

(2-4)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

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

大阪平野を対象とした差分法による理論地震動シミュレーションと観測記録との比較から、3次元地下構造モデルの減衰（ Q_s 値）の最適値について検討した。次に、大阪平野およびその周辺の地震観測点の地震記録を用いて、 Q_s 値の周波数依存性について検討した。最後に、2004年9月5日紀伊半島南東沖で発生した地震時の長周期地震動のシミュレーションを行い、観測記録との比較から地下構造モデルの高度化のための課題を抽出した。

(b) 業務の実施方法

1) 3次元地下構造モデルの減衰（ Q_s 値）の設定方法

昨年度は大阪平野直下で発生した地震の記録を用いて、大阪平野3次元地下構造モデルの減衰（ Q_s 値）の最適値についての検討を行った。今年度は、東南海・南海地震時の強震動予測の高精度化のために、その震源域に近い場所で発生した地震を対象とし、観測記録のシミュレーションから、大阪平野及びその周辺地域の3次元地下構造モデルにおける最適な Q_s 値について検討した。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）¹⁾に、不等間隔の Staggered Grid（Pitarka, 1999）²⁾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）³⁾を設け、その外側に Clayton and Engquist(1977)⁴⁾による吸収境界条件を適用した吸収境界を設定した。差分法への減衰の適用は Graves(1996)¹⁾の手法を用い、reference frequency は1Hzとした。ここで設定した Q_s 値は差分法を行う際には次の式に示す周波数依存がある。

$$Q_s(f) = Q_{s0} \times (f/f_0) \quad (1)$$

ここで、 f は周波数(Hz)、 f_0 はreference frequency(Hz)、 Q_{s0} はreference frequencyにおける Q_s 値、 $Q_s(f)$ は周波数 f での Q_s 値である。 Q_s の値はS波速度に比例すると仮定し、S波速度(m/s)の1/10、1/5、1/2、1/1および Q_s を考慮しない場合の5ケースについての地震動を計算し、観測記録との比較から大阪平野地下構造モデルに最適な Q_s 値を評価した。差分法の解析条件を表1に、シミュレーションの対象とした三重県中部で発生した地震(2000年10月31日、M5.7)の震源パラメータを表2示す。震央位置、差分法解析対象領域および波形比較地点を図1に示す。地下構造モデルは、大阪平野内(図1に破線で示した領域)を宮腰・他⁵⁾及び堀川・他⁶⁾をもとに作成したモデルを用い、それ以外の領域については基盤岩が地表まで露頭していると仮定した。堆積層は宮腰・他⁵⁾のモデルと同じく3層に分類し、基盤岩層とあわせて4層構造とした。図1の破線内の地下構造モデルの層境界深度を図2に、4層構造モデルの各層のパラメータを表3に示す。

2) Q_s 値の周波数依存性についての検討

Q_s 値の周波数依存性について検討するために、(b-1)で行った地震動シミュレーション結果について、0.05-0.1Hz、0.1-0.2Hz、0.2-0.4Hzの各周波数帯において計算波形と観測波形を比較し、減衰の設定方法の妥当性について検討した。

表 1 差分法解析条件

タイムステップ間隔 dt (s)	0.018
タイムステップ数 nt	12000
グリッド数 nx, ny, nz	575, 750, 130
グリッド間隔 dx, dy, dz (km)	
堆積盆地内	0.2, 0.2, 0.2
堆積盆地外	0.6, 0.6, 0.6

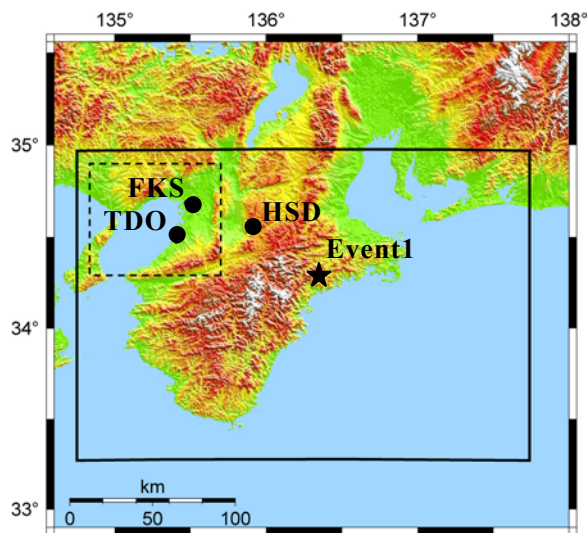


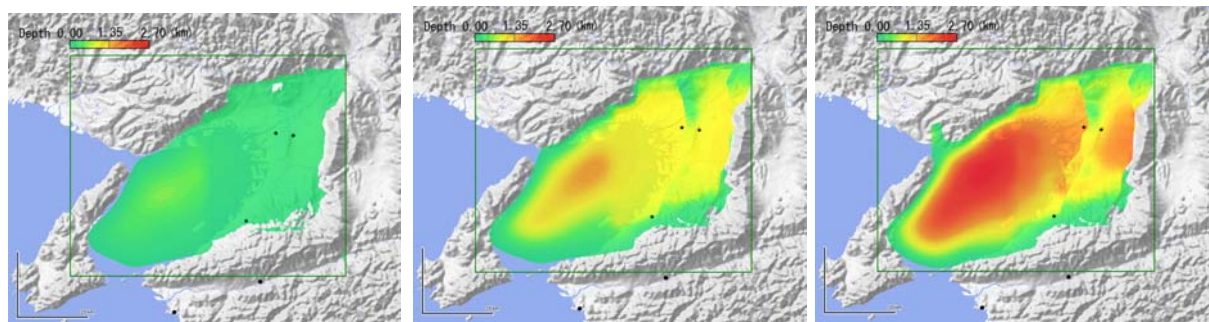
図 1 解析対象領域、対象地震の震央位置、観測点位置。★印は震央位置、●は観測地点、破線は堆積盆地構造モデル設定領域、直線で囲まれた領域は差分法解析対象領域を表す。

表 2 解析に用いた震源パラメータ

Event1	
Lat., Lon. (°)	34.30, 136.34
Depth (km)	35.4
Mo (Nm)	1.7×10^{17}
Strike (°)	306.0
Dip (°)	72.0
Rake (°)	130.0

表 3 4層構造モデルの各層の物性値

	V_s (km/s)	V_p (km/s)	ρ (g/cm ³)
I	0.40	1.60	1.70
II	0.55	1.80	1.80
III	1.00	2.50	2.10
IV	3.20	5.40	2.70



1層目-2層目境界深度 2層目-3層目境界深度 3層目-4層目境界深度
(基盤岩上面深度)

図2 解析に用いた地下構造モデルの層境界深度

3) 2004年9月5日紀伊半島南東沖で発生した地震のシミュレーション

ここでは、地下構造モデルを2ケース設定し、それぞれについて地震動計算を行い、シミュレーション結果への影響を検討する。解析手法は(b-1)と同じ手法を用いた。シミュレーションの対象とした地震は、2004年9月5日23時57分に紀伊半島南東沖で発生したM7.4の地震である。ケース1としての地下構造モデルは、(b-1)の地震動計算で用いた地下構造モデル(図1の破線内のみ堆積盆地構造を設定したモデル)と同じであるとした。ケース2の地下構造モデルは、S波速度700m/sから3.0km/sの層境界を中央防災会議による東南海・南海地震時の強震動予測において使用されたモデル⁷⁾に、フィリピン海プレート上面の形状をhori et. al. (2004)⁸⁾、速度構造をNakanishi et. al.⁹⁾を参照して作成したモデルである。解析の対象領域、震央位置、観測点位置、フィリピン海プレート上面深度を図3に示す。設定した地下構造の物性値を表4に、図3のAA'のP波速度構造を図4に示す。震源モデルは山中(2004)¹⁰⁾を参考に図5のように設定した。

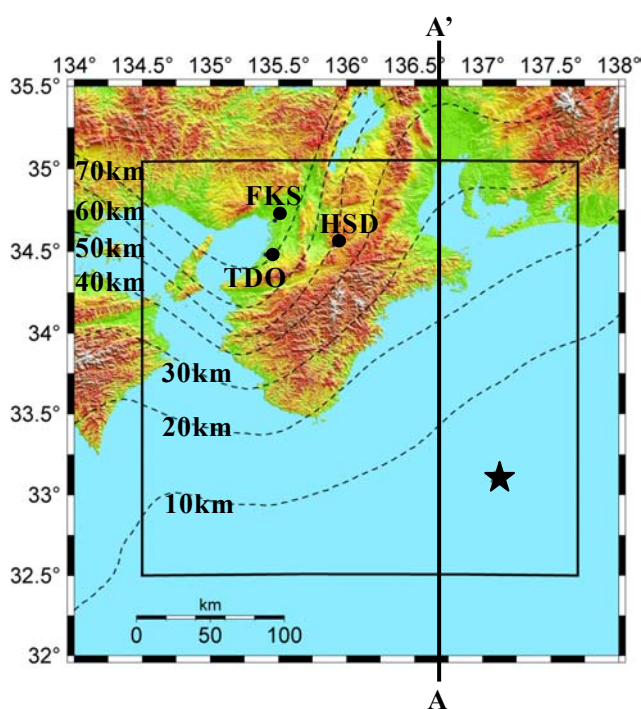


図3 解析対象領域、観測点、前震、本震の震央位置。★印は震央位置、●は観測地点、実線で囲まれた領域は差分法解析対象領域、破線はフィリピン海プレート上面の等深線を表す。

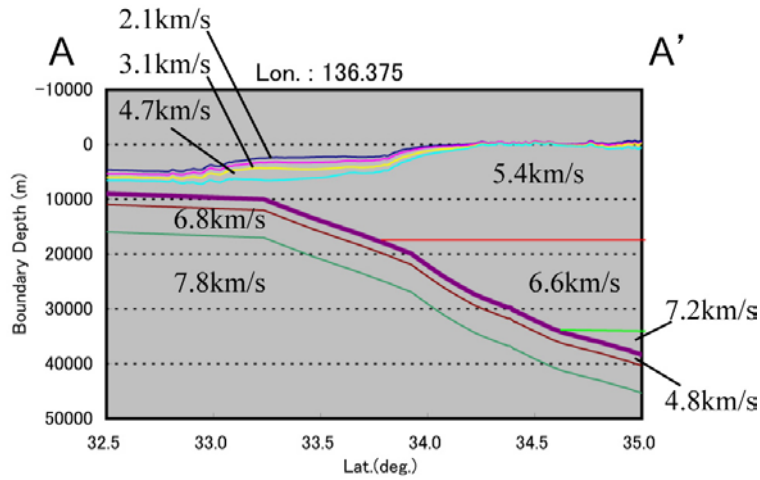


図4 図3のAA'のP波速度構造。上部4層は中央防災会議のモデルを、下層はNakanishi et al. (2002)⁹⁾を参考に作成

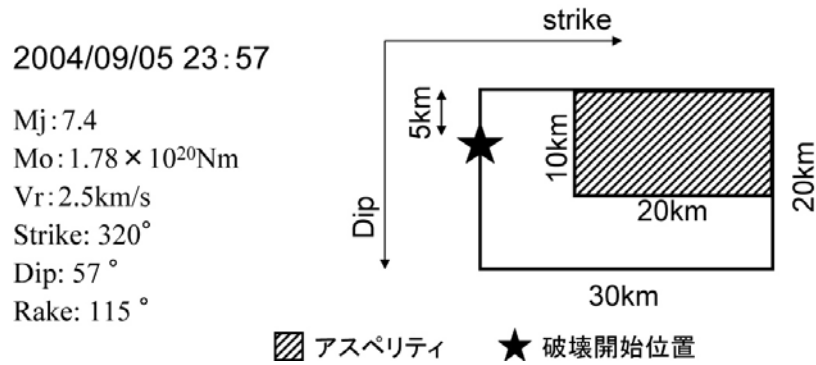


図5 震源モデル

表4 地下構造モデルの各層の物性値

Layer Number	Layer 1	Layer 2	Layer 3	Layer 4	Layer 5	Layer 6	Layer 7	Layer 8	Layer 9
Vs (km/s)	0.7	1.4	2.4	3.2	3.87	4.33	2.5	3.9	4.5
Vp (km/s)	2.1	3.1	4.7	5.4	6.6	7.2	4.8	6.8	7.8
ρ (g/cm ³)	1.97	2.13	2.55	2.7	2.8	3	2.6	2.9	3.1
Qs	350	700	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000

(c) 業務の成果

1) 3次元地下構造モデルにおける減衰 (Qs 値) の最適な設定方法

図7に三重県中部の地震の観測波形と計算波形の比較を示す。S波到達付近(5~10秒)ではQs値の違いによる合成波形の振幅の違いはあまり目立たないが、それ以降の波形では時間が進むにつれQs値による影響が大きくなる。観測波形と合成波形の振幅の比較より最適なQs値はS波速度(m/s)の1/5~1/2が妥当であると考えられる。この結果は昨年度実施した大阪平野北部の地震による検討結果と整合するものである。

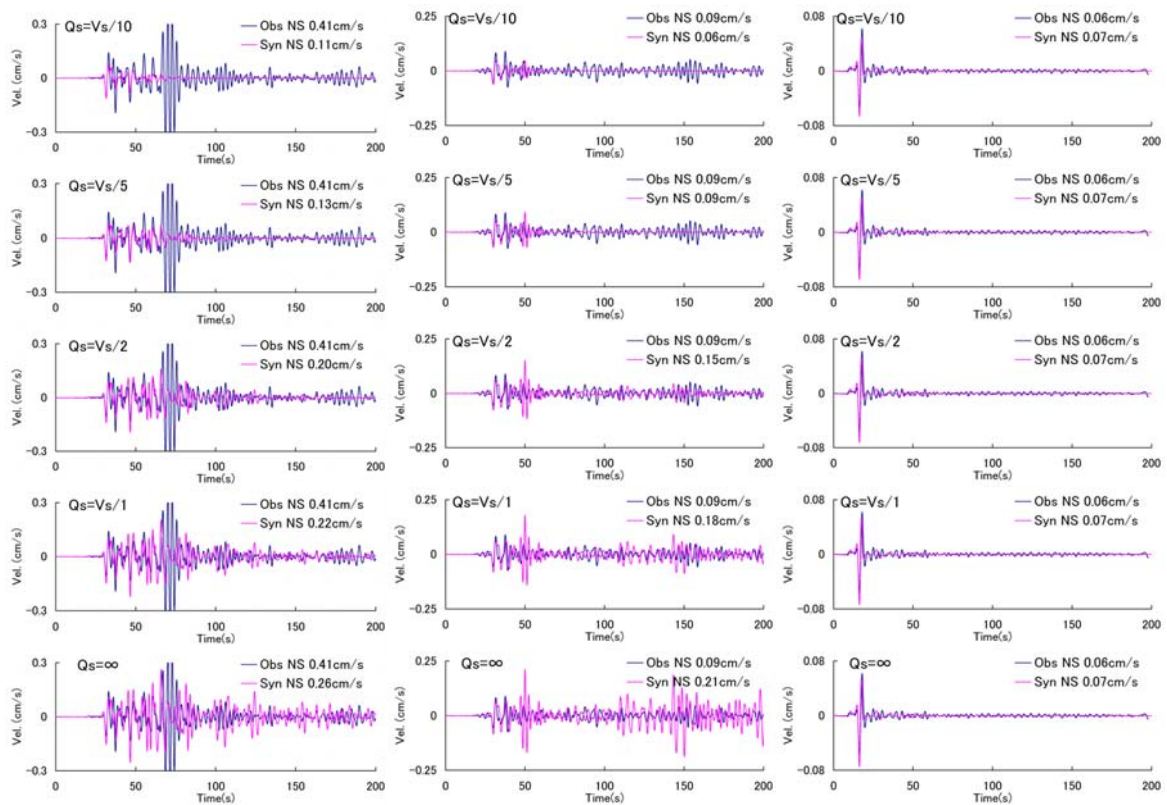


図7 観測波形と計算波形の比較 (Filter: 0.05-0.4Hz)

2) Q_s 値の周波数依存性についての検討

図7に示した波形について、 Q_s 値が S 波速度 (m/s) の 1/2 の場合の3つの周波数帯 (0.05-0.1Hz, 0.1-0.2Hz, 0.2-0.4Hz) における計算波形と観測波形の比較を図8に示す。計算波形と観測波形の振幅を比較すると、振幅の減衰はどの周波数帯でも良好に再現されている。この結果は、Graves(1996)¹⁾の手法を用いた Q_s 値の設定方法によって、ここで対象とした周期帯における減衰の表現が可能であることを示している。ただし、この結果は1地震のシミュレーションによってのみ得られたものであり、今後その普遍性について追試していく必要がある。

3) 2004年9月5日紀伊半島南東沖で発生した地震のシミュレーション

ここでは、(c-1)の結果から Q_s 値は S 波速度 (m/s) の 1/2 の値とした。図9にケース1の地下構造を用いた計算結果と観測波形の比較を示す。前節で最適と考えられる Q_s 値を設定したにもかかわらず、堆積盆地内の観測点 FKS、TDO では観測波形の振幅及び継続時間が再現されていない。次に、大阪平野から見て地震波の到来方向に位置し、盆地外の比較的硬質な地盤の観測点である HSD の波形の比較を見てみる。図7に示した三重県中部の地震のシミュレーションでは、HSD における観測波形がよく再現されたが、紀伊半島南東沖の地震の場合その再現性は良くない。紀伊半島南東沖の地震は、震源が紀伊半島沖に位置し、震源深さも浅いため、紀伊半島から震源域にかけての伝播経路としての海底の地下構造の影響を大きく受けたものと考えられる。このように盆地内への入射波そのもの

の評価が不十分であったことが、盆地内の観測点である FKS や TDO において観測波形が再現できなかった大きな理由と考えられる。一方、三重県中部の地震は震源位置が紀伊半

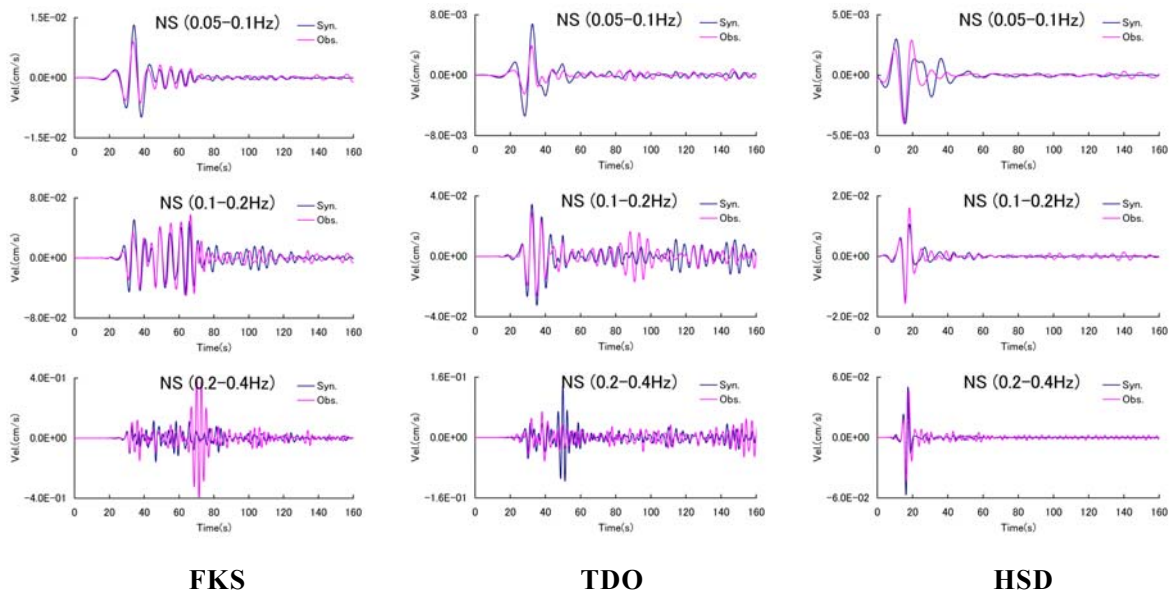


図 8 3つの周波数帯 (0.05-0.1Hz, 0.1-0.2Hz, 0.2-0.4Hz) での計算波形と観測波形の比較

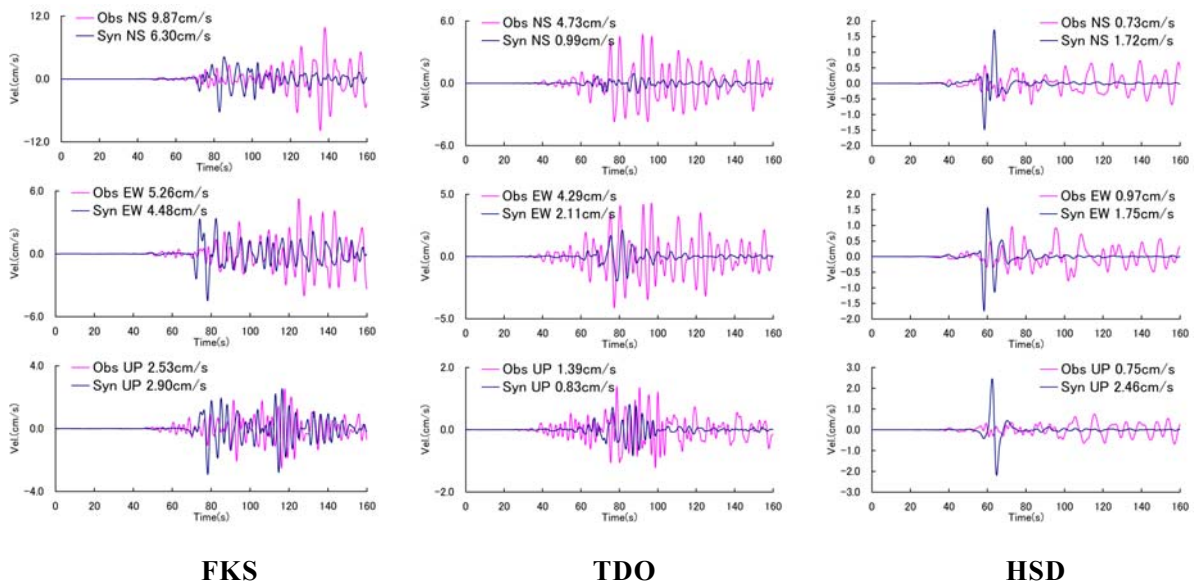


図 9 ケース 1 の地下構造を用いた計算結果と観測波形の比較 (Filter: 0.05-0.4Hz)

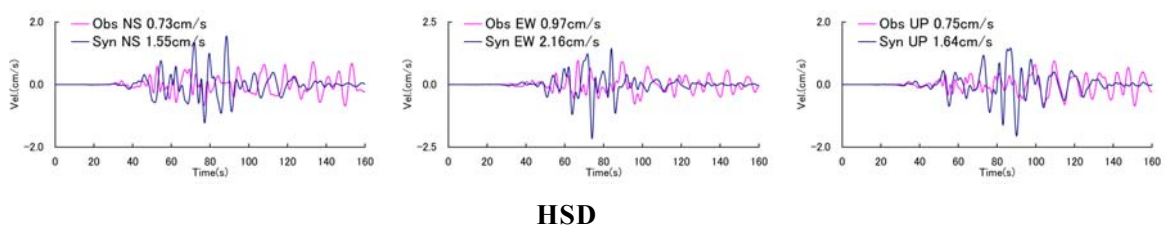


図 10 ケース 2 の地下構造を用いた計算結果と観測波形の比較 (Filter: 0.05-0.4Hz)

島の下に位置し、震源深さも 35.4km と深かったために、堆積盆地外で比較的地盤の固い HSD では、ケース 1 のモデルのように、盆地外は岩盤が露頭すると仮定した地下構造モデルでも観測波形をよく再現できたものと考えられる。次に、図 10 にケース 2 の地下構造モデルによる計算波形と観測波形の比較を示す。ケース 2 の地下構造モデルは S 波速度 700m/s の層を最表層としているため、ここでは盆地外に位置する HSD における波形についてのみ議論する。図 9、図 10 に示した観測波形の再現性はどちらも十分なものではないが、ケース 2 の地下構造モデルを用いた結果の方が、S 波以後の後続波の振幅の再現性が改良されていることがわかる。以上の結果は、東南海・南海地震の強震動予測を行うためには、大阪平野などの堆積盆地の地下構造モデル高精度化のみならず、紀伊半島から南海トラフ（震源域）にかけての地下構造のモデル化も重要な課題であることを示唆するものであり、今後ケース 2 のモデルの高精度化が重要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

大阪平野における長周期地震動評価における減衰 (Q_s 値) の最適な設定方法を、三重県中部地震を対象とした差分法シミュレーションによって検討した。その結果、0.4Hz 以下の周波数帯における Q_s (reference frequency : 1Hz) の最適値は S 波速度 (m/s) の 1/5 ~ 1/2 として設定することが妥当であることを示した。この結果は昨年度実施した別の地震を対象とした結果と整合するものである。次に、 Q_s 値の周波数依存性についての検討を行った。いくつかの周期帯域ごとに観測記録との比較を行った結果、Graves(1996) ¹⁾ の手法を用いた Q_s 値の設定により、ここで比較した周期帯における減衰を表現することが可能であることを示した。ただし、この結論は 1 地震のシミュレーションのみによるものであり、その普遍性については今後の追試などによって確認していく必要がある。また、2004 年 9 月 5 日紀伊半島南東沖の地震のシミュレーションでは、堆積盆地外の地下構造のモデル化の必要性と重要性を指摘した。このような地震波の伝播経路特性を高精度化することは、想定されている東南海・南海地震時の強震動予測の高精度化に繋がるものであり、今後の重要な課題である。

(e) 引用文献

- 1) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
- 2) Pitarka, A: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.54-68, 1999.
- 3) Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., and Reshef, M.: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, Vol.50, pp.171-176, 1985.
- 4) Clayton, R. and Engquist, B.: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.
- 5) 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, pp.185-188, 1999.
- 6) 堀川晴央, 他: 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, No.3, pp.225-259, 2003.

- 7) 東南海，南海地震等に関する専門調査会（第16回），中央防災会議，
(<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/>), 2003.
- 8) Hori, T., Katob, N., Hiraharac, K., Babaa, T., Kanedaa, Y.: A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, Earth and Plan. Sci. Lett., 228, pp.215-226, 2004.
- 9) Nakanishi, A., et. al.: Deep crustal structure of the eastern Nankai trough and Zenisu ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, Mar. Geology, 187, pp.47-62, 2002.
- 10) 山中佳子：E I C地震学ノート，No.153，
(http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note), 2004.

(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
Hidenori KAWABE, Katsuhiro KAMAE	IMPROVEMENT OF 3-DIMENSIONAL BASIN STRUCTURE MODEL USING GROUND MOTION RECORDINGS	13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada.	平成16年8 月3日
Katsuhiro KAMAE, Hidenori KAWABE, Kojiro IRIKURA	STRONG GROUND MOTION PREDICTION FOR HUGE SUBDUCTION EARTHQUAKES USING A CHARACTERIZED SOURCE MODEL AND SEVERAL SIMULATION TECHNIQUES	13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada.	平成16年8 月5日
川辺秀憲 釜江克宏	長周期地震動評価のための Q_s 値の周期依存性に関する検討	日本地震学会 2004年度秋 季大会	平成16年10 月10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

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-5)広帯域強震動評価のための堆積層地盤モデルとその高度化～大阪堆積盆地を対象とした検討～

岩田知孝（京都大学防災研究所）

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

香川敬生（(財)地域地盤環境研究所）

kagawa@geor.or.jp

長郁夫（(財)地域地盤環境研究所）

cho@geor.or.jp

鶴来雅人（(財)地域地盤環境研究所）

turugi@geor.or.jp

(a) 業務の要約

詳細な浅部地盤モデルと巨視的な深部地盤モデルを合成した合成地盤モデルの有効性および実用性を検討するために、まず経験的サイト増幅スペクトルのインバージョンにより地震基盤までの詳細な地盤構造をモデル化してモデルの分解能と感度を分析する。次に、このインバージョンモデルの浅部部分を浅部地盤モデルとして前年度までと同様に合成地盤モデルを作成し、浅部地盤モデルの最大深度が理論的増幅率に及ぼす周波数ごとの影響を調べる。以上の系統的分析結果を参考にして、より効果的な合成地盤モデルの作成方法を検討する。地盤モデルのゆらぎを導入しそれが応答波形エンベロープに及ぼす影響も分析する。モデルの相違が表面波の特性の評価に及ぼす影響についても検討する。

(b) 業務の実施方法

我々は前年度までに、サイト増幅スペクトルの理論的評価に用いる地盤モデルとして、詳細な浅部地盤モデルと巨視的な深部地盤モデルを合成した合成地盤モデルの利用を提案してきた（長他，2003；岩田他，2004）。当面のところ大阪堆積盆地を研究対象としており、深部地盤モデルとしては地震基盤までの1000m以上の厚さに及ぶ堆積層構造を3層の成層構造で表現する宮腰他（1999）の巨視的モデルに香川他（1998）のS波速度を割り付けたものを用いた。浅部地盤モデルとしては数10m深までPS検層データ（例えば、関西地盤情報活用協議会，1998）をそのまま用いた。合成地盤モデルはこれらのモデルの合成である。このような荒削りなモデルでも、経験と理論増幅スペクトルは比較的良く一致した。地震基盤までの地盤構造を表現する一次近似的モデルとしてはこのような合成地盤モデルを実用として活用可能であるという手ごたえを得た。

本報告ではこのような地盤構造のモデル化の妥当性を別の観点から検討する。まず大阪堆積盆地内の地震観測点の記録を用いて得られている経験的増幅スペクトル（岩田他，2004）のインバージョンにより地震基盤までの地盤構造を精緻にモデル化し、モデルの分解能・感度が深度・周波数にどのように依存するかを検討する。次に、このインバージョンモデルの浅部部分を切り取ってPS検層データの代わりに浅部地盤モデルとみなし、前年度までに用いてきた巨視的な深部地盤モデルと合成して合成地盤モデルを作成する。浅部地盤モデルの最大深度が理論的増幅率に及ぼす周波数ごとの影響を調べる。前年度までは浅部地盤モデルとしてPS検層データをそのまま用いていたために、サイトごとに浅部地盤モデルの層刻み厚さや最大深度が異なっており系統的な分析がしづらかった。しかし

本報告ではまず全サイトで同一の基準で地震基盤までの精緻なモデルを得、次にその浅部部分を浅部地盤モデルとして用いることにより、このような系統的な分析が可能となった。以上の分析に、応答波形、そのエンベロップ、および表面波特性の分析を加え、合成地盤モデルの高度化の可能性について検討する。

(c) 業務の成果

経験的増幅スペクトルのインバージョンと得られたモデルの分析

データおよびインバージョン

鶴来他(1997；2002)、岩田他(2004)の経験的サイト増幅スペクトルをインバージョンに用いるデータとする。図1に経験的サイト増幅スペクトルを評価した地震観測点の分布を示す。

インバージョン内容は次の通り。

理論的増幅スペクトルは水平多層構造を仮定して線形1次元S波理論を用いて評価する。経験的増幅スペクトルに適用した平滑化ウインドウ(岩田他, 2004)を適用する。各層が充分薄くなるように配慮して層厚を固定しS波速度を未知数とする。密度はS波速度から経験式(Ludwig et al., 1970)を介して与える。減衰は浅部地盤、深部地盤それぞれについて岩田他(2004)が決めた値をそのまま用いる。各層の層厚は、モデルの細分化と計算時間とのバランスを考慮し深度に比例して徐々に厚くなるように設定する。ここでは最浅層で1mとし、約1000mの深度で100m、50層程度になるように設定した。具体的には下面深度 $d[m]$ の層の厚さ $thk[m]$ を次式で与えた。

$$thk = 0.1d + 0.9. \quad (1)$$

モデルの最下層深度は岩田他(2004)の深部地盤モデルの最下層深度、すなわち宮腰他(1999)により決定された地震基盤震度の1.2倍の深さに設定し、最下層のみS波速度を3200 m/sに固定する。この値は岩田他(2004)の深部地盤モデルの最下層のS波速度すなわち香川他(1998)がモデル化した大阪堆積盆地の地震基盤S波速度に一致する。

昨年度までに用いてきた合成地盤モデル(岩田他, 2004)は一次近似として現実をある程度良く反映するという想定のもとに、これを先見分布として与えるベイズアプローチをとる。すなわち、 $\vec{d}, \vec{S}(\vec{\beta}), \vec{\beta}, \vec{\beta}_a$ をそれぞれデータ, 理論, 未知数, 未知数に対する先見値として次式で表される $s(x)$ を最小化する(e.g., 松浦, 1991)。

$$s(x) = (\vec{d} - \vec{S}(\vec{\beta}))' E^{-1} (\vec{d} - \vec{S}(\vec{\beta})) + (\vec{\beta} - \vec{\beta}_a)' D^{-1} (\vec{\beta} - \vec{\beta}_a) \quad (2)$$

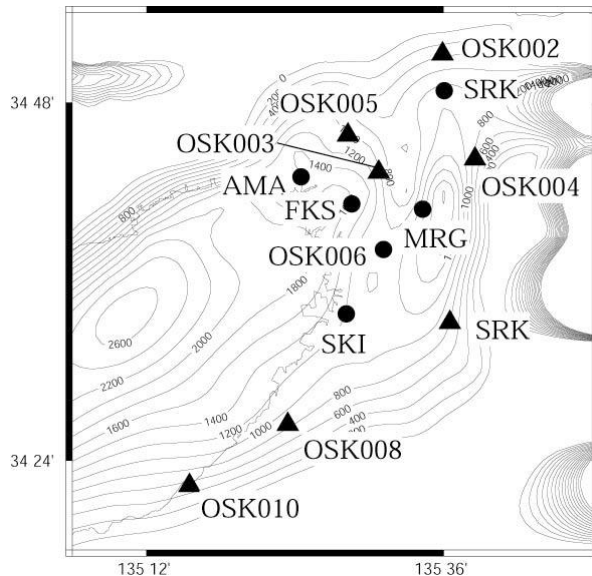


図1 インバージョンに用いる地震観測点の分布。丸は関西地震観測研究協議会の観測点、三角は防災科学研究所の観測点を表す。

E^{-1} , D^{-1} はそれぞれデータ,先見分布の共分散行列である。具体的には \vec{d} , $\vec{S}(\vec{\beta})$ は各周波数に対応する対数増幅率を要素とするベクトル, $\vec{\beta}$, $\vec{\beta}_a$ は各層のS波速度とその先見値であり $s(x)$ は次式で表される。

$$s(x) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - S_i(\vec{\beta})}{\sigma_i^2} \right)^2 + \sum_{i=1}^M \lambda^2 \left(\frac{\beta_i - \beta_{ai}}{\beta_{ai}} \right)^2. \quad (3)$$

N はデータ数である。 d_i , S_i は周波数 f_i ($f_1=0.5\text{Hz}$, $f_N=10\text{Hz}$, 周波数刻みは一定) におけるデータおよび理論による対数増幅率, σ_i はデータの対数標準偏差である。また M はインバージョンする層数, β_i , β_{ai} は i 番目の層のS波速度で, それぞれインバージョンでモデル化される未知数と先見的に与える値を表す。 λ^2 は先見分布にかける重みである。式(2),(3)の比較から分かる通り, ここでは先見分布の標準偏差はその先見値(S波速度)に比例するとし, 先見値間には相関のないものとした。

残差の最小化には, 与えた初期モデルを反復的に修正する標準的な疑似非線形インバージョン法(反復法)(Fukushima, 1986)を適用する。

データと先見分布の予測誤差をまとめた全分散(total variance)によりモデルの推定誤差を評価し λ^2 を ABIC 基準で決定する。これによりインバージョンにおける分解能と誤差のトレードオフの問題は解決される。

インバージョンモデルの分析

インバージョン結果の例(MRGの場合)を図2に示す。同図および同図には示されていない他サイトの結果の観察によれば次のことが言えそうである。まず,インバージョンにより浅部, 深部ともにほんの僅かにしか修正されていない。このことは,前年度までに評価してきた合成地盤モデルが増幅スペクトルの評価の目的においてかなり適切なモデルであったことを示している。

図2を見ると, 前年度までの合成地盤モデルを構成する巨視的な深部地盤モデルがインバージョンにより深度とともに滑らかに増加するように修正されていることが分かるだろう。モデルパラメータを深度の変化に対して滑らかに分布させるというような拘束条件はインバージョンに加味しておらず, むしろこの巨視的な深部地盤モデルに一致するように拘束を掛けている(先見分布として与えている)。したがってこの結果はデータからの拘束によるものである。すべてのサイトの場合で同様な傾向が見られた。

図2はインバージョンモデルの推定誤差がかなり大きいことを示しているが, この傾向は他サイトでも同様である。変動係数が1を超えるような場合もしばしばあった。この結果は,平滑化されたサイト増幅スペクトル(0.5-10Hz)がモデルを拘束する力はそれほど強くないということを示唆している。我々は, ここで得られたインバージョンモデルが増幅スペクトルを評価する程度の大枠で推定されたものであることを認識する必要がある。

ヤコビアン行列の観察によれば,低速層が高速層に挟まれている特徴的構造はスペクトルに比較的強い影響を及ぼすと言えそうである。図2の場合では10m以浅および20m弱と100m程度に見られるこの特徴的構造がスペクトルに強い影響を及ぼしていることが分

かる。同図の場合もそうなのだが、他サイトの場合も含め、この特長的構造に対応する周波数帯域では増幅スペクトルは落ち込んでいる部分に相当することが多いようである。

ヤコビアン行列の観察によれば、10Hzに近い高周波数帯域であっても数10mよりも深部の地盤構造の影響を強く受けていると推測されるようなケースもしばしば見られた。例えば、8Hz以上、30m以深に対応するヤコビアン要素が-20dB以上の強度を示すようなサイトは4つ(FKS, OSK002, SRK, SKI)あった。とはいえ、深さ10m以浅の地盤のS波速度が強い影響を与えるのは特に数Hz以上の帯域であるというのが多くのサイトで共通に見られる傾向であった。

すなわち増幅スペクトルの高周波数帯域は浅部地盤と良く呼応すると言えそうである。しかしその一方で深部の各層と低周波数帯域とが良く呼応するかと言うと、ヤコビアン行列からそれを伺うのは難しい。主な理由として、深部の薄層それぞれがスペクトルに与える影響は非常に小さいということが上げられる。次段落でも述べるように、増幅スペクトルを考える場合、深部構造を個々の薄層のスケールで捉える必要はなさそうである。

図3に、図2のインバージョン結果に対応する共分散行列 $C=(A^tE^{-1}A+D^{-1})^{-1}$ を示しておく。共分散行列の観察によれば、浅部は非対角成分(共分散)が対角成分(分散)に比べて非常に小さいが、深部ではその較差が小さいことが分かる。このことは、深部ではモデルパラメータ間の相関が大きいことを表している。すなわち、浅部S波速度は層ごとに明瞭に分解されているが、深部では層間を通して全体的なS波速度が推定されている。その結果、深部S波速度の推定値の分散すなわち対角成分それ自体は浅部に比して低く抑えられている(図2のCVを参照)ものと解釈できる。

以上の通り、インバージョンモデルを用いた分解能・感度分析の結果、表層に近い浅部は個々の層が独立に高周波数帯域のスペクトルに強い影響を及ぼすが、深部は全体的なまとまりとしてスペクトルに影響を及ぼすと言えそうである。この結果は、浅部は詳細、深部は巨視的という前年度までのモデル化アプローチの妥当性を支持する。

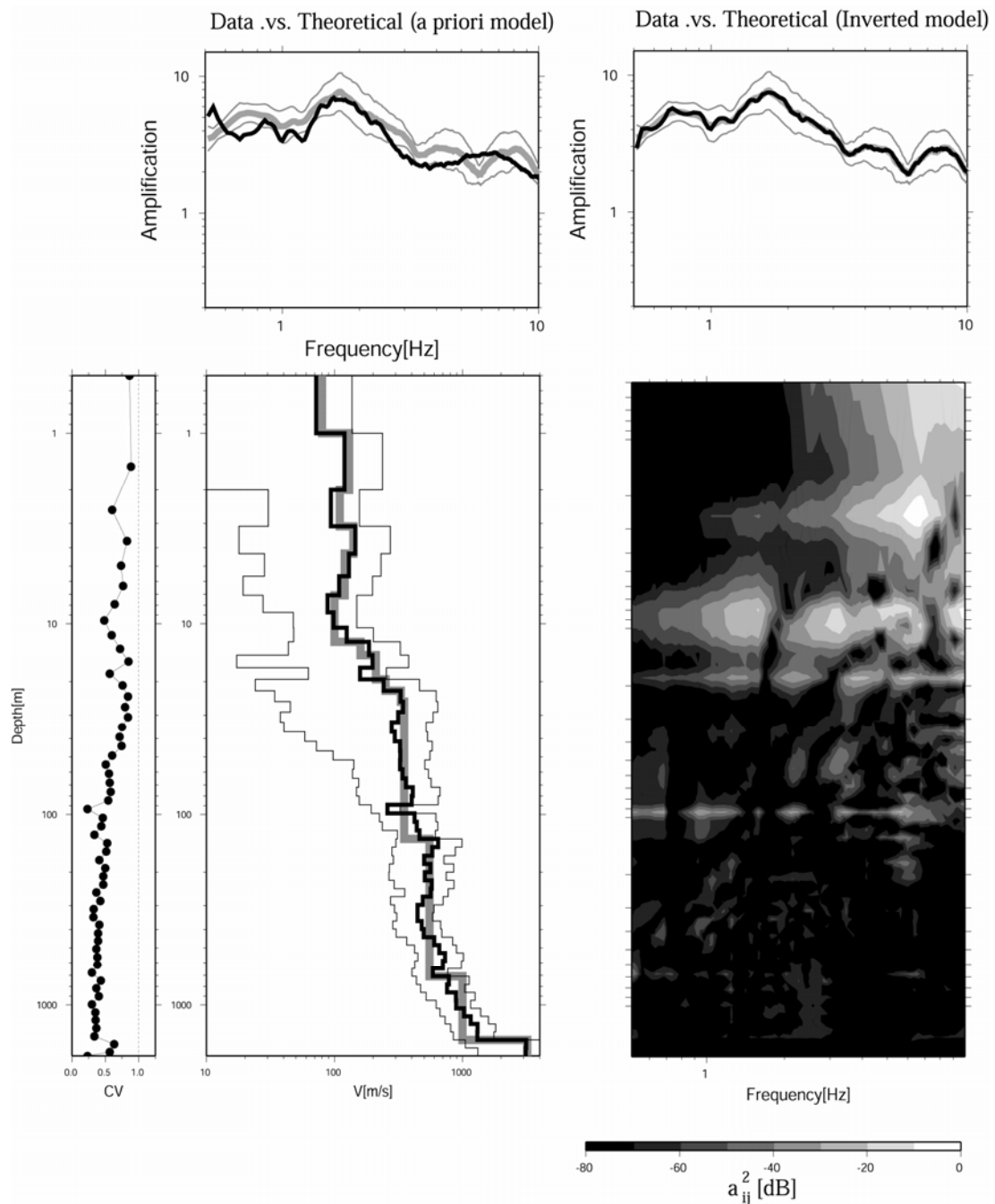


図2 インバージョン結果 (MRG の場合)。上右：先見的に与えたモデルを用いて計算した理論的増幅スペクトル (実線) と観測スペクトル (薄線：太線，細線はそれぞれ平均と標準偏差) の比較。上左：インバージョンモデルを用いて計算した理論的増幅スペクトル (実線) と観測スペクトルの比較。下左：インバージョンモデルの変動係数 (標準偏差/モデル値)。下中央：先見的に与えたモデル (薄太線) とインバージョンで得られたモデル (実線) およびモデルの標準偏差 (細実線)。下右：ヤコビアン行列 A の要素の 2 乗。ヤコビアン行列の縦軸，横軸は本来行と列の番号であるが，ここではモデルに対応する周波数と深度(ログスケール)に振り替えて示している。

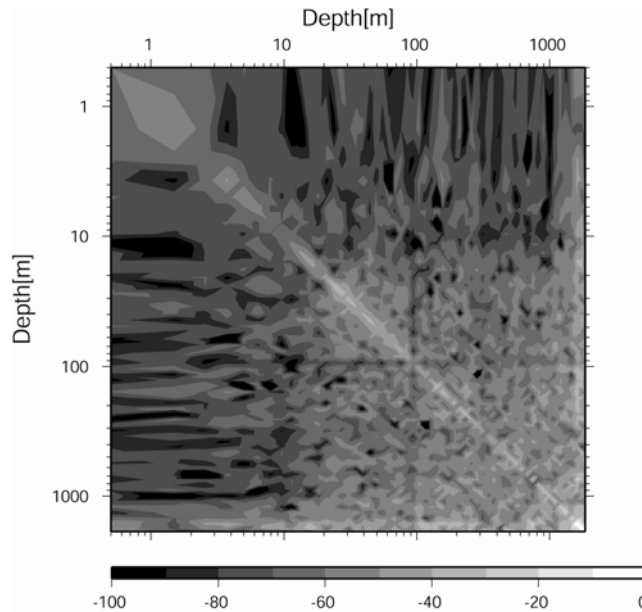


図3 モデルの共分散行列 $C=(A^t E^{-1} A + D^{-1})^{-1}$ の要素の絶対値 (MRG の場合)。縦軸, 横軸は本来行と列の番号であるがここではモデルに対応する深度(ログスケール)に振り替えて示している。

浅部地盤モデル最大深度の相違が増幅スペクトルに及ぼす影響

方法

インバージョンで得られたモデルの地表から T_{\max} [m] までの部分を浅部地盤モデルとみなす。これを岩田他(2004)で用いられた巨視的な深部地盤モデルと合成して合成地盤モデルを作成する。

T_{\max} の与え方は次の2通りを考える。すなわち,

- (1) $T_{\max} = 10\text{m}, 20\text{m}, 30\text{m}, 50\text{m}$ とする。
- (2) T_{\max} はサイト依存として次の4通りを検討する。まず「 $V_s 350$ (S波速度 350m/s) が出現するまで」の深度とする場合, 次に「B層が出現するまで」の深度とする場合, 「C層が出現するまで」の深度とする場合,そして「地震基盤まで」の深度とする場合である。ここに B,C 層は岩田他(2004)で用いられ深部地盤モデルの 2, 3 層目のことであり, それぞれ S 波速度 550 m/s, 1000m/s の層となっている。

これらの合成地盤モデルを用いてそれぞれ評価された理論的増幅スペクトルを経験的増幅スペクトルと比較する。またそれらのスペクトルの残差 (Root Mean Square=RMS) を周波数ごとに計算する。

結果

図4はFKSの場合の解析例である。同図からも分かる通り, T_{\max} を 10m から 50m の範囲で変更しても低周波数帯域はほとんど影響を受けないようである。図5から分かる通り, FKSに限らず, 本報告の対象サイトの場合, 浅部数 10m までの地盤構造が 1Hz 以下の増幅率に及ぼす影響は小さかった。この結果は, 図2に示される感度分析結果からも期待される。直観的にも妥当な結果と言えよう。

図5が示す通り, T_{\max} を B層あるいは C層の出現深度まで大きくすると, 0.5-1.0 Hz の

低周波数帯域でも RMS が顕著に減少するサイトが多く見られる。この理由は以下の通りである。つまり岩田他(2004)が示すように、大阪盆地の場合 0.5-1.0Hz の増幅スペクトルに意味のあるピークを与えるのは基本的には深部地盤である。深部地盤構造を数層で表現する巨視的モデルを採用すると、増幅スペクトルにはノード（ネガティブピーク）が生成される(岩田他, 2004)。このネガティブピークは図 4 左列のスペクトル（1Hz 以下）の場合にも見られる。しかし同図右列で示されるように、深部地盤の巨視的モデルをインバージョンモデルに徐々に置き換えることによって、このネガティブピークは徐々に薄らいでいく。結果として、 T_{\max} を B 層あるいは C 層の出現深度まで大きくとると低周波数帯域の RMS が急激に小さくなる。

さて、このネガティブピークは、理論的増幅スペクトルには現れるが経験的増幅スペクトルには見られない。理論と経験の双方に同じスペクトルウインドウを掛けているので、平滑化に起因する見かけ上の相違ではない。しかしただちにこのネガティブピークを、理論的評価に用いた地盤モデルの粗さに起因する人工的なノイズと捉えるのは慎重な態度ではない。ここで採用した経験的増幅特性はいろいろな方位に位置するイベントに関する地表と地震基盤のスペクトル比の平均であり（鶴来他, 1996）、理論的評価では考慮されない一種の「平滑化操作」が含まれているからである。実際の速度構造の層間コントラストがどの程度であるかについては、深層ボーリングデータや処々の探査結果との照合等、統合的な観点から検討すべきであろう。

したがってここでは実際の速度構造について議論するというのではなく、地盤モデルの修正・変更が理論的増幅スペクトルに及ぼす影響を観察するという位置づけで検討を進めたい。すなわちパラメータスタディという観点である。そのような観点においてこのネガティブピークを抑えたい場合には、その成因に立ち返れば、深部地盤構造の巨視的概観を損なわない程度に層境界コントラストを小さくすれば良いと考えられる。次項ではこの件を含めて合成地盤モデルの高度化の方法を検討する。

0.5-1.0Hz の周波数帯域の場合とは反対に、5-10Hz の帯域では、 T_{\max} を 10m から 20m に変えることにより半数以上のサイト (ABN, FKS, SRK, OSK005, MRG, OSK007, OSK010) で RMS が急減する。そのうち大部分 (ABN, FKS を除く) はそれ以上 T_{\max} を大きくしても RMS の減少が顕著でなくなる。また、1-5Hz の帯域でも T_{\max} を 10m から 20m に変えることにより RMS が急減するサイトがある (FKS, OSK005, MRG, OSK010)。インバージョンモデルによれば、検討対象サイトにおける S 波速度 350m/s の出現深度は 6m から 100m までばらつくが (図 5 各パネル右上の数字を参照)、ほとんどは 50m 以内である。つまり S 波速度 350m/s 層の出現深度に達する前に増幅スペクトルの高周波数帯域を特徴付ける地盤構造が含まれていて、その特徴的構造が地盤モデルに取り入れられれば増幅スペクトルの概観は急激に現実的なものに近づき、その結果 RMS が急減するものと考えられる。

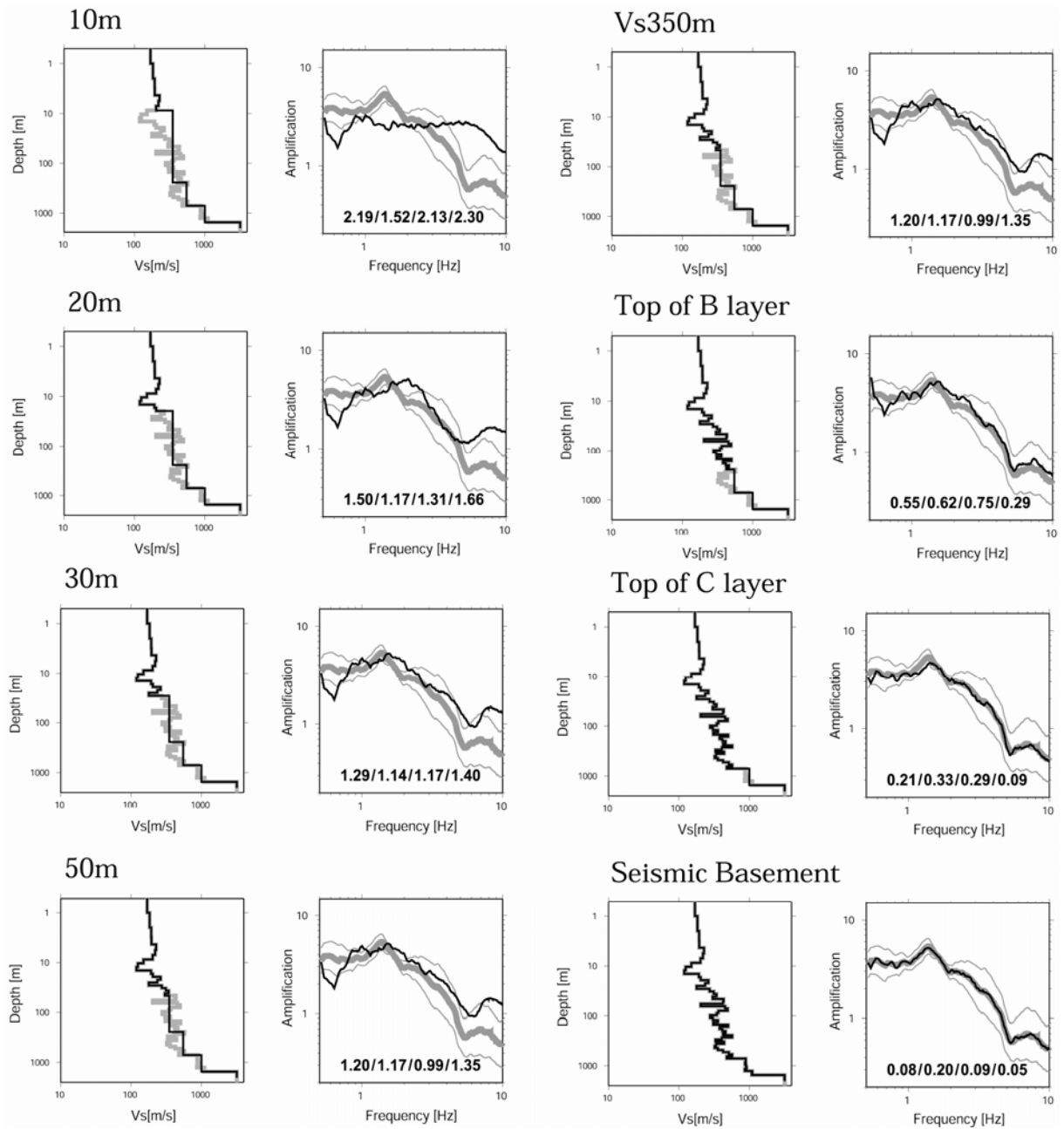


図4 T_{\max} の相違による増幅スペクトルの相違 (FKS の場合)。各パネルの対のうち、左は与えた速度構造 (実線)、右は対応する増幅スペクトル (実線) である。参考として、左の速度構造にはインバージョンモデル (薄太線)、右の増幅スペクトルには経験的スペクトル (薄太線) とその標準偏差 (薄細線) も示している。増幅スペクトルのパネル内の数字は右から全周波数帯域、0.5-1.0Hz、1.0-5.0Hz、5.0-10.0Hz の周波数帯域における RMS を現す。

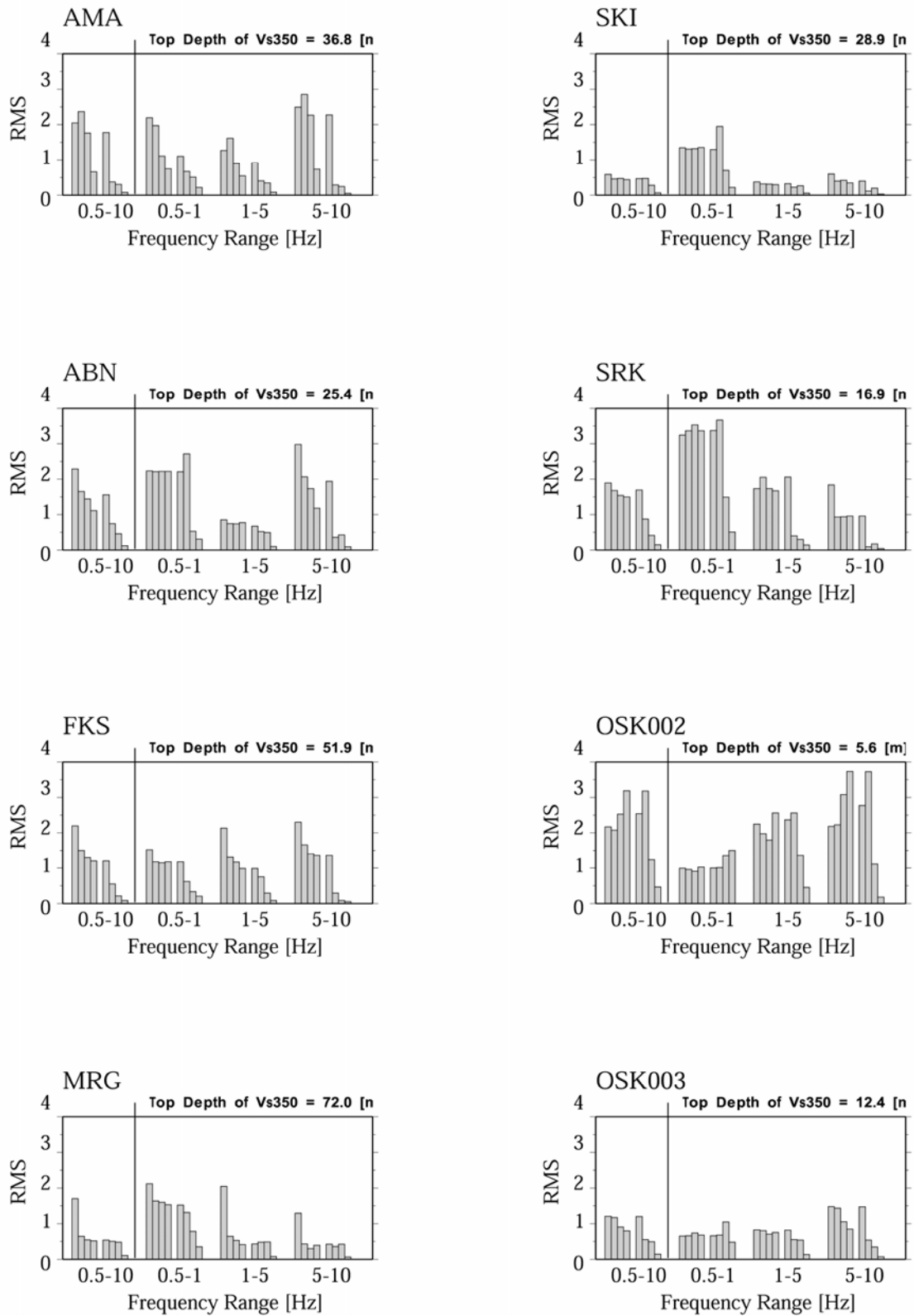


図 5 T_{\max} の相違による RMS の相違。棒グラフは左から $T_{\max}=10\text{m}$, 20m , 30m , 50m , Vs350 出現深度, B 層上端深度, C 層上端深度, 地震基盤深度となっている。

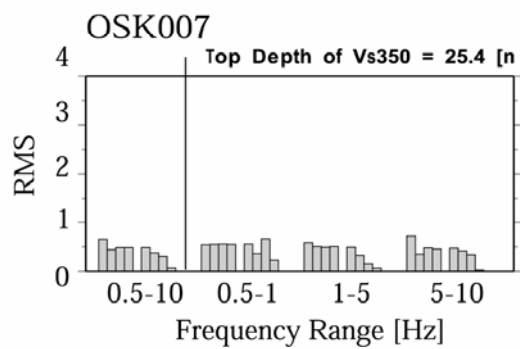
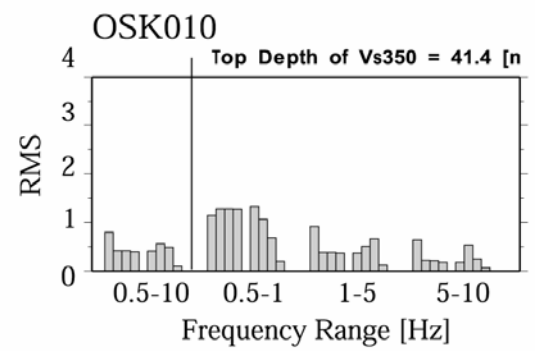
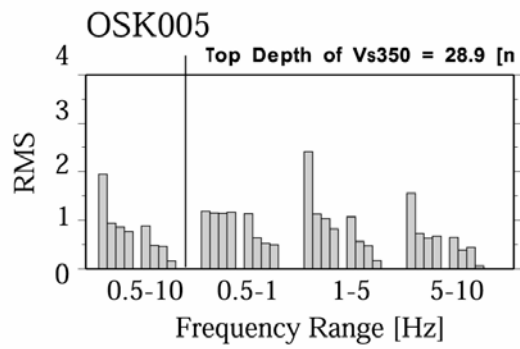
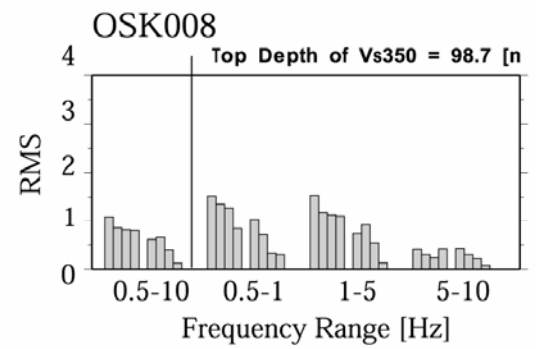
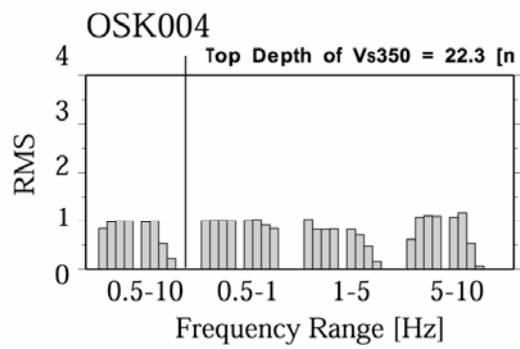


図 5 続き。

合成地盤モデルの高度化の検討

以上の分析を踏まえて、合成地盤モデル高度化の可能性の1つとして、大局的な3層構造で表現した不連続の大きい深部地盤モデル（深部3層モデルと呼ぶ）を直線的に連結して滑らかにしたモデル（深部折線モデルと呼ぶ）の効果を検討する。また高度化の一環として、ここまで検討してきた合成地盤モデル（深部3層モデル、深部折線モデルの両方を含む）を統計的グリーン関数の評価に用いる場合を想定し、地盤モデルにゆらぎを与えた場合に理論的に評価される応答波形のエンベロープが受ける影響を分析する。浅部、深部地盤モデルあるいはその両方にそれぞれゆらぎを与えて増幅スペクトルおよび応答波形のエンベロープを評価し互いに比較する。

ここでは浅部地盤モデルの最大深度 T_{\max} を S 波速度 350m/s の出現深度とする場合についてのみ検討する。

方法

深部3層モデルの層境界コントラストを抑えたモデルとして次のような深部折線モデルを検討する。すなわち β を S 波速度、 d を深さとして、 (β_A, T_{\max}) , $(\beta_B + \Delta\beta_B, (B_{\text{top}} + C_{\text{top}})/2)$, $(\beta_C + \Delta\beta_C, (C_{\text{top}} + D_{\text{top}})/2)$ の3点を結ぶ折線で与えられる速度構造を考える。ただし $\beta_A, \beta_B, \beta_C$ はそれぞれ深部3層モデル A, B, C 層の S 波速度、 $\Delta\beta_B, \Delta\beta_C$ は走時の補正のためのパラメータ、 $B_{\text{top}}, C_{\text{top}}, D_{\text{top}}$ はそれぞれ B 層, C 層および地震基盤の表面深度である。 D_{top} 以深は地震基盤の S 波速度とする。

深部3層モデルと深部折線モデルとで地震基盤から浅部地盤モデル基底部分までの走時が等しくなるように $\Delta\beta_B, \Delta\beta_C$ を調整する。ここでは

$$\begin{aligned}\Delta\beta_B &= c\beta_B, \\ \Delta\beta_C &= c\beta_C.\end{aligned}\quad (4)$$

として B, C 層ともに単一のパラメータ c で S 波速度を調整することにした。

平均値に対するゆらぎは 1-D von Karman 型パワースペクトル密度（例えば, Sato and Fehler, 1998）

$$P(k) = \frac{2\pi^{1/2} a \varepsilon^2 \Gamma(\kappa + 1/2)}{\Gamma(\kappa) [1 + (ak)^2]^{\kappa + 1/2}} \quad (5)$$

でモデル化する。 k は波数、 a は不均質の特徴的スケールを表す相関距離、 ε はゆらぎの標準偏差、 κ はパワースペクトル密度の傾きをコントロールするパラメータ、 $\Gamma(\cdot)$ はガンマ関数である。検層データや地質データが示す不均質性は von Karman 型で表現でき、それを特徴付ける κ の値は 0.1-0.3 の値をとることが多く、相関距離 a は水平方向よりも鉛直方向のほうが短い（小菅, 2001）。ここでは同地域の深層ボーリングデータを参考として $a=10\text{m}$, $\kappa=0.25$, $\varepsilon=0.15$ とした。式(5)のパワースペクトル密度を持つランダム位相波を数値的に生成し、それを鉛直方向における S 波速度の定常的なゆらぎとみなす。浅部、深部地盤モデルの S 波速度のそれぞれ或いはその両方にこのゆらぎを重ね合わせる。

上記のゆらぎを含む地盤モデルを用いて増幅スペクトル、インパルスに対する応答波形、およびその複素エンベロープを計算する。ここに複素エンベロープは、増幅スペクトルに

位相特性を加えた片側スペクトルをフーリエ逆変換して得られる複素振幅波形の絶対値で定義される。浅部および深部地盤モデルにゆらぎを与えるにあたっては、問題の複雑化を避けるため、本節では構造モデルの層厚として式(1)を用いず、深度によらず1mに固定することにする。以上の作業を10回繰り返して増幅スペクトルとエンベロープの平均値を評価する。なお増幅スペクトル、応答波形計算の際の密度、減衰の与え方は1節の場合と同様とする。

結果

サイトごとに上記の分析を適用した結果を観察して、サイトによらず共通に見られる傾向を抽出すると、以下ようになる。

例えば図6に示すように、深部3層モデルを深部折線モデルに変更することにより、前節で述べた低周波数帯域のネガティブピークは除去することができる。このことはゆらぎを与えるか否かに関わらない。すべてのサイトで同様の傾向が見られた。一方、深部3層モデルを用いる限り、深部、浅部あるいはその両方にゆらぎを与えてもネガティブピークは除去されない(図7)。

深部3層モデルを深部折線モデルに変更することが波形エンベロープに与える影響は次の通り。例えば図8(a)に見られるように、深部3層モデルを用いた場合に生成されるエンベロープの山・谷は、深部折線モデルの採用によりかなり抑えられる。この山・谷の成因は深部3層モデルのコントラストの大きな層境界における反射波にある。深部、浅部あるいはその両方にゆらぎを与えることにより山・谷の生成を抑えることは可能である(例えば、図8(c))。

深部折線モデルに与えるゆらぎの影響はエンベロープのレベルの増加に現れる(図8(b))。本対象サイトの場合、深部折線モデルにゆらぎを導入することによりエンベロープのレベルは平均的に2倍から10倍程度まで増大した。

ゆらぎの影響をやや詳細に見ると次のようになる。すなわち浅部地盤モデルのゆらぎは直達波直後部分のエンベロープにおけるネガティブピークを埋めるような作用をもたらす一方で(図8(d)の場合で言えば2.5秒程度までの部分に相当する)、深部地盤モデルのゆらぎはその後に到着するエンベロープ部分の平均的なレベルの増大をもたらす(図8(d)では2.5秒程度以降の部分に相当する)。

図9に、上で説明した内容すなわち深部3層モデルを深部折線モデルに変更することおよび浅部および深部地盤モデルにゆらぎを与えることのそれぞれが波形エンベロープに与える影響をまとめ、模式的に示しておく。

図8のどのパターンが最適か、またモデルに与えるゆらぎを生成するための不均質のモデルとそのパラメータとしてどのような値が適しているか等の詳細なあるいは定量的な検討は、今後実記録との比較に基づいてなされるべきと考える。

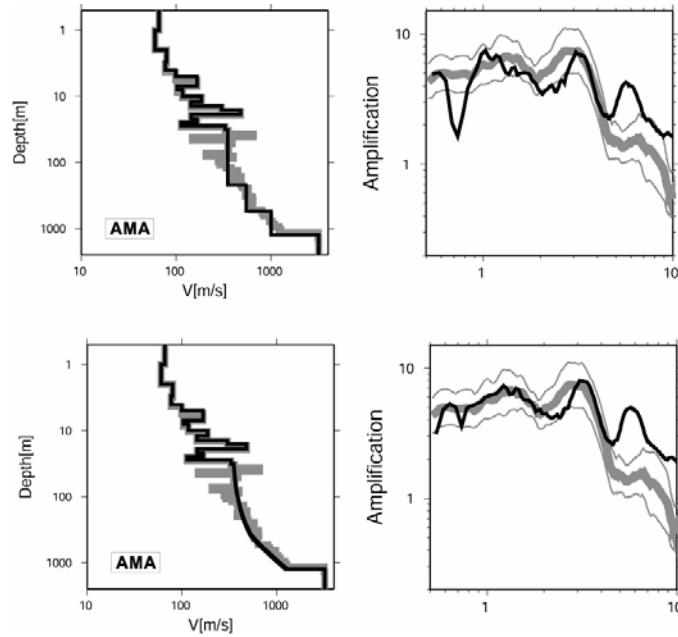


図 6 上：深部 3 層モデル（実線）を用いた合成地盤モデルと対応する増幅スペクトル（実線）（AMA の場合）。左パネルにおいて薄太線で示すのは 2 節のインバージョンで得られた地盤モデル。右パネルの増幅スペクトルにおける薄線は観測スペクトルの平均（太薄線）と標準偏差（薄細線）。下：上と同様だが、合成地盤モデルを深部折線モデルで構成した場合。上パネルの増幅スペクトルにおいて 1Hz 以下で見られるネガティブピークが下パネルでは見られない。

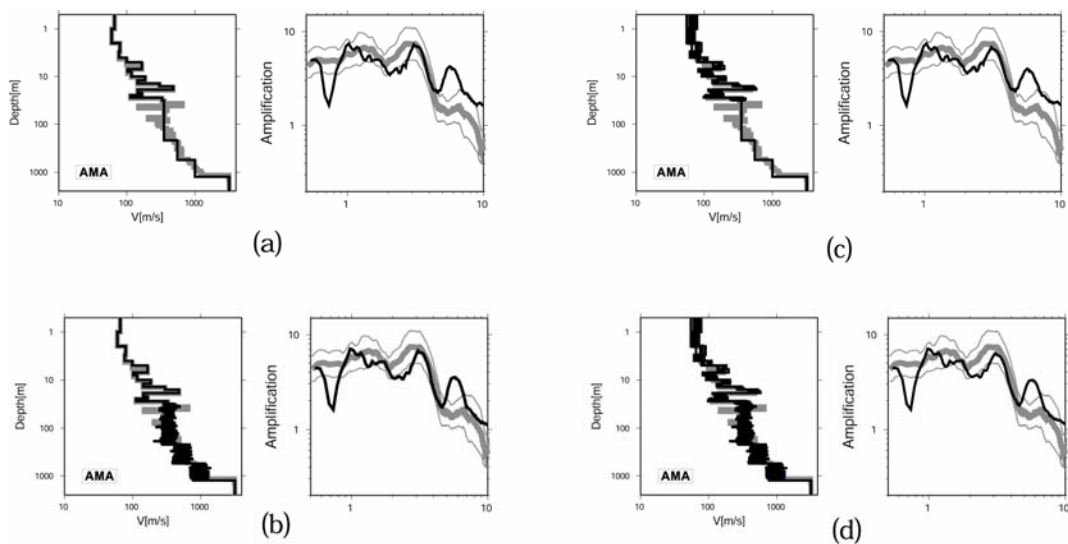


図 7 深部 3 層モデル（実線）を用いた合成地盤モデルと対応する増幅スペクトル（実線）（AMA の場合）。図の見方は図 6 の場合と同様だが、合成地盤モデル（実線）は 10 回与えたすべてを同時にプロットしている。また増幅スペクトル（実線）は 10 回の評価結果の平均値を平滑化したものである。(a)ゆらぎなしの場合。(b)深部地盤モデルのみにゆらぎを与えた場合。(c)浅部地盤モデルのみにゆらぎを与えた場合。(d)深部・浅部両方にゆらぎを与えた場合。ゆらぎの有無は 1Hz 以下で見られるネガティブピークの生成に影響を与えない。

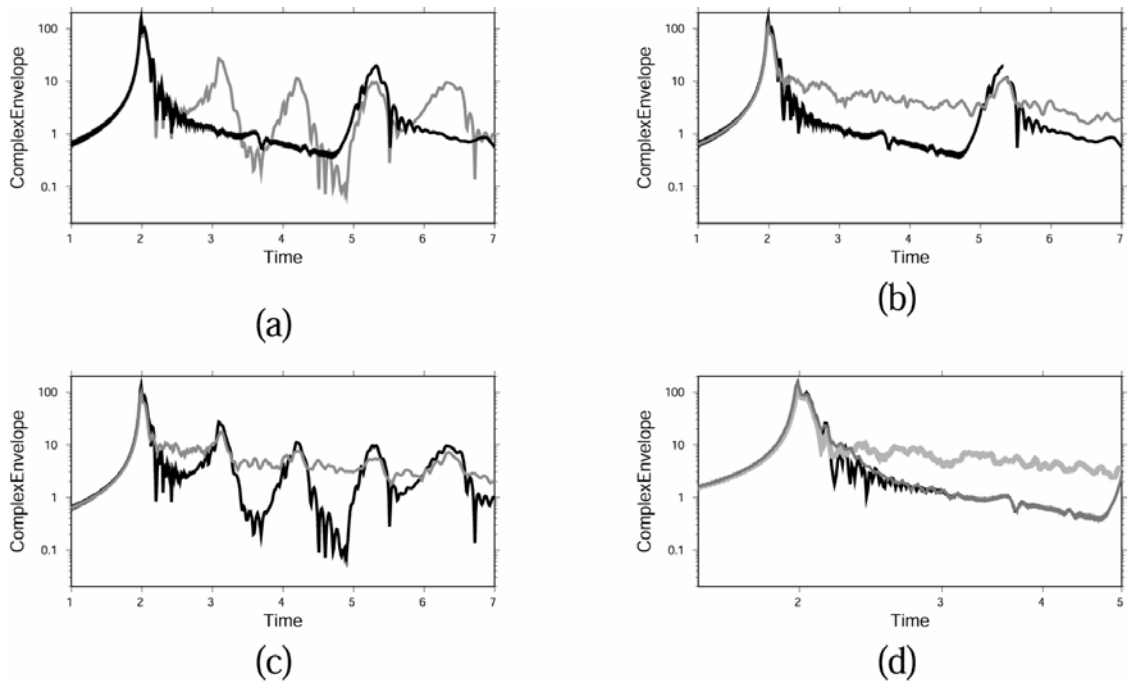


図 8 各種モデルによる応答波形エンベロープの比較 (OSK005 の場合)。振幅 10 回の評価結果の平均値を示す。(a)深部 3 層モデル (実線) と深部折線モデル (薄太線) に基づく波形エンベロープ。どちらもゆらぎなしの場合。(b) 深部折線モデルで深部および浅部にゆらぎを導入した場合 (薄太線) とゆらぎなしの場合 (実線)。(c) 深部 3 層モデルで深部および浅部にゆらぎを導入した場合 (薄太線) とゆらぎなしの場合 (実線)。(d) 深部折線モデルで深部だけにゆらぎを導入した場合 (薄太線)、浅部だけにゆらぎを導入した場合 (薄細線) およびゆらぎなしの場合 (実線)。(d)のみ横軸がログスケールとなっている。

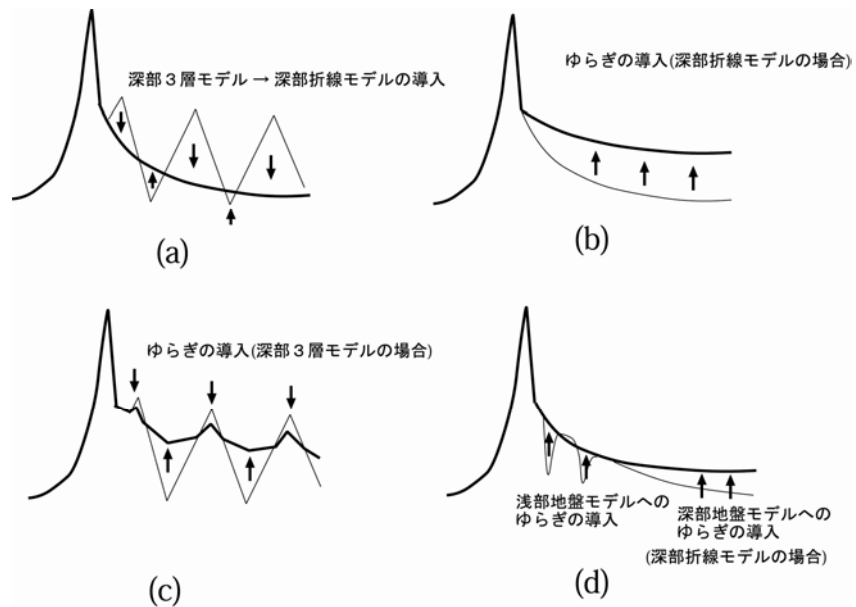


図 9 深部 3 層モデルを深部折線モデルに変更することおよび浅部および深部地盤モデルにゆらぎを与えることのそれぞれが波形エンベロープに与える影響を示す模式図。

深部 3 層モデル, 深部折線モデルと表面波特性

前節では S 波増幅特性のデータ（経験的増幅スペクトル）説明性に配慮し、地盤モデル高度化の第一歩として深部折線モデルを提案した。しかしその一方で、もとなる深部 3 層モデル（宮腰他, 1999；香川他, 1998）は地質学的・地球物理学的な種々のデータを用いて構築されたものであり、中でも微動探査に拠る所が大きい。つまり深部 3 層モデルは大枠としてはレーリー波基本モードの位相速度データを良く説明するモデルである。我々は深部 3 層モデルから深部折線モデルに変換する際地震基盤から浅部地盤モデル基底部分までの S 波走時を保持したが、これは必ずしも表面波の特性の保持と等価ではない。高度化に際してはもとのモデルが持つ優れた特性を損ないたくはない。そこで以下ではこの問題を検討するために、両モデルをそれぞれ用いて得られる理論的な表面波特性を比較する。

図 10 に、深部 3 層モデルと深部折線モデルをそれぞれ用いて得られる合成地盤モデルに基づくレーリー波基本モードの位相速度を比較する。理論的評価の際は各サイト直下の合成地盤モデルを水平多層構造とみなした。層厚は式（1）で与えた。同図によれば、両モデルに基づく位相速度には 0.5Hz から 5Hz の範囲で若干の相違が見られるが、それよりも高周波数帯域および低周波数帯域では良い一致が見られる（ただし OSK002 は例外で、10Hz まで相違が見られる）。

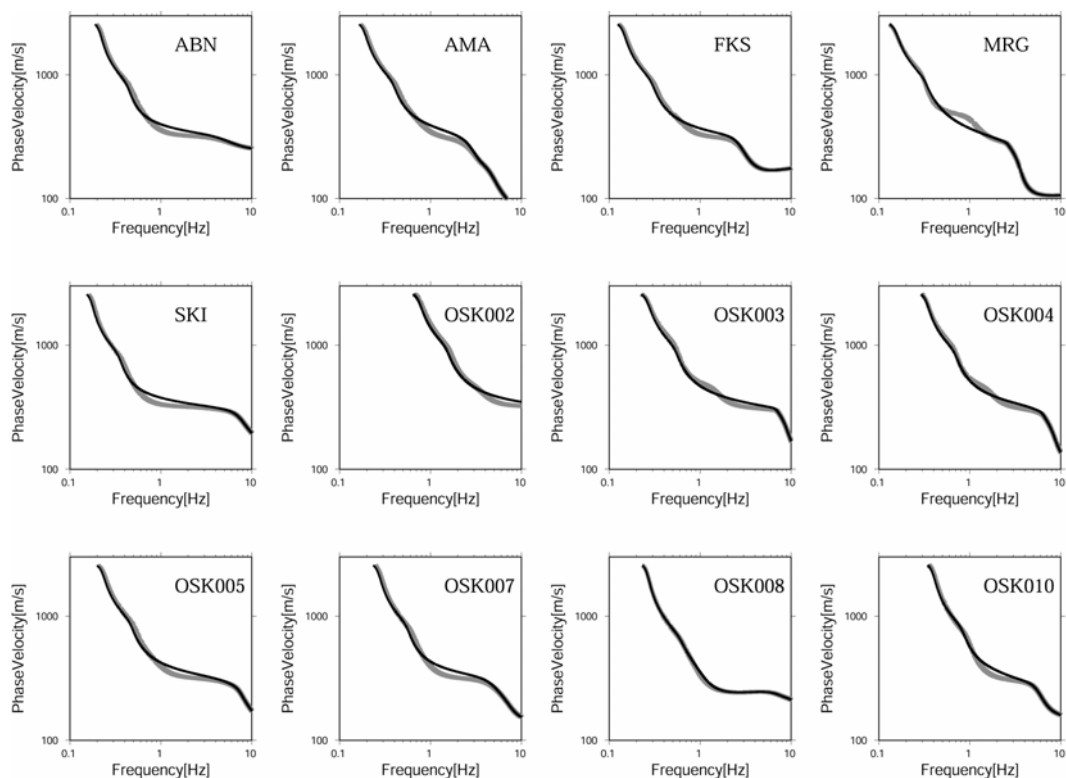


図 10 深部 3 層モデル（薄太線）と深部折線モデル（実線）それぞれを用いた合成地盤モデルによるレーリー波基本モードの位相速度。

上の結果は次のように解釈できる。十分な高周波数帯域で位相速度を特徴付けるのは基本的に浅部地盤モデルである。浅部地盤モデルは深部 3 層モデルと深部折線モデルで共通である。よって高周波数帯域ではモデル間の相違は現れにくい。一方十分な低周波数帯域では、速度構造モデルは地震基盤以深の半無限層と堆積層の巨視的な 2 層構造として特徴

付けられると見て良い。堆積層内部の詳細に依存しない周波数帯域では堆積層を特徴付けるパラメータはその内部の走時ということになるので、モデル変換の際走時の維持に配慮している限り表面波特性は良く一致すると期待される。実際、モデル変換の際に走時の一致に配慮せず式(4)で c を 0 と置いた場合、低周波数帯域における両モデルの相違は顕著になった。なお低周波数の極限では地震基盤以深の半無限層のみ位相速度に影響を与える。この時両モデルには相違が見られないはずである。こういうわけで、両モデルの速度構造の特徴的相違に起因する位相速度の相違は中間的な周波数帯域(この場合 0.5Hz から 5Hz の範囲)で相対的に目立つことになる。とはいえ図 10 によればその相違は小さく、0.1-10Hz の周波数帯域で、大枠では良く一致している。深部 3 層モデルから深部折線モデルへの変換によって深部 3 層モデルが有するレーリー波基本モードの位相速度の説明性は大きく損なわれまいと言えそうである。

以上で本節の主要な目的は遂げられたのだが、ここでは更に表面波の他の特性についても、もう少し分析を進めてみよう。図 11 に両モデルに基づくレーリー波基本モードおよび 1 次モードの位相速度、群速度、水平変位に関する伝達関数 (medium response/(波数)²) を比較する。同図によれば、位相速度よりも群速度のほうが、また基本モードよりも 1 次モードのほうがモデル依存性は強いようである。直観的に予想される結果と言える。この傾向は他のサイトでも同様に見られた。なお同図 (OSK003) の 1 次モードで、1Hz 弱から 5Hz 程度において深部折線モデルのほうが 3 層モデルよりも伝達関数が小さいが、この結果はどちらかのモデルがいつも過小あるいは過大評価になるというような系統的なモデル依存性を示唆するものではない。例えば図 12 (OSK007) では、2Hz から 6Hz で伝達関数は深部折線モデルのほうが大きい。

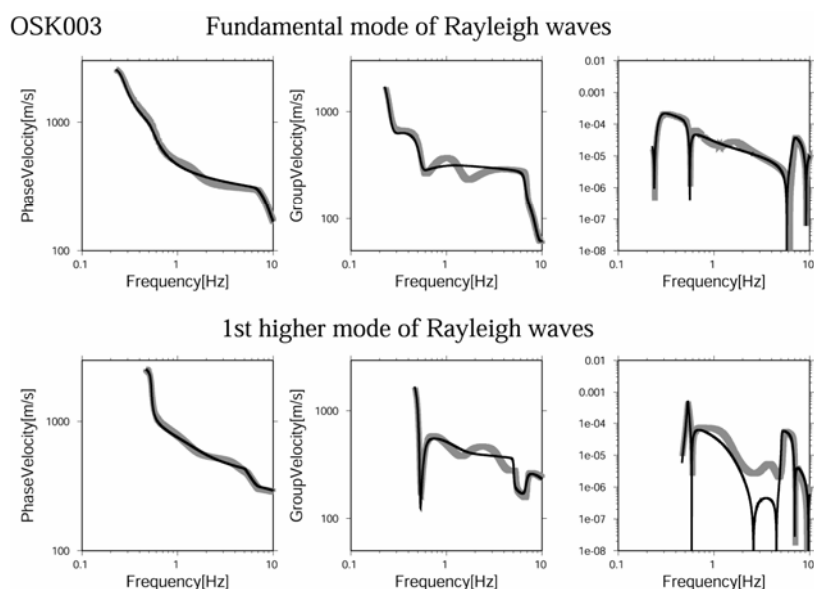


図 11 深部 3 層モデル (薄太線) と深部折線モデル (実線) に基づくレーリー波の位相速度 (左), 群速度 (中央), 水平変位に関する伝達関数 (medium response/ k^2) (右) の比較 (OSK003 の場合)。上下はそれぞれ基本モードと 1 次モードの場合。

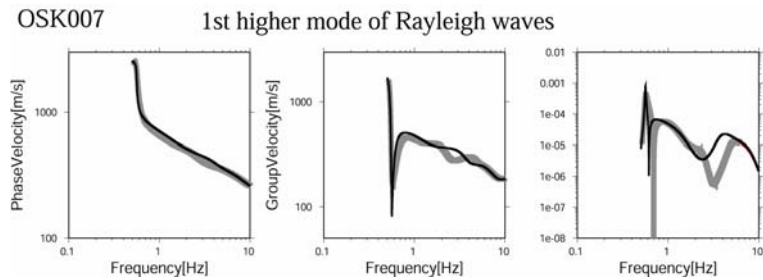


図 12 図 10 と同じだが OSK007, 1次モードの場合。

このような相違が生じるメカニズムを明らかにするためには、層内に捕えられる表面波エネルギーという観点から両モデルの相違に着目すると良いだろう。深部3層モデルは層間コントラストが大きいので各層内にエネルギーを捕えやすく、一方折線モデルは堆積層全体にエネルギーが滲み出しやすいと考えられる。

深部3層モデルの3層のうちどの層が最もエネルギーを捕えやすいかは周波数と速度構造に依存する。図 13 OSK003 の水平変位に関する固有関数(同図上右)に見られるように、最表層に多くのエネルギーが分配されるという場合には、対応する伝達関数(図 11 下右)は大きくなる。図 13 OSK007 の場合(同図下右)のように下層部に分配されるエネルギーが大きくなれば地表に分配されるエネルギーは相対的に小さくなり、結果として伝達関数(図 12 右)は小さくなる。

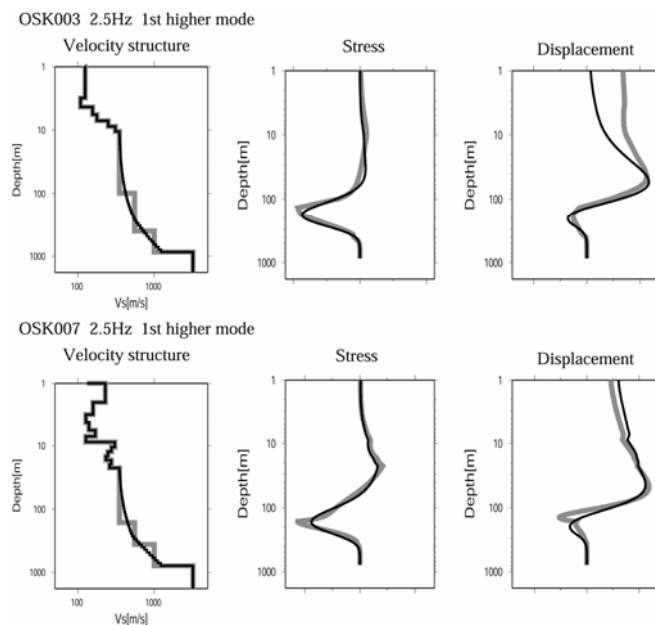


図 13 速度構造(左)と水平応力(中央)、水平変位(右)に関する固有関数。深部3層モデル(薄太線)と深部折線モデル(実線)の場合を比較する。上、下行はそれぞれ OSK003(図 11), SK007(図 12)の1次モード、2.5Hzの場合に対応する。なお固有関数の振幅(y)は全エネルギーの平方($[\int y^2 dx]^{1/2}$)で正規化している。

ところで図 11, 12 には、モデル依存性が比較的大きいサイト(OSK003, OSK007)を選んで示している。他サイトでは群速度や伝達関数におけるモデル間の相違がもう少し小さ

くなる。またラブ波についても同様に位相速度，群速度，伝達関数を評価したところ，レーリー波の場合よりもモデル依存性が小さい場合が多かった。もっとも，図 11，12 に示したサイトの場合でも，0.5Hz 以下の周波数帯域や 1 次モードのエアリー相（0.5Hz 程度にみられる群速度極小部，また伝達関数の極大部に対応する）についてはモデル間の相違はそれほど顕著ではない。強震動評価の観点からは，表面波特性の評価に及ぼす両モデルの相違の影響はあまり顕著ではないと見て良さそうである。

(d) 結論ならびに今後の課題

増幅スペクトルを評価するための地盤モデルとして詳細な浅部地盤モデルと巨視的な深部地盤モデルで構成される合成地盤モデルの有効性を，経験的に評価された増幅スペクトルのインバージョンで得られたモデルの分析という観点から検討した。モデルの感度・分解能の分析結果から浅部は詳細，深部は巨視的というモデル化の妥当性が支持された。次にインバージョンモデルの浅部部分を浅部地盤モデルとみてその最大深度を系統的に変更し増幅スペクトルを理論評価した。それを経験的増幅スペクトルと比較したところ，工学的基盤として S 波速度 350m/s 層に達する深度までを浅部地盤モデルとしてモデル化すれば地震基盤以浅の地盤による増幅スペクトルの特徴を良く近似できることが分かった。

深部地盤モデルの高度化のための第一歩として，層間コントラストの大きな数層でモデル化された巨視的な深部地盤モデル（深部 3 層モデル）に対しそれを直線的に折線で表現するようなモデル（深部折線モデル）の有効性を検討した。深部 3 層モデルを用いた理論的増幅スペクトルには現れるが経験的増幅スペクトルには見られないネガティブピークを，深部折線モデルを採用することにより除去できることが示された。また浅部，深部地盤モデルのそれぞれあるいはその両方にモデルにゆらぎを導入することが応答波波形エンベロープに及ぼす影響を系統的に分析した。

深部 3 層モデルと深部折線モデルの相違が表面波の理論的評価に及ぼす影響を検討するために，両モデルを用いてレーリー波，ラブ波基本モード，1 次モードの位相速度，群速度，伝達関数（ $\text{medium response}/(\text{波数})^2$ ），固有関数をそれぞれ理論的に評価し比較した。その結果，両モデルの相違は小さく，特に強震動の評価に影響を及ぼす大振幅の位相（エアリー相）に関しては両モデルの相違が小さいことがわかった。すなわち深部 3 層モデルの有効な特徴である表面波の説明性は深部折線モデルに良く引き継がれていると結論できる。

(e) 引用文献

- 1) 長郁夫，鶴来雅人，岩田知孝，香川敬生：堆積盆地の理論と実際のサイト増幅特性評価－大阪堆積盆地の場合－，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 14 年度成果報告書，536-561，2003.
- 2) Fukushima, M.: A successive quadratic programming algorithm with global and superlinear convergence properties, Math. Programming, Vol. 35, pp. 253-264, 1986.
- 3) 岩田知孝，香川敬生，長郁夫，鶴来雅人：地盤構造モデルに基づく理論的サイト増幅特性の評価－大阪堆積盆地を対象とした検討－，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 15 年度成果報告書，751-775，

2004.

- 4) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南莊淳: 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 2, Vol. 51, pp.31-40, 1998.
- 5) 関西地盤情報活用協議会: 関西地層分布図---大阪平野---解説書、関西地盤情報活用協議会, 1998 年.
- 6) 小菅正裕: コーダ波から推定されるリソスフェアのランダム不均質構造, 地震 2, 54, pp.127-145, 2001.
- 7) Ludwig, W. J., Nafe, J. E., and L. Drake, C.: Seismic refraction, in A. E. Maxwell ed., *The Sea---Ideas and observations on progress in the study of the seas, 4, Part 1*, Wiley-interscience, New York, pp. 53-84, 1970.
- 8) 松浦充宏: 地球物理学におけるインバージョン理論の発展, 地震 2, Vol. 44, pp.53-62, 1991.
- 9) 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構造のモデル化(その 1), 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, 185-188, 1999.
- 10) Sato, H. and Fehler, M.: *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*, Springer Verlag, New York, 1998.
- 11) 鶴来雅人, 田居優, 入倉孝次郎, 古和田明: 経験的サイト増幅特性に関する検討, 地震 2, 50, pp.215-227, 1997.
- 12) 鶴来雅人, 澤田純男, 宮島昌克, 北浦勝: 関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, 48A, pp.577-586, 2002.

(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
長郁夫 岩田知孝 鶴来雅人 香川敬生	広帯域な強震動評価のため に有効な堆積層地盤モデル ーサイト増幅スペクトル, 応 答波形エンベロープ, 表面波 特性の理論評価ー	地球惑星科学関連学会合 同大会	2005 年 5 月

(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

(2-6)近畿圏強震動データ統合化システムの構築

松波孝治（京都大学・防災研究所・地震災害研究部門）

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

大見士朗（京都大学・防災研究所・地震予知研究センター）

ohmi@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

琵琶湖西岸断層帯を対象とし、断層に最も近く、滋賀県の県庁所在地である大津市の被害想定を目的とする。微動計測、地震動観測により地盤構造の把握、増幅特性を調査し、ボーリング資料、PS 検層資料を基に 500m メッシュの地盤モデルを作成した。小林・翠川の経験的手法により各メッシュの地震動を推定した。各メッシュの木造建物の被害推定は、被害率曲線を用いた方法と応答解析を用いた方法の 2 通りで行われた。

(b) 業務の成果

はじめに

1995 年兵庫県南部地震以降、日本では毎年のように巨大地震が発生しており地震活動が活発な時期に入ったといわれている。地震調査研究推進本部（以下では推本）によると 9 つの断層からなる琵琶湖西岸断層帯の今後 30 年以内の発生確率は 0.09～9%となっており、兵庫県南部地震発生直前の野島断層では 0.02～8%であったということ踏まえるといつ起こってもおかしくない状況といえる。今後発生が予想される地震について被害を想定しておくことは、防災対策を行う上で必要不可欠である。

本研究では琵琶湖西岸断層帯に対する大津市の建物被害想定を行う。大津市は断層に近く、最も大きな被害が予想されるため対象地域とした。

常時微動計測

大津市の地盤構造を調査する目的で、大津市膳所地区を中心に常時微動計測を行った(図 1)。地盤の一次卓越周波数は湖岸沿いの埋立地で最も低く 0.6Hz であった。そこから山側へ向かうにつれて卓越周波数は高周波数へ移行している。岩盤地域では明瞭なピークを持たないフラットなスペクトル形状になった。膳所地区には琵琶湖西岸断層帯のひとつである膳所断層がある。膳所断層を挟む計測点では卓越周波数やスペクトル形状に変化が見られ、地盤構造の不連続性が示唆される¹⁾。

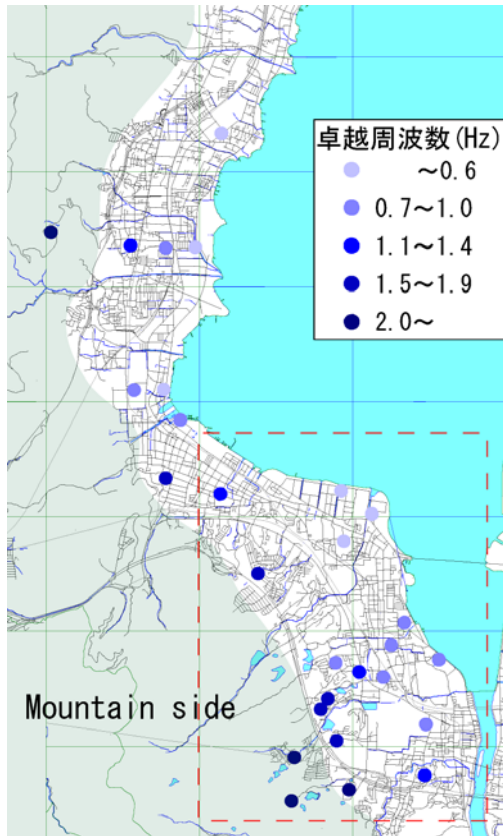


図1 被害想定域での微動計測点

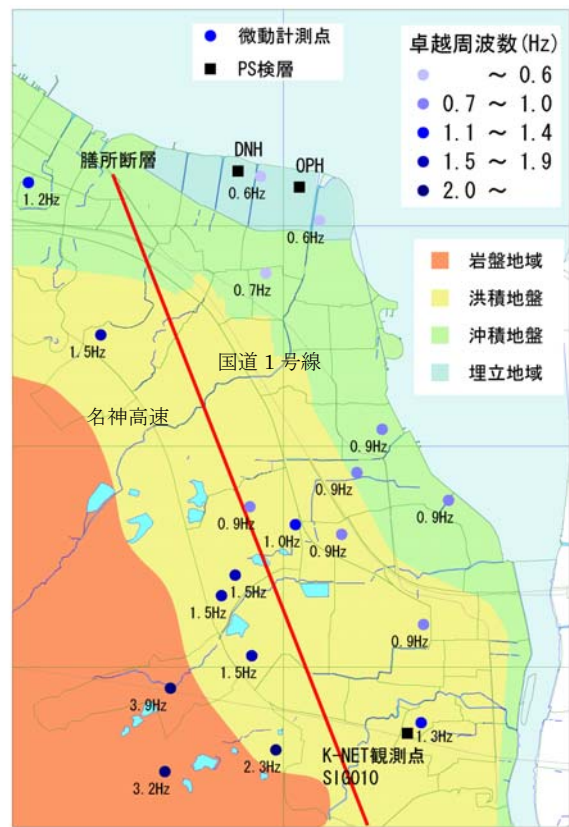


図2 膳所地区の微動計測点、地震観測点

地震観測、地盤モデルの作成

膳所地区における OTU、NMT、KKC の 3 点で地震観測を行った。地震観測は常時微動計測と同様に地盤構造の把握、地盤の増幅特性を調査する目的で行った (図 2)。地震観測では、多くの観測記録が得られているが、ここでは、新潟県中越地震を含む 5 つ地震記録について検討する。図 3 に新潟県中越地震での速度波形を示す。岩盤上の観測点 OTU に比べ NMT、KKC では地震動が増幅されている。

図 4 に KKC、NMT で得られた地震観測記録の OTU に対するフーリエスペクトル比の平均を表す (点線)。スペクトル間に大きなばらつきはなく安定した形状を示しており、観測点の地盤特性を表している。KKC では 0.6Hz、1.0Hz にピークがあり、NMT では 0.9Hz にピークが見られる。これは常時微動計測においても確認している。

次に、一次元成層地盤を仮定し、地盤の応答解析を行い、観測記録に合う解析モデルを作成する。今後の広域的な地盤モデルの作成を視野に入れ、地盤モデルの S 波速度構造は KiK-NET 観測点 SIGH02 の PS 検層²⁾、堅田でのアレー微動計測結果を参考に上層部から $V_s=200\text{m/s}$ 、 300 m/s 、 400 m/s 、 500 m/s 、 800 m/s 、 1800 m/s の簡略な 6 層モデルとして層厚を変化させて解析を行った (図 4)。KKC では 70m までの PS 検層が得られており、PS 検層から求まる解析結果もプロットしているが、観測結果を捉えておらず、KKC での増幅特性を考えるには、より深い地盤構造をモデル化しなければならない。一方、簡略化した 6 層地盤モデル (簡略化地盤モデル、表 1) では観測結果を捉えることができおり、モデルの妥当性が示されている。

次に、被害想定を行うため広域な地盤モデルを作成する。対象地域を 500m メッシュに区分し、メッシュごとにひとつの地盤モデルを作成した。浅部地盤構造 ($V_s=400\text{m/s}$ 以浅) に関しては、対象地域のボーリングデータ (図 5) から換算した S 波速度を用い、メッシュごとに平均し、簡略化地盤モデルに合うように各層の深度 (層厚) を決定した。土質に関しては砂質土、粘性土、礫に分類し、簡略化地盤モデルの各層ごとに最頻出のものを採用した。深部地盤構造 ($V_s=400\text{m/s}$ 以深) に関しては、推定材料として SIGH02 の PS 検層、堅田でのアレー微動計測結果のほかに、推本が公表している各速度層上面の深さ分布図を参考に、各メッシュでの各速度層上面分布を決定した。

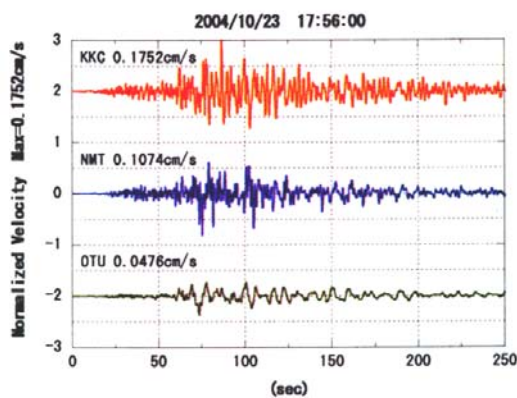


図 3 10/23 新潟県中越地震の速度波形

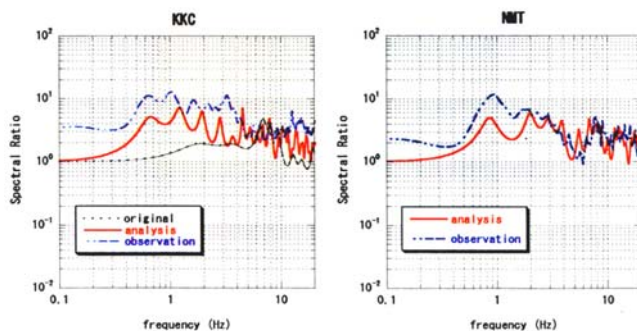


図 4 KKC、NMT の地震動増幅特性

表 1 KKC、NMT における簡略化地盤モデル

深度 (m)	V_s (m/s)	土質	密度 (t/m^3)
0~25	200	粘土	1.7
25~60	300	砂	1.8
60~125	400	砂	2.0
125~200	500	礫	2.1
200~300	800	礫	2.2
300~	1800	岩	2.3

深度 (m)	V_s (m/s)	土質	密度 (t/m^3)
0~10	200	粘土	1.8
10~40	400	礫	2.0
40~125	500	礫	2.1
125~200	800	礫	2.2
200~	1800	岩	2.3

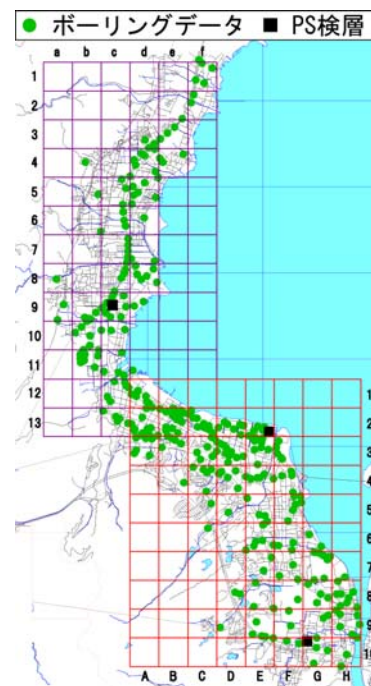


図 5 メッシュ区分とボーリングデータ

地震動の推定

地震動の推定には小林・翠川の手法を用いる³⁾。断層のモデル化に際しては 9 つの断層を 1 つの区間にモデル化し、1 回の活動で全区間が変位を起こすと仮定した。破壊開始点はその位置を特定するだけの情報がないため、断層面の四隅と中央を想定し (図 6)、得られた結果の最大値を用いることにした。破壊様式に関しては経験的に破壊開始点から放射状 (同心円状) に破壊が進行するものとした。その結果、南西端に破壊開始点を設定した場合に、最大値をとるものが多く見られた。

次に、地表面における地震動を推定する。得られた工学的基盤上での応答スペクトルを時刻歴波形に変換し地表面に引き上げる。そして、地盤の応答解析における入力地震動の

位置は、簡略化地盤モデルの $V_s=1.8\text{km}$ 層の上面とした。地盤の応答解析には SHAKE の等価線形化法が用いられるが、断層近傍の強震動であり、等価線形化法の有効範囲（せん断ひずみ 0.1%）を超えるので非線形

応答解析を行った。

図 7 に最大地動加速度分布 (PGA)、図 8 に最大地動速度 (PGV) を示す。PGA では設定した断層モデルに近い山側 (図中の左側) のメッシュにおいて高い値を示し、 1000cm/s^2 を超えるところが見られる。これは断層に近いことや、相対的に基盤深度が浅くなり、地表面まで加速度が線形的に増加するためである。湖岸に向かうにつれて PGA の値には減少傾向が見られる。これは基盤深度が深くなることに伴い表層地盤の層厚が増加し、非線形の影響が大きくなり、加速度が減少したためである。一方 PGV については湖岸沿いに高い値が見られ 100cm/s 程度となっている。PGV は建物被害と相関があるとされており⁴⁾、PGV の分布から湖岸沿いに建物被害が予想される。図 9 に推定した地表面加速度応答スペクトルを示す。応答スペクトルの周期 $0.5\sim 1.0$ 秒の加速度応答値は建物の中程度の被害に、周期 $1.0\sim 2.0$ 秒の加速度応答値は建物の大規模な被害に対応している⁵⁾。10G、10H 等のメッシュでは $0.5\sim 1.0$ 秒の加速度応答値が大きく、中程度の被害が推測される。



図 6 断層モデルと破壊開始点

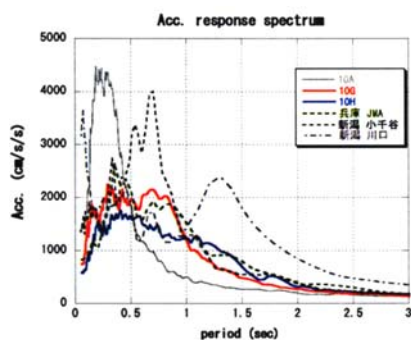


図 9 加速度応答スペクトル

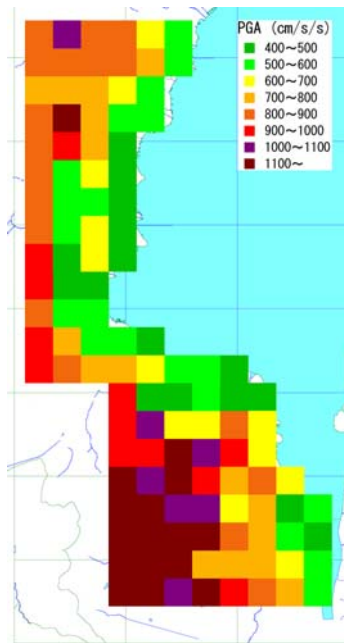


図 7 最大地動加速度 (PGA)

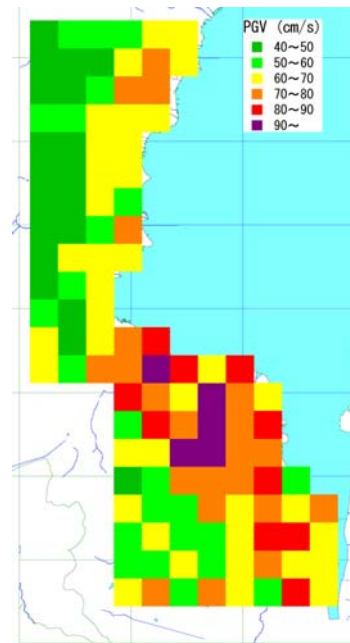


図 8 最大地動速度 (PGV)

木造建物の被害推定

木造建物の被害推定には、被害率曲線⁴⁾を用いた方法と応答解析を用いた方法の 2 通り行う。

まず、被害率曲線を用いた方法について述べる。被害率曲線とは地震動強さと建築物被害率との相関関係を定式化したものである。図 10 に倒壊率を示す。PGV が大きいところ

で大きな被害が推定され（湖岸沿いや大津市中心部）、倒壊率が 20%を超えるところが見られる。

次に、応答解析を用いた方法として性能等価加速度応答スペクトル（以下 S_{ae} ）を用いて被害率を推定する。 S_{ae} は建物の耐震性能をそれと等価な加速度応答スペクトル（減衰定数 $h=0.05$ ）に変換したものであり、地震動の加速度応答スペクトルと直接比較することで応答を評価できる（図 11）。

図 12 に 4C 地点における木造建物の応答結果を示す。降伏せん断力 C_y を 0.2~1.0 まで 0.2 刻みで変化させ、堅田地域における木造建物の耐震診断結果より、大津市の木造建物の C_y を 0.25 としている。同図から木造建物の応答変形角は 1/20 と読みとれる。また、 C_y の違いによる建物応答の変化はあまり見られない。同様のモデルを用いて全メッシュで応答評価を行ったところ、多くのメッシュで大破という結果になり、湖岸沿いに建物被害をもたらす強い地震動が分布している（図 13）。

次に、耐力 $C_y=0.3$ を平均値とした標準対数正規分布（標準偏差 0.8）に従って、各メッシュにおける C_y のばらつきを考慮して被害率を求めた（図 14）。多くの範囲で倒壊率が高くなっている。また、 $C_y=0.6$ を平均値とした場合では（図 15）、 $C_y=0.3$ の場合とあまり変化がなく耐力を上昇させるのみでは、建物被害の減少につながらないことを示している。木造建物の耐震補強には耐力のみならず変形性能や、減衰付加などの方法により応答低減を目指した耐震補強が必要である。

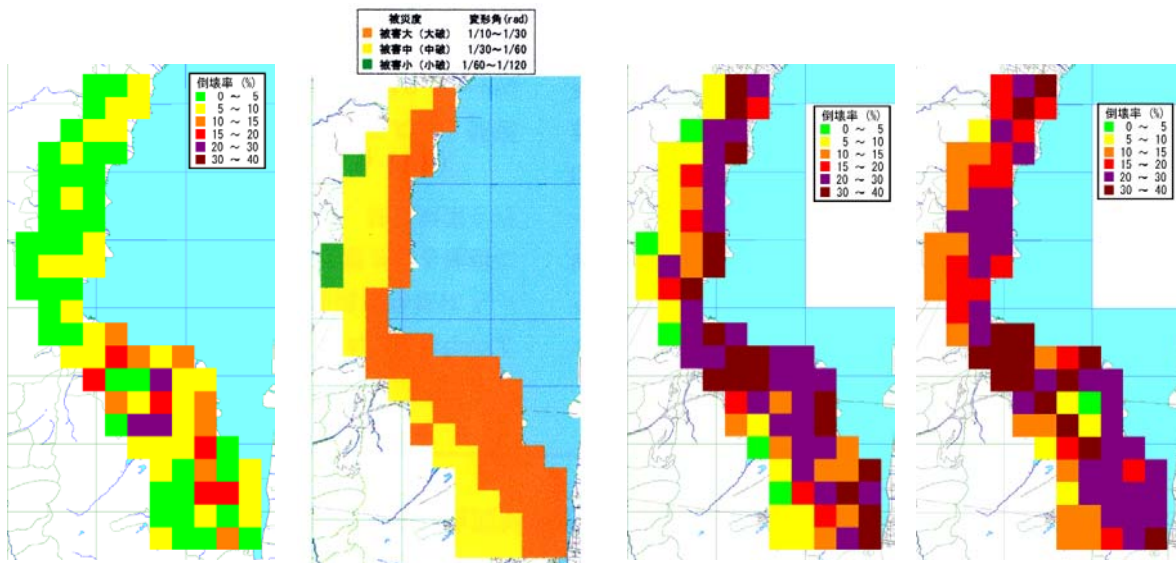


図 10 木造倒壊

図 12 被害の分布

図 14 $C_y=0.3$ の倒壊率

図 15 $C_y=0.6$ の倒壊率

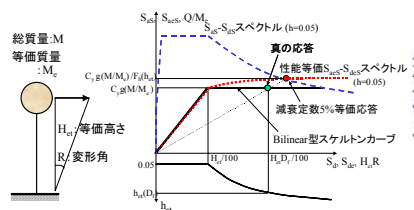


図 11 性能等価加速度応答スペクトル

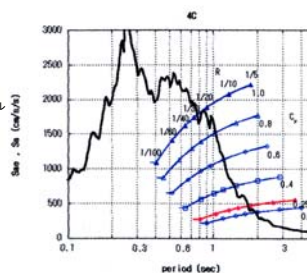


図 13 4C での建物応答

(c) 結論ならびに今後の課題

琵琶湖西岸断層帯を想定し経験的手法により地震動を作成し、大津市、特に膳所や平野地区等の南部に焦点をあてて被害推定を行った。PGA は場所によっては 1000cm/s² を超えるところが想定される。また、湖岸に向かうにつれて PGA の値には減少傾向が見られる。これは地盤の非線形によるものと推定される。PGV は湖岸沿いに 100cm/s 程度の高い値が見られ、倒壊率が 20% を超えるところが予想される。木造建物の耐震補強には耐力のみならず変形性能や、減衰付加などの方法により応答低減を目指した耐震補強が必要である。

(d) 引用文献

- 1) 源田考司, 松波孝治, 藤原悌三: 大津市膳所地区の基盤構造の推定, 第 23 回日本自然災害学会講演集, pp.57-58, 2004.
- 2) KiK-NET, <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>
- 3) 翠川三郎, 小林啓美: 地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定, 日本建築学会論文報告集, No.282, 1979.8.
- 4) 林康裕, 宮腰淳一: 兵庫県南部地震における被害率曲線, 災害部門 PD, 地震動の特性と建築物の被害—経験と予測—, pp.15-20, 1998.
- 5) 境有紀, 神野達夫, 額額一起: 震度の高低によって地震動の周期帯を変化させた震度算定法の提案, 日本建築学会構造系論文集, No.585, 2004.11.

(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
源田考司・ 藤原悌三・ 松波孝治	大津市膳所地区の基盤構造の推定	第 23 回日本自然災害学会	平成 16 年 9 月 14 日
源田考司	琵琶湖西岸断層帯を想定した大津市の地震被害想定	滋賀県立大学・環境科学研究科・環境計画学専攻・平成 16 年度修士論文梗概集	平成 17 年 2 月 18 日

(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

名称	機能
なし	なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成17年度業務計画案

近畿圏におけるこれまでの各種探査情報等を参照して、広域の深い地盤構造モデルを構築してきた。またそのモデルの妥当性は、収集された強震観測記録をモデリングすることによって検討されてきている。その結果は、かなりの観測点においてはやや長周期域において、その震動継続時間や卓越周期等の基本的な特性を倍半分以上の精度で評価できることが示されてきており、予測という実用性を考えた場合にも、対処できるだけの構造モデルを構築しつつあると考えている。この点において、特に2004年9月の紀伊半島東方沖地震時に得られた記録は貴重であり、当然、更に短周期域の評価をすすめていく中でもこれらの貴重なデータでの検証と、地盤モデルの改良等を地道に進めていく必要がある。盆地構造情報が不十分な地点は、観測波形の特徴を再現するまでには至っていない。

平成17年度においては、平成16年度に行われた大深度弾性波調査、地殻構造調査等の結果を参照しながら、更に伝播経路モデルの高度化を進めていく。