

# 港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE  
OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No. 1120

June 2006

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-

野 津 厚  
菅 野 高 弘

独立行政法人 港湾空港技術研究所

Independent Administrative Institution,  
Port and Airport Research Institute, Japan

## 目 次

要 旨 .....	3
1. はじめに .....	4
2. 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 .....	4
3. 内陸活断層地震への適用事例 .....	6
3.1 1995年兵庫県南部地震 .....	6
3.2 1997年3月鹿児島県北西部地震 .....	12
4. 海溝型地震への適用事例 .....	15
4.1 1968年十勝沖地震 .....	15
4.2 1978年宮城県沖地震 .....	20
4.3 2003年十勝沖地震 .....	24
5. おわりに .....	30
謝辞 .....	31
参考文献 .....	31

# Simulation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal and Subduction-Zone Earthquakes Based on Site-Specific Amplification and Phase Characteristics

Atsushi NOZU\*

Takahiro SUGANO\*\*

## Synopsis

In the previous study (Nozu and Nagao, 2005), empirical site amplification factors were evaluated for strong-motion sites in Japan by using the spectral inversion technique. The site amplification factors thus obtained can be used to simulate strong ground motions from large earthquakes, by using the method first proposed by Kowada et al. (1998). The method is based on site-specific amplification and phase characteristics. In spite of the potentiality of the method, its applicability has not been fully demonstrated in the literature. In this study, the method is applied to some shallow crustal and subduction-zone earthquakes in Japan to examine the validity of the method. In the simulation, the empirical site amplification factors, which were determined in the previous study, were used.

As for shallow crustal earthquakes, ground motions were simulated from the 1995 Hyogo-ken Nanbu and the 1997 Kagoshima-ken Hokuseibu earthquakes. According to the results for the near-source ground motions from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, it can be clearly seen that damaging velocity-pulses generated by asperities can be reproduced with high accuracy with the present method.

As for subduction-zone earthquakes, ground motions were simulated from the 1968 Tokachi-oki, 1978 Miyagi-ken-oki and the 2003 Tokachi-oki earthquakes. For the simulation, simple characteristic source models were newly developed. According to the results, it was confirmed that ground motion velocities in the frequency range from 0.2-1Hz, which is of great interest from engineering point of view, can be reproduced by using simple characteristic source models and the present simulation technique.

The computer programs used in this study are available on the attached CD.

**Key Words:** strong ground motion, site amplification factor, phase characteristics, shallow crustal earthquake, subduction-zone earthquake

---

\* Senior Researcher, Geotechnical and Structural Engineering Department

\*\* Chief of Structural Dynamics Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

3-1-1 Nagase Yokosuka 239-0826, Japan

Phone: +81-46-844-5058 Fax: +81-46-844-0839 E-mail: nozu@pari.go.jp

# 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—

野津 厚\*  
菅野 高弘\*\*

## 要 旨

前報(野津・長尾, 2005)では, 全国の港湾やK-NETの強震記録に対してスペクトルインバージョン(岩田・入倉, 1986)を適用し, 強震観測地点におけるサイト増幅特性の算定を行った。本研究では, 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法(古和田他, 1998)を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用し, 強震記録の再現性という観点から, 同手法の適用性を検討した。その際, 前報で算定されたサイト増幅特性を用いた。同様の検討は前報においても一部試みているが, 本研究ではより包括的な検討を行った。内陸活断層地震としては1995年兵庫県南部地震および1997年3月鹿児島県北西部地震, 海溝型地震としては1968年十勝沖地震, 1978年宮城県沖地震および2003年十勝沖地震を検討の対象とした。対象とした強震記録には八戸波や大船渡波, ポートアイランド波など著名なものも含まれる。

内陸活断層地震を対象とした検討では, 既往の特性化震源モデルを用いることにより, 0.2-2Hzの速度波形を良好に再現できることがわかった。特に, 兵庫県南部地震の震源近傍における波形合成結果から, アスペリティに起因する大振幅の速度パルスが, 本手法によっても良好に再現されることが示された。海溝型地震を対象とした検討では, 今回独自に構築した特性化震源モデルを用いることにより, 0.2-1Hzの速度波形を良好に再現できることがわかった。海溝型巨大地震による0.2-1Hzの帯域の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, 従来より様々な議論があったが, 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動評価手法の組み合わせにより, この帯域の速度波形を説明できることが本研究により示された。

本稿は, 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法が実務に適用される際, 参考資料として利用されることを意図している。そのため, 最適な震源モデルに対する波形やスペクトルの一致度を示すほか, 震源モデルの一部を変更した場合に結果がどの程度劣化するかについても極力示すこととした。また, 本研究に使用した解析ツールを付録CDに収録しているので, 活用していただければ幸いである。

**キーワード:** 地震動, サイト増幅特性, 位相特性, 内陸活断層地震, 海溝型地震

---

\* 地盤・構造部 主任研究官  
\*\* 地盤・構造部 構造振動研究室長  
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所  
Phone:046-844-5058 Fax:046-844-0839 E-mail: nozu@pari.go.jp

## 1. はじめに

一般に、地震による地盤の揺れ（地震動）は震源断層の破壊過程の影響（震源特性）と震源から地震基盤に至る伝播経路の影響（伝播経路特性）、それに地震基盤から地表に至る堆積層の影響（サイト特性）の三者によって決まると考えられている（図-1.1）。ここに地震基盤とは一般に花崗岩でS波速度が3km/s以上の地層を言う。

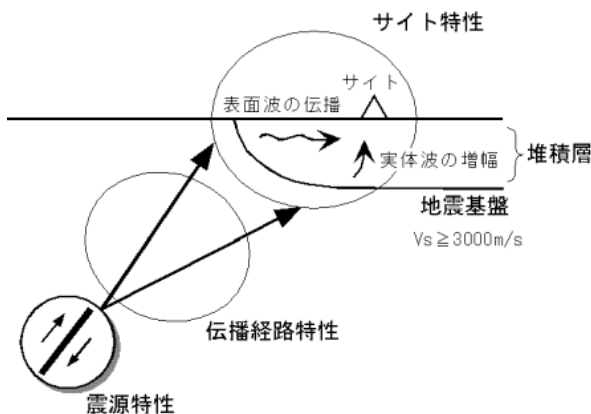


図-1.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

堆積層の存在が地震動に及ぼす影響は非常に大きいため、将来の地震による揺れの推定を行う場合、対象地点周辺の堆積層が地震動に及ぼす影響、すなわちサイト特性を適切に考慮することが重要である。このとき、サイト特性としては、工学的基盤面より上方の表層地盤の影響のみならず、工学的基盤面より下方の深層地盤の影響も重要であることが最近では認識されるようになってきている（土木学会，2000）。

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

$$O(f) = S(f) P(f) G(f) \quad (1.1)$$

以下本稿では、堆積層が地震動のフーリエ振幅スペクトルに与える影響を指す用語として「サイト増幅特性」を、堆積層が地震動に及ぼす影響を一般的に指す用語として「サイト特性」を用いる。強震記録に基づいてサイト増幅特性を評価する手法にはいくつかのものがあるが、複数の地点で得られた強震記録のフーリエ振幅スペクトルに対して一種の回帰分析を適用するスペクトルインバージョン（岩田・入倉，1986）は、最もよく利用される方法の一つである。前報（野津・長尾，2005）では、全国の港湾やK-NET（Kinoshita, 1998）、KiK-net（Aoi *et al.*, 2000）の強震記録に対してスペクトルインバージョンを適用し、強震観測地点におけるサイト増幅特性の算定を行った。算定されたサイ

ト増幅特性は、2.で述べるように、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法（古和田他，1998）と組み合わせて用いることにより、大地震による地盤の揺れの推定に用いることができる。

本研究では、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用し、強震記録の再現性という観点から、同手法の適用性を検討する。その際、前報で算定されたサイト増幅特性を用いる。同様の検討は前報においても一部試みているが、本研究ではより包括的な検討を行う。内陸活断層地震としては、強震記録が得られており、かつ、これまでに震源の性質がよく調べられている地震として、1995年兵庫県南部地震と1997年3月鹿児島県北西部地震をとりあげる。海溝型地震としては、重要な強震記録をもたらした地震として、1968年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震および2003年十勝沖地震をとりあげる。検討の対象とする強震記録には八戸波や大船渡波、ポートアイランド波のような著名なものも含まれる。海溝型地震については、新たに震源モデルの構築も実施する。

本稿は、今後、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法が実務に適用される場合を想定し、その際の参考資料として利用されることを意図している。そのため、最適な震源モデルに対する波形やスペクトルの一致度を示すほか、震源モデルの一部を変更した場合に結果がどの程度劣化するかについても極力示すこととした。

## 2. 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法

本研究では経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法（古和田他，1998）を適用する。この手法は、統計的グリーン関数法（釜江他，1991）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式（1.1）に示したように震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。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（澤田他，1998）。

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (2.1)$$

式（2.1）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 (2.1) 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、まず、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 $G(f)$ 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。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O(f)}{|O(f)|} \quad (2.2)$$

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 (2.2) 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、古和田他 (1998) の論文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用いることが望ましい。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、現地で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。野津・長尾 (2005) によるサイト増幅特性はこのような条件を満足している。

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 (2.3) と伝播経路特性 (2.4) の積として与える。

$$S(f) = R_{\theta_0} \cdot FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2.3)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp\left(-\pi fr / QV_s\right) \quad (2.4)$$

式 (2.3) において  $M_{0e}$  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、 $\rho$  は地震基盤における媒質の密度、 $V_s$  はS波速度を示す。 $R_{\theta_0}$  はラディエーション係数、 $FS$  は自由表面による増幅の効果 (=2)、 $PRTITN$  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。 $PRTITN$

は水平2成分の自乗和が1になるように設定する必要がある。式 (2.4) 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 (1970,1971) の次式で与えることができる。

$$f_c = 0.66 V_s / \sqrt{S_e} \quad (2.5)$$

ここに  $S_e$  は小地震の断層面積である。次に、以上の方法で定まる地震基盤での加速度フーリエスペクトルに適合するような波形を求め、これを小地震による地震基盤での加速度波形（要素波）とする。最後に、対象地震の震源モデルに従って、経験的グリーン関数法と同様の波形合成（入倉, 1997）を行うことにより、対象地震による地震基盤での加速度波形を求める。

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方法（Boore, 1983）と、要素波の位相を0とする方法がある。Boore (1983) 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 (1983) の方法を採用する場合には、かなり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（例えば一般的な港湾構造物を対象とする場合には2Hz以下）で残差の小さい要素波を選ぶことが必要である。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 (2004) 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 (2004) 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. 内陸活断層地震への適用事例

#### 3.1 1995年兵庫県南部地震

1995年1月17日5時46分ごろ明石海峡を震源とするM7.3の大地震が発生した。この地震は気象庁により「1995年兵庫県南部地震」と命名された。この地震では神戸市を中心に6000人以上の人命が失われた。

この地震の際に神戸市内で得られた強震記録に対しては、経験的グリーン関数法（Hartzell, 1978; Irikura, 1983; Irikura, 1986）が適用され、適切な震源モデルを用いれば、観測波形を十分に再現できることが確かめられている（釜江・入倉, 1997; 山田他, 1999）。本研究では古和田他（1998）の手法を適用した場合、神戸市内の揺れがどの程度再現されるか検討する。

##### (1) 震源モデル

1995年兵庫県南部地震の震源モデルとしては釜江・入倉（1997）の特性化震源モデル（大地震の震源を複数のアスペリティで表現し、アスペリティの内部ではすべりの時間関数やライズタイムは一樣であるとして単純化した震源モデル）が著名であるが、ここでは釜江・入倉（1997）のモデルを改良した山田他（1999）の特性化震源モデルを用いる。図-3.1に山田他（1999）の震源モデルの平面図を示す。この図に示すように山田他（1999）の震源モデルは淡路側から神戸側にかけて4つのアスペリティを配したモデルである。

さて、山田他（1999）のモデルに含まれる4つのアスペリティのうち、淡路側のアスペリティ3は、神戸市に対しては破壊伝播方向にないため、神戸市内の地震動に対してほとんど寄与しない。このことを実際に確かめるため、山田他（1999）の特性化震源モデルのうち神戸側部分のみ考慮し、経験的グリーン関数法により、神戸大学（KBU）と神戸本山（MOT）における波形を計算した。山田他（1999）の特性化震源モデルのうち神戸側部分を図-3.2に、その諸元を表-3.1に示す。表-3.1にはアスペリティの分割数を示しているが、これは他の震源パラメタから著者が推定したものである。また、余震とのモーメント比および応力降下量の比（C）も記入されているが、ここで言う余震とは1995年2月2日16:19の余震（東経135.150度、北緯34.695度、深さ17.9km、M4.2）である。対象地点であるKBUとMOTを図-3.1に示す。

計算の結果得られた速度波形を図-3.3に示す。KBUとMOTにおける速度波形は良く再現されている。このように、神戸市内の地震動を検討する場合には、神戸側の3つのアスペリティだけを考慮すれば良いことがわかる。そこで、

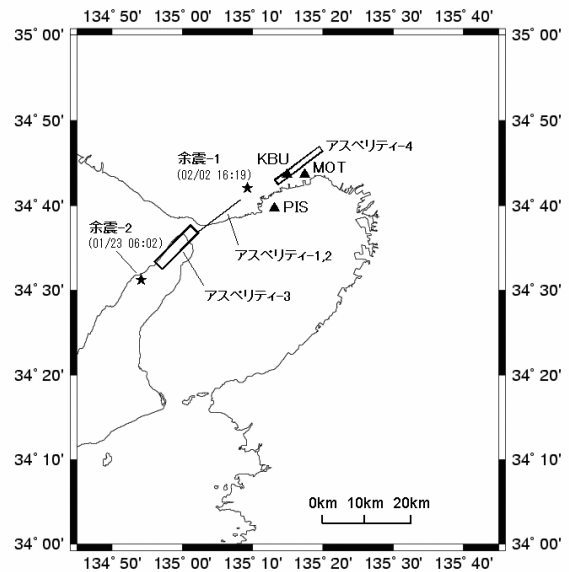


図-3.1 山田他（1999）の特性化震源モデルと余震および観測点の位置

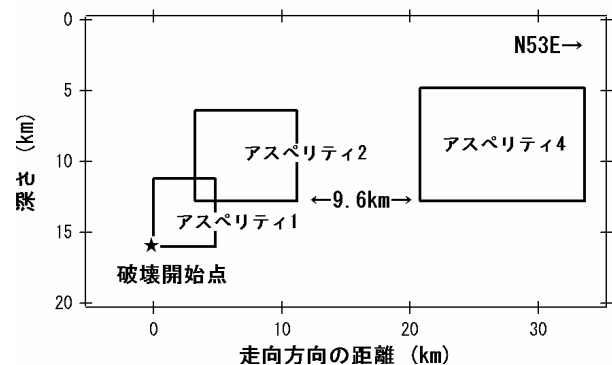


図-3.2 山田他（1999）の特性化震源モデル（神戸側部分）

表-3.1 山田他（1999）の特性化震源モデル（神戸側部分）のパラメタ

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ4
走向(度)	N53E	N53E	N233E
傾斜(度)	90	90	85
長さ(km)	4.8	8.0	12.8
幅(km)	4.8	6.4	8.0
NL×NW×ND	5×5×5	10×8×9	16×10×14
C	2.7	1.8	1.0
余震とのモーメント比	338	1296	2240
ライズタイム(s)	0.4	0.5	0.6
破壊開始時刻(s)	0.0	1.8	6.9
破壊開始点	左下	左下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状
破壊伝播速度(km/s)	2.8	2.8	2.8

以下の検討では、パラメタスタディをしやすくするため、淡路側のアスペリティを除いたモデルで検討する。

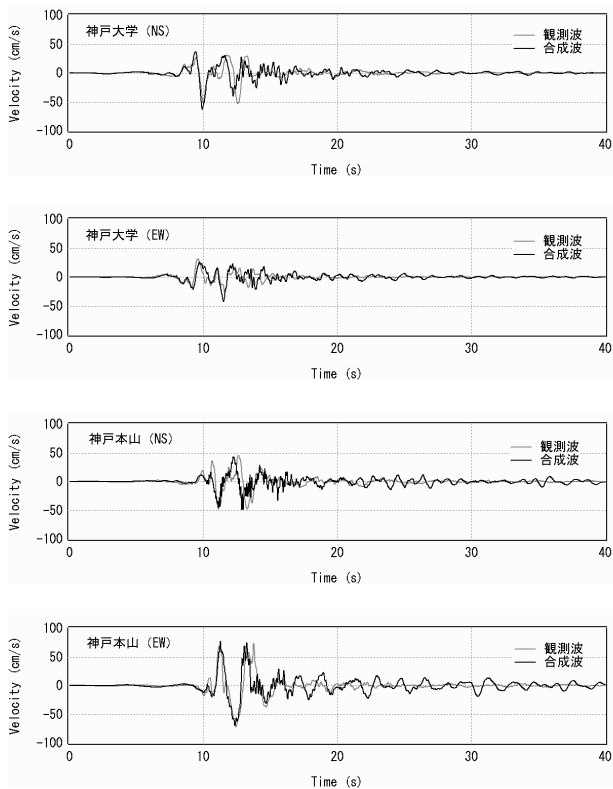


図-3.3 山田他（1999）の特性化震源モデルの神戸側部分を用いた経験的グリーン関数法による波形合成結果

## (2) 余震の震源パラメタの再決定

山田他（1999）のモデルは経験的グリーン関数法のためのモデルであり、本震の各アスペリティと余震とのモーメント比が与えられている。そこで、波形合成に用いている余震の地震モーメントが与えられれば、本震の各アスペリティの地震モーメントが決まることになる。1995年2月2日16:19の余震については、釜江・入倉（1997）により地震モーメント  $M_0=1.7 \times 10^{15} \text{Nm}$  と推定されている。しかし、実際にこの値を用いてKBUとMOTにおける余震のスペクトルを計算すると、低周波側のフラットレベルを過大に評価してしまうことがわかった。そこで、ここではKBUとMOTにおける余震のスペクトルが良好に再現されるように余震の震源パラメタを再決定し、これに基づいて本震のアスペリティのパラメタを評価することにした。

余震の規模はさほど大きくないので点震源として取り扱う。震源特性（2.3）と伝播経路特性（2.4）の積として地震基盤でのフーリエ振幅を求め、これにサイト増幅特性を乗じることにより地表でのフーリエ振幅を求める。震源特性を規定する二つのパラメタである地震モーメントとコーナー周波数を、KBUとMOTでの観測スペクトルが再現され

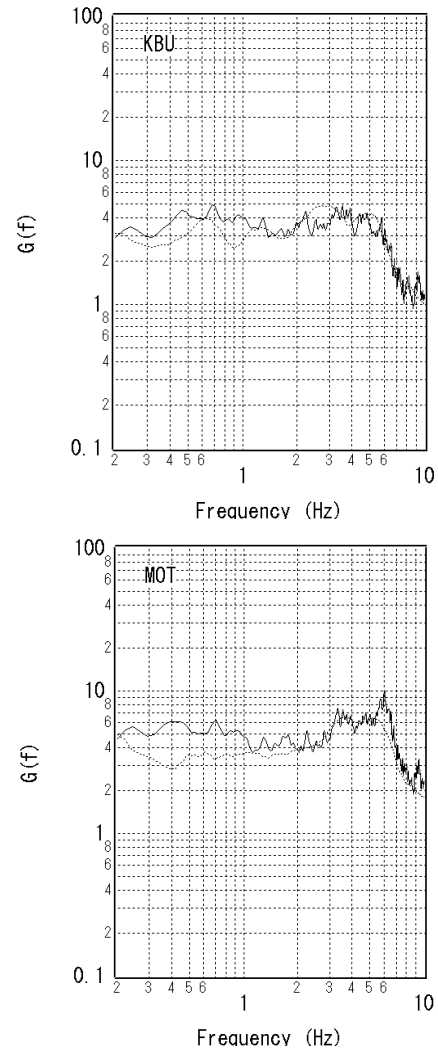


図-3.4 KBUとMOTにおけるサイト増幅特性。実線は野津・長尾（2005）、破線は鶴来他（2002）

るように設定する。その際、震源付近のS波速度は  $3.5 \text{km/s}$ （釜江・入倉, 1997）、密度は  $2.7 \text{g/cm}^3$  とした（香川他, 1998）。計算に必要なその他のパラメタは  $R_{\theta, \phi}=0.63$ ,  $FS=2$ ,  $PRITIN=1.0$  とした。  $R_{\theta, \phi}$  は理論上、方位に応じて  $0 \sim 1$  の値をとるが、  $0.63$  は全方位の平均値である。  $PRITIN=1.0$  としたのは、比較の相手方の観測スペクトルを水平2成分のベクトル和としたためである。伝播経路の  $Q$  値は Petukhin et al. (2003) による近畿地方の "seismogenic layer" の  $Q$  値 ( $Q=180 \times f^{0.7}$ ) とした。サイト増幅特性としては野津・長尾（2005）のものを用いた（図-3.4）。図-3.4のサイト増幅特性はいずれも地震基盤から地表までのサイト増幅特性であり、基準観測点におけるサイト増幅特性を1として示している。以下、本稿においてサイト増幅特性を示す場合にはいずれもこの規則に従うものとする。

検討の結果、地震モーメントを  $1.0 \times 10^{15} \text{Nm}$ 、コーナー



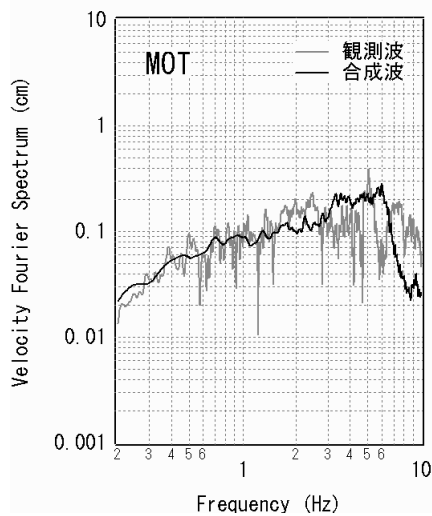
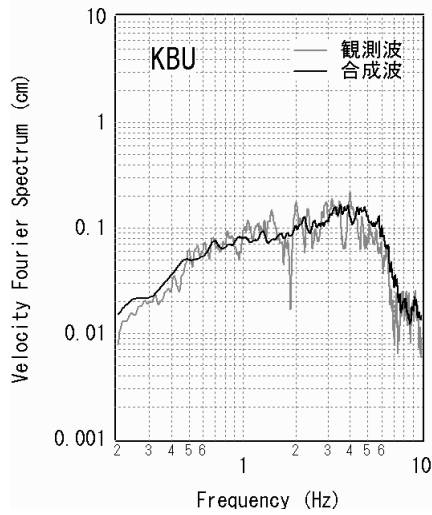


図-3.5 再決定された震源パラメタによる余震のフーリエスペクトルの再現

表-3.2 余震の震源パラメタの再決定を踏まえた統計的グリーン関数法のための震源モデル

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ4
走向(度)	N53E	N53E	N233E
傾斜(度)	90	90	85
長さ(km)	4.8	8.0	12.8
幅(km)	4.8	6.4	8.0
地震モーメント(Nm)	3.4E+17	1.3E+18	2.3E+18
ライズタイム(s)	0.4	0.5	0.6
破壊開始時刻(s)	0.0	1.8	6.9
破壊開始点	左下	左下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状
破壊伝播速度(km/s)	2.8	2.8	2.8

周波数を4.6Hzとした場合に、KBUとMOTにおけるフーリエスペクトルを比較的良好に再現できることがわかった(図-3.5)。そこで、余震の震源パラメタとして本研究ではこれらの値を用いる。なお、図-3.5の比較は速度のフーリエスペクトルに対して実施している。ここで得られた余震

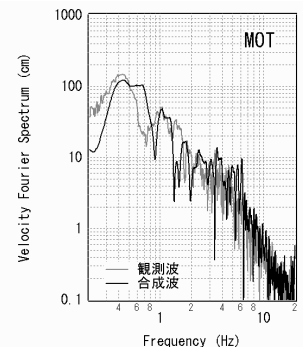
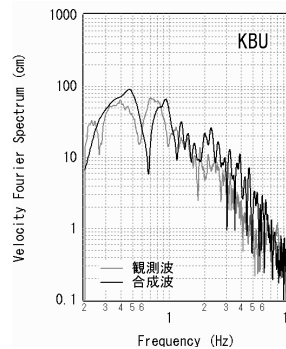
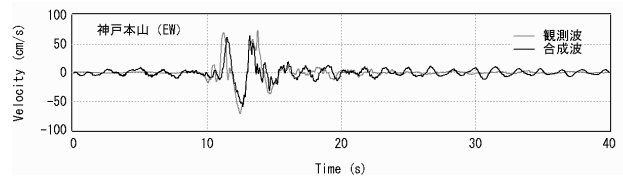
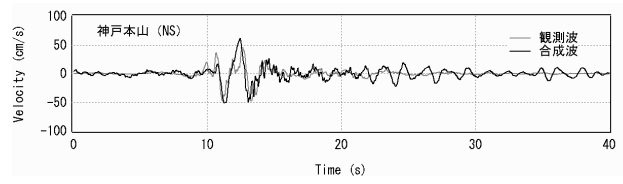
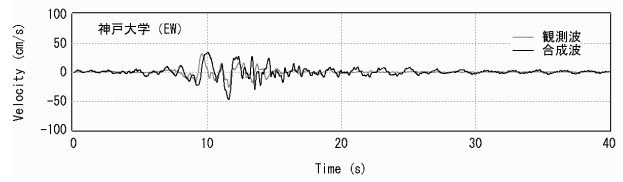
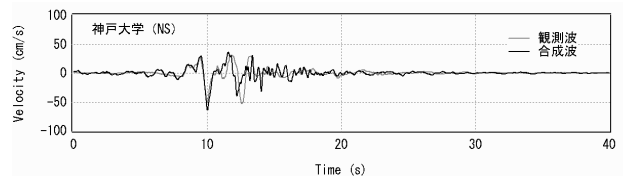


図-3.6 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した手法による神戸大学と神戸本山における速度波形と速度フーリエスペクトルの再現(アスペリティの分割数を $10 \times 10 \times 10$ とした場合)。

のパラメタを山田他(1999)の特性化震源モデル(の神戸側部分)と組み合わせると、表-3.2に示す統計的グリーン関数法のための震源モデルが得られる。

### (3) 神戸大学と本山における本震記録の再現

次に、表-3.2の震源モデルに基づき、本震記録の再現を行う。計算に必要なその他の条件のうちS波速度、密度、 $R_{\theta\phi}$ 、FSおよびQ値は余震記録の場合と同様とした。PRITINは水平2成分とも0.71とした。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、両地点とも1995年2月2日16:19の余震記録を用いた。なお、アスペリテ

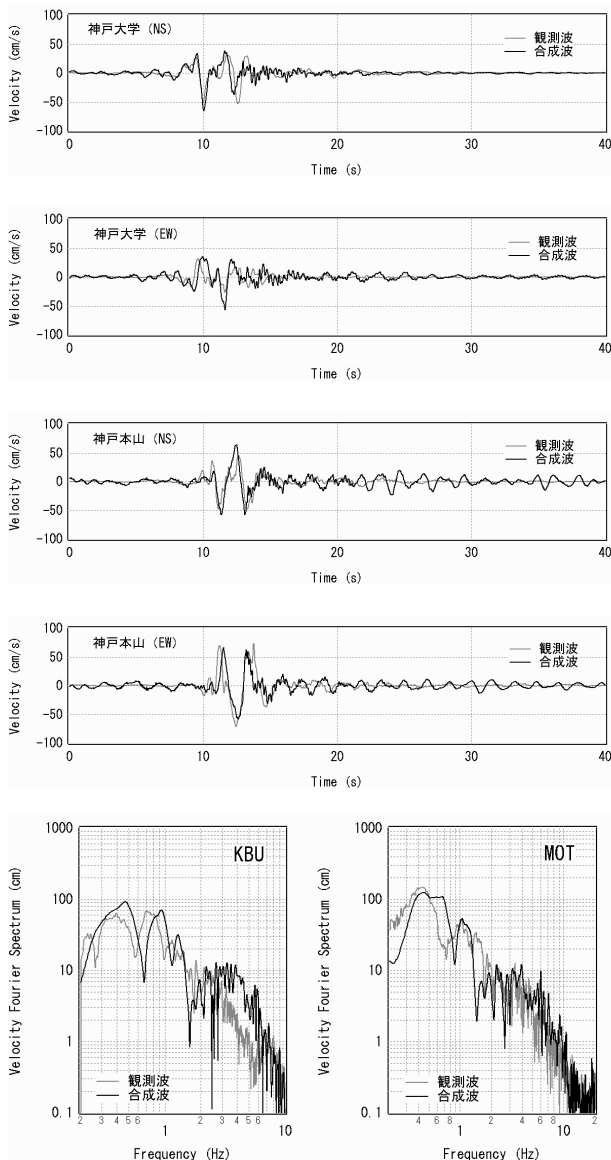


図-3.7 分割数を  $20 \times 20 \times 20$  とした場合の神戸大学と神戸本山における速度波形と速度フーリエスペクトルの計算結果. 他の計算条件は図-3.6 と同じ. この場合分割数の影響は小さい.

の分割数はいずれも  $10 \times 10 \times 10$  とした. 分割数の影響については後に考察する. 図-3.6 は両地点における速度波形と速度フーリエスペクトルの計算結果を示したものである. 計算結果は観測と良く一致している. 特に, アスペリティに起因する大振幅の速度パルスがいずれの地点においても良好に再現されている. 大振幅の速度パルスは神戸における甚大な構造物被害の原因と考えられており(例えば瀧藤, 1996), これを再現できることは, 強震動評価手法にとって重要なことである.

#### (4) 分割数の影響

経験的グリーン関数法の場合(特に高周波成分を含む広帯域の強震動評価が目的の場合), アスペリティの分割数はアスペリティのサイズと小地震のサイズの比によって規定される. しかし, 統計的グリーン関数法の場合には分割数に任意性がある. 従って, アスペリティの分割数に関する検討は重要である. 上記の例ではアスペリティの分割数を  $10 \times 10 \times 10$  としたが, 分割数を  $20 \times 20 \times 20$  とした場合の結果を図-3.7 に示す. これを見る限り, 計算結果に対して分割数はほとんど影響を及ぼしていない. 一般にアスペリティの分割数の影響は, アスペリティのサイズに起因するコーナー周波数よりも高周波側に表れるが, 内陸活断層地震の破壊伝播方向に位置する観測点では, もともとコーナー周波数が高いので, 分割数の影響は表れにくい. 従って, 内陸活断層地震の破壊伝播方向に位置する観測点で強震動を評価するような場合には, 分割数の影響についてはあまり心配しなくてよい. 破壊伝播の効果が適切に考慮されるように, 十分細かく分割することだけを念頭においておけばよい.

#### (5) ライズタイムの影響

アスペリティのライズタイム(アスペリティ上のある場所ですべりが継続する時間)は, アスペリティに起因する速度パルスを再現する上で重要なパラメタの一つである. 一般にライズタイムとして小さな値を与えるほど算定される地震動は大きくなる. アスペリティのライズタイムがどのようなメカニズムで決定されるかについては様々な議論があり(例えば Heaton, 1990), 必ずしもコンセンサスが得られているとは言えない.

強震動評価の実務では, ライズタイムとして次式が用いられることがある.

$$\tau = Wa / (2Vr) \quad (3.1)$$

ここに  $Wa$  はアスペリティの幅,  $Vr$  は破壊伝播速度である. 式(3.1)は, 断層面上の摩擦構成則を仮定して数値計算で求めた断層面上のすべり速度時間関数のライズタイムを近似する式として Day (1982) により提案されたものであるが, 特定の摩擦構成則と境界条件の下に得られた式であること, 観測記録を説明する式として求められた式ではないこと等の問題点が残されている. 一方, 過去の大地震による観測記録を説明できるような震源モデルを収集し, そのライズタイムを整理した次式が片岡他(2003)により提案されている.

$$\tau = Wa / (4Vr) \quad (3.2)$$

1995 年兵庫県南部地震に関する表-3.2 の震源モデルのライズタイムは式(3.2)と調和的である. いま試みに表-3.2

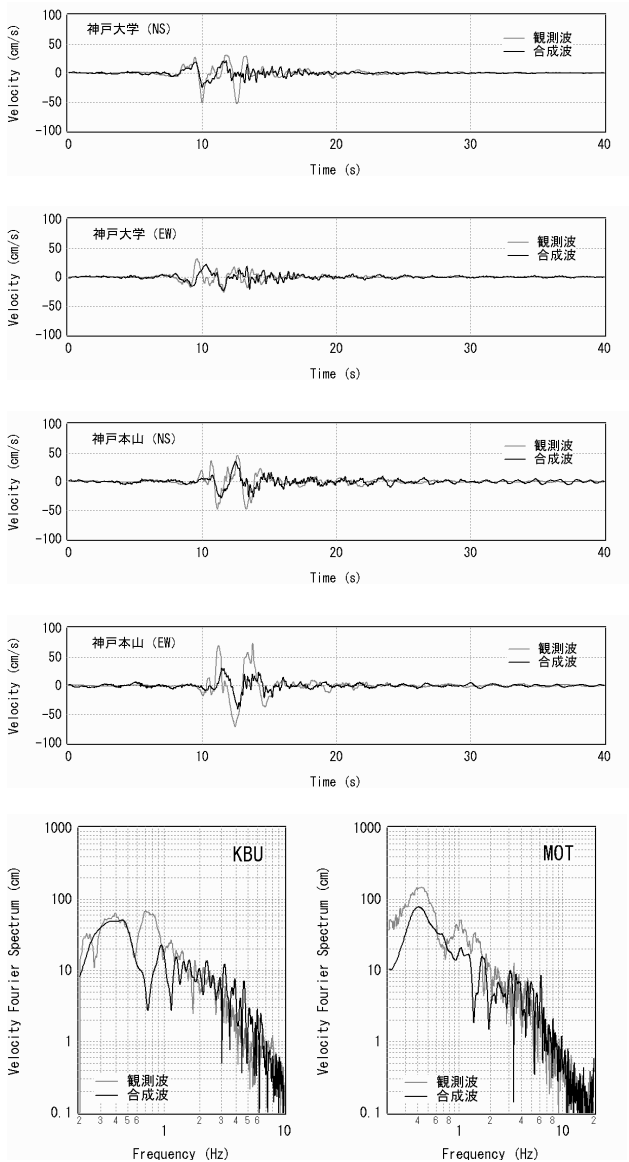


図-3.8 式 (3.1) のライズタイムを用いた場合の神戸大学と神戸本山における速度波形と速度フーリエスペクトルの計算結果. 他の計算条件は図-3.6 と同じ. 長めのライズタイムを用いると速度パルスが過小評価される.

のライズタイムをすべて式 (3.1) で算定されるものに置き換えた結果を図-3.8 に示すが, 震源近傍の速度パルスは大幅に過小評価となっていることがわかる.

こうした結果から, 内陸活断層地震のライズタイムの設定にあたっては, 既往の強震記録と調和的な式 (3.2) を用いることが適切と判断される.

(6) ポートアイランドにおける本震記録の再現

同様の方法を用いて, ポートアイランドの鉛直アレー

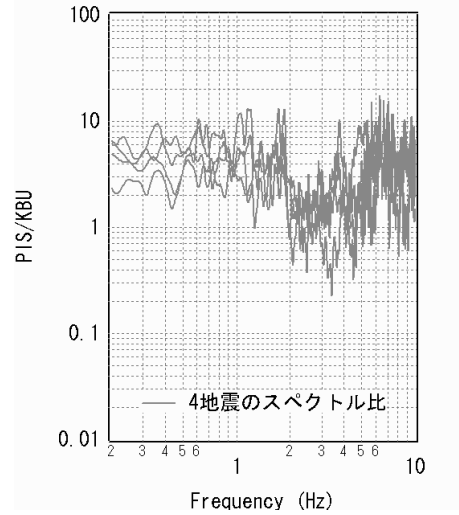


図-3.9 ポートアイランド (PIS) と KBU のスペクトル比

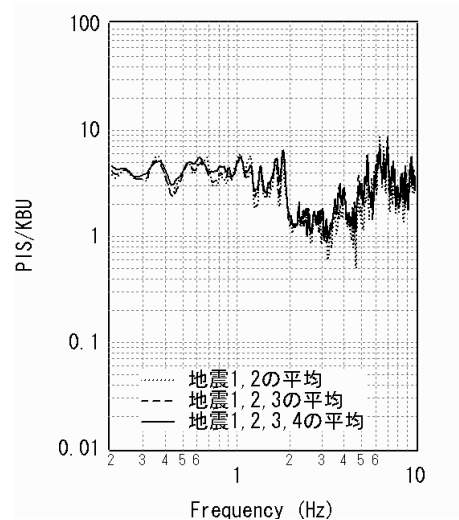


図-3.10 PIS と KBU のスペクトル比の対数平均

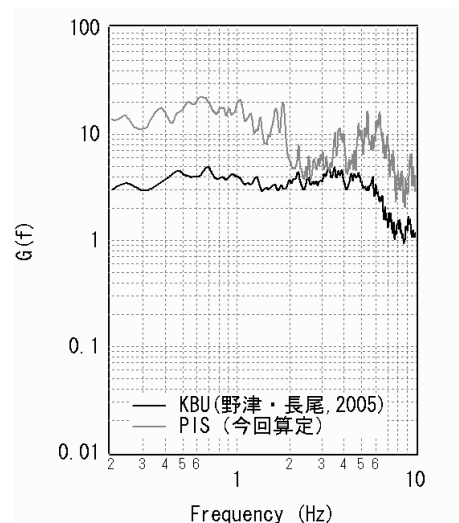


図-3.11 ポートアイランド (PIS) のサイト増幅特性

表-3.3 ポートアイランドの鉛直アレー観測地点 (PIS) におけるサイト増幅特性の算出に用いた地震

	発成年月日	時分	東経 (deg.)	北緯 (deg.)	深さ (km)	M
地震1	1995/1/19	0:59	135.329	34.794	13.1	4.0
地震2	1995/2/2	16:04	135.040	34.583	13.3	4.0
地震3	1995/2/2	16:19	135.143	34.690	18.1	4.1
地震4	1995/2/18	21:37	134.816	34.437	15.9	4.8

観測地点（神戸市の鉛直アレー観測地点）における本震記録の再現を行う。ただし、ポートアイランドでは、本震による表層地盤の非線形挙動が顕著であるため、地表で合成された波をいったん工学的基盤まで引き戻し、表層地盤の非線形挙動を考慮できる有効応力解析を実施することにより、鉛直アレーの各深度における地震動を算定した。ここで用いる有効応力解析手法は、面外方向の揺れによる過剰間隙水圧の上昇を考慮しない手法であるため、以下においては卓越方向である NS 成分の地震波を対象に計算を行う。

ポートアイランドの鉛直アレー観測地点 (PIS) は、前報（野津・長尾, 2005）ではスペクトルインバージョンの対象としていないため、サイト増幅特性が得られていない。そこで、ここでは、PIS と KBU の地表で同時に得られている記録のスペクトル比を利用して、PIS におけるサイト増幅特性を算定した。図-3.9 は、表-3.3 に示す 4 つの地震に対して、PIS と KBU の地表で同時に得られた記録のスペクトル比を算定したものである。図-3.10 はスペクトル比の対数平均を計算したものである。ここでは、地震 1,2 の平均、地震 1,2,3 の平均、地震 1,2,3,4 の平均の 3 通りの計算を行ったが、2 つ以上の地震を平均とすると、スペクトル比は安定してくる傾向が認められた。そこで、4 地震の対数平均を KBU におけるサイト増幅特性に乗じることにより、PIS におけるサイト増幅特性を算定した（図-3.11）。PIS におけるサイト増幅特性は、0.2-2Hz の範囲で 10-20 程度の大きな値を示す。

波形合成に用いる震源モデルは KBU および MOT での計算と同じものを用い、アスペリティの分割数は  $10 \times 10 \times 10$  とした。計算に必要なその他の条件、すなわち S 波速度、密度、 $R_{\theta}$ 、FS、PRTTN および Q 値も KBU および MOT での計算と同様とした。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、KBU および MOT での計算と同様、1995 年 2 月 2 日 16:19 の余震記録を用いた。

まず、図-3.12 に、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合の地表での波形合成結果を示す。ここでは 0.2-2Hz のバンドパスフィルタを通した速度波形を示している。合成波は 100cm/s を越えており過大評価となっている。特に 20

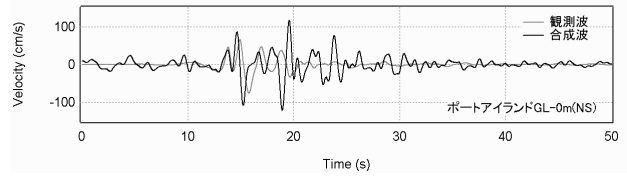


図-3.12 表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合のポートアイランドの地表における波形合成結果

表-3.4 FLIP による解析のための地盤モデル

層厚 (m)	材料	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	初期せん断剛性 (kPa)	基準有効拘束圧 (kPa)	内部摩擦角 (度)
3.4	まさ土	1.8	79380	63	36
4.6	まさ土	1.8	79380	63	36
1.0	シルト	1.7	74970	143	30
8.0	まさ土	1.8	79380	63	36
13.0	粘性土	1.7	74970	143	30
30.0	砂質土	1.8	79380	63	36
23.0	粘性土	1.7	74970	143	30

\*第2層と第4層では過剰間隙水圧の発生を考慮しており、そのパラメタは変相角28度、W1=6.0、P1=0.5、P2=0.8、C1=2.43、S1=0.005。

\*レーレー減衰定数  $\beta$  は0.002。

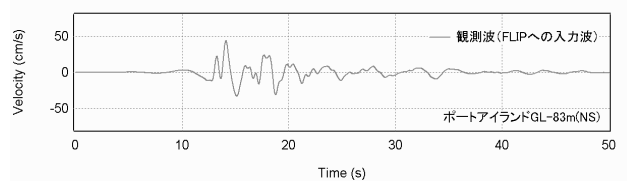
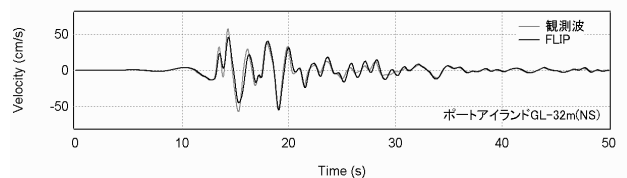
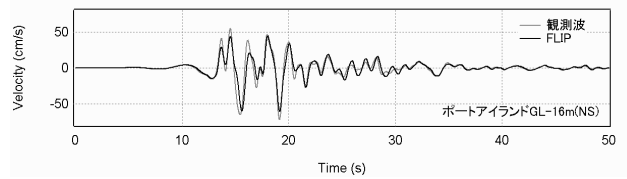
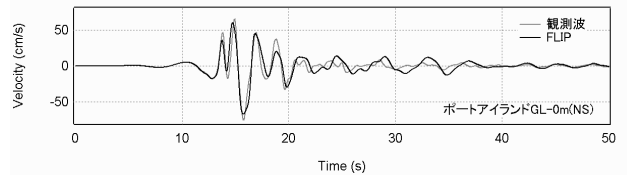


図-3.13 GL-83mの観測波を入力したFLIPの解析結果

秒付近の二波目のパルスが大幅な過大評価となっている。

次に、表層地盤の非線形挙動を考慮した有効応力解析を実施する。解析には FLIP (Iai et al., 1992) の公開版である Ver.3.3 を用いた。解析に必要な地盤モデルは表-3.4 のものを用いた。表-3.4 の物性は、神戸港の岸壁を対象とした 2 次元の有効応力解析 (一井他, 1997) に用いられたパラメ

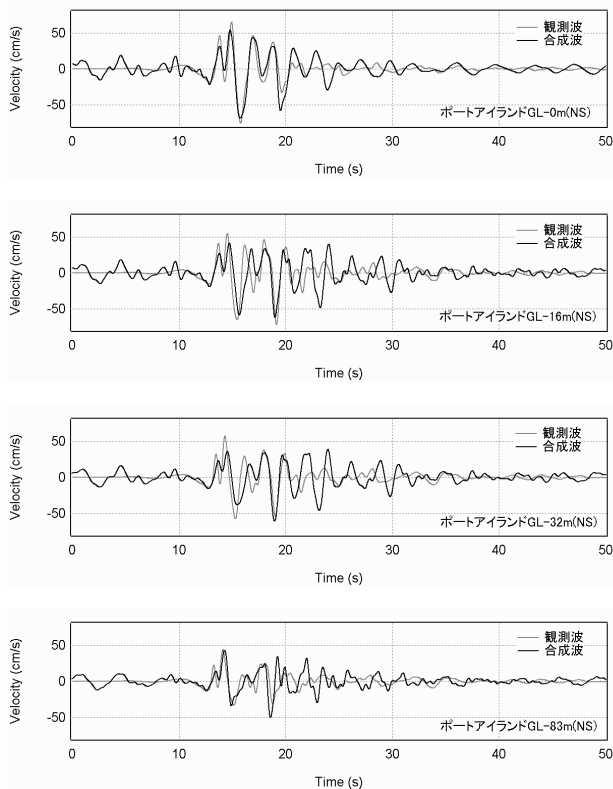


図-3.14 表層地盤の非線形挙動を考慮した場合のポートアイランドの各深度における波形合成結果

タを参考に設定した。合成波を入力した解析を行う前に、地盤モデルの妥当性を確認する意味で、GL-83mにおける観測波(NS成分)を入力した地震応答計算を行い、他の深度(GL-0m, -16m, -32m)における波形を計算し、観測波との比較を行った。その結果を図-3.13に示す。観測結果の再現性は非常に良好であり、このことから、表-3.4の地盤モデルは、対象地点における地盤の動的特性を表現するモデルとして適切であると考えられる。

そこで、次に、地表における合成波(図-3.12)を線形の重複反射理論でGL-83mまで引き戻して2E波を求め、これを下方粘性境界を介して表-3.4の地盤モデルに入力した。その結果得られた各深度における合成波(0.2-2Hzのバンドパスフィルタを通した速度波形)を観測波と比較して図-3.14に示す。この結果を見ると、図-3.12に示したような地表における過大評価は無くなっており、他の深度(GL-16m, -32m, -83m)における速度波形も概ね適切に算定されている。以上のことから、港湾のような軟弱地盤上の地点を対象に強震動評価を行う場合、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法と表層地盤の非線形挙動を考慮できる有効応力解析手法を組み合わせることが有効であると考えられる。

### 3.2 1997年3月鹿児島県北西部地震

1997年3月26日17時31分ごろ鹿児島県北西部を震源とするM6.6の地震が発生した。この地震では震源に近い阿久根市などで震度5強を記録した。

この地震については、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法による計算結果をすでに前報(野津・長尾, 2005)で紹介したが、その際にはvariable-slip model(断層面上の滑り量が連続的に変化するモデル)を用いた。特性化震源モデルによる結果についてはまだ紹介していなかったため、ここでは特性化震源モデルによるカルデラ内外の3地点(図-3.15)での波形合成結果を紹介する。

この地震の特性化震源モデルは三宅他(1999)によって提案されている。これを図-3.16及び表-3.5に示す。図-3.16からわかるように、三宅他(1999)の震源モデルでは破壊開始点を挟んで東西にアスペリティが置かれている。表-3.5にはアスペリティと余震とのモーメント比および応力降下量の比(C)が記入されているが、ここで言う余震とは1997年3月26日17:39の余震(M4.9)である。

三宅他(1999)の震源モデルは経験的グリーン関数法のためのモデルであり、本震の各アスペリティと余震とのモーメント比が与えられている。そこで、波形合成に用いている余震の地震モーメントが与えられれば、本震の各アスペリティの地震モーメントが決まることになる。1997年3月26日17:39の余震については、加藤(2001)により地震モーメント $M_0=9.12 \times 10^{15} \text{Nm}$ と推定されている。ただし、この推定値は $\rho=2.4 \text{g/cm}^3$ ,  $V_s=3.55 \text{km/s}$ なる条件の下に震源スペクトルから算定されたものである。本研究では、後に述べるように、 $\rho=2.4 \text{g/cm}^3$ ,  $V_s=3.1 \text{km/s}$ なる条件の下に波形合成を行うので、これと整合するように $\rho=2.4 \text{g/cm}^3$ ,  $V_s=3.1 \text{km/s}$ として余震の地震モーメントを計算しなおすと、 $M_0=6.07 \times 10^{15} \text{Nm}$ となる。これと表-3.5に示す経験的グリーン関数法のための震源モデルを組み合わせると、表-3.6に示す統計的グリーン関数法のための震源モデルが得られる。

次に、表-3.6の震源モデルに基づき、始良カルデラ内のKGS012(鹿児島)と加久藤カルデラ内のMYZ009(えびの)、それにカルデラ外のKGS003(大口)の3地点(図-3.15)における本震記録の再現を行う。その際、震源付近のS波速度は $3.1 \text{km/s}$ (三宅他, 1999)、密度は $2.4 \text{g/cm}^3$ とした(加藤, 2001)。計算に必要なその他のパラメータは $R_{\theta\phi}=0.63$ ,  $FS=2$ ,  $PRITIN=0.71$ とした。アスペリティの分割数はいずれも $10 \times 10 \times 10$ とした。伝播経路のQ値は加藤(2001)により鹿児島県および熊本県を対象に求められている値( $Q=104 \times f^{0.63}$ )を用いた。サイト増幅特性はスペクトル

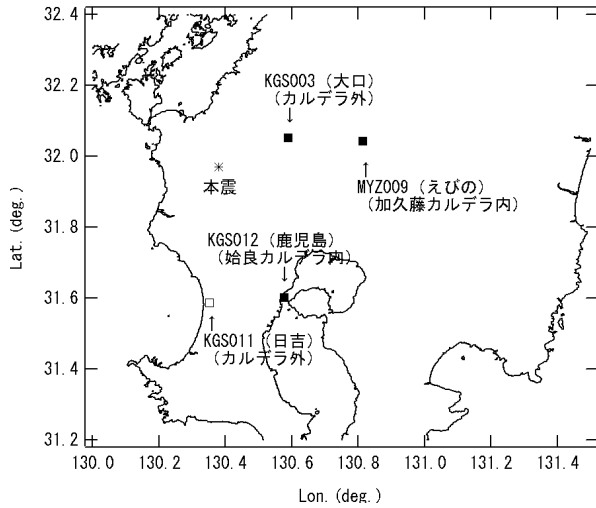


図-3.15 1997年3月鹿児島県北西部地震 (M6.6) の震央と観測点の位置

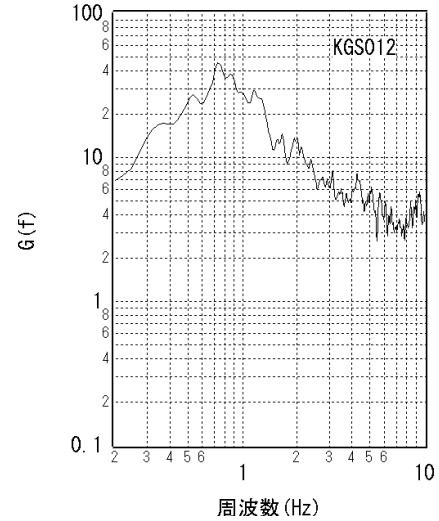


図-3.17 KGS012 (K-NET 鹿児島) のサイト増幅特性

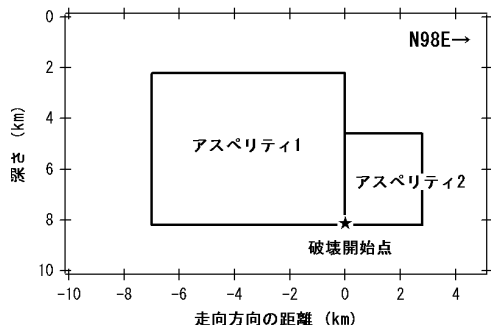


図-3.16 三宅他 (1999) の特性化震源モデル

表-3.5 三宅他 (1999) の特性化震源モデルのパラメータ

	アスペリティ1	アスペリティ2
走向(度)	N98E	N98E
傾斜(度)	90	90
長さ(km)	7.0	2.8
幅(km)	6.0	3.6
NL × NW × ND	5 × 5 × 5	2 × 3 × 5
C	1.06	0.70
余震とのモーメント比	133	21
ライズタイム (s)	0.5	0.5
破壊開始時刻 (s)	0.0	0.0
破壊開始点	右下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状
破壊伝播速度 (km/s)	2.5	2.5

表-3.6 統計的グリーン関数法のための震源モデル

	アスペリティ1	アスペリティ2
走向(度)	N98E	N98E
傾斜(度)	90	90
長さ(km)	7.0	2.8
幅(km)	6.0	3.6
地震モーメント(Nm)	8.04E+17	1.27E+17
ライズタイム (s)	0.5	0.5
破壊開始時刻 (s)	0.0	0.0
破壊開始点	右下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状
破壊伝播速度 (km/s)	2.5	2.5

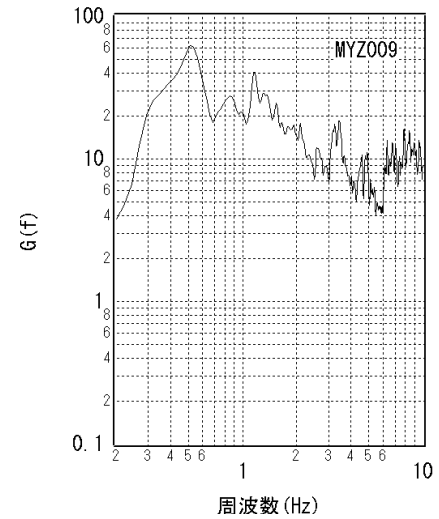


図-3.18 MYZ009 (K-NET えびの) のサイト増幅特性

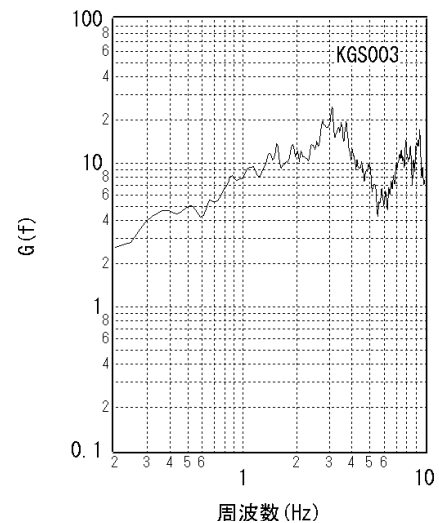


図-3.19 KGS003 (K-NET 大口) のサイト増幅特性

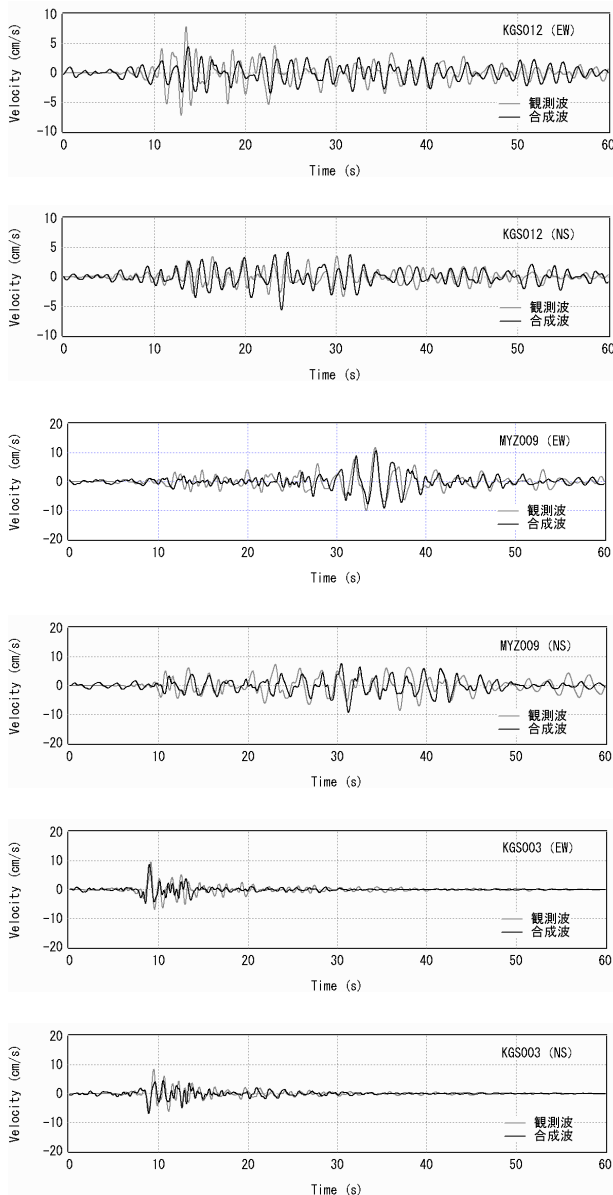


図-3.20 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した手法による始良カルデラ内の KGS012 と加久藤カルデラ内の MYZ009, それにカルデラ外の KGS003 における速度波形 (0.2-2Hz) の再現

インバージョンの結果 (野津・長尾, 2005; 図-3.17~図-3.19) を用いた。前報 (野津・長尾, 2005) で指摘したように, カルデラ内に位置する KGS012 と MYZ009 では 1Hz 以下の帯域でサイト増幅特性が大きい。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, 両地点とも 1997 年 3 月 26 日 17:39 の余震記録を用いた。

両地点における波形合成結果 (0.2-2Hz の速度波形) を図-3.20 に示す。3 地点とも観測波はかなり良好に再現されている。カルデラ内に位置する KGS012 と MYZ009 では継

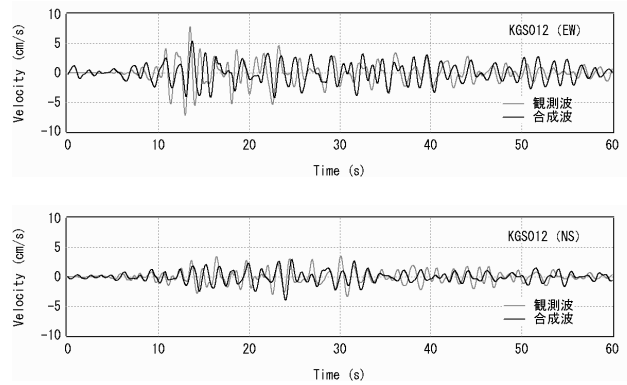


図-3.21  $PRTITN$  の値を修正した場合の KGS012 における速度波形 (0.2-2Hz) の再現

続時間の長い地震動が, カルデラ外の KGS003 では継続時間の短い地震動が観測されているが, こうした地点毎の観測波の特徴が, よく捉えられている。

さらに詳しく見ると, KGS012 では, EW 成分が若干過小評価気味, NS 成分が若干過大評価気味となっている。そこで, 地震動のエネルギーの水平 2 成分への分配を示す係数である  $PRTITN$  を設定しなおし, EW 成分に対して 0.87, NS 成分に対して 0.50 としたところ (両成分の自乗和は 1 である必要がある), 図-3.21 のようにさらに結果を改善することができた。このように, 地点によっては, 水平 2 成分の振幅比を工夫した方が, 観測波との整合が良くなるようである。ただし, ここで対象としているのは後続位相を含む地震動であるため, S 波に対する理論的なラディエーション係数 (例えば佐藤, 1994) を採用するとした簡単な方法では, 解決を図ることは難しいと思われる。水平 2 成分の振幅比については, 今後, さらに検討を要する。

さて, ここには示していないが, 震源の南に位置する KGS011 (人吉, 図-3.15) 等では, 図-3.16 の特性化震源モデルによる波形合成結果は良好でない。同じ地点でインバージョンの結果得られた variable-slip model モデルを用いると, 計算手法は同じでも, 良好な計算結果が得られる (野津・長尾, 2005)。このことから, KGS011 等での地震動を説明するためには, 波形インバージョンの結果を参考にするなどして, 図-3.16 の特性化震源モデルをさらに改良することが必要であると考えられる。この点については今後の課題と考えている。

## 4. 海溝型地震への適用事例

### 4.1 1968年十勝沖地震

1968年5月16日9時48分ごろ三陸沖北部を震源とするM7.9の大地震が発生した。この地震は気象庁により「1968年十勝沖地震」と命名された。この地震では苫小牧で震度VI、広尾・浦河・函館・青森・八戸・盛岡などで震度Vを記録した。

この地震では14の港湾でSMAC-B2型強震計による記録が得られた(土田他, 1968)。このうち釧路・室蘭・青森・八戸・宮古の各港の記録はデジタル化され、デジタルデータとして残されている。八戸港の記録は「八戸波」と呼ばれ港湾や建築の分野でこれまで地震応答計算等に広く利用されてきており著名である。これらのデジタル記録は国土技術政策総合研究所のウェブ・サイト(www.eq.yokohama.ac.jp)から入手することができる。

本研究ではこのうち青森・八戸・宮古の各港で得られた記録に着目し、速度波形(0.2-1Hz)とフーリエスペクトルを説明できるような特性化震源モデルの構築と、それによる強震動シミュレーションを試みた。

#### (1) サイト増幅特性

図-4.1～図-4.3は、野津・長尾(2005)により推定された各港の強震観測地点におけるサイト増幅特性である。

青森港の港湾地域強震観測の観測地点である青森-Gは記録数の関係でスペクトルインバージョンの対象となっていないため、図-4.1ではAOM020(K-NET青森)におけるサイト増幅特性を示している。しかし、これまでに青森-GとAOM020で同時に得られている記録の比較(図-4.4)から、青森-Gのサイト増幅特性はAOM020とほぼ同等であると考えることができる。また、青森-Gと1968年十勝沖地震の際に記録の得られた青森-Sはほぼ同一地点である(倉田他, 1970; 一井他, 1999)。そこで、本研究では図-4.1に示すAOM020におけるサイト増幅特性を青森-Sに適用する。

八戸港の現在の強震観測地点である八戸-Gは、1968年十勝沖地震の記録を得た八戸-Sとは250mほど隔たっている(土田他, 1967; 一井他, 1999)。しかしながら、両地点で観測された地震波の卓越周期に違いが見られないことから(深澤他, 2003)、ここでは図-4.2に示す八戸-Gにおけるサイト増幅特性を八戸-Sに適用する。

宮古港の現在の強震観測地点である宮古-Gは、1968年十勝沖地震の記録を得た宮古-Sと同一地点である(土田他, 1967; 一井他, 1999)。従って、ここでは図-4.3に示す宮古-Gにおけるサイト増幅特性を宮古-Sに適用する。

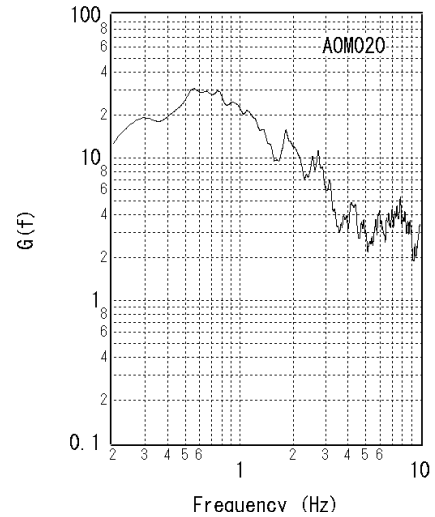


図-4.1 AOM020 (K-NET 青森)におけるサイト増幅特性

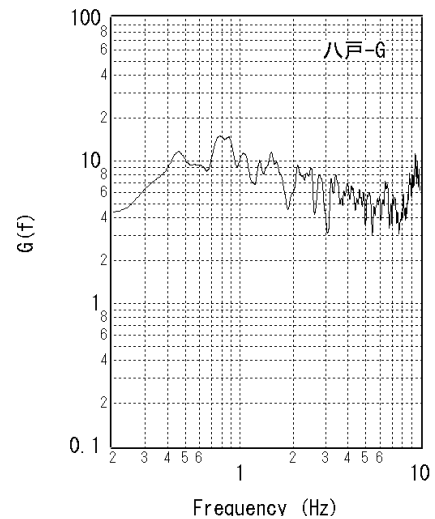


図-4.2 八戸-Gにおけるサイト増幅特性

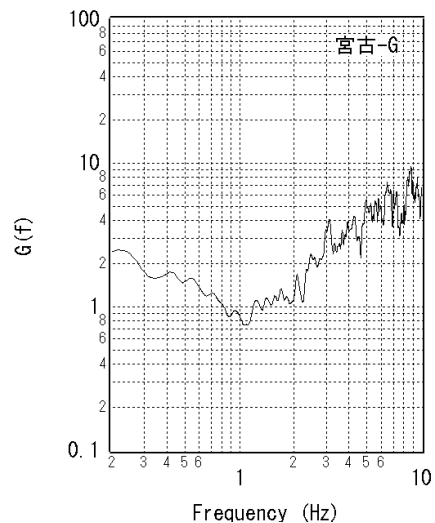


図-4.3 宮古-Gにおけるサイト増幅特性



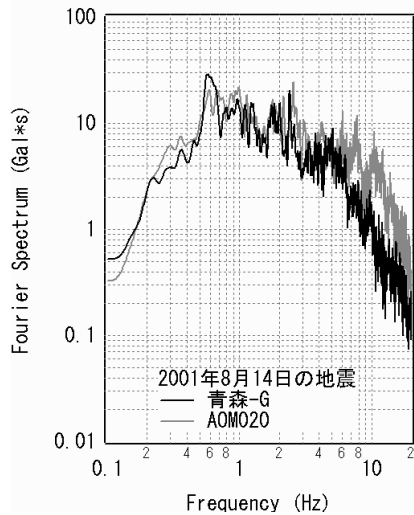


図-4.4 2011年8月14日青森県東方沖の地震 (M6.4) による青森-GとAOM020における記録のフーリエスペクトル (水平2成分のベクトル和をとり、バンド幅0.05Hzのパーセンウインドウを通したもの)

(2) 震源モデル

1968年十勝沖地震について、永井他(2001)による波形インバージョン結果を参考に、図-4.5および表-4.1に示すような特性化震源モデルを構築した。図-4.5の★は破壊開始点を示しており、永井他(2001)に倣い(143.58E, 40.73N, 深さ9km)とした。参考までに気象庁発表の震源は(143.58E, 40.73N, 深さ0km)となっている。断層の走向と傾斜は永井他(2001)に倣い156°および20°とした。アスペリティは永井他(2001)で滑り量の大きいとされているところに置いている。図-4.5のモデルでアスペリティ1は永井他(2001)のC、アスペリティ2は永井他(2001)のB、アスペリティ3は永井他(2001)のB'にそれぞれ対応している。震源付近の密度とS波速度は地震調査研究推進本部(2004a)を参考に設定した。この震源モデルをここでは提案モデルと呼ぶ。以下においては、まず、提案モデルによる強震動シミュレーションの結果を示し、続いて、震源パラメタを変更した場合の結果を示す。

(3) 提案モデルによるシミュレーション

提案モデルによる速度波形とフーリエスペクトルの再現状況を図-4.6および図-4.7に示す。なお、計算に際し、伝播経路のQ値としては佐藤・巽(2002)による東日本海溝型地震のQ値 ( $Q=114 \times f^{0.92}$ ) 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1968年十勝沖地震と類似するような地震を選び、その記録を用いた(表-4.2)。

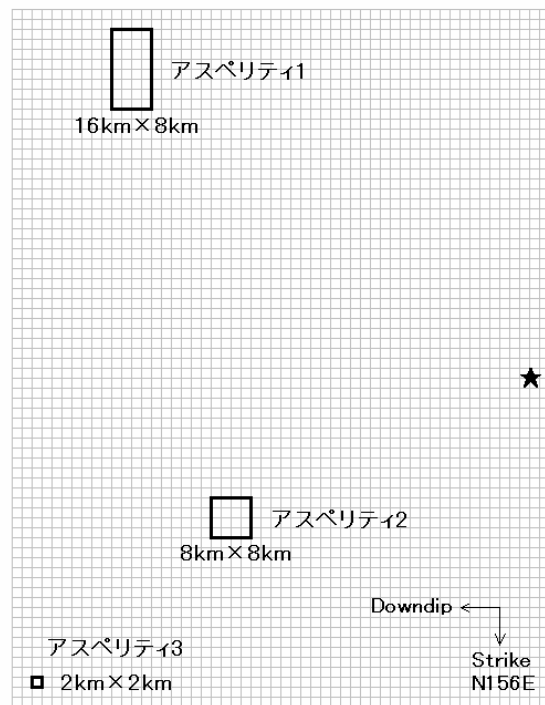


図-4.5 1968年十勝沖地震の提案モデル

表-4.1 1968年十勝沖地震の提案モデルのパラメタ

(全体)
震源付近の密度 : 3.1g/cm <sup>3</sup>
震源付近のS波速度 : 3.9km/s
走向 : 156°
傾斜 : 20°
破壊開始点 : (143.58E, 40.73N, 深さ9.0km)
破壊伝播速度 : 3.0km/s
(アスペリティ1)
アスペリティのサイズ : 16×8km <sup>2</sup>
アスペリティの地震モーメント : 7.2E+26dyne-cm
アスペリティのライズタイム : 0.67s
分割数 : 5×5×5
(アスペリティ2)
アスペリティのサイズ : 8×8km <sup>2</sup>
アスペリティの地震モーメント : 1.8E+26dyne-cm
アスペリティのライズタイム : 0.67s
分割数 : 5×5×5
(アスペリティ3)
アスペリティのサイズ : 2×2km <sup>2</sup>
アスペリティの地震モーメント : 2.3E+25dyne-cm
アスペリティのライズタイム : 0.17s
分割数 : 1×1×1

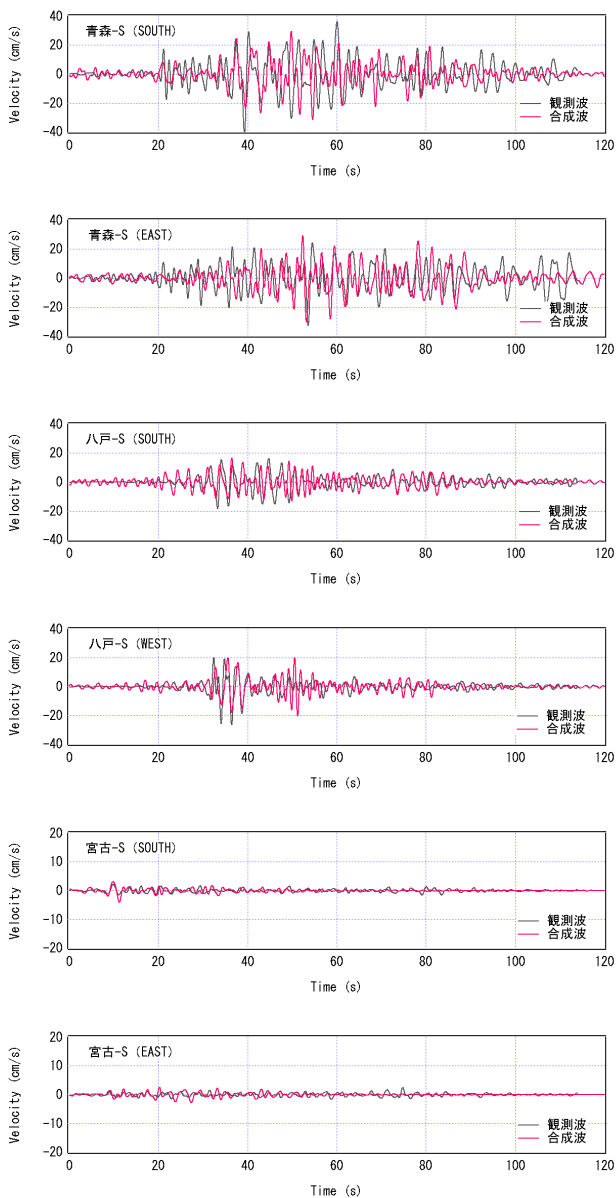


図-4.6 提案モデルによる青森・八戸・宮古における速度波形 (0.2-1Hz) の再現.

表-4.2 位相特性の評価に用いた観測記録

港湾	日付	M	$\Delta$	記録番号
青森港	1995/2/6	5.5	132.0	F-920
八戸港	2003/12/8	4.9	84.7	F-2067
宮古港	1994/12/29	6.4	103.6	F-727

図-4.6 および図-4.7 より、提案モデルを用いれば、青森港と八戸港の速度波形 (0.2-1Hz) とフーリエスペクトル、それに、宮古港のフーリエスペクトルはかなり良好に再現されることがわかる。これら三港における地震動の再現は地

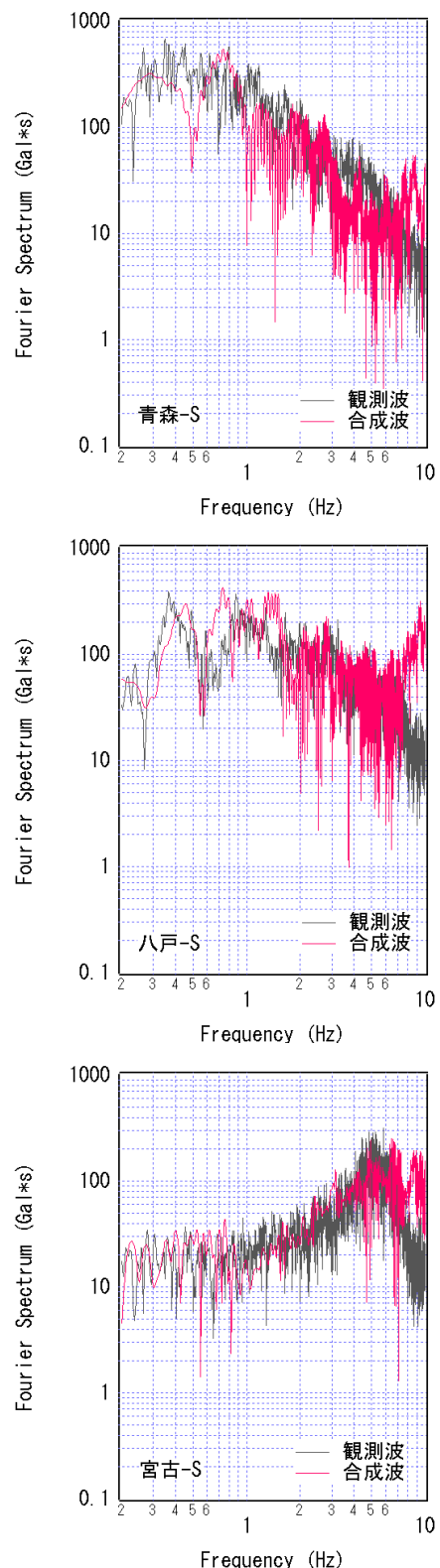


図-4.7 提案モデルによる青森・八戸・宮古におけるフーリエスペクトルの再現. フーリエスペクトルは水平2成分のベクトル和.

震調査研究推進本部 (2004a) も試みているが、観測波形を十分に再現できなかったとしている。地震調査研究推進本部の検討では、やはり統計的グリーン関数法を用いているが、本研究と大きく異なるのは、深層地盤による地震動の増幅特性を1次元の重複反射理論で評価している点である。こうした評価手法では、深層地盤が地震動に及ぼす複雑な影響を十分考慮できないということも、地震調査研究推進本部による波形の再現が良好でない理由の一つであろう。

図-4.6および図-4.7に示す結果は、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の利点を示すものと考えている。もっとも、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法は、対象地点における地震観測記録の存在を前提とするので、地震調査研究推進本部の実施しているような地震動の面的な評価に直ちに適用できるわけではない。面的な評価を前提にすると手法が制限されるが、重要な土木構造物の耐震性評価を目的とするような場合には、まずは対象地点で地震観測を行い、サイト特性の把握を行うことが、一つの方向性として考えられるだろう。

#### (4) 震源モデルに関するパラメタスタディー

上記の震源モデルを得る過程では種々のパラメタを試している。ここでは、上記の震源モデルのパラメタを変更した場合に、観測波との一致度はどの程度劣化するのか、いくつかの例を示すことにする。こうした検討は、今後、本手法を強震動評価の実務に適用しようとする場合に参考になるものと考えられる。

まず、図-4.5の提案モデルからアスペリティ3を除いて計算を行うと、図-4.8に示すように宮古におけるフーリエスペクトルの再現性が悪くなる。さらに、アスペリティ2も除いて計算を行と、図-4.9に示すように宮古における速度波形の再現性が悪くなる。このように、この震源モデルでは、アスペリティ3は宮古のフーリエスペクトルに、アスペリティ2は宮古の速度波形に大きく寄与していることがわかる。

さて、アスペリティ1のみを考慮した計算でも、八戸および青森の速度波形とフーリエスペクトルは良好に再現される(図-4.10に八戸における結果を示す)。そこで、以下においては、パラメタスタディーをやりやすくするため、アスペリティを1個(アスペリティ1のみ)に限定し、そのパラメタを変更することにより八戸港における波形とスペクトルにどのような影響が及ぶか検討する。

図-4.11は、アスペリティ1の中心位置を保ったまま、1辺の長さを2倍とした場合の計算結果である。このとき、アスペリティ1の地震モーメントはそのままとした。ライズタイムは、アスペリティの1辺の長さにはほぼ比例すると

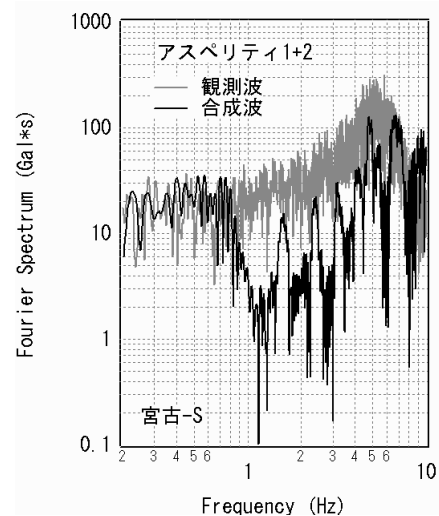
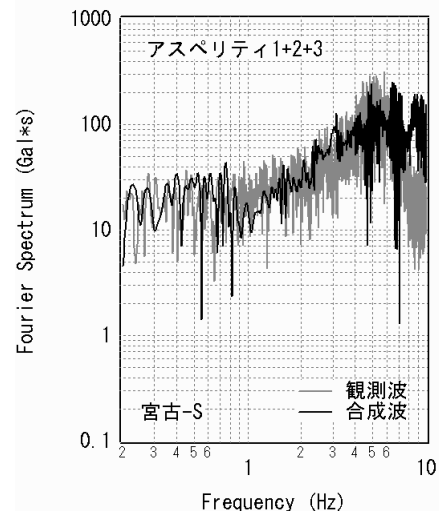


図-4.8 アスペリティ3を含む場合(上)と含まない場合(下)の宮古におけるフーリエスペクトルの再現性

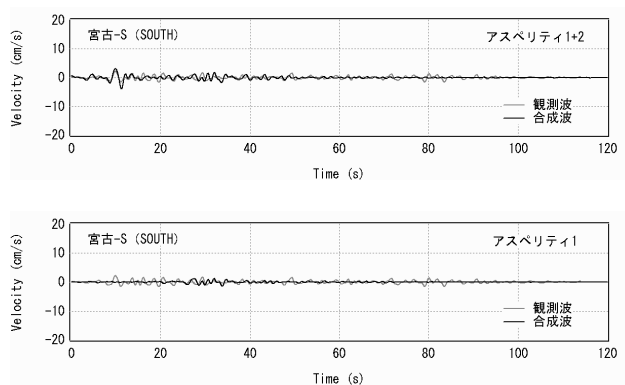


図-4.9 アスペリティ2を含む場合(上)と含まない場合(下)の宮古における速度波形の再現性

考えることが一般的であるから(例えば片岡他, 2003), 表-4.1に示す値の2倍すなわち1.33秒とした。図-4.11の結

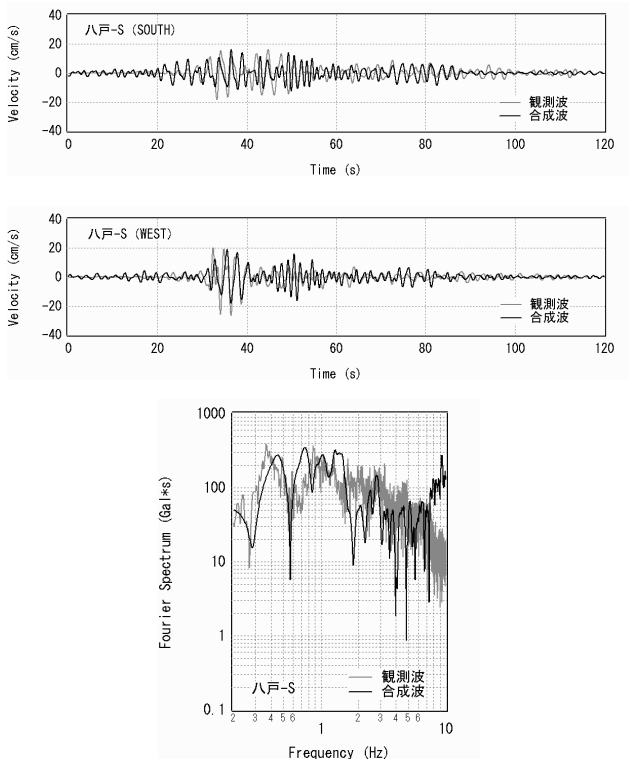


図-4.10 アスペリティ 1 のみを考慮した場合の八戸における速度波形とフーリエスペクトルの再現性

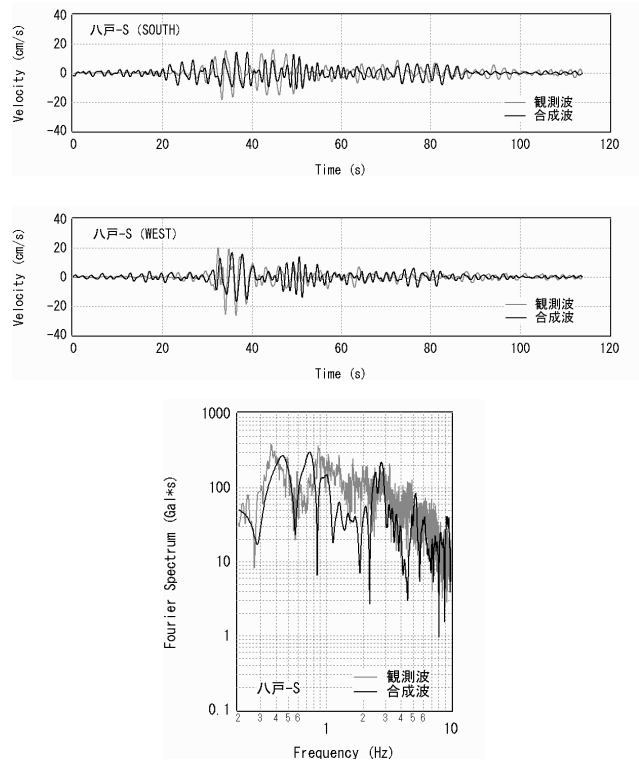


図-4.12 アスペリティ 1 の分割数を  $5 \times 5 \times 5$  から  $10 \times 10 \times 10$  に変更した場合の八戸における速度波形とフーリエスペクトルの再現性

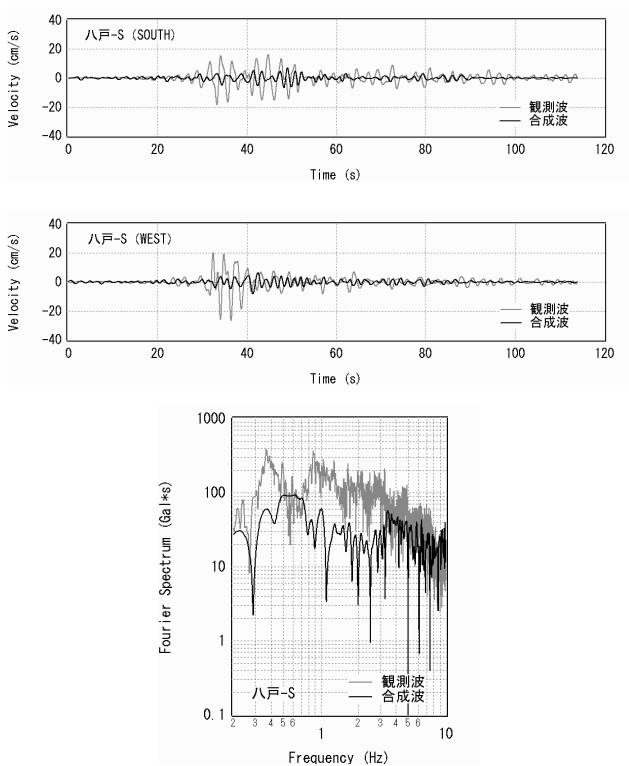


図-4.11 アスペリティ 1 の面積を  $16 \times 8 \text{ km}^2$  から  $32 \times 16 \text{ km}^2$  に変更した場合の八戸における速度波形とフーリエスペクトルの再現性

果から、面積の大きいアスペリティを考えた場合、八戸における波形とスペクトルを大幅に過小評価すること、適切な再現結果を得るためには、図-4.5 に示すような比較的小さいアスペリティを考慮する必要のあることがわかる。

図-4.12 はアスペリティ 1 の分割数を  $5 \times 5 \times 5$  から  $10 \times 10 \times 10$  に変更した場合の計算結果であり、他の計算条件は図-4.10 と同じである。これを見ると、速度波形 (0.2-1Hz) はあまり変化しないが、フーリエスペクトルは 1-5Hz の範囲で過小評価となっている。この問題は中間周波数帯域におけるスペクトルの落ち込みの問題として広く認識されている (例えば入倉, 1994)。この落ち込みは大地震のコーナー周波数よりも高周波側で生じることが知られている。アスペリティが小さい場合や、対象地点が破壊伝播方向に位置する場合には、大地震のコーナー周波数が高いので、一般的な港湾構造物に対して特に影響の大きい周波数 0.3-1Hz の帯域でこうした落ち込みが生じる恐れは比較的小さいが、その反対に、アスペリティが大きい場合や、対象地点が破壊伝播方向に無い場合には、大地震のコーナー周波数が低いため、一般的な港湾構造物にとって重要な周波数帯域で、このようなスペクトルの落ち込みが生じる場合があるから、注意する必要がある。海溝型地震による強

震動評価を実施する場合には、後者の条件に該当する場合が多いから、特に注意を払う必要がある。現状でとり得る最良の方法は、過去に対象地域で発生した同規模の海溝型地震の観測波形や震度分布を再現できるようなアスペリティの分割数を選択することである。海溝型地震に対する強震動評価は、既往の大地震の再来を考慮する場合が多いので、このような対処が可能である。

なお、フーリエスペクトルが分割数に依存しないような震源のモデル化手法も提案されているが（野津，2004），こうした手法を当該地震に適用することは今後の課題とし、本稿では一般的な特性化震源モデルによる強震動評価の事例を示すにとどめる。

#### 4.2 1978年宮城県沖地震

1978年6月12日17時14分ごろ宮城県沖を震源とするM7.4の大地震が発生した。この地震は気象庁により「1978年宮城県地震」と命名された。この地震では大船渡・仙台・福島などで震度Vを記録した。

この地震では24の港湾で強震記録が得られた（倉田他，1979）。このうち大船渡港など12の港湾における記録はデジタル化され、デジタルデータとして残されている。大船渡港におけるSMAC-B2型強震計による記録は「大船渡波」と呼ばれ港湾の分野では著名な記録である。

また、建設省土木研究所（当時）も石巻市の開北橋（地盤）においてSMAC-B2型強震計による記録の取得に成功している（建設省土木研究所，1978）。この記録もこれまで地震応答計算等に広く利用されてきており著名である。最近、同地点にはデジタル式の強震計が設置されており、2005年8月16日宮城県沖の地震（M7.2）を始めとするいくつかの強震記録が得られている。

ここでは、まず、開北橋および大船渡港の強震観測地点における最近の記録を周辺のK-NET観測地点における記録と比較することにより、両地点におけるサイト増幅特性の評価を行った。次に、両地点の速度波形（0.2-2Hz）とフーリエスペクトルを説明できるような特性化震源モデルの構築と、それによる強震動シミュレーションを試みた。

##### (1) 開北橋地点におけるサイト増幅特性

国土技術政策総合研究所より2005年7月14日から10月24日にかけて発生した10地震の記録の提供を受けた。

このうち最寄りのK-NET観測点であるMYG010（K-NET石巻）でも記録の得られている7つの地震（表-4.3）について、フーリエ振幅スペクトルの比較を行ったところ、図-4.13～図-4.15に示す結果を得た。図-4.13は2005年8月16日宮城県沖の地震（M7.2）と2005年10月10日の地

表-4.3 開北橋とK-NET石巻でスペクトルの比較を行った地震。dは震源深さを、 $\Delta$ はK-NET石巻における震央距離をそれぞれ意味する。

発生年月日	時分	震源地名	d(km)	M	$\Delta$ (km)
2005/07/14	10:58	宮城県北部	74	3.9	56
2005/08/16	11:46	宮城県沖	42	7.2	93
2005/08/16	12:31	宮城県沖	51	4.1	45
2005/08/24	19:15	宮城県沖	14	6.3	158
2005/10/09	18:14	宮城県沖	70	4.2	50
2005/10/10	12:01	宮城県北部	12	3.0	12
2005/10/24	18:34	宮城県沖	39	4.8	74

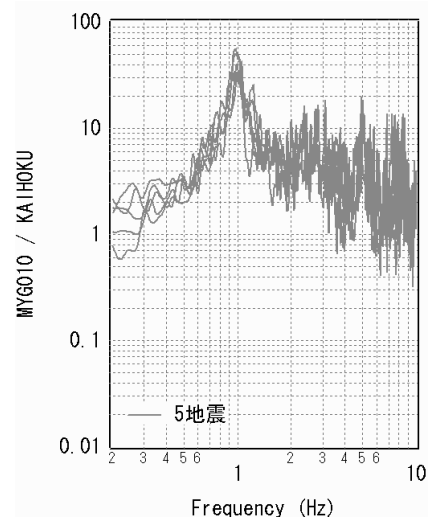


図-4.13 K-NET石巻と開北橋のスペクトル比（5地震）

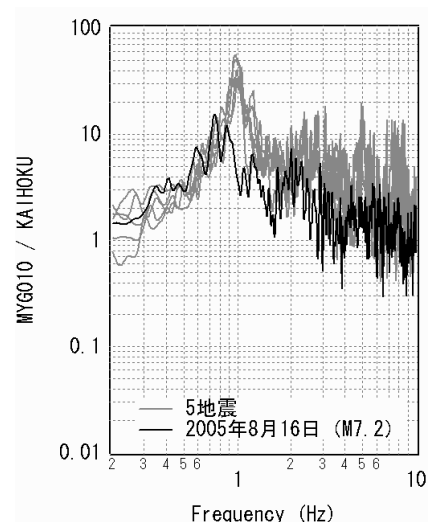


図-4.14 K-NET石巻と開北橋のスペクトル比。図-4.13の5地震に2005年8月16日宮城県沖の地震（M7.2）を加えたもの  
地震（M3.0）を除く5地震についてスペクトル比（分母は開

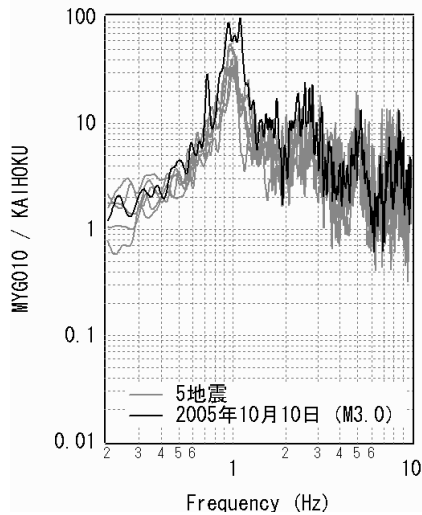


図-4.15 K-NET 石巻と開北橋のスペクトル比. 図-4.13の5地震に2005年10月10日の地震(M3.0)を加えたもの

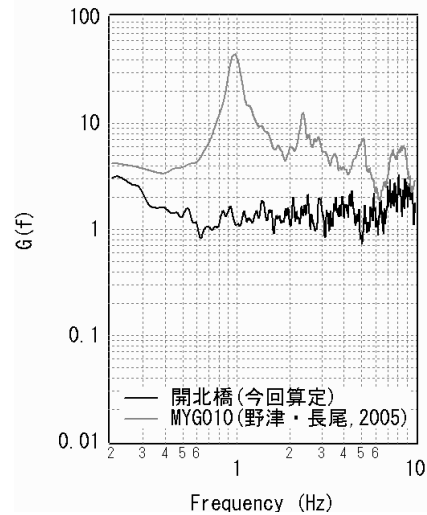


図-4.17 K-NET 石巻のサイト増幅特性(野津・長尾, 2005)と開北橋のサイト増幅特性(今回算定)

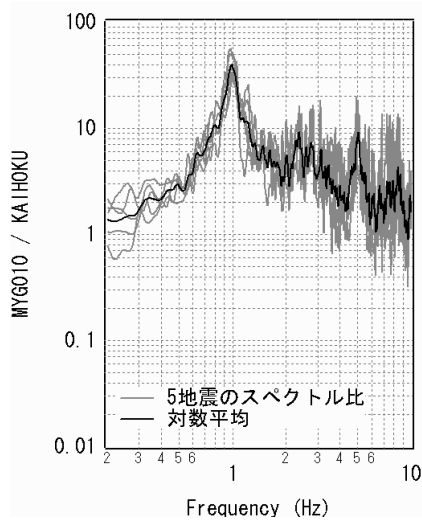


図-4.16 K-NET 石巻と開北橋のスペクトル比. 5地震のスペクトル比とその対数平均.

北橋)を示したものである. スペクトル比はかなり安定しており, MYG010ではちょうど1Hz付近にサイト増幅特性のピークがあるものと推察される.

図-4.14は5地震のスペクトル比に2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)のスペクトル比を重ね書きしたものであるが, 2005年8月16日宮城県沖の地震のスペクトル比はピークの位置が低周波側にシフトしており, かつ, その高さは低くなっている. これはMYG010地点における表層地盤の非線形挙動によるものと考えられる. 次に図-4.15は5地震のスペクトル比に2005年10月10日の地震(M3.0)のスペクトル比を重ね書きしたものである. この地震の場

表-4.4 大船渡防地-GとK-NET大船渡でスペクトルの比較を行った地震. dは震源深さを, Δは大船渡防地-Gにおける震央距離をそれぞれ意味する.

発生年月日	時分	震源地名	d(km)	M	Δ(km)
2001/12/02	22:01	岩手県内陸南部	121.5	6.4	58.2
2002/11/03	12:37	宮城県沖	46.0	6.3	38.0
2003/05/26	18:24	宮城県沖	72.0	7.1	22.8
2005/08/16	11:46	宮城県沖	42	7.2	107.1

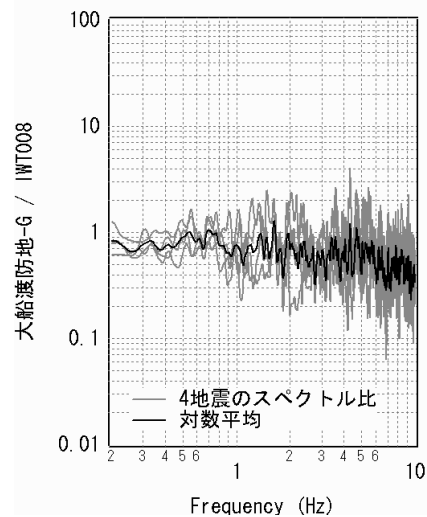


図-4.18 大船渡防地-GとK-NET大船渡のスペクトル比. 4地震のスペクトル比とその対数平均.

合, スペクトル比のピークの高さが異なっている(他の5地震よりもピークが高い)が, これは, 表-4.3に示すようにこの地震は震央距離が小さいため, 両地点のスペクトル比を単純にサイト増幅特性の比と見なすことができない

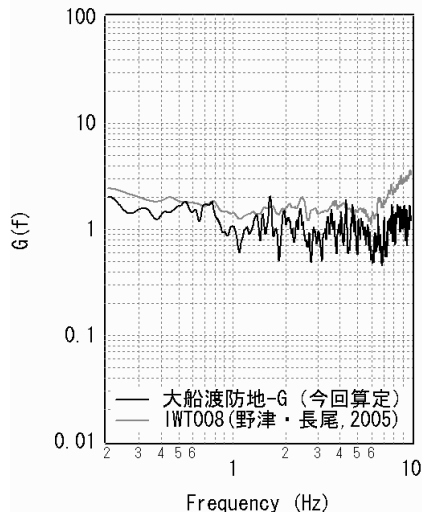


図-4.19 K-NET 大船渡のサイト増幅特性(野津・長尾, 2005)と大船渡防地-Gのサイト増幅特性(今回算定)

めと解釈される。

以上のことから、5 地震のスペクトル比の対数平均をとり(図-4.16)、その逆数を MYG010 地点のサイト増幅特性(野津・長尾, 2005)に乘じることにより、開北橋地点におけるサイト増幅特性を算定した。算定された開北橋地点のサイト増幅特性を MYG010 地点のサイト増幅特性と比較して図-4.17 に示す。同図に示すように開北橋地点は広い周波数帯で地震基盤に近いサイト増幅特性を示す。

#### (2) 大船渡防地-S におけるサイト増幅特性

1978 年宮城県沖地震の強震記録を取得した港湾地域強震観測の大船渡防地-S は現在の大船渡防地-G と同一地点である。ここでは大船渡防地-G と IWT008 (K-NET 大船渡)の両方で観測された地震のうち、0.2-10Hz の範囲で SN 比が良好な 4 つの地震(表-4.4)の記録のスペクトル比(図-4.18)から、大船渡防地-G におけるサイト増幅特性を算定した(図-4.19)。大船渡防地-G も広い周波数帯で地震基盤に近いサイト増幅特性を示す。

#### (3) 震源モデル

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用い、1978 年宮城県沖地震のフォワードモデリングを行い、開北橋と大船渡の速度波形(0.2-2Hz)およびフーリエスペクトルを同時に説明できるような震源モデルの構築を行った。その結果、図-4.20 および表-4.5 に示す震源モデルが得られた。この震源モデルで、震源付近の密度と S 波速度、走向、傾斜、破壊開始点、破壊伝播速度は地震調査研究推進本部(2005)を参考に設定した。これを提案モデルとする。

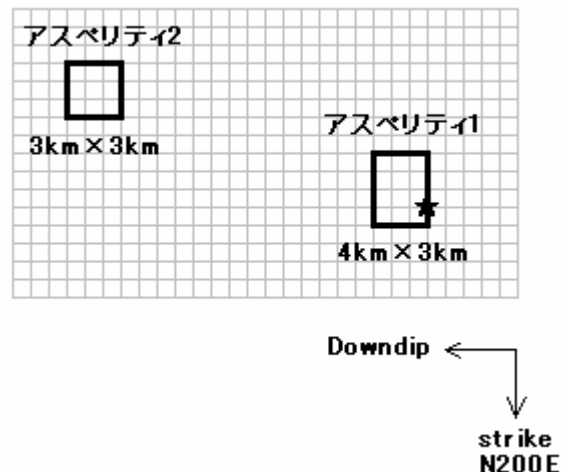


図-4.20 1978 年宮城県沖地震の提案モデル

表-4.5 1978 年宮城県沖地震の提案モデルのパラメータ

(全体)
震源付近の密度 : 3.1g/cm <sup>3</sup>
震源付近の S 波速度 : 3.9km/s
走向 : 200°
傾斜 : 21°
破壊開始点 : (142.244E, 38.185N, 深さ 30.0kn)
破壊伝播速度 : 3.0km/s
(アスペリティ 1)
アスペリティのサイズ : 4×3km <sup>2</sup>
アスペリティの地震モーメント : 1.2E+26dyne-cm
アスペリティのライズタイム : 0.25s
分割数 : 3×3×3
(アスペリティ 2)
アスペリティのサイズ : 3×3km <sup>2</sup>
アスペリティの地震モーメント : 4.8E+25dyne-cm
アスペリティのライズタイム : 0.25s
分割数 : 3×3×3

#### (4) 提案モデルによるシミュレーション

提案モデルによる速度波形とフーリエスペクトルの再現状況を図-4.21 に示す。なお、計算に際し、伝播経路の Q 値としては佐藤・巽(2002)による東日本海溝型地震の Q 値( $Q=114 \times f^{0.92}$ )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を考慮して、開北橋に対しては 2005 年 10 月 24 日 18:34 の地震(M4.8)の記録、大船渡防地-S に対しては 1982 年 6 月 1 日 5:13 の地震(M6.2)の記録を用いている。図-4.21

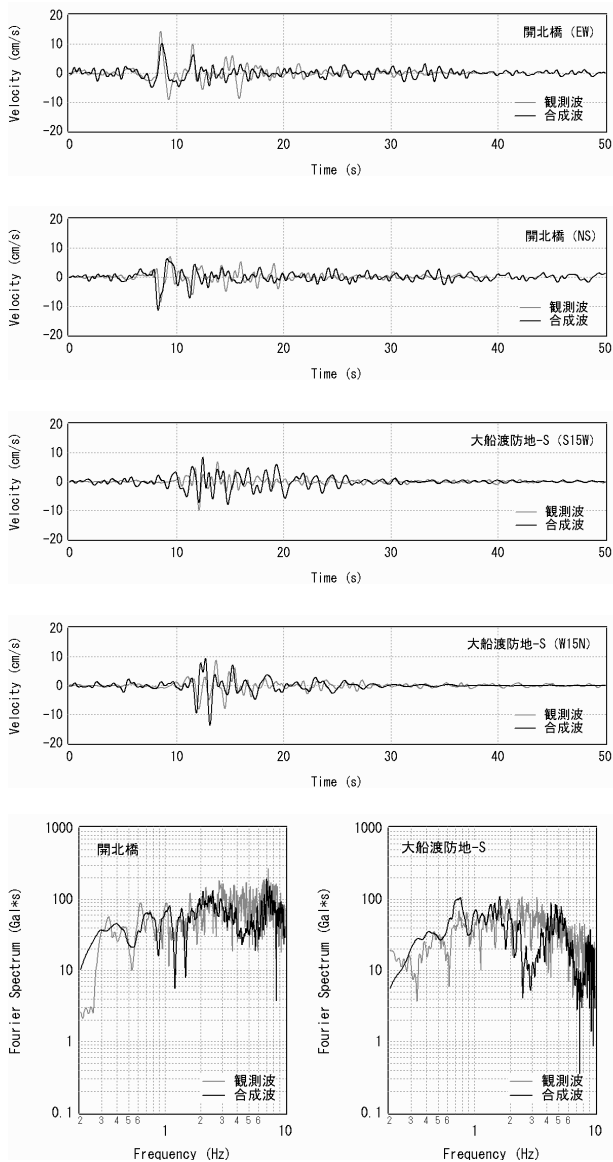


図-4.21 提案モデルによる開北橋および大船渡防地-S における速度波形 (0.2-2Hz) とフーリエスペクトルの再現。フーリエスペクトルは水平 2 成分のベクトル和。

より、震源モデルとして提案モデルを用いれば、両地点の速度波形とフーリエスペクトルは良好に再現されることがわかる。

(5) 震源モデルに関するパラメタスタディー

上記の震源モデルを得る過程では種々のパラメタを試している。ここでは、上記の震源モデルのパラメタを変更すると、合成波形にどのような影響が及ぶかを検討する。

まず、大きい方のアスペリティ 1 (つまり東側のアスペリティ) だけで計算した結果が図-4.22 である。これを先の結果 (図-4.21) と比較すると、開北橋の (11 秒付近の)

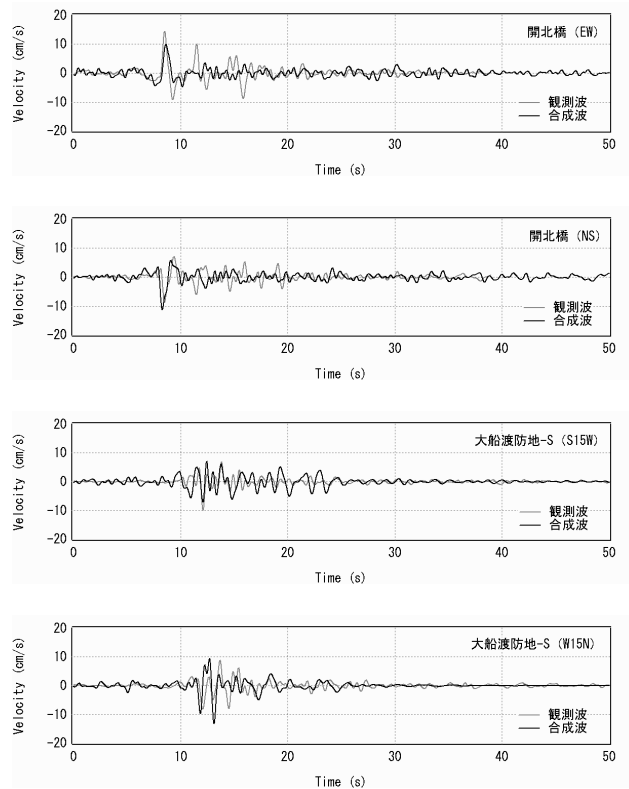


図-4.22 アスペリティ 1 のみを考慮した場合の速度波形

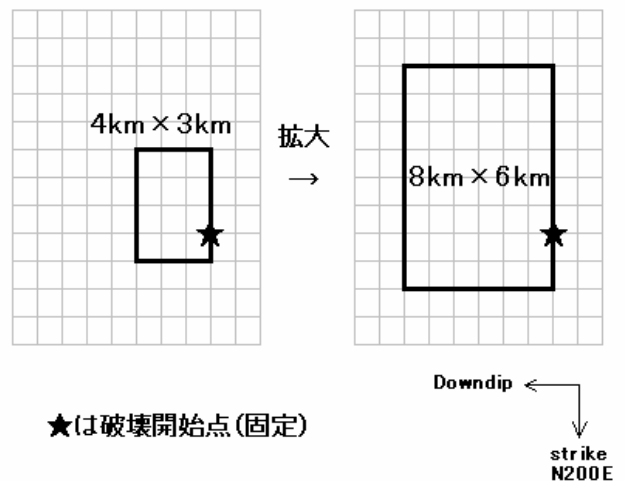


図-4.23 アスペリティ 1 の拡大

2 波目のパルスが再現されなくなったが、それ以外は大きな影響はない。

次に、アスペリティを 1 個 (アスペリティ 1) に限定し、破壊開始点を固定したまま、図-4.23 に示すように、アスペリティ 1 の 1 辺の長さを 2 倍として計算を行った。このとき、アスペリティ 1 の地震モーメントはそのままとした。



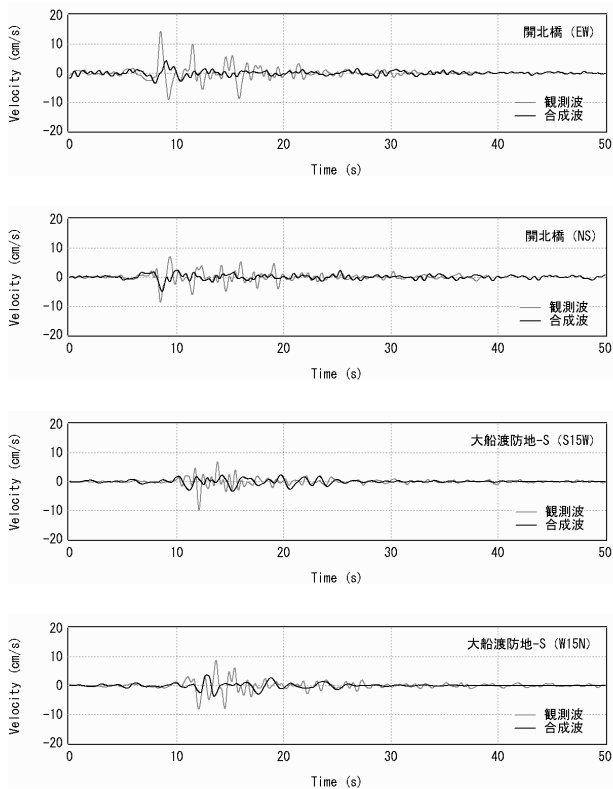


図-4.24 アスペリティ 1 の面積を大きくした場合の速度波形

ライズタイムは、アスペリティの1辺の長さにはほぼ比例すると考えることが一般的であるから(例えば片岡他, 2003), 表-4.5 に示す値の2倍すなわち0.5秒とした。結果を図-4.24 に示す。この図から、面積の大きいアスペリティを採用すると、開北橋でも大船渡防地-Sでも地震動は大幅に過小評価されることがわかる。特に開北橋で観測されたパルス状の地震動は全く再現されていない。パルスの周期そのものが観測と違っているのので、仮に図-4.24 の結果に対して地震モーメントを大きくしたとしても、観測波の再現は不可能である。以上のことから、適切な再現結果を得るためには、図-4.20 に示すような比較的小さいアスペリティを考慮する必要があることがわかる。

### 4.3 2003年十勝沖地震

2003年9月26日4時50分ごろ十勝沖を震源とするM8.0の大地震が発生した。この地震は気象庁により「2003年十勝沖地震」と命名された。この地震では北海道太平洋岸の広い範囲で震度6弱を記録した。

この地震は全国をカバーする強震観測網であるK-NET (Kinoshita, 1998) およびKiK-net (Aoi *et al.*, 2000) の導入以後始めて発生した海溝型巨大地震であり、これらの観測

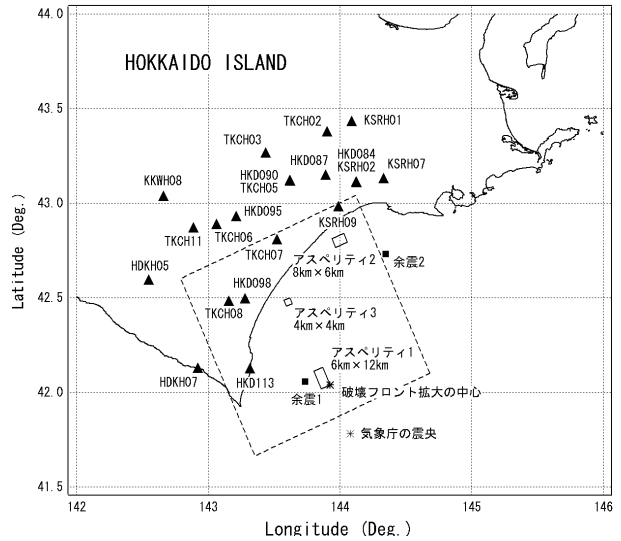


図-4.25 2003年十勝沖地震のおよその震源域(大きな長方形)と本研究で用いたアスペリティ位置(小さな長方形)および解析対象地点(▲)。

網で得られた多数の強震記録は、各種の強震動評価手法の海溝型地震への適用性を検討する上で、極めて貴重な存在となっている。本研究では、震源に比較的近い図-4.25 の20地点で得られた強震記録に着目し、0.2-1Hzの速度波形を説明できるような特性化震源モデルの構築と、それによる強震動シミュレーションを試みた。

#### (1) サイト増幅特性

図-4.26～図-4.35は野津・長尾(2005)により推定された図-4.25の各地点におけるサイト増幅特性である。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-4.26～図-4.35のサイト増幅特

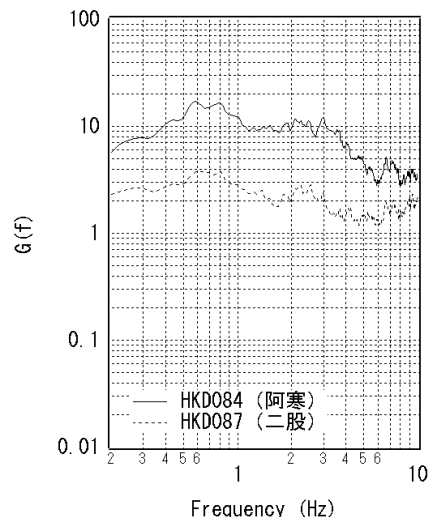


図-4.26 HKD084とHKD087のサイト増幅特性

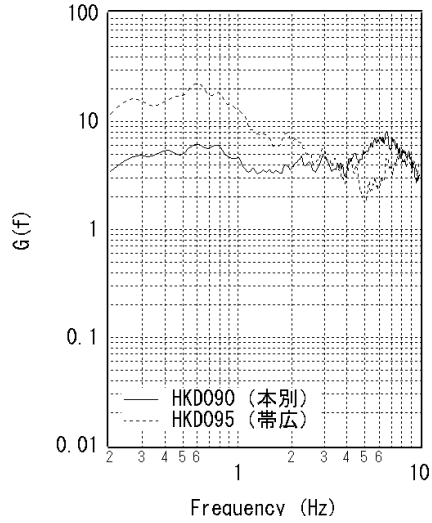


図-4.27 HKD090 と HKD095 のサイト増幅特性

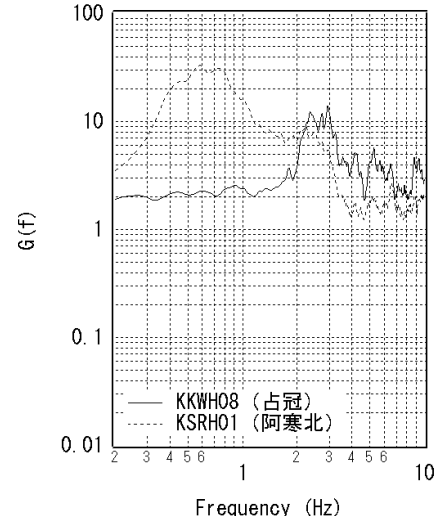


図-4.30 KKWH08 と KSRH01 のサイト増幅特性

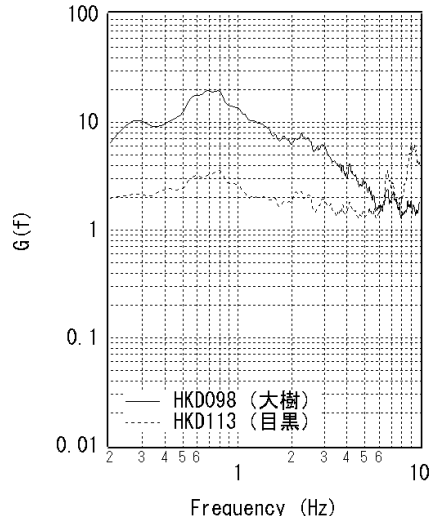


図-4.28 HKD098 と HKD113 のサイト増幅特性

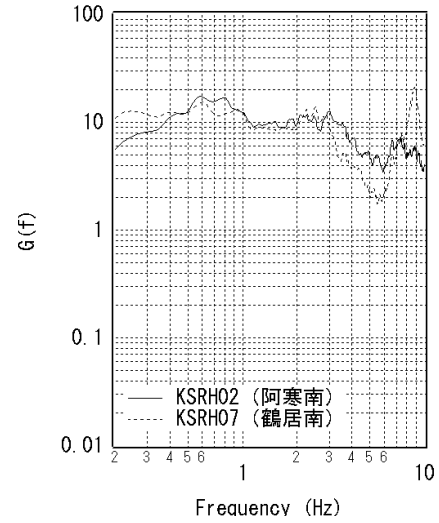


図-4.31 KSRH02 と KSRH07 のサイト増幅特性

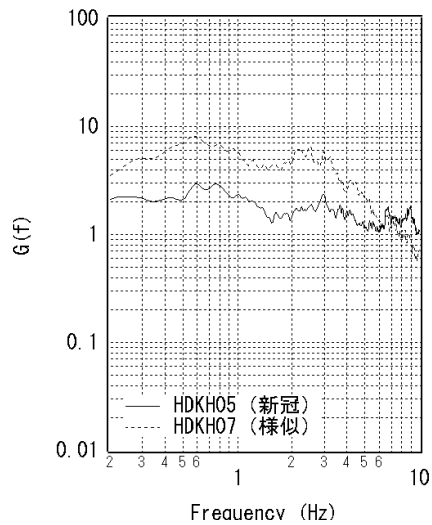


図-4.29 HDKH05 と HDKH07 のサイト増幅特性

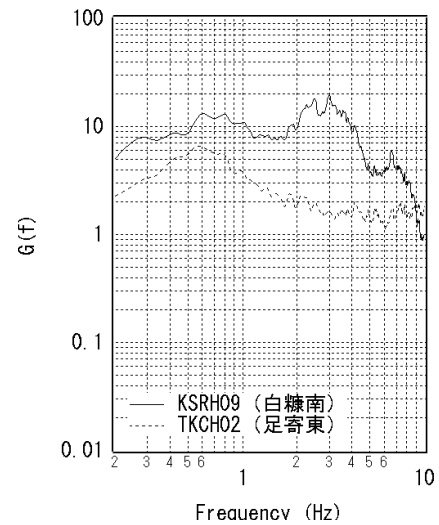


図-4.32 KSRH09 と TKCH02 のサイト増幅特性

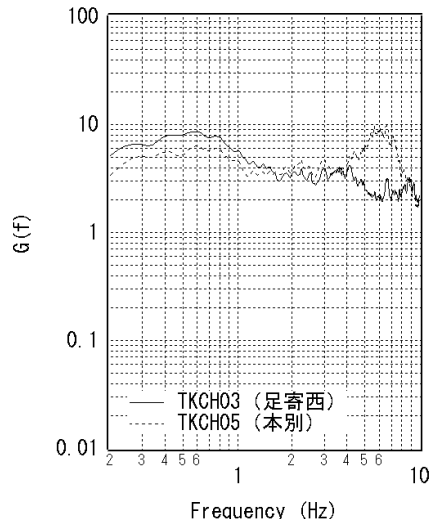


図-4.33 TKCH03 と TKCH05 のサイト増幅特性

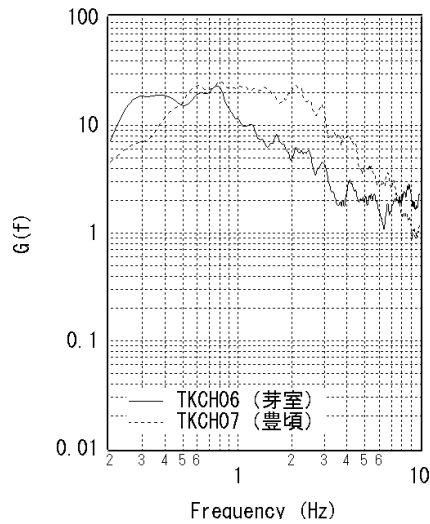


図-4.34 TKCH06 と TKCH07 のサイト増幅特性

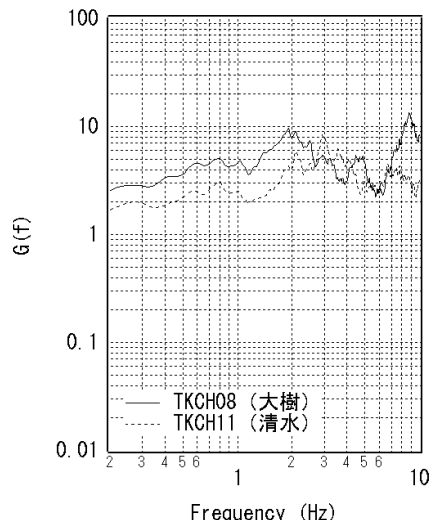


図-4.35 TKCH08 と TKCH11 のサイト増幅特性

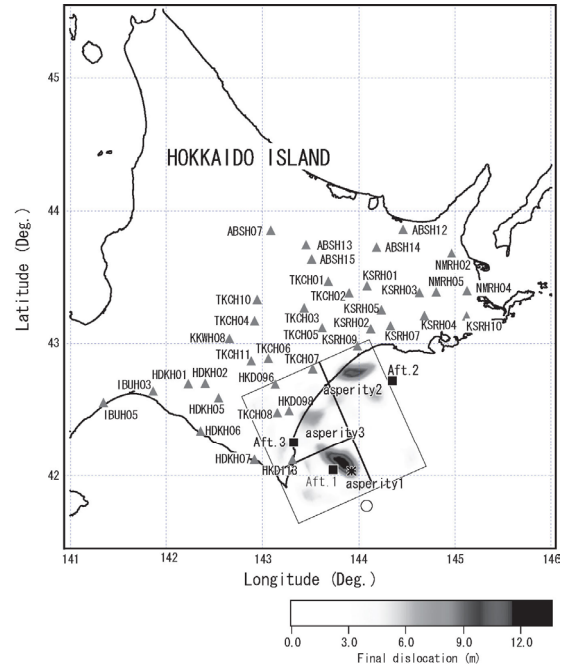


図-4.36 経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンによる2003年十勝沖地震のすべり量分布(野津, 2006). 図-4.25の大きな長方形に対応.

表-4.6 2003年十勝沖地震の提案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:	$2.7\text{km/s}$
(アスペリティ1)	
アスペリティのサイズ:	$6 \times 12\text{km}^2$
アスペリティの地震モーメント:	$4.2\text{E}+26\text{dyne-cm}$
アスペリティのライズタイム:	$0.6\text{s}$
分割数:	$5 \times 5 \times 5$
(アスペリティ2)	
アスペリティのサイズ:	$8 \times 6\text{km}^2$
アスペリティの地震モーメント:	$2.1\text{E}+26\text{dyne-cm}$
アスペリティのライズタイム:	$0.6\text{s}$
分割数:	$3 \times 3 \times 3$
(アスペリティ3)	
アスペリティのサイズ:	$4 \times 4\text{km}^2$
アスペリティの地震モーメント:	$2.4\text{E}+25\text{dyne-cm}$
アスペリティのライズタイム:	$0.4\text{s}$
分割数:	$1 \times 1 \times 1$

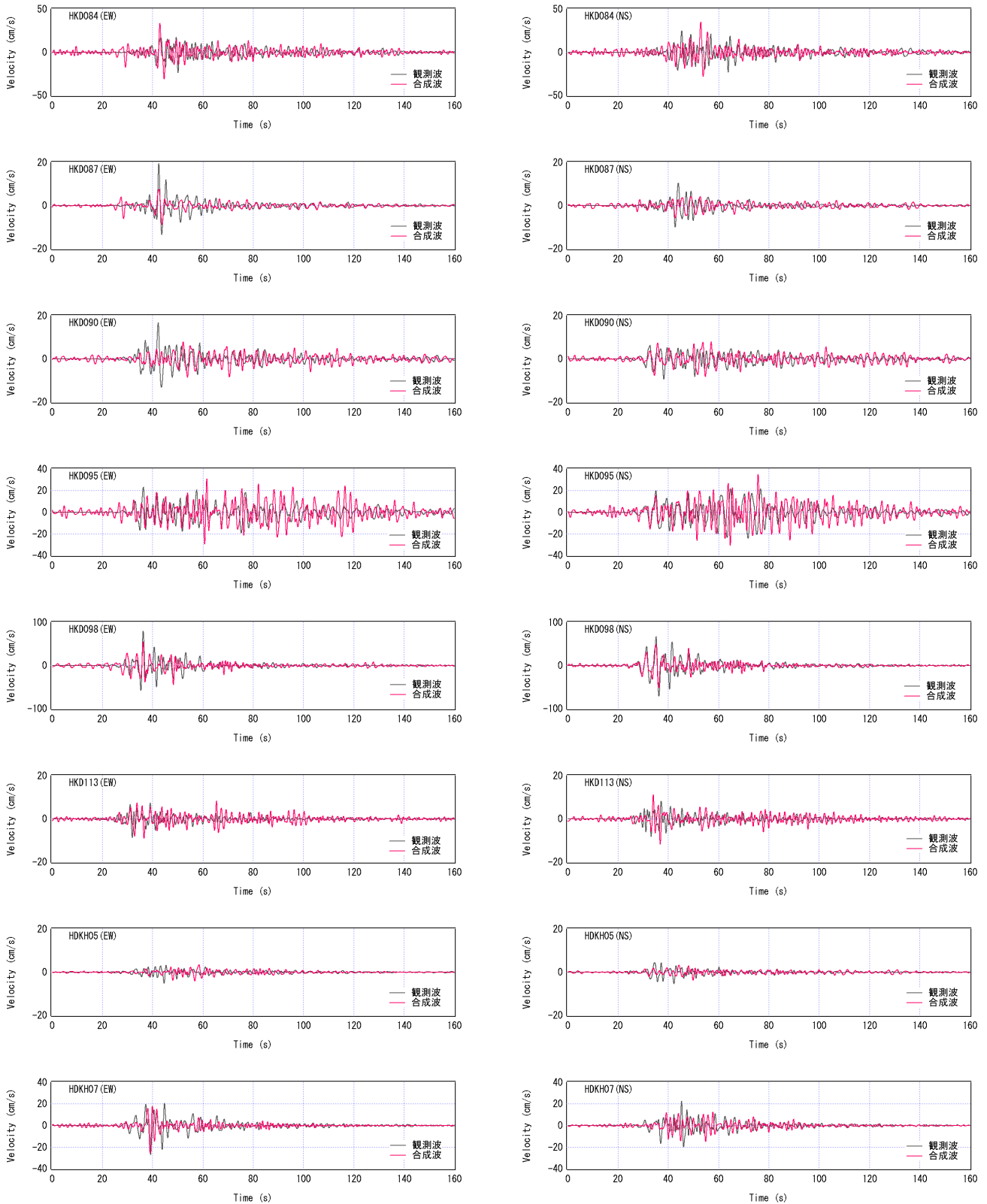


図-4.37 提案モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (1/3)

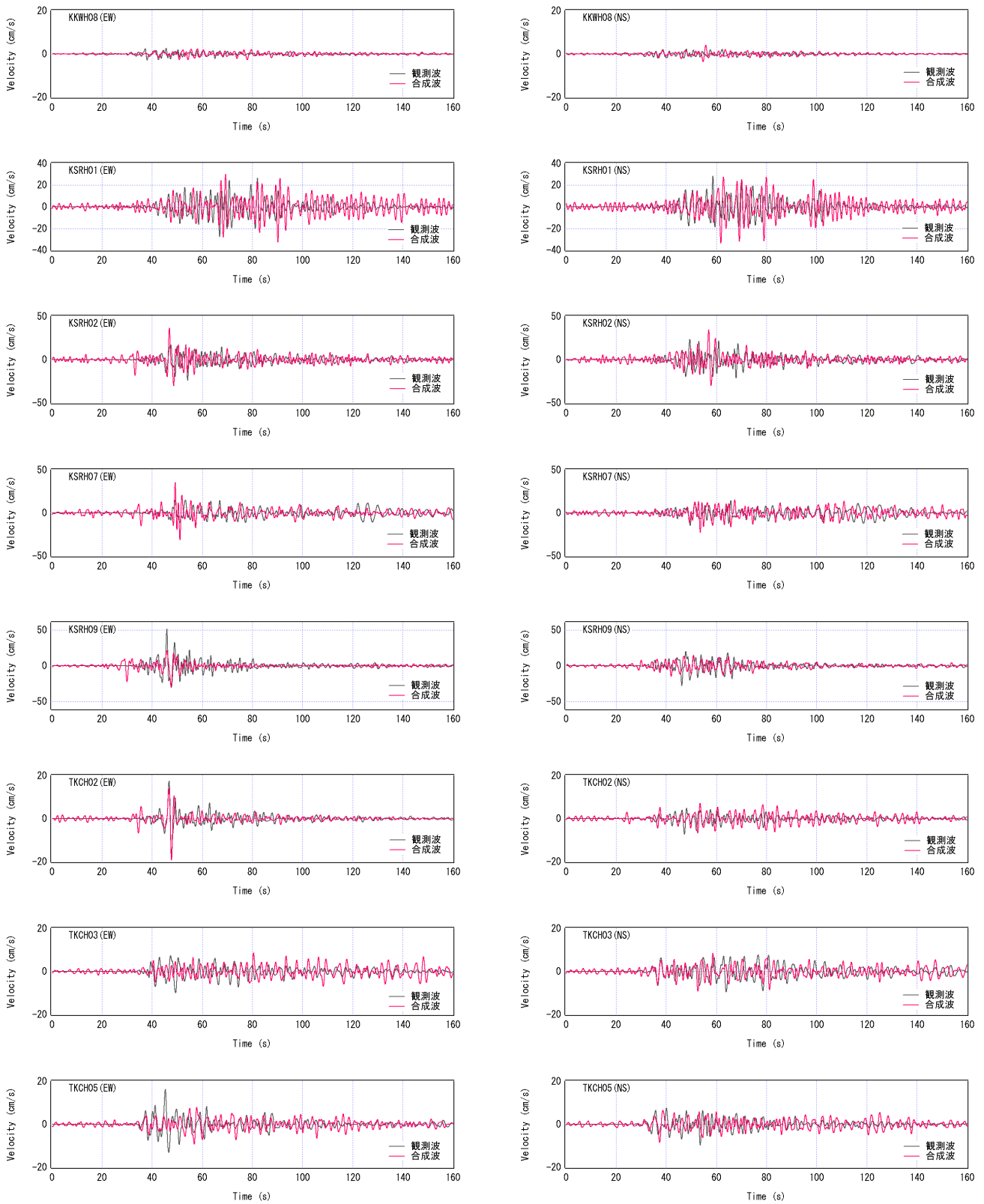


図-4.37 提案モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (2/3)

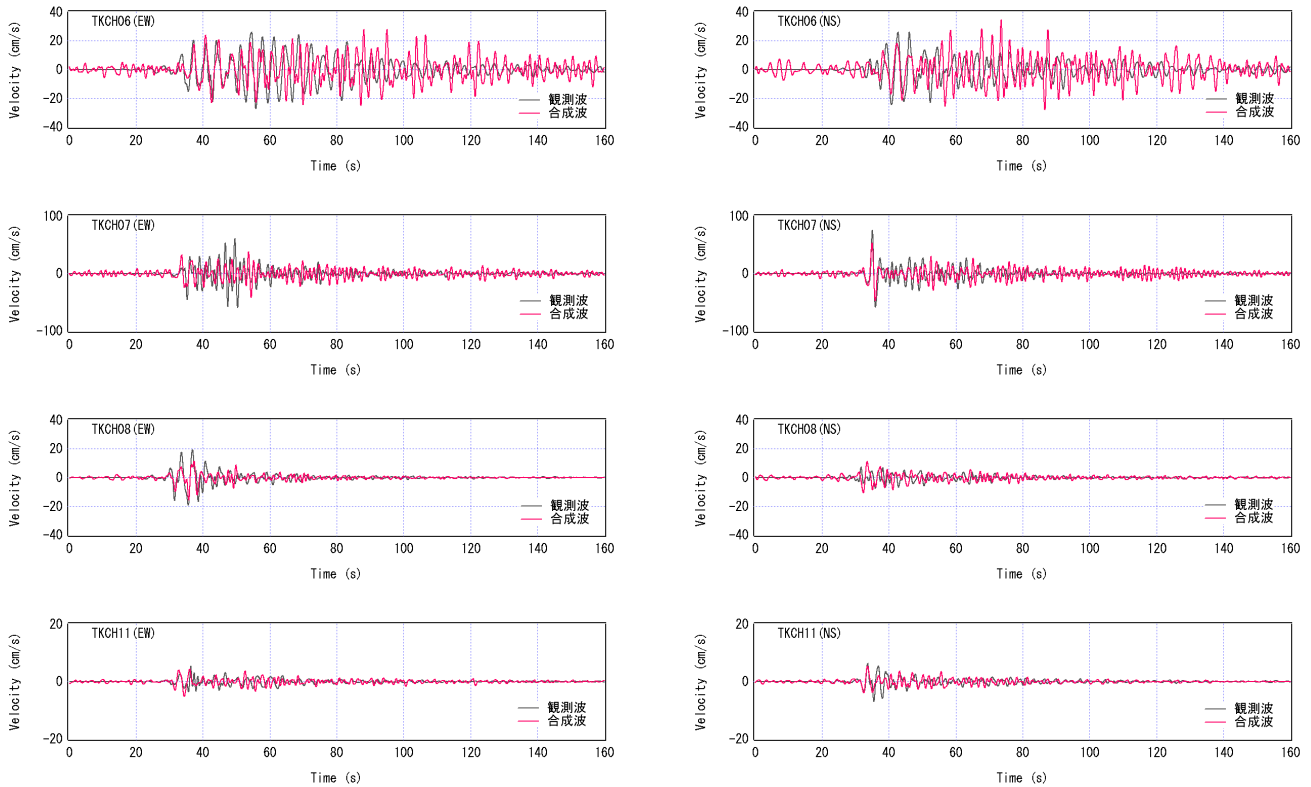


図-4.37 提案モデルによる各地の速度波形 (0.2-1Hz) の再現 (3/3)

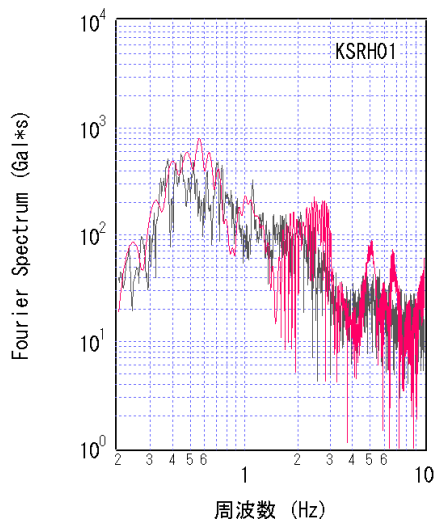


図-4.38 提案モデルによるフーリエスペクトルの再現事例 (KSRH01)

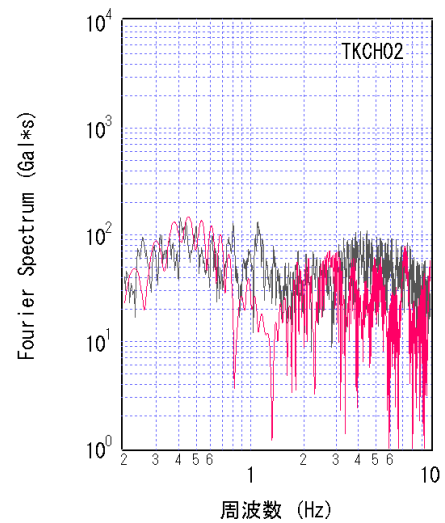


図-4.39 提案モデルによるフーリエスペクトルの再現事例 (TKCH02)

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 とも地表の記録を再現するための強震動シミュレーションを行う。図-4.26～図-4.35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。

## (2) 震源モデル

2003年十勝沖地震について、野津(2006)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0.1-1Hz)、図-4.36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-4.25および表-4.6に示すような特性化震源モデルを構築した。震源付近

の密度と S 波速度は地震調査研究推進本部 (2004b) を参考に設定した。この震源モデルをここでは提案モデルと呼ぶ。

### (3) 強震動シミュレーション

提案モデルによる速度波形の再現状況を図-4.37 に示す。なお、計算に際し、伝播経路の  $Q$  値としては佐藤・巽 (2002) による東日本海溝型地震の  $Q$  値 ( $Q=114 \times f^{0.92}$ ) 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いが、対象地震は複数のア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アスペリティは異なっている。そこで、アスペリティ 1 の影響の大きい HKD090 以西の観測点についてはアスペリティ 1 の近くで発生している 2003 年 9 月 26 日 7:20 の余震 1 (M5.2) の記録を用い、アスペリティ 2 の影響の大きい HKD087 以東の観測点についてはアスペリティ 2 の近くで発生している 2003 年 9 月 27 日 17:06 の余震 2 (M5.2) の記録を用いた。余震 1 および余震 2 の震央を図-4.25 に示す。

図-4.37 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、TKCH02 や TKCH07 で観測されたインパルス状の波形、KSRH01 や TKCH06 で観測されたサイクル数の多い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。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、すなわち HKD090、TKCH03、TKCH05 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。

ここで用いた特性化震源モデルは、主に 0.2-1Hz の速度波形を再現することを念頭において作成したものであるが、フーリエスペクトルの再現性についても検討している。その例を図-4.38 および図-4.39 に示す。ここに示す KSRH01 と TKCH02 は地理的には近い位置にあるが、サイト増幅特性には特に 1Hz 以下で大きな違いがある (図-4.30 および図-4.32)。2003 年十勝沖地震の際に観測された波形のフーリエスペクトルもこの帯域で大きな違いがあるが (図-4.38 および図-4.39)、対象地点のサイト増幅特性を考慮した解析を行うことにより、こうした違いが良く再現されている。このように、本手法を用いることにより、地点毎のサイト増幅特性の違いを地震波の計算結果に適切に反映させることができる。また、本手法では、堆積層が地震動のフーリエ振幅に及ぼす影響だけでなく、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響についても考慮できるため、図-4.37 にみるように、KSRH01 ではサイクル数の多い継続時間の長い波形が、TKCH02 ではインパルス状の波形が再現されるなど、

位相特性の点からも対象地点に見合った波形を算定することができる。

## 5. おわりに

本研究では、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 (古和田他, 1998) を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用し、強震記録の再現性という観点から、同手法の適用性を検討した。

内陸活断層地震としては、強震記録が得られており、かつ、これまでに震源の性質がよく調べられている地震として、1995 年兵庫県南部地震と 1997 年 3 月鹿児島県北西部地震をとりあげた。いずれの地震に対しても、既往の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動評価手法の組み合わせにより、0.2-2Hz の速度波形を良好に再現できることがわかった。特に、兵庫県南部地震の震源近傍における波形合成結果から、アスペリティに起因する大振幅の速度パルスが、本手法によっても良好に再現されることが明確に示された。また、ポートアイランドのように、表層地盤の非線形挙動の影響を強く受けた地点の波形も、経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法と表層地盤の非線形挙動を考慮できる有効応力解析手法を組み合わせれば説明できることがわかった。

海溝型地震としては、重要な強震記録をもたらした地震として、1968 年十勝沖地震、1978 年宮城県沖地震および 2003 年十勝沖地震をとりあげた。その結果、今回独自に構築した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動評価手法の組み合わせにより、1968 年十勝沖地震と 2003 年十勝沖地震については 0.2-1Hz の速度波形、1978 年宮城県沖地震については 0.2-2Hz の速度波形が良好に再現されることが確認できた。1968 年十勝沖地震の際、震源に近い八戸港よりも、むしろ震源から遠い青森港でフーリエ振幅の大きな地震動が観測されているが、こうした観測結果は、本手法により再現することができる。また、2003 年十勝沖地震の際、例えば KSRH01 と TKCH02 のように、比較的近い 2 地点でフーリエ振幅の全く異なる地震動が観測されているが、このような観測結果も、本手法により再現することができる。また、本手法では、堆積層が地震動のフーリエ振幅に及ぼす影響だけでなく、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響についても考慮できるため、サイクル数の多い波形、あるいはインパルス状の波形などといった地点毎の波形の特徴も再現できる。

従来より、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、様々な議論が行われて

きた。例えば、地震調査研究推進本部（2004b）は、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い、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こと、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ことを指摘した。震源のモデル化に関しては、アスペリティの階層化（Matsushima *et al.*, 2004）、あるいは破壊伝播の複雑化（渡辺他, 2005）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も行われてきている。しかしながら、本研究により、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動評価手法の組み合わせにより、海溝型巨大地震による周期 1-5 秒の帯域の地震動は説明可能であることが示された。

最後に本手法を適用する場合のアスペリティの分割数に関する注意点をまとめておく。内陸活断層地震を対象とし、破壊伝播方向に位置する観測点を対象に本手法を適用する場合には、破壊伝播の効果が適切に考慮されるように、十分細かく分割することだけを念頭においておけばよい。しかし、海溝型地震による強震動評価を実施する場合には、アスペリティの分割数を多くしすぎると、一般的な構造物に対して影響の大きい周波数帯域でスペクトルの落ち込みが生じる場合があるから、注意する必要がある。現状でとり得る最良の方法は、過去に対象地域で発生した同規模の海溝型地震の観測波形や震度分布を再現できるようなアスペリティの分割数を選択することである。海溝型地震に対する強震動評価は、既往の大地震の再来を考慮するケースが多いので、このような対処が可能である。

なお、本研究に使用した解析ツールを付録 CD に収録しているため、活用していただければ幸いです。

(2006年2月10日受付)

## 謝辞

本研究では、関西地震観測研究協議会、神戸市開発局（当時）、国土技術政策総合研究所地震防災研究室および独立行政法人防災科学技術研究所より提供を受けた強震記録を利用しました。関係各位に謝意を表します。ポートアイランドの鉛直アレー記録を対象とした地震応答計算では構造振動研究室研修生の奈良俊介さんの助力を得ました。記して謝意を表します。

## 参考文献

一井康二・井合進・森田年一（1997）：兵庫県南部地震におけるケーソン式岸壁の挙動の有効応力解析，港湾技術研

究所報告，Vol.36，No.2，pp.41-86.

- 一井康二・佐藤幸博・佐藤陽子・星野裕子・井合進（1999）：港湾地域強震観測地点資料（その6），港湾技研資料，No.935.
- 入倉孝次郎（1994）：震源のモデル化と強震動予測，地震2，第46巻，pp.495-512.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子（1997）：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良，日本地震学会講演予稿集，No.2，B25.
- 岩田知孝・入倉孝次郎（1986）：観測された地震波から震源特性，伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震2，第39巻，pp.579-593.
- 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘淳（1998）：常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化，地震2，Vol.51，pp.31-40.
- 香川敬生（2004）：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，第4巻，pp.21-32.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一（2003）：想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告，No.15.
- 加藤研一（2001）：K-NET強震記録に基づく1997年鹿児島県北西部地震群の震源・伝播経路・地盤増幅特性評価，日本建築学会構造系論文集，第543号，pp.61-68.
- 釜江克宏・入倉孝次郎（1997）：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，第500号，pp.29-36.
- 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長（1991）：地震のスケール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.
- 倉田栄一・土田肇・須藤克子（1970）：港湾地域強震観測地点資料（その2），港湾技研資料，No.107.
- 倉田栄一・井合進・横山淑子・土田肇（1979）：1978年宮城県沖地震の港湾地域における強震記録，港湾技研資料，No.319.
- 建設省土木研究所（1978）：土木構造物における加速度強震記録（No.2），土木研究所彙報，第33号.
- 瀬藤一起（1996）：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，科学，Vol.66，No.2，pp.93-97.
- 古和田明，田居優，岩崎好規，入倉孝次郎（1998）：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.
- 佐藤俊明（1994）：理論的地震動評価，地震動—その合成と



- 波形処理, 第2章, 鹿島出版会, pp.21-88.
- 佐藤智美・巽誉樹 (2002): 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.
- 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹 (1998): 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.
- 地震調査研究推進本部 (2004a): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について, [www.jishin.go.jp/main](http://www.jishin.go.jp/main).
- 地震調査研究推進本部 (2004b): 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について, [www.jishin.go.jp/main](http://www.jishin.go.jp/main).
- 地震調査研究推進本部 (2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価 (一部修正版) について, [www.jishin.go.jp/main](http://www.jishin.go.jp/main).
- 土田肇・山田通一郎・倉田栄一 (1967): 港湾地域強震観測地点資料 (その1), 港湾技研資料, No.34.
- 土田肇・倉田栄一・須藤克子 (1969): 1968年十勝沖地震とその余震の港湾地域における強震記録, 港湾技研資料, No.80.
- 鶴来雅人・澤田純男・宮島昌克・北浦勝 (2002): 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.
- 土木学会 (2000): 土木構造物の耐震設計法に関する第3次提言と解説, [www.jsce.or.jp/committee/earth/index.html](http://www.jsce.or.jp/committee/earth/index.html).
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震2, 第54巻, pp.267-280.
- 野津厚 (2004): 円形クラックモデルの経験的グリーン関数法への応用, 地震2, 第56巻, pp.337-350.
- 野津厚 (2006): 長周期地震動は断面面のどこで生じたのか—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—, 月刊地球号外 (印刷中).
- 野津厚・長尾毅 (2005): 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.
- 久田嘉章 (2004): 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.
- 深澤清尊・野津厚・佐藤陽子・菅野高弘 (2003): 港湾地域強震観測地点における地震動の卓越周期, 港湾空港技術研究所資料, No.1052.
- 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎 (1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 ( $M_{JM}$ 6.5) 及び5月13日 ( $M_{JM}$ 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震2, 第51巻, pp.431-442.
- 山田雅行・平井俊之・岩下友也・釜江克宏・入倉孝次郎 (1999): 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会講演予稿集, A14.
- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S. (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 329.
- Boore, D.M. (1983): 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.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.5002.
- Day, S. (1982): Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.72, No.3, pp.705-727.
- Hartzell, S.H. (1978): Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, 104p.
- Heaton, T. H. (1990): Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, pp.1-20.
- Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1992): Strain space plasticity model for cyclic mobility, *Soils and Foundations*, Vol.32, No.2, pp.1-15.
- Irikura, K. (1983): Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst.*, Kyoto Univ., Vol.32, pp.63-104.
- Irikura, K. (1986): Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp.151-156.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332.
- Petukhin A., K. Irikura, S. Ohmi and T. Kagawa (2003): Estimation of  $Q$ -values in the seismogenic and aseismogenic layers in the Kinki region, Japan, by elimination of the geometrical spreading effect using ray approximation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.93,

pp.1498-1515.

(使用許諾契約)

独立行政法人港湾空港技術研究所（以下、「港空研」と言います。）は、本CDに収録された経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算プログラム（以下、「強震波形計算プログラム」と言います。）を使用する権利を本契約書の条項にもとづき許諾し、強震波形計算プログラムの利用者（以下、「ユーザー」と言います。）も本契約書にご同意いただくものとします。

●強震波形計算プログラムの著作権は港空研および港湾空港技術研究所資料No.1120の著者が所有しています。よって、ユーザーによる著作権法などに違反する行為は禁止します。なお、港空研は、他の著作権者の承諾を得てユーザーと本契約を締結し、強震波形計算プログラムの使用を許諾するものです。

●本契約における使用権は、ユーザーが本契約書に同意したときから発生します。ユーザーが本契約のいずれかの条項に違反したとき、著作権者はユーザーの使用権を終了させることができます。

●著作権者は、強震波形計算プログラムを使用する権利を、本契約書に同意したユーザーに対してのみ許諾します。よって、強震波形計算プログラム（次項により複製・解析・改変したものを含むがこれに限られない）の第三者への譲渡、貸与、賃貸、送信、送信可能化、再使用許諾は一切認めないものとします。

●ユーザーが本契約書にもとづき著作権者から提供された強震波形計算プログラムについては、ユーザーは複製・解析・改変することができるものとします。

●強震波形計算プログラムの内容・使用方法・計算結果・その他関連する事項に関するユーザーからの質問について、著作権者は回答の義務を負いません。

●強震波形計算プログラムの全部もしくは一部の使用による計算結果を報告書や論文等に記載もしくは投稿する場合には、港湾空港技術研究所資料No.1120を引用する義務を負うものとします。

●強震波形計算プログラムの全部もしくは一部の使用による計算結果について、著作権者は、何ら保証するものではなく、また、その一切の責任を負いません。よって、計算結果の利用はユーザー自身のリスク負担と責任において行うものとします。また、著作権者は強震波形計算プログラムについて一切の瑕疵担保責任を負いません。強震波形計算プログラムの全部もしくは一部の利用によって、直接または間接的に如何なる損害・トラブル等を生じさせても、著作権者は一切の責任を負いません。また、著作権者は、特定目的への適合性の保証あるいは第三者の権利の無侵害の保証など、いかなる種類の保証も、明示、黙示を問わず、一切しません。よって、著作権者は強震波形計算プログラムに関するいかなる保証も行いません。さらに、強震波形計算プログラムを使用した結果の影響に関しても一切の責任を負わないものとします。

●本契約のいずれかの条項またはその一部が法律により無効となった場合にはかかる部分は本契約から自動的に削除されるものとしますが、その他の部分は依然として有効に存続するものとします。

●本契約の準拠法は日本法とします。また、万一、強震波形計算プログラムまたは本契約に起因し、またはこれらに関連して何らかの紛争が発生し、話し合いで解決しないときは、日本国の東京地方裁判所を第一審の専属管轄裁判所とすることに、港空研とユーザーは合意します。港空研以外の著作権者とユーザーとの間の紛争についても同様とします。

港湾空港技術研究所資料 No.1120

2006.6

編集兼発行人 独立行政法人港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人港湾空港技術研究所  
横須賀市長瀬3丁目1番1号  
TEL.046(844)5040 URL.<http://www.pari.go.jp>

印刷所 ニッセイエプロ株式会社

Copyright© (2006) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾空港技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。