

独立行政法人港湾空港技術研究所

港湾空港技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH
INSTITUTE

Vol.50 No.4 December 2011

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN

INDEPENDENT ADMINISTRATIVE INSTITUTION,
PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

港湾空港技術研究所報告 (REPORT OF PARI)

第 50 卷 第 4 号 (Vol. 50, No. 4), 2011 年12月 (December 2011)

目 次 (CONTENTS)

1. 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震津波の特性河合弘泰, 佐藤真, 川口浩二, 関克己 3 (Characteristics of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake TsunamiHiroyasu KAWAI, Makoto SATOH, Koji KAWAGUCHI, Katsumi SEKI)
2. 土丹層に支持された鋼管杭の軸方向抵抗力の検討水谷崇亮, 菊池喜昭, 杉本貴之, 小濱英司 65 (Study on Vertical Bearing Capacity of Steel Pipe Pile Driven into MudstoneTaka-aki MIZUTANI, Yoshiaki KIKUCHI, Takayuki SUGIMOTO, Eiji KOHAMA)
3. 既存矢板壁に対する控え工増設の補強効果とその評価法の開発森川嘉之, 菊池喜昭, 水谷崇亮 107 (Development of Design Method for Anchored Sheet Pile Wall Reinforced by Additional Anchorage WorkYoshiyuki MORIKAWA, Yoshiaki KIKUCHI, Taka-aki MIZUTANI)
4. 内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法野津厚 133 (Modeling Semi-Short-Period Ground Motions from Crustal Earthquakes Using Characterized Source ModelsAtsushi NOZU)
5. 下新川海岸における長周期うねりの越波発生機構とその対策加島寛章, 平山克也 197 (Experimental Study on Mechanism and Countermeasures for Wave Overtopping of Long-Period Swell in Shimonikawa CoastHiroaki KASHIMA, Katsuya HIRAYAMA)

内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した 震源のモデル化手法

野津 厚*

要 旨

内陸地殻内地震の震源近傍で観測されるやや短周期パルスは構造物に対して大きな影響を与えるものであると認識されている。兵庫県南部地震を対象とした研究で、これらのパルスはアスペリティに起因するものであること、また、特性化震源モデル（矩形のアスペリティの組み合わせ）を用いた強震動シミュレーションによりこれらのパルスが適切に再現できることが明らかにされ、設計の実務においても特性化震源モデルが積極的に用いられるようになってきている。しかし、特性化震源モデルのパラメタ設定において多く用いられている経験式（Somerville *et al.*, 1999）は主にカリフォルニアのデータに基づいており、最近わが国で多発している内陸地殻内地震の実績が反映されていないという問題点がある。また、上記の経験式の作成において、必ずしも工学上重要なやや短周期パルスの再現に力点が置かれているわけではない。そこで、本研究では、最近わが国で多発している内陸地殻内地震のデータに基づいて、やや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法について検討を行った。具体的には、兵庫県南部地震以後のわが国における内陸地殻内地震のうち、M6.8を越える6つの地震を対象に、やや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルの構築を行った。その際、波形の計算には経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法を用いた。また、それらの結果を整理することにより、与えられた想定地震の規模から特性化震源モデルのパラメタ、具体的にはアスペリティの面積や地震モーメントを決めるための新たな経験式の作成を行った。新たに得られた経験式は、Somerville *et al.* (1999)の経験式と比較すると、同じ規模の地震に対して、アスペリティの面積はより小さいという特徴を有する。なお、小さいアスペリティを採用することの具体的影響としては、破壊伝播方向とその逆方向の地震動の差が現状より小さくなることが挙げられる。

キーワード：内陸地殻内地震，やや短周期地震動，アスペリティ，特性化震源モデル，サイト特性

* 地盤・構造部 地震防災研究領域 地震動研究チームリーダー
〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 E-mail：nozu@pari.go.jp

Modeling Semi-Short-Period Ground Motions from Crustal Earthquakes Using Characterized Source Models

Atsushi NOZU*

Synopsis

It has been recognized that semi-short-period velocity pulses induced by crustal earthquakes have significant effects on structures including buildings and port structures. Past studies on the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake revealed that these pulses are caused by the rupture of asperities and that they can be reproduced well by using characterized source models, *i.e.*, combinations of rectangle asperities. Based on these results, characterized source models are currently used to determine design ground motions for port and airport structures in Japan. In these applications, empirical relations by Somerville *et al.* (1999) are used to determine the parameters for characterized source models such as areas or seismic moments of the asperities. The relations, however, are derived mainly on data from earthquakes in California and do not reflect data from recent Japanese crustal earthquakes. In addition, the derivation process of the empirical relations was not focused on semi-short-period ground motions, which are important from engineering point of view. Thus, in this study, based on data from Japanese crustal earthquakes, modeling of semi-short-period ground motions was studied. First, characterized source models were developed for 6 Japanese large crustal earthquakes since 2000 that can reproduce semi-short-period ground motions. In this process, empirical site amplification and phase characteristics are considered. Then, based on the source models, empirical relations were newly derived to determine the parameters for characterized source models. The newly derived empirical relations predict smaller area for the asperities than those predicted by Somerville *et al.* (1999). It implies that the variation of ground motions due to directivity effect will be reduced if newly derived relations are used.

Key Words: Crustal earthquake, semi-short-period ground motion, asperity, characterized source model, site effect

* Head of Engineering Seismology Division, Geotechnical and Structural Engineering Department
3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 E-mail : nozu@pari.go.jp

目 次

要 旨	133
1. はじめに	137
2. 研究の方法	138
3. 2000年鳥取県西部地震	138
3.1 地震と解析の概要	138
3.2 サイト増幅特性	147
3.3 位相特性	147
3.4 特性化震源モデル	147
3.5 地震動の再現結果	148
4. 2004年新潟県中越地震	148
4.1 地震と解析の概要	148
4.2 サイト増幅特性	149
4.3 位相特性	149
4.4 特性化震源モデル	152
4.5 地震動の再現結果	152
5. 2005年福岡県西方沖の地震	156
5.1 地震と解析の概要	156
5.2 サイト増幅特性	156
5.3 位相特性	156
5.4 特性化震源モデル	156
5.5 地震動の再現結果	162
6. 2007年能登半島地震	162
6.1 地震と解析の概要	162
6.2 サイト増幅特性	168
6.3 位相特性	168
6.4 特性化震源モデル	168
6.5 地震動の再現結果	168
7. 2007年新潟県中越沖地震	169
7.1 地震と解析の概要	169
7.2 サイト増幅特性	180
7.3 位相特性	181
7.4 特性化震源モデル	181
7.5 地震動の再現結果	181
8. 2008年岩手・宮城内陸地震	182

8.1 地震と解析の概要	182
8.2 サイト増幅特性	182
8.3 位相特性	188
8.4 特性化震源モデル	189
8.5 地震動の再現結果	189
9. 作成された特性化震源モデルの統計的性質	189
10. 結論	192
11. あとがき	193
謝辞	193
参考文献	193

1. はじめに

内陸地殻内地震の震源近傍で観測されるやや短周期パルスは構造物に対して大きな影響を与えるものであると認識されている。建築の分野では、一般構造物にとってもっとも警戒すべき地震動はやや短周期パルスであることを川瀬 (1998) が指摘している。このとき川瀬 (1998) は概ね 0.5-2Hz の周波数帯域を「やや短周期」と呼び、この帯域に現れるパルスの地震波を「やや短周期パルス」と呼んだ。ここで、やや短周期をもう少し広くとらえ、0.3-2Hz をやや短周期ととらえると、岸壁に対して最も影響を及ぼしやすい 0.3-1Hz の周波数成分 (野津他, 2000) はやや短周期帯域に含まれることになる。そこで、本研究ではやや短周期帯域を 0.3-2Hz と定義する。また、この帯域の地震動を一般に「やや短周期地震動」と呼び、それがパルスの場合「やや短周期パルス」と呼ぶことにする。

実際に大きな被害を与えたやや短周期パルスとして 1995 年兵庫県南部地震 (M7.3) の際に神戸市内で観測されたものがよく知られている。同地震の後に実施された研究により、これらのパルスはアスペリティ (震源断層面上で特に速い速度ですべることにより強い地震波を出す部分) に起因するものであること、また、特性化震源モデルを用いた強震動シミュレーションによりこれらのパルスが適切に再現できることが明らかにされた (釜江・入倉, 1997; 山田他, 1999)。以上のように、工学上重要なやや短周期パルスを適切に再現できることが特性化震源モデルの最大のメリットであると考えられる。また、工学目的の強震動予測において特性化震源モデルを利用する場合には、やや短周期パルスを適切に再現することを念頭にパラメタ設定を行うべきであると考えられる。

特性化震源モデルを用いて、パルス波の周期や振幅を再現する上で最も重要なパラメタは①アスペリティの面積 S_a 、②アスペリティの地震モーメント M_{0a} 、③アスペリティのライズタイム τ_a の三者である。より一般的には②③に代えて「アスペリティ部のすべり速度時間関数」と表現すべきであるが、波形合成法として (しばしば用いられる) 入倉他 (1997) を用いることを前提とすれば、すべり速度時間関数の関数形が規定されることになるので、パラメタを①②③だけに絞ることができる。そこで、地震動予測のための経験式 (レシピ) としては、全体の地震モーメント M_0 から①②③が直接与えられるものが望ましいと考えられる。

アスペリティのパラメタを決めるための既存の方法としては、全体の地震モーメントから短周期レベルを介してアスペリティの面積を間接的に決める方法も提案されている (地震調査研究推進本部, 2009)。しかし、この方法は地

震モーメント-短周期レベル関係によってアスペリティ面積が左右される性質を持っており、パルス波の再現を第一の目標とする場合には、必ずしも最適なパラメタ設定方法であるとは言えないであろう。

一方、Somerville *et al.* (1999) の先駆的な研究では、地震モーメントから上記の①②を直接決めるための式が提案されており、よく利用されている (例えば日本港湾協会, 2007)。ただし、現時点から見ると、Somerville *et al.* の研究には (a) 対象としている地震のほとんどがカリフォルニアの地震であり、わが国の最近における内陸地殻内地震の実績が反映されていないこと、(b) Somerville *et al.* ではインバージョン結果によるすべり分布に対してトリミングを行うことにより矩形のアスペリティを切り出しているが、アスペリティの切り出し方は Somerville *et al.* のものが唯一の方法ではなく、やや短周期パルスの再現性を念頭に置いた場合に、Somerville *et al.* の切り出し方が最適であるとは限らないこと、(c) インバージョン結果の中には工学上重要な周波数帯をカバーしていないものもあること、などの問題点もある。

そこで、本研究では、兵庫県南部地震以後のわが国における内陸地殻内地震のうち、M6.8 を越える 6 つの地震に対して、やや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルの作成を行い、その結果を整理することにより、上記の①②③を決めるための経験式を確立することを目的とする。

なお、本研究を進めるにあたり特に注意を払った点として次の点がある。兵庫県南部地震の研究において対象とされたやや短周期パルスは、アスペリティの破壊伝播方向において観測されたものであった。アスペリティの破壊伝播方向では、見かけの破壊継続時間が短くなるため、パルス状の地震波が生成されやすいことは理論的にも説明可能である (フォワードディレクティブィティ, 例えば佐藤, 1994)。このことから、構造物に被害を与えるやや短周期パルスは、アスペリティの破壊伝播方向に生じるものであるとの認識が広く共有されていた。しかしながら、最近わが国で発生した比較的規模の大きい内陸地殻内地震 (特に逆断層地震) において、必ずしも破壊伝播方向とは言えない位置で、やや短周期帯域で大きな振幅を有する地震動が観測される例が相次いでいる。2004 年新潟県中越地震における K-NET 小千谷での記録、2007 年能登半島地震における K-NET 穴水における記録、2007 年新潟県中越沖地震における柏崎刈羽原子力発電所の記録などがその例である。こうした非破壊伝播方向における大振幅の地震動についても、特性化震源モデルにより再現できることを確認することは重要な課題であり、本研究では特にこの点に力点を置いた。

2. 研究の方法

本研究で対象とした地震は、2000年鳥取県西部地震、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、2008年岩手・宮城内陸地震の6地震である。

本研究の進め方としては、まず、これらの地震に対して震源周辺の強震記録を収集する。そして、波形インバージョンによるすべり量分布を参考に、強震記録を再現できるような特性化震源モデルを作成する。具体的には、すべり量が大きいと考えられる部分に長方形のアスペリティを配置し、やや短周期帯域における速度波形の再現性に特に注意しながら、アスペリティのサイズと地震モーメントを調整することにより、特性化震源モデルの作成を行う。その際、やや短周期帯域における波形ほど重視しないが、短周期成分を含むフーリエスペクトルの再現性にも注意する。

上記の作業を行うにあたり、与えられた震源モデルに対して、強震観測地点における波形を計算することが必要である。本研究ではそのために経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震波形計算手法（古和田他，1998；野津・菅野，2008；野津他，2009）を用いる。この方法では、まず、小規模な地震による対象地点での地震動（グリーン関数と呼ぶ）を計算し、これを経験的グリーン関数法と同様の方法（入倉他，1997）で重ね合わせることで、大地震による揺れを計算する。統計的グリーン関数法の一つとみなすことのできる方法であるが、グリーン関数のフーリエ振幅を決める際に経験的サイト増幅特性を考慮し、さらに、対象地点で観測されている中小地震のフーリエ位相をグリーン関数のフーリエ位相として用いる点が特徴である。

手法の詳細は以下の通りである。まず、地震基盤位置における小地震の振幅スペクトル $A(f)$ は次式で与えられる。

$$A(f) = CM_0 S(f, f_c) \frac{\exp(-\pi f R / Q_s \beta)}{R} \quad (2.1)$$

ここで、 M_0 は小地震の地震モーメント、 R は小地震から対象地点までの距離(km)、 Q_s は地震基盤における S 波の Q 値、 β は S 波速度である。定数 C は次式で与えられる。

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (2.2)$$

ここに $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン係数、 FS は自由表面の影響による増幅 (=2)、 $PRTITN$ は水平 2 成分の振幅比を表す係数（水平 2 成分の自乗和は 1）、 ρ は地震基盤の密度である。以下の解析では特に断らない限り $\rho = 2.7 \text{ t/m}^3$ 、 β

$= 3.5 \text{ km/s}$ とした。また $R_{\theta\phi}$ は全方位の平均値である 0.63 を用い、 $PRTITN$ については、本研究では観測記録を説明するような震源モデルの構築を目的としているため、観測記録そのものの水平 2 成分の振幅比をベクトル和が 1.0 となるように調整した値を用いた。 Q_s は以下の各章に述べるように既往の研究における値を用いた。

式 (2.1) の震源スペクトル S は次式で与えられる。

$$S(f, f_c) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2.3)$$

ここに f_c は小地震のコーナー周波数で Brune (1970 ; 1971) の式により推定される。以上の手続きにより、震源特性、伝播経路特性を考慮した地震基盤位置でのグリーン関数のフーリエ振幅が推定されるので、これにサイト増幅特性を掛け合わせることで、対象地点の地表におけるグリーン関数のフーリエ振幅が得られる。グリーン関数のフーリエ位相としては、対象地点において観測されている中小地震のフーリエ位相を用いる。これにより対象地点におけるサイト増幅特性・位相特性を反映したグリーン関数の時刻歴波形が得られる。このとき、対象地点において複数の中小地震記録が利用できる場合は、できるだけ対象としている大地震（さらには大地震の断層面上で観測点に対して影響の大きい部分）の付近で発生した中小地震の位相特性を用いることが望ましい。最後に、これを経験的グリーン関数法と同様の方法（入倉他，1997）で重ね合わせることで、大地震に対応した時刻歴波形が得られる。

なお、本研究ではやや短周期を 0.3-2Hz と定義しているが、以下において速度波形をプロットする場合、0.2-2Hz の帯域をプロットしている。これは、上記の計算手法により低周波側は約 0.2Hz まで計算可能であること、0.2-0.3Hz の帯域は免震クレーンの固有周期に近く、この帯域もやや短周期に次いで重要であることを考慮したためである。

3. 2000年鳥取県西部地震

3.1 地震と解析の概要

この地震は2000年10月6日13時30分ごろ鳥取県西部を震源として発生した $M_j 7.3$ の地震である。この地震では震源に近い鳥取県日野町と震源からやや離れた鳥取県境港市で震度6強を観測した。境港市では建物（森他，2001）や港湾施設（井合他，2001）に大きな被害が生じた。

鳥取県西部地震の震源域周辺を概略的に図-3.1に示す。この地震は鉛直に近い断層面を持った横ずれ断層の地震である。図-3.1に示す長方形は波形インバージョン（野津・盛川，2003）で用いられた断層面（長さ30km、幅12km、走向

150°，傾斜角85°）を地表面に投影したものである．波形インバージョンの結果によると，気象庁発表の震源（破壊開始点，図-3.1の×印）の南東側および上方に主なアスペリティが存在している．そして，南東側のアスペリティが南東に向かって壊れることにより，南東側の延長上に位置する岡山県の観測点（OKY005，OKYH14，OKY004，OKYH08）では幅の狭いパルス状の地震波が観測されている（図-3.2）．震源周辺（OKYH09，SMNH01など）ではパルスの幅はより広がっているが，断層面の北西側の延長

上にあるSMN001ではパルスの幅は再び狭くなっている（図-3.2）．また震源直上のTTRH02では幅が狭く，かつ，振幅の非常に大きいパルス波が観測されている（図-3.2）．ここではこれらの特徴を再現することを念頭に特性化震源モデルの作成を行う．対象観測点は図-3.1に示す12の観測点とした．これらの観測点は震源を取り囲むように分布しており，震源モデルの妥当性を議論するのに適した観測点配置であると考えられる．

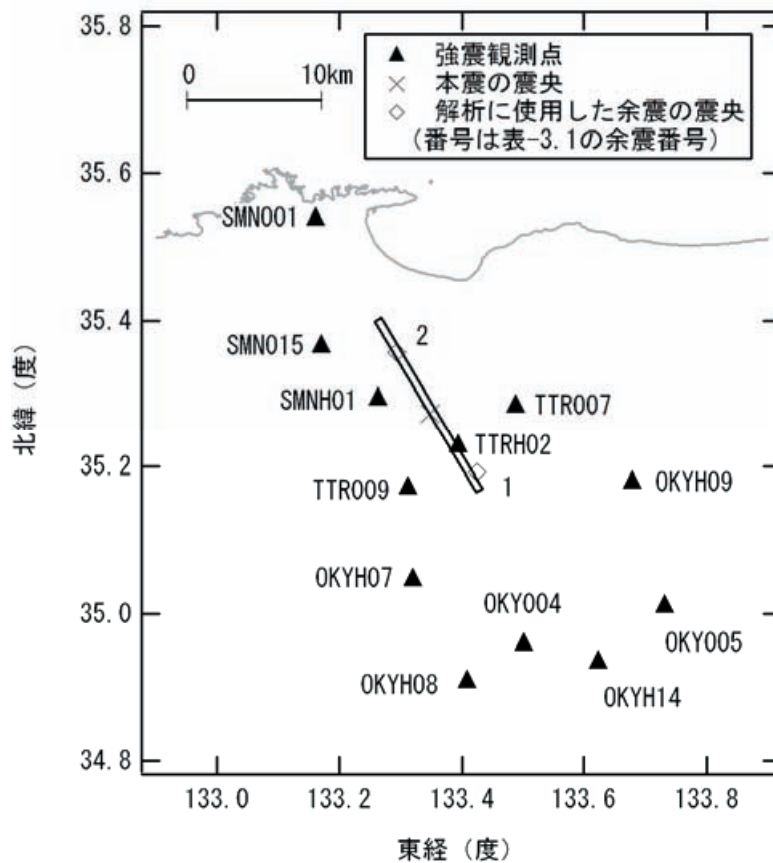


図-3.1 2000年鳥取県西部地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央（数字は表-3.1の余震番号に対応）

表-3.1 2000年鳥取県西部地震の本震・余震の震源パラメタ

	時刻	東経*	北緯*	深さ*	M_j^*	走向**	傾斜**	すべり角**	M_0^{**}	適用地点
		(deg)	(deg)	(km)		(deg)	(deg)	(deg)	(Nm)	
本震	2000/10/6 13:30	133.348	35.273	9	7.3	150	85	-9	8.62E+18	
余震1	2000/10/17 22:16	133.425	35.193	11	4.5	129	93	-18	2.94E+15	南側
余震2	2004/11/3 16:33	133.293	35.357	9	5.0	165	84	-3	5.23E+15	北側

*気象庁より **F-netより

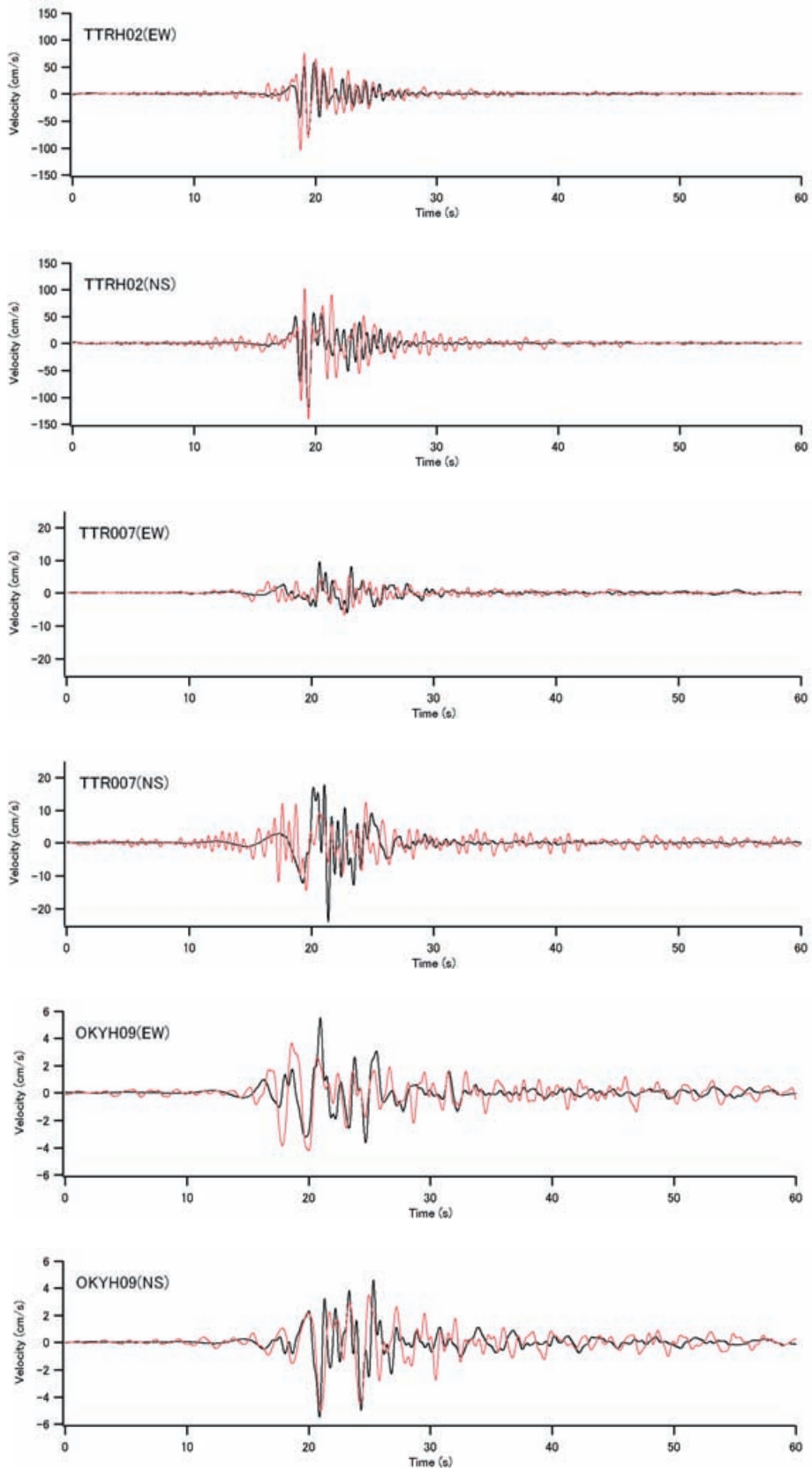


図-3.2 2000年鳥取県西部地震による複数地点における速度波形の再現（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）
（時計回りに表示）

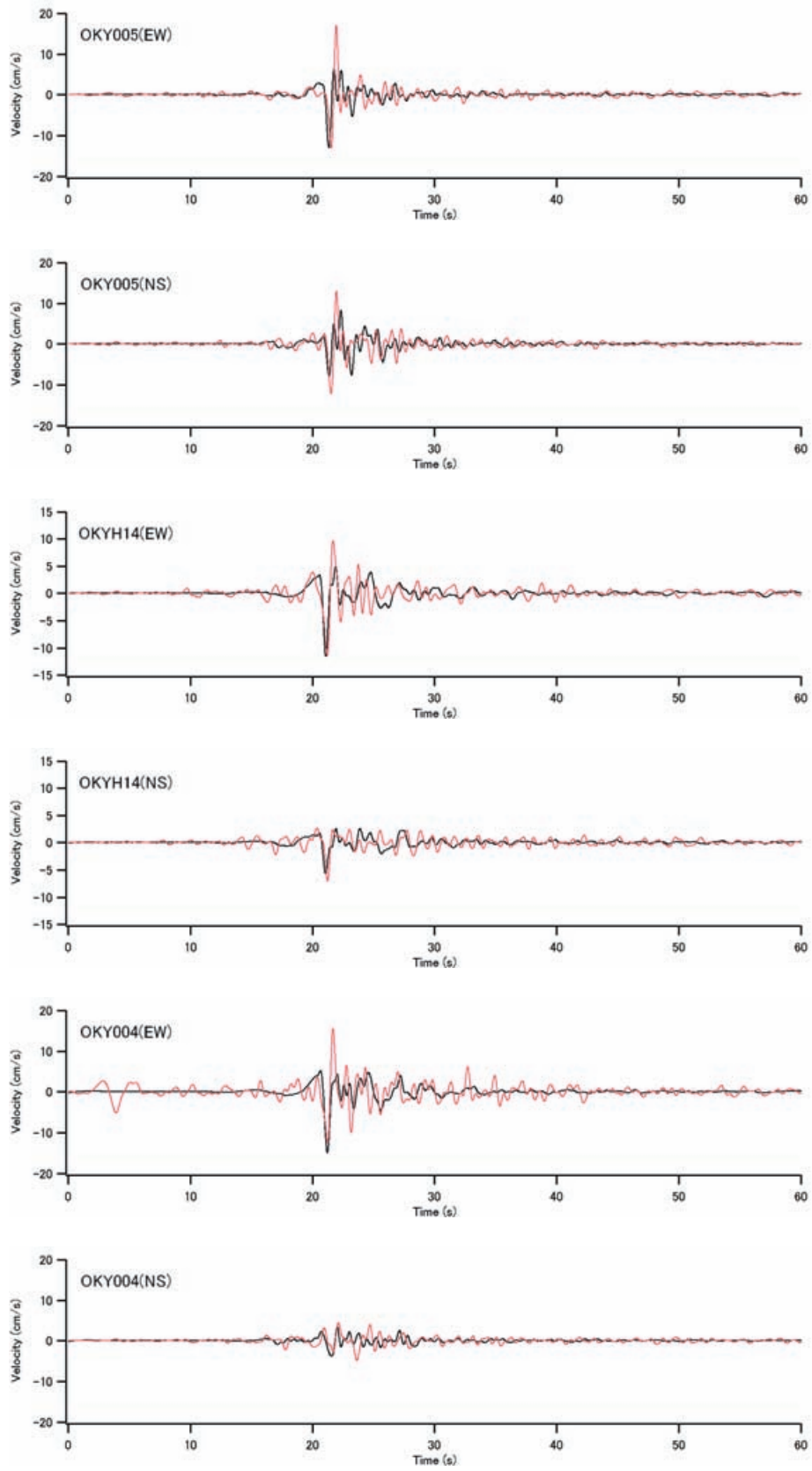


図-3.2 (つづき)

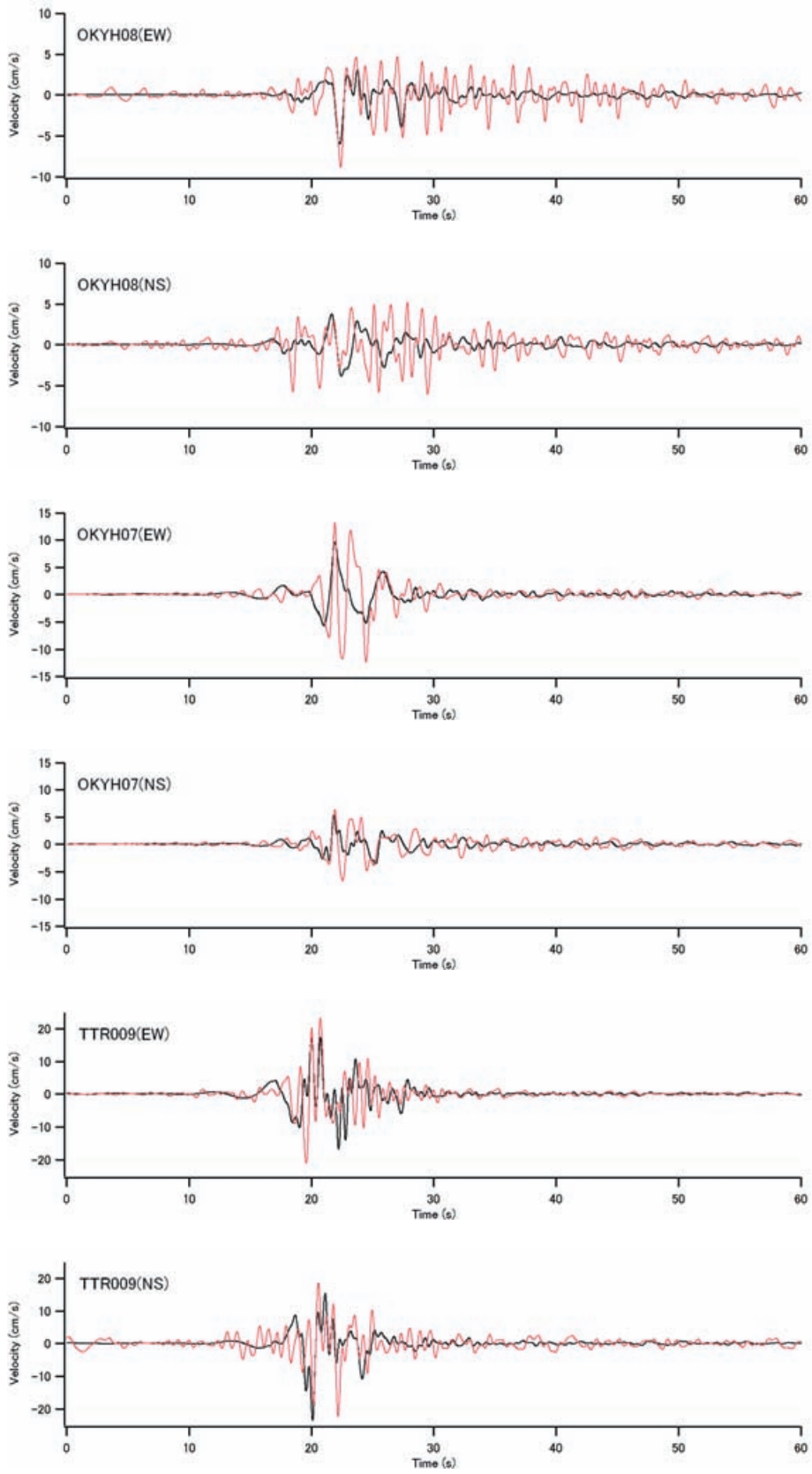


図-3.2 (つづき)

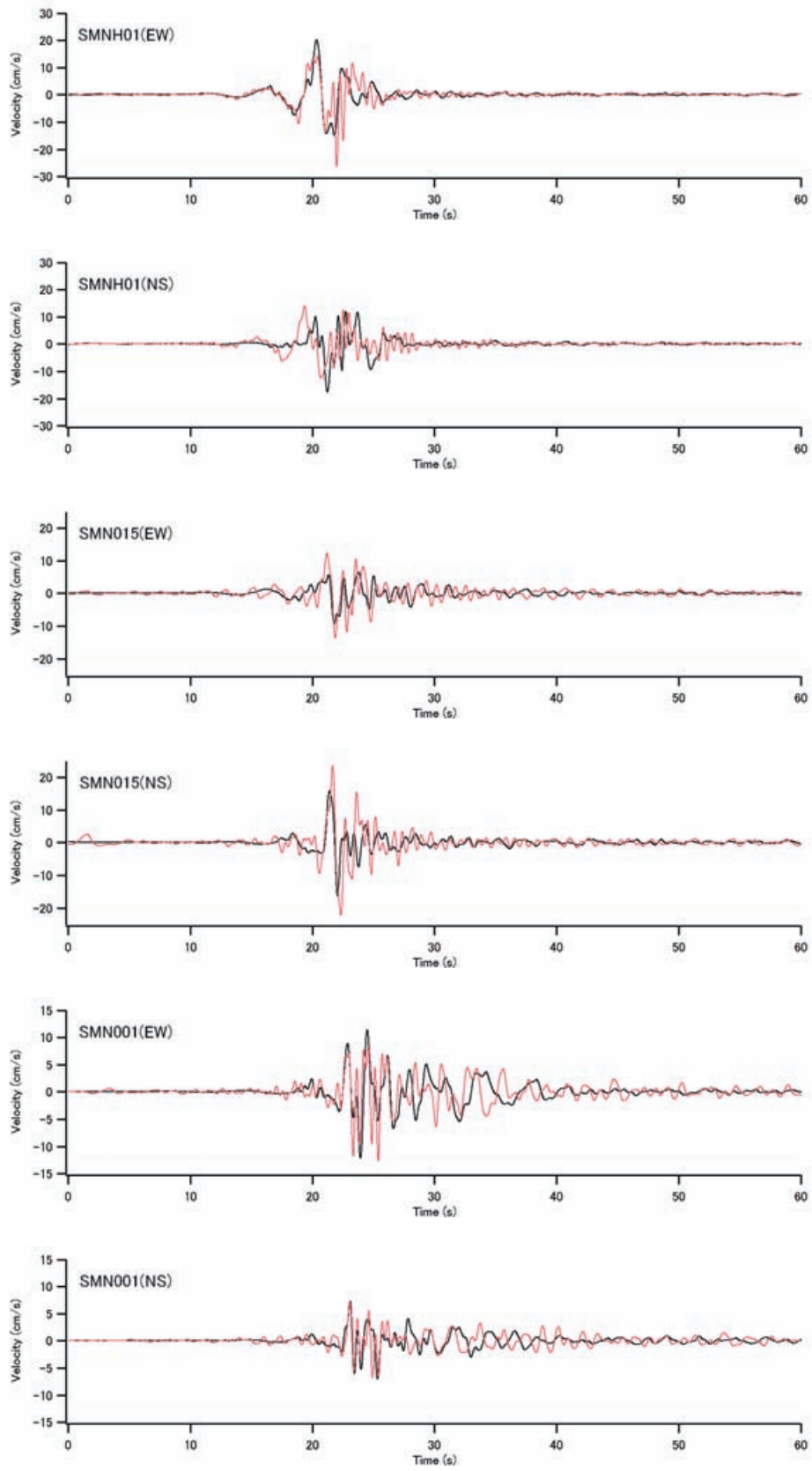


図-3.2 (つづき)

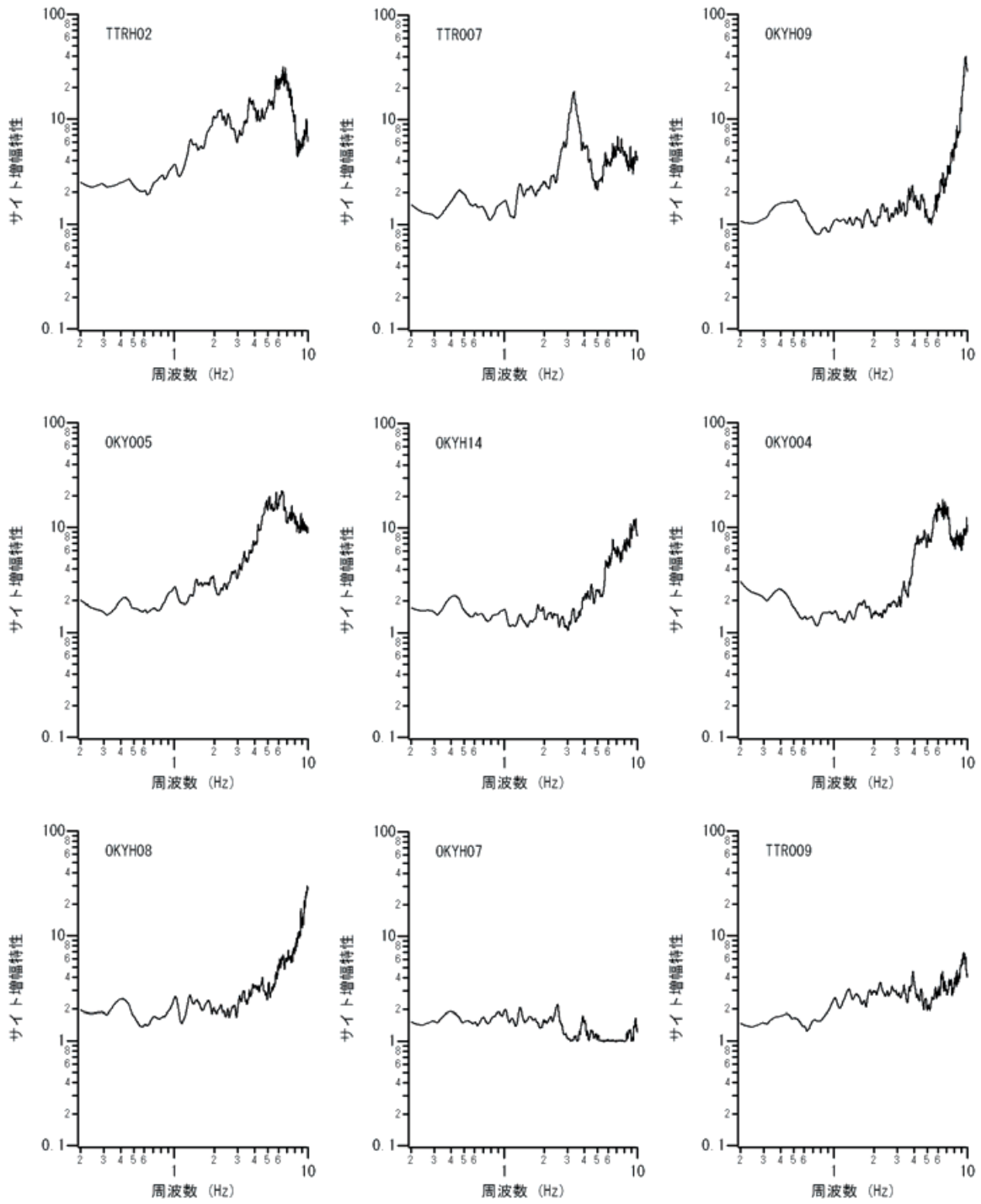


図-3.3 2000年鳥取県西部地震の強震波形計算に用いたサイト増幅特性（時計回りに表示）

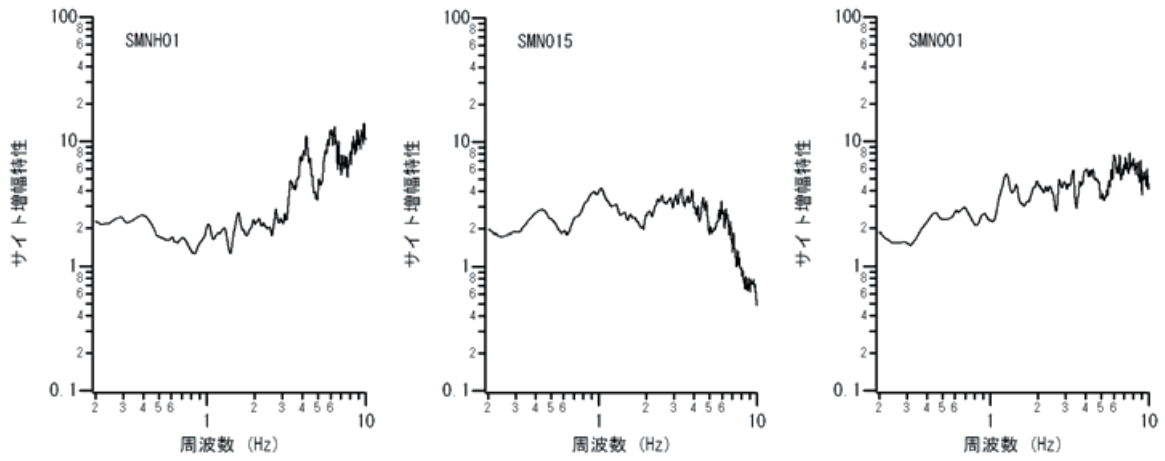


図-3.3 (つづき)

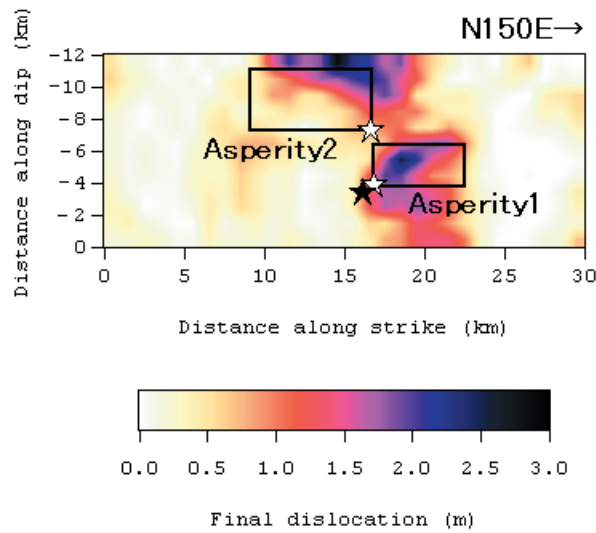


図-3.4 2000年鳥取県西部地震の特性化震源モデル. 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布(野津・盛川, 2003). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-3.2 2000年鳥取県西部地震の特性化震源モデルのパラメタ

	Asperity1	Asperity2
破壊開始点東経 (deg)	133.354	133.358
破壊開始点北緯 (deg)	35.268	35.269
破壊開始点深さ (km)	8.0	4.0
長さ (km) × 幅 (km)	6.0 × 3.0	8.0 × 4.0
M ₀ (Nm)	2.0E+18	1.6E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.0	1.1
破壊伝播速度 (km/s)	2.6	2.6
ライズタイム (s)	0.29	0.38
分割数	8 × 8 × 8	8 × 8 × 8

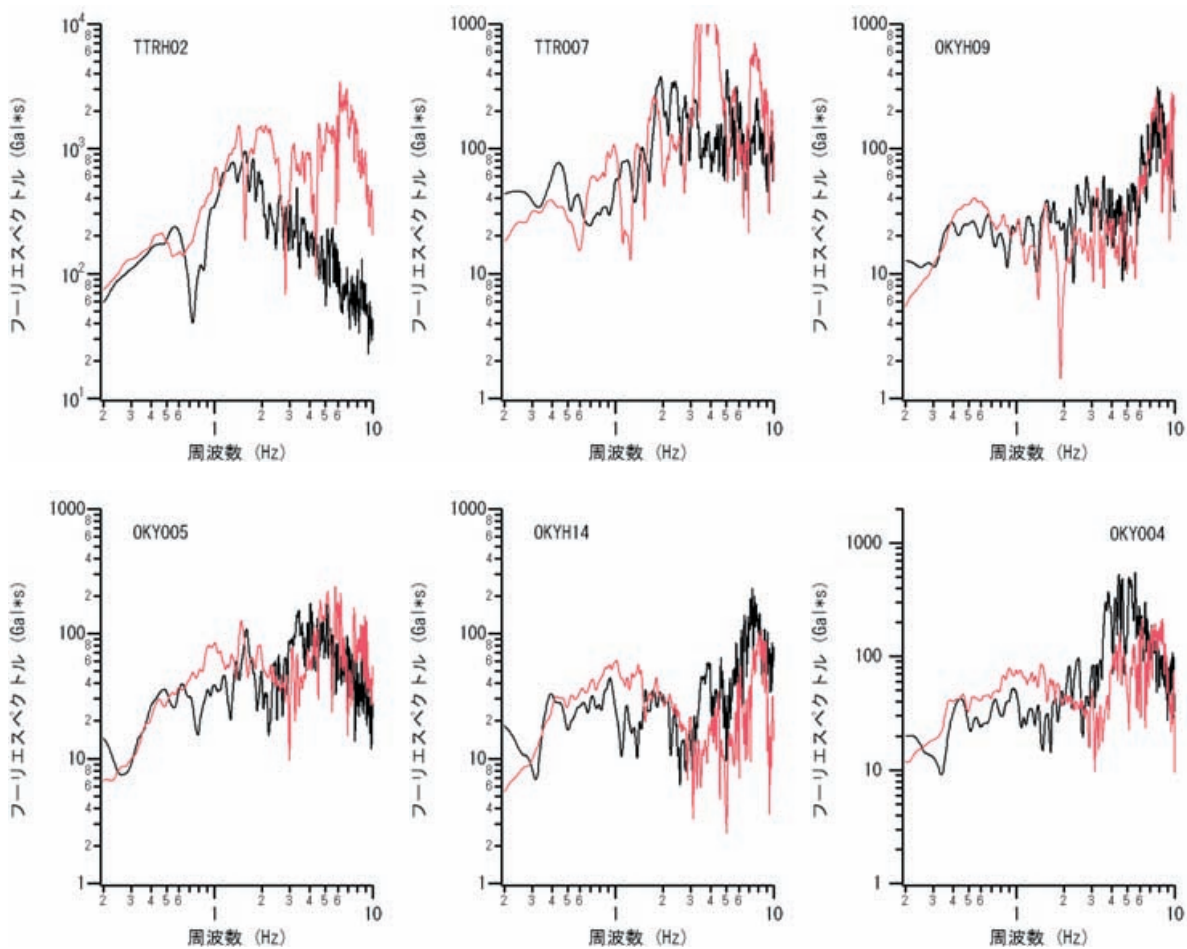


図-3.5 2000年鳥取県西部地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現 (黒が観測) (時計回りに表示)

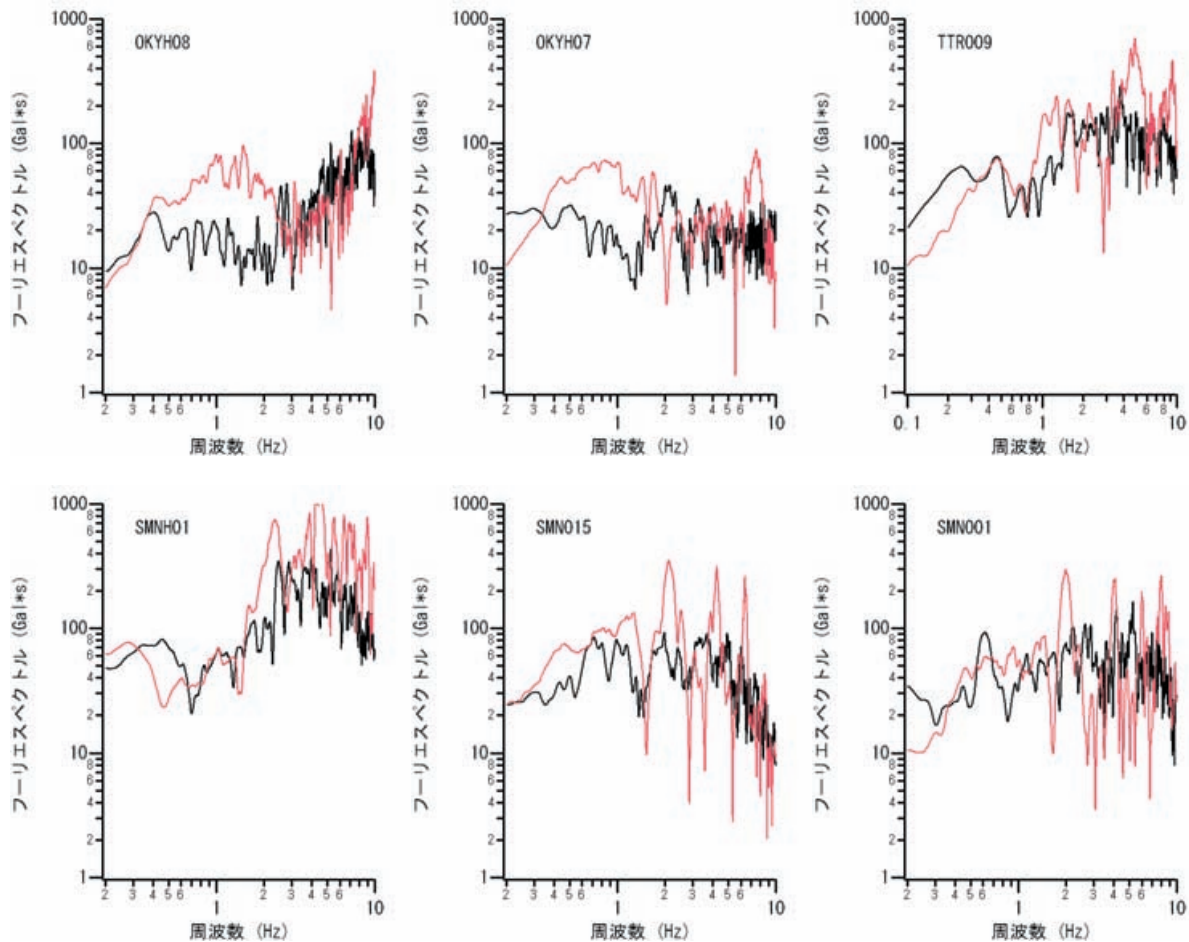


図-3.5 (つづき)

3.2 サイト増幅特性

本検討において用いたサイト増幅特性(野津・長尾, 2005)を図-3.3に示す。対象地点におけるサイト増幅特性は全体に値が小さく、1Hz以下の帯域においてはTTRH02とSMN015を除けばサイト増幅特性は3以下に収まっており、いずれも非常に堅固な観測点(もしくは非常に堅固な地層が比較的浅いところに存在する観測点)であることがわかる。2004年新潟県中越地震の震源付近においてサイト増幅特性の大きい地点が多い(4.参照)こととは対照的である。なお、地盤の非線形性の影響が強いためここでは対象としていないが、鳥取県西部地震の震源近傍でも、平野部においては、TTR007(K-NET 米子)や港湾地域強震観測の境港-Gなど、2Hz以下の帯域でサイト増幅特性が非常に大きい値を示す地点が存在する(野津・長尾, 2005)。

3.3 位相特性

鳥取県西部地震においては多数の余震記録が得られている。そこで、数多くの余震記録から最適なものを選択するため、本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検

討し(野津, 2005)、観測点毎に類似性の高い余震記録を選択した。選択された余震の震源パラメタを本震の震源パラメタとともに表-3.1に示す。また、これらの余震の震央を本震の震央とともに図-3.1に示す。これらの図および表に示すように、南側の観測点(OKYH09, OKY005, OKYH14, OKY004, OKYH08)では破壊開始点より南側で発生した余震1が、北側の観測点(TTRH02, TTR007, OKYH07, TTR009, SMNH01, SMN015, SMN001)では破壊開始点より北側で発生した余震2が、それぞれ選択された。なお、南側の観測点において、本震の破壊開始点よりも南側で発生した余震と本震との間に位相の類似性が見られるのは、南側の観測点の本震波形に対しては破壊開始点よりも南側の部分が大きく寄与しており、その付近で発生した余震を選択したときに、本震と余震との間で伝播経路特性とサイト特性が共有されるためであると考えられる(野津, 2005)。北側の観測点についても同様である。

3.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデルを図-3.4に示す。アスペリテ

ィは、波形インバージョンの結果(野津・盛川, 2003)を参考に、**図-3.4**に示す通り、破壊開始点の南東側の比較的深い部分(アスペリティ1)と北西側の比較的浅い部分(アスペリティ2)の2箇所を設定した。アスペリティ1は南東側に向かって壊れることによりその延長上にある岡山県側の観測点(OKY005, OKYH14, OKY004, OKYH08)に幅の狭いパルスを生成する。しかし、これだけでは北西側の観測点(SMN001)における幅の狭いパルスを再現できず、北西側に向かって壊れるアスペリティ2も必要である。震源周辺の各観測点における波形の再現性に注意しながら、アスペリティのサイズと地震モーメントの調整を行った。各アスペリティのパラメータを**表-3.2**に示す。この表からわかる通り、アスペリティの面積はアスペリティ2の方が大きい。地震モーメントはアスペリティ1の方が大きい。破壊の順序としては、最初にアスペリティ1が破壊を開始し、1.1秒遅れてアスペリティ2が破壊を開始するものとした。各アスペリティの破壊は**図-3.4**に示すアスペリティ毎の破壊開始点(☆)から同心円状に拡大するものとした。ライズタイムについては、複数のものを検討し、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他(2003)の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は、対象地域と関西地方との基盤岩類の類似性を考慮し、関西地方を対象とした既往の研究(鶴来他, 2002)に基づき $Q_s=63.8 \times f^{1.00}$ とした。

3.5 地震動の再現結果

図-3.2に各地点での速度波形(0.2-2Hz)の再現結果を示す。速度波形の再現性は全般に非常に良好である。断層面の南東側への延長上に位置する岡山県の観測点(OKY005, OKYH14, OKY004, OKYH08)で幅の狭いパルス状の地震波が観測されていること、震源周辺(OKYH09, SMNH01など)ではパルスの幅がより広がっていること、断層面の北西側への延長上に位置するSMN001ではパルスの幅が再び狭くなっていることなど、先に指摘した速度波形の特徴が再現されている。また、震源直上のTTRH02での地震動も適切に再現されている。従って、ここに示した特性化震源モデルは鳥取県西部地震によるやや短周期地震動を再現するのに適したモデルであると言える。

図-3.5に各地点でのフーリエスペクトルの再現結果を示す。なおここでのフーリエスペクトルは水平2成分のベクトル和をとりバンド幅0.05HzのParzenウィンドウを施したものである。以下、本稿に示すフーリエスペクトルはすべて同様である。多くの観測点ではフーリエスペクトルが適切に再現されており、ここに示した震源モデルが地震動の短周期成分の再現にも適したものであることを伺わせる。ただし、TTRH02とTTR007では2Hz以上の短周期成

分が大きく過大評価されている。この点については、ここでの解析で考慮していない表層地盤の非線形挙動の影響が考えられる。実際、TTRH02の地盤は、本震時に非線形挙動を示していたことが既往の研究で示されている(八幡, 2001)。

4. 2004年新潟県中越地震

4.1 地震と解析の概要

この地震は2004年10月23日17:56ごろ新潟県中越地方を震源として発生した $M_j6.8$ の地震であり、中越地方の中山間地域などに甚大な被害をもたらした(例えば土木学会新潟県中越地震被害調査特別委員会編, 2006)。この地震では川口町(当時)の自治体震度計(位置を**図-4.1**に示す)が気象庁公認機器としては史上初めて震度7を記録した。川口町の波形は、単に震度が大きいだけでなく、やや短周期に該当する周波数0.5-1Hzの成分を多く含み、最大速度も100cm/sを超えている。従って家屋に甚大な被害をもたらしやすい波形であったと考えられ、実際、川口町の震度計の周辺では建物全壊・大破率が高い値を示している(大月他, 2007)。一方、移設前のK-NET小千谷(NIG019, 位置を**図-4.1**に示す)で観測された波形もやや短周期帯域において大きな振幅を有する波形であり、最大速度も100cm/sを超えている(ただし卓越周波数は1.5Hz付近となっており川口町の波形とは異なっている)。この地震は余震分布などから北西傾斜の断層面を有する地震であったとされており、NIG019は破壊伝播方向ではない場所に位置している。つまりNIG019に生じた振幅の大きいやや短周期地震動はフォワードディレクティヴィティによるものとは解釈できない。このような条件の下でも、特性化震源モデルにより、実際に生じたやや短周期地震動を再現できることを確認することはたいへん重要である。

新潟県中越地震については、震源断層の破壊過程を解明するための波形インバージョン解析が複数の研究グループによって実施されている(例えば山中, 2004; 野津, 2005; Honda *et al.*, 2005; 堀川, 2005; Hikima and Koketsu, 2005; Asano and Iwata, 2009; 野津, 2010)。しかし、この地震を対象とした特性化震源モデルの構築は、過去に試みられてはいるものの(例えばKamae *et al.*, 2005)、NIG019や川口町で観測された大振幅の速度波形を十分に再現するものとはなっていない。そこで、ここでは特にこれらを再現することを念頭に特性化震源モデルの作成を行う。

新潟県中越地震の震源域周辺を概略的に**図-4.1**に示す。**図-4.1**に破線で示された長方形と実線で示された長方形は、いずれも、波形インバージョン(野津, 2005)で用い

られた断層面（長さ 40km, 幅 20km, 走向 212°, 傾斜角 47°）である。前者は気象庁発表の震源を含む断層面, 後者は, この地震特有の問題である断層面位置の不確実性を考慮して, 前者の断層面を東経にして 0.03° だけ西に移動させたものである。既往の研究（野津, 2005）では, これら二通りの断層面を仮定した波形インバージョンを実施し, すべり量分布に関してほぼ同等の結果を得ている。本研究では, 既往の研究で考慮されていなかった震源近傍の観測点, 特に, 川口町での波形の再現性を考慮し, 上記二つの断層面のうち後者の断層面を採用し, 震源モデルの構築を行った。

本研究では先に述べたように波形合成に経験的サイト増幅特性を用いる。そこで既往の研究（野津・長尾, 2005）において経験的サイト増幅特性の評価されている観測点を中心として対象観測点を選定した。ただし, 震度 7 を観測した川口町は, 既往の研究で経験的サイト増幅特性が評価されていないが, その重要性から対象に加えた。以下においては図-4.1 に示す 6 つの観測点における結果を示す。

4.2 サイト増幅特性

本検討において用いたサイト増幅特性を図-4.2 に示す。既往の研究（野津・長尾, 2005）でサイト増幅特性が評価されていない川口町については, 次のような手順でサイト増幅特性を評価した。まず, 2007 年 7 月 16 日に発生した新潟県中越沖地震 (M6.8) における川口町と NIGH12 の観測記録からフーリエ振幅を求める。両地点は比較的近くに位置しているため, 震源特性・伝播経路特性は両地点に対してほぼ等しいと考えられるので, 両者のフーリエ振幅比をサイト増幅特性の比とみなし, これを NIGH12 のサイト増幅特性（野津・長尾, 2005）に乗じることで, 川口町のサイト増幅特性を求めた。

対象地域におけるサイト増幅特性の全体的な傾向としては, 震源の東側 (NIG020, NIGH15) では低周波側 (0.2-0.5Hz) の増幅が小さく, 西に進むにつれて (川口町, NIG019) 低周波側の増幅が大きくなる傾向がある。この境界は山間部から平野部に差し掛かる部分に対応しており, 深部構造が大きく変化していることが考えられ, この影響によりサイト特性が大きく変化しているものと考えられる。NIG019 と川口町ではサイト増幅特性が特に大きな値を示している。NIG019 では深い構造を反映して低周波側では広帯域にわたりサイト増幅特性が 10 倍を超えており, さらに, 4Hz 付近には表層の影響と見られるピークがある。川

口町では 0.7Hz 付近に 30 倍を超えるピークがある。本震時に NIG019 と川口町では 100cm/s 以上の記録が観測されており, 他の観測点と比較して大きな地震動となっている。震源近傍においては, 断層の破壊伝播の効果やアスペリティとの相対的な位置関係によって地震動が局所的に大きくなる可能性があるが, 本地震では, これらの効果に加え, サイト増幅特性の影響により, 特徴的な大振幅の速度波形が生成されたものと考えられる。

4.3 位相特性

新潟県中越地震においては, 極めて多数の余震記録が得られている。そこで, これらの余震記録から最適なものを選択するため, 本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検討し（野津, 2005）, 観測点毎に類似性の高い余震記録を選択した。選択された余震の震源パラメータを本震の震源パラメータとともに表-4.1 に示す。また, これらの余震の震央を本震の震央とともに図-4.1 に示す。

NIG019 では本震の震源（破壊開始点）付近で発生した余震 5 の位相特性と本震の位相特性との類似性が確認できたため, 余震 5 の位相特性を用いた。余震 5 以外にも, 本震の破壊開始点付近で発生した複数の余震の位相特性と本震の位相特性との類似性が確認できた。しかし, 本震の破壊開始点から離れた断層面の北側部分や南側部分で発生した余震と本震との間には位相の類似性が見られず, これらの余震記録を用いた場合には本震観測記録を適切に再現できなかった。NIG019 において本震の破壊開始点付近で発生した余震と本震との間に位相の類似性が見られるのは, NIG019 の本震波形に対して断層面の破壊開始点付近が大きく寄与しており, その付近で発生した余震を選択したときに, 本震と余震との間で伝播経路特性とサイト特性が共有されるためであると考えられる（野津, 2005）。

同じように, NIG020 では破壊開始点の東側（上方）で発生した余震 2 が選択された。NIG023 では破壊開始点の南側で発生した余震 4 が選択された。FKS028 では破壊開始点の北東で発生した余震 3 が選択された。選択された余震を見ると, 断層面上で, それぞれの観測点に比較的近い部分で発生した余震が選択されていることがわかる。このことは, 各々の観測点における本震波形に対して, 断層面上の比較的観測点に近い部分が大きく寄与していることを意味すると考えられる。なお, 川口町では余震記録が二つしか公開されておらず, そのうち適切と考えられる余震 1（表-4.1）を選択した。

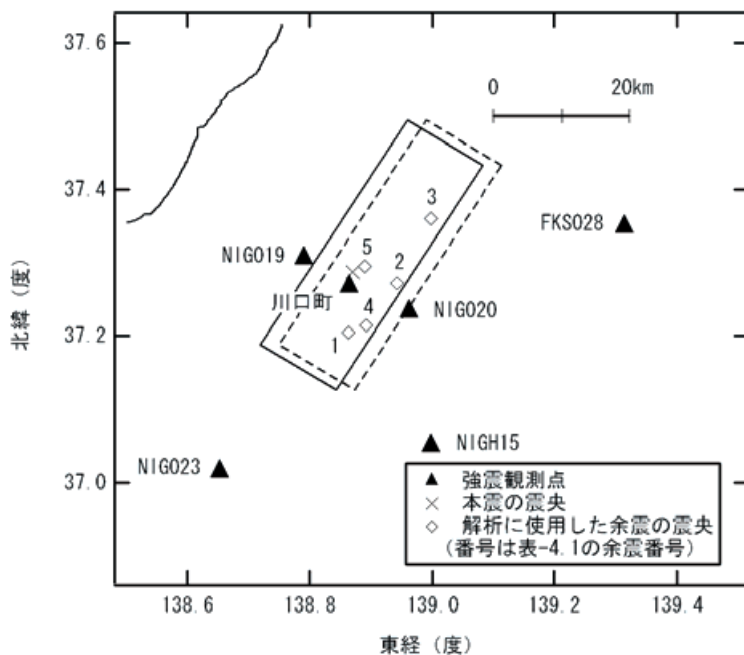


図-4.1 2004年新潟県中越地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央（破線と実線の二つの長方形については本文参照，数字は表-4.1の余震番号に対応）

表-4.1 2004年新潟県中越地震の本震・余震の震源パラメタ

	時刻	東経* (deg)	北緯* (deg)	深さ* (km)	M_j^*	走向** (deg)	傾斜** (deg)	すべり角** (deg)	M_0^{**} (Nm)	適用 地点
本震	2004/10/23 17:56	138.870	37.288	13	6.8	212	47	93	7.53E+18	
余震1	2004/10/23 18:57	138.863	37.205	8	5.3	222	55	98	4.86E+16	川口町
余震2	2004/10/23 21:44	138.942	37.272	15	5.0	230	55	94	2.31E+16	NIG020
余震3	2004/10/23 23:54	138.998	37.360	11	4.0	237	33	150	1.65E+15	FKS028
余震4	2004/10/24 9:28	138.892	37.215	12	4.8	210	53	95	9.85E+15	NIG023
余震5	2004/10/24 16:04	138.890	37.295	12	4.2	192	31	92	5.55E+14	NIG019

*気象庁より **F-netより

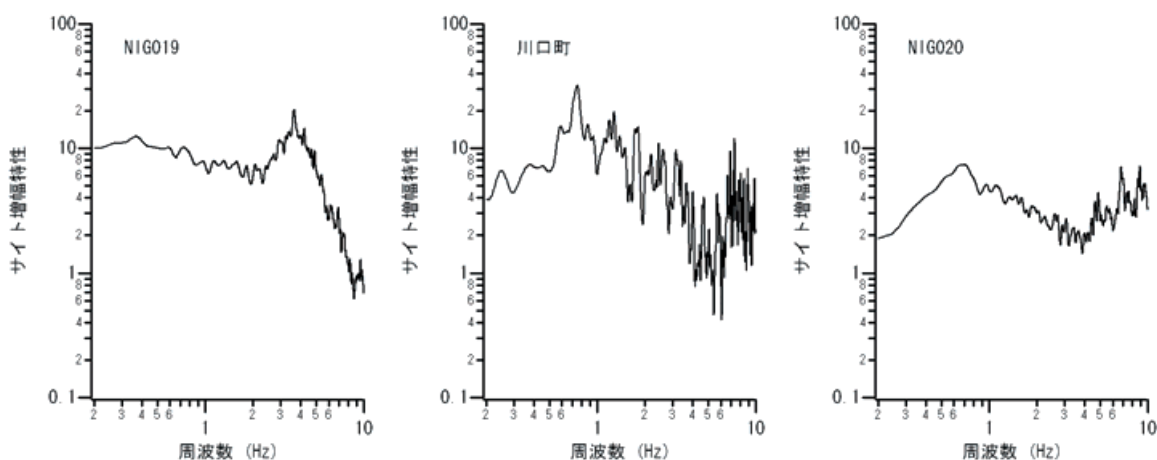


図-4.2 2004年新潟県中越地震の強震波形計算に用いたサイト増幅特性

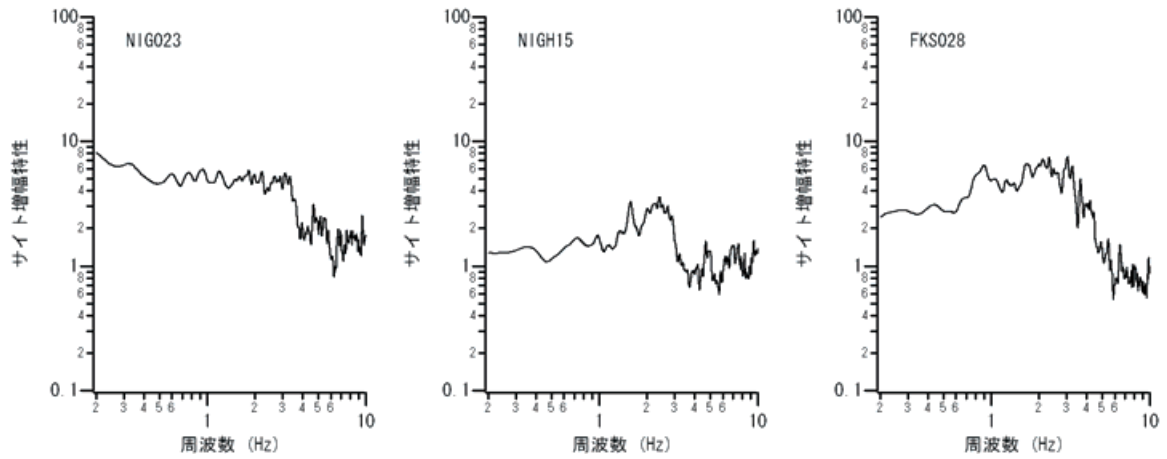


図-4.2 (つづき)

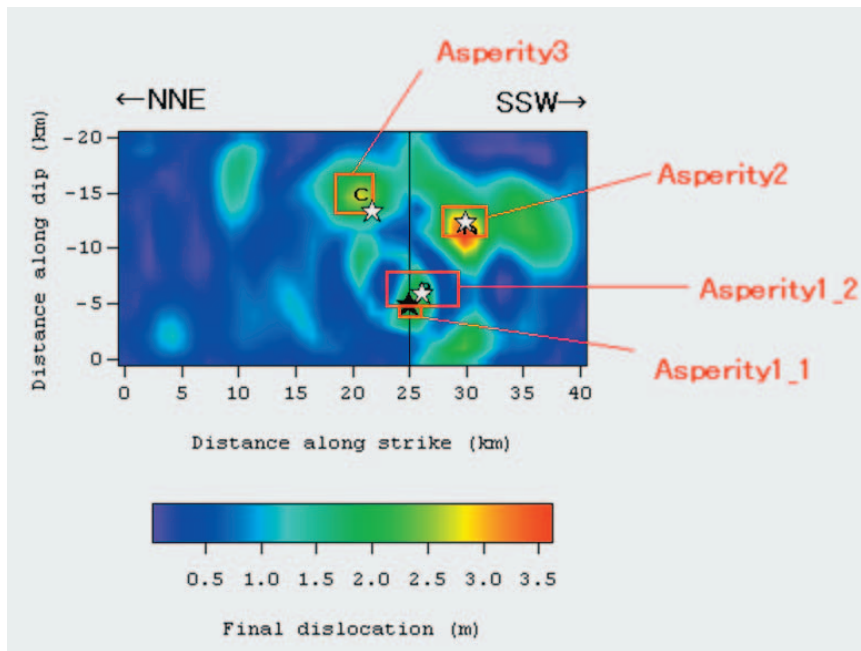


図-4.3 2004年新潟県中越地震の特性化震源モデル (坂井・野津, 2011). 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布 (野津, 2005; 野津, 2010). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-4.2 2004年新潟県中越地震の特性化震源モデルのパラメタ (坂井・野津, 2011)

	Asperity1-1	Asperity1-2	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	138.840	138.841	138.859	138.913
破壊開始点北緯 (deg)	37.288	37.277	37.225	37.289
破壊開始点深さ (km)	13.0	12.3	7.5	7.1
長さ (km) × 幅 (km)	2.0 × 1.0	6.5 × 3.0	4.0 × 3.0	3.5 × 3.5
M_0 (Nm)	1.5E+17	7.2E+17	4.0E+17	2.4E+17
相対破壊開始時刻 (s)	0.0	0.7	4.5	4.1
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8	2.8	2.8
ライズタイム (s)	0.09	0.27	0.27	0.31
分割数	3 × 3 × 3	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5	3 × 3 × 3

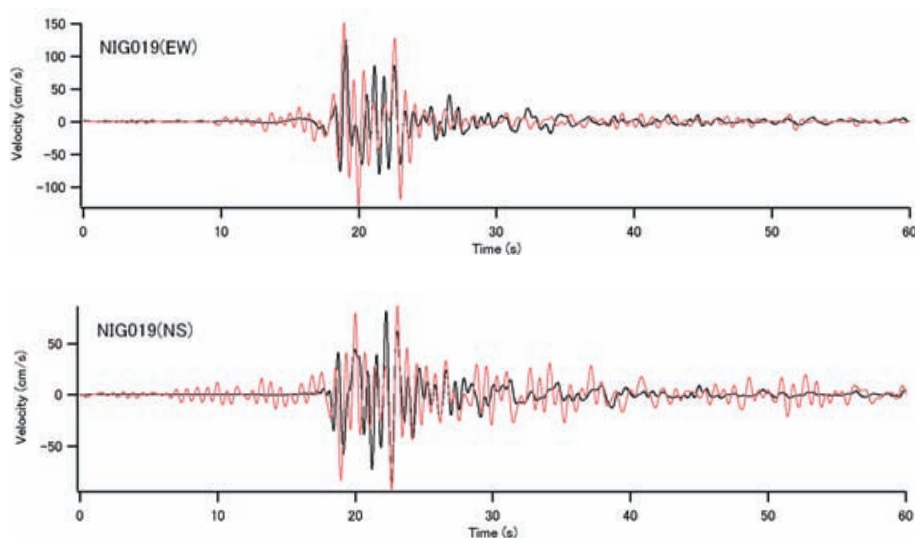


図-4.4 2004年新潟県中越地震による K-NET 小千谷における速度波形の再現（0.2-2Hz の速度波形，黒が観測）

4.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデル（坂井・野津，2011）を図-4.3に示す。アスペリティは、波形インバージョンの結果（野津，2005；野津，2010）を参考に、図-4.3に示す通り4箇所を設定した。破壊開始点付近にサイズの異なる2つのアスペリティ（アスペリティ 1-1、アスペリティ 1-2 と呼ぶ）、南東方向に大きなアスペリティ（アスペリティ 2）、北東方向に中間的なアスペリティ（アスペリティ 3）を配置した。NIG019 の波形に対して主に寄与しているのはアスペリティ 1-1 と 1-2 である。各アスペリティのパラメタを表-4.2に示す。先述の通りこれらのアスペリティは図-4.1の実線の断層面上に設定されている。各アスペリティの破壊はアスペリティ毎の破壊開始点（図-4.3の☆）から同心円状に拡大するものとした。各アスペリティの相対的な破壊開始時刻は表-4.2に示す通りである。これらはほぼ、震源（図-4.3の★）から2.0km/sで同心円状に拡大する破壊フロントがアスペリティ毎の破壊開始点（☆）に到達する時刻であるが、アスペリティ 3はそれよりやや早めである。ライズタイムについては、複数のものを検討し、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他（2003）の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は既往の研究（佐藤・巽，2002）に基づき $Q_s=166 \times f^{0.76}$ とした。

4.5 地震動の再現結果

NIG019で観測された速度波形は18-19秒付近の大振幅に続く1.5Hz程度の後続波によって特徴づけられている（図-4.4の黒線）。これに対応して、観測フーリエスペクトルにも1.5Hz付近に顕著なピークがある（図-4.5の黒線）。

表-4.3 NIG019における表層地盤モデル（時松他，2006）

層厚 (m)	密度 (t/m^3)	S波速度 (m/s)
1.65	1.65	70
1.45	1.20	50
1.10	2.00	210
—	2.00	360

一方、先に述べた通り NIG019 における線形時のサイト増幅特性のピークは4Hz付近にあり、線形時のサイト増幅特性をそのまま用いるだけでは、1.5Hzのピークは再現されない（図-4.5）。NIG019では表層約3mの有機質土（表-4.3）が本震時に非線形挙動を示していたことが指摘されている（藤川他，2006）。NIG019の表層地盤については、本震時に G/G_0 が約0.13であったこと（時松他，2006）、減衰定数が0.06-0.15であったこと（時松・関口，2006）が指摘されている。そこで、特性化震源モデルによる波形合成結果を線形時の伝達関数で工学的基盤（表-4.3のS波速度360m/sの地層）まで一旦引き戻し、上記の本震時の伝達関数で地表面の地震動を推定した（減衰定数は0.1とした）。その結果、図-4.6に示すように、合成波のピーク周波数を1.5Hzとすることができ、速度波形（0.2-2Hz）も図-4.4に示す通り一定の精度で再現することができた。なお NIG019 の波形における18秒付近と19秒付近の2つのパルスは、本震源モデルにおいては、それぞれアスペリティ 1-1 とアスペリティ 1-2 に対応している。図-4.7に NIG019 を含む複数の地点での速度波形（0.2-2Hz）の再現結果を示す。また図-4.8に NIG019 を含む複数の地点でのフーリエスペクトル

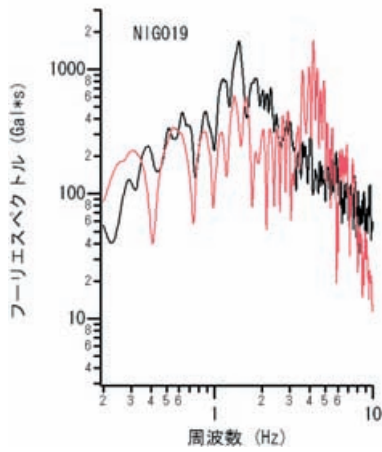


図-4.5 2004年新潟県中越地震におけるNIG019における観測フーリエスペクトル(黒)と地盤の非線形挙動を考慮しない場合の波形合成結果.

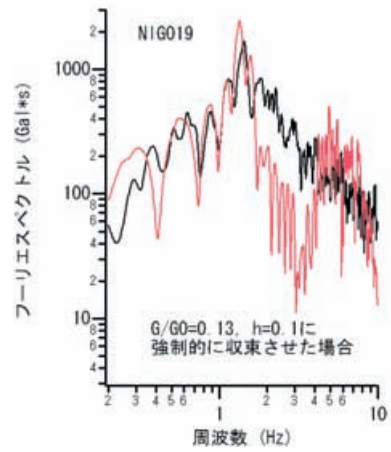


図-4.6 2004年新潟県中越地震におけるNIG019における観測フーリエスペクトル(黒)と地盤の非線形挙動を考慮した場合の波形合成結果.

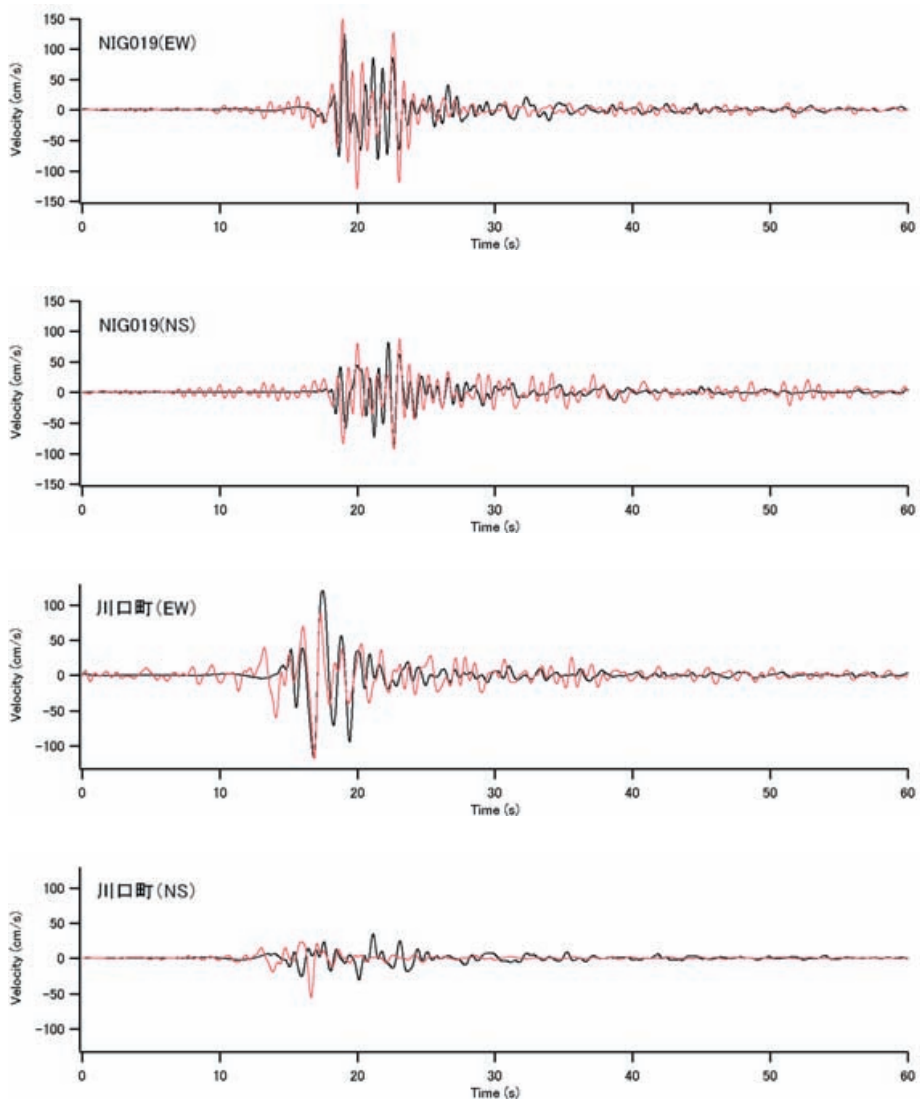


図-4.7 2004年新潟県中越地震による複数地点における速度波形の再現 (0.2-2Hzの速度波形, 黒が観測)

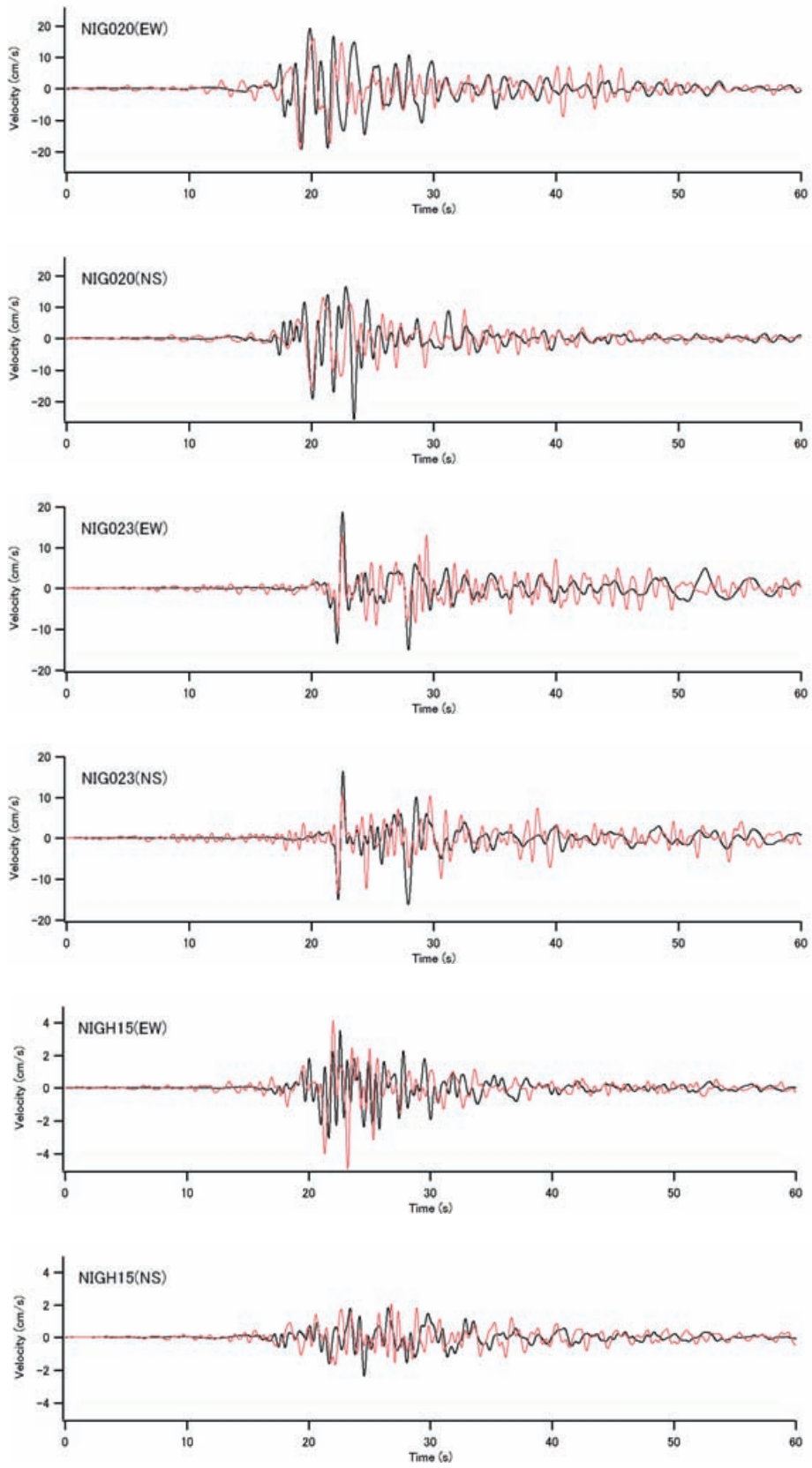


図-4.7 (つづき)

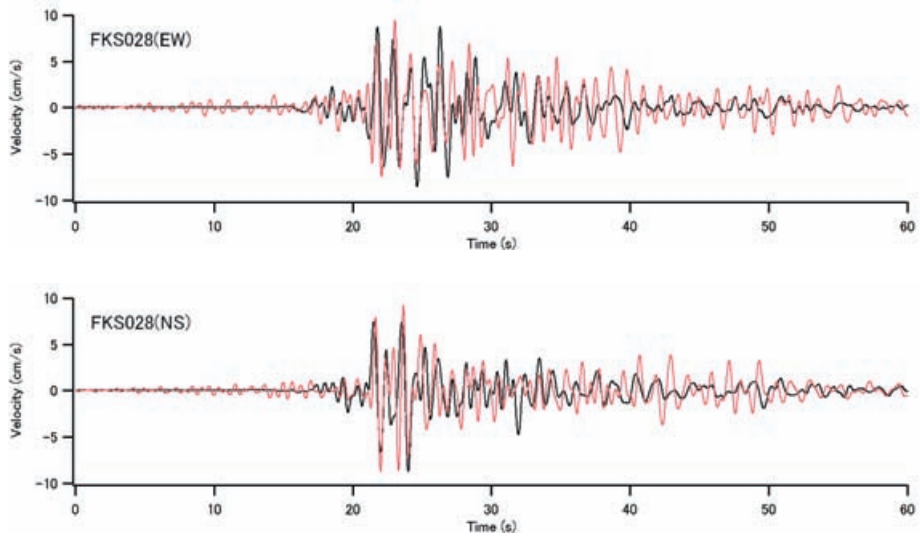


図-4.7 (つづき)

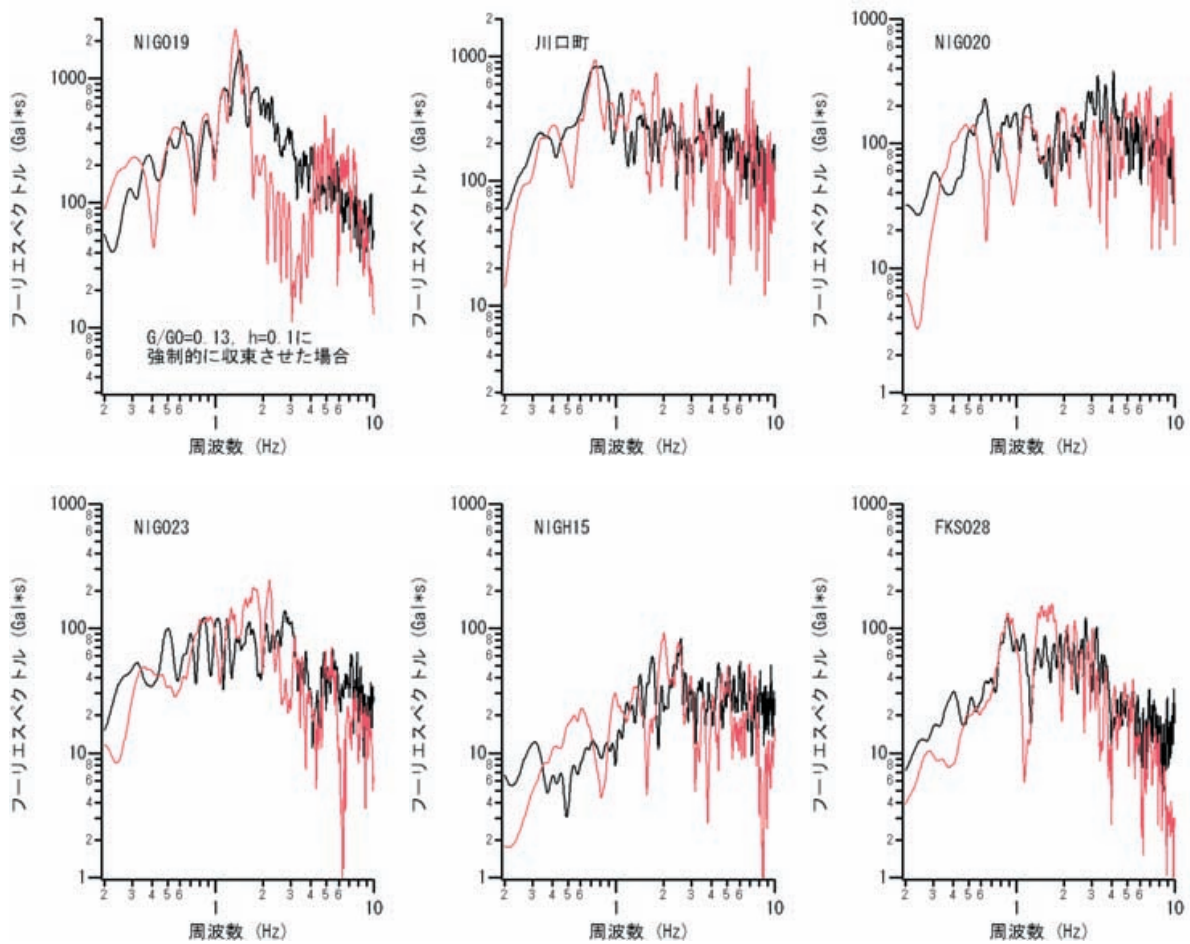


図-4.8 2004年新潟県中越地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現（黒が観測）

の再現結果を示す。波形およびスペクトルは概ね良好に再現されている。川口町では本震の観測フーリエスペクトルが線形時のサイト増幅特性と同じ0.7Hzにピークを有しており、線形時のサイト増幅特性をそのまま用いることで波形およびスペクトルが再現されている。4.1で述べたように、NIG019と川口町で大振幅の速度波形が観測されたこと、それらの卓越周波数が異なっていることが2004年新潟県中越地震の地震動の大きな特徴であったが、それらを概ね再現する特性化震源モデルを得ることができた。

5. 2005年福岡県西方沖の地震

5.1 地震と解析の概要

この地震は2005年3月20日10時53分ごろ福岡県西方沖を震源として発生した $M_j7.0$ の地震である。この地震により、震源に近い福岡市では震度6弱を記録し、建物や港湾施設（菅野他、2007）に大きな被害が生じた。なかでも、震源に最も近い玄界島では、急傾斜地ということもあり、全壊家屋が多数発生した。

福岡県西方沖の地震の震源域周辺を概略的に図-5.1に示す。この地震は、鳥取県西部地震と同様、鉛直に近い断層面を持った横ずれ断層の地震である。図-5.1に示す長方形は波形インバージョン（野津、2007a；野津、2010）で用いられた断層面（長さ24km、幅18km、走向 126° 、傾斜角 93° ）を地表面に投影したものである。波形インバージョン（野津、2007a；野津、2010）の結果によると、気象庁発表の震源（破壊開始点、図-5.1の×印）の南東側と北西側の双方にアスペリティが存在している（アスペリティの位置については後に再度議論する）。断層面の南東側の延長上に位置するFKO006（K-NET福岡）では、図-5.2に示すように、幅の狭いパルス状の地震波が観測されている。断層面の延長上からやや外れた位置にあるFKO001とFKO007ではパルスの幅はやや広いという特徴がある（図-5.2）。壱岐の観測点（NIG023）では後続位相の発達した波形となっている。ここではこれらの特徴を再現することを念頭に特性化震源モデルの作成を行う。対象観測点は図-5.1に示す5つの観測点とした。壱岐の観測点（NGS023）を取り入れることにより、できるだけ震源を取り囲むような観測点配置とするよう努めている。

5.2 サイト増幅特性

本検討の対象地域においても、既往の研究（野津・長尾、2005）でスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の評価が行われているが、その際、今回対象としている観測点においては、解析に用いられたデータ数が1~2個と少

なかった。その後、福岡県西方沖の地震の余震等のデータを取り入れ、スペクトルインバージョンを再度実施したところ、FKO006等ではサイト増幅特性の評価結果が大きく変化した。後者の解析では、今回対象としている観測点におけるデータ数は7~11個と増えており、後者の解析結果の方が信頼性が高いと考えられるため、ここでは後者の解析で得られたサイト増幅特性を使用した。使用したサイト増幅特性を図-5.3に示す。1Hz以下の帯域におけるサイト増幅特性は、FKO001とFKO007では4以下と小さいが、FKO006、SAG001、NGS023ではこれらよりもやや大きい値となっている。

5.3 位相特性

福岡県西方沖の地震の余震記録の中から最適なものを選択するため、本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検討し（野津、2005）、観測点毎に類似性の高い余震記録を選択した。選択された余震の震源パラメータを本震の震源パラメータとともに表-5.1に示す。また、これらの余震の震央を本震の震央とともに図-5.1に示す。これらの図および表に示すように、FKO001では断層面の東端部で発生した余震2が、FKO006とFKO007では破壊開始点の南東側で発生した余震3が、SAG001とNGS023では破壊開始点の北西側で発生した余震1がそれぞれ選択された。なお、西側に位置する観測点（SAG001、NGS023）において、破壊開始点の北西側で発生した余震1と本震との間に位相の類似性が見られるのは、これらの観測点における本震波形に対して、断層面の破壊開始点より北西側の部分が大きく寄与していることを示唆している。

5.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデルを図-5.4に示す。アスペリティは、波形インバージョンの結果（野津、2007a；野津、2010）を参考に、図-5.4に示す通り、破壊開始点の南東側の比較的浅い部分（アスペリティ1）と北西側の比較的浅い部分（アスペリティ2）の2箇所を設定した。アスペリティ1は南東側に向かって壊れることによりその延長上にある観測点（FKO006）に対して幅の狭いパルスを生成する。一方、西側に位置する観測点（SAG001、NGS023）における地震動を説明するため、北西側に向かって壊れるアスペリティ2が必要となる。震源周辺の各観測点における波形の再現性に注意しながら、アスペリティのサイズと地震モーメントの調整を行った。各アスペリティのパラメータを表-5.2に示す。この表からわかる通り、二つのアスペリティには同じ地震モーメントが割り当てられている。破壊の順序としては、最初にアスペリティ1が破壊を開始し、0.6秒遅れてア

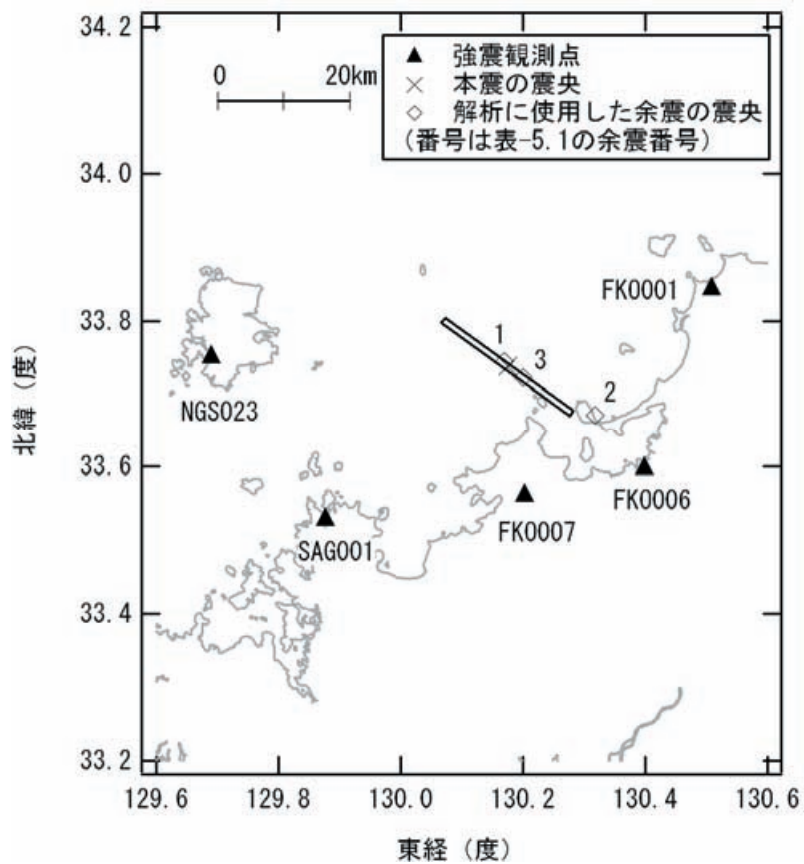


図-5.1 2005年福岡県西方沖の地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央（数字は表-5.1の余震番号に対応）

表-5.1 2005年福岡県西方沖の地震の本震・余震の震源パラメータ

	時刻	東経*	北緯*	深さ*	M_j^*	走向**	傾斜**	すべり角**	M_0^{**}	適用地点
		(deg)	(deg)	(km)		(deg)	(deg)	(deg)	(Nm)	
本震	2005/3/20 10:53	130.175	33.738	9	7.0	122	87	-11	7.80E+18	
余震1	2005/3/20 20:38	130.170	33.745	11	4.5	111	83	-5	2.17E+15	SAG001, NGS023
余震2	2005/4/1 21:52	130.318	33.671	12	4.3	144	94	5	1.61E+15	FKO001
余震3	2009/8/17 20:40	130.200	33.723	14	3.9	—	—	—	—	FKO006, FKO007

*気象庁より **F-netより

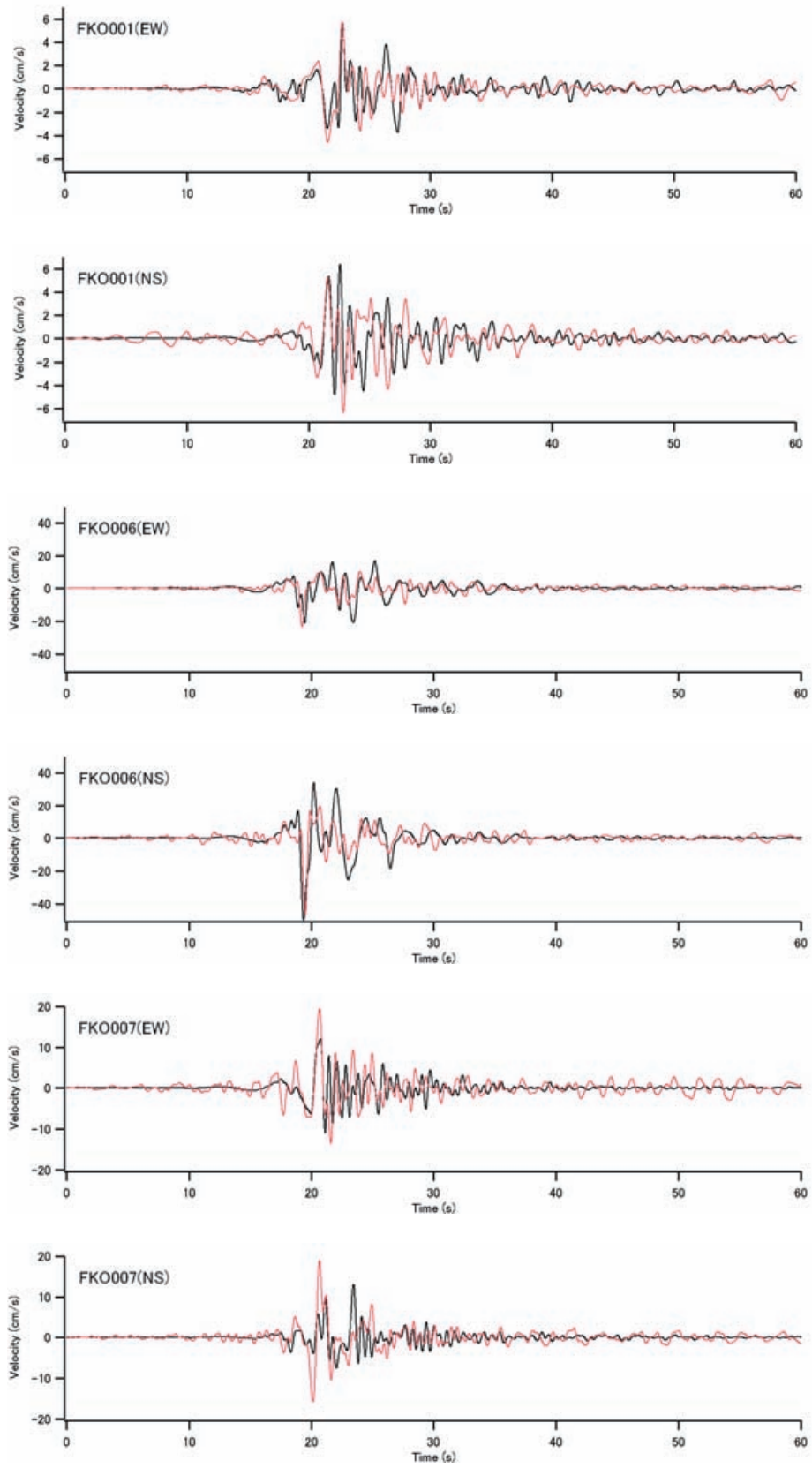


図-5.2 2005年福岡県西方沖の地震による複数地点における速度波形の再現（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）
（時計回りに表示）

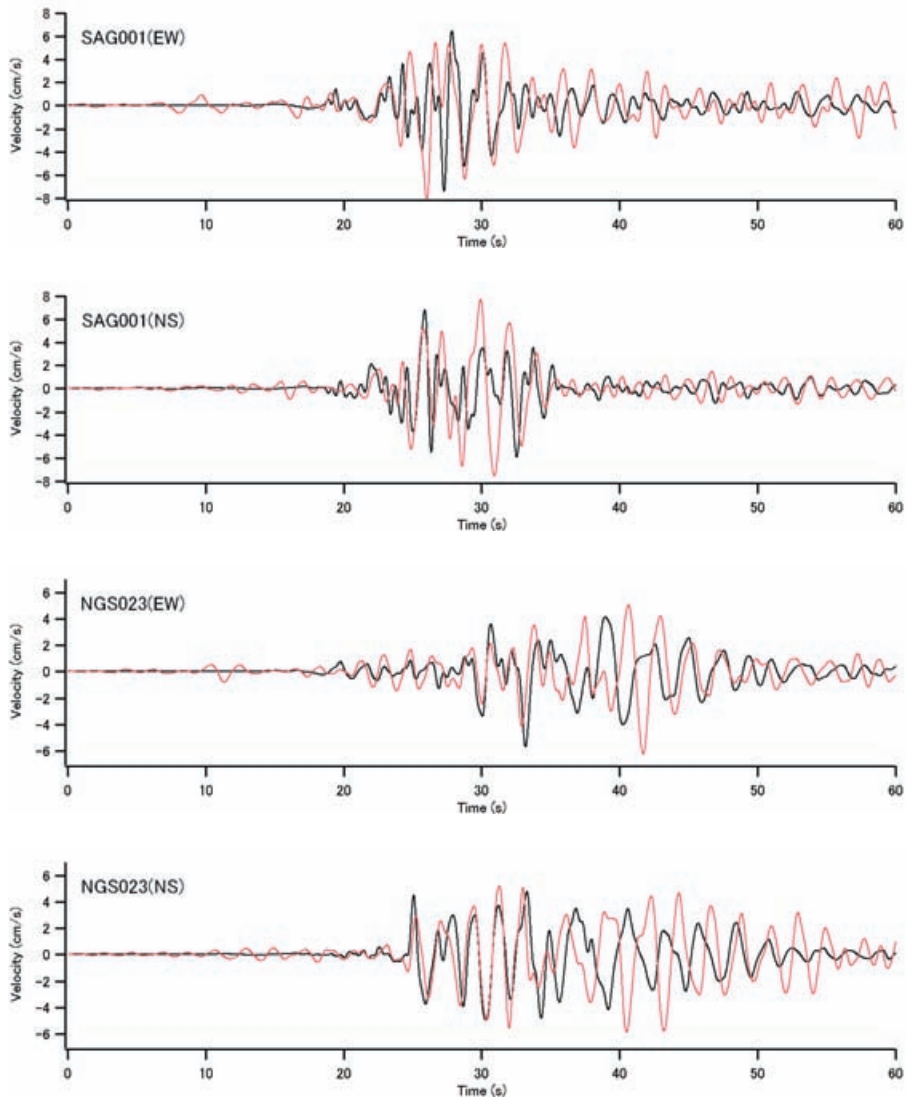


図-5.2 (つづき)

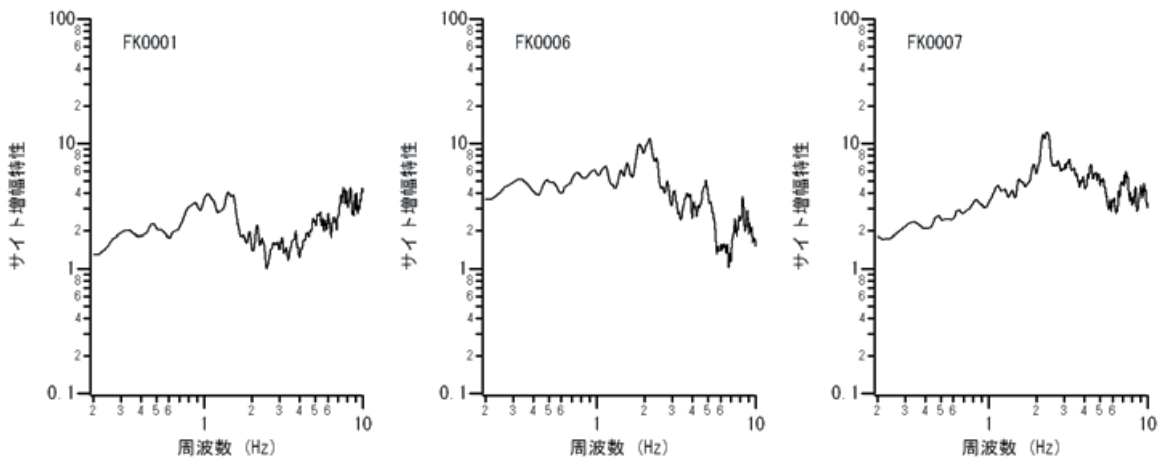


図-5.3 2005年福岡県西方沖の地震の強震波形計算に用いたサイト増幅特性 (時計回りに表示)

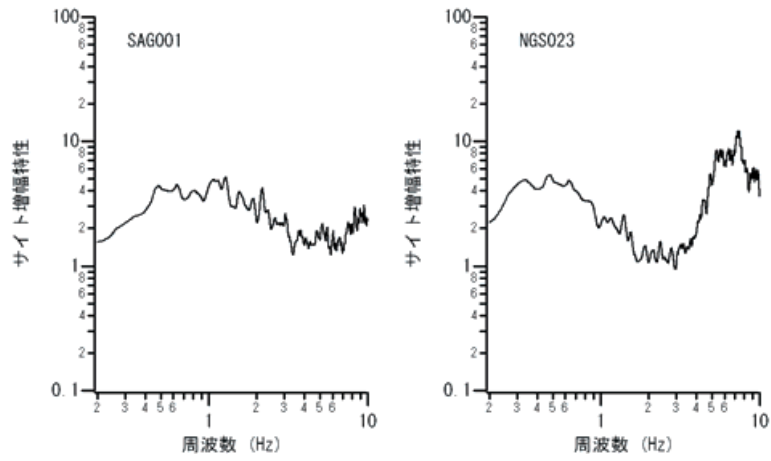


図-5.3 (つづき)

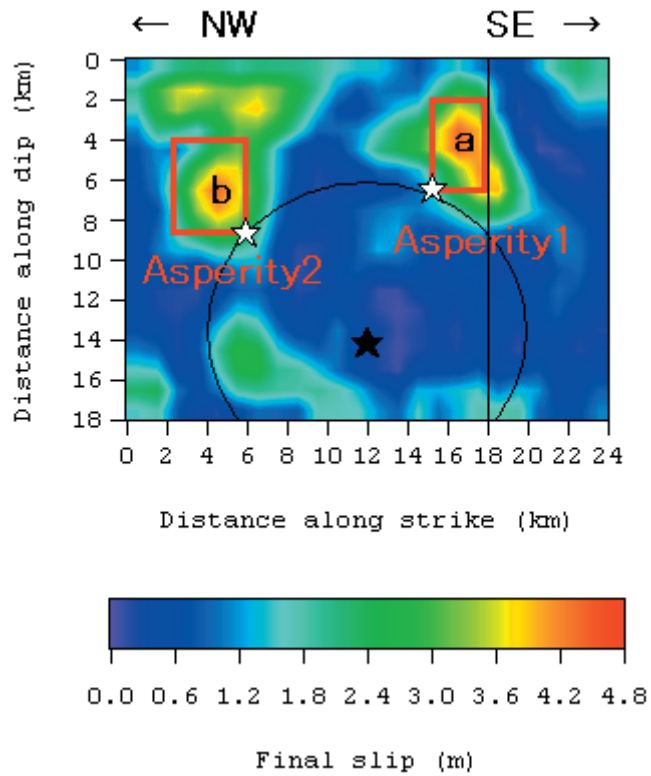


図-5.4 2005年福岡県西方沖の地震の特性化震源モデル. 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布 (野津, 2007a ; 野津, 2010). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-5.2 2005年福岡県西方沖の地震の特性化震源モデルのパラメタ（走向 126°，傾斜角 93°）

	Asperity1	Asperity2
破壊開始点東経 (deg)	130.202	130.124
破壊開始点北緯 (deg)	33.722	35.771
破壊開始点深さ (km)	7.2	9.2
長さ (km) × 幅 (km)	3.0 × 5.0	4.0 × 5.0
M ₀ (Nm)	1.5E+18	1.5E+18
相対破壊開始時刻 (s)	1.64	2.23
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8
ライズタイム (s)	0.45	0.45
分割数	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5

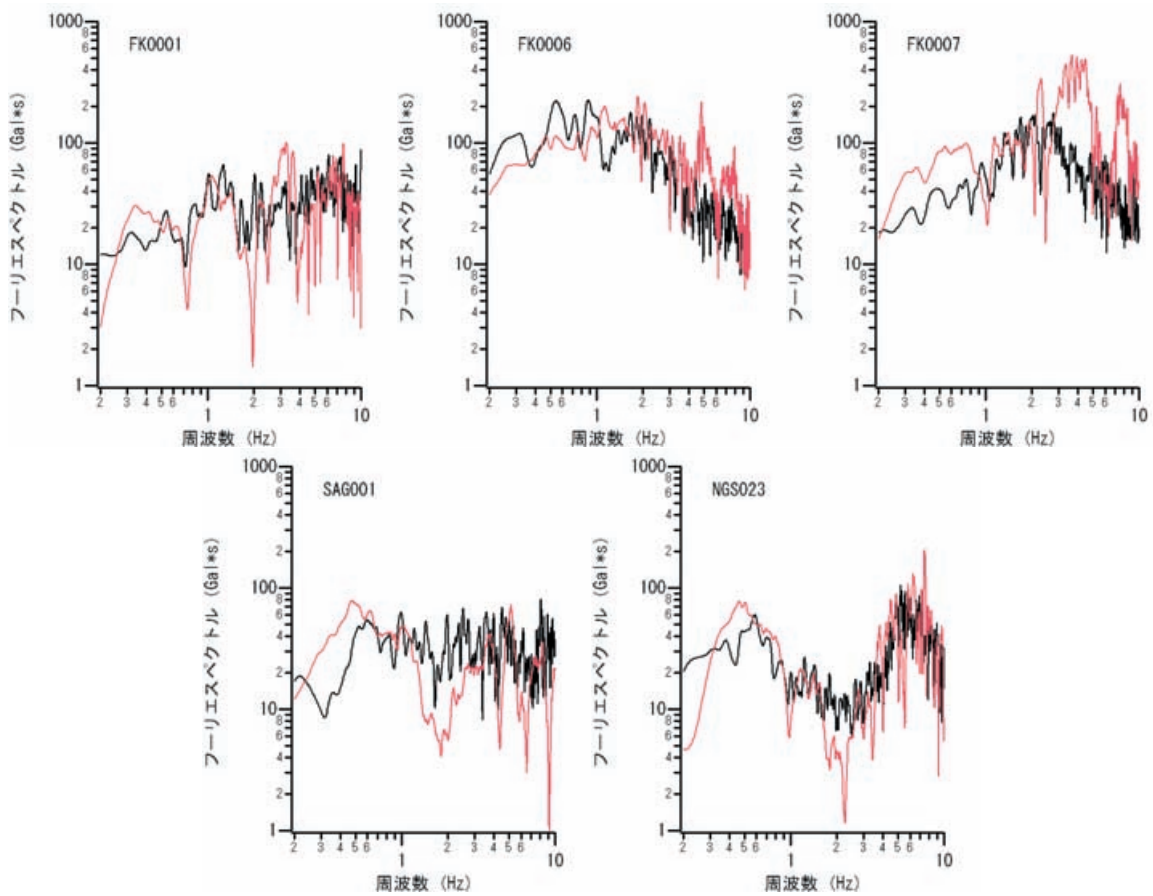


図-5.5 2005年福岡県西方沖の地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現（黒が観測）（時計回りに表示）

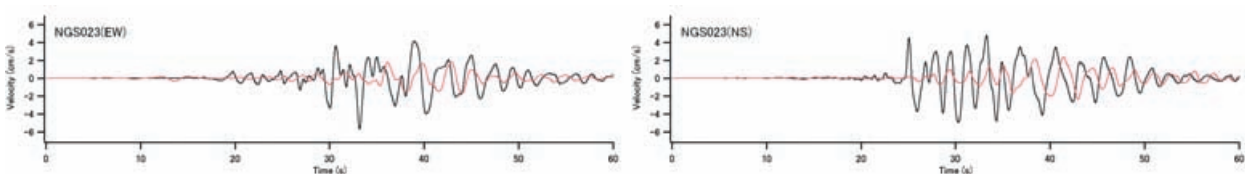


図-5.6 南東側のアスペリティだけを考慮した場合の2005年福岡県西方沖の地震によるNGS023における速度波形の計算結果と観測結果との比較（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）

スペリティ2が破壊を開始するものとした。各アスペリティの破壊は図-5.4に示すアスペリティ毎の破壊開始点(☆)から同心円状に拡大するものとした。ライズタイムについては、複数のものを検討し、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他(2003)の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は、九州地方を対象とした既往の研究(加藤, 2001)に基づき $Q_s=104 \times f^{0.63}$ とした。

5.5 地震動の再現結果

図-5.2に各地点での速度波形(0.2-2Hz)の再現結果を示す。速度波形の再現性は全般に非常に良好である。断層面の南東側の延長上に位置するFKO006で幅の狭いパルス状の地震波となっていること、断層面の延長上からやや外れた位置にあるFKO001とFKO007ではパルスの幅がやや広いこと、壱岐の観測点(NIG023)では後続位相の発達した波形となっていることなど、先に指摘した速度波形の特徴が再現されている。従って、ここに示した特性化震源モデルは福岡県西方沖の地震によるやや短周期地震動を再現するのに適したモデルであると言える。

図-5.5に各地点でのフーリエスペクトルの再現結果を示す。FKO007で短周期成分が過大評価となっていることを除けば、各地点のフーリエスペクトルは概ね適切に再現されている。

なお、本地震を対象とした研究の中には、破壊開始点の南東側と北西側の双方にアスペリティが存在するとしているもの(野津, 2007a; 野津, 2010; 佐藤・川瀬, 2006)の他、破壊開始点の南東側だけにアスペリティが存在するとしているもの(例えば Asano and Iwata, 2006; Horikawa, 2006; Kobayashi *et al.*, 2006)もある。しかし、南東側のアスペリティだけを考慮した場合、SAG001とNGS023における波形を十分再現することができず、特にNGS023の波形はかなり過小評価となる(図-5.6)。また、5.3で述べた本震と余震の位相特性の類似性からも、本震時のSAG001とNGS023の波形に対して、断層面の破壊開始点より北西側の部分が大きく寄与していたことが推察される。さらには、常時には固着しており断層が滑るのを妨げているというアスペリティの物理的意義を考えた場合、余震分布(本震時の破壊領域)が破壊開始点の北西側まで延びている本地震において、アスペリティが破壊開始点の南側だけに存在したと考えるのは、物理的に説明が付きにくい。以上のことから、本地震については、図-5.4に示すように、破壊開始点の北西側と南東側の双方にアスペリティを有するモデルが妥当であると考えられる。

南東側のアスペリティのサイズについては複数の研究者によって研究されているので、その比較を行う。佐藤・

川瀬(2006)は長さ10km、幅10km、面積 100km^2 のアスペリティを提案している。川瀬他(2006)は長さ4.1km、幅5.1km、面積 20.9km^2 のアスペリティを提案している。それに対して本研究で提案しているアスペリティは長さ3km、幅5km、面積 15km^2 と、川瀬他(2006)のものに近い。佐藤・川瀬(2006)は速度波形および加速度波形の包絡形状を再現することを目的として震源モデルの作成を行っており本研究と必ずしも目的が同じではない。それに対し、川瀬他(2006)では周期1秒前後の速度パルスを再現することを目的として震源モデルの作成を行っており、使用している強震波形計算手法は異なるものの、研究の目指すところは本研究に近い。このことは、構造物への影響が大きいやや短周期地震動の再現を目的とする限り、研究者あるいは計算手法が異なっていたとしても、図-5.4に示す程度のサイズのアスペリティが選定されるものとも解釈できる。一方、佐藤・川瀬(2006)の研究では、FKO006に近いFKOS01での速度波形の計算結果が示されているが、観測結果と比較してパルスの幅が広すぎる結果となっている。このことは、加速度波形を含む広帯域での地震動をまんべんなく再現することを目的として設定された震源モデルが、必ずしもやや短周期地震動の再現に適していない場合があることを意味している。工学的な目的をもった震源モデルの設定においては、この点に十分注意を払うべきであると考えられる。

6. 2007年能登半島地震

6.1 地震と解析の概要

この地震は2007年3月25日9時41分ごろ能登半島を震源として発生した $M_j 6.9$ の地震である。この地震により、震源に近い輪島市鳳至町、輪島市門前町、穴水町、七尾市田鶴浜町では震度6強を記録した。震源に近い地域では家屋や道路盛土に多大な被害が生じた。

能登半島地震の震源域周辺を概略的に図-6.1に示す。この地震は南東側に傾斜した逆断層の地震である。図-6.1に示す長方形は波形インバージョン(Nozu, 2008a; 野津, 2010)で用いられた断層面(長さ36km、幅24km、走向 58° 、傾斜角 66°)を地表面に投影したものである。波形インバージョン(Nozu, 2008a; 野津, 2010)の結果によると、気象庁発表の震源(破壊開始点、図-6.1の×印)よりも東側の深い部分(図-6.4のa)と西側の浅い部分(図-6.4のb)にすべりの大きい領域が存在している。この地震の際、ISK005(K-NET穴水)ではやや短周期帯域で非常に大きな振幅を有する地震動が観測されており(図-6.2)、最大速度は 100cm/s を越えている。周辺では木造建物を中心に甚大な被

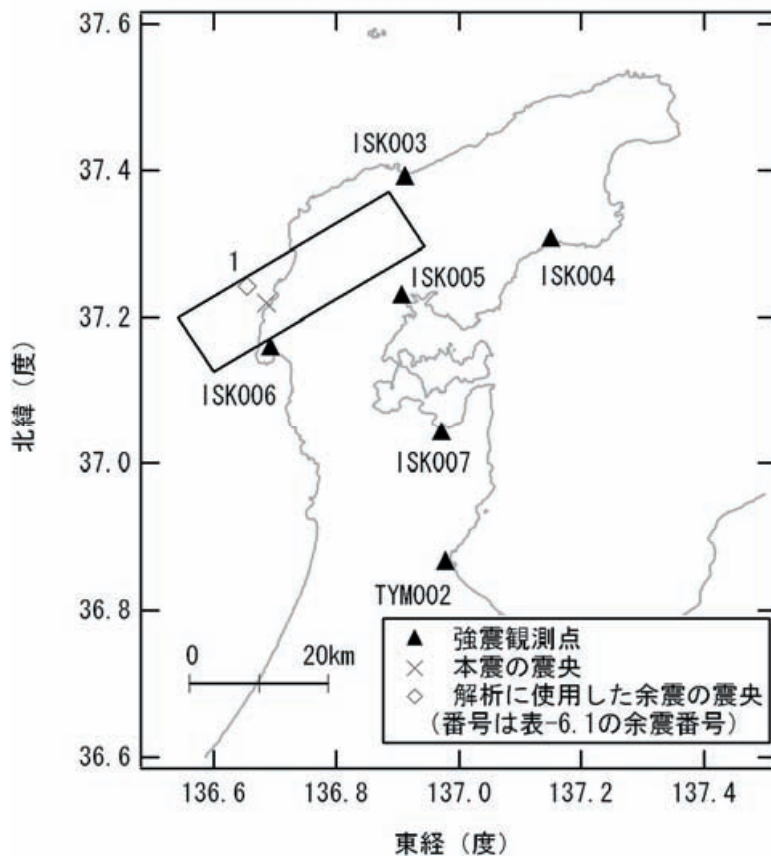


図-6.1 2007年能登半島地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央
(数字は表-6.1の余震番号に対応)

表-6.1 2007年能登半島地震の本震・余震の震源パラメータ

	時刻	東経*	北緯*	深さ*	M_J^*	走向**	傾斜**	すべり角**	M_0^{**}
		(deg)	(deg)	(km)		(deg)	(deg)	(deg)	(Nm)
本震	2007/3/25 9:41	136.685	37.220	11	6.9	58	66	132	1.36E+19
余震1	2007/6/11 3:45	136.653	37.243	7	5.0	224	44	143	2.04E+16

*気象庁より **F-netより

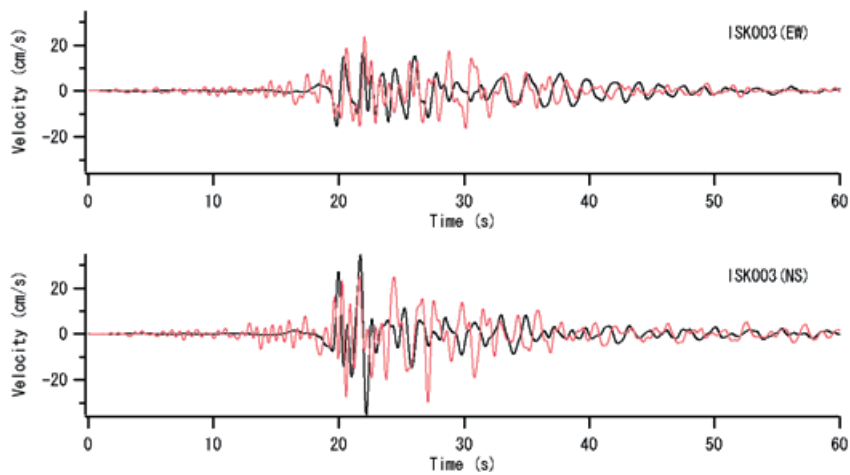


図-6.2 2007年能登半島地震による複数地点における速度波形の再現（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）

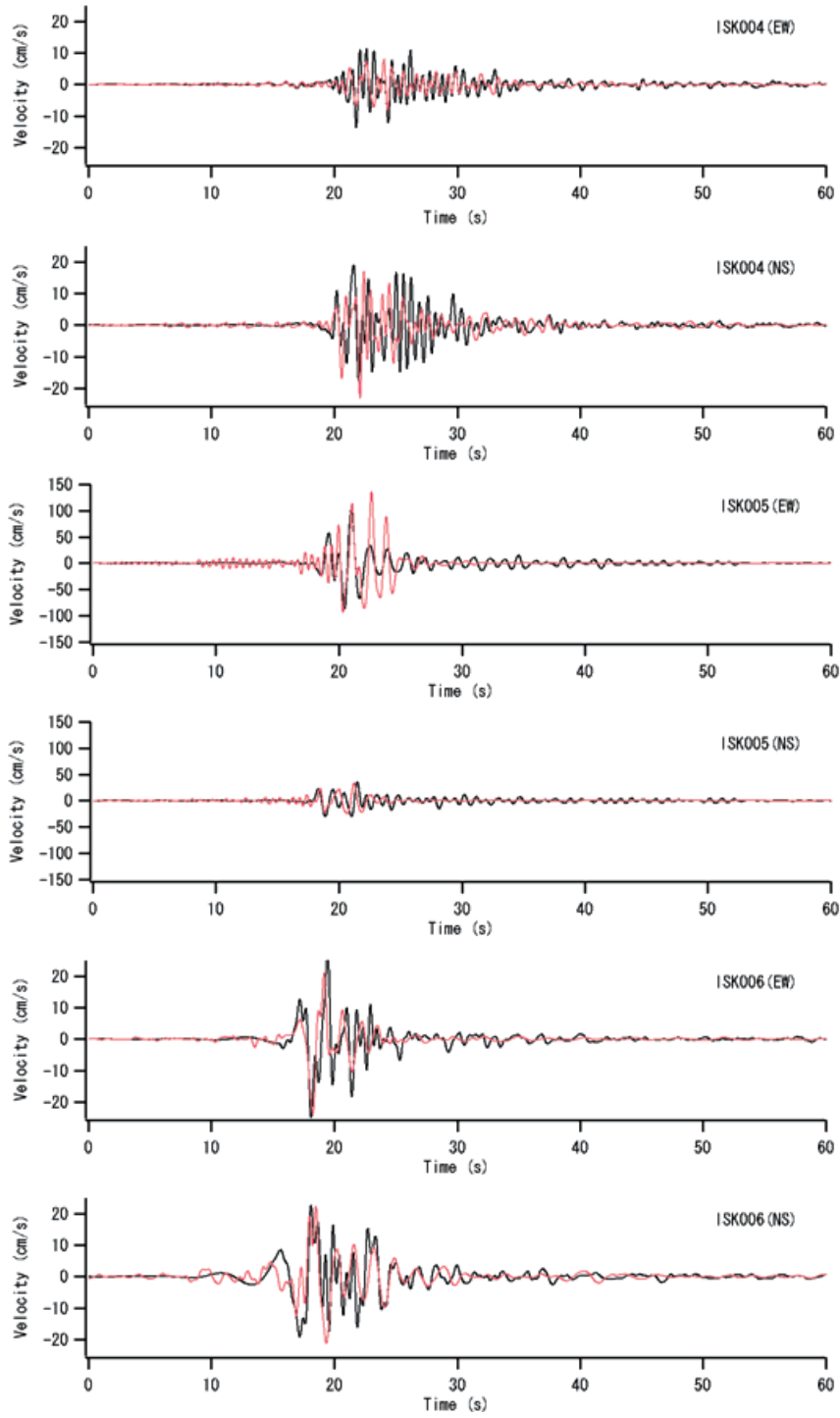


図-6.2 (つづき)

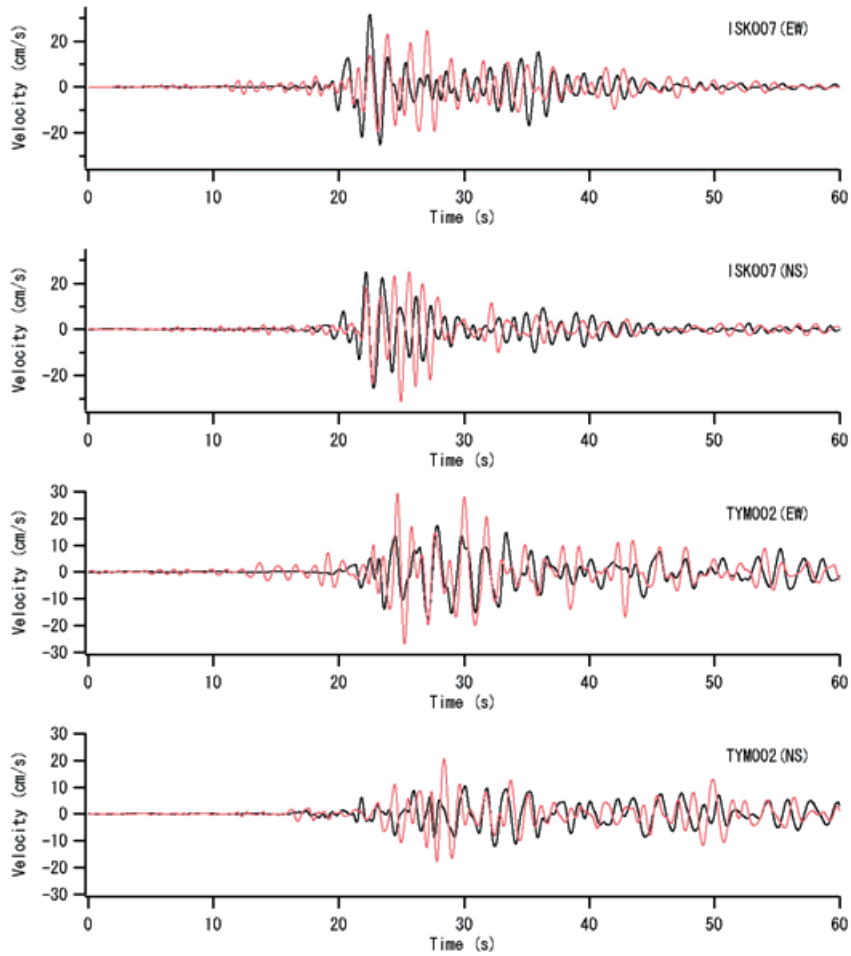


図-6.2 (つづき)

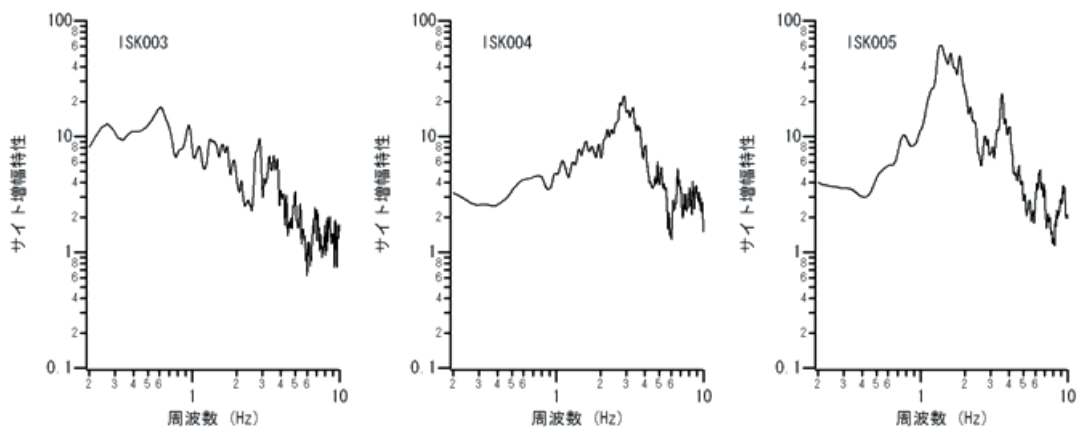


図-6.3 2007年能登半島地震の強震波形計算に用いたサイト増幅特性

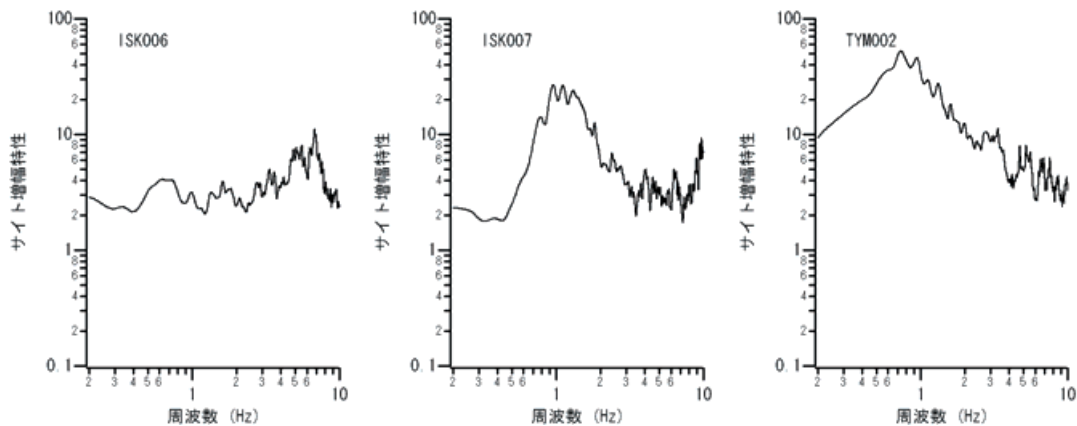


図-6.3 (つづき)

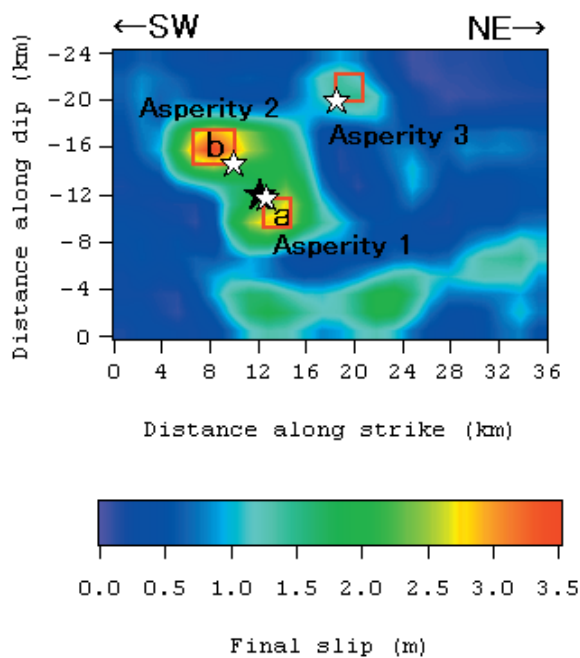


図-6.4 2007年能登半島地震の特性化震源モデル. 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布 (Nozu, 2008a ; 野津, 2010). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-6.2 2007年能登半島地震の特性化震源モデルのパラメータ

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	136.685	136.659	136.727
破壊開始点北緯 (deg)	37.220	37.220	37.277
破壊開始点深さ (km)	11.0	8.3	3.2
長さ (km) × 幅 (km)	2.5×2.5	4.0×3.0	2.5×2.5
M_0 (Nm)	0.40E+18	0.55E+18	0.30E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.00	1.06	3.15
破壊伝播速度 (km/s)	3.4	3.4	3.4
ライズタイム (s)	0.18	0.22	0.18
分割数	5×5×5	5×5×5	5×5×5

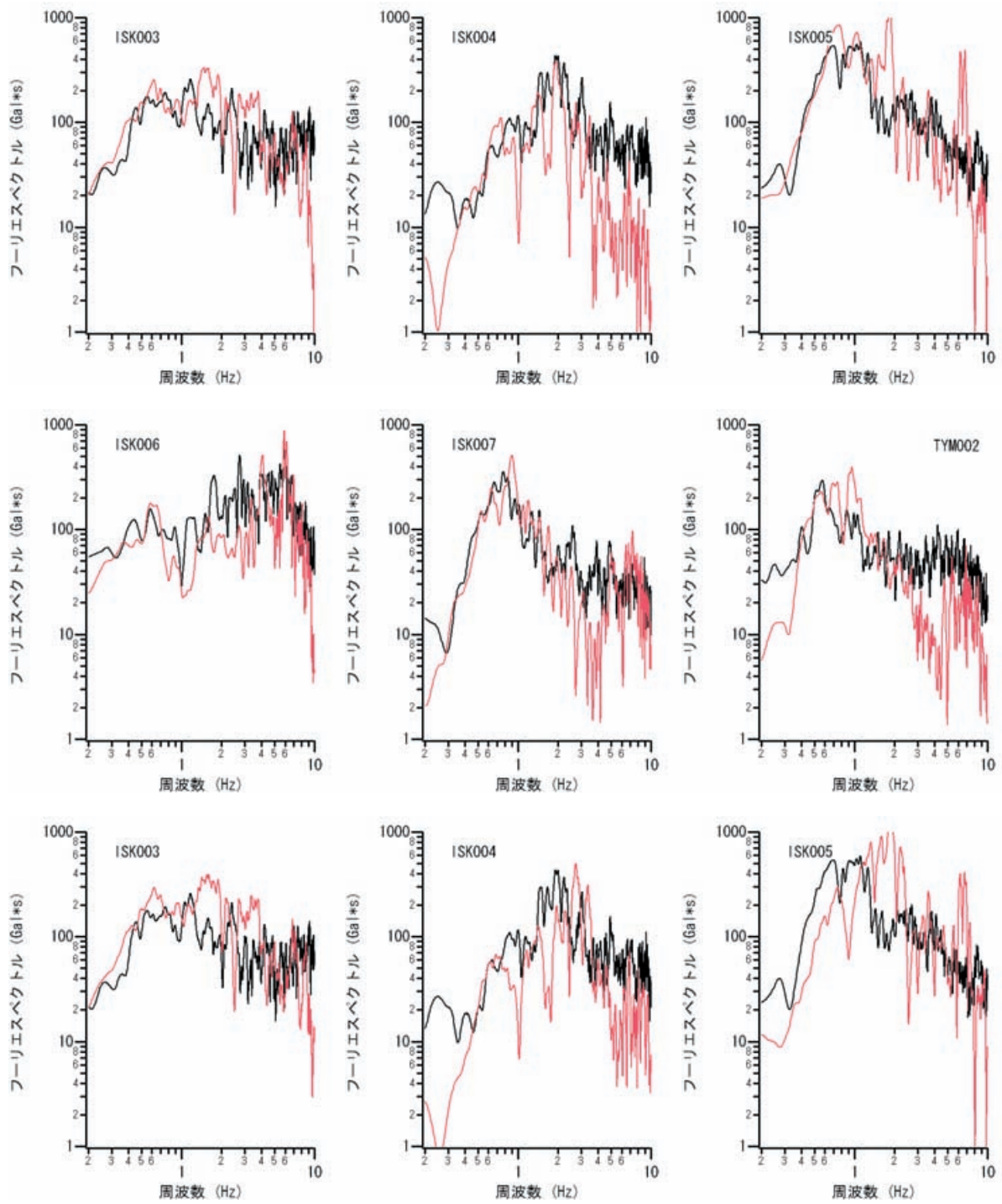


図-6.5 2007年能登半島地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現（黒が観測）

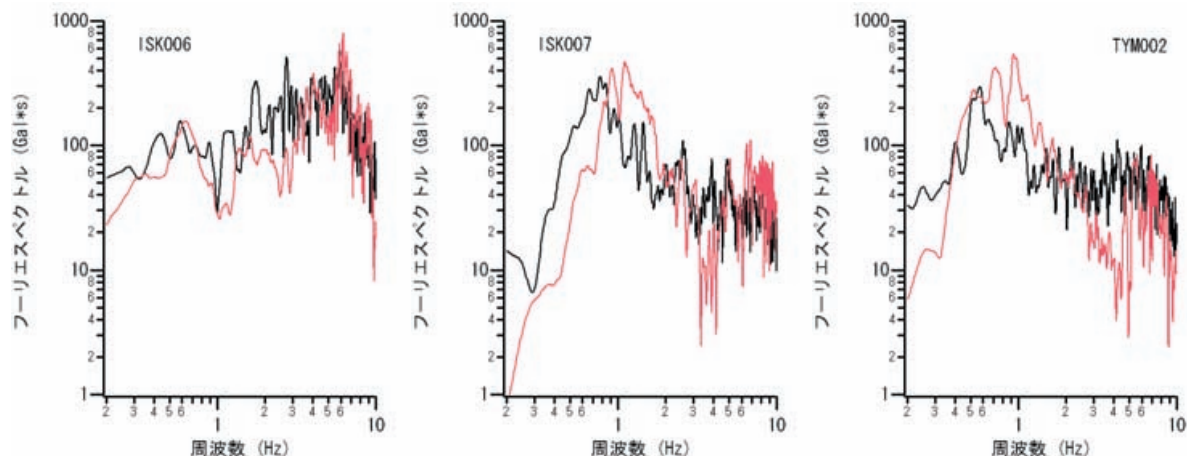


図-6.6 非線形パラメタを考慮しない場合の2007年能登半島地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの計算結果(赤)と観測結果(黒)との比較

害が発生している(境他, 2008a)。しかしながら、断層面が南東傾斜であることを踏まえると、ISK005に生じた振幅の大きいやや短周期地震動はフォワードディレクティビティによるものとは解釈できない。一方、ISK005におけるサイト増幅特性は、周辺の他の地点と比較して著しく大きい値を示している(図-6.3)。このサイト増幅特性を考慮すれば、フォワードディレクティビティの影響が無くとも、ISK005に実際に生じた振幅の大きいやや短周期地震動を特性化震源モデルで説明できる可能性がある。以下の解析では実際にこのことを確認していく。特性化震源モデルの作成を行うにあたり対象とした観測点は図-6.1に示す6つの観測点である。

6.2 サイト増幅特性

本検討の対象地域においても、既往の研究(野津・長尾, 2005)でスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の評価が行われており、今回はこれらを用いた(図-6.3)。先に述べたとおり ISK005では著しく大きなサイト増幅特性が得られている。これ以外にも ISK003(K-NET 輪島)、ISK007(K-NET 七尾)、TYM002(K-NET 氷見)ではやや短周期帯域においてサイト増幅特性がかなり大きい値を示している。ISK004(K-NET 能都)はやや短周期帯域における線形時のサイト増幅特性はこれらより小さいが、3Hz弱においてサイト増幅特性が20を上回っている。ISK006(K-NET 富来)ではサイト増幅特性の値は比較的小さい。

6.3 位相特性

能登半島地震の余震記録の中から最適なものを選択するため、本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検討し(野津, 2005)、類似性の高い余震記録を選択した。そ

の結果、2007年6月11日3:45に発生したM5.0の余震(余震1と呼ぶ)の記録を用いることが適当であると判断された。余震1の震源パラメタを本震の震源パラメタとともに表-6.1に示す。また、余震1の震央を本震の震央とともに図-6.1に示す。余震1は本震の震源(破壊開始点)よりもやや浅い所で発生しており、領域b(図-6.4)の位置に近い。

6.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデルを図-6.4に示す。アスペリティは、波形インバージョンの結果(Nozu, 2008a; 野津, 2010)を参考に、図-6.4に示す通り、比較的すべりの大きい部分である領域aにアスペリティ1を、領域bにアスペリティ2を設定し、さらに、破壊開始点より東側の浅い部分に副次的なアスペリティ3を設定した。震源周辺の各観測点における波形の再現性に注意しながら、アスペリティのサイズと地震モーメントの調整を行った。各アスペリティのパラメタを表-6.2に示す。この表からわかる通り、アスペリティ2に最も大きな地震モーメントが割り当てられている。破壊の順序としては、最初にアスペリティ1が破壊を開始し、1.06秒遅れてアスペリティ2が、3.15秒遅れてアスペリティ3が破壊を開始するものとした。各アスペリティの破壊は図-6.4に示すアスペリティ毎の破壊開始点(☆)から同心円状に拡大するものとした。ライズタイムについては、複数のものを検討し、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他(2003)の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は既往の研究(佐藤・巽, 2002)に基づき $Q_s=166 \times f^{0.76}$ とした。

6.5 地震動の再現結果

図-6.5の黒線は各地で観測された地震動のフーリエスペ

クトルを示したものである。各地で得られたフーリエスペクトルのピーク周波数を見ると、多くの地点でサイト増幅特性（図-6.3）のピーク周波数よりも低周波側となっていることがわかる。例えばISK004ではサイト増幅特性のピーク周波数（線形時のピーク周波数）は2-3Hz付近に存在するが、本震時のピーク周波数は2Hz弱となっている。ISK005においてはサイト増幅特性のピーク周波数は1Hz強であるが、本震時のピーク周波数は1Hz弱となっている。ISK007においてはサイト増幅特性のピーク周波数は1Hz付近に存在するが、本震時のピーク周波数は0.7Hz付近となっている。このようなピーク周波数の低周波側への移動は表層地盤の非線形挙動の影響によるものと考えられる。そこで、ここでは、多重非線形効果を考慮する方法（野津・盛川，2003；野津・菅野，2008）により、表層地盤の非線形性の影響を考慮した強震波形計算を実施した。この方法の詳細については上記の文献を参照していただきたいが、この方法では堆積層における平均的なS波速度の低下率を表すパラメータ ν_1 と、堆積層における平均的な減衰定数の増分を表すパラメータ ν_2 が必要であり、ここでは観測値を再現する値として表-6.3に示す値を用いた。

図-6.2に各地点での速度波形（0.2-2Hz）の再現結果を示す。ISK005における振幅の大きい速度波形は再現されており、それ以外の地点でも、速度波形の再現性は全般に良好である。従って、ここに示した特性化震源モデルは能登半島地震によるやや短周期地震動を再現するのに適したモデルであると言える。

表-6.3 強震波形計算に使用した非線形パラメータ

観測点	ν_1	ν_2
ISK003	1.00	0.005
ISK004	0.65	0.015
ISK005	0.65	0.080
ISK006	0.90	0.010
ISK007	0.70	0.015
TYM002	0.98	0.005

図-6.5に各地点でのフーリエスペクトルの再現結果を示す。各地点におけるフーリエスペクトルは、ISK004における2Hz弱のピーク、ISK005における1Hz弱のピーク、ISK007における0.7Hz付近のピークを含め、非常に良好に再現されている。参考のため、非線形パラメータを用いない場合の各地点におけるフーリエスペクトルの計算結果を図-6.6に示す。この場合、ISK004、ISK005、ISK006においてピーク周波数に大きな誤差を生じており、フーリエスペ

クトルは適切に再現できていない。なお、図-6.2に示したISK004における速度波形（0.2-2Hz）の再現において非線形パラメータは特に重要な役割を果たしている。ISK004では線形時のサイト増幅特性のピーク周波数が3Hz弱であるため、非線形性を考慮せずに計算を行った場合、計算結果のピーク周波数は3Hz弱となり、0.2-2Hzの帯域での速度波形は著しく過小評価となる。非線形性を考慮することにより、図-6.2に示す波形の再現が可能となる。

7. 2007年新潟県中越沖地震

7.1 地震と解析の概要

この地震は2007年7月16日10:13ごろ新潟県中越沖を震源として発生した $M_j6.8$ の地震である。この地震では、震源に近い柏崎市中央町、柏崎市西山町、刈羽村、長岡市小国町で震度6強を記録し、柏崎市では建築物等に多大な被害が生じた（境他，2008b）。

この地震では、震源近傍に位置する柏崎刈羽原子力発電所において、最大速度100cm/sを越えるやや短周期パルス波が観測された（例えば田中他，2007）。この地震に関しては、余震分布に関する検討（Kato *et al.*, 2008; Shinohara *et al.*, 2008）などから、主に南東落ちの断層面上ですべりが生じたと考えられている。その場合、発電所は上盤側に位置することになるので、アスペリティの破壊伝播方向には位置しないことになる。このような条件の下でも、特性化震源モデルにより、実際に生じたやや短周期地震動を再現できることを確認することはたいへん重要である。この地震を対象とした特性化震源モデルの開発はいくつか試みられているが（山本・竹中，2009；Miyake *et al.*, 2010）、震源を取り囲む複数地点におけるやや短周期地震動を十分に再現する特性化震源モデルはこれまで開発されていないのが現状である。

新潟県中越沖地震の震源域周辺を概略的に図-7.1に示す。図-7.1に示す長方形は波形インバージョン（Nozu, 2008b；野津，2010）で用いられた断層面（長さ30km、幅24km、走向 40° 、傾斜角 36° ）を地表面に投影したものである。新潟県中越沖地震の記録が得られている観測点のうち、特に震源に近い観測点としては、柏崎刈羽原子力発電所の敷地における観測点（KKZ1R2など）の他にNIG016（K-NET 寺泊）とNIG018（K-NET 柏崎）がある。ここでは、これらの観測点に加え、佐渡島のNIG004（K-NET 小木）と能登半島のISK002（K-NET 正院）を対象とする。これらの観測点は震源を取り囲むように分布しており、震源モデルの妥当性を議論するのに適した観測点配置であると考えられる。発電所の記録としては、ここでは構造物の

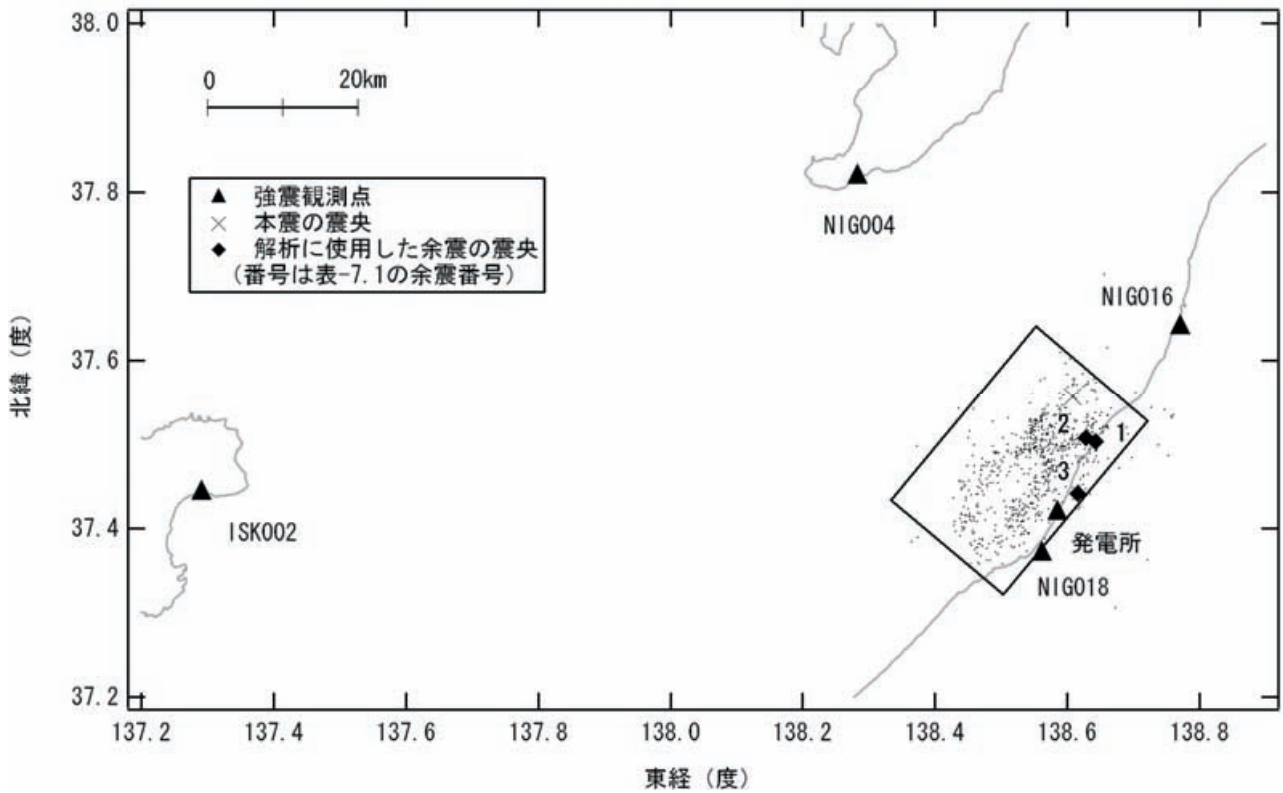


図-7.1 2007年新潟県中越沖地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央
 (数字は表-7.1の余震番号に対応)

表-7.1 2007年新潟県中越沖地震の本震・余震の震源パラメタ

	時刻	東経* (deg)	北緯* (deg)	深さ* (km)	M _J * (deg)	走向** (deg)	傾斜** (deg)	すべり角** (deg)	M ₀ ** (Nm)	適用 地点
本震	2007/7/16 10:13	138.608	37.557	17	6.8	49	42	101	9.30E+18	
余震1	2007/7/16 15:37	138.643	37.503	23	5.8	24	44	79	3.26E+17	NIG016
余震2	2007/7/16 21:08	138.628	37.508	20	4.4	39	41	115	5.21E+15	発電所
余震3	2007/7/18 16:53	138.615	37.442	23	4.3	39	62	95	4.08E+15	NIG018 NIG004 ISK002

*気象庁より **F-netより

表-7.2 対象観測点一覧

観測地点	記号	サイト増幅特性
1号機基礎版上	KKZ1R2	本研究で算定
2号機基礎版上	KKZ2R2	〃
3号機基礎版上	KKZ3R2	〃
4号機基礎版上	KKZ4R2	〃
5号機基礎版上	KKZ5R2	〃
6号機基礎版上	KKZ6R2	〃
7号機基礎版上	KKZ7R2	〃
K-NET寺泊	NIG016	既往の研究
K-NET柏崎	NIG018	〃
K-NET小木	NIG004	〃
K-NET正院	ISK002	〃

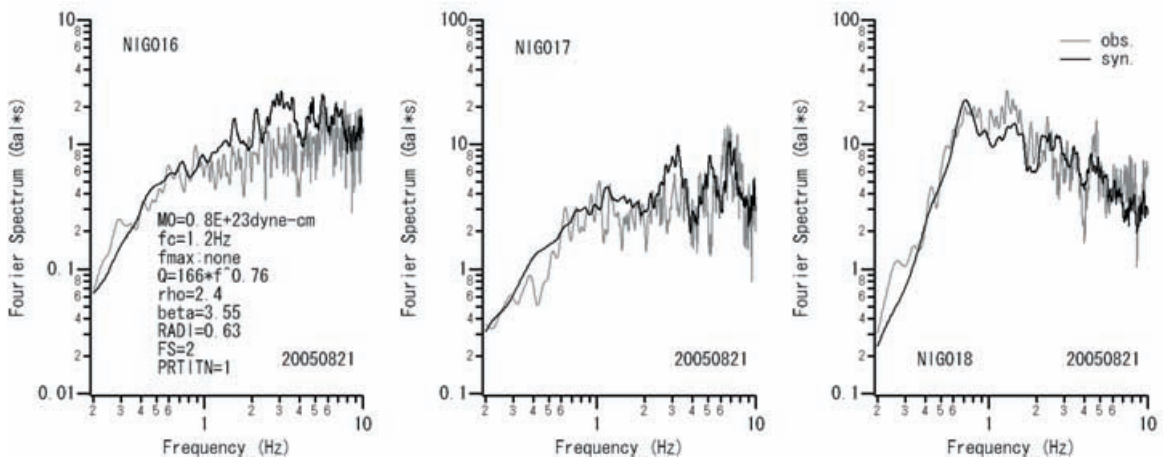


図-7.2 2005年8月21日の地震 (M5.0) に対するK-NETの3地点でのフーリエスペクトルの再現

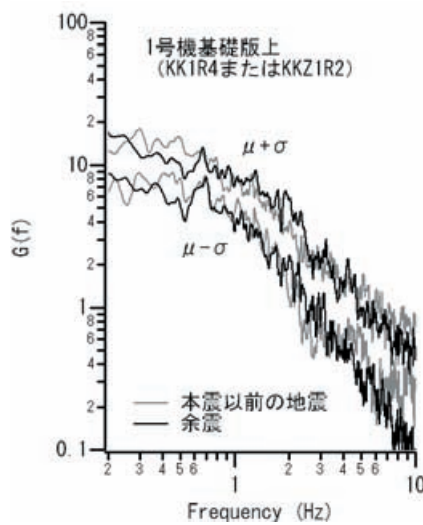


図-7.3 1号機基礎版上において本震以前の地震および余震から評価されたサイト増幅特性 ($\mu + \sigma$ と $\mu - \sigma$ を表示)

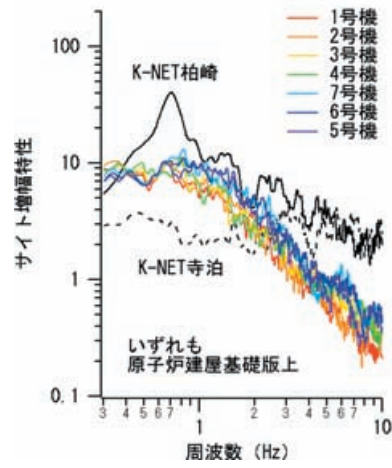


図-7.4 1～7号機の基礎版上におけるサイト増幅特性（余震から評価されたもの； μ を表示）

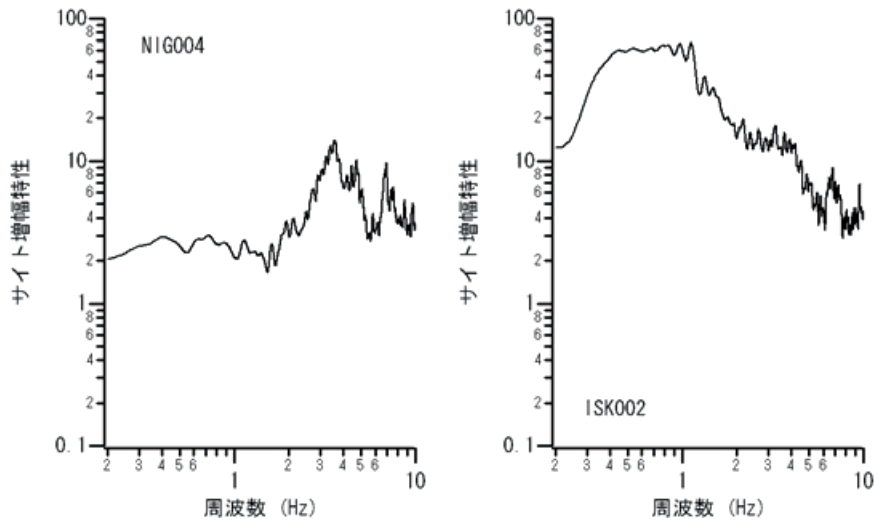


図-7.5 NIG004とISK002におけるサイト増幅特性

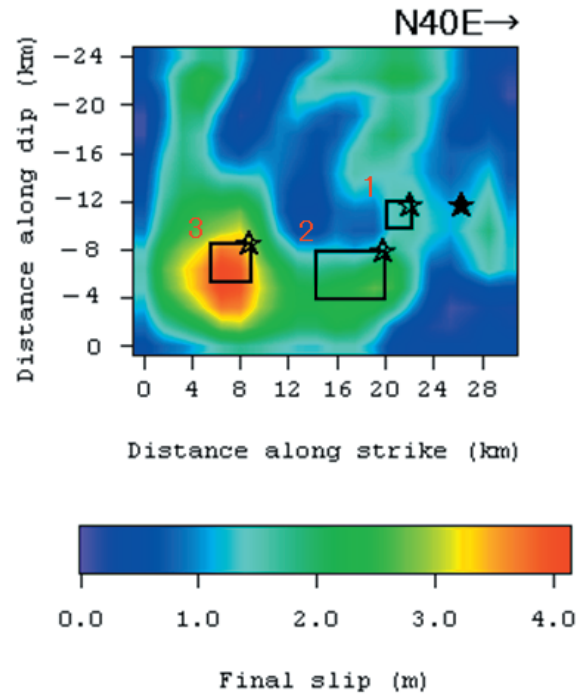


図-7.6 2007年新潟県中越沖地震の特性化震源モデル. 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布 (Nozu, 2008b ; 野津, 2010). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-7.3 2007年新潟県中越沖地震の特性化震源モデルのパラメタ (走向 40°, 傾斜角 36°)

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	138.579	138.592	138.505
破壊開始点北緯 (deg)	37.529	37.497	37.426
破壊開始点深さ (km)	12.00	14.35	13.80
長さ (km) × 幅 (km)	2.0 × 2.0	6.0 × 4.0	3.0 × 3.0
M ₀ (Nm)	0.40E+18	1.00E+18	1.00E+18
相対破壊開始時刻 (s)	1.33	2.40	6.40
破壊伝播速度 (km/s)	3.0	3.0	3.0
ライズタイム (s)	0.17	0.33	0.25
分割数	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5	5 × 5 × 5

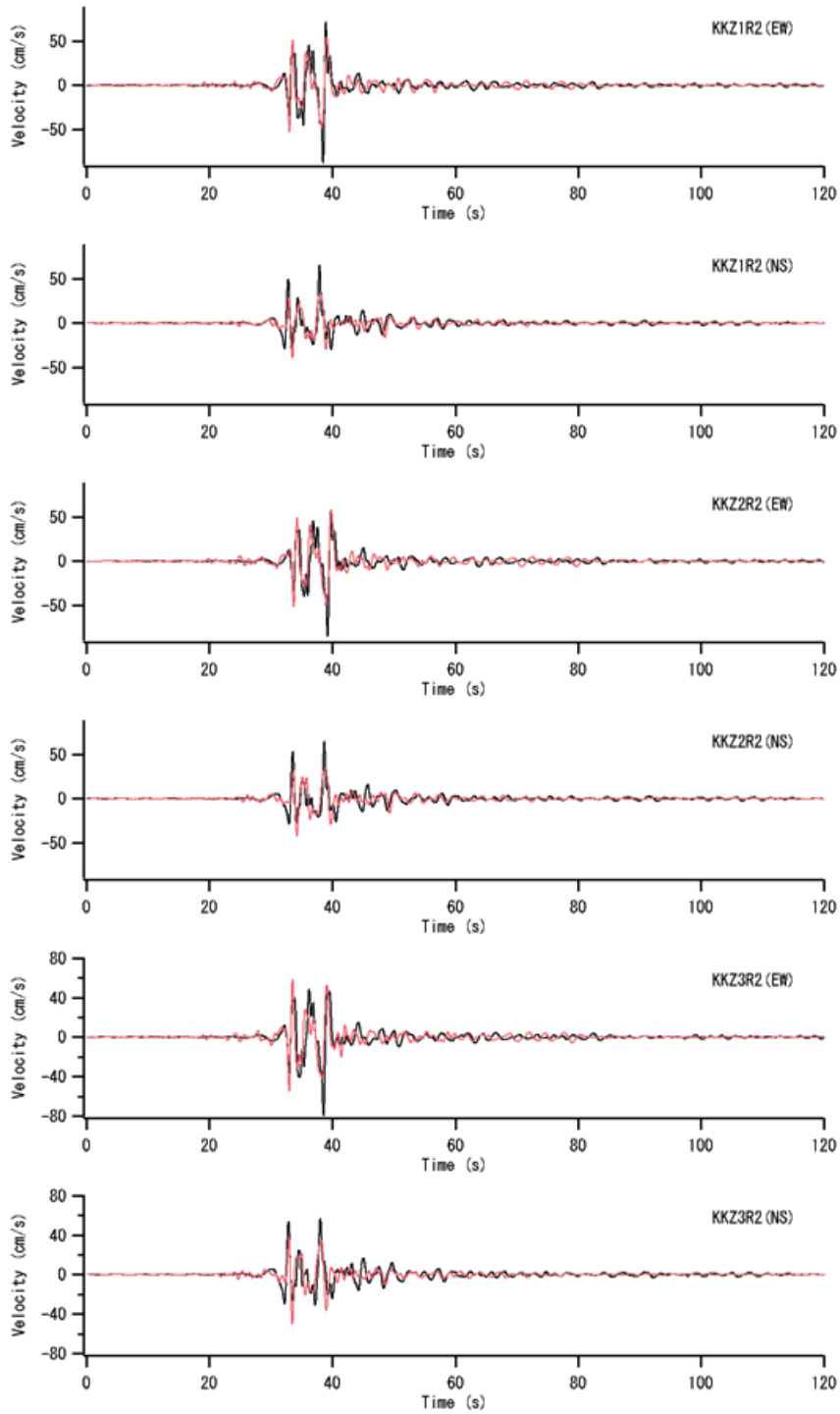


図-7.7 2007年新潟県中越沖地震による発電所の敷地における速度波形の再現（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）

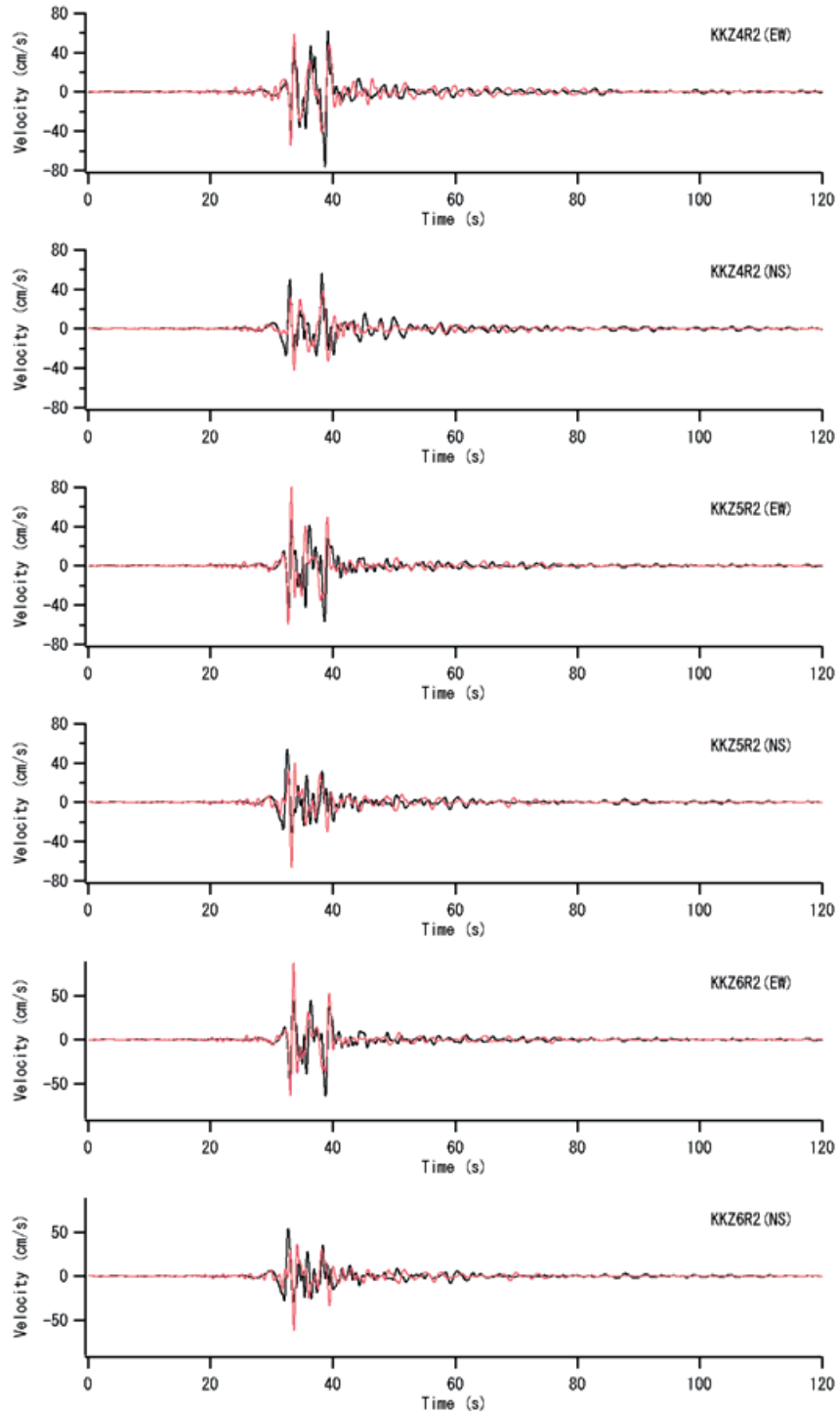


図-7.7 (つづき)

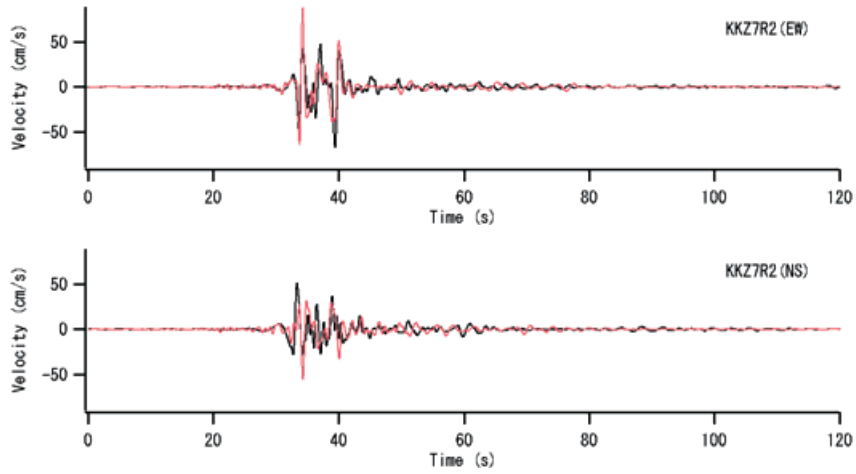


図-7.7 (つづき)

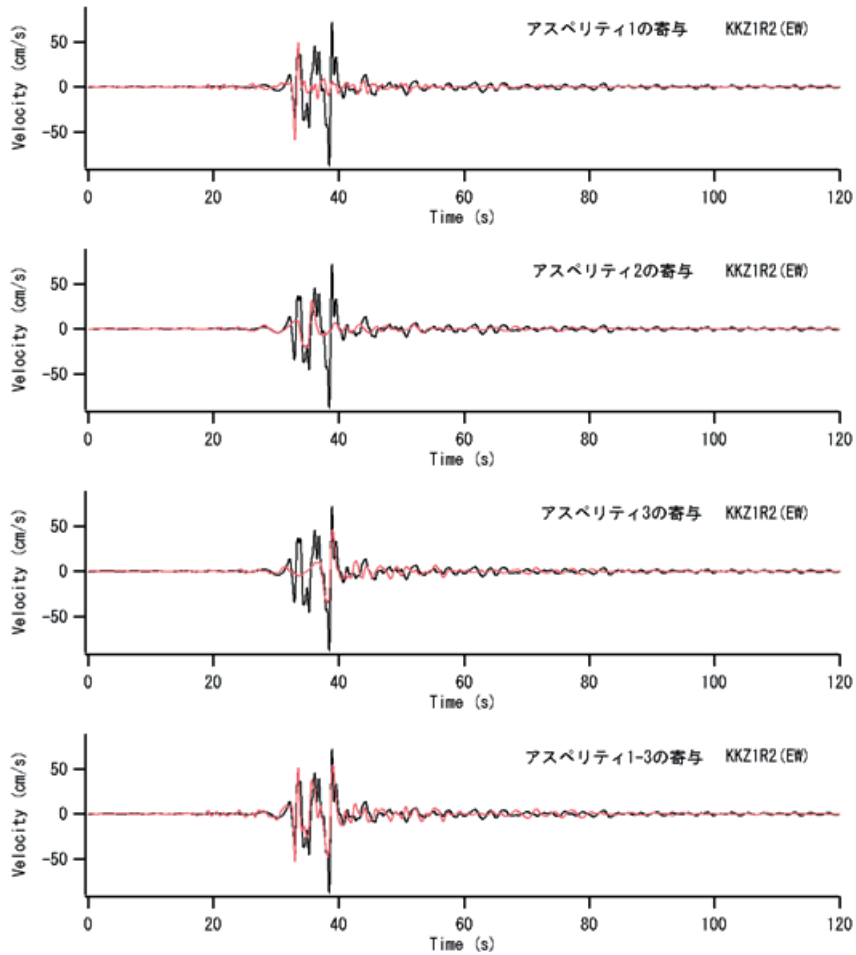


図-7.8 1号機基礎版上 (KKZ1R2) のEW成分の速度波形 (0.2-2Hz) に対する各アスペリティの寄与

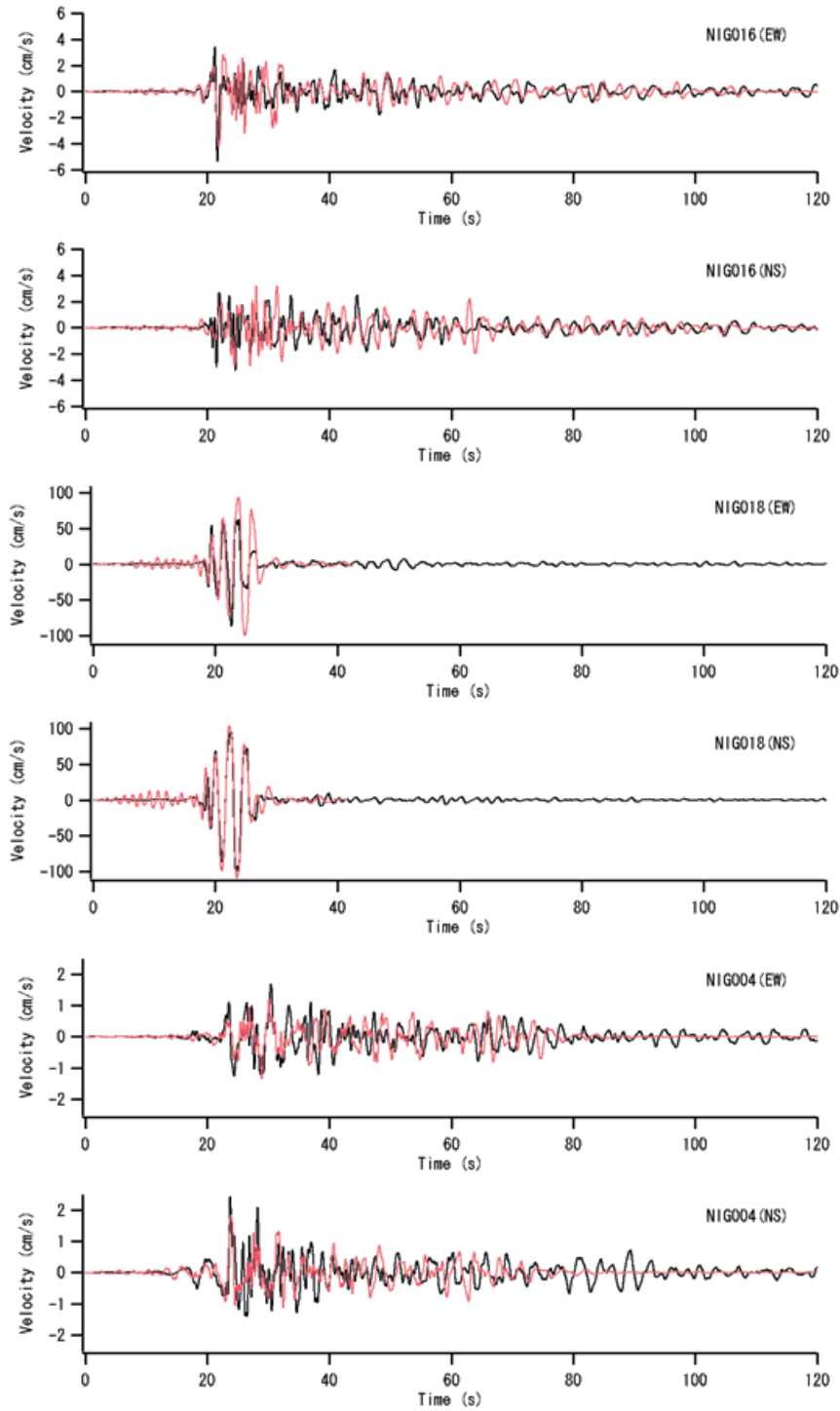


図-7.9 2007年新潟県中越沖地震による発電所以外の地点における速度波形の再現（0.2-2Hzの速度波形，黒が観測）

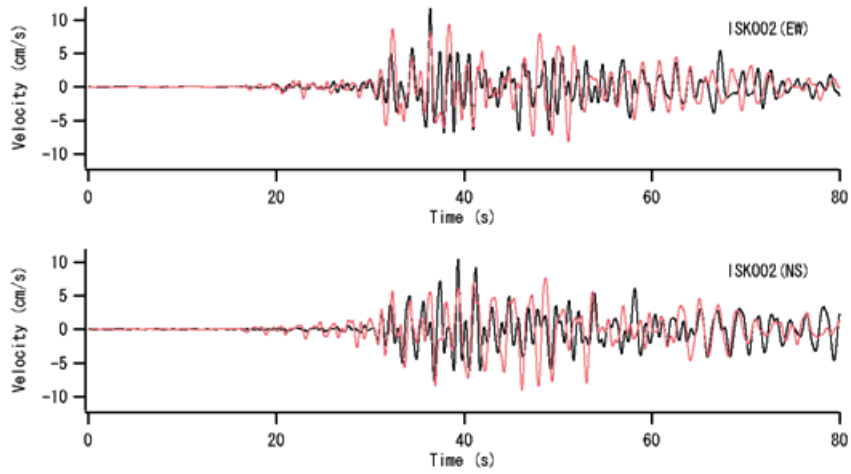


図-7.9 (つづき)

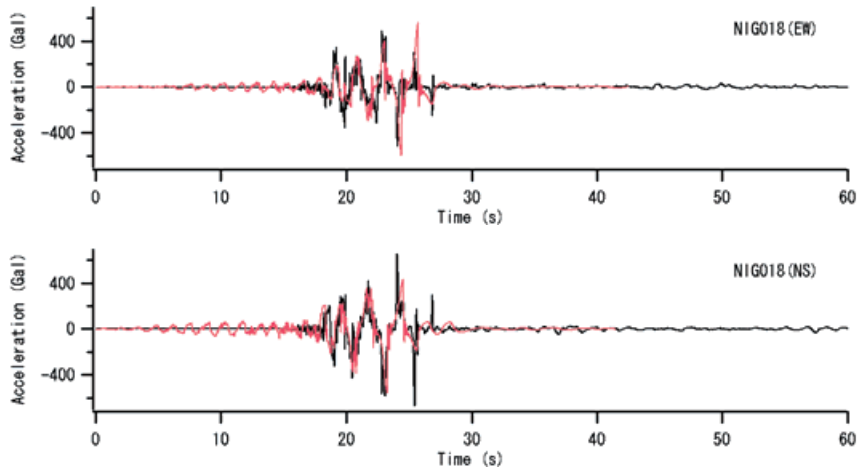


図-7.10 2007年新潟県中越沖地震によるNIG018における加速度波形の再現(黒が観測)

表-7.4 K-NET柏崎における表層地盤の有効応力解析 (Iai et al., 1992) に用いた土質定数

層厚 (m)	名称	γ_t (kN/m^3)	σ'_{ma} (kN/m^2)	G_{ma} (kN/m^2)	K_{ma} (kN/m^2)	ϕ ($^\circ$)	m_G, m_K	n	h_{max}
3.3	砂-1	18.3	22.6	31558	82299	38.6	0.5	0.45	0.24
1.7	砂-2(水面上)	19.1	57.5	85950	224144	41.21	0.5	0.45	0.24
2.0	砂-2(水面下)	19.1	76.5	85950	224144	40.88	0.5	0.45	0.24
5.7	砂-3	19.1	102.7	85950	224144	41.69	0.5	0.45	0.24
3.1	シルト1-1	17.9	131.4	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
3.1	シルト1-2	17.9	149.7	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
3.1	シルト1-3	17.9	168.1	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
2.7	シルト質粘土1-1	17.9	185.3	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
2.7	シルト質粘土1-2	17.9	201.3	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
7.8	シルト質砂	18.9	235.3	85050	221797	39.69	0.5	0.45	0.24
3.8	シルト2	17.9	272.6	88404	230544	30	0.5	0.55	0.208
3.0	粘土質シルト-1	17.9	292.8	88404	230544	30	0.5	0.55	0.208
2.7	粘土質シルト-2	17.9	309.6	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
2.3	砂混じりシルト	17.9	324.5	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
1.0	シルト質粘土2	17.9	334.2	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
1.0	砂混じり粘土質シルト-1	17.9	340.2	65938	171955	30	0.5	0.55	0.208
4.0	砂混じり粘土質シルト-2	17.9	355	80550	210062	30	0.5	0.55	0.208
2.0	シルト岩(工学的基盤)	20		Vs=500m/s, Vp=1600m/s					

表-7.5 K-NET柏崎における表層地盤の有効応力解析 (Iai et al., 1992) に用いた液状化パラメタ

名称	PHIP	S1	W1	P1	P2	C1
砂-2	28	0.005	5.00	0.5	0.773	1
砂-3	28	0.005	5.00	0.5	0.663	1
シルト質砂	28	0.005	27.92	0.5	0.826	1

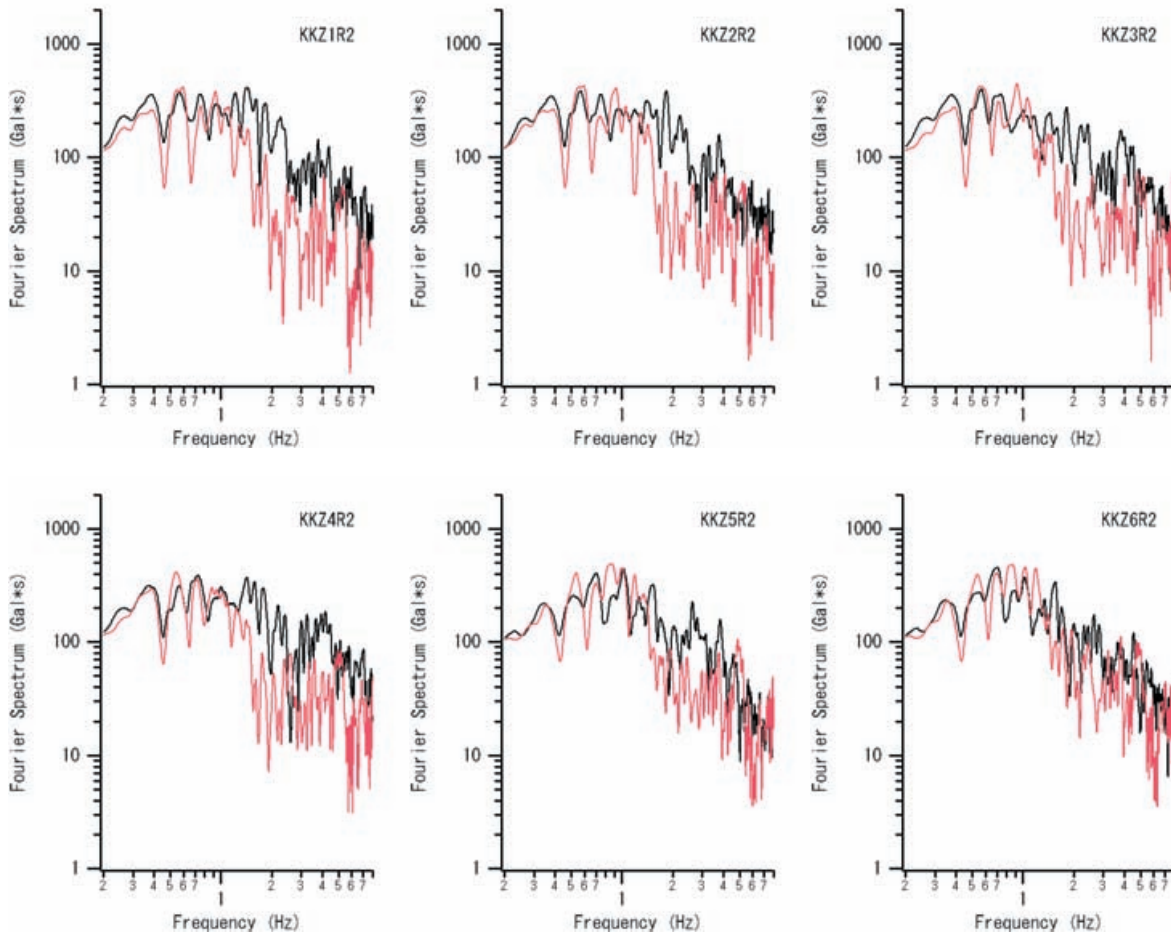


図-7.11 2007年新潟県中越沖地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現 (黒が観測)

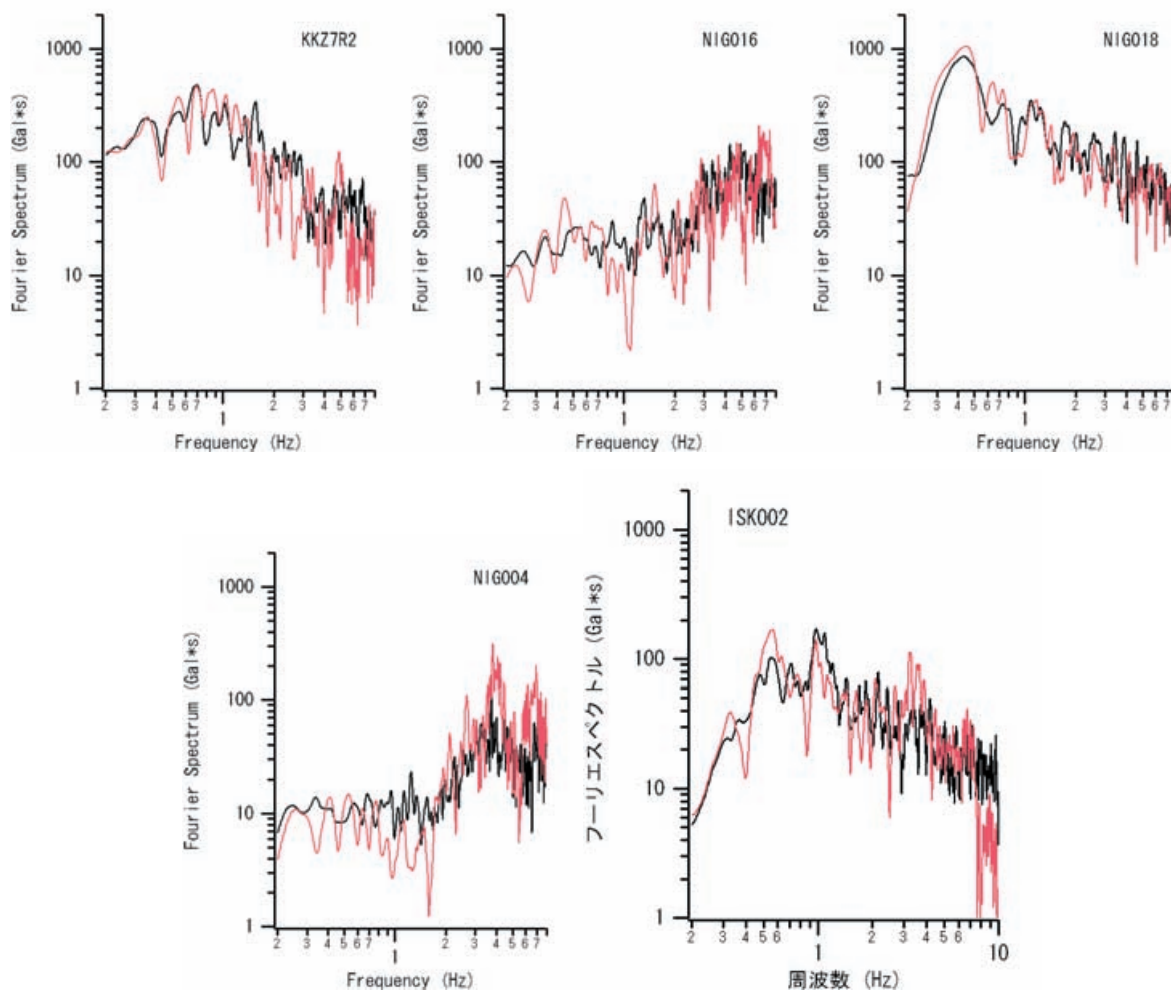


図-7.11 (つづき)

応答を見るのが目的ではないので、1号機～7号機の基礎版上の記録を対象とする。対象観測点を表-7.2に示す。

7.2 サイト増幅特性

ここでは、K-NETの観測点における経験的サイト増幅特性としては既往の研究(野津・長尾, 2005)のものをを用いた。発電所の観測点における経験的サイト増幅特性は次のような手順で求めた。まず、発電所を取り囲むように存在するK-NETの寺泊、長岡、柏崎の3地点で観測されている中小地震(いずれも本震以前に発生した5つの地震)を選択し、中小地震の震源スペクトルは ω^2 モデルに従うと仮定して、3地点でのフーリエスペクトルが再現されるように中小地震の震源パラメータを決定した。図-7.2には2005年8月21日の地震(M5.0)に対する3地点でのフーリエスペクトルの再現状況を示す。次に、決定した震源パラメータを用いて発電所の地震基盤におけるフーリエスペクトルを計算し、これと発電所における実際の観測スペクトルとの比を計算することによって、1～7号機の基礎版上にお

ける経験的サイト増幅特性を求めた。経験的サイト増幅特性は地震毎に少しずつ異なる値をとる。例えば1号機基礎版上に対して $\mu+\sigma$ と $\mu-\sigma$ をプロットすると図-7.3の灰色の線のようにになる。全く同様の作業を中越沖地震の6つの余震に対しても行うと、図-7.3の黒い線が得られる。本震以前の地震から評価されたサイト増幅特性と余震から評価されたサイト増幅特性との間には本質的な違いはないことがわかる。そこで、以後の解析では、余震から評価されたサイト増幅特性の平均値を用いる。こうして評価された1～7号機基礎版上における経験的サイト増幅特性を、隣接するK-NET寺泊およびK-NET柏崎における既存の経験的サイト増幅特性(野津・長尾, 2005)と比較して図-7.4に示す。この図からわかるように、やや短周期帯域におけるサイト増幅特性はK-NET寺泊、発電所、K-NET柏崎の順に大きくなっていく。また、その変化はかなり急激であると言える。なお、1号機～7号機の基礎版上におけるサイト増幅特性は高周波側で落ち込んでいく傾向が見られるが、これは建屋による入力損失の影響であると考えられる。佐

渡島の NIG004 (K-NET 小木) におけるサイト増幅特性はやや短周期帯域では小さい (図-7.5)。能登半島の ISK002 (K-NET 正院) におけるサイト増幅特性はやや短周期帯域で著しく大きい値を示している (図-7.5)。

7.3 位相特性

新潟県中越沖地震の余震記録の中から最適なものを選択するため、本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検討し (野津, 2005), 類似性の高い余震記録を選択した。その結果, 表-7.1 に示すとおり, NIG016 では余震 1 が, 発電所の観測点では余震 2 が, NIG018, NIG004, ISK002 では余震 3 が選択された。

7.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデルを図-7.6に示す。波形インバージョン (Nozu, 2008b; 野津, 2010) によるすべり分布 (図-7.6のコンター) を参考に, すべり量が大きいと考えられる部分に長方形のアスペリティを配置し, 発電所および他の強震観測点における波形の再現性に注意しながら, アスペリティのサイズと地震モーメントの調整を行った。各アスペリティのパラメタを表-7.3に示す。破壊の順序としては, 最初にアスペリティ1が破壊を開始し, 1.07秒遅れてアスペリティ2が, 5.07秒遅れてアスペリティ3が破壊を開始するものとした。各アスペリティの破壊は図-7.6に示すアスペリティ毎の破壊開始点 (☆) から同心円状に拡大するものとした。ライズタイムについては, 複数のものを検討し, アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他 (2003) の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は既往の研究 (佐藤・巽, 2002) に基づき $Q_s=166 \times f^{0.76}$ とした。

7.5 地震動の再現結果

上記の特性化震源モデルによる発電所の敷地における速度波形 (0.2-2Hz) の再現状況を図-7.7に示す。この図からわかるように, やや短周期帯域の速度波形が良好に再現されている。なお, これらの波形を計算するにあたっては, 多重非線形効果を考慮するためのパラメタ ($\nu_1=0.85$, $\nu_2=0.01$) を適用した。図-7.7でEW成分の観測波に典型的に見られるように, 発電所で観測された速度波形は主に3つのパルスからなる。これらは図-7.6の1-3のアスペリティに対応している。図-7.8には, 1号機基礎版上のEW成分の速度波形への各アスペリティの寄与を示す。1つめのパルスは最も周期が短く, 2つ目のパルスは最も周期が長く, 3つ目のパルスは中ぐらいの周期である。これらに対応して, アスペリティのサイズは, アスペリティ1が最小, アスペリティ2が最大でなければならない。また, 2つ目のパルスは3

つ目のパルスほど振幅が大きくないから, アスペリティ2に関してはやや小さめのすべり量を設定している (表-7.3)。

発電所以外の観測点における速度波形の再現状況を図-7.9に示す。各地点の速度波形は非常に良好に再現されている。ここで注意すべきことは, NIG016とNIG018において, 最大速度に著しい違いが見られるという点である (一方が4cm/s程度であるのに対し他方は100cm/s以上)。こうした著しい違いは, 図-7.4に見られるような両者のサイト増幅特性の差異を考慮することによってはじめて再現が可能となる。

ここで, 強震記録が表層地盤の強い非線形挙動の影響を受けているNIG018における波形の計算方法を説明する。NIG018では, 図-7.10に黒線で示すように, スパイク状の加速度波形が観測されており, 過剰間隙水圧の上昇を含む地盤の非線形挙動の影響が示唆される。そこで, その影響を適切に考慮するため, 広域の地盤における多重非線形効果と観測点直下の表層地盤の非線形応答の両者を考慮する手法 (野津, 2007b; 野津, 菅野, 2008) を用いた。具体的には, まず, 表-7.4の $V_s=500\text{m/s}$ の層を工学的基盤とみなし, そこでの地震動を計算した。その時, 広域の地盤における多重非線形効果を考慮するため, 非線形パラメタ ($\nu_1=0.8$, $\nu_2=0.06$) を用いた。次に, この地震動を入力した表層地盤の有効応力解析 (Iai *et al.*, 1992) を行った。有効応力解析に用いた土質定数は表-7.4および表-7.5に示す通りである。表-7.4および表-7.5の土質定数は原則としてN値と細粒分含有率から推定される値 (森田他, 1997) または当該解析手法 (Iai *et al.*, 1992) において一般的に用いられる値である。ただし, 「砂2」と「砂3」の液状化強度に関連するパラメタである W_1 については, N値から推定される値をそのまま用いると液状化強度を過大評価する傾向が認められたので, やや小さめの値を設定した。以上により, 図-7.10に示すとおり, NIG018の波形に見られたスパイク状のピークを再現することができ, このときNIG018における速度波形の再現精度も図-7.9に見られる通り良好であった。ISK002では地表での波形に対し多重非線形効果を考慮するためのパラメタ ($\nu_1=1.00$, $\nu_2=0.008$) を適用した。

図-7.11に各地点でのフーリエスペクトルの再現結果を示す。各地点におけるフーリエスペクトルは非常に良好に再現されている。なお, これらのフーリエスペクトルはすべて座標軸を揃えて示しているが, ここでも, NIG016とNIG018における低周波側の振幅レベルの違いが特に目を引く (実に30倍程度の振幅レベルの違いがある)。また, 発電所の敷地における低周波側の振幅レベルはそれらの中間程度となっている。これら本震時における揺れのスペクトル特性はサイト増幅特性 (図-7.4) を色濃く反映している

ことがわかる。

以上の結果から、ここに示した特性化震源モデルは新潟県中越沖地震によるやや短周期帯域を含む地震動を再現するのに適したモデルであると言える。

8. 2008年岩手・宮城内陸地震

8.1 地震と解析の概要

この地震は2008年6月14日8時43分ごろ岩手県内陸南部を震源として発生した $M_J7.2$ の地震である。この地震により岩手県奥州市と宮城県栗原市の一部では震度6強を記録した。この地震では荒砥沢ダム上流で大規模な地すべりが発生するなど（例えば山科他，2009）各地で地すべりが発生し、河道閉塞箇所も多く見られるなど、地盤に関連する災害が多く発生した。

岩手・宮城内陸地震の震源域周辺を概略的に図-8.1に示す。この地震は北西側に傾斜した逆断層の地震である。図-8.1に示す長方形は波形インバージョン（野津，2010）で用いられた断層面（長さ36km，幅30km，走向 209° ，傾斜角 51° ）を地表面に投影したものである。波形インバージョンの結果によると、気象庁発表の震源（破壊開始点，図

-8.1の×印）よりも12kmほど南の浅部に特にすべりの大きい領域が存在していたと考えられる。この地震の際、震源近傍のIWTH25（KiK-net一関西）では短周期成分の著しく大きい地震動が観測された。しかしながら、新潟県中越地震の際の川口町の波形、あるいは新潟県中越沖地震の際の柏崎刈羽原子力発電所の波形のような、やや短周期帯域で著しく振幅の大きい地震動は、この地震では観測されていない。以下の解析では、断層直上、およびその周辺の8地点（位置を図-8.1に示す）での波形（図-8.2）に着目し、特性化震源モデルの作成を行う。

8.2 サイト増幅特性

本検討の対象地域においても、既往の研究（野津・長尾，2005）でスペクトルインバージョンによるサイト増幅特性の評価が行われており、今回はこれらを用いた（図-8.3）。MYG005（K-NET 鳴子）はカルデラ内に位置する観測点であり、低周波側で著しく大きいサイト増幅特性となっている。このことに対応し、MYG005で観測された本震の波形は、低周波側でのスペクトルレベルが著しく大きいものとなっている（図-8.4）。

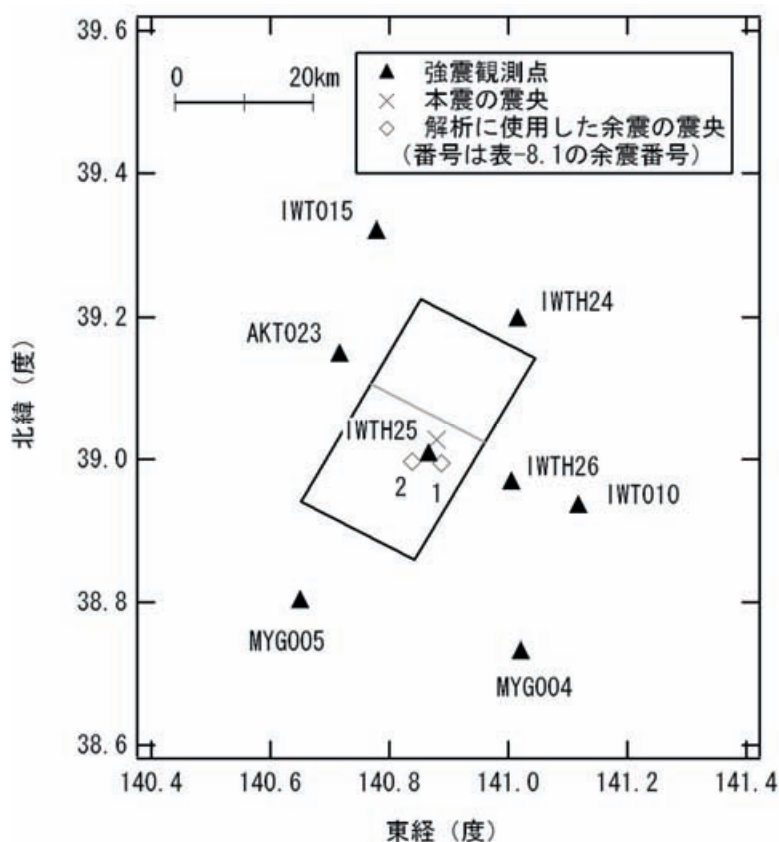


図-8.1 2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層（長方形）と対象観測点および本震・余震の震央（数字は表-8.1の余震番号に対応）

表-8.1 2008年岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震源パラメータ

	時刻	東経* (deg)	北緯* (deg)	深さ* (km)	M_J^*	走向** (deg)	傾斜** (deg)	すべり角** (deg)	M_0^{**} (Nm)
本震	2008/6/14 8:43	140.880	39.028	8	7.2	209	51	104	2.72E+19
余震1	2008/6/14 23:42	140.887	38.995	6	4.9	213	46	97	1.02E+16
余震2	2008/6/16 23:14	140.838	38.997	7	5.3	249	48	166	4.97E+16

*気象庁より **F-net より

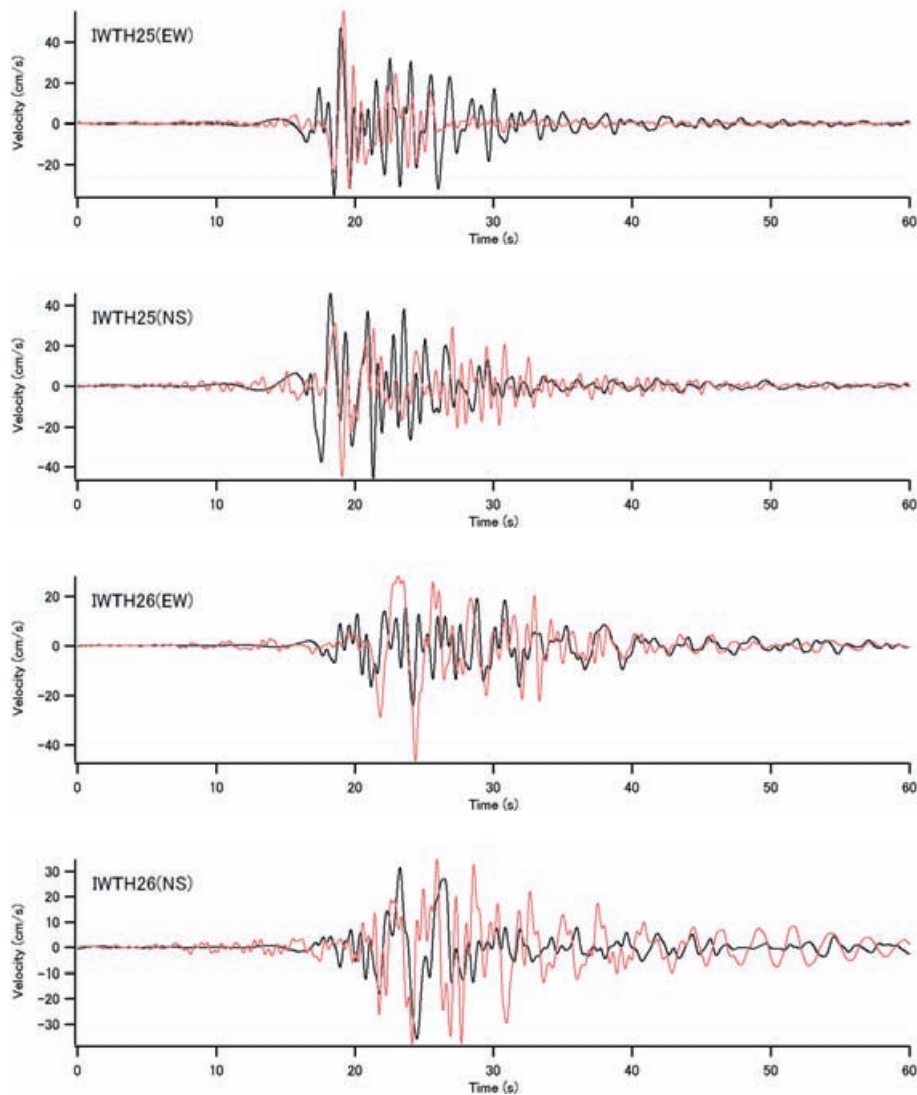


図-8.2 2008年岩手・宮城内陸地震による複数地点における速度波形の再現 (0.2-2Hz の速度波形, 黒が観測)

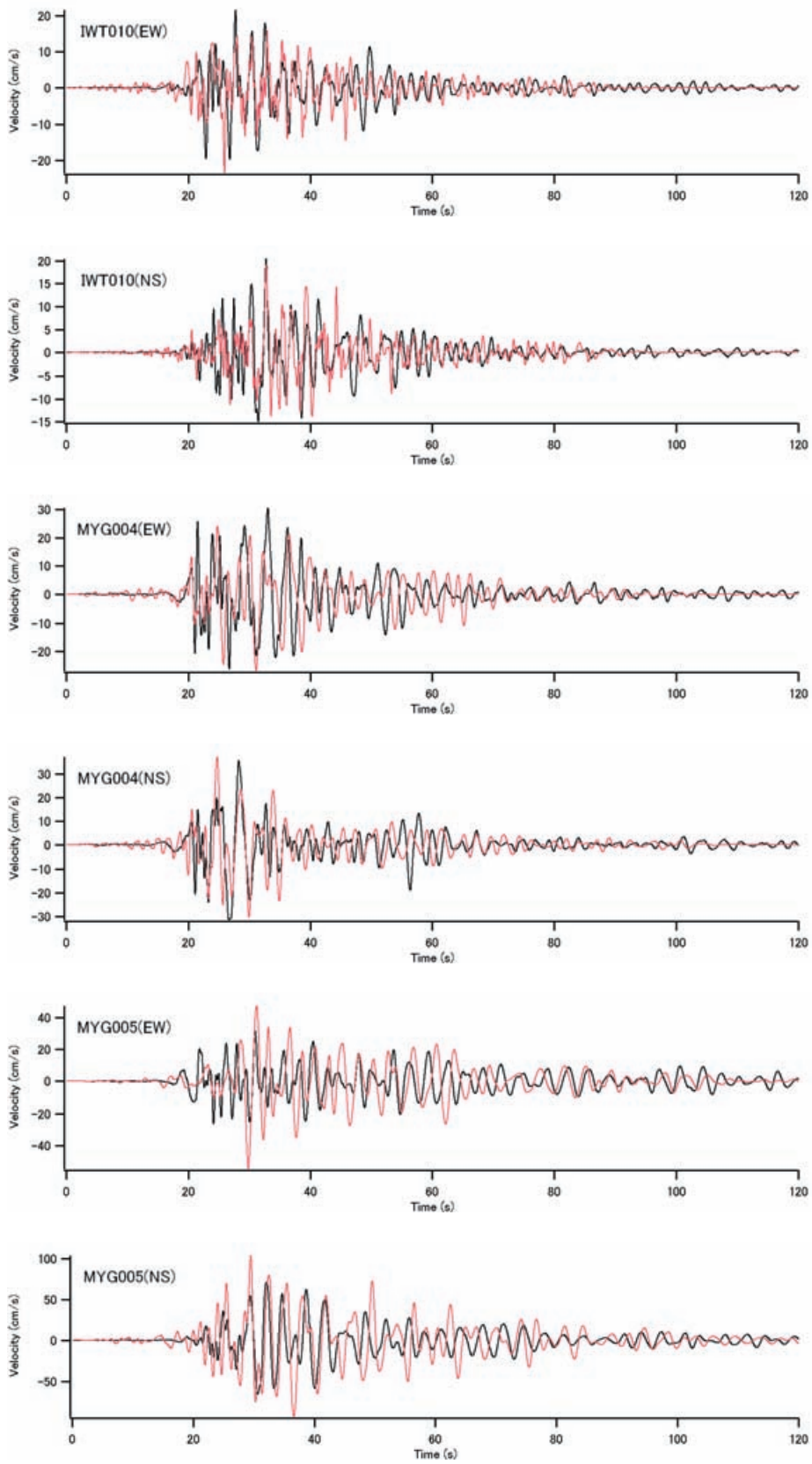


図-8.2 (つづき)

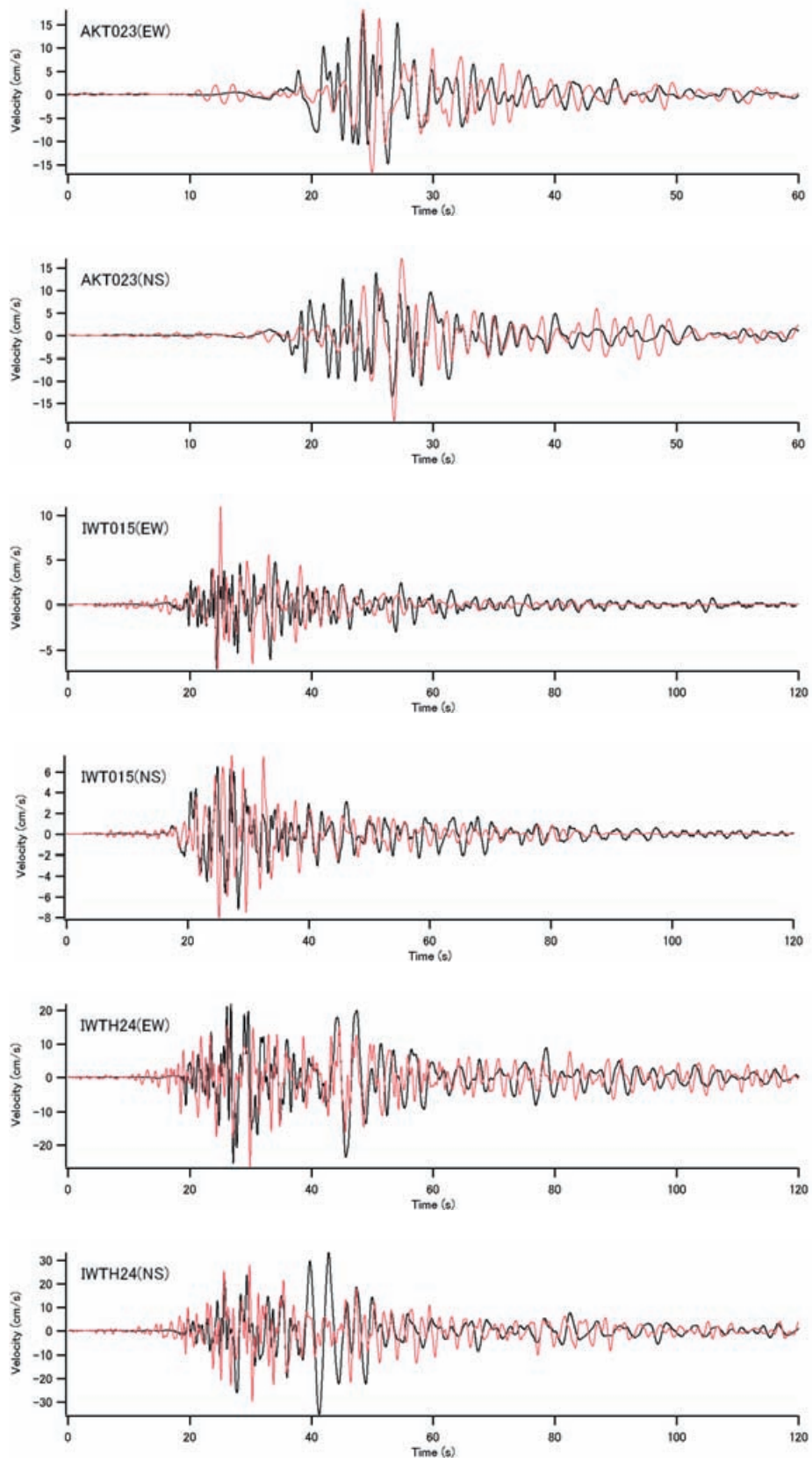


図-8.2 (つづき)

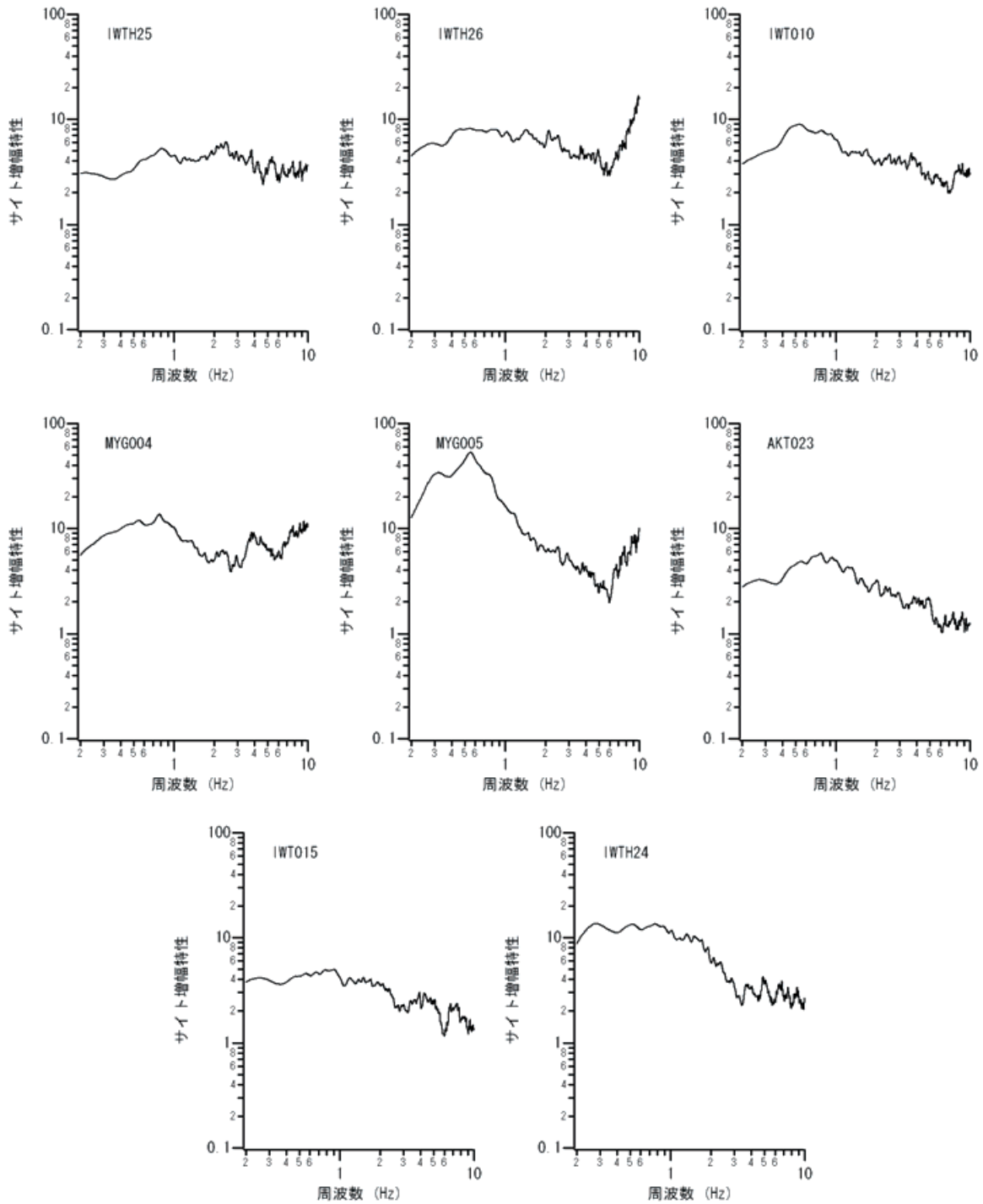


図-8.3 2008年岩手・宮城内陸地震の強震波形計算に用いたサイト増幅特性

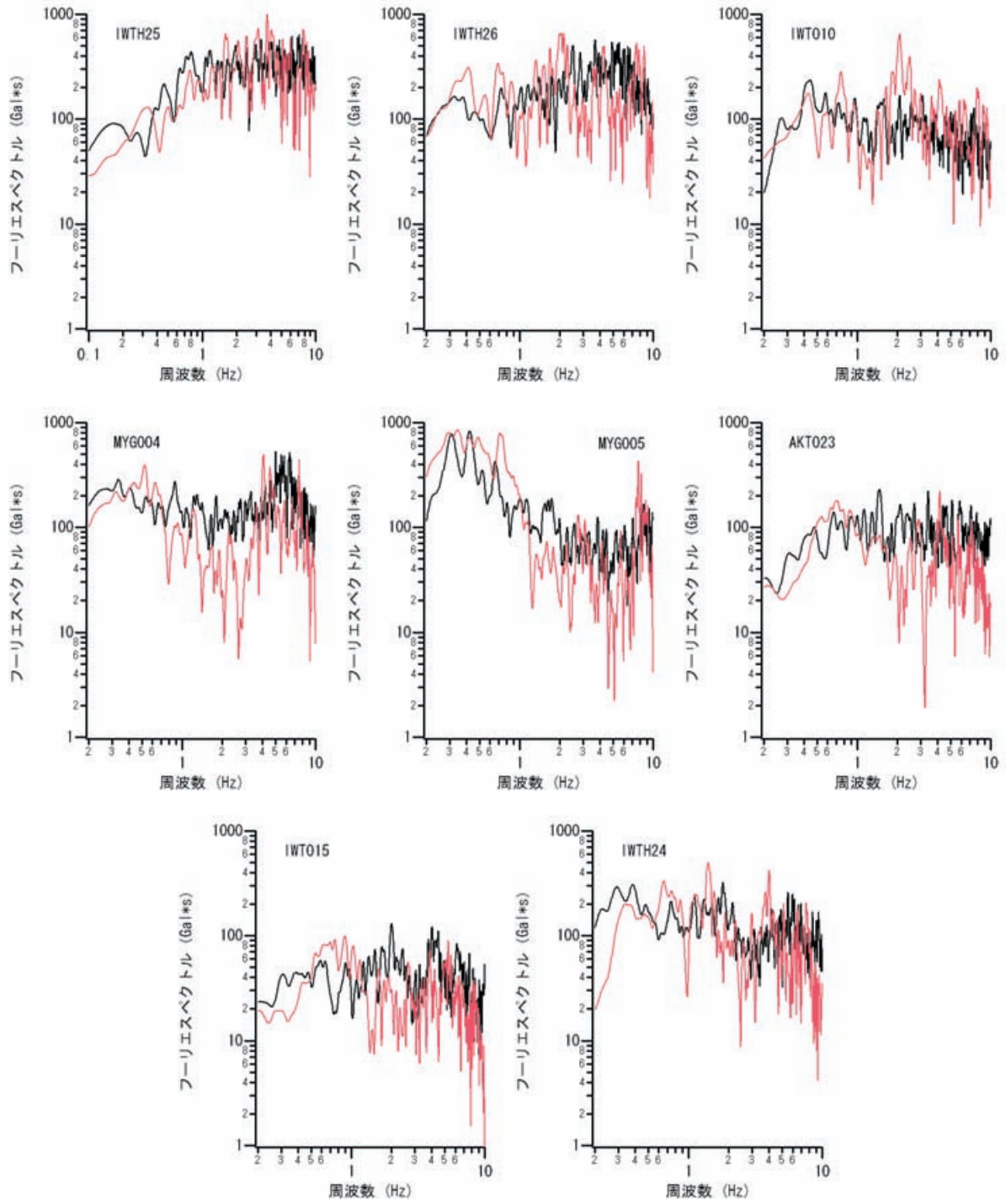


図-8.4 2008年岩手・宮城内陸地震による複数地点におけるフーリエスペクトルの再現（黒が観測）

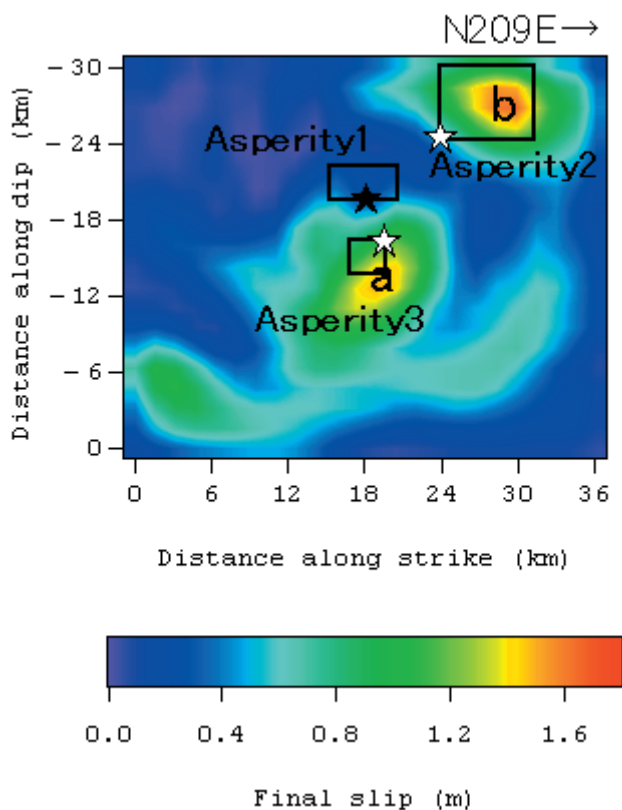


図-8.5 2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデル. 背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布(野津, 2010). ★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点.

表-8.2 2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデルのパラメータ

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	140.880	140.872	140.843
破壊開始点北緯 (deg)	39.028	38.970	39.023
破壊開始点深さ (km)	8.0	4.9	11.1
長さ (km) × 幅 (km)	6.0×3.0	8.0×6.0	3.0×3.0
M_0 (Nm)	0.56E+18	4.00E+18	1.00E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.00	2.8	1.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.6	2.6	2.6
ライズタイム (s)	0.29	0.58	0.29
分割数	5×5×5	8×8×8	5×5×5

8.3 位相特性

岩手・宮城内陸地震の余震記録の中から最適なものを選択するため、本震記録と余震記録のフーリエ位相の類似性を検討し(野津, 2005), 類似性の高い余震記録を選択した. その結果, 多くの地点では, 2008年6月16日23:14に発

生した M5.3 の余震(余震2と呼ぶ)の記録を用いることが適当であると判断された. しかしながら, 断層面の南東側に位置する IWITH25, IWITH26, IWT010, MYG004 は2008年6月14日23:42に発生した M4.9 の余震(余震1と呼ぶ)の記録がより適切であると判断されたので, その位相特性

を用いた。これらの余震の震源パラメータを本震の震源パラメータとともに表-8.1に示す。また、これらの余震の震央を本震の震央とともに図-8.1に示す。

8.4 特性化震源モデル

作成した特性化震源モデルを図-8.5に示す。アスペリティは、波形インバージョンの結果(野津, 2010)を参考に、比較的すべりの大きい部分である領域aにアスペリティ3を、領域bにアスペリティ2を設定したが、これらのみでは震源近傍のIWITH25等での波形を過小評価する結果となった。そこで、破壊開始点付近に比較的すべり量の小さいアスペリティ1を導入したところ、IWITH25等を含め、各地点での波形を一定の精度で再現することができた。アスペリティ1は、南側のアスペリティ2に対して、地震モーメントにして14%程度、すべり量にして37%程度である。各アスペリティのパラメータを表-8.2に示す。破壊の順序としては、最初にアスペリティ1が破壊を開始し、1.7秒遅れてアスペリティ3が、2.8秒遅れて南側のアスペリティ2が破壊を開始するものとした。各アスペリティの破壊は図-8.5に示すアスペリティ毎の破壊開始点(☆)から同心円状に拡大するものとした。ライズタイムについては、複数のものを検討し、アスペリティの幅と破壊伝播速度から片岡他(2003)の式で算定される値を採用した。 Q_s 値は既往の研究(佐藤・巽, 2002)に基づき $Q_s=166 \times f^{0.76}$ とした。

8.5 地震動の再現結果

図-8.2に各地点での速度波形(0.2-2Hz)の再現結果を示す。各地点における速度波形は概ね良好に再現されている。従って、ここに示した特性化震源モデルは岩手・宮城内陸地震によるやや短周期地震動を再現するのに適したモデルであると言える。図-8.4に各地点でのフーリエスペクトルの再現結果を示す。各地点におけるフーリエスペクトルは、IWITH25において高周波側のスペクトルレベルが大きいこと、MYG005において低周波側のスペクトルレベルが大きいことを含め、概ね良好に再現されている。なお、ここでは、IWITH26, MYG004, MYG005, IWT015における波形を計算するために、多重非線形効果を考慮する方法(野津・盛川, 2003; 野津・菅野, 2008)を用いている。その際必要となるパラメータである ν_1 と ν_2 についてはいずれの地点も $\nu_1=0.9$, $\nu_2=0.01$ とした。

9. 作成された特性化震源モデルの統計的性質

ここまで作成してきた特性化震源モデルは、いずれも、工学上重要なやや短周期帯域の波形を再現するのに適した

ものとして作成したものである。特に、これらの震源モデルは、新潟県中越地震におけるK-NET小千谷での波形、能登半島地震におけるK-NET穴水における波形、新潟県中越沖地震における柏崎刈羽原子力発電所の波形など、破壊伝播方向ではない位置で観測された大振幅のやや短周期地震動の再現に成功している。また、単にこれら大振幅が観測された地点での地震動の再現に留まらず、異なる方位で観測されたより振幅の小さいやや短周期地震動も再現できている。例えば新潟県中越沖地震におけるK-NET寺泊の波形がその例である。

特性化震源モデルの中には、やや短周期地震動の再現という意図をもって作成されたもの以外に、広帯域の地震動をまんべんなく再現することを念頭に作成されたものもある。しかしながら、福岡県西方沖地震に関する章で考察を行ったとおり、広帯域地震動をバランス良く再現することを念頭に作成された震源モデルが必ずしもやや短周期地震動の再現に適しているとは限らない。もちろん、あらゆる周波数帯域での地震動を高精度で再現する震源モデルが理想であろうが、現実にはその理想通りではない(特性化震源モデルという単純化された震源モデルを用いていることも関係していると考えられる)。そうであれば、やや短周期地震動の再現に適した震源モデルこそが、工学上求められる震源モデルであると考えられる。

そこで、以下においては、本研究で作成した、やや短周期地震動の再現に適した一群の特性化震源モデルに関する整理を行い、地震の規模(全体の地震モーメント)からアスペリティの面積や地震モーメントを導くための経験式を作成する。

表-9.1は本研究で作成した特性化震源モデルの整理を行ったものである。左から順に、 M_0 は防災科学技術研究所のF-netによる地震モーメント、 M_w はそれから導かれるモーメントマグニチュードである。 ρ と β は本研究で仮定した地震基盤の密度とS波速度である。 S_a と M_{0a} が本研究の成果として最も重要な部分であり、やや短周期地震動を再現するために必要なアスペリティの面積と地震モーメントである。 D_a はそれらから求められたアスペリティでのすべり量である。 $M_w=6.5\sim 6.9$ の内陸地殻内地震によるアスペリティでのすべり量として妥当な値が得られていると考えられる。次に A_0 は短周期レベルと呼ばれ、加速度震源スペクトル(日本港湾協会, 2007)の短周期側のフラットレベルである。まず A_0 として各アスペリティ毎の値が示されており、その右のカラムに短周期レベルの合計が示されている。この場合の合計とは自乗和平方根のことである。さらに、最も右側のカラムに示されているのは、壇他(2001)による経験式で地震モーメントから求まる短周期レベルである。本研

表-9.1 作成した特性化震源モデルの整理

	M ₀	M _w		ρ	β	S _a	M _{0a}	D _a	A ₀	A ₀ 計	A ₀ (壇)
	Nm			ton/m ³	km/s	km ²	Nm	m	Nm/s ²	Nm/s ²	Nm/s ²
2000年鳥取県西部地震	8.62E+18	6.6	asperity1	2.7	3.5	18	2.00E+18	3.36	2.34E+19	2.57E+19	1.09E+19
			asperity2	2.7	3.5	32	1.60E+18	1.51	1.05E+19		
2004年新潟県中越地震	7.53E+18	6.5	asperity1_1	2.7	3.5	2	1.50E+17	2.27	1.58E+19	1.94E+19	1.04E+19
			asperity1_2	2.7	3.5	19.5	7.20E+17	1.12	7.78E+18		
			asperity2	2.7	3.5	12	4.00E+17	1.01	7.02E+18		
			asperity3	2.7	3.5	12.25	2.40E+17	0.59	4.13E+18		
2005年福岡県西方沖の地震	7.80E+18	6.5	asperity1	2.7	3.5	15	1.50E+18	3.02	2.11E+19	2.63E+19	1.05E+19
			asperity2	2.7	3.5	20	1.50E+18	2.27	1.58E+19		
2007年能登半島地震	1.36E+19	6.7	asperity1	2.7	3.5	12	5.50E+17	1.39	9.66E+18	1.94E+19	1.27E+19
			asperity2	2.7	3.5	6.25	4.00E+17	1.93	1.35E+19		
			asperity3	2.7	3.5	6.25	3.00E+17	1.45	1.01E+19		
2007年新潟県中越沖地震	9.30E+18	6.6	asperity1	2.7	3.5	4	4.00E+17	3.02	2.11E+19	3.27E+19	1.11E+19
			asperity2	2.7	3.5	24	1.00E+18	1.26	8.78E+18		
			asperity3	2.7	3.5	9	1.00E+18	3.36	2.34E+19		
2008年岩手・宮城内陸地震	2.72E+19	6.9	asperity1	2.7	3.5	18	5.60E+17	0.94	6.55E+18	3.00E+19	1.59E+19
			asperity2	2.7	3.5	48	4.00E+18	2.52	1.76E+19		
			asperity3	2.7	3.5	9	1.00E+18	3.36	2.34E+19		

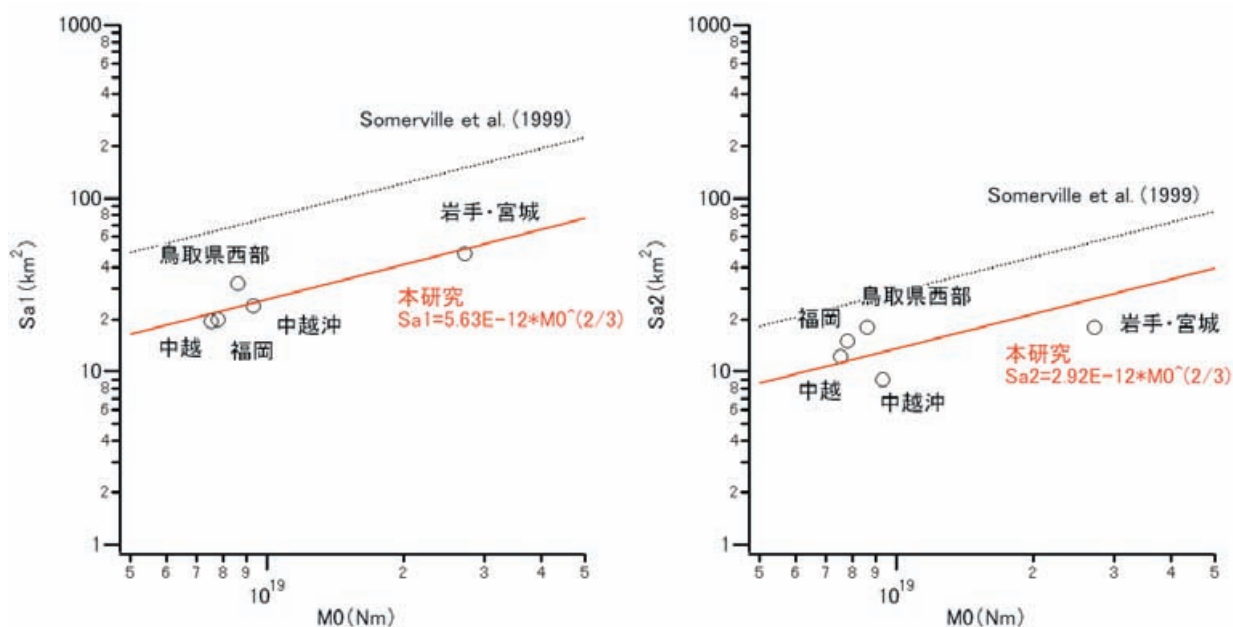


図-9.1 全体の地震モーメントとアスペリティ面積の関係。(左)最も面積の大きいアスペリティ。(右)二番目に面積の大きいアスペリティ。

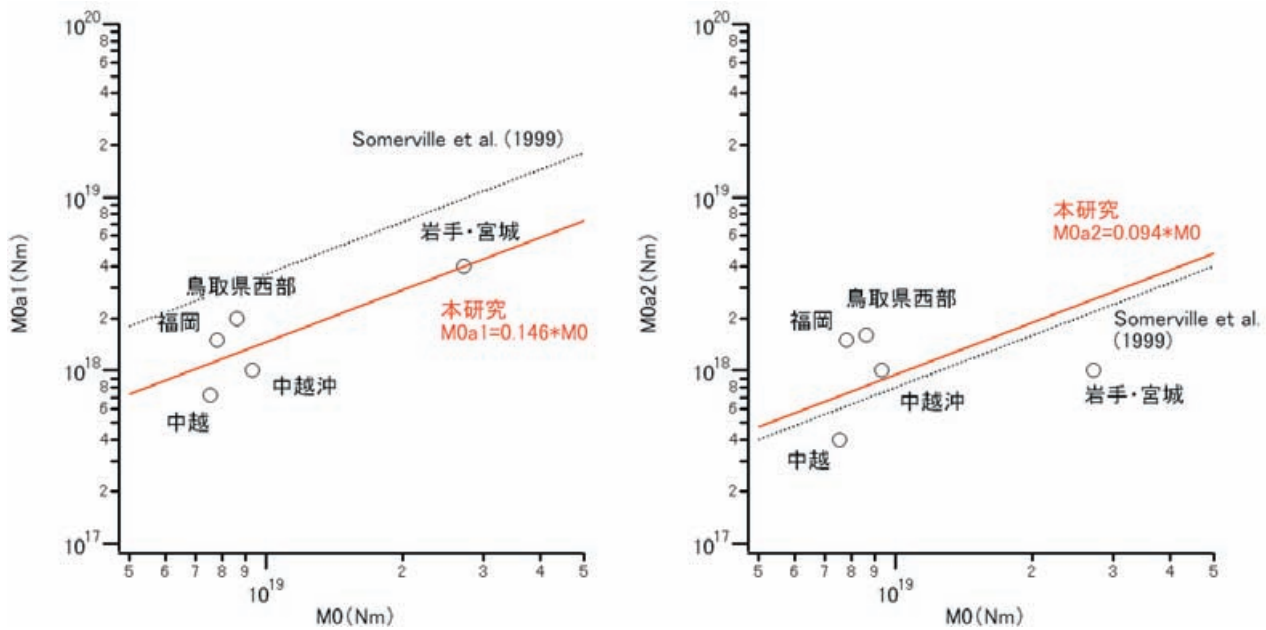


図-9.2 全体の地震モーメントとアスペリティの地震モーメントの関係. (左) 最も地震モーメントの大きいアスペリティ. (右) 二番目に地震モーメントの大きいアスペリティ.

究による短周期レベルは系統的に壇他 (2001) による短周期レベルを上回っていることが注目される. 本研究での各地震によるフーリエスペクトルの再現性は短周期側を含め概ね良好であるから (岩手・宮城内陸地震によるIWTH25のフーリエスペクトルも無理なく再現されている), 本研究の短周期レベルは妥当であると考えられる.

アスペリティの面積と地震モーメントに関する経験式を作成するにあたり, アスペリティ面積の総和, および, 地震モーメントの総和を対象とする方法もある. しかしながら, 上記のようにフォワードモデリングで特性化震源モデルを作成する過程においては, 精度を上げるために小さいアスペリティを何個でも追加できるという事情があり, アスペリティ面積の総和, および, 地震モーメントの総和については客観的な定義が難しい. また, 予測問題では, 結局必要なのは個々のアスペリティに関するパラメタである. そこで, ここでは, 地震毎に, 面積が最大のアスペリティと, 二番目に大きいアスペリティを選び, それらの面積と全体の地震モーメントの関係を整理した. また, 同じように, 地震毎に, 地震モーメントが最大のアスペリティと, 二番目に大きいアスペリティを選び, それらの地震モーメントと全体の地震モーメントの関係を整理した. 結果を図-9.1および図-9.2に示す. これらのデータに対して,

- 1) アスペリティの面積は全地震モーメントの2/3乗に比例すること
- 2) アスペリティの地震モーメントは全地震モーメントの1乗に比例すること

以上のスケーリング則を拘束条件として直線を当てはめると, 各図に実線で示す経験式が得られる.

一方, 各図には, Somerville *et al.* (1999)の経験式で決まるアスペリティ面積および地震モーメントを破線で示している. まず図-9.1の破線の求め方であるが, Somerville *et al.* (1999)ではアスペリティの総面積と全地震モーメントの関係, および, 最大アスペリティ面積と地震モーメントの関係を示しているの, 入倉・三宅 (2001) が行っているように, アスペリティの総面積から最大アスペリティの面積を差し引いたものを二番目に大きいアスペリティの面積と考え, これを図-9.1 (右) に破線で示している. 図-9.1 (左) の破線はSomerville *et al.* (1999)の式そのものである. また, Somerville *et al.* (1999)ではアスペリティの地震モーメントの総和は全地震モーメントの44%であるが, これを, 入倉・三宅 (2001) が行っているように, 二つのアスペリティのストレス・パラメタ (入倉, 1994) が等しくなるように二つのアスペリティに割り振ると, 大きい方が36%, 小さい方が8%となる. これらを図-9.2に破線で示している.

まず, 図-9.1を見ると, Somerville *et al.* (1999)に比べ, 本研究で作成したやや短周期地震動の再現に適した特性化震源モデル群の方が, アスペリティの面積は大幅に小さくなっている. Somerville *et al.* (1999)による全地震モーメントと断層面全体の面積の関係式, すなわち

$$S(\text{km}^2)=2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3}(\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (5.1)$$

と比較すると, 断層面全体に対するアスペリティの面積比は, Somerville *et al.* (1999)の場合, 大きい方が約16%, 小さい

い方が約6%であるのに対し、本研究では大きい方が約5%、小さい方が約3%である。ここで、アスペリティの面積が小さいことによる地震動予測結果への具体的影響としては、アスペリティ面積が大きい場合、破壊伝播効果により、破壊伝播方向と逆方向での地震動の差が大きいのに対し、面積の小さいアスペリティを採用すると、破壊伝播方向と逆方向での地震動の差がより小さくなることが挙げられる。本研究では、これまで述べてきているように、破壊伝播方向ではない位置で観測された大振幅のやや短周期地震動を再現できる特性化震源モデルの作成を行っている。そのことが、面積の小さいアスペリティという結果に結びついていると考えられる。

次に、図-9.2を見ると、大きい方のアスペリティについては、Somerville *et al.* (1999)および入倉・三宅 (2001) の関係式に比べ、本研究で作成した特性化震源モデル群の方が、アスペリティの地震モーメントは小さくなっている。もしも地震モーメントを保ったまま面積だけを小さくすると、すべり量が大きくなりすぎて非現実的な値となるので、面積の縮小とともに地震モーメントが減っているのは妥当である。ただし、小さい方のアスペリティについては、Somerville *et al.* (1999)および入倉・三宅 (2001) の関係式に比べ、地震モーメントの変化は小さい。このことは、小さい方のアスペリティで比較的大きなすべりが生じていることを意味する。先に述べたように、Somerville *et al.* (1999) および入倉・三宅 (2001) の関係式では、二つのアスペリティのストレス・パラメータが等しくなるように設定されているので、面積の大きいアスペリティの方がすべり量が大きく、約 1.7 倍である。しかしながら、本研究で得られた経験式をすべり量に換算すると、大小のアスペリティで変位量はほぼ等しくなる。すなわち、面積の小さいアスペリティでもすべり量は大きく、面積の大きいアスペリティと同程度の短周期成分を生じるといふ震源像が浮かび上がってくる。

なお、特性化震源モデルを運用する上で必要となるもう一つのパラメータであるアスペリティのライズタイムについては、本研究の震源モデルではいずれも片岡他 (2003) の式で算定される値を採用しており、それによる波形の再現性は良好であることから、予測問題では片岡他 (2003) の式を用いるのが妥当であると考えられる。

なお、本研究では波形合成法としていずれの地震に対しても入倉他 (1997) を用いており、上述のパラメータはいずれも入倉他 (1997) の波形合成法を前提としたものであるという点に注意する必要がある。

10. 結論

内陸地殻内地震の震源近傍で観測されるやや短周期パルスは構造物に対して大きな影響を与えるものであると認識されている。兵庫県南部地震を対象とした研究で、これらのパルスはアスペリティに起因するものであること、また、特性化震源モデル（矩形のアスペリティの組み合わせ）を用いた強震動シミュレーションによりこれらのパルスが適切に再現できることが明らかにされ、設計の実務においても特性化震源モデルが積極的に用いられるようになってきている。しかし、特性化震源モデルのパラメータ設定において多く用いられている経験式 (Somerville *et al.*, 1999) は主にカリフォルニアのデータに基づいており、最近わが国で多発している内陸地殻内地震の実績が反映されていないという問題点がある。また、上記の経験式の作成において、必ずしも工学上重要なやや短周期パルスの再現に力点が置かれているわけではない。そこで、本研究では、最近わが国で多発している内陸地殻内地震のデータに基づいて、やや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法について検討を行った。具体的には、兵庫県南部地震以後のわが国における内陸地殻内地震のうち、M6.8を越える6つの地震を対象に、やや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルの構築を行った。また、それらの結果を整理することにより、与えられた想定地震の規模から特性化震源モデルのパラメータ、具体的にはアスペリティの面積や地震モーメントを決めるための新たな経験式の作成を行った。新たに得られた経験式は、Somerville *et al.* (1999) の経験式と比較すると、同じ規模の地震に対して、アスペリティの面積がより小さいという特徴を有する。断層面全体に対するアスペリティの面積比は、Somerville *et al.* (1999) の場合、大きい方が約16%、小さい方が約6%であるのに対し、本研究では大きい方が約5%、小さい方が約3%である。なお、小さいアスペリティを採用することの具体的影響としては、破壊伝播方向とその逆方向の地震動の差が現状より小さくなることが挙げられる。アスペリティ部の地震モーメントは、大きい方のアスペリティについては、Somerville *et al.* (1999)および入倉・三宅 (2001) の関係式に比べ本研究の方が小さいが、小さい方のアスペリティについては、Somerville *et al.* (1999)および入倉・三宅 (2001) の関係式に比べ変化は小さい。平均的には、小さい方のアスペリティでも大きい方のアスペリティと同程度のすべりが生じていると考えられる。特性化震源モデルを運用する上で必要となるもう一つのパラメータであるアスペリティのライズタイムについては、片岡他 (2003) の式で算定される値が妥当である。

11. あとがき

本研究では、内陸地殻内地震を対象に、やや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法について検討を行ってきたが、今後は、同様の検討を、2011年東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型地震を対象に実施することが重要な課題である。

(2011年8月12日受付)

謝辞

本研究の実施にあたり、愛知工業大学工学部の入倉孝次郎教授、鳥取大学工学研究科の香川敬生教授、(財)地域地盤環境研究所の宮腰研博士、愛知工業大学工学部の倉橋奨博士からは貴重な御意見をいただきました。本研究では(独)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録、F-netのCMT解、気象庁の震源データ、東京電力(株)の強震記録を使用しています。また5.で述べた福岡県西方沖の地震の余震等のデータを取り入れたスペクトルインバージョン解析は国総研 港湾研究部 港湾施設研究室の長尾毅室長、(株)ニュージェックの山田雅行さんとともに実施したものです。本研究の一部は科学研究費補助金 基盤研究(B)(課題番号20310106)「最近の被害地震の観測記録に基づく強震動予測レシピの検証とその改良」により実施したものです。ここに記して謝意を表します。

参考文献

井合進・菅野高弘・山崎浩之・長尾毅・野津厚・一井康二・森川嘉之・小濱英司・西守男雄・佐藤陽子・田中剛・海老原健介・大村武史・大槇正紀(2001):平成12年(2000年)鳥取県西部地震による港湾施設等の被害報告, 港湾空港技術研究所資料, No.1015.

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:経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良(1997), 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.

入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, pp.848-875.

大月俊典・境有紀・小杉慎司(2007):2004年新潟県中越地震における川口町川口震度計周辺の建物被害の分析と強震記録の対応, 日本地震工学会論文集, Vol.7, pp.40-59.

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, Vol.543, 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, Vol.500, pp.29~36.

川瀬博(1998):震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能-1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ-, 第10回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, pp.29~34.

川瀬博・佐藤智美・包仁満都拉・梅田尚子(2006):2005年福岡県西方沖地震:強震動とその構造物破壊能および推定理論震源モデル, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.162-165.

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, Vol.514, pp.97~104.

坂井公俊・野津厚(2011):2004年新潟県中越地震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シミュレーション, 日本地震工学会論文集, Vol.11, pp.40-58.

境有紀・野尻真介・熊本匠・田中祐典(2008a):2007年能登半島地震における強震観測地点周辺の被害状況と地震動の対応, 日本地震工学会論文集, Vol.8, pp.79-106.

境有紀・川岡裕康・林佑樹・飯塚裕暁(2008b):2007年新潟県中越沖地震における強震観測地点周辺の被害状況と地震動の対応性, 日本地震工学会論文集, Vol.8, pp.59-93.

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・川瀬博(2006):経験的グリーン関数法に基づく2005年福岡県西方沖地震の特性化震源モデルの推定, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.170-173.

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, No.556, pp.15-24.

地震調査研究推進本部(2009):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf.

菅野高弘・野末康博・田中智宏・野津厚・小濱英司・ハザリカ=ヘマンタ・元野一生(2007):2005年福岡県西方沖の地震による港湾施設被害報告, 港湾空港技術研究所資料, No.1165.

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.
- 田中英朗・森下日出喜・植竹富一 (2007): 柏崎刈羽原子力発電所で得られた2007年新潟県中越沖地震の強震記録について, 日本地震学会講演予稿集, P1-105.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, No.545, pp.51-62.
- 時松孝次・関口徹・三浦弘之・翠川三郎 (2006): 強震記録から推定したK-NET・JMA小千谷における表層地盤の非線形性状, 日本建築学会構造系論文集, No.600, pp.43-49.
- 時松孝次・関口徹 (2006): K-NET・JMA小千谷の強震記録に見られる土の非線形性状と室内試験から求めた動的変形特性との関係, 日本建築学会構造系論文集, No.603, pp.63-68.
- 土木学会新潟県中越地震被害調査特別委員会編 (2006): 平成16年新潟県中越地震被害調査報告書.
- 日本港湾協会 (2007): 港湾の施設の技術上の基準・同解説.
- 野津厚 (2005): 2004年新潟県中越地震の震源モデル—経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン—, 地震2, 第58巻, pp.329-343.
- 野津厚 (2007a): 2005年福岡県西方沖の地震の震源モデル—経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン—, 地震2, 第59巻, pp.253-270.
- 野津厚 (2007b): 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, Vol.29, pp.114-122.
- 野津厚 (2010): 波形インバージョンにより推定された最近のわが国における内陸地殻内地震の震源過程, 港湾空港技術研究所報告, 第49巻, 第3号, pp.111-155.
- 野津厚・井合進・一井康二・沼田淳紀 (2000): ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の周波数成分, レベル2地震動に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト, pp.311-318.
- 野津厚・菅野高弘 (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—因果性および多重非線形効果に着目した改良—, 港湾空港技術研究所資料, No.1173.
- 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・長尾毅・山田雅行 (2009): 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—因果性を満足する地震波の生成—, 土木学会論文集A, Vol.65, pp.808-813.
- 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.
- 藤川智・先名重樹・藤原広行・大井昌弘 (2006): 2004年新潟県中越地震の強震観測点における表層地盤の地震動増幅, 日本地震工学論文集, Vol.6, pp.27-42.
- 堀川晴央 (2005): 再決定震源と強震記録による2004年中越地震の断層モデル, 地球惑星科学関連学会2005年合同大会, S079-P004.
- 森伸一郎・圓井洋介・盛川仁 (2001): 2000年鳥取県西部地震における境港および米子のアンケート震度, 第36回地盤工学研究発表会講演集, pp.2127-2128.
- 森田年一・井合進・Hanlong Liu・一井康二・佐藤幸博 (1997): 液状化による構造物被害予測プログラム FLIP. において必要な各種パラメタの簡易設定法, 港湾技術研究所資料, No.869.
- 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.
- 山中佳子 (2004): K-net, KiK-netのデータを用いた2004年10月新潟県中越地方の地震 (Mj6.8, Mj6.5, Mj6.1), EIC地震学ノート No.154+, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154a.html.
- 山本容維, 竹中博士 (2009): 経験的グリーン関数法を用いた2007年新潟県中越沖地震の震源のモデル化, 地震2, Vol.62, pp.47-59.
- 山科真一, 山崎勉, 橋本純, 笠井史宏, 吾妻智浩, 渋谷研一 (2009): 岩手・宮城内陸地震で発生した荒砥沢地すべり, 日本地すべり学会誌, 45, pp.42-47.
- 八幡夏恵子 (2001): 鳥取県西部地震における日野の観測地点の地盤増幅特性に対する非線形性の影響, 第36回地盤工学研究発表会発表講演集, pp.2345-2346.
- Asano, K. and Iwata, T. (2006): Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, pp.93-98.
- Asano, K. and T. Iwata (2009): Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, pp.123-140.
- 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.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2005): Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophys. Res. Lett.*, 32, 18, L18303, doi:10.1029/2005GL023588.
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunigi and H. Fujiwara (2005): Ground motion and rupture process of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets and Space*, 57, pp.527-532.
- Horikawa, H. (2006): Rupture processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture, Japan, earthquake, *Earth Planets and Space*, 58, pp.87-92.
- Iai, S., Matsunaga, Y. and Kameoka, T. (1992): Strain space plasticity model for cyclic mobility, *Soils and Foundations*, Vol.32, pp.1-15.
- Kamae, K., T. Ikeda and S. Miwa (2005): Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake ($M_{JMA}=6.8$) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 57, pp.533-538.
- Kato, A., S. Sakai, E. Kurashimo, T. Igarashi, T. Iidaka, N. Hirata, T. Iwasaki, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake (2008): Imaging heterogeneous velocity structures and complex aftershock distributions in the source region of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake by a dense seismic observation, *Earth, Planets and Space*, Vol.60, pp.1111-1116.
- Miyake, H., K. Kouketsu, K. Hikima, M. Shinohara and T. Kanazawa (2010): Source fault of the 2007 Chuetsu-oki, Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.100, pp.384-391.
- Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amamiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda and T. Iwasaki (2008): Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network, *Earth, Planets and Space*, Vol.60, pp.1121-1126.
- Kobayashi, R., Miyazaki, S. and Koketsu, K. (2006): Source processes of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake and its largest aftershock inferred from strong motion and 1-Hz GPS data, *Earth Planets Space*, 58, pp.57-62.
- Nozu, A. (2008a): Rupture process of the 2007 Noto Hanto earthquake: waveform inversion using empirical Green's function, *Earth Planets and Space*, 60, pp.1029-1034.
- Nozu, A. (2008b): Rupture process of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake - waveform inversion using empirical Green's functions -, *Earth Planets and Space*, 60, pp.1169-1176.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol.70, pp.59~80.

港湾空港技術研究所報告 第50巻第4号

2011.12

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 株式会社シーケン

Copyright © (2011) 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。

CONTENTS

1. Characteristics of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake TsunamiHiroyasu KAWAI, Makoto SATOH, Koji KAWAGUCHI, Katsumi SEKI	3
2. Study on Vertical Bearing Capacity of Steel Pipe Pile Driven into MudstoneTaka-aki MIZUTANI, Yoshiaki KIKUCHI, Takayuki SUGIMOTO, Eiji KOHAMA	65
3. Development of Design Method for Anchored Sheet Pile Wall Reinforced by Additional Anchorage WorkYoshiyuki MORIKAWA, Yoshiaki KIKUCHI, Taka-aki MIZUTANI	107
4. Modeling Semi-Short-Period Ground Motions from Crustal Earthquakes Using Characterized Source Models Atsushi NOZU	133
5. Experimental Study on Mechanism and Countermeasures for Wave Overtopping of Long-Period Swell in Shimoniikawa CoastHiroaki KASHIMA, Katsuya HIRAYAMA	197