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——

東京工業大学大学院総合理工学研究科* 山田 伸之・山中 浩明

Comparison of Performances of 3D Subsurface Structural Models in the Southwestern Part of the Kanto Plain for Strong Motion Simulation

—Examination Using an Earthquake (M_{JMA} 4.1) in the
West of Kanagawa Prefecture of May 22, 1999—

Nobuyuki YAMADA and Hiroaki YAMANAKA

Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering,
Tokyo Institute of Technology, Nagatsuta 4259,
Midori-ku, Yokohama, 226-8502, Japan

(Received June 5, 2000; Accepted January 25, 2001)

We have simulated long-period ground motions in three 3D subsurface structural models of southwestern part of the Kanto plain for an M 4.1 earthquake in the west of the Kanagawa prefecture, Japan with a finite-difference modeling to compare their performances in strong motion prediction. The three 3D models are constructed from the seismic refraction data (KOKETSU, 1995) and mainly from the geological data (SUZUKI, 1999), and the compiled results of microtremor array measurements (YAMANAKA *et al.*, 1999). The major differences of these models are configurations of the sedimentary layers and the basement topographies, especially, the depth to the top the basement of the model from the microtremor array measurements is shallower than the other models.

First, we estimated source parameters by a fitting of synthetic waveforms with observed records at a rock site. The synthetic motions for the models were significantly different at sites in the basin area. The model from the microtremor array measurements was better in reconstructing later phases than the other two models. Because the model from the microtremor array measurements has the low-velocity sedimentary layers around Yokohama, and contains an up-lifted structure of the basement around the Miura peninsula that would be responsible to generation of the later phases. It was suggested that misfit of synthetic motions with observed one are useful information for constructing of the 3D-earth model for the simulation of ground motion.

Key words: 3D modeling, Finite difference method, Long-period ground motion, Kanto plain, Site effect.

§1. はじめに

大規模な堆積平野で観測される周期数秒のやや長周期帯域の地震動の伝播特性は、基盤や堆積層の構造によっ

て複雑に変化することが多くの研究で指摘されている [例えば, YAMANAKA and KATAYAMA (1998)]. したがって平野内での地震動特性を理解するためには、深い部分までの地下構造を解明し、その影響を評価することが重要であり、特に、大規模な平野では、平野全体の構

*〒226-8502 神奈川県横浜市緑区長津田町4259番地

造を明らかにする必要がある。

大規模な堆積平野のひとつである関東平野では、1970年代から様々な物理探査手法に基づく地下構造調査が行われ [例えば、嶋・他 (1978)], P波速度 5.0 km/s を有する基盤の構造や厚さ数千 m に達する堆積層内の構造もかなり明らかにされている。最近では、これらをもとにした平野規模での 3 次元地下構造モデルも提案されるようになった [額・額 (1995), 鈴木 (1999)]. さらに、強震動評価でより重要となる堆積層の S 波速度構造を探査するために、やや長周期微動のアレイ観測がさかに行われている [例えば、山中・他 (1994)].

このような関東平野の地下構造データの蓄積と計算機能力の向上によって、地震動シミュレーションは、従来の 2 次元解析 [例えば、YAMANAKA *et al.* (1991)] から 3 次元解析 [例えば、SATO *et al.* (1999)] に移行されつつあり、観測された地震動の特徴を比較的良好に再現できるようになってきている。しかし、シミュレーション結果は、震源断層や地下構造のモデル化に大きく左右され、特に、3 次元シミュレーションの場合には、地下構造の 3 次元性の著しい影響を受けることが多い。例えば、WALD and GRAVES (1998) や STIDHAM *et al.* (1999) では、サンフランシスコ周辺を対象として、複数の地下構造モデルによる地震動シミュレーション結果を比較しており、地下構造モデルの違いによる結果の差異は大きいとしている。したがって、強震動予測における地震動シミュレーションの精度を上げるためにも、地下構造モデルをどのように構築するかを検討を行い、適切な地下構造モデルを提示することは重要なことであると考えら

れる。上述のように関東平野では、複数の 3 次元の地下構造モデルが存在しているが、それぞれの地下構造モデルがシミュレーション結果にどのように寄与するかは不明である。

本研究では、額・額 (1995) および鈴木 (1999) で示されている関東平野南西部の堆積層の 3 次元モデルを可能な限り忠実にデジタル化し、シミュレーションに用いるモデルを作成した。また、山中・他 (1999) や YAMANAKA *et al.* (2000) によって、関東平野南西部の複数地点の S 波速度構造が得られており、その結果から今回新たに 3 次元地下構造モデルを作成した。さらに、3 種の地下構造モデルを用いて、震源断層破壊の不均質性の影響が比較的小さいと考えられる小規模の地震を対象にして、差分法による地震動シミュレーションを行い、関東平野での強震動シミュレーションで用いる S 波速度 3 km/s の基盤までの 3 次元地下構造モデルの性能の検討および相互の比較を行うことを目的とする。

§2. 地震記録

本研究の対象領域は、Fig. 1 に示す関東平野南西部の東西 73.0 km 南北 48.8 km の地域である。今回対象としたのは、1999 年 5 月 22 日 9 時 48 分に神奈川県西部の深さ 23 km で発生した $M=4.1$ の地震である [防災科学技術研究所 (以下、防災科研) の震源情報による]。この地震は、震源位置や規模などから震源の影響が比較的小さく、シミュレーションによる地下構造モデルの検討に適したものと判断し選定した。また、Fig. 1 に示す防災科研による強震観測網 (K-NET) [KINOSHITA (1998)]

Fig. 1. Map of the southwestern part of the Kanto plain modeled in finite difference simulation. Location of the earthquake epicenter, the stations of the K-NET are shown a star and solid circles. The triangles mean the sites for the microtremor array measurements by YAMANAKA *et al.* (1999). Cross sections along dashed lines of X-X' and Y-Y' are shown in Fig. 5.

Fig. 2. East-west oriented ground velocities observed in the K-NET. Each trace is filtered in a period range from 2 to 7 s.

で多数地点の記録が得られている点も理由の一つである。

得られた加速度記録には、周期2～7秒のバンドパスフィルター処理を施している。バンドパスフィルターは、ゼロ位相で0.143, 0.5 Hzをカットオフ周波数とし、それらの1.333倍をロールオフ周波数としたコサイン型のフィルターを用いている。フィルター処理後の数値積分によるEW方向の発震時からの速度波形をFig. 2に示す。なお、対象周期帯域は、短周期側は、シミュレーション時の精度の問題から、また、長周期側は、ノイズの問題から2～7秒とした。記録の全体的な特徴として対象領域東側に位置するKNG001（川崎）やKNG002（横浜）などの観測点では、後続位相の振幅がS波主要動部分と同程度の大きさになり、1分以上にわたり継続する波形となっており、堆積層の影響が著しいことが分かる。

§3. 地下構造モデル

本研究では、前述した額額(1995)、鈴木(1999)によって示されている地下構造モデル、および山中・他(1999)らを参考にしたモデルを用いて、各モデルの性能を比較している。それぞれのモデルをFig. 3に示す。

額額(1995)のモデルは、首都圏で実施された夢の島を中心にした人工地震により得られたP波初動の走時インバージョン解析から得られたものである。基盤と堆積層の境界面の深さ分布が示されているのみで最もシンプルなモデルであるが、首都圏全体にわたり3次元分布が示されている。基盤上面の最深点は東京湾付近で、深さは4000 mに達している。逆解析時のスムージング化

のために全体的に基盤上面深度の変動は緩やかに表現されている。これをもとにしたモデルをRモデルと称する。

鈴木(1999)のモデルは、深層ボーリングデータを中心に地震探査や重力探査などの地下構造調査の結果を統合し、地質学的な知見を加え作成されたモデルで、先第三系基盤上面深度に加えて、堆積層の上総層群および相当層の基底深度が示されている。鈴木(1999)は、関東平野の地震動シミュレーションに用いられるモデルの参考とされることが多い[例えば、Sato *et al.* (1999)]。しかし、相模湾沿いの地域には基盤深度の等深度線が示されておらず、さらに北緯35.5°以南ではモデルの信頼性は低い[鈴木(1999)]とされている点には注意が必要である。基盤上面の最深部は横浜市のKNG002周辺で3500 mであり、KNG005周辺の三浦半島の北部では、基盤が隆起した構造が考慮され傾斜が大きくなっている。これをもとにしたモデルをGモデルと称する。

山中・他(1999)やYAMANAKA *et al.* (2000)によって、関東平野南西部を対象としてやや長周期微動のアレイ観測がFig. 1中の三角印で示す複数地点で実施され、これらの結果の蓄積により、ある程度の空間的な広がりをもってS波速度構造が得られている。本研究では、これらの結果から概してS波速度0.5 km/s, 1.0 km/s, 1.7 km/sを有する3層が堆積層内に存在すると判断し、微動アレイ探査結果の情報のみを用いて、等深度線を引き、Figs. 3M-1)～M-3)に示す3次元S波速度構造モデルを作成した。以下、Mモデルと称する。基盤の最深部は、KNG001周辺で最大の2800 mとなっており、他の二つのモデルよりも最深部が北に寄り、浅くなってい

Fig. 3. Contour maps showing the depths of interfaces in the models for the Kanto basin used in a finite difference simulation. The thick lines show depth contours, and dots indicate locations of the K-NET stations. R) The depth to the boundary between the sediment and basement by KOKETSU (1995) (R-model). G-1) is the depth to the bottom Kazusa Group and equivalent layer and G-2) is the depth to the top of the Pre-Tertiary basement by SUZUKI (1999) (G-model). M-1), M-2), M-3) show the depths to the bottoms of the sedimentary layers having S-wave velocities of 0.5, 1.0 and 1.7 km/s from the results of microtremor array measurements by YAMANAKA *et al.* (1999) (M-model).

Fig. 4. Contour map for the depth to boundary between the deepest layer and the second deepest layer in the crustal model is that common for the three basin models.

る。

なお、Figs. 3 の R), G-2), M-3) 中に記している点線より北東領域が、それぞれの原論文に地下構造が示されている領域である。それ以外の領域は、既往の調査研究で

すでに何らかの地下構造に関する知見が明らかにされている部分もあるが、3次元構造は不明であることから、表層地質図などから推定したモデルを仮定した。

基盤より深い部分の地下構造については、ASANO *et al.* (1985) や ISHIDA (1992) を参考にしてモデルを作成し、3種の堆積層モデルの下に共通にして用いた。それらの深い方から1層目と2層目の境界面に対しては、Fig. 4 に示すモデルを仮定し、2層目と3層目の境界面は、KANEDA *et al.* (1979) で示されている構造から推定して、モデル西端で4.8 km、東端で9.0 kmの深さとなるように東西方向に一様に傾斜するモデルとした。

基盤や堆積層内の物性値としては、MモデルのみがS波速度を決定することができたが、他については、前述の文献の他に、嶋・他(1981)や山水・他(1981)などをもとにTable 1のように決定した。また、基盤より深い部分の物性値は、KANEDA *et al.* (1979) や ASANO *et al.* (1985) によった。

Figs. 3, 4 で示した地下構造は、紙面上に表されたア

ナログ情報である。したがって、シミュレーションに用いるモデルを作成するために、アナログ情報を目視によって読み取り、数値化を行った。さらに、数値化したデータから、シミュレーションで用いる格子配置を考慮して、線形補間による離散化を行った。これらの手順により格子上に与えた深さ情報で、媒質が変わる直前の格子点を結んだコンターラインのうち、200 m ごとの基盤上面深さを表すものを Fig. 5 に示す。所々に凹凸が存在するが、ほぼ Figs. 3 の R), G-2), M-3) を忠実に表現したものとなっている。また、Fig. 1 中の X-X', Y-Y' の位置での格子上のデータから求められる各モデルの断面を Fig. 6 に示す。図では、上から R, G, M モデルの深さ 5.6 km までを、最下段には 5.6 km より深い共通部分の

断面を表している。G モデルの基盤構造は起伏の大きなモデルになっており、また、M モデルでは、堆積層が最も細かく区分されていることが分かる。

§ 4. シミュレーションの概要

シミュレーションに用いた地下構造モデルは、Fig. 3 や Table 1 に示したとおりである。Fig. 1 の領域を水平方向に 0.2 km 間隔で南北 244 点東西 365 点の格子点により近似した。深さ方向には、堆積層内を 0.2 km の格子間隔にしているが、基盤より深い部分は各層の S 波速度に応じて 1.0 km, 1.2 km, 1.4 km の格子間隔の長方形格子 [Moczo (1989)] として、60 点の格子点により、深さ 50.0 km までの部分をモデル化した。総格子点数は、5,343,600 点である。また、時間方向には、1 ステップあたり 0.01456 秒で 6875 ステップの 100 秒間の計算を実行した。

計算領域の周囲の吸収境界については CLAYTON and ENGQUIST (1980) と SOCHACKI *et al.* (1987) を併用し、減衰については、下山・縦縞 (1997) を用いた。地表面の自由表面の条件および震源については、GRAVES (1996) による手法を用いた。これらの条件のもと、応力と速度で表現した 3 次元運動方程式をスタッガード格子 [例えば、VIRIEUX (1984)] により、時間方向に 2 次、空間方向に 4 次の精度で差分化し、シミュレーションを実行した。なお、計算精度を確保するために [例えば、LEVANDER (1988)], 周期 2 秒以上の長周期成分を解析対象とした。

本論では、スタッガード格子による差分法を用いており、各層の物性値の配置は、GRAVES (1996) にしている。密度の逆数とラーメ定数は、法線応力成分の定義点位置に置かれることから、各層の境界面は、法線応力成分の定義点以外の格子点を通り、法線応力および水平速度成分が定義される地表面からは、 z 方向に $n + 1/2$ 格子点位置に層境界が通る [GRAVES (1996)]。なお、 n は地表面位置を 0 とする整数である。本研究では、地表付近の最小層厚は $3/2$ 格子間隔で表現したので、表層

Table 1. Physical parameters for 3D finite difference simulation.

a) R-model				
R-model	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q
R	2.3	1.0	2.1	100
A	5.6	3.0	2.5	300
B	6.2	3.6	2.7	500
C	6.8	4.0	2.9	1000

b) G-model				
G-model	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q
G-1	1.8	0.7	2.0	100
G-2	2.7	1.2	2.3	150
A	5.6	3.0	2.5	300
B	6.2	3.6	2.7	500
C	6.8	4.0	2.9	1000

c) M-model				
M-model	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q
M-1	1.8	0.5	1.9	100
M-2	2.4	1.0	2.1	100
M-3	3.2	1.7	2.3	150
A	5.6	3.0	2.5	300
B	6.2	3.6	2.7	500
C	6.8	4.0	2.9	1000

Fig. 5. Contour map of the upper basement depth by discrete digital data using analogue map in Figs. 3 R), G-2), M-3). Contour interval is 200 m.

Fig. 6. Cross sections along lines of X-X' and Y-Y' in Fig. 1 in the three models. The upper three profiles show the shallow structures from the surface to a depth of 5.6 km in the three models and the bottom is the common crustal structural model. The alphabetical marks correspond to the layers in Table 1.

Fig. 7. Comparison between the observed and synthetic ground velocities at KNG011 that locates on a rock in the Kanto mountainous area. These traces were bandpass-filtered in the period range from 2 to 7 s.

厚は 0.3 km とした。

震源に関しては、防災科研により示された走向 271° 、傾斜角 26° 、すべり角 127° 、地震モーメント 1.61×10^{15} N·m の情報を用い、点震源を仮定した。震源時間関数は、ライズタイム 1.0 s の smoothed ramp 関数を用いた。岩盤サイトと考えられる地点の KNG011 での観測波形と合成波形を Fig. 7 に示す。KNG011 は、山地に位置し、堆積層の影響は他地点と比してほとんどなく、三つのモデルに対する合成波形がほぼ同じになると考えられる地点である。いずれの波形も、周期 2~7 秒の前述したバンドパスフィルター処理を施した速度記録である。以下の波形比較には、すべてこのフィルター処理を施している。両者の比較から水平動成分でやや振幅が小さいが、S 波部分の観測記録をほぼ再現できており、震源のモデル化に大きな問題はないと考えられる。

§ 5. シミュレーション結果

5.1 スナップショット

シミュレーション結果にみられた主要な位相の伝播性状を把握するために、発震時から 10 秒ごとに地表面での速度のスナップショットを Fig. 8 に示す。モデルによる違いが明確な水平成分を示す。各図には、震央と K-NET 観測点位置および基盤上面等深度線を示している。このスナップショットにも、2~7 秒のバンドパスフィルター処理を施している。

KNG001 や KNG002 周辺では、後続位相が非常に複雑になっており、その波動場はモデルによって、また、各成分によって異なっているが、三つの顕著な位相は共通してみられる。位相 S は S 波初動であり、L1 と L2 はその後続位相で、モデル中央北端付近で振幅が大きくなっている位相とモデル南東部分でみられる位相であ

Fig. 8. Snapshots of north-south and east-west oriented ground velocity at the surface of the three models with contour lines of basement depth. The circles and star indicate the locations of the K-NET stations and epicenter. S, L1 and L2 indicate the wavefront of S wave and two major later phases.

Fig. 9. Comparisons between the observed and synthetic ground velocities of these models. These traces were bandpass-filtered in the period range from 2 to 7 s. Amplitude scales are the same for all traces at each site. Attached number to the trace is the maximum velocity in cm/s. The mark of L1 and L2 mean arrival time of mainly phase L1 and L2 on the snapshots in Fig. 8.

る。10秒後では、すべてのスナップショットでS波の円形状の波面と西側の平野端部で生成され始めた後続位相がみられる。20秒以降は、いずれのモデルでも後続位相が顕著である。位相L1については、NS成分で著しく、時間経過とともに東へ伝播している。特に、MモデルのS波速度0.5 km/s層が分布している地域で波数が増えていることが分かる。また、同様な位相がEWでも存在が確認できるが、NS成分ほど卓越してはいない。伝播方向に直交する成分が卓越するという点から位相L1はラブ波の性質が強い位相であると考えることができる。位相L1がみられるモデル中央北端の地下構造は、南北方向には変化が少なく東西方向に2次的に大きく変化する地域であり、位相L1はこの影響により、東西方向に卓越して伝播したと考えられる。一方、位相L2については、GとMモデルのみで存在し、Rモデルではまったくみられない。波面の伝播する向きはGモデルで南西から北東、Mモデルで南から北である。これは、三浦半島の基盤が隆起した部分でS波によって生成された後続位相であると考えられ、三浦半島のモデル化の仕方が異なっていることによる。2成分とも位相L2を確認できるが、EW成分で顕著であり、ラブ波の性質をもつと考えられる。

5.2 波形比較

Fig. 1のK-NET観測点位置での合成波形と観測波形をFig. 9に示す。図中の波形は、モデルの構造が次第に

複雑になっていく順に、左からR, G, Mモデルによる各合成波形と観測波形を示している。各波形の下の数値は、最大速度であり、各地点の12個の波形の最大値で規格化している。

Fig. 9の概略として、どの地点も初動部分の結果には、モデルによる大差はないが、R→G→Mと堆積層が複雑になるにつれて後続位相の生成が著しくなり、継続時間も長くなる傾向にあることがいえる。

KNG014, KNG012, KNG010はオリジナルの地下構造から外挿してモデルを作成した地域である。KNG014やKNG010は、振幅が小さく波形の一致度は高くないが、KNG012は、S波初動部分の波形は観測波形に類似している。

KNG008, KNG009, TKY004, TKY005は基盤深度が次第に大きくなっていく西側の平野端部の地域である。4地点ともいずれのモデルも振幅が過小評価傾向にあるが、初動から20秒間は観測波形の特徴を表現できている。

KNG007, KNG005はモデルの南端に位置し、三浦半島北部の地域である。この2地点は、観測波形に比して、いずれのモデルも鋭いパルス状の初動の振幅が小さい傾向にある。また、後続位相の存在を認めることができるが振幅が小さい。

KNG006, KNG002, KNG001周辺は全モデルで堆積層構造の違いが最も大きく現れる地域である。この地域

Fig. 10. Comparisons of the maximum amplitude between synthetic waveforms and observed one for the three models.

での R モデルによる合成波形は、3 地点とも振幅が小さく、継続時間も短い。これは、堆積層が 1 層のみでモデル化されていることによると考えられる。KNG006 の初動部分については、三つのモデルの中で M モデルの結果が観測波形を最もよく表現しているが、いずれのモデルに関しても後続位相の振幅が小さい。特に、観測波形の NS 成分の 40 秒付近で最大値を示す位相は、いずれのモデルの結果からも再現できていない。KNG002 では、モデルによる違いが明瞭に現れており、堆積層構造が詳細なモデルほど後続位相が顕著になり、観測波形の特徴をよく表現するようになっている。特に、M モデルの EW 成分では走時がかなり早いものの観測記録にみられる二つの顕著な後続位相がみられる。これらは、スナップショットで示した L1 と L2 によるものであると考えられる。KNG001 では振幅、波形および継続時間ともに M モデルによる結果が観測記録に最も近いと言えるが、60 秒以降で振幅が小さくなる傾向は KNG002 と同じである。

Fig. 10 に各地点の最大速度の比較を示す。合成波形の最大値は、観測記録に比べて全体的に小さい傾向にあるが、その大小の分布傾向にはいずれのモデルも TKY

005 周辺などの平野端部で大きいという特徴が再現できている。しかし、KNG002 や KNG001 周辺の平野中央部にかけては、M モデルによる結果が観測記録に最もよく似た傾向を示している。

以上の波形比較において、観測記録にみられた特徴的な位相の存在の有無とその走時および継続時間や最大振幅値を判断材料として、モデルごとの合成波形と観測記録との一致の程度を判断した図を Fig. 11 に示す。概して一致度は高いとは言いが、堆積層の影響を強く受けると考えられる地域に関しては、堆積層構造の考慮がなされたモデルほど観測記録をよく表現でき、この 3 種の中では M モデルが妥当なモデルであると判断できる。

§ 6. 後続位相 L2 の伝播特性について

Fig. 8 のスナップショットで三浦半島の基盤が隆起した部分で生成されたと考えられる後続位相 L2 が認められた。位相 L2 についての詳細を理解するために、KNG 002 で、0.4 km 間隔の東西南北に周囲 1 点ずつ配置した計 5 点の十字アレイの合成波形データによるセンプランス解析 [例えば、NEIDELL and TANER (1971)] を行った。Fig. 12 に KNG002 での各成分の到来方向の時

Fig. 11. A degree of the agreement between synthetic waveforms and observed one for three models each location. A double circle means good agreement, and a cross means bad agreement.

KNG002

Azimuth(degree)

Fig. 12. Arrival directions estimated from a semblance analysis for synthetic velocities in each direction and waveforms observed and synthetic waveform for M-model at KNG002.

Fig. 13. A particle motions between 60–70 s. At KNG002 the particle motion has an elliptic orbit whose predominant direction shows the arrival from the southwest.

間変化と M モデルによる波形と観測波形を示す。R モデルでは、いずれの成分も到来方向の時間変化はあまりなく、 270° 前後で推移する。また、スナップショットでみられた L1 が達する 20 秒付近では、いずれのモデルもいずれの成分も到来方向の変化はなく、ほぼ西からの到来を示している。一方、位相 L2 が達する 30 秒付近では、特に EW 成分で G や M モデルで南西もしくは南からの到来を示している。KNG002 の観測記録で 2 つ目の大きな後続位相がみられた 60~70 秒の水平 2 成分による粒子軌跡を Fig. 13 に示すと、KNG002 の粒子軌跡はだ円をしており、その短軸方向がラブ波の伝播方向であるとすれば、その伝播経路上に三浦半島が存在する。

M モデルの KNG002 (横浜) 地点の地下構造をもとにして求めたラブ波の基本モードの理論分散曲線によると周期 5 秒付近での群速度は約 0.7 km/s である。また、既往の研究 [例えば, YAMANAKA *et al.* (1991)] によれば、三浦半島周辺から横浜にかけての地域で観測された地震記録から求められた群速度は約 0.4 km/s である。この間の距離約 20 km を上記の速度で伝播すると、時間差は 20 秒以上となる。この点から、KNG002 の EW 成分の M モデルでの合成波形の 30 秒付近の後続位相 L2 は、実際の観測波形に対応させると 60 秒付近の位相である可能性があり、この地域の低速度層のモデル化が十分でなかったためにシミュレーション結果では、30 秒付近の早い時刻に到着したものと考えることができる。また、20 秒付近の L1 についても同様であると推定される。とすると、この付近の地下構造に対する群速度がより小さくなるようにモデルを改良すれば、より良く後続位相が表現できると考えられる。

以上のように特定の後続位相に注目してシミュレーション結果を比較することにより、この後続位相の伝播経路全体の地下構造モデルに関する重要な情報の一つが

得られると考えられる。

§7. ま と め

本論では、額瀨 (1995)、鈴木 (1999) による地下構造モデルと山中・他 (1999) による微動アレイ探査結果から作成した 3 種の地下構造モデルを用いて地震動シミュレーションを行い、それぞれのシミュレーション結果を比較した。山地側の岩盤サイトの観測点では、1 次元的な構造で波形の再現が可能であったが、関東平野中央部の観測点において顕著となるやや長周期の後続位相を再現するためには、3 次元的な堆積層構造の考慮が必須のものであることは明らかであった。シミュレーションに用いた 3 種類のモデルの中では、微動アレイ観測結果をもとにして作成したモデルが比較的観測波形に近い結果となった。しかし、いくつかの地点での後続位相に関しては、このモデルであっても、十分であるとは言えず、さらなるモデルの検討と改良が必要であると考えられる。今回の場合では、特に、平野中央部の低速度層の存在地域や相模湾周辺部などである。さらに、三浦半島から横浜まで間の地下構造が 3 次元的に大きく変化している地域では、低速度層や基盤の隆起構造を考慮したモデル改良が必要である。また、S 波速度構造の未知の領域が、本解析領域でも半分近くあることから、シミュレーション結果が不十分な地点の分布を踏まえて、微動アレイ観測などによる地下構造探査を戦略的に行って、より精度の高いモデルを構築していく必要があり、今後、地下構造探査と地震動シミュレーションが相互に参照されながら進められることが重要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり東京工業大学大学院総合理工学研究科の衣笠善博教授には議論をしていただきました。また、本研究では、防災科学技術研究所による K-NET のデータおよび震源情報を使用しました。九州大学の竹中博士助教授、東京大学の古村孝志助教授には査読をして頂き貴重なご意見をいただきました。記して感謝いたします。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金 (課題番号 09305036) により補助されました。

参 考 文 献

- ASANO, S., K. WADA, T. YOSHII, M. HAYAKAWA, Y. MISAWA, T. MORIYA, T. KANAZAWA, H. MURAKAMI, F. SUZUKI, R. KUBOTA and K. SUEHIRO, 1985, Crustal structure in the northern part of the Philippine Sea plate as derived from seismic observations of Hato-yama-off Izu peninsula explosions, *J. Phys. Earth*, **33**, 173–189.

- CLAYTON, R. W. and B. ENGQUIST, 1980, Absorbing boundary conditions for wave-equation migration, *Geophysics*, **45**, 895-904.
- GRAVES, R. W., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- KANEDA, Y., N. NISHIDA, Y. SASAKI, S. ASANO, T. YOSHII, Y. ICHINOSE and M. SAKA, 1979, Explosion seismic observation of reflected waves from the mohorovicic discontinuity and crustal structure in western Kanto district, *J. Phys. Earth*, **27**, 511-526.
- KINOSHITA, S., 1998, Kyoshin Net (K-NET), *Seism. Res. Lett.*, **69**, 309-332.
- 額額一起, 1995, 首都圏の地下構造, 物理探査, **48**, 504-518.
- LEVANDER, A. R., 1988, Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
- MOCZO, P., 1989, Finite-difference technique for SH-wave in 2D media using irregular grids—application to the seismic response problem, *Geophys. J. Int.*, **99**, 321-329.
- NEIDELL, N. S. and M. T. TANER, 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 482-497.
- SATO, T., R. W. GRAVES, and P. G. SOMERVILLE, 1999, 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 1923 Kanto Earthquake (M_s 8.2) in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 579-607.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明, 1978, 東京の基盤構造 その3, 第4回, 第5回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研彙報, **53**, 305-318.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大, 1981, 東京の基盤構造 その5, 第7回, 第8回 第9回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研彙報, **56**, 265-276.
- 下山利浩・額額一起, 1997, 減衰性媒質における地震動の差分法シミュレーション, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 71.
- SOCHACKI, J., R. KUBICHEK, J. GEORGE, W. R. FLETCHER and S. SMITHSON, 1987, Absorbing boundary conditions and surface waves, *Geophysics*, **52**, 60-71.
- STIDHAM, C., M. ANTOLIKN, D. DREGER, S. LARSEN and B. ROMANOWICZ, 1999, Three-dimensional structure influences on the strong-motion wavefield of the 1989 Loma Prieta Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1184-1202.
- 鈴木宏芳, 1999, 首都圏における深部地質構造と地震活動, 地学雑誌, **108**, 336-339.
- VIRIEUX, J., 1984, SH-wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, **49**, 1933-1957.
- WALD, D. and R. GRAVES, 1998, The seismic response of the Los Angeles basin, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 337-356.
- 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕, 1981, やや深い構造の S 波速度 (3)—府中 2750 m 観測井における測定とまとめ一, 地震 2, **34**, 465-479.
- YAMANAKA, H., K. SEO and T. SAMANO, 1991, Analysis and modeling of long-period ground motion in the Kanto plain, Japan, *Proceeding of the 4th International Conference on Seismic Zonation*, **2**, 75-82.
- YAMANAKA, H. and A. KATAYAMA, 1998, Estimation of propagation direction of Rayleigh wave by a correction analysis, *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion*, **2**, 497-502.
- 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, 1994, 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, **47**, 163-172.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大, 1999, 関東平野南西部におけるやや長周期微動アレイ観測—川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定一, 地震 2, **51**, 355-365.
- YAMANAKA, H., N. YAMADA, H. SATO, S. OIKAWA, Y. OGATA, K. KURITA, K. SEO and Y. KINUGASA, 2000, Exploration of basin structure by microtremor array technique for estimation of long-period ground motion, *Proceedings of the 12th World Conference of Earthquake Engineering*, Paper No. 1484.