

### 3. 3 巨大地震の観測記録による検証等

#### (1) 研究の内容

##### (a) 研究の題目

巨大地震の観測記録による検証等

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩

##### (c) 研究の目的

近年発生して観測記録が豊富にある 2003 年十勝沖地震及び 2004 年の紀伊半島南東沖の地震を対象として、「3. 2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等」で提示した特性化震源モデルの設定手法による震源モデルに基づいて広帯域地震動を計算し、計算結果と観測記録との比較により、手法を検証する。

#### (2) 平成 23 年度の成果

##### (a) 研究の要約

「3. 2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等」で提示した、 $k-2$  モデルによる震源過程の不均質性の導入を 2003 年十勝沖地震に適用し、地震動シミュレーションを実施した。観測記録との比較により、従来の短周期成分の振幅の落ち込みが改善されるという手法の有効性を示した一方で、パラメータの詳細な設定方法についてはさらなる検討が必要であることを示した。

また、2004 年紀伊半島南東沖の地震を対象とした地震動シミュレーションを実施し、震源の深さの設定がシミュレーションにおける表面波の励起に大きく影響を及ぼすことを示した。

##### (b) 研究の成果

###### 1) 2003 年十勝沖地震の地震動シミュレーションによる検証

「3. 2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等」において、マグニチュード 8 級以上の巨大地震に対する広帯域地震動予測の高度化のため、「断層面全体を対象にしたすべり量や破壊開始時間の自己相似分布 ( $k-2$  モデル)」の導入及び要素断層の大きさを変えることを提示した。そこで、本検討では 2003 年十勝沖地震を対象として、特性化震源モデルを用いて差分法による地震動計算を行い、観測記録と比較し、不均質性導入の効果について検討した。

2003 年十勝沖地震については複数の震源モデルが提案されているが、本検討では Morikawa et al. (2006) による特性化震源モデルを参考に 3 つのモデルを設定した。

- ① 震源モデルのグリッド間隔を 0.5km としたもの
- ② ①のすべり量と破壊開始時間に、k-2 モデル (Hisada, 2001) による不均質を付与したもの
- ③ 震源モデルのグリッド間隔を 10km としたもの (不均質なし)

Morikawa et al. (2006) の特性化震源モデルは、3 つのアスペリティからなるモデルであるが、アスペリティ総面積は断層面積の約 8% となっており、長周期地震動予測地図 2009 年試作版で「レシピ」が適用されている、Murotani et al. (2008) のプレート境界地震のスケーリング則による面積比 (20%) に比べると小さい。そこで、4 つ目のモデルとして、

- ④ 単一のアスペリティ (面積比 20%) を持つモデル (グリッド間隔は 0.5km、不均質なし)。

を設定した。各モデルの震源パラメータを表 3.3-1 に示す。

図 3.3-1 に、4 つのモデルの震源時間関数、震源スペクトルを示す。k-2 モデルを仮定したモデル 2 は、モデル 1 や 4 に比べると 0.4Hz 付近で振幅がわずかに大きくなっているものの顕著な差は見られない。モデル 2 (k-2 モデル) のすべり分布 (図 3.3-2) を見ると、k-2 モデルにより付与した不均質性に比べて、モデル 1 で設定したアスペリティと背景領域との差の方が顕著であるため、モデル 1 と 2 では震源スペクトル形状の差が小さいと考えられる。一方で、震源のグリッド間隔を 10km としたモデル 3 では、モデル 1、2 に比べて震源時間関数形状の起伏は大きく、0.2Hz 以上で震源スペクトルの振幅レベルが高くなっている。ただし、 $\omega^{-2}$  モデルからは、ずれていることがわかる。

図 3.3-3 に 4 つのモデルによる最大速度分布を、図 3.3-4 に、観測記録と 4 つのモデルによる速度波形とフーリエスペクトルを示す。図 3.3-4a と図 3.3-4b は比較的硬質な地盤上の観測点、図 3.3-4c は平野内の観測点となっている。周期 10 秒程度以上の長周期成分については、いずれの地点においても観測記録をほぼ再現できているが、観測記録の最大振幅値に寄与している、それよりも短周期 (周期 5 秒前後) のパルス状の波形は、いずれのモデルでも再現できていない。モデル 2 (k-2 モデル) については、モデル 1 で設定しているアスペリティ配置の影響が強く、アスペリティサイズよりも短波長の不均質性を付与しても、モデル 1 との差が目立たない結果となっている。モデル 3 では、短周期成分が増加してフーリエスペクトルの振幅レベルは観測記録に近づいているものの、観測波形にみられるパルス状の波形は再現できていない。モデル 3 では、震源のグリッド間隔を粗くすることで破壊伝播の不均質性を表しているが、パルス状の波形を再現するモデルにはなっていない

と考えられる。モデル 4 では、モデル 1 に比べアスペリティサイズが大きく、他のモデルよりも振幅レベルの小さい結果となっている。このことは、現状の「レシピ」で設定されるアスペリティよりも小さなスケールの不均質性を含んだ震源のモデル化が有効であることを示している。

表 3.3-1 2003 年十勝沖地震の地震動計算に用いた震源パラメータ。

		Model 1,2,3	Model 4
全体	面積 (km <sup>2</sup> )	9000	
	地震モーメント (Nm)	1.05×10 <sup>21</sup>	
	平均すべり量 (m)	1.8	
	応力降下量 (MPa)	3.0	
	Mw	8.0	
アスペリティ 1	面積 (km <sup>2</sup> )	180	1800
	地震モーメント (Nm)	3.83×10 <sup>19</sup>	4.63×10 <sup>20</sup>
	平均すべり量 (m)	3.3	4.0
	応力降下量 (MPa)	37.5	15.0
アスペリティ 2	面積 (km <sup>2</sup> )	360	—
	地震モーメント (Nm)	1.08×10 <sup>20</sup>	—
	平均すべり量 (m)	4.7	—
	応力降下量 (MPa)	37.5	—
アスペリティ 3	面積 (km <sup>2</sup> )	180	—
	地震モーメント (Nm)	3.83×10 <sup>19</sup>	—
	平均すべり量 (m)	3.3	—
	応力降下量 (MPa)	37.5	—
背景領域	面積 (km <sup>2</sup> )	8280	7200
	地震モーメント (Nm)	8.66×10 <sup>20</sup>	5.89×10 <sup>20</sup>
	平均すべり量 (m)	1.6	1.3
	応力降下量 (MPa)	3.7	3.0

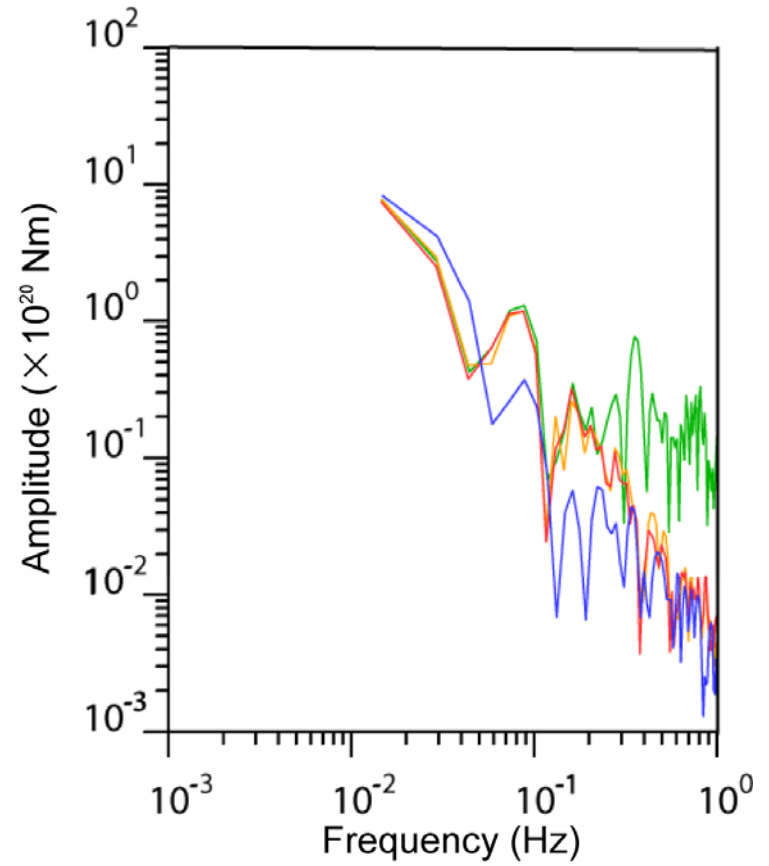
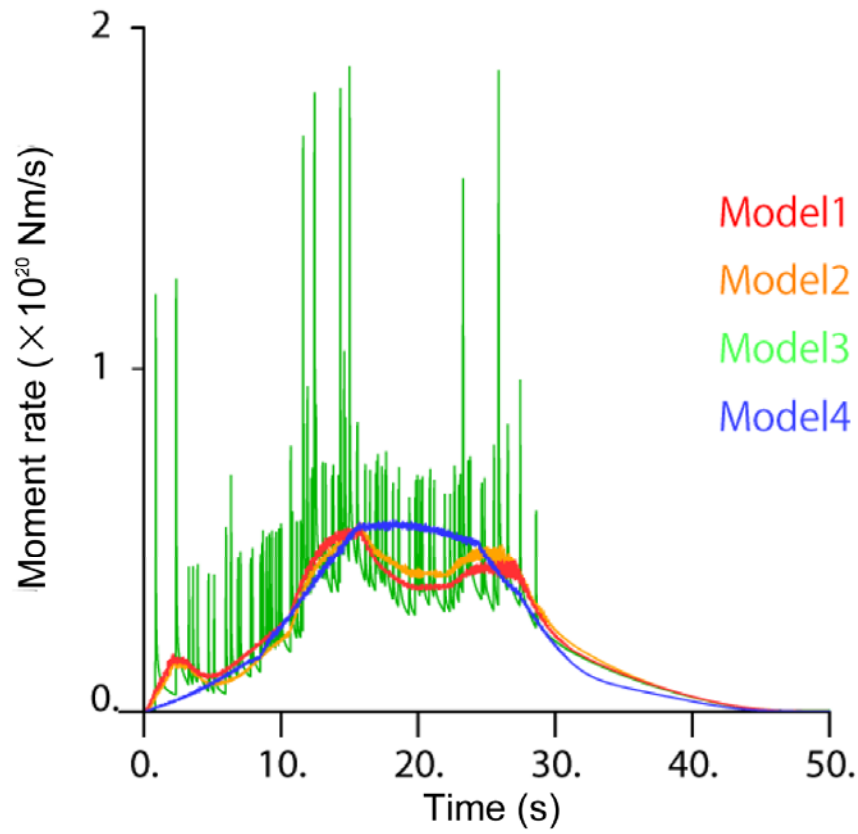
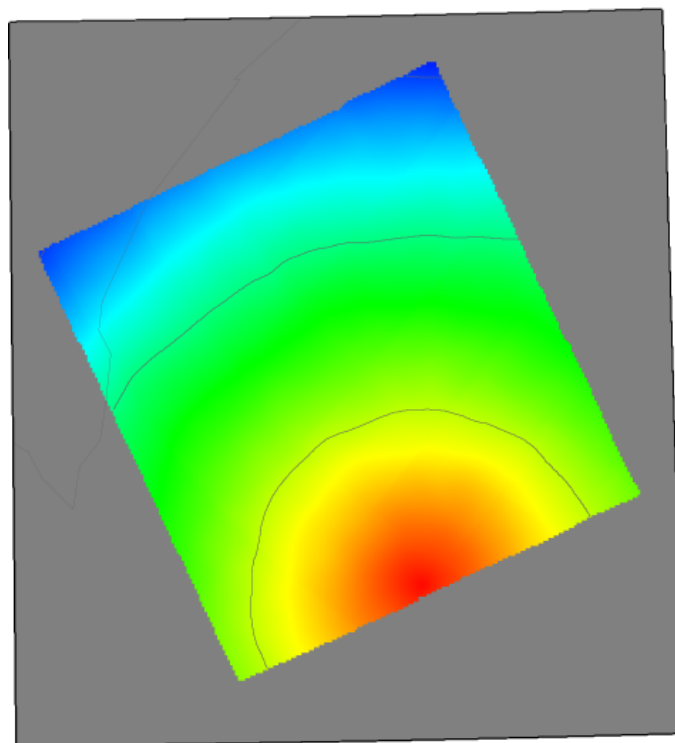
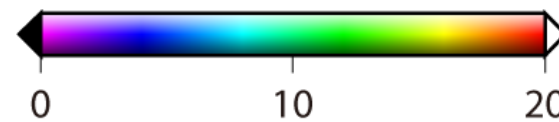
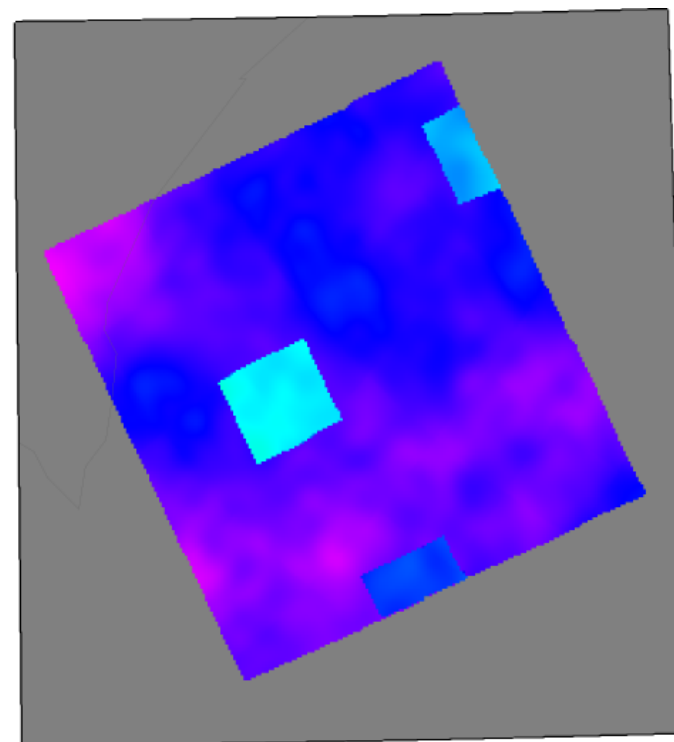


図 3.3-1 差分法の計算に用いた震源モデルの震源時間関数 (左) と震源スペクトル (右)。



Rupture time (s)



Seismic moment ( $\times 10^{16}$  Nm)

図 3.3-2 モデル 2 (k-2 モデル) の破壊開始時間 (左) と地震モーメント (右) の分布。

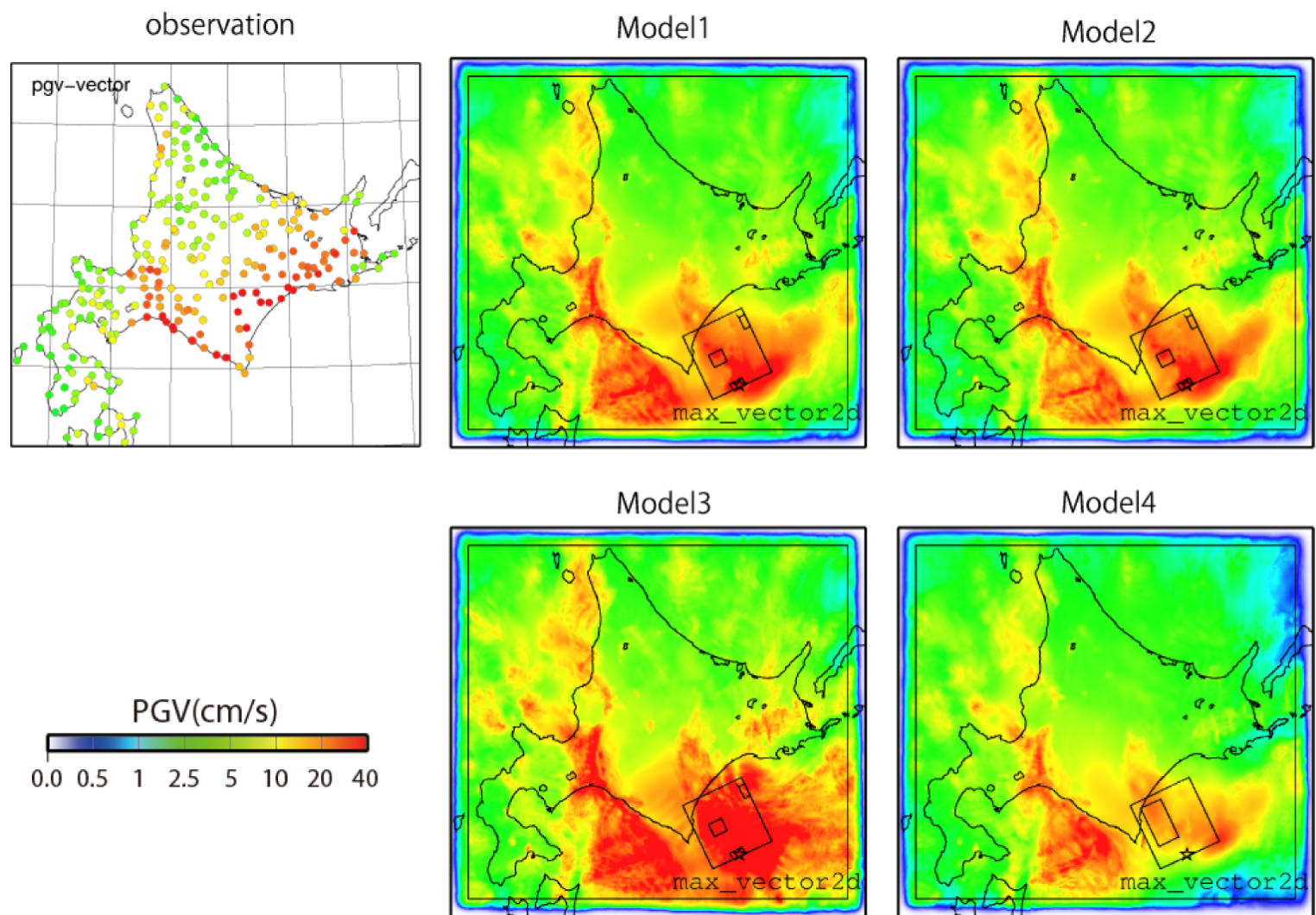


図 3.3-3 観測と 4 つのモデルによる最大速度値の空間分布。

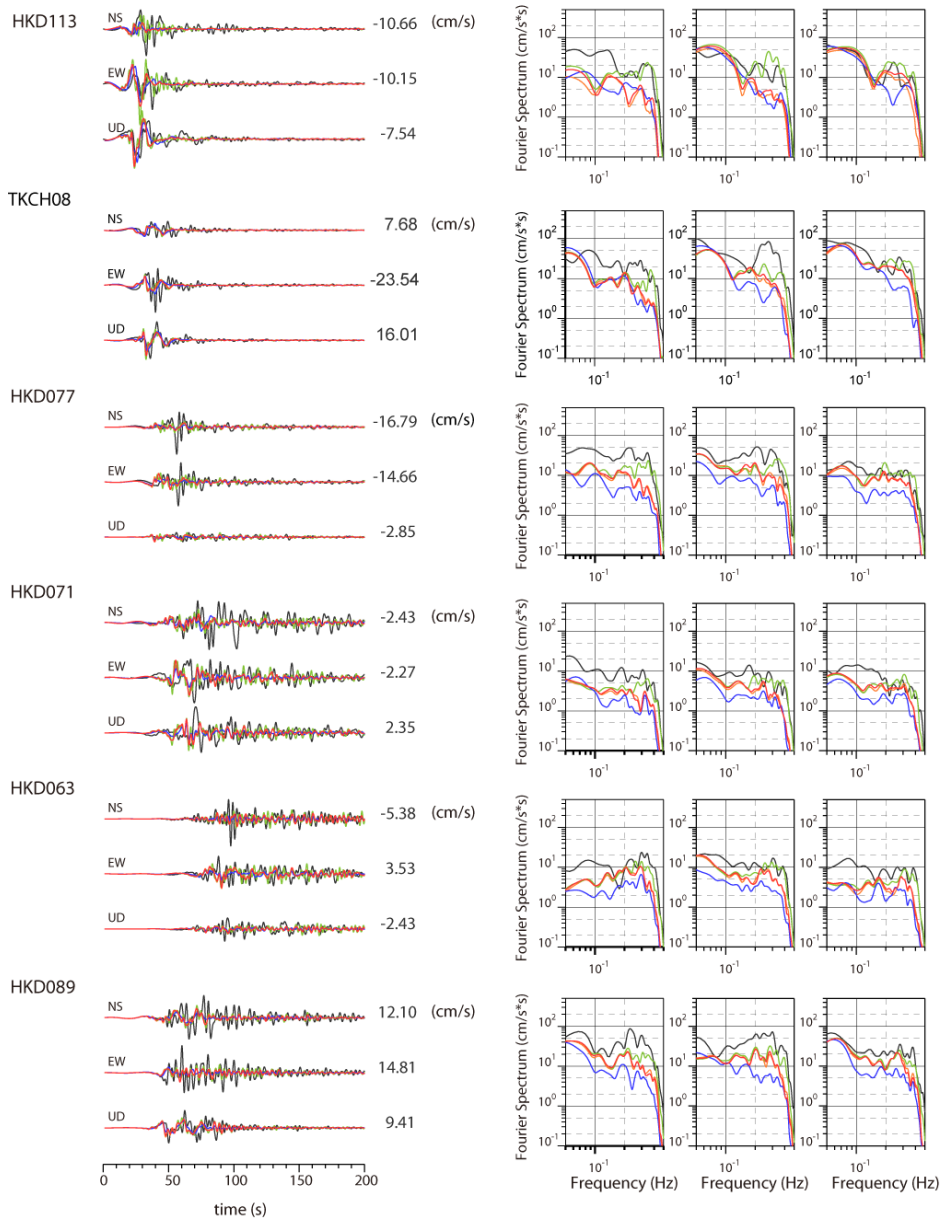
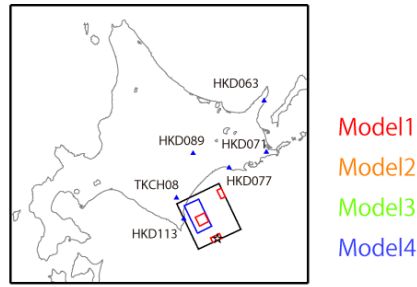


図 3.3-4a 北海道東部の観測点における観測と差分法による速度波形と速度フーリエスペクトル。0.05~0.3Hz のバンドパスフィルターをかけている。地図内には、波形を計算した観測点の位置と、計算に用いた震源モデルを示している。モデル 2、3 の震源モデルは、赤線で示したモデル 1 と同じである。

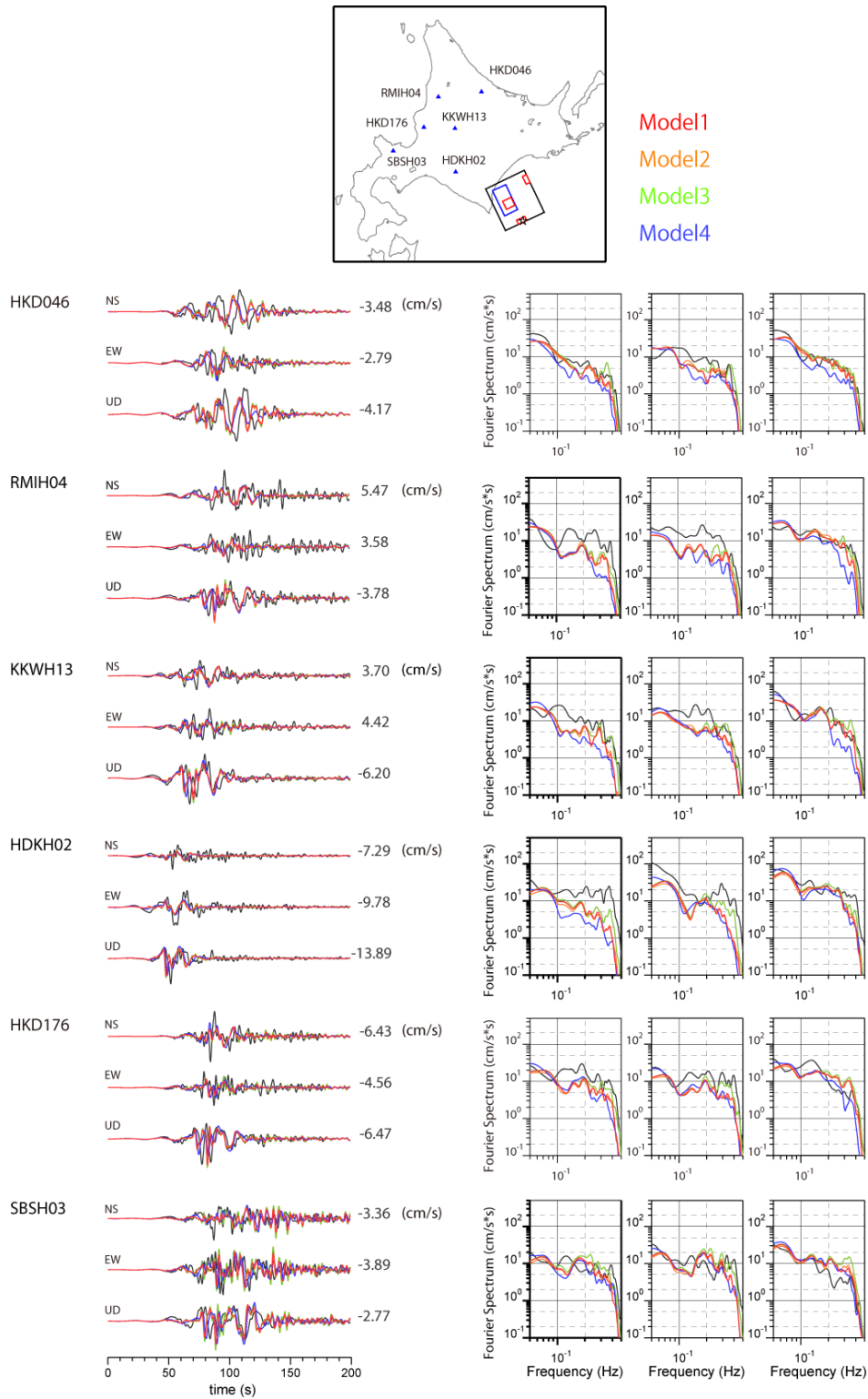


図 3.3-4b 図 3.3-4a と同じ。ただし、北海道中央部～北部の観測点についてのもの。



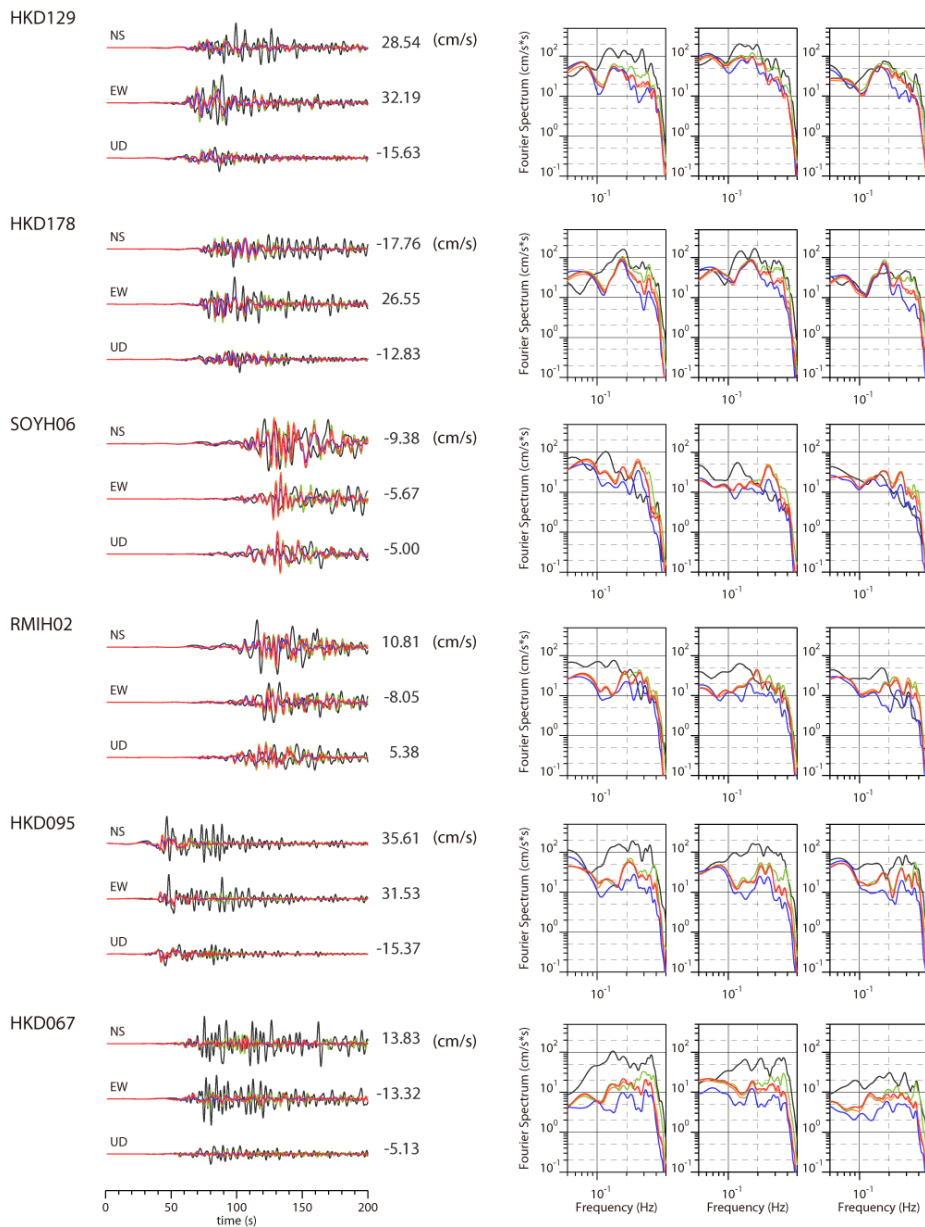
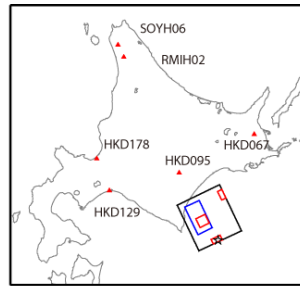


図 3.3-4c 図 3.3-4a と同じ。ただし、北海道内の平野部の観測点についてのもの。

## 2) 2004年の紀伊半島南東沖の地震の地震動シミュレーションによる検証

2004年の紀伊半島南東沖の地震は、マグニチュード7クラスの地震であることから、「3.2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等」において提示した改良案を適用する必要がない。一方で、当地震は沈み込むプレート内で発生した地震であったことから、プレート間地震である南海トラフの巨大地震ではそれよりも震源（あるいはアスペリティ位置）が浅くなることが考えられる。そこで、本検討では、既往の震源モデルから震源の深さを変えた地震動シミュレーションを実施し、震源の深さの影響に関して検証することとした。

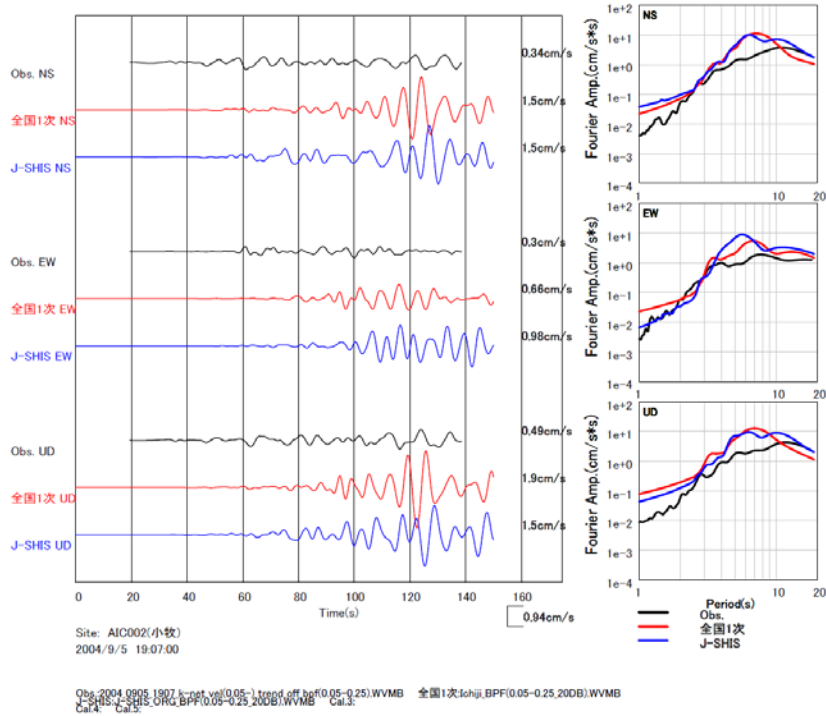
2004年の紀伊半島南東沖の地震は、9月5日23時57分に発生した本震（M7.4）と19時07分に発生した前震（M7.1）があるが、ここでは、比較的震源過程が単純で Yamada and Iwata (2005) などのシミュレーションにより前震を対象とした。地下構造モデルについては、「3.1 長周期地震動予測に資するデータ・資料の収集等」で作成したモデルに加えて、全国1次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）の二つを用いた。計算は差分法により表3.3-2に示す Yamada and Iwata (2005) による震源パラメータと同じとした。ただし、震源の深さについて Yamada and Iwata (2005) では、二つのサブイベントいずれも18kmとしているところを、本検討では一つ目を15km、二つ目を10kmと浅くした。

計算結果を図3.3-5に示す。本検討の計算結果では、観測記録よりも振幅の大きな後続波が認められる。観測記録と比較を行っている地点が異なるものの、Yamada and Iwata (2005) のシミュレーション結果ではそのような傾向が見られないことから（図3.3-6）、この結果は震源の深さを変えた影響が表れている可能性が高い。ただし、Yamada and Iwata (2005) で用いられている地下構造モデルは、全国1次地下構造モデルと近いものの一一致はしていないため、地下構造モデルの違いによる影響も含まれている可能性がある。なお、3.1節作成したモデルによる結果の方が全国1次地下構造モデルによる結果よりも大きな振幅となっている傾向がある。これは、付加体部分が違うことによって生じていると考えられる。

表 3.3-2 紀伊半島南東沖の地震の計算に用いた震源パラメータ。

経度	136.63
緯度	33.09
深さ	1 番目 15 km、2 番目 10 km
走向	280°
傾斜	42°
すべり角	105°
ライズタイム	15 秒 (7.5 秒×2)
モーメント	$5.3 \times 10^{19} \text{Nm}$

### AIC002



### MIE013

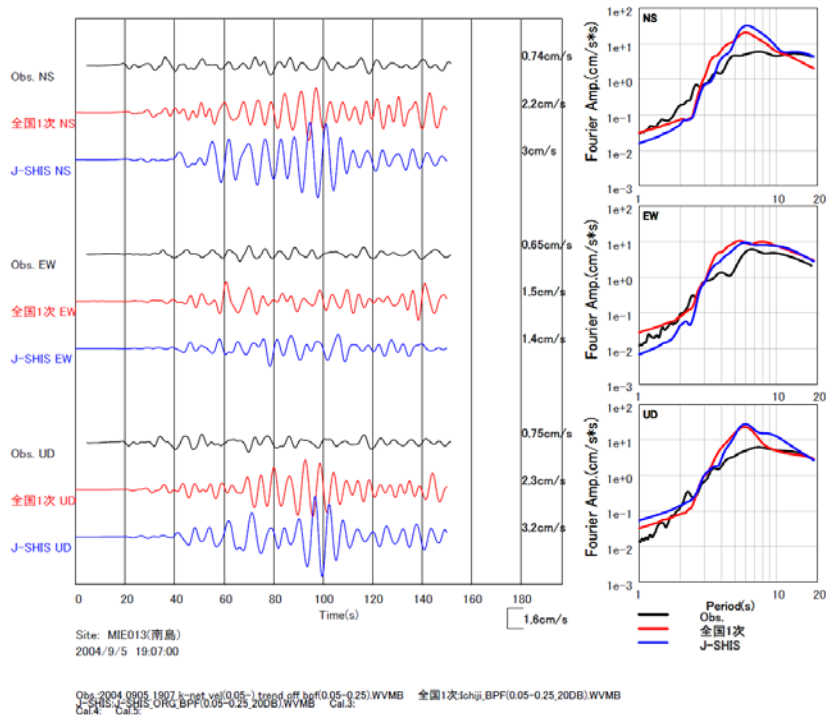
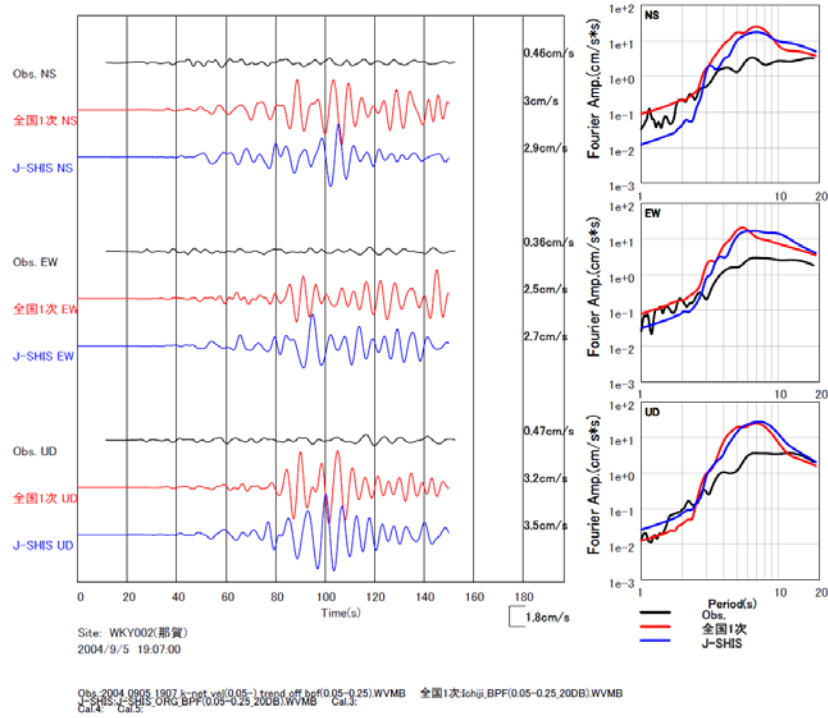


図 3.3-5 二つの地下構造モデルによる紀伊半島南東沖の地震のシミュレーション結果 (赤：全国1次モデル、青：3.1で作成したモデル) と観測記録 (黒) との比較の例。

### WKY002



### WKY012

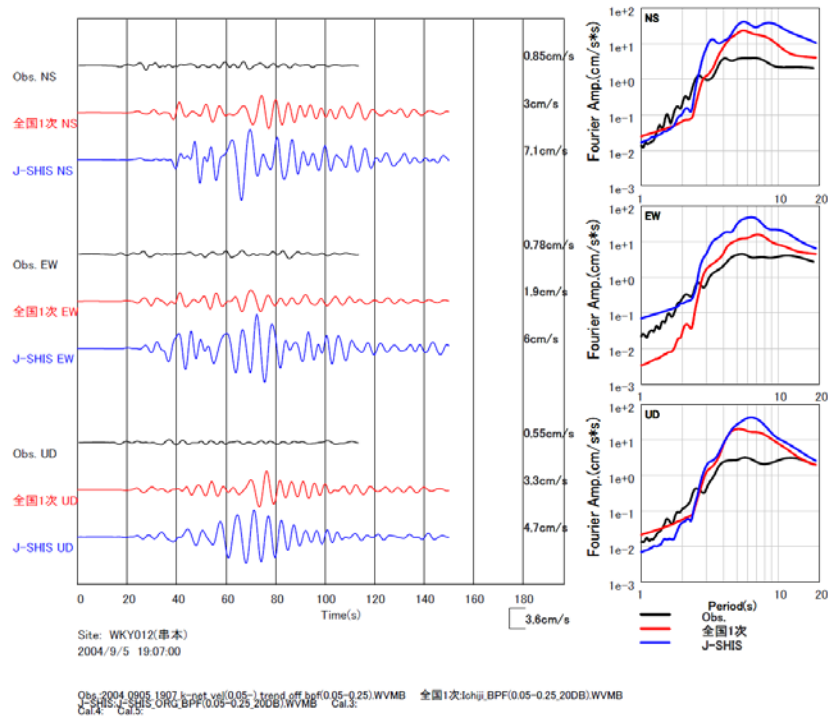


図 3.3-5 二つの地下構造モデルによる紀伊半島南東沖の地震のシミュレーション結果 (赤: 全国1次モデル、青: 3.1で作成したモデル) と観測記録 (黒) との比較の例。

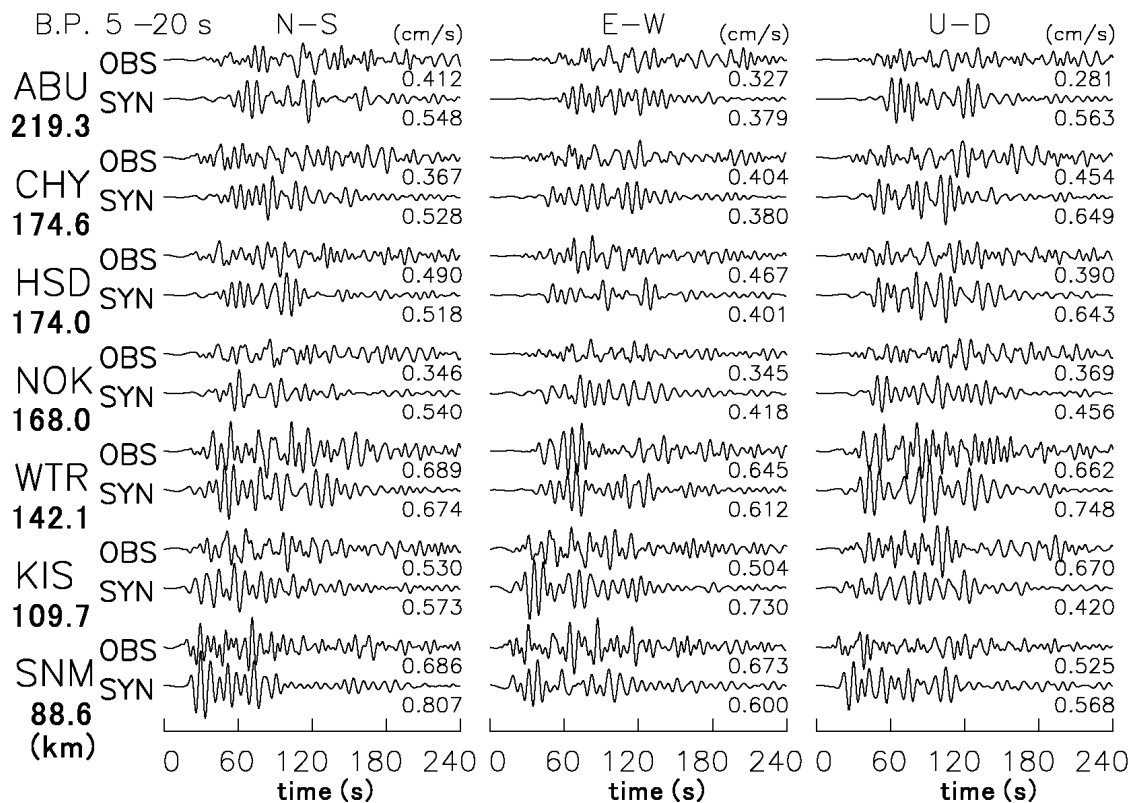


図 3.3-6 Yamad and Iwata (2005) による地震動シミュレーション結果と観測記録との比較。周期 5~20 秒が対象となっている。

(c) 結論ならびに今後の課題

海溝型巨大地震の広帯域地震動予測に対しては、観測記録の最大振幅に寄与する周期数秒の波形に対応したアスペリティを設定し、それよりも短波長の不均質性を導入することが有効であり、k-2 モデルを適用する、あるいは震源のグリッド間隔を粗くすることなどの対応が考えられる。ただし、2003 年十勝沖地震に対しては、震源インバージョン結果を用いた差分法による地震動計算により観測記録をよく再現する結果が得られており（例えば、Aoi et al., 2008）、特性化震源モデルに付与する不均質性を k-2 モデルで表すとした場合、どのようなパラメータ設定を行うことで、震源インバージョン結果を用いた計算と同等の結果が得られるのかについて検討する必要がある。このとき、「3.2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等」で述べたように

- ・ 長周期域を対象に、10～数十 km スケールのすべり量分布に関する特徴を実地震の震源インバージョン結果等に基づいて適切にモデル化する。
- ・ 上記周期域よりも短い周期域を対象に、数 km スケールの応力降下量に関する特徴（震源時間関数のパルス形状の特徴）を適切にモデル化する。上記のすべり量分布とはスケールが異なるので一対一に対応はしない。

ことにも留意すべきである。

一方、南海トラフの地震に関しては、マグニチュード 7 クラスの地震であっても、震源（アスペリティ）が浅い場合には振幅の大きな表面波が励起されることが示された。従って、長周期地震動予測のための特性化震源モデルの設定においてアスペリティの深さ方向の配置に関して十分注意を払う必要がある。

#### (d) 引用文献

- 1) Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi, and H. Fujiwara, Three-dimensional finite difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 113, B07302, doi:10.1029/2007JB005452, 2008.
- 2) Hisada, Y., A theoretical omega-square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 651-666, 2001.
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版－南海地震（昭和型）－, 2012.
- 4) Morikawa, N., S. Aoi, R. Honda, S. Senna, Y. Hayakawa and H. Fujiwara, Application of the “Recipe for strong ground motion evaluation” to the 2003 Tokachi-Oki, Japan, earthquake, *ESG2006*, Paper No. 48, 2006.
- 5) Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.
- 6) Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M<sub>J</sub>7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, *Earth Planets Space*, 57, 197-202, 2005.