

南海・東南海地震の大阪府域における強震動予測

Strong ground motion prediction in Osaka prefecture during the Nankai and Tonankai Earthquake

鶴来雅人*, 趙伯明**, Petukhin Anatoly***, 香川敬生****

Masato Tsurugi, Boming Zhao, Anatoly Petukhin, and Takao Kagawa

*博(工) 財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

**博(工) 財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

***Ph.D. 財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

****博(理) 財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (〒550-0012 大阪市西区立売堀 4-3-2)

In this paper, the strong ground motions in Osaka prefecture are predicted for the case of the Nankai and Tonankai Earthquakes occurring simultaneously and for the case of two separate events. The hybrid method is adopted in the simulation to obtain reliable strong ground motions in a wide frequency range. Target sites of the analysis are a set of the observation sites of K-NET, KiK-net, and CEORKA. Due to large size of source and deep sedimentary structure of the Osaka basin, the results have following features.

1. Duration time of the simulated waves is very long, over 300 seconds.
2. Long period (over 1 second) component in the simulated wave is predominant.

Key Words: The Nankai and Tonankai Earthquake, Strong ground motion prediction, Osaka prefecture, Hybrid method

キーワード：南海・東南海地震，強震動予測，大阪府域，ハイブリッド法

1. はじめに

東海沖から四国沖にかけての南海トラフを震源とする東南海地震（あるいは東海地震）や南海地震は100年～100数十年間隔で発生し、広範囲に大きな被害をもたらしている。文部科学省 地震調査推進本部 地震調査委員会の長期評価では、次の東南海地震や南海地震は今後30年以内に40～50%程度、50年以内には80～90%程度の確率で発生するとされている¹⁾。また、東南海地震と南海地震が同時にあるいは単独で発生する場合の震度分布や被害の予測結果が中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会（以下「調査会」と称す）から公表される^{2) 3)}など、次の東南海地震や南海地震への関心が高まりつつある。そこで、今後の防災対策に資することを目的に、南海・東南海地震を対象とした地震動シミュレーションを行い、大阪府域における地震動を試算した。

2 解析概要

2.1 地震動シミュレーションの方法

広帯域にわたって信頼性の高い大地震動を得るため、地震動シ

ミュレーションはハイブリッド法⁴⁾を用いて行なった。この方法の概要を図-1に示す。この方法は1～2秒程度以下の短周期領域の大地震動を統計的手法⁵⁾と経験的グリーン関数法^{6) 7)}の考え方をを用いて、すなわち統計的グリーン関数法により求め、1～2秒程度以上の長周期領域の大地震動を理論的手法で作成し、最終的に両者を時間軸上で足し合わせることで広帯域の大地震動を得るものである。ここで、短周期大地震動を求めるにあたっては、観測記録から評価した経験的サイト増幅特性を考慮した。また、長周期大地震動は大阪堆積盆地の3次元地下構造およびプレート沈み込みを含む深部構造を考慮した差分法⁸⁾により求めた。なお、鉛直動についてはサイト増幅特性の評価法や、特に短周期領域の地震動予測手法が確立されているとはいえないため、水平動のみを対象とした。

2.2 震源断層パラメータ

調査会の断層設定²⁾では3次元的に複雑な曲面構造を持つ震源域を約500個の小断層で近似している。その小断層の長さ・幅は約10kmであり、小断層毎の走向角や傾斜角はそれぞれ異なっている。本検討では、複雑な曲面構造を持つ断層面を南海地震西部断層、同東部断層、東南海地震西部断層、同東部断層の4つの矩

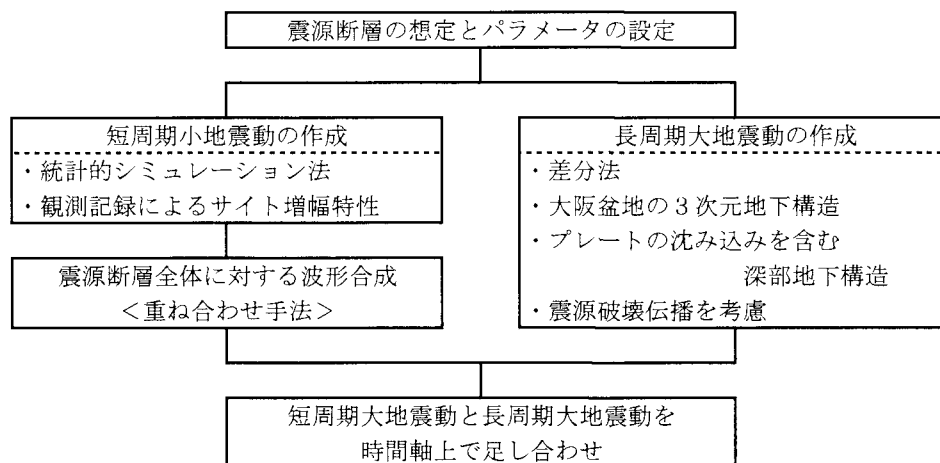


図-1 ハイブリッド法による大地震動の作成手法

表-1 南海地震・東南海地震の巨視的断層パラメータ

	南海地震		東南海地震	
	西部断層	東部断層	西部断層	東部断層
基準点緯度 (°)	32.630	32.810	33.830	34.160
基準点経度 (°)	135.100	135.950	136.990	138.120
断層分類	逆断層＋横ずれ成分			
断層走向角 (°)	245.0	270.0	215.0	235.0
断層傾斜角 (°)	7.0	14.0	14.0	10.0
すべり角 (°)	120.0	145.0	90.0	100.0
断層上端深度 (km)	10.0	10.0	10.0	10.0
断層長さ (km)	220	170	120	130
断層幅 (km)	160	100	80	110
断層面積 (km ²)	36,500 (約36,500)		15,800 (約14,500)	
応力降下量 (MPa)	3.0 (3.0)		3.0 (3.0)	
地震モーメント (N・m)	8.37×10 ²¹ (8.34×10 ²¹)		2.38×10 ²¹ (2.15×10 ²¹)	
平均すべり量 (m)	5.61 (5.70)		3.69 (3.63)	
モーメントマグニチュード	8.55 (8.55)		8.18 (8.15)	
破壊伝播速度 (km/sec)	2.7 (2.7)			

() 内の数字は調査会の設定値

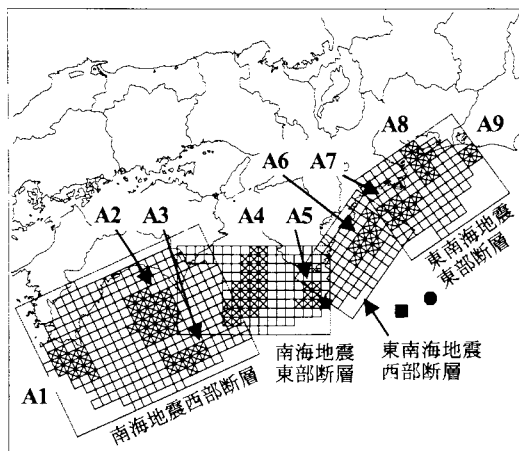


図-2 断層位置図

- ×およびA1～A9：アスペリティ，★：破壊開始点
 ■：2004年9月5日19時7分の地震の震央
 ●：2004年9月5日23時57分の地震の震央

形セグメントに分割・近似し、それぞれのセグメント内の小断層は同じ走向角や傾斜角を持つとした。その大きさは長さ・幅ともに調査会とほぼ同じ10kmである。設定した断層位置を図-2に示す。図中、空白の領域は断層破壊をしない領域である。また、各セグメントが重複する領域については、どちらかのセグメントのみが断層破壊するものとした。図中×印を示した領域(A1～A9)がアスペリティであり、調査会の設定したアスペリティ位置と概ね一致している。しかし、その深度については断層面を平面近似しているため、調査会のそれとは厳密に対応していないものと思われる。破壊開始点は調査会の設定に倣い、南海地震断層と東南海地震断層の境界部(図-2中、★印)とし、破壊が同心円状に広がるとした。

各アスペリティや背景領域の地震モーメントや応力降下量といった微視的断層パラメータは調査会の設定方法²⁾に倣って与えた。設定した巨視的断層パラメータを表-1に示す。同表中、()

表-2 南海地震・東南海地震の微視的断層パラメータ

	南海地震		東南海地震	
	本検討	調査会	本検討	調査会
アスペリティの個数	5	5	4	4
アスペリティの面積 S_a (km ²)	9,100	約9,100	3,900	約3,900
アスペリティでの総モーメント M_{oa} (N・m)	4.17×10^{21}	4.25×10^{21}	1.18×10^{21}	1.16×10^{21}
面積 (km ²)	アスペリティ1 1,400	アスペリティ1 1,423	アスペリティ6 1,300	アスペリティ6 1,308
地震モーメント (N・m)	5.14×10^{20}	5.40×10^{20}	4.31×10^{20}	4.26×10^{20}
すべり量 (m)	8.98	9.26	8.11	7.90
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km ²)	アスペリティ2 2,800	アスペリティ2 2,758	アスペリティ7 1,100	アスペリティ7 1,107
地震モーメント (N・m)	1.45×10^{21}	1.46×10^{21}	3.36×10^{20}	3.31×10^{20}
すべり量 (m)	12.70	12.00	7.46	7.30
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km ²)	アスペリティ3 1,200	アスペリティ3 1,226	アスペリティ8 1,100	アスペリティ8 1,107
地震モーメント (N・m)	4.08×10^{20}	4.32×10^{20}	3.36×10^{20}	3.31×10^{20}
すべり量 (m)	8.31	8.60	7.46	7.30
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km ²)	アスペリティ4 3,000	アスペリティ4 2,963	アスペリティ9 400	アスペリティ9 402
地震モーメント (N・m)	1.61×10^{21}	1.62×10^{21}	7.36×10^{19}	7.27×10^{19}
すべり量 (m)	13.15	13.00	4.50	4.40
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5	22.4	21.9
面積 (km ²)	アスペリティ5 700	アスペリティ5 715		
地震モーメント (N・m)	1.82×10^{20}	1.92×10^{20}		
すべり量 (m)	6.35	6.57		
応力降下量 (MPa)	23.9	24.5		
背景領域				
面積 (km ²)	27,400	約27,400	11,900	約10,600
地震モーメント (N・m)	4.20×10^{21}	4.09×10^{21}	1.20×10^{21}	9.89×10^{20}
すべり量 (m)	3.75	3.65	2.48	2.28
応力降下量 (MPa)	2.2	2.2	2.2	2.2

内の数字は調査会の設定値である。また、微視的断層パラメータを表-2に示す。同表中にも調査会の設定値を示す。

なお、応力降下量は地震モーメントおよびコーナー周波数との関係式 [式(1)]^{9), 10)}により考慮した。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \times \beta \times \left(\frac{\Delta \sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 f_c : コーナー周波数 (Hz)

β : 媒質のせん断波速度 (km/s)

M_0 : 地震モーメント (dyne・cm)

[1(N・m)= 1×10^7 (dyne・cm)]

$\Delta \sigma$: 応力降下量 (bar) [1bar=0.1MPa]

である。

2.3 長周期大地震動の計算に用いる地下構造

長周期大地震動は大阪堆積盆地の3次元不整形地下構造¹¹⁾およびプレートの沈み込みを含む深部構造を考慮した差分法により求めた。大阪堆積盆地の外側は露頭岩盤と仮定し、水平構造モデルとした。設定した地下構造モデルを図-3に、物性値を表-3に示す。図-3および表-3中、L1~L3が大阪堆積盆地構造、L4~L7が深部構造、L8およびL9がフィリピン海プレートに相当する。L1~L3およびL8とL9は水平成層構造ではなく、位置により下面深度が異なるため、表-3中の下面深度の値は示していない。なお、趙・ほかは、このモデルを用いて2000年鳥取県西部地震の地震動シミュレーションを行い、観測記録と整合する結果を得ており¹²⁾、モデルの妥当性が確認されている。

深部構造の形状はZhao *et al.*¹³⁾による形状とした。そのP波速度

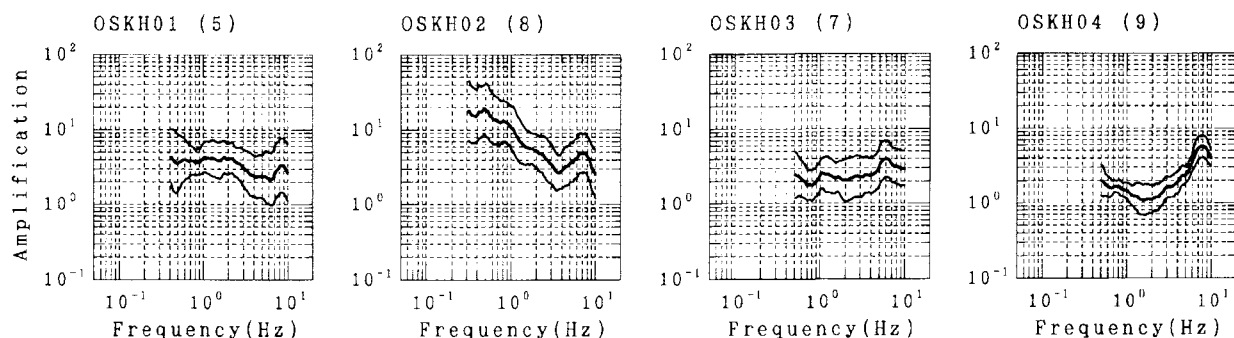


図-4 KiK-net 観測点におけるサイト増幅特性

表-3 解析に用いた地下構造の物性値

	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (kg/m ³)	Q	下面深度 (km)
L1	1.60	0.35	1.70	80	—
L2	1.80	0.55	1.80	100	—
L3	2.50	1.00	2.10	150	—
L4	5.40	3.20	2.60	300	4.0
L5	6.00	3.50	2.70	500	16.0
L6	6.60	3.82	2.85	1000	36.9
L7	8.10	4.50	3.29	2000	∞
L8	7.50	4.30	3.06	2000	—
L9	7.80	4.35	3.16	2000	—

は京都大学鳥取地震観測所が震源決定に用いている値¹⁴⁾とした。S波速度はLove波の分散曲線から推定した値¹⁵⁾を参考に、その平均的な値とした。また、フィリピン海プレートの形状は荻原の成果¹⁶⁾をスムーズに繋ぎ、厚さ30kmの層(L9)上面には低速度の海洋性地殻(L8, 厚さ5km)を置いてモデルに組み込んだ。その速度構造はレーシーバー関数から得られたモデル¹⁷⁾および人工地震探査の結果¹⁸⁾からその平均的な値とした。モデル化した領域はE132.0°, N31.8°から東へ580km, 北に380km, 深さ80kmの領域である。また、大阪堆積盆地構造は約81km×81kmの範囲であり、堆積層の厚さは最深部で約3kmである。解析のグリッド間隔は堆積盆地構造内では220m, 盆地外では震源要素のサイズおよび表層のS波速度に応じて440m～1,320mの間隔を採用した。また、 Q 値は文献19に示されている方法で考慮した。

通常、差分法による解析では震源時間関数としてベル型関数を用いられることが多い。このベル型関数を用いて南海・東南海地震のような巨大地震をシミュレーションする場合、周期2ないし3秒から10秒程度の周期帯域で過小評価となることが指摘されている²⁰⁾。本研究ではベル型関数ではなく、立ち上がり部が急峻な中村・宮武による震源時間関数²¹⁾を用いることにより、理論計算の有効周期を2秒程度にまで拡張するように工夫をした。

2.4 短周期大地震動の計算に用いる Q 値

中央防災会議 東海地震に関する専門調査会においては Q 値に関する既往研究成果を整理し、せん断波速度が3,000m/secを越え

る地震基盤の Q 値の平均的特性として

$$Q(f) = 100 \times f^{0.7} \quad (2)$$

を採用している²²⁾。本検討においてもこの特性を用いることとした。ここで、 f は周波数(Hz)である。なお、調査会の資料には採用した Q 値の特性は記述されていない。

2.5 解析対象地点とそのサイト増幅特性

解析対象地点は関西地震観測研究協議会、独立行政法人 防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)および基盤強震観測網(KiK-net)の大阪府下の23観測点とした。関西地震観測研究協議会およびK-NET観測点におけるサイト増幅特性は観測記録を用いた経験的手法で得られた特性²³⁾を用いた。KiK-net観測点(位置は図-3参照)におけるサイト増幅特性は今回新たに評価した。その手法は文献23と同じ手法である。この手法ではサイト増幅特性を基準観測点との相対値ではなく、地震基盤に対する値として算出できる。得られたKiK-net観測点におけるサイト増幅特性を図-4に示す。各図左上に観測点コードを示している。また、その右のカッコ内の数字はサイト増幅特性の算出に用いた地震数である。図中、太線がサイト増幅特性の平均値、細線がその平均値±標準偏差であり、解析には平均値を用いた。なお、K-NET観測点のOSK006については、サイト増幅特性の算出に使用可能な地震が1地震のみであるため、今回の検討対象から除外した。

2.6 高域遮断フィルター

高周波数領域の地震動の振幅には高域遮断フィルターが大きな影響を及ぼす。調査会の資料²⁾には高域遮断周波数 f_{max} の値が記載されているのみで、フィルター形状や高周波数領域の減衰の程度を示す係数は不明である。そこで、本研究では式(3)で示されるフィルター形状⁹⁾を用いた。ここで、 f_{max} は調査会の設定に倣い6Hz, 減衰の程度を示す係数 s は1とした。設定した高域遮断フィルターを図-5に示す。

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}} \quad (3)$$

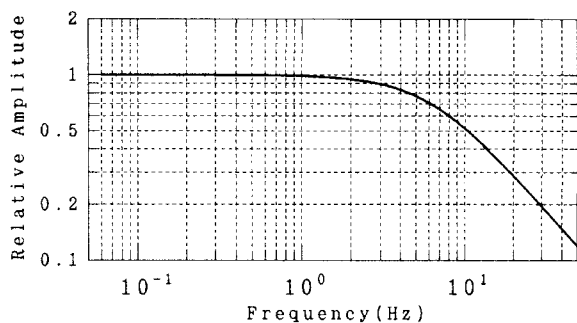


図-5 高域遮断フィルター

2.7 マッチング周波数

短周期大地震動と長周期大地震動の足し合わせの際のマッチング周波数は、差分法による限界周波数を考慮したうえで、両地震動のスペクトルがスムーズにつながるように、スペクトルレベルがほぼ同じ周波数領域とした。対象地点毎に若干異なるが、概ね0.5Hz程度である。

3 解析結果

3.1 各成分波およびハイブリッド波

統計的グリーン関数法による短周期波および3次元差分法による長周期波、およびそれらを足し合わせたハイブリッド波を図-6および図-7に示す。示した結果は、南海地震と東南海地震が同時発生した場合のABNおよびYAEの2地点のEW成分である。ここで、ABNは大阪府内を南北に縦断する上町台地上、YAEは軟弱地盤が広がっている東大阪の観測点であり、図-3中にその位置を示す。これより長周期波の継続時間が非常に長いことがわかる。この継続時間は、震源時間関数から想定されるものに比べはるかに長いことから、堆積盆地構造により生成された表面波の影響と考えられる。ハイブリッド波の最大速度は比較的大きく、軟弱な地盤が広がっている東大阪の観測点（YAE）では70cm/sを越える大きな最大速度となった。なお、YAE以外の解析対象地点では最大速度は概ね10～40cm/s程度である。

3.2 地盤種別による比較

地盤種別による地震動の違いを図-8および図-9に示す。示した結果は、南海地震と東南海地震が同時発生した場合のCHY、ABNおよびYAEの3地点におけるハイブリッド波（EW成分）である。ここで、CHYは大阪府南東部の風化岩の観測点であり（位置は図-3参照）、ABNおよびYAEは前述の通り、それぞれ洪積層上および沖積層上の観測点である。これより、堆積盆地構造の端部に位置し、風化岩上の観測点であるCHYに比べ、盆地構造内の堆積層上の観測点であるABNやYAEでは地震動の継続時間が長く、また特に長周期領域で大きな増幅が見られる。堆積盆地構造の影響が顕著に現れていると言える。

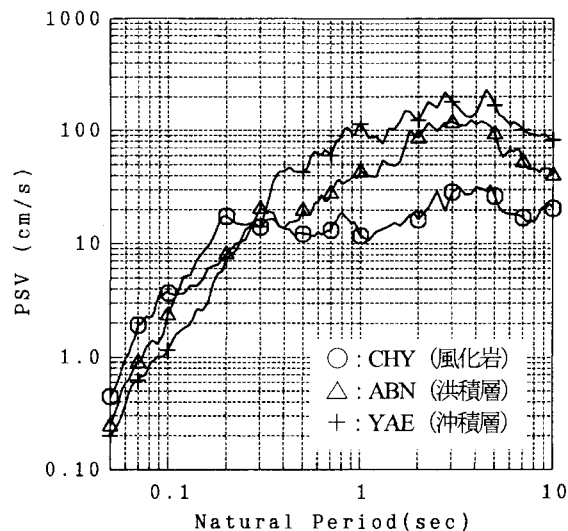


図-9 地盤種別による擬似速度応答スペクトルの比較
<減衰定数: 5%>

3.3 震度分布

本検討で得られた地震動から計算される計測震度の分布を図-10に示す。示した結果は南海地震と東南海地震が同時発生した場合のものである。また、中央防災会議が公表した震度分布を図-11に示す。

計測震度は水平2成分および鉛直成分の計3成分の加速度波形から計算するのが基本である²⁴⁾。前述の通り本検討では、鉛直動に対する地震動予測手法などが十分に確立されているとは言いがたいため、水平2成分のみの試算を行なっている。したがって、ここで示した計測震度は水平2成分から計算した値である。清野・ほか²⁴⁾は、3成分から計算される計測震度と、3成分の中で最大となる加速度を記録した1成分から計算されるそれとを比較して、平均的に0.2程度の差があるとしている²⁵⁾。また森・ほか²⁶⁾は、最大となる加速度を記録したかどうかに関わらず、水平1成分から計算される計測震度と、3成分から計算されるそれとの比較を行い、平均的に0.3程度の差があるとしている²⁶⁾。本検討では水平2成分を用いて震度を計算しているため、これらの検討結果を考慮合わせると、3成分から計算される震度との差は平均的に0.1程度と推測できる。

本検討で得られた計測震度は、風化岩上の観測点では4.4程度（震度4）、洪積層上の観測点では断層にやや近い位置にある府南部で5.0程度（震度5強）、府中部や北部では4.5～4.8（震度5弱）、沖積層上の観測点では4.7～5.6（震度5弱～6弱）であった。調査会による震度分布では、府域の大部分が震度5強、一部で震度6弱や震度5弱が広がっている。本検討で得られた結果は、大局的に見ればこの調査会の震度分布と顕著な差異がないことがわかる。しかし仔細に見た場合、調査会の震度分布とやや異なっている。これは、地震動シミュレーション手法の違い（本検討：ハイブリッド法、調査会：統計的グリーン関数法）および表層地盤の扱いの違い（本検討：線形解、調査会：せん断波速度300m/sec

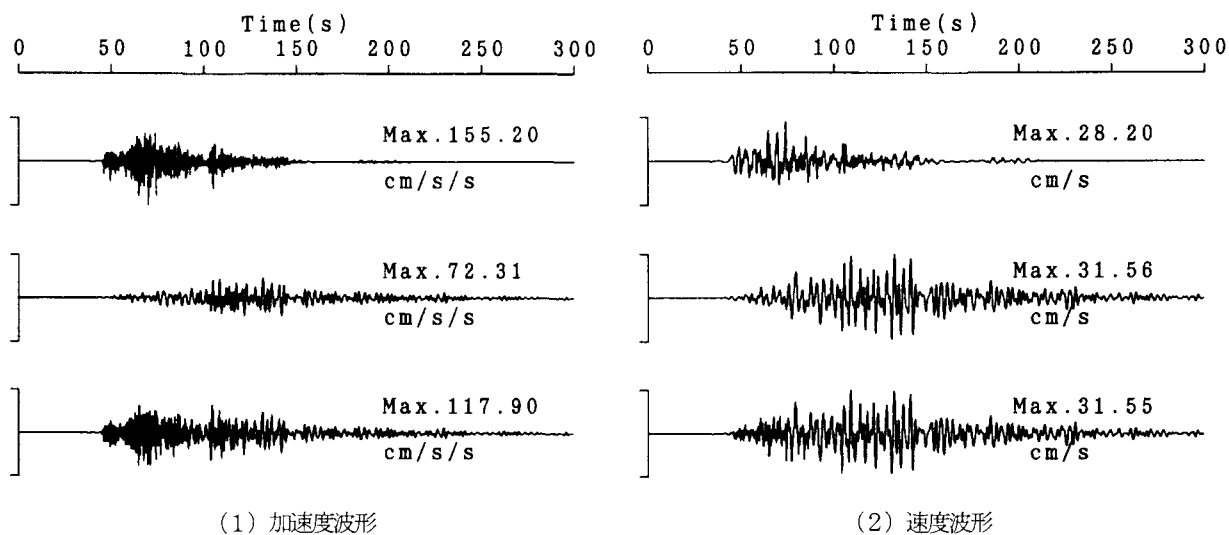


図-6 ABNにおける各成分波<上：短周期波，中：長周期波，下：ハイブリッド波>

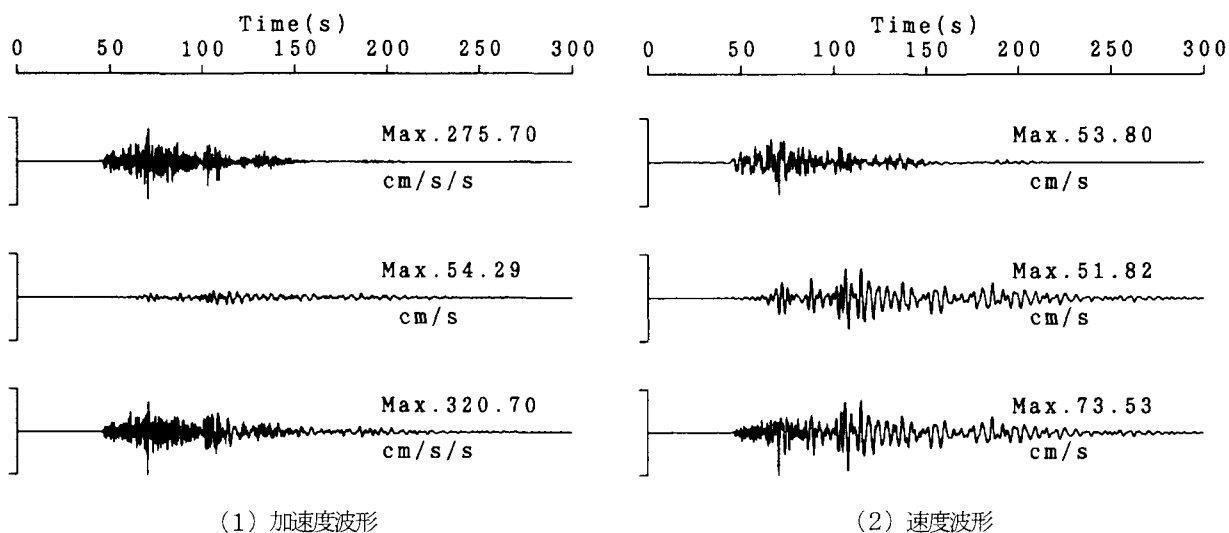


図-7 YAEにおける各成分波<上：短周期波，中：長周期波，下：ハイブリッド波>

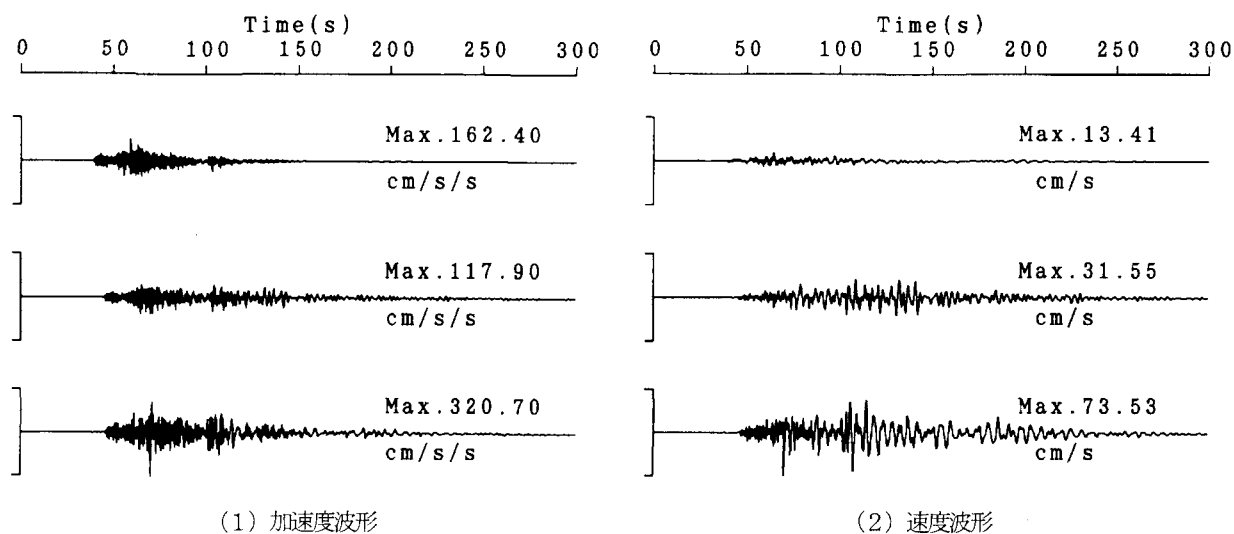
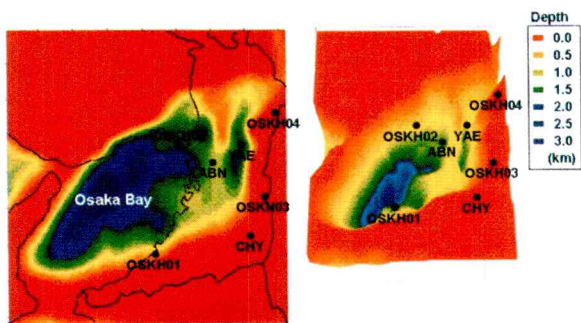
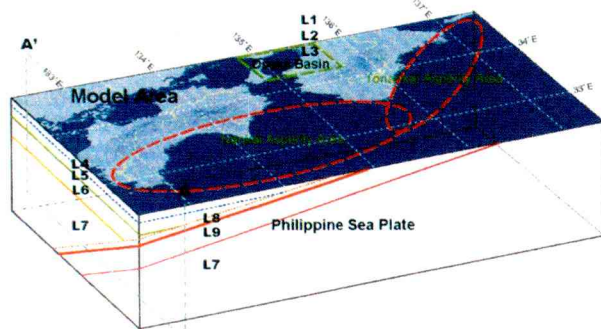


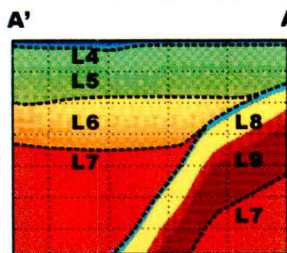
図-8 地盤種別による波形の比較<上：CHY（風化岩），中：ABN（洪積層），下：YAE（沖積層）>



(1) 大阪堆積盆地の3次元構造



(2) プレートに沈み込みを含めた深部構造



(3) A-A'断面 [上図(2)参照] のイメージ

図-3 解析に用いた地下構造モデル

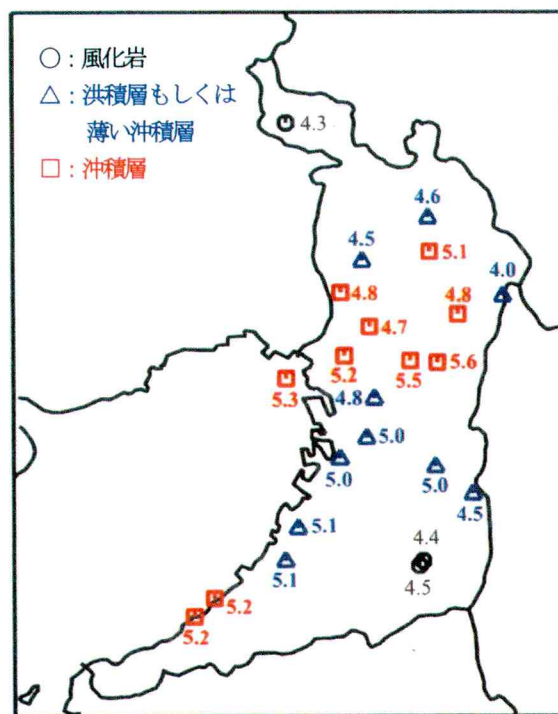
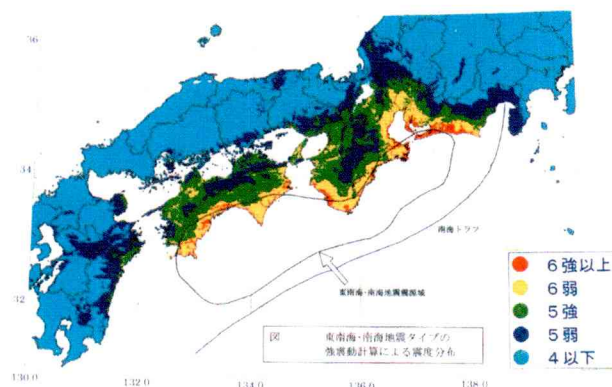
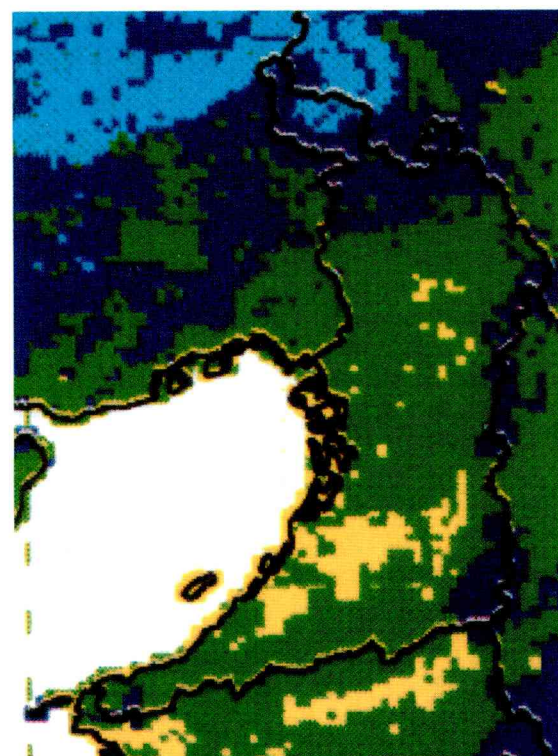


図-10 本検討による大阪府内の計測震度分布



(1) 広域分布



(2) 大阪府域拡大図

図-11 中央防災会議による震度分布

層以浅に対しては非線形解)に原因があるものと思われる。

3.4 同時に発生する場合と単独で発生する場合の比較

前節までの検討は南海地震と東南海地震が同時に発生する場

合を対象としたが、ここではそれぞれの地震が単独で発生する場合の地震動シミュレーションを行い、結果を比較する。南海地震が単独で発生する場合は、図-2中★印から破壊が始まり、南海地震東部断層と同西部断層が順次破壊する、東南海地震が単独で発生する場合は、図-2中★印から破壊が始まり、東南海地震西

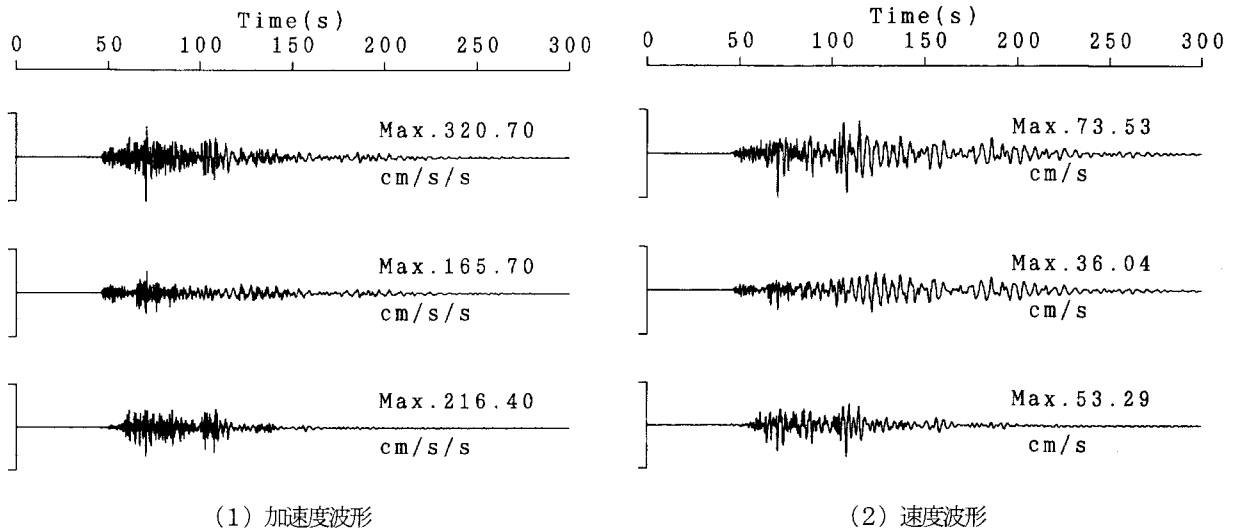


図-12 破壊領域の違いによる波形の比較<YAE, 上：同時発生, 中：南海地震単独発生, 下：東南海地震単独発生>

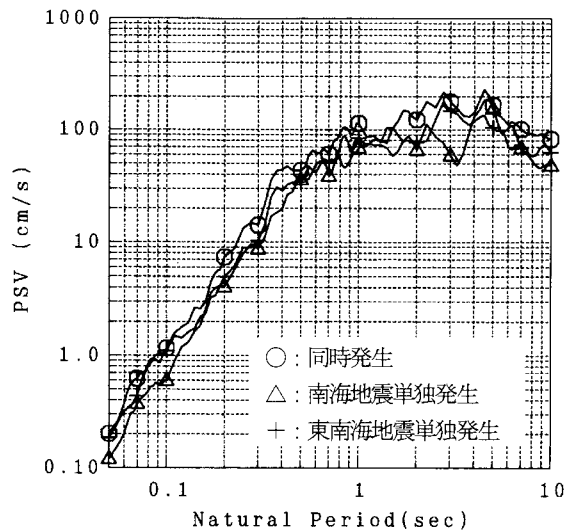


図-13 破壊領域の違いによる擬似速度応答スペクトルの比較<YAE, 減衰定数：5%>

部断層と同東部断層が傾次破壊するとして解析した。

破壊領域の違いによる地震動の違いを図-12 および図-13 に示す。示した結果は YAE におけるハイブリッド波 (EW 成分) である。これより、南海地震や東南海地震が単独で発生する場合には、同時に発生する場合の 60~80% 程度の地震動となることがわかる。他地点についてもこれとほぼ同様の結果が得られる。また、東南海地震が単独で発生する場合、破壊開始点で破壊が始まった時刻 (図-12 の時間軸 0 秒に相当) から 120 秒程度で振幅が小さくなるのに対して、南海地震が単独で発生した場合は、その後も比較的振幅が大きいたことがわかる。この要因として、南海地震の断層が大きく断層面からの最短距離と最長距離の差が東南海地震より大きいために、地震波が観測点に到達するまでの時間差が大きくなること、および大阪府域から遠方にある断層西部に大きなアスペリティ (A1 や A2) があり、そこから比較的大きな地震動が生成されること、が考えられる。

表-4 破壊領域の違いによる計測震度の比較

対象地点	同時発生	南海地震 単独発生	東南海地震 単独発生
ABN	4.8	4.7	4.5
CHY	4.4	4.2	4.2
FKS	5.2	4.9	4.8
MRG	5.5	5.3	5.2
OCU	5.0	4.8	4.6
SKI	5.0	4.8	4.5
SRK	5.1	4.7	4.8
TDO	5.1	5.1	4.7
TYN	4.5	3.9	4.2
YAE	5.6	5.3	5.5

計測震度の比較を表-4 に示す。これより、南海地震や東南海地震が単独で発生する場合、震度は 0.2~0.4 程度小さくなることがわかる。同表には関西地震観測協議会の観測点のみを示したが、K-NET や KiK-net 観測点についてもほぼ同様の結果が得られる。

3.5 地震動の継続時間の延びを考慮した検討

伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより地震動の継続時間は長くなる。内陸活断層地震に比べ震源距離が長い海溝型地震に対して、この傾向はより顕著に現れてくる。本検討ではハイブリッド法を採用したが、その短周期地震波の継続時間は震源小断層における破壊継続時間と断層内を破壊が伝播することによる時間遅れが考慮されているのみで、伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより継続時間が延びることは考慮されていない。

そこで、以下に示す方法を用いて震源・伝播経路・サイト特性によるエンベロップを評価し、これらをコンボリューションすることにより、継続時間の延びを考慮したグリーン関数を得ること

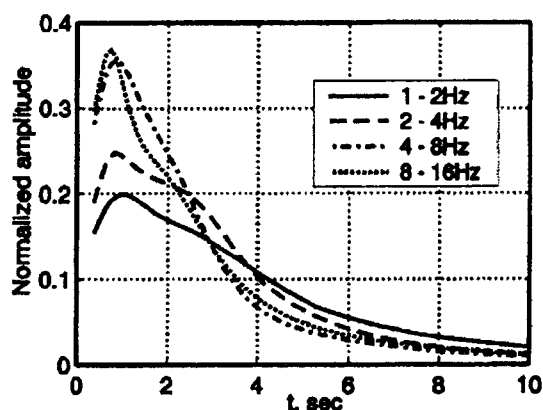


図-14 周波数帯域毎の包絡波形の例
＜岩盤サイト、震源距離 100km＞

とした。

まず、次式のように観測波のエンベロープ E_o が震源・伝播経路・サイトの各特性のエンベロープ (E_s , E_p , E_g) のコンボリューションで表すことができるとする。

$$E_o = E_s * E_p * E_g \quad (4)$$

ここで、* はコンボリューションを表している。

小地震の場合は $E_s = \delta(t)$ 、震源距離が短い場合は $E_p = \delta(t)$ 、岩盤サイトの場合は $E_g = \delta(t)$ と考えることができる。岩盤サイトで観測された小地震のデータの場合、 $E_o = E_p$ と考えることができるので、そのデータのある基準距離に補正した上で平均化することにより伝播特性によるエンベロープ E_p を推定することができる。さらに、震源距離が短い小地震のデータの場合、 $E_o = E_g$ と考えることができるので、そのデータを平均化することによりサイト特性によるエンベロープ E_g を推定することができる。地震活動が活発ではない地域の場合、震源距離が短い（約 10km 以内）データが少ないため、この方法を用いることはできない。その場合、小地震については $E_o = E_p * E_g$ と考えて、観測波のエンベロープから前もって推定した伝播特性によるエンベロープを逆コンボリューションして、サイト特性による平均エンベロープを推定することが可能である。

こうして得られた結果を図-14 および図-15 に示す。図-14 は震源距離 100km の岩盤サイトにおける地震波の周波数帯域毎のエンベロープの一例²⁷⁾ である。また、図-15 は ABN および YAE におけるサイトエンベロープ特性²⁸⁾ である。これらの震源・伝播経路・サイトの各エンベロープ特性をコンボリューションすることにより、継続時間の延びを考慮したグリーン関数を作成して短周期大地震動をシミュレートした後、長周期大地震動とハイブリッド合成した。地震動の継続時間の延びを考慮した場合としない場合の、ハイブリッド波の加速度波形および擬似速度応答スペクトルの比較を図-16 および図-17 に示す。示した結果は ABN および YAE における EW 成分である。継続時間の延びを考慮しない場合は、例えば 90 秒程度の時刻に振幅の小さいフェーズ（図-16 および図-17 中、↑で示したフェーズ）が現れるのがわかる。破壊開始点において破壊が始まった時刻（図-16 および図-17 の時間軸 0 秒に相当）から約 65～70 秒後にアスペリティ 4（図-2

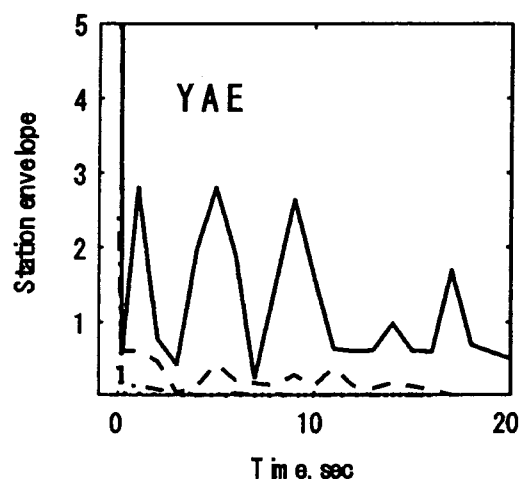
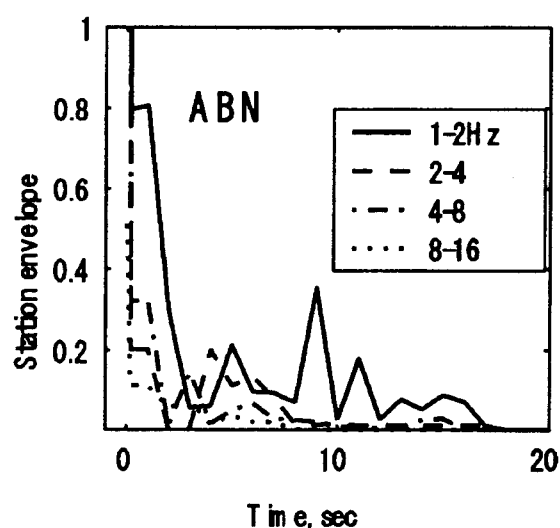
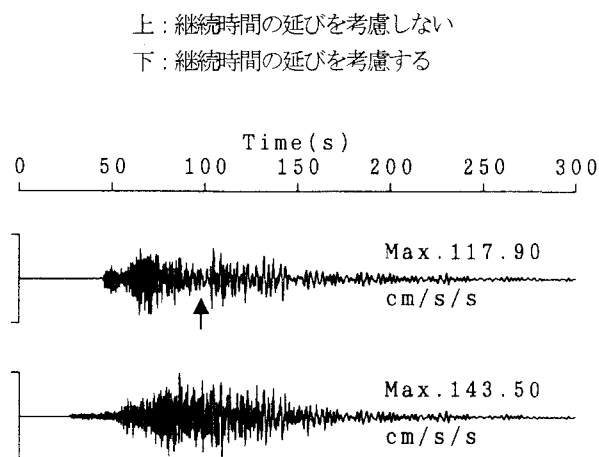


図-15 サイトのエンベロープ特性＜上：ABN，下：YAE＞

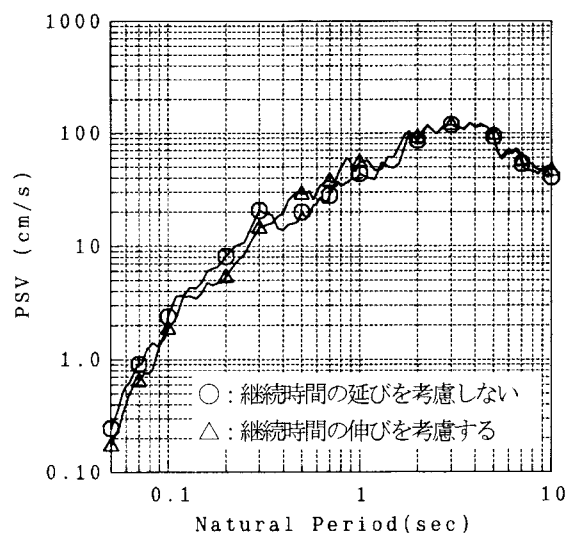
中 A2) およびアスペリティ 7（図-2 中 A7）の破壊による地震波が到達し、また約 100 秒後にアスペリティ 8（図-2 中 A8）の破壊による地震波が到達しており、この 90 秒程度の時刻における小振幅のフェーズは各アスペリティの破壊による地震波の狭間に相当する。継続時間の延びを考慮するとこの小振幅のフェーズが見られなくなり、より現実的な波形が得られることがわかる。なお、継続時間の延びの影響は応答スペクトルには顕著には見られないことが図-16 および図-17 よりわかる。

3.6 2004 年 9 月 5 日の地震の観測記録との比較

2004 年 9 月 5 日紀伊半島沖および東海道沖を震源とする比較的規模の大きな地震が発生し、大阪府内ではいずれの地震ともに震度 4 のゆれを観測した。これらの地震は沈み込むプレート内部で発生したいわゆるスラブ内地震であり、南海・東南海地震とは震源メカニズムが異なる。しかし、その震央位置は図-2 に示す通り、東南海地震の震源域に比較的近いことから、南海・東南海地震の大阪府域での地震動を考えるうえで、その継続時間や周波数

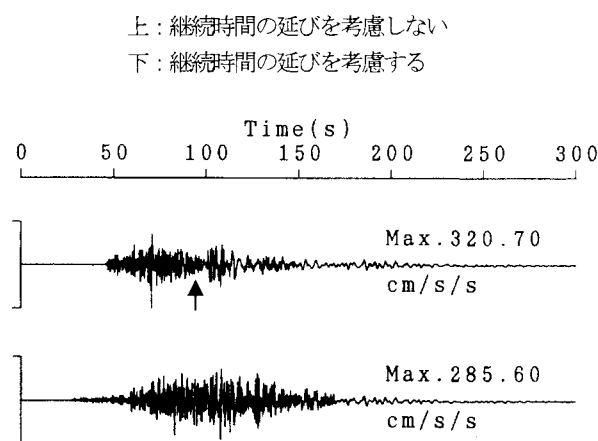


(1) 加速度波形

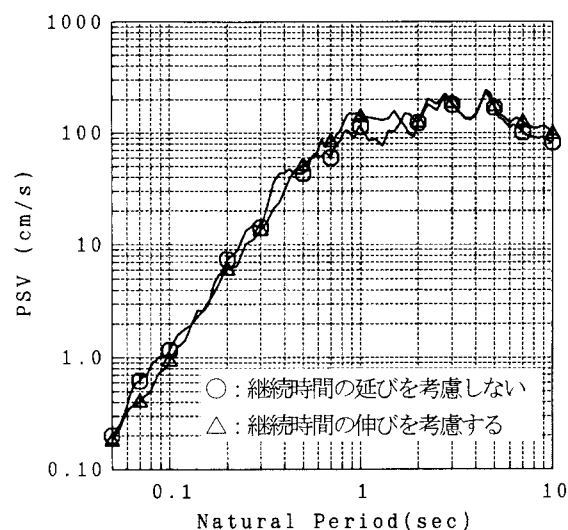


(2) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

図-16 継続時間の延びを考慮しない場合とする場合の比較<ハイブリッド波, ABN, EW 成分>



(1) 加速度波形



(2) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

図-17 継続時間の延びを考慮しない場合とする場合の比較<ハイブリッド波, YAE, EW 成分>

特性などについて共通点が多いものと考えられる。そこで、ここでは本検討で得られた南海・東南海地震のシミュレーション波とこれらの地震の観測波との比較を行なう。これらの地震の諸元²⁹⁾を以下に示す。

[2004 年 9 月 5 日 19 時 7 分の地震]

- ・震央緯度、経度：33.028°，136.800°
- ・震源深さ：38km
- ・気象庁マグニチュード：6.9

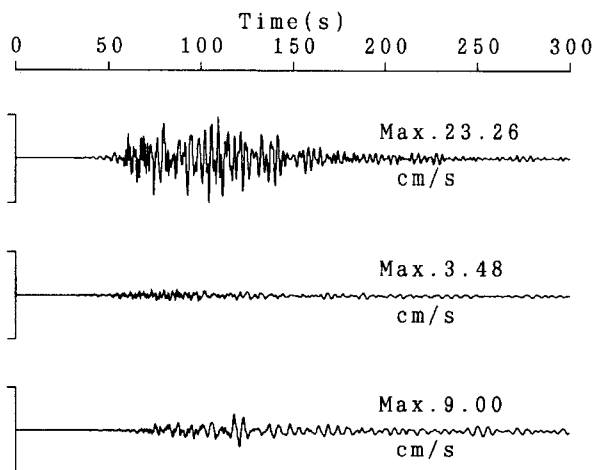
[2004 年 9 月 5 日 23 時 57 分の地震]

- ・震央緯度、経度：33.143°，137.142°
- ・震源深さ：44km

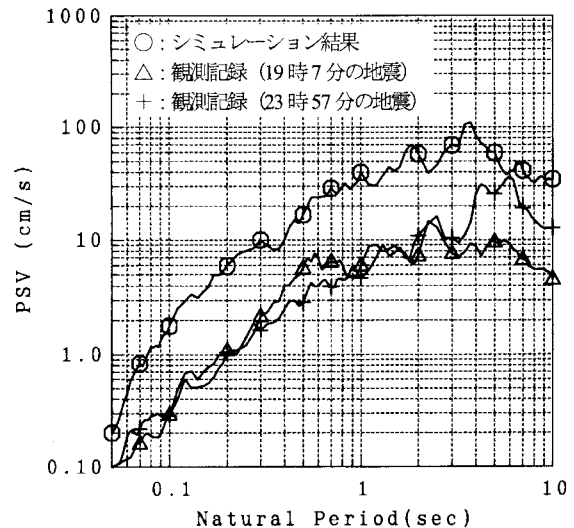
・気象庁マグニチュード：7.4

ABN におけるシミュレーション波と観測波の比較（加速度波形および擬似速度応答スペクトル）を図-18 に示す。これらの地震の震央位置が東南海地震の震源域と比較的近いことから、東南海地震が単独で発生した場合のシミュレーション結果と比較している。これより、2004 年 9 月 5 日の地震の規模が東南海地震のそれよりマグニチュードで 1.3 および 0.8 小さいことや震源が深いことにより振幅はかなり異なるが、地震動の継続時間が長いことや長周期領域が卓越すること、といった特徴は両波に共通して見られることがわかる。これは、本検討で得られた予測結果の特徴の妥当性を定性的に示すものであると言えよう。

上：シミュレーション結果，中：観測記録（19時7分の地震），
下：観測記録（23時57分の地震）



(1) 速度波形



(2) 擬似速度応答スペクトル（減衰定数5%）

図-18 シミュレーション結果の定性的特徴に関する検証＜ABN, EW 成分＞

4 おわりに

大阪堆積盆地を考慮した南海・東南海地震の強震動シミュレーションを行い、大阪府域における地震動を試算した。計算にあたっては、3次元的に複雑な曲面構造を持つ断層面を4つの矩形セグメントに近似する、ハイブリッド法を用いる、経験的サイト増幅特性を考慮する、といった工夫を行った。また、長周期地震動の計算にあたっては、大阪堆積盆地の3次元地下構造およびプレートの沈み込みを含む深部構造を考慮した。

その結果、継続時間が非常に長い、かつ周期1秒程度以上の長周期領域が卓越した地震動が得られた。これは震源時間関数から考えられる継続時間よりもはるかに長いことから、盆地生成表面波の影響によるものと考えられる。特に東大阪では70cm/sを越える大きな最大速度が予想されることが明らかとなった。また、得られた計測震度は4.3（震度4）～5.6（震度6弱）となり、その分布は調査会による分布と大体的に見れば顕著な差異がない結果であった。仔細に見た場合、調査会による分布とやや異なるが、これは地震動シミュレーション方法の違いおよび表層地盤の取り扱いの違いによるものと思われる。

続いて、南海地震と東南海地震が同時に発生する場合とそれぞれが単独で発生する場合の地震動予測結果の比較を行った。その結果、南海地震や東南海地震が単独で発生する場合には、同時に発生する場合の60～80%程度の地震動となり、震度は0.2～0.4程度小さくなると予想された。また、南海地震が単独で発生場合は東南海地震が単独で発生する場合に比べ、後続波の振幅が大きくなることが予想された。

さらに、伝播経路における地震波の散乱や堆積層による重複反射などにより地震動の継続時間が延びることを短周期領域でも考慮したシミュレーションを行った。その結果、より現実的な波形が得られた。

最後に、本検討で得られたシミュレーション波と2004年9月5日19時7分に発生した紀伊半島沖を震源とする地震（ M_f : 6.9）および同日23時57分に発生した東海道沖を震源とする地震（ M_f : 7.4）の観測記録との比較を行った。その結果、地震動の継続時間が長いことや長周期領域が卓越すること、といった特徴は共通して見られることが明らかとなった。これは、本検討で得られた予測結果の特徴の妥当性を定性的に示すものであると言える。

本検討で得られた結果は今後の地震防災に資するものと期待される。

謝辞

本研究は文部科学省 振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」（研究代表者：入倉孝次郎 京都大学名誉教授）の一部として実施した。解析には独立行政法人 防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET）、基盤強震観測網（KiK-net）および関西地震観測研究協議会による観測記録を使用した。また、3名の査読者には有意義な指摘を頂いた。記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 地震調査推進本部 地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について，<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>，2001。
- 2) 中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会：第7回資料，<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/7/index.html>，2002。
- 3) 中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会：第14回資料，<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/14/index.html>，2003。
- 4) 入倉孝次郎，釜江克宏：1948年福井地震の地震動 —ハイブ

- リッド法による広周期帯域強震動の再現一, 地震第2輯, Vol.52, pp.129-150, 1999.
- 5) Boore, D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
 - 6) Hartzell, S.H. : Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters*, Vol.5, pp.1-4, 1978.
 - 7) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proceedings of the Seventh Japan Earthquake Engineering Symposium*, pp.151-156, 1986.
 - 8) Pitarka, A. : 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with non-uniform spacing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, pp.54-68, 1999.
 - 9) Brune, J.N. : Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
 - 10) Brune, J.N. : Correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.76, p.5002, 1971.
 - 11) 趙伯明, 香川敬生, 宮腰研: 地震記録のシミュレーションによる大阪堆積盆地の3次元地下構造モデルの検証(3), 日本地震学会2002年度秋季大会, P032, 2002.
 - 12) 趙伯明, 香川敬生: 大阪堆積盆地モデルの高精度化およびその応用—2000年鳥取県西部地震(M_{JM} 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, CD-ROM, 97, 2002.
 - 13) Zhao, D., A.Hasegawa, and H.Kanamori : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, Vol.99, pp.22313-22329, 1994.
 - 14) 伊藤潔, 松村一男, 和田博夫, 平野憲雄, 中尾節郎, 澁谷拓郎, 西上欣也, 片尾浩, 竹内文朗, 渡辺邦彦, 渡辺晃, 根岸弘明: 西南日本内帯における地殻内地震発生層, 京都大学防災研究所年報, Vol.38, B-1, pp.209-219, 1995.
 - 15) Furumura, T., B.L.N. Kennett, and K.Koketsu : Visualization of 3-D wave propagation from the 2000 Tottori-ken Seibu, Japan earthquake Observation and numerical simulation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.91, pp.667-682, 2003.
 - 16) 荻原尊禮: 日本列島の地震, 鹿島出版会, 1991.
 - 17) 澁谷拓郎, 伊藤潔, 西田良平, 松村一男, 渡辺邦彦: 四国東部の地殻構造, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, CD-ROM, Se-006, 2000.
 - 18) 小平秀一, 蔵下英司, 徳永雅子, 高橋成実, 仲西理子, 三浦誠一, 朴進午, 金田義行, 岩崎貴哉, 平田直, 伊藤潔: 1999年海陸統合地震探査で明らかになった紀南海山列の沈み込みとその地震学的意味, 日本地震学会講演予稿集, B49, 2000.
 - 19) Graves, R. : Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.86, pp.1091-1106, 1996.
 - 20) 佐藤俊明, 渡辺基史, 早川崇: 巨大地震の長周期地震動予測のための広帯域ハイブリッド法(その1) 震源・地下構造のモデル化と手法のコンセプト, 日本建築学会2004年大会, CD-ROM, 21261, 2004.
 - 21) 中村洋光, 宮武隆: 断層近傍地震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震第2輯, Vol.53, pp.1-9, 2000.
 - 22) 中央防災会議 東海地震に関する専門調査会: 第8回資料, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/8/index.html>, 2001.
 - 23) 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, Vol.48A, pp.577-586, 2002.
 - 24) 気象庁監修: 震度を知る 基礎知識とその活用, ぎょうせい, 1996.
 - 25) 清野純史, 土岐憲三, 臼田利之, 太田裕: 計測震度の工学的吟味と組合せ震度導入の意義, 土木学会論文集, No.682, pp.267-278, 2001.
 - 26) 森善博, 三神厚, 澤田勉: 震度分布の予測法に関する二, 三の考察, 土木学会地震工学論文集, Vol.27, CD-ROM, 75, 2003.
 - 27) Petukhin A.natoly, 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎: 小地震の平均エンベロープII: 東南海—南海地震に隣接する領域での考察, 地球惑星科学関連学会2004年合同大会, CD-ROM, S046-015, 2004.
 - 28) Petukhin, A. and T.Kagawa : Study of Average Envelope Shapes of Small Earthquakes at Rock and Sedimentary Site, *Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting*, CD-ROM, S046-P007, 2003.
 - 29) 気象庁: 平成16年9月地震・火山月報(防災編), <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/gaikyo/monthly200409.pdf>, p.40, 2004.

(2004年9月17日受付)