

3.8.3 表層地質とサイト特性に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：表層地質とサイト特性に関する研究

(b) 担当者

川瀬 博（九州大学大学院人間環境学研究院 教授）

松尾 秀典（九州大学大学院人間環境学府）

釜江 克宏（京都大学原子炉実験所 助教授）

川辺 秀憲（京都大学原子炉実験所 助手）

堀家 正則（大阪工業大学 助教授）

長 郁夫（（財）地域地盤環境研究所研究員）

鶴来 雅人（（財）地域地盤環境研究所主任研究員）

香川 敬生（（財）地域地盤環境研究所主席研究員）

岩田 知孝（京都大学防災研究所 助手）

(c)業務の目的（業務全般の基本的な目的）

強震動予測の高精度化には、震源モデルと地下構造モデルの構築が必要とされる。地下構造モデルに資することのできる情報は、人工地震探査やボーリング調査などが上げられるが、モデルの構築のためには単に3次元パラメータモデルを構築するだけでなく、実地震記録でその妥当性が検証されねばならない。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。これらの必要性から、本研究項目においては、地下構造モデルの検証を、実記録を用いて行うことを主たる目的として、研究をすすめる。

(d) 5（あるいは計画年数）ヵ年の年次実施計画

平成14年度：サイト増幅特性の評価

堆積盆地モデル高精度化

堆積層内長周期（<1Hz）のQ値の評価

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～

平成15年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続

広域堆積盆地構造の強震動生成との関係

盆地内減衰構造、地震波伝播散乱構造に関する研究

平成16年度：サイト増幅特性とモデルとの比較の継続

広域堆積盆地構造モデルの実記録による改良

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下構造モデルの高精度化

平成18年度：地下構造モデル妥当性の検証と改良

(2)平成 14 年度の成果

(2-1) サイト増幅特性の評価

川瀬 博 (九州大学大学院人間環境学研究院)

kawase@arch.kyushu-u.ac.jp

松尾 秀典 (九州大学大学院人間環境学府)

matsuo@seis.arch.kyushu-u.ac.jp

(a) 業務の要約

K-NET・KiK-net・JMA 震度計ネットワークの強震動波形をスペクトル分離手法により震源・パス・サイトの各特性に分離し、得られたサイト特性をターゲットに次元波動論により各サイトの地盤構造を逆算し、その地盤構造のうち最大値推定に最も影響を与えるものを抽出した。

(b) 業務の実施方法

はじめに

地殻岩盤で生じた破壊に伴って発生した地震波動は、地殻内を地表へと伝播して構造物などに影響を与える。このとき、震源断層においてどのような破壊が起こったか(震源特性)、生じた波動がどのように伝播したか(伝播経路特性)、地盤構造によって地震波動がどのような影響を受けたか(サイト増幅特性)が、強震動に大きく影響する。特に地盤構造が地震動の特性に大きな影響を及ぼすことは従来より広く認識されており、強震動特性の評価にはサイト増幅特性の適切な分離が不可欠である。また震源特性の分析や理論的強震動予測にはサイト増幅特性情報に対応した地下構造情報、特に深部地盤構造が必要となる。そこで日本全国で観測された K-NET、KiK-net、JMA 強震観測データに基づき、まずそのサイト増幅特性を抽出し、さらにそのサイト増幅特性に適合する地下構造を同定する。次に加速度、速度、計測震度に最も影響を与えると思われる振動数帯域を見出し地盤構造との対応関係を示す。これによりどのような地盤構造が被害と結びつくか客観的に想定することができる。

地中地表記録を用いた地盤構造の推定

統計的地震動特性を抽出するときに震源もしくはサイト(観測点)のどちらかについて拘束条件が必要となる。そこで本節では基準観測点における地震波の増幅の影響を極力減らすため、GL_200m のボアホール観測データを利用して地盤の影響を剥ぎ取る。あらかじめ分離解析を行なって、観測地震数がある程度多く、サイト増幅が小さく、かつ基盤層の S 波速度が大きい観測点を検索した。その結果基準観測点を KiK-net 観測点の YMGH01(防府)とした。この観測点は PS 検層により表層の S 波速度が 1,000m/s で、すぐ下に 2,100m/s の層、さらにその下には 3,100m/s の層があることが分かっており、地盤としては硬質である。ただし PS 検層により得られた値と実際の値は必ずしも一致しないことが多いので、地中地表記録のスペクトル比より理論から正確な地盤構造を同定した。振幅がほとんど同レベルかつ線形を仮定できるほど小さい加速度の地震波から、S 波の初動以降を 5 秒、前後に 2 秒のコサインテーパを付けエネルギースペクトルを計算し平均を取り、地表・地中のスペクトル比を求めた、位相はクロススペクトルの位相を用いた。目的関数としての振幅と位相の両方の残差の和が最小となるようにした。図 1・図 2 に示した理論と観測はよく一致している。図 3 に示した同定した地盤構造は、最下層で S 波速度約 3,400m/s となり、地震基盤とみなせる値が得られた。また得られた減衰定数の振動数依存性は小さかった(図 4)。

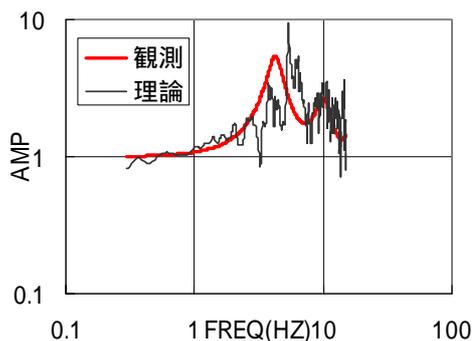


図1 理論と観測による増幅率の最適化

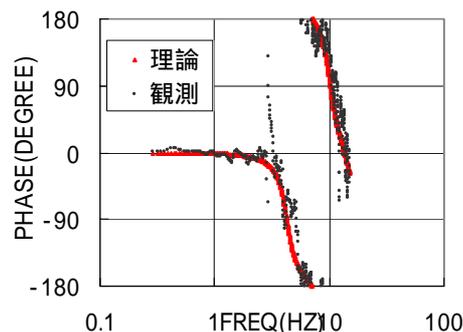


図2 理論と観測による位相の最適化

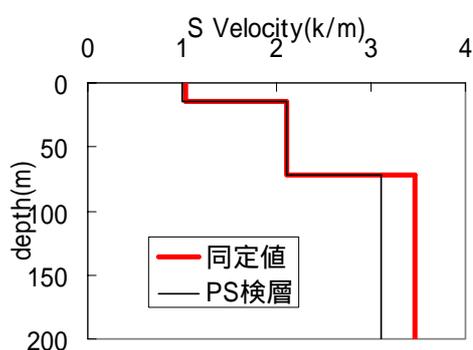


図3 同定されたS波速度構造

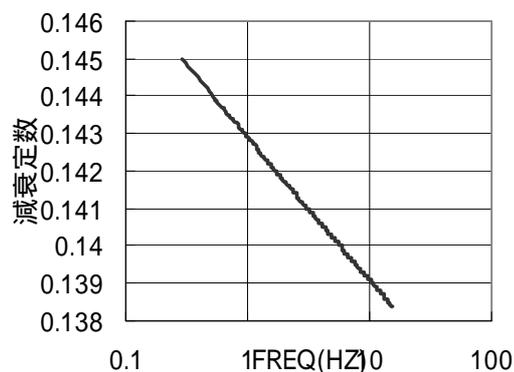


図4 同定された減衰定数

強震記録を用いた統計的地震動特性

1996年8月から2002年6月までの間の $M_j > 4.5$ 、震源深さ ≤ 60 km、震源距離 ≤ 200 km、最大加速度 ≤ 200 gal、3地点以上でトリガーの条件にあう K-NET 観測点(913点)、KiK-net 観測点(468点)、JMA 観測点(319点)のいずれかの地点で観測された地震波(約15800波)のフーリエスペクトル、最大加速度(以下PGA)、最大速度(以下PGV)、計測震度を求めるための A_0 を用いて統計的地震動特性を抽出した。データはまず、日本付近の平均的なS波の走時(1997年10月以前は83A走時表、それ以降はJMA2001走時表)を用いて、S波初動以降を気象庁マグニチュードに応じた時間区間で切り出し、前後に2秒のコサインテーパをつけた。S波初動以降がうまく切り出されていない場合は、データセットから取り除いた。フーリエスペクトル、PGA、PGV、 A_0 を次のようにモデル化した。

$$\log F_{ij} = \log S_i - n_{l(i)} \log X_{ij} + \sum_k b_{l(i)k} X_{ijk} + \log G_j \quad (1)$$

$$X_{ij} = \sum_k X_{ijk} \quad (2)$$

i : 地震 j : 観測点

k : 地域 $l(i)$: 地震のタイプ

F_{ij} はフーリエスペクトル、PGA、PGV、 A_0 のいずれかで、 S_i は震源特性、 G_j はサイト増幅特性、 X_{ij} は震源距離、 n は幾何減衰を表しており、(理論的には実体波の場合は1、表面波の場合は0.5)、そして b は内部減衰と散乱減衰を合わせたものを表している。地震のタイプにより伝播してくる経路が異なってい

るため、図5～図7のように海溝性（プレート間）海溝性（プレート内）内陸地震の3タイプに分類した。そのときの分類の基準として内陸地震では震源深さが25km以浅で震源が内陸部であること、プレート内地震は震源深さが25km以深であることとフィリピン海プレートや太平洋プレートのもぐりこみ位置から、またプレート間地震は1997年以前についてはHarvard、それ以降はFreesiaの発震機構解などから低角逆断層であることを確認したこととプレートのもぐりこみ位置で判断した。またデータセットが全国に及んでいるので図8のように地震波の減衰が大きいと言われている火山地帯や、地域を細分化するため糸魚川・静岡構造線などで6地域に分割した。統計的地震動特性の抽出にはフーリエスペクトルの場合はノイズレベルを考慮して0.3から20Hzの範囲で行い、地震波動の放射特性の影響を小さくするためNS、EW成分のrms値を用いた。なおフーリエスペクトルは0.1HzのParzen windowにより平滑化している。またPGA、PGVについてはNS、EW成分のベクトル和の時刻歴最大値を用いた。A0については気象庁告示に基づいて計算した。統計的地震動特性の抽出には何らかの拘束条件が必要になるため、YMGH01(防府)を基準観測点とし、前節で求めた地盤構造より1次元重複反射理論で求めた入波射の2倍に対する地表面の増幅特性を拘束条件として与えた。よって他地点のサイト増幅特性は基準観測点の露頭基盤波に対する比として求まるが、YMGH01の基盤はS波速度が3,400m/sであり地震基盤と考えるもよい。すなわち、得られた個々のサイト増幅特性は絶対的な値と考えられる。

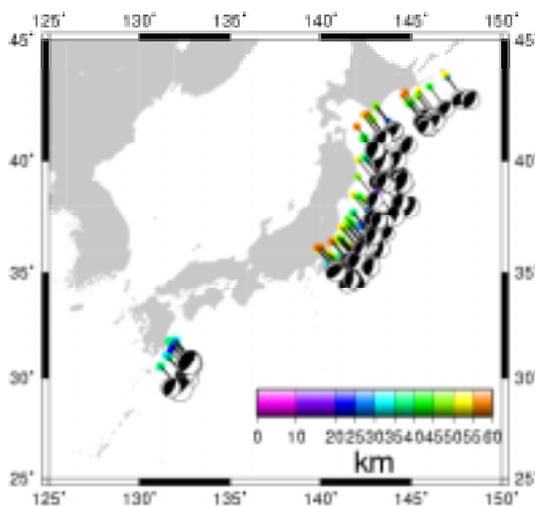


図5 プレート間地震の位置

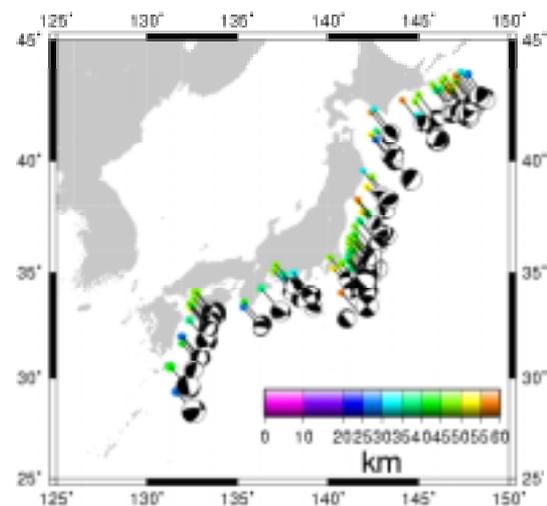


図6 プレート内地震の位置

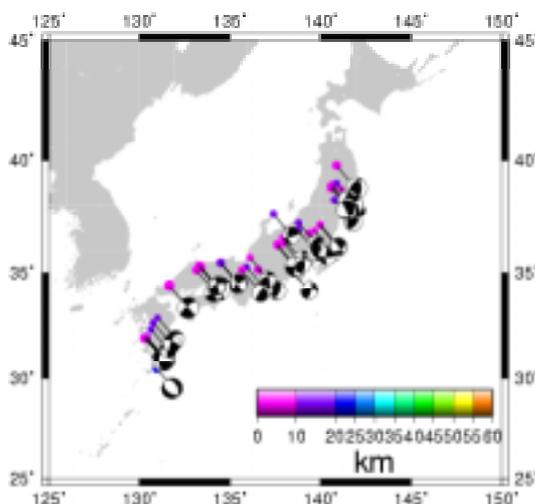


図7 内陸地震の位置

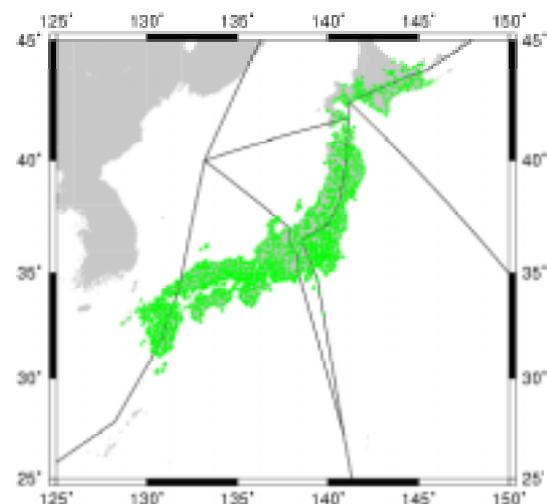


図8 観測点位置と地域区分

抽出されたサイト増幅特性と地盤構造の同定

K-NET 観測点では約 20m 以下、KiK-net 観測点では約 100～200m 以下の PS 検層が実施されている地盤構造より深い構造を層厚と S 波速度を未知数に、フーリエスペクトルのサイト増幅特性と 1 次元重複反射理論より求まる増幅特性が適合するように遺伝的アルゴリズムで同定した。JMA 観測点では PS 検層のデータがないため同定の対象からはずした。得られた構造は多くの観測点でサイト特性をよく説明できた。その適合度を評価するために観測に対する理論の $\log(\text{残差})$ である と周波数軸上での相関係数を求め、全 1,300 点を図 9 にプロットした。この図から ≤ 0.4 、 ≥ 0.5 のサイトをよく説明できたサイトとして抽出した。

$$\rho = \text{cov}(\log(G_o), \log(G_T)) / (\sigma_{\log(G_o)} \cdot \sigma_{\log(G_T)}) \quad (3)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{f=f_1}^{f_2} (\log(G_o) - \log(G_T))^2} \quad (4)$$

ここで f_1 、 f_2 はそれぞれ 0.3Hz、20Hz とし、 N はデータ数、 G_o はフーリエスペクトルのサイト増幅特性、 G_T は理論によるサイト増幅特性を表す。

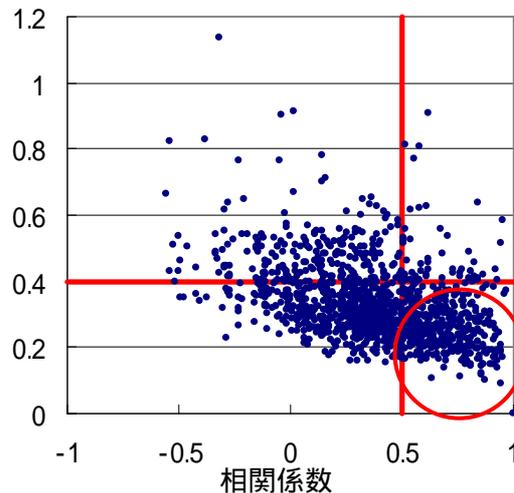


図 9 推定した地盤によるサイト増幅特性と観測サイト増幅特性の適合度による選別

(c) 業務の成果

スペクトルのサイト特性と最大値指標のサイト特性および地盤構造の関係

Hartzel et al. (2001) はフーリエスペクトルのサイト特性の高い増幅率と浅い層の低いせん断波速度との間に高い相関があることを見出しており、翠川・松岡(1995)は PGV に対するサイト増幅特性と地表から深さ 30m までの地盤の平均 S 波速度との関係を示している。そこでフーリエスペクトル・PGA・PGV・A0 から抽出されたサイト増幅特性を比較することにより、それぞれ相関があると思われる振動数帯域を見つけ、その振動数に増幅のピークがある地盤構造とサイト増幅特性の相関について検討してみる。フーリエスペクトルのサイト増幅特性はそのままではギザギザしているため 1/3 オクターブバンドで平均化しその振動数帯域の平均的なサイト増幅特性を求め、PGA・PGV・A0 のサイト増幅特性と比較してみる。その結果を図 10 に示す。PGA は 5Hz 付近、PGV は 2～2.5Hz 付近、そして A0 は 3.15Hz 付近で相関がもっとも高くなることがわかった。つまりそれぞれ影響があると思われる振動数帯域が異なることがわかる。

次に PGV のサイト増幅特性を表すのに既往の研究で用いられている表層 Nm の平均 S 波速度(以下 VS_Nm)と、各振動数帯域以下に基本振動数があり最もインピーダンスコントラストが大きい層までの平均 S 波速度(以下 VS_NHz)と PGA・PGV・A0 のサイト増幅特性とを比較してみる。図 11 にそれぞれの指標の概念を示した。図 12 に平均 S 波速度の各種指標とフーリエスペクトルのサイト増幅特性との相関を示す。平均を取る深さが深くなればなるほど、振動数が小さくなればなるほど、フーリエスペクトルのサイト増幅特性と相関がよくなる振動数が小さくなる。またある振動数の値以下となる基本振動数の平均とフーリエスペクトルのサイト増幅特性と相関が最もよくなる振動数がほぼ一致する。これらは期待されるとおりの挙動である。

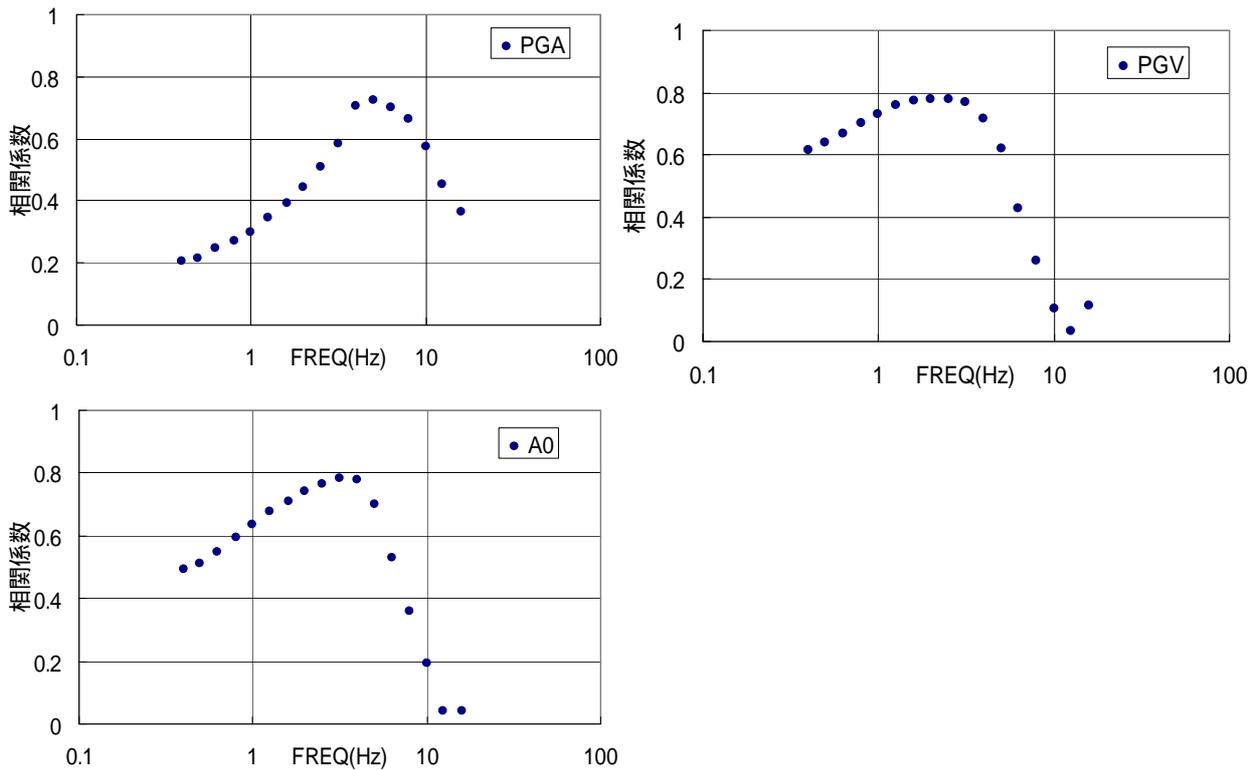


図 10 PGA, A0, PGV のサイト増幅特性とフーリエスペクトルのサイト増幅特性との相関

図 13 に各種指標と PGA、PGV、A0 のサイト増幅特性との相関を示す。VS_10m の浅い層を反映した指標と最も相関が良い事がわかる。また振動数で見た場合には、PGA の場合は VS_8Hz(平均振動数 5.13Hz)、A0 の場合は VS_6.3Hz(平均振動数 4.03Hz)、PGV の場合は VS_3.15Hz(平均振動数 1.95Hz) と言うように、先に示したフーリエスペクトルのサイト増幅特性と相関が良い振動数帯域とここで得られた最も相関の良い場合の平均振動数はおおむね一致している。

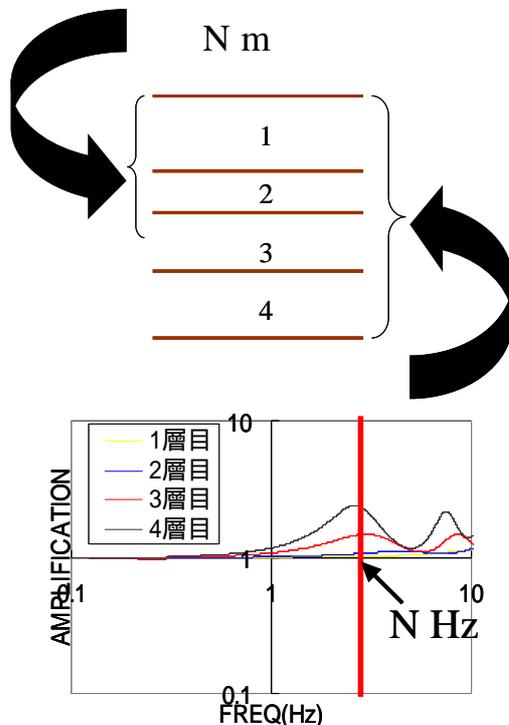


図 11 VS_Nm と VS_NHz の概念図

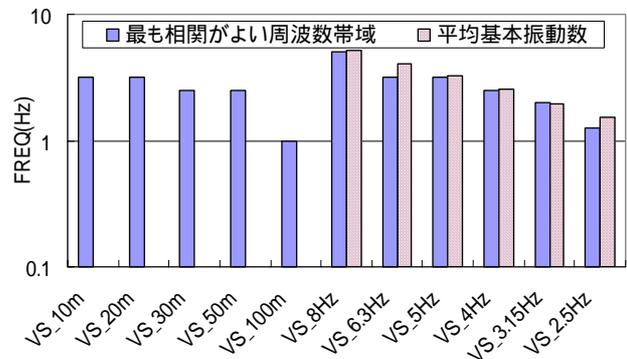


図 12 各種指標とスペクトルのサイト増幅特性との相関

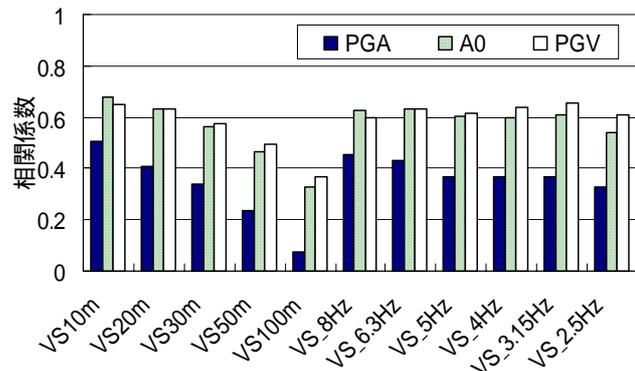


図 13 各種指標と PGA,PGV,A0 のサイト増幅特性との相関

(d) 結論ならびに今後の課題

各種のサイト増幅特性と地盤構造との関係を調べた結果、PGA のサイト増幅特性は今回用いた指標とはあまり相関がよくなかった。このことは PGA のサイト増幅特性は地盤構造の平均的な特性では表せないことを示唆しているのかもしれない。PGV や A0 のサイト増幅特性は VS_10m がよいことが分かった。物理的な考察からは基本振動数がある値となる層までの S 波速度を平均したもののほうが良いと思われるのに、現実には浅い層の平均値でほぼ同等の相関が得られるということは今回の研究の新しい知見である。

(e) 引用文献

- 1) Hartzell, S., D. Carver, and R.A. Williams: Site Response, Shallow Shear-Wave Velocity, and Damage in Los Gatos, California, from the 1998 Loma Prieta Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 3, 468-478, 2001.
- 2) 翠川三郎, 松岡昌志: 国土数値情報を利用した地震ハザードの総合的評価、物理探査、Vol.48、No.9、519-527, 2001.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1)論文発表

なし

2)口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
川瀬 博	強震記録に基づくサイト増幅特性の評価と地盤構造との対応に関する研究	日本建築学会 2003 年度大会、日本建築学会、中部大学	2003.9.5-7 (投稿中)

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(2-2)堆積盆地モデル高精度化

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地下構造調査やモデル化に関する既往の研究を調査し、強震動評価のための3次元地下構造モデルを試作した。想定南海地震や想定東南海地震を対象として3次元地下構造を考慮した地震動予測を行い、大阪平野における地震動特性について検討した。

(b)業務の実施方法

はじめに

日本の大都市が立地する堆積盆地では地下構造を反映した特徴的な地震動が観測される。その代表的な事例が兵庫県南部地震時の盆地端部効果（エッジ効果）による震災の帯の出現である。盆地構造の3次元的影響を反映した高精度な堆積盆地構造モデルの構築は災害軽減に必要な強震動予測の高精度化にとって不可欠である。本業務では堆積盆地モデルの高精度化を最終目的としているが、平成14年度は大阪平野を対象として地下構造調査や地下構造のモデル化に関する既往の研究の調査結果に基づく大阪平野の3次元地下構造モデルの試作、および想定南海地震や想定東南海地震時の大阪平野の地震動評価に基づく3次元地下構造の影響評価を行う。

大阪平野における地下構造調査や地下構造のモデル化に関する既往の研究

大阪周辺の深部地盤構造については、1960年代前後に地盤沈下あるいは天然ガス調査に関連して関心が高まった(Ikebe, 1969)。1980年代半ば頃からは地震工学的見地から精密な調査の必要性が認識されるようになり(中川 他, 1989a)、大規模な構造探査が行なわれるようになった(例えば、屈折法探査：中川・他(1989b)、香川・他(1990)、鳥海・他(1990)、反射法探査：堀家・他(1995)、堀家・他(1996)、堀家・他(1998)、岩崎・他(1994)、中川・他(1994)、吉川・他(1987)、重力探査：井上・他(1998)、Nakagawa(1991))。

地下構造データが蓄積してくると、大阪盆地全体における物性値分布を3次元構造モデルとしてコンパイルする試みがなされた。香川・他(1993)は、ボーリングや微動探査・反射法探査により点や線として得られた構造に重力異常から推定される基盤深度や周辺の岩盤山系の標高データを補助的に用いて大阪盆地の物性値分布に関する大局的な3次元モデルを作成した。それまでにも地質構造としては3次元的なイメージが得られており、多数の2次元断面が比較的詳細に描き出されてはいたが(市原, 1991)、物性値の3次元分布をモデル化したのは彼らが最初である。このモデルでは、地下構造を堆積層3層と基盤岩層の計4層に分類し、各層の境界は深度が空間的に滑らかに変化するように2次元3次Bスプライン関数でモデル化されている。具体的には、大阪盆地を含む72 km × 72 kmの対象領域が12 km × 12 kmの大きさで6 × 6個の小領域に分割され隣り合う領域が滑らかにつながり、かつデータ値との2乗誤差が最小になるようにスプライン係数が決定されている。大阪盆地内部およびその周辺部における速度構造データの集積によりモデルはしばしば更新されており(宮腰・他 1997、宮腰・他 1999)、任意の地点における各層の境界深度を計算するプログラムも配付されている。香川・他(1993)では12 km × 12 kmだった小領

域が宮腰・他(1999)では9km×9kmあるいは4.5km×4.5kmとされ精度の向上が図られている。

井上・他(1998)は香川・他(1993)とは別の観点から3次元構造モデルを作成した。彼らは大阪盆地においては広域的なテクトニック構造の影響を差し引いた重力異常データが各種探査によって得られた基盤岩深度と強い相関を示すことを見出し、重力異常データにボーリング、反射法探査のデータを補助的に用いて大阪盆地北西部の詳細な3次元基盤岩深度モデルを作成した。堀川・他(2002)の3次元構造モデルでも基盤岩深度は井上・他(1998)と同様に主に重力異常データから決められている。ただし堀川・他(2002)のモデル作成には被害予測プロジェクトという背景から強震動の数値計算という明確な目的があるため、その目的を満たすべく堆積層構造も詳細にモデル化されている。堀川・他(2002)ではモデルの作成に際して、逆断層による急激な形状を含めて基盤形状を正確に表すこと、堆積層内では深さや堆積年代に応じて物性値を変えることの2点に主眼が置かれている。その結果、断層による不連続が詳細に表現されていること、堆積層内の物性値を連続的に変化させていることがこのモデルの特徴となっている。

大阪平野の3次元地下構造モデル

大阪平野の3次元地下構造のモデル化を大阪湾およびその周辺地域の東西79.2km、南北68.2km(図1)の地域について行う。盆地端部でのエッジ効果など波動伝播の特性を精度よく表現するためには、断層など地下構造の不連続を詳細に表現した地下構造モデルを解析に用いるのが妥当であると考えられるため、本研究では堀川・他(2002)のモデルを地下構造モデルに使用する。ただし堀川・他(2002)のモデルは大阪平野の東側しかモデル化されていないため、大阪平野のその他の地域は宮腰・他(1999)のモデルを用いる。また堀川・他(2002)のモデルは堆積層内の物性値を連続的に変化させているが、ここでは宮腰・他(1999)の4層構造モデルと結合させるため、堀川・他(2002)のモデルを宮腰・他(1999)のモデルと同じく4層に分類して用いることとする。作成した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1に示す。宮腰・他(1999)のモデルでは第1層目のS波速度は0.35km/sであるが本解析では0.4km/sとする。紀伊半島や四国地方など大阪平野以外の地域は地下構造探査がほとんど行われておらず、解析に用いるための地下構造モデルの作成が十分に行えないのが現状である。よって、大阪平野以外の地下構造は地表まで基盤岩が露頭しているものと仮定して解析を行う。

想定南海地震・想定東南海地震の震源モデル

想定南海地震・想定東南海地震ともの震源モデルは地震調査推進本部・地震調査委員会・長期評価部会によって提案されている想定地震の震源特性のケース2について3つのアスペリティのみを震源モデルとしてモデル化し解析に用いる。アスペリティと破壊開始点の位置は図1、図3に示すように設定する。各アスペリティのパラメータは表2、表3に示す値に設定し、震源時間関数はBell Shape Functionを用いる。断層の破壊は破壊開始点から同心円状に広がっていくものとする。

解析方法

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)に、不等間隔のStaggered Grid(Pitarka, 2000)を設定して行う。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)を設け、その外側にClayton and Engquist(1977)による吸収境界条件を適用して差分法解析領域内から解析領域外に進行する波が再び領域内に戻らないように吸収境界を設定する。想定南海地震の解析領域は図1に示す線で囲まれた領域で、34.90°N、

135.72° E を基準点とし、東西 250.8km、南北 208.0km、深さ 34.8km とする。想定東南海地震の解析領域は図 3 に示す線で囲まれた領域で、34.90° N、135.72° E を基準点とし、東西 265.8km、南北 158.2km、深さ 34.8km とする。グリッド間隔は、堆積盆地地下構造モデル設定領域では 0.2km、その他の領域では 0.6km とする。時間刻みは 0.018 秒とし 12000 タイムステップまで計算を行う。グリッド間隔と地下構造モデルの速度構造から解析の有効周波数は 0.4Hz 以下とする。想定南海地震の吸収境界も含んだ解析モデルのグリッド数は南北・東西・深さ方向にそれぞれ 653・805・114 であり、本解析では計算機メモリの容量が約 5 GB 必要である。東南海地震の吸収境界も含んだ解析モデルのグリッド数は南北・東西・深さ方向にそれぞれ 575・750・114 である。

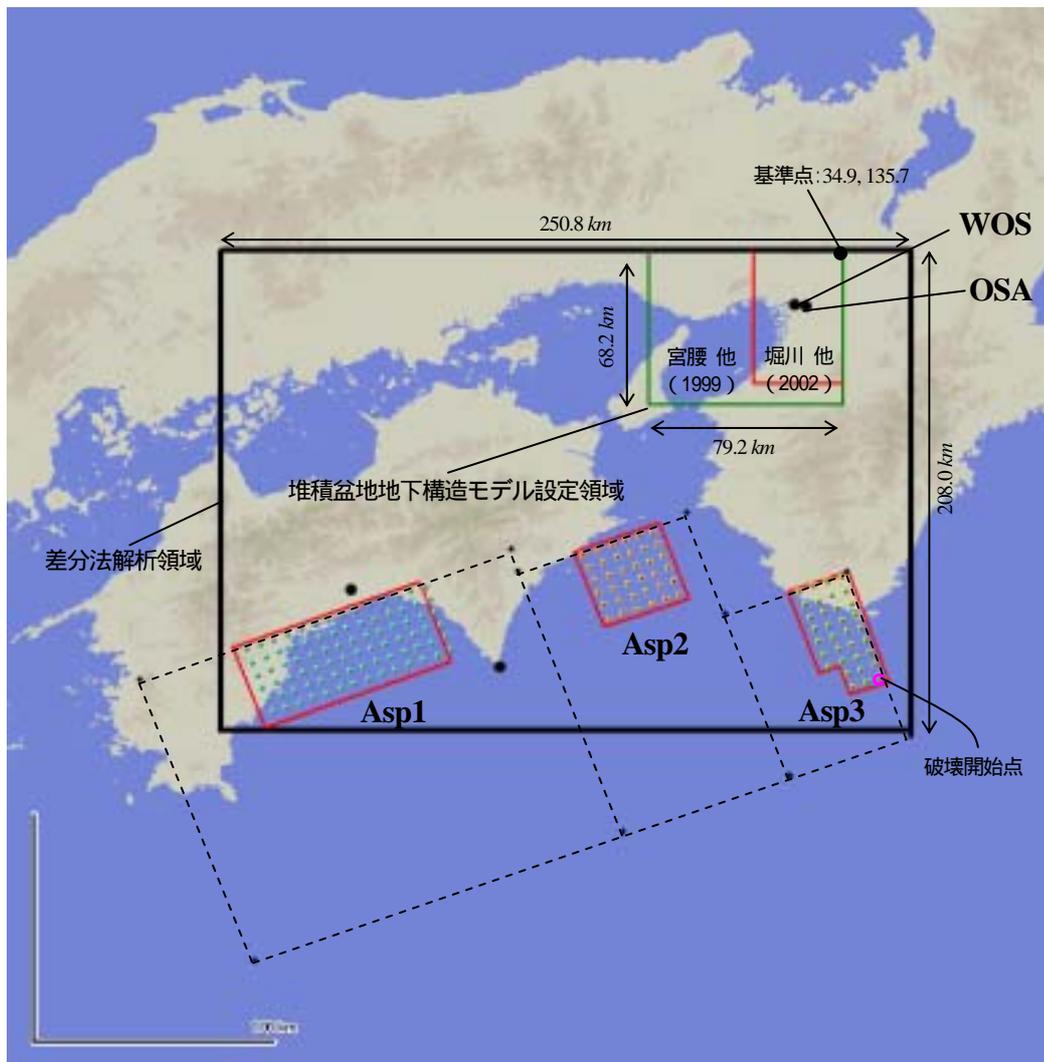
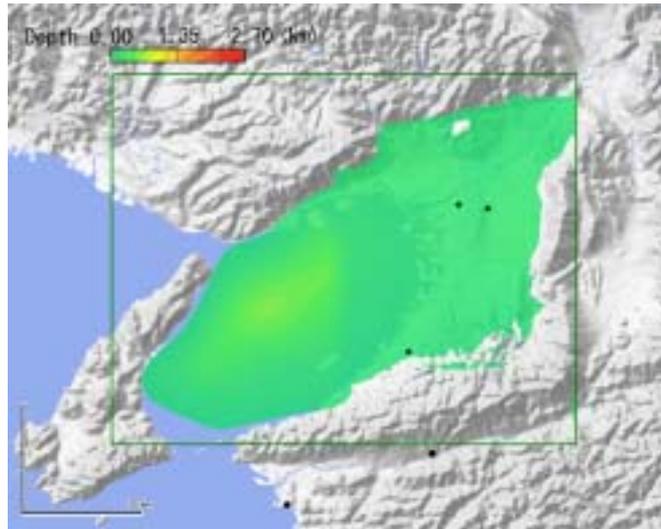
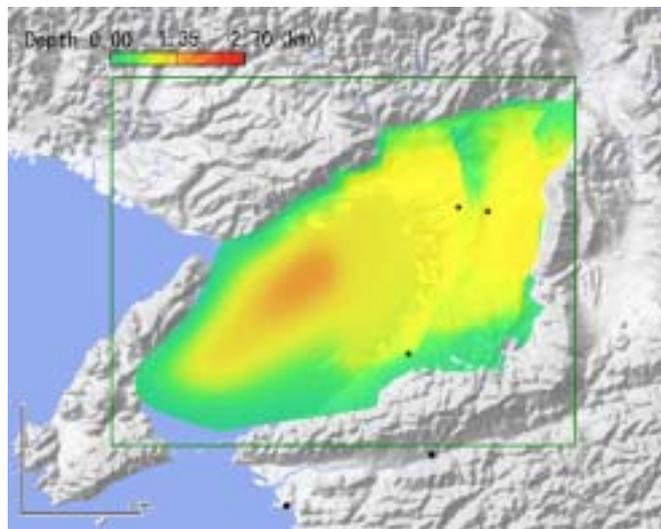


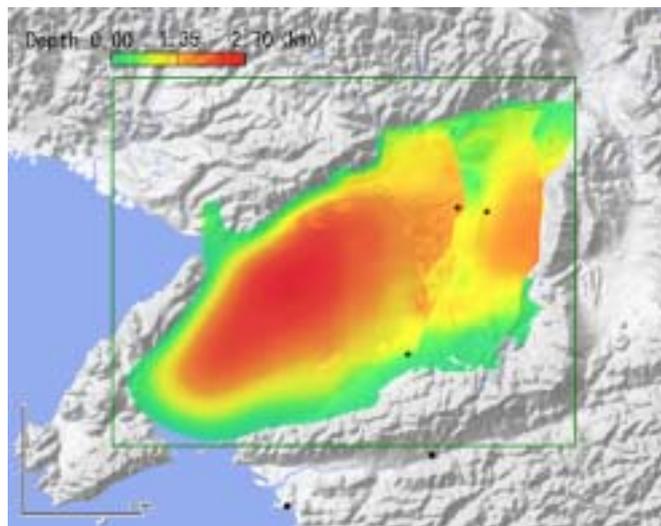
図 1 想定南海地震の解析対象領域および震源モデルの位置
 図中の点線は長期評価部会による想定南海地震の背景領域を、点線で囲まれた領域内の実線はアスペリティの位置を表す。



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 地下構造4層モデル層境界深度

表1 4層モデル地盤パラメータ

	Vs(km/s)	Vp(km/s)	(g/cm ³)	Qs
	0.40	1.60	1.70	40
	0.55	1.80	1.80	60
	1.00	2.50	2.10	100
	3.20	5.40	2.70	400

表2 想定南海地震の震源パラメータ

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
Strike(°)	250.7	250.7	250.7
Dip(°)	8.4	9.5	17.4
Rake(°)	122.7	122.7	122.7
アスペリティの分割数	84	36	34
1震源当たりの	1.74×10^{19}	1.74×10^{19}	1.74×10^{19}
モーメント (Nm)			
Rise Time (sec)	3.4	2.9	2.7

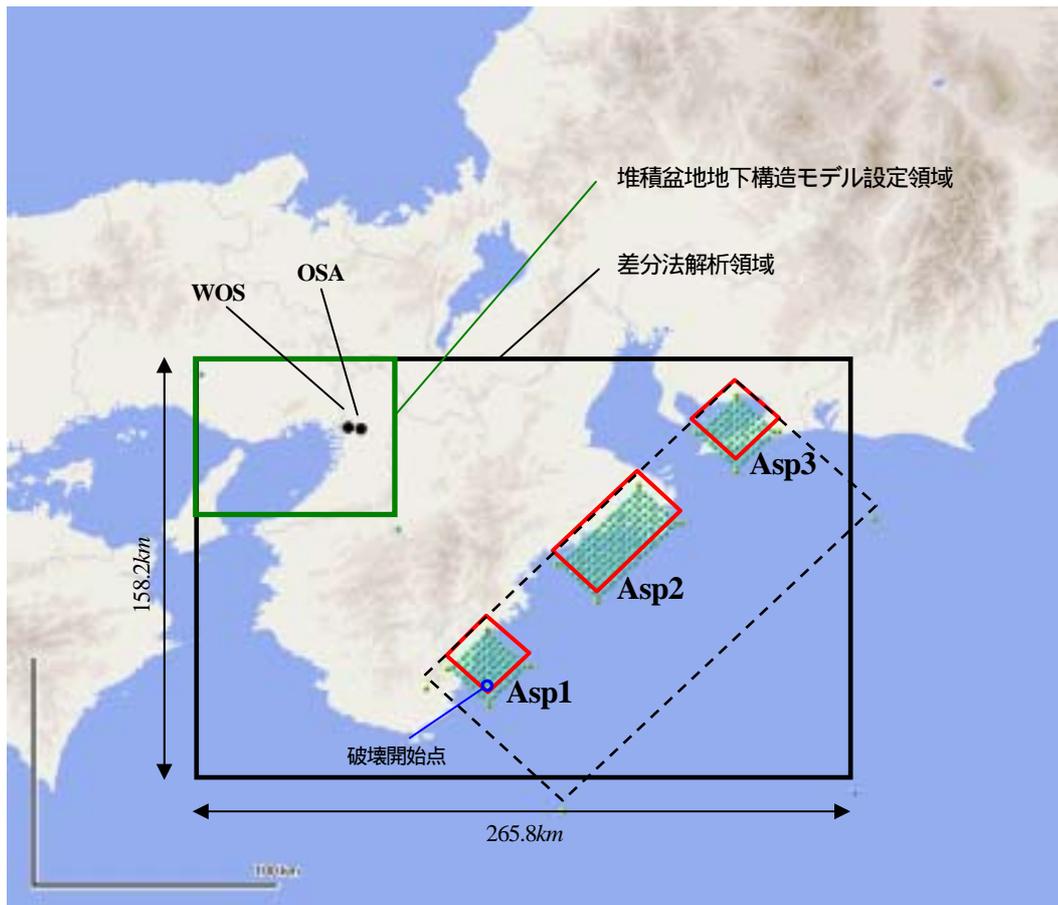


図3 想定東南海地震の解析対象領域および震源モデルの位置

図中の点線は長期評価部会による想定東南海地震の背景領域を，点線で囲まれた領域内の実線はアスペリティの位置を表す。

表3 想定東南海地震の震源パラメータ

	アスペリティ 1	アスペリティ 2	アスペリティ 3
Strike(°)	225	225	225
Dip(°)	14	14	14
Rake(°)	95	95	95
アスペリティの分割数	64	128	64
1震源当たりの モーメント (Nm)	2.09×10^{18}	2.94×10^{18}	2.09×10^{18}
Rise Time (sec)	1.8	2.5	1.8

(c) 業務の成果

解析結果と考察

想定南海地震について、図4に解析領域の地表面における東西(EW)成分速度のスナップショットを、図5に上町台地の西に位置する地点(WOS)と上町台地上の地点(OSA)の速度波形を示す。破壊開始点での破壊開始から約40秒後にアスペリティ3から大阪盆地にP波が到達し、60秒後にはアスペリティ3からのS波が到達しており、WOS・OSAでの速度最大振幅は0.1Hz~0.4Hzの周波数帯で約30cm/sとなっている。80~100秒後にはアスペリティ2からの波が大阪盆地に到達している。アスペリティ2からのS波が通り過ぎた120秒の時点でも大阪盆地内では大きな振幅が続いている。アスペリティ1からの波は140秒以降で大阪盆地に到達しているものの、大阪盆地はアスペリティの破壊進行方向と反対方向に位置し、さらにアスペリティからの距離も遠いため到達した波の振幅は小さくなっている。

次に想定東南海地震について、図6に解析領域の地表面における東西(EW)成分速度のスナップショットを、図7にWOSとOSAの速度波形を示す。破壊開始点での破壊開始から約30秒後にアスペリティ1から大阪盆地にP波が到達し、40~50秒後にはアスペリティ1からのS波が到達しており、WOS・OSAでの速度最大振幅は0.1Hz~0.4Hzの周波数帯で約20cm/sとなっている。アスペリティ2、アスペリティ3からの波については、大阪盆地が断層の破壊進行方向と反対方向に位置し、アスペリティからの距離も遠いため到達した波の振幅は小さくなっている。

大阪平野における想定南海地震・想定東南海地震の速度最大振幅の分布図をそれぞれ図8・図9に示す。全体的に見ると想定南海地震では基盤岩深度に比例して速度最大振幅も大きくなっているが、NS成分では六甲山の東側の盆地端部で振幅が大きくなっており、EW成分では大阪平野南端において盆地境界に沿って盆地の内側で速度最大振幅が大きくなっている。想定東南海地震では、NS成分は大阪平野東端(生駒山地の西側)において速度最大振幅が大きくなっている。EW成分では上町台地の東側から生駒山地の西端にかけての大阪平野の東側の地域で速度最大振幅が大きくなっている。宇佐美(1987)では1707年の宝永地震の震度分布が示されており、これによると生駒断層沿いの大阪平野東部地域で震度が大きくなっており、今回の解析結果での大阪平野東部で最大振幅が大きくなるという結果と調和的である。想定南海地震と想定東南海地震の速度最大振幅の分布性状の違いは震源位置と盆地の位置関係の違いによる地下構造の3次元的影響によるものと考えられる。

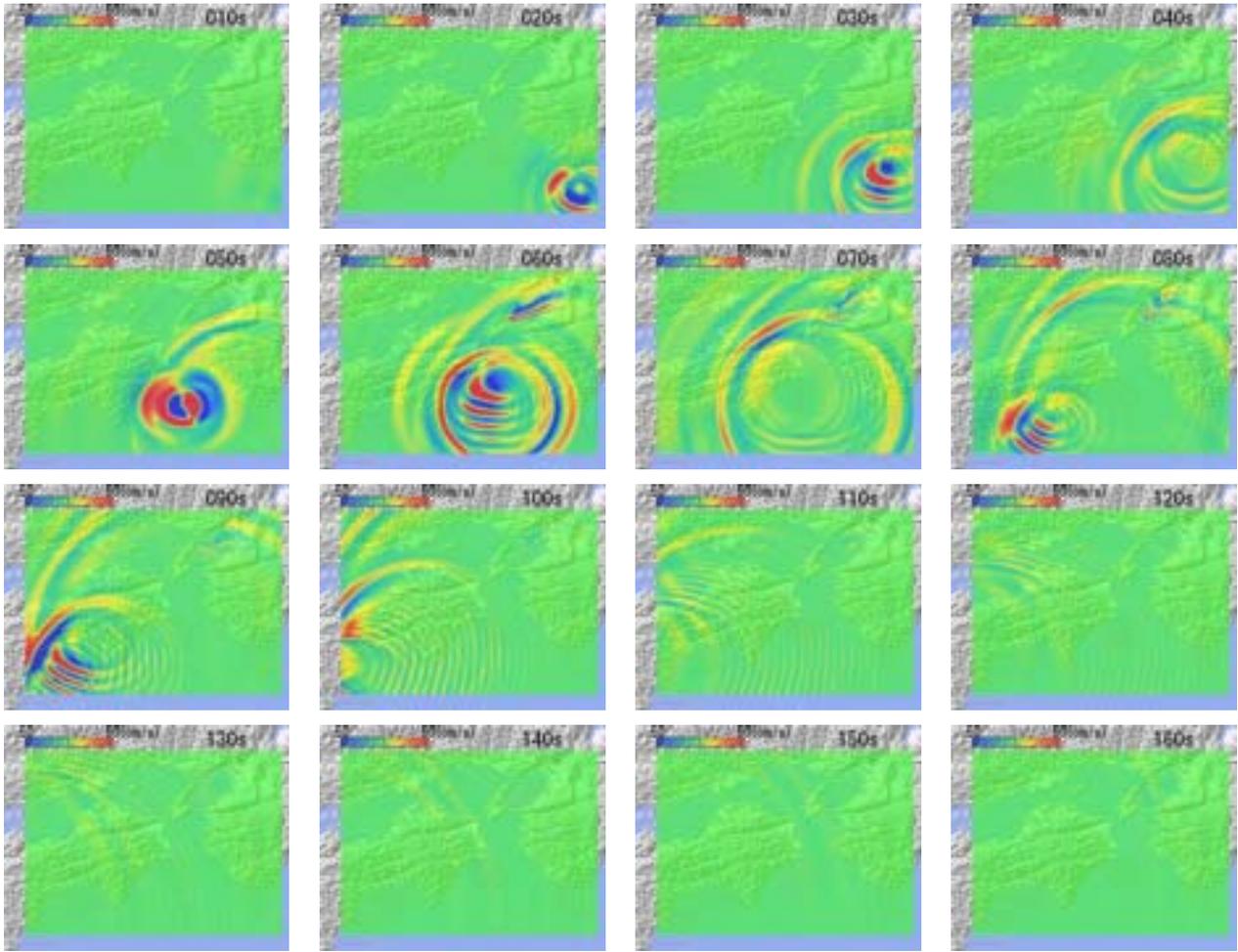


図4 想定南海地震時のEW成分スナップショット(Filter:0.1 - 0.4Hz)

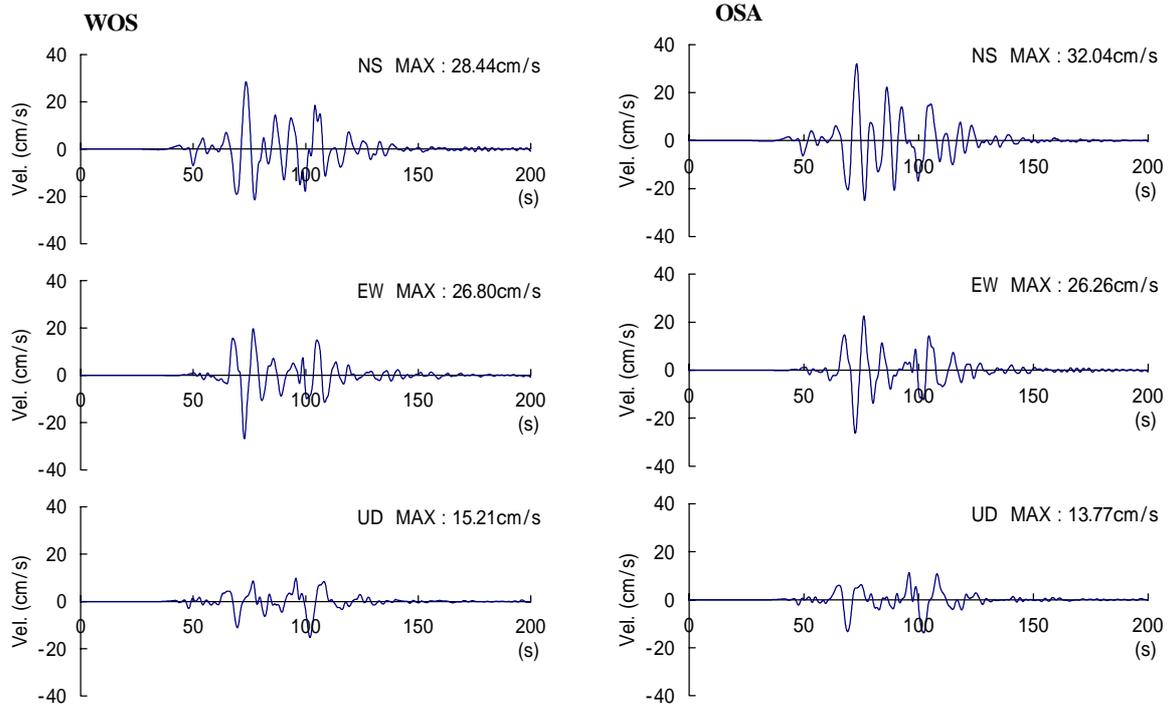


図5 想定南海地震時のWOS・OSAの速度波形(Filter:0.1 - 0.4Hz)

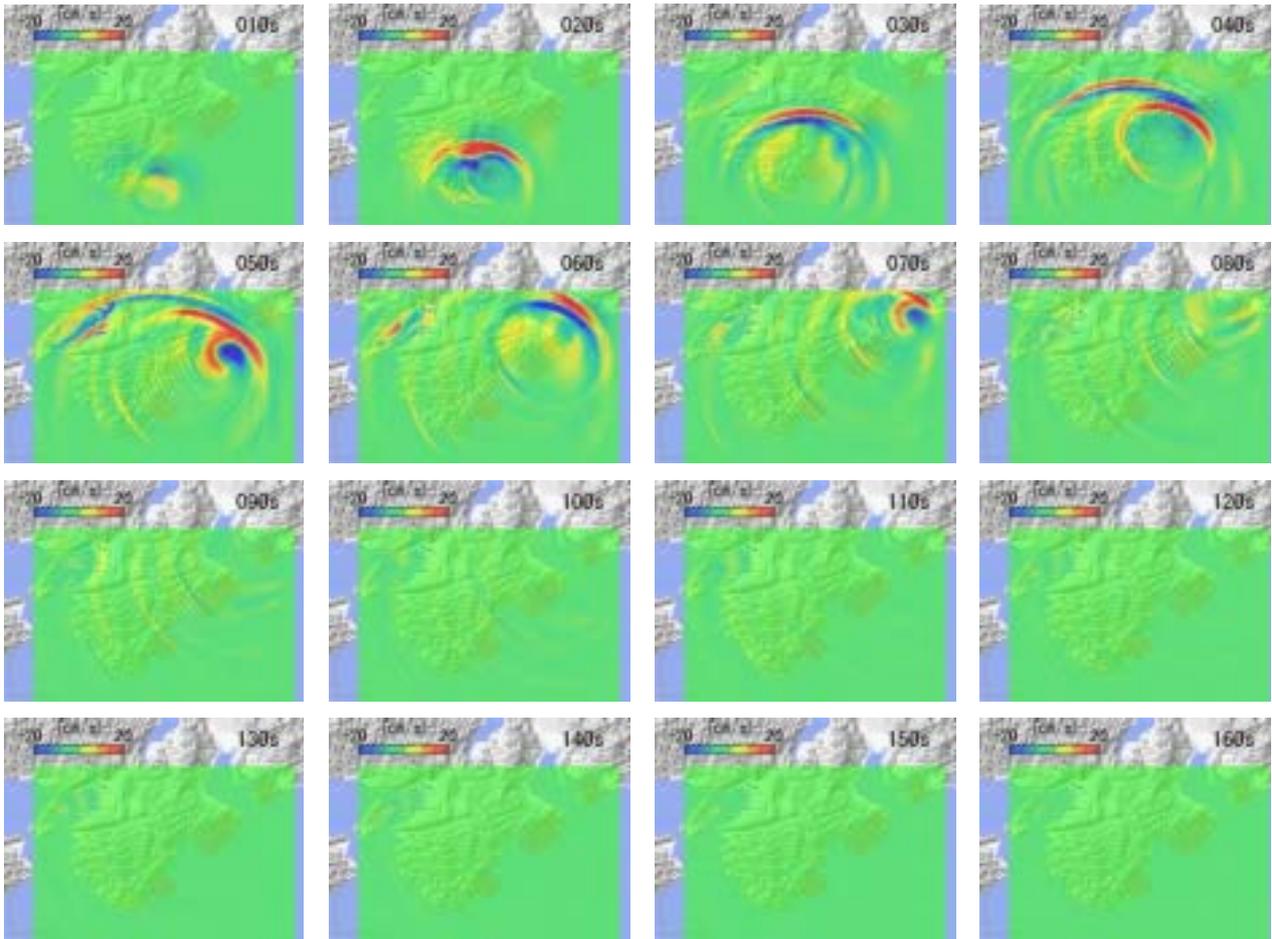


図6 想定東南海地震時のEW成分スナップショット(Filter:0.1 - 0.4Hz)

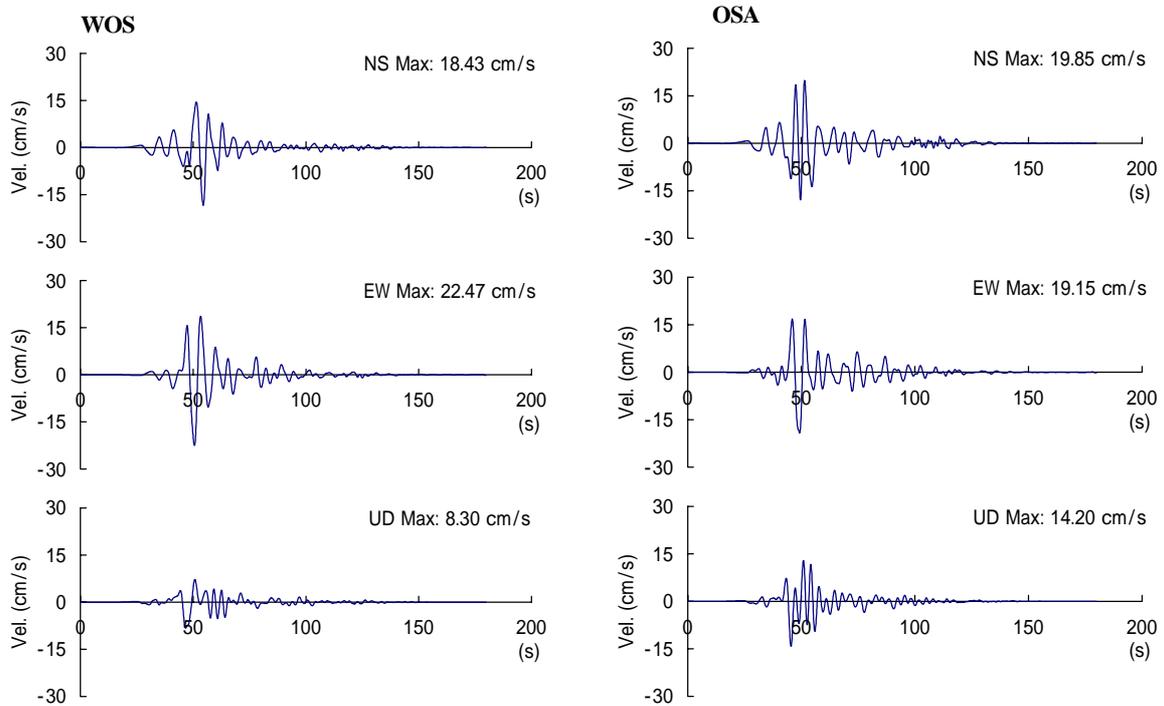
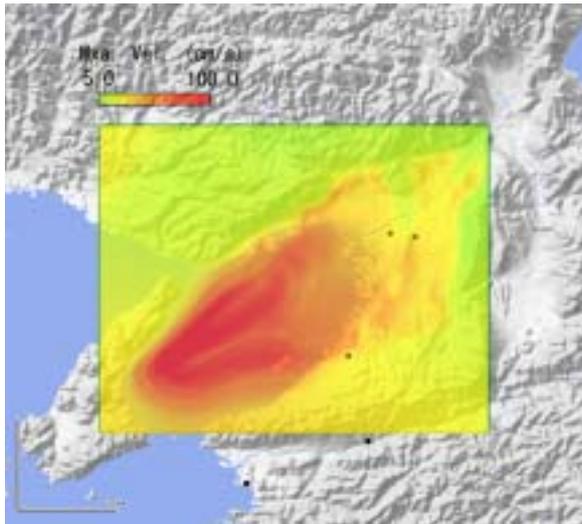
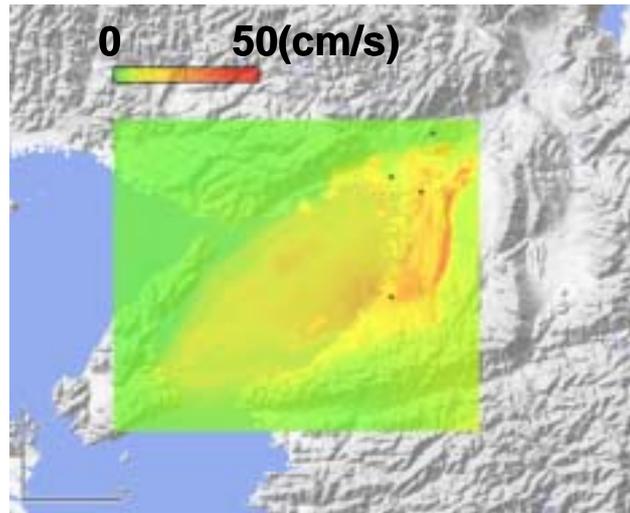


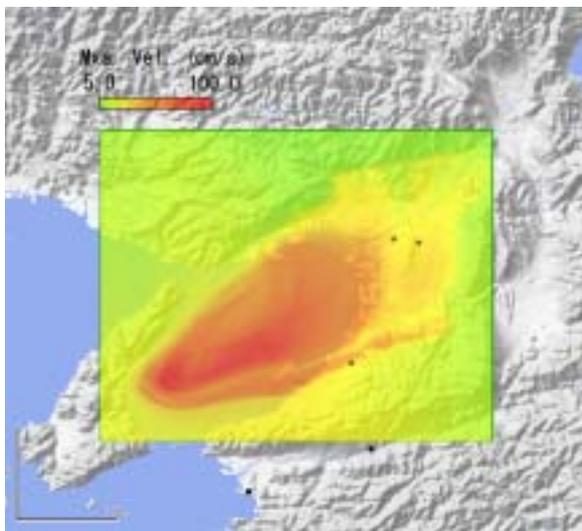
図7 想定東南海地震時のWOS・OSAの速度波形(Filter:0.1 - 0.4Hz)



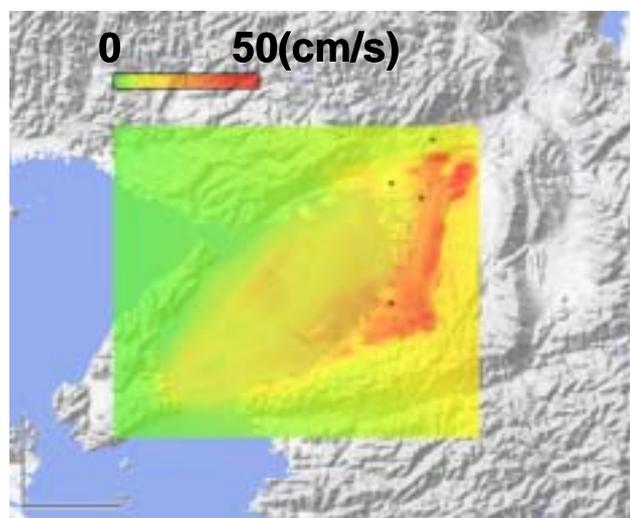
a. NS 成分



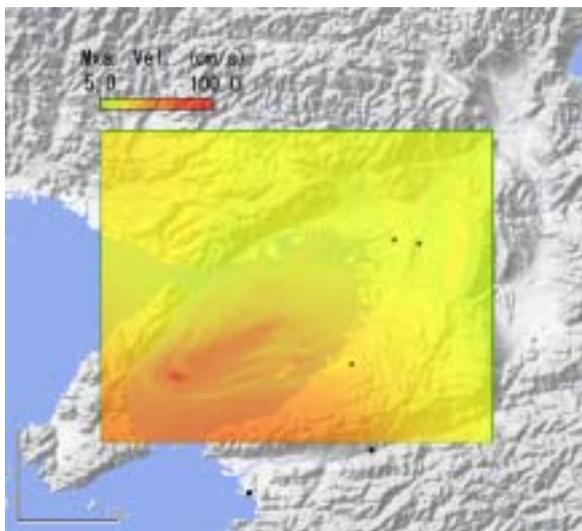
a. NS 成分



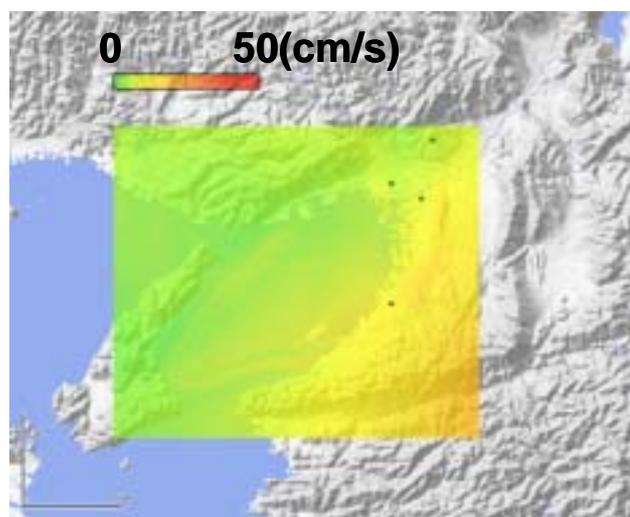
b. EW 成分



b. EW 成分



c. UD 成分



c. UD 成分

图 8 速度最大振幅(南海地震)

图 9 速度最大振幅(东南海地震)

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究では、大阪平野での想定南海地震および想定東南海地震についての強震動予測を行い、地下構造が強震動に与える影響を調べた。その結果、想定南海地震では全体的に見ると基盤岩深度に比例して速度最大振幅も大きくなっているが、EW成分では大阪平野南端において盆地境界に沿って盆地の内側で速度最大振幅が大きくなった。一方、想定東南海地震では上町台地の東側から生駒山地の西端にかけての大阪平野の東側の地域で速度最大振幅が大きくなるという結果を得た。このように大阪平野への地震波の入射方向の違いにより予測される地震動強さの分布が変化し、3次元的な大阪平野の地下構造の影響が現れているものと考えられる。高精度な強震動予測や被害予測を行うためには、今後地震観測記録を使った地下構造モデルの高精度化手法の開発や実在堆積盆地への適用による検証が必要である。

(e) 引用文献

- 1) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, 50, 171-176, 1985.
- 2) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1529-1540, 1977.
- 3) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 4) Ikebe, N and J. Takenaka: Geologic structure of Osaka basin, in Report on land subsidence, Editorial committee for technical report on Osaka land subsidence, 46-88, 1969.
- 5) Nakagawa, K., K. Ryoki, N. Muto, S. Nishimura and K. Ito: Gravity anomaly map and inferred basement structure in Osaka plain, central Kinki, south-west Japan, *J. Geosciences, Osaka City Univ.*, 34, 103-117, 1991.
- 6) Pitarka, A: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68, 1999.
- 7) 市原実: 大阪とその周辺地域の第四紀地質図, *アーバンクボタ*, 31, 1-12, 1991.
- 8) 井上直人, 中川康一, 領木邦宏: 大阪平野の重力異常と基盤構造, *物理探査*, 51, 1-16, 1998.
- 9) 宇佐美龍夫, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1987
- 10) 岩崎好規, 香川敬生, 澤田純男, 松山紀香, 大志万和也, 井川猛, 大西正純: エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, *地震* 2, 46, 395-403, 1994.
- 11) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 江見普: 発破実験より推定される大阪堆積盆地構造, *地震* 2, 43, 527-535, 1990.
- 12) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南莊淳: 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講演論文集, 199-202, 1993.
- 13) 鳥海薫, 竹内吉弘, 大場新太郎, 堀家正則, 井上豊, 馬場研介: 大阪平野の地下構造, *地震* 2, 43, 373-378, 1990.
- 14) 中川康一, 岩崎好規, 横田裕: 弾性波からみた大阪平野の地下, 大阪層群の諸問題, 日本応用地質学会, 90-105, 1989a.
- 15) 中川康一, 三田村宗樹, 中井明彦, 辻彰洋, 岩崎好規: 大阪平野における人工地震観測と地下構造, 日本応用地質学会関西支部研究発表会概要集, 30-33, 1989b.
- 16) 中川康一, 三田村宗樹, 宇田英雄, 宇野康司, 戸田茂, 川崎真治, 横田裕: 生駒断層(大阪平野東

縁) 北部の反射法地震探査, 物理探査学会第 90 回学術講演会論文集, 201-205, 1994.

- 17) 堀川晴央, 水野清秀, 佐竹健治, 関口春子, 加瀬祐子, 杉山雄一, 横田裕, 末廣意匡基, A. Pitarka : 大阪平野の 3 次元地盤構造モデルの作成, 活断層・古地震研究報告, No.2, 291-324, 2002.
- 18) 堀家正則, 竹内吉弘, 鳥海薫, 藤田崇, 横田裕, 野田敏一: 生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査, 地震 2, 48, 37-49, 1995.
- 19) 堀家正則, 竹内吉弘, 今井智士, 藤田崇, 横田裕, 野田敏一, 井川猛: 大阪平野東部における地下構造探査, 地震 2, 49, 193-203, 1996.
- 20) 堀家正則, 竹内吉弘, 藤田崇, 古和田明, 横田裕, 井川猛, 川中卓: 北摂山地と大阪平野境界部の地下構造探査, 地震 2, 51, 181-191, 1998.
- 21) 宮腰研, 香川敬生, 越後智雄, 堀江佳平, 澤田純男: 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その 2), 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, 33-36, 1997.
- 22) 宮腰研, 香川敬生, 趙伯明, 徳林宗孝, 澤田純男: 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その 3), 第 25 回地震工学研究発表会講演論文集, 185-188, 1999.
- 23) 吉川宗治, 野田義之, 寺本光雄, 横田裕, 長尾英, 梶原正章: 大阪市内における反射法地震探査, 物理探査学会第 77 回学術講演会論文集(京都), 114-117, 1987.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
川辺秀憲 釜江克宏 入倉孝次郎	特性化震源モデルを用いた南海地震時の強震動予測	日本地震学会秋季大会、日本地震学会、	平成 14 年 11 月 11 日
川辺秀憲	20XX 年の南海地震を考える, 3 次元差分法による強震動予測	日本建築学会近畿支部耐震構造研究部会シンポジウム、エル・おおさか	平成 14 年 11 月 15 日
Kamae Kawabe Irikura	Prediction of broad-band strong ground motions from large subduction earthquake using a characterized source model	AGU Fall Meeting、Moscone Center (San Francisco)	平成 14 年 12 月 7 日

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

なし

(a) 業務の要約

関東平野や大阪平野等の大規模堆積盆地では、差分法等による低周波数帯 (< 1Hz) での強震動計算が実施されつつある。このような堆積盆地の強震動の主要な構成波群である表面波は、堆積地盤 Q 値の影響を大きく受ける。しかし、低周波数帯での Q 値の測定例はないため、これまでの強震動シミュレーションでは経験的に設定している。この研究では、ボーリング孔中の地表と基盤岩で観測された地震記録 (KiK-net データ) から低周波数帯の Q 値を推定し、より合理的な強震動シミュレーションの 3 次元地下構造モデルの作成に寄与する。

(b) 業務の実施方法

はじめに

地盤における S 波の Q 値は、そこにおける地震動、特に表面波に大きく影響するため (例えば、堀家, 1987) 多くの結果が報告されている。これらについては、工藤 (1976) や福島 (1994) に詳しくまとめられている。初期の研究では、弾性波探査の波形を用いたものが多く、ほとんどが 10Hz 以上の高周波数帯の Q 値であったため周波数依存性についての明確な結論は得られなかった (Kudo and Shima, 1970)。しかし、コーダを用いた伝播経路の Q 値の周波数依存性が示され (Aki, 1980) 地盤 Q 値も、ボーリング孔での地震記録の解析により周波数依存性や地質依存性が確認された (Kobayashi et al., 1992)。

地震動計算法と震源インバージョンの進歩、さらに堆積盆地での 3 次元地下構造調査の進展により、そこでの観測地震動の再現 (Sato et al., 1999; 山田・山中, 2001) や 3 次元地下構造モデルの改良 (川辺・他, 2002) が可能となりつつある。このようなシミュレーションを伴う研究では、地盤 Q 値は、堆積物・堆積環境・堆積年代、深度等に依存するため、測定値を用いるのが適切である。しかし、多くの場合、Q 値は測定値ではなく経験的に与える場合が多い。その原因は、地盤 Q 値の測定にはボーリング孔中の地中と地表での観測地震波形が必要となるが、関東平野や仙台平野以外のほとんどの堆積盆地では、兵庫県南部地震以前にはそのような観測が行われていなかったためである。

兵庫県南部地震以降、堆積盆地での強震動観測は、質・量とも大きく改善した。大阪平野においても、基盤強震ネットワーク (KiK-net) によりボーリング孔中の地表と基盤岩中での地震観測が実施されている。また、このボーリング孔では、検層が行われているため、Q 値を同定する際に必要となる P 波速度や S 波速度に関して、信頼性の高い値を使用できる。このような理由で、KiK-net 観測点の記録を用いれば、信頼性の高い地盤の Q 値を測定できると考えられる。

ボーリング孔中の観測地震動記録を用いた Q 値の推定では、従来 SH 波の垂直入射を仮定したスペクトルフィッティングが多かった。しかし、実際の地震記録には S 波部分にも上下動が存在している。このことは、SH 波と SV 波の地盤への同時入射を考慮して Q 値を推定するほうがより適切であることを示唆している。しかも、スペクトルフィッティングでは、位相情報を用いないため信頼性にややかける。そこで、この研究では SH 波と SV 波の地盤同時入射を考慮して、地表の 3 成分地震波から地中の 3 成分地震波形を最もよく再現するように、遺伝的アルゴリズム (GA) 用いた地盤構造 (特に Q_s 構造) を推定する。この研究では、差分法等によるシミュレーションへの利用を考慮して、その主たる周波数帯である 1Hz より低周波数帯の Q 値の推定を目的とする。このような比較的 low 周波数帯の実体波に対しては、地盤の

ランダムな不均質の影響が小さいため (Horike and Takeuchi, 2000) 波形フィッティングは可能であると考えられる。

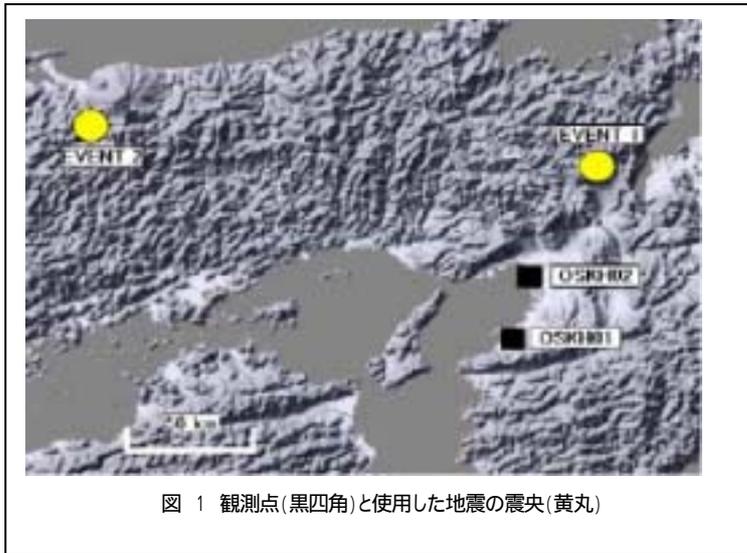


図 1 観測点(黒四角)と使用した地震の震央(黄丸)

観測点と地震記録

観測点は図 1 に示す KiK-net の観測点 OSKH01 と OSKH02 である。KiK-net のウェブサイト公開されている地質柱状図によれば、観測点 OSKH01 では深度 444m まで堆積層、その下が泥岩となり、深度 556m で黒雲母片岩、深度 1340m で花崗閃緑岩となっている。加速度計は、地表と深度 1529m に設置されている。観測点 OSKH02 では、深度 1315m まで堆積層、1565m まで堆積岩類、それ以深では花崗岩

類となっている。加速度計は、地表と深度 2027m に設置されている。加速度計の周波数特性は、0.1Hz ~ 20Hz までほぼ一定である。

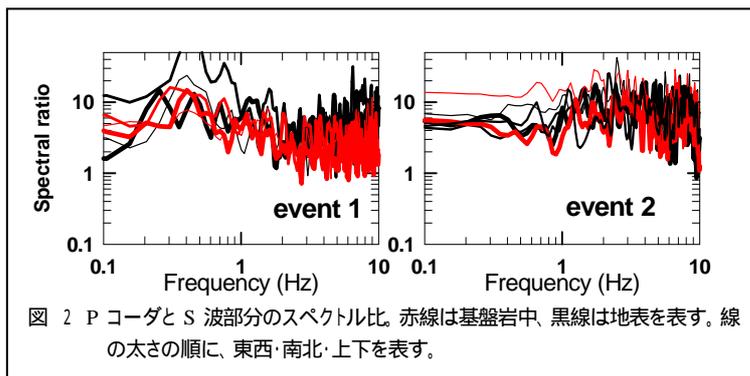


図 2 P コーダと S 波部分のスペクトル比。赤線は基盤岩中、黒線は地表を表す。線の太さの順に、東西・南北・上下を表す。

1 秒より長い周期帯でも十分な S/N 比で有することを P 波の立ち上がり前 10 秒間と P の立ち上がり以降 10 秒間のスペクトル比から調べた。10 倍程度以上となる $M_{jma} > 5$ の地震を 6 個選択した。更に、P 波コーダの影響をできるだけ避けるために、地表の 3 成分と地中の 3 成分全ての P 波コーダ

部分と S 波部分のスペクトル比を計算し、それらが 1Hz 以下でほぼ 3 以上の地震を以後の解析に用いた。この結果、Q 値の推定に使用できる地震は、両観測点とも表 1 に示す 2 地震となった。図 2 に、観測点 OSKH01 におけるこの 2 地震のスペクトル比を示す。

(c) 業務の成果

表 1 Q 値の推定に使用した地震

Event	date (y/m.d)	H (m)	Lat. (deg.)	Lon. (deg.)	Depth (km)	M_{JMA}
1	2000/10.06	13:30	35.3	133.4	10	7.1
2	2001/08.25	22:21	35.1	135.7	10	5.3

同定法

地震波は、基盤岩上面から平面 SH 波と SV 波として入射するとする (図 3)。SH 波入射による水平成分 1S は、地中と地表の観測点間の

伝達関数 R を用いて

$${}^1S^b(f) = R {}^1S^s(f)$$

$$(1)$$

と表せる。また、SV 波入射による水平成分 S_2 と上下動成分 S_3 は、

$$\begin{Bmatrix} {}^2S^b(f) \\ {}^3S^b(f) \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{11} & T_{12} \\ T_{21} & T_{22} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} {}^2S^s(f) \\ {}^3S^s(f) \end{Bmatrix} \quad (2)$$

と表せる。ここで、 f は周波数を表す。上添字 b, s はそれぞれ地中と地表を意味する。SH 波の伝達関数と P-SV 波の伝達関数は、地表と地中の観測点間の地下構造により決まる（例えば、SILVA, 1976）。このため、地表と地中の観測点間の地下構造を推定することは、地表の記録から式 (1) (2) を用いて計算した地中の波形と地中の観測波形との差を最小にする同定問題（インバージョン）となる。既に述べたように、P 波速度、S 波速度、密度は検層により得られているので、主に Q 値を同定することになる。

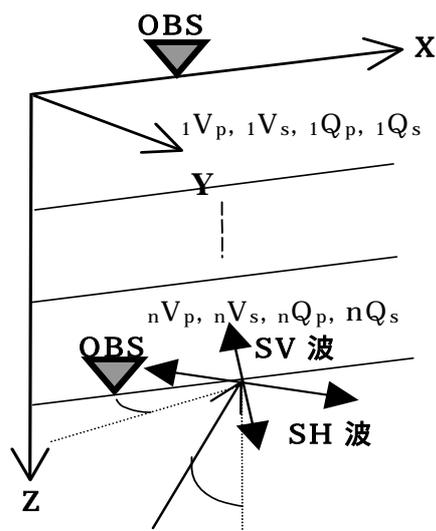


図 3 同定法の模式的説明

式 (1) (2) を用いるためには、観測記録を SV 入射による水平成分、垂直成分と SH 波成分の 3 成分に分離する必要がある。このためには、地中の加速度計が、南北・東西・鉛直の方向に設置されている必要がある。しかし、設置方位は保証されていない。そこで、加藤・他(2001) とほぼ同様の方法で、フィルターを通した地表と孔中の観測波形の相関が最大になるように地中加速度計の方位誤差を推定した。観測点 OSKH01 では北から時計回りに 11 度～14 度の結果が得られたが、観測点 OSKH02 では、堆積層が厚いため方位誤差を推定できなかった。

そこで予備的同定を行い、方位誤差を推定した。具体的には、加速度計設置方位を仮定して後述する同定を行い、観測波形と計算の差が最小となる設置方位から方位誤差を推定した。その結果、観測点 OSKH01 では北から時計回りに 15 度、観測点 OSKH02 では北から時計回りに 30 度であった。

観測点 OSKH01 では、地表と地中の観測波形間の相関により推定した方位誤差とほぼ同じ値が得られたので、予備的同定により得られた観測点 OSKH02 での方位誤差 (30 度) も信頼性があると考えられる。この手法は、地震計の設置深度が大きすぎて従来の方法では設置方位の推定が困難な場合にも使用できるため、設置法誤差の推定法としても有用である。以後の同定では、観測点 OSKH01 では 15 度、観測点 OSKH02 では 30 度とした。なお、鉛直成分は、両観測点とも方位誤差はほとんどなかった。

波形を用いた同定法について述べる。同定するパラメーターは、図 3 に示す各層の P 波速度 (V_p)、S 波速度 (V_s)、P 波の Q 値 (Q_p)、S 波の Q 値 (Q_s) と地震毎の方位角 ϕ と入射角 θ である。但し、P 波と S 波の Q 値についてはそれぞれ、

$$Q_p = D_p V_s f^{N_p} \quad (3)$$

$$Q_s = D_s V_s f^{N_s} \quad (4)$$

と表し、 D_p, D_s, N_p, N_s を地層構成 (大阪層群上・下部、最下部、堆積岩、基盤岩) ごとに GA で同定した。

P 波速度 (V_p)、S 波速度 (V_s) は検層結果があるので、その値を中心とした $\pm 10\%$ の検索範囲と $\pm 20\%$ の検索範囲の同定を試みた。 D_p と D_s 検索範囲を S 波速度の 0.03 倍～0.2 倍とした。方位角の検索範囲は、震央と観測点を結ぶ方位から $\pm 30^\circ$ 、入射角の検索範囲は、 $0^\circ \sim 50^\circ$ とした。世代数は 1000 とした。

式(1)(2)の右辺に地表の観測波形からえられたSH波成分(${}^1S_{obs}^s(f)$)およびSV波入射による水平成分(${}^2S_{obs}^s(f)$)と垂直成分(${}^3S_{obs}^s(f)$)とをそれぞれ代入すれば、ボーリング孔中の3成分周波数応答が計算できる。これらを逆フーリエ変換すれば、バンドパスフィルターを通した3成分波形(${}^1S_{cal}^b(t), {}^2S_{cal}^b(t), {}^3S_{cal}^b(t)$)がえられる。孔中の3成分波形にも同じ周波数帯のバンドパスフィルターを通し、3成分波形(${}^1S_{obs}^b(t), {}^2S_{obs}^b(t), {}^3S_{obs}^b(t)$)を作る。地下構造の同定は、これらを用いた式

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^3 \frac{\sum_{k=1}^m (({}^jS_{obs}^b(t_k) - {}^jS_{cal}^b(t_k))^2)}{\sum_{k=1}^m ({}^jS_{obs}^b(t_k))^2} \quad (5)$$

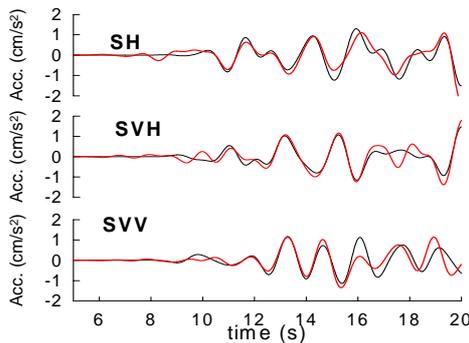


図4 観測波形(赤線)と計算波形の比較

図4は、鳥取県西部地震(表1のNo.2の地震)の計算と観測による波形の比較結果である。SH成分、SV波入射による水平(SVH)上下(SVV)の3成分ともに10秒~17秒付近までよく一致していることがわかる。この観測点における他の地震(表1のNo.1)でも、S波の立ち上がりから5~6秒間は、3成分ともよく一致している。この結果は、S波部分をSH波とSV波入射により評価するのが適切であることを示している。

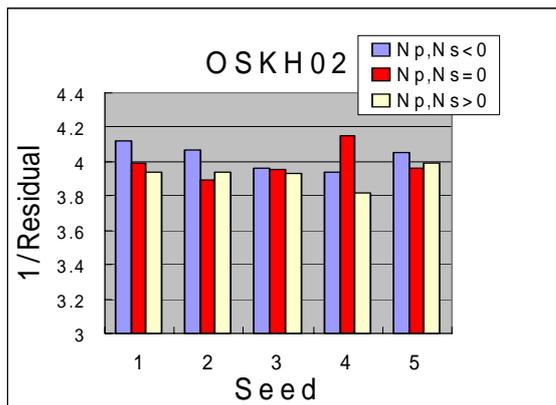


図5 冪乗符号の比較。P波速度S波速度の検索範囲±20%場合

P波速度とS波速度の検索範囲を±10%とした場合でも同様である。また、観測点OSKH01でも、同様の結果を得た。

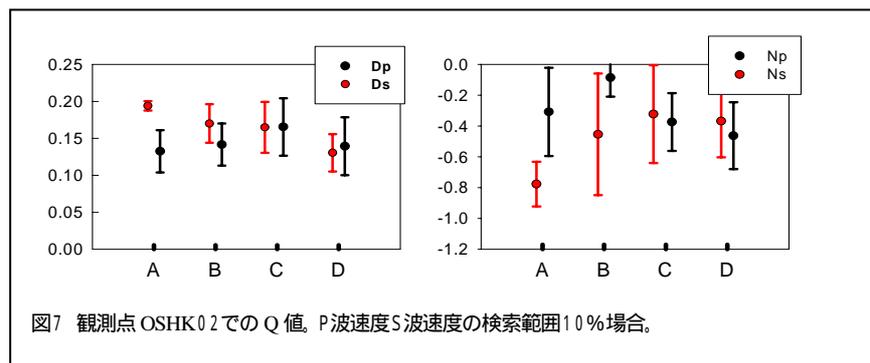
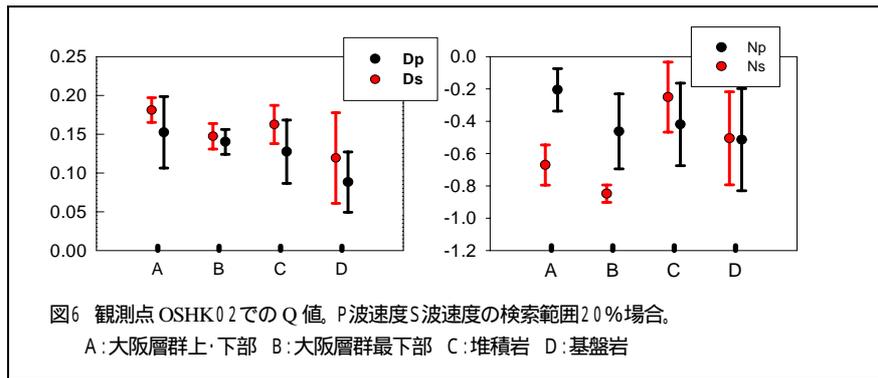
図6は、観測点OSKH02におけるP波速度とS波速度の検索範囲を±20%、 N_p と N_s の検索範囲を

を最小にする条件から得られる。ここで、 n は地震数、 m は波形のサンプル数を表す。今回は、0.01秒間隔で地震によりS波の立ち上がりから500個~800個のサンプル数とした。

実際に同定を行ってみると、方位角は初期乱数に関係なく、ほとんど±2°の精度の範囲内で決まった。また、入射角もかなり狭い範囲(25度~40度)に決まった。そこで、この2パラメーター検索範囲を狭めて再度同定を行った。その結果波形の一致は改良された。

結果

図5は、P波速度とS波速度の検索範囲を±20%とした場合の観測点OSKH02における式(3)(4)の周波数の冪乗 N_p と N_s の符号を調べた結果である。 $-1 < N_p, N_s < 0$ 、 $N_p, N_s = 0$ 、 $0 < N_p, N_s < 1$ の3つの検索範囲に対する5つの初期乱数による同定結果を波形の一致の程度で比較した。横軸に初期乱数、縦軸に式(5)の逆数(観測波形と計算波形の残差の逆数)を示す。この図と表より $-1 < N_p, N_s < 0$ の場合に波形の一致が最も良いことがわかる。つまり、周波数のべき乗は負であることがわかる。この結果は、



っている。図6, 7に示した観測点 OSKH02 と観測点 OSKH01 の Q 値の結果をまとめると、堆積層と堆積岩では、 D_s は0.15~0.2程度、 D_p は0.1~0.15程度である。また、 N_p と N_s は負の値となるが、バラツキが大きく範囲を指定するのは難しい。しかし、強いて行くと N_s で -0.8 ~ -0.4 である。また、地層構成の影響については、誤差も考慮すると傾向を見出すのは難しいが、深くなると堆積層の D_s は小さくなるようにも見える。

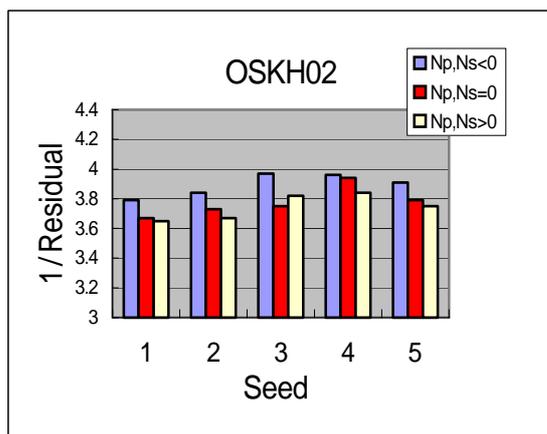


図8 冪乗符号の比較。P波速度S波速度の検索範囲10%場合

はS波の0.05倍~1倍でなく0.15倍~0.2倍であることが確認できる。

(d) 結論ならびに今後の課題

平面 SH 波と SV 波の同時入射を仮定して、ボーリング孔中の地表と基盤岩に設置された加速度計により得られた地震動 S 波部分の 1Hz より低周波数 3 成分記録から、式(3)(4)を仮定し、Q 値を同定した。得られたの結果は以下の2点に要約できる。

- $1 < N_p, N_s < 0$ とした場合の推定した D_p と D_s 及び、 N_p と N_s の平均値とその標準偏差である。堆積層(A,B)と堆積岩(C)の D_s は、その平均値が0.15~0.18である。 D_p の平均値は D_s よりやや小さい。堆積層の N_p と N_s はややまとまりが悪い。図7はP波速度とS波速度の検索範囲を±10%とした場合である。 D_p と D_s は図6とほぼ同様であることがわかる。 N_p と N_s はまとまりが悪く図6の結果とは異なる。

これまで、主に1Hz以上の堆積層の D_s 値は、S波速度(m/s)の0.05倍~0.1倍程度が適当とされてきた。しかし、今回の結果は明らかに大きい。そこで、式(3)(4)の D_p と D_s 検索範囲をS波速度の0.03倍~0.1倍とした場合の同定を行ない、今回得られた D_p と D_s の妥当性を調べた。この場合にも $N_p, N_s < 0$ が波形の一致が最もよい。図6と図8 $N_p, N_s < 0$ の場合の残差の逆数を比較すると、図6の波形の一致度が高いことがわかる。これより、1Hz以下では D_s

(1) 堆積層では、 D_s は0.15~0.2程度、 D_p は0.1~0.15程度である。堆積層の D_s は深くなると小さくなる傾向があるかもしれない

(2) N_p と N_s は負の値であるが、推定値のバラツキが大きい。強いて範囲を特定すると、堆積層の N_s は0.8~0.4である。

また、副産物として、今回使用した同定法は地中設置地震計の方位誤差の推定法としても有用であることもわかった。

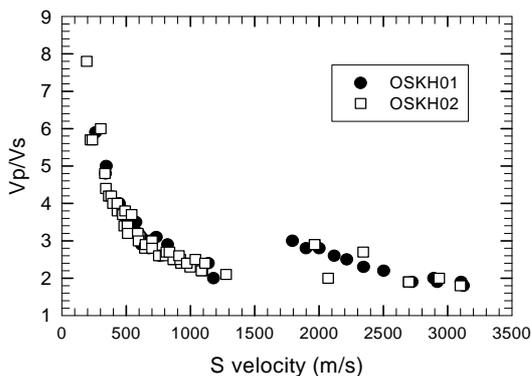


図9 2観測点の検層によるP波速度とS波速度の関係

解決すべき問題の一つは、 N_p と N_s の推定値の信頼性の向上(あるいは、バラツキの減少)である。バラツキの原因の一つは推定するパラメーターが多すぎる点にある可能性がある。図9は、2観測点の測定されたP波速度とS波速度の関係を示したものである。この図から、S波速度が1500m/sを境に異なる回帰式となるが、S波速度が決まればP波速度もかなりの精度で決まることがわかる。この関係を同定に導入すれば、P波速度を変数にする必要がなくなるため、 N_p と N_s の推定値のバラツキを小さくできる可能性がある。

一般にS波部分に対するP波速度構造や Q_p の影響は小さい。このため推定した Q_p も信頼性がない可能性がある。 Q_p の感度テストにより信頼できる結果であるかどうかを明らかにすることも必要である。

(e) 引用文献

- 1) Aki, K.: Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, J. Geophys. Res., 85, 6496-6504, 1980.
- 2) 福島美光, 翠川三郎: 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価、日本建築学会構造系論文集、No.460、37 - 46, 1994 .
- 3) 堀家正則: 複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の地震動の特性、地震 第2輯、49, 247-289, 1987.
- 4) 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., 90, 48-65, 2000.
- 5) 加藤研一, 山添正稔, 武村雅之: 中国・四国地方を対象としたKiK-net 地中埋設地震計の設置方位の推定 鳥取県西部地震、芸予地震の強震記録に基づく検討、地震第2輯、54, 421-429, 2001.
- 6) 川辺秀憲, 堀家正則, 日下部馨: 震源インバージョンと地震動有限差分シミュレーションを用いた大阪平野地域の三次元地下構造モデル、日本建築学会構造系論文集 552, 93-100, 2002.
- 7) Kobayashi, K., M. Amaike, and Y. Abe: Attenuation characteristics of soil deposits and its formulation, Proc. of international symposium on the effects of surface geology on seismic motion, 1, 269-274, 1992.
- 8) Kudo, K., and E. Shima: Attenuation of shear waves in soil, Bull, Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48, 145-158, 1970.
- 9) 工藤一嘉: 波動の減衰測定 野外実験、地震の生成伝播に関する実験 20年の成果 地震探鉱実

験グループ,177 182, 1976 .

- 10) Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville: Three-dimensional finite-difference simulation of long-period strong motions in the Tokyo Metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (M_j 5.1) and the great Kanto earthquake (M_s 8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 579-607, 1999.
- 11) Silva. W.: Body waves in a layered anelastic solid, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1539-1554, 1976.
- 12) 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_{JMA} 4.1) を用いた検討 地震2輯、53、313 324, 2001 .

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2)口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
堀家正則	KiK-net データを用いた大阪平野地盤のQ値	日本地震学会 2002 年度秋季大会、 日本地震学会、パシフィコ横浜会議センター（横浜市）	2002 年 11 月 13 日

(2-4) 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～

長郁夫 (財団法人 地域 地盤 環境 研究所)

cho@geor.or.jp

鶴来雅人 (財団法人 地域 地盤 環境 研究所)

turugi@geor.or.jp

岩田知孝 (京都大学防災研究所)

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

香川敬生 (財団法人 地域 地盤 環境 研究所)

kagawa@geor.or.jp

(a) 業務の要約

地盤構造モデルに基づくサイト増幅特性評価の有効性を検討するため、大阪堆積盆地で観測された地震波形データから得られた経験的サイト増幅特性と観測点直下の1次元速度構造によるS波の重複反射理論により計算された理論的サイト増幅特性とを比較した。0.5-10Hz程度の周波数帯域で両者のスペクトルの概観および絶対値で比較的良好な対応が見られた。理論計算に用いた堆積層の速度構造は、深さ数十mまでの浅部の詳細な検層データ(浅部構造)と地震基盤までの大局的な速度構造モデル(ここでは深部構造と呼ぶ)を合成したものである。理論的サイト増幅特性の分析結果によれば、大枠としてはこの2つのスケールの速度構造を与えることにより理論的なサイト増幅特性の適切な評価が可能と期待される。なお本研究で見られた理論的サイト増幅特性の基礎的な特徴は次のようになる。すなわち、1Hz程度よりも低周波数側では、理論的サイト増幅特性は深部構造により特徴付けられる。1Hz程度よりも高周波数側では、深部構造がスペクトルのトレンドを与え浅部構造が意味のある起伏を与える。したがって我々は深部構造と浅部構造の両方のスケールで速度構造を把握しなければならない。また高周波数側におけるスペクトルのトレンドを決定するためには深部構造の減衰構造を精度良く把握する必要がある。

(b) 業務の実施方法

はじめに

本研究の目的は、大阪盆地内で既に得られている速度構造を用いてサイト増幅特性を予測できる可能性について検討することである。この目的のために本研究では実データを解析して得られたサイト増幅特性(経験的サイト増幅特性と呼ぶ)とサイト直下の構造を用いて理論的に計算されたサイト増幅特性(理論的サイト増幅特性と呼ぶ)とを比較する。経験的サイト増幅特性としては、鶴来他(2002)を参考とする。彼らは大阪盆地とその周辺部の全32観測点(強震ネット(K-NET)の観測点9点、関西地震研究協議会(関震協)の観測点23点)で経験的サイト増幅特性を評価している。今回は、理論的サイト増幅特性の基礎的特徴の把握という観点からそのうちの1観測点(森河内, MRG)に着目して検討する。

経験的サイト増幅特性の評価手法

サイト増幅特性とは、地震基盤から堆積層に入射する地震波と堆積層を通過して地表で観測される地震波をそれぞれ入出力とする線形システムにおける伝達関数の振幅スペクトルである。したがって周波数領域では、(サイト増幅特性) = (観測スペクトル) / (基盤スペクトル)と表すことができる。ここで観測スペクトルは地表面で記録された地震波に対応するフーリエ振幅スペクトル、基盤スペクトルは基盤から堆積層に入射する地震波に対応するフーリエ振幅スペクトルである。なお慣習的には地表面の影響を除いたもの(増幅率を1/2倍する)をサイト増幅特性と呼ぶことも多い。

鶴来他(2002)では基盤スペクトル $A(f)$ は地震の特性や基盤の物性を表すパラメータを用いて次式により理論的に算出される。

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

、 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、内部減衰を表す。式(1)から明らかなように、鶴来他(2002)による基盤スペクトルは点震源から放射される S 波の遠方項(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(2002)は式(1)において $\beta = 3600$ m/s、 $R=0.63$ 、 $F_S=2$ 、 $P_R=1$ と設定し、 $S(f)$ として f^{-2} 則にしたがう震源スペクトルを仮定している。高域遮断フィルター $P(f)$ は、現状では生成要因他の不明点が多いとして考慮していない。本研究では $R=0.63$ という設定について考察の項で検討する。

鶴来他(2002)は対象観測点の水平 2 方向の観測波形それぞれに対応するフーリエスペクトルの 2 乗和の平方根を観測スペクトルとしている。それを基盤スペクトルで除す。この作業を多数の地震について繰り返し、最終的にはそれらの平均をもって対象地点での経験的サイト増幅特性としている。

観測スペクトルを算出する際にはフーリエスペクトルに平滑化ウィンドウが適用されている。この平滑化ウィンドウは、周波数依存のウィンドウ幅にわたり均等な重みで平均するようなタイプのものである。ウィンドウ幅 $W(f)$ は次式で表される。

$$W(f) = \begin{cases} A & f < f_i \\ B(f - f_i) + A & f \geq f_i \end{cases} \quad (2)$$

ただし、 $B = A / f_i$

この平滑化ウィンドウは低周波数側における過度の平滑化を抑制するために効果的である。とはいえ、他の種類の平滑化ウィンドウと同様、平滑化の度合を調節するパラメータの取り方には任意性がある。鶴来他(2002)の解析では $(A, B, f_i) = (0.07, 0.5, 0.15)$ と設定されている。理論的サイト増幅特性との比較においてこの設定値が持つ意味を考察の項で検討する。

理論的サイト増幅特性の評価手法と速度構造

理論的サイト増幅特性は SH 波の重複反射理論により計算する。理論計算は斎藤(1979)のアルゴリズムに基づくフォートランサブルーチン(Saito, 1988)による。鶴来他(2002)の解析結果と比較するために地表面の影響を除く意味で計算結果を 1/2 倍した後彼らが用いた平滑化ウィンドウを適用する。この時式(2)のパラメータ A, B, f_i も同じ値に設定する。

理論計算のためにはサイト直下の速度構造が必要となる。現時点では以下の資料が入手可能である。

深部構造

香川他(1993)は大阪盆地の大局的な 3 次元速度構造を堆積層境界深度モデルとしてモデル化した。このモデルでは地表面から S 波速度 3200 m/s の基盤層までの堆積層が 3 層に分割されている(表 1)。3 層に分割することの妥当性については香川他(1998)で詳しく検討されている。各層境界の深度は、空間的に滑らかに変化するように、2 次元 3 次 B スプライン関数でモデル化されている(この大局的な堆積層構造

のモデルを本研究では深部構造と呼ぶ)。具体的には、大阪盆地を含む 72 km × 72 km の対象領域は 12 km × 12 km の大きさで 6 × 6 個の領域に分割され、隣り合う領域が滑らかにつながりかつデータ値との 2 乗誤差が最小になるようにスプライン係数が決定されている。

大阪盆地内部およびその周辺部における速度構造データの集積によりモデルはしばしば更新されており、任意の地点における各層の境界深度を計算するプログラムも配付されている。本研究で用いるモデルは宮腰(1999)により更新されたモデルである。大阪盆地中央部および大阪湾では構造探査が密に行われているためモデルは信頼性が高い。しかし盆地外縁部では精度が低下するのでその使用にあたっては注意が必要である。

鶴来他(2002)により評価された経験的サイト増幅特性は地表面のスペクトルに対する S 波速度 3600 m/s の地震基盤における基盤スペクトルの比であるから、彼らの解析結果と直接比較するためには、理論的サイト増幅特性はここでとりあえげる深部構造のようなスケールで地震基盤までの構造を考慮して計算する必要がある。

表 1
深部構造の物性値

	P 波速度[m/s]	S 波速度[m/s]	密度[g/cm ³]
1 層目	1600	350	1.7
2 層目	1800	550	1.8
3 層目	2500	1000	2.1
基盤層	5400	3200	2.7

検層に基づく浅部構造

K-NET の観測点では地表から 20m 程度の深さまで速度および密度検層が行われている。関震協の観測点では、千早(CHY)、神戸大学(KBU)、本山(MOT)、森河内(MRG)でそれぞれ 15m、53m、270m、26m 程度の深さまで速度および密度検層が行われている(MOT における検層資料は、(財)原子力発電技術機構(2001)に拠る)。このうち MOT では深さ 70m から 220m 程度、MRG では深さ 5m から 20m 程度で減衰定数が測定されている。なお上記の MOT ではかなり深くまで検層が行われており、検層の最深部は上記の深部構造における 2-3 層境界の深度程度に対応する。本研究では浅部構造として深さ数十 m 程度までを想定する一方深部構造としては堆積層と地震基盤の境界深度までの平均的な堆積層構造を想定している。MOT の検層は地震基盤まで達していないことおよび深部は周囲を含めた平均的構造ではなく検層孔一点におけるデータであることから、ここでは MOT の検層データを浅部構造として扱うことにする。

上記以外の関震協の観測点では速度検層は行われていない。しかし大阪盆地およびその周辺部には多数の速度検層孔があるから(図 1(左))、関震協の観測点の近くで類似の土質構造を有する孔を抽出すれば、そのデータを利用できるだろう。例えば上記の 4 観測点(CHY, KBU, MOT, MRG)を除く関震協の観測点から 2 km あるいは 1 km 以内にある検層孔は 5 点あるいは 3 点ある(同図(中)、(右))。ここでは観測点までの距離が 2 km 以内かつ大阪府(1997)による想定標準地震動設定におけるゾーン区分が等しい場合、その検層孔のデータを観測点の浅部構造として代用することにする。これらの検層孔では密度検層が行われていないので、密度は Ludwig et al.(1970)の経験式により S 波速度から推定して与える。

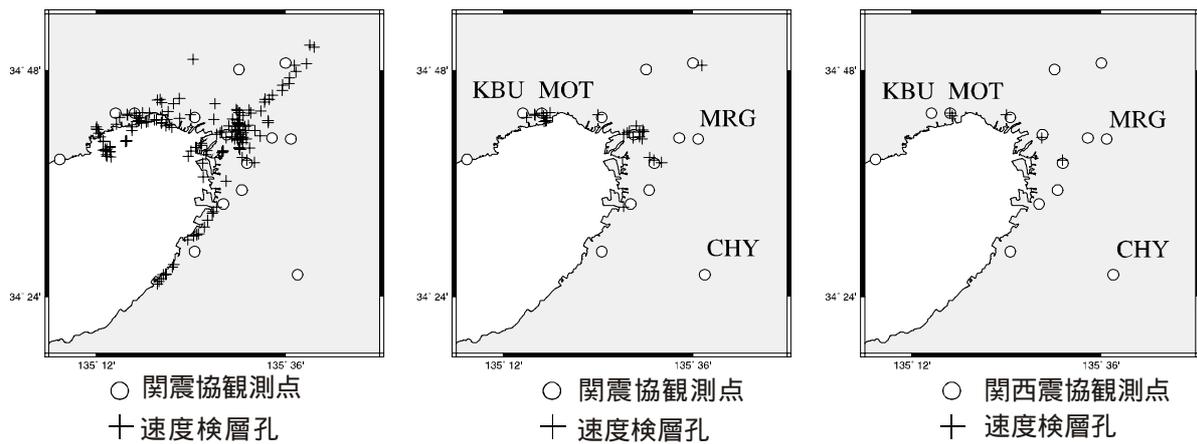


図 1 関震協の観測点と速度検層孔(関西地盤情報活用協議会の陸域データベース)の分布。全速度検層孔(左)、関震協の観測点から 2 km 以内にある検層孔(中央)、関震協の観測点から 1 km 以内にある検層孔(右)を示す。

図 2 および表 2 に示すように、鶴来他(2002)の経験的サイト増幅特性と比較検討できる観測点のうち速度構造の情報として深部構造と浅部構造が決まっているのは全部で 12 観測点、深部構造があり近くの検層データを浅部構造として代用するのは 5 観測点、深部構造しか情報がないのは 4 観測点となる。図 3 に観測点の分布を示す。

深部構造 + 浅部構造

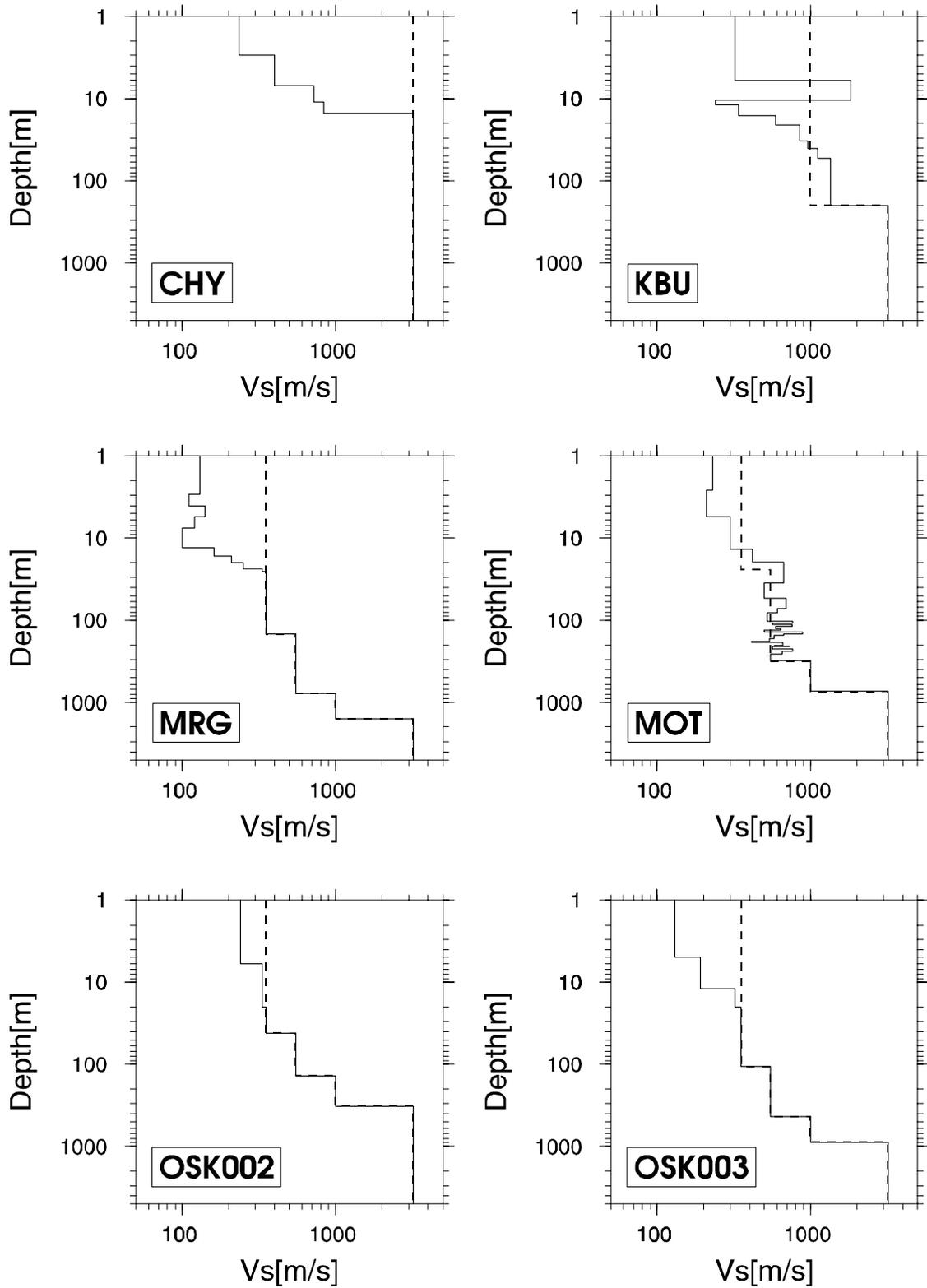


図2 各観測点におけるS波速度構造。点線は深部構造を示す。

深部構造 + 浅部構造

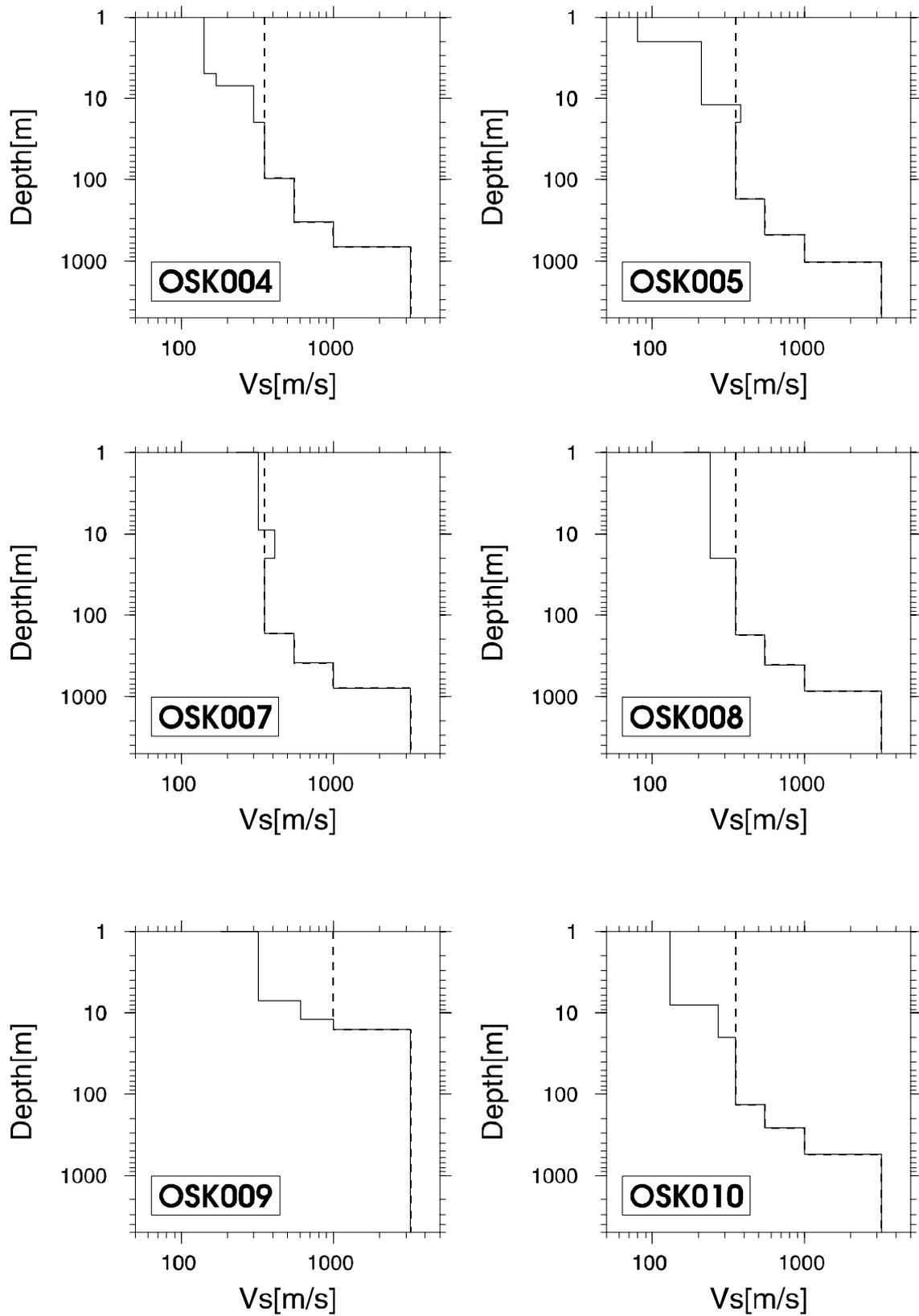


図2 続き

深部構造 + 浅部構造 (近くの検層データを代用)

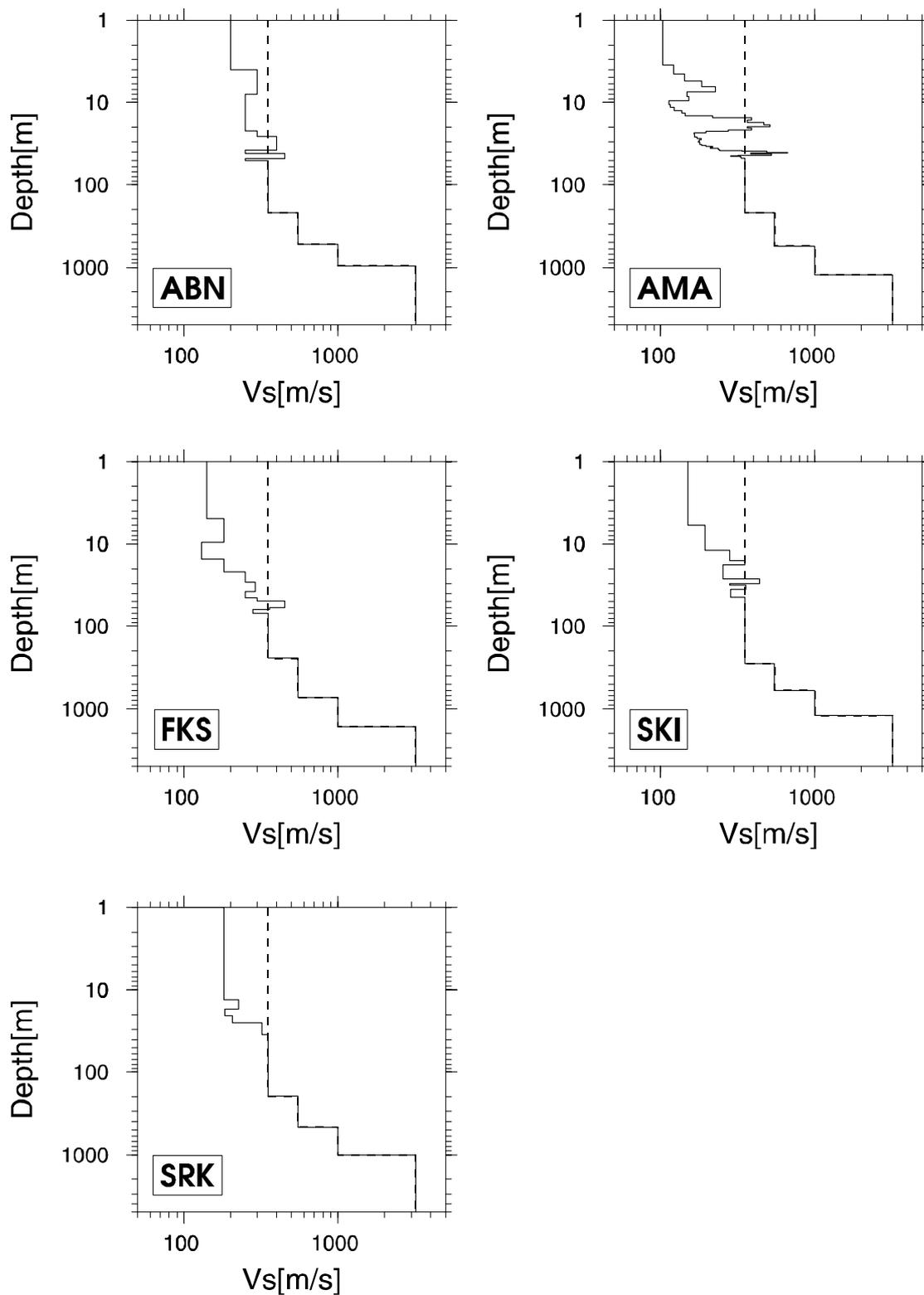


図2 続き

深部構造のみ

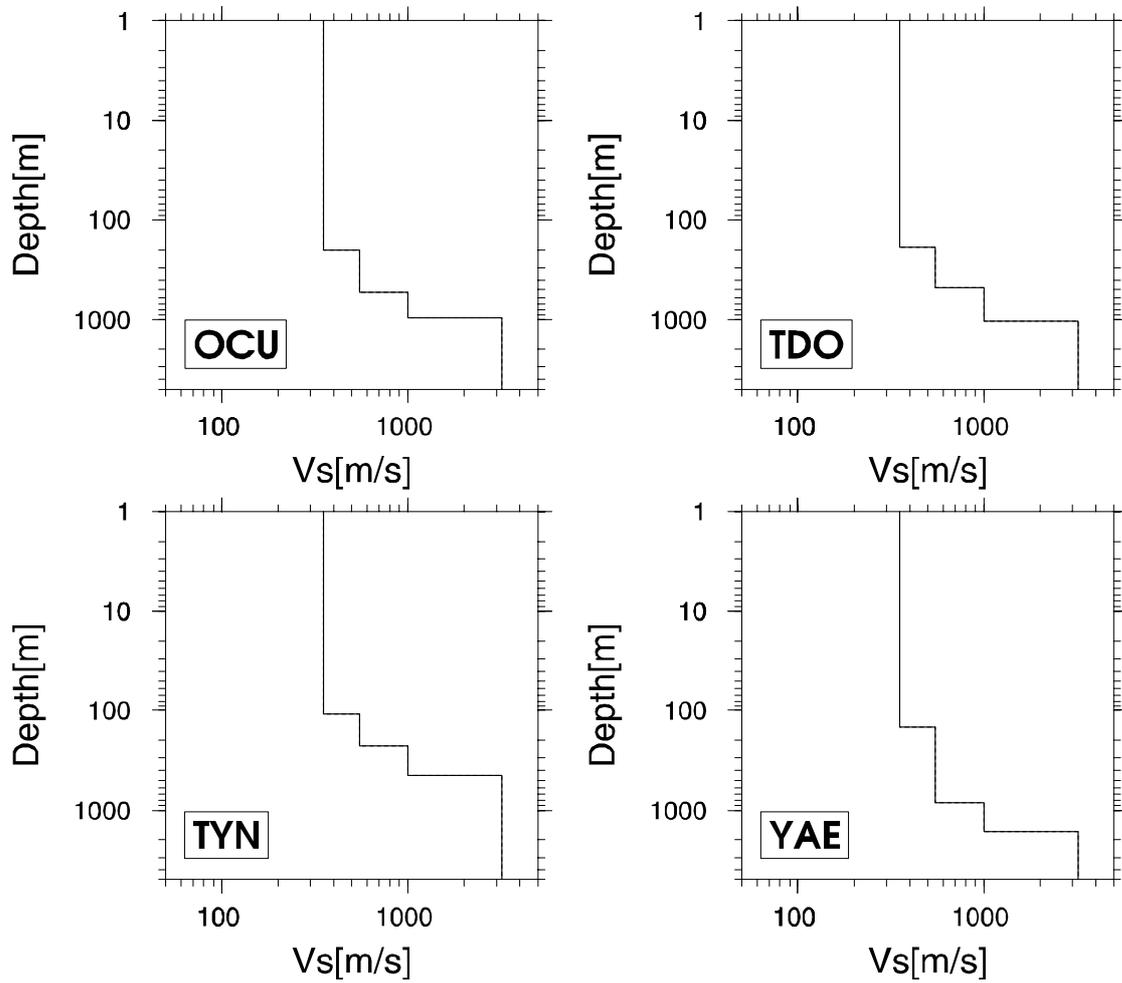


図2 続き

表2
観測点ごとの速度構造の情報

速度構造の情報	観測点コード
深部構造, 浅部構造	CHY, KBU, MOT, MRG, OSK002-OSK010 (OSK006 を除く)
深部構造, 浅部構造(近くの検層データを代用)	ABN, AMA, FKS, SKI, SRK
深部構造のみ	TDO, TYN, YAE

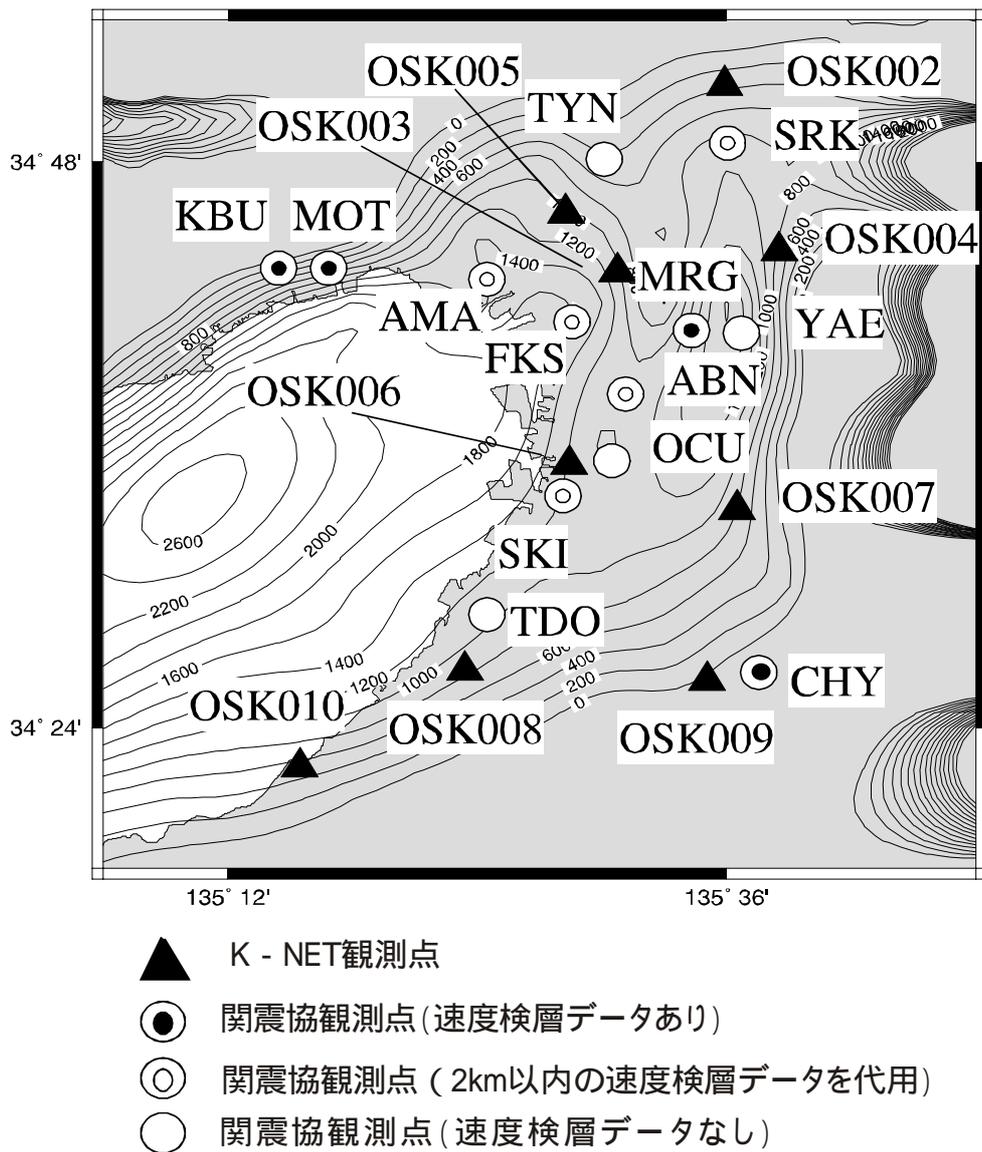


図3 観測点の分布。コンタは深部構造による基盤深度[m]を表す。

これらの観測点のうち MOT および MRG は理論的サイト増幅特性を計算するために最も条件が良い。いずれも詳細な密度および速度検層がなされており減衰定数も測定されている。ここでは理論的サイト増幅特性の基礎的特徴および経験的サイト増幅特性との比較について、MRG の場合を例として解説することにする。

(c)業務の成果

結果

理論的サイト増幅特性の基礎的特徴

図4はMRGの理論的サイト増幅特性で、速度構造として深部構造、浅部構造、およびそれらを合成した構造(それぞれ表3-5)を用いた場合の計算結果の比較である。減衰定数は浅部構造については実測に基づく値であり、深部構造については後述の手順で定めた値である。同図(左)を見ると、深部の平均的な

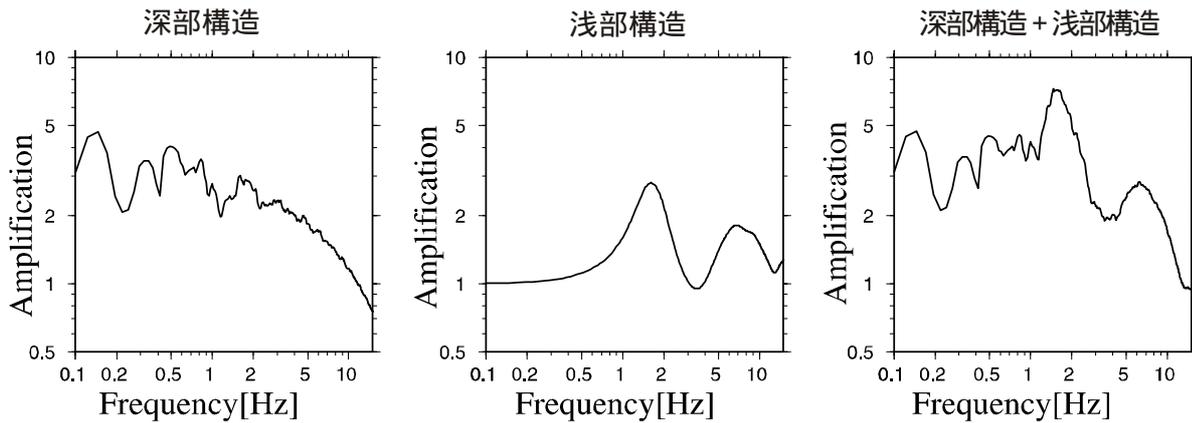


図 4 MRG の理論的サイト増幅特性。深部構造(左)、検層に基づく浅部構造(中央)、および深部構造と浅部構造を合成した構造(右)をそれぞれ用いた場合の計算結果を示す。

表 3

MRG の深部構造

層厚[m]	S 波速度[m/s]	密度[g/cm ³]	減衰定数[%]
145.	350.	1.7	1.0
636.	550.	1.8	0.5
810.	1000.	2.1	0.5
-	3200	2.7	0

表 4

MRG の浅部構造

層厚[m]	S 波速度[m/s]	密度[g/cm ³]	減衰定数[%]
1.0	80.	1.80	1.0
1.9	130.	1.78	1.0
1.1	110.	1.48	1.0
1.5	140.	1.90	3.0
2.0	120.	1.73	3.0
5.5	100.	1.54	3.0
3.3	160.	1.66	3.0
3.6	210.	1.84	3.0
2.4	250.	1.87	2.0
1.5	250.	1.90	2.0
-	330.	2.00	0

表5

MRGの深部構造と浅部構造を合成した構造

層厚[m]	S波速度[m/s]	密度[g/cm ³]	減衰定数[%]
1.0	80.	1.80	1.0
1.9	130.	1.78	1.0
1.1	110.	1.48	1.0
1.5	140.	1.90	3.0
2.0	120.	1.73	3.0
5.5	100.	1.54	3.0
3.3	160.	1.66	3.0
3.6	210.	1.84	3.0
2.4	250.	1.87	2.0
1.5	250.	1.90	2.0
1.9	330.	2.00	2.0
119.3	350.	1.7	1.0
636.	550.	1.8	0.5
810.	1000.	2.1	0.5
-	3200	2.7	0

構造を表す深部構造は低周波数側で理論的サイト増幅特性のスペクトルに有意な起伏を与えるが、高周波数側では平滑化の影響で滑らかなトレンドを与えるにすぎないことが分かる(ここでいう高周波数側、低周波数側とは1 Hz程度を境界として考えている)。これに対し、検層に基づく浅部の詳細な速度構造を用いて計算された理論的サイト増幅特性は低周波数側ではほぼ1となり高波数側で意味のある起伏を与える(同図(中央))。深部構造と浅部構造の両者を結合した構造の理論的サイト増幅特性は、大局的には、それぞれの増幅特性の積とみて良さそうである(同図(右))。まとめると、「低周波数側では、理論的サイト増幅特性は深部構造により特徴付けられる。高周波数側では、深部構造がトレンドを与え浅部構造が意味のある起伏を与える」というような見方ができそうである。

深部構造による低周波数側の起伏と浅部構造による高周波数側の起伏を比較すると、深部構造のほうがピークの絶対値が大きい。深部構造の場合ピークは5倍程度となるが、浅部構造では3倍程度である(それぞれ図4(左)、(中央))。その理由としては、深部構造が堆積層-基盤の層境界を含むことがあげられる。つまり、堆積層と基盤の層境界のインピーダンスが浅部の層境界のそれと比べてかなり大きいということである。

深部構造は、スペクトルにトレンドを与えるという意味で、高周波数側でも理論的サイト増幅特性に強い影響を及ぼすといえる。このトレンドは減衰定数に敏感である。図5に見られるように、減衰定数

が大きいと、周波数が高くなるとともに増幅率が急激に小さくなる。層内に含まれる波の数が周波数に比例するために高周波数帯域ほど減衰の影響を強く受けるからである。一方浅部構造の減衰特性が理論的サイト増幅特性に与える影響は、0.5-10 Hz 程度の周波数帯域では、深部構造が与える影響と比較してあまり強くない(図6)。

図5が示す通り理論的サイト増幅特性に及ぼす深部構造の減衰特性の影響はスペクトルの概観を大きく変えるほど強い。しかし現状では減衰特性に関するデータは少なく、MOTで深部構造の2層目中ほどから2-3層境界程度までの深さで減衰定数が測定されている他は、MRGのごく浅部(5-20m程度)で測定されているのみである。そこで本研究では深部構造の各層に対応する減衰定数を、MRGの浅部およびMOTの中深部で得られている減衰定数を参考としながら自然な値となるように推定し、最終的には、MRGにおける理論的サイト増幅特性が鶴来他(2002)による経験的サイト増幅特性と良く一致するように調整することにした。MOTにおける土質試験によれば、深さ72mから221m程度までの減衰定数は 10^{-5} から 10^{-4} 程度のひずみに対し0.5%から2.5%程度の範囲にある。MRGにおける土質試験によれば、深さ5mから20m程度における減衰定数は 10^{-5} から 10^{-4} 程度のひずみに対し1-3%程度の範囲にある。深部構造の減衰定数を変えながら理論的サイト増幅特性を計算して経験的サイト増幅特性と比較することにより大枠で調整した結果、深部構造の1、2、3層目の減衰定数はそれぞれ1%、0.5%、0.5%となった。このようにして得られたMRGの最終的な速度構造が表5である(浅部構造の減衰定数には実測値をそのまま用いている)。

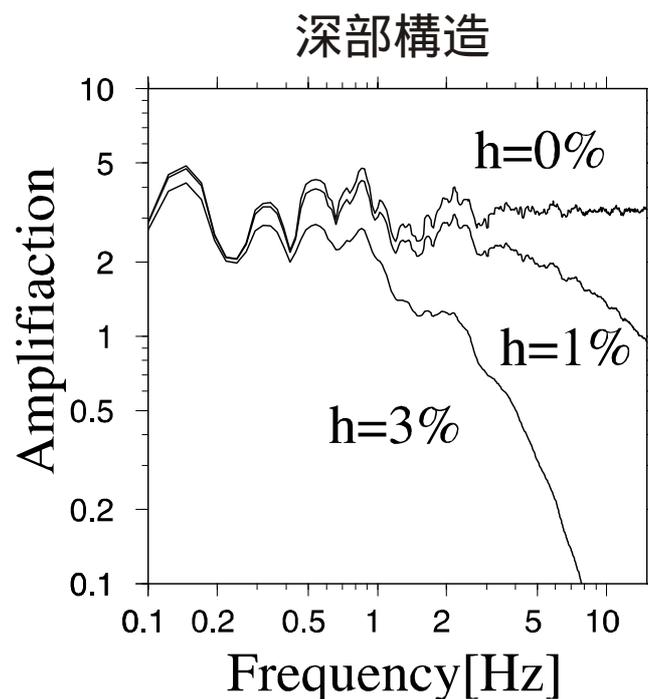


図5 深部構造を用いて計算したMRGの理論的サイト増幅特性。各層の減衰をすべてh=0%、1%、3%とした場合の計算結果を示す。

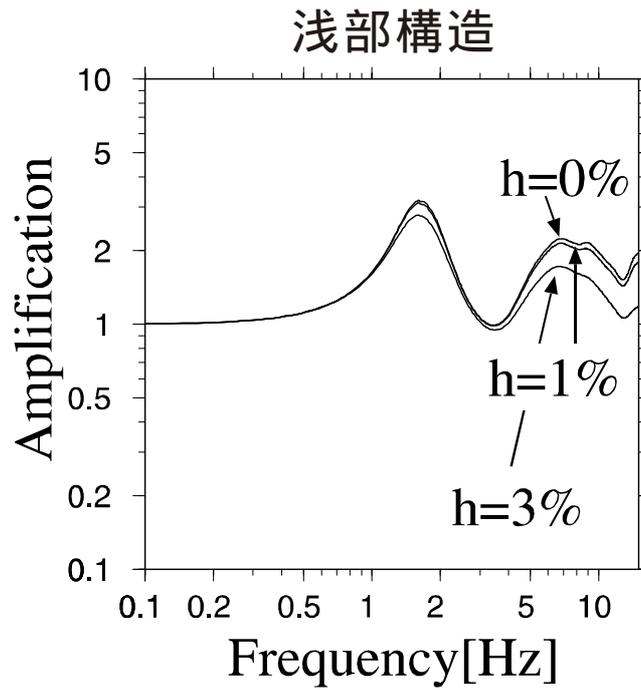


図6 浅部構造を用いて計算したMRGの理論的サイト増幅特性。各層の減衰をすべて $h=0\%$ 、 1% 、 3% とした場合の計算結果を示す。

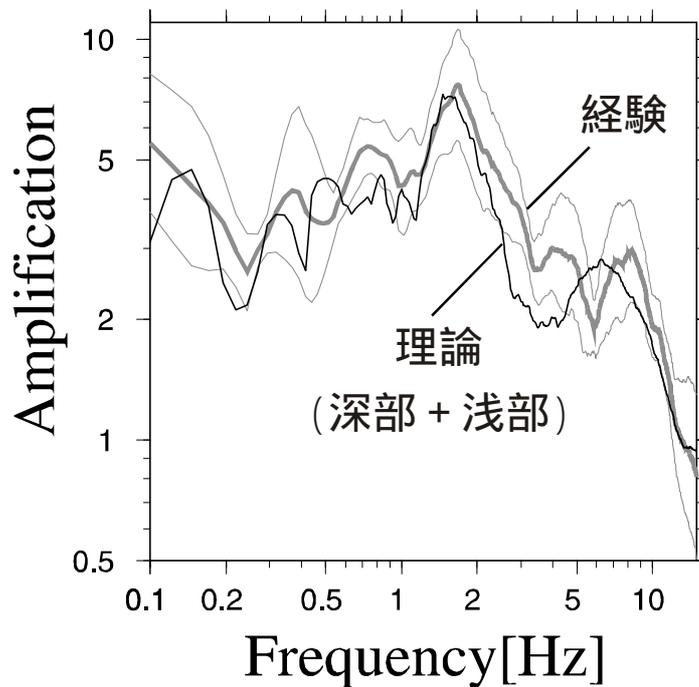


図7 MRGにおける理論的サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性の比較。経験的サイト増幅特性における細線は標準偏差を示す。理論的サイト増幅特性の計算には深部構造と浅部構造を合成した構造(表5)を用いている。

図7は表5の速度構造を用いて計算した理論的サイト増幅特性と経験的サイト増幅特性との比較である。ただし同図に示される経験的サイト増幅特性は鶴来他(2002)と同じものではない。鶴来他(2002)は40秒間の波形を用いて経験的サイト増幅特性を評価しているが、ここで示す経験的サイト増幅特性は、S波以外の位相の混入を避けるべくS波到達前後から7秒間の波形を抽出して再解析されたものである。同図から、2 Hz程度のピークについては卓越周波数、絶対値ともに理論は経験と良く一致することが分かる。細部(例えば経験的サイト増幅特性の0.5 Hz、0.8 Hz、10 Hz程度にみられるピーク等)には若干の相違があるが、スペクトルの概観は絶対値を含めて互いに良く似ている。この結果からは、堆積層-地震基盤境界までの平均的な堆積層構造を表す深部構造と検層による浅部構造を用いればサイト増幅特性を予測できる可能性が期待される。

MRG以外の観測点における理論的サイト増幅特性

上の項で述べたように、図7に示されるMRGの経験的サイト増幅特性は、S波部分の抽出に注意を払って鶴来他(2002)の評価を再検討したものである。図8に示すように、再解析結果は以前の結果と比べて増幅率が小さくなっている。特に5Hz以下の周波数帯域では以前の結果の30-70%程度となっている。MRGでは5Hz以下の周波数帯域で表面波の寄与が急激に増大する可能性が示唆される。MRG以外の観測点の場合でも表面波が励起されやすい地点であれば同様の再解析により増幅率が減少する可能性があるが、ここでは参考として鶴来他(2002)による経験的サイト増幅特性を理論的サイト増幅特性と比較する。

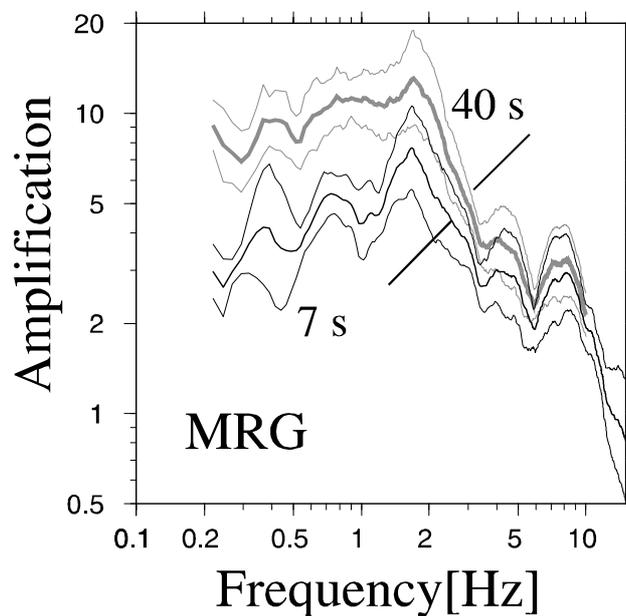


図8 MRGの経験的サイト増幅特性。40秒間の波形を用いて解析された結果(鶴来他, 2002)とS波到達前後の7秒間を用いて再解析された結果の比較。

図 9 は、深部構造と浅部構造の両方の情報がある観測点における理論的サイト増幅特性と鶴来他(2002)の経験的サイト増幅特性である。MRG における比較でも参考として経験的サイト増幅特性は再解析前のものを示している。理論的サイト増幅特性は、深部構造、浅部構造およびそれらを合成した構造に対応する計算結果をすべて示す。理論計算にあたっては、深部構造の各層の物性は空間的に変化しないと考え減衰定数としてすべての観測点に対し上の項で決定した値を用いている。浅部構造の減衰定数は MRG 以外の観測点では全層とも一律に 2 %としている。

図 9 より、深部構造の理論的サイト増幅特性は CHY, KBU, OSK009 を除き MRG の場合と同様な特徴を示すことが分かる。すなわち深部構造は低周波数側で意味のある起伏を与え高周波数側で滑らかなトレンドを与える。ピークの絶対値は浅部構造のそれより大きい。CHY, KBU, OSK009 が例外的なのは、他の観測点の場合と比べて深部構造の 3 層目 - 基盤層の境界深度がかなり浅いからである。他の観測点では基盤層の深度が 1000 m 前後だが、これらの観測点では 200 m 程度より浅い(図 2)。

浅部構造の理論的サイト増幅特性にも MRG の場合と同様な特徴が見られる。1Hz 以上の高周波数帯域では意味のある起伏が見られるが、低周波数側では増幅率がほぼ 1 となる。OSK002, OSK007, OSK008 で増幅率が非常に小さいのは、浅部境界におけるインピーダンスが小さいことに対応する。

深部構造と浅部構造を合成した構造の理論的サイト増幅特性は、これも MRG の場合と同様に、大局的にはそれぞれの積とみなせそうである。MRG, OSK003, OSK004, OSK005, OSK010 の理論的サイト増幅特性は、低周波数側と高周波数側でそれぞれ深部構造と浅部構造が理論的サイト増幅特性の起伏を特徴付ける典型的な例となっている。

図 10, 11 を見れば分かる通り、浅部構造として近くの検層データを代用した場合および深部構造のみしか情報がない観測点の場合も上に述べたような理論的サイト増幅特性の特徴が見られる。