

3. 4. 4. 2 近畿圏における地下構造モデルの構築に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：近畿圏における地下構造モデルの構築に関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	教授	岩田知孝	iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
大阪工業大学工学部 建築学科	教授	堀家正則	horike@archi.oit.ac.jp
(財)地域地盤環境 研究所	主席研究員	香川敬生	kagawa@geor.or.jp
(財)地域地盤環境 研究所	主任研究員	Petukhin, Anatoly	anatolyp@geor.or.jp
(財)地域地盤環境 研究所	主任研究員	大西良広	onishi@geor.or.jp
京都大学大学院 理学研究科	大学院 修士課程	岩城麻子	iwaki@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学原子炉実験所	教授	釜江克宏	kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp
京都大学原子炉実験所	助手	川辺秀憲	kawabe@rri.kyoto-u.ac.jp

(c) 業務の目的

強震動予測の高精度化のために、地下構造モデル構築に資することのできる人工地震探査やボーリング調査などを用いてそれらを直接用いることのできる地域は限られており、数々の地球物理学的情報により外挿する必要がある上に、構築された3次元物性値モデルの妥当性を、実地震記録で検証する必要がある。そのためには各種の強震観測データを用いたモデル評価と、人工地震探査だけでは得ることの困難なパラメータ、たとえば堆積層内のQ値などを、観測地震データをもとに評価する必要がある。本研究項目においては、これまでの研究成果をもとに、近畿圏における地下構造モデルを統合的に策定し、実記録を用いてその検証を行って信頼度の高いモデルを構築することを目的とする。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 1) 平成14年度：堆積盆地の理論と実際のサイト増幅特性評価を、大阪堆積盆地をテストサイトとして行った。
- 2) 平成15年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と、広域地下構造構築法に関する研究、広域堆積盆地構造の強震動生成との関係についての検討を行った。

- 3) 平成16年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続と広域堆積盆地構造モデルの実記録による検証と改良方法について検討を行った。
- 4) 平成17年度：地下構造調査結果による構造情報を取り入れた地盤・地殻構造モデルを策定した。
- 5) 平成18年度：平成17年度に構築した地盤・地殻構造モデルの妥当性の検証と改良を、地震データや新たに行った地盤調査結果を用いて行う。

(e) 平成18年度業務目的

近畿圏の強震動予測を目的として平成17年度に構築された地盤・地殻構造モデルの妥当性を構築することを目的とする。そのため各種地下構造探査情報等を収集する。そのモデルがどのように地震記録を説明することができるかどうかを検討するため、実記録を用いてモデルシミュレーションを行い、再現性を検証する。

(2) 平成 18 年度の成果

(2-1) 近畿圏における強震動予測のための地下構造モデル作成および強震動予測

岩田知孝（京都大学防災研究所）

iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

堀家正則（大阪工業大学工学部建築学科）

horike@archi.oit.ac.jp

香川敬生（(財)地域地盤環境研究所）

kagawa@geor.or.jp

Petukhin, Anatoly（(財)地域地盤環境研究所）

anatolyp@geor.or.jp

大西良広（(財)地域地盤環境研究所）

onishi@geor.or.jp

(a) 業務の要約

大阪平野を含む広い領域を対象に、海溝型地震および内陸大地震による強震動を計算するための、地殻、堆積層、および表層地盤構造モデルの高度化をおこなう。特に、大阪平野、京都盆地、近江盆地、奈良盆地を対象に、平成 17 年度に作成した堆積盆地構造モデルの高度化、表層地盤構造モデルの追加構築を実施する。堆積盆地構造のモデル化については、情報の少ない領域でデータを追加すべく、常時微動を用いた構造調査を実施する。また、これら堆積地盤および想定震源域をカバーする範囲で、平成 17 年度に作成した地殻構造モデルの更新をおこなう。作成したモデルに対して、地震観測記録による検証をおこなう。

(b) 業務の実施方法

東南海・南海地震の震源域および大阪平野、京都盆地、近江盆地、奈良盆地を含む領域について、平成 17 年度に作成した地殻構造、堆積地盤構造、表層地盤構造の総合モデルの高度化をおこなう。その際、既往文献・報告など公表資料の追加収集をおこなうとともに、モデル化情報の少ない領域をカバーするために常時微動を用いた構造調査を実施して、既往モデルの更新をおこなう。京都盆地、近江盆地、奈良盆地については、ボーリング情報および地形・地質情報を基に表層地盤構造モデルを構築する。得られた地殻・地盤モデルは地震観測記録を用いた検証を実施し、その適応性および欠点を把握する。

(c) 業務の成果

1) 大規模地殻構造モデルの検討

近畿地方における大規模地殻構造として、沈み込み帯に直交（ほぼ南北）する断面を図 1 に示すように考える。これら各層内において、地震波伝播速度、密度、減衰能（Q 値）は一定とし（表 1）、各層境界深度の 3 次元形状をモデル化する。

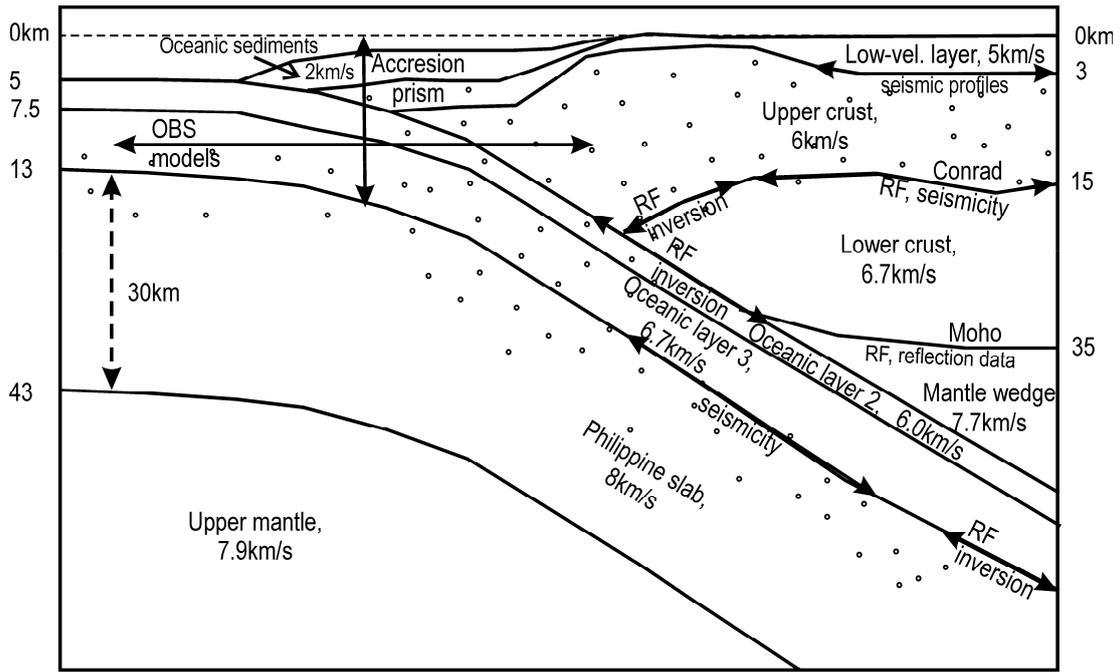


図1 近畿地方の想定地殻構造と各層に対応するP波速度

表1 各層に設定した物性値

Layer	V_p , m/s	V_s , m/s	Density, kg/m^3	Q -value
Oceanic sedimentary layer	2000	1000	2000	200
Surface low-velocity layer	5000	2700	2740	500
Upper crust	6000	3450	2800	1000
Lower crust	6700	3900	2900	500
Mantle wedge	7700	4450	3100	1000
Oceanic crust layer 2	6000	3450	2700	500
Oceanic crust layer 3	6700	3900	2800	500
Slab	8000	4630	3220	1000
Upper mantle	7900	4570	3100	1000

各層境界の3次元形状をモデル化するにあたり、平成17年度に収集・整理したものに加えて、新たな文献^{1)~29)}を収集し、モデルの高度化を図った。境界面によっては複数の情報を用いてモデル化をおこなっている。なお、震源域の設定に余裕を持たせるため、モデル化の範囲を拡大している。図2には、平成17年度と今年度で利用したデータの位置(深度を与えた点)を示す。

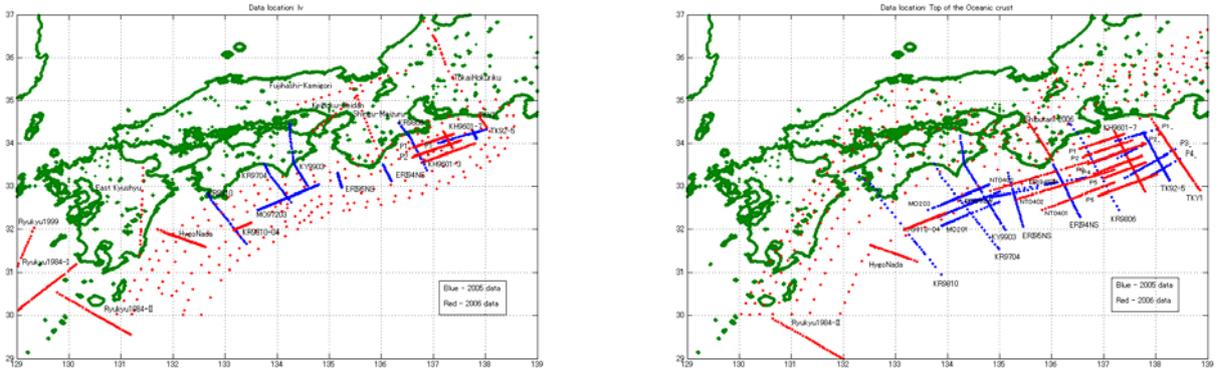


図2 平成17年度（青）と今年度追加（赤）データ 左：低速度層、右：スラブ

各層の境界深度をモデル化するためにあたって、Koketsu and Higashi (1992)³⁰⁾や Kagawa et al.(2004)³¹⁾がスムーズな構造モデルの構築に際して用いた、マルチ・スプライン関数の考え方を適用した。図3に一例として、スラブ上面の等深度線を示す。また、構築したモデルの南北・東西断面および境界面形状の例を図4に示す。

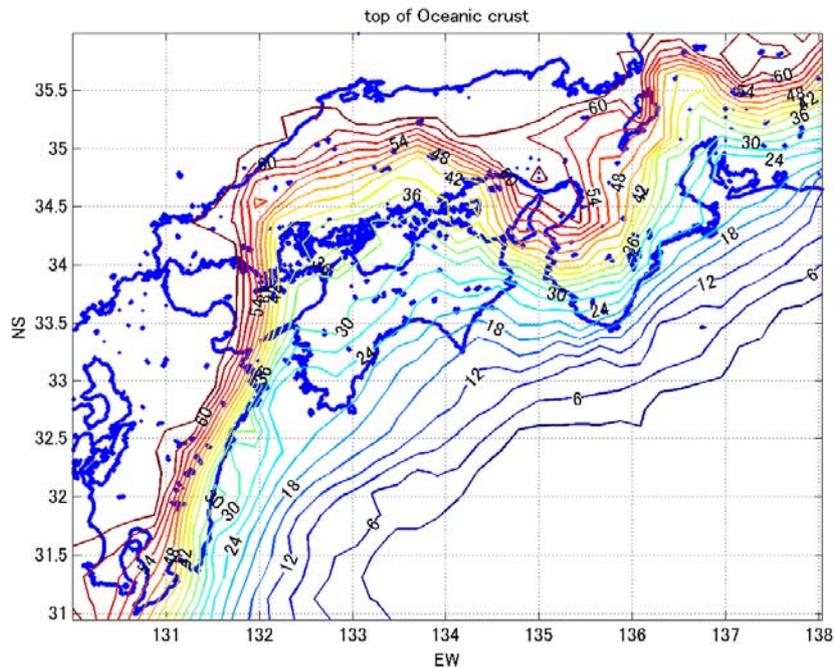


図3 スラブ上面の深度分布

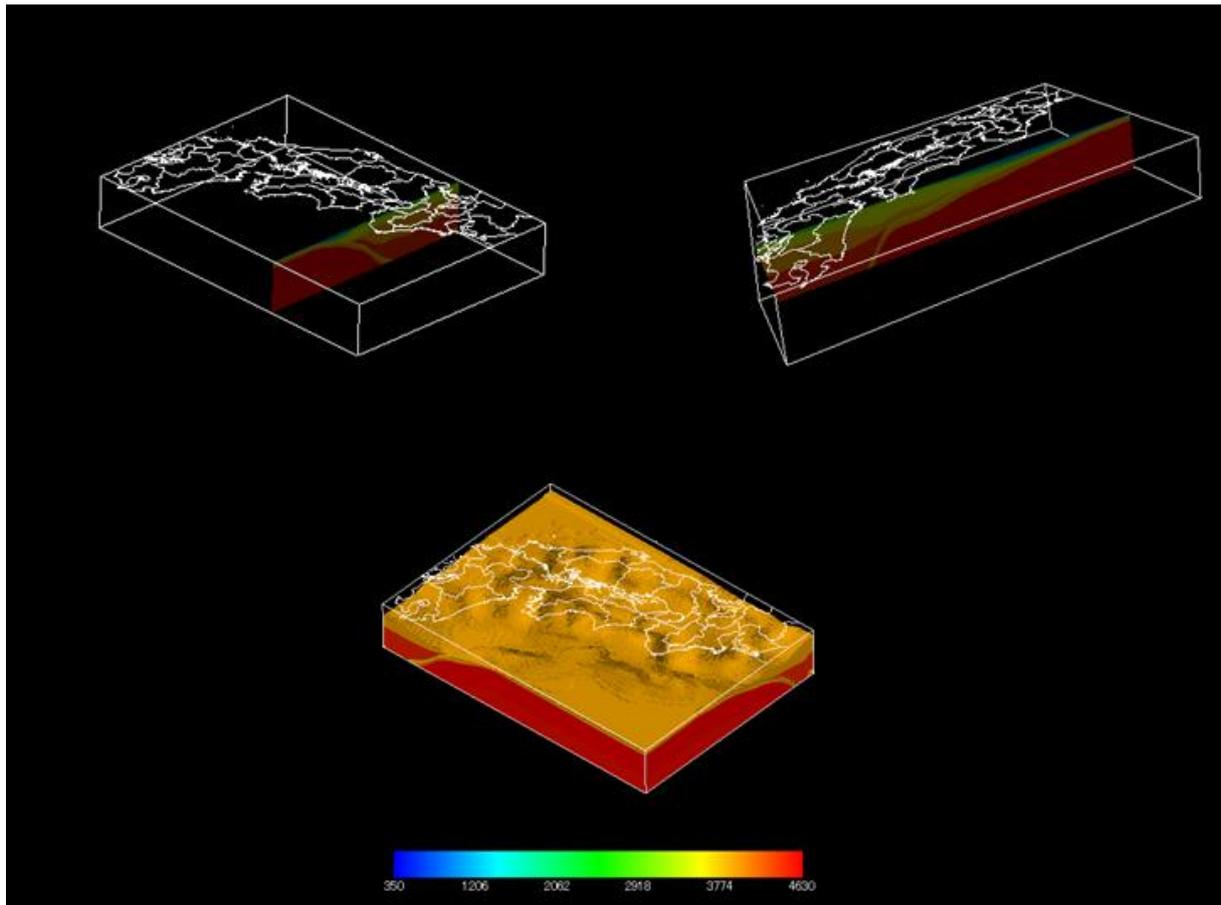


図4 構築したモデルの東西断面（上左）、南北断面（上右）、層境界面（下）の例

2) 堆積盆地モデルの検討

平成 17 年度はそれぞれ独立の堆積盆地構造としてモデル化をおこなった、大阪平野、京都盆地、奈良盆地について、データを追加した上で統合することで、モデルの高度化を図った。その際の基本方針を以下に示す。

- a) データ密度の低い領域には、重力異常界解析による基盤岩深度^{32)~35)}をデータとして追加した（図5の色付き深度表示部）。ただし、面的に存在する重力異常分布を高密度にデータすると、マルチ・スプライン関数によるモデル化において重力データの重みが強くなる。そこで、図5の範囲内で適宜間引いて利用している。
- b) 京都盆地・奈良盆地境界部から奈良盆地に掛けては、本検討で実施した常時微動観測記録による H/V スペクトル比と既往の調査（盛川・他，1998）³⁶⁾を総合的に解釈し、推定される基盤岩深度をデータとして追加した。（詳細については後述。）
- c) 京都盆地、奈良盆地の堆積層・山地境界（深度 0 m）をデータとして追加した。
- d) 周辺山地は基盤岩が露出していると仮定し、その標高をデータとして追加した。
- e) 平成 17 年度用いた京都盆地モデルはメッシュデータであるが（京都市，2003）³⁷⁾、任意の位置でのモデルを容易に構築できるよう、他の盆地と同様に標準的な層構造（各層内で物性は均質）に分割した上で、層境界深度をモデル化した。
- f) 基盤岩深度は統一モデルとしているが、物性・層境界深度は盆地毎に異なる。そこ

で、各盆地の境界部では、物性・層境界深度ともに滑らかに隣接モデルと接合するように遷移領域を設けた（図6）。

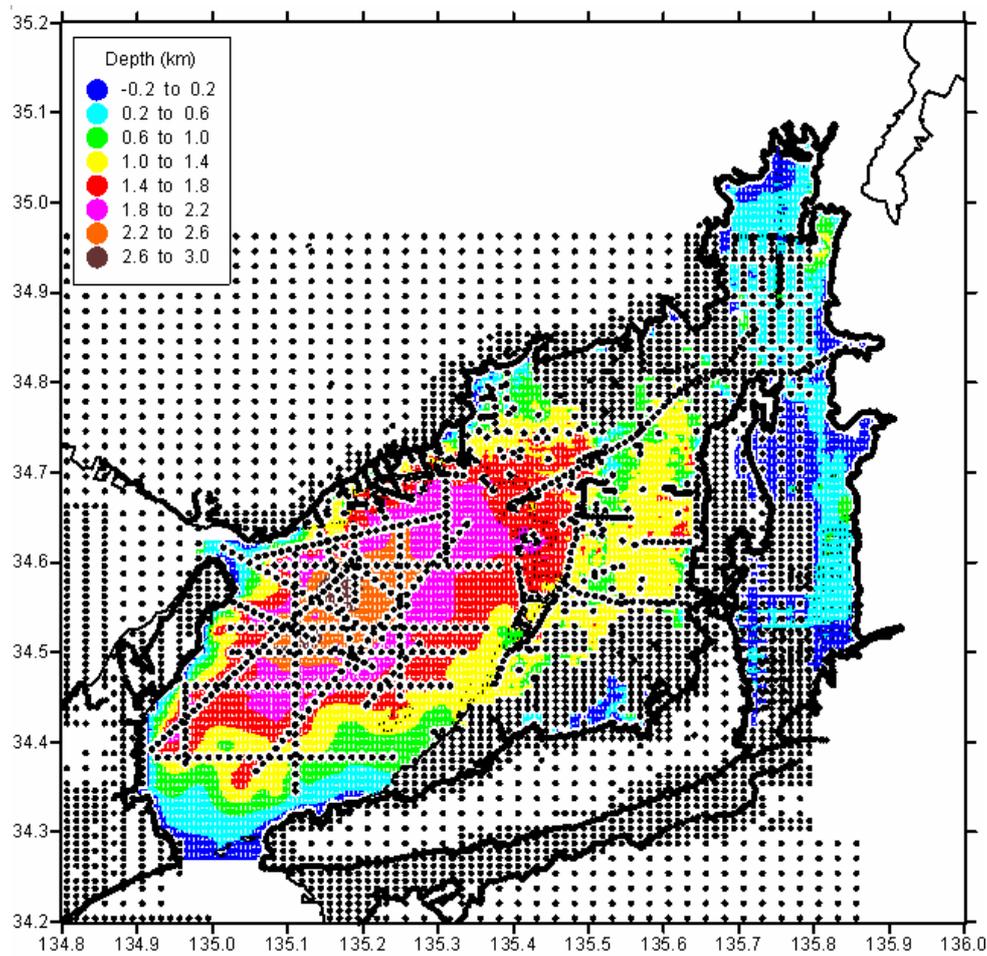


図5 平成17年度モデルの基盤深度情報付与点と重力データを補った領域

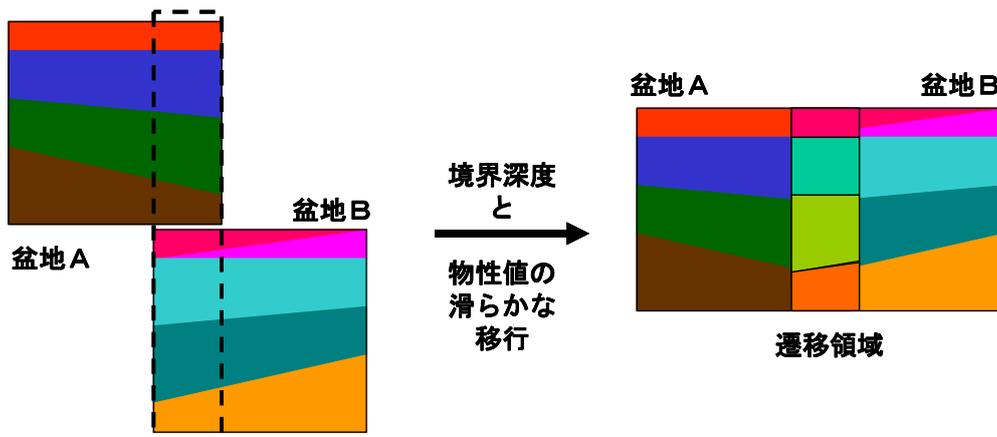


図6 隣接する盆地モデルの接合

モデル化にあたっては、地殻構造モデルと同様に、マルチ・スプライン関数を適用した。図7に基盤岩深度のモデル化に用いた全データ点および得られた基盤岩深度分布を示す。

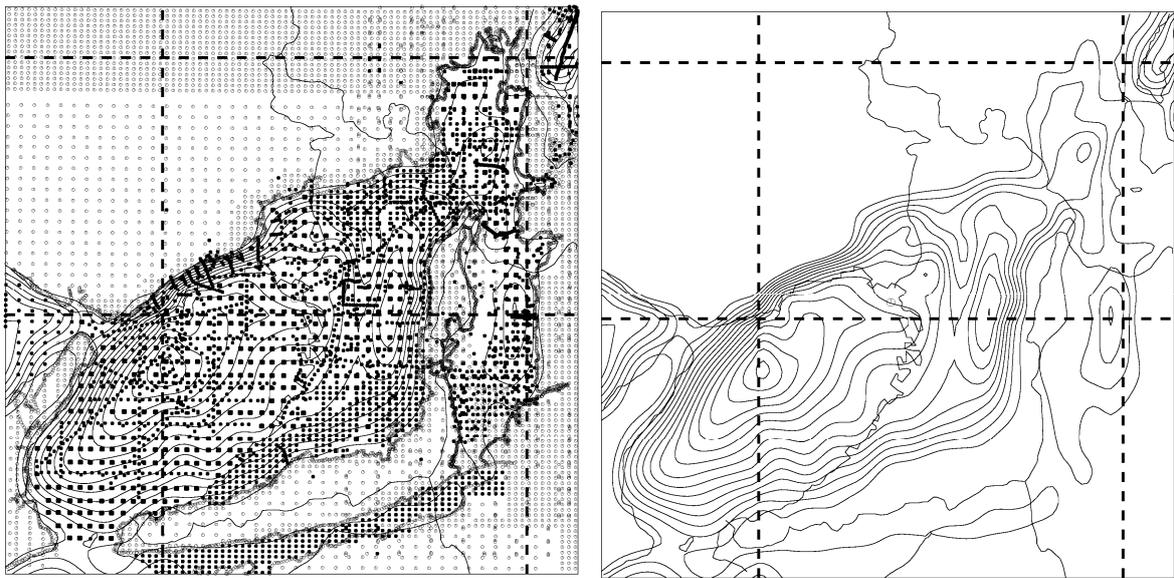


図7 大阪平野・京都盆地・奈良盆地統合モデルのために基盤岩深度が与えられた地点(左) および得られた基盤岩深度分布(右:コンター間隔 200m)

3) モデルの高度化のための常時微動計測

平成 17 年度のモデルでは、京都盆地と奈良盆地の境界部におけるデータが少なく、両盆地は独立したものとなっていた。そこで、同領域およびデータの少ない奈良盆地中北部を中心に常時微動 3 成分観測を実施した(図 8 左)。過去の着岩ボーリングの結果から、宝来: 550m・平城宮跡: 636m・法華寺: 600m・法蓮: 400m という基盤深度が分かっており、今回の微動観測地点からこれらの近傍点を選定し、切片をゼロとした H/V 卓越周期と基盤深度の回帰式 $\text{Depth} = 192.15 \cdot T_p$ を作成した。この結果は、先行検討(香川・他, 2005)³⁸⁾に比べて基盤岩深度が 14% 近く深めに出るものとなった。既往 H/V 観測(盛川・他, 1998)³⁶⁾と今回観測を行った地点において、H/V 卓越周期を基盤深度に変換した(図 8 右)。

大阪平野においても、大阪府域では高密度な微動 H/V 観測が実施されており(大阪府土木部, 1997)³⁹⁾、盆地端部をモデル化する際の拠り所のひとつとなっている。今回、大阪府外の盆地端部におけるデータを補強するため、宝塚市域においても常時微動 3 成分観測および H/V スペクトル比による基盤岩深度の推定をおこなった。図 9 に観測実施点を、図 10 に解析例を示す。得られた卓越周期は、大阪府土木部(1997)³⁹⁾による経験式 $\text{Depth} = 218 \cdot T_p$ を用いて基盤岩深度に変換することができる。

加えて、大阪平野南部(関西国際空港 2 期島、富田林市域)において常時微動アレー観測(上下動成分)を実施し(図 11、12)、SPAC 法(Aki, 1957)⁴⁰⁾を用いて Rayleigh 波位相速度分散曲線を求めた。次に、得られた分散曲線を満たす速度構造モデルを、遺伝的アルゴリズムを用いた逆解析手法(長・他, 1999)⁴¹⁾により推定した。得られた結果を、図 13 および表 2 に示す。それぞれの基盤岩深度は図 7 に示したモデルによるものと概ね対応したものとなっている。

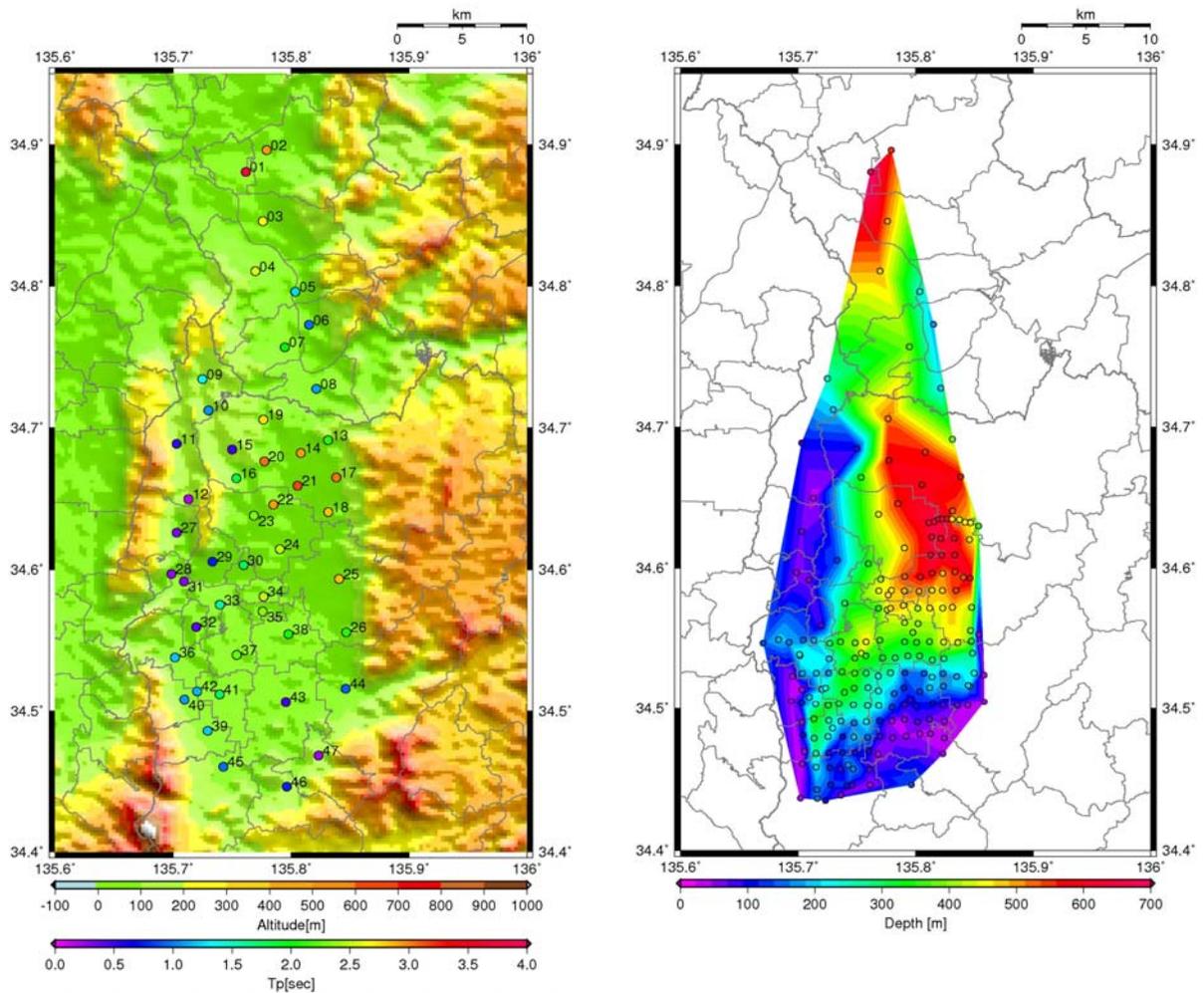


図8 京都盆地南部－奈良盆地で実施した常時微動3成分観測点とその卓越周期（左）および推定基盤岩深度分布（右）

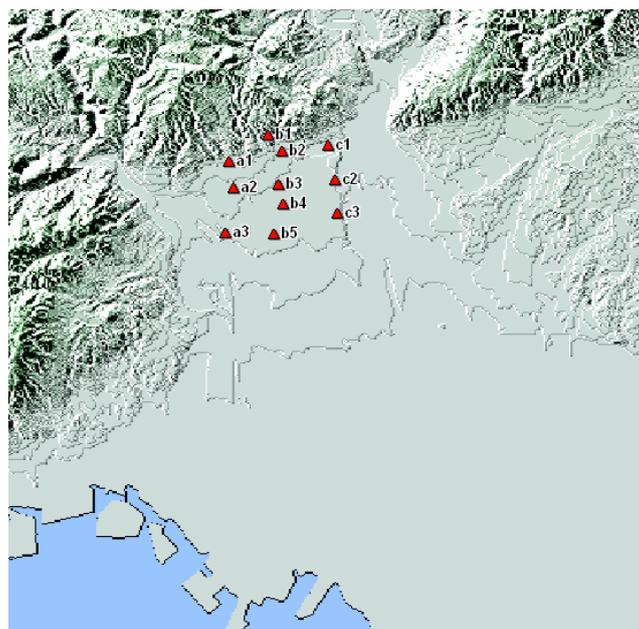


図9 宝塚市域での常時微動3成分観測実施点

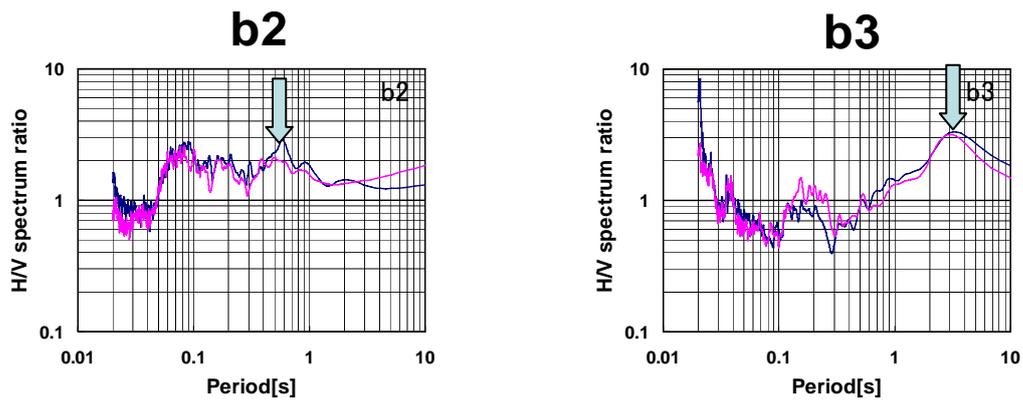


図 10 宝塚市域での常時微動 H/V スペクトル比の解析例



図 11 常時微動アレー観測実施点

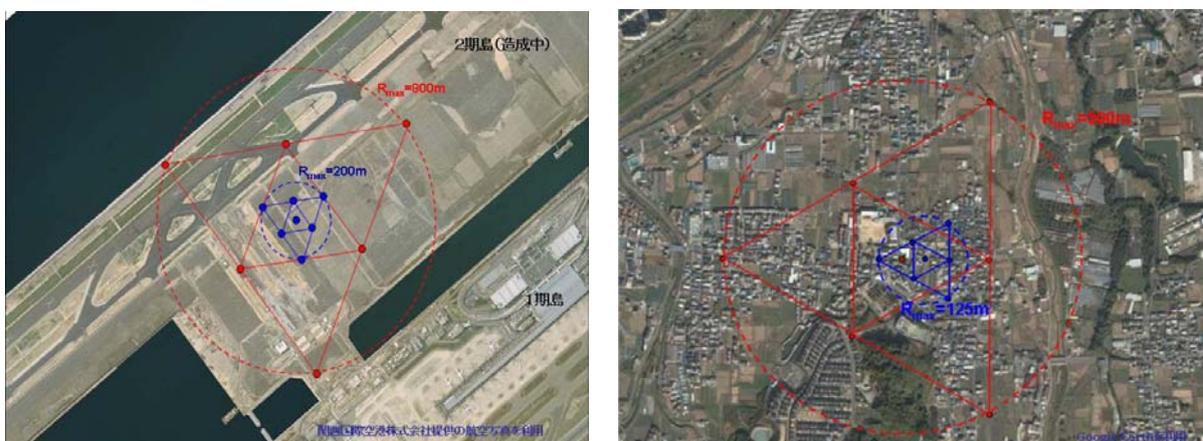


図 12 関空 2 期島 (左) および富田林 (右) におけるアレー配置

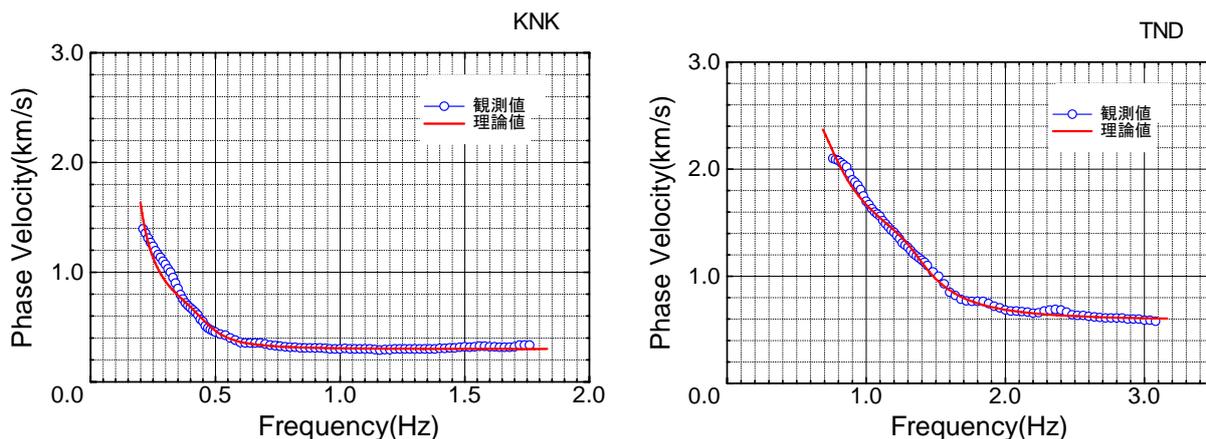


図 13 関空 2 期島（左）および富田林（右）における観測およびモデルによる位相速度

表 2 関空 2 期島（左）および富田林（右）で推定されたモデル

No.	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	275	0.315	1.71	1.79
2	575	0.615	1.98	1.93
3	1205	0.960	2.35	2.06
4	---	3.200	5.56	2.62

No.	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	170	0.625	1.99	1.93
2	390	1.180	2.55	2.13
3	---	3.200	5.56	2.62

4) 浅層地盤モデルの検討

大阪平野とその周辺域では、全国に先駆けてボーリング・データの統一的なデータベース化がおこなわれており、その本数は優に 3 万本を越えている^{42)~47)}。平成 17 年度は、それらを用いて、大阪湾を囲む平野部において、非線形地盤応答を含むメッシュ・データを構築した。今年度は、新たなボーリング情報を加えて、大阪平野、京都盆地、奈良盆地、近江盆地域の 1 km メッシュのモデルを構築した。

まず、平成 17 年度と同様に、各メッシュ内に存在するボーリング・データの平均像をモデル化した（山本・他，2005）⁴⁸⁾。具体的には、地表から工学的基盤（大阪市中心部では深さ 20-40m の天満砂礫層）までを 2 m 毎に分割し、その 2 m 毎にメッシュ内で優勢な地層区分（粘土／砂／礫）を与え、平均 N 値と平均密度を設定し、土被り圧を考慮するなど、地盤毎の堆積状況を考慮した以下の関係式を用いて、その深度における S 波速度 (m/s) を換算した。図 14 にそのプロセスを示す。なお、ボーリング点が存在しないメッシュについては、微地形条件が共通（若松・他，1999）⁴⁹⁾の周辺メッシュの値を補間してモデル化をおこなっている。また、海上埋立地における埋め立て前の旧地盤のデータや、品質の劣るデータは除外している。

大阪・神戸（粘土が多い地域）

$$[\text{粘土}] \quad V_s = 46 \times (N+1)^{0.304} \times p_0^{0.076}$$

$$[\text{砂}] \quad V_s = 12 \times (N+1)^{0.173} \times p_0^{0.197}$$

$$[\text{礫}] \quad V_s = 11 \times (N+1)^{0.143} \times p_0^{0.225}$$

京都・奈良・滋賀（砂質土・礫質土が多い地域）

〔粘土〕 $V_s=110 \times (N+1)^{0.32}$

〔砂〕 $V_s=110 \times (N+1)^{0.24}$

〔礫〕 $V_s=130 \times (N+1)^{0.24}$

V_s : S 波速度 (m/sec)、 N : N 値、 p_0 : 有効土被り (N/m^2)

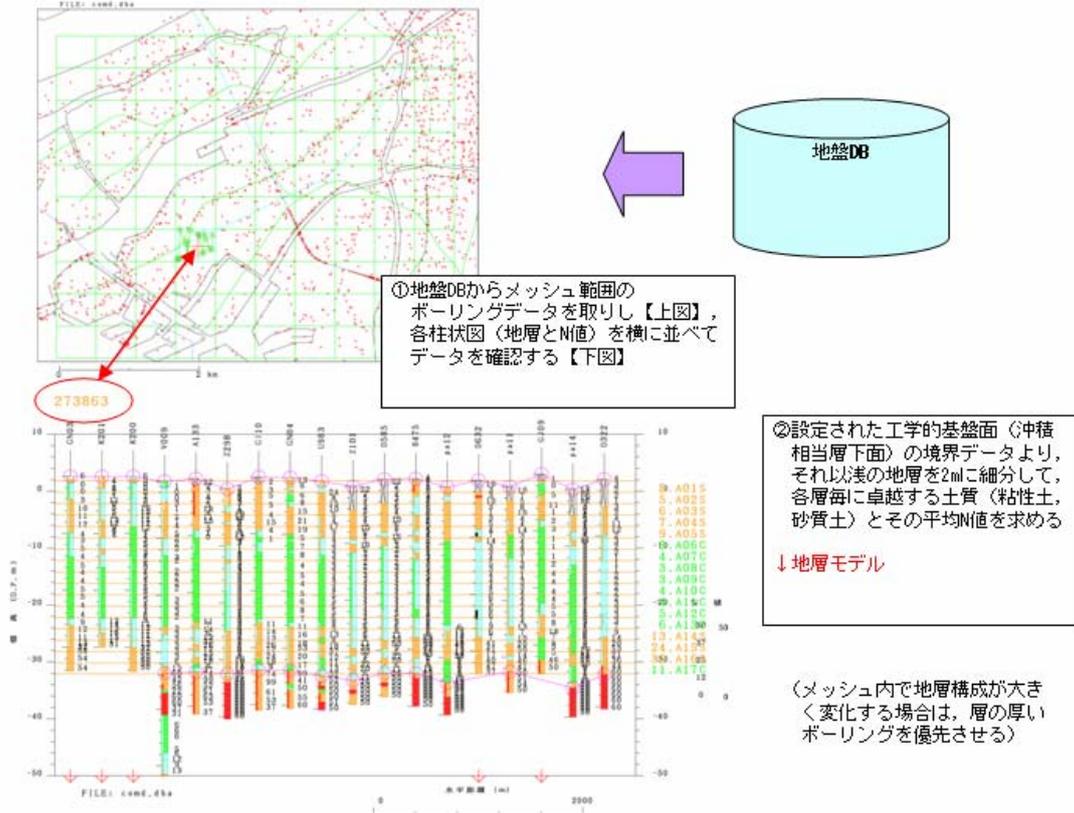


図 14 メッシュ毎の浅層地盤モデル作成のフロー

図 15 に、モデル化した領域の軟弱層厚と表層部 30m の平均 S 波速度である AVS30 値 (Midorikawa et al., 1994) ⁵⁰⁾ の分布を示す。

また、地盤の非線形応答特性については、ボーリング・データベースに少ないながらも含まれている三軸試験および中空ねじり試験のデータを、以下に示す Hardin-Drnevich モデルで近似することで $G/G_0 \sim \gamma$ 、 $h \sim \gamma$ 特性を設定している。

$$\frac{G}{G_{max}} = \frac{1}{1 + \gamma/\gamma_r}, \quad h = h_{max} \left(1 - \frac{G}{G_{max}} \right)$$

ただし、地域による特徴を区分するだけのデータがないことから、ここでは以下に示す特性値を全域で用いることとした。

〔粘土〕 $\gamma_r = 1.4 \times 10^{-3}$, $h_{max} = 0.19$

〔砂および礫〕 $\gamma_r = 6.0 \times 10^{-4}$, $h_{max} = 0.195$

このようにして与えられた地盤情報から工学的基盤相当の深度まで図化し例を図 16 に示す。表層部は 2 m 毎にモデル化され、2) で示した堆積地盤モデルの表層部（大阪平野では $V_s=350\text{m/s}$ ）に連結されている。

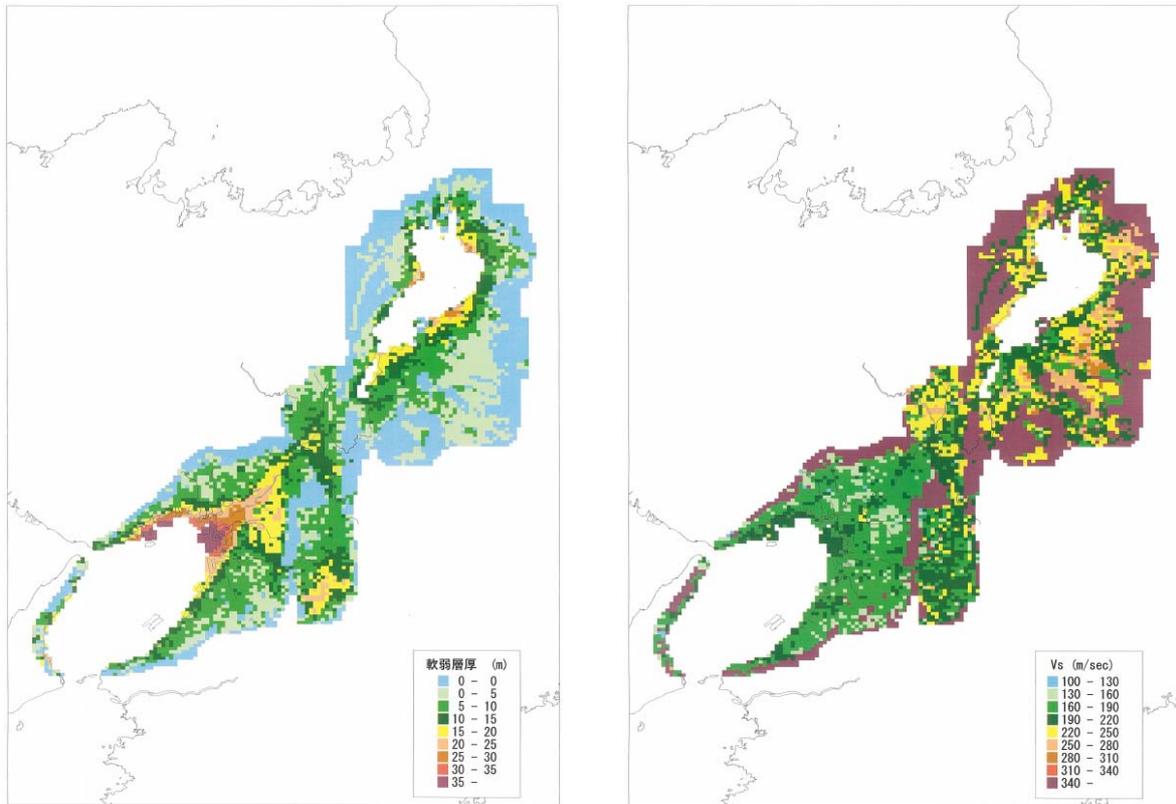


図 15 モデル化領域の軟弱層厚（左）と AVS30（右）の分布

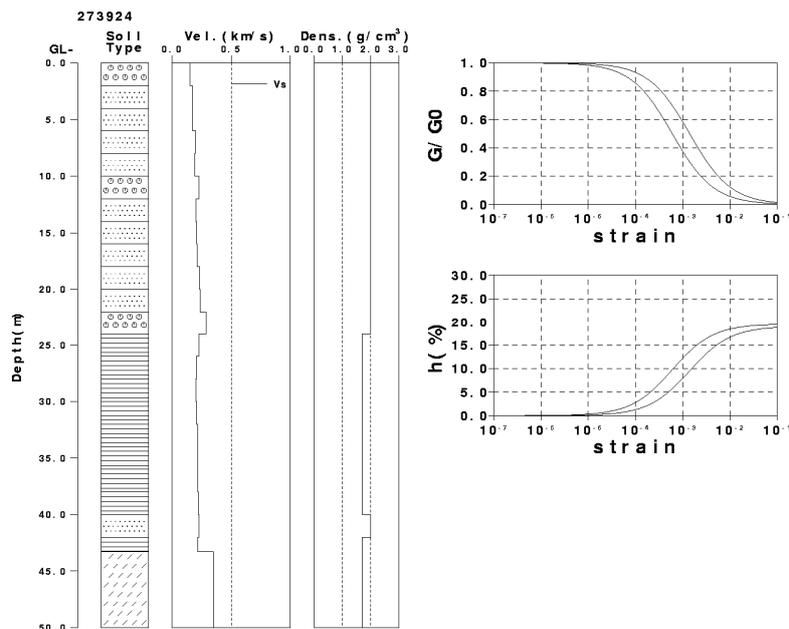


図 16 メッシュにおける地盤モデルの図化例

5) モデルの検証

更新した地殻および堆積盆地モデルについて、長周期理論計算（3次元差分法(Pitarka, 1994)⁵¹⁾）による波形計算を実施し、観測地震動との比較をおこなった。対象とした地震は、2004年9月5日23時57分に発生した東海道沖の地震（本震：M7.4）およびその最大余震（M6.5：2004年9月7日8時29分）とした。震源モデルは、EIC地震学ノート（山中，2004⁵²⁾、山中，2004⁵³⁾）に準拠している。ただし、精度の懸念される震源深さについては、幾つかの予備計算を実施した上で、海洋性地殻内の20kmと設定した。比較の対象とした観測点を図17に示す。

まず、震源破壊過程の比較的単純な最大余震を用いて、構造モデルの検証をおこなった。震源は点震源とし、EIC地震学ノート（山中，2004）⁵²⁾による震源時間関数に適合するように中村・宮武(2000)⁵⁴⁾によって提案されているすべり速度時間関数を調整して用いた。図18に硬質サイトにおける波形の比較例を、図19に応答スペクトルの比較例を示す。計算は最小格子間隔100mで実施され、周期約2秒以上を表現することができる。波形の完全な一致は望めないが、後続波を含めて振幅は概ね再現されている。

次に、本震震源を7×4の要素断層に分割し、それぞれにEIC地震学ノート⁵³⁾に応じた地震モーメントとメカニズムを与え、ベル型のすべり時間関数（周期6秒）で震源すべりを表現した。図20に、堆積盆地部における波形の比較例を示す。最小格子間隔150mを用いており、周期約3秒以上を表現することができる。こちらの場合も、波形の完全な一致は望めないものの、振幅は再現されている。ただし、特に比較的堆積層の薄いサイトの上下動計算波形に大きなパルスが見られており、その生成過程の詳細検討が望まれる。図21には、同シミュレーションによる60秒後と180秒後の振幅分布を示す。発震後3分を経過しても、特に大阪堆積盆地の北西部を中心に震動が継続していることが分かる。

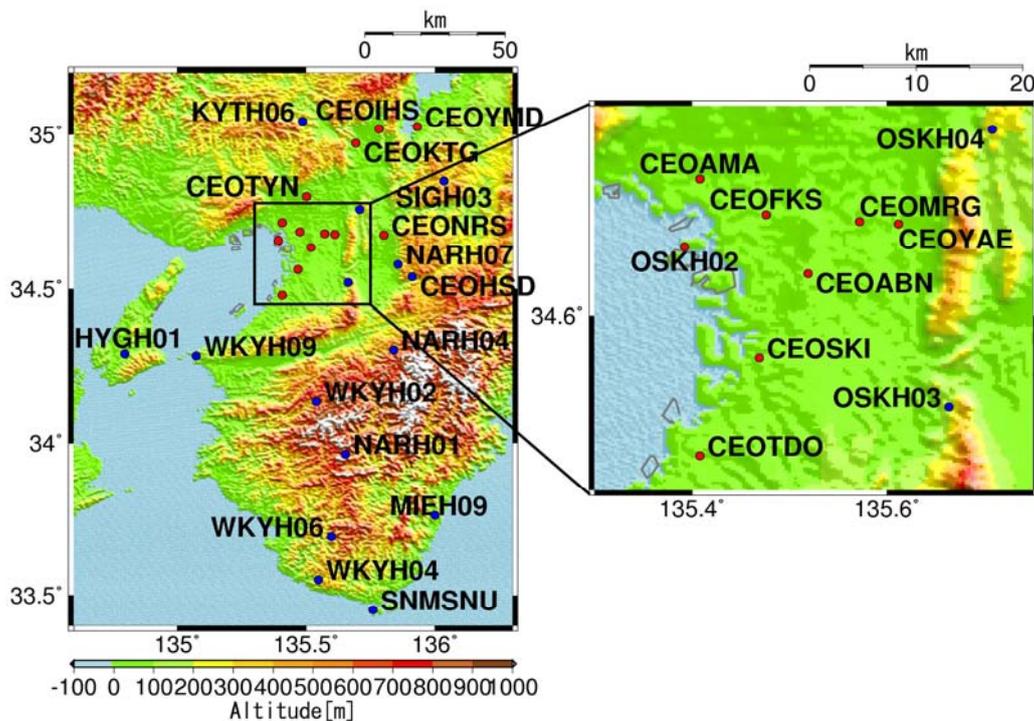


図17 比較検討の対象としたサイト（青：硬質サイト、赤：堆積層サイト）

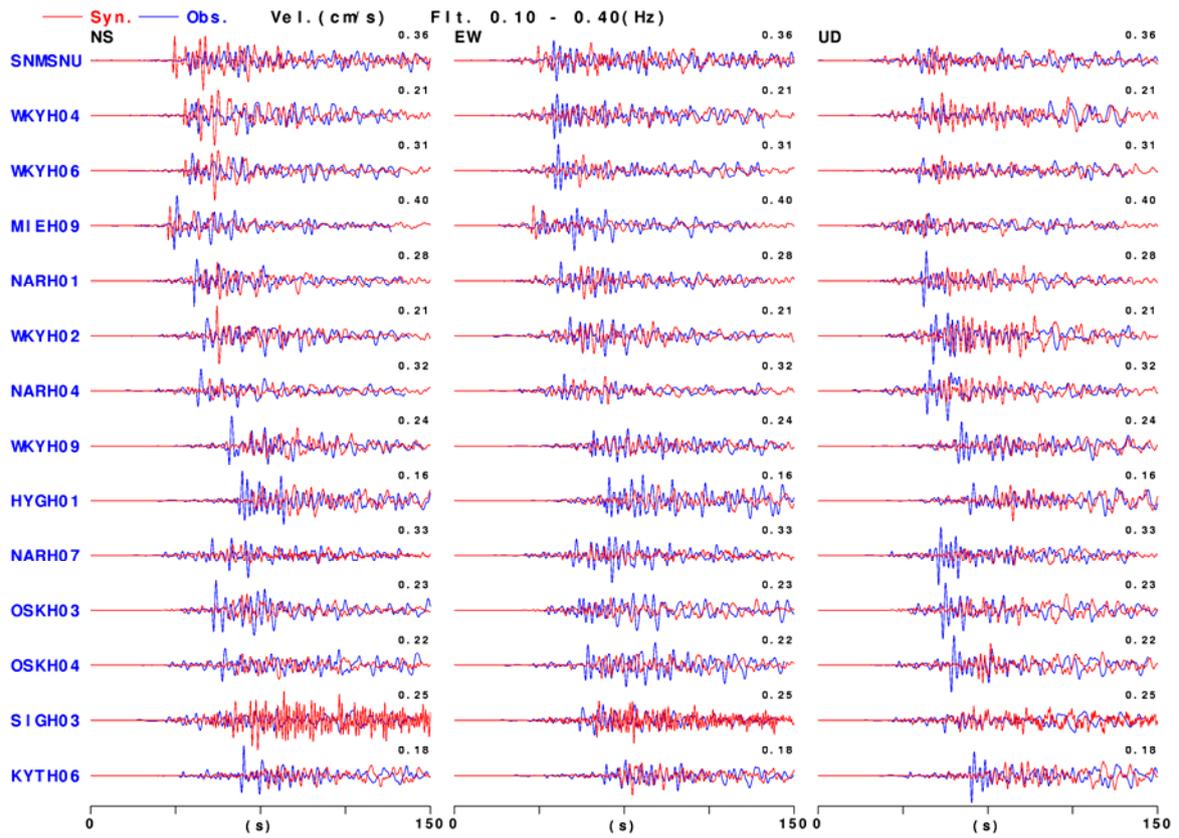


図 18 2004 年 9 月 7 日の最大余震 (M6.5) による硬質サイトにおける波形の比較

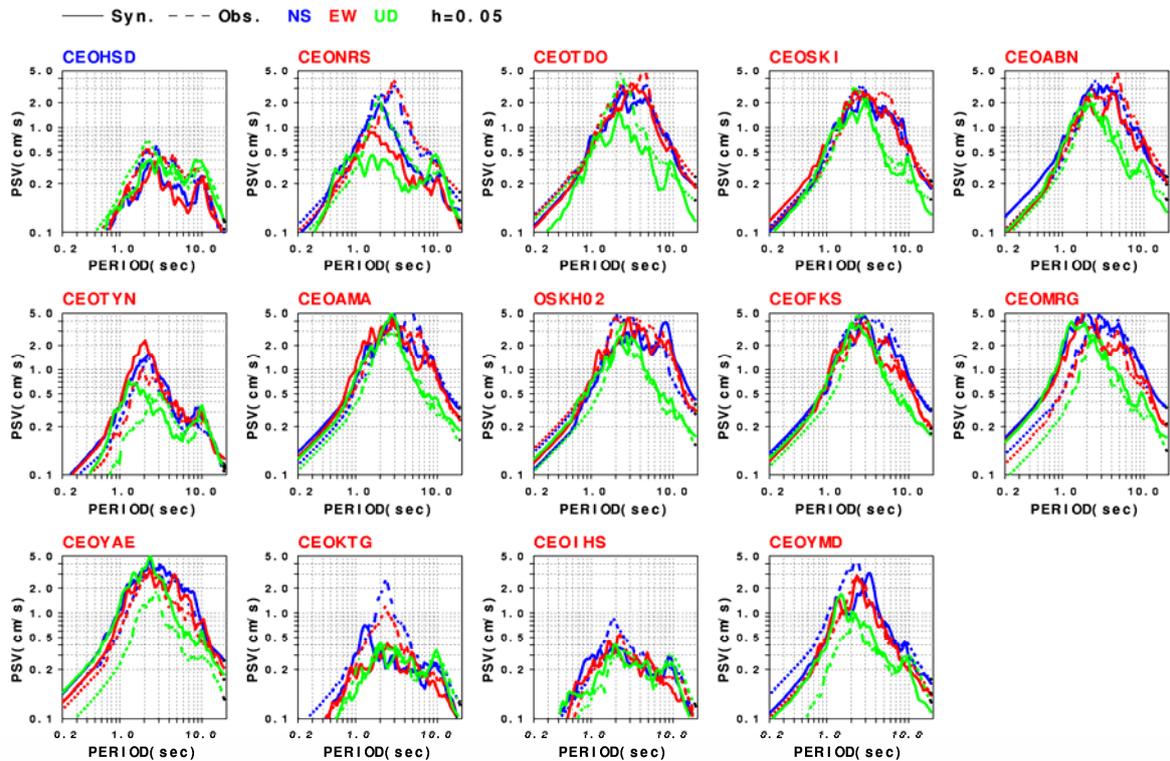


図 19 2004 年 9 月 7 日の最大余震 (M6.5) による堆積層サイトにおけるスペクトルの比較

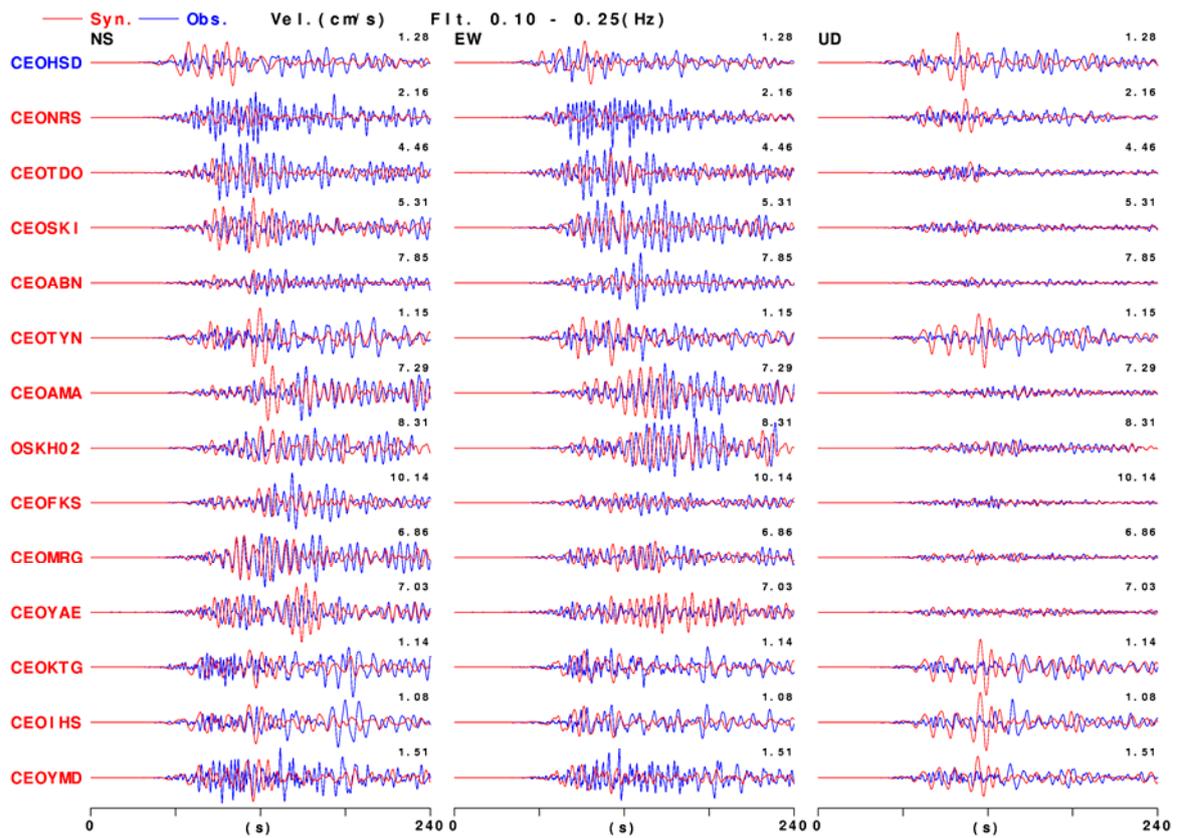


図 20 2004 年 9 月 5 日の本震 (M7.4) による堆積層サイトにおける波形の比較

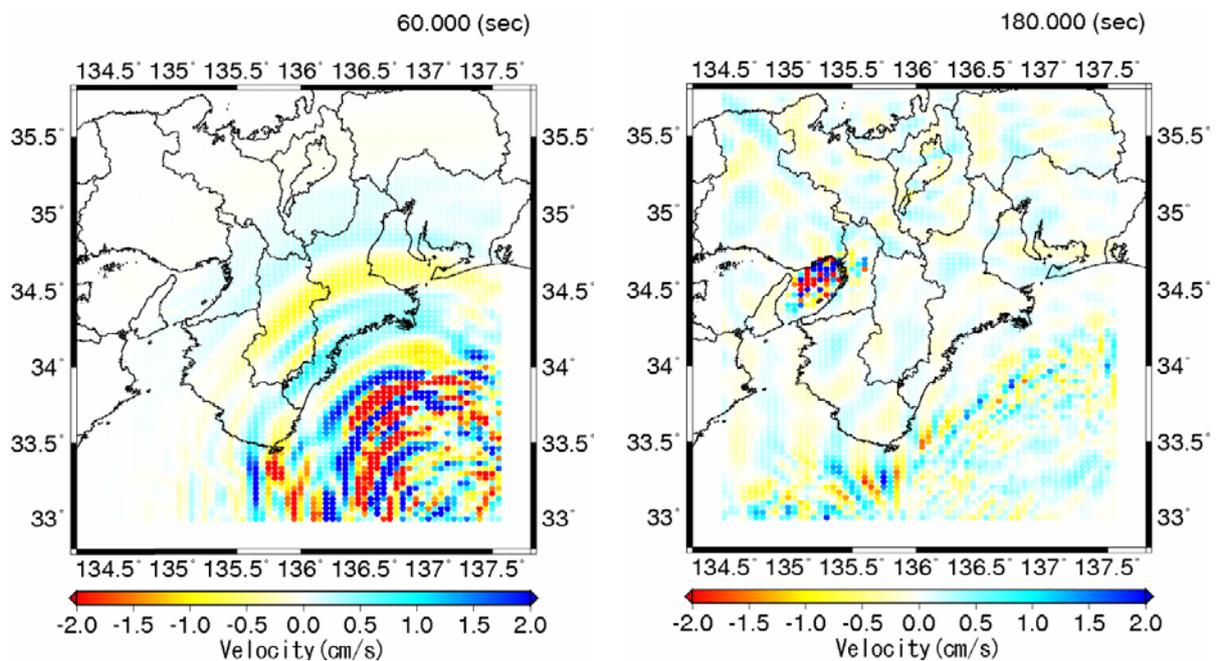


図 21 2004 年 9 月 5 日の本震 (M7.4) によるスナップ・ショット

次に、大阪平野内の強震観測点において、地震観測記録および常時微動観測記録を用いて算出した H/V スペクトル比の卓越周期と、モデルより算出される表面波水平/上下成分の理論スペクトル比による卓越周期を比較した。その結果の一例を図 22 に示す。また、

両者の差の分布を図 23 に示す。モデルの方がやや長めになるサイトが多いことが分かる。モデルはサイト直下の構造を反映しているが、観測は不整形な周辺構造の影響を反映していることも一因と考えられるが、これらの差異についてはより詳細な検討が望まれる。

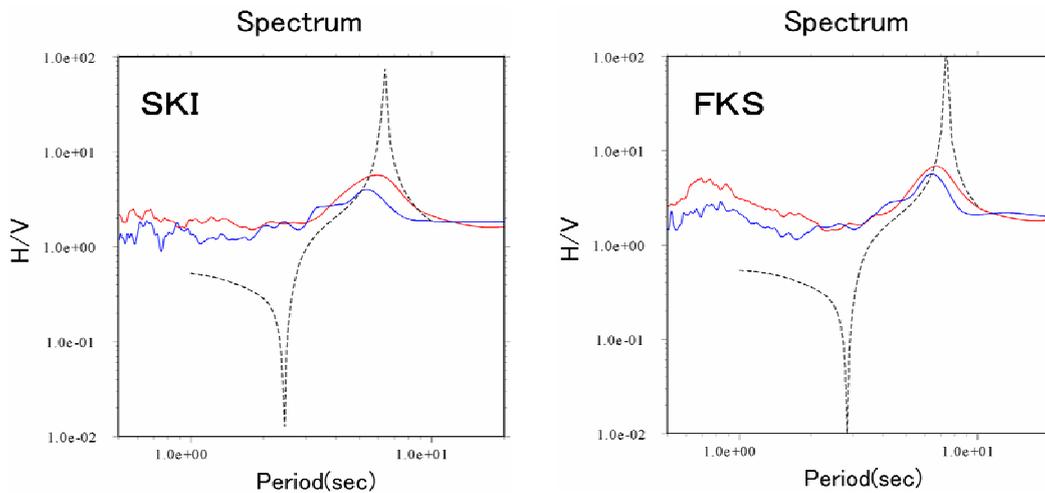


図 22 観測 H/V とモデルによる理論 H/V (破線) の比較例

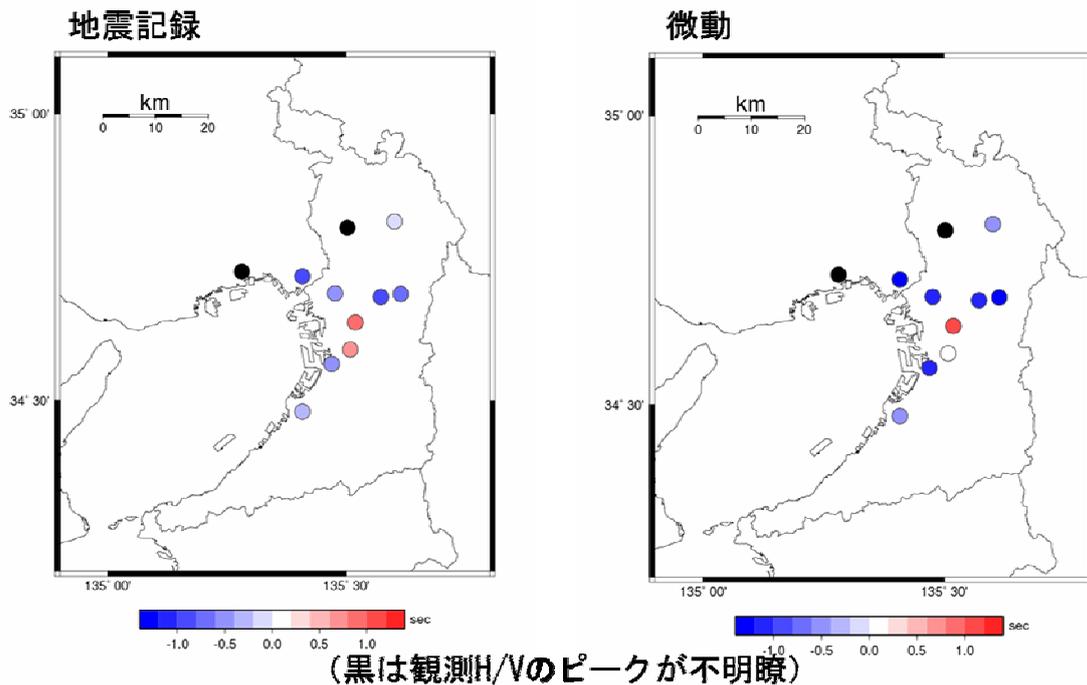


図 23 観測 H/V とモデルによる理論 H/V の 差 (観測-モデル) の分布

(d) 結論ならびに今後の課題

以上の検討によって得られた結論を以下にまとめる。

- 1) 大阪堆積盆地を含む近畿圏および東南海、南海の海溝型震源断層を含む領域の地殻構造について、上・下部地殻、海洋プレート、マントルによる構成される 3 次元モデルを更新した。

- 2) 大阪平野、京都盆地、奈良盆地について、既往モデルでは情報の少ない領域を対象に、常時微動アレー観測、常時微動単点3成分観測によるH/Vスペクトル比解析を実施し、新たなモデル化情報の蓄積をおこなった。
- 3) 大阪平野および近隣の堆積盆地（近江盆地、京都盆地、奈良盆地）について、3次元堆積盆地構造モデルの更新をおこない、大阪平野と併せた総合モデルの構築をおこなった。
- 4) 対象とする全領域で特徴的な記録が得られている、2004年東海道沖の地震およびその余震を用いて、想定したモデルの妥当性についての検討をおこなった。
- 5) 大阪平野内の強震観測点において、観測記録によるH/Vスペクトル比の卓越周期とモデルによる卓越周期を比較した。サイト直下の構造モデルによる卓越周期の方が、やや長めとなった。
- 6) 近江盆地、京都盆地、奈良盆地を対象に、工学的基盤以浅の浅層地盤構造について、表層地震応答解析に必要な地震波伝播速度、密度、非線形応答特性をモデル化した。また、今後の課題を以下にまとめる。
 - 1) 地殻構造モデルについては、本検討実施以後も新たなデータの公表がおこなわれている。それらを取り込んだモデルの作成が必要である。
 - 2) 堆積地盤モデルについては、現状で観測波形による検証結果が不十分な地域について、更なるデータの追加、モデルの更新を実施する必要がある。
 - 3) ボーリング・データベースを用いた表層地盤モデルについても、今回はデータの補間を行わざるを得なかった領域について、新たなデータに基づくモデルの更新が望まれる。

(e) 引用文献

- 1) 安藤誠，森谷武男，岩崎貴哉，武田哲也，朴成実，酒井慎一，飯高隆，久保篤規，宮町宏樹，田代勝也，松島健，鈴木貞臣：九州東部の人工地震観測から推定された地殻構造，東京大学地震研究所彙報，地震研究所彙報，77，pp. 277-285，2002.
- 2) ERI database: <http://www-es.s.chiba-u.ac.jp/~satot/ERIDB>
- 3) 市川岳：海底地震計を使った日向灘周辺の地殻構造研究，北海道大学大学院理学，研究科地球惑星科学専攻 修士論文，pp. 260，1997.
- 4) Iidaka T., T. Iwasaki, T. Takeda, T. Moriya, I. Kumakawa, E. Kurashimo, T. Kawamura, F. Yamazaki, K. Koike, and G. Aoki: Configuration of subducting Philippine Sea plate and crustal structure in the central Japan region, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5), 1219, doi:10.1029/2002GL016517, 2003.
- 5) 伊藤潔：地殻内地震発生層、地球，38，pp. 114-127，2002.
- 6) 伊藤潔：近畿圏大深度弾性波探査（新宮一舞鶴側線），大都市大地震軽減化特別プロジェクトI 地震動の予測，平成17年度成果報告書，pp.199-238，2006.
- 7) 伊藤潔，廣瀬一聖：人工地震記録を用いた近畿地方の地殻構造，大都市大地震軽減化特別プロジェクトI 地震動の予測，平成17年度成果報告書，pp.543-559,2006.
- 8) Iwasaki et al.: Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island arc deduced from the deep seismic sounding, *Geoph.J.Int.*, 102, pp. 631-651, 1990.
- 9) JAMSTEC database:

http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data.

- 10) 金田義行, 馬場俊孝: 海溝型地震の強震動予測のための海域地下構造モデルの構成, 大都市大地震軽減化特別プロジェクト I 地震動の予測, 平成17年度成果報告書, pp.490-500, 2006.
- 11) Kodaira, S., N. Takahashi, J.O. Park, K.Mochizuki, M.Shinohara, S.Kimura: Western Nankai trough seismogenic zone: Results from a wide-angle oceanic bottom seismic survey, *J.Geophys.Res.*, 105, pp. 5887-5905, 2000.
- 12) Kodaira S., E.Kurashimo, J.O.Park, N.Takahashi, A.Nakanishi, S.Miura, T.Iwasaki, N.Hirata, K.Ito, and Y.Kaneda: Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the Nankai trough seismogenic zone, *Geophys.J.Int.*, 149, pp. 815-835, 2002.
- 13) Kodaira S., A.Nakanishi, J.O.Park, N.Takahashi, and Y.Kaneda: What control segmentation of mega-thrust earthquakes in the Nankai segmentation zone: a review of high resolution seismic surveys, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 78, pp. 175-183, 2003.
- 14) 三好崇之, 石橋克彦: 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状, *地震* 2, 57, pp. 139-152, 2004.
- 15) Nakahigashi K., M. Shinohara, S. Suzuki, R. Hino, H. Shiobara, H. Takenaka, M. Nishino, T. Sato, S. Yoneshima, T. Kanazawa: Seismic structure of the crust and uppermost mantle in the incipient stage of back arc rifting — northernmost Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02614, doi:10.1029/2003GL018928, 2004.
- 16) Nakanishi A., H.Shiobara, R.Hino, S.Kodaira, T.Kanazawa, and H.Shimamura: Detailed subduction structure across the eastern Nankai Trough obtained from ocean bottom seismographic profiles, *J.Geophys.Res.*, 103, 27151-27168, 1998.
- 17) Nakanishi A., N.Takahashi, J.O.Park, S.Miura, S.Kodaira, Y.Kaneda, N.Hirata, T.Iwasaki, and M. Nakamura: Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J.Geophys.Res.*, 107, 10.1029/2001JB000424, 2002.
- 18) Nakanishi, A., H. Shiobara, R. Hino, K. Mochizuki, T. Sato, J.Kasahara, N. Takahashi, K. Suyehiro, H. Tokuyama, J.Segawa, M. Shinohara, and H. Shimamura: Deep crustal structure of the eastern Nankai trough and Zenisu ridge by dense airgun -OBS seismic profiling, *Mar. Geology*, 187, pp. 47-62, 2002.
- 19) Nakanishi, A., S. Kodaira, J. -O. Park, and Y. Kaneda: Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, pp. 255-263, 2002.
- 20) Petukhin A., and T.Kagawa: Methodology for construction of 3-D Velocity Model in Complex Tectonic Environment for Strong Ground Motion Simulation, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, September 3-8, Geneva, Switzerland, ID757, 2006.
- 21) Salah, M. K., and D. Zhao: Mapping the Crustal thickness in Southwest Japan

- Using Moho Reflected waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 141, pp. 79-94, 2004.
- 22) 澁谷拓郎, 伊藤潔: 自然地震による地殻構造探査, 大都市大地震軽減化特別プロジェクト I 地震動の予測, 平成 17 年度成果報告書, pp.239-248, 2006.
 - 23) Shiomi K., K.Obara, and H.Sato: Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion, *Tectonophysics*, 420, pp. 205-221, 2006.
 - 24) 汐見勝彦, 松原誠, 小原一成: 新しいフィリピン海プレート形状モデルの構築 ~静岡県西部から九州北部まで~, 日本地震学会講演予稿集 2006 年度秋季大会, P102, 2006.
 - 25) Takahashi N., S.Kodaira, A.Nakanishi, J.O.Park, S.Miura, T.Tsuru, Y.Kaneda, K.Suyehiro, and H.Kinoshita: Seismic structure of western end of the Nankai trough seismicogenic zone, *J.Geophys.Res.*, 107, 10.1029/2000JB000121, 2002.
 - 26) Takahashi N., Kodaira, S., Park, J.-O., and Diebold, J.: Heterogeneous structure of western Nankai seismicogenic zone deduced by multichannel reflection data and wide-angle seismic data, *Tectonophys.*, Vol. 364, No.3, pp. 167-190, 2003.
 - 27) Yamauchi, M., K.Hirahara, T.Shibutani: High Resolution Receiver Function Imaging of the Seismic Velocity Discontinuities in the Crust and the Uppermost Mantle Beneath Southwest Japan, *Earth Planets Space*, 55, pp. 59-64, 2003.
 - 28) Zhao, B., M.Tsurugi, and T.Kagawa: Strong Motion Simulation for Large Subduction Earthquakes, 13th World conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, Paper No.795, 2004.
 - 29) Zhao, D., A.Hasegawa: P Wave Tomographic Imaging of the Crust and Upper Mantle Beneath the Japan Islands, *J.Geophys.Res.*, 98, B3, pp. 4333-4353, 1993.
 - 30) Koketsu, K. and S. Hogashi : Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo Metropolitan Area, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, pp. 2328-2349, 1992.
 - 31) Kagawa, T., B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura : Modeling of 3-D basin structures for seismic wave simulations based on available information on the target area: Case study of the Osaka Basin, Japan, *Bulletin of Seismological Society America*, 94, pp. 1353-1368, 2004.
 - 32) 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」, 平成 17 年度成果報告書, 文部科学省, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/daidai/h17seika-hokokusho/contents_H17_F.html, 2006.
 - 33) 赤松純平, 駒沢正夫: 京都・奈良盆地系の重力基盤構造について, 京都大学防災研究所年報, 47B, pp. 929-936, 2003.
 - 34) 井上直人, 中川康一, 領木邦浩: 大阪平野の重力異常と基盤構造, 物理探査学会, 51, pp. 1-16, 1998.
 - 35) Inoue N. and Nakagawa K. : Modeling of the underground structure in the Osaka sedimentary basin based on geological interpretation of gravity anomalies and seismic profiles, *Journal of Osaka City University*, 43, pp. 97-110, 2000.
 - 36) 盛川仁, 土岐憲三, 尾上謙介, 赤松純平, 竹内徹: 脈動の H/V スペクトル比を用いた

- 奈良盆地中央部の基盤岩構造の推定, 第 10 回 日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 1269-1272, 1998.
- 37) 京都市: 京都市第 3 次地震被害想定 http://www.city.kyoto.jp/shobo/frame_dai3-higaisoutei.html, 2003.
- 38) 香川敬生, 大西良広, 長郁夫, 趙伯明: 3次元速度構造のモデル化手法, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究 第 4 回シンポジウム論文集, pp. 83-86, 2005.
- 39) 大阪府土木部: 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書, 大阪府, 1997.
- 40) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, pp. 415-456, 1957.
- 41) 長 郁夫, 中西一郎, 凌 甦群, 岡田 広: 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズムfGAの適用, *物理探査*, 52, 3, pp.227-246, 1999.
- 42) 関西地盤情報活用協議会: 新関西地盤—神戸および阪神間—, 1998.
- 43) 関西地盤情報活用協議会: 関西地層分布図—大阪平野—, 1998.
- 44) 関西地盤情報活用協議会: 新関西地盤—京都盆地—, 2002.
- 45) 大阪湾海底の地盤研究委員会: 大阪湾海底地盤, 1990.
- 46) 大阪湾海底地盤情報の活用に関する研究委員会: 海底地盤—大阪湾を例として—, 1995.
- 47) 大阪湾地盤情報の研究協議会: バイエリアの地盤と建設—大阪湾を例として—, 2002.
- 48) 山本浩司, 田中礼司, 関口春子, 吉田邦一: 地盤情報データベースによる大阪堆積盆地の V_s 推定式と浅層地盤モデル, 第 49 回地盤工学研究発表会, 2005.
- 49) 若松加寿江, 久保純子, 松岡昌志, 長谷川浩一, 杉浦正美: 日本の地形・地盤デジタルマップ, 東京大学出版会, 1995 (製品シリアル番号: JEGM0465) .
- 50) Midorikawa, S., M. Matsuoka, and K. Sakugawa: Site effects on strong ground motion records due to the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan, earthquake, The 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol. 3, pp. 85-90, 1994.
- 51) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered-grid with non-uniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- 52) 山中佳子: 9月5日の紀伊半島南東沖の地震 (Mj6.9, Mj7.4, Mj6.4 + Mj6.2), EIC 地震学ノート, 152, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC152.html, 2004.
- 53) 山中佳子: 9月5日の紀伊半島南東沖地震 (本震: Mj7.4) の再解析, EIC 地震学ノート, 153, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC153.html, 2004.
- 54) 中村洋光, 宮武隆: 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, pp. 1-9, 2000.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岩田知孝, Anatoly Petukhin, 香川敬生	強震動シミュレーションの ための近畿圏地盤・地殻構 造モデルの構築	日本地球惑星科学連合 2006年大会	2006年5月 16日
Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin and Y. Onishi	Basin and Crustal Structure Model for Strong Ground Motion Simulation in Kinki area	SCEC-ERI Joint workshop on crustal structure characterization and strong ground motions, Oxnard, USA	Jun. 2, 2006
Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin and Y. Onishi	Basin and Crustal Structure Model for Strong Ground Motion Simulation in Kinki, Japan	Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion 2006, Grenoble, France	平成18年 8月31日
Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin and Y. Onishi	Basin and Crustal Structure Model in Kinki Area and Long-Period Ground Motions	国際ワークショップ「長 周期地震動と地下構造」	Nov., 15, 2006
岩田知孝	強震動予測のためのモデル 高精度化	大大特（I）成果報告会	2006年 11月29日
Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin and Y. Onishi	Basin and Crustal Velocity Structure Modeling for Strong Motion Simulation in Kinki Area, Japan	American Geophysical Union 2006 Fall Meeting	平成18年 12月12日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2) 長周期地震動シミュレーションによる大阪堆積盆地構造モデルの検証

岩田知孝（京都大学防災研究所）

iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

岩城麻子（京都大学防災研究所）

iwaki@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a)業務の要約

平成 17 年度までに構築された地盤構造モデルの強震動シミュレーションへの適用性を検証することを目的として、大阪堆積盆地で観測された長周期地震動のモデリングを行う。

2004 年 9 月 5 日に紀伊半島南東沖を震源とするやや規模の大きな地震が発生し、全国で広域にわたって地震動が観測された。大阪堆積盆地内各観測点で観測された周期数秒以上の長周期地震動にはサイトに依存した卓越周期や震動卓越方向が見られた。既存の盆地構造モデル(Kagawa et al., 2004)¹⁾に基づく波動場のシミュレーションによってそれらの長周期地震動特性の説明を試みた。周期 3 秒以上の地震動シミュレーションにおいて適切な堆積層内の Q 値パラメータの検討を行うとともに、盆地内の観測点の主な地震動特性が再現されることを確認した。

(b)業務の実施方法

2004 年 9 月紀伊半島南東沖地震の本震（9 月 5 日 23 時 57 分、M_J7.4）、前震（9 月 5 日 19 時 7 分、M_J6.9）および最大余震（9 月 7 日 8 時 29 分、M_J6.4）の強震記録を用いて大阪堆積盆地内各観測点における長周期地震動の特徴を整理した。

次に最大余震記録を対象としてその観測記録の特徴を既存の堆積盆地構造モデルでどのように再現できるかを、3 次元堆積盆地構造モデルを組み込んだ地震動シミュレーションによって検討した。この際に、堆積盆地構造モデルの単純化による影響の評価と、数値シミュレーション時の堆積盆地の減衰構造パラメータ（Q 値）の評価を行った。

(c)業務の成果

1)堆積盆地内長周期地震動特性

図 1 には本研究で用いた地震の震央分布と大阪堆積盆地及びその周辺の地震観測点を示す。震央から大阪盆地への震央距離は約 200km である。

この本震における長周期地震動特性は、例えば岩田・浅野(2005)²⁾により報告されており、大阪湾岸地域の観測点では周期 6 秒の地震動が卓越していた。ここではこの周期 6 秒の地震動の特徴が、他のイベントでも見られるかどうかを震動卓越方向の特徴も含めて検討した。周期 6 秒の擬似速度応答スペクトル（h=5%）の水平成分最大値、および応答の南北成分と東西成分の比を前震、本震、最大余震で比較すると、観測点ごとに相対的な応答値の大小や卓越震動方向に地震に依らない一定の傾向が見られ、サイトの地震動特性である可能性を支持する。

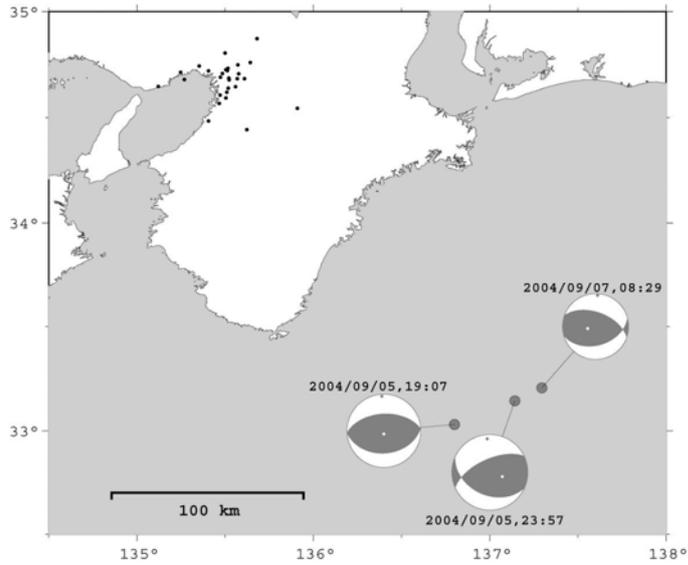


図1 前震、本震、最大余震の震央位置とメカニズム解およびここで用いた地震観測点（黒い小さな丸）。震央位置は気象庁、メカニズム解は F-net による。

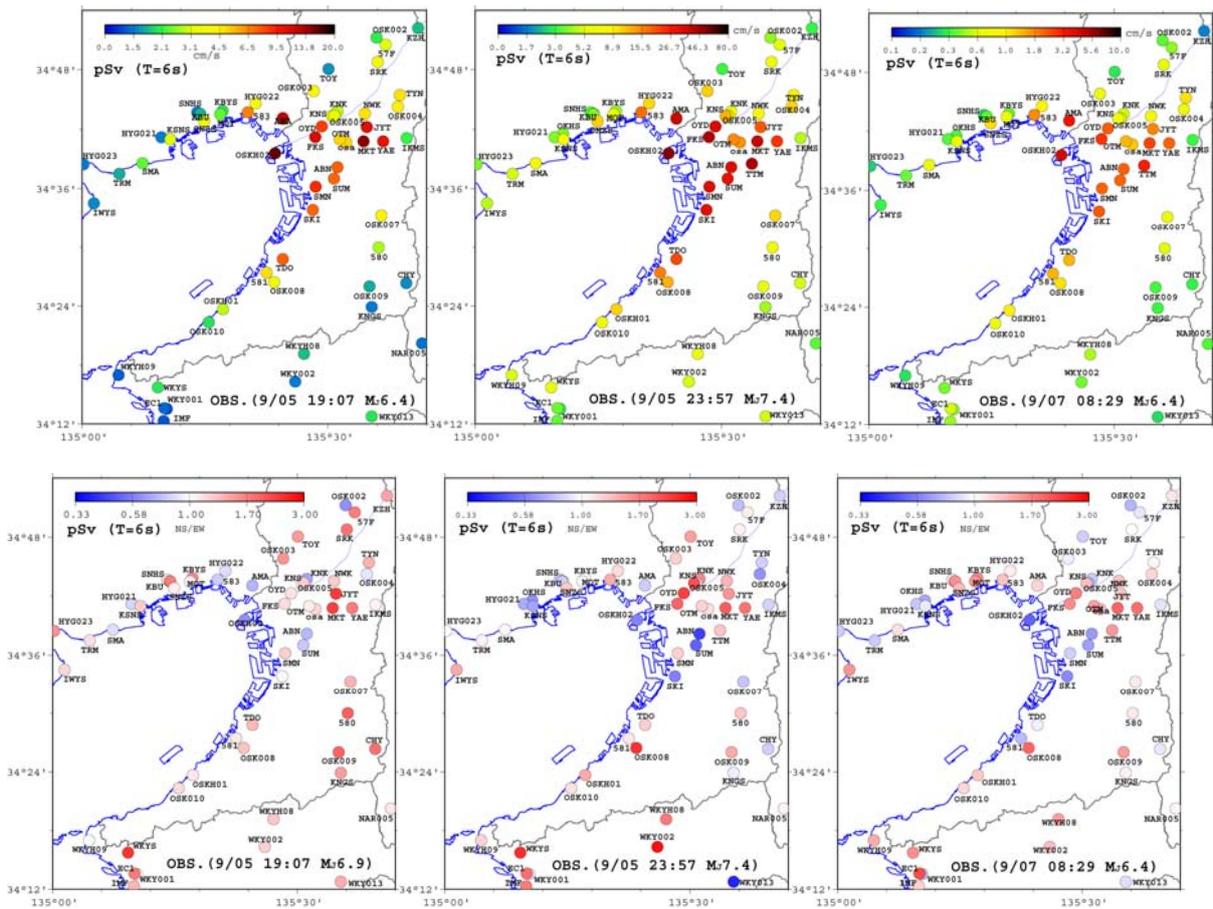


図2 各イベントに対する各地点の周期6秒、 $h=5\%$ の擬似速度応答スペクトル。上：東西、南北成分の大きい方の応答値。下：南北/東西方向の応答値の比。左・前震、中：本震、右：最大余震。

水平成分応答最大値（図 2 上）の図からは、観測点 MKT、FKS、OSKH02 などではどのイベントでも周期 6 秒の地震動が他の地点に比べて卓越していることが分かる。また、数 km しか離れていない地点で応答値が大きく違う場合がある。例えば約 5 km はなれた MKT と NWK では値に 5 倍程度違いがある。この特徴もイベントに依らず再現されているので、近傍観測点でも地盤震動特性の違いがあることを反映している。また、ここで着目したい南北成分/東西成分の比（図 2 下）については、河内盆地内の MKT、YAE、JYT では南北方向の卓越が、大阪市南部の ABN、SUM では東西方向の卓越が特徴としてあげられる。

2) 数値シミュレーションによる大阪堆積盆地内地震動特性

1) で示した大阪堆積盆地内の地震動特性を堆積盆地構造モデルによって評価する。これによって、各地点における地震動特性を知るとともに、堆積盆地構造モデルの強震動シミュレーションへの妥当性の検証を行う。

紀伊半島南東沖の震源と大阪盆地を含む南北 250 km、東西 280 km、深さ 50 km の計算領域で、今回の 3 イベントのうち震源時間関数が比較的単純と考えられる最大余震（9 月 7 日 8 時 29 分、M6.4）の地震動に対する数値シミュレーションを行った。

領域全体には Iwata et al.(2006)³⁾を参考にして一次元地殻構造を設定し、領域の北西 100 km 四方角に Kagawa et al.(2004)¹⁾の大阪堆積盆地を対象とした三次元堆積層厚モデルを組み込んだ地下構造モデルを用いた。Kagawa et al.(2004)¹⁾は堆積盆地内を 3 層構造と仮定しており、それらの層厚は堆積層全体の層厚に比例している。盆地領域外は地震基盤層が地表まで存在する構造モデルとなっている。各層の P 波・S 波速度、密度、および地表面からの深さを表 1 に示す。

地震動の計算は不等間隔の Staggered Grid を用いた三次元有限差分法（Pitarka(1999)⁴⁾）を用いた。使用した解析条件および震源パラメーターを表 2、3 に示す。震央位置は気象庁一元化データ、震源メカニズムは防災科学技術研究所 F-net による。震源深さは 11 km、15 km、20 km、25 km で試行し、観測振幅の再現性が最もよかった 25 km のものを採用した。

表 1 地下構造モデル各層の物性値

	Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [g/cm ³]	depth [km]	
Sed.	1	1.60	0.35	1.7	$z \times 0.193$
	2	1.80	0.55	1.8	$z \times 0.472$
	3	2.50	1.00	2.1	$z(x,y)$
Rock	4	5.40	3.20	2.7	3.1
	5	6.00	3.70	2.8	15
	6	6.70	3.90	2.9	35
	7	7.70	4.45	3.1	50

表 2 解析条件

タイムステップ間隔 [sec]	0.01566
タイムステップ数	15964
計算周期範囲 [sec]	3.0-50
盆地内最小グリッド間隔 [km]	0.125
盆地外グリッド間隔 [km]	1.0

表 3 震源パラメーター

latitude, longitude	N33.209°, E137.293°
strike, dip, slip	272°, 49°, 97°
Mo [N/m]	6×10^{18}

2004 年紀伊半島南東沖地震の波動シミュレーションにおいては、フィリピン海プレート沈み込みに伴うトレンチの *sedimentary wedge* が厚い堆積層をなしており、この構造が地震動の震動継続時間の慎重に影響していることが指摘されている（例えば Yamada and Iwata, 2005⁵⁾）。本計算モデルにはこの構造が入っていない。本検討は堆積盆地における地震動特性の特徴分析を行うため、以下のような方法によって堆積盆地内の地震動特性を評価することとする。

盆地内観測点での地震動が、岩盤観測点での地震動と伝達関数のコンボリューションで表されるとすると、観測波形 O は伝達関数 H を用いて次のように表現される。

$$O_N(t) = H_N(t) * O_{rock}(t) \quad (1)$$

ここで下付文字の N は盆地内観測点の番号を、 $rock$ は岩盤観測点を表す。

計算波形 S もまた、伝達関数 H' を用いて

$$S_N(t) = H'_N(t) * S_{rock}(t) \quad (2)$$

と表すことができる。モデリングによって盆地内の波動伝播が再現されているとして $H_N(t) \approx H'_N(t)$ を仮定するとき、計算波形を岩盤観測点の観測波形で正規化した合成波形 U を次のように定義する。

$$\begin{aligned} U_N(t) &\equiv H'_N(t) * O_{rock}(t) \\ &= [S_N(t) / S_{rock}(t)] * O_{rock}(t) \\ &\approx O_N(t) \end{aligned} \quad (3)$$

本研究では岩盤観測点を **CHY** として図 3 に示す大阪堆積盆地内 47 観測点について合成波形 U_N ($N=1,2,\dots,47$) を計算し、 U を用いて盆地内観測点の震動特性が再現できるかどうかを検証した。

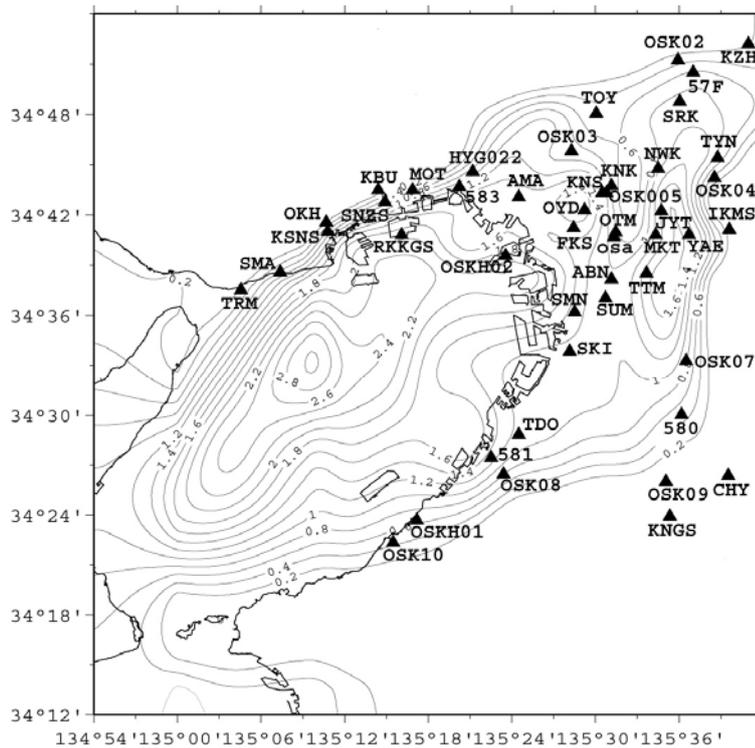


図3 盆地内観測点と基盤深度[km]等深線(Kagawa et al., 2004)。

使用した観測点は関西地震観測研究協議会、防災科学技術研究所 K-NET、KiK-net、電力共通研究、気象庁震度計、国土交通省国土技術政策総合研究所、および大阪市水道局の強震観測網によるものである。

3) 堆積地盤構造モデルの単純化の影響

本研究では周期 3 秒以上のやや長周期帯を解析の対象としているため、堆積層浅部の遅い S 波速度構造は計算結果に影響しにくい可能性があると考え、もともと 3 層からなる盆地構造モデルを単純化してシミュレーションを行い、元の計算結果との違いを考察した。

Kagawa et al. (2004)¹⁾による地盤構造モデルは、アレイ微動調査やボーリング調査などで行われた速度構造を参照にして堆積層を代表的な S 波速度である 1.00、0.55、0.35km/s の 3 層で与えている。この S 波速度を含む物性値を堆積層全体の平均値で統一したモデル (1 層モデル) と、S 波走時を等しく保ったまま浅い 2 層の物性値を統一したモデル (2 層モデル) を単純化モデルとして使用した。それぞれのモデルの S 波速度は前者が 0.8km/s、後者は 1.00、0.446km/s である。図 4 に、盆地内の震動レベルの大きかった観測点 MKT、FKS、OSKH02 の擬似速度応答を示している。単純化されたモデルでは対象周期帯全体にわたって擬似速度応答値が小さくなっていることが確認された。長周期のシミュレーションにおいても $V_s=0.35\text{km/s}$ の工学的基盤に相当する層のモデルが必要とされていると考えられる。

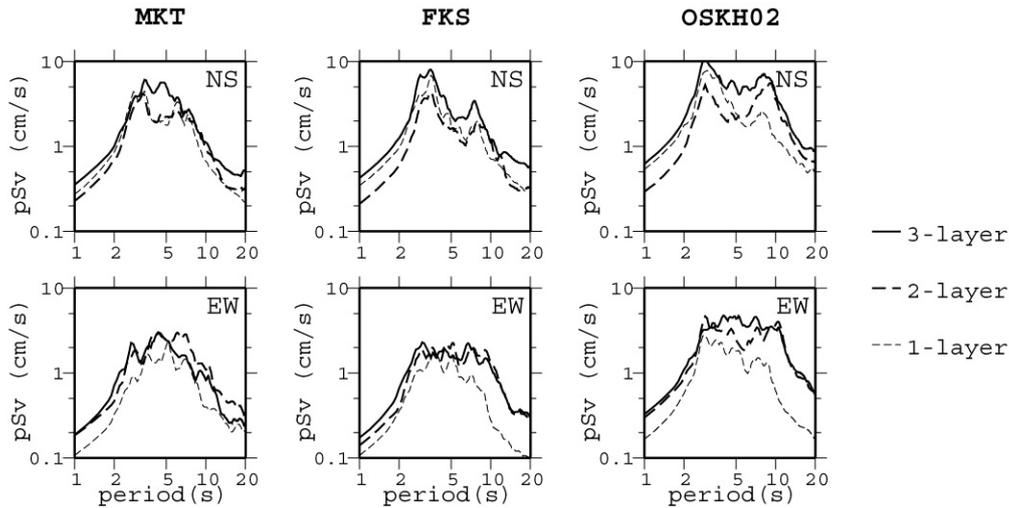


図4 速度応答スペクトル—単純化したモデルとの比較

4) Q 値の影響

構造モデル各層の Q 値を変化させた場合の波形の再現性への影響を検証した。差分計算に用いた Q 値には Graves (1996)⁶⁾ による次式で表される周期依存がある。

$$Q(T) = Q_0 \times (T_0/T) \quad (4)$$

ただし T_0 は参照周期、 Q_0 は参照周期における Q 値である。

釜江・川辺(2005)⁷⁾ は Q 値が S 波速度に比例すると仮定し、2000 年 10 月 31 日に三重県中部で発生した地震 (M5.7、震源深さ 35.4km) の観測記録と地震動シミュレーションの比較から、参照周期を 1 秒とした際の大阪堆積盆地堆積層の比例定数は 1/2 から 1/5 が適切であるとした。本研究もそれに倣い比例定数を 1/3 とした。

本計算において参照周期 T_0 を 1 秒で比例定数を 1/3 とすると、堆積盆地内観測点の波動場全体が過小評価されることが分かった。そこで参照周期を 1 秒のほかに 3 秒、6 秒とした場合の波形と擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の例を図 5 に示す。

堆積盆地北端に位置する MOT (神戸市) や SRK (茨木市) では参照周期 3 秒と 6 秒の場合に顕著に後続波が過大評価されているが、参照周期を 1 秒にすると抑えられた。一方、FKS、MKT をはじめとした大阪盆地内の基盤岩が深い観測点の多くで、後続波の継続時間や応答値に関して参照周期 3 秒のものが一番観測を再現している。これらから本研究では参照周期 3 秒での計算を行った。釜江・川辺(2005)⁷⁾ が周期 2~3 秒の時刻歴震動記録の再現を目指した推定であるのに対して、本研究では、より長周期 (卓越周期 6 秒) の地震動の時刻歴及び擬似速度応答スペクトルを対象とした分析であったために異なった結果が得られたと考えられる。適切な Q 値の設定には様々な観測記録による検証が必要と考えられる。

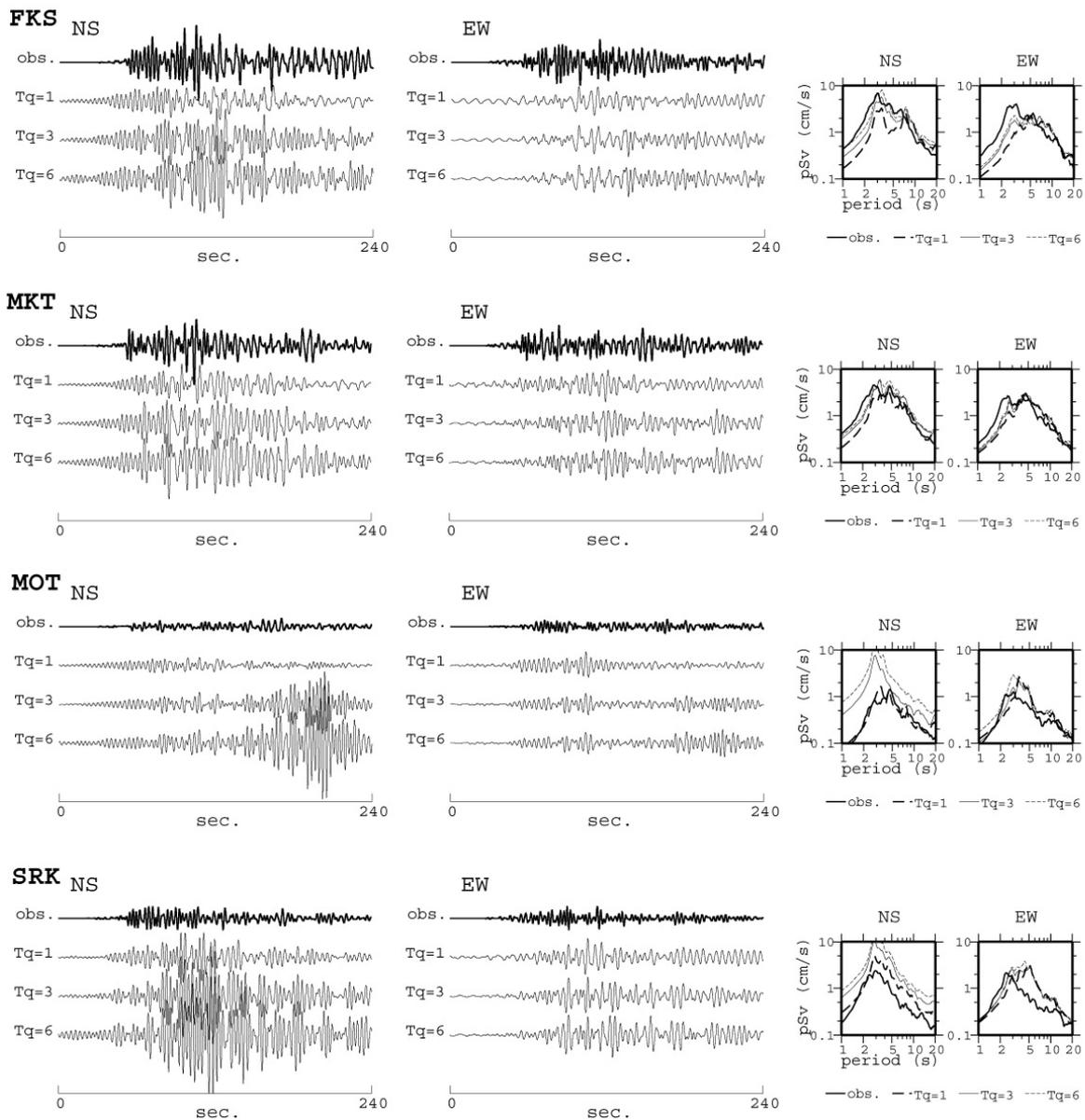


図 5 参照周期による合成波形の違い

図 6 に参照周期 3 秒としたときの全観測点の速度応答スペクトルを南北成分、東西成分についてそれぞれ観測と比較した。ほとんどの観測点で対象としている周期帯全体にわたって震動レベルが再現されており、ピークも対応している。いくつかの観測点では観測との合いがよくない。観測点は堆積盆地の端部や基盤深度勾配の大きい場所に位置する観測点で応答値が過大評価されている。そのような観測点は例えば大阪市東部に位置する YAE、TTM、北端部 MOT や KSNS (神戸市)、盆地北部の SRK (茨木市) である。また、堆積盆地の中央に位置する観測点では、大阪市南部の SMN、SUM で東西成分の卓越周期での応答値が観測と比べて小さい結果となった。

また、図 7 に周期 6 秒における各観測点の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の水平成分最

大値および南北/東西成分比について観測と合成の相関を示す。水平成分の最大値については堆積盆地内のほとんどの観測点で周期 6 秒における地震動のレベルがよく再現できた。

南北/東西比は、ばらつきは大きいものの相関がある程度には再現されている。このうち、観測と合成の南北/東西比が大きく逆転しているのは大阪市南部の ABN、SUM、SMN などである。これらは図 2 下に見られるように、周期 6 秒の観測擬似速度応答に東西成分の卓越が認められた観測点である。図 8 にこれら 3 つの観測点の観測波形と合成波形の水平 2 成分を示す。観測では S 波到着から約 30~50 秒のちに東西成分に振幅の大きな波群が見られ、これによって南北/東西比が小さい。一方シミュレーションではこの波群が再現されず、全体的に南北成分の振幅が大きい。このために南北/東西比の再現が十分ではない。

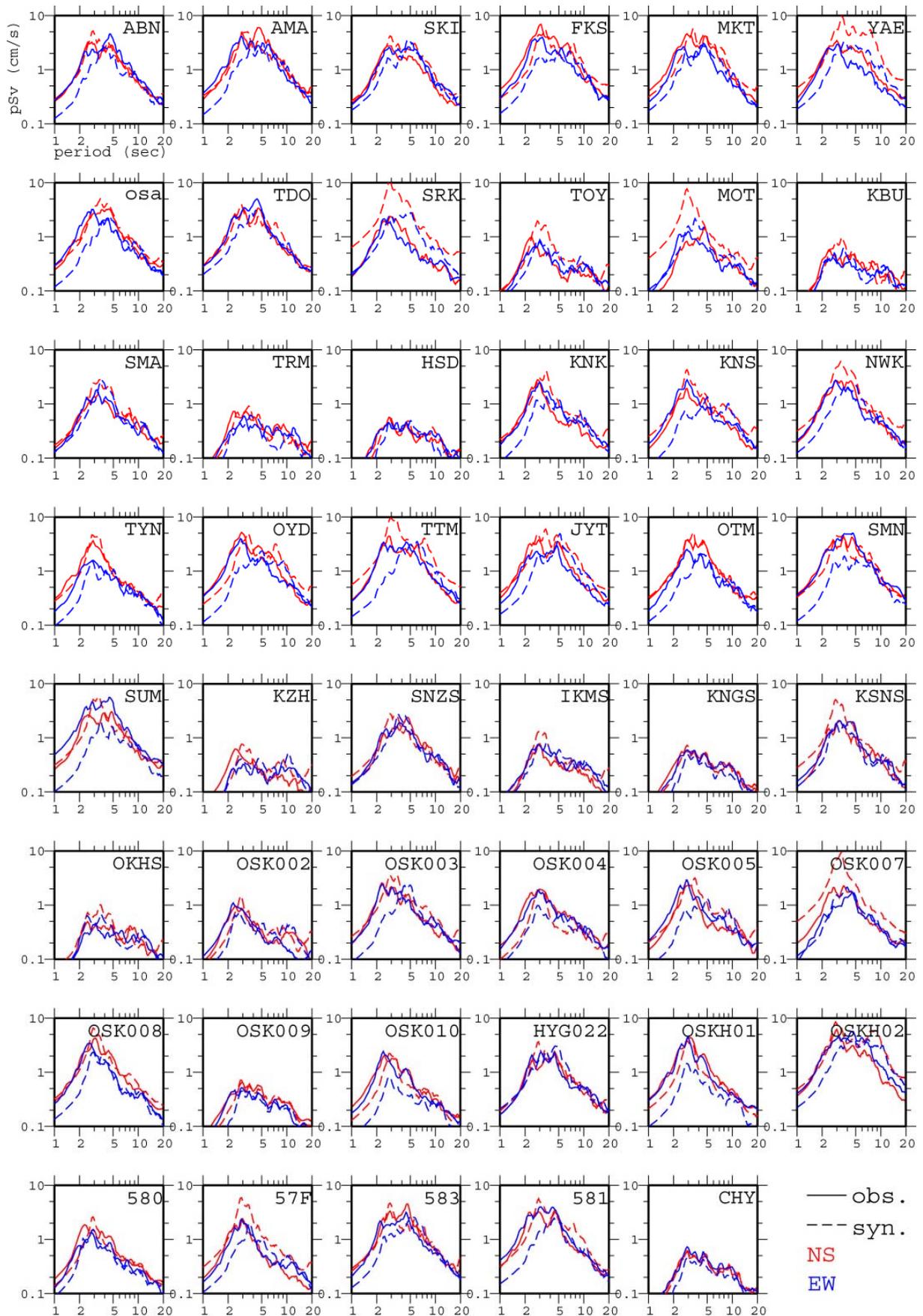


図6 各観測点の擬似速度応答スペクトル (h=5%)

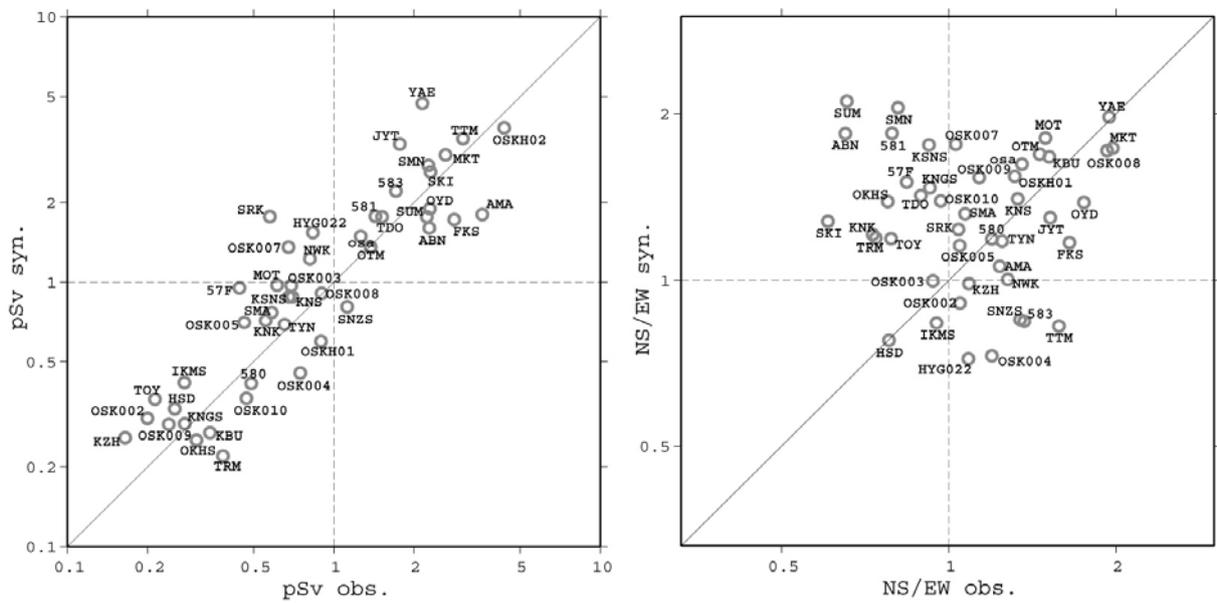


図7 擬似応答スペクトル（周期6秒、 $h=0.05$ ）の観測と合成の相関。
左：水平成分最大値、右：南北/東西比。

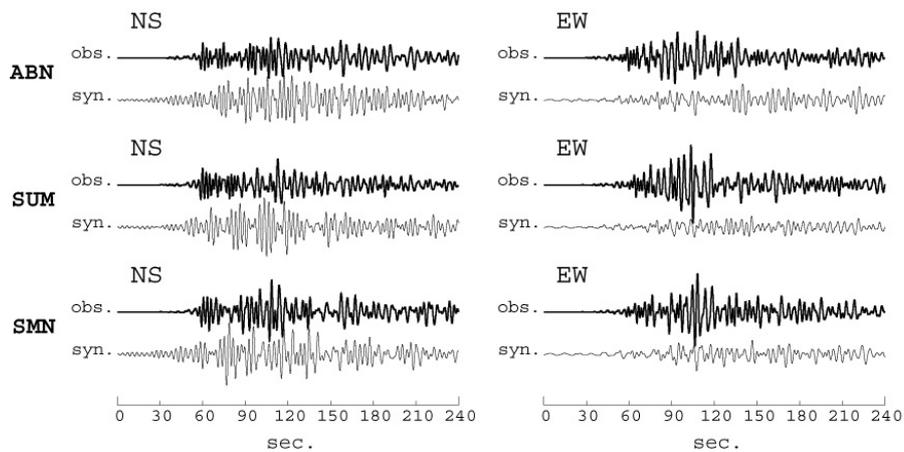


図8 大阪市南部の観測点の観測波形と合成波形。
右：南北成分 左：東西成分

(d)結果ならびに今後の課題

2004年9月紀伊半島南東沖地震記録を用いて、大阪堆積盆地内各観測点における長周期地震動の特徴を分析した。堆積盆地内観測点において、サイトでの卓越周期や、震動卓越方向の特徴が見られた。この特徴を、最大余震記録を対象として既存の堆積盆地構造モデルでどのように再現できるかを3次元堆積盆地構造モデルを組み込んだ地震動シミュレーションによって検討した。この際に、堆積盆地構造モデルの単純化による評価の影響と、数値シミュレーション時の堆積盆地の減衰構造パラメータ(Q値)の評価を行った。長周期地震動に対しても、工学的基盤に対応する表層までモデル化した構造モデルによる評価が必要と考えられる。またQ値の参考周期は先行研究に比して大きい値を設定する必要がある。これは本研究がより長周期の地震動を対象としているためであると考えられる。

堆積盆地外の岩盤観測点をコントロールポイントとした比較において、今回収集した多くの観測点における卓越周期やその震動レベル、震動卓越方向成分がよく再現されることが示された。一方で、堆積盆地の端部では卓越周期での震動レベルが過大評価される地点が多い。直下の基盤深度勾配が大きいことに加え、設定した岩盤観測点(CHY)から遠いことが要因となっている可能性もある。

また、大阪市南部から泉南地方にかけて見られる東西方向の振幅の大きな後続波群がよく再現されないことも分かった。改善のためにはこれらの特徴的な後続波群の生成要因を検討する必要がある。本研究では観測サイトの波形との比較から構造モデルの妥当性を検討したが、震動特性の不一致については、シミュレーションの波動伝播の様子を調べて観測点直下のみならず2次的地震波生成に関係する盆地端の構造モデルを改良することが重要であると考えられる。

(e)引用文献

- 1) Kagawa, T., B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura : Modeling of 3D Basin Structures for Seismic Wave Simulations Based on Available Information on the Target Area: Case Study of the Osaka Basin, Japan, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 94, pp.1353-1368, 2004.
- 2) 岩田知孝, 浅野公之 : 2004年9月5日紀伊半島沖・東海道沖の地震による地震動, 地震第2輯第58巻, pp.273-279, 2005.
- 3) Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Onishi : Basin and crustal structure model for strong motion simulation in Kinki, Japan, Proc. 3rd International Symposium on Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, pp.435-442, 2006.
- 4) Pitarka, A. : 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, pp.54-68, 1999.
- 5) Yamada, N. and T. Iwata : Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, Vol. 57, pp.197-202, 2005.
- 6) Graves, R. W. : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bulletin of the Seismological Society of America,

Vol. 86, pp.1091-1106, 1996.

- 7) 釜江克宏, 川辺秀憲 : 地震動記録を用いた堆積盆地構造モデルの高精度化に関する研究, 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, pp.716-723, 2005.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岩城麻子, 岩田知孝	2004 年紀伊半島沖地震における大阪堆積盆地内長周期地震動の震動方向の特徴	日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S116-P007	平成 18 年 5 月 7 日
岩城麻子, 岩田知孝	2004 年紀伊半島南東沖地震による大阪堆積盆地の長周期地震動特性	日本地震学会 2006 年秋季 大会, P143	平成 18 年 11 月 1 日
岩城麻子, 岩田知孝	長周期地震動シミュレーションによる大阪堆積盆地構造モデルの検証	平成 18 年度京都大学防災 研究所研究講演発表会	平成 19 年 3 月 6 日 (予定)

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし

2)ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 南海・東南海地震時の長周期地震動の予測高精度化に関する研究

釜江克宏（京都大学原子炉実験所）

kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp

川辺秀憲（京都大学原子炉実験所）

kawabe@rri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

海溝型巨大地震時における大規模堆積盆地内での理論長周期地震動予測の高精度化を目指し、これまでに大阪平野を対象とした観測記録の3次元シミュレーションから、伝播媒質における地震波の減衰特性を表現するパラメータ(Q値)の設定としてS波速度の1/5から1/2程度の値が妥当であること、また、不均質な伝播媒質による散乱減衰を考慮することでより観測波の再現性が向上することなどを示した。今年度は既に構築した大阪平野の3次元地下構造モデルの有効性やQ値設定の妥当性について観測記録を使って再検証するとともに、南海地震時における地震波の入射方向を考えた場合、大阪平野南部の深部地下構造モデルの精度は重要であり、構築した大阪平野の3次元地下構造モデルについて新たに行われた微動観測の結果と比較検討した。その結果、構築した3次元地下構造モデルにおける大阪南部域での基盤岩深度の妥当性が確認でき、また長周期地震動予測のためのQ値の最適な設定値としても、既に提案したようにリファレンス周波数1Hzの時にS波速度(単位:m/s)の1/2程度が妥当であることを再確認した。

(b) 業務の実施方法及び成果

1) はじめに

構造物の耐震設計や地震災害軽減にとって強震動予測の高精度化は非常に重要である。特に大都市が立地する堆積盆地での高精度強震動予測、特に長周期地震動予測にとって3次元地下構造モデルの高精度化が急務である。平成17年度までに、大阪平野を対象に最新の地下構造情報を収集し、3次元地下構造モデルを構築し、想定されている東南海地震の震源域付近で発生した三重県南部の地震(2000年10月31日、M5.7)のシミュレーションによって、構築した地下構造モデルの妥当性を検証するとともに、長周期地震動予測のための伝播媒質における減衰パラメータ(Q値)の最適値について検討した。その結果、構築した地下構造モデルの速度構造は概ね妥当であり、Q値の最適値はS波速度(m/s)の1/5~1/2が妥当であるという結果を得た。ここではそれらのパラメータ設定をより普遍的なものにするため、三重県中部地震と伝播経路の異なる2000年8月27日に大阪府と奈良県の県境(生駒山の直下)で発生した地震(M_{JMA}4.1)のシミュレーションを行った。

また、大阪平野南部地域は、平野北部と比べると地下構造調査が十分に行われているとは言いがたい。近い将来発生すると考えられている南海・東南海地震による南部地域の地震動強度分布や大阪平野全域を伝播する表面波の振幅や継続時間などの予測精度を向上させるためには、大阪平野南部域の地下構造モデルの検証及び高精度化は重要な課題であり、ここでは、今年度新たに大阪平野南部地域において実施された微動アレイ観測(宮腰・他, 2006)¹⁾、微動H/Vの面的な単点移動観測(上林・他, 2006)²⁾、及び京都大学原子炉実

験所で実施された基盤岩までのボーリング調査の結果を参考に、既に構築した 3 次元地下構造モデルを検証した。

2) 大阪平野における長周期地震動予測のための減衰パラメータ (Q 値) の最適値に関する検討

ここでは、2000 年 8 月 27 日 13 時 13 分に大阪府と奈良県の県境 (生駒山の直下) で発生した地震 (M_{JMA}4.1) のシミュレーションを行い、平成 17 年度までに構築した地下構造モデル及び Q 値の設定方法について再検証した。

a) 解析方法及び解析条件

地震動の計算は、スタaggerドグリッドを用いた空間 4 次・時間 2 次の精度の 3 次元有限差分法 (Graves, 1996)³⁾に、不等間隔の Staggered Grid (Pitarka, 1999)⁴⁾を設定して行った。差分法解析領域の周囲には 40 グリッドの吸収領域 (Cerjan et al., 1985)⁵⁾を設け、その外側に Clayton and Engquist (1977)⁶⁾による吸収境界条件を適用した吸収境界を設定した。差分法への減衰 (Q 値) の適用は Graves (1996)³⁾ の手法を用いる。ここで設定した Q 値には次の式に示す周波数依存がある。

$$Q(f) = Q_0 \times (f/f_0) \quad (1)$$

ここで、 f は周波数(Hz)、 f_0 は reference frequency(Hz)、 Q_0 は reference frequency における Q 値、 $Q(f)$ は周波数 f での Q 値である。本研究では reference frequency を 1 Hz に設定した。式(2)に示すように Q 値は S 波速度に比例すると仮定した。

$$Q(1) = \alpha \times V_s \quad (2)$$

$Q(1)$ は 1Hz における減衰 (Q 値)、 V_s は S 波速度 (m/s)、 α (s/m) は係数を表す。 α の値は 1/5、1/2、 ∞ の 3 ケースについて検討した。3 次元地下構造モデルは、前節で示したモデルを用いる。対象地震の震源パラメータを表 1 に、差分法の解析条件を表 2 に、震央位置、差分法解析対象領域、堆積盆地構造設定領域及び観測点位置を図 1 に示す。震源は点震源とし、震源パラメータは防災科学技術研究所の F-net の値を用いた。地下構造モデルの物性値と差分法解析条件から、計算波形の有効周期は 2.5 秒以上である。解析結果の検証には関西地震観測研究協議会の観測記録を用いた。

表 1 2000 年 8 月 27 日 13 時 13 分に大阪府と奈良県の県境 (生駒山の直下) で発生した地震 (M_{JMA}4.1) の震源パラメータ

緯度 (deg.)	経度 (deg.)	深さ (km)	地震モーメント (Nm)	走行 (deg.)	傾斜角 (deg.)	すべり角 (deg.)
34.5	135.7	10	6.92×10^{14}	39	59	131

表 2 差分法解析条件

グリッド間隔(km)	
・ 水平方向	0.2km
・ 鉛直方向 堆積盆地内	0.1km
地震基盤以深	0.2km
時間間隔	0.01s
吸収領域のグリッド数 (Cerjan et al., 1985)	40

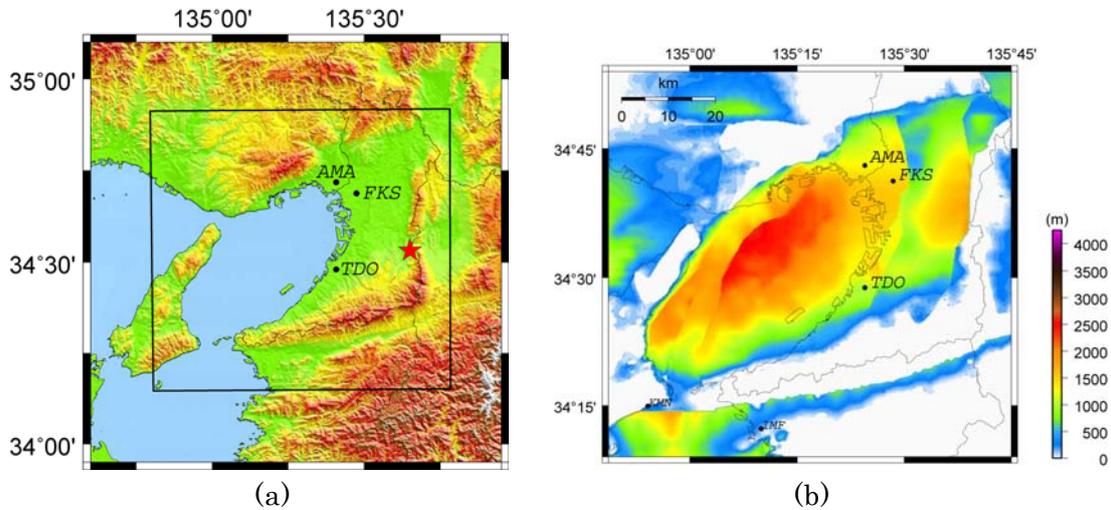


図 1 (a) 大阪府と奈良県の県境（生駒山の直下）で発生した地震（2000年8月27日、M4.1）の震央位置、差分法解析対象領域、堆積盆地構造モデル設定領域。★印は震央、実線で囲まれた領域は差分法解析対象領域。(b) 堆積盆地構造モデルの基盤岩上面深度及び観測点位置。

b) 解析結果

図 2 に観測波形と計算波形の比較の例を示す。どの観測点についても、S 波到達付近の計算波形の振幅及び位相は、観測波形と概ね一致している。よって、観測点及びその周辺地域での設定した地下構造モデルの層構造、速度構造及び基盤岩上面の形状について概ね妥当なモデルであると考えられる。しかしながら、これまで同様、AMA 南北成分の 70 秒付近及び FKS 南北成分の 50 秒付近など、S 波の後に続く大きな振幅を再現できていない観測点もあり、部分的にモデルの層境界形状等の改良が必要であることをこの結果も示している。次に、Q 値の違いによる計算波形の変化を見てみると、図 2 に示したどの観測点においても、式(2)に示す α の値が 1/2 の時に最もよく後続波の振幅を再現している。よって、Q 値は S 波速度 V_s (単位: m/s) の 1/2 のとき、すなわち、リファレンス周波数を 1 Hz とすると、

$$Q(f) = (1/2) \times V_s \times f \quad (3)$$

が、大阪平野における最適な Q 値となる。

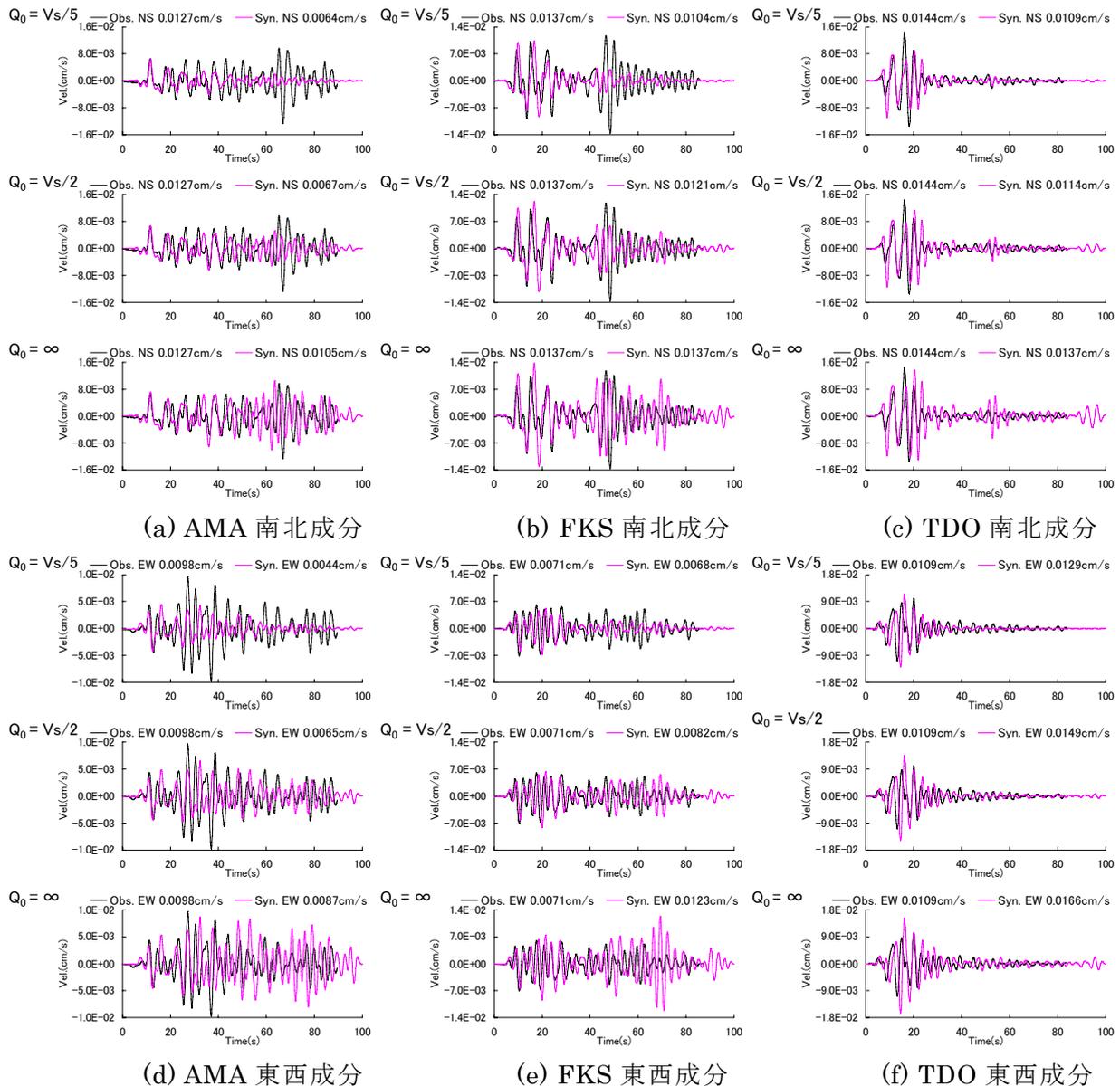


図2 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較

3) 大阪平野南部域における地下構造モデルの検証

ここでは、大阪平野南部地域において新たに行われた地下構造調査結果をもとに、構築した地下構造モデルの基盤岩深度について検証した。

宮腰・他(2006)¹⁾は、図3に示す4地点において微動アレイ観測を行い、基盤岩($V_s=3.2\text{km/s}$)深度など地下構造を推定している。構築した地下構造モデルと宮腰・他(2006)¹⁾による基盤岩深度の比較を表3に示す。地下構造モデルと宮腰・他(2006)¹⁾による基盤岩深度は、両者とも基盤岩深度が北から南に浅くなっており、基盤岩深度の値も概ね一致している。ただし、構築した地下構造モデルはグリッド間隔を水平方向 200m、深さ方向 100mとしているため、それ以上の分解能はない。

次に、地下構造モデルから計算したレイリー波の基本モードのH/Vスペクトルの一次ピークと地震観測記録によるH/Vスペクトルとを比較して地下構造モデルの基盤岩深度を検証した。上林・他(2006)²⁾は、図4に示す大阪平野南部の紀伊山地と平野境界線に対し

て直交する道路上に沿って 0~9 の計 10 本の測線上で微動 H/V スペクトルの単点移動観測を行っている。図 4 に示した地下構造モデルの基盤岩深度と微動 H/V スペクトルの単点移動観測点位置を図 5 に、各測線(紀伊山地裾と平行な青い鎖線と直交する 0~9、および平行する A,B)における H/V スペクトル(Hは水平 2 成分の 2 乗和平方)卓越振動数の空間変動分布と地下構造モデルから計算したレイリー波の基本モードの卓越振動数の比較を図 6 に示す。尚、微動 H/V スペクトルに明瞭な卓越振動数が見られなかった地点は図 6 にプロットしていない。微動 H/V スペクトルの卓越振動数は、山地裾と直交する Line-0~9 において海岸側から山地にかけて高くなることが分かる。しかしながら、ピークが緩やかに変化するのではなく、海岸と山地裾の中間あたりにおいて距離 1km 前後離れた観測点間で卓越振動数が急激に変化している。これらは、基盤面深度が海岸から山地にかけて緩やかに浅くなるのではなく、段差構造のように急激に浅くなっている可能性を示唆している。微動 H/V スペクトルの卓越振動数と比較すると、地下構造モデルから求めた卓越振動数は上で述べた特徴をよく表し、南側の測線 (Line0 から Line3) を除き両者の値は概ね一致しており、大略、地下構造モデルの基盤面深度の変化が H/V スペクトルの空間変動と対応している。南側の測線では、卓越振動数が高くかつ基盤岩深度が浅いため、表層地盤の構造が卓越振動数に大きく影響すると考えられる。一方、地下構造モデルの深さ方向の分解能は 100m であり、表層地盤の影響を反映できず、Line0 から Line3 では両者が一致しなかったと考えられる。

最後に、基盤岩までのボーリング調査の結果と地下構造モデルの基盤岩深度を比較した。図 4 の Line-6 の横に赤丸で示した RRI (京都大学原子炉実験所) におけるボーリング調査による着岩深度は 0.18km となっているが、RRI 地点付近での地下構造モデルの基盤岩深度は 200m であり、ボーリング結果による値とよく整合している。

以上から、これらのデータによって大阪平野南部の 3 次元地下構造モデルの有効性を示すことができた。



図 3 微動アレイ観測地点

表3 基盤岩深度の比較

	地下構造モデルの基盤岩深度	微動アレイ観測結果 ¹⁾
岸和田	1100	1000
井原里	900	910
脇浜	700	810
田尻	600	735

単位:m

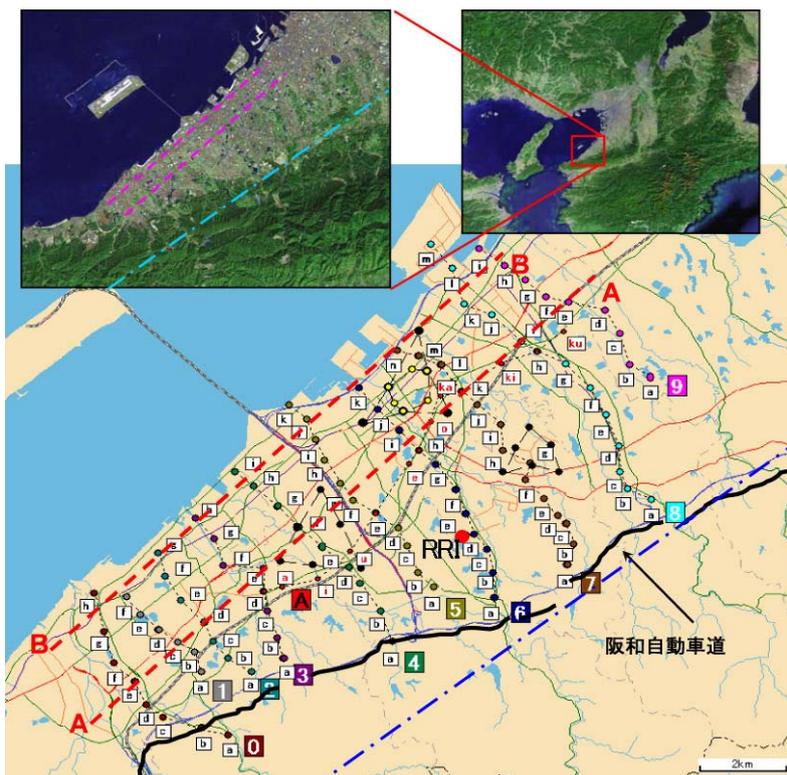


図4 微動観測点の配置 (上林・他(2006)²⁾ に加筆)

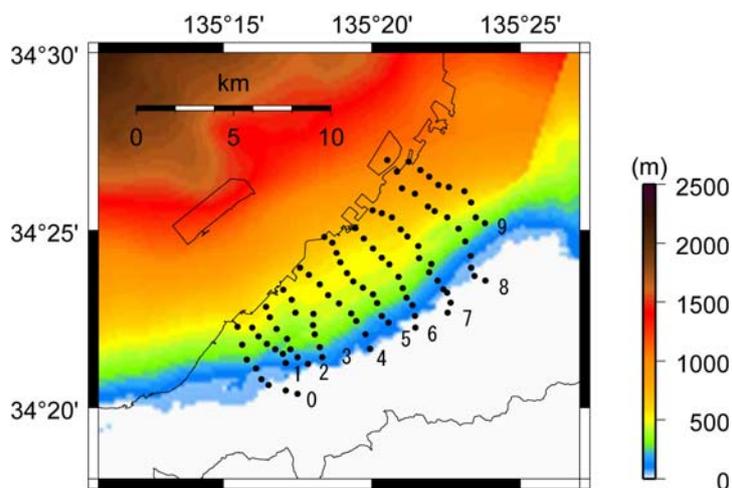


図5 大阪平野地下構造モデルの大阪平野南部地域における基盤岩深度と微動観測点位置

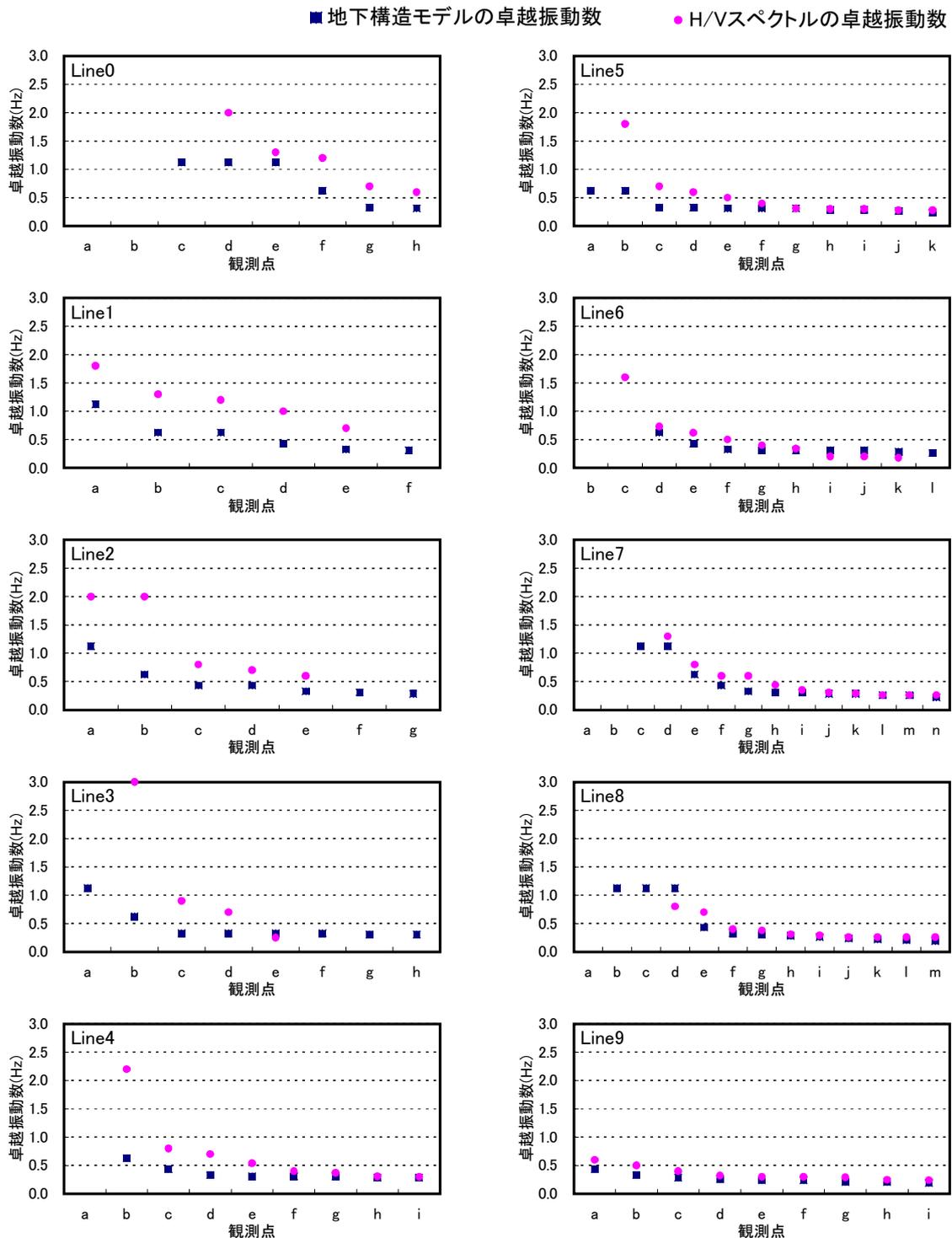


図6 地下構造モデルと微動 H/V スペクトル (上林・他(2006)²⁾) の卓越振動数の比較

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度は平成 17 年度までに構築した大阪平野の 3 次元地下構造モデルの有効性及び Q 値設定の妥当性について観測記録を使って再検証するとともに、地下構造調査の希薄な大阪平野南部地域において、地下構造モデルの信頼性を確認するため微動探査及びボーリング調査結果と比較検証した。その結果、平野南部も含め、構築した 3 次元地下構造モデルの有効性が再確認でき、Q 値の最適な値としても、リファレンス周波数 1Hz の時に S 波速

度（単位：m/s）の 1/2 程度が妥当であるというこれまでの結果と同じ結果を得た。また、微動アレイ観測（宮腰・他，2006）¹⁾及びボーリング調査から得られた基盤岩深度と、地下構造モデルの基盤岩深度は概ね一致し、微動の単点移動観測により求めた H/V スペクトルの卓越振動数の空間変化²⁾は、大略、大阪平野南部の地下構造モデルの基盤面深度の変化と調和的であり、大阪平野南部地域の 3 次元地下構造モデルの有効性が確認できた。しかし、観測地震波のシミュレーションにおいては、S 波の後に続く大きな振幅を再現できていない観測点もあり、部分的にモデルの層境界形状等の改良も必要である。

(d) 引用文献

- 1) 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 2006 年秋季大会，2006.
- 2) 上林宏敏，川辺秀憲，釜江克宏：大阪平野南部域の微動 H/V スペクトル比の空間分布，日本地震学会 2006 年秋季大会，2006.
- 3) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., 86, pp. 1091-1106, 1996.
- 4) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, pp. 54-68. 1999.
- 5) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshet: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, Vol.50, pp.171-176, 1985.
- 6) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
川辺秀憲, 釜江克宏	大阪平野における長周期地震動の Q_s 値の推定	2006 年度日本建築学会大会（関東）学術講演会	平成 18 年 9 月 9 日
川辺秀憲, 釜江克宏	大阪平野における長周期地震動評価のための最適な Q 値の推定	第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.1458-1461, 2006	平成 18 年 11 月

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

3. 4. 5 まとめ

断層モデル等の構築においては、本研究項目に関して多数の研究者が参画し、自然地震・制御震源を用いた内陸活断層の深部モデルと地殻内三次元構造モデルの構築、断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程、強震動予測のためのモデルの高精度化に関する研究、に関するそれぞれの研究をすすめる、強震動予測の高度化に資する各種の研究成果の蓄積と近畿圏地盤・地殻構造モデルの構築がなされた。自然地震・制御震源を用いた内陸活断層の深部モデルと地殻内三次元構造モデルの構築と断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程、強震動予測のためのモデルの高精度化に関する研究においては、近畿圏における内陸活断層地震やプレート境界地震に対する測地学・地震学的手法に基づいて震源断層面の位置・形状や、応力・強度分布の不均質性に関する知見を得るとともに、地殻構造モデルの構築のための情報を整理した。強震動予測のためのモデルの高精度化に関する研究では震源モデルの高度化に関する研究を進めるとともに、地殻構造情報、各種地盤構造調査情報を収集して、近畿圏地盤・地殻構造モデルのプロトタイプ構築と検証を行った。これらの地盤・地殻構造モデルや不均質震源モデルの構築手法は、近畿圏で考えるべき被害地震に対する将来の地震動予測に役立てることができると考えている。

ここで構築された地盤・地殻構造モデルは、本プロジェクトで行われた大規模な人工地震探査によって得られたプロファイルやボーリング情報を主として、地震学的・地球物理学的なデータセットをもとに構築され、また現時点で手に入れることのできる波形記録等を用いており、本研究項目においてはその強震動予測への有効性を検証してきた。もともとの地下構造モデルが、様々な情報とはいえ、空間的には「疎」な情報を、地球物理・地質学的な知見に従って内挿・外挿によって構築されたものであり、強震動予測の高度化に役立つモデルかどうかは、観測地震記録の波形の再現によって検証される。また人工地震探査自体はP波による探査が主であるため、地震被害を引き起こす強震動がS波や後続の表面波で起きることから、モデルのキーパラメータはS波速度であり、S波速度構造モデルの構築という点で今後も様々な調査が必要とされる。例えば3.4.4.2において、広域に設置されている強震観測網のいくつかのデータセットによりその検証を行ってきたが、この検証に用いたデータセットは限られていることもあり、あらゆる想定に対する地震動の評価に妥当性が確かめられているわけではない。このことから、想定地震の強震動予測の高度化をさらにすすめるためには、今後の新たな地殻構造調査結果や強震データの蓄積によりモデルの更新と改良が継続的に行われていくべきものである。そのためには、本プロジェクトで行われた各種業務研究成果のみならず、周辺観測データの共有化、及び強震観測点の維持及び拡充、さらにはモデル検証・改良を継続的に検討・議論していくための枠組みが必要である。