

甲全第61号証

震源を特定せず策定する地震動に関する  
計算業務  
報 告 書

平成 23 年 3 月  
(財) 地域地盤環境研究所

## 震源を特定せず策定する地震動に関する計算業務

### 目次

1. 業務概要	....1- 1
2. 2004 年北海道留萌支庁南部地震の面的地震動評価	.... 2- 1
2.1 はじめに	.... 2- 1
2.2 震源近傍での面的地震動評価	.... 2- 2
2.3 震源パラメータを変えた面的地震動評価	.... 2- 9
2.4 NFRD 効果の領域に関する考察	.... 2-17
3. 「震源を特定せず策定する地震動」の地震動レベルを検証するための 震源断層モデルの設定方法に関する検討	.... 3- 1
3.1 臨時観測網・気象庁一元化震源による余震分布と断層モデルとの関係	.... 3- 2
3.2 考察	.... 3-39
3.3 まとめ	.... 3-44
4. まとめ	.... 4- 1
付録	....付- 1

## 1. 業務概要

### 1. 1 目的

原子力安全委員会は、平成 18 年 9 月 19 日に「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」（以下「耐震指針」という。）の改訂を行った。

耐震指針では「震源を特定せず策定する地震動」の評価を求めており、当該評価結果についての妥当性を検討する必要がある。特に敷地・敷地近傍に耐震設計上考慮する活断層が認定されていない場合には、地域性を考慮した適切な規模の震源断層を敷地直下に想定し、その地震動レベルの妥当性を個別に検証する必要がある。

平成 21 年度の「震源を特定せず策定する地震動に関する計算業務」として、①地震動レベルを検証する基本的な方法を検討、試算を実施した。また、②規模に比べて強い地震動が記録された 2004 年北海道留萌支庁南部地震（以下「留萌地震」という。）について、その強震動の生成メカニズムの検討を行った。具体的には、Maeda and Sasatani (2009) に記載される震源モデル、地下構造モデルを用い、理論的手法と統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド手法によって評価を実施した。その結果、留萌地震は地殻内陸地震としては特異な地震ではなく、強震動予測レシピによる予測可能であることが示された。また、破壊開始点からサイトまでの破壊伝播効果が震源近傍での強震動に大きな影響を与えていることがわかった。

今年度は、昨年度の結果を踏まえて、以下について検討を行う。

- ①2004 年北海道留萌支庁南部地震の面的地震動評価
- ②「震源を特定せず策定する地震動」の地震動レベルを検証するための震源断層モデルの設定方法に関する検討

## 2. 2004年北海道留萌支庁南部地震の面的地震動評価

### 2.1 はじめに

留萌地震では、震源近傍のK-NET 港町観測点(HKD020)において、Mj6.1の地震規模に対して経験的に想定される地震動レベルを越える大きな地震動(1000cm/s<sup>2</sup>以上)が観測された。昨年度は、留萌地震について、Maeda and Sasatani(2009)に基づき震源近傍観測点であるHKD020の強震動記録を対象にハイブリッド手法を用いた強震動評価を実施した。その結果、HKD020に対して破壊伝播効果(NFRD効果)が大振幅地震動に寄与したことが確認できた。しかしながら、HKD020は震源近傍に位置するが、留萌地震における1観測点にすぎず、得られた地震動が震源近傍地震動を代表(最大を示す)するものであるかどうかを検証することが重要である。

このため今年度は、昨年度得られた震源モデルに基づき、K-NET 港町観測点(HKD020)を含む面的地震動評価を実施し、震源近傍における破壊伝播の影響について検討を行う。

## 2.2 震源近傍での面的地震動評価

震源近傍での観測記録に基づき、理論的手法と統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド手法を用いて、広い周期帯域で精度のある震源近傍の面的地震動評価を行う。なお、計算領域は20km四方程度とし、震源モデルおよび地盤構造モデルは昨年度の検討結果を参照した。

理論的手法には3次元差分法を用いており、この計算ではGraves(1996)およびPitarka(1999)に準拠した方法を用いている。この手法は、震源断層と対象地点を含む複雑な地殻・地盤構造を計算機の中でモデル化して、地震動の生成・伝播を理論的に計算する手法である。具体的には図2.2-1に示すように対象領域を小さなブロックの集合体とし、それぞれのブロックに地盤の硬さに応じた物性値を与える。このとき、堆積盆地などの3次元形状を設定した格子点間隔に応じて表現できる。震源に相当する地殻のブロックに力を加えると、そこで生じた地震波が波動方程式に基づきブロック間を逐次伝播し、地表に達した地震動が計算される。震源断層面に相当するブロックに、断層破壊の進行に応じて順次力を加えてゆくと、大地震に相当する地表面地震動を計算することができる。一方、統計的グリーン関数法(釜江・入倉,1990)では、震源理論( $\omega^2$ スペクトル)に基づいた人工地震波(Boore,1983)を作成し、断層面上に設定した各小断層の人工地震波が全体に広がって大地震へと成長する断層破壊過程を考慮して大地震動を作成する。

本検討では震源域近傍の留萌周辺における詳細な3次元地盤構造モデルがないため、ここでの地盤構造モデルはHKD020の1次元地盤構造モデル(Maeda and Sasatani,2009)を参照し、表2.2-1に示す地盤構造モデルを3次元地盤構造モデルに拡張した。なお、Maeda and Sasatani(2009)とは異なり、震源域(深さ3.8km以深)の地震波速度および密度を変えている。図2.2-2に計算に用いたS波速度構造モデルを示す。表2.2-2に3次元差分の計算に用いたパラメータを示す。計算領域は20km×20kmを0.025kmグリッドとし、地表面で約64,000グリッド点の計算を行っている。なお、3次元差分の計算をする場合、計算の都合上、 $V_s=160\sim 500\text{m/s}$ の表層部分は下層の $V_s=700\text{m/s}$ に置き換えた。一方、統計的グリーン関数法(釜江・入倉,1990)の計算には表2.2-1に示す表層部分を用いている。表2.2-3に震源パラメータ(アスぺリティ領域)、表2.2-4に破壊開始点座標およびアスぺリティの相対位置を示す。本検討ではMaeda and Sasatani(2009)で推定された強震動生成領域(SMGA: Strong Motion Generation Area)をアスぺリティ領域と考え、アスぺリティ領域のみによる強震動評価を行った。なお、短周期波形と長周期波形をハイブリッド合成する場合の遷移周期は昨年度の成果を参考に0.16~0.25秒(4~6Hz)とした。

まず、図2.2-3(1)にHKD020の計算波形を観測波形と比較して示す。図2.2-3(2)に疑似速

度応答スペクトルの比較も示す。参考のため、図中には震源を特定できない地震のスペクトルとして加藤・他(2004)の疑似速度応答スペクトル(以下、加藤スペクトル)を示している。計算波形はHKD020の観測波形と良い一致が得られ、震源モデルおよび地盤構造モデルの妥当性が確認できた。次に、図2.2-4にハイブリッド法を用いて得られたPGA分布およびPGV分布を示す。図中の内側の破線で囲まれた領域は設定したアスペリティ領域、外側の破線で囲まれた領域は2.4章で議論する際に用いた仮定断層面であり、その設定については2.4章で説明する。PGV分布については、その最大値はHKD020の地点からやや東側に現れているが、これは破壊伝播効果による影響である。一方、一般的にはPGAの最大値はアスペリティ近傍に現れるが、本検討ではPGV分布と同様に、HKD020のやや東側に現れている。これは、ハイブリッド合成の遷移周期を通常(約1秒前後)より短周期側(0.2秒前後)まで延ばしたため、PGAにも破壊伝播効果が現れたためと考える。

図2.2-5に全地点の疑似速度応答(PSV)スペクトルを示す。参考のため、震源を特定できない地震のスペクトルとして加藤スペクトルも示している。なお、ここでは便宜的に断層最短距離15km以内(この場合、ほぼ計算領域全体)の平均PSVスペクトルを白太線およびその標準偏差を白破線で示す。ハイブリッド法を用いた面的強震動計算結果から、PSVスペクトルの上限は加藤スペクトルを越えている。ただし、断層最短距離15km以内の平均疑似速度応答スペクトルおよびその $+1\sigma$ は加藤スペクトル以下となっている。図2.2-4からも分かるように、破壊伝播効果の影響を受けていない領域が断層最短距離15km以内に含まれている。このため、破壊伝播効果の領域を合理的に抽出するような考え方を導入する必要がある。PSVスペクトルの平均化領域については、2.4章で詳しく検討する。

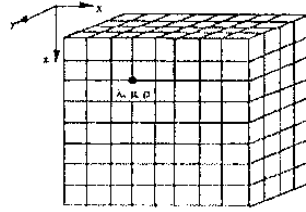


図 2.2-1 3次元差分法におけるメッシュ分割の概念図

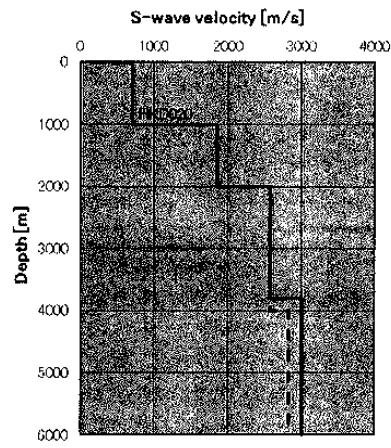


図 2.2-2 計算に用いた S 波速度構造モデル (赤実線)  
青破線 : IIKD020 の S 波速度 (Maeda and Sasatani, 2009)

表 2. 2-1 計算に用いた 1 次元地盤構造モデル

Vp	Vs	Density	Depth
km/s	km/s	g/cm <sup>3</sup>	km
0.380	0.160	1.6	0.000
0.740	0.300	1.6	0.001
1.380	0.500	2.0	0.003
2.000	0.710	2.0	0.007
3.500	1.850	2.2	1.000
4.493	2.567	2.3	2.000
5.196	3.000	2.7	3.800

表 2. 2-2 3 次元差分の計算に用いたパラメータ

計算領域	X方向	Y方向	Z方向
	20km	20km	20km
グリッド間隔	0.025km	0.025km	0.025km (1-43グリッド)
			0.050km (44-63グリッド)
			0.075km (64-304グリッド)

表 2. 2-3 震源パラメータ (アスペリティ領域)

ア ス ペ リ テ ィ	面積 $S_a$ (km <sup>2</sup> )	4.41
	地震モーメント $M_{0j}$ (N·m)	6.53E+16
	応力降下量 $Ds_a$ (MPa)	17.16
	ライズタイム(s)	0.4
	破壊伝播速度(km/s)	2.7
	すべり角(°)	90

表 2. 2-4 破壊開始点座標およびアスペリティの相対位置

破壊開始点緯度(°)	44.0925
破壊開始点経度(°)	141.7374
破壊開始点深さ(km)	5.45
アスペリティ相対位置(strike方向, km)	2.1
アスペリティ相対位置(dip方向, km)	1.4



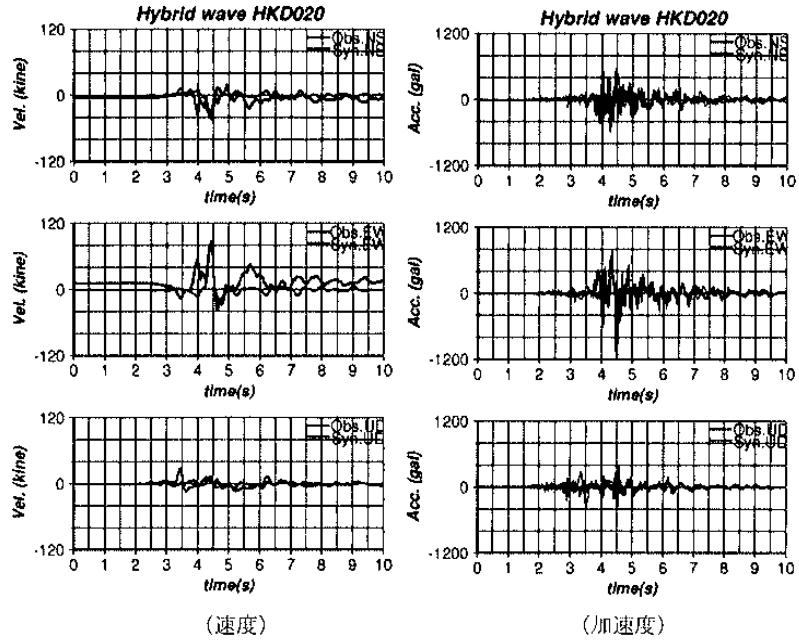


図 2.2-3(1) HKD020 におけるハイブリッド波形 (赤) と観測波形 (黒) の比較  
 左: 速度波形, 右: 加速度波形  
 上: NS、中: EW、下: UD

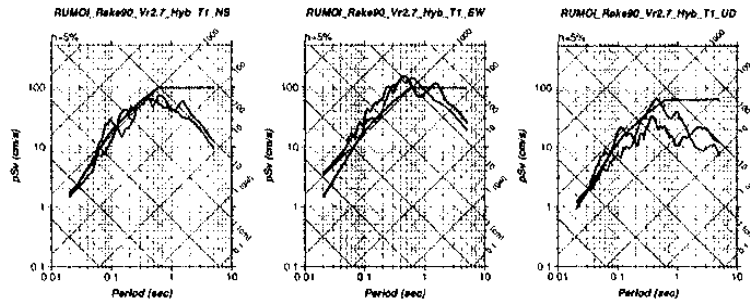
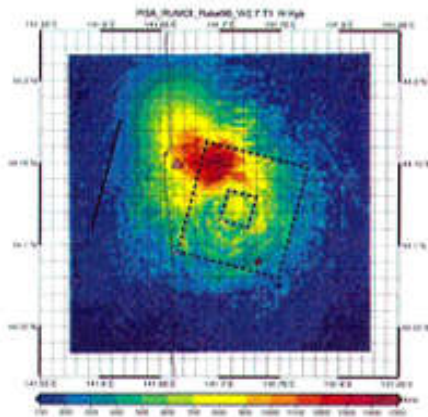
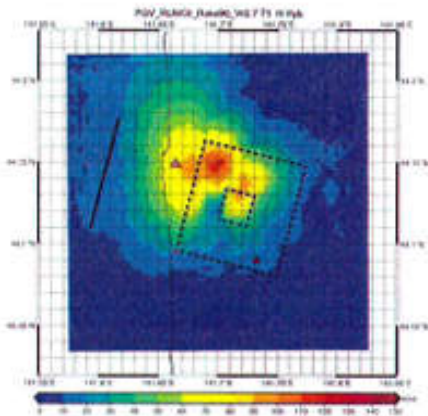


図 2.2-3(2) HKD020 におけるハイブリッド波形 (赤) と観測波形 (黒) による  
 疑似速度応答スペクトルの比較 (青: 加藤スペクトル)  
 左: NS、中: EW、右: UD



(1)PGA 分布 (△:HKD020 地点, ☆:破壊開始点)



(2)PGV 分布 (△:HKD020 地点, ☆:破壊開始点)

図 2.2-4 ハイブリッド法による面的強震動計算結果

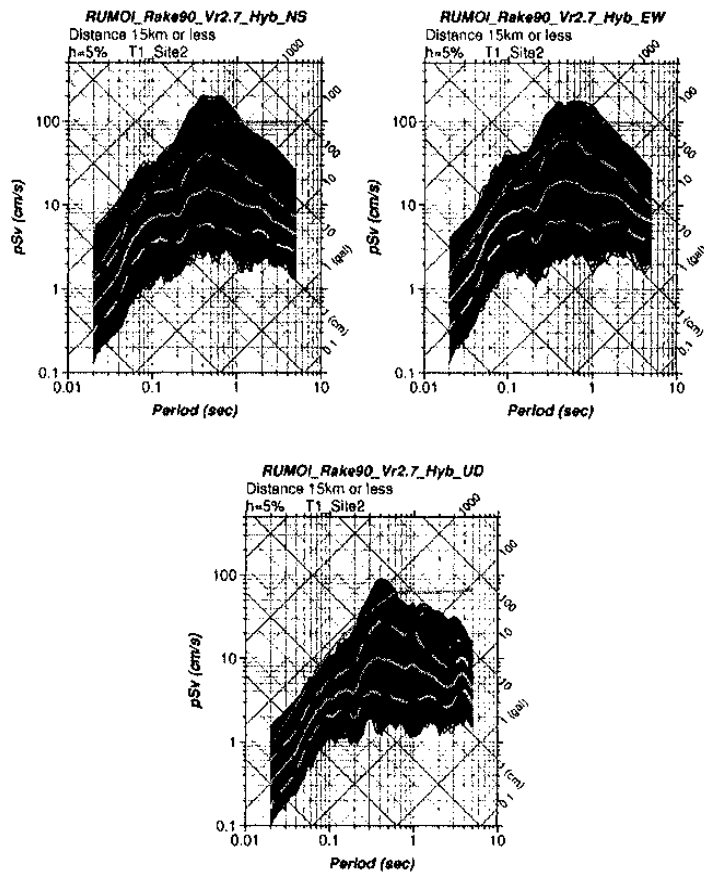


図 2.2-5 面的強震動計算による疑似速度応答(PSV)スペクトル (左上から NS, EW, UD)  
 白実線 : 断層最短距離 15km 以内の平均 PSV スペクトル  
 白破線 : 平均 PSV スペクトルの標準偏差

## 2.3 震源パラメータを変えた面的地震動評価

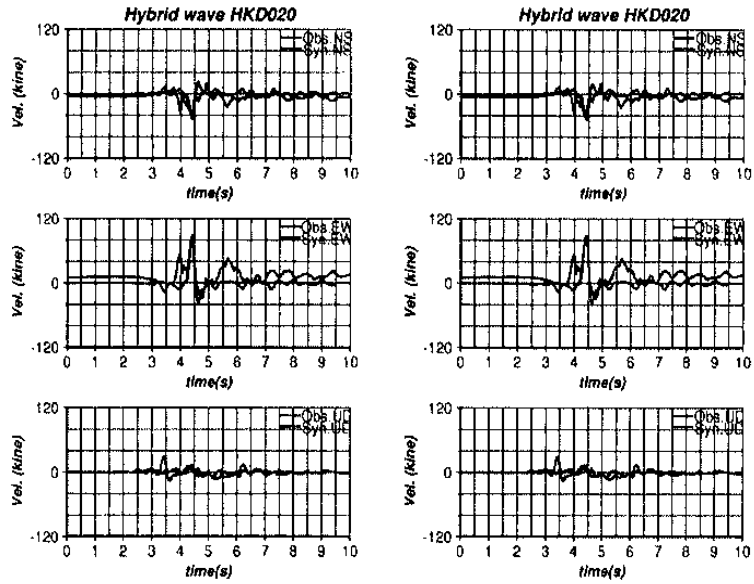
2.2 章では Maeda and Sasatani (2009) の結果を参考に面的地震動評価を実施した。ここでは、震源パラメータのうち rake (すべり) 角および破壊開始点を変えた検討を行う。

### ○rake 角を変えた場合

図 2.3-1 に HKD020 においてそれぞれ rake 角 60 度、75 度とした場合の計算波形を観測記録と比較して示す。なお、参考に 2.2 章で用いた rake 角 90 度の計算波形も示す。HKD020 において rake 角を変えた検討では、計算波形に大きな相違は認められない。次に、rake 角 60 度、75 度および 90 度の場合の PGA および PGV の面的強震動分布をそれぞれ図 2.3-2、図 2.3-3 に示す。rake 角を 90 度から 75 度あるいは 60 度に変化させると、PGA および PGV の最大値を示す領域が若干大きくなっている。特に、rake 角が 90 度から 60 度に変化することで、破壊進行方向と rake 角が一致し、破壊伝播効果の影響が大きくなったと考えられる。rake 角 60 度、75 度および 90 度の場合の疑似速度応答 (PSV) スペクトルを図 2.3-4 に示す。PSV スペクトルは rake 角による大きな変化はあまり認められない。

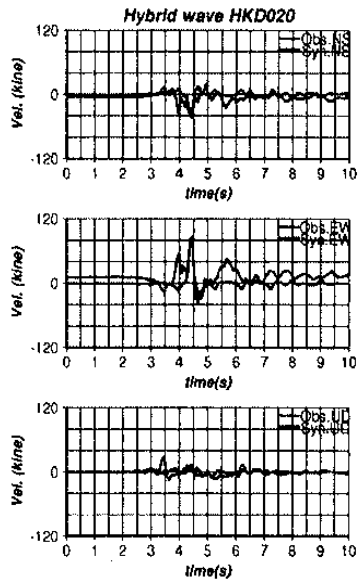
### ○破壊開始点を変えた場合

rake 角 90 度とし、破壊開始点を変えた (S1 破壊, S2 破壊, S3 破壊) 場合の PGA および PGV の面的強震動分布をそれぞれ図 2.3-5、図 2.3-6 に示す。図から明らかなように S2 破壊が最も大きな PGA, PGV 分布を示す。これは、破壊開始点がアスペリティ中央下端であることから、計算波形の位相がアスペリティの中心に対して対称となり、重ね合わせ効果により大きくなったと考えられる。一方、S1 と S3 が完全に対象にならないのは、破壊伝播速度にばらつきを与えたためと考える。S1 破壊, S2 破壊および S3 破壊の場合の疑似速度応答スペクトル (PSV) を図 2.3-7 に示す。先述したように、S2 破壊が最も大きな PSV (EW 成分) を示している。



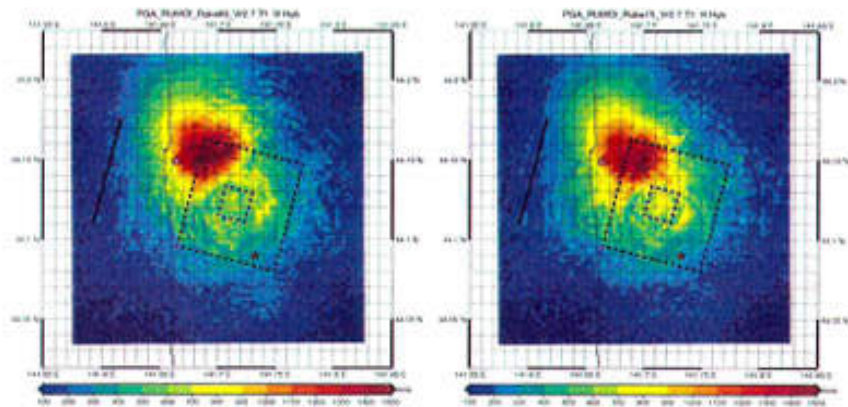
rake 角 (60 度)

rake 角 (75 度)



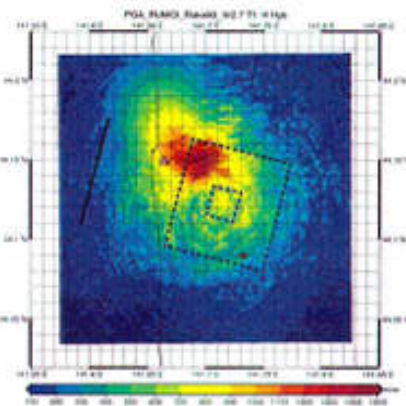
rake 角 (90 度)

図 2.3-1 HKD020 における rake 角 60 度, 75 度, 90 度とした場合の計算速度波形 (赤) の相違。黒: 観測速度波形。上から NS, EW, UD。



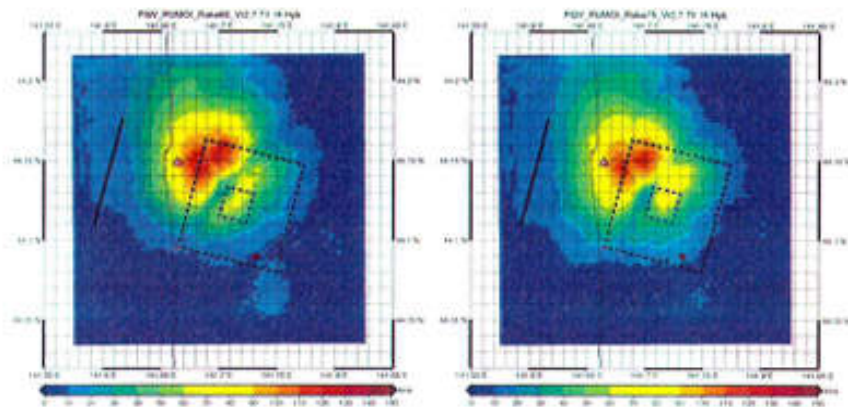
PGA 分布 (rake 角 60 度)

PGA 分布 (rake 角 75 度)



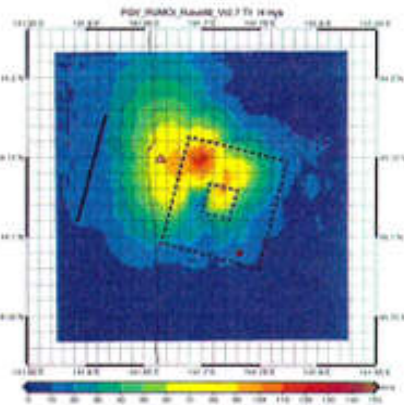
PGA 分布 (rake 角 90 度)

図 2.3-2: rake 角 60 度、75 度および 90 度の場合の PGA の面的強震動分布  
(△:HKD020 地点, ☆:破壊開始点)



PGV 分布 ( rake 角 60 度)

PGV 分布 (rake 角 75 度)



PGV 分布 (rake 角 90 度)

図 2.3-3 rake 角 60 度, 75 度および 90 度の場合の PGV の面的強震動分布  
(△: HKD020 地点, ☆: 破壊開始点)

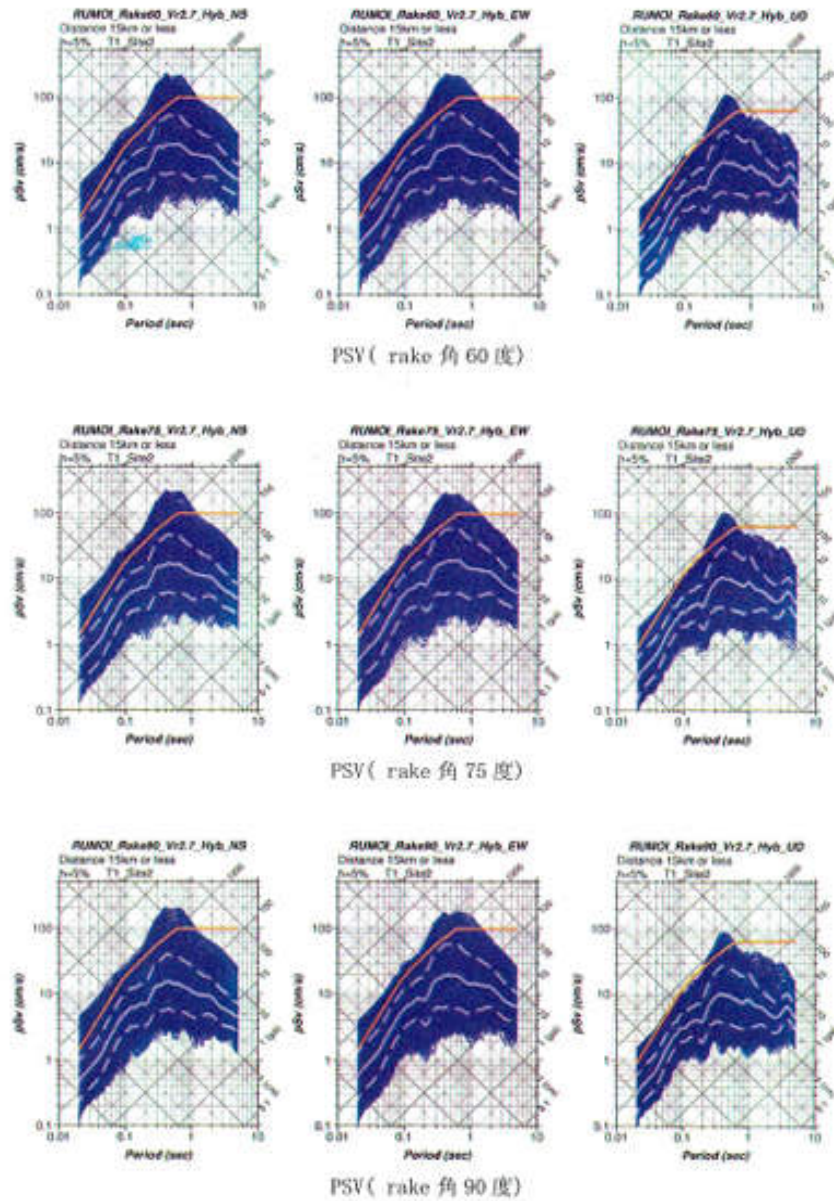
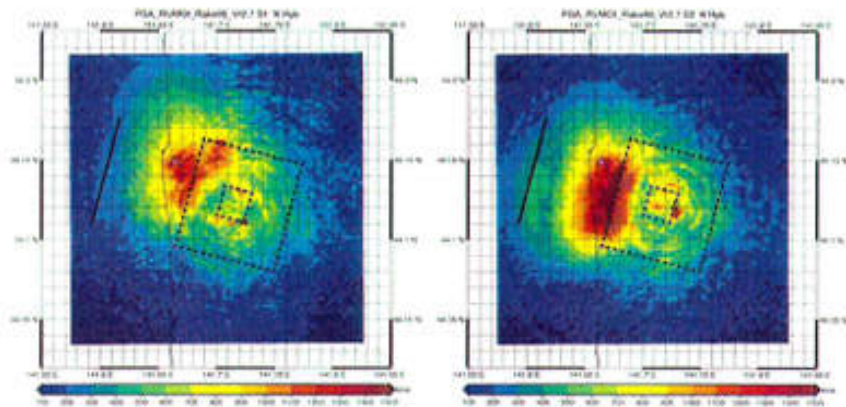


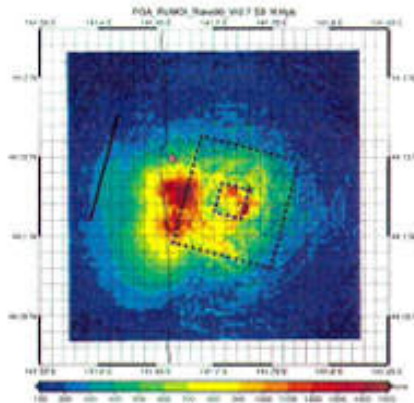
図 2.3-4 rake 角 60 度, 75 度および 90 度の場合の疑似速度応答 (PSV) スペクトル。  
左から NS, EW, UD





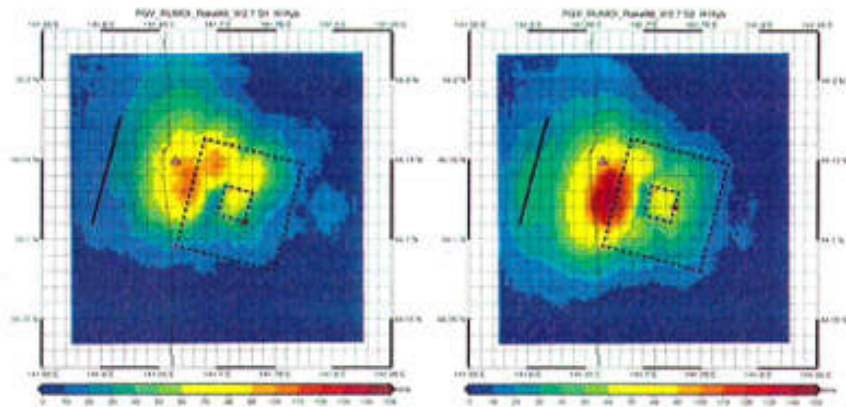
PGA 分布 (S1 破壊)

PGA 分布 (S2 破壊)



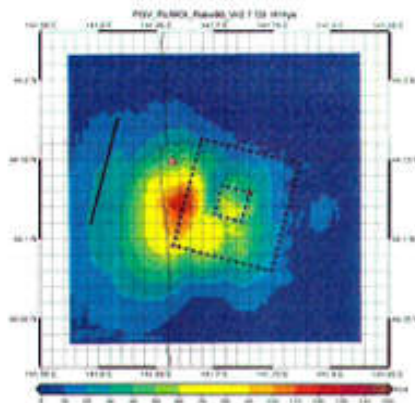
PGA 分布 (S3 破壊)

図 2.3-5 rake 角 90 度における破壊開始点 (S1, S2, S3) を変えた PGA 分布  
(△: HKD020 地点, ☆: 破壊開始点)



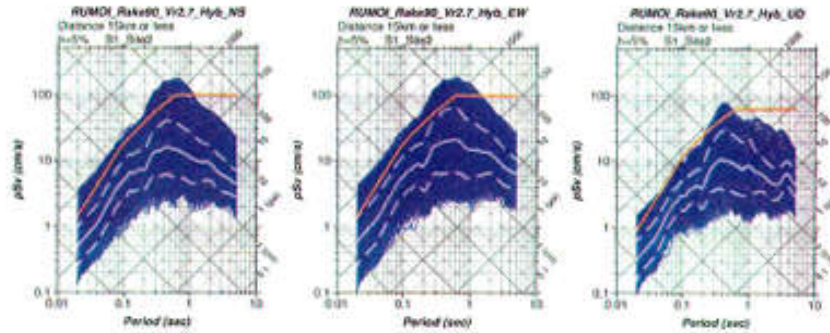
PGV 分布 (S1 破壊)

PGV 分布 (S2 破壊)

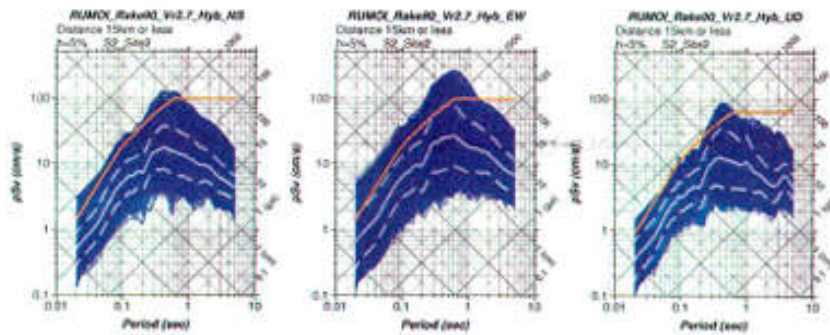


PGV 分布 (S3 破壊)

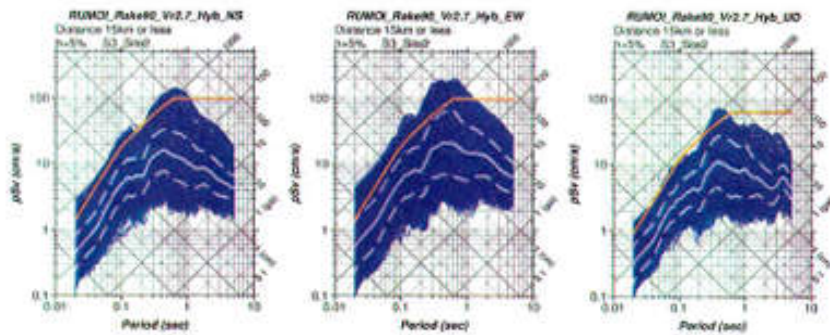
図 2.3-6 rake 角 90 度における破壊開始点 (S1, S2, S3) を変えた PGV 分布  
(△: HKD020 地点, ☆: 破壊開始点)



PSV ( S1 破壊)



PSV ( S2 破壊)



PSV ( S3 破壊)

図 2.3-7 rake 角 90 度における破壊開始点 (S1, S2, S3) を変えた  
疑似速度応答 (PSV) スペクトル。左から NS, EW, UD。

## 2.4 NFRD 効果の領域に関する考察

ここでは、2.3 章の震源パラメータを変えた検討結果に基づき、震源近傍における NFRD 効果の顕著な領域の抽出について検討する。

震源を特定せず策定する地震動を考慮する場合、計算領域で得られた疑似速度応答 (PSV) スペクトルの平均化領域が重要である。特に、指針では NFRD 効果を含むように指示されている。ここでは大野・他(1998)に従い、面的強震評価結果に基づいて NFRD 効果の領域の抽出を試みる。彼らによれば断層長さ  $L$  で基準化すると、Dip-slip の場合、断層上端を基準にほぼ  $\pm 0.25L$  の範囲に NFRD 効果が現れるとしている。今回の計算ではアスペリティ領域のみを仮定しており、背景領域を考慮していないが、大野・他(1998)に従う場合、断層長さ  $L$  を設定するためには断層破壊領域が必要となる。このため、図 2.4-1 に示す Maeda and Sasatani (2009) の余震分布および断層設定を参考にした。ここでは、表 2.4-1 に示すように F-net の地震モーメントから Somerville et al. (1999) の経験的関係に基づいて断層面積 ( $S$ ) を設定し、正方形断層 ( $L=W$ ) を仮定して、断層長さを  $L=7.76\text{km}$  とした。また、断層上端は Maeda and Sasatani (2009) の余震分布を参考に  $2.8\text{km}$  とした。図 2.4-2 に大野・他(1998)による NFRD 効果を含む範囲を赤破線で示す。なお、外側の破線で囲まれた領域は仮定した断層面である。この場合、赤破線領域内には NFRD 効果の領域も含まれているが、図から明らかなように、NFRD 効果の小さい領域も含まれている。彼らの検討によれば、 $L \pm 0.25L$  の範囲内に現れる NFRD 効果の領域は 60%程度であることから、PSV スペクトルを平均化する領域について、その領域の選択をさらに吟味する必要があると考える。

そこで、PGV 距離減衰の考え方の導入を試みた。図 2.4-3 に各破壊開始点ケースの計算 PGV の距離減衰を示す。赤丸は大野・他(1998)による NFRD 効果を含む領域内 (図 2.4-2 の赤破線枠内) の PGV である。図中には司・翠川(1999)による PGV 距離減衰式もあわせて示している。なお、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式に対して、計算 PGV の距離減衰の傾きが見かけ上、急になっているのは、今回の面的強震動計算においてアスペリティ領域のみを仮定し、背景領域を考えていないためである。図 2.4-4 に大野・他(1998)の領域内で司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式の平均  $+1\sigma$  の PGV を示す領域を斜線で表す。図 2.4-5 に上記の領域内の PSV を赤実線で、またその平均 PSV を白実線で示す。大野・他(1998)の領域内で司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式の平均  $+1\sigma$  の PGV を示す領域内の平均 PSV は加藤スペクトルと同程度となる。同様に、図 2.4-6 に大野・他(1998)の領域内で司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式の平均  $+2\sigma$  の PGV を示す領域を斜線で、図 2.4-7 にその領域内の PSV を赤実線で、またその平均 PSV を白実線で示す。平均  $+2\sigma$  の場合、周期によっては加藤スペクトルを明らかに越える部分が認められる。

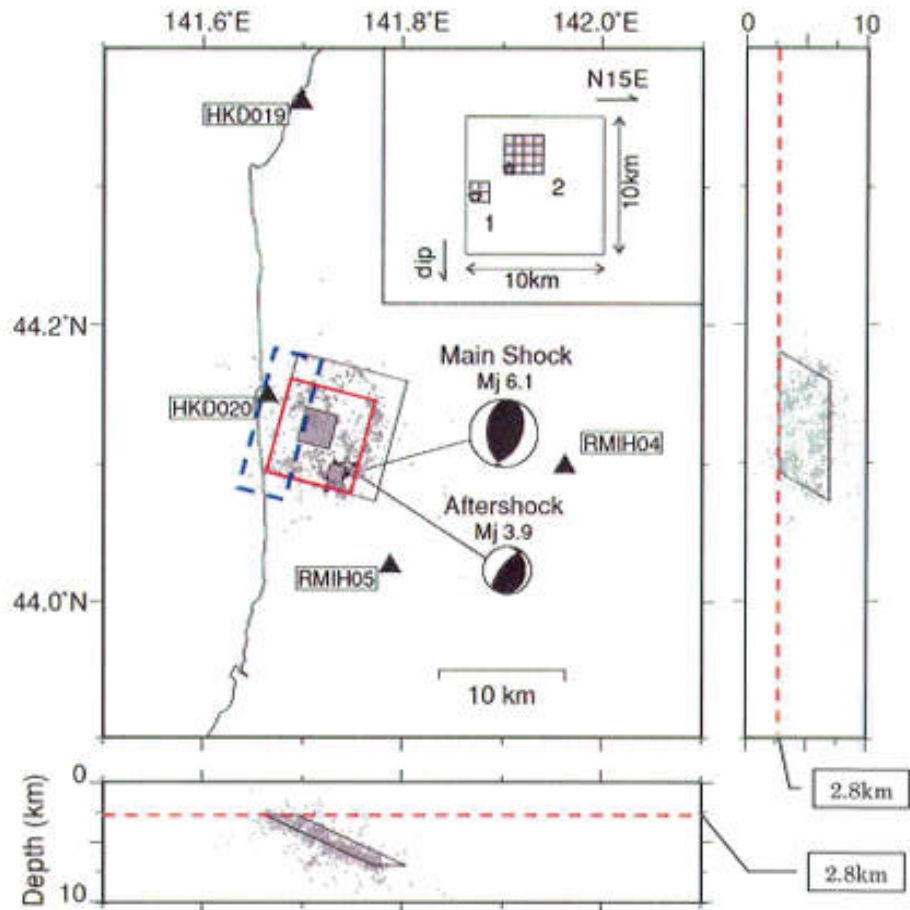
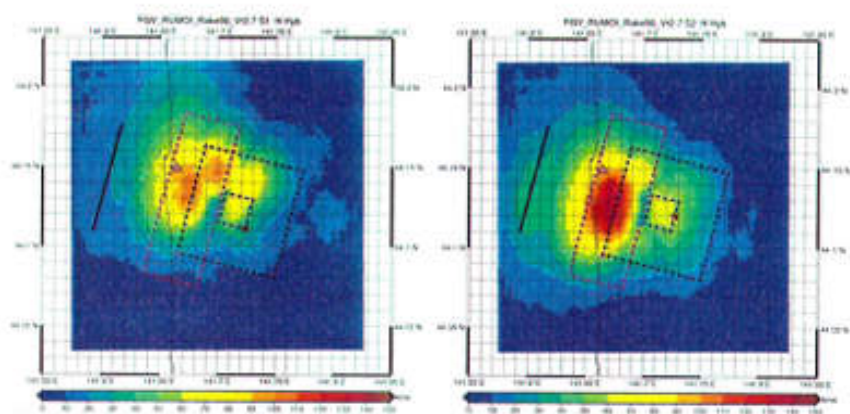


図 4.2-1 Maeda and Sasatani (2009)に基づいた断層面の設定

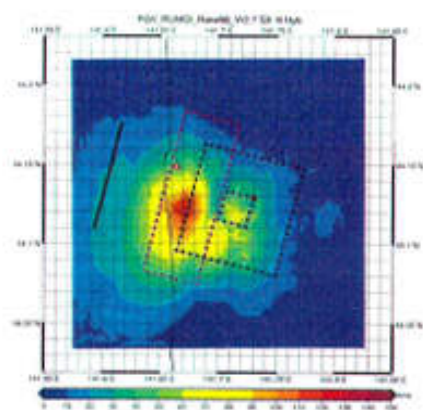
表 4.2-1 地震規模( $M_0$ )に基づいた断層の設定

$M_0$ (Nm) (F-net)	$S$ ( $\text{km}^2$ ) (Somerville)	$M_w$	L:W (=L/W)	L(km)	W(km)
$4.44\text{E}+17$	60.24	5.70	1	7.76	7.76



PGV 分布 (S1 破壊)

PGV 分布 (S2 破壊)



PGV 分布 (S3 破壊)

図 2.4-2 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域

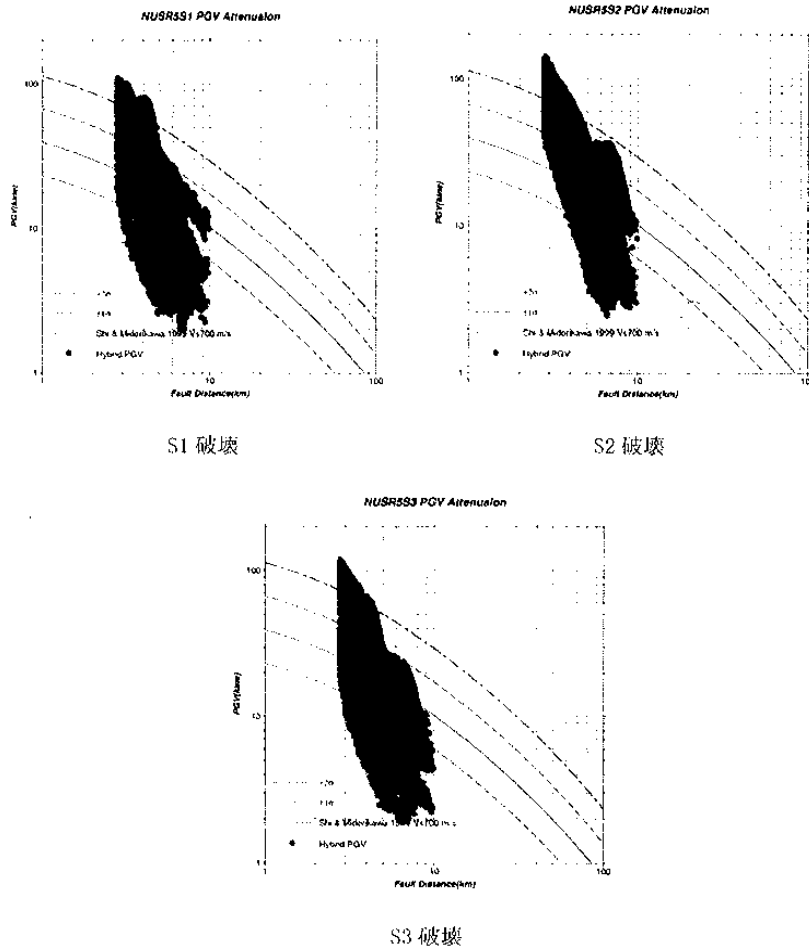
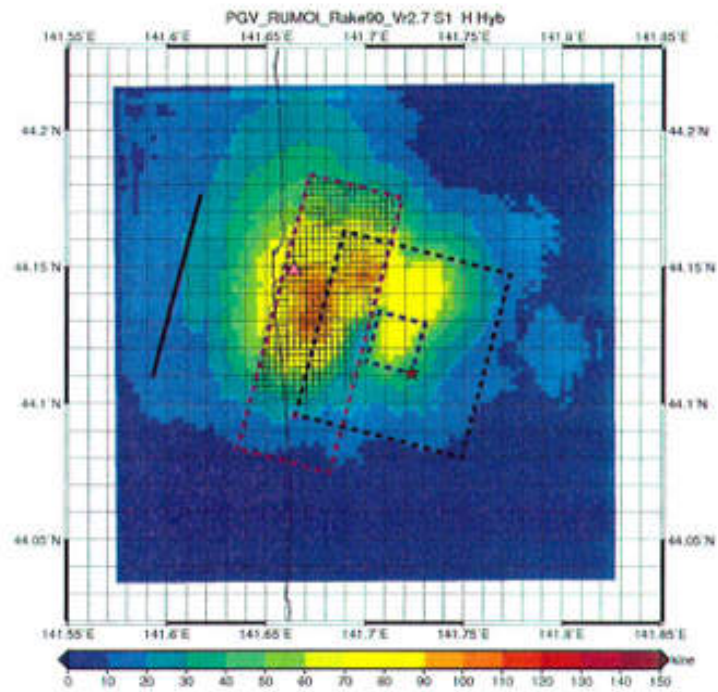


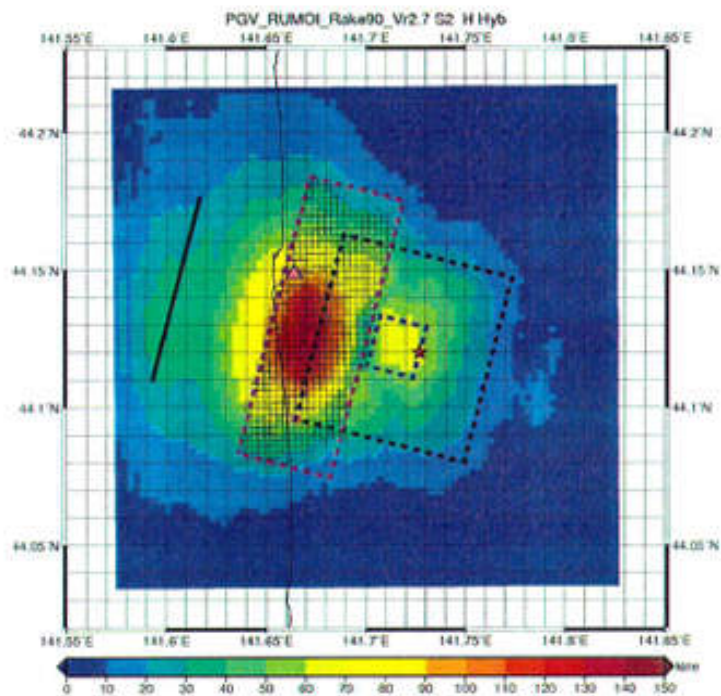
図 2.4-3 各破壊開始点の違いによる PGV 距離減衰  
 赤丸：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内 (図 2.4-2 の赤破線枠内) の PGV  
 黒丸：上記以外の領域の PGV  
 緑線：司・翠川(1999)による PGV 距離減衰式  
 緑破線：PGV 距離減衰式の $\pm 1\sigma$   
 青一点鎖線：PGV 距離減衰式の $+2\sigma$



S1 破壊

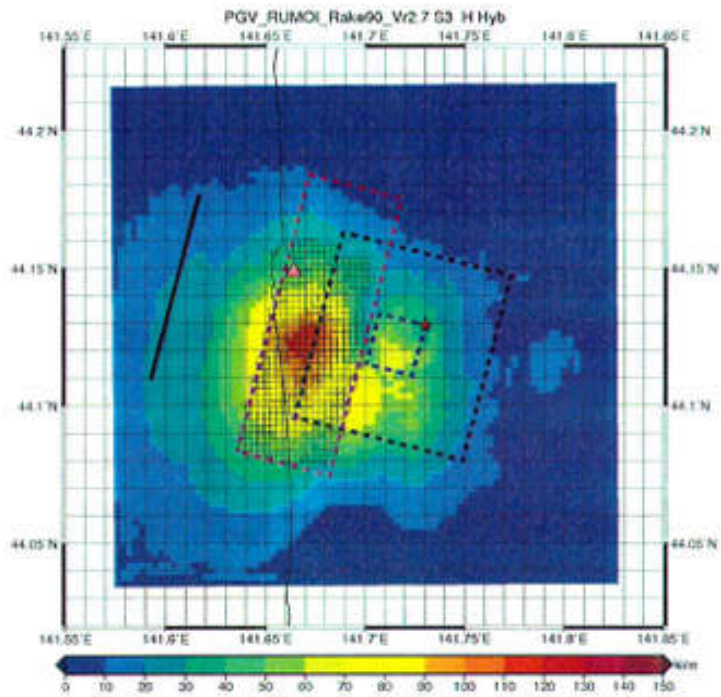
図 2.4-4(1) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-3 参照)の  $+1\sigma$  を超える地点





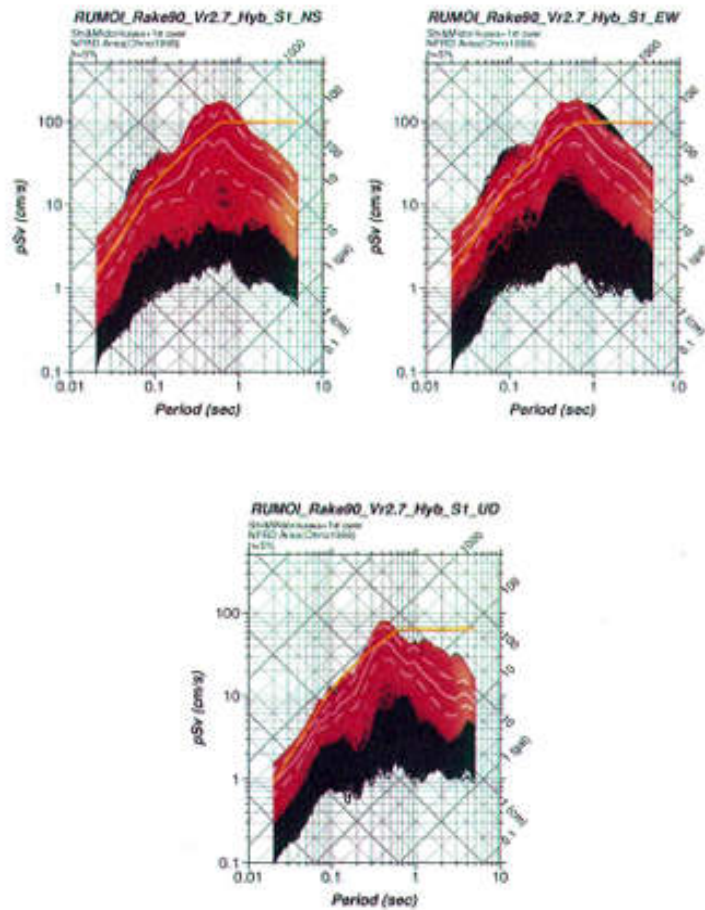
S2 破壊

図 2.4-4(2) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-3 参照)の  $+1\sigma$  を超える地点



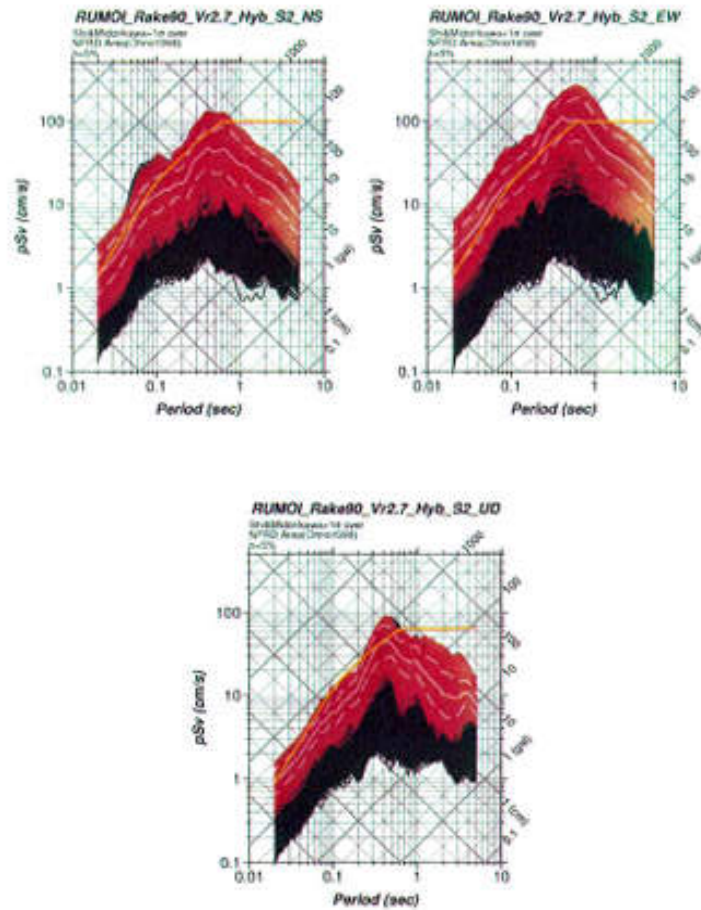
S3 破壊

図 2.4-4(3) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-3 参照)の  $+1\sigma$  を超える地点



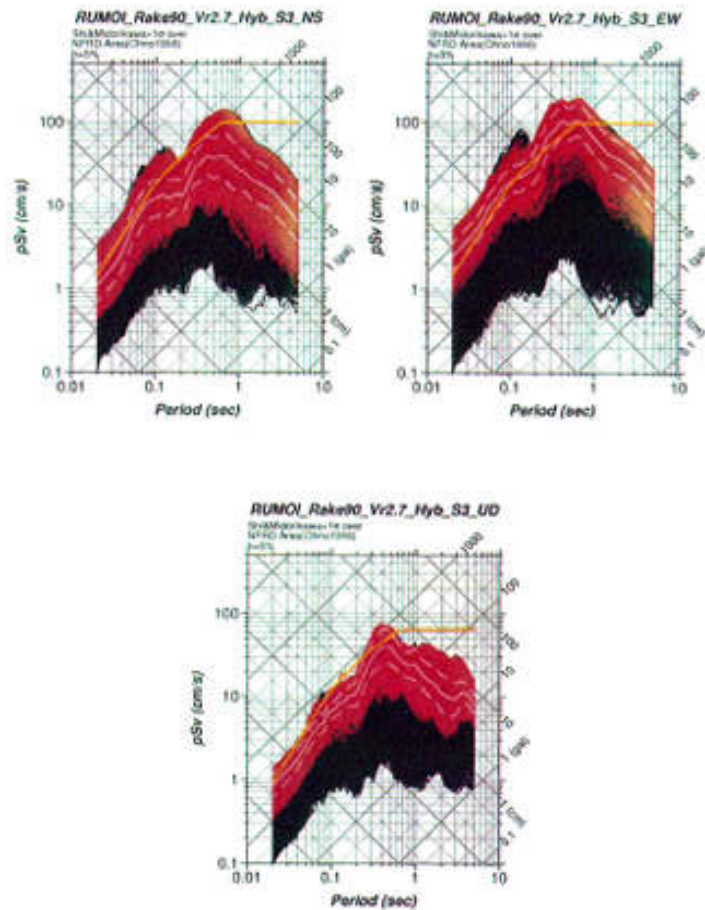
(1) S1 破壊

図 2.4-5(1) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して $+1\sigma$ の PGV を示す領域の PSV  
 白実線：上記領域内の平均 PSV、白破線：上記領域内の平均 PSV の標準偏差



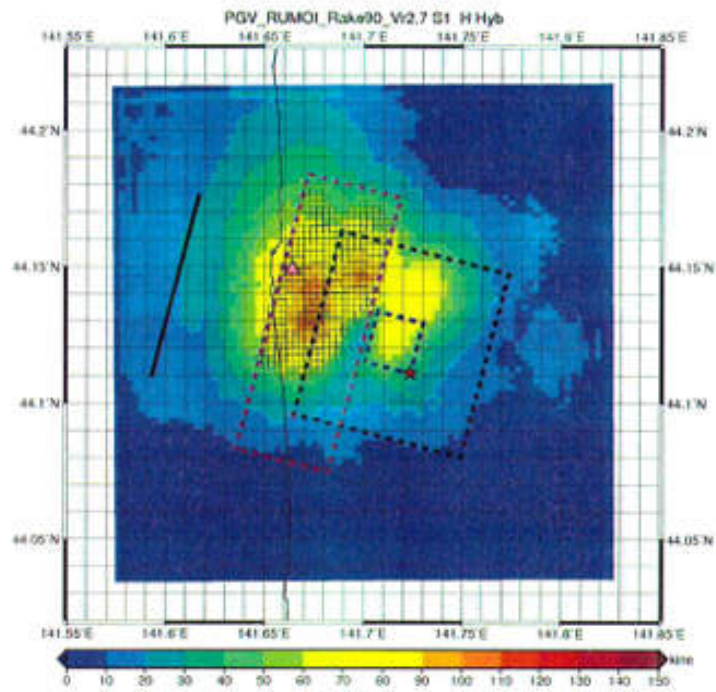
(2) S2 破壊

図 2.4-5(2) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して+1 $\sigma$ の PGV を示す領域の PSV  
 白実線：上記領域内の平均 PSV、白破線：上記領域内の平均 PSV の標準偏差



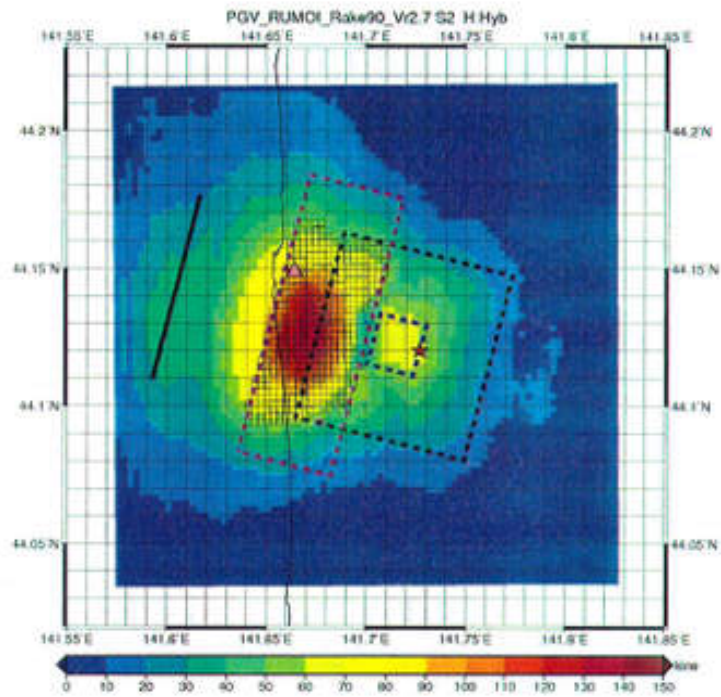
(3)S3 破壊

図 2.4-5(3) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して+1 $\sigma$ の PGV を示す領域の PSV  
 白実線：上記領域内の平均 PSV、白破線：上記領域内の平均 PSV の標準偏差



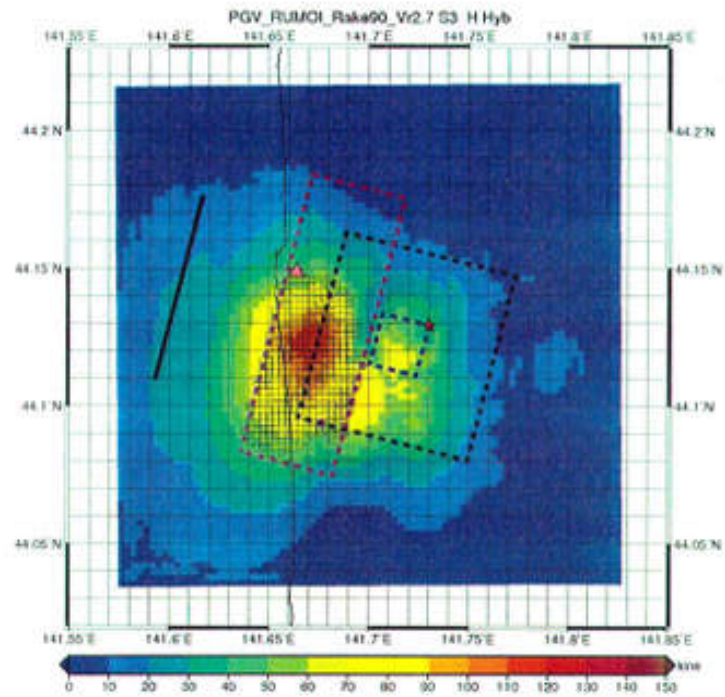
S1 破壊

図 2.4-6(1) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-4(1)参照)の  $+2\sigma$  を超える地点



S2 破壊

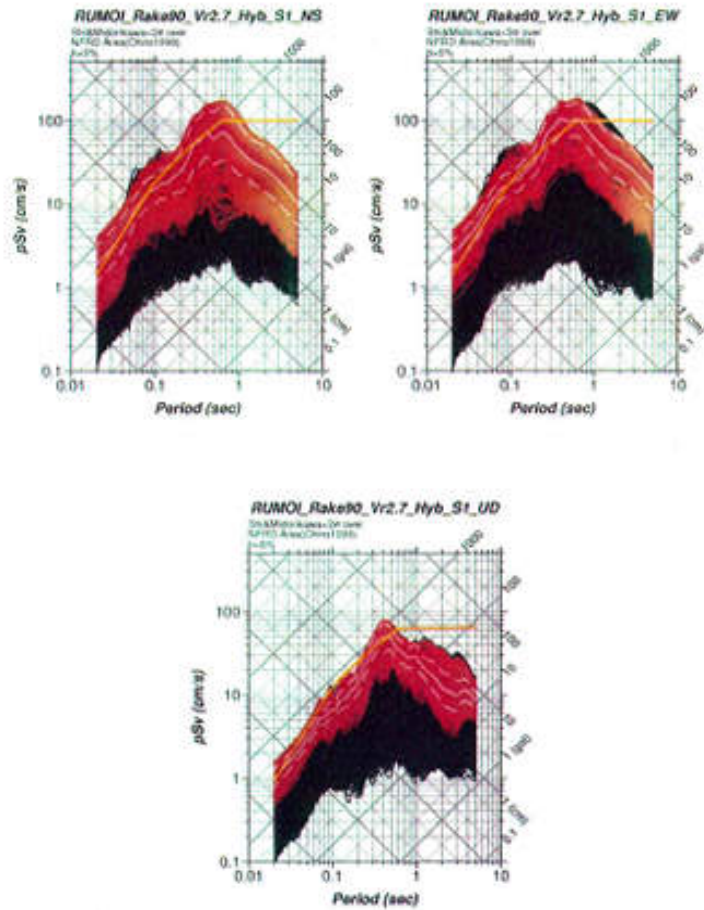
図 2.4-6(2) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-4(2)参照)の  $+2\sigma$  を超える地点



S3 破壊

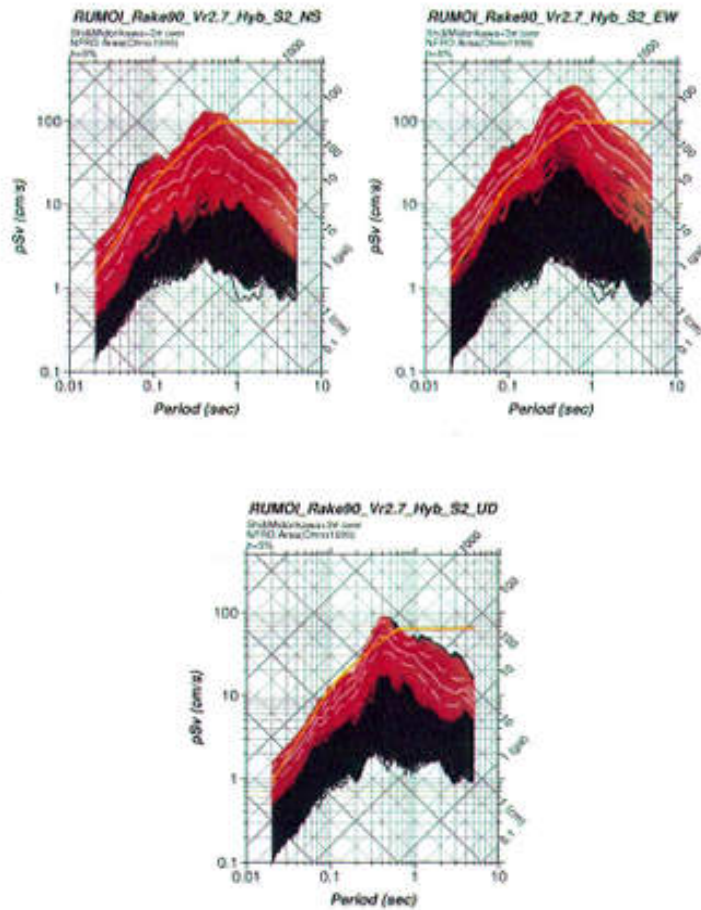
図 2.4-6(3) 破壊開始点の違いによる PGV 分布  
 赤破線枠内：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域  
 斜線部分：司・翠川(1999)の距離減衰式(図 2.4-4(3)参照)の  $+2\sigma$  を超える地点





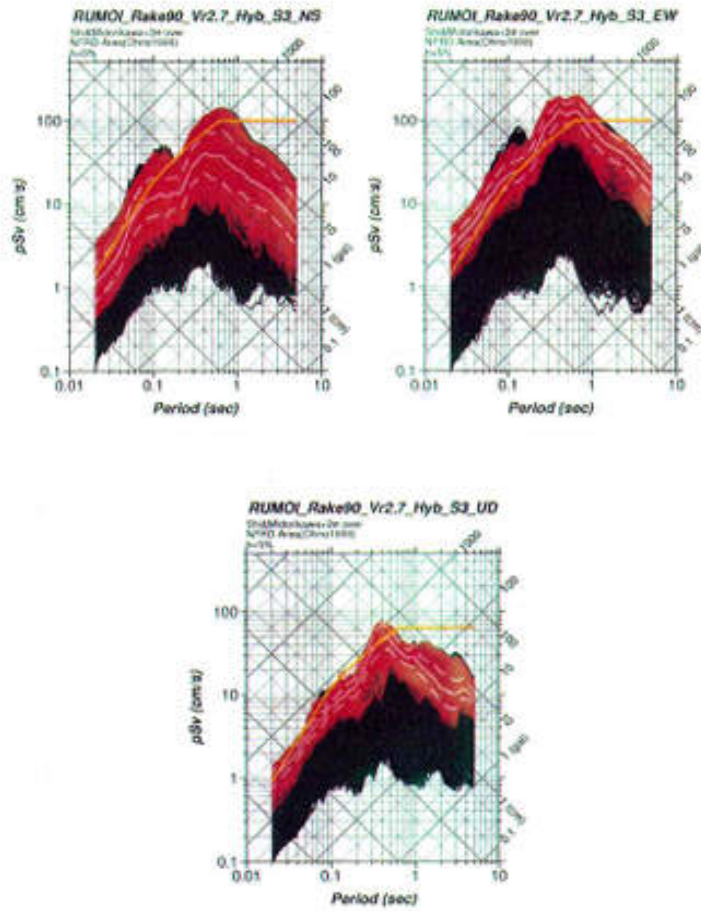
(1) S1 破壊

図 2.4-7(1) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して  $+2\sigma$  の PGV を示す領域の PSV  
 白実線：上記領域内の平均 PSV、白破線：上記領域内の平均 PSV の標準偏差



(2) S2 破壊

図 2.4-7(2) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線: 大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して+2 $\sigma$ の PGV を示す領域の PSV  
 白実線: 上記領域内の平均 PSV、白破線: 上記領域内の平均 PSV の標準偏差



(3) S3 破壊

図 2.4-7(3) 破壊開始点の違いによる PSV (左上から NS, EW, UD)  
 赤実線：大野・他(1998)の NFRD 効果を含む領域内で、司・翠川(1999)の PGV 距離減衰式  
 に対して+2 $\sigma$ の PGV を示す領域の PSV  
 白実線：上記領域内の平均 PSV、白破線：上記領域内の平均 PSV の標準偏差

参考文献

- Boore(1983), D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865-1894.
- Graves, R. W. (1996), Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, pp.1091-1106.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1990), 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 416, pp.57-70.
- 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・上田圭一・壇一男(2004), 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地学的調査による地震の分類と強震動記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文, 第4巻, 46-86.
- Maeda, T. and T. Sasatani(2009), Strong ground motions from an Mj 6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake, *Earth Planets Space*, **61**, 689-701.
- 大野晋・武村雅之・小林義尚(1998), 観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性, 第10回日本地震工学シンポジウム, 133-138.
- Pitarka, A. (1999), 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered-grid with non-uniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, pp.54-68.
- 司 宏俊・翠川三郎(1999), 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.