707）、ロガーは白山工業社製 LS7000-XT であり、ゲインは 20 dB、分解能は 24 ビットと設定した。観測は 2011 年 2 月 25 日から同年 3 月 4 日にかけて行った。但し、午前中から雨が強く降る予報であった 2 月 28 日のみ中止した。各サイトでは 30 分以上、最大 50 分間にわたってデータを取得した。



写真4 観測に使用した機材。左側の青い円筒形が地震計、ポリボックスの中の装置がロガー。

観測したサイトを図 41 に示す。観測点の設定の基準は、前述の堀家ほか（1996）でなされた反射法地震波探査と大阪府（2005b）による反射法地震波探査（八尾測線）で、まずこれらにできるだけ沿うよう観測サイトを設定した。そして、これら 2 つの探査測線を繋ぐように観測サイトを設定した。八尾測線の西側では地震基盤までの深度およびその上を覆う堆積層の厚さ及び P 波速度が推定されているので、八尾測線の西部から北に向かって堀家ほか（1996）の地震波探査測線へと繋ぐようにした。

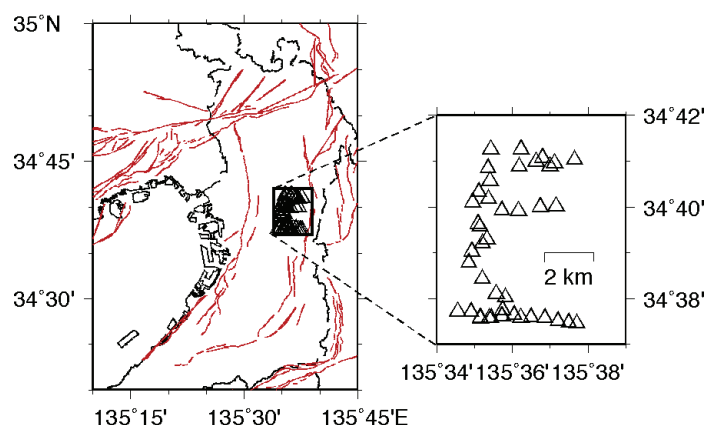


図 41 単点微動観測を行ったサイト (△)。左図中の赤線は活断層のトレース。

得られた記録をもとにした微動の水平動成分と上下動成分とのスペクトル比 (H/V 比) の例として、八尾市役所脇で収録した記録の解析結果を図 42 に示す。全てのサイトにおいて得られた記録を解析できたわけではないので、このスペクトルが代表的なものかは現時点でははっきりしないが、少なくともこの地点では 6 秒強のところに H/V スペクトルのピークが認められる。

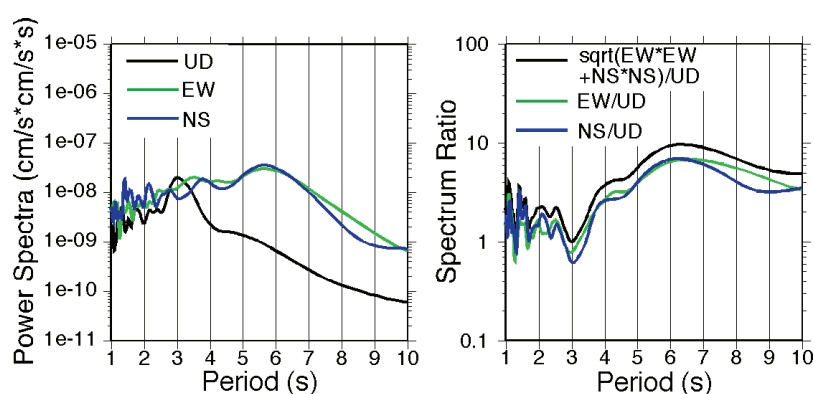


図 42 (左) パワースペクトル。(右) H/V スペクトル比。長周期側を見やすくするため、横軸は周期として、線形にして表示していることに注意。

5) 地下構造モデルの改良

本年度は、地下構造モデル改良の準備段階として、ベースとなるべき既存の大阪堆積盆地三次元構造モデルの収集、それらの長所・短所の比較、本研究で目指すべき地下構造モデルの形・既存モデルからの改良方法について議論し、改良作業の基本方針と具体的な作業内容を決定した。以下にその結果を述べる。

a) 既存の大阪堆積盆地三次元構造モデルの収集

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、高精度の三次元堆積層構造モデルが作られている。その中で、モデルの作成方法の違い、モデルの範囲や新しさを考慮し、次の 4 つのモデルを収集した。

既存モデル 1) 産総研 2003 モデル (堀川ほか, 2003)

既存モデル 2) 大阪府 2004 モデル (大阪府, 2003 ; 大阪府, 2004 ; 大阪府, 2005a)

既存モデル 3) 大大特 2008 モデル (Iwata et al., 2008)

既存モデル 4) Iwaki (2011)

これらのモデルは、作成方法と特徴の異なる 2 系統に分けられる。既存モデル 1) および 2) を以後、H 系統と呼び、既存モデル 3) および 4) を以後、J 系統と呼ぶ。既存モデル 2) は既存モデル 1) の作成後に実施された探査データを追加し改良されているが、モデル範囲が狭く大阪平野に限定されている。既存モデル 4) は既存モデル 3) の一部を観測地震波形のモデリングにより修正したものである。この 2 系統の特徴の違いを表 6 にまとめる。三次元物性値のモデル点、および、地層境界面モデル点については、H 系統モデルでは固定位置のメッシュ点で与えられており、それ以外の場所では何らかの内外挿をする必要があるが、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おり層内物性値は一定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。三次元構造モデル中の地震動計算をする際には、計算方法や計算目的により様々なグリッドが設定されるため、J 系統のように任意の位置の物性値モデルを唯一に決められることは、便利なだけでなく、不適当な内外挿処理も防ぐことができる。その反面、地層境界面モデル点の設定方法の違いは、表現できる境界面形状の複雑さを制限している。H 系統モデルでは、そのメッシュの細かさの範囲内で急峻な形状や逆断層形状も表現できているが、J 系統モデルの方法ではある程度以上急峻な形状は表現困難となっている。堆積層部分の表現は 2 つの系統では大きく異なる。H 系統モデルでは、地質モデル構築の観点から 6 枚の鍵層で堆積層全体の構造を表現している。一方、J 系統モデルでは、反射法地震波探査や常時微動アレイ観測の結果から堆積層を 3 層に分割したモデル化を行っている (香川ほか, 1993)。堆積層の物性値 (P 波速度、S 波速度、密度) については、H 系統モデルでは、PS 検層に即して決められた埋没深度と堆積年代に依存した経験式で与えられ、不整合が無い限り深さの増加とともになめらかに増加するため、地震波を強く反射するような速度コントラストは地震基盤と堆積層との境界しかない。一方、J 系統モデルでは、微動アレイ観測の位相速度分散曲線を説明するようにきめられた速度構造モデルをベースに、同一層内は同一の物性値というモデル化がされている。

総じてみると、2 つの系統の長所や短所は、裏返しの関係にある。H 系統モデルは、現実の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、地震動計算に不便で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り、J 系統モデルは、三次元不均質構造の表現がシンプルであり、構築作業内容も明快なため、地震動計算やモデル自体の修正作業が比較的容易だが、地下構造の表現の厳密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三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形地質の観点到に重きがおかれ、J 系統モデルでは、地震動データに基づくモデル化と三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であろう。

b) 本研究で目指すべき地下構造モデルの形・既存モデルからの改良方法

本研究で目指すべき地下構造モデルとしては、両者の長所のみを併せ持つ理想形を考え、

モデル改良における目標として次のようにまとめた。

- 目標 1) 可能な限り、探査データに忠実に、地盤構造をリアルに表現する。
- 目標 2) 差分法等の地震動計算で任意のメッシュがとりやすいよう、固定メッシュモデルではなく、任意の位置の物性値が取り出せるようにする。
- 目標 3) 新たな情報を入れて誰でもモデルの修正ができるようにする。
- 目標 4) サブテーマ 2 の反射法地震波探査、サブテーマ 3 等のボーリングデータ、サブテーマ 4-1 で行う、地震波干渉法、中小地震モデリング、微動アレイ探査の結果をもとに、モデルを改良する。

次に、それを可能とする手段について考えた。目標 1) を実現するためには、地層境界面形状、物性値モデルの点で、H 系統モデルをベースにするのが適当で、目標 2)、3)、4) を実現するためには、J 系統モデルのように、素姓の良い方法で地層境界面を表現し直す必要がある。これを方針として、具体的な作業をリストアップした。なお、本年度は、作業 1) の面を張る方法模索、作業 2) について中小地震のフォワードモデリングの設定打ち合わせなどを開始した。

- 作業 1) 産総研 2003+大阪府 2004 モデルの地層境界面、および、ブロック境界面を素姓の良い方法で張り直す
 - ・各種探査データに加え、補助コントロールデータを使って張る
 - ・面を張るための各種手法を試す（関数を用いる方法やポリゴンメッシュなど）
- 作業 2) 既存モデルの問題点の洗い出し
 - ・中小地震のフォワードモデリングによる既存モデルのパフォーマンスの比較検討
 - ・既存研究でわかっている既存モデルの問題点のリストアップ
- 作業 3) 本研究の探査・解析結果をもとにしたモデルの改良
 - ・地層境界面深度、物性値の経験式の改良
 - ・各担当者を中心にそれぞれの探査・解析に応じたモデル改良方法を開発

表 6 既存地下構造モデルの 2 系統の特徴比較

	H 系統	J 系統
	<ul style="list-style-type: none"> ・産総研 2003 モデル ・大阪府 2004 モデル 	<ul style="list-style-type: none"> ・大大特 2008 モデル ・Iwaki (2011)
三次元物性値モデル点	100m x 100m x 50m メッシュ	任意地点の値を与えられる
地層境界面モデル点	100m x 100m メッシュ	スプライン関数で定義
地層境界面形状	急峻な形状・逆断層形状あり	急峻な形状は表現困難
堆積層の表現方法	ミラージュモデル	3 層モデル
物性値の設定	埋没深度と堆積年代依存式	層内一定

(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

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収集し、整理を行った。大阪府震度計の記録を収集することによって高密度の地震記録の収集を行うことができた。地震記録の振幅スペクトルから観測点におけるサイト特性の初期解析を開始し、いくつかのイベントにおいては周期数秒から利用できることを確認した。既往の設置

方位情報を用いて、設置方位をチェックし、今後の地下構造モデル高度化に資するモデルシミュレーションに利用する。

2) 連続微動観測と地震波干渉法

連続微動記録を用いた地震波干渉法による観測点間グリーン関数の推定を上町断層帯周辺域の大阪堆積盆地で実施するため、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からなる連続微動観測装置の構築とその試験、上町断層帯周辺における連続微動観測地点の候補地検討及び現地交渉を行い、連続微動観測を開始した。平成 22 年度に開始した連続微動観測を継続し、観測点の保守作業やデータ回収を定期的に行う。大阪堆積盆地をより広域的にカバーするため、平成 23 年度に連続微動観測地点を 5 カ所追加することで、観測網を補完する必要がある。総観測点数が 15 点に増えることで、測線数を 105 測線に拡大することができ、大阪堆積盆地内の地震波伝播特性を詳細に調べることができるようになる。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する。

3) 微動アレイ探査

深部 S 波速度構造のデータ空白域である大阪府南東部および湾岸部の新設埋立地の計 6 地点にて微動アレイ探査を実施し、全地点で連続性の良い位相速度分散曲線を得た。大阪府南東部の 5 地点では地震基盤に至る堆積層の S 波速度構造が推定された。地震基盤深度は既往探査結果（重力異常、深部ボーリング、反射法地震探査のコンパイル）と整合的であった。一方、大阪湾岸部の YNG 地点では深さ 700 m 程度までの堆積層の S 波速度構造は推定できたが、基盤深度までは拘束できなかった。低周波数帯（周波数 0.1~0.3 Hz 程度）まで有効な観測機材を用いた追加探査が今後の課題である。

4) 地下構造モデルの改良

来年度は今年度取得したデータを解析し、各サイトの H/V 比を算出し、その分布の特徴を整理する。そして、その結果をもとに探査計画を作成し、河内平野内の単点微動探査を実施する。

5) 地下構造モデルの改良

本年度は、地下構造モデル改良作業の基本方針と具体的な作業内容を決定した。次年度は、この計画に沿って作業を進めたい。

(d) 引用文献

浅野公之・岩田知孝・山下佳穂里, 地震動予測用速度構造モデル検証のための F-net 広帯域連続記録を用いた地震波干渉法による西南日本の地殻速度構造の推定 (2), 日本地震学会秋季大会予稿集, P1-18, 2010.

Contreras, M. and T. Iwata, Characterization of the duration of seismic ground motions at sedimentary basins using time domain site effects: A case study in Osaka

- sedimentary basin, Proc. 9th International Workshop on Seismic Microzoning and Risk Reduction, Cuernavaca, Mexico, Paper 1-C-3, 2010.
- 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, **51**(2), 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, **49**, 193-203, 1996.
- 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専攻博士論文, 2011.
- 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.
- 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地盤構造のモデル化, 第22回地震工学研究発表会, 199-202, 1993.
- 香川敬生・澤田純男・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, **51**(1), 31-40, 1998.
- 額縁一起・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.
- Ludwig W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake, Seismic Refraction, in the Sea, Vol.4, part 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.
- 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.

- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, Three-dimensional crustal S-wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **113**, B10302, doi:10.1029/2007JB005395, 2008.
- Okada, H., *The Microtremor Survey Method* (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists, 2003.
- 岡田廣・石川顕・雀部和男・凌甦群, 微動のアレー観測による大阪・兵庫地域の地下構造の推定, 物理探査学会第96回学術講演会論文集, 435-439, 1997.
- 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, 2005a.
- 大阪府, 平成16年度地震関係基礎調査交付金大阪平野の地下構造調査成果報告書, 123pp, 2005b.
- 大阪府, 大阪府自然災害総合防災対策検討(地震被害想定)報告書, 238pp, 2007.
- 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.
- Shapiro, N.M. and M. Campillo, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614, doi:10.1029/2004GL019491, 2004.
- Snieder, R., Extracting Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Physical Review*, **E69**, 046610, 2004.
- Uebayashi, H., Extrapolation of Irregular Subsurface Structures Using the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Long-Period Microtremors, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 570-582, 2003.
- 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・額綱一起・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.