



広帯域強震動評価のための堆積層深部地盤速度構造のモデル化 —大阪堆積盆地のサイト増幅スペクトルに着目して—

長郁夫¹⁾, 鶴来雅人²⁾, 香川敬生³⁾, 岩田知孝⁴⁾

1) 正会員 (財)地域地盤環境研究所, 主任研究員 理博
(現在, (独)産業技術総合研究所, 研究員)

e-mail: ikuo-chou@aist.go.jp

2) 正会員 (財)地域地盤環境研究所, 主任研究員 工博

e-mail: turugi@geor.or.jp

3) 正会員 (財)地域地盤環境研究所, 主席研究員 理博

e-mail: kagawa@geor.or.jp

4) 京都大学防災研究所, 教授 理博

e-mail: iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

要 約

大阪堆積盆地の地震観測サイトを例として, 地震基盤に達する「深部地盤速度構造」が広帯域サイト増幅スペクトルに及ぼす影響を系統的かつ定量的に検討する。まず1次元重複反射理論を用いたパラメータスタディにより, 深部地盤の速度構造がサイト増幅スペクトルの低周波数帯域のピーク形状を決め, 減衰構造が高周波数帯域のトレンドを決めていることを示す。すなわち深部地盤構造は低周波数帯域だけでなく高周波数にも強い影響を与える。次に実データの解析で得られた経験的サイト増幅スペクトルの逆解析により深部地盤構造モデルのパラメータがサイト増幅特性に及ぼす影響を定量的に分析し, 深部地盤構造を巨視的にモデル化することの妥当性を示す。そして深部地盤構造の巨視的表現を均質な3層構造から漸増構造に変更すると経験的サイト増幅スペクトルの低周波数帯域の再現性が向上することを示す。

キーワード: 広帯域強震動, サイト増幅スペクトル, 堆積層, 速度構造, 強震動予測

1. はじめに

近年, 強震動評価を目的として, 様々な情報を駆使して地震基盤までの「深部地盤構造モデル」(深部地盤までの地震波速度, 密度, 減衰特性等)が構築されている。関東平野の場合, 1980年代は主に屈折法探査(1975-1988年の夢の島人工地震実験¹⁾)により地震基盤構造が調査され, 1990年代にはボーリング検層や反射法探査, 或いは微動探査²⁻⁴⁾等により深部地盤構造モデルの精密化が進んだ。また地震波形によるチューニング⁵⁻⁷⁾もなされた。全国の各平野でも, 関東平野の場合を参考として, 地質学的, 地球物理学的情報を総合的に活用して深部地盤構造のモデル化が試みられてきた⁸⁾。例えば愛知県⁹⁾や京都市¹⁰⁾, 大阪府¹¹⁾では, 基準ボーリングと表層地質, 反射法, 重力データから3次元地質構造モデルを構築した上で各種の地震波データを組み合わせて物性値構造モデルを構築し, 観測地震データの再現などによってモデルを洗練す

るという手順が取られた。

大阪堆積盆地の深部地盤構造(図 1)は文献 12)–17)等によりモデル化が進められてきた。本論はこのモデルに着目して議論を進めるので、その構築の経緯を簡単に述べておく。まず、アレイ微動探査の結果を3次元モデル構築の基礎として深部堆積層を均質な3層に分割する巨視的なモデル化を提案した^{12,14)}(表1)。そして既存の深層ボーリングや反射データで基盤岩深度が確定的に与えられている点にこの微動探査で得られた地震基盤深度を補助的に用い、周辺山地の標高データを併せて3次元的な堆積盆地構造モデルを作成した^{12,13)}。その後、深層ボーリングデータ、反射法探査データの蓄積に伴いモデルを修正、高精度化した^{15–17)}。

ここに、アレイ微動探査とは、常時微動のアレイ観測で得られる表面波の位相速度の分散曲線を観測データとして地下の速度構造情報を得る探査法である^{18, 19)}。よって、アレイ微動探査に基づく堆積層深部地盤構造モデルを堆積盆地の3次元地震基盤構造と融合させて構造モデルの雛形を作ることは、モデルに基づいて長周期(例えば、2秒以上)の表面波を評価するための効果的なアプローチと言える。

大阪堆積盆地の深部地盤構造に基づく近年の強震動評価では、0.5Hz以下の低周波数帯域において主要動のみならず堆積盆地特有の後続波群も含めた観測波形を概ね再現することに成功している^{16, 22)}。それよりも高周波数帯域の地震動には、一般に浅部地盤構造の影響が無視できなくなるので、PS検層等に基づく詳細な浅部地盤構造モデル^{23–25)}も必要となる。浅部地盤構造モデルは深部地盤による強震動の評価結果を入力するように用いるか、あるいは深部地盤構造モデルと組み合わせて合成地盤構造モデルとしてから評価に用いる^{25, 26)}。つまり深部地盤構造モデルは、広帯域な強震動評価のためのサイト増幅特性評価の基礎として重要である。

表1 大阪堆積盆地深部堆積層の物性値構造モデル

Layer	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Density [tf/m ³]	Corresponding geology
A	1600	350	1.7	from diluvial layers to the top of Ma8
B	1800	550	1.8	from the top of Ma8 to the lower part of Osaka group
C	2500	1000	2.1	from the lower to the lowermost parts of Osaka group
D	5400	3200	2.7	Seismic bedrock

※Ma8 は大阪海成粘土層の1つで、50万年前(更新世中期)の地層と推定される。

本論の目的は、広帯域サイト増幅スペクトルの理論的評価に深部地盤構造がどのような影響を及ぼすかを系統的かつ定量的に検討することにより、広帯域強震動評価のための深部地盤速度構造のモデル化方法を提案することである。以下ではまず大阪堆積盆地の地震観測点(図1)を例として、理論的サイト増幅スペクトルが実データの解析で得られた経験的サイト増幅スペクトルと良く一致する様子を示しながら、サイト増幅スペクトルの理論的評価における深部地盤構造モデルの役割を述べる(2節)。経験的サイト増幅スペクトルは

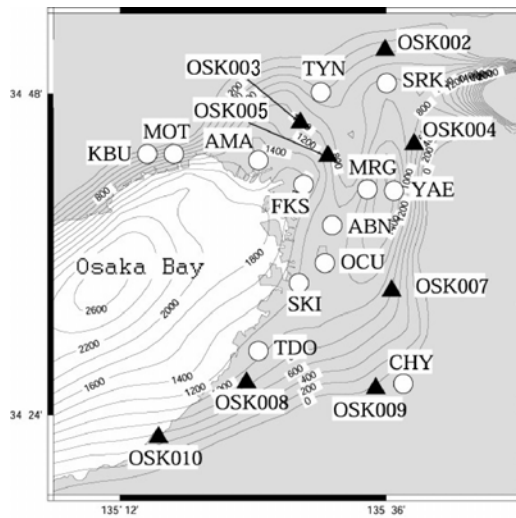


図1 大阪堆積盆地の地震基盤構造と地震観測点。コンターは宮腰・他¹⁵⁾による地震基盤深度[m]。○は関西地震観測研究協議会²⁰⁾(The Committee of Earthquake Observation and Research in the Kansai Area, CEORKA)、▲は独立行政法人防災科学技術研究所の強震計観測網²¹⁾(K-NET)による地震観測点。

一般にデータとする地震の震源分布の偏りや観測誤差等に起因するノイズ(系統誤差(バイアス)と統計誤差の両方)を含むが、本論では理論的サイト増幅スペクトルの評価に用いる深部地盤構造のモデル化方法を検討するための指標として経験的サイト増幅スペクトルを用いる。本研究で用いた経験的サイト増幅スペクトルに含まれる可能性のあるバイアスについては後で議論する(5.1 節)。次に、経験的サイト増幅スペクトルをターゲットとして速度構造モデルを逆解析し、得られたモデルの分解能という観点から深部地盤構造モデルのパラメータがサイト増幅特性に及ぼす影響を分析する(3 節)。この分析結果に基づいて巨視的な深部地盤構造モデルの高度化を検討する(4 節)。最後に、検討した地盤モデルの位置付けを整理する(5.2 節)。

2. サイト増幅スペクトルの評価

1 節で述べたように、広帯域に対応するための地盤構造モデルは、近似的に、巨視的な深部地盤構造モデルと詳細な浅部地盤構造モデルの組み合わせで表現されている。サイト増幅スペクトルは、深部の平均的な伝播特性として特徴付けられる広帯域スペクトルの高周波数部分に浅部のより局所的な伝播特性として特徴付けられるスペクトルを載せたような概観を持つと期待される。このような観点で図 2 を見ていただきたい。同図は森河内観測点(図1のMRG)の理論サイト増幅スペクトルを経験的サイト増幅スペクトルと比較したものである。

図2の深部地盤構造モデルは、大阪堆積盆地の巨視的3次元モデル(図1, 表1)から森河内サイト(MRG)直下の1次元速度構造を抽出したものである。浅部地盤構造モデルは、サイトで行われたボーリング孔でのPS 検層結果そのものである。それらの組み合わせを合成地盤構造モデルとしている。内部減衰は、深部地盤構造モデルについては表1のA, B, C層でそれぞれ1.0%, 0.5%, 0.5%とし、浅部地盤構造モデルについては動的試験により決定された値(1.0%から3.0%)を用いている。理論的サイト増幅スペクトルは、これらの地盤構造モデルにSH波の鉛直入射を仮定して1次元重複反射理論で評価されたものである。経験的サイト増幅スペクトルとの比較のために、その評価の際に適用されたスペクトルウインドウ(付録1)により平滑化されている。

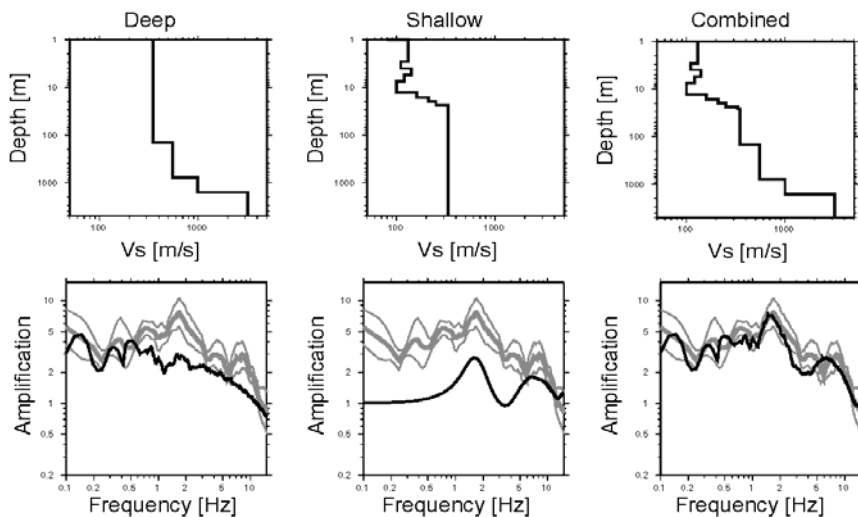


図2 MRGにおける地盤構造モデル(上)と理論的サイト増幅スペクトル(下, 実線)。左から、深部、浅部、合成地盤構造モデルを並べる。下のパネルには、参考のために経験的サイト増幅スペクトル(太薄線は平均値, 細薄線は標準偏差)を同時にプロットしておく(Cho et al.²⁷⁾より抜粋)。

経験的サイト増幅スペクトルは、鶴来・他²⁸⁾の解析結果を我々が再検討したものである。鶴来・他²⁸⁾は大阪堆積盆地内とその周辺の地震観測点で得られた中小地震(震源距離 100km以内, Mw3.6-4.8)の記録を用いて、観測スペクトルを基盤スペクトルで除す作業を繰り返し、その平均をサイト増幅スペクトルとみなした(鶴来・他²⁹⁾の方法)。ここに観測、基盤スペクトル $O(f)$ および $A(f)$ は次式で定義される。すなわち、

$$O(f) = \sqrt{O_{NS}^2(f) + O_{EW}^2(f)}, \quad (1)$$

$$A(f) = (4\pi\rho\beta^3)^{-1} RF_s P_R M_0 S(f) P(f) X^{-1} \exp[(-\pi fX)/\{Q(f)\beta\}]. \quad (2)$$

ここで、 $O_{EW}(f)$ 、 $O_{NS}(f)$ は対象サイトの地震観測点で得られた地震観測波形水平2方向それぞれに対応するフーリエ振幅スペクトルである。 β 、 ρ 、 F_s 、 P_R 、 M_0 、 X はそれぞれS波速度、密度、自由表面の影響による増幅、エネルギー分配の係数、地震モーメント、および震源距離である。 $S(f)$ 、 $P(f)$ 、 $Q(f)$ はそれぞれ震源スペクトル、高域遮断フィルター及びパススペクトルのQ値を表す。式(2)から明らかのように、基盤スペクトル $A(f)$ は、点震源から放射されるS波遠方項(far-field term)の振幅スペクトルである。基盤は均質な半無限媒質と想定されている。鶴来・他²⁸⁾は $\beta=3.6$ km/s、 $R=0.63$ 、 $F_s=2$ 、 $P_R=1$ と設定し、 $S(f)$ として ω^{-2} 則に従う震源スペクトルを仮定した。また彼らは、高域遮断フィルター $P(f)$ については現状では生成要因他の不明点が多いとして考慮しなかった。そのため、経験的サイト増幅スペクトルにその影響が反映されることになる。パススペクトルを支配する $Q(f)$ は、関西地震観測研究協議会²⁰⁾の観測点で記録された大阪堆積盆地周辺の地震 (M_w 程度)を用いてスペクトル・インバージョン³⁰⁾を実施した上で、解析条件を勘案し、また既往の研究成果を参考とし、総合的な判断のもとにモデル化した。

本論でも鶴来・他²⁸⁾と同じように上記の方法を採用し、同じ地震データ、同じパラメータ設定で、データ抽出のタイムウインドウのみ変更し、再解析を実施した。すなわち、鶴来・他²⁸⁾ではS波到達時から 40.96 秒間の波形が用いられたが、我々は直達S波部分を評価するために、波形を観察してそれを7秒間に変更した。付録2に鶴来・他²⁸⁾と本研究の解析結果を比較した。解析区間の短縮により盆地生成表面波の影響が押さえられたことが分かる。

図 2 によれば、深部地盤構造モデルは、低周波数帯域(1Hz 以下)で意味のあるピークを形成し高周波数帯域(1Hz 以上)で浅部地盤構造モデルによるピークを載せるためのトレンドを作り出している。すなわち広帯域でスペクトル特性を支配する。浅部地盤構造モデルは、高周波数帯域に意味のあるピークを形成し、低周波数帯域には影響しない。合成地盤構造モデルによるスペクトルは、深部地盤構造モデルによる広帯域スペクトルの高周波数部分に浅部地盤構造モデルによるスペクトルを載せたような概観を持つ。同図は、こうして得られた理論的サイト増幅スペクトルが実データの解析結果を良く説明することを示している。

図示していない他のサイトでも同様な傾向が見られる。例えば、阿部野(ABN)、尼崎(AMA)、堺(SKI)、福島(FKS)およびOSK002、OSK003、OSK005、OSK010(サイトの位置は図1を参照)などでも深部地盤構造モデルと浅部地盤構造モデルの役割分担は明確であり、合成地盤構造モデルによる理論的サイト増幅スペクトルは観測と良く一致する。神戸本山(MOT)、茨木白川(SRK)、OSK004 では一致の度合いがやや低下するものの、深部地盤と浅部地盤構造モデルの役割分担という観点からは同様な傾向が見られる。森河内(MRG)(図 2)以外の観測点での比較や内部減衰の評価の詳細については *Cho et al.*²⁷⁾を参照されたい。

次に、深部地盤構造モデルのサイト増幅スペクトルへの影響を詳しく検討する。図 3 (a) に、大阪堆積盆地の深部地盤構造モデル(表1)に対応する理論的サイト増幅スペクトルを示す。香川・他¹²⁾を参考にAB、BC層の境界層深度をそれぞれ地震基盤深度の 0.193 倍および 0.473 倍と設定し、地震基盤深度を 1500m、内部減衰を単純化のため全層ともに 1%とした場合の計算結果である。図 2 の場合と同様に鉛直入射を仮定して1次元重複反射理論を適用している。同図におけるピーク1は、堆積層全体を単一の平均S波速度で代表するような深部地盤構造モデルの全体的な構造に規定されて生成する。これに対しピーク 2-4 およびスペクトルの谷 5 の生成には堆積層内部の層境界の影響が強くなる。同図(b)は、同図(a)に対しAB、BC層の境界層深度と地震基盤深度の比率を保持したまま地震基盤深度を変更した場合のスペクトルの変化を示している。スペクトルはその概観を維持して周波数軸沿いに平行移動する。同図(c)は、同図(a)に対し地震基盤深度を 1500mに固定したまま堆積層内部の層境界深度の比率を変更した場合のスペクトルの変化を示している。

Case Aは同図(a)と同じ場合のスペクトル、Case BはAB, BC層境界深度の地震基盤深度に対する比率をそれぞれ0.1倍, 0.2倍に変更した場合のスペクトル、Case Cはそれぞれ0.2倍, 0.8倍に変更した場合のスペクトルである。堆積層内の構造を変化させると各ピークの高さや周波数がずれるため、低周波数帯域でスペクトルの概観が大きく変化することが分かる。一方高周波数帯域のトレンドはほとんど変化しない。同図(d)は、同図(a)に対し内部減衰を変更した場合である。この場合は同図(c)と対照的で、低周波数帯域のスペクトルのピークはほぼ概観を変えず、高周波数帯域のスペクトルのトレンドが変化する。

以上の例から推測される通り、一般に低周波数帯域のピーク、高周波数帯域のトレンドはそれぞれ深部地盤構造モデルの速度構造、減衰構造に主に支配されるといえる。

なおここで示した減衰構造は式(2)で $P(f)$ と与えるべき影響も含んでいる。このことは5.1節で議論する。

3. 経験的サイト増幅スペクトルの逆解析モデル

本節では経験的サイト増幅スペクトルをターゲットとした逆解析により地震基盤までの速度構造を精緻にモデル化し、モデルの分解能が深度・周波数にどのように依存するかを検討する。

問題の単純化のため次のように仮定する。まず、理論的サイト増幅スペクトルはSH波の鉛直入射を仮定して1次元重複反射理論で評価し平滑化(付録1)する。モデル化する速度構造は、各層が充分薄くなるように設定して層厚を固定し、S波速度を未知とする。密度はS波速度から経験式³¹⁾により与える。内部減衰は2節と同様の設定値²⁷⁾を用いる。以上の仮定は逆解析モデルの細部には影響を及ぼすが、分解能の深度・周波数依存性の解析結果を大きく変えるものではない。

次に各層の層厚を深度に比例して徐々に厚くなるように設定する。これは、浅部を詳細に、深部を巨視的に表すモデル化で経験的サイト増幅スペクトルを良く再現できるという経験(2節)を基礎として、逆解析に要する計算時間を現実的な範囲に収めつつ、各層を充分薄く設定するという要請を満たすための処置である。ここでは最浅層で1mとし、約1000mの深度で100m、全体で50層程度になるように設定した。具体的には下面深度が d [m]の時の層の厚さ H [m]を次式で与えた。

$$H = 0.1d + 0.9. \quad (3)$$

モデルの最下層深度を深部地盤構造モデル(2節)の地震基盤深度の1.2倍に設定し、最下層のS波速度を3200 m/s(表1)に固定しておく。

2節の合成地盤構造モデルは現実をある程度良く反映するという想定のもとに、逆解析はこれを先験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、未知数に対する先験値として、次式で表される $s(\vec{\beta})$ を最小化する³²⁾。

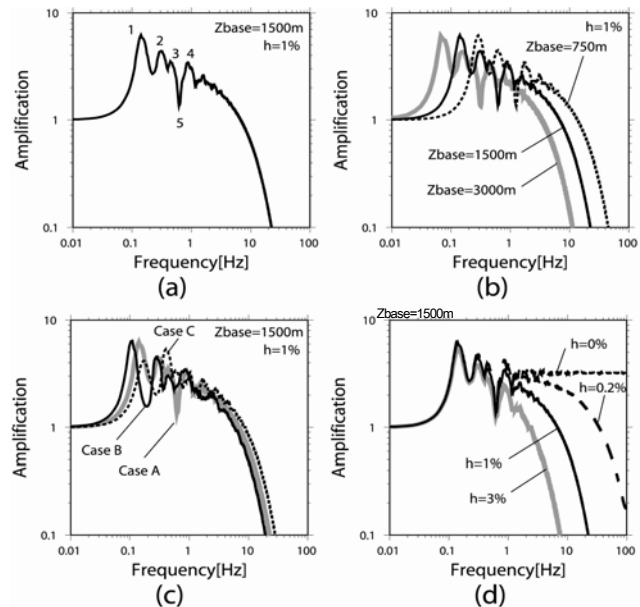


図3 深部地盤モデルのパラメータを変化させた場合の理論的サイト増幅スペクトル。 Z_{base} は地震基盤深度、 h は減衰係数を表す。

$$s(\vec{\beta}) = (\vec{d} - \vec{S}(\vec{\beta}))' E^{-1} (\vec{d} - \vec{S}(\vec{\beta})) + (\vec{\beta} - \vec{\beta}_a)' D^{-1} (\vec{\beta} - \vec{\beta}_a), \quad (4)$$

但し、 E^{-1} 、 D^{-1} はそれぞれデータ、先験分布の共分散行列である。具体的には、 \vec{d} 、 $\vec{S}(\vec{\beta})$ を周波数毎の対数増幅率を要素とするベクトル、 $\vec{\beta}$ 、 $\vec{\beta}_a$ を層毎のS波速度とその先験値を要素とするベクトルとして、

$$s(\vec{\beta}) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - S_i(\vec{\beta})}{\sigma_i^2} \right)^2 + \sum_{i=1}^M \lambda^2 \left(\frac{\beta_i - \beta_{ai}}{\beta_{ai}} \right)^2. \quad (5)$$

ここに、 M はデータ数である。 d_i 、 S_i は周波数 f_i ($f_1=0.5\text{Hz}$ 、 $f_N=10\text{Hz}$ 、周波数刻みは線形に一定とする)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。 M は逆解析する層数、 β_i 、 β_{ai} は番目の層のS波速度で、それぞれ逆解析でモデル化される未知数と先験的に与える値を表す。 λ^2 は先験分布にかける重みである。式(4)、(5)の比較から分かる通り、ここでは先験分布の標準偏差はその先験値(S波速度)に比例すると想定した。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法³³⁾(反復法)を適用する。データと先験分布の予測誤差をまとめた全分散(total variance)

$$C = (A'E^{-1}A + D^{-1})^{-1}, \quad (6)$$

(但し A はヤコビアン行列、 $(A)_{ij} = \partial S_i / \partial \beta_j$)によりモデルの推定誤差を評価する。式(6)の右辺第1項は、観測データに含まれるノイズから生じる推定誤差の分散・共分散である。第2項は、分解能が不完全であるために生じる推定誤差の分散・共分散である。第2項には任意性のある重み λ^2 が含まれるが、本論ではこれをABIC基準³⁴⁾で最適化することにより、逆問題における誤差と分解能のトレードオフの問題を解決する。

図4および図5は、MRGサイトの解析結果である。図4下中央に示される先見モデルと逆解析モデルとの比較から、逆解析による浅部、深部地盤構造モデルの修正が僅かであったことが分かる。ここには示されていないが、他サイトの逆解析結果でも同じ傾向が見られる。この結果は、2節の合成地盤構造モデルが増幅スペクトルの評価の目的において適切なモデルであったことを示すと同時に、平滑化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ことを示している。実際、図4下左、下中央によれば推定誤差はかなり大きい。逆解析モデルの理論的サイト増幅スペクトルがデータに一致し過ぎていることも(図4上右)、データからの拘束の弱さを傍証する。安定な逆解析がなされたのは先験分布による拘束の功に他ならない。

このような認識のもとに、図4、5および他サイトの逆解析モデルに見られる大まかな特徴をまとめると次のようになる。すなわち、ヤコビアン行列(例えば、図4下右)を観察すると、サイト増幅スペクトルの高周波数帯域には浅部各層の影響が強く反映されている。しかしその一方で、サイト増幅スペクトルの低周波数帯域が深部各層の影響を反映するかというと、ヤコビアン行列の絶対値は浅部に比べて非常に小さく、有意差は認められない。共分散行列(例えば、図5)を観察すると、浅部では非対角成分(共分散)が対角成分(分散)に比べて非常に小さいが、深部ではその差違が小さくなる。これらのことは、深部ではモデルパラメータ間の相関が強く分解能が低いことを示している。深部の変動係数(=標準偏差/平均値)(CV)は浅部に比較して小さくなる傾向(例えば、図4下左)があるが、これは、深部の分解能が浅部に比較して低いという、誤差と分解能のトレードオフの現われである。なお、このトレードオフはABICにより最適なバランスに調整されていることを強調しておく。

以上から言えることは、浅部では各層がサイト増幅スペクトルを再現するための明確な役割を担っているが、

深部では個々の層の役割は小さいものの層間の関係が強いため全体が連動しているということである。この観点から、浅部は詳細、深部は巨視的というアプローチは有効と言える。なお、本節で採用した深いほど粗くなるようなパラメータ化(式(3))は、モデル設定の時点で強制的に深部のモデル分解能を落とし、誤差を抑える操作と解釈することができる。このモデルを用いてもなお深部ではモデル分解能が低いという結果が得られたことは、「各層を充分薄く」という本節冒頭の要請が深部でも満たされたことを示している。

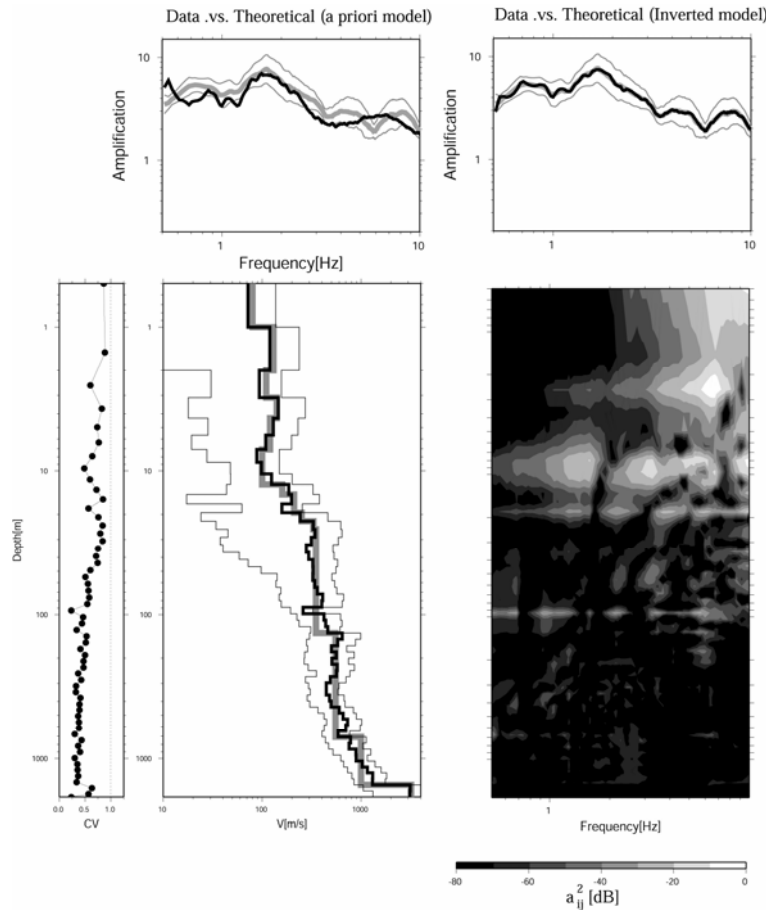


図4 逆解析結果(MRG(図1参照)の場合)。上左:先験的に与えたモデルを用いて計算した理論的サイト増幅スペクトル(実線)と経験的サイト増幅スペクトル(薄線:太線, 細線はそれぞれ平均と標準偏差)の比較。上右:逆解析モデルを用いて計算した理論的サイト増幅スペクトル(実線)と経験的サイト増幅スペクトルの比較。下左:逆解析モデルの変動係数(標準偏差/モデル値)。下中央:先験的に与えたモデル(薄太線)と逆解析で得られたモデル(実線)およびモデルの標準偏差(細実線)。下右:ヤコビアン行列Aの要素の2乗。ヤコビアン行列の縦軸, 横軸は本来行と列の番号だが, ここではモデルに対応する周波数と深度(対数スケール)に変換して示している。

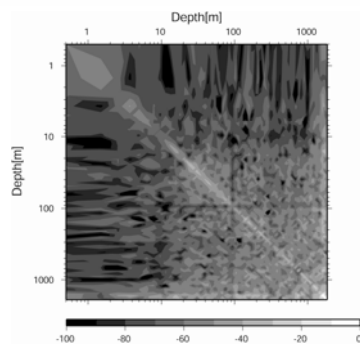


図5 共分散行列C(式(6))の要素の絶対値(MRGの場合)。縦軸, 横軸は本来行と列の番号だがここではモデルに対応する深度(対数スケール)に変換して示している。

4. 深部地盤構造モデルの高度化

4.1 漸増速度構造のモデルへの導入

前節の逆解析の目的は感度解析でありモデルそのものを得ることはなかった。しかし試みにそう捉えな

おしたとすれば、パラメータ過剰の深部地盤構造モデルを単純化する処理を付け加えるべきである。この観点からまずは逆解析で得たモデルの地表から $V_s=350\text{m/s}$ （表1のA層のS波速度に対応する）に達する深度までを改めて浅部地盤構造モデルとし、それ以深を大局的な3層構造(表1)で表される深部地盤構造モデルに置き換えて逆解析モデルと比較してみる。

図6はその結果である。同図から、深部地盤構造モデルを巨視的なモデルに置き換えても理論的サイト増幅スペクトルの大枠は維持され、経験的サイト増幅スペクトルとの一致はそれほど悪くならないことが分かる。

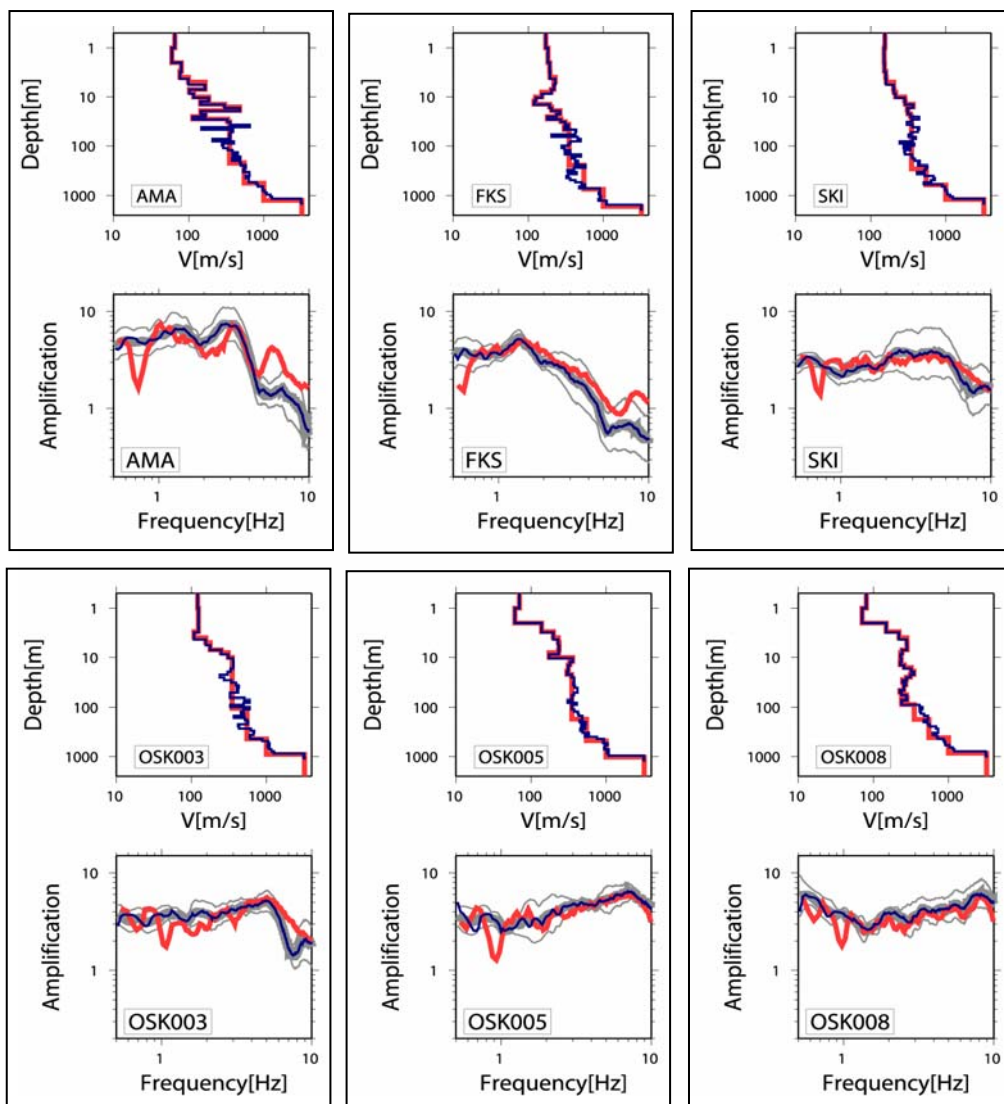


図6 逆解析モデル(青線)と深部地盤モデルのみ3層モデルに置き換えたモデル(赤線)の比較(上)および対応する理論的サイト増幅スペクトルの比較(下)。下段パネルで薄太線、薄細線で示すのは、参考として表示した経験的サイト増幅スペクトルの平均値および標準偏差。逆解析モデルの理論的サイト増幅スペクトルは経験的サイト増幅スペクトルにほぼ一致し、一本の線のように見えている。観測点コードは図1に対応する。

しかしながら、モデルの単純化により経験と理論に特徴的な不一致が現れるのもまた事実である。例えば図6の理論的サイト増幅スペクトルには次の特徴が現れる。すなわち、

i) 1Hz 程度あるいはそれ以下の低周波数帯域にスペクトルの谷が現れる (全サイトで見られる),
 ii) 数 Hz 以上の高周波数帯域が過大評価される (AMA, FKS で顕著に見られる)。
 以下では上の2つの特徴に着目し, 3層で現される巨視的な深部地盤構造モデルの高度化可能性を検討する。

まず特徴 i) である。このスペクトルの谷は, 2 節で扱った 3 層モデルに固有の増幅率の節であり, このモデルとは切り離すことができない(図3(a)のスペクトルの谷5に対応する)。そこでスペクトルの一致を改善するために次のようなモデルを考えてみる。すなわち図 6 の逆解析モデルを観察すると, 深部地盤における速度コントラストが 3 層モデルのそれよりもおしなべて小さくなっておりむしろ滑らかとも言える構造に修正されていることが分かる(逆解析モデルの 100m 以深の部分に着目して頂きたい)。我々は逆解析の際モデルパラメータを深度の変化に対し滑らかに分布させるような拘束条件は課しておらず, 逆に, 均質な 3 層で表される深部地盤構造モデルを先験分布として与えている(式(5)参照)。よってこの結果はデータからの拘束を表しており, 深さに伴い速度が漸増するようなモデルを採用すれば特徴 ii) に関わる改善が期待される。

最も単純な例として, 次のようなモデルへの修正を考える。すなわち地震基盤までのS波速度構造として, $(\beta, d) = (\beta_A, A_{top}), (\beta_B + \Delta\beta_B, (B_{top} + C_{top})/2), (\beta_C + \Delta\beta_C, (C_{top} + D_{top})/2)$ (ここで, β は S 波速度, d は深さ) の 3 点を結ぶ 1 次式で与えられるような速度構造を考える。ただし $\beta_A, \beta_B, \beta_C$ はそれぞれ表1の深部地盤構造モデル 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, $A_{top}, B_{top}, C_{top}, D_{top}$ はそれぞれ A, B, C 層および地震基盤の上面の深度である。 D_{top} 以深は地震基盤の S 波速度とする。このモデルを以下では漸増モデルと呼ぶ。巨視的な 3 層モデルと漸増モデルとで地震基盤から浅部地盤構造モデル基底部までの S 波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

$$\begin{aligned}\Delta\beta_B &= c\beta_B, \\ \Delta\beta_C &= c\beta_C.\end{aligned}\tag{7}$$

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

結果として, 理論的サイト増幅スペクトルの中間周波数帯域に見られる谷は, モデルの変更によりきれいに除去された(図 7)。モデルの変更はそれ以外のスペクトル特性にはほとんど影響を与えていない。

4.2 ゆらぎ速度構造のモデルへの導入

次に特徴 ii) である。これの原因は主として「深部地盤構造モデルにおける速度不均質による散乱減衰を無視していること」にあると考えられる。深部地盤構造モデルの単純化の前後で浅部地盤構造モデルは変更していないから, 浅部地盤構造モデルは過大評価に関与していない。浅部地盤構造モデルは深部地盤構造モデルの相違に関わらず同様に高周波数帯域にスペクトルのピークを作り出し, 深部地盤構造モデルが高周波数帯域に作り出すスペクトルのトレンドに乗る(2 節)。つまり過大評価は, 単純化した深部地盤構造モデルによる高周波数帯域のスペクトル・トレンドが詳細な逆解析モデルによるスペクトル・トレンドよりも緩く評価されていることに起因すると考えて良い。ここに, 高周波数帯域のスペクトル・トレンドは深部地盤構造モデルの減衰に支配されていること(2 節), 内部減衰は両モデルで同一値に設定されていること(3 節)を思い出せば, 単純化したモデルでスペクトル・トレンドが緩く評価されるようになったのは, 現実の地盤に存在する速度構造のゆらぎに起因する散乱減衰が考慮されなかったからと解釈できる。

上の考察に基づいて, 以下では地盤構造モデルに 1-D von Karman 型³⁵⁾パワースペクトル密度

$$P(k) = \frac{2\pi^{1/2} a \varepsilon^2 \Gamma(\kappa + 1/2)}{\Gamma(\kappa) [1 + (ak)^2]^{\kappa + 1/2}}\tag{8}$$

で与えられるゆらぎを加え、それが理論的サイト増幅スペクトルの評価に及ぼす影響を検討する。 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定めるパラメータ、 $\Gamma(\cdot)$ はガンマ関数である。検層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³⁶⁾。ここでは同地域の深層ボーリングデータ³⁷⁾を参考として、 $a=10\text{m}$ 、 $\kappa=0.25$ 、 $\varepsilon=0.15$ とした。

具体的にはまず式(8)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する。ランダム位相波とは、 $P(k)$ の平方根に比例するフーリエ振幅スペクトルの各離散波数に対し、 0° から 180° の均一分布に従う確率変数の実現値として位相を与えてフーリエ逆変換することにより得られる定常確率波である。これを鉛直方向におけるS波速度のゆらぎとみなし、2節の合成地盤構造モデルあるいは4.1節の漸増モデルのS波速度に重ね合わせる。地盤構造モデルの層厚は、問題の複雑化を避けるために、深度によらず1mとしておく(式(3)を用いない)。内部減衰は2節と同様の設定値²⁷⁾とする。そして、この地盤構造モデルを用いて理論的サイト増幅スペクトルを評価する。この操作を10回繰り返す、それぞれ得られる理論的サイト増幅スペクトルの平均値を計算する。

図8は、漸増モデル導入前後の地盤構造モデルにそれぞれ上記処理を適用した結果である。同図から、3層モデルと漸増モデルの違いに関わらず、散乱減衰の導入は高周波数帯域の過大評価を改善すると言えそうである。AMA、FKSにおける高周波数帯域の過大評価が十分には改善されていないのは、これらの観測点では沖積層が厚い³⁸⁾ために高周波数側のサイトスペクトルの減衰を更に正確に見積もる必要があることを示唆しているのかもしれない。但しここではこれ以上追及しない。本節の意味は、高周波数帯域のスペクトルのトレンドが内部減衰と散乱減衰の両方を含む深部地盤の減衰構造に支配されることを実証したこと、および特徴)のスペクトルの谷はゆらぎの導入では除去できず、本質的に漸増モデルの導入が必要だったことを示したこと(同図(b))にある。

4.3 表面波伝播特性の評価

1節で述べたように、修正前の深部地盤3層モデルの構築には、アレイ微動探査の結果が大きな役割を果たしている¹⁷⁾。よって修正前の深部地盤構造モデルはレーリー波基本モードの位相速度の再現を担保するモデルと言えるので、「高度化」により表面波の理論的評価結果が大きく異なってしまうようでは問題である。本節では確認のため漸増モデル導入前後の深部地盤構造モデルをそれぞれ用いてレーリー波基本モードの位相速度を評価し、互いに比較してみる。

図9に、漸増モデル導入前後の深部地盤構造モデルをそれぞれ用いて得られる合成地盤構造モデルに基づく理論的レーリー波基本モードの位相速度を比較する。理論評価の際は各サイト直下の地盤構造モデルを水平多層構造とみなした。同図より、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ことが分かる。高周波数帯域で一致が良いのは浅部地盤構造モデルには変更を加えていないからであり、低周波数帯域で一致が良いのは修正前後でS波走時を保存したからである。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から、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最重要パラメータは平均的なS波速度あるいは堆積層内部の走時ということになる。実際、モデル変換の際に走時の一致に配慮せず式(7)で α 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。

以上、元のモデルが有する有効な特徴であるレーリー波の位相速度の再現性は、漸増モデルの導入後も良く引き継がれていると言える。

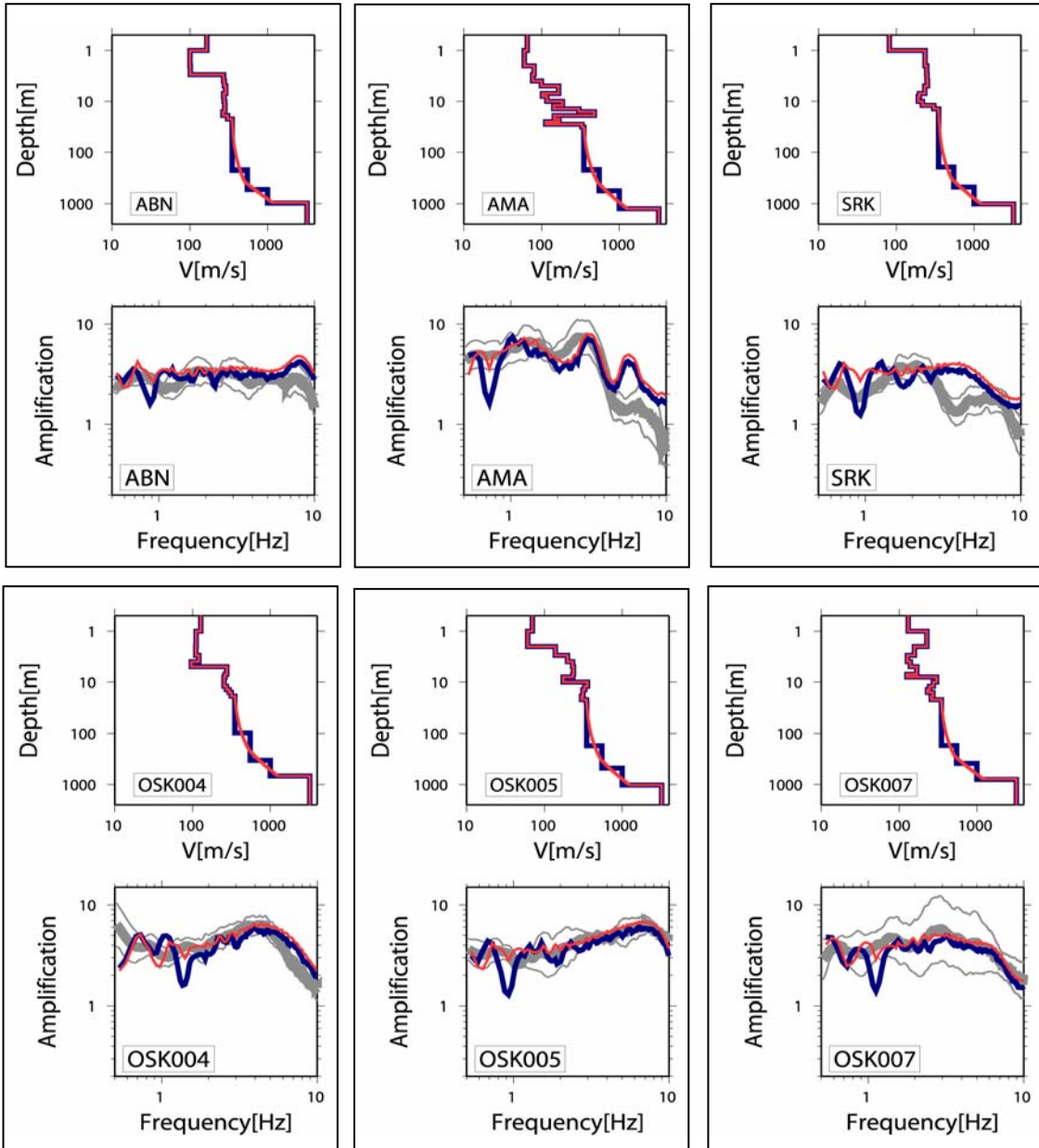


図7 漸増モデル導入前後の地盤モデルの比較(それぞれ青, 赤線)(上)および対応する理論的サイト増幅スペクトルの比較(下)。薄太線, 薄細線は経験的サイト増幅スペクトルの平均値, 標準偏差。
観測点コードは図1に対応する。

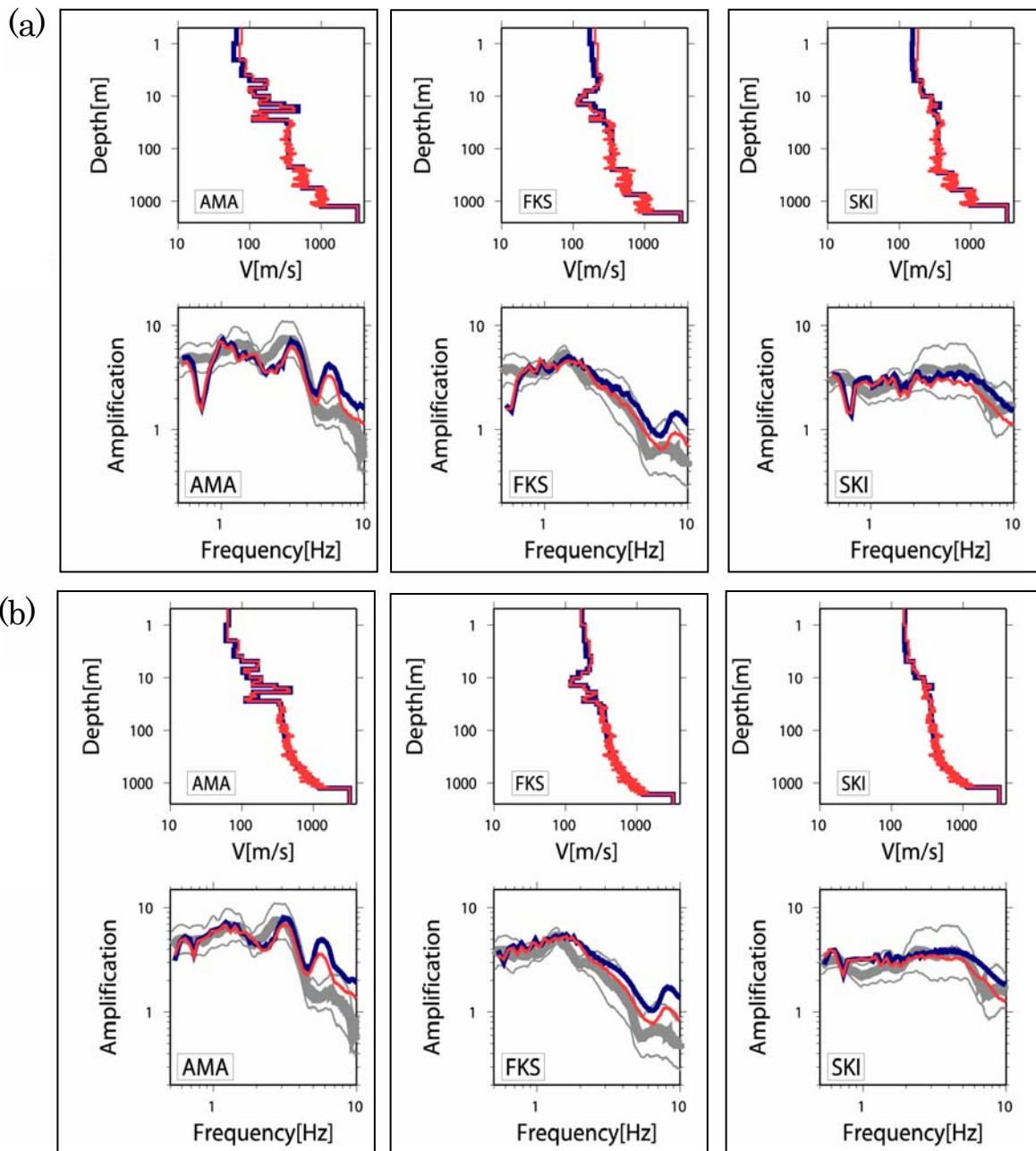


図8 ゆらぎ導入前後の地盤モデル(それぞれ青, 赤線)(上段)と理論的サイト増幅スペクトルの平均値(下段)。ゆらぎ導入後の地盤モデルはサンプルの1つを図示している。(a) 3層モデル。(b) 漸増モデル。薄太線, 薄細線は経験的サイト増幅スペクトルの平均値および標準偏差。観測点コードは図1に対応する。

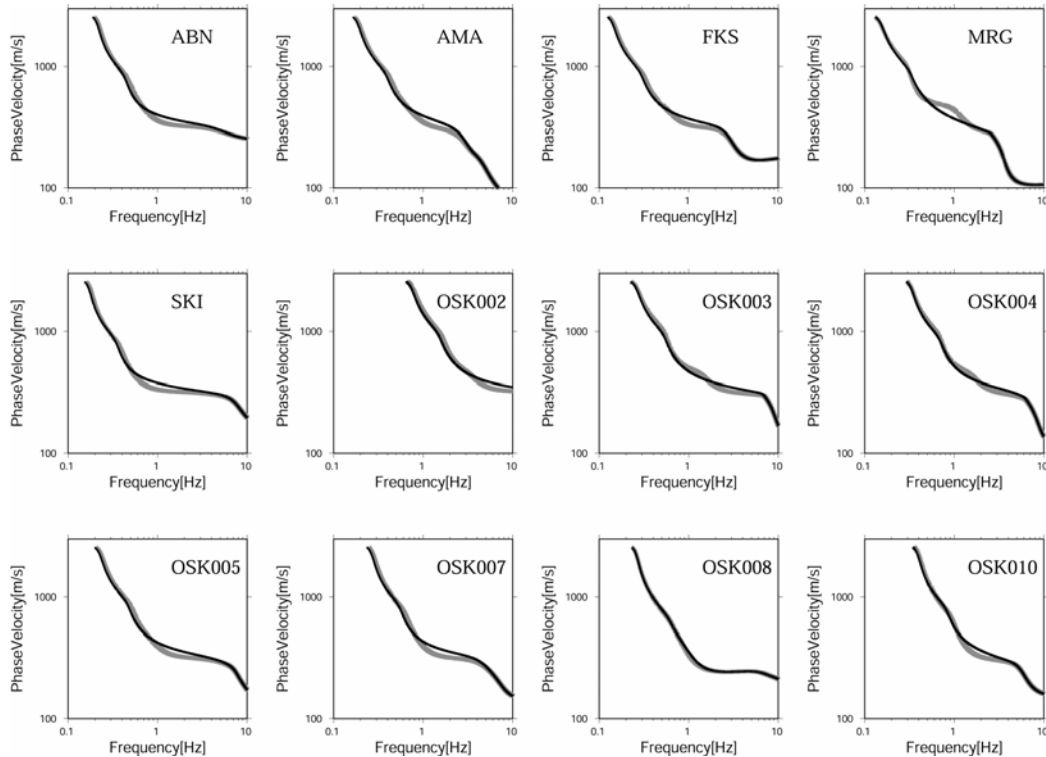


図9 漸増モデル導入前後(それぞれ薄太線, 実線)の合成地盤モデルによるレーリー波基本モードの理論位相速度。観測点コードは図1に対応する。

5. 考察

5.1 経験的サイト増幅スペクトルの評価に関して

まず、基盤スペクトル(式(2))を計算するためのパススペクトルについて考える。鶴来・他²⁹⁾は、近畿地方のデータセットを用いて経験的サイト増幅スペクトルを解析する際、既存のパススペクトルとして田居・他³⁹⁾のモデル($Q(f) = 37.0f^{0.84}$)を用いた。これに対し鶴来・他²⁸⁾はスペクトル・インバージョンを実施してパススペクトルを解析した上で、 $Q(f) = 63.8f^{1.0}$ というモデルを得、それを基盤スペクトルの評価に用いた。鶴来・他²⁸⁾は本研究のようにデータ長を7秒間としてはいないが、解析条件を含む総合的な判断の下でモデル化していることから、我々は本研究の経験的サイト増幅スペクトルの評価に彼らのモデルをそのまま用いた。実際、岡本・他⁴⁰⁾は同地域の地震と観測点のデータセットを用いてS波到達時から5秒間の水平動波形にスペクトル・インバージョン適用し、 $Q(f) = 71.7f^{0.86}$ というモデルを得たが、解析結果の対数軸上での(平均値)±(標準偏差)は、1Hzから10Hzの周波数帯域を通してこのモデルで計算される値の0.6倍から2.5倍程度の値をとる。この標準偏差を参考とする限り、田居・他³⁹⁾と岡本・他⁴⁰⁾のモデル或いは鶴来・他²⁸⁾と岡本・他⁴⁰⁾のモデルの間に有意な差は認められない。

次に、基盤スペクトル(式(2))を計算するための高域遮断フィルターについて考える。鶴来他²⁸⁾および本論では成因その他に曖昧な点が多いとして高域遮断フィルターを採用しなかった(2節)。従って、中小地震の観測記録にsource-controlled $f_{max}^{41, 42)}$ が反映されているとすれば、基盤スペクトルは高周波数帯域で過大評価され、結果として経験的サイト増幅スペクトルは過小評価されており、現実よりも強い地盤の減衰を求めていることになる。詳細は鶴来・他²⁹⁾を参考にされたい。

5.2 各モデルの位置付け

逆解析モデル(3 節), 漸増モデル(4.1 節), ゆらぎモデル(4.2 節)の位置付けを検討する。まず逆解析モデルの位置付けは次の通りである。すなわち, 我々はこのモデルをサイト増幅スペクトルに含まれる地盤情報の深度, 周波数依存性を分析するために用いた。この分析結果は漸増モデルとゆらぎモデルの検討の根拠として重要であるが, 我々はこのような詳細な逆解析を深部あるいは浅部地盤の一般的なモデル化に適用すべきと主張しているわけではない。

漸増モデルは, 深部地盤構造のモデル化方法として我々が提案するところのものである。近年の技術の進歩は, 実体波の再現と表面波の再現の両面から, 深部地盤構造モデルの高度化を必要としている。実体波について言えば, 広帯域ハイブリッド法⁴³⁾において統計的グリーン関数⁴⁴⁾を計算するためのアルゴリズムの開発が進み^{45, 46)}, 従来は高周波数帯域に限られていた統計的波形の適用範囲は1Hz以下にまで拡大している。浅部地盤によるスペクトルのピークを載せるトレンドをコントロールする深部地盤の減衰構造を適切にモデル化しなければならないのはもちろんだが, 速度構造としても, 深部を丁寧にモデル化する必要が生じていると言える。表面波について言えば, 近年は計算機性能の向上により, 1Hzを越える高周波数帯域まで 3次元差分計算が実用化しつつある⁴⁷⁾。つまり差分計算における深部地盤構造モデルの役割は, 長周期表面波の再現だけではなく, 短周期表面波や実体波の再現にまで拡大されつつある。統計的グリーン関数, 差分計算の両面から, 観測された実体波の再現のための合理的な堆積層深部地盤構造のモデル化が必要となってきた。

従来までのように, 実体波増幅率の理論評価対象を高周波数帯域に限るならば, 深部地盤構造モデルに漸増モデルを導入するかどうかは重要な問題とはならない。地震基盤までの深部地盤構造を理論計算に考慮したとしても, 少なくとも速度構造に関する限り, 高周波数帯域のサイト増幅スペクトルに寄与が大きいのは浅部地盤だからである(2, 3 節)。一方, 深部地盤構造モデルの用途を 0.5Hz 程度よりも低い周波数帯域での表面波の再現に限った場合もやはり, 漸増モデルの導入の有無はとくに重要な問題とはならないだろう。走時を維持するようなモデルの修正に対し長周期の表面波特性は影響を受けにくいからである(4.3 節)。

多くの情報を駆使して近年構築された深部地盤構造モデルを概観すると, ここで提案して検証した深さ依存速度漸増型のモデル化は, モデル高度化における最初の検討項目と言えそうである⁴⁸⁾。例えば愛知県防災会議地震部会⁴⁹⁾による濃尾平野の堆積層深部地盤の速度構造のモデル化では, 深度に伴い速度が漸増するモデルを採用したことで長周期表面波の再現精度が向上した。この例では堆積層が厚い場合に浅部と深部で均一の速度分布を与えると地震のH/Vスペクトルによる卓越周期が長くなりすぎるという観点から, 均質な数層による深部地盤構造モデルが速度漸増型のモデルに修正された。この修正は「走時の維持」を念頭においていないので本論の 4.1 節とはコンセプトが異なるが, 「少ないパラメータでより現実的な表現を可能にするためのモデル表現の工夫」という趣旨は共通する。京都市¹⁰⁾, 大阪府¹¹⁾でも深部地盤に速度漸増型のモデルが採用されている。これらのサイトではまず地質ボーリングと反射法探査データに基づいてP波速度構造が速度漸増型モデルで表され, それは土質力学に基づいてS波速度構造モデルに変換される³⁷⁾。結果として, 速度漸増型のS波速度構造モデルが得られている。深層ボーリングデータとの比較^{10, 11)}により, このようなモデル化方針の妥当性を確認することができる。

本論では大阪堆積盆地の場合を例として漸増モデルを導入した。大阪盆地のように堆積環境が連続している場合, 漸増モデルは一般に有効と期待される。一方, 堆積環境の不連続により堆積層内部に明確な不整合面がある場合, 速度構造も不連続となっている可能性が高い。個々のケースに従ってモデルの限界を見極める必要があることは言うまでもない。

最後にゆらぎモデルについてである。我々は, 今後, 経時特性を含めた伝播特性の理論評価にモンテカルロ的な数値実験を想定して深部地盤構造モデルにゆらぎを導入すべき局面があると考え, ここでは基礎的な検討例を示すこととした。経時特性のモデル化において散乱理論は重要な基礎を与えるが, 考慮すべき問題が複雑な場合には解析解を得るのが困難となり⁵⁰⁾, **モンテカルロ的な数値実験が有効となる**。4.2 節では地表から地震基盤までの全深度で同じ不均質を与えたが, 数値実験であるから, まったく同様な枠組みで

不均質パラメータに層構造を仮定することも可能である。このように、数値実験ならば任意の速度・減衰構造に任意のゆらぎ構造を与えたシミュレーションができるから^(例えば, 50, 51) 幅広い応用が可能となる。

一方、伝播特性を振幅スペクトルでモデル化する枠組みでは、既往研究^(例えば, 52)でなされてきたように、速度構造には明示的にゆらぎを与えず、内部減衰と散乱減衰の両方の影響をまとめてモデル化するようなアプローチが現実的と考えられる。散乱減衰は、振幅スペクトルに及ぼす影響としては内部減衰とまったく区別できないような効果をもたらすからである。すなわち観測されるS波の全減衰(h_t)には内部減衰(h_i)と散乱減衰(h_{sc})が寄与する($h_t = h_i + h_{sc}$)³⁶⁾。本論では単純なモデルを用いた数値実験(4.2節)でこれを示した。

なおここでは問題の単純化のためにサイトの地盤構造モデルに減衰の周波数依存性を考慮しなかった。実記録を用いた地盤の減衰特性が周波数依存性を持つという研究結果も報告されている⁵³⁾。本研究では少ない未知数でサイト増幅スペクトルの卓越周波数やレベルを表現することを行ったが、地盤における減衰特性の詳細な分析は今後の課題と考えている。

6. まとめ

深部地盤構造モデルは理論的サイト増幅スペクトルに広帯域で影響を及ぼす。理論的サイト増幅スペクトルにおける低周波数帯域のピーク形状は深部地盤構造モデルの速度構造に支配され、高周波数帯域のトレンドは深部地盤構造モデルの減衰構造(散乱減衰と内部減衰の複合)に支配される。地震基盤深度の変化はスペクトル全体を周波数軸に沿って平行移動させるような変化を生じる(2節)。速度構造のゆらぎすなわち確率的な不均質は散乱減衰に帰し、内部減衰とともにサイト増幅スペクトルの高周波数帯域のトレンドを支配する(4.2節)。

経験的サイト増幅スペクトルの逆解析モデルを用いた感度解析は、深部地盤構造を巨視的に表現することの妥当性を支持する(3節)。ただし、深部地盤を均質数層で分割するような巨視的モデルとS波速度を深度とともに漸増させるような巨視的モデルとでは、理論的サイト増幅スペクトルの低周波数帯域のピーク形状に特徴的な違いが現れる(4.1節)。数層のモデルはモデルに固有の増幅率の節を持ち、それは低周波数帯域から中間的な周波数帯域にかけてスペクトルの谷となって現れる。速度が深さに依存して漸増するような速度構造モデルではそのような谷は現れない。従って広帯域なサイト増幅スペクトルの再現を念頭におくならば、観測との比較に基づいて、より適した層分割を採用すべきである。例えば大阪堆積盆地の場合は深さとともに速度が漸増するようなモデル化のほうが好ましいと考えられる。この修正モデルは、堆積層のS波走時を修正前のモデルと同じになるような条件下で求めており、修正前モデルのレーリー波の理論分散曲線が保持されている(4.3節)。

以上の通り、経験的サイト増幅スペクトルは一般に堆積層浅部だけでなく深部地盤構造モデルの情報も含む。その評価には、全国に敷設されている多くの地震観測点のデータを有効に利用できる。ただしそれを応用する際は、解析条件やモデルの限界を考慮する必要がある。例えば本研究の経験的サイト増幅スペクトルを用いて大地震波形を合成する場合、source-controlled f_{max} の設定に応じてその影響を補正することになる。

謝辞

データ解析に関西地震観測研究協議会および防災科学技術研究所 K-NET の強震記録を使用させていただきました。本研究は文部科学省が推進している大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 強震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」の一環として行われました。三名の査読者のコメントは内容の改善に役立ちました。ここに記して感謝致します。

付録1 スペクトルウインドウ

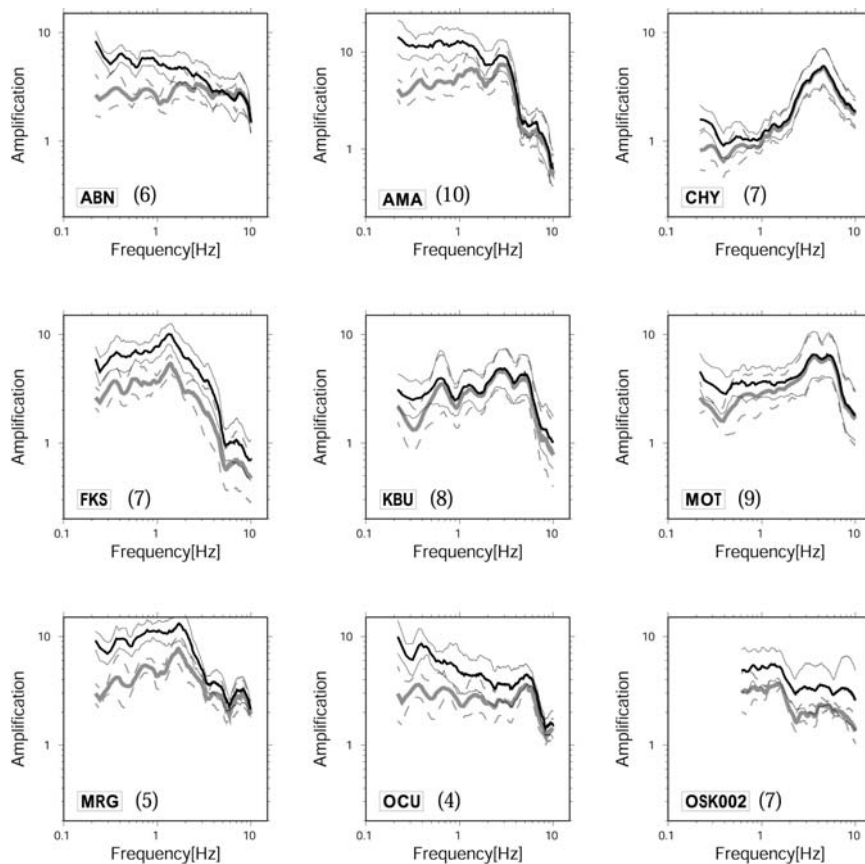
平滑化ウインドウは、周波数依存のウインドウ幅にわたり均等な重みで平均するタイプである。ウインドウ幅 $W(f)$ は次式で表される。この平滑化ウインドウは低周波数側における過度の平滑化を抑制する。

$$W(f) = \begin{cases} A & f < f_l \\ B(f - f_l) + A & f \geq f_l \end{cases} \quad (\text{A1.1})$$

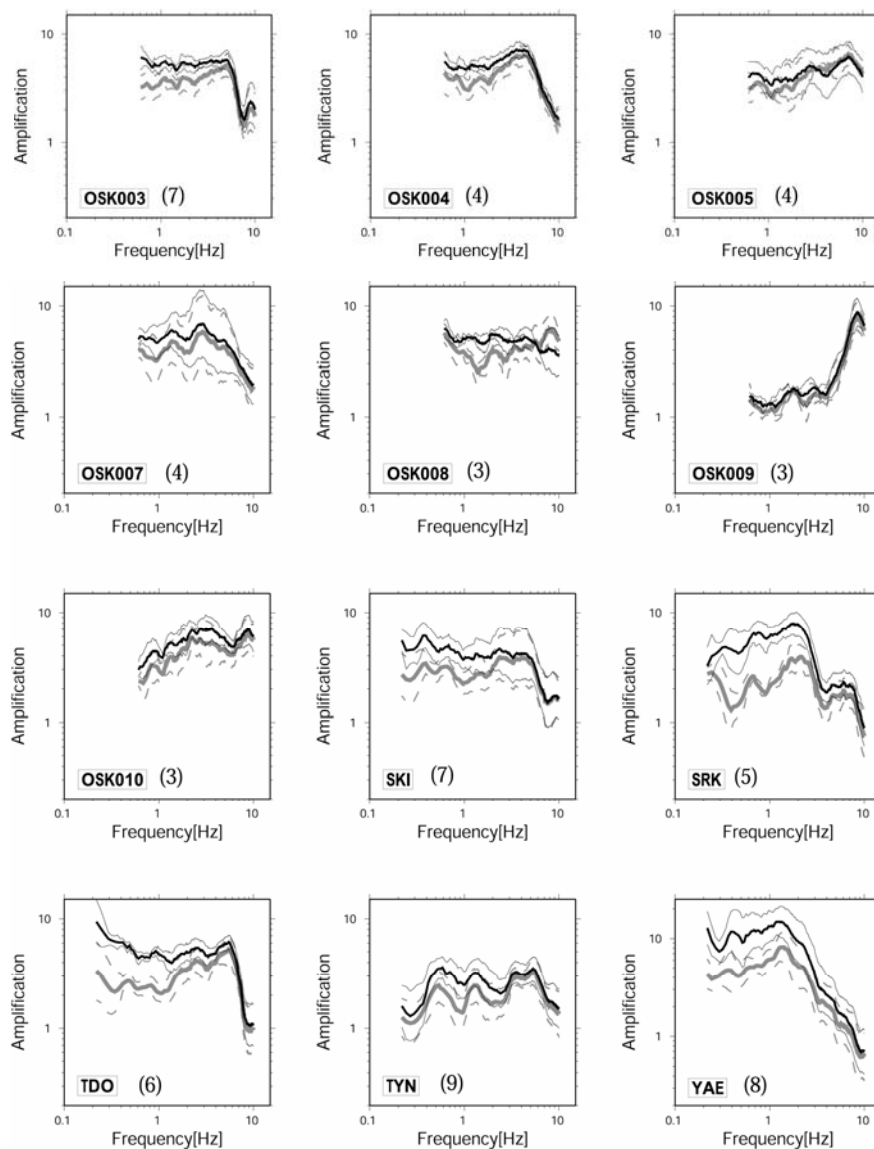
但し、 $B = A / f_l$ 。

付録2 解析区間長の相違による経験的サイト増幅スペクトルの相違

本研究では鶴来・他²⁸⁾と同じ手法、同じ地震データを用いて経験的サイト増幅スペクトルを評価した。解析の際、表面波の影響を抑えるために解析区間長を40.96秒から7.00秒まで短くして後続波群をデータから除いたことのみ異なる。結果として得られた経験的サイト増幅スペクトルは、特に数Hz以下で増幅率が顕著に减小した。



付録図 2.1 鶴来・他²⁸⁾(実線)および本研究(薄太線)で解析された経験的サイト増幅スペクトルの比較(Cho et al.²⁷⁾から抜粋・再掲)。細実線、細薄破線は標準偏差を表す。括弧内の数字は解析に用いた地震数を表す。観測点コードは図1に対応する。



付録図 2.1 (続き)

参考文献

- 1) 首都圏基盤構造研究グループ: 夢の島人口地震実験資料集, 東京大学地震研究所, 1989年, p.277.
- 2) 山中浩明, 武村雅之, 石田寛, 池浦友則, 野沢貴, 佐々木透, 丹羽正徳: 首都圏西部におけるやや長周期微動のアレイ観測とS波速度構造の推定, 地震2, Vol.47, 1994年, pp.163-172.
- 3) 山中浩明, 佐藤浩章, 栗田勝実, 瀬尾和大: 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測—川崎市および横浜市のS波速度構造の推定, 地震2, Vol.51, 1999年, pp.355-365.
- 4) 松岡達郎, 白石英孝: 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三次元S波速度構造の推定—, 物理探査, Vol.55, 2002年, pp.127-143.
- 5) Sato, T. R., W. Graves, and P. G. Somerville: Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong-motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (M_j 5.1)

- and the great 1923 Kanto earthquake (M_s 8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, 1999, pp. 579-607.
- 6) 山田伸之, 山中浩明:地震動シミュレーションのための関東平野南西部の3次元地下構造モデルの比較—1999.5.22神奈川県西部の地震(M_{JA} 4.1)を用いた検討—, 地震2, Vol.53, 2001年, pp.313-324.
 - 7) 瀧藤一: 関東平野の地下構造調査とそのモデル化, 月刊地球号外37号, 海洋出版, 2002年, pp.96-101.
 - 8) 文部科学省地震調査研究推進本部: <http://www.jishin.go.jp>, 2005年.
 - 9) 愛知県: 平成14年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査(概要版), 2003年.
 - 10) 京都市: 京都盆地の地下構造, 京都市消防局防災対策室, 2003年.
 - 11) 大阪府: 平成16年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野地下構造調査報告書, 2005年.
 - 12) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳: 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第22回地震工学研究発表会, 1993年, pp. 199-202.
 - 13) 宮腰研, 香川敬生, 越後智雄, 堀江佳平, 澤田純男: 大阪堆積盆地における深部構造のモデル化(その2), 第24回地震工学研究発表会講演論文集, 1997年, pp. 33-36.
 - 14) 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2, Vol. 51, 1998年, pp. 31-40.
 - 15) 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3), 第25回地震工学研究発表会講演論文集, 1999年, pp. 185-188.
 - 16) 趙伯明, 香川敬生: 大阪堆積盆地モデルの高精度化及びその応用—2000年鳥取県西部地震(M_{JA} 7.3)の強震動シミュレーション—, 第11回日本地震工学シンポジウム, 2002年, pp. 501-504.
 - 17) 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, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 94, 2004, pp. 1353-1368.
 - 18) Horike, M.: Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth, Vol. 33, 1985, pp. 59-96.
 - 19) 岡田広, 松島健, 森谷武男, 笹谷努: 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, Vol. 42, 1990年, pp. 402-417.
 - 20) 関西地震観測研究協議会: <http://www.ceorka.org>.
 - 21) 防災科学技術研究所: <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net>.
 - 22) 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, 横倉高伸, 岩淵洋, 北田奈緒子, Pitarka Arben: 断層による不連続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, Vol. 3, 2003年, pp. 225-259.
 - 23) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善考, 野崎京三: 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外37号, 海洋出版, 2002年, pp. 108-118.
 - 24) 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 功刀卓, 石井透, 早川譲, 森川信之, 小林京子, 大井昌弘, 神野達夫, 奥村直子: 宮城県沖地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第249号, 2004年 (CD-ROM第1巻).
 - 25) 長郁夫, 趙伯明, 香川敬生: 増幅スペクトルを評価するための浅部 S 波速度構造のモデル化—大阪湾岸部—, 日本地震工学会論文集, Vol. 5, No. 1, 2005年, pp. 1-16.
 - 26) 中央防災会議: 強震動・津波等の推定手法について, 日本海・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第2回), 資料2, 2004年.
 - 27) Cho, I., M. Tsurugi, T. Iwata, T. Kagawa, and B. Zhao: Modeling of the spectral amplification characteristics at the strong motion observation sites in the Osaka basin, Japan, Proc. 13th World Conf. Earthq. Eng., No. 825, 2004 (CD-ROM).
 - 28) 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, 2002年, pp. 577-586.
- 29) 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, Vol. 50, 1997年, pp. 215-227.
- 30) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, Vol. 39, 1986年, pp.579-593.
- 31) Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake: 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, 1970, pp. 53-84.
- 32) 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, 1991年, pp. 53-62.
- 33) Fukushima, M.: A successive quadratic programming algorithm with global and superlinear convergence properties, *Math. Programming*, Vol. 35, 1986, pp. 253-264.
- 34) Koketsu, K. and S. Higashi: Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, 1992, pp. 2328-2349.
- 35) Sato, H. and M. Fehler: *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*, Springer Verlag, New York, 1998.
- 36) 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, Vol.54, 2001年, pp. 127-145.
- 37) 松本正毅, 小池章久, 山田雅行, 伊藤佳洋, 岩崎好規, 横田裕, 伊藤信一: 地下深部における大阪層群の動的特性, *物理探査学会第98回学術論文集*, 1998年, pp. 54-58.
- 38) 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—, 文部科学省 科学技術振興調整費 大都市大災害軽減化特別プロジェクト I 強震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」, 平成15年度研究報告書, 2003年, p.753-775.
- 39) 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎: 大阪地域における地震動アレイ観測による震源・伝播・サイト増幅特性の分離, *地球惑星関連学会 1995年度合同大会予稿集*, 1995年, 605.
- 40) 岡本大志, 岩田知孝, 入倉孝次郎: S波部分上下動, P波部分水平動のサイト増幅特性, *京都大学防災研究所年報*, 42, B-1, 1999年, pp.159-166.
- 41) Hanks, T. C.: f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 72, 1982, pp. 1867-1879.
- 42) Hisada, Y: A Theoretical omega-square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 90, 2000, pp. 387-400.
- 43) 佐藤俊明, 壇一男: 広帯域ハイブリッド法による強震動シミュレーション, *月刊地球号外37号*, 海洋出版, 2002年, pp. 108-118.
- 44) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, 1983, pp. 1865-1894.
- 45) 久田嘉章: 統計的震源モデルによる強震動シミュレーション手法の長周期および平行成層地盤への拡張, *日本地震学会講演予稿集2005年度秋季大会*, 2005年, B102.
- 46) 香川敬生: ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, *日本地震工学会論文集*, Vol. 4, No. 2, 2004年, pp. 21-32.
- 47) 古村孝志: 北海道—東北で見られる地震波伝播・減衰異常(4)—西南日本と東北日本の違い—, *日本地震学会講演予稿集2005年度秋季大会*, 2004年, B29.
- 48) Ohta, Y. and N. Goto: Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, Vol. 6, 1978, pp. 167-187.
- 49) 愛知県防災会議地震部会: 愛知県東海地震被害予測調査全体報告書, 1995年.
- 50) 干場充之: 輻射伝達理論およびモンテカルロシミュレーションによるコーダエンベロープの記述, 地震 2, Vol.54, 2001年, pp. 109-125.
- 51) Horike, M and Y. Takeuchi: Possibility of spatial variation of high-frequency seismic motions due to

random-velocity fluctuation of sediments, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 90, 2000, pp. 48-65.

52) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, Vol. 4, No. 1, 2004 年, pp. 33-52.

53) 佐藤智美:鉛直アレーデータに基づく斜め入射を考慮した地盤の減衰定数の逆解析—焼き鈍し法の適用—, 日本建築学会構造系論文集, No.56, 2003 年, pp.37-45.

(受理:2006 年 2 月 28 日)

(掲載決定:2006 年 10 月 24 日)

Modeling of Deep Sedimentary Velocity Structure for Evaluation of Broadband Strong Ground Motions: Site-Amplification Spectra in Osaka Sedimentary Basin

CHO Ikuo¹⁾, TSURUGI Masato²⁾, KAGAWA Takao³⁾ and IWATA Tomotaka⁴⁾

1) Member, Senior Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.

(Now Researcher at Geological Survey of Japan, AIST)

2) Member, Senior Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Engineer.

3) Member, Chief Researcher, Geo-Research Institute, Dr. Sci.

4) Professor, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Dr. Sci.

ABSTRACT

We conduct a systematic and quantitative evaluation of effects of a deep sedimentary structure model between the engineering and seismic basements on the theoretical broadband site-amplification spectra, taking sites in the Osaka basin, Japan, as a test site. First, from a parametric study on theoretical evaluation of site amplification, adopting a one-dimensional S-wave propagation theory, we show that spectral peaks in lower frequency range are controlled by velocity structure of the deep sediments, while a spectral amplification trend in higher frequency range is controlled by attenuation structure of the deep sediments. On the contrary, a shallower sedimentary structure model above the engineering basement mainly controls a shape of site-amplification spectra in higher frequency range. Next, we validate a macroscopic modeling for the deep sedimentary structure, based on an inversion of empirical site-amplification spectra. Finally, we show that the spectral reproduction in low frequency ranges is improved by a change in a macroscopic-model representation of deep sedimentary structure from a stack of three homogeneous velocity layers to a gradual velocity increasing model.

Key words: broadband strong ground motion, site-amplification spectrum, sedimentary layers, velocity structure, prediction of strong ground motion