

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No. 1173

March 2008

経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法
—因果性と多重非線形効果に着目した改良—

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の改良	4
2.1 手法の概要	4
2.2 因果性に係る問題点	6
2.3 因果性を満足しない地震波が得られる原因	7
2.4 統計的グリーン関数の生成方法の改良	10
2.5 多重非線形効果の導入	10
3. 内陸活断層地震への適用事例	11
3.1 1995年兵庫県南部地震	11
3.2 1997年3月鹿児島県北西部地震	17
4. 海溝型地震への適用事例	20
4.1 1968年十勝沖地震	20
4.2 1978年宮城県沖地震	23
5. おわりに	26
謝辞	26
参考文献	27

Simulation of Strong Ground Motions Based on Site-specific Amplification and Phase Characteristics - Accounting for Causality and Multiple Nonlinear Effects -

Atsushi NOZU*
Takahiro SUGANO**

Synopsis

The Strong motion simulation technique using site-specific amplification and phase characteristics was originally proposed by Kowada *et al.* (1998) and its applicability has been extensively studied by the authors (e.g., Nozu and Sugano, 2006). It has been shown that the method can reproduce damaging velocity-pulses generated from shallow crustal earthquakes with high accuracy. The method can also reproduce ground motion velocities from subduction-zone earthquakes in the frequency range from 0.2-1Hz in conjunction with simple characteristic source models. One disadvantage of the method, however, was that it cannot generate a causal ground motion, meaning a ground motion with zero amplitude at the beginning of the time history. In this article, the authors revise the method by introducing a smoothing technique in the procedure to generate Green's functions. It was confirmed that the revised method can generate a causal ground motion, which is in agreement with the observed ground motion during past large earthquakes. The revised method can also account for multiple nonlinear effects (Nozu *et al.*, 2003).

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

Key Words: strong ground motion, site amplification factor, Fourier phase, causality, multiple nonlinear effects

* 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

－因果性と多重非線形効果に着目した改良－

野津 厚*
菅野 高弘**

要 旨

想定地震に対する地震動の評価精度を高めることは地震災害対策を進める上で極めて重要な課題である。この点に関して著者らは、もともと古和田他（1998）により提案された経験的サイト増幅・位相特性を考慮する手法の適用に関する研究をすすめている。前報（野津・菅野，2006）では本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した。その結果、内陸活断層地震の震源近傍における指向性パルスが同手法により適切に再現されること、海溝型巨大地震による0.2-1Hzの帯域の強震動は、比較的シンプルな特性化震源モデルと同手法との組み合わせにより説明できることなどが示された。しかしながら、これまで用いてきた方法には、因果性を満足する地震波を生成できないという問題点が存在していた。ここに因果性とはある時刻 t_0 に対して $t < t_0$ で地震動が0となるような性質のことをいう。

本研究では、因果性を満足しない地震波が生成される原因について考察を行うとともに、因果性を満足する地震波を生成できるよう、計算手法の改良を行った。具体的な改良点は、グリーン関数を推定する手順の一部にスペクトルの平滑化を導入したことである。改良後の手法を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用することにより、因果性を満足し、かつ既往の強震記録とも調和的な地震波が生成されることを確認した。併せて、多重非線形効果（野津他，2003）の影響を考慮できるよう、計算手法の改良を行った。

本研究に使用した計算プログラムを付録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，サイト特性，フーリエ位相，因果性，多重非線形効果

* 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

想定地震による地震動の評価精度を高めることは地震災害対策を進める上で極めて重要な課題である。一般に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。

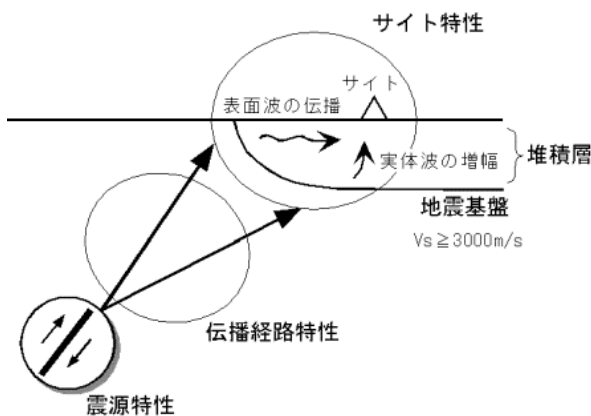


図-1.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

堆積層の存在が地震動に及ぼす影響は非常に重要である。将来の地震による揺れの推定に用いる方法は、対象地点周辺の堆積層が地震動に及ぼす影響（サイト特性）を適切に考慮できるような方法でなければならない。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（土木学会，2000）。また、地震動のフーリエ振幅と与える影響とともに、地震動のフーリエ位相に与える影響も重要である。

本研究の対象であ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はもともと古和田他（1998）により提案されたもので、堆積層が地震動のフーリエ振幅とフーリエ位相の双方に与える影響を考慮できるというたいへん大きな利点を有している。最近の研究（野津・菅野，2006；野津他，2006；野津他，2007；Nozu *et al.*, 2007）で著者らは同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、同手法の適用性について検討を行った。その結果、1995年兵庫県南部地震の震源近傍における指向性パルスが同手法により適切に再現されること、2003年十勝沖地震など海溝型巨大地震による0.2-1Hzの帯域の強震動は、比較的シンプルな特性化震源モデル（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）と同手法との組み合わせにより説明できることなどが示された。このように、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法については、当初はあまり明確でなかった広範な適用性が最近の研究で明らかにされつつある。

しかしながら、これまで用いてきた方法には、因果性を満足する地震波を生成できないという問題点が存在していた。ここで、本稿における因果性という言葉の使い方についてあらかじめお断りしておく必要がある。一般には時間の関数がある時刻 t_0 に対し $t < t_0$ で 0 となるような性質を因果性ということが多い。しかしながら、本稿では有限長のデータをFFTで処理することを前提としており、対象とする区間 $[0, T]$ の前後における時間関数の性質について意味のある議論はできない。そこで本稿ではある正の時刻 t_0 に対し $0 < t < t_0$ で地震波が 0 となるような性質を因果性と呼ぶことにする。既存の手法により生成される地震波が因果性を満足しない例については2.で見ていくことにするが、主要動に対する影響は軽微であり、評価された地震動を耐震検討に用いる上でこのことが大きな障害となる可能性は小さいと考えている。しかしながら対象とする構造物によってはこのことが応答計算結果に影響することも考えられる。例えば、有効応力解析を実施する場合に、因果性を満足しない地震波を入力すると、過剰間隙水圧が実際よりも早く上昇し、変形が促進される可能性は残る。

そこで、本研究では、因果性を満足しない地震波が生成される原因について考察を行うとともに、因果性を満足する地震波を生成できるよう、計算方法の改良を行った。具体的な改良点は、グリーン関数を推定する手順の一部にスペクトルの平滑化を導入したことである。改良後の方法を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用することにより、因果性を満足し、かつ既往の強震記録とも調和的な地震波が生成されることを確認した。併せて、多重非線形効果（野津・盛川，2003；野津他，2003；野津，2007）の影響を考慮できるよう、計算手法の改良を行った。

なお、本研究に使用した計算プログラムを付録CDに収録しているので、活用していただければ幸いです。

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の改良

2.1 手法の概要

手法の改良について説明する前に、先ず、従来の手法について説明する。本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と考えられる手法である。本手法の手順としては、まず、対象地震の断層面上で発生する中小地震を考え、これによる対象地点での加速度波形を求める(これを統計的グリーン関数と称する)。次に、経験的グリーン関数法と同様の重ね合わせ方法(入倉他, 1997)を用い、大地震の震源モデルに従って統計的グリーン関数を重ね合わせるにより、大地震による対象地点での加速度波形を求める。

従来の方法では、統計的グリーン関数のフーリエ変換は式(2.1)で与えられる。

$$|S(f)| \times |P(f)| \times |G(f)| \times O(f) / |O(f)| \quad (2.1)$$

ここに $|S(f)|$ は中小地震の震源特性、 $|P(f)|$ は伝播経路特性、 $|G(f)|$ は対象地点のサイト増幅特性、 $O(f)$ は対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換である。式(2.1)からわかるように、この方法では、統計的グリーン関数のフーリエ振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積として与えられる。一方、統計的グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点における中小地震記録のフーリエ位相がそのまま用いられる。フーリエ位相を角周波数 ω で微分したものは群遅延時間と呼ばれ(例えば澤田他, 1998)、時間の単位をもち、おおまかには周波数 f の成分の到来時刻を表す。従って、統計的グリーン関数の群遅延時間としては、対象地点における中小地震記録の群遅延時間がそのまま用いられることになる。なお、特定の想定地震を対象とする場合には、対象地点における中小地震記録のうち、対象サイトへの入射角ができるだけ想定地震と類似している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。

式(2.1)で用いる中小地震の震源特性と伝播経路特性はそれぞれ次式で与えられる(Boore, 1983)。

$$|S(f)| = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2.2)$$

$$|P(f)| = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / Q V_s) \quad (2.3)$$

式(2.2)において M_{0e} は中小地震の地震モーメント、 f_c は中小地震のコーナー周波数、 ρ は地震基盤における媒質の密度、 V_s はS波速度を示す。 $R_{\theta\phi}$ 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、 $PRTITN$ 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表す。本稿の計算例では特に断らない限り $R_{\theta\phi}=0.63$ 、 $FS=2$ 、 $PRTITN=0.71$ とした。 $R_{\theta\phi}$ は理論上、方位に応じて0~1の値をとるが、0.63は全方位の平均値である。 $PRTITN$ 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(2.3)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 値を表す。中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。

$$f_c = 0.66 V_s / \sqrt{S_e} \quad (2.4)$$

ここに S_e は中小地震の断層面積である。

式(2.1)で用いる対象地点のサイト増幅特性は事前に求めておく必要がある。なお、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。野津・長尾(2005)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ている。式(2.1)で統計的グリーン関数を評価する場合、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。

なお、前報(野津・菅野, 2006)においては、堆積層の影響を受ける以前の地震基盤における中小地震波形の位相を決める方法として、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とする方法があることを述べた。後者の方法はもともと低周波成分を対象として久田(2004)により提案されたもので、野津・菅野(2006)はサイト特性の評価に古和田他(1998)の方法を用いることを前提にこれを高周波側まで拡張している。本稿で先に説明した方法はこのうち後者に対応する。

以下においては、2003年十勝沖地震を対象として、ここで説明した方法による強震動評価を行い、因果性に関してどのような問題点があるか検討する。

2.2 因果性に係る問題点

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。ここでは、この地震によるTKCH07(KiK-net), TKCH03(KiK-net), HKD095(K-NET)の3地点(図-2.1)における強震動シミュレーションを従来の手法を用いて実施し、その結果を観測波と比較することにより、従来の手法の問題点を議論する。なお、他の地点における強震動シミュレーションの結果については野津・菅野(2006)に紹介されている。

(1) サイト増幅特性

図-2.2は野津・長尾(2005)により推定された3地点におけるサイト増幅特性である。図-2.2では地震基盤～地表のサイト増幅特性を、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、特に断らない限りこの規則に従うものとする。以下においては、これらのサイト増幅特性を用い、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。

(2) 震源モデル

2003年十勝沖地震について、野津・菅野(2006)は図-2.1および表-2.1に示すように、3箇所にあスペリティを有する特性化震源モデルを提案している。ここでは、この特性化震源モデルを用いて強震動シミュレーションを行う。

(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-2.3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。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、対象地震の震源域は大きいいため、ここでは対象地点に対して最も影響の大きいあスペリティ1の近くで発生している2003年9月26日7:20の余震(M5.2)の記録を用いることとした。余震の震央を図-2.1に示す。

図-2.3より、各地点の速度波形(0.2-1Hz)の再現性は概ね良好であると判断される。特にTKCH07で観測されたインパルス状の波形、HKD095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。これは、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、フーリエ位相に及ぼす影響についても考慮できるためである。しかしながら、合成波の始めの部分には、観測波には存在しないノイズが含

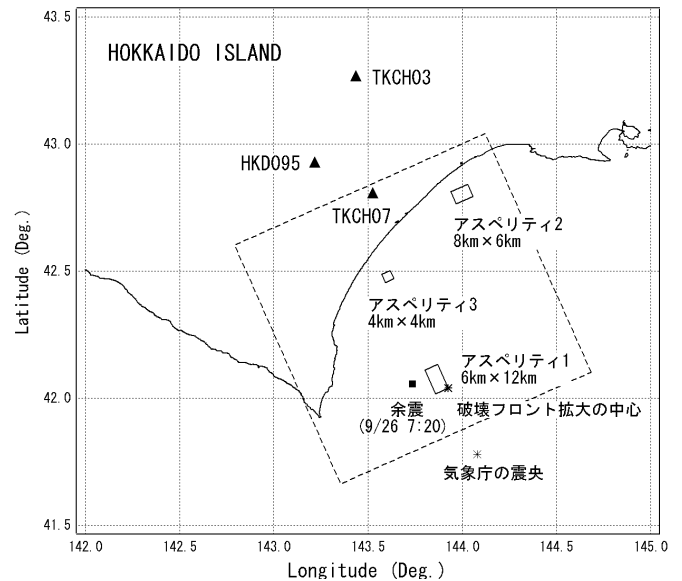


図-2.1 2003年十勝沖地震のおよその震源域(大きな長方形)と本研究で用いたあスペリティ位置(小さな長方形)および解析対象地点(▲)。

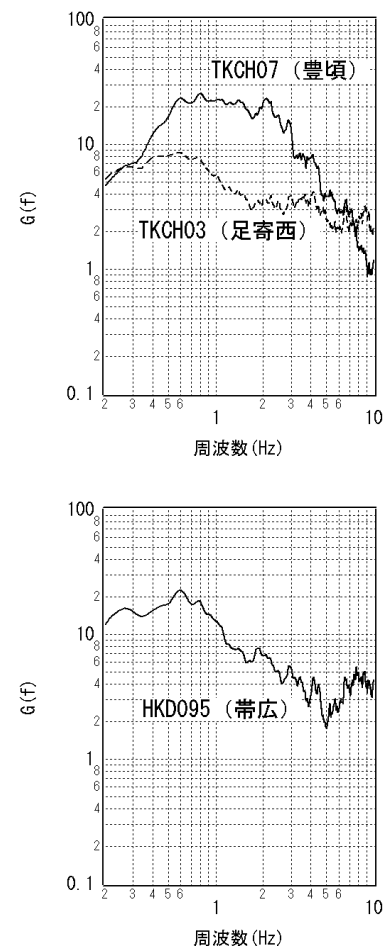


図-2.2 対象地点のサイト増幅特性(野津・長尾, 2005)

表-2.1 2003 年十勝沖地震の特性化震源モデルのパラメータ (野津・菅野, 2006)

(全体)	
震源付近の密度 :	3.1g/cm ³
震源付近の S 波速度 :	3.9km/s
走向 :	246°
傾斜 :	18°
破壊フロント中心 :	(143.925E, 42.039N, 深さ 30.1km)
破壊伝播速度 :	2.7km/s
(アスペリティ 1)	
アスペリティのサイズ :	6×12km ²
アスペリティの地震モーメント :	4.2E+26dyne-cm
アスペリティのライズタイム :	0.6s
分割数 :	5×5×5
(アスペリティ 2)	
アスペリティのサイズ :	8×6km ²
アスペリティの地震モーメント :	2.1E+26dyne-cm
アスペリティのライズタイム :	0.6s
分割数 :	3×3×3
(アスペリティ 3)	
アスペリティのサイズ :	4×4km ²
アスペリティの地震モーメント :	2.4 E+25dyne-cm
アスペリティのライズタイム :	0.4s
分割数 :	1×1×1

まれており, 因果性を満足しない地震波となっている.

なお, これらの解析においてデータのサンプリング間隔は 0.01s, FFT のためのデータ数は 32768 個としている. 以下, 本稿における計算例では, これらの数値を統一的に用いるものとする.

2.3 因果性を満足しない地震波が得られる原因

計算方法の改良に向けた見通しを良くするため, 因果性を満足しない地震波が得られる原因について考察を行う. 一般にフーリエ解析では任意の波形は様々な周波数をもつ正弦波の重ね合わせで表現される. このとき, 重ね合わせのもとになる個々の正弦波は因果性を満足しない波であるから, 任意の重みを与えて重ね合わせれば, 因果性を満足しない波形が得られてしまう. 重ね合わせた結果が因果性を満足する波形 ($0 < t < t_0$ で 0) となるためには, 互いに近接した周波数成分が $0 < t < t_0$ の範囲で打ち消しあうように, 各周波数成分の重み (フーリエ係数) は巧妙に設定されていなければならない. 一般に地震波のフーリエ振幅スペクトルは細かい山谷 (リップル) を有しているが, これは, 因果性を有する波形を生成するために必要な, 近接した周波数成分間の関係を示したものであると考えられる. このことを数値実験で確かめてみることにする. 図-2.4 (上段) に 2003 年 9 月 26 日 7:20 の余震の際に TKCH07 で観測された加速度波形 (NS 成分) とそのフーリエスペクトルを示

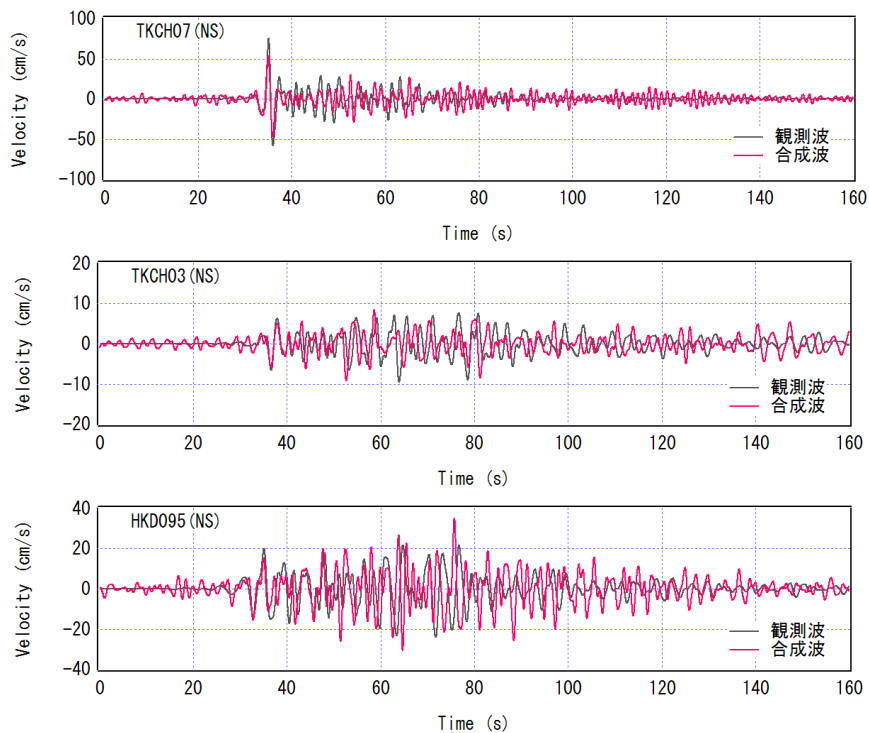


図-2.3 従来の方法による波形合成結果

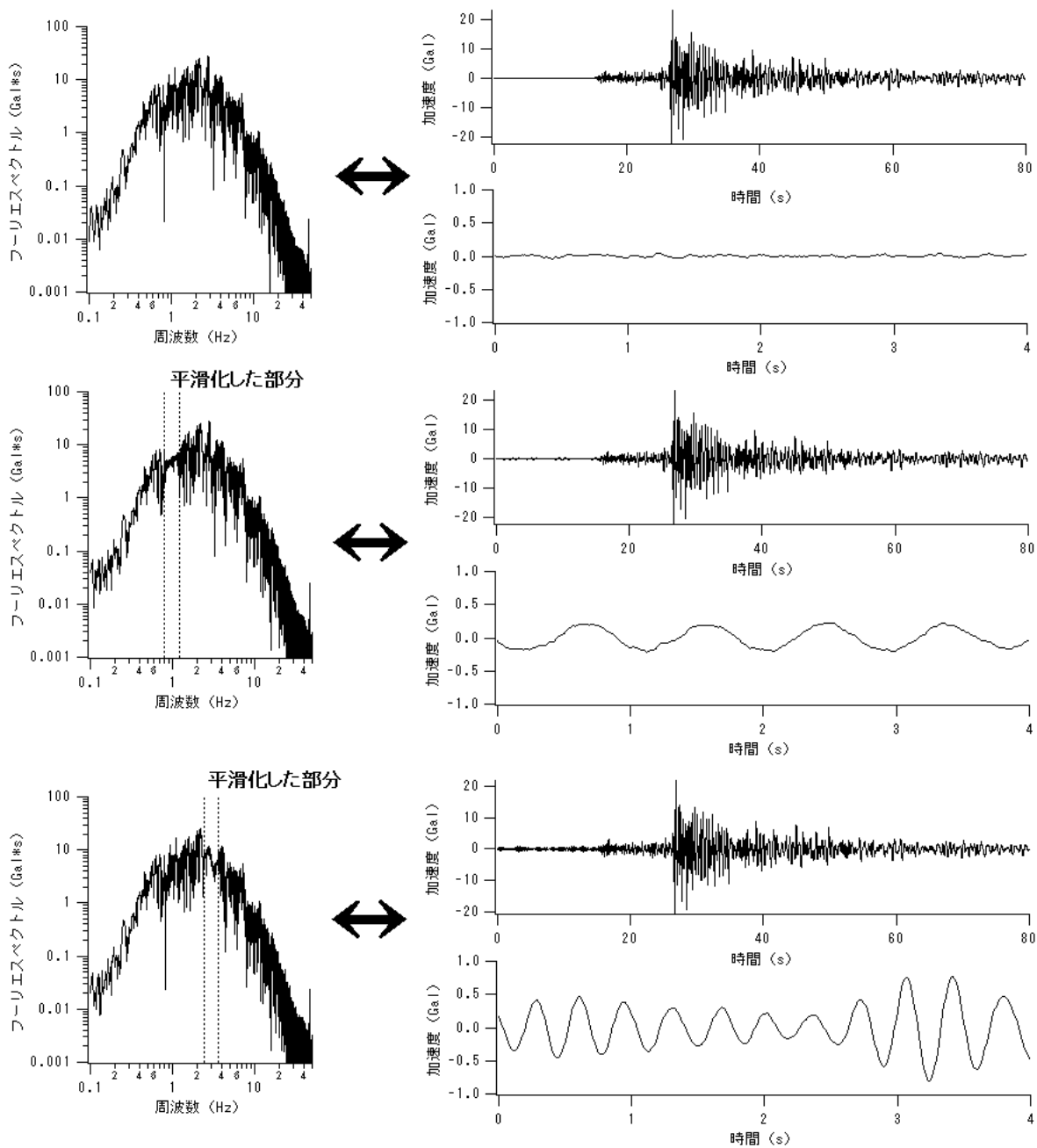


図-2.4 (上段) 2003年9月26日7:20に発生した十勝沖地震の余震の際、TKCH07の地表で得られた加速度波形とそのフーリエスペクトル。(中段) 0.8~1.2 Hzの範囲で平滑化を加えたフーリエスペクトルと、対応する加速度波形。(下段) 2.4~3.6 Hzの範囲で平滑化を加えたフーリエスペクトルと、対応する加速度波形。加速度波形については0~4sの拡大図も示している。

す。加速度波形は因果性を満足するものとなっており、フーリエスペクトルはリップルを有するものとなっている。ここで、フーリエスペクトルの1Hz付近(0.8~1.2Hz)をバンド幅0.5HzのParzenウィンドウで平滑化してフーリエ

逆変換すると、図-2.4(中段)に示すように、始めの部分にノイズを含む加速度波形が得られる。このノイズは拡大図からわかるように平滑化部分に対応する1Hz程度のノイズとなっていることがわかる。同様に、3Hz付近(2.4~

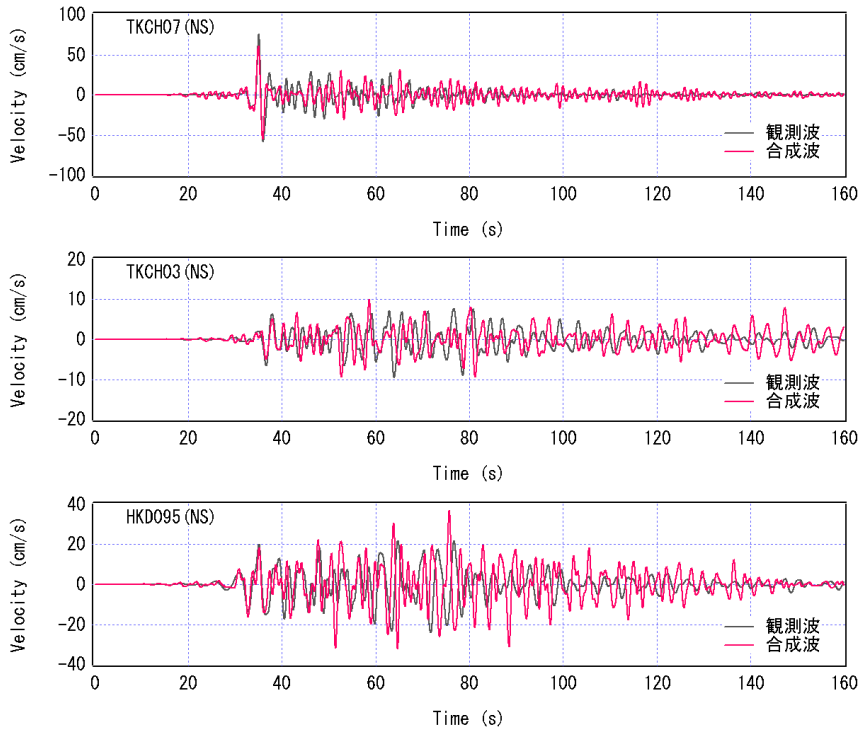


図-2.5 改良後の方法による波形合成結果 (Parzen ウィンドウのバンド幅は 0.05Hz)

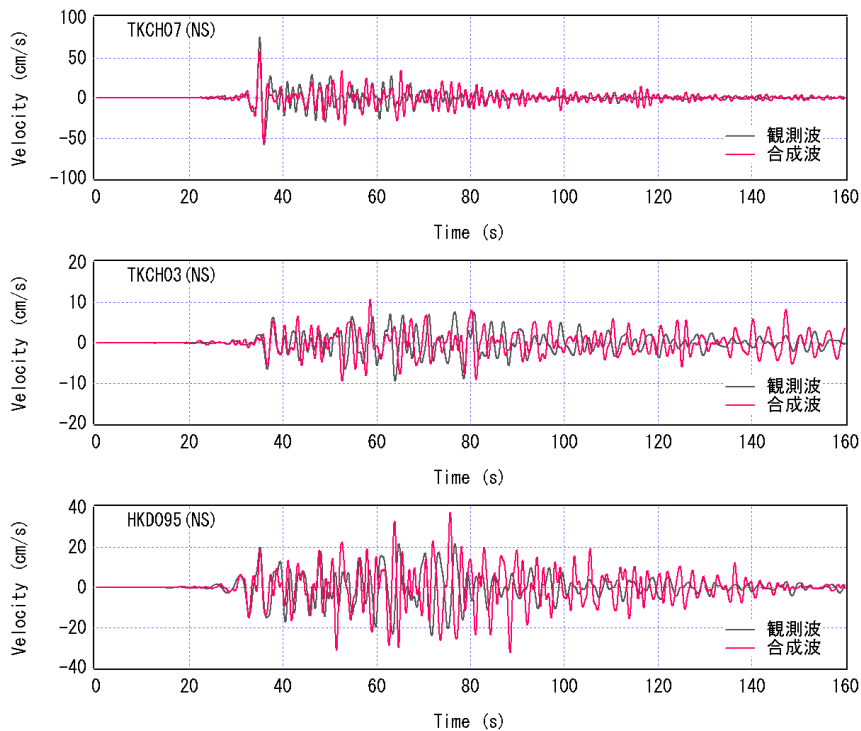


図-2.6 改良後の方法による波形合成結果 (Parzen ウィンドウのバンド幅は 0.2Hz)

3.6Hz) を平滑化してフーリエ逆変換すると、図-2.4 (下段) に示すように、平滑化部分に対応する 3Hz 程度のノイズを始めの部分に含む加速度波形が得られる。このように、ある周波数帯で平滑化を行うと、近接した周波数成分間のパ

ランスが崩れて、その周波数帯に対応するノイズが波形の始めの部分に現れる。このことから、フーリエスペクトルのリップルは因果性を満足する地震波を生成する上で重要な役割を果たしていることがわかる。従来の方法 (式 (2.1))

では、 $O(f)$ をそれ自身の振幅 $|O(f)|$ で割っていたため、スペクトルのリップルが消えてしまい、因果性を満足しない地震波となっていた。

2.4 統計的グリーン関数の生成方法の改良

以上の考察に基づいて、統計的グリーン関数の生成方法の見直しを行い、式 (2.5) に基づいて統計的グリーン関数の生成を行うこととした。

$$|S(f)| \times |P(f)| \times |G(f)| \times O(f) / |O(f)|_p \quad (2.5)$$

ここに $|O(f)|_p$ は中小地震記録のフーリエスペクトルに Parzen ウィンドウを適用して平滑化を行ったものである。式 (2.1) との違いは分母が $|O(f)|$ から $|O(f)|_p$ に変わっていることだけである。 $O(f)$ をそれ自身の振幅で割ると $O(f)$ に含まれるスペクトルのリップルが消えてしまうが、改良後の方法では分母が平滑化されているのでリップルが残る。また、 $|S(f)| \times |P(f)| \times |G(f)|$ は周波数に対して比較的滑らかな関数である。具体的には、 $|S(f)|$ は式 (2.2) で、 $|P(f)|$ は式 (2.3) でそれぞれ規定されることからわかるように滑らかな関数である。また $|G(f)|$ も図-2.2 に示されるように比較的滑らかな関数である。従ってこれらの積である $|S(f)| \times |P(f)| \times |G(f)|$ も比較的滑らかな関数であり、 $|S(f)| \times |P(f)| \times |G(f)|$ を乗じた後でも、最初に $O(f)$ に含まれていたリップルは残ることになる。よって、因果性を満足する統計的グリーン関数が得られ、これを経験的グリーン関数法と同様の重ね合わせ方法で重ね合わせることで、因果性を満足する地震波が得られることになる。

以上の考え方を 2.2 と同じ例題に適用すると、図-2.5 に示すように、意図したとおり、因果性を満足する合成波が得られることが確認できる。また、主要動と後続位相の計算精度は従来の手法を用いた場合と同等である。なお、図-2.5 の計算例では Parzen ウィンドウのバンド幅を 0.05Hz としている。バンド幅を 0.05Hz~0.2Hz の範囲で変化させても、得られる結果にはほとんど変化はない。図-2.6 にはバンド幅を 0.2Hz とした場合の計算結果を示す。バンド幅を大きくしすぎると、低周波側での計算結果が適切でなくなるものと考えられる。なお、ここで Parzen ウィンドウを採用したのは、サイド・ローブが小さい (大崎, 1994) ことなど Parzen ウィンドウのもつ優れた特性に着目したためであるが、他のウィンドウを用いたとしても、おそらくは同様の効果が得られるものと期待される。

ここでは、改良後の方法を 2003 年十勝沖地震に適用した場合の結果を紹介した。他の地震に適用した場合の結果は

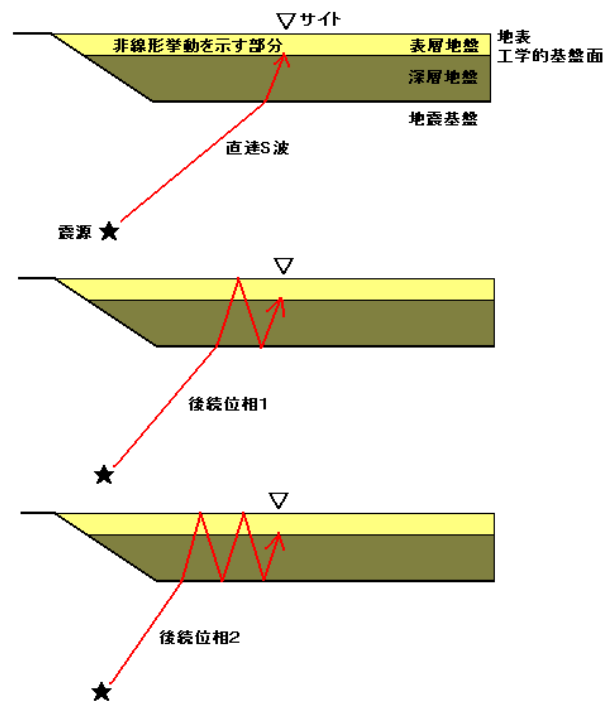


図-2.7 多重非線形効果の概念図

3. および 4. で紹介する。

2.5 多重非線形効果の導入

ここまでは因果性を満足する地震波を生成するための改良について紹介してきたが、同時に、これまでは考慮できていなかった多重非線形効果 (野津・盛川, 2003; 野津他, 2003; 野津, 2007) を考慮できるよう、計算手法の改訂を行ったので、このことについて紹介する。

多重非線形効果の概念を図-2.7 に示す。この図に波線を示すように、堆積層内にトラップされた地震波は、直達 S 波を除けば、表層地盤を複数回横切ってからサイトに到達する。従って、大地震の際に表層地盤が非線形挙動を示せば、地震波はその波線経路において非線形挙動の影響を複数回受けることになる。このことを著者らは多重非線形効果と呼んでいる。なお、図-2.7 は地震基盤上面での反射を想定した図になっているが、反射の生じる面は地震基盤上面以外のインピーダンス比の高い面であっても良い。多重非線形効果の影響を考えれば、サイトの工学的基盤に下方から入射する地震波は、図-2.7 に示すように、直達 S 波を除けば、表層地盤の非線形挙動の影響をすでに受けていることになる。従って、断層モデルを用いた強震動評価において広く用いられている方法、すなわち、線形性を仮定して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、表層地盤の非線形計算を実施して地表での波形を求める方

法では、表層地盤の非線形挙動の影響を完全には考慮できていないことになる。

これに対し、著者らは、多重非線形効果の影響を考慮して強震動評価を簡便に実施するための方法の提案を行ってきた。これは、表層地盤と深層地盤を含む堆積層における平均的な S 波速度の低下率 (v_1) および堆積層における平均的な減衰定数の増分 (v_2) を用い (これらを「非線形パラメタ」という)、波形合成に用いるグリーン関数に対してあらかじめ補正を加えておくという方法である。

著者らは、この方法の適用にあたり、当初は地表におけるグリーン関数に対して補正を加えることを想定していた (野津・盛川, 2003; 野津他, 2003)。しかしながら、その場合、サイト直下の表層地盤の非線形挙動の取り扱いは、有効応力解析をはじめとする非線形の地震応答計算 (例えば Yoshida and Iai, 1998) を実施する場合ほど厳密ではなく、従って、例えば 1995 年兵庫県南部地震の際のポートアイランドの鉛直アレー観測地点のように、表層地盤の極めて強い非線形挙動が存在する場合には、上記の方法を適用しても良好な結果が得られないという問題点が存在した (野津, 2007)。そこで、著者ら (野津, 2007) は非線形パラメタを用いる方法と有効応力解析を併用する方法を新たに提案した。すなわち、サイト直下の非線形挙動については有効応力解析により評価し、工学的基盤への入射波に対する多重非線形効果の影響のみ、非線形パラメタを用いて評価する方法である。この方法を 1995 年兵庫県南部地震によるポートアイランドの鉛直アレー観測記録、および 1993 年釧路沖地震による釧路港の鉛直アレー観測記録に適用し、良好な結果を得ている。ただしこれらは経験的グリーン関数法 (Hartzell, 1978; Irikura, 1983; Irikura, 1986) を利用した研究である。

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おいて、多重非線形効果を導入するための手順は次の通りである。

まず、式 (2.5) において $|G(f)|$ として地震基盤から工学的基盤までのサイト増幅特性を用意する。また、対象地点で得られた中小地震記録を工学的基盤における 2E 波に変換し、これを式 (2.5) で $O(f)$ として用いる。そして式 (2.5) をフーリエ逆変換すると、工学的基盤における 2E 波とみなすことのできる統計的グリーン関数が得られる。次に、式 (2.6) により多重非線形効果の影響を考慮してグリーン関数の補正を行う。

$$\begin{aligned} g_n(t) &= g(t) & (t < t_0) \\ g_n(t_0 + (t - t_0) / v_1) &= g(t) \exp(-v_2 \omega(t - t_0)) & (t > t_0) \end{aligned} \quad (2.6)$$

ここに $g(t)$ は補正前のグリーン関数、 $g_n(t)$ は補正後のグリーン関数、 t_0 はグリーン関数上での直達 S 波到来時刻、 v_1 は堆積層における平均的な S 波速度の低下率、 v_2 は堆積層における平均的な減衰定数の増分を表す。そして、補正後のグリーン関数を重ね合わせるにより、工学的基盤における大地震時の地震動 (2E 波) を計算し、これを入力した表層地盤の有効応力解析を行うことにより、大地震時の地表における地震動を計算する。

なお、式 (2.6) の右辺を計算する際、グリーン関数に含まれる振動数成分が狭帯域であれば、その振動数に対応した ω を用い、広帯域であれば、まず $g(t)$ から帯域通過フィルタにより特定の帯域 (バンド幅 f_b) をとりだし、この時間関数に $\exp(-v_2 \omega(t - t_0))$ を乗じた上で、すべての帯域について加え合わせる。バンド幅 f_b は本研究の応用例では 0.1Hz としている。

以上の方法を 1995 年兵庫県南部地震によるポートアイランド鉛直アレー観測記録に適用し、適切な結果が得られることを確認している。この点については 3.1 で紹介する。

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。ここでは改良後の方法を兵庫県南部地震に適用した場合、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) が経験的グリーン関数法 (Hartzell, 1978; Irikura, 1983; Irikura, 1986) による強震動シミュレーションのために作成した特性化震源モデルが著名である。また、釜江・入倉 (1997) の震源モデルを改良し波形の再現精度をさらに向上させた山田他 (1999) の特性化震源モデルも存在する。ここでは後者の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。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

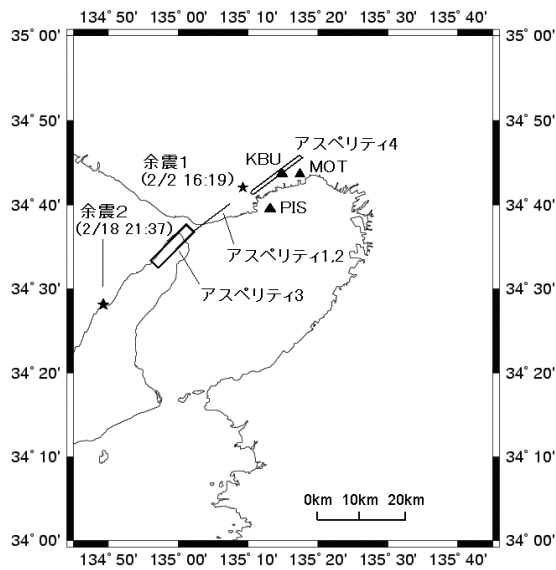


図-3.1 山田他 (1999) の特性化震源モデルと余震および観測点の位置

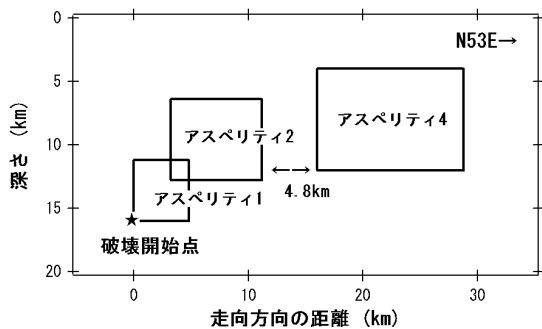


図-3.2 山田他 (1999) の特性化震源モデル (神戸側部分)

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

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。

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, 神戸市内の地震動を検討する場合

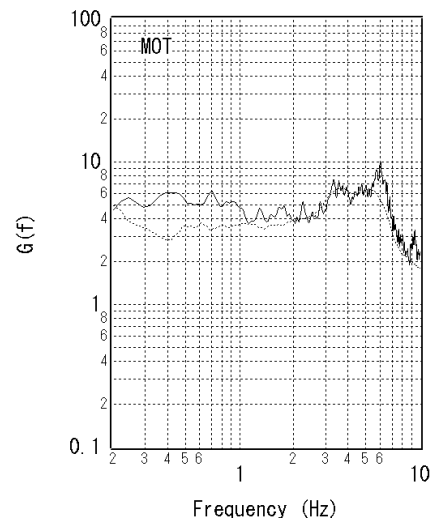
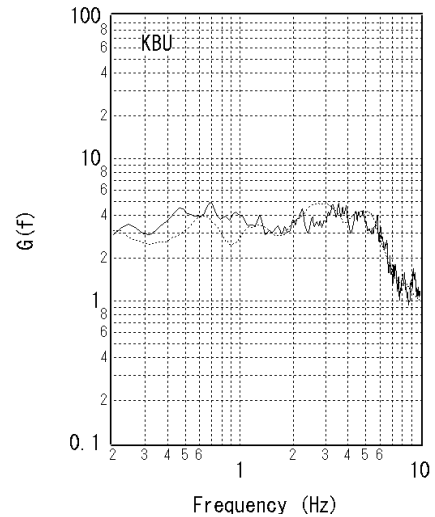


図-3.3 KBUとMOTにおけるサイト増幅特性. 実線は野津・長尾(2005), 破線は鶴来他(2002)

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確かめられている(野津・菅野, 2006). そこで, 以下の検討では神戸側の3つのアスペリティを考慮する。

(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は $M_0=1.7 \times 10^{15} \text{Nm}$ 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

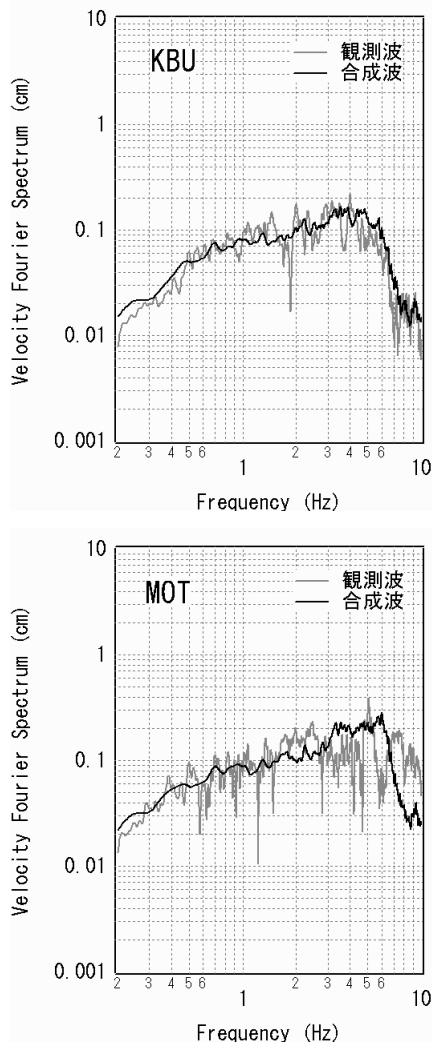


図-3.4 再決定された震源パラメタによる余震のフーリエスペクトルの再現

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

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(2.2)と伝播経路特性(2.3)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るように設定する。その際、震源付近のS波速度は3.5km/s(釜江・入倉, 1997), 密度は2.7g/cm³とした(香川他, 1998)。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表す係数であるPRITINは1.0とした。これは、比較の相手方である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)のものをを用いた(図-3.3)。

検討の結果、地震モーメントを 1.0×10^{15} Nm、コーナー周波数を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く再現できることがわかった(図-3.4)。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-3.4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。震源付近のS波速度と密度、伝播経路の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、アスペリティの分割数はいずれも $10 \times 10 \times 10$ とした。図-3.5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。この結果を改良前の方法による結果(野津・菅野, 2006)と比較すると、若干ではあるが結果の改善が認められる。

さて、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が、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ので、アスペリティの分割数に関する検討は重要である。ここではアスペリティの分割数を $10 \times 10 \times$

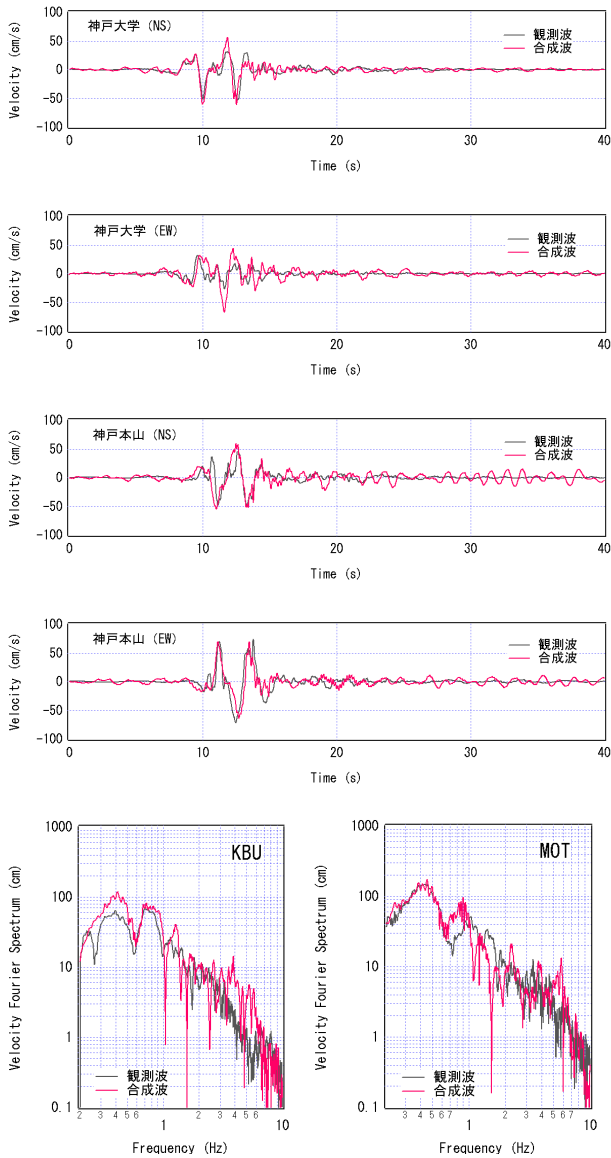


図-3.5 改良後の方法による神戸大学と神戸本山における速度波形と速度フーリエスペクトルの再現.

10 とした場合の計算結果を示したが、分割数を $20 \times 20 \times 20$ としても、計算結果に対する影響は小さいことが確認できる(野津・菅野, 2006). 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する必要はなく、破壊伝播の効果が適切に考慮されるよう、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。

アスペリティのライズタイム (アスペリティ上のある場

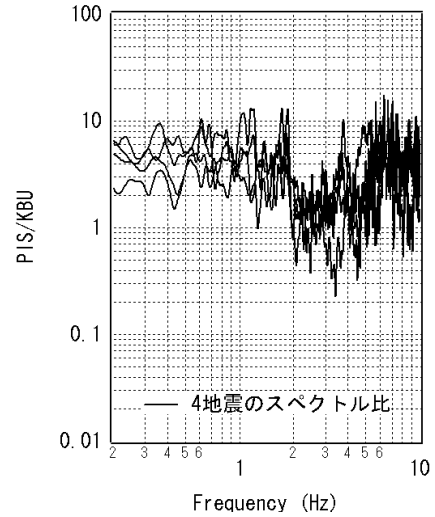


図-3.6 ポートアイランド (PIS) と KBU のスペクトル比

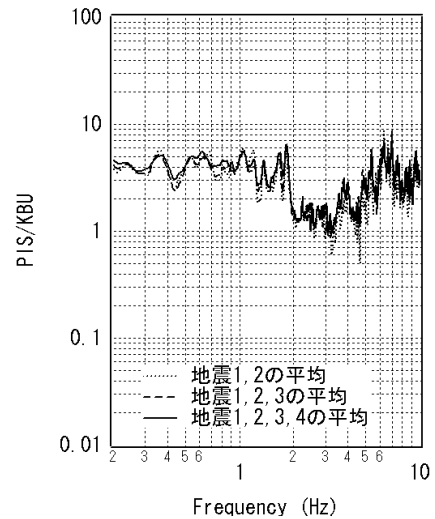


図-3.7 PIS と KBU のスペクトル比の対数平均

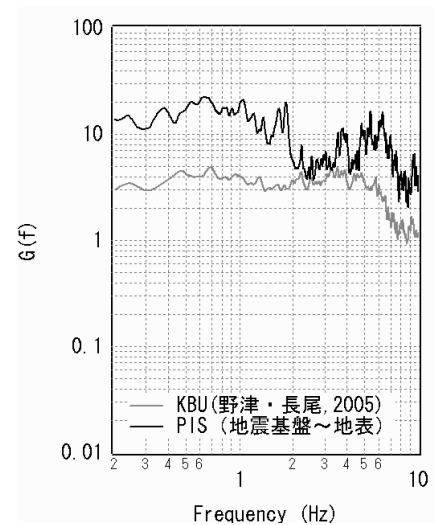


図-3.8 PIS のサイト増幅特性 (地震基盤～地表)

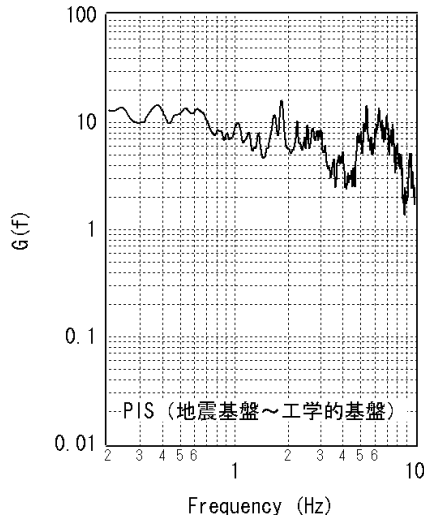


図-3.9 PISのサイト増幅特性（地震基盤～工学的基盤）

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

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。

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

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 ³)	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 β は0.002。

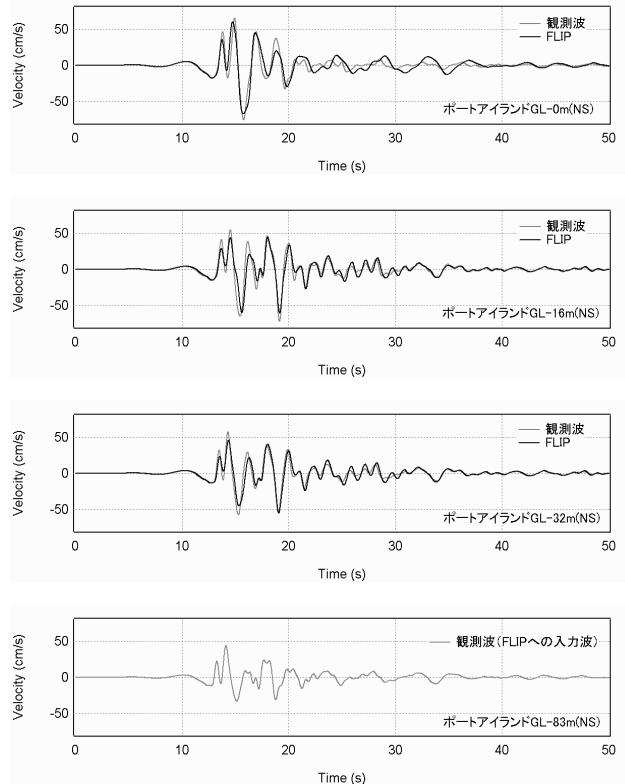


図-3.10 GL-83mの観測波を入力したFLIPの解析結果

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。表-3.2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ると、震源近傍の速度パルスを大幅に過小評価する結果となる(野津・菅野, 2006)。この結果から、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。

(4) 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、2.5で述べた非線形パラメタと有効応力解析を併用する方法により、鉛直

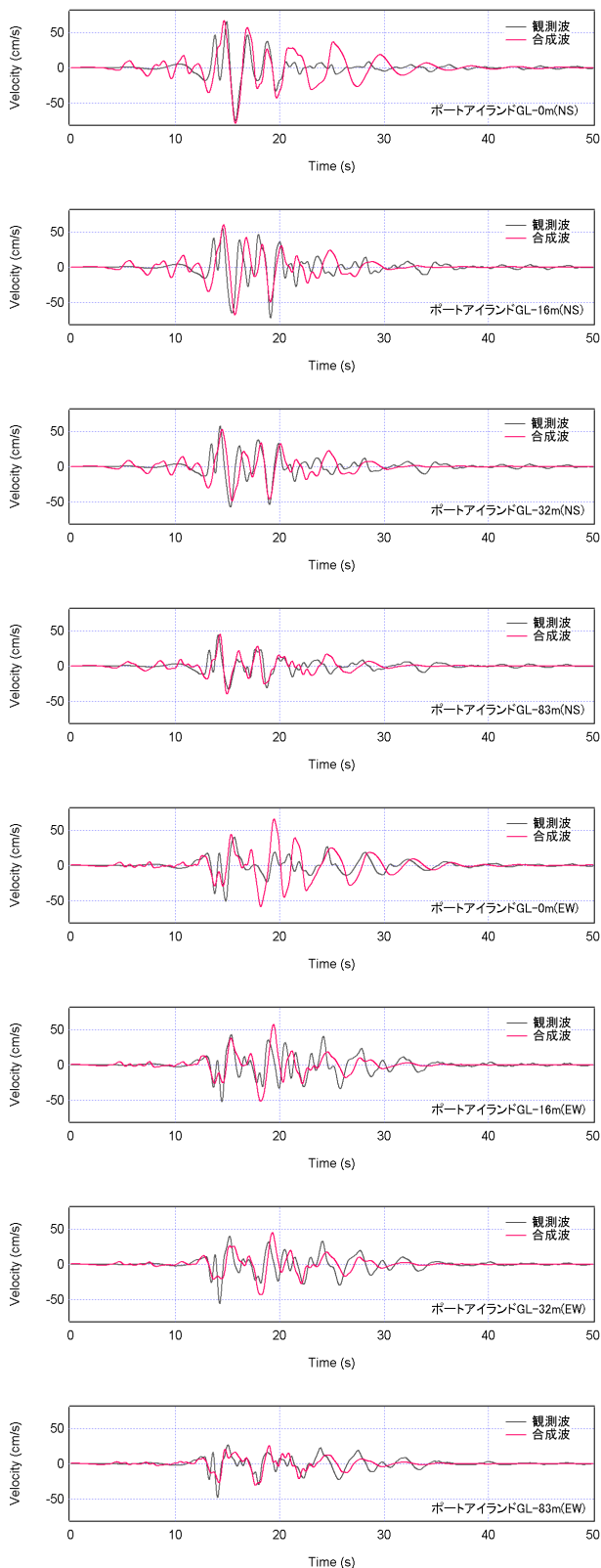


図-3.11 非線形パラメタを用い,有効応力解析も併用して強震動評価を行った結果

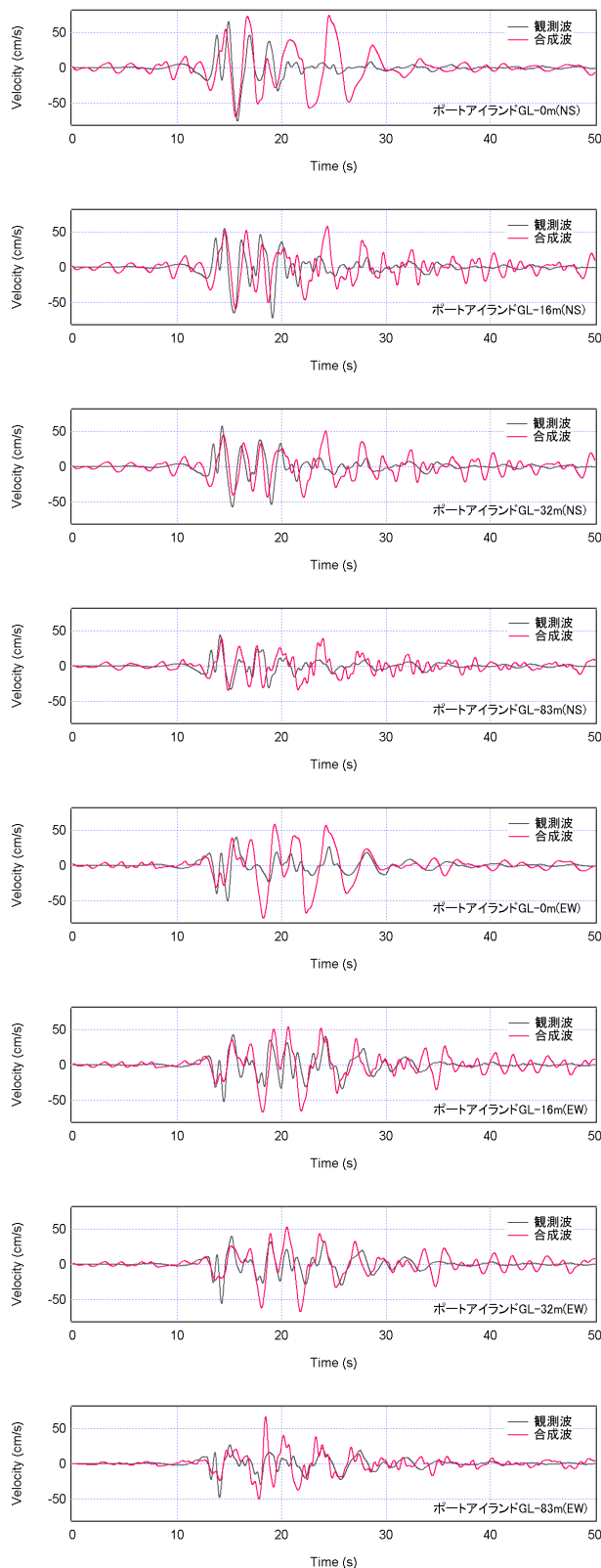


図-3.12 非線形パラメタを用いず,サイト直下の表層地盤の非線形挙動のみ有効応力解析により評価した結果

アレーの各深度における地震動を計算する。

ポートアイランドの鉛直アレー観測地点 (PIS) はスペクトルインバージョン (野津・長尾, 2005) では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-3.6 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-3.7 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 (地震基盤～地表) に乗じることにより, PIS におけるサイト増幅特性 (地震基盤～地表) を計算した (図-3.8)。さらに, これを PIS における工学的基盤 (GL-83m) から地表までの伝達関数 (線形) で割ることにより, PIS におけるサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) を計算した (図-3.9)。PIS におけるサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) は 0.2-1Hz の範囲で 10 程度と比較的大きな値を示す。

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, PIS に対して影響の大きいアスペリティ 1,2 と PIS との位置関係を考慮し, 1995 年 2 月 18 日 21:37 の余震記録を選定し, これを線形の重複反射理論で引き戻すことにより, 工学的基盤における 2E 波とした。

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, $PRTITN$ および Q 値も KBU および MOT での計算と同様とした。非線形パラメタとしては 1995 年兵庫県南部地震による対象地点周辺における多重非線形効果を表現するのに適した値である $\nu_1=0.91$, $\nu_2=0.06$ (野津, 2007) を用いた。

いったん工学的基盤における大地震時の地震動 (2E 波) が得られれば, 次に, これを入力して表層地盤の有効応力解析を行う必要がある。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 E+F 波として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-3.10 に示す (0.2-2Hz のバンドパスフィルタを通した速度波形)。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。

非線形パラメタを用い, 有効応力解析も併用して強震動評価を行った場合の波形合成結果を図-3.11 に示す (0.2-2Hz のバンドパスフィルタを通した速度波形)。ここでは各深度における NS 成分と EW 成分, 合計 8 つの波形について比較を行っている。比較のため, 非線形パラメタを用いず, サイト直下の表層地盤の非線形挙動のみ有効応力解析で評価した結果 (すなわち多重非線形効果を無視した場合の結果) を図-3.12 に示す (0.2-2Hz のバンドパスフィルタを通した速度波形)。多重非線形効果を無視したケースでは, 直達 S 波はほぼ再現されているが, 波形後半は大きく過大評価されている。この誤差は, 後続位相の波線経路 (図-2.7) における減衰定数の増加の影響を無視したために生じていると解釈される。また, GL-83m の NS 成分の 18s 付近の位相を見ると, 多重非線形効果を無視したケースでは, 位相の到来するタイミングが早すぎる (図-3.12 の上から 4 段目)。この誤差は, 後続位相の波線経路 (図-2.7) における S 波速度の低下の影響を無視したために生じていると解釈される。多重非線形効果を考慮したケース (図-3.11) では, これらの点が改善されている。全体として, 非線形パラメタと有効応力解析を組み合わせる方法は, 有効応力解析だけを用いる場合よりも良好な結果を与えることがわかる。

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。ここでは改良後の方法によるカルデラ内外の 3 地点 (図-3.13) 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-3.14 及び表-3.5 に示す。図-3.14 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

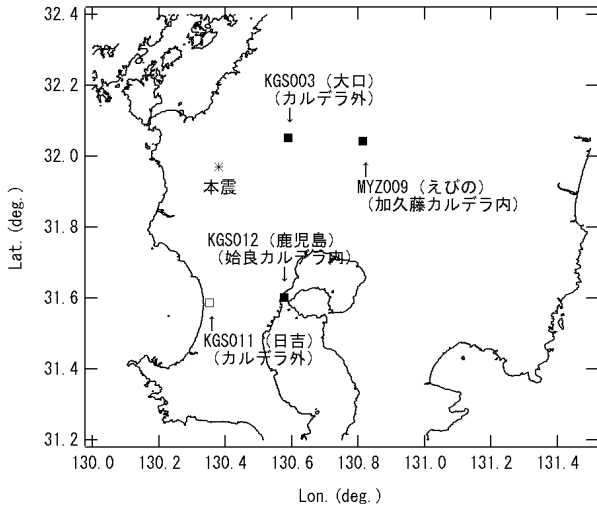


図-3.13 1997年3月鹿児島県北西部地震 (M6.6) の震央と観測点の位置

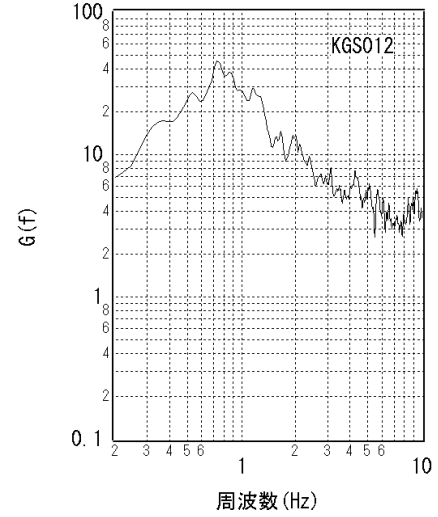


図-3.15 KGS012 (K-NET 鹿児島) のサイト増幅特性

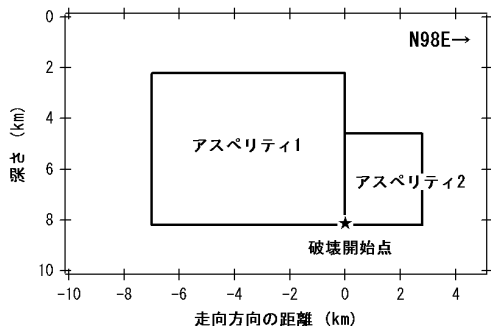


図-3.14 三宅他 (1999) の特性化震源モデル

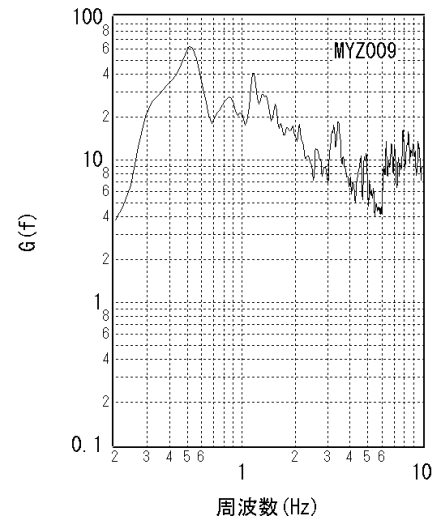


図-3.16 MYZ009 (K-NET えびの) のサイト増幅特性

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

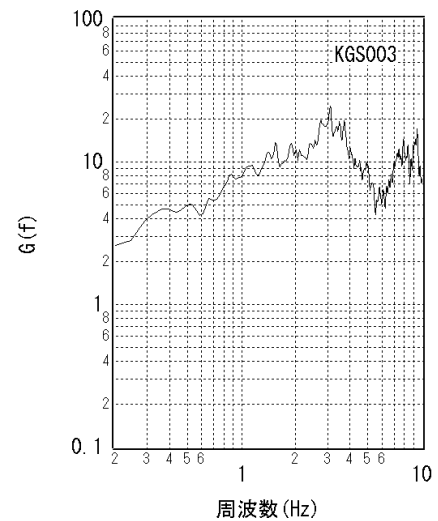


図-3.17 KGS003 (K-NET 大口) のサイト増幅特性

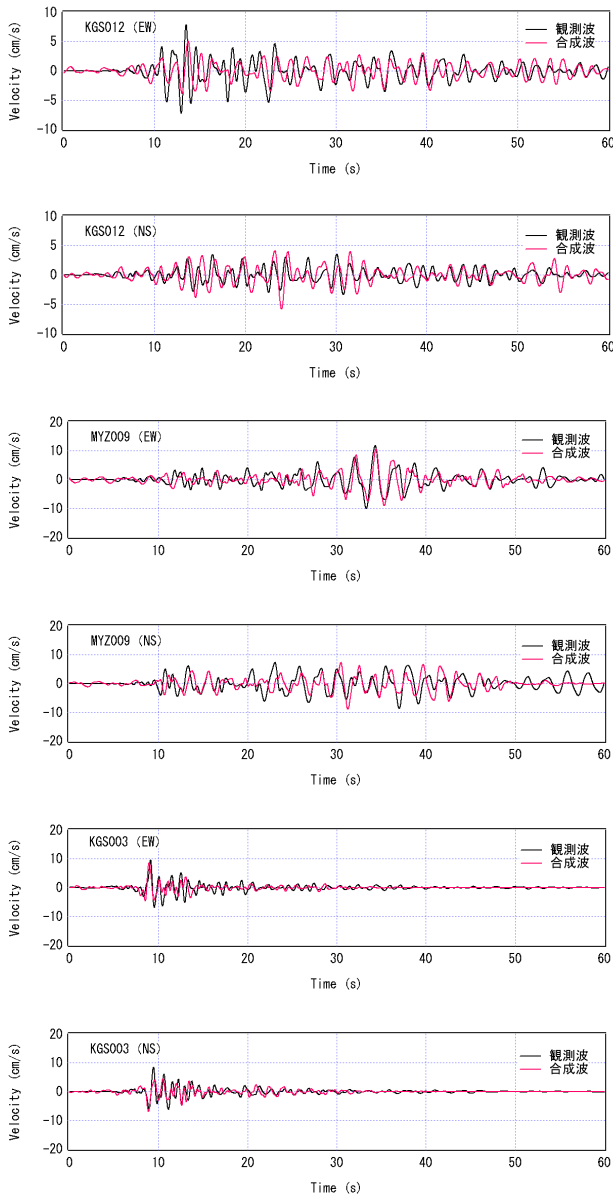


図-3.18 改良後の方法による始良カルデラ内の KGS012 と加久藤カルデラ内の MYZ009, それにカルデラ外の KGS003 における速度波形 (0.2-2Hz) の再現

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

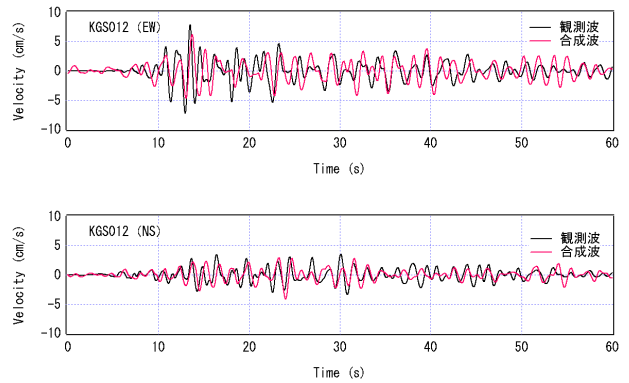


図-3.19 PRITN の値を修正した場合の KGS012 における速度波形 (0.2-2Hz) の再現

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-3.13) 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 3.1km/s (三宅他, 1999)、密度は 2.4g/cm^3 とした (加藤, 2001)。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インバージョンの結果 (野津・長尾, 2005; 図-3.15~図-3.17) 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 ($0.2\text{-}2 \text{Hz}$ の速度波形) を図-3.18 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。この結果を改良前の方法による結果 (野津・菅野, 2006) と比較すると、若干ではあるが結果の改善が認められる。

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 PRITN 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-3.19 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) を採用するといった簡単な方法では, 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.

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, 1969). 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.ysk.nilim.go.jp) から入手することができる.

ここでは, 青森・八戸・宮古の各港で得られた記録に着目し, 改良後の方法による強震動シミュレーション結果との比較を行った.

(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られる. 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

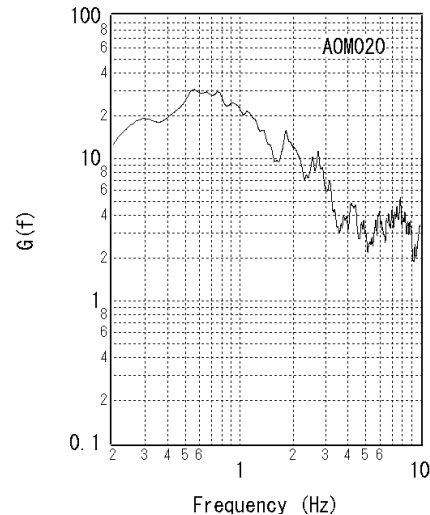


図-4.1 AOM020 (K-NET 青森) におけるサイト増幅特性

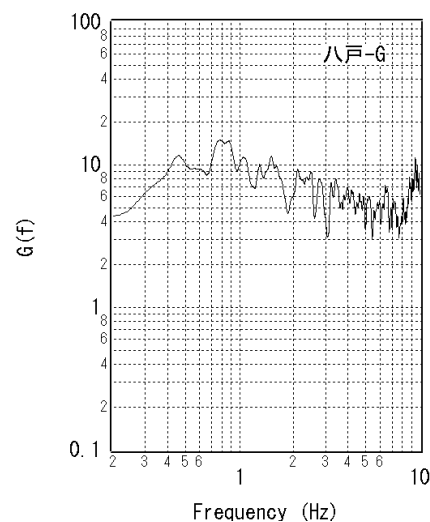


図-4.2 八戸-G におけるサイト増幅特性

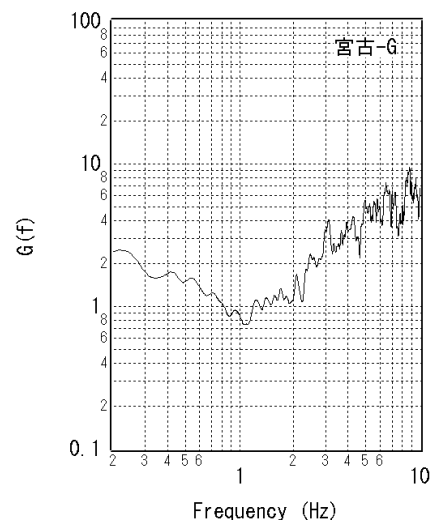


図-4.3 宮古-G におけるサイト増幅特性

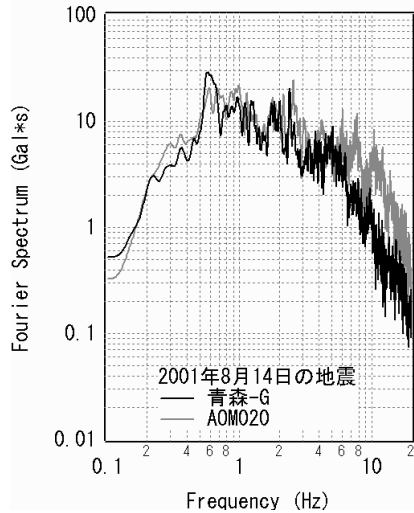


図-4.4 2001年8月14日青森県東方沖の地震 (M6.4) による青森-GとAOM020における記録のフーリエスペクトル (水平2成分のベクトル和をとり、バンド幅0.05Hzのパーセンウインドウを通したもの)

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.

(2) 震源モデル

1968年十勝沖地震について, 野津・菅野(2006)は永井他(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提案している. 図-4.5の★は破壊開始点を示しており, 永井他(2001)に基づき(143.58E, 40.73N, 深さ9km)としている. 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)に基づき156°および20°としている. 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(2004)を参考に設定している. 以下においては, この震源モデルを用いて強震動シミュレーションを行う.

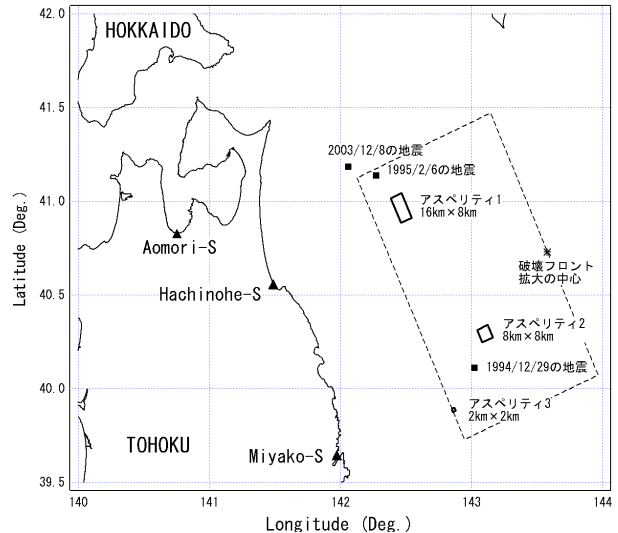


図-4.5 1968年十勝沖地震の特性化震源モデル(野津・菅野, 2006)

表-4.1 特性化震源モデルのパラメタ(野津・菅野, 2006)

(全体)
震源付近の密度: 3.1g/cm ³
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 ²
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 ²
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 ²
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

(3) 強震動シミュレーション

強震動シミュレーションの結果を図-4.6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

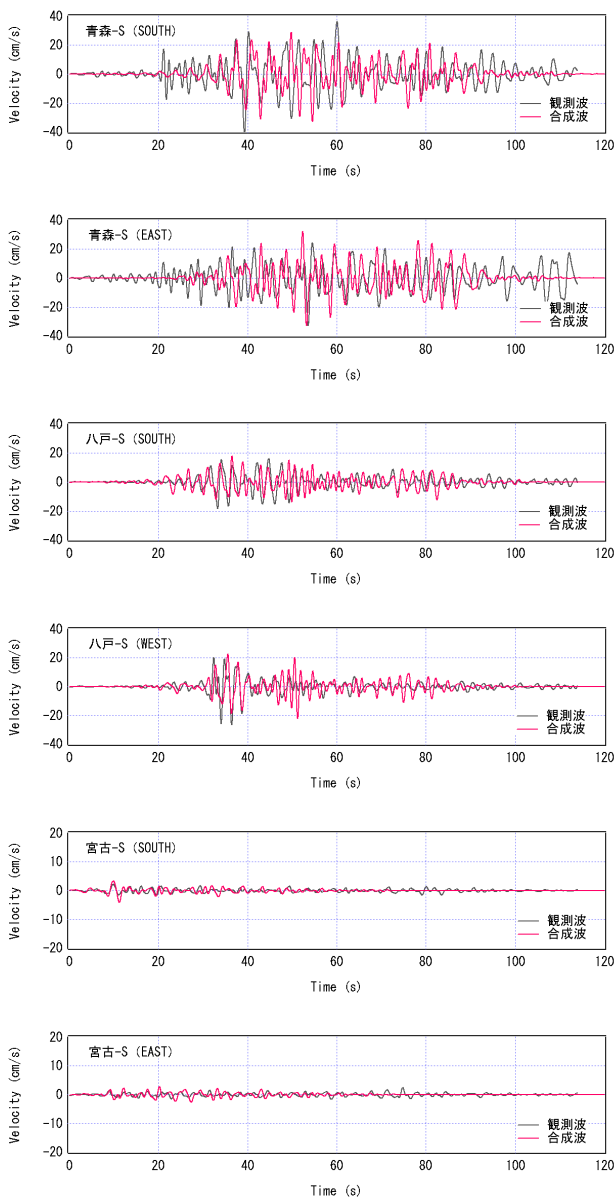


図-4.6 改良後の方法による青森・八戸・宮古における速度波形 (0.2-1Hz) の再現.

表-4.2 位相特性の評価に用いた観測記録

港湾	日付	M	Δ	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

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-4.6より、提案モデルを用いれば、各地点の速度波形

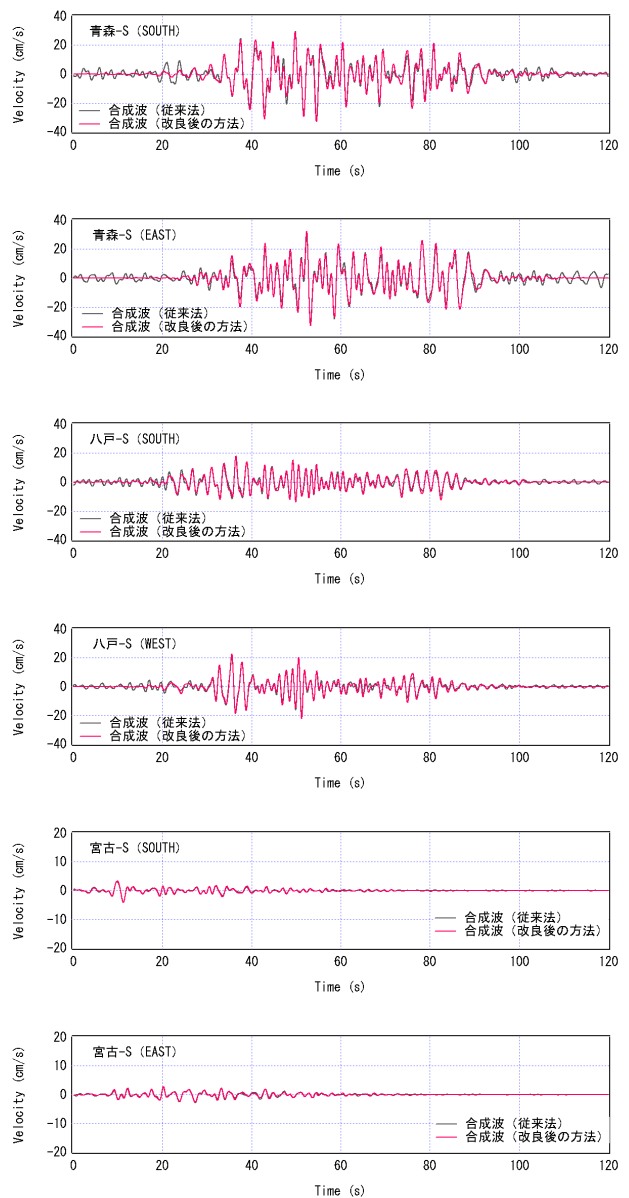


図-4.7 改良前後の方法による青森・八戸・宮古における速度波形 (0.2-1Hz) の計算結果の比較.

(0.2-1Hz) をかなり良好に再現できることがわかる。この結果を改良前の方法による結果と比較すると、図-4.7に示すように、改良後の方法では因果性を満足する地震波が生成できていることがわかる。

これら三港における地震動の再現は地震調査研究推進本部(2004)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も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。この方法による場合、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が、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ると考えられる。図-4.6 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場合には、対象構造物の敷地において地震観測を実施し、サイト特性を把握した上で強震動評価を行うことが望ましいと考えている。

上記の震源モデルを得る過程では、採用すべきアスペリティの大きさに関してパラメタスタディーを実施している。その結果については野津・菅野 (2006) に報告されている。

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、改良後の方法により強震動シミュレーションを実施し、両地点における観測記録との比較を実施した。

(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

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、 Δ 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	Δ (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

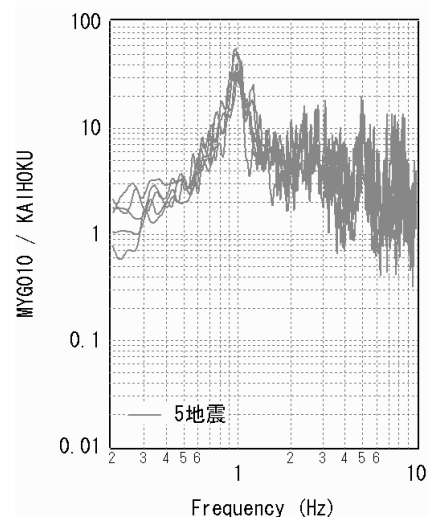


図-4.8 K-NET石巻と開北橋のスペクトル比(5地震)

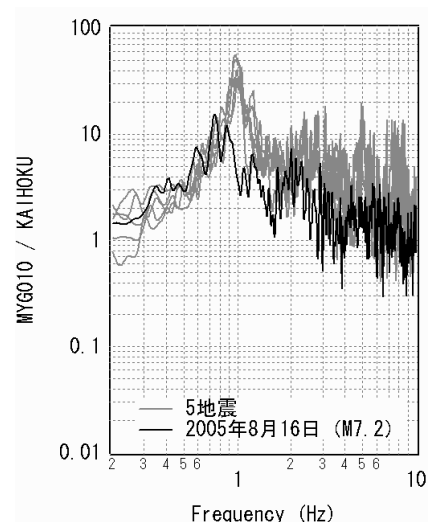


図-4.9 K-NET石巻と開北橋のスペクトル比。図-4.8の5地震に2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)を加えたもの

石巻)でも記録の得られている7つの地震(表-4.3)につ

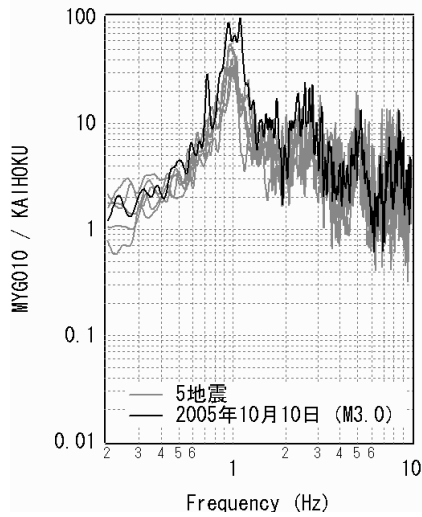


図-4.10 K-NET 石巻と開北橋のスペクトル比. 図-4.8 の5地震に2005年10月10日の地震 (M3.0) を加えたもの

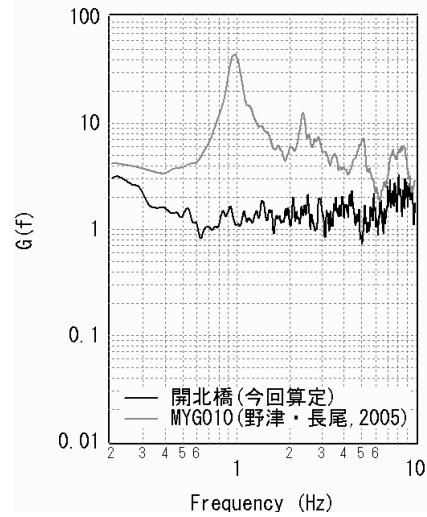


図-4.12 K-NET 石巻のサイト増幅特性 (野津・長尾, 2005) と開北橋のサイト増幅特性 (今回算定)

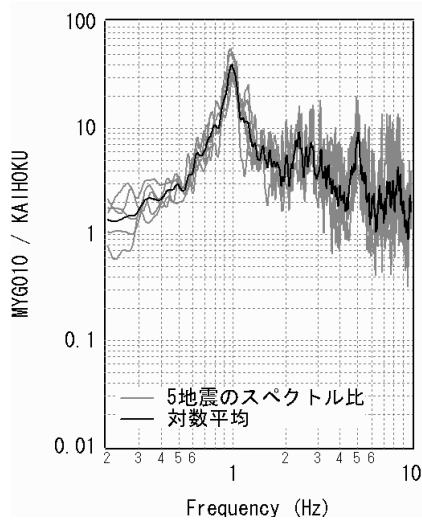


図-4.11 K-NET 石巻と開北橋のスペクトル比. 5地震のスペクトル比とその対数平均.

いて、フーリエ振幅スペクトルの比較を行ったところ、図-4.8～図-4.10 に示す結果を得た。

図-4.8 は2005年8月16日宮城県沖の地震 (M7.2) と2005年10月10日の地震 (M3.0) を除く5地震についてスペクトル比 (分母は開北橋) 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-4.9 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

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

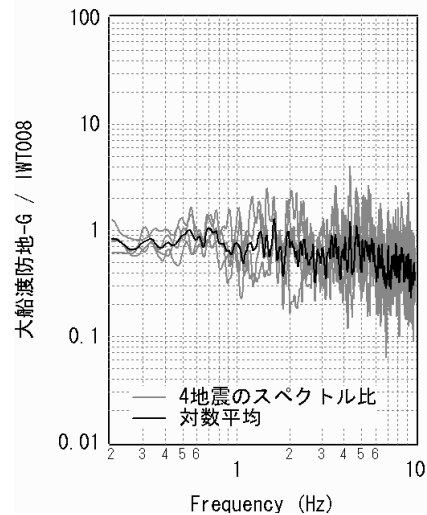


図-4.13 大船渡防地-G と K-NET 大船渡のスペクトル比. 4地震のスペクトル比とその対数平均.

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。図-4.10 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。この地震の場合、

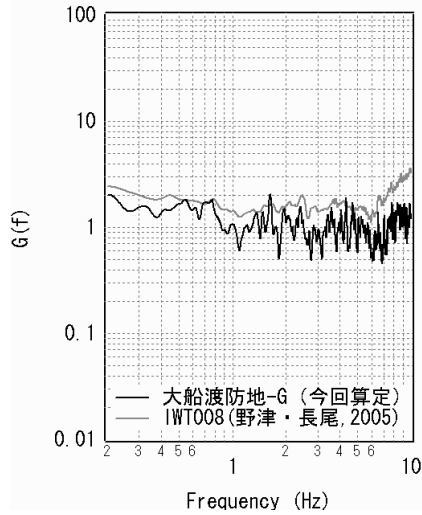


図-4.14 K-NET 大船渡のサイト増幅特性（野津・長尾，2005）と大船渡防地-Gのサイト増幅特性（今回算定）

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ためと解釈される。

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-4.11）、その逆数をMYG010地点のサイト増幅特性（野津・長尾，2005）に乗じることにより、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-4.12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-4.13）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-4.14）。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

1978年宮城県沖地震について野津・菅野（2006）は開北橋と大船渡の速度波形を説明できる震源モデルとして図-4.15および表-4.5に示す特性化震源モデルを得ている。この震源モデルでは、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

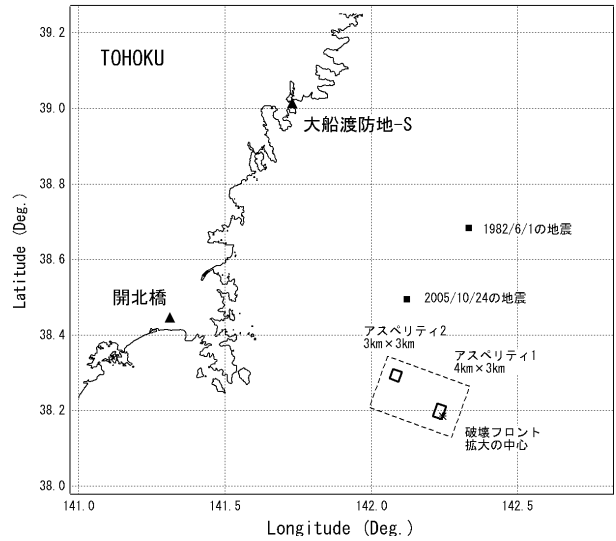


図-4.15 1978年宮城県沖地震の特性化震源モデル（野津・菅野，2006）

表-4.5 特性化震源モデルのパラメタ（野津・菅野，2006）

(全体)	
震源付近の密度：	3.1g/cm ³
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 30.0km)
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：	4×3km ²
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 ²
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

(2005)を参考に設定されている。ここではこの震源モデルを用いる。

(4) 強震動シミュレーション

強震動シミュレーションの結果を図-4.16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

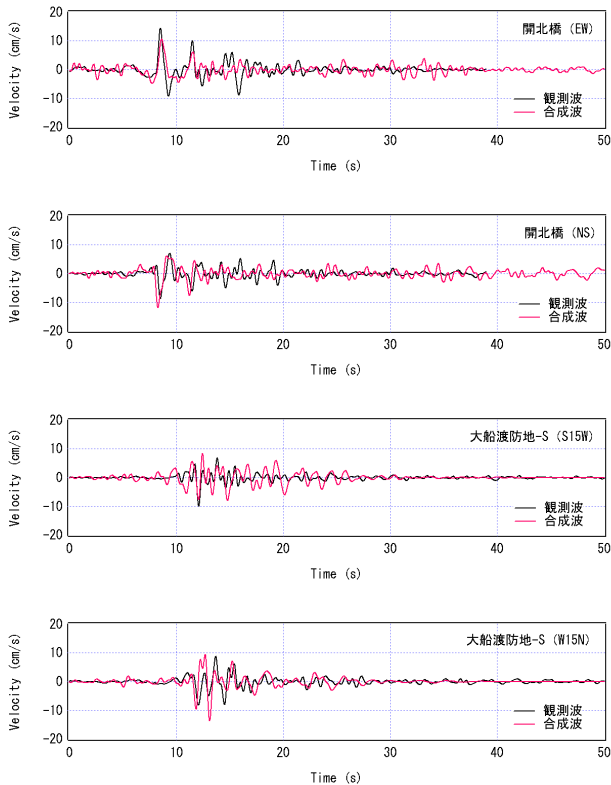


図-4.16 改良後の方法による開北橋および大船渡防地-Sにおける速度波形 (0.2-2Hz) の再現。

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-4.16より、両地点の速度波形は良好に再現されることがわかる。この結果を改良前の方法による結果(野津・菅野, 2006)と比較すると、若干ではあるが結果の改善が認められる。

上記の震源モデルを得る過程では、採用すべきアスペリティの大きさに関してパラメタスタディーを実施している。その結果については野津・菅野(2006)に報告されている。

5. おわりに

本研究の対象であ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は、堆積層が地震動のフーリエ振幅とフーリエ位相の双方に与える影響を考慮できるというたいへん大きな利点を有している。最近の研究(野津・菅野, 2006; 野津他, 2006; 野津他, 2007; Nozu *et al.*, 2007)で著者らは同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、同手法の適用性について検討を行った。その結果、1995年兵庫県南部

地震の震源近傍における指向性パルスが同手法により適切に再現されること、2003年十勝沖地震など海溝型巨大地震による0.2-1Hzの帯域の強震動は、比較的シンプルな特性化震源モデル(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同様であるとして単純化した震源モデル)と同手法との組み合わせにより説明できることなどが示された。このように、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法については、当初はあまり明確でなかった広範な適用性が最近の研究で明らかにされつつある。

ただし、これまで用いてきた方法には、因果性を満足する地震波を生成できないという問題点が存在していたため、本研究では、因果性を満足しない地震波が生成される原因について考察を行うとともに、因果性を満足する地震波を生成できるよう、計算方法の改良を行った。具体的な改良点は、グリーン関数を推定する手順の一部にスペクトルの平滑化を導入したことである。改良後の方法を既往の内陸活断層地震および海溝型地震に適用することにより、因果性を満足し、かつ既往の強震記録とも調和的な地震波が生成されることを確認した。併せて、多重非線形効果(野津・盛川, 2003; 野津他, 2003; 野津, 2007)の影響を考慮できるよう、計算手法の改良を行った。

本研究で対象とした地震以外にも、最近わが国では2004年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖の地震、2007年能登半島地震、2007年新潟県中越沖地震など被害を伴う地震が数多く発生している。今後は、これらの地震を対象とした強震動シミュレーションを実施し、提案法の検証を行うことが必要である。それと同時に、これらの地震に関する震源モデルの構築を行い、その結果を整理することにより、強震動評価のための震源のモデル化手法の改訂を行っていく必要がある。

本研究に使用した計算プログラムを付録CDに収録しているので、活用していただければ幸いです。

(2007年11月5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の取得した強震記録を利用しました。関係各位に謝意を表します。

訂正

前報(野津・菅野, 2006)に掲載された1995年兵庫県南部

部地震の震源モデルには誤りがありました。正しくは本稿に掲載されている通りです。お詫びの上訂正いたします。

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・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.
- 大崎順彦(1994): 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会.
- 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.
- 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.
- 額瀨一起(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(2004): 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.
- 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.
- 土田肇・山田遼一郎・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.
- 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, 盛川仁(2003): 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, 地震2, 第55巻, pp.361-374.
- 野津厚, 深澤清尊, 佐藤陽子, 菅野高弘(2003): 半経験的な強震動予測手法の改良に関する提案, 港湾空港技術研究所報告, 第42巻, 第1号, pp.139-166.
- 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.
- 野津厚, 菅野高弘(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, 港湾空港技術研究所資料, No.1120.
- 野津厚, 山田雅行, 長尾毅(2006): 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した盆地生成表面波のシミュレーション—九州地方のカルデラを例として—, 土木学会論文集A, 第62巻, 第4号, pp.891-905.

- 野津厚, 長尾毅, 山田雅行 (2007) : スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, 第7巻, 第2号, pp.215-234.
- 野津厚 (2007) : 非線形パラメタと有効応力解析を併用した強震動評価手法, 土木学会地震工学論文集, 第29巻, pp.114-122.
- 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.
- 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. 81, 329p.
- 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, pp.1-4.
- 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.
- Nozu, A., Nagao, T. and Yamada, M. (2007): Simulation of strong ground motions based on site-specific amplification and phase characteristics, *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, France (CD-ROM).
- 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.
- Yoshida, N. and Iai, S. (1998): Nonlinear site response and its evaluation and prediction, *The effects of Surface Geology on Seismic Motion*, pp.71-90.

この冊子は独立行政法人港湾空港技術研究所理事長の複製許可承認
(平成19年3月13日付 港空研企第153号)を得て複製したものである。

平成20年3月 複製

港 湾 空 港 技 術 振 興 会

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1
電話 046-843-6558 Fax 046-843-2821

港湾空港技術研究所資料 No.1173

2 0 0 8 . 3

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© (2008) 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。