

関東・濃尾・大阪平野での長周期地震動シミュレーション

2004 年紀伊半島南東沖地震による検証と想定東海・東南海連動地震の予測

吉村 智昭^{*1}・山本 優^{*1}・七井 慎一^{*2}

Keywords : design earthquake ground motion, long period ground motion, high-rise building, Tokai earthquake, Tonankai earthquake

設計用入力地震動, 長周期地震動, 超高層ビル, 東海地震, 東南海地震

1. はじめに

現在高い確率で発生が予測されている, 東海地震, 東南海地震, 南海地震といった南海トラフ沿いの巨大地震では, 長周期地震動が発生し, 関東・濃尾・大阪平野の都市部における超高層ビルなどを共振させると考えられている。超高層ビルの設計や制震補強の検討用地震動として, 長周期地震動を算定しておくことは重要である。

本研究では, 関東, 濃尾, 大阪平野を含む大領域の地盤モデルを作成し, 大規模有限要素法 (FEM) により, スーパーコンピュータで長周期地震動の計算を行なった。

まず, 2004 年紀伊半島南東沖地震の前震 (マグニチュード 7.1) のシミュレーションを行った。実地震の観測記録をうまく模擬できることから, 地盤モデルが信頼できることを示した。

次に, 想定東海・東南海連動地震の長周期地震動の計算を行なった。関東, 濃尾, 大阪平野での長周期地震動の卓越成分を調べ, 告示スペクトル²⁾と比較した。また, 破壊伝播効果や平均破壊伝播速度の違いなど, 震源のモデル化による影響も検討した。

2. これまでの検討

筆者らは, 大規模有限要素法により, 南海トラフ沿いの巨大地震の長周期地震動シミュレーションをすすめてきた。濃尾平野における東南海地震の検討¹⁾, 関東平野における東海・東南海地震の検討²⁾, 大阪平野における南海地震の検討³⁾などがある。これらの検討では, 個別の平野のみ 3 次元の不整形を考慮してモデル

化し, 平野の外側は平行成層を仮定している。

ところで, 南海トラフ沿いには Sedimentary Wedge (S.W.) とよばれる軟弱堆積層が存在し, これが長周期地震動の継続時間を大幅に増大させると指摘されている⁴⁾。従って伝播経路地盤も適切にモデル化する必要がある。そこで筆者らは, 関東平野と伝播経路地盤を含む地盤モデルを作成し, 2004 年紀伊半島南東沖地震のシミュレーション及び想定東海・東南海連動地震のシミュレーションを行なった⁵⁾。さらにこのモデルに濃尾平野・大阪平野も組み込んだ検討も行なった^{6), 7)}。さらに破壊伝播効果や平均破壊伝播速度の影響など, 震源のモデル化による影響も検討した^{8), 9)}。

本論文では, 文献 7), 8), 9) の内容を元に, 筆者らの最新の三大平野を含むモデルにより, 実地震である紀伊半島南東沖地震のシミュレーションによる地盤モデルの精度の検証, 及び想定東海・東南海連動地震の予測シミュレーションの結果を紹介する。

3. 紀伊半島南東沖地震のシミュレーション

3.1 地盤モデル

図-1 に FEM でモデル化した計算領域 (破線) と震央 (★印) を示す。FEM モデルは, 山本ほか⁽²⁰⁰⁸⁾⁶⁾のモデルを用いた。このモデルは, 3 次元伝播経路地盤に関東平野³⁾を導入した Yoshimura et al.(2008)⁵⁾のモデルに, さらに大阪平野, 濃尾平野における堆積地盤構造を導入したものである。南海トラフの向きに合わせて, X 軸を E29° N の方向に取っている。これに直交して Y 軸は N29° W である。図-1 には S.W. の深さのコンター (1km 間隔) と三大平野の基盤深さのコンター (0.5km 間隔) を示す。

伝播経路地盤と関東平野の物性値は表-1 のように設定した。関東平野については, 山中・山田(2006)¹⁰⁾, Miyake et al.(2008)¹¹⁾を参照して, S 波速度 V_s を上から 0.5km/s,

*1 技術センター建築技術研究所防災研究室

*2 技術センター技術企画部情報技術室

0.9km/s, 1.5km/sとした。Sedimentary Wedgeの第5,6層を除き、その他の層の物性値はYamada and Iwata(2005)⁴⁾に従った。大阪平野は堀川ほか(2003)¹²⁾のモデルを用いた。基盤深度は約2.6kmである。物性値は産総研(2004)¹³⁾を用い、Q値は $Q=250Vs f^{1.0}$ (Vs [km], 0.2Hzで50Vs¹²⁾)とした。濃尾平野は三重県(2003)¹⁴⁾を参照して、地震基盤深度を作成した。最深部は約2.3kmである。濃尾平野の物性値は早川ほか(2002)¹⁵⁾が回帰した Vs, Vp 式を用い、Q値は $Q=500f$ (0.2Hzで $Q=100$)に設定した。但し、大阪、濃尾平野において Vs が500m/sより小さい部分は全て500m/sとした。地表地形、海底地形は平らにした。深さ15km以深の構造を伸縮して15kmとした。海域の表層1km及び陸域の表層0.5kmを $Vs=1.1$ km/sとした。図-2にY軸に平行な鉛直断面を示す。(a)は $X=450$ kmで濃尾平野を通る断面であり、(b)は $X=750$ kmで関東平野を通る断面である。

S波1波長に対して要素幅10個を確保し、解析対象周期は2.5秒以上とした。有限要素は四面体要素を用い、要素幅は最深部で1.0km、軟弱層($Vs=0.5$ km/s)で0.125kmとした。614km×300km×50kmの範囲をモデル化し、節点数は約6317万個、要素数は約3億5860万個である。

3.2 震源モデル

2004年9月5日19:07の前震(Mj7.1)を点震源でモデル化した。ここで震源モデルは、山中(2004)¹⁶⁾のインバージョン結果を参照し、表-2、図-3のように震源パラメーター、震源時間関数を設定した。

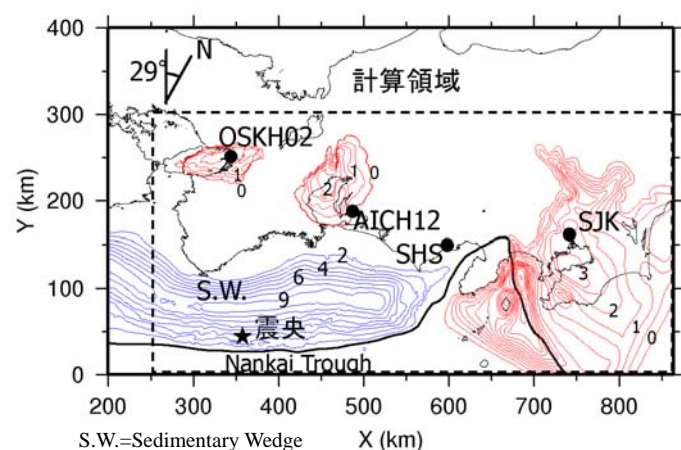


図-1 計算領域と紀伊半島南東沖地震の前震(★印)
(コンター: S.W.及び平野堆積地盤の基盤深さ(km))

Fig.1 Calculation domain and the epicenter of Off Kii Peninsula earthquake(★) (Contours denote the depth of basement rock of Sedimentary Wedge(blue) and Sedimentary basins(red) in km)

表1 地盤物性値(大阪平野と濃尾平野は除く)

Table 1 Soil parameter (except Osaka and Nobi plain)

Layer	Vs (km/s)	Vp (km/s)	density (g/cm ³)	Q	Q (at $f=0.2$ Hz)
1	0.5	1.8	1.9	1000f	200
2	0.9	2.3	2.1	1000f	200
3	1.5	3.0	2.3	1500f	300
4	1.1	2.0	2.0	1000f	200
5	1.4	2.7	2.4	1000f	200
6	2.2	4.0	2.5	1250f	250
7	3.23	5.5	2.5	1500f	300
8	3.53	6.0	2.7	2500f	500
9	3.94	6.7	2.8	3000f	600
10	4.6	7.8	3.2	3500f	700
11	2.9	5.0	2.4	1500f	300
12	4.0	6.8	2.9	3000f	600
13	4.7	8.0	3.2	5000f	1000

f:frequency(Hz)

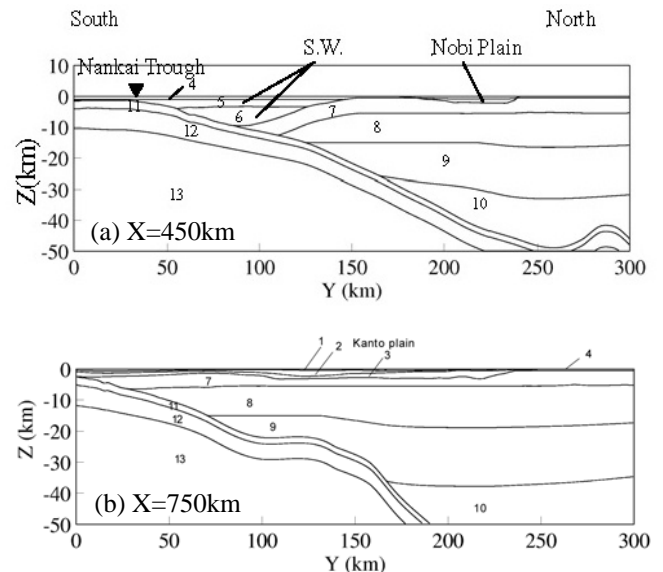


図-2 地盤モデルの鉛直断面

Fig.2 Vertical Planes of the subsurface ground model

表-2 紀伊半島南東沖地震の前震の震源パラメーター

Table 2 Source parameter of Off the Kii Peninsula earthquake

発生時刻	2004/9/5 19:07
マグニチュード	Mj 7.1
震源位置[deg.]	33.03° N 136.80° E
震源深さ[km]	15
走向[deg.]	71
傾斜[deg.]	56
すべり角[deg.]	75
地震モーメント[Nm]	9.8×10^{19}

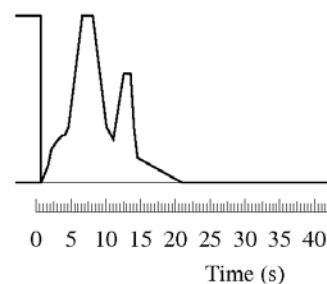


図-3 震源時間関数

Fig.3 Source time function

3.3 計算結果

図-4 に位置を示す観測点で、観測波と計算波の比較を行なった。比較に用いた記録は、SHS は大成建設静岡営業所 1 階の記録、SJK は新宿における地下 65m の記録であり、他は防災科学技術研究所の運営する KiK-net 観測点の地上記録である。陸地の緑色部分は標高 200m 以下の平野部、茶色部分は山地である。

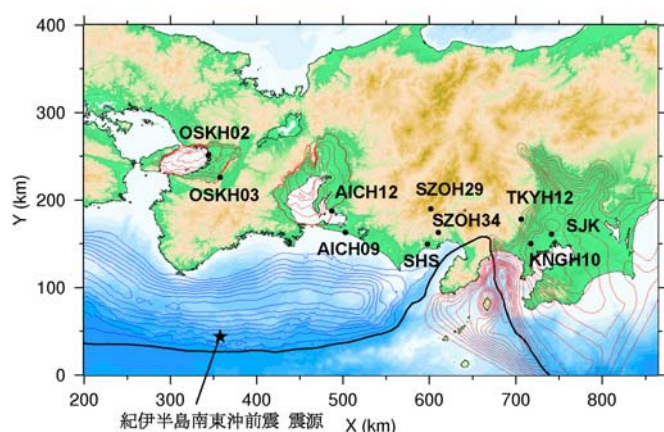


図-4 観測地点

Fig.4 Observation stations

図-5 に速度波形の比較を示す。各観測点とも、左側が NS 成分、右側が EW 成分の比較であり、上段 (obs.) が観測波、下段 (syn.) が計算波である。解析有効周期が 2.5 秒以上であるので、いずれの波形も 2.5 秒以上のローパスフィルターをかけて比較した。

図(a), (b), (c)は関東平野周辺における比較である。

図(a)の SJK (新宿) での観測波は、関東平野の堆積地盤構造による地震波の増幅が顕著であり、他の観測点と比べ、振幅や主要動継続時間の長さが著しく増大している。継続時間は 200 秒以上あり、周期 6 秒の成分が卓越している (後述図-6 も参照)。計算波形はこれらの傾向をうまく模擬している。筆者らの文献 5 の検討に比べ、解析有効周期を 4 秒から 2.5 秒にしたことや、Vs 値の最適化を行なったことにより、短周期寄りの成分の再現性が著しく改善された。

図(b)の TKYH12 (八王子) では、観測波の振幅は小さく、計算波もこれを模擬している。八王子は関東平野の西縁の岩盤サイトにあり、新宿のように堆積地盤による地震波の増幅は起らない。新宿と八王子の地震波の著しい違いは深い地盤構造に依存しており、本手法のように各地点の地盤条件を反映させて地震動評価を行なうことの重要性がわかる。

図(c)は KNGH10 (横浜) での比較である。新宿と同

様、観測記録では堆積盆地構造による増幅がみられ、計算結果はこれを模擬している。なお、計算波形は波形の前半で振幅がやや小さく、改善の余地がある。

図(d), (e), (f)は静岡周辺における比較である。

図(d)の SHS (大成建設静岡営業所) では、速度計による観測記録が得られており、400 秒以上にわたって長周期地震動の振幅が現れている。計算波形も同様に長い継続時間が模擬できている。静岡は関東平野のような大規模な堆積盆地ではないので、振幅は新宿や横浜のように大きくない。計算波の NS 成分は観測波と同程度となっている。なお、観測波の EW 成分には周期 20 秒の大きなパルスがあり、これは計算波では不足している (後述図-6 も参照)。

図(e)の SZOH29 (静岡北)、図(f)の SZOH34 (清水北) は岩盤サイトの記録である。SHS と同様、計算波は EW で周期 20 秒の成分が不足しているが、これを除くと、観測波の長い継続時間や振幅を良好に再現している。

図(g), (h)は大阪平野周辺における比較である。

図(g)の OSKH02 (此花) は大阪平野の中程に位置し、観測記録には厚い堆積地盤による増幅が顕著である。岩盤サイトの八王子や静岡の 3 地点と比べると、周期 5~6 秒の成分が著しく増幅しているのが分かる (後述図-6 も参照)。計算波形もこれらの性質を良好に模擬している。

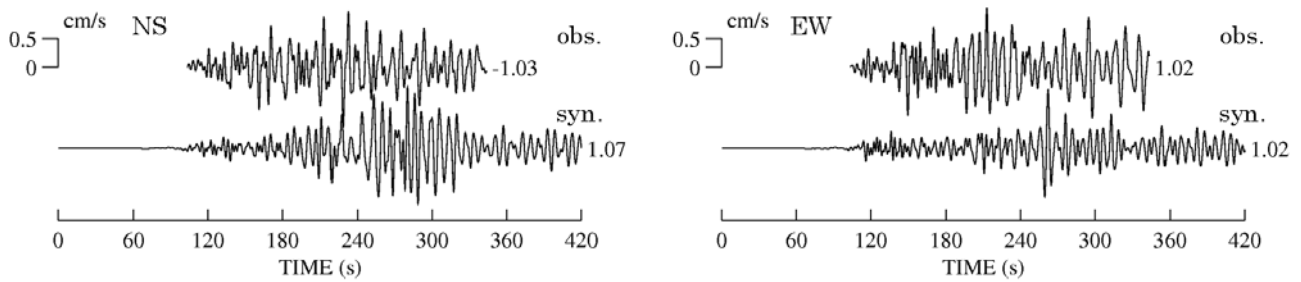
図(h)の OSKH03 (太子) は、大阪平野の南縁の岩盤サイトである。観測記録は、振幅が小さく堆積地盤による増幅が見られず、関東平野における八王子と同様である。計算波形もこれを良好に模擬している。

図(i), (j)は濃尾平野周辺における比較である。計算波形は観測記録に見られる長い継続時間はうまく模擬している。ただし、計算波は振幅がやや過大であり、減衰や Vs 構造の改善の余地がある。

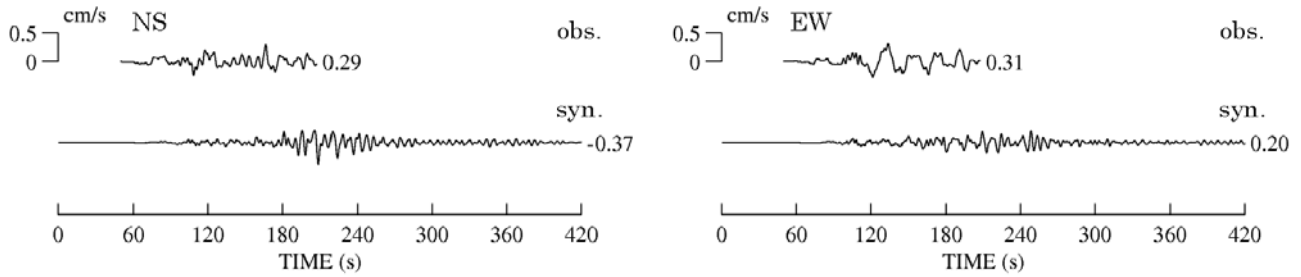
図-6 に擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較を示す。実線が計算波、点線が観測波である。

関東平野の SJK (新宿) や KNGH10 (横浜) では、観測波の周期 6 秒付近に顕著なピークがあり、計算波はピークの周期、ピークの高さとも良く模擬している。岩盤サイトの TKYH12 (八王子) では、観測波の地震動は小さくなっており、計算波もこれをよく模擬している。ただし、EW 成分の 20 秒の成分は不足している。

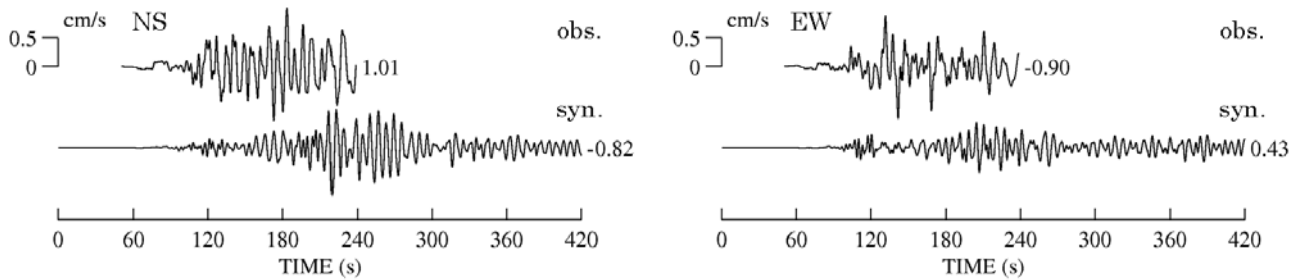
静岡の 3 地点の SHS (大成建設静岡営業所)、SZOH29 (静岡北)、SZOH34 (清水北) でも。計算波のスペクトルは観測波の周期 6 秒付近のピークをよく模擬している。なお、SHS、SZOH34 の観測波の EW



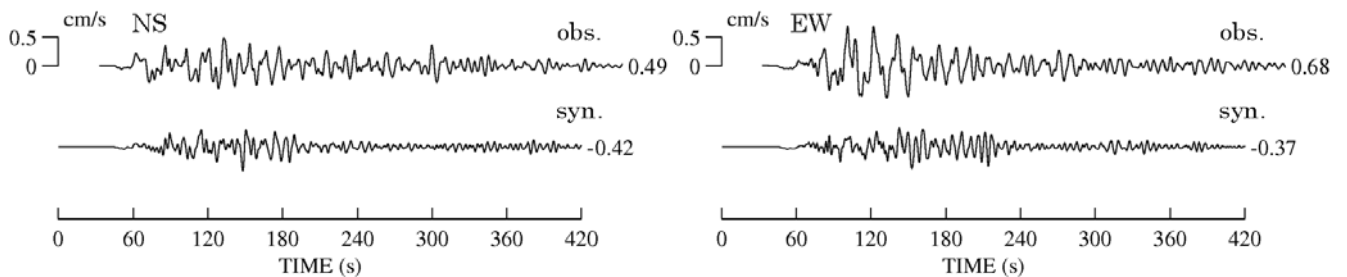
(a) SJK(新宿)



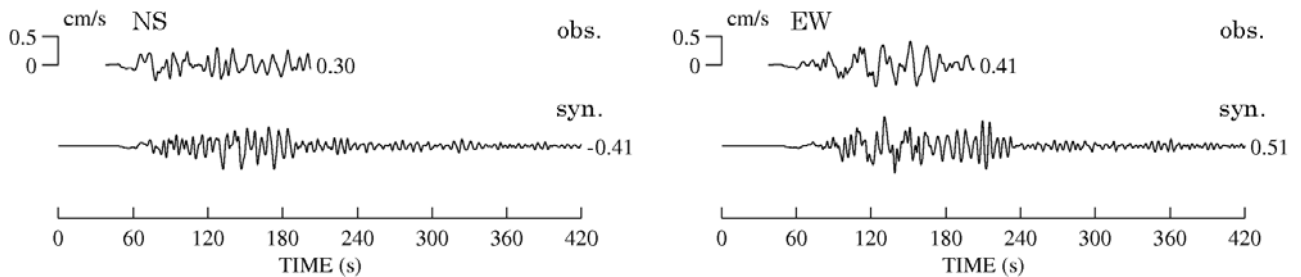
(b) TKYH12(KiK-net 八王子)



(c) KNGH10(KiK-net 横浜)



(d) SHS(大成建設 静岡営業所)

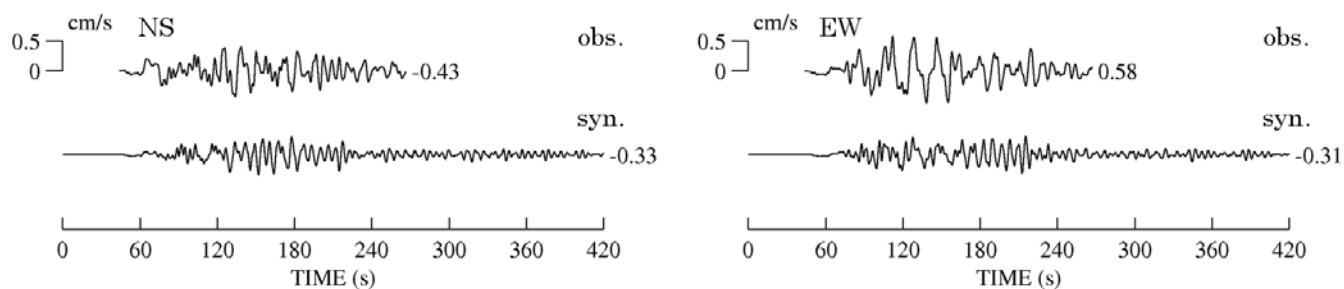


(e) SZOH29(KiK-net 静岡北)

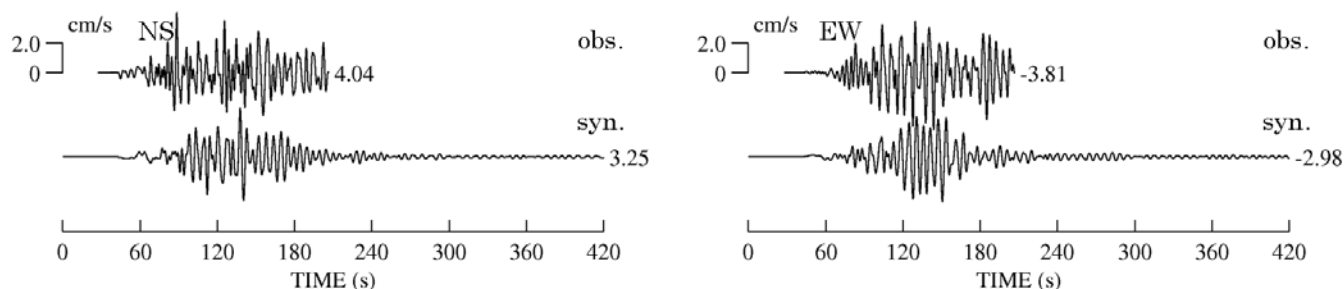
obs. : 観測波, syn. : 計算波, 数字は最大振幅

図-5 観測速度波形と計算波形の比較 (周期 2.5 秒以上の成分)

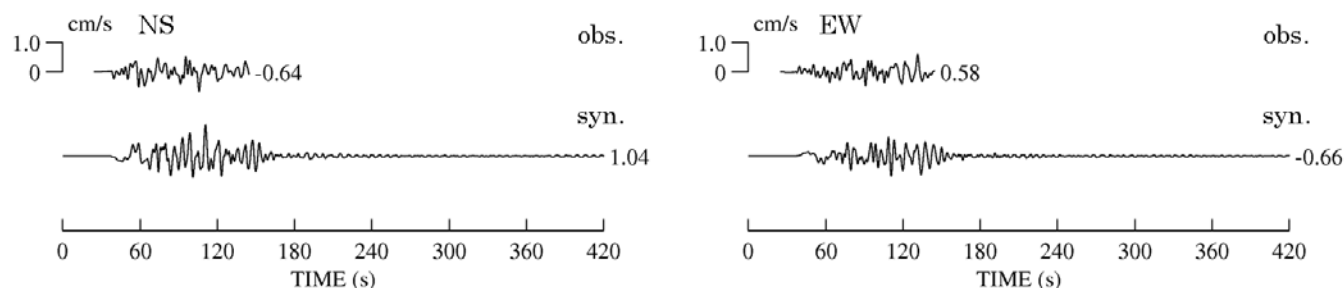
Fig.5 Comparison of observed velocity waveform and synthetic waveform (Components longer than 2.5 sec)



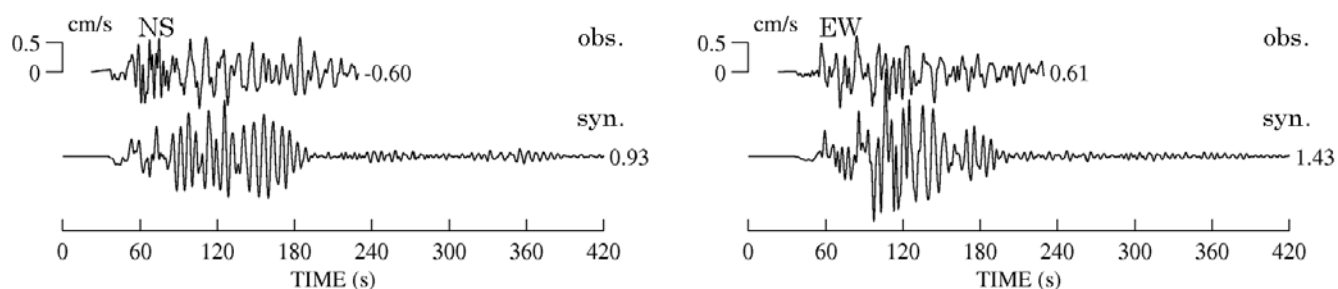
(f) SZO H34(KiK-net 清水北)



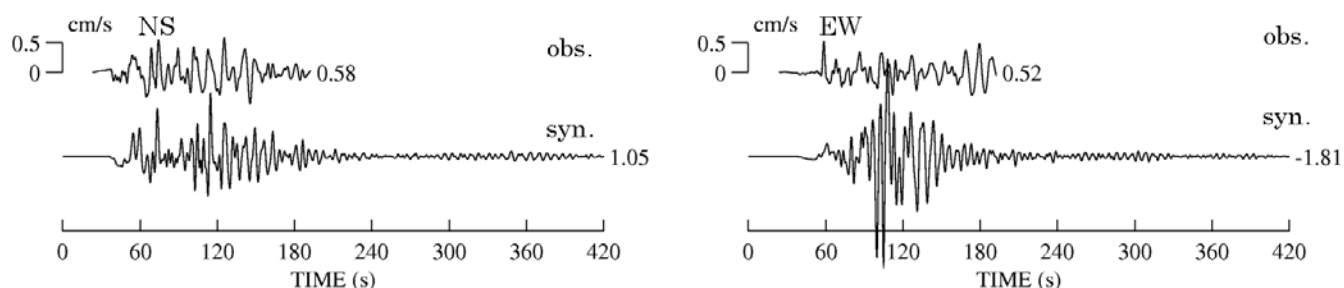
(g) OSKH02(KiK-net 此花)



(h) OSKH03(KiK-net 太子)



(i) AICH09(KiK-net 豊橋)



(j) AICH12(KiK-net 幡豆)

obs. : 観測波, syn. : 計算波, 数字は最大振幅

図-5 (つづき) 観測速度波形と計算波形の比較 (周期 2.5 秒以上の成分)

Fig.5 (continued) Comparison of observed velocity waveform and synthetic waveform (Components longer than 2.5 sec)

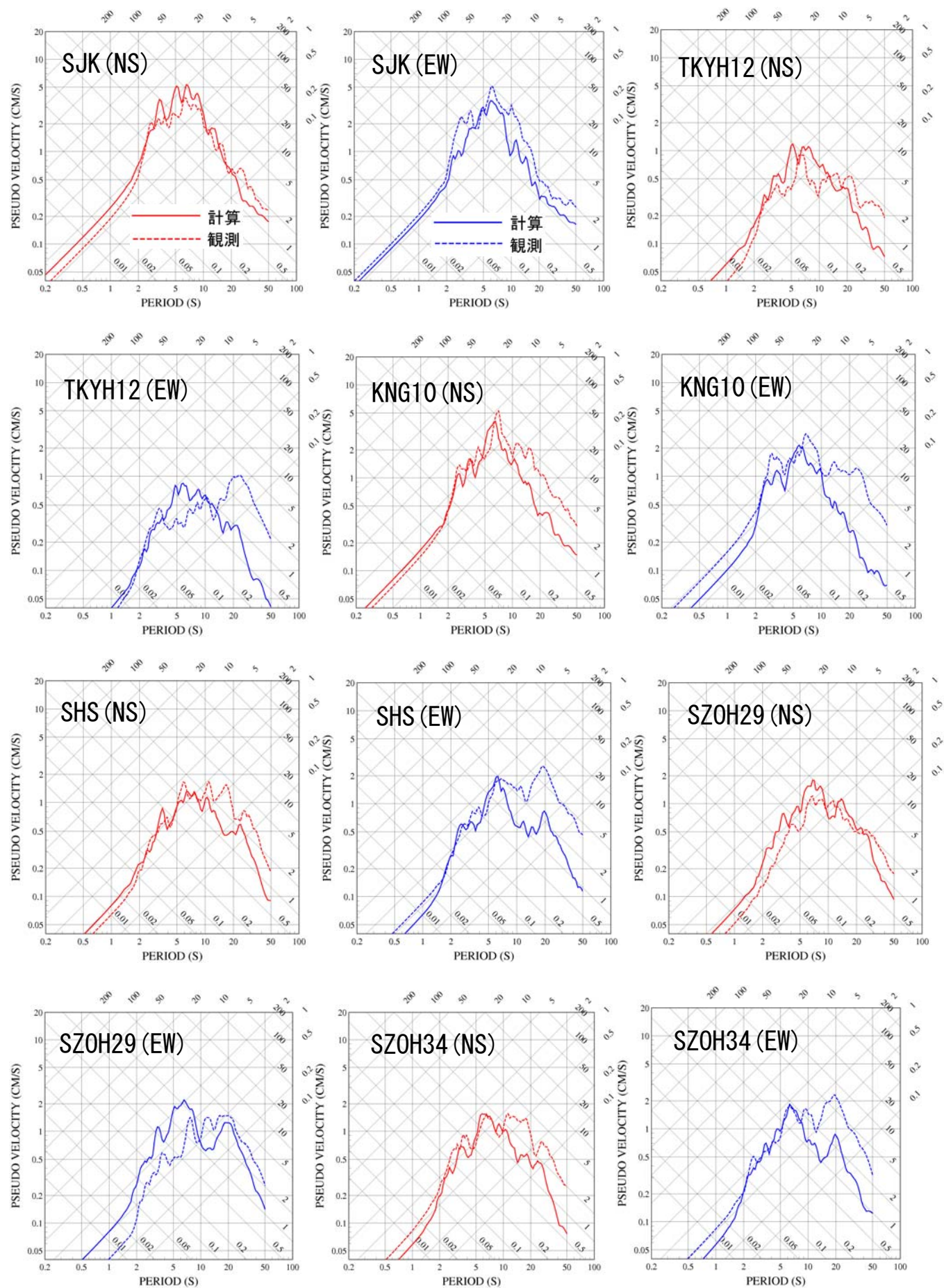


図-6 擬似速度応答スペクトルの比較 (h=5%)

Fig.6 Comparison of pseudo velocity spectra (h=5%)

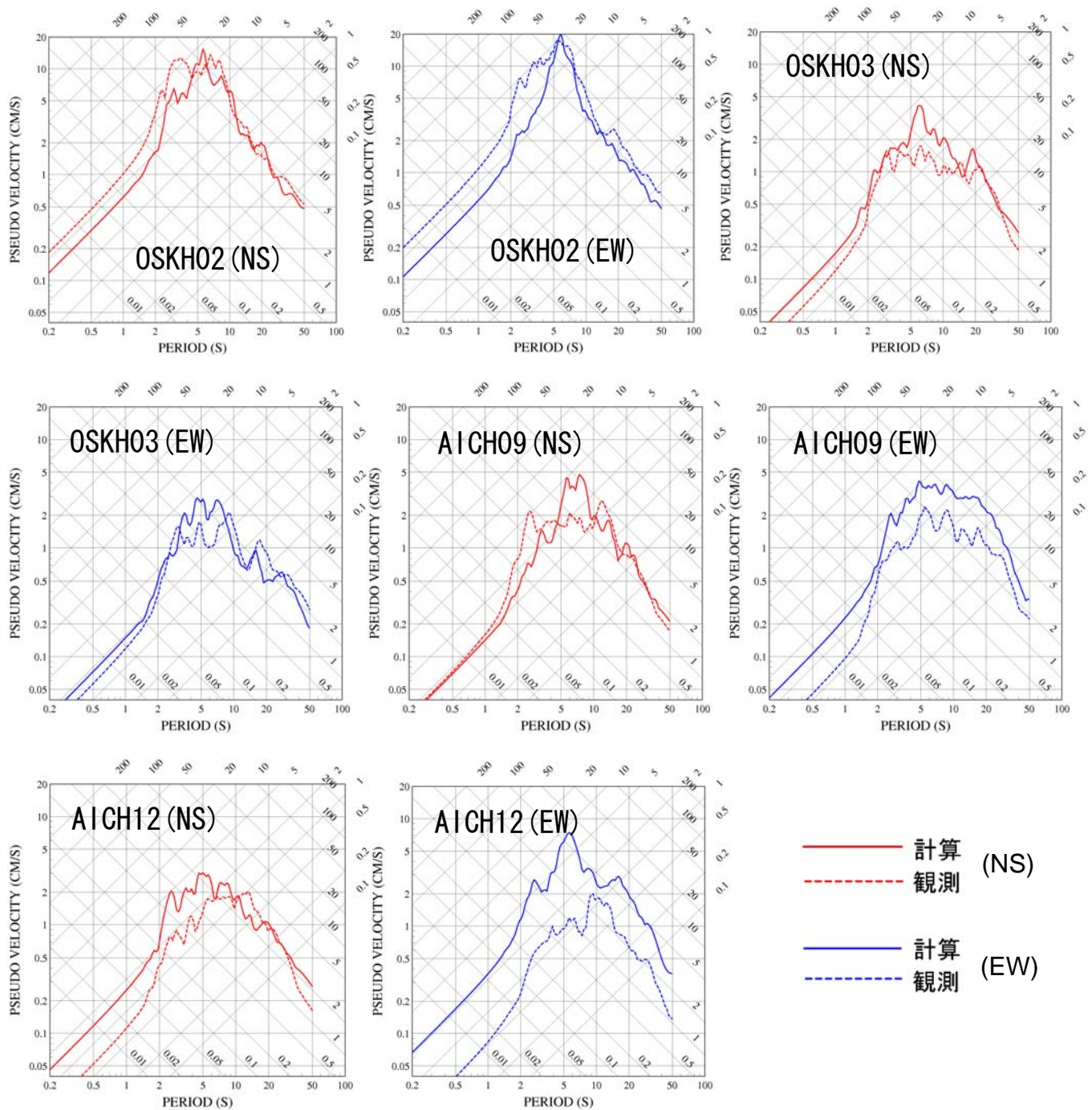


図-6 (つづき) 擬似速度応答スペクトルの比較 (h=5%)

Fig.6 (Continued) Comparison of pseudo velocity spectra (h=5%)

成分には周期 20 秒のピークが顕著であるが計算波は模擬できていない。超高層ビルの固有周期は 2.5~7 秒程度なので、ほとんど影響しない周期帯ではあるが、原因の解明は今後の課題としたい。大阪平野においては、OSKH02 (此花) の観測波には、周期 6 秒付近を中心とした顕著なピークが見られ、計算波はピーク周期およびピークの高さをうまく模擬している。OSKH03 (太子) でも、計算波はピークでの値がやや大きい、観測波のスペクトル形状を模擬している。

濃尾平野付近の AICH09 (豊橋), AICH12 (幡豆) では、関東平野や大阪平野の観測点の結果と比べると、計算波の観測波への一致は悪くやや過大となっている。今後、減衰や V_s 値を調整して地盤モデルを改善したい。

以上、全観測点を概観すると、本地盤モデルにより計算波は観測波に見られる 300 秒以上の長い継続時間の波形や、観測波のスペクトル特性をうまく再現できることが明らかになった。

4. 想定東海・東南海連動地震のシミュレーション

4.1 震源モデル

3章で紀伊半島東南沖地震により検証を行なった地盤モデルを用いて、東海・東南海連動地震の長周期地震動（周期2.5秒以上）の計算を行なった。

図-7に計算領域および震源モデルと都市の位置を示す。本モデルは、中央防災会議で検討された東海・東南海連動地震の震源モデル¹⁷⁾をベースにし、震源の細分割と、滑り分布および破壊伝播の不均質性の導入を行なった。中央防災会議のモデルは497個の点震源からなり、東南海地震は約10kmグリッド、東海地震は約5kmグリッドで与えられている。設定したモデルでは、2.5kmグリッド、3728個の点震源に細分割した。

図-8の(a)に設定した震源モデルの滑り分布を示す。図-8の(b)に破壊伝播時刻の分布を示す。東南海地震は3個のアスペリティーがあり、東海地震は6個のアスペリティー（滑り量が大きく地震波を多く放出する部分）がある。東南海地震の破壊が、Hypocenter1より始まり、平均破壊伝播速度 $V_r=2.7\text{km/s}$ で東に伝播する。約68秒を要して破壊がHypocenter2に達し、その直後、東海地震の破壊がHypocenter2より始まり、破壊が東に伝播し、約40秒で東端に到達する。

各アスペリティーも中央防災会議モデルに倣い、それぞれの破壊開始点をもつ（☆印）。背景領域の破壊フロントがこの点に到達した時にアスペリティー内の破壊が同心円状に進むとした。滑りと破壊伝播速度の不均質性は、関口・吉見(2006)¹⁸⁾の方法にならってマルチスケールの不均質を付加した（詳細は文献3参照）。

上記の中央防災会議の平均破壊伝播速度と破壊開始点に従ったモデルをCase 4と呼ぶとする。平均破壊伝播速度、破壊開始点を変動させたケースも計算した。Case 5は、平均破壊伝播速度を約1割増の 3.0km/s とした。図-9にCase 5の滑り分布と破壊伝播時刻を示す。破壊伝播速度が速いので、図(b)のコンターの間隔が広がっているのがわかる。

Case 6は、破壊開始点を変え、東海地震も東南海地震もHypocenter 2から同時に破壊を開始させた。図-10にCase 6の滑り分布と破壊伝播時刻を示す。なお、東南海地震の各アスペリティーの破壊開始点はHypocenter2からみて手前側にくるように東側に移動した。大阪でdirectivity効果が顕著に出るように、南側の角に配置した（図10(a)の☆印）。

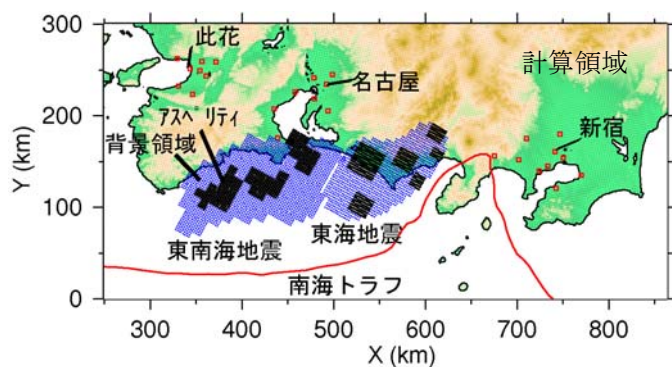
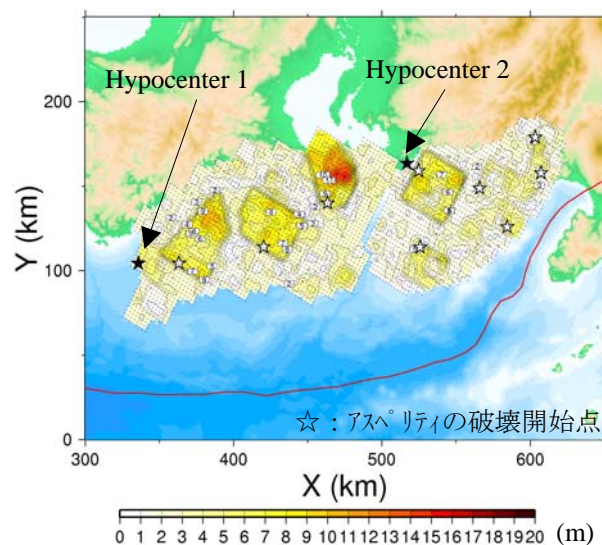


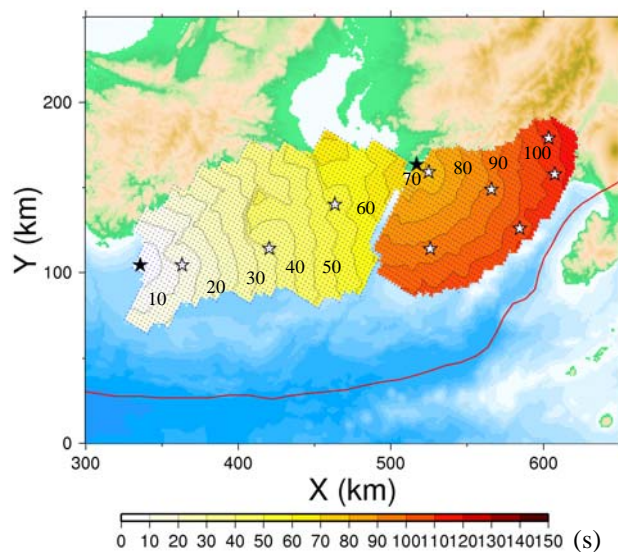
図-7 計算領域および震源モデルと都市の位置

Fig.7 Source model and location of cities



(a)滑り分布

Slip distribution

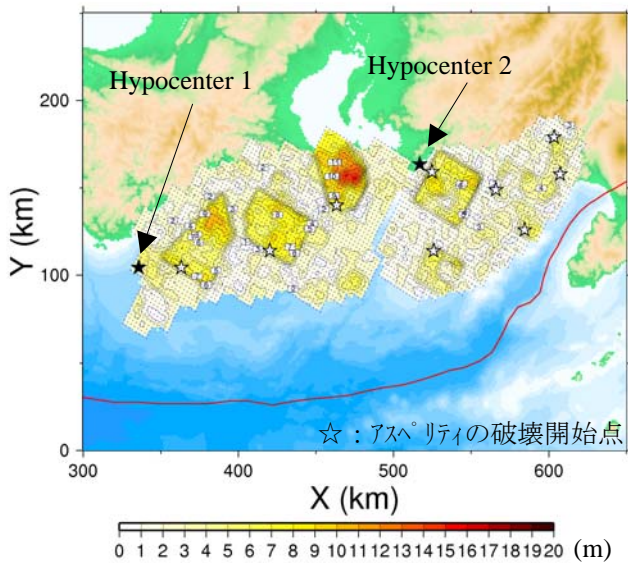


(b)破壊伝播時刻

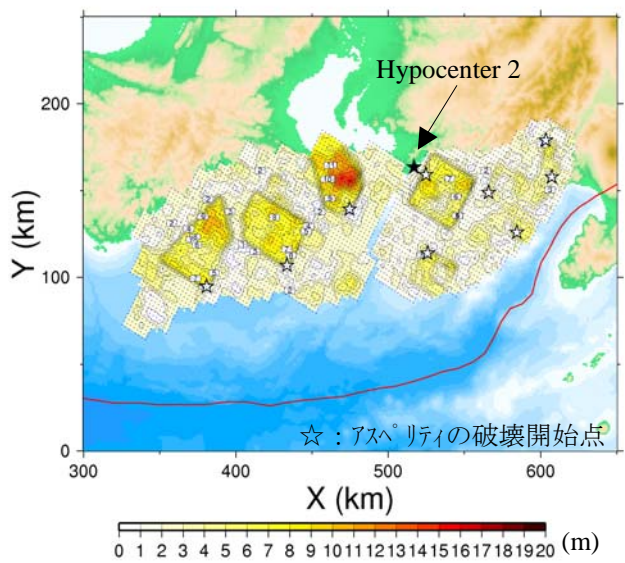
Rupture time

図-8 Case 4の震源モデル

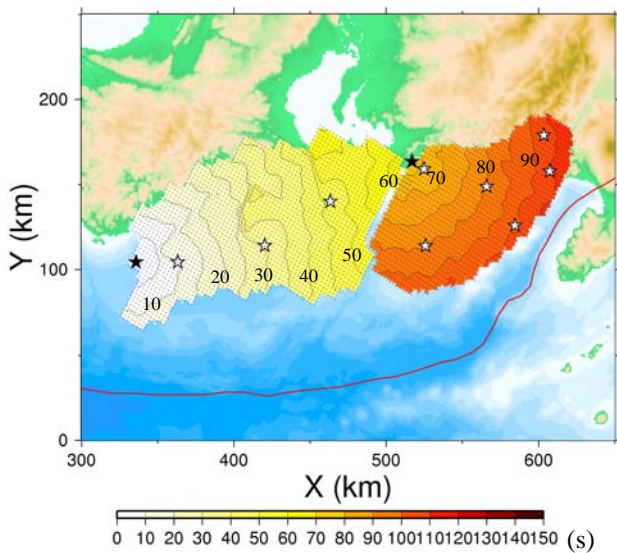
Fig.8 Source model for Case 4



(a) 滑り分布
Slip distribution



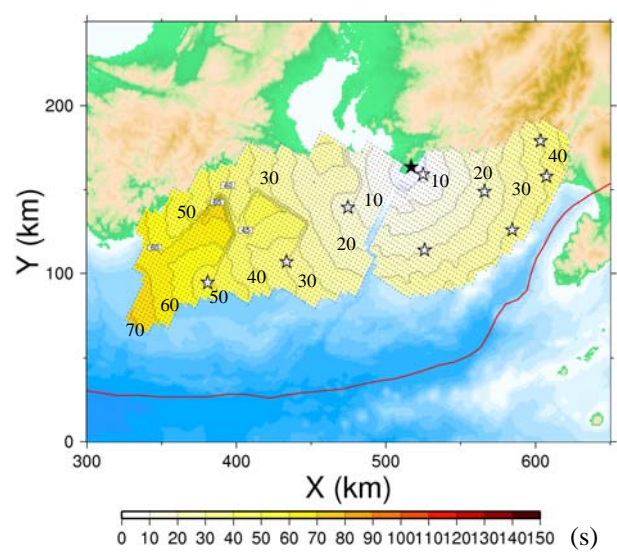
(a) 滑り分布
Slip distribution



(b) 破壊伝播時刻
Rupture time

図 9 Case 5 の震源モデル

Fig.9 Source model for Case 5



(b) 破壊伝播時刻
Rupture time

図 10 Case 6 の震源モデル

Fig.10 Source model for Case 6

4.2 代表的な地点の計算結果

大阪平野の此花、濃尾平野の名古屋（三の丸）、関東平野の新宿での結果を示す。図-11, 12, 13 に速度波形を、図-14 に 5% 擬似速度応答スペクトルを示す。此花の応答スペクトルを見ると、Case 6 は中心周期 7 ～8 秒で 280cm/s に達し、4 秒以上で告示スペクトル²¹⁾を上回る。

一方 Case 4,5 は 100cm/s 前後である。これは此花が Case 6 で破壊伝播の進行側、Case 4,5 で背後側にあるか

らであると考えられる。また、Case 6 は大阪平野に directivity 効果（破壊の進行方向で地震波が強まる効果）が生じやすいようアスペリティーの破壊開始点を南に置いた影響も大きい。

名古屋の応答スペクトルでは、3.5 秒付近に 170cm/s 程度の大きなピークが見られ、告示スペクトルを上回る。これは既往の三の丸波¹⁹⁾とよく似た傾向である。名古屋の場合 Case6 は破壊伝播の背後側となるので、Case 4,5 ほど大きくならなかった。

新宿では、中心周期 8.5～9 秒で 175cm/s に達するピークが見られ、Case5 で 4 秒以上、その他で 7 秒以上で告示スペクトルを上回る。Case 5 が広い周期帯に渡って最大であり、平均破壊伝播速度が大きいと地震波が大きくなる。

図-15 に Case4 のスナップショットの例を示す。破壊開始後 123 秒の速度の NS 成分を示す。赤が北、青が南に揺れている場所を示し、色の濃い部分が振幅の大きい部分である。大阪平野や濃尾平野の堆積盆地構造により地震波が増幅しているのがわかる。地震波が盆地構造に閉じこめられ、地震波の継続時間が長くなる。南海トラフ沿いの Sedimentary Wedge の部分も、地震波が捕らえられ、増幅される。関東平野は破壊の進行方向にあり、123 秒の図では、明瞭な波面が関東平野の西縁に到達したところである。

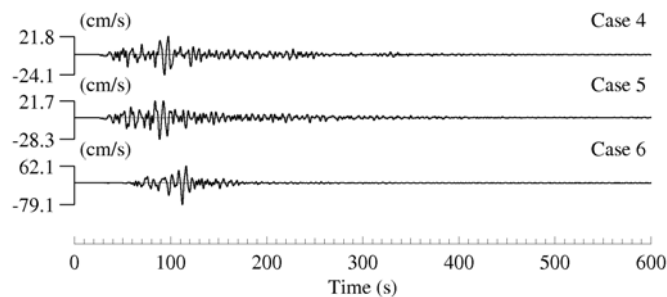


図-11 此花における速度波形 (NS 成分)

Fig.11 Velocity waveform at Konohana(NS Component)

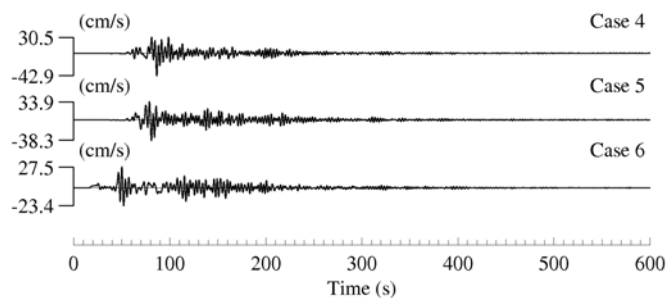


図-12 名古屋における速度波形 (EW 成分)

Fig.12 Velocity waveform at Nagoya(EW Component)

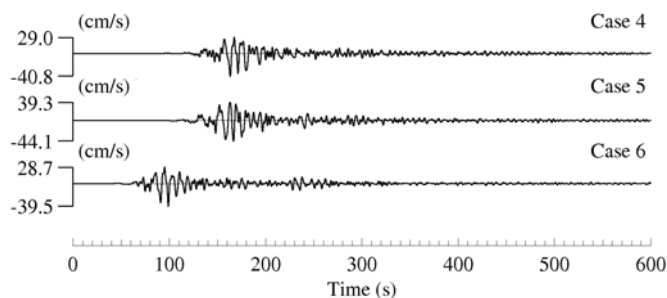
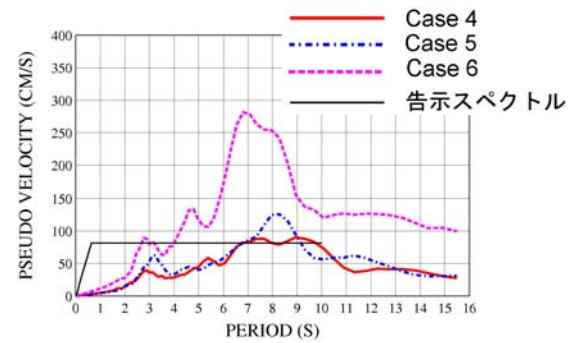
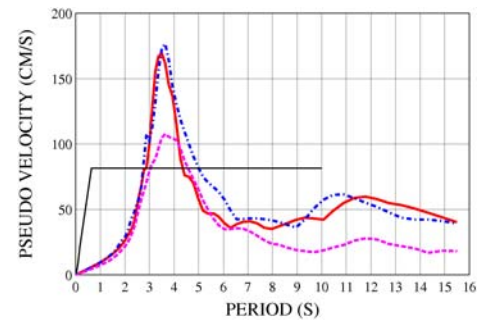


図-13 新宿における速度波形 (NS 成分)

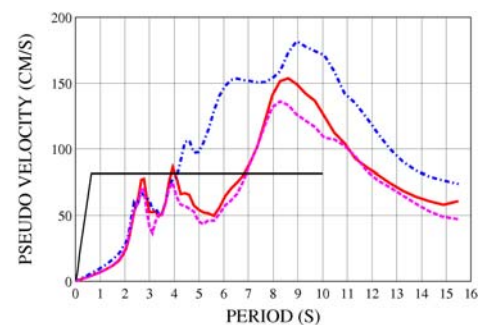
Fig.13 Velocity waveform at Shinjuku(NS Component)



(a)此花 NS



(b)名古屋 EW



(c)新宿 NS

図-14 擬似速度応答スペクトル(h=5%)

Fig.14 Pseudo velocity spectra

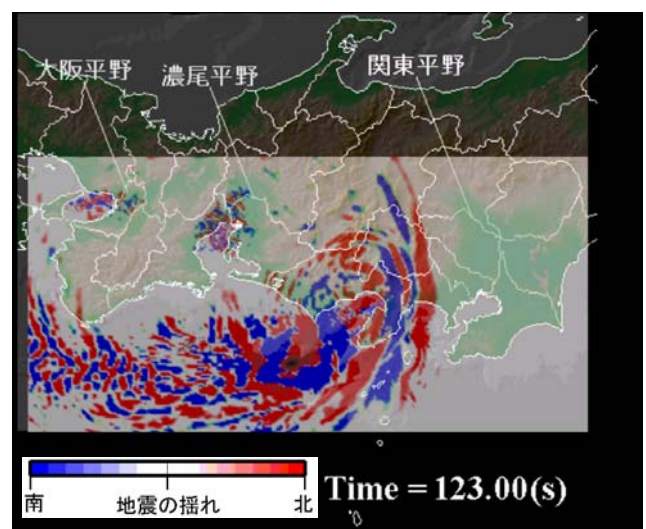


図-15 速度の NS 成分のスナップショット

Fig.15 Snapshot of Velocity NS Component

5. まとめ

関東、濃尾、大阪平野および南海トラフ沿いの軟弱堆積層（Sedimentary Wedge）を含む3次元地盤モデルを構築した。このモデルを用いて、2004年紀伊半島南東沖地震の前震のシミュレーションを行った。観測記録に見られる長い継続時間や、平野における地震動の増幅、スペクトル特性を良好に模擬することができた。なお、濃尾平野では地震動強さがやや過大評価であり、減衰やVs構造を調整する余地がある。

東海・東南海連動地震のシミュレーションを行った。中央防災会議の震源モデルをベースに、震源の再分割や滑り分布と破壊伝播時刻の不均質性の導入も行った。また、破壊伝播速度や破壊開始点の影響も検討した。本研究で設定した東海・東南海連動地震の震源モデルにおいて、此花で7～8秒、名古屋で3.5秒、新宿で8.5～9秒に中心周期を持ち、告示スペクトルを上回る卓越成分が見られた。directivity 効果や平均破壊伝播速度の増大は、顕著に地震動を大きくすることがわかった。

今後の課題として、地盤モデルを四国沖まで伸長し、東海・東南海・南海連動地震の検討を行なうことが挙げられる。

謝辞

3章の研究は、文部科学省学術フロンティア推進事業（平成18年度～平成20年度）・工学院大学「地震防災および環境共生に関する新技術の応用研究」の援助、及び科研費基盤研究(C)（19510186）の助成を受けました。4章の研究は、日本建築学会構造委員会高機能社会耐震工学ワーキンググループ（主査：中島正愛教授）での成果の一部です。防災科学技術研究所のKiK-netの記録を利用させていただきました。解析にはCarnegie Mellon大学のFEMプログラム²⁰⁾を利用しました。図の作成にはGMTを使用しました。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 吉村智昭：濃尾平野における想定東南海地震の長周期地震動評価，大成建設技術センター報，第37号，論文番号02，2004。
- 2) 吉村智昭・七井慎一・末田隆敏：関東平野における想定東南海地震・想定東海地震の長周期地震動評価，日本地震工学会・大会－2004梗概集，pp. 390-391，2004。
- 3) 末田隆敏・吉村智昭・七井慎一：大阪平野における想定南海地震の長周期地震動評価，日本地震工学会・大会－2004梗概集，pp. 392-393，2004。

- 4) Yamada, N. and T. Iwata : Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_j 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 197-202, 2005.
- 5) Yoshimura, C., Y. Yamamoto and Y. Hisada : Long-period ground motion simulation of 2004 off the Kii Peninsula earthquakes and prediction of future M8 class earthquakes along Nankai Trough subduction zone, south of Japan island, 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, CD-ROM, Paper ID:S10-048, October 12-17, 2008.
- 6) 山本優・吉村智昭・七井慎一・久田嘉章：南海トラフ沿いの軟弱堆積層と三大平野の堆積地盤を考慮した長周期地震動のシミュレーション，日本地震工学会・大会－2008梗概集，282-283，2008。
- 7) 山本優・吉村智昭・七井 慎一・久田嘉章：関東・濃尾・大阪平野を考慮した南海トラフ沿い巨大地震の長周期地震動シミュレーション（その1）2004年紀伊半島南東沖地震のシミュレーション，日本建築学会大会学術講演梗概集，B-2，pp. 91-92，2009。
- 8) 吉村智昭・山本優：震源モデルに起因するばらつきを考慮した予測長周期地震動の高精度化，長周期地震動対策に関する公開研究集会，pp. 1-67，日本建築学会構造委員会高機能社会耐震工学WG，2009年3月9日。
- 9) 吉村智昭・山本優・七井 慎一：関東・濃尾・大阪平野を考慮した南海トラフ沿い巨大地震の長周期地震動シミュレーション（その2）想定東海・東南海連動地震のシミュレーション，日本建築学会大会学術講演梗概集，B-2，pp. 93-94，2009。
- 10) 山中浩明・山田伸之：強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築，物理探査，第59号，第6号，549-560，2006。
- 11) Miyake, H., K. Koketsu, and T. Furumura : Source modeling of subduction-zone earthquakes and long-period ground motion validation in the Tokyo metropolitan area, 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, CD-ROM, Paper ID:S10-012, October 12-17, 2008.
- 12) 堀川晴央・他：断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデルの作成，活断層・古地震研究報告，No. 3，225-259，2003。
- 13) 産業技術総合研究所地質調査総合センター：大阪堆積盆地3次元地盤行動モデル，CD-ROM，2004。
- 14) 三重県：伊勢平野に関する地下構造調査，2003年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集，85-96，2003。
- 15) 早川崇・他：愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動策定のための地下構造のモデル化 その2 深層地盤のモデル化，日本建築学会大会，B-2，131-132，2002。
- 16) 山中佳子：EIC 地震学ノート No. 152，2004，http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC152.html。
- 17) 中央防災会議「東南海，南海地震等に関する専門調査会」（第16回）資料3図表集2，平成15年12月26日。
- 18) 関口春子・吉見雅行：広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティーモデルのマルチスケール不均質化，月刊地球，号外No. 55，102-109，2006。
- 19) 国土交通省中部地方整備局ほかコンソーシウム：名古屋市三の丸地区における地域特性を考慮した耐震改修のための基盤地震動の作成（概要版），p. 48，2004。

- 20) Bao et al.: Large-scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computers, Comput. Methods Appl. Mech. Engrg., 152, pp.85-102, 1998.
- 21) 建設省告示 1461 号, 平成 12 年 5 月 31 日, 国土交通省告示 388 号, 平成 13 年 3 月 30 日改正, 「超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめるための構造計算の基準を定める件」