

4. 特性化震源モデルのパラメータの影響度の検討

規制基準では、「基準地震動の策定過程に伴う各種の不確かさ（震源断層の長さ，地震発生層の上端深さ・下端深さ，断層傾斜角，アスペリティの位置・大きさ，応力降下量，破壊開始点等の不確かさ，並びにそれらに係る考え方及び解釈の違いによる不確かさ）については，敷地における地震動評価に大きな影響を与えると考えられる支配的なパラメータについて分析した上で，必要に応じて不確かさを組み合わせるなど適切な手法を用いて考慮すること」を求めている．本章では，特性化震源モデルのパラメータの不確かさに基づき，各種の不確かさの考慮により地震動評価への影響を定量的に分析し，支配的なパラメータを抽出し順位付けを行うことを目的とする．

本章の具体的な内容としては，内陸型地震を対象に，下記（１）～（４）の検討を実施し，特性化震源モデルのパラメータの地震動評価への影響度合いを検討する．

- （１）検討対象パラメータの不確かさのモデル化
- （２）基本震源モデルの構築及び地震動評価
- （３）各パラメータの不確かさを考慮した地震動評価
- （４）パラメータの影響度分析

4.1 検討対象パラメータの不確かさのモデル化

本節では、震源特性の不確かさに基づいて震源パラメータの不確かさのモデル化を行う。モデル化の対象としたパラメータを表 4.1-1 に示す。

これらのパラメータについて、Abrahamson *et al.* (1990)を参考に不確かさを分類すると、アスペリティの位置（深さ方向）は parametric uncertainty なパラメータであり、アスペリティの応力降下量、破壊伝播速度、ライズタイム、高周波数遮断特性 ($f_{\max}$)、地震発生層の上端深さは modeling uncertainty なパラメータとなる。

表 4.1-1 検討対象としたパラメータ

No.	検討対象パラメータ	不確かさの分類
1	アスペリティの位置（深さ方向）	parametric uncertainty
2	アスペリティの応力降下量（実効応力）	modeling uncertainty
3	破壊伝播速度	modeling uncertainty
4	ライズタイム	modeling uncertainty
5	高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）	modeling uncertainty
6	地震発生層の上端深さ	modeling uncertainty

4.1.1 アスペリティの位置（深さ方向）の不確かさのモデル化

地震調査研究推進本部（2016）の震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（以降,「レシピ」と呼ぶ）によると, アスペリティの位置は断層面にバランスよく配分することが示されている. そこで, 本検討ではアスペリティの位置を断層面の中央に配置するモデルを基本と考え, 不確かさとしてアスペリティの位置を浅くする場合と深くする場合を考える. 具体的には, アスペリティの位置を浅くする場合はアスペリティの上端深さを断層モデルの上端深さに一致させ, アスペリティの位置を深くする場合はアスペリティの下端深さを断層モデルの下端深さに一致させる.

4.1.2 アスペリティの応力降下量の不確かさのモデル化

アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は、短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル（以降、「短周期レベル」と呼ぶ） A 、アスペリティの総面積の等価半径 r 、震源域における岩盤の S 波速度 β を用いて、下式で表される（壇・他, 2001）。

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad (4.1.2-1)$$

上式より、アスペリティの総面積（ $S_a = \pi r^2$ ）が変わらなければ、短周期レベルはアスペリティの応力降下量に比例する。一方、地震モーメント M_0 (Nm) と短周期レベル A (Nm/s²) の間には壇・他 (2001)により、以下の経験的関係式が得られている。

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \quad (4.1.2-2)$$

ところで、地域地盤環境研究所 (2017)は 1995 年兵庫県南部地震から 2016 年熊本地震本震までの日本国内で発生した内陸地殻内地震を対象に、経験的グリーン関数法を用いた震源のフォワードモデリングで得られた微視的震源パラメータを既往の文献から収集し、整理している。そこで、本検討では、最初に、地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した微視的震源パラメータをデータセットとして、地震毎の短周期レベル $A_{\text{forward_model}}$ を算定し、この値が壇・他 (2001)の経験的関係式を用いて地震モーメントから算定される短周期レベル A_{Dan} と平均的に同程度であることを確認する。次に、各地震の A_{Dan} に対する $A_{\text{forward_model}}$ の比（ $= A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$ ）の幾何平均、標準偏差を評価し、その標準偏差を本検討で考慮する $\Delta\sigma_a$ の不確かさとする。なお、本検討の $A_{\text{forward_model}}$ は下式を用いて評価する。ここで、 r_{SMGA_i} と $\Delta\sigma_{\text{SMGA}_i}$ はそれぞれ SMGA_i の面積の等価半径、応力降下量を表す。

$$A_{\text{forward_model}} = \left(\sum A_{\text{SMGA}_i}^2 \right) \quad (4.1.2-3)$$

$$A_{\text{SMGA}_i} = 4\pi \cdot r_{\text{SMGA}_i} \cdot \Delta\sigma_{\text{SMGA}_i} \cdot \beta^2 \quad (4.1.2-4)$$

なお、同一地震で複数の文献がある場合は、それらの文献の幾何平均をその地震の $A_{\text{forward_model}}$ とする。

表 4.1.2-1 に地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した地震と文献を示し、本検討のデ

ータセットに含める文献を丸印と二重丸印で示す。このうち、二重丸印は本検討で新たに収集、整理した文献 (Miyake *et al.* (2006)と池田・他 (2011)) である。2003 年宮城県北部の地震は地域地盤環境研究所 (2017)でも該当する文献が示されていないため、本検討でもデータセットに含めない。2005 年福岡県西方沖地震の最大余震は、地域地盤環境研究所 (2017)で挙げられている Suzuki and Iwata (2006)の SMGA の応力降下量が 1.4 MPa であり、この値は他の地震の SMGA に比べ非常に小さい値となっているため、本検討ではデータセットに含めなかった。従って、本検討でのデータセットは 21 地震 31 文献である。

表 4.1.2-2 に本検討で用いる地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した各文献の微視的震源パラメータとそれらのパラメータから得た $A_{\text{forward_model}}$, および壇・他 (2001)の経験的關係式と地震モーメントから算定される A_{Dan} を示す。図 4.1.2-1 に本検討で対象にした 21 地震の地震モーメントと $A_{\text{forward_model}}$ の関係を赤丸、壇・他 (2001)の経験的關係式を構築する際に用いた地震の地震モーメントと短周期レベルを黒丸、経験的關係式を太線、経験的關係式の倍、半分を細線で示す。本検討で対象にした 21 地震は壇・他 (2001)のデータセットと比較してバラツキが小さく、壇・他 (2001)の経験的關係式の倍、半分に入っていることが分かる。図 4.1.2-2 に 21 地震の $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$ を示し、赤色の実線で 21 地震の幾何平均、赤色の点線で平均 $\pm$ 標準偏差を示す。 $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$ の平均は $10^{0.02}$ (≈ 1.05) でほぼ 1 に近い。このことから本検討で用いたデータセットから得られる $A_{\text{forward_model}}$ は、平均的には壇・他 (2001)の経験的關係式から得られる A_{Dan} と同程度であるといえる。また、平均+標準偏差は $10^{(0.02+0.12)}$ (≈ 1.32) を得た。

これらの結果を踏まえて、アスペリティの応力降下量はレシピから評価される値を基本と考え、不確かさとしてアスペリティの応力降下量を大きくする場合と小さくする場合を考える。具体的には、アスペリティの応力降下量を大きくする場合はレシピから評価される応力降下量を 1.32 倍したもの、小さくする場合はレシピから評価される応力降下量を 1.32 で除したものを設定する。

表 4.1.2-1 地域地盤環境研究所 (2017)が収集，整理した文献

○◎：本検討のデータセットに含める文献，

◎：本検討で新たにデータセットに追加した文献，

×：本検討でデータセットに含めなかった文献

No.	地震名	Mw	文献	検討対象
1	2016年4月16日01時25分熊本地震（本震）	7.0	染井・他(2016)	○
			Irikura et al.(2016)	○
2	1995年兵庫県南部地震	6.9	釜江・入倉(1997)	○
3	2008年岩手・宮城内陸地震	6.9	釜江(2008)	○
			H27年度報告書	○
4	2007年能登半島地震	6.7	Kurahashi et al.(2008)	○
			Maeda et al.(2008)	○
			Yoshimi and Yoshida(2008)	○
			池田・他(2011)	○
5	2011年福島県浜通りの地震	6.6	染井・他(2011)	○
			Somei et al.(2015)	○
6	2007年新潟県中越沖地震	6.6	倉橋・他(2008)	○
			山本・竹中(2009)	○
7	2000年鳥取県西部地震	6.6	池田・他(2002)	○
8	2005年福岡県西方沖地震	6.5	Suzuki and Iwata (2006)	○
			Miyake et al.(2006)	◎
			池田・他(2011)	◎
9	2004年新潟県中越地震	6.5	Kamae et al.(2005)	○
10	2014年長野県北部の地震	6.2	倉橋・他(2016)	○
11	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	6.2	Somei et al.(2015)	○
12	2016年4月14日21時26分熊本地震（前震）	6.1	H28年度報告書	○
13	2003年宮城県北部の地震	6.1	None	×
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	6.0	Miyake et al.(2003)	○
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	6.0	Miyake et al.(2003)	○
16	2016年4月15日00時03分熊本地震（前震）	6.0	H28年度報告書	○
17	2011年静岡県東部の地震	5.9	染井・他(2012)	○
18	1998年岩手県内陸北部の地震	5.9	Miyake et al.(2003)	○
19	1997年山口県北部の地震	5.8	Miyake et al.(2003)	○
20	2013年栃木県北部の地震	5.8	染井・他(2014)	○
21	2013年淡路島付近の地震	5.8	倉橋私信(2014)	○
			染井・他(2015)	○
22	2004年留萌地方南部の地震	5.7	Maeda and Sasatani(2009)	○
23	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	5.3	Suzuki and Iwata (2006)	×

表 4.1.2-2 地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した文献のパラメータ, $A_{\text{forward_model}}$, A_{Dan}

No	EQ NAME	Reference	$M_0(\text{F-net})$	SMGA (km^2)			Stress Drop (MPa)			β	$A_{\text{SMGA},i}=4\pi r \Delta \sigma \beta^2$ (Nm/s^2)			$A_{\text{forward_model}} = \Sigma A_{\text{SM}}$	$A_{\text{forward_model}}$ (幾何平均)	A_{dan}	$A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$
			(Nm)	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3	(km/s)	SMGA1	SMGA2	SMGA3	(Nm/s ²)	(Nm/s ²)	(Nm/s ²)	
1	2016年4月16日01時25分熊本地震 (本震)	染井・他(2016)	4.42E+19	51.8	51.8	100.0	13.6	13.6	13.4	3.40	8.0E+18	8.0E+18	1.1E+19	1.6E+19	1.6E+19	1.9E+19	0.88
		Irikura et al.(2016)		224.9			13.9			3.40	1.7E+19			1.7E+19			
2	1995年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997)	3.30E+19	176.0	64.0	64.0	8.6	16.3	8.6	3.50	9.9E+18	1.1E+19	6.0E+18	1.6E+19	1.6E+19	1.7E+19	0.95
3	2008年岩手・宮城内陸地震	釜江(2008)	2.72E+19	46.2	46.2		13.8	13.8		3.50	8.1E+18	8.1E+18		1.2E+19	1.2E+19	1.6E+19	0.73
		H27年度報告書		91.1	21.9		12.8	16.7		3.40	1.0E+19	6.4E+18		1.2E+19			
4	2007年能登半島地震	Kurahashi et al.(2008)	1.36E+19	39.7	13.0		25.8	10.3		3.40	1.3E+19	3.0E+18		1.4E+19	1.7E+19	1.3E+19	1.34
		Maeda et al.(2008)		27.0	27.0	15.2	46.9	37.5	46.9	3.50	2.1E+19	1.7E+19	1.6E+19	3.1E+19			
		Yoshimi and Yoshida(2008)		98.0	48.0		9.4	15.6		3.50	8.1E+18	9.4E+18		1.2E+19			
		池田・他(2011)		51.8	23.0	23.0	20.0	20.0	10.0	3.50	1.3E+19	8.3E+18	4.2E+18	1.6E+19			
5	2011年福島県浜通りの地震	染井・他(2011)	9.58E+18	39.5	39.5		14.6	14.6		3.40	7.5E+18	7.5E+18		1.1E+19	1.0E+19	1.1E+19	0.89
		Somei et al.(2015)		54.7	38.9		10.0	15.8		3.30	5.7E+18	7.6E+18		9.5E+18			
6	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他(2008)	9.30E+18	30.3	30.3	25.4	23.7	23.7	19.8	3.40	1.1E+19	1.1E+19	8.2E+18	1.7E+19	1.6E+19	1.1E+19	1.39
		山本・竹中(2009)		36.0	36.0	20.3	19.5	14.8	19.5	3.40	9.6E+18	7.3E+18	7.2E+18	1.4E+19			
7	2000年鳥取県西部地震	池田・他(2002)	8.62E+18	28.8	28.8		28.0	14.0		3.50	1.3E+19	6.5E+18		1.5E+19	1.5E+19	1.1E+19	1.34
8	2005年福岡県西方沖地震	Suzuki and Iwata (2006)	7.80E+18	41.8			10.7			3.50	6.0E+18			6.0E+18	9.4E+18	1.1E+19	0.89
		Miyake et al.(2006)		64.0			17.0			3.50	1.2E+19			1.2E+19			
		池田・他(2011)		100.0			13.3			3.50	1.2E+19			1.2E+19			
9	2004年新潟県中越地震	Kamae et al.(2005)	7.53E+18	75.0	16.0		7.0	20.0		3.50	5.3E+18	6.9E+18		8.7E+18	8.7E+18	1.0E+19	0.84
10	2014年長野県北部の地震	倉橋・他(2016)	2.76E+18	59.9			9.4			3.30	5.6E+18			5.6E+18	5.6E+18	7.4E+18	0.76
11	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	Somei et al.(2015)	2.13E+18	20.0	18.0		12.6	18.2		3.50	4.9E+18	6.7E+18		8.3E+18	8.3E+18	6.8E+18	1.22
12	2016年4月14日21時26分熊本地震 (前震)	H28年度報告書	1.74E+18	16.0	16.0		15.3	15.3		3.40	5.0E+18	5.0E+18		7.1E+18	7.1E+18	6.4E+18	1.11
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	1.40E+18	42.0			17.0			3.10	7.5E+18			7.5E+18	7.5E+18	5.9E+18	1.27
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	1.22E+18	12.0	12.0		23.9	23.9		3.10	5.6E+18	5.6E+18		8.0E+18	8.0E+18	5.7E+18	1.41
16	2016年4月15日00時03分熊本地震 (前震)	H28年度報告書	1.06E+18	33.6			7.8			3.50	3.9E+18			3.9E+18	3.9E+18	5.4E+18	0.73
17	2011年静岡県東部の地震	染井・他(2012)	8.38E+17	26.6			16.9			3.44	7.3E+18			7.3E+18	7.3E+18	5.0E+18	1.46
18	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al.(2003)	7.53E+17	16.0			20.3			3.50	7.1E+18			7.1E+18	7.1E+18	4.8E+18	1.46
19	1997年山口県北部の地震	Miyake et al.(2003)	5.66E+17	14.4			20.5			3.10	5.3E+18			5.3E+18	5.3E+18	4.4E+18	1.21
20	2013年栃木県北部の地震	染井・他(2014)	5.54E+17	17.6			16.4			3.44	5.8E+18			5.8E+18	5.8E+18	4.4E+18	1.33
21	2013年淡路島付近の地震	倉橋私信(2014)	5.47E+17	8.1			9.0			3.40	2.1E+18			2.1E+18	2.6E+18	4.3E+18	0.60
		染井・他(2015)		12.3			11.2			3.40	3.2E+18			3.2E+18			
22	2004年留萌地方南部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	4.44E+17	7.8	2.0		12.9	27.9		3.00	2.3E+18	2.5E+18		3.4E+18	3.4E+18	4.0E+18	0.84

(※) No.2 の 1995 年兵庫県南部地震の地震モーメントは Sekiguchi *et al.* (2002)の値である。

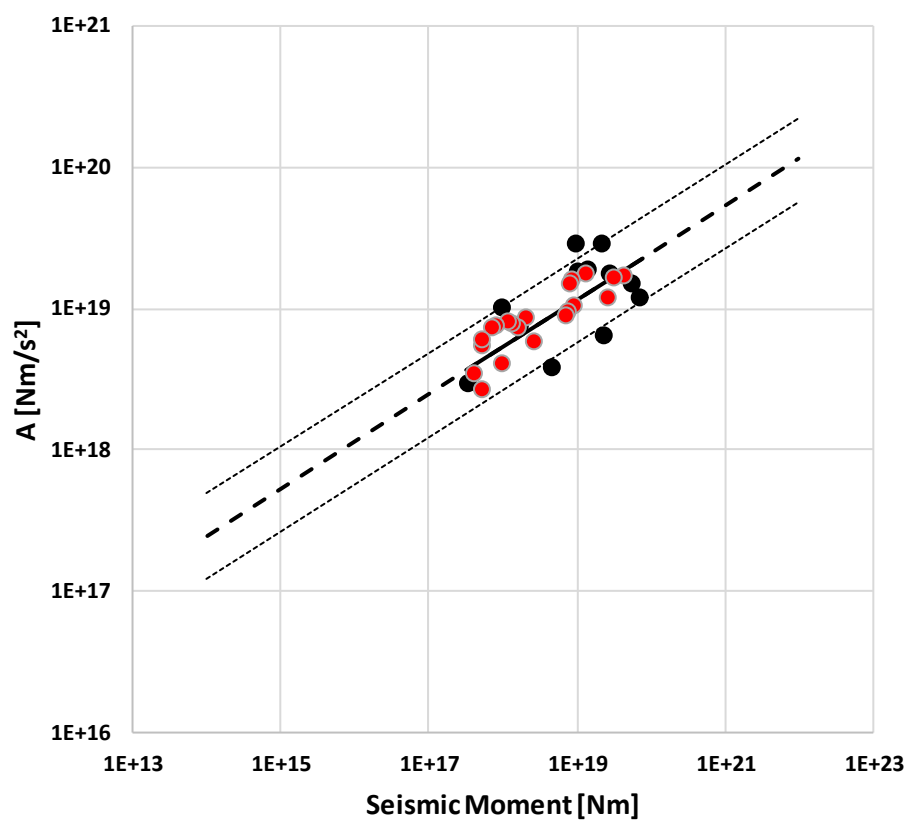


図 4.1.2-1 本検討で得られた地震モーメントと短周期レベル ($A_{\text{forward_model}}$) を赤丸で示し、
 壇・他 (2001)の経験的關係式を太線、倍、半分を細線で示す。黒丸は壇・他 (2001)が経験
 的關係式を構築する際に用いた地震の地震モーメントと短周期レベルの關係。

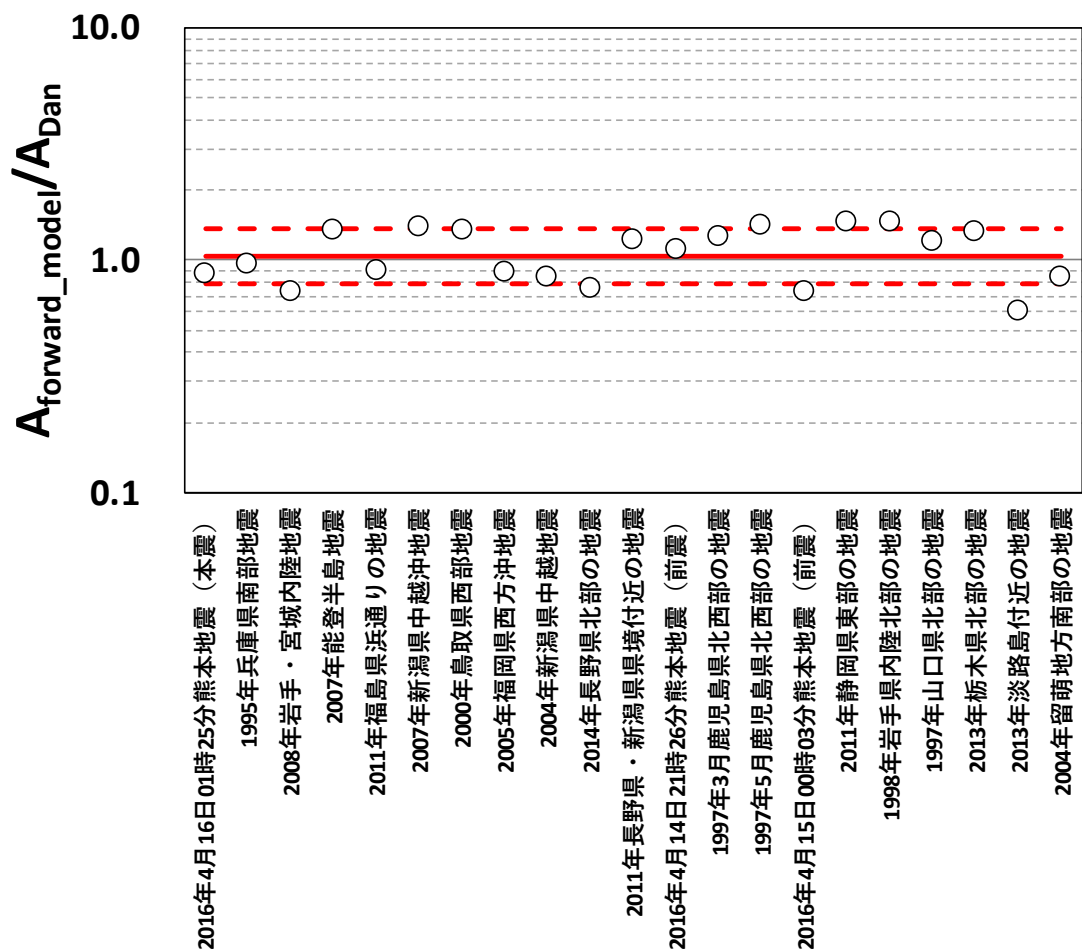


図 4.1.2-2 各地震の $A_{\text{forward_model}}/A_{\text{Dan}}$. 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た幾何平均と平均 $\pm$ 標準偏差を示す.

4.1.3 破壊伝播速度の不確かさのモデル化

レシピにおける破壊伝播速度 V_r (km/s) は, Geller (1976)による地震発生層の S 波速度 β (km/s) との経験式

$$V_r = 0.72 \cdot \beta \quad (4.1.3-1)$$

が示されている.

本検討では, 4.1.2 項と同様に地域地盤環境研究所 (2017)が収集, 整理した各文献のパラメータをデータセット (21 地震 31 文献) として, 地震毎に V_r/β を算出し, その算術平均と標準偏差を求める. なお, 同一地震で複数の文献がある場合は, それらの文献の算術平均をその地震の V_r/β とする.

表 4.1.3-1 に本検討で用いる地域地盤環境研究所 (2017)が収集, 整理した各文献のパラメータとそれらから得た V_r/β を示す. 図 4.1.3-1 に本検討で対象にした 21 地震の V_r/β を示し, 赤色の実線で 21 地震の算術平均, 赤色の点線で平均 $\pm$ 標準偏差を示す. V_r/β の平均は 0.78, 平均+標準偏差は $0.78 + 0.09$ を得た.

これらの結果を踏まえて, $V_r/\beta = 0.78$ を基本と考え, 不確かさとして破壊伝播速度を速くする場合と遅くする場合を考える. 具体的には, 速くする場合は $V_r/\beta = 0.87$, 遅くする場合は $V_r/\beta = 0.69$ として設定する. なお, 本検討で得た V_r/β の平均 (0.78) に $\beta = 3.4$ km/s を仮定すると, 平均的には $V_r = 2.65$ km/s となる. この値は, Somerville *et al.* (1999)の内陸地殻内地震 15 地震の破壊伝播速度の平均値 (2.73 km/s) と概ね整合している.

また, レシピにおけるライズタイム T_r は $\alpha \times W/V_r$ で表されるが, 破壊伝播速度の不確かさを考えても, ライズタイムには反映させないものとする.

表 4.1.3-1 地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した各文献の β と V_r , およびそれらから得た V_r/β

No	EQ NAME	Reference	β	V_r	V_r/β	
			(km/s)	(km/s)	V_r/β	全文献の 算術平均
1	2016年4月16日01時25分熊本地震 (本震)	染井・他(2016)	3.40	2.80	0.82	0.82
		Irikura et al.(2016)	3.40	2.80	0.82	
2	1995年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997)	3.50	2.80	0.80	0.80
3	2008年岩手・宮城内陸地震	釜江(2008)	3.50	2.70	0.77	0.80
		H27年度報告書	3.40	2.80	0.82	
4	2007年能登半島地震	Kurahashi et al.(2008)	3.40	3.10	0.91	0.81
		Maeda et al.(2008)	3.50	2.80	0.80	
		Yoshimi and Yoshida(2008)	3.50	2.80	0.80	
		池田・他(2011)	3.50	2.50	0.71	
5	2011年福島県浜通りの地震	染井・他(2011)	3.40	2.90	0.85	0.85
		Somei et al.(2015)	3.30	2.80	0.85	
6	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他(2008)	3.40	2.80	0.82	0.82
		山本・竹中(2009)	3.40	2.80	0.82	
7	2000年鳥取県西部地震	池田・他(2002)	3.50	2.75	0.79	0.79
8	2005年福岡県西方沖地震	Suzuki and lwata (2006)	3.50	3.15	0.90	0.83
		Miyake et al.(2006)	3.50	3.10	0.89	
		池田・他(2011)	3.50	2.50	0.71	
9	2004年新潟県中越地震	Kamae et al.(2005)	3.50	2.00	0.57	0.57
10	2014年長野県北部の地震	倉橋・他(2016)	3.30	2.30	0.70	0.70
11	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	Somei et al.(2015)	3.50	2.50	0.71	0.71
12	2016年4月14日21時26分熊本地震 (前震)	H28年度報告書	3.40	2.80	0.82	0.82
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	3.10	2.50	0.81	0.81
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	3.10	2.30	0.74	0.74
16	2016年4月15日00時03分熊本地震 (前震)	H28年度報告書	3.50	2.00	0.57	0.57
17	2011年静岡県東部の地震	染井・他(2012)	3.44	2.80	0.81	0.81
18	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al.(2003)	3.50	3.15	0.90	0.90
19	1997年山口県北部の地震	Miyake et al.(2003)	3.10	2.79	0.90	0.90
20	2013年栃木県北部の地震	染井・他(2014)	3.44	2.40	0.70	0.70
21	2013年淡路島付近の地震	倉橋私信(2014)	3.40	2.40	0.71	0.71
		染井・他(2015)	3.40	2.40	0.71	
22	2004年留萌地方南部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	3.00	2.70	0.90	0.90

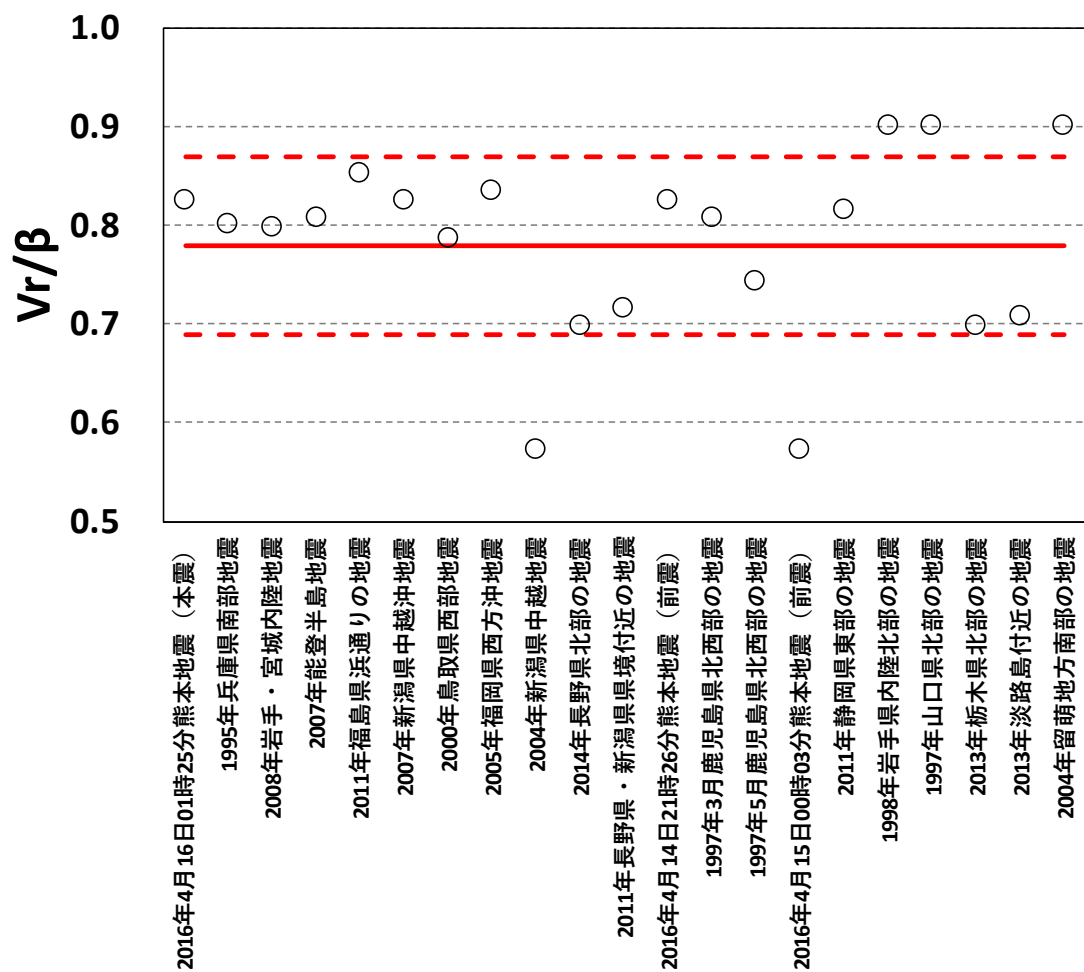


図 4.1.3-1 各地震の V_r/β . 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た算術平均と平均 $\pm$ 標準偏差を示す.

4.1.4 ライズタイムの不確かさのモデル化

レシピにおけるライズタイム T_r は、下式が示されている。ここで、 W はアスペリティ領域においてはアスペリティの幅とし、背景領域においては断層全体の幅である。

$$T_r = \alpha \cdot W / V_r \quad (4.1.4-1)$$

レシピの中で、中村・宮武 (2000)でのライズタイムは $\alpha = 0.5$ が示されている。一方、片岡・他 (2003)によれば、釜江・他 (1991)による重ね合わせを用いた場合に、シミュレーション解析による地震波形が観測記録を最も良く再現できる α としては、内陸地震 (4 地震) では 0.2 ~ 0.4 程度ともある。

本検討では、4.1.2 項と同様に地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した各文献のパラメータをデータセット (21 地震 31 文献) として、地震毎に α を算出し、その算術平均と標準偏差を求める。なお、同一地震で複数の文献がある場合は、それらの文献の算術平均をその地震の α とする。

表 4.1.4-1 に本検討で用いる各文献のパラメータと、それらから得た α を示す。図 4.1.4-1 に 21 地震の α を示し、赤色の実線で 21 地震の算術平均、赤色の点線で平均 $\pm$ 標準偏差を示す。 α の平均は 0.23、平均+標準偏差は $0.23 + 0.10$ を得た。

これらの結果を踏まえて、 $\alpha = 0.23$ を基本と考え、不確かさとして α が小さい (T_r が短い) 場合と α が大きい (T_r が長い) 場合を考える。具体的には、 α が小さい (T_r が短い) 場合は $\alpha = 0.23 - 0.10$ 、 α が大きい (T_r が長い) 場合は $\alpha = 0.23 + 0.10$ として設定する。但し、ここで評価した α の平均値や標準偏差は SMGA の T_r と W , V_r から評価したものであることを鑑みて、短周期側 (統計的グリーン関数法) の地震動評価で用いる α とする。長周期側 (波数積分法) の地震動評価で用いる α はレシピで示されている 0.5 を基本とし、不確かさで考慮する標準偏差のみを SMGA のデータセットから得た標準偏差 (0.10) を用いる。具体的には、 α が小さい (T_r が短い) 場合は $\alpha = 0.50 - 0.10$ 、 α が大きい (T_r が長い) 場合は $\alpha = 0.50 + 0.10$ として設定する。

なお、ライズタイムは(4.1.4-1)式で示したように V_r の関数であるが、 V_r の不確かさを考えても、 T_r には反映させないものとする。

表 4.1.4-1 地域地盤環境研究所 (2017)が収集、整理した各文献のパラメータと α

No	EQ NAME	Reference	M_0 (F-net)	Num. of SMGA	time (s)			SMGA width (km)			Rupture Velocity (km/s)			α i ($Tr = \alpha i \cdot W_i/V_{ri}$)			Rupture Velocity (km/s)		α i ($Tr = \alpha i \cdot W_i/V_{ri}$)	
			(Nm)		Tr1	Tr2	Tr3	W1	W2	W3	Vr1	Vr2	Vr3	α 1	α 2	α 3	全SMGAの 算術平均	全文献の 算術平均	全SMGAの 算術平均	全文献の 算術平均
1	2016年4月16日01時25分熊本地震（本震）	染井・他(2016)	4.42E+19	3	0.60	0.60	0.60	7.20	7.20	10.00	2.8	2.8	2.8	0.23	0.23	0.17	2.80	2.80	0.21	0.19
		Irikura et al.(2016)		1	0.80			13.00			2.8			0.17			2.80		0.17	
2	1995年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997)	3.30E+19	3	0.60	0.60	0.60	16.00	8.00	8.00	2.8	2.8	2.8	0.11	0.21	0.21	2.80	2.80	0.18	0.18
3	2008年岩手・宮城内陸地震	釜江(2008)	2.72E+19	2	0.40	0.40		6.80	6.80		2.7	2.7		0.16	0.16		2.70	2.75	0.16	0.15
		H27年度報告書		2	0.49	0.18		6.75	5.40		2.8	2.8		0.20	0.09		2.80		0.15	
4	2007年能登半島地震	Kurahashi et al.(2008)	1.36E+19	2	0.70	0.60		6.30	3.60		3.1	3.1		0.34	0.52		3.10	2.80	0.43	0.34
		Maeda et al.(2008)		3	0.90	0.90	0.90	5.20	5.20	3.90	2.8	2.8	2.8	0.48	0.48	0.65	2.80		0.54	
		Yoshimi and Yoshida(2008)		2	0.60	0.50		9.90	12.00		2.8	2.8		0.17	0.12		2.80		0.14	
		池田・他(2011)		3	0.60	0.50	0.50	7.20	4.80	4.80	2.5	2.5	2.5	0.21	0.26	0.26	2.50		0.24	
5	2011年福島県浜通りの地震	染井・他(2011)	9.58E+18	2	0.36	0.36		6.28	6.28		2.9	2.9		0.17	0.17		2.90	2.85	0.17	0.18
		Somei et al.(2015)		2	0.48	0.49		6.75	7.20		2.8	2.8		0.20	0.19		2.80		0.19	
6	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他(2008)	9.30E+18	3	0.50	0.50	0.45	5.50	5.50	5.04	2.8	2.8	2.8	0.25	0.25	0.25	2.80	2.78	0.25	0.23
		山本・竹中(2009)		3	0.50	0.50	0.30	6.00	6.00	4.50	2.8	2.8	2.7	0.23	0.23	0.18	2.77		0.22	
7	2000年鳥取県西部地震	池田・他(2002)	8.62E+18	2	0.60	0.60		6.00	4.80		2.5	3		0.25	0.38		2.75	2.75	0.31	0.31
8	2005年福岡県西方沖地震	Suzuki and Iwata (2006)	7.80E+18	1	1.96			10.20			3.15			0.61			3.15	2.92	0.61	0.30
		Miyake et al.(2006)		1	0.40			8.00			3.1			0.16			3.10		0.16	
		池田・他(2011)		1	0.60			10.00			2.5			0.15			2.50		0.15	
9	2004年新潟県中越地震	Kamae et al.(2005)	7.53E+18	2	0.60	0.40		10.00	4.00		2	2		0.12	0.20		2.00	2.00	0.16	0.16
10	2014年長野県北部の地震	倉橋・他(2016)	2.76E+18	1	0.40			6.92			2.3			0.13			2.30	2.30	0.13	0.13
11	2011年長野県・新潟県県境付近の地震	Somei et al.(2015)	2.13E+18	2	0.45	0.44		5.00	6.00		2.5	2.5		0.23	0.18		2.50	2.50	0.20	0.20
12	2016年4月14日21時26分熊本地震（前震）	H28年度報告書	1.74E+18	2	0.24	0.40		4.00	4.00		2.8	2.8		0.17	0.28		2.80	2.80	0.22	0.22
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	1.40E+18	1	0.50			6.00			2.5			0.21			2.50	2.50	0.21	0.21
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al.(2003)	1.22E+18	2	0.50	0.50		4.00	4.00		2.3	2.3		0.29	0.29		2.30	2.30	0.29	0.29
16	2016年4月15日00時03分熊本地震（前震）	H28年度報告書	1.06E+18	1	0.40			5.80			2			0.14			2.00	2.00	0.14	0.14
17	2011年静岡県東部の地震	染井・他(2012)	8.38E+17	1	0.40			5.16			2.8			0.22			2.80	2.80	0.22	0.22
18	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al.(2003)	7.53E+17	1	0.32			4.00			3.15			0.25			3.15	3.15	0.25	0.25
19	1997年山口県北部の地震	Miyake et al.(2003)	5.66E+17	1	0.28			4.00			2.79			0.20			2.79	2.79	0.20	0.20
20	2013年栃木県北部の地震	染井・他(2014)	5.54E+17	1	0.30			4.20			2.4			0.17			2.40	2.40	0.17	0.17
21	2013年淡路島付近の地震	倉橋私信(2014)	5.47E+17	1	0.15			2.85			2.4			0.13			2.40	2.40	0.13	0.18
		染井・他(2015)		1	0.35			3.50			2.4			0.24			2.40		0.24	
22	2004年留萌地方南部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	4.44E+17	2	0.40	0.40		2.80	1.40		2.7	2.7		0.39	0.77		2.70	2.70	0.58	0.58

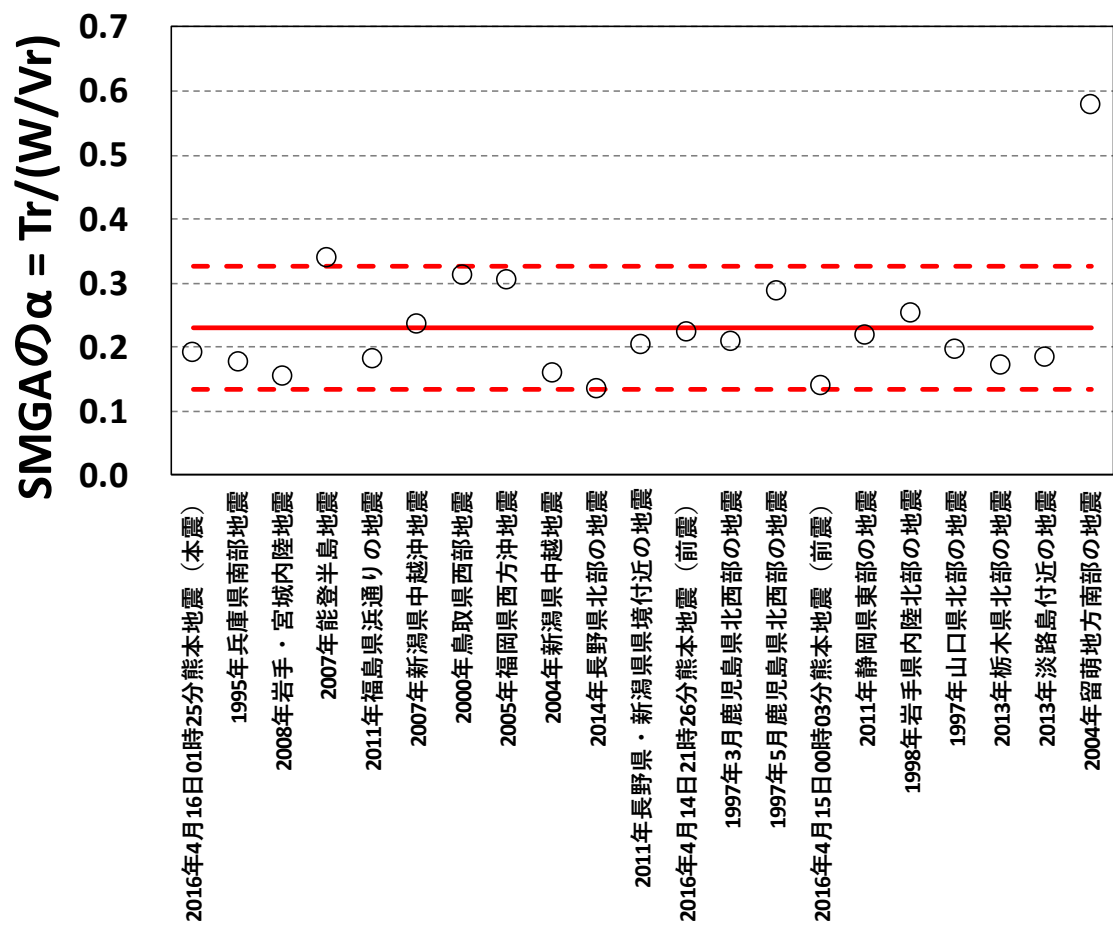


図 4.1.4-1 各地震の α . 赤実線と赤点線はそれぞれ本検討で得た算術平均と平均 $\pm$ 標準偏差を示す.

4.1.5 高周波数遮断特性 ($f_{\max}$) の不確かさのモデル化

地域地盤環境研究所 (2017)では, (4.1.5-1)式で示す Boore (1983)の高域遮断フィルターを仮定し, 熊本地震本震を含む内陸地殻内地震 7 地震の高域遮断フィルターのパラメータ ($f_{\max}$ と s) を評価している.

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^{2s}}} \quad (4.1.5-1)$$

その結果, 熊本地震本震は $f_{\max} = 7.1$ Hz, $s = 1.37$, 内陸地殻内地震 7 地震の平均は $f_{\max} = 8.1$ Hz, $s = 1.11$ を得ている.

一方, 香川・他 (2003)では, (4.1.5-2)式で示す高域遮断フィルターを仮定し, 硬質サイトの強震記録から高域遮断フィルターのパラメータ ($f_{\max}$ と n) を評価している.

$$F(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^n} \quad (4.1.5-2)$$

その結果, 平均的には $f_{\max} = 8.3$ Hz, $n = 1.92$ を得ている.

これらのパラメータを整理して表 4.1.5-1 に示し, これら 3 種類の高域遮断フィルターを図 4.1.5-1 に示す. 地域地盤環境研究所 (2017)の熊本地震本震 (図中の黒色) がほぼ中間的, 地域地盤環境研究所 (2017)の内陸地殻内地震 7 地震の平均 (図中の赤色) が熊本地震本震よりも大きく, 香川・他 (2003)の平均 (図中の青色) が熊本地震本震よりも小さい. 図 4.1.5-2 には, 地域地盤環境研究所 (2017)の熊本地震本震の高域遮断フィルターに対する他の 2 つの高域遮断フィルターの比を示す. これらは高振動数側で違いが見られる.

本検討では, 4.2 節で述べるように熊本地震本震を模擬した震源のモデル化を行うこと, さらに図 4.1.5-1 や図 4.1.5-2 より地域地盤環境研究所 (2017)の熊本地震本震で得られた高周波数遮断特性が中間的なものであることを踏まえ, 地域地盤環境研究所 (2017)の熊本地震本震を基本と考え, 不確かさとして地域地盤環境研究所 (2017)の内陸地殻内地震 7 地震の平均と香川・他 (2003)の 2 種類を設定する.

表 4.1.5-1 高周波数遮断特性のモデル化

モデル	高域遮断 フィルター の形状	$f_{\max}$ (Hz)	べき乗の値	引用
基本	Boore (1983)	7.1	$2s = 2.74$ ($s = 1.37$)	地域地盤環境研究所 (2017) の熊本地震本震
不確かさ 1	Boore (1983)	8.1	$2s = 2.22$ ($s = 1.11$)	地域地盤環境研究所 (2017) の内陸地殻内地震 7 地震の平均
不確かさ 2	香川・他 (2003)	8.3	$n = 1.92$	香川・他 (2003)

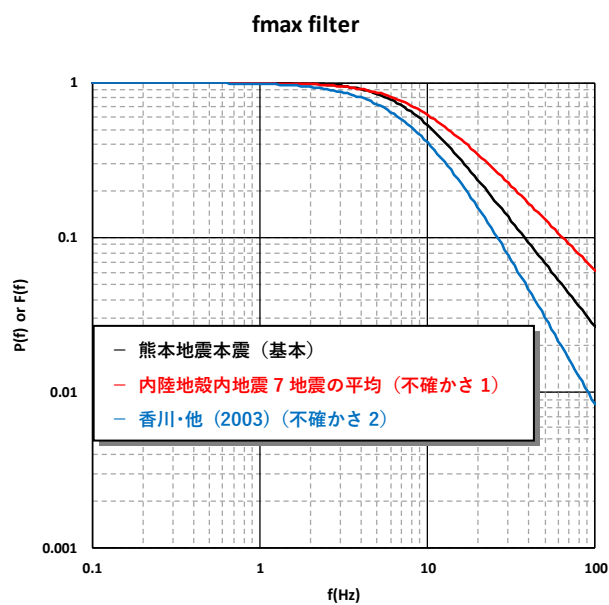


図 4.1.5-1 高域遮断フィルター.

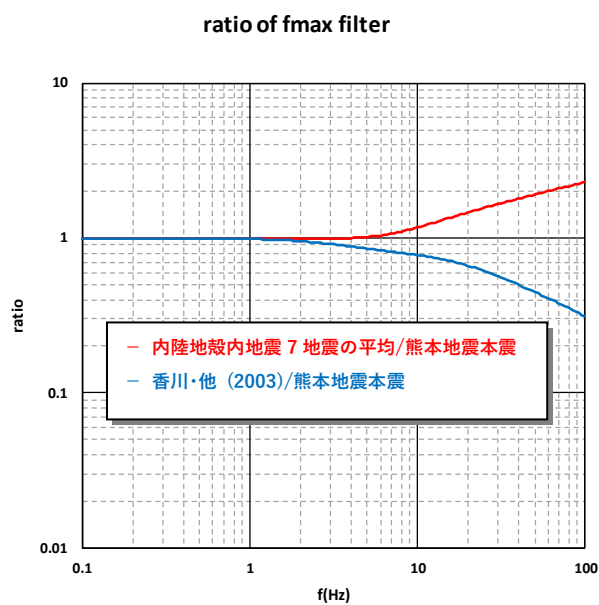


図 4.1.5-2 熊本地震本震の高域遮断フィルターに対する他の 2 つの高域遮断フィルターの比.

4.1.6 地震発生層の上端深さの不確かさのモデル化

本検討で用いる地下構造モデル（4.2 節参照）は深さ 2 km で $V_s = 3.35$ km/s 層が現れることをふまえて、地震発生層の上端深さは 2 km を基本とする。不確かさとして地震発生層の上端深さを浅くする場合と深くする場合を考える。地震調査研究推進本部（2009）の地震動予測地図で設定された断層モデルによると、断層モデルの上端深さは最も浅い場合でも 1 km である。このことから、不確かさとして地震発生層の上端深さが浅い場合を 1 km とし、深い場合は基本より 1 km 深くした 3 km に設定する。

4.2 基本震源モデルの構築及び地震動評価

本節では、まず前節でモデル化した各パラメータの平均値等を用いた特性化震源モデルを「基本震源モデル」として構築する。次に、ハイブリッド合成手法を用いて各評価地点の地震動評価を実施する。なお、ハイブリッド合成では、短周期側は統計的グリーン関数法による地震動、長周期側は波数積分法 (Hisada and Bielak, 2003) による地震動を用いて合成を行う。最後に、評価した地震動の最大加速度及び最大速度を距離減衰式と比較する。なお、地震動評価では各評価地点に同じ地下構造モデルに基づいたサイト特性を考慮する。

① 基本震源モデルの構築

本検討で構築する基本震源モデルは熊本地震本震を模擬したものとする．基本震源モデルは以下の手順で構築する．

1) 地震モーメント

熊本地震本震の F-net の値 (4.42×10^{19} Nm) を用いる．

2) 断層モデル面積

地震モーメントから入倉・三宅 (2001)より求まる値 (891.4 km^2) を参考に，断層モデル面積は 900 km^2 (= $50 \text{ km} \times 18 \text{ km}$) とする．

3) 断層モデルの走向，傾斜角，長さ，幅

断層モデルは布田川セグメントと日奈久セグメントの 2 つのセグメントからなるものとし，幅は両セグメントともに Yoshida *et al.* (2017)が震源インバージョンで得られたすべり分布を基に抽出した rupture area の幅 (18 km) とした．走向と傾斜角は，Yoshida *et al.* (2017)を参考に，布田川セグメントはそれぞれ 236° と 65° ，日奈久セグメントはそれぞれ 205° と 72° とした．各セグメントの長さは Yoshida *et al.* (2017)の rupture area の長さを参考に布田川セグメントは 38 km，日奈久セグメントは 12 km とする．

以降はレシピに倣って基本震源モデルのパラメータを構築する．但し，本検討で不確かさを考慮するパラメータについては，以下の方針を採用する．

アスペリティの位置 (深さ方向)

アスペリティの個数は布田川セグメントに 2 個，日奈久セグメントに 1 個の合計 3 個を設定し，長さ方向にはバランスよく配分する．深さ方向にはレシピに倣ってほぼ中央になるように配置する．

アスペリティの応力降下量 (実効応力)

レシピに倣って設定する．

破壊伝播速度

$V_r/\beta = 0.78$ とする．

ライズタイム

短周期側 (統計的グリーン関数法) の地震動評価で用いる α は 0.23 とし，長周期側 (波

数積分法) の地震動評価で用いる α はレシピに倣って 0.5 とする.

高周波数遮断特性 ($f_{\max}$)

高域遮断フィルターの形状は Boore (1983) とし, $f_{\max}$ と s は地域地盤環境研究所 (2017) の熊本地震本震の 7.1 Hz と 1.37 とする.

地震発生層の上端深さ

2 km とする.

表 4.2-1 に構築した基本震源モデルの震源パラメータを示し, 図 4.2-1 に基本震源モデルの地表投影図, 断層モデル図を示す. 図 4.2-1 の地表投影図で丸印は地震動評価地点, コンターは断層最短距離を示す. 地震動評価の領域は断層モデルを含むように 120 km $\times$ 120 km とし, 評価地点の間隔は震源断層面の近傍では 2 km 間隔, 震源断層面から離れるにつれて 4 km 間隔, 8 km 間隔, 16 km 間隔とした. 評価地点数は 664 点で, 断層最短距離が 5 km 以下が 135 点, 5~20 km が 352 点, 20~70 km が 175 点, 70 km 以上が 2 点である (表 4.2-2). なお, この距離のグルーピングは Dreger *et al.* (2015) を参考としたもので, 本検討では便宜的に断層最短距離が 5 km 以下を断層極近傍, 5~20 km を近距離, 20~70 km を中距離と呼ぶことにする.

② 地震動評価

地震動評価手法はハイブリッド合成手法とする. ハイブリッド合成では, 周波数 0.5~1 Hz を遷移周波数帯域として, 短周期側は統計的グリーン関数法, 長周期側は理論的手法 (Hisada and Bielak (2003) の波数積分法) を用いる. なお, 統計的グリーン関数法での放射係数は S 波の全震源球面上の平均である 0.63 を水平 2 成分の二乗和であると考え, 0.63 に $1/2^{0.5}$ を乗じた 0.445 を用いた. 表 4.2-3 に統計的グリーン関数法で用いる重ね合わせ数と要素地震の規模を示す. 理論的手法で用いるすべり速度時間関数は中村・宮武 (2000) とする.

地下構造モデルは全評価地点で共通のものをを用いる. 用いた地下構造モデルを表 4.2-4, 図 4.2-2 に示す. このモデルは地域地盤環境研究所 (2017) が面的地震動評価に用いたものと同じで, KiK-net 益城 (KMMH16) の地下構造モデルを参考にしている. なお, 統計的グリーン関数法での評価では地震基盤と考えられる $V_s = 3460$ m/s 層を半無限層とした.

③ 地震動評価結果と距離減衰式との比較

図 4.2-3 の上段に基本震源モデルの最大値 (左に最大加速度, 右に最大速度) を示し, 下段に司・翠川 (1999) との比較 (左に最大加速度, 右に最大速度) を示す. 計算結果には司・翠川 (1999) と同様に 0.15~10 Hz のバンドパスフィルターを施し, 水平 2 成分の大きい方を採用した. 最大加速度は SMGA の近傍で大きくなり, 最大速度は Forward Directivity 効果が

現われる位置で大きくなっている．司・翠川 (1999)との比較図で，赤実線は司・翠川 (1999)の平均，赤点線は司・翠川 (1999)の平均 $\pm 1\sigma$ を表す．なお，図中の司・翠川 (1999)の最大加速度は本検討で評価した地盤が岩盤と考えて 1.4 で除している．最大速度は，司・翠川 (1999)の硬質地盤の $AVS30 = 600 \text{ m/s}$ と，用いる地下構造モデル(表 4.2-4)の $AVS30 = 680 \text{ m/s}$ より，下式で示した藤本・翠川 (2006)から求まる最大速度の地盤増幅率 ($AF_{PGV} = 0.90$) を乗じた．

$$\log AF_{PGV} = -0.852 \cdot \log(AVS(30)/600) \quad (4.2-1)$$

図 4.2-3 の下段より，最大加速度，最大速度ともに司・翠川 (1999)と概ね調和的である．これらの結果から，本検討で構築した震源モデルは基本震源モデルとして適切であると言える．

表 4.2-1 基本震源モデル（ケース 00）の震源パラメータ

基本		記号	単位	値		設定方法		
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net		
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5		
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}	入倉・三宅(2001)	
				日奈久	布田川			
	走向	θ	°	205	236	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	傾斜	δ	°	72	65	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	断層モデル長さ	L	km	12	38	Yoshida et al. (2017)を参考		
	断層モデル幅	W	km	18	18	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216	684			
	断層モデル面積	S	km ²	900.0				
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}		
	上端深さ	H _s	km	2	2			
	下端深さ	H _d	km	19.1	18.3	H _d =H _s +Wsin(δ)		
	S波速度	β	km/s	3.4		地震動予測地図		
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		地震動予測地図		
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρβ ²		
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)		
	地震モーメント	M _{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0_seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}		
	平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0_seg} /(μS _{seg})		
	静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³		
	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}	壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合	
微視的震源特性	全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9	r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²		
		アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4	S _a =πr ²		
		(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27	S _a /S		
		全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6	σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)		
		ASP面積	S _{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分	
		等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a_seg} /π) ^{1/2}	
		平均すべり量	D _{a_seg}	m	2.0	3.5	D _{a_seg} =ξ・D _{seg} , ξ=2	
		実効応力	σ _{a_seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a_seg} =σ _a	
		地震モーメント	M _{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a_seg} =μD _{a_seg} S _{a_seg}	
		面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a_seg}	S _{a1} =2/3×S _{a_seg}
	等価半径	r ₁	km ²	-	6.3	-	r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}	
	等価半径比	γ ₁	-	-	0.8	-	γ ₁ =r ₁ /r _{seg}	
	すべり量	D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a_seg}	D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a_seg}	M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}	
	実効応力	σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a_seg}	σ _{a1} =σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r	
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ	レシビ	
	ライズタイム(長周期)	T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	
	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-	S _{a2} =1/3×S _{a_seg}	
	等価半径	r ₂	km ²	-	4.5	-	r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}	
	等価半径比	γ ₂	-	-	0.6	-	γ ₂ =r ₂ /r _{seg}	
	すべり量	D _{a2}	m	-	2.8	-	D _{a2} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-	M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}	
	実効応力	σ _{a2}	MPa	-	14.6	-	σ _{a2} =σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	-	0.23	-	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa2}	s	-	0.7	-	T _{rsa2} =α _s ・W _{a2} /V _r	
	α(長周期)	α _l	-	-	0.5	-	レシビ	
	ライズタイム(長周期)	T _{rla2}	s	-	1.5	-	T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r	
	背景領域	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0_seg} ・M _{0a_seg}	
面積		S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} ・S _{a_seg}		
すべり量		D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)		
実効応力		σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)/(D _{a_seg} /W _a)・σ _{a_seg}	σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a_seg})・r _{a_seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a_seg}	
α(短周期)		α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理		
ライズタイム(短周期)		T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rsb} =α・W _b /V _r		
α(長周期)		α _l	-	0.5	0.5	レシビ		
ライズタイム(長周期)		T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r		
破壊伝播速度/S波速度		-	-	0.78	V _r /β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-3)の統計処理		
破壊伝播速度		V _r	km/s	2.65	V _r =0.78×β			
その他	Q値	Q	-	62 ^{40.87}	佐藤(2016)			
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	高周波遮断振動数	f _{max}	Hz	7.1	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			

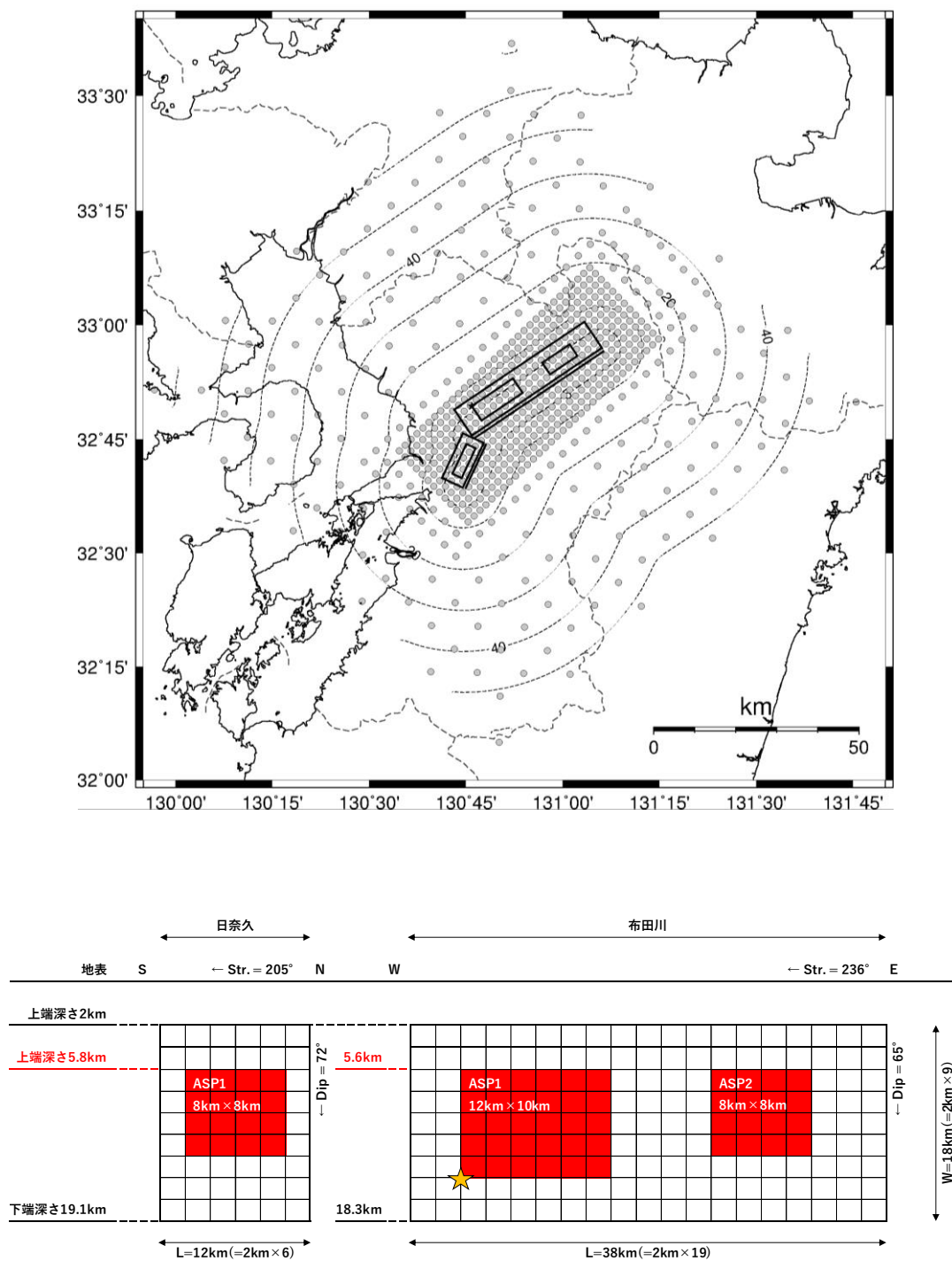


図 4.2-1 基本震源モデルの地表投影と地震動評価の対象地点（上），基本震源モデルの断層モデル図（下）

表 4.2-2 評価地点数

断層最短距離 (km)	評価地点数	距離のグループ
－ 5	135	断層極近傍
5－20	352	近距離
20－70	175	中距離
70－	2	－
合計	664	－

表 4.2-3 基本震源モデルの統計的グリーン関数法で用いる重ね合わせ数と要素地震の規模

セグメント	領域	想定地震	分割数と応力降下量比			合成倍率		要素地震
		地震 モーメント M_0 (Nm) (※4)	$NL \times NW \times NT$ (※1)	N^3 (※2)	c	cN^3	cN	地震 モーメント m_0 (Nm) (※4)
布田川	ASP1	1.52×10^{19}	$6 \times 5 \times 5$	150	1.00	150.00	5.31	1.01×10^{17} (5.27)
	ASP2	5.37×10^{18}	$4 \times 4 \times 4$	64	1.00	64.00	4.00	8.39×10^{16} (5.22)
	背景 領域	1.70×10^{19}	$19 \times 9 \times 11$	1375	1.00	1375.00	11.12	1.23×10^{16} (4.66)
日奈久	ASP1	3.65×10^{18}	$4 \times 4 \times 4$	64	1.00	64.00	4.00	5.70×10^{16} (5.10)
	背景 領域	3.01×10^{18}	$6 \times 9 \times 6$	228	1.00	228.00	6.11	1.32×10^{16} (4.68)
備考		—	(※1)	(※2)	—	—	(※3)	(※4)

(※1) NT は (小断層数)^{1/2} となる整数値とする。従って、アスペリティの小断層数は $NL \times NW$ に等しいが、背景領域の小断層数は $NL \times NW$ からアスペリティ領域の小断層数を引いたものである。

(※2) $N^3 = NL \times NW \times NT$ である。但し、背景領域の $NL \times NW$ は (※1) の通りである。

(※3) $cN = c \times (NL \times NW \times NT)^{1/3}$ としている。

(※4) 要素地震の地震モーメント m_0 は $M_0 / (cN^3)$ となる値とする。カッコ内の数値はモーメントマグニチュードを表す。

表 4.2-4 地下構造モデル

Depth (m)	Thickness (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qs	Qp
0 - 201	201	680	1500	2.1	17	34
201 - 234	33	1640	2300	2.1	45	90
234 - 500	266	2910	4227.7	2.6	91	182
500 - 1000	500	1210	2633.6	2.4	200	200
1000 - 2000	1000	3000	5300	2.4	200	200
2000 - 5000	3000	3350	5800	2.7	200	400
5000 - 10000	5000	3460	6000	2.73	200	400
10000 - 15000	5000	3520	6100	2.74	200	400
15000 - 20000	5000	3690	6400	2.76	400	800
20000 - 25000	5000	3750	6500	2.78	400	800
25000 - 30000	5000	3900	6800	2.8	500	1000
30000 -	-	4600	8000	3.45	1000	2000

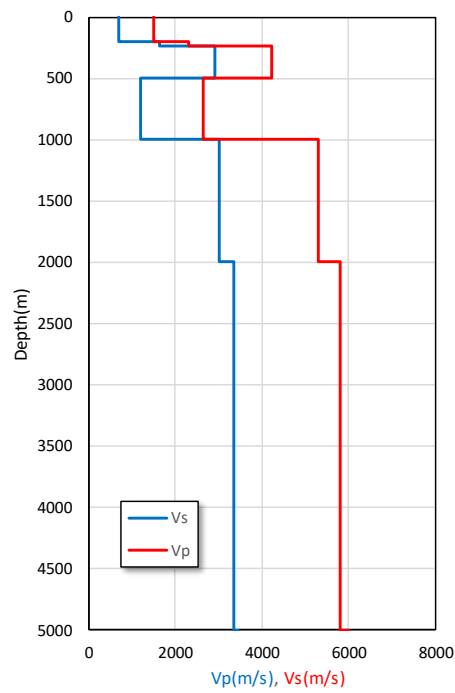
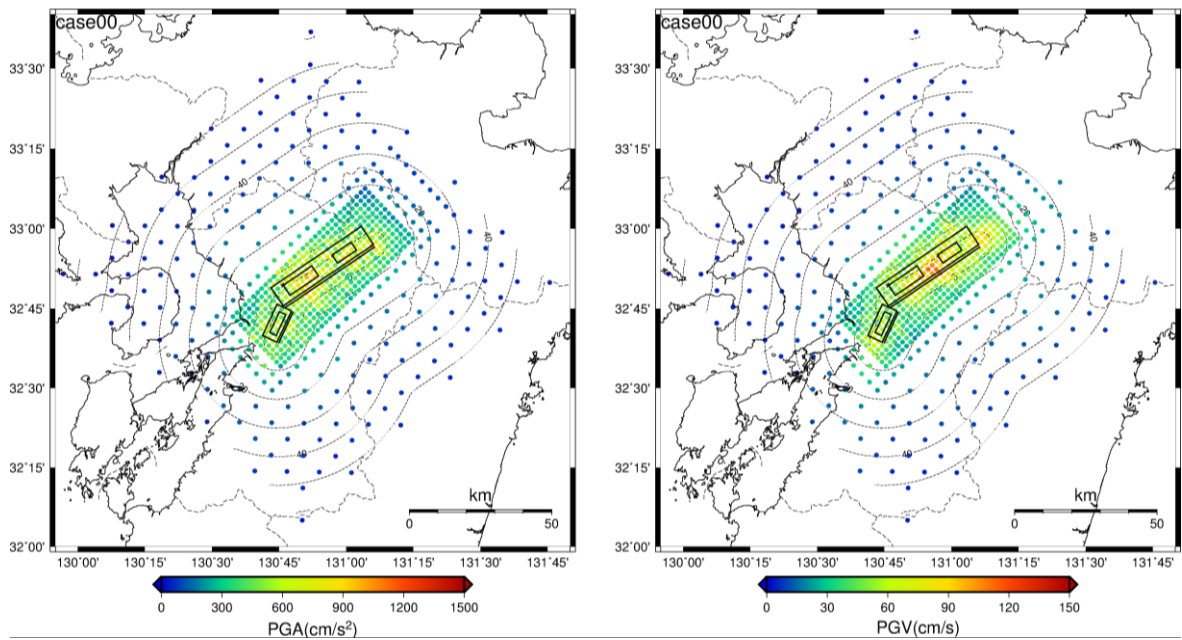
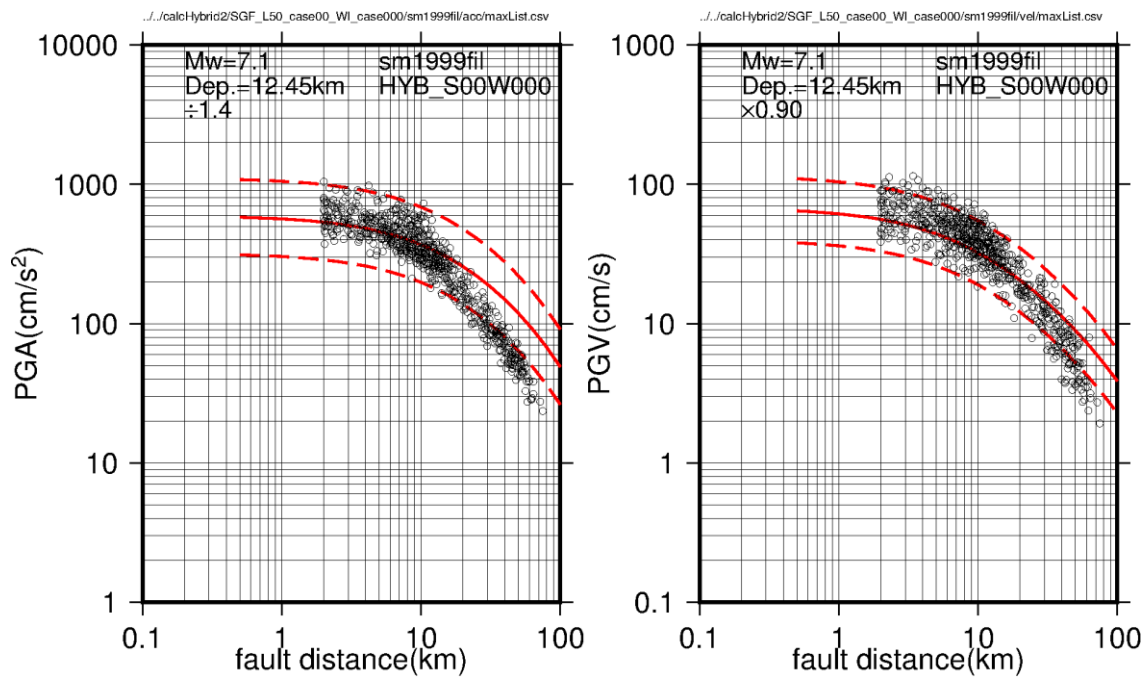


図 4.2-2 地下構造モデル



(a) 最大加速度分布

(b) 最大速度分布



(c) 最大加速度の比較

(d) 最大速度の比較

図 4.2-3 上段は基本震源モデル（ケース 00）の最大値分布（左：最大加速度，右：最大速度）を示す。最大値は 0.15～10 Hz のバンドパスフィルターを施し，水平 2 成分のうち大きい方の値を採用している。下段は基本震源モデル（ケース 00）の最大値と司・翠川（1999）との比較（左：最大加速度，右：最大速度）を示す。黒色の丸印は各評価地点の地震動評

価結果，赤色の実線は司・翠川 (1999)の平均，赤色の点線は司・翠川 (1999)の平均 $\pm$ 標準偏差を表す．なお，司・翠川 (1999)の最大加速度は本検討で評価した地盤が岩盤と考慮して 1.4 で除している．最大速度は司・翠川 (1999)の硬質地盤の $AVS30 = 600 \text{ m/s}$ と，用いる地下構造モデルの $AVS30 = 680 \text{ m/s}$ より藤本・翠川 (2006)から求まる地盤増幅率 (0.90) を乗じている．

4.3 各パラメータの不確かさを考慮した地震動評価

本節では 4.1 節で検討した各パラメータの不確かさのモデル化の結果に基づき、パラメータごとに不確かさを考慮した震源断層モデルを不確かさケースとして構築し、4.2 節と同じ手法で地震動評価を行う。表 4.3-1 に本検討のケース一覧を示す。

ところで、長周期側の地震動評価で用いる中村・宮武 (2000) のすべり速度時間関数は図 4.3-1 で表され、4 つのパラメータが必要である。各々のパラメータの算定方法は以下の通りである。

- ・ 最大すべり到達時刻 t_d (s)

$$t_d \cong 1/(\pi \cdot f_{\max}) \quad (4.3-1)$$

- ・ すべり速度振幅が $1/\sqrt{t}$ に比例する Kostrov 型関数に移行する時間 t_b (s)
最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

- ・ ライズタイム T_r (s)

$$T_r \cong \alpha \cdot W/V_r \quad (4.3-2)$$

- ・ 最大すべり速度振幅 V_m (m/s)

$$V_m = \Delta\sigma \cdot \sqrt{2f_c \cdot W \cdot V_r} / \mu \quad (4.3-3)$$

これらのパラメータのうち、最大すべり到達時刻は $f_{\max}$ の関数、ライズタイムは破壊伝播速度の関数、最大すべり速度振幅は $f_{\max}$ と同等なローパスフィルタのコーナー周波数 f_c や応力降下量、破壊伝播速度の関数となっている。しかし、本検討では応力降下量の不確かさ（ケース 21 と 22）、破壊伝播速度の不確かさ（ケース 31 と 32）、高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）の不確かさ（ケース 51 と 52）を考慮しても、すべり速度時間関数は変わらないものとする。なお、破壊伝播速度の不確かさを考慮する時は、断層面上の破壊伝播速度は変化する。従って、ケース 21 と 22、ケース 51 と 52 のハイブリッド合成手法で用いる長周期側の波数積分法による地震動は、基本震源モデル（以降、「ケース 00」と呼ぶ）で評価した地震動を採用するものとする。波数積分法の実施の有無は表 4.3-1 に示す。

4.2 節で構築した基本震源モデルを基に、4.1 節でモデル化した各パラメータの不確かさを考慮した震源パラメータを表 4.3-2 から表 4.3-12 に示し、表 4.3-13 に不確かさケースの主

なパラメータの比較を示す。図 4.3-2 から図 4.3-6 に断層モデル図を示す。

統計的グリーン関数法で用いる小地震波（統計的グリーン関数）は、ケース 51 と 52（高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）の不確かさケース）を除く全てのケースで、ケース 00 で用いたものと同じである。ケース 51 と 52 は高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）がケース 00 と異なるため、小地震波の振幅スペクトルが異なる。従って、小地震波もケース 00 と異なるが、位相の乱数はケース 00 と同じものを用いる。

統計的グリーン関数法での重ね合わせ数は、ケース 21 と 22（応力降下量の不確かさケース）を除く全てのケースでケース 00 と同じである（表 4.2-3）。ケース 21 と 22 は、用いる小地震波はケース 00 と同じであるが、想定地震の応力降下量が異なるため、重ね合わせ数はケース 00 から変わる。ケース 21 と 22 の重ね合わせ数を表 4.3-14 に示す。

図 4.3-7 から図 4.3-18 に各不確かさケースの結果を示し、以下に各ケースの結果を示す。

ケース 11（アスペリティの位置（深さ方向）：浅）、図 4.3-7

図 4.3-7(1)の上段に最大値（左に最大加速度、右に最大速度）の分布を示し、下段に司・翠川（1999）による距離減衰式との比較（左に最大加速度、右に最大速度）を示す。図の見方は前節の図 4.2-3 と同じである。アスペリティの位置を浅くすることで、アスペリティの上端付近で最大値が大きいことが分かる。司・翠川（1999）の距離減衰式との比較では、断層最短距離がおおよそ 10 km 程度より短い地点で地震動が大きい。

図 4.3-7(2)の上段にケース 00 の最大値に対するケース 11 の最大値の比の分布を示し、下段にケース 00 とケース 11 の最大値の比較を示す。最大値の比の分布より、地震動は断層面の南東側の領域で大きいことが分かる。これは、アスペリティを浅くすることでアスペリティが断層面の南東側浅部に移動し、断層面の南東側の領域はアスペリティまでの距離が短くなるためである。また、布田川セグメントの上端東側は小さい。これは、アスペリティの配置が変わることで Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域が変化しているためと考えられる。最大値の比較からは、ケース 00（基本ケース）で最大値が大きい地点で、ケース 11 ではより大きくなることが分かる。

図 4.3-7(3)に水平 2 成分のケース 00 の擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）に対するケース 11 の擬似速度応答スペクトルの比（以降、「スペクトル比」と呼ぶ）を示す。図中の細灰線は各評価地点のスペクトル比、太実線はスペクトル比の平均、点線はスペクトル比の平均±標準偏差を示す。また、4.4 節で周期別の地震動への影響度を検討するために、周期 0.05 秒～0.2 秒の周期範囲内のスペクトル比（以降、これを「周期 0.1 秒のスペクトル比」と呼ぶ）の平均と平均±標準偏差、周期 0.5 秒～2 秒の周期範囲内のスペクトル比（以降、これを「周期 1 秒のスペクトル比」と呼ぶ）の平均と平均±標準偏差も示す。スペクトル比の平均は全周期帯で 1 より大きい。また、スペクトル比のバラツキは、後で示すアスペリティの応力降下量の不確かさケース（ケース 21 と 22）や高周波数遮断特性の不確かさケース（ケース 51 と 52）のバラツキよりも大きい。これはアスペリティの位置を浅くした時の地震動

の変化は評価地点によって大きく異なることを意味している。

図 4.3-7(4)に断層最短距離別の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒のスペクトル比，周期 1 秒のスペクトル比の平均と平均±標準偏差を示す。これらの図から，断層最短距離が近い地点ほど地震動は大きくなることが分かる。これは，断層最短距離が近い地点は，アスペリティの位置が浅くなることで，アスペリティまでの距離の変化が大きくなる（今の場合アスペリティまでの距離の比が小さくなる）ためと考えられる。そこで，ケース 00 とケース 11 のアスペリティまでの最短距離の比に対する最大加速度の比の関係を図 4.3-7(5)に示す。この図からも，アスペリティまでの最短距離の比が小さくなる地点で，最大加速度がより大きくなることが分かる。

なお，以降のケースで示す図の見方は，ケース 11 で示した図と同じである。

ケース 12 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 深)，図 4.3-8

図 4.3-8(1)の下段の司・翠川 (1999)による距離減衰式との比較より，断層最短距離が短い地点の最大値は小さい。図 4.3-8(2)の上段の最大値の比の分布より，断層面の南東側でケース 00 よりも小さいことが分かる。これは，ケース 11 と反対に，アスペリティを深くすることでアスペリティが断層面の北西側深部に移動し，断層面の南東側の領域はアスペリティまでの距離が長くなるためである。

図 4.3-8(2)の下段の最大値の比較より，ケース 00 で地震動最大値が大きい地点でケース 12 の最大値の低減の程度が大きい。これはケース 11 と同様の考え方で，断層最短距離が近い地点はアスペリティの位置が深くなることで，アスペリティまでの距離の変化が大きくなる（今の場合アスペリティまでの距離の比が大きくなる）ためと考えられる。ケース 11 と同様に，アスペリティまでの最短距離の比に対する最大加速度の比の関係を図 4.3-8(5)に示す。この図からも，アスペリティまでの最短距離の比が大きくなる地点で，最大加速度がより小さくなることが分かる。

図 4.3-8(3)のスペクトル比の平均は全周期帯で 1 より小さい。また，スペクトル比のバラツキもケース 11 と同様に大きい。

ケース 21 (アスペリティの応力降下量 : 大)，図 4.3-9

図 4.3-9(2)の上段より，ケース 00 との最大加速度の比は空間的にほぼ一様に 1 より大きい，最大速度の比は空間的にほぼ一様で 1 に近い。スペクトル比の平均は短周期側で大きく，長周期側でほぼ 1 である。スペクトルのバラツキはケース 11 や 12 に比べて非常に小さい。これは，アスペリティの応力降下量の不確かさは評価地点によらずほぼ同様の影響度があると言える。

ケース 22 (アスペリティの応力降下量 : 小)，図 4.3-10

ケース 00 とケース 21 の比較結果は、ケース 00 とケース 21 の比較結果と大小関係が逆転するだけで、その傾向はケース 21 とほぼ同じである。

ケース 31 (破壊伝播速度：速), 図 4.3-11

図 4.3-11(2)の上段と下段より、最大加速度は平均的にはケース 00 と同程度であるが、最大速度は平均的にケース 00 より大きい。また、図 4.3-11(3)のスペクトル比の平均は短周期側で 1 に近いが、周期 0.5 秒程度より長周期側で 1 より大きい。これらのことから、破壊伝播速度が速くなることによる地震動への影響度は、最大速度や周期 1 秒の方が、最大加速度や周期 0.1 秒よりも大きいと言える。また、スペクトル比のバラツキはケース 21 よりも大きい。このことは、破壊伝播速度の変化に対する地震動の変化は評価地点によって大きく異なることを意味している。

ところで、図 4.3-11(2)の上段の最大速度の比の分布において、布田川セグメントの東側で特に大きくなっている。この領域は Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域に対応していることから、Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域は破壊伝播速度の変化に敏感であると言える。

ケース 32 (破壊伝播速度：遅), 図 4.3-12

図 4.3-12(2)の上段と下段より、最大加速度は平均的にはケース 00 と同程度であるが、最大速度は平均的にケース 00 より小さい。また、図 4.3-12(3)のスペクトル比の平均は短周期側で 1 に近いが、周期 0.5 秒程度より長周期側で 1 より小さい。ここでのケース 00 とケース 32 の比較結果は、ケース 00 とケース 31 の比較結果と大小関係が逆転しているだけである。

また、図 4.3-12(2)の上段の最大速度の比の分布において、布田川セグメントの東側で特に小さくなっている。これは、ケース 31 でも言及したように、この領域は Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域に対応しており、このような領域では破壊伝播速度の変化に敏感であると言える。

ケース 41 (ライズタイム：短), 図 4.3-13

図 4.3-13(2)より、最大加速度、最大速度ともにケース 00 よりも大きく、図 4.3-13(3)のスペクトル比は周期 1 秒程度で顕著に大きい。

図 4.3-13(2)の上段の最大速度の比の分布において、布田川セグメントの上端東側は他の領域ほど大きくはなっていない。布田川セグメントの上端東側は Forward Directivity 効果の影響を受けやすい領域に位置しており、このような領域ではライズタイムの変化による地震動への影響は鈍感だと言える。

ケース 42 (ライズタイム：長), 図 4.3-14

図 4.3-14(2)下段の最大加速度の比較，最大速度の比較ともに，ケース 00 とケース 41 の違いほどの変化は見られない．この傾向は，統計的グリーン関数法のための結果でも同様であった．そこで，統計的グリーン関数法による評価で用いたライズタイムを吟味する．統計的グリーン関数法で用いるライズタイムを算定する際に用いた α は，ケース 00 が 0.23，ケース 41 が 0.13 であるのに対し，ケース 42 は 0.33 である．ケース 00 の α に対する各ケースの α の比は，ケース 41 が 0.57 ($=0.13/0.23$) であるのに対し，ケース 42 が 1.43 ($=0.33/0.23$) である．このことより， α の変化の程度はケース 42 の方が小さいために地震動への影響度はケース 42 の方が小さいと考えられる．なお，波数積分法による評価で用いたライズタイムを算定する際に用いた α は，ケース 00 が 0.50，ケース 41 が 0.40，ケース 42 が 0.60 で，ケース 00 の α に対する各ケースの α の比は，ケース 41 が 0.80 ($=0.40/0.50$) であるのに対し，ケース 42 が 1.20 ($=0.60/0.50$) である．このことより， α の変化の程度は同程度である．また，波数積分法のための結果を用いた最大速度の比はケース 41 とケース 42 で同程度の変化になることは確認している．

ケース 51 (高周波数遮断特性 ($f_{\max}$) : 不確かさ 1 [高域遮断フィルターは Boore (1983), パラメータは地域地盤環境研究所 (2017)による内陸地殻内地震 7 地震の平均の $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$, $2s = 2.22$]), 図 4.3-15

図 4.3-15(2)より最大加速度の比，最大速度の比ともに空間的にはほぼ 1 で一様である．

図 4.3-15(3)のスペクトル比より，周期 0.1 秒よりやや短周期側で 1 よりわずかに大きくなる．スペクトル比のバラツキは，これまでの不確かさケースのものより小さい．

ケース 52 (高周波数遮断特性 ($f_{\max}$) : 不確かさ 2 [高域遮断フィルターは香川・他 (2003), パラメータも香川・他 (2003)の $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$, $n = 1.11$]), 図 4.3-16

図 4.3-16(2)より最大加速度の比，最大速度の比ともに空間的にはほぼ 1 で一様である．

図 4.3-16(3)のスペクトル比より，周期 0.1 秒よりやや短周期側で 1 よりわずかに小さくなる．スペクトル比のバラツキはケース 51 と同様に小さい．

ケース 61 (地震発生層の上端深さ：浅)，図 4.3-17

図 4.3-17(2)より最大加速度の比，最大速度の比ともに 1 より大きくなっている．しかし，大きくなる程度は，アスペリティの位置を浅くしたケース 11 よりも小さい．これは，ケース 00 のアスペリティ上端深さが 5.6 km や 5.8 km であるのに対し，ケース 11 は全てのアスペリティで 2 km，ケース 61 は 4.6 km や 4.8 km で，ケース 00 からの変化の程度がケース 11 よりもケース 61 の方が小さいためである．

図 4.3-17(3)よりスペクトル比のバラツキは大きい，その程度はケース 11 よりも小さい．これは，アスペリティまでの最短距離の変化がケース 11 よりもケース 61 の方が小さいためである．

図 4.3-17(5)にケース 00 とケース 61 のアスペリティ最短距離の比に対する最大加速度の比を示す。この図からもアスペリティまでの最短距離の比は 0.8 倍程度までの短縮に留まるが、ケース 00 とケース 11 のアスペリティまでの最短距離の比（図 4.3-7(5)）は 0.5 倍程度までの短縮となる評価地点もある。

ケース 62（地震発生層の上端深さ：深），図 4.3-18

図 4.3-18(2)より最大加速度の比，最大速度の比ともに 1 より小さくなっている。しかし，小さくなる程度は，アスペリティの位置を深くしたケース 12 よりもケース 62 の方が小さい。この理由は，ケース 61 と同様に，アスペリティまでの最短距離の変化の程度がケース 12 よりもケース 62 の方が小さいためである。

表 4.3-1 ケース一覧

ケース 番号	不確かさを考慮する パラメータ	不確かさの 考え方	統計的グリーン 関数法の実施の有無	波数積分法の 実施の有無
00	(基本震源モデル)	—	○	○
11	アスペリティの位置 (深さ方向)	浅	○	○
12		深	○	○
21	アスペリティの 応力降下量 (実効応力)	大	○	× (※1)
22		小	○	× (※1)
31	破壊伝播速度	速	○	○ (※2)
32		遅	○	○ (※2)
41	ライズタイム	短	○	○
42		長	○	○
51	高周波数遮断特性 ($f_{\max}$)	不確かさ 1	○	× (※3)
52		不確かさ 2	○	× (※3)
61	地震発生層の 上端深さ	浅	○	○
62		深	○	○

(※1) 応力降下量の不確かさを中村・宮武 (2000)のすべり速度時間関数に反映させない。
従って、ハイブリッド合成時の長周期側の地震動はケース 00 と同じものを採用する。

(※2) 破壊伝播速度の不確かさを中村・宮武 (2000)のすべり速度時間関数に反映させない
が、断層面上の破壊伝播速度には反映させる。

(※3) 高周波数遮断特性の不確かさを中村・宮武 (2000)のすべり速度時間関数に反映させ
ない。従って、ハイブリッド合成時の長周期側の地震動はケース 00 と同じものを採用する。

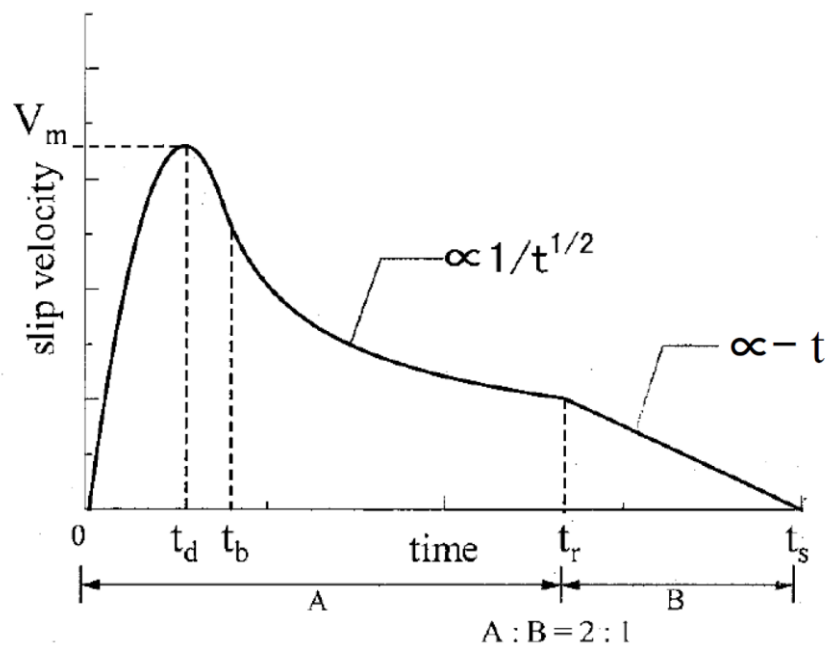


図 4.3-1 中村・宮武 (2000)のすべり速度時間関数.

表 4.3-2 ケース 11, ケース 12 の震源パラメータ (ケース 00 と同じ)

基本		記号	単位	値		設定方法		
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net		
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5		
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}	入倉・三宅(2001)	
				日奈久	布田川			
	走向	θ	°	205	236	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	傾斜	δ	°	72	65	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	断層モデル長さ	L	km	12	38	Yoshida et al. (2017)を参考		
	断層モデル幅	W	km	18	18	Yoshida et al. (2017)のHとF2		
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216	684			
	断層モデル面積	S	km ²	900.0				
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}		
	上端深さ	H _s	km	2	2			
	下端深さ	H _d	km	19.1	18.3	H _d =H _s +Wsin(δ)		
	S波速度	β	km/s	3.4		地震動予測地図		
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		地震動予測地図		
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρβ ²		
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)		
	地震モーメント	M _{0,seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0,seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}		
	平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0,seg} /(μS _{seg})		
	静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³		
短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}	壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合		
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²		
	アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4		S _a =πr ²		
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S _a /S		
	全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6		σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)		
	ASP面積	S _{a,seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分		
	等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a,seg} /π) ^{1/2}		
	平均すべり量	D _{a,seg}	m	2.0	3.5	D _{a,seg} =ξ・D _{seg} , ξ=2		
	実効応力	σ _{a,seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a,seg} =σ _a		
	地震モーメント	M _{0a,seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a,seg} =μD _{a,seg} S _{a,seg}		
	ASP1	面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a,seg}	S _{a1} =2/3×S _{a,seg}
		等価半径	r ₁	km ²	-	6.3	-	r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}
		等価半径比	γ ₁	-	-	0.8	-	γ ₁ =r ₁ /r _{seg}
		すべり量	D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a,seg}	D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _j ³)・D _{a,seg}
		地震モーメント	M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a,seg}	M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}
		実効応力	σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a,seg}	σ _{a1} =σ _{a,seg}
		α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
		ライズタイム(短周期)	T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r
		α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ	レシビ
		ライズタイム(長周期)	T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r
	ASP2	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-	S _{a2} =1/3×S _{a,seg}
等価半径		r ₂	km ²	-	4.5	-	r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}	
等価半径比		γ ₂	-	-	0.6	-	γ ₂ =r ₂ /r _{seg}	
すべり量		D _{a2}	m	-	2.8	-	D _{a2} =(γ ₁ /Σγ _j ³)・D _{a,seg}	
地震モーメント		M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-	M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}	
実効応力		σ _{a2}	MPa	-	14.6	-	σ _{a2} =σ _{a,seg}	
α(短周期)		α _s	-	-	0.23	-	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
ライズタイム(短周期)		T _{rsa2}	s	-	0.7	-	T _{rsa2} =α _s ・W _{a2} /V _r	
α(長周期)		α _l	-	-	0.5	-	レシビ	
ライズタイム(長周期)		T _{rla2}	s	-	1.5	-	T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r	
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0,seg} ・M _{0a,seg}		
	面積	S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} ・S _{a,seg}		
	すべり量	D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)		
	実効応力	σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)/(D _{a,seg} /W _a)・σ _{a,seg}	σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a,seg})・r _{a,seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a,seg}	
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理		
	ライズタイム(短周期)	T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rsb} =α・W _b /V _r		
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		
	ライズタイム(長周期)	T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r		
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78	V _r /β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-3)の統計処理		
	破壊伝播速度	V _r	km/s	2.65	V _r =0.78×β			
	Q値	Q	-	62 ^{0.87}	佐藤(2016)			
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore(1983)	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	高周波遮断振動数	f _{max}	Hz	7.1	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			

表 4.3-3 ケース 21 の震源パラメータ

ケース21: σ_a (平均+1 σ)		記号	単位	値		設定方法
巨視的震源特性	地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19		F-net
	モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0		$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$
	断層面積	S	km ²	891.4		$S=4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^3)^{1/2}$
				日奈久	布田川	入倉・三宅(2001)
	走向	θ	°	205	236	
	傾斜	δ	°	72	65	
	断層モデル長さ	L	km	12	38	
	断層モデル幅	W	km	18	18	
	断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684	
	断層モデル面積	S	km ²	900.0		
	等価半径	R	km	16.9		$R=(S/\pi)^{0.5}$
	上端深さ	H_s	km	2	2	
	下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$H_d=H_s+W \sin(\delta)$
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		$\mu = \rho \beta^2$
	平均すべり量	D	m	1.6		$D=M_0/(\mu S)$
	地震モーメント	$M_{0,seg}$	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0,seg}=M_0 \cdot S_{seg}^{3/2}/\Sigma S_{seg}^{3/2}$
	平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg}=M_{0,seg}/(\mu S_{seg})$
微視的震源特性	静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0/R^3$
	短周期レベル	A	Nm/s ²	2.47E+19		$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^3)^{1/2} \times 10^{0.12}$
	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		$r=(7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2$
	アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4		$S_a=\pi r^2$
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S_a/S
	全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	19.2		$\sigma_a=\Delta \sigma_a=7/16 \cdot M_0/(r^2 \cdot R) \times 10^{0.12}$
	ASP面積	$S_{a,seg}$	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分
	等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg}=(S_{a,seg}/\pi)^{1/2}$
	平均すべり量	$D_{a,seg}$	m	2.0	3.5	$D_{a,seg}=\xi \cdot D_{seg}, \xi=2$
	実効応力	$\sigma_{a,seg}$	MPa	19.2	19.2	$\sigma_{a,seg}=\sigma_a$
	地震モーメント	$M_{0a,seg}$	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a,seg}=\mu D_{a,seg} S_{a,seg}$
	面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1}=2/3 \times S_{a,seg}$
	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	$r_{a1}=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_1	-	-	0.8	$\gamma_1=r_1/r_{seg}$
	すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1}=D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1}=M_{0a,seg}$
	実効応力	σ_{a1}	MPa	19.2	19.2	$\sigma_{a1}=\sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rs1}	s	0.7	0.9	$T_{rs1}=\alpha_s \cdot W_{a1}/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
	ライズタイム(長周期)	T_{rl1}	s	1.5	1.9	$T_{rl1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$
	面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-
	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-
	等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-
	すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-
	地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-
	実効応力	σ_{a2}	MPa	-	19.2	-
	α (短周期)	α_s	-	-	0.23	-
	ライズタイム(短周期)	T_{rs2}	s	-	0.7	-
	α (長周期)	α_l	-	-	0.5	-
	ライズタイム(長周期)	T_{rl2}	s	-	1.5	-
	地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b}=M_{0,seg}-M_{0a,seg}$
	面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b=S_{seg}-S_{a,seg}$
	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	実効応力	σ_b	MPa	2.7	3.4	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (D_{a,seg}/W_a) \cdot \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsb}	s	1.6	1.6	$T_{rsb}=\alpha \cdot W_b/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
	ライズタイム(長周期)	T_{rlb}	s	3.4	3.4	$T_{rlb}=\alpha_l \cdot W_b/V_r$
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		V_r/β
	破壊伝播速度	V_r	km/s	2.65		$V_r=0.78 \times \beta$
	Q値	Q	-	62 ^{0.87}		佐藤(2016)
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore(1983)		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)

表 4.3-4 ケース 22 の震源パラメータ

ケース22: σ_a (平均-1 σ)		記号	単位	値		設定方法
巨視的震源特性	地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19		F-net
	モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0		$M_0=(\log M_0-9.1)/1.5$
	断層面積	S	km ²	891.4		$S=4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$
				日奈久	布田川	入倉・三宅(2001)
	走向	θ	°	205	236	
	傾斜	δ	°	72	65	
	断層モデル長さ	L	km	12	38	
	断層モデル幅	W	km	18	18	
	断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684	
	断層モデル面積	S	km ²	900.0		
	等価半径	R	km	16.9		$R=(S/\pi)^{0.5}$
	上端深さ	H_s	km	2	2	
	下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$H_d=H_s+W\sin(\delta)$
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		$\mu=\rho \cdot \beta^2$
	平均すべり量	D	m	1.6		$D=M_0/(\mu S)$
	地震モーメント	$M_{0,seg}$	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0,seg}=M_0 \cdot S_{seg}^{3/2}/\Sigma S_{seg}^{3/2}$
	平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg}=M_{0,seg}/(\mu S_{seg})$
	静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0		$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0/R^3$
微視的震源特性	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.42E+19		$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}/10^{0.12}$
	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2$
	アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4		$S_a=\pi r^2$
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S_a/S
	全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	11.0		$\sigma_a=\Delta \sigma_a=7/16 \cdot M_0/(r^2 \cdot R)/10^{0.12}$
	ASP面積	$S_{a,seg}$	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分
	等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg}=(S_{a,seg}/\pi)^{1/2}$
	平均すべり量	$D_{a,seg}$	m	2.0	3.5	$D_{a,seg}=\xi \cdot D_{seg}$ $\xi=2$
	実効応力	$\sigma_{a,seg}$	MPa	11.0	11.0	$\sigma_{a,seg}=\sigma_a$
	地震モーメント	$M_{0a,seg}$	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a,seg}=\mu D_{a,seg} S_{a,seg}$
	面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1}=S_{a,seg}$
	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	$r_1=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_1	-	-	0.8	$\gamma_1=r_1/r_{seg}$
	すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1}=D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$
	実効応力	σ_{a1}	MPa	11.0	11.0	$\sigma_{a1}=\sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	レイズタイム(短周期)	T_{rsa1}	s	0.7	0.9	$T_{rsa1}=\alpha_s \cdot W_{a1}/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
	レイズタイム(長周期)	T_{rla1}	s	1.5	1.9	$T_{rla1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$
	面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-
	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-
	等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-
	すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-
	地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-
	実効応力	σ_{a2}	MPa	-	11.0	-
	α (短周期)	α_s	-	-	0.23	-
	レイズタイム(短周期)	T_{rsa2}	s	-	0.7	-
	α (長周期)	α_l	-	-	0.5	-
	レイズタイム(長周期)	T_{rla2}	s	-	1.5	-
	地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b}=M_{0,seg} \cdot M_{0a,seg}$
	面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b=S_{seg} \cdot S_{a,seg}$
	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	実効応力	σ_b	MPa	1.5	1.9	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (D_{a,seg}/W_a) \cdot \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	レイズタイム(短周期)	T_{rsb}	s	1.6	1.6	$T_{rsb}=\alpha_s \cdot W_b/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
	レイズタイム(長周期)	T_{rlb}	s	3.4	3.4	$T_{rlb}=\alpha_l \cdot W_b/V_r$
	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		V_r/β
	破壊伝播速度	V_r	km/s	2.65		$V_r=0.78 \times \beta$
	Q値	Q	-	62 ^{f0.87}		佐藤(2016)
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)
	fmaxフィルターのべき乗	s	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)

表 4.3-5 ケース 31 の震源パラメータ

ケース31：Vr(平均+1σ)				記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net			
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5			
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}		入倉・三宅(2001)	
				日奈久	布田川				
	走向	θ	°	205	236				
	傾斜	δ	°	72	65				
	断層モデル長さ	L	km	12	38				
	断層モデル幅	W	km	18	18				
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216	684				
	断層モデル面積	S	km ²	900.0					
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}			
	上端深さ	Hs	km	2	2				
	下端深さ	Hd	km	19.1	18.3	Hd=Hs+Wsin(δ)			
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定			
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定			
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρ・β ²			
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)			
	地震モーメント	M _{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0_seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}			
	平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0_seg} /(μS _{seg})			
静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³				
短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}		壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合		
微視的震源特性	全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²		
		アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4		S _a =πr ²		
		(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S _a /S		
		全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6		σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)		
		ASP面積	S _{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分		
		等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a_seg} /π) ^{1/2}		
		平均すべり量	D _{a_seg}	m	2.0	3.5	D _{a_seg} =ξ・D _{seg} , ξ=2		
		実効応力	σ _{a_seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a_seg} =σ _a		
		地震モーメント	M _{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a_seg} =μD _{a_seg} S _{a_seg}		
		面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a_seg}		S _{a1} =2/3×S _{a_seg}
	等価半径	r ₁	km ²	-	6.3	-		r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}	
	等価半径比	γ ₁	-	-	0.8	-		γ ₁ =r ₁ /r _{seg}	
	すべり量	D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a_seg}		D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a_seg}		M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}	
	実効応力	σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a_seg}		σ _{a1} =σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r		T _{rsa1} =α・W _{a1} /V _r	
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		レシビ	
	ライズタイム(長周期)	T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r		T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	
	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-		S _{a2} =1/3×S _{a_seg}	
	等価半径	r ₂	km ²	-	4.5	-		r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}	
	等価半径比	γ ₂	-	-	0.6	-		γ ₂ =r ₂ /r _{seg}	
	すべり量	D _{a2}	m	-	2.8	-		D _{a2} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-		M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}	
	実効応力	σ _{a2}	MPa	-	14.6	-		σ _{a2} =σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	-	0.23	-		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa2}	s	-	0.7	-		T _{rsa2} =α・W _{a2} /V _r	
	α(長周期)	α _l	-	-	0.5	-		レシビ	
	ライズタイム(長周期)	T _{rla2}	s	-	1.5	-		T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r	
	ASP2	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0_seg} -M _{0a_seg}		
		面積	S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} -S _{a_seg}		
		すべり量	D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)		
		実効応力	σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)・(D _{a_seg} /W _a)・σ _{a_seg}		σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a_seg})・r _{a_seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a_seg}
		α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		
		ライズタイム(短周期)	T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rsb} =α・W _b /V _r		
		α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		
		ライズタイム(長周期)	T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r		
		破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.87		V _r /β		H28年度報告書(表3.1.3(2)-(3)の統計処理
破壊伝播速度		V _r	km/s	2.96		V _r =0.87×β			
その他	Q値	Q	-	62f ^{0.87}		佐藤(2016)			
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)			

表 4.3-6 ケース 32 の震源パラメータ

ケース32：Vr(平均-1σ)				記号	単位	値		設定方法		
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net				
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5				
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}		入倉・三宅(2001)		
				日奈久	布田川					
	走向	θ	°	205	236					
	傾斜	δ	°	72	65					
	断層モデル長さ	L	km	12	38					
	断層モデル幅	W	km	18	18					
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216	684					
	断層モデル面積	S	km ²	900.0						
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}				
	上端深さ	Hs	km	2	2					
	下端深さ	Hd	km	19.1	18.3	Hd=Hs+Wsln(δ)				
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定				
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定				
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρβ ²				
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)				
	地震モーメント	M _{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0_seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}				
	平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0_seg} /(μS _{seg})				
	静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³				
	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}		壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合		
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²				
	アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4		S _a =πr ²				
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S _a /S				
	全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6		σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)				
	ASP面積	S _{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分				
	等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a_seg} /π) ^{1/2}				
	平均すべり量	D _{a_seg}	m	2.0	3.5	D _{a_seg} =ξ・D _{seg} , ξ=2				
	実効応力	σ _{a_seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a_seg} =σ _a				
	地震モーメント	M _{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a_seg} =μD _{a_seg} S _{a_seg}				
	ASP1	面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a_seg}		S _{a1} =2/3×S _{a_seg}	
		等価半径	r ₁	km ²	-	6.3	-		r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}	
		等価半径比	γ ₁	-	-	0.8	-		γ ₁ =r ₁ /r _{seg}	
		すべり量	D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a_seg}		D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
		地震モーメント	M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a_seg}		M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}	
		実効応力	σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a_seg}		σ _{a1} =σ _{a_seg}	
		α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理	
		ライズタイム(短周期)	T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r		T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r	
		α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		レシビ	
		ライズタイム(長周期)	T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r		T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	
	ASP2	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-		S _{a2} =1/3×S _{a_seg}	
		等価半径	r ₂	km ²	-	4.5	-		r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}	
等価半径比		γ ₂	-	-	0.6	-		γ ₂ =r ₂ /r _{seg}		
すべり量		D _{a2}	m	-	2.8	-		D _{a2} =(γ ₂ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}		
地震モーメント		M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-		M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}		
実効応力		σ _{a2}	MPa	-	14.6	-		σ _{a2} =σ _{a_seg}		
α(短周期)		α _s	-	-	0.23	-		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		
ライズタイム(短周期)		T _{rsa2}	s	-	0.7	-		T _{rsa2} =α _s ・W _{a2} /V _r		
α(長周期)		α _l	-	-	0.5	-		レシビ		
ライズタイム(長周期)		T _{rla2}	s	-	1.5	-		T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r		
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0_seg} -M _{0a_seg}				
	面積	S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} -S _{a_seg}				
	すべり量	D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)				
	実効応力	σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)・(D _{a_seg} /W _a)・σ _{a_seg}		σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a_seg})・r _{a_seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a_seg}		
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理				
	ライズタイム(短周期)	T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rsb} =α _s ・W _b /V _r				
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ				
	ライズタイム(長周期)	T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r				
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.69		Vr/β		H28年度報告書(表3.1.3(2)-(3)の統計処理		
	破壊伝播速度	Vr	km/s	2.35		Vr=0.69×β				
	Q値	Q	-	62f ^{0.87}		佐藤(2016)				
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)				
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)				
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)				

表 4.3-7 ケース 41 の震源パラメータ

ケース41: Tr(平均-1σ)		記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19		F-net	
	モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0		$M_w = (\log M_0 - 9.1)/1.5$	
	断層面積	S	km ²	891.4		$S = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	入倉・三宅(2001)
				日奈久	布田川		
	走向	θ	°	205	236		
	傾斜	δ	°	72	65		
	断層モデル長さ	L	km	12	38		
	断層モデル幅	W	km	18	18		
	断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684		
	断層モデル面積	S	km ²	900.0			
	等価半径	R	km	16.9		$R = (S/\pi)^{0.5}$	
	上端深さ	H_s	km	2	2		
	下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$H_d = H_s + W \sin(\delta)$	
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定	
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定	
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		$\mu = \rho \beta^2$	
	平均すべり量	D	m	1.6		$D = M_0/(\mu S)$	
	地震モーメント	$M_{0,seg}$	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0,seg} = M_0 \cdot S_{seg}^{3/2} / \sum S_{seg}^{3/2}$	
	平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg} = M_{0,seg}/(\mu S_{seg})$	
	静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0/R^3$	
微視的震源特性	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
	アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4		$S_a = \pi r^2$	
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S_a/S	
	全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	14.6		$\sigma_a = \Delta \sigma_a = 7/16 \cdot M_0/(r^2 \cdot R)$	
	ASP面積	$S_{a,seg}$	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分	
	等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg} = (S_{a,seg}/\pi)^{1/2}$	
	平均すべり量	$D_{a,seg}$	m	2.0	3.5	$D_{a,seg} = \xi \cdot D_{seg}, \xi = 2$	
	実効応力	$\sigma_{a,seg}$	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a,seg} = \sigma_a$	
	地震モーメント	$M_{0a,seg}$	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a,seg} = \mu D_{a,seg} S_{a,seg}$	
	面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1} = S_{a,seg}$	$S_{a1} = 2/3 \times S_{a,seg}$
ASP1	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	-	$r_{a1} = (S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_1	-	-	0.8	-	$\gamma_1 = r_1/r_{seg}$
	すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1} = D_{a,seg}$	$D_{a1} = (\gamma_1/\sum \gamma_i^3) \cdot D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1} = M_{0a,seg}$	$M_{0a1} = \mu D_{a1} S_{a1}$
	実効応力	σ_{a1}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a1} = \sigma_{a,seg}$	$\sigma_{a1} = \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.13	0.13	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsa1}	s	0.4	0.5	$T_{rsa1} = \alpha_s \cdot W_{a1}/V_i$	$T_{rsa1} = \alpha \cdot W_{a1}/V_i$
	α (長周期)	α_l	-	0.40	0.40	レシビ, α (短周期)のばらつき	レシビ, α (短周期)のばらつき
	ライズタイム(長周期)	T_{rla1}	s	1.2	1.5	$T_{rla1} = \alpha_l \cdot W_{a1}/V_i$	$T_{rla1} = \alpha_l \cdot W_{a1}/V_i$
	面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-	$S_{a2} = 1/3 \times S_{a,seg}$
ASP2	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-	$r_2 = (S_{a2}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-	$\gamma_2 = r_2/r_{seg}$
	すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-	$D_{a2} = (\gamma_2/\sum \gamma_i^3) \cdot D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-	$M_{0a2} = \mu D_{a2} S_{a2}$
	実効応力	σ_{a2}	MPa	-	14.6	-	$\sigma_{a2} = \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	-	0.13	-	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsa2}	s	-	0.4	-	$T_{rsa2} = \alpha \cdot W_{a2}/V_i$
	α (長周期)	α_l	-	-	0.40	-	レシビ, α (短周期)のばらつき
	ライズタイム(長周期)	T_{rla2}	s	-	1.2	-	$T_{rla2} = \alpha_l \cdot W_{a2}/V_i$
背景領域	地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b} = M_{0,seg} - M_{0a,seg}$	
	面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b = S_{seg} - S_{a,seg}$	
	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	
	実効応力	σ_b	MPa	2.0	2.5	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (D_{a,seg}/W_a) \cdot \sigma_{a,seg}$	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{0.5}/D_{a,seg}) \cdot r_{a,seg} \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.13	0.13	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T_{rb}	s	0.9	0.9	$T_{rb} = \alpha \cdot W_b/V_i$	
	α (長周期)	α_l	-	0.40	0.40	レシビ, α (短周期)のばらつき	
その他	ライズタイム(長周期)	T_{rlb}	s	2.7	2.7	$T_{rlb} = \alpha_l \cdot W_b/V_i$	
	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		Vr/β	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)
	破壊伝播速度	Vr	km/s	2.65		$Vr = 0.78 \times \beta$	
	Q値	Q	-	62 ^{0.87}		佐藤(2016)	
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore(1983)		H28年度報告書で仮定	
その他	高周波遮断振動数	f_{max}	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
	f_{max} フィルターのべき乗	$2s$	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	

表 4.3-8 ケース 42 の震源パラメータ

ケース42: Tr(平均+1σ)		記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19		F-net	
	モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0		$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	
	断層面積	S	km ²	891.4		$S=4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^3)^{1/2}$	入倉・三宅(2001)
				日奈久	布田川		
	走向	θ	°	205	236		
	傾斜	δ	°	72	65		
	断層モデル長さ	L	km	12	38		
	断層モデル幅	W	km	18	18		
	断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684		
	断層モデル面積	S	km ²	900.0			
	等価半径	R	km	16.9		$R=(S/\pi)^{0.5}$	
	上端深さ	Hs	km	2	2		
	下端深さ	Hd	km	19.1	18.3	$Hd=Hs+W \sin(\delta)$	
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定	
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定	
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		$\mu = \rho \beta^2$	
	平均すべり量	D	m	1.6		$D=M_0/(\mu S)$	
	地震モーメント	$M_{0,seg}$	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0,seg}=M_0 \cdot S_{seg}^{3/2}/\Sigma S_{seg}^{3/2}$	
	平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg}=M_{0,seg}/(\mu S_{seg})$	
	静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0/R^3$	
微視的震源特性	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^3)^{1/3}$	壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		$r=(7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
	アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4		$S_a=\pi r^2$	
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S_a/S	
	全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	14.6		$\sigma_a=\Delta \sigma_a=7/16 \cdot M_0/(r^2 \cdot R)$	
	ASP面積	$S_{a,seg}$	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分	
	等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg}=(S_{a,seg}/\pi)^{1/2}$	
	平均すべり量	$D_{a,seg}$	m	2.0	3.5	$D_{a,seg}=\xi \cdot D_{seg}, \xi=2$	
	実効応力	$\sigma_{a,seg}$	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a,seg}=\sigma_a$	
	地震モーメント	$M_{0a,seg}$	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a,seg}=\mu D_{a,seg} S_{a,seg}$	
	面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1}=S_{a,seg}$	$S_{a1}=2/3 \times S_{a,seg}$
ASP1	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	-	$r_{a1}=(S_{a1}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_1	-	-	0.8	-	$\gamma_1=r_1/r_{seg}$
	すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1}=D_{a,seg}$	$D_{a1}=(\gamma_1/\Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1}=M_{0a,seg}$	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$
	実効応力	σ_{a1}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a1}=\sigma_{a,seg}$	$\sigma_{a1}=\sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.33	0.33	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsa1}	s	1.0	1.2	$T_{rsa1}=\alpha_s \cdot W_{a1}/V_r$	$T_{rsa1}=\alpha \cdot W_{a1}/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	0.60	0.60	レシビ, α (短周期)のばらつき	レシビ, α (短周期)のばらつき
	ライズタイム(長周期)	T_{rla1}	s	1.8	2.3	$T_{rla1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$	$T_{rla1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$
	面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-	$S_{a2}=1/3 \times S_{a,seg}$
ASP2	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-	$r_2=(S_{a2}/\pi)^{1/2}$
	等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-	$\gamma_2=r_2/r_{seg}$
	すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-	$D_{a2}=(\gamma_2/\Sigma \gamma_i^3) \cdot D_{a,seg}$
	地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-	$M_{0a2}=\mu D_{a2} S_{a2}$
	実効応力	σ_{a2}	MPa	-	14.6	-	$\sigma_{a2}=\sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	-	0.33	-	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T_{rsa2}	s	-	1.0	-	$T_{rsa2}=\alpha \cdot W_{a2}/V_r$
	α (長周期)	α_l	-	-	0.60	-	レシビ, α (短周期)のばらつき
	ライズタイム(長周期)	T_{rla2}	s	-	1.8	-	$T_{rla2}=\alpha_l \cdot W_{a2}/V_r$
	地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b}=M_{0,seg}-M_{0a,seg}$	
背景領域	面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b=S_{seg}-S_{a,seg}$	
	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	
	実効応力	σ_b	MPa	2.0	2.5	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (D_{a,seg}/W_a) \cdot \sigma_{a,seg}$	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (\pi^{0.5}/D_{a,seg}) \cdot r_{a,seg} \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_{a,seg}$
	α (短周期)	α_s	-	0.33	0.33	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T_{rb}	s	2.2	2.2	$T_{rb}=\alpha \cdot W_b/V_r$	
	α (長周期)	α_l	-	0.60	0.60	レシビ, α (短周期)のばらつき	
	ライズタイム(長周期)	T_{rb}	s	4.1	4.1	$T_{rb}=\alpha_l \cdot W_b/V_r$	
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		Vr/β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-3)の統計処理
	破壊伝播速度	Vr	km/s	2.65		$Vr=0.78 \times \beta$	
	Q値	Q	-	62 ^{0.87}		佐藤(2016)	
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore(1983)		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74		2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	

表 4.3-9 ケース 51 の震源パラメータ

Case51：fmax(不確かさ1)				記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net			
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5			
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}		入倉・三宅(2001)	
				日奈久	布田川				
	走向	θ	°	205	236				
	傾斜	δ	°	72	65				
	断層モデル長さ	L	km	12	38				
	断層モデル幅	W	km	18	18				
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216	684				
	断層モデル面積	S	km ²	900.0					
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}			
	上端深さ	Hs	km	2	2				
	下端深さ	Hd	km	19.1	18.3	Hd=Hs+Wsin(δ)			
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定			
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定			
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρβ ²			
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)			
	地震モーメント	M _{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0_seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}			
	平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0_seg} /(μS _{seg})			
	静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³			
	短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}		壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合	
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9	r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²				
	アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4	S _a =πr ²				
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27	S _a /S				
	全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6	σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)				
	ASP面積	S _{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分			
	等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a_seg} /π) ^{1/2}			
	平均すべり量	D _{a_seg}	m	2.0	3.5	D _{a_seg} =ξ・D _{seg} ξ=2			
	実効応力	σ _{a_seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a_seg} =σ _a			
	地震モーメント	M _{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a_seg} =μD _{a_seg} S _{a_seg}			
	面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a_seg}		S _{a1} =2/3×S _{a_seg}	
ASP1	等価半径	r ₁	km ²	-	6.3	-		r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}	
	等価半径比	γ ₁	-	-	0.8	-		γ ₁ =r ₁ /r _{seg}	
	すべり量	D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a_seg}		D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a_seg}		M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}	
	実効応力	σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a_seg}		σ _{a1} =σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理		H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r		T _{rsa1} =α・W _{a1} /V _r	
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		レシビ	
	ライズタイム(長周期)	T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r		T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r	
	ASP2	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-		S _{a2} =1/3×S _{a_seg}
等価半径		r ₂	km ²	-	4.5	-		r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}	
等価半径比		γ ₂	-	-	0.6	-		γ ₂ =r ₂ /r _{seg}	
すべり量		D _{a2}	m	-	2.8	-		D _{a2} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}	
地震モーメント		M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-		M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}	
実効応力		σ _{a2}	MPa	-	14.6	-		σ _{a2} =σ _{a_seg}	
α(短周期)		α _s	-	-	0.23	-		H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理	
ライズタイム(短周期)		T _{rsa2}	s	-	0.7	-		T _{rsa2} =α・W _{a2} /V _r	
α(長周期)		α _l	-	-	0.5	-		レシビ	
ライズタイム(長周期)		T _{rla2}	s	-	1.5	-		T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r	
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0_seg} -M _{0a_seg}			
	面積	S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} -S _{a_seg}			
	すべり量	D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)			
	実効応力	σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)・(D _{a_seg} /W _a)・σ _{a_seg}		σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a_seg})・r _{a_seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a_seg}	
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-3)の統計処理			
	ライズタイム(短周期)	T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rsb} =α・W _b /V _r			
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ			
ライズタイム(長周期)	T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r				
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		Vr/β		H28年度報告書(表3.1.3(2)-3)の統計処理	
	破壊伝播速度	Vr	km/s	2.65		Vr=0.78×β			
	Q値	Q	-	62f ^{0.87}		佐藤(2016)			
	高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)		H28年度報告書で仮定			
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	8.1		7地震の平均(H28年度報告書)			
	fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.22		7地震の平均(H28年度報告書)			

表 4.3-10 ケース 52 の震源パラメータ

ケース52：fmax(不確かさ2)			記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性	地震モーメント	M ₀	Nm	4.42E+19		F-net		
	モーメントマグニチュード	M _w	-	7.0		M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5		
	断層面積	S	km ²	891.4		S=4.24×10 ⁻¹¹ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/2}		入倉・三宅(2001)
				日奈久	布田川			
	走向	θ	°	205 236				
	傾斜	δ	°	72 65				
	断層モデル長さ	L	km	12 38				
	断層モデル幅	W	km	18 18				
	断層モデル面積	S _{seg}	km ²	216 684				
	断層モデル面積	S	km ²	900.0				
	等価半径	R	km	16.9		R=(S/π) ^{0.5}		
	上端深さ	Hs	km	2 2				
	下端深さ	Hd	km	19.1 18.3		Hd=Hs+Wsin(δ)		
	S波速度	β	km/s	3.4		仮定		
	密度	ρ	g/cm ³	2.7		仮定		
	剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10		μ=ρβ ²		
	平均すべり量	D	m	1.6		D=M ₀ /(μS)		
地震モーメント	M _{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	M _{0_seg} =M ₀ ・S _{seg} ^{3/2} /ΣS _{seg} ^{3/2}			
平均すべり量	D _{seg}	m	1.0	1.8	D _{seg} =M _{0_seg} /(μS _{seg})			
静的応力降下量	Δσ	MPa	4.0		Δσ=7/16・M ₀ /R ³			
短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19		A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3}		壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合	
全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9		r=(7π/4)・{M ₀ /(A・R)}・β ²		
	アスペリティ面積	S _a	km ²	246.4		S _a =πr ²		
	(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27		S _a /S		
	全アスペリティの実効応力	σ _a	MPa	14.6		σ _a =Δσ _a =7/16・M ₀ /(r ² ・R)		
	ASP面積	S _{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分		
	等価半径	r _{seg}	km	4.3	7.7	r _{seg} =(S _{a_seg} /π) ^{1/2}		
	平均すべり量	D _{a_seg}	m	2.0	3.5	D _{a_seg} =ξ・D _{seg} , ξ=2		
	実効応力	σ _{a_seg}	MPa	14.6	14.6	σ _{a_seg} =σ _a		
	地震モーメント	M _{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	M _{0a_seg} =μD _{a_seg} S _{a_seg}		
	ASP1	面積	S _{a1}	km ²	59.1	124.9	S _{a1} =S _{a_seg}	
等価半径		r ₁	km ²	-	6.3	-		r _{a1} =(S _{a1} /π) ^{1/2}
等価半径比		γ ₁	-	-	0.8	-		γ ₁ =r ₁ /r _{seg}
すべり量		D _{a1}	m	2.0	3.9	D _{a1} =D _{a_seg}		D _{a1} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}
地震モーメント		M _{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	M _{0a1} =M _{0a_seg}		M _{0a1} =μD _{a1} S _{a1}
実効応力		σ _{a1}	MPa	14.6	14.6	σ _{a1} =σ _{a_seg}		σ _{a1} =σ _{a_seg}
α(短周期)		α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
ライズタイム(短周期)		T _{rsa1}	s	0.7	0.9	T _{rsa1} =α _s ・W _{a1} /V _r		T _{ra1} =α・W _{a1} /V _r
α(長周期)		α _l	-	0.5	0.5	レシビ		レシビ
ライズタイム(長周期)		T _{rla1}	s	1.5	1.9	T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r		T _{rla1} =α _l ・W _{a1} /V _r
ASP2	面積	S _{a2}	km ²	-	62.4	-		S _{a2} =1/3×S _{a_seg}
	等価半径	r ₂	km ²	-	4.5	-		r ₂ =(S _{a2} /π) ^{1/2}
	等価半径比	γ ₂	-	-	0.6	-		γ ₂ =r ₂ /r _{seg}
	すべり量	D _{a2}	m	-	2.8	-		D _{a2} =(γ ₁ /Σγ _i ³)・D _{a_seg}
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-		M _{0a2} =μD _{a2} S _{a2}
	実効応力	σ _{a2}	MPa	-	14.6	-		σ _{a2} =σ _{a_seg}
	α(短周期)	α _s	-	-	0.23	-		H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
	ライズタイム(短周期)	T _{rsa2}	s	-	0.7	-		T _{ra2} =α・W _{a2} /V _r
	α(長周期)	α _l	-	-	0.5	-		レシビ
	ライズタイム(長周期)	T _{rla2}	s	-	1.5	-		T _{rla2} =α _l ・W _{a2} /V _r
背景領域	地震モーメント	M _{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	M _{0b} =M _{0_seg} -M _{0a_seg}		
	面積	S _b	km ²	156.9	496.7	S _b =S _{seg} -S _{a_seg}		
	すべり量	D _b	m	0.6	1.1	D _b =M _{0b} /(μS _b)		
	実効応力	σ _b	MPa	2.0	2.5	σ _b =(D _b /W _b)・(D _{a_seg} /W _a)・σ _{a_seg}		σ _b =(D _b /W _b)・(π ^{0.5} /D _{a_seg})・r _{a_seg} ・Σγ _i ³ ・σ _{a_seg}
	α(短周期)	α _s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理		
	ライズタイム(短周期)	T _{rsb}	s	1.6	1.6	T _{rb} =α・W _b /V _r		
	α(長周期)	α _l	-	0.5	0.5	レシビ		
ライズタイム(長周期)	T _{rlb}	s	3.4	3.4	T _{rlb} =α _l ・W _b /V _r			
その他	破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78		Vr/β		H28年度報告書(表3.1.3(2)-(3)の統計処理
	破壊伝播速度	Vr	km/s	2.65		Vr=0.78×β		
	Q値	Q	-	62f ^{0.87}		佐藤(2016)		
	高域遮断フィルターの形状	-	-	香川・他(2003)		香川・他(2003)		
	高周波遮断振動数	fmax	Hz	8.3		香川・他(2003)		
fmaxフィルターのべき乗	n	-	1.92		香川・他(2003)			

表 4.3-11 ケース 61 の震源パラメータ

ケース61：地震発生層上端深さ(浅)		記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性		地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19	$F\text{-net}$	
		モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	
		断層面積	S	km ²	891.4	$S=4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	入倉・三宅(2001)
				日奈久	布田川		
		走向	θ	°	205	236	
		傾斜	δ	°	72	65	
		断層モデル長さ	L	km	12	38	
		断層モデル幅	W	km	18	18	
		断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684	
		断層モデル面積	S	km ²	900.0		
		等価半径	R	km	16.9	$R=(S/\pi)^{0.5}$	
		上端深さ	H_s	km	1	1	地震本部(2009)を参考
		下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$H_d=H_s+W\sin(\delta)$
		S波速度	β	km/s	3.4	仮定	
		密度	ρ	g/cm ³	2.7	仮定	
		剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10	$\mu=\rho\beta^2$	
		平均すべり量	D	m	1.6	$D=M_0/(\mu S)$	
		地震モーメント	M_{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0_seg}=M_0 \cdot S_{seg}^{3/2}/\Sigma S_{seg}^{3/2}$
		平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg}=M_{0_seg}/(\mu S_{seg})$
		静的応力降下量	$\Delta\sigma$	MPa	4.0	$\Delta\sigma=7/16 \cdot M_0/R^3$	
		短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	壇・他(2001), H28年度報告書の統計処理とも整合
微視的震源特性	全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9	$r=(7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
		アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4	$S_a=\pi r^2$	
		(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27	S_a/S	
		全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	14.6	$\sigma_a=\Delta\sigma_a=7/16 \cdot M_0/(l^2 \cdot R)$	
		ASP面積	S_{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分
		等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg}=(S_{a_seg}/\pi)^{1/2}$
		平均すべり量	D_{a_seg}	m	2.0	3.5	$D_{a_seg}=\xi \cdot D_{seg}, \xi=2$
		実効応力	σ_{a_seg}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a_seg}=\sigma_a$
		地震モーメント	M_{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a_seg}=\mu D_{a_seg} S_{a_seg}$
		面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1}=S_{a_seg}$
	ASP1	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	-
		等価半径比	γ_1	-	-	0.8	-
		すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1}=D_{a_seg}$
		地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1}=M_{0a_seg}$
		実効応力	σ_{a1}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a1}=\sigma_{a_seg}$
		α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
		ライズタイム(短周期)	T_{rsa1}	s	0.7	0.9	$T_{rsa1}=\alpha_s \cdot W_{a1}/V_r$
		α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
		ライズタイム(長周期)	T_{rla1}	s	1.5	1.9	$T_{rla1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$
		面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-
	ASP2	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-
		等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-
		すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-
		地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-
		実効応力	σ_{a2}	MPa	-	14.6	-
		α (短周期)	α_s	-	-	0.23	-
		ライズタイム(短周期)	T_{rsa2}	s	-	0.7	-
		α (長周期)	α_l	-	-	0.5	-
		ライズタイム(長周期)	T_{rla2}	s	-	1.5	-
		面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b=S_{seg} \cdot S_{a_seg}$
	背景領域	すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	σ_b	MPa	2.0	2.5	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (D_{a_seg}/W_a) \cdot \sigma_{a_seg}$
		α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
		ライズタイム(短周期)	T_{rsb}	s	1.6	1.6	$T_{rsb}=\alpha \cdot W_b/V_r$
		α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
		ライズタイム(長周期)	T_{rlb}	s	3.4	3.4	$T_{rlb}=\alpha_l \cdot W_b/V_r$
その他		破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78	V_r/β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-(3)の統計処理
		破壊伝播速度	V_r	km/s	2.65	$V_r=0.78 \times \beta$	
		Q値	Q	-	62f ^{0.87}	佐藤(2016)	
		高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
		高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
		fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	

表 4.3-12 ケース 62 の震源パラメータ

ケース62：地震発生層上端深さ(不確かさ)		記号	単位	値		設定方法	
巨視的震源特性		地震モーメント	M_0	Nm	4.42E+19	F-net	
		モーメントマグニチュード	M_w	-	7.0	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	
		断層面積	S	km ²	891.4	$S=4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	入倉・三宅(2001)
				日奈久	布田川		
		走向	θ	°	205	236	
		傾斜	δ	°	72	65	
		断層モデル長さ	L	km	12	38	
		断層モデル幅	W	km	18	18	
		断層モデル面積	S_{seg}	km ²	216	684	
		断層モデル面積	S	km ²	900.0		
		等価半径	R	km	16.9	$R=(S/\pi)^{0.5}$	
		上端深さ	H_s	km	3	3	基本の上端深さ+1km
		下端深さ	H_d	km	19.1	18.3	$H_d=H_s+W\sin(\delta)$
		S波速度	β	km/s	3.4	仮定	
		密度	ρ	g/cm ³	2.7	仮定	
		剛性率	μ	N/m ²	3.12E+10	$\mu=\rho \beta^2$	
		平均すべり量	D	m	1.6	$D=M_0/(\mu S)$	
		地震モーメント	M_{0_seg}	Nm	6.66E+18	3.75E+19	$M_{0_seg}=M_0 \cdot S_{seg}^{3/2}/\sum S_{seg}^{3/2}$
		平均すべり量	D_{seg}	m	1.0	1.8	$D_{seg}=M_{0_seg}/(\mu S_{seg})$
		静的応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.0	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0/R^3$	
		短周期レベル	A	Nm/s ²	1.87E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \cdot (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	増・他(2001)
微視的震源特性	全ASP	アスペリティの等価半径	r	km	8.9	$r=(7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2$	
		アスペリティ面積	S_a	km ²	246.4	$S_a=\pi r^2$	
		(参考)アスペリティ面積比	-	-	0.27	S_a/S	
		全アスペリティの実効応力	σ_a	MPa	14.6	$\sigma_a=\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0/(r^2 \cdot R)$	
		ASP面積	S_{a_seg}	km ²	59.1	187.3	セグメント面積に比例して配分
		等価半径	r_{seg}	km	4.3	7.7	$r_{seg}=(S_{a_seg}/\pi)^{1/2}$
		平均すべり量	D_{a_seg}	m	2.0	3.5	$D_{a_seg}=\xi \cdot D_{seg} \quad \xi=2$
		実効応力	σ_{a_seg}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a_seg}=\sigma_a$
		地震モーメント	M_{0a_seg}	Nm	3.65E+18	2.06E+19	$M_{0a_seg}=\mu D_{a_seg} S_{a_seg}$
		面積	S_{a1}	km ²	59.1	124.9	$S_{a1}=S_{a_seg}$
	ASP1	等価半径	r_1	km ²	-	6.3	-
		等価半径比	γ_1	-	-	0.8	-
		すべり量	D_{a1}	m	2.0	3.9	$D_{a1}=D_{a_seg}$
		地震モーメント	M_{0a1}	Nm	3.65E+18	1.52E+19	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$
		実効応力	σ_{a1}	MPa	14.6	14.6	$\sigma_{a1}=\sigma_{a_seg}$
		α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
		ライズタイム(短周期)	T_{r1a1}	s	0.7	0.9	$T_{r1a1}=\alpha \cdot W_{a1}/V_r$
		α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
		ライズタイム(長周期)	T_{r1a1}	s	1.5	1.9	$T_{r1a1}=\alpha_l \cdot W_{a1}/V_r$
		面積	S_{a2}	km ²	-	62.4	-
	ASP2	等価半径	r_2	km ²	-	4.5	-
		等価半径比	γ_2	-	-	0.6	-
		すべり量	D_{a2}	m	-	2.8	-
		地震モーメント	M_{0a2}	Nm	-	5.37E+18	-
		実効応力	σ_{a2}	MPa	-	14.6	-
		α (短周期)	α_s	-	-	0.23	-
		ライズタイム(短周期)	T_{r1a2}	s	-	0.7	-
		α (長周期)	α_l	-	-	0.5	-
		ライズタイム(長周期)	T_{r1a2}	s	-	1.5	-
		地震モーメント	M_{0b}	Nm	3.01E+18	1.70E+19	$M_{0b}=M_{0_seg}-M_{0a_seg}$
背景領域		面積	S_b	km ²	156.9	496.7	$S_b=S_{seg}-S_{a_seg}$
		すべり量	D_b	m	0.6	1.1	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	σ_b	MPa	2.0	2.5	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (D_{a_seg}/W_a) \cdot \sigma_{a_seg}$
		α (短周期)	α_s	-	0.23	0.23	H28年度報告書(表3.1.3(1)-(3)の統計処理
		ライズタイム(短周期)	T_{r1b}	s	1.6	1.6	$T_{r1b}=\alpha \cdot W_b/V_r$
		α (長周期)	α_l	-	0.5	0.5	レシビ
		ライズタイム(長周期)	T_{r1b}	s	3.4	3.4	$T_{r1b}=\alpha_l \cdot W_b/V_r$
		破壊伝播速度/S波速度	-	-	0.78	V_r/β	H28年度報告書(表3.1.3(2)-(3)の統計処理
その他		破壊伝播速度	V_r	km/s	2.65	$V_r=0.78 \times \beta$	
		Q値	Q	-	62 ^{0.87}	佐藤(2016)	
		高域遮断フィルターの形状	-	-	Boore (1983)	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
		高周波遮断振動数	fmax	Hz	7.1	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	
		fmaxフィルターのべき乗	2s	-	2.74	2016年熊本地震本震(H28年度報告書)	

表 4.3-13 不確かさケースの主なパラメータの比較

ケース	Case	統計的グリーン関数法（短周期）						波数積分法（長周期）
		アスペリティの位置 (深さ方向)	アスペリティの 応力降下量	破壊伝播速度	タイムタイム	高周波数遮断特性 (fmax)	地震発生層の 上端深さ	
基本	00	中央	$\Delta\sigma_{asp} = 14.6\text{MPa}$	$V_r = 2.65\text{km/s}$	$\alpha_s = 0.23$ $T_{rs,asp} = 0.7\text{s}, 0.9\text{s}$	フィッター形状：Boore(1983) fmax = 7.1Hz, 2s = 2.74 [H28年度報告書の熊本地震本震]	$H_s = 2\text{km}$	実施 (但し、 $\alpha_L = 0.5$ (=レンビ)とする) $T_{rl,asp} = 1.5\text{s}, 1.9\text{s}$
不 確 か さ	アスペリティの位置 (深さ方向)	11 浅	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	実施
		12 深	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	実施
	アスペリティの 応力降下量	21 (基本)	$\Delta\sigma_{asp} = 19.2\text{MPa}$	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	実施しない（アスペリティの応力降下量に不確かさを 考慮しても中村・宮武(2000)の V_{cr} に反映させないため）
		22 (基本)	$\Delta\sigma_{asp} = 11.0\text{MPa}$	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	
	破壊伝播速度	31 (基本)	(基本)	$V_r = 2.96\text{km/s}$	(基本)	(基本)	(基本)	実施
		32 (基本)	(基本)	$V_r = 2.35\text{km/s}$	(基本)	(基本)	(基本)	
	タイムタイム	41 (基本)	(基本)	(基本)	$\alpha_s = 0.13$ $T_{rs,asp} = 0.4\text{s}, 0.5\text{s}$	(基本)	(基本)	実施 (但し、Case41： $\alpha_L = 0.40$ 、 $T_{rl,asp} = 1.2\text{s}, 1.5\text{s}$) (但し、Case42： $\alpha_L = 0.60$ 、 $T_{rl,asp} = 1.8\text{s}, 2.3\text{s}$)
		42 (基本)	(基本)	(基本)	$\alpha_s = 0.33$ $T_{rs,asp} = 1.0\text{s}, 1.2\text{s}$	(基本)	(基本)	
	高周波数 遮断特性 (fmax)	51 (基本)	(基本)	(基本)	(基本)	フィッター形状：Boore(1983) fmax = 8.1Hz, 2s = 2.22 [H28年度報告書の7地震の平均]	(基本)	実施しない (高周波数振動数に不確かさを考慮しても 中村・宮武(2000)の t_0 に反映させないため)
		52 (基本)	(基本)	(基本)	(基本)	フィッター形状：香川・他(2003) fmax = 8.3Hz, n=1.92 [香川・他(2003)]	(基本)	
	地震発生層の 上端深さ	61 (基本)	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	$H_s = 1\text{km}$	実施
		62 (基本)	(基本)	(基本)	(基本)	(基本)	$H_s = 3\text{km}$	

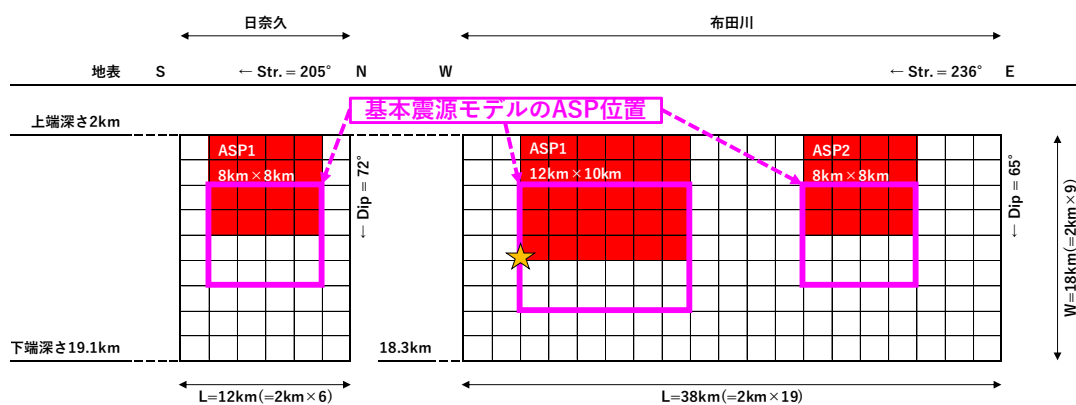


図 4.3-2 ケース 11 の断層モデル図.

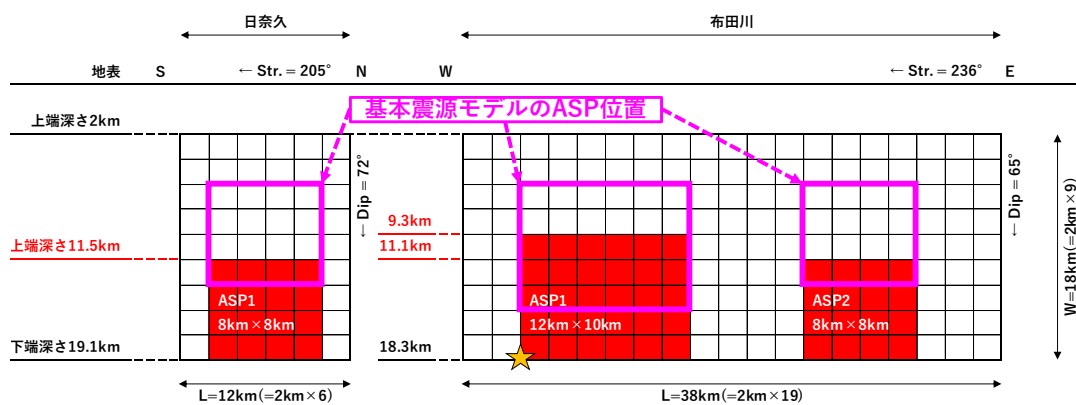


図 4.3-3 ケース 12 の断層モデル図.

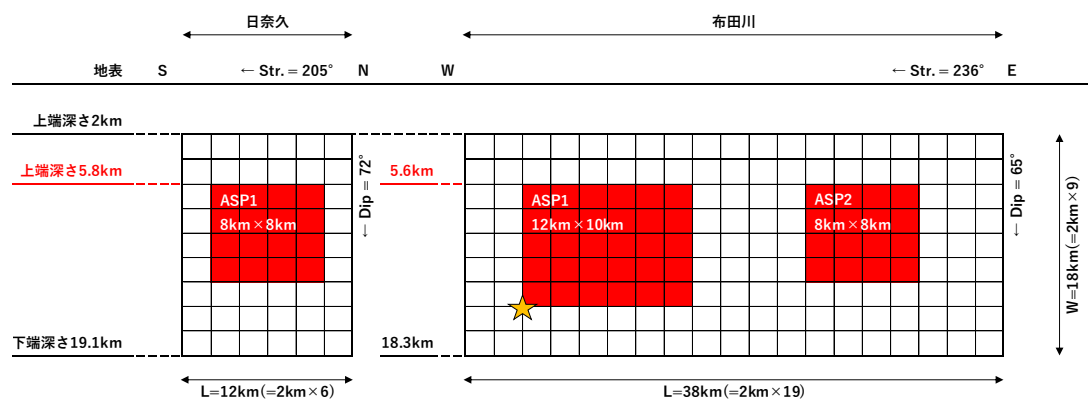


図 4.3-4 ケース 21, ケース 22, ケース 31, ケース 32, ケース 41, ケース 42, ケース 51, ケース 52 の断層モデル図 (ケース 00 と同じ).

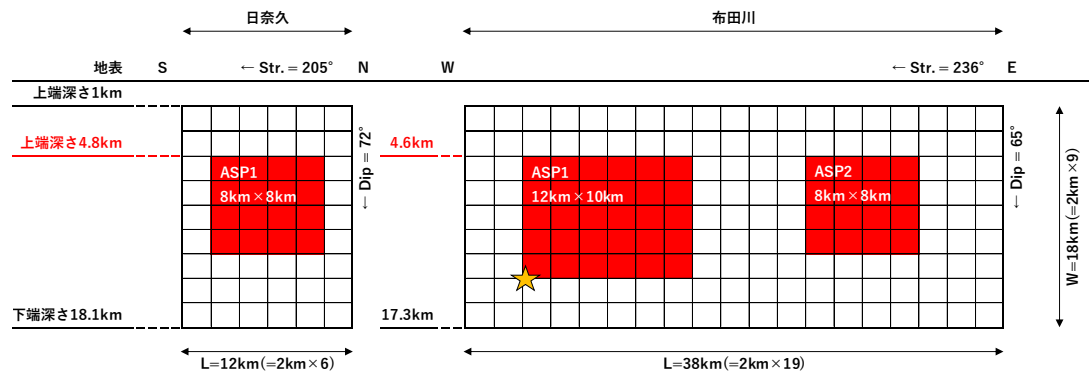


図 4.3-5 ケース 61 の断層モデル図.

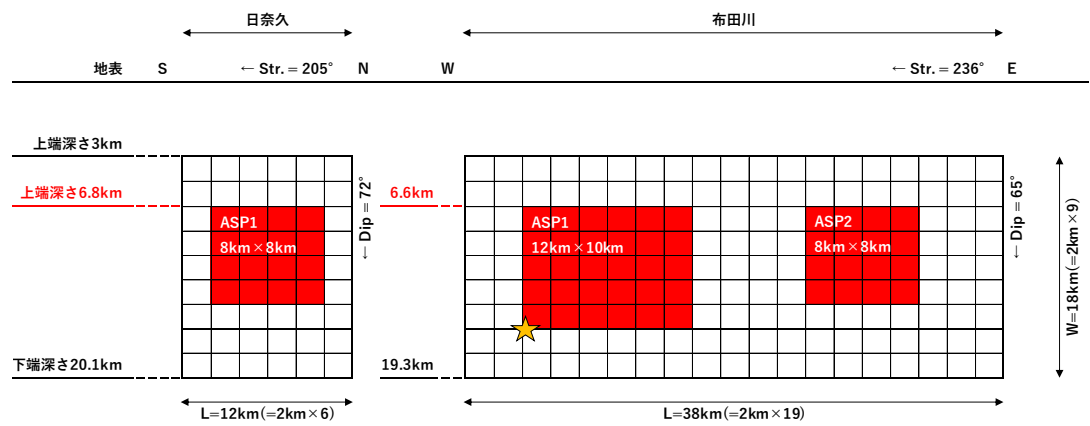


図 4.3-6 ケース 62 の断層モデル図.

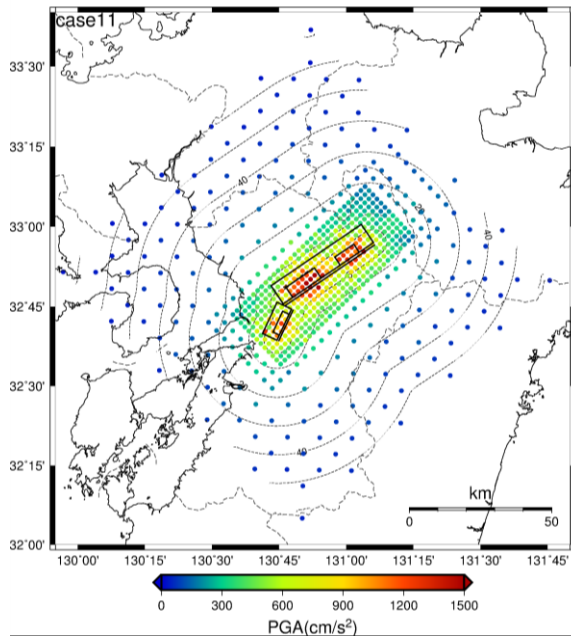
表 4.3-14 ケース 21 とケース 22 の統計的グリーン関数法で用いる重ね合わせ数
(ケース 00 と異なる値を下線で示す)

(a) ケース 21

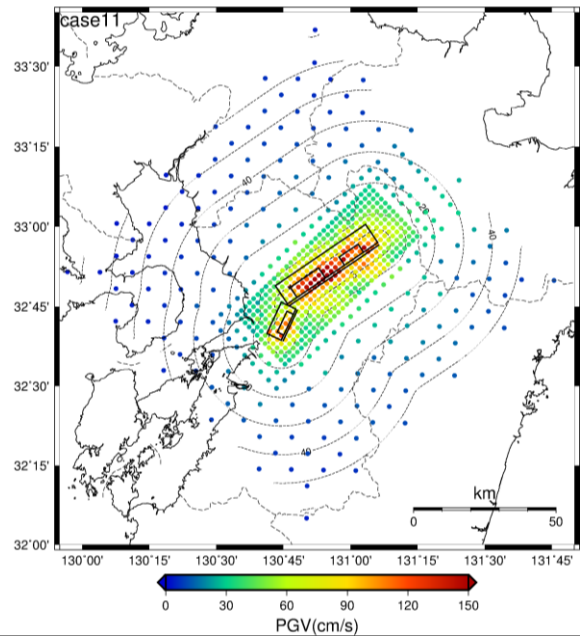
セグメント	領域	想定地震	要素地震	分割数と応力降下量比		合成倍率	
		地震 モーメント M_0 (Nm)	地震 モーメント m_0 (Nm)	c	$NL \times NW \times NT$	cN^3	cN
布田川	ASP1	1.52×10^{19}	1.01×10^{17}	<u>1.32</u>	$6 \times 5 \times \underline{4}$	<u>158.40</u>	<u>6.51</u>
	ASP2	5.37×10^{18}	8.39×10^{16}	<u>1.32</u>	$4 \times 4 \times \underline{3}$	<u>63.36</u>	<u>4.80</u>
	背景領域	1.70×10^{19}	1.23×10^{16}	<u>1.32</u>	$19 \times 9 \times \underline{8}$	<u>1320.00</u>	<u>13.20</u>
日奈久	ASP1	3.65×10^{18}	5.70×10^{16}	<u>1.32</u>	$4 \times 4 \times \underline{3}$	<u>63.36</u>	<u>4.80</u>
	背景領域	3.01×10^{18}	1.32×10^{16}	<u>1.32</u>	$6 \times 9 \times \underline{5}$	<u>250.80</u>	<u>7.59</u>

(b) ケース 22

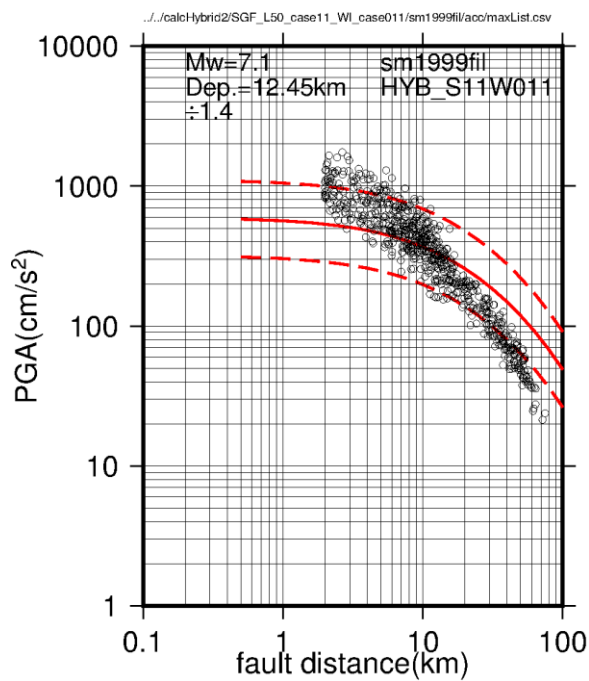
セグメント	領域	想定地震	要素地震	分割数と応力降下量比		合成倍率	
		地震 モーメント M_0 (Nm)	地震 モーメント m_0 (Nm)	c	$NL \times NW \times NT$	cN^3	cN
布田川	ASP1	1.52×10^{19}	1.01×10^{17}	<u>0.76</u>	$6 \times 5 \times \underline{7}$	<u>159.09</u>	<u>4.50</u>
	ASP2	5.37×10^{18}	8.39×10^{16}	<u>0.76</u>	$4 \times 4 \times \underline{5}$	<u>60.61</u>	<u>3.26</u>
	背景領域	1.70×10^{19}	1.23×10^{16}	<u>0.76</u>	$19 \times 9 \times \underline{15}$	<u>1420.45</u>	<u>9.34</u>
日奈久	ASP1	3.65×10^{18}	5.70×10^{16}	<u>0.76</u>	$4 \times 4 \times \underline{5}$	<u>60.61</u>	<u>3.26</u>
	背景領域	3.01×10^{18}	1.32×10^{16}	<u>0.76</u>	$6 \times 9 \times \underline{8}$	<u>230.30</u>	<u>5.09</u>



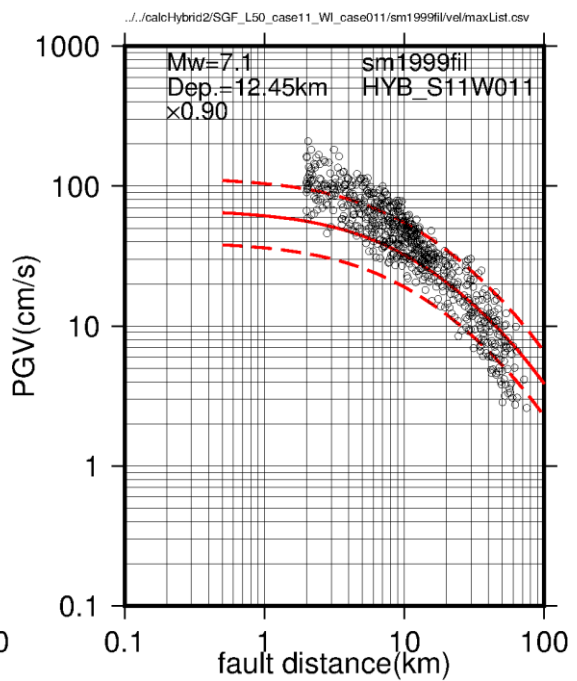
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

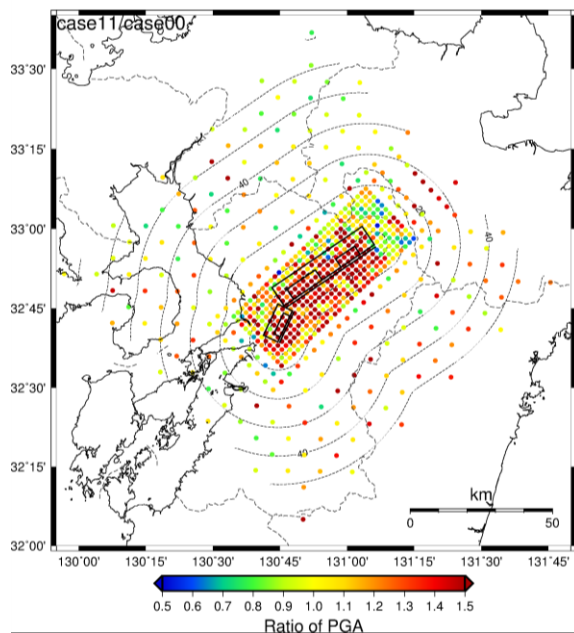


(c) 最大加速度の比較

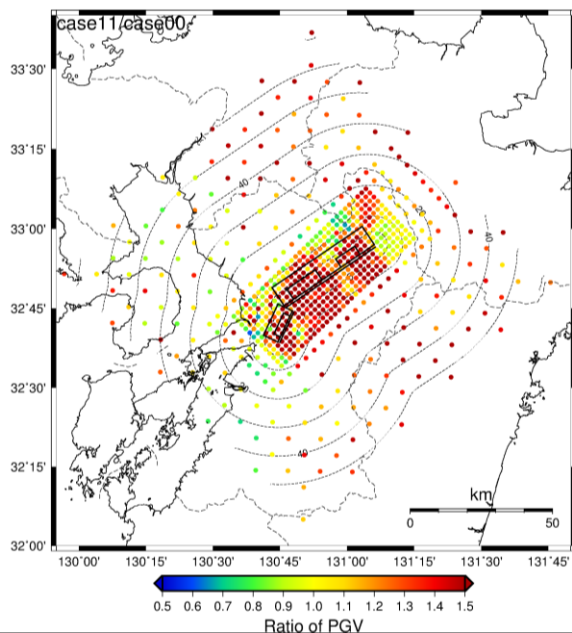


(d) 最大速度の比較

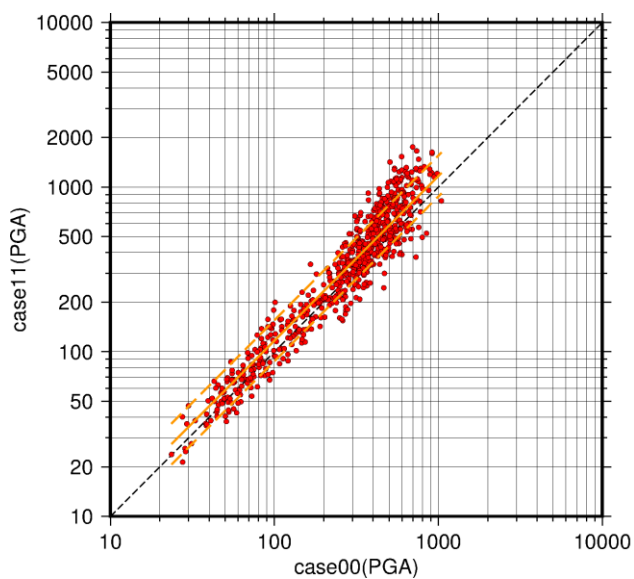
図 4.3-7(1) ケース 11 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 浅) の地震動評価結果.



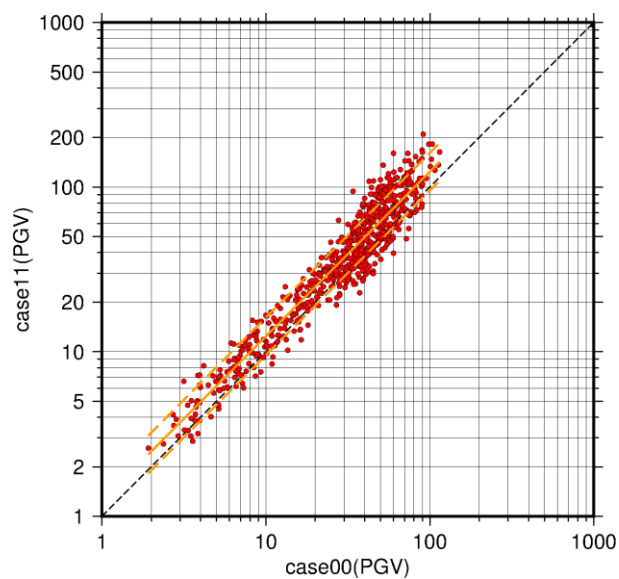
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

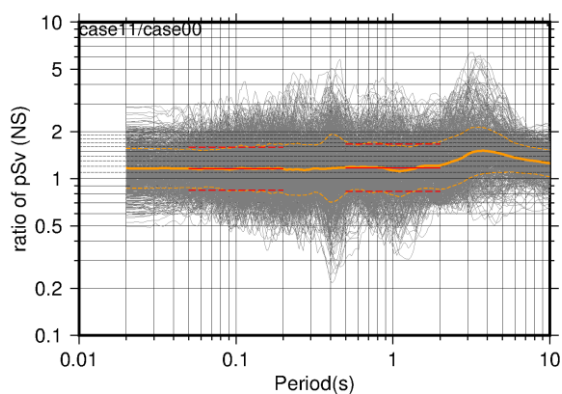


(g) 最大加速度の比較

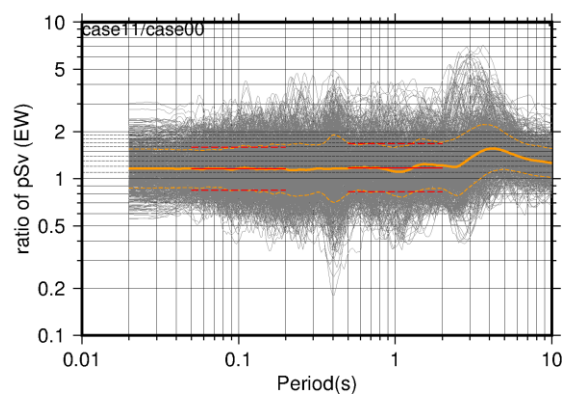


(h) 最大速度の比較

図 4.3-7(2) 上段はケース 00 の最大値に対するケース 11 (アスペリティの位置(深さ方向): 浅) の最大値の比. 0.15~10 Hz のバンドパスフィルターを施している. 下段はケース 00 とケース 11 の最大加速度と最大速度の比較. 丸印は各評価地点の最大値, 黒点線は 1:1 の直線, 太実線は全評価地点の最大値の比の幾何平均, 太点線は平均 $\pm$ 標準偏差を表す.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-7(3) ケース 00 に対するケース 11 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 浅) のスペクトルの比. ここではフィルターは施していない. 細灰線は全評価地点のスペクトル比, 太実線は全評価地点のスペクトル比の平均, 細点線は平均 $\pm$ 標準偏差. 赤色は周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒 $\sim$ 0.2 秒の範囲内) の平均と平均 $\pm$ 標準偏差, 周期 1 秒 (周期 0.5 秒 $\sim$ 2 秒の範囲内) の平均と平均 $\pm$ 標準偏差を表す.

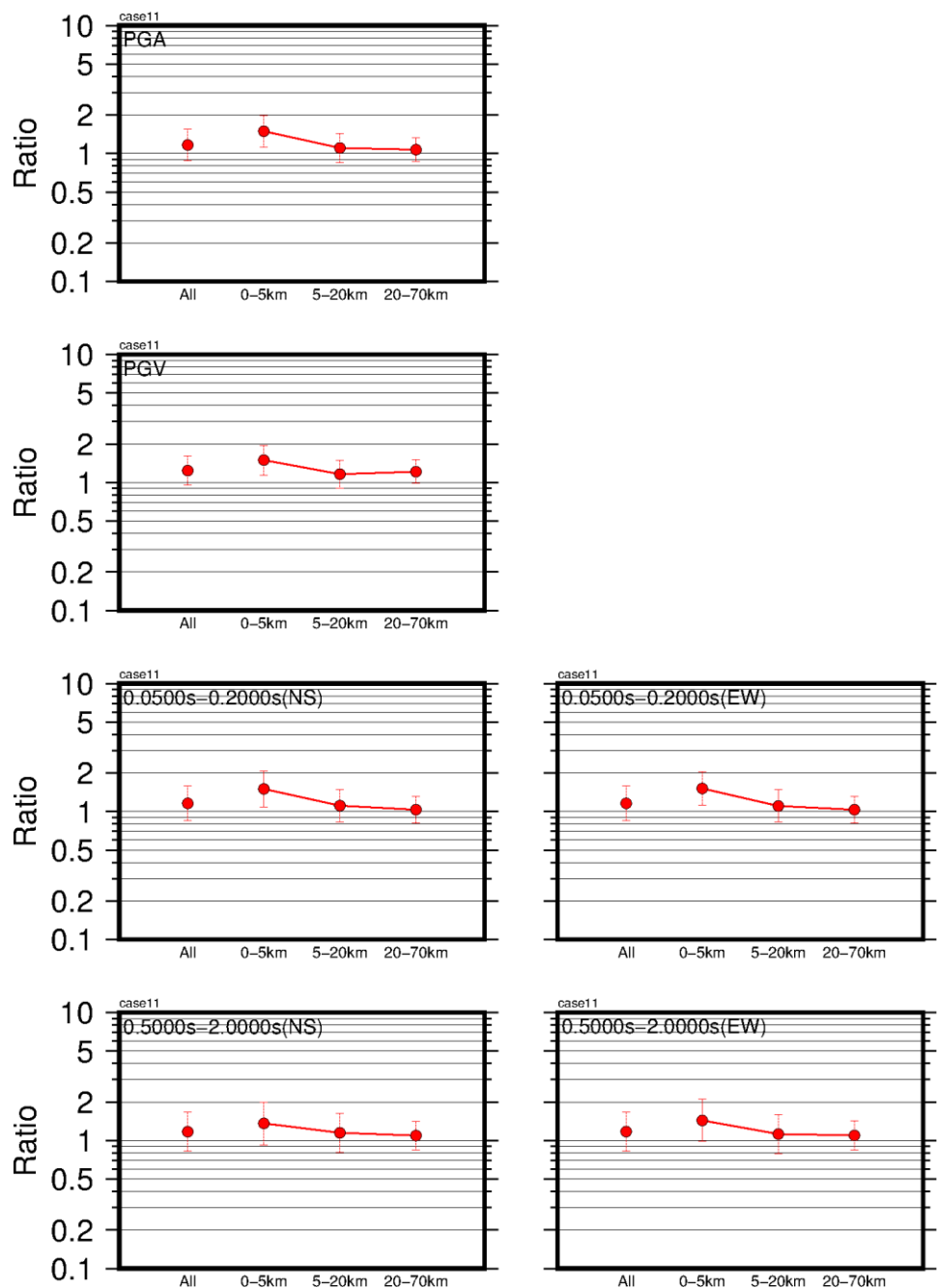


図 4.3-7(4) ケース 00 に対するケース 11 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 浅) の最大加速度の比, 最大速度の比, 周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒~0.2 秒の平均) と周期 1 秒 (周期 0.5 秒~2 秒の平均) のスペクトル比の平均と平均±標準偏差. スペクトル比は左に NS, 右に EW を示す. それぞれの図で All は全評価地点の平均と平均±標準偏差を, All の右側には断層極近傍 (断層最短距離が 5 km 以下), 近距離 (断層最短距離が 5-20 km), 中距離 (断層最短距離が 20-70 km) の評価地点でグルーピングした平均と平均±標準偏差を示す.

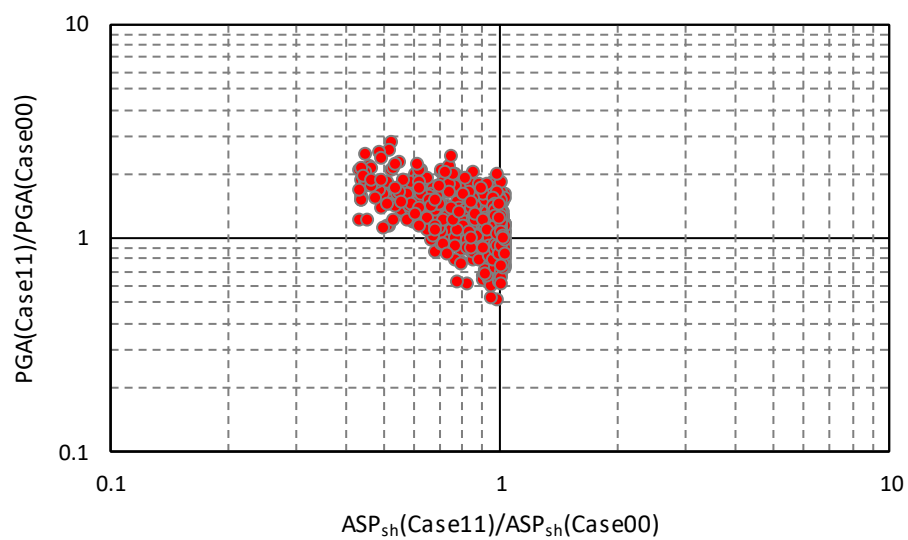
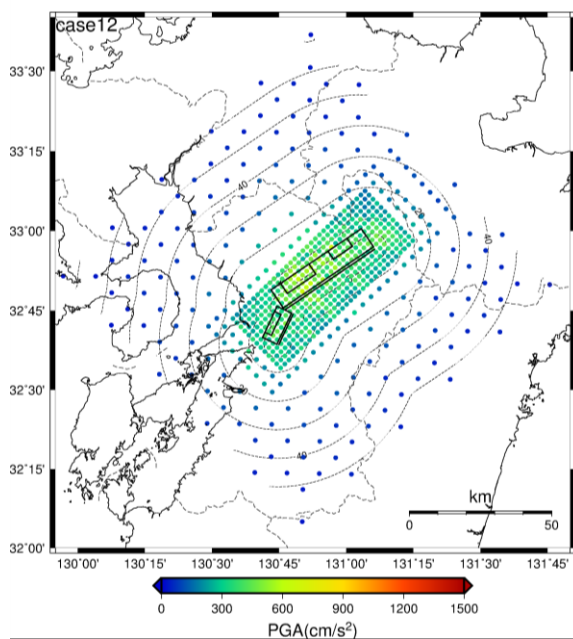
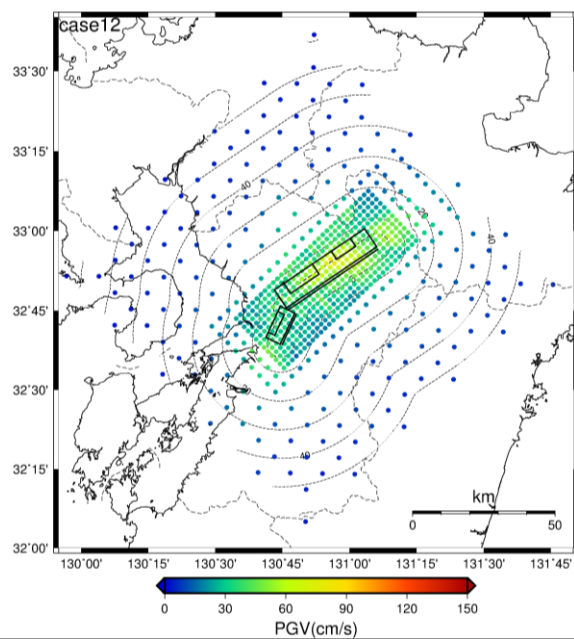


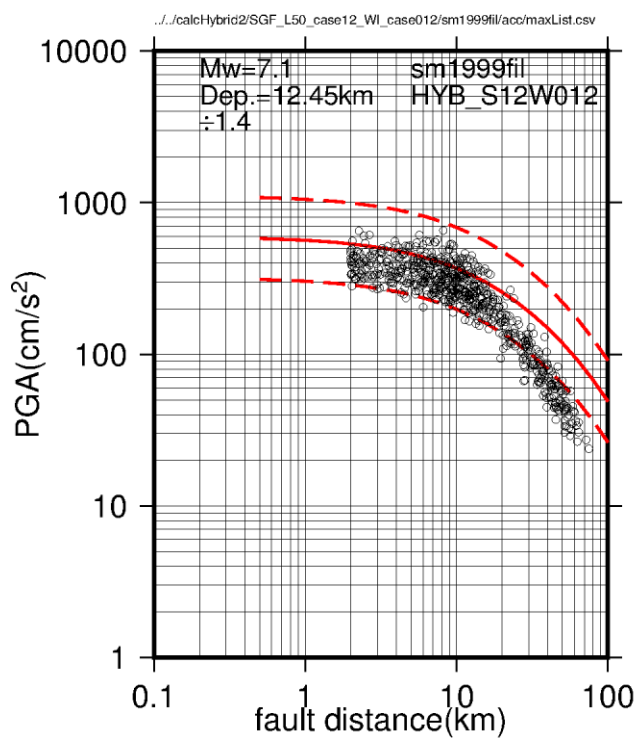
図 4.3-7(5) ケース 00 とケース 11 のアスペリティ最短距離の比に対する最大加速度の比.
但し、ここでのアスペリティ最短距離は、アスペリティを構成する小断層のうち、評価地
点に最も近い小断層の中心からの距離としている。



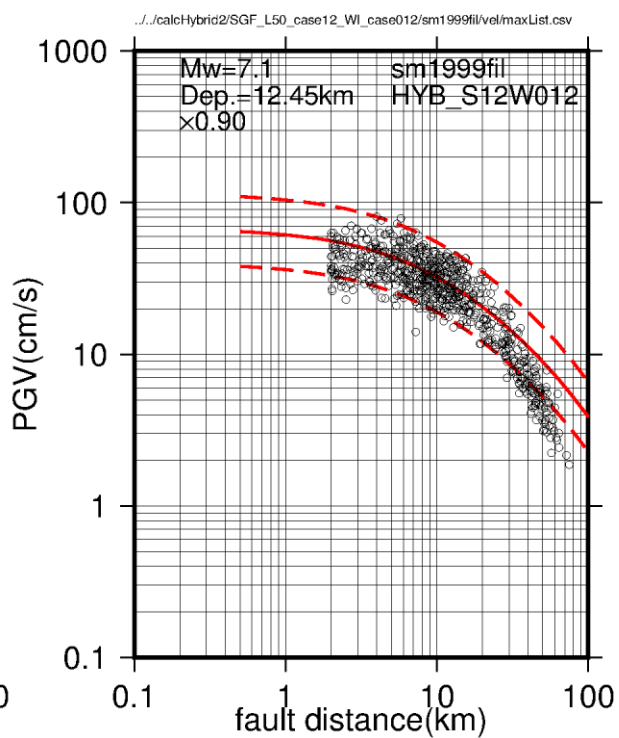
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

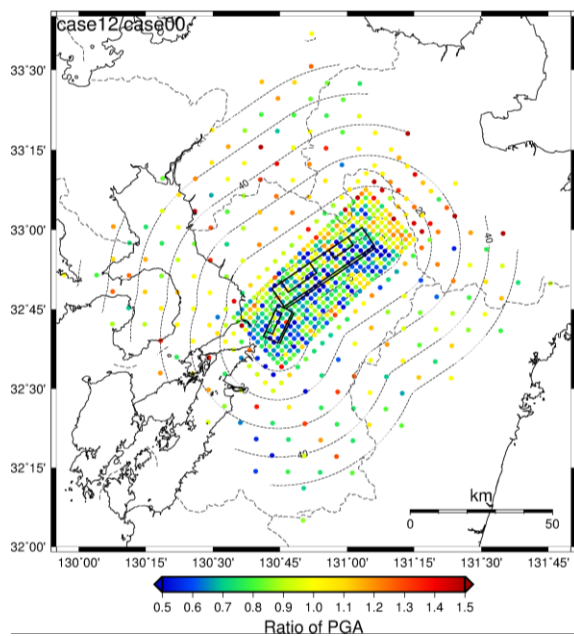


(c) 最大加速度の比較

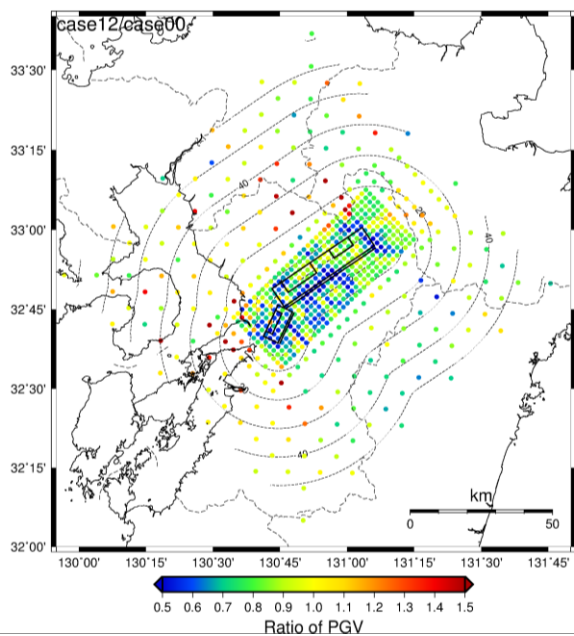


(d) 最大速度の比較

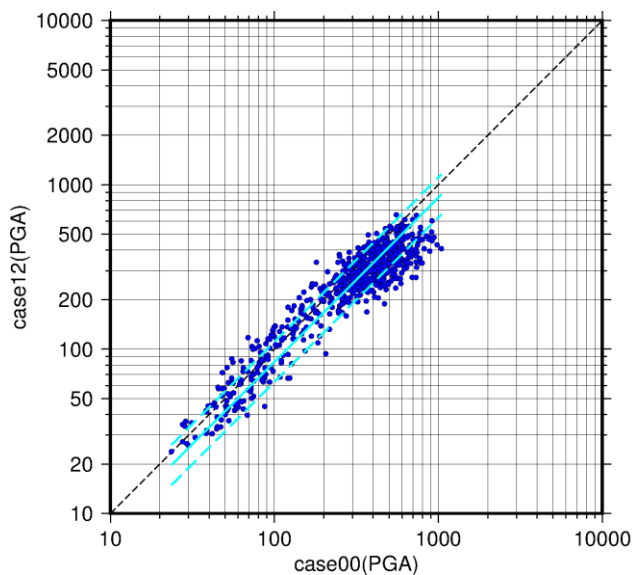
図 4.3-8(1) ケース 12 (アスペリティの位置 (深さ方向): 深) の地震動評価結果.



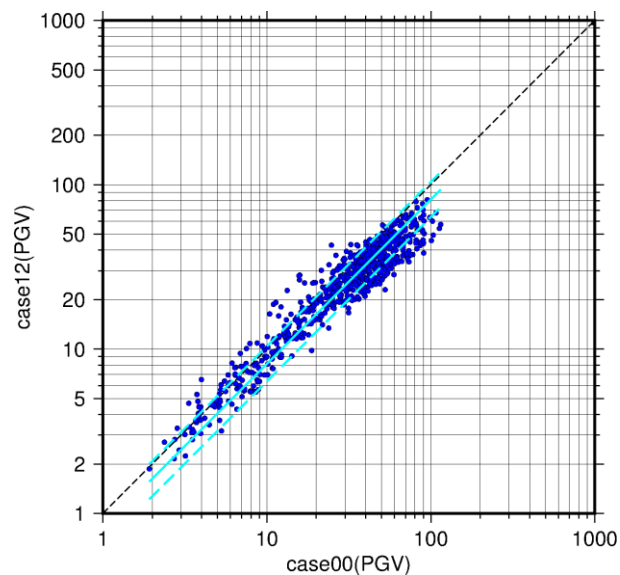
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

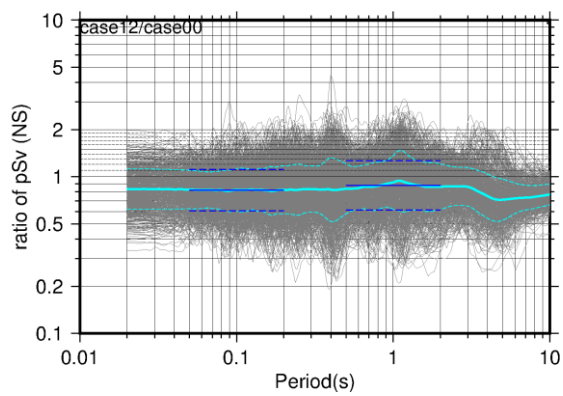


(g) 最大加速度の比較

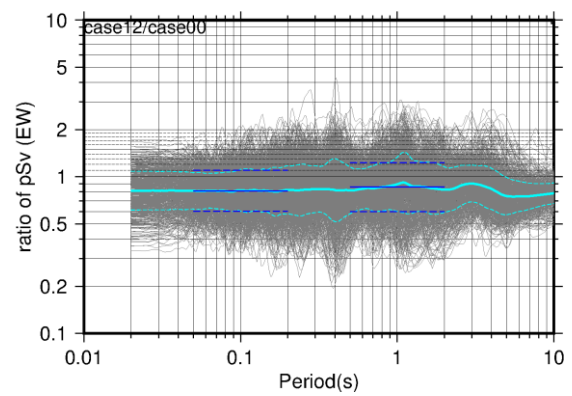


(h) 最大速度の比較

図 4.3-8(2) ケース 00 とケース 12 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 深) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-8(3) ケース 00 に対するケース 12 (アスペリティの位置 (深さ方向) : 深) のスペクトル比.

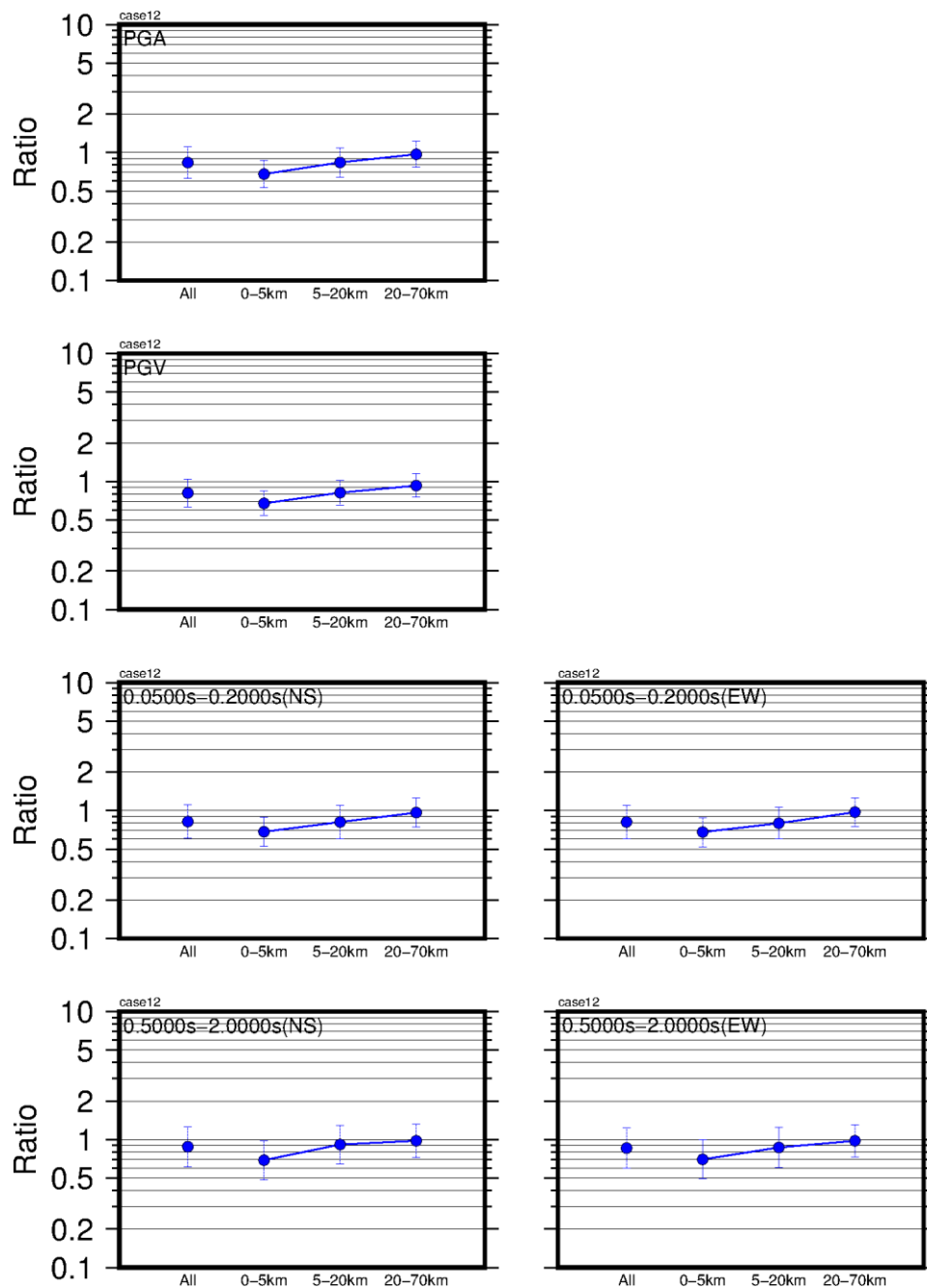


図 4.3-8(4) ケース 00 に対するケース 12（アスペリティの位置（深さ方向）：深）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差。

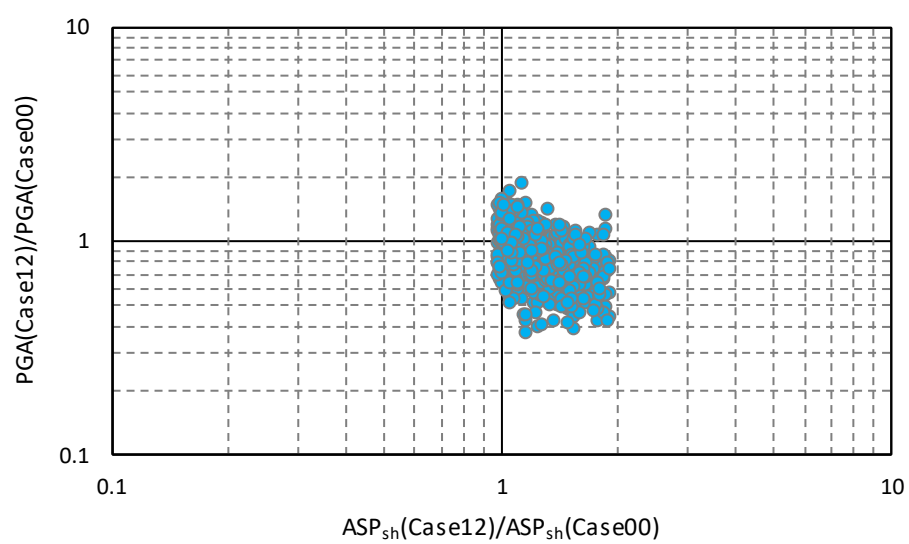
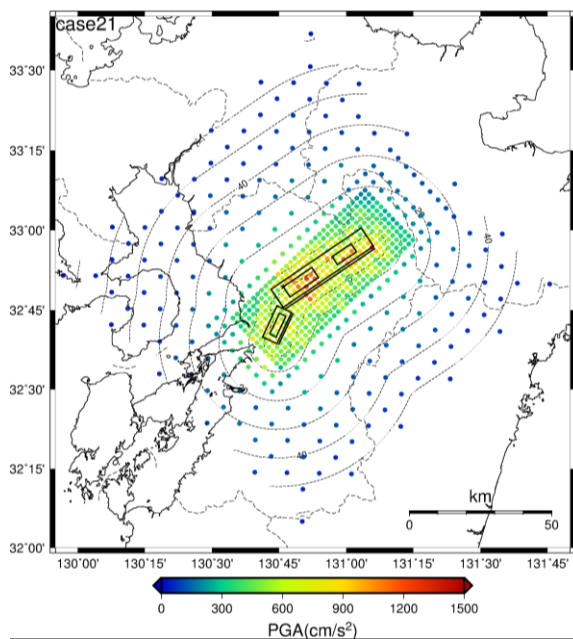
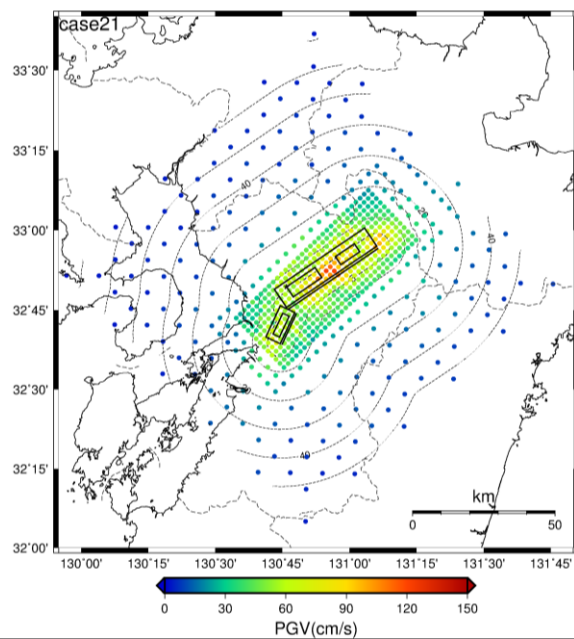


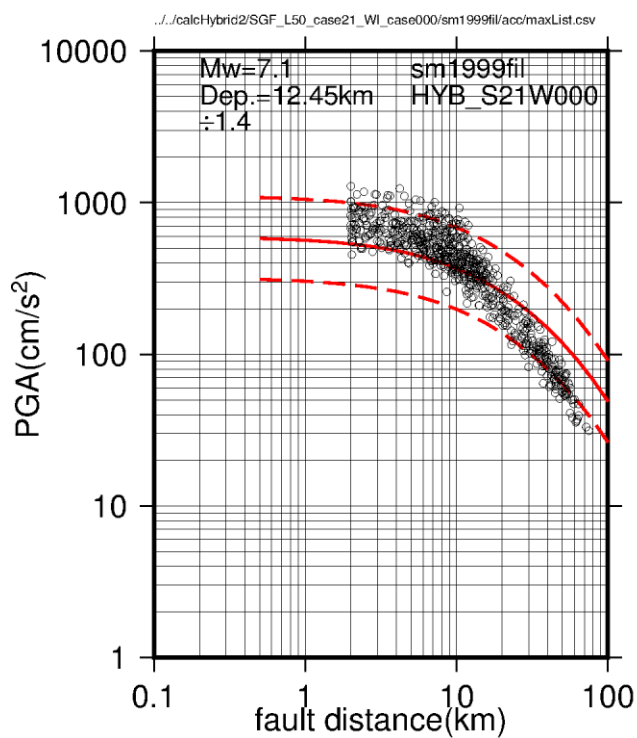
図 4.3-8(5) ケース 00 とケース 12 のアスペリティ最短距離の比に対する最大加速度の比.



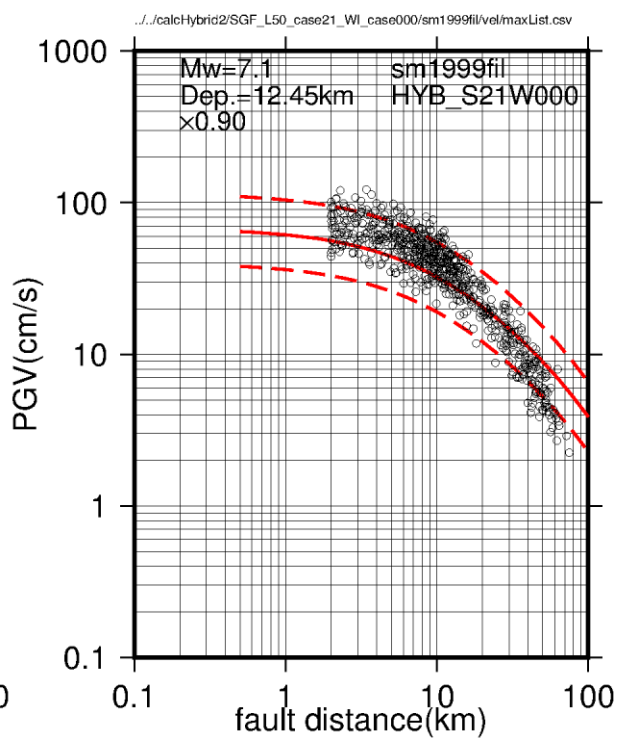
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

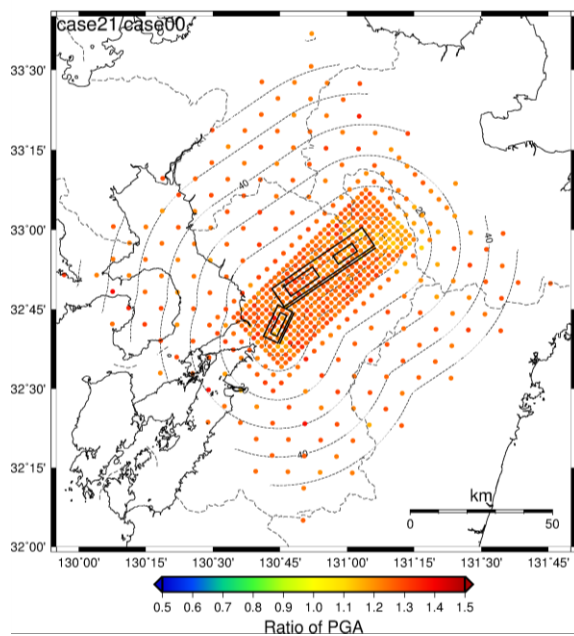


(c) 最大加速度の比較

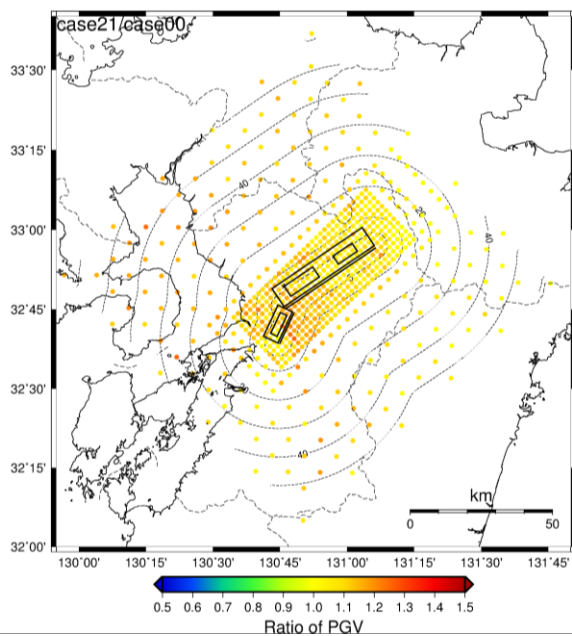


(d) 最大速度の比較

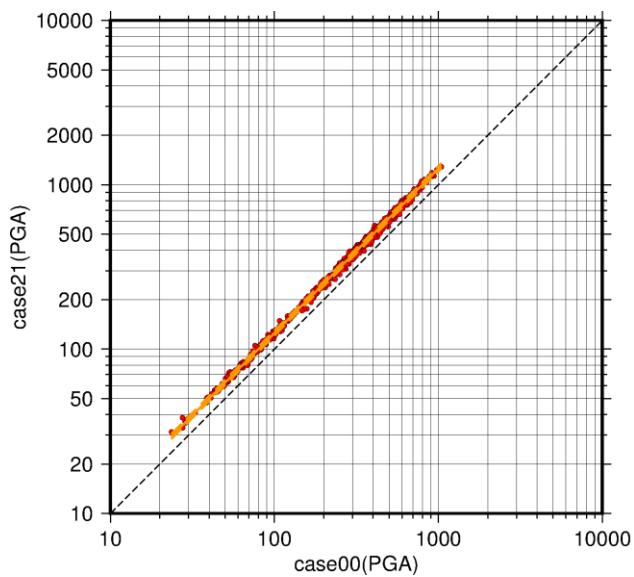
図 4.3-9(1) ケース 21 (アスペリティの応力降下量：大) の地震動評価結果。



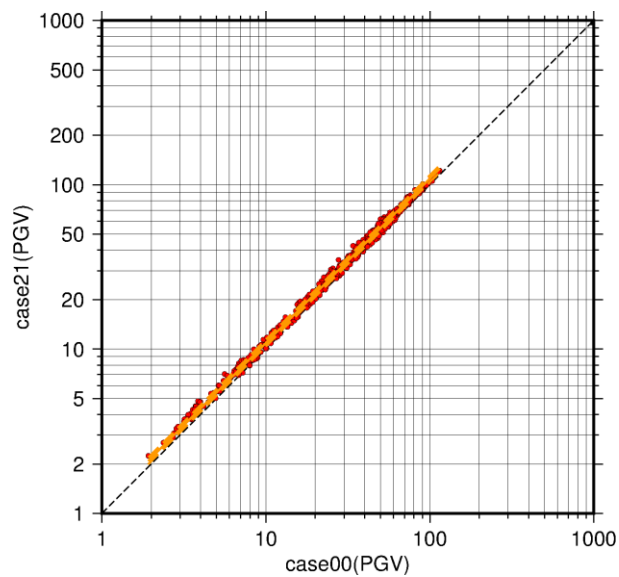
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

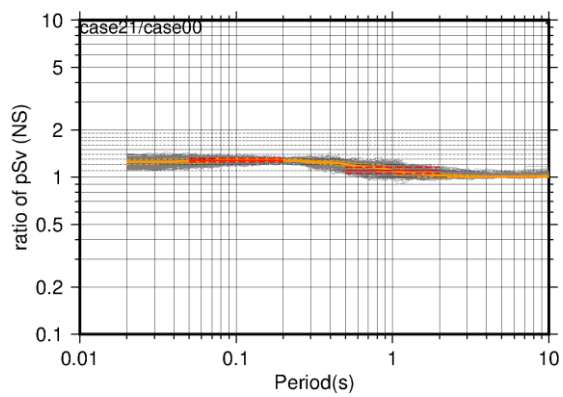


(g) 最大加速度の比較

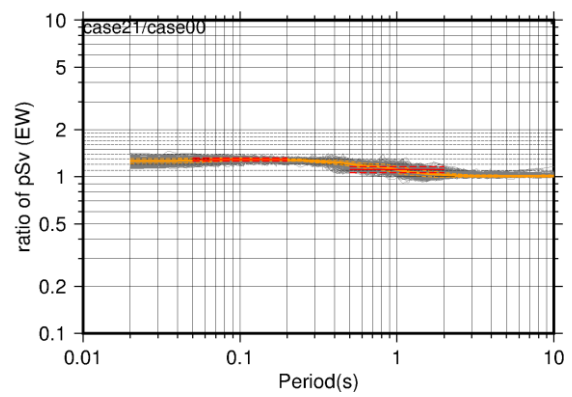


(h) 最大速度の比較

図 4.3-9(2) ケース 00 とケース 21 (アスペリティの応力降下量：大) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-9(3) ケース 00 に対するケース 21 (アスペリティの応力降下量 : 大) のスペクトル比.

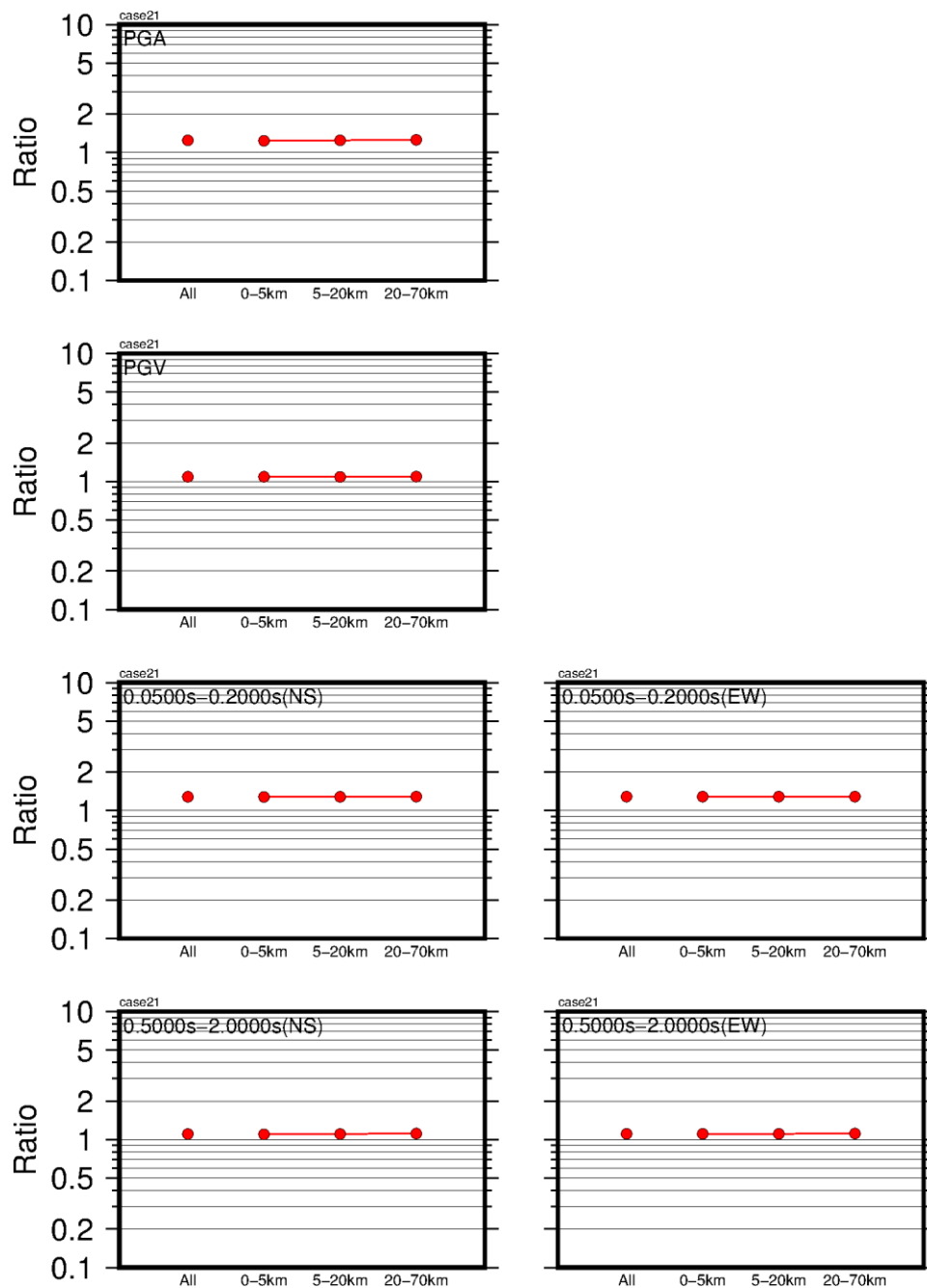
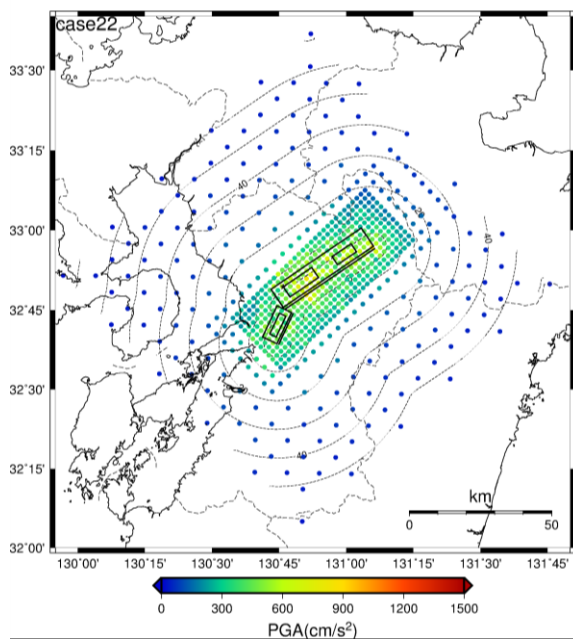
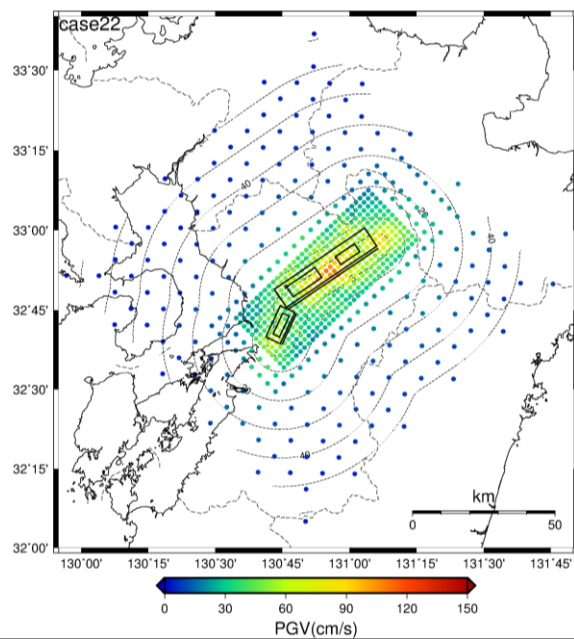


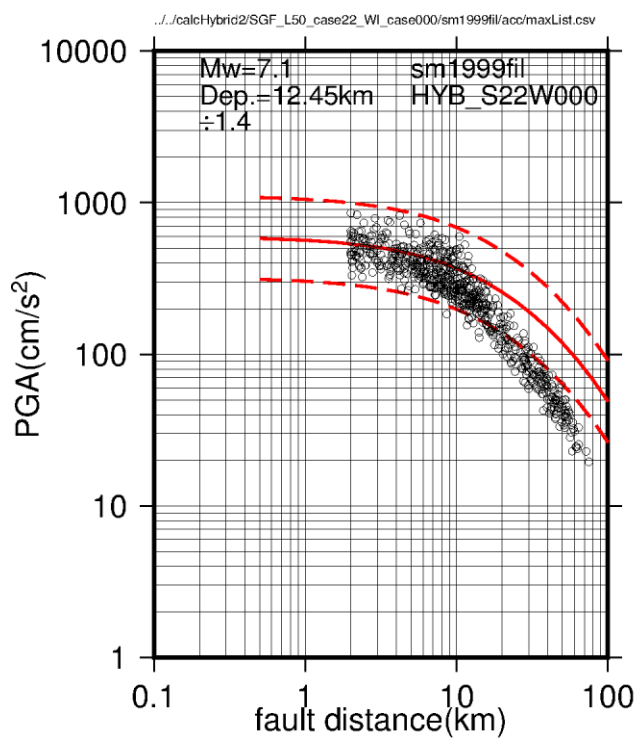
図 4.3-9(4) ケース 00 に対するケース 21（アスペリティの応力降下量：大）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差。



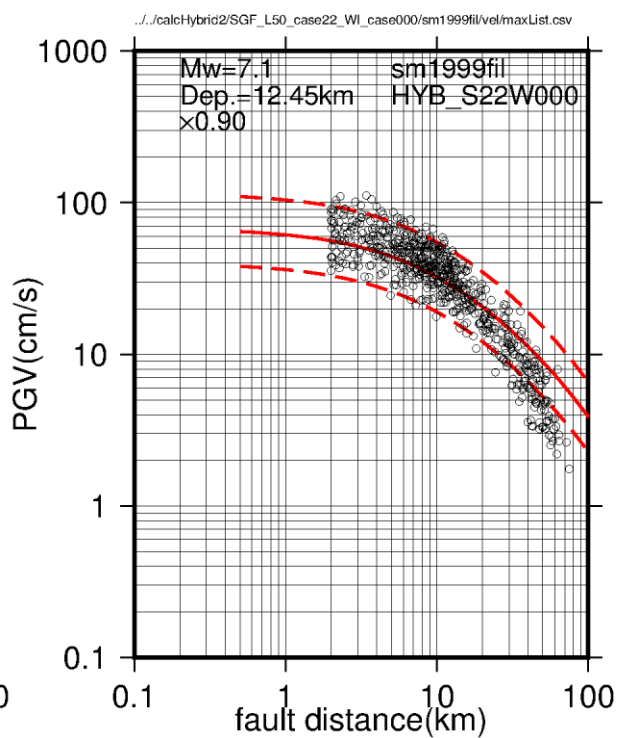
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

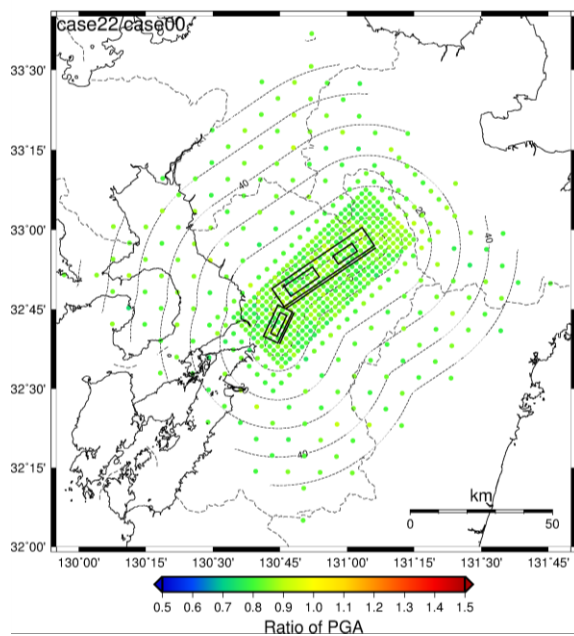


(c) 最大加速度の比較

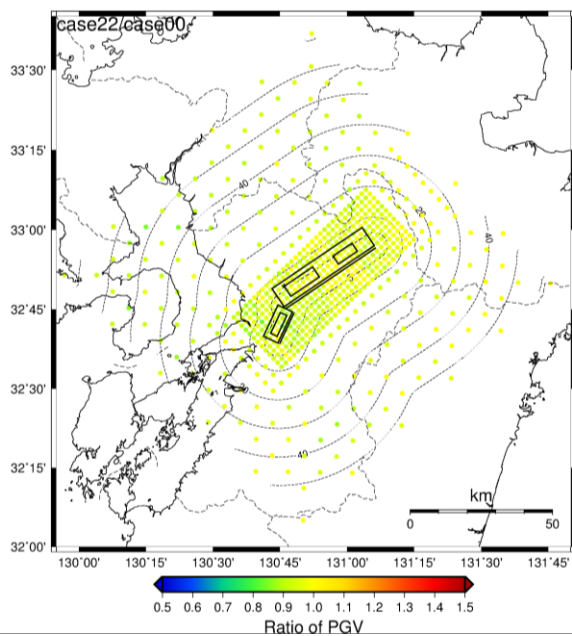


(d) 最大速度の比較

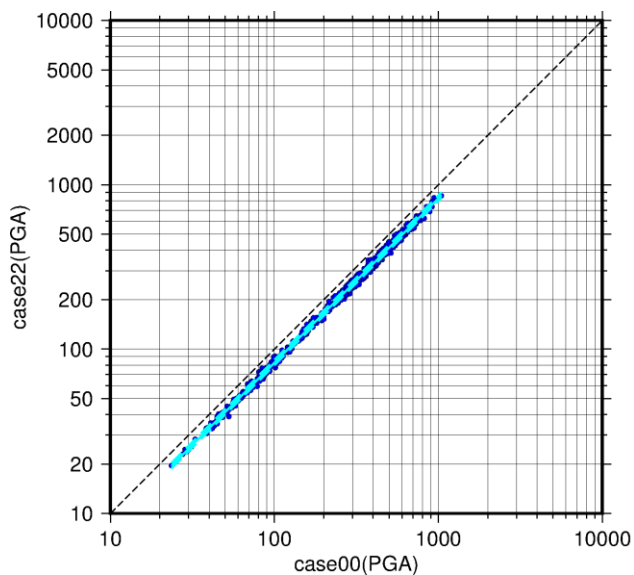
図 4.3-10(1) ケース 22 (アスペリティの応力降下量：小) の地震動評価結果.



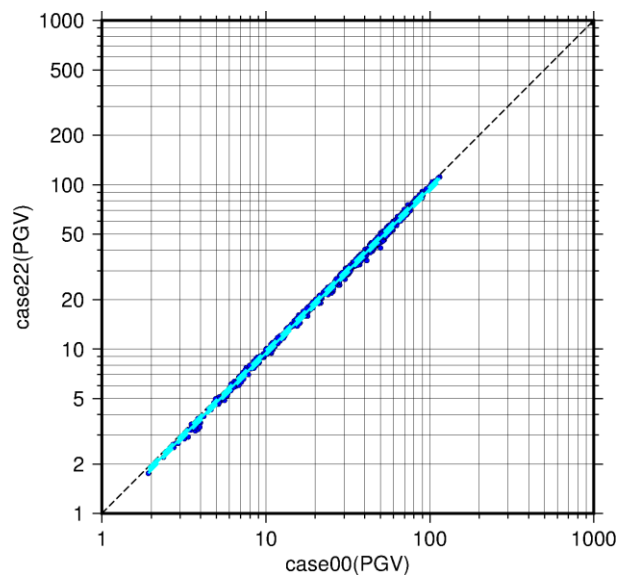
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

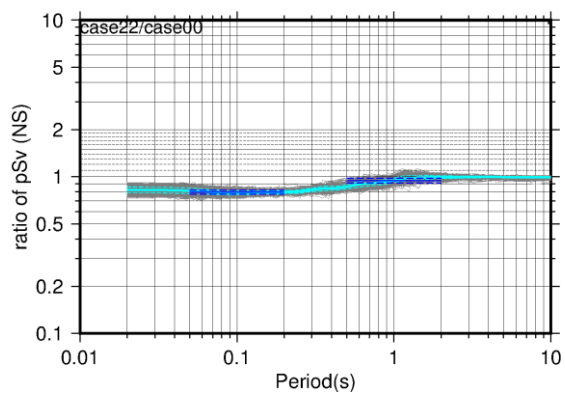


(g) 最大加速度の比較

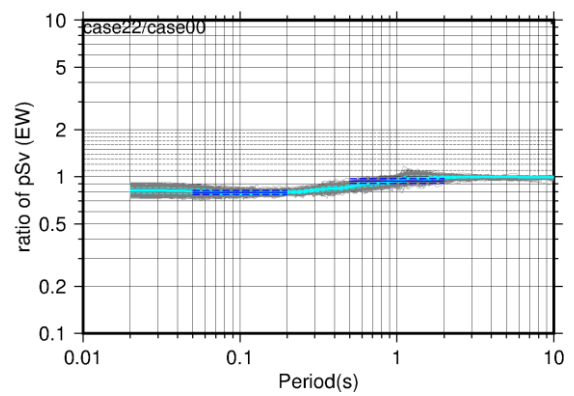


(h) 最大速度の比較

図 4.3-10(2) ケース 00 とケース 22 (アスペリティの応力降下量：小) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-10(3) ケース 00 に対するケース 22 (アスペリティの応力降下量: 小) のスペクトル比.

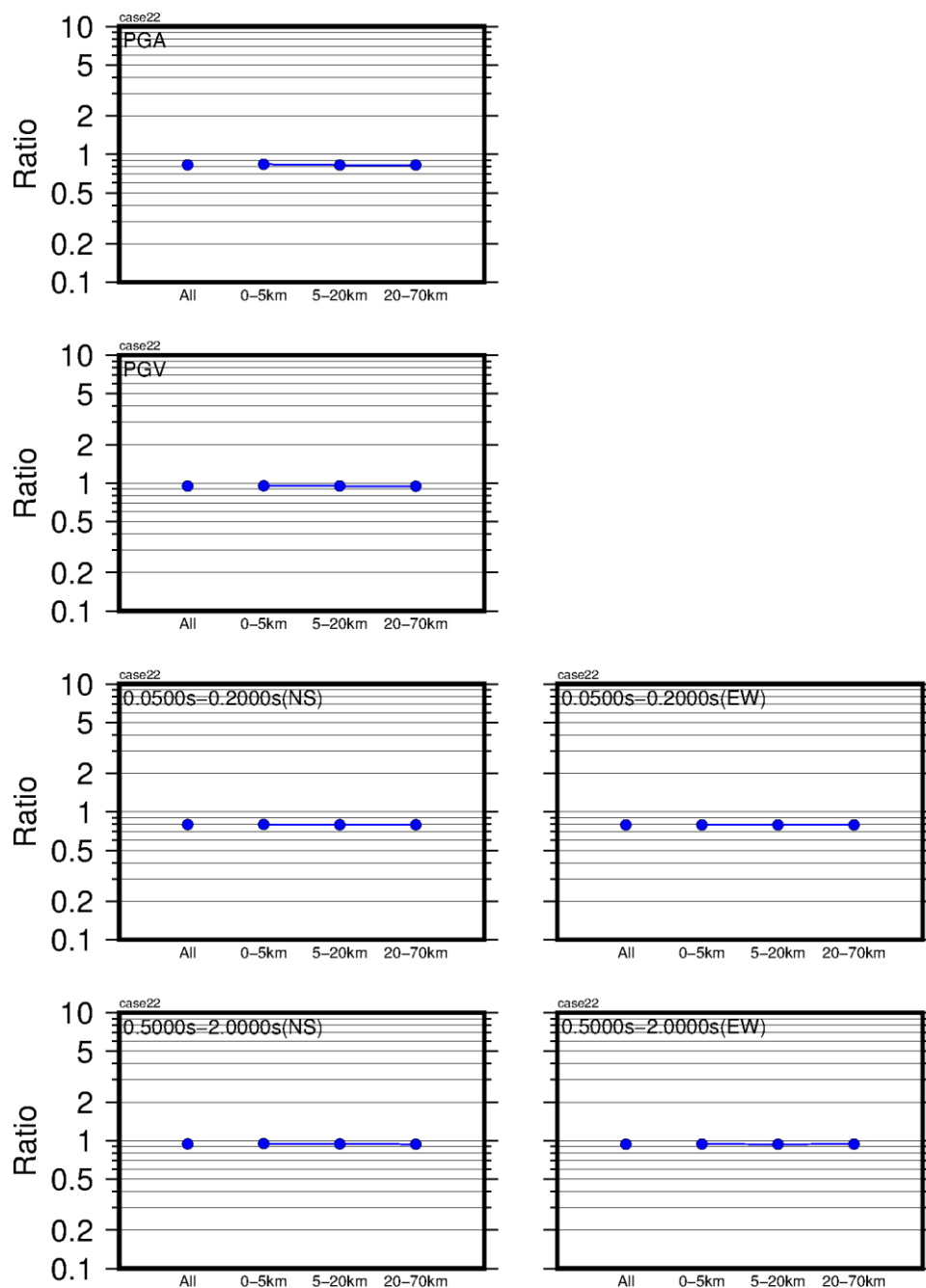
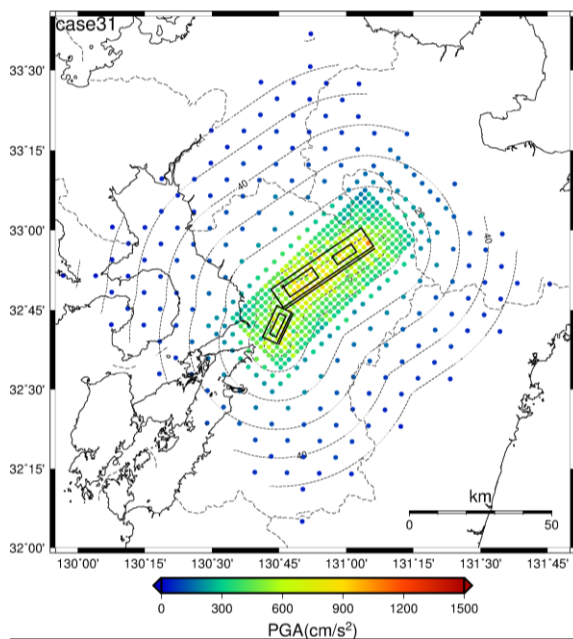
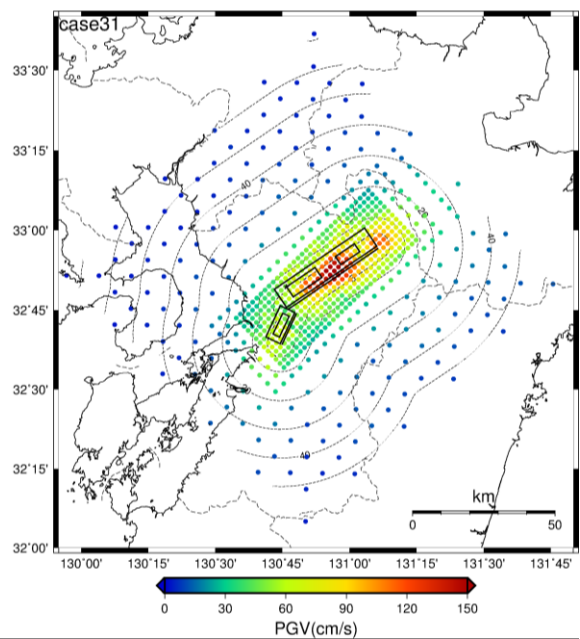


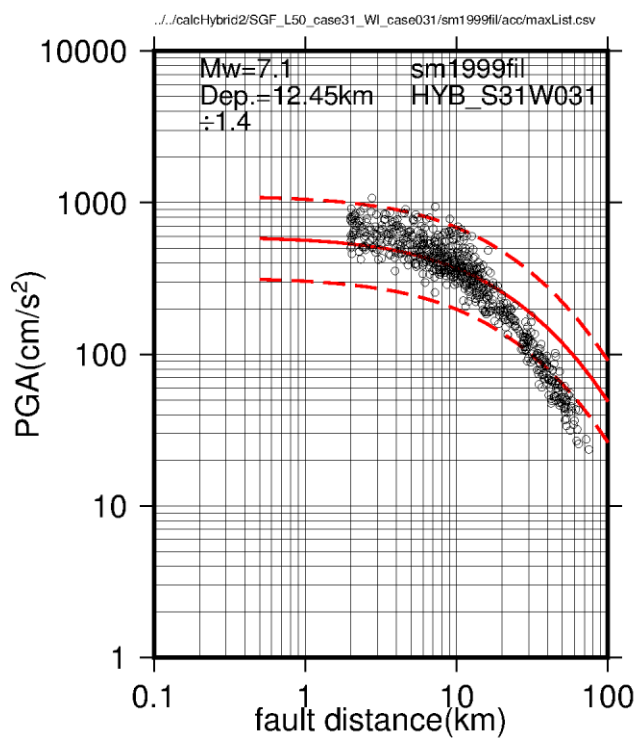
図 4.3-10(4) ケース 00 に対するケース 22 (アスペリティの応力降下量：小) の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.



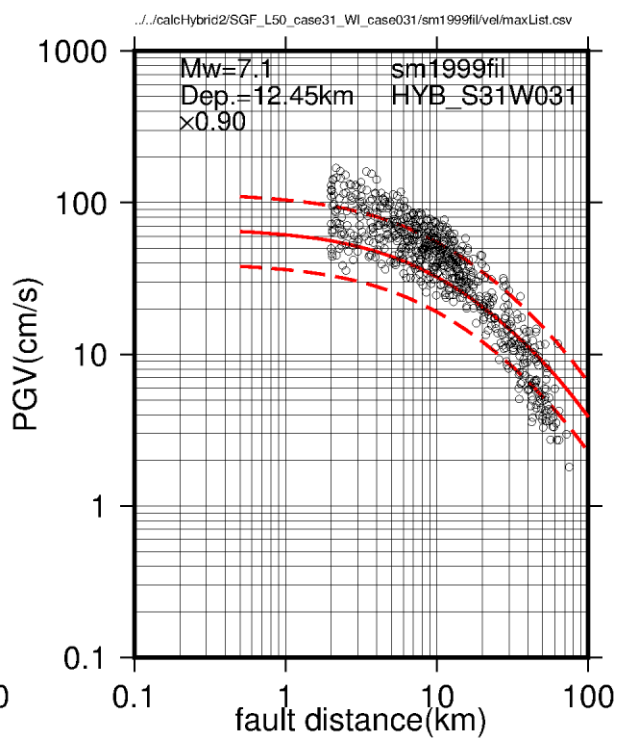
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

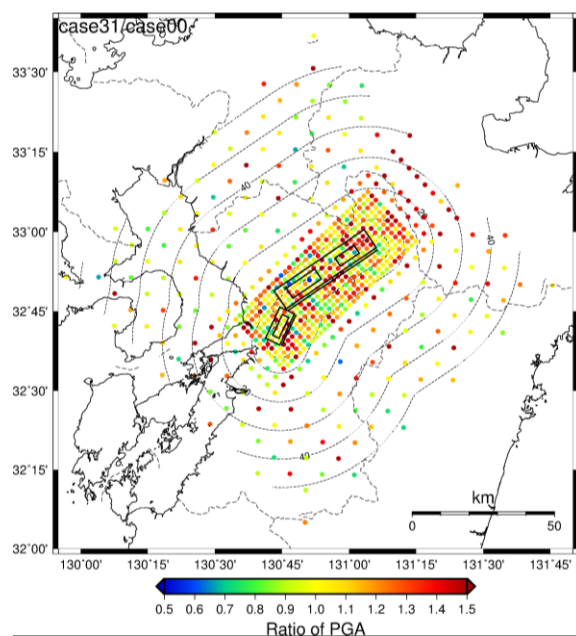


(c) 最大加速度の比較

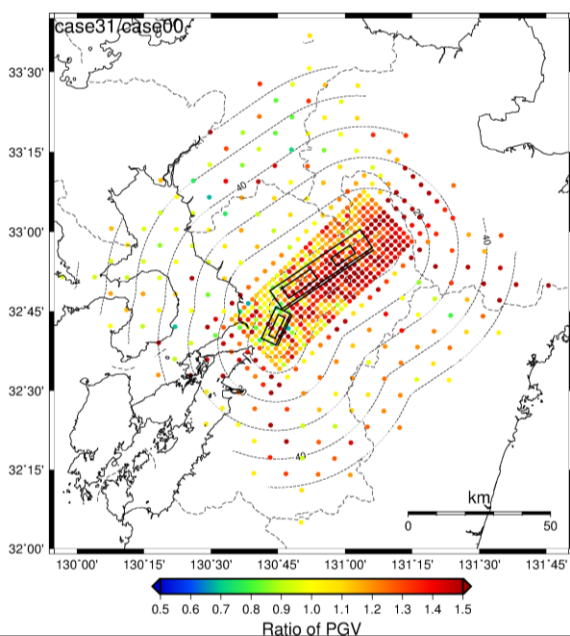


(d) 最大速度の比較

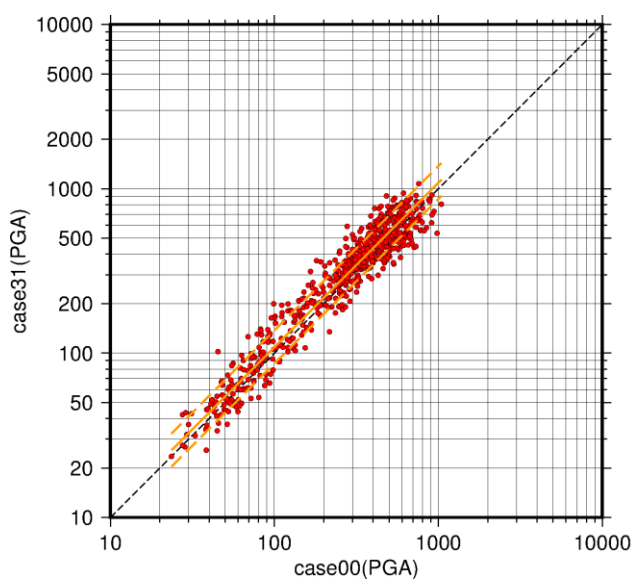
図 4.3-11(1) ケース 31（破壊伝播速度：速）の地震動評価結果。



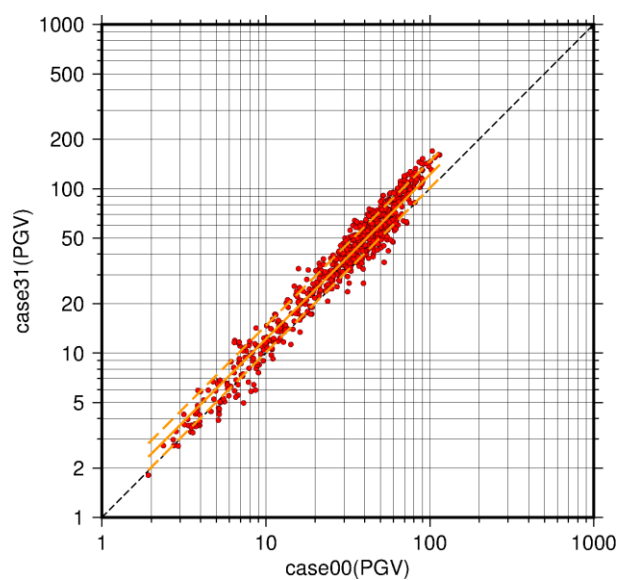
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

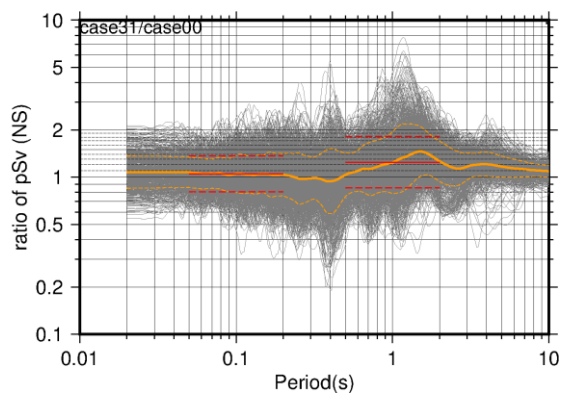


(g) 最大加速度の比較

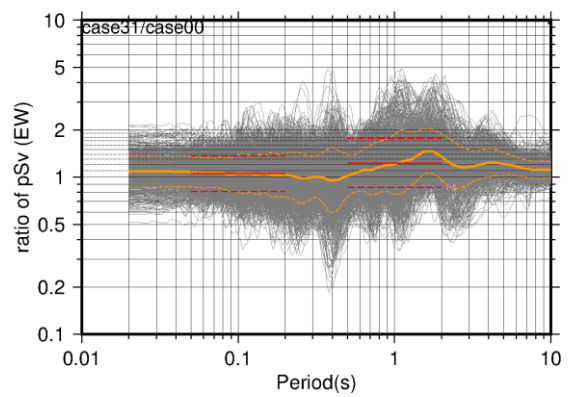


(h) 最大速度の比較

図 4.3-11(2) ケース 00 とケース 31（破壊伝播速度：速）の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-11(3) ケース 00 に対するケース 31 (破壊伝播速度:速) のスペクトル比.

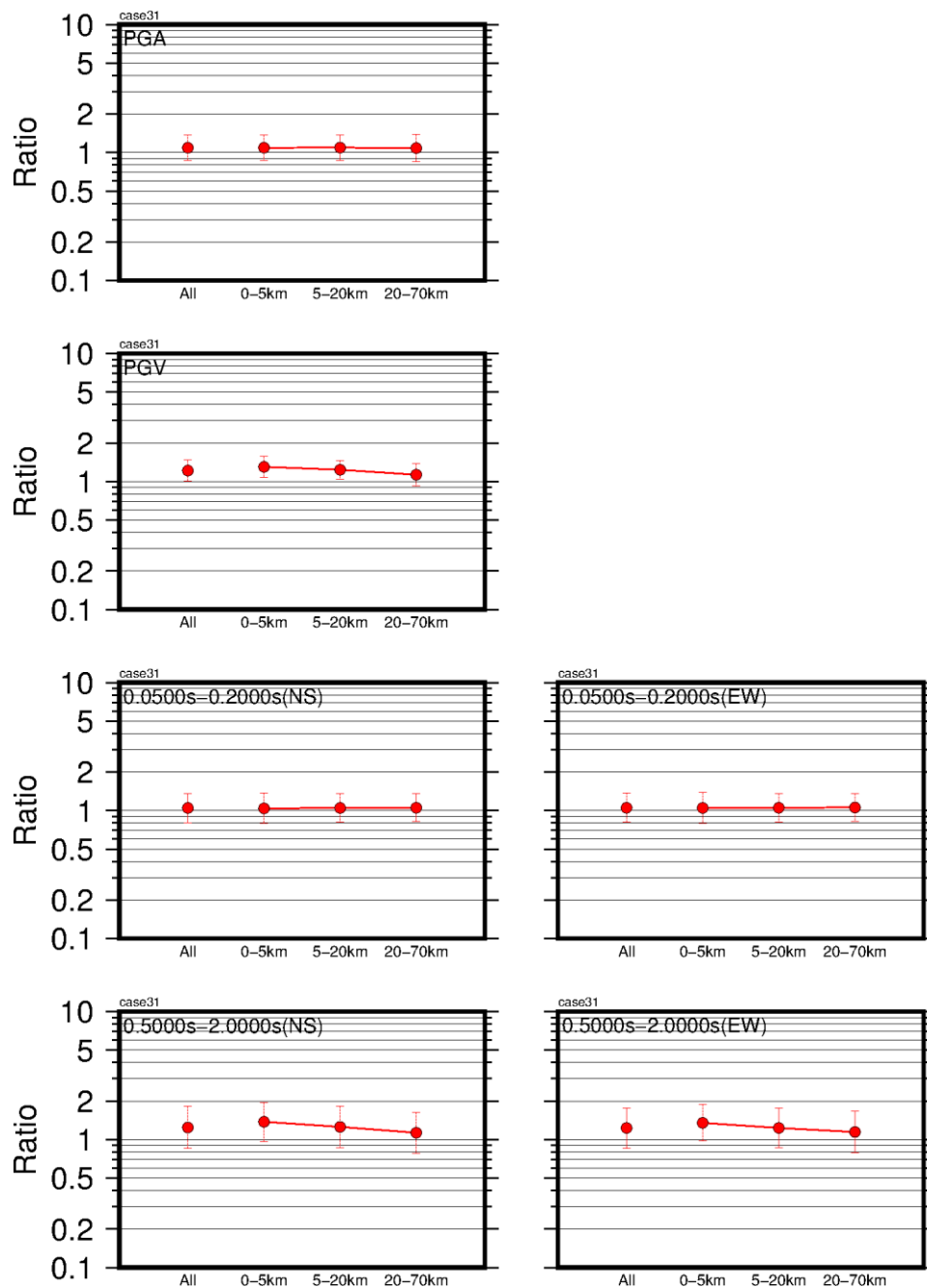
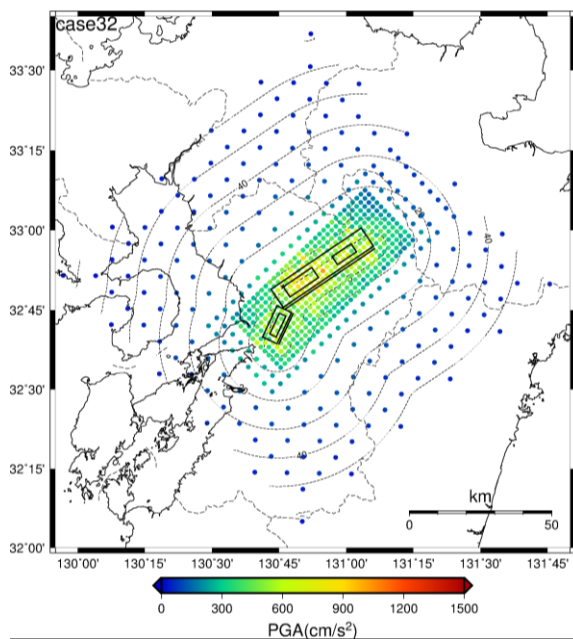
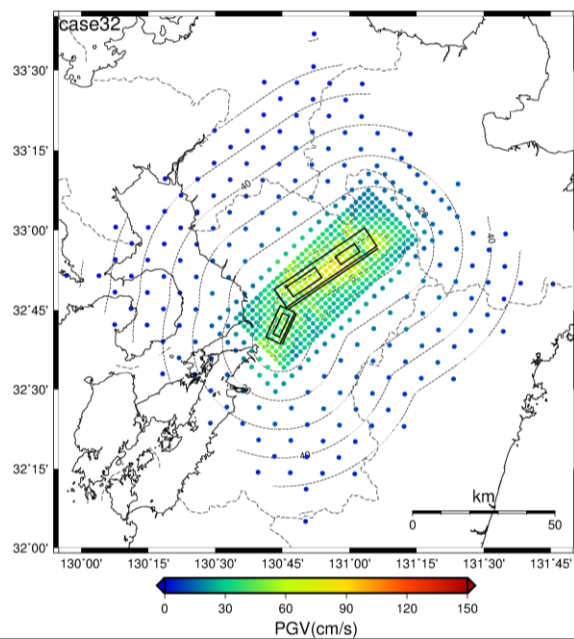


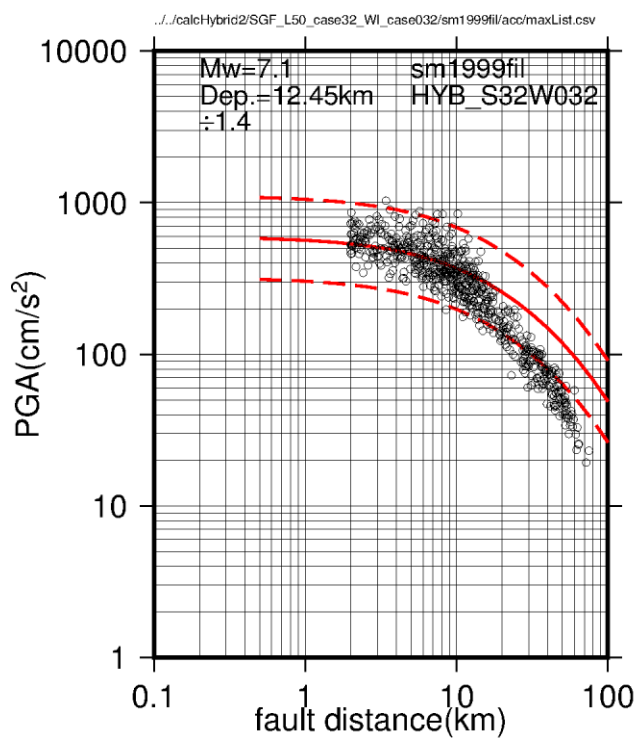
図 4.3-11(4) ケース 00 に対するケース 31（破壊伝播速度：速）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差。



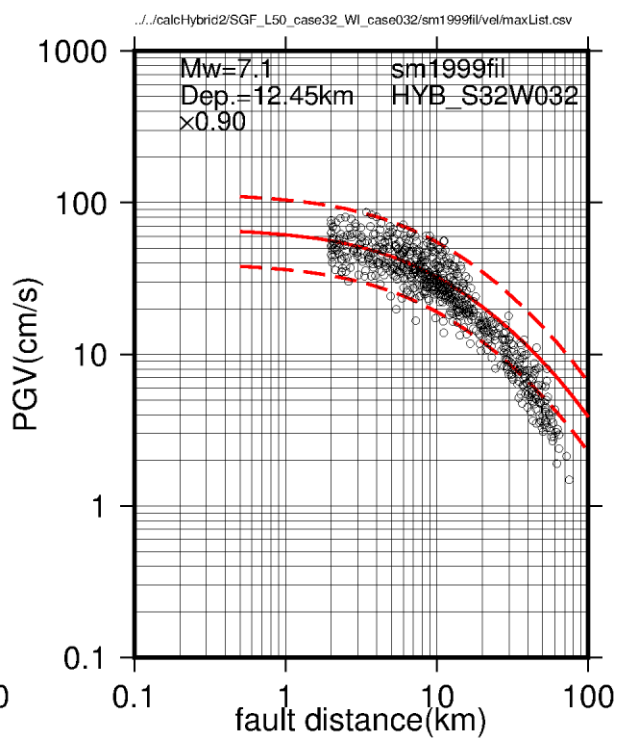
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

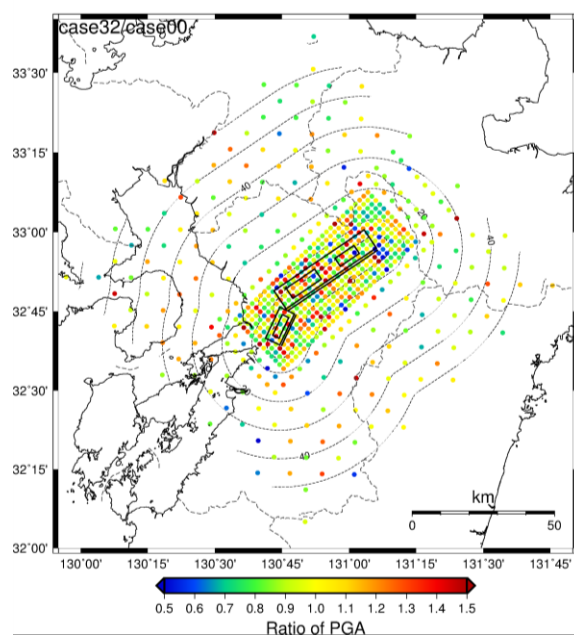


(c) 最大加速度の比較

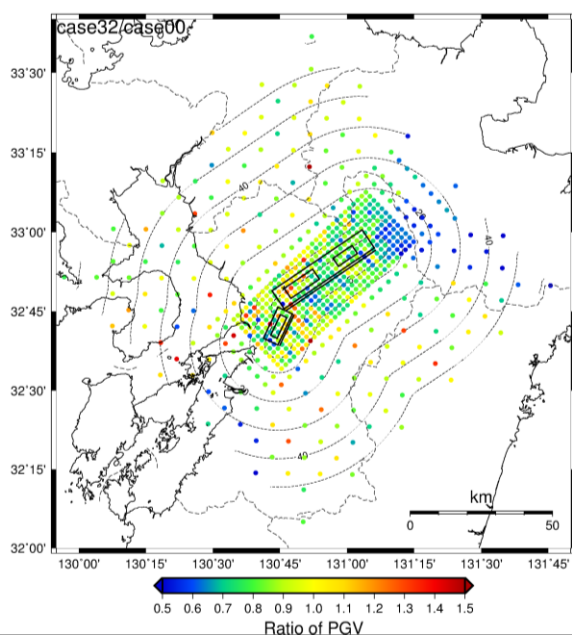


(d) 最大速度の比較

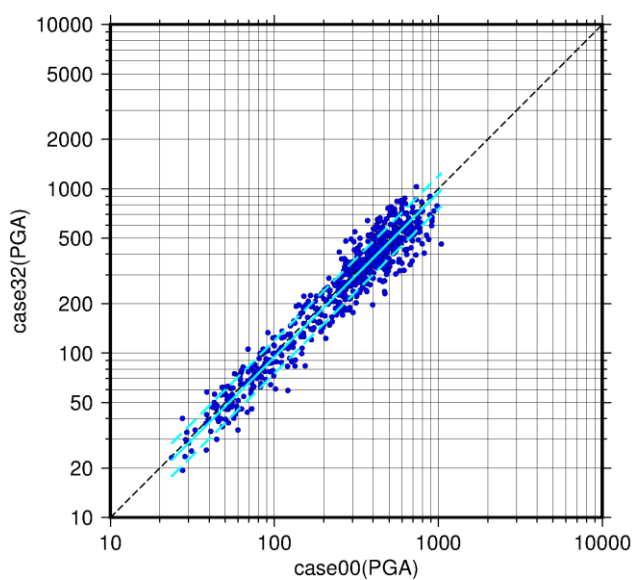
図 4.3-12(1) ケース 32（破壊伝播速度：遅）の地震動評価結果.



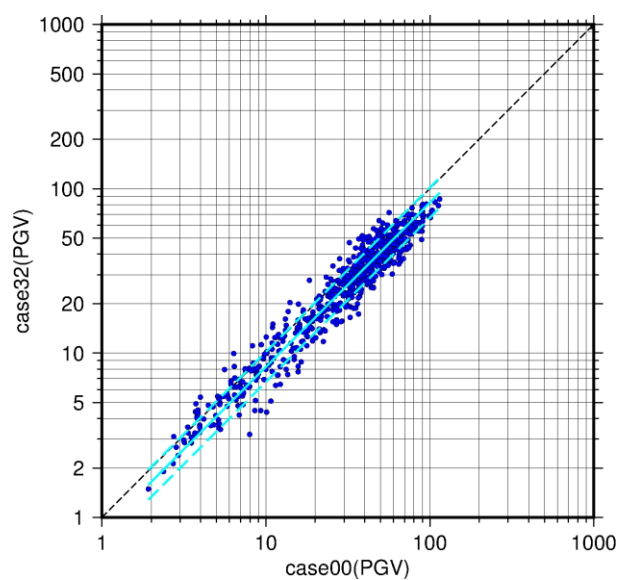
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布



(g) 最大加速度の比較



(h) 最大速度の比較

図 4.3-12(2) ケース 00 とケース 32（破壊伝播速度：遅）の地震動評価結果の比較.

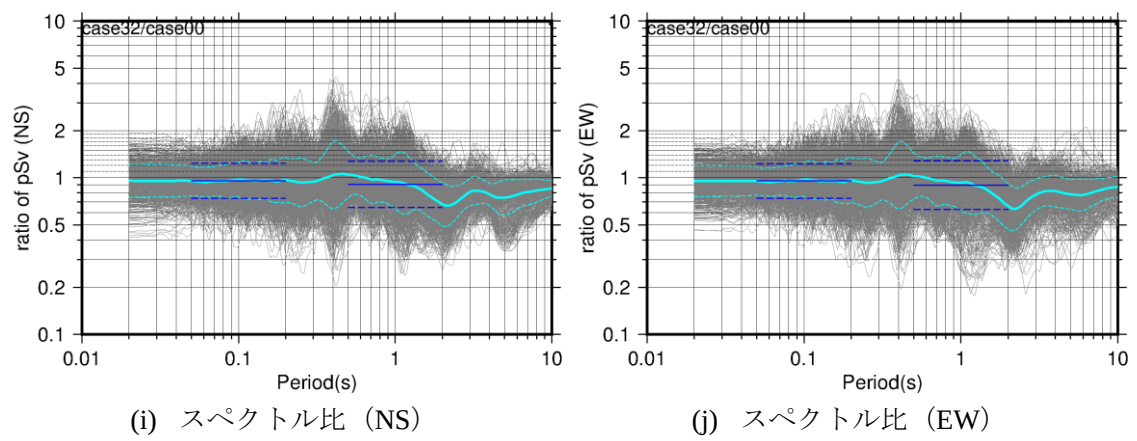


図 4.3-12(3) ケース 00 に対するケース 32（破壊伝播速度：遅）のスペクトル比.

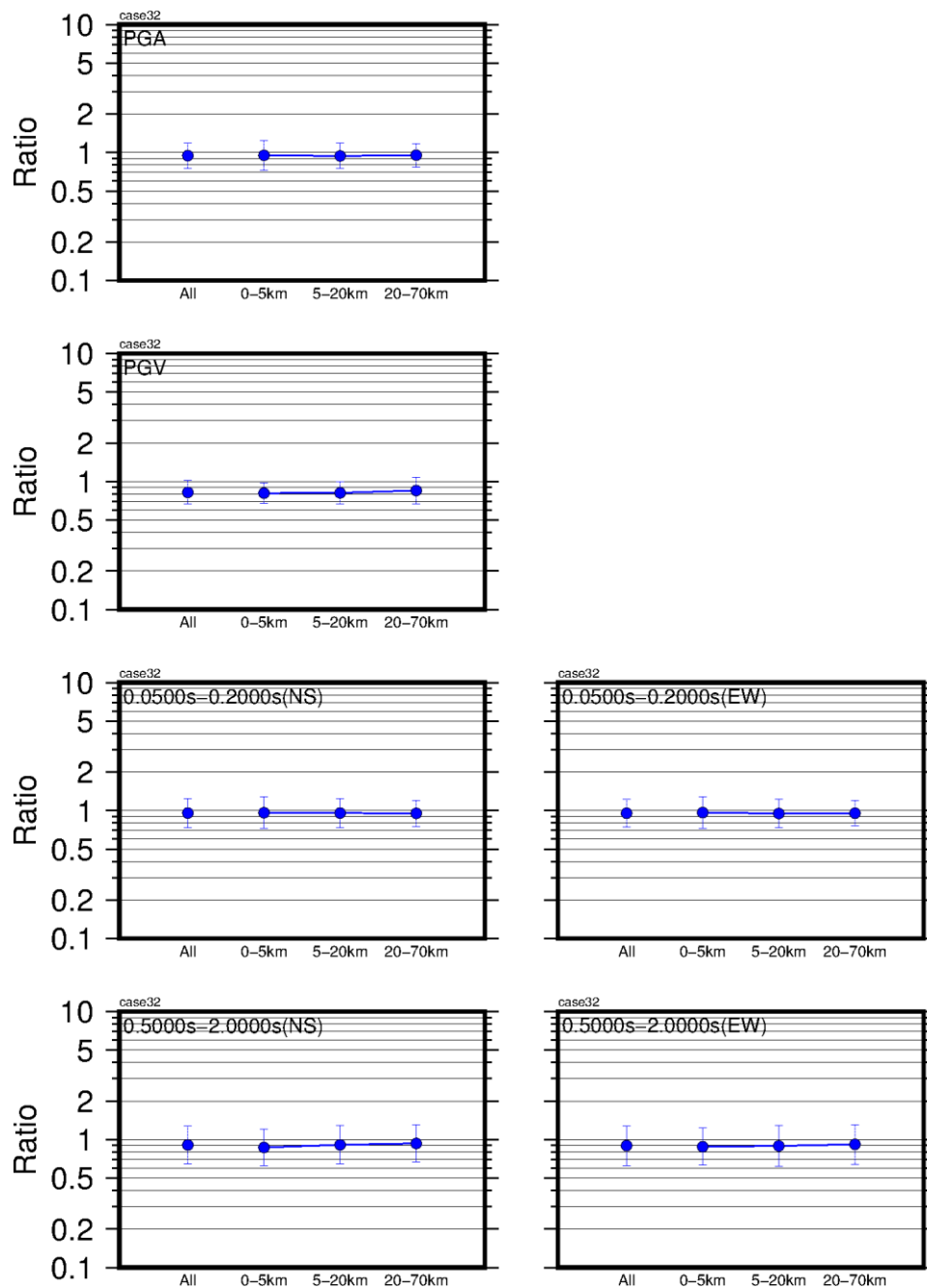
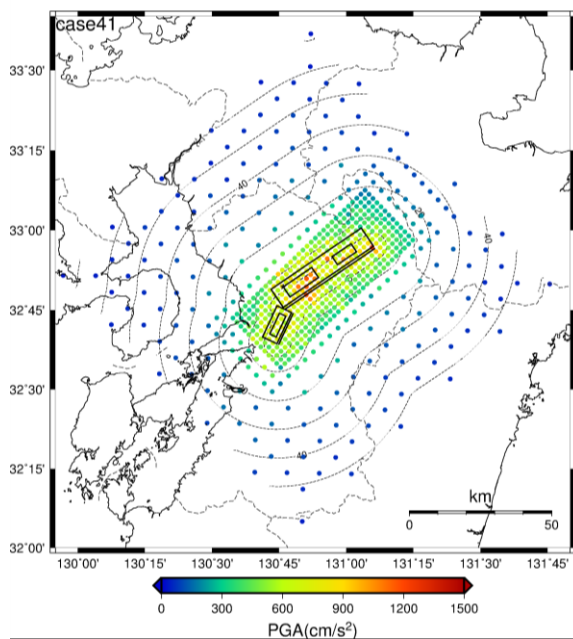
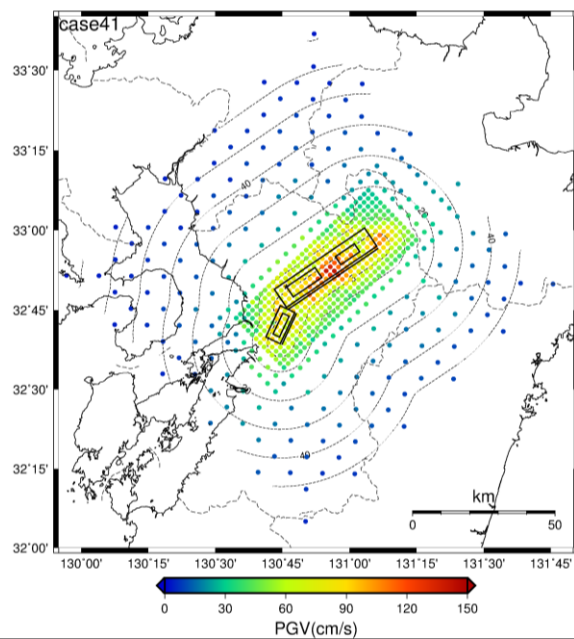


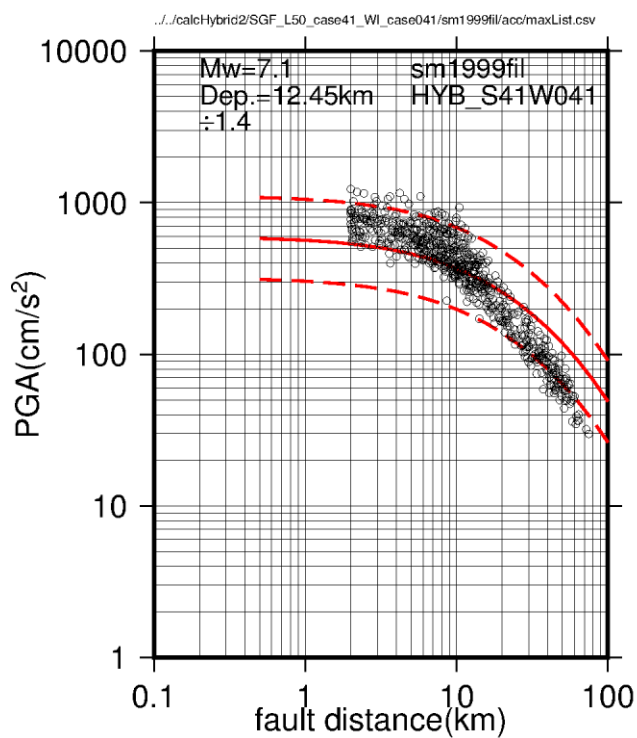
図 4.3-12(4) ケース 00 に対するケース 32（破壊伝播速度：遅）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.



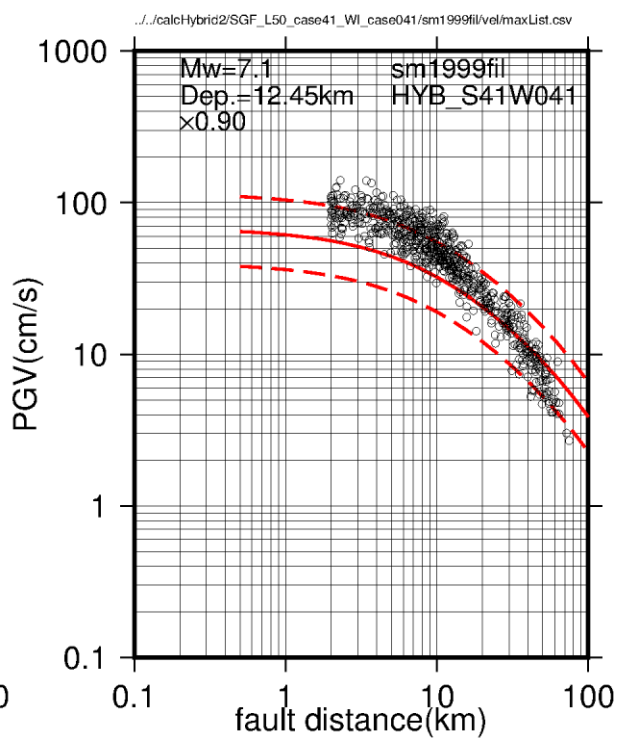
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

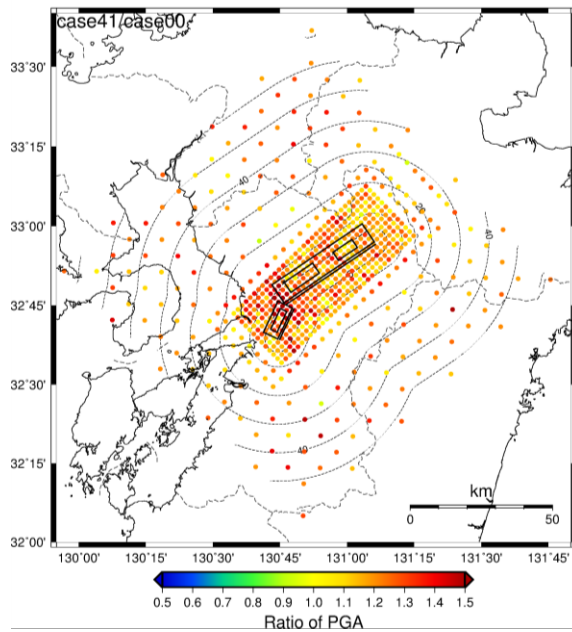


(c) 最大加速度の比較

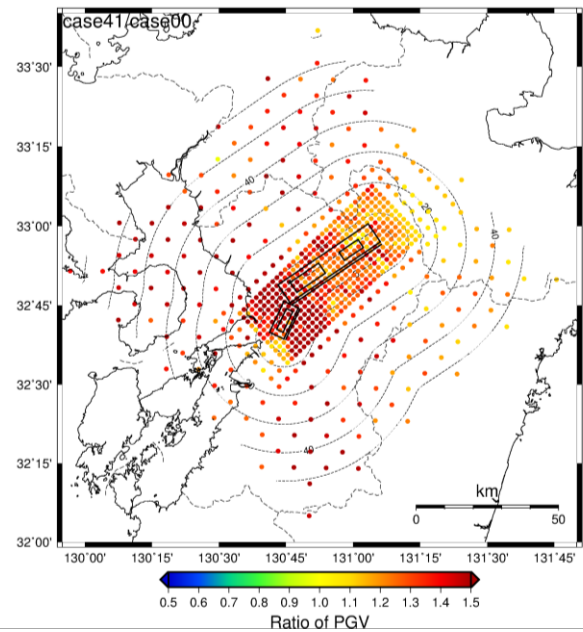


(d) 最大速度の比較

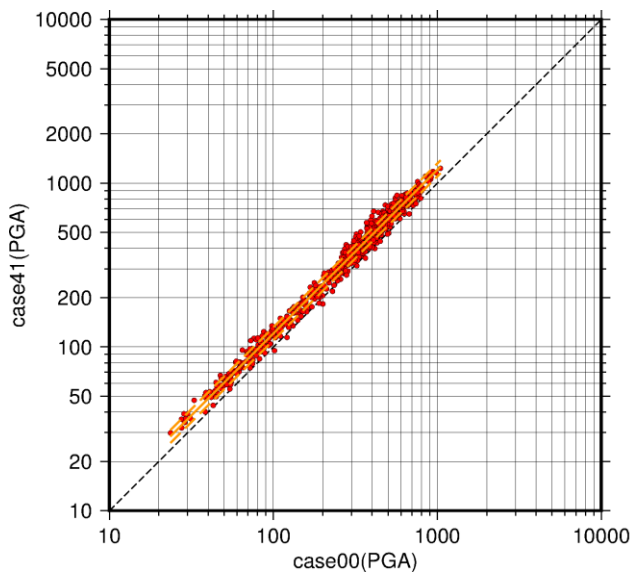
図 4.3-13(1) ケース 41 (ライズタイム：短) の地震動評価結果.



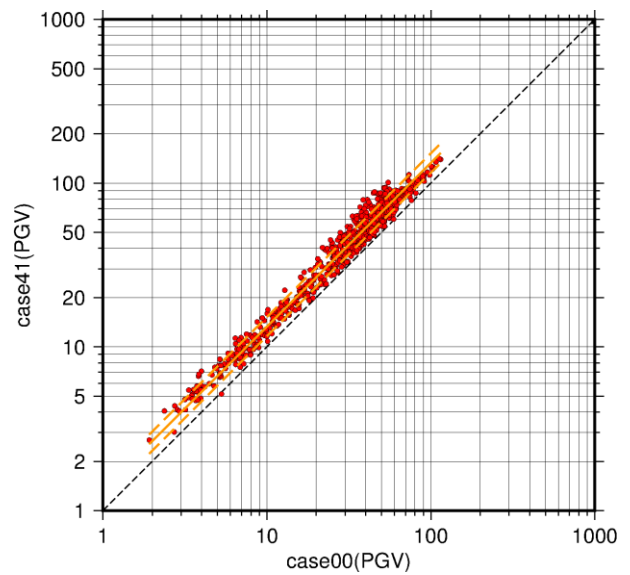
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

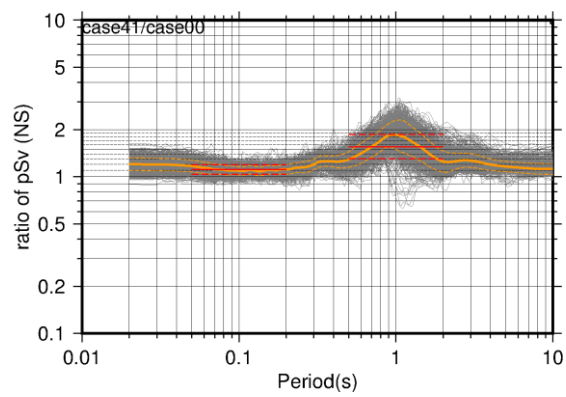


(g) 最大加速度の比較

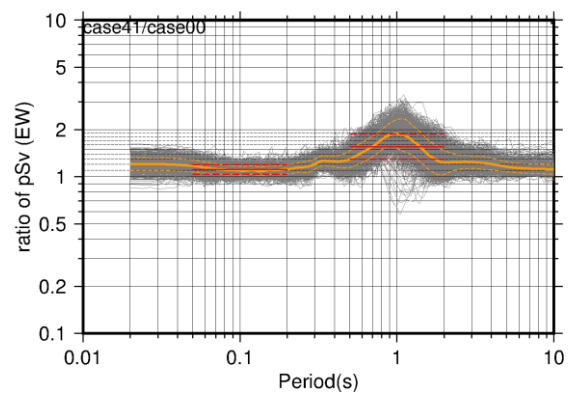


(h) 最大速度の比較

図 4.3-13(2) ケース 00 とケース 41 (ライズタイム：短) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-13(3) ケース 00 に対するケース 41 (ライズタイム : 短) のスペクトル比.

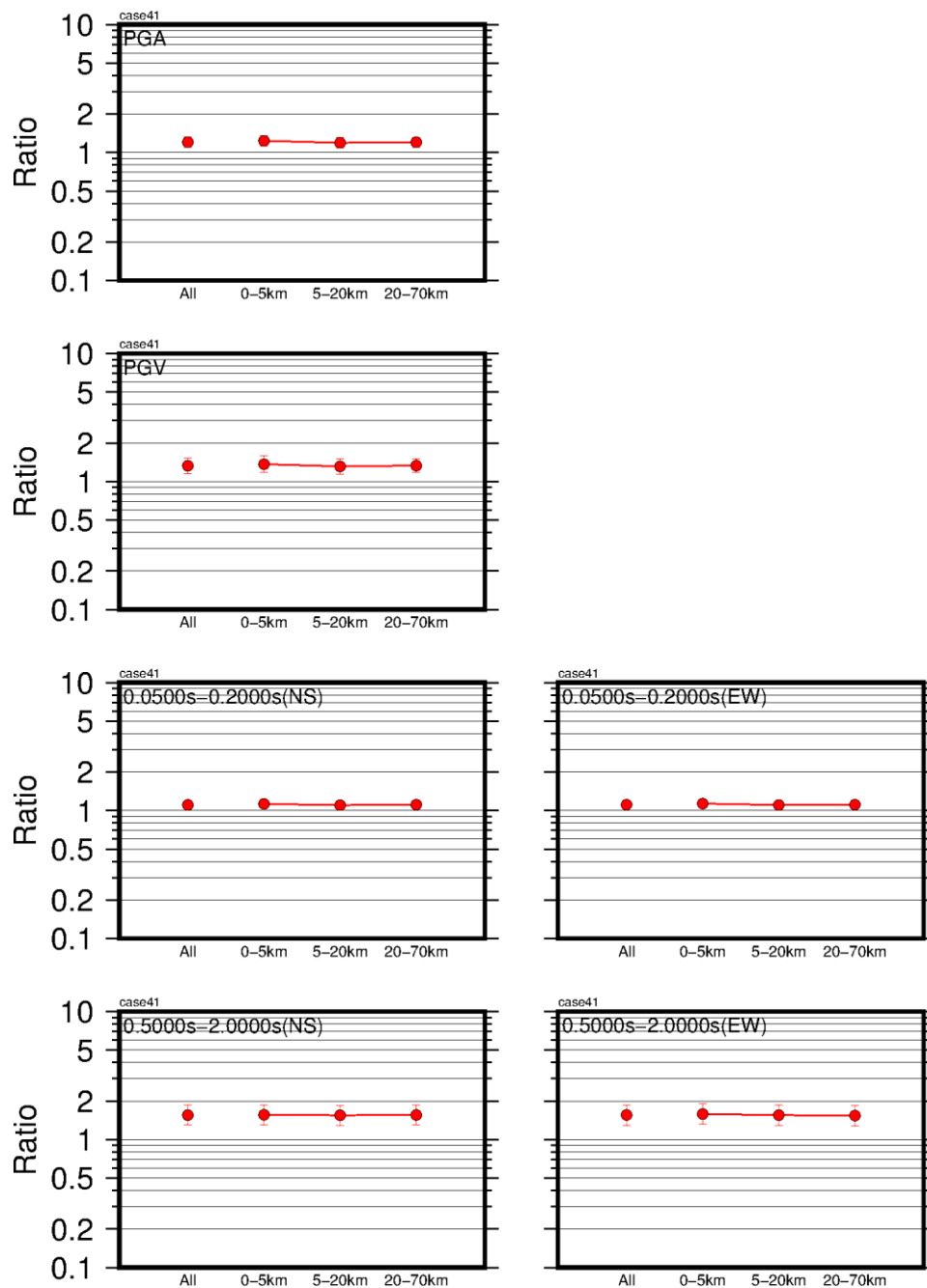
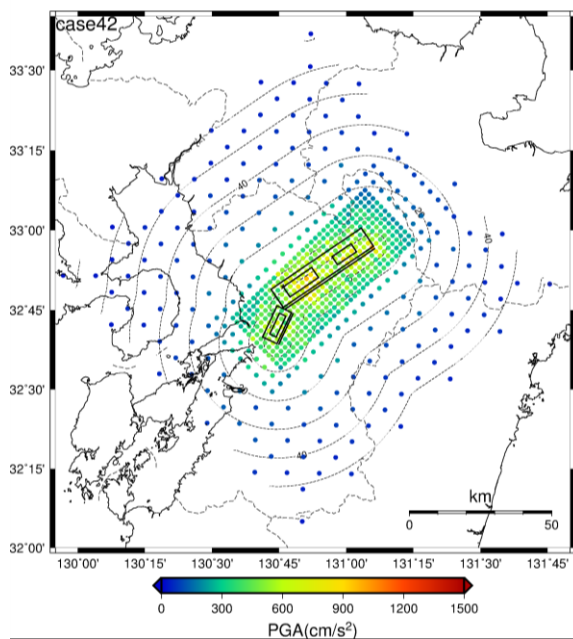
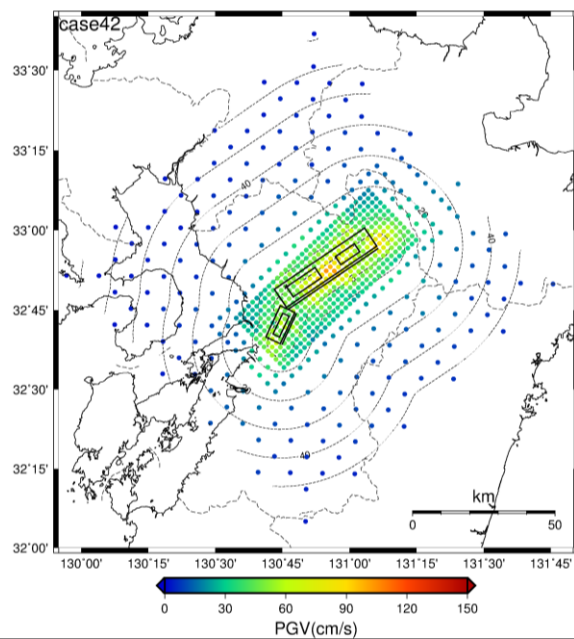


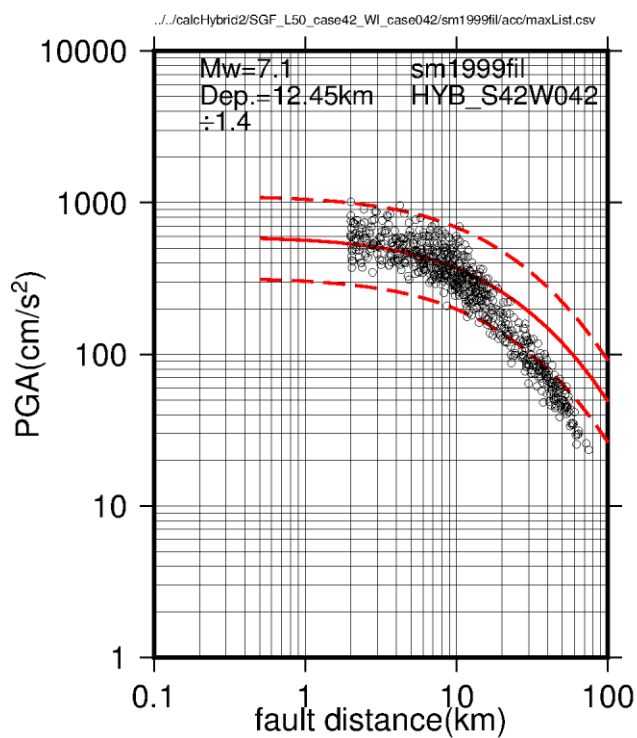
図 4.3-13(4) ケース 00 に対するケース 41（ライズタイム：短）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差。



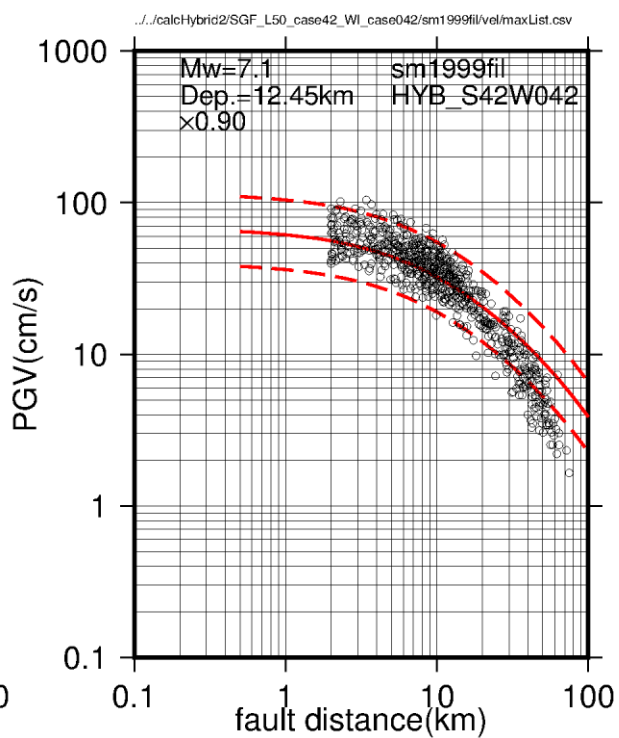
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

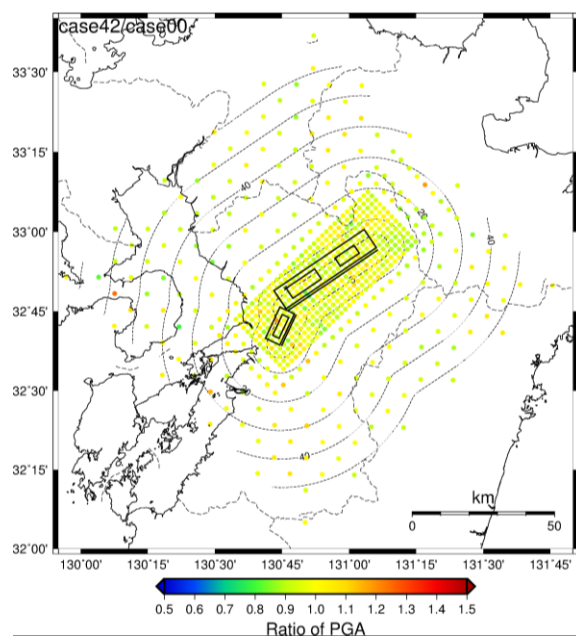


(c) 最大加速度の比較

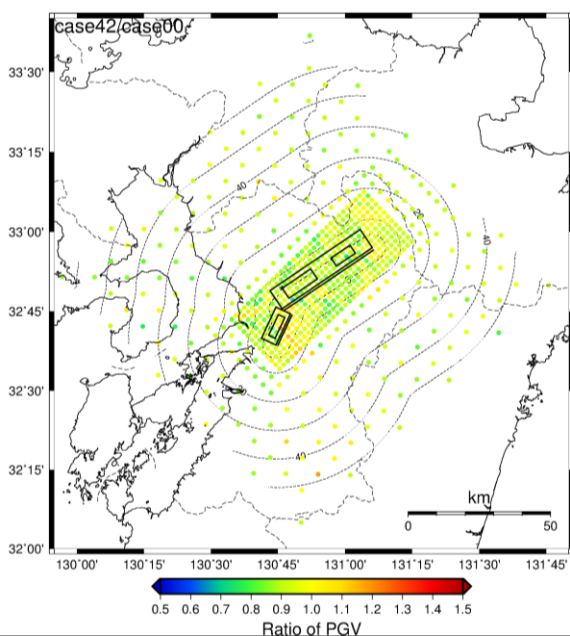


(d) 最大速度の比較

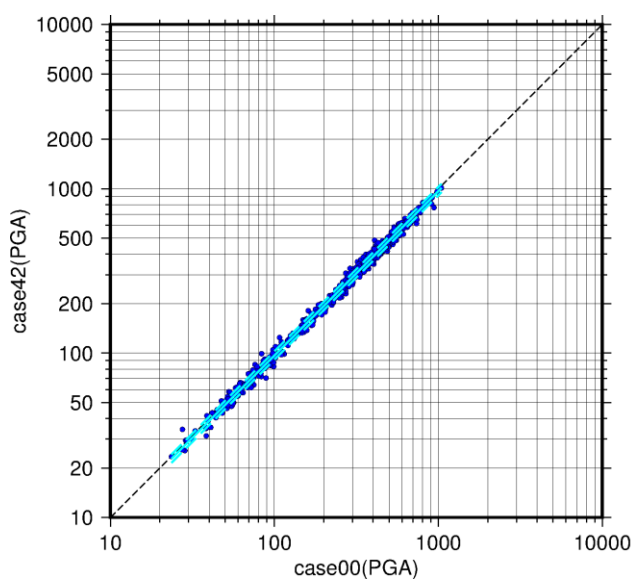
図 4.3-14(1) ケース 42 (ライズタイム：長) の地震動評価結果.



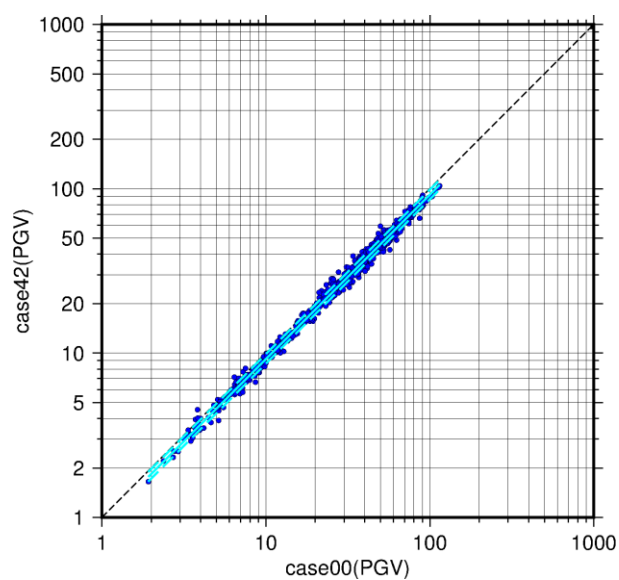
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

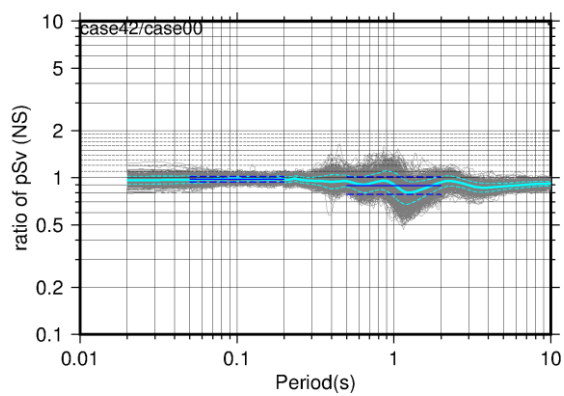


(g) 最大加速度の比較

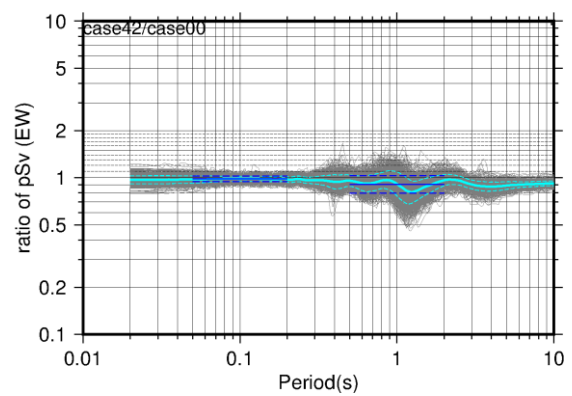


(h) 最大速度の比較

図 4.3-14(2) ケース 00 とケース 42 (ライズタイム：長) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-14(3) ケース 00 に対するケース 42 (ライズタイム : 長) のスペクトル比.

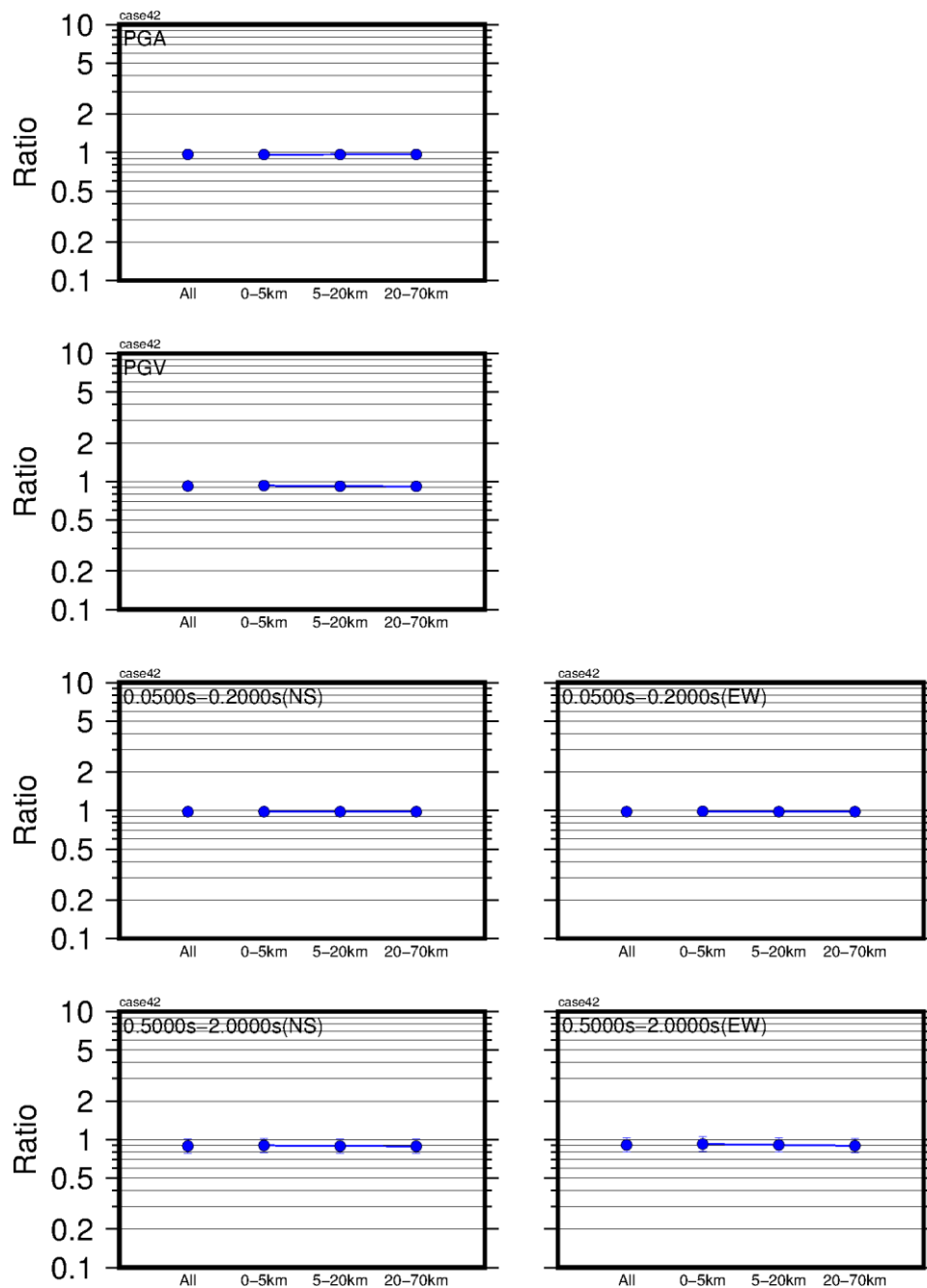
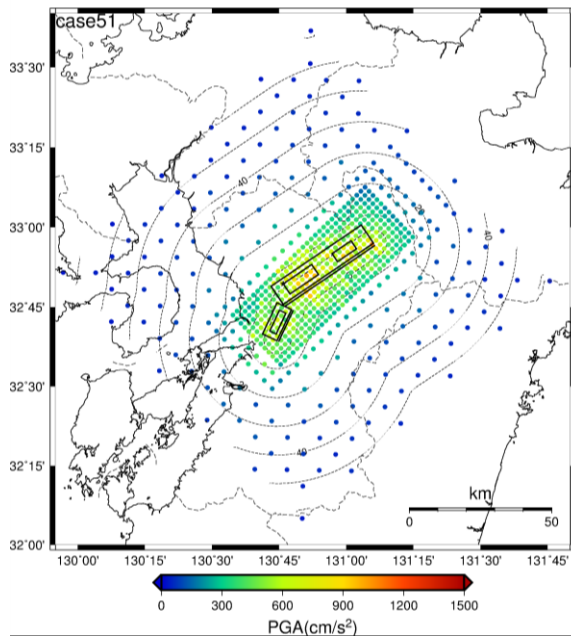
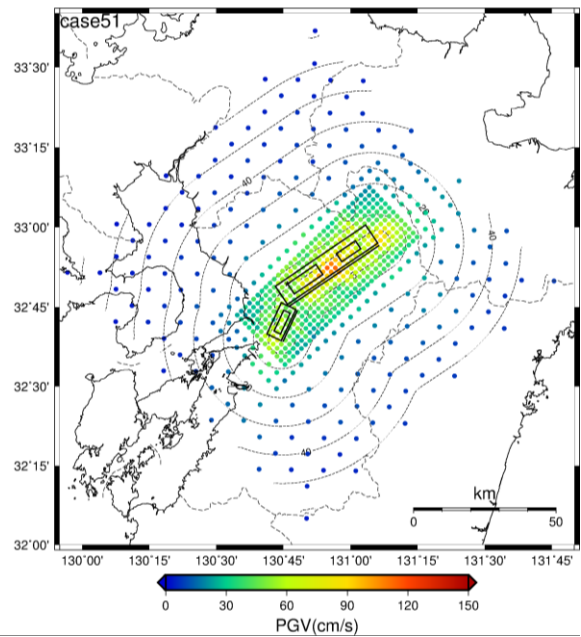


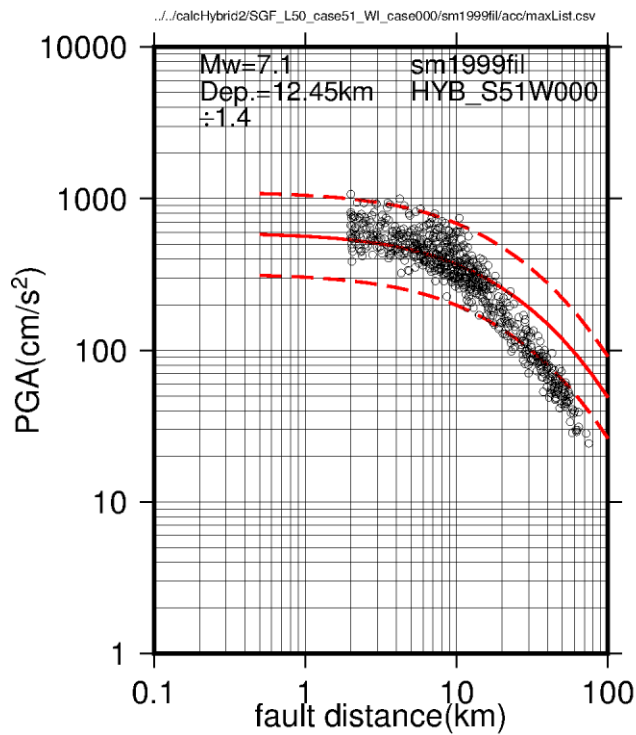
図 4.3-14(4) ケース 00 に対するケース 42（ライズタイム：長）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.



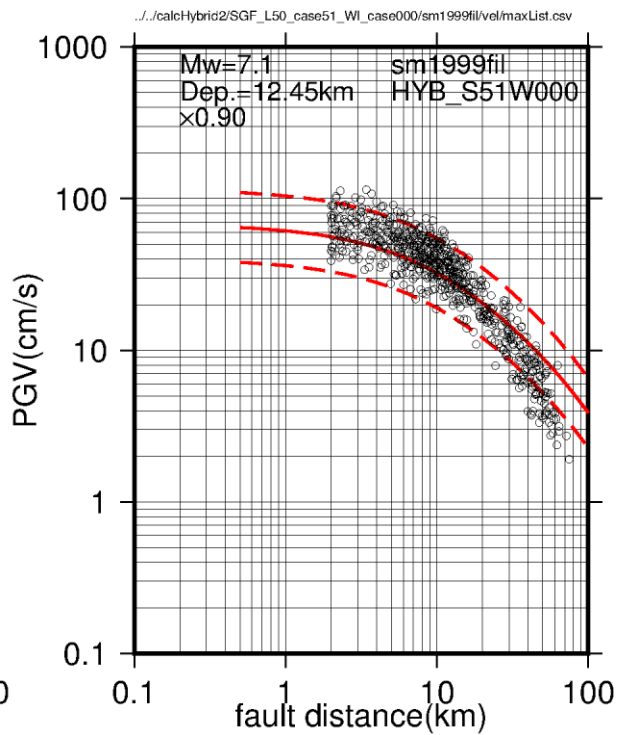
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

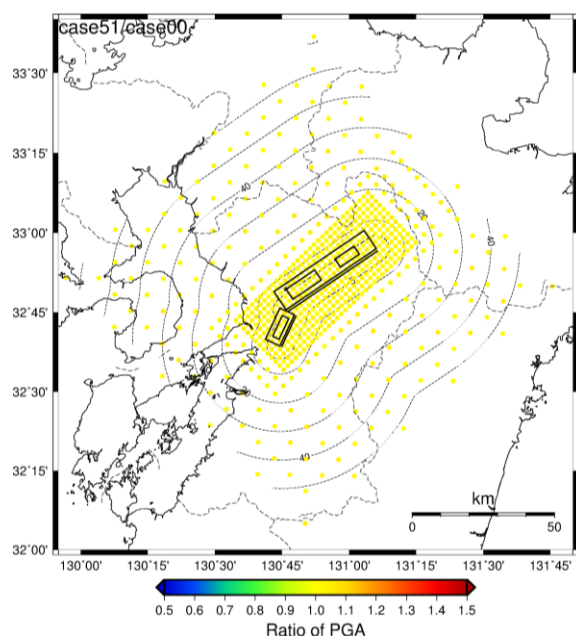


(c) 最大加速度の比較

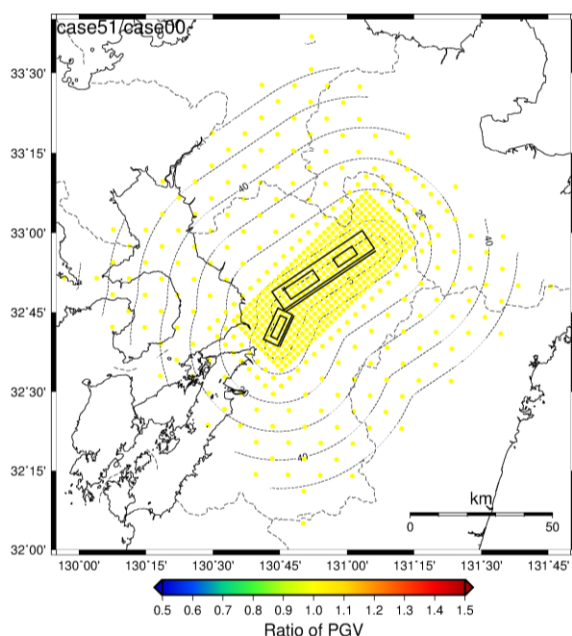


(d) 最大速度の比較

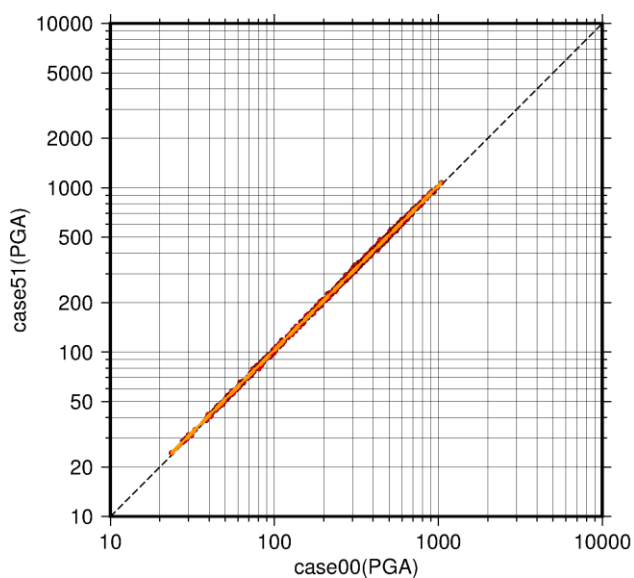
図 4.3-15(1) ケース 51 (フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$ と $2s = 2.22$ (内陸地殻内地震 7 地震の平均)) の地震動評価結果.



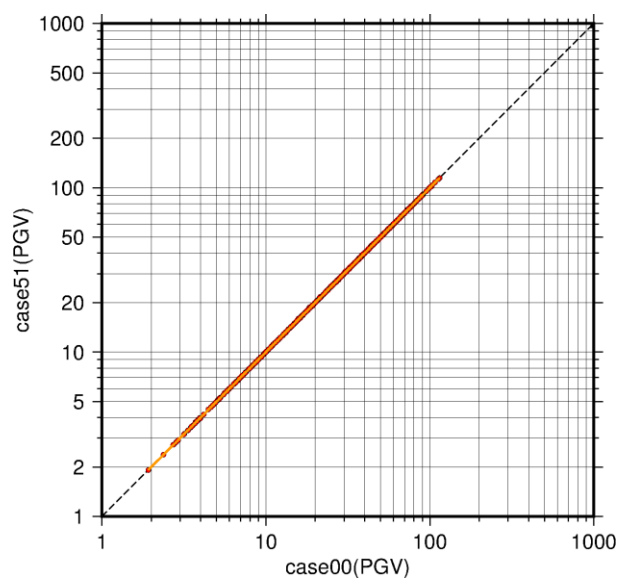
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

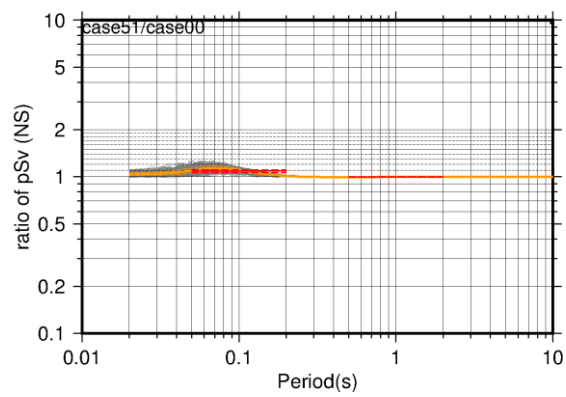


(g) 最大加速度の比較

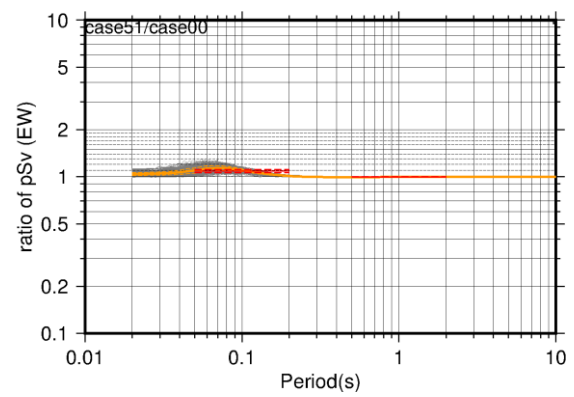


(h) 最大速度の比較

図 4.3-15(2) ケース 00 とケース 51(フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$ と $2s = 2.22$ (内陸地殻内地震 7 地震の平均)) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.3-15(3) ケース 00 に対するケース 51 (フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$ と $2s = 2.22$ (内陸地殻内地震 7 地震の平均)) の比.

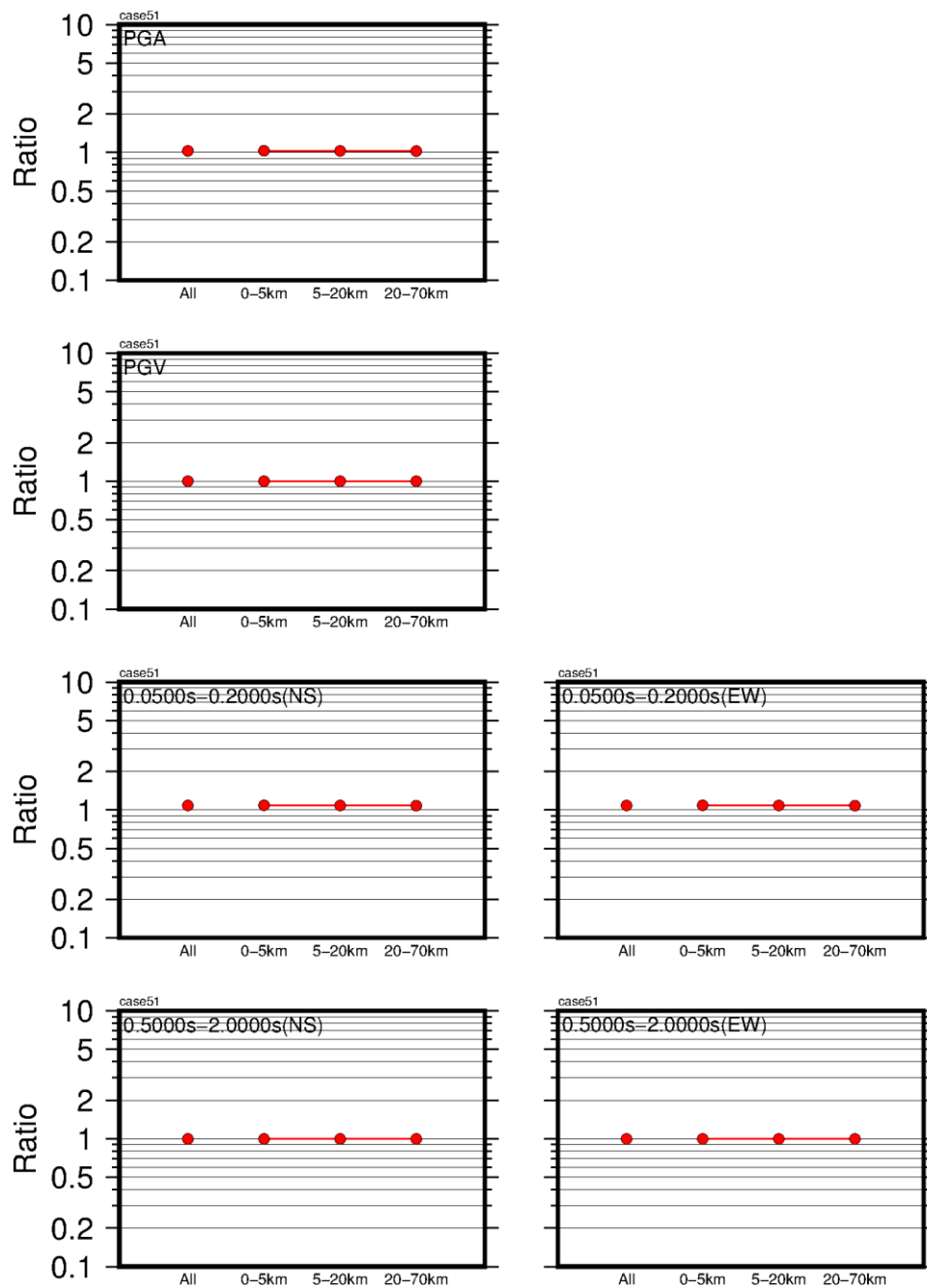
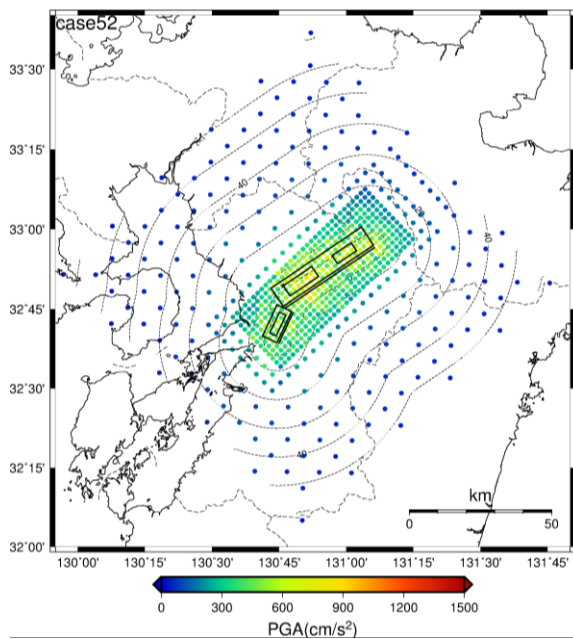
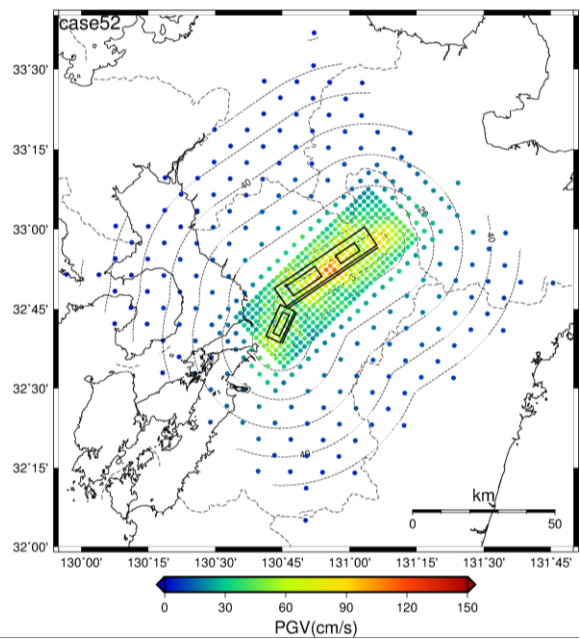


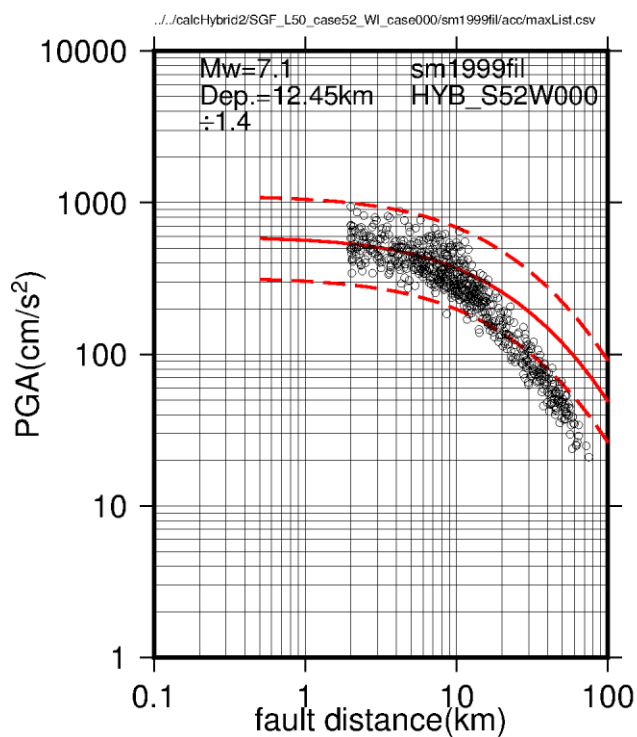
図 4.3-15(4) ケース 00 に対するケース 51 (フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 8.1 \text{ Hz}$ と $2s = 2.22$ (内陸地殻内地震 7 地震の平均)) の最大加速度の比, 最大速度の比, 周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒~0.2 秒の平均) と周期 1 秒 (周期 0.5 秒~2 秒の平均) のスペクトル比の平均と平均 $\pm$ 標準偏差.



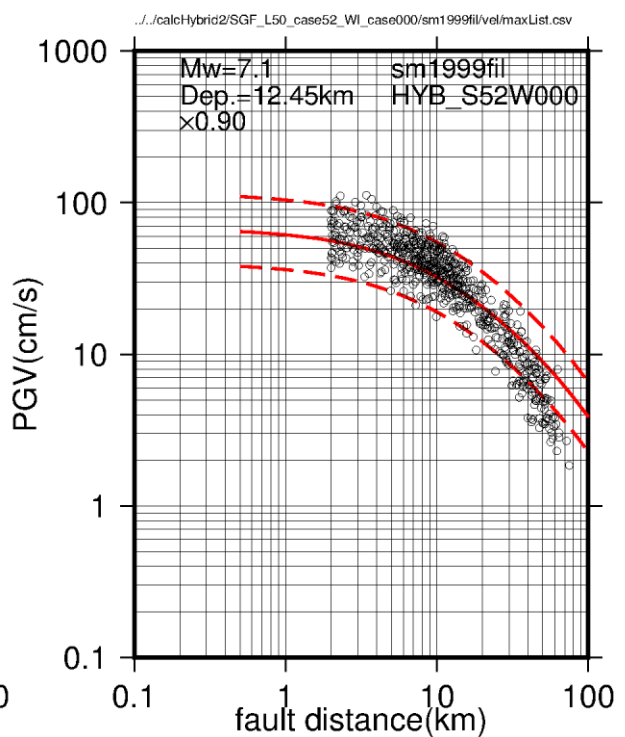
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

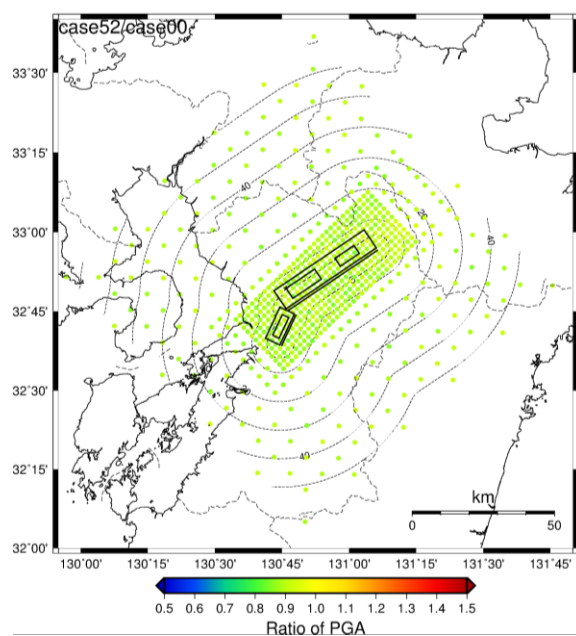


(c) 最大加速度の比較

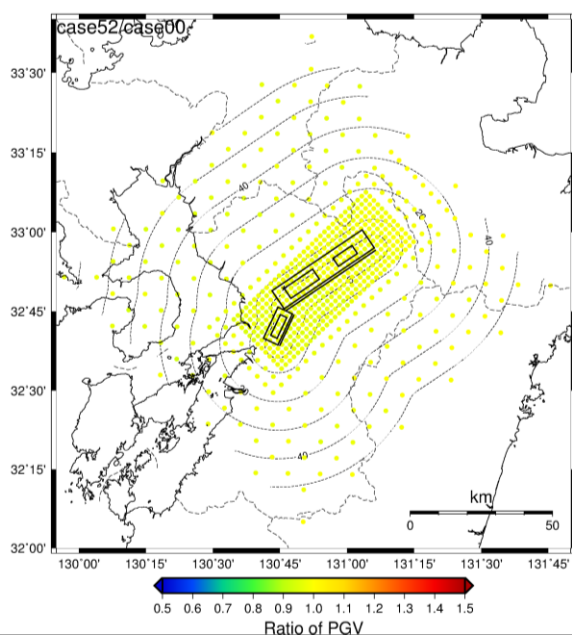


(d) 最大速度の比較

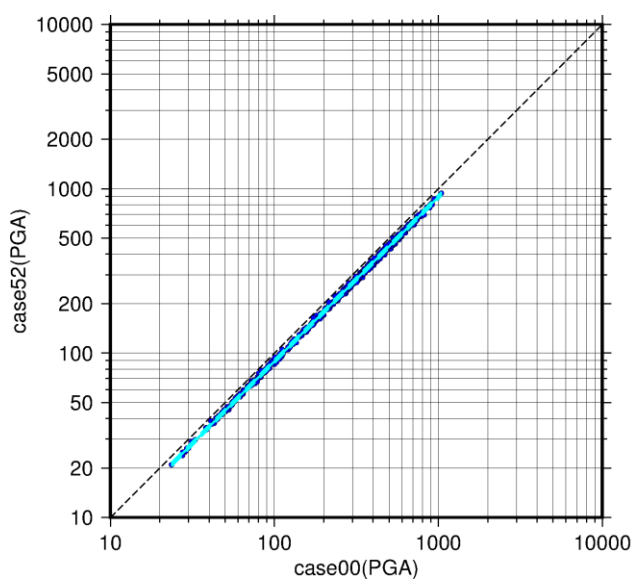
図 4.3-16(1) ケース 52 (香川・他 (2003)の平均) の地震動評価結果.



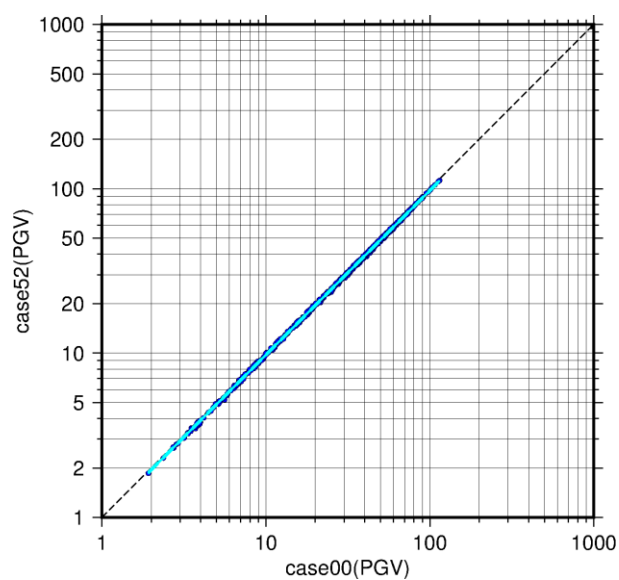
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布



(g) 最大加速度の比較



(h) 最大速度の比較

図 4.3-16(2) ケース 00 とケース 52 (香川・他 (2003)の平均) の地震動評価結果の比較.

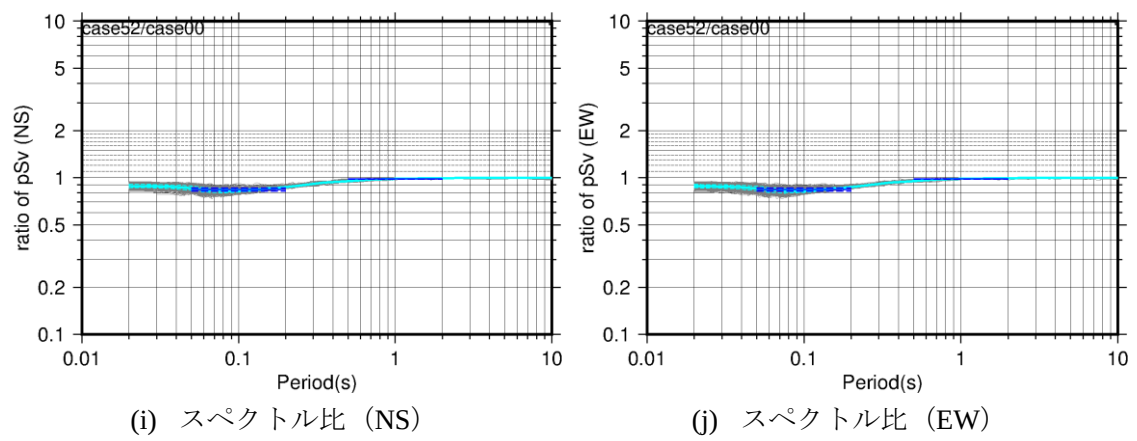


図 4.3-16(3) ケース 00 に対するケース 52 (香川・他 (2003)の平均) のスペクトル比.

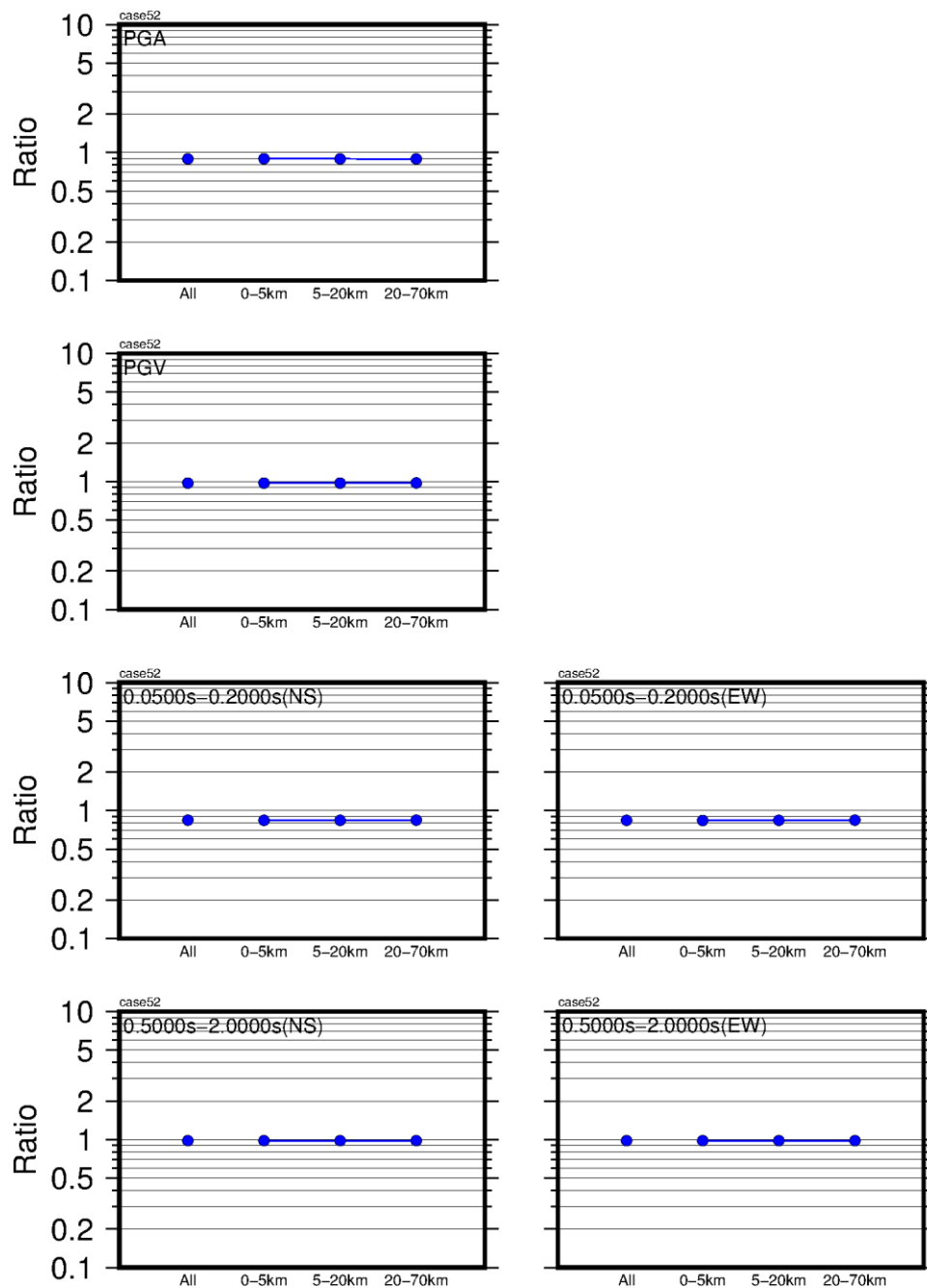
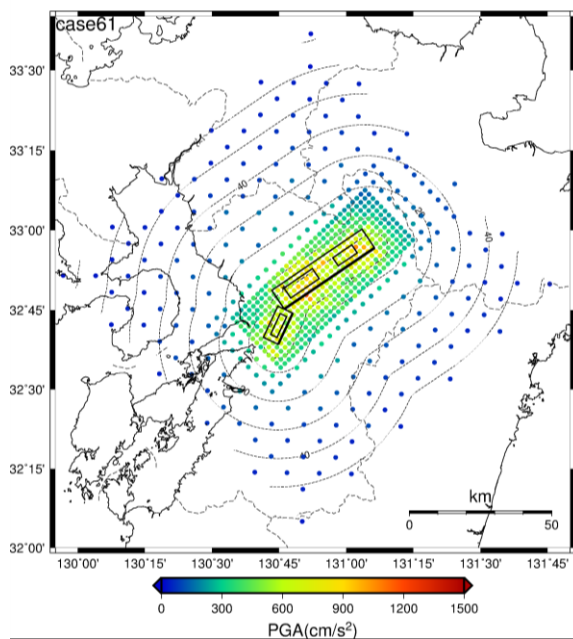
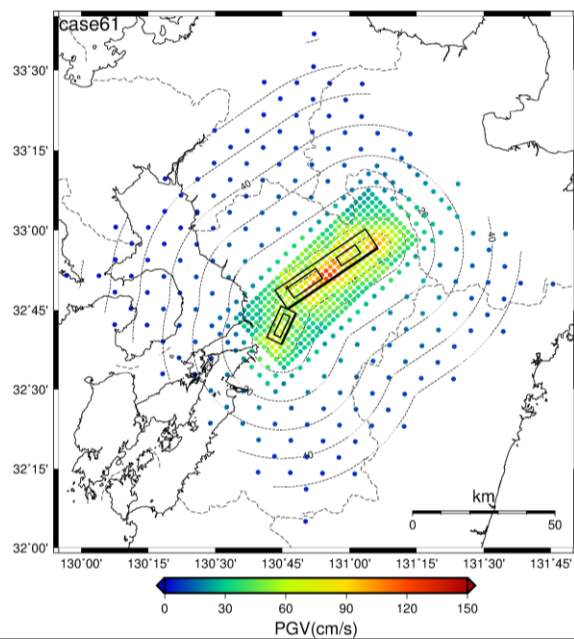


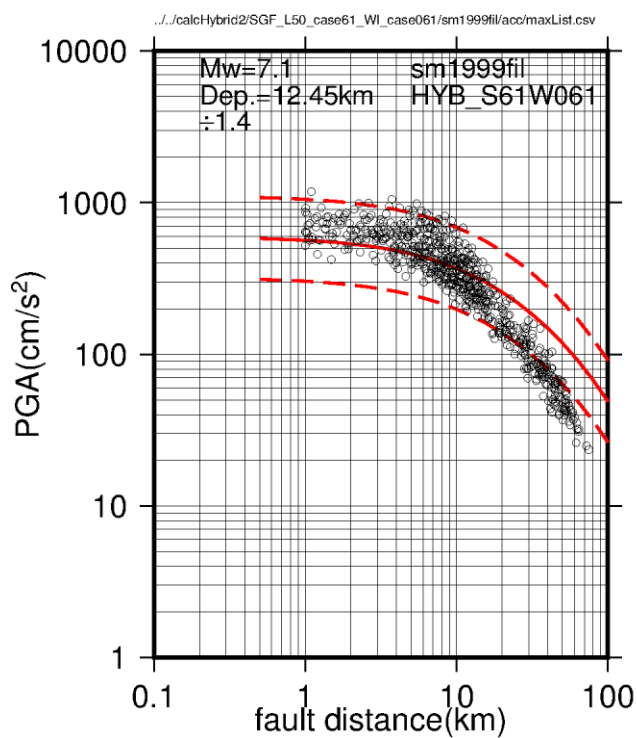
図 4.3-16(4) ケース 00 に対するケース 52 (香川・他 (2003)の平均) の最大加速度の比, 最大速度の比, 周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒~0.2 秒の平均) と周期 1 秒 (周期 0.5 秒~2 秒の平均) のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.



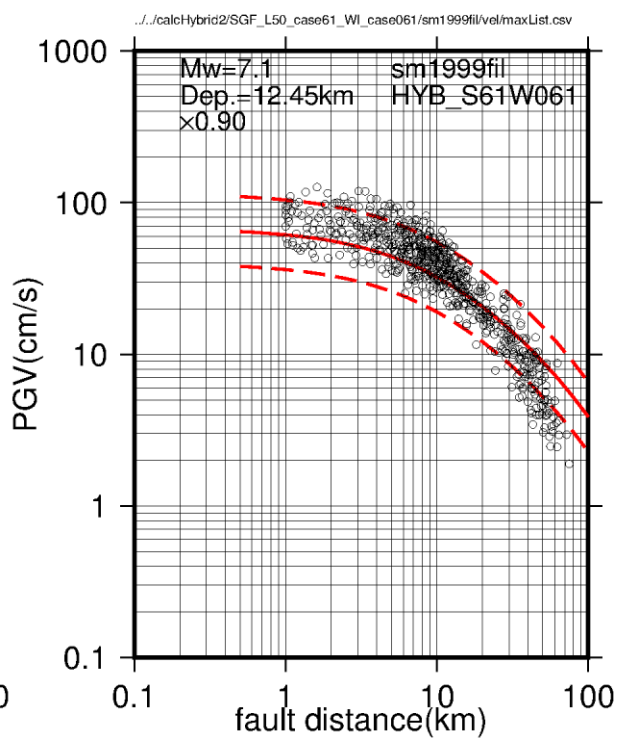
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

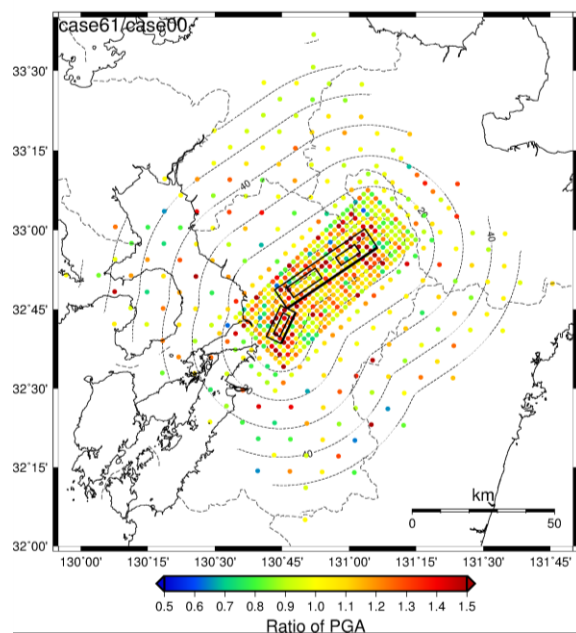


(c) 最大加速度の比較

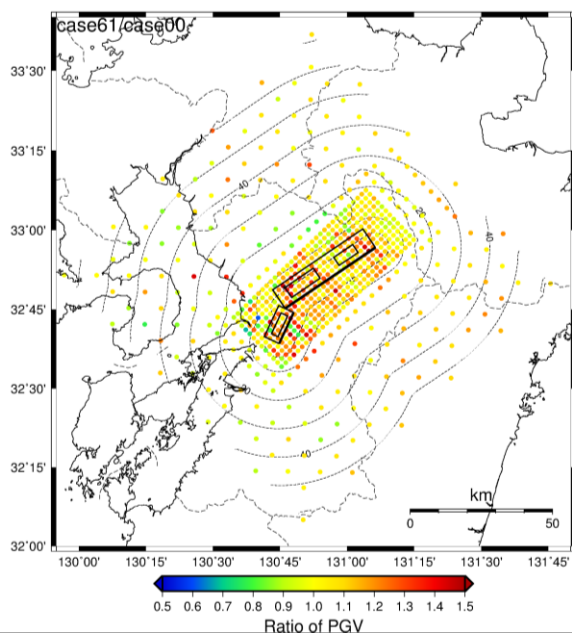


(d) 最大速度の比較

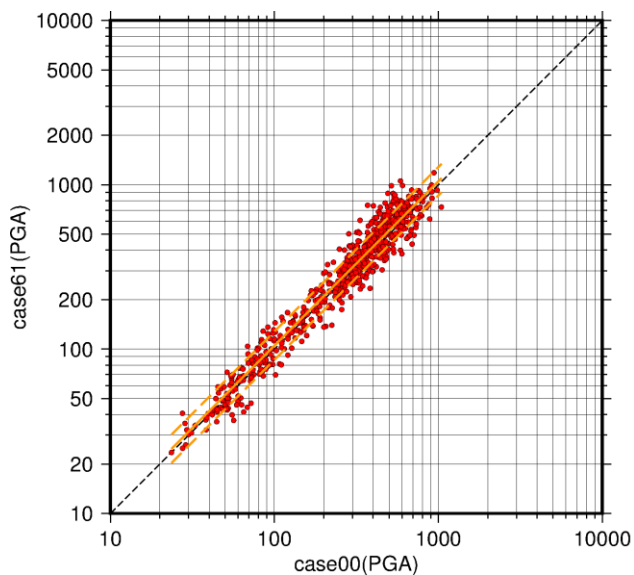
図 4.3-17(1) ケース 61（地震発生層の上端深さ：浅）の地震動評価結果.



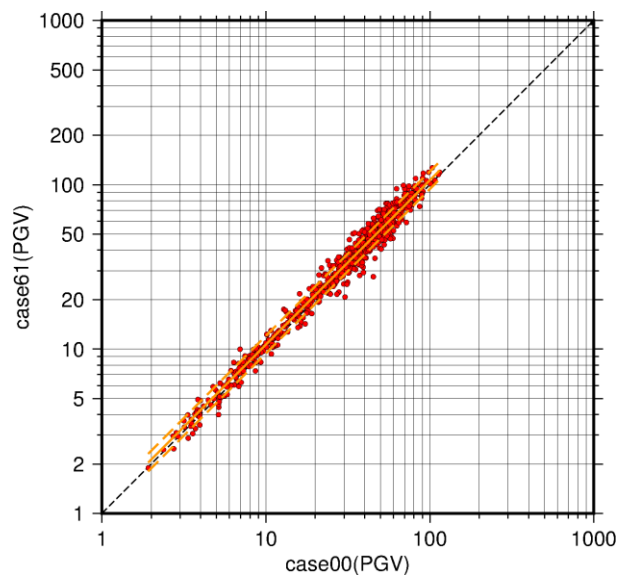
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布



(g) 最大加速度の比較



(h) 最大速度の比較

図 4.3-17(2) ケース 00 に対するケース 61（地震発生層の上端深さ：浅）の地震動評価結果の比較.

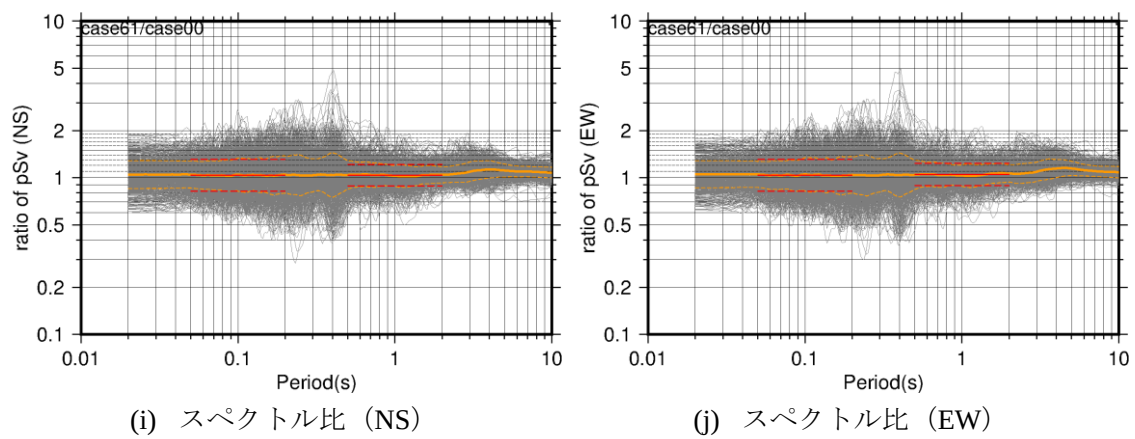


図 4.3-17(3) ケース 00 に対するケース 61（地震発生層の上端深さ：浅）のスペクトル比.

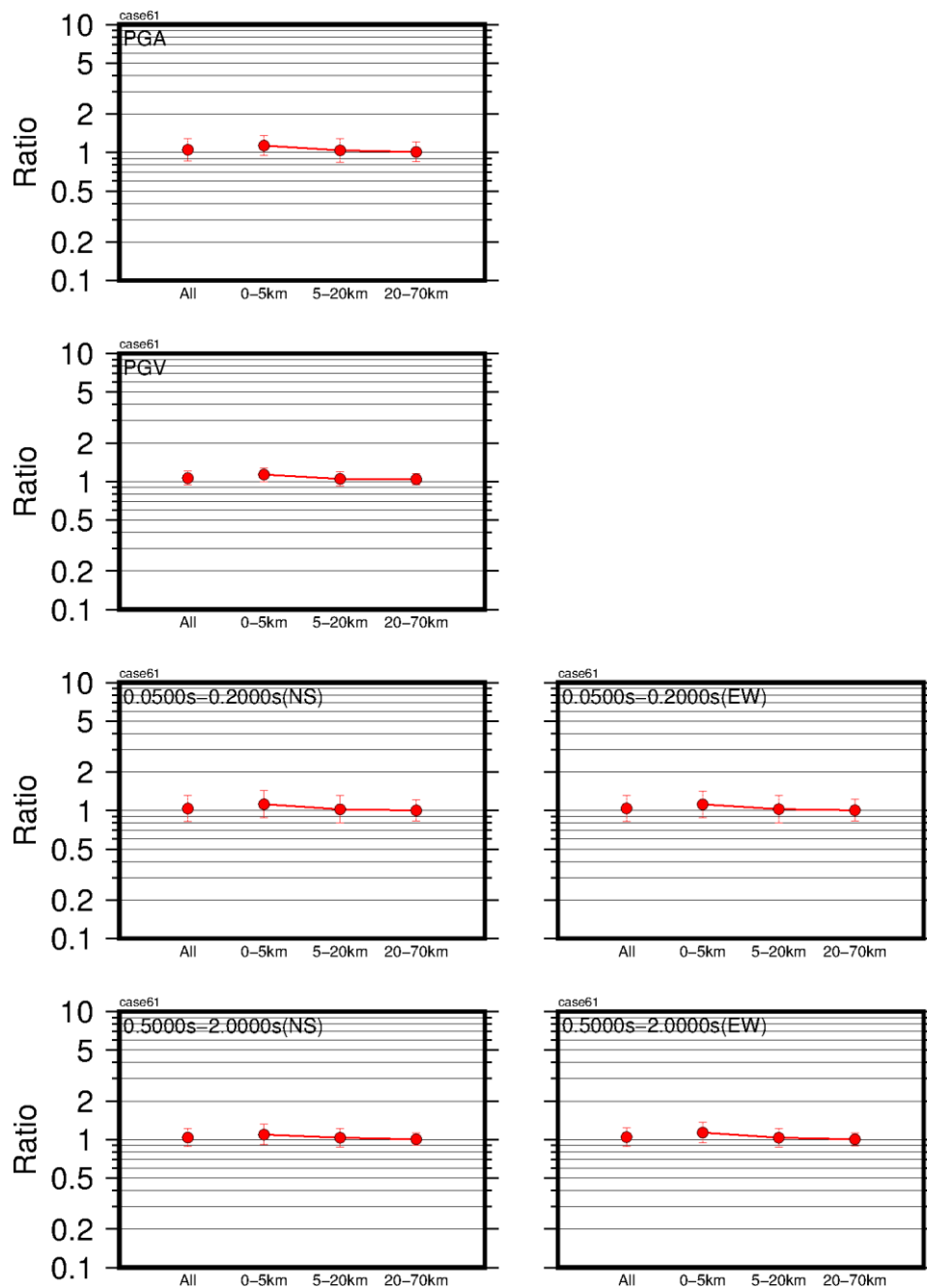


図 4.3-17(4) ケース 00 に対するケース 61 (地震発生層の上端深さ: 浅) の最大加速度の比, 最大速度の比, 周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒~0.2 秒の平均) と周期 1 秒 (周期 0.5 秒~2 秒の平均) のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.

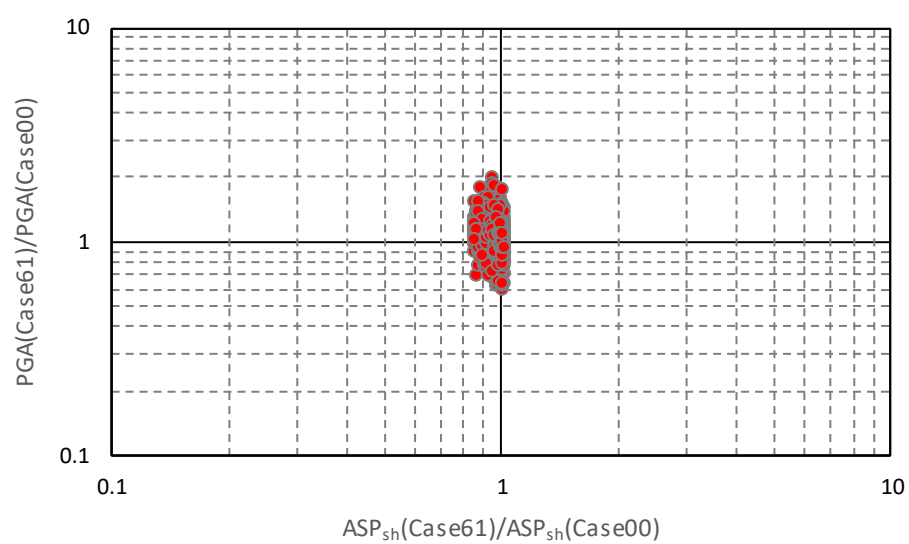
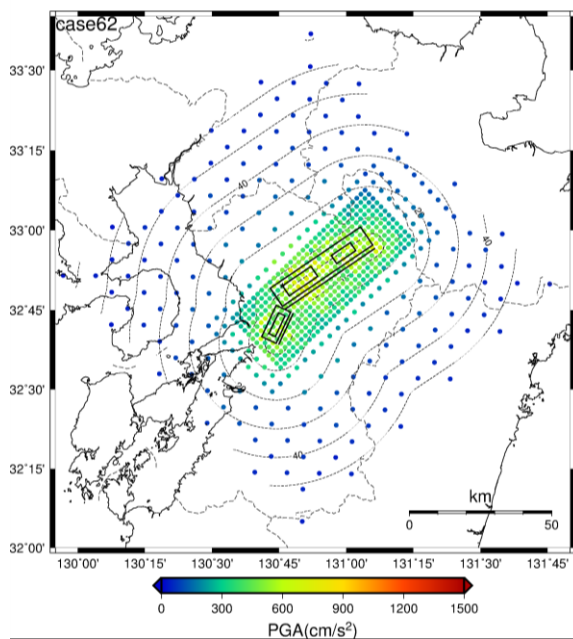
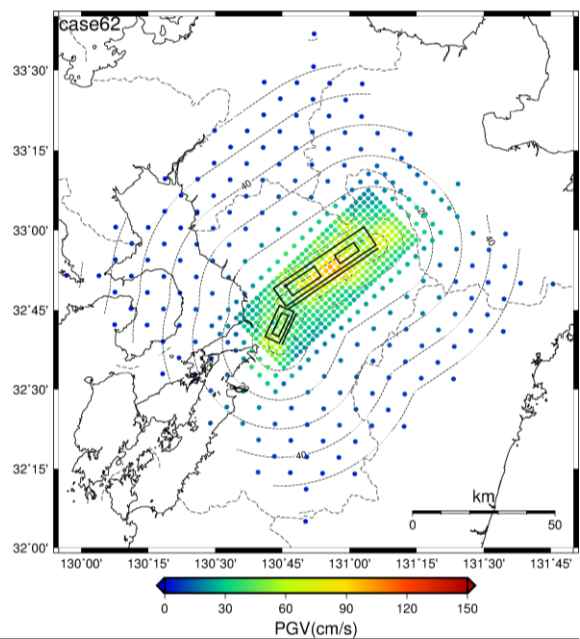


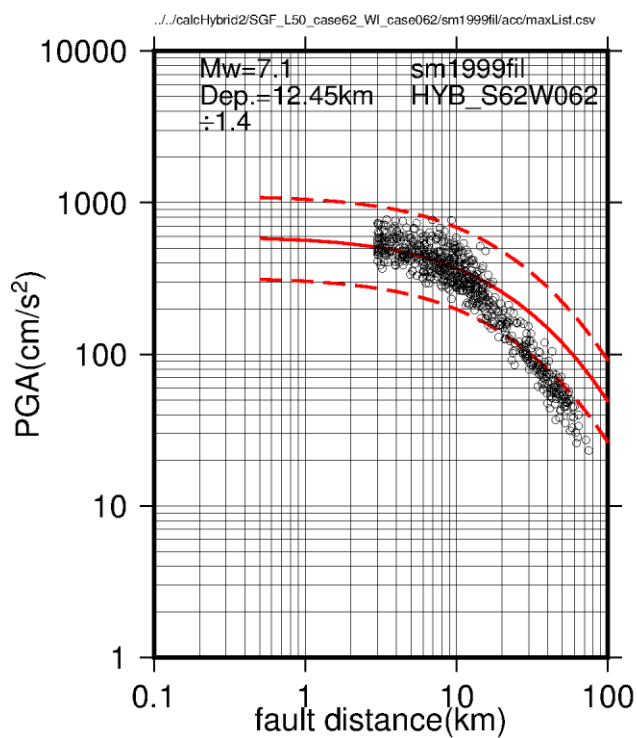
図 4.3-17(5) ケース 00 とケース 61 のアスペリティ最短距離の比に対する最大加速度の比.



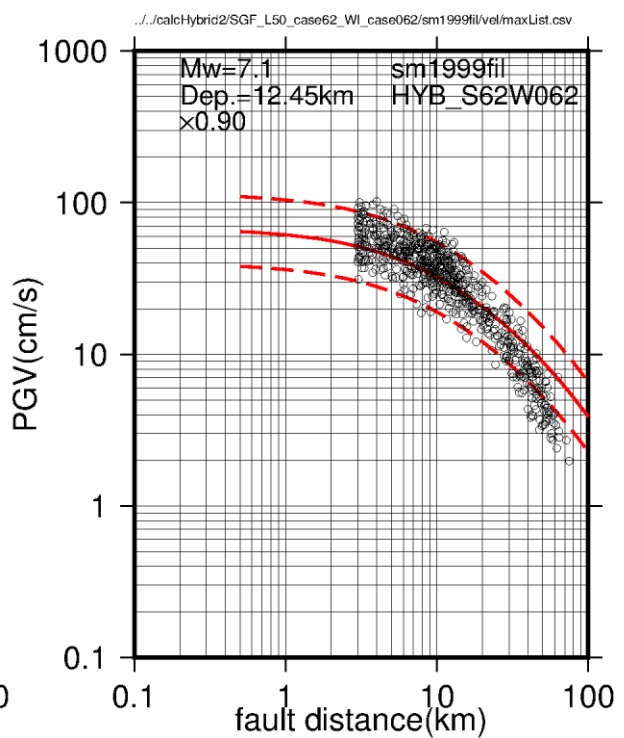
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

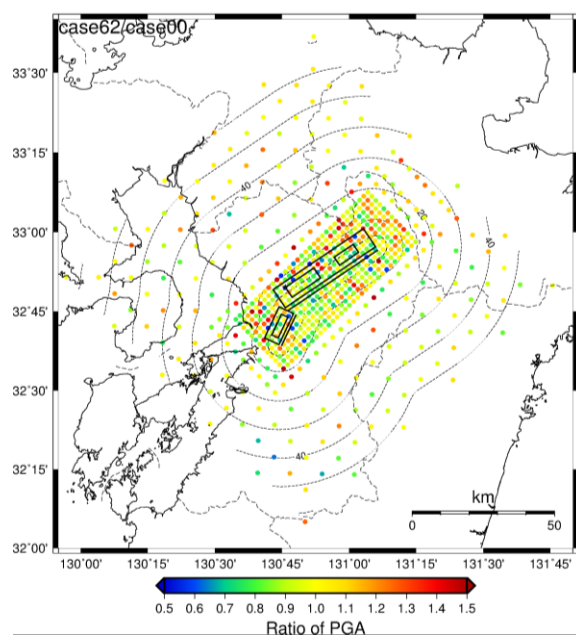


(c) 最大加速度の比較

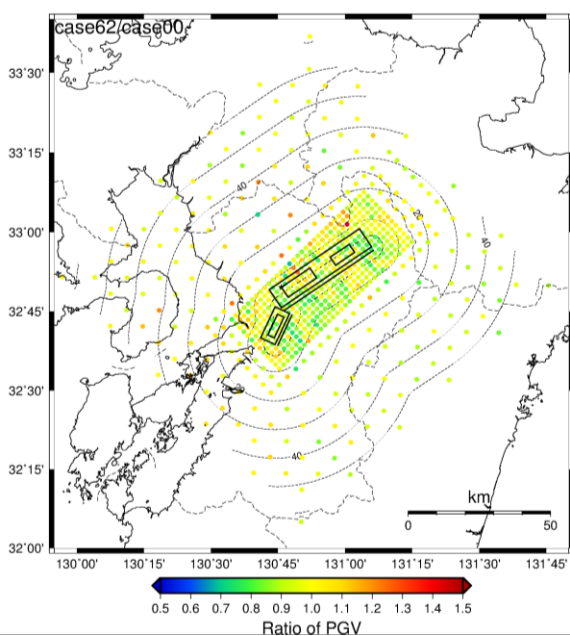


(d) 最大速度の比較

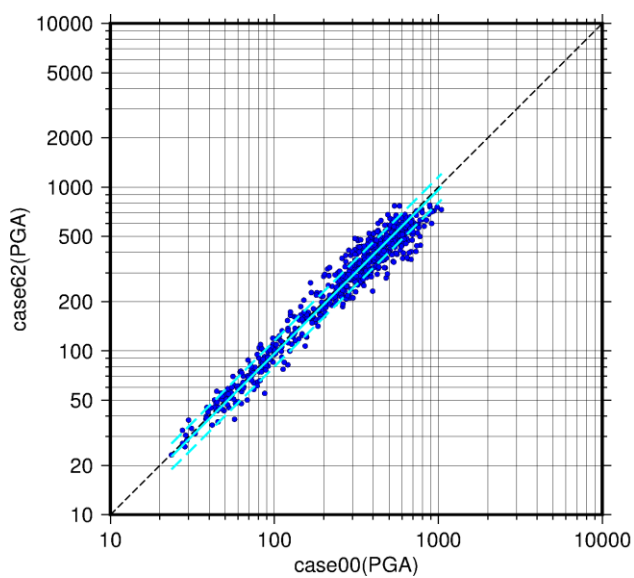
図 4.3-18(1) ケース 62（地震発生層の上端深さ：深）の地震動評価結果。



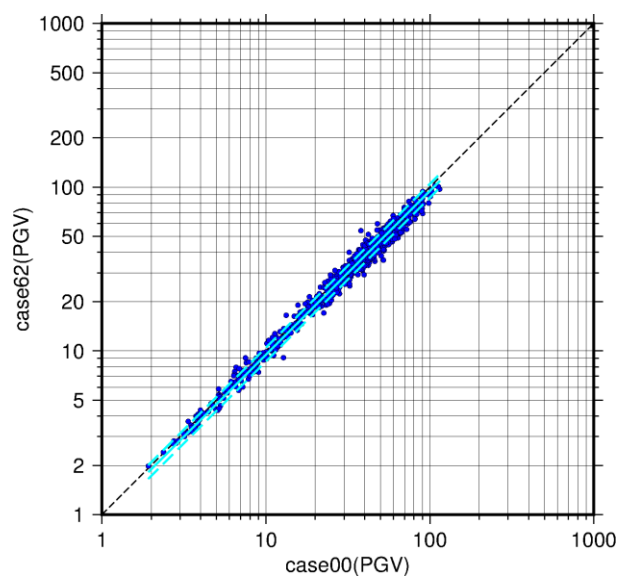
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布



(g) 最大加速度の比較



(h) 最大速度の比較

図 4.3-18(2) ケース 00 とケース 62 (地震発生層の上端深さ:深) の地震動評価結果の比較.

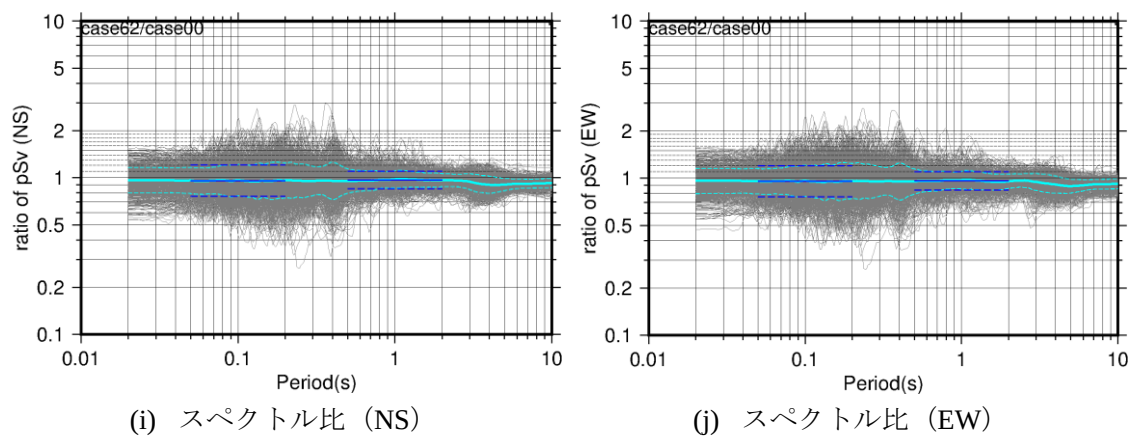


図 4.3-18(3) ケース 00 に対するケース 62（地震発生層の上端深さ：深）のスペクトル比。

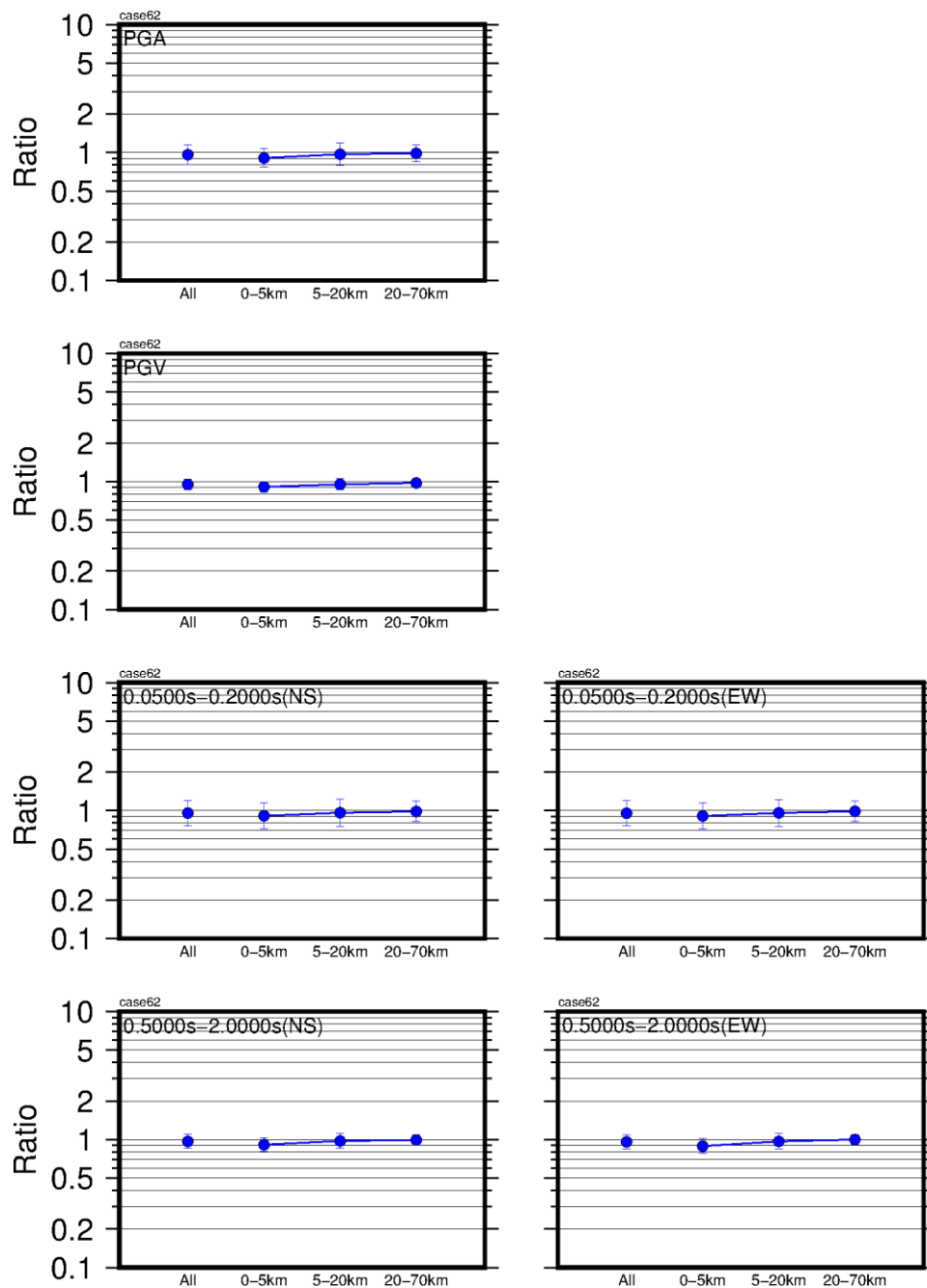


図 4.3-18(4) ケース 00 に対するケース 62 (地震発生層の上端深さ:深) の最大加速度の比, 最大速度の比, 周期 0.1 秒 (周期 0.05 秒~0.2 秒の平均) と周期 1 秒 (周期 0.5 秒~2 秒の平均) のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.

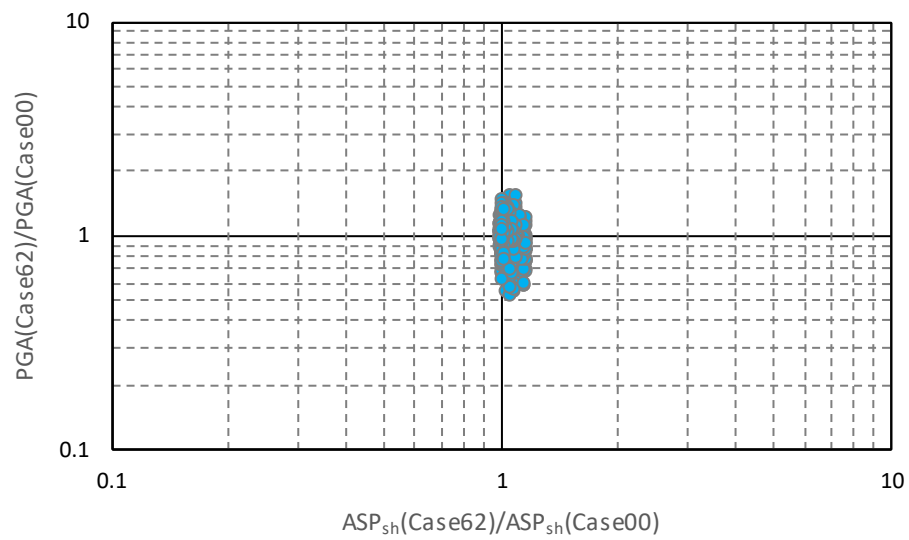


図 4.3-18(5) ケース 00 に対するケース 62 のアスペリティ最短距離の比に対する最大加速度の比.

4.4 パラメータの影響度の分析

本節では、パラメータの影響度の分析を行う。

4.3 節の地震動評価結果に対して、最大加速度、最大速度、及びスペクトル（周期 0.1 秒，周期 1 秒）のレベルを 4.2 節の基本震源モデルの結果と比較し、各種の不確かさの考慮により地震動評価への影響度合を検討する。なお、ここでの周期 0.1 秒のスペクトルは周期 0.05 秒～0.2 秒の範囲内のスペクトル，周期 1 秒のスペクトルは周期 0.5 秒～2 秒の範囲内のスペクトルである。また、地震動評価への影響度とは、基本震源モデルに対する各不確かさケースの最大加速度等の地震動指標値の比の平均や平均±標準偏差と考える。この平均や平均±標準偏差が 1 からの乖離が大きくなる不確かさケースほど、地震動評価への影響度が大きいパラメータであることを意味する。

図 4.4-1(1)に最大加速度への影響度を示す。図の一番上には、全評価地点を対象に基本震源モデルに対して地震動が大きくなる不確かさケース（ケース 11, 21, 31, 41, 51, 61）の最大加速度の比の平均（これを「平均的な影響度」と呼ぶ）が大きい順番に並べた。各不確かさケースの比の平均（平均的な影響度）を丸印等のシンボルで示し、平均±標準偏差を点線とバーで示す。赤色は地震動が大きくなる不確かさで、青色は地震動が小さくなる不確かさである。

図より、全評価地点を対象にした平均的な影響度はアスペリティの応力降下量の不確かさが最も大きく、支配的なパラメータであることが分かる。また、標準偏差（これを「影響度のバラツキ」と呼ぶ）はアスペリティの位置（深さ方向）、破壊伝播速度、地震発生層の上端深さが大きく、アスペリティの応力降下量、高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）が小さい。また、ライズタイムがこれらの中間的となっている。影響度のバラツキ（標準偏差）の大小は、パラメータの不確かさによる地震動の変化が空間的にほぼ一様であるか、あるいは評価地点によって異なるかの違いである。評価地点によって異なる要因は、アスペリティの位置（深さ方向）や地震発生層の上端深さのように各評価地点からアスペリティまでの距離の変化に対応するものや、破壊伝播速度やライズタイムのように時間軸での足し合わせの変化に対応するものが考えられる。平均+標準偏差までの影響度を見ると、応力降下量の不確かさよりもアスペリティの位置（深さ方向）の方が大きくなる。

図 4.4-1(1)の 2 段目以降は断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下）、近距離地点（断層最短距離が 5～20 km）、中距離地点（断層最短距離が 20～70 km）の評価地点でグルーピングした時の影響度を示す。パラメータの並びは全評価地点での並びと同じである。断層極近傍地点では、平均的な影響度でもアスペリティの位置（深さ方向）が最も大きく、支配的であることが分かる。これは、断層極近傍地点はアスペリティの位置（深さ方向）が変化すると、アスペリティまでの最短距離の変化の程度が大きくなるためである。中距離地点での平均的な影響度は、アスペリティの位置（深さ方向）がアスペリティの応力降下

量よりも小さいが、平均+標準偏差までを考えるとアスペリティの応力降下量を上回る。

図 4.4-1(2)に最大速度への影響度を示す。図の見方は図 4.4-2(1)と同じである。図より、平均的な影響度が最も大きいパラメータはライズタイム、次にアスペリティの位置（深さ方向）、破壊伝播速度であることが分かる。また、最大加速度で平均的な影響度が大きいアスペリティの応力降下量は、最大速度では小さいことが分かる。影響度のバラツキ（標準偏差）は最大加速度の時と同様の傾向を示すが、ライズタイムのバラツキもやや大きい。断層最短距離別で見ると、断層極近傍地点では最大速度でもアスペリティの位置（深さ方向）による影響度が平均的にも大きいことが分かる。これらのことから、断層極近傍地点では、最大加速度、最大速度の両方で影響度が大きいことが分かる。

図 4.4-1(3)に周期 0.1 秒の応答値への影響度を示す。影響度が最も大きいパラメータはアスペリティの応力降下量、次いでアスペリティの位置（深さ方向）やライズタイムであるが、断層極近傍地点ではアスペリティの位置（深さ方向）の影響度が大きくなる。この傾向は最大加速度への影響度と同様である。

図 4.4-1(4)に周期 1 秒の応答値への影響度を示す。影響度が最も大きいパラメータはライズタイム、次いで破壊伝播速度やアスペリティ位置（深さ方向）の影響度が大きくなる。この傾向は最大速度への影響度と同様である。

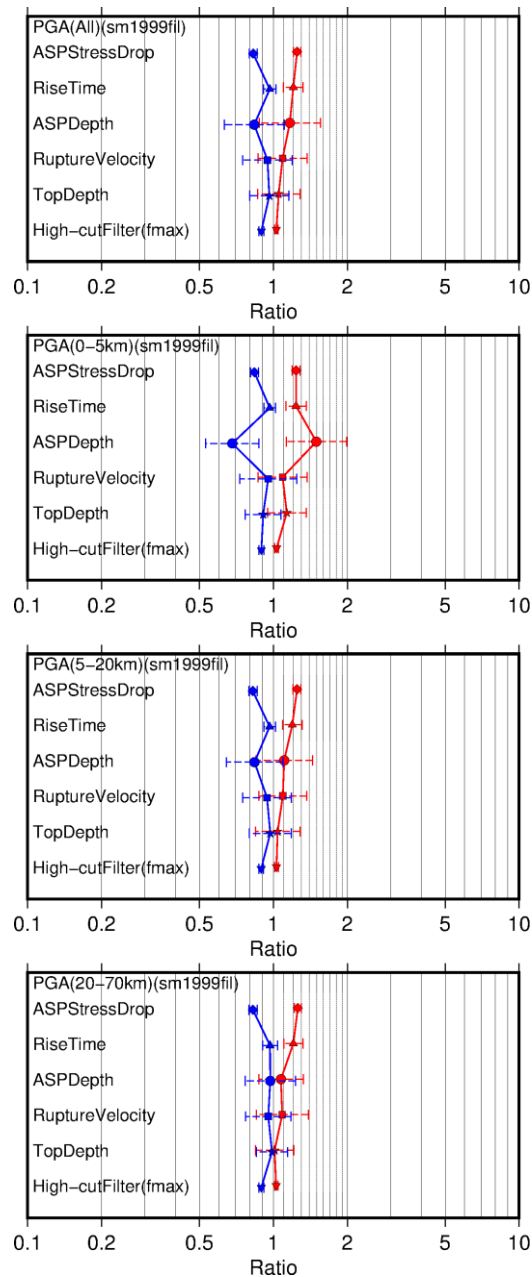


図 4.4-1(1) 最大加速度への影響度 (0.15-10 Hz のバンドパスフィルターを施している). 上から順番に全評価地点, 断層極近傍地点 (断層最短距離が 5 km 以下), 近距離地点 (断層最短距離は 5-20 km), 中距離地点 (断層最短距離が 20-70 km). シンボルは丸印がアスペリティの位置 (深さ方向) の不確かさ, 菱形がアスペリティの応力降下量, 四角が破壊伝播速度の不確かさ, 三角形がライズタイムの不確かさ, 逆三角形が高周波数遮断特性 (f_{max}) の不確かさ, 星印が地震発生層の上端深さの不確かさを表す.

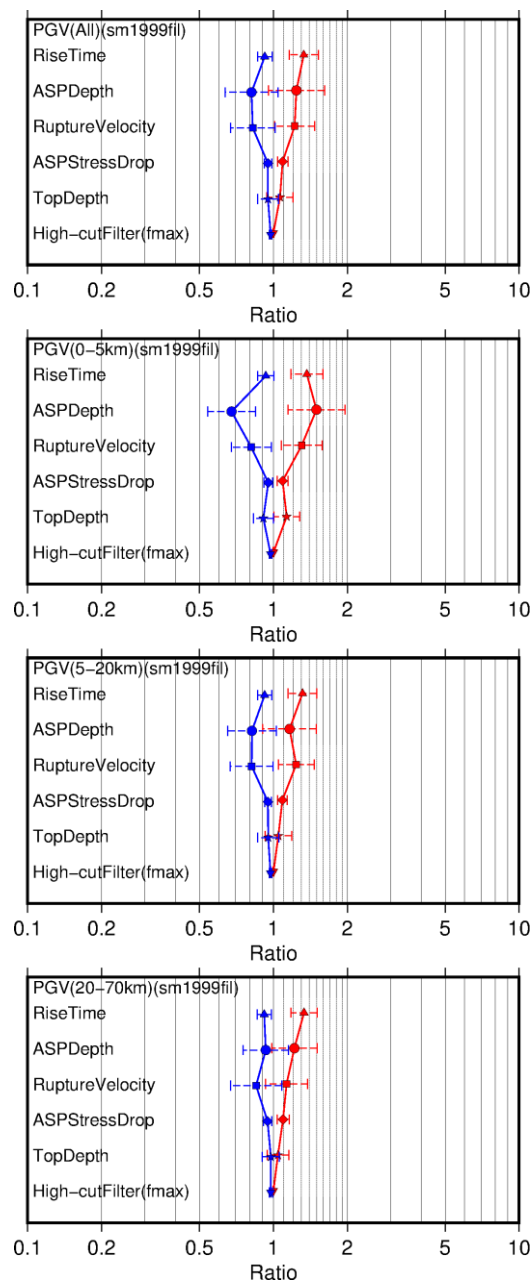


図 4.4-1(2) 最大速度への影響度 (0.15-10 Hz のバンドパスフィルターを施している). 上から順番に全評価地点, 断層極近傍地点 (断層最短距離が 5 km 以下), 近距離地点 (断層最短距離は 5-20 km), 中距離地点 (断層最短距離が 20-70 km). シンボルは丸印がアスペリティの位置 (深さ方向) の不確かさ, 菱形がアスペリティの応力降下量, 四角が破壊伝播速度の不確かさ, 三角形がライズタイムの不確かさ, 逆三角形が高周波数遮断特性 ($f_{\max}$) の不確かさ, 星印が地震発生層の上端深さの不確かさを表す

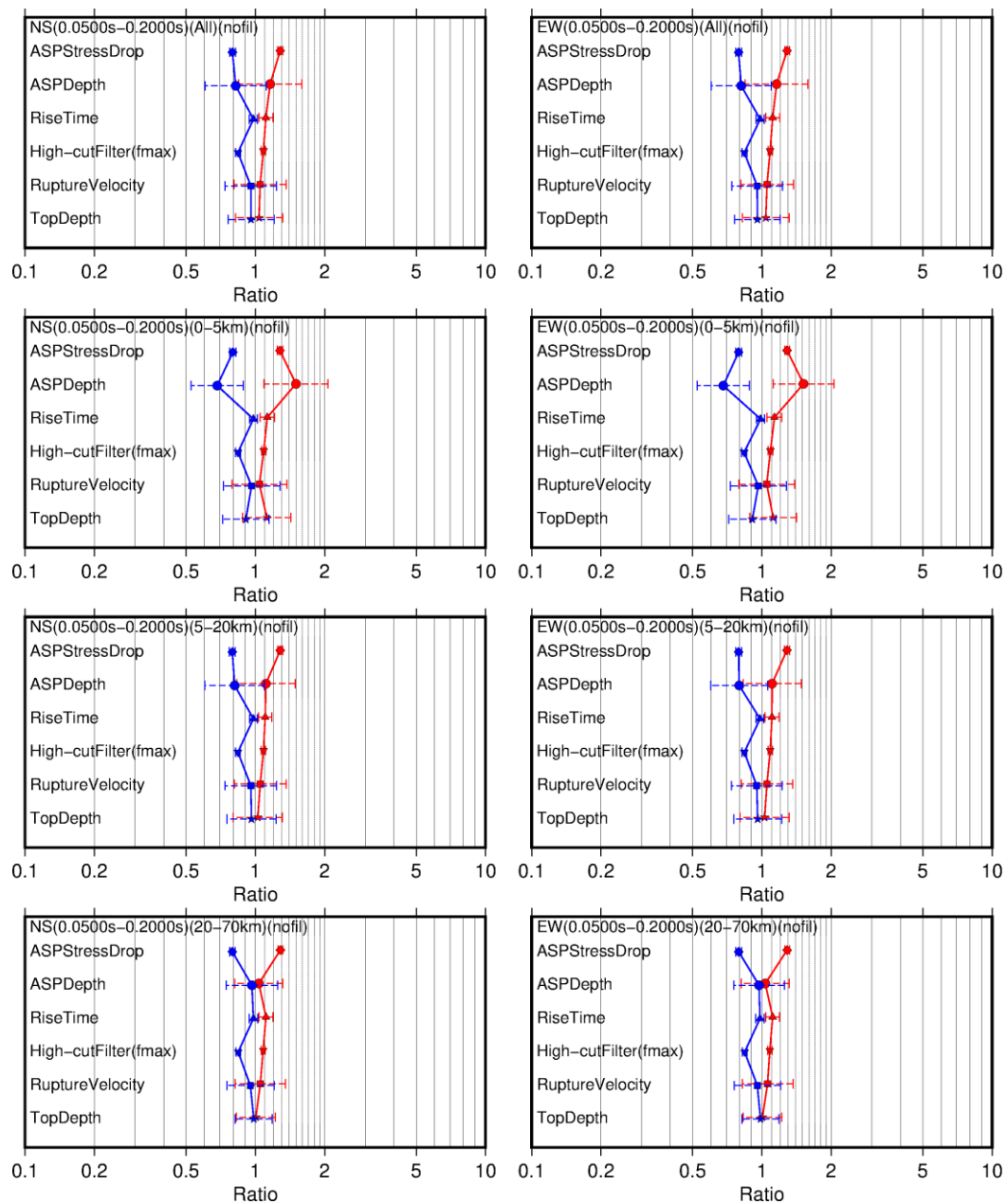


図 4.4-1(3) 周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）への影響度（左：NS，右：EW）（フィルターは施していない）. 上から順番に全評価地点，断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下），近距離地点（断層最短距離は 5-20 km），中距離地点（断層最短距離が 20-70 km）. シンボルは丸印がアスペリティの位置（深さ方向）の不確かさ，菱形がアスペリティの応力降下量，四角が破壊伝播速度の不確かさ，三角形がライズタイムの不確かさ，逆三角形が高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）の不確かさ，星印が地震発生層の上端深さの不確かさを表す.

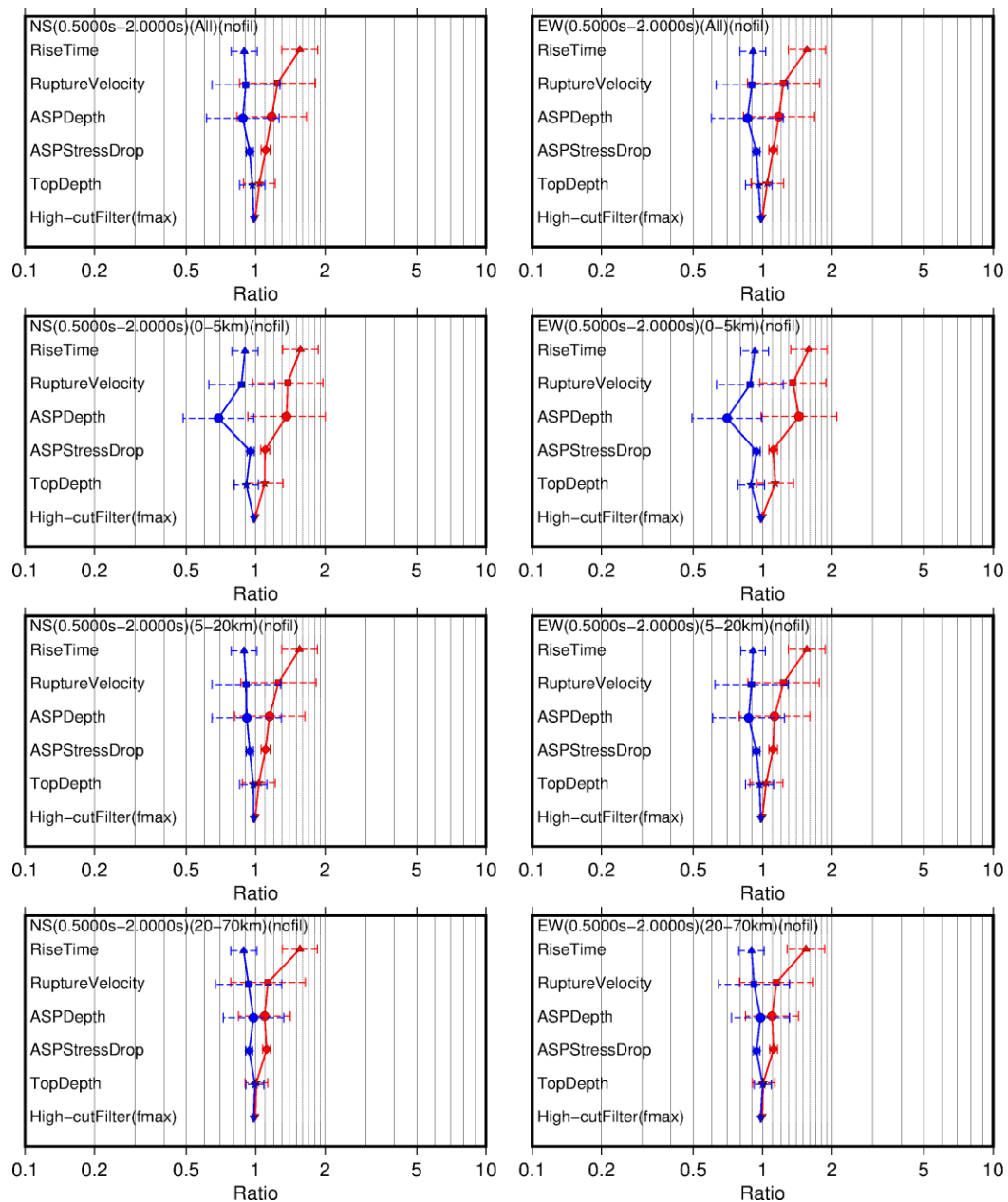


図 4.4-1(4) 周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）への影響度（左：NS，右：EW）（フィルターは施していない）．上から順番に全評価地点，断層極近傍地点（断層最短距離が 5 km 以下），近距離地点（断層最短距離は 5-20 km），中距離地点（断層最短距離が 20-70 km）．シンボルは丸印がアスペリティの位置（深さ方向）の不確かさ，菱形がアスペリティの応力降下量，四角が破壊伝播速度の不確かさ，三角形がライズタイムの不確かさ，逆三角形が高周波数遮断特性（ $f_{\max}$ ）の不確かさ，星印が地震発生層の上端深さの不確かさを表す．

4.5 参考解析

4.2 節で構築した基本震源モデルのパラメータのうち、高周波数遮断特性 ($f_{\max}$) は地域地盤環境研究所 (2017) の熊本地震本震を考えた。また、不確かさモデルには地域地盤環境研究所 (2017) の内陸地殻内地震 7 地震の平均と香川・他 (2003) の平均の 2 ケースを採用した。一方、レシピでは $f_{\max}$ は 6 Hz が示されているが、高域遮断フィルターの形状やべき乗の値は示されていない。

そこで、本節では、参考解析として $f_{\max}$ にレシピの 6 Hz を用い、高域遮断フィルターの形状は Boore (1983)、べき乗の値 ($2s = 8$) を設定したモデルを構築し、ハイブリッド合成手法による地震動評価を行った。図 4.5-1 に高域遮断フィルターの比較を示し、図 4.5-2 には基本震源モデルで用いた熊本地震本震の高域遮断フィルターに対するそれぞれの高域遮断フィルターの比を示す。両図の緑色が参考解析で設定した高域遮断フィルターに対応し、参考解析の高域遮断フィルターは高振動数側で急激に低下することが分かる。

図 4.5-3(1) に参考解析の地震動評価結果とケース 00 との比較を示す。図の見方は 4.3 節で示した図と同じである。図 4.5-3(2) より最大値の比は空間的にほぼ一様に 1 である。図 4.5-3(3) のスペクトル比より、0.1 秒程度の周期帯で 1 より小さくなっている。これは図 4.5-1 や図 4.5-2 で示したように、参考解析に対応する高域遮断フィルターが高振動数側で急激に低下するものに対応すると考えられ、べき乗の値の影響が大きいと考えられる。

また、本検討では地震動評価結果を示していないが、地震調査研究推進本部 (2009) の地震動予測地図では、レシピの $f_{\max} = 6$ Hz に、Boore (1983) の高域遮断フィルターの形状でべき乗の値 ($2s = 4.2$) を仮定したモデル (図 4.5-1、図 4.5-2 の黄色) を用いている。このように、べき乗の値は多く提案されているとも言える。

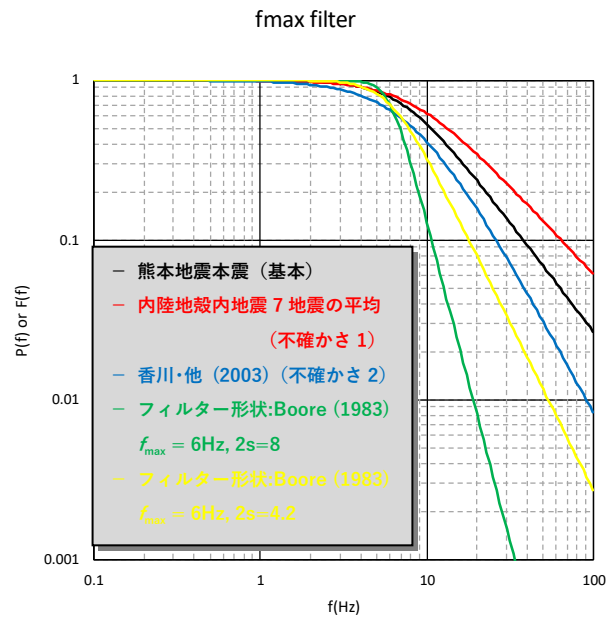


図 4.5-1 高域遮断フィルター.

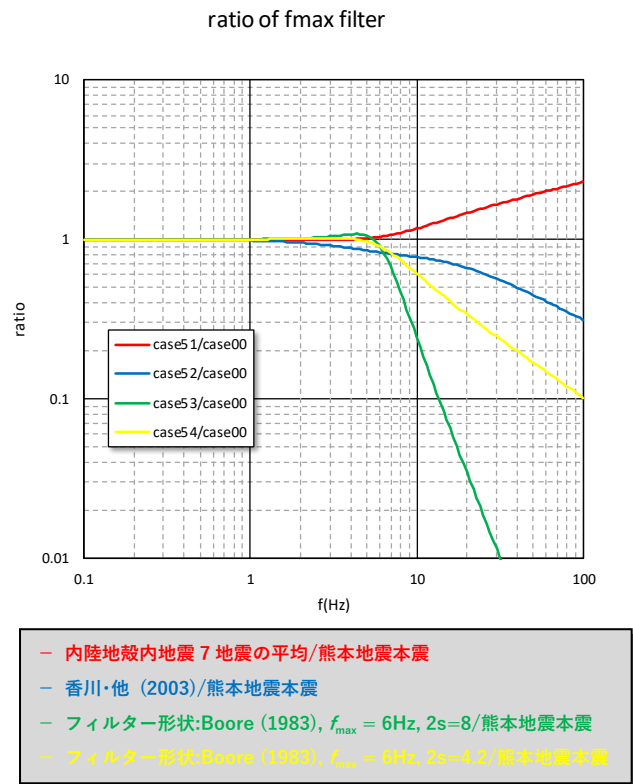
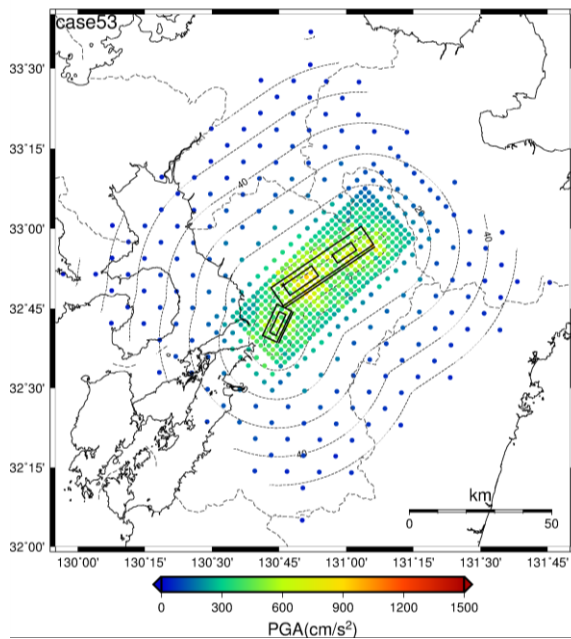
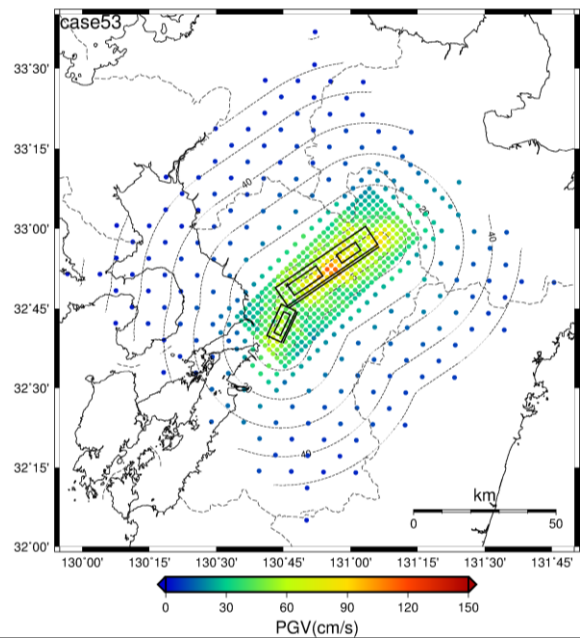


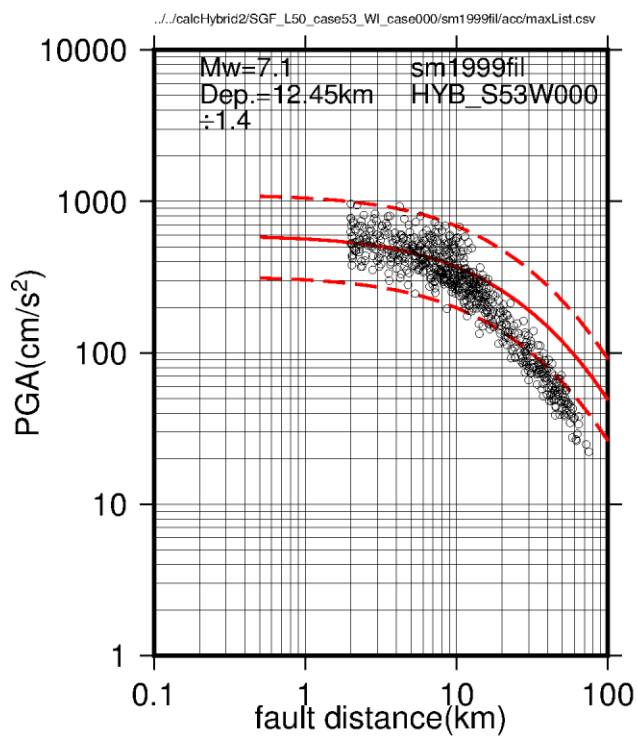
図 4.5-2 熊本地震本震の高域遮断フィルターに対する高域遮断フィルターの比.



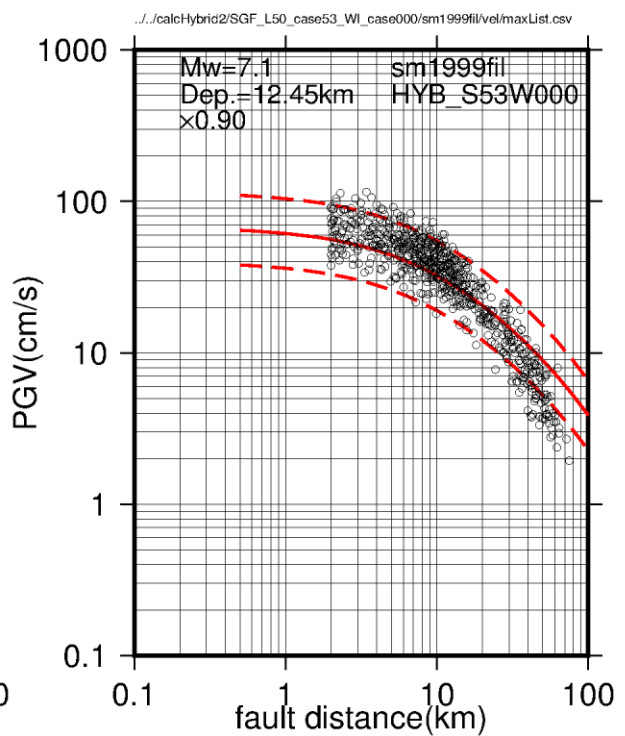
(a) 最大加速度分布



(b) 最大速度分布

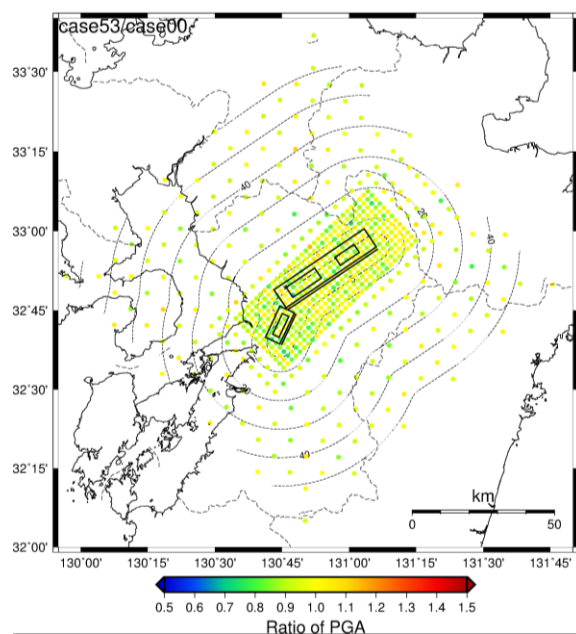


(c) 最大加速度の比較

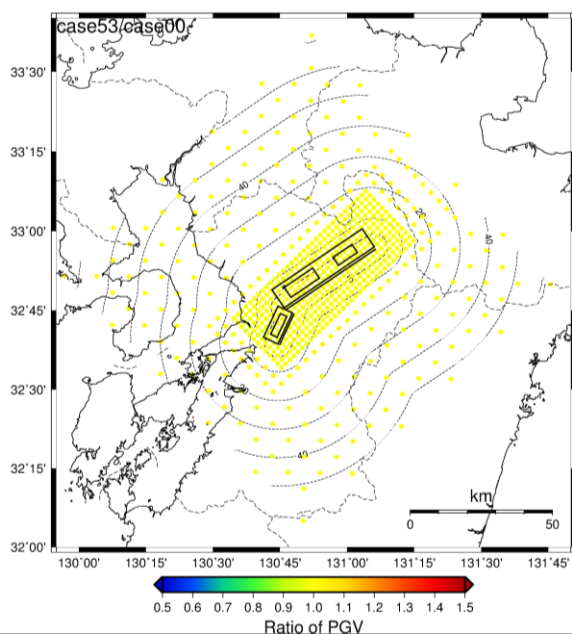


(d) 最大速度の比較

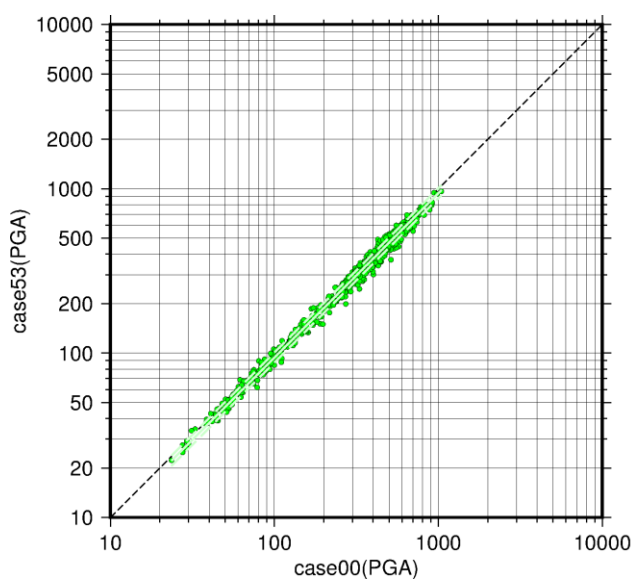
図 4.5-3(1) 参考解析（フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 6 \text{ Hz}$ と $2s = 8$ ）の地震動評価結果.



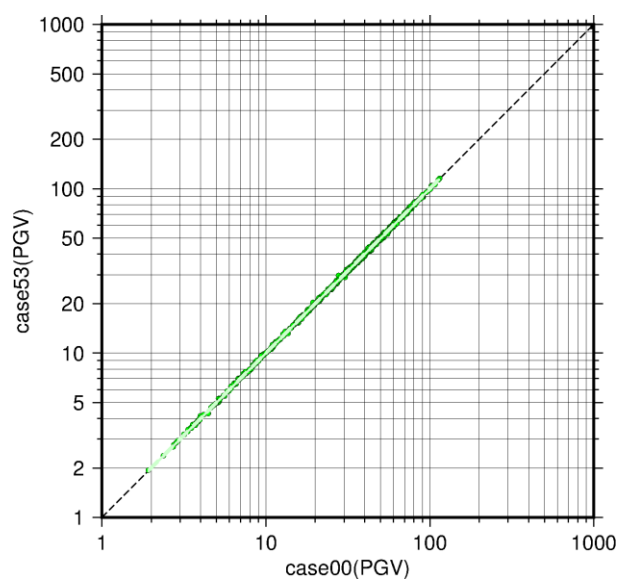
(e) 最大加速度の比の分布



(f) 最大速度の比の分布

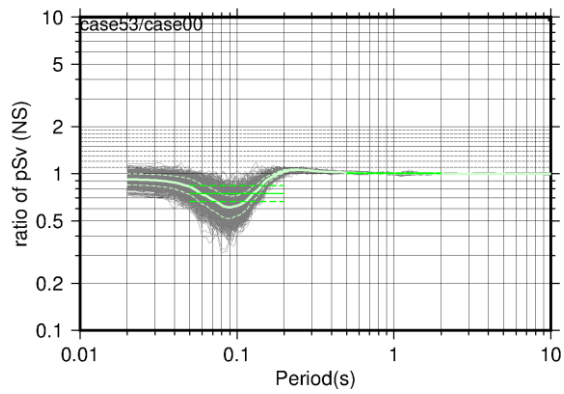


(g) 最大加速度の比

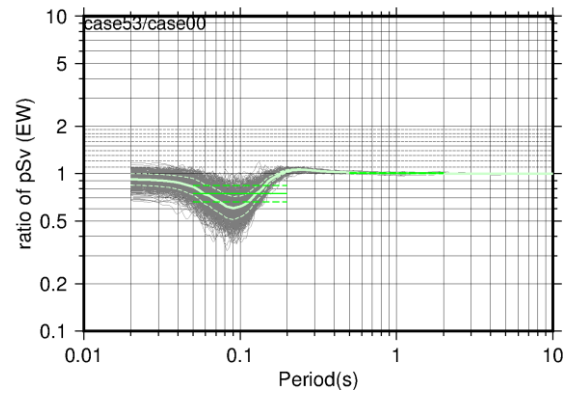


(h) 最大速度の比

図 4.5-3(2) ケース 00 と参考解析 (フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 6 \text{ Hz}$ と $2s = 8$) の地震動評価結果の比較.



(i) スペクトル比 (NS)



(j) スペクトル比 (EW)

図 4.5-3(3) ケース 00 に対する参考解析 (フィルター形状は Boore (1983), $f_{\max} = 6 \text{ Hz}$ と $2s = 8$) のスペクトル比.

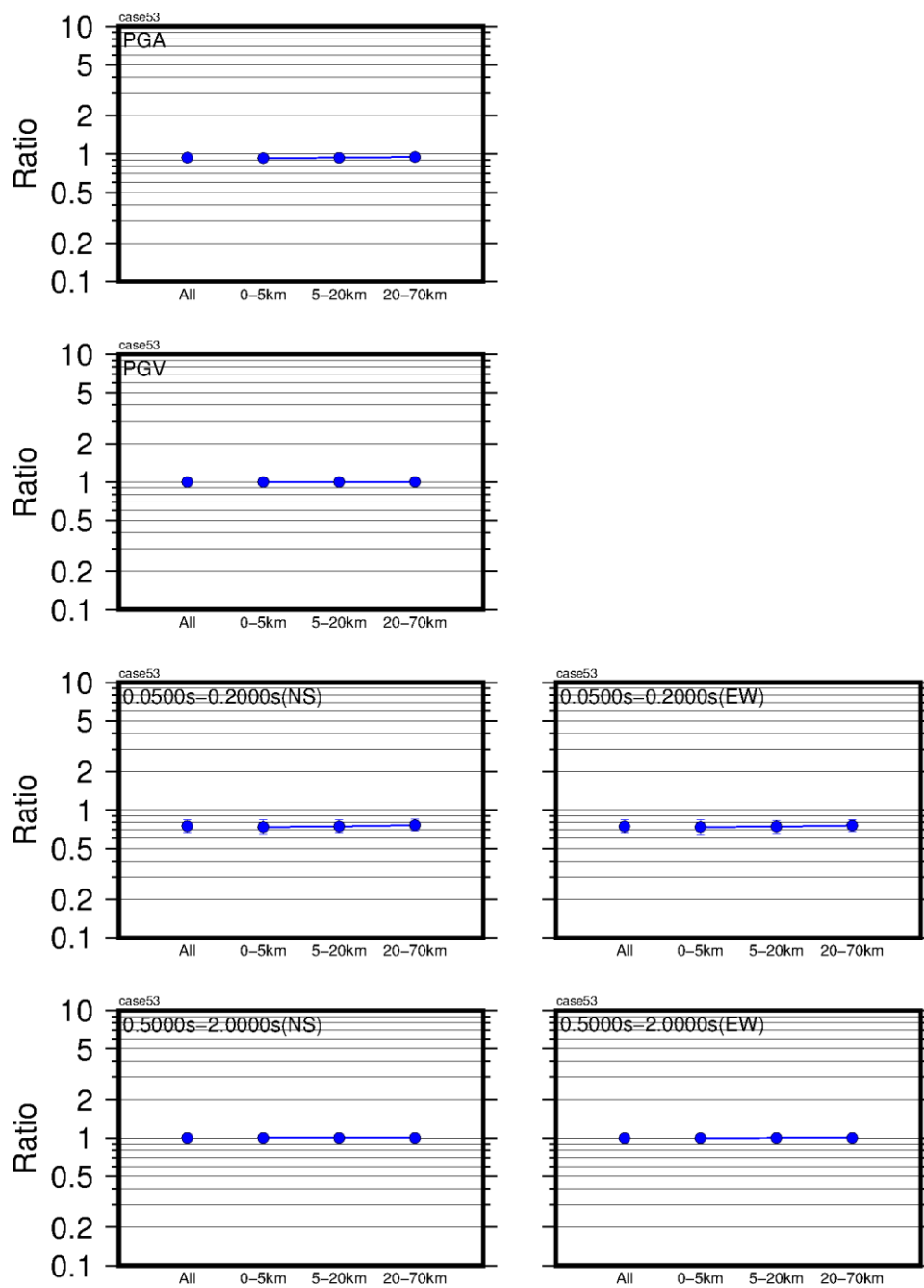


図 4.5-3(4) ケース 00 に対する参考解析（フィルター形状は Boore (1983), $f_{max} = 6 \text{ Hz}$ と $2s = 8$ ）の最大加速度の比，最大速度の比，周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）と周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）のスペクトル比の平均と平均±標準偏差.

■参考文献 4.1-4.5

- Abrahamson N A, Somerville P G, Comell C A (1990), Uncertainty in numerical strong motion predictions, Proceedings of Fourth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, 407-416.
- Boore D M (1983), Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull Seismol Soc Am, 73, 1865-1894.
- 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出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, 545, 51-62.
- Dreger D S, Beroza G C, Day S M, Goulet C A, Jordan T H, Spudich P A, Stewart J P (2015), Validation of the SCEC Broadband Platform V14.3 Simulation Methods Using Pseudospectral Acceleration data, Seism. Res. Lett., 86(1), 39-47.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2006), 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6, 11-22.
- Geller R J (1976), Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523.
- Hisada Y, Bielak J (2003), A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bull Seismol Soc Am, 93, 1154-1168.
- 池田隆明・釜江克宏・入倉孝次郎 (2011), 経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価 2005年福岡県西方沖の地震と2007年能登半島地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, 76, 1253-1261.
- 一般財団法人 地域 地盤 環境 研究所 (2017), 平成28年度原子力施設等防災対策等委託費（地震動評価における不確かさの評価手法の検討）業務報告書
- 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, 110, 849-875.
- 地震調査研究推進本部 (2009), 全国地震動予測地図,
http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2009/（平成30年1月30日確認）
- 地震調査研究推進本部 (2016), 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）平成28年（2016年）6月（12月修正版）,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf（平成30年1月30日確認）
- 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光 (2003), 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 土木学会地震工学論文集
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991), 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測：統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.

- 片岡正次郎・日下部毅明・村越 潤・田所敬一 (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, 15
- Miyake H, Tanaka Y, Sakaue M, Koketsu K, Ishigaki Y (2006), Empirical Green's function simulation of broadband ground motions on Genkai Island during the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, Planets and Space*, 58, 1637-1642.
- 中村洋光・宮武 隆 (2000), 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 2, 53, 1-9.
- Sekiguchi H, Irikura K, Iwata T (2002), Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault—introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, *Geophys. J. Int.*, 150, 377-391.
- 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.
- Somerville P G, Irikura K, Graves R, Sawada S, Wald D, Abrahamson N, Iwasaki Y, Kagawa T, Smith N, Kowada A (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- Suzuki W, Iwata T (2006), Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, *Earth Planets and Space*, 58, 99-104.
- Yoshida K, Miyakoshi K, Somei K, Irikura K (2017), Source process of the 2016 Kumamoto earthquake(Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets and Space*, 69:64.

4.6 不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価

This work was performed under the auspices of the U.S. Department of Energy by Lawrence Livermore National Laboratory under Contract DE-AC52-07NA27344.

Introduction

The objective of our study is to analyze the performance of characterized heterogeneous rupture models in simulations of near-fault ground motion from the M7 Kumamoto, Japan earthquake, using Graves and Pitarka (2016) broad-band simulation method. We developed a kinematic earthquake rupture generator that combines the Graves and Pitarka (2016) (GP2016) rupture model with the multiple asperity characterized rupture model of Irikura and Miyake (IM2011), also known as Irikura recipe (Irikura and Miyake, 2011). The proposed kinematic rupture model incorporates distinct features of both original rupture models such as small-scale stochastic rupture variability, and shallow areas with large slip separated from areas with high slip-rate, inherited from the GP2016, and desired near-fault large-scale rupture directivity effects produced by the multiple asperity model IM2011.

The model performance was tested against recorded data from the M7.1 2016 Kumamoto, Japan earthquake and GMPEs. We performed broad-band (0-10Hz) numerical simulations of strong motion recorded at 19 sites and analyzed the performance of three types of rupture models generated with GP2016; fully stochastic (GP-1) characterized fully deterministic (GP-2) and characterized heterogeneous (GP-3). We analyzed the goodness-of-fit of the acceleration and velocity time histories, and RotD50 horizontal spectral responses. GP-3 performed better than the other three rupture models on a broad period range. Because it combines important features of both GP2016 and IM2011, including large slip velocity in the asperity areas, larger shallow slip, and longer rise time in the weak zone, located in the upper 4km of the earth crust.

In a second stage of the study, we performed a suite of broadband ground motion simulations, to investigate the effects of kinematic rupture model parameters on near-fault ground motion variability. In addition to spatial variability in slip, each rupture realization randomly samples from distributions of rise time, rupture speed, rupture roughness, and rupture initiation locations. Consequently, the simulated ground motions exhibit significant frequency-dependent variability. The simulated ground motion is compared with recorded and predicted ground motion using GMPEs for strike slip earthquakes. Analysis of misfit results were used to single out the rupture parameter or combination of rupture parameters that affect the most the ground motion variability.

Kinematic Rupture Models

Here we briefly describe the characteristics of the GP2016 and IM2010 rupture models that were integrated into the proposed rupture model. The GP method uses a deterministic approach to compute the long period motions (typically > 1 s) and a stochastic approach to compute the shorter period motions (typically < 1 s). The full broadband ground motion acceleration time history is then obtained by summing the long period and short period motions. The GP method contains three separate modules, namely the rupture generator (Graves and Pitarka, 2016) (GP2016 rupture model, hereafter), and low frequency and high frequency ground motion modules, that are used to compute the low and high frequency parts of ground motion, respectively. The GP2016 rupture model uses a kinematic representation of the fault rupture, calibrated using recorded ground motion and observed rupture kinematics and rupture dynamics. The rupture process, which is randomly heterogeneous at different scale lengths, controls coherent and incoherent interferences of waves generated at the source.

The characterized rupture model IM2011, was developed by Irikura and Miyake (Irikura and Miyake, 2011; Morikawa et al., 2011). IM2011 model is based on the multiple-asperity concept of fault rupture, and is compatible with dynamic rupture models (e.g., Dalgue et al., 2008). The kinematic rupture parameterization is empirically based. In the IM2011 model asperities are rupture areas with higher static stress drop and higher slip. Consequently, in this model, the seismic energy is assumed to be mostly generated in the asperities areas. This particular design emphasizes near-fault rupture effects, such as forward rupture directivity and seismic energy focusing at near-fault sites. Using broad-band simulations of ground motion from a hypothetical strike slip earthquake Pitarka et al., (2017) concluded that IM2011 and GP2016 rupture models are compatible and their corresponding modules can be interchangeable in simulations with the GP method. We combined GP2016 and IM2011 to generate GP-2, a characterized fully deterministic rupture model, and GP-3 a characterized rupture model with random slip heterogeneity. GP-2 is an extreme case of GP-3 in which the stochastic portion of slip heterogeneity is very small.

Simulation of 2016, Kumamoto, Japan Earthquake

We used GP-1, GP-2, and GP-3 rupture models to simulate near-fault ground motion recorded during the recent M7, 2016 Kumamoto, Japan, earthquake (Asano et al., 2016; Kobayashi et al., 2017). The relatively large ground motion recorded at three near-fault sites (Kawase et al., 2017), and the complex rupture process make this earthquake an interesting event for testing rupture generation procedures, and strong motion simulation methods. The Kumamoto earthquake is a strike slip event that occurred on four existing fault segments. Figure 4.6-1 shows the location of the fault segments and strong motion stations used in our simulations. Three fault segments, ruptured the surface. The fault geometry and its location are based on the aftershock distribution, immediately after the main event and InSAR (Geospatial Information Authority of Japan, 2016). The orientation of the fourth, and most eastern fault segment, is not well resolved. Nevertheless, as suggested by fault slip inversions of long period waves, the amount of slip in this segment and its contribution to overall ground motion is relatively low.

We compute broadband (0–10 Hz) ground motion at 19 stations surrounding the fault, extending to a fault distance of about 32 km. The long period part of ground motion (> 1 s) at all sites was simulated using Green's Functions computed for a one-dimensional regional velocity model, with a shear wave velocity capped at 500 m/s. The 1D velocity model is listed in Table

4.6-1. The synthetic seismograms were corrected for site effects using local V_{s30} and site effect correcting factors developed for Southern California. The correction was computed for a reference V_s of 500 m/s.

Rupture Models

The rupture models tested here, and a synthesis of their performance are shown in Figure 4.6-2. The first model, referred as GP-1, was generated using the original GP2016 method. GP-1 was selected among 20 rupture scenarios. Note that the GP2016 method provides partial correlation between rise time and the square root of local slip. This results in a tendency for the rise time to lengthen and the rupture speed to increase as the slip increases. Also apparent in the GP rupture is the systematic reduction of rupture speed and lengthening of rise time along both the top (upper 4 km) and bottom portions of the rupture. An additional 60% reduction of rupture speed along the shallow and deep portions of the fault as dictated by Graves and Pitarka (2010, 2015) was applied. These distinct features of GP2016 are very consistent with rupture characteristics obtained for the Kumamoto earthquake. For example, several studies have discovered that the Kumamoto, earthquake rupture had two shallow areas of large slip, and two deeper areas of increased slip rate (e.g. Yoshida et al., 2016; Asano and Iwata, 2016). A similar trend in which high slip rate areas are concentrated in the deeper part of the fault has also been observed during large subduction zone earthquakes (Frankel 2016; Kurahashi and Irikura, 2013). These observations, typical for ruptures that break the entire seismogenic zone, can be explained by difference in fault rupture dynamics caused by variation in friction properties between materials in the shallow part (weak zone) and deeper part of the crust (e.g. Pitarka et al., 2009). The depth scaling of rise time and rupture speed prescribed in the GP2016 approach highlights key observations where large shallow fault slip does not necessarily translate into large high-frequency motion radiation. This means that strong radiation of shorter period motion does not necessarily coincide with regions of large slip. These two important features are well represented in GP-1 rupture model.

The second rupture model, referred as GP-2, is the characterized asperity-based model. The location of the asperities follows the asperity. rupture model of the Kumamoto earthquake proposed by Irikura et al. (2017). Using broad-band simulations of recorded ground motion they found that the main characteristics of near-fault ground motion can be reproduced by a rupture model consisting of four areas with large slip rate, known as strong motion generation areas (SMGA). Table 4.6-2 lists fault parameters used in the simulations. Note that GP-2 retains the slip ratio of 2 between the asperity and background areas, required by the Irikura recipe. Also, due to the small stochastic variability of slip, the rupture speed in the GP-2 is slightly spatially variable.

The third model, GP-3, is a characterized rupture model with heterogeneous slip. GP-3 combines desired features of GP2016 and IM201. It preserves deterministic features, such as location and size of main asperities, derived from the Irikura recipe (Irikura and Miyake, 2011). The model also preserves the stochastic small-scale variability of slip and rupture time, as well as depth dependency and stochasticity of rise time, and rupture speed inherited from the GP2016 model. In this model the relative strength of the deterministic and stochastic features of rupture kinematics are allowed to be controlled by the user. The depth dependency of rise time is imposed in all three models.

Broadband Ground Motion Modeling

The ground motion simulations were performed using the Graves and Pitarka (2010) hybrid simulation procedure. The low-frequency part of ground motion (0-1Hz) was calculated using synthetic Green's functions computed with the FK method of Zhu and Rivera (2002), and a local 1D velocity model, listed in Table 4.6-1. The sub-fault dimensions used in the simulations of the low frequency part of ground motion were 0.1 x 0.1km. In all simulations the Brune stress parameter, used in the GP method, was set to 75 bars. This is slightly higher than the default stress parameter of 50 bars adopted in simulations of earthquakes in California using GP method (Graves and Pitarka, 2010).

The bottom panels in Figure 4.6-2 show the bias of RotD50 pseudo spectral acceleration response (Boore, 2010) ($\ln(\text{Rec}/\text{Syn})$) between recorded (Rec) and synthetic (Syn) ground motion, averaged over all stations, also known as goodness-of-fit plot. Overall the bias obtained with the GP-1 model is small. The GP-2 slightly over predicts the ground motion in the period range of 1-5s. This is a manifestation of stronger local rupture directivity effect, favored by the simplified fault geometry, distinct asperity areas, and almost constant rupture speed adopted in GP-2. This discrepancy is eliminated in the simulation with the GP-3 model which was designed to improve IM2011 by better characterizing the shallow slip areas, affecting periods longer than 1s, and deeper large slip rate areas, affecting short period energy. A full set of goodness-of-fit plots based on simulations with different rupture parameters is included in Appendix A.2.1.

Figures 4.6-3 and 4.6-4 illustrate the performance of GP-3 in near-fault strong motion simulations by comparing the recorded and synthetic time histories of acceleration and velocity, respectively, at 19 near-fault stations. Station KMMH16, the closest to the fault, is located 1km off the fault within the heavy damage zone (Kawase et al., 2016). KMMH16 recorded the largest ground motion acceleration and velocity for this earthquake. The second nearest station, KMM005 is located at about 5km away from the fault trace. The ground motion at this station exhibits strong ground shakings. KMM012 is one of the more distant stations. The relatively low amplitude and very long duration of ground motion recorded at this station suggest strong backward directivity and wave propagation effects. Figure 4.6-5 shows the comparison between the recorded and simulated RotD50 acceleration response spectra.

Overall GP-3 does a good job at reproducing the recorded acceleration and velocity at the considered stations in terms of both spectral content and duration. As already suggested by the goodness of fit plot shown in Figure 4.6-3, GP-3 rupture model improves the waveform fit for both horizontal components at both near-fault sites, KMMH16 and KMM005. It also reproduces the amplitude and duration of the directivity pulse at station KMM005. At KMM012 it matches the duration very well but slightly under predicts the amplitude of direct phases. The simplification of 3D wave propagation effects by the 1D response could be the cause of misfit observed at some distant stations for periods longer than 1s.

Comparison with GMPEs

Figure 4.6-6 compares the recorded spectral acceleration responses with the GMPEs at 19 stations, considered here. The GMPEs are computed for a $V_{s30}=300$ m/s. Except for source distances longer than 10 km, and periods 2s and longer, the recorded RotD50 PSA is very similar

to the GMPEs average value. The favorable comparison suggests that the near-fault ground motion generated during the Kumamoto earthquake is similar to the average ground motion predicted for a strike slip earthquake.

We performed a suite of broadband ground motion simulations, to investigate the effect of kinematic rupture model parameters on near-fault ground motion variability. In addition to spatial variability in slip, each rupture realization randomly samples from distributions of rupture speed, rise time, slip roughness, and rupture initiation locations

The base value of each rupture parameter considered here, and its standard deviation are shown in Table 4.6-3. The effect of each rupture parameter was investigated using five realizations of GP-3 rupture scenarios for which the value of the investigated parameter was adopted from Table 4.6-3, while the other rupture parameters were kept fixed using their base value. Figure 4.6-7 shows the effect of V_r/V_s ratio on inter-event variability of RotD50 acceleration response computed at 19 strong motion sites. The simulated acceleration spectra and their variability is very similar to the empirical one predicted by the GMPEs. Similarly Figures 4.6-8,9,10 show the variability due to slip roughness, rise time, and sleep generator seed number. Note that for all rupture parameters the ground motion variability increases with distance, especially for periods longer than 1s. The ground motion variability is underestimated at periods shorter than 1s. This is probably due to the sparse stations spatial coverage. The discrepancy is larger at shorter distances. We repeated the same analysis using synthetic ground motion computed on a regular and denser grid of 490 stations, with 400m grid spacing. The comparison between the simulated ground motion and the GMPEs for $rvfrac=0.85$ is illustrated in Figure 4.6-11. The simulation uses base values for all parameters. For this scenario the only causes of the intra event variability are source kinematics and wave propagation effects. The variability in simulated response is quite similar to variability predicted by the GMPEs. Similar plots, shown in Appendix A.2.2 were obtained by varying all five kinematic parameters.

A more concise way of displaying the effects of rupture parameters on simulated ground motion, and comparison with GMPEs are plots of bias between the GMPEs and simulated ground motion computed as the $\ln(GMPE/SIM)$ RotD50 spectral acceleration ratio, averaged over stations with same fault distance. Figure 4.6-12 compares the bias for the lowest value of $V_r/V_s=0.538$ and highest value of $V_r/V_s=0.96$. As indicated by the shadowed yellow zone, the standard deviation among the four GMPEs greatly increases with period, at all fault distances. In contrast the intra-event variability predicted by the GMPEs (indicated by the dotted line) is independent from the period. The comparison between these simulations obtained with different rupture velocities suggests that ground motion amplitude increases with rupture speed. The plot clearly shows that when rupture velocity increases the ground motion amplitude increases at periods longer than 1 s. In contrast the ground motion variability remains the same, regardless of period or distance. Similar plots for all rupture scenarios described above are shown in Appendix A.2.2.

Ground Motion Spatial Variability

We used ground simulations on a dense grid of stations to map free-surface peak ground motion velocity. The simulated near-fault ground motion displays strong features that are consistent with fault rupture characteristics. The near-fault ground motion characteristics were also investigated by mapping the fault normal (FN) and fault parallel (FP) ground motion components. Figures 4.6-13-16 compare effects on goodness-of-fit and ground motion spatial distribution of rupture velocity, slip rise time, slip roughness, and rupture initiation location, respectively. In

general, the spatial extent of peak velocity which is controlled by large scale rupture characteristics mainly follows closer the fault geometry and asperities location. In all rupture realizations the areas of large peak ground motion velocity are concentrated very near to the asperities and on the north side of the fault. This result is very consistent with damage distribution zones and location of areas with largest ground motion observed during the earthquake. In general, the FP component is larger than FN component. Although this is inconsistent with what it is expected from a mainly strike slip fault rupture, the simulation of fault rupture in the asperity areas indicate that for upward rupture propagation the directivity effect is stronger on the SH wave component, in this case stronger in the fault parallel component than in the fault normal component. It is expected that for deep rupture initiations and shallow large asperities the FN component of near-fault ground motion will be larger than the FP one. In terms of spatial extension of large amplitude ground motion area, the rupture velocity and slip roughness have the most significant effects. Fault ruptures with lower velocity and smoother slip heterogeneity produce much weaker ground motion. As expected, rupture initiation point is essential in shaping near-fault ground motion distribution as well as location of zones with large peak velocity, and upward rupture directivity effects.

All maps of simulated peak ground motion velocity are shown in Appendix A.2.3.

Discussion and Conclusions

The main conclusion of this study is that all three GP rupture models of the 2016 Kumamoto Earthquake rupture analyzed here, the fully stochastic GP-1 model, characterized fully deterministic GP-2 model, and characterized rupture model with random slip heterogeneity GP-3, performed satisfactorily in simulations of recorded ground motion using the simulation method of Graves and Pitarka (Graves and Pitarka, 2016). The hybrid design of GP-3, that combines empirically based deterministic features and correlated spatial and temporal variability of kinematic rupture guided by physics-based modeling results, make GP-3 a robust technique that represents well large-scale and small-scale rupture complexities. The compact multi-asperity representation of rupture kinematics makes the technique very effective in scenario-based deterministic estimations of near-fault ground motion. The resulting kinematic model better represents underlying rupture factors that shape the low and high frequency parts of generated seismic energy, especially for large earthquakes on faults that rupture the surface and the entire seismogenic zone. Compared to GP-1 and GP-2, GP-3 performs better in reproducing the recorded data on a broad frequency range 0-10 Hz.

The favorable comparison of recorded ground motion with the GMPEs suggests that the near-fault ground motion generated during the 2016 Kumamoto earthquake is similar to the average ground motion expected for a strike slip earthquake. Our simulations suggest that for deep rupture initiations and shallow large asperities the FN component of near-fault ground motion is expected to be larger than the FP one. In terms of spatial extension of large amplitude ground motion area, the rupture velocity and slip roughness have the most significant effects. Fault ruptures with lower velocity and smoother slip heterogeneity produce much weaker ground motion. In general, the spatial extent of peak velocity which is controlled by large scale rupture characteristics follows closer the fault geometry and asperities location.

The depth-depend variation of peak slip and rise time are two important features of the proposed GP-3 model, inherited from the original GP rupture model. Their inclusion improved the

performance of the characterized rupture model with stochastic heterogeneity at intermediate and longer periods.

GMPE-based near-source shaking estimation for large earthquakes is highly uncertain, in particular for long return periods for which ground-motion variability drives the seismic hazard. Therefore physics-based simulations and analysis of ground motion variability like then ones discussed here can help improve the GMPEs by refining the quantification of inter- and intra-event variability.

■参考文献 4.6

Asano, K. and T. Iwata (2016). Source rupture process of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data. *Earth, Planets, and Space*, 68:147, DOI 10.1186/s40623-016-0519-9.

Boore, D. M., (2010). Orientation independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion, *Bull. Seis. Soc. Am.* 100, 1830-1835.

Dalguer, L. A., H. Miyake, S. M. Day, and K. Irikura (2008). Surface-rupturing and buried dynamic rupture models calibrated with statistical observations of past earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 1147–1161.

Frankel, A. (2016) Modeling Strong-Motion Recordings of the 2010 M_w 8.8 Maule, Chile earthquake with High Stress-Drop Sub-Events and Background Slip, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 107, No. 1, doi: 10.1785/0120160127.

Geospatial Information Authority of Japan (2016). Information about 2016 Kumamoto earthquake, <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html>

Graves, R. W. and A. Pitarka (2010). “Broadband Ground-Motion Simulation Using a Hybrid Approach.” *Bull. Seis. Soc. Am.*, 100(5A), pp. 2095-2123, doi: 10.1785/0120100057.

Graves, R., and Pitarka, A (2016), Kinematic ground motion simulations on rough faults including effects of 3D Stochastic velocity perturbations. *Bull Seis. Soc Am.* 106, 2136–2153.

Graves, R., and Pitarka, A. (2015) Refinements to the Graves and Pitarka (2010) Broadband Ground-Motion Simulation Method. *Seism. Res. Lett.*, January/February 2015, v. 86, p. 75-80, First published on December 17, 2014, doi:10.1785/0220140101

Irikura, K., and H. Miyake (2011). Recipe for Predicting Strong Ground Motion from Crustal Earthquake Scenarios, *Pure Appl. Geophys.* 168 (2011), 85–104 . DOI 10.1007/s00024-010-0150-9.

Irikura, K., K. Miyakoshi, K. Kamae, K. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi, and H. Miyake (2017). Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69:10, DOI

10.1186/s40623-016-0586-y.

Iwaki, A., T. Maeda, N. Morikawa, H. Miyake, H. Fujiwara (2016) Validation of the Recipe for Broadband Ground-Motion Simulations of Japanese Crustal Earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 106, 5, 2214–2232.

Kawase, Hiroshi, Shinichi Matsushima, Fumiaki Nagashima, Baoyintu, and Kenichi Nakano (2017). The cause of heavy damage concentration in downtown Mashiki inferred from observed data and field survey, *Earth, Planet, and Space*, **69**:3, 2017, DOI :10.1186/s40623-016-0591-1.

Kobayashi, H, K. Koketsu, and H. Miyake(2017). Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions. *Geoph. Res. Lett.*, 44, doi:10.1002/2017GL073857.

Kurahashi, S., and K. Irikura (2013) Short-Period Source Model of the 2011 M_w 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 103, 1373-1393, doi:10.1785/0120120157.

Morikawa, N., S. Senna, Y. Hayakawa, and H. Fujiwara (2011), Shaking maps for scenario earthquakes by applying the upgraded version of the strong ground motion prediction method ‘‘Recipe’’, *Pure Appl. Geophys.* 168 (2011), 645–657, DOI:10.1007/s00024-010-0147-4.

Pitarka, A, L. Dalgner, S. Day, P. Somerville, and K.Dan (2009). Numerical study of ground-motion differences between buried-rupturing and surface-rupturing earthquakes. *Bull. Seis. Soc. Am.* **99**, 1521-1537.

Pitarka, A., R. Graves, K. Irikura, H. Miyake, and A. Rodgers (2017). Performance of Irikura Recipe Rupture Model Generator in Earthquake Ground Motion Simulations With Graves and Pitarka Hybrid Approach, *Pure and Applied Geophysics*, vol 174, 9, DOI 10.1007/s00024-017-1504-3

Yoshida, K., K.Somei, K. Miyakoshi, K.Irikura, and N. Inoue (2016). Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (MJ7.3) inferred from kinematic inversion of the near-fault strong motion. Proceedings of 5th IASPEI / IAEE International Symposium: *Effects of Surface Geology on Seismic Motion August 15-17*, 2016.

Zhu, L., and L. Rivera (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, *Geophys. J. Int.* (2002) 148 (3): 619-627. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01610.x

Table 4.6-1. 1D Velocity Model

Thickness (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density (g/cm ³)	Qp	Qs
0.01	1.6	0.425	2.0	42.5	21.2
0.02	1.7	0.538	2.05	53.8	26.9
0.07	1.9	0.65	2.1	65.0	32.5
0.1	2.1	0.8	2.2	80.0	40.0
0.3	2.5	1.2	2.3	120.0	60.0
0.5	3.6	1.9	2.45	190.0	95.0
0.5	4.4	2.5	2.575	250.0	125.0
1.0	4.8	2.8	2.6	280.0	140.0
1.0	5.25	3.1	2.62	310.0	155.0
1.5	5.5	3.25	2.65	325.0	162.0
2.0	5.6	3.35	2.7	335.0	167.0
2.0	5.75	3.45	2.72	345.0	172.0
8.0	6.1	3.6	2.75	360.0	180.0
8.0	6.5	3.8	3.0	380.0	190.0
∞	7.8	4.4	3.3	440.0	220.0

Table 4.6-2. Fault Model Parameters Using the IM2011 Recipe

Fault Background	Asperity 1	Asperity 2	Asperity 3
Length: 44 km	Length : 7.5 km	Length : 7.2 km	Length : 10.0 km
Width: 18 km	Width : 7.4km	Width : 8.6 km	Width : 8.6 km
Backgrnd. Stress Drop: 2.92 MPa	Slip: 192.2 cm	Slip: 313.8 cm	Slip: 313.8 cm
Aver. Stress Drop: 3.8 MPa	V _r : 2.8 km/s	V _r : 2.8 km/s	V _r : 2.8 km/s
Number of Asperities : 2			
Background Slip : 90 cm			
Background V _r = 2.8 km/s			

Table 4.6-3. Source Parameters Used in Strong Ground Motion Sensitivity Analysis

Case	Source Parameter	Variability		
		Base Value (GP2016)	+/- σ	+/-2 σ
1	Slip Distribution Roughness	0.85	0.05	0.1
2	Total Rise Time Coefficient (eqn A5 in GP2016)	1.60	0.08	0.16
3	Vr/Vs Ratio	0.694	0.078	0.156
4	Rupture Initiation Location	Left	Center	Right

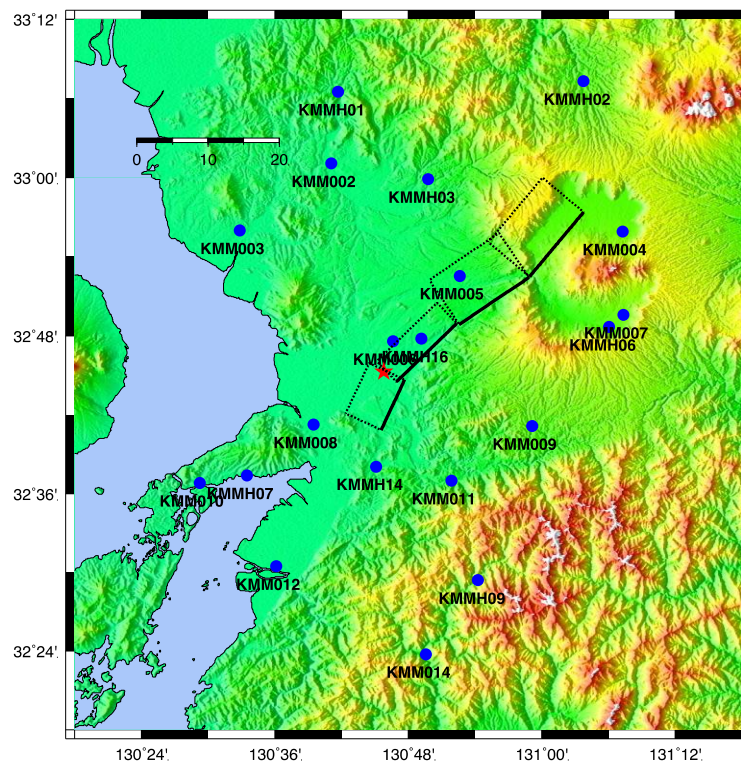


Figure 4.6-1. Map of Kumamoto, Japan area showing the fault segments (dotted rectangles) used in simulations of strong ground motion from the M7, 2016 Kumamoto earthquake. Red star indicates the hypocenter location and blue dots indicate the strong motion stations location.

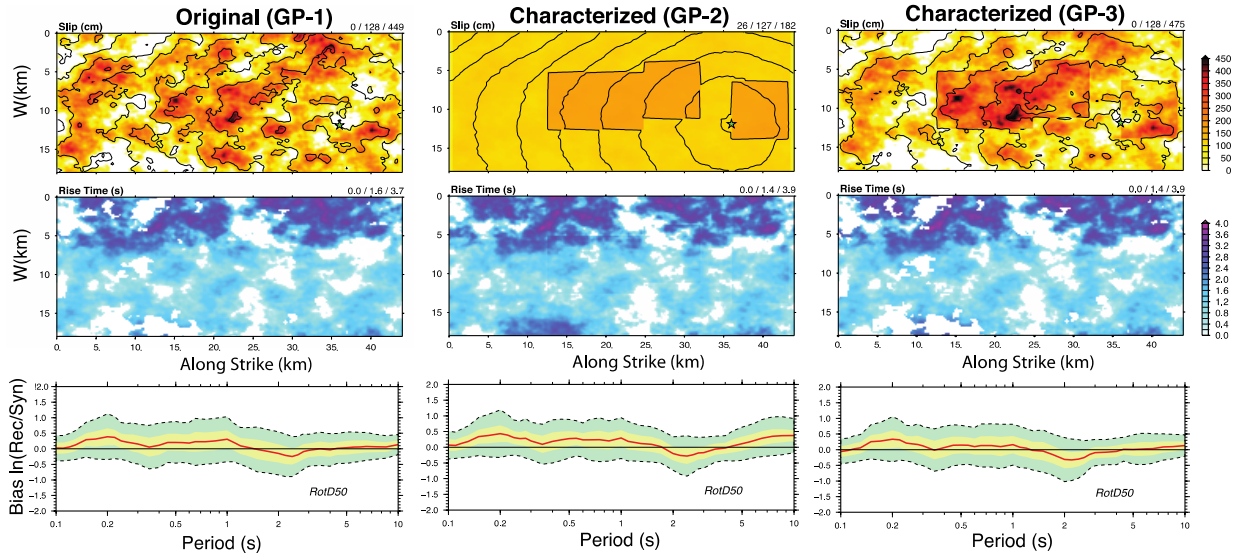


Figure 4.6-2. Broad band simulation results of the Kumamoto earthquake using three different rupture models, original GP (GP-1, left panels), GP characterized (GP-2, center panels), and GP characterized with heterogeneous slip (GP-3, right panels). Top panels show the slip distribution, the middle panels show total rise time distributions, and bottom panels show RotD50 acceleration response spectra bias between recorded and simulated data.

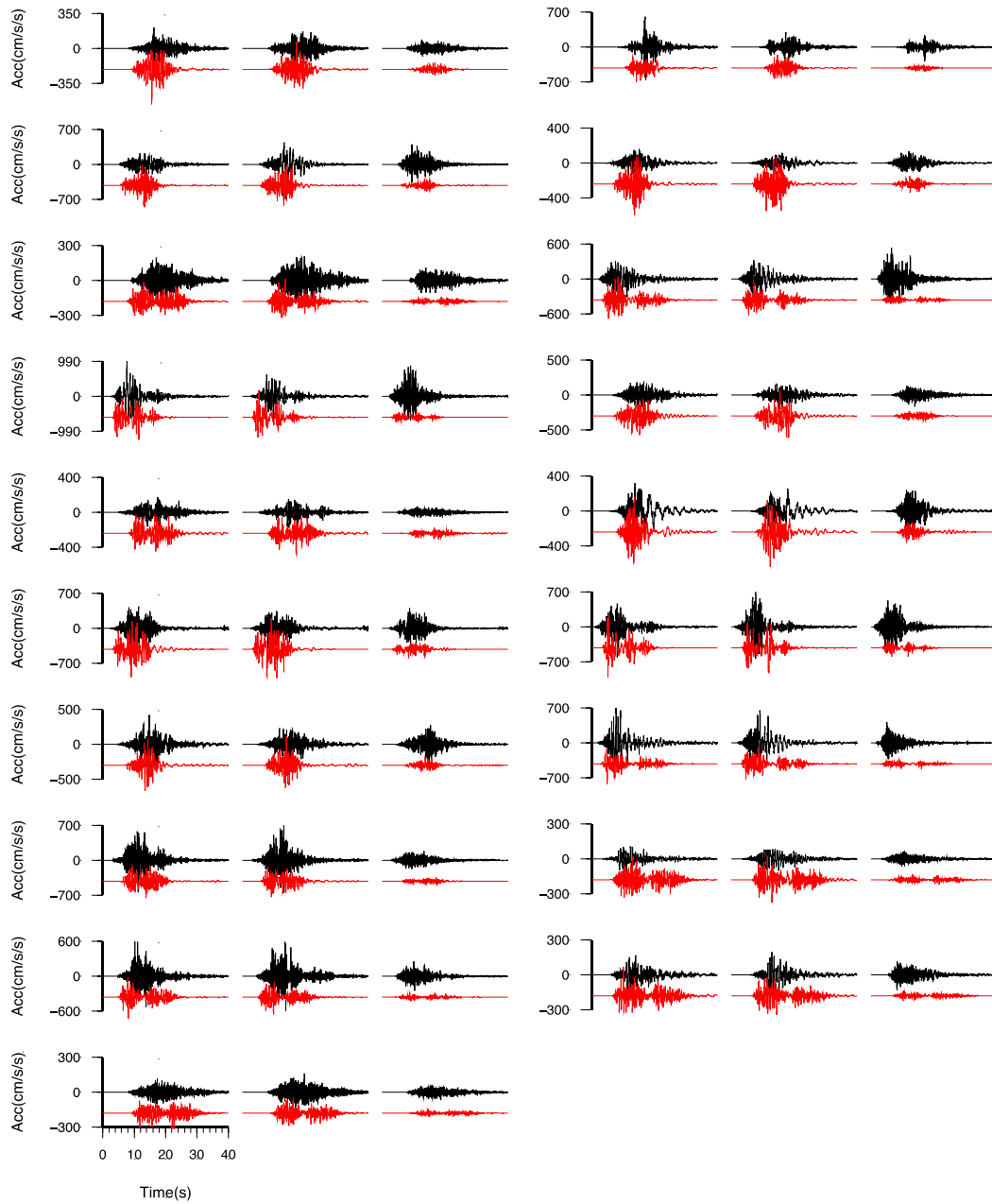


Figure 4.6-3. Comparison of recorded (black) and synthetics (red) acceleration time histories computed with the GP-3 rupture model of the Kumamoto earthquake.

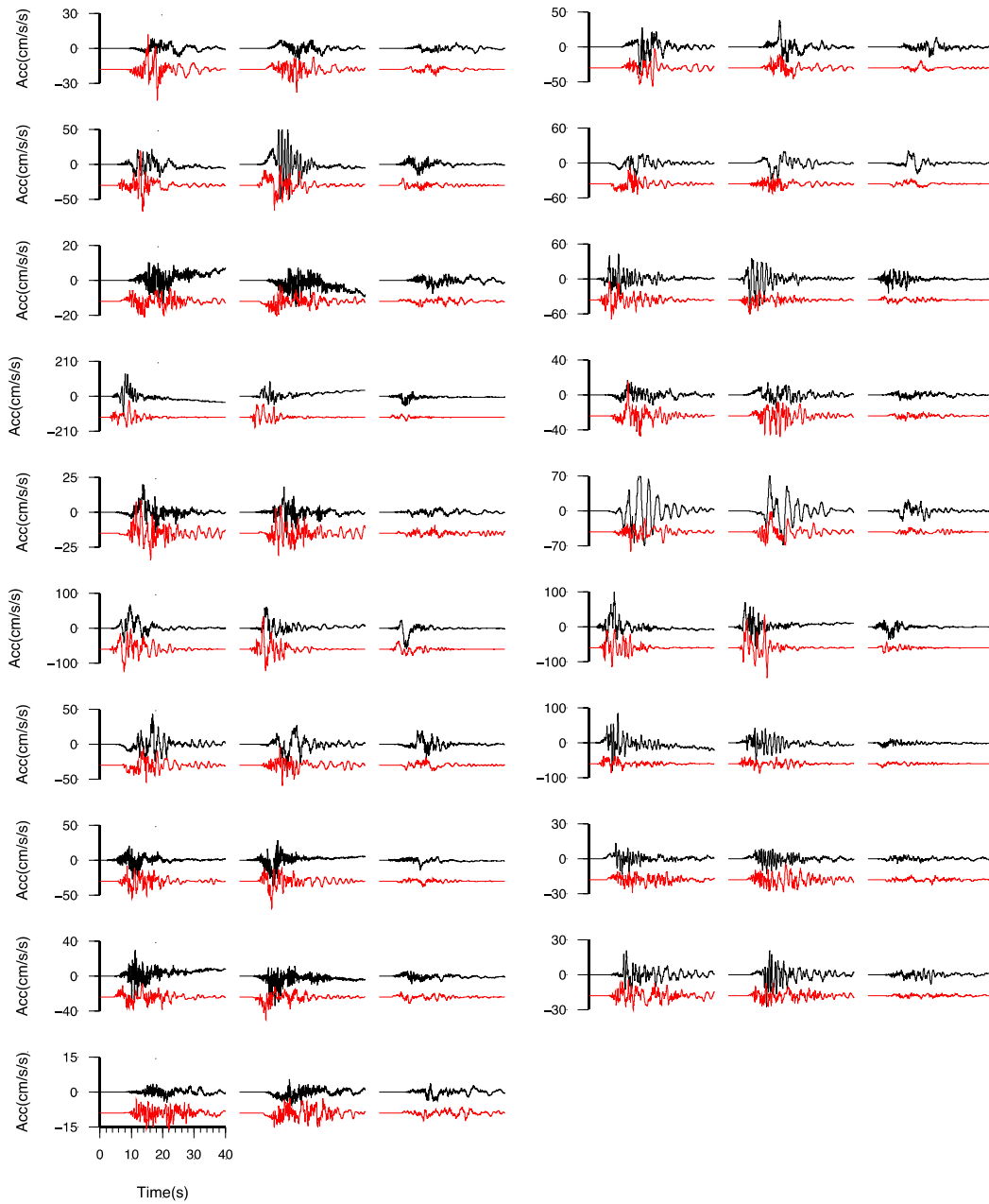


Figure 4.6-4. Comparison of recorded (black) and synthetics (red) velocity time histories computed with the GP-3 rupture model of the Kumamoto earthquake.

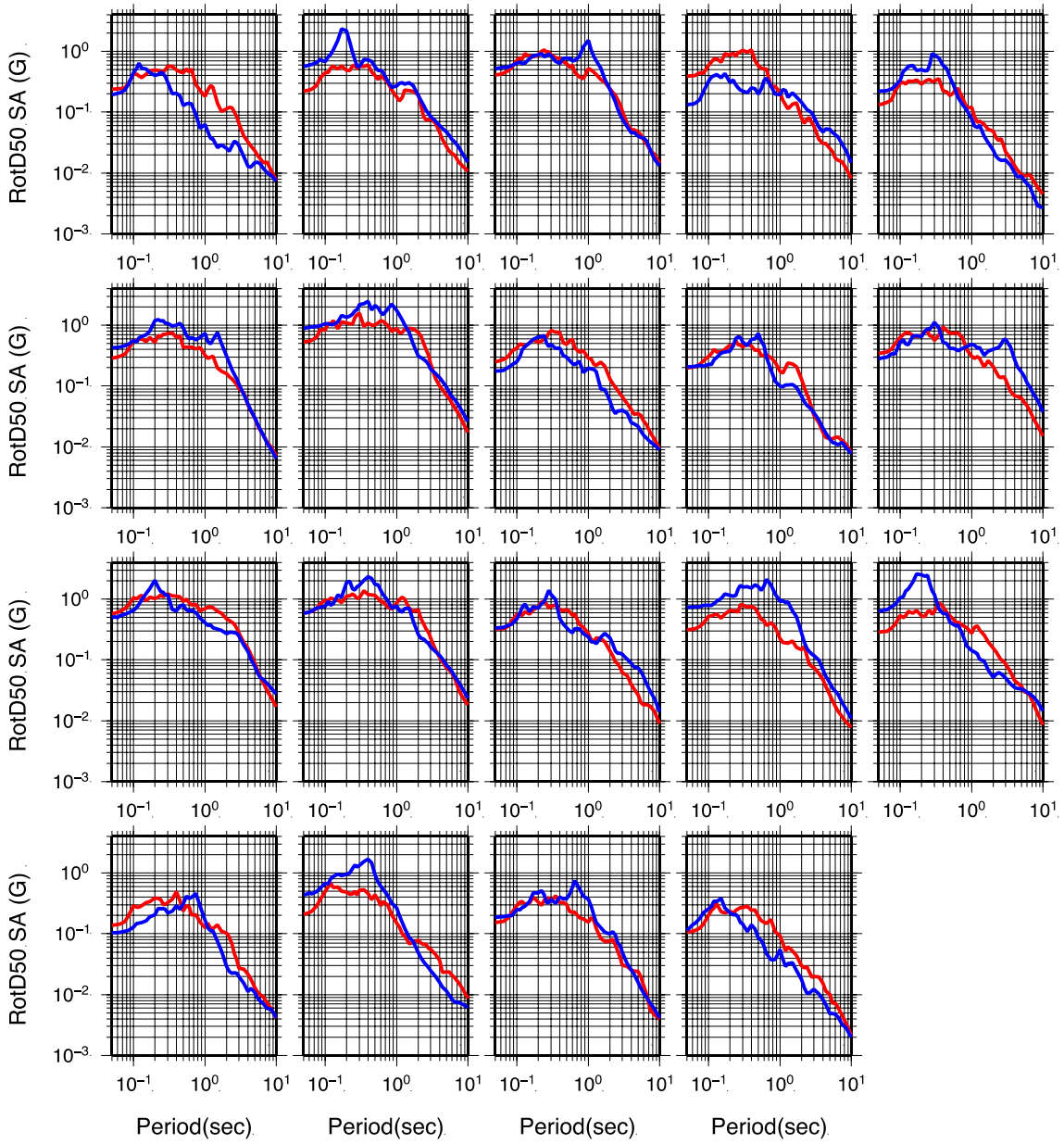


Figure 4.6-5. Comparison of recorded (black) and synthetics (red) RotD50 acceleration response spectra computed with the GP-3 characterized rupture model with heterogeneous slip of the Kumamoto earthquake.

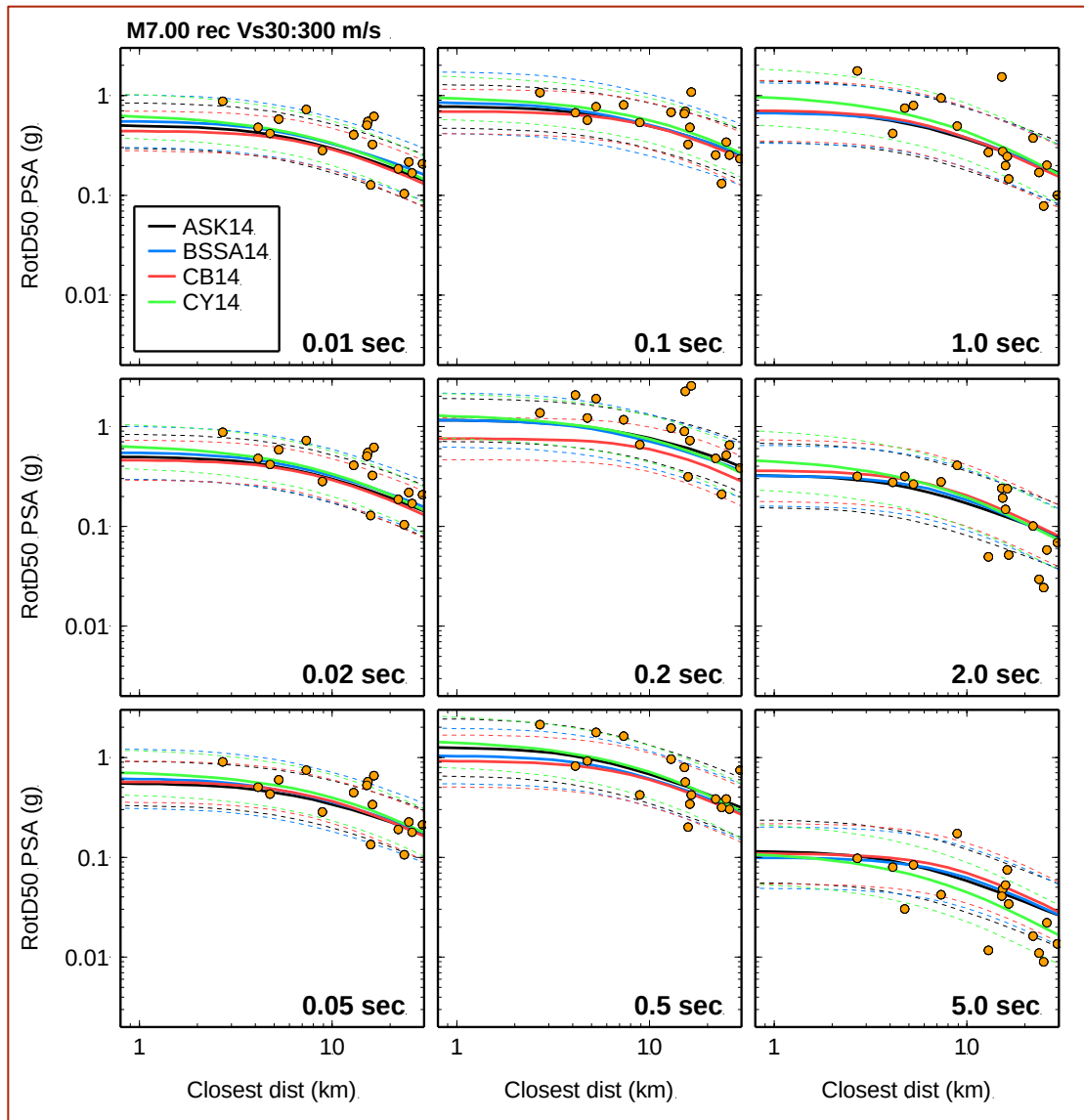


Figure 4.6-6. Comparison of four RotD50 NGA West GMPEs of acceleration response spectra, computed for $V_{s30}=300$ m/s (solid lines), and RotD50 acceleration response spectra (orange circles) recorded at 19 stations, for the M7 Kumamoto earthquake.

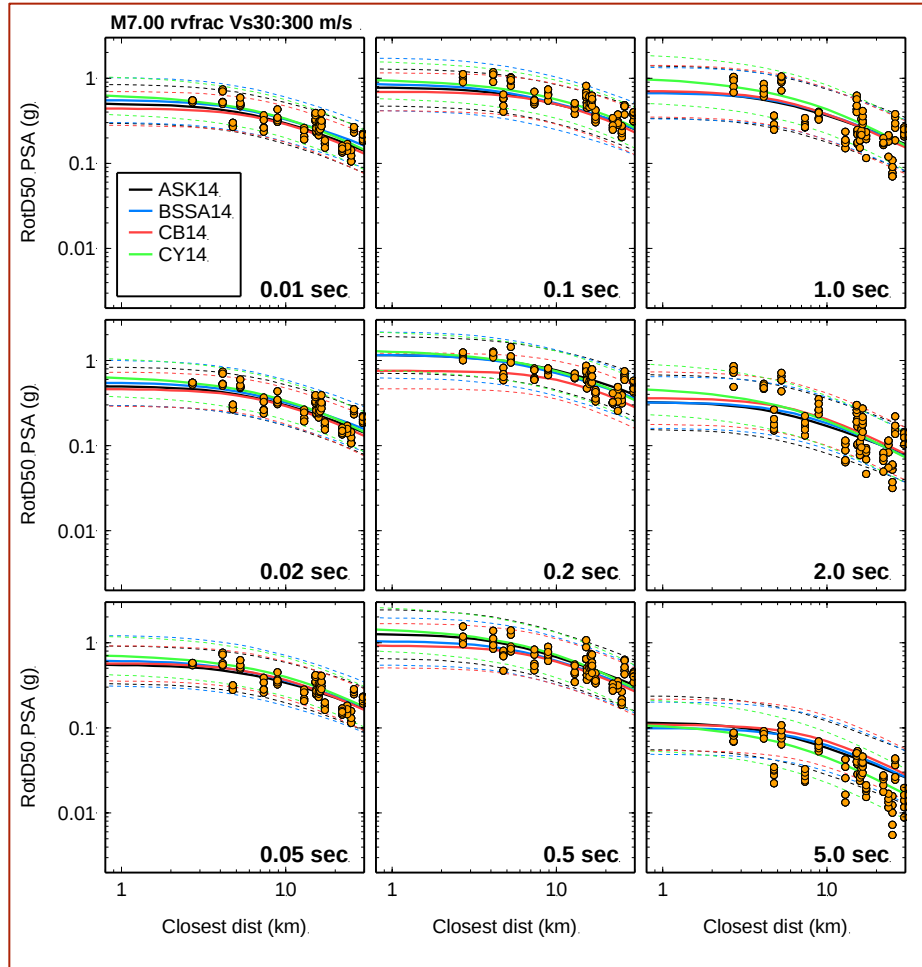


Figure 4.6-7. Comparison of four RotD50 NGA West GMPEs of acceleration response spectra, computed for $V_{s30}=300$ m/s (solid lines), and RotD50 acceleration response spectra (orange circles) simulated at 19 stations, for the M7 Kumamoto earthquake. We used five realizations of GP-3 for which the values of V_r/V_s ratios are indicated in Table2, and all other rupture parameters were kept the same as in the original GP model.

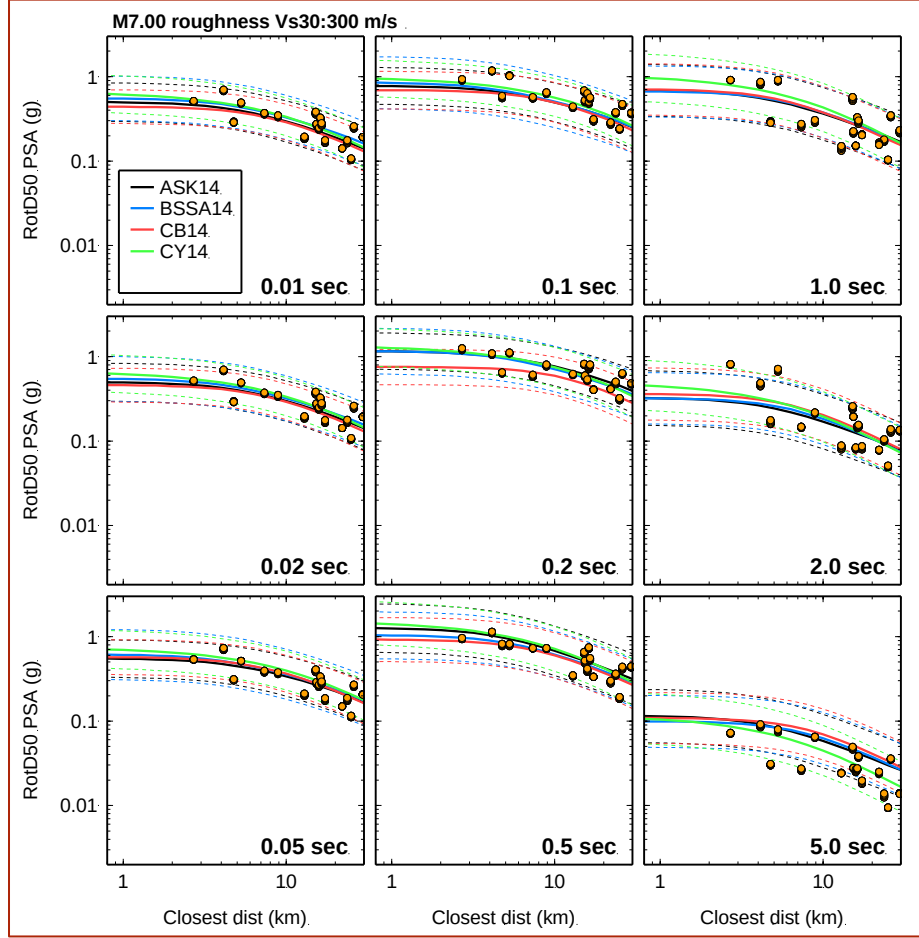


Figure 4.6-8. Comparison of four RotD50 NGA West GMPEs of acceleration response spectra, computed for $V_{s30}=300$ m/s (solid lines), and RotD50 acceleration response spectra (orange circles) simulated at 19 stations, for the M7 Kumamoto earthquake. We used five realizations of GP-3 for which the values of **slip roughness** are indicated in Table2, and all other rupture parameters were kept the same as their base value in the original GP model.

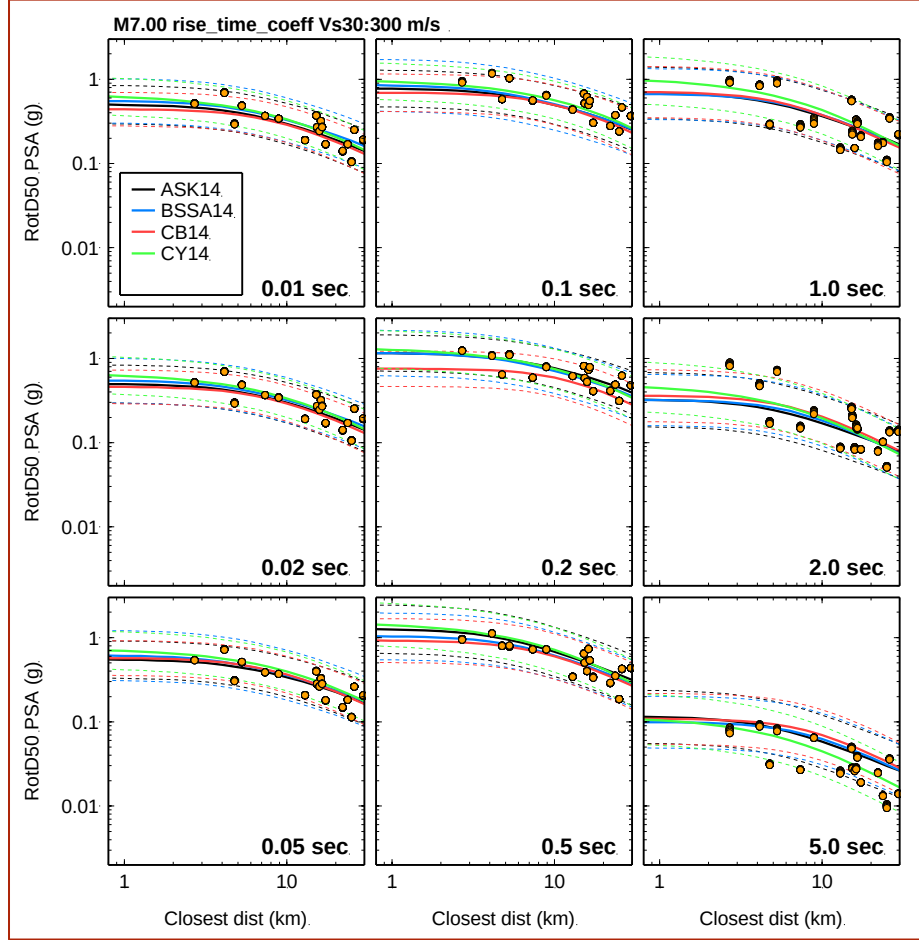


Figure 4.6-9. Comparison of four RotD50 NGA West GMPEs of acceleration response spectra, computed for $V_{s30}=300$ m/s (solid lines), and RotD50 acceleration response spectra (orange circles) simulated at 19 stations, for the M7 Kumamoto earthquake. We used five realizations of GP-3 for which the values of the **total slip rise time** are indicated in Table2, and all other rupture parameters were kept the same as their base value in the original GP model.

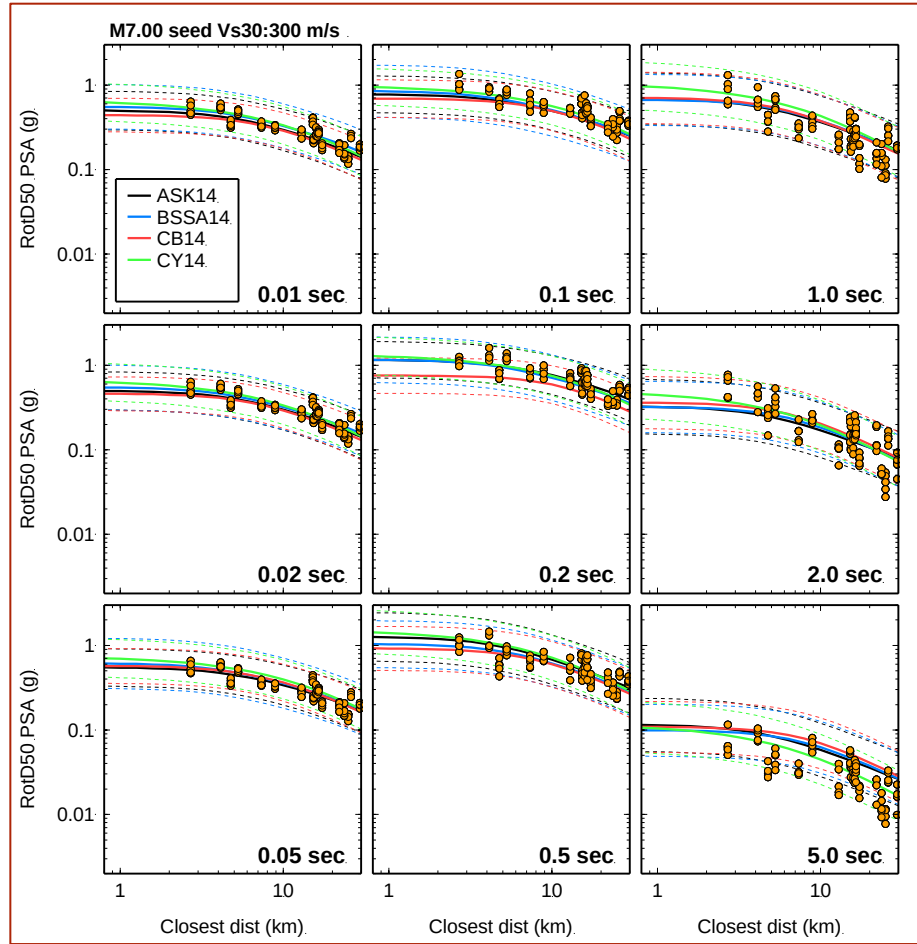


Figure 4.6-10. Comparison of four RotD50 NGA West GMPEs of acceleration response spectra, computed for $V_{s30}=300$ m/s (solid lines), and RotD50 acceleration response spectra (orange circles) simulated at 19 stations, for the M7 Kumamoto earthquake. We used five realizations of GP-3 using different **sleep generator seed numbers**. All rupture parameters were kept the same as their base values in the original GP model.

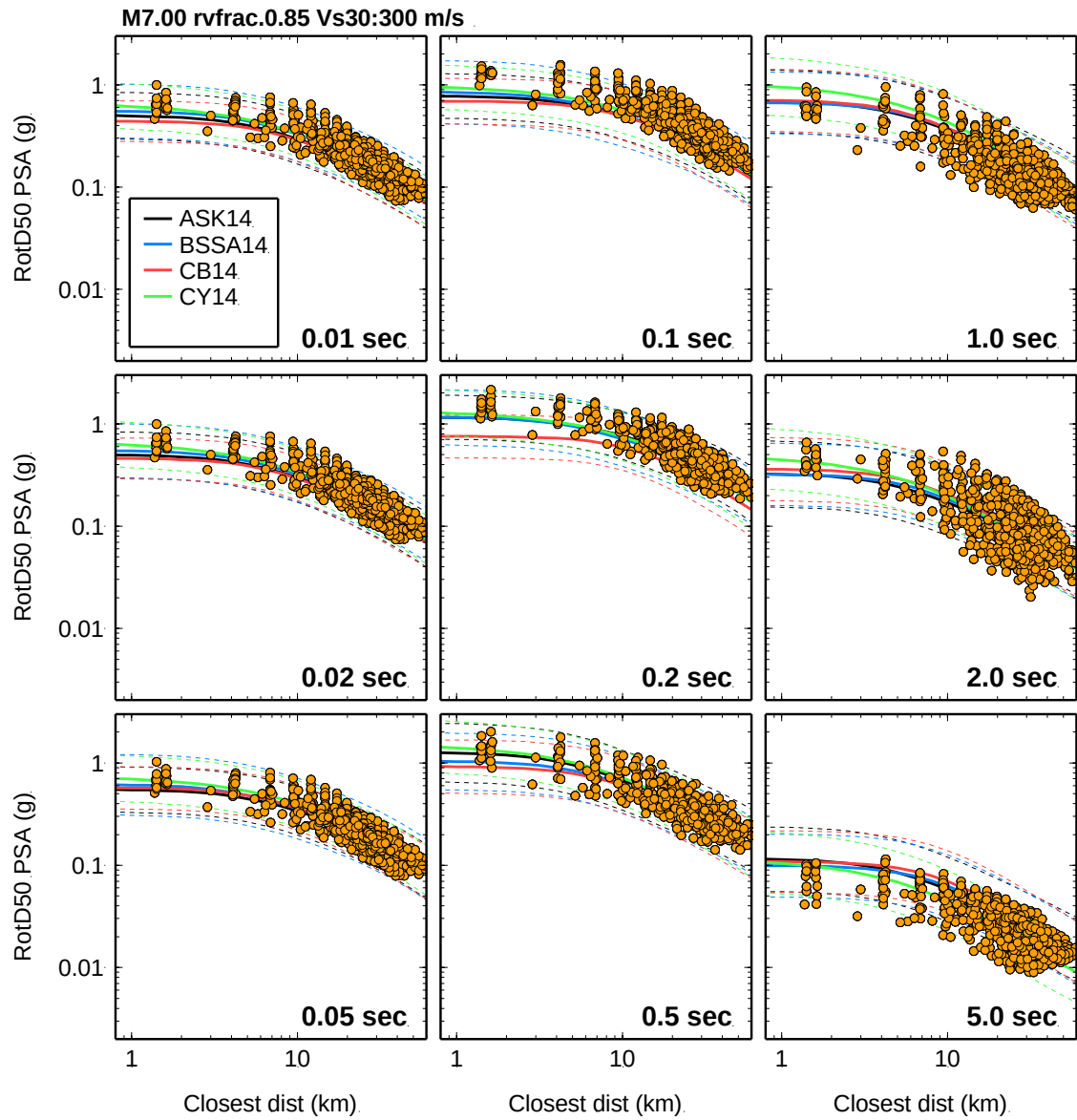


Figure 4.6-11. Comparison of RotD50 acceleration response spectra (yellow circles), computed at 500 near-fault stations, using rupture scenario with **Vr/Vs ratio =0.85**, with four GMPEs for Vs30=300m/s

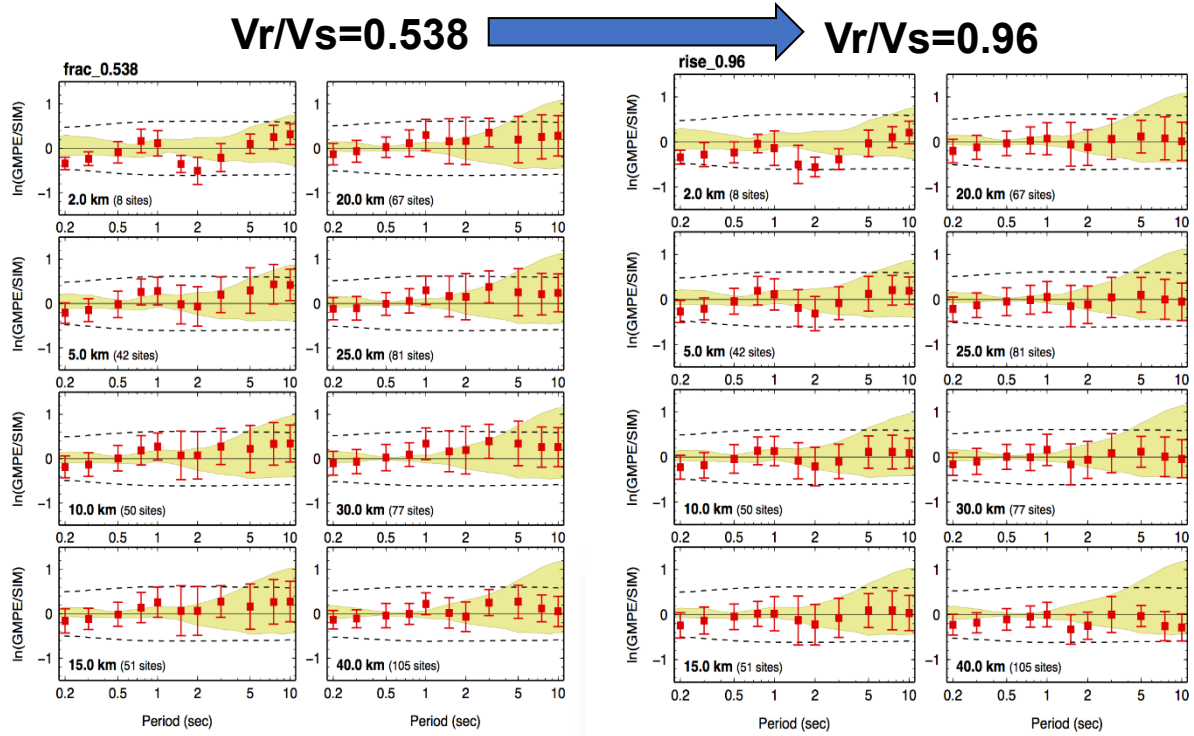


Figure 4.6-12. Bias between the GMPEs and simulated ground motion computed as the $\ln(\text{GMPE}/\text{SIM})$ RotD50 spectral acceleration ratio as a function of period, averaged over stations with same fault distance. The fault distance and the number of sites for each distance bin is indicated on each panel. Red squares and red vertical lines indicate the median value and $\pm$ one standard deviation of the bias. Left panels show comparisons with synthetics computed for $V_r/V_s=0.538$, and right panels show comparisons with synthetics computed for $V_r/V_s=0.96$. The shadowed zones indicate the standard deviation among the four GMPEs and the dotted line indicates the intra-event variability obtained from the GMPEs

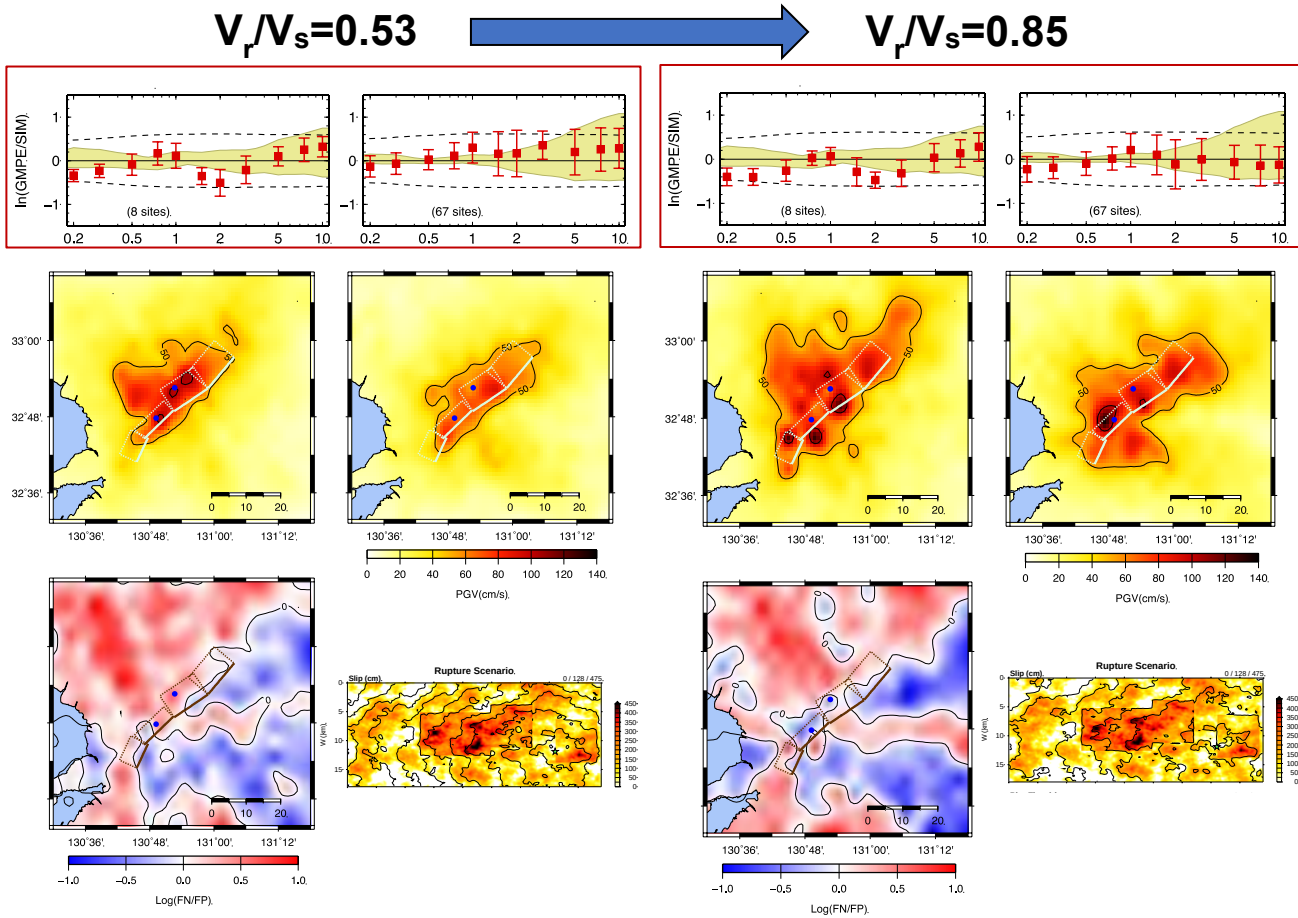


Figure 4.6-13. Effects of increasing rupture velocity on ground motion amplitude and spatial variability. Bias between GMPEs and simulated ground motion (upper panels). Maps of fault-normal and fault-parallel peak ground motion amplitude (middle panels). Maps of FN/FP peak ground motion ratio between FN and FP, and kinematic slip distributions (lower panels).

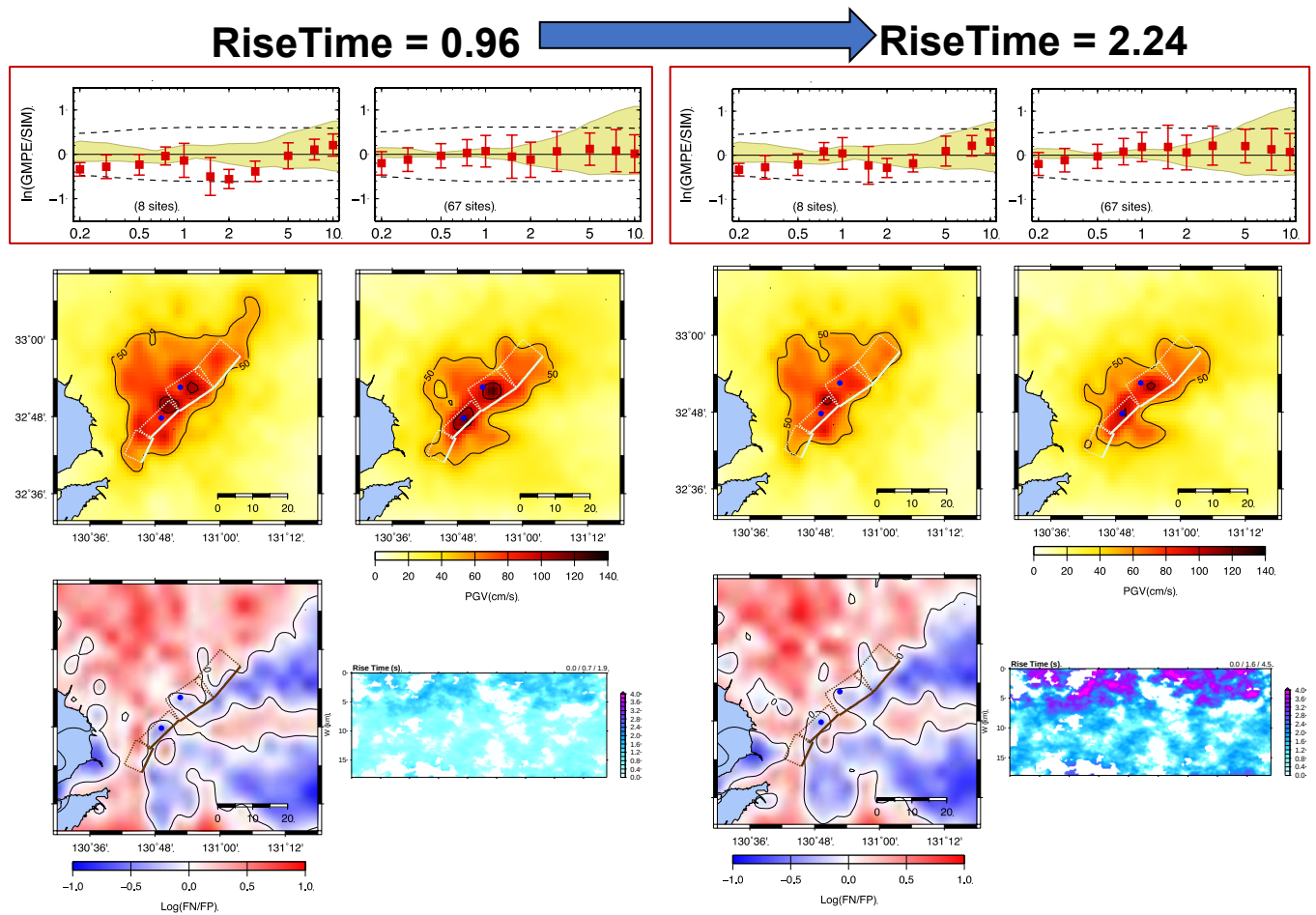


Figure 4.6-14. Effects of increasing total rise time on ground motion amplitude and spatial variability. Bias between GMPEs and simulated ground motion (upper panels). Maps of fault-normal and fault-parallel peak ground motion amplitude (middle panels). Maps of FN/FP peak ground motion ratio between FN and FP, and slip rise time models (lower panels).

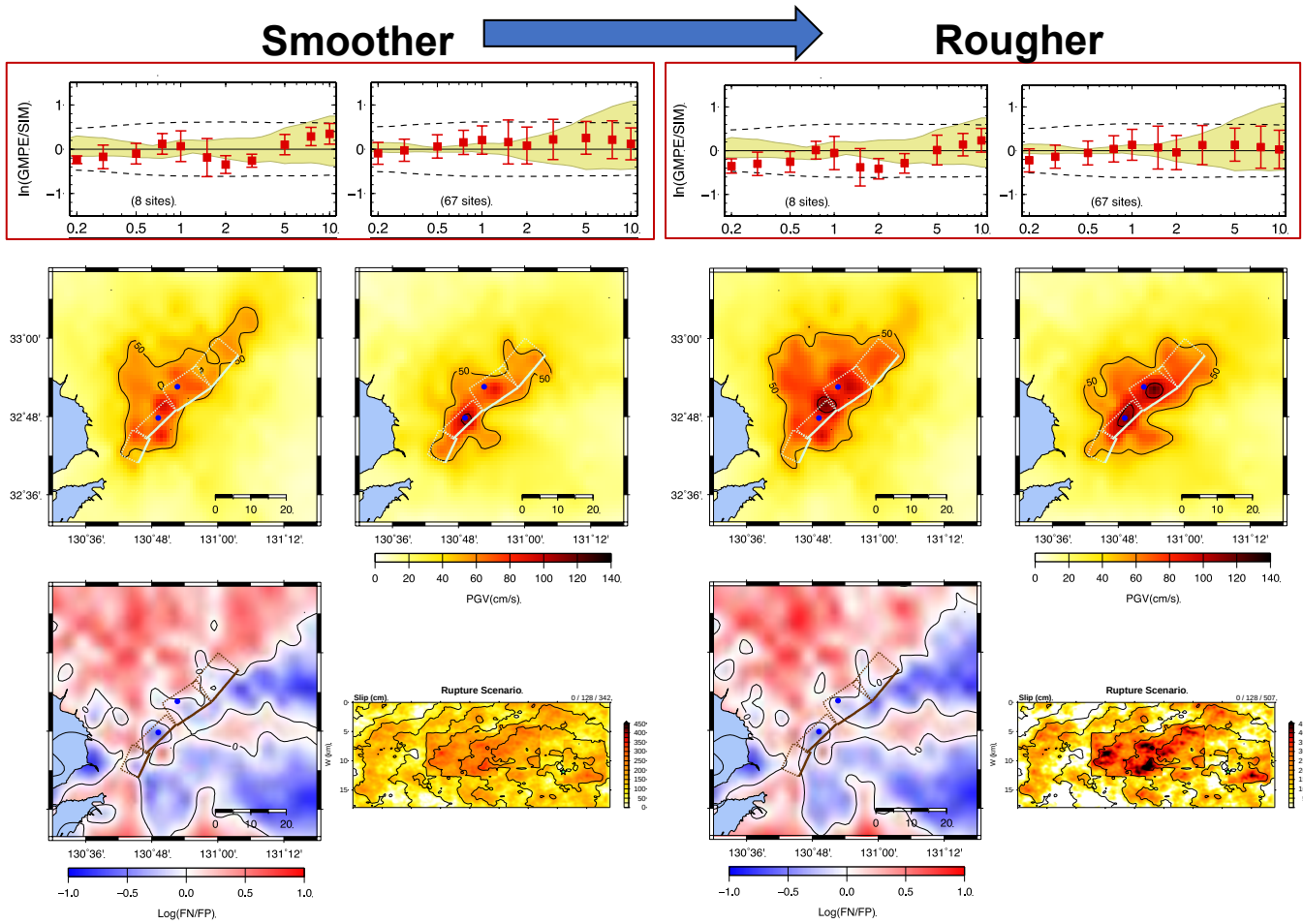


Figure 4.6-15. Effects of increasing small-scale slip roughness on ground motion amplitude and spatial variability. Bias between GMPEs and simulated ground motion (upper panels). Maps of fault-normal and fault-parallel peak ground motion amplitude (middle panels). Maps of FN/FP ground motion ratio between FN and FP, and kinematic slip distributions (lower panels).

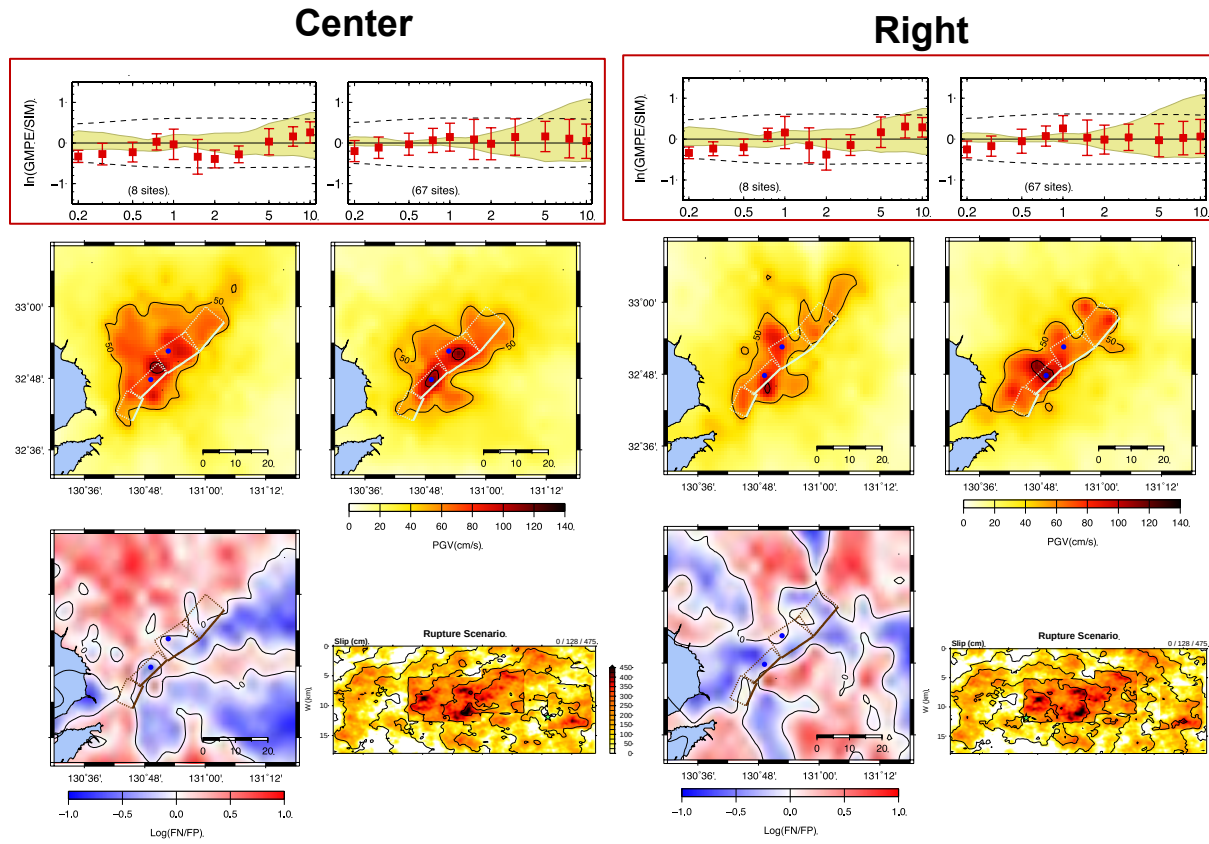


Figure 4.6-16. Effects of rupture initiation locations on ground motion amplitude and spatial variability. Bias between GMPEs and simulated ground motion (upper panels). Maps of fault-normal and fault-parallel peak ground motion amplitude (middle panels). Maps of FN/FP peak ground motion ratio between FN and FP, and kinematic slip distributions (lower panels).

5. 動力学シミュレーションによる震源特性化手法の検討

5.1 震源インバージョン結果に基づいた動力学パラメータの推定

5.1.1 2016 年茨城県北部の地震 ($M_{\text{JMA}}6.3$)

① はじめに

強震動予測レシピにおいて、高精度な予測強震動を得るためには、実際に発生した地震の震源像を詳細に把握し、その知見を特性化震源モデルの構築に活かしていくことが重要である。現在広く用いられている特性化震源モデルの概念は、運動学的震源モデルの上に立脚しているが、断層破壊現象は本質的には動力学で表現される。近年、動的破壊過程に基づいた強震動シミュレーションに関する研究も発展を遂げており（例えば、Guatteri *et al.*, 2004）、震源での動力学パラメータをモデル化することは、強震動予測の高精度化、或いは特性化震源モデルの高度化において期待されることの1つであると考えられる(図 5.1.1-1)。本研究は、動力学パラメータの知見を特性化震源モデルに組み込むことを目的とし、2016 年 12 月 28 日 21 時 38 分（日本時間）に茨城県北部で発生した M_w 5.9 の内陸地殻内地震（以下、2016 年茨城県北部の地震）の運動学的震源モデルから、断層面上での応力変化を推定し、アスペリティや背景領域での動力学パラメータの特徴を調べた。なお、ここで使用する運動学的震源モデルは、3.1.1(2)で検討した 2016 年茨城県北部の地震の震源インバージョン結果を参考とする。

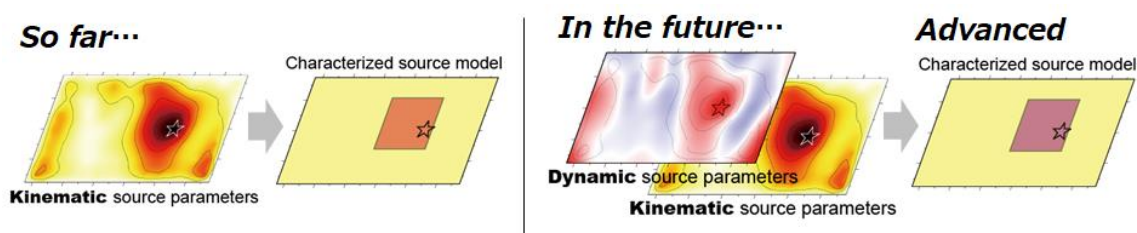


図 5.1.1-1 動力学パラメータのモデル化と特性化震源モデルの高度化の概念図

② 運動学的震源モデルの設定

本報では、前述したように 3.1.1(2)で検討した震源インバージョンモデルを基にした解析を行う。このモデルは、近地強震波形 (0.1-1.0 Hz) を対象として、マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン手法 (Hartzell and Heaton, 1983) によって、断層面上のモーメント解放、或いはすべりの時空間発展の様子が推定されている。仮定している断層面は、断層走向角 N168°E、傾斜角 46°で、断層長さ 20 km、断層幅 14 km の 1 枚面とし、一辺が 1.0 km の正方形小断層によって 280 個の小断層に分割されている。各タイムウィンドウのすべり時間関数は、ライズタイム 0.8 秒の平滑化傾斜 (smoothed ramp) 関数で表現され、5 つのタイムウィンドウを 0.4 秒間隔で仮定することで、各小断層に 2.4 秒間の震源継続時間を許容した。また、第一タイムウィンドウの破壊伝播速度 (First Time Window Triggering Velocity: FTWTV) は 1800 m/s とした。インバージョンに使用するグリーン関数は、各観測点の 1 次元速度構造モデルから計算され、一部の観測点は、微動アレイ観測に基づくモデルのチューニングが行われ、全観測点の速度構造モデルの妥当性は、小地震を用いた地震動シミュレーションによって確認がなされている。

後述するように、本報での動力学パラメータは、運動学的震源モデルを境界条件として、断層面上での応力時間変化を、運動方程式を解くことによって推定する。宮腰・他 (2005) は、運動学的震源モデルを境界条件として応力変化を推定する場合、モデルに対して適切な空間補間が必要であることを示している。3.1.1(2)のオリジナルの震源インバージョンモデルは、 1.0×1.0 km の空間的なグリッドサイズである。本報では、さらにグリッドサイズの小さい、仔細な震源モデルを境界条件として使用するために、オリジナル震源モデルの 4 分の 1 となる 250×250 m のグリッドサイズに空間補間した震源モデル (以下、補間震源モデル) を作成した (図 5.1.1-2)。この際、オリジナル震源モデルの各小断層について、タイムウィンドウごとに、隣り合う小断層との間を双一次補間法によって補間した。補間したモデルは、オリジナルの震源モデルの地震モーメントを保存し、第一タイムウィンドウの破壊伝播速度もオリジナル震源モデルの 1800 m/s によって計算し、補間後の各小断層での破壊伝播時間の遅れは考慮している。また、同一タイムウィンドウで、断層面端部 (外縁部) の地震モーメントはゼロとして、断層面の外側では、すべり量が滑らかにゼロとなるように設定した。

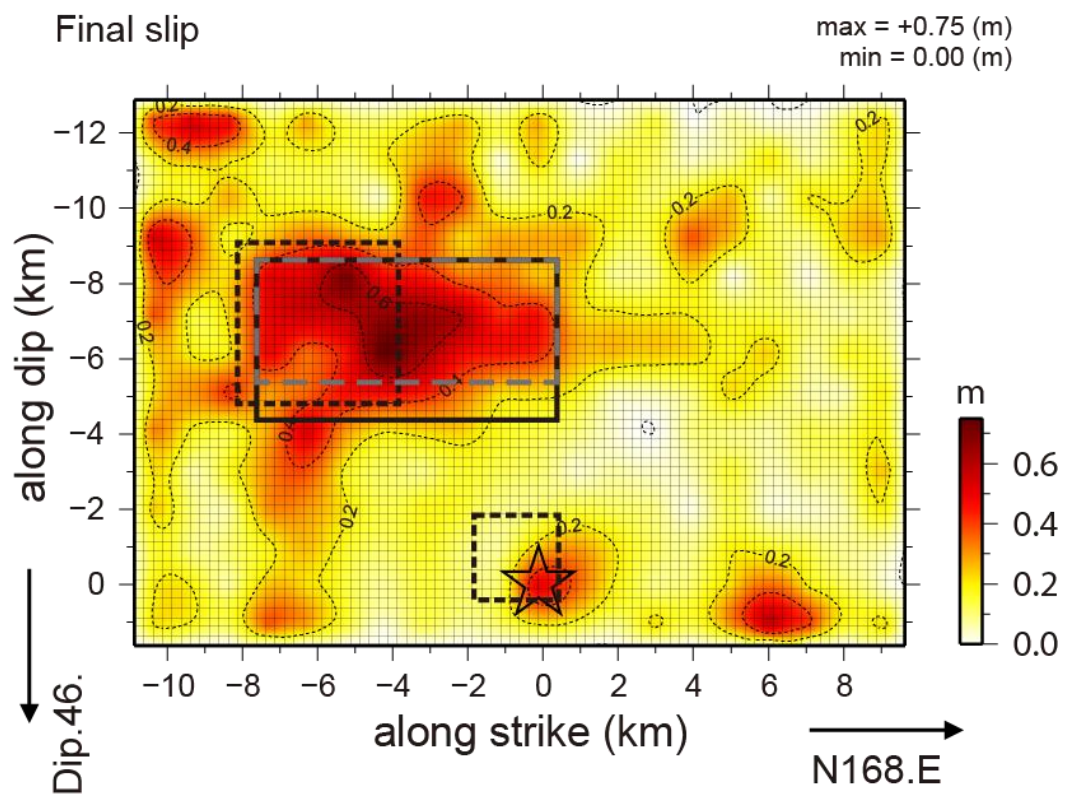


図5.1.1-2 動力学パラメータ推定のために双一次補間によって作成した2016年茨城県北部の地震の震源モデル（グリッドサイズ250 × 250 m）．星印は破壊開始点（震源），実線と黒色破線，灰色破線の各矩形領域はそれぞれアスペリティ領域，SMGA，HRAを表す．

③ 応力時間変化の推定手法

断層面上での応力の時間変化は、②で作成した補間震源モデルの各小断層でのモーメント時間関数を境界条件として、運動方程式を3次元有限差分法 (Pitarka, 1999) で解くことで推定した (例えば, Graves, 1996, Ide and Takeo, 1997). なお, 有限差分法の計算は空間に対して4次精度, 時間に対して2次精度の Staggered グリッドを用いた. この手法は, 断層破壊による応力とすべり量の関係は線形であり, 一方が時空間において完全に記述されていれば, 他方は一意に求まることを利用したものである. 応力の時空間関数とすべりの時空間関数が得られると, 図 5.1.1-3 に示すように, 応力-時間の関係や, 応力-すべりの関係 (摩擦構成則) を評価することが可能となる. これらの関係に対して, 例えば, すべり弱化解 (Ida, 1972) を仮定することで, 動的応力降下量や破壊強度といった震源断層破壊における動力学パラメータを抽出することができる.

有限差分法の空間的な格子間隔は, 補間震源モデルのグリッド間隔に対応するように, 各座標軸方向に対して個別に設定した. ここで座標軸は, x 軸方向を断層走向方向, y 軸を断層直交方向, z 軸を深さ方向とした. 時間方向には, 破壊開始から断層面全体の破壊が終了するまでの時間を考慮して全体で 13 秒間を 0.002 秒間隔で計算した. なお, 本地震の震源域に設定する 1 次元速度構造モデルは, 本震震央位置での防災科学技術研究所地震ハザードステーション (J-SHIS) の全国深部地盤モデル V2 (藤原・他, 2012) と福山・他 (1998) による地殻構造をコンパイルしたものを構築する (図 5.1.1-4).

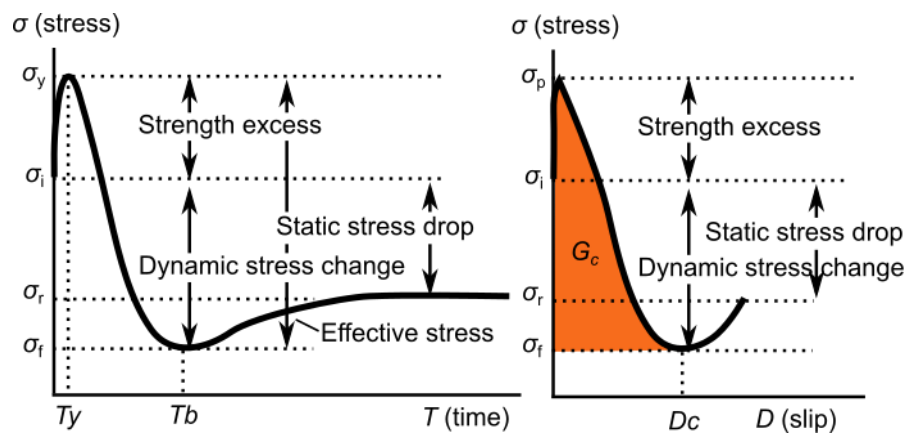


図 5.1.1-3 左) 応力と時間の関係, 右) 応力とすべり (摩擦構成則) の関係.

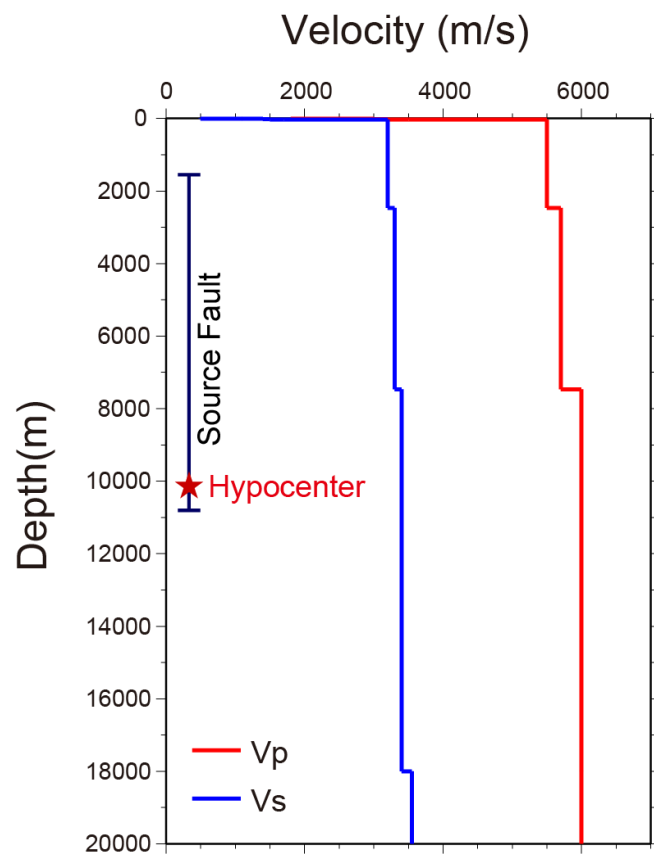


図 5.1.1-4 震源域で設定した速度構造モデル．赤色と青色は，それぞれ P 波と S 波速度を表す．黒色線は設定断層面の深さ方向の分布を表し，赤色星印は震源深さを表す．

④ 推定された応力時空間変化

断層面上でのすべり量，すべり速度，計算された応力変化（応力降下量），応力変化速度（応力降下量レート）の時空間発展の様子を図 5.1.1-5 に示す．破壊フロントでの応力変化に注目すると，応力降下量，或いは応力降下量レートが負の値が広がっていく様子がわかる．これは応力が集中していることを表している．破壊フロントが過ぎた後は，断層面上の各所で振る舞いが異なるが，アスペリティ領域においては，概ね応力降下量，或いは応力降下量レートは正の値をとり，最終的には（静的に）応力降下を生じていることがわかる．また，各物理量の大きさに注目すると，すべりやすべり速度の大きなアスペリティ領域では，応力降下量，或いは応力降下量レートは大きいことがわかる．

図 5.1.1-6 に，幾つかの小断層における時間－応力の関係をすべりやすべり速度の時間関数とともに示す．ここでは断層面上の特徴的な例とし，破壊開始点付近（ポイント A），背景領域（ポイント B, D），アスペリティ領域（ポイント C），の 4 ヶ所の応力，時間，すべり，及びすべり速度の関係を示している．これらを相互に比較すると，すべり量の大きな破壊開始点，或いはアスペリティ内部のポイント A や C では応力が微かに上昇した後に，短時間で応力降下を生じ，その後，緩やかに静的応力降下量のレベルまで応力が上昇（回復）していく．これは典型的なすべり弱化則の様子を表している．一方で，背景領域のポイント B は，応力が時間経過に応じて上昇し続け，静的な変化としては応力上昇（応力集中）となっている．同じく背景領域のポイント D では，応力降下が生じているものの，すべり速度関数に 2 つのピークがあることに対応して，応力降下も連続的に 2 回生じていることが確認できる．

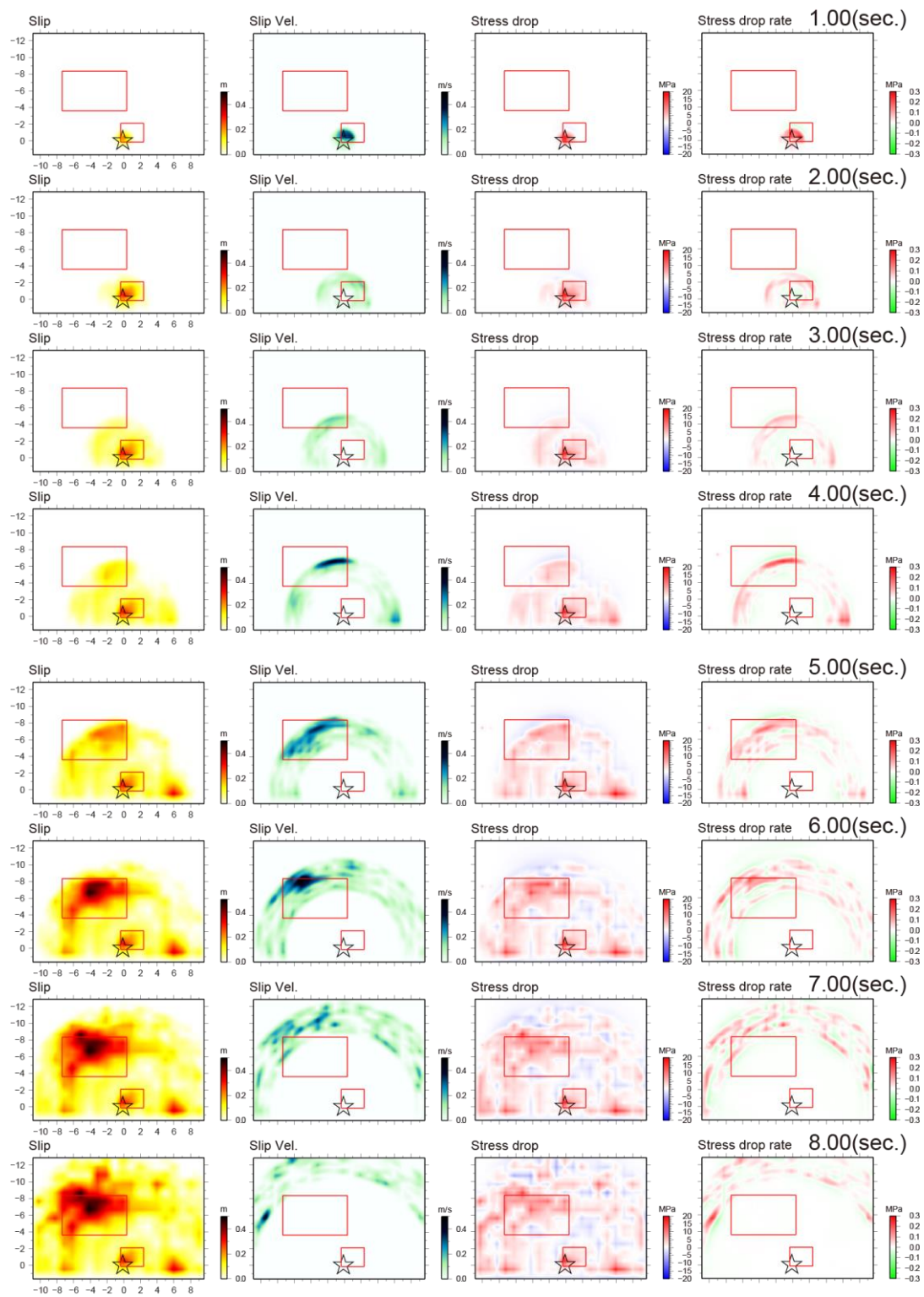


図 5.1.1-5 左から，断層面上でのすべり量，すべり速度，応力降下量，応力降下量レートの1秒間隔のスナップショット（1-8 秒）．星印は破壊開始点を表す．

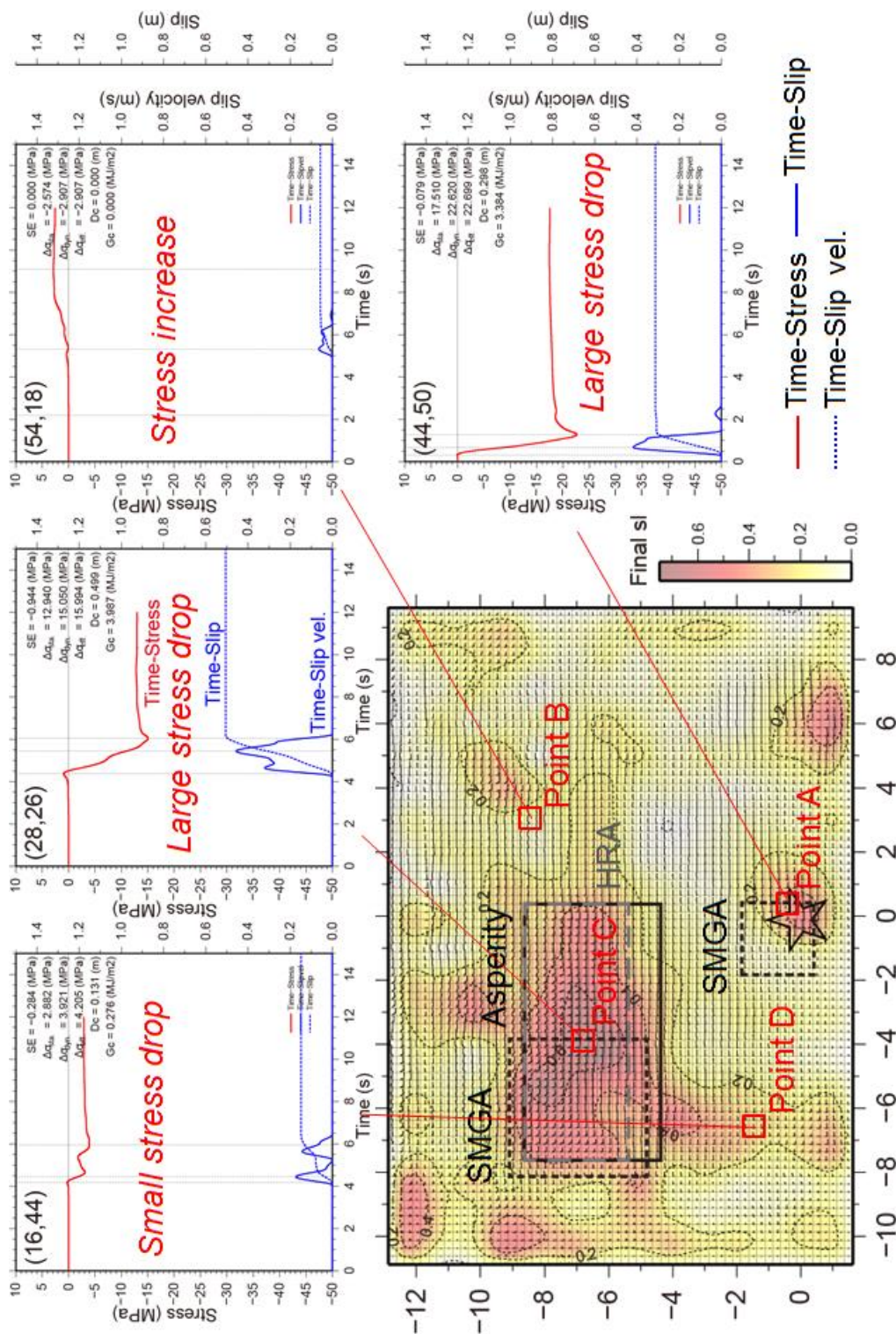


図 5.1.1-6 4つの小断層での応力－時間の関係（赤色実線）とすべり－時間（青色破線），及びすべり速度－時間（青色実線）の関係の例．断層面のコンタは最終すべり量，その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ．

⑤ 動力学パラメータの抽出

④で得られた、応力と時間、すべりに対応する変化をそれぞれパラメータ化することで動力学パラメータを抽出する。図 5.1.1-7 に、応力-時間、すべり、すべり速度の関係例から各動力学パラメータの抽出方法をまとめる。なお、本報で抽出する動力学パラメータは以下の 7 つである。①破壊強度 (Strength excess), ②動的応力降下量 (Dynamic stress drop : $\Delta\sigma_d$), ③静的応力降下量 (Static stress drop : $\Delta\sigma_s$), ④実効応力 (Effective stress : $\Delta\sigma_e$), ⑤臨界すべり量 (Critical Slip-weakening distance : D_c), ⑥Mikumo *et al.* (2003)による D_c (D_c'), ⑦破壊エネルギー (Fracture energy : G_c)。ここで破壊エネルギーは、図 5.1.1-3 に示すように、実効応力と臨界すべり量から計算できる。なお、動的応力降下量の計算の基準となる、時間変化の中での応力降下量の最大値をとる状況となることを、本報では応力が降伏した、と表現する。図 5.1.1-8①-⑦に、上述した①-⑦の動力学パラメータの断層面上での分布を図示する。また、表 5.1.1-1①-⑦に、各動力学パラメータの断層面全体、アスペリティ領域、HRA 領域、背景領域での平均値と標準偏差を一覧としてまとめる。また、図 5.1.1-9 は、各動力学パラメータの断層全体での平均値を 1.0 とした場合のアスペリティと背景領域のそれぞれの倍率を示したものである。この図から、各応力降下量や臨界すべり量、破壊エネルギーは、アスペリティの方が断層全体や背景領域よりも明らかに大きいことがわかる。具体的には、動的応力降下量のアスペリティ領域の平均値は、断層全体の平均値の 2 倍程度であることがわかった。臨界すべり量は、最終すべり量の 50%程度であり、アスペリティでの D_c や D_c' は、断層全体の平均値の 2 倍程度であることが明らかとなった。図 5.1.1-10 にアスペリティ領域の平均静的応力降下量とアスペリティ深さの関係を、規模の大きな内陸地殻内地震を対象に整理した Asano and Iwata (2011)の結果とともに示す。本報のアスペリティ領域の静的応力降下量は、Asano and Iwata (2011)の応力降下量の分布のばらつきの範囲内 (下限付近) で、深さ依存性の傾向には対応することが確認できた。

次に、④で得られた応力の時間変化、及びすべり、すべり速度の時間変化から運動学的、或いは動学的に抽出される時間のパラメータについて考察を行う。図 5.1.1-11 に、ここで定義する 4 つの時間の抽出方法をまとめる。いずれも破壊フロントの到達する時間、すなわちすべり速度が正の値を持つ時刻を基準として、Rise time (T_R) は、すべり速度がゼロとなるまでの時間 (最終すべり量に達する時間)、Peak time (T_P) は、すべり速度が最大となるまでの時間、Strength excess time (T_{SE}) は、応力の時間変化が破壊強度に達するまでの時間、Breakdown time (T_B) は、応力の時間変化が降伏応力に達するまでの時間、をそれぞれ表す。図 5.1.1-12①-④に、上述した 4 つの時間の断層面上での分布を図示する。また、図 5.1.1-13①に示す破壊フロントの伝播時間に 4 つの時間の遅れを考慮した断層面上での各破壊時間の分布図 5.1.1-13②-⑤に、さらにそれらの破壊時間から計算される破壊速度の分布を図 5.1.1-14①-⑤に、それぞれ示す。なお、表 5.1.1-2①-⑨に、時間と破壊速度の断層面全体、アスペリティ領域、HRA 領域、背景領域での平均値と標準偏差を一覧としてまとめ

る。また、図 5.1.1-15 は、時間と速度のパラメータを断層全体での平均値を 1.0 とした場合のアスペリティと背景領域のそれぞれの倍率を示したものである。これらの比較からわかることは以下の通りである。1) **Rise time** は断層面上で一様であることに対して、**Peak time** は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の 0.7 倍程度である。2) **Strength excess time** は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の 0.7 倍程度である。また、**Strength excess time** は、アスペリティの端部（特にアスペリティの深部側の端部）で大きくなる特徴があり、**Strength excess** 速度で表現した際に顕著に確認できる（図 5.1.1-14④）。3) **Breakdown time** は、アスペリティ領域の方が大きく、断層全体の 1.2 倍程度であり、**Breakdown** 速度で表現した際にアスペリティ領域内は速度が速くなっていることが確認できる（図 5.1.1-14⑤）。

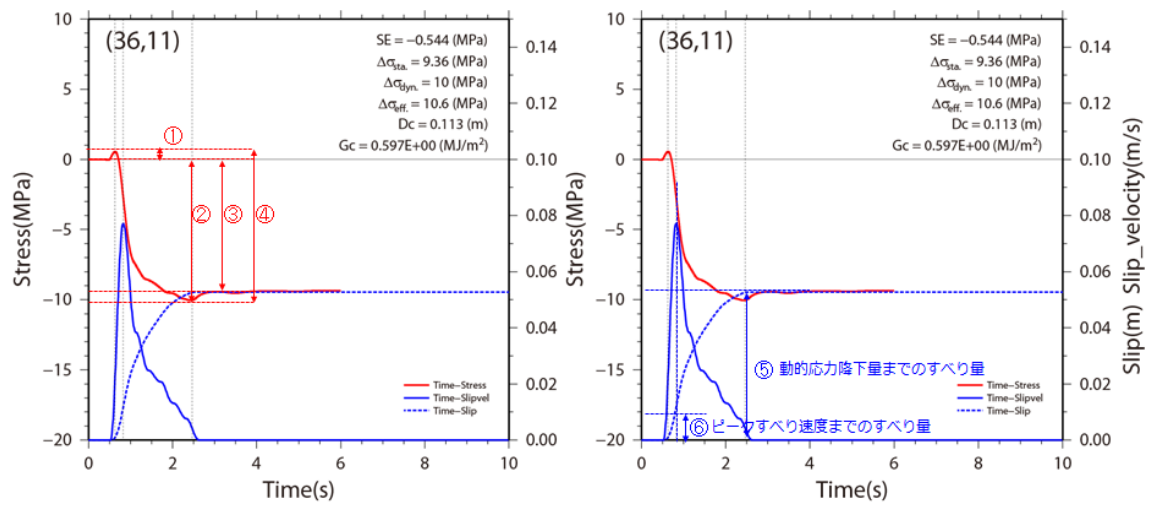


図 5.1.1-7 応力-すべりの関係（赤色実線），及びすべり-時間（青色破線），すべり速度-時間（青色実線）の関係．各動力学パラメータの抽出箇所を①-⑥で表している．それぞれ，①は破壊強度，②は動的応力降下量，③は静的応力降下量，④は実効応力，⑤は臨界すべり量，⑥は Mikumo *et al.* (2003)の定義による D_c である．

表 5.1.1-1① 破壊強度 (SE) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

SE (MPa)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	1.24	± 0.60	6.53	0.00
HRA	1.41	± 0.58		
Off asp.	0.60	± 0.63		
Total	0.67	± 0.66		

表 5.1.1-1② 動的応力降下量 $\Delta\sigma_d$ の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

$\Delta\sigma_d$ (MPa)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	5.79	± 2.74	22.62	0.00
HRA	6.48	± 2.76		
Off asp.	2.62	± 2.50		
Total	2.99	± 2.72		

表 5.1.1-1③ 静的応力降下量 $\Delta\sigma_s$ の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

$\Delta\sigma_s$ (MPa)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	4.20	± 2.80	17.58	0.00
HRA	5.00	± 2.65		
Off asp.	1.24	± 2.32		
Total	1.58	± 2.56		

表 5.1.1-1④ 実効応力 $\Delta\sigma_e$ の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

$\Delta\sigma_e$ (MPa)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	7.02	± 2.95	22.70	0.00
HRA	7.88	± 2.87		
Off asp.	3.22	± 2.48		
Total	3.66	± 2.81		

表 5.1.1-1⑤ 臨界すべり量 (D_c) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

D_c (m)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	0.27	± 0.09	0.50	0.00
HRA	0.29	± 0.08		
Off asp.	0.10	± 0.06		
Total	0.12	± 0.09		

表 5.1.1-1⑥ D_c' の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

D_c' (m)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	0.30	± 0.08	0.51	0.00
HRA	0.32	± 0.07		
Off asp.	0.11	± 0.06		
Total	0.13	± 0.09		

表 5.1.1-1⑦ 破壊エネルギー G_c の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

G_c (MJ/m ²)	Average	Standard dev.	Max.	Min.
Asperity	1.05	± 0.71	4.29	0
HRA	1.24	± 0.71		
Off asp.	0.22	± 0.31		
Total	0.32	± 0.46		

表 5.1.1-2① Rise time (T_R) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

T_R (s)	Average	Standard dev.
Asperity	2.33	± 0.10
HRA	2.34	± 0.09
Off asp.	2.23	± 0.30
Total	2.24	± 0.28

表 5.1.1-2② Peak time (T_P) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

T_P (s)	Average	Standard dev.
Asperity	0.73	± 0.43
HRA	0.68	± 0.37
Off asp.	1.05	± 0.62
Total	1.01	± 0.61

表 5.1.1-2③ Strength excess time (T_{SE}) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

T_{SE} (s)	Average	Standard dev.
Asperity	0.15	± 0.11
HRA	0.16	± 0.10
Off asp.	0.19	± 0.33
Total	0.18	± 0.32

表 5.1.1-2④ Breakdown time (T_B) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

T_B (s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.70	± 0.61
HRA	1.73	± 0.54
Off asp.	1.20	± 0.92
Total	1.26	± 0.91

表 5.1.1-2⑤ 破壊フロント速度 (V_{FT}) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

V_{FT} (m/s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.80	± 0.00
HRA	1.80	± 0.00
Off asp.	1.80	± 0.00
Total	1.80	± 0.00

表 5.1.1-2⑥ Rise time 速度 ($V_{Rise\ time}$) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

$V_{Rise\ time}$ (m/s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.74	± 0.39
HRA	1.79	± 0.34
Off asp.	1.56	± 0.65
Total	1.58	± 0.63

表 5.1.1-2⑦ Peak time 測度 (V_P) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

$V_{Peak\ time}$ (m/s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.52	± 0.56
HRA	1.49	± 0.56
Off asp.	1.29	± 0.76
Total	1.31	± 0.74

表 5.1.1-2⑧ Strength excess time 速度 (V_{SE}) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

V_{SE} (m/s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.67	± 0.42
HRA	1.64	± 0.41
Off asp.	1.52	± 0.72
Total	1.54	± 0.69

表 5.1.1-2⑨ Breakdown time 速度 (V_B) の平均, 標準偏差, 最大, 最小値.

V_B (m/s)	Average	Standard dev.
Asperity	1.05	± 0.65
HRA	1.07	± 0.63
Off asp.	0.96	± 0.79
Total	0.97	± 0.77

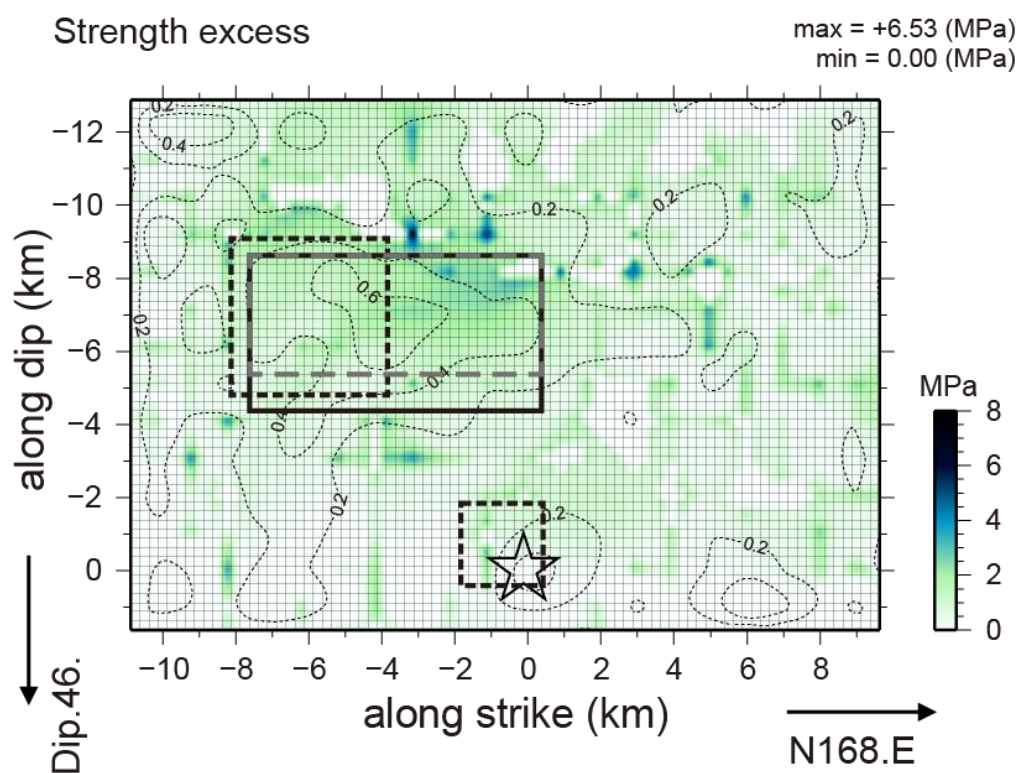


図 5.1.1-8① 断層面上での破壊強度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

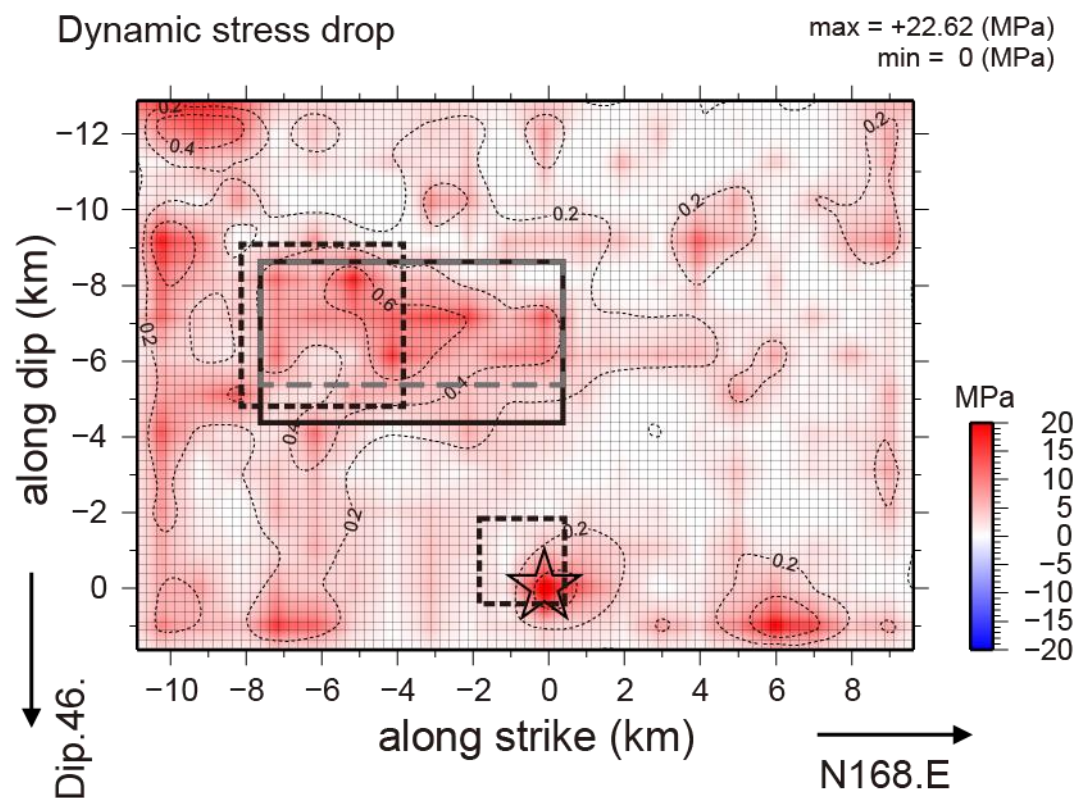


図 5.1.1-8② 断層面上での動的応力降下量の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

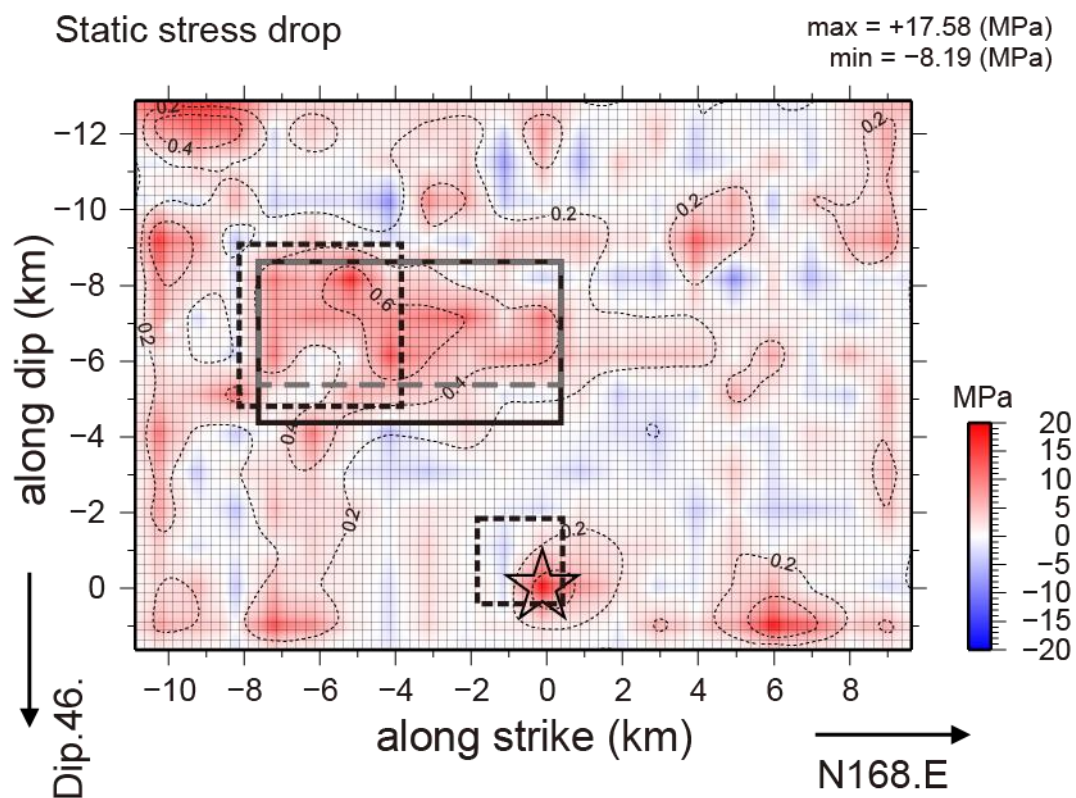


図 5.1.1-8③ 断層面上での静的応力降下量の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

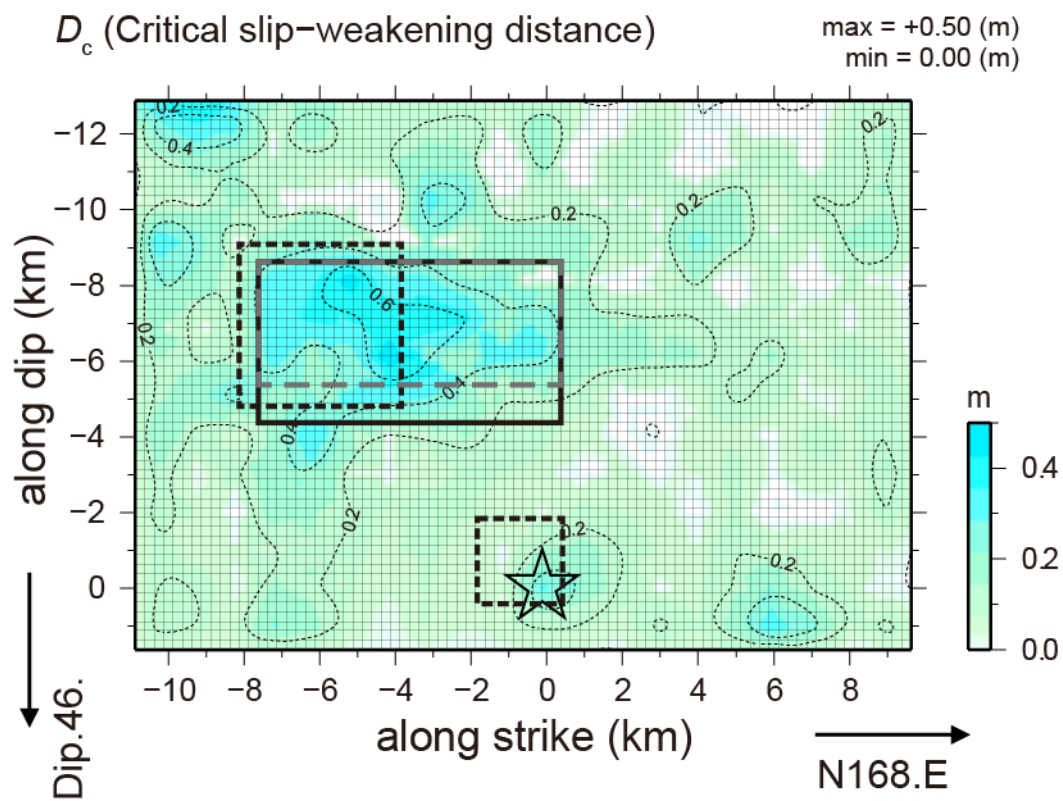


図 5.1.1-8④ 断層面上での D_c の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

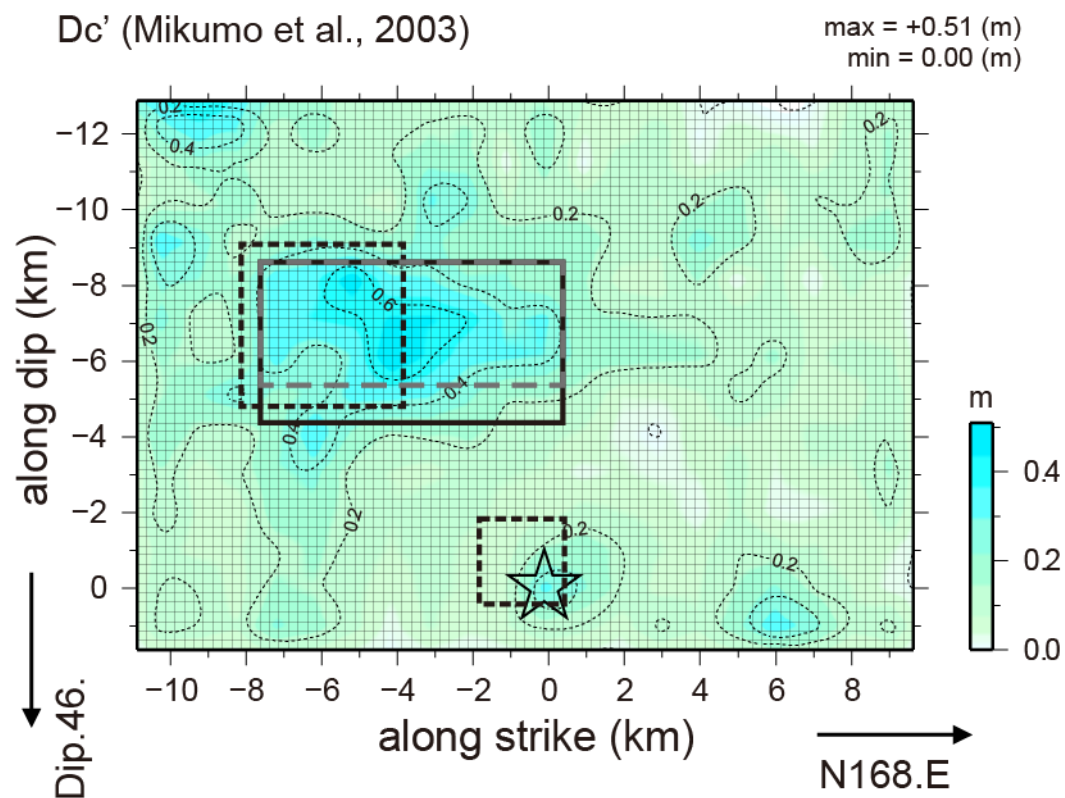


図 5.1.1-8⑤ 断層面上での D_c' の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

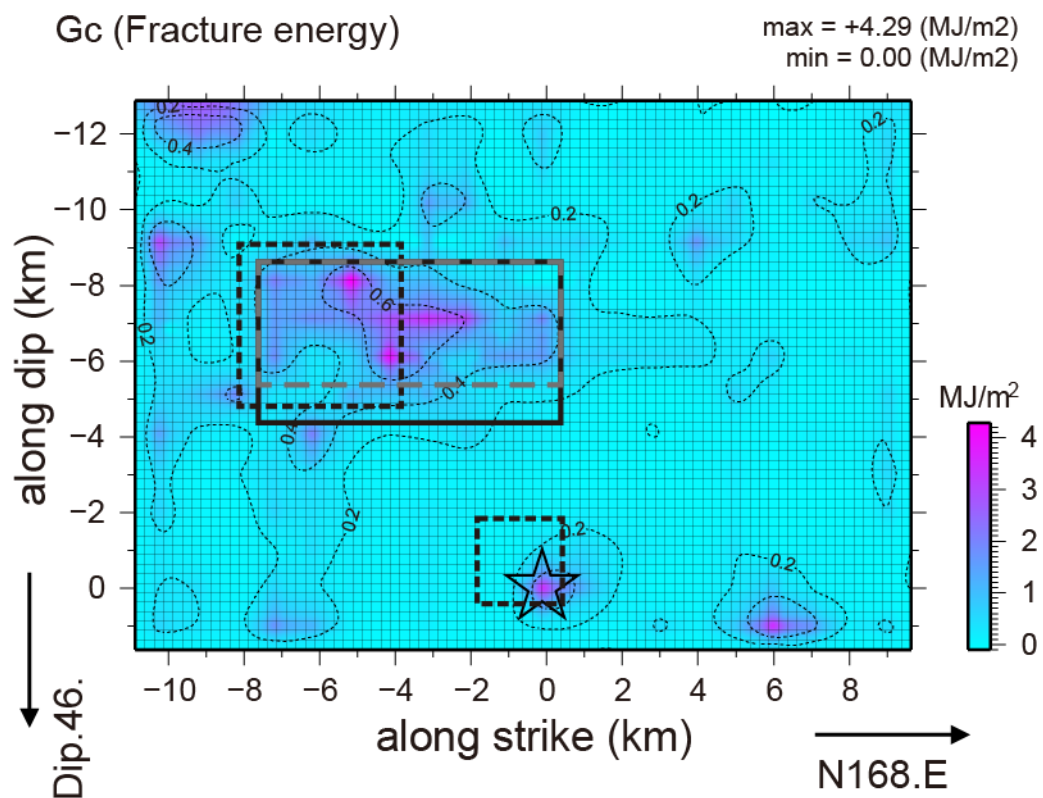


図 5.1.1-8⑥ 断層面上での破壊エネルギーの分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

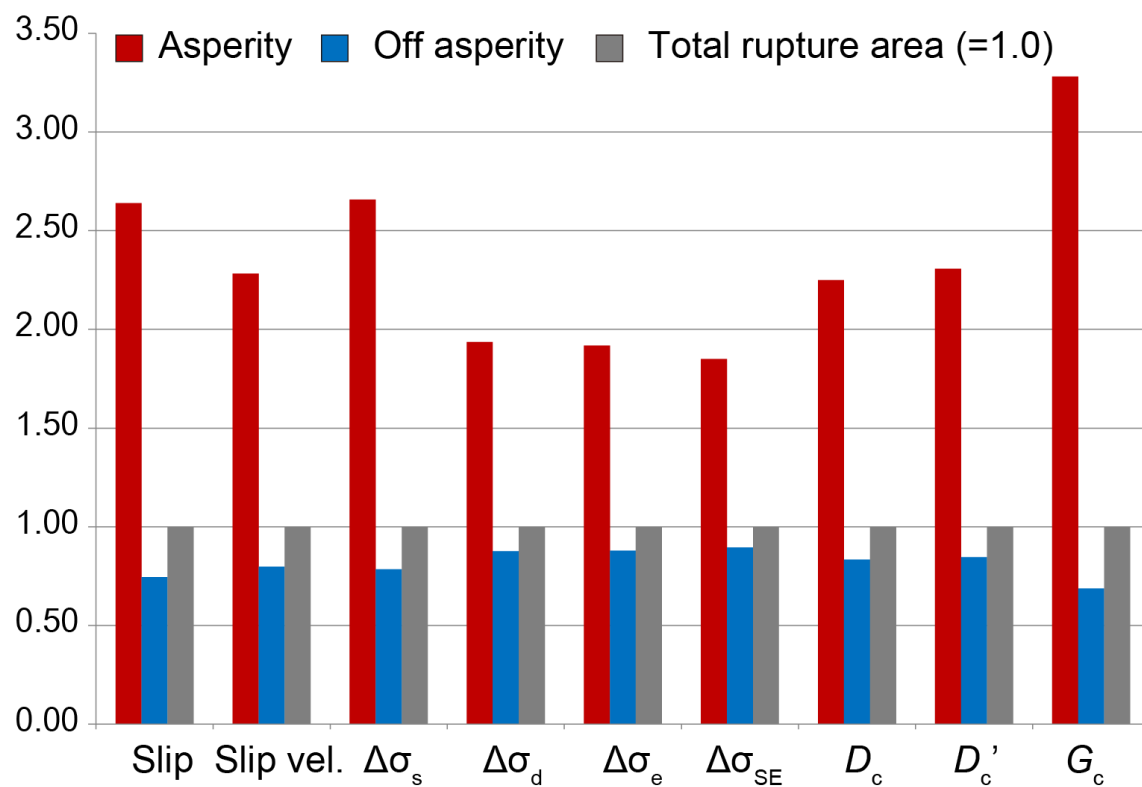


図 5.1.1-9 各動力学パラメータについて、断層全体での平均値を 1.0（灰色）とした場合のアスペリティ（赤色）と背景領域（青色）の倍率.

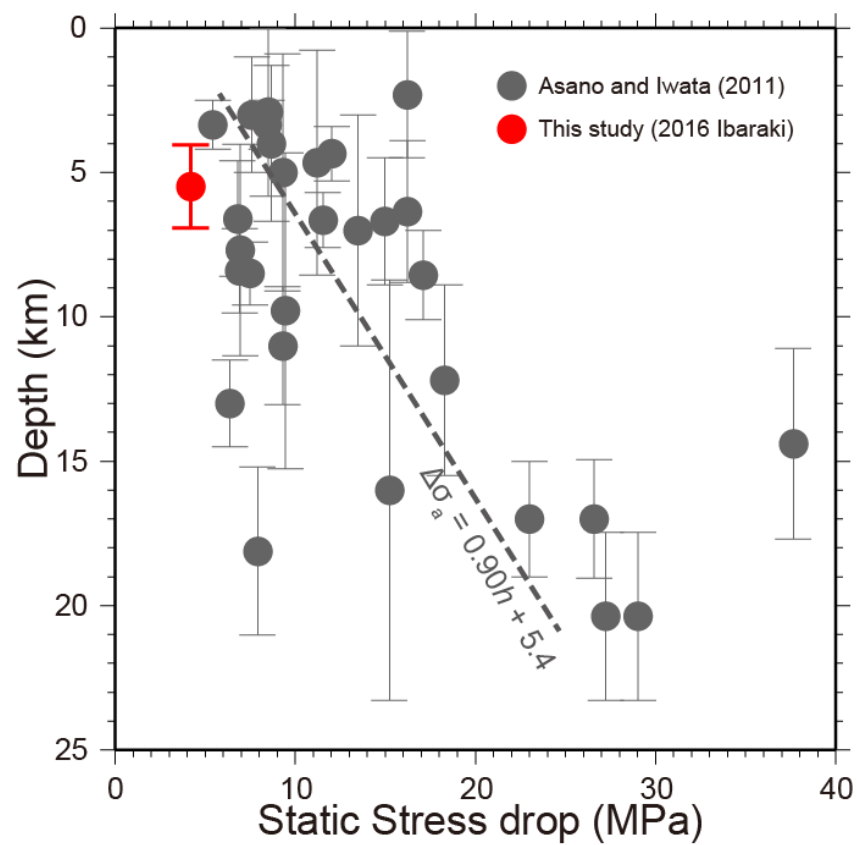


図 5.1.1-10 アスペリティ領域での平均静的応力降下量とアスペリティ深さの関係. 赤色は, 本報の結果, 灰色は, Asano and Iwata (2011)の結果.

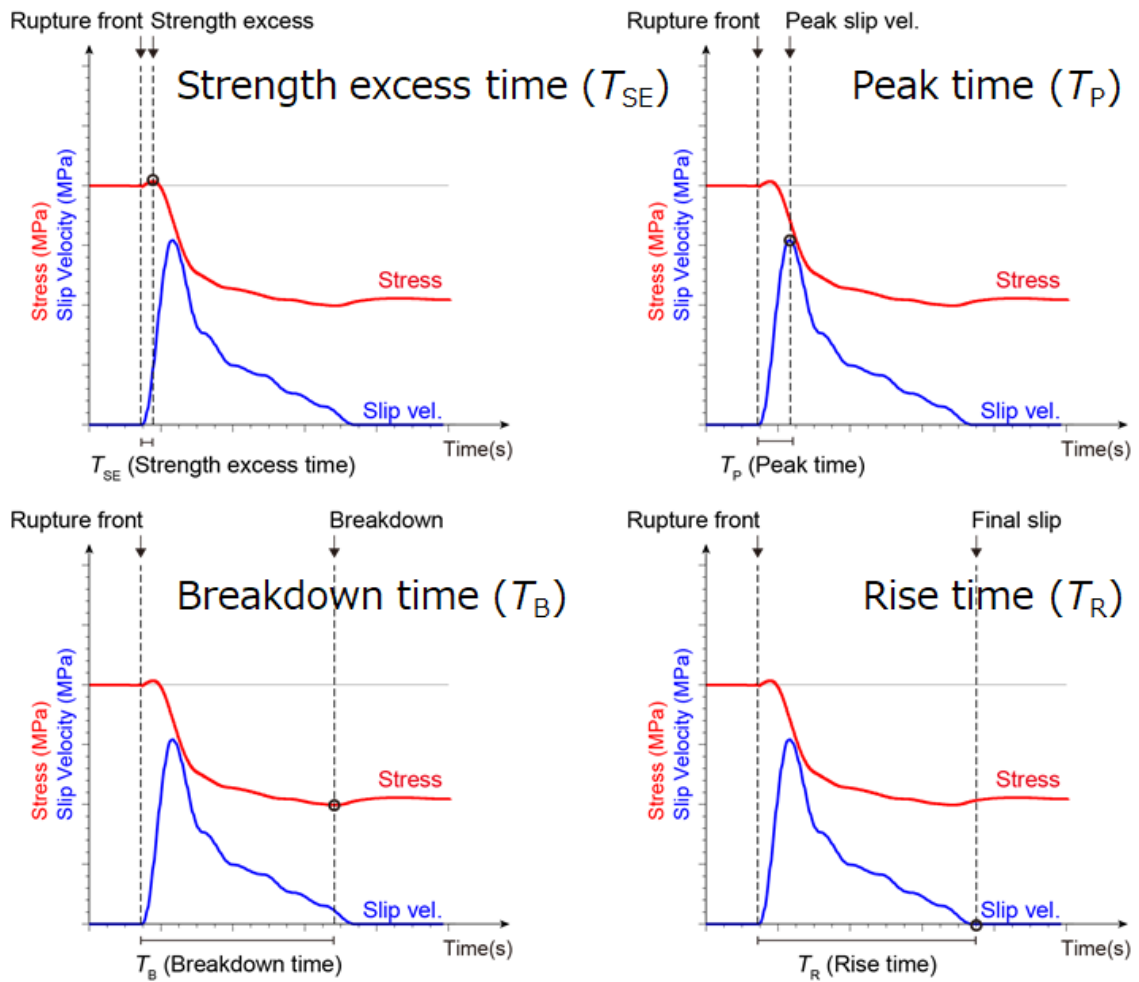


図 5.1.1-11 本報で定義する Rise time (T_R), Peak time (T_P), Strength excess time (T_{SE}), Breakdown time (T_B) の模式図. 線の凡例は図 5.1.1-7 に同じ.

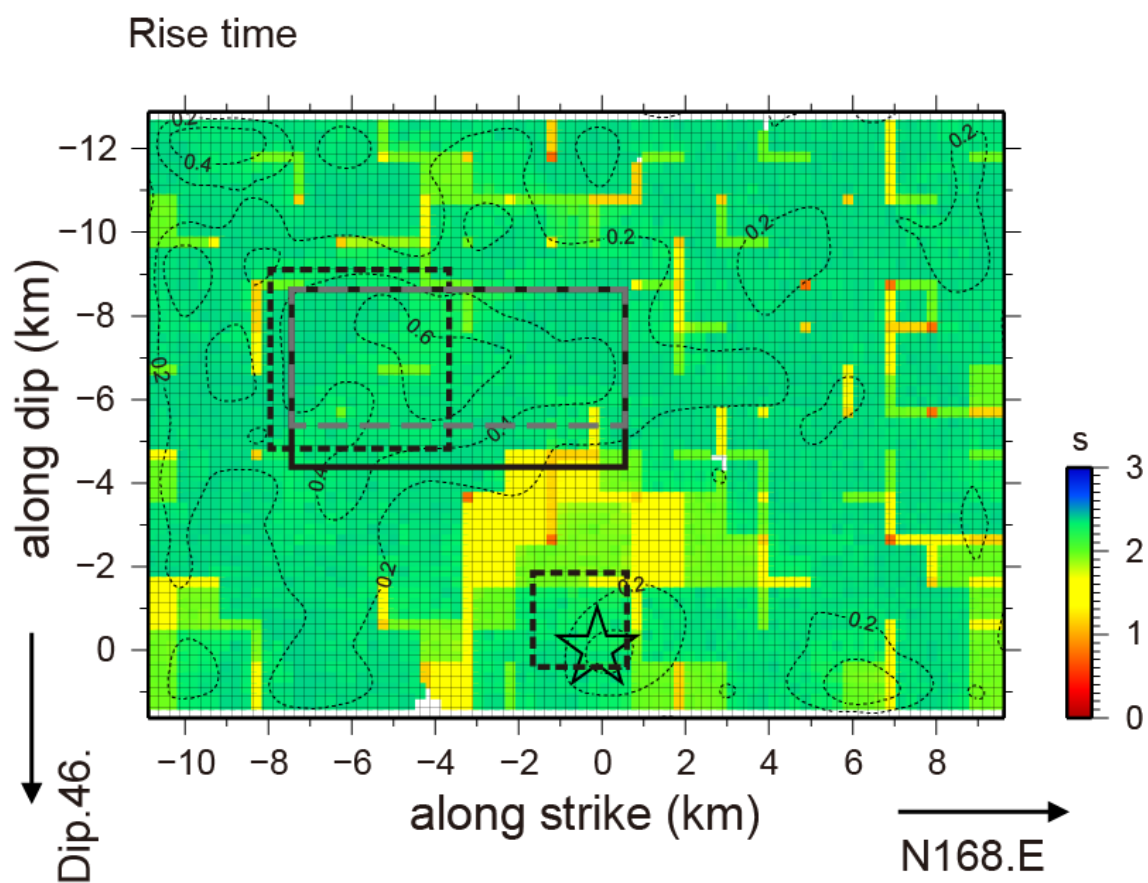


図 5.1.1-12① 断層面上での Rise time の分布．破線コンタは最終すべり量を表す．その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ．

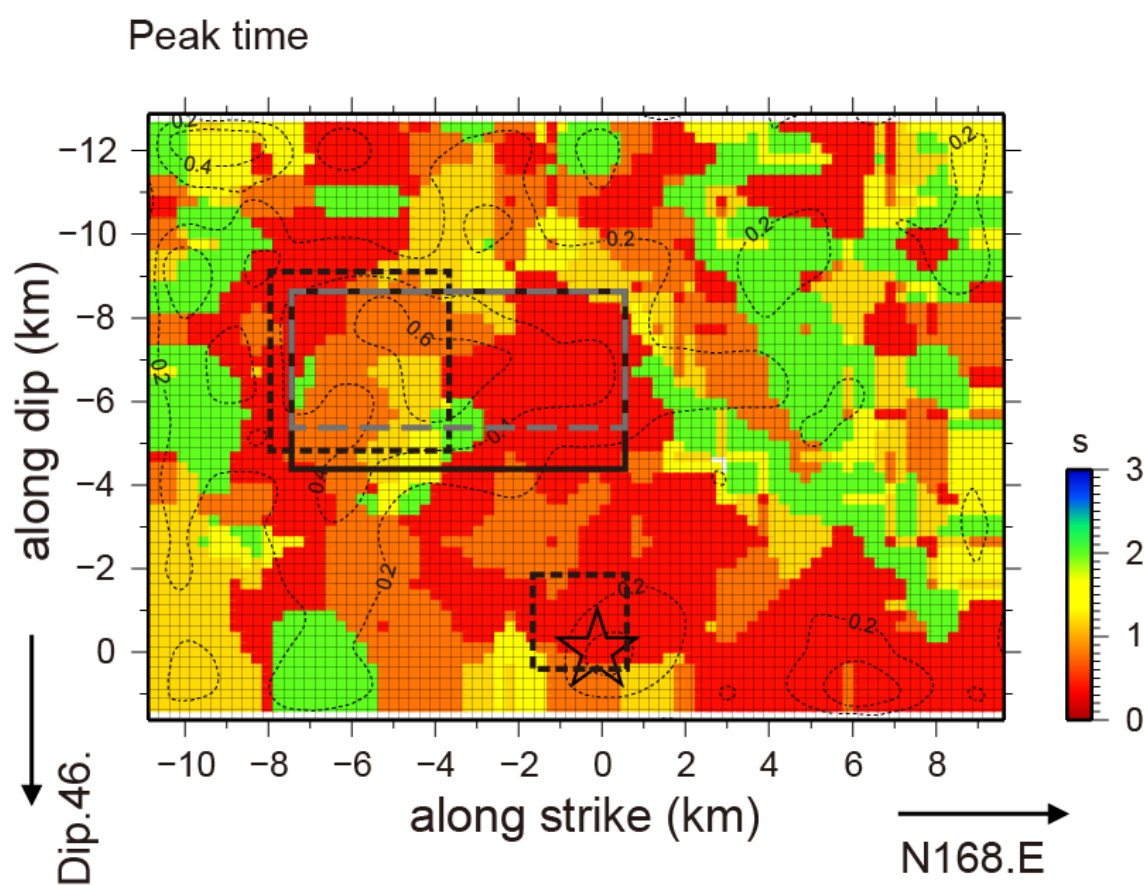


図 5.1.1-12② 断層面上での Peak time の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

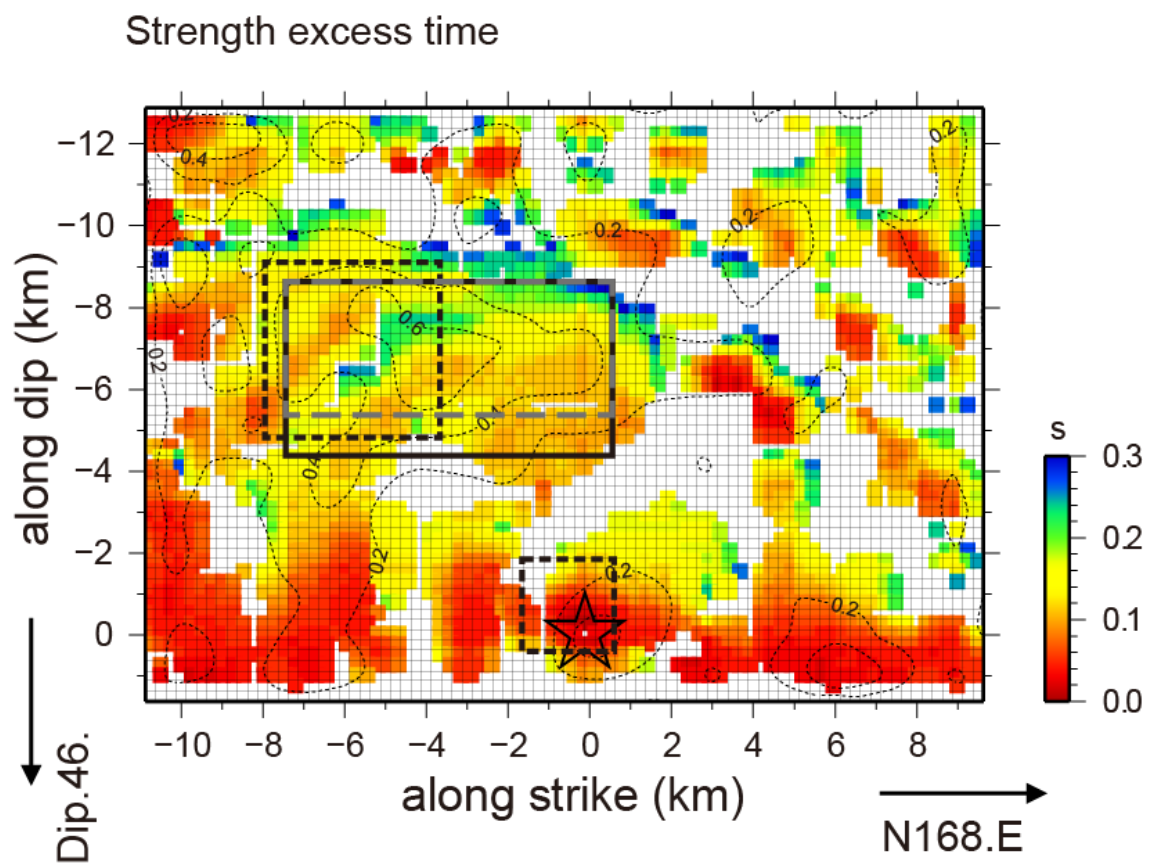


図 5.1.1-12③ 断層面上での Strength excess time の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す.
その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

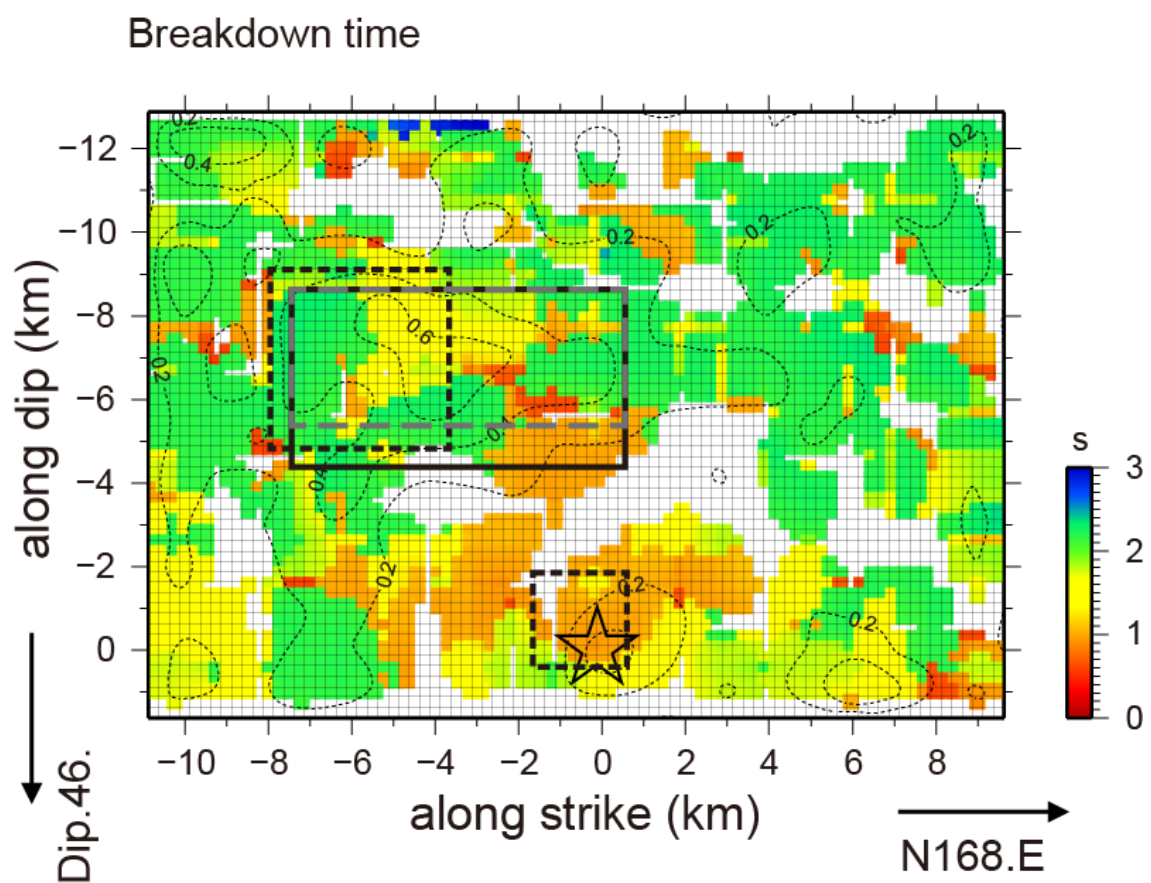


図 5.1.1-12④ 断層面上での Breakdown time の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

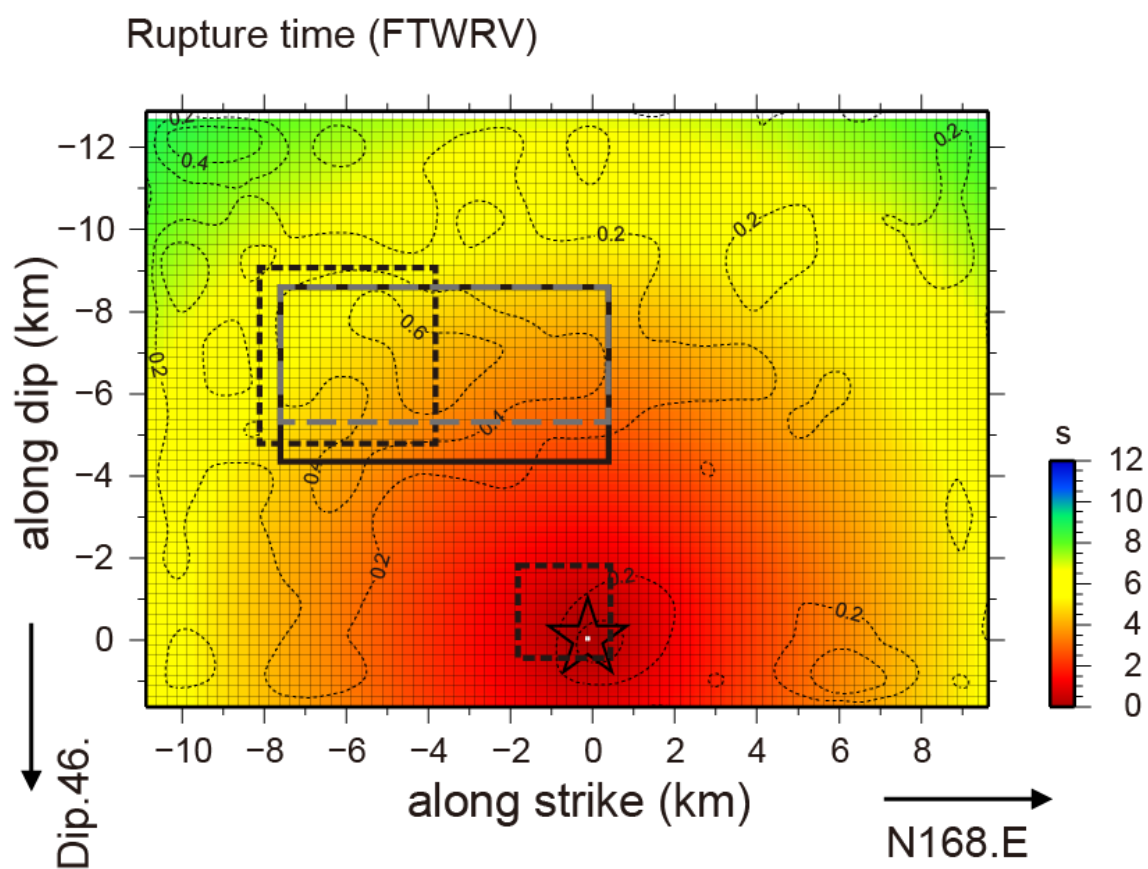


図 5.1.1-13① 断層面上での破壊フロント時間の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

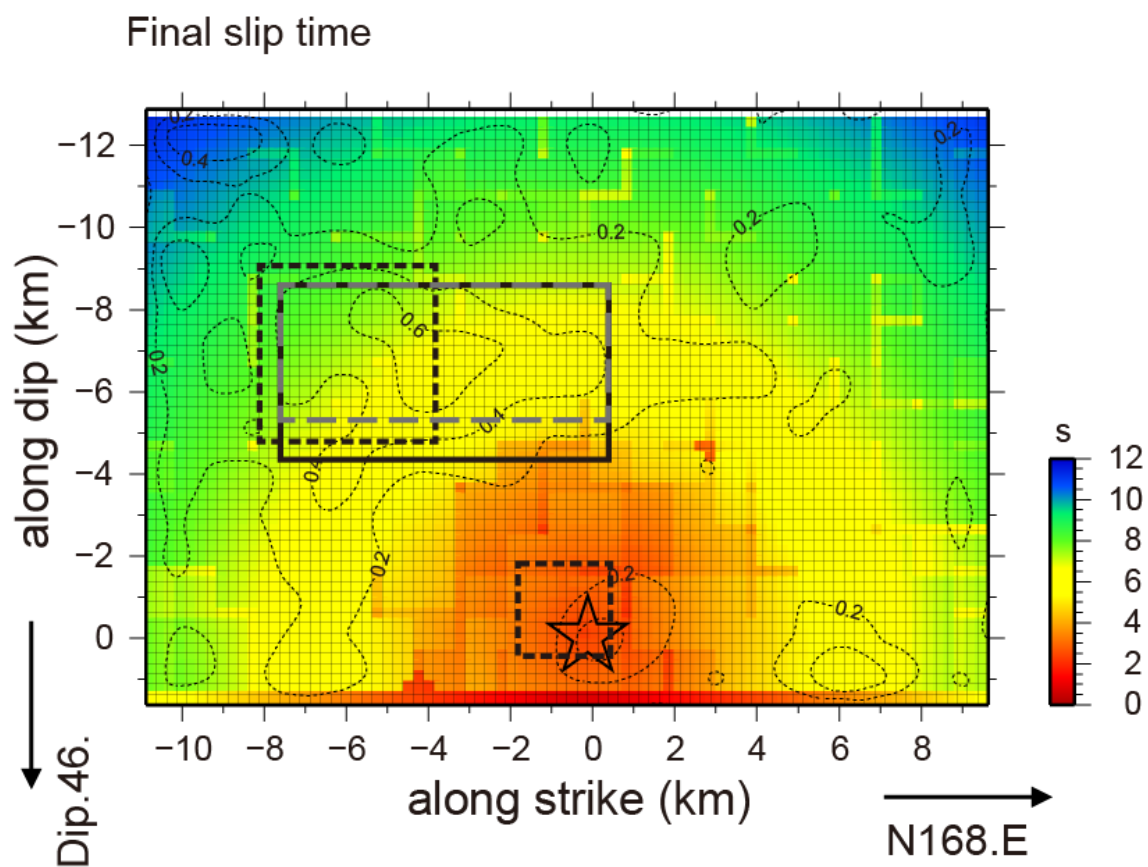


図 5.1.1-13② 断層面上での破壊フロント+Rise time 時間の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

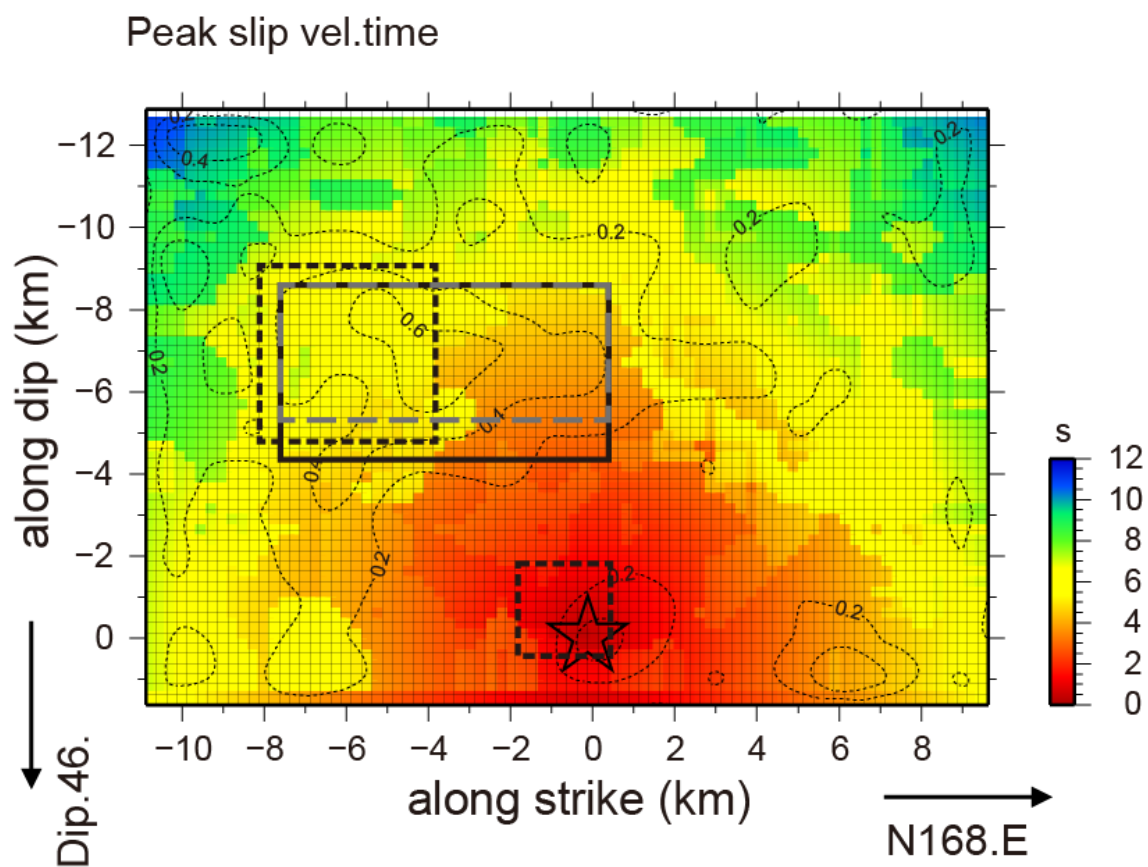


図 5.1.1-13③ 断層面上での破壊フロント+Peak time 時間の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

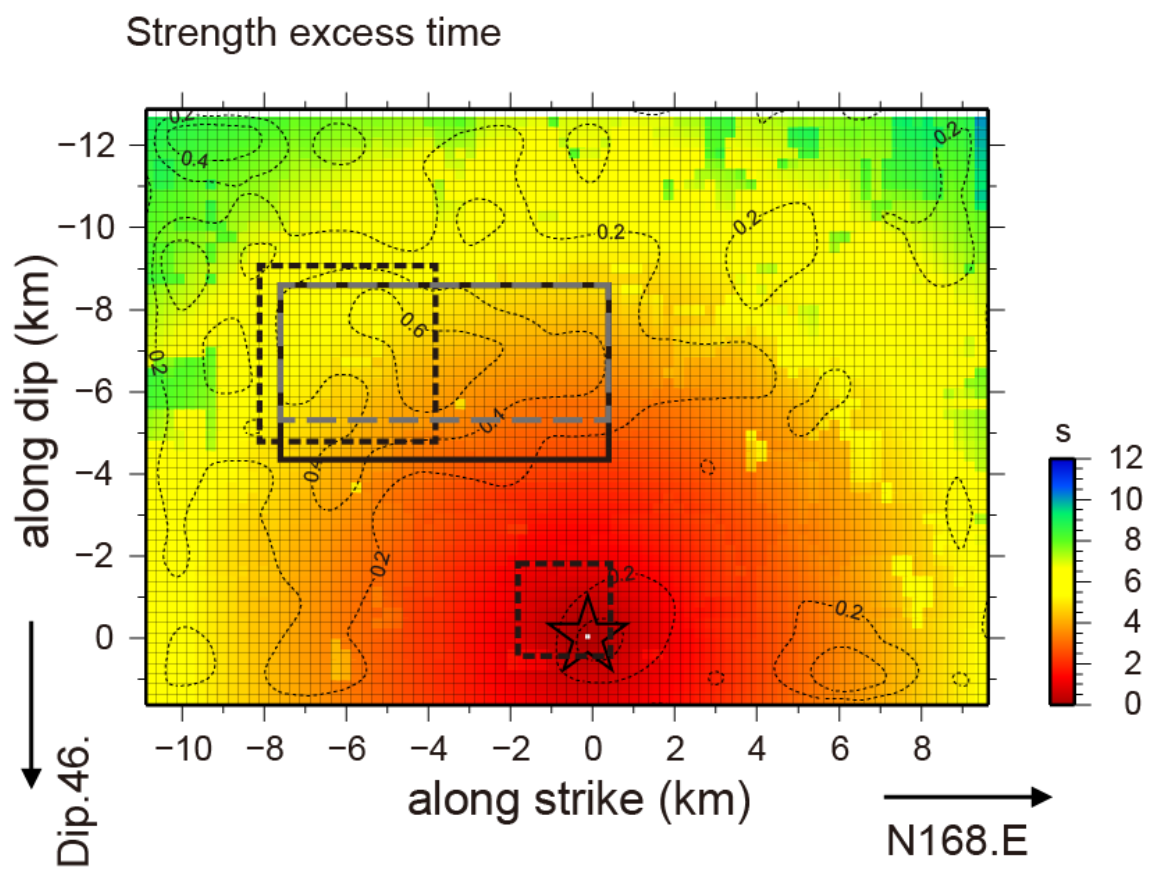


図 5.1.1-13④ 断層面上での破壊フロント+Strength excess time 時間の分布。破線コンタは最終すべり量を表す。その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ。

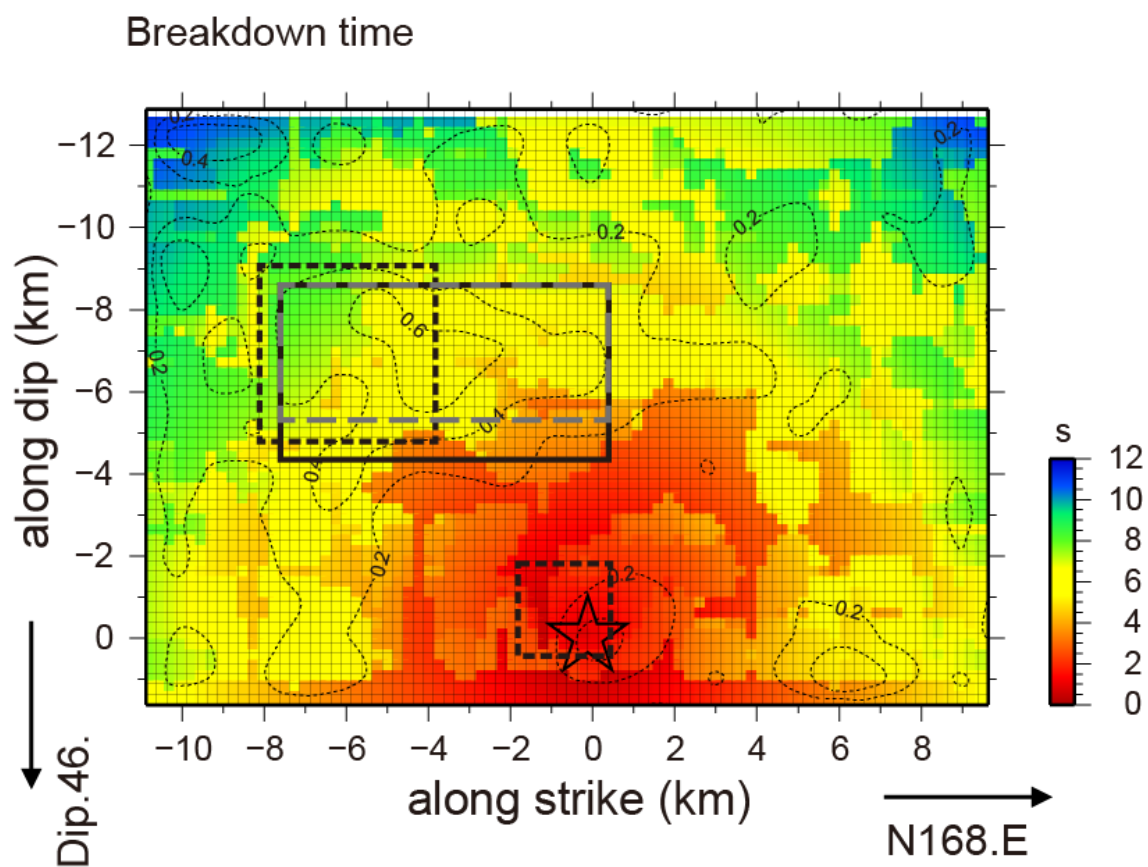


図 5.1.1-13⑤ 断層面上での破壊フロント+Breakdown time 時間の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

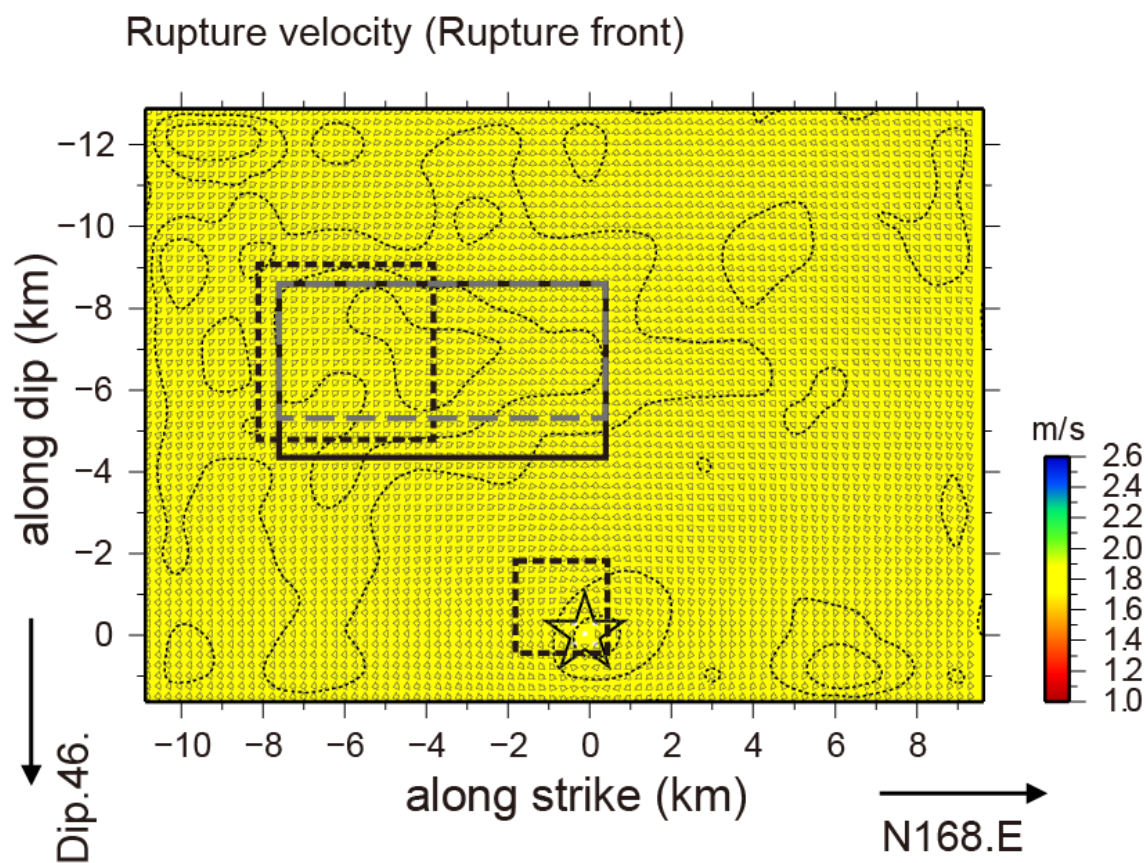


図 5.1.1-14① 断層面上での破壊フロント速度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す.
その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

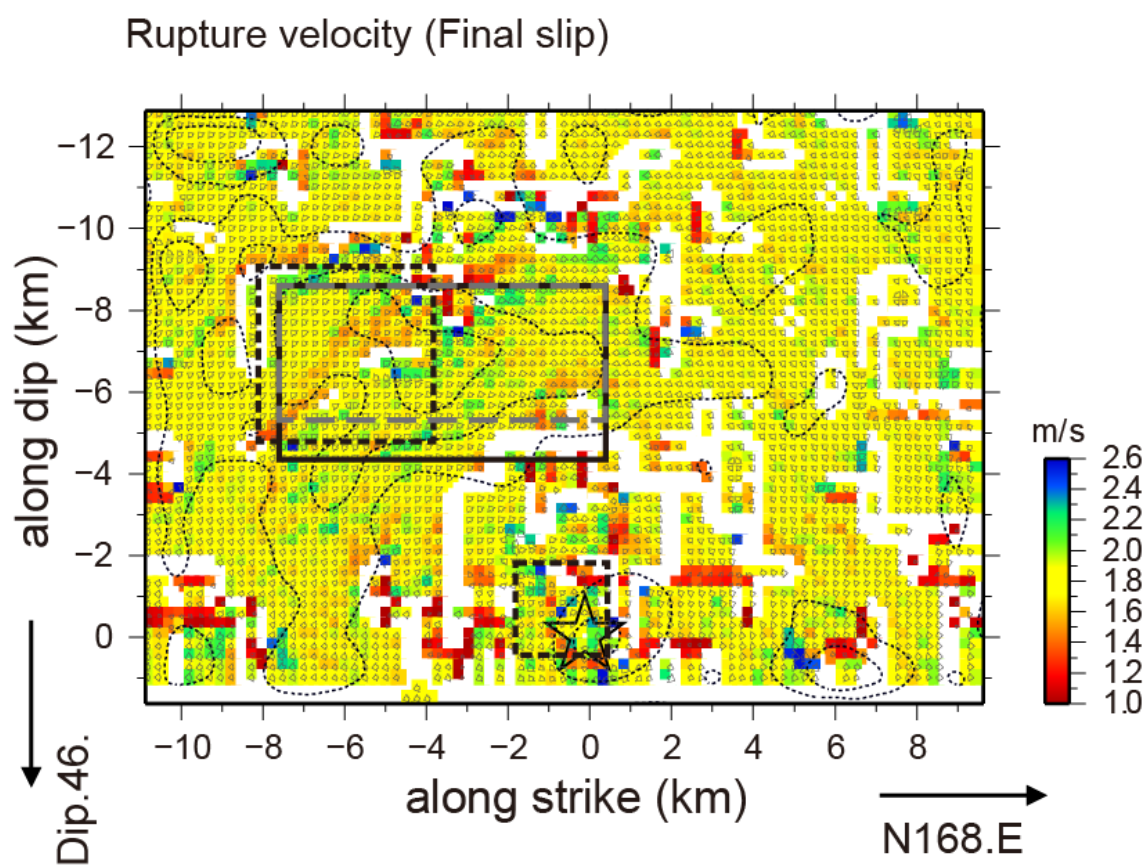


図 5.1.1-14② 断層面上での Rise time 速度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

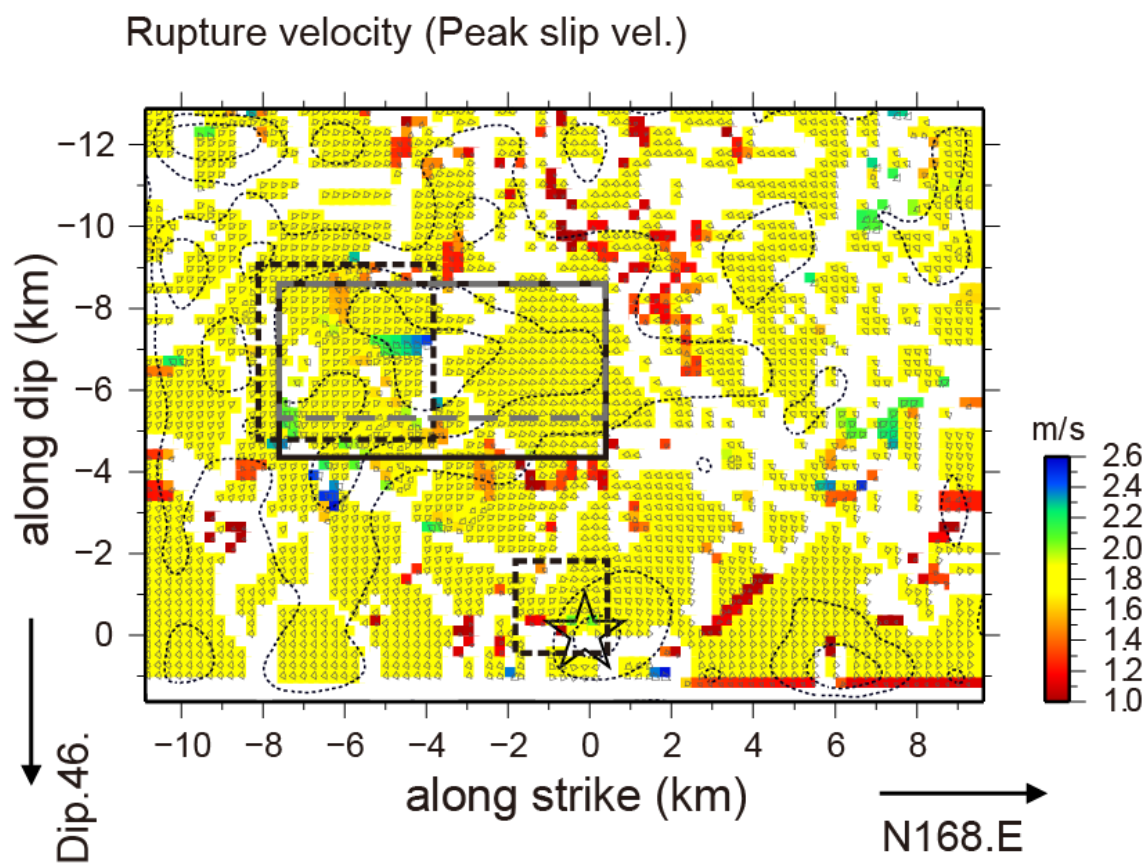


図 5.1.1-14③ 断層面上での Peak time 速度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す. その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

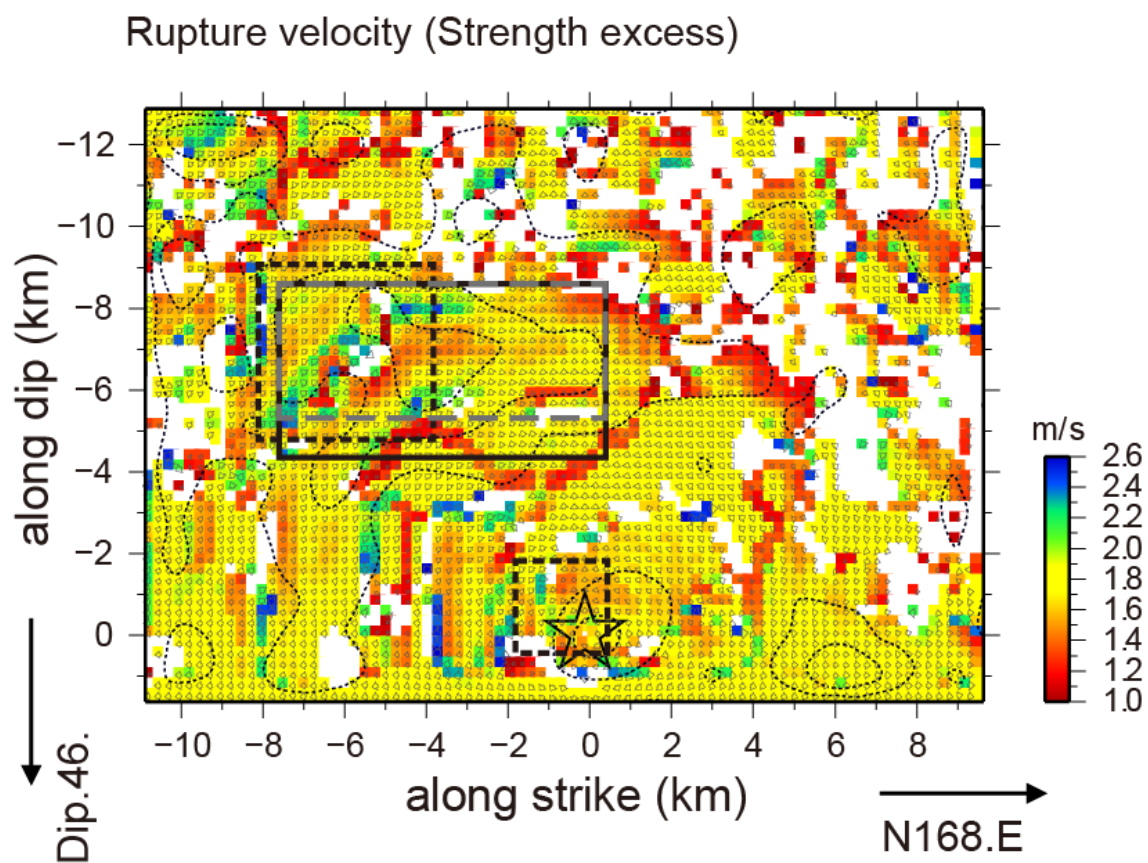


図 5.1.1-14④ 断層面上での Strength excess 速度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す.
その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

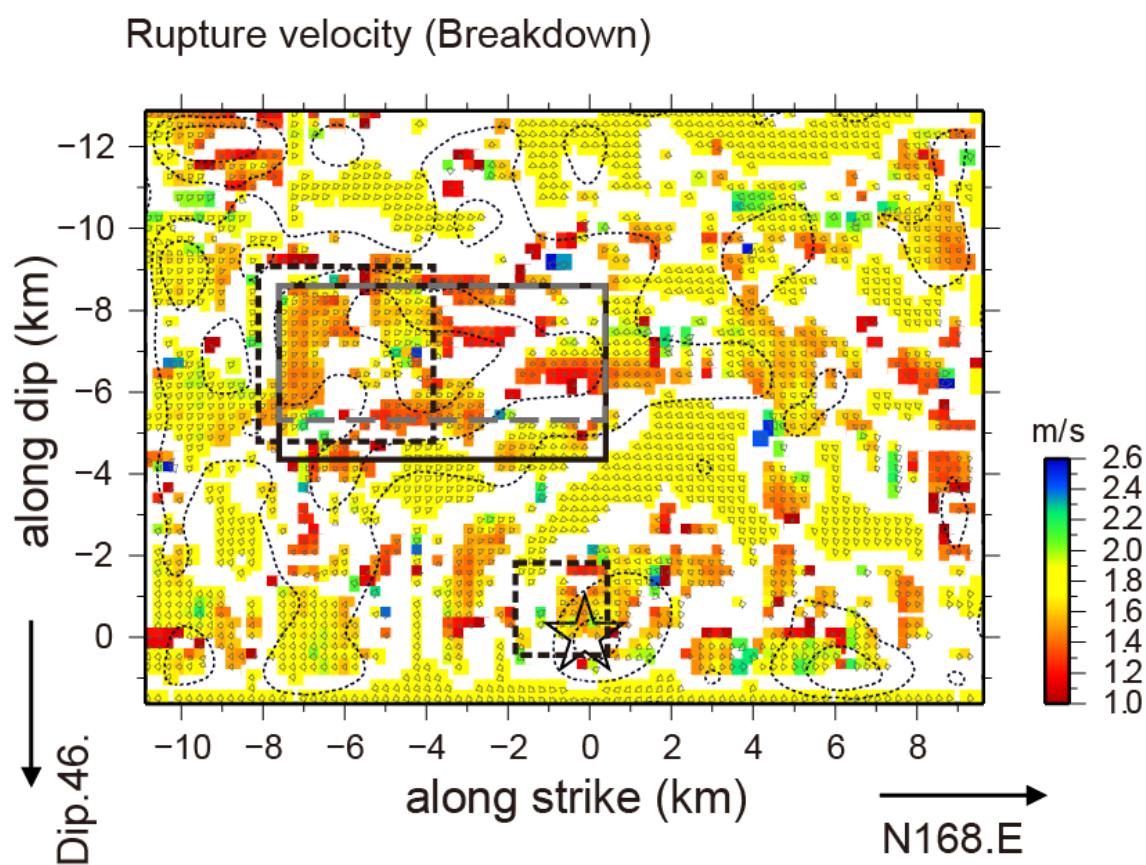


図 5.1.1-14⑤ 断層面上での Breakdown time 速度の分布. 破線コンタは最終すべり量を表す.
その他の凡例は図 5.1.1-2 に同じ.

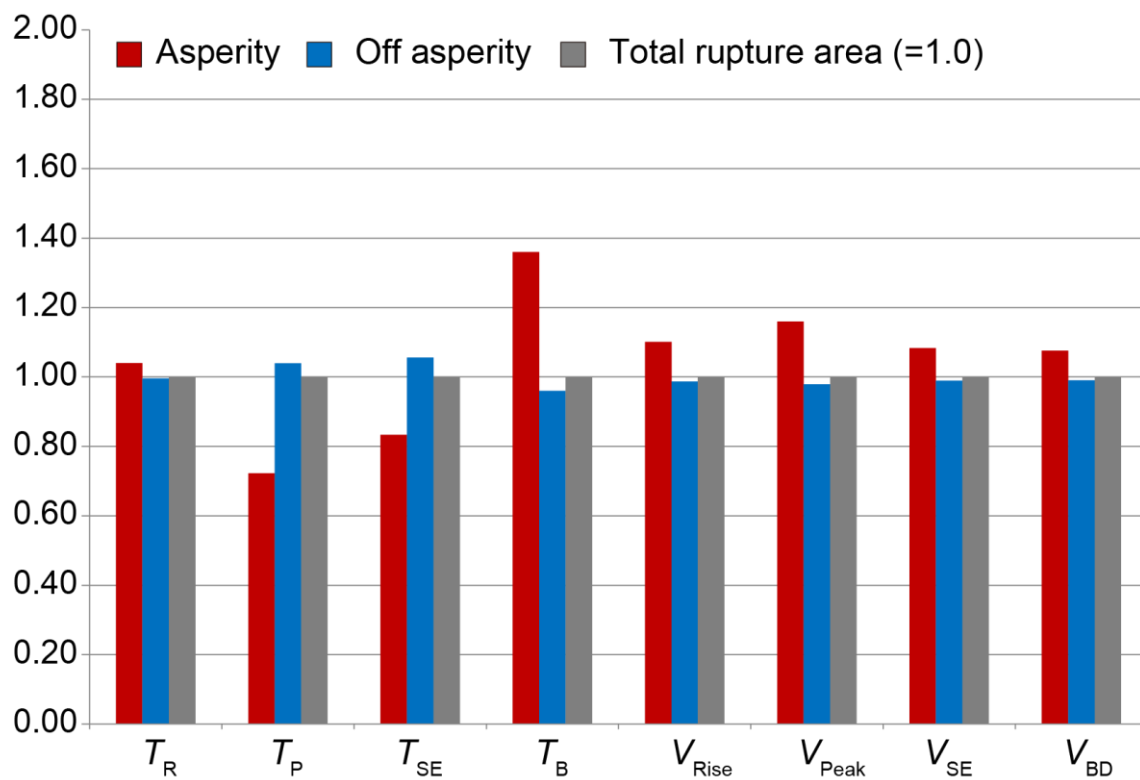


図 5.1.1-15 時間と速度に関するパラメータについて，断層全体での平均値を 1.0（灰色）とした場合のアスペリティ（赤色）HRA（橙色）と背景領域（青色）の倍率．

⑥ 動力学パラメータの空間相関

震源パラメータの間で、具体的にどのパラメータとどのパラメータが相関しているかという問題は、特性化震源モデルを構築する上で重要な知見となり得る。Schmedes *et al.* (2010) は、動的破壊モデルのデータベースを構築、統計的に整理、動的破壊シミュレーションによって計算された震源パラメータの断層面上の空間的な相関関係 (Correlation) を定量的に評価した (図 5.1.1-16)。ここで得られた相関関係は、Crempien and Archuleta (2014) によってまとめられた広帯域地震動シミュレーション手法の震源モデル作成において基礎的な概念となっており、米国 Southern California Earthquake Center (SCEC) の Broadband Platform V14.3 Simulation Methods の 1 つとして検証が実施されている (Dreger *et al.*, 2014)。Schmedes *et al.* (2010) に倣い、本報においても、動力学パラメータを含めた断層面上での震源パラメータの分布を基に、パラメータ間の空間相関の表 (Correlation Matrix) を作成し、定量的な関係性評価を行った。

Correlation Matrix の結果を図 5.1.1-17 に示す。これを見ると、この地震では、以下の事が明らかとなる。1) 最終すべり量とすべり速度は、良い相関がある。2) 動的、静的応力降下量、及び実効応力は、良い相関がある。3) 動的、静的応力降下量、及び実効応力とすべり、及びすべり速度は、相関がある。4) すべり速度は、静的応力降下量よりも動的応力降下量や実効応力と相関が良い。5) Breakdown time が長いと D_c も大きく、静的応力降下量も大きい。6) Strength excess 速度が速いと Peak time や Strength excess time が短い。このように震源パラメータの関係性について調べることは強震動予測レシピにおける特性化震源モデルのパラメータ設定の高度化に資するとともに、モデルパラメータのばらつきを考慮する際に、関係性のあるパラメータを拘束する知見の 1 つにもなり得るため、今後、このような空間相関の事例を蓄積し、統計的に有意な関係性を見出していくことが強震動予測レシピの高度化のための将来的な課題の 1 つであると考えられる。

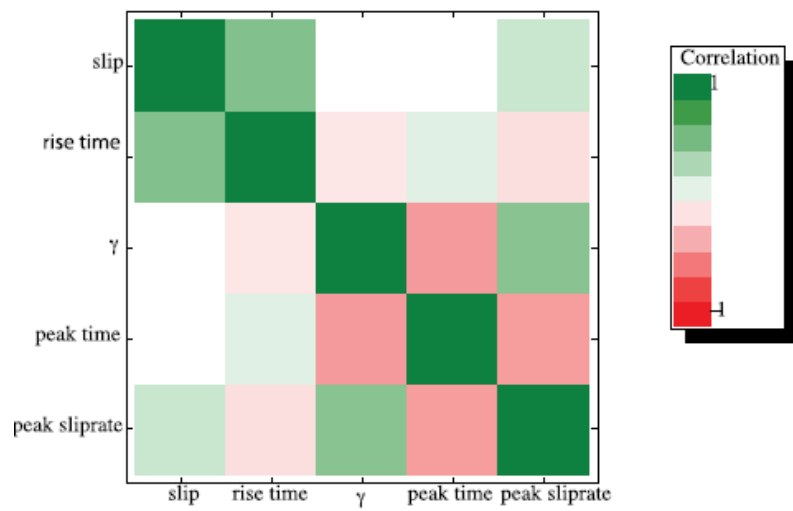


図 5.1.1-16 Schmedes *et al.* (2010) による，各震源パラメータの断層面上での空間相関の結果．緑色は相関が良く，赤色は相関が悪いことを表す．

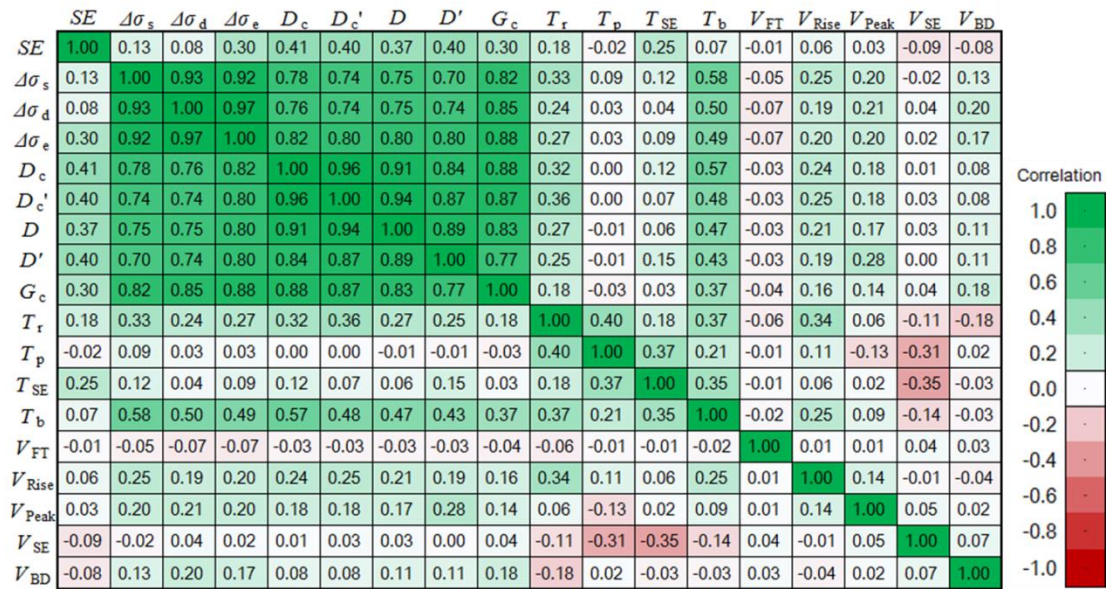


図 5.1.1-17 本報で得られた各震源パラメータの空間相関の結果．緑色は正の相関が強く，赤色は負の相関が強いことを表す．

⑦ おわりに

2016 年茨城県北部の地震を対象に、3.1.1(2)の運動学的震源インバージョン結果に基づいて、断層面上での応力時空間変化を推定し、震源断層破壊にとって本質的な動力学パラメータの抽出を試みた。本報で得られた主な結果は以下の通りである。1) 動的応力降下量のアスペリティ領域の平均値は、断層全体の平均値の 2 倍程度大きい。2) 臨界すべり量は、最終すべり量の 50%程度であり、アスペリティでの D_c や D_c' は、断層全体の平均値の 2 倍程度である。3) アスペリティ領域の静的応力降下量は、Asano and Iwata (2011)の応力降下量の分布のばらつきの範囲内（下限付近）で、深さ依存性の傾向には対応する。4) Rise time は断層面上で一様であることに対して、Peak time は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の 0.7 倍程度である。5) Strength excess time は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の 0.7 倍程度である。また、Strength excess time は、アスペリティの端部で大きくなる特徴がある。6) Breakdown time は、アスペリティ領域の方が大きく、断層全体の 1.2 倍程度である。7) 最終すべり量とすべり速度は、良い相関がある。8) 動的、静的応力降下量、及び実効応力は、良い相関がある。9) 動的、静的応力降下量、及び実効応力とすべり、及びすべり速度は、相関がある。10) すべり速度は、静的応力降下量よりも動的応力降下量や実効応力と相関が良い。11) Breakdown time が長いと D_c も大きく、静的応力降下量も大きい。12) Strength excess 速度が速いと Peak time や Strength excess time が短い。

このように、動力学パラメータを含めた震源パラメータの抽出と比較の事例を蓄積し、各震源パラメータの特徴や震源パラメータ間の関係の統計的特性を調べていくことは、強震動予測レシピの高度化のための基本的資料となる重要な成果の 1 つであると考えられる。

■参考文献 5.1.1

- Asano, K., and Iwata, T. (2011), Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 105-116.
- Crempien, J. G. F., and Archuleta, R. J. (2014), UCSB method for simulation of broadband ground motion from kinematic earthquake sources, *Seism. Res. Lett.*, 86, 61-67.
- Dreger, D. S., Beroza, G. C., Day, S. M., Goulet, C. A., Jordan, T. H., Spudich, P. A., and Stewart, J. P. (2014), Validation of the SCEC Broadband Platform V14.3 Simulation Methods using pseudospectral acceleration data, *Seism. Res. Lett.*, 86, 39-47.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (1998), オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 2, 51, 149-156.
- Graves, R. W. (1996), Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Guatteri, M., Mai, P. M., and Beroza, G. C. (2004), A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94, 2051-2063.
- Hartzell, S. H., and Heaton, T. H. (1983), Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1553-1583.
- Ida, Y. (1972), Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805.
- Ide, S. and Takeo, M. (1997), Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, 102, 27379-27391.
- Mikumo, T., Olsen, K. B., Fukuyama, E., and Yagi, Y. (2003), Stress-breakdown time and slip-weakening distance inferred from slip-velocity functions on earthquake faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 264-282.
- 宮腰 研・長 郁夫・堀家正則 (2005), 震源インバージョン結果に基づいた摩擦構成則の推定, 日本地震学会2005年秋季大会講演予稿集, P200.
- Pitarka, A. (1999), 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- Schmedes, J., Archuleta, R. J., and Lavallée, D. (2010), Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations, *J. Geophys. Res.*, 115, B03304.

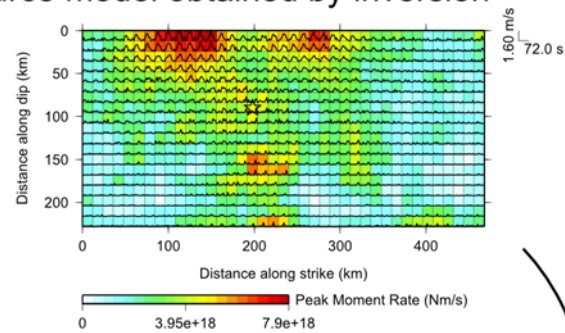
5.1.2 2016 年福島県沖の地震 ($M_{\text{JMA}}7.4$)

マルチタイムウィンドウ法により求められた震源モデルでは、観測地震動記録から、各小断層のすべり時間関数が求められている。このように、すべり時間関数が直接パラメータとなっている震源モデルを運動学的震源モデルというが、このモデルではすべり時間関数（モーメント時間関数）は求められているものの、震源での破壊現象を規定している応力については不明である。そこで、本研究では、例えば 1995 年兵庫県南部地震での解析例 (Ide and Takeo, 1997) のように、この震源モデルを境界条件としたときの媒質中の波動場を 3 次元差分法により計算することで、応力の時刻歴や断層面上での変位－応力関係などを明らかにする（図 5.1.2-1）。これにより、断層面の破壊強度(strength excess) や動的応力降下量(dynamic stress drop), 臨界すべり量(critical slip distance, D_c) などを推定する（図 5.1.2-2）。

Ide and Takeo (1997) はこの手法で 1995 年兵庫県南部地震の解析を行い、これらのパラメータを震源過程のインバージョン結果から推定している。また、1997 年鹿児島県北西部の地震や 1997 年山口県北部の地震に適用した例(宮腰・他, 2005; 宮腰・堀家, 2006) でも、断層面上での動的応力降下量を推定している。

ここでは、第 3.1.2 節で得られた 2016 年福島県沖の地震の運動学的震源モデルをもとに応力場の計算を行い、各種の動的震源パラメータの推定を行う。

Source model obtained by inversion



Solving the wave equation using FDM

$$\rho u_{i,tt} = (\lambda + \mu) u_{i,jj} + \mu u_{i,kk}$$

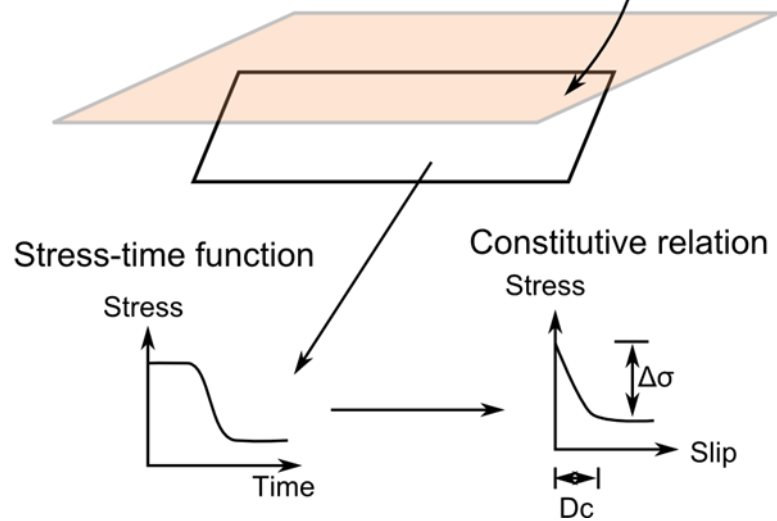


図 5.1.2-1 動的応力パラメータの推定の概念図.

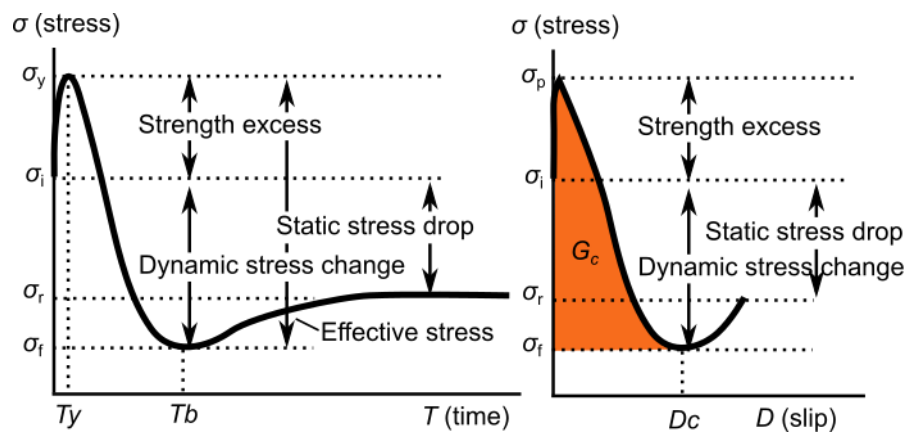


図 5.1.2-2 (左) 応力の時刻歴と、動的応力パラメータ. (右) すべりー応力曲線 (摩擦構成則) と動的応力パラメータ.

5.1.2(1) 手法

本研究での解析手法について説明する．運動学的震源モデルでは応力状態が不明であることから，これを求めるために，運動学的震源モデルを境界条件として媒質中の波動場を計算し，そこから震源での応力場を求める．これにより，震源での変位－応力関係，すなわち摩擦構成則を求める（図 5.1.2-1）．得られた摩擦構成則から，最終的には強震動予測で必要とされる，図 5.1.2-2 に示す各パラメータである破壊強度や臨界すべり量 D_c などの動力学パラメータを求め，強震動予測に用いるパラメータをより現実に近いものにすることを視野に入れている．

① 計算手法

本研究では，断層面上の応力場時刻歴の計算に 3 次元差分法を用いた(Pitarka, 1999)．断層は応力の時刻歴の形式で計算される(Graves, 1996)．弾性媒質中の変位（速度）－応力（ひずみ）場を弾性波動論で計算するが，その媒質中の震源の位置において，運動学的震源モデルで与えるすべり時間関数に対応する各ノードでの応力の時刻歴を加える．震源上の点において計算される応力は，震源のすべりに対応した応力と，周辺のすべりから伝わる応力の和として求められる．この応力と，与えたすべり量の関係が摩擦構成則であり，今回求めるものである．ここで重要なことは，この計算では動力学的な破壊の計算は一切行っていないことであり，摩擦構成則にはいかなる仮定もおいていない．

応力場の計算には差分法を用いた．平面に展開した断層面は，運動学的震源モデルの解析で設定したものと同じく、傾斜角を 48° とした．差分法の計算で用いた格子間隔は，断層面と差分法の格子間隔が対応するように設定した．震源インバージョンで求めた断層モデルでは，小断層が $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ の間隔で配置されている．後述するようにこの震源モデルの小断層を走向方向および傾斜方向に 1/10 に補間して， $400\text{ m} \times 400\text{ m}$ の格子間隔で構成される断層モデルとした．この補間した断層モデルに対応するように，直交座標系で計算される差分法の格子間隔を， $268\text{ m} \times 400\text{ m} \times 297\text{ m}$ とした．時間方向には 0.016 s 間隔で計算し，地震発生からすべりが終了し，波動場が安定するまでの 28.8 秒分を計算した．

差分法により求められた応力の時刻歴は， x, y, z の座標系でのものであるが，断層面は傾斜角を持っているので，断層面上の応力変化とするために，断層面に合わせて座標変換を行った．ここでは，断層面の傾斜方向を d 軸，断層面に直交する方向を n 軸と定義し，本報告中で用いる．

② 震源モデル

第 3.1.2 節で説明した 2016 年福島県沖の地震を対象に，近傍の強震記録から求めた運動学的震源モデルを用いた．このモデルでは，4 km × 4 km の格子点でのモーメントの時刻歴が求められている．断層面は 44 km × 24 km の大きさで，タイムウィンドウの数は 5 個， V_R は第 3.1.2(2) 節でのインバージョン解析で得られた V_{FT} (第 1 タイムウィンドウ伝播速度) と同じく 2.2 km/s で同心円状に広がる．総モーメントは 2.4×10^{19} Nm である．

③ 補間

既往研究(宮腰・他, 2005)において、震源モデルを差分法の波動場の境界条件として用いる際に、適切な空間補間が必要であることが示されている。本研究で用いる運動学的震源モデルの格子間隔は $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ である。ここではタイムウィンドウごとに、運動学的震源モデルの隣の小断層との間をバイキュービック補間 (図 5.1.2-3) で補間し、運動学的震源モデルでの格子間隔の間でのモーメント量を求め、もとの格子間隔を走向方向、傾斜方向ともに $1/10$, $1/10$ となる、 400 m 間隔に補間してから計算を行った。

補間に際し、境界条件として運動学的震源モデルの断層面の外周では、モーメントを 0 とおき、外側では滑らかにすべり量が 0 となるように設定した。バイキュービック補間は、画像処理等の分野で極めて一般的な手法である。ある点 $p(x, y)$ の値を、 3 次の多項式

$$p(x, y) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 a_{ij} x^i y^j \quad (5.1.2-1)$$

で補間するものである (ちなみに、バイリニア補間は、 1 次式で補間)。この式を適用するためには、係数 a_{ij} を決定する必要がある。

補間元の (関数) 値を f 、また、微分係数を f_x , f_y , f_{xy} とし、点 $(0, 0)$, $(1, 0)$, $(0, 1)$, $(1, 1)$ においてそれらの値が与えられているとする。これらの値を式(5.1.2-1)に代入すると、

$$f(0,0) = p(0,0) = a_{00} \quad (5.1.2-2)$$

$$f(1,0) = p(1,0) = \sum_{i=0}^3 a_{i0} \quad (5.1.2-3)$$

$$f(0,1) = p(0,1) = \sum_{j=0}^3 a_{0j} \quad (5.1.2-4)$$

$$f(1,1) = p(1,1) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 a_{ij} \quad (5.1.2-5)$$

となる。同様に、 x, y 方向それぞれの偏微分についても、

$$f_x(0,0) = p_{x(0,0)} = a_{10} \quad (5.1.2-6)$$

$$f_x(1,0) = p_x(1,0) = \sum_{i=0}^3 a_{i0} \quad (5.1.2-7)$$

$$f_x(0,1) = p_x(0,1) = \sum_{i=0}^3 a_{1i} \quad (5.1.2-8)$$

$$f_x(1,1) = p_x(1,1) = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=0}^3 a_{ij} i \quad (5.1.2-9)$$

$$f_y(0,0) = p_y(0,0) = a_{01} \quad (5.1.2-10)$$

$$f_y(1,0) = p_y(1,0) = \sum_{i=0}^3 a_{i1} \quad (5.1.2-11)$$

$$f_y(0,1) = p_y(0,1) = \sum_{j=0}^3 a_{1j} j \quad (5.1.2-12)$$

$$f_y(1,1) = p_y(1,1) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=1}^3 a_{ij} j \quad (5.1.2-13)$$

$$f_{xy}(0,0) = p_{xy}(0,0) = a_{11} \quad (5.1.2-14)$$

$$f_{xy}(1,0) = p_{xy}(1,0) = \sum_{i=0}^3 a_{i1} i \quad (5.1.2-15)$$

$$f_{xy}(0,1) = p_{xy}(0,1) = \sum_{j=1}^3 a_{1j} j \quad (5.1.2-16)$$

$$f_{xy}(1,1) = p_{xy}(1,1) = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 a_{ij} ij \quad (5.1.2-17)$$

として与えられる.

偏微分 f_x , f_y , f_{xy} は, 中央差分を用いて

$$f_x(i,j) = \frac{f(i+1,j) - f(i-1,j)}{2} \quad (5.1.2-18)$$

$$f_y(i,j) = \frac{f(i,j+1) - f(i,j-1)}{2} \quad (5.1.2-19)$$

$$f_{xy}(i,j) = \frac{f(i+1,j+1) + f(i-1,j-1) - f(i+1,j-1) - f(i-1,j+1)}{4} \quad (5.1.2-20)$$

として求めた. 求めた f , f_x , f_y , f_{xy} から,

$$\begin{aligned}
A &= \begin{bmatrix} a_{00} & a_{01} & a_{02} & a_{03} \\ a_{10} & a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{20} & a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{30} & a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{bmatrix} \\
&= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ -3 & 3 & -2 & -1 \\ 2 & -2 & 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f(0,0) & f(0,1) & f_y(0,0) & f_y(0,1) \\ f(1,0) & f(1,1) & f_y(1,0) & f_y(1,1) \\ f_x(0,0) & f_x(0,1) & f_{xy}(0,0) & f_{xy}(0,1) \\ f_x(1,0) & f_x(1,1) & f_{xy}(1,0) & f_{xy}(1,1) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & -3 & 2 \\ 0 & 0 & 3 & -2 \\ 0 & 1 & -2 & 1 \\ 0 & 0 & -1 & 1 \end{bmatrix} \\
&\hspace{25em} (5.1.2-21)
\end{aligned}$$

として行列 A を求め,

$$p(x,y) = \begin{bmatrix} 1 & x & x^2 & x^3 \end{bmatrix} A \begin{bmatrix} 1 \\ y \\ y^2 \\ y^3 \end{bmatrix} \hspace{10em} (5.1.2-22)$$

として, 地点 (x, y) , $(0 < x < 1, 0 < y < 1)$ の補間の値を求めた.

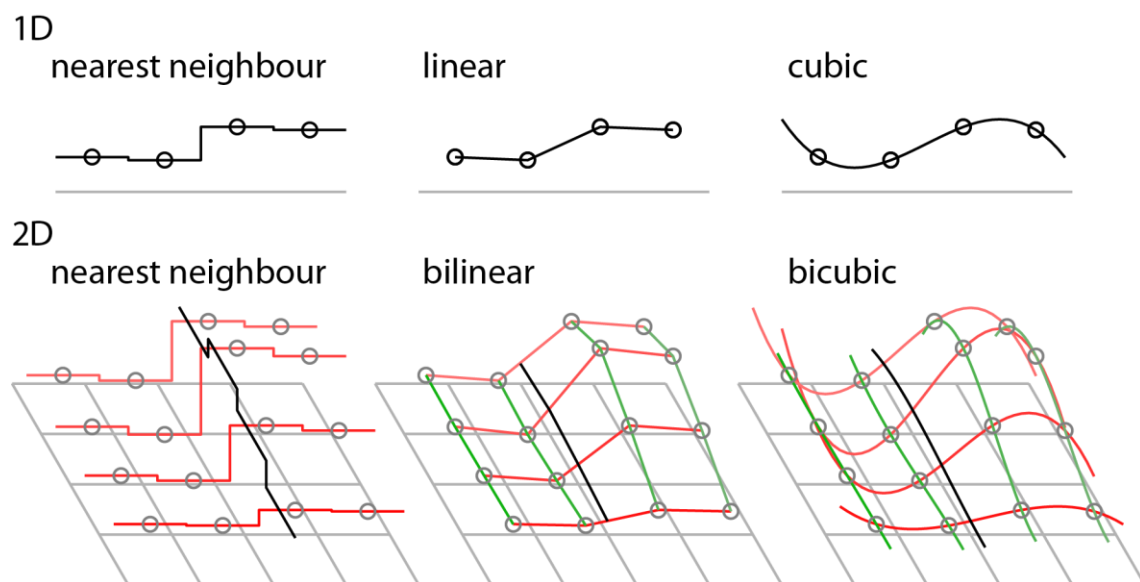


図 5.1.2-3 1次元および2次元の空間補間法の概念図. ○は与えた点で, それをそれぞれの方法で補完している.

④ 速度構造モデル

応力の計算に用いる媒質の速度構造モデルには、表 5.1.2-1 に示すものを用いた。この速度構造モデルは、第 3.1.2(1)節で設定した基本の構造モデルから、表層部分と断層下端以深を均一としたものである。震源モデルの推定では、震源モデルが $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ の間隔で求められていることから、表層付近の堆積層の影響は平均化されていると考えられることを踏まえて、表層の堆積層に当たる速度の遅い層は除外した。また、断層面よりも深部でも均一とし、半無限媒質とした。

表 5.1.2-1 速度構造モデル.

Top depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m ³)
0	5000	2700	2500
2000	5200	3000	2700
5000	5400	3120	2720
7000	5700	3290	2730
10000	6000	3460	2740
12000	6300	3640	2760
15000	6500	3750	2790
18000	6850	3930	2990
19000	7800	4320	3300
20000	7900	4350	3350

5.1.2(2) 結果

① 応力の時間変化

与えたすべり量の時刻歴と、それから計算した応力変化の時刻歴を $5 \times 5 = 25$ 個の計算点ごとにまとめて作図したものを図 5.1.2-4, 5.1.2-5 にそれぞれ示す. この 5×5 の計算点は、運動学的震源モデルの小断層の大きさ $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ の半分 ($1/4$ の面積) ごとにまとめている.

小断層ごとの滑り量の時刻歴 (図 5.1.2-4) には、静的応力降下量 ($-\Delta\sigma_s$) を重ね書きした. おおむね最終すべり量の大きいところでは、大きな静的応力降下量を示している. 応力の時刻歴 (図 5.1.2-5) では、計算した応力の d - n 成分 (断層面上の傾斜方向-直交方向) を示した. 多くの点では、初期応力から図 5.1.2-2 に示すように、わずかに応力が上昇した後、大きく降下して、落ち着く. 一部の領域では、初期応力から応力が上昇する点もあるが、上昇するときの最大値は、降下の最大値と比べ小さく、全体としては応力降下していると言える.

また、計算された断層面上でのすべり速度と、応力の時間微分のスナップショットを図 5.1.2-6 に示す. スナップショットでは、まず、破壊開始点から深部の方向に大きなすべりが見られ (4~6 秒付近), その後西側に破壊フロントが進展し、浅部のアスペリティで大きな滑りがみられる (14~18 秒). これに対応して、まず、破壊開始点から深部方向に大きな応力変化が見られる. アスペリティでは、破壊フロントが 10 秒付近で到達するが、20 秒付近まで応力の低下が続く様子が見られる.

この結果から、各種のパラメータを求めるが、これらの図そのものでは解釈が困難である. 次節以降で、摩擦構成則よりパラメータを推定して、それらを検討する.

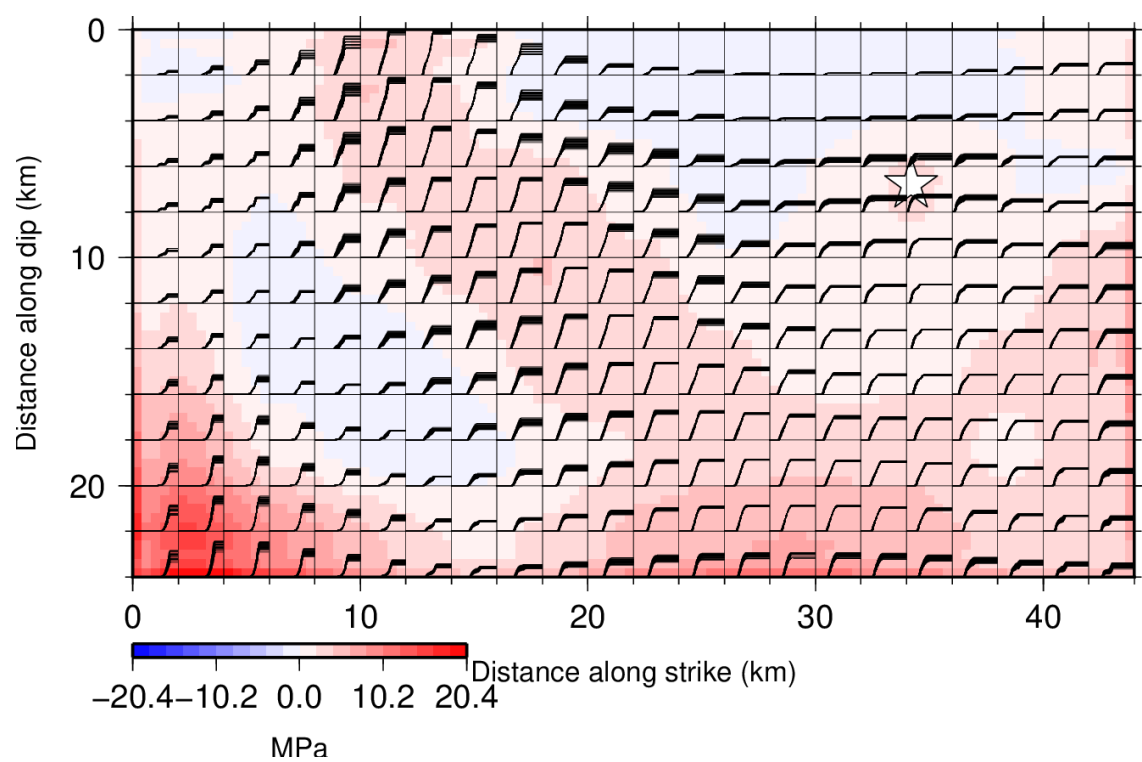


図 5.1.2-4 各計算点でのすべりの時刻歴. 5×5 計算点での計算結果を重ね書きしている. また, 背景は静的応力降下量.

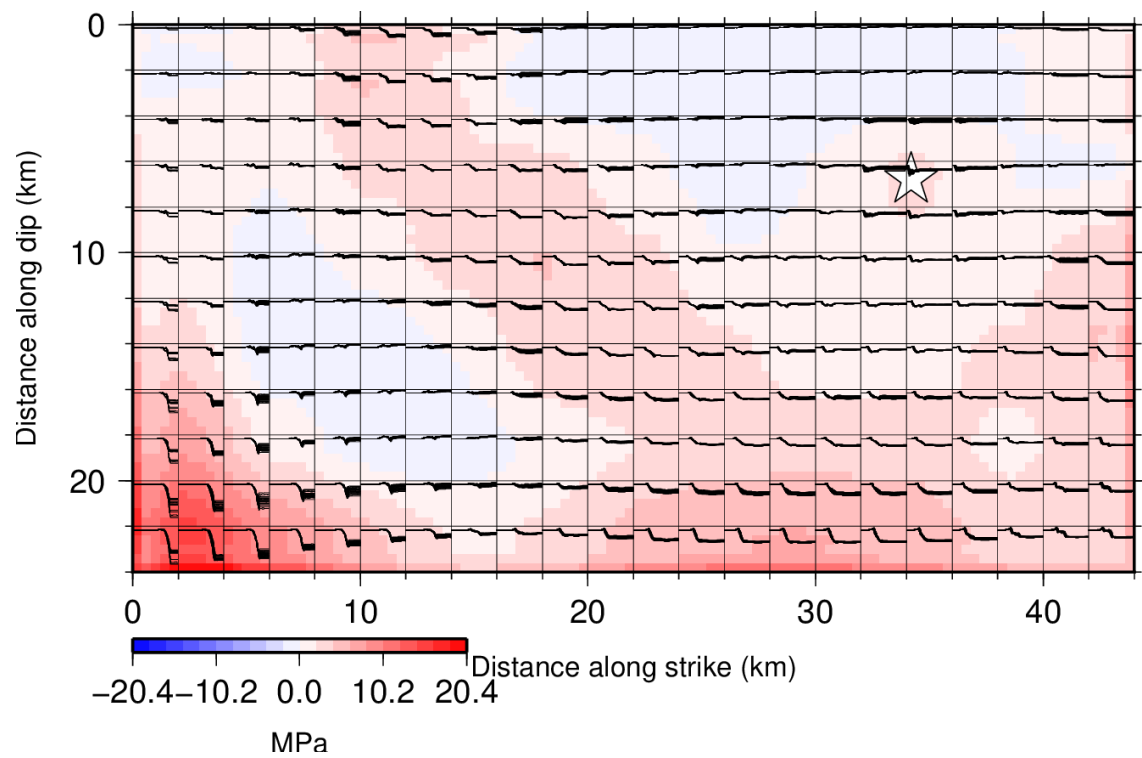


図 5.1.2-5 各計算点での応力変化の時刻歴. 5×5 計算点での計算結果を重ね書きしている.

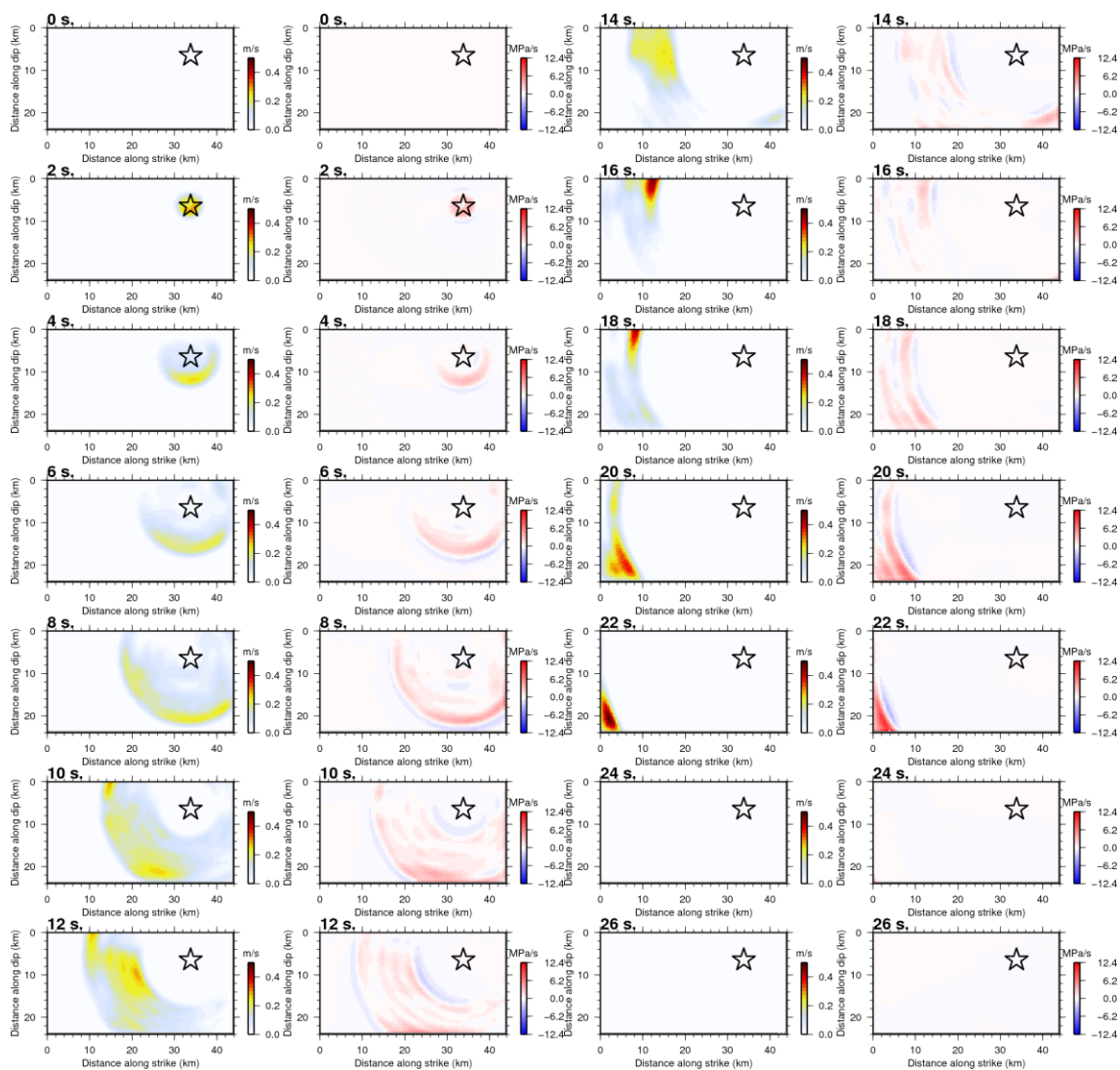


図 5.1.2-6 すべりと応力の時間微分のスナップショット.

② 摩擦構成則

図 5.1.2-7 に、差分法で断層面上に分布させた計算点（点震源）毎の摩擦構成則を示す。この図では、 5×5 点ごとに重ね書きをしている。このうち、特徴的な点におけるすべり変位—応力関係（摩擦構成則）を拡大して示す（図 5.1.2-8）。図から明らかなように、摩擦構成則のグラフの形状は、場所によって大きく異なる。

破壊開始点付近（点 F）では、初期応力からすべりに比例して応力が低下し、0.3 m 付近からは概ね応力が一定となる、比較的典型的なすべり弱化則の摩擦構成則が得られている。アスペリティ（点 A～E）の多くの点では、すべりとともに応力が低下する様子が見えるが、応力低下後、応力一定で滑る距離がほとんどない。

また、アスペリティ内の点 B は、アスペリティとして同定されているが、この点だけはすべりが小さい。この点の周囲ではすべりが大きいために、周辺の応力を受けて、むしろ応力が上昇していることがわかる。点 G は深部にあり、平均的なすべり量の点である。この点でも、すべりとともに応力が低下するすべり弱化則モデルに近い動きをする。ただし、応力一定ですべる距離は小さい。

破壊エネルギー G_c 、臨界すべり量 D_c の計算では、応力の最小値を検出して、その時刻（あるいはその時のすべり量）をもとに G_c 、 D_c を推定した。ただし、計算された摩擦構成則は必ずしも典型的なすべり弱化則の形になっていないために、多少の誤差を含むことに注意が必要である。詳細な計算方法は後述する。

格子間隔 $400 \text{ m} \times 400 \text{ m}$ の各計算点でそれぞれ各種のパラメータが求められるが、この格子間隔は、前述のように入力震源モデルを補間したものである。各パラメータの評価では、もとの $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ の小断層に対応するように平均値と標準偏差を求め、図示した。

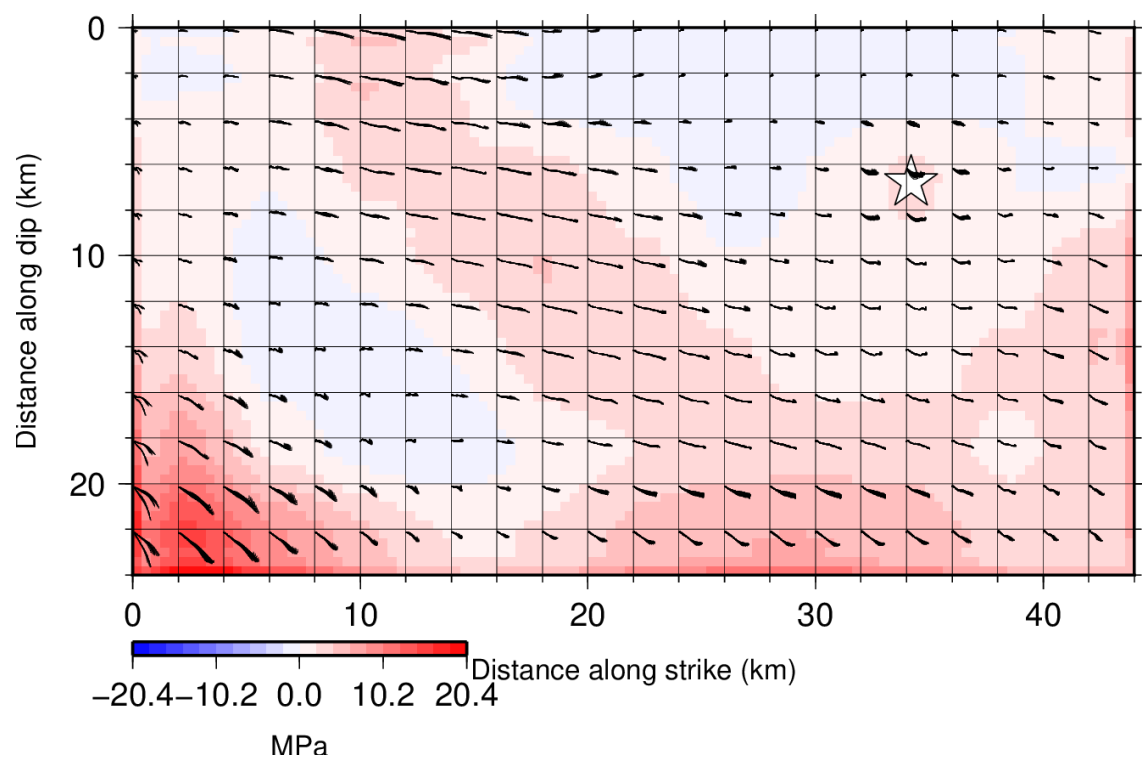


図 5.1.2-7 各小断層の摩擦構成則. 5x5 地点ごとに 1 つのメッシュにまとめている.

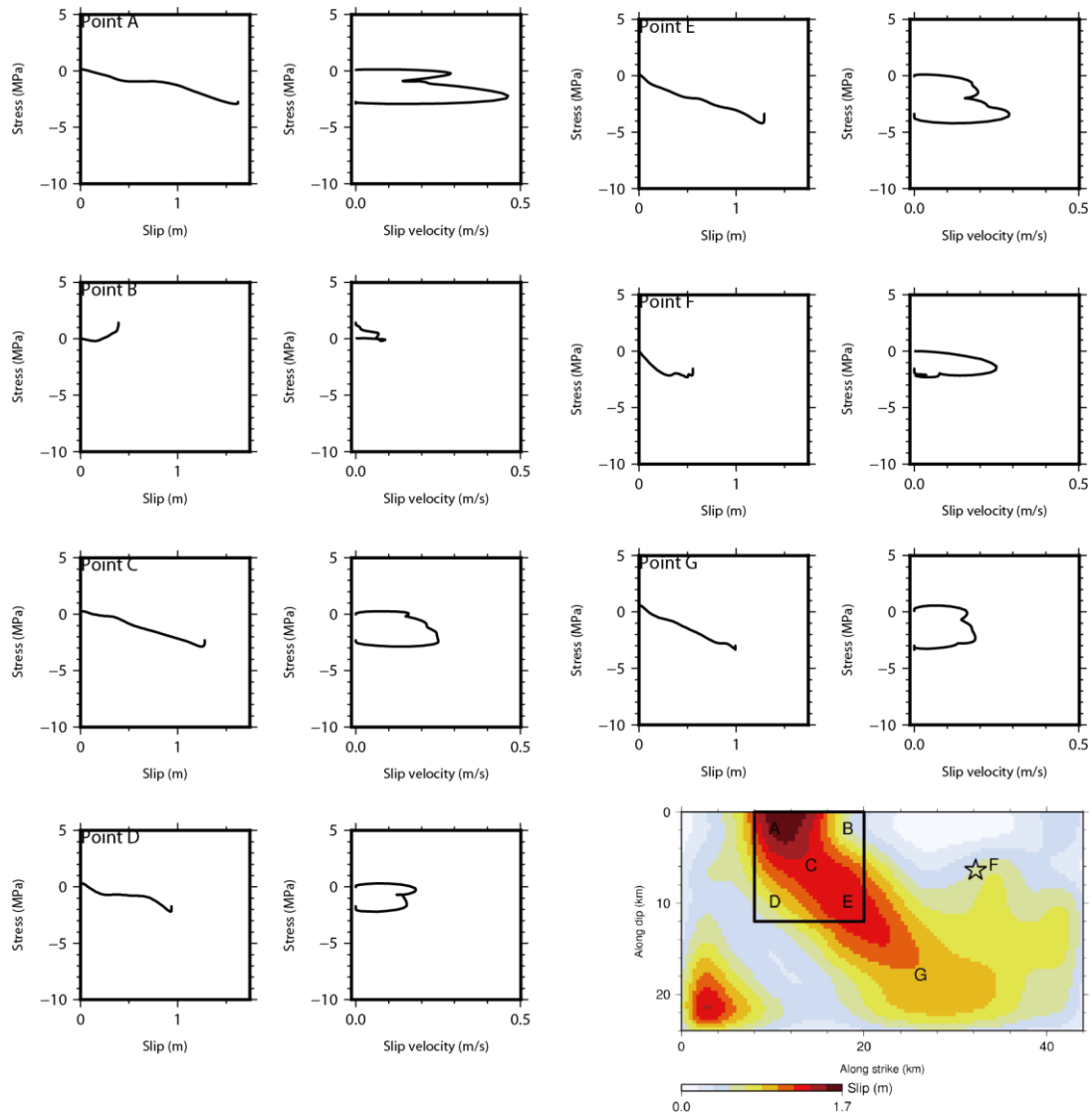


図 5.1.2-8 計算されたすべり-応力曲線（摩擦構成則，左），すべり速度-応力曲線（右）．場所を下に A～G で示す．

③ 静的・動的応力降下量

計算の結果得られた静的応力降下量 $\Delta\sigma_s$ (図 5.1.2-9) は、断層面平均で約 2.2 MPa、アスペリティで 3 MPa である。この値は、経験的グリーン関数法などから求められる値と比較してやや小さい (表 5.1.2-2)。分布としては概ねすべり量に比例し、すべりの大きい領域で $\Delta\sigma_s$ も大きい傾向にある。図 5.1.2-10 に動的応力降下量 $\Delta\sigma_d$ を示す。各領域での平均値 (表 5.1.2-3) は、静的応力降下量 (表 5.1.2-2) よりもやや大きい。

表 5.1.2-2 各領域の静的応力降下量の平均値と標準偏差.

Area	Average $\Delta\sigma_s$ (MPa)	S. D. (MPa)
Entire	2.2	2.6
1	3.1	1

表 5.1.2-3 各領域の動的応力降下量の平均値と標準偏差.

Area	Average $\Delta\sigma_d$ (MPa)	S. D. (MPa)
Entire	2.7	2.5
1	3.5	1.0

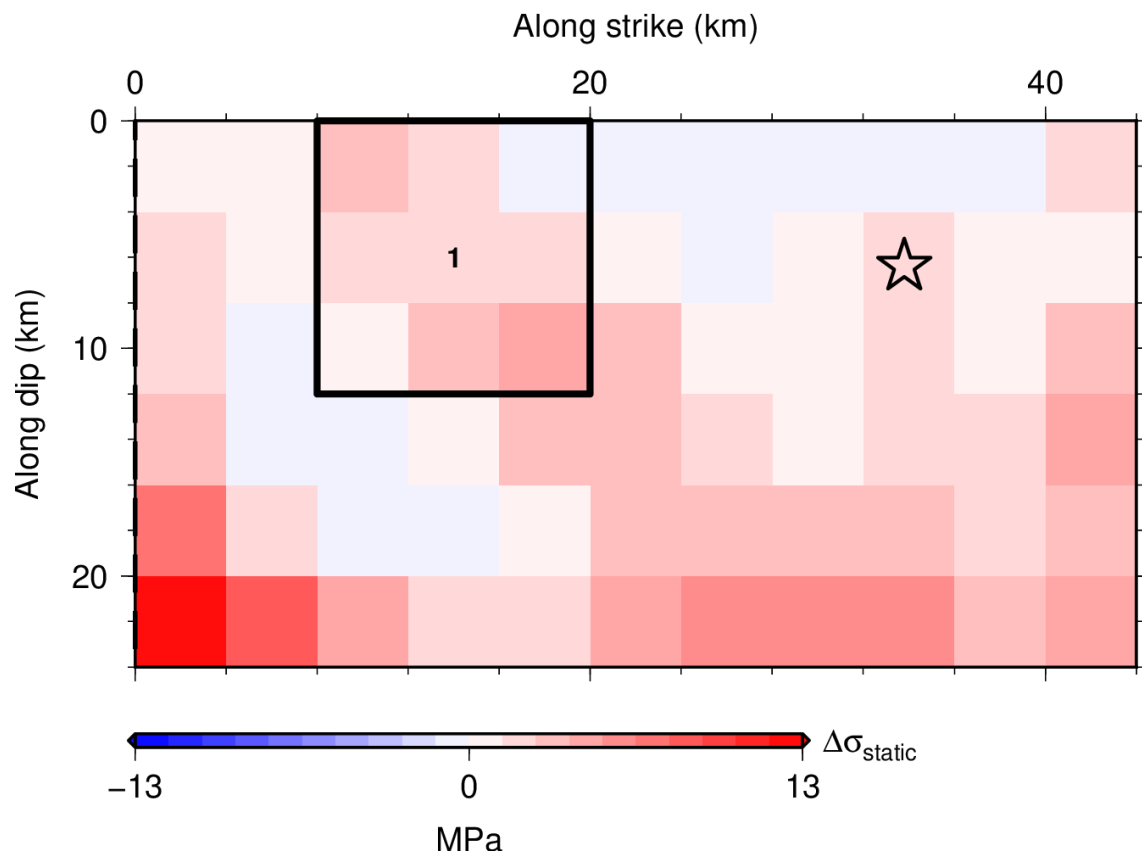


図 5.1.2-9 静的応力降下量 $\Delta\sigma_s$. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠はアスペリティの位置を示す.

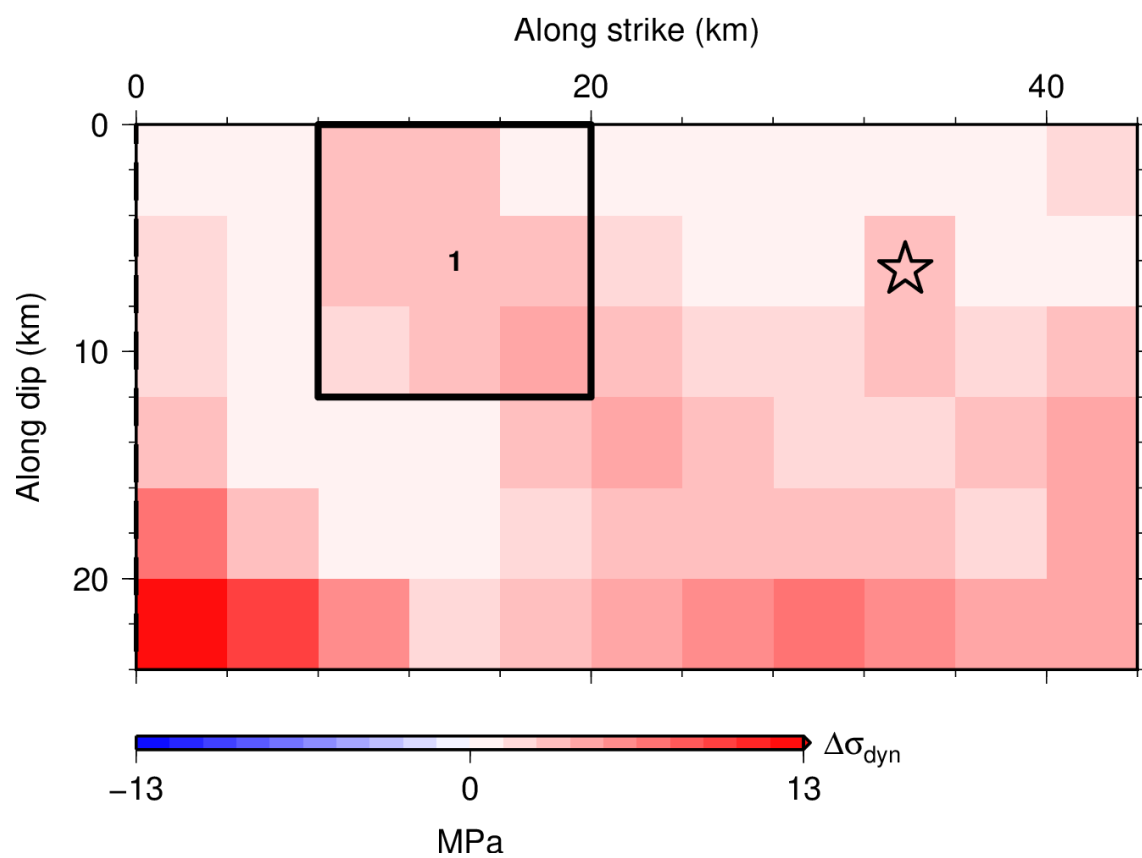


図 5.1.2-10 動的応力降下量 $\Delta\sigma_d$. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠はアスペリティの位置を示す.

④ 破壊強度・実効応力

破壊強度 $\Delta\sigma_y$ （表 5.1.2-4）は、応力の時刻歴の最大値をそれとみなして求めた。最終的に応力が降下した点では、応力最大のところで破壊が開始したと考えられる。一方、最終的に応力が上昇したところでは、（負の）静的応力降下量とほぼ同じ値を示す。

図 5.1.2-11 に得られた破壊強度の分布を示す。断層面全体を見ると、最大で 0.5 MPa 程度の値が求められている（表 5.1.2-4）。断層面浅部のアスペリティ周辺にある、滑りの小さな領域で大きな破壊強度が求められている。滑りの小さな領域では、静的応力降下量も負の値（応力の増加）を示し、破壊強度はほぼこれと等しい。アスペリティ内部では 0.23 MPa である。

また、実効応力 $\Delta\sigma_{\text{eff}}$ を図 5.1.2-12 に示す。応力の時刻歴の最大値と最小値の差を、実効応力とみなした。ただし、最終的な応力降下量が負の場合（負の静的応力降下量となった場合）は、実効応力は 0 とみなす。各領域での実効応力の平均値を表 5.1.2-5 に示す。アスペリティの実効応力は、平均で 3.7 MPa であり、静的応力降下量（3.1 MPa）より 2 割程度大きい。

表 5.1.2-4 各領域の破壊強度の平均値と標準偏差.

Area	Average $\Delta\sigma_y$	±
Entire	0.48	0.33
1	0.23	0.11

表 5.1.2-5 各領域の実効応力の平均値と標準偏差.

Area	Average $\Delta\sigma_{\text{eff}}$	±
Entire	3	2.7
1	3.7	0.95

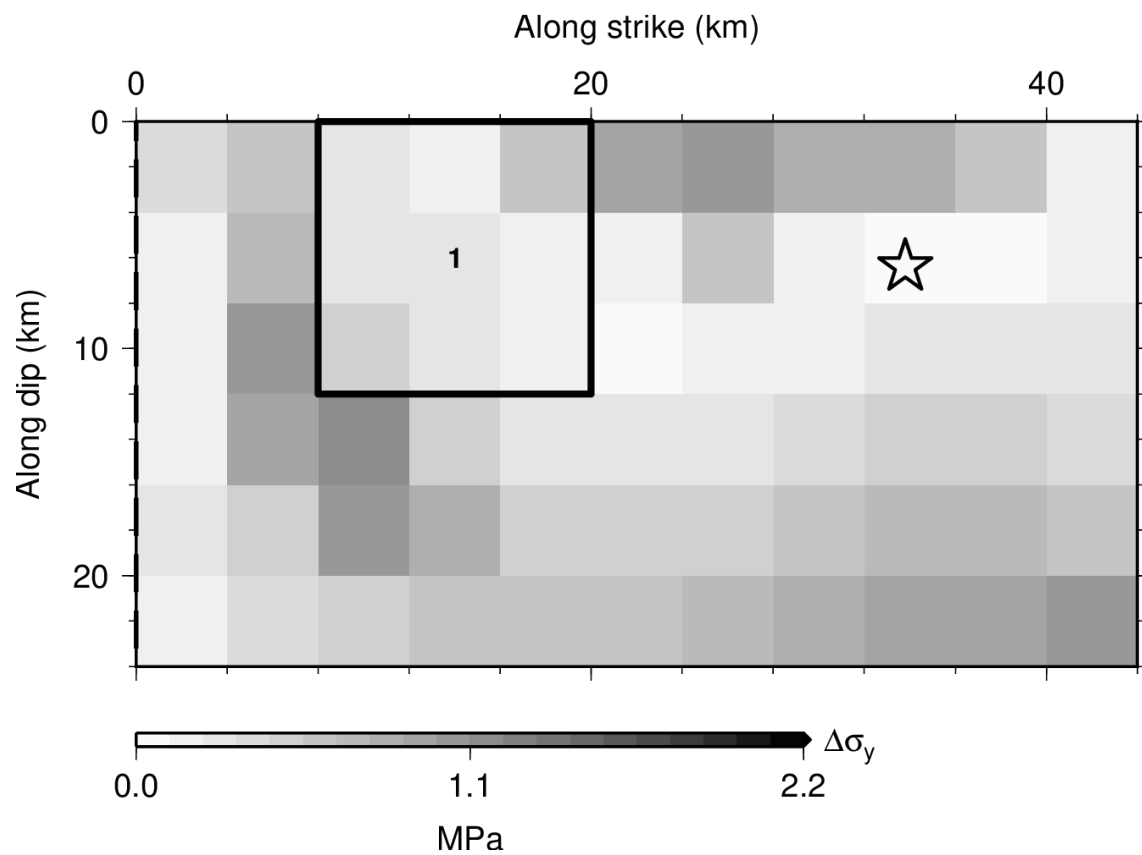


図 5.1.2-11 破壊強度. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠はアスペリティの位置を示す.

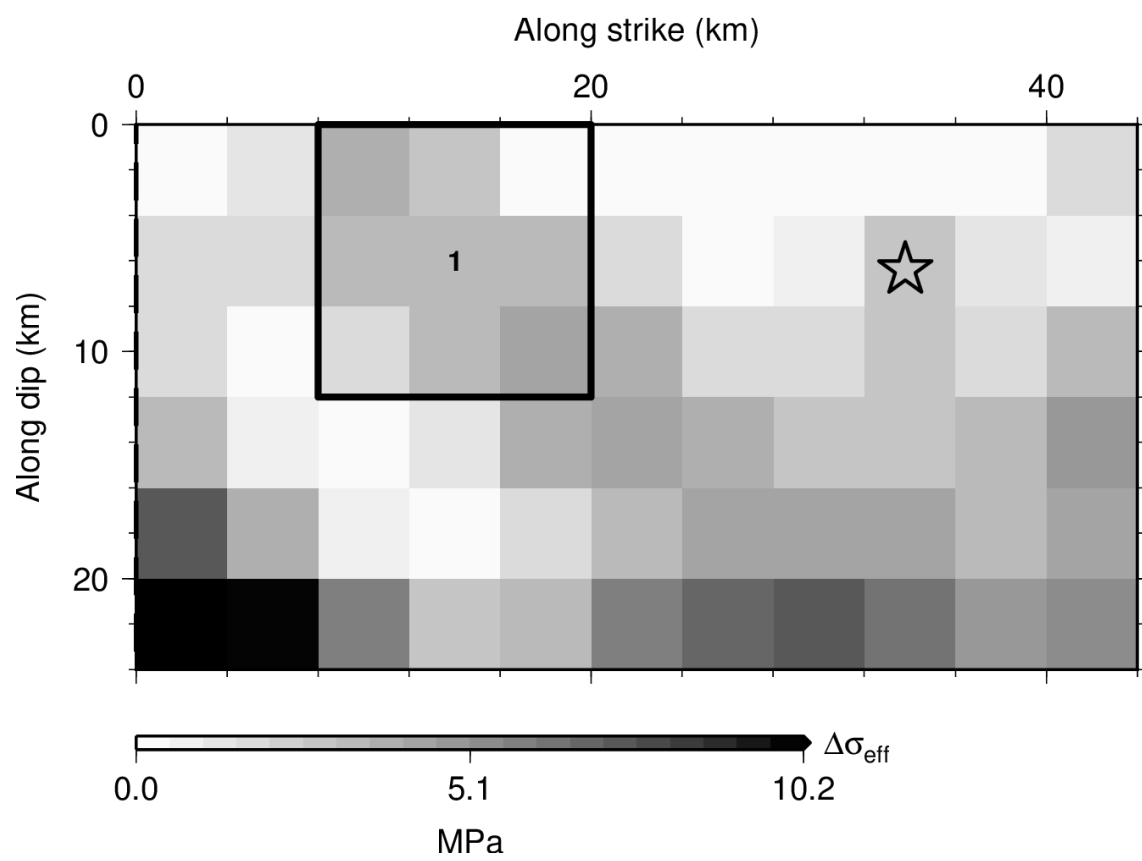


図 5.1.2-12 実効応力. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠はアスペリティの位置を示す.

⑤ 破壊エネルギー・臨界すべり量

破壊エネルギー G_c は、境界面を新たに作るのに要するエネルギーを表す。この破壊エネルギーは、破壊の進展をコントロールし、亀裂の進展に伴って開放されるひずみエネルギーが、この破壊エネルギーを上回ると、亀裂は自発的に進展する。

破壊エネルギーは、亀裂面（断層面）に働く応力を、相対変位量で積分して求められる。この計算では、すべり初めから応力が最小となるまでの区間を、

$$G_c = \int_0^{D_c} \sigma(u) - \sigma_f du \quad (5.1.2-23)$$

として求めた。ここで、 D_c は応力が最小となる時の変位量、 u は変位量、 $\sigma(u)$ は、変位 u に対するせん断応力、 σ_f は応力の時刻歴の最終値である。

図 5.1.2-13 に求められた破壊エネルギーの分布を示す。領域ごとの破壊エネルギーの平均を表 5.1.2-6 にまとめた。破壊エネルギーは、アスペリティにおいて 2 MJ/m^2 程度である。これに対し、断層面全体では 1 MJ/m^2 程度である。

臨界すべり量 (D_c) を、本来の定義に近い、応力が最小の時のすべりとして求めた場合の分布を図 5.1.2-14 に示す。領域ごとの D_c を表 5.1.2-7 にまとめた。

求めた D_c は、アスペリティで約 1 m と、この規模の地震に対する値としてはやや大きい値が求められている。もっとも、本研究と同様の検討では、やや大きめの D_c が求められる傾向にあり、他の地震における同様の研究例(宮腰・他, 2005)では、 1 m 程度である。また、2008 年岩手・宮城内陸地震を対象にした検討(吉田・他, 2017)においても、 D_c は $2 \sim 3 \text{ m}$ の値が求められている。

応力を經由しない臨界すべり量の計算方法として、すべり速度最大の時のすべり量を D_c (D_c') とみなす方法もある(Mikumo et al., 2003)。この方法で求めた D_c' を図 5.1.2-15 に、領域ごとの平均を表 5.1.2-8 に示す。 D_c' は、応力計算から求められる D_c と比べ、小さい値が求められることが多いが、本研究では D_c' は、 D_c の半分程度の値である。

表 5.1.2-6 各領域の破壊エネルギー.

Asp.	Average Gc (MJ/m ²)	S. D. (MJ/m ²)
Entire	1.1	1.2
1	2.0	6.8

表 5.1.2-7 各領域で求めた臨界すべり量.

Area	Average Dc (m)	S. D. (m)
Entire	0.62	0.4
1	1.1	0.18

表 5.1.2-8 各領域の臨界すべり量. すべり速度最大の時のすべり量を Dc' としたもの
(Mikumo et al., 2003)

Area	Average Dc' (m)	S. D. (m)
Entire	0.35	0.33
1	0.81	0.24

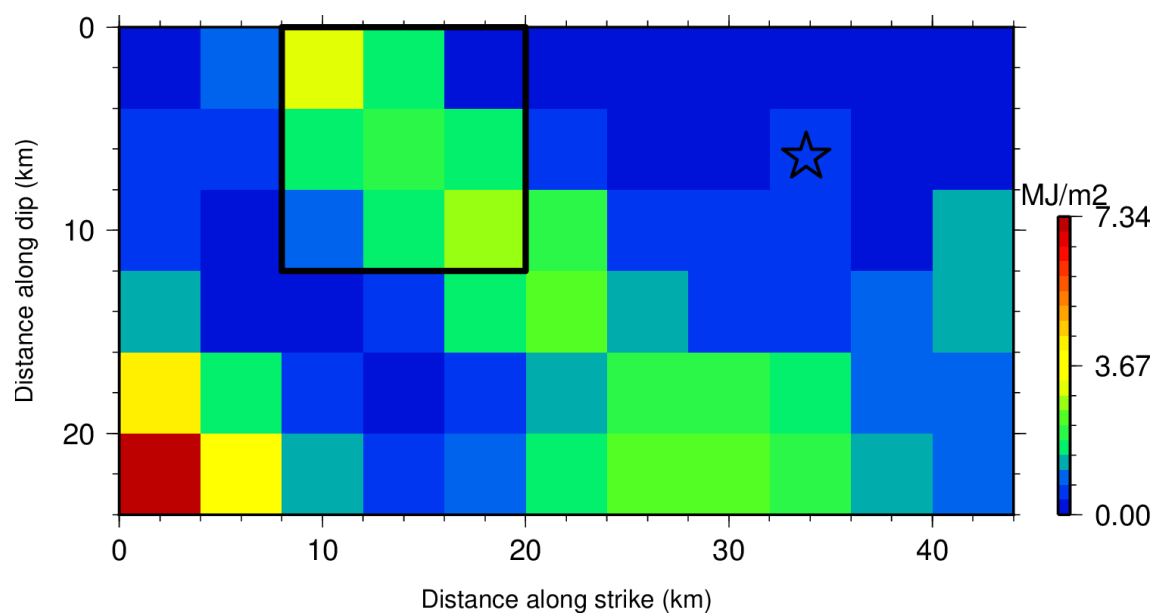


図 5.1.2-13 破壊エネルギー G_c .

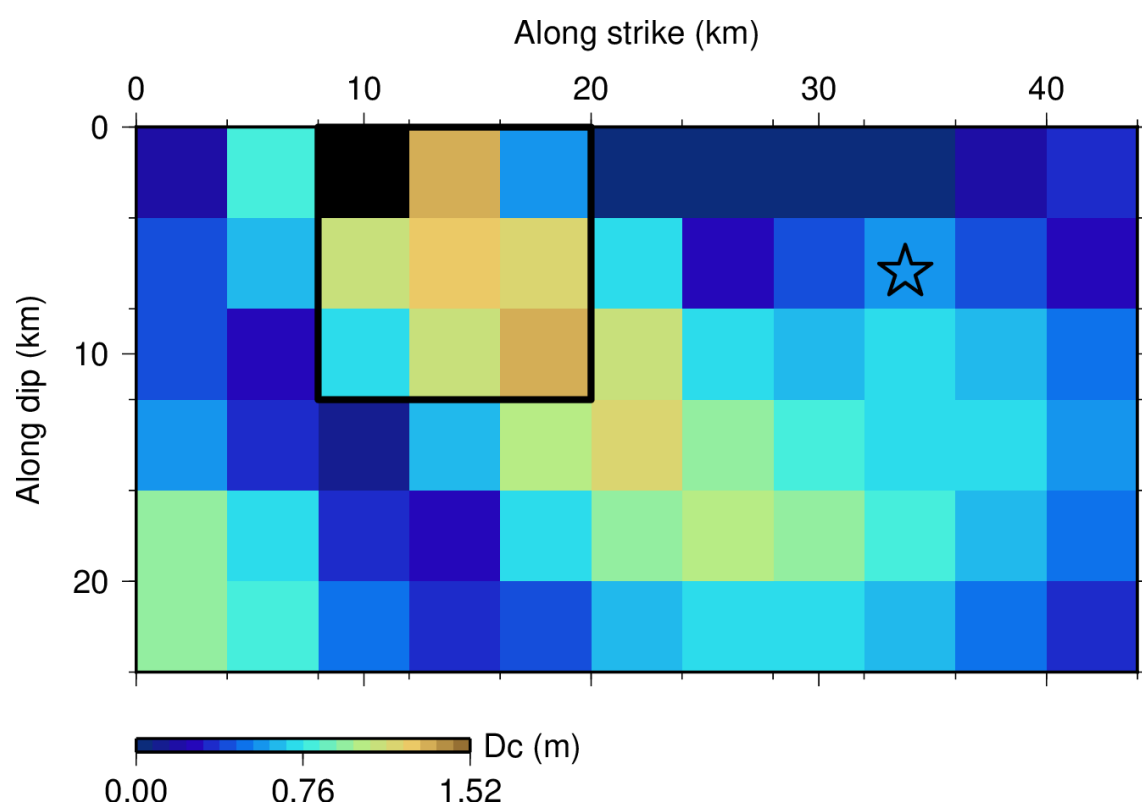


図 5.1.2-14 臨界すべり量 D_c . 計算で得られた摩擦構成則から D_c まで積分することで直接求めたもの.

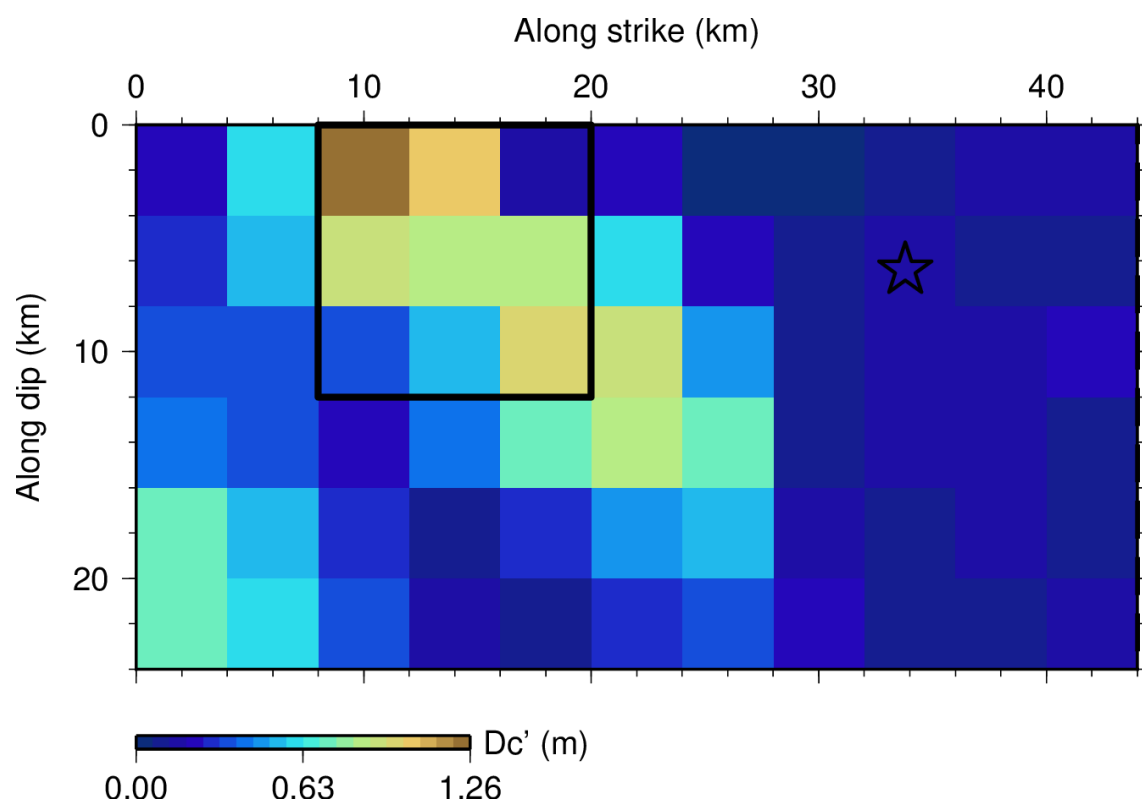


図 5.1.2-15 臨界すべり量 Dc' .

⑥ 破壊伝播

マルチタイムウィンドウ法による震源モデルの解析では、小断層ごとの破壊開始時刻は陽には求められない。マルチタイムウィンドウ法による震源モデルから破壊伝播速度を求めるためには、すべり量が規定の値を超えた時刻を破壊開始時刻とするといったことが行われている(例えば宮腰・他, 2005)。ただし、この解析方法には、必ずしも物理学的な裏付けがあるとは言えない。

本検討において、断層面上の応力が最大値 σ_y となる時刻 T_y は、応力が降伏応力に到達した時刻であるとみなすと、この時刻は破壊フロントが通過し、(少なくとも原理的には)断層面がすべり始める時刻に対応する。すなわち、ここで計算した応力時刻歴を用いることで、力学的に裏付けのある破壊開始時刻を求めることができると考えられる。この時刻を求めて、破壊開始時刻を図化した。

断層面上で応力の最大値となる時刻 T_y (図 5.1.2-2) を図 5.1.2-16 に示す。これはすなわち破壊開始時刻に対応する。求めた破壊開始時刻から、eikonal 方程式に習った

$$\frac{1}{v^2} = \frac{\Delta T}{\Delta x^2} + \frac{\Delta T}{\Delta y^2} \quad (5.1.2-24)$$

によって、断層面上の破壊伝播速度を求めた(図 5.1.2-17)。全体的な破壊伝播速度は、第 1 タイムウィンドウ伝播速度 V_{FT} に近い 2 km/s 前後の値を示す。破壊開始点の深部から西にかけての、Strike で 20 km 以上、Dip で 10 km 以上の領域では、破壊伝播速度に大局的な変化が見られるが、局所的な変化は小さい。一方、アスペリティでは、内部で急激に破壊伝播速度が変化するところがある。

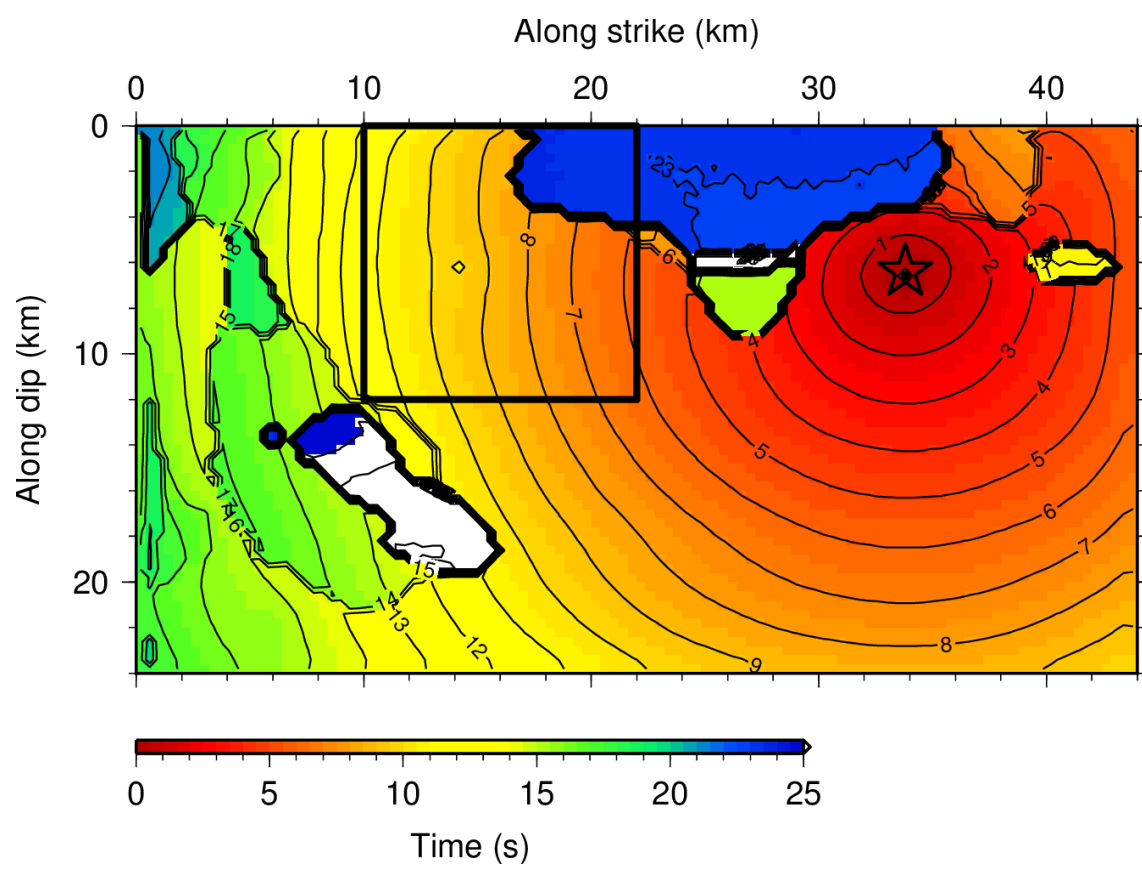


図 5.1.2-16 応力最大となった時刻，すなわち降伏時刻．

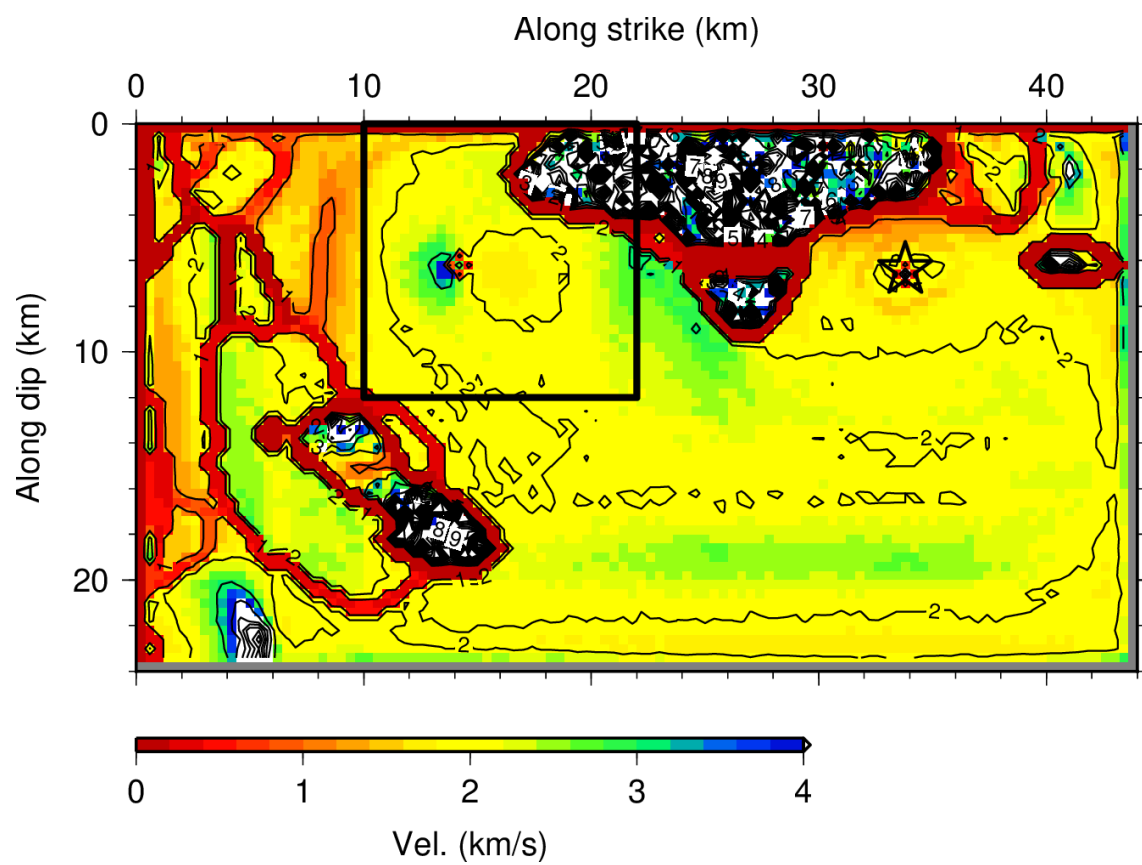


図 5.1.2-17 破壊開始時刻の分布（図 5.1.2-16）から求めた局所的な破壊伝播速度．応力が低下しなかった領域は白抜きとなっている．

5.1.2(3) 議論

破壊エネルギーに関しては、既往研究においてスケーリング則が提唱されており、地震モーメントの 0.59 乗に比例するという結果が得られている(Tinti et al., 2005). 彼らの図に、本研究での結果を重ねると (図 5.1.2-18), 本震での破壊エネルギーは、規模に対してやや小さいが、ばらつきの範囲の下限程度である.

震源モデルの推定に用いた地震動が周期 3 秒以上であり、他の地震と比べ帯域が限定されている (例えば 2008 年岩手宮城地震(吉田・他, 2017)周期 1 秒まで解析に用いている) ことから、ここで推定した G_c がやや過小評価となっている可能性はあるが、スケーリング則から極端には外れていない.

本研究で求めた臨界すべり量 D_c (表 5.1.2-7) は、1 m 以下の値であった. 2008 年岩手・宮城地震に対しては、2~3 m 程度の値が求められている(吉田・他, 2017) が、ここではそれよりは小さい. 動力学破壊シミュレーションでは、一般的に 0.1~0.5 m 程度の値が設定されることが多いことや、2016 年熊本地震の断層直近の観測記録から求めた D_c が 1 m 程度という値が得られており(Fukuyama and Suzuki, 2016), これらの値と近い値が求められていると言える.

経験的グリーン関数法 (第 3.1.2(3)節) により求められた SMGA は、アスペリティの位置と概ね等しいが、そこで得られている実効応力は 10.6 MPa と、ここで得られている実効応力よりもかなり大きい. この原因にはいくつかの理由が考えられる. 震源インバージョン解析では、解の安定性を考慮して、4 km $\times$ 4 km の格子間隔という、内陸地殻内地震の解析と比べ比較的低分解能の震源モデルを作成した. しかし、応力降下量はすべり量の空間微分にかかなりの部分支配されることを考えると、大きな格子間隔は局所的なすべり量を平均化して求めることに等しいから、すべり量の空間微分 (すべり量の空間変化) が小さくなることで、応力降下量も小さく求められている可能性がある.

また、運動学的震源モデルの推定に、周期 3 秒以上の観測記録を用いたが、破壊現象として重要な現象がそれよりも短い時間で起こっているために、破壊開始までの応力上昇 (破壊強度に関係) や応力のオーバーシュート (動的応力降下量に関係) を十分な精度で検出できずに、実効応力が小さめに推定されている可能性も考えられる. 解析に用いる帯域が、解析結果に影響を与えることは、すでにいくつかの研究で指摘されており(例えば, Guatteri and Spudich, 2000), 今回の震源モデルではかなり難しい条件での解析となっている.

どちらの問題も、観測点配置も断層を取り囲むようにあり、さらに断層ごく近傍に地震観測点があり、良好な記録が得られるといった好条件で断層モデルを求められれば、格子間隔 (小断層の大きさ) も小さく設定できるので、十分な空間分解能が得られ、さらに短周期成分まで解析に耐えうる時空間的に高分解能のモデルが得られると予想される. このような震源モデルから解析すれば、解析帯域の影響を最小限に抑えた良好な結果が得られることが期待される.

なお、ここで D_c 等の値が求められているが、その妥当性の検討は、最終的に動力学シミュレーションなどで行うことも必要である。観測で得られた値が妥当であれば、その値をもとにして、動力学シミュレーションを行うことで、同じような破壊過程を再現できることが期待できる。

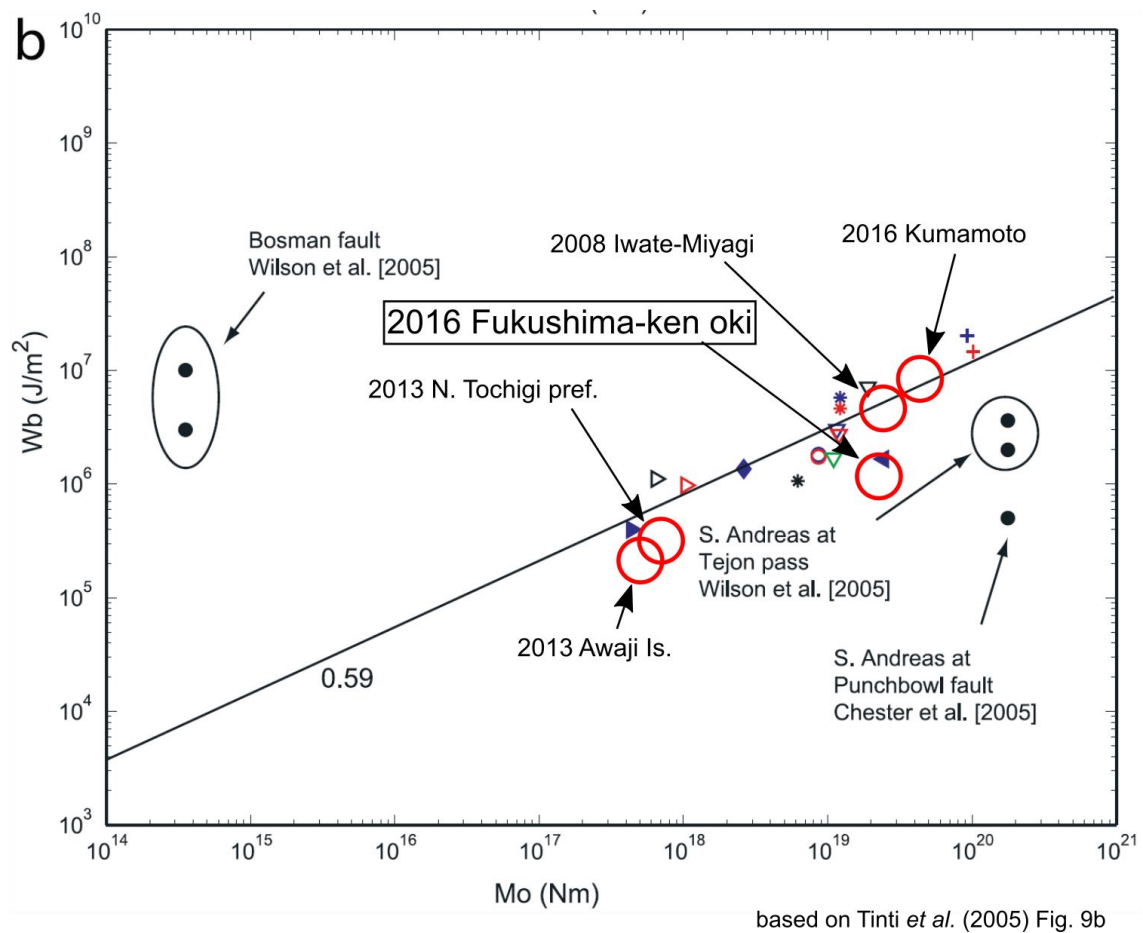


図 5.1.2-18 本検討で得られた破壊エネルギーと、既往研究結果の比較。本年度と昨年度の成果を合わせてプロットしている。

5.1.2(4) まとめ

2016 年福島県沖の地震 (Mj7.4) について、震源のインバージョン解析で求めた破壊過程のモデルから、断層面上の応力場を計算した。計算した応力場から、各種の破壊に関するパラメータを求めた。得られた静的応力降下量は、地震の規模などから一般的に期待されるものよりもやや小さいものが推定された。また、得られた実効応力も、経験的グリーン関数による解析で得られたものと比べ半分以下の値が得られた。これは、震源インバージョン解析で、観測点配置などの都合から、解析対象の周期帯域を長周期側に限定せざるを得なかったことや、それに伴い小断層の大きさを大きめに設定したことによる空間分解能の限界が反映されていると考えられる。

一方、断層面全体の破壊エネルギー G_c は、既往研究の地震規模に対するスケーリング則 (Tinti et al., 2005) よりやや小さめであったが、ばらつきの範囲内で求められた。摩擦構成則から求める臨界すべり量 D_c は、摩擦構成則から推定した値では、すべり速度から求める D_c' の 2 倍近い値が求められた。震源モデルの推定に使った地震動が周期 3 秒以上と、長周期側に偏ったことによる影響が少なからず考えられ、ここで摩擦構成則から求めた値は上限と考えられる。また、 G_c は、上述の通りやや小さめではあるものの比較的妥当であり、これは帯域が制限されていても、比較的安定して求められるとする既往研究の結果 (Guatteri and Spudich, 2000) と整合的である。

応力をもとに破壊時刻を求め、それから破壊伝播速度を求めると、背景領域では局所的な破壊伝播速度の変化は小さいものの、アスぺリティ内部で破壊伝播速度が急激に変化する様子が見られた。解析精度があまり良好とはいえないため、信頼性にはやや欠けるが、アスぺリティから短周期の波が励起されやすいこととは良い相関性があるといえ、今後、条件の良い他の地震についても検討してみる価値はありそうだ。

■参考文献 5.1.2

- Fukuyama, E. and Suzuki, W. (2016), Near-fault deformation and Dc'' during the 2016 Mw7.1 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, **68**, 194.
- Graves, R. W. (1996), Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Guatteri, M. and Spudich, P. (2000), What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-friction laws?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 98-116.
- Ide, S. and Takeo, M., 1997, Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27379-27391.
- Mikumo, T., Olsen, K. B., Fukuyama, E., and Yagi, Y., 2003, Stress-breakdown time and slip-weakening distance inferred from slip-velocity functions on earthquake faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 264-282.
- 宮腰 研・長 郁夫・堀家正則, 2005, 震源インバージョン結果に基づいた摩擦構成則の推定, 日本地震学会講演予稿集 2005 年度秋季大会, 日本地震学会.
- 宮腰 研・堀家正則, 2006, 運動学的震源インバージョン結果に基づいた動的震源パラメータの推定, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, 日本地球惑星科学連合.
- Pitarka, A. (1999), 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 54-68.
- Tinti, E., Spudich, P., and Cocco, M., 2005, Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, *J. Geophys. Res.*, **110**, B12303.
- 吉田邦一・宮腰 研・染井一寛, 2017, 運動学的震源モデルから求めた 2008 年岩手・宮城内陸地震の動力学パラメータ, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, SCG70-P08.

5.1.3 2016 年鳥取県中部の地震 ($M_{JMA}6.6$)

本報告書の 3.1.3(2)では、2016 年鳥取県中部の地震 (2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分 $M_{JMA}6.6$) を対象に震源域周辺の地震動記録 (周波数約 1Hz 以下) を用いて震源インバージョン解析を実施した。解析では、得られた強震観測記録をもとにマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定した。断層面は、F-net メカニズム解を参照し、気象庁一元化震源による余震分布により傾斜角を設定しており、空間方向には $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ の小断層に分割している。解析の結果得られたモデルでは、図 5.1.3-1 で示すようにすべりの大きな場所は破壊開始点付近に分布している。

本報告書の 3.1.3(3)では、0.1-10 Hz の広帯域地震動を対象に、経験的グリーン関数法による強震動生成震源モデル (SMGA モデル) の推定を試みた。経験的グリーン関数に使用する要素地震の震源特性は、SSRF 法によって評価を行い、また、震源近傍の観測点を含む 6 地点を対象とした強震動シミュレーションを実施した。得られた最適な SMGA モデルによる合成波形は、観測波形を良く再現した。SMGA モデルとアスペリティ領域を比較した結果、両者はよく一致することがわかった (図 5.1.3-1 参照)。

本検討では Okada(1992)を用いて、断層面上での不均質すべり分布に基づき静的応力降下量の推定を行った。図 5.1.3-2 に、すべり分布と静的応力降下量分布の比較を示す。得られた静的応力降下量の範囲は $-1.5 \text{ MPa} \sim 8.3 \text{ MPa}$ であった。ただし、設定断層の端の部分の応力降下量は断層端部による見かけ上の値である可能性があるため、ここでは、断層端部の静的応力降下量は除外した。この場合、静的応力降下量の範囲は $-1.5 \text{ MPa} \sim 3.4 \text{ MPa}$ となる (図 5.1.3-2 の黒枠線内)。大きなすべり量をもつ領域の外側に負の応力降下量 (Slip hardening)、また、比較的大きなすべり量をもつ領域の内側に正の応力降下量 (Slip weakening) が認められる。断層端部を除外した領域 (図 5.1.3-2 の黒枠線内) における静的応力降下量の平均は 0.6 MPa であった。2016 年鳥取県中部の地震の地震モーメントは $2.24 \text{ E}+18 [\text{Nm}]$ であり、地震本部(2017)による震源スケーリングを考えると、この地震の規模は第 1 ステージに相当する。すなわち、Somerville et al. (1999) が提唱する Self-similar (自己相似則) を仮定すると、断層全体の平均応力降下量は 2 MPa 程度となることが期待される。一方、Okada(1992)を用いて得られた断層面上での静的応力降下量は 0.6 MPa であり、期待される平均応力降下量 (2 MPa 程度) よりかなり小さい結果となっている。このような推定応力降下量が小さい要因として、震源インバージョン解析における対象周期が 1 秒以上の長周期帯域をターゲットにしていることが考えられる。今後の検討課題である。

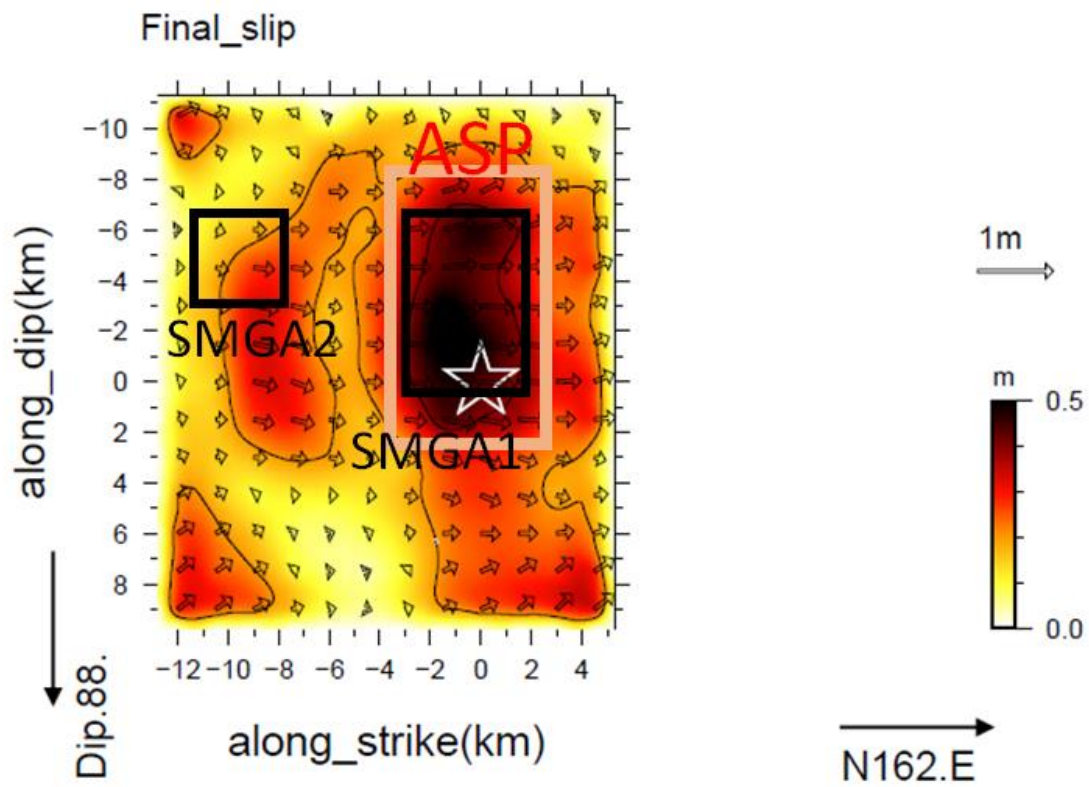


図 5.1.3-1 アスペリティ（赤矩形）と SMGA（黒矩形）との比較。背景は、震源インバージョン結果の最終すべり量分布を示す。星印は破壊開始点を示す。

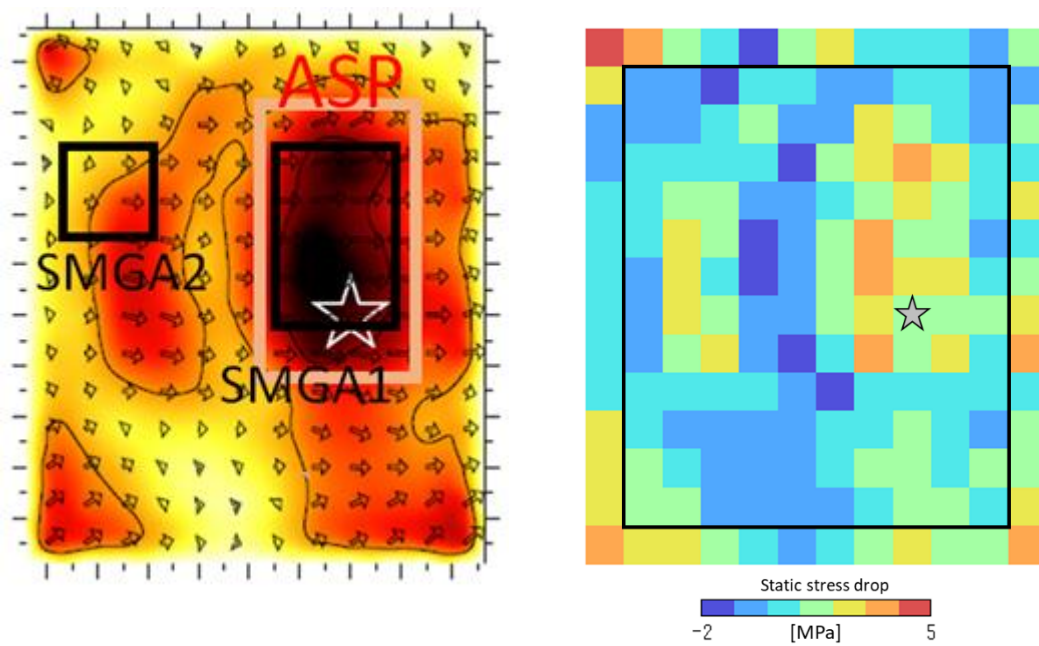


図 5.1.3-2 すべり分布（左）と静的応力降下量（右）

■参考文献 5.1.3

- Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018–1040.
- Somerville, P., 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. *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- 地震調査研究推進本部(2017)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）、(平成29年4月27日).

5.1.4 動力学パラメータの整理

本報告書の 3.2 において巨視的・微視的スケーリング則の検討を行った。地震本部(2007)では、図 5.1.4-1 に示すように 3-stage の震源スケーリング則（断層破壊領域(S)と地震モーメント(Mo)の関係)を仮定している。すなわち、Somerville *et al.* (1999)は、Mw6.5 程度以下の地震については自己相似則(Self-similar scaling law)で $S \propto M_0^{2/3}$ の関係となることを示した。また、入倉・三宅(2001)は、Mw6.5 程度以上の地震については地震発生層の厚さ限界に伴う断層幅の飽和によって、自己相似の関係から乖離して $S \propto M_0^{1/2}$ の関係になることを示している。さらに田島・他(2013)や Murotani *et al.* (2015)は海外の内陸地殻内の長大断層による巨大地震の解析結果を収集し、Mw7.4 程度以上の地震については断層面上でのすべり量の飽和に伴い $S \propto M_0^1$ の関係になることを明らかにした。このような地震規模によって震源スケーリング則 (S-Mo) が変化することを示した論文としては Hanks and Bakun(2002)がある（図 5.1.4-1 参照）。Hanks and Bakun(2002)は、Mw6.7 程度以上で $S \propto M_0^{1/2}$ の関係となることを示している。

S-Mo 関係において Mw6.5 程度以下の地震規模で自己相似則(Self-similar scaling law ; $S \propto M_0^{2/3}$)が成り立つと仮定した場合、断層破壊領域内での平均応力降下量 ($\Delta\sigma$) は一定(2-3MPa 程度)となる。一方、地震本部(2007)や Hanks and Bakun(2002)においては、Mw6.5 程度（あるいは Mw7.4 程度）より大きな地震規模の地震では、その震源スケーリング則の傾き ($S \propto M_0^{1/2}$) が変わるため、下記で示す自己相似則(Self-similar scaling law)に基づいた円形クラックによる応力降下量を仮定している場合、平均応力降下量は地震規模の増加とともに見かけ上、大きくなる。

$$M_0 = 16/7 \Delta \sigma r^3 \quad (\text{Brune, 1971})$$

しかしながら、地震本部(2017)では Fujii and Matsu'ura(2000)の研究成果を参照し、内陸の長大な横ずれ断層の平均応力降下量は 3.1MPa となることを仮定している。ただし、この値はいくつか仮定した条件で導出された値であり、その適用範囲については今後十分に検討していく必要があるとしている（入倉、2004）。このため、本検討では震源インバージョン解析で得られた不均質すべり分布に基づいて断層面上での平均応力降下量を推定し、自己相似則(Self-similar scaling law)による平均応力降下量、あるいは Fujii and Matsu'ura(2000)による平均応力降下量との比較を行った。

表 5.1.4-1 に収集・整理した平均応力降下量を示す。参考のため、表 5.1.4-1 で用いた Iwata *et*

al. (2005)及び Asano and Iwata (2011)の結果を図 5.1.4-2、図 5.1.4-3 に示す。なお、Iwata et al. (2005) 及び Asano and Iwata (2011)ではアスペリティ領域(On Asperity)と背景領域(Off Asperity)に分けて 応力降下量を推定しているが、ここでは背景領域(Off Asperity)の静的応力降下量 ($\Delta \sigma_s$) を、 便宜的に断層面上での平均応力降下量としている。このため、断層面上の平均応力降下量に比 べて、若干、背景領域(Off Asperity)の静的応力降下量 ($\Delta \sigma_s$) は小さい可能性があることに注 意が必要である。図 5.1.4-4 に各地震の平均静的応力降下量と地震モーメントの関係を示す。参 考のため、Mw6.5 程度以下では Somerville *et al.* (1999)による自己相似則(Self-similar scaling law) に基づいて得られる平均応力降下量 (2.3MPa)、また、Fujii and Matsu'ura (2000)による平均応力 降下量 (3.1MPa) を図中に示している。Mw6.5 から Mw7 程度において、若干の静的応力降下 量の増加傾向が認められるが、推定された平均静的応力降下量は Somerville *et al.* (1999)あるいは Fujii and Matsu'ura (2000)による平均静的応力降下量と調和的である。今後は、静的応力降下 量のデータを増やし、地震規模による静的応力降下量の変化を詳細に検討する必要がある。

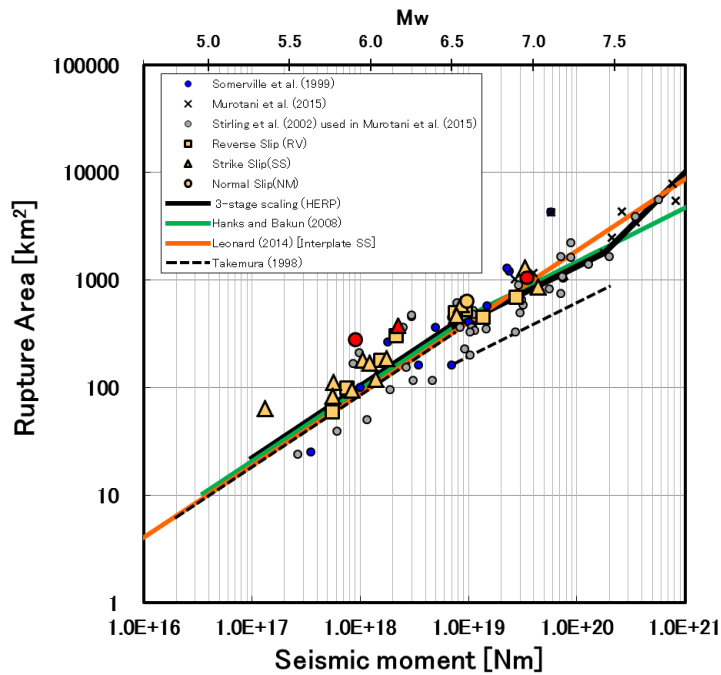


図 5.1.4-1 断層破壊領域と地震モーメントの関係
(黒線：地震本部、2017)
(緑線：Hanks and Bakun, 2002)

表 5.1.4-1 震源インバージョン結果の不均質すべり分布から推定される
断層面上での平均静的応力降下量

Earthquake	Mo [Nm]	Average static stress drop [MPa]	Method	Reference
1999年台湾Chichi地震	1.70E+20	3.8*	Bouchon (1997)	Iwata et al. (2005)
1999年トルコKocaeli地震	1.52E+20	3.5*	Bouchon (1997)	Iwata et al. (2005)
2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	4.42E+19	3.6	Ide and Takeo (1997)	H28NRA report
2016年福島県沖の地震	3.47E+19	2.2	Ide and Takeo (1997)	H29NRA report
1995年兵庫県南部地震	3.30E+19	4.3*	Bouchon (1997)	Iwata et al. (2005)
2008年岩手・宮城内陸地震	2.72E+19	4	Ide and Takeo (1997)	H27NRA report
2007年能登半島地震	1.36E+19	2.5*	Ripperger and Mai (2004)	Asano and Iwata(2011)
2000年鳥取県西部地震	8.62E+18	1.4*	Bouchon (1997)	Iwata et al. (2005)
2005年福岡県西方沖の地震	7.80E+18	2.2*	Ripperger and Mai (2004)	Asano and Iwata(2011)
2004年新潟県中越地震	7.53E+18	1.6*	Ripperger and Mai (2004)	Asano and Iwata(2011)
2016年鳥取県中部の地震	2.24E+18	0.6	Okada (1999)	H29NRA report
1997年3月鹿児島県北西部の地震	1.40E+18	3.4*	Bouchon (1997)	Iwata et al. (2005)
2016年茨城県北部の地震	9.00E+17	1.6	Ide and Takeo (1997)	H29NRA report
2013年栃木県北部の地震	5.54E+17	1.9	Ide and Takeo (1997)	H27NRA report
2013年淡路島付近の地震	5.47E+17	1.0	Ide and Takeo (1997)	H28NRA report
2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	1.31E+17	1.6*	Ripperger and Mai (2004)	Asano and Iwata(2011)

* stress drop for off-asperity area

Table 1: Summarized stress parameters. Average and standard deviation (in parenthesis) of each stress parameter on- and off-asperities are listed up. Stress parameter values on the asperity, obtained from the forward ground motion simulations.

EVENTS	1995 Kobe			2000 Tottori-Ken Seibu			1999 Chichi, Taiwan			1999 Kocaeli, Turkey			1997 Kagoshima		
Stress Parameter	$\Delta \sigma_s$ AV. (SD.)	$\Delta \sigma_d$ AV. (SD.)	σ_{eff} AV. (SD.)	$\Delta \sigma_s$ AV. (SD.)	$\Delta \sigma_d$ AV. (SD.)	σ_{eff} AV. (SD.)	$\Delta \sigma_s$ AV. (SD.)	$\Delta \sigma_d$ AV. (SD.)	σ_{eff} AV. (SD.)	$\Delta \sigma_s$ AV. (SD.)	$\Delta \sigma_d$ AV. (SD.)	σ_{eff} AV. (SD.)	$\Delta \sigma_s$ AV. (SD.)	$\Delta \sigma_d$ AV. (SD.)	σ_{eff} AV. (SD.)
On Asperity (in MPa)	13 (13)	15 (12)	17 (12)	19 (18)	20 (19)	22 (17)	11 (10)	13 (9.4)	15 (8.9)	16 (16)	19 (14)	21 (14)	6.8 (6.0)	16 (14)	20 (13)
Off Asperity (in MPa)	4.3 (5.7)	6.4 (5.0)	7.5 (7.0)	1.4 (7.7)	1.4 (6.0)	5.6 (5.4)	3.8 (10)	7.0 (9.7)	8.8 (9.6)	3.5 (7.6)	6.7 (7.0)	7.9 (7.1)	3.4 (4.7)	4.7 (4.7)	7.6 (5.5)
Stress parameters on asperities from forward waveform modeling (in MPa)	15 (Kamae and Irikura, 1998)			28, 14 (Ikeda et al., 2002) 16 (Furumura et al., 2001)			10 (Kamae and Irikura, 2002)			-			7.3 (Miyake et al., 2003)		

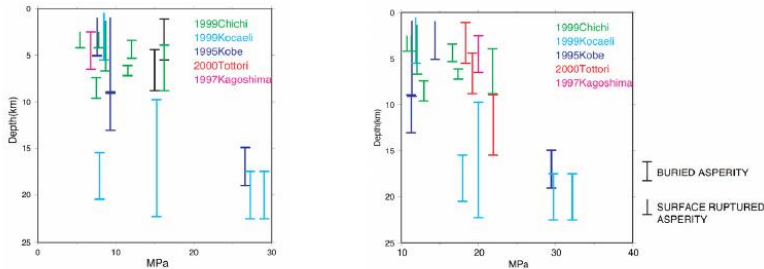


Fig. 3: Depth dependence of average static stress drop (left) and effective stress (right) values on the asperities for the events.

図 5.1.4-2 Iwata et al. (2005)による震源インバージョン解析による不均質すべり分布から推定される各領域の平均応力降下量

Table 2

Static stress drop on and off asperities

No.	Earthquake	Stress drop on asperity (MPa)		Stress drop off asperity (MPa)
1	2004 Chuetsu	asp.1	7.0	1.6
		asp.2	6.9	
2	2005 West off Fukuoka	asp.1	13.5	2.2
		asp.2	23.0	
3	Largest aftershock of #2		6.4	1.6
4	2007 Noto Hanto		9.5	2.5
5	2008 Iwate-Miyagi Nairiku	asp.1	17.1	1.4
		asp.2	11.2	

図 5.1.4-3 Asano and Iwata (2011)による震源インバージョン解析による不均質すべり分布から推定される各領域の平均応力降下量

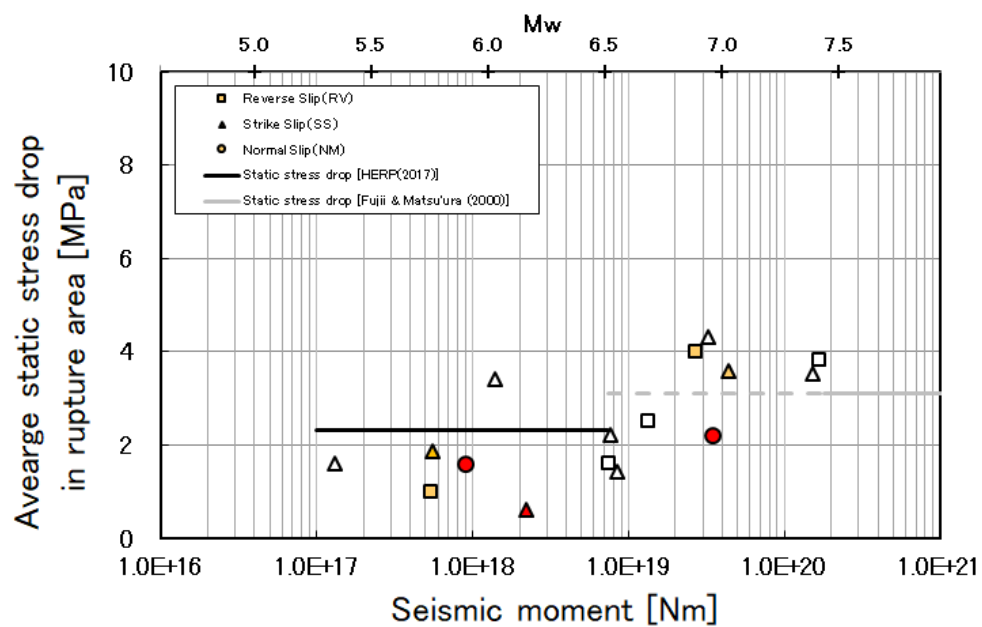


図 5.1.4-4 平均静的応力降下量と地震モーメントの関係

(白抜き：Iwata et al. (2005)及び Asano and Iwata (2011)による背景領域の平均静的応力降下量)

(赤：H29 年度検討地震)

■参考文献 5.1.4

- Asano, K. and T. Iwata (2011b): Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure and Applied Geophys.*, 168, 2011b, pp.105-116.
- Bouchon, M. (1997): The state of stress on some fault of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data, *J. Geophys. Res.*, 102, 11731-11744.
- Brune, J. N. (1971): Techtonic stress and seismic shear waves from earthquakes, correction, *J. Geophys. Res.* 76, 4997-500
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2283-2302.
- Hanks, T. H. And W. H. Bakun (2002): A bilinear source-scaling model for M-log A observation of continental earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1841-1846.
- Ide, S. and M. Takeo (1997) : Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, 102, 27379-27391.
- Iwata, T., H. Sekiguchi, H. Miyake, W. Zhang, and K. Miyakoshi (2005): Dynamic source parameters for characterizaed source model for strong motion prediction, *International Symposium on Eathquake Engineerning Commemorating Tenth Anniversary of the 1995 Kobe Earthquake (ISEE Kobe 2005)*, Kobe and Awaji, A159-A164.
- 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*、110、849-875.
- 入倉孝次郎(2004) : 強震動予測レシピー大地震による強震動予測手法一、*京都大学防災研究所年報*、47A.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relation of source parameters of earthquakes on inland crustal mega-fault systems, *PAGEOPH*, doi:10.1007/s00024-014-1010-9.
- Okada, Y. (1992) : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Ripperger, J. and P. M. Mai (2004) : Fast computation of static stress changes on 2D faults from final slip distributions, *Geophys. Res. Lett.* 31, L18610, doi:10.1029/2004GL020594.
- Somerville, P., 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. *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- 田島礼子、松元康宏、司宏俊・入倉孝次郎(2013) : 内陸地殻内および沈み込み境界で発生する

巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究、地震 2、66、pp.31-45.
地震調査研究推進本部(2017)：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）、(平成
29 年 4 月 27 日).

5.2 動力学シミュレーションによる震源スケーリング則の検討

5.2.1 Introduction: General approach and tasks for this study.

Due to the lack of multiple, coherent, spatially properly distributed recordings of strong-ground motions in the vicinity of faults that can host potentially devastating, large earthquakes, numerical forward modeling is a necessary tool for the assessment of the variability of potential strong ground shaking. Ideally such modeling efforts include the current knowledge of earthquake source physics as well as sufficiently accurate simulation of the excited wave field, together with a spatially variable, realistic distribution of near-surface geologic conditions. It is relatively straightforward to generate kinematic rupture models with a certain level of earthquake slip heterogeneity, but this kinematic approach uses simplified assumptions about the temporal evolution of the rupture process and often fails to capture the essential physics of earthquake rupture. Spontaneous dynamic rupture modeling produces a physically self-consistent kinematic rupture model for a single event, given a set of dynamic input parameters and a friction law. However, assigning initial conditions for each dynamic simulation is not trivial and often requires additional assumptions.

From the standpoint of earthquake physics, the potential complexity of the problem requires an initial approach based on a simplified yet versatile mechanical model. Some previous efforts have been focused on studying the effects of heterogeneities of fault strength and initial stress on dynamic rupture models, while keeping the assumed friction laws as simple as possible (e.g. Ripperger et al., 2007, 2008). An inherent difficulty in such efforts is that, from a mechanical point of view, stress and strength heterogeneities cannot be prescribed arbitrarily as was done in earlier work. Their inter-dependence must be consistent with a mechanical model of deformation and stress evolution over the longer time scale of the earthquake cycle. For instance, it is expected that stress concentrations can develop at the edges of asperities (defined as fault sub-regions delimited by frictional contrasts), introducing a correlation between stress and strength that enhances high frequency radiation at asperity edges. Failure to account for such mechanical correlations leaves the dynamic rupture modeling framework so unconstrained that virtually any outcome is possible with sufficient tuning.

In a simulation-based seismic hazard analysis, it is critical to be able to generate a large number of physically self-consistent source models whose rupture process captures the main physics of earthquake rupture and is consistent with the spatio-temporal heterogeneity of past earthquakes. Such a set of source models can be used for verification of assumptions underlying strong ground motion simulation schemes (e.g. Irikura and Miyake, 2011) and for constraining seismic source inversion. The approach involves developing models based on idealized friction laws, slip-weakening or rate-and-state (RS) friction, to examine the impact of assumed statistical characteristics of heterogeneities (e.g., Hillers et al., 2006; Hillers et al., 2007).

This study documents progress towards these objectives by performing quasi-dynamic multi-cycle simulation (Hillers et al., 2006; Hillers et al., 2007) under the rate-and-state (RS) friction law (Dieterich, 1979; Ruina, 1983). Each simulation is controlled by a 2D distribution of the critical slip distance, D_c , and depth dependent frictional parameters a and b . Extending previous work (Mai et al., 2008, Song et al., 2009), dynamic rupture parameters (stress drop, strength excess, critical distance) extracted from the multi-cycle simulations are used as input parameters in fully-dynamic single-event rupture modelling (Pitarka, 1999; Dalguer and Day, 2007; Galvez et al., 2014) under the slip-weakening (SW) friction law (Ida, 1972; Andrews, 1976). A single RS simulation that spans about several thousand years can generate multiple scenario earthquakes with spatio-temporal complexity similar to past earthquakes. A limited number of RS cycle models can thereby provide a sufficiently large database of moderate-to-large earthquakes. This event dataset is used to investigate the dynamic rupture characteristics of each single event (which may be poorly resolved by source inversion, e.g. spatial correlation of high slip and high slip-rate areas, source

time functions, rupture velocities, etc.) through spontaneous rupture modeling and their sensitivities to initial input models such as the critical distance, D_c . Most importantly, individual events are not the results of ad hoc tuning of stress and strength heterogeneities; they are the results of the spatio-temporal evolution of the governing parameters on the frictional interface in response to steady plate loading.

In order to validate the results of such simulations, we seek model events that reproduce the ground motions recorded in an earthquake: the $M_w 7.3$ 1992 Landers earthquake that occurred on the multi-segment Landers fault system. The strike variations of the faults involved lead to natural segmentation, which is necessary for the simulation of a broad magnitude range of earthquakes. The fault segmentation brings complexity into the rupture process. For instance, the change of strike between fault segments enhances strong variations of stress. In fact, Oglesby and Mai (2012) show that the normal stress varies from positive (clamping) to negative (unclamping) between fault segments, which leads to unfavorable or favorable conditions respectively for rupture growth. The spectral element method is used for dynamic simulations here. Earthquake cycle simulations for large earthquakes are computationally intensive and are probing the limits of the computational resources we have available in-house. We have been running simulations at the very edge of numerical resolution, hoping that they can be extended later if more resources become available.

5.2.2 Earthquake multi-cycles.

For earthquake cycle modelling we adopt the rate-and-state friction law of Dietrich and Kilgore, 1994, and solve the quasi-dynamic cycle problem with a boundary element method with adaptive time stepping (QDYN, Luo *et al.*, 2017ab). Once an earthquake is nucleated and reaches seismic slip velocities (> 0.1 m/s), QDYN exports the stresses and friction parameters to a rupture dynamic solver based on the spectral element method with fixed time step (SPECFEM3D, Galvez *et al.*, 2014; 2016) to properly resolve the rupture process.

An important feature is that in our simulations with adaptive time stepping we naturally nucleate the rupture, and the time step is decreased gradually to resolve the nucleation processes. In contrast to previous single-rupture fully-dynamic modelling (e.g. Song and Dalguer, 2013) we do not apply any artificial procedure to accelerate the rupture initiation. QDYN is switched to SPECFEM once the slip rate reaches 0.1 m/s. The nucleation process starts before the slip rate reaches this threshold, but we do not expect that this affects aspects of the eventual rupture that are important for strong motion simulation.

With this new approach we obtained realistic final slip, slip velocities, rupture time and rupture velocities, similar to those observed during earthquakes. To allow for more efficient coupling of these two solvers, we implemented parallelization with the Message Passing Interface (MPI) both in SPECFEM and QDYN.

5.2.2.1 Landers Fault System.

It is difficult to dynamically simulate small magnitude events if the rupture tends to propagate through the whole fault without stopping. In order to avoid this problem, we consider a naturally segmented fault system having segments of different strike. For this work it is also desirable to simulate large magnitude events up to $M_w 7.8$, which are probable on inland faults. With these two problems in mind, we focus this study on the Landers fault system (see Figure 5.2.2.1-1left), which hosted the $M_w 7.3$ 1992 Landers earthquake that is used here for validation.

5.2.2.2 Geometry and Mesh.

The Landers fault model used in our study is composed of 5 segments. The 1992 $M_w 7.3$ Landers earthquake ruptured three fault segments: Johnson Valley Fault, Homestead Valley Fault and Camp Rock-Emerson fault. To extend these segments to a length of 200 km ($M_w 7.8$), the Eureka-Peak fault and Graves Hills-Harper fault have been added at the ends, as shown in Figure 5.2.2.1-1left. Figure 5.2.2.1-1right plots the corresponding fault corners (see also Table 5.2.2.2-1). The fault corners in longitude and latitude are shown in Table 1. The upper right corner inset of Figure 5.2.2.1-1right shows a 3D view of

the fault model. The x,y,z coordinates are in kilometres. The origin of the x,y coordinates correspond to point 4, whose latitude and longitude are 34.448 and -116.4980, respectively.

In order to mesh the complex fault system, we made use of CUBIT, a state-of-the-art hexaedral mesh generation software. The mesh and the faults used in this study are shown in Figure 5.2.2.2-1. Minimal D_c values available for modeling depend on the minimum mesh size. In order to allow smaller D_c values, thus smaller nucleation area and event magnitude, we refine the mesh size along the fault (see Figure 5.2.2.2-1 right). This refinement allows accurate modeling of the rupture without strong increase of computer resources, while inducing only minor disturbance on the wave propagation modeling. The grid size of the refined fault elements is about 800 m. Each fault element contains 4 internal nodes, leading to an average 200 m spacing on the fault.

5.2.2.3 Friction Parameters.

After testing several types of D_c distributions (random, hierarchical, lognormal) in quasi-dynamic cycle simulations, it was found that a lognormal D_c distribution is better at reproducing observed features of earthquake cycles, including their irregularity and magnitude distribution. In this study we prescribe the lognormal D_c distribution shown in Figure 5.2.2.3-1, which is based on mature faults (Galvez et al., 2017a). We consider a relatively small standard deviation typical of mature faults. The correlation length for the D_c distribution is 2.25 km (Figure 5.2.2.3-1 top). The mean and logarithmic standard deviation values of D_c are 0.025 m and 0.25, respectively (Figure 5.2.2.3-1 bottom). Figure 5.2.2.3-2 shows the $a-b$ and normal stress values as a function of depth. The region of $(a-b) < 0$ defines the area of velocity weakening, where events nucleate. The seismogenic zone goes down to 15 km depth, as shown in Figure 5.2.2.3-2.

5.2.2.4 Hierarchical matrix method (H-matrix) for earthquake cycle simulations applied to the 1992 Landers earthquake

In this section, we implement the Hierarchical matrix multiplication (H-matrix) method, first proposed in earthquake cycle modelling by Ohtani et al., 2011, to perform earthquake cycle modelling for the Landers fault system. The most computationally intensive part of the quasi-dynamic simulations is the matrix-vector product (MVP) $\mathbf{K} * \mathbf{V}$ required at each time step to update stress rates on the faults. $\mathbf{K}$ is a matrix whose (i,j) component is the stress on the i -th fault cell produced by unitary slip on the j -th fault cell. For N fault points the $\mathbf{K}$ matrix has size (N,N) if the slip rake is fixed and only the rake-parallel component of shear stress is considered. $\mathbf{V}$ is a vector that contains the slip velocity at each fault point and it has size N . In a trivial implementation, this MVP requires $O(N^2)$ operations and consumes most of the computing time. To speed up the MVP for planar faults, QDYN uses the FFT technique, but this method cannot deal with non-planar faults. For the non-planar Landers fault system we implement here the H-matrix method.

5.2.2.5 H-matrix method

The procedure to construct an H-matrix approximation of $\mathbf{K}$ has four parts. First, based on distance, cluster trees over mesh elements are formed. The cluster trees induce row and column permutations of $\mathbf{K}$. Second, pairs of clusters are found that satisfy a criterion involving distance between the two clusters and their diameter. Third, the requested error tolerance ε is mapped to tolerances on each block $\mathbf{K}_i$. The tolerance specifies the maximum error allowed. Fourth, each block is approximated by the low-rank approximation (LRA) that satisfies the block's tolerance. The $\mathbf{K}_i$ block requires $O(m \times n)$ storage, while its H-matrix approximation requires only $O(r(m+n))$ storage. Ohtani et al., 2011, applied this methodology to earthquake cycle modeling using the LRA approximation. Figure 5.2.2.5-1(a), shows the H-matrix with

the corresponding ranks and Figure 5.2.2.5-1(b) the slip velocity at one reference point on the fault for different error tolerances computed in Ohtani et al., 2011.

5.2.2.6 Implementation and validation of H-matrix method for QDYN

We make use of the H-matrix module “hmmvp” developed by Bradley et al., 2014. This module makes use of the M approximation, which is a modification of LRA. The M approximation allows for greater compression of the $\mathbf{K}$ matrix making MVP less time consuming than the LRA approximation for large N values. The hmmvp module contains C++ routines that compress the $\mathbf{K}$ matrix and a library to compute MVP. More details on this module are presented in Bradley et. al., 2014. We implement the hmmvp routines into the QDYN solver for earthquake cycle modeling in complex fault systems. To validate the implementation, we perform earthquake cycle simulations for the planar fault shown at Figure 5.2.2.6-1top. This fault contains the D_c distribution for Case I (mature faults) of Galvez et al., 2017a. The model runs for a duration of about 1400 years using the FFT method and our new implementation of the H-matrix method. The red star in Figure 5.2.2.6-1top represents the fault point taken as reference. As can be seen in Figure 5.2.2.6-1bottom, the slip velocities at the reference point obtained using the FFT and H-matrix are the same, validating our implementation. An additional validation of our implementation is the compression of the $\mathbf{K}$ matrix using the H-matrix method shown at Figure 5.2.2.6-2. This figure shows that the original $\mathbf{K}$ matrix is exactly reproduced once it is extracted from the compressed $\mathbf{K}$. This shows that the original $\mathbf{K}$ matrix and the extracted matrices are the same, confirming the correct compression of the $\mathbf{K}$ matrix using the H-matrix method.

5.2.2.7 Ruptures from earthquake cycle simulations of the Landers system

Using the implementation of the H-matrix method on QDYN, we were able to nucleate events along the Landers fault system. We generate about 30 events (Figures 5.2.2.7-1). The simulated events span a magnitude range of M_w 7.0-7.8 that correspond to transition between 2nd and 3rd stages in the source scaling relationship assumed by Irikura and Miake, 2011. They nucleate on different sections of the Landers fault system. Examples of simulated ruptures are shown in Figures 5.2.2.7-2a and 5.2.2.7-2b.

5.2.3 Validation of earthquake cycle modelling by ground motion simulation

To validate earthquake source models and strong ground motion prediction methodologies, validation “in average” by comparison with GMPEs is used widely (e.g. Dreger et al., 2015). However, data sets that are used for construction of GMPEs frequently have a shortage of near faults records, which in turn are important for hazard assessment of nuclear installations. In this study we will validate earthquake cycle models by comparison of observed and simulated records and response spectra for the M_w 7.3 1992 Landers earthquake, for which many near-field strong motion records are available.

5.2.3.1 Method of validation

Among our 30 simulated events we selected events that satisfy the following criteria. (1) Magnitude should be nearly equal to that of the 1992 Landers earthquake, M_w 7.3. (2) The event should break the same 3 fault segments as the 1992 Landers earthquake, i.e. Johnson Valley, Homestead Valley and Camp Rock-Emerson faults. (3) Rupture initiation should be close to the hypocentre of 1992 Landers earthquake. Using these criteria, we selected two simulated events, a M_w 7.3 event at time 1245.2 yr and M_w 7.31 event at time 1831.3 yr.

The slip distributions of the selected events are shown in Figure 5.2.3.1-1 and compared to the multi-time-window source inversion result of Wald and Heaton, 1994. Other inversion results (e.g. Cohee and Beroza, 1994; Cotton and Campillo, 1995; Hernandez et al., 1999) have roughly similar slip distributions. Other parameters of selected events are shown in Figure 5.2.3.1-2a and Figure 5.2.3.1-2b.

Recordings of the 1992 Landers earthquakes were downloaded from the Center for Engineering Strong Motion Data. Only processed records were used. A map of the selected stations is shown in Figure 5.2.3.1-3. The sites are divided into basin and non-basin sites using the SCEC community velocity model (version 4, e.g. Lee and Chen, 2016).

We simulated ground motion waveforms for the two selected events without making any modifications to their source characteristics. We use the sources generated by the dynamic models and simulate waveforms using separate wave propagation software. We consider only the slip rate functions in cells of the dynamic source that have slip rate larger than 0.02 m/s. Due to the large number of cells (up to 2 million for a M_w 7.8 event) we used the staggered grid 3D-FDM method of Graves, 1996 instead of the discrete wavenumber method (Bouchon, 1981) widely used for 1D velocity structures.

For non-basin sites the velocity model is the 1D model WH94 used for source inversion by Wald and Heaton, 1994 (see Table 5.2.3.1-1). They used a regional velocity model with an additional shallow low-velocity layer that mimics thin alluvial layers at non-basin sites. The presence of such a layer is the reason why we prefer the 1D model of Wald and Heaton, 1994, to the more detailed 3D model of the SCEC community, which employs seismic tomography results without waveform tuning and leaves optional shallow low-velocity layers (geotechnical layer). For the details see Figure 5.2.3.1-4.

As for basin sites we used 3D SCEC community velocity model SCECv4 (Version 4, e.g. Lee and Chen, 2016, Small et al., 2017). Shallowest low velocity layer is well modeled in this case (Figure 5.2.3.1-4).

5.2.3.2 Validation results

The shortest period resolved by our FDM simulations was 1.0 sec. The longest usable period of the observed records is 10 sec. For waveform comparisons both observed and simulated waveforms are band-pass filtered in the 1-10 sec period range. Then velocity response spectra S_v are calculated. The valid period range of response spectra is 2-10 sec. Figure 5.2.3.2-1ab shows examples of simulated waveforms and S_v spectra and comparison with observations.

Among 10 non-basin sites, 6 sites had good waveform fit: amplitude, duration and predominant periods are well reproduced in the simulated waveforms. These sites are Fort Irwin, Barstow, Yermo, WW-Swarthout, WW-Nielson and Big Bear (see Figure 5.2.3.1-3; official site names are simplified for clarity of Figure 5.2.3.1-3). Most of these sites are in the forward direction of rupture propagation, so the directivity effect is strong. At the remaining four sites there is limited agreement between modeled and observed waveforms; only peak amplitudes are reproduced. These sites are Joshua, Silent Valley, Hemet and Phelan, and most of them are located in the backward rupture direction. The recorded waveforms at these sites have a prominent long-period wave-packet, e.g. a wave after 40 sec at Silent Valley in Figure 5.2.3.2-1a. This wave may be the result of a smaller basin amplification that was not considered in the simulations.

At basin sites, good waveform fit is considered in cases when both peak amplitude and duration are roughly reproduced in simulated waveform. In the limited fit case only peak amplitudes are reproduced usually. For examples see 5.2.3.2-1b.

However, response spectra S_v have good fit for most of sites, even for sites that have limited waveform fit. Average observed/synthetic spectral ratios and their standard deviations are shown in Figure 5.2.3.2-2 for both selected events. There are no systematic discrepancies of average spectral ratios in the valid period range 2-10 sec for simulations of both selected events at non-basin sites and for second event at basin sites. Simulated S_v spectra although are slightly underestimated for the first selected event, largely this underestimation is within $\pm$ std limits.

5.2.4 Trimming and scaling relations.

Examples of trimming of slip asperities and HRAs are shown in Figure 5.2.4-1 and Figure 5.2.4-2. The same criteria and trimming procedures proposed by Somerville et al., 1999, are used both for slip asperities and HRAs. By analysis of observed source models (source inversions) Somerville, 2011, demonstrated that both cases result in similar scaling relationships.

Scaling of average slip D_{ave} vs. seismic moment M_o is shown in Figure 5.2.4-3. Results clearly show existence of transition between Stage 2 and Stage 3: both gradient of the scaling trend and absolute values of D_{ave} follow to the observed scaling.

Scaling of rupture area S vs. seismic moment M_o is shown in Figure 5.2.4-4. In this case, for Stage 3, both gradient and absolute values of S follow observed scaling, while for Stage 2 only gradient agrees well with observed scaling, while S -values themselves are smaller (don't shown in Figure 5.2.4-4). The reason is that in order to simulate smaller earthquakes for a relatively narrow seismogenic zone ($W_{seis}=15\text{km}$) we had to increase normal stress. We expect that increasing of W_{seis} from 15km to the value observed in Japan (17-18km) and simulations for a smaller mesh will allow us to get scaling in Stage 2 compatible with observed scaling.

Scaling of total area of slip asperities S_a and total area S_h of HRAs vs. seismic moment M_o is shown in Figure 5.2.4-5. HRAs generally follow observed scaling, but have a little smaller value. Result for slip asperities has large scattering and noticeably underestimated. At this moment we cannot make any conclusions on the scaling of slip asperities. It is possible that the reason is over-smoothed ruptures from dynamic simulations. This may result in artificially smaller slip asperities, if the same criterion of Somerville et al., 1999, is used for trimming both inverted slip distributions and dynamically simulated slip distributions.

Finally, Figure 5.2.4-6 demonstrates that assumed width of seismogenic layer is too narrow to reproduce observed width of ruptures. It have to be increased in future research.

As shown by Luo et al., 2017b, stage 2 is generated by free surface effects. Once the rupture reaches the free surface along dip by an attraction effect for larger earthquake magnitudes, the rupture continues breaking the free surface and elongates along strike. During this transition process the stress drop seems to increase with rupture length L . Once the rupture length equals $3*W$, the stress drop saturates and transitions to stage 3. The stress drop dependence with L and stress drop saturation for elongated surface rupture has also been observed in dynamic rupture modeling in Dalguer et al., 2008, Figure 4. However in our study the seismogenic width has been fixed to 15 Km which is smaller than the data shown in Figure 5.2.4-6. The data shows the seismogenic width is about 17 to 18 Km. By increasing the seismogenic width by about 15% we expect to improve the transition from stage 2 to 3 as the rupture down dip will be larger and thereby produce a larger seismic moment.

5.2.5 Discussion.

In this study we validated multi-cycle earthquake simulations by waveform simulation for particular models. For more comprehensive validation, comparison of the ground motion attributes for all simulated events with GMPEs is necessary. We will do this in the near future, and anticipate some tuning of parameter settings (fault width, normal stress, etc.) may be necessary to achieve that.

Simulated events are a valuable data set for the study of detailed features of rupture models. Our preliminary studies (Galvez et al., 2017ab) indicate that there may be significant correlations between slip rate, rise time, rupture velocity and D_c distribution. There are also indications that the locations of high-rate areas are correlated with locations of high-slip areas, having the following order in space: rupture initiation – high-slip area – high-rate area. If confirmed, these features may improve strong ground motion predictions.

In our simulations D_c is the only heterogeneous model parameter. Heterogeneity of stress drop and strength excess is the spontaneous result of earthquake cycles. For this reason, correlations with D_c , the only parameter that remains unchanged throughout multiple cycles, are most important. They may allow us to extrapolate features observed in past earthquakes into future earthquakes on the same fault.

Finally, analysis of the discrepancy of short-period and long-period generation areas is also important. We will examine the scaling properties of the simulated earthquakes, with a particular focus on quantifying the distinct locations of areas of large slip and large slip velocity as a function of magnitude. The analysis will be supported by insight from the analysis of other dynamic quantities, including rupture speed, dynamic stress drop, rise time and general attributes of band-pass filtered slip velocity time histories. Our goal will be to understand the mechanical origin of the phenomenon at a sufficient level to provide a physical basis for the formulation of simplified methods to account for distinct short- and long-period slip in kinematic or pseudo-dynamic earthquake source generation algorithms for engineering ground motion prediction.

5.2.6 Conclusions.

A large number of events with M_w 7.0~7.8 were successfully simulated by physics-based fully-dynamic multi-cycle earthquake simulations. Among the large number of simulated source models, two events have M_w and slip distribution similar to the 1992 Landers earthquake, and are suitable for validation. We ran waveform simulations for these two models. We find that the simulated average response spectra and waveforms for some sites are in good agreement with the recordings of the 1992 Landers earthquake. Scaling relation for average slip D_{ave} vs. M_o clearly confirms transition between 2nd and 3rd stages and fit observed values well. Scaling relation for rupture area S vs. M_o for 3rd stage fit observed values well. Gradient of S - M_o scaling reproduce that assumed by the recipe. However, S values in 2nd stage are smaller. Trend of HRA's S_a values fit that observed by Somerville et al., 1999. However, slip asperity's S_a values are smaller.

5.2.7 Future work.

In result of this year analysis we understand the reasons of some discrepancies between observed and simulated source scaling and defined countermeasures that should be taken in next study. They are:

- Width of seismogenic zone W_{seis} is critical parameter for 2nd stage scaling.
- Larger W_{seis} will increase both M_o of transition from 1st to 2nd stage and S values for 2nd stage respectively.
- This year we had to reduce W_{seis} to 15km in order to simulate the 1992 Landers event.
- Next we are going to increase W_{seis} to 17-18 km and are expecting to improve the fit of the 2nd stage of S - M_o scaling, see thick dashed line in the plot.
- Also, we are going to tune D_c distributions in order to get better fit for slip asperity (S_a - M_o) scaling.

■参考文献 5.2

- Andrews, D.J., “Rupture propagation with finite stress in antiplane strain”, *J. Geophys. Res.* **81** (1976) 3575.
- Bouchon, M., “A Simple Method to Calculate Green's Function for Elastic Layered Media”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **71** (1981) 959.
- Bradley, A.M., “Software for efficient static dislocation-traction calculations in fault simulators”, *Seism. Res. Lett.* **85** (2014) 1358, doi: 10.1785/0220140092.
- Center for Engineering Strong Motion Data, <https://www.strongmotioncenter.org/>
- Cohee, B.P., Beroza, G.C., “Slip distribution of the 1992 Landers earthquake and its implications for earthquake source mechanics”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84** (1994) 692.
- Cotton, F., Campillo, M., “Frequency-Domain Inversion of Strong Motions - Application to the 1992 Landers Earthquake”, *J. Geophys. Res.* **100** (1995) 3961.
- Dalguer, L.A., Day, S.M., “Staggered-grid split-node method for spontaneous rupture simulation”, *J. Geophys. Res.* **112** (2007) B02302, doi:10.1029/2006JB004467.
- Dalguer et al., “Surface Rupturing and Buried Dynamic-Rupture Models Calibrated with Statistical Observations of Past Earthquakes”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98** 1147, doi: 10.1785/0120070134.
- Dieterich, J.H., “Modeling of Rock Friction, 1. Experimental results and constitutive equations”, *J. Geophys. Res.* **84** (1979) 2161.
- Dieterich, J.H., Kilgore, B.D., „Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties“, *Pure Appl. Geophys.* **143** (1994) 283, doi:10.1007/BF00874332.
- Dreger, D.S., Jordan, T.H., “Introduction to the Focus Section on Validation of the SCEC Broadband Platform V14.3 Simulation Methods”, *Seism. Res. Lett.* **86** (2014) 15, doi: <https://doi.org/10.1785/0220140233>.
- Finite-Source Rupture Model Database, <http://equake-rc.info/SRCMOD/>.
- Galvez, P., et al., “Dynamic earthquake rupture modelled with an unstructured 3D spectral element method applied to the 2011 M9 Tohoku earthquake”, *Geophys. J. Int.* **198** (2014) 1222.
- Galvez, P., et al., “Rupture reactivation during the 2011 Tohoku earthquake: Dynamic rupture and ground motion simulations”, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **106** (2016) 819, doi:10.1785/0120150153.
- Galvez, P., et al., “Characteristics of strong ground motion generation areas inferred from fully dynamic multicycle earthquake simulations”, 2017 Joint Meeting of Earth and Planetary Science, Chiba, Japan (2017a) SCG70-02, <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpguagu2017/subject/SCG70-02/tables?cryptoId=>
- Galvez, P., et al., “Multicycle Dynamic simulations of Inner Fault Parameters of Inland Faults“, PSHA Workshop: Future Directions for Probabilistic Seismic Hazard Assessment at a Local, National and Transnational Scale, Lenzburg, Switzerland (2017b) poster B3, http://www.seismo.ethz.ch/export/sites/sedsite/research-and-teaching/galleries/pdf_psha/Poster_Galvez.pdf
- Graves, R.W., “Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86** (1996) 1091.
- Hernandez, B., et al., “Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake”, *J. Geophys. Res.* **104** (1999) 13083.
- Hillers, G., et al., “Seismicity on a fault with rate- and state-dependent friction and spatial variations of the critical slip distance”, *J. Geophys. Res.* **111** (2006) 2156, doi: 10.1029/2005JB003859.

Hillers, G., et al., “Statistical properties of seismicity of fault zones at different evolutionary stages”, *Geophys. J. Int.* **169** (2007) 515.

Ida, Y., “Cohesive force across the tip of a longitudinal shear crack and Griffith’s specific surface energy”, *J. Geophys. Res.* **77** (1972) 3796.

Irikura, K., Miyake, H., „Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios“, *Pure Appl. Geophys.* **168** (2011) 85, doi:10.1007/s00024-010-0150-9.

Lee, E.-J., Chen, P., “Improved Basin Structures in Southern California Obtained Through Full-3D Seismic Waveform Tomography (F3DT)”, *Seism. Res. Lett.* **87** (2016) 874, doi: 10.1785/0220160013.

Luo, Y., et al., „QDYN: a Quasi-DYNamic earthquake simulator (v1.1)“, Zenodo (2017a) doi:10.5281/zenodo.322459.

Luo, Y., et al., “Source rupture effects on earthquake moment-area scaling relations”, *Pure Appl. Geophys.* **174** (2017b) 3331, doi: 10.1007/s00024-017-1467-4.

Mai, P.M., et al., “Developing ground-motion simulation methods for mega-fault systems based on rate-and-state multi-cycle simulations and dynamic rupture modelling”, *JNES Project Report*, (2008).

NRA report, “Multicycle Dynamic simulations of Inner Fault Parameters of Inland Faults“, (2017).

Oglesby, D., Mai, P.M., “Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the North Anatolian Fault under the Sea of Marmara”, *Geophys. J. Int.* (2012) 188 1071, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05289.x

Ohtani, M., et al., “Fast computation of quasidynamic earthquake cycle simulation with hierarchical matrices”, *Procedia Comput. Sci.* **4** (2011) 1456.

Pitarka, A., “3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89** (1999) 54.

Ripperger, J., et al., “Earthquake source characteristics from dynamic rupture with constrained stochastic fault stress”, *J. Geophys. Res.* **112** (2007) B04311, doi:10.1029/2006JB004515.

Ripperger, J., et al., “Variability of near-field ground motion from dynamic earthquake rupture simulations”, *Bull. Seism. Soc. Am.* **98** (2008) 1207, doi:10.1785/0120070076.

Ruina, A., “Slip Instability and State Variable Friction Laws”, *J. Geophys. Res.*, **88** (1983) 10359.

Small, P., et al., The SCEC Unified Community Velocity Model Software Framework, *Seism. Res. Lett.* **88** (2017) 1539, doi: 10.1785/0220170082

Somerville, P., “Somerville 2010, Scaling relations of asperity size, number and stress drop in crustal earthquakes based on stress drop”, *JNES Project Report*, (2011).

Somerville et al., “Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion”, *Seism. Res. Lett.* **70** (1999) 59

Song, S.G., Dalgner, L.A., “Importance of 1-point statistics in earthquake source modeling for ground motion simulation”, *Geophys. J. Int.* **192** (2013) 1255, doi: 10.1093/gji/ggs089.

Song et al., “Study of Difference in Rupture Characteristics between Characteristic and Non-Characteristic Earthquakes”, *JNES Project Report*, (2009).

Wald, D. J., Heaton, T.H., “Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1992 Landers, California, Earthquake”, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84** (1994) 668.

Table 5.2.2.2-1. Locations of the fault segments of the extended Landers fault model

Fault corner	Longitude (deg)	Latitude (deg)
1	-116.2995	33.8170
2	-116.4202	34.0710
3	-116.4474	34.3568
4	-116.4980	34.4480
5	-116.5486	34.5392
6	-116.9507	34.8583
7	-117.5330	35.3042

Table 5.2.3.1-1. Velocity structure model WH94 for waveforms simulation (Wald and Heaton, 1994).

Layer	Thickness (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Density (kg/m ³)	Q_s
Surface low-velocity	1.5	3.80	1.98	2300	30
Crustal low-velocity	2.5	5.50	3.15	2600	300
Upper crust	22.0	6.20	3.52	2700	300
Lower crust	6.0	6.80	3.83	2870	300
Mantle	inf	8.00	4.64	3500	300

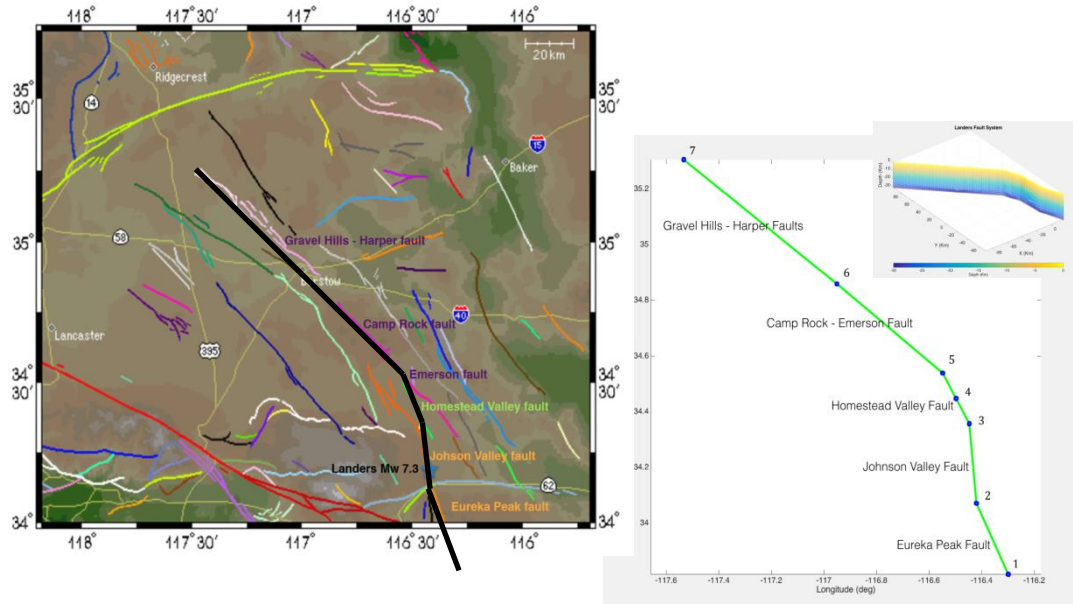


Figure 5.2.2.1-1. Left: Southern California Fault system (source: <http://scedc.caltech.edu/significant/Mojave.html>). Bold black lines show the Landers rupture segments considered here. Right: Geometry of the Extended Landers Fault showing segments. Blue dots indicate the fault segment boundaries. We included the Eureka-Peak and Gravel Hills - Harper faults to reach 200 km fault length. The upper right corner inset is the 3D view in model coordinates.

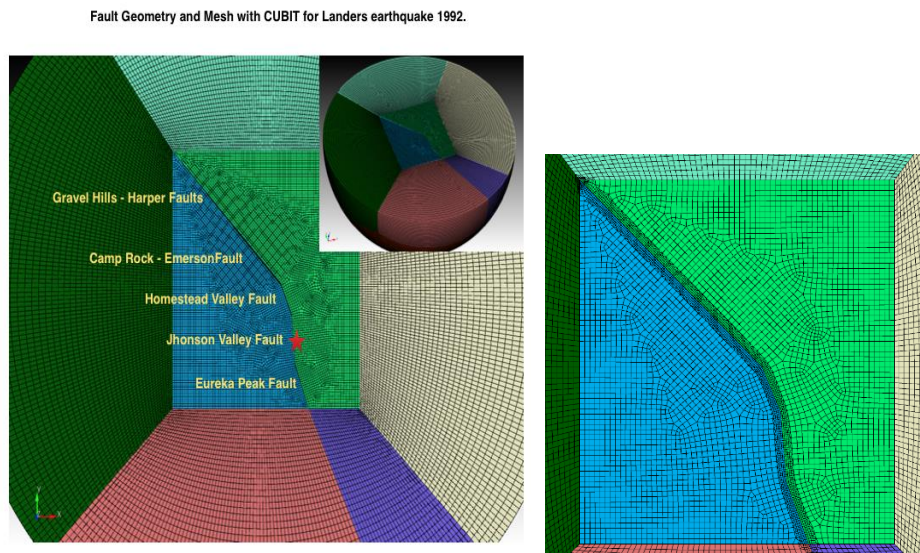


Figure 5.2.2.2-1. Left: Mesh for the Extended Landers Fault. The red star represents the epicenter of the Landers earthquake. Right: Mesh refinement near the fault segments.

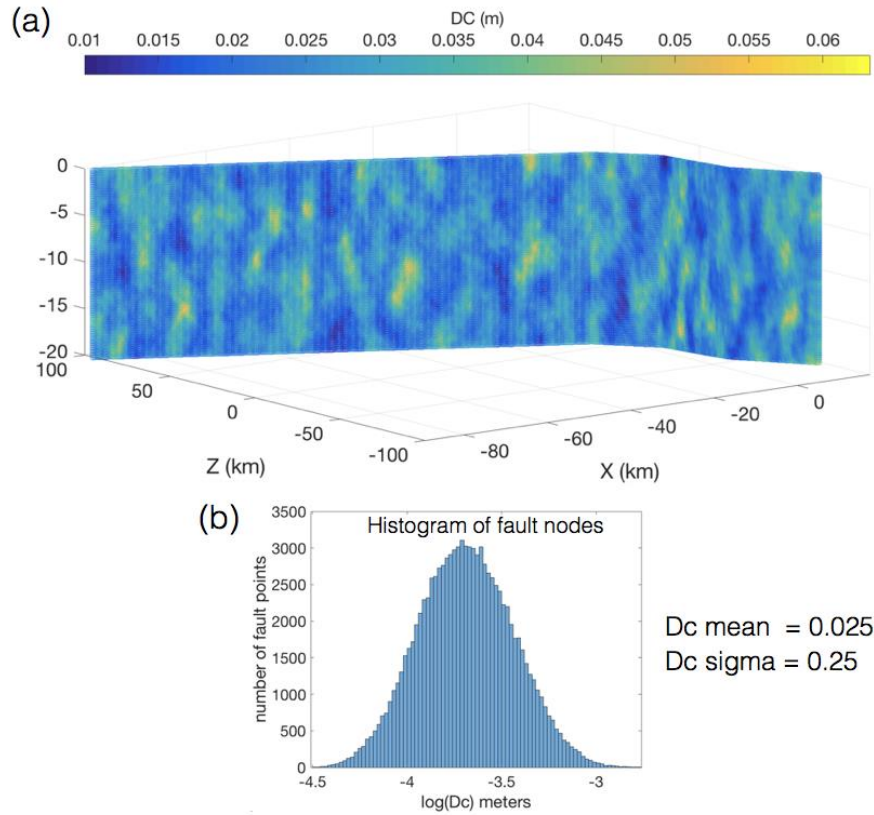


Figure 5.2.2.3-1. Top: Assumed D_c distribution on the Landers fault system. Bottom: Histogram of the lognormal distribution of D_c .

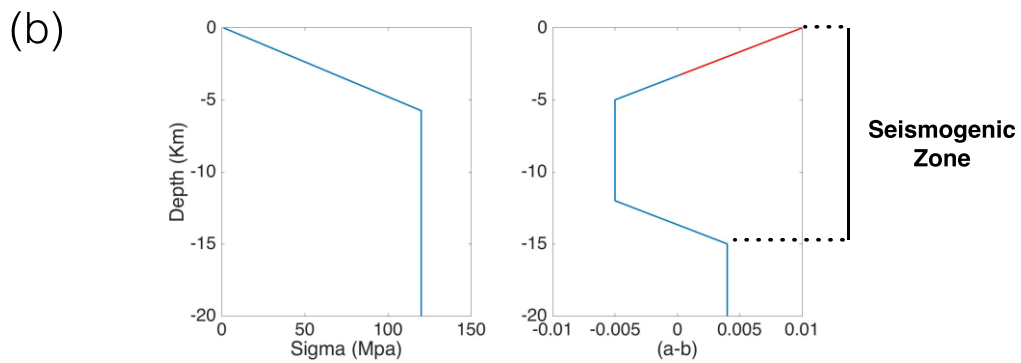


Figure 5.2.2.3-2. Left: Normal stress vs. depth. Right: $a-b$ vs. depth. The red line delineates the shallow velocity strengthening region where $(a-b) > 0$.

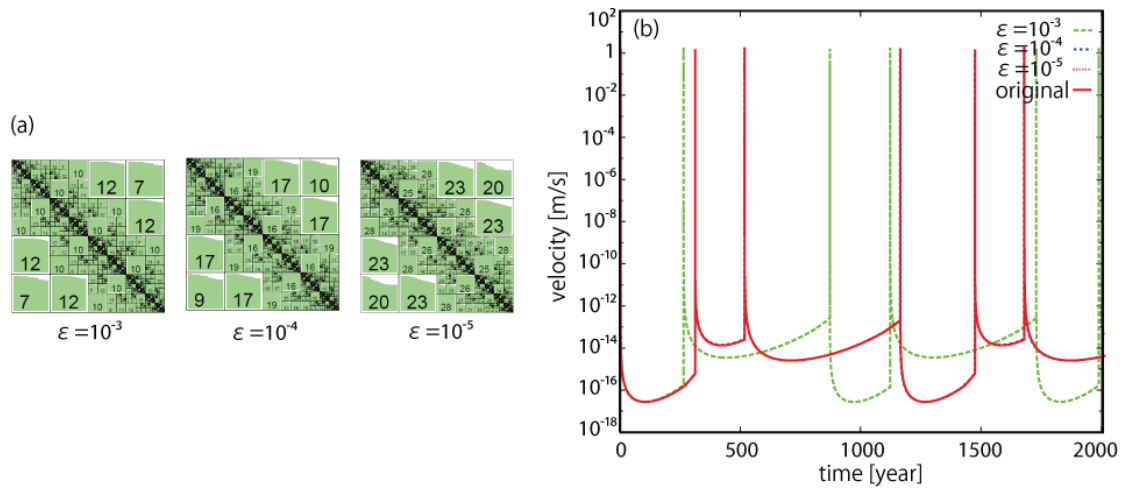


Figure 5.2.2.5-1. (a) View of the H-matrix where each number represents the rank of each submatrix. (b) Simulated slip velocities computed with error tolerance $\epsilon=10^{-3}$, 10^{-4} , and 10^{-5} and compared with the original slip velocity (red solid line); Source Figure 2, Ohtani et al. (2011).

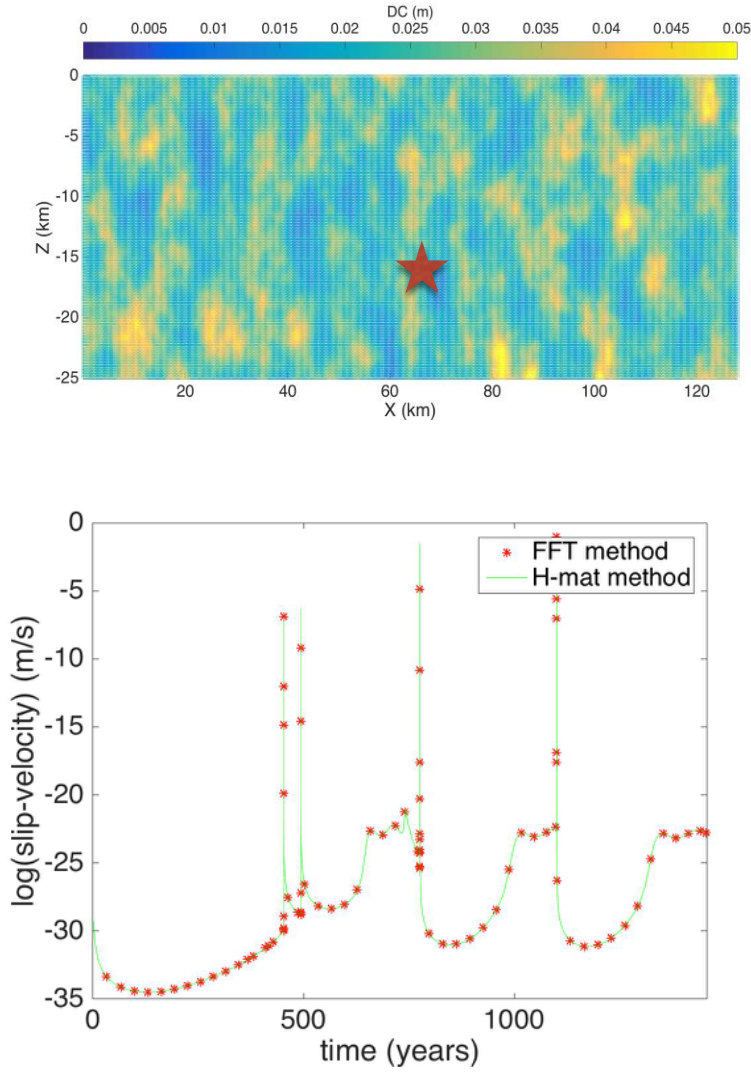


Figure 5.2.2.6-1. Verification of the H-matrix method. Top: The D_c distribution on the fault. The red star is the reference point. Bottom: $\log(\text{slip-velocity})$ at the reference point. The solid green line and the red points are the $\log(\text{slip-velocity})$ computed using the FFT and H-matrix methods, respectively. The tolerance error of the H-matrix method needed to reproduce satisfactorily the FFT results is 10^{-8} .

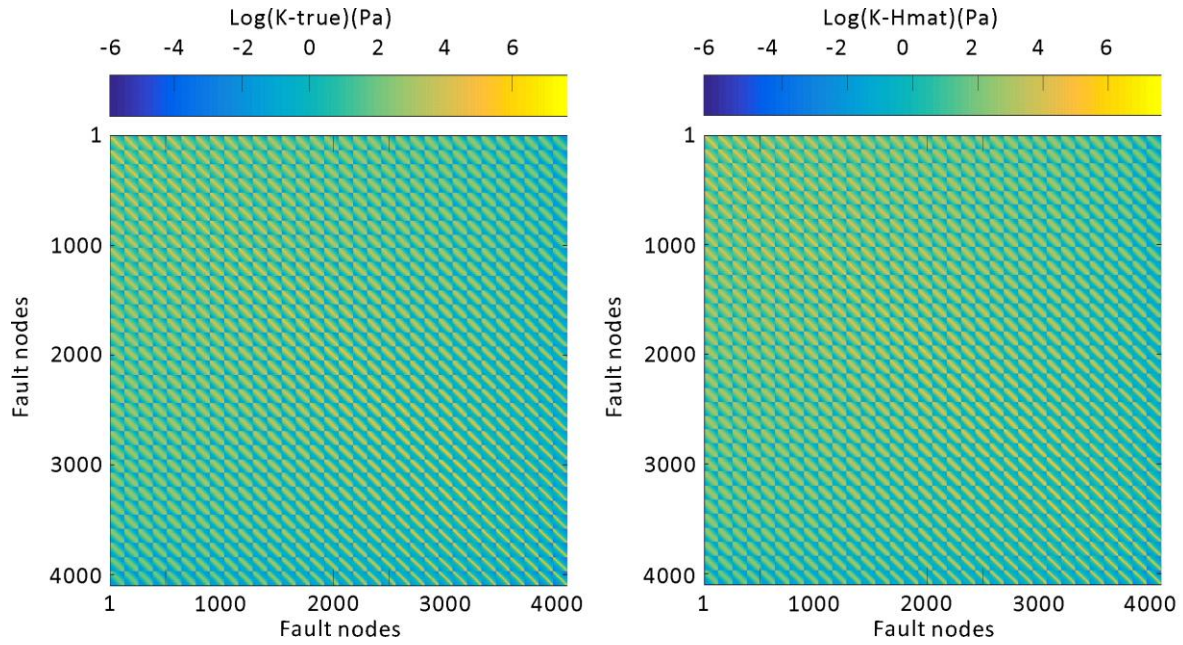


Figure 5.2.2.6-2. The left figure is the original $\mathbf{K}$ matrix and right figure is the extracted matrix taken from the compressed $\underline{\mathbf{K}}$. The $\underline{\mathbf{K}}$ is the compressed matrix after the application of the H-matrix method to $\mathbf{K}$.

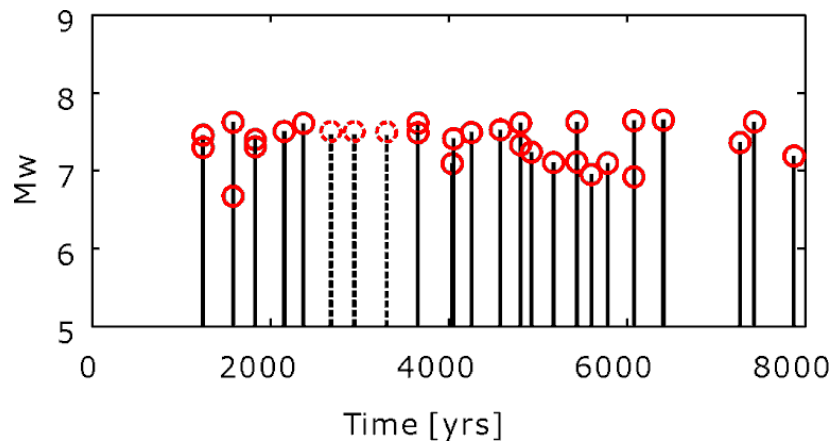


Figure 5.2.2.7-1. Distribution of simulated events with time. Cycles in the first 1000 years are ignored. Events shown by dashed lines were not processed in this work.

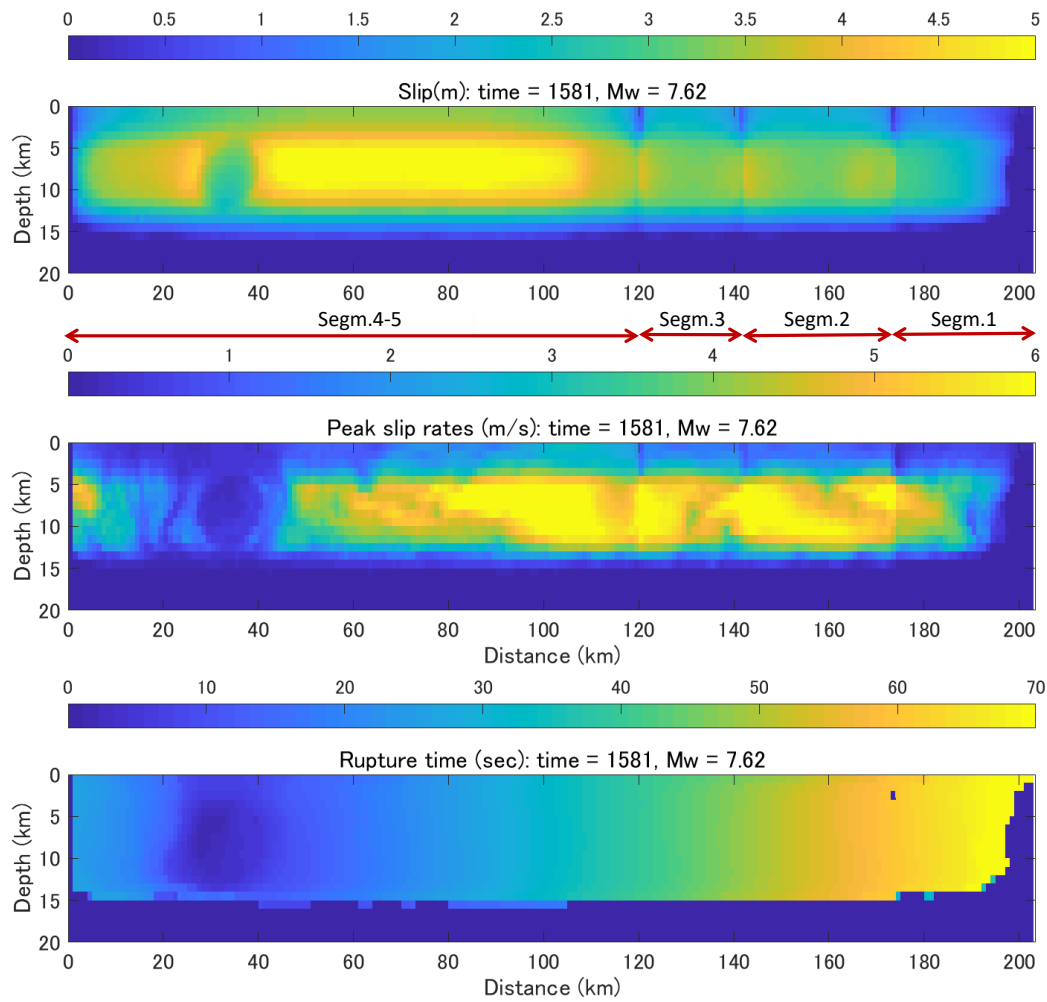


Figure 5.2.2.7-2a. Example pf peak slip (top), peak slip rate (center) and rupture time (bottom) distributions for $M_w 7.62$ event, occurred in year 1581.0.

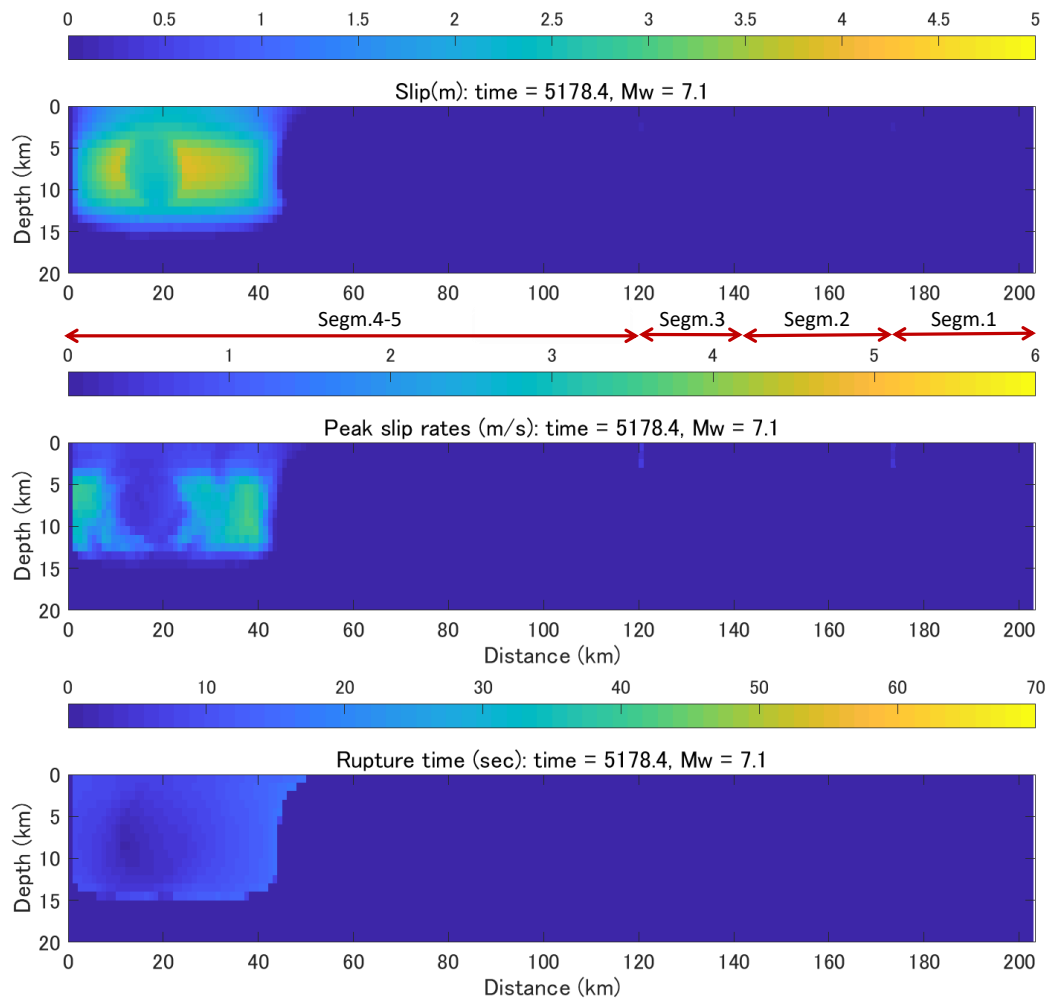


Figure 5.2.2.7-2b. Example pf peak slip (top), peak slip rate (center) and rupture time (bottom) distributions for $M_w 7.1$ event, occurred in year 5178.4.

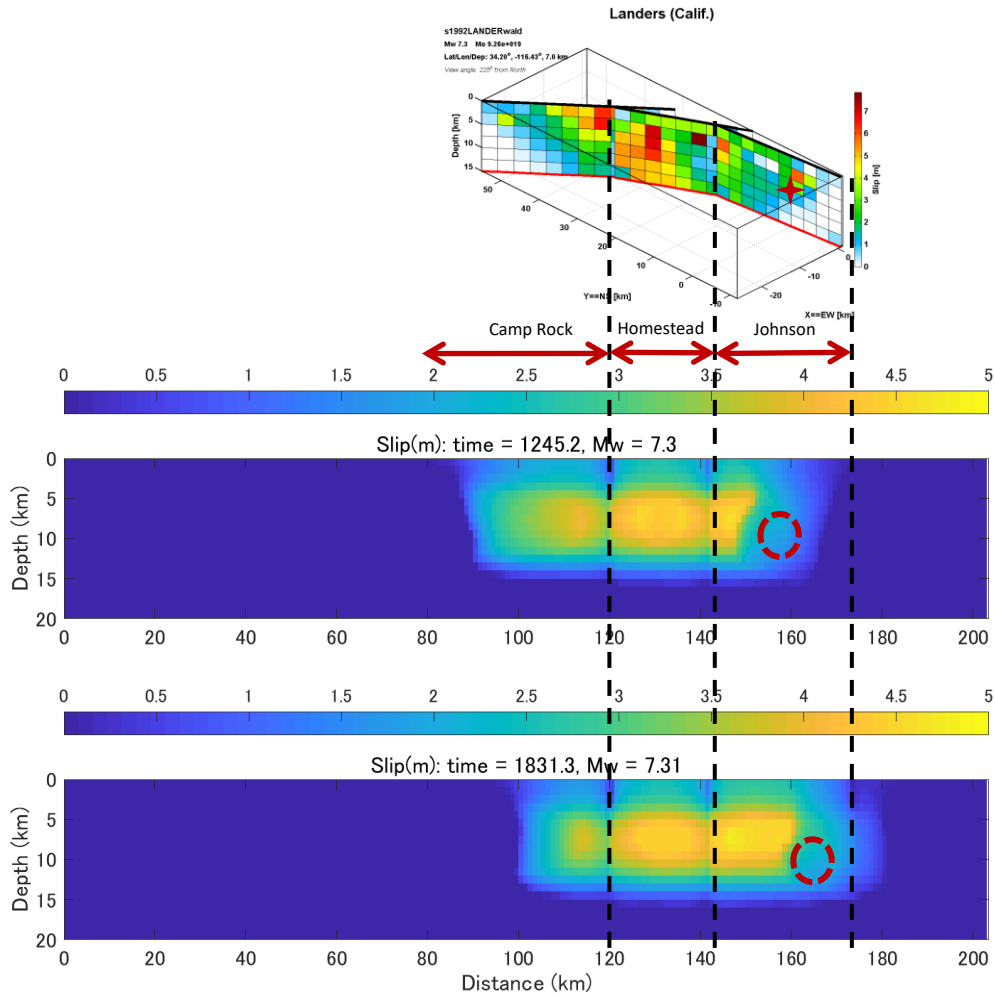


Figure 5.2.3.1-1. Procedure for selection of events for the validation. Top: slip of the source inversion by Wald and Heaton, 1994 (courtesy of the Finite-Source Rupture Model Database). Middle and bottom: slip models of two selected simulated events with similar M_w , rupture nucleation and ruptured segments as the 1992 Landers earthquake. Dashed circles are rupture initiation areas. These two events nucleate on the Johnson Valley fault and break the three fault segments as observed for the 1992, M_w 7.3 Landers earthquake.

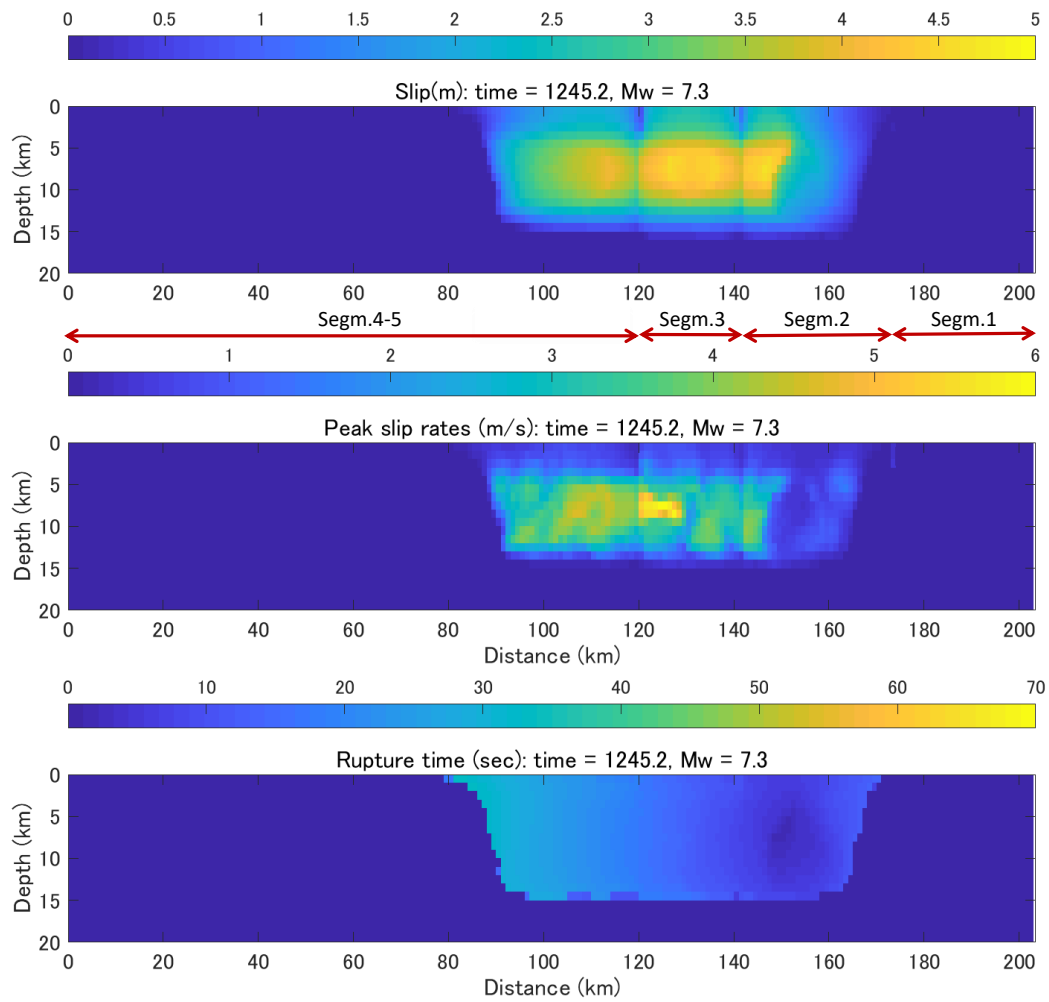


Figure 5.2.3.1-2a. Peak slip (top), peak slip rate (center) and rupture time (bottom) distributions for the first Landers event ($M_w 7.3$), occurred in year 1245.2.

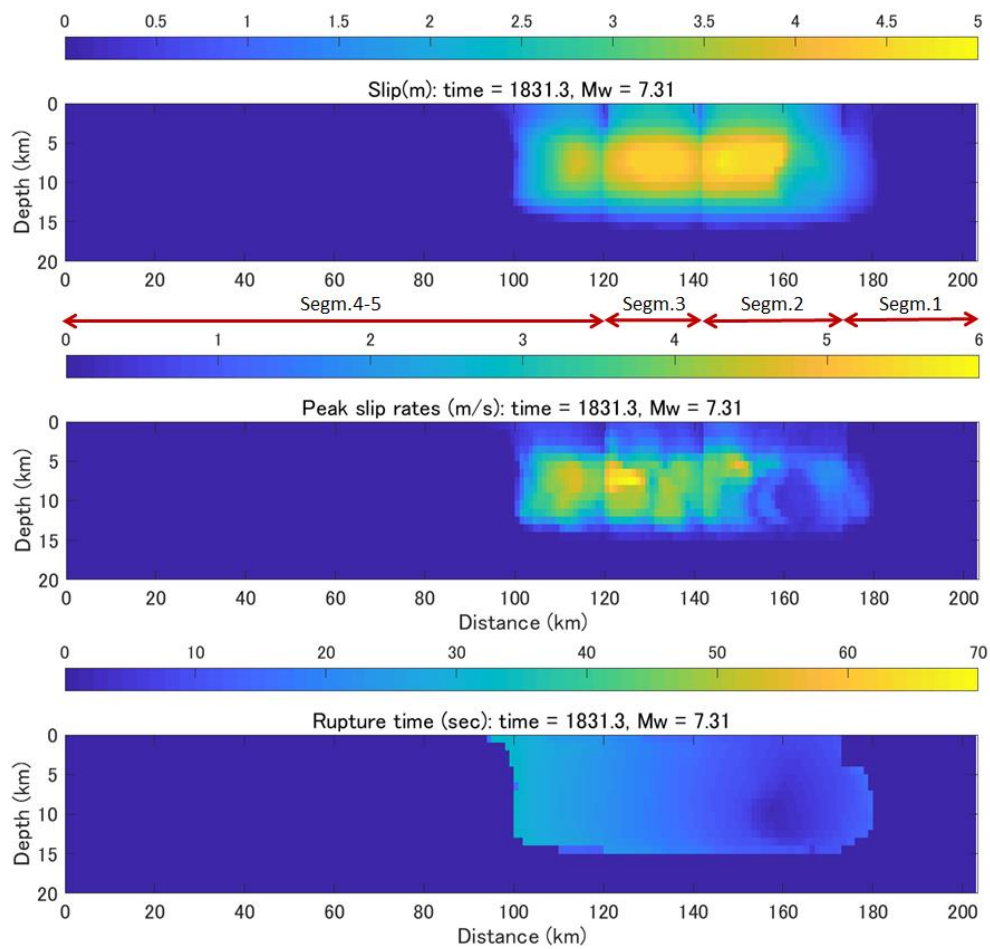


Figure 5.2.3.1-2b. Peak slip (top), peak slip rate (center) and rupture time (bottom) distributions for the second Landers event (Mw7.31), occurred in year 1831.3.

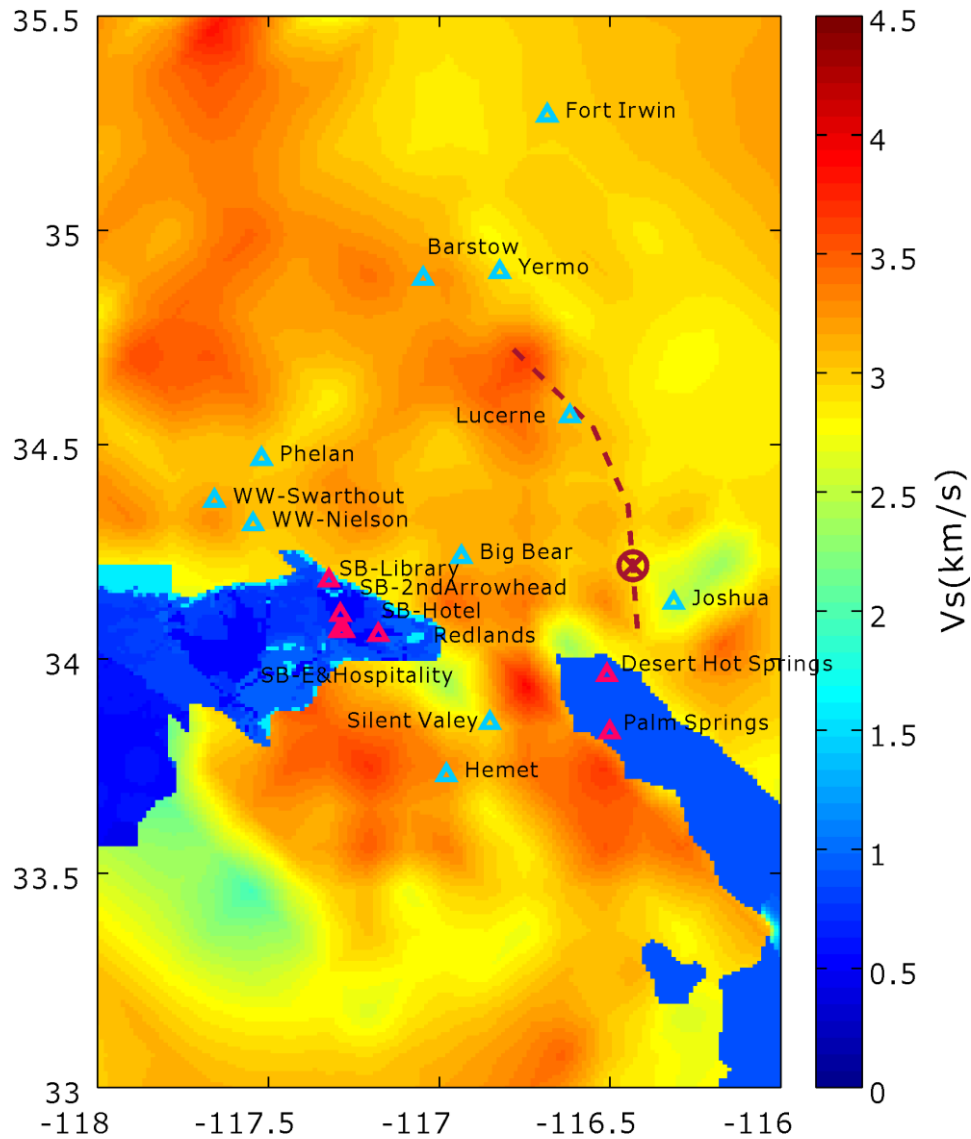


Figure 5.2.3.1-3. Strong motion sites that recorded 1992 Landers earthquake (triangles). Color map is the surface shear wave velocity (V_s) distribution according to the SCEC community velocity model (Lee and Chen, 2016). Dark blue areas are basins. Light blue triangles - non-basin sites, red triangles – basin sites.

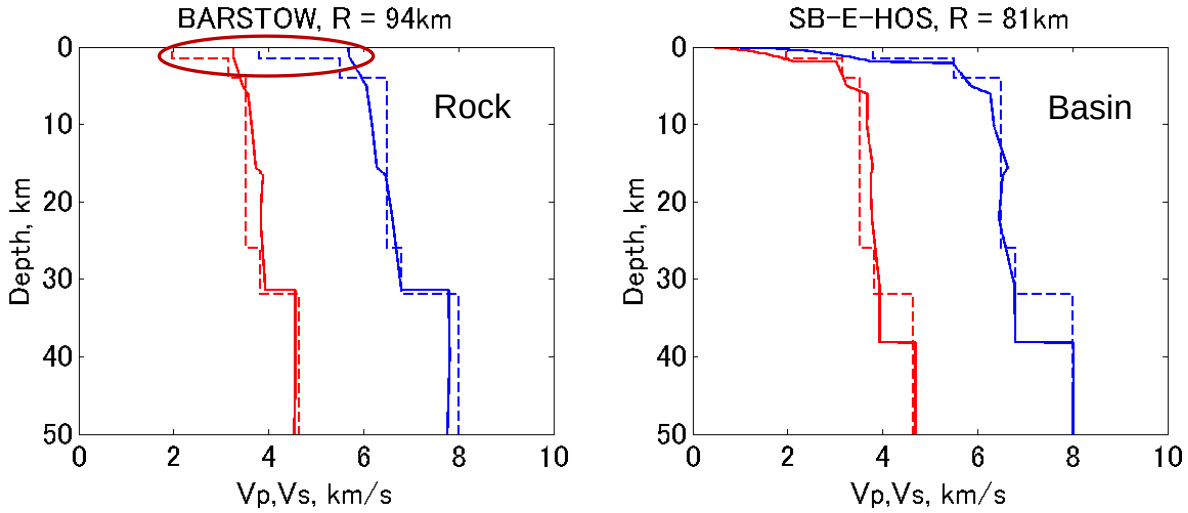


Figure 5.2.3.1-4. Examples of 1D velocity structure models under target sites: for non-basin site Barstow (left) and basin site SB-E-HOS (right). Blue – V_p , red – V_s , solid – SCECv4 model, dashed – WH94 model. Red ellipse outline difference of SCECv4 and WH94 models for shallowest low-velocity layer (geotechnical layer).

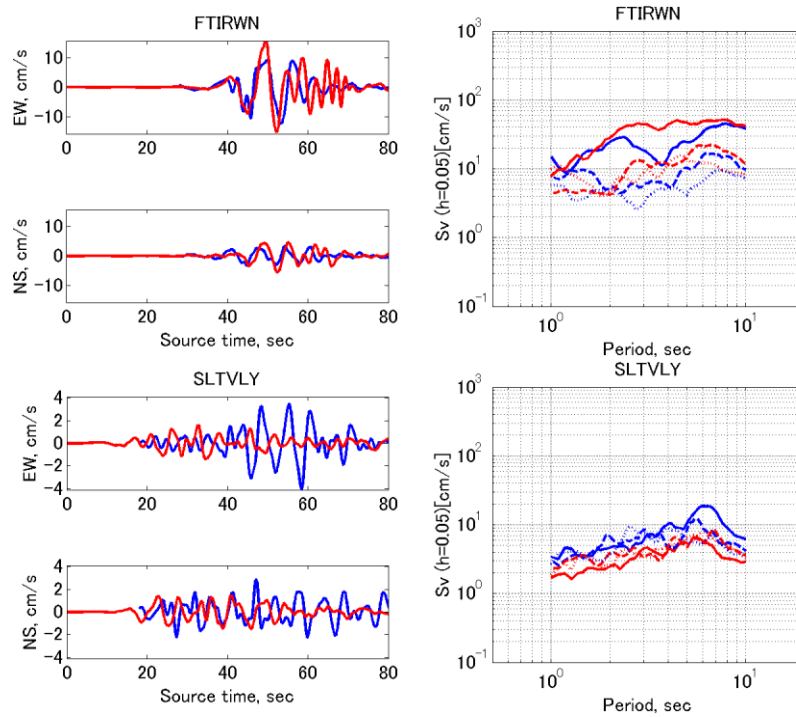


Figure 5.2.3.2-1a. Ground motion simulation examples for non-basin sites: waveforms (left) and velocity response spectra (right) for the second selected event. Blue – observed, red – simulated; response spectra: solid – EW, dashed – NS, dotted – UD components. Top plots: example of good fit at site Fort Irwin. Bottom plots: example of limited fit at site Silent Valley.

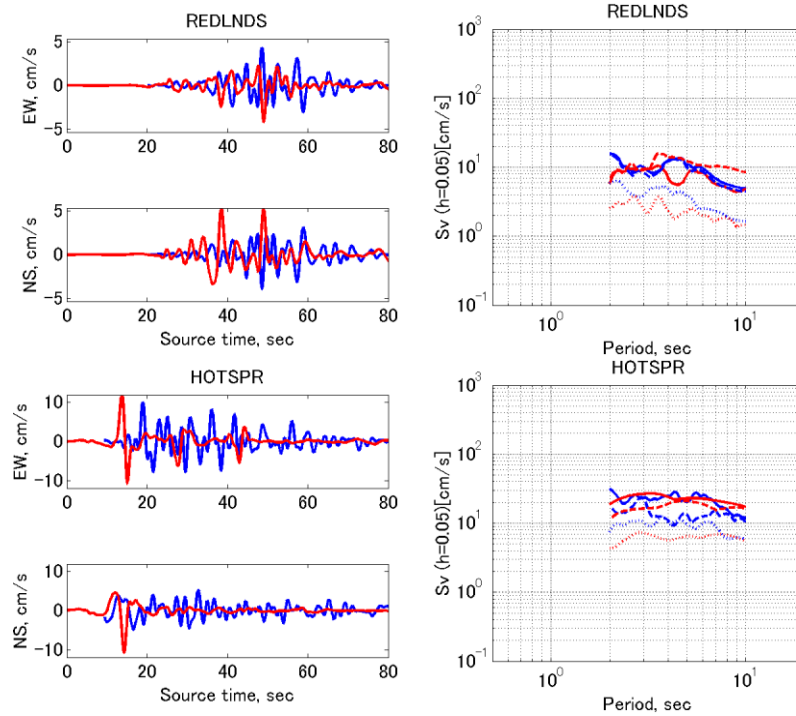


Figure 5.2.3.2-1b. Ground motion simulation examples for basin sites: waveforms (left) and velocity response spectra (right) for the second selected event. Blue – observed, red – simulated; response spectra: solid – EW, dashed – NS, dotted – UD components. Top plots: example of good fit at site Redlands. Bottom plots: example of limited fit at site Hot Spring.

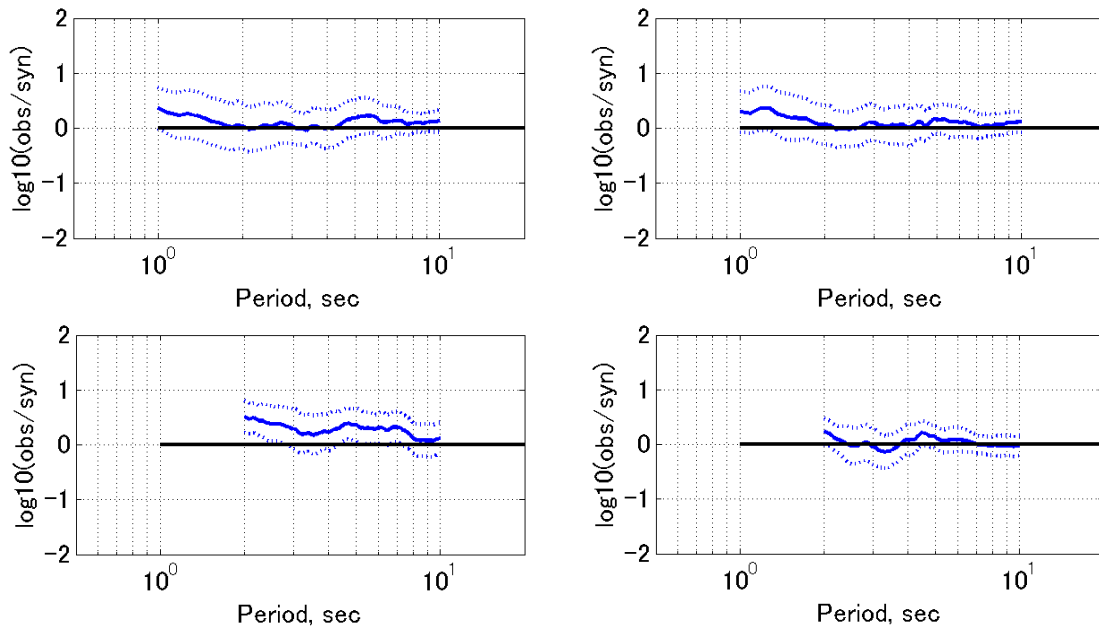


Figure 5.2.3.2-2. Comparison of observed and synthetic Sv spectra for horizontal components of non-basin sites. Average $\pm$ std value; left: first selected event, right: second selected event, top: non-basin sites, bottom: basin sites.

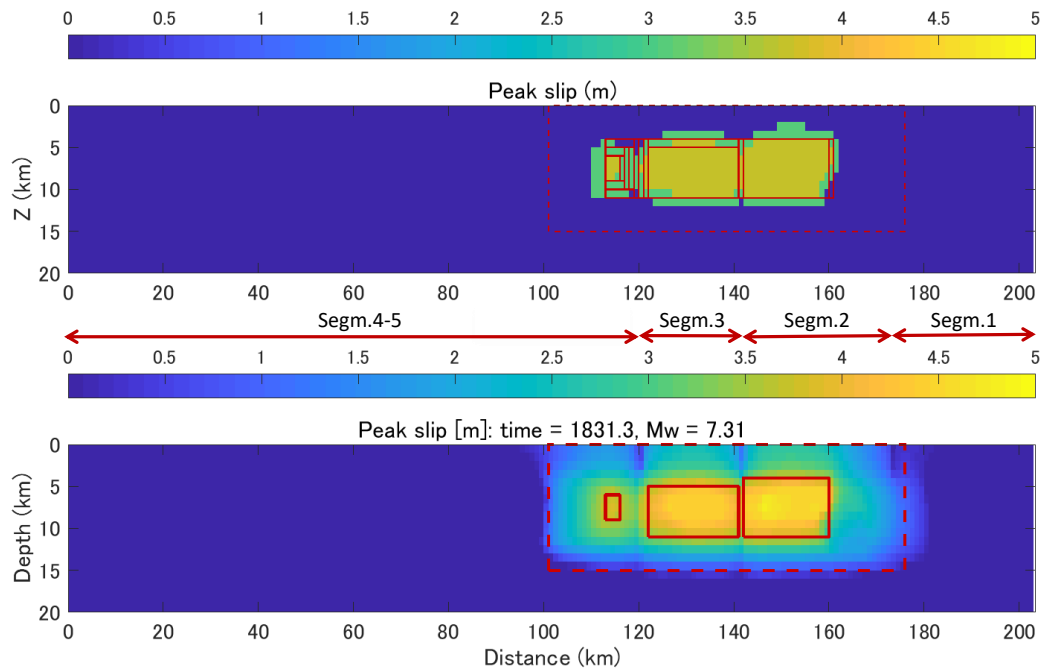


Figure 5.2.4-1. Example of trimming for the LSAs: procedure (top) and trimming result (bottom). Criteria of Somerville et al., 1999 is used: yellow area on the top plot is the area having slip values $D > 1.5D_{ave}$. Dashed line – trimmed rupture area, solid line – trimmed LSA (slip asperity).

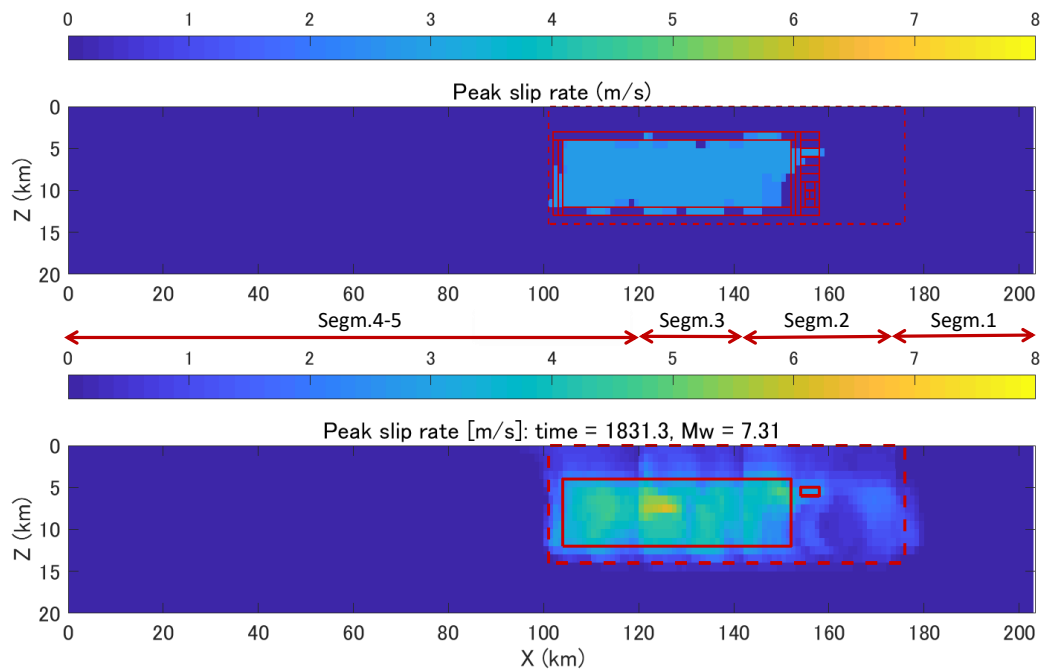


Figure 5.2.4-2. Example of trimming for the HRAs: procedure (top) and trimming result (bottom). Criteria of Somerville et al., 1999 is used: light blue area on the top plot is the area having slip rate values $V > 1.5V_{ave}$. Dashed line – trimmed rupture area (not used), solid line – trimmed HRA.

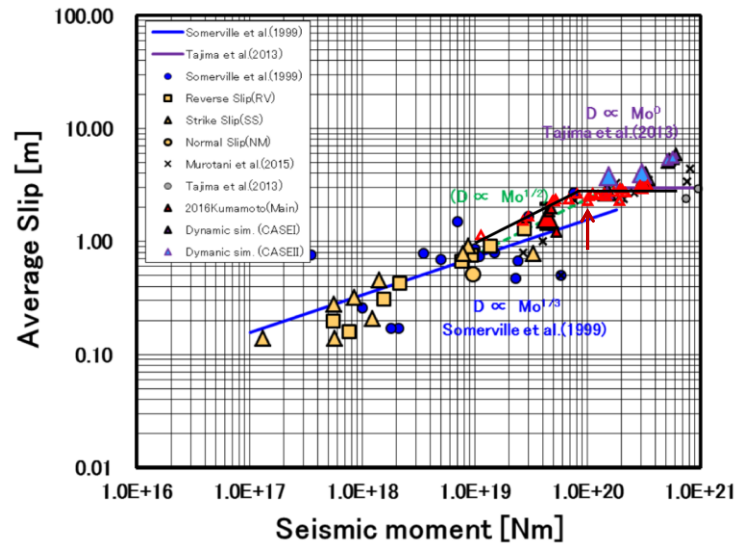


Figure 5.2.4-3. Scaling of average slip D_{ave} vs seismic moment (M_o). Red triangles correspond to the ruptures obtained in this study, black lines – their trend, arrow indicate Landers models. Background data are from 2017 NRA report.

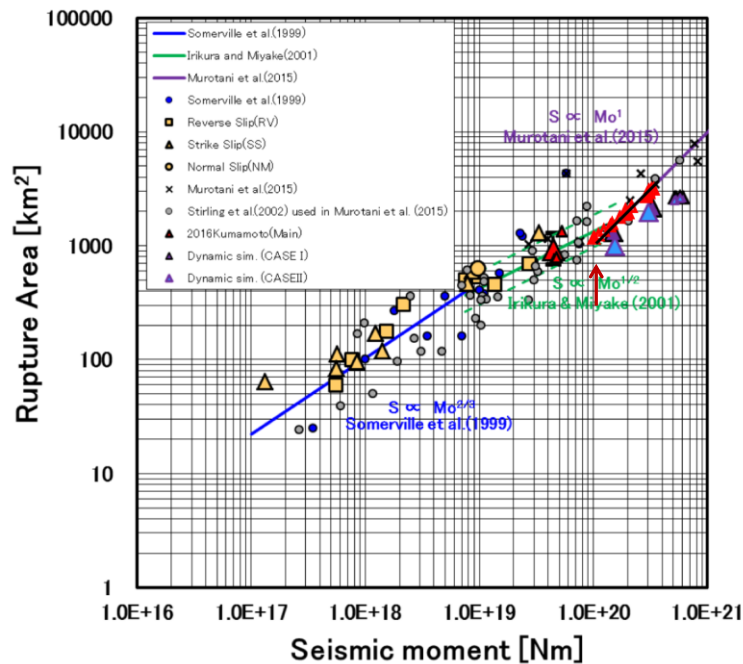


Figure 5.2.4-4. Scaling of Rupture area S vs seismic moment (M_o). Red triangles correspond to the ruptures in the 3rd stage of scaking, obtained in this study, black line – their trend, arrow indicate Landers models. Background data are from 2017 NRA report.

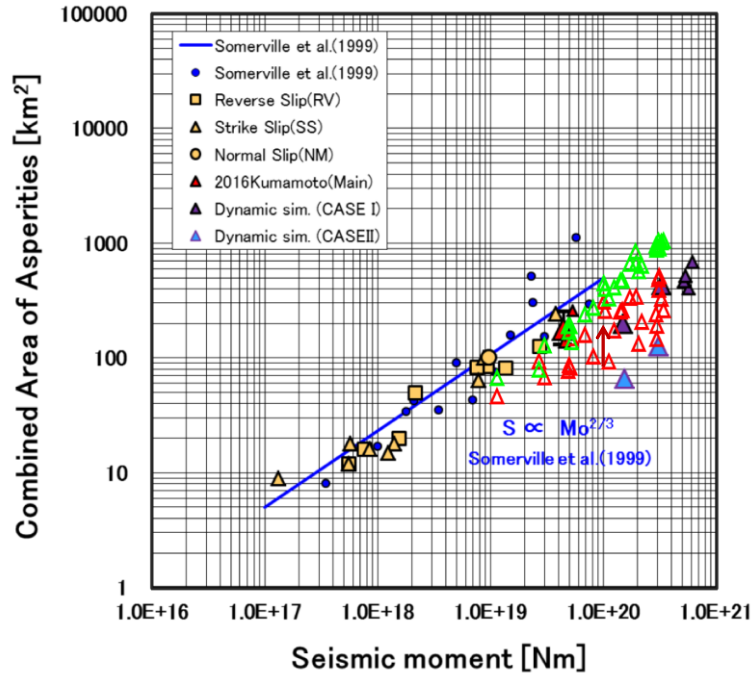


Figure 5.2.4-5. Scaling of total area of LSAs (S_a , red triangles) and HRAs (S_h , green triangles) vs. seismic moment (M_o). Arrows indicate Landers models. Background data are from 2017 NRA report.

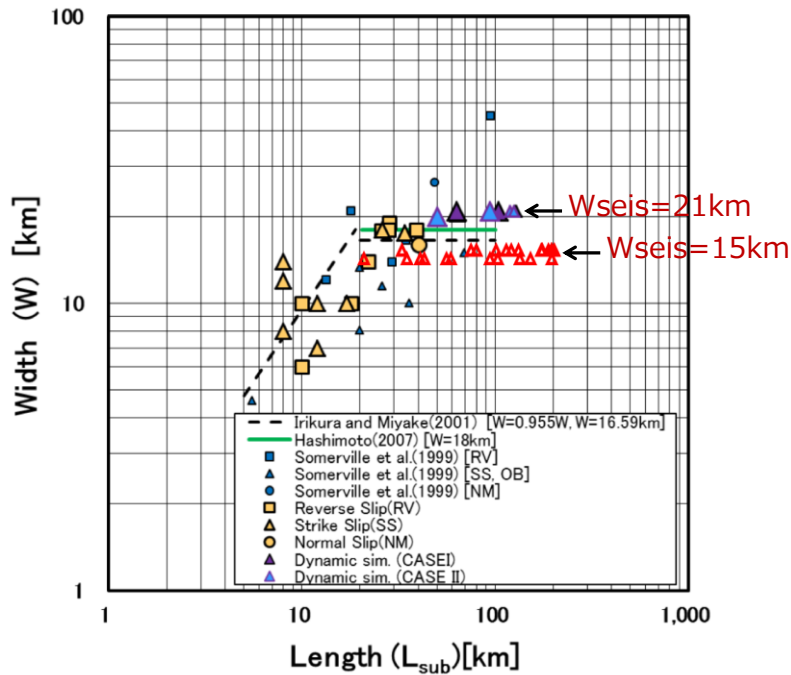


Figure 5.2.4-6. Scaling of rupture width W vs rupture length L . The red triangles are the ruptures produced in this study with a seismogenic width $W_{seis} = 15$ km. The yellow dots and triangles correspond to data for $W_{seis} = 17-18$ km, and the blue triangles correspond to previous rupture models with $W_{seis} = 21$ km. Background data are from 2017 NRA report.

6. 各研究項目のまとめ

6.1 特性化震源モデルの巨視的パラメータの不確かさ評価手法の検討

地震調査研究推進本部が改訂した活断層評価手法により推定される断層長と、震源分布やキュリー点深度などから推定される地震発生層厚から得られる断層幅と、震源インバージョンモデルによる断層長、断層幅とを比較した。2007 年能登半島沖地震や 2005 年福岡県西方沖地震、1927 北丹後地震では震源域近傍における高分解能音波探査結果より活断層が見いだされている。これらの情報を元に地震調査研究推進本部が改訂した活断層評価手法により震源断層相当の断層長が推定された。1978 年伊豆大島近海地震では、震源域の海域で行われていた反射法地震探査の再解析結果でも対応する活断層は見いだされていない。この領域は島弧の沈み込みにより重力異常等でも断層長の評価が困難な地域でもある。断層長に関しては反射法地震探査においても対応する活断層が見出されていない 1891 年濃尾地震、1978 年伊豆大島近海地震を除くと、おおよそ同等の長さ、もしくは推定された断層長の方が長い傾向を示した。

断層幅に関しては気象庁一元化震源を基本とした場合、2005 年福岡県西方沖地震、1978 年伊豆大島近海地震では震源データが D90 等を統計学的に安定して求めるほどの情報量がなかった。1978 年伊豆大島近海地震ではキュリー点深度を参照し、2005 年福岡県西方沖地震では Omuralieva et al. (2012) による D90 を用いた断層幅を組み合わせた。さらに最近公開された再決定震源カタログも参照した。主要活断層帯で発生した地震では長期評価のように断層上端を地表とした場合、従来の断層上端 (D5 など) を設定した場合よりも震源断層幅との対応関係が改善された。しかしながら、D95 を採用しても横ずれ断層では過小評価の地震が多い。これを改善するには、地表に活断層が認められる地震については、断層上端を地表とし、D95 よりも深い指標の採用や、Rolandone et al. (2004) で検討された d5 (深い方から 5% に含まれる震源分布の平均深度) などの適用が考えられる。より適切な評価指標については今後の課題である。ただし、このような適用については、地球物理学的情報等を用いた分析及び検証に基づいた上で、実施することが重要であり、より適切な評価指標については今後の課題である。

さらに、推定された断層長・断層幅から得られる断層面積から推定したモーメントと、F-net による地震モーメントとの比較でも、主要活断層帯で発生した地震では長期評価のように断層上端を地表とした場合、従来の断層上端 (D5 など) を設定した時のモーメントよりも整合的な結果が得られた。このような関係は、地震時の変位量を用いた検討でも得られた。

6.2 特性化震源モデルの微視的パラメータの不確かさ評価手法の検討

6.2.1 強震動記録解析による特性化震源モデル設定手法の検討

6.2.1(1) 2016 年茨城県北部の地震 ($M_{JMA}6.3$)

2016 年茨城県北部の地震において震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築を目的として、本地震の震源インバージョン解析、及びそのための高精度なグリーン関数の作成、経験的グリーン関数法に基づく強震動生成震源モデルの推定を実施した。

はじめに、高精度グリーン関数の作成においては、震源近傍の 4 地点（IBR002 : K-NET 高萩, IBR002 : K-NET 日立, IBR004 : K-NET 大宮, IBRH16 : KiK-net 山方）で、現地での微動アレイ観測に基づいて得られた観測位相速度と理論分散曲線とを用いることで、各地点直下の 1 次元速度構造モデルを逆解析によって作成した（図 6.2.1(1)-1）。併せて現地で実施した強震観測点近傍での単点微動 H/V スペクトル比の結果と比較し、対象の 4 地点について得られた改良速度構造モデルの妥当性を検証した。さらに、上述の 4 地点を含み、インバージョンに使用する 17 地点全点に対して地震動シミュレーションによる速度構造モデルの検証を実施した。地震動シミュレーションは、本震震源付近で発生した余震 (M_w 4.0) を点震源と仮定し、その観測波形と速度構造モデルから計算される理論波形とを 0.1-1.0 Hz の周波数帯域で比較した。その結果、17 地点全点において、観測波形と理論波形との一致を確認することができ、震源インバージョンに使用する速度構造モデルの妥当性を示すことができた。

次に、震源インバージョン解析においては、0.1-1.0 Hz の強震記録を逆解析することで震源断層上でのすべりの時空間発展の様子を推定した。断層面（断層幾何形状）は、DD 法で再決定された精度の高い余震分布を参考にして設定した。本報では、0.1-0.2 Hz の波形を対象とした震源インバージョン結果から断層面をトリミングした後に、0.1-1.0 Hz の波形を対象とした震源インバージョンを実施する 2 段階のアプローチ手法を採用した。震源インバージョン結果（図 6.2.1(1)-2）による主要な結論は以下の通りである。1) すべりの大きな領域は、破壊開始点より北側浅部の IBRH13 直下付近に震源時から 4.5 秒後から 6 秒後に広がった。2) 1) の大すべり域にアスぺリティ領域が抽出されるとともに、同領域ではすべり速度も大きく、ほぼ同じ領域に HRA も抽出された。3) 0.1-1.0 Hz の震源インバージョンを実施することで、1) の大すべり域以外にも破壊開始点付近にやや大きなすべり域が特定され、複雑な破壊過程を仔細に捉えることができた。4) 震源近傍の IBRH06 の観測主要動は、アスぺリティ内の破壊伝播指向性効果によって生成されたと考えられる一方、同じく震源近傍の IBRH13 の観測主要動はその地点直下にアスぺリティが存在したことが大きな地震動の主因である可能性が示唆された。

最後に、経験的グリーン関数法に基づく地震動シミュレーションから、2016 年茨城県北部の地震時に観測された地震動を広帯域（0.3-10 Hz）に説明するための強震動生成領域に基づく震源モデル（SMGA モデル）を推定した。SMGA の破壊開始点位置、及び破壊開始時間は、観測走時と理論走時を利用して客観的に決定した。また、経験的グリーン関数法の波形合成に用いるスケーリングパラメータも、SSRF 法によって客観的に決定した。震源近傍の観測点を含む 18 地点の観測記録を対象とした地震動シミュレーションを行い、フォワードモデリングによって SMGA の各パラメータを推定した。推定した SMGA モデルは観測記録を広帯域に良く再現した（図 6.2.1(1)-3）。SMGA モデルは、震源付近に SMGA1、震源インバージョン結果のアスペリティ領域付近に SMGA2 が配され、それぞれの応力降下量は 15.1 MPa であった。最も大きな観測地震動が得られた IBRH13 の主要動は主として SMGA2 によって生成されており、IBRH13 の直下に SMGA が存在していたことが大きな地震動を齎した原因と考えられる。

以上のように、2016 年茨城県北部の地震時に観測された強震記録は、震源インバージョンによる不均質すべりモデル、及び経験的グリーン関数法に基づく SMGA によってそれぞれ良く説明することができた。震源モデルとして大きな特徴は、震源付近にやや大きなすべり、SMGA1、震源より北側浅部の IBRH13 の直下に大きなすべり（アスペリティ領域）、SMGA2 が存在することであり、IBRH13 の大きな地震動の原因は、地点直下に存在したアスペリティ或いは SMGA2 によるものと考えられる。また、SMGA2 はアスペリティ内のすべりの破壊フロントが到達するタイミングで破壊し（図 6.2.1(1)-4）、高周波数側の地震波放射は、断層破壊全体の主として前半部分に集中していた可能性があることが明らかとなった。最後に、スケーリング則との比較から、本地震の震源パラメータは、過去の同規模の内陸地殻内地震と比較してばらつきの範囲内程度であり、本地震の震源特性が特異なものではなかったことが示唆された。

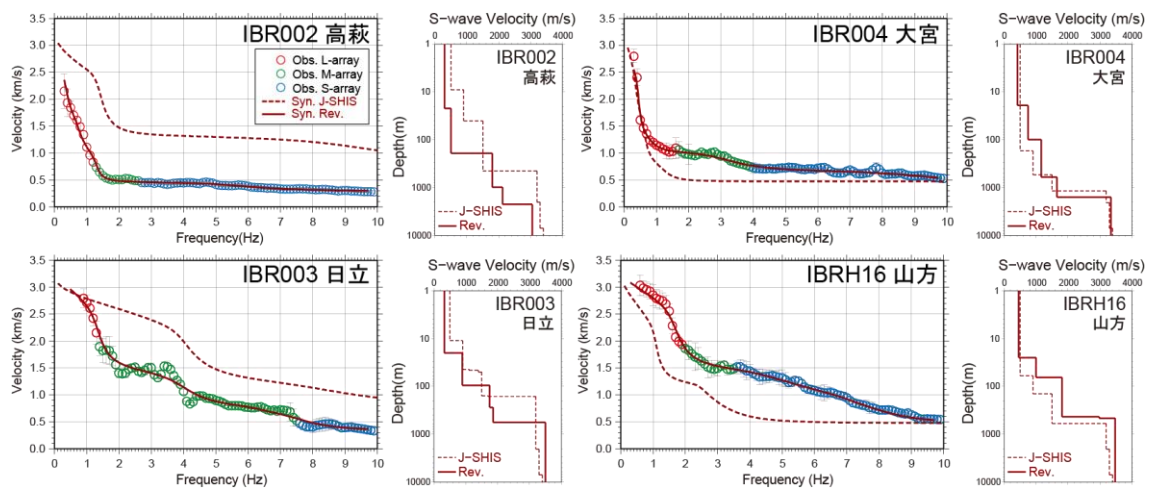


図 6.2.1(1)-1 各アレイの観測位相速度（丸印）と初期速度構造モデル（茶色破線）と改良速度構造モデル（茶色実線）による Rayleigh 波の理論分散曲線との比較，及び S 波速度構造モデル．赤色，緑色，青色はそれぞれ L-, M-, S-アレイによる結果を表す．

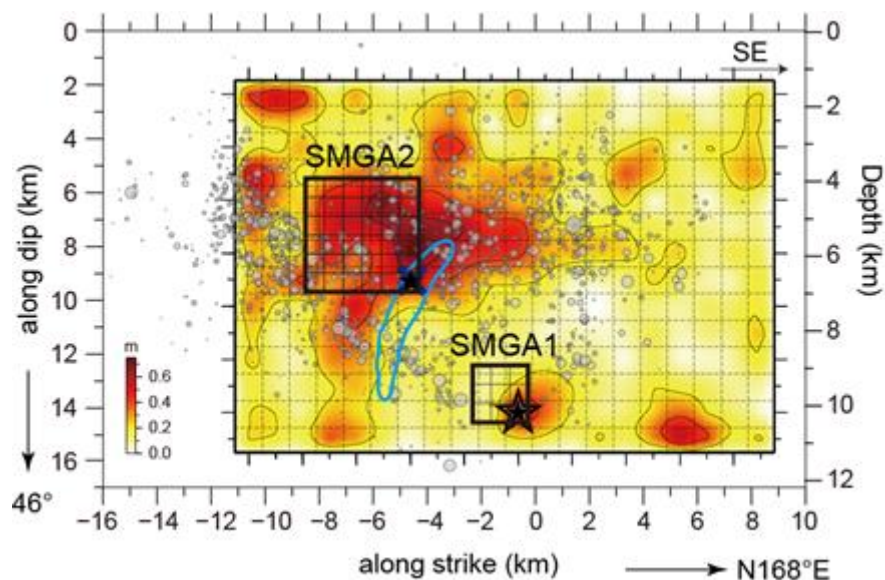


図 6.2.1(1)-2 推定された SMGA モデル（黒色矩形）と最終すべり分布．丸印は本震後 24 時間の余震分布．大きい星印は再決定震源，小さい星印は SMGA の破壊開始点をそれぞれ表す．

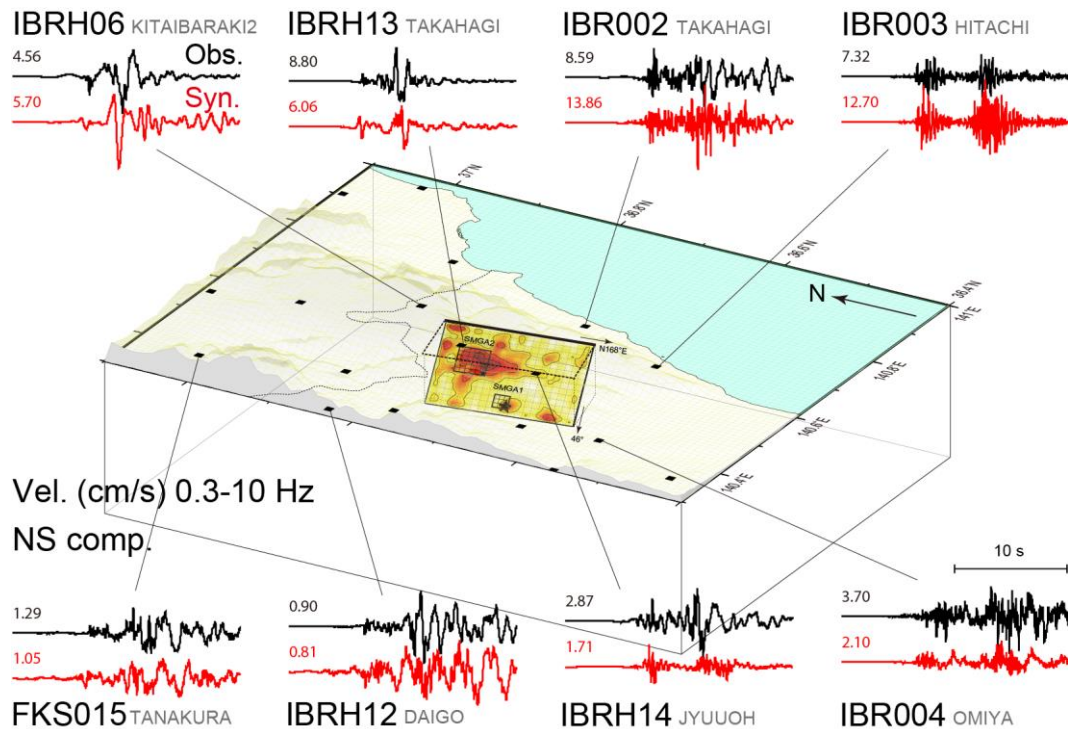


図 6.2.1(1)-3 推定された SMGA モデル（黒色矩形）と最終すべり分布，及び震源周辺の観測点での 0.3-10 Hz での観測速度波形（黒色）と合成速度波形（赤色）の比較（NS 成分）.

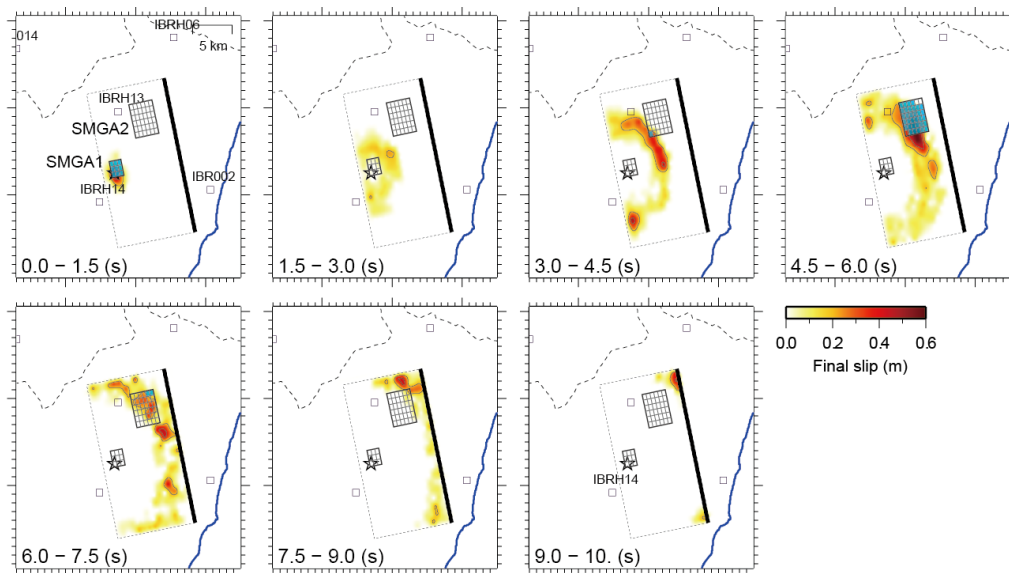


図 6.2.1(1)-4 すべりの時空間発展と SMGA の破壊進展を時間間隔 1.5 秒のスナップショットで比較. 灰色矩形領域は SMGA, 青色グリッドは SMGA の破壊されたタイミング. 星印は再決定震源位置, 黒色四角印は強震観測点をそれぞれ表す.

6.2.1(2) 2016 年福島県沖の地震 ($M_{JMA}7.4$)

2016 年福島県沖の地震は、2016 年 11 月 22 日 5 時 59 分に福島県沖の地殻内で発生した、 $M_j7.4$ の地震である。まず、震源の逆解析に用いるグリーン関数を精度良く求めるために、観測された小地震の波形を理論計算による波形とのフィッティングにより、観測点ごとに 1 次元速度構造モデルを推定した。基本的には Yoshida et al. (2017) の手法に従い、計算を安定させるため、より浅部の層よりも速度の遅い層（低速度層）の生成にペナルティを与える改良を施した手法を用いた。解析には、2 つの余震を用い、フィッティングを行った。得られた速度構造モデルを用いて、余震の 0.1~0.3 Hz の速度波形を合成し、観測波形と比較すると、総じて理論波形と観測波形の一致は良好で、グリーン関数は解析に必要な精度が一定程度確保できたと考えられる（図 6.2.1(2)-1）。

震源インバージョンでは、まず、断層の基準点を S-net データを用いた DD 法による震源位置とし、走向、傾斜は気象庁による値を用いた。長さ、幅は余震分布をもとに設定し、地表面(海底面)からモホ面程度までの幅の、44 km × 24 km の断層面とした。16 地点の K-NET, KiK-net 観測点の加速度記録を用い、0.05-0.3 Hz のバンドパスフィルターを適用して 1 回積分して作成した速度波形を対象に、マルチタイムウィンドウインバージョン法により、震源過程を求めた。最大すべり量は 2.1 m で、断層面上端で最大値を示す結果が得られた。破壊開始点の南西側に大きなすべり量を示す領域があり、この領域がアスペリティとして同定される（図 6.2.1(2)-2）。一方、HRA は断層面下端に同定された。破壊の進展は、破壊開始後、9-18 秒にかけて、破壊開始点の南西側浅部にあるアスペリティが破壊している。

逆解析で求めた震源モデルをもとに、特性化震源モデルによる合成波形の作成を試みた（図 6.2.1(2)-3）。断層面設定など、巨視的パラメータは、インバージョンの設定をそのまま用いた。アスペリティの設定は、インバージョンで同定されたものを用いた。滑り時間関数には、修正 Yoffe 関数を用い、ライズタイムやピークタイムは、インバージョンで求められた滑り時間関数から求めた。計算した速度波形は、0.05~0.3 Hz で最大振幅などはある程度観測波形や、インバージョンのモデルから計算した結果を再現できる。破壊伝播形式をいくつか試行したが、差はあまり大きくはなく、この地震では同心円状破壊が妥当であると考えられる。

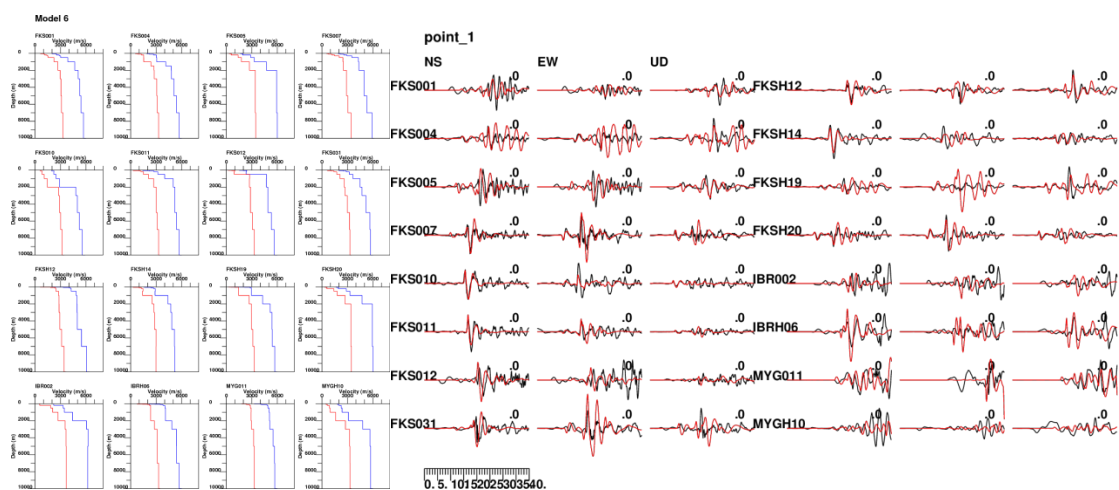


図 6.2.1(2)-1 (左)推定された各観測点の速度構造モデル。(右)余震の再現計算。赤は理論、黒は観測速度波形(0.1-0.3 Hz)。

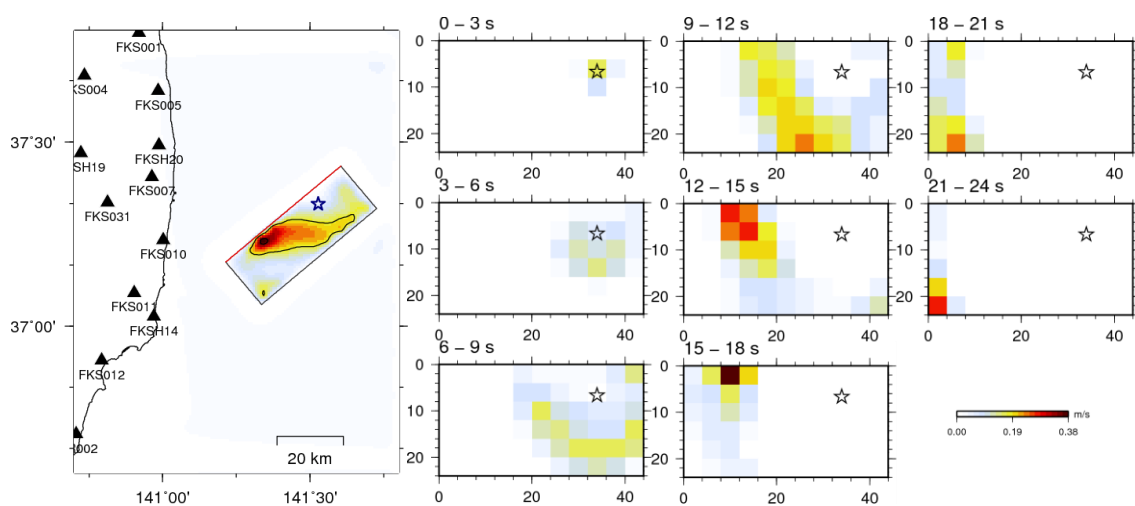


図 6.2.1(2)-2 (左)すべり量分布を地図上にプロットしたもの。▲は解析に用いた観測点分布。(右)破壊のスナップショットを示す。

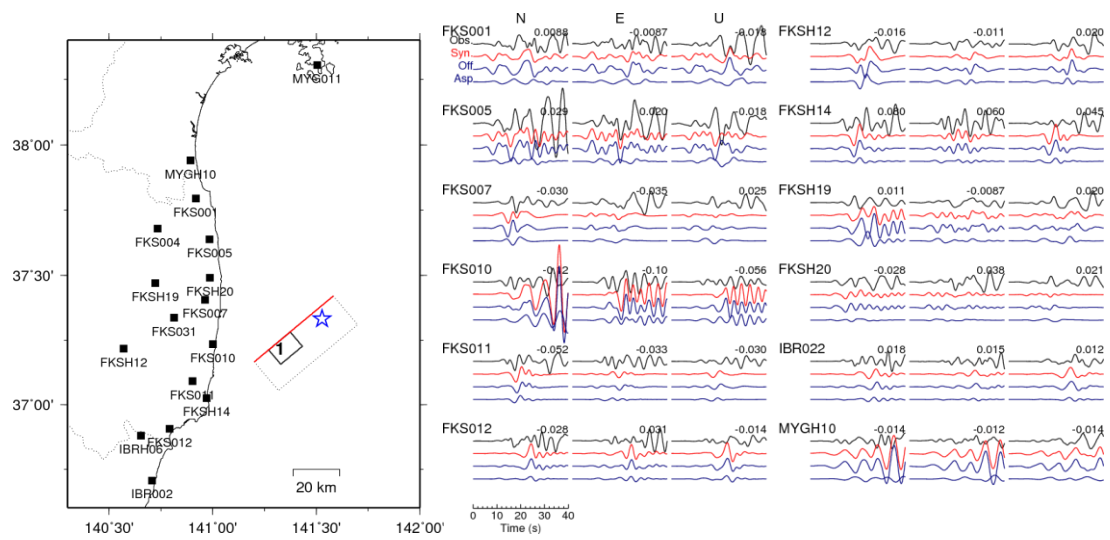


図 6.2.1(2)-3 (左)特性化震源モデルのアスペリティ配置。(右)観測波形(黒), 理論波形(赤), 背景領域とアスペリティからの波形(青)の比較 (0.05-0.3 Hz)。

6.2.1(3) 2016 年鳥取県中部の地震 ($M_{JMA}6.6$)

2016 年鳥取県中部の地震 (2016 年 10 月 21 日 14 時 7 分 $M_{JMA}6.6$) において震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や震源域周辺の地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築を目的として、本地震の震源インバージョン解析、経験的グリーン関数法に基づく強震動生成震源モデルの推定を実施した。

この地震の破壊過程を、震源近傍で得られた強震観測記録をもとにマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定した。断層面は、F-net メカニズム解および気象庁一元化震源による余震分布により設定した。設定した断層面モデルをもとに、マルチタイムウィンドウ法により震源の破壊過程を逆解析した。断層面を空間方向には $1.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ の小断層に、時間方向には破壊開始時刻から一定の破壊伝播速度で広がる同心円が到達した時刻から 0.4 s 間隔にパルス幅 0.8 s のスムーズドランプ関数を 5 個並べ、時空間的に離散化して理論波形を計算した。なお、本研究では、はじめに対象周波数を $0.1 \text{ Hz} \sim 0.5 \text{ Hz}$ (周期 $2 \text{ 秒} \sim 10 \text{ 秒}$) として解析を実施し、Somerville et al.(1999)の規範に基づきトリミングを実施し、震源破壊領域を抽出した。次に、対象周波数を $0.1 \text{ Hz} \sim 1 \text{ Hz}$ (周期 $1 \text{ 秒} \sim 10 \text{ 秒}$) まで短周期側まで広げて解析を実施した。解析の結果得られたモデルでは、すべりの大きな場所は破壊開始点付近に分布していることが確認できた (図 6.2.1(3)-1)。

次に、震源破壊過程結果 (対象周波数 $0.1 \text{ Hz} \sim 1 \text{ Hz}$) から、Somerville et al.(1999)の規範によりアスペリティを抽出した。また、吉田・他 (2015) の規範により High Rate Area (HRA) を抽出した。両者を比較すると、場所に関しては、破壊開始点付近のほぼ同じ場所であるが、アスペリティの方が HRA より大きい領域となった (図 6.2.1(3)-1 の赤矩形 (アスペリティ)、図 6.2.1(3)-2 の青矩形 (HRA))。

最終的な総モーメント解放量は $2.54 \times 10^{18} \text{ Nm}$ となり、F-net の $2.24 \times 10^{18} \text{ Nm}$ (最終版) とほぼ一致する。また、破壊領域、平均すべり量、アスペリティの面積と地震モーメントと、既往のスケーリング則との関係は、ばらつきの範囲内で一致していることを確認した。

震源インバージョン解析では、以下の 1) - 2) について明らかとなった。1) アスペリティおよび HRA は、破壊開始点付近に存在した。2) アスペリティのパラメータは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。

$0.1\text{-}10 \text{ Hz}$ の地震動に対しては、釜江・入倉 (1998) に代表される経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986 ; 入倉・他, 1998) によるフォワードモデリング手法により SMGA モデルの構築を行った。経験的グリーン関数として使用する要素地震には 2016 年 10 月 21 日 12 時 12 分に震源ごく近傍で発生した $M_{JMA}4.2$ の地震を使用した。震源周辺の 4 地点の KiK-net の地中観測記録を再現できるように SMGA の位置やサイズなどのパラメータを調整した結果、破壊開始点の周辺とその北側に SMGA を配置した震源モデルを構築した (図 6.2.1(3)-1, 図 6.2.1(3)-2 の SMGA1 および SMGA2)。

震源インバージョンによるアスペリティと SMGA との位置関係の図を図 6.2.1(3)-1 に、

HRA と SMGA との位置関係の図を図 6.2.1(3)-2 に示す。この検討から、以下の 1) - 3) について明らかとなった。1) SMGA のパラメータは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。2) SMGA は、アスペリティ或いは HRA に近い場所にある。3) 断層北側について、震源インバージョン結果では、比較的すべり量は大きいがアスペリティまたは HRA としては抽出されていないが、短周期地震動の再現には SMGA2 が必要となる。

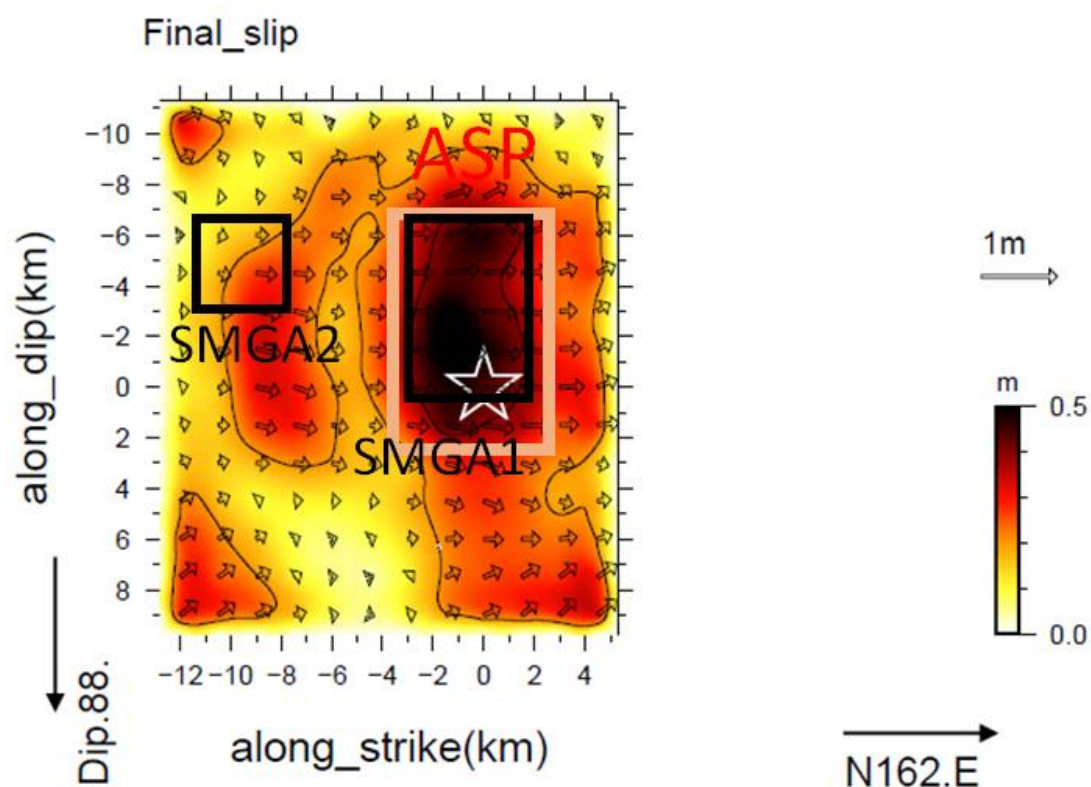


図 6.2.1(3)-1 アスペリティ（赤矩形）と SMGA（黒矩形）との比較。背景は、震源インバージョン結果の最終すべり量分布を示す。星印は破壊開始点を示す。

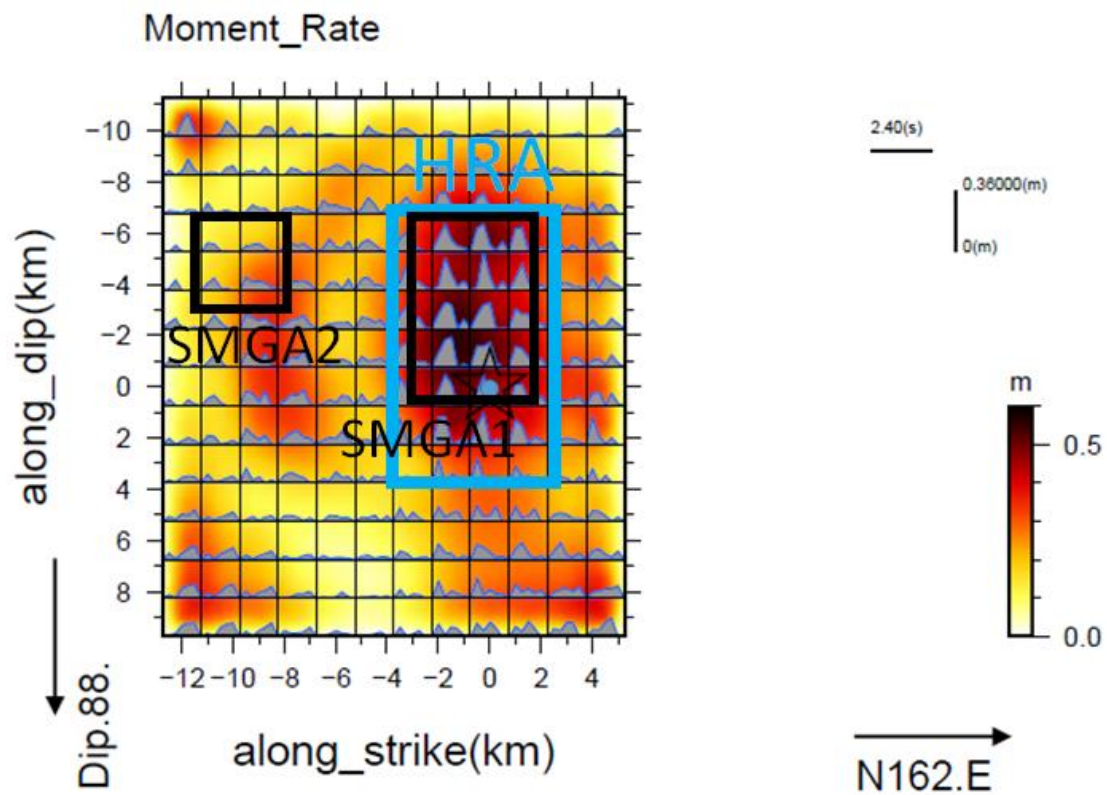


図 6.2.1(3)-2 HRA（青矩形）と SMGA 震源モデル（黒矩形）との比較。背景は、波形インバージョンで得られたモーメントレートの分布を示す。星印は破壊開始点を示す。

6.2.2 震源スケーリング則の改良

6.2.2(1) 巨視的・微視的スケーリング則の検討

地震本部(2017)による強震動予測レシピは、3-stage の震源スケーリング則に基づいているが、この震源スケーリング則は主に震源インバージョン解析結果によるものである。Somerville et al. (1999)は、各解析者が設定した断層面に対して断層破壊領域の大きさを客観的に推定するため、不均質すべり分布に対して平均すべり量の 0.3 倍以上となる領域を断層破壊領域と定義した。一方、Thingbaijam et al. (2017) は、設定断層面上での不均質すべり分布に対してすべり分布の自己相関関数 (Thingbaijam and Mai, 2016) に基づいて断層破壊領域を抽出している。このため、異なる規範に基づいた抽出方法による断層破壊領域の相違の有無について検討を行った結果、ほとんどの地震で両者は一致することを確認した。さらに、近年発生した 2016 年茨城県北部の地震(Mj6.3)、2016 年鳥取県中部の地震(Mj6.6)、2016 年福島県沖の地震(Mj7.4)の震源パラメータを追加し、地震本部(2017)による震源スケーリング則を検討した結果、図 6.2.2(1)-1 に示すように追加した震源パラメータは地震本部(2017)の震源スケーリング則と整合的であった。引き続き、震源スケーリング則の高度化を目指して、震源インバージョン解析に基づいた震源パラメータの抽出及び分析が重要である。

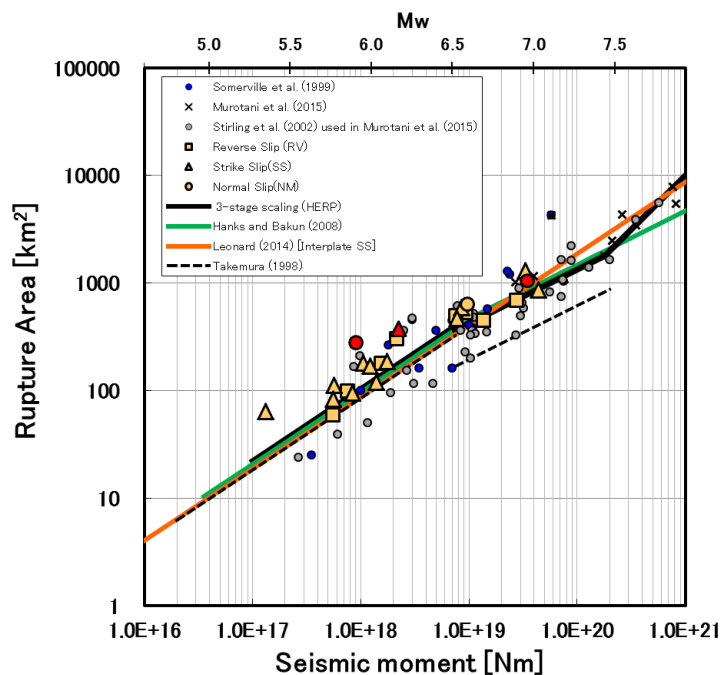


図 6.2.2(1)-1 断層破壊領域と地震モーメントの関係 (赤：H29 年度検討地震)

6.2.2(2) 浅部の大すべり域における震源スケーリング則の検討

1995 年兵庫県南部地震以降、日本国内では強震観測網（K-NET, KiK-net 等）や自治体の震度計ネットワークが整備され、これまでほとんど観測されなかった震源極近傍の地震動データが得られるようになってきた。2016 年熊本地震の本震(4 月 26 日 1 時 24 分)では、西原小森で約 2m、益城町宮園で約 1m の水平変位が観測されている（岩田、2016）。本検討では、西原小森や益城町宮園の観測点直下の地表近くにすべり量が約 2m~4m の大すべり域 (LMGA; Long Motion Generation Area) を設定することで、観測された永久変位を説明できることを示した（図 6.2.2(2)-1 参照）。さらに、LMGA のすべり量が松田(1975)と武村(1990)の経験的關係式を用いて説明できること、LMGA のすべり量が断層破壊領域の平均すべり量の約 2 倍であることを示した。（図 6.2.2(2)-2 参照）。今後は、LMGA の大きさやすべりの深さ依存性について検討する必要がある。

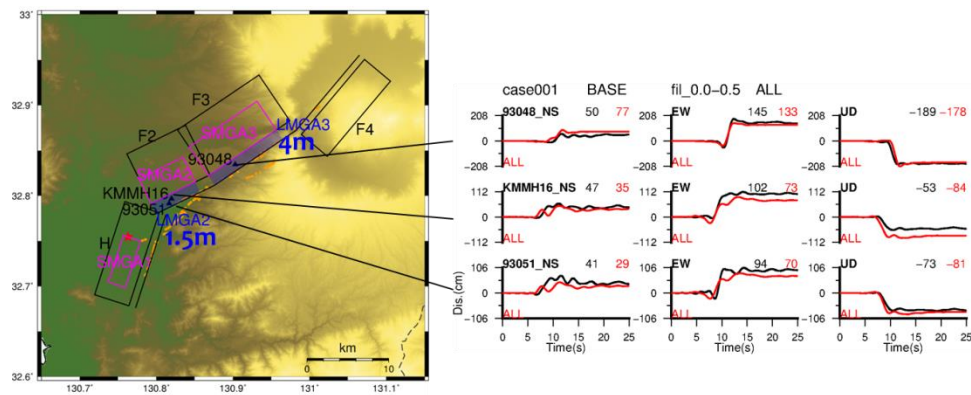


図 6.2.2(2)-1 (左) 2016 年熊本地震（本震）の LMGA 及び（右）観測変位波形と計算波形

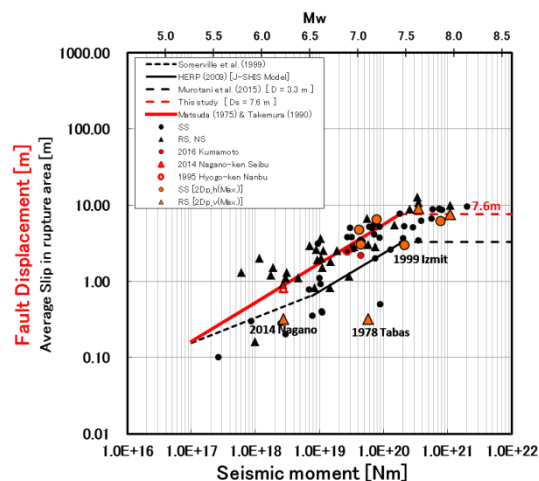


図 6.2.2(2)-2 地表の断層変位と地中の平均すべり量の関係

6.2.3 2016 年熊本地震系列の震源特性の検討

2016 年熊本地震系列のコーナー周波数を Somei *et al.* (2014, Pure Appl. Geophys. 171, 2747–2766) の S 波コーダスペクトル比法に基づいて推定し、過去の国内の内陸地殻内地震系列の結果と比較しながら、震源スケーリングや応力降下量のばらつきについて検討を行った。本報では M_w 6.0 以上の 3 地震を含む M_w 3.3–7.1 の 60 地震を解析対象とした。解析においては、RMS エンベロープを評価し、スペクトル比をとる大地震と小地震の記録で S 波コーダの時間減衰曲線の共通性を客観的に評価し、記録の選定を実施した。その結果、S 波に比べて S 波コーダの観測点ごとのスペクトル比のばらつきは小さく、安定してコーナー周波数を推定することが可能となった（図 6.2.3-1, 図 6.2.3-2）。一方で、S 波を用いたスペクトル比の場合は、大地震の破壊伝播指向性によってスペクトル比形状、コーナー周波数に観測点方位依存性が確認され、地震ペアをとり囲む観測点による方位平均の必要性が示唆された。S 波コーダスペクトル比法によって抽出された 2016 年熊本地震系列の観測震源スペクトル比は、 ω^2 震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比によって概ね説明することができた（図 6.2.3-1）。

推定されたコーナー周波数と地震モーメントの関係から、応力降下量 0.07 MPa から 4.85 MPa の間でばらつきをもち、過去の内陸地殻内地震系列のばらつき（Somei *et al.*, 2014）の範囲内となった（図 6.2.3-3）。また、地震系列内で規模が最大の 2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分（ M_w 7.1）を本震とすると、系列内のそれ以外の地震は本震の応力降下量よりそのほとんどが小さく、Somei *et al.* (2014) と同じ傾向が得られた。また、強震動予測レシピから期待される断層全体の平均応力降下量と比すると、2016 年熊本地震系列の応力降下量は良い対応を示しており、内陸地殻内地震の震源特性として平均的な断層全体の応力降下量であったことがわかる。応力降下量のばらつきの要因を調べると、断層タイプとの関係性は得られなかったが、震源深さに応じて応力降下量が大きくなる傾向が得られた（図 6.2.3-4）。

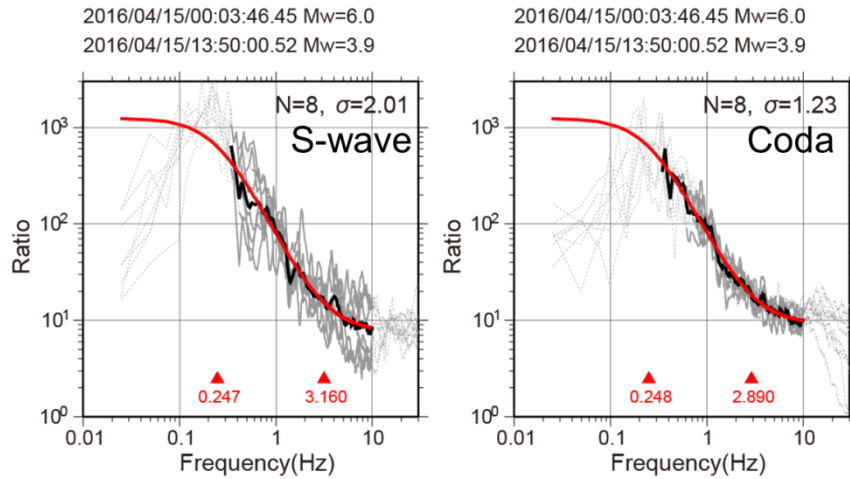


図 6.2.3-1 2016 年 4 月 15 日 0 時 3 分 (M_w 6.0) と 2016 年 4 月 15 日 13 時 50 分 (M_w 3.9) の地震ペアの観測震源スペクトル比（黒色実線）と理論震源スペクトル比（赤色実線）の比較．灰色線は各観測点の観測スペクトル比（実線部は $S/N \geq 5.0$ ，破線部は $S/N < 5.0$ の周波数帯域をそれぞれ表す），赤色三角印は推定されたコーナー周波数．右上の数値 N は使用した観測点数， σ は $\log S.D. (f_i)$ の実線部の平均値をそれぞれ表す（観測点間の観測スペクトル比のばらつきを表した数値）．左）直達 S 波，右）S 波コーダを用いた場合の結果．

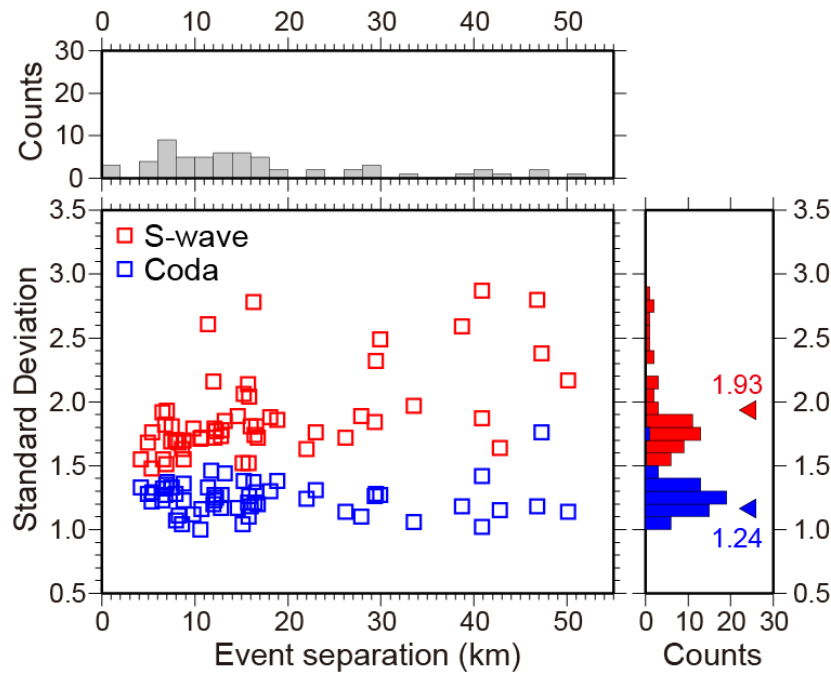


図 6.2.3-2 全地震ペアの観測震源スペクトル比の観測点ごとのばらつきの指標 σ （対数標準偏差）と地震ペア間の震源距離との関係．赤色，青色は S 波スペクトル比，S 波コーダスペクトル比の結果．

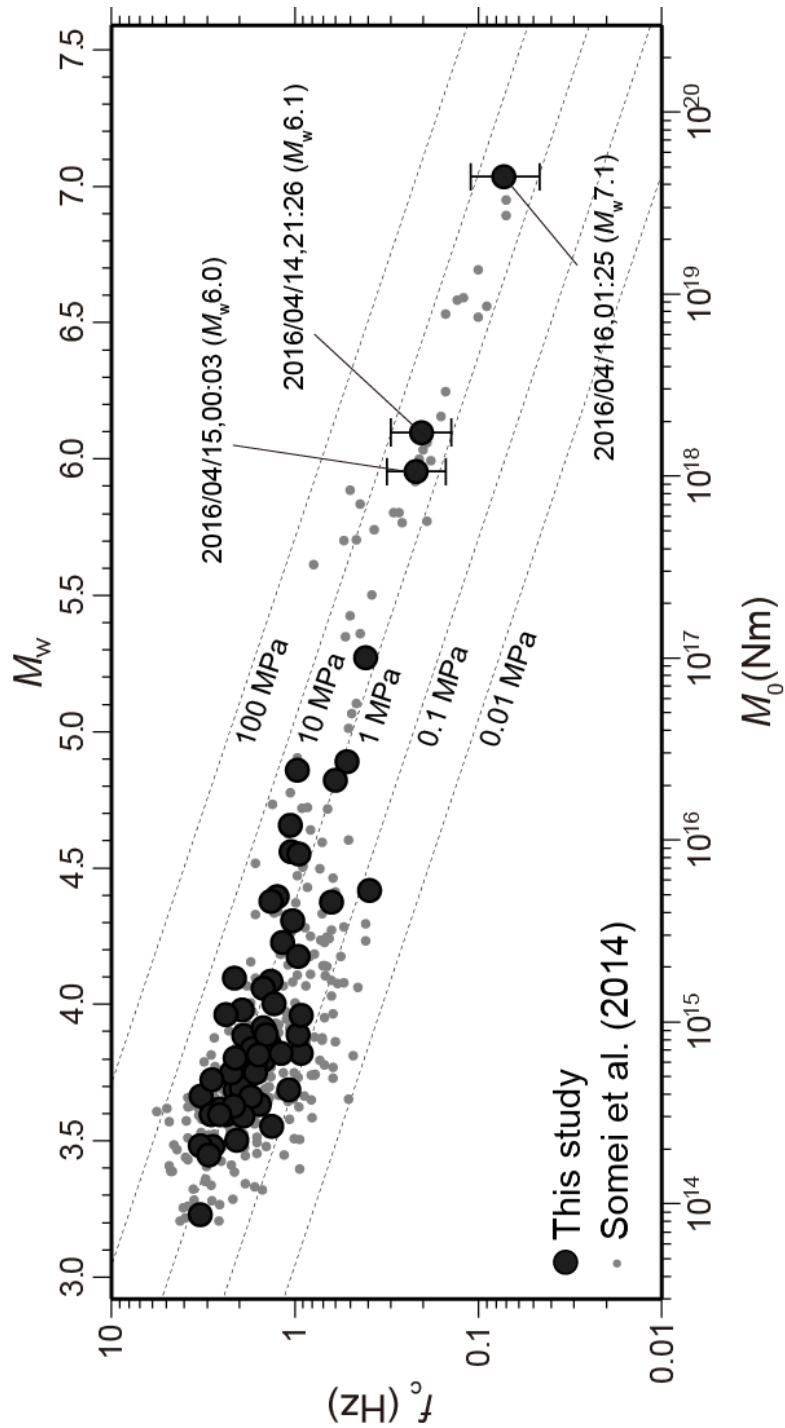


図 6.2.3-3 コーナー周波数 f_c と地震モーメント M_0 の関係．黒色丸印と灰色丸印は本報と Somei *et al.* (2014)の結果．破線は応力降下量一定（0.01, 0.1, 1, 10, 100 MPa）を表す．大地震とした3地震のもつエラーバーは、複数の小地震から得られた f_c の対数標準偏差を表す．

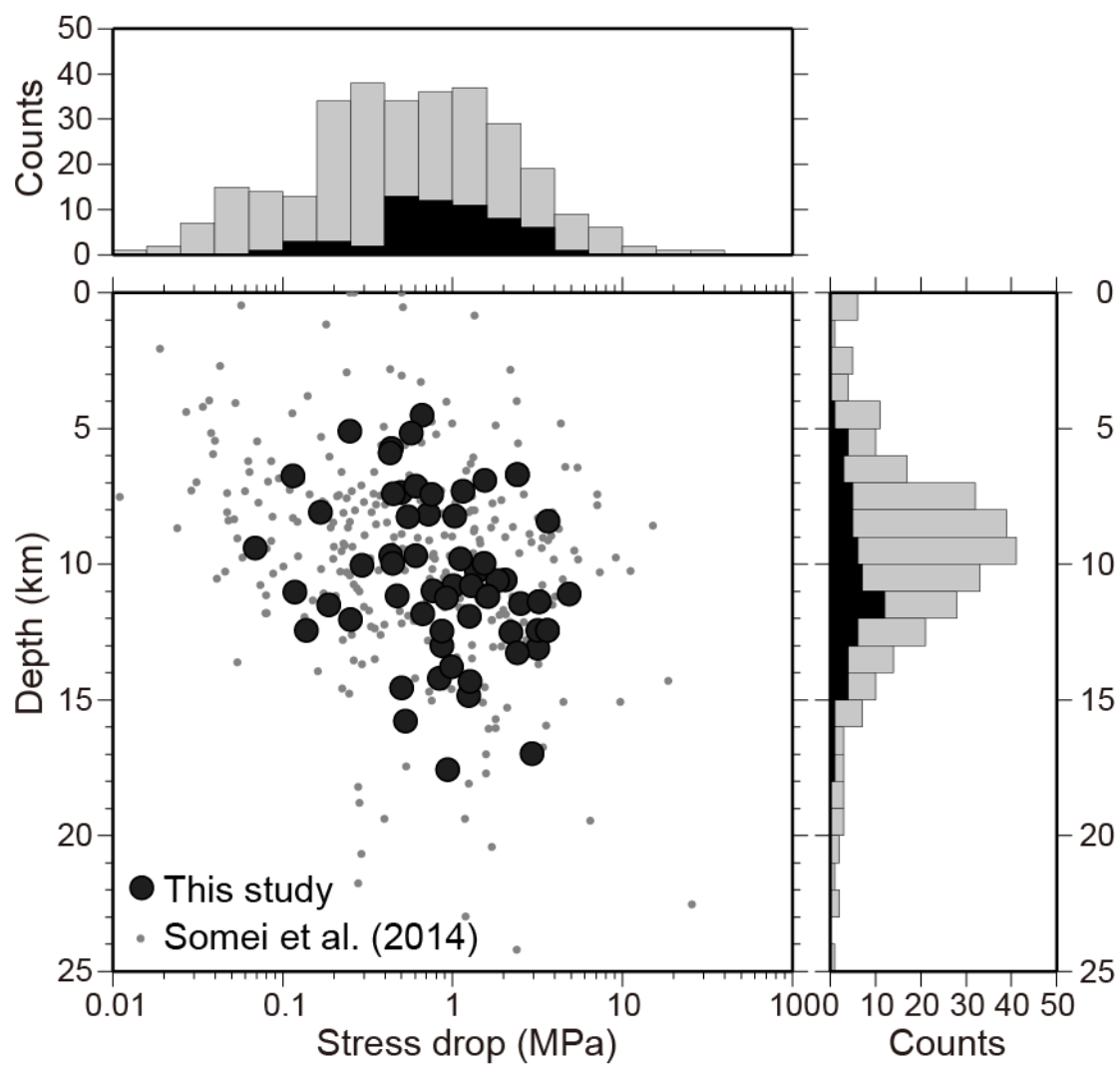


図 6.2.3-4 応力降下量 $\Delta\sigma$ と震源深さの関係. 凡例は図 6.2.3-3 に同じ.

6.3 特性化震源モデルのパラメータの影響度の検討

6.3.1 検討対象パラメータの不確かさのモデル化

特性化震源モデルのパラメータのうち、アスペリティの位置（深さ方向）、アスペリティの応力降下量、破壊伝播速度、ライズタイム、高周波数遮断特性 ($f_{\max}$)、地震発生層の上端深さの 6 種類のパラメータについて、既往研究成果等に基づいて平均値や不確かさのモデル化を行った。

6.3.2 基本震源モデルの構築及び地震動評価

不確かさをモデル化した各パラメータの平均値等を用いて熊本地震本震を模擬した特性化震源モデルを構築し、ハイブリッド合成手法（短周期側は統計的グリーン関数法，長周期側は波数積分法）により面的な地震動評価を実施した．地震動評価結果は司・翠川（1999）による最大加速度，最大速度の距離減衰式と概ね調和的であったことから，構築した特性化震源モデルは基本震源モデルとして適切であることを確認した．

6.3.3 各パラメータの不確かさを考慮した地震動評価

各パラメータの不確かさのモデル化の結果に基づき、パラメータごとに不確かさを考慮した震源断層モデルを不確かさケースとして構築した。不確かさケースは、各々のパラメータについて基本震源モデルから地震動が大きくなる不確かさと、地震動が小さくなる不確かさの2種類を考え、合計12種類の不確かさケースを考えた。各々についてハイブリッド合成手法により地震動評価を行い、その結果は基本震源モデルの結果と比較した。

6.3.4 パラメータの影響度分析

基本震源モデルと各不確かさケースの地震動評価結果の比較結果に基づいて、各種の不確かさの考慮による地震動評価への影響度合いを検討した。ここでの影響度とは、基本震源モデルに対する各不確かさケースの最大加速度等の地震動指標値の比の平均や平均±標準偏差と考える。この平均や平均±標準偏差が1から乖離が大きくなる不確かさケースほど、地震動評価への影響度が大きいパラメータであることを意味する。最大加速度や周期 0.1 秒（周期 0.05 秒～0.2 秒の平均）への平均的な影響度は、応力降下量の不確かさによるものが大きい。影響度のバラツキは、応力降下量の不確かさよりもアスペリティの位置（深さ方向）の方が大きく、これはパラメータの不確かさによる地震動への影響度合いが評価地点によって異なることを意味している。断層極近傍地点のみに限定すると、平均的な影響度はアスペリティの位置（深さ方向）の不確かさが、応力降下量の不確かさを上回る。これは、断層極近傍地点では、アスペリティの位置（深さ方向）が変わるとアスペリティまでの最短距離の比が大きく変化することに起因していると考えられる。最大速度や周期 1 秒（周期 0.5 秒～2 秒の平均）への平均的な影響度は、ライズタイムやアスペリティの位置（深さ方向）、破壊伝播速度によるものが大きく、最大加速度や周期 0.1 秒で影響度が大きかった応力降下量の不確かさによる影響度は小さい。断層極近傍地点のみに限定すると、平均的な影響度は、最大加速度や周期 0.1 秒と同様にアスペリティの位置（深さ方向）の不確かさが最も大きかった。今後は、震源パラメータ間における相互相関について分析し、震源パラメータ間のバラツキの影響度について検討を進める必要がある。

6.3.5 不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価

Graves and Pitarka (2016) (以下, GP2016) の広帯域ハイブリッド法を用いた 2016 年熊本地震本震 (M_w 7.0) に対する断層近傍の地震動シミュレーション結果に基づいて, 不均質性を持つ特性化震源モデルの妥当性を分析した.

分析は以下の二つのステップで実施された.

(ステップ 1)

最初に, GP2016 の不均質震源モデルを強震動予測レシピ (Irikura and Miyake, 2011; IM2011) に基づく特性化震源モデルと組み合わせることで, 熊本地震本震に対する不均質性を持つ特性化震源モデルを構築した. 構築された運動学的震源モデルでは, GP2016 に基づき, 小さいスケールを持つすべり破壊のばらつきを与えると同時に, 浅い領域には大きなすべり変位, また, 深い領域には大きなすべり速度を与えている. さらにこの震源モデルでは, IM2011 の多重アスペリティモデルによる断層近傍でのディレクティビティ効果も考慮している.

(GP-1) 不均質な震源モデル(GP2016), (GP-2) 特性化震源モデル (IM2011), および (GP-3) GP2016 と IM2011 に基づいた不均質性を持つ特性化震源モデルの 3 種類のモデルを設定し, それらの震源モデルによる地震動評価を実施した. 地震動評価の対象サイトは 19 観測点で, 周波数 0-10 Hz の帯域の地震動シミュレーションを実施した. 地震動評価には, 加速度・速度時刻歴, 水平成分の応答スペクトル RotD50 を指標とした. 評価の結果, モデル GP-3 は広帯域にわたって, 他の 2 モデルに比べて良い指標が得られた (図 6.3.5-1). これは, モデル GP-3 がアスペリティ領域における大すべり速度, 地殻最上部約 4 km (いわゆる *weak zone*) に見られる大すべり変位・長いライズタイムも含めて, GP2016 と IM2011 の両方の重要な特徴を取り入れたからである.

(ステップ 2)

次に, 熊本地震本震に対して多点の広帯域地震動シミュレーションを実施し, 運動学的震源モデルの震源パラメータが断層近傍地震動のばらつきに与える影響を検討した. 検討対象の震源パラメータは, すべり変位の空間的ばらつきに加え, ライズタイム, 破壊伝播速度, すべり変位分布のばらつきの強度, 破壊開始点の変化である. したがって, 計算される地震動のばらつきの周波数依存性は非常に大きいことが予想された. 計算された地震動を, 観測地震動および横ずれ地震に対する地震動予測式 (NGA-WEST2 の GMPE ; 図 6.3.5-2) を用いて計算される地震動と比較した. これらの地震動のミスフィットを分析し, 地震動のばらつきにもっとも影響を及ぼすパラメータまたはその組み合わせを抽出した. 分析の結果, 特に 1 秒より長い周期で, 破壊伝播速度とすべり変位分布のばらつきの強度が計算地震動の振幅レベルを大きく変化させ, より速い破壊伝播速度とより粗いすべり変位分布がより大きな

地震動をもたらすことが分かった。一方で、ライズタイムが地震動へ及ぼす影響はもっとも小さいことも分かった。また、破壊開始点は地震動の空間的分布に影響を及ぼすものの、地震動振幅の全体的なレベルに対する影響は小さい。一般的に、90 度より小さい斜め方向の **dip** 角をもつすべりでかつアスペリティ内の破壊伝播が上向きに進む場合、ディレクティブ効果として断層走向に平行な向きの地震動がより強く生成される。この現象の度合いもまた、破壊伝播速度や破壊開始点の深さによって左右されることを確認した。

今後は、動力学シミュレーションを取り入れ、震源時間関数等の深さ依存性について検討する必要がある。

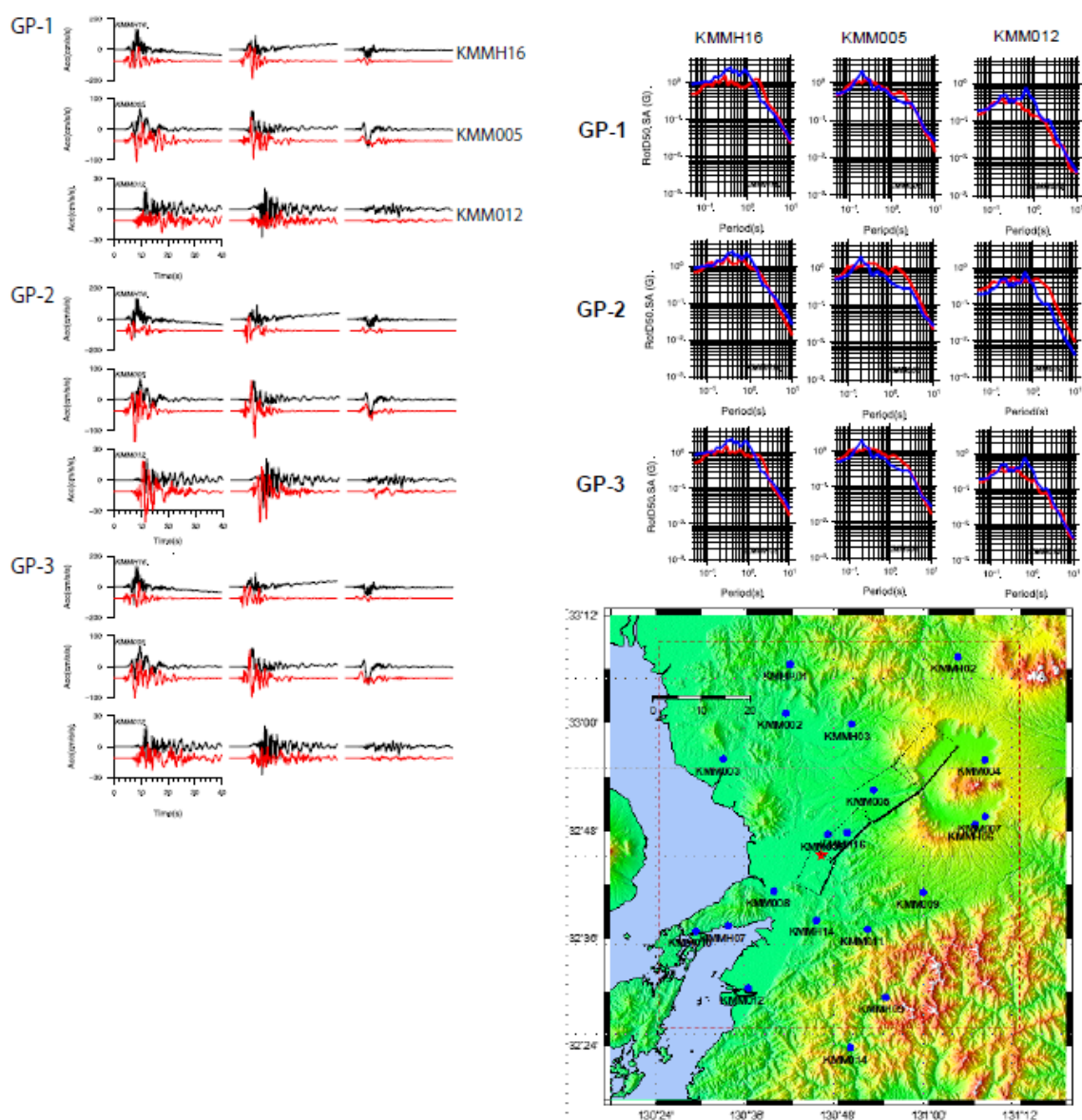


図 6.3.5-1 GP-1,2,3 の各震源モデルによる加速度波形（左）と加速度応答スペクトルの RotD50（右上）.

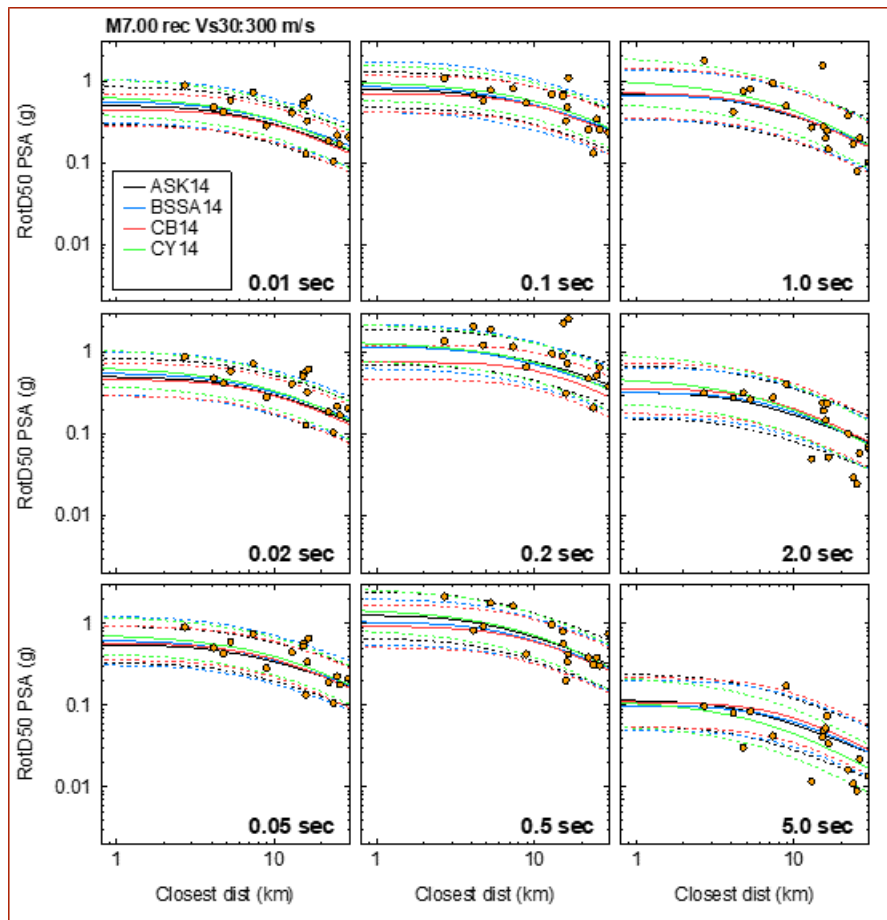


図 6.3.5-2 加速度応答スペクトル RotD50 に対する 4 つの NGA West GMPE (破線) と 19 観測点に対して GP-3 基本モデルを使って計算された加速度応答スペクトル RotD50 (プロット).

6.4 動力学シミュレーションによる震源特性化手法の検討

6.4.1 震源インバージョン結果に基づいた動力学パラメータの推定

強震動予測レシピにおいて、高精度な予測強震動を得るためには、実際に発生した地震の震源像を詳細に把握し、その知見を特性化震源モデルの構築に活かしていくことが重要である。現在広く用いられている特性化震源モデルの概念は、運動学的震源モデルの上に立脚しているが、断層破壊現象は本質的には動力学で表現される。近年、動的破壊過程に基づいた強震動シミュレーションに関する研究も発展を遂げており、震源での動力学パラメータをモデル化することは、強震動予測の高精度化、或いは特性化震源モデルの高度化において期待されることの1つであると考えられる。本研究は、動力学パラメータの知見を特性化震源モデルに組み込むことを目的とし、2016年茨城県北部の地震、2016年福島県沖の地震、2016年鳥取県中部の3地震を対象として、3.1の運動学的震源インバージョン結果に基づいて、断層面上での応力時空間変化を推定し、震源断層の破壊にとって本質的な動力学パラメータの推定を試みた。

本研究では、震源インバージョンで求めた震源モデルを境界条件として媒質中の波動場を3次元差分法により計算することで、応力の時刻歴や断層面上での変位-応力関係などを明らかにした。2016年茨城県北部の地震では、1) 動的応力降下量のアスペリティ領域の平均値は、断層全体の平均値の2倍程度大きい。2) 臨界すべり量は、最終すべり量の50%程度であり、アスペリティでの D_c や D_c' は、断層全体の平均値の2倍程度である。3) アスペリティ領域の静的応力降下量は、Asano and Iwata (2011, Pure Appl. Geophys., 168, 105-116)の応力降下量の分布のばらつきの範囲内(下限付近)で、深さ依存性の傾向には対応する。4) Rise time は断層面上で一様であることに対して、Peak time は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の0.7倍程度である。5) Strength excess time は、アスペリティ領域で小さく、断層全体の0.7倍程度である。また、Strength excess time は、アスペリティの端部で大きくなる特徴がある。6) Breakdown time は、アスペリティ領域の方が大きく、断層全体の1.2倍程度である。8) 最終すべり量とすべり速度は、良い相関がある。9) 動的、静的応力降下量、及び実効応力は、良い相関がある。10) 動的、静的応力降下量、及び実効応力とすべり、及びすべり速度は、相関がある。11) すべり速度は、静的応力降下量よりも動的応力降下量や実効応力と相関が良い。12) Breakdown time が長いと D_c も大きく、静的応力降下量も大きい。13) Strength excess 速度が速いと Peak time や Strength excess time が短い、といった結論が得られた(図6.4.1-1)。

2016年福島県沖の地震では、得られた静的応力降下量は、やや小さいものが推定された。また、得られた実効応力も、経験的グリーン関数による解析で得られたものと比べ半分以下の値が得られた。断層面全体の破壊エネルギー G_c は、既往研究の地震規模に対するスケーリング則(Tinti et al., 2005)よりやや小さめであったが、ばらつきの範囲内で求められた。

摩擦構成則から求める臨界すべり量 D_c は、摩擦構成則から推定した値では、すべり速度から求める D_c'' の 2 倍近い値が求められた。 G_c は、上述の通りやや小さめではあるものの比較的妥当であり、これは帯域が制限されていても、比較的安定して求められるとする既往研究の結果(Guatterri and Spudich, 2000) と整合的であった (図 6.4.1-2)。

2016 年鳥取県中部の地震では、Okada(1992)の方法を用いて、断層面上での不均質すべり分布から断層面上での静的応力降下量の推定を行った。断層面上での静的応力降下量の平均は 0.6MPa であり、これは地震本部(2017)の震源スケーリング則に基づいた平均応力降下量 (約 2MPa) に比べるとかなり小さい (図 6.4.1-3)。

図 6.4.1-4 に収集整理した地震の静的応力降下量の平均値と地震モーメントの関係を示す。図中には参考のため、 $M_w6.5$ 程度以下では Somerville *et al.* (1999)による自己相似則 (Self-similar scaling law)に基づいて得られる平均応力降下量 (2.3MPa)、また、Fujii and Matsu'ura (2000)による平均応力降下量 (3.1MPa) を示している。 $M_w6.5$ から M_w7 程度において、若干の静的応力降下量の増加傾向が認められるが、推定された平均静的応力降下量は Somerville *et al.* (1999)あるいは Fujii and Matsu'ura (2000)による平均静的応力降下量と調和的である。今後は、地震本部(2017)の震源スケーリング則における静的応力降下量の相違の有無、応力降下量の深さ依存性について検討をする必要がある。

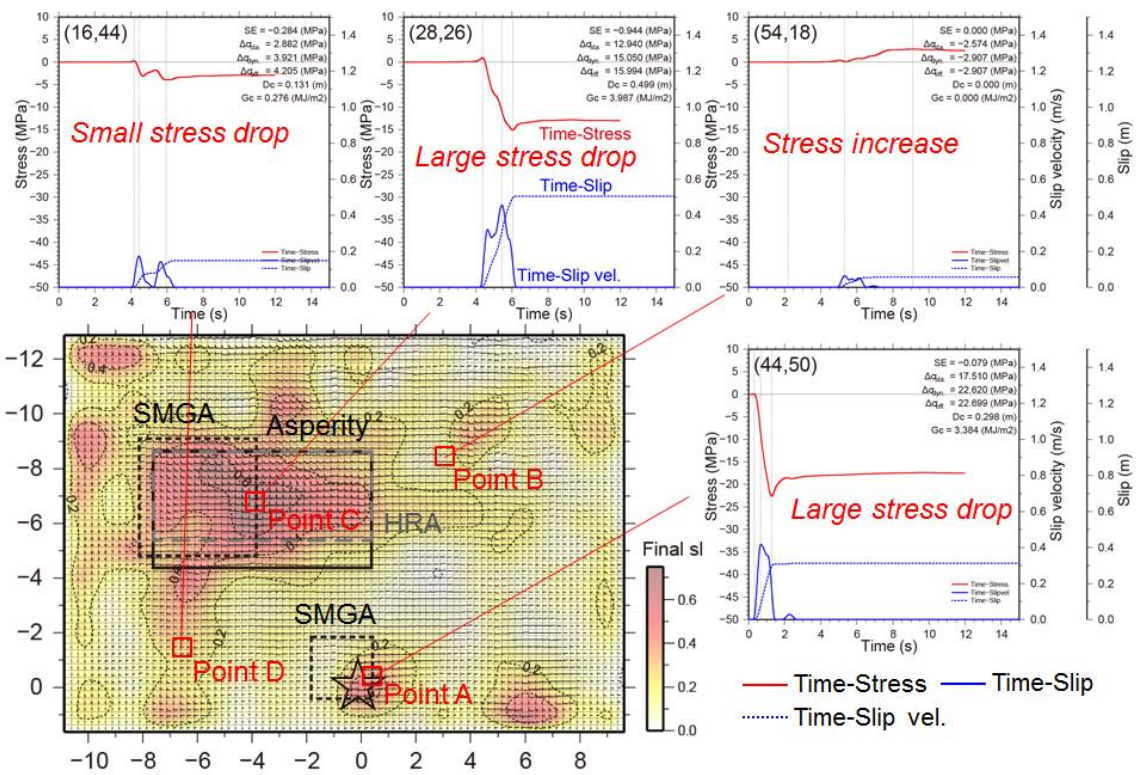


図 6.4.1-1 4つの小断層での応力-時間の関係（赤色実線）とすべり-時間（青色破線），及びすべり速度-時間（青色実線）の関係の例．断層面のコンタは最終すべり量を表す．

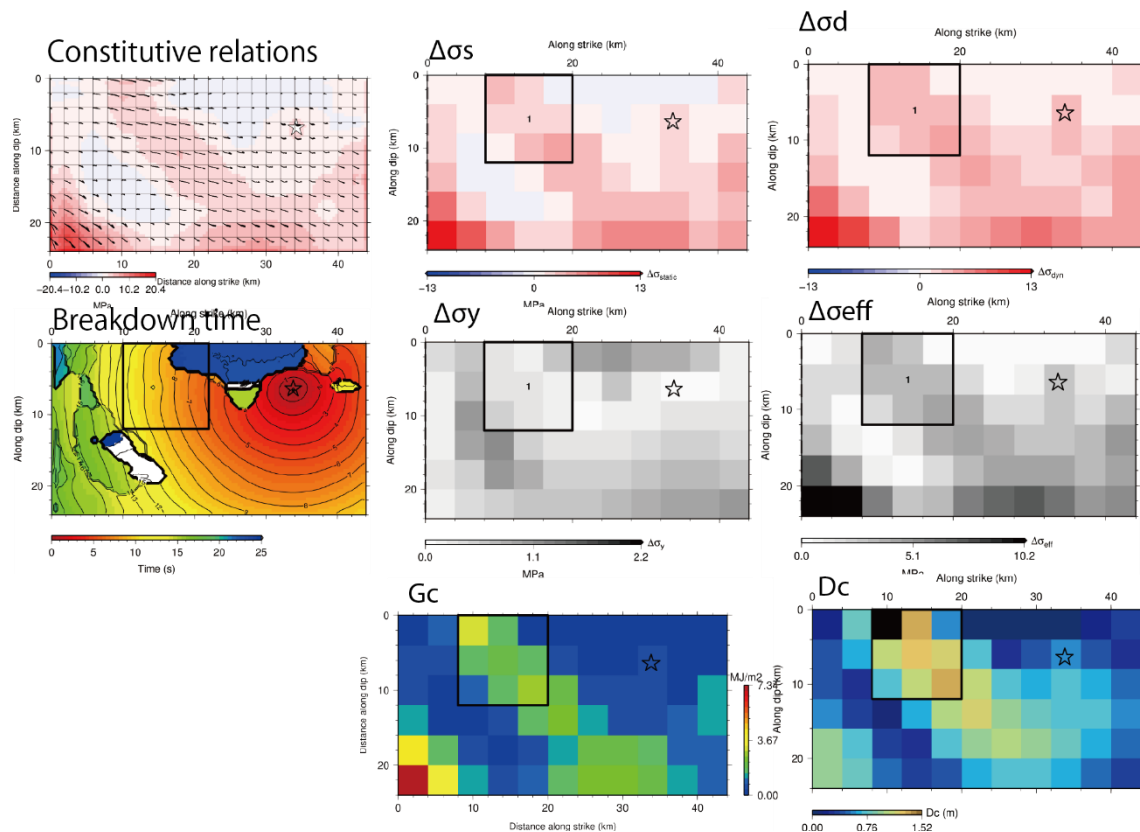


図 6.4.1-2 2016 年福島県沖の地震における動力学パラメータのまとめ

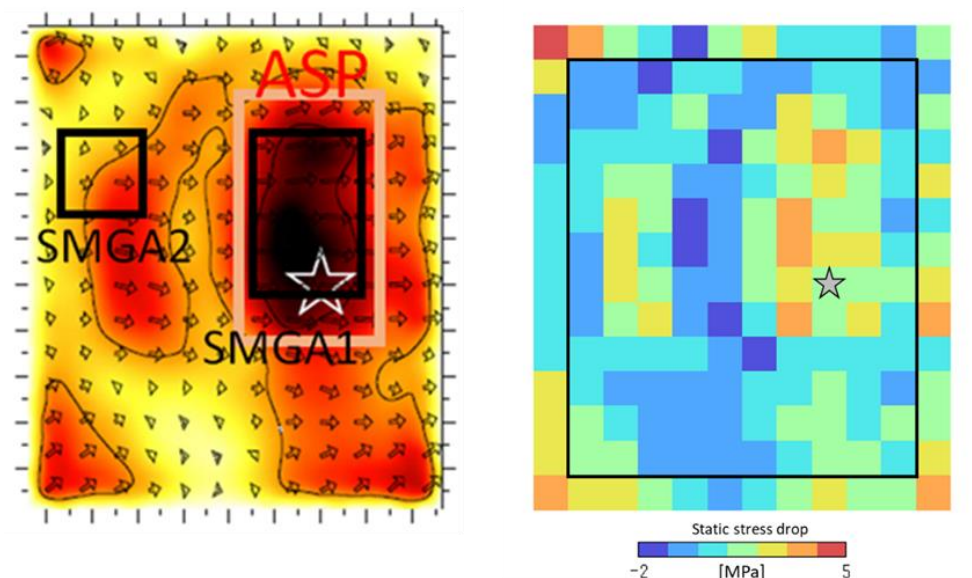


図 6.4.1-3 2016 年鳥取県中部の地震におけるすべり分布（左）と静的応力降下量（右）

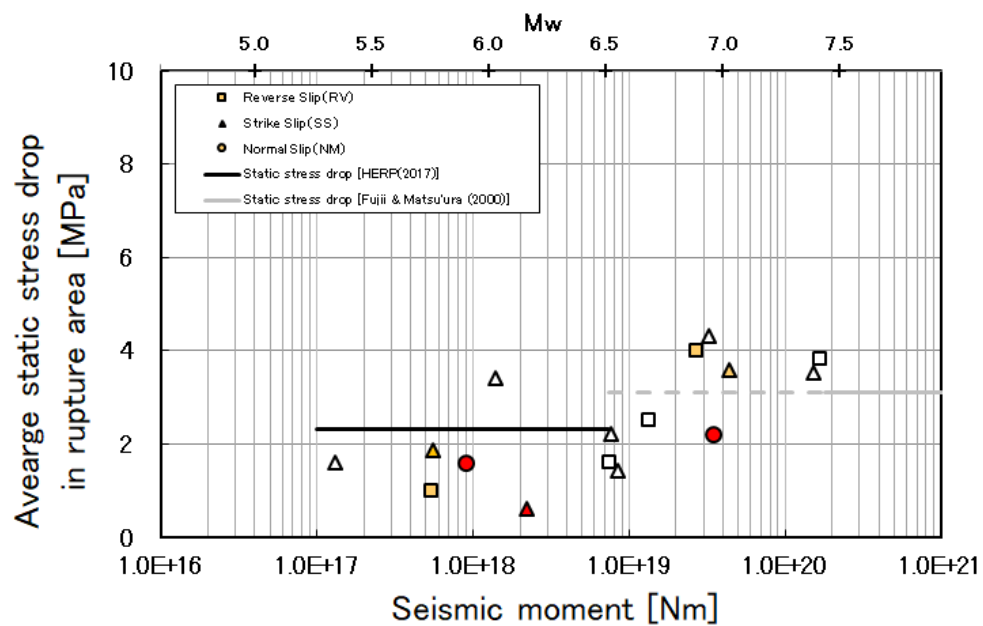


図 6.4.1-4 平均静的応力降下量と地震モーメントの関係
 (白抜き : Iwata et al. (2005) 及び Asano and Iwata (2011)による
 背景領域の平均静的応力降下量)
 (赤 : H29 年度検討地震)

6.4.2 動力学シミュレーションによる震源スケーリング則の検討

規模の大きな地震(Mw7 クラス以上)の発生が少ないことを鑑み、観測データの不足がある大きな内陸地震を対象に動力的なシミュレーションを実施した。その際、我々は折曲によるセグメンテーションを持つ 1992 年 Landers 断層(Mw7.2)を対象に、Mw=7.0~7.8 で 28 個の大きなイベント（地震）をシミュレーションした。また、シミュレーション結果に対して 1992 Landers 地震のデータと比較し、シミュレーション手法を検証した。主な検討結果は以下の通りである：

1. Mw 7.0~7.8 (2~3 ステージの遷移域) の多数の地震イベントがシミュレートされた。図 6.4.2-1 参考。
2. 1992 年 Landers 地震(Mw7.2)の Mw とすべり分布とよく似た特徴を持つ 2 つのイベントが得られた。そのイベントによるシミュレーション結果の平均応答スペクトル (図 6.4.2-2) と観測データは良く一致することを確認し、マルチサイクル手法の有効性が確認できた。
3. 断層破壊領域の平均すべりのスケーリング則は、第 2 ステージと第 3 ステージの間に遷移域があることを明確に確認し、これまでの震源スケーリングをよく再現する (図 6.4.2-3 左)。
4. 第 3 ステージの規模のイベントの断層面積 S と M_o の関係は、震源スケーリングをよく再現する (図 6.4.2-3 右)。S- M_o スケーリング則の勾配は、レシピによって仮定されたものも再現する。しかし、第 2 ステージの断層面積 (S) は震源スケーリング則に比べて若干小さい。

なお、第 2 ステージの断層面積 (S) が小さい要因として、1992 年 Landers 地震を対象にしたため、断層幅がやや小さめに設定されている可能性が考えられた。このため、今後は、断層幅等を調整しながら震源スケーリング則の詳細検討を続けるとともに、シミュレーションに基づいた動力学パラメータと観測記録から推定される動力学パラメータの分析を実施し、動力学パラメータの精度向上を進める必要がある。

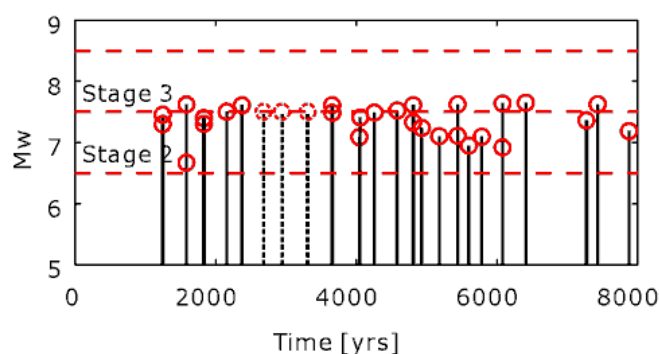


図 6.4.2-1。 マルチサイクル法でシミュレーションされた Mw7.0-7.8 イベント。

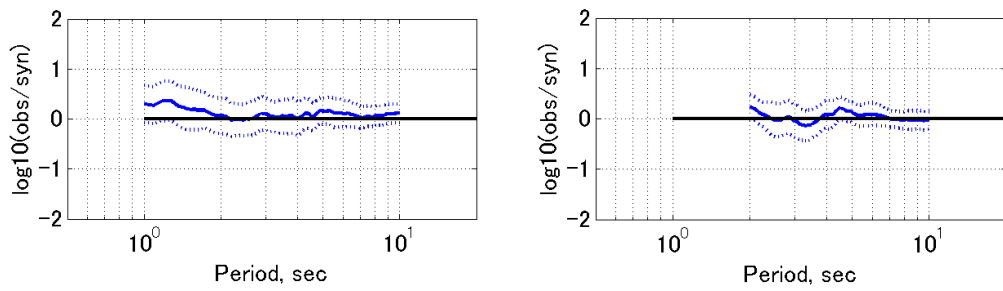


図 6.4.2-2。硬質地盤サイト（左）と軟弱な盆地サイト（右）の水平成分の観測 Sv スペクトルとシミュレーション Sv スペクトルの比較。1831.1yr イベントの場合。

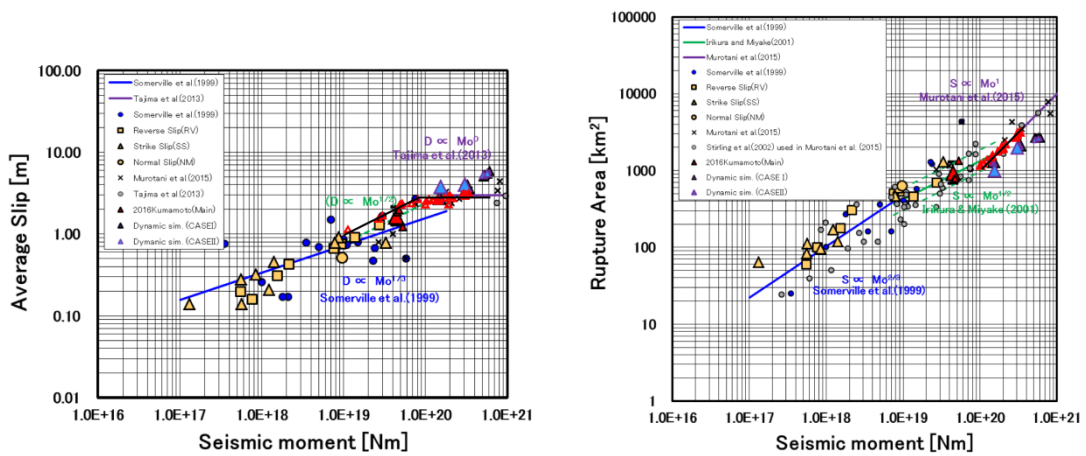


図 6.4.2-3。平均すべり量(左)と断層面積(右)の 3 ステージ・スケーリング則 (Irikura and Miyake, 2011) との比較。赤色の三角形は本研究にシミュレーションされた地震。

7. 研究全体のまとめ

巨視的パラメータの不確かさ評価手法の高度化として、地震調査研究推進本部が改訂した活断層評価手法により推定される断層長と、震源分布やキュリー点深度などから推定される地震発生層厚から得られる断層幅と、震源インバージョンモデルによる断層長、断層幅とを比較した。断層長に関しては、反射法地震探査においても対応する活断層が見出されていない1891年濃尾地震、1978年伊豆大島近海地震を除くと、おおよそ同等の長さ、もしくは活断層評価手法により推定された断層長の方が長い傾向を示した。また、主要活断層帯で発生した地震では、長期評価のように断層上端を地表とした場合、従来の断層上端（D5 など）を設定した場合よりも震源断層幅との対応関係が改善された。しかしながら、D95を採用しても、横ずれ断層では過小評価の地震が多い。これを改善するには、地表に活断層が認められる地震については、断層上端を地表とし、D95よりも深い指標の採用やD100に対してd5（深い方から5%に含まれる震源分布の平均深度）などの適用が考えられる。ただし、このような適用については、地球物理学的情報等を用いた分析及び検証に基づいた上で、実施することが重要である。

微視的パラメータの不確かさ評価手法の高度化として2016年茨城県北部の地震(Mj6.3)、2016年福島県沖の地震(Mj7.4)、2016年鳥取県中部の地震(Mj6.6)を対象に、高精度グリーン関数を用いた震源インバージョン解析及び経験的グリーン関数法による震源のフォワード・モデリングを行った。震源インバージョン解析及び経験的グリーン関数法による震源のフォワード・モデリングから得られた微視的パラメータは、地震本部(2017)による震源スケーリング則とよい一致を示すことを確認した。引き続き、震源スケーリング則の高度化を目指して、震源インバージョン解析に基づいた震源パラメータの抽出及び分析が重要である。また、2016年熊本地震を対象に浅部の大すべり域(LMGA)における震源スケーリング則の検討を行った。その結果、松田(1975)に武村(1990)を組み合わせた経験的なすべりの関係式は、2016年熊本地震で観測された震源近傍域の永久変位をよく説明できることが確認された。今後は、LMGAの大きさやすべりの深さ依存性について検討する必要がある。さらに、2016年熊本地震の地震系列（主に余震）の震源特性を解析した結果、余震の平均応力降下量は本震の応力降下量よりそのほとんどが小さく、また、そのバラツキの範囲も Somei et al. (2014)と同等であった。

特性化震源モデルに基づき、震源パラメータのバラツキに対する予測地震動への影響度の検討を行った。検討した震源パラメータは、主に modeling uncertainty parameter であるアスペリティの応力降下量、破壊伝播速度、ライズタイム、高周波遮断特性 ($f_{\max}$)、地震発生層の上端深さ、主に parametric uncertainty parameter であるアスペリティの深さ位置の計6種類を変化させ、地震本部(2017)を基本震源モデルとする予測地震動のバラツキを検討した。最大加速度や周期0.1秒の短周期地震動については、応力降下量の不確かさによる影響が大きい。ただし、影響度のバラツキは、応力降下量の不確かさよりもアスペリティの位置（深

さ方向)の方が大きく、これは空間的な震源パラメータの不確かさによる地震動への影響度合いが評価地点によって異なることを意味している。一方、最大速度や周期1秒の長周期地震動については、ライズタイムやアスペリティの位置(深さ方向)、破壊伝播速度による影響が大きい。今後は、震源パラメータ間における相互相関について分析し、震源パラメータ間のバラツキの影響度について検討を進める必要がある。また、SCEC(Southern California Earthquake Center)のBBP(Broadband Platform)で用いられている不均質震源モデルを対象にしたGraves and Pitarka (2016)による震源パラメータのバラツキに対する予測地震動のバラツキを検討した。その結果、震源パラメータのバラツキによる予測地震動のバラツキは、NGA-WEST2(2014)によるGMPE (Ground Motion Prediction Equation ; BSS14, CB14, CY14, ASK14の距離減衰式)のバラツキとほぼ同等であることが確認できた。今後は、動力学シミュレーションを取り入れ、震源時間関数等の深さ依存性について検討する必要がある。

特性化震源モデルにおける震源パラメータの高度化を目的に、震源インバージョン解析結果から動力学パラメータの推定を行った。対象地震は、2016年茨城県北部の地震(Mj6.3)、2016年福島県沖の地震(Mj7.4)、2016年鳥取県中部の地震(Mj6.6)である。各地震の不均質すべり分布から推定された断層破壊領域における平均静的応力降下量は、地震本部(2017)の震源スケーリング則に基づいた応力降下量と調和的であった。また、得られた動力学パラメータ間の空間的相関を検討した結果、動的、静的応力降下量及び実効応力は、互いに良い相関があることを確認した。さらに、動的、静的応力降下量及び実効応力とすべり及びすべり速度もお互いに相関があることを確認した。なお、動力学パラメータの一つであるアスペリティ領域における実効応力は、経験的グリーン関数法による応力降下量と比べてやや小さい結果となった。これは、震源インバージョン解析が主に周期1秒以上を対象にしており、このような帯域制限によって影響を受けていると考える。今後は、地震本部(2017)の震源スケーリング則における静的応力降下量の相違の有無、応力降下量の深さ依存性について検討をする必要がある。

震源スケーリング則の高度化を目的に、動力学に基づいたマルチサイクル・シミュレーションを実施した。その結果、Mw 7.0~7.8の地震発生をシミュレート可能で、計算結果から得られた平均すべり量や断層破壊領域は地震本部(2017)の震源スケーリング則と調和的であった。さらに、マルチサイクル・シミュレーションによって発生した地震に対して1992年Landers(Mw7.2)を対象に同規模程度の地震を抽出し、地震動評価を行った結果、計算地震動スペクトルは観測地震動スペクトルとほぼ一致する結果が得られた。今後は、断層幅等を調整しながら震源スケーリング則の詳細検討を続けるとともに、シミュレーションに基づいた動力学パラメータと観測記録から推定される動力学パラメータの分析を実施し、動力学パラメータの精度向上を進める必要がある。