

やや長周期地震動のシミュレーションによる首都圏の深部地盤モデルの高度化

○山中浩明¹⁾、山田伸之²⁾

1) 東京工業大学 総合理工学研究科 環境理工学創造専攻, yamanaka@depe.titech.ac.jp

2) 福岡教育大学 教育学部 理科教育講座(地学), nyamada@fukuoka-edu.ac.jp

1. はじめに

関東平野などの大規模な堆積平野では周期数秒の帯域のやや長周期地震動が卓越した地震記録がしばしば観測される。こうした平野部のやや長周期地震動は平野部の堆積層で増幅した表面波が主成分であり、その予測には震源特性と震源から観測点の間の深部地盤のS波速度構造の影響を適切に評価することが重要であるとされている(工藤, 2006)。著者らのグループでは、関東平野での微動探査の結果をまとめて、深部地盤(工学的基盤よりも深い地盤)の3次元S波速度構造モデルを提案し、それを用いて伊豆半島付近で発生する地震波の伝播シミュレーションを行い、観測記録の特徴が再現できることを示した(山中・山田, 2006)。このシミュレーションでは、表層のS波速度を0.5km/sとして、それよりも深い地盤の影響を考慮したモデルが用いられている。しかし、実際には、微動探査から得られた表層のS波速度構造には、0.3~0.8km/sの値で地域性があると指摘されている。より高度なシミュレーションモデルを作成するには、こうした表層のS波速度の変化も考慮する必要がある。

本研究では、表層のS波速度の地域性を含めた深部地盤構造モデルを用いて、首都圏のやや長周期地震動伝播のシミュレーションを行い、地盤構造モデルの妥当性を検討した。

2. 関東平野の深部地盤構造モデル

本研究で用いた深部地盤構造は、山中・山田(2006)による微動探査による深部地盤のS波速度構造モデルである。この3次元モデルでは、関東平野の深部地盤がS波速度3.0km/s, 1.5km/s, 1.0km/s, 0.4-0.8km/sを有する4つの層でモデル化されている。図1には、地震基盤(V_s 3.0km/s層)の上面深さ分布を示す。図中の点は、このモデルの作成に用いられた微動探査による地盤情報が得られている地点である。北関東や房総半島でデータ密度が低いことがわかる。図2には第1層である表層の厚さの分布、図3にはその層のS波速度分布がそれぞれお示されている。平野西部では表層の速度が0.6km/s以上と大きい地域が多い。一方、北部や中央部では

0.4km/sと速度が小さい地域がある。さらに、房総半島では、0.5km/sが主体となっている。

上記の3次元モデルは、微動観測によるレイリー波の位相速度に基づいたものである。従って、図3にみられる表層のS波速度分布は、レイリー波の短周期の位相速度の観測値によってコントロールさ0.3km/sと0.5km/sとした場合でどのような周期帯域の位相速度に影響を及ぼすかを検討した。そのために、図4のような深部地盤モデルを作成し、その表層のS波速度を0.3km/sと0.5km/sとしたモデルに対するレイリー波の位相速度を比較した(図5)。表層の厚さが0.2kmの場合には、周期2秒よりも長周期であれば、表層のS波速度が0.3km/sでも0.5km/sでも大きな差異はないことがわかる。しかし、厚さが0.4kmの場合には広い周期帯域で両者の位相速度に顕著な差が生じている。また、S波速度を0.5km/sとした場合には、表層の厚さが0.2kmでも0.4kmでも周期3秒以上では同じような位相速度となっており、表層厚さの変化の影響が現れないことになる。このように、表層の厚さが厚い場合には、やや長周期地震動のシミュレーションにおいても表層の速度分布は無視できないと考えられる。

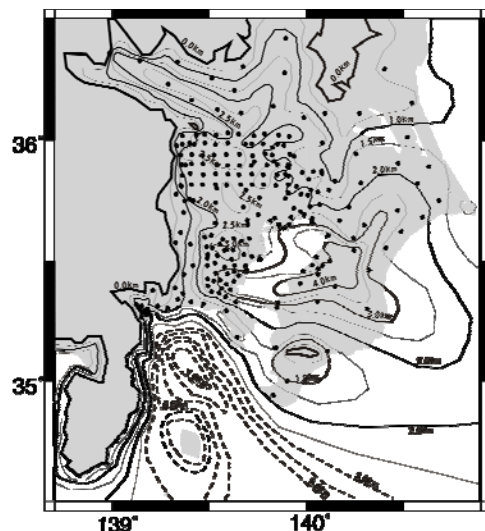


図1：地震基盤深度分布図と主な微動アレイ観測実施地点の位置(山中・山田, 2006)。太線のコンターは1km毎の深度を示す。

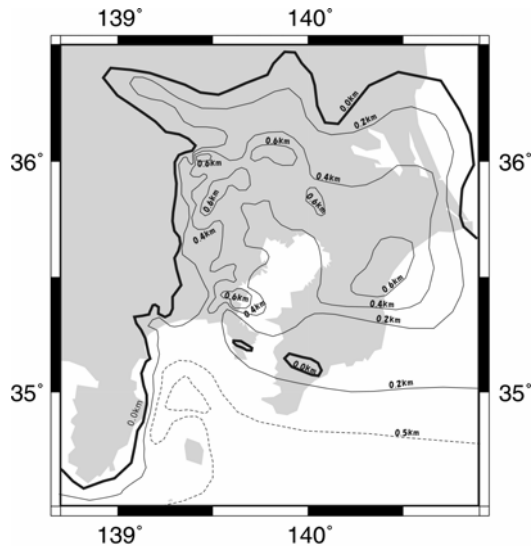


図2：表層厚さ分布. 太線のコンターは 1km 毎の深度を示す.

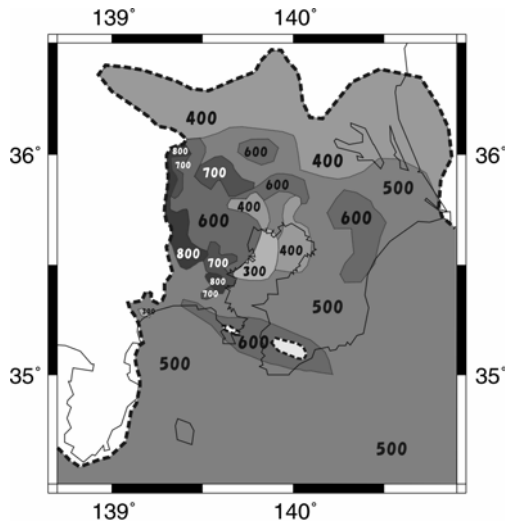


図3：表層のS波速度の分布. 3桁の数値は表層のS波速度を示す.

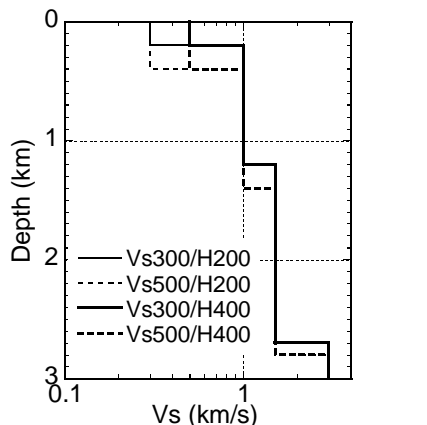


図4：表層のS波速度を変えた地盤モデル

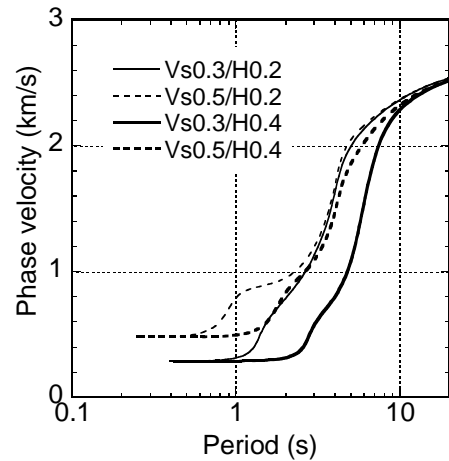


図5：図4のモデルに対するレイリー波の位相速度

3. やや長周期地震動のシミュレーション

1) 対象地震と計算条件

伊豆半島周辺に震源を持つ浅い地震では、表面波が卓越することが良く知られている（例えば、工藤, 2006）. そこで、本研究では、2006年4月21日の伊豆半島東方沖の地震（Mj 5.6）を対象にすることにした. 図6には、震央と主な観測点の位置が示されている.

ここでの計算に用いた震源モデルでは、点震源を仮定し、F-net で示されている震源情報（走向： 349° ，傾斜角： 79° ，すべり角： -6° ， M_0 ： $2.76 \times 10^{17} \text{Nm}$ ）を設定した. 震源深さは7 kmである. また、震源関数としては、立ち上がり時間1秒のスムーズなランプを仮定した.

上述した深部地盤のモデルから第2層目、3層目、地震基盤の上面深度の3次元形状を深さ方向に200m格子で離散化した. さらに、表層のS波速度としては、0.3から0.8km/sまで0.1km/s毎に6個の地域に分割してモデル化した. 0.3km/sという低速度のS波速度を導入したので、離散化間隔を0.2kmとしている. 山中・山田（2006）では、表層のS波速度を0.5km/sと均質にしているので、離散化間隔も0.4km/sとしている. この部分が今回の計算モデルとの差である. また、基盤より深い部分の地下構造モデルについては、山田・山中（2003）と同様であるとした.

地震波伝播の計算方法は、山田・山中（2003）の弾性体の運動方程式のスタッガード格子による空間4次、時間2次精度の差分近似に基づく方法である. 以上の計算では、計算精度を確保できる下限周期は4秒となる.

2) 計算結果

震源近傍の観測点 (K-NET 伊東および東伊東観測点) での計算結果と観測結果の比較は、図7に示されている。図の波形は、周期4秒以上の速度波形を示している。図のごとく振幅も含めて、よく再現されており、震源のモデル化に大きな問題はないと考えられる。図8には、平野西部の3つの観測点での比較が示されている。図の各地点での3つの波形は、上から観測速度 (OBS)、表層のS波速度を0.5km/sと均一とした場合の計算結果 (SYN3)、表層のS波速度の地域性を加味した計算結果 (SYN5) を示している。均質な表層モデルでは、振幅が課題評価になっており、今回の結果のほうが観測記録に近い形状となっている。図9は、東京湾西岸の観測点での比較である。この地域でも、今回の計算結果のほうがよく観測記録を説明している。とくに、南側の横浜や川崎では、計算結果が改善されていることがわかる。これらの2地点では、図3でわかるように表層のS波速度は0.3km/sとなっており、それが均質なモデルとの差異が大きくなった理由である。図10は、東京湾東岸の観測点での比較である。この地域での2つの計算結果には大きな差異はない。

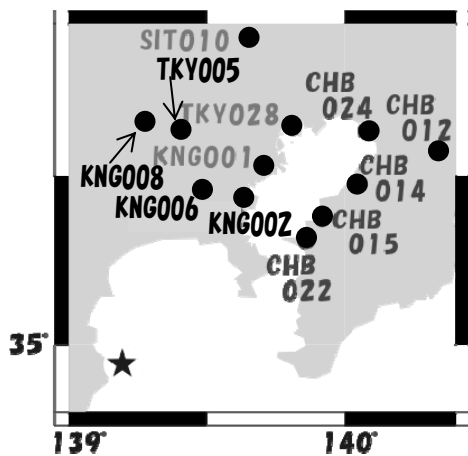


図6：伊豆半島東方沖の地震の震央と観測点の位置

この地域での表層のS波速度は0.5km/sであるとされており、山中・山田 (2006) での均質な表層のモデル化でも大きな問題がなかったと考えられる。

4. まとめ

地震動シミュレーションに用いる首都圏の深部地盤の3次元モデルを高度化するために、表層のS波速度のモデル化について検討を行った。微動探査から得られている表層のS波速度の地域性を考慮した場合には、周期数秒の表面波の伝播特性に影響を及ぼすことがある。表層のS波速度を0.5km/s一定であるとしたモデルに比べると、地域性を考慮したモデルのほうがより広い地域での地震観測記録を再現することができた。深部地盤モデルの高度化には、深さ0.5km程度の中深度の地盤物性も精度よく設定することが重要である。

謝辞

本研究で用いた地震記録は、K-NET によるものです。記して感謝いたします。

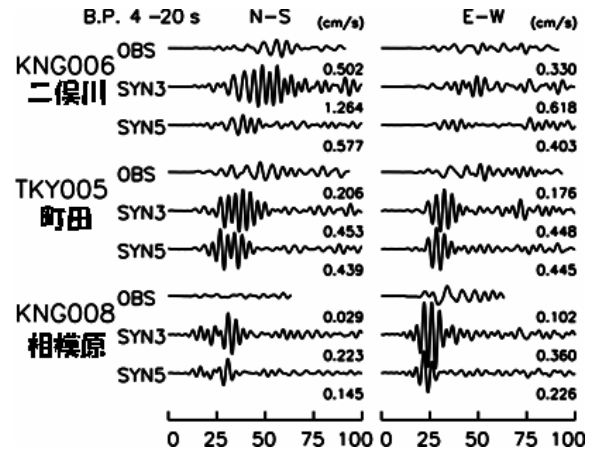


図8：平野西部の観測点での観測速度と計算速度の比較。上が観測、中は均質なS波速度の表層モデル、下はS波速度の地域性を考慮した表層モデル

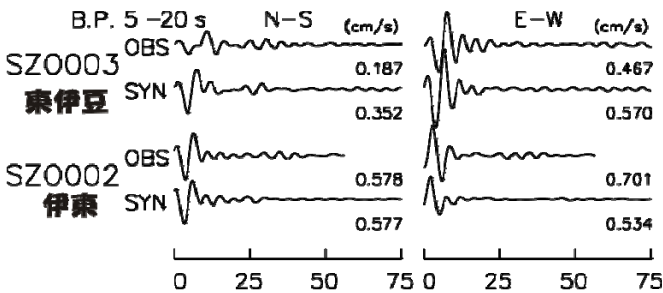


図7：震源近傍での計算速度と観測速度の比較

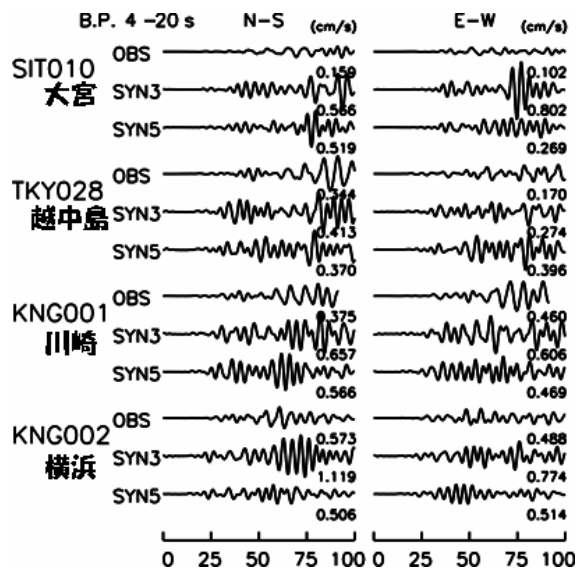


図 9：東京湾西岸の観測点での観測速度と計算速度の比較. 上が観測，中は均質なS波速度の表層モデル，下はS波速度の地域性を考慮した表層モデル

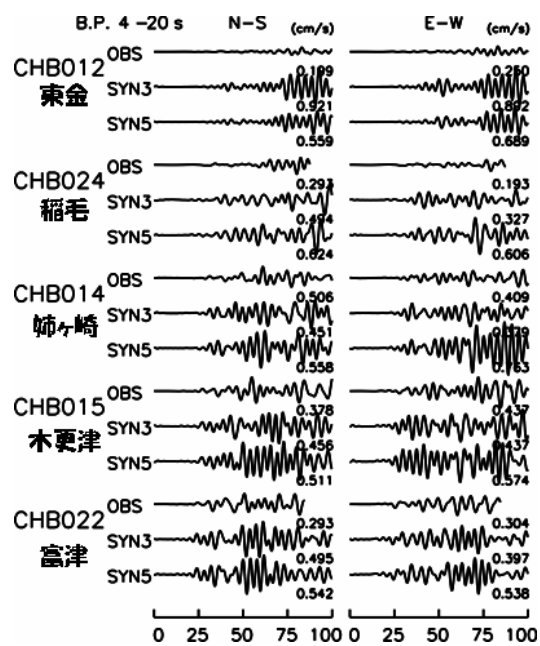


図 10：東京湾東岸の観測点での観測速度と計算速度の比較. 上が観測，中は均質なS波速度の表層モデル，下はS波速度の地域性を考慮した表層モデル