

# 海溝型巨大地震を考える

- 広帯域強震動の予測 2 -  
シンポジウム論文集

2006年2月18日

土木学会講堂

土木学会・日本建築学会

巨大地震災害対応共同研究連絡会 地震動部会

# 目 次

1 . はじめに	1
2 . 地震動部会報告 1 [ 活動経過報告 ]	
地震動部会活動経過報告	4
岩田知孝	
3 . 地震動部会報告 2 [ 長周期地震動に関する研究成果 ]	
2003 年十勝沖地震の特性化震源モデル構築の試み	
- 周期 1-5 秒の地震動を対象として -	6
野津 厚	
やや長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性	14
片岡正次郎, 日下部毅明, 松本俊輔	
中央防災会議での長周期地震動調査結果	20
横田崇, 鈴木晴彦, 増田徹	
関東平野のやや長周期地震動と深部地盤構造	28
山中浩明, 山田伸之, 江藤公信	
2003 年十勝沖地震の際の苫小牧・勇払平野における長周期地震動	
- 波動伝播計算による特徴の再現 -	34
畑山健, 神野達夫, 工藤一嘉	
仙台地域の深部地盤構造によるやや長周期地震特性と長周期構造物の現況	46
源栄正人, 陳 軍, 山本 優, 大野 晋	
2004 年紀伊半島南東沖地震の長周期地震動	58
岩田知孝, 浅野公之, 山田伸之, 鈴木 亘	
4 . 地震動部会報告 3 [ 提供波に関する検討報告 ]	
海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール	
- 不均質震源モデルと南海地震への適用 -	67
関口春子, 吉見雅行, 吉田邦一, 堀川晴央	
2004 年紀伊半島南東沖地震記録を用いた想定東南海地震の	
強震動シミュレーション	80
鈴木 亘・岩田知孝	
想定東海地震の関東平野における広帯域地震動予測	84
土方勝一郎, 植竹富一, 金谷淳二, 真下貢, 早川崇, 渡辺基史, 佐藤俊明	
破壊伝播速度が東南海・南海地震の強震動予測結果に与える影響	92
川辺秀憲, 釜江克宏	

東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例	
- 面的ばらつきに関する検討 -	96
鶴来雅人, 香川敬生, 趙 伯明	
愛知県設計用入力地震動研究協議会による想定新東海地震に対する強震動予測	102
佐藤俊明, 藤川智, 渡辺基史, 久保哲夫, 福和伸夫	
1923年関東地震の広帯域強震動評価: 再現波に向けたモデル化の現状	109
瀧藤一起, 三宅弘恵, 小林励司, 田中康久, 池上泰史	

## 5. 建築構造部会報告

日本建築学会 「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」	
構造物小委員会 活動報告	116
西川孝夫	
超高層建築のエネルギー応答性状と P - 効果	120
山崎 真司, 見波 進	
海溝型巨大地震の地震動に対する免震構造物の応答特性	129
田村和夫, 竹中康雄	

## 6. 土木構造部会報告

土木構造物部会の活動概要	138
西村昭彦	
道路橋WGの活動概要	142
西田秀明	
既設ダムの耐震診断法に関する検討概要	146
有賀義明	

地震動部会議事録	152
----------	-----

## 1 . はじめに

土木学会と日本建築学会は共同して、巨大地震の地震動の予測および既存構造物への耐震補強に関する調査研究を進めるため、平成 16 年 4 月巨大地震対応共同研究連絡会を設置した。この中で、プレート境界巨大地震による地震動の予測に関して、この連絡会のもとに地震動部会（入倉孝次郎主査）が設置され、構造物への入力地震動の作成等に関する検討を行っている。平成 17 年度の地震動部会の構成は附表 1 に示される。

昨年同時期に行われたシンポジウムにひきつづき、本シンポジウムにおいては、平成 17 年度の地震動部会の活動成果である提供波等について、巨大地震の地震動特性に関する研究成果等を報告するとともに、建築・土木の構造物部会からの話題提供をしていただき、長周期地震動を含む広帯域地震動の予測と構造物への影響に関する議論を行う。

## 土木学会・日本建築学会巨大地震対応共同研究連絡会 地震動部会 組織・構成

主査	入倉 孝次郎	愛知工業大学 客員教授
副主査	岩田 知孝	京都大学教授 防災研究所地震災害研究部門強震動分野
副主査	川瀬 博	九州大学大学院教授 人間環境学研究院都市 建築学部門
副主査	杉戸 真太	岐阜大学教授 流域圏科学研究センター長
委員	青井 真	(独)防災科学技術研究所 固体地球研究部門
委員	市村 強	東京工業大学助教授 理工学研究科土木工学専攻
委員	大川 出	独立行政法人建築研究所 構造研究グループ主席研究監
委員	香川 敬生	(財)地域地盤環境研究所 主席研究員
委員	片岡 正次郎	国土交通省国土技術政策総合研究所 危機管理技術研究センター地震防災研究室主任研究官
委員	久野 通也	中部電力(株)発電本部 土木建築部 原子力土建グループ 部長
委員	瀨藤 一起	東京大学教授 地震研究所応用地質学部門
委員	佐藤 俊明	清水建設(株)技術研究所 企画部開発企画グループ グループ長
委員	関口 春子	独立行政法人産業技術総合研究所 活断層研究センター地震災害予測研究チーム研究員
委員	武村 雅之	鹿島建設(株)小堀研究室次長
委員	年縄 巧	明星大学教授 理工学部建築学科
委員	野津 厚	独立行政法人港湾空港技術研究所 地盤・構造部
委員	畑山 健	独立行政法人消防研究所 基盤研究部 主任研究官
委員	増田 徹	応用地質(株)地震防災部 部長
委員	翠川 三郎	東京工業大学大学院教授 総合理工学研究科人間環境システム専攻
委員	源栄 正人	東北大学大学院教授 災害制御研究センター地震地域災害研究分野
委員	山中 浩明	東京工業大学大学院助教授 総合理工学研究科環境理工学創造 専攻

## 2 . 地震動部会報告 1 [ 活動經過報告 ]

地震動部会活動經過報告

岩田知孝

# 地震動部会活動経過報告

岩田 知孝<sup>1</sup>

<sup>1</sup>京都大学防災研究所 教授 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail:iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会の2005年度のこれまでの活動経過報告を行う。

**Key Words :** *Subduction earthquake, Long-period ground motions, Scenario earthquake, Strong ground motion prediction*

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会に属する地震動部会は、プレート境界巨大地震時の構造物への入力地震動の作成と評価に関する検討を行うため、平成16年3月に準備会を経て設立した。平成16年度の活動については、岩田(2004)にまとめられている。平成17年度の部会構成は以下の通りである。

主査：入倉孝次郎(京大)、副主査：杉戸真太(岐阜大)、川瀬 博(九大)、岩田知孝(京大)、委員：青井 真(防災科研)、市村 強(東工大)、大川 出(建築研)、片岡正次郎(国総研)、香川敬生(地盤研)、久野通也(中部電力)、纈纈一起(東大)、佐藤俊明(大崎総研)、関口春子(産総研)、武村雅之(鹿島建設)、年縄 巧(明星大)、野津 厚(港湾空港技研)、畑山 健(消防研)、増田徹(応用地質)、翠川三郎(東工大)、源栄正人(東北大)、山中浩明(東工大)

今年度当部会では、昨年度に引き続き1ヶ月乃至は2ヶ月に1度の頻度で部会を開催した。昨年度末に日本建築学会入力地震動WGと合同で行った、各関連委員会メンバーを中心として巨大地震の地震動予測に関してアンケート結果に基づいて、波形を提供頂けるグループをアンケートから選択し、第2次提供波として構造物部会等に提供することを目的として、委員が分担して提供波作成の文献から概説文を作成した。概説文は部会で検討されて、第2次提供波のデジタルデータ、文献資料、概説文をセットとして構造物部会等で使用して頂いている。

また、第2次提供波のチームには、予測地震動の近距離での空間変化と震源モデルパラメータを変えた時に予測地震動の特徴がどのようにばらつくかについてのパラメ

トリック研究を依頼した。

本研究シンポジウムにおいては、第2次提供波チームの最新の強震動予測手法についての発表とともに、震源モデルパラメータの、破壊伝播速度、アスペリティでの応力降下量、破壊開始点を変えた場合の予測地震動特徴についてのパラメトリック研究の報告が午後のセッションに予定されている。

また、最近発生した海溝型大地震等における大規模堆積盆地における長周期地震動特性を中心とした話題提供として、2003年9月十勝沖地震の苫小牧、2004年9月紀伊半島南東沖地震の関東～中京～近畿圏での観測地震動の特徴や、2005年8月宮城県沖の地震による仙台平野での地震動特性等、本部会の対象と考える地震動の特徴や、観測波形の分析結果について、部会で話題提供していただいた内容を要約した報告を午前のセッションに設定している。

## 参考文献

岩田知孝, 地震動部会活動報告, 海溝型巨大地震を考える - 広帯域強震動の予測2 -, 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会シンポジウム, 2004/02/19

### 3 . 地震動部会報告 2 [ 長周期地震動に関する研究成果 ]

2003 年十勝沖地震の特性化震源モデル構築の試み

- 周期 1-5 秒の地震動を対象として -

野津 厚

やや長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性

片岡正次郎, 日下部毅明, 松本俊輔

中央防災会議での長周期地震動調査結果

横田崇, 鈴木晴彦, 増田徹

関東平野のやや長周期地震動と深部地盤構造

山中浩明, 山田伸之, 江藤公信

2003 年十勝沖地震の際の苫小牧・勇払平野における長周期地震動

- 波動伝播計算による特徴の再現 -

畑山健, 神野達夫, 工藤一嘉

仙台地域の深部地盤構造によるやや長周期地震特性と長周期構造物の現況

源栄正人, 陳 軍, 山本 優, 大野 晋

2004 年紀伊半島南東沖地震の長周期地震動

岩田知孝, 浅野公之, 山田伸之, 鈴木 亘

# 2003年十勝沖地震の特性化震源モデル構築の試み - 周期1-5秒の地震動を対象として -

野津 厚<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 (独)港湾空港技術研究所 地盤・構造部 (〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1)  
E-mail: nozu@pari.go.jp

2003年十勝沖地震は我が国に密な強震観測網が整備されてから初めて発生した海溝型巨大地震である。この地震の記録を用いて、震源のモデル化手法を含む強震動評価手法の適用性を確認しておくことは、来るべき東南海・南海地震による揺れの予測精度を向上させる上でも重要である。本研究では、波形インバージョンの結果を参照し、工学的にも重要な周期1-5秒の揺れを説明できるような特性化震源モデルの構築を試みた。その際、強震波形計算手法としては、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した手法を用いた。経験的サイト増幅特性はスペクトルインバージョンの結果を用いた。その結果、比較的簡便な特性化震源モデルにより、広範囲の地震動を再現できることがわかった。

**Key Words :** The 2003 Tokachi-oki earthquake, characteristic source model, Site amplification factor, group delay time, stochastic Green's function method

## 1. はじめに

海溝型巨大地震による強震動を予測するための震源のモデル化手法については、これまでのところ様々な議論がある。例えば、2003年十勝沖地震の強震記録に基づいて既往のモデル化手法の検証を行った研究<sup>1)</sup>では、周期1-5秒の帯域での地震動の再現性に改善の余地があるとしており、今後、震源のモデル化や計算手法のさらなる改良も必要であると指摘している。震源のモデル化に関しては、アスペリティの階層化<sup>2)</sup>、あるいは破壊伝播の複雑化<sup>3)</sup>など、どちらかと言えば震源モデルをより複雑化していく方向の提案が行われている。しかしながら、海溝型巨大地震による周期1-5秒の地震動は、単純な震源モデルでも十分に説明できるように著者には思われる。そのように思われる理由は次の通りである。

前報<sup>4)</sup>でも指摘したように、2003年十勝沖地震(M<sub>B</sub>.0)の本震波形と、同じ地点で得られた特定の余震波形の位相は良く似ている。図-1はK-NET池田とK-NET帯広において、2003年十勝沖地震(M<sub>B</sub>.0)の本震波形のフーリエ位相を2003年9月26日7:20の余震(M<sub>B</sub>.2)のフーリエ位相に置き換えた波形を計算し(黒)、それをもとの本震波形(灰色)と比較した結果である(0.1-1Hzの速度波形の比較)。これを見ると、両者は良く一致している。このことは、本震波形と余震波形のフー

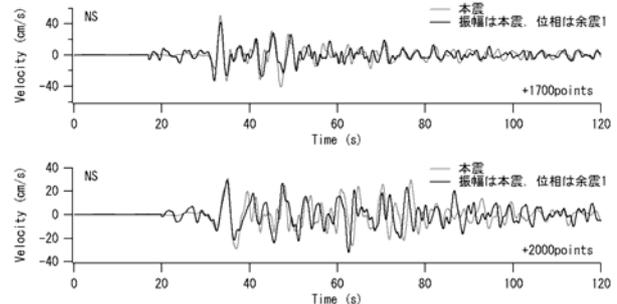


図-1 K-NET池田(上)とK-NET帯広(下)において、2003年十勝沖地震(M<sub>B</sub>.0)の本震波形のフーリエ位相を2003年9月26日7:20の余震(M<sub>B</sub>.2)のフーリエ位相に置き換えた波形(黒)ともとの本震波形(灰色)との比較(0.1-1Hzの速度波形の比較)。

リ位相が類似していることを意味し、さらには、フーリエ位相の角周波数に関する微分と定義される群遅延時間が類似していることを意味する。

M<sub>B</sub>クラスの地震とM<sub>S</sub>クラスの地震の位相が類似していることは奇妙なことも思えるが、条件が整えば、そうしたことは可能である。その条件とは、本震と余震が伝播経路特性とサイト特性を共有していること、本震の震源特性が比較的シンプルで、位相に対して大きな影響を与えないことである。もしも本震の震源過程が非常に複雑なものであれば、位相に対して大きな影響を及ぼすので、点震源に近いM<sub>S</sub>クラスの

地震と位相が類似することはあり得ないであろう。

以上のことから、本研究では、比較的シンプルな特性化震源モデルにより、2003年十勝沖地震の周期1-5秒の地震動が説明可能であるか検討を行った。その際、強震波形計算手法としては、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した手法を用いた。以下においては、まず、強震波形計算手法について説明し、次に、震源モデルについて説明する。

## 2. 強震波形計算手法

本研究では古和田他<sup>5)</sup>により提案されている経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法を適用する。この方法は、統計的グリーン関数法<sup>6)</sup>のバリエーションの一つであり、観測点周辺の堆積層が地震動の振幅および位相の双方に及ぼす影響を考慮できる手法である。ここではその概要について述べる。

一般に地震動のフーリエ振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。

$$O(f) = S(f) P(f) G(f) \quad (1)$$

一方、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる<sup>7)</sup>。

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (2)$$

式(2)において添字Oは観測点において実際に観測される地震動を、添字Sは震源特性を、添字Pは伝播経路特性を、添字Gはサイト特性を示す。

古和田他<sup>5)</sup>は、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式(2)の右辺第三項すなわちサイト特性を表現していると考え、このことを利用した強震動評価手法を考案している。すなわち、先ず、対象地震による地震基盤での地震動を評価し(その方法については後述する)、次に、地震基盤での地震動をいったんフーリエ変換し、振幅を $A(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フーリエ逆変換する。このことを具体的に式で書くと次のようになる。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O(f)}{|O(f)|} \quad (3)$$

ここに $A(f)$ は対象地震による地表での地震動のフーリエ変換で複素数、 $A_b(f)$ は対象地震による地震基盤での地震動のフーリエ変換で複素数、 $G(f)$ は上述のサイト増幅特性で実数、 $O(f)$ は対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換で複素数である。式(3)の右辺第二項は堆積層が地震動の振幅に及ぼす影響を、右辺第三項は堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を示す。なお、原論文<sup>5)</sup>には述べられていないが、このとき用いる対象地

点の中小地震記録は、対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものを選択する。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

以上の方法で堆積層の影響を評価する場合、現地取得された中小地震記録の群遅延時間にはS波の寄与と後続位相の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても、両者の寄与を考慮したサイト増幅特性を用いることが必要である。

対象地震による地震基盤での地震動は通常の統計的グリーン関数法と同様の方法で評価することができる。すなわち、まず、対象地震の断層面上で発生する小地震を考え、小地震による地震基盤での加速度フーリエスペクトルを震源特性(4)と伝播経路特性(5)の積として与える。

$$S(f) = R_{0\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \frac{M_0 \epsilon (2\pi f)^2}{4\pi \rho V_s^3 [1 + (f/f_c)^2]} \quad (4)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (5)$$

式(4)において $M_0$ は小地震の地震モーメント、 $f_c$ は小地震のコーナー周波数、 $\epsilon$ は地震基盤における媒質の密度、 $V_s$ はS波速度を示す。 $R$ はラディエーション係数であり、本研究では平均値0.63を用いる。 $FS$ は自由表面による増幅の効果(=2)を示す。 $PRTITN$ は地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果を示す係数であり、本研究では水平2成分のエネルギーが等しい場合の値(0.71)を用いる。式(5)において $r$ は震源距離を、 $Q$ は伝播経路における媒質の $Q$ 値を示す。小地震のコーナー周波数はBruneの式<sup>9),10)</sup>で与える。

さて、要素波の求め方には、加速度フーリエスペクトルと加速度波形の包絡線の両方を近似的に満足するような波形を求めるBooreの方法<sup>11)</sup>と、要素波の位相を0とする方法がある。Booreの方法で加速度波形(要素波)を生成するとき、生成された要素波のフーリエスペクトルと目標スペクトルとの間には、ある程度の残差が含まれる。従って、Booreの方法を採用する場合には、多数の要素波を生成し、その中で、構造物に対して影響の大きい周波数帯域で残差の小さい要素波を選ぶなどの配慮が必要である。しかし、その場合でも、要素波の任意性の問題は残る。最近、このような要素波の任意性に関わる問題に解決を与える方法として、久田<sup>12)</sup>は、要素波の位相を低周波側で0とする方法を提案している。本研究では、久田の考え方をさらに進め、高周波側を含め位相=0とする考え方を適用する。この方法による場合、要素波には任意性が無く、かつ、生成された要素波のスペクトルは目標スペクトルに完全に一致する。さらに、最適な要素波を探索する必要がないので計算時間も短い。

### 3. サイト増幅特性

ここでは図-2に示すK-NET<sup>13)</sup>およびKiK-net<sup>14)</sup>の計20地点を対象に強震波形計算を実施した。各々の地点でスペクトルインバージョンにより推定されたサイト増幅特性<sup>15)</sup>を図-3～図-12に示す。K-NETは地表で観測を行っており、KiK-netは地表と地中で観測を行っているが、図-3～図-12のサイト増幅特性はいずれも地震基盤～地表に対応するものである。そのため、以下においてはK-NET、KiK-netとも地表の波形を計算する。図-3～図-12より、1Hz以下の帯域でサイト増幅特性が10を上回る地点も少なくないことがわかる。

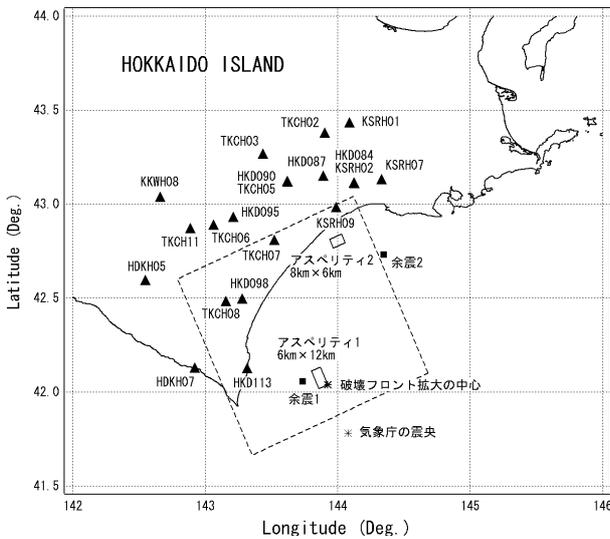


図-2 強震波形計算の対象地点 ( ) と、本研究で設定した2003年十勝沖地震のアスベリティ (小さな長方形)

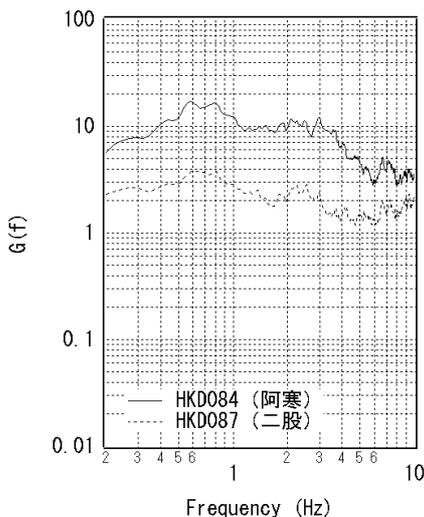


図-3 HKD084とHKD087のサイト増幅特性

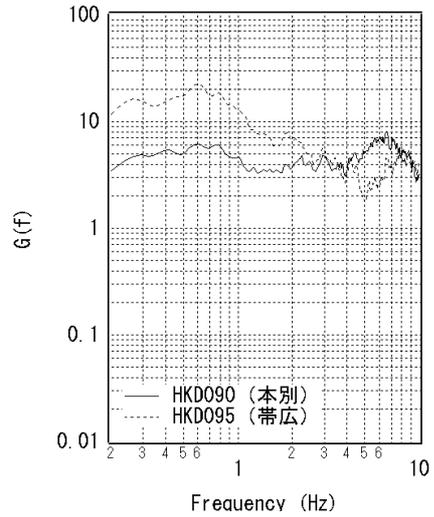


図-4 HKD090とHKD095のサイト増幅特性

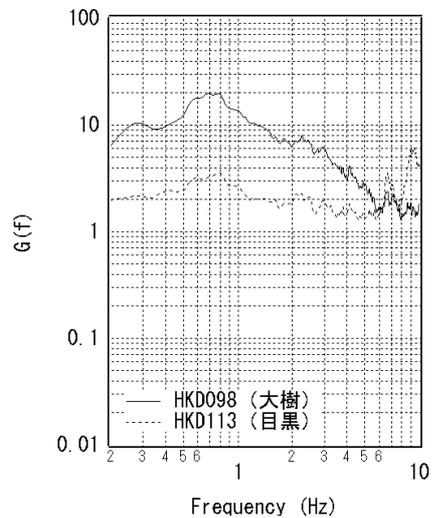


図-5 HKD098とHKD113のサイト増幅特性

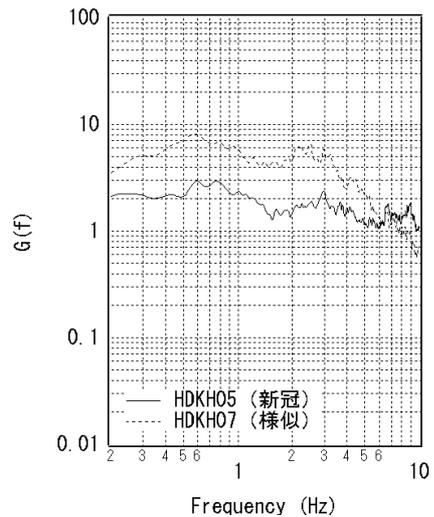


図-6 HDKH05とHDKH07のサイト増幅特性

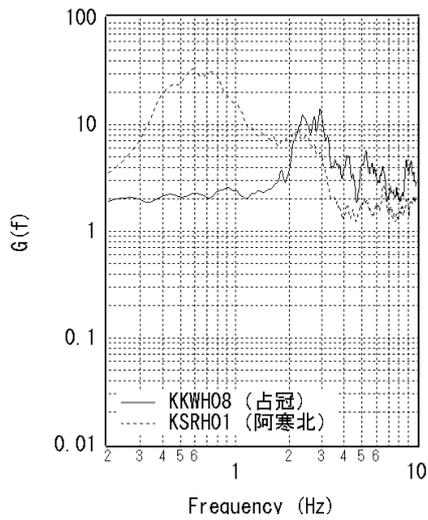


図-7 KKWH08とKSRH01のサイト増幅特性

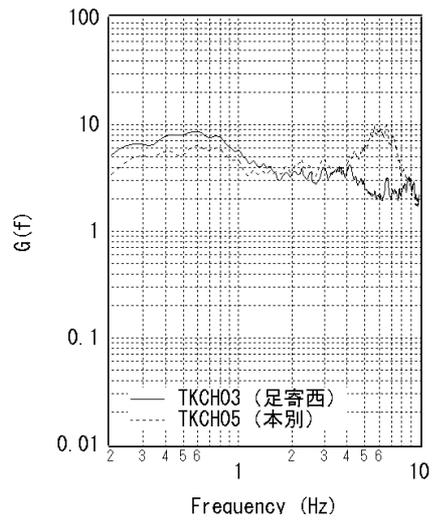


図-10 TKCH03とTKCH05のサイト増幅特性

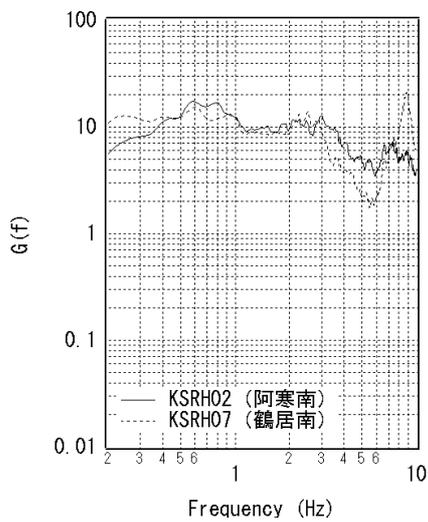


図-8 KSRH02とKSRH07のサイト増幅特性

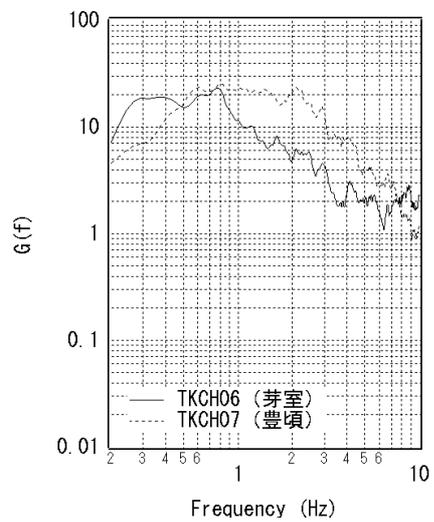


図-11 TKCH06とTKCH07のサイト増幅特性

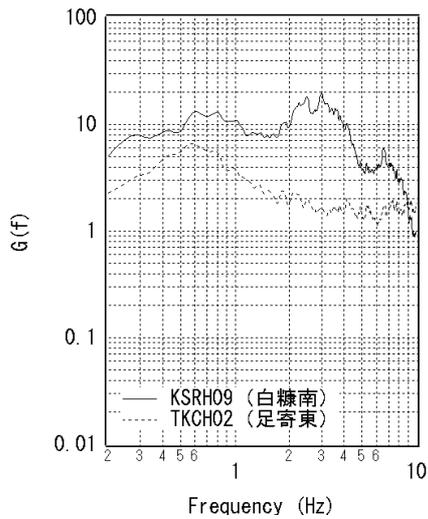


図-9 KSRH09とTKCH02のサイト増幅特性

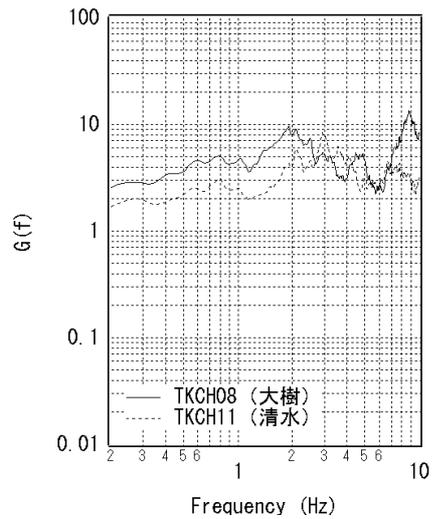


図-12 TKCH08とTKCH11のサイト増幅特性

#### 4. 震源モデル

2003年十勝沖地震について、前報<sup>4)</sup>では経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンを実施し(対象周波数は0.1-0.5Hz)、図-13に示すように、三箇所にあスペリティを有する比較的シンプルな震源モデルを得ている。ここでは、この最終滑り量分布に基づき、図-2および表-2に示すような特性化震源モデルを構築した。ただし、図-13の三箇所のあスペリティのうち、広尾町の海岸線付近のあスペリティ3は、他の二つのあスペリティほど波形への寄与が明確でない。そこで、図-2および表-2の特性化震源モデルでは、波形への寄与が特に明確な二つのあスペリティをモデル化した。震源付近の密度とS波速度は地震調査研究推進本部のレポート<sup>1)</sup>を参考に設定した。

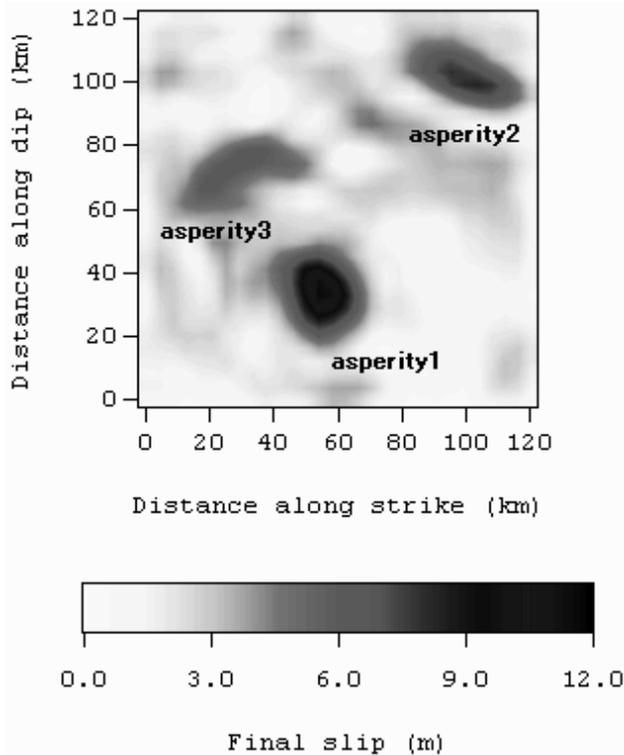


図-13 経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンによる2003年十勝沖地震のすべり量分布<sup>4)</sup>。図-2の大きな長方形に対応。

#### 5. 計算結果

作成した震源モデルによる速度波形の再現状況を図-14に示す。なお、計算に際し、伝播経路のQ値としては佐藤・巽<sup>16)</sup>による東日本海溝型地震のQ値 ( $Q=114 \times f^{0.9}$ ) を用いている。また、対象サイトの位相特性を考慮するための観測記録としては、対象サイトへの入射角が対象地震と類似した中小地震を選ぶことが望まし

表-2 特性化震源モデルのパラメータ

(全体)
震源付近の密度: $3.1\text{g/cm}^3$
震源付近のS波速度: $3.9\text{km/s}$
走向: $246^\circ$
傾斜: $18^\circ$
破壊フロント中心:
( $143.925\text{E}, 42.039\text{N}$ , 深さ $30.1\text{km}$ )
破壊伝播速度: $2.7\text{km/s}$
(あスペリティ1)
あスペリティのサイズ: $6 \times 12\text{km}^2$
あスペリティの地震モーメント: $6.0\text{E}+26\text{dyne-cm}$
あスペリティのライズタイム: $1.2\text{s}$
分割数: $5 \times 5 \times 5$
(あスペリティ2)
あスペリティのサイズ: $8 \times 6\text{km}^2$
あスペリティの地震モーメント: $3.0\text{E}+26\text{dyne-cm}$
あスペリティのライズタイム: $1.2\text{s}$
分割数: $3 \times 3 \times 3$

いが、対象地震は複数のあスペリティで構成されており、対象地点によって、波形に対して最も影響の大きいあスペリティは異なっている。そこで、あスペリティ1の影響の大きいHKD090以西の観測点についてはあスペリティ1の近くで発生している2003年9月26日7:20の余震1 (M.2) の記録を用い、あスペリティ2の影響の大きいHKD087以东の観測点についてはあスペリティ2の近くで発生している2003年9月27日17:06の余震2 (M.2) の記録を用いた。余震1および余震2の震央を図-2に示す。

図-14より、各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現性は概ね良好であると判断される。特に、TKCHD2やTKCHD7で観測されたインパルス状の波形、KSRHD1やTKCHD6で観測された継続時間の長い波形など、地点毎の特徴が良く捉えられている。KSRHD1はTKCHD2と、TKCHD6はTKCH11と、それぞれ地理的には近い位置にあるが、十勝沖地震による速度波形の振幅と継続時間はかなり異なっている。こうした違いが、計算結果でも再現されている。一方、観測波と合成波の主な不一致としては、十勝支庁の東部の観測点 (HKD090, TKCHD3, TKCHD5) において、EW成分のパルスが再現できていない点を挙げることができる。ただし、同じ地点でNS成分の再現性は良好である。

このように、地点によっては不一致も見られるものの、総じて言えば、比較的シンプルな特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震波形計算手法の組み合わせにより、海溝型巨大地震である2003年十勝沖地震による周期1-5秒の地震動はほぼ説明可能であると言える。

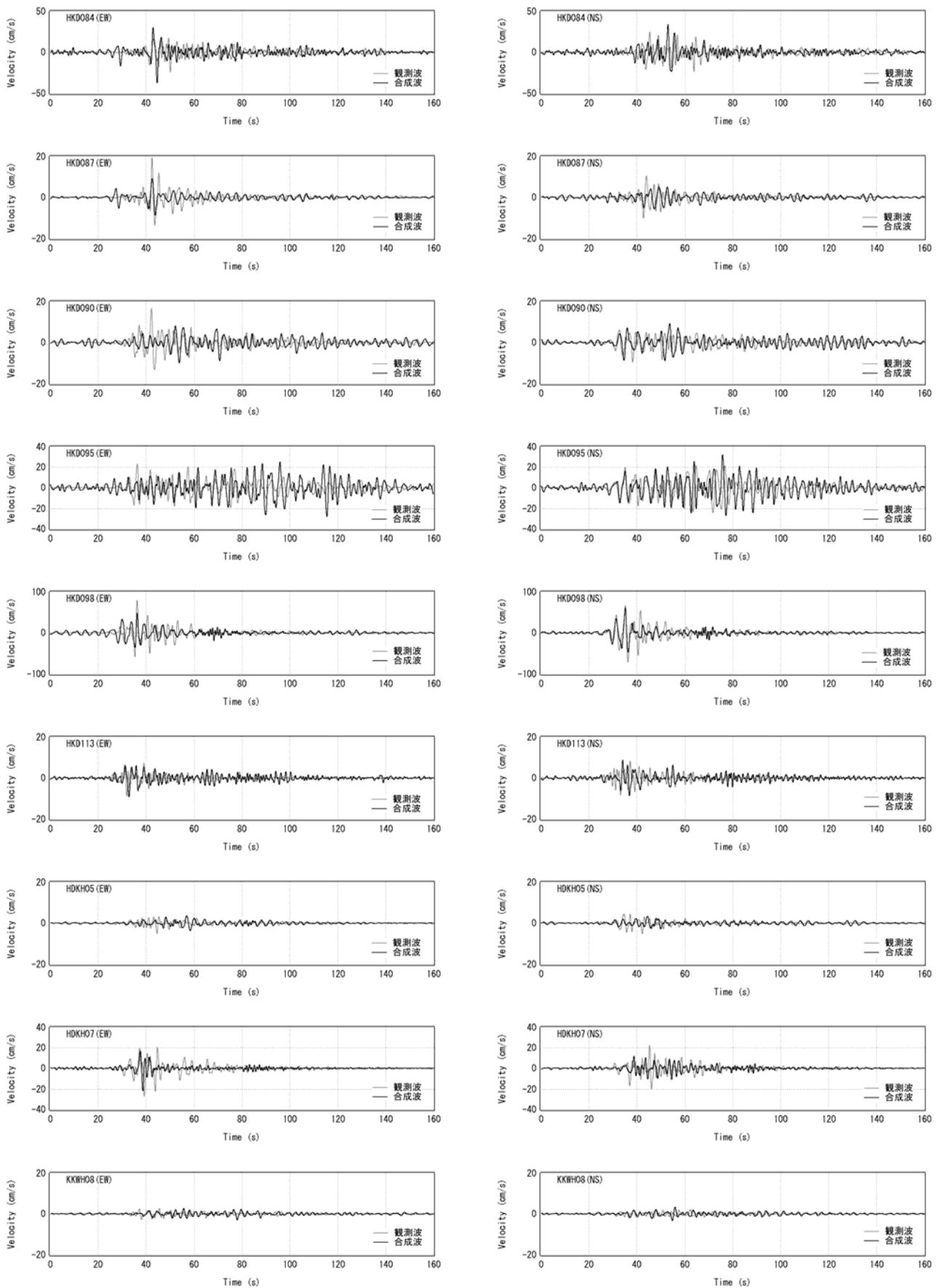


図-14 特性化震源モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (1/3)

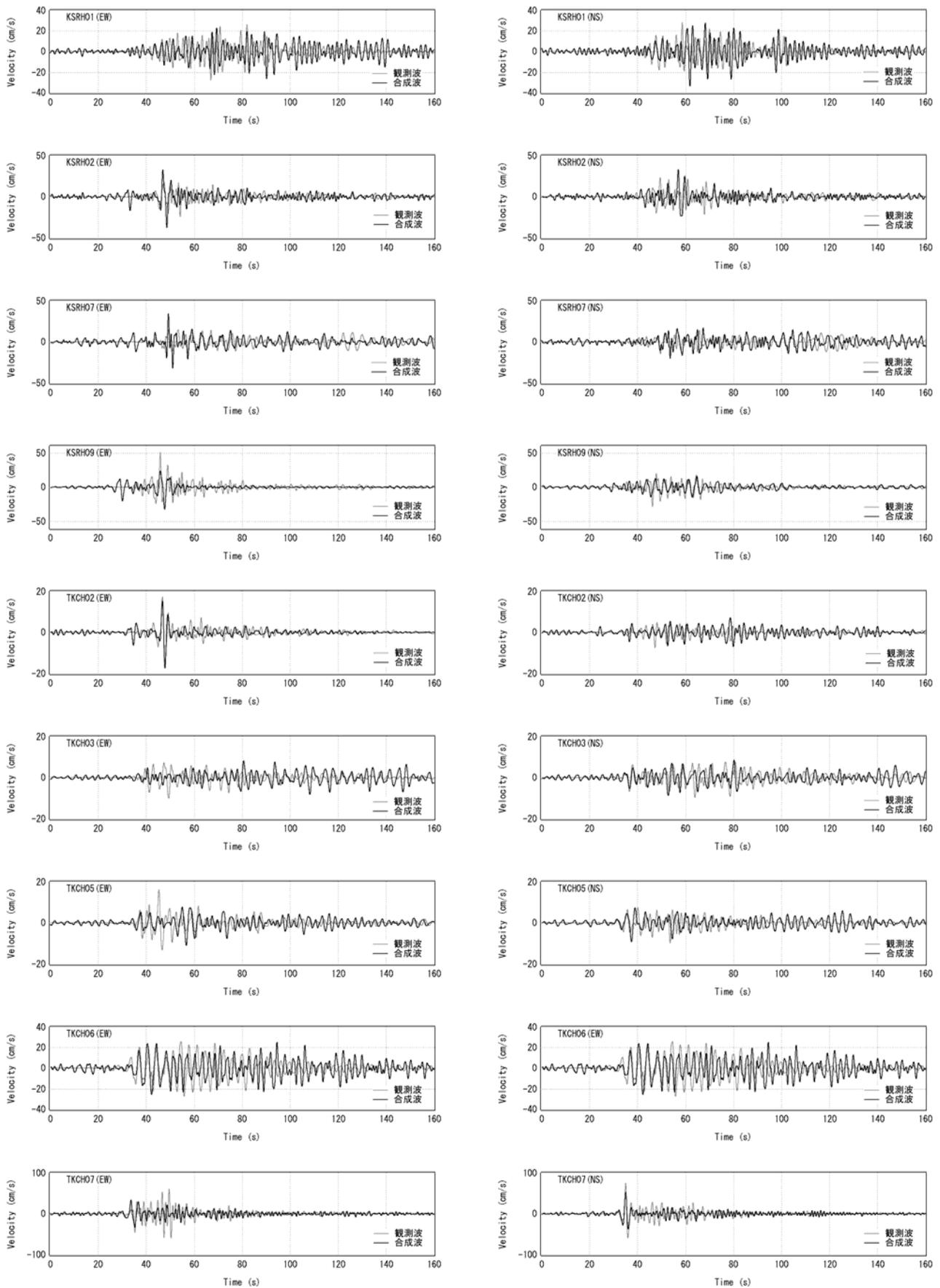


図-14 特性化震源モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (2/3)

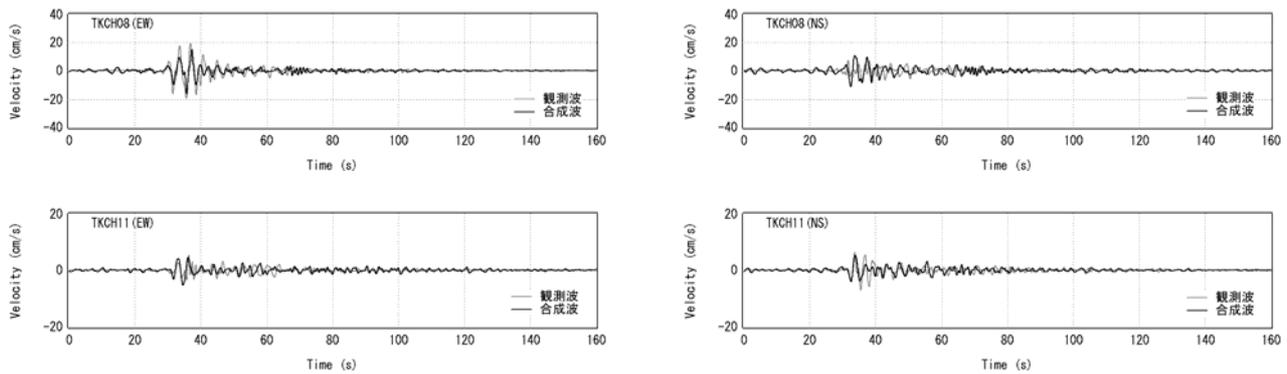


図-14 特性化震源モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (3/3)

## 6. まとめ

本研究では、海溝型巨大地震である2003年十勝沖地震による周期1-5秒の揺れに着目して、各地の揺れを再現できるような特性化震源モデルの構築を試みた。その結果、比較的シンプルな特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法の組み合わせにより、この地震による周期1-5秒の帯域の地震動はほぼ説明可能であることがわかった。同様の手法を、同じく海溝型巨大地震である1968年十勝沖地震に適用したところ、青森港・八戸港・宮古港における速度波形 (0.2-1Hz) を良好に再現できることが確認できた。これについては稿をあらためて報告したい<sup>17)</sup>。また、本研究に使用した解析ツールの公開も行っていく予定である<sup>17)</sup>。

謝辞：本研究では防災科学技術研究所のK-NETおよびKiK-netの記録を使わせていただきました。記して謝意を表します。

### 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について，<http://www.jishin.go.jp/main>，2004。
- 2) Matsushima, S., Kawase, H. and Sato, T.: A technique for estimating destructive strong motion generation patches and its slip velocity functions by waveform fitting, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, 2004.
- 3) 渡辺基史，藤原広行，佐藤俊明，石井透，早川崇：断層破壊過程の複雑さが強震動予測結果に及ぼす影響 - 支配的パラメータの抽出 - ，日本地震工学会大会 - 2005梗概集，pp.302-303，2005。
- 4) 野津厚：経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン解析，海溝型巨大地震を考える - 広帯域強震動の予測 - シンポジウム論文集，土木学会・日本建築学会，pp.29-34，2005。

- 5) 古和田明，田居 優，岩崎好規，入倉孝次郎：経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価，日本建築学会構造系論文集，第514号，pp.97-104，1998。
- 6) 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：地震のスケ - リング則に基づいた大地震時の強震動予測，日本建築学会構造系論文報告集，第430号，pp.1-9，1991。
- 7) 澤田純男，盛川 仁，土岐憲三，横山圭樹：強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離，第10回日本地震工学シンポジウム，pp.915-920，1998。
- 9) Brune, J.N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
- 10) Brune, J.N.: Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.5002, 1971.
- 11) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 12) 久田嘉章：統計的グリーン関数法の震源域及び長周期帯域への拡張，日本地震工学会大会 - 2004梗概集，pp.368-369，2004。
- 13) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-NET), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 14) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S.: New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 329, 2000.
- 15) 野津厚・長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料，No.1112，2005。
- 16) 佐藤智美・巽誉樹：全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，第556号，pp.15-24，2002。
- 16) 佐藤智美・巽誉樹：全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，第556号，pp.15-24，2002。
- 17) 野津厚・菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 - 内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討 - ，港湾空港技術研究所資料 (刊行予定)。

# やや長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性

片岡正次郎<sup>1</sup>・日下部毅明<sup>2</sup>・松本俊輔<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 国土交通省国土技術政策総合研究所地震防災研究室 主任研究官 (〒305-0804 つくば市旭1)

E-mail: kataoka-s92rc@nilim.go.jp

<sup>2</sup>正会員 国土交通省国土技術政策総合研究所地震防災研究室 室長 (〒305-0804 つくば市旭1)

E-mail: kusakabe-t88d8@nilim.go.jp

<sup>3</sup>正会員 国土交通省国土技術政策総合研究所地震防災研究室 研究官 (〒305-0804 つくば市旭1)

E-mail: matsumoto-s92ri@nilim.go.jp

既往の観測記録をもとに、周期2~20秒のやや長周期地震動の速度応答スペクトル(減衰定数1%)を推定する距離減衰式を作成した。海溝型地震と内陸地震にデータを分けて距離減衰式を作成し、推定される応答スペクトルを比較した。観測記録と距離減衰式による推定値との比から、各周期の増幅率を全国591観測点で算出した結果、堆積平野で長周期地震動の増幅が大きくなる傾向や、特に増幅率が大きい周期が平野ごとに異なることを示した。また一部の観測点では、特定の周期の増幅率が地震の発生地域により大きく異なることを示した。

## 1. はじめに

マグニチュード8程度以上の巨大地震では、震源域から数百km離れた地点でも、大きな振幅のやや長周期地震動(周期数秒~数十秒程度)が観測されている。減衰の小さい長大構造物は、その固有周期と地震動の周期が一致すると共振し、使用性や安全性が脅かされるおそれがある。そのため、地点ごとにどの周期帯の地震動が、どの程度大きくなるかを予測し、その上で耐震性能を照査する必要がある。

やや長周期地震動は、短周期の地震動ほど微細な震源過程や地下構造に影響されないため、差分法を中心とした理論的手法による高精度の予測が期待されている<sup>1)</sup>。とはいえ、現状では関東平野や大阪平野のように地下構造が比較的明らかになっている地域は少なく、モデル化や数値計算に多大な労力が必要なため、わが国のどの地域で、どの周期帯の地震動がどの程度増幅されるかは明らかにされていない。

本研究では、既往の観測記録をもとに、周期2~20秒のやや長周期地震動の速度応答スペクトル(減衰定数1%)を推定する距離減衰式を作成した。また、観測記録と距離減衰式による推定値との比から、各周期の増幅率を全国591観測点で算出し、やや長周期地震動の振幅が大きくなる地域やその程度(増幅率)を示すとともに、地震の発生地域により増幅率がどのように変化するかを検討した。

## 2. 観測記録

距離減衰式の作成には、日本及びその周辺で発生した1964年6月~2004年10月の地震により気象庁、北海道開発局、関西地震観測研究協議会の観測点で得られた観測記録を用いた。

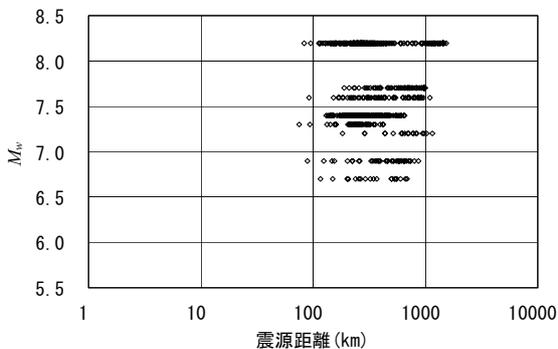
1995年兵庫県南部地震より前の観測記録は、全て気象庁の一倍強震計または87型強震計によるものである。一倍強震計の観測記録としては、建設省土木研究所が数値化し計器補整を施した波形データ<sup>2)</sup>を用いる。この波形データは、一倍強震計の記録精度がある程度保証されている周期2~20秒の周期帯<sup>3)</sup>のバンドパスフィルターを施したものであるため、気象庁87型、95型強震計や北海道開発局、関西地震観測研究協議会の観測点で得られた観測記録にも、同様のバンドパスフィルターを施した。したがって、ここでは周期2~20秒のやや長周期地震動が対象となる。

解析対象とした地震のリストを表-1に示す。海溝型地震はモーメントマグニチュード $M_w$  6.9~8.2の12地震、内陸地震は $M_w$  5.8~6.9の9地震を対象としている。

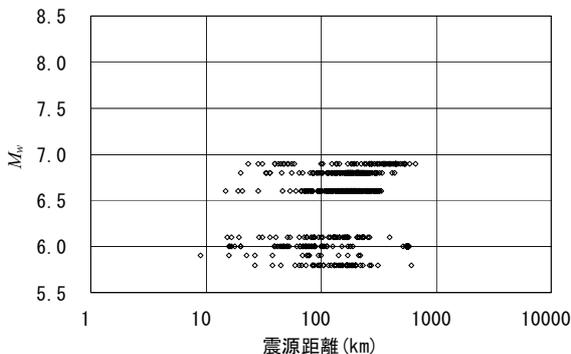
図-1には観測記録の震源距離と地震の $M_w$ との関係を示すが、海溝型地震には震源距離100[km]以下の記録がほとんど含まれていない。

表-1 距離減衰式の作成に用いた地震のリスト

No.	発生年月日	震源地または地震名	$M_J$	$M_w$	深さ[km]	タイプ
1	1964.6.16	新潟地震	7.5	7.6	34	海溝型
2	1989.11.2	三陸はるか沖	7.1	7.4	0	海溝型
3	1993.7.12	北海道南西沖地震	7.8	7.6	35.1	海溝型
4	1994.10.4	北海道東方沖地震	8.2	8.2	28	海溝型
5	1994.10.9	北海道東方沖 (余震)	7.3	7.2	0	海溝型
6	1994.12.28	三陸はるか沖地震	7.6	7.7	0	海溝型
7	1995.1.7	岩手県北東沖	7.2	6.9	47.8	海溝型
8	1995.1.17	兵庫県南部地震	7.3	6.9	16.1	内陸型
9	1995.12.4	択捉島南東沖	7.3	7.7	57	海溝型
10	1996.8.11	秋田県南部	6.0	5.9	8.6	内陸型
11	1997.3.26	鹿児島県北西部	6.6	6.0	11.9	内陸型
12	1997.5.13	鹿児島県北西部	6.4	6.0	9.2	内陸型
13	1997.6.25	山口県北部	6.3	5.8	8.3	内陸型
14	1998.9.3	岩手県北部	6.2	5.9	7.9	内陸型
15	2000.1.28	根室半島沖	7.0	6.7	58.5	海溝型
16	2000.10.6	鳥取県西部地震	7.3	6.8	9.0	内陸型
17	2003.7.26	宮城県北部	6.4	6.1	11.9	内陸型
18	2003.9.26	十勝沖地震	8.0	8.2	42	海溝型
19	2003.9.26	十勝沖 (余震)	7.1	7.3	21	海溝型
20	2004.9.5	東海道沖	7.1	7.3	21	海溝型
21	2004.10.23	新潟県中越地震	6.8	6.6	13	内陸型



(a) 海溝型地震



(b) 内陸地震

図-1 観測記録の震源距離と  $M_w$  の関係

### 3. やや長周期地震動の距離減衰式

#### (1) 回帰モデル

次式の回帰モデルを用いた二段階回帰分析<sup>4)</sup>により距離減衰式を作成した。

$$\log_{10} S_V(T) = a(T)M_w - b(T)X + c(T) - d(T)\log_{10} X \quad (1)$$

ここで、 $T$  は固有周期[s] ( $T=2, 3, 4, \dots, 20$ ) ,  $S_V(T)$  は減衰定数 1%の速度応答スペクトル[cm/s],  $X$  は震源距離[km],  $a(T)$ ,  $b(T)$ ,  $c(T)$  は回帰係数である。速度応答スペクトル  $S_V(T)$  は、水平 2 成分それぞれの観測記録に対する一自由度系の速度応答波形 (減衰定数 1%) を計算し、この応答波形の水平 2 成分合成の最大値をとったものである。

また、係数  $d(T)$  については、表面波の幾何減衰に対応する 0.5 から実体波の幾何減衰に対応する 1.0 の間で、グリッドサーチにより回帰誤差が最小となるように最適値を求めた。

#### (2) 回帰係数

回帰分析の結果得られた係数を図-2 に示す。マ

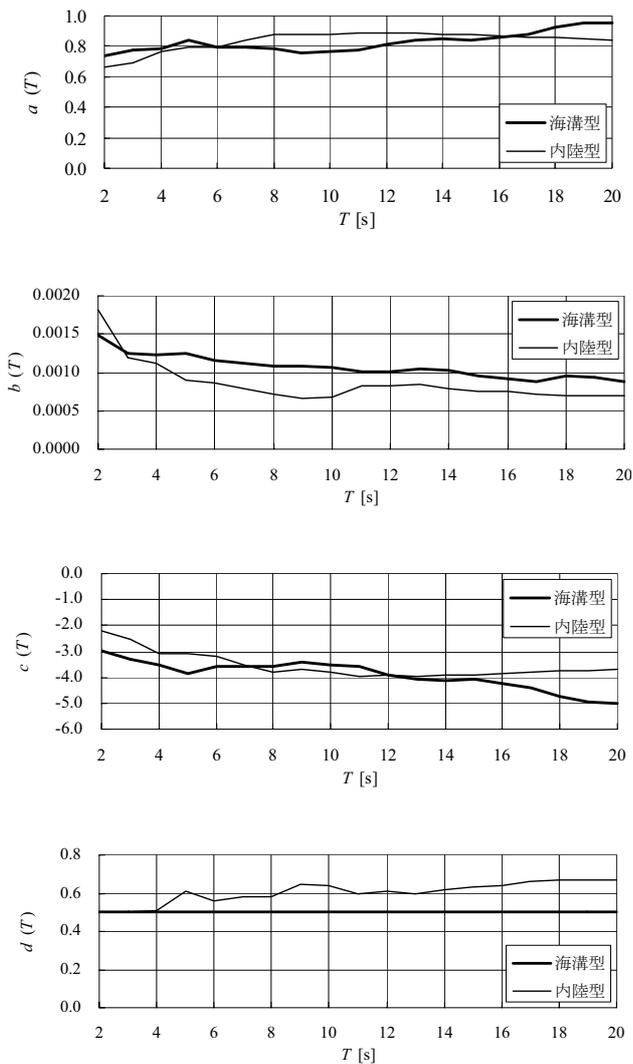
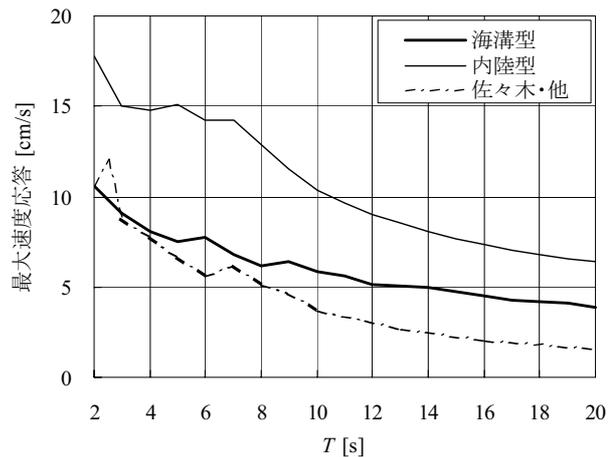


図-2 距離減衰式の回帰係数

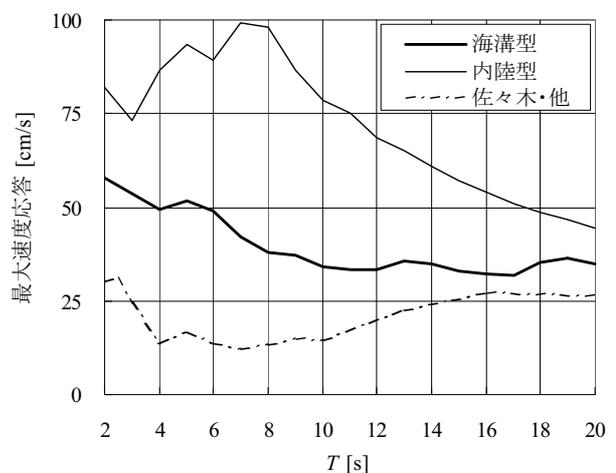
グニチュードの係数  $a(T)$  は周期が長くなるほど大きくなっており、長周期成分のマグニチュード依存性が高いことを示している。また距離の係数  $b(T)$  は周期が長くなるほど小さくなり、長周期成分は内部減衰が小さいことを表している。係数  $d(T)$  は海溝型地震では全ての周期で 0.5 となったが、内陸地震では周期が長いほど大きくなっている。一般には、周期が長いほど表面波の幾何減衰に対応する 0.5 に近づくことが予想されるが、ここでは逆の傾向を示している。距離減衰の程度を表す 2 つの係数  $b(T)$  と  $d(T)$  にはトレードオフの関係があるため、ここで示した内陸地震の  $d(T)$  には内部減衰の影響が含まれている可能性がある。

### (3) 推定される地震動強さと既往の研究との比較

作成した距離減衰式から推定される速度応答スペクトルを、気象庁一倍強震計の記録に基づく距離減



(a)  $M_w=7.0, X=100$



(b)  $M_w=8.0, X=100$

図-3 推定される速度応答スペクトル（減衰定数 1%）の比較

衰式(佐々木・他, 1988)<sup>5)</sup>から推定したものと比較して図-3に示す。内陸地震については、記録を用いた地震の規模の範囲外であるが、参考に示している。

佐々木・他の距離減衰式は減衰定数2%の加速度応答スペクトルを推定する式であるため、推定した加速度応答スペクトルに減衰定数の補正<sup>6)</sup>を行った上で疑似速度応答スペクトルに変換して比較している。また、佐々木・他の式は気象庁マグニチュード  $M_J$  と震央距離をパラメータとしているため、ここでは  $M_J=M_w$  とし、震源深さを20[km]として同じ震源距離で比較している。

この図によると、同じ地震規模では内陸地震の方が大きな速度応答が推定されている。これは震源の浅い内陸地震の方が、表面波を励起しやすいことを反映したものと考えられる。

佐々木・他の距離減衰式は5つの海溝型地震の地震記録をもとに作成されており、本研究の海溝型地

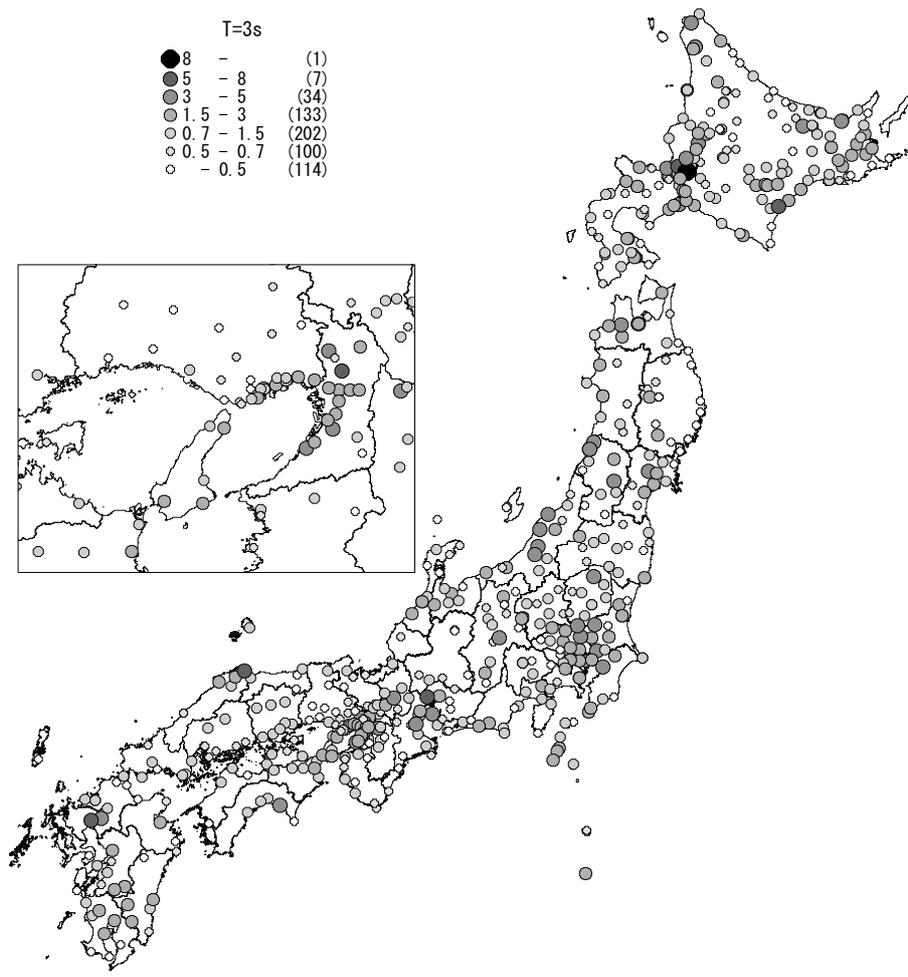


図-4 各観測点における速度応答スペクトル増幅率の分布 (T=3[s])

震の式により近いものとなっている。ただし、本研究で用いた記録は平野部で得られたものを比較的多く含むため、海溝型の式でも佐々木・他の式より大きな速度応答が推定されている。

なお海溝型の式で比較してみると、 $M_w=8.0$ では $M_w=7.0$ の6~9倍程度の値となっている。

#### 4. やや長周期地震動の増幅率

##### (1) 増幅率の地域性

距離減衰式は全観測記録の平均的な傾向を表すものであるが、実際には周辺の地盤構造等の影響により、やや長周期地震動の振幅が大きく増幅されやすい地点やそうでない地点がある。またその増幅の程度は地震動の周期によって異なる。ここでは観測記録を用いた全国591観測点における地震動の増幅率を周期ごとに計算し、その地域性を検討してみた。

各観測点で得られた記録の速度応答スペクトルを、

前述の距離減衰式による推定値で除した値を距離減衰式に対する増幅率と考え、複数の記録が得られている観測点については平均することにより、各観測点における速度応答スペクトルの増幅率を計算した。

この結果の一部を図-4と図-5に示す。図-4は $T=3[s]$ 、図-5は $T=7[s]$ の速度応答スペクトルの増幅率を示したものである。これらの図によると、わが国の主要な平野部では増幅率が1.5以上となっており、山地部の増幅率よりも明らかに大きい。また、 $T=7[s]$ では石狩平野、勇払平野や関東平野など、特に地震基盤が深い平野部にのみ増幅率が5倍以上の観測点がみられ、地盤構造により特定の周期の地震動が大きく増幅されることが分かる。

##### (2) 地震の発生地域による増幅率の違い

次に、座間・他(2002)<sup>7)</sup>に倣い、解析対象とした地震を図-6のように13の震源地区<sup>8)</sup>に分類し、各観測点の増幅率が震源地ごとにどのように変化するかを検討した。

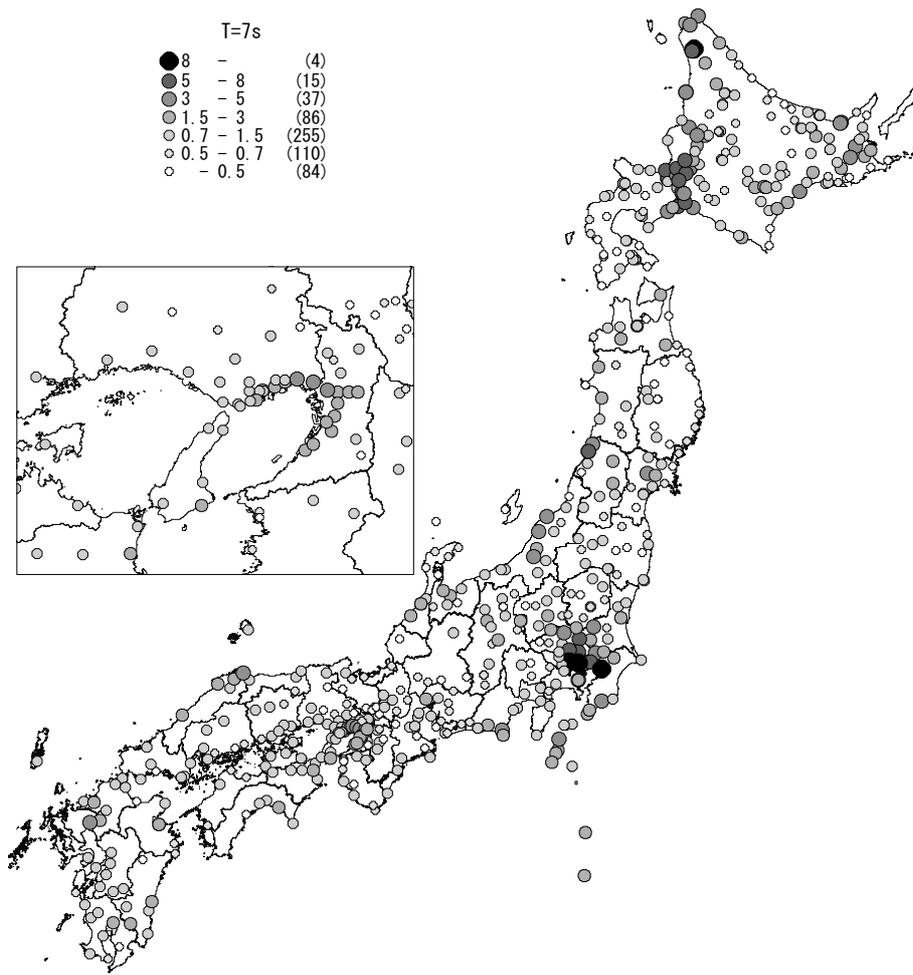


図-5 各観測点における速度応答スペクトル増幅率の分布 (T=7[s])

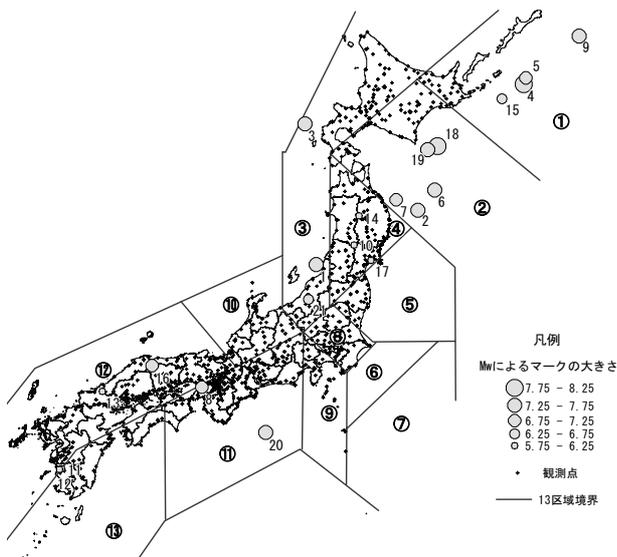


図-6 対象地震の震央位置と震源地区分<sup>8)</sup>

関東地域の観測点についての結果を一部、図-7に示すが、東京では震源地区分による違いが大きいこ

とが分かる。これは、北海道や東北地方の海域で発生する地震より、北陸地方や日本海、東海道沖で発生する地震の方が、周期6~8秒程度のやや長周期地震動が東京周辺で励起されやすいことを表している。

関東平野のように形状が複雑な盆地では、地震波の到来方向により特定の周期帯の地震動が増幅される一方で、三島や飯田といった平野外の観測点では、震源地区分による違いはあまり見られないことが分かる。

## 5. まとめ

本研究では、既往の観測記録をもとに、周期2~20秒のやや長周期地震動の速度応答スペクトル(減衰定数1%)を推定する距離減衰式を作成した。また、各周期の増幅率を全国591観測点で算出し、平野部でやや長周期地震動の振幅が大きくなること、平野ごとに大きく増幅される地震動の周期帯があり、

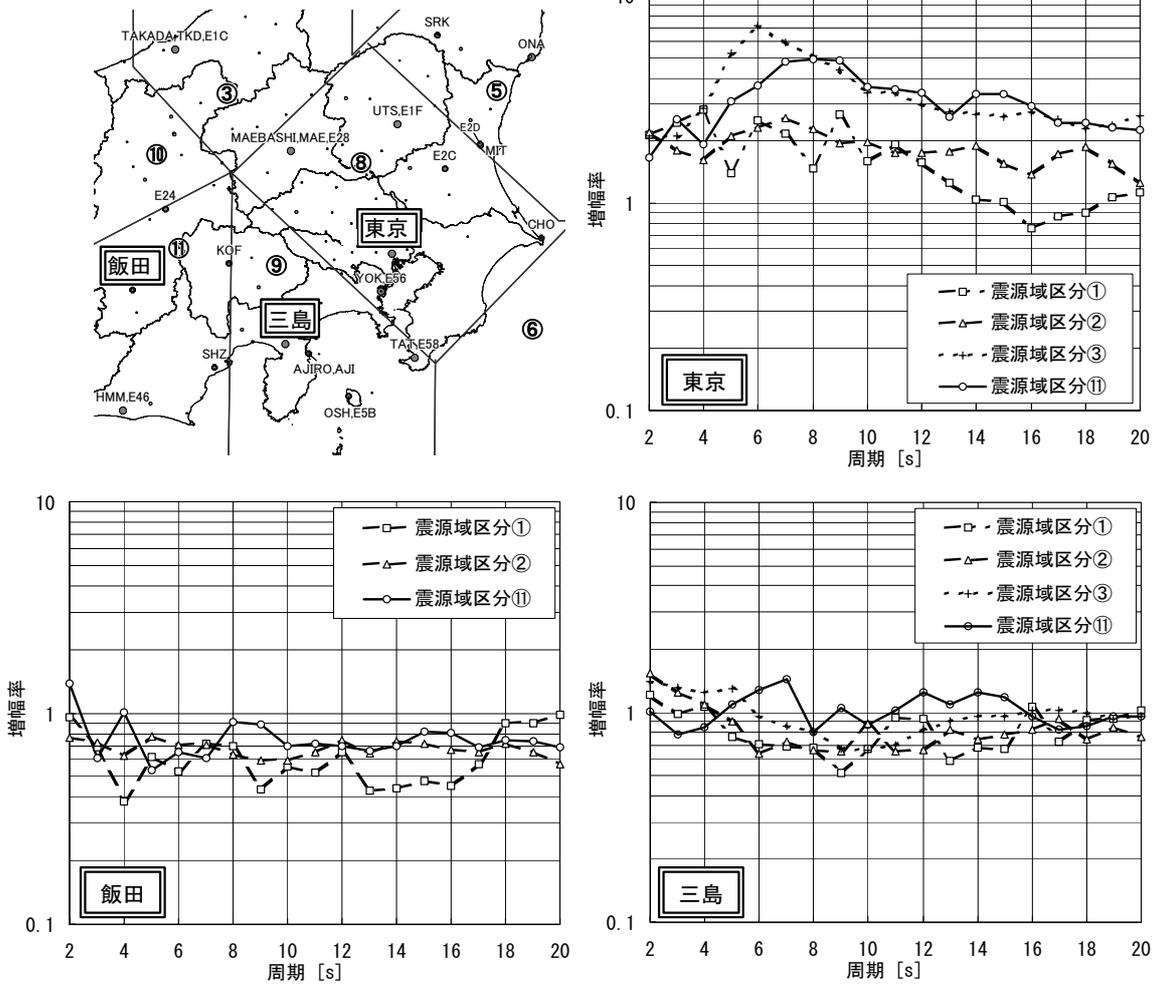


図-7 震源地区ごとの増幅率の比較（関東地方の例）

地下構造あるいは地震の発生地域と関連づけられることを示した。

今後は、トリガーレベル等を考慮して使用する観測記録をより厳密な基準で選定するとともに、震源深さや距離のパラメータの影響などを含めた詳細な検討を進める予定である。

**謝辞：**本研究では、関西地震観測研究協議会、気象庁、及び北海道開発局（五十音順）が観測・収集した強震記録を使用した。土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会（主査：入倉孝次郎愛知工業大学客員教授）では有益なご助言をいただいた。記して謝意を表する次第である。

**参考文献**

- 1) 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会：海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測ーシンポジウム論文集, 2005.
- 2) 佐々木康, 田村敬一, 相沢興：気象庁一倍強震計記録に基づく長周期地震動特性の解析ー（その4）1964年新潟地震記録の解析ー, 土木研究所資料, 第2493号,

- 1987.
- 3) 佐々木康, 田村敬一, 相沢興, 高橋和之：気象庁一倍強震計の記録精度に関する実験的検討, 土木研究所資料, 第2386号, 1986.
- 4) Joyner, W. B. and Boore, D. M.: Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 71, pp. 2011-2038, 1981.
- 5) 佐々木康, 田村敬一, 相沢興：気象庁一倍強震計記録に基づく長周期地震動特性の解析ー（その5）1978年宮城県沖地震記録の解析ー, 土木研究所資料, 第2664号, 1988.
- 6) 川島一彦, 相沢興：減衰定数に対する地震応答スペクトルの補正法, 土木学会論文集, No. 344/I-1, pp. 351-355, 1984.
- 7) 座間信作, 細川直史, 畑山健, 遠藤真：やや長周期地震動の早期予測システムの構築, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 2307-2312, 2002.
- 8) 気象庁地震火山部地震津波監視課：気象庁（東京）で観測された強震記録（1927年～1989年）, 1990.

# 中央防災会議での長周期地震動調査結果

横田 崇<sup>1</sup>・鈴木 晴彦<sup>2</sup>・増田 徹<sup>2</sup>

<sup>1</sup>気象庁 地震火山部 (〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4)  
E-mail:yokotat@met.kishou.go.jp

<sup>2</sup>応用地質株式会社 技術本部 (〒331-8688 埼玉県さいたま市北区土呂町 2-61-5)  
E-mail:suzuki-haruhiko@oyonet.oyo.co.jp  
E-mail:masuda-tetsu@oyonet.oyo.co.jp

巨大地震や大地震は、短周期地震動による被害と同時に長周期地震動による被害を引き起こす。2003年十勝沖地震による石油タンクの火災、あるいは2005年千葉県北部の地震によるエレベータ停止等は、長周期地震動による社会への影響の大きさを示している。中央防災会議では、長周期地震動への対策を検討するために、長周期地震動の特徴を調査し地下構造との関連を整理した。長周期地震動の特徴は、長周期地震動は主に表面波からなること、地震規模が大きく震源が浅いほど振幅が大きいこと、堆積層の厚い平野・盆地等の地域で振幅が大きく継続時間が長いこと、長周期地震動の卓越周期は $V_s=2,000\text{m/s}$ 程度の速度層より浅い地盤の固有周期と相関が高いことである。

*Key words: long-period ground motion, predominant period, characteristic period of ground*

## 1. 長周期地震動に対する対策

巨大地震や大地震は、強い短周期地震動を放射し、木造住宅あるいは非木造住宅等の被害を引き起こし、また、同時に、周期が1秒より長い長周期地震動を放射し、固有周期の長い高層ビルや石油タンク等に被害を与える。長周期地震動による被害は過去にも注目されてきたところであるが、2003年十勝沖地震による苫小牧の石油タンクの火災や2005年千葉県北部の地震によるエレベータ事故は、長周期地震動による社会への影響が大きいことを改めて示している。高層ビルや免震ビル等、数秒の固有周期をもつ構造物が多く建設され、また固有周期が数秒～十数秒の石油タンク等が数多く設置されている地域では、長周期地震動に対する対策が重要な課題である。

中央防災会議では、「首都直下地震対策専門調査会」に置かれた「地震ワーキンググループ」において、長周期地震動の首都への影響とそれに対する対策を検討するために、また、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」においても、十勝沖に想定される地震による北海道地方への影響とそれに対する対策を検討するために、長周期地震動の特徴を調査した。ここに、ワーキンググループおよび専門調査会による調査結果を報告する。

## 2. 観測記録の整理

長周期地震動については、観測記録に顕著に現れる地域と現れない地域があり、短周期地震動とは性質が異なるところがある。防災対策に関して注意すべき長周期地震動の特徴は、波の種類、卓越する周期、周期ごとの振幅（またはスペクトル）、および地震動の継続時間が主な項目であり、これらの特徴と地下構造との関連を明らかにすることが調査の目的である。

「首都直下地震対策専門調査会」の「地震ワーキンググループ」では、首都地域の多くの観測点で長周期地震動が観測された2000年7月15日に神津島近海で発生したM5.3の地震を、また、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」では、2003年9月26日に発生したM8.0の十勝沖地震を調査した。観測記録は防災科学技術研究所のK-NET観測網のものを利用した。

図1、図2に神津島近海地震の関東地域で観測された長周期地震動の振幅分布と卓越周期を示す。距離減衰の効果とは別に、東京湾岸で振幅が相対的に大きく、その周辺の丘陵地から山地では振幅が小さくなっている様子が見られ、長周期地震動の卓越周期は地盤の固有周期と相関がよいことが示されている。図3と図4に十勝沖地震で観測された長周期地震動の振幅分布と卓越周期を示す。勇払平野、十勝平野、根釧平野で、山地に比べて相対的に長周期地震

動の振幅は大きく、長周期地震動の卓越周期は、関東地域と同様に地盤の固有周期と相関がよい。これらの特徴は、長周期地震動はP波やS波の実体波ではなく、主に表面波からなることを示している。

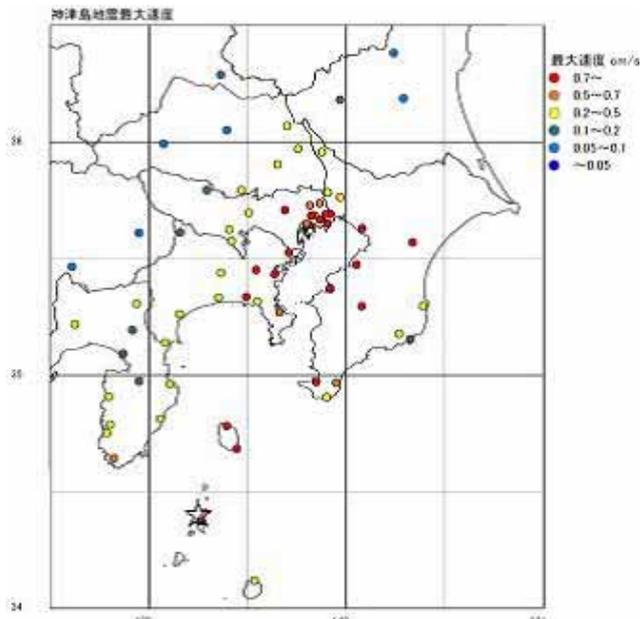


図1 2000年7月15日に神津島近海で発生したM5.3の地震による長周期地震動の最大速度分布  
堆積層の厚い東京湾岸や千葉・埼玉県境等で振幅が大きく、周辺の丘陵や山地では小さい。

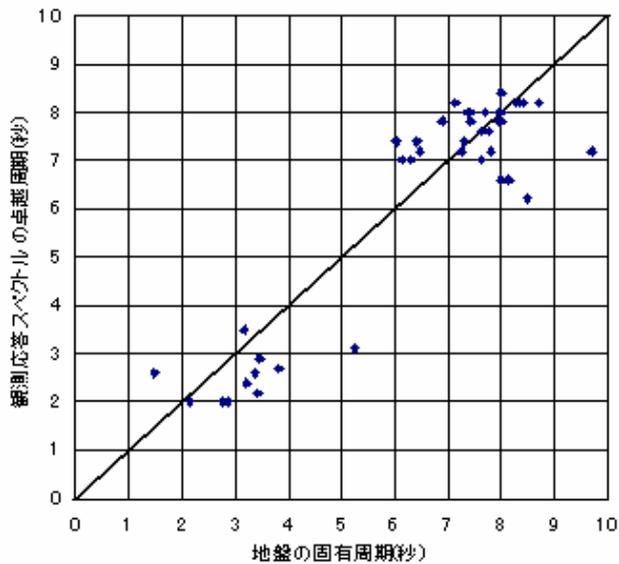


図2 2000年7月15日に神津島近海で発生したM5.3の地震による長周期地震動の卓越周期  
速度応答スペクトルの卓越周期を地盤の固有周期に対して表示。長周期地震動の卓越周期は、S波速度2,400m/s層より浅い地盤の固有周期と相関が高い。

### 3. 首都地域における長周期地震動調査

短周期地震動の振幅やスペクトル構造は地表付近の浅い地下構造が支配的であるが、表面波を主体とする長周期地震動は、より深部までの地下構造が関係している。長周期地震動と地下構造との関係を定量的に捉えるために、地震基盤から工学的基盤までの地下構造の3次元モデルを構築した。モデル化に用いたデータは、屈折法探査や微動アレイ探査等の物理探査結果である。関東地域のモデル化に用いた物理探査の実施位置を図5および図6に示す。

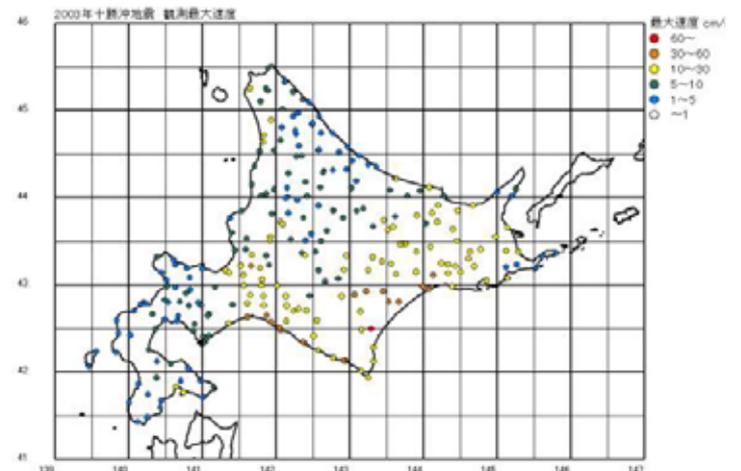


図3 2003年9月26日に発生したM8.0の十勝沖地震本震による長周期地震動の最大速度分布  
堆積層の厚い勇払平野、十勝平野、根釧平野等で振幅が大きく、丘陵や山地では小さい。

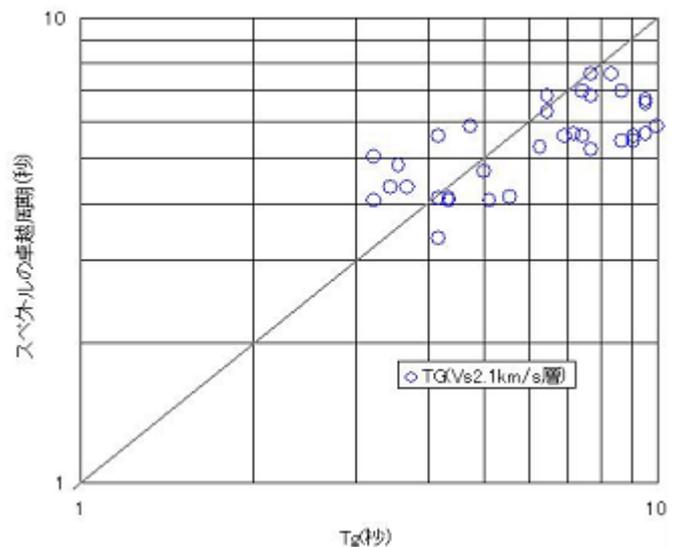


図4 2003年9月26日に発生したM8.0の十勝沖地震本震による長周期地震動の卓越周期  
速度応答スペクトルの卓越周期を地盤の固有周期に対して表示。長周期地震動の卓越周期は、S波速度2,100m/s層より浅い地盤の固有周期と相関が高い。

物理探査結果の整理から、関東地域は、地震基盤を  $V_s=3,000\text{m/s}$ 、工学的基盤を  $V_s=700\text{m/s}$ 、その間の層を  $V_s=1,400\text{m/s}$  および  $V_s=2,400\text{m/s}$  として3次元モデル化される。

物理探査データを用いて構築された地下構造モデルは、微動アレイ探査で得られた表面波の位相速度分散曲線により修正した(図7)。また、差分法を用いた再現計算により波形とスペクトル比較により適正化を行った(図8)。

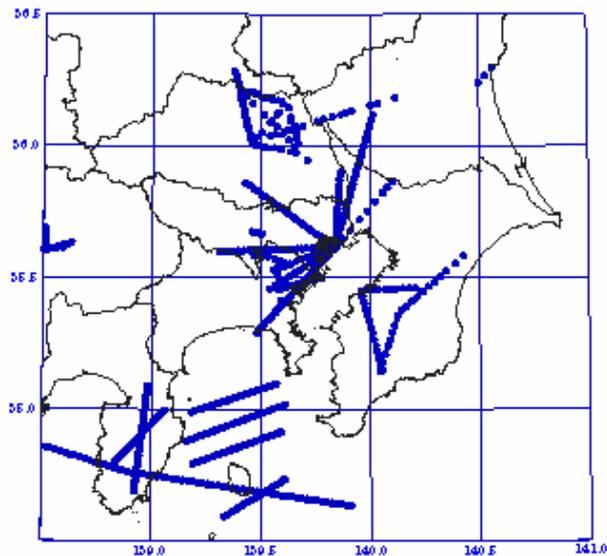


図5 関東地域の3次元地下構造モデルの構築に用いた物理探査の位置

主に屈折法探査と反射法探査の測線を示す。

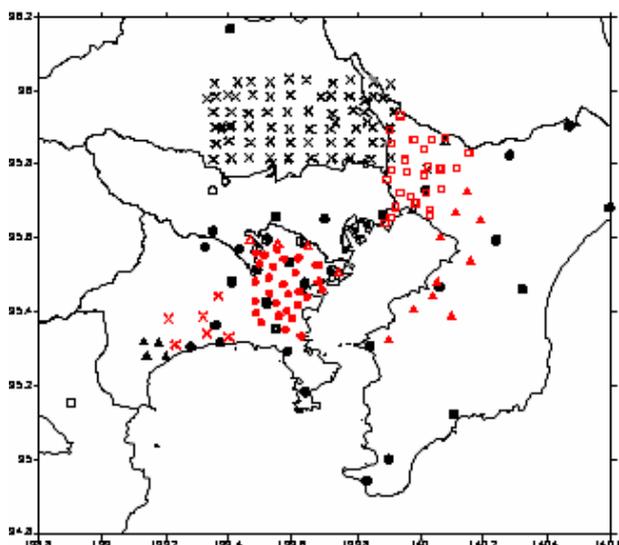


図6 関東地域の3次元地下構造モデルの構築に用いた微動アレイ探査の位置

関東地域の広範囲において、微動アレイ探査が実施されている。シンボルの違いは異なる実験を示す。

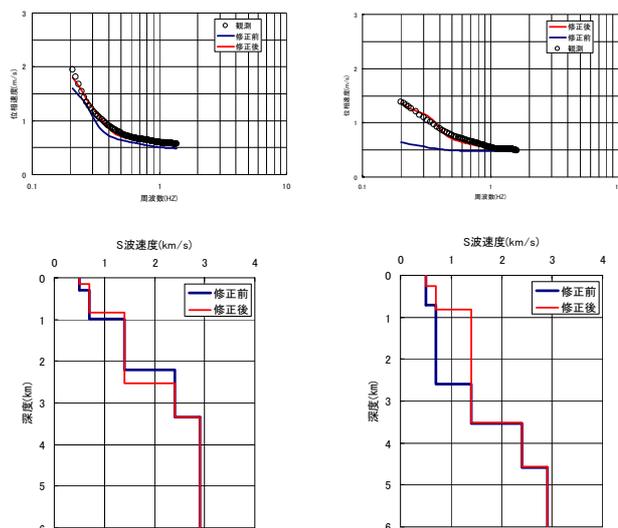


図7 微動アレイ探査で得られた表面波の位相速度分散曲線を用いた速度構造の修正

上段は位相速度分散曲線。丸印は測定値。青線は修正前で赤線は修正後。

下段はS波速度構造。青線は修正前で赤線は修正後。

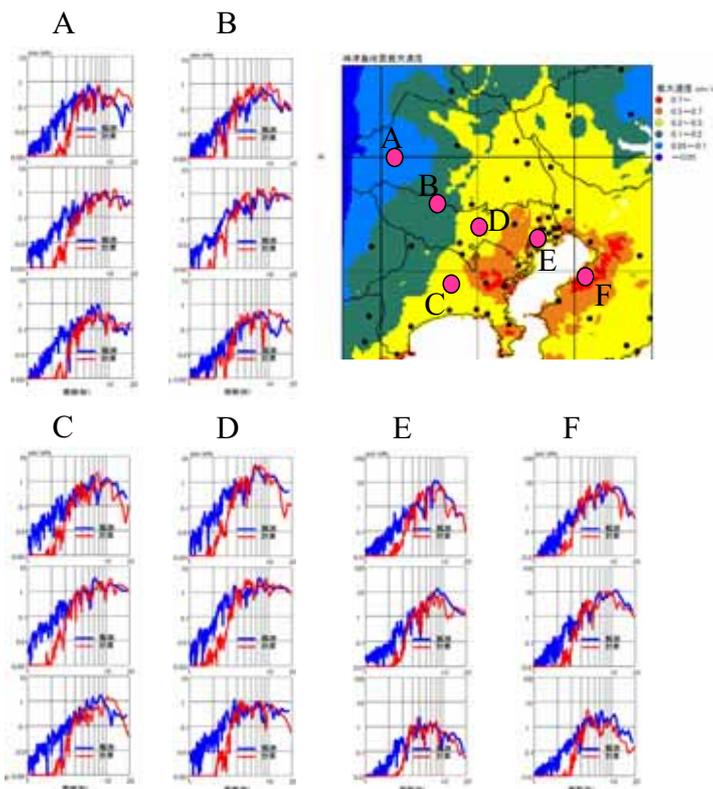


図8 2000年5月17日神津島近海地震の観測波形の再現計算による地下構造の修正

右上の地図にA~Fで示した観測点におけるスペクトルの比較。青線は観測スペクトルで赤線は差分法による計算波形のスペクトル。差分法による計算での有効周期帯域は4秒以上となっている。

物理探査結果に基づき、微動アレイ探査で得られた表面波位相速度分散曲線を用いて修正され、また観測波形およびスペクトルを差分法により再現計算することで適正化された関東地方の3次元地下構造モデルを図9に示す。3次元地下構造モデルから計算される地盤の固有周期を図10に示す。観測される長周期地震動の卓越周期は、 $V_s=2,400\text{m/s}$ 層より浅い地盤の固有周期と相関がある。

3次元地下構造モデルを用いて、2000年7月15日に発生したM5.3の神津島近海地震の再現計算による最大速度分布を図11に示す。東京湾岸で振幅が大きくなる観測値の特徴が計算によっても再現されている。また、計算された長周期地震動の卓越周期は、観測値と同様にモデル地盤の2,400m/s以下の固有周期とよい相関が認められた。

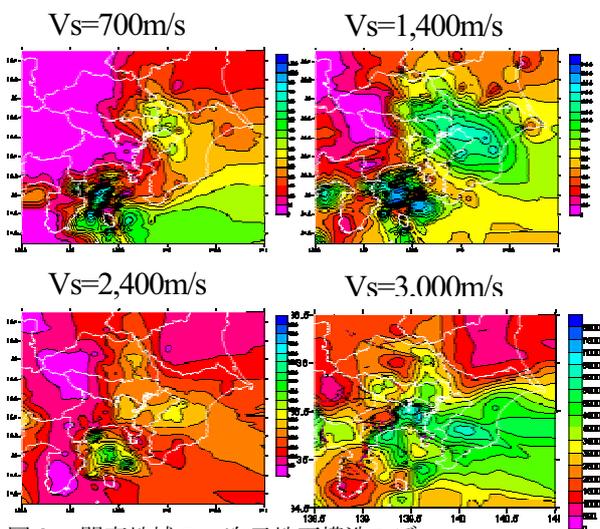


図9 関東地域の3次元地下構造モデル  
各層の上面の深さを図示。 $V_s=700\text{m/s}$ は工学的基盤。  
 $V_s=3,000\text{m/s}$ は地震基盤。

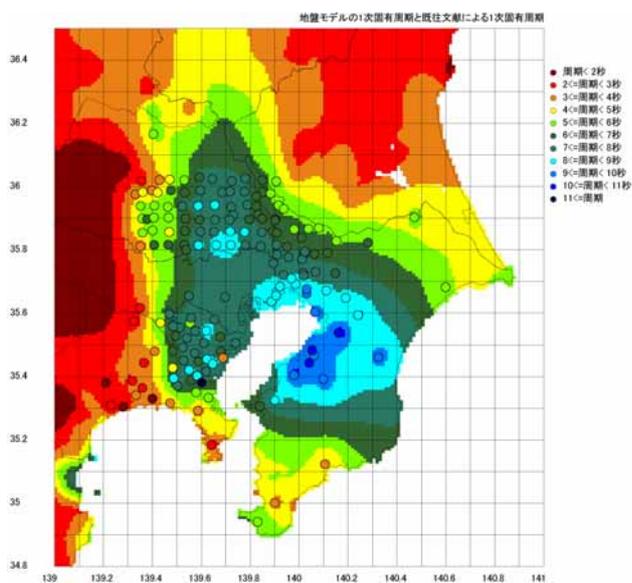


図10 関東地域の3次元速度構造モデルから計算される  
 $V_s=2,400\text{m/s}$ 層より浅い地盤の固有周期

これらの調査結果をもとに、「首都直下地震対策専門調査会」の「地震ワーキンググループ」では、東京湾北部フィリピン海プレート上面に想定されるM7.3の地震、神縄・国府津—松田断層帯のM7.5の地震、都心東部直下に想定したM6.9の地震に対して、長周期地震動を含む広帯域地震動の予測を実施した。

これらの地震の震源はアスペリティモデルを採用し、入倉によるレシピを基本とした。波形計算には差分法と統計的グリーン関数法を用い、工学的基盤における広帯域地震動を評価した。長周期帯域の波形を計算する差分法においては、水平方向の格子間隔は200m、鉛直方向も最小格子間隔を200mとした。短周期帯域の波形を計算する統計的グリーン関数法については、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」、「東南海・南海地震等に関する専門調査会」と同様の手法を用い、破壊伝播の効果、非弾性減衰の効果に加え、震源メカニズムの効果、地震基盤への斜め入射の効果、地震基盤～工学的基盤での重複反射の効果を考慮している。マッチングフィルターの接続周期は4秒とした。

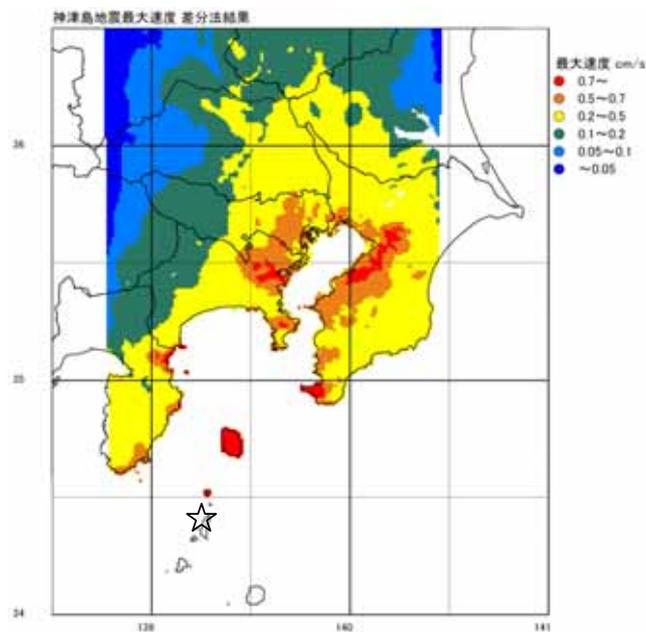


図11 2000年7月15日に神津島近海で発生したM5.3の地震の  
再現計算による長周期地震動の最大速度分布。

堆積層が厚く地盤の固有周期が長い東京湾岸で振幅が大きく、また、千葉・埼玉県境にも振幅の大きな領域が伸びている。距離減衰に比較して振幅が大きくなる領域は、図10に示される地盤の固有周期の長い領域とよく対応しており、図1に示された観測値の分布を再現している。

図 12~14 にこれらの地震による工学的基盤での最大速度振幅分布を示す。

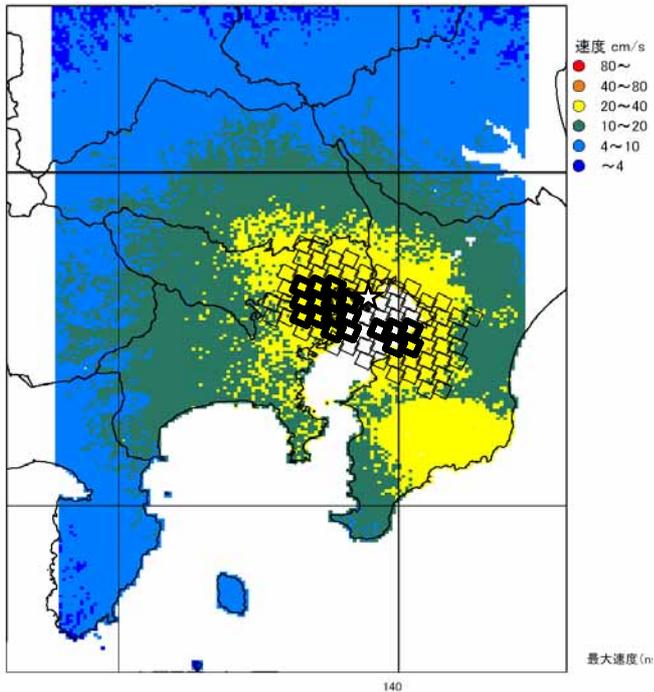


図 12 東京湾北部のフィリピン海プレート上面に想定された M7.3 の地震による工学的基盤での最大速度分布  
小さな四角は震源断層で太線はアスペリティ。星印は破壊開始点。

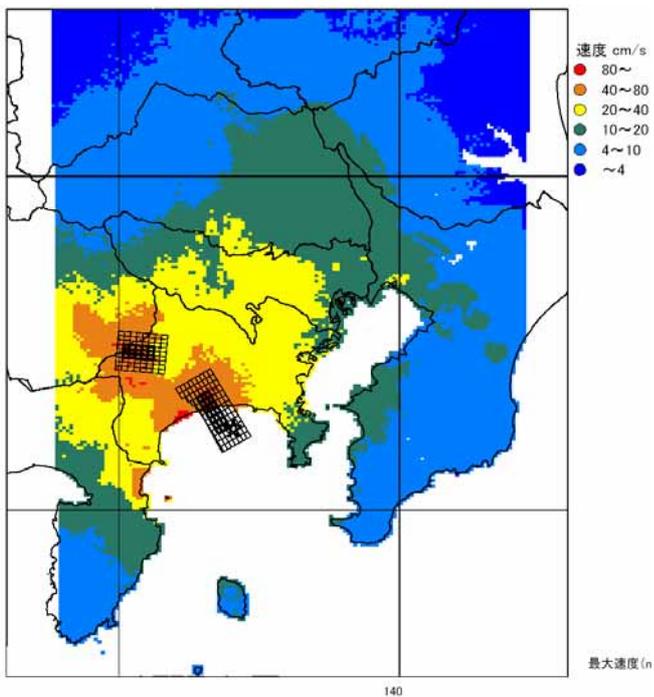


図 13 神縄・国府津—松田断層帯に想定される M7.5 の地震による工学的基盤での最大速度分布  
小さな四角は震源断層で太線はアスペリティ。星印は破壊開始点。

図 12~14 の長周期地震動の最大速度分布で特徴的なことは、堆積層が厚く図 10 に示された地盤の固有周期が長い領域において、震源が直下に位置する東京湾北部地震と都心東部直下地震では目立たないが、震源が離れた位置にある神縄・国府津—松田断層帯の地震による振幅が周辺地域より大きいことである。図 15~17 はこの特徴をより明確に示す。

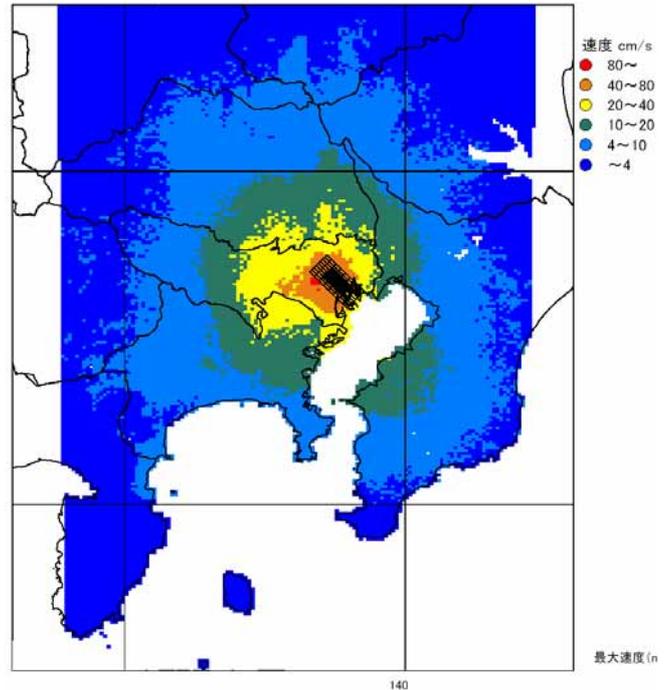


図 14 都心東部直下に想定した M6.9 の地震による差工学的基盤での最大速度分布  
小さな四角は震源断層で太線はアスペリティ。星印は破壊開始点。

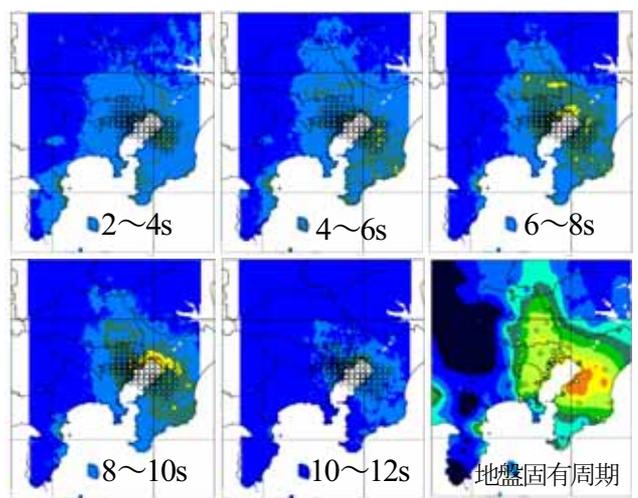


図 15 東京湾北部のフィリピン海プレート上面に想定された M7.3 の地震による周期ごとの速度応答値  
暖色ほど振幅は大きく寒色ほど小さい。右下は地盤の固有周期。地盤の固有周期に相当する周期で振幅が大きくなっている。

長周期地震動は、堆積層の薄い丘陵や山地では発達しないが、堆積層の厚い平野で顕著であり、長周期地震動の振幅は、震源と観測点の相対的位置にも依存している。図18～20に、霞ヶ関、市原、秩父における速度応答波形を、東京湾北部地震、神縄・国府津—松田断層帯の地震、都心東部直下の地震について比較した図を示す。最上段の波形は広帯域のハイブリッド波形であり、2段目は周期1秒、最下段は周期15秒の応答波形である。厚い堆積層に覆われた霞ヶ関および市原では、震源位置が遠い神縄・国府津—松田断層帯の地震で、地盤の固有周期に相当する周期で振幅が大きく継続時間が長くなっている。堆積層の薄い秩

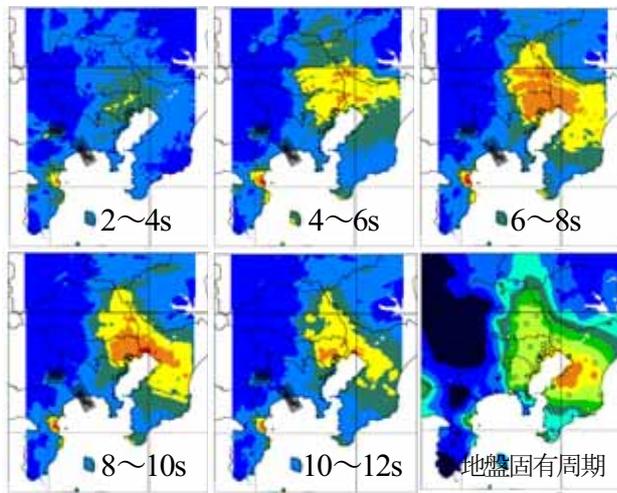


図16 神縄・国府津—松田断層帯に想定される M7.5 の地震による周期ごとの速度応答値

暖色ほど振幅は大きく寒色ほど小さい。右下は地盤の固有周期。地盤の固有周期に相当する周期で振幅が大きくなっている。

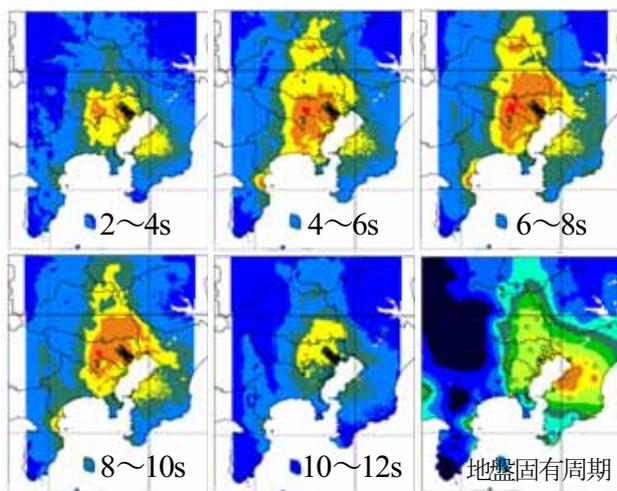


図17 都心東部直下に想定した M6.9 の地震による周期ごとの速度応答値

暖色ほど振幅は大きい。右下は地盤の固有周期。地盤の固有周期に相当する周期で振幅が大きい。

父ではいずれの地震でも長周期地震動は顕著ではない。図21は長周期地震動の観測地点による相違を示したものである。上段に示された堆積層の厚い地点(上から霞ヶ関、汐留、新宿)では表面波が発達し大きな振幅の長周期地震動の継続時間が長い。速度応答スペクトルは1秒での値より1秒以上の長周期帯域での振幅が大きい。

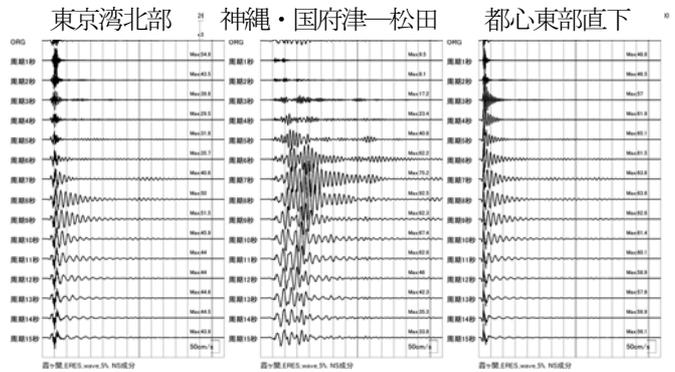


図18 霞ヶ関における速度応答波形の地震による相違  
それぞれ最上段は原波形で次段から周期1秒～15秒の速度応答波形。

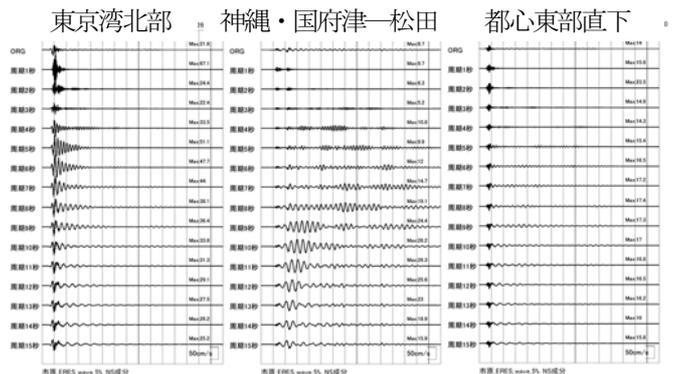


図19 市原における速度応答波形の地震による相違  
それぞれ最上段は原波形で次段から周期1秒～15秒の速度応答波形。

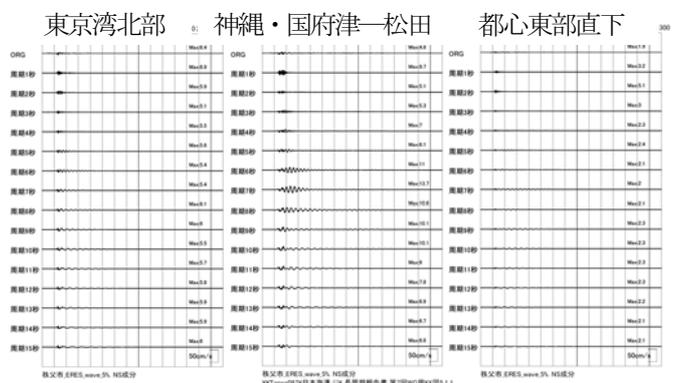


図20 秩父における速度応答波形の地震による相違  
それぞれ最上段は原波形で次段から周期1秒～15秒の速度応答波形。

一方、堆積層の薄い地点（上から秩父、青梅、八王子）では長周期地震動の振幅は大きくならず継続時間は短く、速度応答スペクトルは1秒以上の長周期帯域で大きくならず平坦である。

#### 4. 北海道における長周期地震動調査

「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」では、長周期地震動に関する既往の研究成果を参照し、「首都直下地震対策専門調査会」と同様に長周期地震動の特徴を調査した。参照した研究成果はAoi et al. (2004)<sup>1)</sup>である。

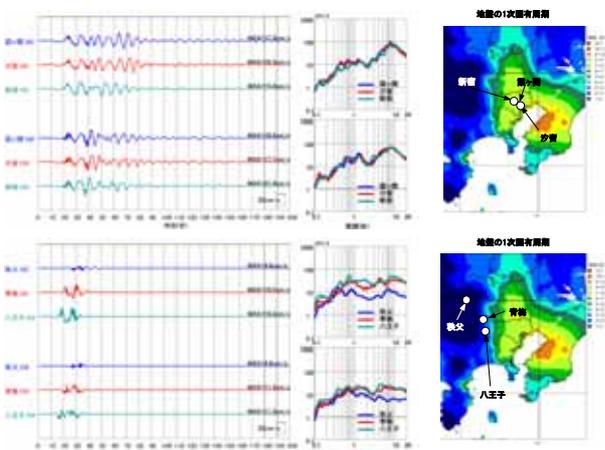


図 21 神縄・国府津—松田断層帯に想定された M7.5 の地震による波形と速度応答スペクトル

上段 2 つは堆積層の厚い地点（震が関、汐留、新宿）。  
下段 2 つは堆積層に薄い地点（秩父、青梅、八王子）。

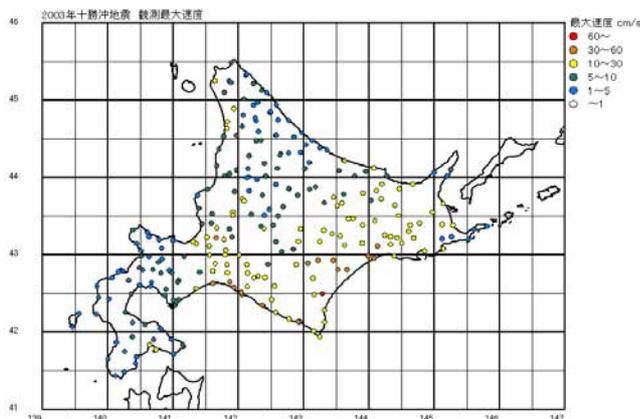


図 22 2003 年十勝沖地震本震の再現計算による最大震度分布

堆積層の厚い勇払平野、十勝平野、根釧平野等で振幅が大きく、山地では小さい。図 3 の観測値の分布をよく再現している。

Aoi et al. (2004) で用いた 3 次元地下構造モデルは、関東地域と同様に物理探査結果に基づいて構築した中央防災会議の 3 次元地下構造モデルと比較すると、平野部での堆積層厚が幾分異なるものの、平野部と山地部の区別等は同等である。3 次元地下構造モデルは、K-NET 観測点の波形記録を用いた 2003 年十勝沖地震の再現計算により適正化された。適正化された地下構造モデルに基づいて差分法により計算された 2003 年十勝沖地震の最大速度分布を図 22 に示す。勇払平野、十勝平野、根釧平野等の堆積層の厚い平野部で振幅が大きく、逆に堆積層の薄い山地で振幅が小さい。2003 年十勝沖地震の観測で認められた長周期地震動の特徴（図 3 参照）が再現されている。長周期地震動の振幅と地下構造との関係を図 23 に示す。Vs=2, 100m/s 層（最下部の直上の層）とその上部の層の厚さと長周期地震動の振幅とが関連している。

地下構造モデルから計算される地盤の固有周期の分布を図 24 に示す。地盤の固有周期は Vs=2, 100m/s より浅い地盤の値である。地盤の固有周期は平野部で長く山地部では短い。

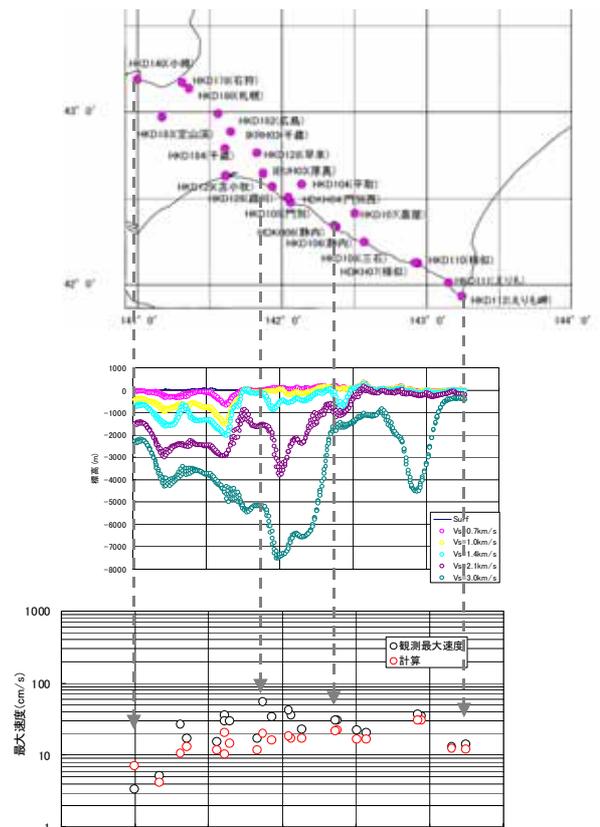


図 23 地下構造と長周期地震動の振幅との比較

上段は観測点位置。中断は測線に沿った地下構造の断面。下段は長周期地震動の振幅で、黒丸は観測値、赤丸は Aoi et al. による差分法計算値。

関東地域と同様に、長周期地震動の卓越周期は  $V_s=2,100\text{m/s}$  より浅い地盤の固有周期とよい相関が認められる (図 25)。また、図 26 には、苫小牧と静内、および札幌と定山溪での波形と速度応答スペクトルの相違を示す。苫小牧と静内、札幌と定山溪は、震源距離がほぼ同じであるが、堆積層の厚さの違いにより、後続波の継続時間および長周期帯域でのスペクトル振幅に相違が現れている。

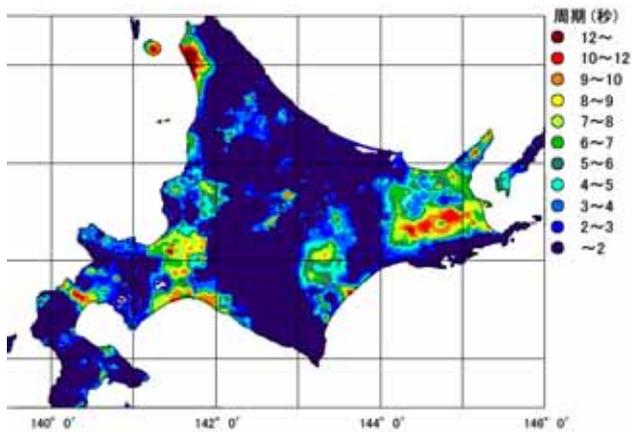


図 24 北海道地域の 3 次元地下構造モデルから計算される地盤の固有周期

$V_s=2,100\text{m/s}$  層より浅い地盤の固有周期を表示。

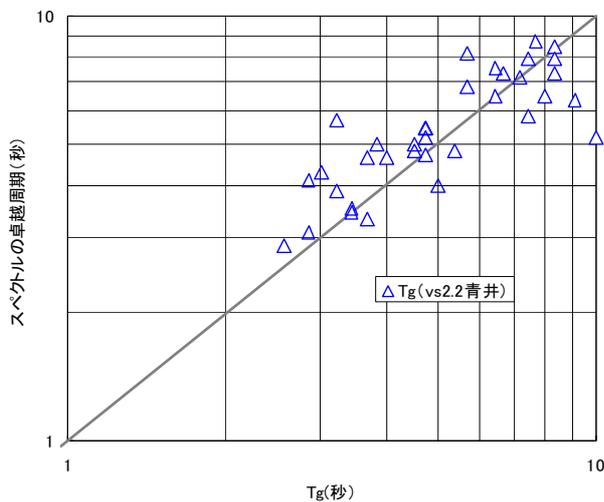


図 25 2003 年十勝沖地震の再現計算による長周期地震動の卓越周期

計算された卓越周期も観測値と同様に、地盤の固有周期との相関が高い。

## 5. 長周期地震動の特徴

以上のように、関東地域と北海道地域において、長周期地震動の特徴について調査した結果、以下の特徴が明らかとなった。

(1) 長周期地震動は主に表面波からなり、振幅は地震規模が大きく震源が浅いほど大きく、堆積層の厚い地域ではさらに大きくなり、継続時間も長い。

(2) 長周期地震動の卓越周期は、震源のメカニズムや伝播経路の違いにも依存するが、 $V_s=2,000\text{m/s}$  程度の層より浅い地盤の固有周期との相関が高い。

(3) 堆積層の厚い地域では、速度応答スペクトルは、規模の大きな浅い地震に対して、周期が大きくなるにつれ振幅が大きくなる。

謝辞: 観測記録から長周期地震動の特徴を調査するにあたって、防災科学技術研究所の K-NET 観測網の記録を利用した。

### 参考文献

- 1) Aoi, S., et al.: 3-D finite difference simulation for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Proc. of International workshop on strong ground motion prediction and earthquake tectonics in urban areas, 2004.

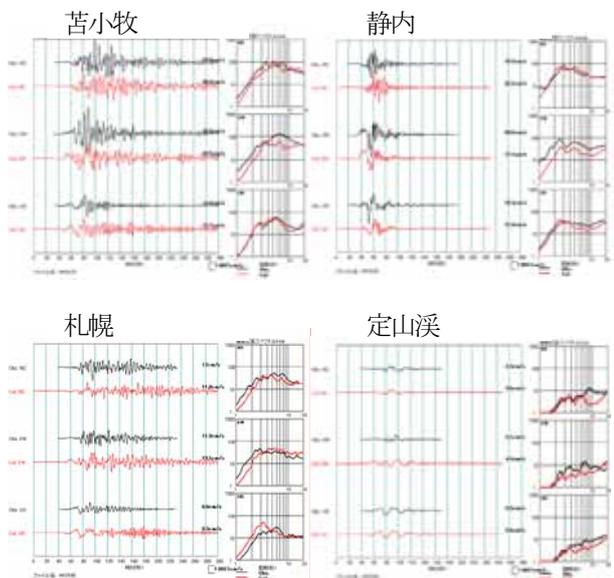


図 26 2003 年十勝沖地震本震による波形と速度応答スペクトルの観測点による相違

震源距離はほぼ同じでも地下構造の相違により、静内に比べて苫小牧、定山溪に比べて札幌では、後続波の振幅が大きく継続時間が長く、速度応答値は長周期帯域で大きくなる。

# 関東平野のやや長周期地震動と深部地盤構造

山中浩明<sup>1</sup>, 山田伸之<sup>2</sup>, 江藤公信<sup>3</sup>

<sup>1</sup>東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究科 (〒227-8503横浜市緑区長津田町4259)  
E-mail:yamanaka@depe.titech.ac.jp

<sup>2</sup>中央開発株式会社 ジオ・ソリューション事業部 (〒332-0035 川口市西青木3-4-2)

<sup>3</sup>東京ソイルリサーチ 技術本部 (〒152-0021 東京都目黒区東が丘2-11-16)

関東平野のやや長周期地震動の特性と地震基盤に至るまでの深部地盤構造の関係について最近の地震観測記録や研究成果を紹介する。まず、最近の地震で観測された地震記録にみられるやや長周期地震動の増幅特性について説明し、深部地盤構造と増幅特性の関係について述べる。つぎに、やや長周期地震動をシミュレーションするための3次元深部地盤構造のモデル化とそれを用いたやや長周期地震動の再現計算結果について説明する。

**Key Words :** Kanto plain, long-period motion, 3D basin model, surface wave, finite-difference modeling

## 1. はじめに

関東平野におけるやや長周期地震動の研究は、高層ビル建設が多くなり始めた1970年代後半に始められた。それ以降、地震観測に基づく研究、数値計算に基づく研究、地下構造の探査およびモデル化に関する研究を3つの柱として進められている。とくに、関東平野では実証的研究も多く、世界的にもやや長周期地震動特性とその工学的重要性が理解されている地域のひとつである。関東平野だけではないが、最近の工藤<sup>1)</sup>によるやや長周期地震動研究のレビューでは、歴史的状況も踏まえて詳しくまとめられており、参考になる。

ここでは、関東平野で最近の地震で観測されたやや長周期地震動の特性と地震基盤までの深部地盤構造の関係を検討し、最近の地下構造データに基づいて構築された深部地盤構造モデルを用いたやや長周期地震動シミュレーション結果について紹介する。

## 2. 最近の地震で観測されたやや長周期地震動

最近の高密度な強震観測に基づいて関東平野でのやや長周期地震動の伝播についての検討が複数のグループによって行われており、詳細な分析の結果が報告されている<sup>2),3),4),5)</sup>。それらの研究も踏まえて、ここでは、2004年紀伊半島南東沖の地震と2004年新潟県中越地震の際に観測された地震記録に着目する。

図-1は、2004年紀伊半島南東沖の地震(M7.4)のTransverse成分の速度記録の例である、古村<sup>6)</sup>によって指摘されているように、関東平野に地震波が入射する前に、すでにやや長周期成分の振幅が大きく、継続時間も長くなっており(例えば、SZ0010)、伝播経路である海域での堆積層によるものである。こうしたやや長周期地震動が卓越した地震波が関東平野に入射すると、堆積層の影響を受けて振幅、継続時間がより増大する。海域に存在する堆積層の影響は、伊豆大島付近の地震でもみられるものであり<sup>6)</sup>、想定東海地震を含めた海溝型の巨大地震に対する地震動評価のためには海域での堆積層のS波速度構造も解明されることが必要である。

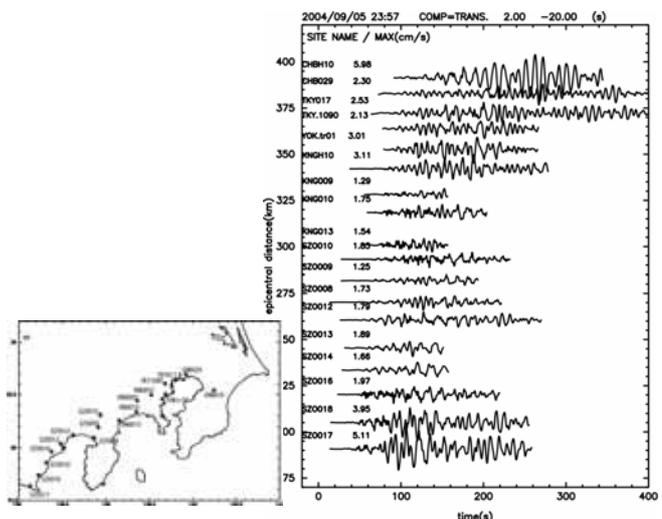


図-1 2004年紀伊半島南東沖の地震の記録の例。

図-2 は、この地震の水平成分の2次元応答スペクトルを示している。さらに、平野西端部の岩盤観測点である浅川 (ASK) に対する応答スペクトルの比も示されている。これらのスペクトル比は、平野の東西方向に並んだ観測点で得られたものである。平野西端部に近い FCN から平野中央部の TKY017 に向かってピーク周期が長くなるのがわかる。さらに、Hayakawa<sup>3)</sup> でも指摘されているように、千葉の CHBH10 では、周期 10 秒に非常に大きなピークが認められる。

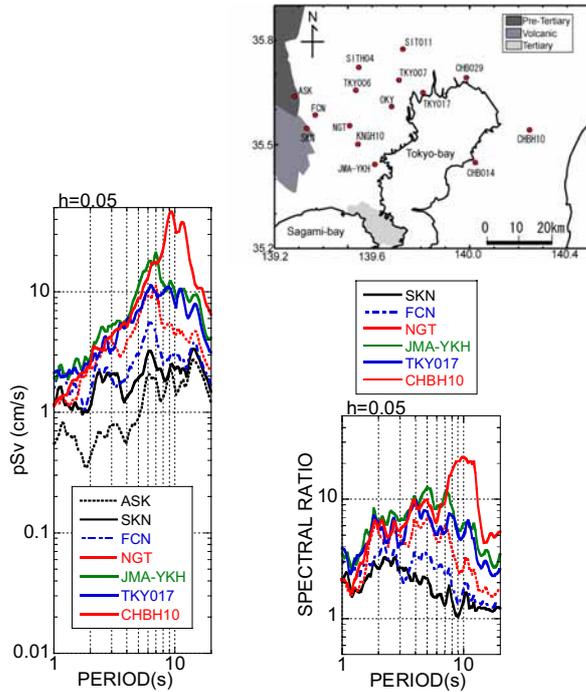


図-2 2004年紀伊半島南東沖の地震の応答スペクトルと岩盤サイトに対する比。

つぎに、内陸で発生した地震による関東平野での地震記録のやや長周期成分についてみることにする。図-3は、2004年中越地震の震源域から関東平野までの観測点で得られた東西方向の速度記録である。この地震によるやや長周期地震動は、平野内に位置する観測点において顕著であるが、平野の北端部の観測点での記録は、継続時間が短く、やや長周期成分も顕著ではない。古村<sup>7)</sup> は、平野内でのやや長周期地震動が盆地端部でS波から変換した表面波であると指摘している。図-4には、応答スペクトルとその比が示されている。周期2秒以上の長周期帯域では、平野中央部の観測点ほど比が大きくなっている。千葉のCHBH10でのピーク周期は、東京のTKY017と類似しており、前述の紀伊半島南東沖の地震の場合とは異なっている。

2つの地震による応答スペクトルの岩盤に対する比を

比較すると図-5のようになる。図には、比較のために2003年宮城県沖地震によるスペクトル比も示されている。大局的にはスペクトル比の振幅レベルは3つの地震で同程度となっている。このことは、スペクトル比という比較的単純な取扱でも深部地盤での増幅効果のある程度は表現できることを示唆している。しかし、スペクトル比のピーク周期は必ずしも常に一定であるわけではない。とくに、上述のCHBH10では西側と北側から地震動が入射する場合で、やや長周期帯域の増幅効果が大きく異なる可能性がある。今回の検討は、ASKを基準点としたものであり、詳細な検討には、すべての地震に対してASKが基準点として適切であるかどうかのチェックも当然ながら必要ではある。

上記の2つの地震によるスペクトル比が大局的に類似しているにも関わらず、観測されるやや長周期地震動の特徴が非常に異なるということは、平野に入射する地震波の特性の重要性を示すものである。つまり、震源深さだけでなく、震源から平野端部までの地下構造の影響も考慮しなければならないことである。こうした震源の位置によるやや長周期地震動の励起の差異は、過去の地震の際にも度々指摘されていることである。例えば、長野西部地震と1986年伊豆大島近海の地震の記録の分析から、平野内のやや長周期地震動の特性は、平野内部の堆積層だけでなく、平野に入射してくるまでの伝播経路での地震波特性の変化も重要であると指摘されている<sup>8)</sup>。さらに、最近の高密度に得られている強震観測データに基づいた考察<sup>7)</sup>によって、こうした震源から観測点までのやや長周期地震動の伝播メカニズムがより明確かつ詳細に理解されている。

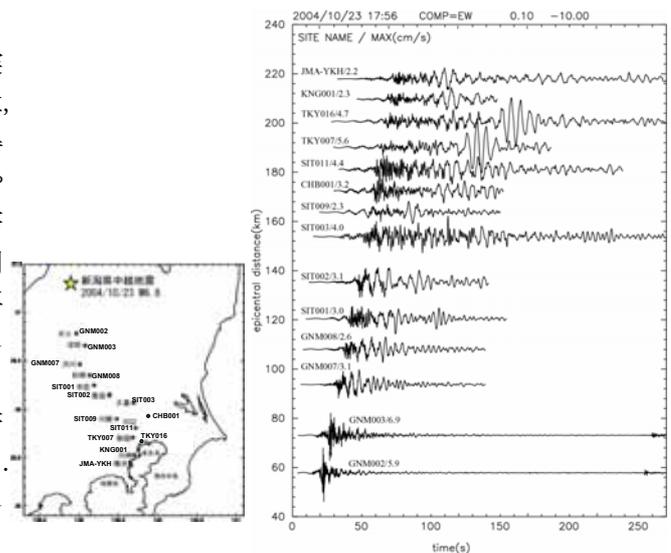


図-3 2004年中越地震の地震記録。

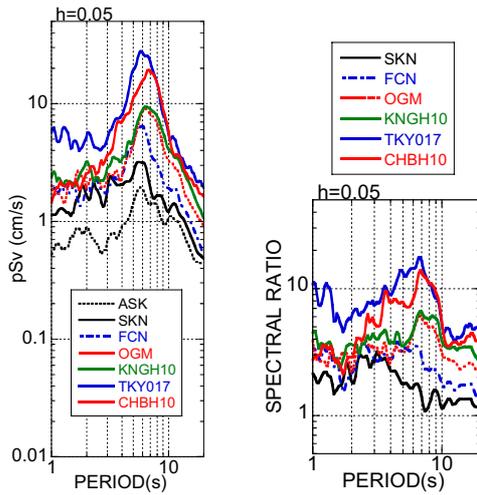


図4 2004年中越地震の応答スペクトルと岩盤サイトに対する比。

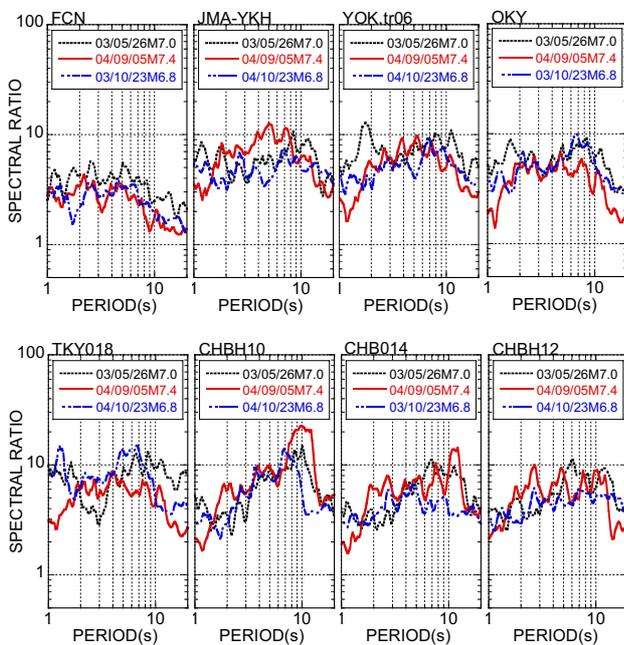


図5 紀伊半島南東沖の地震，中越地震，宮城県沖地震の岩盤サイトに対する応答スペクトル比の比較。

### 3. スペクトル比と深部地盤構造

上記の岩盤サイトに対するスペクトル比と深部地盤構造との関係について検討した結果を紹介する。まず、深部地盤のS波速度構造モデルから期待される卓越周期とスペクトルピーク周期の対応についてみる。ここでは、簡単のためにS波の1次元重複反射による増幅特性の卓越周期を用いていることにした。なお、S波の増幅特性の卓越周期とラブ波のエアリー相の周期はほぼ一致することを確認している。図-6は、山中・山田<sup>9)</sup>による深部地

盤のS波速度構造モデルに基づいて計算したS波の増幅特性の卓越周期の分布を示している。基盤深度が深い千葉県中央部で卓越周期が周期10秒以上となる地域がある。平野西部の神奈川県東部や埼玉県南部では、卓越周期は周期6から7秒であり、平野周縁部に向かって短くなっている。また、房総半島南部では、参考にしたモデルに基盤が露頭となっている地域があるために卓越周期分布に急激な変化がある。さらに、相模湾では厚い堆積層があり、卓越周期は非常に長くなっている。図-7は、紀伊半島南東沖の地震について、上記の岩盤サイトに対する応答スペクトル比と図-6の卓越周期の関係を示したものである。図には、余震の記録に対する比較も示されている。ばらつきはあるが、両者はよく対応していることがわかる。

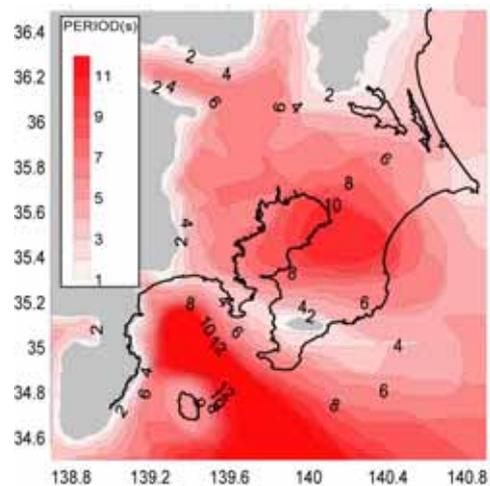


図6 1次元重複反射によるS波の増幅特性の卓越周期分布。江藤ほか<sup>9)</sup>による。

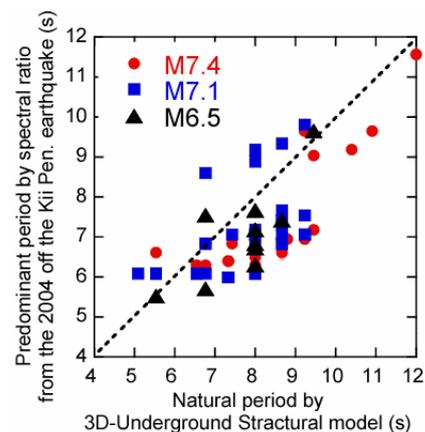


図7 紀伊半島南東沖の地震の岩盤サイトに対する応答スペクトル比の卓越周期と1次元重複反射によるS波の増幅特性の卓越周期の関係。

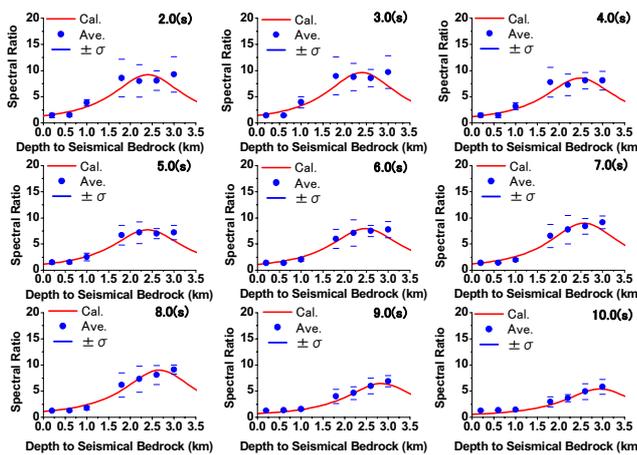


図-8 紀伊半島南東沖の地震の岩盤サイトに対する応答スペクトル比と基盤深度の周期毎の関係。

図-8 には、紀伊半島南東沖の地震のスペクトル比と基盤深度の関係を示している。基盤深度が等しい観測点のスペクトル比は平均されて図に示されている。さらに、図中の実線は、スペクトル比をコーシー分布で近似したものである。基盤深度が大きくなると、スペクトル比が大きくなる傾向がある。しかし、線形的な関係ではなく、頭打ちがあるような形状である。Miyake and Koketsu<sup>4)</sup>もこの地震の周期7秒の応答スペクトルと基盤深度の関係を議論しているが、基盤深度のみでスペクトル振幅が十分に説明できない地点もあることを指摘している。もうひとつの興味深い点は、ある基盤深度以下では、比が約1倍と一定になる傾向がみられることである<sup>5)</sup>。例えば、周期7秒では、基盤深度が約1.0km以下の地点では、岩盤サイトと同じ程度の振幅になる。この増幅の限界深さは、周期10秒では1.5km程度となっており、周期が長くなるほど、深くなる傾向がある。定性的には、長い波長の表面波ほど、薄い堆積層の影響を受けないことを示している。さらには、周期によってやや長周期地震動特性を決定するのに有効となる堆積平野の大きさが異なってくることを示唆している。

#### 4. 深部地盤のS波速度構造の見直し

上記の検討で用いた深部地盤のS波速度構造は、山中・山田<sup>9)</sup>による微動アレイ観測で得られたレイリー波の位相速度に基づくモデルである。このモデルを用いて、やや長周期地震動のシミュレーションも行われている<sup>10)</sup>。1990年2月20日に発生した震源の浅い伊豆大島近海の地震のシミュレーションでは、うまく再現された地点とそうでない地点があり、やや長周期地震動の評価

には、必ずしも十分なモデルではなかった。その原因のひとつは、微動アレイ観測の密度の低さによってモデルの精度が低かったことがあげられる。そこで、著者らのグループでは、最近自治体などで実施された既存の微動アレイ観測によるレイリー波の位相速度データを収集し、さらに、平野内でのデータ密度の低い地域においてアレイ微動探査を実施している<sup>11), 12)</sup>。これらのレイリー波の位相速度データを用いて、深部地盤構造の見直しを行った。図-9は、位相速度データが得られている観測点の分布であり、合計241地点となる。

各地点でのやや長周期帯域の位相速度に対して逆解析を行い、1次元S波速度構造を推定した。その際には、4層構造を仮定し、表層を除く3つの層のS波速度値を1.0、1.5、3.0km/sと固定して、3つの堆積層の厚さを決めることを試みた。こうした逆解析では、かなり強い拘束を与えてことになり、観測された位相速度が十分に説明できない場合も当然でくる。しかし、統一して逆解析することで、同じ速度の層構成となるので、3次元モデルの構築が容易になるという利点がある。さらに、得られた各地点での地下構造モデルは、やや長周期帯域のレイリー波の位相速度の分散特性を満足するものであり、やや長周期表面波の評価により適切な堆積層のモデルをとることが期待される。図-10は、得られた3次元モデルの基盤深度を示している。図では、関東山地で基盤深度が露頭していると仮定している。地震基盤深度は、房総半島中央部で最も深く、4kmに達している。北部では基盤深度は2km以下と浅く、その他の地域では、2.5km前後である。なお、北緯36度以北と三浦半島・房総半島より南西の領域は、山中・山田<sup>9)</sup>と同じとしてある。

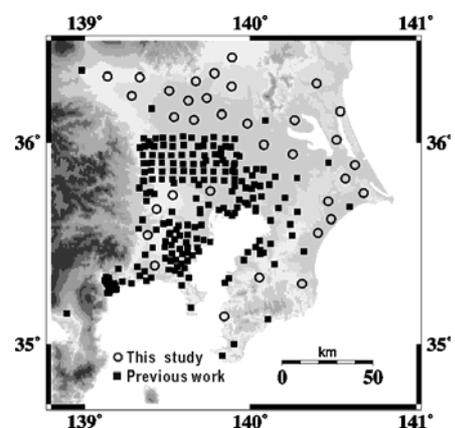


図-9 本研究(○)および既往の調査(■)での微動アレイ観測点の位置。

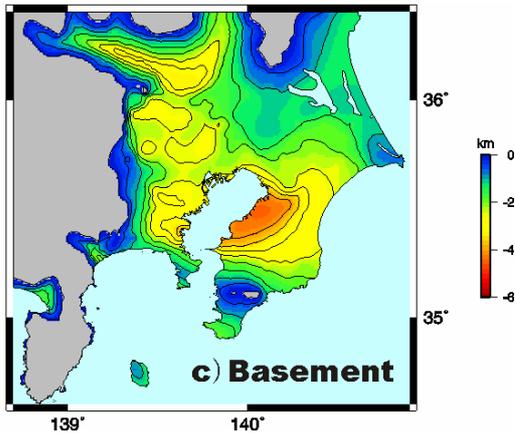


図-10 レイリー波の位相速度の逆解析に基づく地震基盤深度分布。

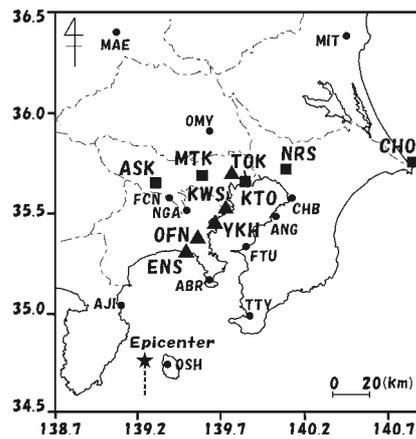


図-11 1990年2月20日伊豆大島近海の地震の震央と観測点の位置。

### 5. やや長周期地震動のシミュレーション

上記のように修正した深部地盤の3次元S波速度構造を用いて地震動シミュレーションを行い、観測記録の再現を試みた。計算には、山田・山中<sup>10)</sup>の差分法を用いることにし、地下構造モデルを最小格子間隔400mの食い違い差分格子に離散化した。この場合には、計算精度を勘案して周期4秒より長周期成分をみることになる。

シミュレーションで対象にした地震は、1990年2月20日の伊豆大島近海の地震(Mj6.5)である。この地震は、十数年前の地震ではあるが、比較的規模が大きく、浅い地震であり、関東平野内でやや長周期地震動を含んだ記録が得られている。山田・山中<sup>10)</sup>は、3次元地下構造モデルを用いて、この地震の地震動シミュレーションを実施しており、著者らにとってベンチマーク的色合いの強い地震である。ここでは、既往の計算結果とも比較することによって地下構造モデルの見直しによる効果を検討する。そこで、計算パラメータ、震源に関するパラメータおよび地震基盤より深い地殻やマンツルの構造は山田・山中<sup>10)</sup>と同じものを用いることにした。

図-11に観測点および震央の位置を示す。図-12に観測波形と今回作成したS波速度モデルを用いた計算波形を示す。すべての波形は、周期4~20秒のバンドパスフィルター処理をした速度波形である。観測波形に見られるような顕著な位相や継続時間が計算により再現されている。ただし、一致の程度が不十分な地点もないわけではない。図-13に速度応答スペクトル(5%減衰)の比較を示す。図には、観測波形(OBS)、山中・山田<sup>9)</sup>のモデルを用いた計算波形(Y2002)および今回のモデルによる計算波形に対する速度応答であり、モデルの違いによる影響を比較できる。横浜(YKH)や東京(TOK)などで周期数秒の帯域で観測値に近づき、モデルの改善化の効果がわかる。

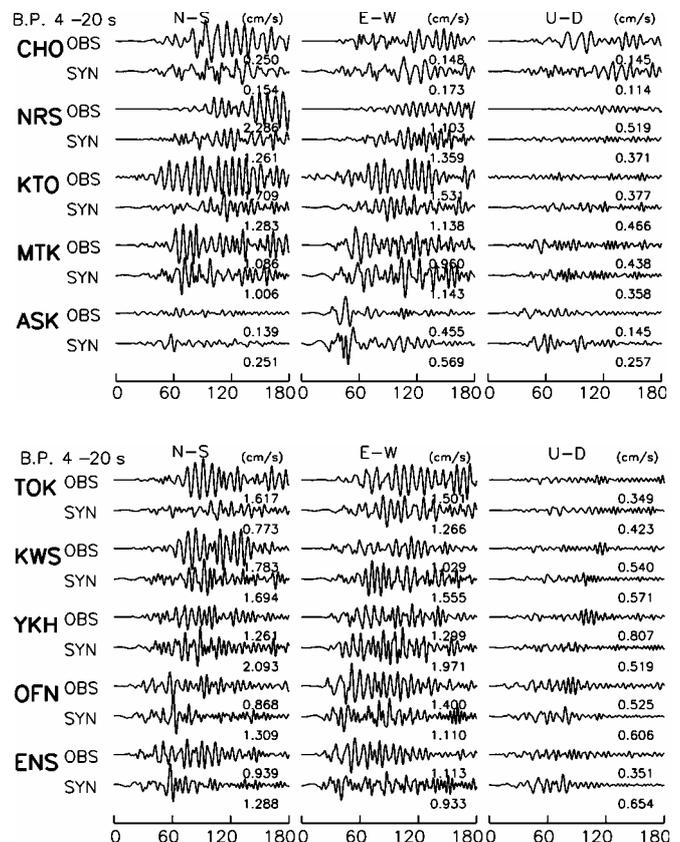


図-12 1990年2月20日伊豆大島近海の地震の観測速度波形と計算速度波形の比較。

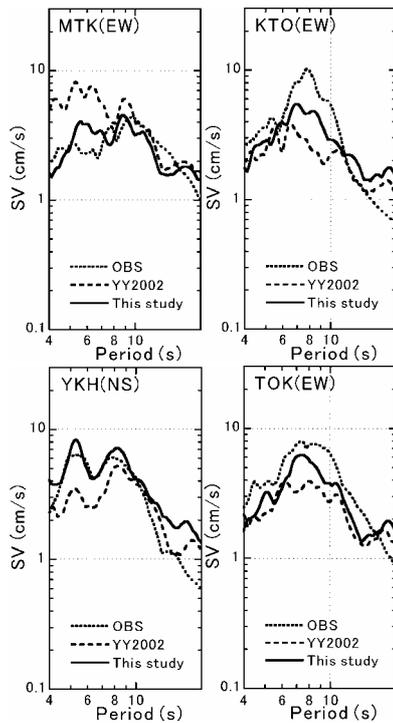


図-13 1990年2月20日伊豆大島近海の地震の速度応答スペクトルの観測値 (OBS) と計算値の比較. 山中・山田<sup>9)</sup> のモデル (YY2002) の計算結果も示されている.

## 6. おわりに

堆積平野のやや長周期地震動と深部地盤構造の関係の重要性は、やや長周期地震動研究の開始された頃である1980年代初めから指摘されており、やや長周期地震動の高精度な評価には、震源と深部地盤構造の詳細な情報が不可欠である。最近になり、やや長周期地震動を取り巻く環境は大きく変化している。高密度な地震観測データによって、震源から平野の観測点までのやや長周期地震動の伝播は、かなりわかりやすく理解されるようになった。また、各研究機関や公的機関の調査によって地下構造データも蓄積され、関東平野でも複数の3次元堆積層モデルが提案されてきている。さらに、計算機能力の向上や並列計算アルゴリズムの一般化により、大規模な波動場の計算もそれほど特殊ではなくなっている。このように、やや長周期地震動の高精度な評価へ向けての材料が揃えられつつある。これらの基礎的資料がやや長周期地震動の高精度な評価へ集約され、地下構造の標準モデ

ルへのコンセンサスが形成され、さらには現時点での到達点と限界が明らかにされるとともに、やや長周期地震動の高精度評価の新しいパラダイムが展開されることを期待している。

**謝辞：**この原稿は、著者らの最近の研究結果<sup>5), 6), 11), 12)</sup>に基づいてまとめたものである。詳細については、それぞれの報告が参考になる。ここで用いた地震記録は、東工大瀬尾研究室、K-NET, KiK-net, 日本建築学会によるものです。記して、感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 工藤一嘉：やや長周期地震動と深部地盤構造, pp. 11-18, 第2回地震防災シンポジウム「首都圏の地下構造と地震防災」, 物理探査学会, 2006.
- 2) Koketsu, K. and M. Kikuchi: Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, pp. 1237-1239, Science, 288, 2000.
- 3) Hayakawa, T et al.: Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes, pp. 191-196, Earth Planet Space, 57, 2005.
- 4) Miyake, H. and K. Koketsu: Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, pp. 203-207, Earth Planet Space, 57, 2005.
- 5) 江藤公信, 他：2004年伊半島南東沖の地震の関東平野におけるやや長周期地震動と深部地下構造の関係, pp.273-274, 2005年日本建築学会学術講演梗概集, B-2, 2005.
- 6) 江藤公信, 他：関東平野におけるやや長周期地震動と深部地下構造の比較-房総半島中央部の厚い堆積層で励起された表面波の例-, pp. 683-684, 2004年日本建築学会学術講演梗概集, B-2, 2004.
- 7) 古村孝志：観測と数値シミュレーションで見る首都圏を襲う大地震の揺れ, pp. 58-63, 第2回地震防災シンポジウム「首都圏の地下構造と地震防災」, 物理探査学会, 2006.
- 8) 山中浩明, 他：関東平野南西部で観測されたやや長周期地震動の特性, pp. 457-462, 第8回日本地震工学シンポジウム論文集, 第1分冊, 1990.
- 9) 山中浩明, 山田伸之：微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, pp. 53-65, 物理探査, 55, 2002.
- 10) 山田伸之, 山中浩明：関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション, pp. 111-123, 地震2, 56, 2003.
- 11) 山中浩明：やや長周期地震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造のモデルの構築, pp.65-66, 海溝型巨大地震を考えるー広帯域強震動の予測ー, 2005.
- 12) 山田伸之, 山中浩明：微動アレイ観測による首都圏の深部地盤構造, pp. 29-34, 第2回地震防災シンポジウム「首都圏の地下構造と地震防災」, 物理探査学会, 2006.

# 2003 年十勝沖地震の際の 苫小牧・勇払平野における長周期地震動 一波動伝播計算による特徴の再現

畑山 健<sup>1</sup>・神野 達夫<sup>2</sup>・工藤 一嘉<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 非会員 独立行政法人 消防研究所 (〒 181-8633 東京都三鷹市中原 3-14-1)

E-mail: hatayama@fri.go.jp

<sup>2</sup> 非会員 広島大学助手 大学院工学研究科 (〒 739-8527 広島県東広島市鏡山 1-4-1)

E-mail: tkanno@hiroshima-u.ac.jp

<sup>3</sup> 非会員 東京大学助教授 地震研究所 (〒 113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

E-mail: kudo@eri.u-tokyo.ac.jp

2003 年十勝沖地震の際の苫小牧・勇払平野における周期 6.5 秒以上の長周期地震動の再現を目的として、微動アレイ観測結果から推定した勇払平野の 2 次元地下構造モデルに対する地震波伝播シミュレーションを行った。この地震の際、苫小牧西港ではスロッシング 1 次固有周期が 7～8 秒の浮き屋根式石油タンクに甚大なスロッシング被害が発生したが、この周期における揺れは同平野内では苫小牧西港付近で最大であった。シミュレーション結果は、観測速度波形をよく再現しており、平野内の振幅較差も定量的に説明している。苫小牧西港付近の揺れが大きくなったのは、S 波速度 3km/s 程度以上の地震基盤深さではなく、地表近くに S 波速度 0.8km/s 以下の地層が厚く堆積していることと関係していることがわかった。

**Key Words :** 2003 Tokachi-oki earthquake, long-period strong ground motion, numerical wave propagation simulation, Yufutsu plain, Tomakomai

## 1. はじめに

2003 年十勝沖地震 (Mw8.0; 気象庁) では、北海道内各地の多くの石油タンクにスロッシング (液面揺動) による被害が発生した。特に勇払平野の苫小牧西港地域に立地する製油所では、2 基の石油タンクで火災が発生した他、6 基の石油タンクで浮き屋根が沈没するという甚大な被害が発生した。このような被害を受けたのは、1 次及び 2 次のスロッシング固有周期が約 5 秒ないし約 12 秒の石油タンクである<sup>1)</sup>。被害の直接的原因である大波高のスロッシングは、これらの固有周期が含まれる周期帯域である周期数秒から十数秒に大きなパワーを持つ地震動、即ち長周期地震動によって励起されたものであり、この時の石油タンクの深刻な被害は長周期地震動への関心を高めるきっかけとなった。

2003 年十勝沖地震は、K-NET や KiK-net などの全国稠密な強震観測網の整備以降初めて発生した M8 クラスの巨大地震であり、大地震特有の長周期地震動の強震波形が実に多くの地点で記録された。これ

ほど密に大振幅の長周期地震動が観測されたのは、わが国では初めてである。苫小牧が位置する勇払平野においても、多くの地点で強震波形記録が得られ、平野内における長周期地震動レベルの空間変動など、その特徴を詳細に把握することが可能となっている。

本研究の目的は、2003 年十勝沖地震の際に勇払平野で観測された長周期地震動の数値的再現を通して、観測された長周期地震動の特徴と平野地下構造の関係性を究明することにより、地下構造モデル設定の見地から長周期地震動予測の高精度化に資する知見を得ることである。本稿ではまず、苫小牧西港における石油タンクの被害を概観し、本研究における数値的再現の対象周期帯域を 6.5 秒以上と定める (第 2 章)。次に、2003 年十勝沖地震の際に勇払平野内外で得られた観測記録に基づいて、勇払平野内の長周期地震動レベルは、石油タンクに甚大な被害が発生した苫小牧西港地域で最大であったことなど、観測された長周期地震動の特徴を述べる (第 3 章)。最後に、微動アレイ観測結果から推定した勇

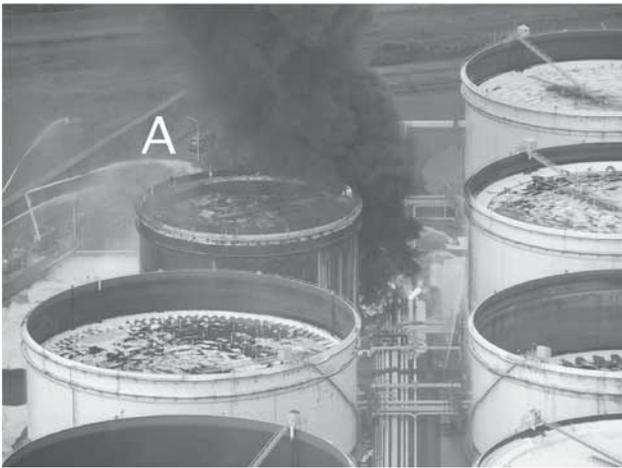


写真-1 原油タンクにおけるリング火災と配管火災  
(札幌市消防局撮影)



写真-2 ナフサタンクにおける全面火災  
(札幌市消防局撮影)

拓平野の2次元地下構造モデルに対する地震波伝播シミュレーションを行うことにより、勇拓平野における周期6.5秒以上の長周期地震動の再現を試み、観測された長周期地震動の特徴と平野地下構造の関係を考察する(第4章)。

## 2. 苫小牧西港地域の石油タンクの被害概要

表-1に、苫小牧西港地域に立地する石油タンクのうち、火災、浮き屋根沈没という甚大な被害が発生したものを掲げる。これらはいずれも苫小牧西港南岸の真砂地区にある製油所に立地するものである。火災は2基の石油タンクで発生した。写真-1に示すタンクAのリング火災は地震直後に発生したもので、約7時間で消火された。着火原因は浮き屋根が揺動中にタンク上部設備に衝突したためとされている<sup>2)</sup>。地震の影響により石油タンクでリング火災が発生したのは、わが国では1983年日本海中部地震以来のことであった。このタンクでは配管火災も起きており、地震の影響で損傷した配管から漏洩した原油にリング火災の火が延焼した可能性が考えられている<sup>2)</sup>。写真-2に示すタンクBの全面火災は、

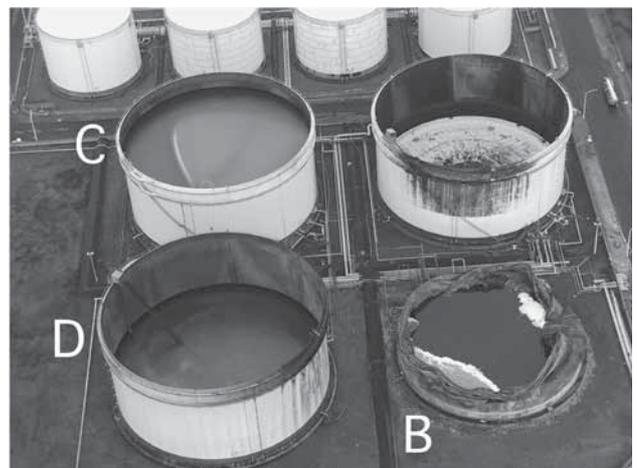


写真-3 灯油タンクC, Dにおける浮き屋根沈没と全面火災後のナフサタンクB(札幌市消防局撮影)

地震から2日後に発生し、約44時間にわたって燃え続けた。全面火災となった背景には、火災発生時に浮き屋根が油中に完全に沈没していたという事情がある。火災発生前、このタンクでは、消火泡薬剤の注入により油面が大气に触れるのを遮断していたが、風の影響で泡が油面全面を覆わず浮島状になっ

表-1 苫小牧西港地域で甚大な被害を受けた石油タンク

タンク	容量(kl)	油種	屋根形式	内径(m)	液面高さ* (%)	固有周期(s)	最大波高 [測定値] (m)	最大波高 [推測値] (m)	被害
A	32, 778	原油	浮き屋根	42.7	89	7.0	~3	2.9	リング火災
B	32, 779	ナフサ	浮き屋根	42.7	77	7.1	-	2.9	浮き屋根沈没の後 全面火災
C	43, 872	灯油	浮き屋根	49.4	91	7.6	>2.1	3.4	浮き屋根沈没
D	43, 872	灯油	浮き屋根	49.4	91	7.6	>2.1	3.4	浮き屋根沈没
E	43, 872	スロップ	浮き屋根	49.4	64	8.1	-	2.9	浮き屋根沈没
F	109, 900	原油	浮き屋根	78.2	59	12.0	-	1.3	浮き屋根沈没
G	109, 900	原油	浮き屋根	78.2	58	12.1	1m台前半	1.3	浮き屋根沈没

\* タンク側板高さに対する液面高さの比

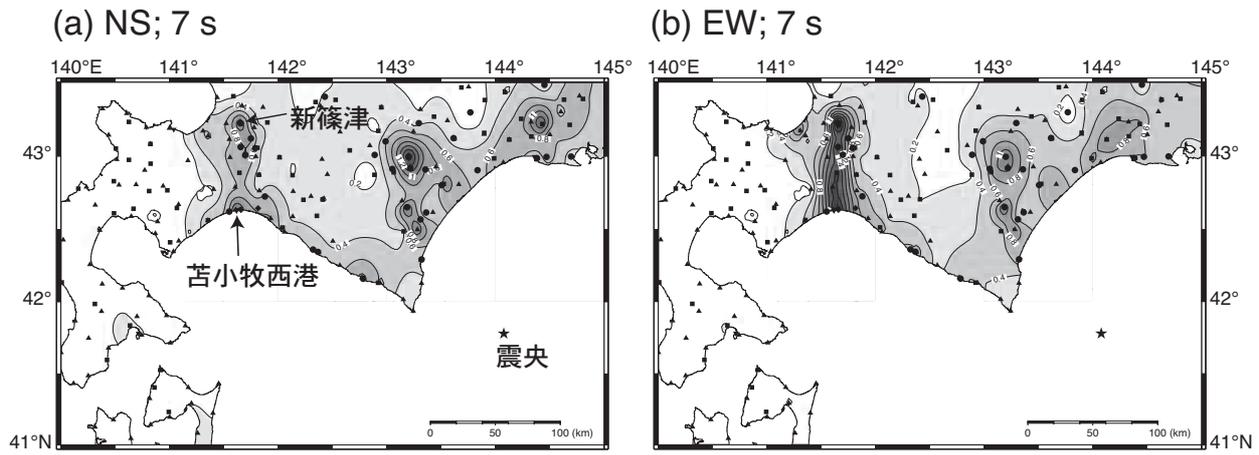


図-1 北海道南部の周期7秒における速度応答（減衰1%）のコンターマップ

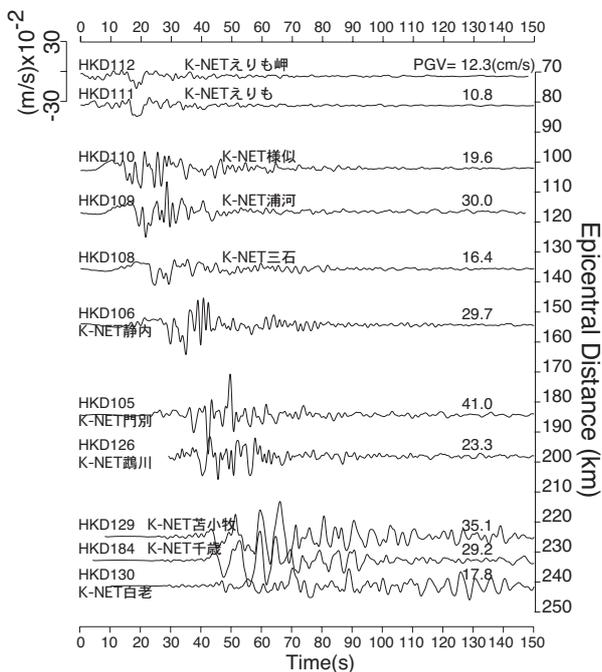


図-2 震源から勇払平野に至る地域のK-NET観測点におけるEW成分地動速度波形(0.05～0.5Hz)

てしまう状態になっていた。着火原因は、この浮島状の泡に消火泡薬剤が時間経過とともに水溶液に戻ることに影響により電荷が蓄積し、側板との間で放電が起きた可能性が最も高いとされている<sup>3)</sup>。わが国における浮き屋根式石油タンクの全面火災は、1964年新潟地震以来39年ぶりのことであった。写真-3に示すタンクC、Dでは、浮き屋根が沈没し、灯油の油面が大気に露出してしまっている。写真-3には全面火災の結果原形をとどめない程大きく変形したタンクBも写っている。

表-1にはタンク諸元の他、スロッシング最大液面上昇量の測定値と苫小牧西港における強震波形記録に基づくその計算値の他、タンク内径と地震時の液

面高さに依存するスロッシング1次モードの固有周期も示した。リング火災が発生した原油タンクAでは、浮き屋根が上部設備に衝突していることから、最大液面上昇量の測定値は地震発生時の浮き屋根から上部設備までの高さ約3mとした。また、浮き屋根が沈没した2基の灯油タンクCとDでは、ともにスロッシングによって灯油がタンク外に溢流したことがわかっており、地震発生時には液面からタンク側板頂上までの高さが2.1mであったことから、最大液面上昇量測定値は2.1m以上としている。浮き屋根が沈没した原油タンクGの測定値は写真に写っている側板内壁上の油痕から読み取ったものである。これらの測定値と計算値から、甚大な被害を受けた容量約3万klと約4万klのタンクには最大液面上昇量3m程度、容量約11万klのタンクには同1.3m程度のスロッシングが発生したと見られる。スロッシング1次モードの固有周期は、容量約3万klと約4万klの5基のタンクでは7～8秒、容量約11万klの2基のタンクでは約12秒であった。即ち、3mにも及ぶ大波高のスロッシングと火災をはじめとする深刻な被害は、固有周期7～8秒の浮き屋根式石油タンクに集中したと言ってよい。このため、本研究では、この被災タンクのスロッシング1次モードの固有周期に注目して、数値的再現の対象周期帯域を6.5秒以上と定めるなど、特に周期7～8秒の地震動を意識した議論を行うことにする。

### 3. 勇払平野における長周期地震動の特徴

#### (1) 北海道南部の記録から見える特徴

図-1は、2003年十勝沖地震の際に北海道南部各地で得られた強震波形から周期7秒における速度応答を計算し、コンターマップで表したものである。これは観測点間の補間を幾何学的に行うことにより作成したもので、地下構造の影響は考慮されていない。

(a) NS; 7 s

(b) EW; 7 s

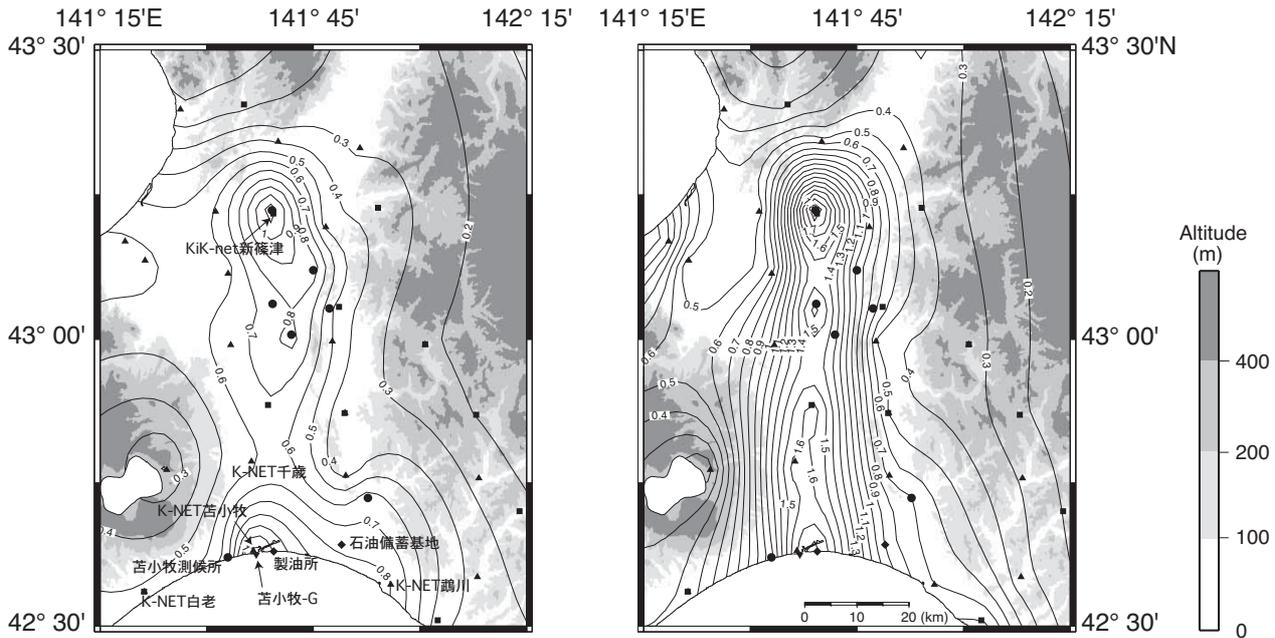


図-3 勇払平野・石狩平野の周期7秒における速度応答（減衰1%）のコンターマップ

速度応答は、勇払平野、石狩平野の他、十勝平野、釧路平野などの平野部で大きな値を示しており、長周期地震動は平野部で発達するという特徴がよく現れている。勇払平野、石狩平野は、道東部の平野よりも震源から遠く位置しているにもかかわらず、そこでのEW成分の速度応答は道東部の平野よりも大きい。また、NS成分についても、苫小牧西港や新篠津付近の揺れの大きさは、十勝平野、釧路平野における最大値に匹敵している。即ち、今回の十勝沖地震における周期7秒の揺れは、勇払平野と石狩平野を併せた地域、とりわけその南端に位置する苫小牧地域と北東端で最大であったと言える。

長周期地震動が平野部で発達する様子は、全国稠密に分布する時刻歴波形記録からもよくわかる。図-2は、震源から勇払平野に至る日高支庁沿岸と胆振支庁東部のK-NET観測点における地動速度波形を、震央距離と絶対時刻を考慮してならべたものである。勇払平野南東端に位置する門別から、振幅の増大と継続時間が伸長する傾向が見られ始め、平野内部に位置する苫小牧と千歳で長周期成分が卓越した大振幅かつ継続時間の長い地震動となる様子がよくわかる。一方、勇払平野内で観測された大きな長周期地震動は門別より東の平野手前では発生していない。以上のことから、苫小牧と千歳で観測された大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動は、勇払平野の地下構造の影響により発達したものである。

厚い堆積層を有する平野や盆地に地震波が入射すると、堆積層内を伝播する大振幅かつ長周期の表面

波が励起され、そのような地震波が平野や盆地内部で観測される長周期地震動の主成分であることは、関東平野、大阪平野、新潟平野などにおけるこれまでの数多くの研究から明らかにされている。勇払平野における地震防災を目的とした地下構造探査は、関東平野や大阪平野など大都市をかかえる平野ほど精力的には行われていないが、人工地震や常時微動アレイ観測によるいくつかの探査が行われている<sup>4-7)</sup>。これらの探査からは、勇払平野の堆積層厚は最も厚いところで2kmを超えるという結果が得られており、今回勇払平野で観測された長周期地震動もこの厚い堆積層によって励起されたものと思われる。

## (2) 勇払平野と石狩平野の記録から見える特徴

図-3は勇払平野・石狩平野内における長周期地震動の強さの分布を見るために描いた周期7秒における速度応答のコンターマップである。作成方法は、図-1と同じである。この図から、周期7秒という長周期の揺れ、即ち長波長の地震波による揺れであっても、平野内においてその程度に大きな較差があることがわかる。速度応答の空間分布は、勇払平野中央部から石狩平野東部にのびる南北の軸に沿った地帯を尾根とする形状であり、苫小牧西港地域（製油所、K-NET 苫小牧、苫小牧-G）と石狩平野東部北端のKiK-net 新篠津で応答値が最大になっている。この分布が地下構造といかなる関係にあるか興味深い。

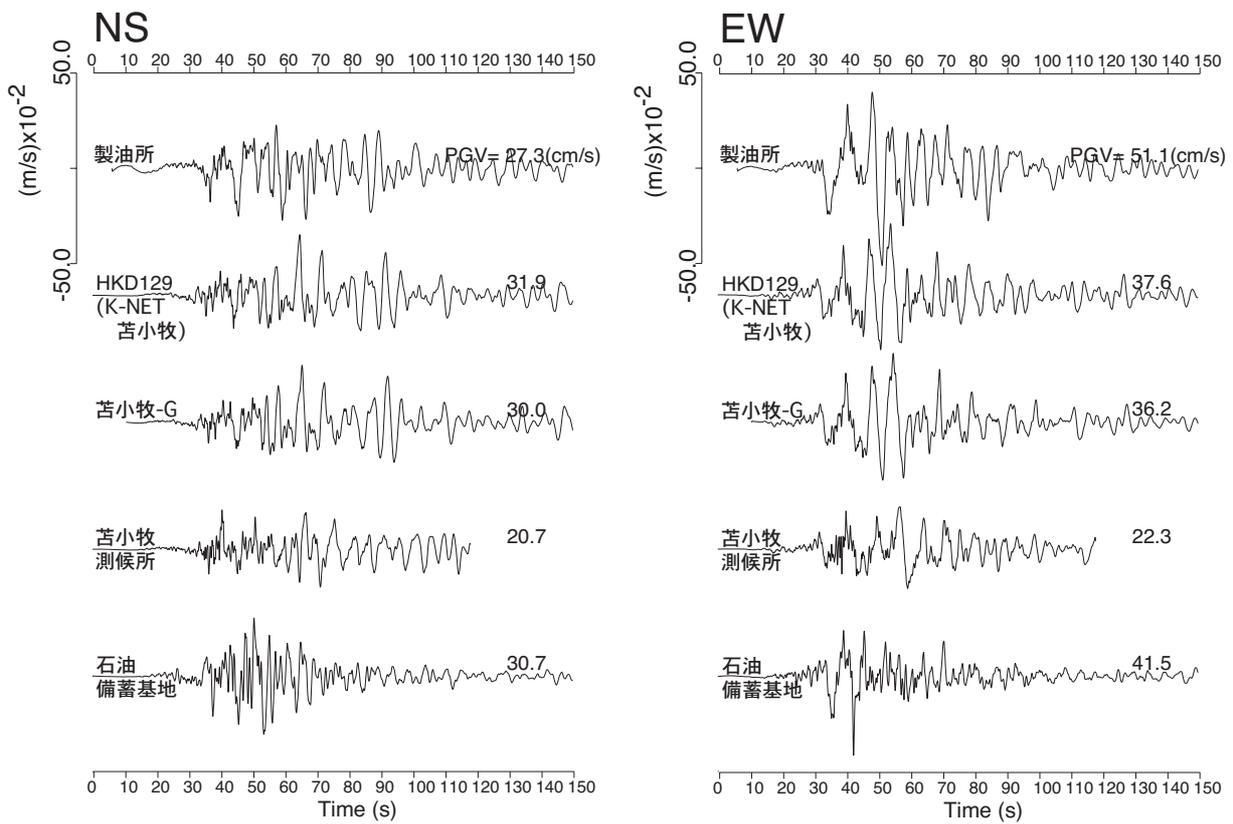


図-4 苫小牧西港付近とその周辺の地点における地動速度波形 (0.05 ~ 2Hz)

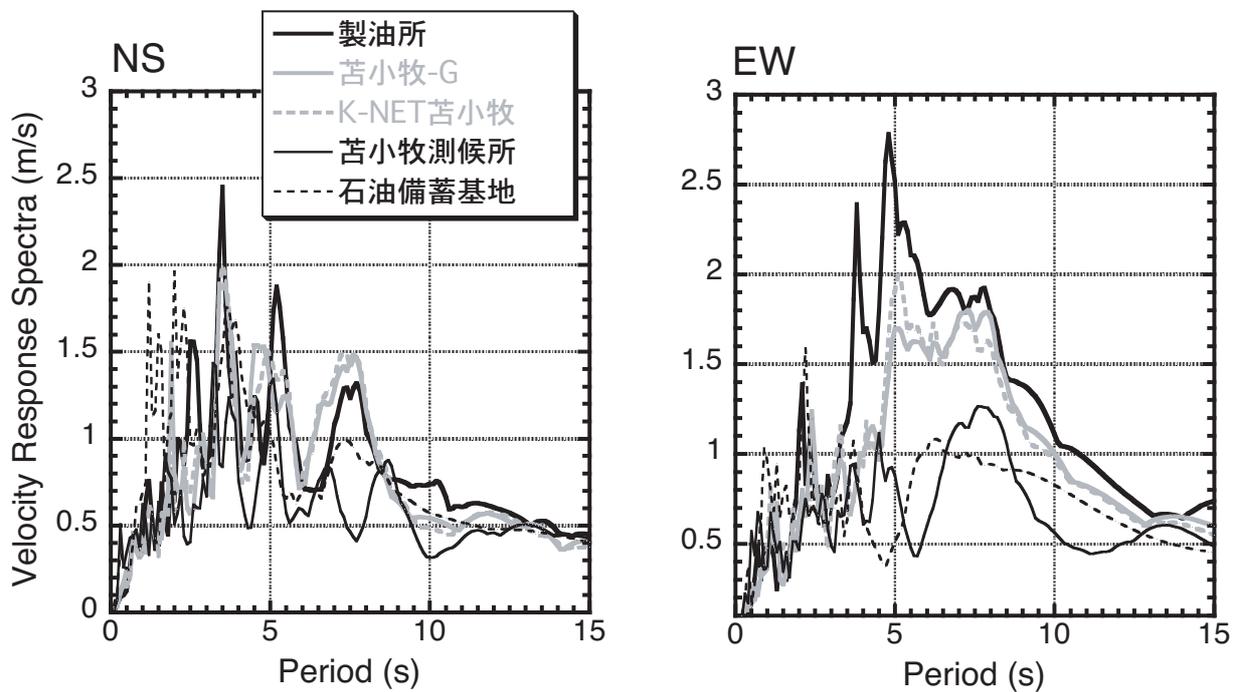


図-5 苫小牧西港付近とその周辺の地点において記録された地震動の速度応答スペクトル (減衰 1%)

### (3) 苫小牧西港とその周辺の記録から見える特徴

図-4は苫小牧西港付近とその周辺の地点(図-3)における地動速度波形である。甚大な被害を受けた石油タンクが立地する製油所には、3成分サーボ型加速度計が置かれており、出力は感熱式ペンレコーダで加速度波形として記録される。ここに示した波形は、このペンレコーダ記録をデジタル化して積分したものであり、他の4地点におけるデジタル記録に比べて精度が劣る恐れがある。苫小牧西港の出入り口をはさんだ製油所の対岸には、港湾地域強震観測の苫小牧-G観測点があり、これは製油所から西方約3kmに位置する。苫小牧-Gから北西に約1km離れた苫小牧市役所付近には、K-NETの苫小牧観測点がある。また、製油所からほぼ西方に約9km離れたJR糸井駅付近には、気象庁苫小牧測候所(現在は廃止され無人観測施設になっている)があり、東方に13km程度離れた所の苫小牧東部の石油備蓄基地でも加速度記録が得られている。苫小牧西港付近の3地点、即ち製油所、苫小牧-G、K-NET苫小牧と苫小牧東部の石油備蓄基地の速度波形の比較から、両地域における地震動は、最大地動速度は互角であるものの、周期特性と継続時間には大きな違いがあったことがわかる。苫小牧西港付近では長周期成分が卓越しており、震動継続時間が長い。一方、苫小牧東部では短周期成分が目立ち、震動継続時間が短い。苫小牧測候所の波形は、苫小牧西港付近と同様に長周期成分が卓越しているが、最大振幅は苫小牧西港付近の2/3程度である。苫小牧西港付近3地点の波形については、苫小牧-GとK-NET苫小牧の波形はほぼ一致しているが、これらは製油所の波形と若干異なっている。特に製油所のEW成分の最大振幅はこれら2地点を30%ほど上回っている。この波形の違いには、記録精度の差が含まれている恐れもある。図-5はこれらの地震記録から計算した速

度応答スペクトルである。苫小牧西港付近3地点のEW成分のスペクトルは台形状であり、周期4秒程度から8秒程度の範囲で1.5m/s以上のレベルを保っている。消防法に基づいて定められている当時の石油タンク等危険物施設の技術基準では、スロッシングによる貯液溢流防止のための設計入力地震動を速度応答約1.1m/s相当と定めており、苫小牧西港付近における地震動は、広い周期範囲でこのレベルを大幅に上回っていたことになる。なお、このスペクトル形状からわかるように、苫小牧西港付近で観測された長周期地震動については、ある特定の周期成分が卓越したという言い方は適切ではない。一方、苫小牧測候所、苫小牧東部の石油備蓄基地の周期3秒程度より長周期域の応答値は、苫小牧西港地域を大きく下回っている。例えば周期7秒においては、EW成分の速度応答は苫小牧西港の製油所で1.9m/s、石油備蓄基地で0.9m/sと約2倍の差がある。即ち、図-4でも見たように、これら苫小牧3地域のなかでは苫小牧西港地域が最大の長周期地震動に見舞われたことがわかる。また、この観測事例は、たとえ予測・評価対象が周期数秒以上の長周期の地震動といっても、その特性は数km程度の距離で大きく変わりうることを認識する必要性を示したものと言える。

## 4. 地震波伝播シミュレーションによる数値的再現

### (1) 目的

2003年十勝沖地震の後、勇払平野では長周期地震動の生成伝播機構の解明を目的としたアレイ微動観測による地震波速度構造探査が実施されている<sup>6-7)</sup>。これらの探査では、アレイ半径を最大で2~3kmとした観測を行い、微動の長周期成分の解析からS波速度3km/s程度の地震基盤までの深部地下構造の情報を得ようという試みがなされている。本研究では、神野・他(2005)<sup>6)</sup>の探査結果に基づいて、勇払平野の地震基盤までの2次元地下構造モデルを設定し、差分法によって2次元P-SV波動場の地震波伝播シミュレーションを行った。本研究におけるシミュレーションの目的は、観測された長周期地震動の特徴、即ち前章で見たように勇払平野内の長周期地震動レベルは苫小牧西港地域で最大であったことと平野地下構造の関係を究明することである。もし、震源から平野まで全てをモデル化したシミュレーションは行えば、計算結果には震源や震源から平野までの200kmにも及ぶ伝播経路のモデル化に伴う不確実性が含まれることになるので、このようなモデル化はここでのシミュレーション目的には不相当である。従って、本研究では、伝播経路上の平野の入り

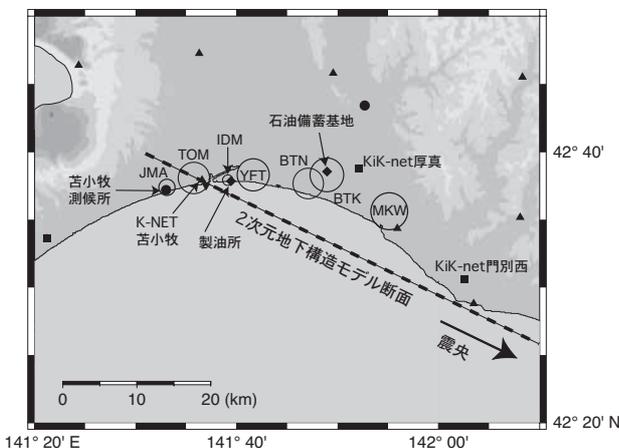


図-6 2次元地下断面モデルの設定方向とアレイ微動観測による地震波速度構造探査実施地域<sup>6)</sup>

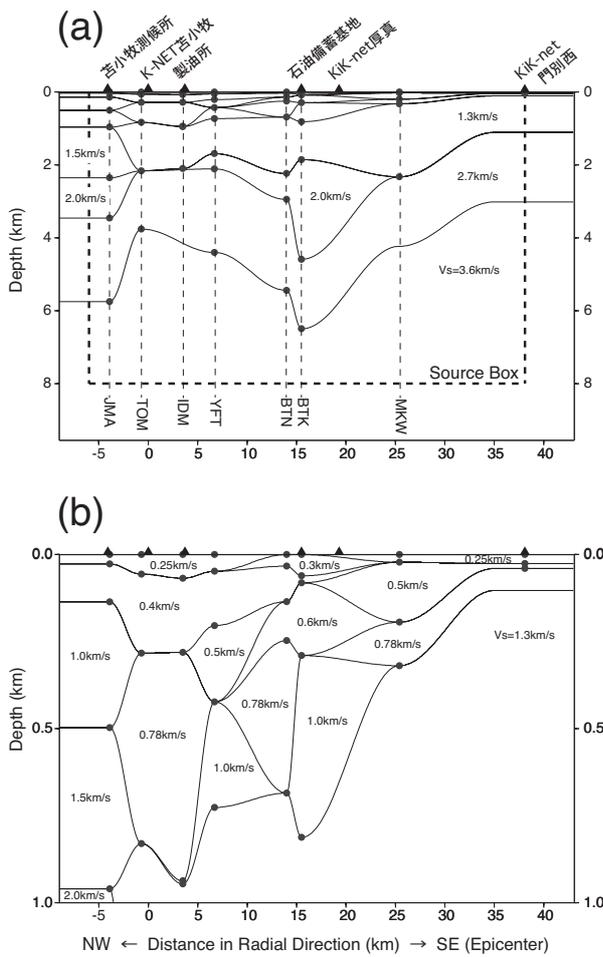


図-7 勇払平野 2次元地下断面モデル

(a) : 全体, (b) : 浅部のみ

口付近に位置する KiK-net 門別西観測点の記録に基づいて勇払平野に対する入射波動場を作成し、それを平野断面モデルに入力することにした。差分法による理論波形計算は周期 6.5 秒以上の帯域を対象とした。

## (2) 地下断面モデルの仮定方法

2次元地下構造モデルは、図-6に点線で示すように2003年十勝沖地震の震央とK-NET 苫小牧観測点を結んだ方向の断面に対して設定した。図-6の円は神野・他(2005)<sup>6)</sup>がアレイ微動観測を行った場所を示している。彼らは、正三角形の頂点と重心に観測点を配置した4点アレイの記録に対してSPAC法を用いて位相速度解析を行った。図-6の各円の半径はそれぞれの調査実施場所における最大アレイ半径を表している。図-7に、彼らが各調査場所に対して推定した1次元S波速度構造モデルに基づいて仮定した2次元地下構造モデルを示す。この2次元モデルは次のように仮定した。まず、各調査場所における最大アレイの中心から図-6の点線に垂線をおろし、その足の直下の地下構造は各調査場所の1

次元速度構造モデルで表現されるものと仮定する。次に、隣り合う地点の1次元速度構造モデルを半周期分のコサイン曲線で結んで層境界を内挿した。神野・他(2005)<sup>6)</sup>の1次元構造モデルを構成する各層のS波速度は、特に浅い部分については、統一が図られていない。例えば調査場所JMAの1次元モデルに含まれているS波速度1.5km/sの地層は、他のどの場所のモデルにも存在しない。このような場合、2次元モデルを作成する際の内挿は、JMA以外の場所については1.5km/sの層厚を0として行った。即ち、案分により1.5km/sの層をJMA以外の場所の速度構造モデルに設けるなどの操作は行わずに、できるだけ元の1次元モデルに忠実であるように心がけた。この結果、仮定した2次元モデルの層序は整然とはしていない。JMAより北西側については、JMAの1次元構造がそのまま続く水平成層構造と仮定した。MKWよりも南東側、即ち震源側については、確たる情報はないが、図-7のようにKiK-net 門別西観測点付近で水平成層となる構造を仮定した。なお、KiK-net 門別西観測点には深さ223mまでのPS検層データがあるので、表層部分のモデルはそのデータに基づいた。元の1次元構造モデルには最表層にS波速度が0.25km/sを下回るものが存在するが、2次元地下構造モデルではこれらの層のS波速度は0.25km/sとした。差分法の計算モデルのグリッド間隔は、水平方向に100m、深さ方向に50mとした。

このようにして得られた2次元地下構造モデルには次のような特徴が見られる。まずS波速度が3km/s以上の地震基盤が最も深くなるのは、苫小牧東部の石油備蓄基地付近であって、長周期地震動レベルが最大であった苫小牧西港地域の製油所とK-NET 苫小牧観測点付近ではない(図-7(a))。苫小牧西港地域の目立った特徴は、地表直下にS波速度が0.78km/s以下の層が厚く堆積していることであり、特にS波速度が0.4km/s以下の柔らかい層の厚さが他の場所と比べて著しい(図-7(b))。

## (3) 計算方法

差分法は速度-ストレス型のスタガード格子で定式化されるものを用いた。近似精度は、空間微分については4次、時間微分については2次とした。平野に対する入射波の入力には、いわゆるソース・ボックス<sup>8)</sup>を応用した。図-7のように横方向に不均質な媒質が水平成層媒質には含まれている場合に、ソース・ボックスを応用して入射波を与える方法は、これまでに提案されている<sup>例えば9)</sup>。この方法では、不均質部分をはさんでいる水平成層媒質について、適当な震源あるいは入射波に対する波動場(以下、基準解と呼ぶ)を計算し、ソース・ボックスを介して基準解と不均質媒質における波動場を接続す

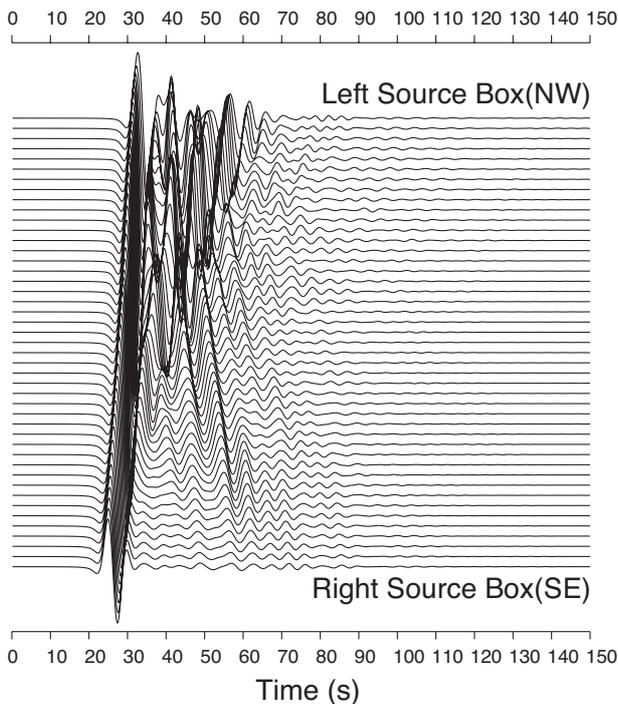


図-8 中心周期7秒のRicker波が平面SV波として入射角30°で入射した場合の地表面の水平成分速度波形

るものである。この接続手続きでは、不均質媒質の中から外へ出る散乱波も考慮される。即ち、ソース・ボックスに属するグリッドに対して、基準解を強制的に与えるという単純な手続きではない。

基準解は、KiK-net 門別西観測点の地表水平成分記録に基づいて次のように作成した。まず、KiK-net 門別西におけるRadial方向の速度波形を求める。この時、通過周期帯域6.5～15秒のバンドパスフィルターをかけるとともに、主要動部分を取り出すような適当なタイムウィンドウをかける。次に、水平成層媒質における伝達関数を計算し、KiK-net 門別西に対するソース・ボックスに属する各グリッドの伝達関数の比をKiK-net 門別西におけるRadial方向の速度波形に重畳することにより、各グリッドにおける基準解速度波形を求めた。伝達関数は、平面S波が入射角30°で震源方向から入射する場合と、Rayleigh波基本モードが震源方向から入射する場合の2通りを計算した。前者は、KiK-net 門別西の地表波が平面S波入射に対する応答と仮定して計算する場合に用いる。後者は同じく地表波がRayleigh波基本モードであると仮定して計算する場合に用いる。S波入射を仮定して計算を行う場合、ソース・ボックスは図-7(a)の太い破線のように設けた。図-7の計算モデルでは、右側と左側の水平成層媒質が異なる。右側と下側のソース・ボックスに対する基準解は、KiK-net 門別西が乗っている右側の水平成層媒質に対する伝達関数に基づいて計算した。左側の

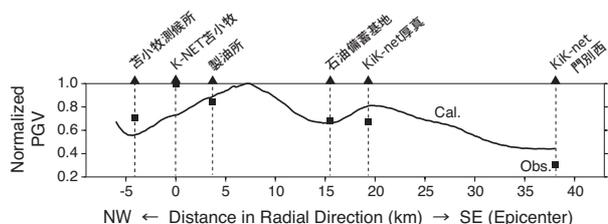


図-9 中心周期7秒のRicker波が平面SV波として入射角30°で入射した場合の地表面水平PGVと観測PGV

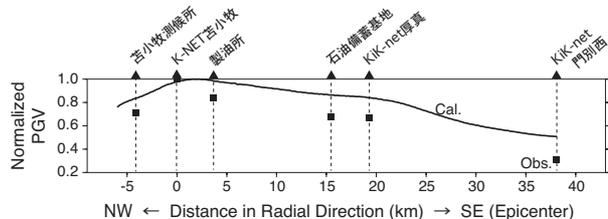


図-10 中心周期7秒のRicker波がRayleigh波基本モードとして入射した場合の地表面水平PGVと観測PGV

ソース・ボックスに対する基準解は、左側の水平成層媒質に対する伝達関数に基づいて計算した。このようにすると、ソース・ボックス左下隅で基準解が不連続となるが、その影響は無視できると仮定した。一方、Rayleigh波入射を仮定して計算を行う場合は、左側のソース・ボックスは設けないかわりに、下側のソース・ボックスをモデル左端まで延長した。右側のソース・ボックスに対する基準解は、右側の水平成層媒質に対する伝達関数に基づいて計算した。下側のソース・ボックスの基準解についても、KiK-net 門別西が乗っている水平成層媒質から計算したもので近似的に置き換え可能であると仮定した。なお、この下側のソース・ボックスを設けないと、計算波形の振幅が小さくなり精度が悪くなるのが精度検証用の計算からわかった。本研究における計算対象周期帯域のRayleigh波が入射する場合の計算を、下側のソース・ボックスを設けずに行うには、計算モデルを相当深くまで設定する必要があるかもしれない。

#### (4) 結果

##### a) Ricker波が入射した場合

まず、計算精度の確認ならびにS波入射とRayleigh波入射による計算結果の相違を定性的に評価するために、入射波を中心周期7秒のRicker波としてシミュレーションを行った。本章における計算では、減衰は考慮しない。図-8は平面SV波が震源方向から入射角30°で入射した場合の地表面における水平成分速度波形である。モデル端部やソース・ボックスからの非物理的な波の発生は認められず、

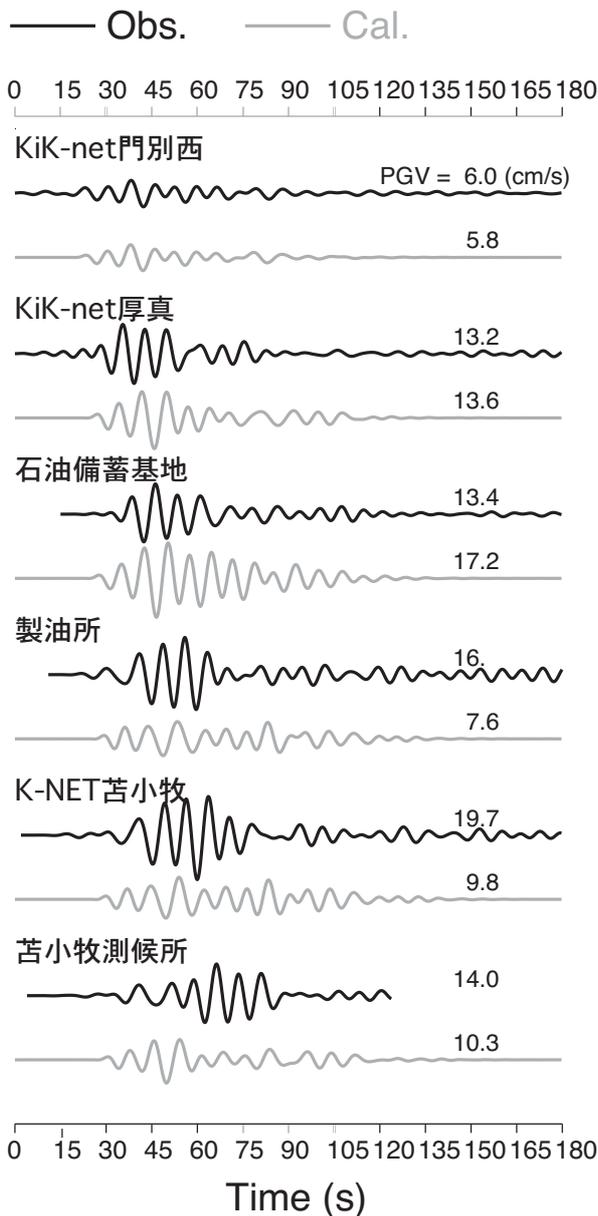


図-11 KiK-net 門別西地表波から作成した入射波動場(基準解)に対する計算速度波形(水平成分)と観測波形(平面SV波30°入射を仮定)

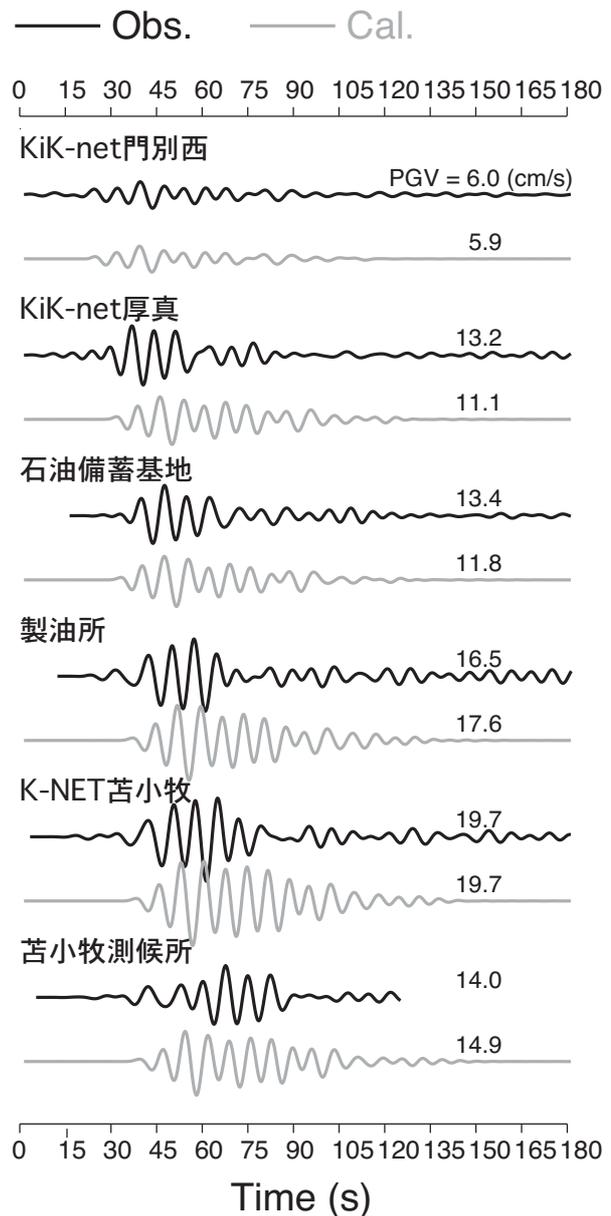


図-12 KiK-net 門別西地表波から作成した入射波動場(基準解)に対する計算速度波形(水平成分)と観測波形(Rayleigh波基本モード入射を仮定)

計算結果は十分な精度を有していると言える。図-9に、これらの計算波形の最大振幅(実線)と観測記録のそれ(四角)を比較する。観測記録の最大地動速度(PGV)は、通過周期帯域6.5~15秒のバンドパスフィルターをかけたRadial方向速度波形から読み取ったもので、そのプロット位置は図-6における破線に各観測点から降ろした垂線の足としている。図-9では計算結果のPGVと観測記録のPGVは、それぞれの最大値で正規化されている。観測記録のPGVは震央方向にあたる平野南東部から平野内部に入るにつれて上昇し、K-NET 苫小牧観測点で最大となっている。一方、計算結果では、PGVの最大値が

現れるのはK-NET 苫小牧から約7km南東方向に離れた場所であり、観測事実とは異なる。図-10は、同様の比較をRayleigh波基本モード入射に対する計算結果について行ったものである。計算結果のPGVは、平野南東部からK-NET 苫小牧に向かって上昇し、K-NET 苫小牧付近で最大値に達しており、PGV空間変動については観測記録と共通の特徴を有している。以上のことから、図-7に仮定した地下構造モデルを用いる限り、勇払平野に対する入射波動場はRayleigh波優勢としてシミュレーションを行ったほうが、観測事実を再現できる見込みがあると言える。

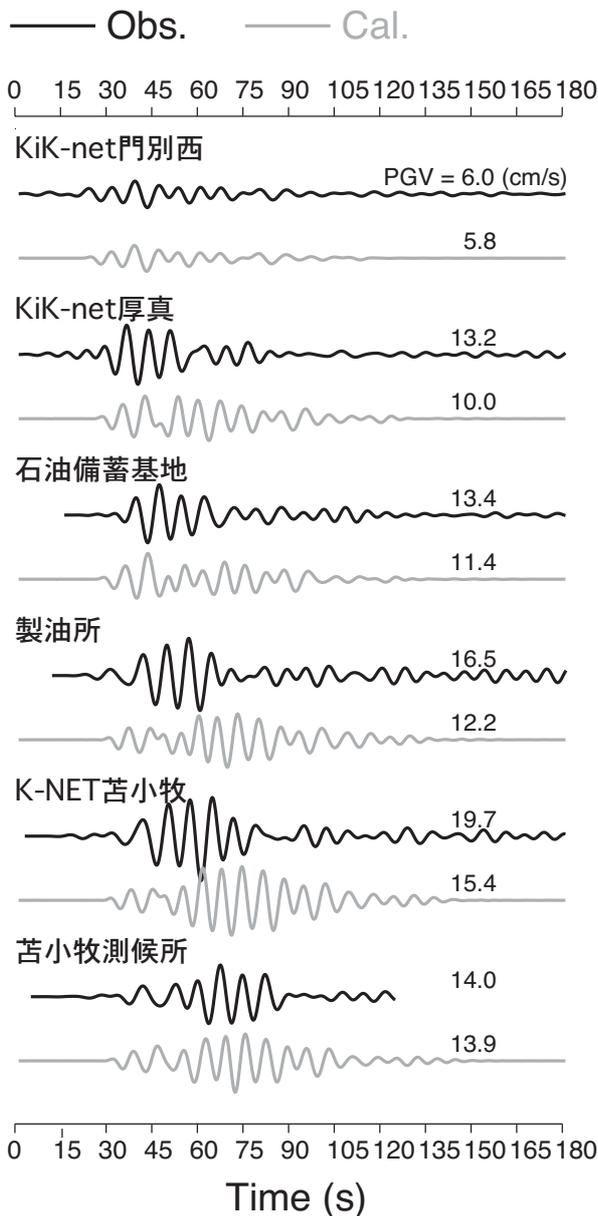


図-13 KiK-net 門別西地表波から作成した入射波動場(基準解)に対する計算速度波形(水平成分)と観測波形(まず平面SV波が $30^\circ$ で入射し、続いてRayleigh波基本モードが入射すると仮定)

b) KiK-net 門別西地表波から推定した基準解が入射した場合

まず、KiK-net 門別西地表波の主要動全てを平面SV波が入射角 $30^\circ$ で入射した場合に対する応答と仮定して基準解を作成し、シミュレーションを行った。図-11に水平成分の観測速度波形と計算速度波形を比較する。KiK-net 門別西の計算波形は、基準解作成に用いた主要動部分と勇払平野に対応する不均質部分からの散乱波の和であり、後者が小さい場合には図-11に示されているように観測波形とほぼ一致する。平野内部の観測点について見ると、KiK-

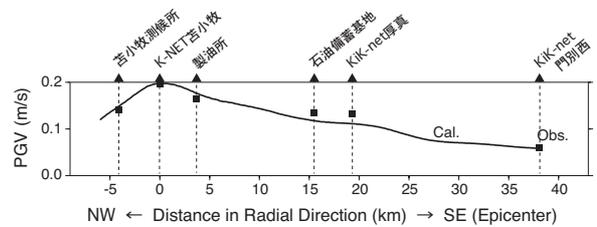


図-14 KiK-net 門別西地表波から作成した入射波動場(基準解)に対して計算した地表面水平PGVと観測PGV(Rayleigh波基本モード入射を仮定)

net 厚真の観測波形と計算波形はよく一致している。しかし、石油備蓄基地では計算結果は過大、製油所、K-NET 苫小牧、苫小牧測候所では過小であり、観測記録の再現に失敗している。次に、KiK-net 門別西地表波の主要動全てをRayleigh波基本モード入射に対する応答と仮定して基準解を作成し、シミュレーションを行った。図-12に観測波形と計算波形の比較を示す。KiK-net 厚真では波形が一致しなくなるが、石油備蓄基地、製油所、K-NET 苫小牧では観測波形がほぼ再現できるようになる。苫小牧測候所の観測波形の再現性も、SV波入射に比べて改善される。とりわけPGVについては、平野内の各地点において、観測事実と計算結果が良く一致している。最後に、KiK-net 門別西地表波の主要動の冒頭約20秒間が平面SV波入射に対する応答、それ以降の部分がRayleigh波基本モード入射に対する応答と仮定した場合のシミュレーションを行った。図-13に観測波形と計算波形の比較を示す。この場合、苫小牧測候所の観測波形の再現性は改善されるが、これ以外の地点においては観測波形と計算波形のくいちがいが甚だしくなる。以上のことから、この地下構造モデルを用いる限り、観測事実を最もよく再現できるのは、Rayleigh波基本モードが優勢な入射波動場を考えた場合であることがわかった。

5. 議論

前章におけるシミュレーションにより、2003年十勝沖地震の際に勇払平野で観測された周期6.5秒以上の長周期地震動のRadial成分は、図-7に仮定した地下構造モデルに対してRayleigh波基本モードが優勢な入射波動場を与えることにより再現することがわかった。この場合の計算結果、即ち図-12に示したもののPGVと観測記録のそれを図-14に比較する。観測記録のPGVがシミュレーションによって定量的によく再現されていることが改めてわかる。このように、図-7の地下構造モデルは、観測事実をよく再現できることから、それによって表現されている地下構造の特徴と観測事実の特徴を関

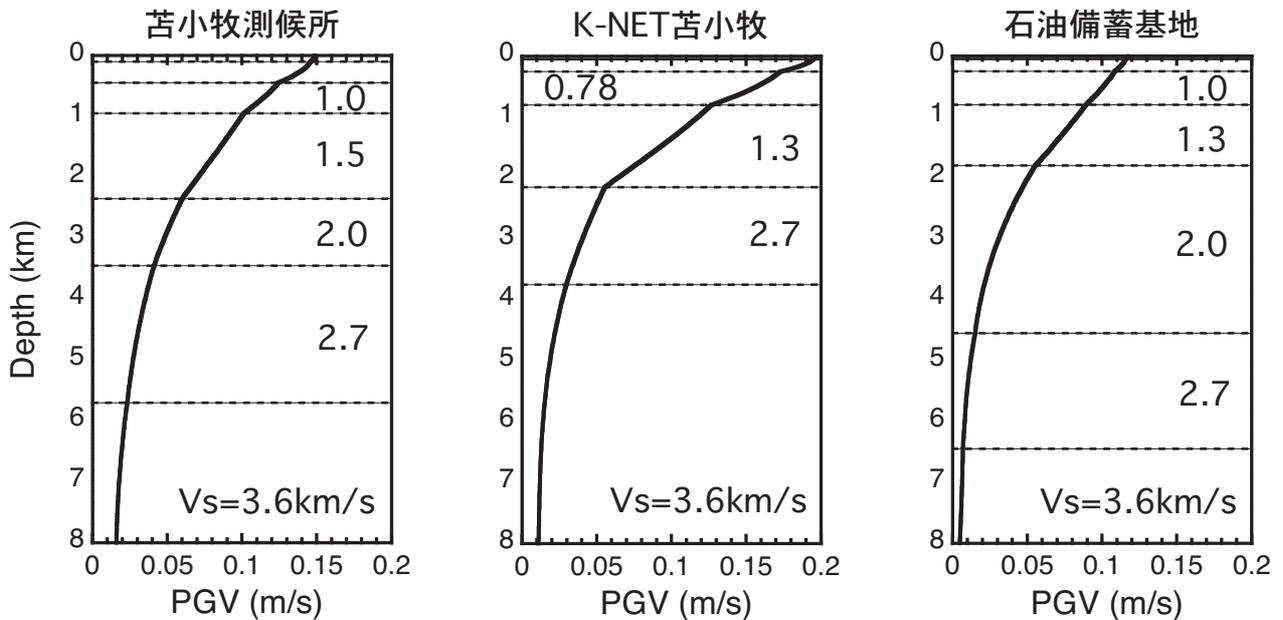


図-15 KiK-net 門別西地表波から作成した入射波動場（基準解）に対して計算したPGVの深度方向変化（Rayleigh波基本モード入射を仮定）

連づけることは妥当と考えられる。さきに述べたように、シミュレーションに用いたモデルでは、S波速度3km/s以上の地震基盤が苫小牧西港付近で盛り上がり、それが最も深くなるのは苫小牧東部の石油備蓄基地付近である。即ち、この観測事例では、地震基盤の深さは、長周期地震動レベルの空間変動と対応していない。一方、苫小牧西港地域の地表直下には、S波速度が比較的小さな層が厚く存在しているという特徴がある。これらの地表付近の浅い地下構造がこの地域の長周期地震動レベルを大きくした可能性がある。この点について考察するため、図-15に計算結果のPGVの深度方向変化を描いた。ここに示した3地点では、いずれも深さ2km前後にS波速度2km/s以上とそれ未満の層境界が存在しており、この位置においてはどの地点でもPGVは0.05m/s程度で大きな差はない。地点間でPGVに大きな差が生ずるのは、この層境界が浅く、地表におけるPGVの決定要因は、少なくともこの部分にあるS波速度2km/s未満の層構造にあるものと考えられる。次に、K-NET苫小牧と石油備置基地の相違について考える。この2地点では、深さ約2kmに存在する層境界の直上に乗っているのはS波速度1.3km/sの地層であり、しかもこの地層の上面はどちらの地点でも深さ約1kmのところにある。従って、地表におけるPGVの差は、この深さ約1kmにある層境界が浅い地下構造を原因とするものと考えられる。この部分については、K-NET苫小牧ではS波速度0.78km/s以下の比較的柔らかい地層が厚く堆積しているのに対して、石油備置基地ではそうで

はない。以上のことから、苫小牧西港地域の長周期地震動レベルが大きくなったのは、同地域において地表直下に厚く存在しているS波速度0.78km/s以下の地層による影響と考えられる。

## 6. 結論

2003年十勝沖地震の際に苫小牧・勇払平野における周期6.5秒以上の長周期地震動の再現を目的として、微動アレイ観測結果から推定した勇払平野の2次元地下構造モデルに対する地震波伝播シミュレーションを行った。この地震の際、苫小牧西港ではスロッシングの1次固有周期が7-8秒の浮き屋根式石油タンクに甚大なスロッシング被害が発生したが、この周期における揺れは同平野内では苫小牧西港付近で最大であった。シミュレーション結果は、周期6.5秒以上の観測速度波形をよく再現しており、最大地動速度の平野内空間較差も定量的に説明している。この観測事実を再現する地下構造モデルは、S波速度3km/s以上の地震基盤が苫小牧西港付近で盛り上がり、同時に、同地域の地表直下にはS波速度が比較的小さな層が厚く存在しており、特にS波速度が0.78km/s以下の層が他に比べて著しく厚いという特徴がある。このことは、今回苫小牧西港付近の揺れが大きくなった原因は、S波速度3km/s程度以上の地震基盤の深さではなく、地表近くの浅い部分に厚く堆積しているS波速度0.8km/s程度以下の柔らかい地層にあることを強く示唆している。これは、長周期地震動の予測精度の

向上には、地震基盤の深さ、即ち堆積層全体の厚さだけではなく、地表付近にある柔らかい堆積層についての情報も重要であることを意味する。

**謝辞：**本研究では、防災科学技術研究所 K-NET ならびに KiK-net、港湾地域強震観測、気象庁、自治体震度計の他、関係事業所の強震動波形データを使用させて頂きました。記してお礼を申し上げます。

#### 参考文献

- 1) 畑山健，座間信作，西晴樹，山田實，廣川幹浩，井上涼介：2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害，地震 2，57，83-103，2004.
- 2) 消防研究所：平成 15 年（2003 年）十勝沖地震に際して発生した出光興産（株）北海道製油所原油タンク火災に係る火災原因調査報告書，2004.
- 3) 消防研究所：平成 15 年（2003 年）十勝沖地震に際して発生した出光興産（株）北海道製油所ナフサタンク火災に係る火災原因調査報告書，2004.
- 4) 浅野周三（研究代表）：地震動予測精密化のための地下深部構造の研究，文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果，No. A-63-3，1989.
- 5) 岡田廣・松島健・森谷武男・笹谷努：広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法，物理探査，43(6)，402-417，1990.
- 6) 神野達夫，畑山健，津野靖士，工藤一嘉，前田宜浩，笹谷努，古村孝志，坂上実：微動アレー観測による苫小牧・勇払平野の深部地下構造の推定，日本地震学会 2005 年度秋季大会講演予稿集，B057，2005.
- 7) 国松直，吉見雅行，関口春子，堀川晴央，吉田邦一，竿本英貴，馮少孔，杉山長志：微動アレー探査による勇払平野深部地下構造の推定，活断層・古地震研究報告，5，1-15，2005.
- 8) Alterman, Z. and Karal, F. C., Jr. : Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods, Bull. Seis. So. Am., 58, 367-398, 1968.
- 9) Zahradnik, J. and Moczo, P. : Hybrid seismic modeling based on discrete-wave number and finite-difference methods, PAGEOPH, 148, 1/2, 21-38, 1996.

# 仙台地域の深部地下構造による やや長周期地震動特性と長周期構造物の現況

源 栄 正人<sup>1</sup>・陳 軍<sup>2</sup>・山本 優<sup>3</sup>・大野 晋<sup>4</sup>

<sup>1</sup>東北大学工学研究科災害制御研究センター（〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-11-1102）  
E-mail:motosaka@archi.tohoku.ac.jp

<sup>2</sup>東北大学工学研究科災害制御研究センター（〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-11-1101）  
E-mail:chenjun@saigai.str.archi.tohoku.ac.jp

<sup>3</sup>東北大学工学研究科災害制御研究センター（〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-11-1101）  
E-mail:y-yama@saigai.str.archi.tohoku.ac.jp

<sup>4</sup>東北大学工学研究科災害制御研究センター（〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-11-1103）  
E-mail:ohnos@archi.tohoku.ac.jp

本報告は、近い将来極めて高い確率で発生が予測されている宮城県沖地震の襲来をうける100万都市仙台とその周辺領域における超高層建物や免震建物などの長周期構造物の耐震対策・地震対策のための基礎資料として、これまで検討されてきた最新の地盤構造モデルや地震観測記録に関する情報をまとめたものである。内容的には、1) 仙台地域の深部地盤構造モデルと地震観測記録に基づく卓越周期の検証、2) 2005年8月16日宮城県沖地震における仙台地域の3次元波動伝播シミュレーション、3) 2005年8月16日と1978年6月12日の宮城県沖地震の地震動特性の比較、4) 仙台地域の長周期構造物の固有周期と地盤の卓越周期の関係について報告する。

## 1. はじめに

近い将来極めて高い確率で発生が予測されている宮城県沖地震の襲来をうける100万都市仙台とその周辺領域における超高層建物や免震建物などの長周期構造物の耐震対策・地震対策のための基礎資料として、これまで検討されてきた最新の地盤構造や地震観測記録に関する情報を整理することは重要である。特に、想定される宮城県沖地震の一部が破壊したとされる2005年8月16日の宮城県沖地震(M7.2)では仙台地域で多くの地震観測記録が得られており、筆者らが観測している住友生命ビルなどでは1978年6月12日の宮城県沖地震(M7.4)の際に全く同じ位置で貴重な観測記録が得られ、2つの地震による地震動特性の比較検討は次の宮城県沖地震の地震動予測を行なう上で興味深い。

以上のような背景の下に、本報告は、1) 仙台地域の深部地盤構造モデルと地震観測記録に基づく卓越周期の検証、2) 2005年8月16日宮城県沖地震における仙台地域の3次元波動伝播シミュレーション、3) 2005年8月16日と1978年6月12日の宮城県沖地震の地震動特性の比較、4) 仙台地域の長周期構造物の固有周期と地盤の卓越周期の関係についてまとめたものである。

## 2. 仙台地域の深部地盤構造と地震観測記録による検証

### (1) 仙台地域の地盤構造の概要

仙台地域の地盤構造を浅い地盤構造（表層地質構造）と深部地盤構造に分けて概説する。

表層地質構造は、長町 - 利府断層を境に北西側は仙台駅前、一番町など市街地中心部が位置する洪積台地になっており、南東側は沖積平野になっている<sup>1)</sup>。1978年の宮城県沖地震で大被害を受けた卸町などはこの沖積平野にある。また、市街地中心部の位置する洪積台地を取り巻くように、向山・青葉山などの丘陵地が存在しており、台地の北部には大規模造成地が存在している。仙台地域の第4紀層基底は深いところで80m程度であり、荒浜付近で若干浅くなっているが概ね海に向かって深度を増している。宮城県域の第4紀層基底は大崎平野などでも100m以下であり、隣県の山形盆地の350mなどに比べると深いものではない。

一方、深部地盤構造は、後述のように海岸線から西に向かって徐々に深くなっており、基盤深度は仙台駅付近で約800m、カルデラ地形（白沢カルデラ）付近で最も深くなっており、1600m程度である。

これらの表層地盤構造と深部地盤構造の特徴は、筆者らが行った仙台地域における面的な微動観測により得られているH/Vスペクトルの形状にも現れており、深部構造による卓越ピークと表層地盤によるピークの特徴によりゾーニングを行なっている<sup>2)</sup>。

### (2) 仙台地域の深部地下構造に関する最新の情報

仙台地域において長周期構造物の耐震設計・地震対策のためのやや長周期地震動を論じる場合、深部地盤構造に関する情報を整理しておく必要がある。

ここでは、地域における最新の深部地盤構造に関する情報として、平成14年度から平成16年度に実施された仙台平野南部地下構造調査（委員長：大槻憲四郎東北大学教授）で実施された地下構造調査に基づく3次元地下構造モデルについて紹介する<sup>3)</sup>。

この調査では、既存の地下構造に関する文献・データ調査として、既往の重力探査文献とデータ<sup>4)</sup>、温泉等の試錐およびデータ<sup>5)~9)</sup>、既往反射法地震探査と微動観測等の文献<sup>10)~15)</sup>、地質文献<sup>16)~19)</sup>など、に関する文献調査を行なうとともに、新たに2測線における反射法探査と20点におけるアレー微動観測を実施し、図-1に示す対象領域（長町・利府断層線の走向方向とその直交方向に軸をもつ仙台市域とその周辺領域）において図-2のようなフローにより新たな3次元地下構造モデルを構築している。図中には、既往の反射法探査の主な測線（宮城県による3測線、H13年度科学技術振興調整費による測線、防災科研による測線）も表示してある。深部構造作成にあたり、上述の反射法探査データや愛宕神社の温泉ボーリング（1200m）、若林区サンピアの温泉ボーリング（350m）をはじめとする対象領域の深井戸のデータも用いている。

図-3には3次元深部地盤構造モデルの基盤深度図を示す。主要な2断面（東西方向断面と南北方向断面）の速度構造図については、後述の3次元波動伝播シミュレーションの部分を示す。図-4と図-5には、それぞれ、この3次元モデルの各位置の地盤構造でS波の鉛直入射に対する1次卓越周期と入射波に対する応答倍率の空間分布を示す。これらの図より、深部構造の1次卓越周期は東部で短く西に向かって長くなっていることが分かる。仙台駅付近の市街地中心部で2.0~2.5秒程度であり、東北大（青葉山）と長町で3秒程度である。仙台市西部の最も長いところでは4秒以上になることが分かる。一方、増幅率は東部で大きくなっているのが特徴である。

### (3) 3次元地下構造モデルと地震観測記録に基づく1次卓越周期の検証

上記の調査により得られた3次元深部地盤構造モデルについては、防災科研のK-NET、KiK-netや東北工業大

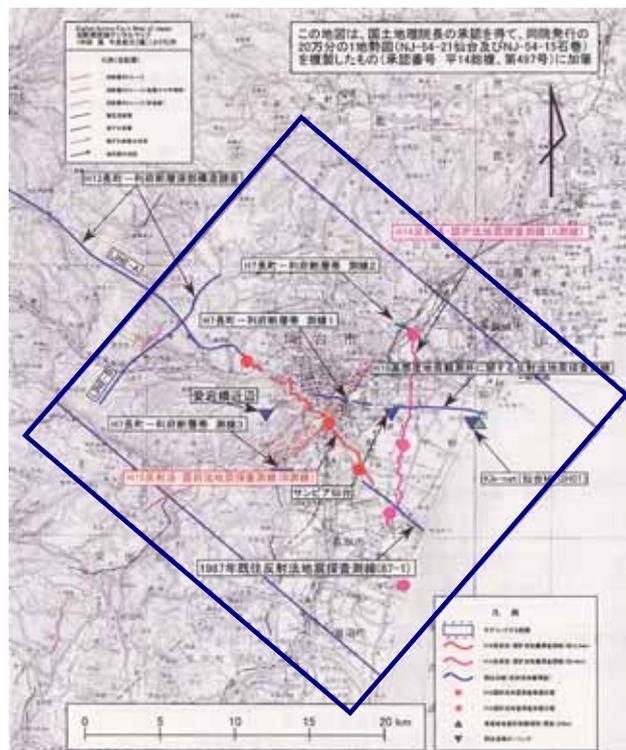


図-1 仙台平野南部地下構造調査対象領域

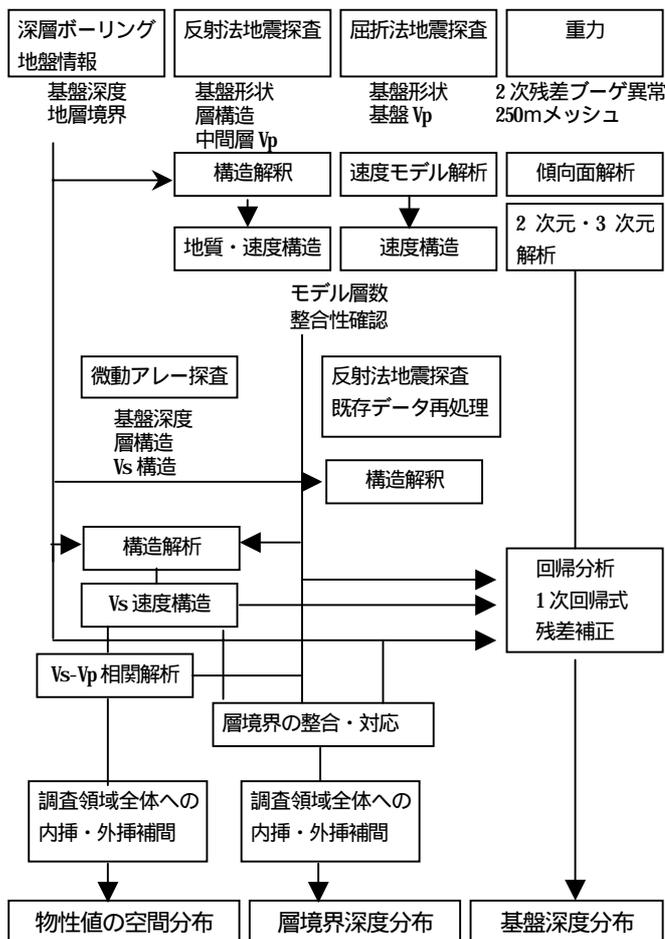


図-2 地下構造モデル作成フロー<sup>3)</sup>

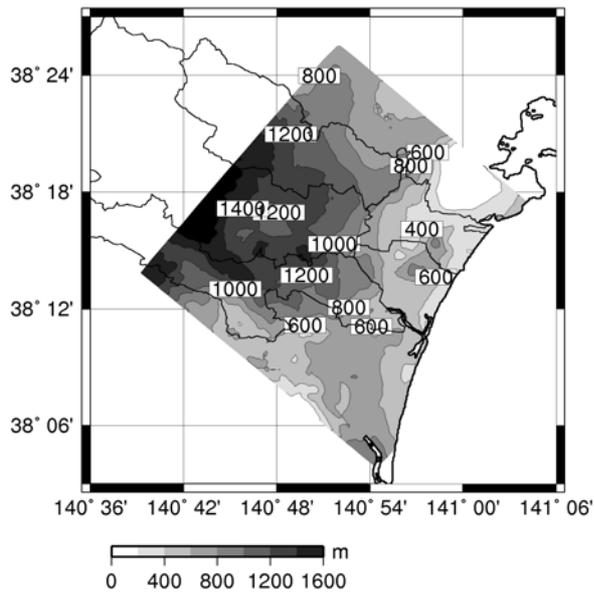


図-3 深部地盤構造モデルの基盤深度

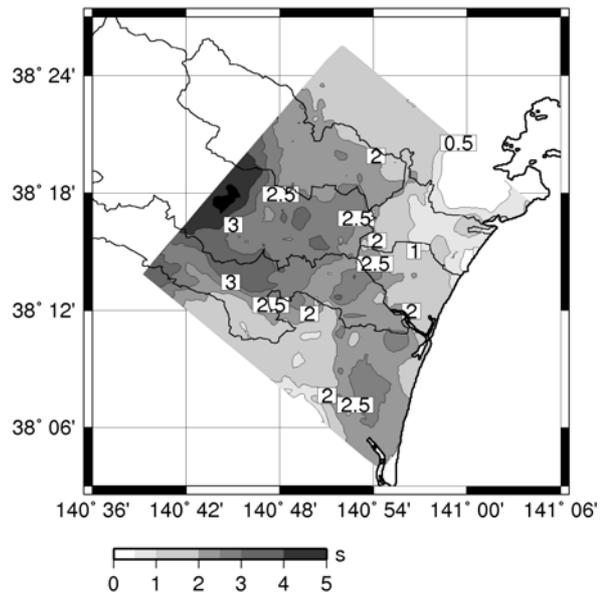


図-4 深部地盤構造モデルの1次卓越周期

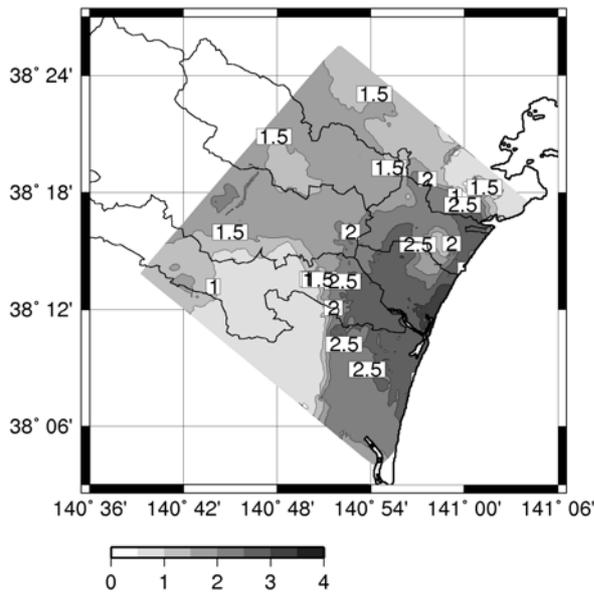


図-5 1次卓越周期におけるS波の増幅率

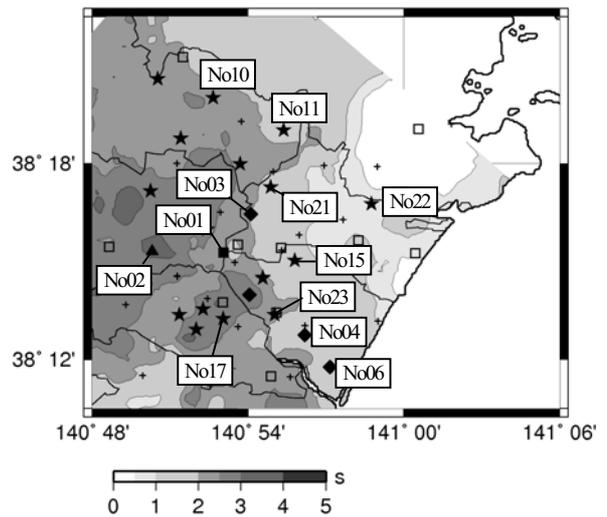


図-6 モデル検証の対象地点  
(コンター：図-4の1次卓越周期)

学の Small-Titan、仙台高密度強震観測網（仙台アレー）等の既存の強震観測点において、1998年9月宮城県南部の地震記録等を用いて地盤の周期特性の検証が行われてきている。

一方、2004年に筆者らは仙台地域において、小型強震計を用いた強震観測網を新たに設置した<sup>20)</sup>。また、この観測網とは別であるが、1978年宮城県沖地震で記録が得られた住友生命ビル地下2階においても地震計を設置している。

この観測網により、2005年8月16日の宮城県沖地震を含む多くの記録が得られている。そこで、地震観測記録の応答スペクトルと深部地盤構造モデルから得られる伝達関数から1次卓越周期の比較を行った。図-6に検討地点を示す。また、図-7には各地点における擬似速度応

答スペクトル( $\eta=5\%$ )と深部地盤構造モデルから得られた伝達関数(最下層~第三紀層相当)を示す。応答スペクトルは2005年8月16日を含む代表的な地震のNS成分について求めた。

図-7より、観測記録からは地震の違いによらず1秒から3秒にピークが見られる。図-4と比較すると、これらのピークは、図-7の伝達関数の1次周期に概ね対応していることがわかる。ただし、鶴谷(No.21)や印町(No.15)の1次周期は、観測記録の方がやや長周期側に出ており、詳細な分析が必要である。

1978年の地震で記録が得られた住友生命においては2秒程度、東北大学では3秒程度、また1978年に被害の大きかった長町<sup>21)</sup>においては、3秒付近に1次卓越周期があることがわかる。

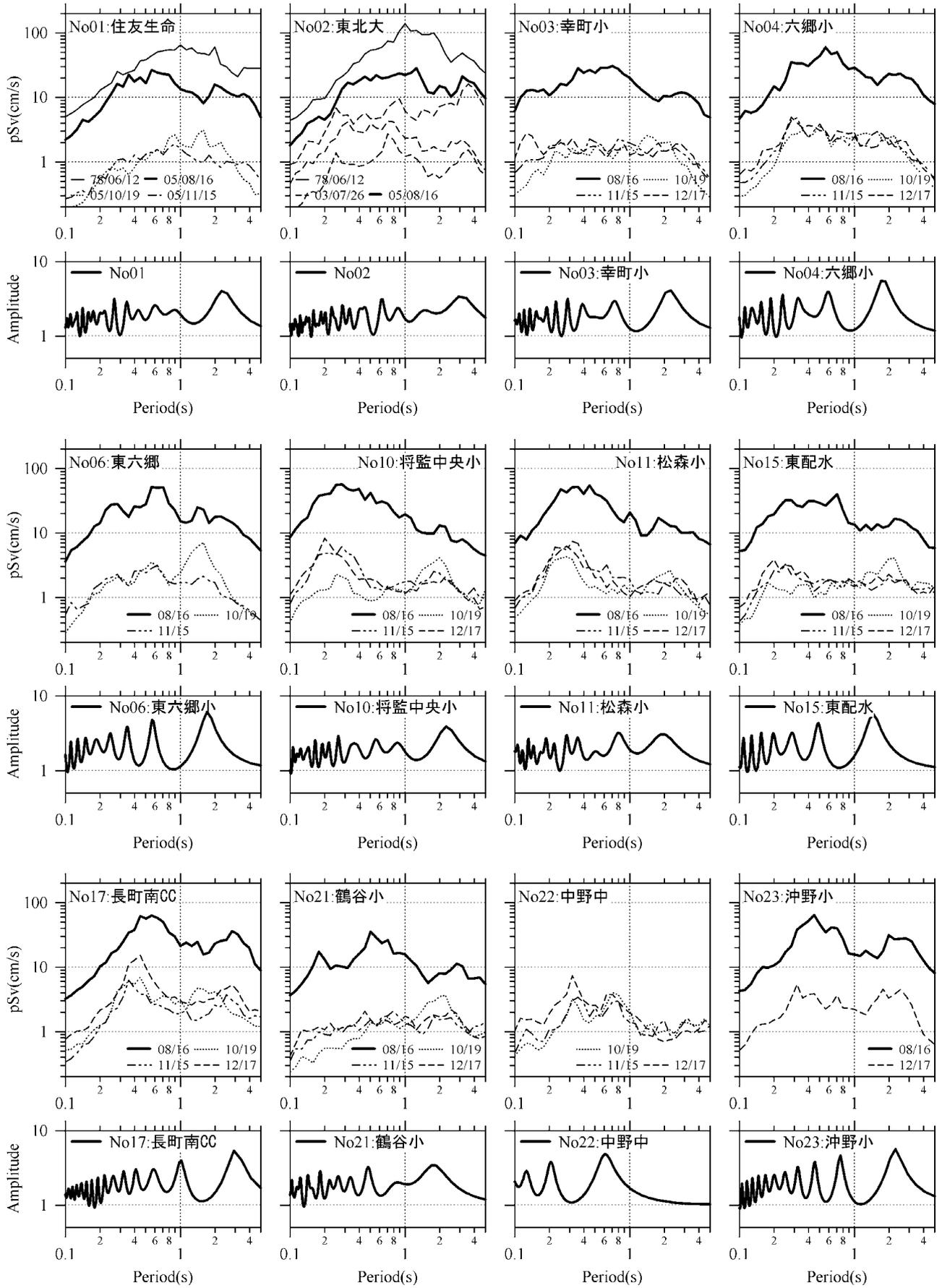


図-7 擬似速度応答スペクトル( $\zeta=5\%$ )と地盤構造モデルによる伝達関数(S波鉛直入射・ $2E/2E$ )

### 3. 8月16日宮城県沖地震における3次元地震波動伝播シミュレーション

2005年8月16日11時46分に、宮城県東方沖を震源とするマグニチュード(Mw)7.2の地震が発生し、宮城県川崎町で震度6弱、仙台市等で震度5強を観測した。この地震は太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート境界の地震であり、震源メカニズムには北西・南東圧縮の逆断層型、震源域は1978年宮城県沖地震の震源域の南端である。

本節では、前述した深部地盤構造モデルを用いて、3次元地震波動伝播シミュレーションを行った結果について報告する。

#### (1)シミュレーション方法概要

シミュレーションはスタッガードグリッドを用いた3次元有限差分法(空間:4次、時間:2次精度)により行った。対象領域を図8に示す。ここで用いた差分法は文献22)によって提案されたものであり、境界面に入射した波が吸収される吸収境界条件と境界面から15格子点を帯状の吸収領域が併用されており、媒質の非弾性減衰も考慮されている。また、震源の運動学的断層モデルとして三次元場の食い違い格子におけるモーメントテンソルを近似的に表現する方法である。

シミュレーションはまず、震源を含む地震基盤までの大構造モデル<sup>23)</sup>を用いて、地震基盤における波形を求めた。これを入射波とし、前述の3次元地下構造モデル<sup>3)</sup>を用いて、工学的基盤を自由境界としたときの波形を求めた。図9には、図8(上)のA,B,Cの断面における深部地盤速度構造を示す。前述のように、海岸線から西に向かって徐々に基盤深度が深くなっているのがわかる。上述の2つの地盤構造モデル間の境界条件は吸収境界としている。

#### (2)8月16日宮城県沖地震の断層モデル

8月16日宮城県沖地震における本震の破壊過程については、波形インバージョンなどにより様々な断層モデルが提案されている。本検討では、呉・纈纈(2005)<sup>23)</sup>が提案した断層モデル(図8)を用いた。地震動シミュレーションを行なう計算領域は長辺方向が210km、短辺方向が110kmである。表-1に2005年8月16日地震の震源パラメータを示す。解析周波数は0.6Hzまでとした。

第2章で述べた3次元深部地下構造を有限差分法に用いた。仙台地域以外領域の地下速度構造に関しては呉・纈纈(2005)<sup>23)</sup>を参考した。

#### (3)シミュレーション結果

波形合成による各観測点の地中速度波形を図-10に示す。波形を比較すると、合成波形は観測波形に良く一致している。但し、計算したMYGH08の水平成分波形は観測波形より小さくなっており、これについては、震源・構造の両面から、より詳細な検討をする必要がある。

表-1 2005年8月16日地震震源パラメータ<sup>23)</sup>

地震モーメント (Nm)	6.27x10 <sup>19</sup>	
断層原点	緯度	38.137
	経度	142.167
	深さ (km)	30
破壊伝播速度 V <sub>R</sub> (km)	3.4	

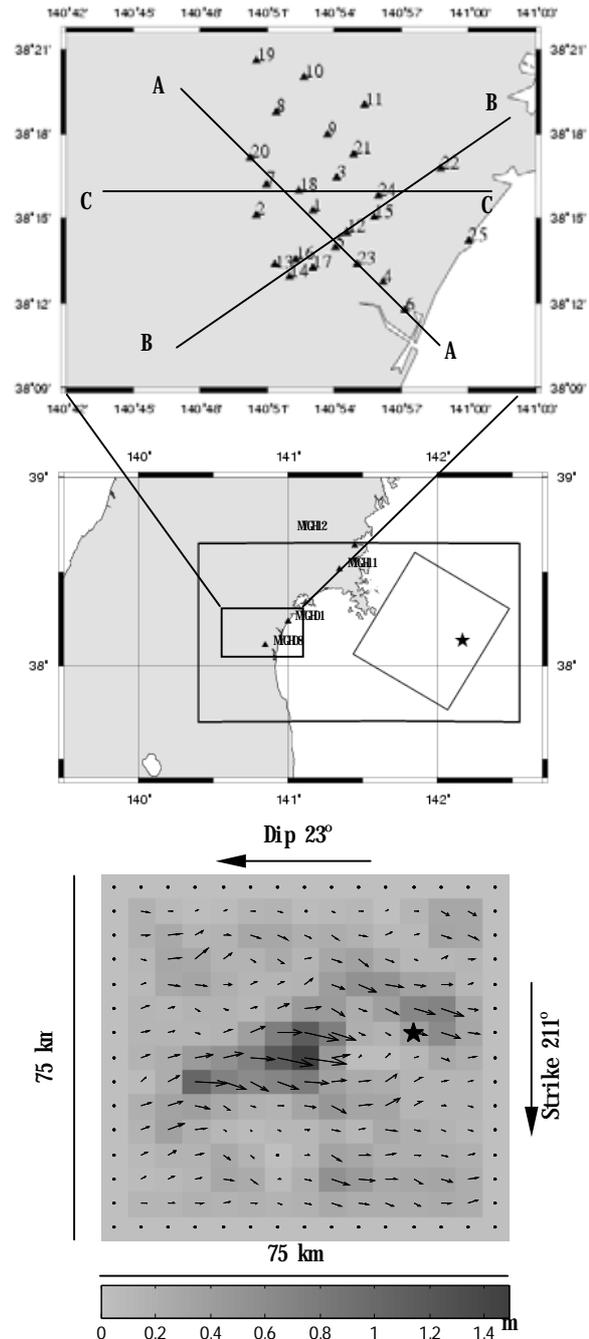


図8 対象地域と断層モデル<sup>23)</sup>(三角形は観測点、大四角形は差分法で計算領域、小四角形は断層を示している。星は破壊開始点を示している)

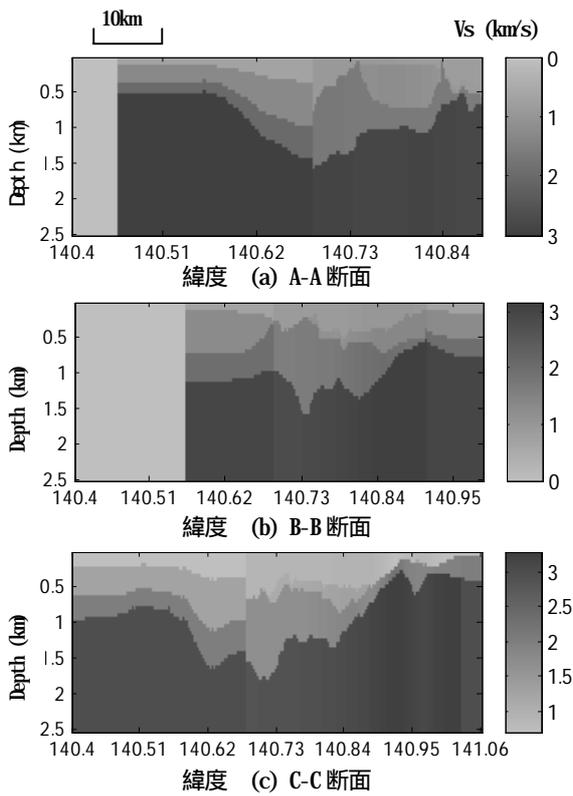
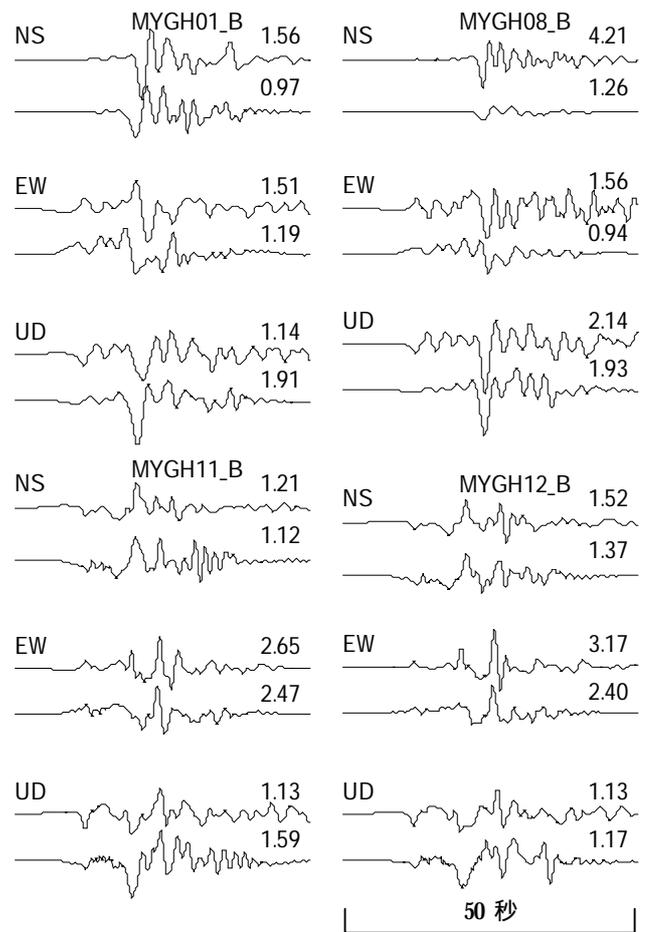


図-9 深部地盤速度構造



上：観測波 下：計算波

図-10 地中観測波と計算波形の比較  
(右の数値は波形の最大速度[cm/s])

図-11、12と13は各断面上の観測速度波形と計算速度波形の比較を示す。上から順に観測波形、3次元計算波形、深部地盤構造を1次元で計算したときの波形(NSのみ)を示す。右数字は各波形の最大速度(cm/s)を示している。波形を比較すると波形の形は良く一致しているが、計算した波形の値は観測波形より小さい。この原因としては先程のMYGH08における結果が小さかったことと同様な理由であると考えられる。

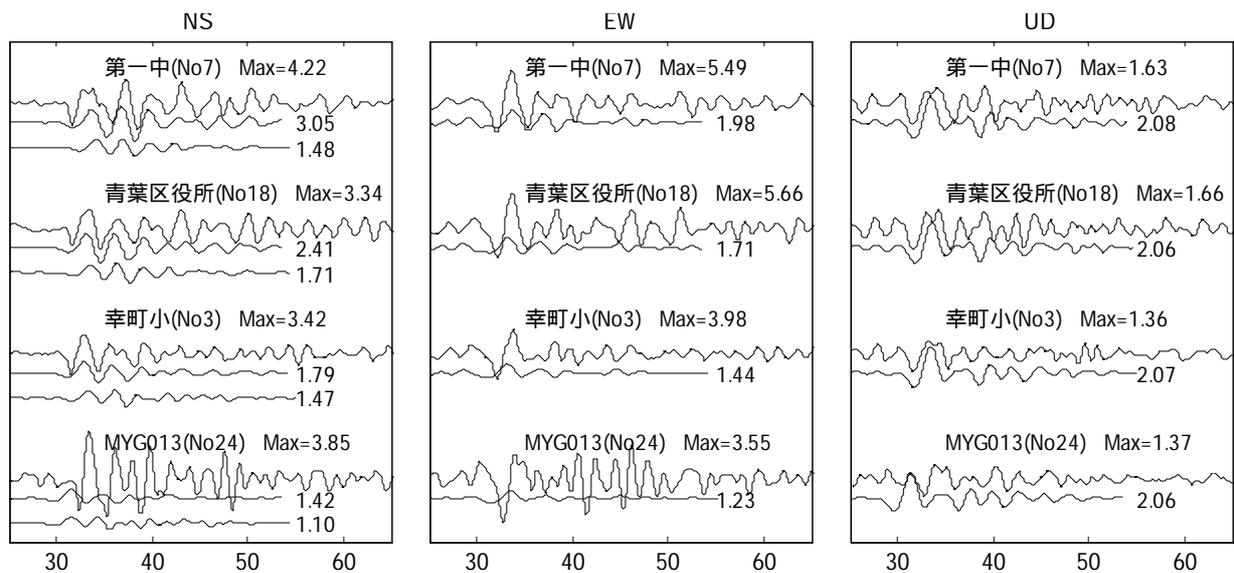


図-11 C-C断面上の観測速度波形と計算速度波形の比較

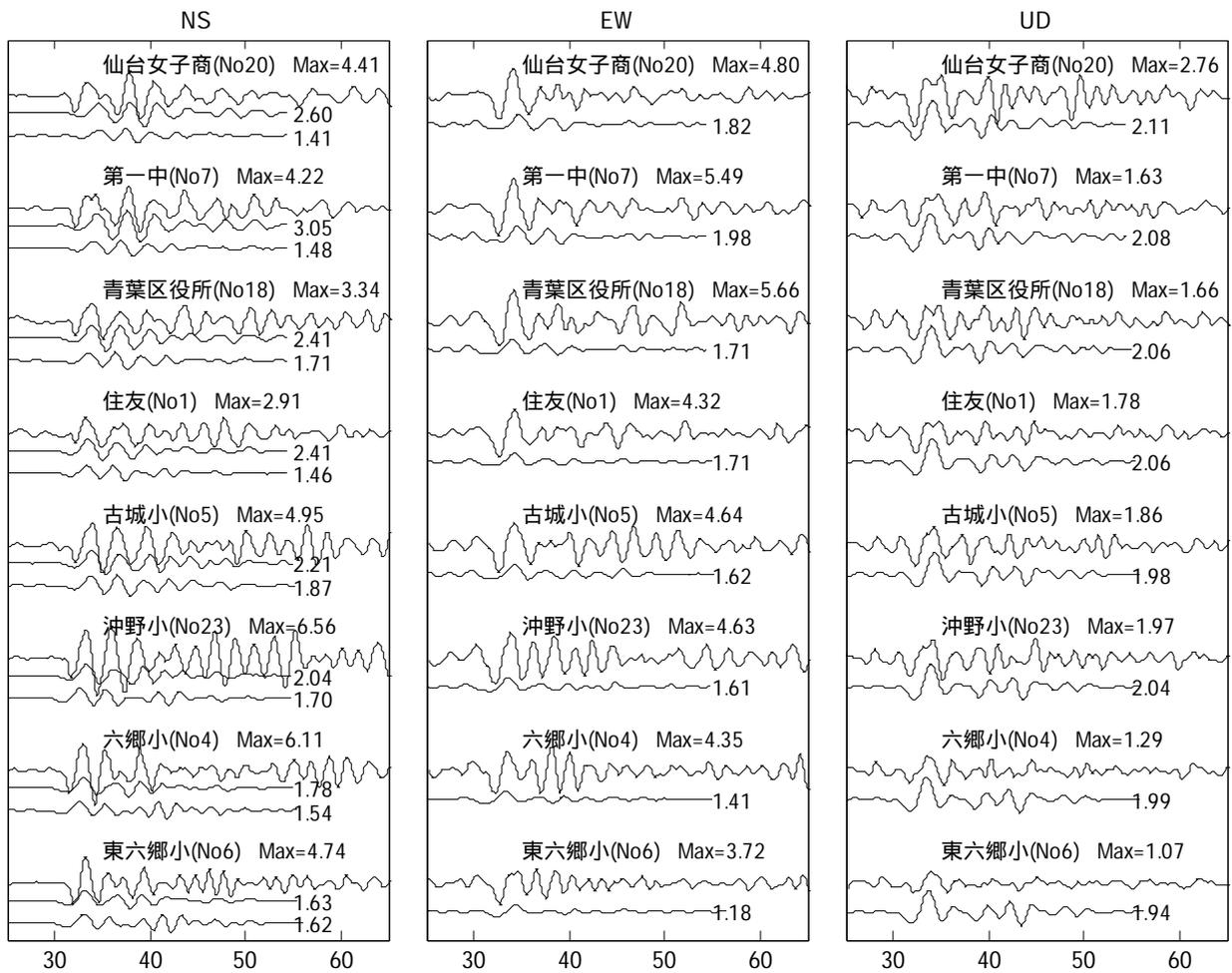


図-12 A-A断面上の観測速度波形と計算速度波形の比較

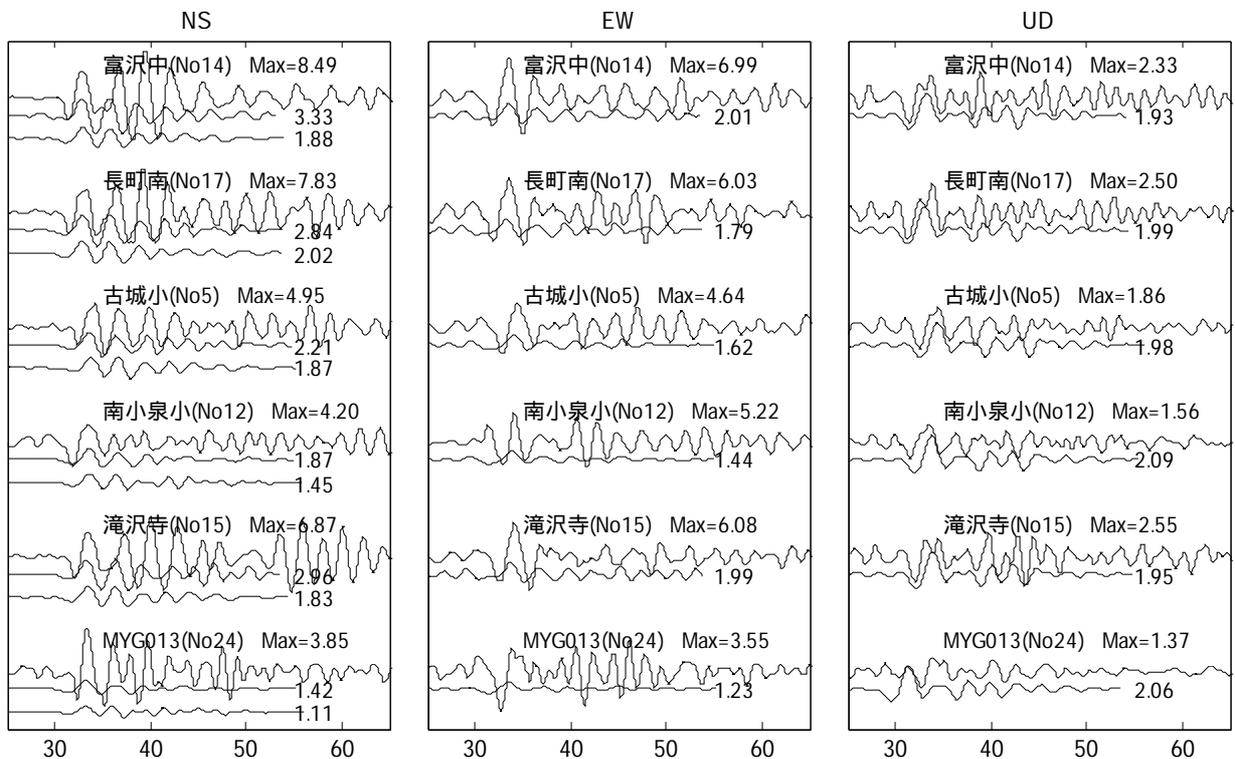


図-13 B-B断面上の観測速度波形と計算速度波形の比較

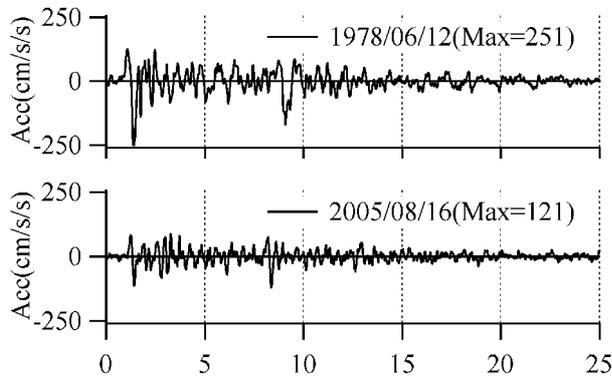
#### 4. 2005年8月16日と1978年6月12日の宮城県沖地震の地震動特性の比較

前述のように、住友生命ビル地下2階及び東北大学1階においては、1978年6月12日と2005年8月16日の両方の地震記録が得られている。図-14に加速度波形を、図-15に擬似速度応答スペクトルを示す。

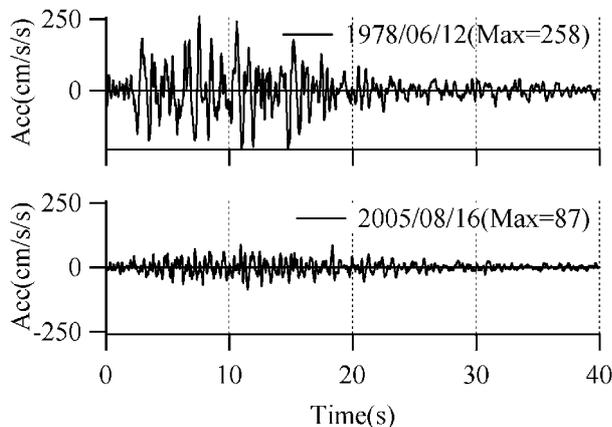
住友生命が建っている旧市街地は、広瀬川河段丘上であり、硬質地盤である。地下2階となると凝灰岩層(N>50)となっているところが多い<sup>21), 24)</sup>。よって、地盤の非線形の影響は少ないと考えられ、図-16の住友生命の応答スペクトル比は震源の違いの影響を強く表していると考えられる。2005年の地震に比べ、1978年の地震においては、0.5秒付近は同レベルであるが、1秒~2秒の成分が強く放出されていたと考えられる。

図-16には東北大学1階の1978年と2005年の応答スペクトル比も示している。1.8秒付近で大きくなっているが、東北大学の表層地盤は粘土層あるいは粘土を含む礫層で構成されており<sup>21)</sup>住友生命と比べて地盤の非線形の影響も含まれていると考えられる。しかし、1秒~2秒の成分が1978年に卓越していたのは同様の傾向である。

図4と図7に見られるように、仙台市域は1~3秒に1次卓越周期を持つ地盤となっており、1978年では、震源の1~2秒の成分が地盤によりさらに増幅され、大きな被害をもたらしたものと考えることができる。



(a) 住友生命ビル (B2F)



(b) 東北大学 (1F)

図-14 加速度波形の比較(NS方向)

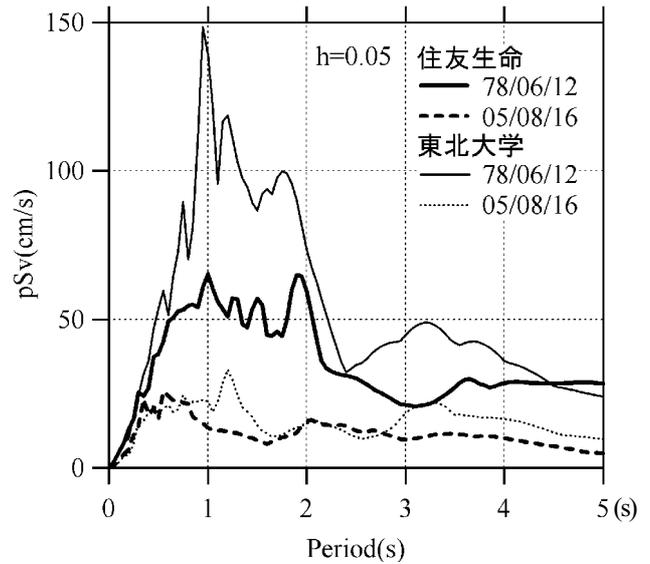


図-15 擬似速度応答スペクトルの比較 (NS成分)

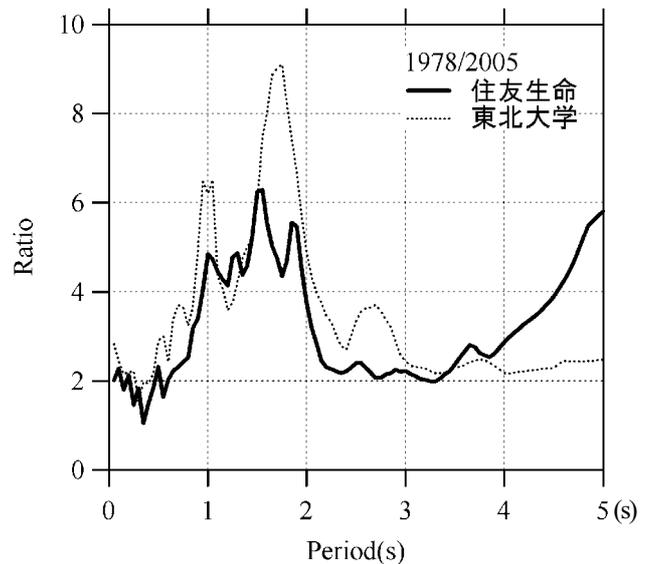


図-16 1978年と2005年の応答スペクトル比 (住友、東北大1F、NS成分)

## 5. 仙台地域の長周期構造物の固有周期と地盤の卓越周期の関係

### (1) 仙台地域の長周期構造物

仙台地域の長周期構造物として、ここでは60m以上の高層建物（13棟）、免震建物（17棟）、および仙台港付近に存在する原油タンク（貯蔵容量1000キロリットル以上の80基）の現況データを調査した。

高層建物と免震建物については、（財）日本建築センターの構造性能評価シートによるデータに基づく調査を行なった。表-2、表-3には、高層建物と免震建物のリストを設計周期とともに示す。図-17には表-2のリストの番号を地盤の卓越周期分布の図上にプロットしてある。

表-2 仙台地域の高層建物の設計周期

建物番号	階数	地盤		固有周期(s)			
		1次卓越周期	増幅率	1次固有周期		2次固有周期	
				X	Y	X	Y
1	17(2)	2.66	4.01	2.01	2.01	0.69	0.69
2	17(1)	2.64	3.92	0.94	0.73	0.36	0.28
3	18(2)	2.34	4.03	1.29	1.27	0.33	0.34
4	17(0)	2.35	4.00	0.91	0.93	0.35	0.38
5	17(2)	2.48	4.14	1.98	2.02	0.64	0.69
6	15(3)	2.20	4.06	1.52	1.50	0.57	0.57
7	19(3)	2.45	3.92	2.12	1.95	0.74	0.69
8	24(1)	2.34	3.97	2.15	2.16	0.80	0.81
9	33(1)	3.12	1.84	1.98	2.03	0.75	0.76
10	21(0)	0.71	4.54	0.96	0.96	0.33	0.33
11	31(1)	2.64	3.68	1.68	1.77	0.56	0.57
12	23(1)	2.84	4.73	2.09	2.10	0.75	0.76
13	21(1)	2.84	4.73	1.89	1.89	0.69	0.68
14	33(3)	2.32	4.03	3.60	3.51	1.37	1.14
15	31(2)	2.85	5.09	2.66	2.19	1.03	0.83
16	23(2)	2.47	3.96	3.09	3.10	1.04	1.03
17	28(2)	2.47	3.96	2.92	2.88	1.08	1.11

表-3 仙台地域の免震建物の設計周期

建物番号	階数 (地下)	地盤		固有周期			
		1次卓越周期	増幅率	Lv1		Lv2	
				X	Y	X	Y
18	32(1)	2.73	3.67	4.32	4.23	4.97	4.90
19	12(0)	0.93	5.78	3.07	3.04	3.75	3.73
20	3(0)	3.11	3.51	-	-	-	-
21	11(0)	2.37	3.78	2.73	2.67	3.20	3.16
22	6(0)	2.05	3.39	1.90	1.90	2.28	2.28
23	13(0)	2.55	3.95	2.52	2.47	2.98	2.94
24	9(0)	2.08	4.28	1.67	1.60	2.98	2.95
25	15(1)	2.43	3.96	2.61	2.49	3.10	3.01
26	15(1)	2.43	3.96	2.64	2.52	3.14	3.05
27	15(1)	2.43	3.96	2.62	2.49	3.11	3.00
28	13(0)	2.39	3.73	2.68	2.61	3.14	3.08
29	8(0)	2.98	4.12	2.40	2.40	2.90	2.90
30	13(1)	2.75	4.48	2.79	2.74	3.22	3.18

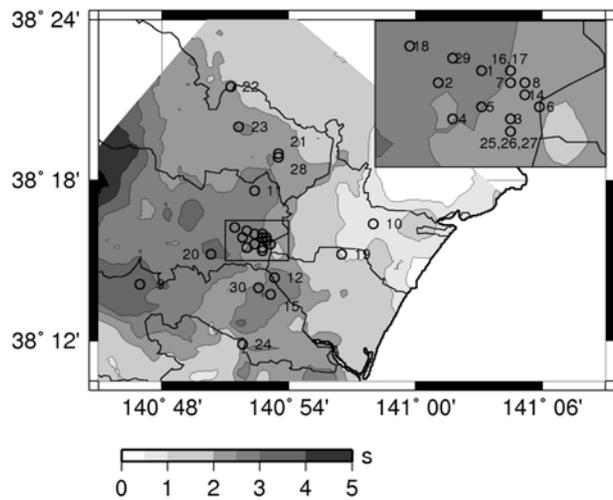


図-17 仙台地域の長周期建物の位置  
(コンター：図-4の1次卓越周期)

原油タンクについては、仙台市消防局によるデータの調査を行なった。図-18には、調査対象としたタンク80基の許容量の頻度分布を示す。20,000キロリットル以上の原油タンクは34基存在する。タンク径、最高液面高さなどからスロッシング周期を計算し、その頻度分布を分析した。

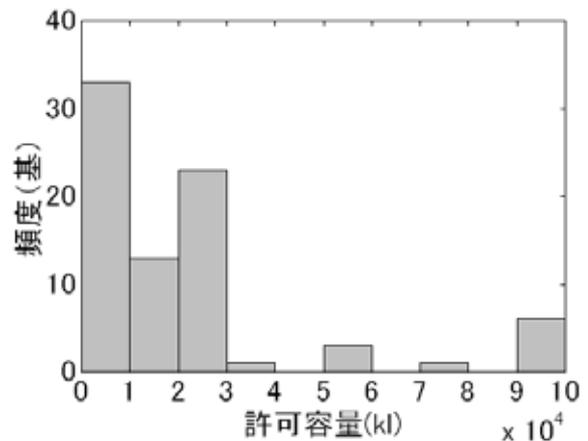


図-18 原油タンクの許容量の頻度分布

### (2) 長周期構造物の設計固有周期と地盤の卓越周期との関係

高層建物や免震建物の設計固有周期と深部地盤構造に基づく地盤の卓越周期との関係を整理しておくことは重要であると思われる。

図-19には高層建物について敷地地盤の卓越周期と構造性能評価シートに基づく設計用1次周期を水平2方向について関係づけて示したものである。これらの図中には、8月16日の地震における観測記録から求めた1次周期も\*印で示してある<sup>25)</sup>。

仙台市の60m以上の高層建物は仙台市中心部に多いため地盤の1次卓越周期（2～3秒）より短い設計用1次固有周期のものが多い。

同様に図-20には、免震建物における敷地地盤の卓越

周期とレベル1地震動に対する1次周期、およびレベル2地震動に対する1次周期との関係を水平2方向について示す。免震建物のレベル1地震動に対する設計用1次周期が2.5秒程度の建物が多く、仙台市中心部の地盤の卓越周期と一致しているものが少なくない。

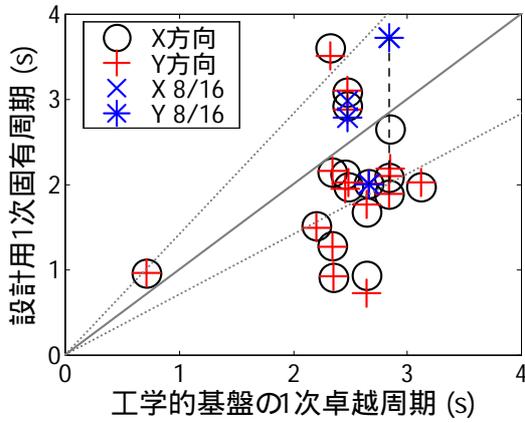


図-19 超高層建物の固有周期と工学的基盤の1次卓越周期

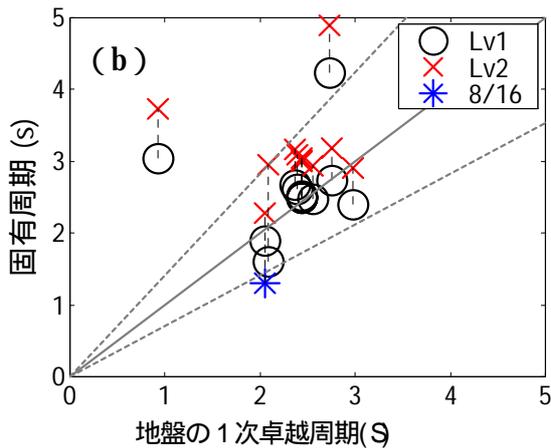
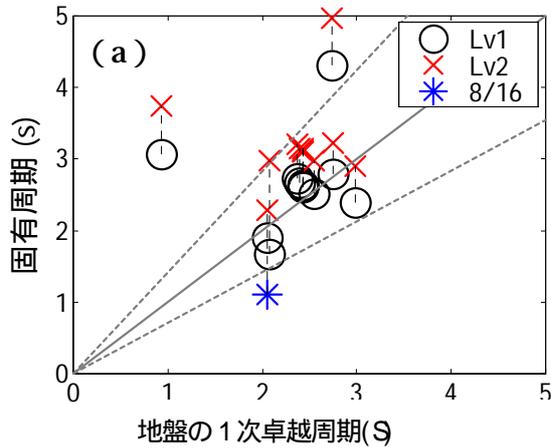


図-20 免震建物の固有周期と工学的基盤の1次卓越周期 (a)X方向 (b)Y方向

図-21には、原油タンクのスロッシングの1次周期と2次周期の頻度分布を示したものである。参考のため、図-22には仙台港付近と仙台駅前におけるS波の速度構造とS波の増幅特性を、図-23及び図-24には、宮城県

第3次被害想定調査による単独モデルと連動モデルに対する仙台港と仙台駅前で想定される地震動の速度応答スペクトル(1%と5%)を示してある。

図-21より、スロッシングの1次周期は5~7秒、2次周期に関しては2.5~4秒のものが多く、仙台港付近の地盤の1次卓越周期(1秒以下)よりは長いことがわかる。

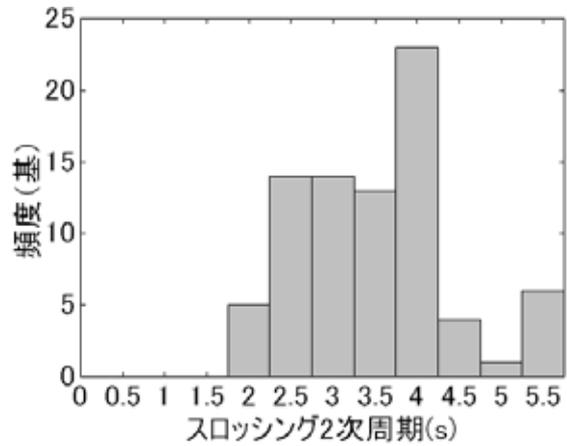
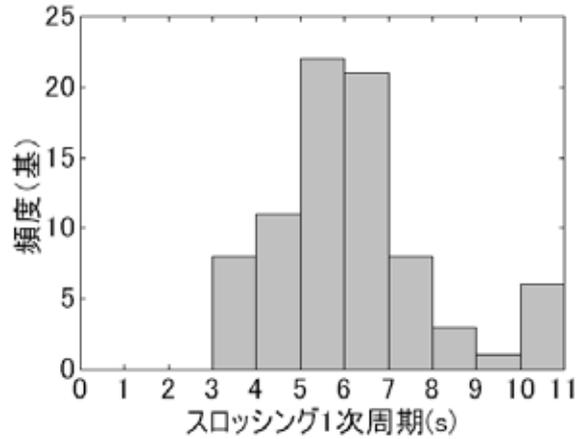


図-21 原油タンクの現況データに基づくスロッシング周期(1次&2次)の頻度分布

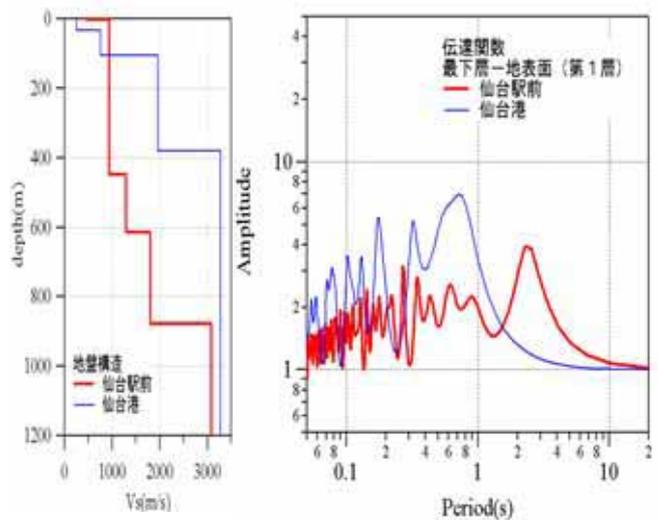


図-22 仙台港と仙台駅前のS波速度構造と増幅率

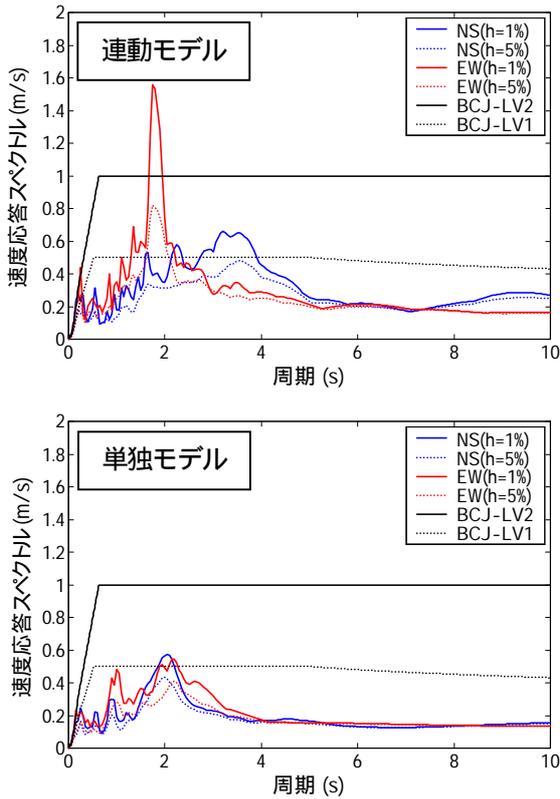


図-23 想定宮城県沖地震における仙台港における速度応答スペクトル

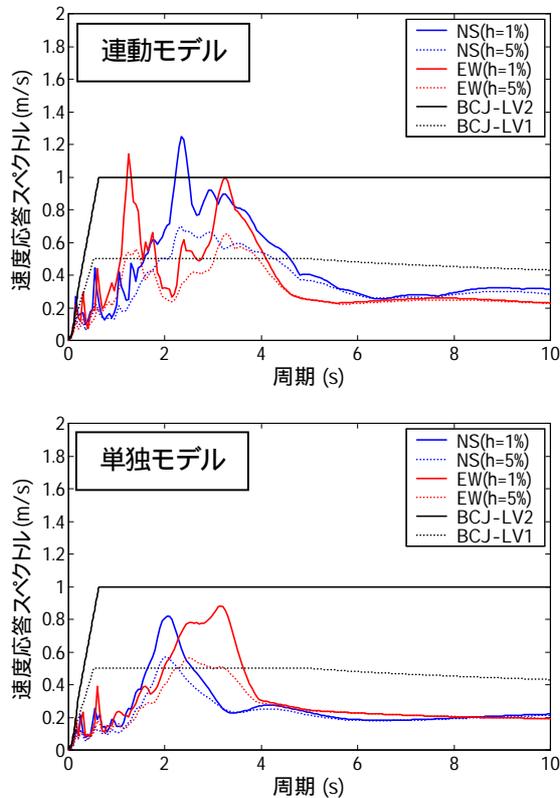


図-24 想定宮城県沖地震における仙台駅における速度応答スペクトル

### (3) 8月16日宮城県沖地震における長周期構造物の地震時挙動

ここでは、日本建築学会東北支部災害調査連絡会の活動として調査した8月16日宮城県沖地震における仙台地域の長周期構造物の地震時挙動について報告する。

表-4には、観測記録が得られている建物のうち、表-2のNo.1、No.14、No.17の高層ビル3棟と表-3の免震建物のうちNo.20、No.22、No.23の免震建物で得られた最下階と最上階における最大加速度を示す。

表-4 観測記録の最大加速度

建物番号	最下階最大加速度		最上階最大加速度		観測1次卓越周期	
	NS方向	EW方向	NS方向	EW方向	NS方向	EW方向
1	100	60	112	86	2.0	2.0
14	100	62	191	139	3.7	3.7
17	113	82	148	107	3.0	2.7
20	97	87	118	107		
22	192	211	92	71	1.1	1.3
23	220	274	82	117		

高層建物No.1、14、17及び免震建物No.22については、観測記録に基づく建物の1次卓越周期を表-4中に示している。

免震建物No.22の場合、図-20の\*印と対応する印からレベル1地震動の変形レベルまで、変形の増大とともに地盤の卓越周期に近づくことが分かる。

図-25には、仙台駅前の高層ビルの1階における観測記録の速度応答スペクトルを示す。この図より、8月16日の地震における入力地震動はレベル1地震動の速度応答スペクトル(0.5秒以上で50cm/s)よりもかなり小さく、一般建築構造物の損傷限界地震動の速度応答スペクトル(0.64秒以上で16cm/s)程度であることが分かる。

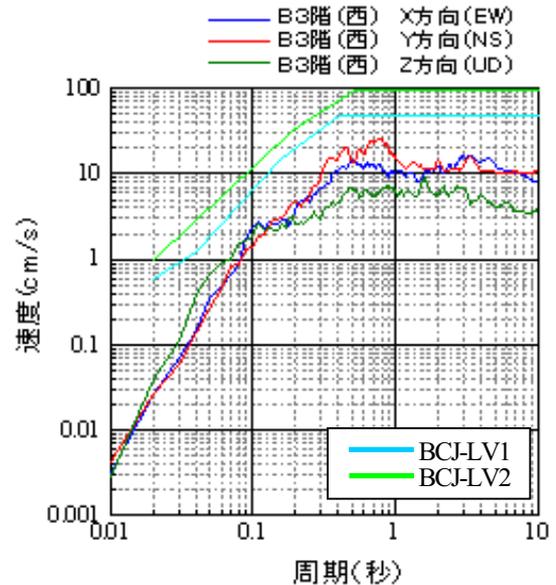


図-25 8月16日宮城県沖地震における入力地震動レベル(高層ビルNo.14の一階の観測記録の速度応答スペクトル)

## 6. まとめ

本報告は、近い将来極めて高い確率で発生が予測されている宮城県沖地震の襲来をうける100万都市仙台とその周辺領域における超高層建物や免振動建物などの長周期構造物の耐震対策・地震対策のための基礎資料として、まず、地域の地盤構造について概説し、3次元深部地盤構造に関する最新の情報について示した。特に、深部地盤構造モデルに基づく地盤の卓越周期の空間分布について示し、地域の地震観測網のデータによる検証を行なった。次に、この深部地盤構造を用いた2005年8月26日の宮城県沖地震(M7.2)の3次元波動伝播シミュレーション解析例を示すと共に、1978年6月12日の宮城県沖地震との地震動特性に関する比較検討を行った。最後に、長周期構造物として60m以上高層建物、免震建物、および原油タンクの現況データについてその固有周期と地盤の卓越周期との関係を想定される宮城県沖地震における地震動のスペクトル特性と共に整理した。

## 謝辞

本報告で示した仙台地域の深部地盤構造モデルは宮城県の平成14年度～平成16年度の行なった「仙台平野南部地下構造調査」に基づくものである。関係各位に感謝いたします。また、8月16日宮城県沖地震3次元波動伝播シミュレーション解析に用いた震源モデルに関するデータは東京大学地震研究所の瀧澤一起教授と研究員の呉長江氏からご提供頂きました。深く感謝いたします。長周期構造物の現況データの収集においては、(財)日本建築センターの舘野公一氏に協力いただいた。原油タンクの現況データは仙台市消防局に提供いただいた。ここに深く感謝いたします。本報告で示した想定宮城県沖地震に対する仙台港と仙台駅前の計算波形は第3次宮城県地震被害想定調査によるものであり、関係各位に感謝いたします。高層建物と免震建物の地震観測データに関する情報は日本建築学会東北支部の災害調査連絡会の活動として、東北大学工学研究科の栗田哲助教授を中心にまとめたものである。関係各位に感謝いたします。図の作成にはGMTを使用させていただきました。

本稿作成に当たり東北大学災害制御研究センターの眞鍋俊平研究員に多大なる協力をいただいた。ここに感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 例えば、奥津春生、大仙台圏の地盤・地下水、宝文堂、1973。
- 2) 源栄正人・戸越逸人・渡辺哲史、微動観測に基づく仙台地域の深部地盤構造推定と強震動予測、日本建築学会技術報告集、2001。
- 3) 宮城県、仙台平野南部地下構造調査報告書、平成17年3月

- 4) 地質調査所、重力図 3 山形地域重力図(ブーゲー異常)1,200,000、1991。
- 5) 宮城県、平成9年度地震調査交付金 長町 - 利府断層帯に関する調査業務(ボーリング調査)成果報告書、1998。
- 6) 宮城県、平成10年度地震基礎調査交付金 長町 - 利府新断層帯に関する調査業務、1999。
- 7) 宮城県厚生年金福祉セクター、(仮称)温泉掘削調査工事 地質柱状図、1993。
- 8) 防災科学技術研究所ホームページ、強震ネットワーク(K-NET)5箇所(MYG009,MYG012~015)、2002。
- 9) 国土交通省土地・水資源局国土調査課、全国地下水(深井戸)資料台帳 東北編(青森県・宮城県・山形県)、2001。
- 10) 宮城県、平成7年度地震調査研究交付金 長町 - 利府断層帯に関する調査業務(物理調査)成果報告書、1997。
- 11) 2)と同じ
- 12) 佐藤智美・川瀬 博・松島信一・杉村義広、アレー微動観測に基づく仙台市とその周辺地域での地下深部S波速度構造の推定、日本建築学会構造系論文集、1998。
- 13) 宮坂英志・戸越逸人・源栄正人・柴田明徳、微動観測に基づく仙台地域の深部地盤構造推定、第10回日本地震工学シンポジウム、1998。
- 14) 渡辺哲史・源栄正人、微動観測に基づく仙台地域の深部地盤構造推定、日本建築学会東北支部研究報告集、2001。
- 15) Toshimi Satoh, Hiroshi Kawase, Toshiaki Sato, Three-Dimensional Finite-Difference Waveform Modeling of Strong Motions Observed in the Sendai Basin, Japan, BSSA Vol.91 No.4, 812-825, 2001。
- 16) 宮城県、平成7年度 地震調査交付金 長町 - 利府断層帯に関する調査業務(地形・地質調査)成果報告書、1995。
- 17) 平野信一・松本秀明、仙台平野の沖積層中に記録された長町 - 利府線の活動を示唆する2,3の地形的証拠、地域開発に伴う環境変遷の地理学的研究、東北大学特定研究、65-71、1994。
- 18) 今泉俊文・佐藤比呂志・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司、都市圏活断層図「仙台」、国土地理院技術資料 D.1、333、1996。
- 19) 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫、仙台地域の地質、地域地質研究所研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所78-96、1986。
- 20) 大野 晋・源栄正人・佐藤 健・山本 優、小型強震計を用いた構造物耐震性評価のための仙台市高密度強震観測網の構築、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.1075-1076、2004。
- 21) 1978年宮城県沖地震による被害の総合的調査研究、1979。
- 22) Graves, R. W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1091-1106, 1996。
- 23) Changjiang Wu, Kazuki Koketsu, Complicated repeating earthquakes on the convergent plate boundary: Rupture processes of the 1978 and 2005 Miyagi-ken Oki earthquakes, submitted to GRL。
- 24) '78宮城県沖地震災害の教訓=実態と課題=、宮城県、1980。
- 25) 日本建築学会東北支部災害調査連絡会ホームページ、<http://www.disaster.archi.tohoku.ac.jp/Saigai/tohoku/renrakukai.htm> (掲載予定)

# 2004 年紀伊半島南東沖地震記録を用いた 想定東南海地震の強震動シミュレーション

鈴木亘<sup>1</sup>・岩田知孝<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 京都大学大学院博士後期課程学生 防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail: suzuki@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

<sup>2</sup> 京都大学教授 防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail: iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

2004 年紀伊半島南東沖地震の余震記録を経験的グリーン関数に用いて、濃尾地域について想定東南海地震の強震動シミュレーションを行った。波形合成に必要な要素地震の震源パラメタは前震の広帯域強震記録の再現により推定した。震源モデルには文部科学省・地震調査研究推進本部が想定東南海地震の強震動評価に仮定したものを基づくモデルと、そのモデルから破壊伝播速度、アスペリティでの応力降下量、破壊様式をそれぞれ変化させたモデルを考え、各震源モデルの変化に伴う予測波形の特徴の変化を調べた。応力降下量が増減すると予測波形の振幅と震度に大きく影響を及ぼすこと、ディレクティビティ効果も応力降下量同様に重要であることが確認された。

**Key Words** : *hypocetical Tonankai earthquake, empirical Green's function method, broadband strong motion simulation*

## 1. はじめに

2004 年 9 月 5 日、紀伊半島南東沖を震源として 19 時 7 分に M<sub>j</sub>7.1 の 23 時 57 分に M<sub>j</sub>7.4 の地震が発生した。それまで南海トラフ周辺での地震活動は低調であり、この紀伊半島南東沖地震のように東海地方から近畿地方にかけて広く強震記録が得られた地震はほとんどなかった。そのため発生域は東南海地震の想定震源域からやや離れてはいるが、この紀伊半島南東沖の地震活動で得られた強震記録は想定東南海地震の強震動評価のための経験的グリーン関数として現時点で最良な記録の一つである。

経験的グリーン関数法を用いてシナリオ地震の強震動予測をする際には、要素地震の面積や応力降下量などの震源パラメタを知っておく必要がある。岩田・三宅<sup>1)</sup>では琵琶湖西岸断層系を起震断層としたシナリオ地震の強震動シミュレーションに先立ち、要素地震の強震動生成領域<sup>2)</sup>の大きさ、ライズタイム、応力降下量を、経験的グリーン関数法を用いて推定している。我々は M<sub>j</sub>7.1 の紀伊半島南東沖地震前震の広帯域強震記録を、2004 年 9 月 8 日 M<sub>j</sub>5.5 の余震を要素地震として Irikura<sup>3)</sup>の経験的グリーン関数により再現し、その震源パラメタを推定した<sup>4,5)</sup>。要素地震の地震モーメントには F-net のモーメントテンソルインバージョンによる  $2.06E+17\text{Nm}$  (M<sub>w</sub>5.5) を用いた。前震の強震動生成領域は大きさ 30km×15km、ライズタイム 0.9 秒、応力降下量 8.4MPa と推定された。Irikura<sup>3)</sup>の手法では強震動生成領域の小断層への分割個数 (N<sub>x</sub>×N<sub>w</sub>)、時間方向の分割個数 (N<sub>t</sub>) 及び強震動生成領域における応力降下量の要素地震に

対する比 (C) は観測スペクトル比より求める<sup>2)</sup>。前震のパラメタと同時に、要素地震の震源パラメタは面積 28.1km<sup>2</sup>、ライズタイム 0.225 秒、応力降下量 3.4MPa と推定される。

我々はこの要素地震の強震記録を経験的グリーン関数に用いて想定東南海地震の広帯域強震動シミュレーションを行った<sup>4,6)</sup>。前震記録を経験的グリーン関数に使用しなかった理由は、前震の強震動生成領域の面積が、仮定する震源モデルのうち小さいアスペリティの大きさの 80%強であるため、グリーン関数の足し合わせ個数が少なく破壊伝播の効果を表現できないと考えられたからである。

本報告では想定東南海地震による濃尾地域での広帯域強震動シミュレーション結果について述べる。まず文部科学省・地震調査研究推進本部 (推本) による想定東南海地震の強震動評価<sup>7)</sup>のケース 2 に倣った震源モデルを用いた場合<sup>4,6)</sup>を考え、これを標準モデルとする。そして震源モデルパラメタの変化に伴う予測波形の特徴の変化を調べるため、標準モデルから破壊伝播速度を変化させた場合、応力降下量を変化させた場合、破壊様式を変化させた場合について検討を行う。いずれの場合も Irikura<sup>3)</sup>の経験的グリーン関数法に基づき広帯域強震波形を合成する。基にした推本の震源モデル<sup>7)</sup>はアスペリティと背景領域から構成されるが、本報告ではアスペリティ領域からの地震動のみを計算し、背景領域の寄与は考慮していない。

## 2. 標準モデル

本章では推本のケース 2 に倣った標準モデルを仮定した場合の強震動シミュレーション結果について述べる．推本のケース 2 の評価では，加速度震源スペクトルの短周期レベルが地震モーメントとの経験的關係<sup>9)</sup>のばらつき範囲内で大きい値をとる（経験式の 2 倍）としてアスペリティ面積を決定している．そのため経験式に従うケース 1 と比べてアスペリティ面積は半分で応力降下量は 2 倍となっている．

アスペリティのパラメタを表-1 に，配置を図-1 に示す．表中の  $S_a$  は面積， $M_0$  は地震モーメント， $\Delta\sigma$  は応力降下量， $Tr$  はライズタイムを表す．アスペリティは 3 つあり，志摩半島南のアスペリティ 2 が熊野灘のアスペリティ 1 及び渥美半島沖のアスペリティ 3 より大きい．破壊は潮岬沖より始まり，各アスペリティではその西端の一番浅い小断層（ ）から破壊速度 2.7km/s で円状に伝播する．アスペリティ間の破壊遅れは，破壊開始小断層間の距離を破壊伝播速度 2.7km/s で除して求めている．

表-1 標準モデルのアスペリティパラメタ

	Asp. 1	Asp. 2	Asp. 3
走向(度)	210	230	270
傾斜(度)	15	15	15
$S_a$ (km <sup>2</sup> )	702	1376	702
$M_0$ (Nm)	1.34E+20	3.75E+20	1.34E+20
$\Delta\sigma$ (MPa)	21.9	20.9	21.9
$Tr$ (s)	0.9	1.35	0.9
$N_x, N_w$	5	7	5
$N_t$	4	6	4
$C$	6.5	6.2	6.5

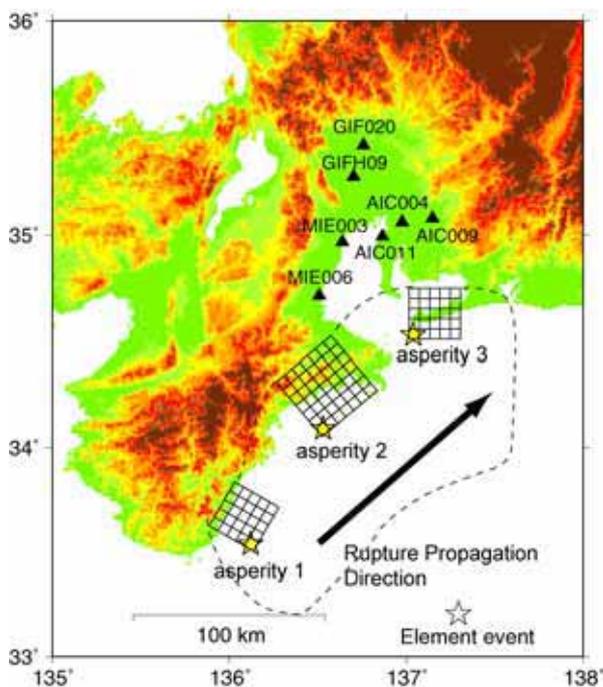


図-1 標準モデルのアスペリティ配置

経験的グリーン関数法による波形シミュレーションの下限周波数は，要素地震の S/N 比より決まる．要素地震記録の低周波側ノイズレベルを調べるため，対象とする濃尾地域の 7 観測点（図-1）での S 波到達後 50 秒間の記録について，前震記録とのスペクトル比により確認した．愛知，岐阜，三重の K-NET 観測点では低周波成分の精度の向上した K-NET02 型強震計により観測が行われており，0.1Hz 程度まで十分に S/N 比がよいことが分かった．KiK-net 観測点である GIF09 でも 0.1Hz まで精度があることが確認されたので，本報告での解析周波数は 0.1Hz から 20Hz とする．

要素地震の震源メカニズムは逆断層型ではあるが，各アスペリティの走向と傾斜角とは異なっている．しかしながら，本解析で予測する地震動はプレート境界から堆積盆地までの 3 次元構造により複雑な伝播経路をたどってくると考えられることや，高周波数ほどラディエーションパターンは等方的<sup>9)</sup>に向かうということから，メカニズムの違いによるラディエーションパターンの補正は行わなかった．減衰の補正は実体波の距離減衰についてのみ行っている．平均 S 波速度は 3.6km/s とした．この S 波速度で要素地震記録全体について波形計算をしており，予測波の P 波部分についての波形合成は厳密ではない．

図-1 に示す濃尾地域の 7 観測点で予測された加速度と速度波形の水平 2 成分を図-2 に示す．本研究では上下動も予測しており加速度 3 成分から震度を計算すると ME006（津）で震度 7，AIC004（名古屋），AIC009（豊田），AIC011（知多），ME003（四日市）で震度 6 強，GIF09（羽島）で震度 6 弱，GIF020（岐阜）で震度 5 強となった．GIF09 や ME003 などの点で速度記録に長周期の後続動が見られるが，要素地震の記録長が短いため，図に載せた長さの波形しか計算できなかった．図-3 に AIC009，図-4 に ME003 での 5%減衰の擬似速度応答スペクトルを示す．AIC009 では 1 秒より短周期の応答が大きく，ME003 では短周期だけでなく周期 3 秒と 5 秒付近の長周期での応答も大きいことが分かる．

## 3. 破壊速度を変化させた場合

本章では破壊伝播速度が標準モデルから +10% ( $V_r+$ モデル) と -10% ( $V_r-$ モデル) だけ変化した場合を検討する．アスペリティパラメタ及び配置は表-1 及び図-1 と同じである． $V_r+$ モデルの破壊伝播速度は 3.0km/s で  $V_r-$ モデルでは 2.4km/s である．図-5 に  $V_r+$ モデル，図-6 に  $V_r-$ モデルの予測波形を示す．

$V_r+$ モデルでの速度と加速度の最大振幅は標準モデルより大きくなっている観測点が多いが，震度は GIF020 では震度が 5 弱と標準モデルより小さくなったほかは標準モデルと変わらない． $V_r-$ モデルでは AIC004 と GIF020 の震度が標準モデルより小さくなった．しかし震度階級は変わらないものの計測震度が大きくなった観測点は半数以上あり，最大振幅の変化の様子も観測点ごとに異なる．

図-3 に示す AIC009 の周期 1 秒未満の擬似速度応答

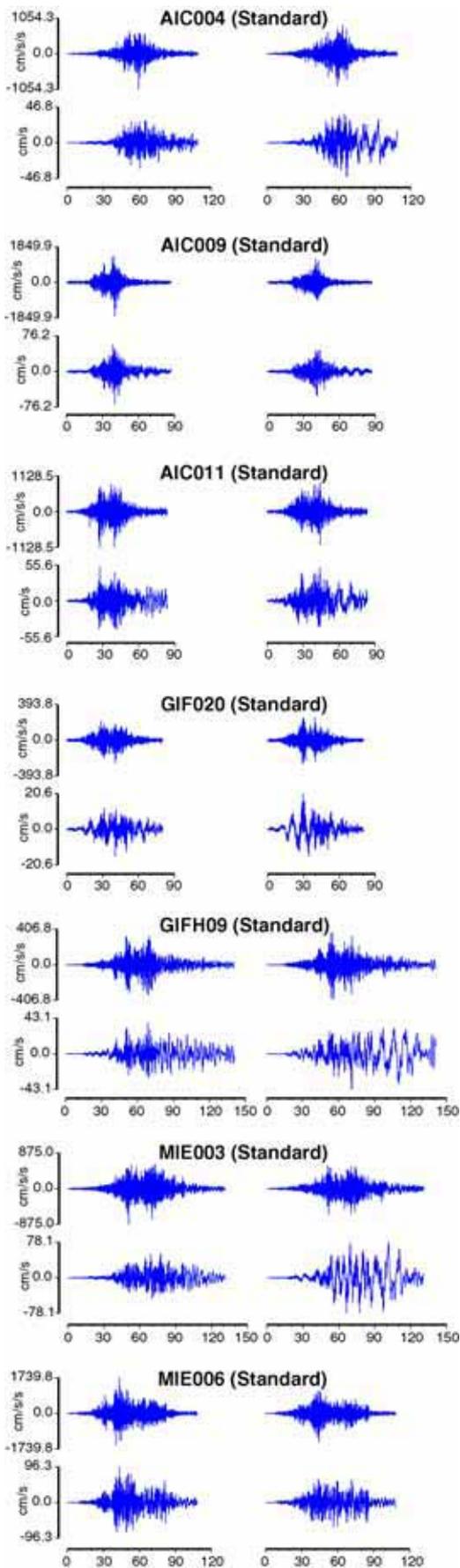


図-2 標準モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度，下段が速度，左  
列が東西成分，右列が南北成分である。

を標準モデルと比べると， $V_{r+}$ モデルでは大きくなり， $V_{r-}$ モデルでは小さくなっている．一方，図-4 の MIE003 を見ると， $V_{r+}$ モデルでは 5 秒から 6 秒の応答が大きくなっているものの 1 秒程度では標準モデルと同程度である．逆に  $V_{r-}$ モデルで 1 秒付近の応答値が大きくなっている．このように応答スペクトルで見ても，観測点ごとに破壊伝播速度の変化に伴う予測波形の変化が異なっていた．

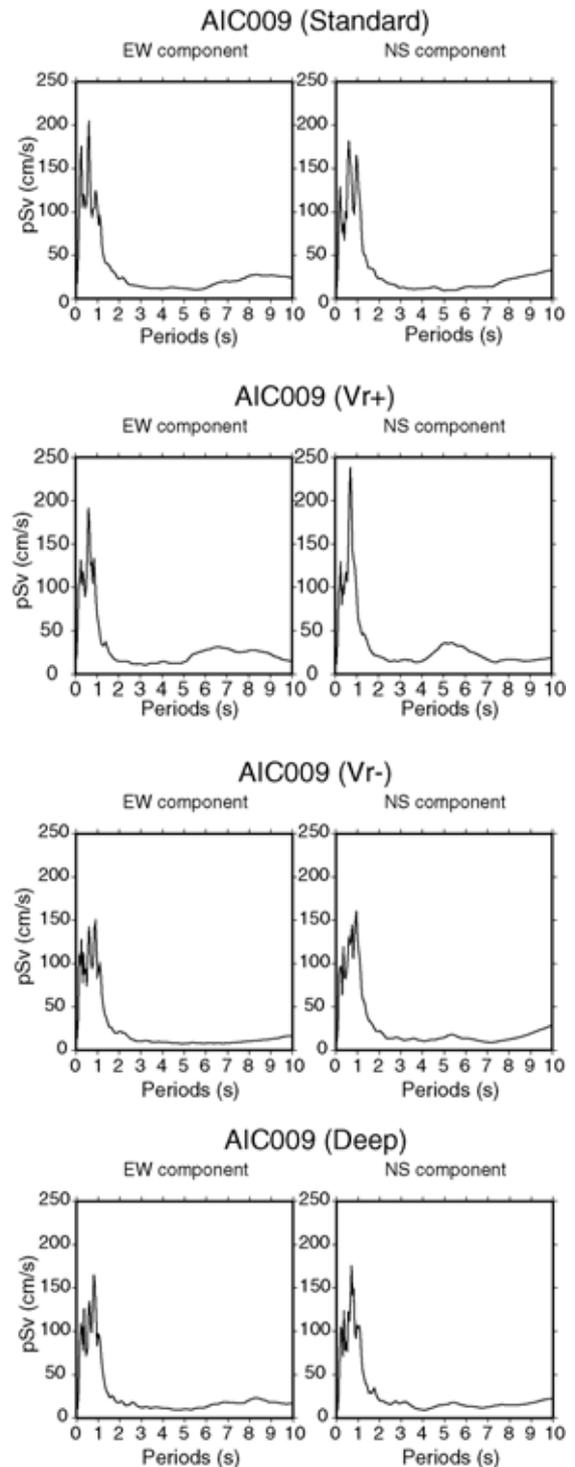


図-3 AIC009 での擬似速度応答スペクトル（5%減衰）  
上から標準モデル， $V_{r+}$ モデル， $V_{r-}$ モデル，Deep モ  
デルである。

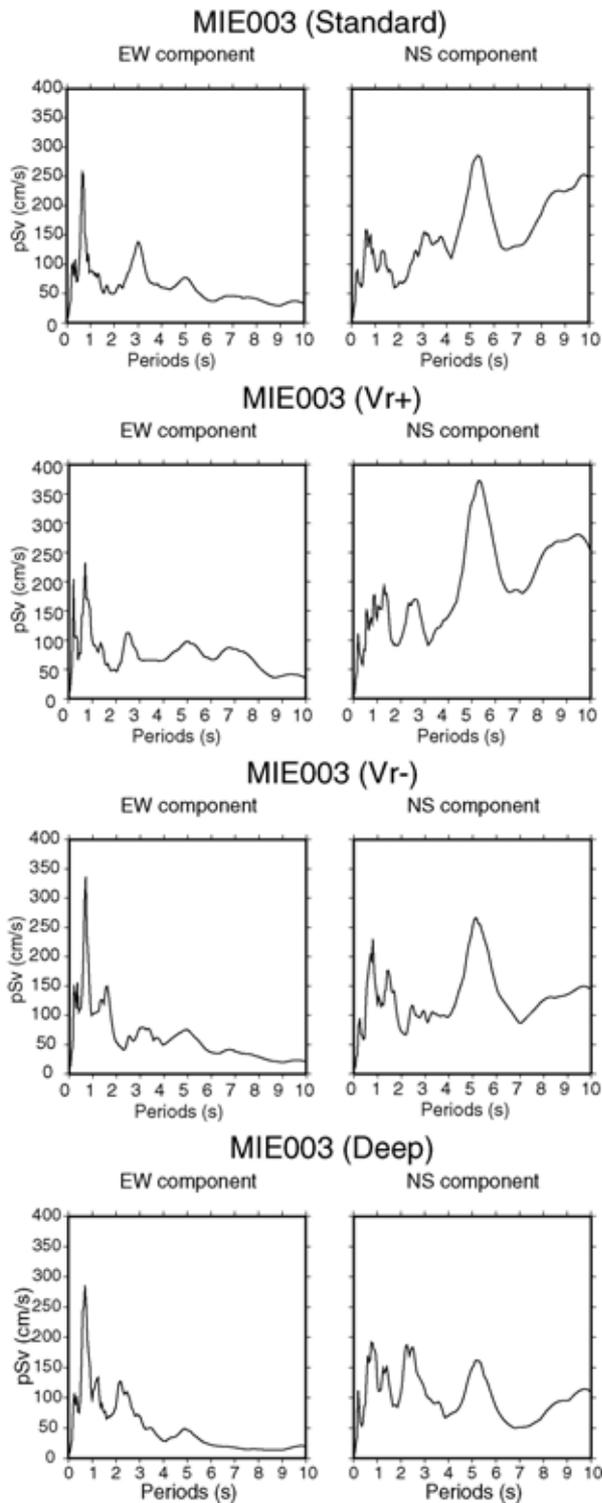


図-4 MIE009 での擬似速度応答スペクトル (5%減衰)  
上から標準モデル, Vr+モデル, Vr-モデル, Deep  
モデルである。

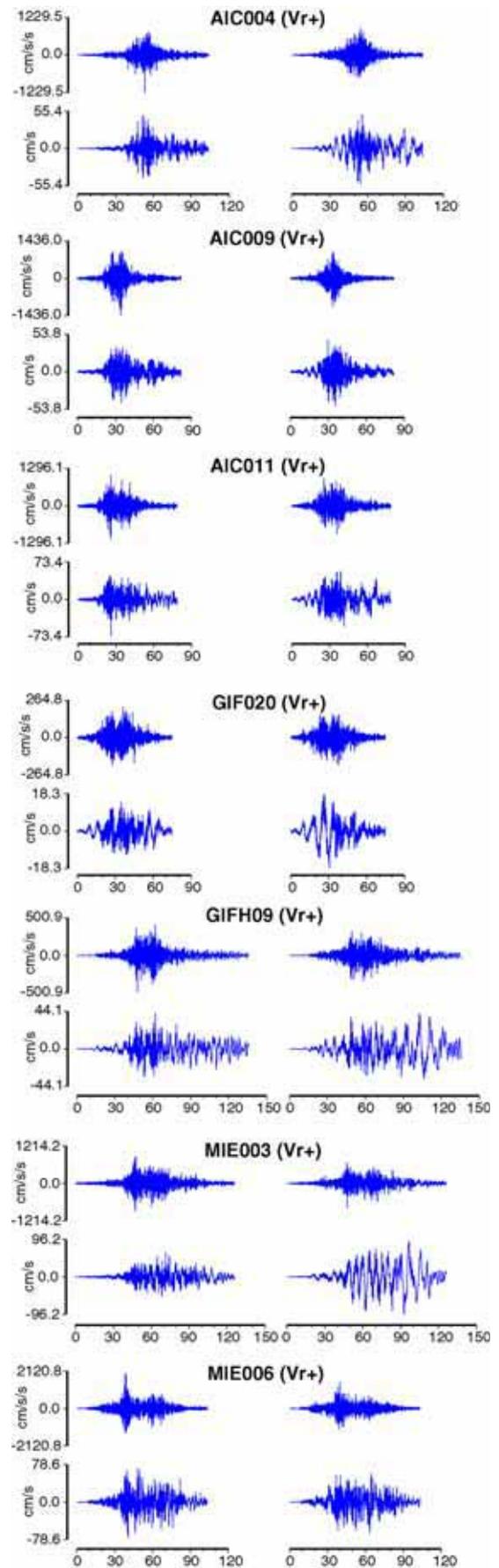


図-5 Vr+モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度, 下段が速度, 左  
列が東西成分, 右列が南北成分である。

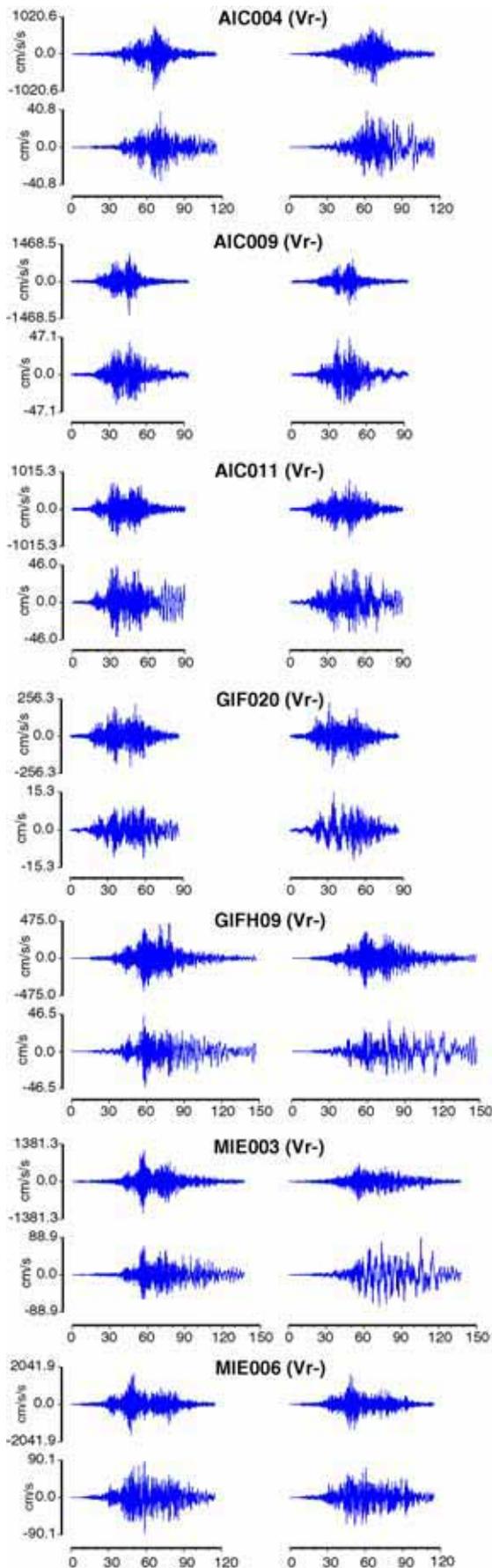


図-6 Vr-モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度，下段が速度，左  
列が東西成分，右列が南北成分である。

#### 4. 応力降下量を変化させた場合

本章ではアスペリティでの地震モーメントを保ったまま、応力降下量を変化させた場合の検討を行う。応力降下量を標準モデルの1.5倍としたモデルを $\Delta\sigma+$ モデル、1/1.5倍としたものを $\Delta\sigma-$ モデルと呼ぶ。Irikura<sup>3)</sup>の経験的グリーン関数法では、 $C \times N_x \times N_w \times N_t$ がターゲットとする地震の地震モーメントと要素地震のモーメントの比になっている。この比と破壊開始小断層の座標及びそのアスペリティ中の相対位置を保ち、応力降下量比 $C$ を標準モデルのちょうど1.5倍、もしくは1/1.5倍とすることで $\Delta\sigma+$ モデルと $\Delta\sigma-$ モデルを計算した。そのため $\Delta\sigma+$ モデルについてはアスペリティ面積が小さくなり、 $\Delta\sigma-$ モデルについては大きくなった。ただし $N_x$ 、 $N_w$ 、 $N_t$ は整数値をとるので、 $C \times N_x \times N_w \times N_t$ の値、即ち地震モーメントを標準モデルの場合とまったく同じにすることはできず、結果として最大10%近くの差が生じた。表-2と図-7、図-8に $\Delta\sigma+$ モデルについての、表-3、図-9、図-10に $\Delta\sigma-$ モデルについてのアスペリティパラメータ及び配置、予測波形をそれぞれ示す。2つのモデルとも各アスペリティの走向及び傾斜角は標準モデル(表-1)と同じである。

表-2  $\Delta\sigma+$ モデルのアスペリティパラメータ

	Asp. 1	Asp. 2	Asp. 3
Sa (km <sup>2</sup> )	449	1011	449
M <sub>0</sub> (Nm)	1.29E+20	3.45E+20	1.29E+20
$\Delta\sigma$ (MPa)	32.9	31.3	32.9
Tr (s)	0.9	1.13	0.9
N <sub>x</sub> , N <sub>w</sub>	4	6	4
N <sub>t</sub>	4	5	4
C	9.75	9.3	9.75

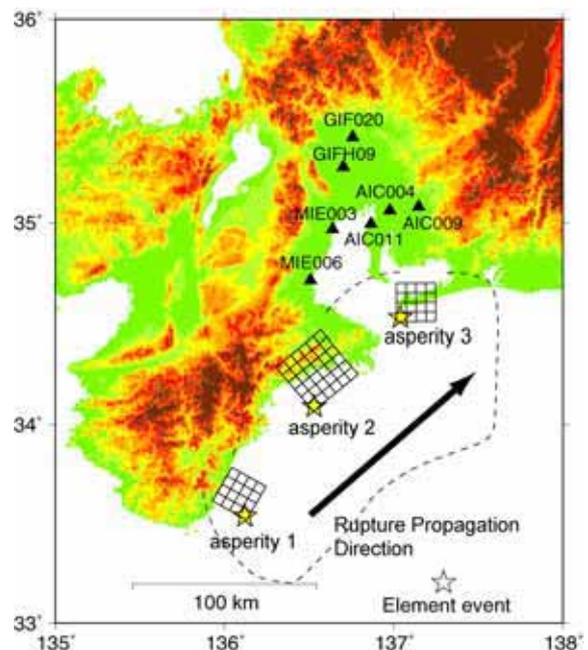


図-7  $\Delta\sigma+$ モデルのアスペリティ配置

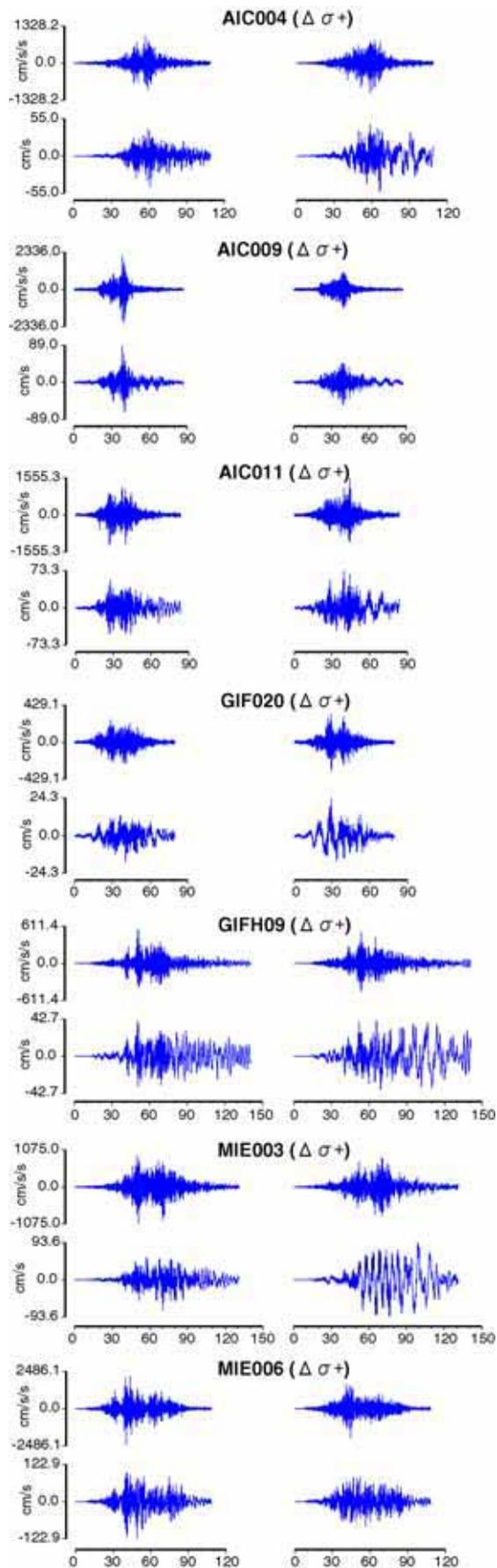


図-8  $\Delta\sigma+$ モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度，下段が速度，左  
列が東西成分，右列が南北成分である。

$\Delta\sigma+$ モデルでは全ての観測点で加速度の最大振幅  
値が大きくなり，震度はAIC009, AIC011, MIE006で  
震度7, AIC004, MIE003で震度6強, GIFH09で震度  
6弱, GIF020で震度5強となった。GIFH09では速度  
振幅の最大値は標準モデルと同程度となったが，そ  
他の観測点では加速度同様に振幅が増加した。

$\Delta\sigma-$ モデルでは予測波形の加速度及び速度振幅は  
全ての観測点で小さくなり，震度もMIE006が6強へ，  
AIC004, MIE003が6弱へ，GIFH09が5強へ，GIF020  
が5弱へと標準モデルのときよりも小さくなった。

表-3  $\Delta\sigma-$ モデルのアスペリティパラメタ

	Asp. 1	Asp. 2	Asp. 3
Sa (km <sup>2</sup> )	843	1798	843
M <sub>0</sub> (Nm)	1.34E+20	3.81E+20	1.34E+20
$\Delta\sigma$ (MPa)	14.6	13.9	14.6
Tr (s)	1.13	1.58	1.13
Nx	6	8	6
Nw	5	8	5
Nt	5	7	5
C	4.33	4.13	4.33

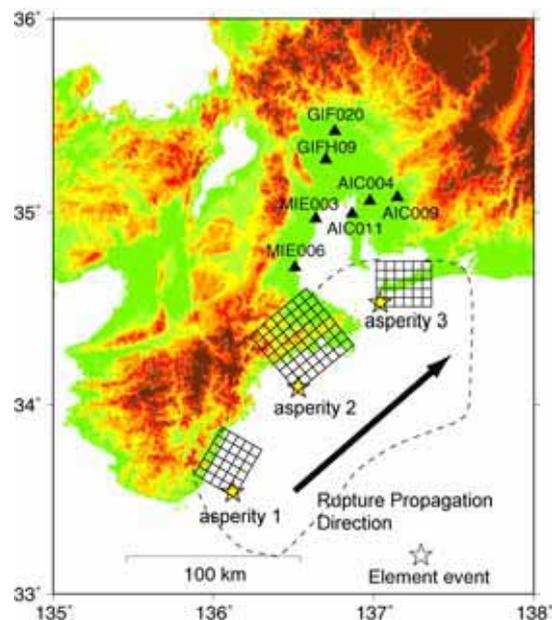


図-9  $\Delta\sigma-$ モデルのアスペリティ配置

## 5. 破壊様式を変化させた場合

標準モデルでは各アスペリティの破壊が西側の最  
も浅い小断層から始まっているが，本章では西側の  
最も深い小断層(図-11の )より始まった場合の検  
討を行う。このモデルをDeepモデルと呼ぶ。標準モ  
デルと同様に各アスペリティの破壊遅れは，破壊開  
始小断層間の距離と破壊伝播速度 2.7km/s から決定  
する。各アスペリティのパラメタは表-1の標準モデ  
と同じである。

図-12に予測波形を示す。今まで検討してきたモデ  
ルでは各アスペリティ，特にアスペリティ2の破壊

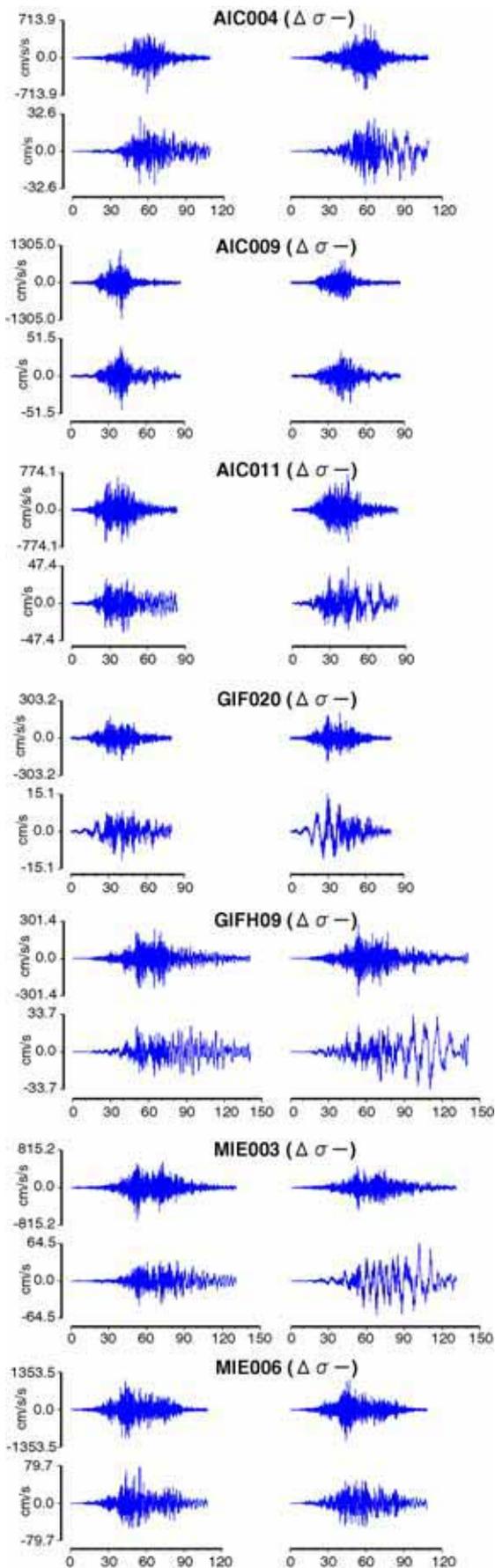


図-10  $\Delta\sigma$ -モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度，下段が速度，左列  
が東西成分，右列が南北成分である。

方向が濃尾地域へ向いていたため、予測波形は強い  
フォワードディレクティビティの効果を受けていた。  
Deep モデルでは各アスペリティは主として陸から海  
側へと破壊するので、この効果が弱くなり予測波形  
の振幅は小さくなっている。AIC004 と GIF020 で震度  
が標準モデルより小さくなった。またこれまで幾つ  
かの観測点 (GIFH09 や MIE003) で見られた長周期の  
震動が小さく目立たなくなった。これは濃尾地域の  
観測点が破壊伝播の逆方向に位置するため、地震波  
の位相がこれまでのようにそろわず、ランダムに足  
し合わされたためと考えられる。図-4 の MIE003 での  
応答スペクトルからもそれを確認できる。

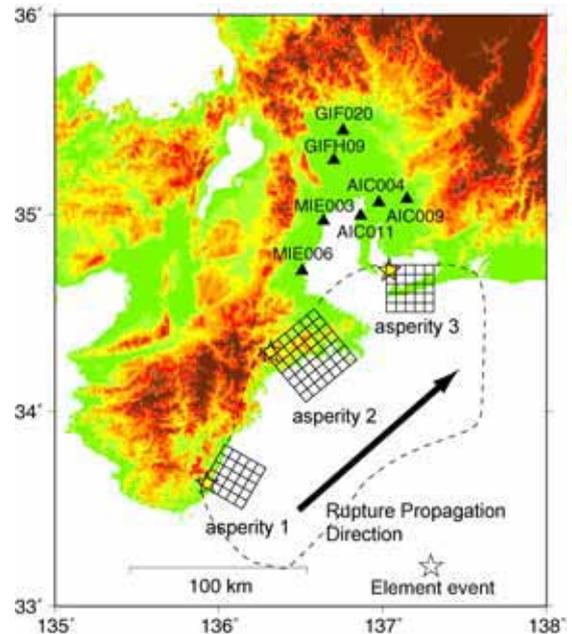


図-11 Deep モデルのアスペリティ配置

## 6. まとめ

2004 年紀伊半島南東沖地震の余震記録を経験的グ  
リーン関数に用い、濃尾地域における想定南海地  
震の強震動シミュレーションを行った。推本による  
強震動評価に倣った震源モデルを仮定したところ、  
濃尾地域で震度 7 から 5 強にかけての強い揺れが予  
測された。またこの震源モデルを標準モデルとし、  
震源パラメタが変化したときの波形の変化について  
考察した。

### 1) 破壊伝播速度が変化した場合

破壊伝播速度の変化に伴う加速度，速度の最大振  
幅値や震度の変化は、観測点ごとに異なっていた。  
応答スペクトルの特徴の変化も観測点ごとに異なり、  
破壊伝播速度が大きければ大きくなるといった系統  
的な傾向は見られなかった。波形を詳細に見ると、  
最大振幅値をとる時刻はモデルによって様々であつた。  
これは小地震の位相がランダムに重なり合った  
ため、最大値は震源パラメタの設定と相関が見ら  
れない結果となった。また図-4 の全ケースの EW 成分

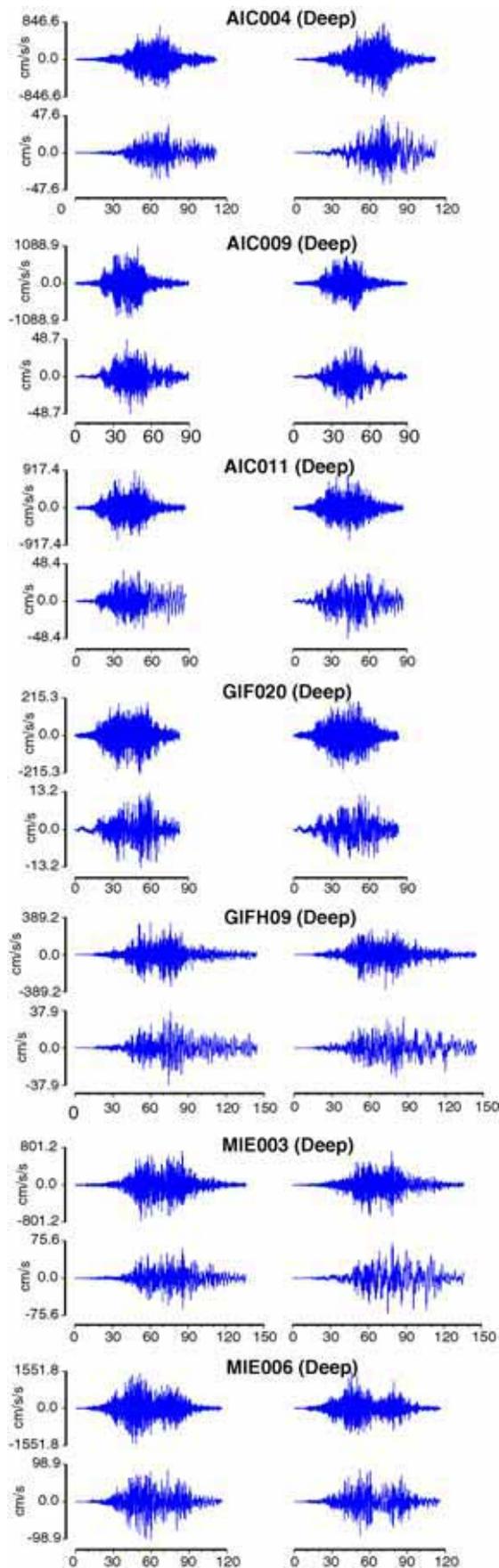


図-12 Deep モデルによる予測波形  
各観測点について上段が加速度，下段が速度，左列  
が東西成分，右列が南北成分である。

の周期 0.7 秒に見られるような応答スペクトルの大きなピークは，もともとその周期成分が要素地震に含まれていることによることを確認している．同じ地震記録を重ね合わせるために，要素地震記録の特徴が合成波形に大きく影響することにも注意する必要があるだろう．

## 2) 応力降下量が変化した場合

与える応力降下量が大きいと，最大振幅値や震度は大きくなる．過去の研究で示されてきたとおり，アスペリティでの応力降下量は広帯域強震動の性質を決める重要なパラメタである．

## 3) 破壊様式が変化した場合

各アスペリティの深い小断層から破壊が始まると，対象とする濃尾地域に向かうフォワードディレクティビティの効果が小さくなり，震度及び最大振幅は小さくなった．

謝辞:(独)防災科学技術研究所の K-NET 及び KiK-net の強震記録を使用しました．記して感謝いたします．

## 参考文献

- 1) 岩田知孝・三宅弘恵：強震動予測レシビに基づくシナリオ地震による強震動シミュレーション - 琵琶湖西岸断層系北部を起震断層として - ，自然災害科学，Vol. 23, No. 2, pp. 259-271, 2004.
- 2) Miyake, H. et al. : Source characterization for broadband ground motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 93, No. 6, pp. 2531-2545, 2003.
- 3) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156, 1986.
- 4) Suzuki, W. et al. : Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, Vol. 57, No. 4, pp. 345-350, 2005.
- 5) 鈴木巨・岩田知孝：経験的グリーン関数法を用いた 2004 年伊半島南東沖地震前震の震源モデル，月刊地球号外，2006.
- 6) 鈴木巨・岩田知孝：経験的グリーン関数法を用いた想定東南海地震の強震動予測，月刊地球号外，2006.
- 7) 地震調査研究推進本部：南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)，<http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/01b/index.htm> 2001.
- 8) 壇一男・他：断層の非一様破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，日本建築学会構造系論文集，vol. 545, pp. 51-62, 2001.
- 9) Satoh, T. : Empirical frequency-dependent radiation pattern of the 1998 Miyagi-ken-Nanbu earthquake in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 92, No. 3, pp. 1032-1039, 2002.

## 4 . 地震動部会報告 3 [ 提供波に関する検討報告 ]

海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール

- 不均質震源モデルと南海地震への適用 -

関口春子, 吉見雅行, 吉田邦一, 堀川晴央

2004 年紀伊半島南東沖地震記録を用いた想定東南海地震の強震動シミュレーション

鈴木 亘・岩田知孝

想定東海地震の関東平野における広帯域地震動予測

土方勝一郎, 植竹富一, 金谷淳二, 真下貢, 早川崇, 渡辺基史, 佐藤俊明

破壊伝播速度が東南海・南海地震の強震動予測結果に与える影響

川辺秀憲, 釜江克宏

東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例

- 面的ばらつきに関する検討 -

鶴来雅人, 香川敬生, 趙 伯明

愛知県設計用入力地震動研究協議会による想定新東海地震に対する強震動予測

佐藤俊明, 藤川智, 渡辺基史, 久保哲夫, 福和伸夫

1923 年関東地震の広帯域強震動評価：再現波に向けたモデル化の現状

瀧澤一起, 三宅弘恵, 小林励司, 田中康久, 池上泰史

# 海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のための マルチスケール不均質モデルと南海地震への適用

関口 春子<sup>1</sup>・吉見 雅行<sup>2</sup>・吉田 邦一<sup>3</sup>・堀川 晴央<sup>4</sup>

<sup>1</sup>産業技術総合研究所 活断層研究センター（〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央第7）  
haruko.sekiguchi@aist.go.jp

<sup>2</sup>産業技術総合研究所 活断層研究センター（〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央第7）  
yoshimi.m@aist.go.jp

<sup>3</sup>産業技術総合研究所 活断層研究センター（〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央第7）  
yoshida-ku@aist.go.jp

<sup>4</sup>産業技術総合研究所 活断層研究センター（〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1中央第7）  
h.horikawa@aist.go.jp

産業技術総合研究所・活断層研究センターでは、地震動予測手法高度化の研究プロジェクトを実施しており、阪神地域をモデル地域として実践的な地震動予測を行ってきた。この一環として行った想定南海地震の阪神地域における地震動予測結果を、巨大地震災害への対応特別委員会へ提供している。本報告では、想定南海地震の予測波の作成方針と仕様を説明し、地震動部会の要請による予測地震動のばらつきの数値実験結果を示す。予測計算手法に関しては、特に、広帯域で<sup>2</sup>則に従う海溝型地震の震源のモデル化手法とその地震動予測結果への影響について述べる。

## 1. はじめに

海溝型巨大地震の地震動予測を目的として、文部科学省の地震調査推進本部や内閣府中央防災会議により、不均質震源モデルが提案されている。これらの震源モデルでは、断層内の不均質構造は比較的少数のアスペリティによって表現されている。海溝型巨大地震のアスペリティの設定に際しては、過去の地震の震源断層の推定すべり量分布・バックスリップ分布・想定震源域のプレート形状など、地質学・測地学・地震学的知見が参照されている。そのようにして決められたアスペリティのサイズは数十～100 kmにもなる。

これら不均質震源モデルでは、各アスペリティと背景領域の応力降下量、すべり量、破壊伝播速度は一定値とされる。このような震源を十分細密な点震源で表現し、理論的な波形計算法で地震動計算を行うと、震源モデルの不均質性に影響される周期帯は、アスペリティのサイズと破壊伝播特性に規定されるパルスの周期帯（パルス幅に起因）に限定され、その周期帯以下の成分が強くフィルターアウトされる。数十～100 km程度のアスペリティに規定されるパルスの幅は10～30秒であるため、このような震源モデルをそのまま用いて海溝型巨大地震の地

震動予測を行うと、一般建物に影響の大きい0.1秒～数秒の地震動から、巨大地震で特に問題となり長大構造物に影響を与える数～10秒程度の長周期地震動まで、地震防災上重要な周期成分が過小評価されるおそれがある。

## 2. マルチスケール不均質震源モデル

我々は、地震調査推進本部や中央防災会議が提案しているような、アスペリティと背景領域からなる海溝型震源モデルに、更にアスペリティサイズ以下のスケールの不均質を導入することにより、広帯域で<sup>2</sup>則に従う震源モデルへの改良方法を考案している<sup>1,2</sup>。広帯域で<sup>2</sup>則に従う震源モデルの作成手法としては、すべり量分布と破壊時刻の揺らぎに $k^2$ モデルを適用した手法<sup>3</sup>がある。本章では、想定南海地震を対象とした震源モデルの改良手順を示す。

基となる震源モデルは中央防災会議の想定南海地震の震源モデル<sup>4</sup>（中防モデル）とする。中防モデルの断層面は約10 km四方の小断層から構成されているが、これをフィリピン海プレート上面に細密に配した点震源の集合として再構成し、すべり分布と破壊時刻の初期分布

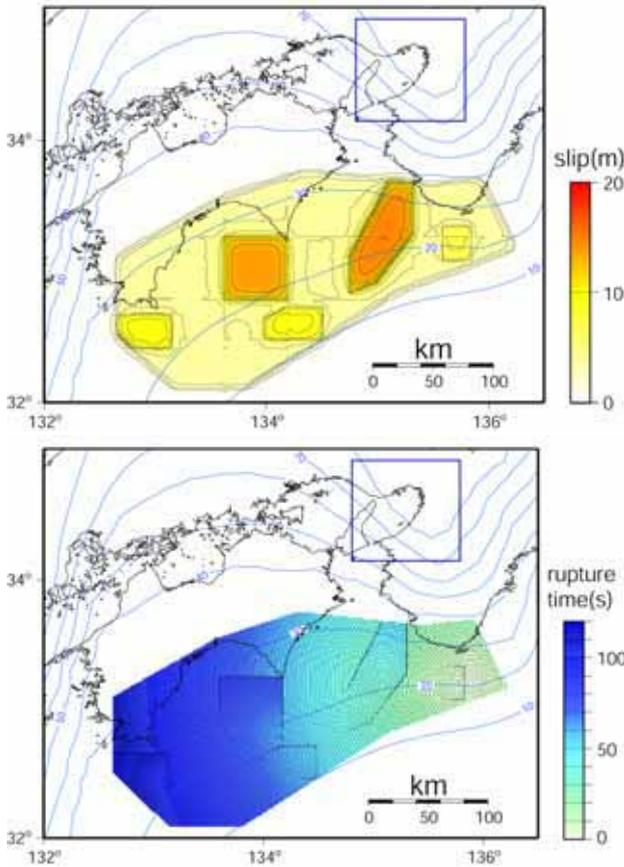


図-1 中央防災会議<sup>4)</sup>の想定南海地震の震源モデルをなぞらえて作った、上) すべり分布と、下) 破壊時刻の分布。地図範囲が差分法による計算の計算領域、大阪湾を含む小枠内が本研究の対象領域である。計算領域全体に広がるコンターは本研究で用いた3次元地殻構造モデルのフィリピン海プレート上面の等深線である。

(図-1)を作成した。この際、断層の破壊域とアスペリティの地表投影、および、各アスペリティのモーメントをほぼ一致させた。断層面を表現する点震源の間隔は、離散化の粗さに起因する波の励起が計算対象の周期帯で無視できるよう水平方向に1.5kmとした。

この初期分布では、各アスペリティ、背景領域のそれぞれで、すべり量や応力降下量は一定である。また、破壊伝播は、背景領域と各アスペリティに配置された破壊開始点から各々等速で円形に広がるものと仮定されている。ただし、各アスペリティの破壊は、背景領域での破壊が当該アスペリティの破壊開始点に達したときに順次開始される。前述のように、このようなアスペリティサイズ以下の不均質構造を有しない震源モデルの作る震源スペクトルは、アスペリティサイズに起因する卓越周波数より高い周波数帯で、自然地震の震源スペクトルに広く見られる<sup>2)</sup>則から大きく外れる部分が生じる。

このすべり量と破壊時刻の初期分布に、以下の手順により不均質を付加し、<sup>2)</sup>則に従う震源モデルを作成する。

まず、すべり量分布に不均質を付加する。1) 断層

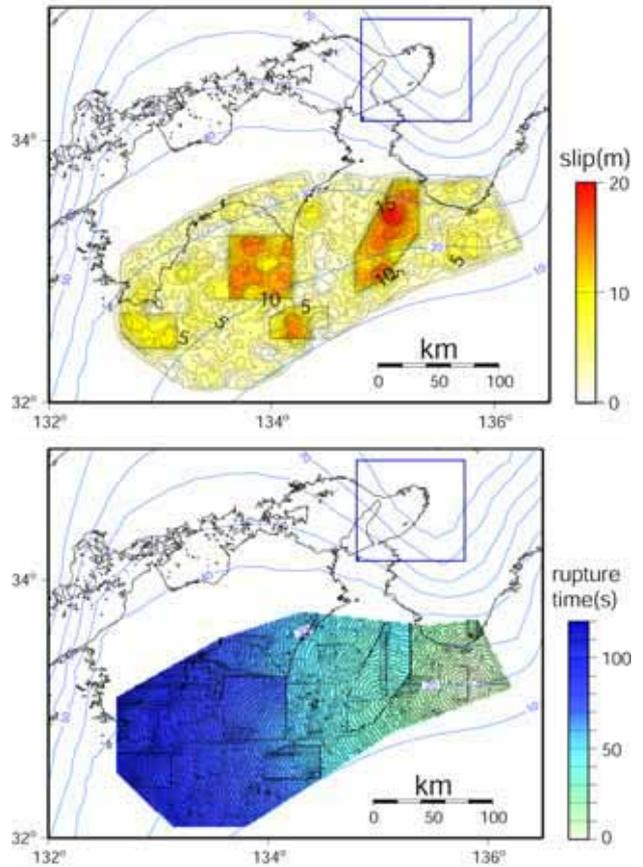


図-2 中央防災会議<sup>4)</sup>の想定南海地震の震源モデルにマルチスケールの不均質を載せた震源モデルの、上) 断層面上のすべり量の分布、および、下) 断層面上の破壊時刻の分布。乱数の異なる20個のモデルのうち、大阪から見た震源時間関数のピークが最大になるモデル。

面上に、最小のアスペリティより一回り小さいパッチをランダムに配置する。パッチの数は、パッチの総面積がアスペリティの総面積とほぼ等しくなるよう決める。

2) 各パッチ内のすべり量を断層面全体の平均すべり量の半分の値だけプラスあるいはマイナスに変化させる。この際、平均すべり量が変化しないよう、すべり量をプラスに変化させるパッチとマイナスに変化させるパッチを同数にする。この2つの操作を、パッチサイズを徐々に小さくして繰り返す。nサイクル目のパッチサイズはn-1サイクル目の $a^2$ 倍とする。また、すべり量の変動量は $a^1$ 倍とする。この一連の操作により、マルチスケールの不均質をすべり量に付加する。なお、aは、1.5とした。

最後に、すべり量分布の波数スペクトルが、過去の地震のすべり分布から抽出された経験的な波数スペクトルの高波数での落ちの形状<sup>1,75,5)</sup>を持つよう調整する。

次に、破壊伝播に不均質を載せる。まず、破壊時刻分布の初期モデルから断層面上の各点の破壊伝播速度ベクトルを計算する。次に、すべり量分布に不均質を付加したときと同じパッチ群を使って破壊伝播速度ベクトルの大きさに揺らぎを与える。ここでは、各パッチに与える変動量は一定とする。初期モデルの破壊時刻分布と、

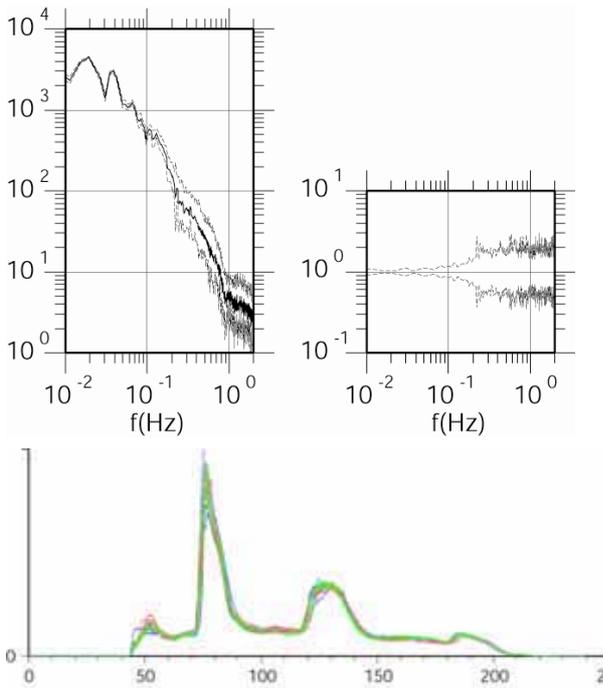


図-3 乱数の異なる20個の不均質震源モデルの震源時間関数(下)と、その変位スペクトルの平均値と分散(上)。右上方の図は、平均値に対する個々の震源時間関数スペクトルの比の分散。

揺らぎを含んだ破壊伝播速度ベクトル分布を使って、破壊の伝播に沿って新たに破壊時刻を決める。この方法は、破壊時刻にローカルに大きな揺らぎがあっても、破壊時刻の逆転などの不都合が起こらない利点を有す。

このようにして作成した不均質なすべり分布と破壊時刻分布(図-2)、および、すべり時間関数から、幾何減衰のみを考慮して1大阪平野から見た震源全体の震源時間関数  $z$  を求め、震源スペクトルが<sup>2</sup>則とおおよそ整合することを確認した。なお、すべり時間関数には、断層動力学に基づいた近似式<sup>6)</sup>を用いた。

断層面が点震源の集合で表現されているため、差分計算で各点震源に与える震源時間関数は、すべり速度時間関数にマイクロな破壊伝播による効果を考慮したものにすべきである。しかし、ここで設定した点震源間隔は約1.5 km、破壊伝播速度は約2.7 km/sであることから、 $v_p/dx$  の  $2.7/1.5 = 1.8$  Hz程度以下の周波数範囲に対しては、点震源領域内の破壊伝播効果の補正を省略してもほとんど影響が無いと考えられるため、これを行っていない。

震源の不均質化には乱数を用いている。20通りの乱数を使って上記の方法ですべりと破壊時刻の分布モデルを作成し、乱数によるばらつきの影響を見積もった。

1大阪平野から見た震源全体の震源時間関数  $z$  のフーリエスペクトルを比較したところ(図-3)。フーリエスペクトル形状はモデルによってばらつくが、およそ<sup>2</sup>程度になっている。ばらつきは、任意に分布させたマルチ

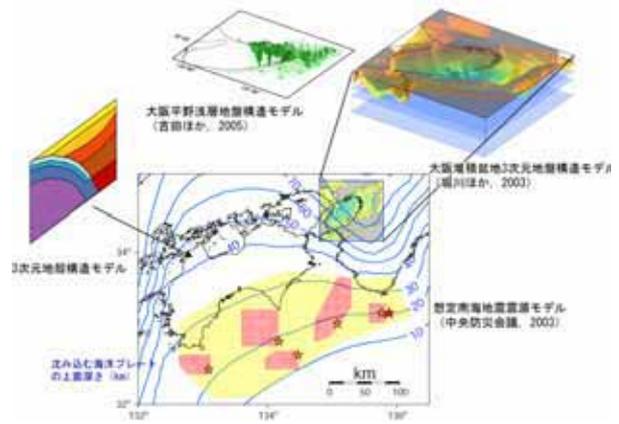


図-4 想定南海地震の地震動を計算するための地下構造モデルの概要。

スケールの不均質に対応する約0.2 Hz以上の周波数帯で大きく、平均スペクトルに対するスペクトル比で半分から1倍ほどの間で変動している。

### 3. 地震動計算方法

地震動の計算は、工学基盤面を地表とする地震動を低周波数成分と高周波数成分に分け、低周波数成分 (<0.3667 Hz) は3次元差分法、高周波成分は統計的グリーン関数法で行い、これらを足し合わせてから浅層地盤の応答を付加する、というハイブリッド法を採用している。

#### (1) 工学基盤面での低周波数成分の計算

工学基盤面までの低周波数成分については3次元構造を考慮して理論的に3次元差分法で計算する。ここでは、不等間隔格子、4次精度3次元差分法コード<sup>7)</sup>を用いる。

計算領域は北緯32~35度、東経132~136.5度、深さ0~100 kmの範囲である(図-1, 2)。大阪湾積盆地はこの領域の北東部に位置し、南海地震の震源断層は南半分に広がる。

速度構造(図-4)は、地震基盤以深の3次元地殻構造モデルの中に、大阪湾積盆地3次元地盤構造モデル<sup>8)</sup>の大阪湾周辺域部分をはめ込んだものを設定した。地殻構造モデルは古村<sup>9)</sup>で使われた深部構造モデルをもとに構築した。また、大阪湾積盆地のうちS波速度0.55 km/s未満の層は0.55 km/sの層に置き換えた。最小S波速度は、大阪湾積盆地では0.55 km/s、それ以外では3.1 km/sである。

この領域を、差分計算の有効周波数帯域の上限が0.3667 Hzとなるよう格子分割した。大阪湾積盆地内の計算格子幅は水平方向0.3 km、鉛直方向0.1 kmである。

#### (2) 工学基盤面での高周波数成分の計算

高周波数成分の計算には、統計的グリーン関数法を採用する。断面を一辺10 km程度の小断層に分割し、各小断層に対応する規模の小地震波形を統計的グリーン関数法で計算し、これらの小地震波形を大地震と小地震の相似則を満たすように重ね合わせる。

小地震波形の計算にあたっては、<sup>2</sup>則を満たす震源スペクトル、周波数依存の放射特性、内部減衰、幾何減衰（地震基盤まで）、多重反射（地震基盤から工学基盤まで）および、大阪盆地内のポアホールの地震観測記録に基づいて経験的に得られた高周波数成分の経時特性<sup>10)</sup>を考慮した。計算には、大西・堀家<sup>11)</sup>による統計的グリーン関数法を変更したものをを用いる。大西・堀家<sup>11)</sup>は、Booreの方法<sup>12)</sup>による小地震の高周波波形の生成法を拡張し、水平成層構造内の波線を計算して、放射特性、幾何減衰、波線に沿った減衰および増幅を考慮している。この拡張により、P波、S波、およびそれぞれの3成分波形を得ることができる。

前章で説明した震源モデルの不均質性を反映させるため、すべり量と応力降下量については小断層内の平均値をとり、破壊時刻については小断層の重心に最も近いグリッド点の破壊時刻をとり、要素震源時間関数は各小断層ごとに作成する。

### (3) 浅層地盤応答

浅層地盤応答は、我々の地震動予測研究プロジェクトで作成した浅層地盤（沖積層～段丘層）構造モデル<sup>13), 14)</sup>を用いて、等価線形法（DYNEQ<sup>15)</sup>）により計算する。この浅層構造モデルは、大阪平野の約3万本のポーリングデータ（関西圏地盤情報データベース）をもとに作成されたもので、沖積層部分のS波速度は、実測データに基づく土質・有効土被り圧・N値との経験式により設定されている。

なお、等価線形化解析では、地盤の非線形性を表すひずみ剛性率モデルにはHardin-Dmievichモデル<sup>16)</sup>を採用した。基準せん断ひずみ $\gamma_c$  ( $G/G_{max} = 0.5$ でのせん断ひずみ $\gamma$ )、 $G$ 、 $G_{max}$ は剛性率と微小変形時の剛性率)と最大減衰定数 $h_{max}$ は、大阪平野の土の室内土質試験より求められた値<sup>17)</sup>を用いた。

## 4. マルチスケール不均質の導入による予測地震動への影響、及び、その際の乱数の取り方による予測地震動のばらつき

マルチスケールの不均質を導入したモデルとしないモデルによる計算地震動について、工学基盤面上における最大速度分布を図-5に、OSKH02（KiK-net 此花）観測点における計算速度波形および速度応答スペクトル（減

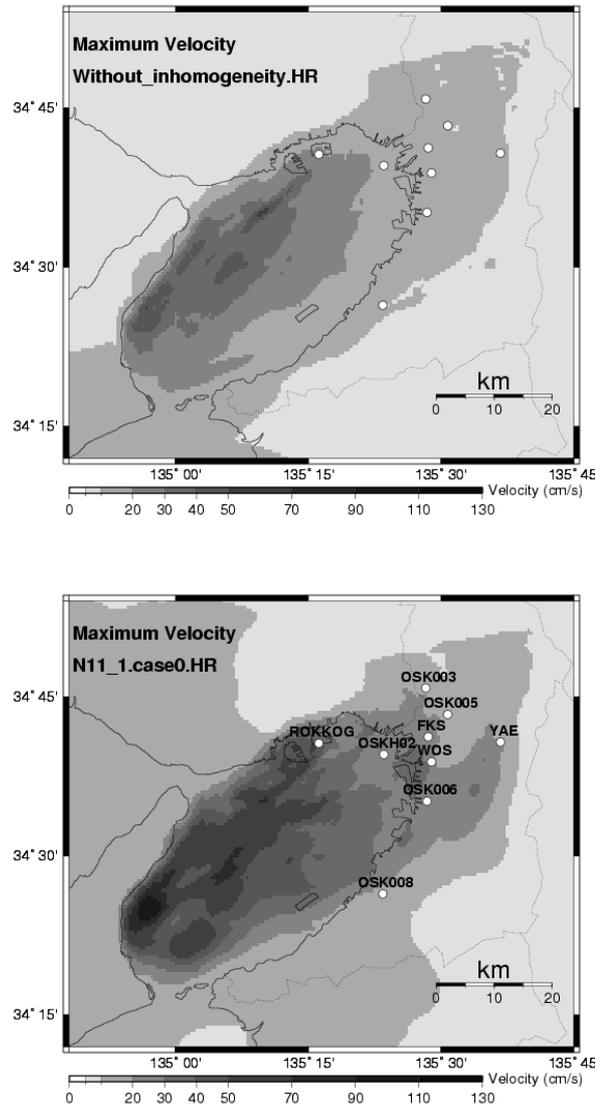


図-5 大阪堆積盆地モデル領域の長周期領域（0.3667Hz以下）における予測地震動の水平動の最大速度分布。上段はマルチスケール不均質の入っていない震源モデル（図-1）によるもの。下段はマルチスケール不均質の入っているもののうち、大阪から見た震源時間関数のピークが最大になる震源モデル（図-2）によるもの。図中の白丸は、図-6に波形を示す地点。

衰2%)を図-6, 7に示す。

マルチスケール不均質を導入しないモデルによる地震動は、導入したモデルの地震動に比べ、大阪堆積盆地とその周辺の全域で最大地動速度が小さくなっている。このような地震動の大きさの違いは、全周期帯に及んでいるが、特に、地震動が卓越している6-8秒付近でその傾向が大きい（図-7）。

また、マルチスケール不均質を載せた20のモデルの予測地震動を比較すると、前述の震源スペクトルのばらつきの幅から期待されるように、モデル間の地震動の強さの差は大きくなった。これらのモデルは、アスペリティの大枠（アスペリティの位置、大きさおよび内部のモ

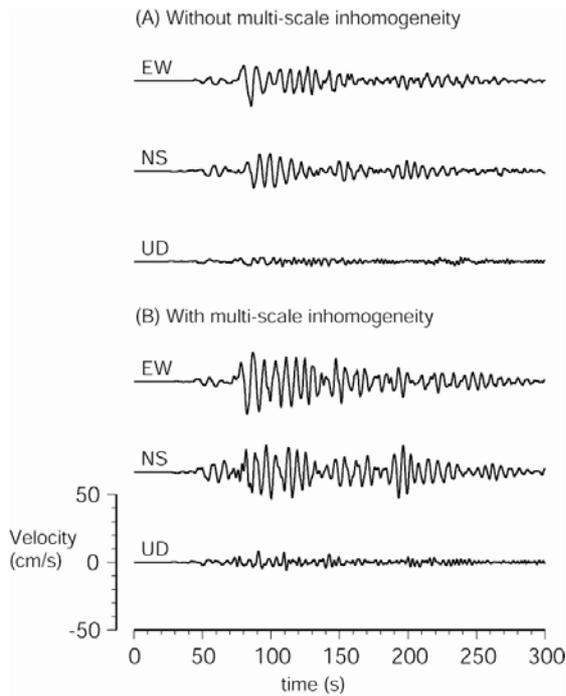


図-6 OSKH02の位置で計算された地震動波形．上段はマルチスケール不均質の入っていない震源モデル(図-1)によるもの．下段はマルチスケール不均質の入っているもののうち、大阪から見た震源時間関数のピークが最大になる震源モデル(図-2)によるもの．

ーメント解放量の和)は共通で、アスペリティ以下のスケールのばらつきを経験的に得られている不均質性にしたがって与えたものである．したがって、アスペリティ以下のスケールのばらつきという、アスペリティ以上に決定論的に決めるのが困難な要素が、地震動の見積りに少なからぬ幅を与えることを示していることになる．

堆積盆地内では、継続時間が300秒にも及ぶ地震動が得られた(例:図-6)．地震開始から80秒後あたりの大振幅の波は、大阪湾の真南の大きなアスペリティによるものである．このアスペリティは、大阪平野に最も近い上、アスペリティ上の破壊が海溝側から大阪方面へ向かうように設定されているため、破壊の前方指向性によりさらに振幅が強められていると考えられる．

#### 4. 予測地震動のばらつきの数値実験

本章では、地震動部会の要請による予測地震動のばらつきの数値実験結果を示す．

##### (1) 設定

予測地震動の空間的なばらつきと、震源パラメータのばらつきが予測地震動に与える影響が考察対象である．後者としては、破壊伝播速度の変化、アスペリティの応

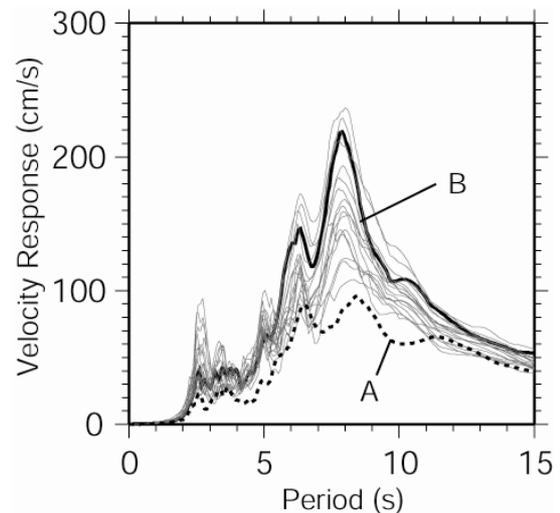


図-7 OSKH02の位置で計算された地震動波形の速度応答スペクトル(減衰2%)．実線は乱数を変えた20個のマルチスケール不均質震源モデルによるもので、その中の太実線(B)は、図-2の震源モデル、および図-6下段の波形に対応．点線(A)はマルチスケール不均質の入っていないもので、図-1の震源モデル、および図-6上段の波形に対応．

力降下量の変化、破壊開始点位置のずれが考察対象となった．計算を要請された全6ケースを以下に示す．このうち、case0は空間的なばらつきを見るためのもので、提供波の出力地点のうちの福島観測点(FKS)を中心に配した13地点(図-8)における地震動が計算対象とされた．これ以外の5ケースは、提供波の出力地点9点が計算対象とされた．

##### case0)

オリジナルの設定に沿った震源モデル(基準モデルと呼ぶ)．

##### case1)

基準震源モデルに対し、破壊伝播速度(我々のモデルでは平均破壊伝播速度)を10%増加させる．

##### case12)

基準震源モデルに対し、破壊伝播速度(我々のモデルでは平均破壊伝播速度)を10%減少させる．

##### case21)

基準震源モデルに対し、アスペリティの平均応力降下量を1.5倍に変更．このとき、アスペリティおよび背景領域のモーメントが基準震源モデルの値を保つように、両者の応力降下量を変化させる．

##### case22)

基準震源モデルに対し、アスペリティの平均応力降下量を0.67(1/1.5)倍に変更．

##### case31)

破壊開始点を基準震源モデルの破壊開始点位置より傾斜方向へ移動させて破壊域の最深点とする．アスペリティ内の破壊伝播について、アスペリティ毎に副破壊開始点を別個に設定している場合は、全体の破壊開始点の移

動に伴い、アスペリティの副破壊開始点を適宜移動する。

### (3) 結果

#### a) 空間的なばらつき (case0)

図-9に図-8の各地点の地表の予測地震動波形(速度)を示す。FKSを中心とする仮想アレイの中心から東へ行くにしたがって振幅が減少し、中心からの距離が2, 3 kmに位置するFKS+2+0, FKS+3+0の2地点では25%程度減少している。それ以外の地点については、中心に対しおよそ10%以内の変動である。アレイ中心から東側へ行くにつれて振幅が小さくなる現象は、浅層地盤応答を考慮する前の、工学基盤面でのハイブリッド波形や低周波数成分(差分法による計算部分)のみの波形にも見られる。この原因は、基盤形状にあると考えられる。図-8に示すように、基盤深度はアレイの範囲では南北方向になだらかに変化しているが、この影響は地震動にはほとんど現われていないように見える。アレイの東端FKS+3+0のさらに約1 km東に、上町断層に起因する基盤の落差があり、深さ0.7 km から1.4 kmへ基盤深度が急に変化している。この基盤の落差が長周期の波動場に節をつくり、その影響が、上町断層から数km以内のFKS+2+0, FKS+3+0に及んでいるものと推察される。なお、仮想アレイ各点の位置での浅層地盤構造モデルを図-10に示す。

#### b) 破壊伝播速度の変化によるばらつき (case11, case12)

図-11にcase11およびcase12の予測地震動の低周波数成分(差分法による計算部分, 0.3667 Hz以下)の水平動の最大速度分布を示す。破壊伝播速度を大きくした場合は、大方の場所で基準震源モデルの最大速度値(図-5)より大きくなり、破壊伝播速度を小さくした場合はその逆になるが、一部、これに反する区域も存在する。これは、地震波の干渉のパターンが変化し、波が強めあったり弱めあったりする位置がずれることによるのではないかと推察する。破壊伝播速度が大きくなる時地震動が大きくなるのは、周期およそ4秒までである(図-17)。なお、提供波出力地点の広帯域地震動波形を図-12に示す。

#### c) アスペリティの応力降下量の変化による (case21, case22)

図-13にcase21およびcase22の予測地震動の低周波数成分の水平動の最大速度分布を示す。アスペリティの平均応力降下量を1.5倍にした場合と基準震源モデルの場合の最大速度値は、前者が大きい区域と後者が大きい区域が、大阪堆積盆地内に入り乱れる結果となった。特定の場所の最大速度が大きくなるか否かは不均質を導入する際に用いる乱数の違いによっても変化する。これも、震源モデルの変化により地震波動場の干渉の具合が変わったことが原因と推察するが、プラスに現われる区域とマイナスに現われる区域が広範囲に入り乱れることについ

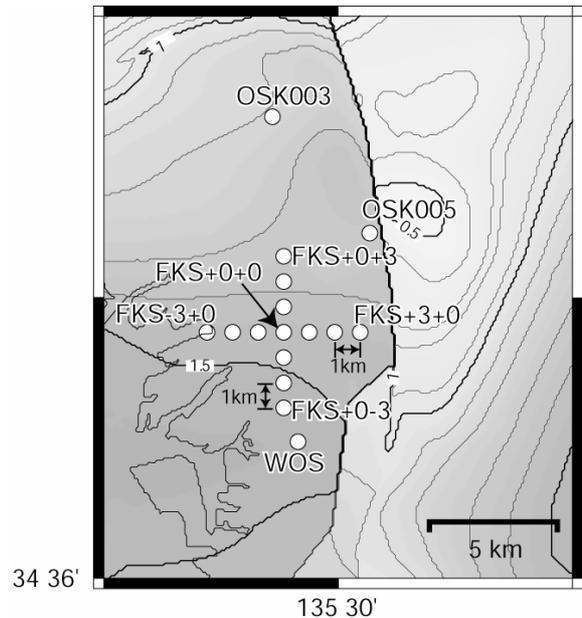


図-8 空間的なばらつきを調べるための仮想的アレイ。中心はFKS観測点で、周囲の地点名は、中心からE+方向への距離 x km, N+方向への距離 y kmの地点が、FKS+x+yと名づけられている。

ては、更に考察を要する。平均応力降下量の増加に対応して地震動が強くなるのは、周期およそ4秒までである(図-17)。なお、提供波出力地点の広帯域地震動波形を図-14に示す。

#### d) 破壊開始点位置のずれによるばらつき (case31)

図-15にcase31の予測地震動の水平動の最大速度分布を示す。表示領域ほぼ全域で、最大速度値は大きく減少している。これは、断層面の大部分の領域において、破壊の伝播方向が阪神地域から遠ざかる方向になり、基準震源モデルに比べ、前方指向性効果を与える領域が減少したためであると考えられる。なお、提供波出力地点の広帯域地震動波形を図-16に示す。

## 5. まとめ

中央防災会議の想定南海地震の震源モデル<sup>4)</sup>に、マルチスケールの不均質を導入することにより、アスペリティサイズに対応する周期以下の成分の落ち込みを改善し、広帯域で<sup>2)</sup>則に近い震源スペクトルが得られた。この不均質の導入により、広い周期帯において地震動レベルが高くなった。

不均質を与える際に用いる乱数による予測地震動の強さのばらつきは大きく、アスペリティ以下のスケールの不均質が、地震動の見積りに少なからぬ幅を与えることを示唆された。

震源パラメータのばらつきによる地震動のばらつきの数値実験を行った。アスペリティの応力降下量の増加、

破壊伝播速度の増加は、大局的には地震動のレベルを上げるが、このプラスの変化は周期およそ4秒までに限られる。また、震源パラメータの変化は、波動場の干渉パターンの変化をもたらし、これも地震動のばらつきを引き起こしているらしいことがわかった。

謝辞：図の作成には、Genetic Mapping Tools<sup>18)</sup>を使用した。記して感謝します。

#### 参考文献

- 1) 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, 吉田邦一: 想定南海地震による大阪堆積盆地での地震動の予測, 巨大地震災害への対応検討特別委員会・地震動部会への報告書, 54pp, 2005.
- 2) Yoshimi, M., H. Sekiguchi, H. Honkawa and K. Yoshida: Strong ground motion prediction for huge subduction-zone earthquakes along the Nankai trough, Japan, IASPEI General Assembly, Santiago Chile, SS03-1, 2005.
- 3) Hisada, Y.: A theoretical omega-square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, pp. 387-400, 2000.
- 4) 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, 2003.
- 5) Mai, M. P. and G. C. Beroza: A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, pp. doi:10.1029/2001JB000588, 2002.
- 6) 中村洋光, 宮武 隆: 断層近傍強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 2, No. 53, pp. 1-9, 2000.
- 7) Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 89, pp. 54-68, 1999.
- 8) 堀川晴央, 水野清秀, 石山達也, 佐竹健治, 関口春子, 加瀬祐子, 杉山雄一, 横田 裕, 末廣匡基, 横倉貴伸, 岩淵洋, 北田奈緒子, Arben Pitarka: 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, pp. 291-324, 2003.
- 9) 古村孝志: 3次元不均質場での波動伝播と強震動シミュレーション, A70, 日本地震学会講演予稿集, 2002年度秋季大会, 横浜, 2002.
- 10) 堀川晴央, 関口春子, 吉見雅行, 吉田邦一: 大阪地域で観測される高周波エンベロープの特性化, 日本地震学会 2005年度秋季大会, 2005.
- 11) 大西良広, 堀家正則: 震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 586, pp. 37-44, 2004.
- 12) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894, 1983.
- 13) 山本浩司, 田中礼司, 関口春子, 吉田邦一: 地盤情報データベースによる大阪堆積盆地の  $V_s$  推定式と浅層地盤モデル, 第40回地盤工学会研究発表会, 2005.
- 14) 吉田邦一, 山本浩司, 関口春子: 大阪平野強震動予測のための浅層地盤モデルの構築, 地球惑星科学関連学会 2005年合同大会, 2005.
- 15) 吉田 望, 末富岩雄: DYNEQ: 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム. 佐藤工業 (株)技術研究所報, pp. 61-70, 1996.
- 16) Hardin, B. O. and V. P. Dmevich: Shear modulus and damping in soils: Design equations and curves, *J. SMFD, Prod., ASCE*, Vol.98, No.SM7, pp. 667-692, 1972.
- 17) 古山田耕司: 土の非線形モデルが地盤の応答評価に与える影響, 第32回地盤震動シンポジウム (2004) 論文集, 表層地盤の増幅特性の評価の現状と課題 地盤振動研究を耐震設計に如何に活かすか(その3) -, pp. 97-104, 2004.
- 18) Wessel, P. and W. H. F. Smith: New, improved version of Genetic Mapping Tools released, *EOS Transactions of the American Geophysics U.*, 79, pp. 579, 1998.

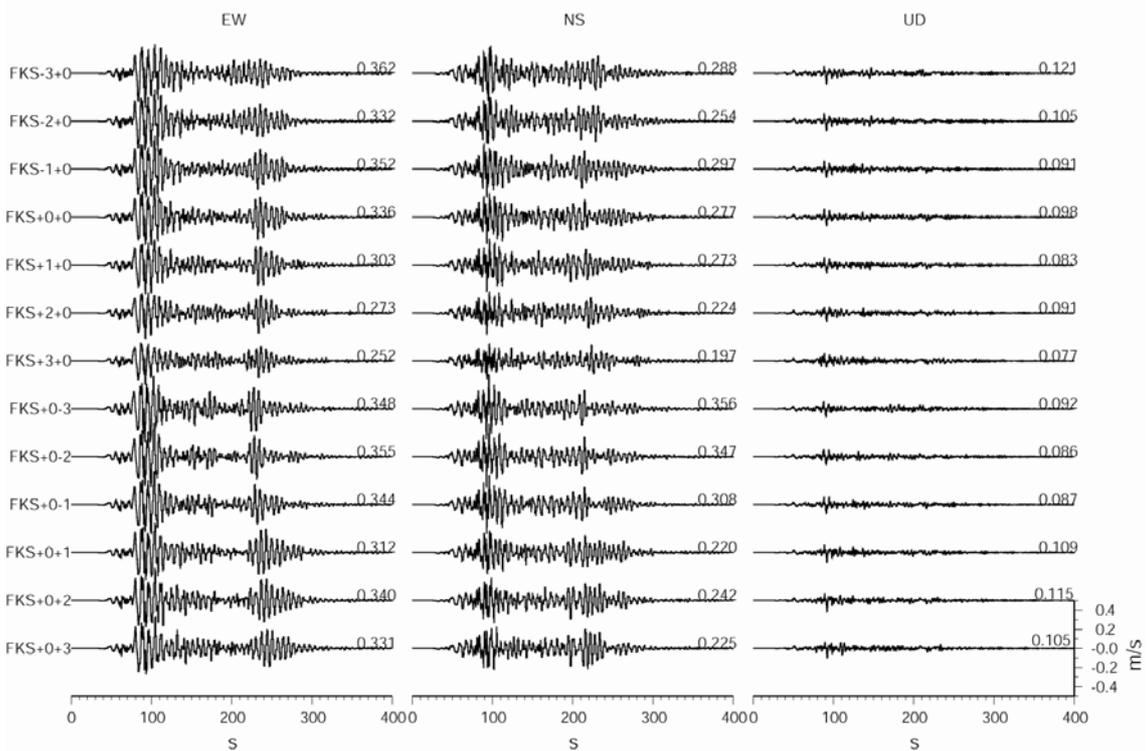


図-9 基準震源モデル (case0) による, FKS周辺の仮想アレイにおける広帯域計算速度波形.

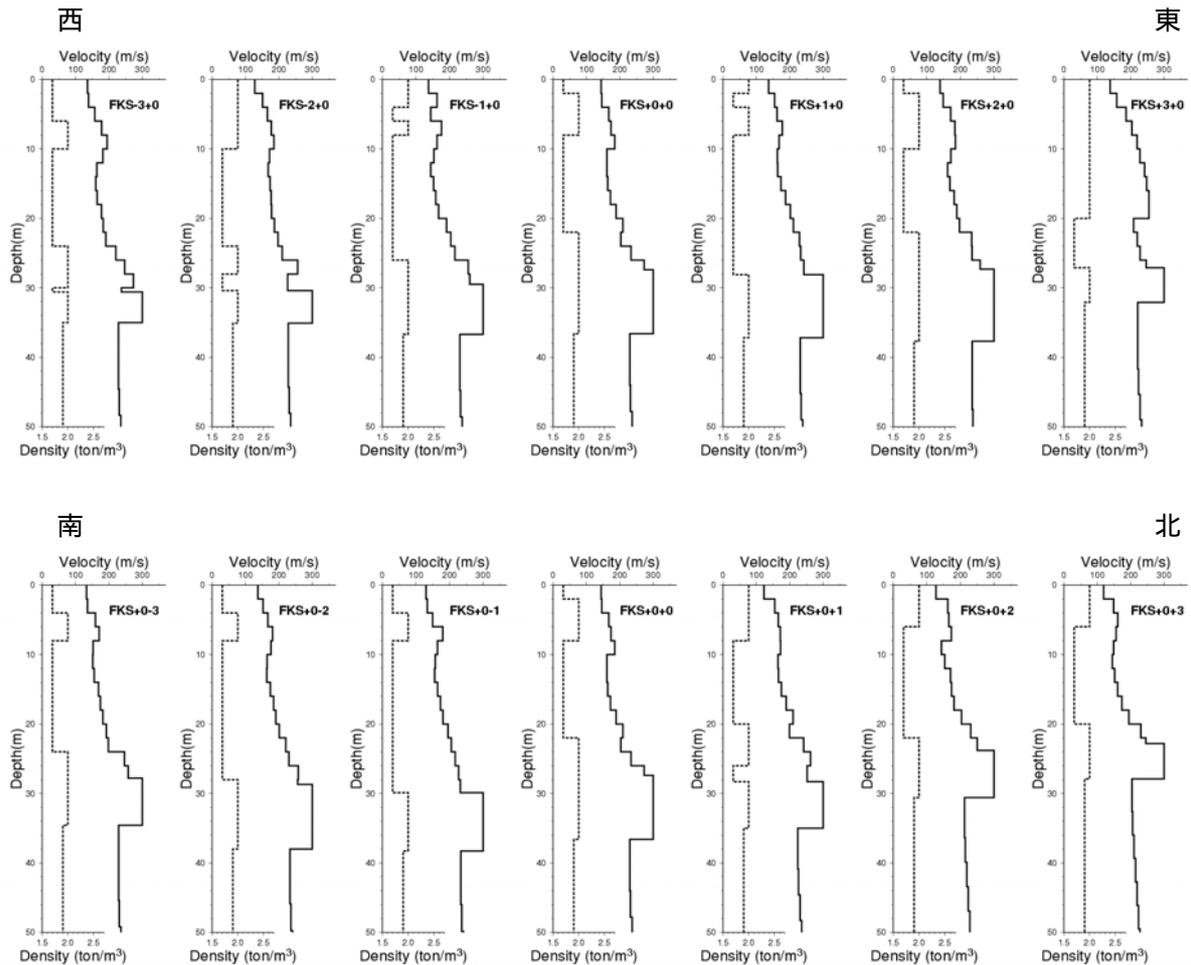


図-10 福島観測点仮想アレイの各地点の浅層地盤構造モデル. 実線:地震波速度, 破線:密度.

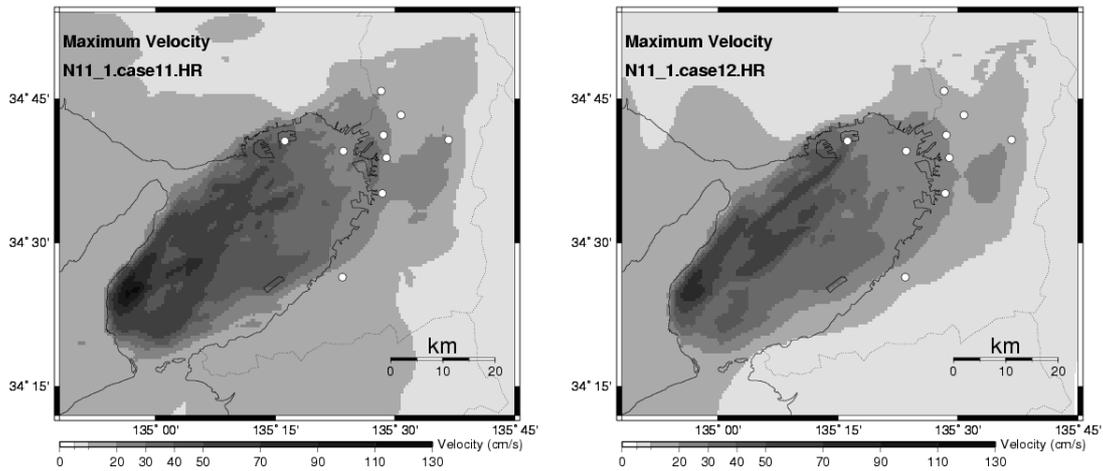


図-11 破壊伝播速度の平均値を標準震源モデルの10%増 (case11, 左図), および, 10%減 (case12, 右図) したときの最大速度分布.

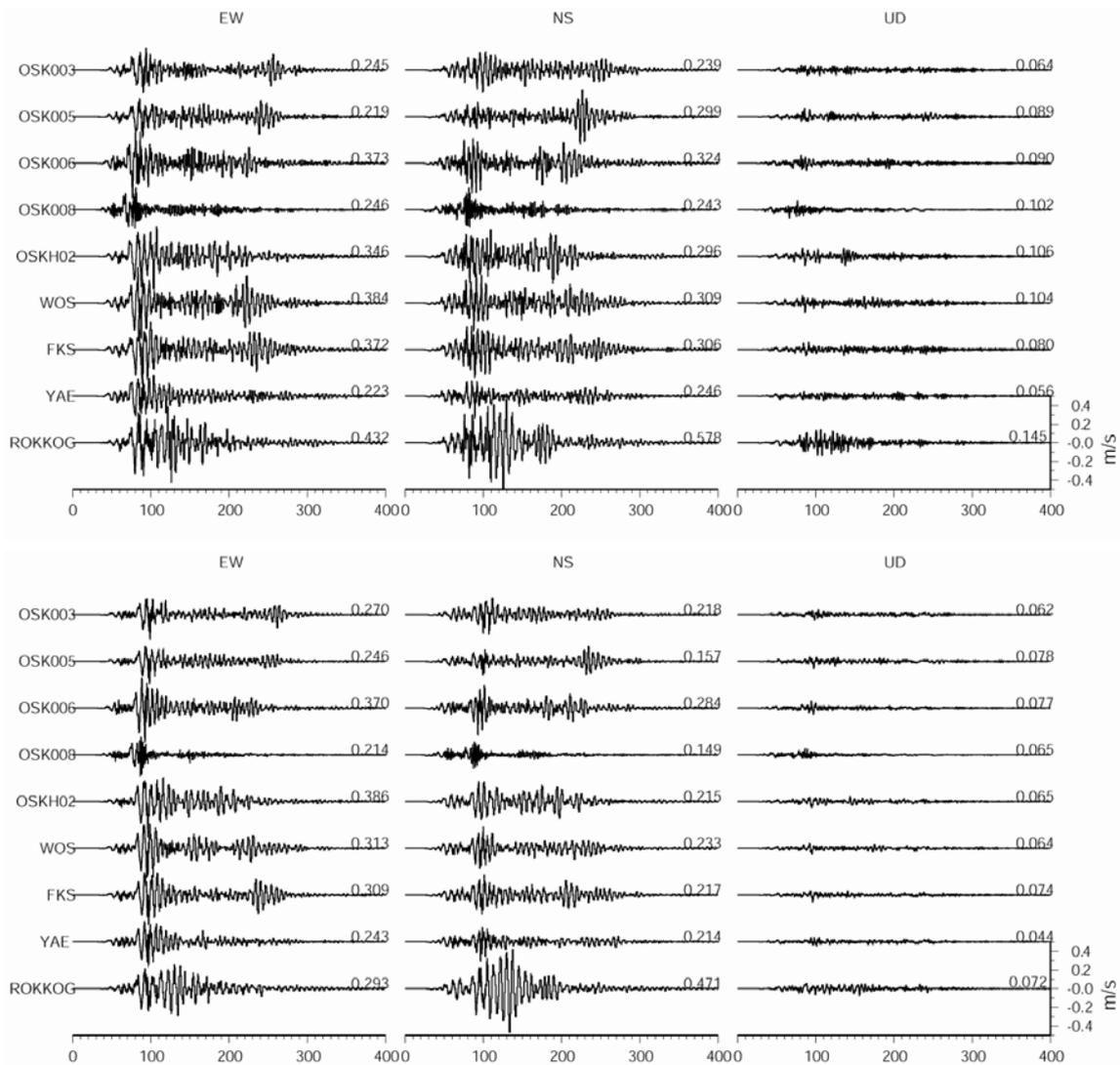


図-12 破壊伝播速度の平均値を標準震源モデルの 10%増 (case11, 上) および 10%減 (case12, 下) したときの提供波出力点 9 点での広帯域計算速度波形.

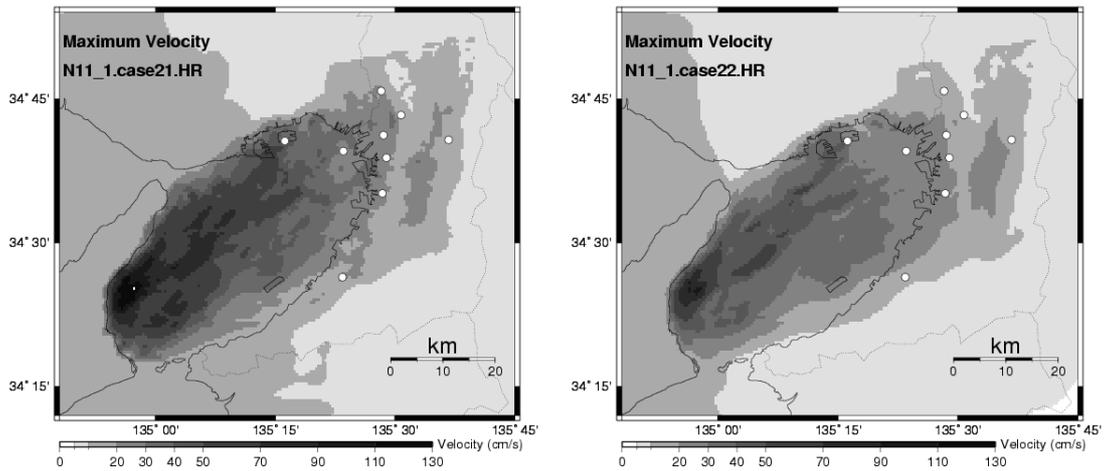


図-13 アスペリリティの応力降下量を1.5倍 (case21, 左図) , および, 0.67 (1/1.5) 倍 (case22, 右図) したときの最大速度分布 .

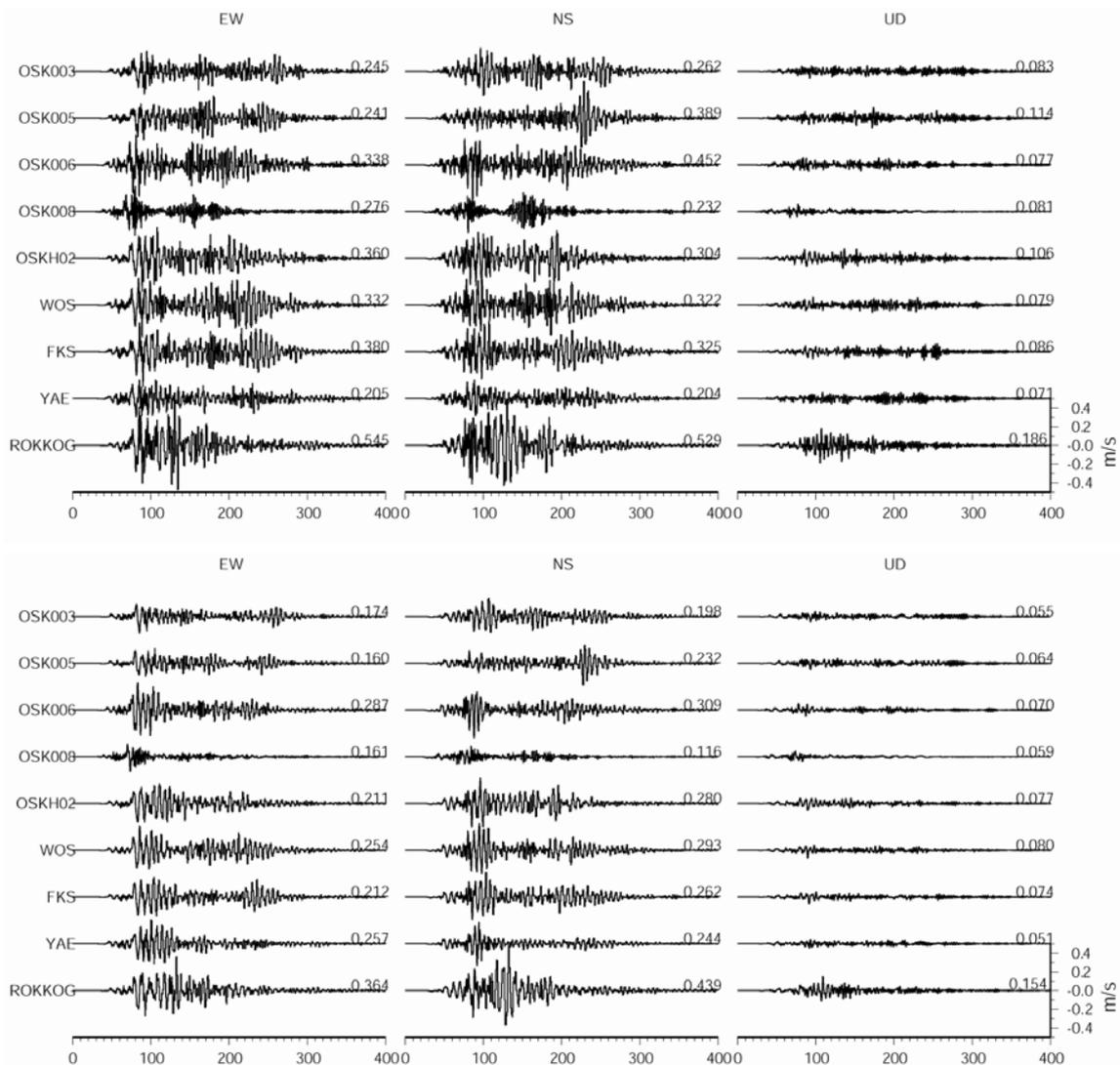


図-14 アスペリリティの応力降下量を 1.5 倍 (case21, 上図) および 0.67 (1/1.5) 倍 (case22, 下図) したときの提供波出力点 9 点での広帯域計算速度波形 .

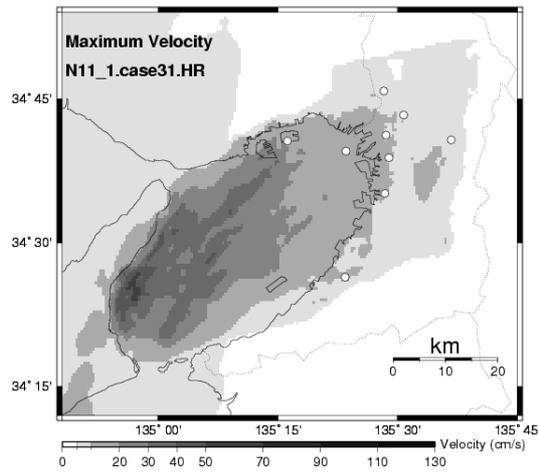


図-15 破壊開始点を基準震源モデルの破壊開始点位置より，傾斜方向へ移動させて破壊域の最深点としたとき（case31）の最大速度分布．

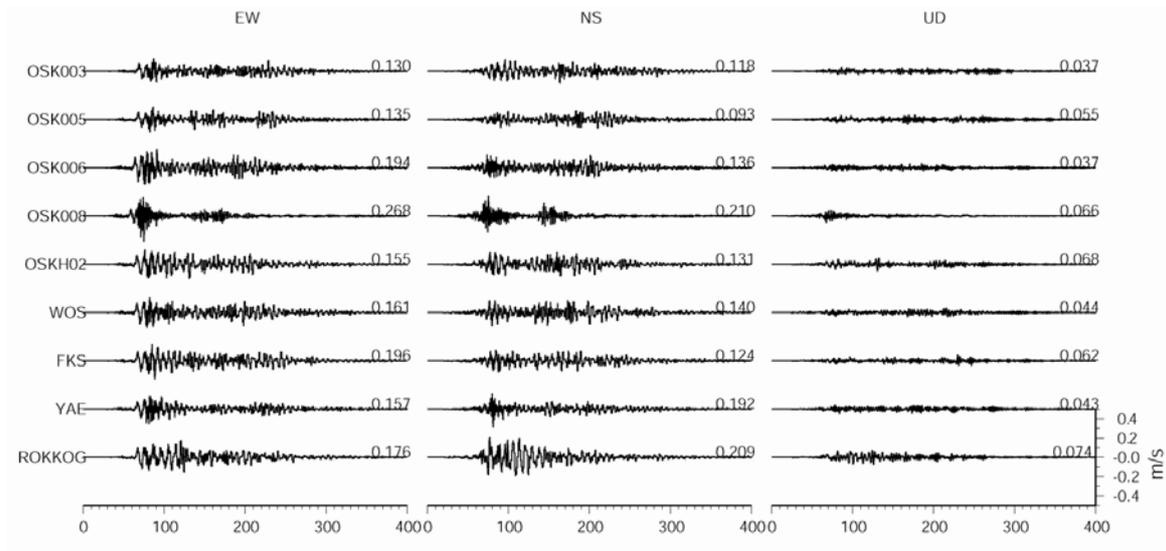


図-16 破壊開始点を基準震源モデルの破壊開始点位置より，傾斜方向へ移動させて破壊域の最深点としたとき（case31）の提供波出力点9点での広帯域計算速度波形．

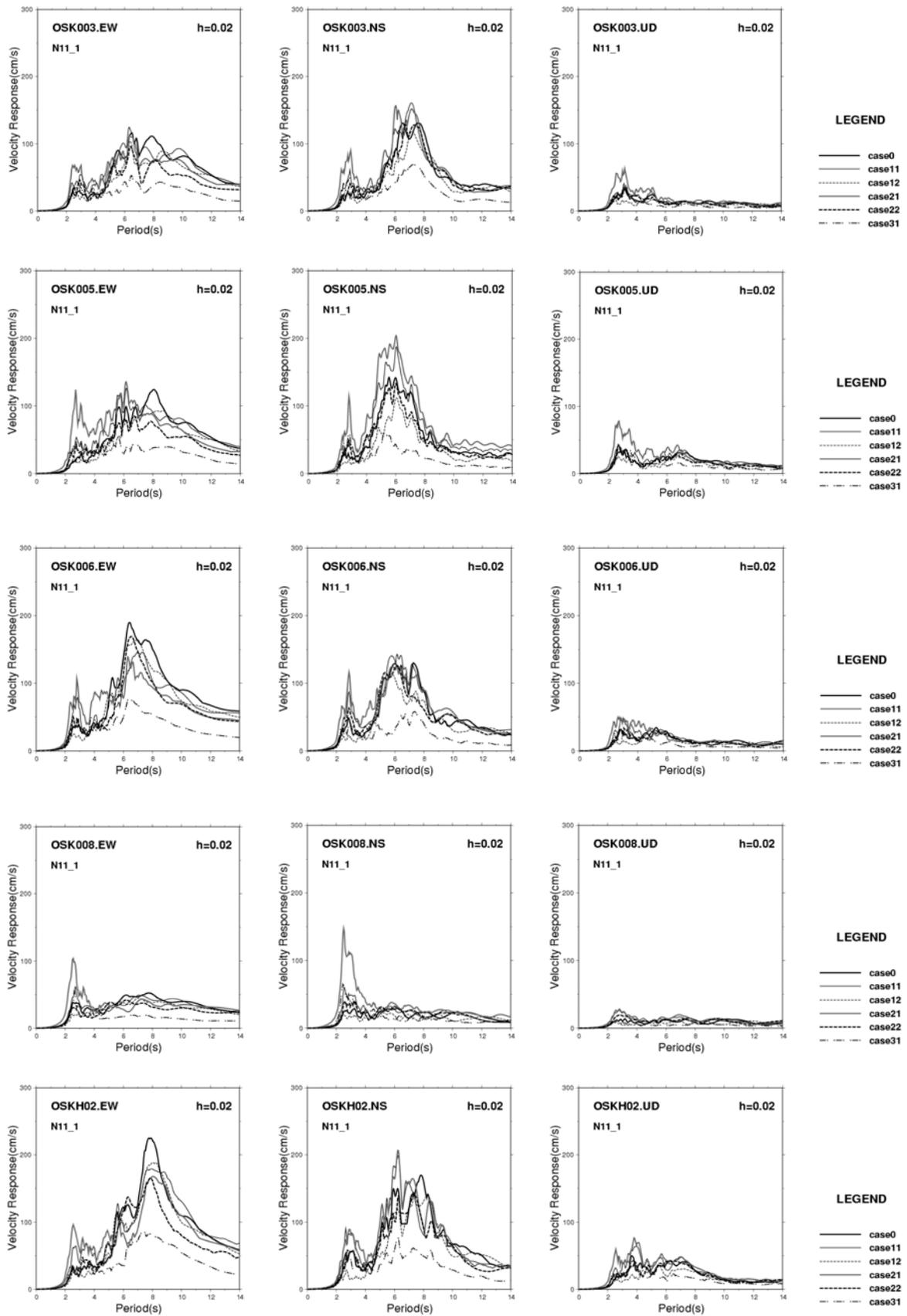


図-17a 提供波出力点 (OSK003, OSK005, OSK006, OSK008, OSKH02) における長周期成分波 (差分法による計算部分のみ) の速度応答スペクトル ( $h=0.02$ )。ばらつき数値実験の全ケースを表示。

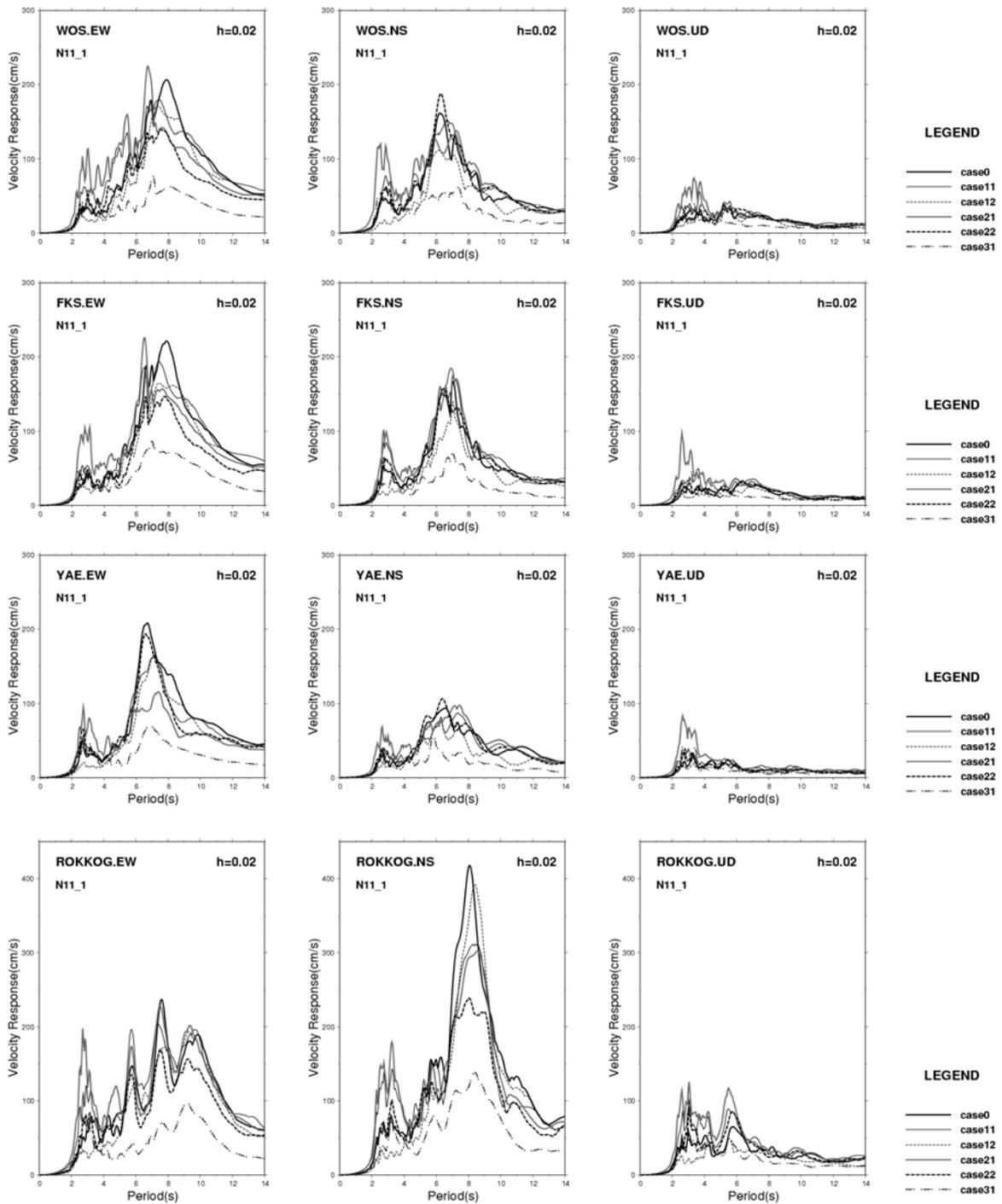


図-17b 提供波出力点 (WOS, FKS, YAE, ROKKOG) における長周期成分波の速度応答スペクトル ( $h=0.02$ )。ばらつき数値実験の全ケースを表示。

# 2004年紀伊半島南東沖地震の長周期地震動

岩田知孝<sup>1</sup>・浅野公之<sup>2</sup>・山田伸之<sup>3</sup>・鈴木 亘<sup>4</sup>

<sup>1</sup>京都大学防災研究所 教授 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail:iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

<sup>2</sup>京都大学大学院理学研究科博士後期課程学生 防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail:k-asano@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

<sup>3</sup>中央開発株式会社ジオソリューション事業部探査・計測部 副長 (〒332-0035 川口市西青木3-4-2)  
E-mail:yamada.n@ckcnet.co.jp

<sup>4</sup>京都大学大学院理学研究科博士後期課程学生 防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)  
E-mail:suzuki@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

2004年9月5日に起きた紀伊半島南東沖地震で、関東・濃尾・大阪平野内において長周期地震動が観測された。本稿ではその地震記録の分析から、南海トラフプレート境界巨大地震発生時に懸念される各地の長周期地震動特性を考察する。

**Key Words :** *The 2004 Kii-Hanto-Nanto-Oki earthquake, Subduction earthquake, Long-period ground motions, basin structure*

## 1. はじめに

1995年兵庫県南部地震を契機として、文部科学省地震調査研究推進本部によって地震発生の長期評価と強震動評価が行われている。これによると、首都圏・中京・京阪神地域など人口集中域に近い南海トラフで起きるM8クラスのプレート境界巨大地震の発生可能性は、2005年1月1日の評価段階において、今後30年の発生確率が東南海地震で61%、南海地震で48%という高い値の予測となっている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)。これに加えて、東海セグメントでの地震(東海地震)の今後30年の発生確率も86%と求められ(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)、更にこれらのセグメントの同時発生地震発生も懸念されており、関東から中京・京阪神地域にかけての日本の大都市圏が、近い将来これらのプレート境界の巨大地震の揺れに襲われることは極めて高い確率にある。

2004年9月5日に発生した紀伊半島南東沖地震は、前震がM<sub>6.9</sub>、本震がM<sub>7.4</sub>と大規模のものであって、最大震度5弱を観測した。この震源は上述のプレート境界型の地震ではなく、フィリピン海プレートが大陸プレートに沈み込む付近のプレート内で起きた地震であり、想定される東南海地震震源域よりも陸からやや遠く、メカニズムもプレート境界地震とは異なるタイプ(高角逆断

層タイプ)であった。震源深さの違いや震源位置の違い、メカニズムの違いはあるものの、この地震による地震動特性の解明は、来るべきプレート境界巨大地震時の地震動の特徴の把握には重要である。想定東南海・南海地震の震源域においては、昭和東南海・南海地震直後におきた余震を除けば、M6クラス以上の地震は起きていないからである。

この紀伊半島南東沖地震時に、特に大阪・濃尾・関東平野においては振幅の大きい長周期地震動が観測された。本稿においては2004年紀伊半島南東沖地震で観測された長周期地震動に関する研究を紹介する。

## 2. 2004年紀伊半島南東沖地震の地震記録

2004年9月5日の19時7分紀伊半島沖M<sub>6.9</sub>、23時57分東海道沖M<sub>7.4</sub>と相次いで起きた地震では、三重県・奈良県・和歌山県で最大震度5弱を観測し、宮城県から宮崎県まで広い範囲で有感となった。この地震の揺れは、1995年兵庫県南部地震後に全国に均一に設置された強震観測網等によって広域に観測された。そこには規模の大きな地震から生成された長周期(周期数秒以上)の地震波が、堆積盆地構造で増幅され、その震動継続時間が延びていることが明瞭に現れている。

図1は強震記録の擬似速度応答スペクトル(減衰

5%) をとり、いくつかの周期について、水平 2 成分の大きい方を示している。周期 1 秒では震源に近いところや、大阪から濃尾平野にかけての地域で大きい応答を示している。周期 3 秒では、濃尾平野・大阪平野で大きな応答値を持っていることがわかる。周期 6 秒では、特に大阪湾岸地域における応答の大きさが際だち、周期 10 秒となると、大阪や濃尾平野ではなく、関東平野、特に東京湾岸部での応答が卓越してくることがわかる。この強震観測網の最大応答値は、六甲アイランド観測点（(独) 港湾空港技術研究所）の周期 6 秒で 80cm/s であり、この周期帯で、大阪湾岸地域の観測点は 50cm/s 以上の応答値となった。

図 2 には大阪堆積盆地内及び周辺の観測記録をペーストアップした。大阪堆積盆地内とその外に位置する観測点では、地震動の継続時間、震幅が大きく異なっていることがわかる。いくつかの観測点では、加速度計によるレベルトリガー観測のため、速度で見た場合にまだ揺れが十分に収まっていない時点で、記録を停止している観測点が見受けられるが、最大で 10cm/s 程度の震幅をもつ周期 4 ~ 6 秒の長周期地震動が 2 ~ 3 分以上継続していることがわかる。

また、ここで示した大阪堆積盆地内の観測点である六甲アイランド(ROKKO)、大阪福島(FKS)、大阪管区气象台(OSAKA)などの地震動の振幅、継続時間、卓越周期がそれぞれ異なっていることがわかる。大阪管区气象台は盆地内の上町台地に位置していて、相対的に堆積層が薄いために、他の大阪堆積盆地内観測点に比して卓越周期が 3 ~ 4 秒と短い。このように堆積盆地内でも場所による震動の特徴が異なることも重要である。大阪千早赤坂(CHY)は大阪盆地の東南方向の岩盤観測点で、震源距離は大阪盆地内の観測点よりも短いけれども、非常に小さい振幅であることがわかる。また京都盆地内の観測例として、KiK-net 京都久御山(KYTH07)の記録を載せている。この地点は京都盆地南部の堆積層厚が約 700m ある地点で、京都盆地南部の深い基盤の地域に位置している。この地域では見かけ周期として 3 秒程度の地震動が継続している。大阪堆積盆地と比較して、堆積層厚及び盆地の形状が小さいことに起因して、比較すればやや短周期よりの増幅特性を持っていることがわかる。

この地震において、大阪の湾岸地域における石油タンクでスロッシングが起きていることが報告されている(畑山・座間, 2005)。これによれば、周期 4 ~ 6 秒のタンクにおいて、最大 2m の揺動が確認されている。後述するように、東南海・南海地震の震源域は、今回の紀伊半島南東沖地震よりも大阪に近く、また想定される地震規模も大きいので、震源から地震波が放射している時間も長く、予想される地震動レベルは今回のものより大きく、震動継続時間も長いことが予想される。

### 3. 2004 年紀伊半島南東沖地震記録のモデルシミュレーション

想定東南海地震の震源域に近い場所で発生したこの地震の、多くの観測強震記録を用いた予測強震動の高度化に関する研究が行われている。まず、震源域からサイトまでの地盤・地殻構造モデルを構築し、この観測波形をモデルシミュレーションして地殻構造モデルの地震動説明能力を評価し、構造モデルの改良を行う研究が行われている。

Hayakawa et al. (2005) では近畿から関東にかけての深部地殻構造から、大阪・濃尾・関東盆地等の堆積盆地構造モデルに対して、比較的単純な震源過程をもつ 19 時 7 分の前震の記録の再現を試み、トライアンドエラーで構造モデルの修正を行い、更新された地下構造モデルを用いて本震時の周期 2 秒以上の地震動シミュレーションを行った。これによれば、応答スペクトル等の分布は観測事実をかなり説明できているが、特に関東盆地の千葉県湾岸域で観測されている周期 10 秒の地震動を再現できず、房総半島を含む関東平野南部の伝播経路の浅部地殻構造・堆積層構造情報の必要性を指摘している。

また Yamada and Iwata (2005) は同様のモデリングを近畿圏のデータに対して行っている。彼らは紀伊半島南東沖地震時の大阪盆地での地震動特性の把握のために、まず震源域から大阪盆地へ入力するまでの地震動を、盆地外の比較的良好な地盤や岩盤の観測点記録のモデリングを行い、プレートが沈み込む海底の堆積層(Sedimentary wedge)が地震動増幅と震動時間の伸長に寄与している可能性を指摘した。これは、紀伊半島南端の岩盤観測点である潮岬において、すでに周期数秒の長周期地震動が発達していることにも対応する。図 3 に示す今回の地震の震源と大阪盆地を結ぶ地殻・上部マントル構造断面を見ると、想定東南海地震が活動した場合のこの Sedimentary wedge の影響はありと考えられ、この領域での地下構造情報の蓄積は、想定東南海地震の予測強震動評価には重要である。

また、今回の地震観測記録を直接用いて、巨大地震発生時の強震動予測を試みている例もある。Suzuki et al. (2005) 及び鈴木・岩田(2006)はこの紀伊半島南東沖地震の M5 クラスの余震記録を経験的グリーン関数として使い、想定東南海地震の強震動予測を行っている。用いた地震は、想定東南海地震の震源域外で起きたものであるが、予測地震動は、理論的なモデルにもとづく強震動予測結果と同等レベルの地震動を予測しており、相当の長周期地震動を被ることは間違いないと考えられる。

### 4. まとめ

2004 年紀伊半島南東沖地震の観測事実は、発生が逼迫している南海トラフの巨大地震に対する関東・中京・京

阪神地域の大規模堆積盆地構造で生じる長周期地震動がどんなものであるか、ということを知るにはよい「予行演習」になった。この地震記録によって伝播経路モデルを高度化することにより、想定巨大地震時の予測強震動の精度を高くすることができる。起きる可能性の高い震源モデルが構築されれば、予測地震動の推定確度も高くなるわけだが、歴史的な東海・東南海・南海地震の震度分布や津波高の分布からすれば、繰り返すプレート境界地震の各セグメントの断層運動が常に同様であったとは確定的には言えないようであるので、現実的には数々の想定に基づく予測を行って、地震動特性を知る必要がある。

## 謝 辞

関西地震観測研究協議会、(独)防災科学技術研究所強震観測網・基盤強震観測網、(独)港湾空港技術研究所港湾地域強震観測のデータを使用させて頂きました。関係諸氏に感謝致します。本稿は岩田・浅野(2006)を編集したものです。

## 参考文献

畑山 健・座間信作, 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震による石油タンクのスロッシングと長周期地震動, 消防研究所報告, 99, 52-66, 2005

Hayakawa, T., T. Furumura, and Y. Yamanaka, Simulation of strong ground motions caused by the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 191-196, 2005.

岩田知孝・浅野公之, 2004年9月5日東海沖(紀伊半島南東沖)地震による地震動, 地震第2輯, 印刷中, 2006.

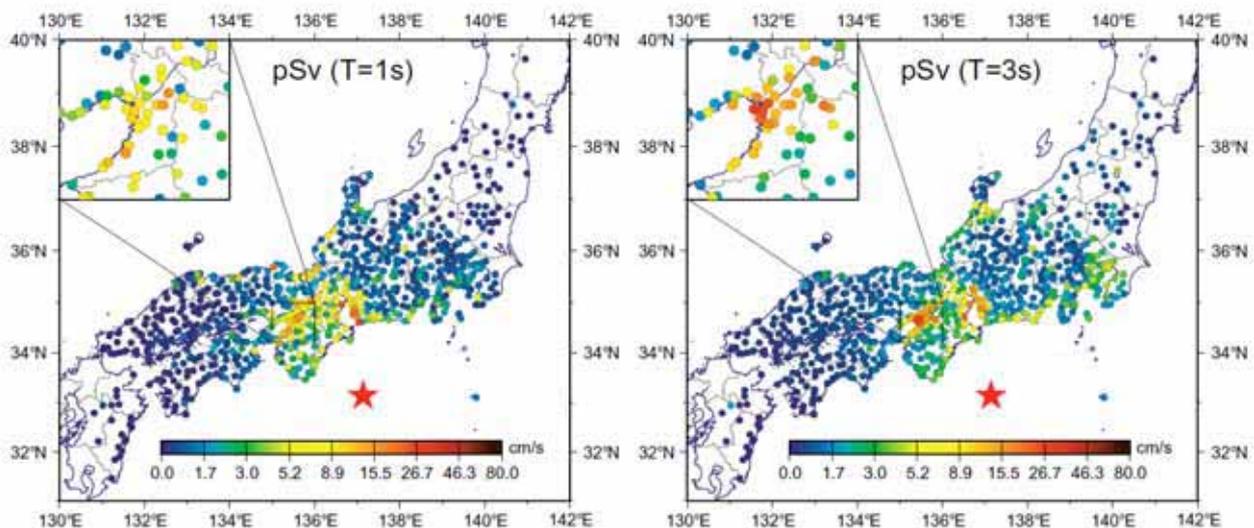
Myake, H. and K. Koketsu, Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, Earth Planets Space, 57, 203-207, 2005.

Suzuki, W., T. Iwata, K. Asano, and N. Yamada, Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 57, 345-350, 2005

鈴木 巨・岩田知孝, 2004年紀伊半島南東沖地震記録を用いた想定東南海地震の強震動シミュレーション, 本講演集, 2006.

Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 197-202, 2005.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 3分冊, 2005 (もしくは <http://www.jishin.go.jp/main/>).



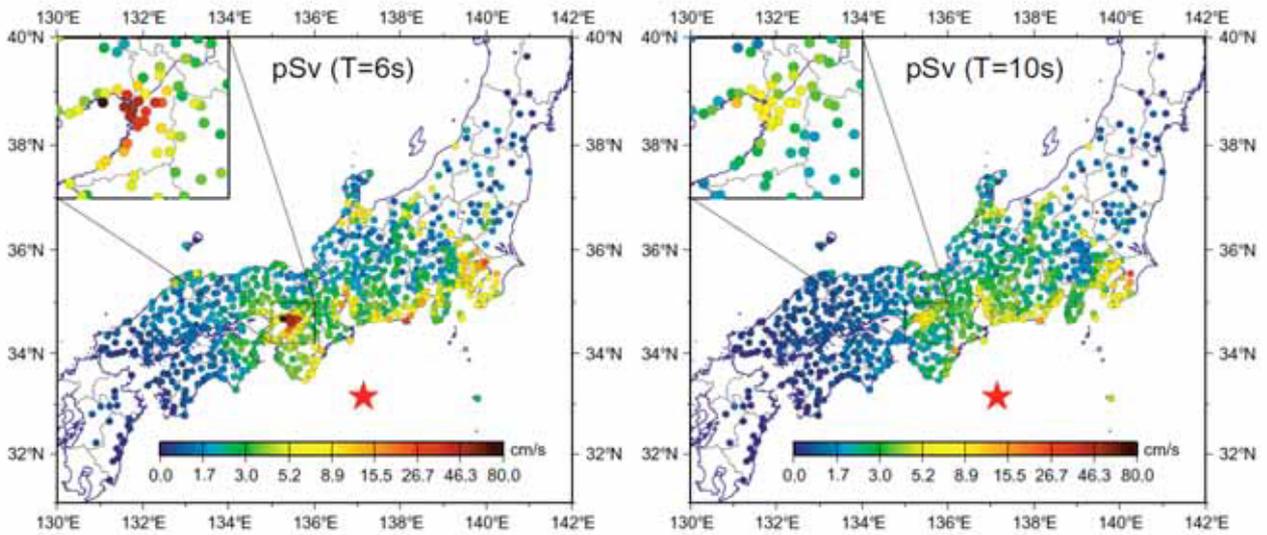


図 1：2004 年紀伊半島南東沖地震本震の各観測点における擬似速度応答スペクトル（1，3，6，10 秒）．水平成分の大きい応答値をプロットしている．

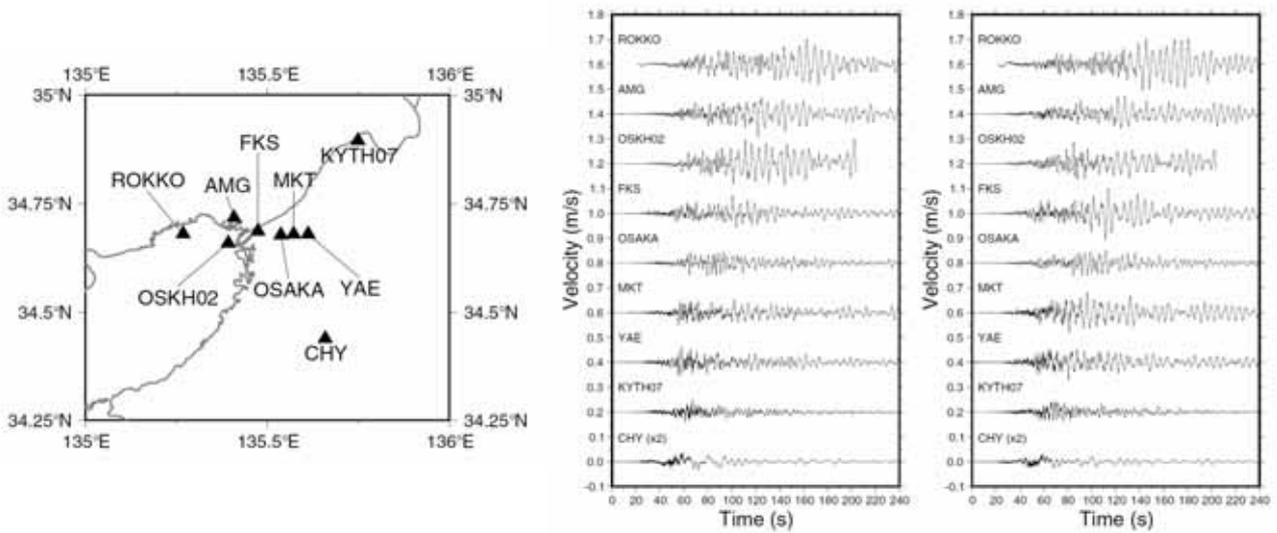


図 2：京阪神地域の本震の観測記録例．左が観測点位置．右が各観測点の速度波形（左が東西成分，右が南北成分）を示している．

# 想定東海地震の関東平野における広帯域地震動予測

土方 勝一郎<sup>1</sup>・植竹 富一<sup>1</sup>・金谷淳二<sup>1</sup>・真下 貢<sup>2</sup>・早川 崇<sup>3</sup>・渡辺 基史<sup>3</sup>・佐藤 俊明<sup>3</sup>

貫井 泰<sup>4</sup>・土田 剛<sup>4</sup>

<sup>1</sup>東京電力 技術開発研究所(〒230-8510 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町4番1号)

**E-mail:hijikata.katsuichirou@tepcoco.jp**

<sup>2</sup>東電設計(〒110-0015 東京都台東区東上野3-3-3)

**E-mail:mashimo@tepscoco.jp**

<sup>3</sup>大崎総合研究所(〒100-0011 東京都千代田区内幸町2-2-2富国生命ビル)

**E-mail:haya@ohsaki.co.jp**

<sup>4</sup>東京電力 建設部(〒100-0011 東京都千代田区内幸町1-1-3)

**E-mail:nukui.y@tepcoco.jp**

本研究は、想定東海地震を対象に関東平野の広帯域地震動を予測したものである。我々は昨年度(平成16年度)想定東海地震の周期4秒以上の長周期地震動を予測した。本検討では、同じ震源モデルを用いて、短周期地震動を評価することとした。想定東海地震の震源域近傍で発生した1997年愛知県東部の地震(M6クラス)では、東扇島において地震観測記録が存在する。本検討では、この地震観測記録に着目し、経験的グリーン関数法に基づき地震動を評価した。東扇島以外の評価地点に関しては、東扇島の観測記録に基づき各評価地点の地震動を推定することにより経験的グリーン関数法を適用した。周期1秒以下に関しては統計的グリーン関数法に基づき地震動を評価した。これを昨年度評価した周期4秒以上の成分と、接続周期5.5秒でハイブリッドすることにより広帯域地震動の予測を行った。

## 1. 検討の目的

本検討は、発生の逼迫が指摘されている想定東海地震(M8)の広帯域地震動を予測するものである。

我々は昨年度(H16)、東海地震による関東平野の長周期地震動を、東京湾岸を主な評価地点とする各地点で予測した(文献1)。本検討は大型石油タンク等の長周期構造物を検討対象としていたことから、周期4秒以上の地震動を評価した。今回の検討では、様々な構造物の耐震検討を念頭におき、短周期側の地震動を適切に評価し、昨年度の結果とハイブリッドすることで、想定東海地震の広帯域地震動を予測することとした。

検討に用いる震源断層は、昨年度と同一の中央防災会議による曲面モデルを平面に近似したモデルとした(文献1)。図-1には各評価地点を示す。地震動の評価地点は昨年度の評価地点に加え、新宿地点を追加した。なお、各評価地点で、地表面位置と工学的基盤位置の2箇所に関し、EW方向及びNS方向の地震動を予測した。

本稿では今回実施した短周期成分の強震動予測の評価手法ならびに広帯域地震動の予測結果を報告する。なお、予測結果は、品川、横浜、新豊洲、新宿の代表的な4地点について示すこととする。

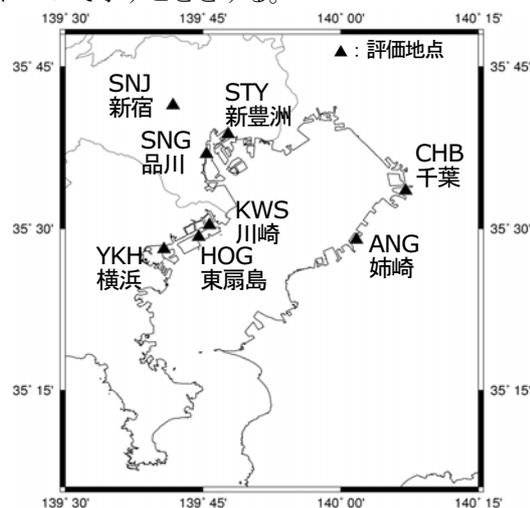


図-1 評価地点

## 2. 経験的グリーン関数法による地震動評価

### (1) 評価方針

短周期を対象とした代表的な強震動予測手法には、統計的グリーン関数法と経験的グリーン関数法がある。HOG(東扇島火力発電所構内)地点では、東海地震の震源域近傍で発生した1997年3月の愛知県東部の地震(M5.8、深さ41km)(以後、「東海小地震」と呼ぶ)の観測記録が得られている。後述するように、この観測記録では周期1秒以上の帯域で実体波に加えて表面波と考えられる後続動が認められた。周期1~5秒付近は免震建物や超高層建物の固有周期に相当し、同周期帯域の強震動の振幅と継続時間の正しい評価はこれら建造物の耐震検討に非常に重要である。本検討では、観測から得られた地震動の特性を評価に反映するため、経験的グリーン関数法を基本に短周期側の強震動を予測することとした。

経験的グリーン関数法は周期1秒以下にも適用可能である。しかしながら、HOG(東扇島)の工学的基盤~地震基盤の一次元速度構造はアレー微動探査によるもので、主として周期1秒以上の表面波の分散性から推定されている。したがって、周期約1秒以下の地震動の増幅特性を評価するための構造として、その妥当性は十分確認されていない。このため、周期1秒以下の地震動の評価は、統計的グリーン関数法を用いることとした。なお、東海小地震の実際の観測記録が得られているHOG(東扇島)では、周期1秒以下を含めて経験的グリーン関数法を適用することとした。

### (2) 地震動の分析

強震動予測に先立ち、経験的グリーン関数法に用いる東海小地震の地震動を吟味した。まず関東平野の地震基盤上面における東海小地震の実体波の継続時間を推定するため、図-2に示す関東平野西縁の岩盤上に位置するKNG014(山北)における観測記録のTransvers成分の継続時間を目視で読み取った。読み取った結果、継続時間は15秒となった。図-3には、KNG014(山北)における観測記録のTransvers成分を示す。

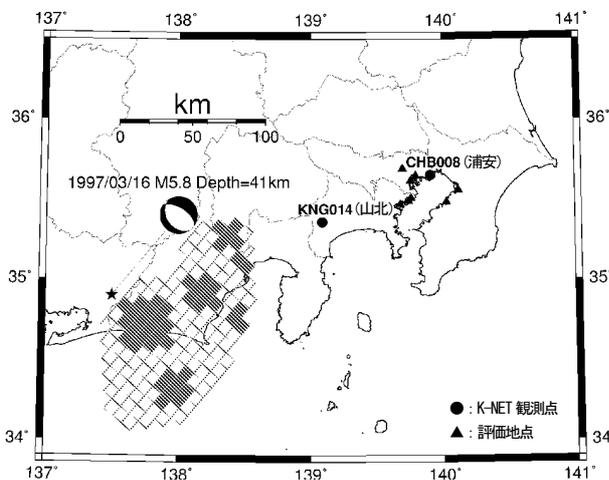


図-2 想定東海地震の震源断層モデルと1997年3月の愛知県東部の地震

次に、東京湾東岸と西岸の代表としてHOG(東扇島)及びCHB008(浦安)における、東海小地震の観測記録を地点直下の一次元地盤構造を用い地震基盤まではぎとった(以後、「地震基盤波」と呼ぶ)。図-4にはこの地震基盤波を示すが、KNG014(山北)で読み取った継続時間15秒に対し、両地点の継続時間は有意に長くなっている。そこで、地震基盤波の実体波初動から山北で求めた継続時間までを目視で読み取り、これを地点直下の地震基盤上の実体波とみなした。

図-5には、HOG(東扇島)の地震基盤波とそこから取り出した実体波部分に関するフーリエスペクトルを示す。周期1秒以下に着目すると、地震基盤波全体のスペクトルと実体波部分のスペクトルはほぼ一致し、周期1秒以下は主として実体波で構成されていると見なせることが分かった。一方、周期1秒以上に着目すると、地震基盤波全体のスペクトルは図-5において点線で囲ったピーク周辺で実体波部分のスペクトルを大きく上回っており、実体波に続く後続動部分の影響が大きいことが分かった。この地震基盤波の後続動部分は一次元地盤構造でははぎとれなかった表面波等と考えられる。

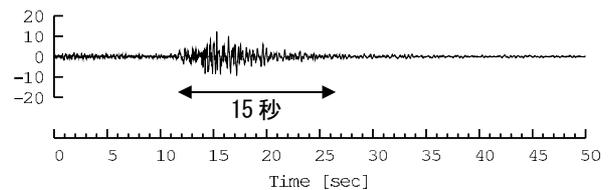
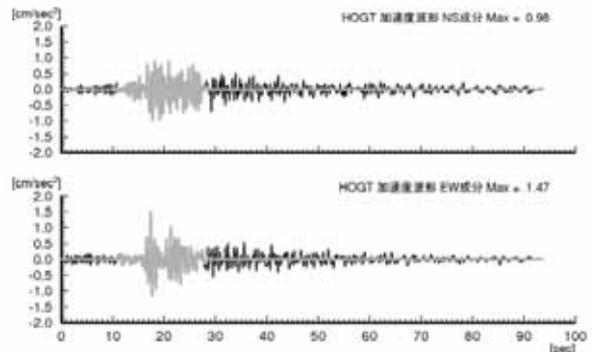
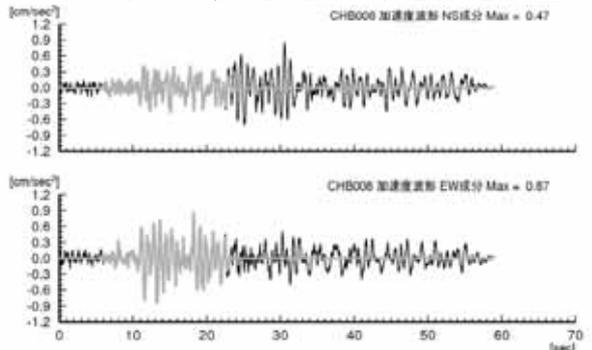


図-3 東海小地震のKNG014山北の加速度波形



(1) HOG(東扇島)の観測記録を用いて算定した地震基盤波



(2) CHB008(浦安)の観測記録を用いて算定した地震基盤波

図-4 東海小地震における地震基盤波と実体波部分の比較(黒線=地震基盤波、灰色線=地震基盤波の実体波部分)

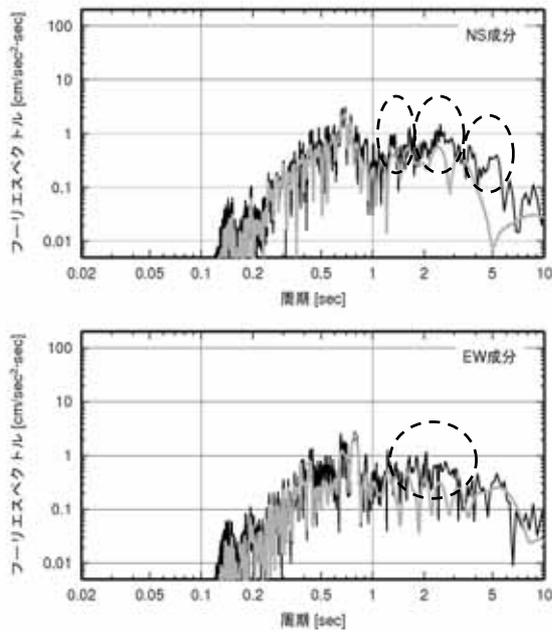


図-5 東海小地震における地震基盤波のスペクトルと実体波部分のスペクトルとの比較  
(黒線=地震基盤波、灰色線=地震基盤波の実体波部分)

なお、本検討に用いた1次元地盤構造モデルは工学的基盤以浅と以深に分けてモデル化した。工学的基盤以浅の弾性波速度および密度は評価地点で実施されたPS検層結果を用いた。Q値は25に設定した。工学的基盤以深に関しては、物理探査が評価地点近傍で行われている場合にはこの結果を用いた。物理探査結果が無い場合には、長周期の地震動評価に用いたSato *et al.*<sup>3)</sup>のモデルに準じて設定した。Q値は全層で関東地震の強震動評価<sup>4)</sup>で用いられている佐藤<sup>5)</sup>による $110 f^{0.69}$ を用いた。

### (3) 経験的グリーン関数法に用いる小地震の推定法

観測記録が存在しないHOG(東扇島)以外の各評価地点に関しては、HOGの観測記録に基づき対象地点における実体波と後続動を含む地震動を推定し、この地震動を用いて経験的グリーン関数法により強震動予測を行うこととした。具体的には、東海小地震のHOGの記録を直下の1次元構造で地震基盤まで下げ、距離補正を行った後に各評価地点直下の1次元構造で地表に戻して地震動を算定することとした。本方法の概念を、CHBを対象とした例示により図-6に示す。

本方法はS波に基づく計算ではあるが、後続動も含めた評価地点の地震動の振幅推定が近似的に可能と仮定した。1~5秒程度の周期帯域における表面波の波長は比較的短いことから、表面波の発生メカニズムとしては、地表付近の地盤構造のローカルな不整形・不均質に起因して入射S波から表面波が励起したことが考えられる。ここで、表面波の振幅はS波の振幅に比例すると考えれば、地震基盤波に対する表面波の励起は(地表/基盤)の

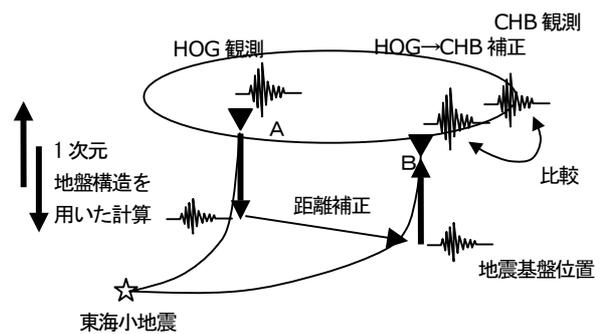


図-6 評価地点直下の1次元地盤構造を用いた記録補正

S波増幅率とおおまかに対応すると見なすことが出来る。このような考えに基づけば、今回採用したS波に基づく計算方法によっても、評価地点の後続動も含めた地震動のおおよその振幅推定が可能と考えた。

以上の方法に従いHOG(東扇島)地点の記録を用いてCHB008(浦安)の地震動を推定した。図-7には、CHB008における推定波形との実観測波形との比較、及び両者の擬似速度応答スペクトル(減衰5%)の比を示す。

図-7からCHB008の推定波形は実体波部分ばかりでなく後続動の振幅レベルおよび包絡形状を含めて、観測波形と比較的よく対応していることが分かる。また、擬似速度応答スペクトル比もおおよそ1に近い値をとっている。このように、地点直下の1次元地盤構造を用いた地震動の推定法の有効性を周期1~6秒で確認した。

なお、東海小地震の観測記録はHOG(東扇島)以外にもK-NETの数地点で観測されている。しかしながら、HOGの記録のように評価対象となる周期数秒の地震動が途中で観測中止されることなく、十分に減衰するまで継続時間が長く記録されている記録はないことから、地震動の推定は総てHOGの観測記録に基づくこととした。

### (4) 経験的グリーン関数法による地震動評価方法

経験的グリーン関数法には壇・佐藤<sup>7)</sup>の方法を用いた。東海小地震の地震モーメントはF-netによる $2.97 \times 10^{17}$  Nmとし、震源における $\rho$ および $\beta$ は長周期地震動の評価で用いた地殻モデルから3.07および4.15 km/sとした。 $f_c$ は地震モーメント $M_0$ と実効応力 $\sigma$ を用いて、下式から算定した。

$$f_c = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \beta \left( \frac{\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (1)$$

図-8には東海小地震の観測記録と司・翠川の距離減衰式<sup>8)</sup>との比較を示す。最大速度、最大加速度とも今回の地震は距離減衰式の値を上回っていることが分かる。一般的に加速度記録の短周期成分は実効応力 $\sigma$ と比例的な関係にある。図-8の下段の最大加速度から、東海小地震の実効応力は平均的な実効応力の2~3倍程度になると予想されるので、15 Mpaと設定した。

経験的グリーン関数法に用いるQ値は、後続動部分も含めた地震動のみかけのQ値を設定した。このみかけのQ値は東海小地震の地震基盤波の加速度フーリエスペクトルと、後述する(4)式の理論スペクトルモデルが1~10秒において概ね整合するように設定した。その際、地震波の放射特性FはBoore and Boatwright<sup>9)</sup>に示されたF値のうち、S波の全震源球面上の平均値である0.63を水平成分の自乗和平均として考え、0.63を $\sqrt{2}$ で除した0.445と設定した。図-9にHOG(東扇島)におけるフィッティングを示す。その結果、本検討では内部減衰を考慮しない、すなわち $Q=\infty$ とした。

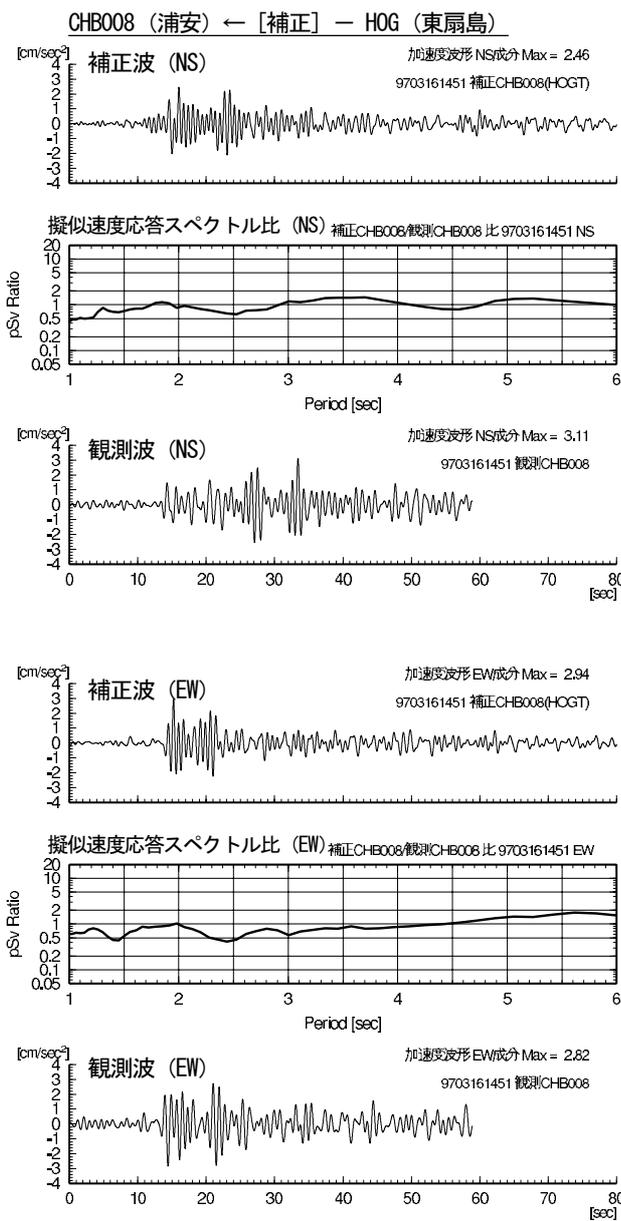


図-7 HOG波を用いた補正波と実観測波の比較(周期1~6秒)及び両者の擬似速度応答スペクトル比(減衰5%)

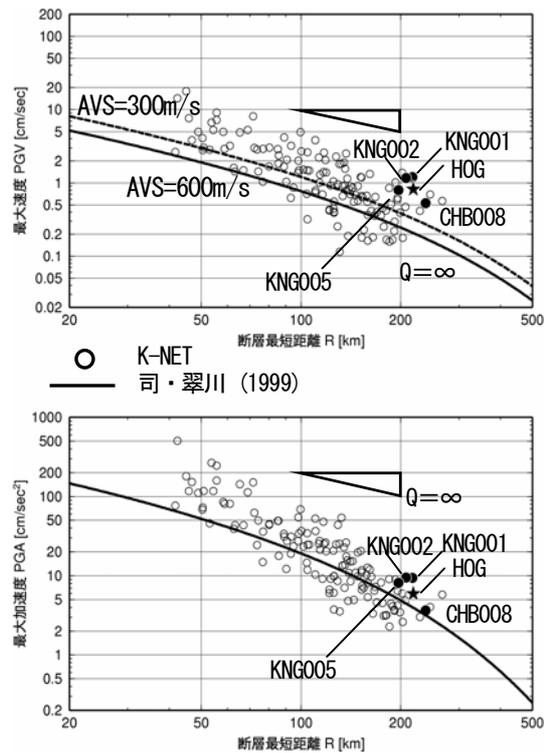


図-8 東海小地震の観測記録と距離減衰式の比較

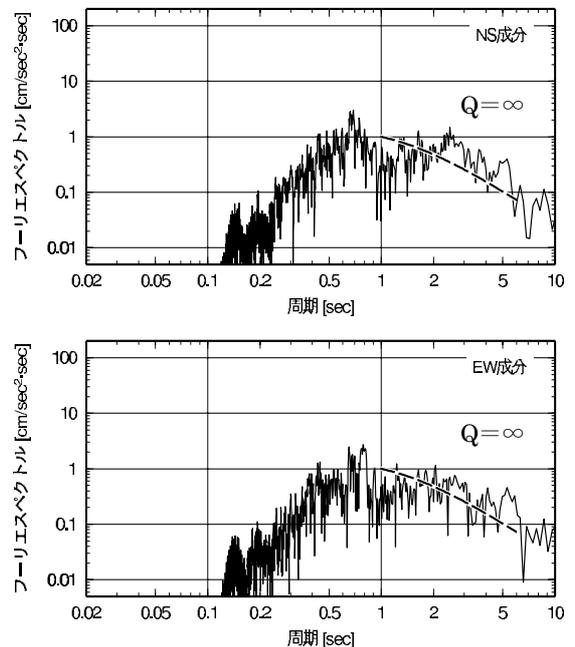


図-9 東海小地震におけるHOG(東扇島)の観測記録を用いて算定した地震基盤波のスペクトルと理論スペクトルモデル( $Q=\infty$ )との比較

小地震記録 ( $U_e$ ) と、距離補正をした  $ij$  要素による地震動 ( $U_{ij}$ ) は、方位特性を考慮しない場合、一般的に以下のように表すことができる。(Dan *et al.* <sup>10)</sup>。

$$U_{ij}(f) = \frac{r_e}{r_{ij}} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q(f)\beta}(r_{ij} - r_e)\right) U_e(f) \quad (2)$$

ここに、

- $U_e(f)$  : 小地震記録のフーリエスペクトル
- $U_{ij}(f)$  :  $ij$  要素による地震動のフーリエスペクトル
- $r_e$  : 小地震と観測点の距離 (震源距離)
- $r_{ij}$  :  $ij$  要素と観測点の距離
- $Q(f)$  : Q 値
- $\beta$  : せん断波速度

この時、 $Q=\infty$  とすると (2) 式は以下のように書くことが出来る。

$$U_{ij}(f) = \frac{r_e}{r_{ij}} U_e(f) \quad (3)$$

(2) 式は (3) 式に減衰の効果を付加したものであることから、「 $ij$  要素の距離が小地震の震源から遠い場合 ( $r_{ij} - r_e > 0$ ) には、(3) 式の値は (2) 式に比べ大きくなること」、反対に「 $ij$  要素の距離が小地震の震源より近い場合 ( $r_{ij} - r_e < 0$ ) には、(3) 式の値は (2) 式に比べ小さくなること」には注意が必要である。図-2 に示すように、今回用いた東海小地震の発生位置と想定東海地震の震源断層モデルの位置関係を検討すると、評価地点と東海地震の各要素断層までの距離は、東海小地震までの距離に比べ近い場合の方が多いたことが分かる。したがって、Q 値を無限大とした本検討における計算結果 ((3) 式に対応) は、Q 値を考慮した場合 ((2) 式に対応) に比較して、必ずしも大きな評価結果とはなっていない。

波形合成法では、要素断層の地震波放射位置を断層面上に格子状に配置すると人工的な卓越周期を有する合成波が得られる可能性がある。これを避けるためには、要素断層の地震波放射位置を要素断層面内にランダムに配置する方法が採用される (趙・他<sup>11)</sup>)。本検討では、乱数を利用して要素断層内の地震波放射位置をランダムに配置したケースを 21 ケース算定し、各ケースの中で地震動の最大速度の中心値をとるケースを最終的な合成波形として選出した。

### 3. 統計的グリーン関数法による地震動評価

前述したように、HOG (東扇島) 以外の評価地点に関しては、周期 1 秒より短い周期を統計的グリーン関数法によって計算した。統計的グリーン関数法で用いた地震基盤における地震動の理論スペクトルモデルは、壇・他<sup>4)</sup> による、下記の加速度フーリエスペクトルのモデルを用いた。

$$A(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \frac{M_0(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{\max})^m}} \times \frac{1}{r} \exp\left[-\frac{\pi f r}{Q(f)\beta}\right] \times 2 \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_{sb}\beta_{sb}}} \quad (4)$$

ここに、

- $A(f)$  : 地震動の加速度フーリエスペクトル
- $F$  : 地震波の放射特性
- $\rho$  : 震源における密度
- $\beta$  : 震源におけるせん断波速度
- $M_0$  : 地震モーメント
- $f_c$  : 臨界振動数
- $f_{\max}$  : 高周波遮断振動数
- $m$  : 定数
- $r$  : 震源距離
- $Q(f)$  : 地殻の Q 値
- $\rho_{sb}$  : 地震基盤における密度
- $\beta_{sb}$  : 地震基盤におけるせん断波速度

Q 値は統計的グリーン関数法による関東地震のシミュレーション<sup>4)</sup> で用いられた以下に示す佐藤<sup>5)</sup> による、周波数依存の Q 値を採用した。

$$Q(f) = \begin{cases} 110 & (0 \leq f \leq 1.0) \\ 110 f^{0.69} & (1.0 \leq f) \end{cases} \quad (5)$$

$f_{\max}$  と  $m$  に関しては、地震調査推進本部による強震動予測におけるパラメータ設定に準拠し  $f_{\max} = 5$  Hz、 $m = 4.2$  を採用した。地震波の放射特性  $F$  は 0.445 とした。

フーリエスペクトルから加速度波形を生成する際に用いた振幅包絡形は、佐藤・他<sup>6)</sup> に示される経験的経時特性モデルを用いた。

このように設定した小地震波形を 6 個のアスペリティの中心位置付近で作成し、それらが担当する大地震の要素断層にすべりと応力の補正を施して割り付け、壇・佐藤<sup>7)</sup> の方法により波形合成を行った。本方法は、基本的に文献-1 に示す周期 4 秒以上の計算方法に準拠している。なお、経験的グリーン関数法と同様に、乱数を利用して要素断層面内にランダムに配置したケースを 21 ケース算定し、そのなかで最大速度の中心値をとるケースを最終的な合成波形として選出した。

### 4. 広帯域地震動の作成

今回の想定東海地震による広帯域地震動は、周期帯域ごとに現状で最適と考えられる手法により個別に評価した地震動を 3 種 (東扇島では 2 種) の接続周期によってハイブリッドしたものとなっている。表-1 には、接続周期によって区分される評価手法をまとめて示す。

表-1 地震動評価手法

周期帯域	評価地点	
	品川、川崎、横浜、千葉、姉ヶ崎、新豊洲、新宿	東扇島
9 秒以上	3 次元有限差分法	
5.5 秒以上	3 次元有限差分法で計算した要素地震を用いた波形合成法	
1~5.5 秒	経験的グリーン関数法	経験的グリーン関数法
1.0 秒以下	統計的グリーン関数法	統計的グリーン関数法

本論文に示した経験的グリーン関数法による地震動と統計的グリーン関数法による地震動の接続周期は1秒とした。これは前述したように、HOG（東扇島）の地下構造が有効と考えられる最短周期に相当する。

文献-1に示す4秒以上の長周期地震動と経験的グリーン関数法による地震動の接続周期は5.5秒とした。4秒以上の長周期地震動は小地震でキャリブレーションされた三次元地下構造モデルを用いて計算されたものであり、関東平野の盆地構造の影響が適切に評価されていると考えられる。この長周期地震動の評価結果を優先させるため、長周期地震動の最短周期である4秒でマッチングフィルタが十分減衰するように接続周期を設定した。

図-10には川崎の地表面位置に関し、統計的グリーン関数法、経験的グリーン関数法及び4秒以上の計算方法により推定された地震動の計算結果とその減衰5%の擬似速度応答スペクトルを示す。速度応答スペクトルに着目すると、異なる手法で評価された3種の地震動は接続周期1秒、5.5秒でスムーズに接続されていることが分かる。このことから、中周期帯域を経験的グリーン関数法で評価することにより、工学的に重要な中周期帯域における堆積層表面波のスペクトル特性が適切に評価されているものと考えられる。

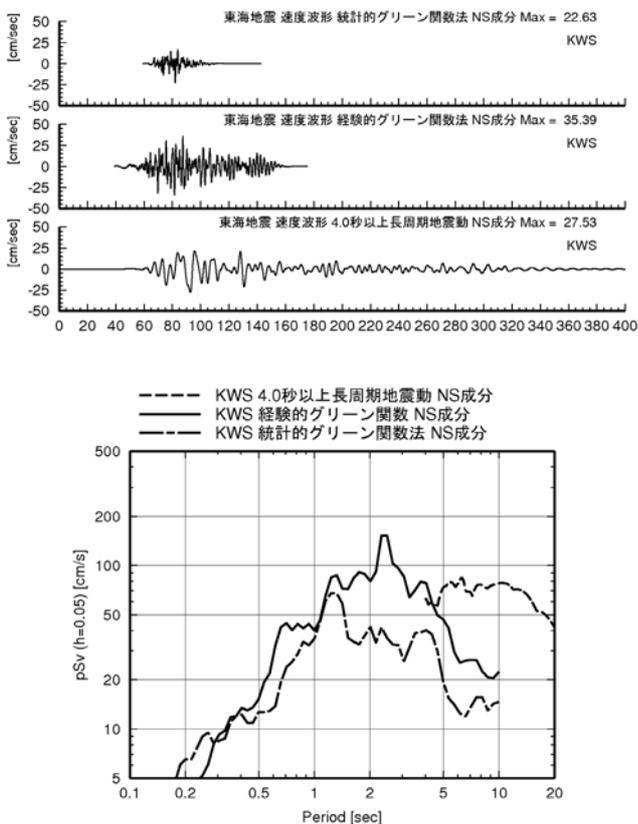


図-10 KWS（川崎）地点の東海地震の各周期帯域の予測波と5%擬似速度応答スペクトル

## 5. 広帯域地震動の評価結果

### (1) 予測地震動と速度応答スペクトル

図-11(1)～(4)には品川、横浜、新豊洲、新宿の各予測地点における地表面位置の予測地震動と5%擬似速度応答スペクトルを示す。地表面位置の最大加速度値は、4つの評価地点とも90～140cm/s<sup>2</sup>程度となっており、最大速度値は30～50cm/s程度となっている。

速度応答スペクトルには、周期3秒前後で大きな応答値が認められる。これは、経験的グリーン関数法を採用したことに起因して、東扇島の観測記録に認められる地震動特性が評価結果に反映したことに因る。また、周期6秒前後及び周期10秒前後に100cm/s程度のピークが認められる。これは、関東地方の厚い堆積層の存在に起因する表面波の卓越する周期に対応している。

### (2) 最大加速度の距離減衰式との比較

想定東海地震の地表位置の予測結果（加速度最大値）と司・翠川の距離減衰式とを比較した結果を図-12に示す。距離減衰式の計算では、震源距離には断層最短距離を用いた。本図から、今回の地震動評価は司・翠川の距離減衰式とほぼ対応していることが分かった。

### (3) 擬似速度応答スペクトルの安中スペクトルとの比較

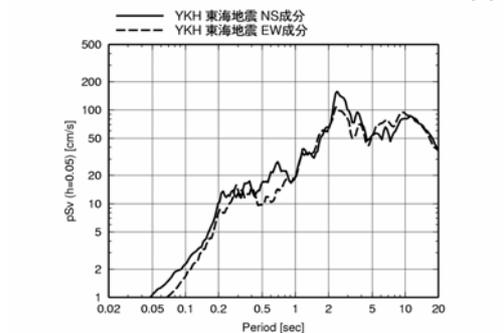
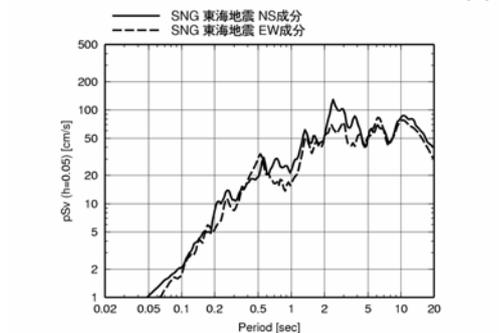
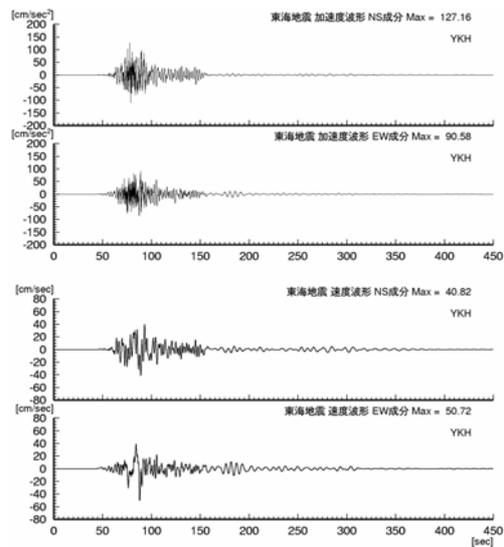
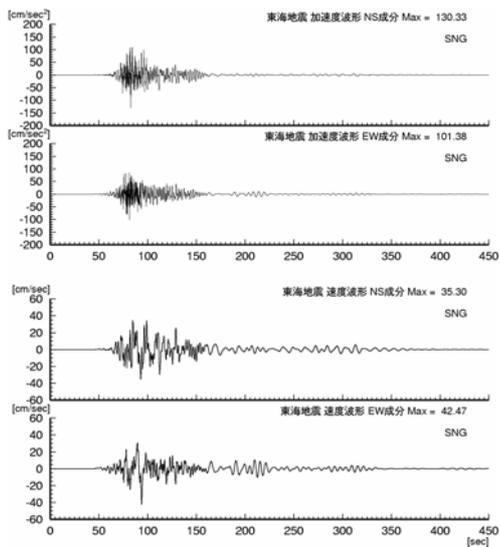
工学的基盤位置での予測波の減衰5%の擬似速度応答スペクトルと安中スペクトル<sup>1,2)</sup>とを比較した。その結果を図-13に示す。

今回の予測波は周期2秒より長い周期帯域では安中スペクトルの値を大きく上回る値となっている。安中によれば同距離減衰式は日本全国に展開された77地点の平均的な地盤上の式であり、洪積世の台地に相当するとしている。これに対し、今回対象とした関東平野には厚い堆積層が存在することや、対象地震は入射角が浅い距離の離れた地震であること等が、周期2秒以上の相違の原因として考えられる。

### (4) 1854年の安政東海地震の震度との比較

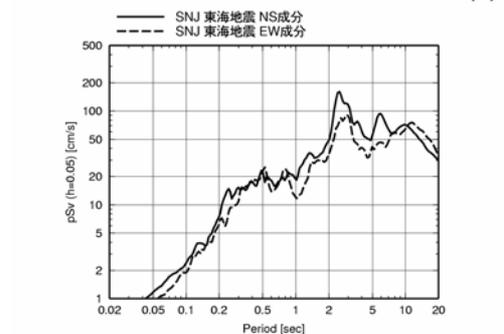
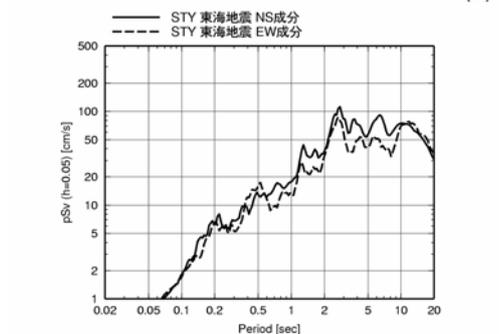
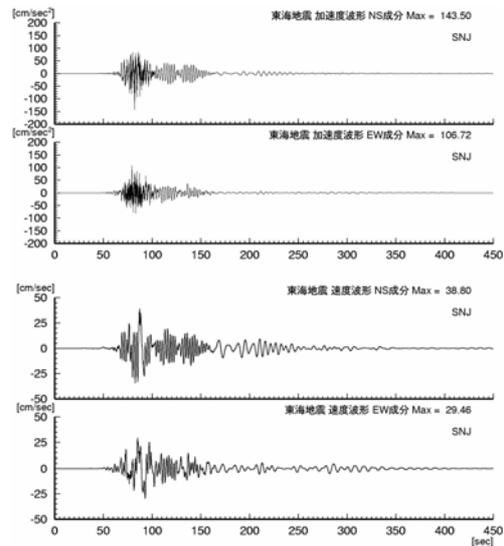
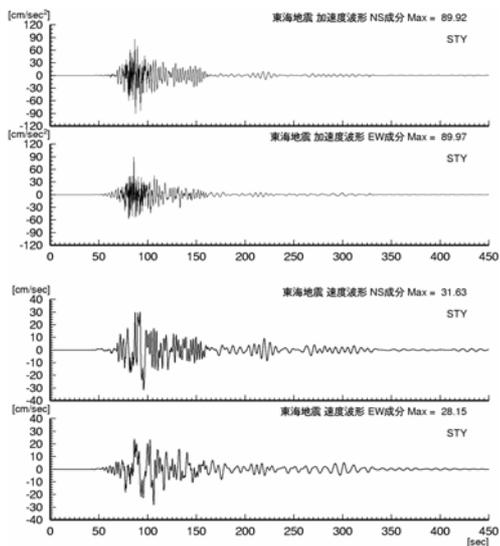
想定東海地震の地表位置の予測結果から算定された計測震度と宇佐美による1854年安政東海地震の震度分布<sup>2)</sup>との比較を図-14に示す。左図には宇佐美による震度のコンターを重ねてある。宇佐美による震度Vの境界を示す点線は計測震度では4.5に対応すると考えられる。平均的に見れば東京湾岸の各地点の評価結果は計測震度5を少し下回るのに対して、安政東海地震は計測震度4.5未満である。このように、今回の評価結果は宇佐美による安政東海の震度を上回る結果となった。

今回採用した中央防災会議の震源断層モデルは、統計的グリーン関数法による評価によって安政東海地震の震度がほぼ説明できる震源モデルとなっている。今回の検討では、経験的グリーン関数法を採用することで統計的グリーン関数法では勘案されない後続動部分を評価したことが、安政東海地震の震度より大きくなった原因であると考えられる。



(1) SNG (品川) 地点の評価結果

(2) YKH (横浜) 地点の評価結果



(3) STY (新豊洲) 地点の評価結果

(4) SNJ (新宿) 地点の評価結果

図-11 東海地震の広帯域地震動評価結果

## 6. まとめ

本検討では、工学的使用を目的に、種々の評価手法を組み合わせ、想定東海地震による関東平野の広帯域地震動を予測した。本論文にも一部示したように、広域の地下構造モデルの設定方法、Q 値の評価法、周期1～5秒程度に見られる実体波以外の成分の評価法をはじめとし、課題は山積していると考える。今後、地震観測記録の蓄積等を踏まえた更なる検討が必要である。

### 参考文献

- 1) 土方 勝一郎・植竹 富一・金谷淳二・真下 貢・早川 崇・渡辺 基史・佐藤 俊明(2005): 東海地震の関東平野における長周期地震動予測、海溝型巨大地震を考えるシンポジウム論文集, pp.61-64.
- 2) 宇佐美龍夫(1999): 新編日本被害地震総覧[増補改訂版], 東京大学出版会
- 3) Toshiaki Sato, Robert W. G. and P. G. Somerville (1999). Three Dimensional Finite-Difference Simulations of long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake (Mj5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake(Ms8.2) in Japan. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, No. 3, pp. 579-607.
- 4) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000): 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震 (MJMA 7.9) の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 530 号, pp. 53-62.
- 5) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 462 号, pp.79-89
- 6) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994a): ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 461 号, pp.19-28.
- 7) 壇一男・佐藤俊明(1998): 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 第 509 号, pp.49-60.
- 8) 司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70.
- 9) Boore, D. M. and Boatwright, J. (1984). Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 74, No. 5, pp. 1615-1621.
- 10) Dan K., T. Watanabe, T. Tanaka, and R. Sato (1990). Stability of earthquake ground motion synthesized by using different small-event records as empirical Green's functions, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 80, No. 6, pp. 1433-1455.
- 11) 趙文方・壇一男・田中貞二(1995): 中小規模地震の観測記録をグリーン関数として用いる半経験的波形合成法における合成倍率の相互比較, 日本建築学会構造系論文集, 第 471 号, pp.29-40.
- 12) 安中正・山崎文雄・片平冬樹(1997): 気象庁 87 型強震計記録を用いた最大地震動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演梗概, pp.53-80

謝辞: 地震観測記録の検討には防災科学技術研究所 K-NET のデータを使用させていただきました。工学院大学の久田嘉章先生には、新宿地点における地盤構造のデータをご提供いただきました。東京大学地震研究所の古村孝志先生には、関東平野における広帯域地震動評価全般についてご教授をいただきました。記して感謝いたします。

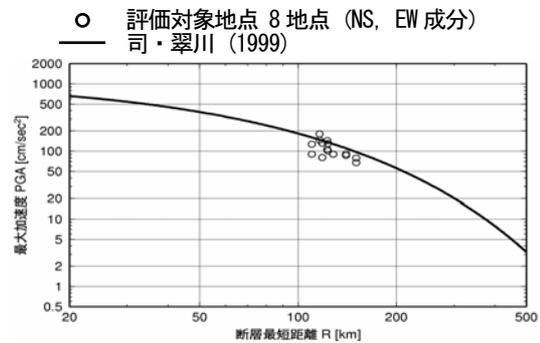


図-12 評価対象地点における東海地震の広帯域地震動評価結果と距離減衰式との比較 (PGA)

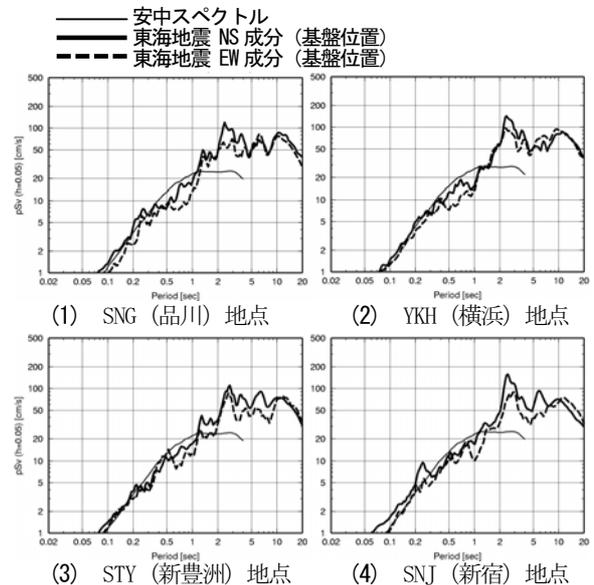


図-13 広帯域地震動評価結果 (基盤波) の減衰 5% 擬似応答スペクトルと安中スペクトルの比較

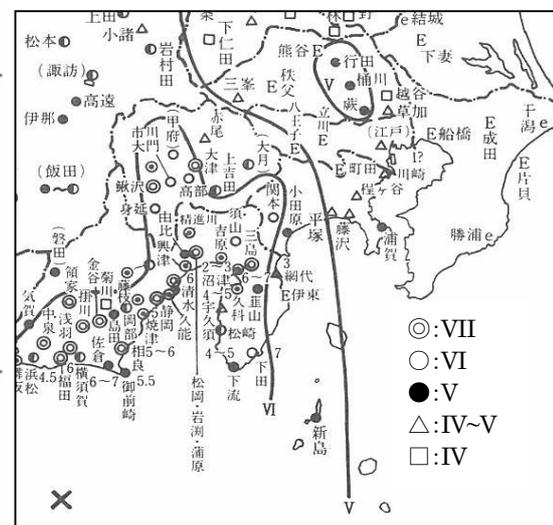
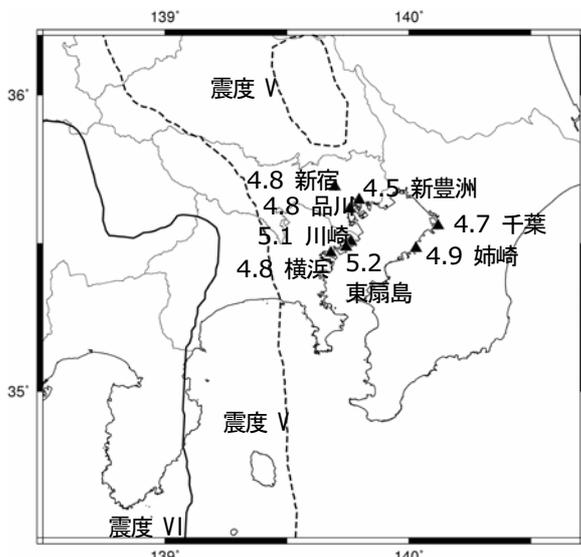


図-14 東海地震の広帯域地震動評価結果から算定された計測震度と 1854 年安政東海地震の震度分布<sup>2)</sup> との比較

# 破壊伝播速度が東南海・南海地震の強震動予測結果に与える影響

川辺 秀憲<sup>1</sup>・釜江 克宏<sup>2</sup>

<sup>1</sup>京都大学助手 原子炉実験所 (〒590-0494 大阪府泉南郡熊取町朝代西2丁目)  
E-mail:kawabe@rri.kyoto-u.ac.jp

<sup>2</sup>京都大学教授 原子炉実験所 (〒590-0494 大阪府泉南郡熊取町朝代西2丁目)  
E-mail:kamae@kuca.rri.kyoto-u.ac.jp

本研究では想定される東南海・南海地震時の高精度な長周期地震動予測の実現とより広域における長周期地震動特性の把握を目的とし、フィリピン海プレートの形状や堆積盆地構造を考慮した3次元理論長周期地震動評価を行った。また、震源の破壊伝播速度が強震動予測結果に与える影響についても検討した。検討の結果、震源の破壊速度が速くなるとともに、最大速度振幅も大きくなり、また大阪平野や濃尾平野において、予測地震動の卓越する周期は場所により異なることを示した。

## 1. はじめに

海溝型巨大地震である東南海・南海地震の発生確率が高まり、被害軽減化など防災戦略上強震動予測に対する社会的要請が強まっている。これまで、経験的グリーン関数法や大阪堆積盆地構造のみをモデル化した3次元有限差分法により想定東南海・南海地震の強震動予測を行ってきた<sup>1),2)</sup>。その間、2003年十勝沖地震では、震源域から200 kmも離れた苫小牧市において、長周期地震動による石油タンクのスロッシングが原因となる火災が発生した。また、2004年9月5日の紀伊半島南東沖を震源とする地震でも、大阪、濃尾、関東など大規模平野において、平野の規模に依存すると考えられる、それぞれ異なる卓越周期を持つ長周期地震動が観測された。川辺・釜江(2005)<sup>3)</sup>では、紀伊半島南東沖の地震のシミュレーションから、長周期地震動の高精度な予測を実現するためには、大阪平野など堆積盆地構造のみでなく、堆積盆地外の地下構造のモデル化も重要であることを指摘した。以上のような背景から、本研究では想定される東南海・南海地震時の高精度な長周期地震動予測の実現とより広域における長周期地震動特性の把握を目的とし、フィリピン海プレートの形状や堆積盆地の地下構造を考慮した3次元理論長周期地震動評価を行った。また、震源の破壊伝播速度が強震動予測結果に与える影響についても検討した。

## 2. 解析手法とモデル設定

地震動の計算には、空間4次、時間2次精度の3次元差分法<sup>4)</sup>を用いる。減衰の設定はGraves(1996)<sup>5)</sup>の手法を用いる。格子点間隔は速度構造に応じて0.2kmから0.6kmの間で設定し、周期2.5秒以上の地震動を解析対象とした。震源モデルは地震調査研究推進本部が発表している特性化震源モデルをもとに作成した。震源の破壊伝播速度( $V_r$ )については、3.1km/sを標準モデルとし、それよりプラスマイナス約10%変化させた2ケース(2.8km/s、3.4km/s)のあわせて3ケースについて計算を行い、震源の破壊伝播速度が予測結果に与える影響について検討した。解析対象領域は3次元地下構造モデルが構築されつつある堆積盆地を含む領域とする。図-1・図-2にそれぞれ、東南海地震・南海地震の解析対象領域、震源モデル

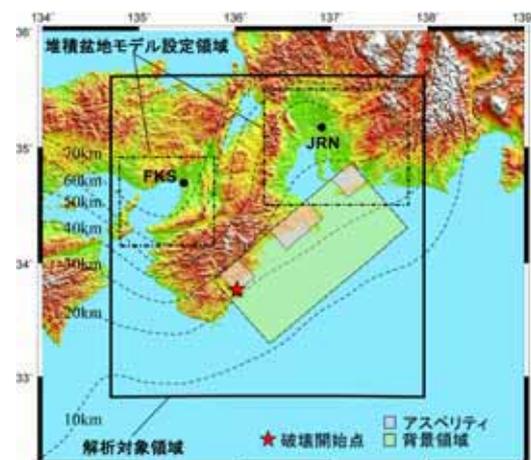


図-1 東南海地震の解析対象領域、設定震源位置、及び波形予測地点。点線はフィリピン海プレート上面深度<sup>6)</sup>を表す。

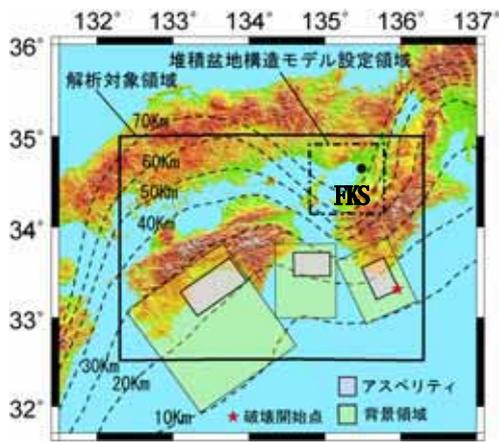


図-2 南海地震の解析対象領域、設定震源位置、及び波形予測地点。点線はフィリピン海プレート上面深度<sup>8)</sup>を表す。

表-1 強震動予測地点

	緯度	経度
FKS	34.648°	135.474°
JRN	35.168°	136.886°

及び強震動予測地点(表-1)を示す。なお、南海地震の震源モデルにおける解析対象領域外に存在する一部の背景領域は考慮されていない。ただし、強震動予測結果にほとんど影響しないと考えられる。大阪、濃尾の各平野では既に構築されている地下構造モデル<sup>6), 7)</sup>をもとに堆積盆地の3次元速度構造モデルを作成した。大阪平野の地下構造モデルは基盤岩を含む4層モデルとし、濃尾平野の地下構造モデルは愛知県により作成されたモデル<sup>6)</sup>を用いた。大阪平野及び濃尾平野の地下構造モデルの基盤岩上面深度をそれぞれ図-3、図-4に、各層の物性値を表-2、表-3に示す。フィリピン海プレートの形状は、Hori et al.(2004)<sup>8)</sup>のモデルを採用した。フィリピン海プレート上面深度は図-1、図-2に点線で示した。Q値の設定は、既往の研究<sup>9)</sup>からS波速度の1/2とし、リファレンス周波数は1Hzとした。

### 3. 予測結果

一例として東南海地震の大阪平野及び濃尾平野における予測結果を示す。3ケースの破壊伝播速度を仮定した大阪平野及び濃尾平野における最大速度振幅(NS成分)の分布図をそれぞれ図-5、図-6に示す。両平野とも、破壊伝播速度が速くなるとともに最大速度振幅も大きくなっている。次に、大阪平野内のFKS及び濃尾平野内のJRNにおける予測波形を図-7に示す。図-7からも破壊速度が速くなるとともに速度最大振幅も大きくなっていることが分かる。図-8には図-7で示した予測波形の減衰5%の擬似速度応答スペクトルを示す。JRNの破壊伝播速度3.1km/sの場合を除き、破壊伝播速度が速くなるとともに

表-2 大阪平野地下構造モデル各層の物性値

Layer	Vs (km/s)	Vp (km/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Qs
1	0.40	1.6	1.7	200
2	0.55	1.8	1.8	275
3	1.00	2.5	2.1	500
4	3.20	5.4	2.7	1000

表-3 濃尾平野地下構造モデル各層の物性値

Layer	Vs (km/s)	Vp (km/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Qs
1	0.35	1.7	1.85	175
2	0.60	2.1	2.00	300
3	0.80	2.2	2.05	400
4	1.30	3.0	2.25	750
5	2.00	4.0	2.40	1000
6	3.30	5.5	2.65	1000

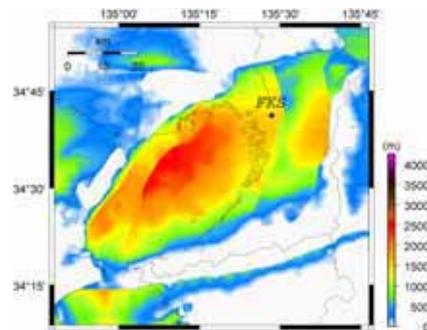


図-3 大阪平野地下構造モデルの基盤岩上面深度

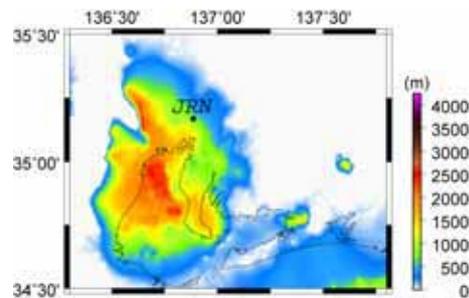


図-4 濃尾平野地下構造モデルの基盤岩上面深度

擬似速度応答スペクトルも大きくなっていることが分かる。図-9、図-10にそれぞれ大阪平野及び濃尾平野における周期4秒、6秒での擬似速度応答スペクトル振幅の分布を示す。大阪平野では、周期4秒の卓越する地域は神戸や大阪平野南部など盆地端部地域であり、周期6秒の卓越する地域は東大阪及び大阪平野北部の大阪湾周辺の海岸部という結果となった。また、濃尾平野では、周期4秒の卓越する地域は知多半島及び伊勢湾周辺の盆地端部であり、周期6秒の卓越する地域は伊勢湾周辺の海岸部という結果となり、堆積平野の内部において予測地震動の卓越する周期は場所により異なることが示されている。

大阪及び濃尾の両平野とも、擬似速度応答スペクトル振幅は震源の破壊伝播速度が速くなるとともに大きくなっている。

#### 4. まとめ

本研究では想定される東南海・南海地震時の長周期地震動予測を行った。また、震源の破壊伝播速度が強震動予測結果に与える影響についても検討した。その結果、堆積平野の内部において予測地震動の卓越する周期は場所により異なること、震源の破壊伝播速度が速くなると

ともに最大速度振幅も大きくなるという結果を得た。しかしながら、震源の破壊伝播速度の影響を擬似速度応答スペクトルで周期ごとに見た場合、場所によっては破壊伝播速度が速くなくても必ずしもスペクトル振幅が大きくなるとは限らず、周期ごとの振幅には堆積盆地構造の影響のほうが大きくなることもあると考えられる。

謝辞

本研究は文部科学省の大都市大震災軽減化特別プロジェクトの一環として行ったものである。記して感謝致します。

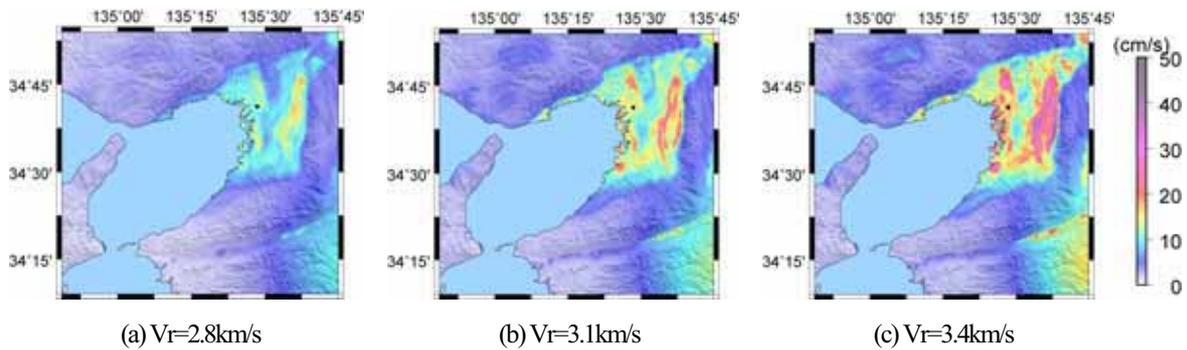


図-5 大阪平野における東南海地震のNS成分速度最大振幅

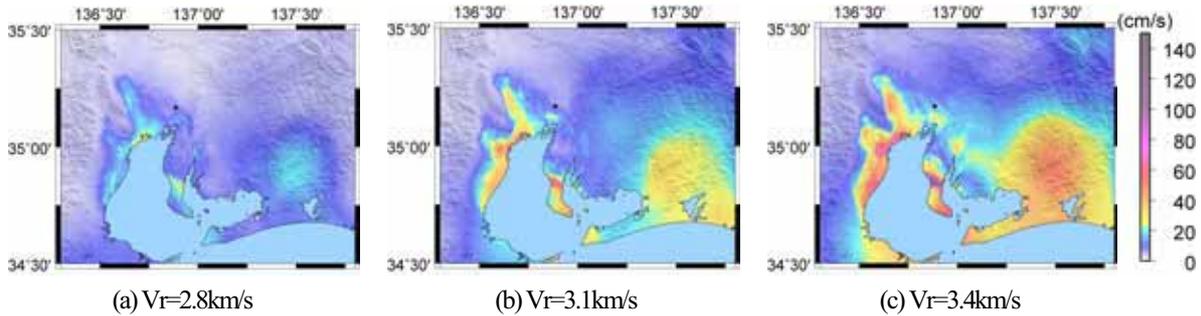


図-6 濃尾平野における東南海地震のNS成分速度最大振幅

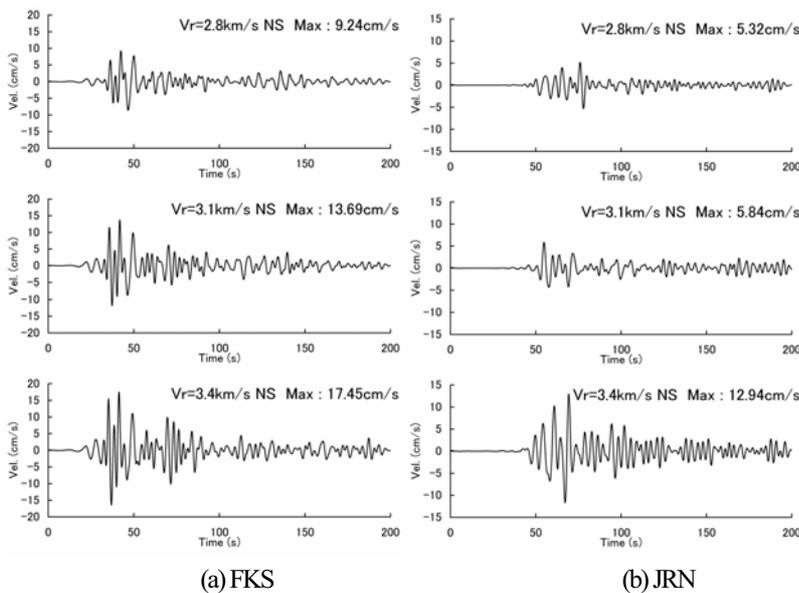
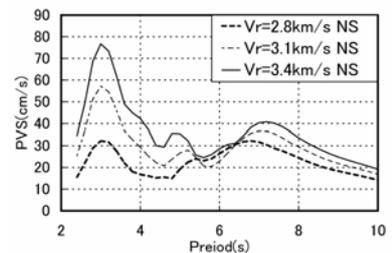
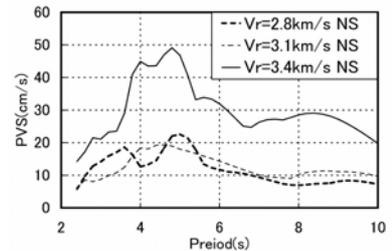


図-7 東南海地震の予測波形 (バンドパスフィルター : 0.05-0.40Hz)



(a) FKS



(b) JRN

図-8 東南海地震の予測波形の擬似速度応答スペクトル (減衰5%)

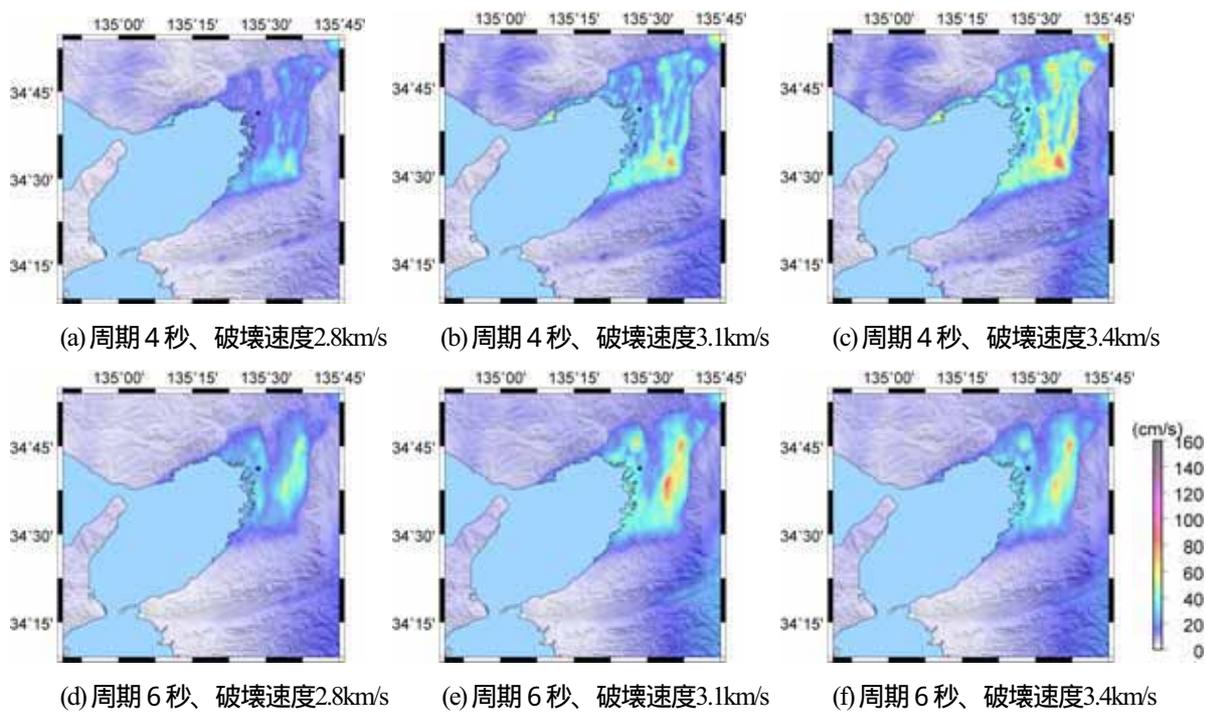


図-9 大阪平野における東南海地震の擬似速度応答スペクトル振幅の分布 (NS成分、減衰 5%)

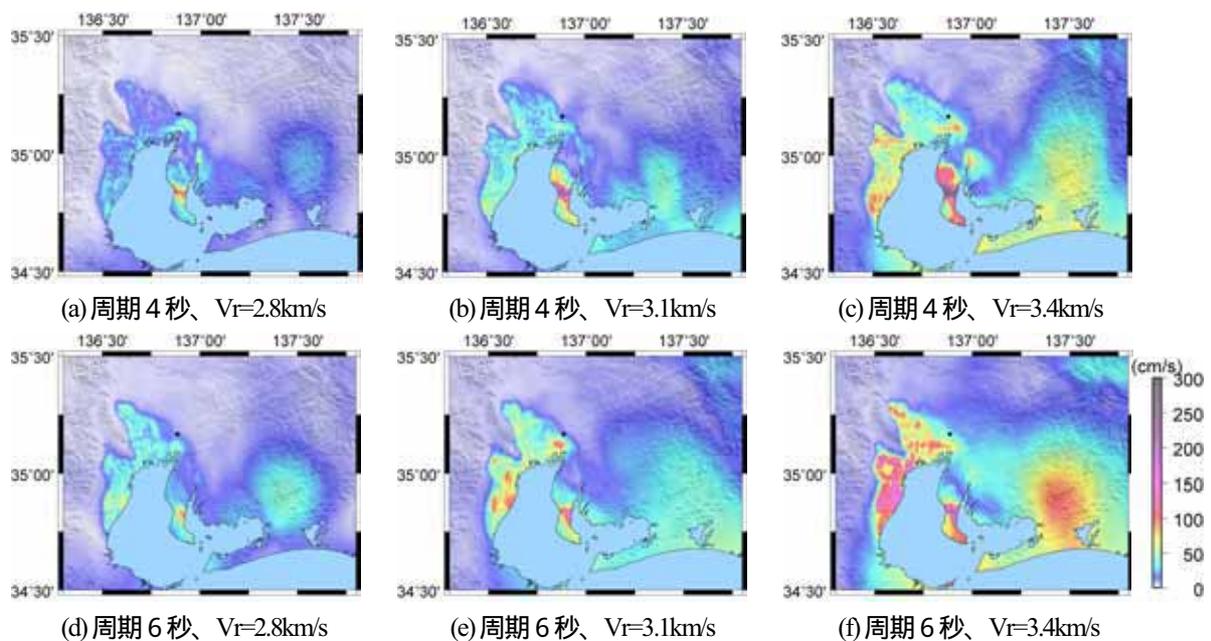


図-10 濃尾平野における東南海地震の擬似速度応答スペクトル振幅の分布 (NS成分、減衰 5%)

#### 参考文献

- 1) Kamae, K., H. Kawabe, and K. Irikura: Strong ground motion prediction for huge subduction earthquakes using a characterized source model and several simulation techniques, 13th WCEE, 2004, Paper No.655.
- 2) 川辺秀憲, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 理論的, 半経験的地震動評価手法を用いた想定南海地震・想定東南海地震時の強震動予測, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 161-162, 2003.
- 3) 川辺秀憲, 釜江克宏: 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震の強震動シミュレーション, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, 129-130, 2005.
- 4) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- 5) Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1091-1106, 1996.
- 6) 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, 活断層・古地震研究報告, No. 3, 225-259, 2003.
- 7) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金 三河地域堆積平野地下構造調査成果報告書, 愛知県, 平成 17 年 3 月.
- 8) Hori, T., et al.: A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, Earth and Plan. Sci. Lett., 228, 215-226, 2004.
- 9) 川辺秀憲, 釜江克宏: 大阪平野における3次元地下構造モデルの $Q_s$ 値の推定, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, S046-030, 2004.

# 東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例 - 面的ばらつきに関する検討 -

鶴来雅人<sup>1</sup>，香川敬生<sup>2</sup>，趙伯明<sup>3</sup>

<sup>1</sup>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)

E-mail:turugi@geor.or.jp

<sup>2</sup>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)

E-mail:kagawa@geor.or.jp

<sup>3</sup>北京交通大学

E-mail:bmzhao@center.njtu.edu.cn

次の南海・東南海地震については、今後30年もしくは50年以内の発生確率や震度分布および被害想定が公表されるなど、関心が高まりつつある。著者らはこれまで大阪盆地内の地震観測点を対象とした東南海・南海地震の強震動シミュレーションを行ってきた。本検討では、大阪市内西部を対象に6km四方の領域内の13地点において地震動シミュレーションを行ない、予測される地震動の空間的なばらつきを検討した。その結果、6km四方という比較的狭い領域内においても最大加速度や最大速度は50%程度のばらつきを、擬似速度応答スペクトルは周期によっては1/2~2倍程度のばらつきを有する可能性が示唆された。

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

## 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)や南海地震は百年~百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<sup>1)</sup>。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<sup>2)3)</sup>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。著者らは、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てきた<sup>4)5)</sup>(以下、「既往検討」と称す)。

本検討では、大阪市内西部を対象に6km四方の領域内の13地点において地震動シミュレーションを行ない、予測される地震動の空間的なばらつきについて検討する。

## 2. 解析概要

### (1)地震動シミュレーションの方法

既往検討と同様、広帯域にわたって信頼性の高い地震動を得るため、シミュレーションはハイブリッド法<sup>6)</sup>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グリーン関数法<sup>7)</sup>により、1~2秒程度以上の長周期領域の大地震動を理論的手法により求め、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、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の沈み込みを含む深部構造を考慮した差分法<sup>8)</sup>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、特に短周期領域の統計的地震動予測手法が確立されているとは言い難いため、水平動のみを対象とした。

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

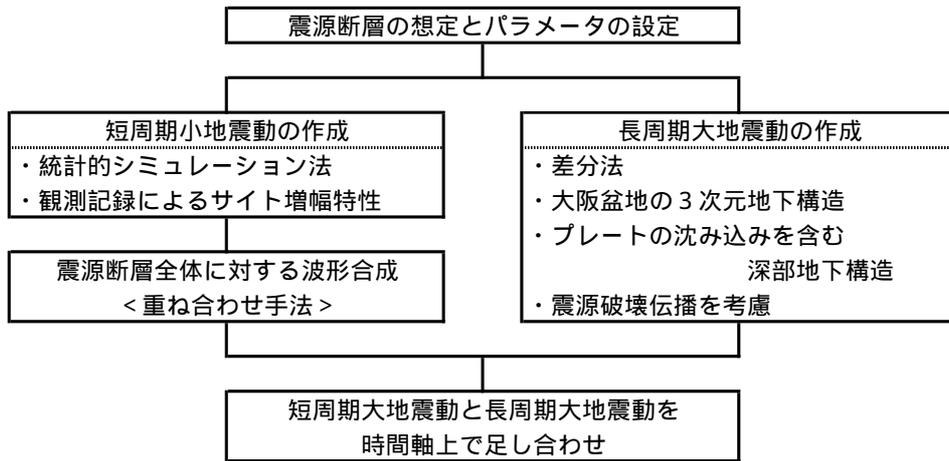


図-1 ハイブリッド法による大地震動の作成手法

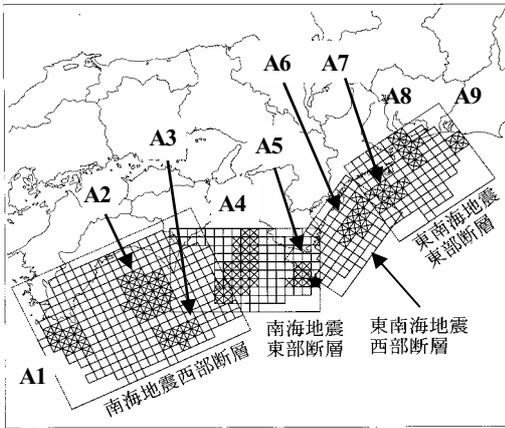


図-2 断層位置図

(×およびA1～A9：アスペリティ，△：破壊開始点)

地点毎に若干異なるが、概ね0.5Hz程度である。

## (2) 震源断層パラメータ

既往検討では、調査会が設定した断層モデルを基本に、3次元的に複雑な曲面構造を持つ震源域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つの矩形セグメントに分割・近似し、モデル化した。本検討においてもこの断層モデルを用いて解析を行った。設定した断層位置を図-2に示す。図中×印を示した領域(A1～A9)がアスペリティである、なお、破壊開始点は既往検討と同じ図-2中△印の位置とした。

## (3) 解析に用いる地下構造、Q値

既往検討では、長周期地震動の計算に際し、大阪堆積盆地の3次元不整形地下構造<sup>9)</sup>およびプレートの沈み込みを含む深部構造をモデル化した。本検討においてもこのモデ



図-3 解析対象地点位置図

(●：解析対象地点，▲：長周期地震動の代用地点)

ルを用いた。

また、短周期地震動の計算に用いるQ値についても既往検討で用いた特性(次式)を採用した。

$$Q(f) = 100 \times f^{0.7} \quad (1)$$

## (4) 解析対象地点とそのサイト増幅特性

地震動の空間的なばらつきを検討するため、関西地震観測研究協議会のFKS観測点を中心点(Centerと称す)とし、Centerより東西南北の各方向に1km, 2km, 3kmの計13地点を解析対象とした。ここで、Centerから東へ1km, 2km, 3km地点をE1, E2, E3と称すこととし、同様に、西方の地点をW1～W3, 南方の地点をS1～S3, 北方の地点をN1～N3と称す。解析対象地点の位置を図-3に示す。

なお、Centerを除く各地点では地震観測が実施されておらず、その増幅特性を求めることは不可能である。そこで、これらの地点における増幅特性はCenterにおける特性<sup>10)</sup>と同じとした。大阪府土木部<sup>11)</sup>は、常時微動観測により、

表- 2 最大加速度，最大速度の比較（東西断面）

Site	EW成分				NS成分			
	最大加速度		最大速度		最大加速度		最大速度	
	cm/s/s	比率	cm/s	比率	cm/s/s	比率	cm/s	比率
W3	153.5	1.03	39.4	1.10	124.9	0.60	36.8	0.94
W2	142.3	0.95	36.6	1.02	138.5	0.67	37.1	0.95
W1	147.5	0.99	33.1	0.92	152.2	0.74	38.3	0.98
Center	149.4	-	35.8	-	206.5	-	39.1	-
E1	162.3	1.09	36.0	1.00	139.5	0.68	37.7	0.96
E2	138.2	0.93	31.4	0.88	152.9	0.74	35.9	0.92
E3	151.5	1.01	35.4	0.99	197.2	0.95	29.2	0.74

表- 3 最大加速度，最大速度の比較（南北断面）

Site	EW成分				NS成分			
	最大加速度		最大速度		最大加速度		最大速度	
	cm/s/s	比率	cm/s	比率	cm/s/s	比率	cm/s	比率
N3	150.0	1.00	44.5	1.24	150.3	0.73	54.8	1.40
N2	151.0	1.01	48.3	1.35	147.0	0.71	60.6	1.55
N1	159.7	1.07	34.1	0.95	159.6	0.77	39.2	1.00
Center	149.4	-	35.8	-	206.5	-	39.1	-
S1	202.5	1.36	34.9	0.97	212.0	1.03	39.2	1.00
S2	189.5	1.27	44.7	1.25	165.2	0.80	30.0	0.77
S3	190.4	1.27	40.8	1.14	153.7	0.74	30.6	0.78

これら地点の地盤増幅特性をほぼ同じとしている．また，長周期地震動についてはCenterおよび近隣の算出地点(L1～L4)の結果を用いることとした(表- 1参照)．L1～L4の位置を図- 3に併記する．

### 3. 解析結果

東西断面(W3～E3)における地震動シミュレーション結果(加速度波形，速度波形および減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル)を図- 4に示す．また，南北断面(N3～S3)におけるそれらを図- 5に示す．示した結果はいずれも地震動のNS成分である．

最大加速度および最大速度を表- 2および表- 3に示す．同表ではCenterにおける値に対する比率を合わせて示した．東西断面，南北断面ともにNS成分の最大加速度のCenterに対する比率が小さくなっているが，これはCenterにおいて最大加速度がパルス的に大きくなったためである(図- 4および図- 5参照)．その点を考慮しても，最大加速度や最大速度は最大で50%程度のばらつきがあることがわかる．

Centerにおける擬似速度応答スペクトルに対する各地点のその比率を図- 6に示す．これより，擬似速度応答スペクトルは，0.5～2倍程度のばらつきを有すること，特に周期2～4秒の範囲でばらつきが大きく，3次元地下構

表- 1 用いた長周期地震動の計算地点

差分法計算地点	解析対象地点				
	Center	E1	W1	S1	N1
L1	E2	E3	-	-	-
L2	W2	W3	-	-	-
L3	S2	S3	-	-	-
L4	N2	N3	-	-	-

造の影響が大きいこと，がわかる．EW成分ではN3，N2，S2，S3の4地点において，NS成分ではN3，N2においてCenterに比べ2倍程度の応答スペクトルになることがわかる．また，南北断面のばらつきの方が東西断面よりやや大きいことが伺える．

### 4. おわりに

本検討では，大阪市西部を対象として6km四方の領域の13地点において東南海・南海地震の地震動シミュレーションを行ない，予測される地震動の空間的ばらつきについて検討した．地震動シミュレーションはハイブリッド法を採用した．短周期大地震動は統計的グリーン関数法，長周期大地震動は大坂堆積盆地の3次元不整形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差分

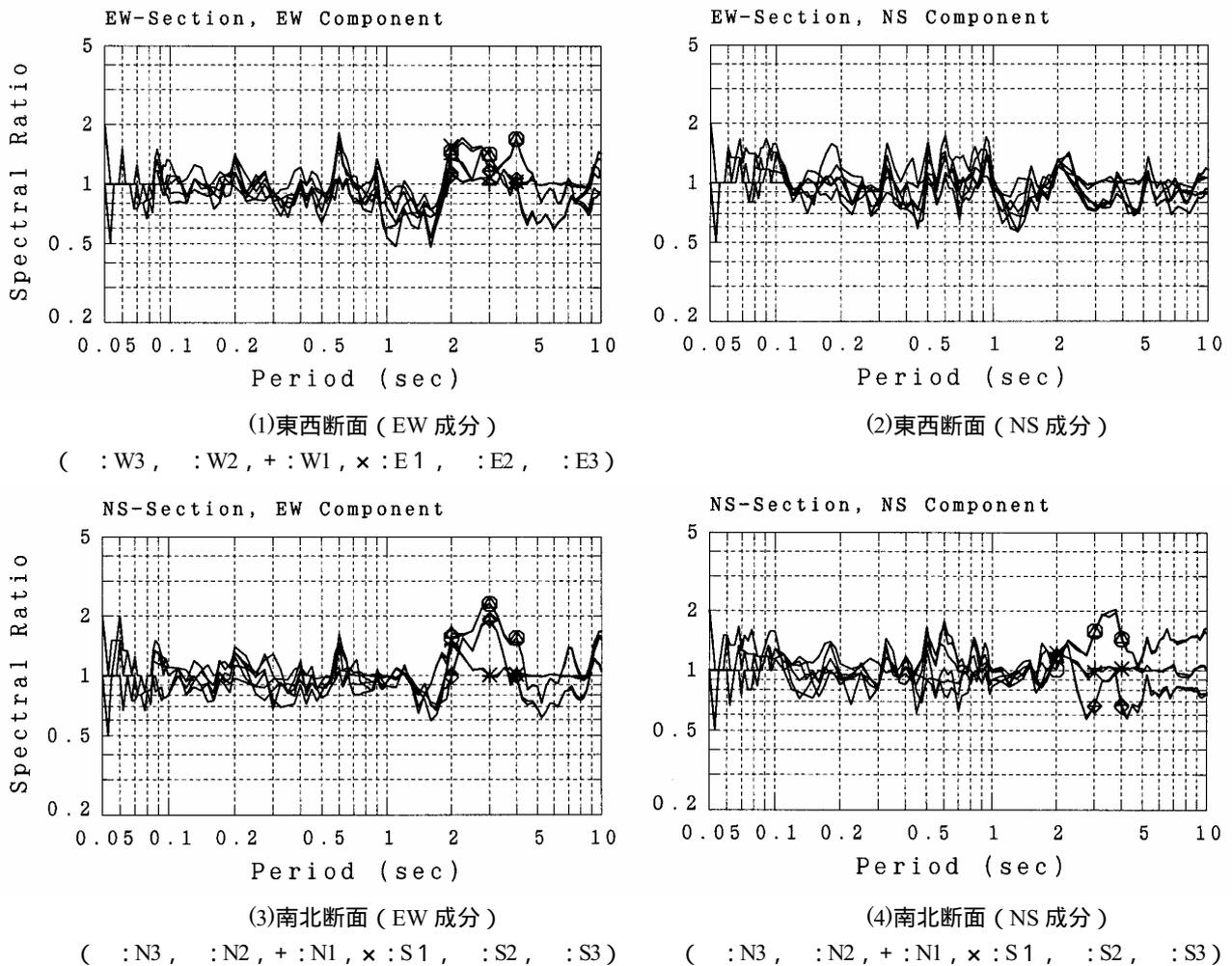


図-6 Center における擬似速度応答スペクトルとの比率

法を用いた。断層モデルは中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会が設定したモデルに準拠したモデルを用いた。

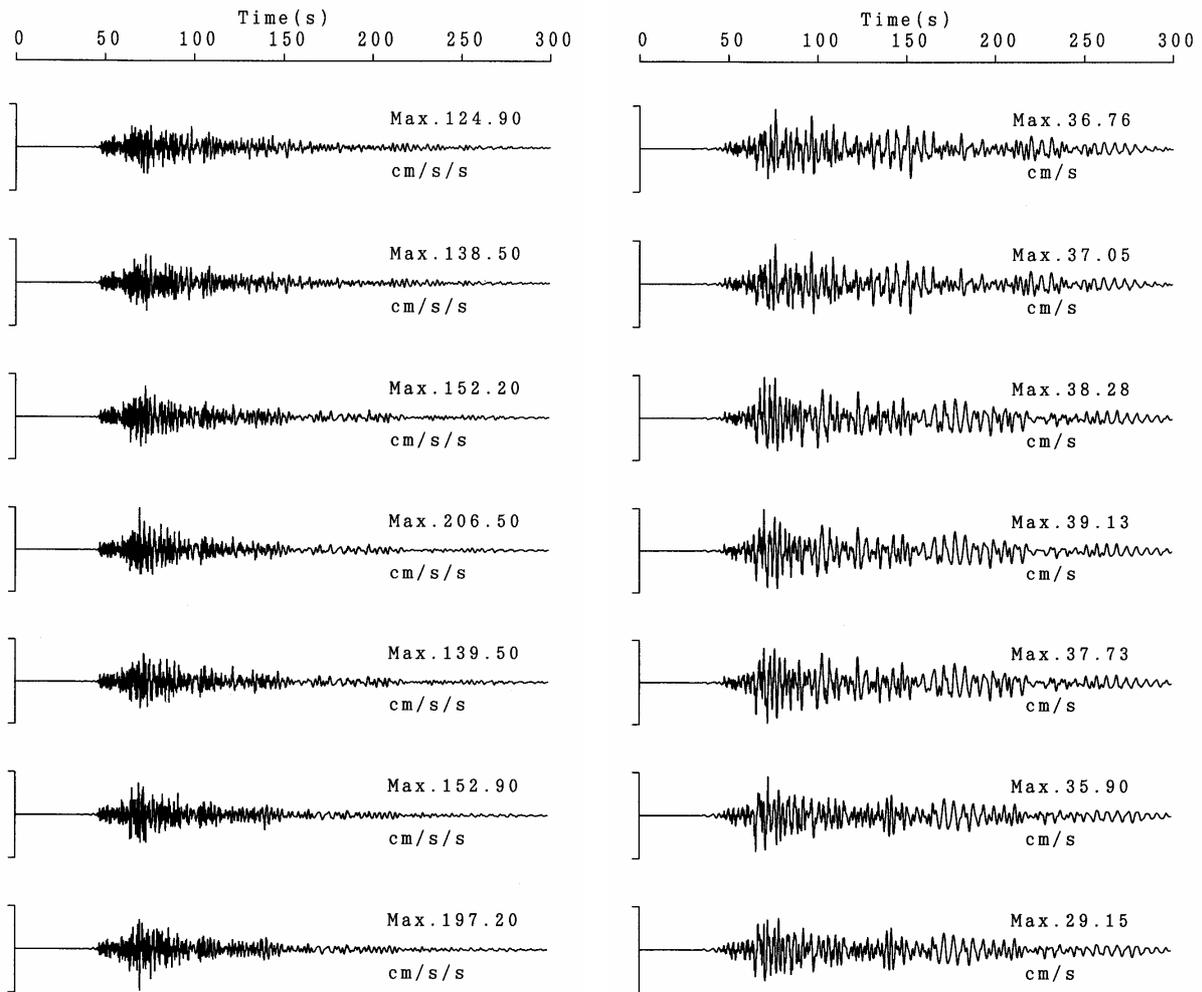
その結果、6km 四方の比較的狭い領域においても最大加速度や最大速度は 50%程度のばらつきがあることがわかった。擬似速度応答スペクトルは、0.5~2 倍程度のばらつきを有すること、特に周期 2~4 秒の範囲ではばらつきが大きいこと、が明らかとなった。また、南北断面のばらつきの方が東西断面のそれよりやや大きいことが伺えた。

#### 参考文献

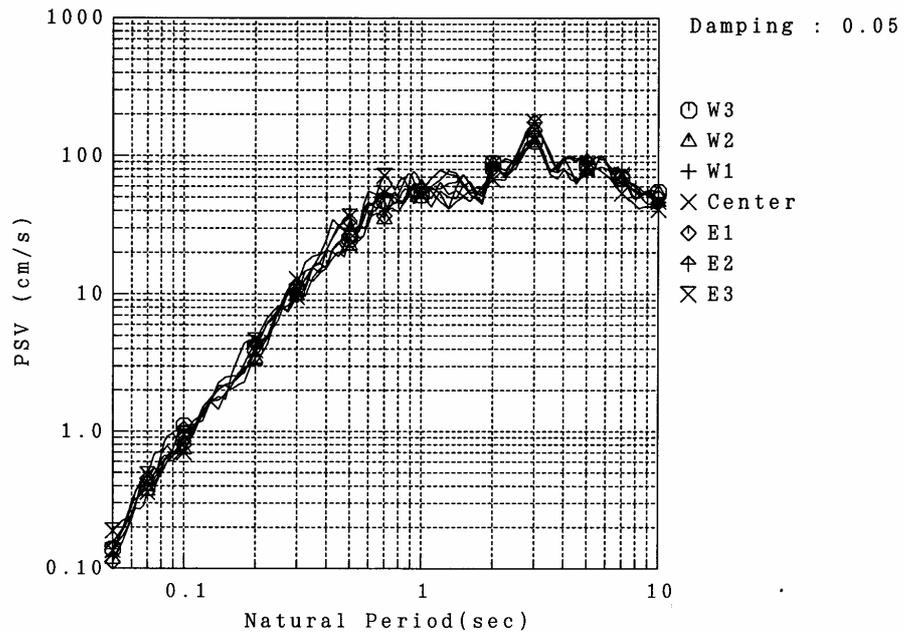
- 1) 地震調査推進本部 地震調査委員会：南海トラフの地震の長期評価について、<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>，2001。
- 2) 中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会：第 7 回資料、<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/7/index.html>，2002。
- 3) 中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会：第 14 回資料、<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/14/index.html>，2003。
- 4) 鶴来雅人，趙伯明，Petukhin Anatoly，香川敬生：南海・東南海地震の大阪府域における強震動予測，構造工学論文集，Vol.51A，

pp.501-512，2005。

- 5) 鶴来雅人，趙伯明，Petukhin Anatoly，香川敬生：東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例。海溝型巨大地震を考える - 広帯域強震動の予測 - シンポジウム論文集，pp.73-82，2005。
- 6) 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 - 地震第 2 輯，Vol.52，pp.129-150，1999。
- 7) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長：地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測 統計的波形合成法による予測，日本建築学会構造系論文報告集，No.430，pp.1-9，1991。
- 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) 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。
- 10) 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。
- 11) 大阪府土木部：大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書，1997。

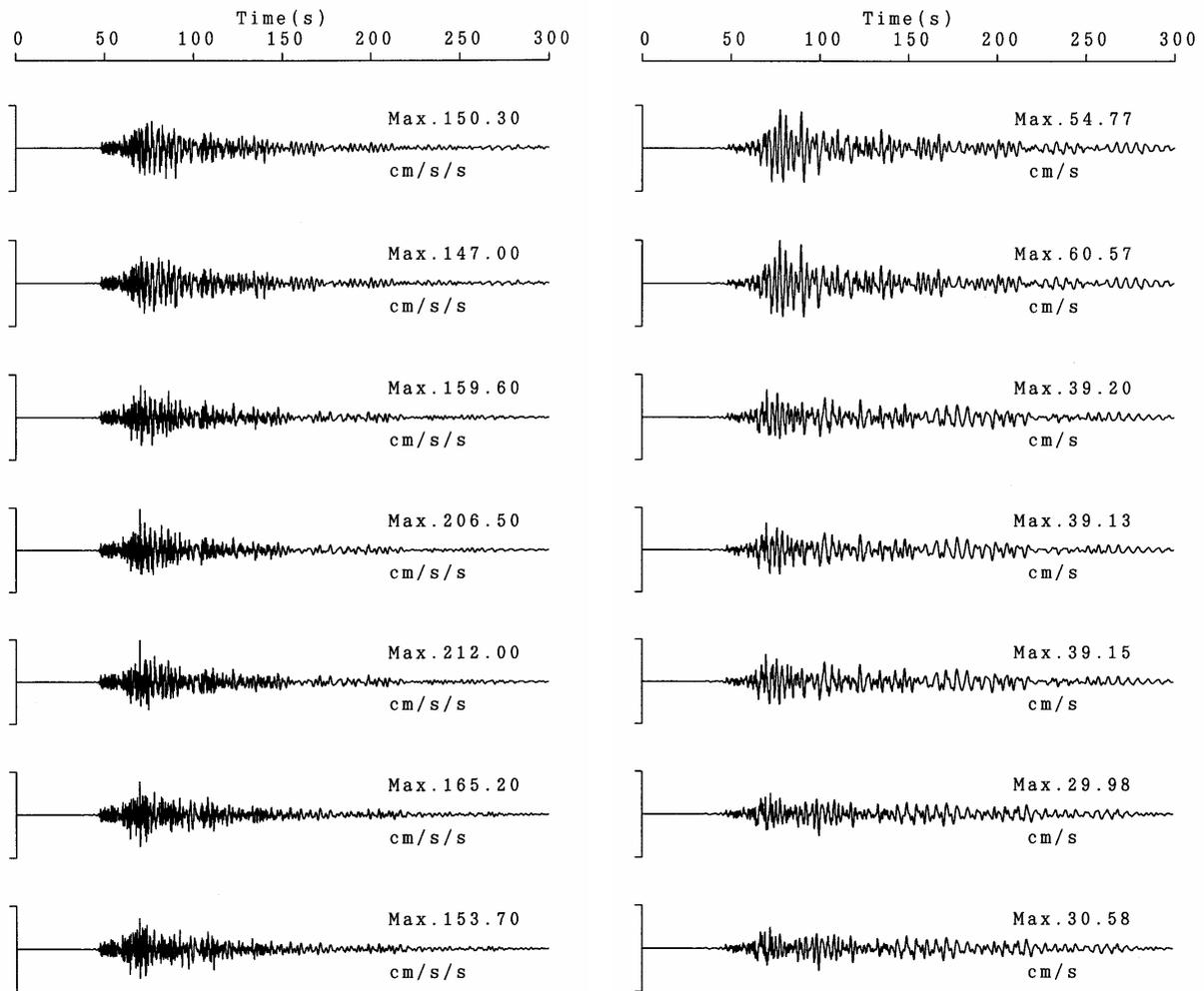


(1) 加速度波形 (2) 速度波形  
 (上から, W3, W2, W1, Center, E1, E2, E3)

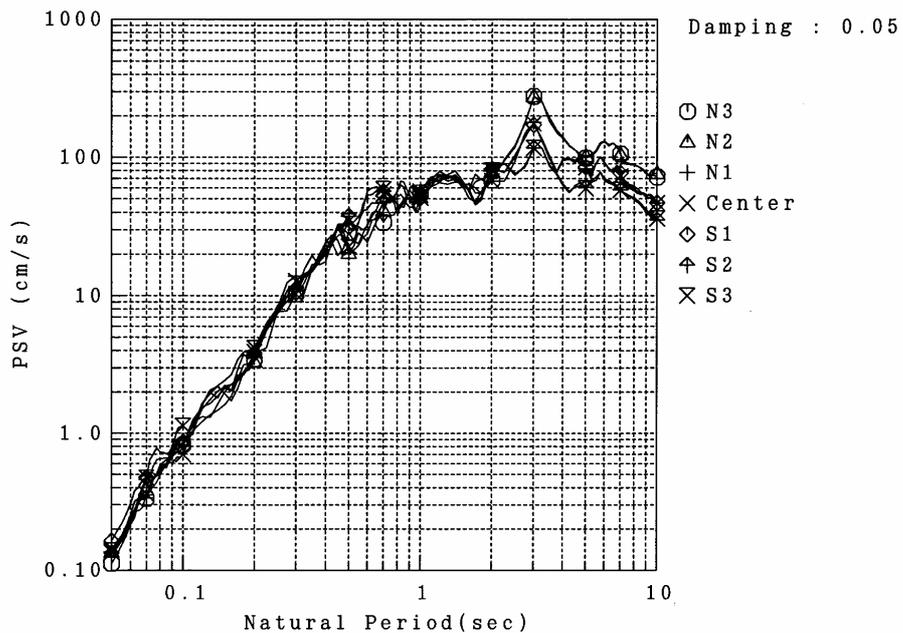


(3) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

図-4 東西断面(W3~E3)における地震動シミュレーション結果 (NS成分)



(1) 加速度波形 (2) 速度波形  
 (上から, N3, N2, N1, Center, S1, S2, S3)



(3) 擬似速度応答スペクトル (減衰定数 5%)

図-5 南北断面(N3~S3)における地震動シミュレーション結果 (NS成分)

# 愛知県設計用入力地震動研究協議会による 想定新東海地震に対する強震動予測

佐藤俊明<sup>1)</sup>・藤川 智<sup>1)</sup>・渡辺基史<sup>1)</sup>・久保哲夫<sup>2)</sup>・福和伸夫<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> (株)大崎総合研究所

<sup>2)</sup> 東京大学大学院 工学研究科

<sup>3)</sup> 名古屋大学大学院 環境学研究科

名古屋市を中心とした地域の建築構造物の地震時安全性検討に必要な地震動作成を目指したプロジェクトにおいて、対象地域への影響を考慮して選定された複数の想定地震のうち、想定新東海地震による強震動の予測結果を示した。広帯域ハイブリッド法により作成した工学的基盤上の波形と、表層の非線形解析による地表面波形は、過去の地震の推定震度や液状化発生の有無、さらに距離減衰式や 2004 年東海道沖の地震記録を参考に検証した。作成した地震動波形は、名古屋市域での耐震設計や地震防災の基礎資料となることが期待される。

## 1. はじめに

本報告では、地域の地震環境と地盤環境を考慮した地震動策定を目指したプロジェクトを進めている愛知県設計用入力地震動研究協議会による、想定新東海地震の強震動予測結果について述べる。

## 2. 愛知県設計用入力地震動研究協議会の概要

愛知県設計用入力地震動研究協議会<sup>1)</sup> (以下、協議会)は規約の中で、その目的を「性能設計化に向けた設計者の取り組み及び免震構造、制震構造の普及への一助をなすために、愛知県の地域特性を考慮した設計用入力地震動を研究し、会員の設計技術ならびに建築物の耐震安全性の向上に寄与することを目的とする。」と謳っている。

活動内容は、1) 愛知県における設計用入力地震動の研究、2) 1)に関する情報の提供、3) 性能設計に関する情報の交換、4) 免震・制震構造に関する情報の交換などであり、地震動策定に加え、地域における耐震設計技術の底上げに寄与しようとしている。

会員は、出資を行った正会員、特定行政庁と建築関連協会からなる公益会員、学会会員から構成される。具体的には、図 1 に示す実施体制で名古屋市を中心とした地域を対象に設計用入力地震動を策定すると共に、年 2 回の研究報告会・研究交流会を通して経過報告と

最新の技術情報の共有化を図っている。協議会は福知保長名工大名誉教授を会長に、学識経験者・構造設計者・建築関係協会の代表者が幹事を務め、行政体はオブザーバ参加している。地震動策定に関しては、協議会が(財)愛知県建築住宅センターに業務委託し、センター内の耐震構造委員会(福知保長委員長)傘下に設計用入力地震動作成検討部会(久保哲夫部会長)を設置して実施している。部会には、テクニクス・活断層・強震動予測・地盤震動などの専門家、設計事務所や建設会社に従事する構造設計者が参加している。

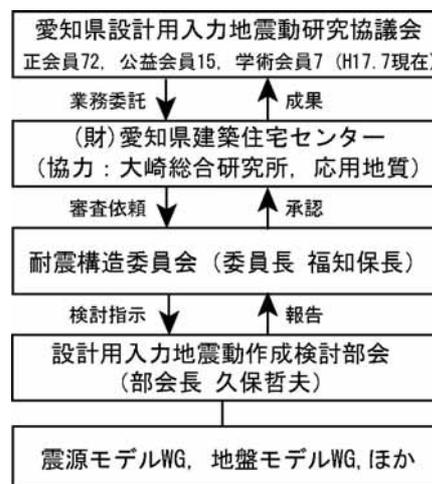


図 1 愛知県設計用入力地震動研究協議会の実施体制

平成 12 年初頭より検討に着手し、平成 12 年 7 月に

想定地震を絞り込み、平成12年11月に想定地震の震源モデルを確定、平成13年6月に3次元地盤モデルを作成した。その後、平成13年秋に最初の地震動計算を終え、平成14年3月に会員に地震動を提供した。その後、図2に示す検証フローに従い、想定地震の一つである想定新東海地震の予測結果については、2回の見直しを実施した。1回目はその検証フローに従って、初期値として全国平均値を与えた断層パラメータ(加速度震源スペクトルの短周期レベル)を見直したものである。2回目の見直しは、M8クラスの地震に対する強震動予測手法の適用限界に起因して、予測手法の見直しを行ったものである。本報告では、平成17年10月に終えた最終的な強震動予測結果について示した。

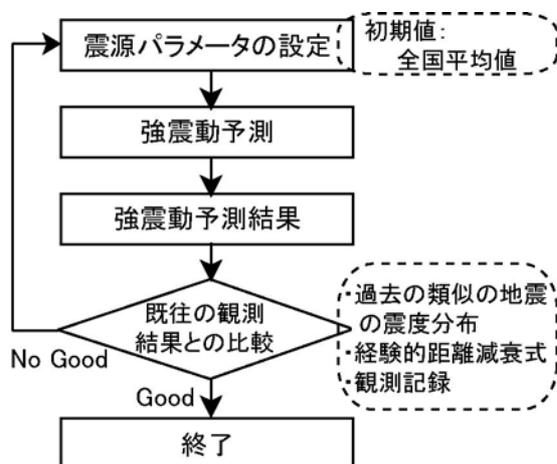


図2 予測地震動の検証フロー

## 2. 基本方針とモデル化

### (1) 地震動策定の基本方針

- 協議会では、地震動策定の基本方針を、
- ・周期0.1～10秒を含む広帯域地震動の作成
  - ・想定される最も起こりえる地震動を作成
  - ・想定地震は被害地震や活断層の最新知見と確率的想定地震<sup>5)</sup>の考え方を合わせて設定
  - ・断層破壊の非一様性を考慮
  - ・濃尾平野の三次元地下構造を反映する

などと定めている。

想定地震としては、プレート境界型の巨大地震、特定活断層の活動による地震(想定濃尾平野西縁地震、想定伊勢湾地震、想定猿投山北地震)、さらに活断層の存在が知られていないところで発生する地殻内地震(想定名古屋浅発直下地震)の計5地震を選定している。想定新東海地震は、これらのうちプレート境界型の巨大地震として選定されたものである。

### (2) 断層モデル

想定新東海地震の断層モデルの設定についての詳細は文献1)に譲り、ここではその概要を述べる。図2には、想定新東海地震の断層モデルを示す。起震断層としては、東海地震と東南海地震が連動する1854年安政東海地震タイプを想定している。巨視的断層面は、1944年東南海地震の断層モデルと静岡県下の固着域に対応させて、プレート境界の形状と微小地震分布に整合するように設定した。アスペリティ位置は、1944年東南海地震の断層モデルと静岡県下の固着域を参考に設定した。

表1に設定した断層パラメータを示す。断層パラメータのうち、加速度震源スペクトルの短周期レベルAについては、名古屋市域における予測結果の計算震度が、安政東海地震や昭和の東南海地震による同地域の震度と整合するように、その値を設定した。最終的には、 $M_0 \sim A$ の経験的な関係<sup>6)</sup>による平均値の2倍の場合が最も適当な値と判断して採用した。前述のように、初期値としては、 $M_0 \sim A$ 関係の平均値を用いたため、過去に強震動予測の見直しを行った経緯がある。



濃い網掛けはアスペリティ、☆は破壊開始点(西断層から破壊開始)、コンターはプレート境界深さ、薄い網掛けは固着域

図2 想定新東海地震の断層モデル

表1 想定新東海地震の断層パラメータ

モーメントマグニチュード $M_w$	8.3	
気象庁マグニチュード $M_J$	8.3	
地震モーメント $M_0$ [dyn·cm]	$4.0 \times 10^{28}$	
短周期レベル A [dyn·cm/s <sup>2</sup> ]	$1.7 \times 10^{27}$	
	西断層	東断層
断層長さ L [km]	180	100
断層幅 W [km]	80	75
平均すべり量 D [m]	4.5	3.3
すべり方向 $\lambda$ [deg]	270(逆断層)	同左

(3) 地下構造モデル

地震波の伝播経路および濃尾平野の堆積盆地を含む地下構造のモデル化<sup>2),3)</sup>の概要を述べる。地盤のモデル化範囲は、平面的には図3に示すArea-Aとし、断層面と濃尾平野を含む300km×300kmとした。深さ方向には、図4に示すように、断層面(プレート境界)とモホ不連続面を含む40km以浅とした。濃尾平野の地震基盤以浅の堆積地盤モデルは、まず、重力探査による推定地層境界面を基に、反射法探査やボーリングデータで拘束した密度構造モデルを作成した。次に、反射法結果を用いて深さとP波速度の回帰式を作成し、速度を付与した。図5に、作成した地盤モデルの地震基盤形状を示す。三次元地盤モデルの検証は、面的に存在する微動計測などによる1次固有周期分布の説明と、以下の地震(図3に震央位置を示す)の観測波のシミュレーションにより行った。

- 1997年愛知県東部の地震(M5.6,深さ38km)
- 1998年養老の地震(M5.4,深さ10km)
- 2000年三重県南部の地震(M5.7,深さ40km)

工学的基盤以浅の浅層地盤のモデル化は、後述する計算地点のうち名古屋市を中心として、11地点でのみ行った。従って、これらの地点でのみ地表の波形が計算されている。地盤のモデル化は、対象地点のPS検層や、土の非線形特性に関する動的変形試験等を用いることを基本とした。

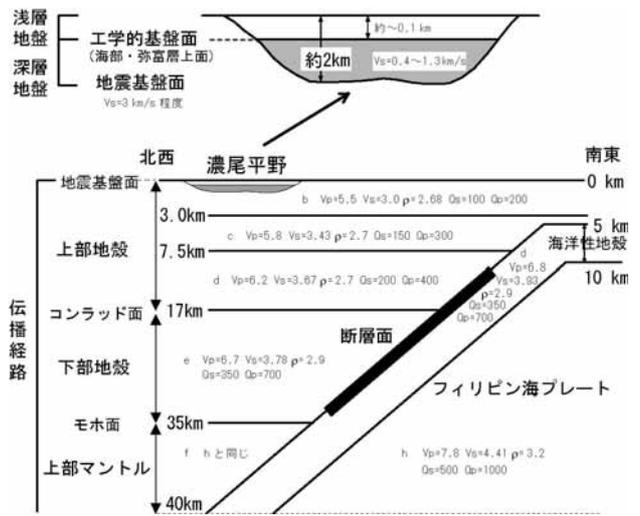


図4 地下構造モデルの区分けと伝播経路モデル

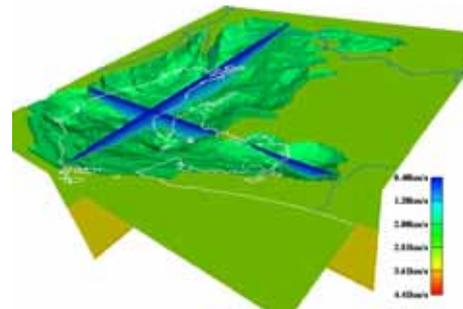
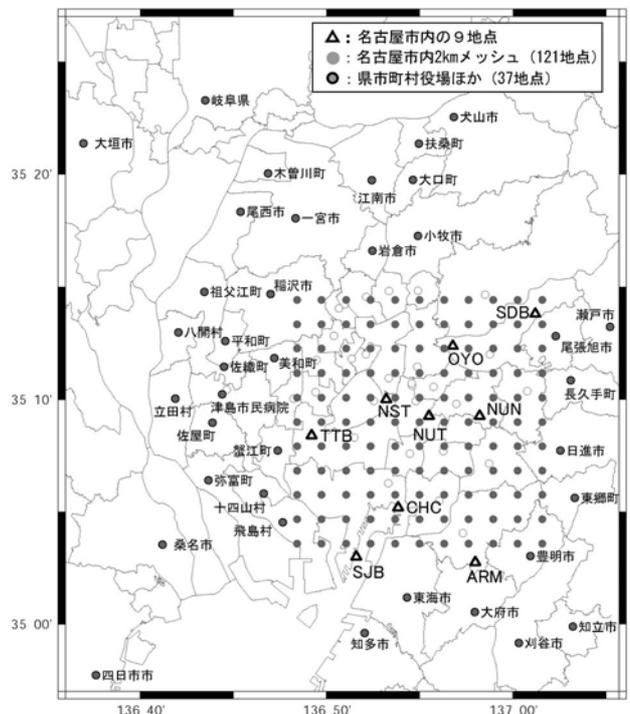


図5 モデル化した濃尾平野の地震基盤形状



図3 想定地震の断層面と地下構造のモデル化範囲



167地点で工学的基盤の地震動を計算した。また、△(9地点)と津島市市民病院、大府市では地表面の地震動を計算した。

図6 地震動計算地点

#### (4) 強震動予測地点

強震動予測を行った対象地点は、図 6 に示す名古屋市内の 9 地点に加え、名古屋市内を覆う東西 20km、南北 20km の範囲内にある 2km メッシュ間隔の 121 地点と、名古屋市周辺の市区町村 37 地点である。

#### (5) 強震動予測手法

想定新東海地震の地震動評価は、その検討のなかで計 2 回の見直しを行った。最初の地震動評価では、初期値として与えた短周期レベル(全国平均値)<sup>6)</sup>が小さく、計算した地震動が、過去の東海・東南海地震の震度に比べ過小評価となったため、1 回目の見直しとして短周期レベルを初期値の 2 倍に再設定し評価を行った。2 回目の見直しは、マグニチュード M8 クラスの地震動評価手法の問題点に起因するものである。これは、近年の強震動予測手法の進展に伴い明らかになった問題で、特性化震源モデルを用いた計算手法では、周期 2、3 秒から 10 秒の長周期地震動を過小評価する問題が内在されていたという問題である。この問題に対処するため、理論グリーン関数を用いた波形合成法を適用し、地震動を再々評価した。このように、本研究によって評価された想定新東海地震の地震動は、短周期レベルの変更という地域性の考慮と、理論グリーン関数を用いた波形合成法の適用という評価手法の改良を経た地震動評価となっている。

図 7 に地震の規模(マグニチュード)によるスペクトルの規模依存性、ならびに理論的方法による巨視的震源モデル、特性化震源モデルの適用可能周期範囲の模式図を示す。この図に示すように、特性化震源モデルを用いた場合の理論的方法の適用限界周期は、M8 クラスの地震では約 10 秒、巨視的断層モデル(あるいは近似的に点震源モデル)を用いた場合の理論的方法の適用限界周期は、M8 クラスの地震では数十秒、M6 クラスの地震では数秒となる。

理論グリーン関数を用いた波形合成法は、経験的グリーン関数法<sup>7)</sup>における実地震記録の代わりとなる M6 クラスの理論地震動(理論グリーン関数)を 3 次元堆積盆地構造モデルを用いて、想定地震のアスペリティ位置付近に点震源モデルを設定して算定する。周期 2,3 秒よりも長い周期(図 7 に示す M6 の地震のスペクトルのうち太い破線部)では、地盤構造が適切にモデル化されてさえいれば、その予測精度は実用可能な領域に入っている。この理論グリーン関数を用いて経験的グリーン関数法と同様の  $\omega^2$  乗の震源スペクトルの相似側に基づく計算手順を経ることで、3 次元堆積盆地構造が適切に考慮され、しかも周期 2,3 秒から 10 秒の長周期地震

動(図 7 に示す M8 の地震のスペクトルのうち太線部分)を過小評価することのない、理論グリーン関数をもとにした任意地点での地震動評価が可能となった。これが理論グリーン関数を用いた波形合成法の概要である。

本研究による地震動評価は、短周期帯域波に統計的グリーン関数法<sup>8)</sup>による計算結果を、長周期帯域波には、従来の手法で用いられてきた 3 次元有限差分法<sup>9)</sup>のかわりに、理論グリーン関数を用いた波形合成法による計算結果を用いたハイブリッド合成法によるものである。

次に、浅層地盤の計算は逐次非線形解析とし、非線形性のみ考慮した全応力法か、過剰間隙水圧の上昇も考慮した有効応力法<sup>10)</sup>とした。計算対象とする 9 地点のうち、地形や補正 N 値から判断して 4 地点(NST, TTB, SJB, CHC)では有効応力解析、それ以外の地点では全応力解析とした。

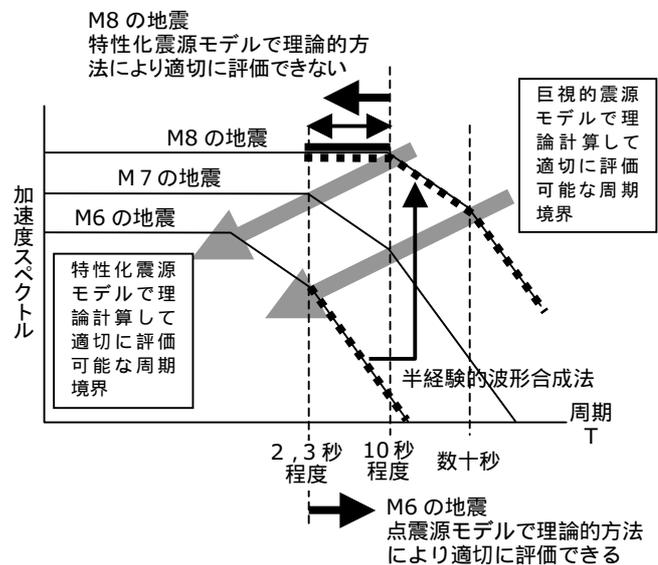


図 7 スペクトルの規模(マグニチュード)依存性、ならびに理論的方法による巨視的震源モデル、特性化震源モデルの適用可能周期範囲の模式図

### 3. 強震動予測結果

名古屋市の中心部に位置する地点 NST の工学的基盤の波形と擬似速度応答スペクトルを図 8 に、埋立地にある地点 SJB の工学的基盤の波形と擬似速度応答スペクトルを図 9 に示す。波形から、主要動の継続時間が 100 秒程度と非常に長いことがわかる。加速度波形の振幅が小さくなる時刻 160 秒以降では、後続の表面波による速度波形の振幅が目立ち、特に SJB でその振幅が大きい。擬似速度応答スペクトルには、稀に発生する地震動の告示スペクトル、及び極めて稀に発生する地震動の告示スペクトルをあわせて示した。両地点とも、2

つの告示スペクトルの間にほぼ収まっているが、それぞれの地点の堆積層の固有周期付近(NST は 3.1 秒, SJB は 4.6 秒)で、極めて稀に発生する地震動の告示スペクトルをやや超えている。

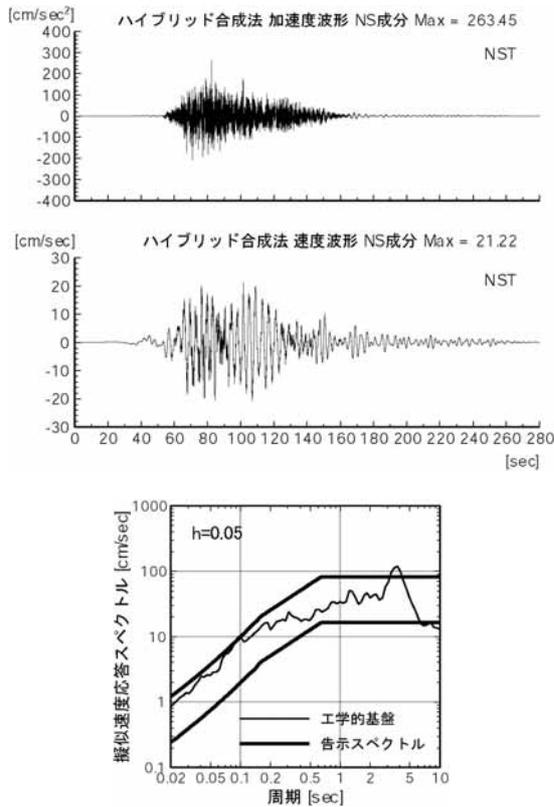


図 8 地点 NST の工学的基盤波と応答スペクトル[NS 成分]

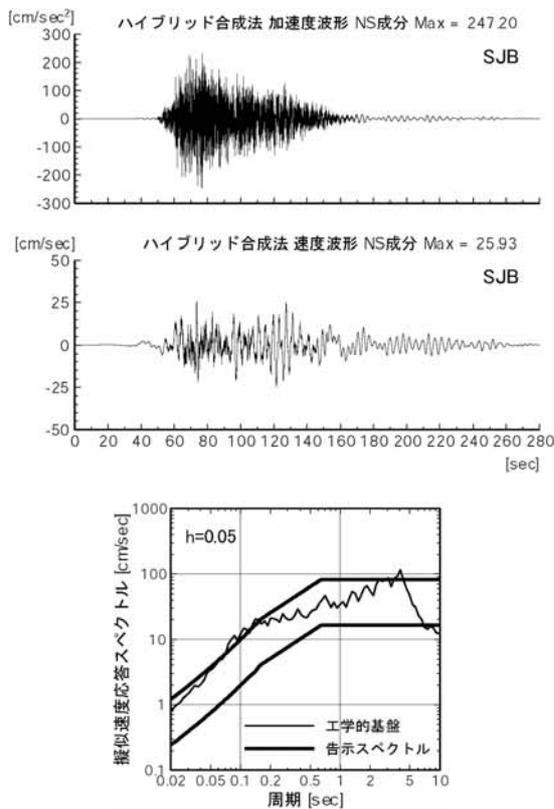


図 9 地点 SJB の工学的基盤波と応答スペクトル[NS 成分]

図 10 と図 11 には、NST と SJB における地表面の波形を示す。工学的基盤から地表までの最大値の増幅は、速度は 1.3~1.5 倍程度の増幅を示すが、加速度振幅は大きく低減している。これは、主として浅層地盤の非線形化の影響である。特に、SJB の地表面加速度波形は、最大振幅が生じた後に振幅が急に小さくなっている。これは、浅層地盤で過剰間隙水圧の上昇による地盤の剛性低下と履歴減衰の増大が生じており、それにより特に短周期成分が遮断されたためである。SJB では最終的に液状化に至っている。一方、NST では過剰間隙水圧はほとんど上昇しなかった。

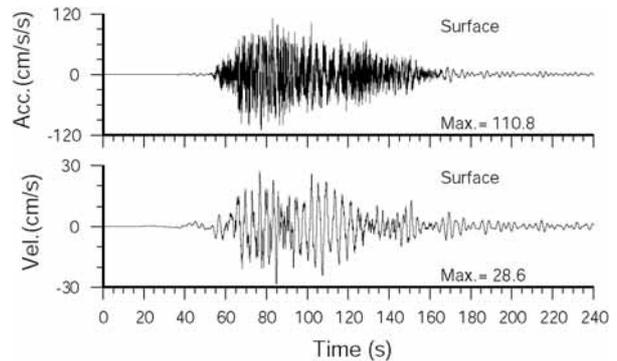


図 10 NST の地表面波形[NS 成分]

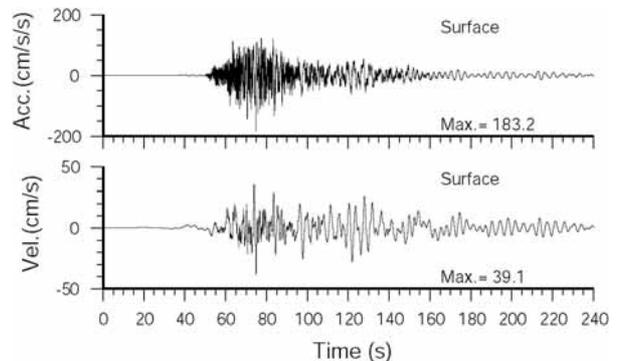


図 11 SJB の地表面波形[NS 成分]

#### 4. 強震動予測結果の検証

強震動予測結果は、図 2 に示すフローに従って検証を行った。検証は、過去に発生した類似の地震の震度との比較、液状化履歴の記録との対応、及び経験的距離減衰式との比較により行った。さらに、想定新東海地震の震源域の近くで発生した 2004 年東海道沖の地震(本震 M7.4)の観測記録とのスペクトル特性の比較からやや長周期成分の妥当性を定性的に検討した。

予測結果の地表面波形から求めた計算震度と、1854 年安政東海地震と 1944 年東南海地震の震度分布<sup>11)</sup>

から読み取った計算地点付近の震度の比較を表 2 に示す。名古屋市内の 9 つの計算地点では、計算震度がすべて 5 強であり、過去の地震の震度と対応している。

表 3 には、浅層地盤の有効応力解析を行った地点の液状化の有無と、1944 年東南海地震による液状化の記録<sup>12)</sup>との対応を示す。NST と TTB は、液状化の記録がなく、計算でも液状化が生じなかった。計算で液状化が生じたのは SJB と CHC の 2 地点であるが、このうち CHC では東南海地震で液状化が生じ、記録と対応している。SJB については東南海地震以後に埋め立てられたため、記録には示されていない。

計算地点の工学的基盤の加速度および速度の最大値と経験的距離減衰式<sup>13),14)</sup>との比較を図 13 に示す。計算結果は距離減衰式から算定される平均値とばらつき範囲内でよく対応している。

震度をターゲットとした検証では、周期 1~2 秒程度までの地震動の大きさは適切に評価できると考えられる。ところが、名古屋市を含む濃尾平野の中心部の地盤卓越周期は 3~4 秒であり、この周期帯域の振幅の検証は十分とは言えない。そこで、この周期帯域の検証のため、2004 年 9 月 5 日に発生した東海道沖の地震(本震 M7.4, 前震 M6.9, 最大余震 M6.5)の観測記録を利用した。図 14 には、距離減衰式<sup>15)</sup>による応答スペクトルを示す。周期 1~2 秒の振幅と周期 3~4 秒の振幅には相関があり、マグニチュード M の大きさに従って周期 1~2 秒の振幅が大きくなれば、周期 3~4 秒の振幅も大きくなる。図 15 には、計算地震動の応答スペクトルと、計算地点またはその近傍で得られた 2004 年東海道沖の地震の記録<sup>16)</sup>の応答スペクトルを示す。全国の平均的な特性を示す距離減衰式の応答スペクトルと同様に、地域特性を含んだ観測記録と想定新東海地震の地震動評価結果にも、周期 1~2 秒の振幅と周期 3~4 秒の振幅には相関が見られる。これより、予測地震動の周期 3~4 秒の振幅も定性的には妥当なものと考えられる。

表 2 計算震度と過去の地震の震度<sup>11)</sup>との比較

計算地点	計算震度	安政東海地震 (1854)	東南海地震 (1944)
SDB	5 強	5	5
ARM	5 強	5	5
NUN	5 強	5	5
NUT	5 強	5	5
OYO	5 強	5	5
NST	5 強	5	5
TTB	5 強	5	5
SJB	5 強	5~6	5~6
CHC	5 強	5~6	5~6

表 3 過去の地震による液状化履歴との比較

計算地点	計算による 液状化の有無	東南海地震(1944)
NST	なし	なし
TTB	なし	なし
SJB	液状化	(注)
CHC	液状化	液状化

(注)SJB は東南海地震以後に埋め立てられた。

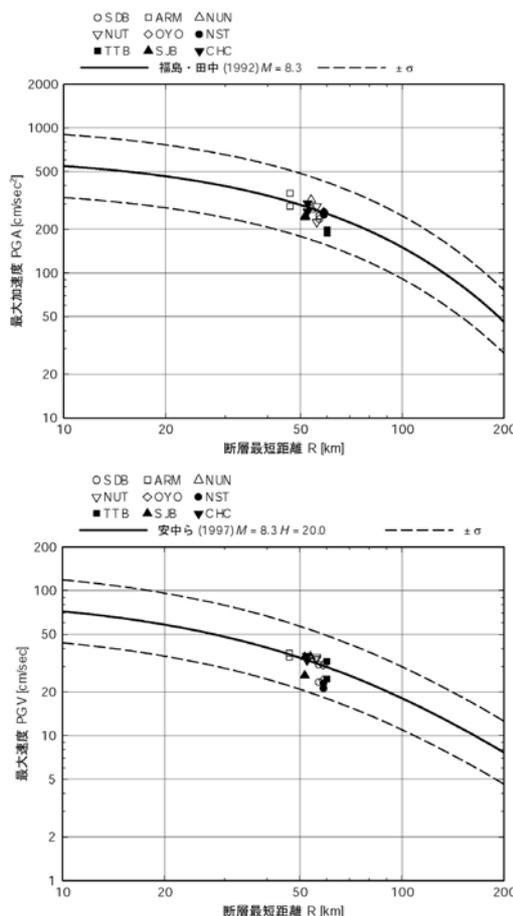
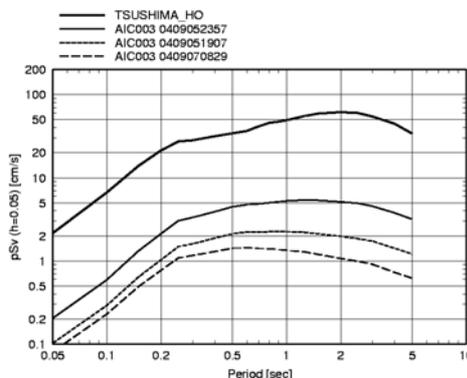
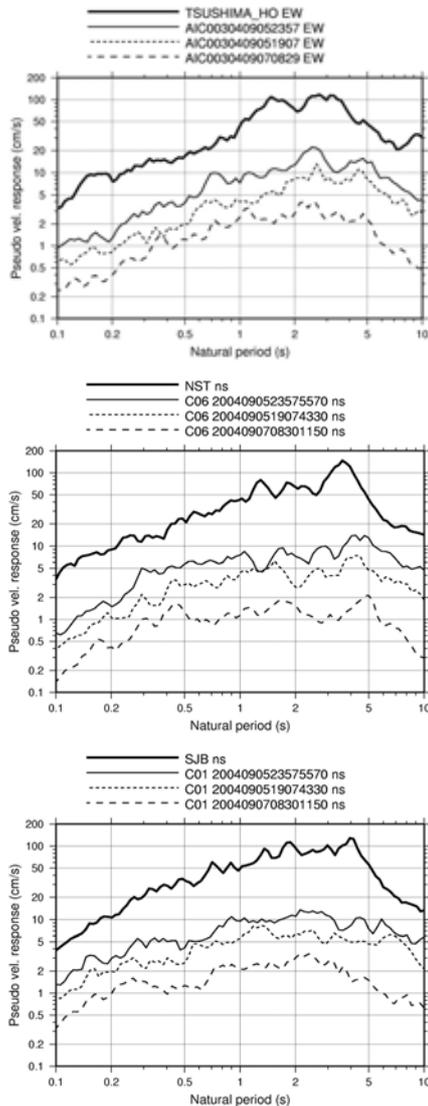


図 13 距離減衰式との比較



太実線は想定新東海地震(M8.3)に対応する TSUSHIMA\_HO(津島市民病院)での応答スペクトル、他の線は東海道沖の地震の本震(M7.4), 前震(M6.9), 最大余震(M6.5)に対応する地点 AIC003 での応答スペクトルを示す。

図 14 距離減衰式<sup>15)</sup>による速度応答スペクトル



太実線は計算地震動，その他は計算地点またはその近傍の観測点での東海道沖の地震記録。

図 15 予測地震動と 2004 年東海道沖の地震の観測記録の擬似速度応答スペクトル[h=5%](上:津島市民病院,中:NST,下:SJB)

## 5. おわりに

愛知県設計用入力地震動研究協議会の活動の一つとして実施している想定新東海地震の強震動予測結果と検証過程について報告した。フィリピン海プレートの沈み込み帯で発生する巨大地震の切迫性が高いと予想される中，本研究による検討結果は，名古屋市域での耐震設計や地震防災の基礎資料となることが期待される。

**謝辞:** 本研究は愛知県設計用入力地震動作成事業の一環として，設計用入力地震動作成検討部会および WG の意見を踏まえて実施したものであります。関係諸氏と，事務局を担った(財)愛知県建築住宅センターの

方々に感謝いたします。また，東海道沖の地震の観測記録は，防災科学技術研究所の K-NET の記録，および愛知県と名古屋市による記録<sup>16)</sup>を利用させていただきました。

## 参考文献

- 1) 福和, 他: 愛知県名古屋市を対象とした設計用地震動の策定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.81-94, 2001.
- 2) 佐藤, 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, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.129-134, 2002.
- 3) 福和, 他: 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球, 号外 No.37, pp.108-118, 2002.
- 4) 藤川, 他: 名古屋市を対象とした想定新東海地震による強震動予測, 土木学会地震工学論文集, 第 27 回地震工学研究発表会, 2003.
- 5) 亀田, 他: 確率論的想定地震の概念と応用, 土木学会論文集, No.577/I-41, pp.75-87, 1997.
- 6) 壇, 他: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, pp.51-62, 2001.
- 7) 壇・佐藤: 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 建築学会構造系論文集, 第 509 号. pp.49-60, 1998.
- 8) 壇, 他: 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震 (M<sub>JMA</sub>7.9) の広域強震動評価, 建築学会構造系論文集, 第 530 号. pp. 53-62, 2000.
- 9) Pitarka: 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, BSSA, Vol. 89, pp. 54-68, 1999.
- 10) Fukutake et al.: Analysis of saturated dense sand-structure system and comparison with results from shaking table test, EESD, 19, pp.977-992, 1990.
- 11) 地震調査研究推進本部: 日本の地震活動<追補版>, 1998.
- 12) 若松: 日本の地盤液状化履歴図, 1991.
- 13) Fukushima and Tanaka: Shimizu Technical Research Bulletin, No.10, pp.1-11, 1991.
- 14) 安中, 他: 気象庁 87 型強震計を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案, 第 24 回地震工学研究発表会講演論文集, pp. 161-164, 1997.
- 15) Takahashi et al.: A spectral attenuation model for Japan using strong motion data base, to be presented in the 6th International Conference on Seismic Zonation held November 12-15, 2000 Palm Springs Riviera Resort, California, USA, 2000.
- 16) 名古屋大学, 大都市圏総合強震観測網, <http://houei.seis.nagoya-u.ac.jp/>

# 1923年関東地震の広帯域強震動評価： 再現波に向けたモデル化の現状

瀧 一 起<sup>1</sup>・三宅 弘恵<sup>2</sup>・小林 励司<sup>3</sup>・田中 康久<sup>4</sup>・池上 泰史<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 東京大学教授 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生 1 - 1 - 1)  
E-mail: koketsu@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>2</sup> 東京大学助手 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生 1 - 1 - 1)  
E-mail: hiroe@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>3</sup> 東京大学研究員 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生 1 - 1 - 1)  
E-mail: reiji@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>4</sup> 東京大学大学院生 地震研究所 (〒113-0032 東京都文京区弥生 1 - 1 - 1)  
E-mail: ystanaka@eri.u-tokyo.ac.jp, ikegami@eri.u-tokyo.ac.jp

首都圏にとって脅威となる巨大地震は、相模トラフあるいは南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴うプレート境界地震である。プレート境界地震に代表される海溝型地震の震源モデル化には内陸地震とは異なる困難性があり、それを擬似動的震源モデルや強震動生成域パラメータの新しい設定方法などを導入して克服した。こうして確立されたプレート境界地震の震源モデル化手法を1923関東地震の広帯域強震動評価に適用して、まずこの手法の妥当性を検証する。その際、大都市大震災軽減化特別（大大特）プロジェクトのテーマ1で得られた新しいフィリピン海スラブのジオメトリや、物理探査ベースの新しい速度構造モデル、効率的な数値計算ツール（ボクセル有限要素法など）を取り入れて、より高精度の強震動評価が行われるよう努めた。震源過程モデルは新ジオメトリの断層面に基づくインバージョンにより求められた。また、三次元速度構造モデルは各種物理探査データを統合的に解析することにより求められている。こうして構築された震源モデル、構造モデルを用いて長周期の強震動シミュレーションを実行してみると、東京本郷の記録を良くシミュレートするが、5秒以上の長周期成分でパワーが不足しているため、さらに震源モデルを改良する予定である。今後、統計的グリーン関数法による短周期側のシミュレーションも進めて強震動評価を完成させ、同時に再現波の提案につなげる予定である。

## 1. 海溝型地震の震源モデル化

海溝型地震の中でも浅いプレート境界地震は比較的短い間隔（100～200年程度）で繰り返し発生しているだけでなく、その繰り返しの中で常に同じ場所がアスペリティ（断層すべりの大きかった領域）になるという「アスペリティモデル」が提唱されている<sup>1,2)</sup>。このアスペリティモデルに依拠すれば、もし一回前の地震時の震源過程がわかっている場合（東南海地震<sup>3)</sup>、宮城県沖地震<sup>4)</sup>など）、それを来るべき地震の震源モデルとすることができる。ところが、プレート境界地震はその規模の大きさから、震源過程の解析が長周期帯に限定して行われていることが多い。そのため、前回地震の震源モデルをそのまま用いると、予測強震動の中周期帯（1～5秒程度）でスペクトルが落ち込むことが予想される。この落ち込みを補うため、震源過程モデルを基に擬似動的震源モデル<sup>5)</sup>を構築し、これを中周期帯を含んで周期1～2秒程度までの強震動をカバーする長周期側震源モデルと

する。

一方、深いプレート境界地震やスラブ内地震は発生間隔が長いので、一回前の地震が詳しくわかっていない場合が多い。また、浅いプレート境界地震でも東海地震などでは、一回前が近代的地震観測以前の歴史時代のため、やはり詳細がわからない。そうした場合には内陸地震と同じように特性化震源モデル<sup>6)</sup>を用いることになる。ただし、断層面積やアスペリティ総面積などのスケールング則が、内陸地震と海溝型地震では異なるという研究があるので（たとえば Somerville・他<sup>7)</sup>）、改めて日本付近の海溝型地震の震源過程モデルを収集し、特性化<sup>8)</sup>とスケールングの作業をプレート境界地震に施した。

その結果<sup>9)</sup>によれば、地震モーメント  $M_0$  (Nm) に対して断層面積  $S$  ( $\text{km}^2$ ) とアスペリティ総面積  $S_a$  ( $\text{km}^2$ ) は

$$S = 1.49 \times 10^{-10} M_0^{2/3}, S_a = 2.90 \times 10^{-11} M_0^{2/3}$$

とスケールングされる。上式を内陸地震に対する結果<sup>8)</sup>と比較すると、同じ  $M_0$  に対してプレート境界地震は

やや大きい ( $S$  は 1.43 倍,  $S_a$  は 1.25 倍) が, 従来の 2 倍以上大きいという結果<sup>7)</sup>に比べるとかなり内陸地震に近い結果となった。

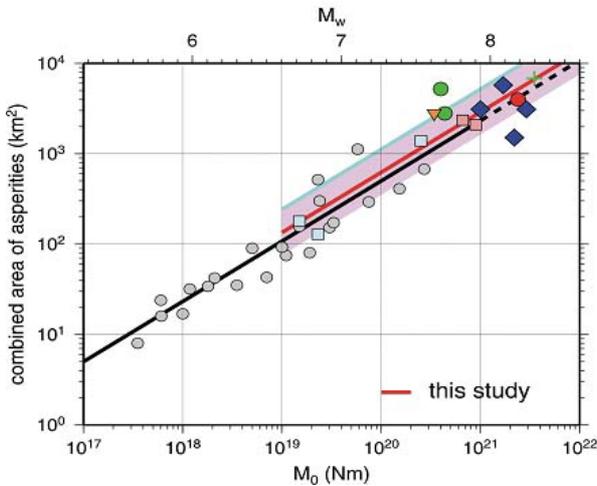


図-1 最近の地震のアスペリティ総面積のスケーリング。

なお, 最近の地震ほど豊富なデータにより震源過程の解析精度が上がっていると考えられるので, 2003年十勝沖地震, 1996年10月および12月日向灘の地震, 1994年三陸はるか沖地震のモデルだけ取り出してスケーリングを行ってみた(図-1)。その結果

$$S = 1.41 \times 10^{-10} M_0^{2/3}, S_a = 2.90 \times 10^{-11} M_0^{2/3}$$

は  $S$  がわずかに小さくなるだけで前式とほとんど変わらなかった。どちらの場合も  $S$  に対する  $S_a$  の比率は, 内陸地震の 22%<sup>8)</sup> とほぼ同じ値となった。

内陸地震では, 短周期成分を含む強震動を生成する領域と, 地震動の長周期成分の解析から得られるアスペリティ領域(すべりの大きい領域)がほぼ一致するとして支障がないことが知られている<sup>10)</sup>。ところが, 2003年十勝沖地震<sup>11)</sup>や1978年宮城県沖地震<sup>12)</sup>では, 強震動生成域がアスペリティ領域に比べかなり小さい面積でないと短周期を中心とした強震動を説明できないという解析結果が公表されている。この点に関して, われわれのグループも解析作業を始めたところであるが<sup>13)</sup>, たとえば2003年十勝沖地震については, Koketsu et al.<sup>14)</sup>のインバージョン結果から Somerville et al.<sup>8)</sup>の方法で抽出されたアスペリティ領域(図-2)に対して, 経験的グリーン関数法による強震動シミュレーションを行うと, 全周波数帯域において良好な一致を示している(図-3)。ところが Honda et al.<sup>15)</sup>のインバージョン結果を用いると, Koketsu et al.のモデルとほぼ同じ地震モーメント(約  $8.5 \times 10^{20}$  Nm)を有するにも関わらず, 断層面全体の平均応力降下量が小さく, かつ断層面積に占めるアスペリティ総面積の割合が大きい(19%), 応力降下量が約 1/3 となった。その結果, 短周期レベルが半分程度となり, 全

観測点の全周波数帯域において過小評価となる結果を得た。これは, 2003年十勝沖地震に関して, 震源過程インバージョンの結果によっては「アスペリティ 強震動生成域」が成り立たないことを示している。しかも, Honda et al.<sup>15)</sup>のモデルがプレート境界地震として特別というわけではなく, 室谷・他<sup>9)</sup>のスケーリング結果によれば, Honda et al.<sup>15)</sup>による断層面積やアスペリティ面積は日本付近のプレート境界地震の標準的な値に近い。こうした困難を克服してプレート境界地震の広帯域強震動予測を実現するために, たとえばアスペリティの実効応力を内陸地震とは異なるレシピで設定するなどのアプローチを現在, 検討している。

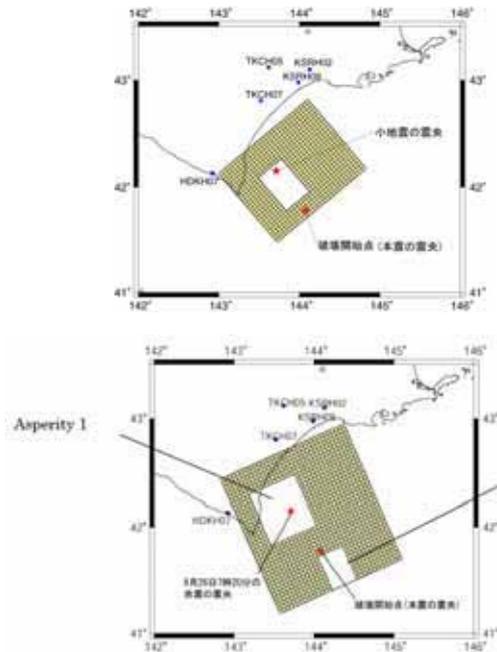


図-2 2003年十勝沖地震のインバージョン結果(上: Koketsu et al., 下: Honda et al.)から抽出されたアスペリティ<sup>13)</sup>。

## 2. 1923年関東地震の震源モデルと構造モデル

2002年に始まった大都市大震災軽減化特別(大大特)プロジェクトのテーマI「地震動(強い揺れ)の予測」では, 図-4に示す4本の測線で大規模な反射法探査を実施し, 首都圏下に沈み込むフィリピン海プレート上面の形状を直接的にイメージングすることに成功した。その結果(同じく図-4)によれば, フィリピン海プレート上面は従来のモデルより全体的に浅くあるべきで, たとえば東京都下では従来のモデルがほぼ深さ40kmであるのに対して, 探査結果は深さ約25kmであることを示している<sup>16)</sup>。

1923年関東地震の断層面を設定すべきフィリピン海プレート上面のジオメトリがこのように変化すると, それに基づいて定式化されている震源過程インバージョンの

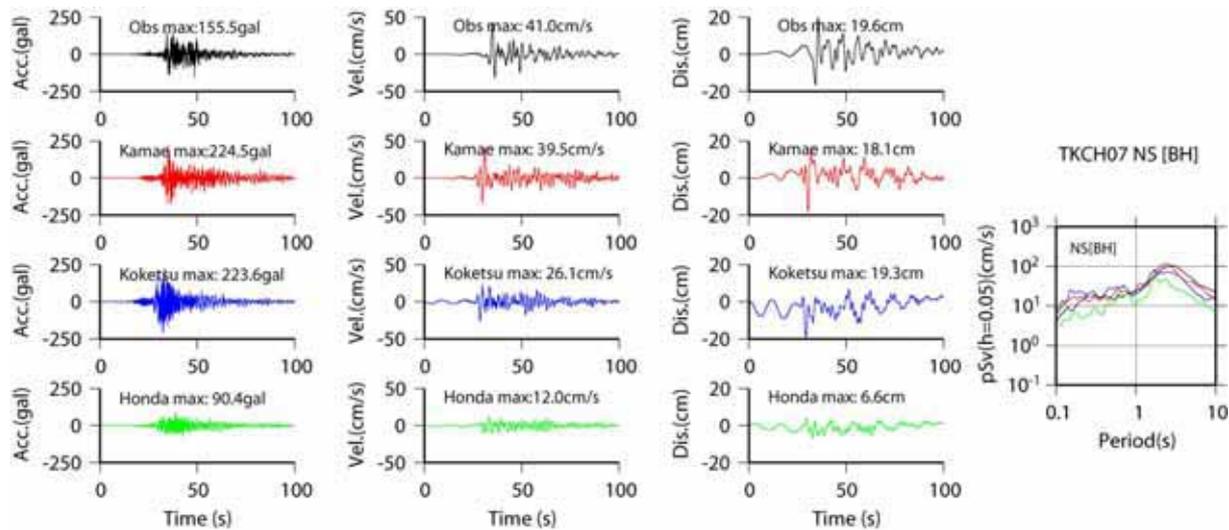


図3 KiK-net THCH07の観測波形（上から第1段）と経験的グリーン関数法による合成波形（第3段: Koketsu et al., 第4段: Honda et al. から抽出されたモデルによる）の比較．左図の左から順に加速度・速度・変位が示される．右図は擬似速度応答スペクトル．左図第2段は Kamae and Kawabe の強震動生成域モデルによる合成波形<sup>13)</sup>．

結果も変化せざるを得ない．図-5 は旧ジオメトリに基づくインバージョン結果（すべり分布，上図）<sup>17)</sup>を新ジオメトリによる結果（中・下図）と比較している．新ジオメトリでは全体的にやすべりが小さくるとともに，アスぺリティが北向きに深い方向へ移動した．この新ジオメトリによるすべり分布（中図）から，擬似動的震源モデル（図-6）は作成済みである<sup>18)</sup>．

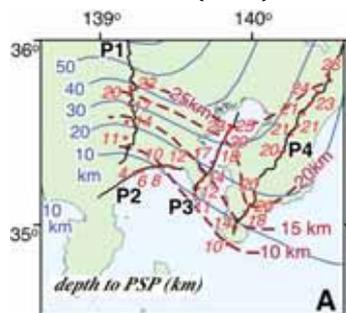


図4 フィリピン海プレート上面の従来のモデルと大大特プロジェクトによる最新モデル<sup>16)</sup>．

前述の反射法探査ではプレート上面だけではなく，堆積平野と地殻最上部を区切る地震基盤もイメージングされている．こうした情報や，既存の各種探査やボーリングなどのデータも併せて解析して，図-7の地下構造モデルを構築した<sup>19)</sup>．現在は，1923年関東地震以外の海溝型地震にも適用可能なように，モデルの拡張とチューニングを行っている<sup>20)</sup>．また，表層増幅率地図は地形地盤分類図を利用して作られる．従来は1kmメッシュの分類図が用いられていたが，同じく大大特プロジェクトで250mメッシュの分類図が作成された（図-8）<sup>21)</sup>．浅層地盤に関しては現在，ボーリング情報を活用してN値50超（S波速度350m/s程度）の層や下総層の上

面の設定や，localityを考慮したAVS30（地表下30mの平均S波速度）の分布図などを作成中である<sup>22)</sup>．

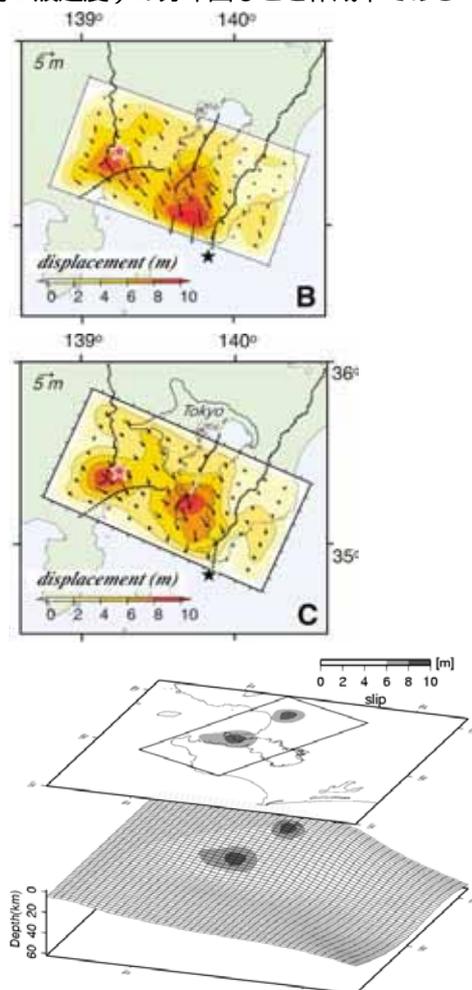


図5 プレート上面の従来モデルによる震源過程インバージョン結果（上）<sup>17)</sup>，大大特モデルによるインバージョン結果（中）<sup>16)</sup>とその三次元表示（下）．

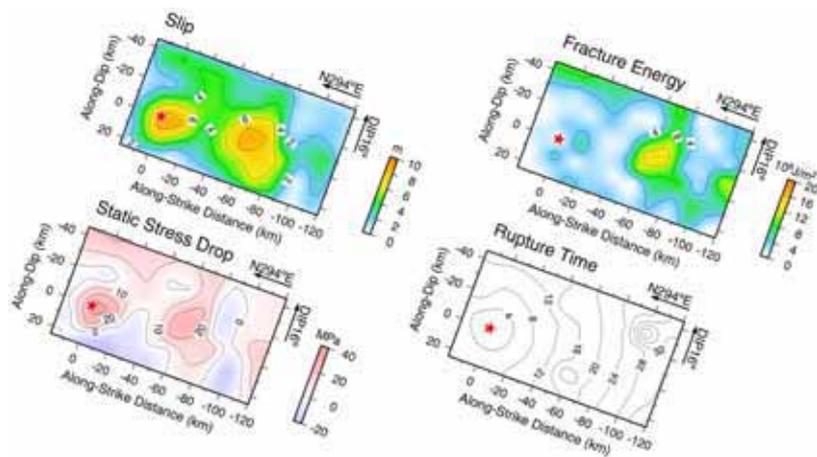


図6 新インバージョン結果から求められた擬似的震源モデル<sup>18)</sup>。

とボクセル有限要素法を用いた長周期の強震動シミュレーションを行っている<sup>18)</sup>。その中間結果の一例を図9にスナップショットで示した。

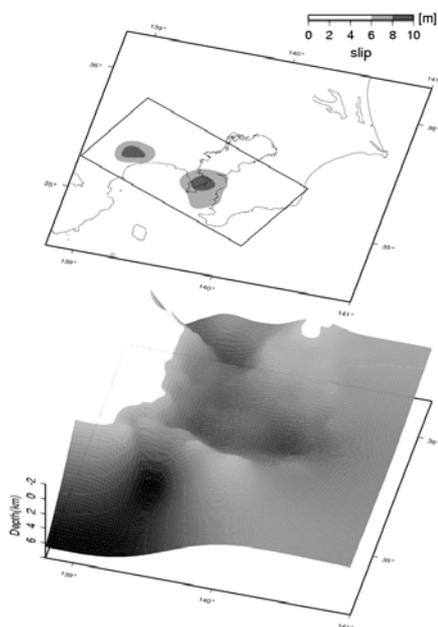


図7 地下構造モデル<sup>19)</sup>と関東地震のアスペリティ。

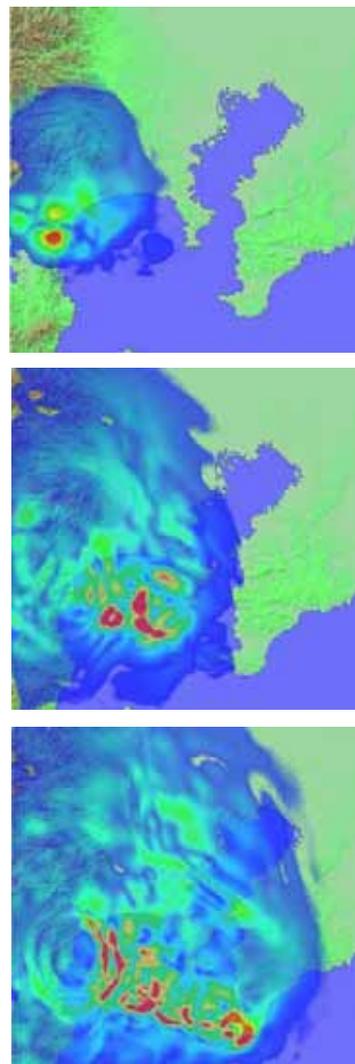


図9 1923年関東地震による強震動の長周期シミュレーション(地震発生後10,20,30秒のスナップショット)。

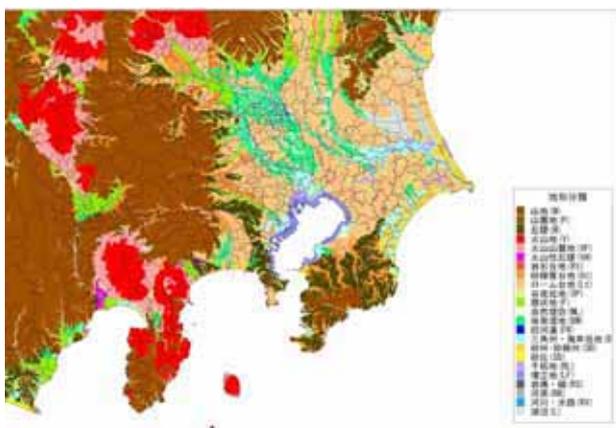


図8 首都圏の250mメッシュ地形地盤分類図<sup>21)</sup>。

### 3. 長周期シミュレーションの中間結果

図5 の新震源過程モデル, 図7 の地下構造モデル

また、このシミュレーションにより再現された東京・本郷の強震波形を図-10 に示した。当地では東京帝国大学地震学教室の地震計が東西成分 (N77 度 E) を観測しており、その波形にシミュレーション結果はよく一致しているように見える。しかし、同時に示した応答スペクトルを見ると、周期 2~4 秒では観測に近いレベルにあるが、5 秒以上の長周期ではパワーが足りない結果になっている。

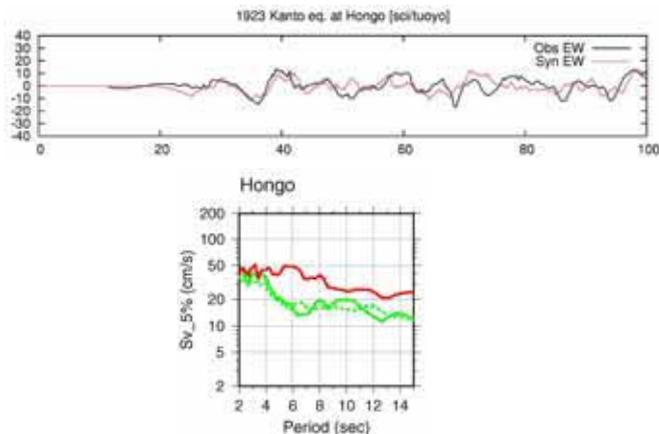


図-10 東京・本郷におけるシミュレーションと観測の比較 (上: 波形, 下: 応答スペクトル)。応答スペクトルの点線は南北成分。

#### 4. 今後の予定

本郷の5秒以上の波形も再現されるように、シミュレーションで使った構造モデルを用いてグリーン関数を再計算して、震源過程インバージョンをやり直し、その結果を基に震源の再モデル化を行う予定である。また、最近開始した短周期側のシミュレーションも本格化させて、年度末には関東地震の再現波の第一版を提案したいと考えている。

#### 参考文献

- 1) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi: Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, **109** (B7), Art. No. B07307, 2004.
- 2) Matsuzawa, T., T. Igarashi and A. Hasegawa: Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29** (11), Art. No. 1543, 2002.
- 3) Ichinose, G. A., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato and T. Ishii: Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake ( $M_s$  8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **108** (B10), Art. No. 2497, 2003.
- 4) 呉長江・纈纈一起: 強震波形記録による 2005 年・1978 年宮城県沖地震の震源過程, 日本地震学会講演予稿集, PM20, 2005.

- 5) Guatteri, M., P. M. Mai, and G. C. Beroza: A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 2051-2063, 2004.
- 6) 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, **110** (6), 849-875, 2001.
- 7) Somerville, P. G.・佐藤俊明・石井透・N. F. Collins・壇一男・藤原広行: 強震動予測のためのプレート沈み込み帯沿い地震の不均質すべりモデルの特性抽出, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, 163-166, 2002.
- 8) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada: Characterizing earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59-80, 1999.
- 9) 室谷智子・三宅弘恵・纈纈一起: 海溝型地震の不均質断層パラメータのスケーリング則, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, S52-006, 2005.
- 10) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93** (6), 2531-2545, 2003.
- 11) Kamae, K. and H. Kawabe: Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ( $M_{JMA}$ =8.0) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, **56** (3), 323-327, 2004.
- 12) 地震調査委員会: 「全国を概観した地震動予測地図」報告書, 分冊 2, 地震調査研究推進本部, 262 頁, 2005.
- 13) 畑奈緒美・三宅弘恵・纈纈一起: 日本地球惑星連合 2006 年大会, 2006.
- 14) Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki, and S. Ide, Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, **56**, 329-334, 2004.
- 15) Honda, R., S. Aoi, N. Monkawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, 317-322, 2004.
- 16) Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, Kasahara and S. Harder, Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, **309** (5733), 462-464, 2005.
- 17) Kobayashi, R. and K. Koketsu: Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, *Earth Planets Space*, **57** (4), 261-270, 2005.
- 18) Miyake, H., K. Koketsu, R. Kobayashi, Y. Tanaka and Y. Ikegami: Broadband ground motion validation of the Great 1923 Kanto earthquake using the new image of the Philippine Sea slab and integrated 3D velocity-structure model, *Eos Trans. AGU*, **86**(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S21A-0202, 2005.
- 19) 田中康久・纈纈一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田直・鈴木晴彦・増田徹: 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1): 屈折法・重力・自然地震データによる第一次モデル, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, S079P-010, 2005.
- 20) 田中康久・三宅弘恵・纈纈一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田徹: 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2): 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星連合 2006 年大会, 2006.
- 21) 若松加寿江・松岡昌志: 大都市圏を対象とした地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築, 土木学会地震工学論文集, CD-ROM, 2003.

- 22) 三宅弘恵・瀧澤一起・古村孝志・早川俊彦・稲垣賢亮・増田徹: 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(3): ボーリング情報を活用した浅層地盤モデルの構築, 日本地球惑星連合 2006 年大会, 2006.

## 5 . 建築構造部会報告

日本建築学会 「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」  
構造物小委員会 活動報告

西川孝夫

超高層建築のエネルギー応答性状とP - 効果

山崎 真司, 見波 進

海溝型巨大地震の地震動に対する免震構造物の応答特性

田村和夫, 竹中康雄

日本建築学会 「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」  
構造物小委員会 活動報告

西川孝夫

首都大学東京教授 都市環境学部 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)  
E-mail: tanishi @arch.metro-u.ac.jp

建築学会、土木学会共同研究「巨大地震対応共同研究」は建築学会では標記の特別調査委員会を実施している。特別委員会の下に

- (1) 地震動小委員会、
- (2) 構造物小委員会
  - ・中高層建物WG
  - ・超高層建物WG
  - ・非線型相互作用WG
  - ・免震建物WG
  - ・容器構造WG
- (3) 避難計画小委員会
  - ・避難・防災施設WG
  - ・避難・防災等設備WG
  - ・エレベーターWG
  - ・避難情報WG

を設けている。昨年9月の日本建築学会では中間報告会を催し、それまでの研究成果と今後の見通しなどについて会員に報告した。それらの成果は共同研究内の地震動部会から提供された第一次暫定波（その後提供波と呼ぶことにされた）に対する検討結果に基づいたものであった。

その中で、特に三の丸波の3秒の卓越周期とそのレベルの妥当性について議論が

集中した。しかし、今回対象としている地震が主として海洋型の巨大地震であることからサイト特性が特定地点の地震動に強く影響されるであろうことから、今後の解析には、建物の建つ場所と解析する地震動の組み合わせが重要であるとの結論を得た。従って、特に超高層、免震建物では1次提供波には含まれていなかった東京などの大都市の地点を指定した提供波が必要であることを地震動部会に要請した。

12月に第2次提供波が出されたのを受け（総数300成分に近い提供波）、その波のスペクトル特性等を勘案して、建築学会の地震動小委員会とも相談し、その中から表-1に示す13波を解析用波形とすることとし、現在解析を進めているところである。なお、これらの波の他にも実地震記録、高層建築の設計で良く用いられたいわゆる標準波（EL Centro NS等）や現在国土交通省が定めているスペクトルに基づいた模擬波、さらには中央防災会議提供の波の一部なども用いている。理由は巨大地震のなかには直下型などもあるので、極端に結果を地震動のサイト特性のせいにはせず、多少平均的な検討も出来るように考えたからである。なお、図-1に用いた波の速度

応答スペクトルを、図一2にはエネルギースペクトルを、図一3には参考に使用地震動の実効継続時間等を示した。

現在各小委員会とも3月末を目途として報告書の作成に努力している。それらの小委員会の目次の大略は以下のとおりである。

- (1) 中高層建築WG
  - ・ 既存建物の構造特性と応答性状
  - ・ 限界性能評価
  - ・ 構造躯体の損傷を低減する対策
- (2) 超高層建築WG
  - ・ 構造特性と応答性状
  - ・ 入力の大きさと構造躯体の損傷
  - ・ 限界性能評価
  - ・ 損傷を低減する対策
- (3) 非線形相互作用WG
  - ・ 検討課題
  - ・ 実験・解析からみた相互作用効果
  - ・ 想定地盤モデルと非線形応答解析
  - ・ 建物応答に関する解析的検討
  - ・ 応答に与える相互作用の各種要因
- (4) 免震建物WG
  - ・ 長周期地震動と免震建物 検討課題
  - ・ 既往の研究
  - ・ モデル建物に対する応答解析
  - ・ 限界挙動に関する評価
  - ・ 性能向上策の検討
- (5) 容器構造WG
  - ・ 提言
  - ・ 検討結果（計算例、計算方法）

である。この他、小委員会の活動経過で貴重と思われる資料についてはCD-ROMで残す予定をしている。これに地震動小委員会、避難計画小委員会の報告等が加わる

ので現時点では報告書のボリュームは約550ページ程度になるものと想定している。

今回のシンポジウムで建築学会の建築物小委員会からの報告は超高層WG、免震建物WGに絞りその研究の中のトピックス的なもの選んでいる。特に提供波の性質と建物の応答性状との間には興味のある関係があり、今後のまとめにはそれらを生かした形でできればと思っている。また、WG含めて100名を超える会員が本特別委員会の活動に協力しており、それらの会員の努力には特に感謝したい。

なお、図は本委員会幹事の東京理科大学の北村春幸教授によって作成されたものである。

以上

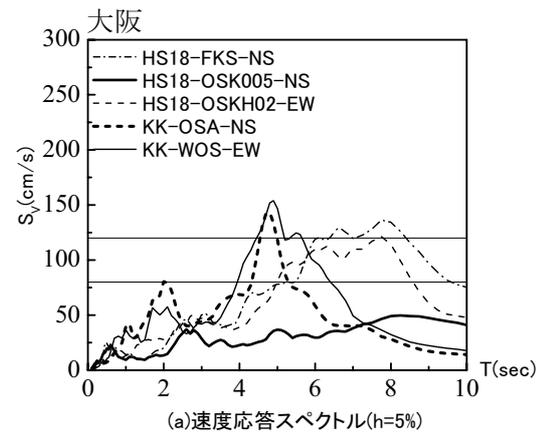
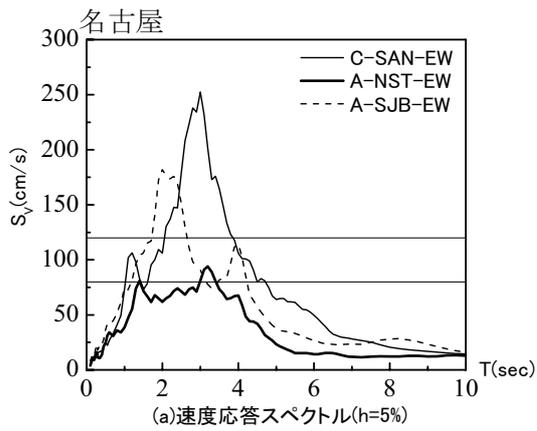
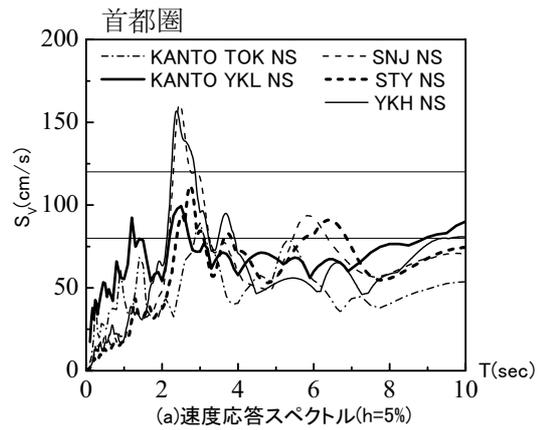
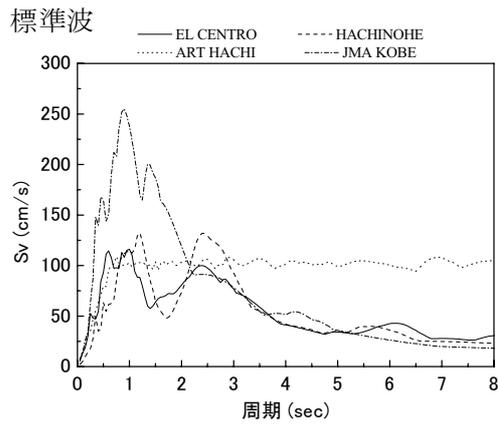


図1 速度応答スペクトル (h=5%)

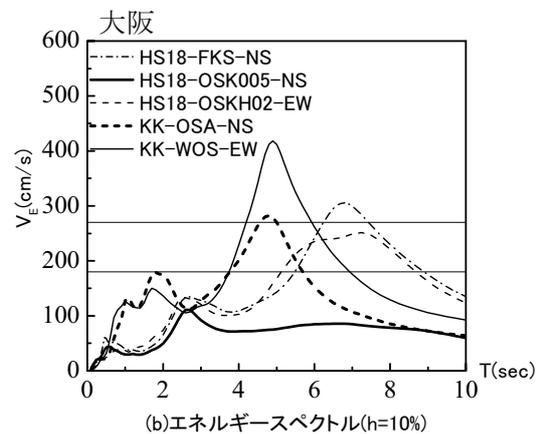
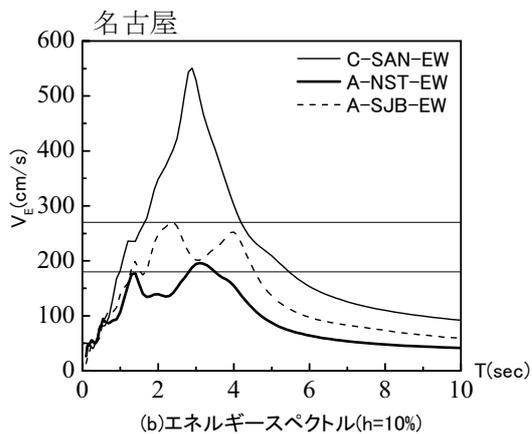
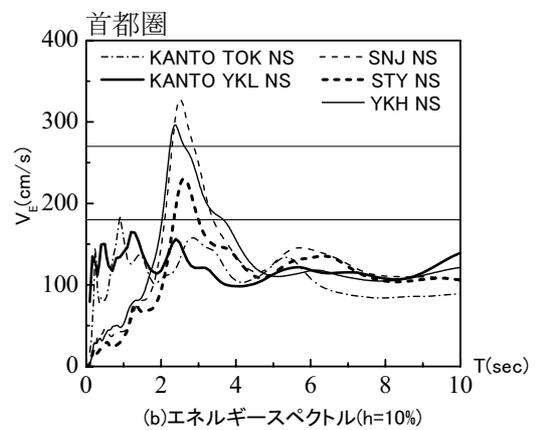
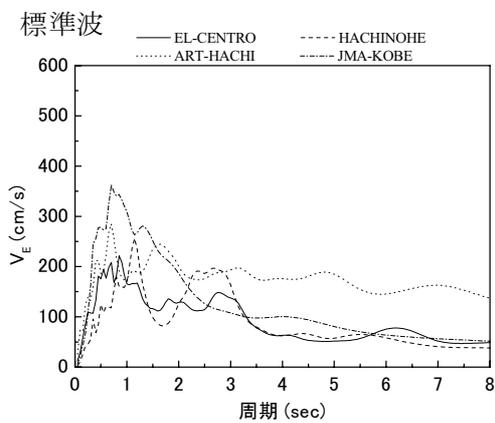


図2 エネルギースペクトル (h=10%)

表 1 検討用地震波一覧

地震	地点	地震波名	最大加速度 ( $\text{cm/s}^2$ )	継続時間(s)	設定位置	$f$ 値	
標準波		EL CENTRO NS	489.8	24.4	地表	1.04	
		HACHINOHE EW	235.9	50.4	地表	1.11	
模擬波		ART HACHI <sup>3)</sup>	466.7	55.7	地表	1.00	
直下型地震	神戸海洋気象台	JMA KOBE NS	818.0	9.54	地表	0.90	
長 周 期 地 震 動	十勝沖	苫小牧	TOMAKOMAI NS	86.7	89.5	地表	1.49
	関東	東京・気象庁	TS-TOK-NS <sup>9)</sup>	244.5	77.1	地表	1.73
		横浜 MM	TS-YKL-NS <sup>9)</sup>	499.2	24.0	工学的基盤	1.07
	東海	新宿	KH-SNJ-NS <sup>10)</sup>	143.5	72.45	地表	1.26
		新豊洲	KH-STY-NS <sup>10)</sup>	89.9	75.85	地表	1.45
		横浜	KH-YKH-NS <sup>10)</sup>	127.2	76.79	地表	1.06
	東海・ 東南海	名古屋三の丸	C-SAN-EW <sup>8)</sup>	185.9	119.9	工学的基盤	3.28
		名古屋駅	A-NST-EW <sup>11)</sup>	116.8	80.6	地表	2.81
		水上出張所	A-SJB-EW <sup>11)</sup>	187.4	85.6	地表	1.79
	南海	大阪管区気象台	KK-OSA-NS <sup>7)</sup>	68.3	214.1	地表	2.45
		西大阪	KK-WOS-EW <sup>7)</sup>	69.3	179.4	地表	3.38
		大阪・福島	HS18-FKS-NS <sup>12)</sup>	92.8	186.0	地表	1.78
		K-NET 大阪	HS18-OSK005-NS <sup>12)</sup>	88.5	186.6	地表	1.99
		KiK-net 此花	HS18-OSKH02-EW <sup>12)</sup>	57.9	162.2	地表	2.01
	模擬波		ART TOMA <sup>3)</sup>	459.1	132.2	地表	2.81

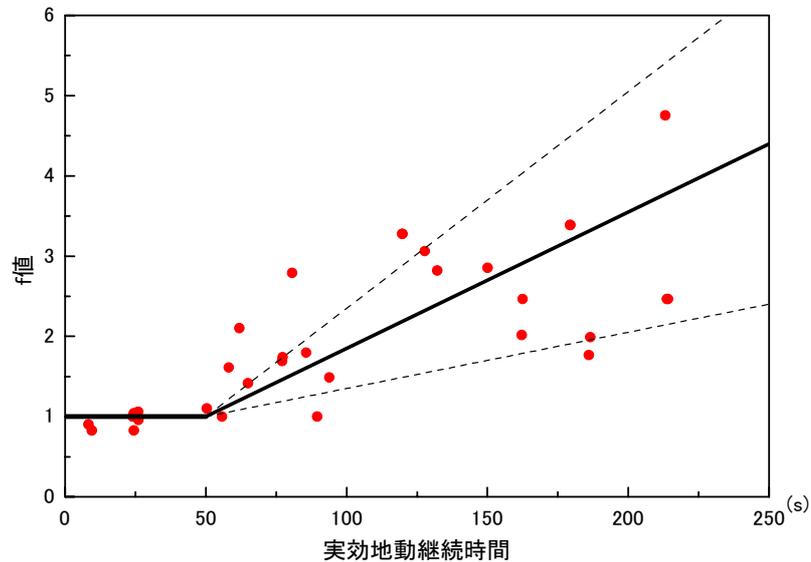


図 3  $f$  値と  $t_0$  の関係

# 超高層建築のエネルギー応答性状とP - 効果

山崎 真司<sup>1</sup>・見波 進<sup>2</sup>

<sup>1</sup>首都大学東京 教授 都市環境学部 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)  
E-mail:yamazaki@arch.metro-u.ac.jp

<sup>2</sup>首都大学東京 助手 都市環境学部 (〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)  
E-mail:minamis@arch.metro-u.ac.jp

高さ60mを超える既存の鋼構造超高層建築について平均的な特性を有する構造モデルを考え、長周期地震動を受けたときのエネルギー応答性状および動的P - 効果の影響について検討した。本検討結果より全体的な応答の傾向を考察することが出来るが、詳細な検討を行うためには個々の建物に応じて適切にモデル化された復元力特性を用いて部材レベルの応答解析を行う必要がある。部材の復元力特性および限界エネルギー吸収量については不明な点が多く、解析モデルの設定および解析結果の評価について精度を上げるためには、多数回の塑性繰り返しを受ける部材および接合部の終局挙動に関する研究が必要である。

## 1. はじめに

本稿は、日本建築学会「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」建築構造物小委員会超高層建物WGで行っている検討の一部を報告するものである。

高さ60mを超える既存の鋼構造超高層建築について平均的な特性を有する構造モデルを考え、長周期地震動を受けたときのエネルギー応答性状について検討する。また、動的P - 効果による不安定応答が発生する条件について考察する。

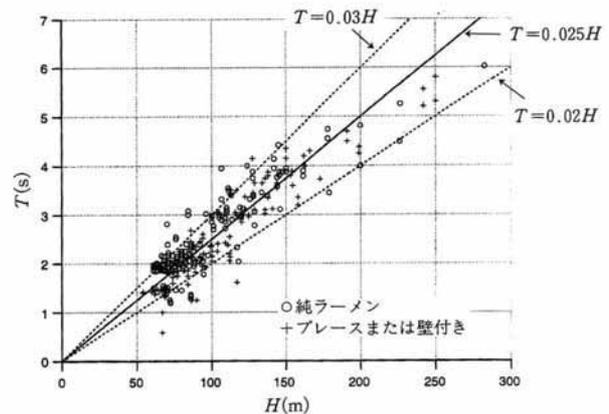


図-1 建物高さ  $H$  と 1 次固有周期  $T$  の関係

## 2. 建物モデル<sup>1)</sup>

高さ 60m を超える鋼構造高層建築の平均的な建物モデルを考える。

鋼構造高層建築について、建物高さ  $H$  と 1 次固有周期  $T$  の関係、1 次固有周期  $T$  と設計せん断力係数  $\alpha_D$  の関係を図-1、図-2 に示す。

図-1 より、近似的に次の関係が成り立つ。

$$T = 0.025H \quad (1)$$

平均高さは 4 m あるので、階数を  $N$  とすれば、

$$T = 0.025H \cdot 4N = 0.1N \quad (2)$$

である。また、図-2 より、平均的に次の関係が成り立つ。

$$\alpha_D = \frac{0.3}{T} \quad (3)$$

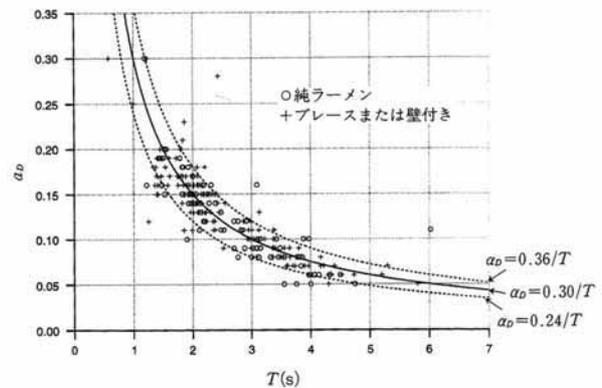


図-2 1 次固有周期  $T$  と設計せん断力係数  $\alpha_D$  の関係

### 3. エネルギー応答<sup>1),2)</sup>

エネルギースペクトルの大きさと応答累積塑性変形倍率の関係を求める。

層の累積塑性変形倍率の値を第1層で代表させるとすれば、以下の関係式が成り立つ<sup>2)</sup>。

$$V_D = \frac{gT\alpha_1}{2\pi} \sqrt{1 + \frac{2\gamma_1\eta_1}{\kappa_1}} \quad (4)$$

$$V_D = \frac{1}{1 + 3h + 1.2\sqrt{h}} V_E \quad (5)$$

ここで、 $V_E$ ：総エネルギー入力 velocity 換算値、 $V_D$ ：損傷に寄与するエネルギー入力 velocity 換算値、 $h$ ：減衰常数、 $T$ ：固有周期、 $\alpha_1$ ：第1層の降伏せん断力係数、 $\eta_1$ ：第1層の累積塑性変形倍率

各層の質量がほぼ等しく、各層の降伏層間変位がほぼ等しい多層建築の場合、 $\kappa_1, \gamma_1$ は、次式で評価できる。

$$\kappa_1 = 0.52N \quad (6)$$

$$\gamma_1 = aN \quad (7)$$

ここで、 $N$ ：建物層数、 $a=0.31$ （梁降伏型）、 $0.16$ （柱降伏型）

なお、損傷集中が無く全層の累積塑性変形倍率が等しいと仮定したときは、 $a=0.64$ である。

また、近似的に次式が成り立つ。

$$\alpha_1 = \alpha_D \cdot b = \frac{0.3}{T} b \quad (8)$$

$b$ は降伏せん断力と設計せん断力の比で、通常 1.5～2.0程度の値である。

以上の関係式より、 $V_E$ と $\eta_1$ の関係が $N$ を含まない形で表される。

$$\eta_1 = \left\{ \left( V_D \cdot \frac{2\pi}{gT\alpha_1} \right)^2 - 1 \right\} \frac{\kappa_1}{2\gamma_1} \quad (9)$$

$$= \left\{ \left( \frac{V_E}{1 + 3h + 1.2\sqrt{h}} \cdot \frac{2\pi}{0.3bg} \right)^2 - 1 \right\} \frac{0.52}{2a}$$

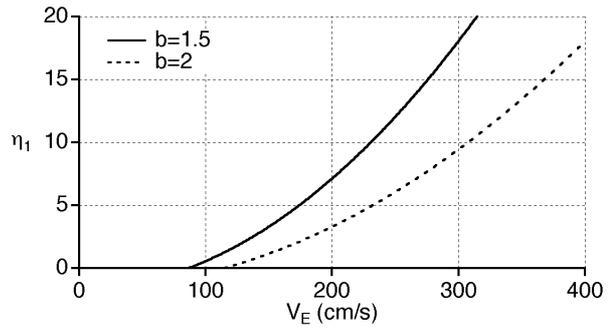
$h=0.02$ とすると、次式が得られる。

$$\eta_1 = \left\{ \left( \frac{V_E}{57.5b} \right)^2 - 1 \right\} \frac{1}{3.85a} \quad (10)$$

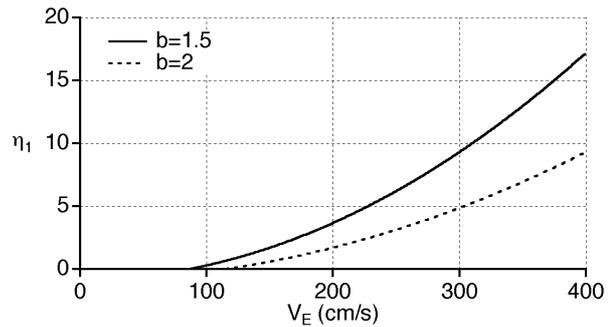
$V_E$ と $\eta_1$ の関係を図-3に示す。図中の実線は式(8)の $b$ を1.5とした場合、点線は $b$ を2.0とした場合である。

図-3より、 $V_E$ が100cm/s以下では、部分的に塑性ヒンジが生じて層の降伏耐力(全塑性耐力)には達しない程度の応答であることが予想される。

図-3の縦軸 $\eta_1$ は層の累積塑性変形倍率であることに注意する。部材の累積塑性変形倍率と層の累積塑性変形倍率との比は柱、梁、パネルゾーンの剛度に基づき定ま



(a) 柱降伏型 ( $a=0.31$ )



(b) 梁降伏型 ( $a=0.16$ )

図-3  $V_E$ と $\eta_1$ の関係

表-1 地震波一覧

	地震波名	震源	地点	最大加速度 (cm/s <sup>2</sup> )
標準波	El Centro NS (50cm/s)			510
	Taft EW (50cm/s)			496
	Hachinohe EW (50cm/s)			256
巨大地震共通検討波	TS-TOK-NS	関東	東京・気象庁	244
	TS-YKL-NS		みなとみらい	499
	KH-SNJ-NS	東海	新宿	143
	KH-STY-NS		新豊洲	89.9
	KH-YKH-NS		横浜	127
	C-SAN-EW	東海・	三の丸	186
A-NST-EW	東南海	名古屋駅	117	
A-SJB-EW		水上出張所	187	
巨大地震共通検討波	KK-OSA-NS	南海	大阪管区气象台	68.3
	KK-WOS-EW		西大阪	69.3
	HS18-FKS-NS	南海	大阪・福島	92.8
	HS18-OSK005-NS		K-NET 大阪	88.5
	HS18-OSKH02-EW		KiK-net 此花	57.9

る。例えば、梁の累積塑性変形倍率と層の累積塑性変形倍率との比は平均的には1.5～2程度であると思われる。実際の骨組では同一層の各梁においても塑性化の進行程度が異なることから、早期に塑性化する箇所ではこの比は2以上になると想定される。部材の累積塑性変形倍率の限界値は、細長比、幅厚比、仕口詳細、鋼材の性質等によって大きく変動する。

既存の超高層建築の設計で標準的に用いられていた地

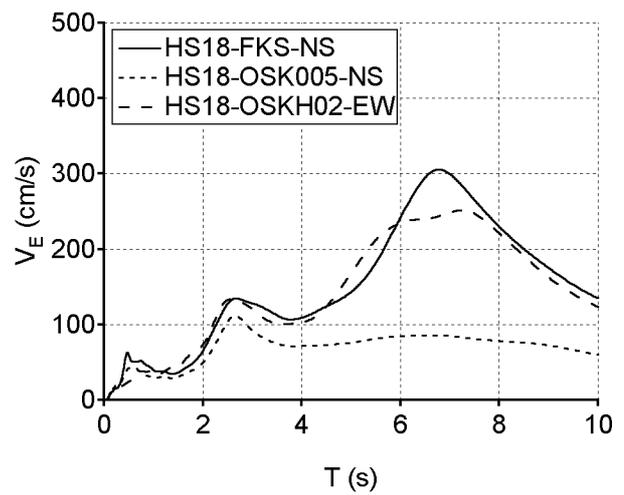
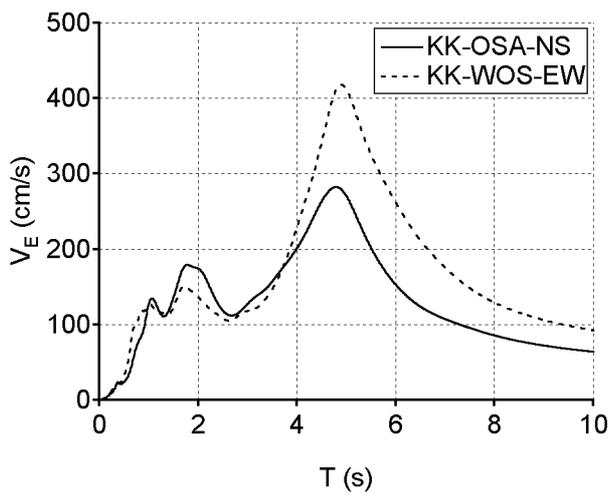
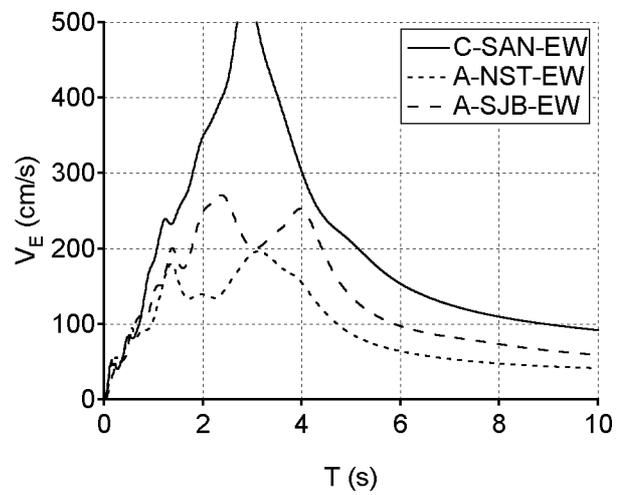
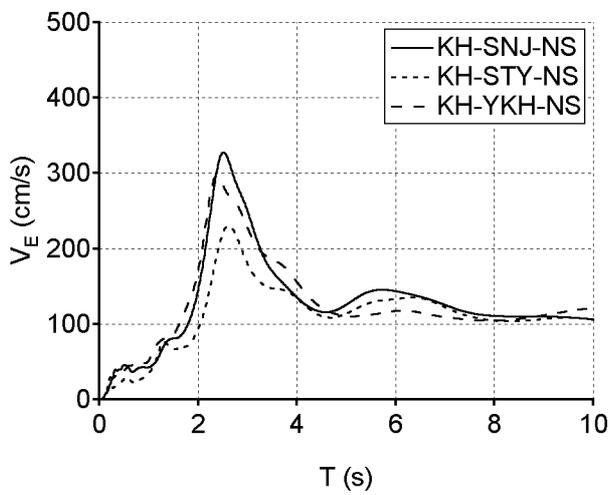
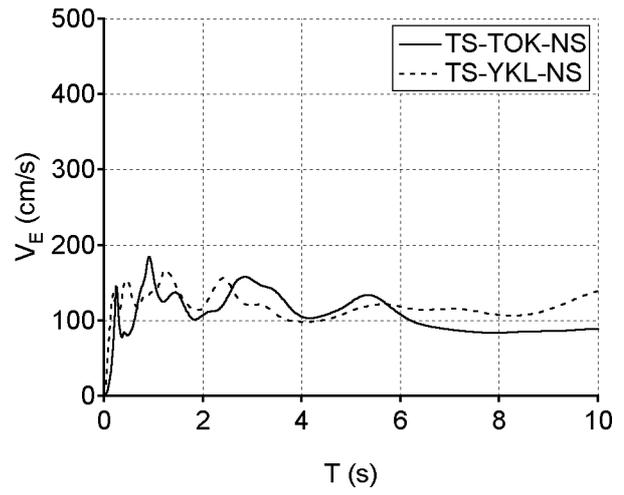
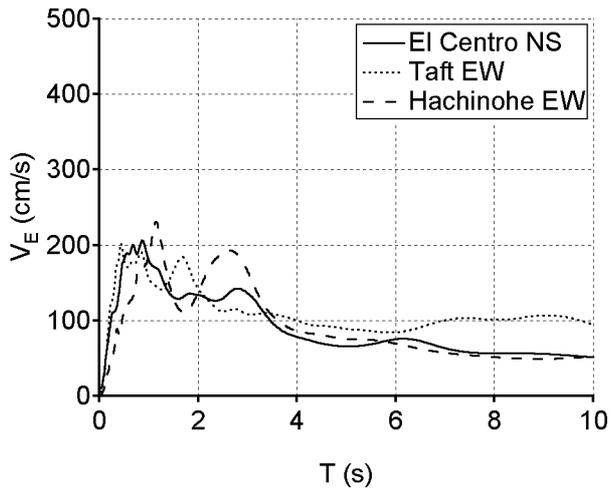


図4 エネルギースペクトル

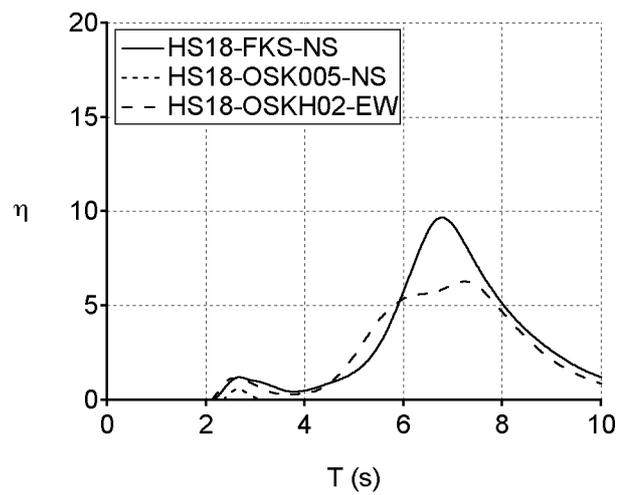
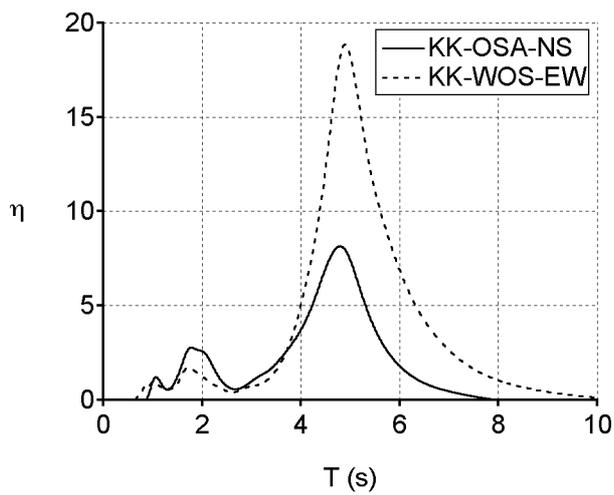
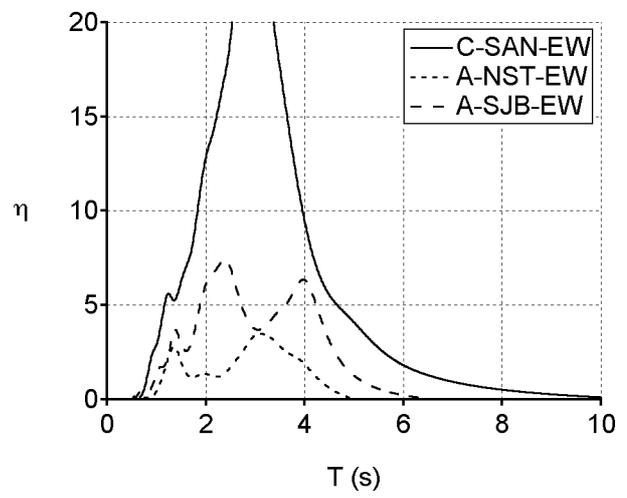
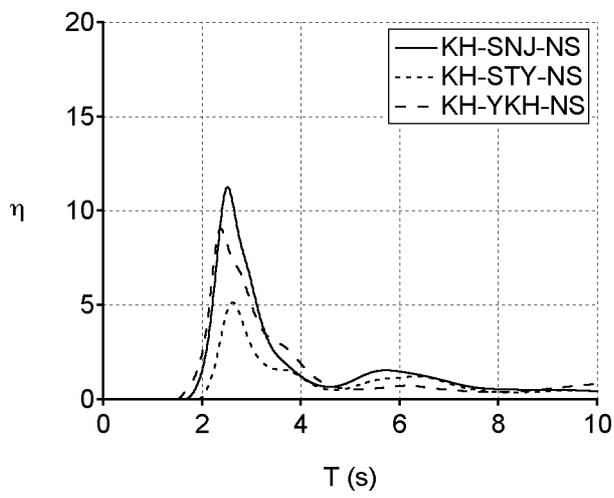
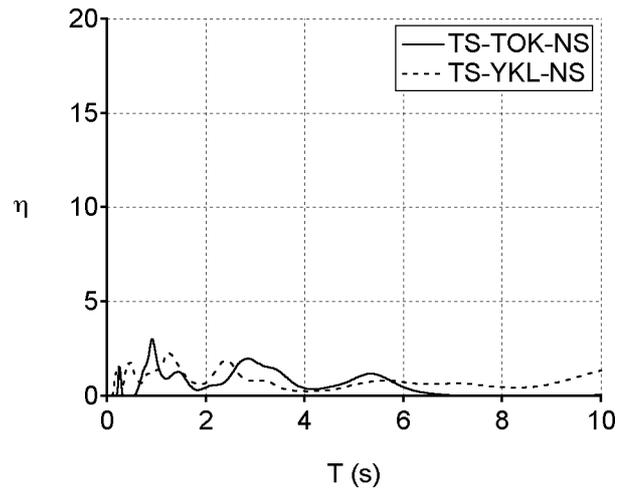
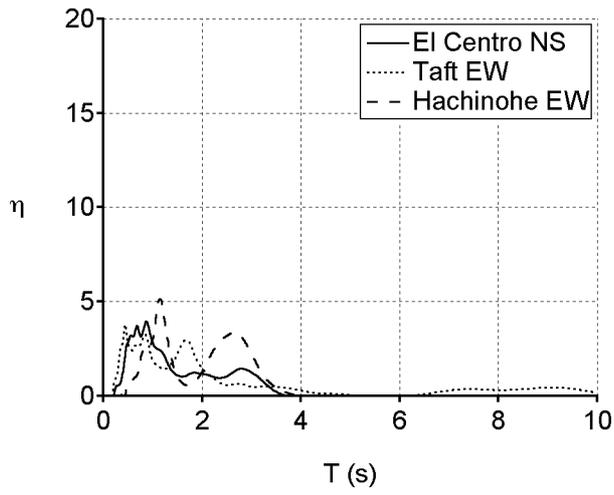


図5 エネルギースペクトルから求めた層の累積塑性変形倍率（梁降伏型）

震波および日本建築学会「東海地震等巨大災害への対応特別委員会」で共通に用いる地震波（表-1 参照）について、エネルギースペクトルを図4に、各固有周期に対するエネルギースペクトルの大きさをを用いて上述の方法により  $\eta_1$  を求めた結果を図5に示す。ここで、骨組の崩壊型は梁降伏型とし、また式(8)の  $b$  の値は 1.5 とした。図5により、各地震波に対する標準的な超高層建物の損傷の程度が予測できる。

#### 4. P - 効果

##### (1) 弾塑性応答における P - 効果

図6のような1質点系モデルを考える。P - 効果を無視したときの水平変位  $\delta$  と水平力  $Q$  の関係が図7の実線のようにとする。P - 効果は図7に1点鎖線で示す様に負の剛性を持つばねで表すことが出来る。この勾配を  $-k_{P\Delta}$  とすると、 $k_{P\Delta}$  は近似的に次式で与えられる。

$$k_{P\Delta} = mg/l \quad (11)$$

ここで、 $m$  : 質量、 $g$  : 重力加速度、 $l$  : 質点の高さ。

質量が水平に  $\delta$  移動したときの鉛直方向変位を  $\delta_v$  とすると、水平移動に伴い位置エネルギー  $mg\delta_v$  が解放される（図6）。この解放されたエネルギーは構造物に入力する。これがエネルギーの視点から見た P - 効果であり、この効果が上記の負の剛性を持つばねによって表される。

P - 効果を考慮したときの  $Q - \delta$  関係を図7で破線で示す。超高層建築では、全塑性耐力に達した後の復元力特性の勾配が P - 効果により負になる可能性がある（4.2参照）。復元力特性の勾配が負になると、弾塑性応答において一般に次のような傾向が現れる。

）応答変位が正または負の片側に偏る。他の条件を同一とすると降伏後の負勾配の絶対値が大きくなるほど偏りの傾向が強まる。

）前述のように水平変位に伴い位置エネルギーが解放され、このエネルギーが構造物に入力する。応答が完全に片側に偏った場合を想定し、応答変位が図8のA点に

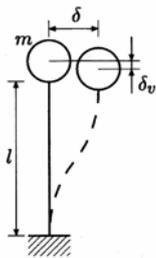


図6 1質点系モデル

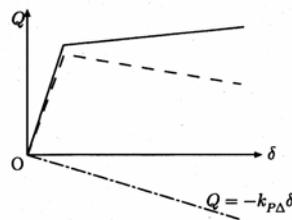


図7 復元力特性

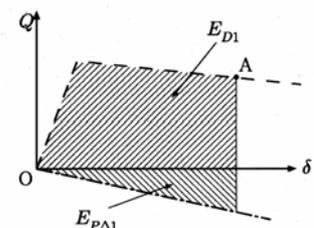


図8 骨組に入力するエネルギー

達したときを考えると、図に示す  $E_{D1}$  は水平振動により構造物に入力するエネルギーに対応し、 $E_{P\Delta 1}$  は位置エネルギーの変化により構造物に入力するエネルギーに対応する。水平振動により構造物に入力するエネルギーは、固有周期が同一であれば復元力特性によらず一定であるので<sup>2)</sup>、降伏後の勾配が負になっても水平振動により入力するエネルギーは変わらない。従って、P - 効果により構造物の損傷に寄与するエネルギーが、 $E_{P\Delta 1}$  に相当する量だけ増加する。

以上のように、P - 効果は応答変位の一方への偏りと損傷に寄与する入力エネルギーの増加をもたらす。また高層建築の場合には、P - 効果により損傷に寄与するエネルギーが構造物の下層部分に集中する現象が生じる場合がある（4.5参照）。

##### (2) P - 効果が層の復元力特性に及ぼす影響

整形な超高層建物を対象として、P - 効果が層の復元力特性に与える影響を簡単なモデルを用いて考察する。

###### a) 建物モデル

質量が高さ方向に一様分布で1次固有モードが直線であるとする。図9でBaseのモーメント  $M_1$  と回転角  $\varphi$  の関係を  $M_1 = K\varphi$  とする。Baseに関する質量慣性2次モーメント  $I$  は、総質量を  $M$ 、高さを  $H$  とすれば、 $I = MH^2/3$  であるから、固有周期  $T$  は次式で与えられる。

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{MH^2}{3K}} \quad (12)$$

また、Baseのせん断力を  $Q_1$  とすれば、 $Q_1 = 3M_1/(2H)$

であるから、 $Q_1$  と  $\varphi$  の関係は次式となる。

$$\varphi = \frac{T^2}{2\pi^2 HM} Q_1 \quad (13)$$

###### b) 建物最下層部における P - 効果剛性<sup>1)</sup>

最下層の弾性水平剛性  $K_E$  は式(13)より、

$$K_E = \frac{Q_1}{h\varphi} = \frac{2\pi^2 HM}{T^2 h} \quad (14)$$

ここで、 $h$ ：層高さ

P - 効果剛性 $K_{p\Delta}$ は、 $K_{p\Delta} = Mg/h$ であるから、 $K_{p\Delta}$ と弾性剛性 $K_E$ の比は次式となる。

$$\frac{K_{p\Delta}}{K_E} = \frac{gT^2}{2\pi^2 H} \quad (15)$$

式(1)の関係をを用いれば、

$$K_{p\Delta}/K_E = 3 \times 10^{-4} H \quad (16)$$

となる。(16)式による $H$ と $K_{p\Delta}/K_E$ の関係を図-11に示す。通常の鋼構造ラーメン骨組では全塑性状態での層剛性と弾性剛性との比 $K_p/K_E$ は、0.02~0.05程度であるので、高層建築の場合全塑性状態ではP - 効果により復元力特性の勾配が負になる可能性がある。

### (3) 安定比

1質点系弾塑性モデルを考える。復元力特性はBilinear型とし、P - 効果を考慮しないときの弾性剛性を $k_E$ 、塑性剛性を $\alpha k_E$ とする(図-12)。

P - 効果の指標として、次式で定義される安定比 $\theta$ が用いられている<sup>4)</sup>。

$$\theta = k_{p\Delta}/k_E \quad (17)$$

ひとつの地震動に対して、この系に入力する水平振動エネルギーのうち、損傷に寄与する量を $E_D$ とし、 $E_D$ を次式による累積塑性変形倍率 $\eta$ で表す。

$$\eta = E_D / (Q_p x_p) \quad (18)$$

ここで、 $Q_p$ ：降伏強度、 $x_p$ ：降伏変位(図-12参照)

照)

振動系は、その復元力が0になるときをもって崩壊とする。崩壊状態のひとつとして、応答における塑性変形増分が完全に一方向のみに累積し、地震終了時に復元力が0になる場合を考える。図-12において、実線がP - 効果を考慮したときの復元力特性を表しているとすれば、上記の場合は地震終了時に復元力は図中のF点に達している。このときの $\theta$ を $\theta_{cr}$ とする。吸収エネルギー

は実線とx軸で囲まれた面積であるから、このときの $E_D$ は次式で与えられる。

$$E_D = \frac{1}{2} Q_p x_p \frac{(1-\theta_{cr})(1-\alpha)}{\theta_{cr}-\alpha} \quad (19)$$

式(18),(19)より、 $\theta_{cr}$ と $\eta$ の関係を表す次式が導かれる。

$$\eta = \frac{(1-\theta_{cr})(1-\alpha)}{2(\theta_{cr}-\alpha)} \quad (20)$$

式(20)を $\theta_{cr}$ について解けば次式得られる。

$$\theta_{cr} = \frac{2\eta\alpha + 1 - \alpha}{2\eta + 1 - \alpha} \quad (21)$$

安定比 $\tau$ を次式で定義する。

$$\tau = \theta / \theta_{cr} \quad (22)$$

式(21)を用いれば、 $\tau$ は次式で表される。

$$\tau = \theta \frac{2\eta + 1 - \alpha}{2\eta\alpha + 1 - \alpha} \quad (23)$$

安定比 $\tau$ は振動系の性質( $\alpha$ と $\theta$ )と入力大きさ( $\eta$ )からなる指標で、振動系を固定して考えれば入力大きさを表す指標であり、入力を固定して考えればP - 効果剛性( $k_{p\Delta}$ )の大きさを表す指標である。 $\tau=1$ のとき、応答は必ずしも図-12のF点に達するとは限らない。F点に達するのは塑性変形が完全に片側に偏った場合であり、一般には最大変位は図-12のF点の変位以下となる。弾塑性地震応答におけるP - 効果の影響を表す指標として安定比が有効であることが確認されている<sup>3)</sup>。

(4) せん断型弾塑性応答におけるP - 効果  
第1層の安定係数 $\theta_1$ は、式(15)より、

$$\theta_1 = \frac{gT^2}{2\pi^2 H} \quad (24)$$

第1層の限界安定係数 $\theta_{cr1}$ (応答が完全に一方向に偏ったときその層で吸収出来るエネルギーと層に入力する

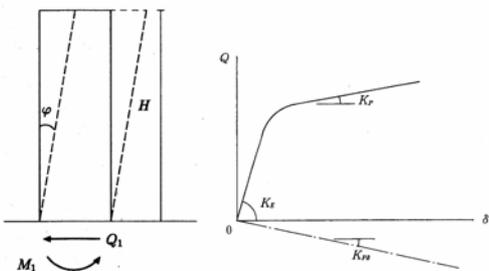


図-9 建物モデル 図-10 層せん断力と層間変位の関係

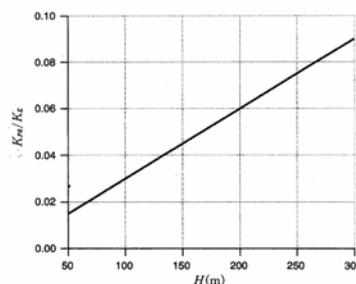


図-11 建物高さ $H$ と $\frac{K_{p\Delta}}{K_E}$ の関係

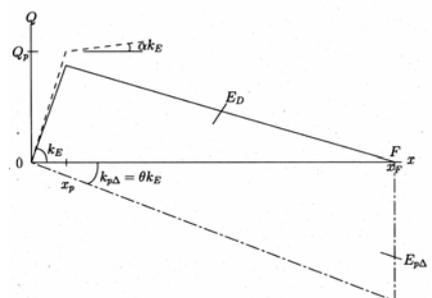


図-12 崩壊状態

エネルギーが等しいという条件を満たすときの安定係数の値)は、次式で与えられる。

$$\theta_{cr1} = \frac{2\eta_1\alpha + 1 - \alpha}{2\eta_1 + 1 - \alpha} \quad (25)$$

ここで、 $\eta_1$ ：第1層の累積塑性変形倍率（第1層に入力するエネルギーの大きさを $\eta_1$ 表す）、 $\alpha = K_{lp}/K_{le}$ （塑性勾配と弾性勾配の比）

第1層の安定比 $\tau_1$ は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \tau_1 &= \frac{\theta_1}{\theta_{cr1}} = \theta_1 \frac{2\eta_1 + 1 - \alpha}{2\eta_1\alpha + 1 - \alpha} \\ &= \frac{gT^2}{2\pi^2 H} \cdot \frac{2\eta_1 + 1 - \alpha}{2\eta_1\alpha + 1 - \alpha} \end{aligned} \quad (26)$$

$\eta_1$ と $V_E$ の関係を表す式(10)と式(1)を用いれば、式(26)より、 $\tau_1$ は $V_E$ と $H$ を変数として表すことができる。

$\tau_1=0.5$ または $\tau_1=1.0$ となるときの $V_E$ と $H$ の関係を図13に示す。なお、ここではせん断型モデルであるので、 $a=0.16$ 、 $b=2.0$ と仮定した。

$\tau_1 \leq 0.5$ のとき、P-効果は少ないと考えられるので、図13の上の図はP-効果を考慮すべき限界時の $V_E$ と $H$ の関係である。

$\tau_1=1.0$ のとき、P-効果により応答が発散する可能性がある。

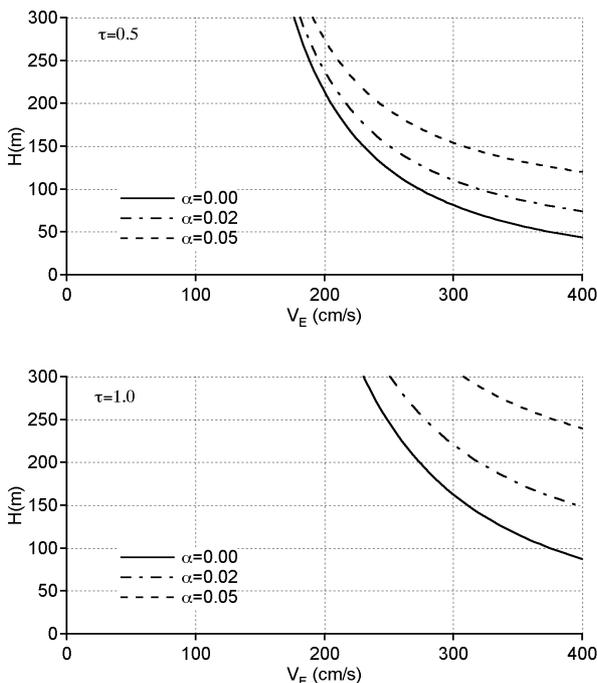


図-13 P-効果(せん断型モデル)

(5) 梁降伏型骨組における下層部の変形集中<sup>3),5)</sup>

a) 変形集中領域における安定比

P-効果による不安定応答のひとつに、梁降伏骨組の下層部に変形が集中して崩壊する現象がある<sup>5)</sup>。この現象が生じる条件と安定比の関係について考察する。

多層多スパン骨組から1本の柱と両側に反曲点までの長さの梁を持つモデルを取り出して考える(図13(a)参照)。柱は柱脚以外は降伏しないものとする。

変形集中領域の層数は次式を満足する最小の $n_b$ である<sup>5)</sup>。 $n_b$ が存在しない場合変形集中層は存在しない。

$$m_e g \geq \frac{\pi^2 EI_c}{(n_b l)^2} + \frac{2\alpha_g k_g}{l} \quad (27)$$

ここで、 $EI_c$ ：柱の曲げ剛性、 $\alpha_g k_g$ ：梁の降伏後の

$dM_g/d\theta_g$ (図14(b)参照)、 $m_e$ ： $n_b/2$ 層から頂部までの質量の総和。

下層部に変形が集中する骨組の応答性状を、等価な一層モデル(代表層)を用いて考察する。変形モードを図15のように折線で近似し、変形集中層の挙動を代表層の挙動で表すことにする。代表層の荷重変形関係が図16のようであるとする。代表層の復元力およびP-効果剛性( $k_{pDe}$ )はそれぞれ第1層から第 $n_b$ 層までの復元力およびP-効果剛性の平均値とする。

代表層の安定係数 $\theta_e$ は次式で定められる。

$$\theta_e = k_{pDe}/k_{Ee} \quad (28)$$

変形集中領域で吸収する歪エネルギー $E_{De}$ の系全体で吸収する歪エネルギー $E_D$ に対する比を $\xi$ とする。

$$E_{De} = \xi E_D \quad (29)$$

代表層の累積塑性変形倍率 $\eta_e$ は、次式で表される。

$$\eta_e = \frac{E_{De}}{n_b Q_{Pe}^2 / k_{Ee}} = \frac{\xi E_D}{n_b Q_{Pe}^2 / k_{Ee}} \quad (30)$$

代表層について、塑性勾配係数 $\alpha$ (図16参照)、安定係数 $\theta_e$ 、累積塑性変形倍率 $\eta_e$ を、それぞれ式(23)の $\alpha$ 、 $\theta$ 、 $\eta$ に代入すれば、代表層の安定比 $\tau_e$ が得られる。

$$\tau_e = \theta_e \frac{2\eta_e + 1 - \alpha}{2\eta_e\alpha + 1 - \alpha} \quad (31)$$

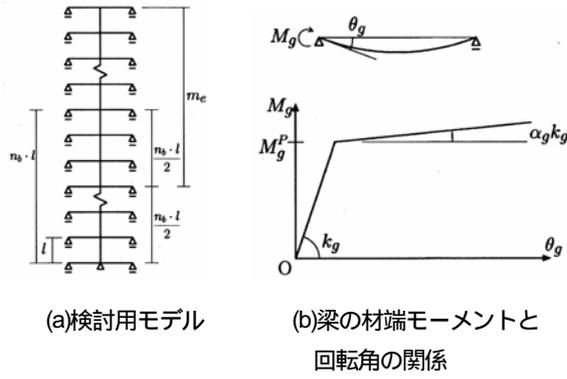


図14梁降伏型骨組モデル

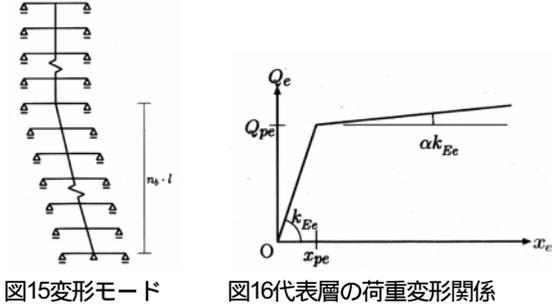


図15変形モード

図16代表層の荷重変形関係

b) 変形集中層数

平均的な建物モデルの場合の変形集中層数の概算値を求める。

式(27)を変形すれば、次式が得られる。

$$n_b \geq \frac{\pi}{\sqrt{\frac{m_e g}{EI_c / l^2} - \frac{2\alpha_g K_g l}{EI_c}}} \quad (32)$$

変形集中領域の中央の層の柱梁断面性能が変形集中層の柱梁断面の平均であると仮定する。中央の層の柱軸心

力度を  $\bar{\sigma}_c$ 、柱断面積を  $A_c$ 、柱細長比を  $\lambda_c$  と仮定すれば、 $m_e g = \bar{\sigma}_c A_c$ 、 $I_c / l^2 = A_c / \lambda_c^2$  であるから。

$$\frac{m_e g}{EI_c / l^2} = \frac{\bar{\sigma}_c A_c}{EA_c / \lambda_c^2} = \frac{\bar{\sigma}_c \lambda_c^2}{E} \quad (33)$$

中央の層の梁の断面2次モーメントを  $I_g$ 、梁長を  $l_g$  と

すれば  $K_g = 6EI_g / l_g$  であるから

$$\begin{aligned} \frac{2\alpha_g K_g l}{EI_c} &= \frac{2\alpha_g 6EI_g / l_g}{EI_c / l} = \frac{12\alpha_g I_g / l_g}{I_c / l} \\ &= 12\alpha_g k_g \end{aligned} \quad (34)$$

ここで  $k_g = \frac{I_g / l_g}{I_c / l}$  (梁と柱の剛性比)

式(32)、(33)、(34)より

$$n_b \geq \frac{\pi}{\sqrt{\bar{\sigma}_c \lambda_c^2 / E - 12\alpha_g k_g}} \quad (35)$$

式(35)を満たす最小のが変形集中層数である。鋼構造高層建築の典型的な値として、たとえば  $\bar{\sigma}_c = 98 \text{MPa}$  ( $1.0 \text{t/cm}^2$ )、 $\lambda_c = 20$ 、 $\alpha_g = 0.03$ 、 $k_g = 0.2$  を代入

すれば、 $n_b > 9.1$  となり、変形集中層数は10である。

c)  $V_E$ 、 $H$  と  $\tau_e$  の関係

式(31)を  $\eta_e$  について解くと、

$$\eta_e = \frac{1}{2} \left( \frac{\tau_e}{\theta_e} - 1 \right) (1 - \alpha) \left/ \left( 1 - \frac{\tau_e \alpha}{\theta_e} \right) \right. \quad (35)$$

$\eta_e$  は損傷に寄与する入力エネルギーの速度換算値

$V_D$  を用いて次式で表わされる。

$$\eta_e = \frac{Mk_{Ee}\xi}{2n_b Q_{pe}^2} V_D^2 \quad (36)$$

$Q_{pe}$ 、 $k_{Ee}$  を第1層での値  $Q_{p1}$ 、 $k_{E1}$  で代表させることにすれば、 $Q_{p1} = Mg\alpha_1$ 、 $k_{E1} = \frac{2\pi^2 HM}{T^2 l}$  と表されるので、式(36)より次式が得られる。

$$V_D^2 = \eta_e \frac{n_b g^2 T^2 \alpha_1^2 l}{\pi^2 H \xi} \quad (37)$$

式(35)において、代表層の  $\theta_e$  を第1層の安定比  $\theta_1$  で置き換えれば安全側である。

式(1)、(5)、(8)、(24)、(35)、(37)より、 $\tau_e$  定めれば  $V_e$

と  $H$  の関係が得られる。

$\tau_e$  を 0.5 と 1.0 とした場合の  $V_E$  と  $H$  の関係を図17に

示す。図17において、以下の値を仮定した。

$b = 1.5$  (梁降伏型)

$\xi = 0.8$

$n_b = 10$

$\alpha = 0.0, 0.02, 0.05$  (梁材の塑性剛性と弾性剛性の比)

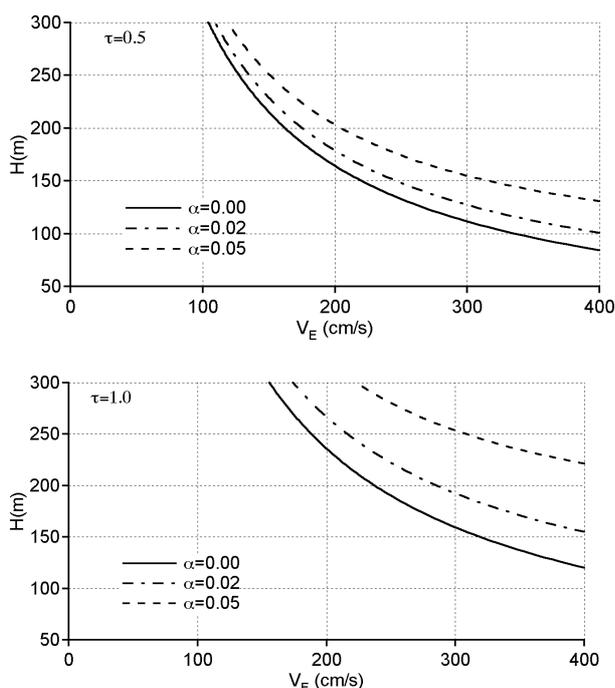


図-17 P - 効果 (梁降伏断型モデル)

図-13 の場合と同様に，図-17 の上の図は梁降伏の進行に伴う下層部の変形集中を考慮すべき限界時の  $V_E$  と  $H$  の関係を示すと考えられる．図-17 下の図は  $\tau=1.0$  の場合であり，応答が発散する可能性がある．

## 5. おわりに

既存の鋼構造超高層建築を対象として，エネルギー応答性状並びに P - 効果の影響について考察した．検討において平均的な構造特性を有する建物モデルを用いた．

日本建築学会「東海地震等巨大災害への対応特別委員会」で共通に用いる検討用地震波が入力したときに想定される層の累積塑性変形倍率を求めた．また，P - 効果の影響を考慮すべき限界時のエネルギースペクトルと建物高さとの関係を求めた．

本検討結果より全体的な応答の傾向を考察することが出来るが，建物架構は個々で特徴を有しており，詳細な検討はそれぞれの建物に即したモデルを用いなければならない．終局耐震性能を検討する際の応答解析法は設計で用いられているような等価せん断型モデルを用いた方法では不十分で，適切にモデル化された復元力特性を用いて部材レベルの応答解析を行う必要がある．部材の復元力特性および限界エネルギー吸収量については不明な点が多く，解析モデルの設定および解析結果の評価について精度を上げるためには，多数回の塑性繰返しを受けける部材および接合部の終局挙動に関する研究が必要である．

## 参考文献

- 1) 動的外乱に対する設計 - 現状と展望 - ，日本建築学会，pp.212-217，1999
- 2) 秋山宏：エネルギーの釣合に基づく建築物の耐震設計，技報堂出版，1999
- 3) 山崎真司，遠藤和明：弾塑性地震応答における P - 効果と安定比，日本建築学会構造系論文集，No.527，pp.71-78，2000.1
- 4) Applied Technology Council :Tentative Provisions for the Development of Seismic Regulations for Buildings, National Bureau Standards, 1978
- 5) 上谷宏二，田川浩：梁降伏型骨組の動的崩壊過程における変形集中現象，日本建築学会構造系論文集，No.483，pp.51-60，1996.5
- 6) 下釜武，山崎真司：P - 効果が弾塑性地震応答に与える影響 (その3) 梁降伏型骨組モデルに対する検討，日本建築学会大会学術講演梗概集，B-2 分冊，pp.501-502，2000.9

# 海溝型巨大地震の地震動に対する 免震構造建物の応答特性

田村 和夫<sup>1</sup>・竹中 康雄<sup>2</sup>

<sup>1</sup>清水建設株式会社 技術研究所 (〒135-8530 東京都江東区越中島3-4-17)  
E-mail:tamkaz@shimz.co.jp

<sup>2</sup>鹿島建設株式会社 小堀研究室 (〒107-8502 東京都港区赤坂6-5-30)  
E-mail:takenaka-yasuo@kajima.com

本報告では、代表的な海溝型巨大地震による堆積平野上での種々の地震動に対する、長周期構造物としての免震構造建物の応答特性を検討した。具体的には、地震動指標やスペクトル特性の検討、および多質点系振動モデルを用いた地震応答解析を行った。これにより、各地震動に対する免震層の応答変形、上部構造の層せん断力係数・層間変形角、および総入力エネルギーなどが得られ、長周期成分の卓越した上記地震動に対する免震構造建物モデルの応答の傾向を把握できた。

## 1. はじめに

免震構造は、地震動の主要な周期成分よりも構造システムを長周期化することで、応答加速度を低減させようとする構造である。一方、これに対し大規模な海溝型地震によって厚い堆積地盤上で長周期成分が卓越する継続時間の長い地震動が発生する可能性が指摘されている。

本報告では、このような長周期成分の卓越した地震動として提供された代表的な海溝型地震による地震動波形を用いて、免震構造建物の応答特性を検討した結果を紹介するものである。

## 2. 提供地震波の特性

### (1) 最大振幅

提供された地震動のうち、各地震・地点毎に選択された地震動について(第3章・表-1の共通波)、最大加速度振幅(PGA)と最大速度振幅(PGV)の関係を図-1に示す。この図より、最大加速度はいずれも $500\text{cm/s}^2$ 以下、最大速度は $70\text{cm/s}$ 以下になっており、従来の設計で通常想定されていた地震動レベル程度以下になっている。ただし、最大加速度と最大速度の比は2~5程度の範囲のものが多く、長周期成分が卓越していることを反映している。

### (2) スペクトル特性

上記波のうち4波(関東地震の横浜みなとみらい地区、東海地震の新宿、東海・東南海地震の名古屋三の丸地区、南海地震の大阪管区気象台)について、減衰定数 $h=0.05$

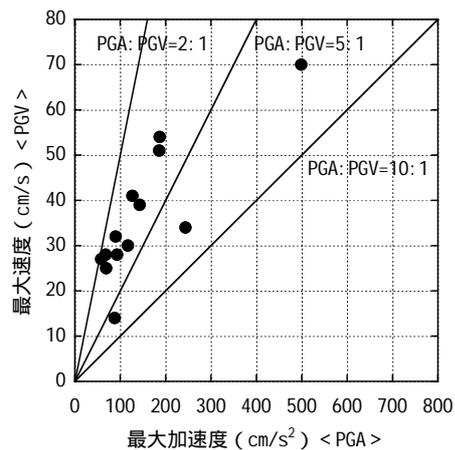


図-1 提供地震動の最大加速度と最大速度の関係

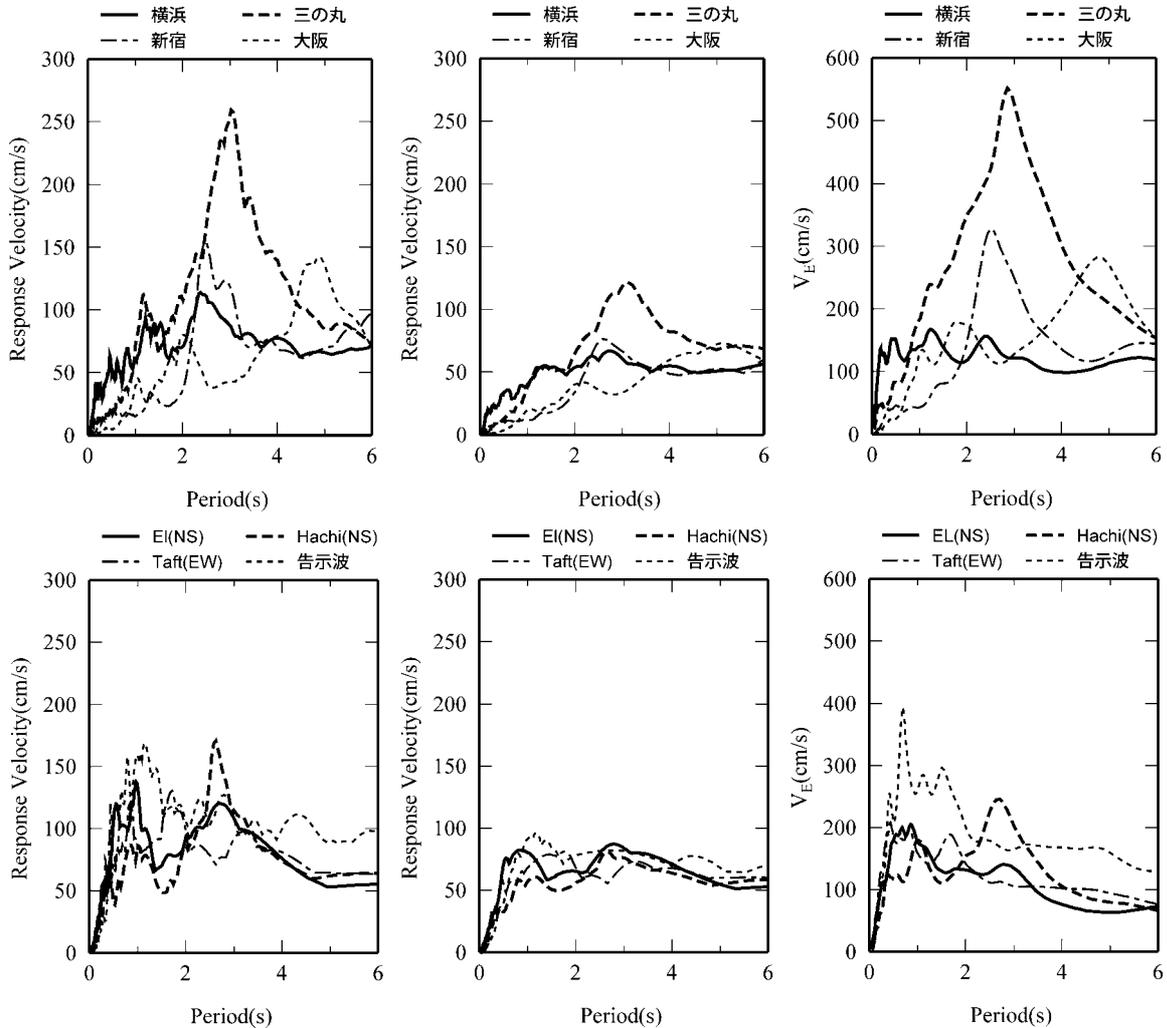
と $h=0.15$ の応答スペクトル、およびエネルギースペクトル( $h=0.10$ )を図-2と図-3にそれぞれ示す。なお、比較のため、同図中では従来設計検討で多用されてきたElCentro NS 1940, Taft EW 1952, Hachinohe NS 1968を最大速度が $50\text{cm/s}$ になるように規準化したもの、および告示波(Hachinohe位相を用いた模擬地震動)についても示している。これらによると、減衰定数 $h=0.05$ の応答スペクトルでは長周期で高いピークを有するものがあるが、 $h=0.15$ の場合には、このピークがつぶれる傾向がみられる。これは、正弦波的な波形により応答が共振に近い状態になる場合に、減衰増大による応答低減の効果が大きくなることと関係付けて考えることができる。また、エネルギースペクトルにも長周期で高いピークを有するものがある。このピーク値は最大速度 $50\text{cm/s}$ で規準化した既往波のものより大きな値となっている。即ち、同程度

の最大速度振幅にもかかわらず、長周期地震動の方がエネルギースペクトル値が大きくなっている。これはこの周期成分の波が長い時間継続することを反映している。

(3) 1自由度系の応答変形繰返し数

応答変形の繰返し数を見るために、弾性1自由度系の応答変位波形から半サイクル（応答変位が0から0になる

までの間）毎に最大値を求め、その分布を変位レベルと超過回数の関係で表し図-3に示す。周期3秒で減衰定数  $h=0.1$  の場合には、この周期成分の卓越している三の丸波では、20cmを超える変形が約50回、40cmを超える変形が約20回と、大振幅が多数回繰り返されている。一方周期4秒の場合および周期3秒で  $h=0.3$  とした場合には、超過回数が大幅に低減されている。



(a) 速度応答スペクトル( $h=0.05$ ) (b) 速度応答スペクトル( $h=0.15$ ) (c) エネルギースペクトル( $h=0.1$ )

図-2 応答スペクトルとエネルギースペクトル（上段が提供波（長周期地震動）、下段が既往波）

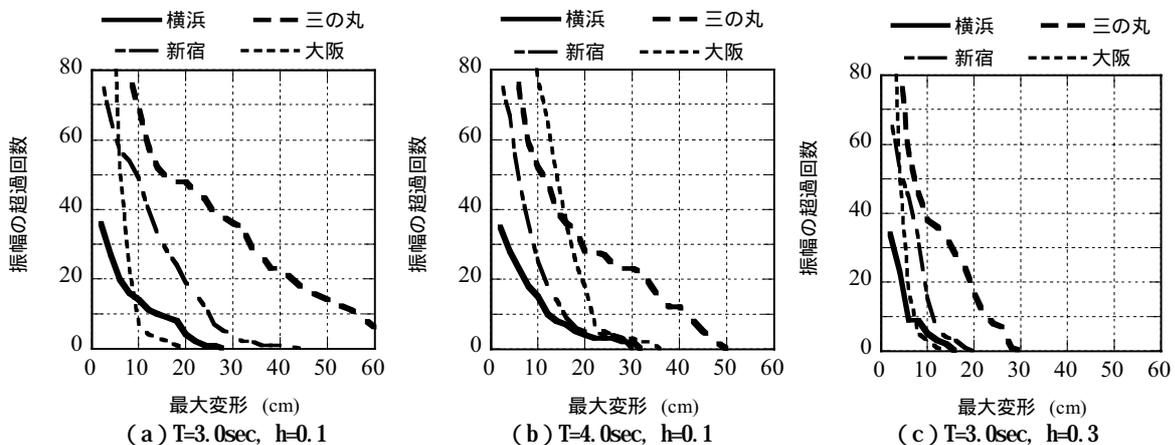


図-3 弾性1自由度系の応答変形の振幅と超過回数（半サイクル）の関係

### 3. 免震構造建物の地震応答解析

#### (1) 免震建物の年代別特徴

免震建物がわが国に実現してから約20年となるが、短い間にも免震構造技術の発展、新たな免震部材の開発あるいは規制面での変遷があり、これに伴って免震建物の有り様も変化してきている。そこで、この20年を第1期から第4期の4つの年代に分けてそれぞれの特徴を整理し、年代別の標準的な免震建物を想定した検討用免震建物モデルを設定した上で、共通波を中心とした地震動を入力した地震応答解析を実施した。

#### 第1期 草創期 ~1988年

先駆者による免震建物、大手ゼネコン等の自社施設への適用、天然ゴム系積層ゴム+別置きダンパ、ゴム材料G4.5とG6が主流、超高層建物と同じ入力地震動の考え方(既往波25、50cm/s)、設計用 $\mu$ - $\gamma$ 係数 $C_b=0.15$ 以上( $C_b=0.20$ の75%以上)、免震システムのBCJ研究委員会による審査

#### 第2期 阪神・淡路大震災前 1989年~1994年

BCJ免震構造安全評価指針(1989年)、免震構造設計指針初版(1989年)、余裕度検討の義務的实施、免震層有効利用可、免震分譲集合住宅、中間階免震、 $C_b=0.15$ 以下可能、免震システムのBCJ研究委員会による審査不要化、日本免震構造協会設立(1993年)、免震構造設計指針第2版(1993年)

#### 第3期 阪神・淡路大震災後 1995年~1999年

1995年阪神・淡路大震災、適用物件の劇的増加、用途の多様化、免震システム多様化進展、ゴム材料G4が主流、積層ゴム高面圧、低摩擦支承や直動転がり支承など長周期化の傾向、各種標準模擬地震動(BCJ波、臨海波、横浜波、大阪波)

#### 第4期 建築基準法改正後 2000年~現在

免震告示(平12建告2009号)による大臣認定不要ルート創設、免震部材を指定建築材料に指定(平12建告1446号)、告示波・サイト波3波+標準既往波3波(BCJ方法書)、余裕度検討不要、免震構造設計指針第3版(2001年)、超高層建物への適用本格化。

#### (2) 検討用免震建物モデルの設定

免震構造設計指針(文献1)における免震建物アンケート調査等に基づき年代ごとの標準的あるいは平均的な免震建物を想定して検討用免震建物モデルを設定した。但し、第1期免震建物は対象外とした。上部構造のモデルは「コンクリート構造物の応答制御技術委員会報告書(文献2)」における5階建ておよび15階建ての弾塑性モデル諸元を参考にしている。第2期および第3期免震

建物は、当時の余裕度検討を想定した標準既往波を最大速度75cm/sに拡幅した地震動に対して過大な応答にならないことが確かめられたモデルとなっている。図-4および以下に、設定した検討用モデルの概要を示す。

#### 第1期( ~1988年)

建物絶対数少なく、一般建物への適用がごく少数のためここでは対象外とする。

#### 第2期(1989年~1994年)

5階建てモデル、塔状比0.40、天然ゴム系積層ゴム(NRB)+鋼棒ダンパ+鉛ダンパ、免震周期 $T_f=2.94$ sec、ダンパ降伏せん断力係数 $s=0.05$ 、NRBは800(G4.5、ゴム総厚さ16cm、平均長期面圧65kgf/cm<sup>2</sup>)、水平クリアランス40cm  $C_b=0.165$

#### 第3期(1995年~1999年)

15階建てモデル、短辺と長辺の2モデル、塔状比は短辺3.9、長辺1.2、鉛入り積層ゴム1100(G4、ゴム総厚さ20cm、平均長期面圧95kgf/cm<sup>2</sup>)、水平クリアランス50cm、設計用 $\mu$ - $\gamma$ 係数0.130

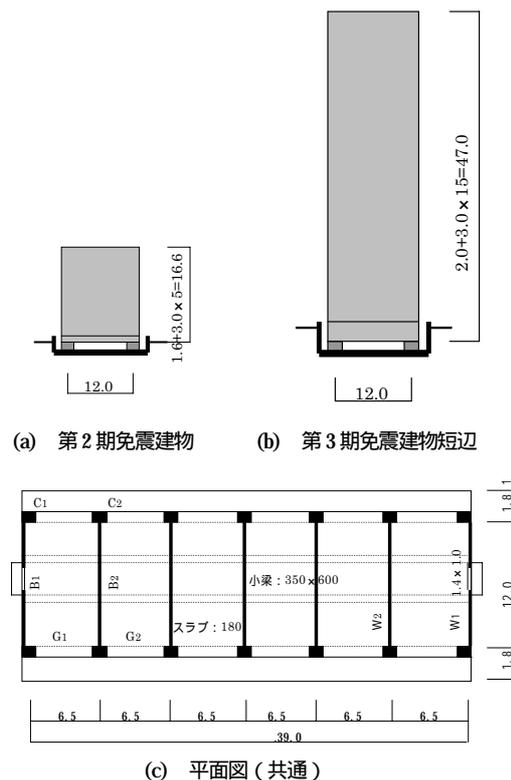


図-4 検討対象免震建物モデル

#### 第4期(2000~現在)

免震システムや上部構造など極めて多様化してきており、実際の免震建物を参考に複数の免震建物モデルを作成し検討を行いつつある。

(3) 地震応答解析結果

設定した検討用免震建物モデルを対象に、表-1に示す地震動(各研究者により作成・提供された地震動、告示波(平12建告1461号、極めて稀に発生する地震動)、および2003年十勝沖地震で観測された苫小牧波)を入力した地震応答解析を実施し、第2期および第3期の標準的・平均的な免震建物の応答がどの程度であるかを検討した。また、大阪市福島地点を対象に、上記の波以外の提供波も対象として地震応答解析を行い、地震動の評価者や評価方法によって免震建物応答がどの程度変動するかについても検討した。

解析ケース数が多数に及ぶので、地震および地点により以下の4ケースに分け、図-5 から図-8 に、第2期および第3期免震建物の最大水平変形、最大層せん断力係数および最大層間変形角を、それら応答値の目安となる水平クリアランス、設計用せん断力係数および層間変形角 1/200 と比較して示した。

- ・ 東海地震 / 東京・横浜地点
- ・ 関東地震 / 東京・横浜地点
- ・ 東海・東南海地震 / 名古屋地点
- ・ 南海地震 / 大阪地点

免震建物の安全性にとって問題となる、積層ゴムの過

大な水平変形、積層ゴム引張り、擁壁への衝突、上部構造の過大な層間変形などに注目して、これらの応答解析結果を見ると、問題となる応答値が見られたのはごく一部に限られている。すなわち、東海・東南海地震 / 名古屋三の丸波における第2期免震建物の応答は、免震層水平変形がここで設定した水平クリアランスを超えており、擁壁との衝突が生じる可能性があること、上部構造の塑性化が見られることが判った。これは三の丸波の卓越周期約3秒と免震周期  $T_f$  約3秒とが近接し、共振状態に陥ったのが原因と考えられる。その他の共通波による免震建物応答には告示波による応答を上回るものも見られるが、目安値を超える過大な応答となるものは殆どない。また、苫小牧波の応答も免震建物の等価周期が5秒以下のため大きな応答となっていない。免震建物に入力された総エネルギー量の速度換算値(表-2参照)では、告示波による値を超えるものは比較的少ない一方、三の丸波による値はかなり大きい結果となっており注目される。

また、南海地震等における大阪市の福島地点にて評価された共通波以外を含む提供波の免震建物応答解析結果比較を図-9に示す。地震動の評価者・評価方法により免震建物応答値がかなり変動することが判った。

表-1 免震建物応答解析に用いた地震動一覧

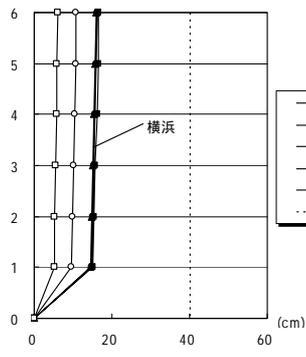
	地震	作成者	地点	成分	深さ位置	略称
共通波	関東	佐藤 壇	東京・気象庁	NS	地表	TS-TOK-NS
			みなとみらい	NS	工学的基盤	TS-YKL-NS
	東海	土方 他	新宿	NS	地表	KH-SNG-NS
			新豊洲	NS	地表	KH-STY-NS
			横浜	NS	地表	KH-YKH-NS
	東海・東南海	中部地方整備局 愛知県建築住宅センター	三の丸	EW	工学的基盤	C-SAN-EW
			名古屋駅	EW	地表	A-NST-EW
			水上出張所	EW	地表	A-SJB-EW
	南海	釜江・入倉	大阪管区気象台	NS	地表	KK-OSA-NS
			西大阪	EW	地表	KK-WOS-EW
	南海	関口 他 <sup>*1</sup>	福島	EW	地表	HS18-FKS-EW
			K-NET大阪	EW	地表	HS18-OSK005-EW
KiK-net此花			NS	地表	HS18-OSKH02-NS	
告示波	JSCA (HACHINOHE位相)				工学的基盤	JSCA-HA
観測波	2003年十勝沖		K-NET苫小牧	NS	地表	TOMAKOMAI-NS
共通波以外の提供波	南海	関口 他 <sup>*2</sup>	福島	EW	地表	HS1-FKS-EW
		関口 他 <sup>*3</sup>	福島	EW	地表	HS8-FKS-EW
		釜江・入倉	福島	NS	地表	KAMAE-FKS-NS
		鶴来 他	福島	NS	地表	TSU-NNK-FKS-NS
	東南海	鶴来 他	福島	NS	地表	TSU-TNK-FKS-NS
	東南海・南海連動	鶴来 他	福島	NS	地表	TSU-TNN-FKS-NS

\*1 震源時間関数のフーリエスペクトルが平均に最も近いモデルによる

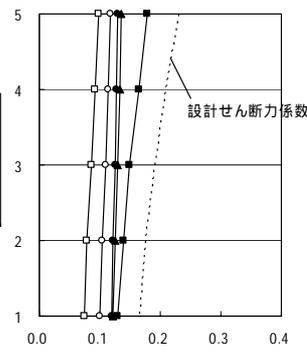
\*2 大阪から見た震源時間関数のピークが最大になるモデルによる

\*3 震源時間関数のフーリエスペクトル振幅が0.1 - 0.3Hzの範囲で大きいモデルによる

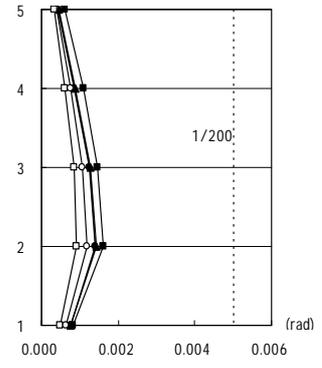
第2期  
免震建物



最大水平変位

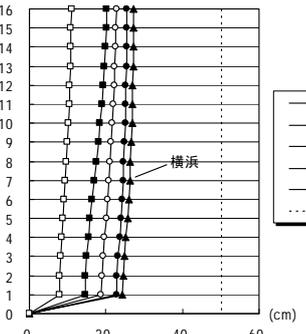


最大層せん断力係数

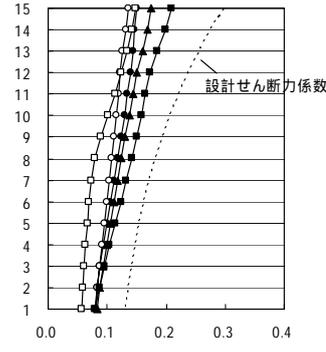


最大層間変形角

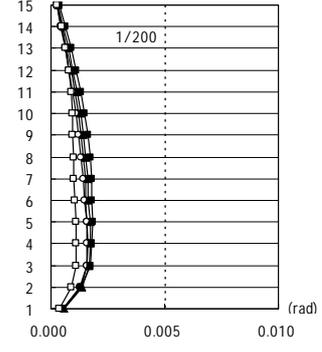
第3期  
免震建物  
長辺方向



最大水平変位



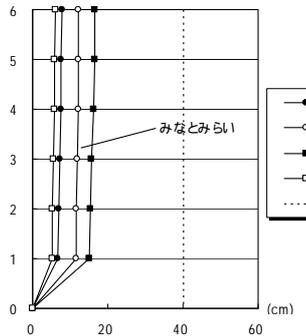
最大層せん断力係数



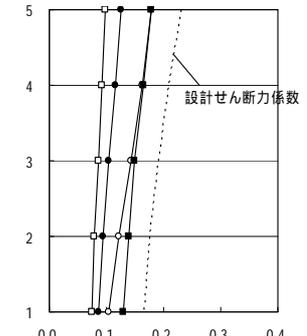
最大層間変形角

図-5 東海地震/東京・横浜地点における免震建物応答

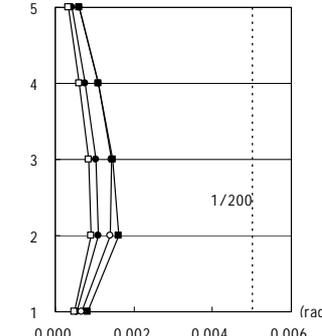
第2期  
免震建物



最大水平変位

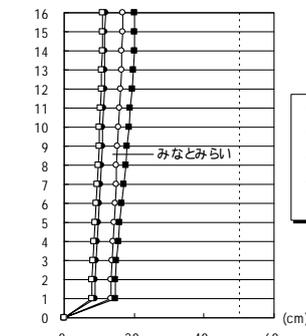


最大層せん断力係数

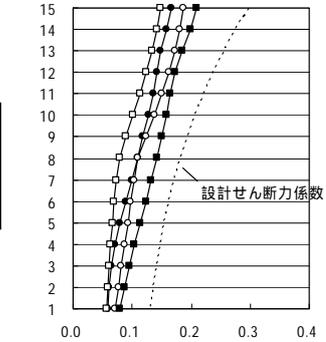


最大層間変形角

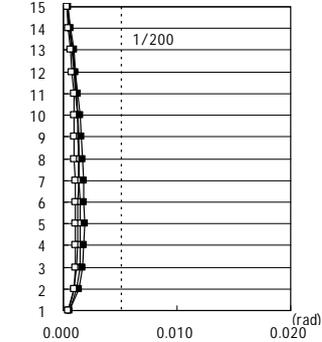
第3期  
免震建物  
長辺方向



最大水平変位



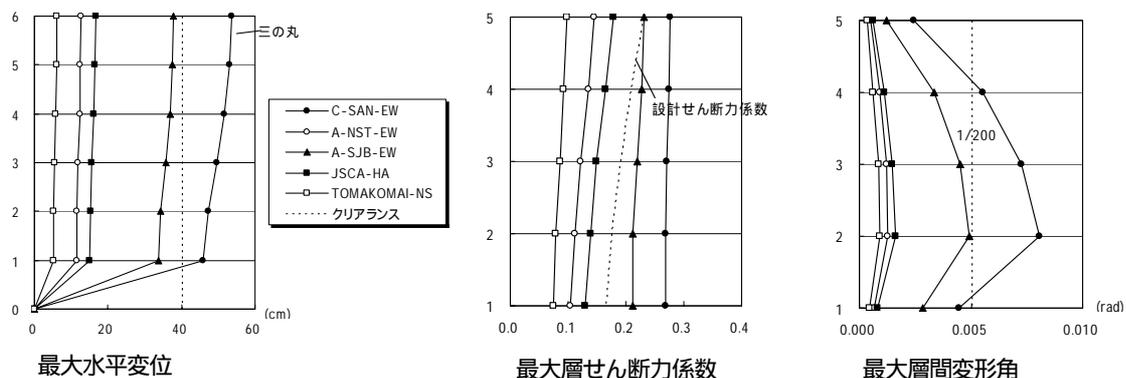
最大層せん断力係数



最大層間変形角

図-6 関東地震/東京・横浜地点における免震建物応答

第2期  
免震建物



第3期  
免震建物  
長辺方向

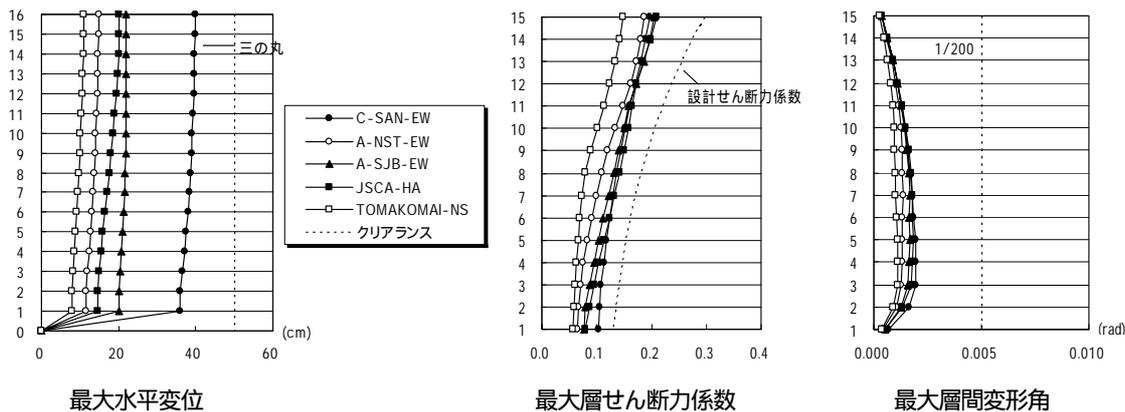
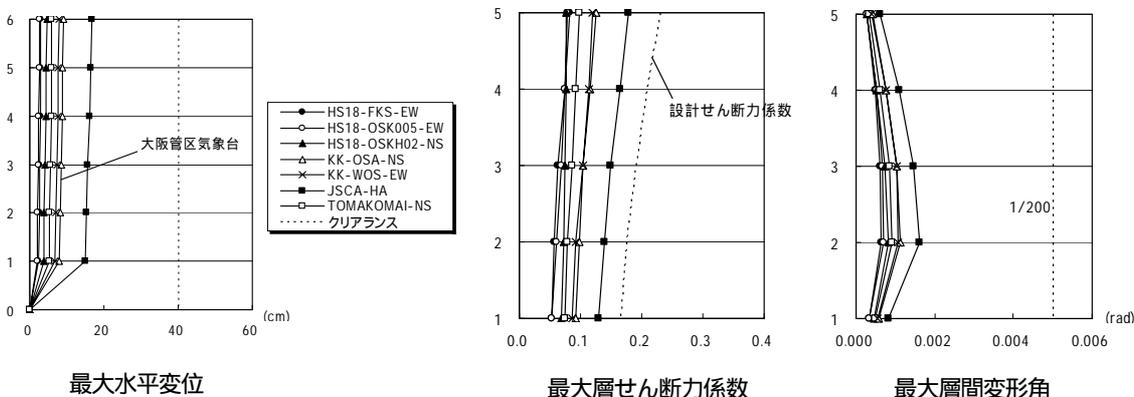


図-7 東海・東南海地震 / 名古屋地点における免震建物応答

第2期  
免震建物



第3期  
免震建物  
長辺方向

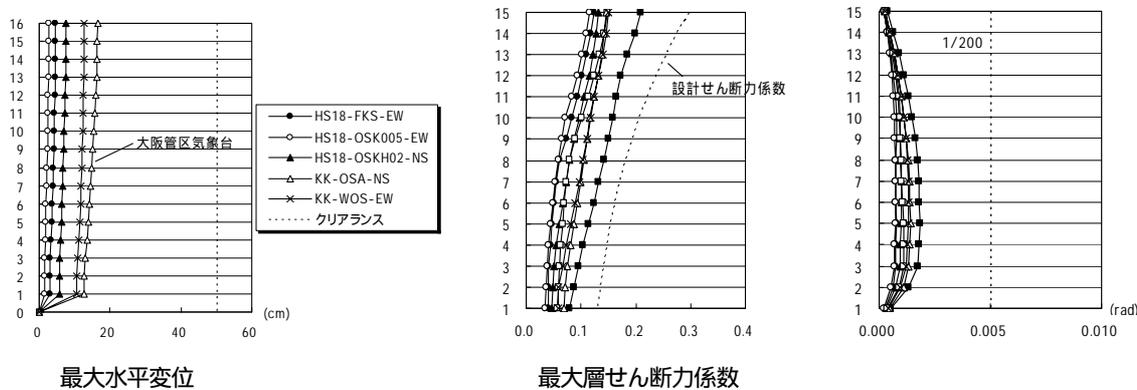


図-8 南海地震 / 大阪地点における免震建物応答

表-2 免震建物総入力エネルギーの速度換算値(cm/s)

地震名 / 地点	第2期免震建物	第3期免震建物
東海地震 / 東京・横浜	76 ~ 148(横浜)	118 ~ 198(新宿)
関東地震 / 東京・横浜	125(気象庁)	115 ~ 117(気象庁)
東海・南海地震 / 名古屋	148 ~ 422(三の丸)	128 ~ 347(三の丸)
南海地震 / 大阪	34 ~ 140(大阪管区気象台)	25 ~ 157(大阪管区気象台)
JSCA 告示波(hachinohe 位相)	163	155
K-NET 苫小牧 NS	72	85

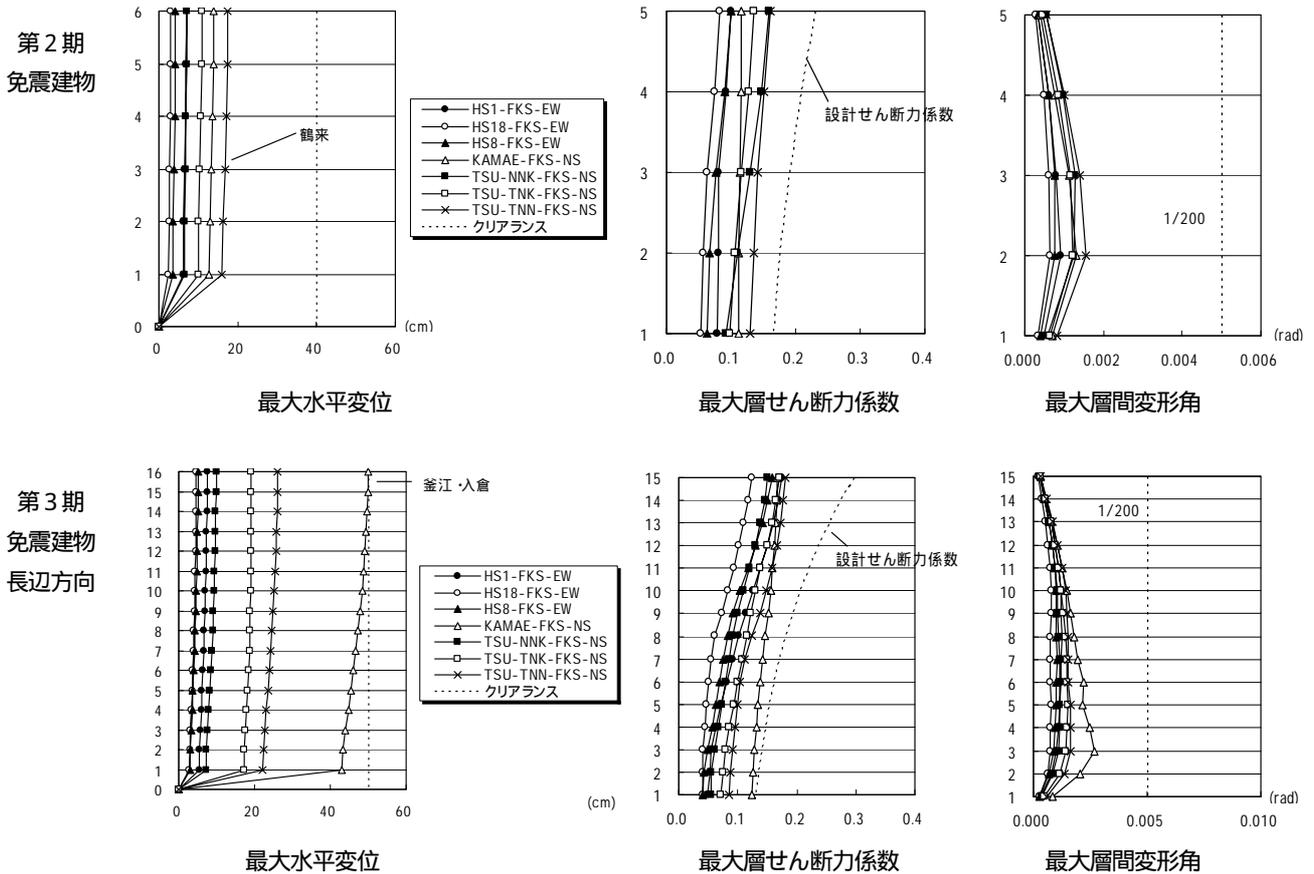


図-9 共通波以外を含む免震建物応答比較 (南海地震等 / 大阪市福島地点)

#### 4. 考察と検討課題

前章の結果より、厚い堆積地盤で増幅した長周期成分が卓越した地震動との共振状態に陥った場合や、大規模地震の震源域にある場合などでは、第1、2期免震建物などで水平クリアランスが小さい場合には、厳しい応答となる恐れがあるが、それ以外の場合は平均的な免震建物における被害はほとんどなく免震構造としての機能を保持するものと考えられる。しかし、ここでの検討モデルは年代別の平均的な免震建物であるため、免震層水平クリアランスがより小さい建物、軟弱地盤の敷地に建設されたもの、あるいは積層ゴムの座屈やせん断破壊が懸念される小サイズの積層ゴムが採用された免震建物など

では、特に留意して個別に安全性の検証がなされる必要がある。また、応答結果に地震入力エネルギーの速度換算値を示したように、ダンパーが吸収するエネルギー量が非常に多いケースも見られ、注意が必要である。他方、応答値が目安値を超え、擁壁との衝突などが生じるからといって、そのまま倒壊などの大被害を被るわけではない。このような免震建物極限挙動の解明も課題の一つである。

一方、入力地震動の取り扱い方についても検討が必要である。即ち、提供された地震動には、それぞれ海溝型地震の震源特性やサイト周辺の地盤特性が反映されているが、卓越周期やその周期成分の大きさの精度・ばらつきがどの程度かによって、構造物の応答値が変動する。

入力地震動を個々の震源とサイトにおける固有のものという立場にたった場合には、この変動の程度が大きな問題となる。例えば、大阪平野では周期5sec程度の成分が、名古屋では3sec程度の成分が卓越しているが、この周期の精度はどの程度なのか、またスペクトル形状がピーク先鋭な単峰型なのか、なだらかに変化するスペクトル形状なのかなどにより構造物の応答値が変化する。このような地震動のばらつきを考慮したうえで、マクロ的・包括的な安全性評価法を検討する必要があると考えている。

## 5. おわりに

本報では、代表的海溝型巨大地震による地震動として各研究者より提供されたデータを用いて、免震構造建物モデルの応答解析を行い、検討した結果を紹介した。ここで対象としたような長周期成分の卓越した継続時間の長い地震動に対しては、免震構造物の最大応答値だけでなく、総入力エネルギーあるいは累積塑性変形量などの

観点からの評価も行うことが重要である。また、真の安全性評価のためには、構造物の極限時の挙動解明が必要となる。

## 謝辞

本報における地震動はそれぞれ表中に示す各研究者の方々より提供されたものです。また、地震動特性の整理と地震応答解析は、それぞれ清水建設技術研究所の神原浩氏、鹿島建設ITソリューション部の吉川和秀氏にご協力いただきました。また、東京理科大学の北村春幸博士には地震応答解析についてご指導いただきました。ここに記して感謝いたします。

## 参考文献

- 1) AIJ 免震構造設計指針（第3版）、日本建築学会、2001.
- 2) コンクリート構造物の応答制御技術委員会報告書・論文集、(社)日本コンクリート工学協会、2002.6

## 6 . 土木構造部会報告

土木構造物部会の活動概要

西村昭彦

道路橋WGの活動概要

西田秀明

既設ダムの耐震診断法に関する検討概要

有賀義明

# 土木構造物部会の活動概要

西村 昭彦<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 ジェイアール総研エンジニアリング 代表取締役 (〒185-0034 国分寺市光町2-8-38)

E-mail:nisimura@jrseg.co.jp

近い将来発生すると予想される海溝型巨大地震への対応をするため、土木学会において巨大地震災害への対応特別委員会が設置された。そして、巨大地震によって発生する地震動が土木構造物に与える影響を検討するため、委員会のもとに土木構造物部会が設置された。

本部会は多種類にわたる土木構造物についてWGを設置し、これらの既設構造物の耐震性能の設定、調査法および耐震対策について検討し、検討例(対策を含む)の提示や今後の課題等について提言を行うべく活動している。その概要を報告する。

## 1. はじめに

現在東海、東南海地震、南海地震など海溝型の巨大地震の逼迫性が懸念されている。中央防災会議の専門調査会は平成15年4月に「東海地震対策大綱」を、さらに同年12月には東南海地震、南海地震に対する防災対策推進地域を設定した。専門調査会の報告によれば、これらのプレート境界の巨大地震では、阪神・淡路大震災を上回る強烈な地震動が広域にわたって発生し、住宅、公共建物、道路、鉄道施設、各種ライフラインシステム、臨海コンビナート施設等に甚大な被害が発生することが予想されている。このため、既存構造物と施設の耐震診断と耐震補強を早急に実施し、さらに発災後の応急対策と復旧・復興対策を速やかに策定することが求められている。

このような情勢に対し、土木学会は平成7年の阪神・淡路大震災に際し、被害調査と報告会の開催および報告書の刊行や耐震基準と耐震補強など土木構造物の耐震性向上のための基本方針の提言などを実施した経験を踏まえ、海溝型の巨大地震に対して土木学会がとるべき対応と社会に果たすべき役割について検討すべく巨大地震災害への対応特別委員会が設置された。この委員会は8つの部会からなるが、その中の1部会として土木構造物部会(耐震診断・耐震対策部会)が設置された。さらに、海溝型の巨大地震によって発生するいわゆる長周期地震動に対して長周期土木・建築構造物の耐震性の検討と耐震診断、耐震対策法の検討を土木学会と日本建築学会が共同で検討することとなり、本部会もそれに参加することとなった。

本部会の活動目的を示すと次のとおりである。

橋梁等土木構造物の動的応答、損傷度に基づく耐

震診断法の提示

耐震診断に基づく耐震対策法の提案

耐震診断および耐震対策ガイドラインの作成

## 2. 土木構造物の選定と検討方針

上記目的達成のための検討のフローチャートを図-1に示す。この図に示す検討項目の詳細は次のとおりである。

各地域における代表的構造物の選定と地盤条件の設定  
巨大地震の影響が大きいと想定される地域において代表的な構造物を選定し、耐震性の照査を行う。

- 1) 地域 静岡、名古屋、大阪等
- 2) 代表的な構造物 橋梁(道路、鉄道)、港湾施設、産業施設(処理場・地上タンクなど)、パイプライン、地下構造物、河川堤防、ダム等
- 3) 地盤条件の設定

選定した構造物の建設地点における地盤調査結果や危険が想定される地盤条件等に基づいて設定構造物の現状評価とそれに基づく耐震性能の算定

### 【検討項目】

- 1) 変状や劣化等を評価した強度の推定法
- 2) 耐震性能の算定法・・・静的非線形解析(ブッシュオーバーアナリシス)

### 【検討方法】

- 1) 現状把握のための調査法および耐震性能算定に関する文献等調査
- 2) 現状の技術のまとめと課題の整理
- 3) 課題に関する検討
- 4) 現状把握のための調査法および耐震性能の把握法の提案

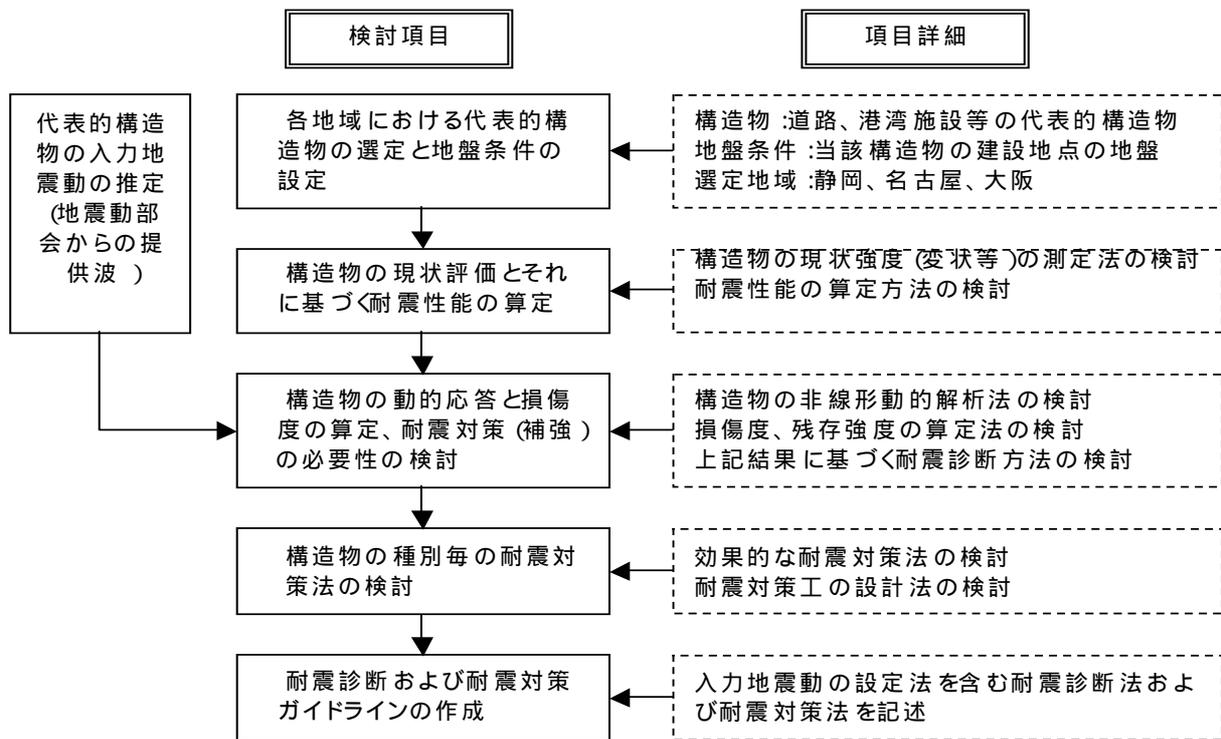


図-1 検討の流れ

構造物の動的応答と損傷度の算定、耐震対策の必要性の検討

【検討項目】

- 1) 構造物の応答および損傷度算定手法（非線形動的解析手法）とその精度
- 2) 材料、地盤性状の評価法
- 3) 耐震安全度の判定基準

【検討方法】

- 1) 文献調査による現状の非線形動的解析手法および耐震安全性判定基準のまとめ
- 2) 現状の技術に対する課題の整理
- 3) 課題に対する検討
- 4) 耐震性能照査手法および判定基準の提案

構造物の種別における耐震対策法の検討

【検討項目】

- 1) 耐震対策の優先度の決定法
- 2) 効果的な耐震対策法の提案
- 3) 免震・制震技術の導入
- 4) 耐震対策の設計方法の提案

【検討方法】

- 1) 耐震対策（補強）の優先度および工法に関する文献等調査
- 2) 現状の技術のまとめと課題の整理
- 3) 課題に関する検討
- 4) 優先度の決定法および耐震対策法の提案

耐震診断・耐震対策ガイドライン（計算例）の作成

上記結果をまとめて、耐震診断・耐震対策ガイドラインを作成する。これは代表構造物ごとに作成する。その内容は以下に示すものとなる。

- 1) 構造物の諸元、部材および地盤の性状の

設定

- 2) 構造物に入力する地震動の設定
- 3) 構造物の耐震性能の算定
- 4) 構造物の応答値および損傷度等の算定
- 5) 耐震対策の必要性の判定
- 6) 耐震対策の提案とその設計

なお、耐震診断・耐震対策工の設計に用いる地震動は「地震動部会」から提供される波形（提供波）を用いる。

3. 活動の進め方

上記検討項目に対応するため、主要な構造物および必要な検討事項を選び、それ毎に以下に示すWGを設置して検討を進めてきた。

WGは11あり、そのうち8つは具体的な構造物を対象とするものであり、残り3つはその検討を進めるための共通事項を検討するWGである。

【構造物担当】

- 道路橋WG
- 鉄道橋WG
- 港湾施設WG
- 処理場・地下構造物WG
- パイプラインWG
- タンクWG
- 土構造物WG
- ダムWG

【共通事項担当】

- 構造物現況調査WG
- 耐震診断手法WG
- 耐震補強の優先度WG

#### 4. 検討結果の概要

具体的な構造物に対して検討を行う 8 つの WG においては、それぞれが検討対象とする構造物を選定し、検討方針および耐震性能の設定を行い、地震動部会から提示された第 1 次、第 2 次提供波や中央防災会議で提示された地震動を用いて性能の照査を実施した。なお、中央防災会議の地震動は内閣府の承諾を得て使用している。またあわせて、耐震診断法、耐震対策法（耐震補強法）に関する文献調査や耐震補強事例の収集を行い、それを分析、整理した。

共通事項を検討する 3 つの WG においては、今後の検討方針等を策定し、検討を実施した。

以下に、各 WG の検討対象構造物、検討方針、これまでの検討結果の概略を示すが、道路橋 WG、ダム WG については本シンポジウムで報告されるので省略する。

##### (1) 鉄道橋 WG

検討対象構造物は鉄道橋として一般的に用いられる梁と柱を組み合わせたラーメン高架橋とする。

耐震診断は鉄道構造物等設計標準・同解説 耐震設計（平成 11 年）<sup>1)</sup> に準拠する。また、動的解析 WG で作成する非線形スペクトルを用いて非線形スペクトル法による照査を行う。なお、同じ構造物を用いて動的解析 WG で時刻歴動的解析を実施する。

非線形スペクトル法は動的解析手法 1 つであるが、その詳細は参考文献<sup>1)</sup>を参照されたい。

##### (2) 港湾施設 WG

検討対象構造物として、図 2 に示す設計震度 0.1 程度の耐震強化されていない通常岸壁（控え直杭式鋼矢板岸壁）を想定する。耐震対策としては、栈橋前出し工法を前提とする。

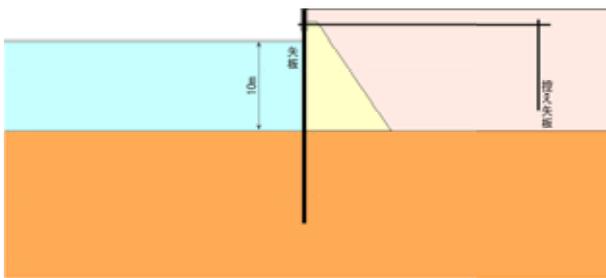


図 2 鋼矢板岸壁

岸壁の耐震性能は、通常の岸壁では、レベル 1 地震を想定して、震度法概念を基本とした安定解析等の方法により構造物の安定性を満足させる。耐震強化岸壁ではさらにレベル 2 地震に対する性能が要求され、地震直後に船舶の着岸や荷役を行えるよう、岸壁法線のはらみ出し量を地震後の岸壁の暫定利用が可能な程度に抑える必要がある。

耐震性能照査ではフレーム解析を用いた保有耐力法による性能照査や、栈橋 - 護岸部全体を有効応力有限要素解析など、現在考えられる照査手法・手順

のいくつかを用いて検討している。

地震動の選定は、名古屋、衣浦、三河付近のものから選定する。

##### (3) 地下構造物 WG

検討対象構造物は粘性地盤中の 1 層 2 径間箱型断面を有する鉄道トンネルと梁、柱、壁、スラブ構造および杭基礎の水道施設とする。鉄道トンネルのイメージを図 3 に示す。

耐震性能の照査においてはトンネルでは、横断方向だけでなく縦断方向も対象とする。

横断方向の断面の照査では 1 次元地盤モデルの地震応答解析を実施し、最大せん断ひずみの鉛直方向分布等より、検討用地震動の影響度を把握する。つぎに地盤～トンネルの連成モデルによる 2 次元 FEM 動的解析を実施し、トンネルの安全性を照査する。

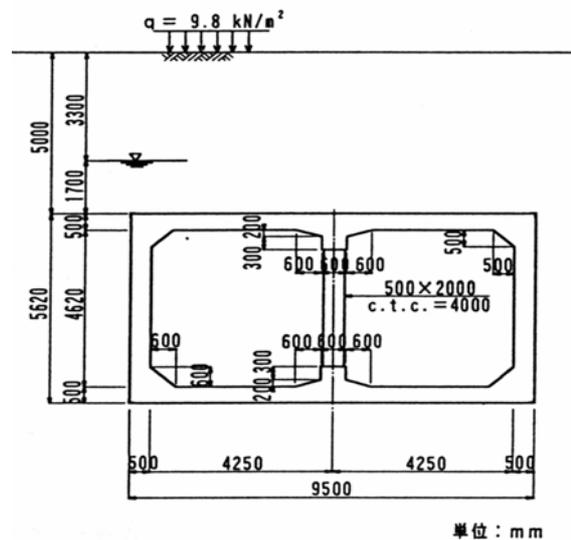


図 3 鉄道開削トンネル

縦断方向の耐震性能照査では、まず地盤の地震応答解析を実施し、地震外力およびトンネルの耐震解析に用いる地盤ばね算定用の等価剛性を評価する。なおトンネル軸方向の検討では、地盤を 2 次元 FEM で、軸直角方向の検討では、2 次元モデルを単位奥行きとした 3 次元 FEM モデルを用いる。トンネルの地震応答解析では、梁～地盤ばねモデルによる時刻歴応答変位法を適用する。トンネル深度における地盤の時刻歴変位を構造モデルに作用させ、躯体断面力や継手目開き量を評価、安全性を照査する。

水道施設では躯体はフレームによりモデル化し動的解析を実施する。耐震壁はその効果を適切に評価してブレースとしてモデル化する。地盤はバネでモデル化する。考慮する荷重は、躯体の自重、上載荷重、静的土圧、水圧、慣性力、地震時土圧、動水圧を考慮する。

なお、内水は満水状態および空水状態を考慮する。

##### (4) パイプライン WG

対象構造物は、上下水道管とし、主に小中口径管

路とするが、シールド工法によって建設される管路についても検討する。

耐震性能の設定および照査は次のように行う。

ヒヤリングによる被災時の問題点の検討

兵庫県南部地震以降の被災地（神戸市、新潟県）に対してヒヤリングを行い、被災状況と復旧状況、被災後の対策、現状の支援体制を確認し、結果をまとめる。また、同時に被災を受けていない地域（横須賀市）へのヒヤリングを行い現状の震災への取り組みについても確認する。ヒヤリングの結果判明した問題点や改善策の検証（二次災害、復旧支援体制、ネットワーク化の利点など）

地震に加え津波との複合被害の想定

地下構造物WGが行う開削トンネルの縦断方向の耐震検討条件と同等の条件によるパイプライン構造の検討（現行の免震機構の検証と体系化）

#### (5) タンクWG

検討対象は石油タンク、LNG タンク、水道タンク（上水道・下水道用）とする。

これらのタンクについて以下の調査・検討を行う耐震設計基準の考え方および巨大地震対策検討の現状を調査する。

地震動部会から提供される予定の東海・東南海・南海地震等想定地震動に対して、タンク入力地震動としての評価を行い、長周期地震動に主眼を置いてスロッシング応答挙動を検討する。

耐震診断（長周期地震動に主眼を置き、短周期地震動に対しては性能照査項目を調査する）、および耐震対策方法を調査・検討し、ガイドラインとしてまとめる。

#### (6) 土構造物WG

一般的な土木構造物の設計が仕様設計から性能設計へと移行してきており、盛土等の土構造物も徐々に変形量照査型の設計法が取り入れられつつある。

そこで本WGでは、要求される許容変形量が明確に定量化できる土構造物として、河川堤防を検討対象とする。

耐震性能照査では、有効応力解析に基づく2次元FEM解析を実施する。ただし、有効応力解析を行うに足る土質試験結果が得られていない場合には、全応力に基づく地震応答解析と静的な流動化解析を併用したFEM解析を行う。

FEMに基づく変形解析評価を用いた場合でも必ずしも高精度の解が得られているとは限らないため、FEM解析による沈下量に解析係数（手法のばらつきを考慮する係数）を乗じた値を想定沈下量とし、耐震性の照査を行う。

#### (7) 調査法WG

南海・東南海地震震源に近い橋梁下部構造物に対し、耐震性照査に用いるための地盤の詳細調査および橋脚躯体・基礎部の保有強度を把握するための調

査を行い、構造物が有する強度特性および耐震検討に必要な構造物・地盤に関するデータを得た。今後それに基づいた耐震評価を行うとともに、必要に応じて耐震補強工法も検討する。これらの結果に基づき有効な強度等の調査法を提案する。

#### (8) 動的解析法WG

鉄道高架橋を対象として以下の検討を行う。

動的解析の実務上の問題点の整理

WGメンバー周辺への聞き取り調査を実施

耐震性能照査を行うためのプロセスの設定

動的解析と静的解析を併用する。動的解析は想定地震に対する最大応答加速度分布/最大応答変位分布を算定するために実施する。この際、軸力変動などの複雑な計算は、数値解析の精度を悪くする場合があります（特に変動幅の大きい杭基礎ではそれが顕著）。動的解析では、軸力変動なしで実施する。そして、その状態になるように静的非線形解析を実施し、それにより耐震性能を照査する。長周期地震動に対する動的解析の信頼性の確認

次の項目について検討する。

・ 損傷後の長周期加振、繰り返し回数の多さ

・ 周期帯域広い場合の減衰マトリクス

解析結果のばらつきの評価

#### (9) 優先度決定法WG

被害を最小限に止めるには、必要な耐震補強を全て行うことが好ましいが、対策に必要な構造物は多数に上ると考えられ、予算や時間も限られていることから対象とする全ての構造物に対策を行うことは困難である。そのため、優先順位を定めて効率的に耐震補強を進める必要がある。

優先順位に関係する要因としては、重要度、地震危険度、保有耐震性、残存供用期間、補強の容易さ、補強効果といった様々なものが考えられ、優先順位を適切に定めることは容易ではない。例えば、保有耐震性は大きく不足しているが重要度はあまり高くない構造物と、少しだけ耐震性が不足している重要構造物とではどちらを優先させるべきかを判断することは簡単ではない。さらに、残存供用期間などその他の要因も複雑に関係してくる。本WGでは優先度判定のための方法を概観した後、東海、東南海地震を対象とした耐震補強優先度について考え方を示すとともに、その例示を行う。

### 3. おわりに

以上土木構造物部会の活動の概要を述べた。本部会では1.の目的を達成するための検討を精力的に行っている。近いうちにこれらの成果を報告書にとりまとめる予定である。

#### 参考文献

1) 鉄道総合技術研究所編：鉄道構造物等設計標準・同解説 耐震設計、丸善株式会社、平成11年10月

# 道路橋WGの活動概要

西田 秀明

正会員 (独) 土木研究所研究員 耐震研究グループ耐震チーム (〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)  
E-mail:nisida@pwri.go.jp

道路橋WGでは、来るべき東海、東南海、南海地震に代表される巨大地震により生じると推定される地震動が、道路橋の耐震性にいかなる影響を及ぼしうるのかを検討するために、被災事例や既往の耐震対策法の整理、巨大地震における道路橋の応答特性の把握を行うとともに、耐震性能照査事例の提示や今後の課題を提言するべく活動している。

本文では、このうち、耐震性能照査対象地震動の選定に対する考え方と、道路橋の応答特性を把握するために実施した解析結果例についてその概要を紹介する。

## 1. はじめに

道路橋の耐震性は、兵庫県南部地震に代表される大地震における被災経験や技術力の向上などをふまえ、耐震設計基準の変遷や、既設橋梁に対する耐震対策の推進を通じて年々向上してきている。しかし、東海、東南海、南海地震に代表される来るべき巨大地震に対して、現在の耐震性で十分であるかについては明確な答えをもっているとは言い難い。この理由の一つとしては、このような巨大地震によりいかなる特徴を有する地震動が生じるのか明確でなかったことが挙げられる。

しかし、ここ数十年の地震観測網の整備や地盤調査の進展による各種データの増加、計算技術の目覚ましい向上などを受けた検討の結果、1)短周期地震動が卓越した強震動と、2)関東平野や濃尾平野、大阪平野などの堆積平野における長周期地震動、の発生が懸念されることがわかってきている。また、データの充実等に伴い、地震動の推定精度は向上しており、構造物の地震時挙動をより現実に即した形で把握しやすい環境が整いつつある。

道路橋は橋長15m以上だけでも全国で14万橋あまりあり、構造規模や形式も最大支間長が数mの単純橋から、約2kmの明石海峡大橋のような吊橋まで多種多様である。また、支間200m以下の橋梁については、道路橋示方書<sup>1)</sup>に基づいて耐震設計が行われるのが通常であるが、道路橋示方書の適用範囲外であり、全国に140橋あまりある支間200mを超える長大橋(建設中を含み、歩道吊橋を除く)では、道路橋示方書に準拠することもあるものの独自に体系化した耐震設計を用いる場合も多い。

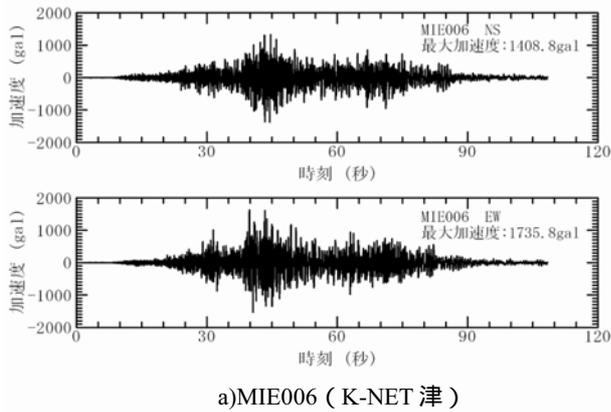
このため、本WGでは、1)比較的数量が多く短周期地震動の影響が懸念される標準的な規模の橋の場合、と、2)長周期地震動による影響が懸念される長大橋の場合、の2つに対して耐震性能照査事例の作成を進めている。

本文では、地震動部会から提供された巨大地震による推定地震動(以下、「提供波」)から耐震性能照査対象地震動を選定するための考え方と、道路橋の応答特性を把握するために実施した解析結果例についてその概要を紹介する。

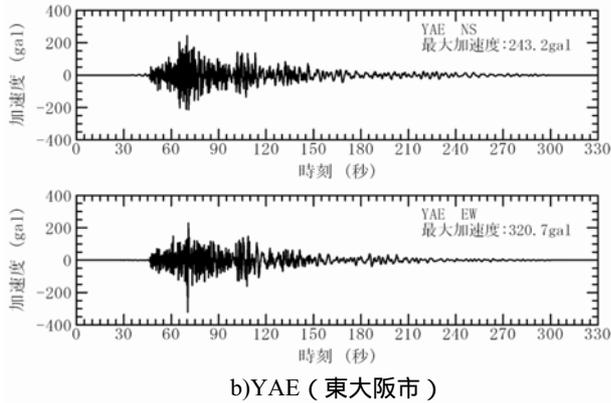
## 2. 耐震照査対象地震動の選定

実際に構造物を建造する、あるいは既設構造物の耐震性評価する際は、建設地点において地震動を推定し、構造物の応答特性を勘案して設計地震動を設定する。しかし、今回は、実在する特定の構造物に対する耐震照査を行うことが目的ではないことから、建設地点をあらかじめ特定するのではなく、提供波の中から何らかの特徴のある地震動から選定することとした。また、提供波の評価位置は、地表面や工学的基盤面など様々であるため、何らかの比較をする場合は評価位置を同一条件にして行う必要がある。例えば、工学的基盤面同士で比較するのであれば、地表面における推定波を、推定地点における表層地盤の影響を取り除く必要がある。しかし、表層地盤の考慮方法にはいくつかあること、また、この違いを知ることがここでの要点ではないことから、ここでは提供波は当該構造物の入力地震波とそのまま見なせるものと仮定することとした。

以上の観点及び条件において、提供波の中から、短周期帯域と長周期帯域で加速度応答スペクトルが比較的大きいものを選定した。選定した地震動の波形および応答スペクトル例を図-1, 2 に示す。なお、図-2には、道路橋示方書の標準加速度応答スペクトル(応答速度は標準加速度応答スペクトルから算出)も合わせて示す。短周期帯域で応答が大きくなっている地震動は、鈴木らによって推定された東南海地震に対するMIE006(K-NET津)地点の提供波である。この波形は地表面で推定されたものであるが、表層地盤を線形としてモデル化していることもあり短周期帯域での応答が卓越している。長周期



a)MIE006 ( K-NET 津 )



b)YAE ( 東大阪市 )

図-1 耐震照査対象地震波形例

帯域で応答が大きくなっている地震動は、鶴来らによって推定された東南海・南海地震同時発生時におけるYAE地点（東大阪市）の提供波である．この波形はS波速度が350m/sにおけるものであり、道路橋示方書の種地盤相当と見ることができ、短周期帯域を除いてタイプ地震動種地盤の標準加速度応答スペクトルと同程度の大きさとなっている．

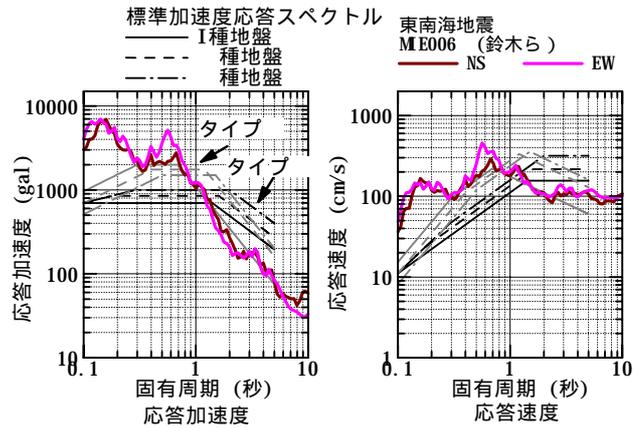
### 3. 耐震照査対象構造物及び解析結果例

#### (1) 対象構造物例と解析モデル

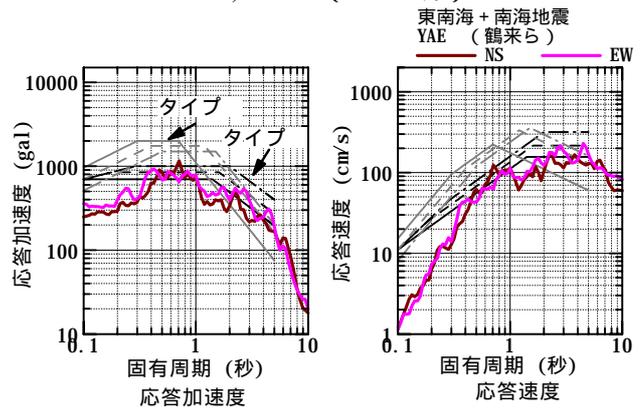
耐震照査事例を示す対象構造物としては、1)標準的な規模の橋と2)長大橋からそれぞれ2つの事例を提示することを予定しているが、ここでは、2)のうちの一つであるとして斜張橋の事例を示す．

対象橋梁は、文献2)に示されている図-3に示す橋長400m（中央支間長200m）を有するハープ型2面吊りPC3径間連続斜張橋である．主桁は3室箱桁、主塔形状はH型であり、橋脚基礎は種地盤上に立地する直接基礎である．各部材使用材料は表-1に示す．

解析モデルは、図-4に示す3次元モデルとした．橋脚、主塔及び主塔横梁は、曲げモーメント-曲率関係を剛性低下型トリリニアモデル（武田モデル）、斜材は引張側のみ負担する非対称線形弾性モデル、横桁は剛部材とした．主桁は、PC部材であるため塑性化を考慮してモデル化することが考えられるが、ここでは降伏剛性を有する線形弾性モデルとした．基礎地盤の影響はSRモデルによる地盤パネとして



a)MIE006 ( K-NET 津 )



b)YAE ( 東大阪市 )

図-2 耐震照査対象地震動の応答スペクトル例

表-1 使用材料

部材	コンクリート	鉄筋	PC鋼材
主桁	$\sigma_{ck}$ = 40MPa	SD345	SBPR930/1180 32 (上フランジ)
主塔			SWPR7B 12S15.2 (下フランジ)
橋脚	$\sigma_{ck}$ = 24MPa		
フーチング			

モデル化した．また、支承部は可動型ゴム支承（橋軸直角方向固定）としていることから、拘束条件は、橋軸方向、橋軸直角軸回り及び鉛直軸回りを自由、その他を固定とした．

#### (2) 減衰の設定

非線形時刻歴応答解析に使用する減衰を設定するために、ひずみエネルギー比例減衰法により固有値解析を行った．この際、各構造部材の減衰定数は、主桁5%、主塔及び橋脚2%、斜材2.5%、基礎10%とした．

固有値解析により得られた1,2次の振動モードを図-5に示す．1次は橋軸方向の桁の曲げと主塔の変形を伴ったモードであり固有周期3.31秒、2次は橋軸直角方向に桁が変形するモードであり固有周期1.92秒となっている．この解析結果を基にRayleigh減衰を設定し、非線形時刻歴応答解析に用いた．

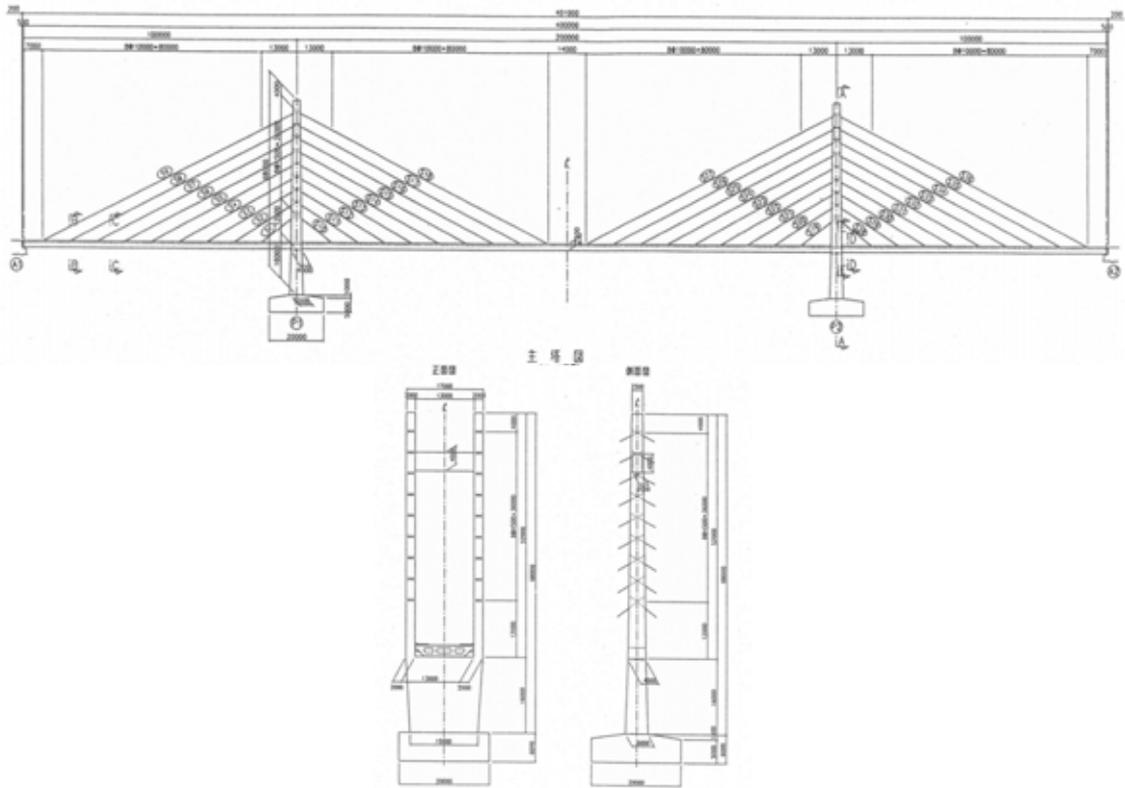
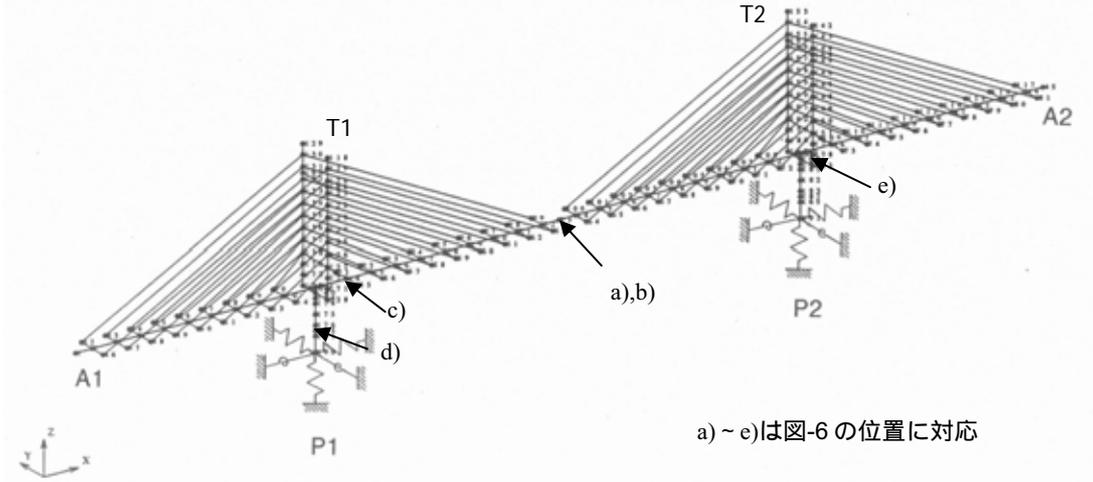


図-3 耐震照査対象橋梁（斜張橋）（文献2より抜粋）



a) ~ e)は図-6 の位置に対応

図-4 斜張橋の解析モデル（文献2に加筆）

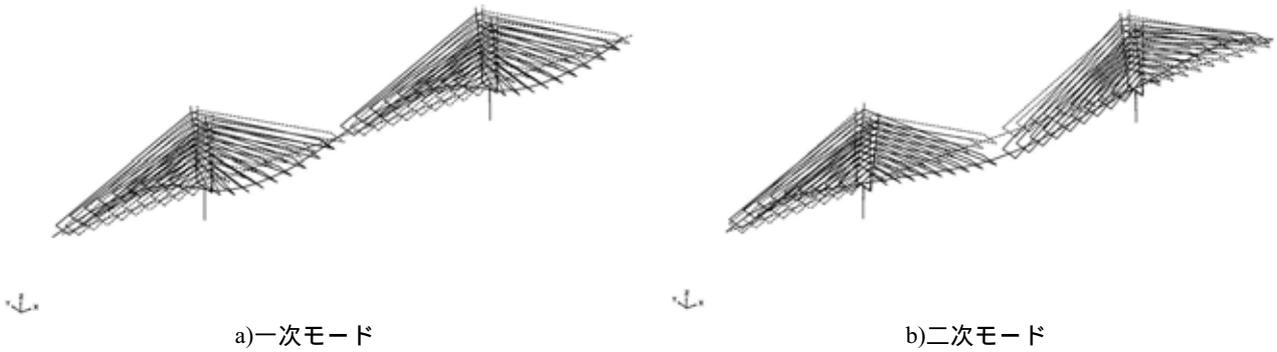


図-5 固有振動モード図

(3) 非線形時刻歴応答解析結果

時刻歴応答解析はNewmark 法による直接積分法（積分時間間隔0.002秒）により行った．地震動の

入力は，橋軸方向，橋軸直角方向それぞれ個別に行った．

先に示したYAE地点のNS成分を入力波とした場

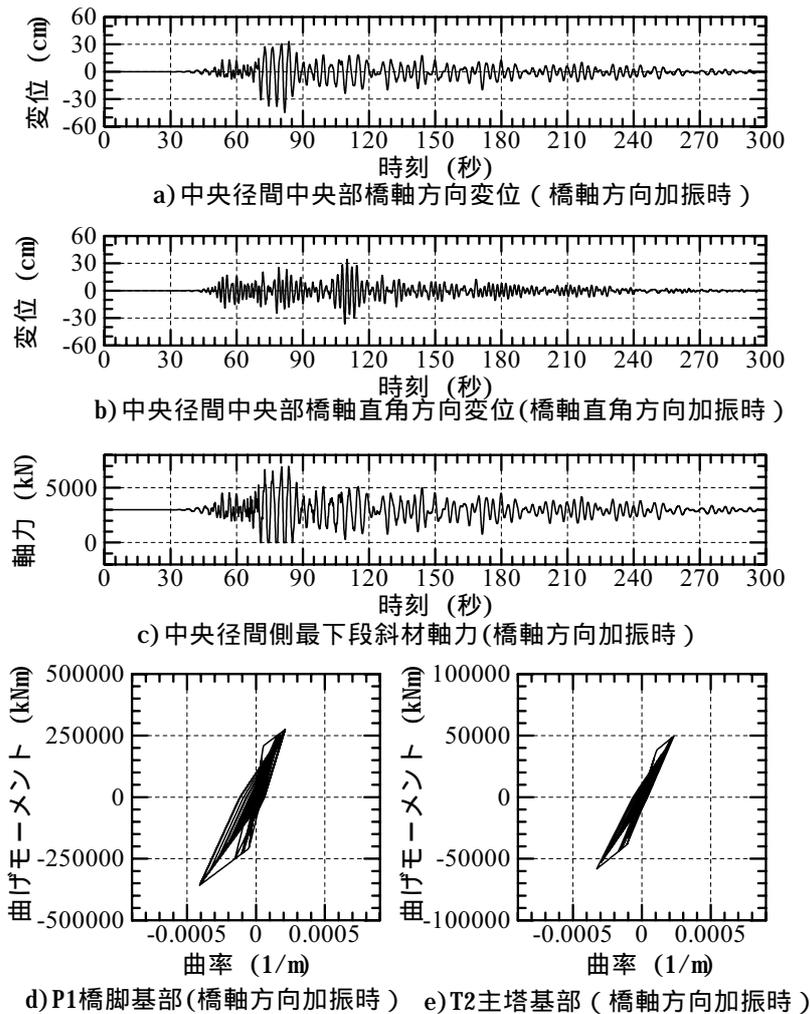


図-6 解析結果事例

合の中央径間中央部での応答変位，橋軸方向加振時の中央径間側最下段斜材の軸力，橋脚および主塔基部断面での曲げモーメント - 曲率関係を図-6に示す。

中央径間中央部の橋軸方向変位 (橋軸方向加振時) は最大 45cm，橋軸直角方向変位 (橋軸直角方向加振時) は最大 36cm となった。なお，ここでは示していないが，入力波を道路橋示方書に示されているタイプ 地震動 種地盤の標準波とした場合の最大値はそれぞれ 60cm 及び 50cm 程度であり，これに比べると小さくなった。橋軸方向加振時における中央径間最下段斜材の軸力は，軸力が作用しない時間帯が生じてはいるが，最大発生張力は斜材の降伏荷重の 65%程にとどまっている。橋軸方向加振時における P1 橋脚基部及び T2 主塔基部における曲げモーメント - 曲率関係は，いずれもひびわれはするものの鉄筋の降伏までには至らない結果となった。照査すべき項目は他にもあるのでこれだけで十分な耐震性能を判定することはできないが，ここに示した項目について判断すると，地震後も地震前と同等

の耐震性能を有しているといえる。

#### 4.おわりに

今回は斜張橋の解析結果の一部を紹介したが，免震橋や吊橋などについても同様に解析を実施している。これらの解析結果などをふまえて報告を取りまとめる予定である。

謝辞：解析モデルの作成においては，(株)CRCソリューションズならびにJIPテクノサイエンス(株)のご協力を頂いた。関係各位に謝意を表す。

#### 参考文献

- 1) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編，2002.
- 2) 日本道路協会：道路橋の耐震設計に関する資料-PC ラーメン橋・RC アーチ橋・PC 斜張橋・地中連続壁基礎・深礎基礎等の耐震設計計算例，1998.

# 既設ダムの耐震診断法に関する検討概要

有賀 義明

ダムWG主査 土木学会フェロー会員 博(工) 電源開発(株) (〒253-0041 神奈川県茅ヶ崎市茅ヶ崎 1-9-88)  
E-mail : yoshiaki\_ari ga@jpower. co. jp

土木構造物部会ダムWGでは、巨大地震に対する既設ダムの耐震診断法と耐震対策法の提示を目標として、なるべく現実に即した事例の提示を念頭において検討を行っている。耐震診断法については、地震動部会で作成された、東海地震、東南海・南海地震の際に想定される地震動を用いて、4つのダムを事例モデルとして解析を行っている。ダムに関しては、堤体の形状、周辺の地形・地質条件等が各サイト毎に異なり地点依存性が高いので、サイト・スペシフィックな手法で耐震診断法の提示の検討を行っている。

## 1. はじめに

我が国には、高さ 15m以上のダムが約 2800、高さ 15m以下のダム・ため池を含めると約 25 万存在する。ダムの耐震設計は、河川管理施設等構造令及び同施行規則に準拠して震度法に基づいて行われているが、兵庫県南部地震以降、ダムに関しても、地震時の実現象に即した耐震性能照査の必要性が認識され、既設ダムの耐震性能を動的解析で照査するようになりつつある。既設ダムでは、これから建設後の時間が経過すればするほど、耐震診断の必要性が高くなるので、今後の耐震診断に役立つ、信頼性の高い耐震診断法の普及が大切である。なお、土木部会ダムWGの委員は、表-1 に示すとおりである。

表-1 ダムWGの委員構成

氏名	所属
有賀 義明	電源開発株式会社 茅ヶ崎研究所
大角 恒雄	日本工営株式会社 中央研究所
佐々木 隆	独立行政法人 土木研究所
島本 和仁	国土交通省 国土技術政策総合研究所
栃木 均	電力中央研究所 地球工学研究所

(敬称略, 50 音順)

## 2. ダムの耐震設計の歴史

我が国では、1923 年関東地震を契機に、1929 年に震度法が初めてコンクリート重力式ダムの耐震設計に適用された。1935 年に、河川堰堤規則(内務省)、発電用高堰堤規則(逓信省)が定められ、その後、1957 年になり、国内で初めて「ダムの設計基準」が制定され、ダムの耐震設計が明文化された。「ダムの設計基準」は、日本大ダム会議が定めたものであり、法的な拘束力を伴うものではなかったが、1976 年に河川法に基づき河川管理施設等

構造令(政令)及び同施行規則(省令)が制定された。性能照査型の指針としては、2005 年に国土交通省河川局から「大規模地震に対するダム耐震性能照査指針(案)<sup>1)</sup>」が発表されている。

## 3. 既設ダムの地震被害事例

既設ダムの地震被害事例は、国内では 1891 年の濃尾地震以降、米国では 1906 年の San Francisco 地震以降に報告事例がある<sup>2)</sup>。コンクリートダムが地震時に決壊した事例としては、ダム直下の断層変位により決壊した、石岡ダム(台湾、コンクリート重力式: 堤高 25m 台湾集集地震: 1999, M. 7, 写真-1 参照)があるが、地震動によって決壊した事例は報告されていない。



(1) Pacoima Dam  
(アーチダム被害事例)



(3) Van Norman Dam  
(アースフィルダムの被害事例)



(2) Shih Kang Dam  
(断層変位による決壊事例)



(4) Teton Dam  
(アースフィルダムの決壊事例)

写真-1 既設ダムの地震被害事例

決壊までには至らなかったが、重大な損傷を受けた事例としては、Koyana ダム(インド、コンクリート重力式: 堤高 103m Koyana 地震: 1967, M. 5, 写真-1 参照)、豊稔池ダム(日本、マルチプルアーチ: 堤高 32.3m 南海地

震: 1946, M. 0), Pacoima ダム(米国, アーチ: 堤高 113m San Fernando 地震: 1971, M. 6, 写真-1 参照)等がある。フィルダムに関しては, 貯水機能に重大な被害を受けた事例としては, Sheffield ダム(米国, アースフィル: 堤高 8m Santa Barbara 地震: 1925, M. 2), Lower San Fernando ダム(米国, アースフィル: 堤高 12m San Fernando 地震: 1971, M. 5), Van Norman ダム(米国, アースフィル: 堤高 43m Santa Barbara 地震: 1925, M. 2, 写真-1 参照), 満濃池(アースフィル: 堤高 23m 安政南海地震, 1854, M. 4)等の事例がある。被害を受けたフィルダムは, 小規模なアースダムが多く, 堤高 15m以上の大ダムで貯水が不可能になるほどの致命的な被害を受けた事例少ない。

#### 4. ダムの性能目標

ダムに要求される基本的機能は, 貯水機能であり, それに連動して放流機能の維持も要求される。ダムの性能目標は, ダムに要求される性能目標としては, 万が一, 構造的に重大な地震被害が発生した場合でもダムの貯水機能が保持されること, そして, 二次災害の危険性が無いことであり, 表-2 のように表現することができる。

表-2 ダムの性能目標

耐震性能	性能目標 と 照査項目
	地震によりダムに構造的な損傷が生じない
	コンクリートダム ・ダムが転倒・滑動しないこと ・ダムにクラックが生じないこと フィルダム ・ダムにすべり破壊が生じないこと ・ダムに残留変形が生じないこと
	地震によりダムに構造的な損傷が生じた場合でも構造的な損傷が修復可能であり, ダムの貯水機能、放流機能が維持される
	コンクリートダム ・ダムに貫通クラックが生じないこと ・ダムが決壊に至らないこと ・放流機能が維持されること フィルダム ・ダムにすべり破壊が生じないこと ・貯水がダムを越流しないこと ・ダムが決壊に至らないこと ・放流機能が維持されること

既設ダムの過去の地震被害を集約すると, コンクリートダムでは, 堤体および基礎岩盤でのクラックの発生, フィルダムでは, すべり破壊, 液状化, 沈下, 残留変形等の発生が, 主な損傷となっている。リスク管理では, 最悪の事態を想定して忘れたころに必ずやってくる地震に備えておくことが大切であり, ダムに関しては, ダムが構造的な重大な損傷を受け, 短時間に決壊することに

よって下流域に二次災害が派生する状態を最悪の状態として想定しておくことが必要である。コンクリートダムでは, 万が一, 貯水が越流した場合でも, それが決壊には帰結する危険性は低いが, フィルダムでは, 貯水の越流がダムが決壊に直結する危険性が高いので, 越流の回避が重要なポイントであると考えられる。

#### 5. 耐震診断の必要性と優先度

古いダム, 例えば, 明治時代や時代以前に建設されたダムは, 近代的な耐震設計がなされていない。大正から昭和へと時代が進む中で, 震度法による耐震設計がなされるようになったが, 耐震設計の内容は, 年代によって変化を重ねてきており, 現在の視点から見た場合, 様々な技術的矛盾, 不整合が累積している。例えば, 設計震度 0.12 で建設されたダムのすぐ隣に設計震度 0.20 で設計されたダムが存在する。設計震度 0.12 で建設されたアーチダムに現行基準を当て当てはめる設計震度 0.24 で設計すべきである等を列挙することができる。数値解析技術の飛躍的な進歩発展に伴い, 現在では, 動的解析が実用的になり, 精度の高い耐震性能照査ができるようになってきている。このような背景から, 建設後の時代の経過に伴い, 既設ダムの耐震診断は, これから益々必要性が増大して行くものと考えられる。

また, 耐震診断を行う際には, 優先度の高いものから実施するのが合理的であり, 優先度を判断する際としては, 表-3 に示したように, 老朽化の度合い, 現行耐震設計基準との整合性, 地震被害を受けた際の社会的な影響度, 社会的な重要度, 地元自治体や市民からの問合せ等の社会的説明責任, 安全管理・安全確保の合理化, 事業の継続性への影響度等が重要であると考えられる。

表-3 耐震診断の優先度を判断する際の着目点

項目	備考
老朽化 経年劣化	・明治・大正等, 古い時代に建設された場合 ・経年劣化が著しい場合
現行基準との 適合性	・現行基準の施行以前に建設された場合 ・現行基準に適合しない場合
社会的影響度 重要度	・被災した時に社会的な影響度が高い場合 ・社会的に重要度が高い場合
説明責任 PA対応	・自治体や市民等からの問合せがあり, 説明責任が求められる場合 ・説明責任が要求される場合
安全管理 リスク管理	・最新の技術水準による安全性の確認 ・リスク管理の効率化, 合理化
地震防災	・地震災害の未然防止へのフィードバック ・地震防災性能の向上
事業継続性	・事業継続性への影響度 ・社会的信用への影響度

## 6. 耐震診断の精度・信頼性の向上の要件

### (1) 動的変形特性及び動的強度特性の定量的評価

動的解析によって算出される応力等の結果は、ダムや基礎岩盤の動的変形特性値の設定によって著しく変化する。したがって、耐震診断の精度・信頼性を向上させるためには、まず、ダムおよび基礎地盤の動的変形特性、動的強度特性を定量的に評価することが必要不可欠である。地震観測によって地震動データが得られている場合には、実地震時挙動の再現解析によって地盤・構造物系の動的解析モデルを同定することが可能であり<sup>3)</sup>、このプロセスを耐震診断の中に組み込むことによって、耐震診断の有効性・信頼性を向上させることが可能である。

### (2) 強震時の非線形特性、非連続的特性の考慮

非常に大きな地震動に対する耐震診断を行う場合には、貯水池とダムの地震時相互作用、ダム堤体材料の非線形性、ジョイントやクラック等の非連続的挙動の影響等を実際の現象に即して考慮することが大切である<sup>4)</sup>。

### (3) 二次元解析と三次元解析の特長

アーチダムに関しては、二次元的なモデル化ができないことから、三次元解析が通常の解析法になる。

コンクリート重力式ダム、フィルダムに関しては、実務的な簡便性の面では二次元解析が好まれるが、非常に強い地震動を対象に耐震診断を行う場合には、精度・信頼性の高い解析が要求されるようになり、精緻な三次元解析が必要になる場合が多いと思われる。一般的に、動的解析では、二次元線形解析、二次元非線形解析、三次元線形解析、三次元非線形解析の順に解析精度が向上する傾向があり、逆に、二次元線形解析が最も安全サイドの解析手法になる傾向がある。こうした傾向に関しては、解析モデルに応じて考慮すべき、付加的な減衰定数の設定が大きな影響を及ぼしている場合が多い。

解析手法に関しては、一般的には、まず、二次元解析で耐震診断を行い、所定の耐震性能が確保できない場合には三次元解析を行い、精緻な耐震診断を行うのが合理的であると考えられる。ここでは、二次元解析については、既に、参考になる事例が数多く出ているので、非常に強い地震動が想定される場合、耐震診断の重要性が高い場合、より高い解析精度が要求される場合等への活用の念頭に置き、三次元解析による耐震診断の例示を行っている。

## 7. 耐震診断法の提示のための事例解析の概要

### (1) 概要

“東海地震”と“東南海+南海地震”を想定し、三次

元的解析による耐震診断法の例示のため事例解析を行っている。地震動は、地震動部会から提供された既設ダム地点での想定地震動を用い、工学的基盤から解析モデルの下方基盤まで振動成分毎に引き戻して入力した。

STダムとIKダムに関しては、地震動部会提供波に加えて、中央防災会議から公開されている地震動を用いた比較解析を行っている。中央防災会議公開波については3成分同時入力、地震動部会提供波については2成分同時入力として動的解析を行った。解析モデルは、ダム-基礎岩盤-貯水池連成モデルとしている。

### (2) 事例解析対象ダム

解析対象は、東海地震、東南海・南海地震との位置関係を考慮しながら、アーチダム、コンクリート重力式ダム、ロックフィルダムのそれぞれのダム形式について、表-4に示したような、4つの既設ダムを選定した。事例解析は、個別ダムの安全性を照査することを目的としているのではなく、耐震診断法の提示を目的にしている。

表-4 耐震診断法の例示のための事例解析対象

想定地震	解析対象				
	ダム	形式	堤高	堤頂長	所在地
東海地震	STダム	アーチ	116m	311m	愛知県
	SKダム	重力式	155m	293m	静岡県
東南海・南海地震	IKダム	アーチ	111m	460m	奈良県
	YNダム	ロックフィル	115m	202m	高知県

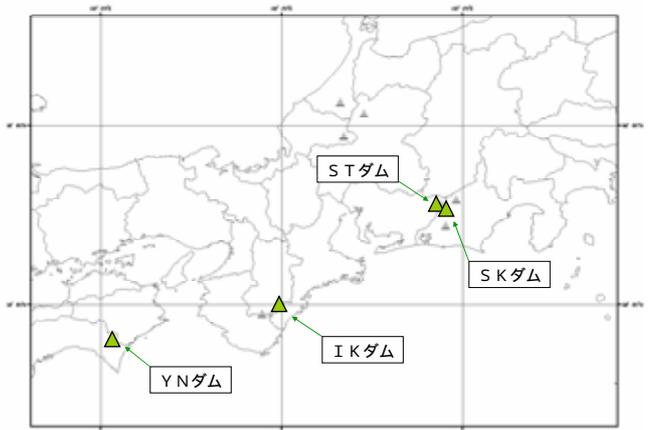


図-1 耐震診断法の提示のための事例解析対象の位置

### (3) 基本フロー

既設ダムの耐震診断の基本的なフローを図-3に示す。既設ダムの耐震性能を精度良く評価するためには、実現象に基づいて解析モデルが同定されていることが望ましいので、地震観測により地震動が観測されている場合には、既設ダムの実地震時挙動の再現解析によって解析モデルを同定することが可能である。

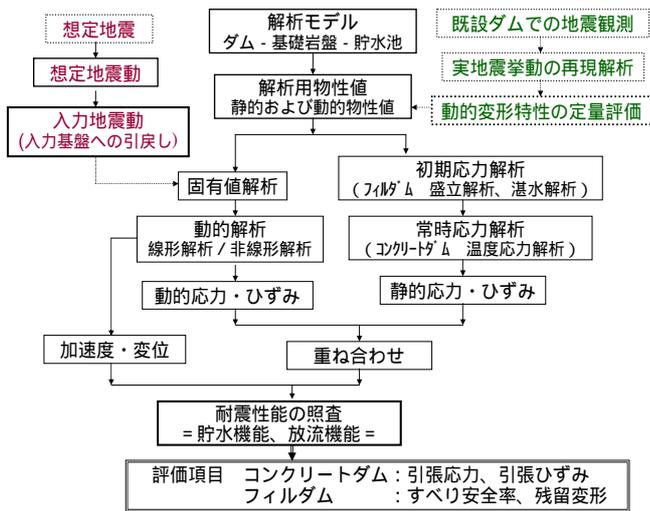


図-2 既設ダムの耐震診断の基本フロー

## 8. 想定地震動と解析モデル

### (1) STダムの解析モデルと想定地震動

STダムの三次元解析モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>を図-3に、同地点の中央防災会議地震動<sup>5)</sup>を図-4に示す。

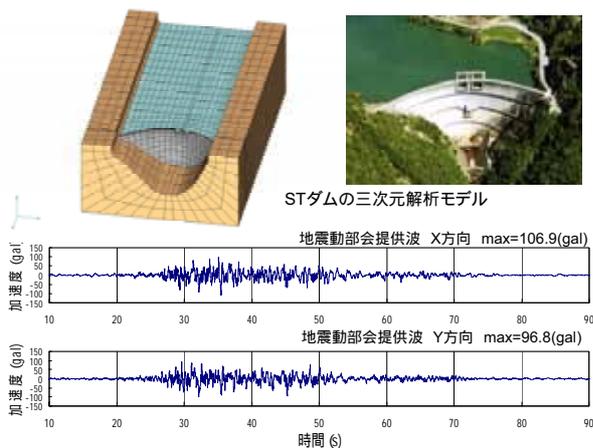


図-3 STダムの三次元モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>

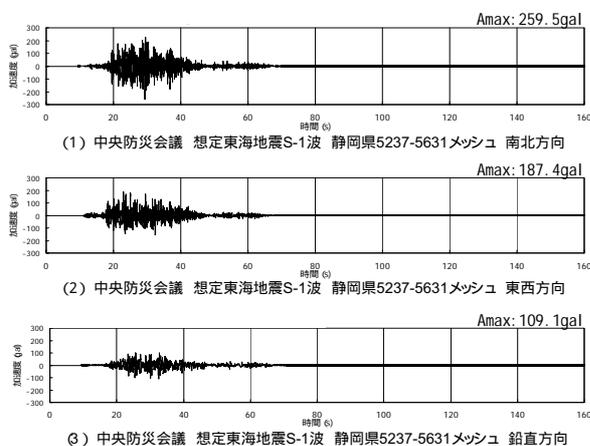


図-4 STダム地点の中央防災会議地震動<sup>5)</sup>

STダム地点については、中央防災会議地震動の最大加速度は、南北方向 259.5gal、東西方向 187.4gal、鉛直方向 109.1gal であり、地震動部会提供波は、X 方向 106.9gal、Y 方向 96.8 である。中央防災会議地震動は、 $V_s=700\text{m/s}$  の工学的基礎で設定されており、地震動部会提供波は、ダム地点で観測された地震動データを活用しサイトの特性を考慮して地震動が評価されている。

地震動部会提供波および中央防災会議地震動の加速度応答スペクトルをそれぞれ図-5と図-6示す。スペクトルについては、中央防災会議地震動に比して、地震部会提供波では1秒から3秒の周期帯が多くなっている。なお、図中の下限スペクトルは、国土交通省の指針(案)<sup>1)</sup>に示されている下限スペクトルである。

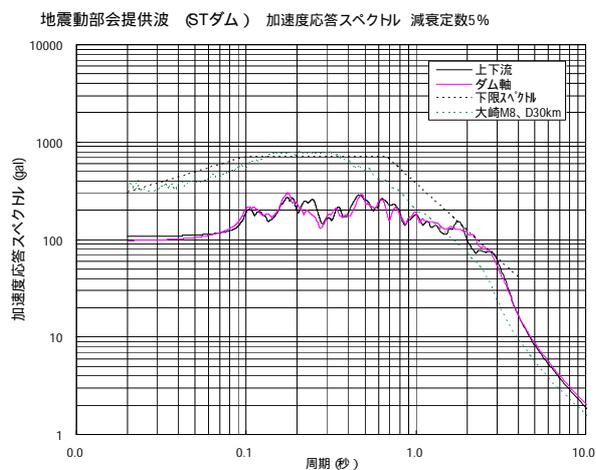


図-5 STダム地点の地震動部会提供波の加速度応答スペクトル

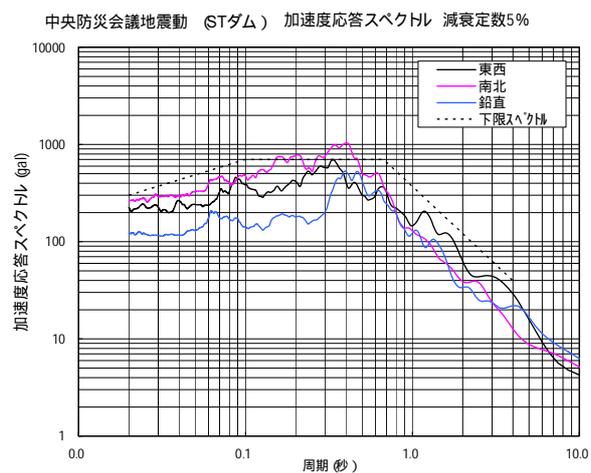


図-6 STダム地点の中央防災会議地震動の加速度応答スペクトル

### (2) IKダムの解析モデルと想定地震動

IKダムの三次元解析モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>を図-7に、同地点の中央防災会議地震動<sup>5)</sup>を図-8に示す。中央防災会議地震動の最大加速度は、南北方向 182.2gal、

東西方向 191.3gal ,鉛直方向 95.0gal であり,地震動部会提示波は, X方 194.8, Y方向 165.2gal となっている.

地震動部会提供波と中央防災会議地震動の加速度応答スペクトルは,それぞれ図-9と図-10示すとおりである. 中央防災会議地震動に比して地震動部会提供波では長周期側の成分が多くなっている.

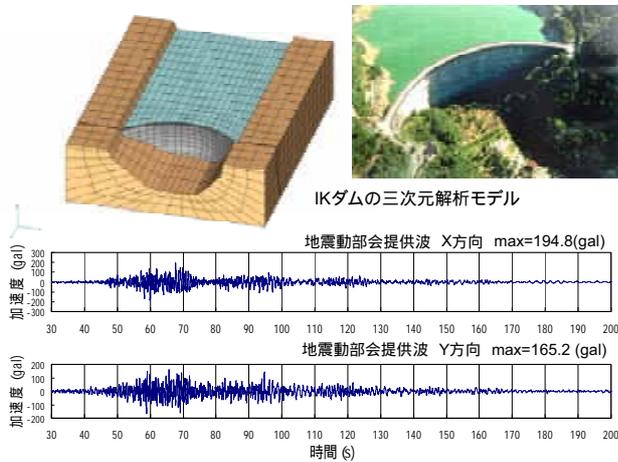


図-7 IKダムの三次元モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>

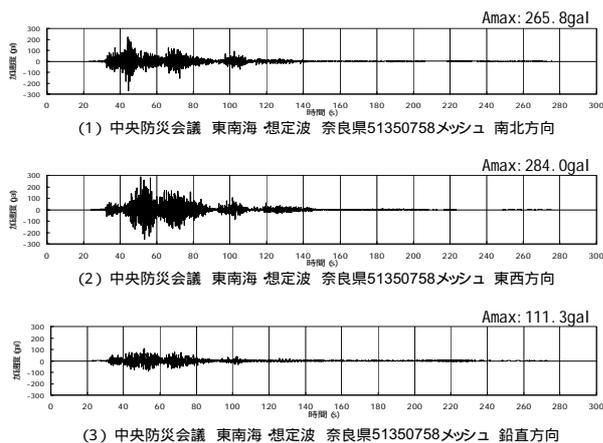


図-8 IKダム地点の中央防災会議地震動<sup>5)</sup>

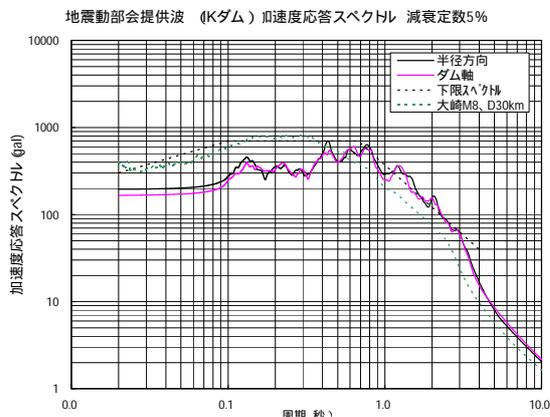


図-9 IKダム地点の地震動部会提示波の加速度応答スペクトル

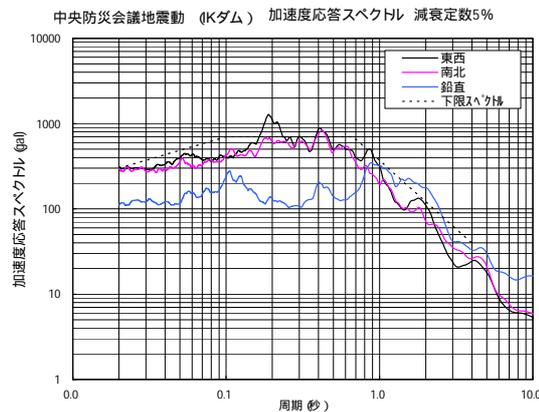


図-10 IKダム地点の中央防災会議地震動の加速度応答スペクトル

(3) SKダムの解析モデルと想定地震動

コンクリート重力式ダムの事例として, SKダムの三次元解析モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>を図-11に示す.

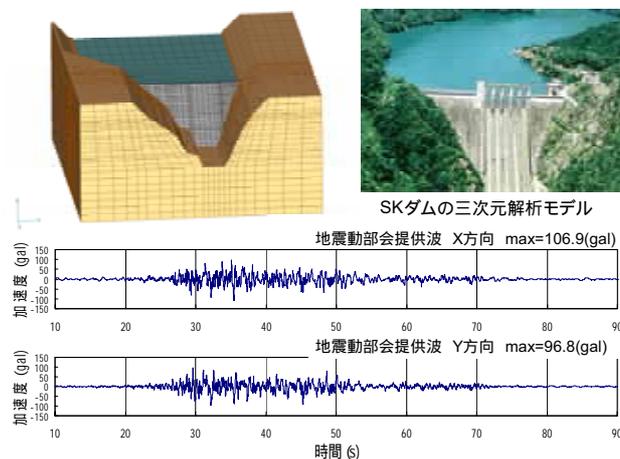


図-11 SKダムの三次元モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>

(4) YNダムの解析モデルと想定地震動

ロックフィルダムの事例として, YNダムの三次元解析モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>を図-12に示す.

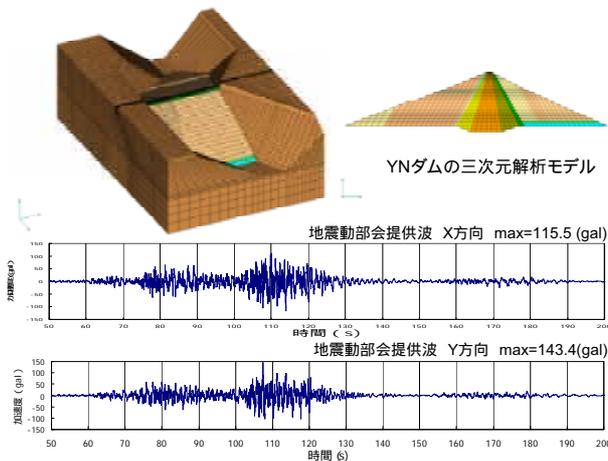


図-12 YNダムの三次元モデルと地震動部会提供波<sup>4)</sup>

## 9. 事例解析の結果の一例

### (1) STダムの解析結果例

事例解析の中から、アーチダムの解析結果の一例を紹介する。東海地震を想定した場合のSTダムの最大引張応力分布の例を図-13に示す。動的物性値は、実地震時挙動の三次元再現解析により同定した値として、ダムの動的せん断剛性  $10,500\text{N/mm}^2$ 、減衰定数 5%、基礎の動的せん断剛性  $9,600\text{N/mm}^2$ 、減衰定数 5%を用いた。この解析結果では、最大引張応力は、中央防災会議から公開されている地震動を用いた方が、地震動部会提供波を用いた場合よりも大きく、水平接線方向で  $6.4\text{N/mm}^2$ 、鉛直方向で  $4.4\text{N/mm}^2$ であった。中央防災会議地震動の方が大きな応力が算出された理由としては、中央防災会議地震動については、工学的基盤の地震動を基礎岩盤のS波速度に応じて低減させることなく、そのまま使用していること、また、地震動部会提供波は水平2成分同時入力としているのに対して、中央防災会議地震動では3成分同時入力

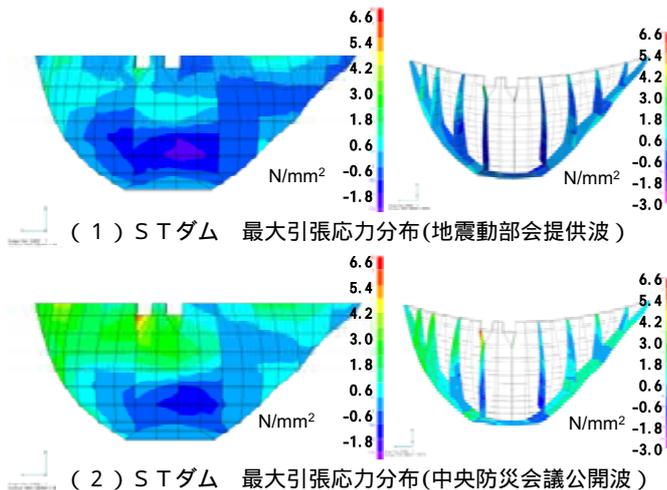


図-13 東海地震時の堤体の最大引張応力分布に関する地震動部会提供波と中央防災会議公開波の比較例

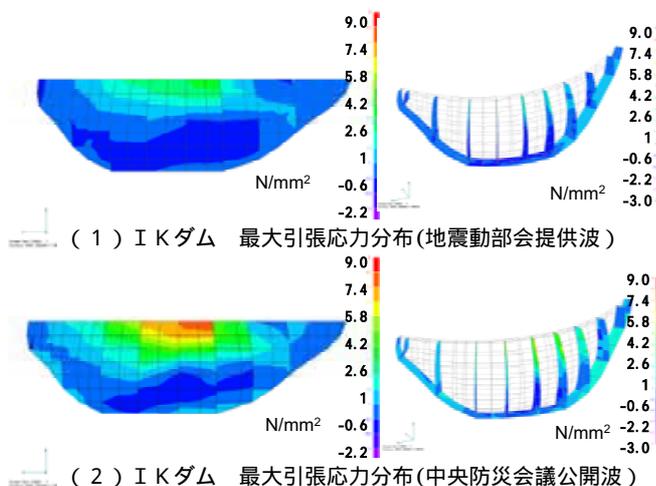


図-14 東南海・南海地震時の最大引張応力分布に関する地震動部会提供波と中央防災会議公開波の比較例

### (2) IKダムの解析結果

東南海・南海地震を想定した場合のIKダムの最大引張応力分布の例を図-14に示す。動的物性値は、実地震時挙動の三次元再現解析により同定した値として、ダムの動的せん断剛性  $13,500\text{N/mm}^2$ 、減衰定数 2%、基礎の動的せん断剛性  $11,700\text{N/mm}^2$ 、減衰定数 3%を用いた。この事例の場合も、中央防災会議地震動の方が、地震動部会提供波よりも地震時応力は大きくなった。長周期地震動の影響が事例解析での着目点の1つであったが、STダムとIKダムの基礎岩盤が坚硬( $V_s = 2000\text{m/s}$ )であるため、顕著な影響が現れなかったように思われる。

## 10. あとがき

ダムは、基本的に高い耐震性を有していると考えられ、地震時に軽微な損傷を受けることはあっても、重大な損傷を受けることは極めて稀であると考えられる。しかし、過去の世界の地震被害事例を見ると、重大な被害を受けた事例が報告されており、万が一のことがないように、平素からダムの地震時安全性を照査し、地震時には迅速かつ適切な安全確認ができるようにしておくことが大切である。これまで、ダムの耐震的配慮は、基本的に設計段階において考慮されてきたが、明治、大正、昭和、平成と、それぞれの時代によって耐震基準類が異なっている。したがって、様々な時代に建設された既設ダムに関しては、地震工学、防災工学の進展発展に合わせて、最新の技術レベルで耐震診断を行うことが必要である。

都市化の進展、都市域の拡大に伴い、近年では、ダム地点が都市域に隣接するようになるケースも見られるようになってきている。都市域に隣接するダム地点に関しては、地震によってダムが構造的損傷を受けた場合でも、人的被害や二次災害が派生しないように、平素から地震防災性能を向上させることが大切であると考えられる。

### 参考文献

- 1) 国土交通省河川局: 大規模地震に対するダム耐震性能照査指針(案), 2005. 3
- 2) International Congress on Large Dams: Historic performance of dams during earthquakes, Design features of dams to resist seismic ground motion (Guidelines and case studies), *ICOLD Bulletin* 120, 2001
- 3) 有賀義明, 曹増延, 渡邊啓行: 強震時のジョイントの非連続的挙動を考慮したアーチダムの三次元動的解析に関する研究, 土木学会論文集 No. 759/ -67, pp. 53-67, 2004. 4
- 4) 野津厚: ダム地点における強震動評価, 土木学会巨大地震災害への対応検討特別委員会地震動部会報告書案, 2005. 8
- 5) 中央防災会議: 東海地震に関する専門調査会, 東南海・南海地震等に関する専門調査会

土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会 地震動部会 議事録

- |          |            |         |           |
|----------|------------|---------|-----------|
| (1)第 8回  | 2005.3.12  | 土木学会    | 出席者 14 名) |
| (2)第 9回  | 2005.4.21  | 土木学会    | 出席者 14 名) |
| (3)第 10回 | 2005.5.10  | 土木学会    | 出席者 13 名) |
| (4)第 11回 | 2005.6.23  | 土木学会    | 出席者 16 名) |
| (5)第 12回 | 2005.7.26  | スクワール麹町 | 出席者 11 名) |
| (6)第 13回 | 2005.11.9  | 土木学会    | 出席者 15 名) |
| (7)第 14回 | 2005.12.16 | 土木学会    | 出席者 12 名) |
| (8)第 15回 | 2006.1.20  | 土木学会    | 出席者 15 名) |

第8回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大), 杉戸真太(岐阜大), 川瀬博(九大), 青井 真(防災科研), 市村 強(東北大), 香川敬生(地盤研), 片岡正次郎(国総研), 久野通也(中部電力), 佐藤俊明(清水建設), 年縄巧(明星大), 野津厚(港湾空港技研), 畑山 健(消防研), 翠川三郎(東工大), 岩田知孝(京大防災研)

資料：

8-1 第7回議事録(案)

8-2 平成16年度長周期地震動対策の必要性に係る調査報告書 抜粋

回覧資料 調査業務報告書本体

シンポジウム参加者リスト

- ・入倉主査・市村委員から研究連絡委員会の報告が行われた  
研究連絡委員会は年度内に中間報告書を取りまとめる。地震動部会は報告書によって代える。  
部会長・幹事(濱田・入倉・西村・小長井・市村)の打合せ  
連携強化, 付帯条件適用範囲などを含めて説明, 4月末に拡大委員会で説明をする。

- ・委員会がアンケートの中のチームからいくつか選ぶ  
ケースとして, 東海地震の関東, 東南海地震の中部, 南海地震の大阪を考える

暫定波(資料8-2の11ページに掲載)

第2暫定波としては追加計算をサポートする。

設計用地震動レベルについて議論をおこなった。

3月23日(建築学会)地震動VG+構造VG合同会議

4月13日(建築学会)拡大委員会

第1暫定波について 参考文献によってレビューする。4月10日を目処とし、筆者にフィードバック、筆者のメモをつけてもらう。

概説文 テンプレート作成：幹事団

担当

翠川・青井      野津・畑山      佐藤俊明・片岡      香川・年縄

波形比較図 香川

予測チームの選択 震源・サイトに従って5月末を目途に選択された波形を集める

5月はじめ 第1暫定波の概要と特徴 第2暫定波等の行程説明

波形：川瀬 資料：岩田

次回 第1候補 4月21日(木)17:30 第2候補 16日(土)10:00

(文責 岩田知孝)

第9回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大),川瀬博(九大),香川敬生(地盤研),片岡正次郎(国総研),久野通也(中部電力),纈纈一起(東大地震研),佐藤俊明(清水建設),関口春子(産総研),武村雅之(鹿島建設),野津厚(港湾空港技研),畑山健(消防研),増田徹(応用地質),翠川三郎(東工大),岩田知孝(京大防災研)

資料：

- 9-1 第8回議事録(案)
- 9-2 第1暫定波概説文
- 9-3 第1暫定波資料
- 9-4 波形プロット(香川委員による)
- 9-5 地震動部会活動案・企画案

議 事

1) 概説文の説明

- ・ 翠川委員 1923年再現波である(佐藤)。最新の知見についてのコメントを入れる。
- ・ 野津委員 久田波：予測地点は下盤側。概説担当者(野津・畑山)によるサイト地盤震動特性評価・2003年十勝沖地震との比較を行った参考資料が加わる。
- ・ 佐藤俊明委員 釜江波：
- ・ 香川委員 三の丸波：7.の表現 2.の表現など加筆
- ・ 波形について 10秒で長周期成分をフィルターした(ローカットフィルター)波形と、いくつかの減衰値で図化する。なお配布されている波形でヒゲが出ているのは、図化時の問題で注意してほしい。これも改善する(香川委員)。
- ・ 全体へのコメント

概説文の加筆について、議論された各コメントの他に、(1)概説文献の他に参考文献をつける、  
(2)予測位置について緯度経度等を示す。

不明点は概説作成者が波形作成者に問い合わせて、概説文に加筆する。この際、項目として著者  
にお願いして「著者の自由コメント」を入れる。

タイトル(予測?評価?再現?)を統一的にする。

2) 合同会議について

5月10日(火)13時から、地震動部会・建築構造委員会・土木構造部会の合同会議が行われる。地震動部会から構造側へ提供している第1暫定波の概説と質疑等を行う。入倉部会長から各委員へ出席してほしい旨が伝えられた。

内容(今後幹事団で詳細を詰める)

全体位置づけ 入倉

第1暫定波各説明 各担当者。都合がつかないなら幹事が報告。

## 議 論

### 3) 今年度の活動について

地震動部会の今年度の活動計画の報告があった。

業務計画の地震動部会部分のたたき台の提案をした。今年度の業務計画は地震動と両構造物部会で行う。

アンケートの中から、第2 暫定波グループを選択 概説文をつけて7月中に提案( 建築 WG )

東海地震            関東    2 チーム

東南海( 東海 )   名古屋 3 チーム

南海                大阪    3 チーム

幹事団によりアンケート中から決める。次回の部会で諮る。

次回 5月10日( 火 ) 15時30分から地震動部会を予定( 土木学会 )

( 文責 岩田知孝 )

第10回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大),川瀬博(九大),市村強(東工大),香川敬生(地盤研),片岡正次郎(国総研),久野通也(中部電力),佐藤俊明(清水建設),関口春子(産総研),武村雅之(鹿島建設),野津厚(港湾空港技研),畑山健(消防研),増田徹(応用地質),岩田知孝(京大防災研)

資料：

- 10-1 第9回議事録(案)
- 10-2 第2次暫定波選定について(案)

議事

1) 第2次暫定波選定 以下のものを選択

地震	地域	広帯域	長周期
東海地震	関東平野		土方・他(2005) 19地点 山中(2005) 面的評価
東南海地震	濃尾平野	Suzuki et al.(2005) K-NET, KiK-net	
南海地震	大阪平野	関口・他(2004) 500mメッシュ 90x85km <sup>2</sup> 鶴来・他(2005) 大阪府7000点	Kamae et al.(2004) 面的評価

東南海,東南海+南海 の大阪平野 (鶴来・他,2005)

東海地震 震源域 (野津,2005) 1,2地点

東南海・南海同時発生の四国・近畿ダムサイト,東海地震 中部ダムサイト

第2次暫定波概説文の集約

6月5日該当デジタルデータの集約 波形等を香川さんが紙プロット レビュー終了 6月30日(目標)

担当

土方・他(2005) 武村 畑山 山中(2005) 市村 纈纈  
Suzuki et al.(2005) 野津 翠川 関口・他(2004) 香川 年縄  
鶴来・他(2005) 関口 青井 Kamae et al.(2004) 佐藤 片岡  
野津(2005) 久野 増田

2) Phase III について

バラツキについてアンケートをとり,各チームへ作業のお願いをする.

3) 内閣府研究計画 岩田がアンカー役をする

次回6月24日(木)17時から地震動部会を予定.各レビュー(著者コメントなし)を報告する.

(文責 岩田知孝)

第11回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大), 杉戸真太(岐阜大), 青井 真(防災科研), 香川敬生(地盤研), 片岡正次郎(国総研), 久野通也・立花篤史(中部電力), 瀧澤一起(東大地震研), 佐藤俊明(清水建設), 関口春子(産総研), 武村雅之(鹿島建設), 野津 厚(港湾空港技研), 畑山 健(消防研), 増田 徹(応用地質), 翠川三郎(東工大), 岩田知孝(京大防災研)

資料：

11-1	第10回議事録(案)	11-2	第2次暫定波概説文リスト
11-3	土方・他に対する概説文	11-4	Suzuki et al に対する概説文
11-5	鶴来・他に対する概説文	11-6	Kamae et al に対する概説文
11-7	野津に対する概説文	11-7-2	比較資料
11-7-3	補足資料	11-8	野津(ダムサイト評価)に関するレポート

議 事

- 1) 造物部会との打ち合わせ 名古屋地区, 東京・湾岸観測点が少ない。  
これを踏まえて個別に計算をお願いする、構造物部会との共同でのシンポを行う
- 2) 千島・日本海溝での地震について防災会議は長周期地震動の評価はしない。本部会での成果を利用する

概説文についての議論

- 3) 土方・他に対する概説文(武村・畑山)  
5地点の他にレポートに記載されている地点も出してほしい  
レポートの図面を改善できるでしょうか

- 4) Suzuki et al に対する概説文  
短周期で過大評価していることについて明記  
要素波の観測時間を明記する

- 5) 鶴来・他に対する概説文  
長周期部分の妥当性の検証がされていないことを明記すべき  
サブ断層サイズの影響についてコメント

- 6) Kamae et al に対する概説文  
有効周期範囲  
卓越周期の検証が可能か

7) 野津に対する概説文

内閣府の結果との差について(増田・久野・入倉・野津)

8) 野津(ダムサイト評価)に関するレポート

概説文担当者は畑山・岩田

- ・東京(新宿・横浜) 関東地震 瀧瀬チームに依頼 2秒
- ・名古屋駅前 東南海地震 釜江チームに依頼

複数ケースを行う。

暫定波説明会のようなことを続けて行う

予測地震動結果についての精度やバラツキについての検討方法をひきつづき議論する

次回7月26日(火)17時30分から地震動部会を予定。

(文責 岩田知孝)

第12回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大), 香川敬生(地盤研), 久野通也(中部電力), 瀧藤一起(東大地震研), 佐藤俊明(清水建設), 関口春子(産総研), 年縄巧(明星大), 野津厚(港湾空港技研), 畑山健(消防研), 源栄正人(東北大), 岩田知孝(京大防災研), 事務局

資料：

- 12-0 第12回地震動部会次第
  - 12-1 第11回議事録(案)
  - 12-2-1 関口・他(2005)南海地震の大阪平野概説文(香川・年縄)
  - 12-2-2 関口・他(2005)南海地震の大阪平野計算報告(関口・他)
  - 12-2-2-2 上記波形プロット
  - 12-3-1 野津ダム波の概説文(畑山・岩田)
  - 12-3-2 野津ダム波報告(野津)
  - 12-3-3 コメントへの対応(野津)
  - 12-4 平成17年度企画書
  - 12-5 大大特1フェーズ2(地震研究所)の当面の目標  
大大特シンポジウム案内(10月25日~27日)
- 追加資料 平成17年度企画書(改訂版), 内閣府とのメール(事務局)

議 事

1) 第2次暫定波

1-1) 関口・他(2005)南海地震の大阪平野の概説文

評価地点の周期4秒程度の落ち込みは構造起因? 震源モデル起因?

1-2) 野津(2005)ダム波

コメント等を参照して, 本文を改訂する.

1-1, 1-2とも書き下ろしになっているので, それを明記する.

1-3) 野津(2005)に対する概説文内閣府の結果との差について(増田・久野・入倉・野津)

野津さんの地震基盤波形スペクトルと中防の工学的基盤を地盤モデルではいた地震基盤のスペクトルを比較

内閣府の方は平均的サイト特性, K-NET サイトは当該サイト特性そのもの, の違いによると考えられる.

0.3-10Hzのフィルター波形を提供する

## 2) 企画書に関して

7月1日の打合せ後、今年度、構造物応答も含めた企画書に書き換える（改訂版）

その後、今年度限り から 来年度「長大地中構造物」の被害についての展開を企画書として立てる（今週中を目途）平成 17 年度（改訂版）を分ける．

（内閣府との打合せでは）仙台・秋田はできないのか（内閣府） 情報が不足しているので簡単ではない（入倉）との情報．

## 3) 大大特での海溝型地震シミュレーション 今年度は 1923 年関東地震をターゲットとする

## 4) 予測波について

地震・地点等を決め、幹事団から計算を具体的にお願ひする．（ただし、上記のように、今年度の予算割り当てについては、全体像が正確に決まっていないので、未定）

- ・ 第 2 次暫定波の各グループで、予測地点を依頼してもできるチームに頼む（幹事団）
- ・ 古村（東海・東南海連動での関東）さんに第 2 次暫定波チームと同様の書き下ろしレポートに匹敵するものをお願いし、概説文を作る（担当者未定）

次回 9 月下旬地震動部会を予定．

（文責 岩田知孝）

第13回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大), 杉戸真太(岐阜大), 川瀬博(九大), 市村強(東工大), 大川出(建築研), 片岡正次郎(国総研), 久野通也(中部電力), 瀧澤一起(東大地震研), 佐藤俊明(清水建設), 関口春子(産総研), 武村雅之(鹿島建設), 野津 厚(港湾空港技研), 増田徹(応用地質), 山中浩明(東工大), 岩田知孝(京大防災研)

資料：

- 13-0 第13回地震動部会次第
- 13-1 第12回議事録(案)
- 13-2 予測波について
- 13-2-2 建築学会地震波に関するメモ
- 13-3 今年度仕様書案
- 13-4 シンポジウム案

議 事

1) 予測波作成について

- ・13-2, 13-2-2に従って川瀬幹事が説明.

各チームに予測波の面的ばらつきの評価, 震源パラメータ設定によるばらつきの評価を行う.

延べ6チームが計算を行う

研究費について事務局に問い合わせる.

- ・第1次暫定波, 第2次暫定波という呼称はこれから第1次提供波, 第2次提供波に変更する.
- ・建築住宅センターは第2次提供波取り扱いとして概説文を作成する. 担当: 関口・岩田
- ・土木構造物部会の地震波の取り扱い状況について市村・野津委員から次回報告をお願いする.

2) 野津さん作成波(東海の震源域波形)の概説文

増田・久野さんから概説文の説明があり, 議論がなされた. 第2次提供波として提供する.

3) シンポジウムについて

13-4に従って岩田が説明 2月18日(金)土木学会で開催できるよう仮置き

内容は, 地震動部会(建築学会地震動小委員会), 建築学会構造物小委員会, 土木学会構造物部会の今年度の報告を行う. 構造物グループの連絡と了解をとる.

起案: 岩田 建築学会: 川瀬 土木学会・共同研究連絡会: 市村

次回12月16日(金)18時から土木学会で予定.

(文責 岩田知孝)

巨大地震災害対応共同研究連絡会・地震動部会

2005年12月16日(金)18時00分~20時00分

於：土木学会

第14回議事録

出席者：

入倉孝次郎(京大),川瀬博(九大),市村強(東工大),片岡正次郎(国総研),久野通也(中部電力),佐藤俊明(清水建設),関口春子(産総研),野津厚(港湾空港技研),畑山健(消防研),増田徹(応用地質),翠川三郎(東工大),岩田知孝(京大防災研)

資料：

- 14-0 第14回地震動部会次第
- 14-1 第13回議事録(案)
- 14-2 提供波チームへのパラスタ資料と回答
- 14-3 シンポジウム案
- 14-4 「平成17年度長周期地震動対策に関する調査」契約書
- 14-5 巨大地震対応共同研究連絡会メモ(11月14日)
- 14-6 長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性(片岡委員提出)
- 14-7 想定新東海地震による強震動予測(佐藤委員提出)

議事：

- 1) 提供波チームへのパラメトリック計算の状況
- 2) 想定新東海地震による強震動予測
- 3) 2月18日のシンポジウムについて
- 4) 12月9日巨大地震災害への対応検討特別委員会第12回議事録
- 5) 内閣府との契約と執行について
- 6) その他

討 議

【1】提供波チームのアンケート情報

提供波チームへのパラスタ条件と対応について報告された(資料14-1)。1月末を目途に波形作成する。

【2】提供波の概説文等についての進捗状況

- ・佐藤委員から想定新東海地震の資料が配布された。次回資料紹介と概説文(関口・岩田担当)を予定
- ・広帯域化に関する資料については土方・他で作成中で、出来次第、佐藤委員から武村・畑山委員に送付し概説文作成する。

【3】内閣府との契約

今年度2100万円の契約が行われた(14-4)。地震動部会の予算は750万円。部会費を部会運営費と考え、シンポ関係費(シンポ資料印刷,原稿料印刷,開催費等)を別にみてもらいたい(入倉部会長 事務

局).

研究費 パラスタチームを主として、産総研、(株)東京電力、地盤研、大学(釜江、瀬織、岩田)に配布。受け入れ方式等について各チームと岩田と事務局で対応。また事務局に対して再委託契約の必要性を確認し、必要な場合には早急に内閣府に対して手続きを進めるよう依頼

#### 【4】片岡委員提出資料の説明

長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性について報告があった

#### 【5】2月18日シンポジウムについて

- ・地震動部会主催で行う
- ・時間割を変更する(以下)
- ・建築構造(6部会) 全体概要 西川 超高層・免震 で60分 (川瀬幹事担当)
- ・土木構造 60分 野津委員担当

#### 【プログラム(案)12.16】

10時~12時(2コマ), 13時~17時(4コマ)と分けて、前から地震動部会3コマ, 建築構造物, 土木構造物各1コマ, 議論1コマとする。

地震動部会の内容としては

活動報告

提供波(前回行ってないチームを中心に)とパラスタ結果, 関連調査研究紹介

観測長周期地震動 関東、濃尾、札幌、仙台、大阪

個別研究

を入れる。

#### 【6】土木学会親委員会の報告等

市村委員より12月9日の土木学会親委員会の報告が行われた。12月20日に土木学会構造物各部会と地震動部会(杉戸, 市村, 野津, 岩田が出席予定)と打合せを行う。

#### 【7】建築学会構造物委員会の報告等

川瀬幹事から建築学会親委員会の報告が行われた。土木・建築2学会の共同研究連絡会の議事録によると、(1)土木学会のみ、(2)建築学会のみ、(3)土木・建築合同の報告書(地震動部会分を含む)を出す予定。建築学会地震動小委員会では(2)の地震動に関する部分についての執筆依頼を行った(3月1日締め切り)。(3)についてはその後抜粋版として編集する予定。

次回2006年1月20日(金)18時から土木学会で予定。

(文責 岩田知孝)

第15回議事録(案)

出席者：

入倉孝次郎(京大),川瀬博(九大),香川敬生(地盤研),久野通也(中部電力),瀧澤一起(東大地震研),佐藤俊明(清水建設),関口春子(産総研),武村雅之(鹿島),年縄巧(明星大),野津厚(港湾空港技研),畑山健(消防研),増田徹(応用地質),源栄正人(東北大),早川崇(清水建設),岩田知孝(京大防災研),

資料：

- 15-0 次第
- 15-1 第14回議事録案
- 15-2 シンポジウムプログラム
- 15-3 平18計画
- 15-4 東海地震・関東広帯域波資料(土方・他),概説文(武村・畑山)
- 15-5 東南海地震・愛知県広帯域波資料(佐藤・他),概説文(関口・岩田)

討議内容

- (1)2月18日シンポジウムについて
- (2)パラツキ計算の進捗状況について
- (3)今年度の報告書等について
- (4)来年度の地震動部会の計画について
- (5)提供波作成状況と概説文について
  - ・東海地震の関東広帯域波
  - ・東南海地震の愛知県広帯域波
- (6)波形提供について
  - ・土木構造物部会港湾の地震波作成
- (7)その他

討議

- (1)2月18日のシンポジウムの内容について岩田から報告があった。構造物部会とのリンクを考えてプログラムスケジュールを調整して再提案する。10時より17時30分まで行う。
- (2)パラメータのパラツキ計算については、現在進行中。シンポジウムでの報告を行っていただく。
- (3)シンポジウム報告をとりまとめる。
- (4-1)資料15-3-1で今年度の研究費について確認。今年度地震動部会の研究費はシンポジウム開催を含めて800万円

(4-2)資料 15-3-2, 3-3 をもとに平成 18 年度の研究計画について自由討論を行った。

- ・サイトスペシフィックにおける予測のための波形ガイドライン作り。標準長周期地震動も必要。  
地震動部会・両構造物部会合同のWG  
土木学会：広帯域（短周期）の部分は土木学会第 3 次提言の改訂という形で反映するべき
- ・地震動部会はシナリオ地震の地震動予測方法をまとめ、震源パラメータ等によるバラツキの影響を評価する  
次回も継続して審議することとなった

(5)佐藤委員（早川氏）から東海地震の関東平野の広帯域波波形計算について説明があり、畑山・武村委員から概説文の説明があった。概説文コメントに対して、著者コメントを附して説明文、概説文、波形を提供する。

次回、シンポジウム（2月18日）以降に行う。後日日程調整。来年度の地震動部会の研究計画についての討議、今回行えなかった佐藤委員の提供波について、野津委員の波形作成について、を行う。

（文責 岩田知孝）