

### 4.3 活断層調査等に基づくシナリオ震源モデルによる強震動評価

既往の研究成果等により、2016年熊本地震本震（4月16日1時25分  $M_{JMA}7.3$ ）（以降、「熊本地震本震」と呼ぶ）の断層長さは地球物理学的情報に基づく45 km、地表地震断層情報に基づく31 kmであると推定されている（これらの根拠は4.3.1で示す）。また、布田川断層布田川区間のみに着目すると、その断層長さは熊本地震本震前に地震調査研究推進本部（2013）は19 kmであると示していた。

そこで、本節では地球物理学的情報に基づく断層長さ、地表地震断層情報に基づく断層長さ、地震調査研究推進本部（2013）の布田川断層布田川区間の断層長さ（以降、それぞれ「L45 km」、「L31 km」、「L19 km」と呼ぶ）に基づいて8個の震源モデルを構築し、地震動シミュレーションを行う。次に、各々のシミュレーション結果を比較し、スペクトルレベルの大小関係の特徴付ける震源パラメータを検討する。なお、本節で構築する震源モデルは基本モデルと、不確かさを考慮した7個の不確かさモデルである。以下に各モデルの概要を示し、構築した震源モデルの一覧を表4.3-1に示す。

#### 基本モデル

L45 kmを対象にレシピ（ア）の方法（過去の地震記録や調査結果などの諸知見を吟味・判断して震源断層モデルを設定する場合）に基づき、地震発生層は2–15 kmを仮定したモデル。

#### 不確かさモデル1

基本モデルをベースにアスペリティ位置を浅部に配置し、KMMH16に寄せたモデル。

#### 不確かさモデル2

L45 kmを対象にレシピ（ア）の方法に基づき、地震発生層の上端深さを基本モデルより浅い0–15 kmを仮定したモデル。

#### 不確かさモデル3

L45 kmを対象にレシピ（イ）の方法（長期評価された地表の活断層長さ等から地震規模を設定し震源断層モデルを設定する場合）に基づき、地震発生層は基本モデルと同じ2–15 kmを仮定したモデル。

#### 不確かさモデル4

L31 kmを対象にレシピ（イ）の方法に基づき、地震発生層は基本モデルと同じ2–15 kmを仮定したモデル。

#### 不確かさモデル5

L19 km を対象にレシピ（イ）の方法に基づき，地震発生層は地震調査研究推進本部（2014）と同様に 3 – 15 km を仮定したモデル。

#### 不確かさモデル6

不確かさモデル5 をベースに破壊開始点を変更したモデル。

#### 不確かさモデル7

不確かさモデル6 をベースにアスペリティ位置を浅部に配置し，KMMH16 に寄せたモデル。

基本モデルと不確かさモデル1 ～ 4 は設定した大小2つのアスペリティのうち，大きなアスペリティを断層面の北東側に配置し，破壊開始点は大きなアスペリティの破壊伝播が北東方向になる設定とした。不確かさモデル5 ～ 7 は1個のアスペリティを設定し，不確かさモデル5 の破壊開始点はアスペリティの破壊伝播が北東方向になる設定とし，不確かさモデル6 と7 の破壊開始点はアスペリティの破壊伝播が南西方向になる設定とした。

L45 km の震源モデルは 4.3.1.1，地震動シミュレーション結果は 4.3.2.1 に示し，L31 km と L19 km の震源モデルは 4.3.1.2，地震動シミュレーション結果は 4.3.2.2 に示す。

表 4.3-1 震源モデル一覧（基本モデルと異なる箇所を太字下線で示す）

モデル	断層長さの設定根拠	パラメータの構築方法	地震発生層	アスペリティ	破壊伝播方向
基本		レシピ（ア）の方法	2 - 15 km	中心	北東方向
不確かさ1	地球物理学的情報（L45km）	レシピ（ア）の方法	2 - 15 km	<b>浅部に配置</b>	北東方向
不確かさ2		レシピ（ア）の方法	<b>0 - 15 km</b>	中心	北東方向
不確かさ3		<b>レシピ（イ）の方法</b>	2 - 15 km	中心	北東方向
不確かさ4	<b>地表地震断層情報（L31km）</b>	<b>レシピ（イ）の方法</b>	2 - 15 km	中心	北東方向
不確かさ5	<b>地震調査研究推進本部（2013）</b>	<b>レシピ（イ）の方法</b>	<b>3 - 15 km</b>	中心	北東方向
不確かさ6	<b>の布田川断層布田川区間</b>	<b>レシピ（イ）の方法</b>	<b>3 - 15 km</b>	中心	<b>南西方向</b>
不確かさ7	<b>（L19km）</b>	<b>レシピ（イ）の方法</b>	<b>3 - 15 km</b>	<b>浅部に配置</b>	<b>南西方向</b>

### 4.3.1 活断層調査等に基づくシナリオ震源モデルの構築

#### 4.3.1.1 地球物理学的情報に基づいたシナリオ震源モデルの構築

##### ① はじめに

ここでは、地球物理学的情報に基づいた震源モデルの構築の際に必要な断層長さの設定根拠を示し、それに基づいた震源モデルの構築を行う。

##### ② 断層長さの設定

各種地下構造情報を整理して、阿蘇カルデラ内における布田川断層延長はおよそ 10 km と推定された。この結果に基づき、強震動予測のための断層長設定を考える。カルデラより西側はこれまでの地震調査委員会によるモデル設定を基本とする。地震調査研究推進本部 (2013)による評価では、布田川断層は西側に宇土区間・宇土半島北岸区間が新たに推定されたが、布田川断層自体は約 19 km 程度である。一方、日奈久断層は、北側から順に高野一白旗区間、日奈久区間、八代海区間と区分されている。地震調査研究推進本部 (2013)では、各断層の個別活動や連動についても言及している。ここでは、2016 年熊本地震で布田川区間に加えて、日奈久区間も活動していることから、布田川断層に最も近い高野一白旗区間までを考える。以上の考えから、地球物理学的情報に基づく断層位置を表 4.3.1.1-1 に示す通りとした (図 4.3.1.1-1)。

表 4.3.1.1-1 熊本地震本震の地球物理学的情報に基づく断層位置 (座標系は新測地系)

断層名	西端の緯度	西端の経度	東端の緯度	東端の経度	長さ (km)
日奈久断層 (高野ー白旗区間)	32°38′	130°45′	32°46′	130°49′	16
布田川断層 (布田川区間)	32°46′	130°49′	32°52′	130°59′	19
布田川断層 (カルデラ内)	32°52′	130°59′	32°55′07.722″	131°04′13.939″	10

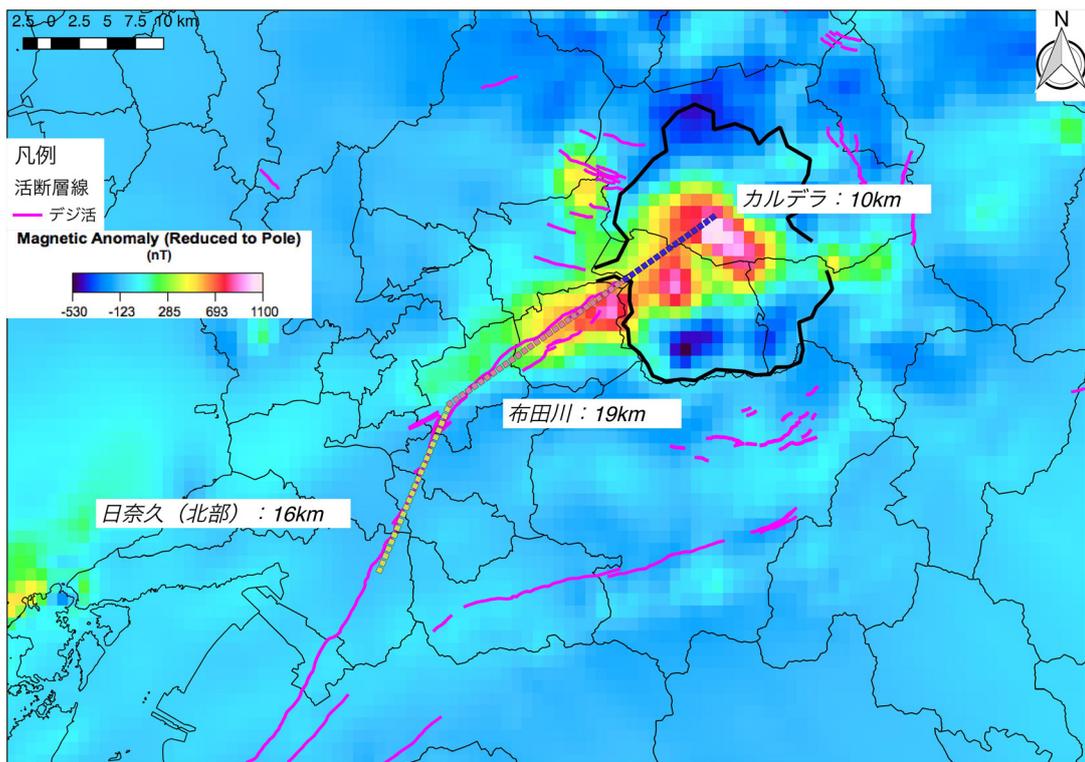


図 4.3.1.1-1 熊本地震本震の地球物理学的情報に基づく断層位置.

### ③ 震源モデルの構築

表 4.3-1 で示した震源モデルのうち、地球物理学的情報に基づいた震源モデル（基本モデル、不確かさモデル 1, 2, 3）の構築を行う。構築した震源パラメータを表 4.3.1.1-2a ~ c に示す。基本モデルと不確かさモデル 1 の震源パラメータは同じであるが、アスペリティ位置のみが異なる。断層モデル図を図 4.3.1.1-2a ~ d に示す。上図は断層モデルの地表投影、下図は断層モデル図である。地表投影の図では、赤色の点線は表 4.3.1.1-1 で示した地球物理学的情報に基づく断層位置を結んだもの、黒色の実線は各モデルの断層面の地表投影、赤色の実線はアスペリティの地表投影、赤色の星印は破壊開始点、黒色の三角印は地震動シミュレーションを行った評価点を表す。また、基本モデル（図 4.3.1.1-2a）のみにグレー色の実線で震源インバージョンの際に仮定した断層面の地表投影、グレー色のパッチで経験的グリーン関数法による震源モデリングで得られた SMGA の地表投影を示す（詳細は 3.1.1.2 参照のこと）。基本モデル以外は、ピンク色のパッチで基本モデルのアスペリティの地表投影を示す。図 4.3.1.1-3 には、ここで構築した基本モデルと不確かさモデル 1, 2, 3 のアスペリティの地表投影の重ね描きを示す。KMMH16 のような断層近傍の地点は、モデルによってアスペリティの直上に位置している。

主な震源パラメータの比較は 4.3.1.2 の表 4.3.1.2-3 で示す。

表 4.3.1.1-2a 基本モデルと不確かさモデル1の震源パラメータ  
(基本モデルと不確かさモデル1の震源パラメータは同じである)

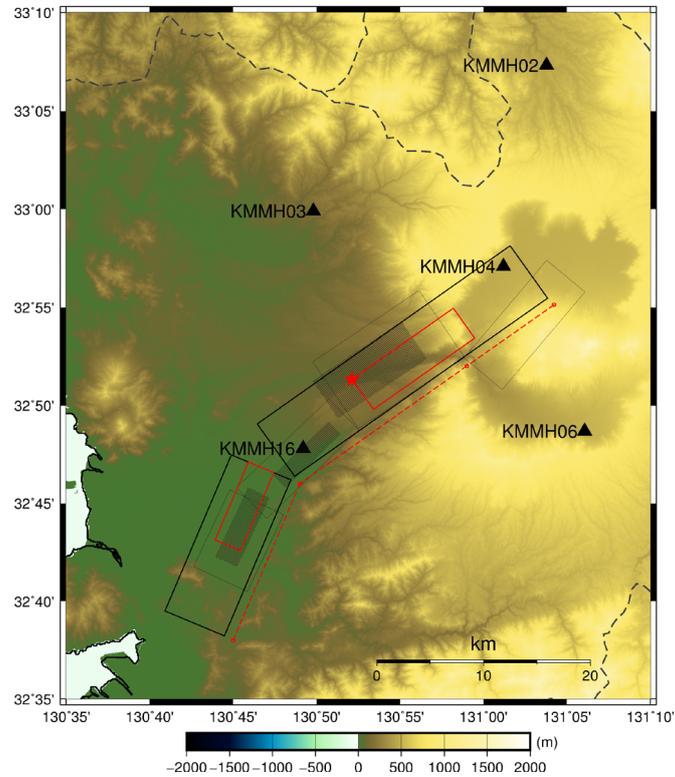
パラメータ レシビアの方法	記号	単位	L45km 基本 不確かさ1 (地震発生層: 2-15km)	根拠	
断層帯原点	-	°	-	地球物理学的情報に基づく 断層位置より	
断層長さ	L	km	45	地球物理学的情報に基づく	
断層モデル上端深さ	H <sub>s</sub>	km	2	九州電力(2014)を参考	
地震発生層下限深さ	H <sub>d</sub>	km	15	九州電力(2014)を参考	
傾斜角	δ	°	65	Asano and Iwata(2016)の布田川断層を参考	
走向	θ	°	234.7(布田川) 202.9(日奈久)	地球物理学的情報に基づく 断層位置より	
すべり角	λ	°	200	南東側隆起の上下成分を伴う 右横ずれ(-160度)(地震調査研究推進本部, 2014)	
地震発生層厚さ	T <sub>s</sub>	km	13	T <sub>s</sub> = H <sub>d</sub> - H <sub>s</sub>	
幅	W	km	14.3	W = W <sub>max</sub> = T <sub>s</sub> / sin δ	
断層面積	S	km <sup>2</sup>	645.5	S = L × W	
断層面積に対する等価半径	R	km	14.3	R = (S / π) <sup>0.5</sup>	
地震モーメント	M <sub>0</sub>	Nm	2.32E+19	入倉・三宅(1999), M <sub>0</sub> = (S / 4.24 × 10 <sup>11</sup> ) <sup>2</sup> × 10 <sup>-7</sup>	
モーメント マグニチュード	M <sub>w</sub>	-	6.8	M <sub>w</sub> = (log M <sub>0</sub> - 9.1) / 1.5	
密度	ρ	g/cm <sup>3</sup>	2.7	仮定	
S波速度	β	km/s	3.4	仮定	
剛性率	μ	N/m <sup>2</sup>	3.12E+10	μ = ρ β <sup>2</sup>	
震源断層全体の平均すべり量	D	m	1.2	D = M <sub>0</sub> / (μ · S)	
短周期レベル	A	Nm/s <sup>2</sup>	1.51E+19	壇・他(2001), A = 2.46 × 10 <sup>10</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup>	
応力降下量	Δσ	MPa	3.4	Δσ = (7/16) · M <sub>0</sub> / R <sup>3</sup>	
A S P 全 体	アスペリティの総面積の等価半径	r	km	6.8	r = (7π/4) · [M <sub>0</sub> / (A · R)] · β <sup>2</sup>
	アスペリティの総面積	S <sub>a</sub>	km <sup>2</sup>	145.3	S <sub>a</sub> = πr <sup>2</sup>
	アスペリティ全体の平均すべり量	D <sub>a</sub>	m	2.3	D <sub>a</sub> = ξ · D, ξ = 2.0
	アスペリティの地震モーメント	M <sub>0a</sub>	Nm	1.04E+19	M <sub>0a</sub> = μ · D <sub>a</sub> · S <sub>a</sub>
	アスペリティの応力降下量	Δσ <sub>a</sub>	MPa	15.3	Δσ <sub>a</sub> = (S/S <sub>a</sub> ) · Δσ
A S P 1	面積	S <sub>a1</sub>	km <sup>2</sup>	96.9	S <sub>a1</sub> = 2/3 · S <sub>a</sub>
	等価半径	r <sub>1</sub>	km	5.6	r <sub>1</sub> = (S <sub>a1</sub> / π) <sup>1/2</sup>
	すべり量	D <sub>a1</sub>	m	2.5	D <sub>a1</sub> = (γ <sub>1</sub> / Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> ) · D <sub>a</sub> , γ <sub>1</sub> = r <sub>1</sub> / r
	地震モーメント	M <sub>0a1</sub>	Nm	7.71E+18	M <sub>0a1</sub> = μ D <sub>a1</sub> S <sub>a1</sub>
	ライズタイム	T <sub>ra1</sub>	s	1.7	T <sub>ra1</sub> = α · W <sub>a1</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5
	面積	S <sub>a2</sub>	km <sup>2</sup>	48.4	S <sub>a2</sub> = 1/3 · S <sub>a</sub>
	等価半径	r <sub>2</sub>	km	3.9	r <sub>2</sub> = (S <sub>a2</sub> / π) <sup>1/2</sup>
	すべり量	D <sub>a2</sub>	m	1.8	D <sub>a2</sub> = (γ <sub>2</sub> / Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> ) · D <sub>a</sub> , γ <sub>2</sub> = r <sub>2</sub> / r
A S P 2	地震モーメント	M <sub>0a2</sub>	Nm	2.73E+18	M <sub>0a2</sub> = μ D <sub>a2</sub> S <sub>a2</sub>
	ライズタイム	T <sub>ra2</sub>	s	1.3	T <sub>ra2</sub> = α · W <sub>a2</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5
	背景領域の地震モーメント	M <sub>0b</sub>	Nm	1.27E+19	M <sub>0b</sub> = M <sub>0</sub> - M <sub>0a</sub>
	背景領域の面積	S <sub>b</sub>	km <sup>2</sup>	500.2	S <sub>b</sub> = S - S <sub>a</sub>
	背景領域のすべり量	D <sub>b</sub>	m	0.8	D <sub>b</sub> = M <sub>0b</sub> / (μ · S <sub>b</sub> )
背 景 領 域	背景領域の応力降下量	σ <sub>b</sub>	MPa	3.4	σ <sub>b</sub> = (D <sub>b</sub> / W <sub>b</sub> ) · (π <sup>0.5</sup> / D <sub>b</sub> ) · r · Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> · σ <sub>a</sub>
	背景領域のライズタイム	T <sub>rb</sub>	s	3.0	T <sub>rb</sub> = α · W <sub>b</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5
	高周波遮断振動数	f <sub>max</sub>	Hz	6	鶴来・他(1997)
そ の 他	Q値	Q	-	62f <sup>0.87</sup>	
	破壊伝播速度	V <sub>r</sub>	km/s	2.4	V <sub>r</sub> = 0.72 · β
参 考	アスペリティ 面積比	-	-	0.23	S <sub>a</sub> / S

表 4.3.1.1-2b 不確かさモデル 2 の震源パラメータ

パラメータ レシビ(ア)の方法		記号	単位	L45km 不確かさ2 (地震発生層: 0-15km)	根拠	
巨視的震源特性	断層帯原点	-	°	-	地球物理学的情報に基づく断層位置より	
	断層長さ	L	km	45	地球物理学的情報に基づく	
	断層モデル上端深さ	H <sub>s</sub>	km	0	仮定	
	地震発生層下限深さ	H <sub>d</sub>	km	15	九州電力(2014)を参考	
	傾斜角	δ	°	65	Asano and Iwata(2016)の布田川断層を参考	
	走向	θ	°	234.7(布田川) 202.9(日奈久)	地球物理学的情報に基づく断層位置より	
	すべり角	λ	°	200	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ(-160度)(地震調査研究推進本部, 2014)	
	地震発生層厚さ	T <sub>s</sub>	km	15	T <sub>s</sub> = H <sub>d</sub> + H <sub>s</sub>	
	幅	W	km	16.6	W = W <sub>max</sub> = T <sub>s</sub> / sin δ	
	断層面積	S	km <sup>2</sup>	744.8	S = L × W	
	断層面積に対する等価半径	R	km	15.4	R = (S / π) <sup>0.5</sup>	
	地震モーメント	M <sub>0</sub>	Nm	3.09E+19	入倉・三宅(1999), M <sub>0</sub> = (S / 4.24 × 10 <sup>11</sup> ) <sup>2</sup> × 10 <sup>-7</sup>	
	モーメント マグニチュード*	M <sub>w</sub>	-	6.9	M <sub>w</sub> = (log M <sub>0</sub> - 9.1) / 1.5	
	密度	ρ	g/cm <sup>3</sup>	2.7	仮定	
	S波速度	β	km/s	3.4	仮定	
	剛性率	μ	N/m <sup>2</sup>	3.12E+10	μ = ρ β <sup>2</sup>	
震源断層全体の平均すべり量	D	m	1.3	D = M <sub>0</sub> / (μ · S)		
短周期レベル	A	Nm/s <sup>2</sup>	1.66E+19	壇・他(2001), A = 2.46 × 10 <sup>10</sup> × (M <sub>0</sub> × 10 <sup>7</sup> ) <sup>1/3</sup>		
応力降下量	Δσ	MPa	3.7	Δσ = (7/16) · M <sub>0</sub> / R <sup>3</sup>		
微視的震源特性	ASP全体	アスぺリティの総面積の等価半径	r	km	7.7	r = (7π/4) · [M <sub>0</sub> / (A · R)] · β <sup>2</sup>
		アスぺリティの総面積	S <sub>a</sub>	km <sup>2</sup>	184.4	S <sub>a</sub> = π r <sup>2</sup>
		アスぺリティ全体の平均すべり量	D <sub>a</sub>	m	2.7	D <sub>a</sub> = ξ · D, ξ = 2.0
		アスぺリティの地震モーメント	M <sub>0a</sub>	Nm	1.53E+19	M <sub>0a</sub> = μ · D <sub>a</sub> · S <sub>a</sub>
	ASP1	アスぺリティの応力降下量	Δσ <sub>a</sub>	MPa	14.9	Δσ <sub>a</sub> = (S/S <sub>a</sub> ) · Δσ
		面積	S <sub>a1</sub>	km <sup>2</sup>	122.9	S <sub>a1</sub> = 2/3 · S <sub>a</sub>
		等価半径	r <sub>1</sub>	km	6.3	r <sub>1</sub> = (S <sub>a1</sub> / π) <sup>1/2</sup>
		すべり量	D <sub>a1</sub>	m	2.9	D <sub>a1</sub> = (γ <sub>1</sub> / Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> ) · D <sub>a</sub> , γ <sub>1</sub> = r <sub>1</sub> / r
	ASP2	地震モーメント	M <sub>0a1</sub>	Nm	1.13E+19	M <sub>0a1</sub> = μ D <sub>a1</sub> S <sub>a1</sub>
		ライズタイム	T <sub>rs1</sub>	s	1.7	T <sub>rs1</sub> = α · W <sub>a1</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5
		面積	S <sub>a2</sub>	km <sup>2</sup>	61.5	S <sub>a2</sub> = 1/3 · S <sub>a</sub>
		等価半径	r <sub>2</sub>	km	4.4	r <sub>2</sub> = (S <sub>a2</sub> / π) <sup>1/2</sup>
	背景領域	すべり量	D <sub>a2</sub>	m	2.1	D <sub>a2</sub> = (γ <sub>2</sub> / Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> ) · D <sub>a</sub> , γ <sub>2</sub> = r <sub>2</sub> / r
		地震モーメント	M <sub>0a2</sub>	Nm	3.99E+18	M <sub>0a2</sub> = μ D <sub>a2</sub> S <sub>a2</sub>
ライズタイム		T <sub>rs2</sub>	s	1.3	T <sub>rs2</sub> = α · W <sub>a2</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5	
背景領域の地震モーメント		M <sub>0b</sub>	Nm	1.56E+19	M <sub>0b</sub> = M <sub>0</sub> - M <sub>0a</sub>	
その他	背景領域の面積	S <sub>b</sub>	km <sup>2</sup>	560.4	S <sub>b</sub> = S - S <sub>a</sub>	
	背景領域のすべり量	D <sub>b</sub>	m	0.9	D <sub>b</sub> = M <sub>0b</sub> / (μ · S <sub>b</sub> )	
	背景領域の応力降下量	σ <sub>b</sub>	MPa	3.0	σ <sub>b</sub> = (D <sub>b</sub> / W <sub>b</sub> ) · (π <sup>0.5</sup> / D <sub>a</sub> ) · r · Σ γ <sub>j</sub> <sup>3</sup> · σ <sub>a</sub>	
	背景領域のライズタイム	T <sub>rb</sub>	s	3.4	T <sub>rb</sub> = α · W <sub>b</sub> / V <sub>r</sub> , α = 0.5	
参考	高周波遮断振動数	f <sub>max</sub>	Hz	6	鶴来・他(1997)	
	Q値	Q	-	62 <sup>0.87</sup>	佐藤(2016)	
	破壊伝播速度	V <sub>r</sub>	km/s	2.4	V <sub>r</sub> = 0.72 · β	
参考	アスぺリティ面積比	-	-	0.25	S <sub>a</sub> / S	

表 4.3.1.1-2c 不確かさモデル3の震源パラメータ

パラメータ レシビ(イ)の方法		記号	単位	L45km 不確かさ3 (地震発生層: 2-15km)	根拠	
巨視的 震源 特性	断層帯原点	-	°	-	地球物理学的情報に基づく断層位置より	
	活断層長さ	L	km	45	地球物理学的情報に基づく	
	傾斜角	$\delta$	°	65	Asano and Iwata(2016)の布田川断層を参考	
	走向	$\theta$	°	234.7(布田川) 202.9(日奈久)	地球物理学的情報に基づく断層位置より	
	すべり角	$\lambda$	°	200	南東側隆起の上下成分を伴う右横ずれ(地震動予測地図)(-160度)	
	気象庁マグニチュード	$M_{JMA}$	-	7.6	$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	
	地震モーメント	$M_0$	Nm	$3.97E+19$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	
	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 <sup>2</sup>	844.8	入倉・三宅(1999), $S = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	
	震源断層幅	W	km	18.8	$W = S/L$	
	断層上端深さ	$H_s$	km	2	九州電力(2014)を参考	
	震源断層モデルの幅	$W_{model}$	km	16	断層モデル下端深さが地震発生層(15km)+2kmよりも浅くなるように手動設定	
	断層モデル下端深さ	$H_d$	km	16.5	地震発生層(15km)+2kmよりも浅い設定	
	断層モデルの長さ	$L_{model}$	km	50	Lより大きくL+5km以下の断層モデルメッシュサイズの倍数	
	震源断層モデルの面積	$S_{model}$	km <sup>2</sup>	800	$S_{model} = L_{model} \times W_{model} \Rightarrow S = S_{model}$	
	断層面積に対する等価半径	R	km	16.0	$R = (S/\pi)^{1/2}$	
	密度	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	2.7	仮定	
	S波速度	$\beta$	km/s	3.4	仮定	
	剛性率	$\mu$	N/m <sup>2</sup>	$3.12E+10$	$\mu = \rho \beta^2$	
	震源断層全体の平均すべり量	D	m	1.6	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	
短周期レベル	A	Nm/s <sup>2</sup>	$1.81E+19$	壇・他(2001), $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$		
応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	4.3	$\Delta \sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3$		
ASP 全体	アスペリティの総面積の等価半径	r	km	8.7	$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
	アスペリティの総面積	$S_a$	km <sup>2</sup>	240.2	$S_a = \pi r^2$	
	アスペリティ全体の平均すべり量	$D_a$	m	3.2	$D_a = \xi \cdot D, \xi = 2.0$	
	アスペリティの地震モーメント	$M_{0a}$	Nm	$2.38E+19$	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	
	アスペリティの応力降下量	$\Delta \sigma_a$	MPa	14.2	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$	
	ASP 1	面積	$S_{a1}$	km <sup>2</sup>	160.2	$S_{a1} = 2/3 \cdot S_a$
		等価半径	$r_1$	km	7.1	$r_1 = (S_{a1}/\pi)^{1/2}$
		すべり量	$D_{a1}$	m	3.5	$D_{a1} = (\gamma_1 / \sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_1 = r_1/r$
		地震モーメント	$M_{0a1}$	Nm	$1.76E+19$	$M_{0a1} = \mu D_{a1} S_{a1}$
		ライズタイム	$T_{ra1}$	s	1.7	$T_{ra1} = \alpha \cdot W_{a1} / V_r, \alpha = 0.5$
		面積	$S_{a2}$	km <sup>2</sup>	80.1	$S_{a2} = 1/3 \cdot S_a$
	ASP 2	等価半径	$r_2$	km	5.0	$r_2 = (S_{a2}/\pi)^{1/2}$
		すべり量	$D_{a2}$	m	2.5	$D_{a2} = (\gamma_2 / \sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_2 = r_2/r$
		地震モーメント	$M_{0a2}$	Nm	$6.23E+18$	$M_{0a2} = \mu D_{a2} S_{a2}$
ライズタイム		$T_{ra2}$	s	1.3	$T_{ra2} = \alpha \cdot W_{a2} / V_r, \alpha = 0.5$	
背景領域	背景領域の地震モーメント	$M_{0b}$	Nm	$1.59E+19$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
	背景領域の面積	$S_b$	km <sup>2</sup>	559.8	$S_b = S - S_a$	
	背景領域のすべり量	$D_b$	m	0.9	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	
	背景領域の応力降下量	$\sigma_b$	MPa	2.9	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{0.5}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_j^3 \cdot \sigma_a$ (ASPが複数個の時)	
その他	背景領域のライズタイム	$T_{rb}$	s	3.3	$T_{rb} = \alpha \cdot W_b / V_r, \alpha = 0.5$	
	高周波遮断振動数	$f_{max}$	Hz	6	鶴来・他(1997)	
	Q値	Q	-	$62f^{0.87}$	佐藤(2016)	
参考	破壊伝播速度	$V_r$	km/s	2.4	$V_r = 0.72 \cdot \beta$	
	アスペリティ面積比	-	-	0.30	$S_a/S$	



← Str.=202.9° 【日奈久断層(高野-白旗区間)】

← Str.=234.7° 【布田川断層(布田川区間+カルデラ内)】

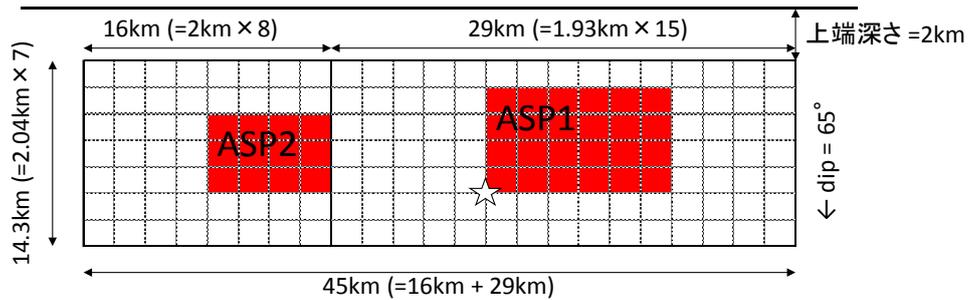
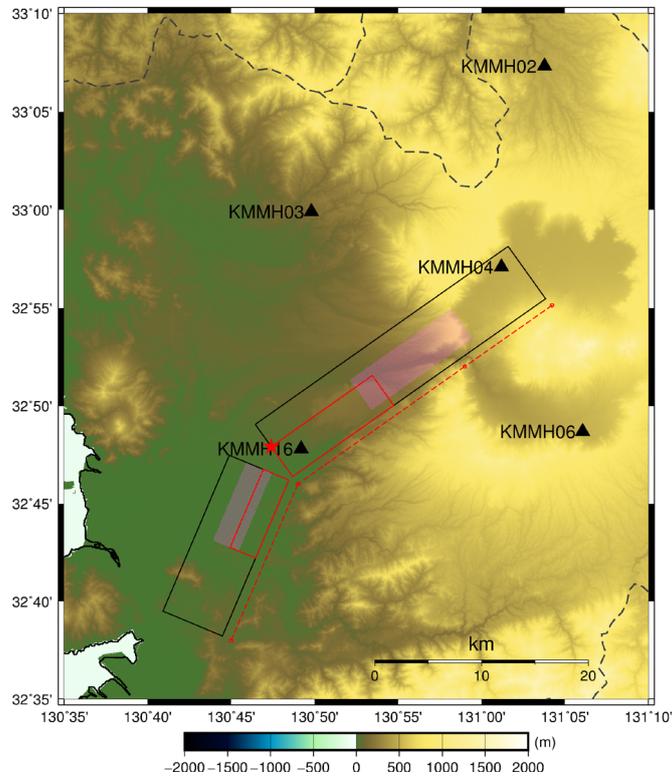


図 4.3.1.1-2a 基本モデルの上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の赤色の点線は地球物理学的情報に基づく断層位置を結んだもの, 黒色の実線は基本モデルの断層面の地表投影, 赤色の実線は基本モデルのアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, グレー色の実線は震源インバージョンで仮定した断層面の地表投影, グレー色のパッチは経験的グリーン関数法による震源モデリングで得られた SMGA の地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.



← Str.=202.9° 【 日奈久断層（高野—白旗区間）】

← Str.=234.7° 【 布田川断層（布田川区間+カルデラ内）】

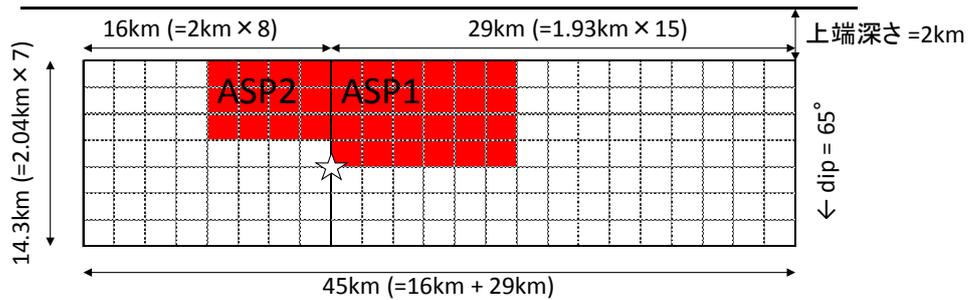
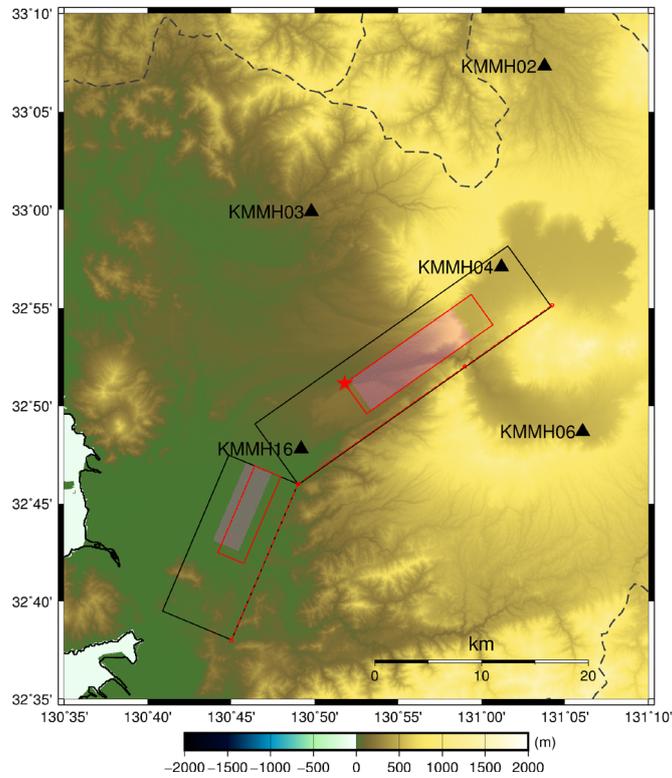


図 4.3.1.1-2b 不確かさモデル 1 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の赤色の点線は地球物理学的情報に基づく断層位置を結んだもの, 黒色の実線は不確かさモデル 1 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 1 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.



← Str.=202.9° 【日奈久断層(高野-白旗区間)】

← Str.=234.7° 【布田川断層(布田川区間+カルデラ内)】

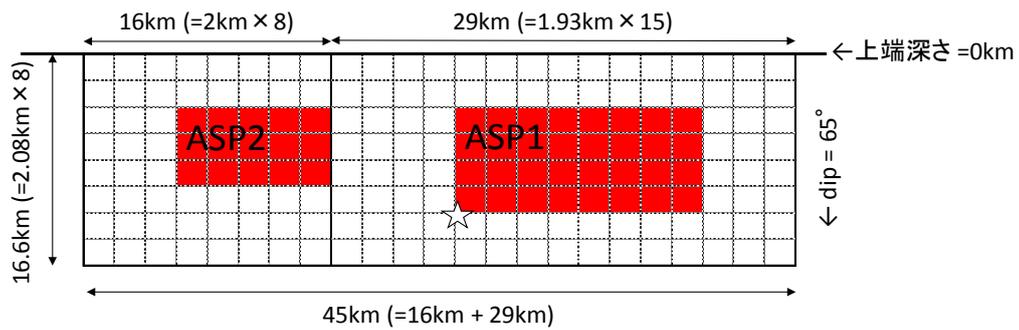
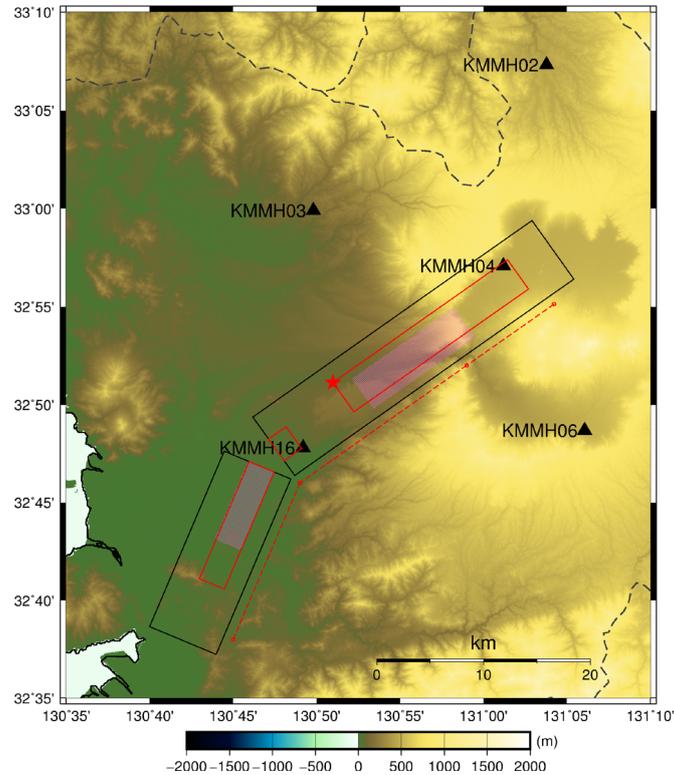


図 4.3.1.1-2c 不確かさモデル 2 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の赤色の点線は地球物理学的情報に基づく断層位置を結んだもの, 黒色の実線は不確かさモデル 2 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 2 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.



← Str.=202.9° 【日奈久断層(高野-白旗区間)】

← Str.=234.7° 【布田川断層(布田川区間+カルデラ内)】

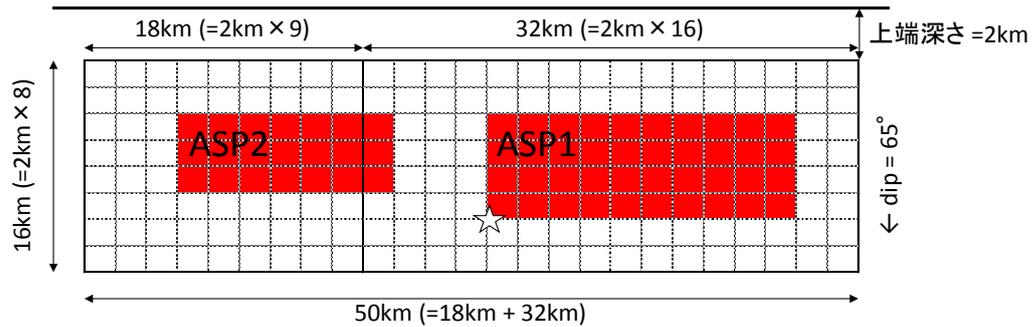


図 4.3.1.1-2d 不確かさモデル 3 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の赤色の点線は地球物理学的情報に基づく断層位置を結んだもの, 黒色の実線は不確かさモデル 3 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 3 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

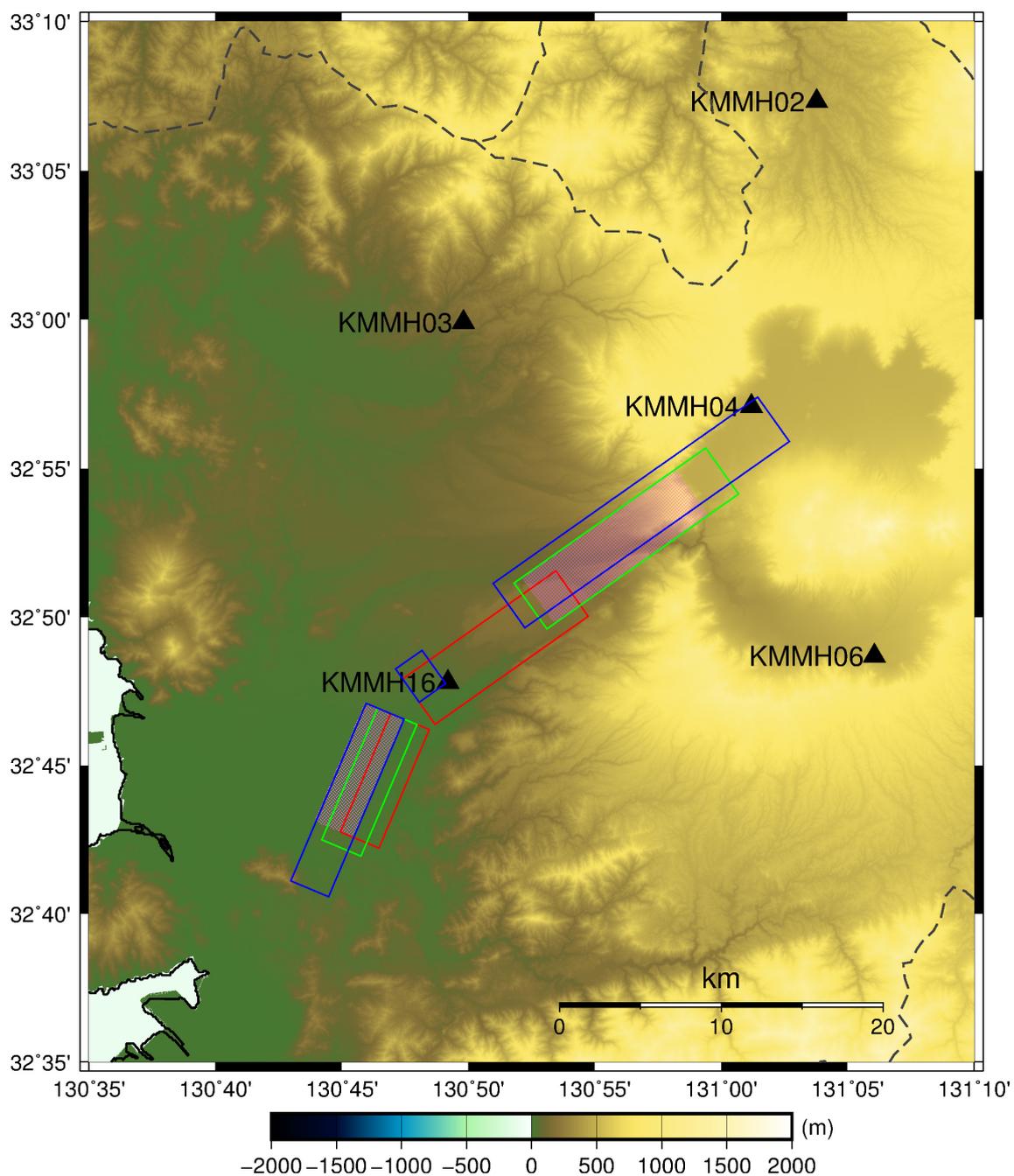


図 4.3.1.1-3 基本モデルと不確かさモデル 1, 2, 3 のアスペリティの地表投影. ピンク色のパッチは基本モデル, 赤色の実線は不確かさモデル 1, 黄緑色の実線は不確かさモデル 2, 青色の実線は不確かさモデル 3 のアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

## ④ おわりに

熊本地震本震の地球物理学的情報に基づいた断層長さは日奈久断層（高野－白旗区間）の 16 km, 布田川断層（布田川区間）の 19 km, 布田川断層（カルデラ内）の 10 km を合計した 45 km と推定された。この断層長さを基に、地震動シミュレーションのための 4 つの震源モデル（基本モデル, 不確かさモデル 1, 2, 3）を構築した。

## ⑤ 参考文献

- Asano, K. and T. Iwata (2016), Source rupture processes 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.
- 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.
- 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 (2013), 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/93\\_futagawa\\_hinagu\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf), (2017年3月1日確認)
- 地震調査研究推進本部 (2014), 全国地震動予測地図 2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～, [http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/shm\\_report/shm\\_report\\_2014/](http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2014/), (2017年3月1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」）, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16\\_yosokuchizu/recipe.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf) (2017年3月1日確認)
- 九州電力, (2014), 川内原子力発電所 基準地震動の策定について（コメント回答）, <https://www.nsr.go.jp/data/000035425.pdf>, (2017年3月1日確認)
- 佐藤智美 (2016), スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, 日本地球惑星科学連合 2016年大会, MIS34-P71.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田 明 (1997), 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 103.

### 4.3.1.2 地表地震断層情報に基づいたシナリオ震源モデルの構築

#### ① はじめに

ここでは、地表地震断層情報に基づいた震源モデルの構築の際に必要な断層長さの設定根拠を示し、それに基づいた震源モデルの構築を行う。

#### ② 断層長さの設定

熊本地震本震の地表地震断層調査は、主に大学合同グループ (2016)と産業技術総合研究所 (2016)とが広域に渡って行っている。以下に、各機関の調査成果を示す。大学合同グループ (2016)による調査成果 (図 4.3.1.2-1) では、日奈久断層から布田川断層、カルデラにかけて 31 km の地表地震断層長を見出している。産業技術総合研究所 (2016)による調査成果 (図 4.3.1.2-2) では、布田川断層では従来認定されていた断層の西側延長部でおよそ 3 km、東側延長部 (カルデラ内) においておよそ 4 km、計 28 km の地表地震断層長を見出している。一方、日奈久断層ではおよそ 6 km の地表地震断層長としている。したがって、日奈久断層から布田川断層ーカルデラまでを考えると、両断層の接合部付近の 3 km を除外した 31 km となり、大学合同グループ (2016)と同じ地表地震断層長となる。両成果を参考に、表 4.3.1.2-1 のように地表地震断層に基づく断層位置を設定した (図 4.3.1.2-3)。

また、熊本地震本震発生前の地震調査研究推進本部 (2013)によると、布田川断層布田川区間に着目すると南阿蘇村から益城町付近に断層長さは 19 km と推定されていた (図 4.3.1.2-4)。

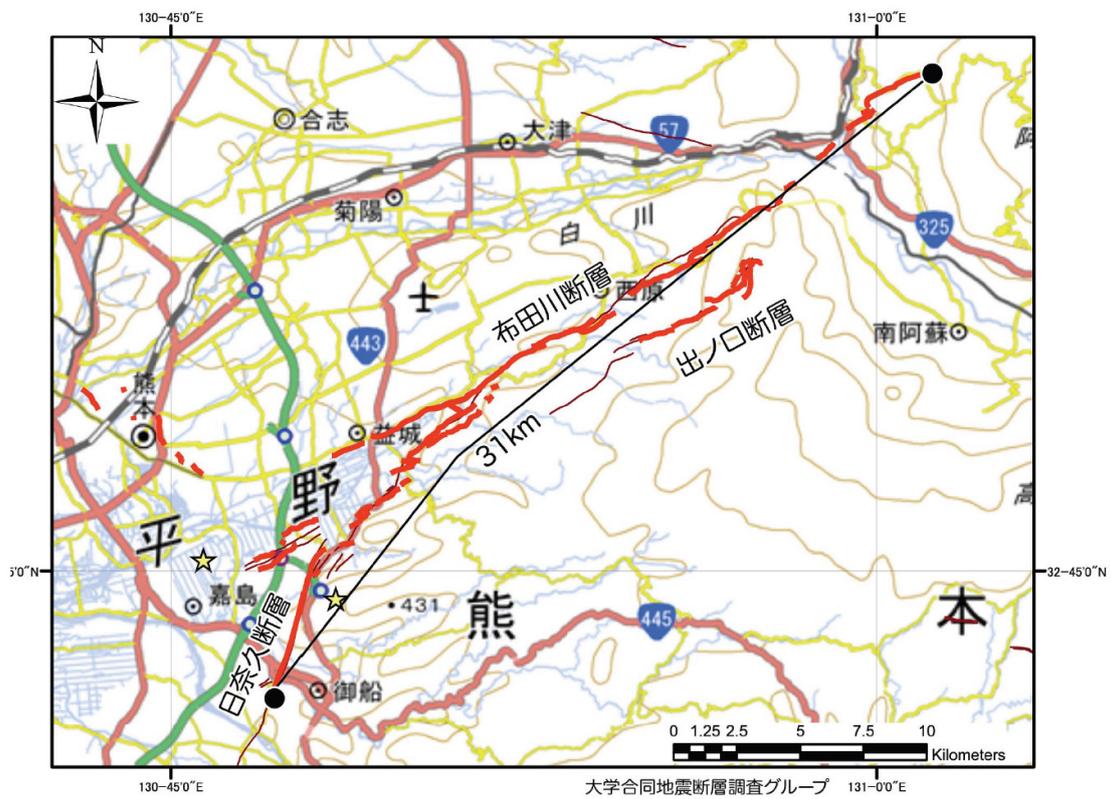


図 4.3.1.2-1 大学合同グループ (2016)による調査成果.

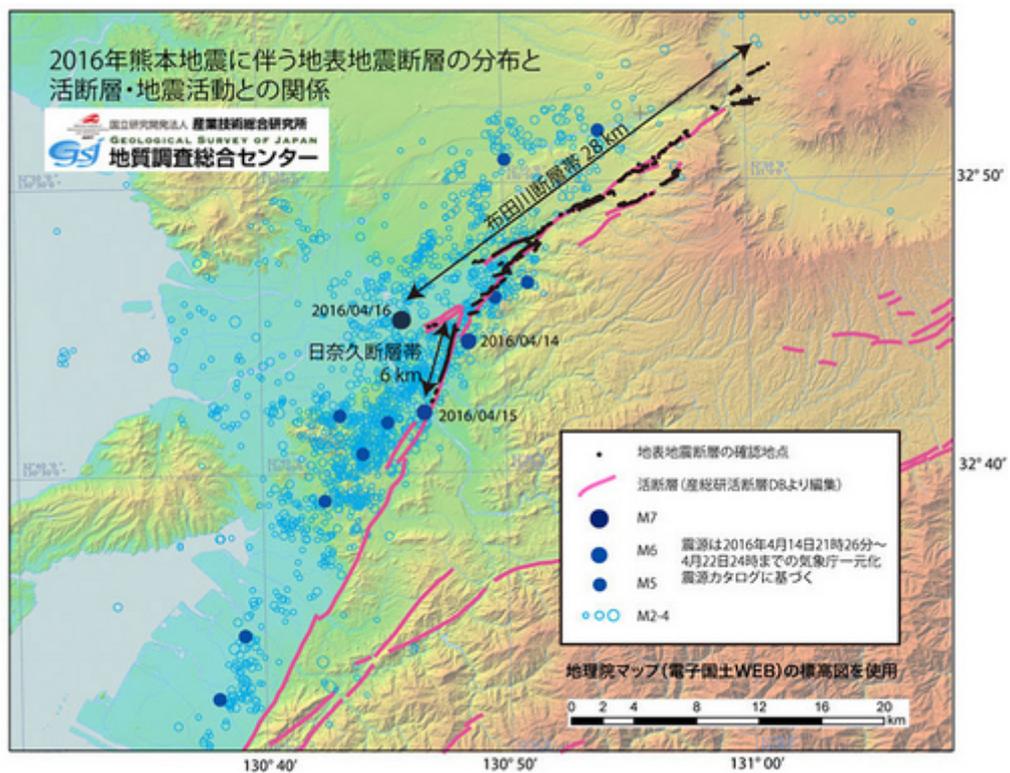


図 4.3.1.2-2 産業技術総合研究所 (2016)による調査成果.

表 4.3.1.2-1 熊本地震本震の地表地震断層に基づく断層の位置 (座標は新測地系)

断層名	西端の緯度	西端の経度	東端の緯度	東端の経度	長さ (km)
日奈久断層	32°42'45.582"	130°47'08.925"	32°45'48.403"	130°48'18.082"	6
布田川断層 (布田川ーカルデラ内)	32°45'48.403"	130°48'18.082"	32°53'53.620"	131°00'48.065"	25

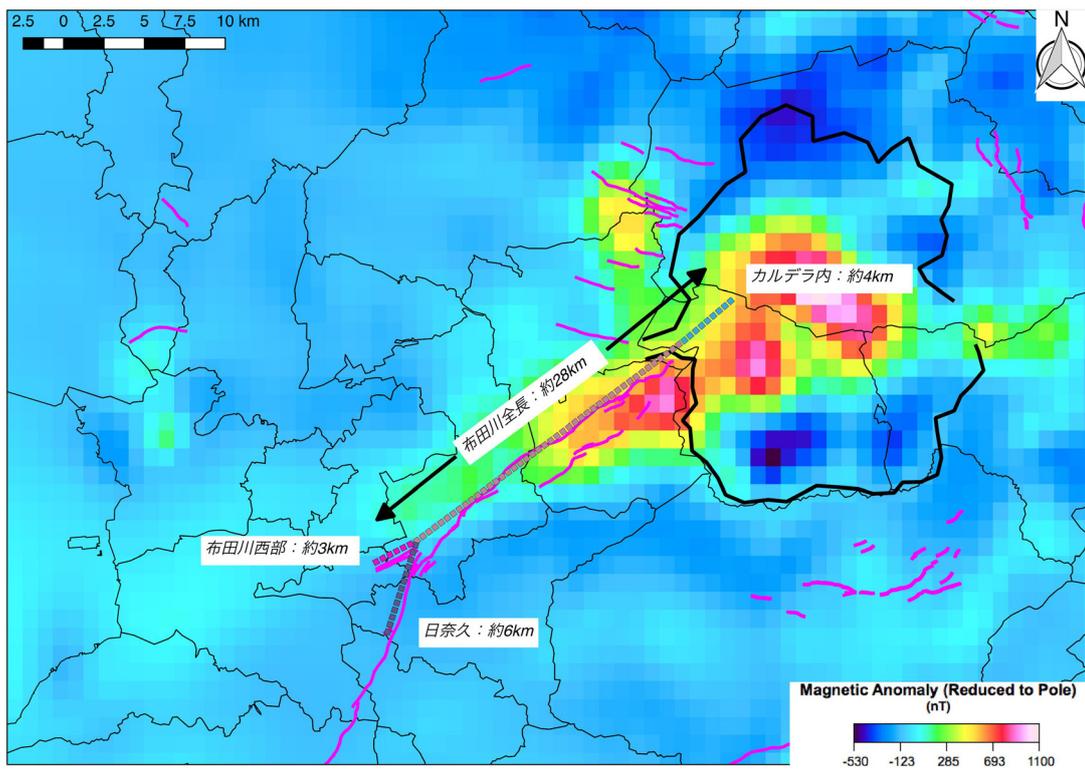


図 4.3.1.2-3 地表地震断層に基づく断層位置.

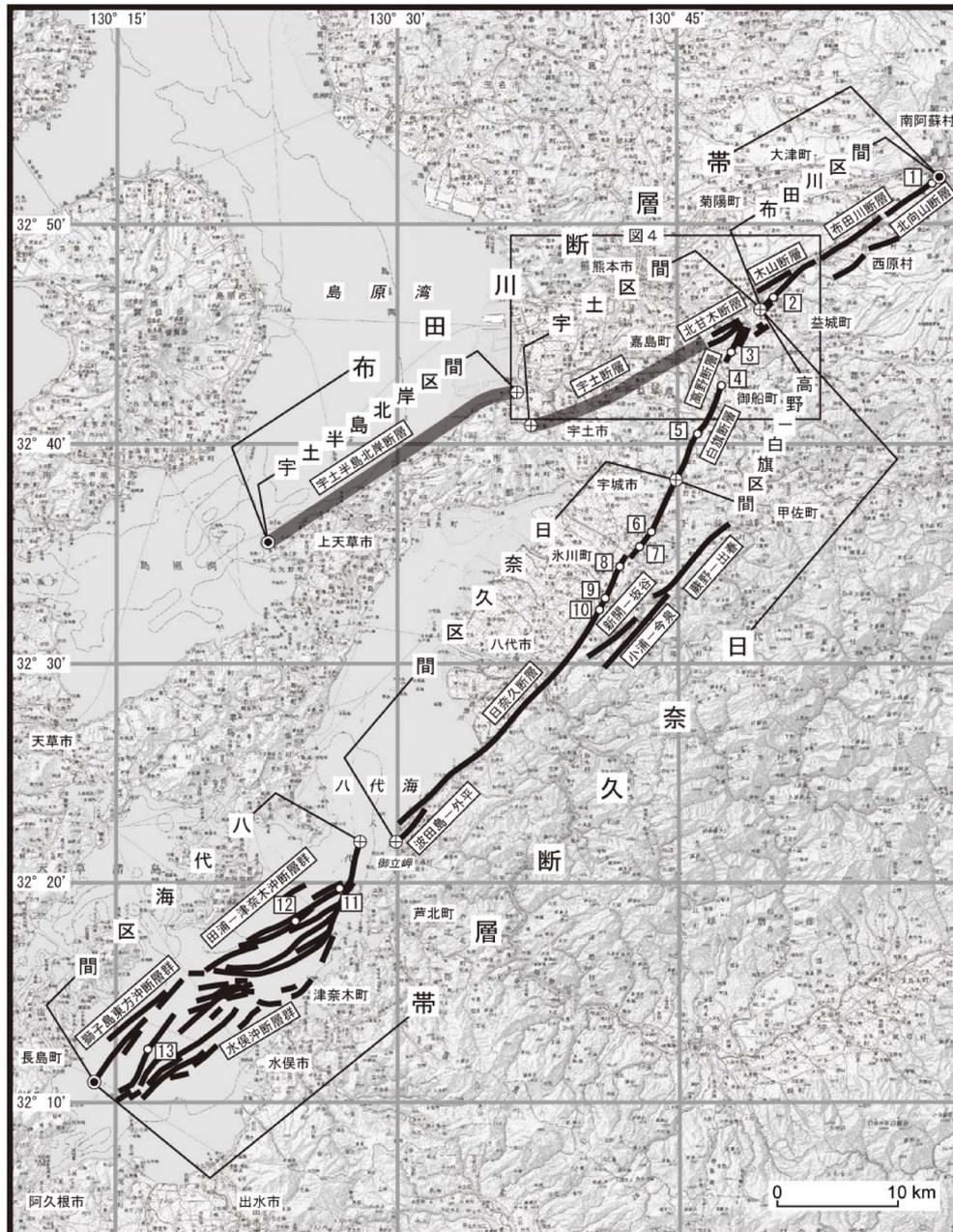


図2 布田川断層帯・日奈久断層帯の活断層位置と調査地点

1: 白川左岸地点 2: 田中地点 3: 高木地点 4: 白旗地点 5: 鰐瀬地点 6: 南小野地点 7: 南部田地点 8: 高塚B地点 9: 腹巻田地点 10: 柵地点 11: 八代海白神岩地点 12: 八代海津奈木沖地点 13: 八代海南西部海底地点

●: 断層帯の北東端と南西端 ⊕: 活動区間の境界

活断層の位置は活断層研究会編(1991)、熊本県(1998b)、池田ほか(2001)、中田ほか(2001)、産業技術総合研究所・地域地盤環境研究所・東海大学(2011)及び地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会活断層分科会による重力異常・地質構造の検討結果に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000(地図画像)「熊本」「八代」を使用。網掛線は、重力異常、ボーリングや音波探査により位置が特定された活断層。

図 4.3.1.2-4 地震調査研究推進本部 (2013)による布田川断層帯布田川区間の断層位置。

### ③ 震源モデルの構築

表 4.3-1 で示した震源モデルのうち、地表地震断層情報に基づいた震源モデル（不確かさモデル 4）の構築を行う。構築した震源パラメータを表 4.3.1.2-2a に、震源モデル図を図 4.3.1.2-5a に示す。また、合わせて地震調査研究推進本部（2013）による布田川断層布田川区間の断層長さに基づいた震源モデル（不確かさモデル 5, 6, 7）の構築も行う。構築した震源パラメータを表 4.3.1.2-2b に、震源モデル図を図 4.3.1.2-5b ~ d に示す。不確かさモデル 5 と 6 の違いは破壊開始点の設定である。不確かさモデル 5 の破壊開始点はこれまでのモデルと同様にアスペリティの破壊伝播が北東方向になる設定であるが、不確かさモデル 6 はそれとは反対にアスペリティの破壊伝播が南西方向になる設定である。不確かさモデル 6 と 7 の違いはアスペリティ位置の設定である。不確かさモデル 6 のアスペリティは断層面のほぼ中央の配置であるが、不確かさモデル 7 は浅部に配置し KMMH16 に寄せている。図 4.3.1.2-6 にここで構築した不確かさモデル 4, 5, 6, 7 と先に構築した基本モデルのアスペリティの地表投影の重ね描きを示す。

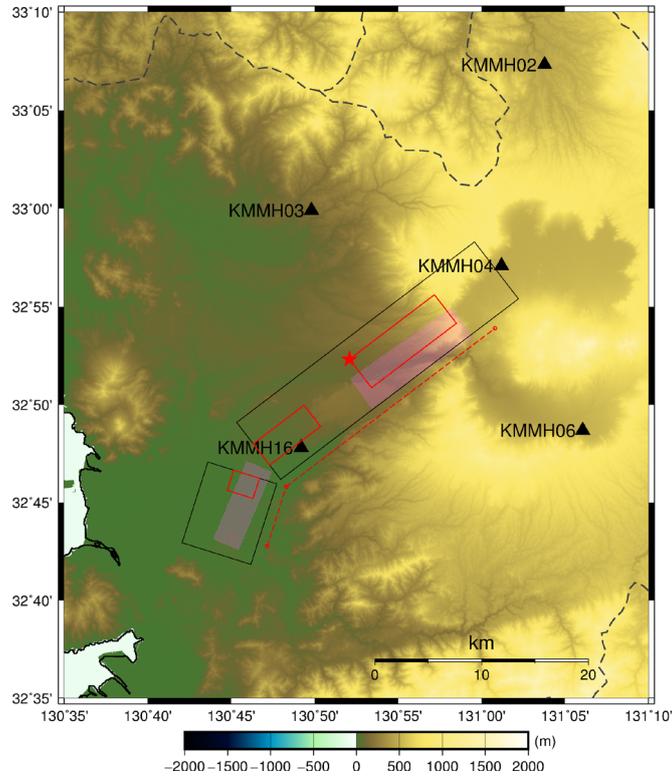
表 4.3.1.2-3 に基本モデルと不確かさモデル 1 ~ 7 の主な震源パラメータの比較、表 4.3.1.2-4 に地震モーメントとアスペリティ全体の応力降下量について、基本モデルに対する各モデルの設定値の比を示す。地震モーメントは L19 km モデル（不確かさモデル 5, 6, 7）が 0.3 倍でかなり小さく、他のモデルは 0.8 ~ 1.7 倍程度である。応力降下量はどのモデルも同程度である。

表 4.3.1.2-2a 不確かさモデル 4 の震源パラメータ

パラメータ レシビ(イ)の方法		記号	単位	L31km 不確かさ4 (地震発生層: 2-15km)	根拠	
巨視的 震源 特性	断層帯原点	-	°	-	地表地震断層情報に基づく 断層位置より	
	活断層長さ	L	km	31	地表地震断層情報に基づく	
	傾斜角	$\delta$	°	65	Asano and Iwata(2016)の布田川断層を参考	
	走向	$\theta$	°	232.6(布田川) 197.7(日奈久)	地球物理学的情報に基づく 断層位置より	
	すべり角	$\lambda$	°	200	南東側隆起の上下成分を伴う 右横ずれ(地震動予測地図)(-160度)	
	気象庁マグニチュード	$M_{JA}$	-	7.3	$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	
	地震モーメント	$M_0$	Nm	$1.92E+19$	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	
	モーメントマグニチュード	$M_w$	-	6.8	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	
	断層面積	S	km <sup>2</sup>	587.4	入倉・三宅(1999), $S = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2}$	
	震源断層幅	W	km	18.9	$W = S/L$	
	断層上端深さ	$H_s$	km	2	九州電力(2014)を参考	
	震源断層モデルの幅	$W_{model}$	km	16	断層モデル下端深さが地震発生層(15km)+2kmよりも浅くなるように手動設定	
	断層モデル下端深さ	$H_d$	km	16.5	地震発生層(15km)+2kmよりも浅い設定	
	断層モデルの長さ	$L_{model}$	km	36	Lより大きくL+5km以下の断層モデルメッシュサイズの倍数	
	震源断層モデルの面積	$S_{model}$	km <sup>2</sup>	576	$S_{model} = L_{model} \times W_{model} \Rightarrow S = S_{model}$	
	断層面積に対する等価半径	R	km	13.5	$R = (S/\pi)^{1/2}$	
	密度	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	2.7	仮定	
	S波速度	$\beta$	km/s	3.4	仮定	
	剛性率	$\mu$	N/m <sup>2</sup>	$3.12E+10$	$\mu = \rho \beta^2$	
	震源断層全体の平均すべり量	D	m	1.1	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	
短周期レベル	A	Nm/s <sup>2</sup>	$1.42E+19$	壇・他(2001), $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$		
応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	3.4	$\Delta \sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3$		
ASP 全体	アスペリティの総面積の等価半径	r	km	6.3	$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$	
	アスペリティの総面積	$S_a$	km <sup>2</sup>	126.6	$S_a = \pi r^2$	
	アスペリティ全体の平均すべり量	$D_a$	m	2.1	$D_a = \xi \cdot D, \xi = 2.0$	
	アスペリティの地震モーメント	$M_{0a}$	Nm	$8.44E+18$	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	
	アスペリティの応力降下量	$\Delta \sigma_a$	MPa	15.4	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$	
	ASP 1	面積	$S_{a1}$	km <sup>2</sup>	84.4	$S_{a1} = 2/3 \cdot S_a$
		等価半径	$r_1$	km	5.2	$r_1 = (S_{a1}/\pi)^{1/2}$
		すべり量	$D_{a1}$	m	2.4	$D_{a1} = (\gamma_1 / \sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_1 = r_1/r$
		地震モーメント	$M_{0a1}$	Nm	$6.23E+18$	$M_{0a1} = \mu D_{a1} S_{a1}$
		ライズタイム	$T_{ra1}$	s	1.7	$T_{ra1} = \alpha \cdot W_{a1} / V_r, \alpha = 0.5$
		面積	$S_{a2}$	km <sup>2</sup>	42.2	$S_{a2} = 1/3 \cdot S_a$
	ASP 2	等価半径	$r_2$	km	3.7	$r_2 = (S_{a2}/\pi)^{1/2}$
		すべり量	$D_{a2}$	m	1.7	$D_{a2} = (\gamma_2 / \sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_2 = r_2/r$
		地震モーメント	$M_{0a2}$	Nm	$2.20E+18$	$M_{0a2} = \mu D_{a2} S_{a2}$
ライズタイム		$T_{ra2}$	s	1.3	$T_{ra2} = \alpha \cdot W_{a2} / V_r, \alpha = 0.5$	
背景領域	背景領域の地震モーメント	$M_{0b}$	Nm	$1.08E+19$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
	背景領域の面積	$S_b$	km <sup>2</sup>	449.4	$S_b = S - S_a$	
	背景領域のすべり量	$D_b$	m	0.8	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	
	背景領域の応力降下量	$\sigma_b$	MPa	2.9	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{0.5}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_j^3 \cdot \sigma_a$ (ASPが複数個の時)	
背景領域のライズタイム	$T_{rb}$	s	3.3	$T_{rb} = \alpha \cdot W_b / V_r, \alpha = 0.5$		
その他	高周波遮断振動数	$f_{max}$	Hz	6	鶴来・他(1997)	
	Q値	Q	-	$62f^{0.87}$	佐藤(2016)	
	破壊伝播速度	$V_r$	km/s	2.4	$V_r = 0.72 \cdot \beta$	
参考	アスペリティ面積比	-	-	0.22	$S_a/S$	

表 4.3.1.2-2b 不確かさモデル 5, 6, 7 の震源パラメータ  
(不確かさモデル 5, 6, 7 の震源パラメータは同じである)

パラメータ レシピ(イ)の方法	記号	単位	L19km 不確かさ 5 不確かさ 6 不確かさ 7 (地震発生層: 3-15km)		根拠	
断層帯原点	-	°	-	-	地震調査研究推進本部 (2014)	
活断層長さ	L	km	19	-	地震調査研究推進本部 (2013)	
傾斜角	$\delta$	°	90	-	地震調査研究推進本部 (2014)	
走向	$\theta$	°	233.2	-	地震調査研究推進本部 (2014)	
すべり角	$\lambda$	°	200	-	地震調査研究推進本部 (2014)	
気象庁マグニチュード	$M_{JMA}$	-	7.0	-	$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	
地震モーメント	$M_0$	Nm	7.39E+18	-	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	
モーメント マグニチュード	$M_w$	-	6.5	-	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	
断層面積	S	km <sup>2</sup>	392.7	-	Somerville <i>et al.</i> (1999), $S = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	
震源断層幅	W	km	20.7	-	$W = S/L$	
断層上端深さ	$H_s$	km	3	-	地震調査研究推進本部 (2014)	
震源断層モデルの幅	$W_{model}$	km	14	-	断層モデル下端深さが地震発生層(15km)+2kmよりも浅くなるように手動設定	
断層モデル下端深さ	$H_d$	km	17.0	-	地震発生層(15km)+2kmよりも浅い設定	
断層モデルの長さ	$L_{model}$	km	24	-	Lより大きくL+5km以下の断層モデルメッシュサイズの倍数	
震源断層モデルの面積	$S_{model}$	km <sup>2</sup>	336	-	$S_{model} = L_{model} \times W_{model} \Rightarrow S = S_{model}$	
断層面積に対する等価半径	R	km	10.3	-	$R = (S/\pi)^{1/2}$	
密度	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	2.7	-	仮定	
S波速度	$\beta$	km/s	3.4	-	仮定	
剛性率	$\mu$	N/m <sup>2</sup>	3.12E+10	-	$\mu = \rho \beta^2$	
震源断層全体の平均すべり量	D	m	0.7	-	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	
短周期レベル	A	Nm/s <sup>2</sup>	1.03E+19	-	壇・他(2001), $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
応力降下量	$\Delta \sigma$	MPa	2.9	-	$\Delta \sigma = (7/16) \cdot M_0 / R^3$	
巨視的震源特性	ASP全体	アスベリティの総面積の等価半径	$r$	km	4.4	$r = (7\pi/4) \cdot \{M_0 / (A \cdot R)\} \cdot \beta^2$
		アスベリティの総面積	$S_a$	km <sup>2</sup>	60.8	$S_a = \pi r^2$
		アスベリティ全体の平均すべり量	$D_a$	m	1.4	$D_a = \xi \cdot D, \xi = 2.0$
		アスベリティの地震モーメント	$M_{0a}$	Nm	2.67E+18	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$
		アスベリティの応力降下量	$\Delta \sigma_a$	MPa	16.2	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$
	ASP1	面積	$S_{a1}$	km <sup>2</sup>	60.8	$S_{a1} = S_a$
		等価半径	$r_1$	km	4.4	$r_1 = (S_{a1}/\pi)^{1/2}$
		すべり量	$D_{a1}$	m	1.4	$D_{a1} = D_a$
		地震モーメント	$M_{0a1}$	Nm	2.67E+18	$M_{0a1} = S_{a1}$
		ライズタイム	$T_{ra1}$	s	1.3	$T_{ra1} = \alpha \cdot W_{a1} / V_r, \alpha = 0.5$
	ASP2	面積	$S_{a2}$	km <sup>2</sup>	-	-
		等価半径	$r_2$	km	-	-
		すべり量	$D_{a2}$	m	-	-
		地震モーメント	$M_{0a2}$	Nm	-	-
ライズタイム		$T_{ra2}$	s	-	-	
背景領域	背景領域の地震モーメント	$M_{0b}$	Nm	4.72E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
	背景領域の面積	$S_b$	km <sup>2</sup>	275.2	$S_b = S - S_a$	
	背景領域のすべり量	$D_b$	m	0.5	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	
	背景領域の応力降下量	$\sigma_b$	MPa	2.7	$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \sigma_a$ (ASPが1個の時)	
	背景領域のライズタイム	$T_{rb}$	s	2.9	$T_{rb} = \alpha \cdot W_b / V_r, \alpha = 0.5$	
その他	高周波遮断振動数	$f_{max}$	Hz	6	鶴来・他(1997)	
	Q値	Q	-	62 <sup>0.87</sup>	佐藤(2016)	
	破壊伝播速度	$V_r$	km/s	2.4	$V_r = 0.72 \cdot \beta$	
参考	アスベリティ 面積比	-	-	0.18	$S_a/S$	



← Str.=197.7° 【日奈久断層】

← Str.=232.6° 【布田川断層(布田川断層-カルデラ内)】

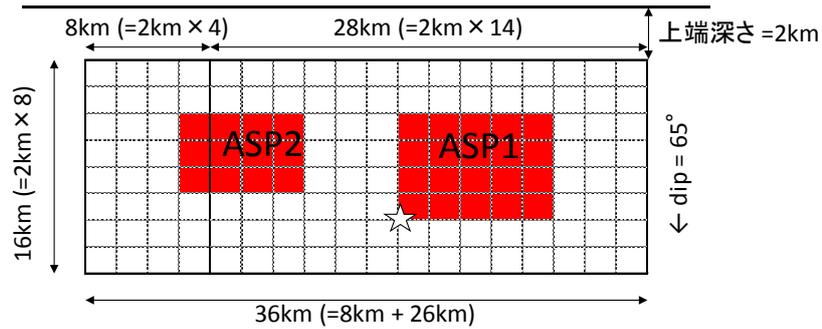


図 4.3.1.2-5a 不確かさモデル 4 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の赤色の点線は地表地震断層情報に基づく断層位置を結んだもの, 黒色の実線は不確かさモデル 4 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 4 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

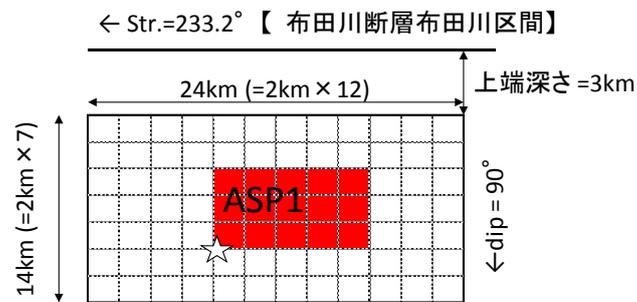
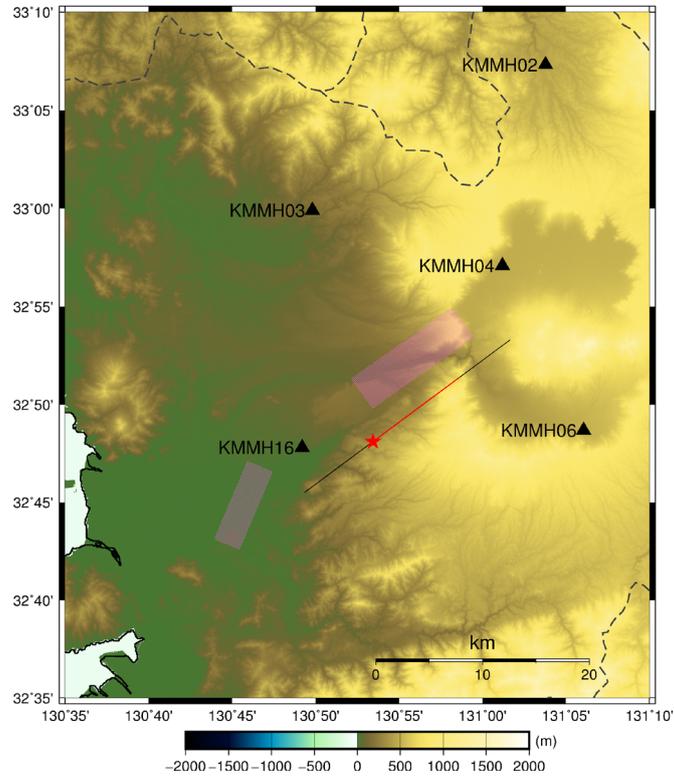


図 4.3.1.2-5b 不確かさモデル 5 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の黒色の実線は不確かさモデル 5 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 5 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

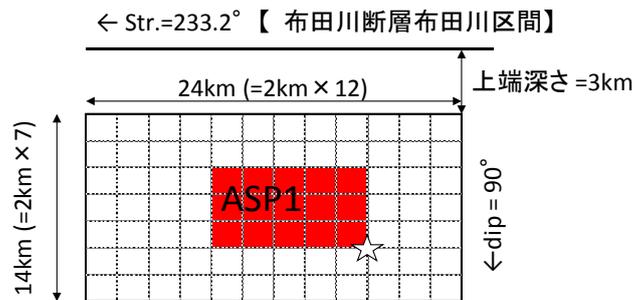
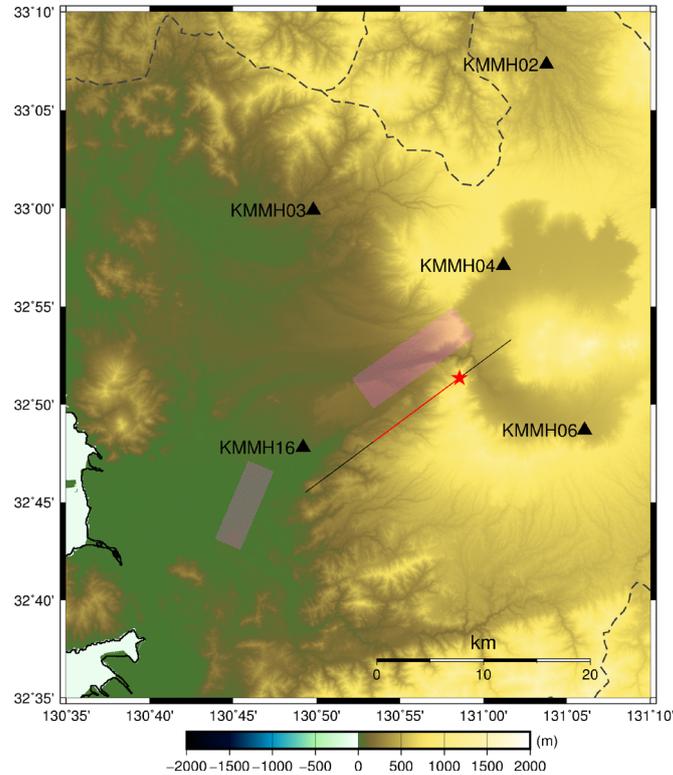


図 4.3.1.2-5c 不確かさモデル 6 の上) 地表投影図と，下) 断層モデル図．地表投影図の黒色の実線は不確かさモデル 6 の断層面の地表投影，赤色の実線は不確かさモデル 6 のアスペリティの地表投影，赤色の星印は破壊開始点，ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影，黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す．

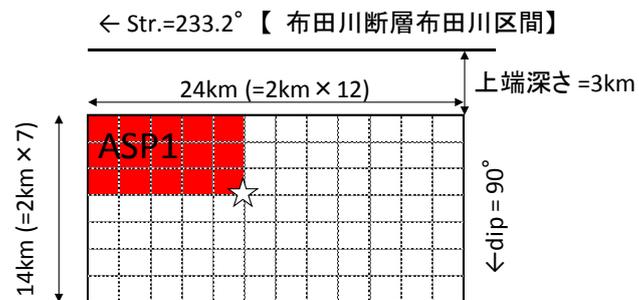
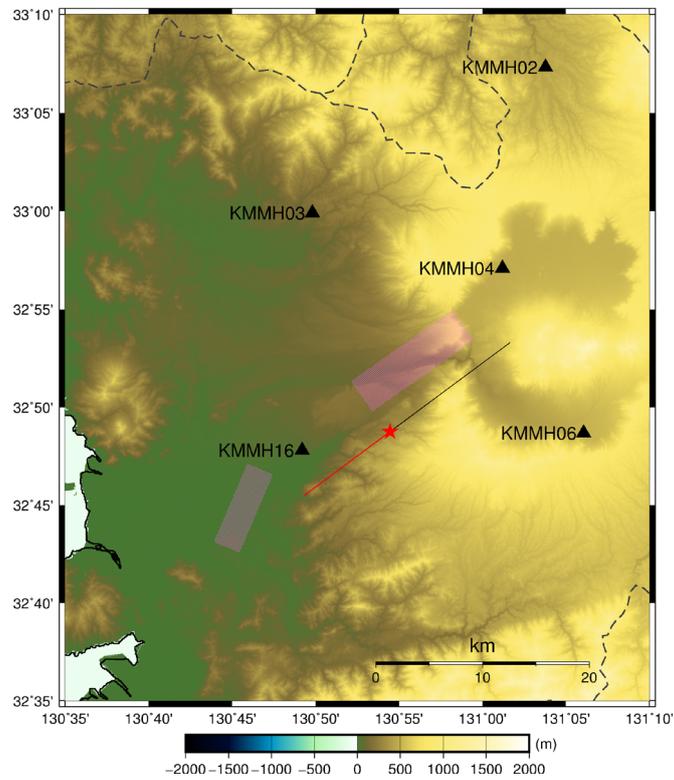


図 4.3.1.2-5d 不確かさモデル 7 の上) 地表投影図と, 下) 断層モデル図. 地表投影図の黒色の実線は不確かさモデル 7 の断層面の地表投影, 赤色の実線は不確かさモデル 7 のアスペリティの地表投影, 赤色の星印は破壊開始点, ピンク色のパッチは基本モデルのアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

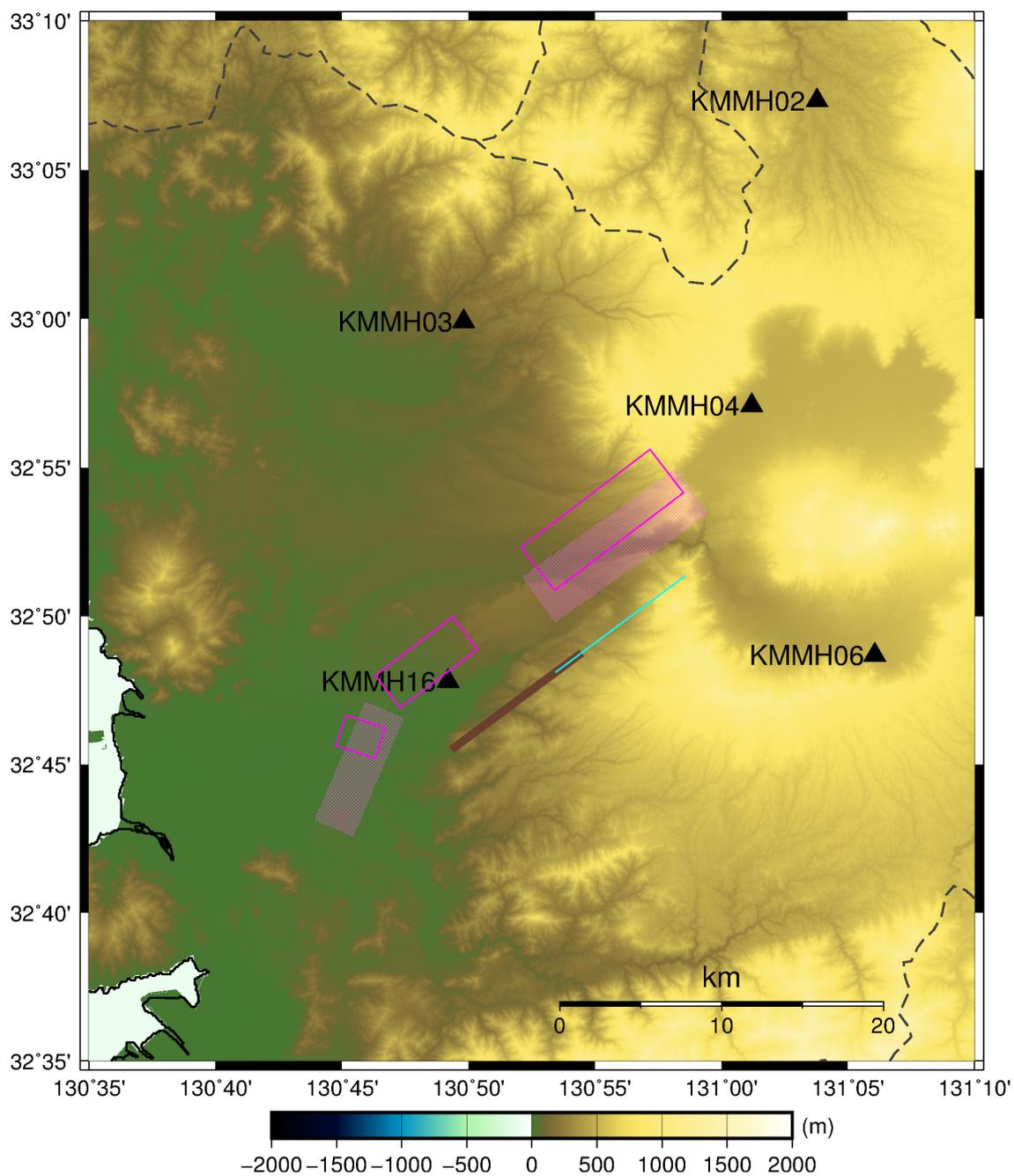


図 4.3.1.2-6 基本モデルと不確かさモデル 4, 5, 6, 7 のアスペリティの地表投影. ピンク色のパッチは基本モデル, ピンク色の実線は不確かさモデル 4, 水色の実線は不確かさモデル 5 と 6, 茶色の実線は不確かさモデル 7 のアスペリティの地表投影, 黒色の三角印は地震動シミュレーションを実施した評価点を表す.

表 4.3.1.2-3 主な震源パラメータの比較（基本モデル，不確かさモデル 1 ～ 7）

主なパラメータ		単位	L45km			L31km	L19km	
			基本 不確かさ 1	不確かさ 2	不確かさ 3	不確かさ 4	不確かさ 5 不確かさ 6 不確かさ 7	
巨視的 震源特性	地震モーメント	Nm	2.32E+ 19	3.09E+ 19	3.97E+ 19	1.92E+ 19	7.39E+ 18	
	モーメント マグニチュード	-	6.8	6.9	7.0	6.8	6.5	
	断層上端深さ	km	2	0	2	2	3	
	断層モデル長さ	km	45.0	45.0	50.0	36.0	24.0	
	断層モデル幅	km	14.3	16.6	16.0	16.0	14.0	
	断層モデル面積	km <sup>2</sup>	645.5	744.8	800.0	576.0	336.0	
ASP	ASP 全体	地震モーメント	Nm	1.04E+ 19	1.53E+ 19	2.38E+ 19	8.44E+ 18	2.67E+ 18
		面積	km <sup>2</sup>	145.3	184.4	240.2	126.6	60.8
		応力降下量	MPa	15.3	14.9	14.2	15.4	16.2
	ASP1	地震モーメント	Nm	7.71E+ 18	1.13E+ 19	1.76E+ 19	6.23E+ 18	2.67E+ 18
		面積	km <sup>2</sup>	96.9	122.9	160.2	84.4	60.8
		ライズタイム	s	1.7	1.7	1.7	1.7	1.3
	ASP2	地震モーメント	Nm	2.73E+ 18	3.99E+ 18	6.23E+ 18	2.20E+ 18	-
		面積	km <sup>2</sup>	48.4	61.5	80.1	42.2	-
		ライズタイム	s	1.3	1.3	1.3	1.3	-
背景 領域	地震モーメント	Nm	1.27E+ 19	1.56E+ 19	1.59E+ 19	1.08E+ 19	4.72E+ 18	
	面積	km <sup>2</sup>	500.2	560.4	559.8	449.4	275.2	
	応力降下量	MPa	3.4	3.0	2.9	2.9	2.7	
	ライズタイム	s	3.0	3.4	3.3	3.3	2.9	

表 4.3.1.2-4 主な震源パラメータの比較

(基本モデルに対する各モデルの地震モーメント，アスペリティ全体の応力降下量の比)

	不確かさ 1	不確かさ 2	不確かさ 3	不確かさ 4	不確かさ 5 不確かさ 6 不確かさ 7
基本モデルに対する地震モーメントの比	1.0	1.3	1.7	0.8	0.3
基本モデルに対するASPの応力降下量の比	1.0	1.0	0.9	1.0	1.1

#### ④ おわりに

熊本地震本震の地表地震断層情報に基づいた断層長さは、日奈久断層の 6 km、布田川断層（布田川ーカルデラ内）の 25 km を合計した 31 km と推定された。また、布田川断層布田川区間のみに着目すると、地震調査研究推進本部 (2013) は断層長さとして 19 km と推定している。これらの断層長さを基に、地震動シミュレーションのための震源モデル（不確かさモデル 4, 5, 6, 7）を構築した。

## ⑤ 参考文献

- Asano, K. and T. Iwata (2016), Source rupture processes 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.
- 大学合同グループ (2016), 2016年熊本地震の地表地震断層の分布とその特徴, 第211回地震予知連絡会 記者会見資料, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/211/image211/044.pdf>, (2017年2月23日確認)
- 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.
- 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 (2013), 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改訂), [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/93\\_futagawa\\_hinagu\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf), (2017年3月1日確認)
- 地震調査研究推進本部 (2014), 全国地震動予測地図 2014年版 ～全国の地震動ハザードを概観して～, [http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/shm\\_report/shm\\_report\\_2014/](http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2014/) (2017年3月1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」), [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16\\_yosokuchizu/recipe.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf) (2017年3月1日確認)
- 九州電力, (2014), 川内原子力発電所 基準地震動の策定について (コメント回答), <https://www.nsr.go.jp/data/000035425.pdf>, (2017年3月1日確認)
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2016), 「第4報」緊急現地調査報告 [2016年5月13日] 2016年熊本地震に伴って出現した地表地震断層, <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/kumamoto20160513-1.html>, (2017年2月23日確認)
- 佐藤智美 (2016), スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, 日本地球惑星科学連合 2016年大会, MIS34-P71.
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田 明 (1997), 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 103.

### 4.3.2 シナリオ震源モデルによる地震動シミュレーション

ここでは、4.3.1で構築した震源モデルと、4.2で検証された地盤モデルを用いて、地震動シミュレーションを行う。地震動評価手法は統計的グリーン関数法のみとし、対象とする成分は水平動（NS, EW, 等方放射）のみとする。評価点は震源断層を囲むように KiK-net の5点（KMMH16, KMMH04, KMMH06, KMMH03, KMMH02）とした。対象とした評価点を表4.3.2-1に示す。地盤モデルは4.3.1で示したモデルのうち、短周期側の評価で用いたモデルを用いる。

表 4.3.2-1 対象評価点

Station Code	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Network	Location
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net	Mashiki
KMMH04	32.9514	131.0199	KiK-net	Aso
KMMH06	32.8114	131.1010	KiK-net	Hakusui
KMMH03	32.9984	130.8301	KiK-net	Kikuchi
KMMH02	33.1220	131.0629	KiK-net	Oguni

### 4.3.2.1 地球物理学的情報に基づいたシナリオ震源モデル

#### ① はじめに

4.3.1.1 で地球物理学的情報に基づいて構築した震源モデル（基本モデル，不確かさモデル 1, 2, 3）と，4.2 で検証された地盤モデルを用いて，統計的グリーン関数法により地震動シミュレーションを行う。

#### ② 地震動シミュレーション結果

各評価点の地震動シミュレーションの結果は，基本モデル，不確かさモデル 1, 2, 3 をそれぞれ図 4.3.2.1-1a ~ e, 図 4.3.2.1-2a ~ e, 図 4.3.2.1-3a ~ e, 図 4.3.2.1-4a ~ e に示す。各々の図は，上から地表観測加速度波形，地中観測加速度波形，断層面全体の合成加速度波形，全アスペリティの合成加速度波形，各アスペリティの合成加速度波形，背景領域の合成加速度波形，擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）を示す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図では，黒色は地表観測のスペクトル，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。等方放射（HOR）の成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレーは EW 成分の地表観測のスペクトルを表す。スペクトル図では，評価手法が統計的グリーン関数法のみであることを考慮して，周期 1 秒以上については点線で示している。

各モデルの平均スペクトルの比較を図 4.3.2.1-5a, b に示し，基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 1, 2, 3 の平均スペクトルの比を図 4.3.2.1-6 に示す。これらの考察については 4.3.2.2 で示す他の不確かさモデルの結果とあわせて言及する。

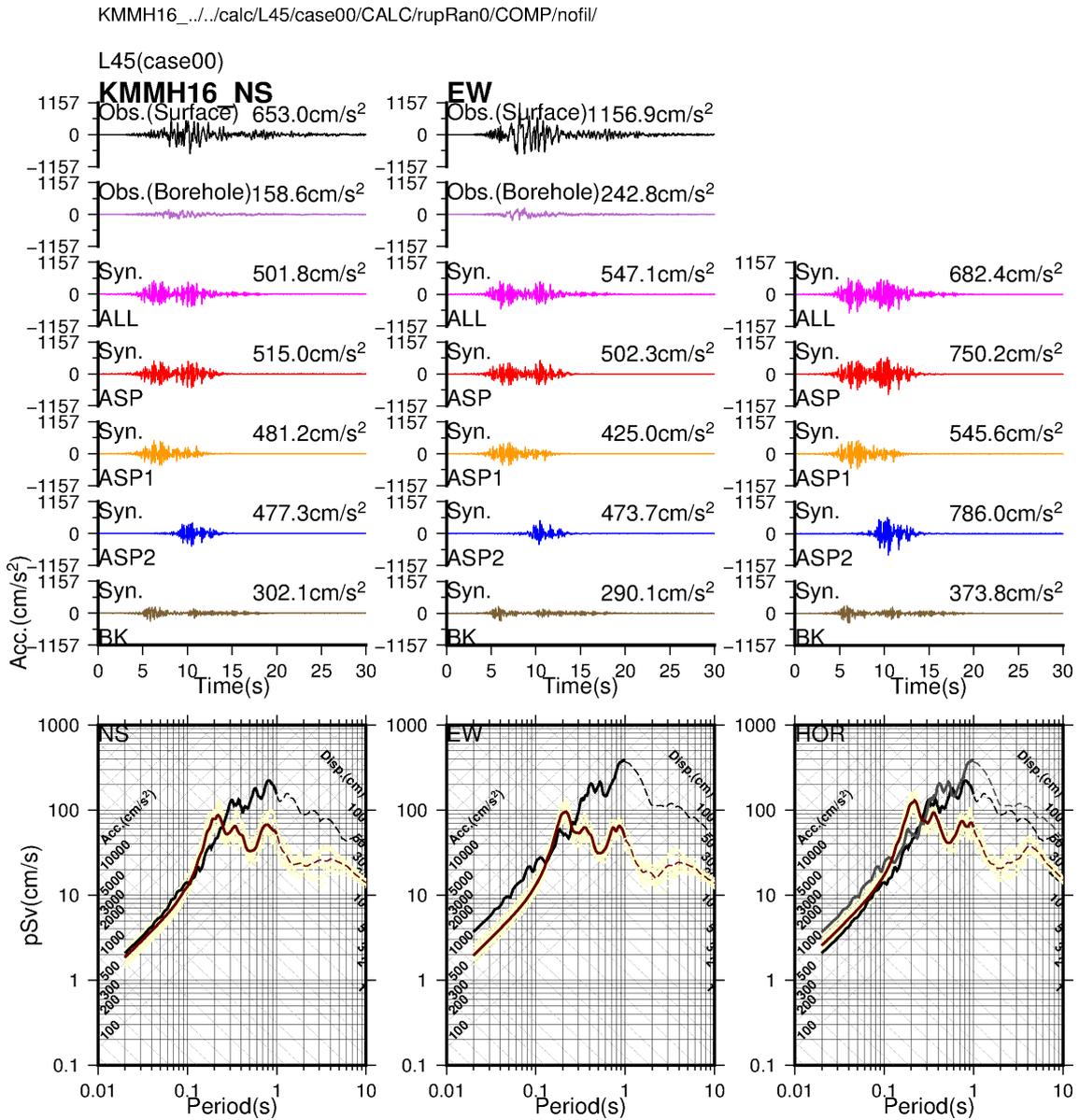


図 4.3.2.1-1a 基本モデルの地震動評価結果 (KMMH16)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

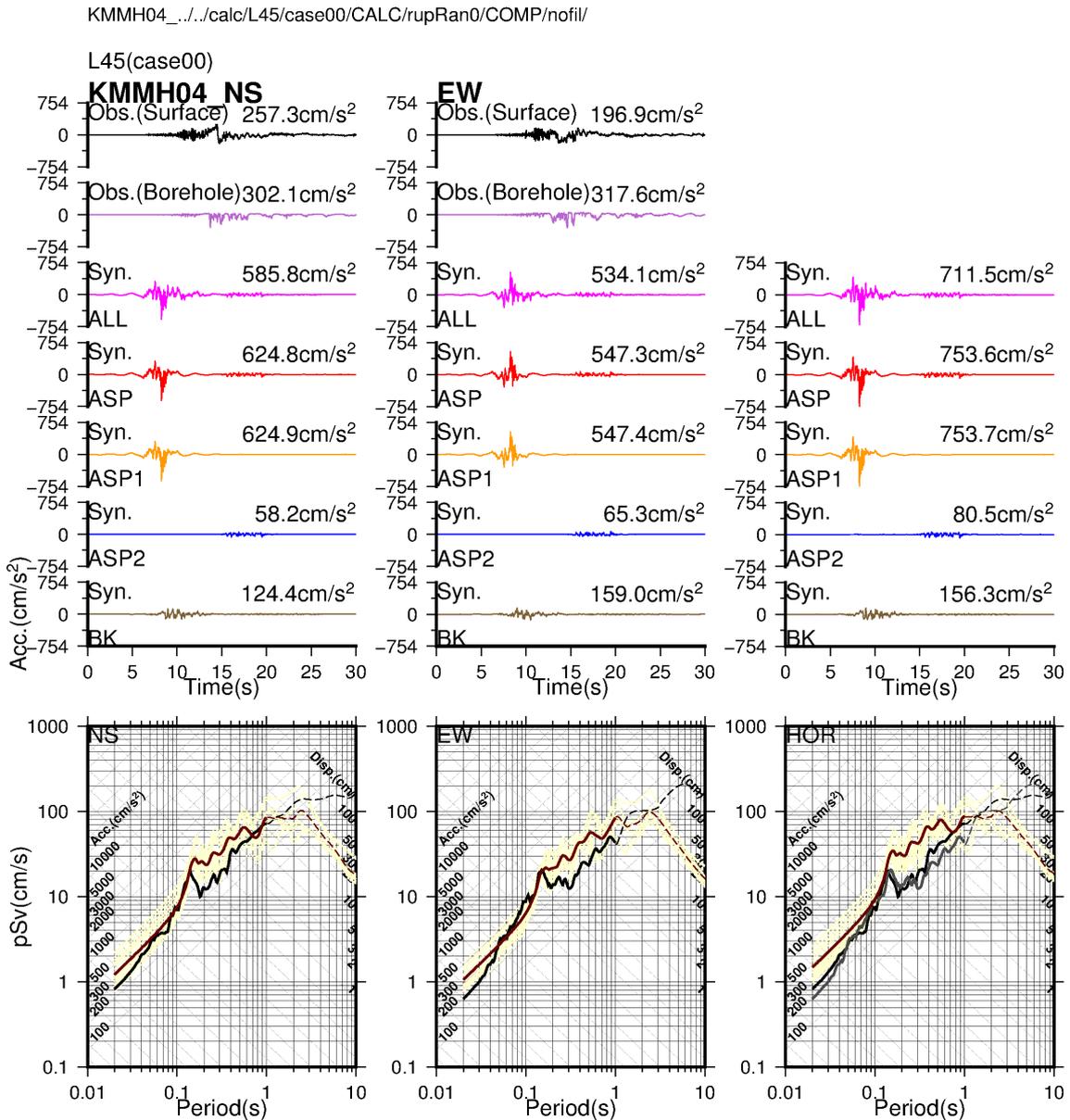


図 4.3.2.1-1b 基本モデルの地震動評価結果 (KMMH04)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

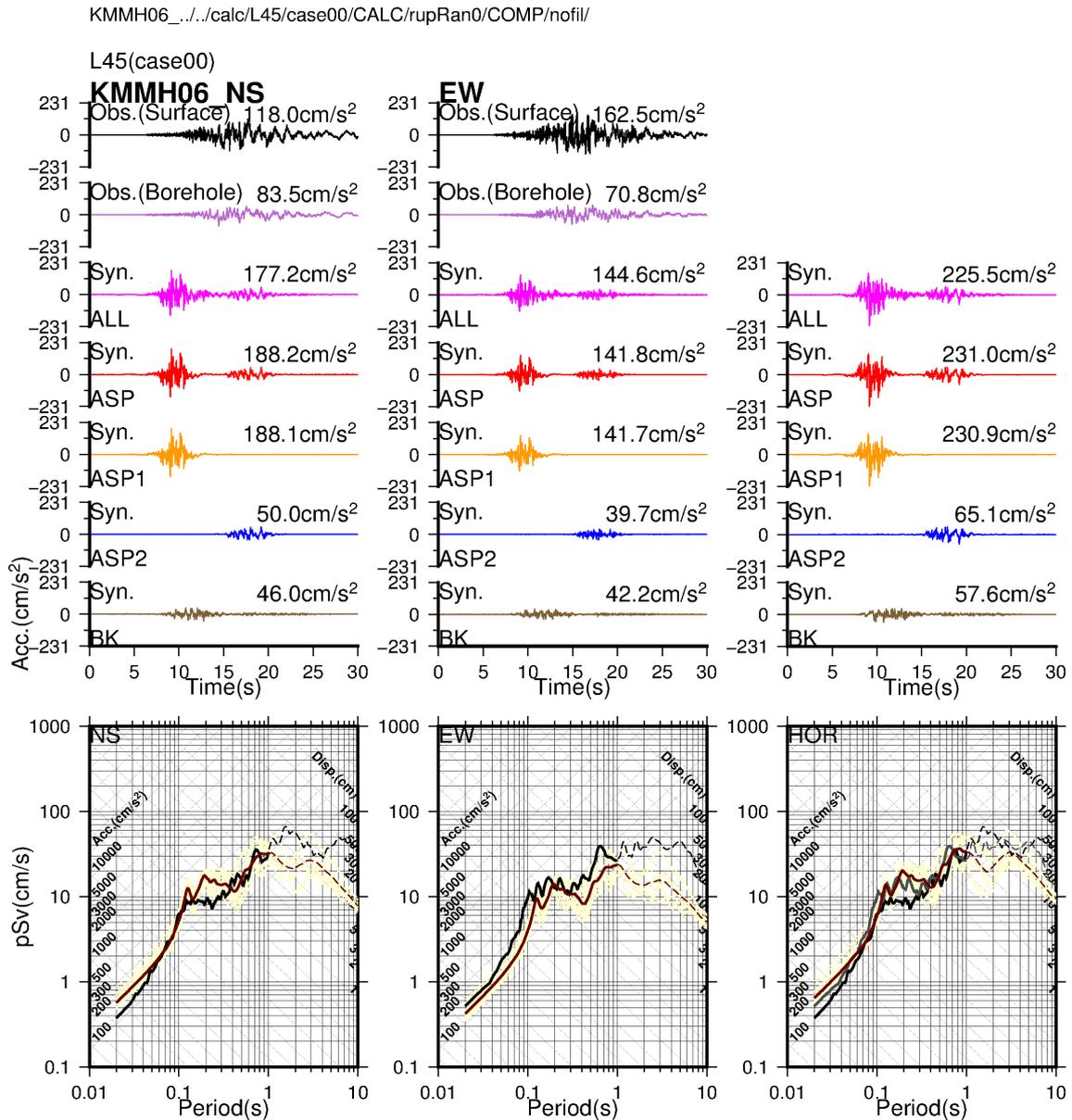


図 4.3.2.1-1c 基本モデルの地震動評価結果 (KMMH06)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

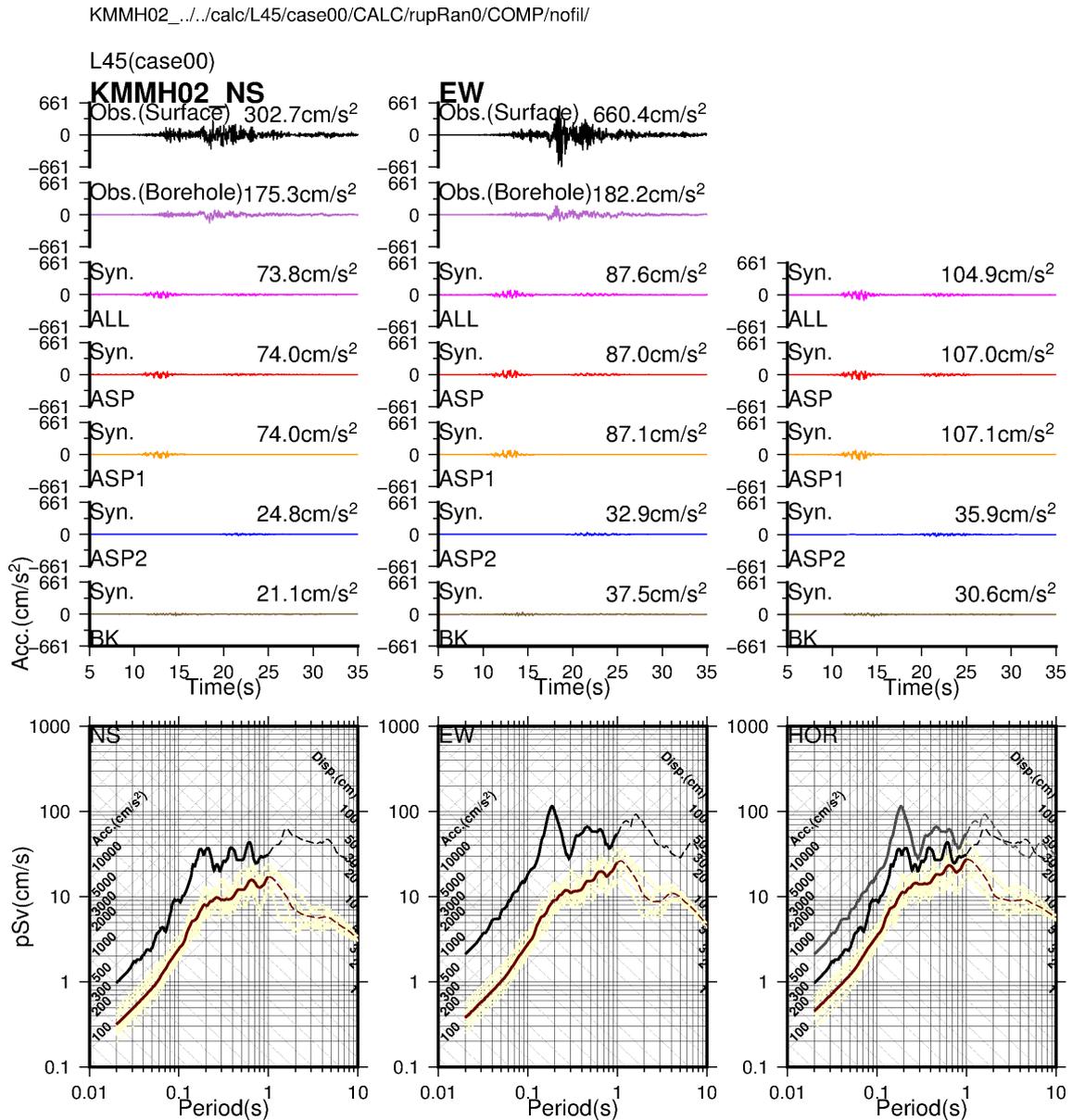


図 4.3.2.1-1d 基本モデルの地震動評価結果 (KMMH02)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

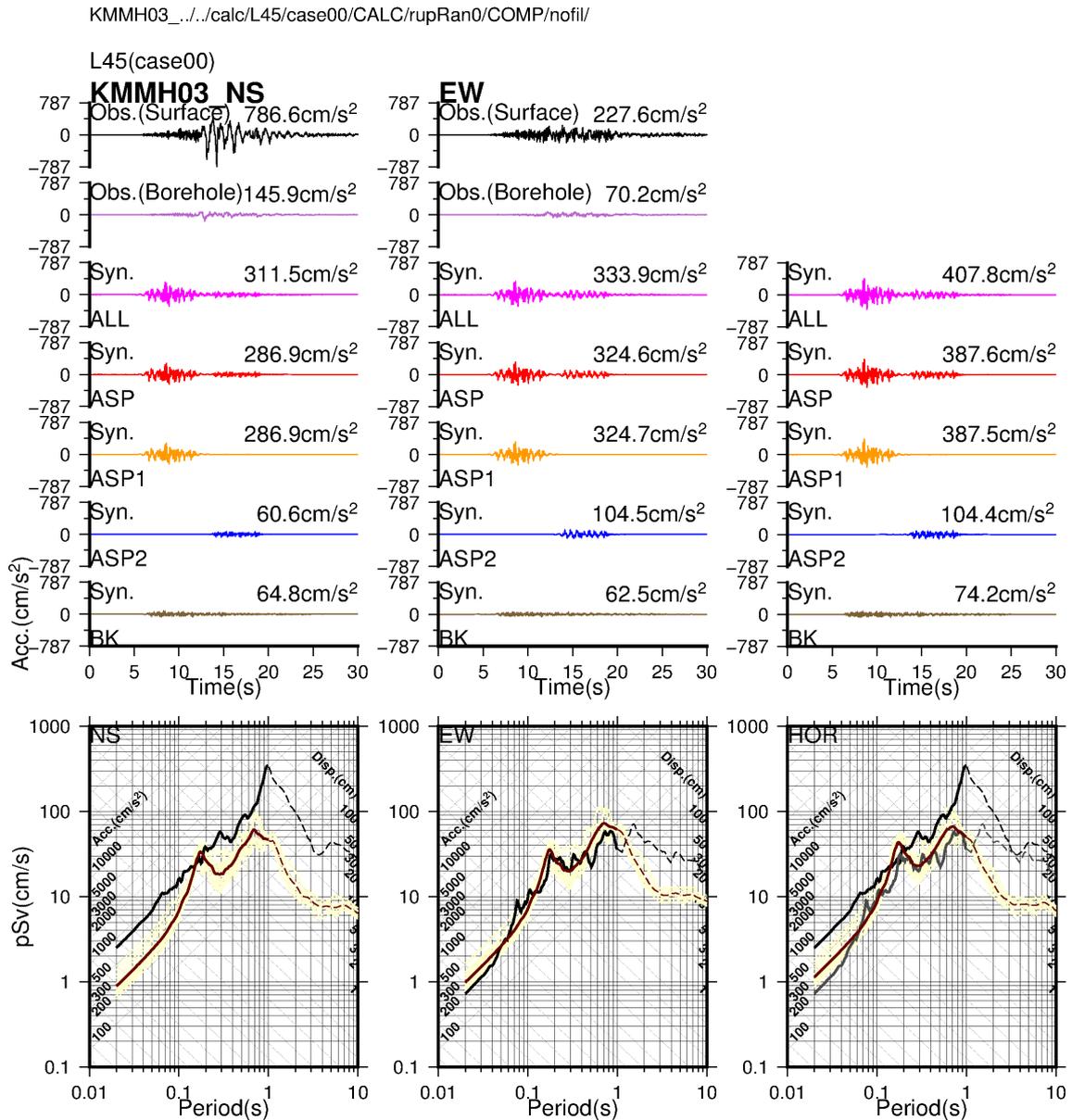


図 4.3.2.1-1e 基本モデルの地震動評価結果 (KMMH03)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。



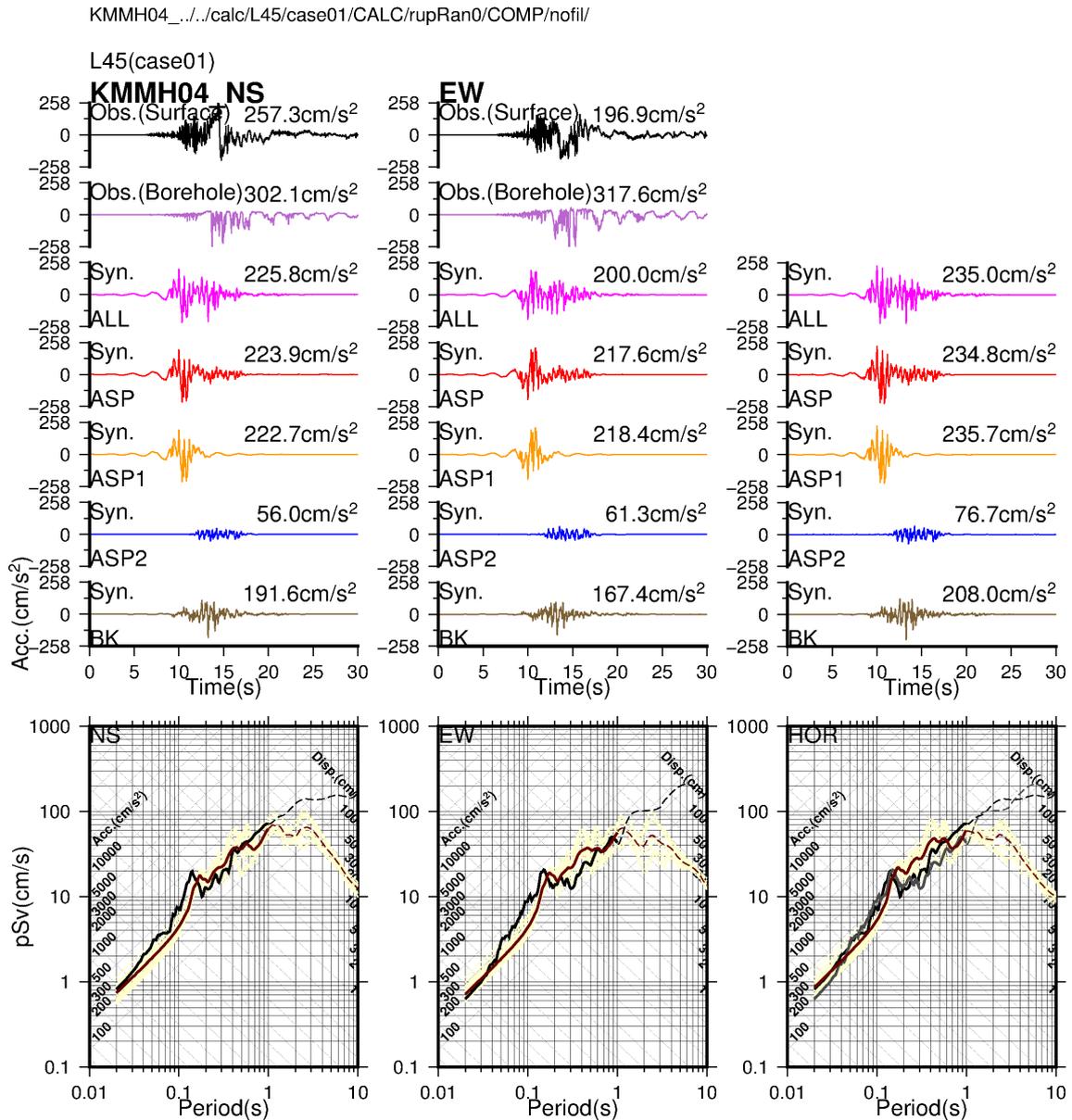


図 4.3.2.1-2b 不確かさモデル 1 の地震動評価結果 (KMMH04)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射 (HOR) の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

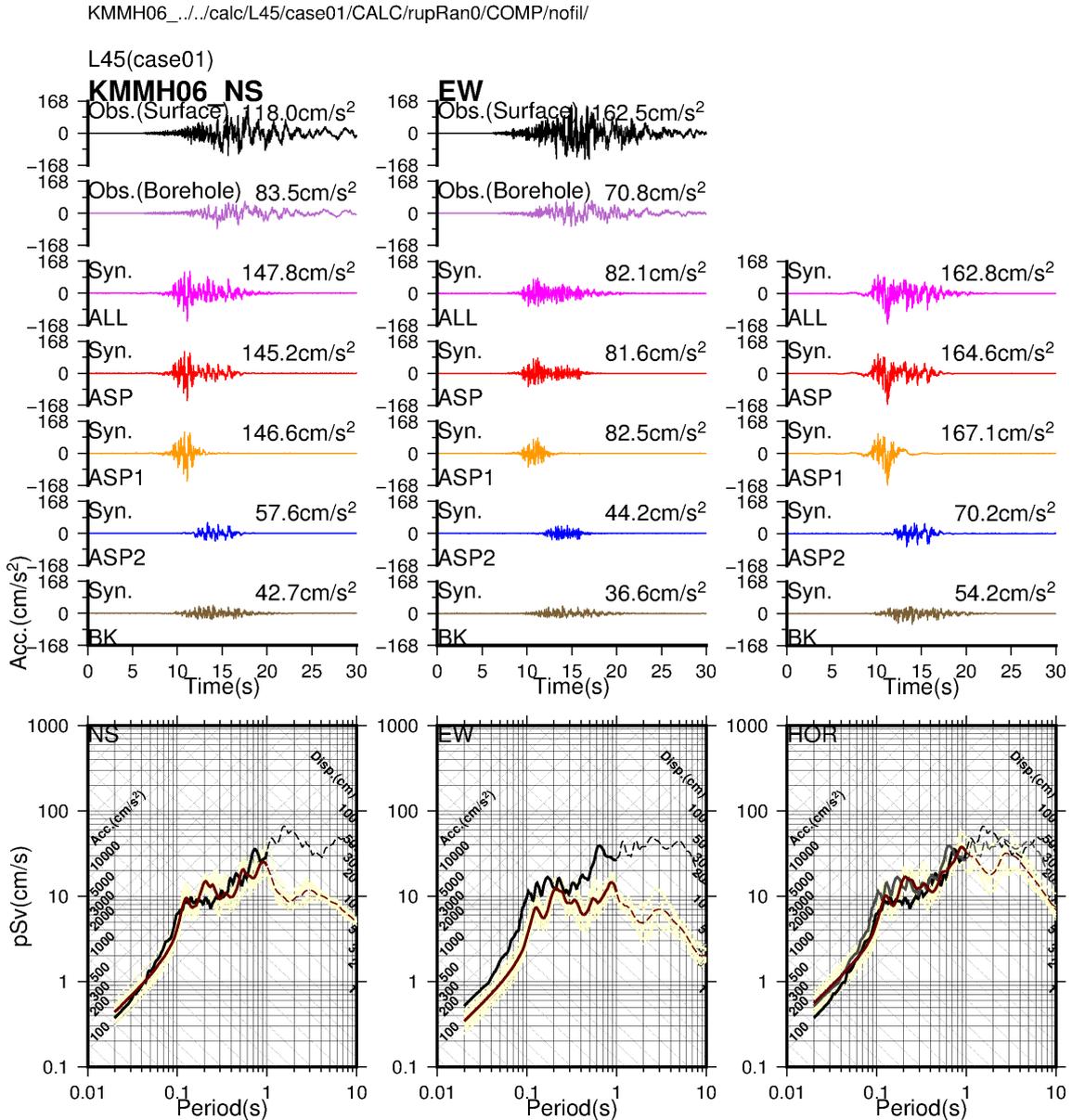


図 4.3.2.1-2c 不確かさモデル 1 の地震動評価結果 (KMMH06)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

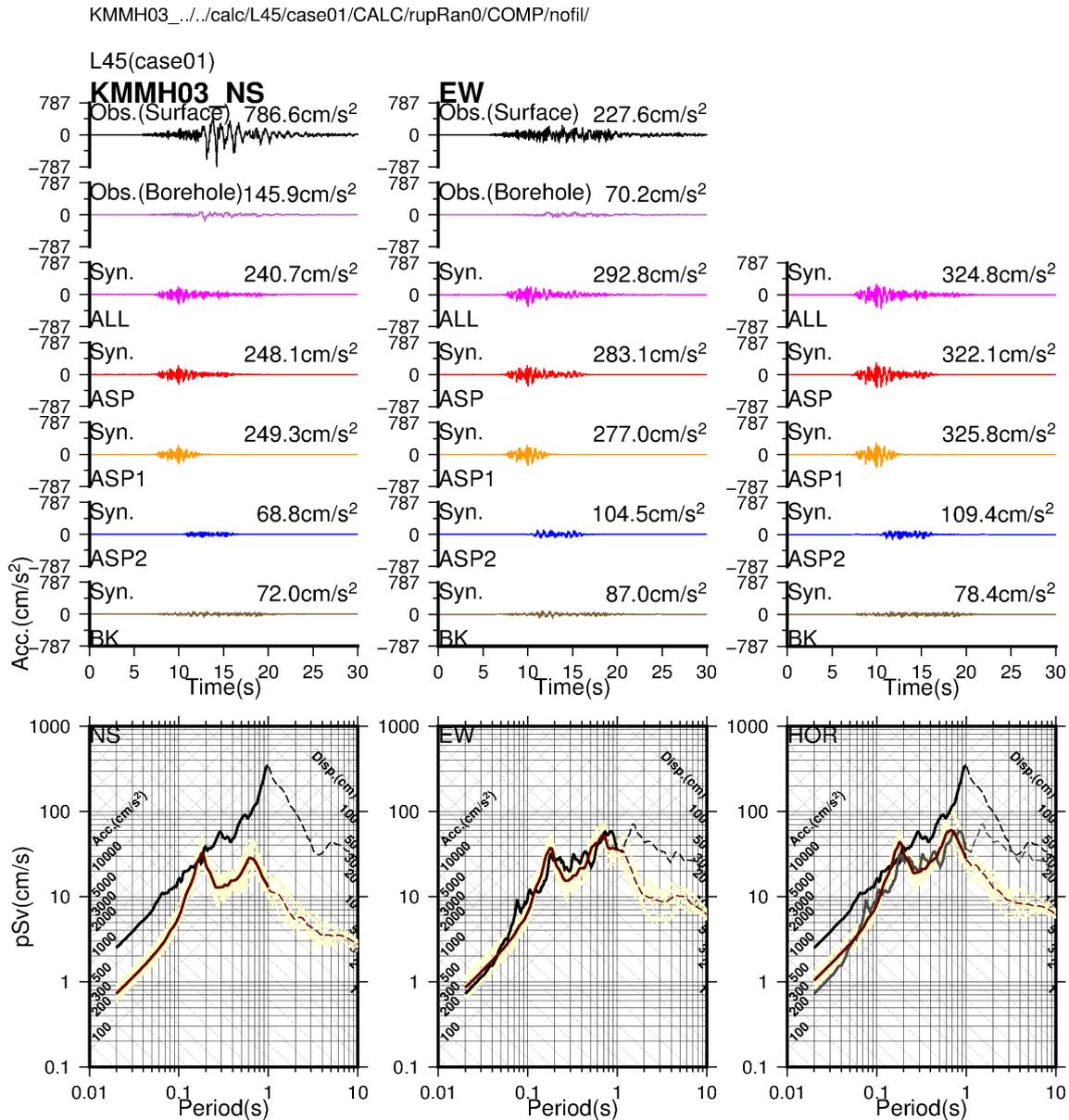


図 4.3.2.1-2d 不確かさモデル 1 の地震動評価結果 (KMMH03)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

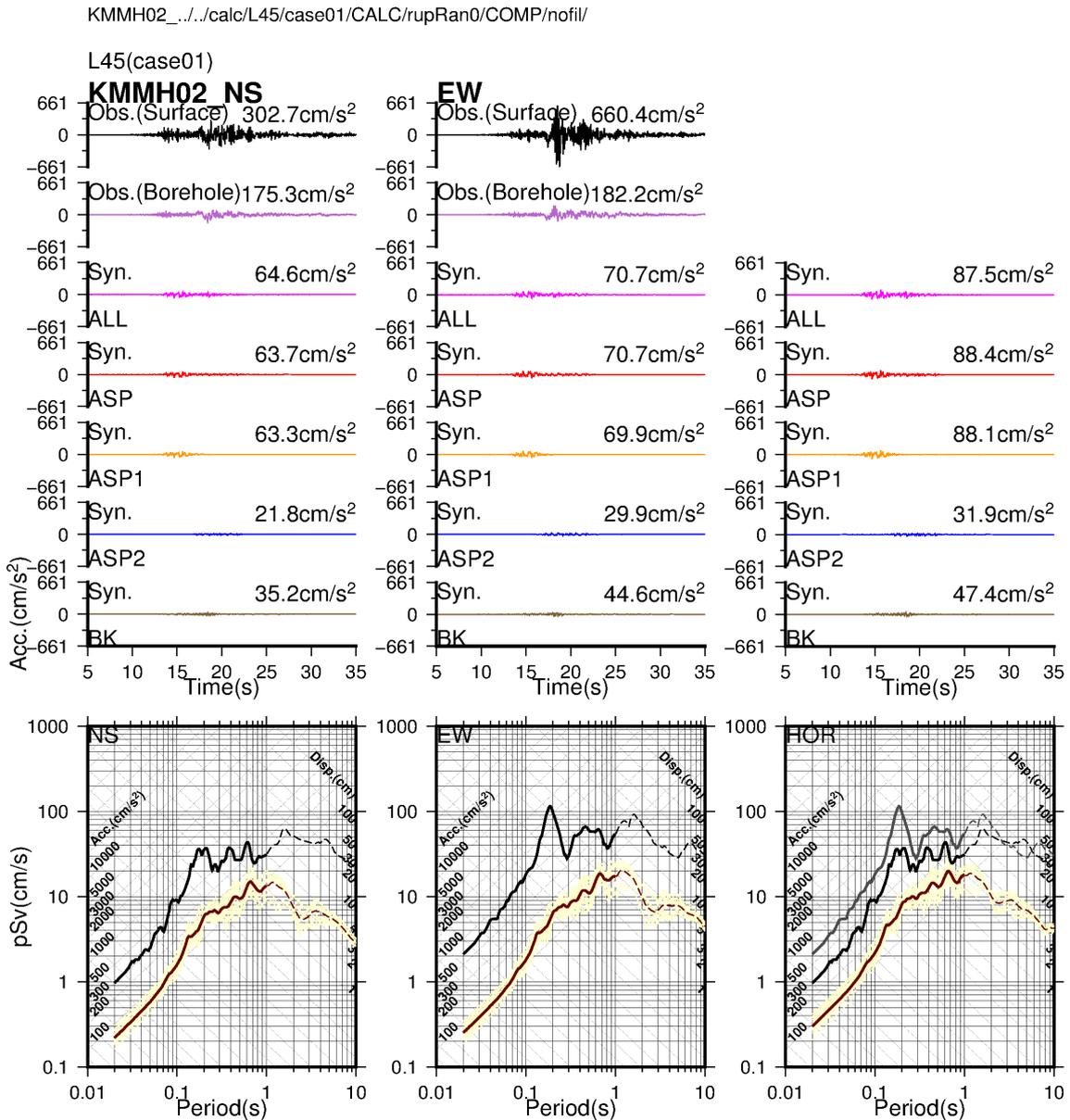


図 4.3.2.1-2e 不確かさモデル 1 の地震動評価結果 (KMMH02)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

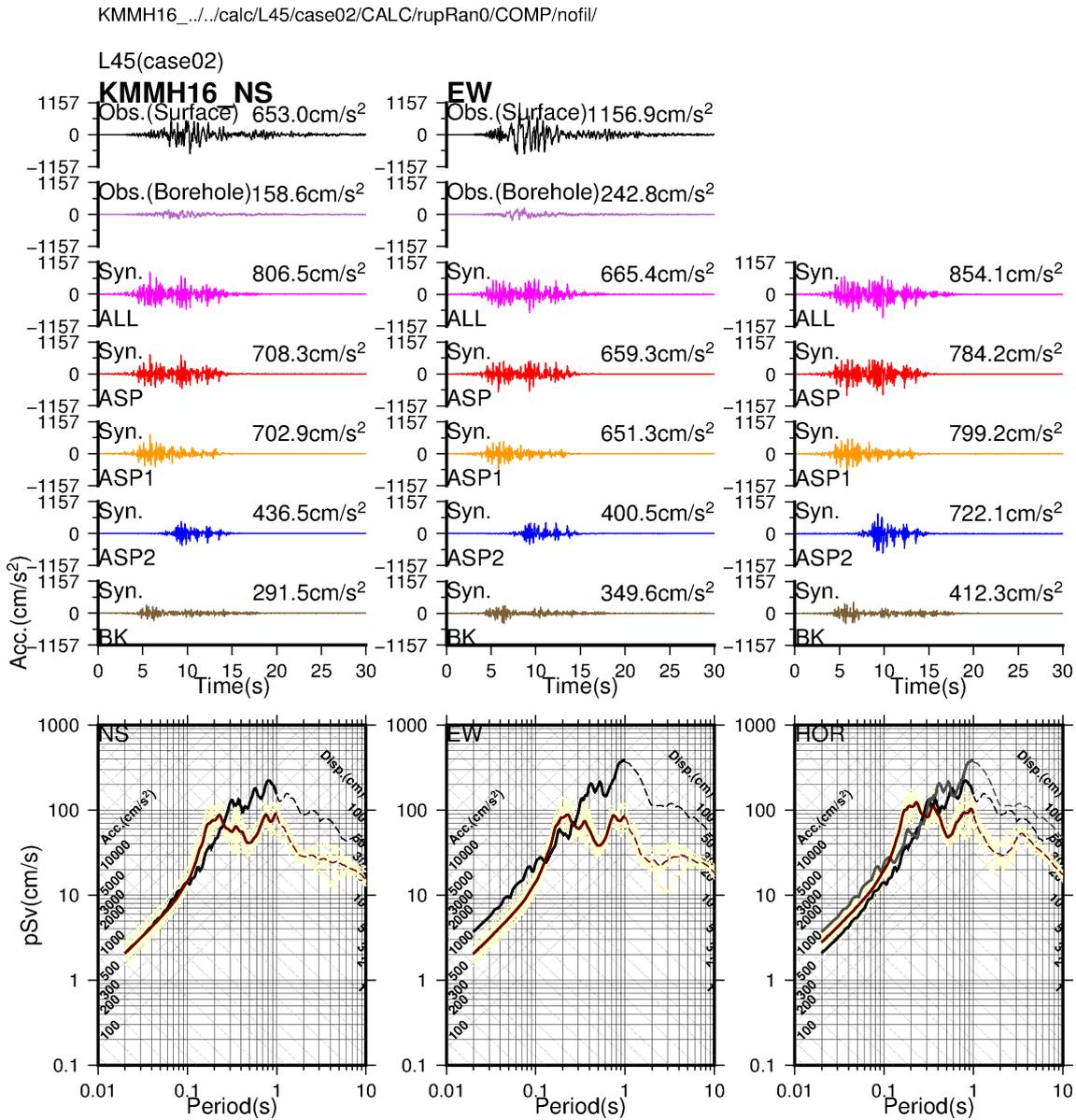


図 4.3.2.1-3a 不確かさモデル 2 の地震動評価結果 (KMMH16). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 橙色, 青色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, 全アスペリティ, アスペリティ 1, アスペリティ 2, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

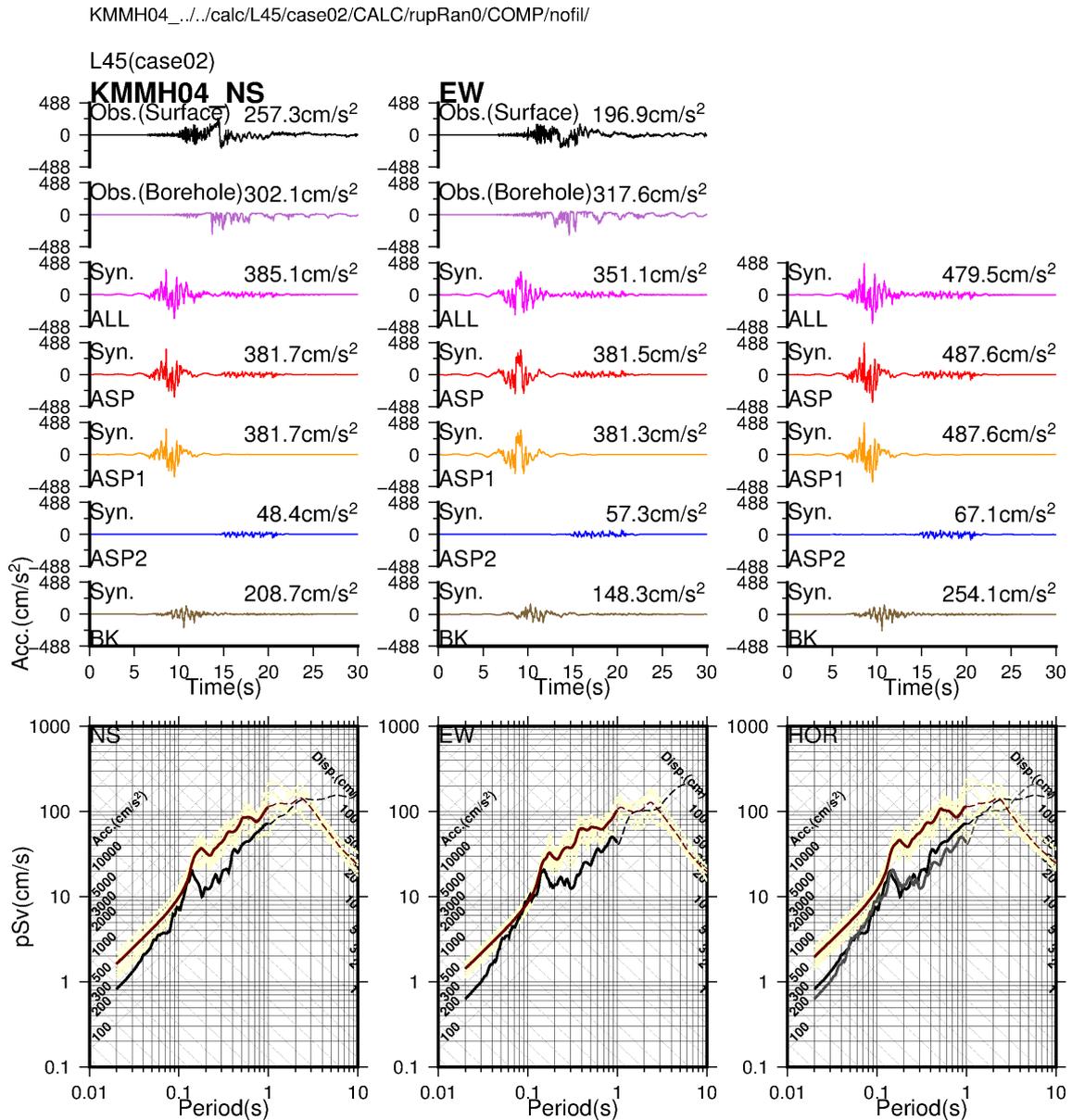


図 4.3.2.1-3b 不確かさモデル 2 の地震動評価結果 (KMMH04)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

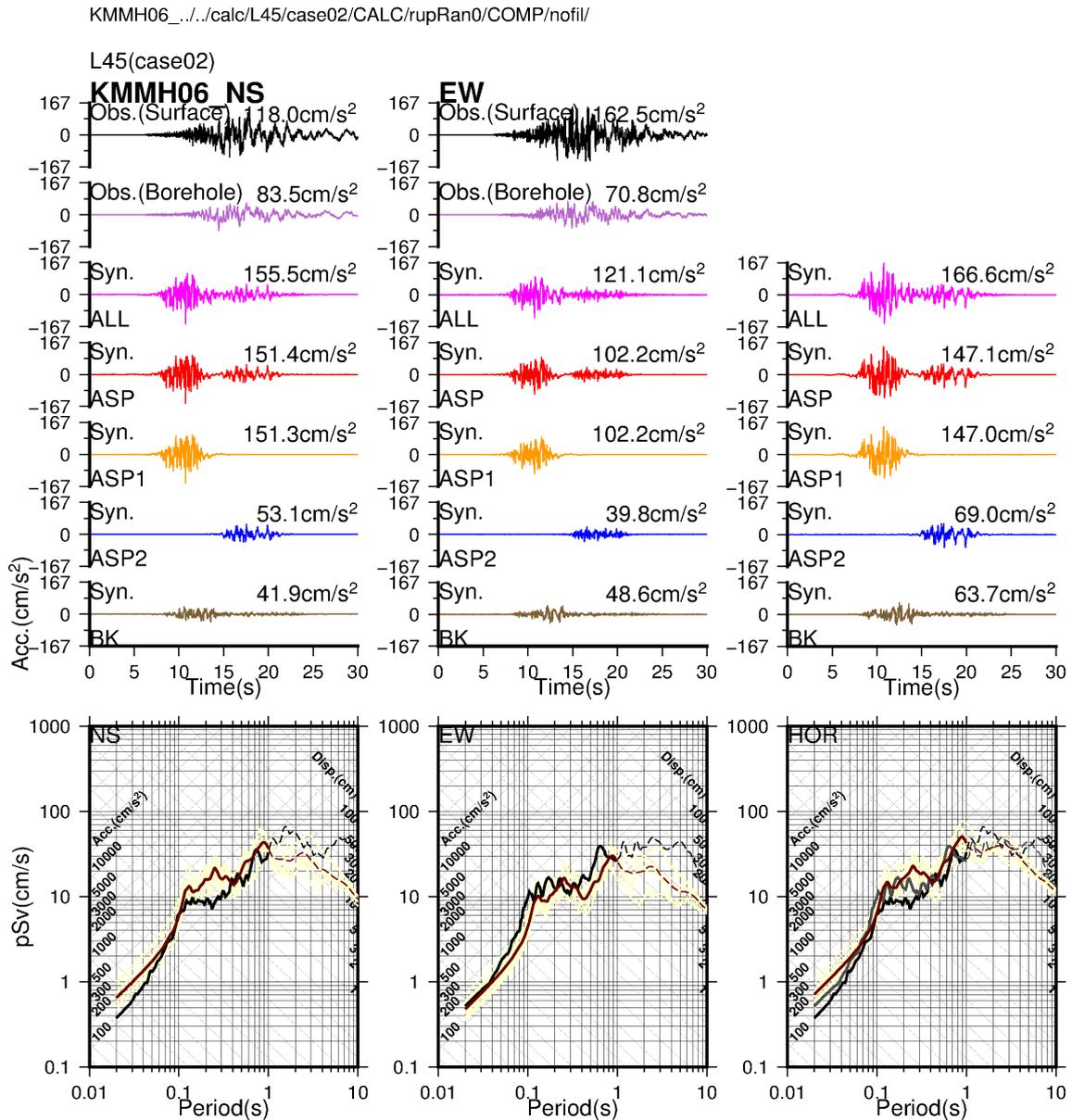


図 4.3.2.1-3c 不確かさモデル 2 の地震動評価結果 (KMMH06)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

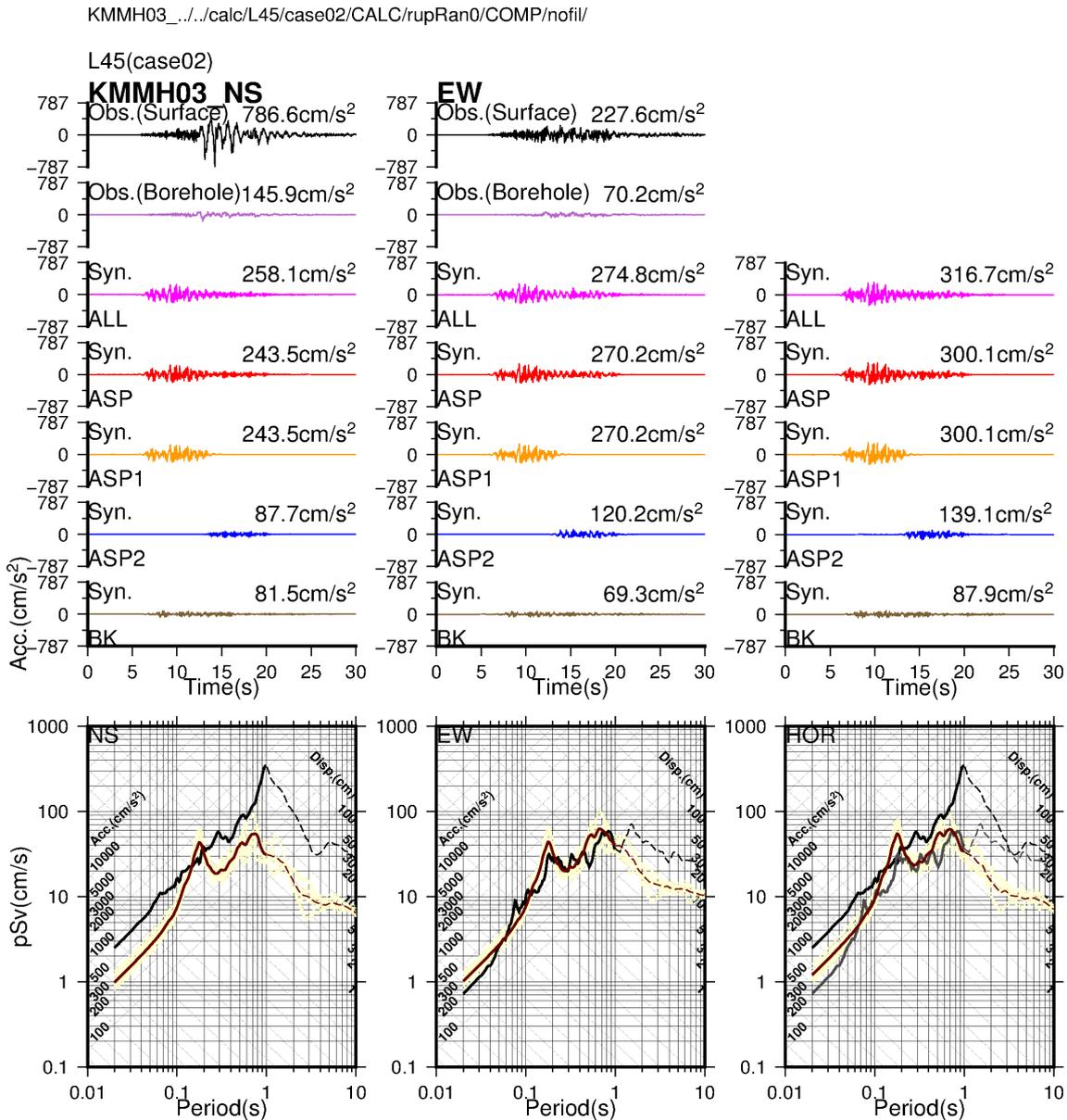


図 4.3.2.1-3d 不確かさモデル 2 の地震動評価結果 (KMMH03)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

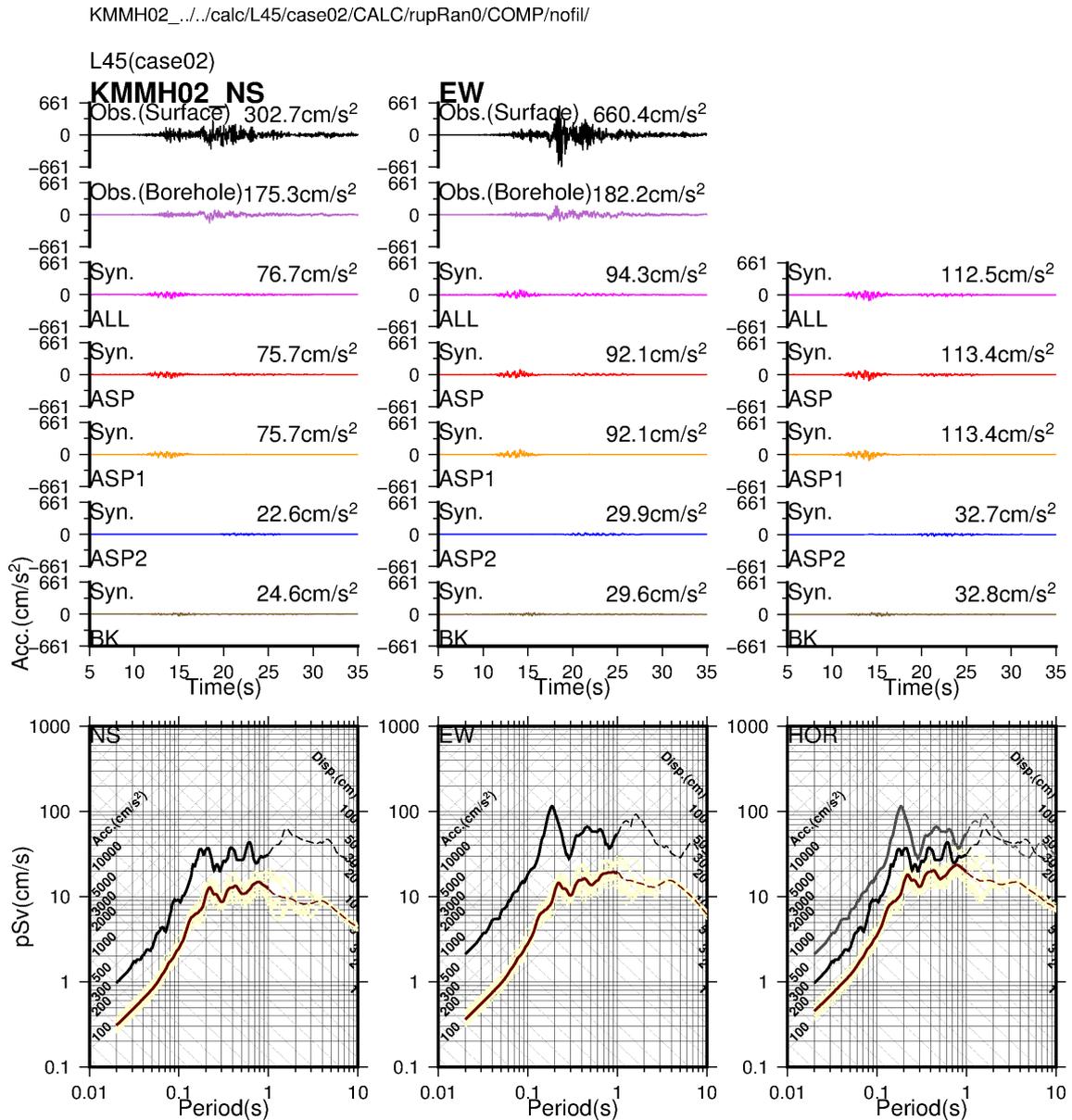


図 4.3.2.1-3e 不確かさモデル 2 の地震動評価結果 (KMMH02)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。



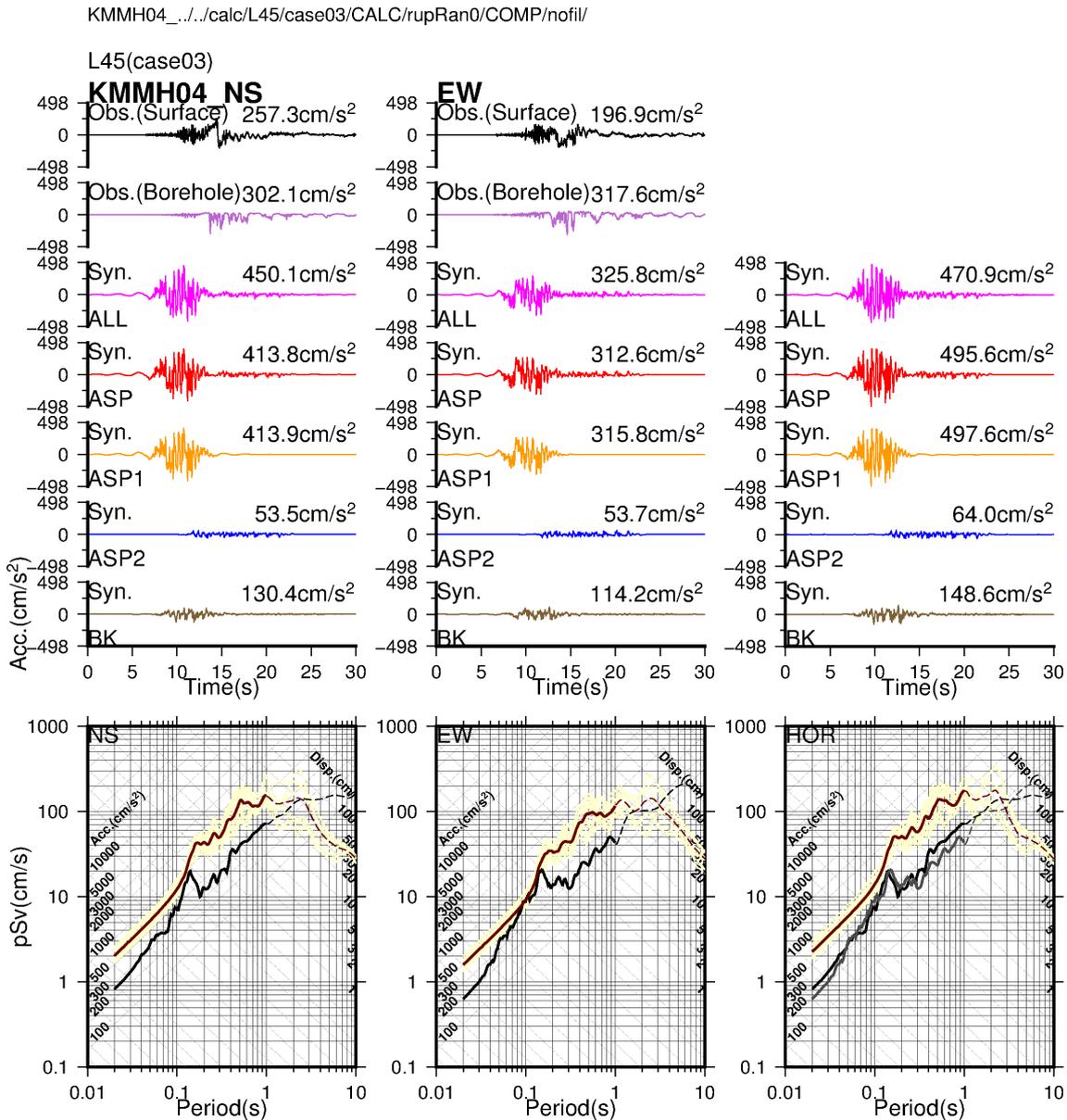


図 4.3.2.1-4b 不確かさモデル 3 の地震動評価結果 (KMMH04)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

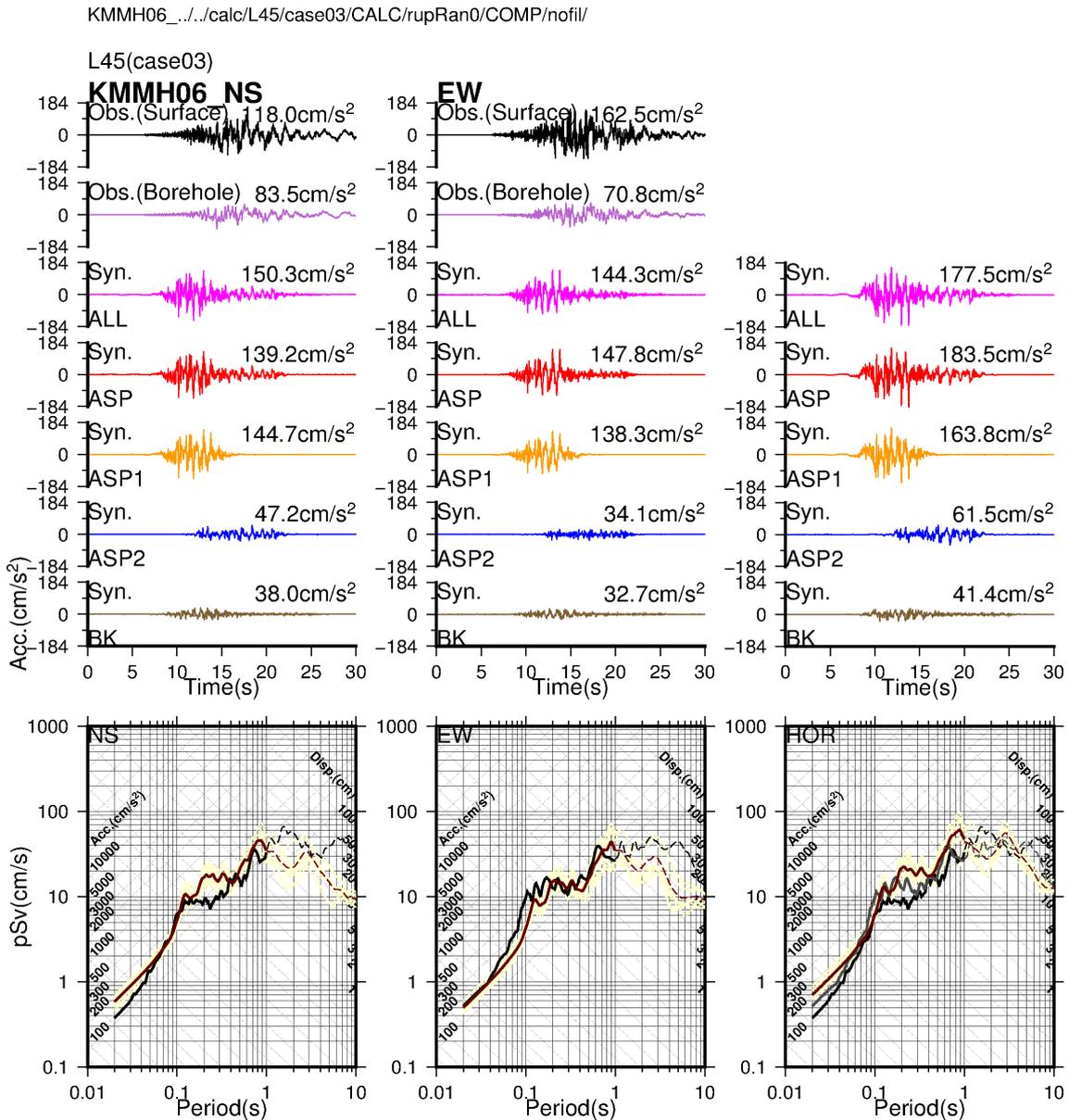


図 4.3.2.1-4c 不確かさモデル 3 の地震動評価結果 (KMMH06)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ1，アスペリティ2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5種類）と要素地震波の位相のランダム性（5種類）を考慮した合計25波のスペクトル，茶色は合成波形25波のスペクトルの平均を表す。左から順番にNS成分，EW成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色はNS成分の地表観測，グレー色はEW成分の地表観測を表す。

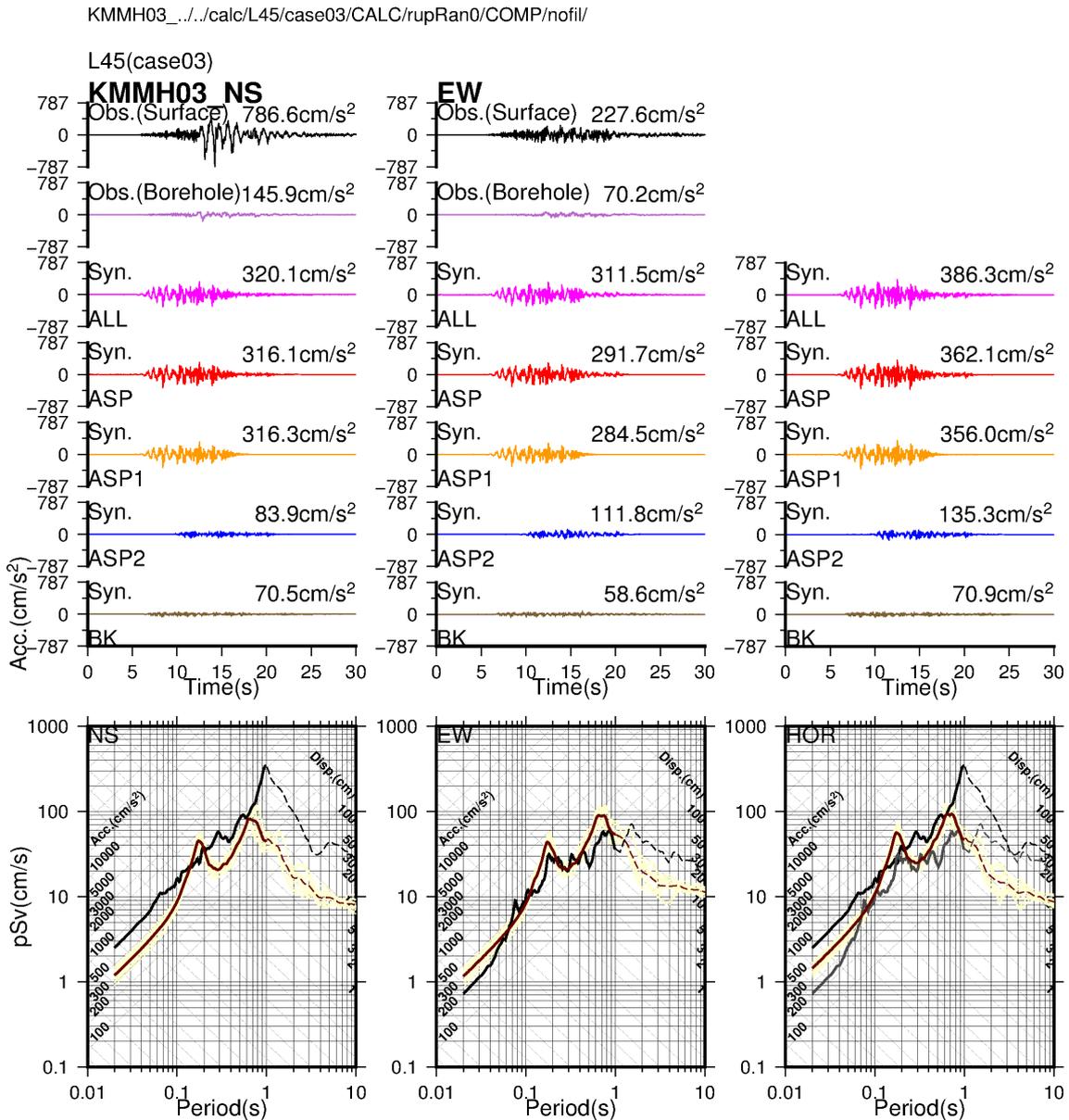


図 4.3.2.1-4d 不確かさモデル 3 の地震動評価結果 (KMMH03)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

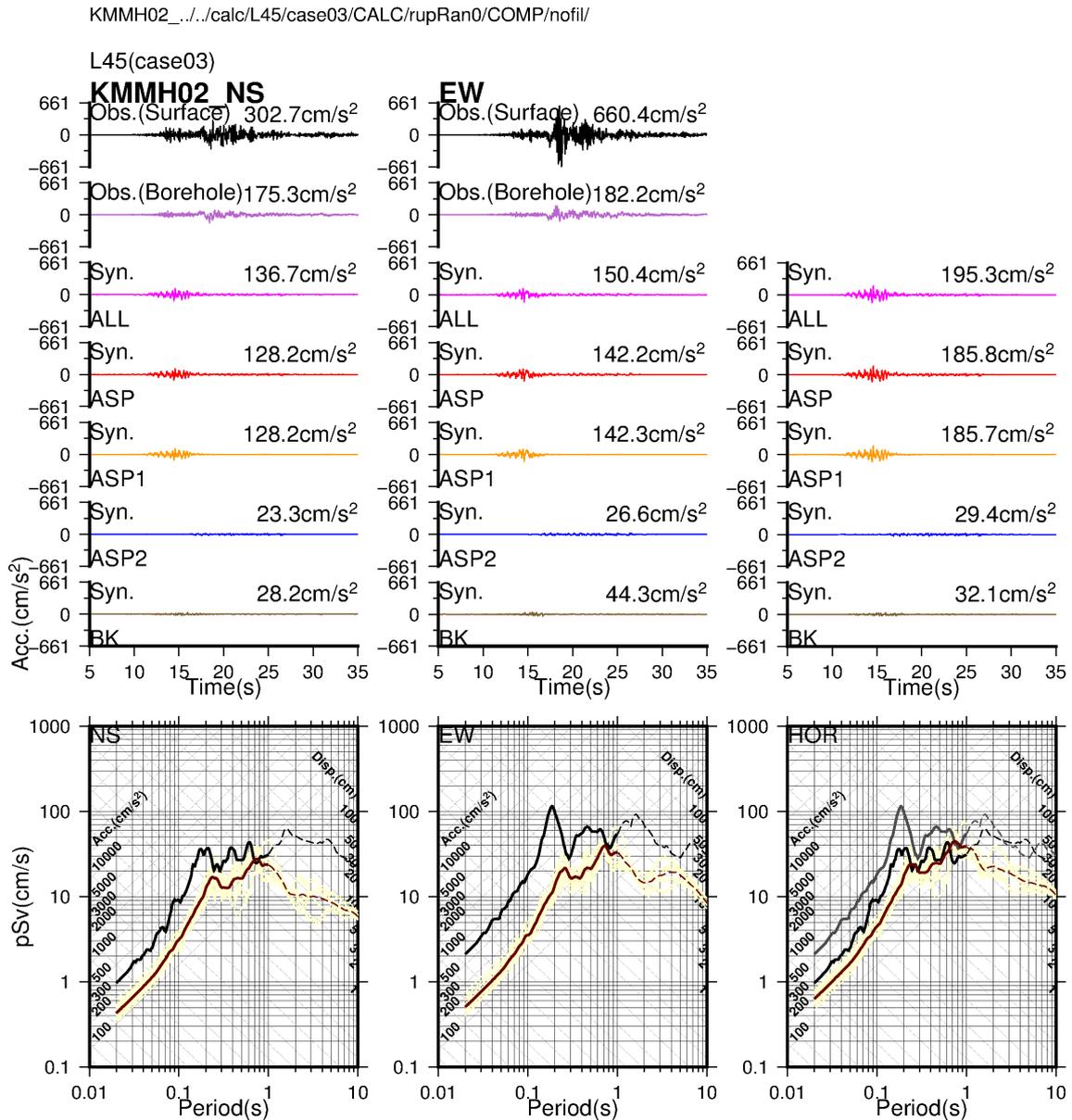


図 4.3.2.1-4e 不確かさモデル 3 の地震動評価結果 (KMMH02)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

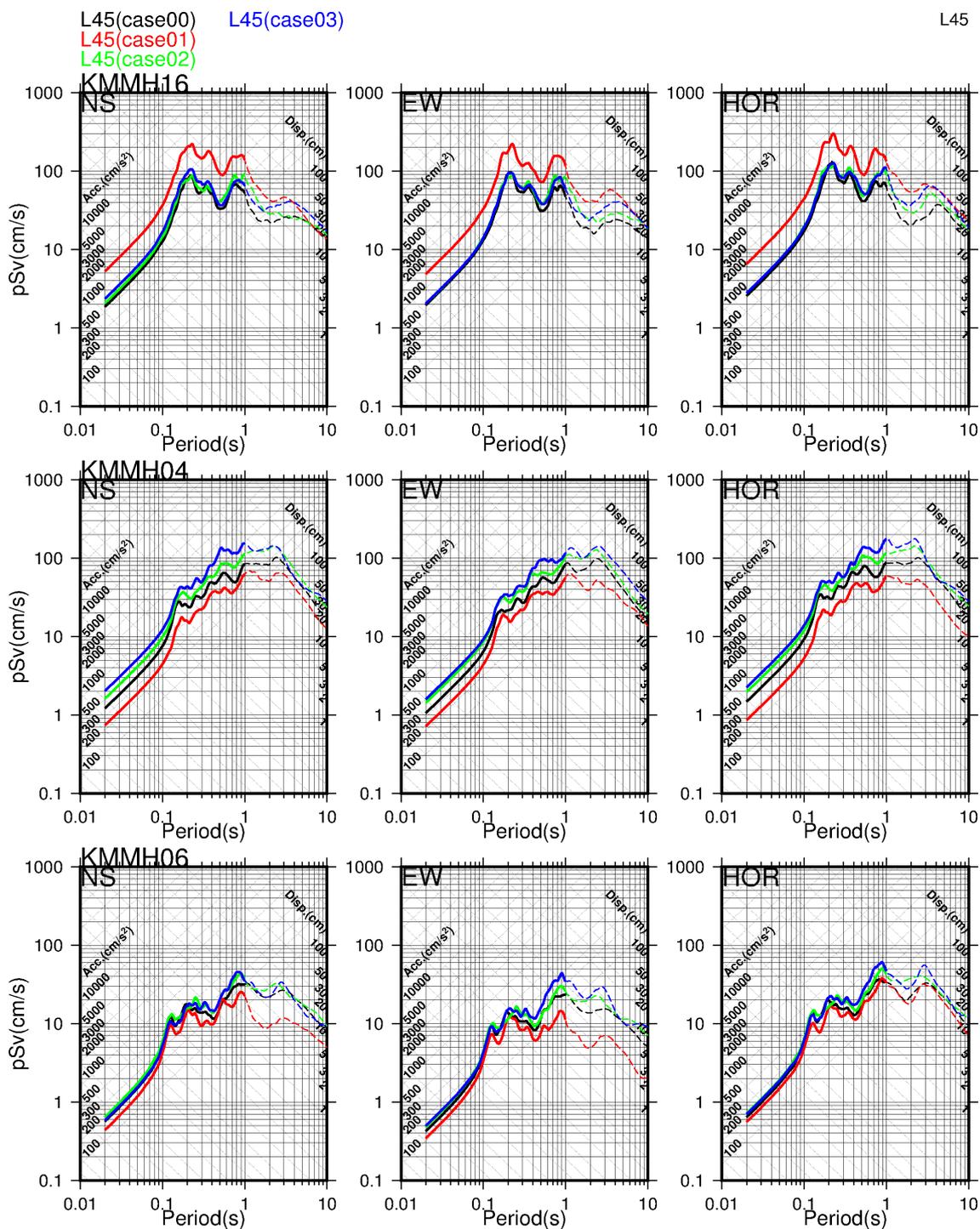


図 4.3.2.1-5a 基本モデルと不確かさモデル 1, 2, 3 の平均スペクトルの比較 (KMMH16, KMMH04, KMMH06). 黒色は基本モデル, 赤色は不確かさモデル 1, 黄緑色は不確かさモデル 2, 青色は不確かさモデル 3 を表す.

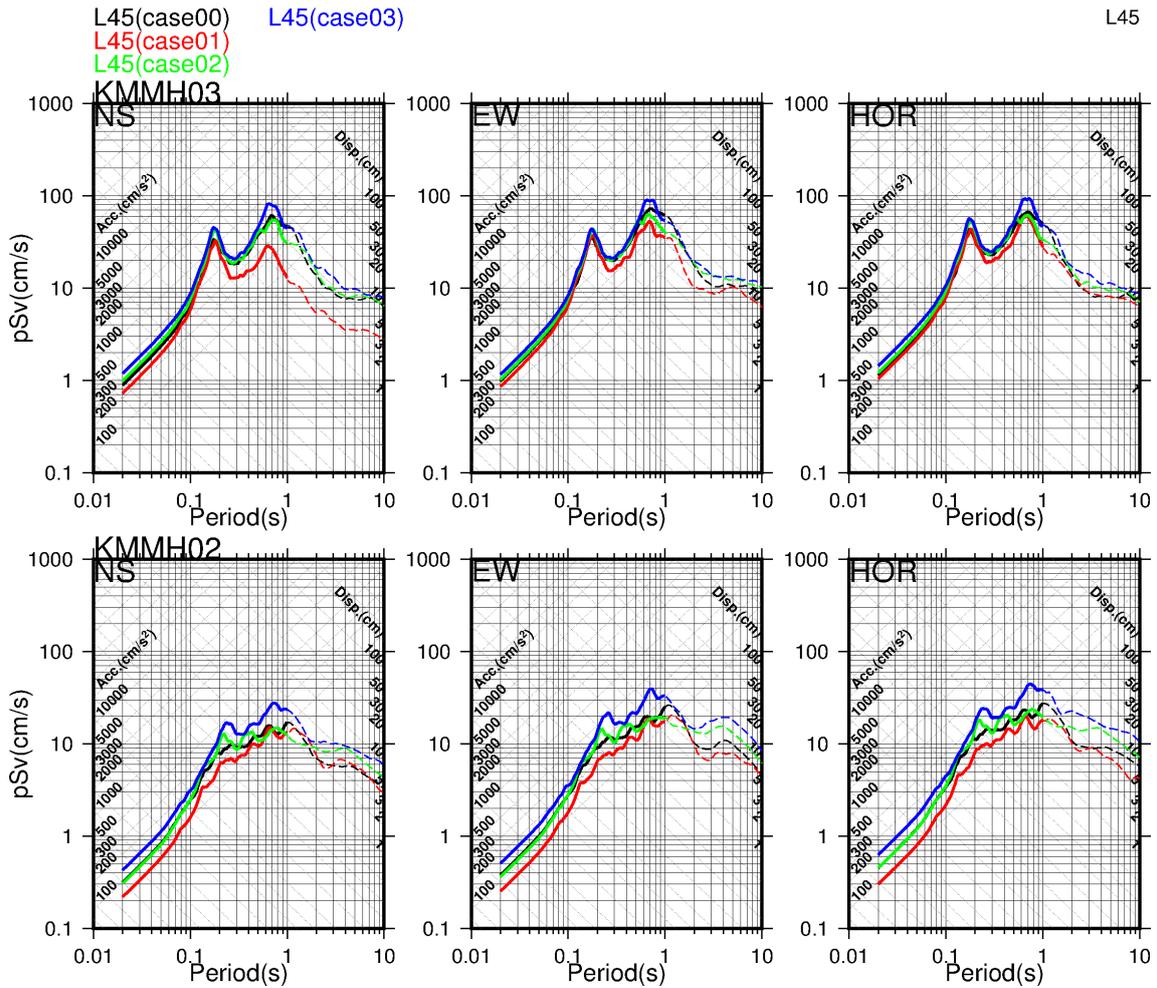


図 4.3.2.1-5b 基本モデルと不確かさモデル 1, 2, 3 の平均スペクトルの比較 (KMMH03, KMMH02). 黒色は基本モデル, 赤色は不確かさモデル 1, 黄緑色は不確かさモデル 2, 青色は不確かさモデル 3 を表す.

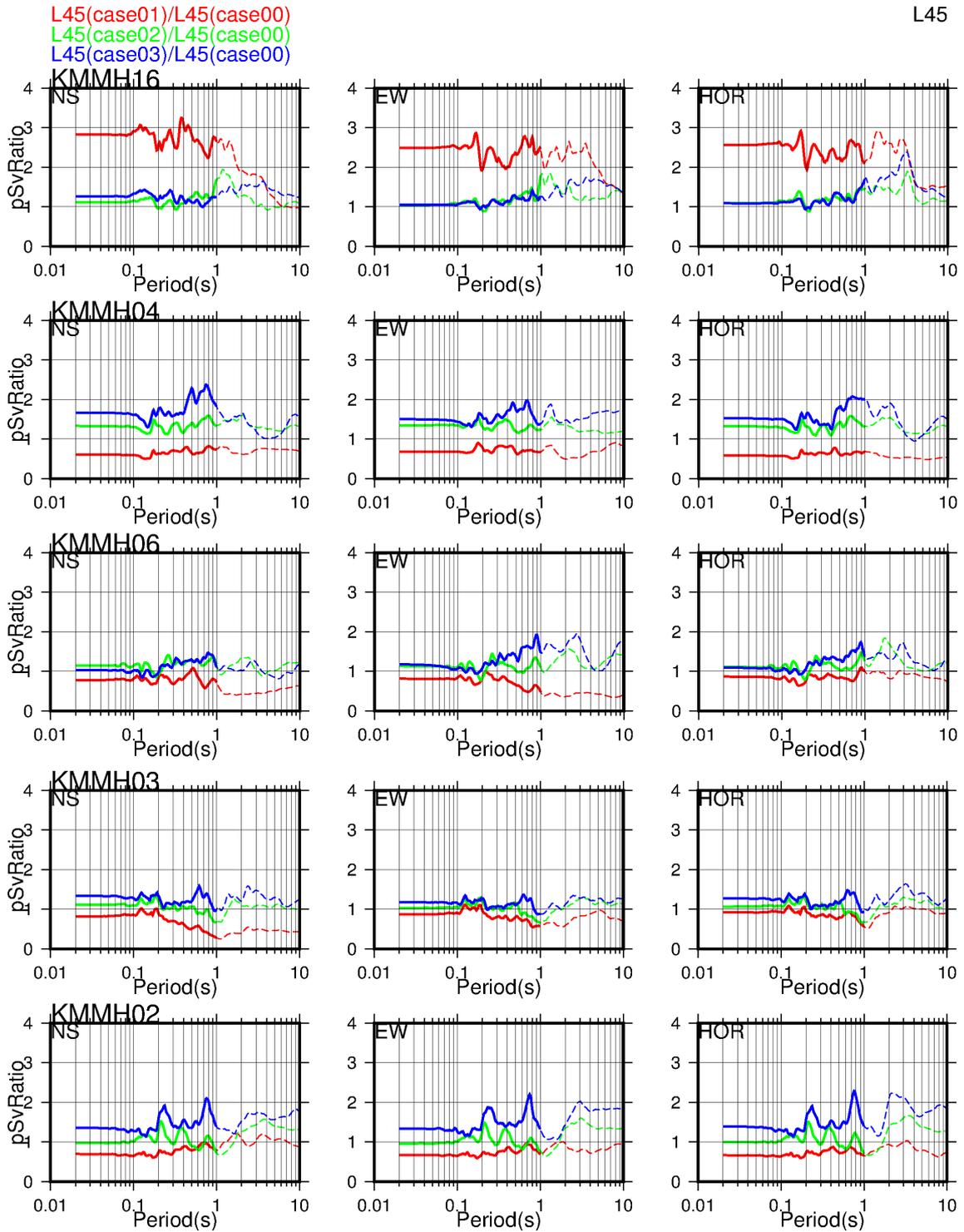


図 4.3.2.1-6 基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 1, 2, 3 の平均スペクトルの比. 赤色は不確かさモデル 1/基本モデル, 黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル, 青色は不確かさモデル 3/基本モデルを表す.

### ③ おわりに

ここでは、4.3.1.1 で地球物理学的情報に基づいて構築した震源モデル（基本モデル，不確かさモデル 1, 2, 3）と，4.2 で検証された地盤モデルを用いて，統計的グリーン関数法により地震動シミュレーションを行った。

### ④ 参考文献

なし

### 4.3.2.2 地表地震断層情報に基づいたシナリオ震源モデル

#### ① はじめに

4.3.1.2 で地表地震断層情報に基づいて構築した震源モデル（不確かさモデル 4, 5, 6, 7）と、4.2 で検証された地盤モデルを用いて、統計的グリーン関数法により地震動シミュレーションを行う。さらに、4.3.1.1 で構築した地球物理学的情報に基づく震源モデル（基本モデル、不確かさモデル 1, 2, 3）により評価された地震動シミュレーション結果（4.3.2.1 参照）とあわせて比較を行う。

#### ② 地震動シミュレーション結果

各評価点の地震動シミュレーション結果は、不確かさモデル 4, 5, 6, 7 をそれぞれ図 4.3.2.2-1a ~ e, 図 4.3.2.2-2a ~ e, 図 4.3.2.2-3a ~ e, 図 4.3.2.2-4a ~ e に示す。各々の図の見方は 4.3.2.1 で示した図と同じである。基本モデルと不確かさモデル 4, 5 の平均スペクトルの比較を図 4.3.2.2-5a, b に示し、基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 4, 5 の平均スペクトルの比を図 4.3.2.2-6 に示す。なお、これらのモデルの破壊伝播は北東方向で共通である。

図 4.3.2.2-7a, b に基本モデルと不確かさモデル 1 ~ 5 の平均スペクトルの比較、図 4.3.2.2-8 に基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 1 ~ 5 の平均スペクトルの比を示す。これらのモデルのモーメントマグニチュードは 6.5 から 7.0 で、いずれも大きなアスペリティ（アスペリティが 1 個の不確かさモデル 5 はそのアスペリティ）の破壊伝播は北東方向で共通である。図 4.3.2.2-8 より、地震規模が最も大きい不確かさモデル 3 のスペクトルレベルがどの評価点でも常に最大ではなく、基本モデルと同じ地震規模の不確かさモデル 1 のスペクトルレベルが顕著に大きい評価点（KMMH16）がある。そこで、スペクトルレベルの大小関係が、どの震源パラメータで特徴付けられるかを調べる。ここで対象とする周期帯は 0.1 秒以下の短周期側とし、着目する震源パラメータは対象周期帯を考慮して、断層全体の地震モーメント比の 1/3 乗、アスペリティの応力降下量、アスペリティまでの最短距離とした。表 4.3.2.2-1 に各モデルのこれらのパラメータを示し、表中にはこれらのパラメータの基本モデルに対する比を示す。アスペリティまでの最短距離については、実体波が距離に逆比例（ $1/r$ ）で距離減衰することから距離の比の逆数（表中の④）を示す。表中の最下段には、断層全体の地震モーメントの比の 1/3 乗（表中の②）、アスペリティの応力降下量の比（表中の③）、アスペリティまでの最短距離の比の逆数の各々を乗じたもの（表中の②×③×④）を示す。

図 4.3.2.2-9a に断層全体の地震モーメントの比の 1/3 乗（表 4.3.2.2-1 の②）と 0.1 秒以下の平均スペクトルの比の平均値との関係、図 4.3.2.2-9b にアスペリティの応力降下量の比（表

4.3.2.2-1 の③) と 0.1 秒以下の平均スペクトルの比の平均値との関係、図 4.3.2.2-9c にアスペリティまでの最短距離の比の逆数 (表 4.3.2.2-1 の④) と 0.1 秒以下の平均スペクトルの比の平均値との関係、図 4.3.2.2-9d に表 4.3.2.2-1 の②×③×④と 0.1 秒以下の平均スペクトルの比の平均値との関係を示す。

図 4.3.2.2-9a より、不確かさモデル 1 と基本モデルの地震モーメント比の 1/3 乗は同じであるが、不確かさモデル 1 の 0.1 秒以下の平均スペクトルの比が非常に大きい評価点 (KMMH16) が確認できる。一方、基本モデルの地震モーメントよりも大きい不確かさモデル 2 や 3 で、0.1 秒以下の平均スペクトルの比が顕著に大きい評価点はない。これは、不確かさモデル 1 は KMMH16 直下にアスペリティを配置したモデルであることから、0.1 秒以下の平均スペクトルの大小関係の特徴付ける寄与度は、地震モーメントよりもアスペリティまでの最短距離が大きいことが示唆される。

図 4.3.2.2-9b より、どのモデルでもアスペリティの応力降下量は基本モデルと同程度であるが、不確かさモデル 1 で平均スペクトルの比が非常に大きくなっている評価点 (KMMH16) があることが分かる。

図 4.3.2.2-9c より、アスペリティまでの最短距離の比の逆数と 0.1 秒以下の平均スペクトルの比の相関性は非常に高く (相関係数は 0.948)、図 4.3.2.2-9d より地震モーメントの比の 1/3 乗も考慮することで相関性が若干高くなっている (相関係数は 0.955)。

これらのことから、本検討でモデル化を行った地震規模 (モーメントマグニチュード 6.5 から 7.0) の時、0.1 秒以下の平均スペクトルの大小関係は、震源モデルのアスペリティの応力降下量がほぼ同程度であれば、第一義的にはアスペリティまでの最短距離によってほぼ特徴付けられ、その次に地震モーメントの違いが寄与していると考えられる。

図 4.3.2.2-10a, b に不確かさモデル 5 と 6 の平均スペクトルの比較、図 4.3.2.2-11 に不確かさモデル 5 の平均スペクトルに対する不確かさモデル 6 の平均スペクトルの比を示す。両モデルの違いは破壊開始点の設定で、不確かさモデル 5 の破壊伝播は北東方向、不確かさモデル 6 は南西方向である。図 4.3.2.2-11 より、KMMH16 は不確かさモデル 6 の方が大きく、KMMH04, KMMH06, KMMH02 は不確かさモデル 6 の方が小さい。KMMH03 は同程度である。この結果と不確かさモデル 5, 6 のモデル図 (図 4.3.1.2-5b や c) を照らし合わせると、KMMH16 の位置は不確かさモデル 5 が破壊の Backward 方向になるが、不確かさモデル 6 では破壊の Forward 方向になるため、不確かさモデル 6 のスペクトルレベルが大きくなったと考えられる。同様の考えにより、KMMH04, KMMH06, KMMH02 は不確かさモデル 5 が Forward 方向、不確かさモデル 6 では Backward 方向になるため、不確かさモデル 6 のスペクトルレベルが小さくなっている。KMMH03 は不確かさモデル 5, 6 とともに破壊の Sideward 方向であるため、破壊伝播方向の違いによる影響はあまり受けないことから、スペクトルレベルに顕著な違いが現われなかったと言える。このように、破壊伝播方向と評価点の位置関係によってもスペクトルレベルの大小関係に影響を与えると言える。また、

このスペクトルレベルの比の大きさは破壊伝播速度によっても変動すると考えられる。

図 4.3.2.2-12a, b に不確かさモデル 6 と 7 の平均スペクトルの比較, 図 4.3.2.2-13 に不確かさモデル 6 の平均スペクトルに対する不確かさモデル 7 の平均スペクトルの比を示す。両モデルの違いはアスペリティ位置の設定で, 不確かさモデル 6 のアスペリティは断層面の中央に位置しているが, 不確かさモデル 7 のアスペリティ位置は断層面の浅部で KMMH16 の近くにある。その結果, 不確かさモデル 7 でアスペリティまでの最短距離が短くなった評価点 (KMMH16) のスペクトルレベルは大きくなっている。図 4.3.2.2-14 に不確かさモデル 6 と 7 のアスペリティまでの最短距離の比の逆数と, 0.1 秒以下の平均スペクトル比の関係を示す。図 4.3.2.2-9c の結果と同様に KMMH16 以外の評価点も含めてアスペリティまでの最短距離に応じて 0.1 秒以下の平均スペクトルの比は変動していることが分かる。

以上のことから, 本検討でモデル化したモーメントマグニチュード 6.5 から 7.0 の震源モデルについて, 0.1 秒以下のスペクトルレベルの大小関係は, 応力降下量が同程度であれば, 第一義的にはアスペリティまでの最短距離の違いによって特徴付けられ, その次に地震モーメントの違いがわずかに寄与していると言える。また, 同じ震源パラメータで同じアスペリティの配置の場合でも, 破壊伝播方向の違いがスペクトルレベルの大小関係に影響を与えるとと言える。

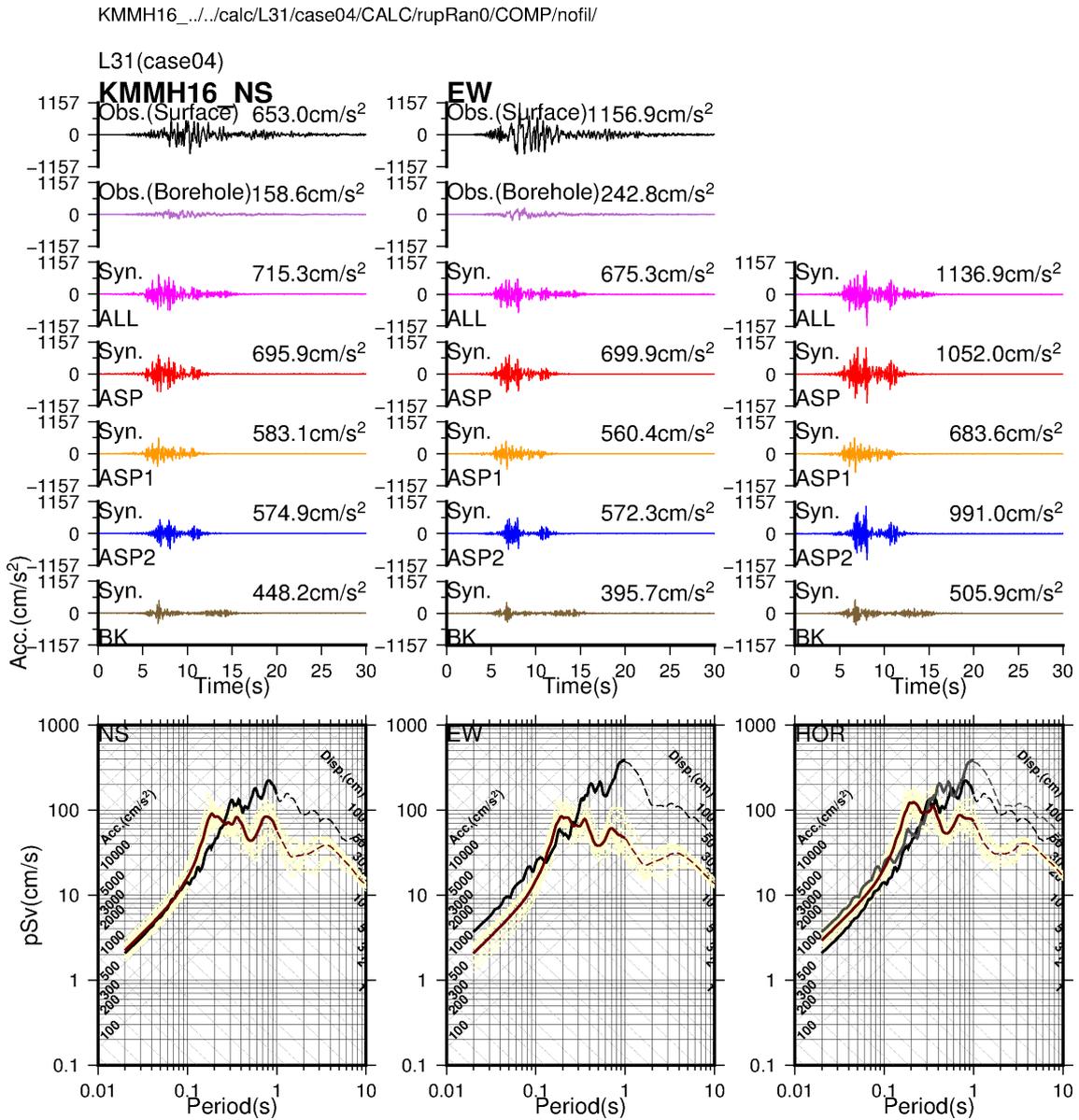


図 4.3.2.2-1a 不確かさモデル 4 の地震動評価結果 (KMMH16). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 橙色, 青色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, 全アスペリティ, アスペリティ 1, アスペリティ 2, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

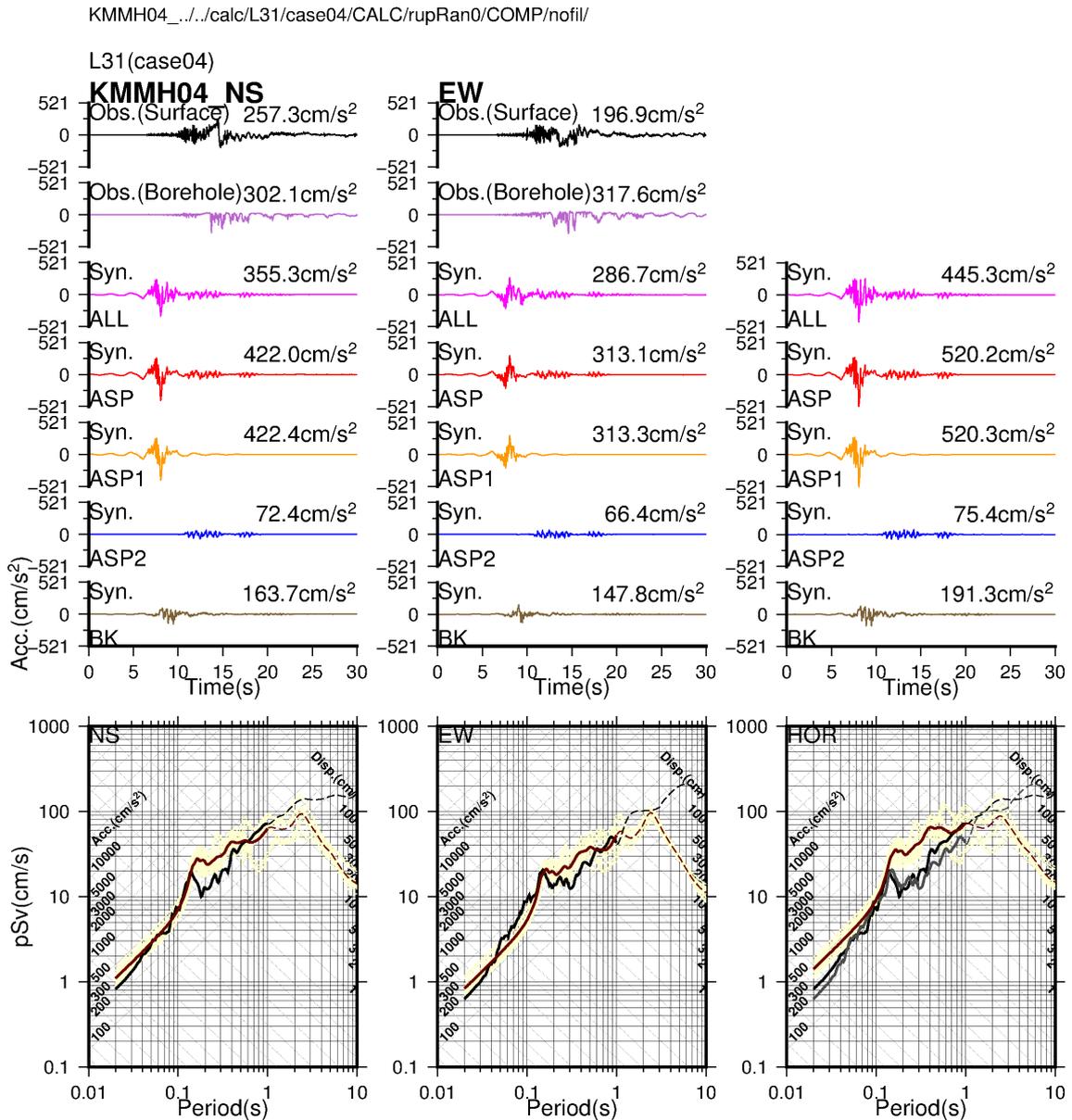


図 4.3.2.2-1b 不確かさモデル 4 の地震動評価結果 (KMMH04)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

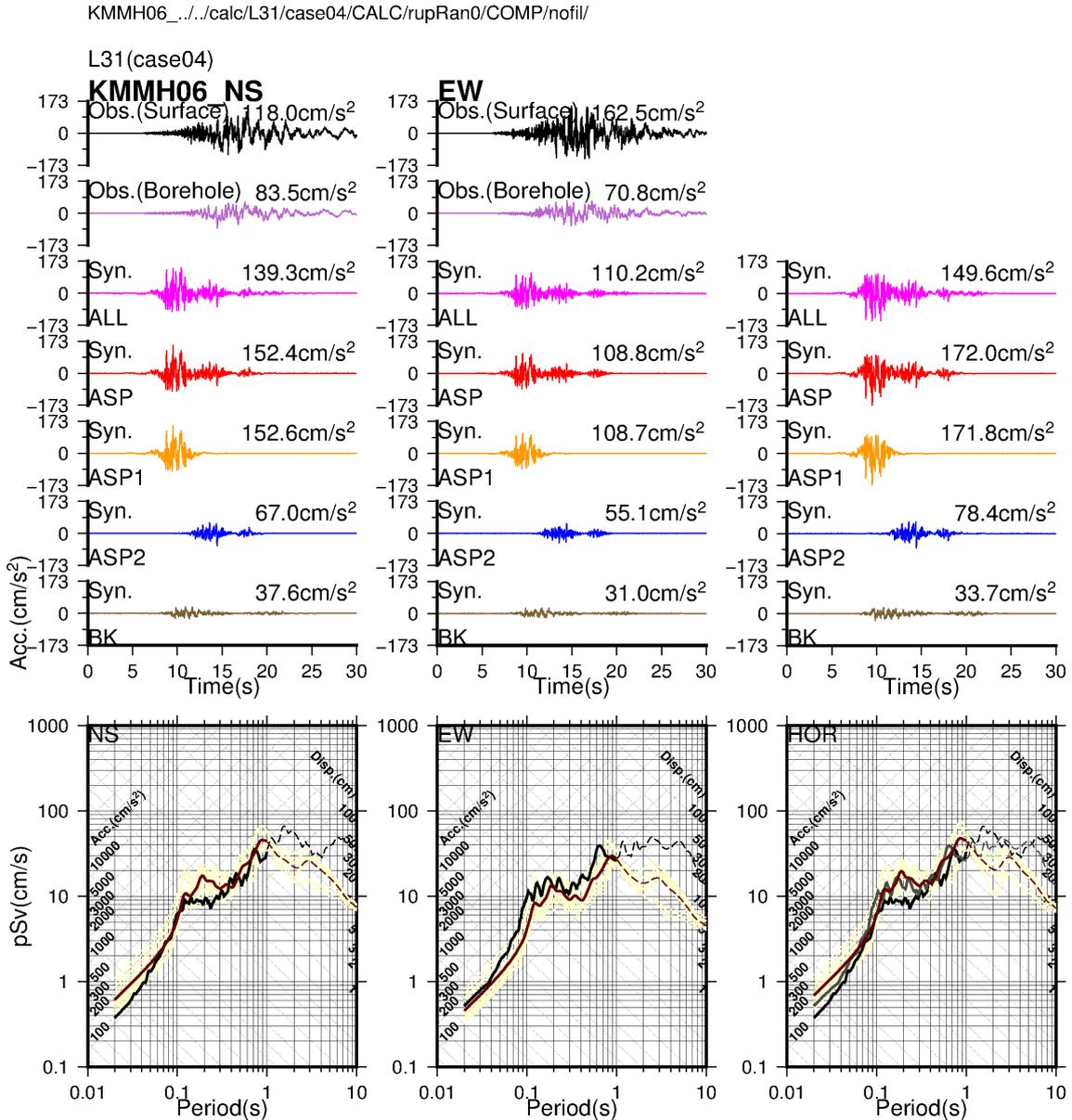


図 4.3.2.2-1c 不確かさモデル 4 の地震動評価結果 (KMMH06)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

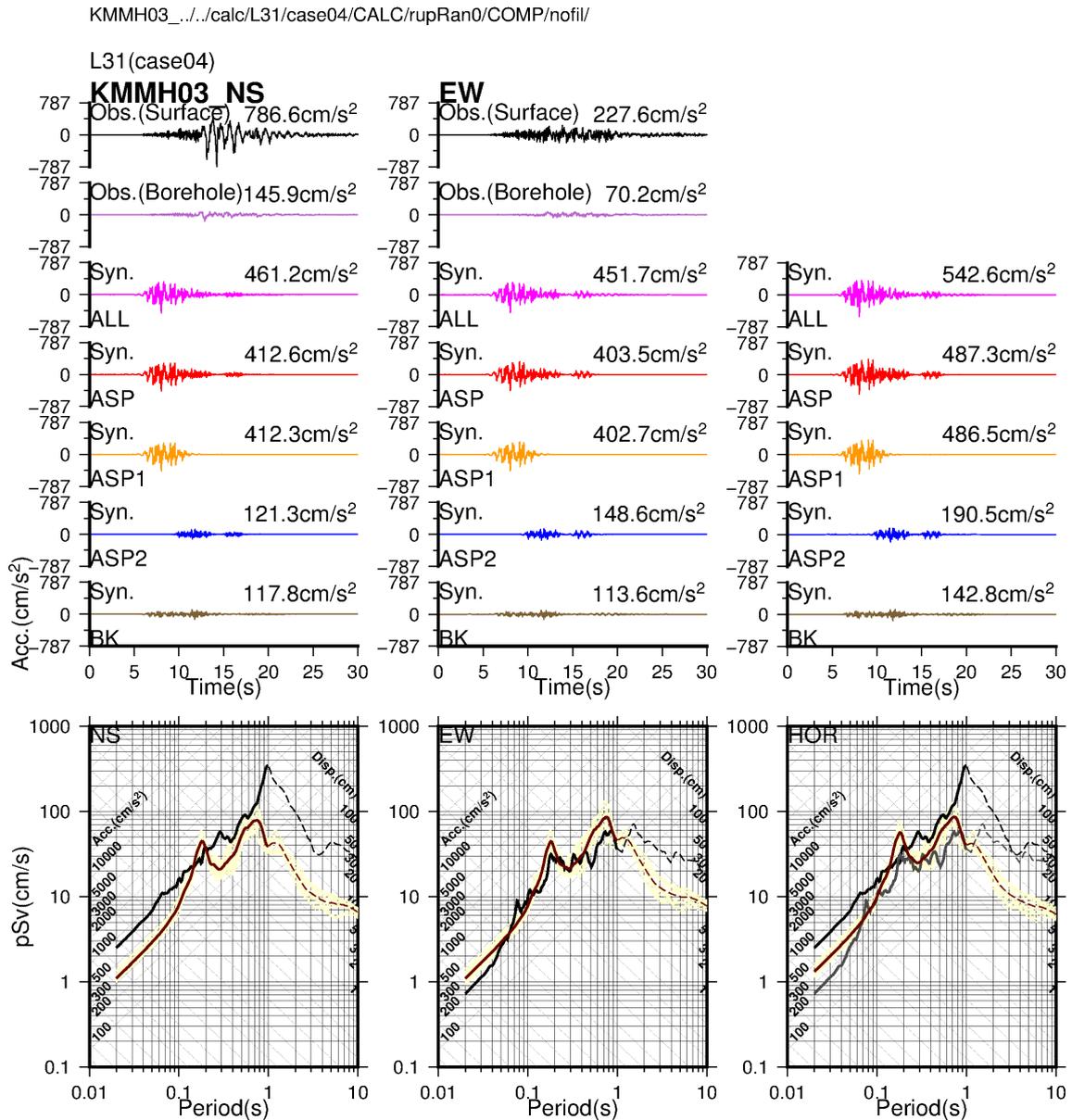


図 4.3.2.2-1d 不確かさモデル 4 の地震動評価結果 (KMMH03)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射 (HOR) の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。

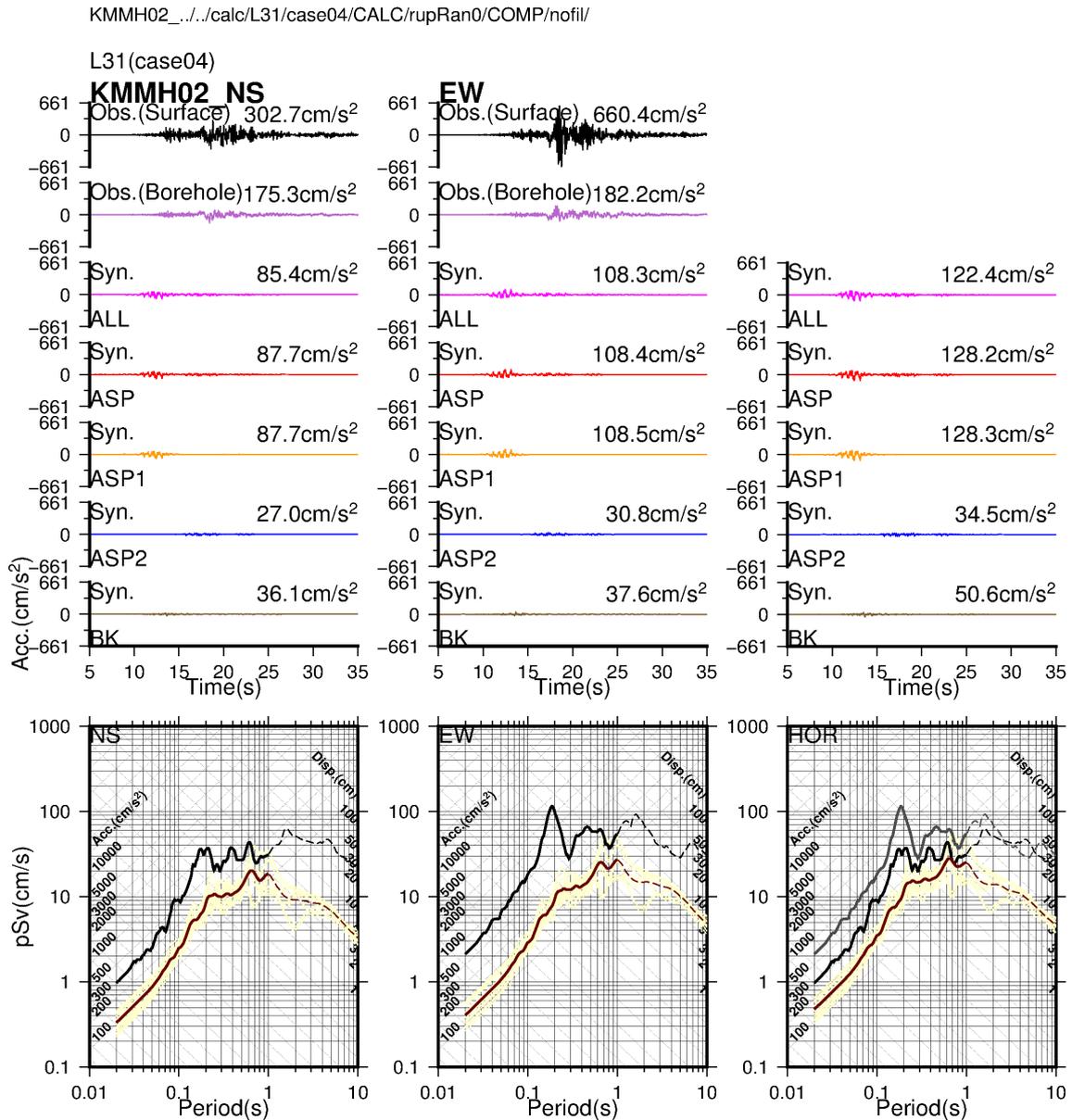


図 4.3.2.2-1e 不確かさモデル 4 の地震動評価結果 (KMMH02)。黒色は地表観測加速度波形，紫色は地中観測加速度波形，ピンク色，赤色，橙色，青色，薄茶色はそれぞれ断層面全体，全アスペリティ，アスペリティ 1，アスペリティ 2，背景領域の合成加速度波形を表す。右上の数値は最大値を表す。最下段は擬似速度応答スペクトル（減衰 5%）で，黒色は地表観測，黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ（5 種類）と要素地震波の位相のランダム性（5 種類）を考慮した合計 25 波のスペクトル，茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す。左から順番に NS 成分，EW 成分，等方放射（HOR）の成分を示す。擬似速度応答スペクトルの図で等方放射（HOR）成分のみ，黒色は NS 成分の地表観測，グレー色は EW 成分の地表観測を表す。



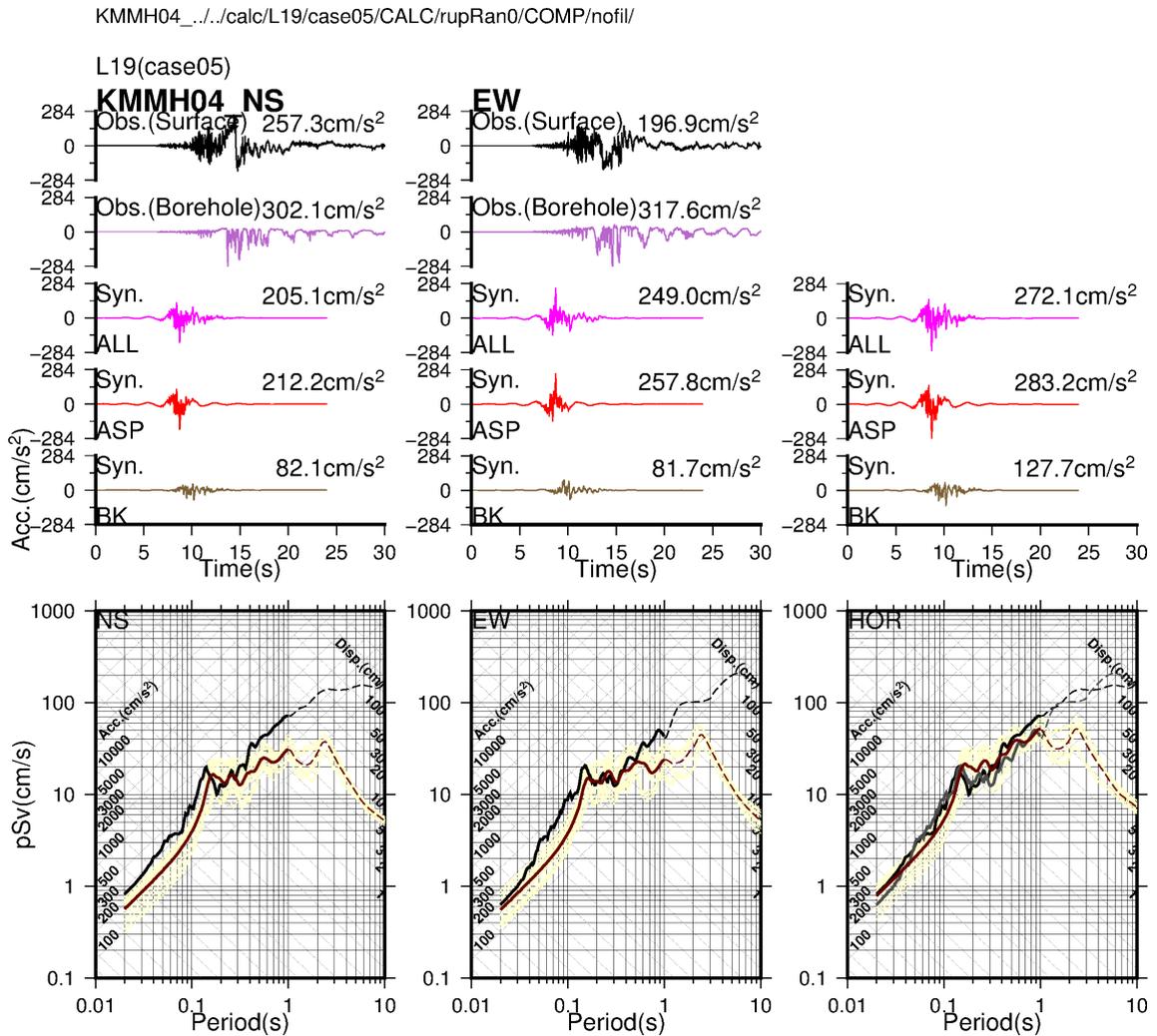


図 4.3.2.2-2b 不確かさモデル 5 の地震動評価結果 (KMMH04). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

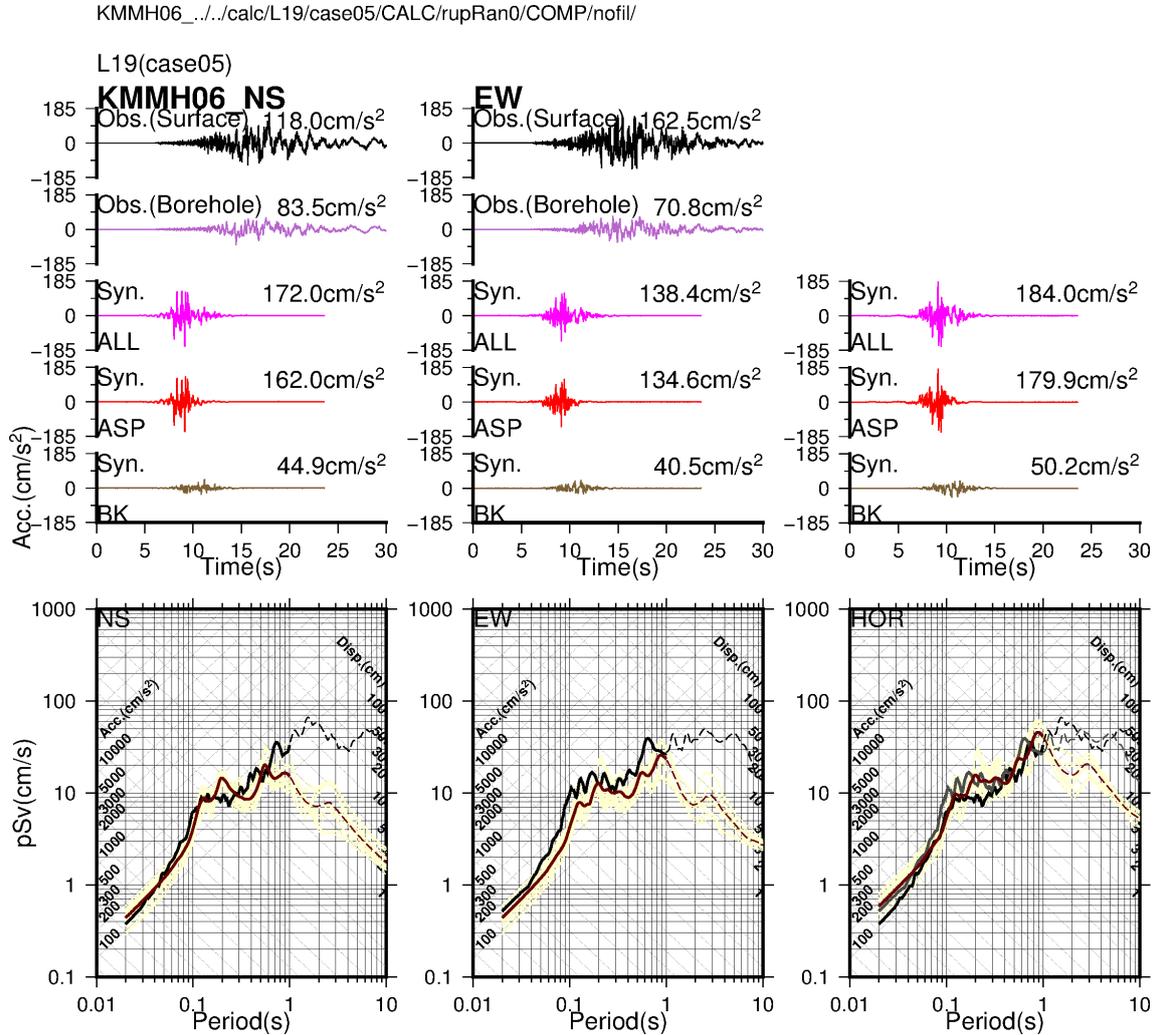


図 4.3.2.2-2c 不確かさモデル 5 の地震動評価結果 (KMMH06). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

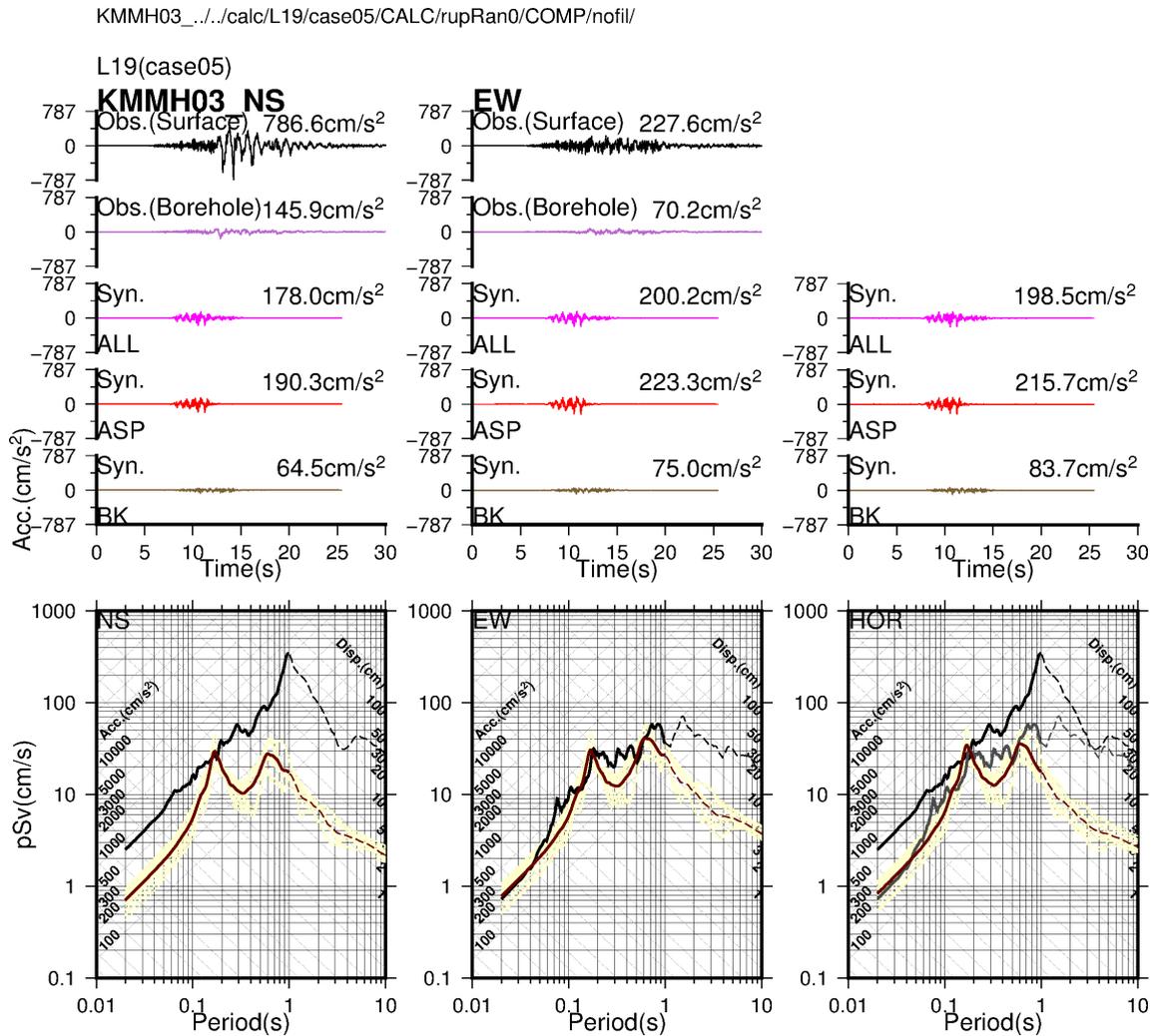


図 4.3.2.2-d 不確かさモデル 5 の地震動評価結果 (KMMH03). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

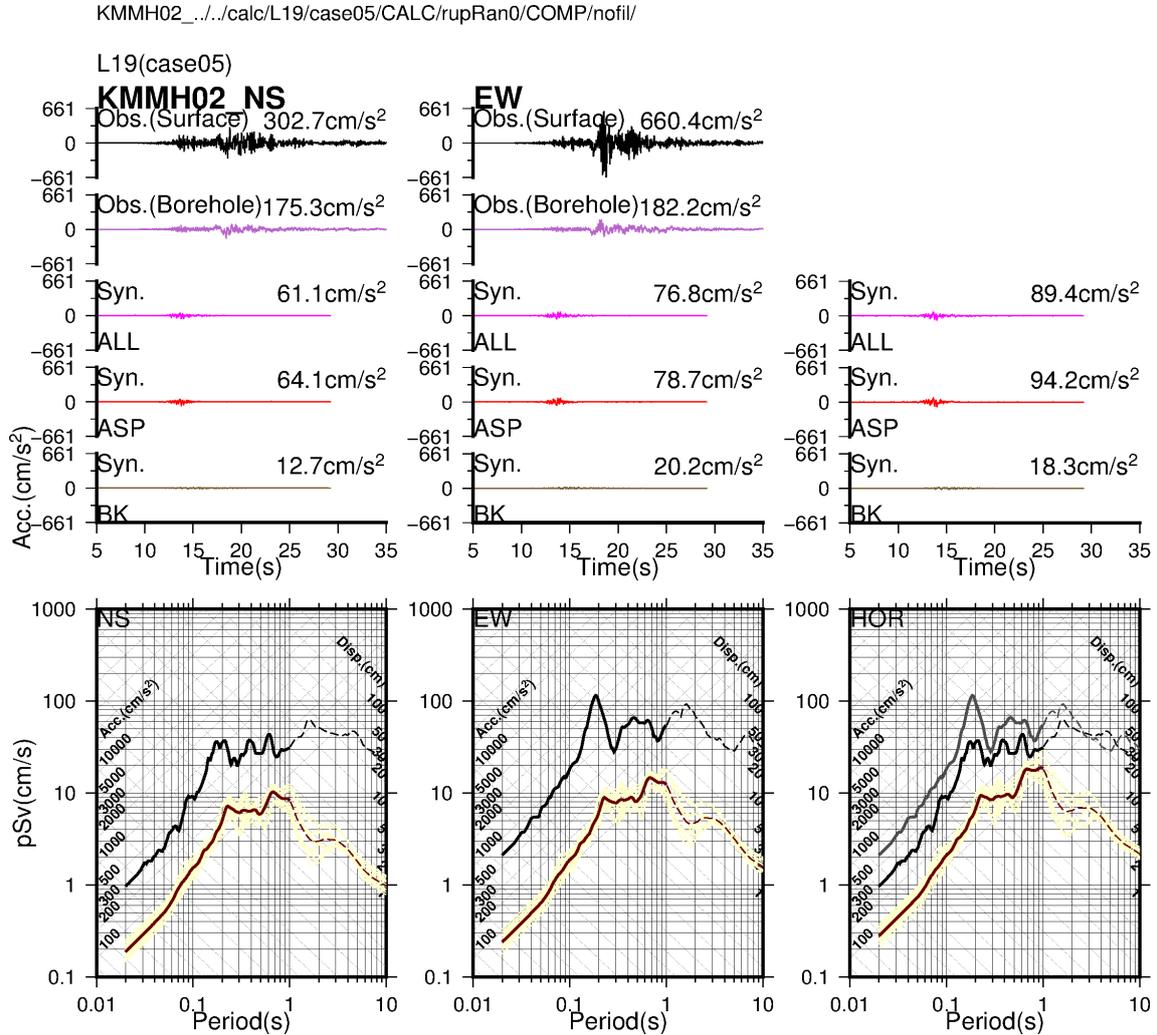


図 4.3.2.2-2e 不確かさモデル 5 の地震動評価結果 (KMMH02). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.



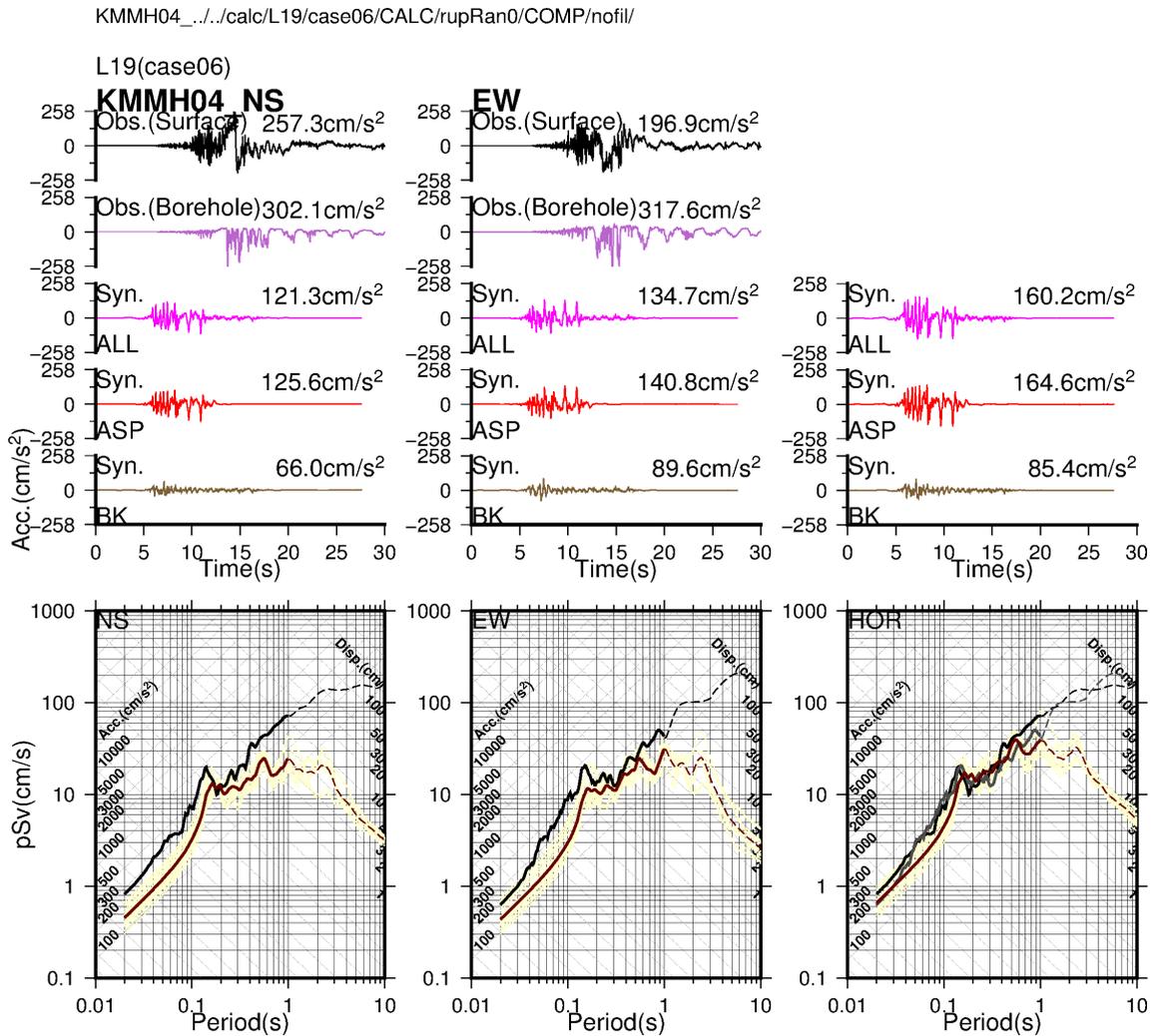


図 4.3.2.2-3b 不確かさモデル 6 の地震動評価結果 (KMMH04). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

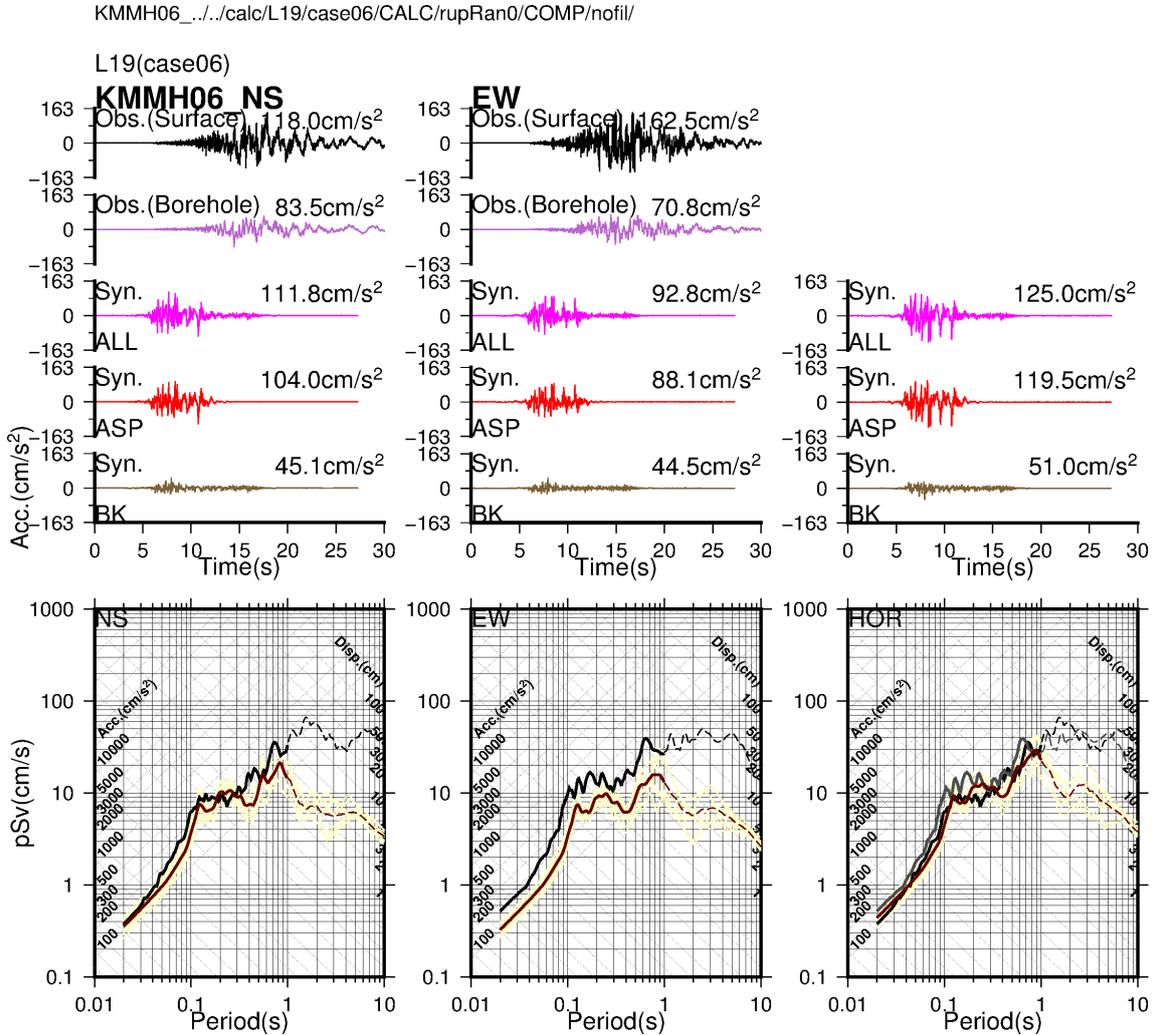


図 4.3.2.2-3c 不確かさモデル 6 の地震動評価結果 (KMMH06). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

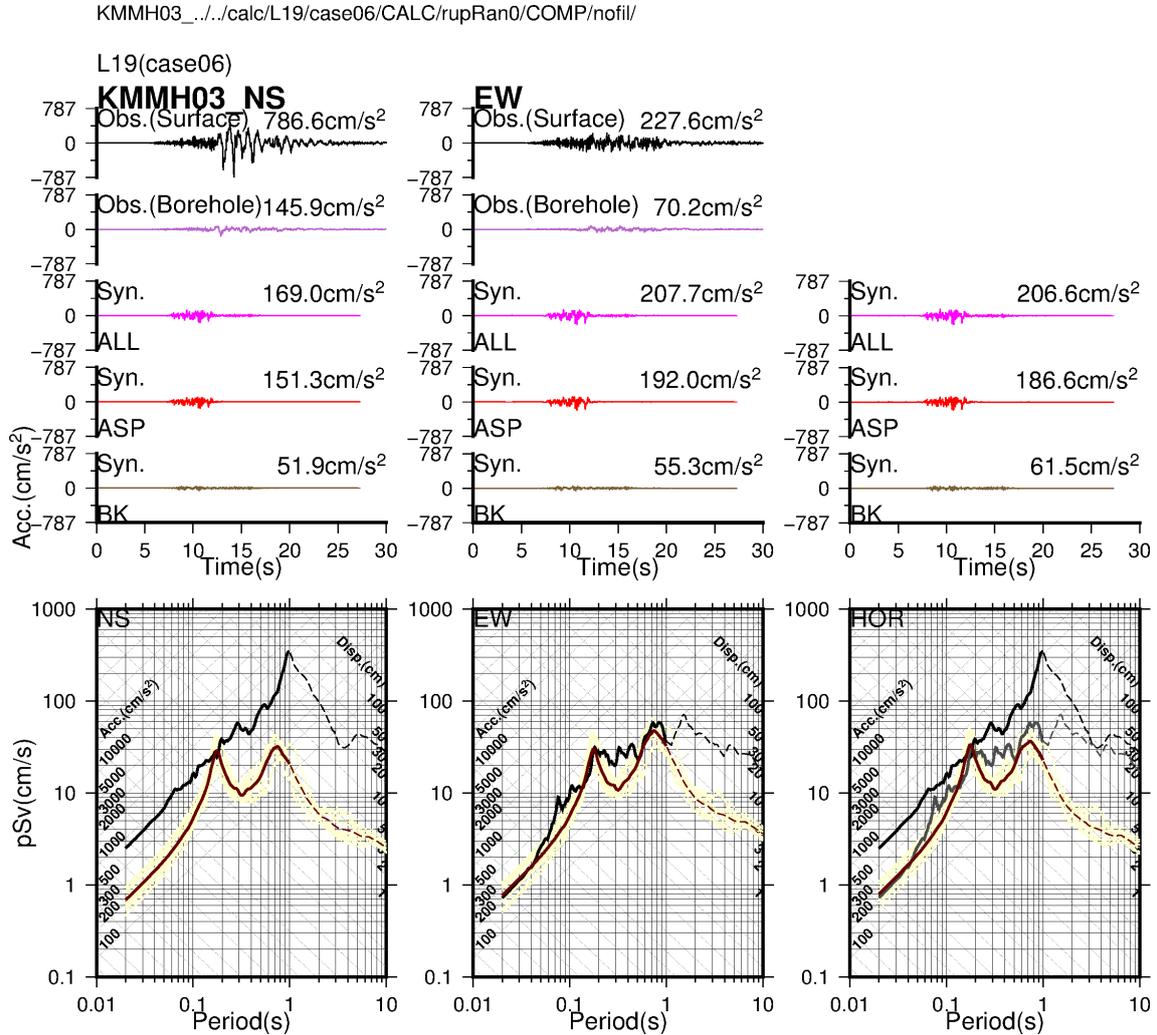


図 4.3.2.2-3d 不確かさモデル 6 の地震動評価結果 (KMMH03). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

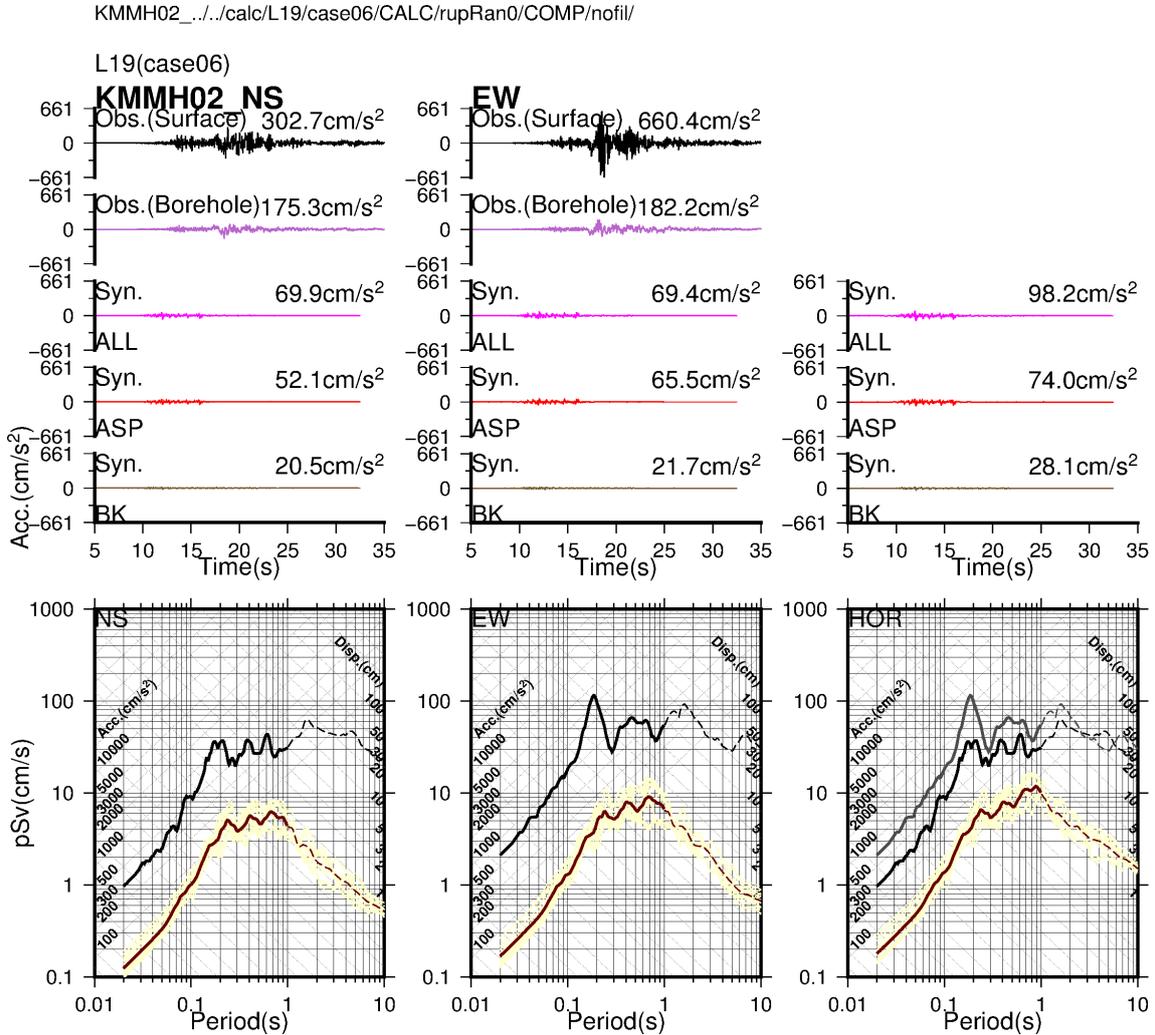


図 4.3.2.2-3e 不確かさモデル 6 の地震動評価結果 (KMMH02). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

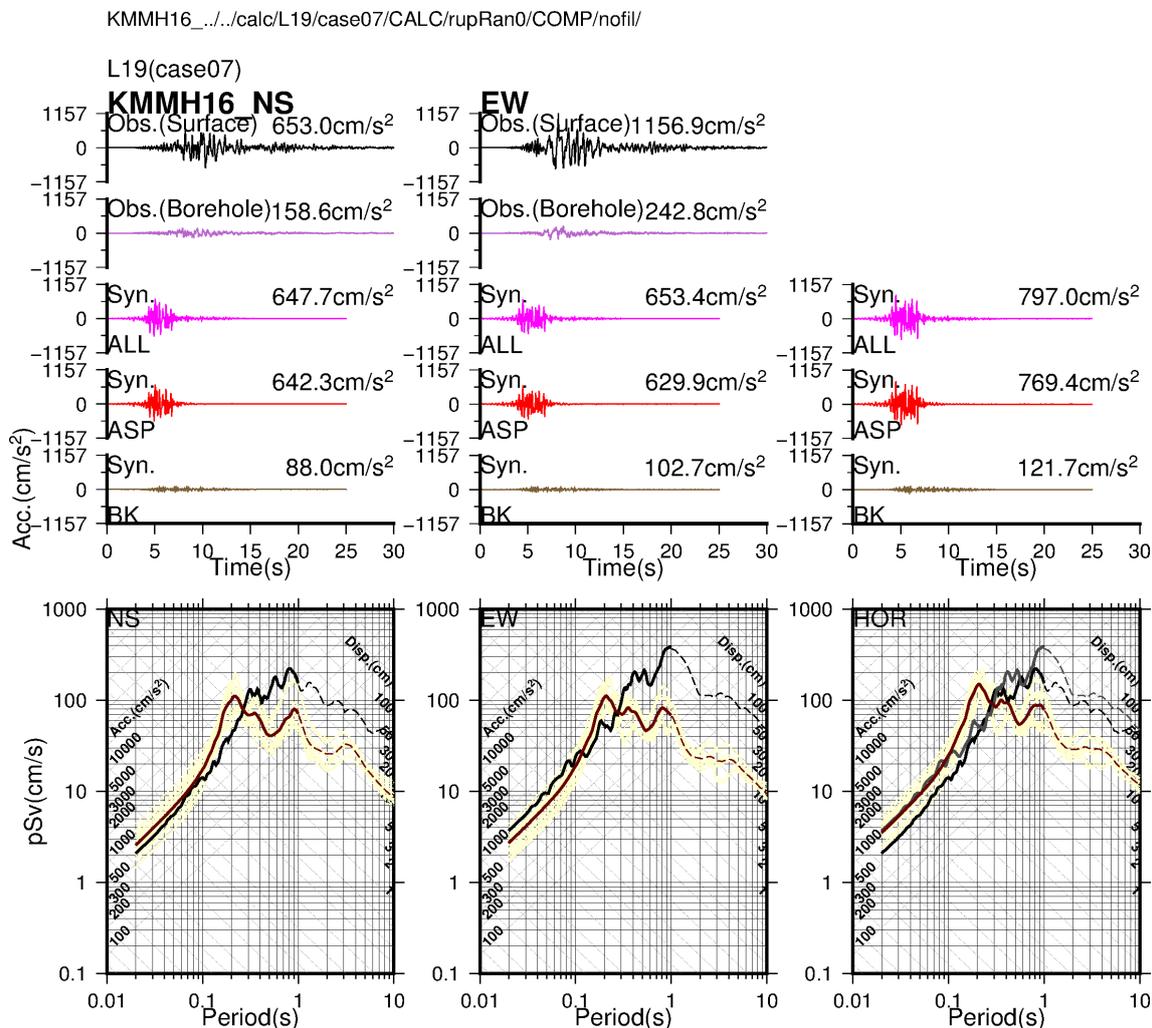


図 4.3.2.2-4a 不確かさモデル 7 の地震動評価結果 (KMMH16). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

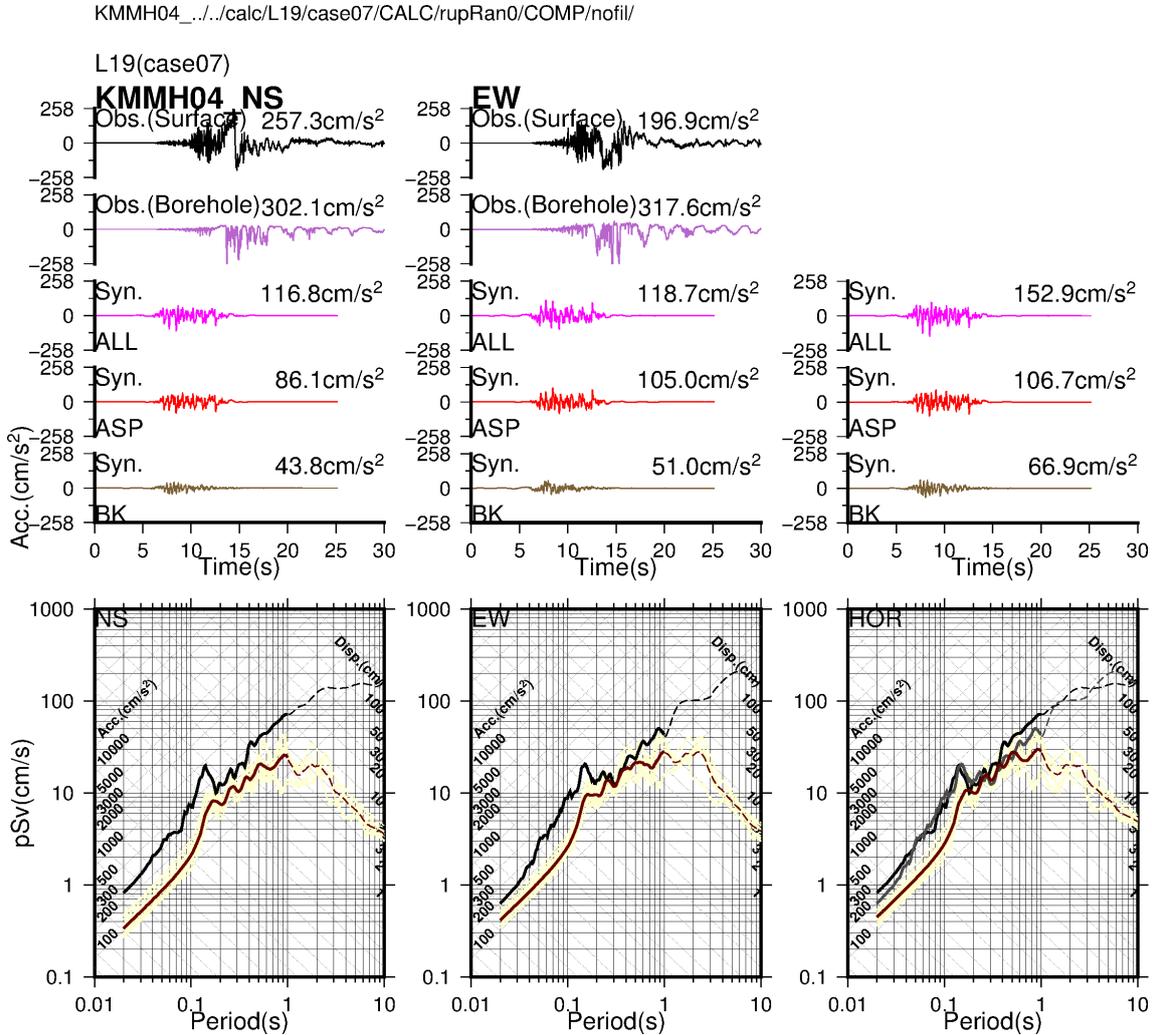


図 4.3.2.2-4b 不確かさモデル 7 の地震動評価結果 (KMMH04). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

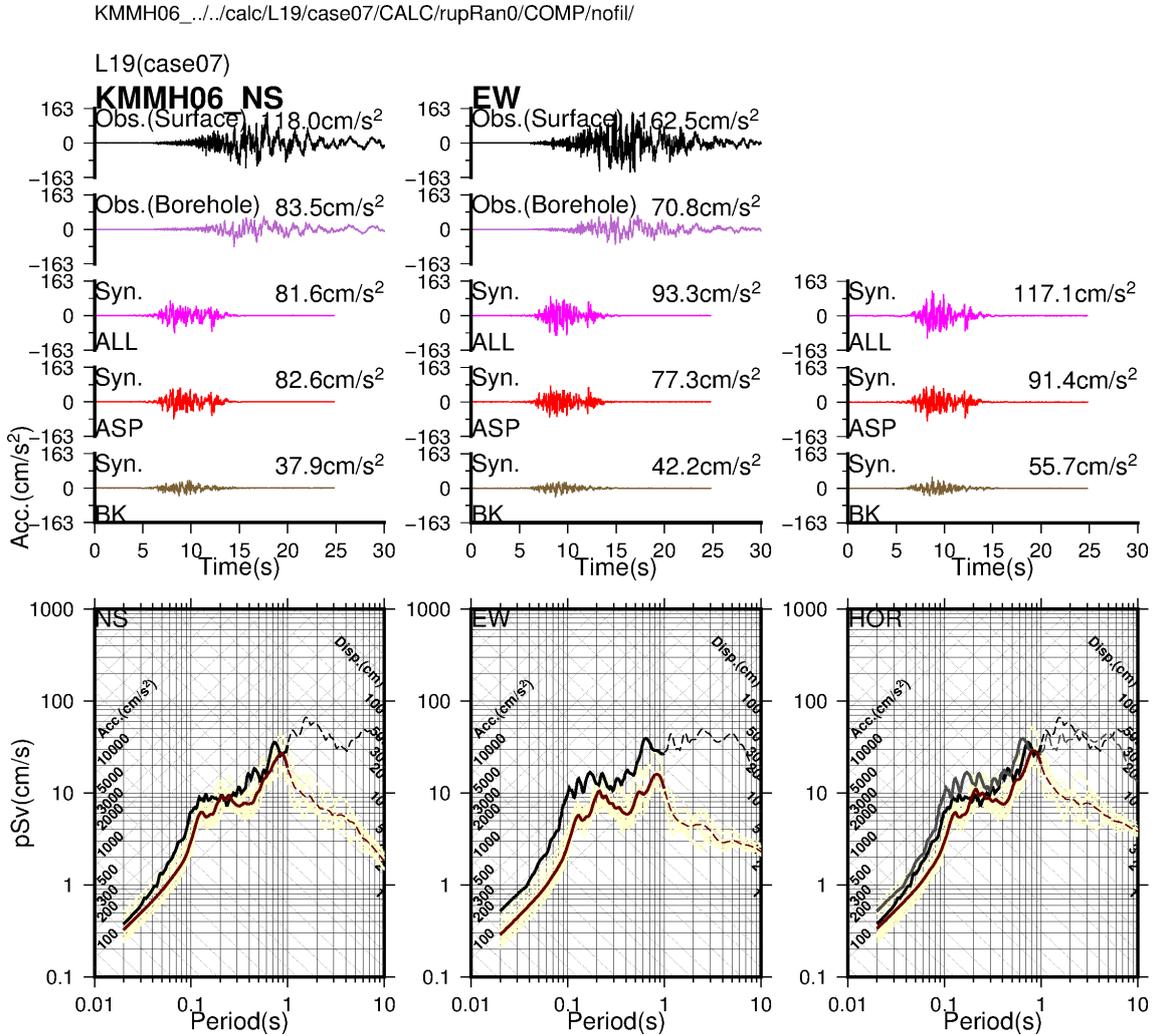


図 4.3.2.2-4c 不確かさモデル 7 の地震動評価結果 (KMMH06). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

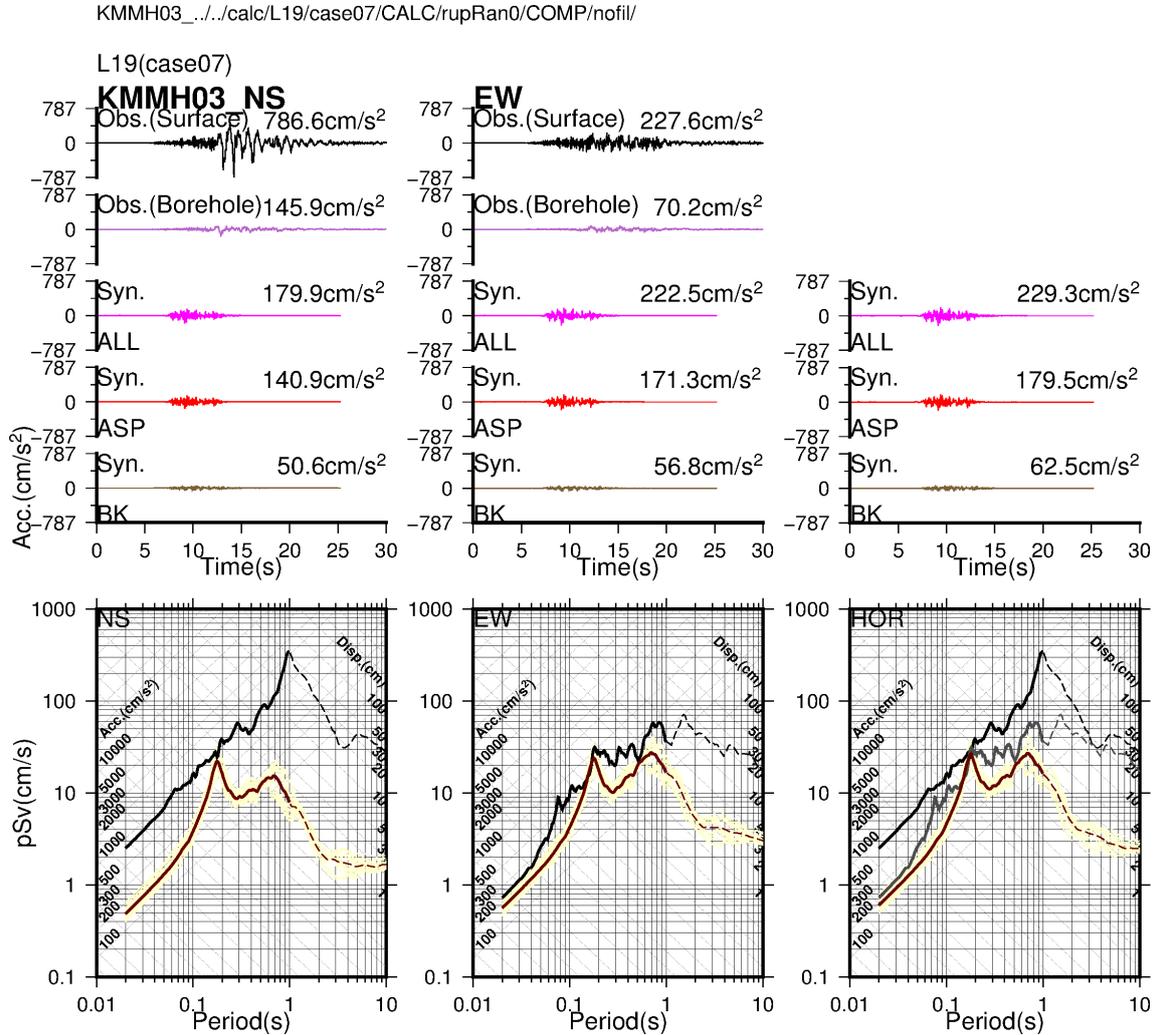


図 4.3.2.2-4d 不確かさモデル 7 の地震動評価結果 (KMMH03). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

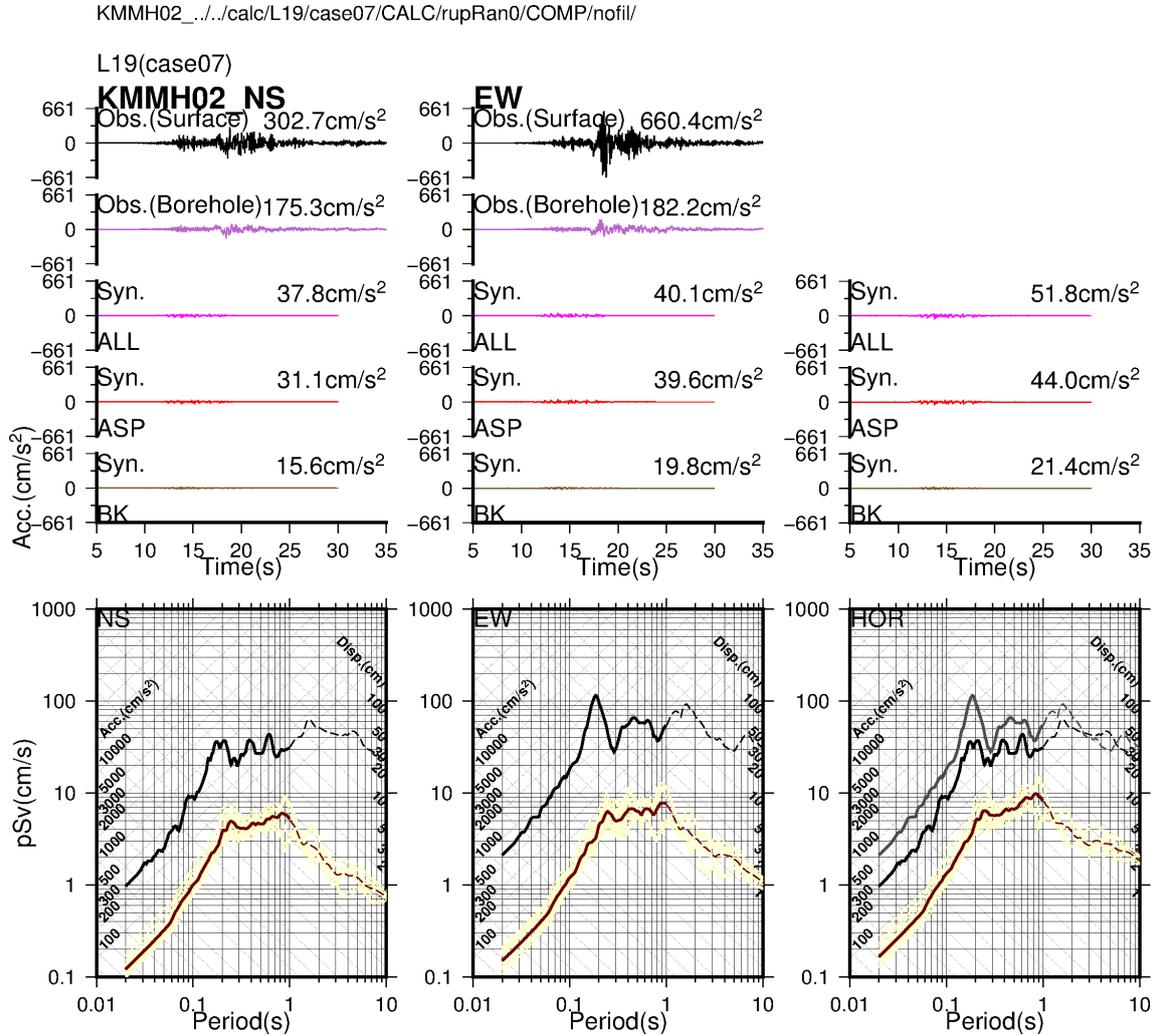


図 4.3.2.2-4e 不確かさモデル 7 の地震動評価結果 (KMMH02). 黒色は地表観測加速度波形, 紫色は地中観測加速度波形, ピンク色, 赤色, 薄茶色はそれぞれ断層面全体, アスペリティ, 背景領域の合成加速度波形を表す. 右上の数値は最大値を表す. 最下段は擬似速度応答スペクトル (減衰 5%) で, 黒色は地表観測, 黄色は断層面全体の合成で破壊伝播の揺らぎ (5 種類) と要素地震波の位相のランダム性 (5 種類) を考慮した合計 25 波のスペクトル, 茶色は合成波形 25 波のスペクトルの平均を表す. 左から順番に NS 成分, EW 成分, 等方放射 (HOR) の成分を示す. 擬似速度応答スペクトルの図で等方放射 (HOR) 成分のみ, 黒色は NS 成分の地表観測, グレー色は EW 成分の地表観測を表す.

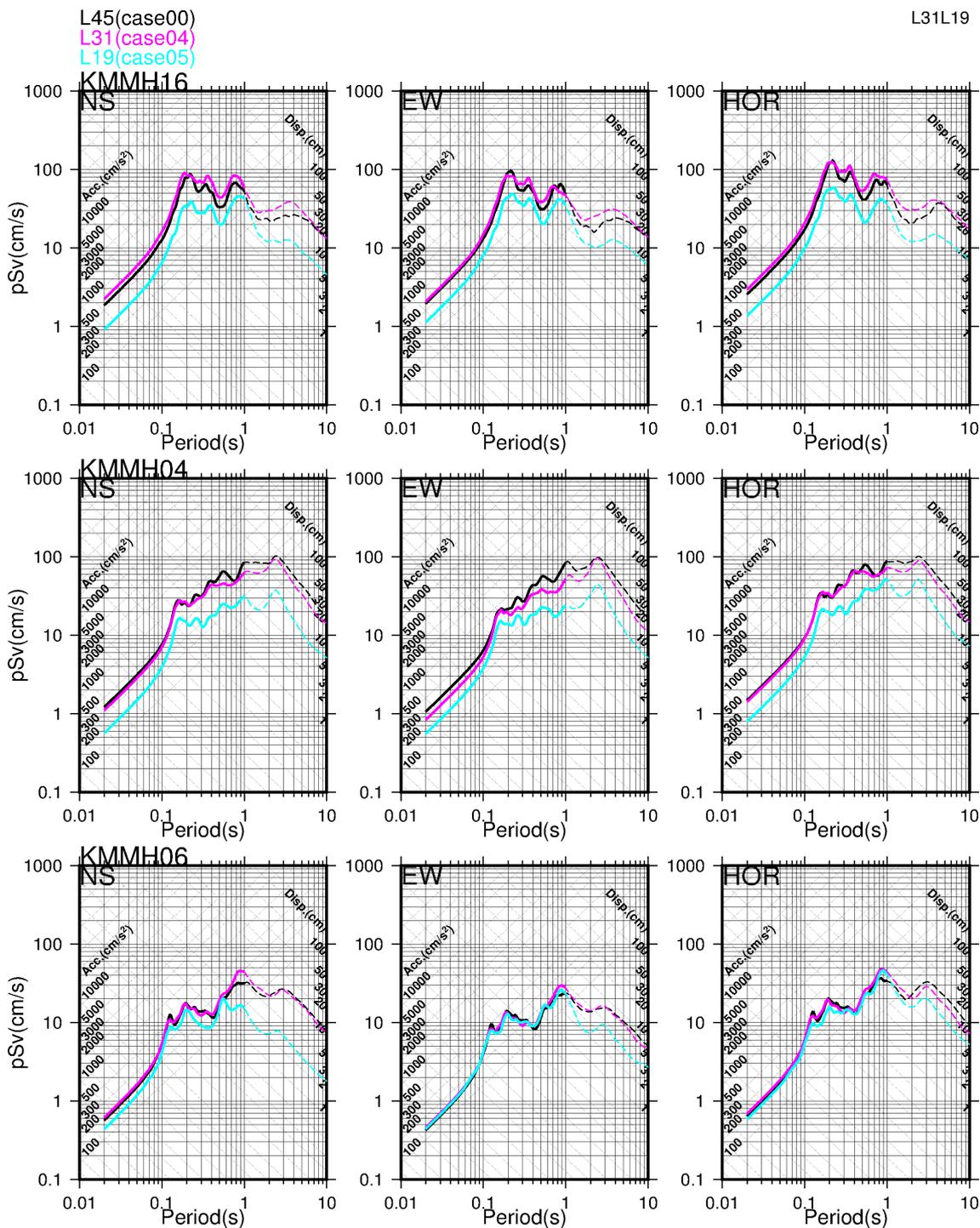


図 4.3.2.2-5a 基本モデルと不確かさモデル 4, 5 の平均スペクトルの比較 (KMMH16, KMMH04, KMMH06). 黒色は基本モデル, ピンク色は不確かさモデル 4, 水色は不確かさモデル 5 を表す.

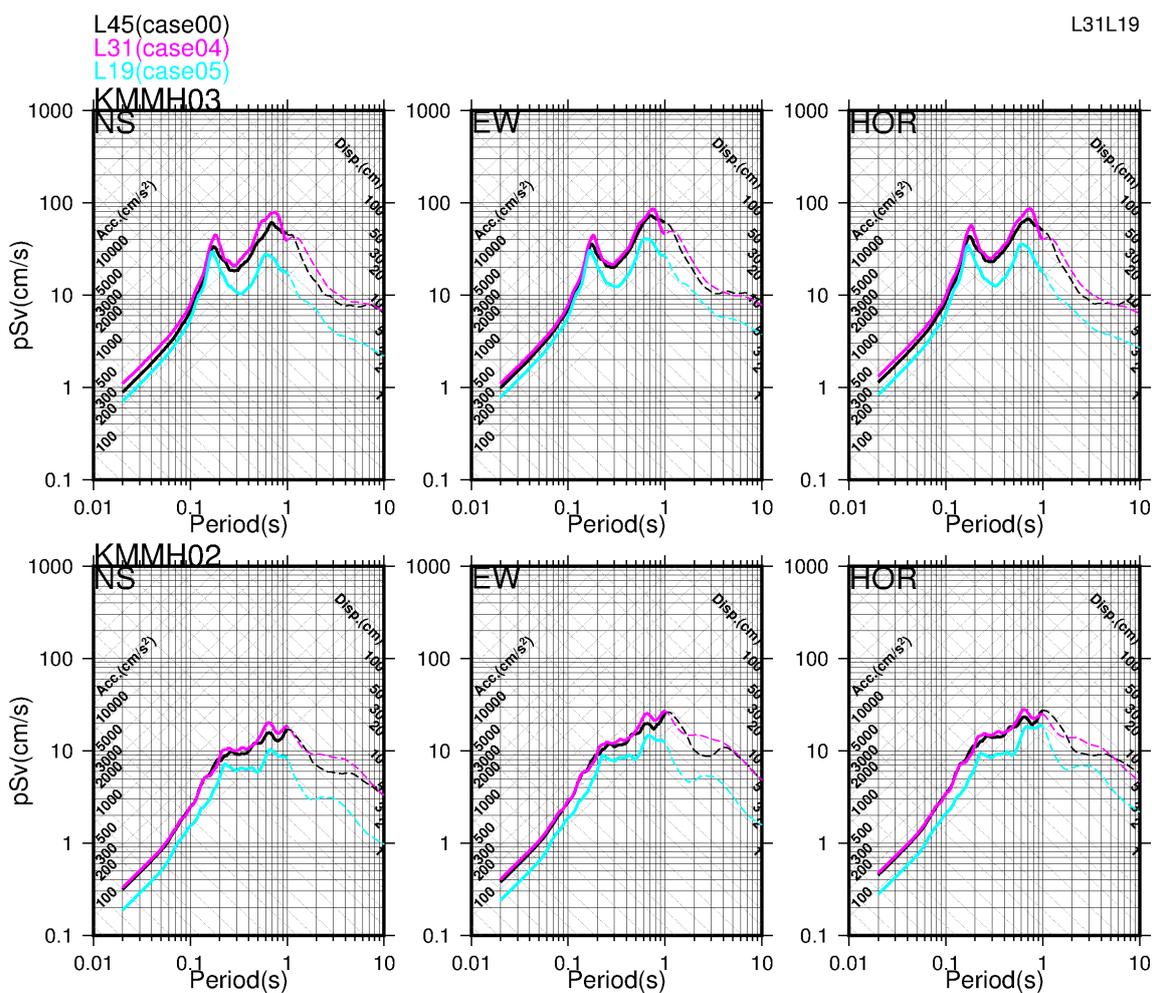


図 4.3.2.2-5b 基本モデル，不確かさモデル 4，5 の平均スペクトルの比較 (KMMH03, KMMH02)．黒色は基本モデル，ピンク色は不確かさモデル 4，水色は不確かさモデル 5 を表す．

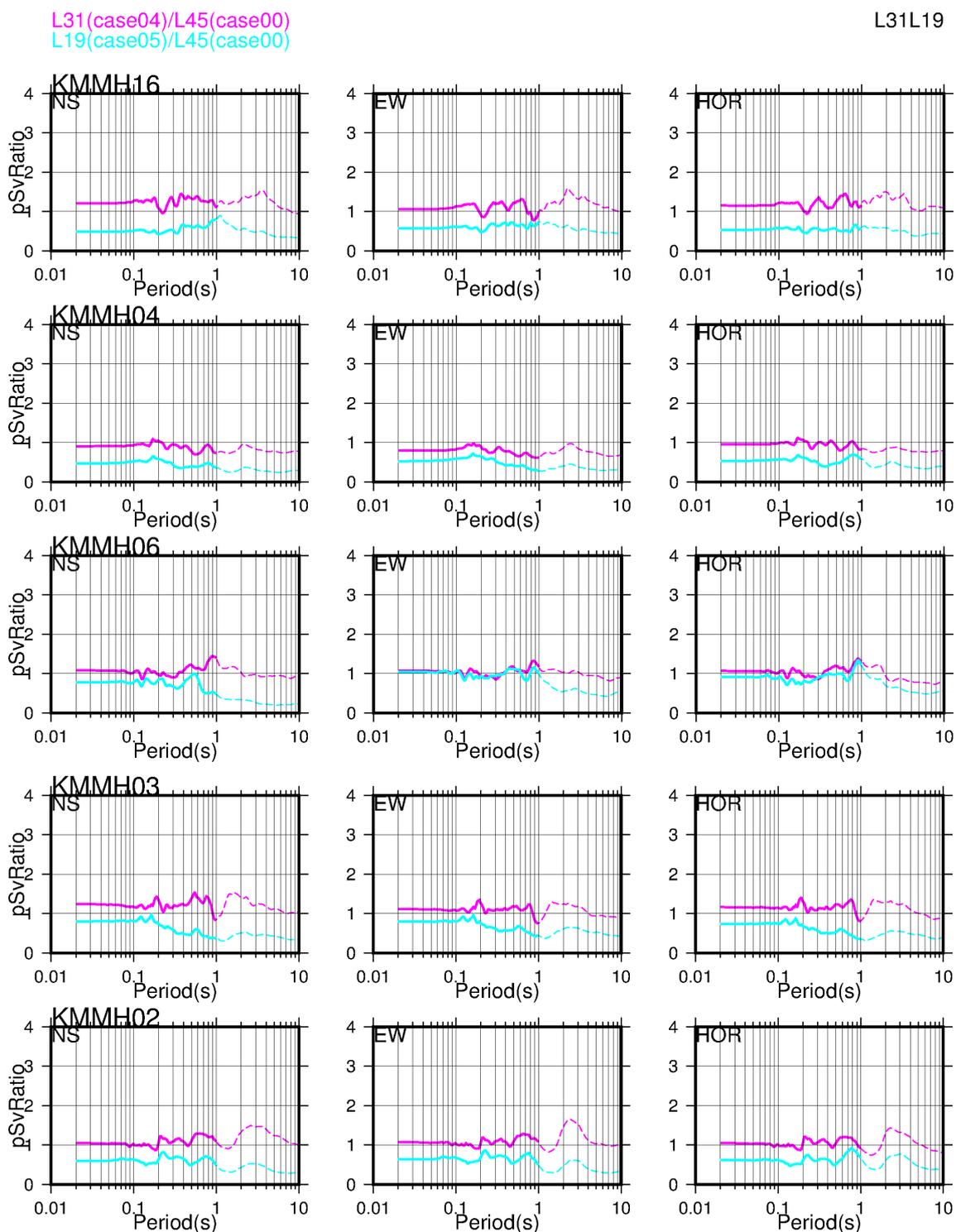


図 4.3.2.2-6 基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 4, 5 の平均スペクトルの比. ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル, 水色は不確かさモデル 5/基本モデルを表す.

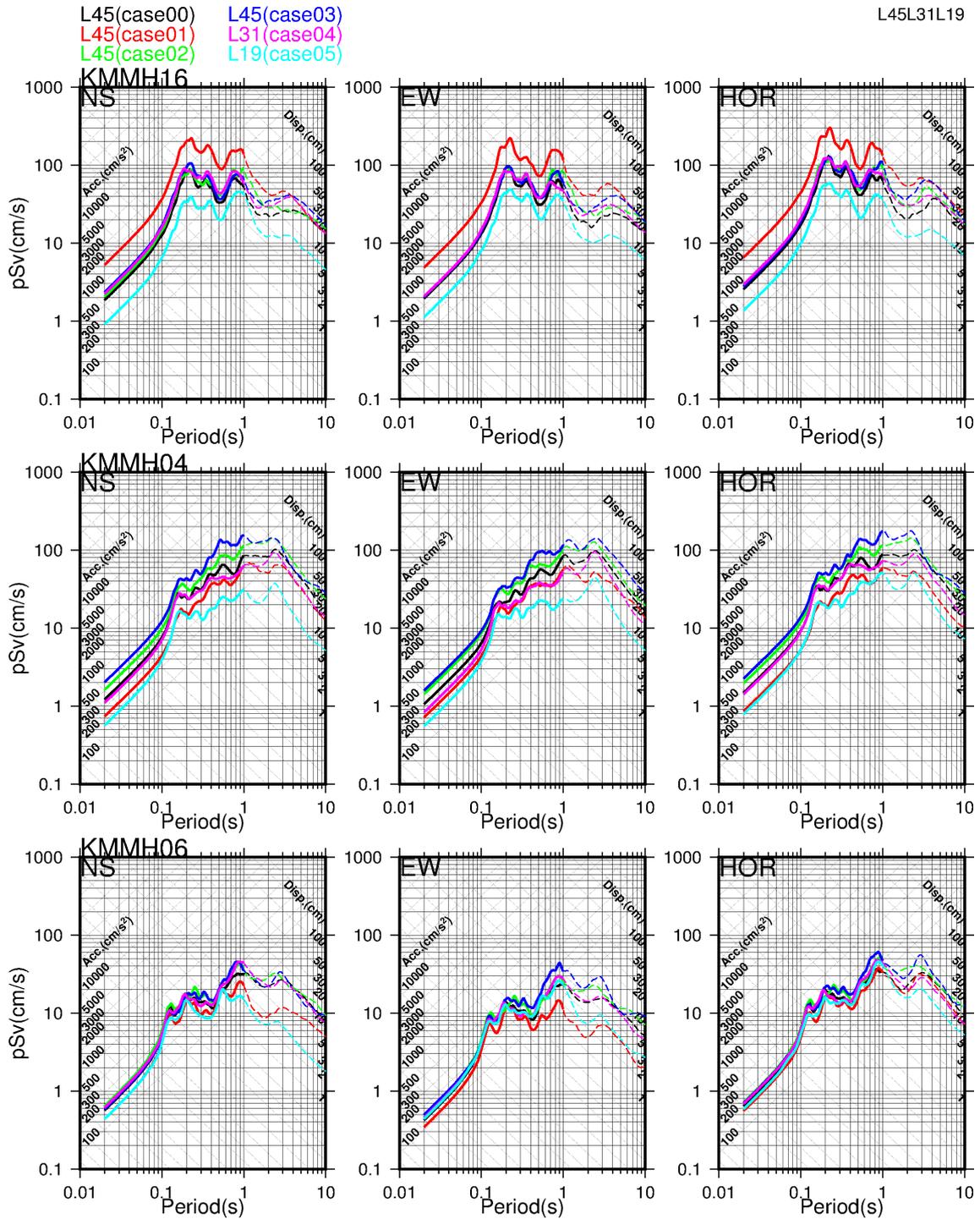


図 4.3.2.2-7a 基本モデル, 不確かさモデル 1, 2, 3, 4, 5 の平均スペクトルの比較 (KMMH16, KMMH04, KMMH06). 黒色は基本モデル, 赤色は不確かさモデル 1, 黄緑色は不確かさモデル 2, 青色は不確かモデル 3, ピンク色は不確かさモデル 4, 水色は不確かさモデル 5 を表す.

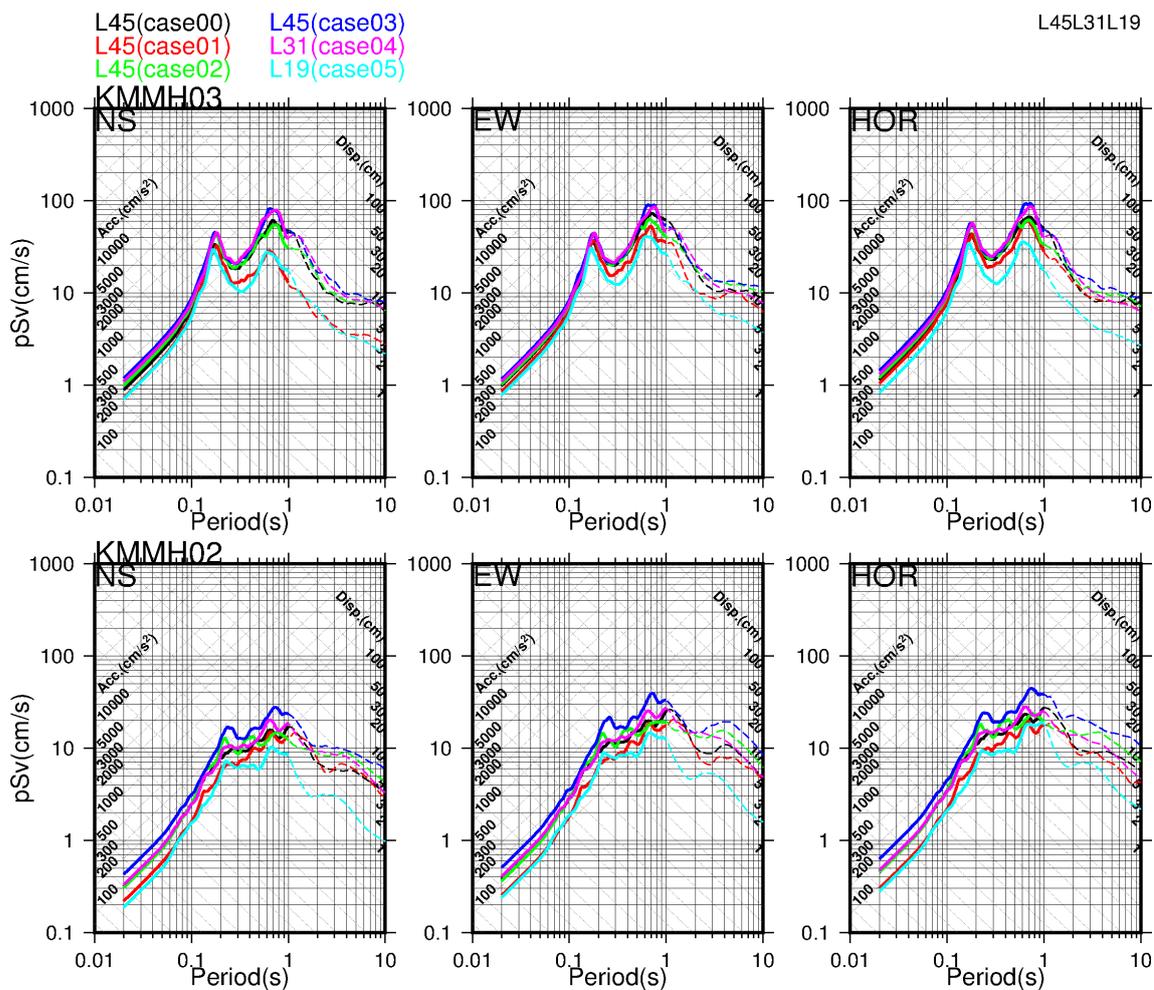


図 4.3.2.2-7b 基本モデル, 不確かさモデル 1, 2, 3, 4, 5 の平均スペクトルの比較(KMMH03, KMMH02). 黒色は基本モデル, 赤色は不確かさモデル 1, 黄緑色は不確かさモデル 2, 青色は不確かさモデル 3, ピンク色は不確かさモデル 4, 水色は不確かさモデル 5 を表す.

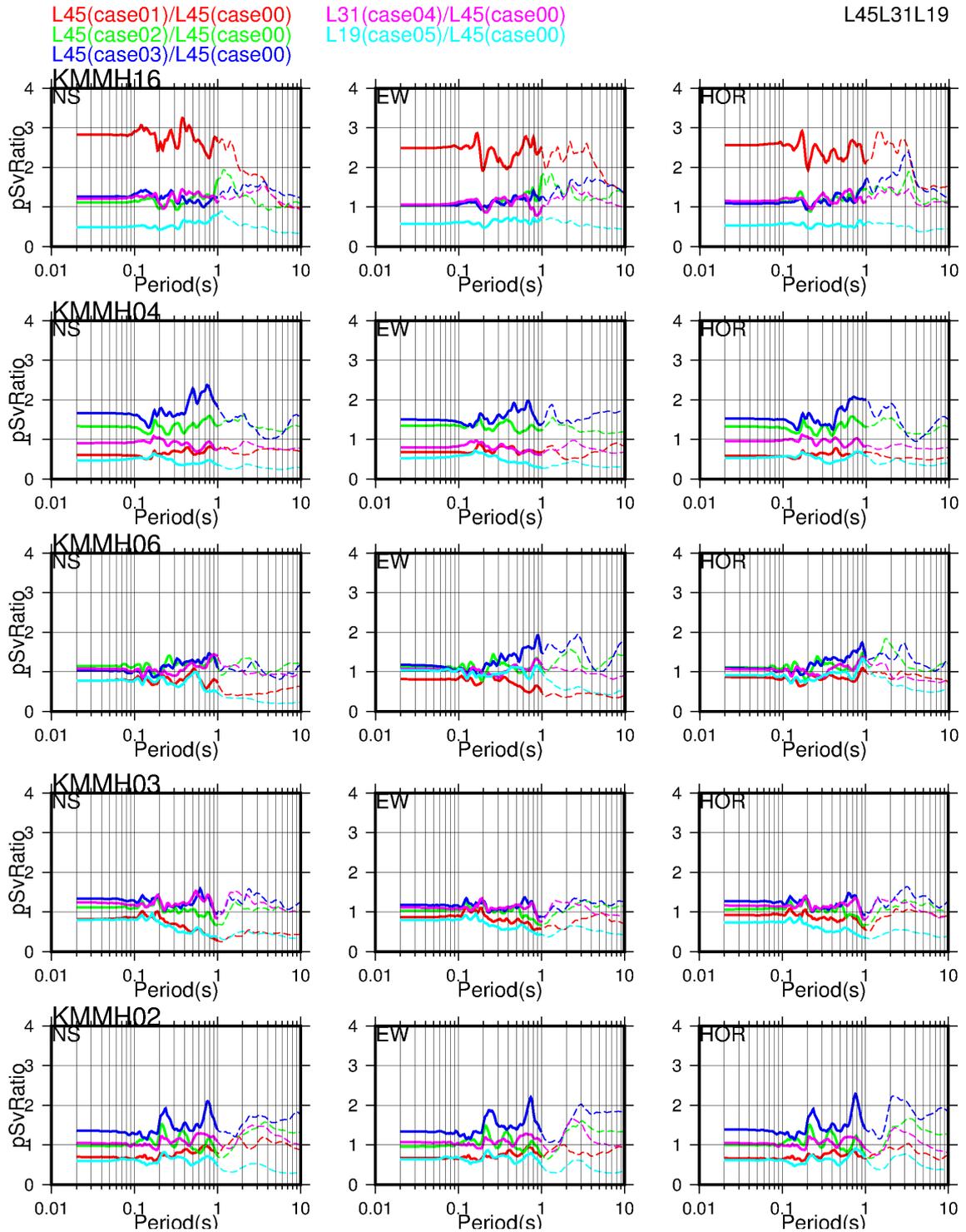


図 4.3.2.2-8 基本モデルの平均スペクトルに対する不確かさモデル 1, 2, 3, 4, 5 の平均スペクトルの比。赤色は不確かさモデル 1/基本モデル, 黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル, 青色は不確かさモデル 3/基本モデル, ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル, 水色は不確かさモデル 5/基本モデルを表す。

表 4.3.2.2-1 各モデルの断層全体の地震モーメント，アスペリティの応力降下量，アスペリティまでの最短距離の比較

		単位	L45				L31	L19
			基本	不確かさ1	不確かさ2	不確かさ3	不確かさ4	不確かさ5
断層全体の地震モーメント		Nm	2.32E+19	2.32E+19	3.09E+19	3.97E+19	1.92E+19	7.39E+18
モーメント マグニチュード		-	6.8	6.8	6.9	7.0	6.8	6.5
ASPの応力降下量		MPa	15.3	15.3	14.9	14.2	15.4	16.2
ASP 最短距離 (※)	KMMH16	km	8.1	3.2	6.4	6.7	6.6	11.0
	KMMH04	km	9.2	17.5	7.8	7.1	10.1	14.6
	KMMH06	km	15.0	19.1	14.5	15.8	17.5	15.5
	KMMH03	km	18.4	19.1	18.4	18.4	17.5	22.3
	KMMH02	km	27.3	35.3	25.8	22.5	27.1	32.4
基本モデルに対する地震モーメントの比(①)		-	-	1.0	1.3	1.7	0.8	0.3
地震モーメントの比の1/3乗(②)		-	-	1.0	1.1	1.2	0.9	0.7
基本モデルに対するASPの応力降下量の比(③)		-	-	1.0	1.0	0.9	1.0	1.1
基本モデルに対する ASP最短距離 の比の逆数(④)	KMMH16	-	-	2.5	1.3	1.2	1.2	0.7
	KMMH04	-	-	0.5	1.2	1.3	0.9	0.6
	KMMH06	-	-	0.8	1.0	1.0	0.9	1.0
	KMMH03	-	-	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8
	KMMH02	-	-	0.8	1.1	1.2	1.0	0.8
②×③×④	KMMH16	-	-	2.5	1.4	1.4	1.2	0.5
	KMMH04	-	-	0.5	1.3	1.4	0.9	0.5
	KMMH06	-	-	0.8	1.1	1.1	0.8	0.7
	KMMH03	-	-	1.0	1.1	1.1	1.0	0.6
	KMMH02	-	-	0.8	1.1	1.4	1.0	0.6

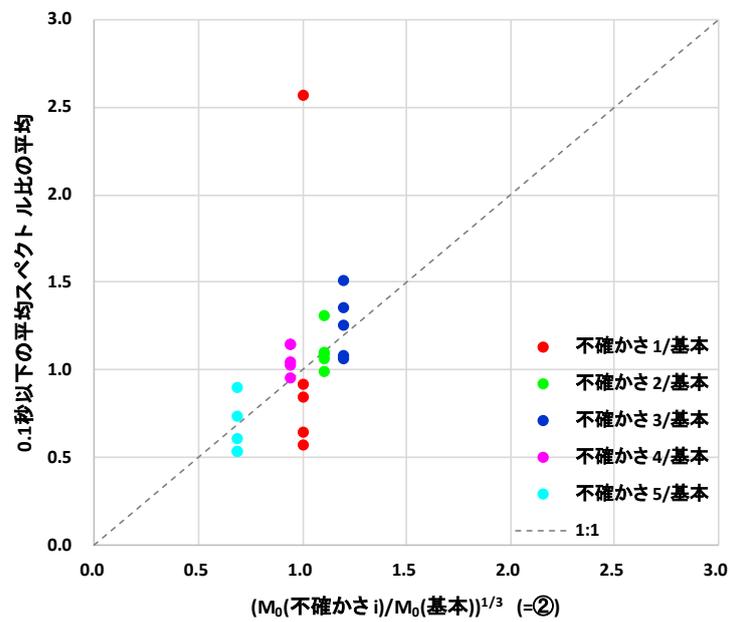


図 4.3.2.2-9a 各パラメータの違いと 0.1 秒以下の平均スペクトル比の平均値の関係。ここでのパラメータは断層全体の地震モーメント比の 1/3 乗とした場合を示す。赤色は不確かモデル 1/基本モデル，黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル，青色は不確かさモデル 3/基本モデル，ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル，水色は不確かさモデル 5/基本モデルを示す。

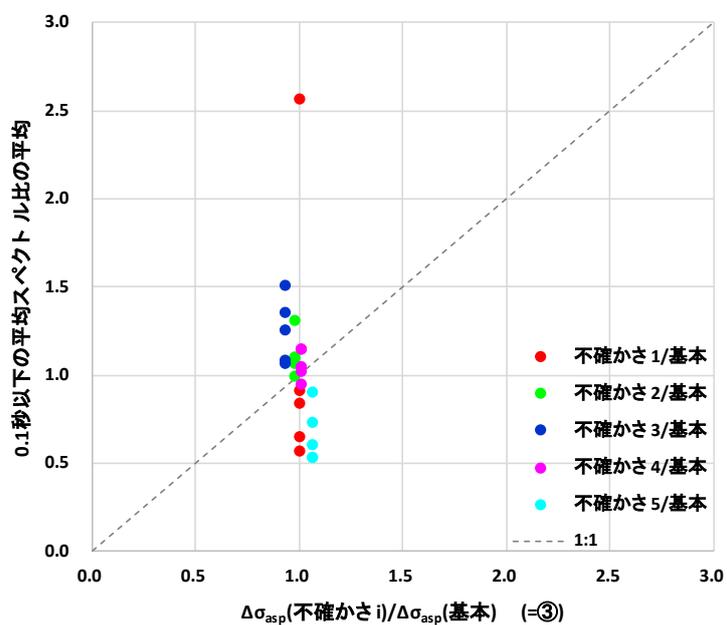


図 4.3.2.2-9b 各パラメータの違いと 0.1 秒以下の平均スペクトル比の平均値の関係。ここでのパラメータはアスペリティの応力降下量の比とした場合を示す。赤色は不確かモデル 1/基本モデル, 黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル, 青色は不確かさモデル 3/基本モデル, ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル, 水色は不確かさモデル 5/基本モデルを示す。

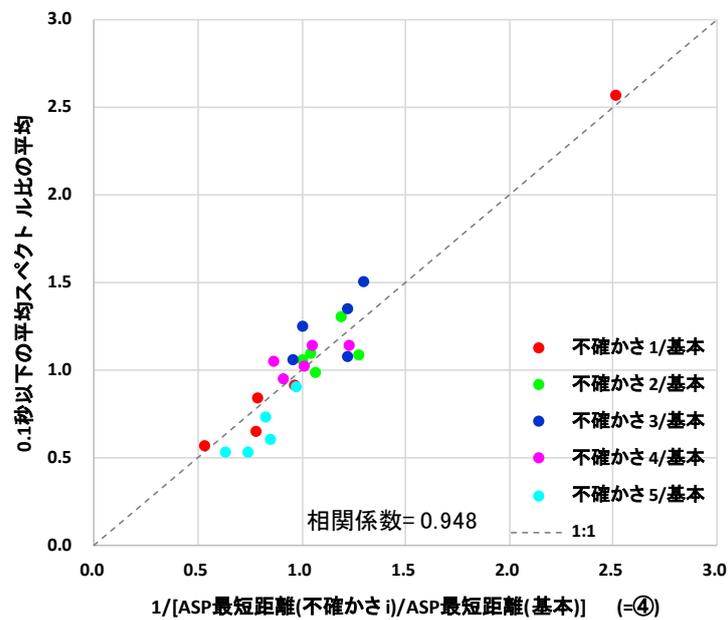


図 4.3.2.2-9c 各パラメータの違いと 0.1 秒以下の平均スペクトル比の平均値の関係。ここでのパラメータはアスペリティまでの最短距離の比の逆数とした場合を示す。赤色は不確かモデル 1/基本モデル，黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル，青色は不確かさモデル 3/基本モデル，ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル，水色は不確かさモデル 5/基本モデルを示す。

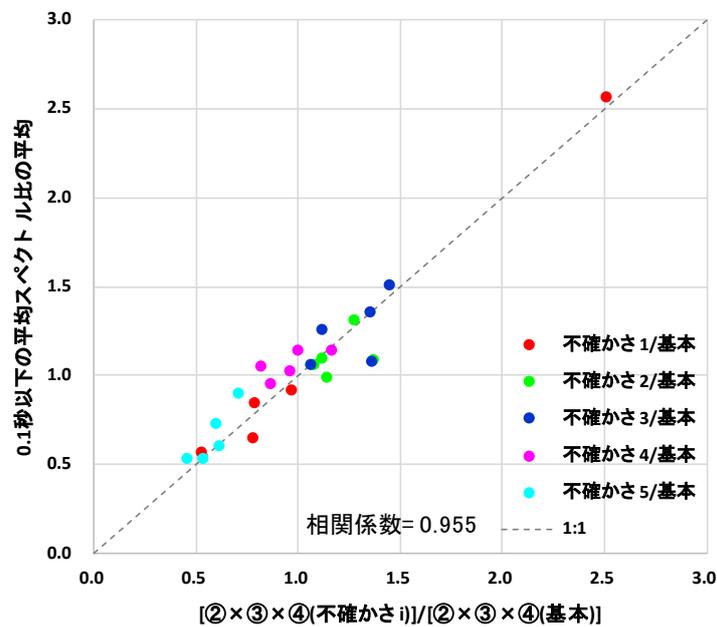


図 4.3.2.2-9d 各パラメータの違いと 0.1 秒以下の平均スペクトル比の平均値の関係。ここでのパラメータは断層全体の地震モーメント比の 1/3 乗，アスペリティの応力降下量比，アスペリティまでの最短距離の比の掛け算とした場合を示す。赤色は不確かモデル 1/基本モデル，黄緑色は不確かさモデル 2/基本モデル，青色は不確かさモデル 3/基本モデル，ピンク色は不確かさモデル 4/基本モデル，水色は不確かさモデル 5/基本モデルを示す

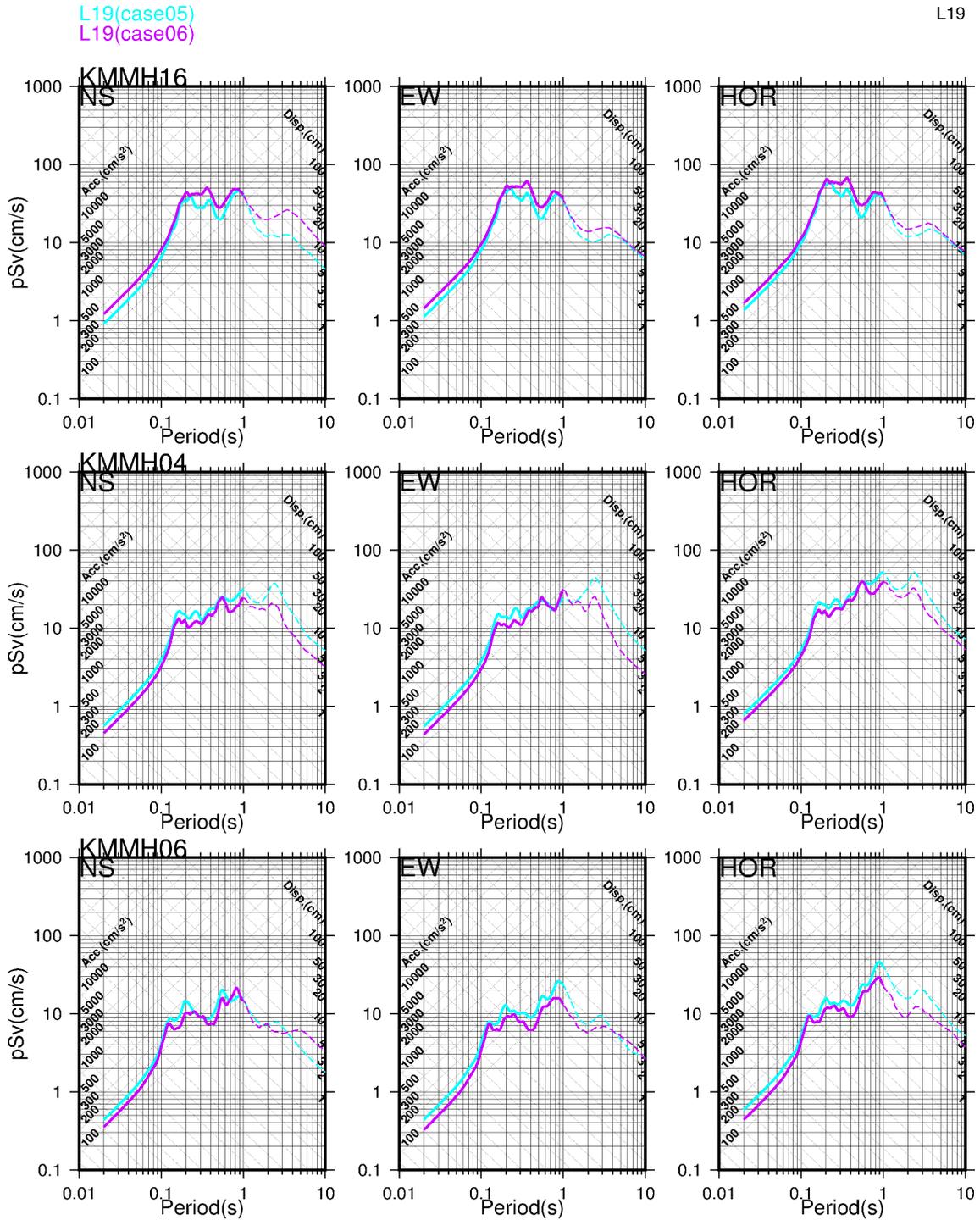


図 4.3.2.2-10a 不確かさモデル 5, 6 の平均スペクトルの比較 (KMMH16, KMMH04, KMMH06). 水色は不確かさモデル 5, 紫色は不確かさモデル 6 を表す.

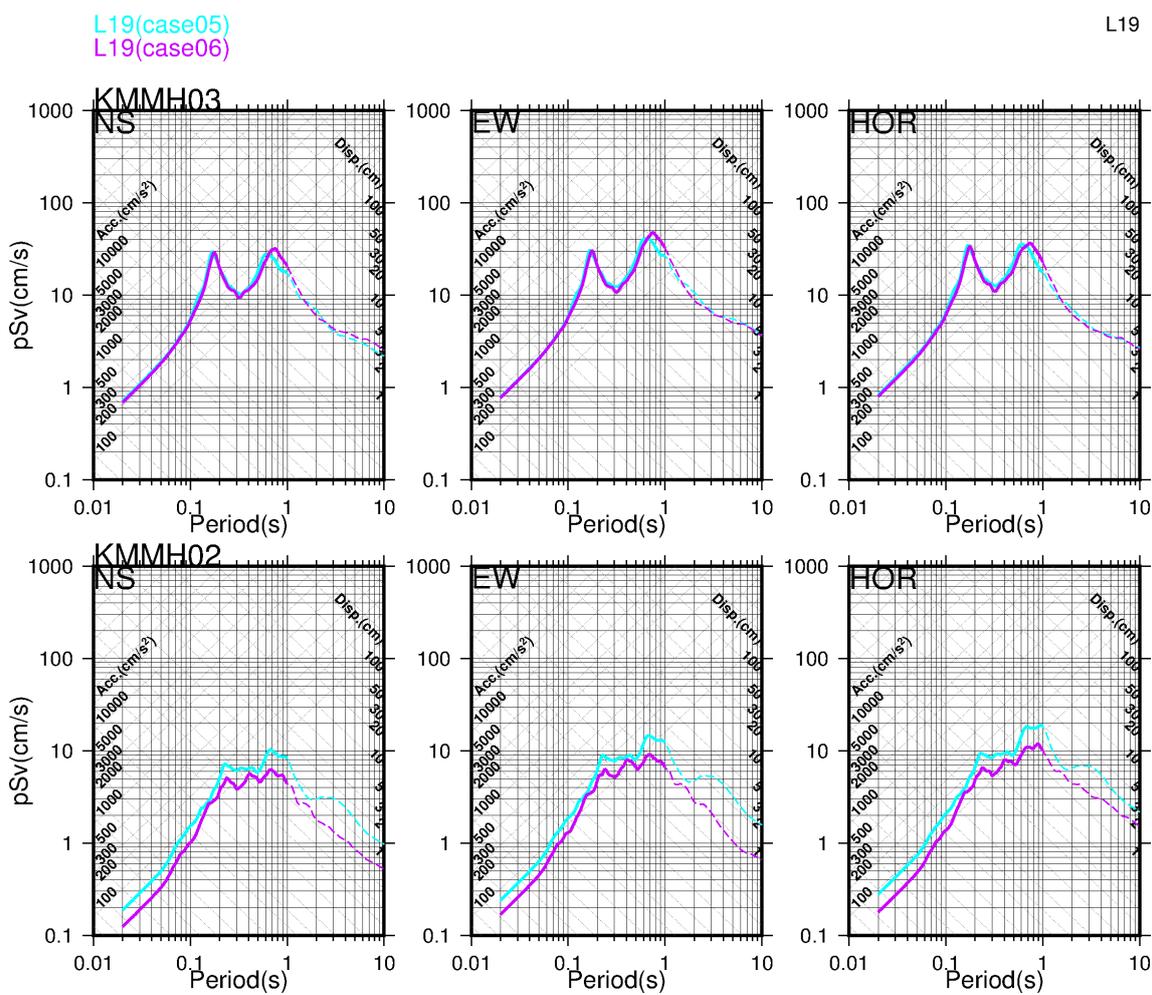


図 4.3.2.2-10b 不確かさモデル 5, 6 の平均スペクトルの比較 (KMMH03, KMMH02).  
水色は不確かさモデル 5, 紫色は不確かさモデル 6 を表す.

L19(case06)/L19(case05)

L19

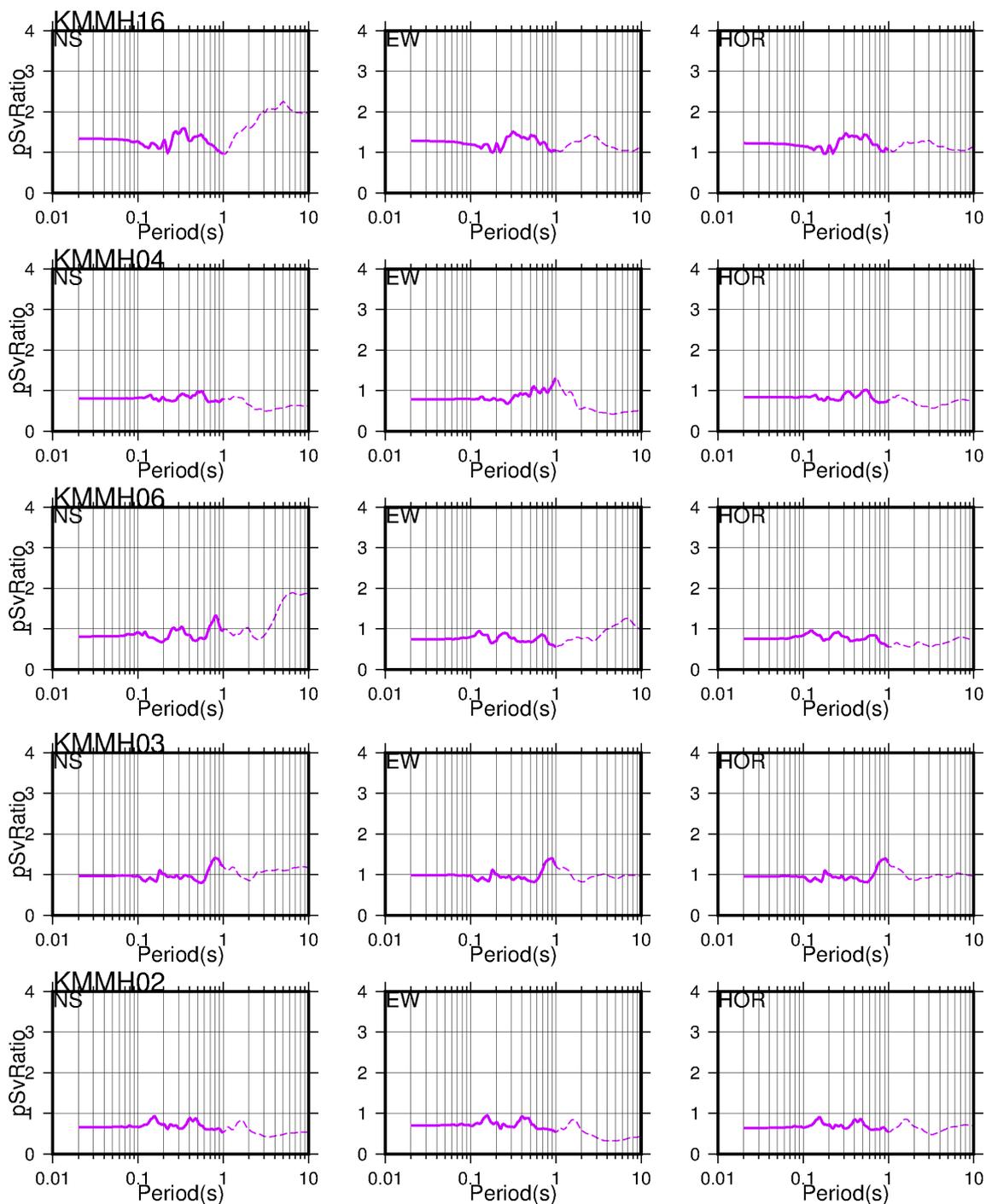


図 4.3.2.2-11 不確かさモデル 5 の平均スペクトルに対する不確かさモデル 6 の平均スペクトルの比.

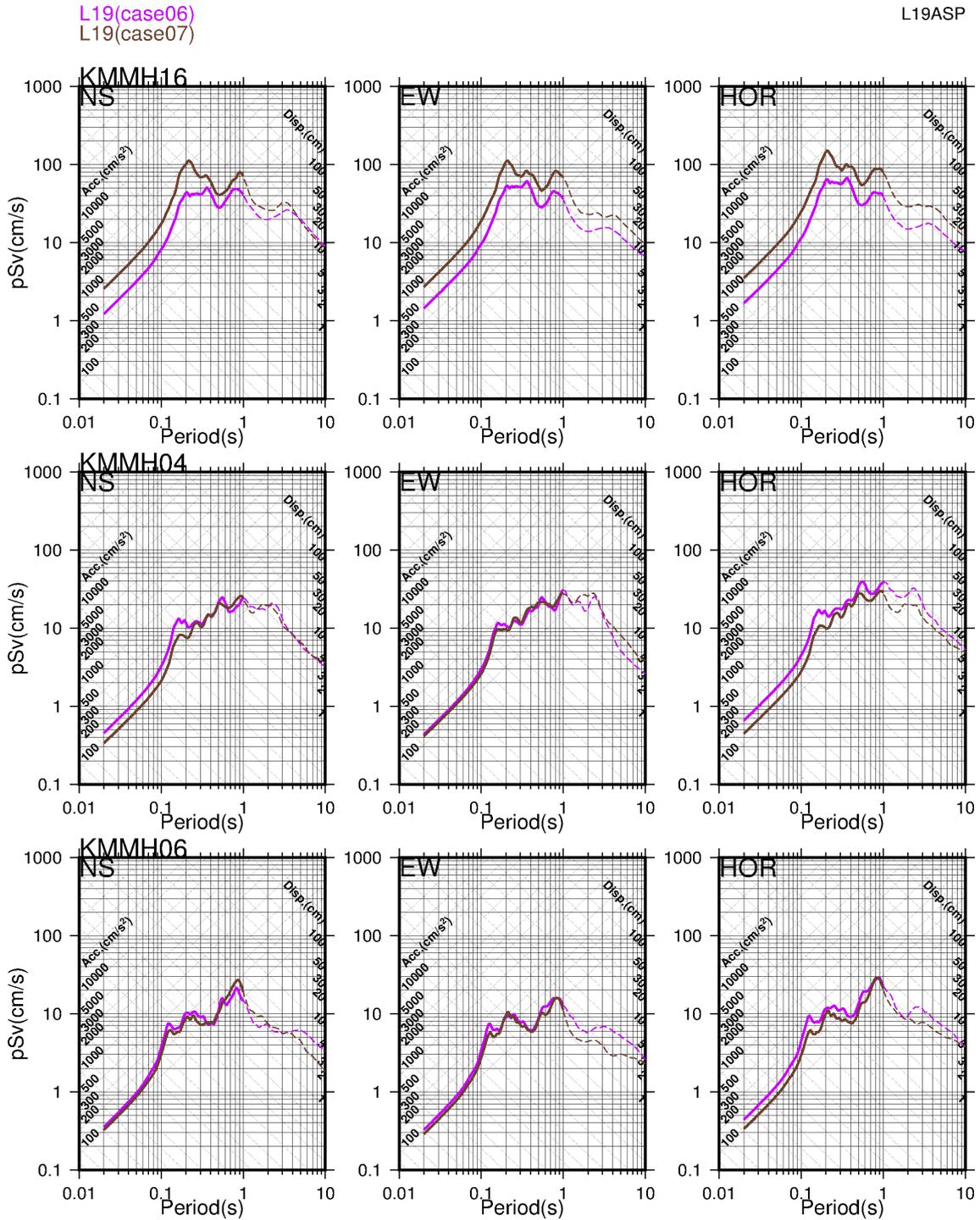


図 4.3.2.2-12a 不確かさモデル 6, 7 の平均スペクトルの比較 (KMMH16, KMMH04, KMMH06). 紫色は不確かさモデル 6, 茶色は不確かさモデル 7 を表す.

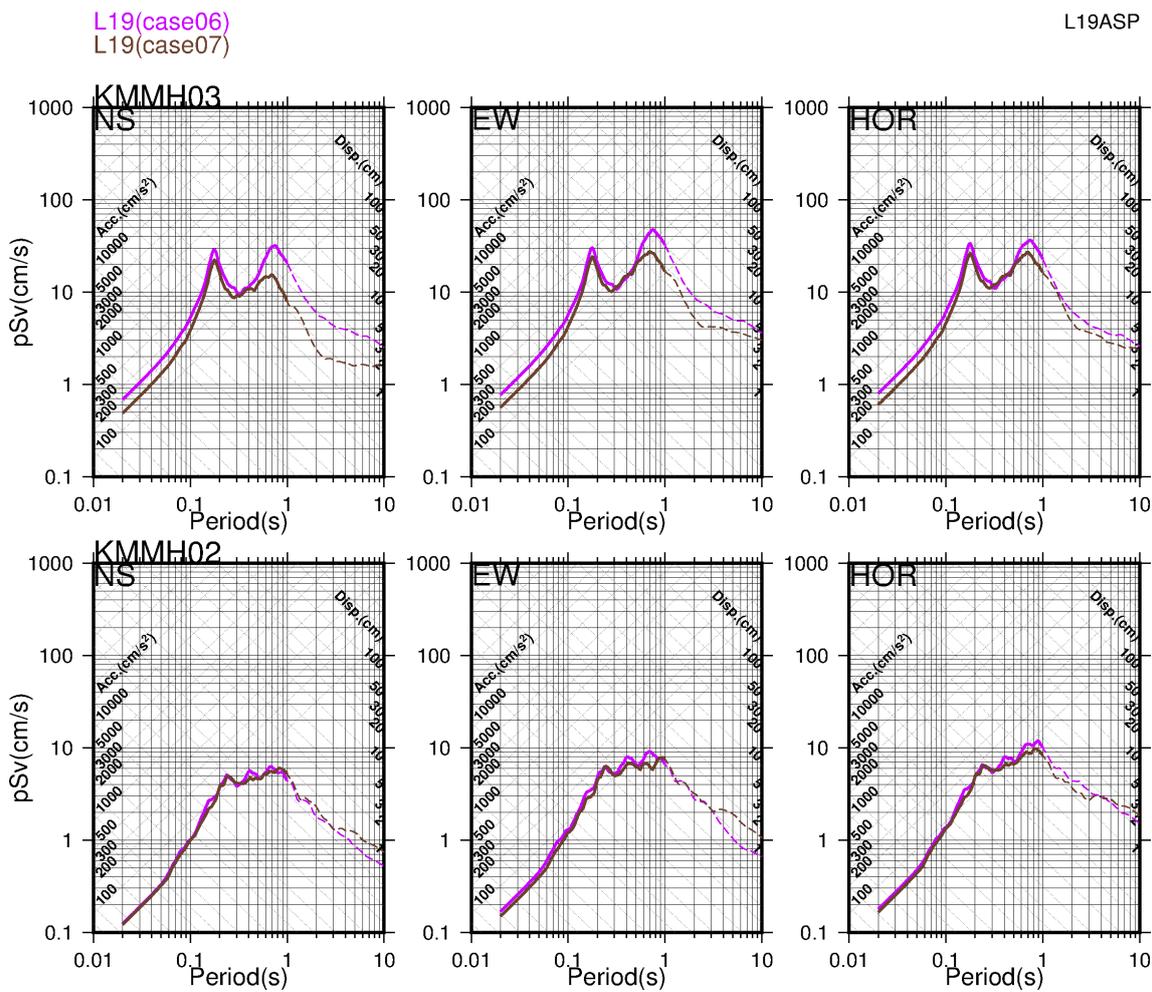


図 4.3.2.2-12b 不確かさモデル 6, 7 の平均スペクトルの比較 (KMMH03, KMMH02). 紫色は不確かさモデル 6, 茶色は不確かさモデル 7 を表す.

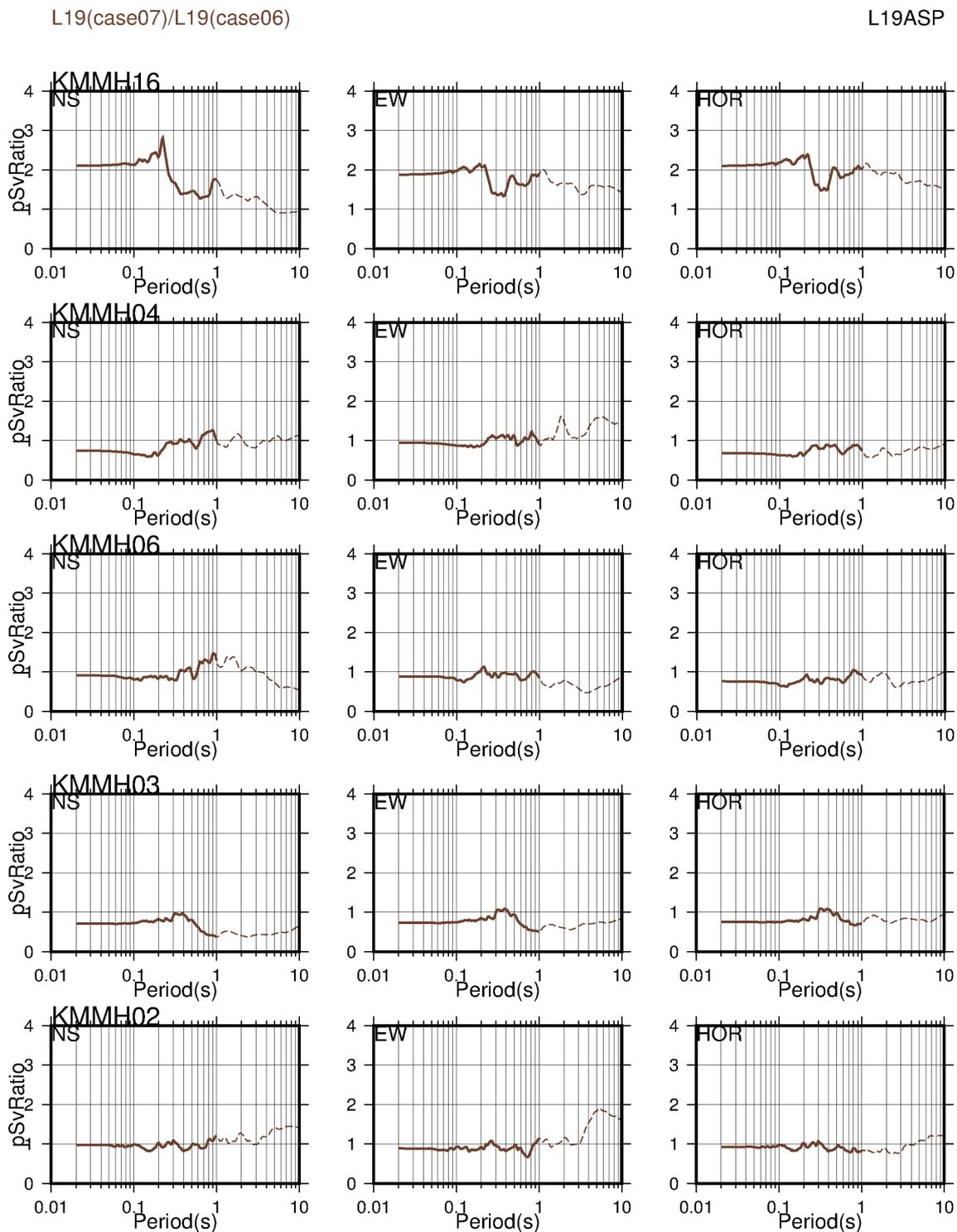


図 4.3.2.2-13 不確かさモデル 6 の平均スペクトルに対する不確かさモデル 7 の平均スペクトルの比.

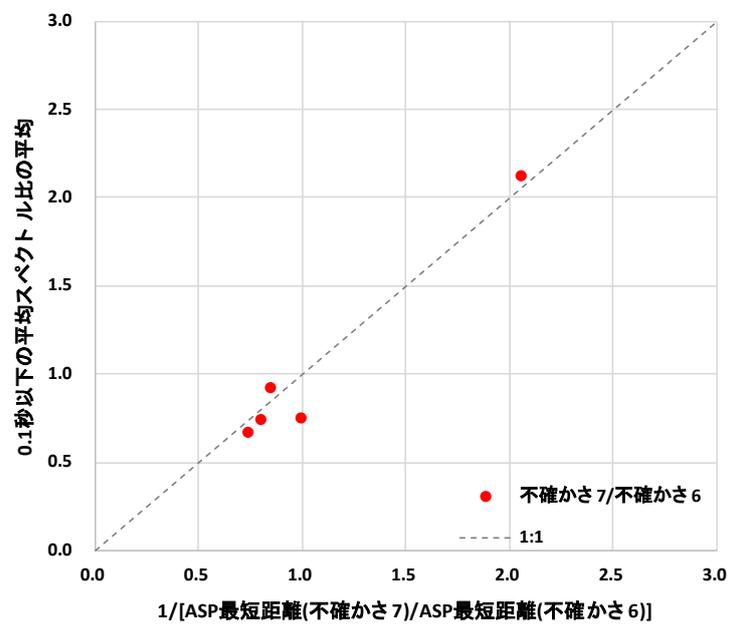


図 4.3.2.2-14 不確かさモデル6と不確かモデル7のアスペリティまでの最短距離の比の逆数と0.1秒以下の平均スペクトル比の平均値の関係。

### ③ おわりに

ここでは、4.3.1.2 で地表地震断層情報に基づいて構築した震源モデル（不確かさモデル 4, 5, 6, 7）と、4.2 で検証された地盤モデルを用いて、統計的グリーン関数法により地震動シミュレーションを行った。さらに、ここでの結果と地球物理学的情報に基づいて構築した震源モデル（基本モデル、不確かさモデル 1, 2, 3）により評価された結果との比較を行った。本検討でモデル化したモーメントマグニチュードが 6.5 ～ 7.0 の範囲内にある震源モデルについて、0.1 秒以下のスペクトルレベルの大小関係は、応力降下量が同程度であれば、第一義的にはアスペリティまでの最短距離の違いによって特徴付けられ、その次に地震モーメントの違いがわずかに寄与していると言える。また、同じ震源パラメータで同じアスペリティの配置の場合でも、破壊伝播方向の違いがスペクトルレベルの大小関係に影響を与えるとと言える。

### ④ 参考文献

なし

#### 4.4 不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価

We analyzed the performance of the Irikura and Miyake (2011) (IM2011) asperity-based kinematic rupture model generator, as implemented in the hybrid broadband ground-motion simulation methodology of Graves and Pitarka (2010), for simulating ground motion from crustal earthquakes of intermediate size. The primary objective of our study is to investigate the transportability of IM2011 into the framework used by the Southern California Earthquake Center broadband simulation platform. In our analysis, we performed broadband (0 - 20Hz) ground motion simulations for a suite of M6.7 crustal scenario earthquakes in a hard rock seismic velocity structure using rupture models produced with both IM2011 and the rupture generation method of Graves and Pitarka (2016) (GP2016). The level of simulated ground motions for the two approaches compare favorably with median estimates obtained from the 2014 Next Generation Attenuation-West2 Project (NGA-West2) ground-motion prediction equations (GMPEs) over the frequency band 0.1–10 Hz and for distances out to 22 km from the fault. We also found that, compared to GP2016, IM2011 generates ground motion with larger variability, particularly at near-fault distances (<12km) and at long periods (>1s). For this specific scenario, the largest systematic difference in ground motion level for the two approaches occurs in the period band 1 – 3 sec where the IM2011 motions are about 20 – 30% lower than those for GP2016. We found that increasing the rupture speed by 20% on the asperities in IM2011 produced ground motions in the 1 – 3 second bandwidth that are in much closer agreement with the GMPE medians and similar to those obtained with GP2016. The potential implications of this modification for other rupture mechanisms and magnitudes are not yet fully understood, and this topic is the subject of ongoing study.

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

#### 4.4.1 不均質性を持つ特性化震源モデルの構築

##### *Introduction*

The broadband ground motion simulation method of Graves and Pitarka (2010, 2016) and that of Irikura and Miyake (2011, IM2011 hereafter, also known as Irikura's recipe) use similar time-domain summation schemes based on kinematic rupture descriptions. Both methods compute ground motion acceleration time series using rupture kinematics for modeling the source, and Green's functions for modeling wave propagation. Earlier versions of the Irikura and Miyake method employed empirical Green's functions. However, the scarcity of empirical Green's functions with desired magnitude, distance, focal mechanism and source function motivated several modifications of the method including the use of synthetic Green's functions for periods longer than 1 second (e.g., Kamae et al. 1998, Pitarka et al., 2002). At shorter periods, the simulation still relies on the use of empirical Green's functions, and the full broadband response is obtained using a hybrid approach. These modifications as well as the adoption of improved empirical relations of rupture parameters extended the method's applicability to earthquakes of various types and with complex rupture. (e.g. Miyake et al., 2003; Pitarka et al. 2000; Morikawa et al., 2011; Pitarka et al., 2012; Kurahashi and Irikura, 2013; Pulido et al., 2015).

In this article we analyze the performance of the IM2011 asperity-based earthquake rupture model generator implemented in the hybrid broadband ground-motion simulation methodology of Graves and Pitarka (2010). The term hybrid simulation procedure refers to a general approach where the long period motions (typically  $> 1$  s) are computed using a more deterministic approach and the shorter period motions (typically  $< 1$  s) are computed using a more stochastic approach. The full broadband response is then obtained by filtering and summing the individual responses. The IM2011 hybrid method has been validated against several earthquakes in a broad magnitude range (e.g. Iwaki et al., 2016), and is widely used to model and simulate ground motion from earthquakes in Japan. An essential part of the method is its kinematic rupture generation technique, which is based on a deterministic rupture asperity modeling approach. The source model simplicity and efficiency of the IM2011 at reproducing ground motion from earthquakes recorded in Japan makes it attractive to developers and users of the Southern California Earthquake Center Broadband Platform (SCEC BBP) (Maechling et al., 2015; Graves and Pitarka, 2015; Olsen and Takedatsu, 2015; Schmedes et al., 2010).

The primary objective of our study is to investigate the transportability of the IM2011 rupture generation process to broadband simulation methods used by the SCEC BBP. Here we test it using the Graves and Pitarka (2010) hybrid simulation method. At longer periods ( $> 1$  s), the simulation approach of Graves and Pitarka (2010) is very similar to IM2011; that is, the full kinematic rupture description is convolved with full waveform Green's functions to obtain the ground motion response. However, at shorter periods, the Graves and Pitarka (2010) approach uses a semi-stochastic procedure (following from Boore, 1983) to generate the response, in contrast to the empirical Green's function approach used in IM2011. Therefore, part of our analysis includes formulating the IM2011 rupture such that it can be inserted into the Graves and Pitarka (2010) method at shorter periods. This process is relatively straightforward, but does require some care to insure that all parameters, and in particular the rupture speed, are properly represented.

In order to test the implementation process, we performed broadband (0-20Hz) ground motion simulations for a series of M6.7 scenario oblique-slip earthquakes with rupture models produced with both IM2011 and rupture generation method of Graves and Pitarka (2016, GP2016 hereafter). The kinematic ruptures for both methods are formatted into the Standard Rupture Format (SRF), which is the rupture format used by all the simulations codes on the SCEC BBP. Ground motions from the two rupture model approaches are generated using the same hybrid simulation approach as described in Graves and Pitarka (2010). At long periods ( $T > 1$  s), we compute full waveform Green's functions (GFs) for the prescribed 1D seismic velocity model and these GFs are convolved with the respective kinematic rupture descriptions. At short periods ( $T < 1$  s), the rupture models are resampled onto a 2 km X 2 km grid and the ground motions are computed using the Graves and Pitarka (2010) stochastic formulation. The full broadband response is obtained by summing the individual long- and short period responses using a set of match filters with a crossover set at 1 second (e.g. Hartzell et al., 1999).

In the sections that follow, we first provide an overview of the IM2011 and GP2016 rupture generator procedures. We then describe the scenario ground motion calculations for a hypothetical M6.7 oblique-slip rupture that are used to examine and compare the two rupture generator methodologies. The simulation results are also compared with estimates obtained from four NGA-West2 ground motions prediction equations (GMPEs), which provide a common reference point for analyzing the performance of the different approaches. Based on these comparisons, we also examine a modified version of IM2011 where the rupture speed is increased by 20% across the large-slip asperities, which results in an improved fit to the GMPEs levels in the 1 – 3 second period bandwidth. We conclude with a summary of our findings based on this initial set of assessments, along with recommendations to guide further testing and validation of the rupture generator methodologies.

### *IM2011 and GP2016 Rupture Model Generators*

IM2011 is based on the multiple-asperity concept of fault rupture. This concept is an extension of the single-asperity model of Das and Kostrov (1986). IM2011 uses three sets of parameters, named outer, inner and extra fault parameters, to characterize the fault rupture kinematics. The outer parameters characterize the rupture area and magnitude, and the inner parameters define the spatial and temporal characteristics of slip distribution determined from estimated stress drop in the asperities and background areas of the fault. The extra fault parameters are the rupture nucleation location (hypocenter), rupture initiation point in each asperity, and rupture velocity. The outer and inner fault parameters are linked to the total seismic moment following empirical scaling laws. The number of asperities, total asperity area, and asperity slip contrast follows Somerville et al. (1999). These kinematic rupture parameters have been found to be compatible with those obtained from rupture dynamics modeling of planar faults with multiple asperities. (e.g., Dalguer et al., 2004). In contrast to other rupture generation methods, the rupture kinematics in IM2011 are directly linked to static stress drop (e.g., Dan et al., 2001).

In IM2011 the asperities are rupture areas with both higher static stress drop (high slip) and shorter slip duration. This means that most of the strong shaking energy is generated in the asperities areas, which cover only a small portion of the fault area. Since both rupture velocity and slip within each asperity are assumed constant, the resulting strong ground motion level is mainly controlled by the stress drop, and width and amplitude of the initial pulse in the Kostrov-like slip velocity function adopted by IM2011 (Nakamura and Miyatake, 2000). However, the assumption that most of the higher-frequency ground motion originates only in the asperities is debatable. Inversions of recorded strong-motion data often indicate that areas of high slip are not necessarily areas that produce large amounts of high-frequency energy (e.g., Frankel, 2004; Kurahashi and Irikura, 2013). We direct the interested reader to Irikura and Miyake (2011), and Morikawa et al. (2011) for a detailed description of IM2011.

The GP2016 rupture generator uses variable spatial and temporal kinematic rupture parameters that are calibrated using recorded ground motion and observed rupture kinematics. The rupture process, which is randomly heterogeneous at different scale lengths, controls coherent and incoherent interferences of waves generated at the source. The random perturbations to the rupture kinematics follow empirical rules developed through modeling of past earthquakes..

The GP2016 rupture generation process begins with the specification of a random slip field that is filtered to have a roughly wavenumber-squared falloff (e.g., Mai and Beroza, 2002). The slip values are scaled to have a coefficient of variation of 0.85 and to also match the desired seismic moment. Given a prescribed hypocenter, the rupture propagation times across the fault are determined such that the average rupture speed scales at about 80% of the local shear wave velocity. Additionally, the rupture speed is further reduced by a factor of 0.6 for depths of 5 km and less, which is designed to represent the shallow, weak zone in surface-rupturing events (e.g., Marone and Scholz, 1988; Dalguer et al., 2008; Pitarka et al., 2009). A perturbation is then applied to the rupture time at each subfault that is partially correlated with local slip such that the rupture tends to propagate faster in regions of large slip and slows down in regions of low slip. The slip-rate function is a Kostrov-like pulse (Liu et al., 2006) with a total duration (rise time) that is partially correlated with the square root of the local slip. Additionally, the rise time is scaled up by a factor of 2 within the 0–5 km depth range (Kagawa et al., 2004). The average rise time across the fault is constrained to scale in a self-

similar manner with the seismic moment (Somerville et al., 1999).

The Graves and Pitarka simulation approach has been validated against a number of past earthquakes, as well as with various GMPEs. We direct the interested reader to Graves and Pitarka (2010) for a detailed description of their hybrid ground motion simulation method and to Graves and Pitarka (2016) for a detailed description of their latest kinematic rupture model generator.

### *Ground Motion Simulations Using IM2011 and GP2016 Rupture Model Generators*

We investigate the performance of IM2011 in conjunction with the Graves and Pitarka (2010) hybrid simulation method by comparing ground motions simulated with IM2011 and GP2016 rupture models for a hypothetical earthquake. The earthquake we consider is a M6.7 oblique-slip event on a steeply dipping fault. We compute broadband (0 – 20 Hz) ground motions at 39 stations surrounding the fault, and extending to a closest fault distance of about 22 km. The velocity structure is a simple 1D model with hard-rock site condition. The fault mechanism and earthquake rupture parameters are summarized in Table 4.4.1-1 and the velocity model is listed in Table 4.4.1-2. Figure 4.4.1-1 shows the surface projection of the fault and the station locations. The fault rupture is bilateral and the fault spans from 3 to 19km depth.

#### *Rupture Models*

Using the two rupture generators we computed a suite of 10 randomized realizations for the M6.7 scenario earthquake. For IM2011, the difference between various realizations is simply the locations of the large and small asperities within the fault plane. For GP2016, each realization results in a different distribution of slip, rupture speed, rise time, and rake. For the sake of generality, in the analysis shown here, no attempt was made to generate GP2016 models that have similar slip distributions to the IM2011 models. Figure 4.4.1-2 illustrates two representative kinematic rupture models generated with IM2011 and GP2016, named IM and GP, respectively. As dictated by the scaling rules in the recipe, the IM rupture has two asperities, one with bigger area and large slip and the other with smaller area and slip (although still above the background slip value). The rupture speed for the IM model is set at a constant value of 2.52 km/s, which is prescribed by the recipe as 72% of the assumed shear wave velocity of 3.5 km/s, and the rake is constant across the entire fault with a value of 25 degrees. For the GP rupture, the slip, rupture speed and rise time distribution are much more heterogeneous compared to the IM rupture. This larger degree of heterogeneity results from the use of randomized spatial fields to generate these parameters in the GP approach. Additionally, the GP method provides partial correlation between rise time and the square root of local slip, and between rupture speed and local slip. This results in a tendency for the rise time to lengthen and the rupture speed to increase as the slip increases. Since the randomized spatial fields are generated to match a roughly wavenumber squared fall-off, there is sufficient spatial heterogeneity at relatively short length scales. Also apparent in the GP rupture is the systematic reduction of rupture speed and lengthening of rise time along both the top and bottom portions of the rupture. For this buried and dipping fault, this scaling is most prevalent in the upper 4 km of the fault plane, although it is also seen below about 15 km down-dip distance.

Figure 4.4.1-3 shows time series of slip velocity as prescribed by the two rupture models at selected locations on the fault. For IM (Figure 4.4.1-3, left panel), one location is inside the large asperity and the other in the background slip area. The IM procedure requires the total duration (rise time) of the slip velocity function to scale inversely with the local slip. Thus, the rise time for the background area is about twice as long as that for the large asperity, which results in a relatively low peak amplitude and very long tail on the background slip-velocity function. Since the radiated strong motion energy is generally correlated with the peak slip velocity, the scaling prescribed by the IM model means most of the strong motion radiation will come from the asperities, with the background areas mainly providing relatively longer period radiation. As noted above, the GP rupture has a more complex and heterogeneous distribution of rupture parameters, and this is also

reflected in the scaling of the slip velocity functions. For GP (Figure 4.4.1-3, right panel) the functions come from locations that sample both large and small slip, as well as different depths on the fault. Locations 1 and 3 both have slip values of about 200 cm, although the rise time for the slip-velocity function at location 3 is about twice that for location 1. This results from the depth scaling of rise time that is prescribed in the GP approach. Location 2 has roughly the average fault slip (83 cm), but since GP tends to scale rise time with slip, this location has a relatively short rise time, and the peak slip velocity at this site is similar to that at location 3. This highlights some key features of the GP approach whereby large shallow fault slip does not necessarily translate into large strong motion radiation. Additionally, it means that strong radiation of shorter period motion does not necessarily coincide with regions of large slip.

Both set of rupture models were inserted into the Graves and Pitarka (2010) hybrid simulation process as implemented on the SCEC BBP. 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). Table 4.4.1-2 describes the flat-layered velocity model used in the simulations. The sub-fault dimensions used in the simulations of the low frequency part of ground motion were 0.1 x 0.1km, and used the full kinematic rupture descriptions as described earlier.

The high frequency simulation approach of Graves and Pitarka (2010) uses a semi-stochastic representation that requires some modification of the full kinematic rupture description. The primary modification is the replacement of the deterministic slip-velocity function with a windowed time series of band-limited white Gaussian noise. This time series is filtered to a target omega-squared spectrum and scaled to match the target moment release on the subfault. A basic premise of this approach is that it is designed to utilize the random phasing of the radiated subfault waveform to represent the poorly constrained and/or unknown details of the rupture process. For this reason, Graves and Pitarka (2010) recommend limiting the subfault size used for the high-frequency calculation to have a minimum characteristic dimension no smaller than about 1-2 km. More details about this can be found in Graves and Pitarka (2010 and 2015). In the scenario simulations considered here, we resample the full kinematic rupture description to a grid of 2km by 2km for insertion in the high-frequency portion of the calculations. Another important input parameter for the high-frequency simulations is the average rupture speed, which is related to the subfault corner frequency in the Graves and Pitarka (2010) approach. For IM, this is set to 72% of the local  $V_s$ , and for GP it is set at 77.5% of the local  $V_s$ . 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 to both the IM and GP high-frequency rupture simulations.

The matching frequency  $f_m$  used to combine the high- and low-frequency portions of the simulated ground motion was set at 1Hz. In many studies the transition between the deterministic and stochastic characteristics of ground motion is made at 1Hz, partly due to computational limitations in wave propagation modeling, and limited reliability of seismic velocity and rupture models. However analysis of observed ground motion has shown that the transition between coherent and incoherent rupture and wave propagation processes generally occurs around 1 Hz (e.g., Liu and Helmberger, 1985; Graves and Pitarka, 2016), although there may be some variation with magnitude (Frankel, 2009). Therefore fixing  $f_m$  at 1Hz is rather arbitrary and subject to further research.

### *Simulation Results*

Figures 4.4.1-4a and 4b compare time series of ground motion acceleration and velocity, respectively, computed with the IM and GP rupture models shown in Figure 4.4.1-3 at 16 selected stations. Despite the noted differences in the rupture models, the ground motions produced with these two rupture models are quite similar. In general, the amplitude of the IM acceleration time histories is slightly larger at all distances. In contrast, the velocity time histories are much more similar. This can be explained by the difference in small-scale rupture complexities between the two models. The GP model, which is more heterogeneous than the IM model, creates more deconstructive waveform interference in both time and space. Later we will show that for the same reason GP produces less intra-event variability in near-fault ground motion. IM produces slightly stronger rupture directivity effects near the asperity area, which results from strong constructive interference due to the smooth rupture at constant rupture speed. This effect is manifested by increased amplitude of the fault normal, east-west (EW), component of ground motion velocity at near-fault locations, such as stations 8, 10, 18, 20 and 22.

From the simulated waveforms for each realization, we compute the RotD50 pseudo spectral acceleration (Boore et al., 2006) at each site. These values are compared with estimates from four NGA-West2 GMPEs (Abrahamson et al., 2014; Boore et al., 2014; Campbell and Bozorgnia, 2014; Chiou and Youngs, 2014) for various oscillator periods in Figures 4.4.1-5a (for GP) and 5b (for IM). In general, the simulated values for both IM and GP lie near the range of the median values of the GMPEs across all periods and distances. It can also be seen in these plots that the variability of the IM responses is greater than that for GP, particularly at the longer periods. We will discuss this further in a later section.

In order to obtain a more quantitative assessment of the comparison between the simulations and GMPEs, we have used the response spectral acceleration goodness-of-fit (GOF) approach described by Goulet et al., 2015. This is done by first computing the residual between the simulated value and the estimated median value from each of the four GMPEs at each site. This is done for all 10 realizations for each of GP and IM. Then for each oscillator period, we compute the median and standard error for all of the residuals (39 sites and 10 realizations compared with four GMPEs for each rupture model generator). The GOF results are shown in Figure 4.4.1-6. For periods shorter than 1 sec, both methods produce similar results, with similar trend down to 0.1 sec. The bias values are centered around zero, with a maximum deviation of about 25%. At longer periods (> 1 sec), the GP results are near zero bias all the way out to 10 sec, whereas the IM results show a systematic under-prediction of the GMPE levels of about 20-30% in the period range 1 – 3 sec.

Given that we are considering a hypothetical earthquake rupture embedded in a very simple 1D velocity structure, we cannot say what the “correct” ground motion response should be. Nonetheless, the systematic difference seen between the GP and IM responses in the 1 – 3 sec period range is intriguing, and warrants further investigation.

### *Modified IM Approach (IM-fastRS)*

One of the main differences in the IM and GP rupture generator approaches involves the specification of the temporal characteristics of the rupture, i.e., the rupture speed and rise time. In IM, the rupture speed is constant across the entire fault, and the rise time does not vary within the

large slip asperity regions. The GP ruptures on the other hand incorporate significant variability in the specification of these parameters, as well as partially correlating these with the spatially heterogeneous slip values. Based on these features, we created a modified version of the IM approach such that the rupture speed is increased on the asperity areas by 20%. Due to the coupling of rupture speed and slip velocity function in the IM method, the increase in rupture speed also resulted in a 16% decrease in rise time, and a 9% increase in peak slip velocity in the asperities. Figure 4.4.1-7 plots one realization of the modified IM approach, which we refer to as IM-fastRS.

We generated 10 realizations of the M6.7 scenario using the IM-fastRS approach and ran simulations with these in the exact same manner as was done for IM and GP. We then computed RotD50 values and generated GOF comparisons using the NGA-West2 GMPEs. The GOF for the IM-fastRS rupture simulations is shown in Figure 4.4.1-8. Compared to the GOF for IM (Figure 4.4.1-6, right panel), the IM-fastRS result shows slightly stronger motions (downward shift of the bias level) for periods less than about 1 sec, and a much larger downward shift for periods great than 1 sec. The slight increase in shorter period ground motion levels is not unexpected since the Graves and Pitarka (2010) high frequency simulation approach uses the rupture speed to scale the subfault corner frequency, which in turn controls the level of high-frequency motions. Thus, the increase in average rupture speed translates directly into an increase in high-frequency ground motion levels. Likewise, the increase in longer period ground motion levels is not unexpected, although the magnitude of the ground motion increase in the 1 – 3 sec bandwidth (about 30%) is significantly larger than the 20% change in the rupture speed. We suspect that there is a combination of factors, which are contributing to this ground motion increase. In particular, the increase in peak slip velocity coupled with the increased rupture speed across the large slip asperity time compresses the longer period ground motion radiation into a shorter duration pulse. This can strongly increase the ground motion levels, especially for near fault sites such as those considered in our simulation experiment. A test with increased rupture speed by only 10% produced similar effects but the impact on ground motion amplitude was weak.

In order to examine the distance dependence of these features in more detail, we have separated the residuals into different distance bins (Table 4.4.1-3). Figure 4.4.1-9 plots the residuals in these distance bins for periods of 0.1 to 10 sec for each rupture model. Also shown in these plots is the range of the individual GMPE medians for each period. While a value of zero on these plots represents the average of the median values from the four GMPEs, the spread of the GMPEs varies greatly as a function of period, and in particular, it shows a noticeable increase with increasing period. This degree of variability suggests caution when comparing the simulations with the individual GMPE values.

There are several trends readily apparent from the plots in Figure 4.4.1-9. First there are actually very few places where the median residual lies outside of the maximum-minimum spread of the GMPE medians. This is encouraging because it indicates that all of the rupture generators are producing results that are generally in agreement with the empirical models. Secondly, there are very similar trends that are seen across all models for periods less than 1 second, for example, under-prediction at very short periods and slight over prediction around 0.5 sec. Since this is present for all three models, it shows that the high-frequency approach in Graves and Pitarka (2010) tends to smooth out the differences in the different rupture approaches, and the resulting variability is embedded within the stochastic phasing of the method. Thirdly, the variability of the IM and IM-fastRS results is larger than GP, particularly for periods above 1 sec. This is likely due to the large

discrete asperities in IM and IM-fastRS compared to the more heterogeneous slip distribution in GP. Thus, asperity proximity, as opposed to simply fault distance, has a much stronger impact on ground motion levels in IM than in GP.

In order to better understand and quantify the ground motion variability produced by the different rupture model generators, we computed the standard deviation of simulated ground motion ( $\sigma$ ) and analyzed its variability as a function of period and distance. Again, we grouped the stations into different distance bins so that we could get enough observations to perform the statistical analysis of  $\sigma$ . The distance bins and number of stations in each bin are shown in Table 4.4.1-3.

For each distance bin and period we computed the standard deviation ( $\sigma$ ) of simulated spectral acceleration. We then calculated the average  $\sigma$  over ten rupture realizations for the IM, IM-FastRS and GP models. Similarly, we calculated the median ground motion for each model, and its standard deviation as a function of distance bin and period. The standard deviation of the median is a way to measure how much the median value changes from realization to realization within each of the three rupture generators. If each rupture realization produces the same median level of ground motion then the standard deviation of median would be zero. This means no inter-event variability. If the median level of ground motion changes dramatically from realization to realization, then the  $\sigma$  of the median would be very high. This would indicate large inter-event variability. The variability of the median maps into the total variability across all simulations, represented by the average  $\sigma$ . We recognize the set of 10 realizations we have considered for each rupture generator approach is a very limited sample. Furthermore, the current set of realizations only considers variations in slip distribution, which neglects other important sources of event-to-event variability such as changes in hypocenter and fault rupture area (static stress drop). These additional factors would likely have a significant contribution to the simulated inter-event variability. Thus, we regard the current estimate of inter-event  $\sigma$  as a lower-bound value.

Figure 4.4.1-10 shows  $\sigma$  (orange lines), average  $\sigma$  (red lines) and  $\sigma$  of median (blue line) for IM, IM-FastRS and GP rupture generators. Using the statistical analysis shown in this figure we drew several conclusions about ground motion variability simulated with IM, IM-fastRS and GP. First, the level of intra-event  $\sigma$  is much larger than inter-event  $\sigma$  across all distances and periods, and for all three rupture model generators. However, we must use caution when comparing absolute levels of intra- and inter-event for this limited set of simulations due to the under-sampling of possible event-to-event variability mentioned above. Nonetheless, these current results suggest that variations in slip distribution contribute only a modest amount to the inter-event  $\sigma$ , with the level being somewhat stronger for IM than for GP. Second, regardless of modification for rupture speed, IM produces more variability than GP across all periods, especially at the longer periods ( $>1$  s) and closer distances ( $< 12$ km). The larger variability for IM and IM-fastRS results from their smoother rupture process and simple and well-defined asperity areas. At long periods and short distances these distinct source characteristics generate stronger local directivity effects and consequently stronger ground motion variability depending on the relative location of the station to asperities. The strength of this effect would likely be even greater had we considered different hypocenter locations in our analysis. The long-period intra-event variability for IM is strongest at near-fault distances, and then is substantially reduced beyond 12km. At those distances the intra-event ground motion variability for IM approaches the level found for GP. Third, although to a lesser extent, the larger variability for IM compared to that for GP at near-fault distances is also present at short periods ( $< 1$ s). Part of the reason for this is that slip resampling on a

coarser 2km x 2km grid, required by the high frequency modeling in Graves and Pitarka (2010) method affects the IM and GP models differently. In the case of GP models it tends to reduce the original small-scale spatial complexity of slip. Consequently the source contribution to short-period ground motion variability is reduced. This explains the gradual increase of ground motion variability with period at near-fault distances observed for GP models. In contrast, because of the geometrical simplicity of the asperity area in IM models, slip resampling does not modify the spatial characteristics of the original slip, and therefore it has a smaller impact on simulated ground motion especially at short periods. At those periods sigma for IM models remains roughly constant at all distances.

### *Conclusions*

In this study we investigate the transportability of the IM2011 asperity-based kinematic rupture model generator into the simulation framework used by the Southern California Earthquake Center broadband simulation platform. For this purpose we implemented IM2011 within the hybrid broadband ground-motion simulation methodology of Graves and Pitarka (2010), which is one of the simulation approaches currently installed on the SCEC BBP. The performance of the IM2011 rupture model was investigated by comparing ground motions simulated using this approach with those obtained from the GP2016 rupture generator and NGA-West2 GMPEs for a suite of realizations of a hypothetical M6.7 crustal earthquake embedded in a hard-rock velocity structure. Despite conceptual differences between the two rupture generation approaches the simulations show both models produce ground motions that are similar to those obtained from NGA-West2 GMPEs across the period range 0.1 to 10 seconds. The largest difference found for this M6.7 scenario is in the period range 1 – 3 s where the IM ground motion amplitude is somewhat lower (~20-30%) compared with both GP2016 and the GMPE medians. One possible cause for this band-limited discrepancy is related to the assumption of constant rupture speed over the entire fault made in IM2011. In contrast, GP2016 uses spatially heterogeneous slip and by association heterogeneous rupture speed, and these rupture parameters contain deterministic and stochastic features that are modeled using magnitude and depth dependent empirical relationships. We found that the amplitude of ground motion produced with IM in the 1-3 s period band is sensitive to the rupture speed across the asperities. Increasing the asperity rupture speed by 20%, produces ground motions closer to both the GP results and the GMPE median. Further testing is needed to determine how this modification can be generalized to other rupture geometries and magnitudes, and other velocity structures.

Another important observation made in this study is that the IM model produces larger intra-event ground motion variability than the GP model, particularly for periods greater than 1 s. This is likely due to the discrete asperities in the IM model compared to the more heterogeneous slip distribution in the GP model. Consequently, the asperity proximity, as opposed to simply fault distance, has a much stronger impact on ground motion levels in IM than in GP. We also find that event-to-event variations in slip distribution only contribute a modest amount to the overall level of ground motion variability ( $\sigma$ ). The amount of variability due to this effect is slightly larger for IM than for GP, which again is likely due to the use of large discrete asperities in the IM approach. Furthermore, we recognize that there are other important sources of event-to-event variability that we have not considered in the current study, most notably changes in hypocenter and fault rupture area. Incorporation of this additional variability in the simulations would probably result in a significant increase in the level of inter-event  $\sigma$ , and this topic is the subject of future work.

### References

- Abrahamson, N. A., W. J. Silva, and R. Kamai (2014), Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, *Earthq. Spectra*, 30(3), 1025–1055, doi:10.1193/070913EQS198M.
- Boore D. (1983), Stochastic simulation of high frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1983; 73: 1865-1894.
- Boore, D. M., Watson-Lamprey, J., and Abrahamson, N. A., (2006). Orientation independent measures of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 96, 1502-1511.
- Boore, D. M., J. P. Stewart, E. Seyhan, and G. M. Atkinson (2014), NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, *Earthq. Spectra*, 30(3), 1057–1085, doi:10.1193/070113EQS184M.
- Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia (2014), NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA , PGV , and 5 % -Damped Linear Acceleration Response Spectra, *Earthq. Spectra*, 30(3), 1087–1115, doi:10.1193/062913EQS175M.
- Chiou, B. S. J., and R. R. Youngs (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, , 30(3), 1117–1153, doi:10.1193/072813EQS219M.
- Dalguer, L. A., H. Miyake, and K. Irikura (2004), Characterization of dynamic asperity source models for simulating strong ground motions, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering* No. 3286.
- 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. Seismol. Soc. Am.* 98, 1147–1161.
- Dan, K., M. Watanabe, T. Sato, and T. Ishii (2001), Short- period source spectra inferred from variable-slip rupture models and modeling of earthquake fault for strong motion prediction, *J Struct Constr Eng AIJ* 545, 51–62.
- Das, S., and B. V. Kostrov (1986). Fracture of a single asperity on a finite fault, In *Earthquake Source Mechanics*. Geophysical Monograph 37, Maurice Ewing Series 6, American Geophysical Union, pp. 91–96.
- Frankel, A. (2004). Rupture process of the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake: subevents, directivity, and scaling of high-frequency ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, S234–S255.
- Frankel, A. (2009), A constant stress-drop model for producing broadband synthetic seismograms: Comparison with the next generation attenuation relations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(2 A), 664–680, doi:10.1785/0120080079.
- Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Woodell (2015). The SCEC

Broadband Platform validation exercise for pseudo-spectral acceleration: Methodology for code validation in the context of seismic hazard analyses, *Seismol. Res. Lett* 86, no. 1, doi: 10.1785/0220140101.

Graves, R., and Pitarka, A (2016), Kinematic ground motion simulations on rough faults including effects of 3D Stochastic velocity perturbations, *Bull Seismol Soc Am.*, 106, pp.2136-2153, doi: 10.1785/0120160088.

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

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.

Hartzell, S., and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 1553–1583.

Irikura, K. and H. Miyake (2001), Prediction of strong ground motions for scenario earthquakes, *Journal of Geography* 110, 849–875 (in Japanese with English abstract).

Irikura K, H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, and H. Kawabe (2002), Revised recipe for predicting strong ground motion and its validation, *Proceedings of the 11th Japan Earthquake Engineering Symposium*, 567–572 (in Japanese with English abstract).

Irikura K, H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, H. Kawabe and Dalguer, L. A. (2004), Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering* No. 1371.

Irikura, K. (2004), Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, *Annals of Disaster Prevention Research Institute* 47A, 25–45 (in Japanese with English abstract).

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 .

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.*, (in press)

Kagawa, T., K. Irikura, and P. Somerville (2004), Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets Sp.*, 56(2003), 3–14.

Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka (1998), A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green’s function, *Bull Seism. Soc. Am.* 88, 357–367.

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. Seism. Soc. Am.*, 103, 1373-1393, doi:10.1785/0120120157.

Maechling, P. J., F. Silva, S. Callaghan, and T. H. Jordan (2015). SCEC Broadband Platform: System Architecture and Software Implementation, *Seismol. Res. Lett.*, 86, no. 1, doi: 10.1785/0220140125.

Liu, H.-L., and D. V. Helmberger (1985), The 23:19 Aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley Earthquake: More Evidence for an Asperity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(3), 689–708, doi:10.1017/CBO9781107415324.004.

Liu, P., R. J. Archuleta, and S. H. Hartzell (2006), Prediction of broadband ground-motion time histories: Hybrid low/high-frequency method with correlated random source parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96(6), 2118–2130, doi:10.1785/0120060036.

Mai, P. M., and G. C. Beroza (2002), A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, 107(10.1029), 2001, doi:10.1029/2001JB000588.

Marone, C., and C. H. Scholz (1988), The Depth of Seismic Faulting and the Upper Transition from Stable to Unstable Slip Regimes, *Geophys. Res. Lett.*, 15(8), 621–624.

Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003), Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull Seismol Soc Am* 93, 2531–2545.

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.

Nakamura, H., and T. Miyatake (2000), An approximate expression of slip velocity time functions for simulation of near-field strong ground motion, *Zisin* 53, 1–9 (in Japanese with English abstract).

Olsen, K. B., and Takedatsu, R. (2015) The SDSU Broadband Ground - Motion Generation Module BB toolbox Version 1.5 *Seismological Research Letters*, January/February 2015, v. 86, p. 81-88, First published on December 17, 2014, doi:10.1785/0220140102.

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

Pitarka A., P. Somerville, Y. Fukushima, T. Uetake, and K. Irikura. (2000). Simulation of near-fault strong ground motion using hybrid Green’s functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 566-586.

Pitarka, A., P. Somerville, Y. Fukushima (2002) Ground-motion attenuation from the 1995 Kobe earthquake based on simulations using the hybrid Green’s function method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1025-1031.

Pitarka, A., S. Matsuzaki, T. Watanabe, N. Collins, R. Graves, and P. Somerville (2012). Rupture Model for a Characterized Intraslab earthquake. Proceedings of the 15<sup>th</sup> World Conference of earthquake Engineering, September 24-28, Lisbon, Portugal.

Pulido, N., Z. Aguilar, H. Tavera, M. Chlieh, D. Calderon, T. Sekiguchi, S. Nakai, and F. Yamamzaki (2015). Scenario source models and strong ground motion for future mega-earthquakes: application to Lima, central Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105, 368-386.

Schmedes, J., R. J. Archuleta, and D. Lavallée (2010). "Correlation of earthquake source parameters inferred from dynamic rupture simulations." *J. Geophys. Res.*, 115, B03304, doi:10.1029/2009JB006689.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, D., N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), Characterizing earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.* 70, 59–80.

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

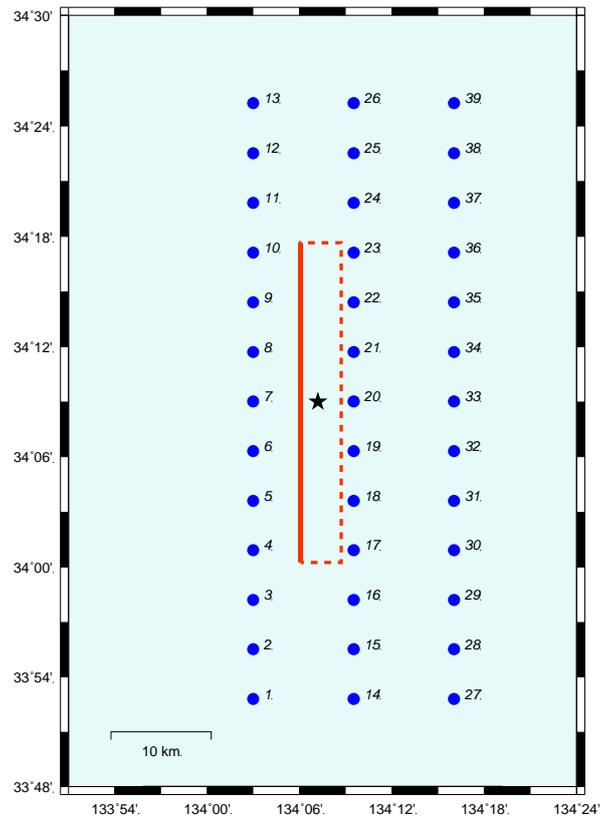


Figure 4.4.1-1. Map of station locations (blue circles) and fault trace (red rectangle) for the M6.7 scenario earthquake simulations. Star indicates the rupture initiation location projected on the free surface.

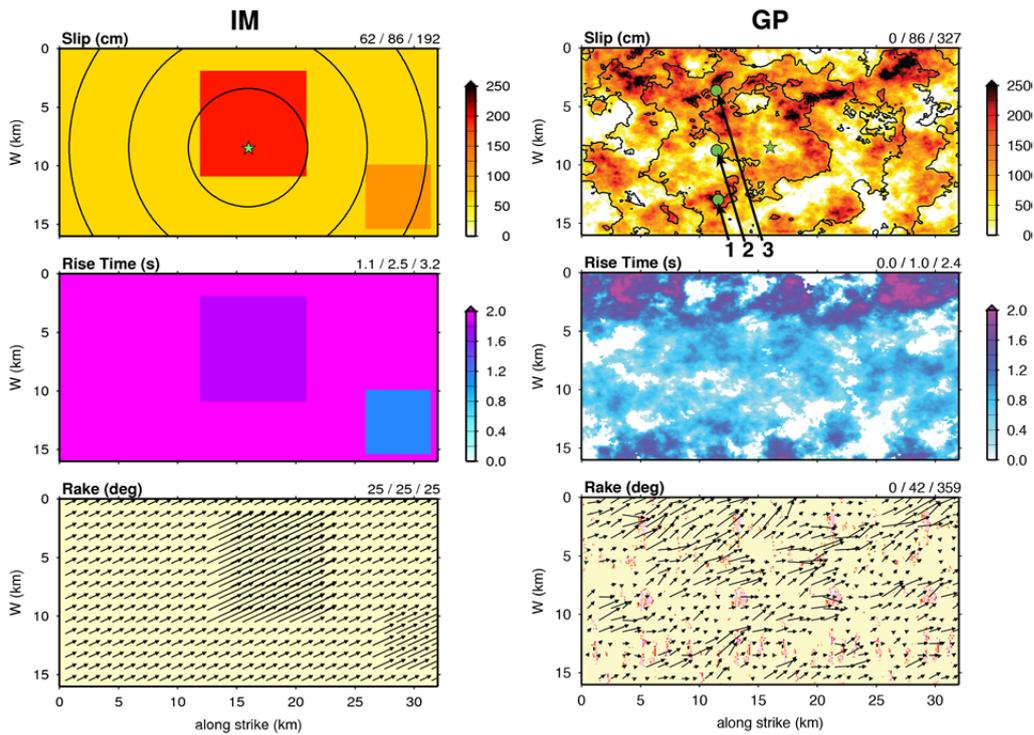


Figure 4.4.1-2. Examples of kinematic rupture models for a scenario M6.7 oblique slip earthquake, created with IM2011 (left panel) and GP2016 (right panel). The triplet of numbers at the upper right of each panel indicate the minimum, average and maximum values of the parameter being displayed.

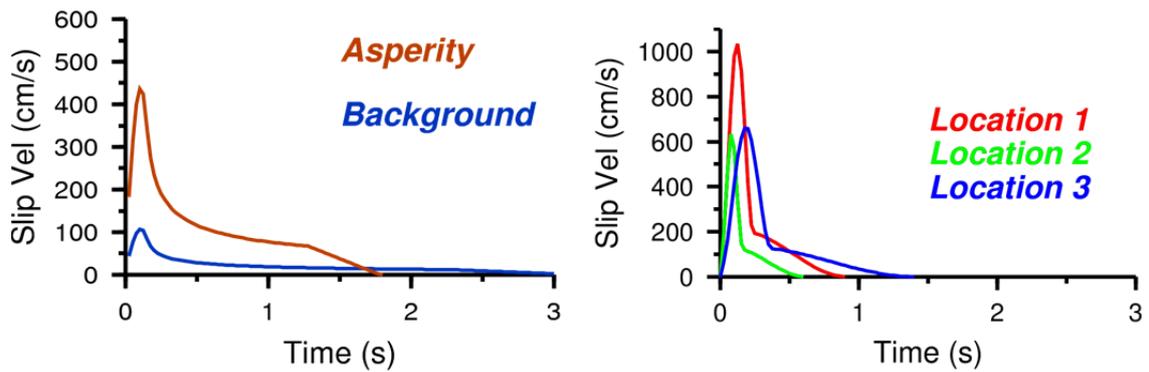


Figure 4.4.1-3. Left panel shows comparison of slip velocity functions in the large slip asperity area (red trace) and background fault area (blue trace) for the IM2011 model. Right panel shows slip velocity functions for 3 locations on the GP2016 rupture (locations indicated in Figure 4.4.1-2). For the GP rupture, locations 1 and 3 both have the same final slip of 200 cm, and location 2 has 83 cm slip.

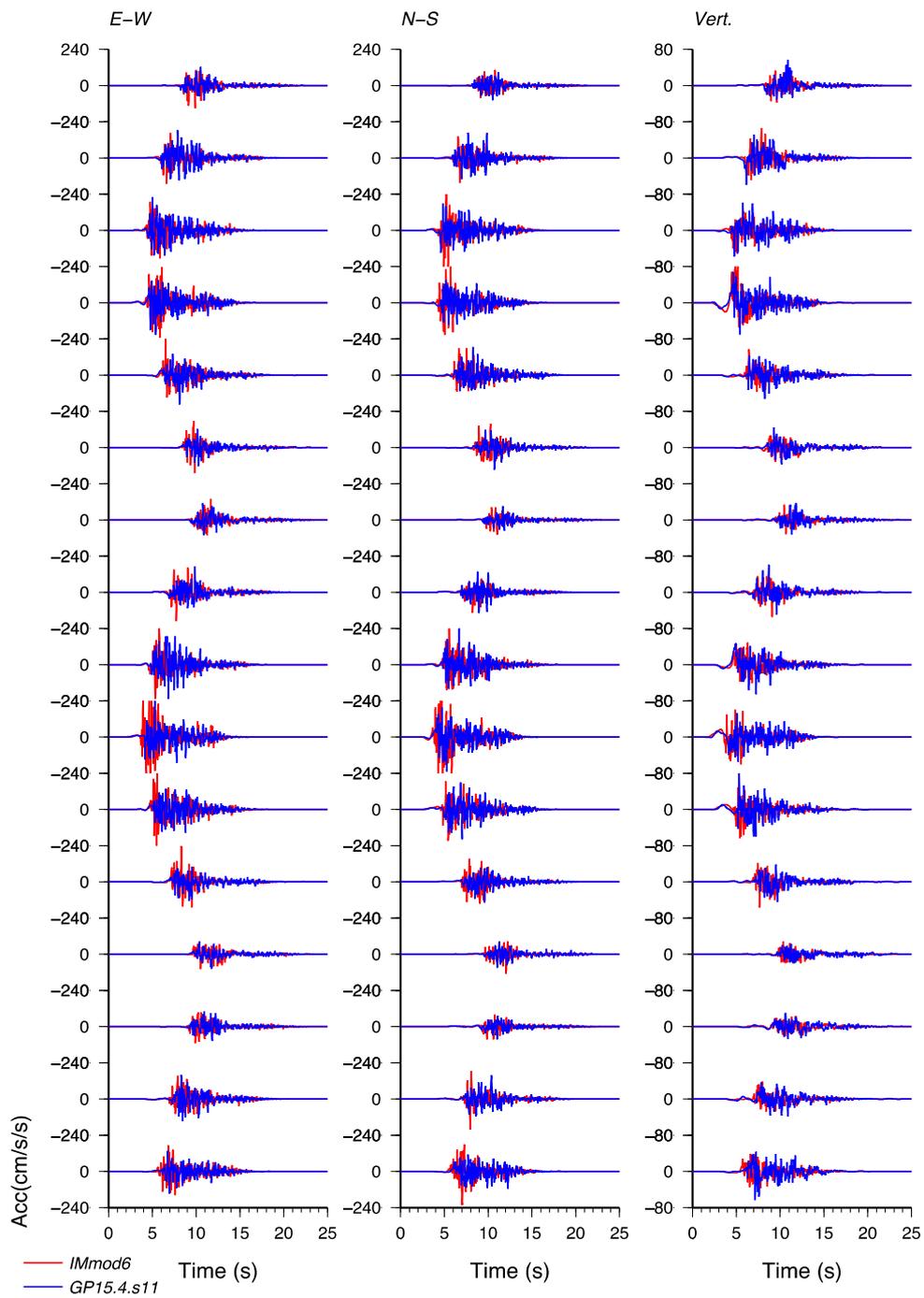


Figure 4.4.1-4a. Comparison of broadband (0-20Hz) acceleration time series simulated with the GP (blue traces) and IM (red traces) rupture models shown in Figure 4.4.1-3.

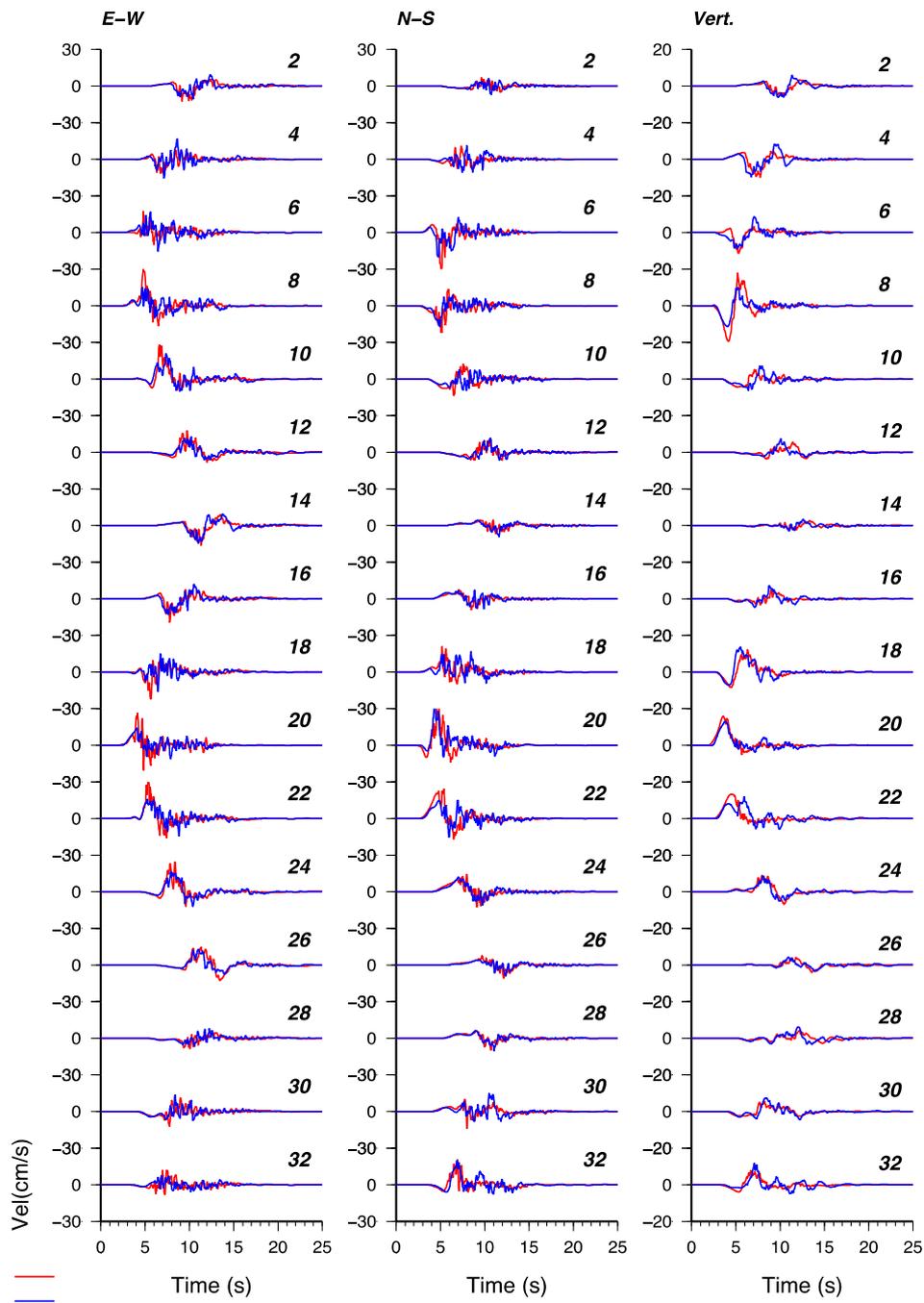


Figure 4.4.1-4b. Comparison of broadband (0 -20Hz) velocity time series simulated with the GP (blue traces) and IM (red traces) rupture models shown in Figure 4.4.1-3.

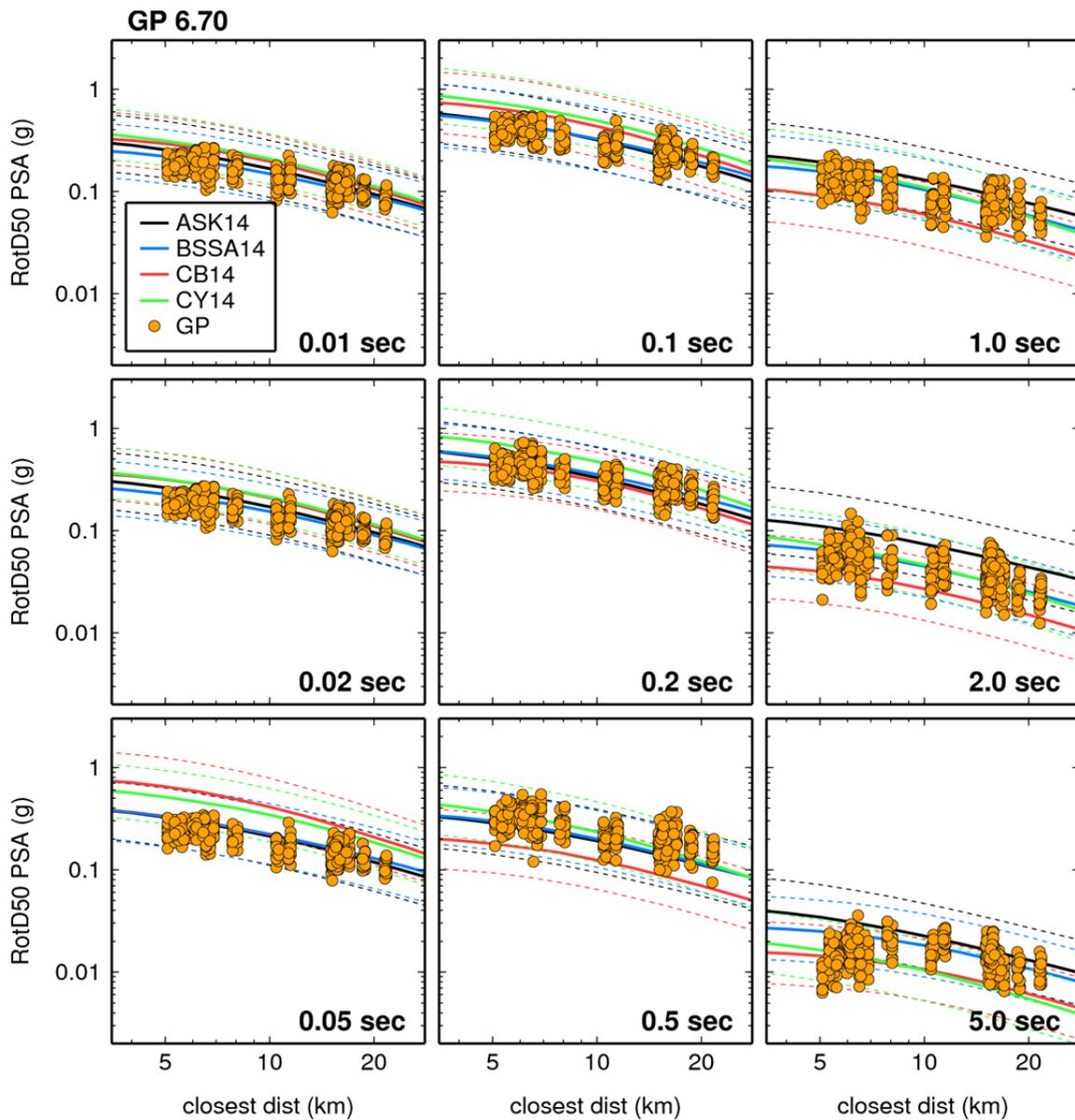


Figure 4.4.1-5a. RotD50 horizontal pseudo-spectral acceleration for 10 random realizations of the scenario M6.7 earthquake computed using the GP method (gold circles) compared with estimates obtained from four NGA-West2 GMPEs. Median values for GMPEs are shown in solid lines with dashed lines indicating  $\pm$  one standard deviation (total sigma). GMPEs are ASK14, Abrahamson et al. (2014); BSSA14, Boore et al. (2014); CB14, Campbell and Bozorgnia (2014); CY14, Chiou and Youngs (2014).

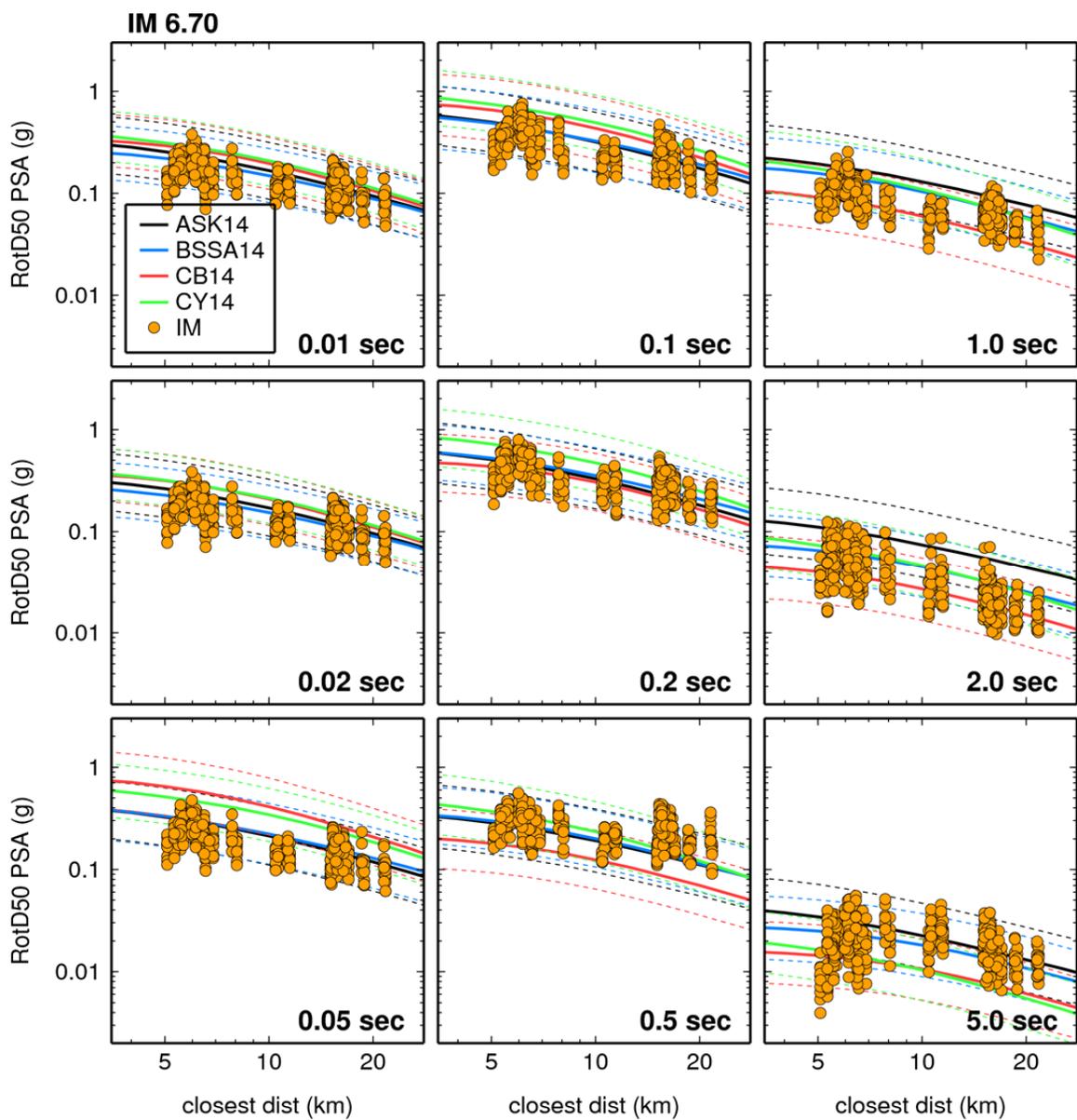


Figure 4.4.1-5b. Same as Figure 5a except simulated values are computed using the IM rupture generator.

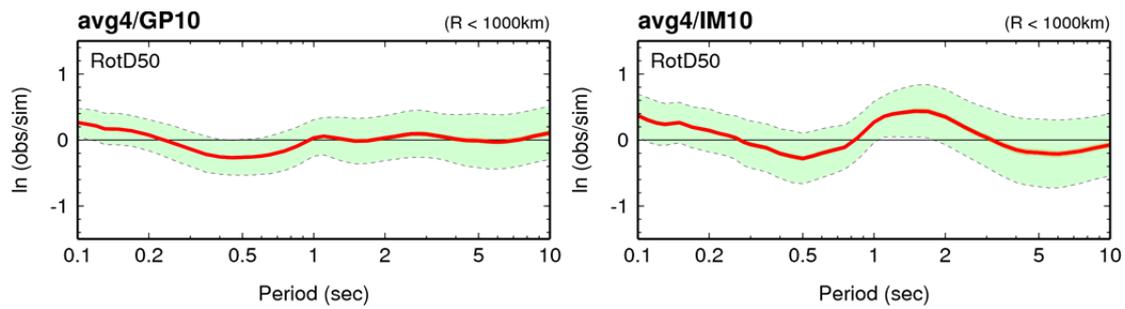


Figure 4.4.1-6. RotD50 horizontal spectral acceleration goodness of fit for the M6.7 scenario earthquake simulations averaged across ten realizations generated with GP (left panel) and IM (right panel) ruptures. The residuals used to determine the goodness of fit are computed between the simulations and the average of the median values from the four NGA-West2 GMPEs.

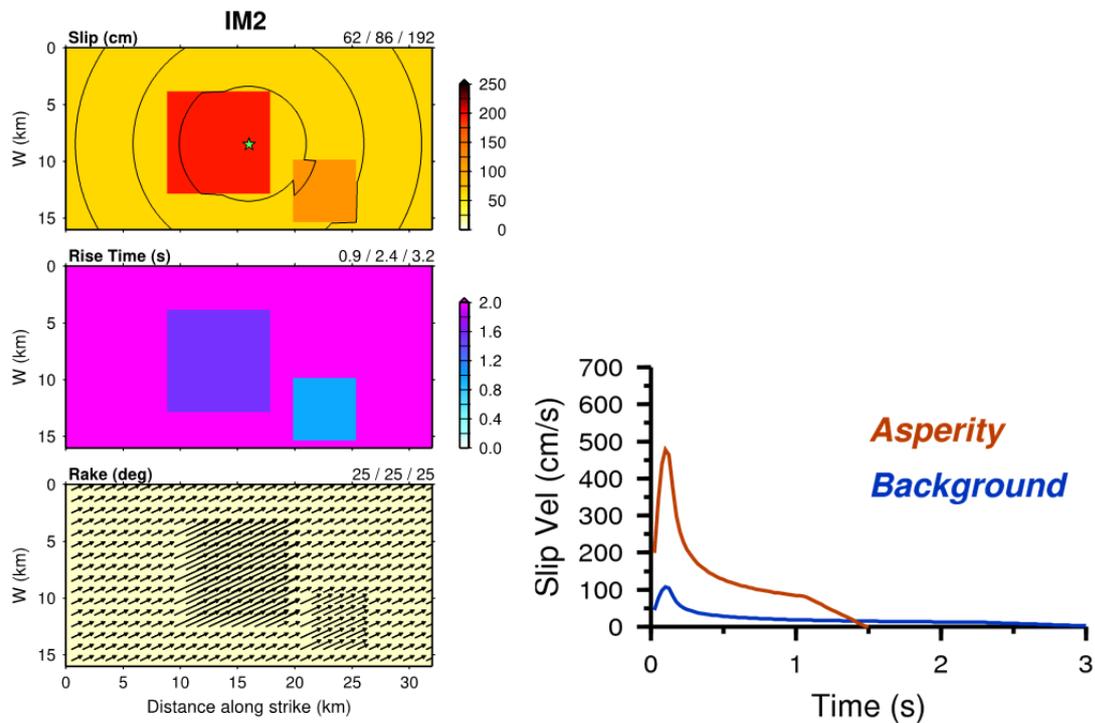


Figure 4.4.1-7. Example rupture generated with a modified version of IM (IM-fastRS) where the rupture speed is increased by 20% within the asperities (left panels). Slip velocity functions for the modified IM rupture taken from the largest slip asperity and background locations (right panel).

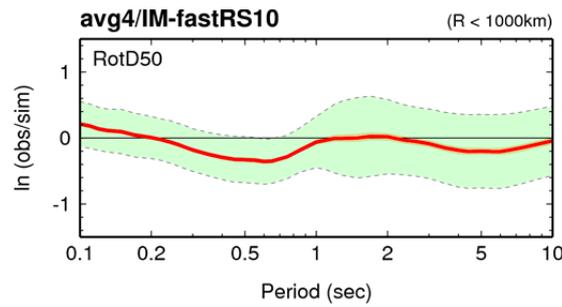


Figure 4.4.1-8. Same as Figure 6 except simulations use ruptures generated with IM-fastRS approach.

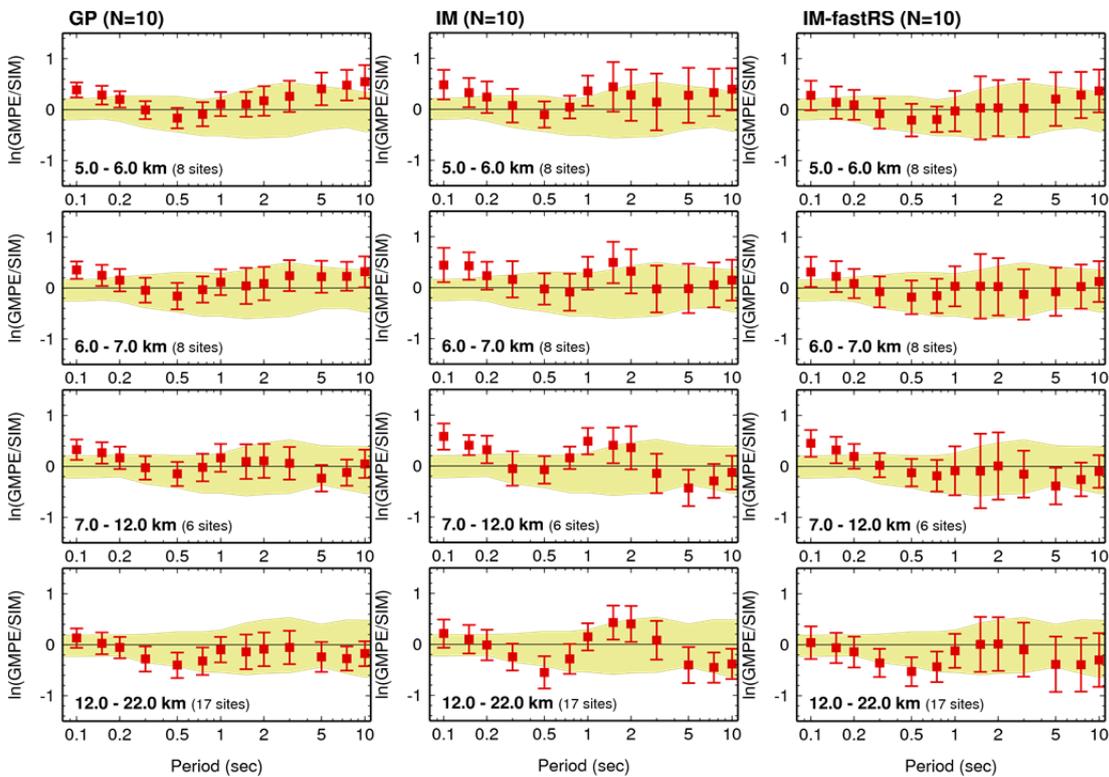


Figure 4.4.1-9. Residuals computed between median GMPE and simulated RotD50 ground motions and plotted as a function of the oscillator period for different distance bins. Results are shown for ruptures generated with GP (left panel), IM (middle) and IM-fastRS (right). Median GMPE values are determined across the four NGA-West2 relations for each period and station distance. The light-shaded region in each panel denotes the maximum and minimum deviation of the individual GMPE medians across the range of periods. At each period, the median residual across the 10 simulated realizations is denoted by the square symbol with the error bars indicating the one standard deviation level of the residuals.

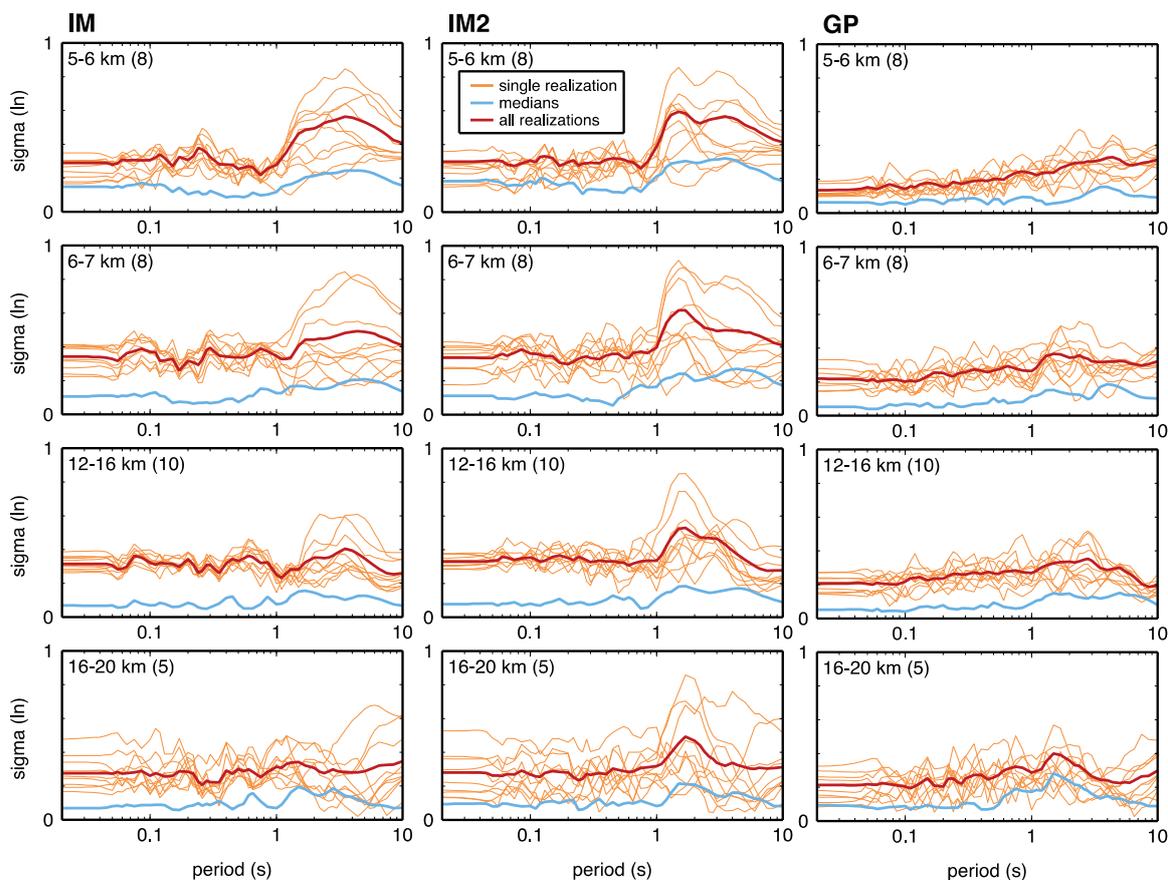


Figure 4.4.1-10. Standard deviation of simulated ground motion (orange traces), average standard deviation (red traces) and standard deviation of the median of simulated ground motion (blue traces) for IM, IM-fastRS and GP rupture generators. Each panel represents statistics obtained for the different distance bins indicated in each panel. The number of stations included in each distance bin is shown in parentheses.

Table 4.4.1-1. Fault Rupture Parameters

Magnitude	6.7
Strike	0°
Dip Angle	75°
Rake Angle	25°
Fault Length	32 km
Fault Width	16 km
Depth to the Top	3 km
Subfaults size	100m x 100m

Table 4.4.1-2. 1D Velocity Model

Depth (km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
2.5	4.5	2.6	2.4	300	200
20.0	6.0	3.5	2.7	500	300
30.0	6.7	3.9	2.8	2000	1000
Half space	7.7	4.4	3.2	2000	1000

Table 4.4.1-3. Distance Bins

Distance Bin (km)	Number of Stations
5 - 6	8
6 - 7	8
7 - 12	6
12 - 22	17

## 4.4.2 不均質性を持つ特性化震源モデルによる地震動シミュレーション

**Introduction**

The objective of this study is the simulation of strong ground motion from the 2016 Kumamoto earthquake, using the method of Graves and Pitarka (2015) (GP) and a characterized kinematic rupture model generated with the Irikura recipe (Irikura and Miyake, 2011). GP is a hybrid method that contains three major parts. The first part is the kinematic rupture generator, the second is the ground motion simulator, and the third part performs empirical corrections for local site effects. Figure 4.4.2-1 shows the flowchart of the GP method. GP has been validated against recorded ground motion from several Californian earthquakes (Goulet et al., 2015). The method has not been fully tested against Japanese earthquakes, yet. GP uses a deterministic approach in computing the low frequency part of ground motion (<1Hz) and a stochastic approach (Boore 1983) in modeling the high frequency part of ground motion (>1Hz). For simulations performed in this study we substituted the GP rupture generator with the rupture generator of Irikura and Miyake (2011) (IM). IM follows a well-established scheme, calibrated with Japanese earthquake data. In a recent study Pitarka et al (2017) demonstrated that both GP and IM rupture generators perform equally well in the framework of the GP simulation method for moderate magnitude (M6.7) earthquakes. This study is a first attempt at applying the combination of GP method with the IM rupture model to simulating ground motion from a Japanese earthquake.

**Characterized Rupture Model of the 2016 Kumamoto Earthquake**

We used the Irikura recipe to produce a characterized rupture model for the M7.0 2016 Kumamoto earthquake. The fault length is 44 km and width is 18 km which yield a surface rupture of 792 km<sup>2</sup>. The fault dimensions, as well as fault geometry were based on the fault rupture model proposed by Yoshida et al.,(2017). Their model was derived from the linear inversion of strong ground motion waveforms, performed in the frequency range 0.1-1Hz, using site specific 1D Green's functions. The fault model includes four segments that dip to the north-west of the fault trace. The faulting mechanism is predominantly of strike slip type. Figure 4.4.2-2 shows the location of the fault segments and seismic stations used in this study.

The main rupture parameters derived from the Irikura recipe are shown in Table 4.4.2-1. Based on the fault area scaling the recipe suggests two asperities with different kinematic characteristics and size. The average stress drop is 3.81 MPa, and average slip is 2.77 m. Since the objective here is to test the performance of the simulation scheme as well as that of the characterized rupture model at reproducing the recorded motion on a broad frequency range, the location of the asperities was chosen to be similar to that of the strong motion generation areas (SMGAs) proposed by Somei et al., 2017. Their SMGAs based model explains very well the overall broad-band characteristics of the recorded near-fault ground motion. In our model the small asperity was placed in the first fault segment while the second asperity extends to both second and third fault segments. The kinematic rupture parameterization was performed following a two-step procedure. At first, the kinematic rupture model was generated for a planar fault geometry, and in a second step it was adopted to the target segmented fault geometry. No time delays were introduced when the rupture jumps between the fault segments. Following results from previous studies of the Kumamoto earthquake ( e.g., Yoshida et al., 2016) the rupture velocity was set to a constant value of 2.8 km/s. In contrast to the

SMGA's based rupture model, the asperities rupture initiation times and locations used in our model were not preassigned. Figure 4.4.2-3 shows the characterized rupture model used in our simulations.

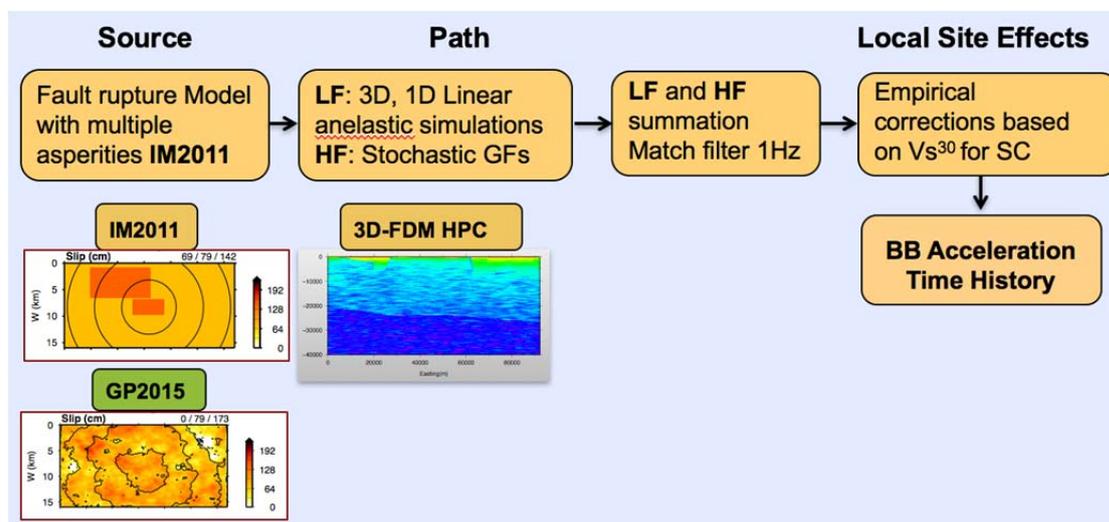


Figure 4.4.2-1. Flowchart of the Graves and Pitarka (2015) ground motion simulation method.

The underlying assumption of the characterized rupture model of Irikura and Miyake (2011) is that low frequency and high frequency parts of ground motion are generated mainly from the same rupture areas that are modeled as rupture asperities. This means that the slip and slip velocity are considered to be strongly spatially correlated. Observations show that while being strong for small and moderate earthquake, the correlation is weaker for M7 and larger earthquakes. Due to the change in geophysical and rheological properties of the crustal material with depth, the shallow materials are less brittle. They can be characterized by weaker strength and weaker frictional properties than the deeper ones. Consequently, for large crustal earthquakes, which usually break the surface, the fracture energy consumed during the rupture propagation through shallow layers is relatively high. Therefore, the seismic energy generated by the shallow part of the fault is reduced. Moreover, the weakening of the surface material decreases the rupture speed and increases the rise time of the slip velocity. In addition, the reduction of peak slip velocity causes the amplitude reduction of the high frequency part of ground motion, typically observed during large earthquakes at short fault distances. This phenomenon is well reproduced by spontaneous rupture modeling and multicycle simulations of long earthquake sequences (e.g., Pitarka et al., 2009 ; Dalguer et al., 2004).

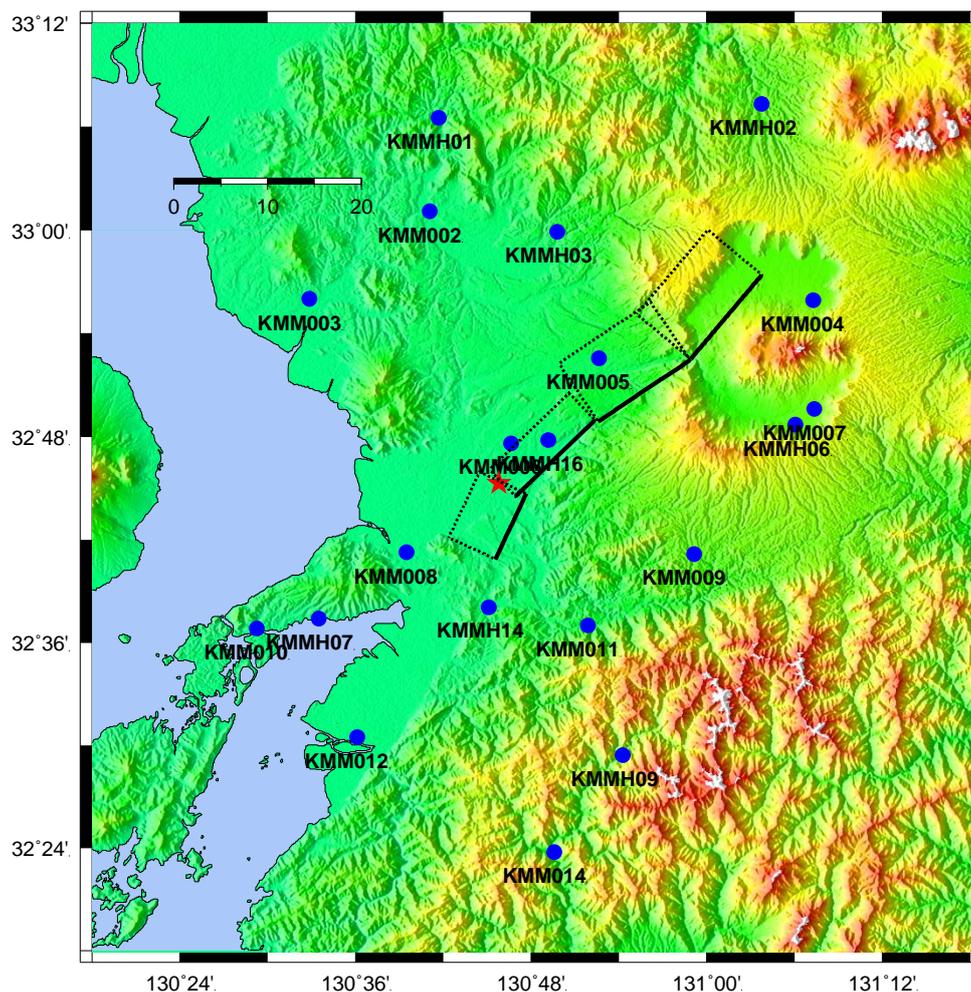


Figure 4.4.2-2. Map showing the fault trace (black lines), fault segments (dotted rectangles) and strong motion stations (blue circles). Red star indicates the epicenter location.

### ***Strong Ground Motion Simulation Results***

In computing the low frequency part of ground motion we used site specific 1D Green's functions calculated with 1D velocity models proposed by Yoshida et al (2016), and the frequency wave number method of Zhu and Rivera (2002). The fault area was divided into 200mx200m subfaults, and the subfault response was computed using a double-couple point source located at the center of the subfault. This refined source representation allows for accurate modeling of local rupture directivity.

The overall goodness of fit between the recorded and computed RotD50 (Boore, 2010) acceleration response spectra is shown in Figure 4.4.2-4. The model bias, computed as the log of the ratio between recorded and simulated acceleration response, as a function of period and averaged over 19 stations, is rather small at all periods. This result suggests that on average the simulation reproduces the overall characteristics of the recorded motion. In the GP method, the amplitude of the simulated high frequency ground motion is mainly controlled by the stress drop parameter. For the simulation shown here the stress drop parameter was adjusted to 6.5MPa. For comparison, the stress drop

parameter used in simulations of earthquakes in California is 5MPa, and for earthquakes in Central and Eastern US is 100-200 MPa. In terms of stress drop, our simulation suggests that the Kumamoto earthquake is similar to strike-slip earthquakes in California.

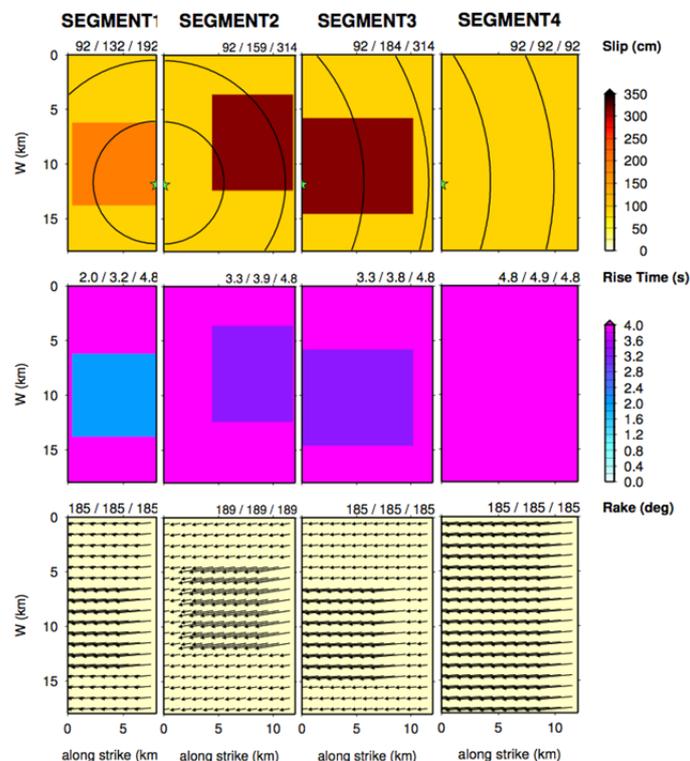


Figure 4.4.2-3. Characterized rupture of the 2016 Kumamoto earthquake obtained with Irikura and Miyake (2011) method: slip distribution (top panel), rise time (middle panel), rake vectors (bottom panel)

The comparison of the RotD50 acceleration response spectra at individual stations is shown in Figure 4.4.2-5. We concluded that the simulation performs better at near-fault sites, in particular, at sites located to the north west of the fault. The worse fit is obtained at station KMM004 where the 1D approximation of wave propagation underestimates the 3D wave propagation effects due to complex underground structure at the Aso volcano caldera. Similar misfit is obtained at KMM002, for periods longer than 1s. Our interpretation of these results is that the deficiency in long period energy of simulated ground motion is caused by combined weak directivity effect in the fourth segment of our fault model, and misrepresentation of potential strong 3D wave propagation effects by the 1D Green functions computed for this site.

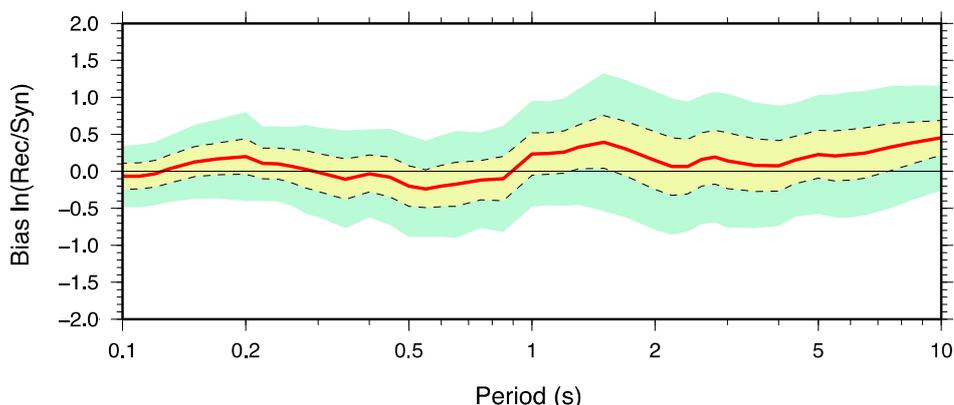


Figure 4.4.2-4. Goodness of fit for RotD50 horizontal response spectra using 19 stations. Red line shows the bias and dotted line shows the standard deviation of the bias.

The comparison of the acceleration and velocity time histories at all sites is shown in Figure 4.4.2-6 and Figure 4.4.2-7. The characterized model proposed here was simply based on the Irikura recipe. No attempts were made to improve the waveform fit by performing a complete study of the goodness of fit and its relation with the input parameter space. We recognize that in order to get the best waveform fit, the model should also contain details of rupture kinematics, including accurate asperities location and slip velocity distribution. From this point of view the waveform fit, and that of response spectra, obtained here, is satisfactorily.

The individual contributions of the rupture segments to simulated ground motion at selected stations is shown in Figure 4.4.2-8. In this figure we show acceleration time histories, computed at station KMMH16, located in the Mashiki town, and station KMM005 located further to the east. The waveform fit is very good at KMM005. In contrast, the waveform fit at KMMH16 is rather poor, even though the fit of the response spectrum, which is affected by the overall characteristics of the ground motion, is very good. The ground motion recorded at these near-fault stations is largely affected by the source process. The simulation of the asperities contribution shows that both asperities have a significant effect suggesting that the recorded ground motion at the near-fault sites is a product of both forward and backward local rupture directivity effects.

### Conclusions

The ground motion simulation of the 2016 Kumamoto earthquake at 19 strong motion sites, using the GP simulation method and a characterized rupture model produced with Irikura recipe, performed satisfactorily. The bias between the recorded and simulated Rod50 response spectra is small in the considered frequency range 0.1-10Hz. Our preliminary analysis of ground motion sensitivity to rupture model indicate that the characterized model is very robust. Analysis of the effects of the asperities location and rupture velocity are expected to improve the overall waveform fit especially at station KMMH16 which, as shown here, is very sensitive to details of the local rupture kinematics. The analysis will be part of a future study aiming at understanding the separation of areas of large slip from areas of large peak slip velocity, and their effect on simulated ground motion.

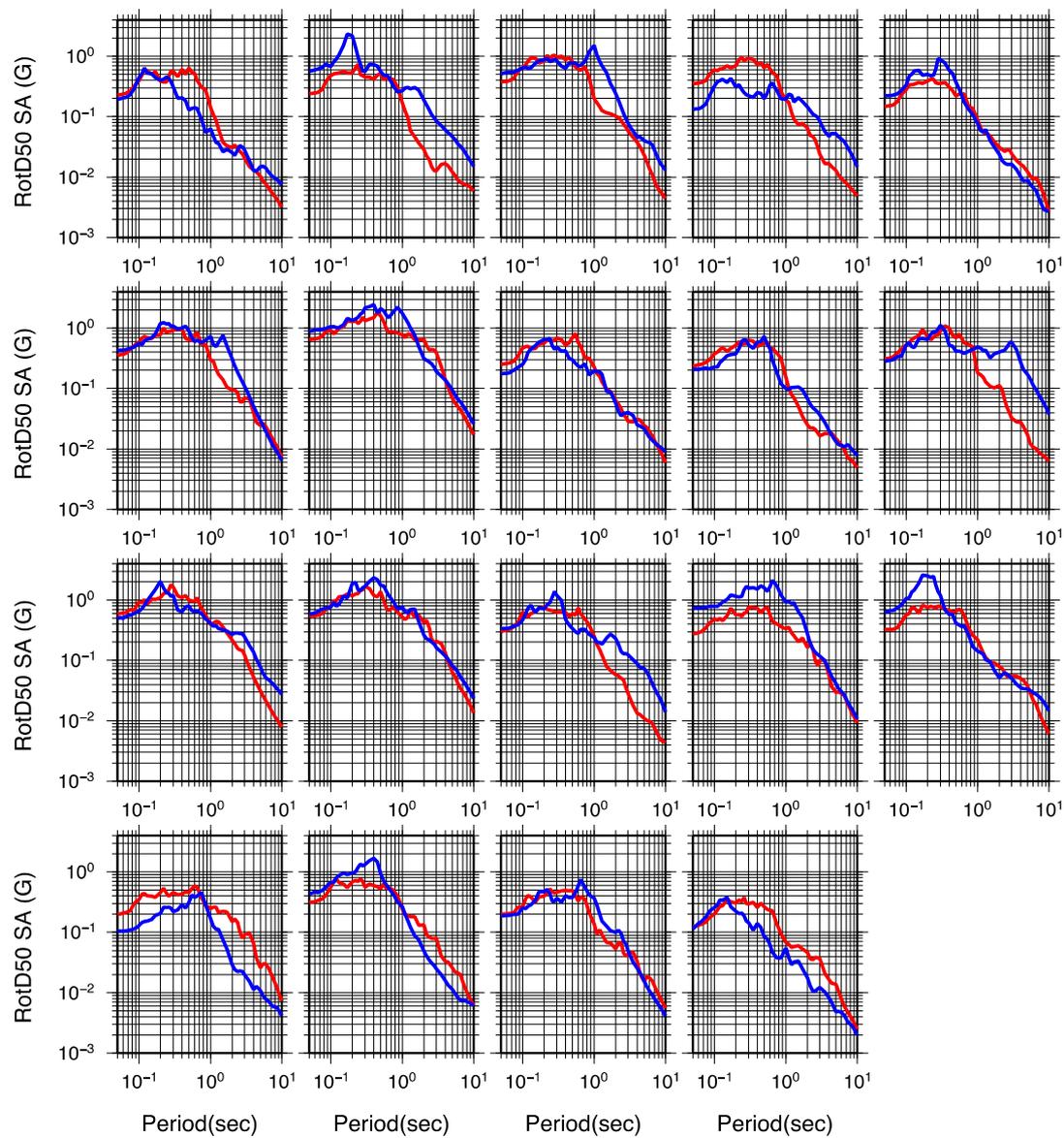


Figure 4.4.2-5. Comparison of recorded (red traces) and simulated (blue traces) RotD50 horizontal acceleration response spectra.

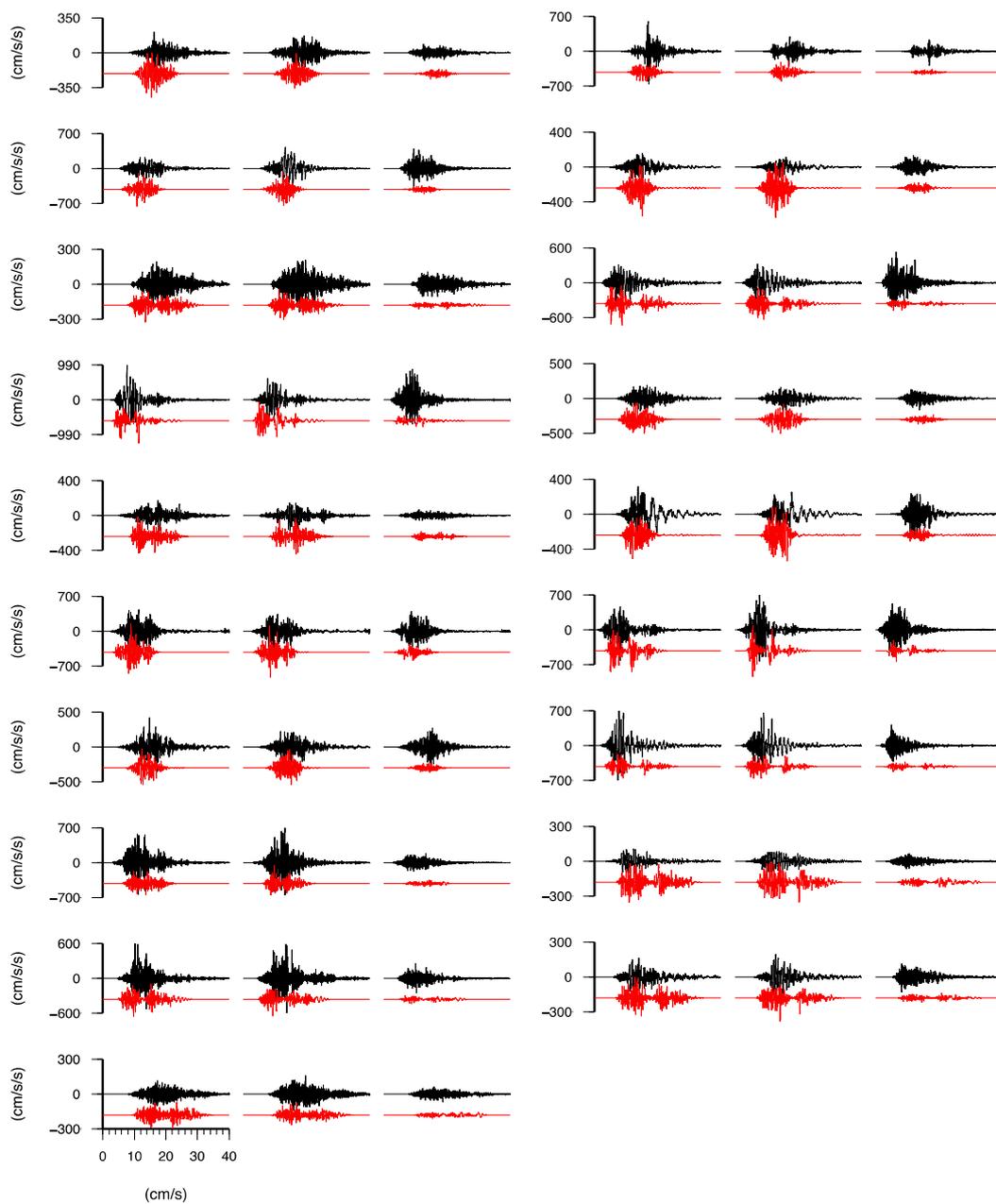


Figure 4.4.2-6. Comparison of recorded (black traces) and simulated (red traces) ground motion acceleration band-pass filtered at 0.02 -1.0.

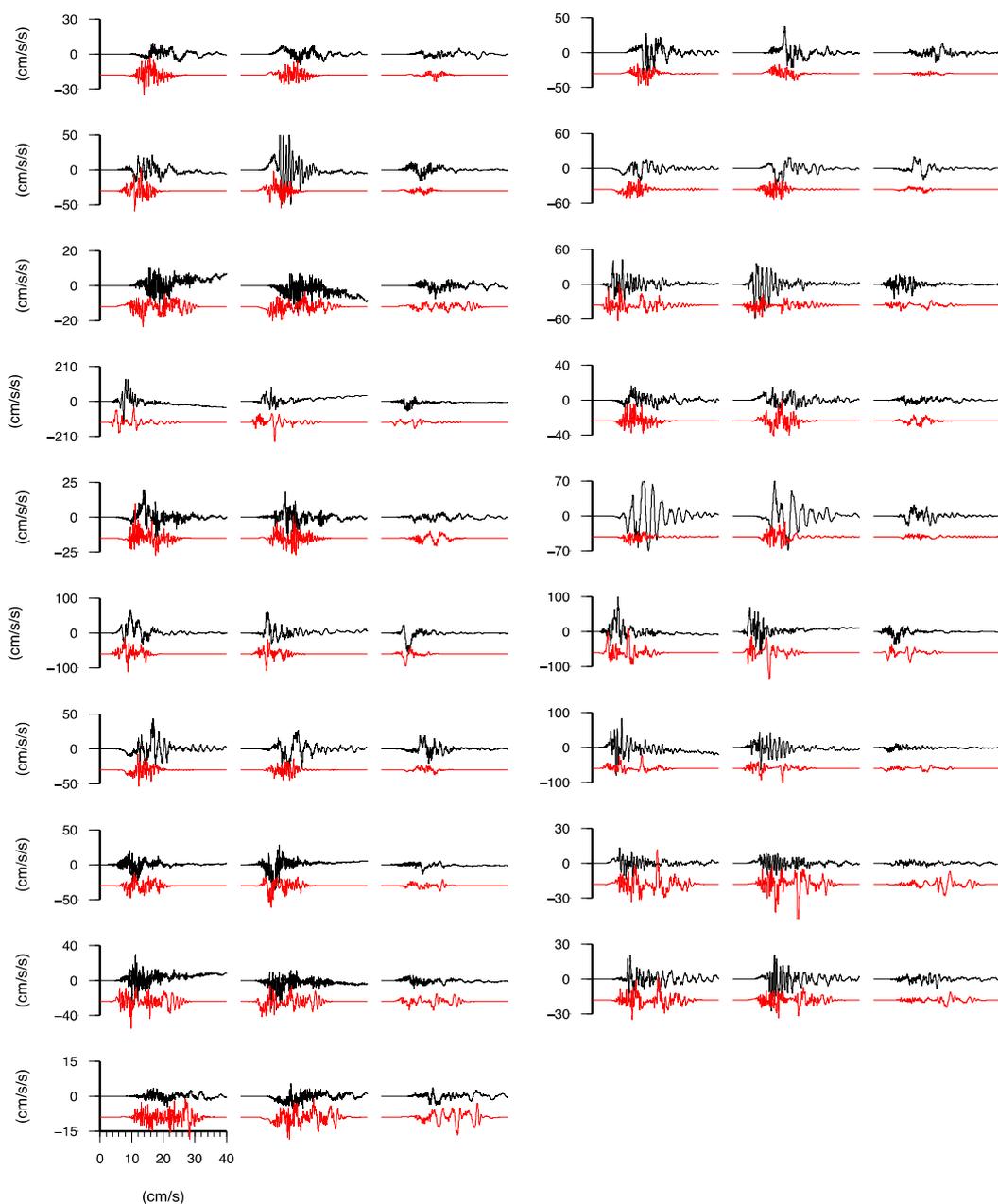


Figure 4.4.2-7. Comparison of recorded (black traces) and simulated (red traces) ground motion velocity band-pass filtered at 0.02 -1.0.

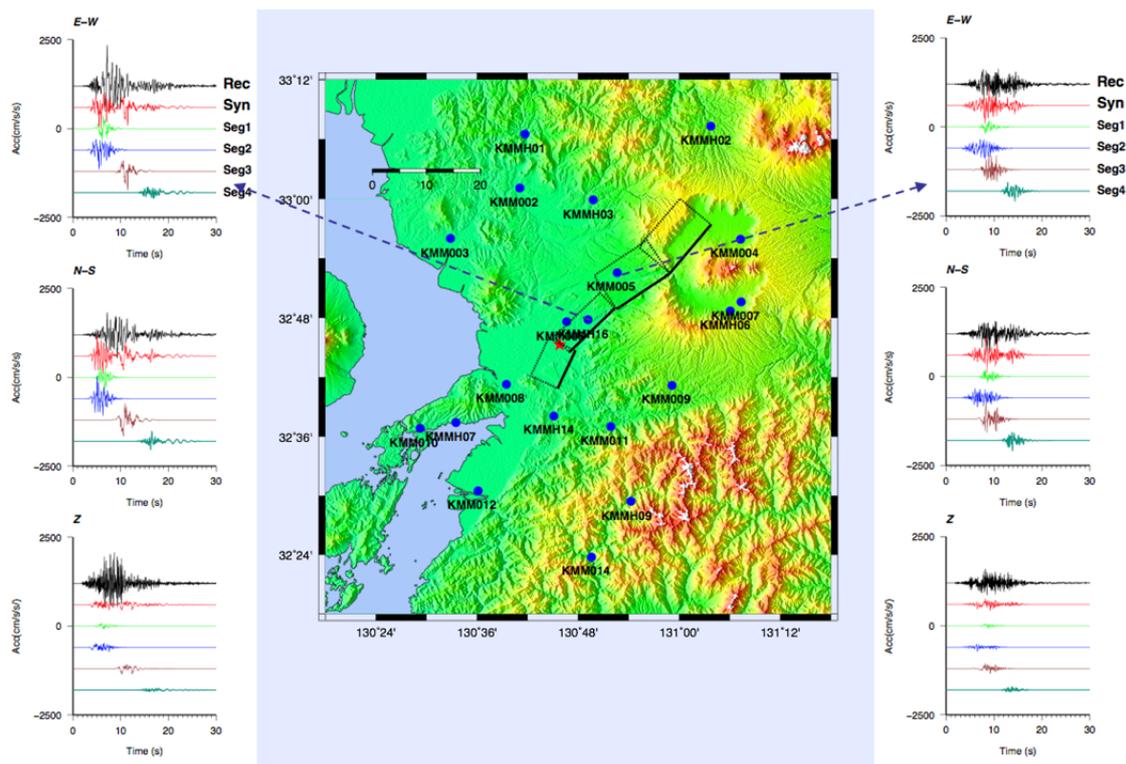


Figure 4.4.2-8. Contributions of individual fault segments to simulated ground motion at near-fault stations KMMH16, and KMM005. Black traces show the recorded acceleration, and the red traces show the simulated acceleration. The other traces show the individual contributions.

Table 4.4.2-1. Parameters of the characterized rupture model

<i>Asperity 1 (segment 1)</i>	<i>Asperity 2 (segment 2)</i>
Length : 7.5 km	Length : 7.2 km
Width : 7.4 km	Width : 8.6 km
Vr : 2.8 km/s	Vr : 2.8 km/s
Slip : 192.2 cm	Slip : 313.8 cm
Stress drop : 14.78 MPa	Stress drop : 14.78 MPa
<i>Asperity 2 (segment 3)</i>	<i>Background Area</i>
Length : 10 km	Slip : 0.9 m
Width : 8.6 km	Stress drop : 2.92 MPa
Vr: 2.8 km/s	
Slip : 313.8 cm	
Stress drop : 14.78 MPa	

### References

Boore D. (1983), Stochastic simulation of high frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1983; 73: 1865-1894.

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

Dalguer, L. A., H. Miyake, and K. Irikura (2004), Characterization of dynamic asperity source models for simulating strong ground motions, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering* No. 3286.

Goulet, C. A., N. A. Abrahamson, P. G. Somerville, and K. E. Woodell (2015). The SCEC Broadband Platform validation exercise for pseudo-spectral acceleration: Methodology for code validation in the context of seismic hazard analyses, *Seismol. Res. Lett* 86, no. 1, doi: 10.1785/0220140101.

Graves, R., and Pitarka, A. (2015) Refinements to the Graves and Pitarka (2010) Broadband Ground - Motion Simulation Method *Seismological Research Letters*, 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 .

Pitarka, A., L. A. Dalguer, S. M. Day, P. G. Somerville, and K. Dan (2009), Numerical Study of Ground-Motion Differences between Buried-Rupturing and Surface-Rupturing Earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(3), 1521–1537, doi:10.1785/0120080193.

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* (accepted for publication)

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

#### 4.4 不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価（要旨）

##### 4.4.1 不均質性を持つ特性化震源モデルの構築（要旨）

本研究は、南カリフォルニア地震センター（SCEC：Southern California Earthquake Center）のブロードバンド・シミュレーション・プラットフォーム（BBP：Broadband simulation platform）に用いられている不均質震源モデルのシミュレーション・プログラムとアスペリティモデルに基づいた特性化震源モデル（Irikura and Miyake, 2011；IM2011）の計算手法の相違について検討を行う。このため、SCECのBBPで取り扱われているシミュレーション・プログラムの1つであるGraves and Pitarka (2016; GP2016)を比較対象とし、我々はIM2011をGP2016の強震シミュレーション・プログラムに実装した。IM2011とGP2016の比較として、M6.7の地震を対象に、基盤における計算地震動の比較及びNGA-West2 GMPEsとの比較を行った。IM2011は特性化震源モデル、一方、GP2016は不均質震源モデルであるが、両者の断層破壊様式の考え方の違いにもかかわらず、シミュレーション結果は、両震源モデルが周期0.1～10秒範囲内でNGA-West2の距離減衰式(GMPEs)とよく一致することが示された。なお、M6.7の地震動を対象にしたシミュレーション結果において、IM2011の振幅は、周期範囲1～3秒でGP2016あるいはNGA-West2の距離減衰式の中央値と比べて小さい（～20-30%）結果となっている。この周期範囲における両者の相違の可能性の要因として、IM2011でなされる全断層面に対して一定な破壊伝搬速度を設定していることが考えられる。一方、GP2016は空間的に不均質なすべりとともに、不均質な破壊伝搬速度を設定している。なお、GP2016の不均質すべりや破壊伝播速度は、経験則に基づいて決定論的あるいは確率論的な考え方に基づいてモデル化されている。なお、IM2011による周期範囲1～3秒計算地震動がアスペリティ領域の破壊伝搬速度の影響を受けていることがわかった。すなわち、アスペリティ領域の破壊速度を20%程度上げることで、IM2011の結果はGP2016の結果あるいはGMPE中央値により近い結果となる。今後は、このような修正が、地震規模や断層形状あるいは速度構造モデルによって変化するかどうか検討をする必要がある。

## 4.4.2 不均質性を持つ特性化震源モデルによる地震動シミュレーション (要旨)

2016年熊本地震(本震)を対象に、IM2011の強震動レシピによる特性化震源モデルに基づき、GP2016を用いて地震動シミュレーションを実施した。検討対象観測点は19のK-NETあるいはKiK-net観測点である。その結果、強震動サイトの地震動シミュレーションは、観測結果とよい一致を示した。観測とシミュレーションによるRod50に基づいた応答スペクトルの違いは、広帯域の周波数0.1-10Hzで小さい結果が得られた。我々は事前検討の際、IM2011に基づいた特性化震源モデルモデルは予測地震動に対して非常に安定していることを確認している。なお、KMMH16サイトにおいては、アスペリティ領域の位置と破壊伝搬速度の影響を受けており、さらに観測記録とのよい一致を得るためには、KMMH16の近傍の破壊伝播様式を修正すれば、全体的な波形の改善が期待できる。今後は、アスペリティのような大きなすべりをもつ領域と強震動を生成する大きなすべり速度をもつ領域が一致するのかどうか研究を進めていく必要があるだろう。

#### 4.5. 地震動予測式と地震動シミュレーションの比較

地震動予測式の一つである距離減衰式は、最大加速度(以後、PGA と略)、最大速度(PGV)等の地震動指標を簡便に求めることができる手法であり、地震動予測手法としてよく用いられている。国内の距離減衰式として、司・翠川(1999)の距離減衰式が、地震動から得られる距離減衰特性との比較によく用いられる。本節では、国内外の既往の距離減衰式の評価性能を確認するために、2016年4月16日1時25分に発生した Mw7.1(Mj7.3)の熊本地震(以降 2016年熊本地震(本震)と表記する)と国内外の距離減衰式の比較を行う。比較に用いた強震動指標は、PGA および PGV であり、国内の距離減衰式として、司・翠川(1999)の距離減衰式を使用し、国外の距離減衰式は NGA-WEST2 の距離減衰式を使用した。

#### 4.5.1 NGA-WEST2 の距離減衰式

NGA-WEST2(2013, 2014)は、主にアメリカ西海岸で発生した内陸地殻内地震を対象として、ハザードマップや地震動評価における新たな地震動強さの予測と改善を目標とする NGA(Next Generation Attenuation)プロジェクトにより作成された距離減衰式である。NGA プロジェクトでは、世界中で発生した内陸地殻内地震の強震記録を用いて、5 つの研究グループにより大地震による震源近傍域の地震動の飽和現象を仮定したスペクトル距離減衰式の構築をおこない、その成果を公表している。NGA-WEST1(2007, 2008)の距離減衰式(以下 NGA1 距離減衰式とする)から改良と改善が行われ、地震動の指向性を取り入れたモデリングなど、地震工学のいくつかの重要な問題への対処を試みている。

本検討では、本稿で得られた結果を踏まえて震源の浅い内陸地震である、2016 年熊本地震(本震)の観測記録に基づいて、国内における距離減衰式、米国 NGA プロジェクトによる距離減衰式などの経験的な方法による強震動予測を比較し、現時点でそれぞれの手法が持っている説明能力を検証する。NGA-WEST2 で作成された 5 つの距離減衰式(以下 NGA2 距離減衰式とする)の略号と研究者名を次に示す。

- 1)BSSA14 : Boore, Stewart, Seyhan, Atkinson (2014)
- 2)CB14 : Campbell and Bozorgnia (2014)
- 3)CY14 : Chiou And Youngs (2014)
- 4)ASK14 : Abrahamson, Silva, Kamai (2014)
- 5)I14 : Idriss (2013, 2014)

なお、Idriss の研究グループでは距離減衰式は PGV の距離減衰式の作成は行われていないため、PGV については、NGA-WEST2 の距離減衰式とした Idriss(2013, 2014)を除く 4 つの距離減衰式で比較を行った。

各研究グループの NGA1 距離減衰式と NGA2 距離減衰式で使用しているパラメータを表 4.5-1 に示す。表中の BA07, CB07, CY08, AS08, I07 は各研究グループの NGA1 距離減衰式の略号であり、それぞれ Boore and Atkinson(2007), Campbell and Bozorgnia(2007), Chiou And Youngs (2008), Abrahamson and Silva (2008), Idriss (2007)の距離減衰式を示す。表から、各研究グループの NGA1 距離減衰式から NGA2 距離減衰式の変更点が見える。BSSA14 は、BA07 から新たに、 $V_S=1.0\text{km/s}$  層までの深さパラメータ  $Z_{1.0}$  を導入している。パラメータ  $Z_{1.0}$  は堆積層の厚さを考慮するためのパラメータである。

CB14 は、CB07 から新たに、横ずれ断層のパラメータ  $SS$ 、断層幅のパラメータ  $W$ 、断層上

端の地表投影線からの垂直距離のパラメータ  $R_x$ (上盤側  $R_x > 0$ , 下盤側  $R_x < 0$ ), 断層地表投影面の断層両端からの垂直距離のパラメータ  $R_{y0}$ (ASK14のみ), 上盤効果のパラメータ FHW, 震源深さのパラメータ  $Z_{hyp}$  を導入している。パラメータ  $R_x$ ,  $R_{y0}$  は上盤効果の影響範囲を考慮するために導入され, 下盤側を示す  $R_x < 0$  の領域では  $FHW=0$ ,  $R_x \geq 0$  の領域では  $FHW=1$  となるように設定されており, 上盤効果の限界距離を設定するものであり,  $R_x$ ,  $R_{y0}$  の値によって上盤効果が考慮されるようになっている。なお, 上盤効果として付与される補正値は  $R_x$ ,  $R_{y0}$ ,  $R_{jb}$  から計算される。パラメータ  $Z_{hyp}$  はディレクティビティの影響範囲を考慮するために導入されている。

CY14 は, CY08 から新たに, 横ずれ断層のパラメータ SS, ディレクティビティのパラメータ DDPP を導入している。また, CY08 では導入していた余震のパラメータは除かれている。

ASK14 は, AS08 から新たに, 横ずれ断層のパラメータ SS, 断層左右端の地表投影線からの垂直距離のパラメータ  $R_y$  を導入している。 $R_y$  は  $R_x$  と共に, 断層直上の上盤側の断層走行方向への上盤効果の影響範囲を考慮するために導入されている。

I14 は, I07 から新たに, 正断層のパラメータ FNM, 横ずれ断層のパラメータ SS, 深さ 30m までの S 波平均速度のパラメータ VS30 を導入している。なお, Idriss の研究グループ以外は地域種別への対応がなされており, 地域のパラメータが新たに導入されており, 表 4.5-2 に示す地域が設定されている。

NGA2 距離減衰式の作成で用いられたパラメータの範囲を表 4.5-3 に示す。また, NGA2 距離減衰式の各論文および, 司・翠川(1999)で示されている対数標準偏差の計算方法による PGA, PGV 対数標準偏差を表 4.5-4 に示す。この表で示された範囲が各 NGA2 距離減衰式の適用範囲である。

表 4.5-1 NGA1 および NGA2 距離減衰式で用いられるパラメータ

Parameter	BA07	BSSA14	CB07	CB14	CY08	CY14	AS08	ASK14	I07	I14
Moment magnitude	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw
Depth to top of rupture (km)	—	—	Ztor	Ztor	Ztor	Ztor	Ztor	Ztor	—	—
Reverse style-of-faulting flag	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV	FRV
Normal style-of-faulting flag	FNM	FNM	FNM	FNM	FNM	FNM	FNM	FNM	—	FNM
Strike-slip style-of-faulting flag	SS	SS	—	SS	—	SS	—	SS	—	SS
Unspecified style-of-faulting flag	U	U	—	—	—	—	—	—	—	—
Aftershock factor	—	—	—	—	AS	—	FAS	FAS	—	—
Dip (deg)	—	—	Dip	Dip	Dip	Dip	Dip	Dip	—	—
Down-dip rupture width (km)	—	—	—	W	—	—	W	W	—	—
Closest distance to rupture(km)	—	—	Rrup	Rrup	Rrup	Rrup	Rrup	Rrup	Rrup	Rrup
Hor. dist. to surface proj. (km)	Rjb	Rjb	Rjb	Rjb	Rjb	Rjb	Rjb	Rjb	—	—
Hor. dist. from edge of rupture (km)	—	—	—	Rx	Rx	Rx	Rx	Rx	—	—
Hor. dist. off end of rupture (km)	—	—	—	—	—	—	—	Ry0	—	—
Hanging Wall Flag	—	(RJB)	—	FHW	FHW	FHW	FHW	FHW	—	—
Average shear-wave velocity in the top 30m(m/s)	VS30	VS30	VS30	VS30	VS30	VS30	VS30	VS30	—	VS30
Depth to VS=1.0 km/s (km)	—	Z1.0	—	—	Z1.0	Z1.0	Z1.0	Z1.0	—	—
Depth to VS=2.5 km/s (km)	—	—	Z2.5	Z2.5	—	—	—	—	—	—
VS30 for reference rock (m/s)	760	760	1100	1100	1130	1130	1100	1100	—	—
Hypocentral depth (km)	—	—	—	Zhyp	—	—	—	—	—	—
Directivity term	—	—	—	(Zhyp)	—	DDPP	—	—	—	—
Regional variations	—	Region	—	Region	—	Region	—	Region	—	—

表 4.5-2 NGA2 距離減衰式で用いられる地域種別

Region codes	ASK14	BSSA14	CB14	CY14	I14
Global					
California	Base	Base	Base	Base	
China	Linear R term, no Vs30 scaling	Anelastic Attenuation	Anelastic Attenuation	Anelastic Attenuation	
Italy		Anelastic Attenuation	Anelastic Attenuation	Sigma	
Japan	Linear R term, Vs30 scaling	Anelas. attenuation, basin depth	Anelas. Attenuation, shallow site effects, and basin effects	Basin depth, sigma	
New Zealand					
Turkey		Anelastic Attenuation			

表 4.5-3 NGA2 距離減衰式で用いられるパラメータ範囲

	BA07	BSSA14	CB07	CB14	CY08	CY14	AS08	ASK14	I07	I14
Mw (SS)		3.0 ~ 8.5		3.0 ~ 8.5		3.0 ~ 8.5		3.0 ~ 8.5		5 ~
Mw (RS)		3.0 ~ 8.5		3.3 ~ 8.0		3.5 ~ 8.0				
Mw (NM)		3.0 ~ 7.0		3.3 ~ 7.5		3.5 ~ 8.0				
Rjb	~400	~400		~300		~300		~300		~150
Limen distance							200			
Limen distance for American west coast				200				100		
VS30		150~1500		150~1500		180~1500		180~1000		450 ~
Z1.0		0~3				~20				
Z2.5				0~10						
Zhyp				0~20						
Ztor				0~20		0~10				
dip				15~90						

ここで、SS, RS, NM はそれぞれ横ずれ断層タイプ、逆断層タイプ、正断層タイプを示す。Limen distance は閾距離を示す。Z1.0 は  $V_s=1\text{m/s}$  の上面深さ、Z2.5 は  $V_s=2.5\text{m/s}$  の上面深さ、Zhyp は震源深さ、Ztor は断層上端の深さである。

表 4.5-4 NGA2 および司・翠川(1999)の距離減衰式の PGA,PGV 対数標準偏差

	ASK14	BSSA14	CB14	CY14	I14	SM1999
PGA	0.28	0.26	0.25	0.29	0.28	0.25
PGV	0.30	0.28	0.25	0.25	X	0.23

## ① 2016年熊本地震(本震)の観測値と距離減衰式との比較

2016年熊本地震(本震)と距離減衰式との比較を行った。比較に用いた距離減衰式は、司・翠川(1999)の距離減衰式、NGA-WEST2の5つの距離減衰式の6つである。なお、前述したように、NGA-WEST2距離減衰式のIdrissグループの距離減衰式にはPGVに関する記述がないため、PGV距離減衰特性については5つの距離減衰式との比較になる。

2016年熊本地震(本震)で仮定した断層モデルの諸元を表4.5-5に示す。諸元は本報告の断層モデル(南東傾斜)から取得した。図4.5-1に断層諸元から得られる断層の配置(黒線)と震源位置(星)を示す。各距離減衰式との比較には強震観測網(K-net)および基盤強震観測網(KiK-net)の地表観測記録のPGA、およびPGVを用いた。断層周辺の観測点の位置(黒三角)を図4.5-1に示す。図には、参考に併記した司・翠川(1999)による予測PGA分布を併記している。

また、NGA2距離減衰式で用いるZ1.0(VS=1.0km/s)、およびZ2.5(VS=2.5km/s)の深さはJ-SHISの深部地盤から取得した。VS=1.0km/s、およびVS=2.5km/sの層がない場合は、浅部からVS値を検索して、最初にVS=1.0km/s、またはVS=2.5km/sを超えた深さとした。RxおよびRyは表4.5-5に示した断層モデルから計算している。CY14で導入されているディレクティビティ・パラメータDDPPは本検討では便宜的に0(ディレクティビティ効果による補正を考慮しない)とした。距離減衰式との比較には各距離減衰式で条件を統一するためにRjb=100km以内とした。

図4.5-2(a)~(f)に2016年熊本地震(本震)の観測PGAの距離減衰特性と6つの距離減衰式による予測値のPGA距離減衰特性の比較を示す。(a)~(e)に示している距離減衰式は、AVS30=600m/sの距離減衰式を示している。なお、上盤効果の評価が可能な距離減衰式(CB14, CY14, ASK14)については、ここでは上盤効果のパラメータFhw=0とし、上盤効果を考慮していない距離減衰式(図4.5-2(b), (c), (d)参照)となっている。また、(f)の距離減衰式はRock Siteの距離減衰式である。黒丸でプロットされている各図の観測PGAは、AVS30=600m/sとなるように各距離減衰式の地盤増幅項で補正されている。図から震源近傍の約10km以内の観測PGAのほとんどはNGA2距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっている。

断層周辺の観測点の位置(黒三角)と、参考に併記した司・翠川(1999)による予想PGV分布を図4.5-3に示す。図4.5-4(a)~(e)に2016年熊本地震(本震)の観測PGVの距離減衰特性と5つの距離減衰式による予測値のPGV距離減衰特性を示す。なお、先述したようにCB14, CY14, ASK14については、上盤効果(Fhw=0)を考慮していない。また、黒丸でプロットされている各図の観測PGVは、AVS30=600m/sとなるように各距離減衰式の地盤増幅項で補正されている。PGAと同様に、震源近傍の約10km以内の観測PGVのほとんどはNGA2距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっているが、ASK14, CB14, CY14の距離減衰式は、観測値に比べてやや過小評価となっている。

表 4.5-5 2016年熊本地震(本震)の断層モデルの諸元

parameter		unit	HINAGU	FUTAGAWA (WEST)	FUTAGAWA (CENTER)	FUTAGAWA (EAST)	Total
			H	F3	F2	F1	
Strike	$\theta$	°	205	226	236	40	-
Dip	$\delta$	°	72	77	65	75	-
Length	L	km	8	12	12	12	44
Width	W	km	18	18	18	18	18
Area	S	km <sup>2</sup>	144	216	216	216	792
upper Depth	Hs	km	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Seismic Moment	$M_0$	Nm	-	-	-	-	4.42E+ 19

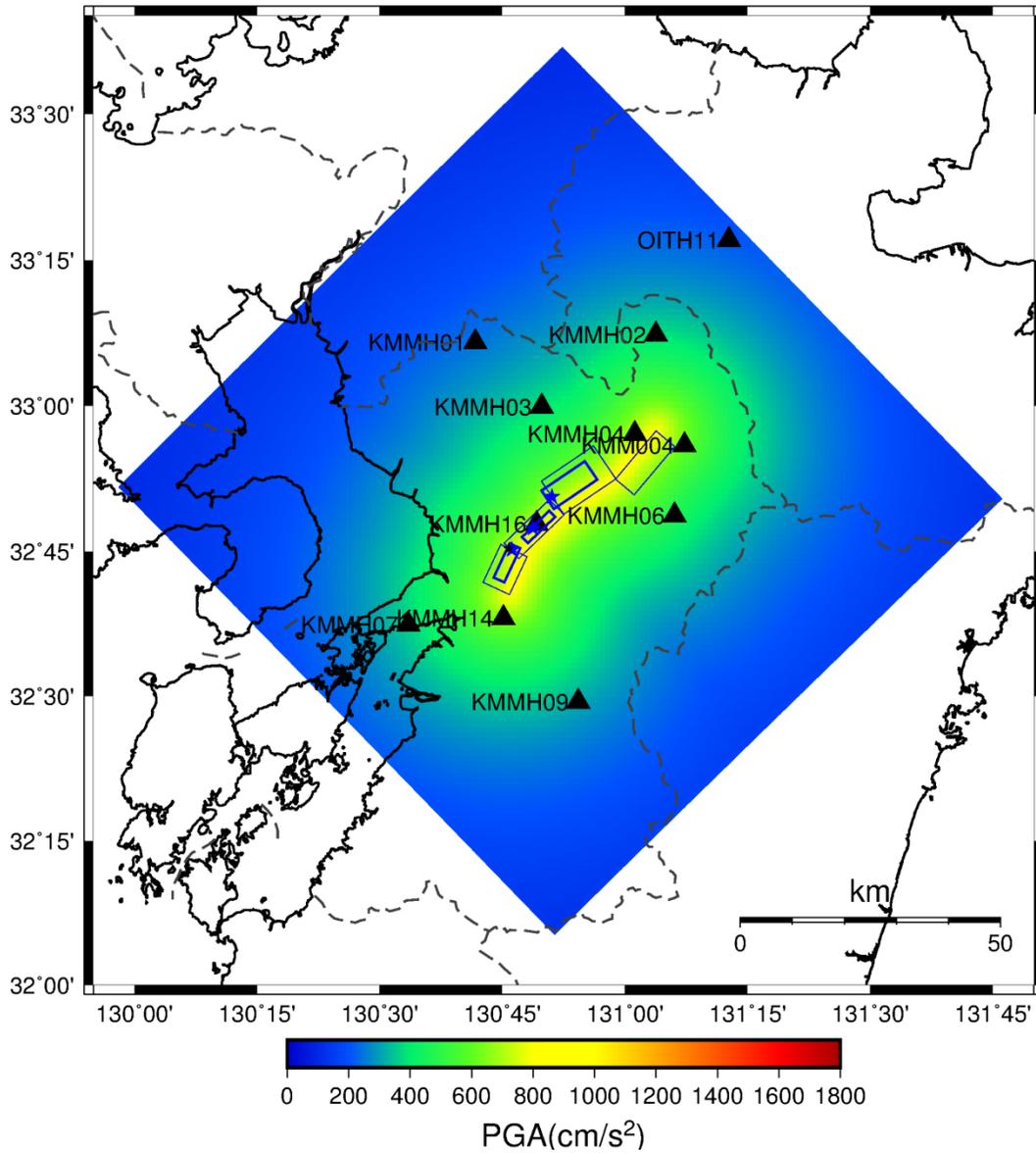


図 4.5-1 2016年熊本地震(本震)の断層と観測点の配置, および司・翠川(1999)の距離減衰式による2016年熊本地震(本震)の予測PGA分布

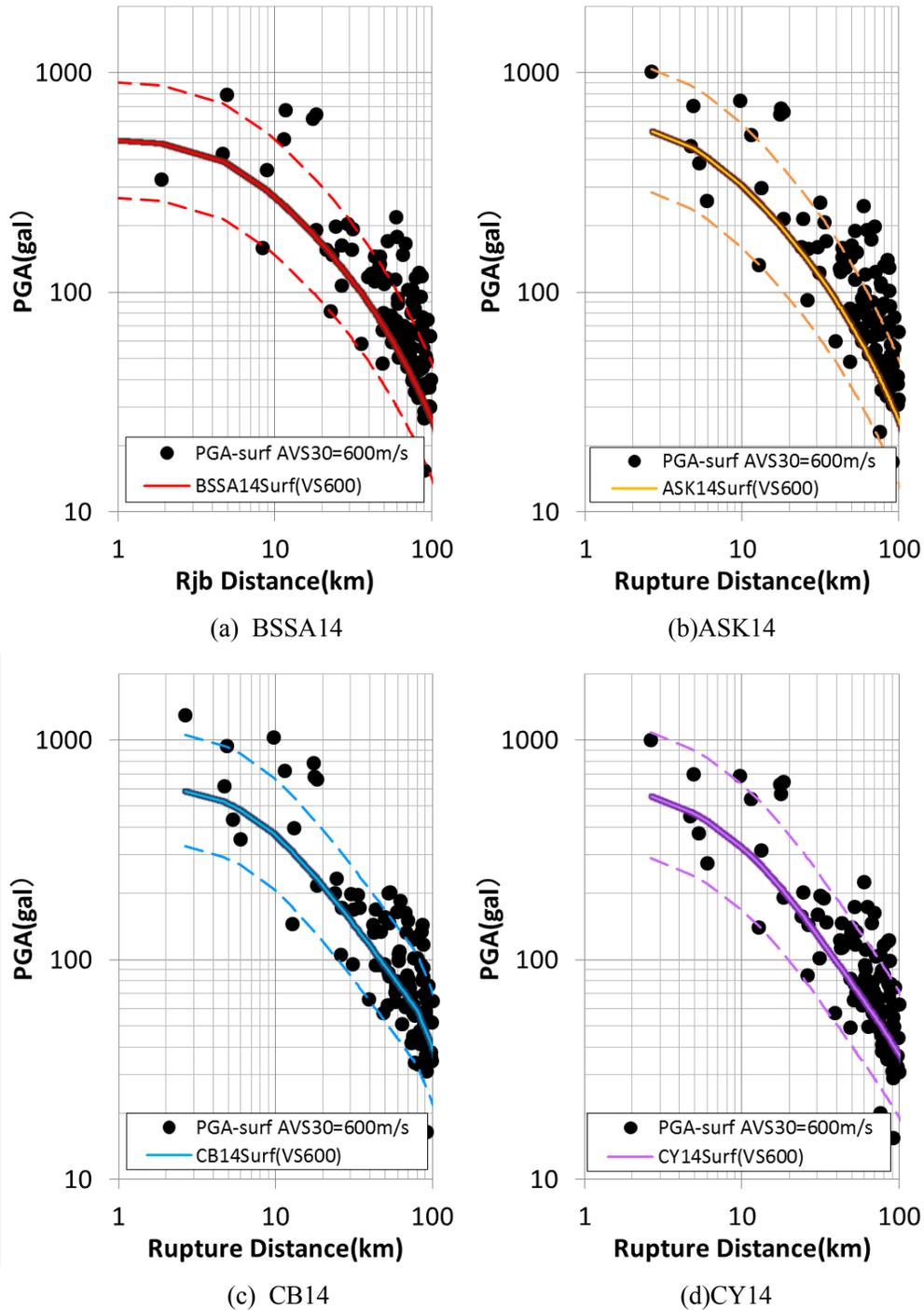
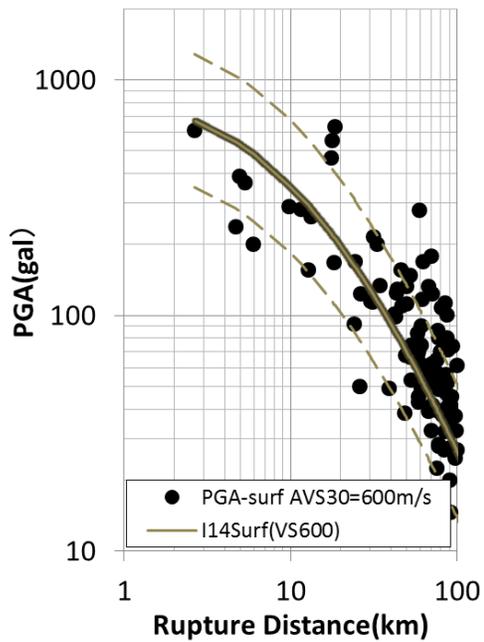
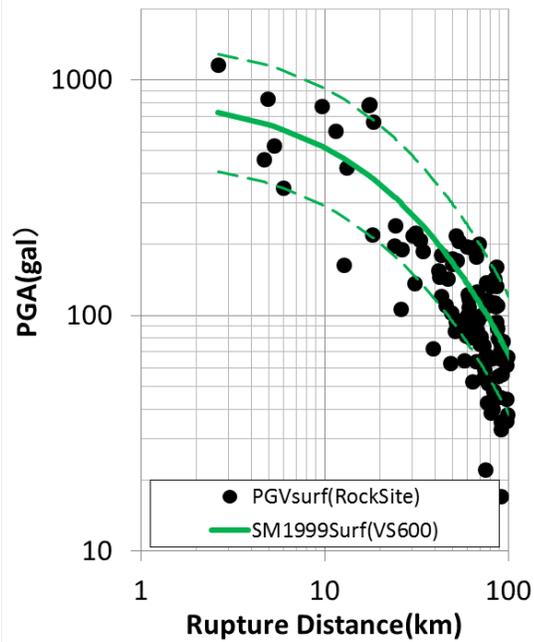


図 4.5-2(1) 2016年熊本地震(本震)の観測 PGA と PGA 距離減衰式の比較  
 破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)



(e) I14



(f) 司・翠川(1999)

図 4.5-2(2) 2016年熊本地震(本震)の観測 PGA と PGA 距離減衰式の比較

破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

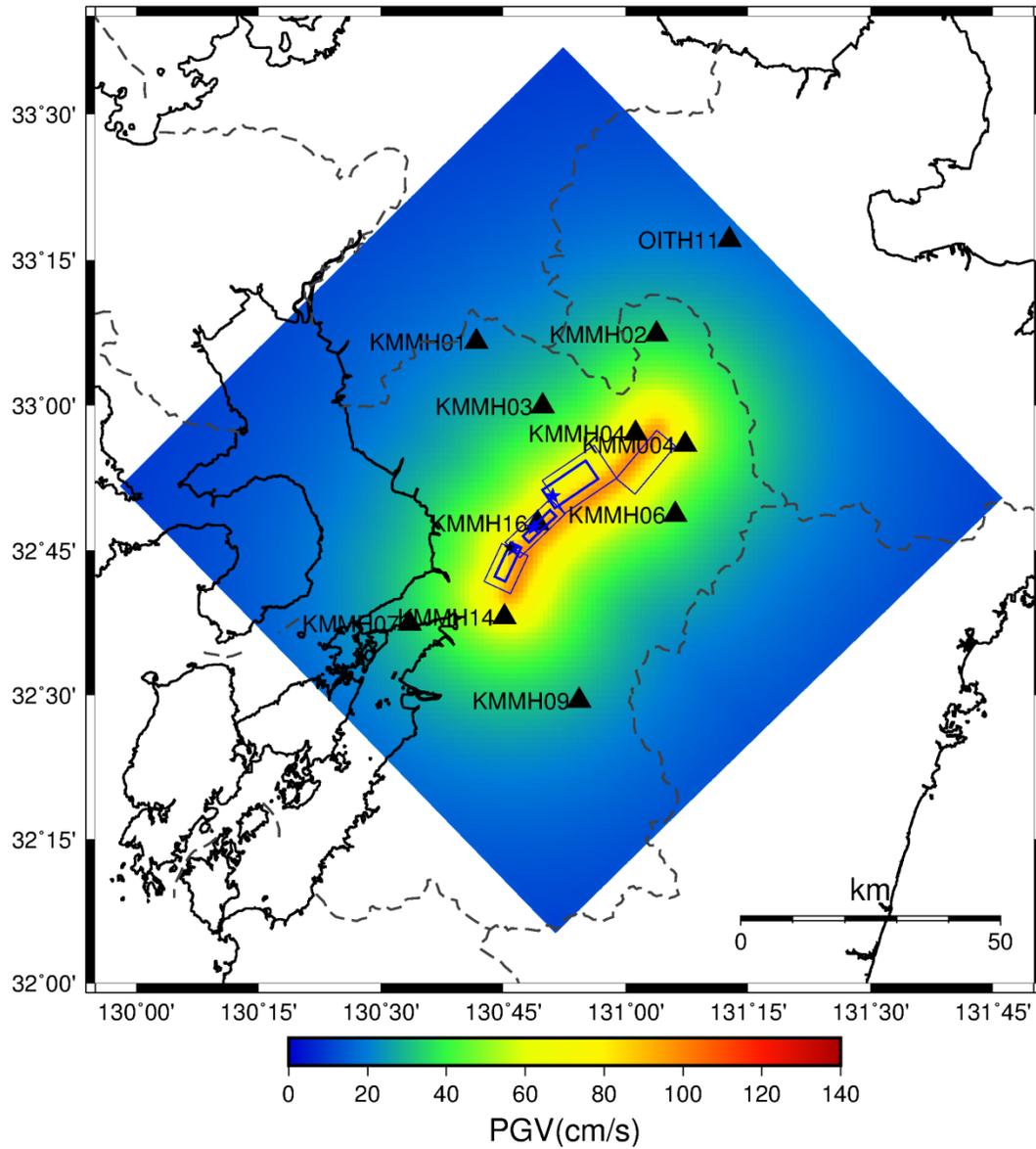


図 4.5-3 2016年熊本地震(本震)の断層と観測点の配置, および司・翠川(1999)の距離減衰式による2016年熊本地震(本震)の予測PGV分布

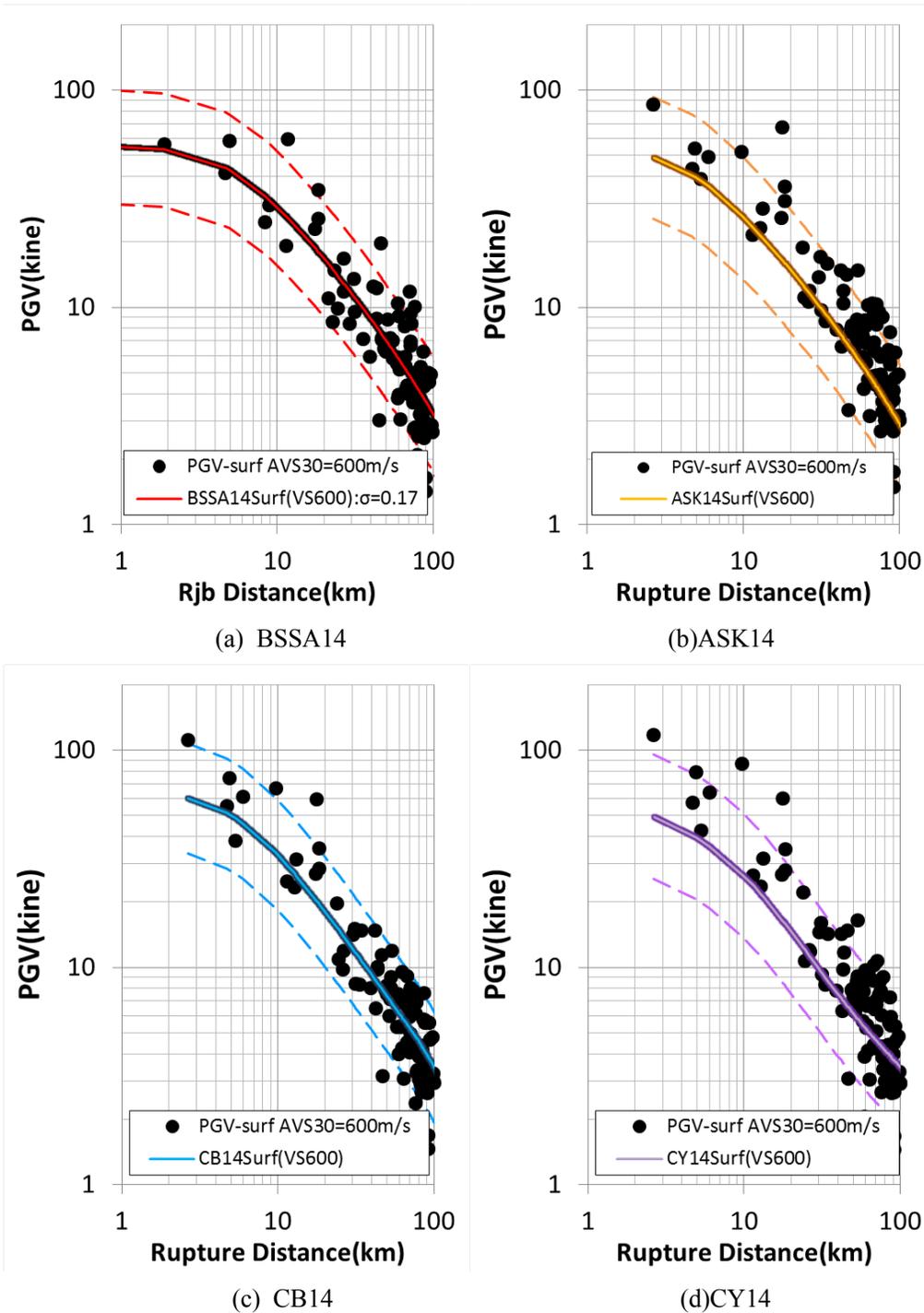
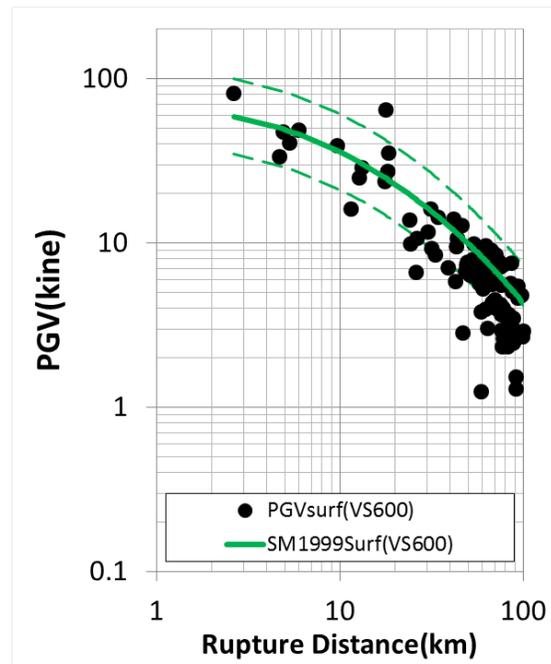


図 4.5-4(1) 2016年熊本地震(本震)の観測 PGV と PGV 距離減衰式の比較  
 破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)



(e) 司・翠川(1999)

図 4.5-4(2) 2016年熊本地震(本震)の観測 PGV と PGV 距離減衰式の比較  
破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

## ② 2016年熊本地震(本震)の面的計算結果と距離減衰式との比較

2016年熊本地震(本震)の面的地震動計算結果に基づいたPGA, およびPGVと距離減衰式との比較を行った。比較に用いた距離減衰式は、観測値との比較である①と同様に、PGA距離減衰特性については司・翠川(1999)の距離減衰式、NGA-WEST2の5つの距離減衰式の6つであり、PGV距離減衰特性についてはIdrissグループをのぞいた5つの距離減衰式との比較になる。なお、NGA2距離減衰式で用いるZ1.0(VS=1.0km/s), およびZ2.5(VS=2.5km/s)の深さは、ここでは面的地震動計算に用いられた地下構造モデルを参考にした。

図4.5-5に計算結果の面的PGA分布を示す。図には、断層諸元から得られる断層の配置(黒実線)、震源位置(星)および計算地点の位置(丸)を示す。図4.5-6(a)~(f)に2016年熊本地震(本震)の計算のPGA距離減衰特性と6つの距離減衰式による予測値のPGA距離減衰特性の比較を示す。(a)~(e)に示している距離減衰式は、AVS30=600m/sの距離減衰式を示している。また、上盤効果の評価が可能な距離減衰式(CB14, CY14, ASK14)については、①と同様に上盤効果を考慮していない(図4.5-6(b), (c), (d)参照)。また、(f)の距離減衰式はRock Siteの距離減衰式である。黒丸でプロットされている各図のPGAは、AVS30=600m/sとなるように各距離減衰式の地盤増幅項で補正されている。図から、BSSA14を除き、震源近傍の約10km以内の計算PGAのほとんどはNGA2距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっている。

図4.5-7に計算結果の面的PGV分布を示す。図には、断層諸元から得られる断層の配置(実線)、震源位置(星)および計算地点の位置(丸)を示す。図4.5-8(a)~(e)に2016年熊本地震(本震)の計算のPGV距離減衰特性と5つの距離減衰式による予測値のPGV距離減衰特性を示す。図から、震源近傍の約10km以内の計算PGVのほとんどはNGA2距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっているが、距離減衰式はやや過小評価となっており、この傾向は、①の距離減衰式と観測値の比較と整合性的である。

各距離減衰式の距離減衰特性に対する計算PGAおよび計算PGVの対数標準偏差を表4.5-6に示す。PGA距離減衰特性を精度良く評価できるのはI14であった。一方、PGV距離減衰特性を精度良く評価できるのはSM1999であった。

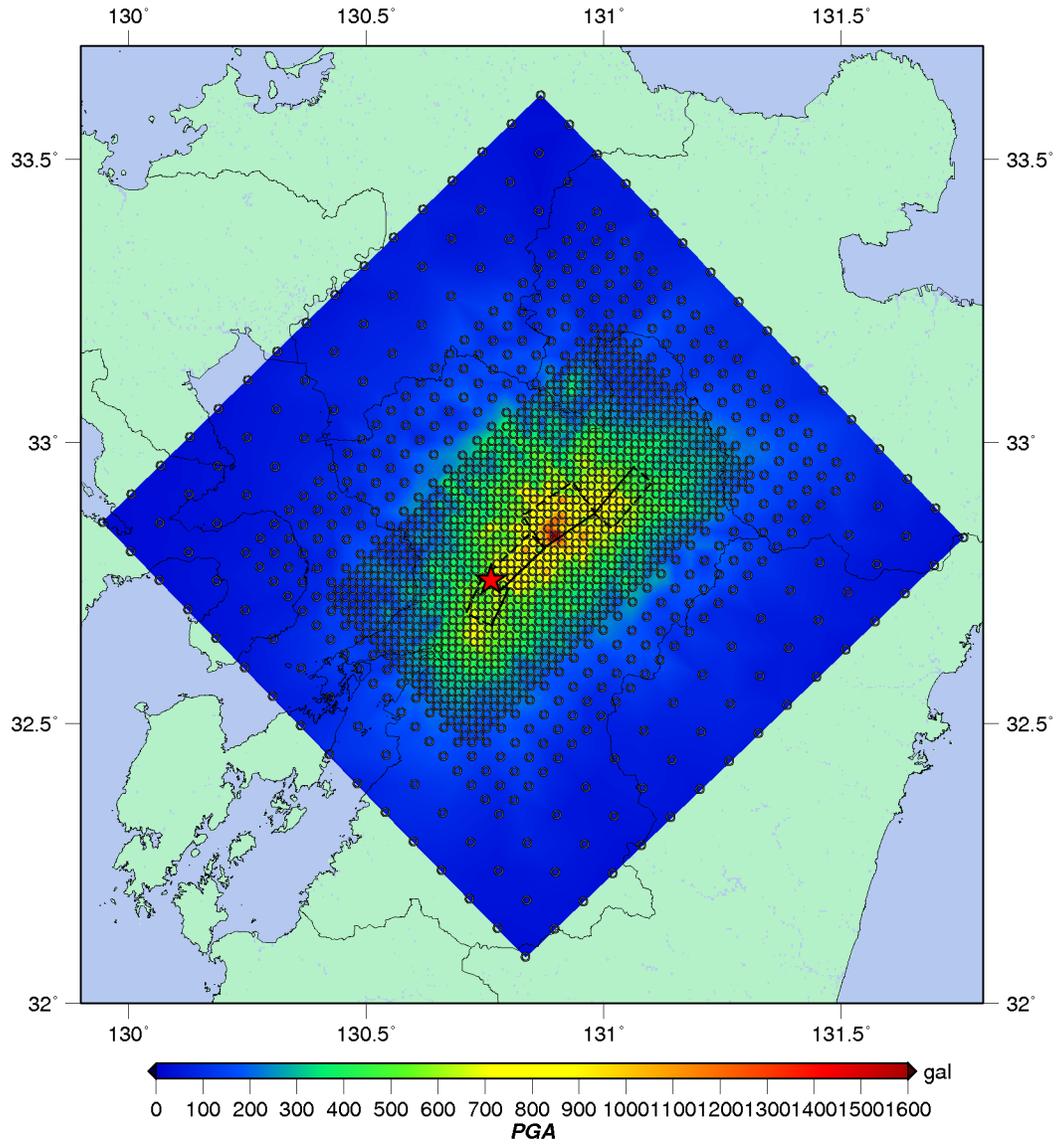


図 4.5-5 2016年熊本地震(本震)と計算点(○)の配置, および2016年熊本地震(本震)のPGA  
面的地震動計算結果分布

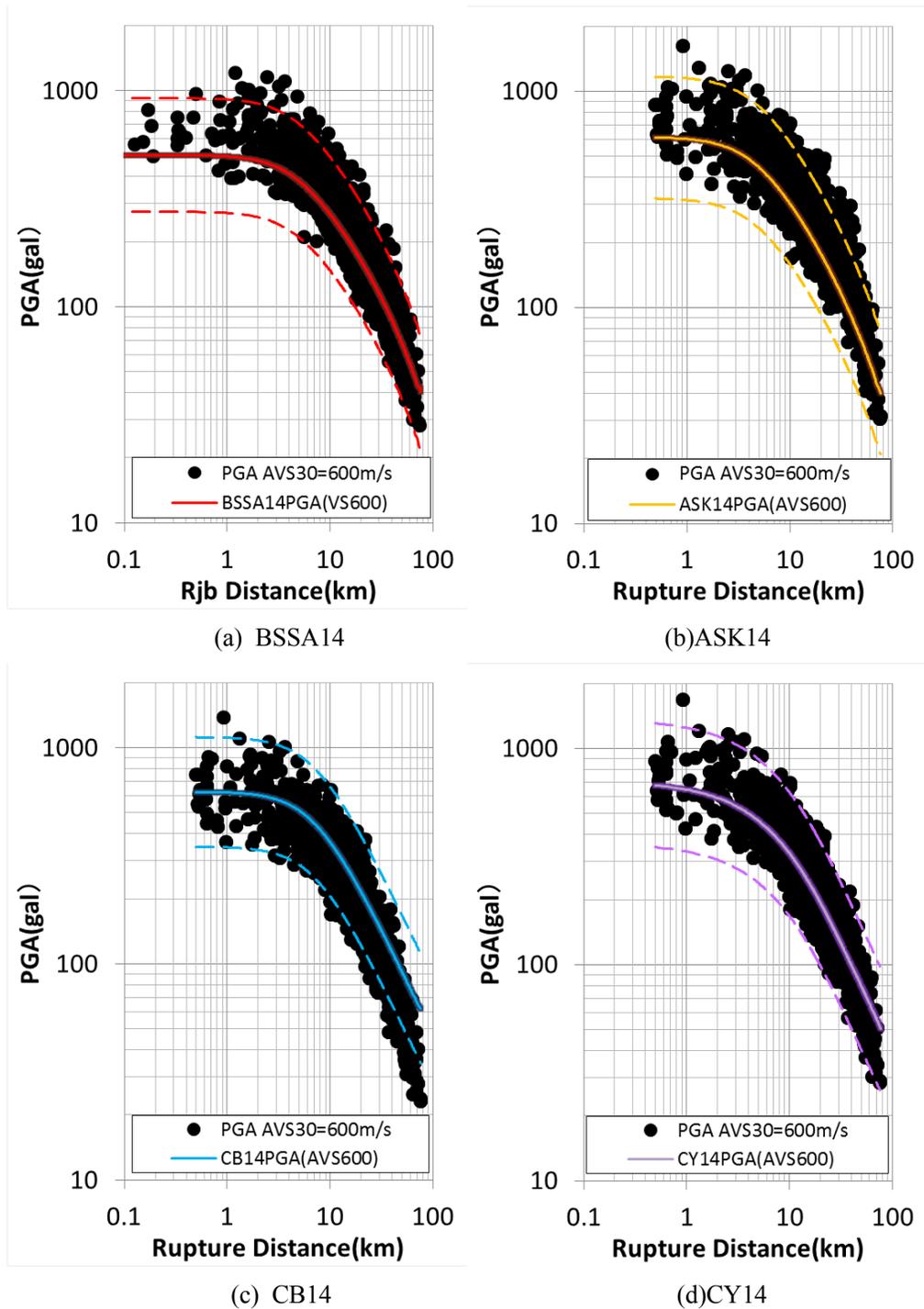


図 4.5-6(1) 2016年熊本地震(本震)の計算 PGA と PGA 距離減衰式の比較  
破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

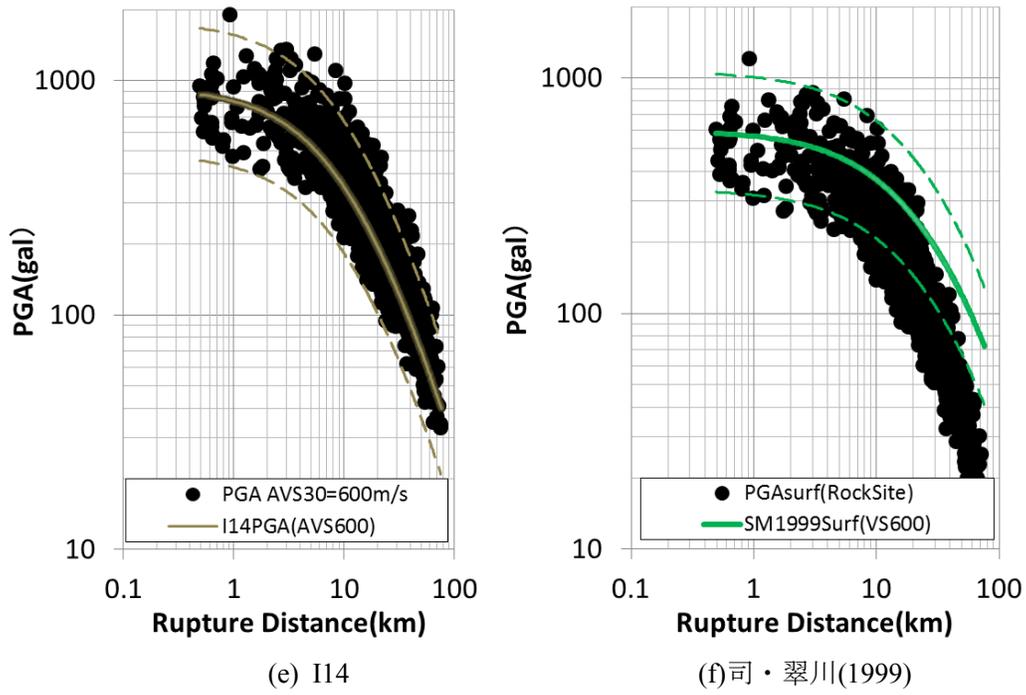


図 4.5-6(2) 2016年熊本地震(本震)の計算 PGA と PGA 距離減衰式の比較  
破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

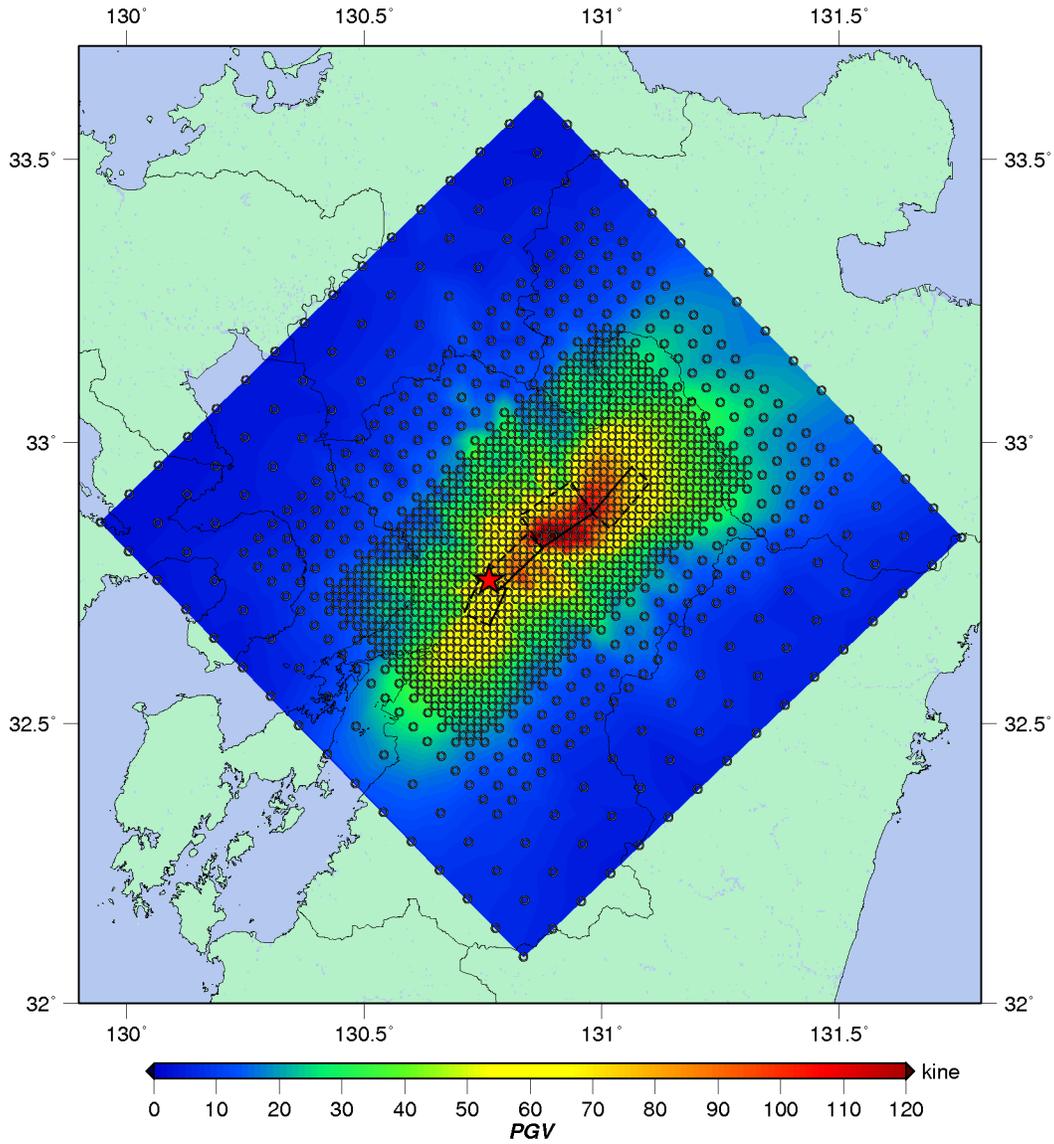


図 4.5-7 2016年熊本地震(本震)と計算点(○)の配置, および2016年熊本地震(本震)のPGV  
面的地震動計算結果分布

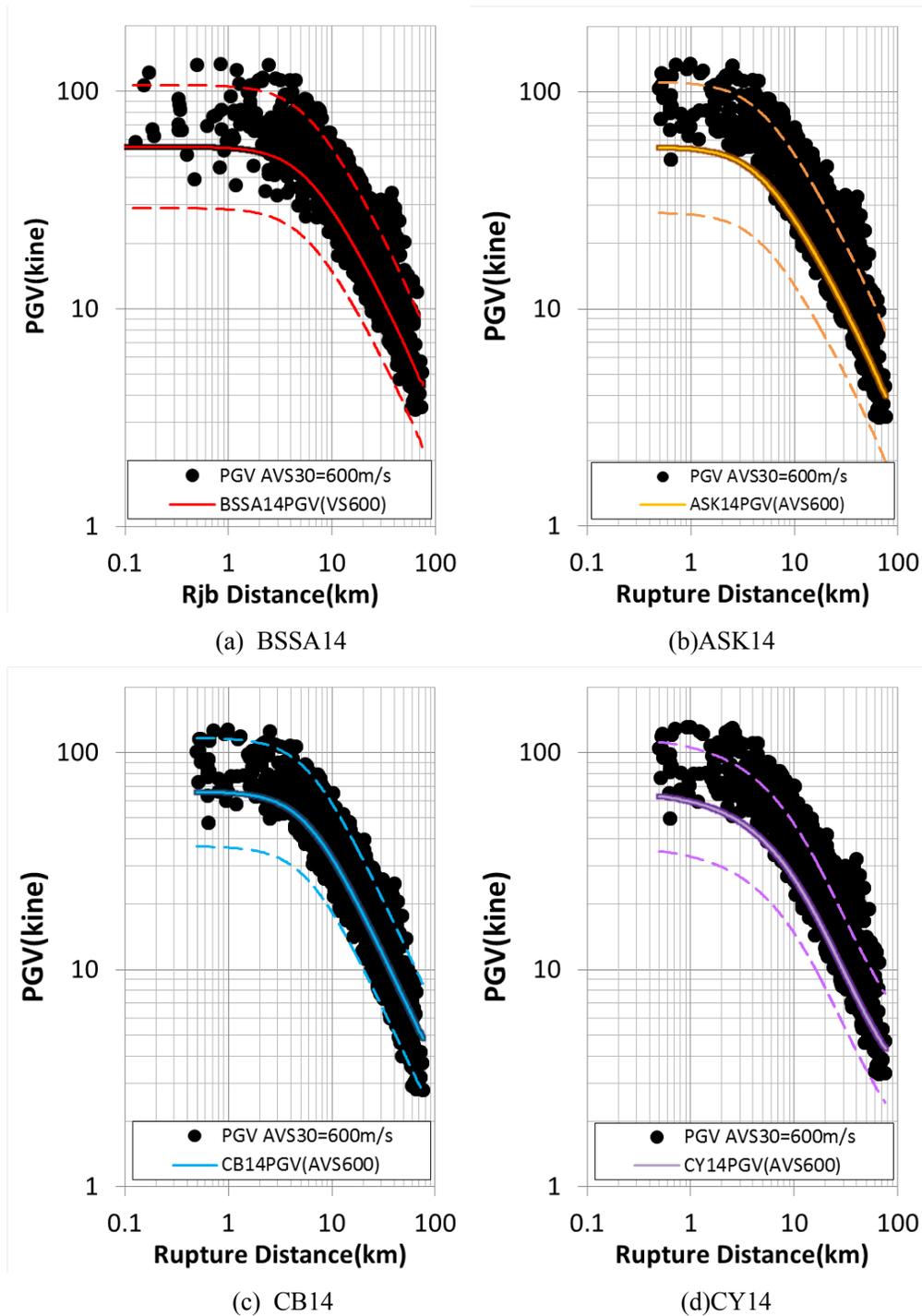


図 4.5-8(1) 2016年熊本地震(本震)の計算 PGV と PGV 距離減衰式の比較  
破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

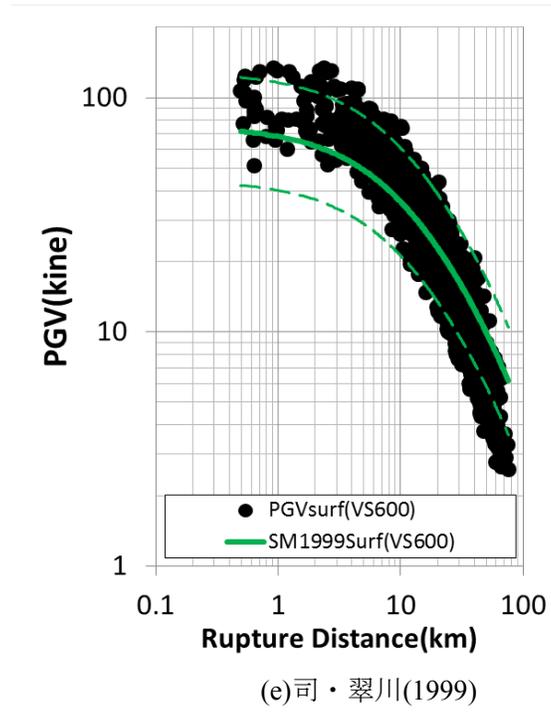


図 4.5-8(2) 2016 年熊本地震(本震)の計算 PGV と PGV 距離減衰式の比較  
破線：各距離減衰式の標準偏差 (表 4.5-4 参照)

表 4.5-6 2016年熊本地震(本震)の計算PGA, PGVに対する距離減衰式の対数標準偏差

指標	BSSA14	ASK14	CB14	CY14	I14	SM1999
PGA	0.14	0.14	0.12	0.12	0.11	0.25
PGV	0.18	0.24	0.15	0.23	—	0.14

## ③ 2016年熊本地震(本震)の面的地震動計算結果と NFRD 効果の領域との比較

大野他(1998)は、震源近傍の破壊進行方向で断層直交成分の長周期パルスが卓越する現象(Near-Fault Rupture Directivity 効果, 以降 NFRD 効果と呼称する)に着目し、NFRD 効果が確認される領域をモデル化した。本節では大野他(1998)による NFRD 効果が見られる領域(以降 NFRD 効果領域と呼称する)に着目し、2016年熊本地震(本震)の面的地震動計算結果の距離減衰特性と、NGA2の距離減衰式において上盤効果項を導入している3つの予測式(ASK14, CB14, CY14)にどのような関係があるかを調べて、NFRD 効果領域における距離減衰式の評価性能の比較を行う。

まず、2016年熊本地震(本震)の面的地震動計算結果の距離減衰特性と NFRD 効果領域の関係について調べる。図 4.5-9 に 2016年熊本地震(本震)の計算 PGA および計算 PGV 分布に大野他(1998)による NFRD 効果の領域を赤線で示す。図 4.5-9 において赤線で示された NFRD 効果領域内の特性値(PGA, PGV)が、距離減衰特性においてどのように表されるかを、例として図 4.5-10 に示す。図中の黒丸は、面的計算結果の全計算地点の PGA および PGV であり、横軸は BSSA14 を除いた距離減衰式で用いられている距離指標の断層最短距離 (Rupture Distance) である。赤丸が NFRD 効果領域内の特性値を示す。図から断層最短距離約 4km 以内の大加速度、大速度の計算点が選択されていることがわかる。ここで、表 4.5-1 で示した上盤効果を評価するパラメータ  $R_x$ ,  $R_{y0}$ ,  $R_{jb}$  のうち  $R_x$ ,  $R_y$  を用いて、NFRD 効果領域を細分化して震源近傍の特性値分布について調べる。細分化は図 4.5-11 に示した模式図のように NFRD 効果領域を4つの領域に分けて行う。具体的には、 $R_x \geq 0$  を上盤、 $R_x < 0$  を下盤とし、断層両端より外側を示す  $R_y > 0$  と断層両端より内側を示す  $R_y = 0$  の領域で分けた。その結果次の4つの領域に細分化される。

領域 A : 上盤&断層両端より内側 ( $R_x \geq 0, R_y = 0$ )

領域 B : 上盤&断層両端より外側 ( $R_x \geq 0, R_y > 0$ )

領域 C : 下盤&断層両端より内側 ( $R_x < 0, R_y = 0$ )

領域 D : 下盤&断層両端より外側 ( $R_x < 0, R_y > 0$ )

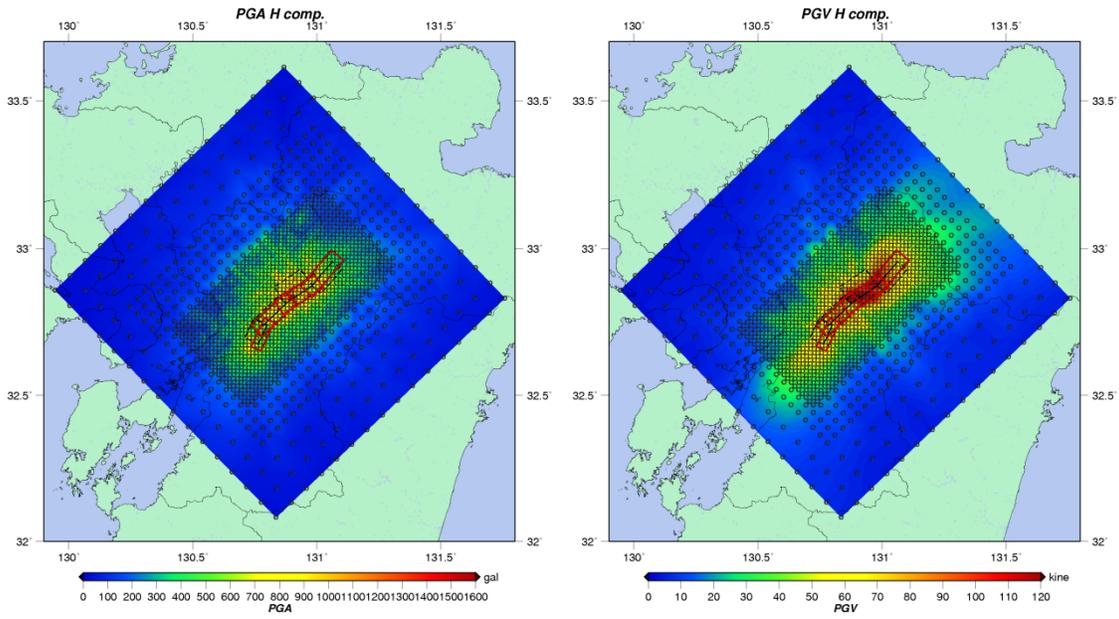
図 4.5-12 は図 4.5-10(a)で示す PGA 距離減衰特性を対象に細分化された NFRD 効果領域毎の PGA, 図 4.5-13 は図 4.5-10(b)で示す PGV 距離減衰特性を対象にした PGV を示す。図 4.5-12 および図 4.5-13 から NFRD 効果領域内において、領域 A, 領域 C に大きな PGA, PGV が存在することがわかる。なお、断層下盤の領域 B に比べて断層上盤の領域 A の方が大きな PGA あるいは PGV の存在が期待されたが、二つの領域における PGA, PGV 分布において顕著な相違は認められない。このような原因として、仮定した断層モデルが主に横ずれ断層タイプであり、震源放射特性による断層上盤と下盤の差異が小さかったことが考えられる。

次に、NGA2の距離減衰式における上盤効果項の傾向を調べるために、NGA2の3つの距離

減衰式(ASK14, CB14, CY14)を対象に、図 4.5-12 および図 4.5-13 で示した NFRD 効果領域内の PGA, PGV と上盤効果項の関係について調べる。図 4.5-14 に、各距離減衰式における上盤補正値を示す。図から、PGA, PGV 共に、上盤補正値は約 1.0~1.07 内ではらついており距離 5~8km においてより最大となっていることがわかる。また、その上盤補正値は PGV よりも PGA の方が若干大きい。以降の検討における NFRD 領域内の上盤効果については、NFRD 領域内の計算地点が距離 3km 程度までの PGA, PGV の変化について考察する。すなわち、ここで示す距離減衰式には上盤効果は考慮していない平均的な距離減衰式であるため、計算 PGA, PGV に対して図 4.5-14 に示される上盤効果補正値の逆数をかけて、各距離減衰式と上盤効果のない PGA, PGV 分布の比較を行う。

まず、図 4.5-15(1)~15(3)にそれぞれ NGA2 距離減衰式 ASK14, CB14, CY14 と計算値の PGA 距離減衰特性の比較を示す。(a)は上盤効果を補正する前、(b)は補正後(上盤効果が除去された)の PGA 距離減衰特性を示す。どの距離減衰式に対しても補正後の PGA 距離減衰特性は距離減衰式と調和的であり、上盤効果の補正値が適切に評価されていることがわかる。

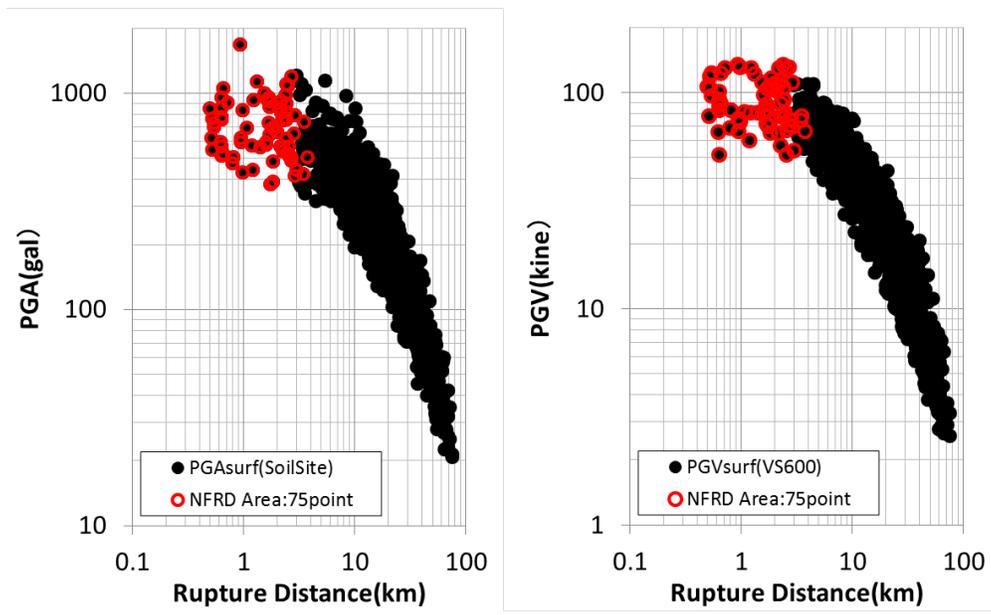
次に、図 4.5-16(1)~16(3)にそれぞれ NGA2 距離減衰式 ASK14, CB14, CY14 と計算値の PGV 距離減衰特性の比較を示す。(a)は上盤効果を補正する前、(b)は補正後(上盤効果が除去された)の PGV 距離減衰特性を示す。どの距離減衰式に対しても補正後の PGV 距離減衰特性はやや大きい。すなわち、PGV 距離減衰式における上盤効果の補正値が過小評価である可能性が示唆される。しかしながら、観測 PGV との比較において、若干過小評価の傾向が見られたため、面的計算結果においても距離減衰式そのものが過小評価の可能性も考えられる。



(a)PGA 分布

(b)PGV 分布

図 4.5-9 2016年熊本地震(本震)の最大値分布と大野他(1998)によるNFRD効果の領域(赤線)



(a)PGA 分布

(b)PGV 分布

図 4.5-10 2016年熊本地震(本震)の距離減衰特性と大野他(1998)によるNFRD効果の領域内の特性値(PGA, PGV)

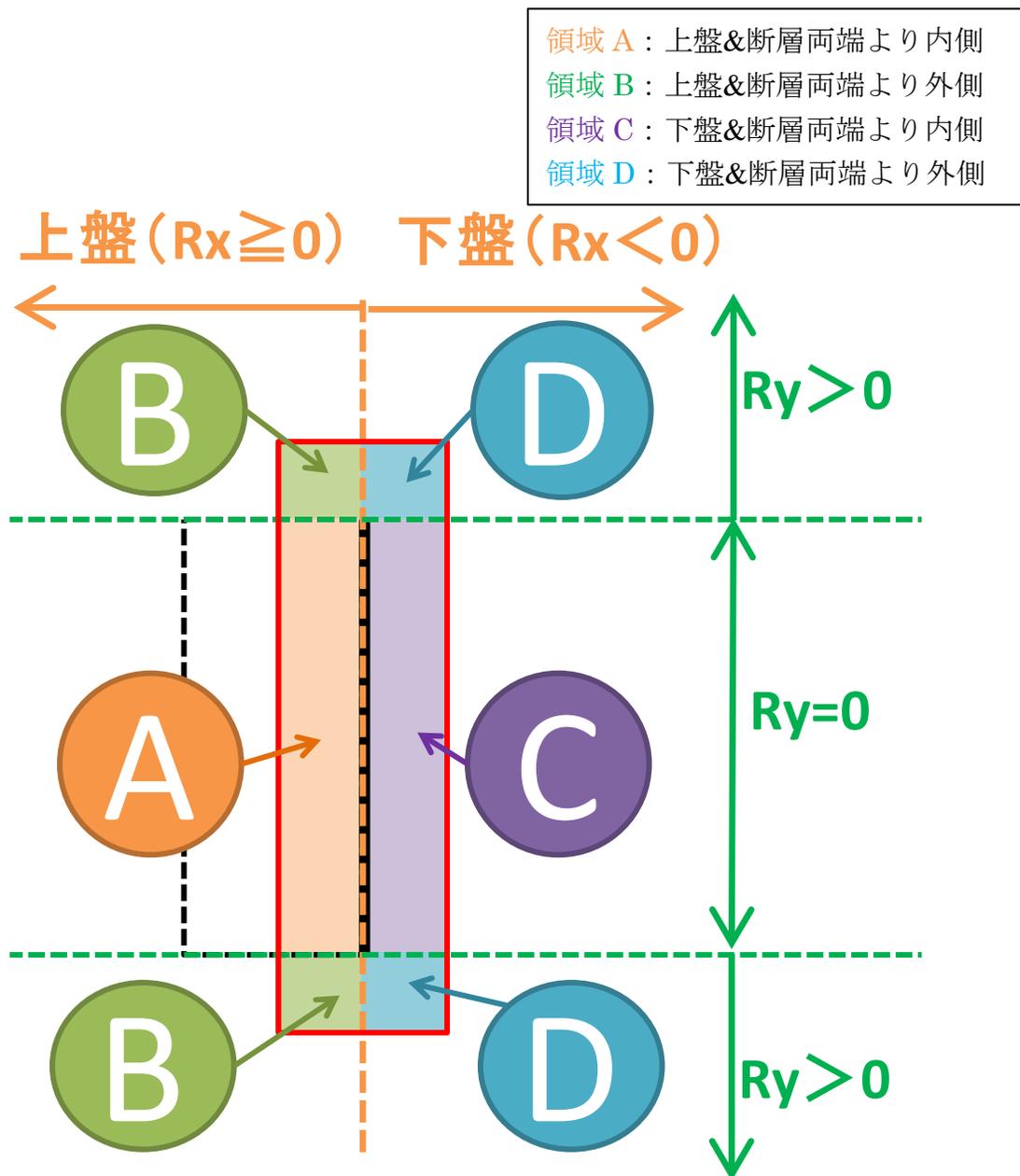


図 4.5-11 NFRD 効果領域の細分化模式図

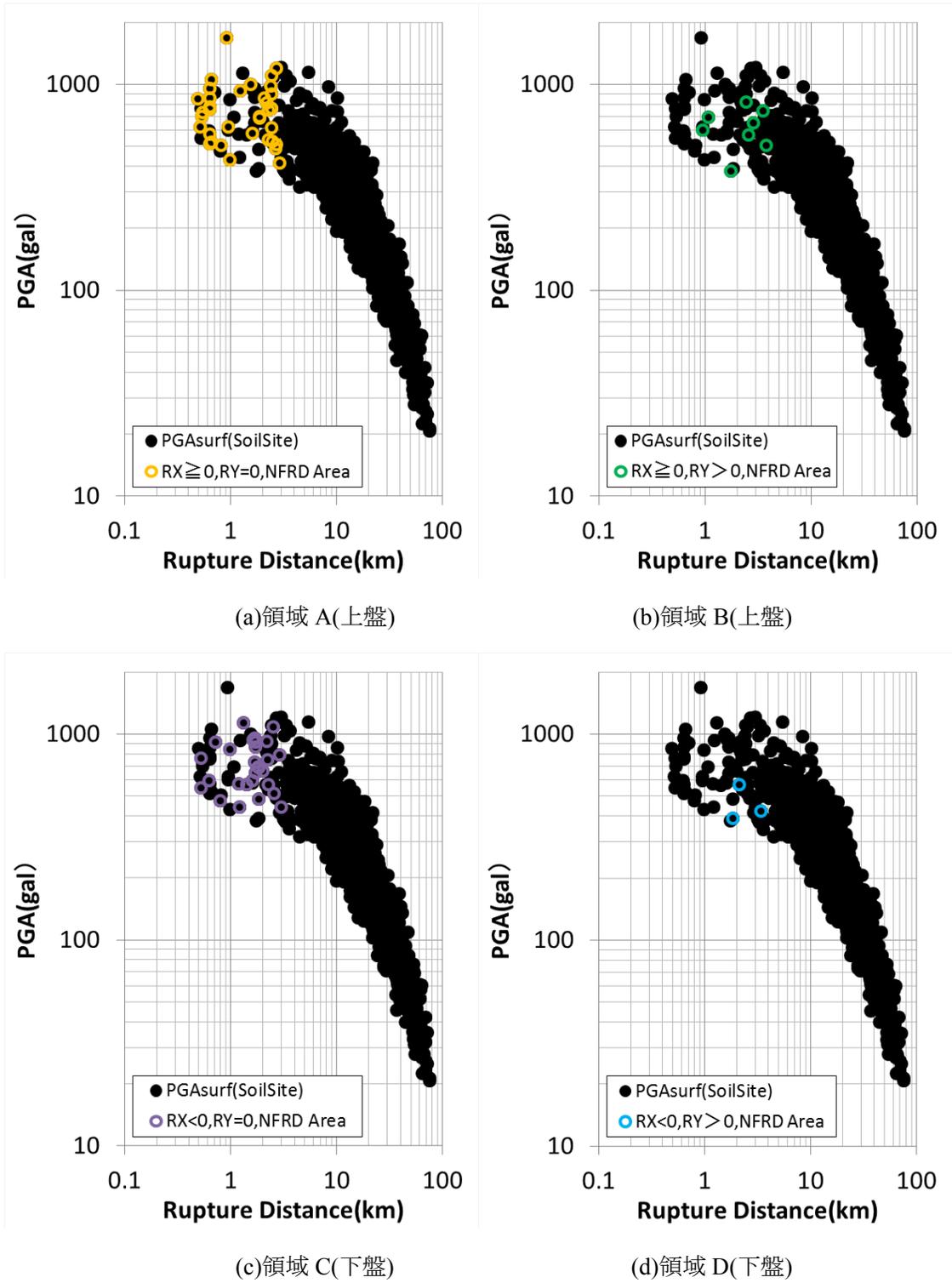
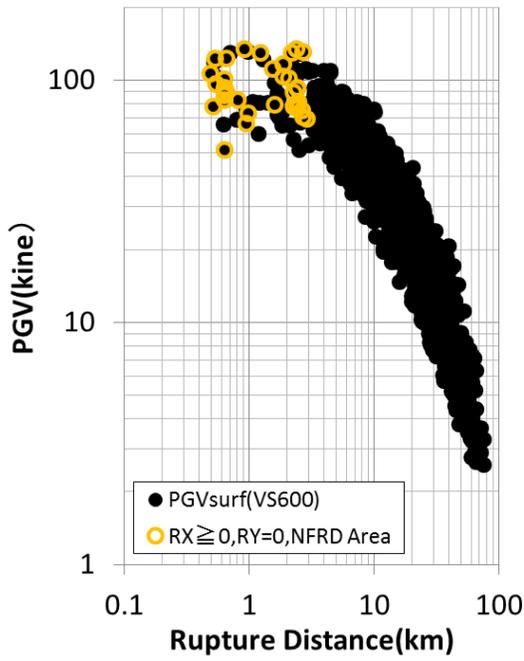
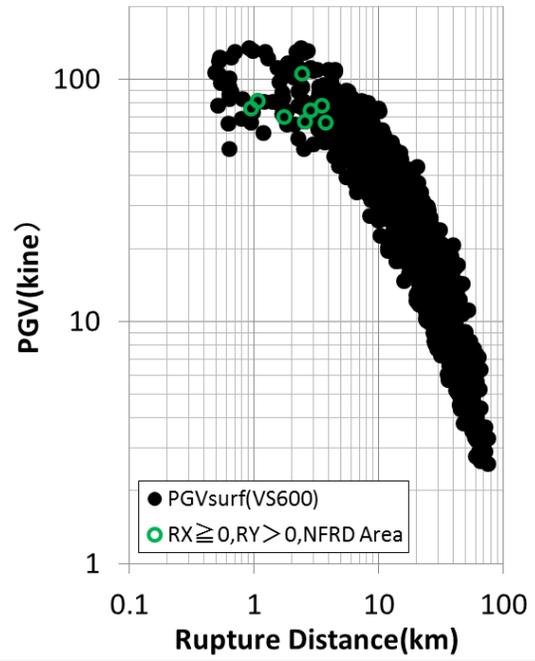


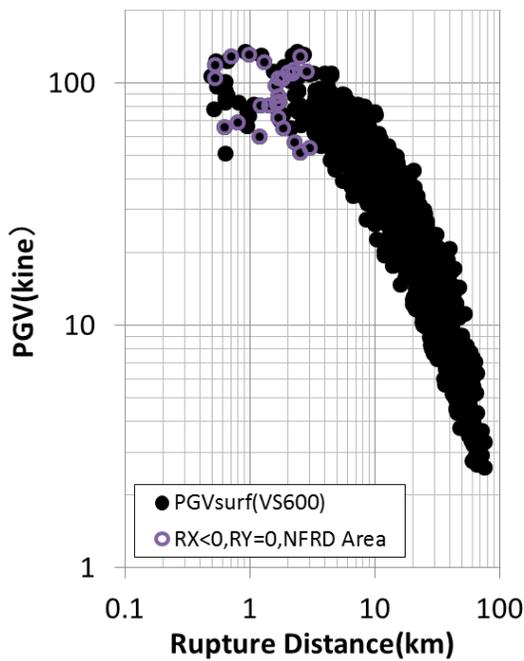
図 4.5-12 細分化された NFRD 効果領域と距離減衰特性(PGA)



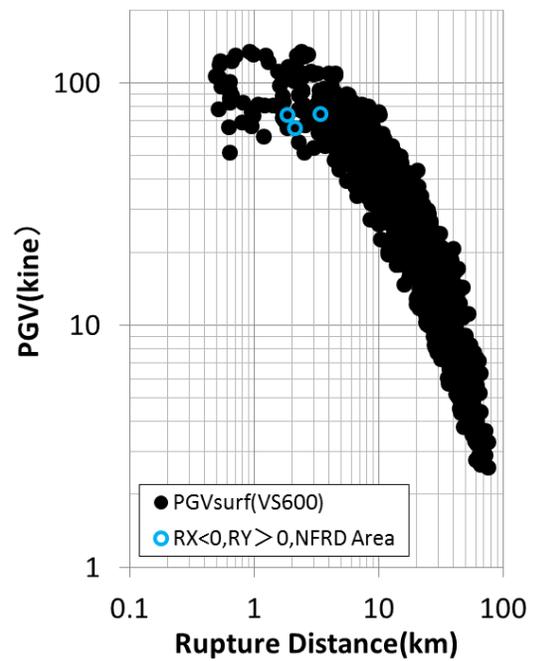
(a)領域 A(上盤)



(b)領域 B(上盤)

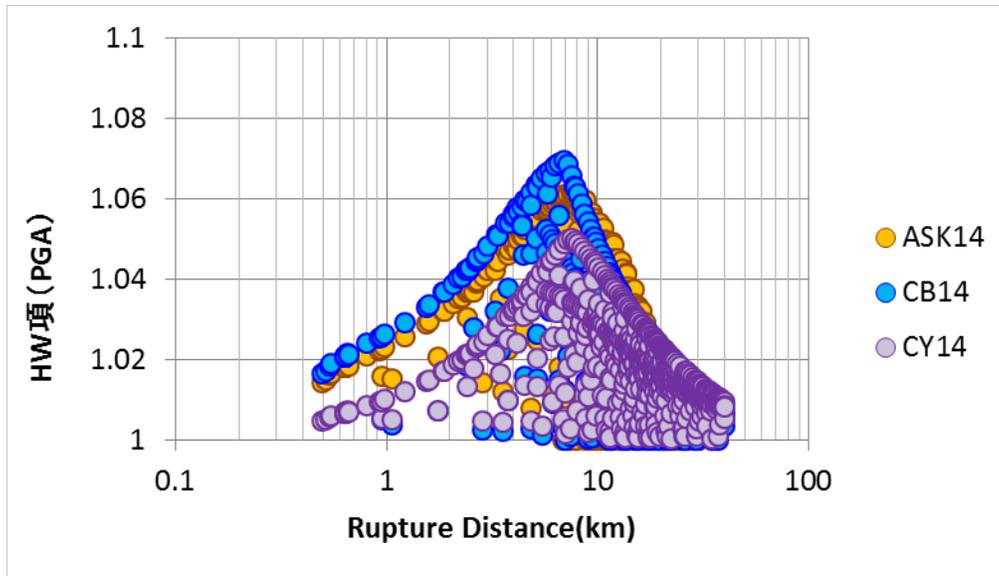


(c)領域 C(下盤)

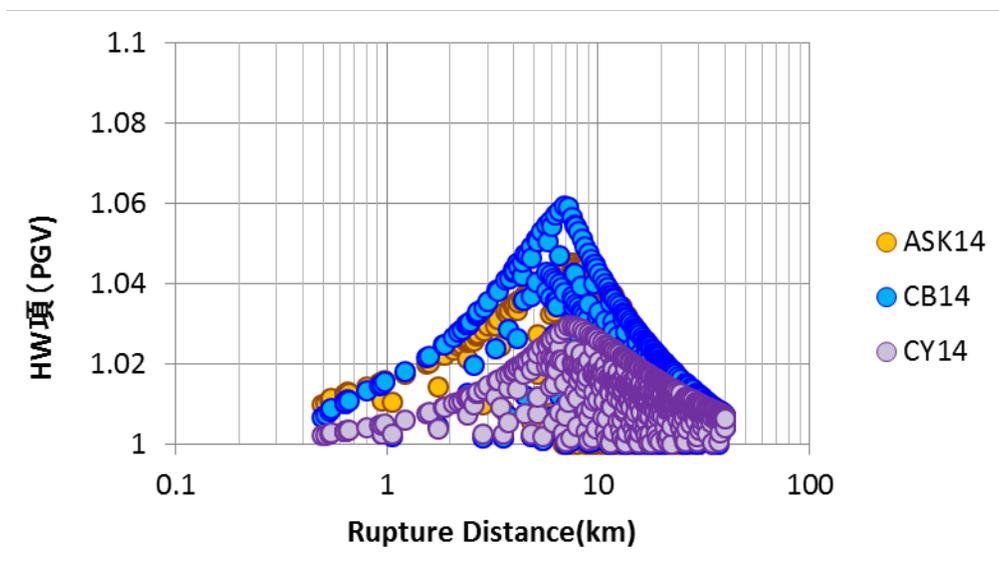


(d)領域 D(下盤)

図 4.5-13 細分化された NFRD 効果領域と距離減衰特性(PGV)



(a)PGA の上盤補正值



(b)PGV の上盤補正值

図 4.5-14 NGA2 の 3 つの距離減衰式における上盤補正值

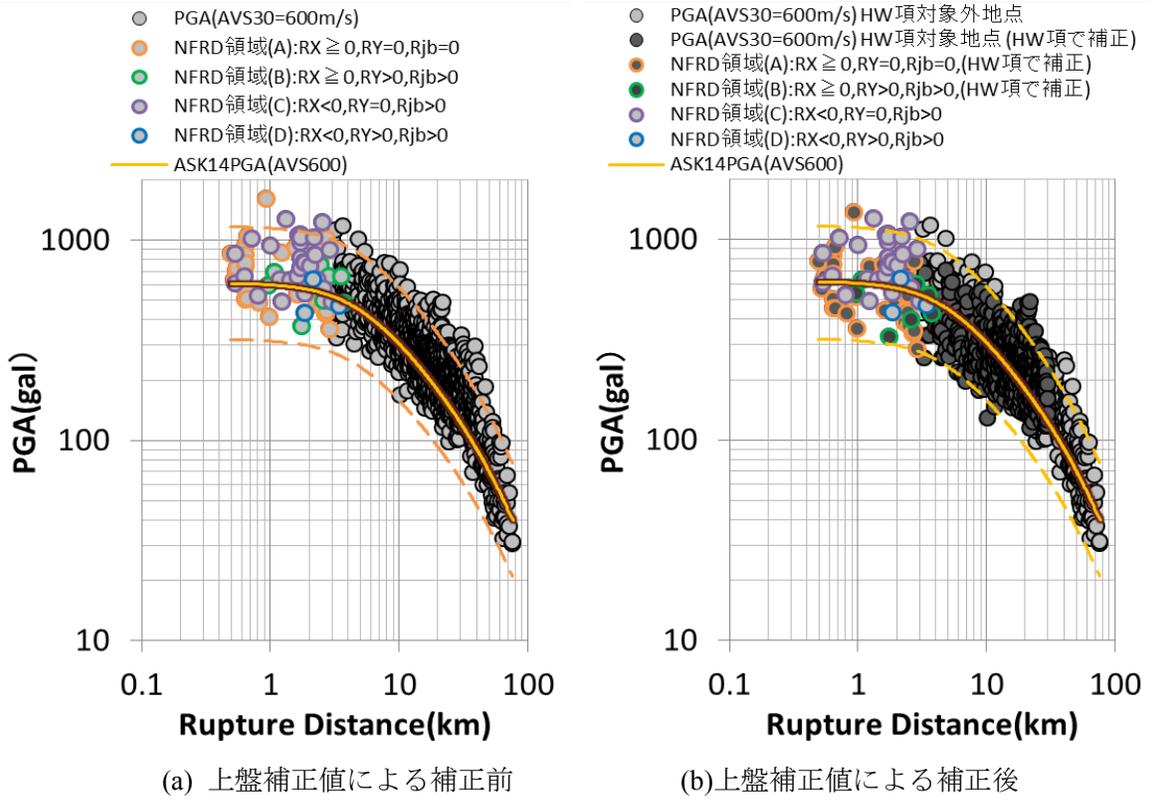


図 4.5-15(1) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(ASK14)の比較(PGA)。

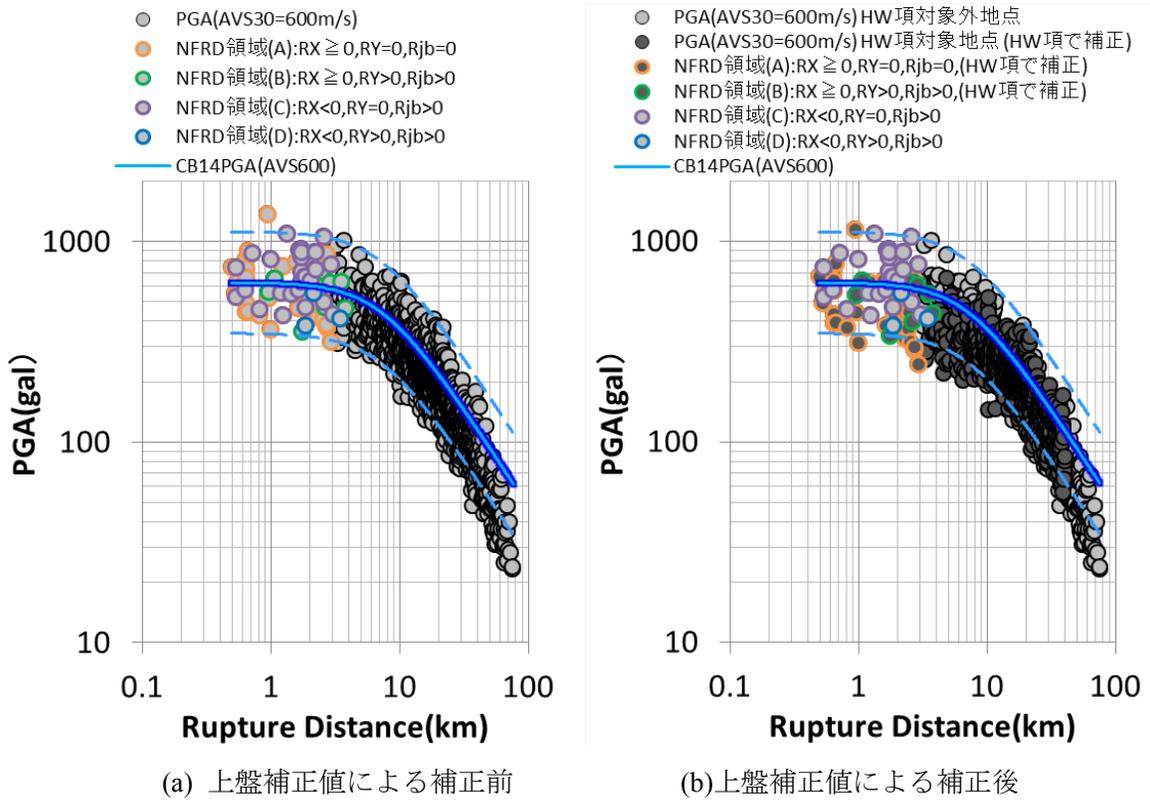


図 4.5-15(2) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(CB14)の比較(PGA)。

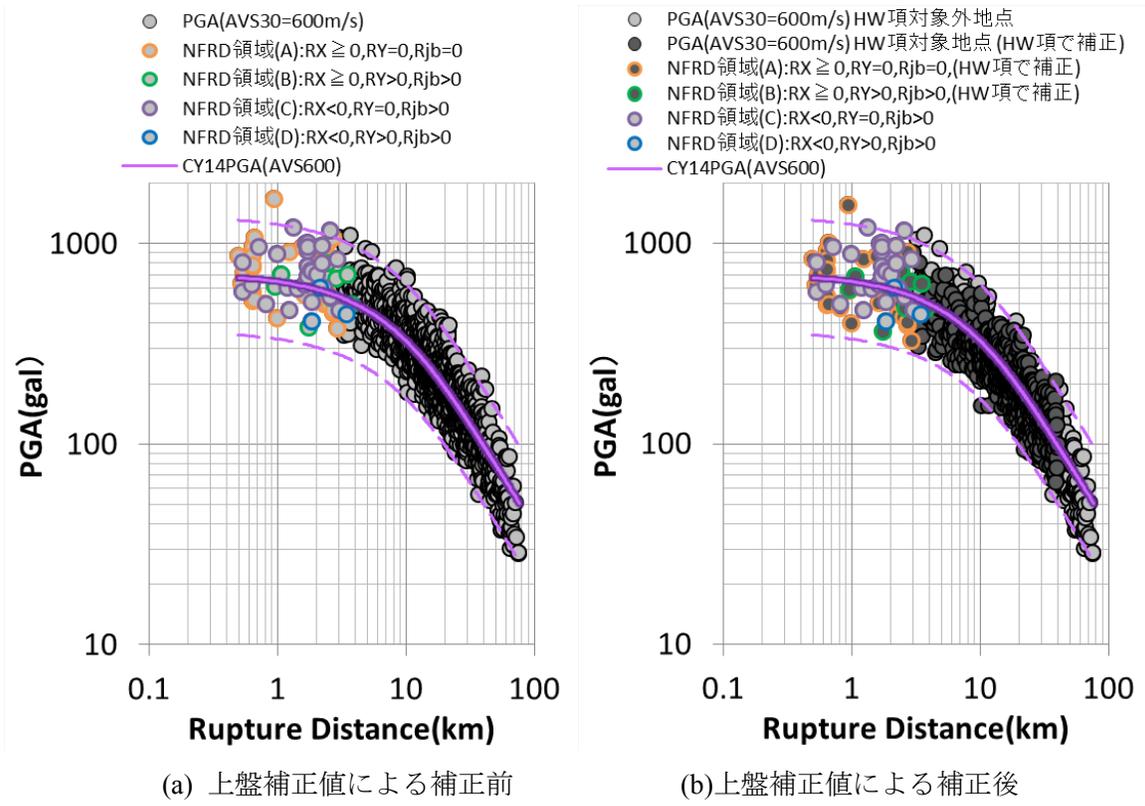


図 4.5-15(3) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(CY14)の比較(PGA)。

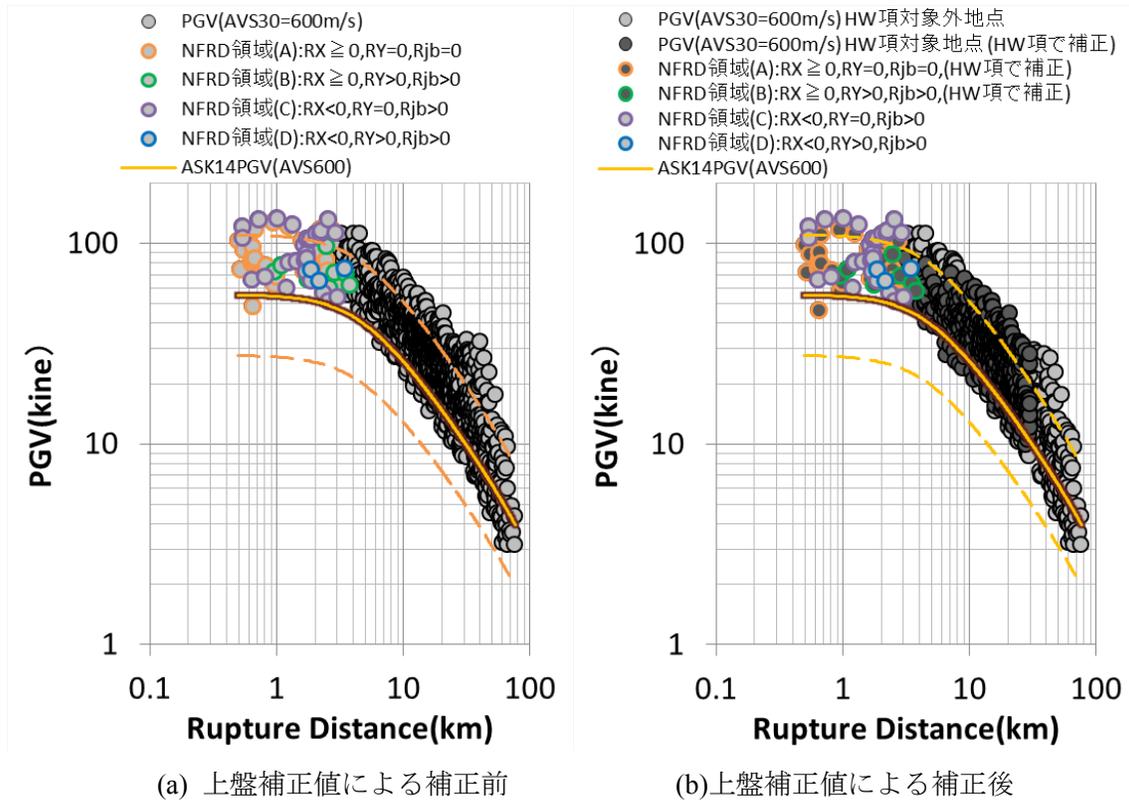


図 4.5-16(1) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(ASK14)の比較(PGV)。

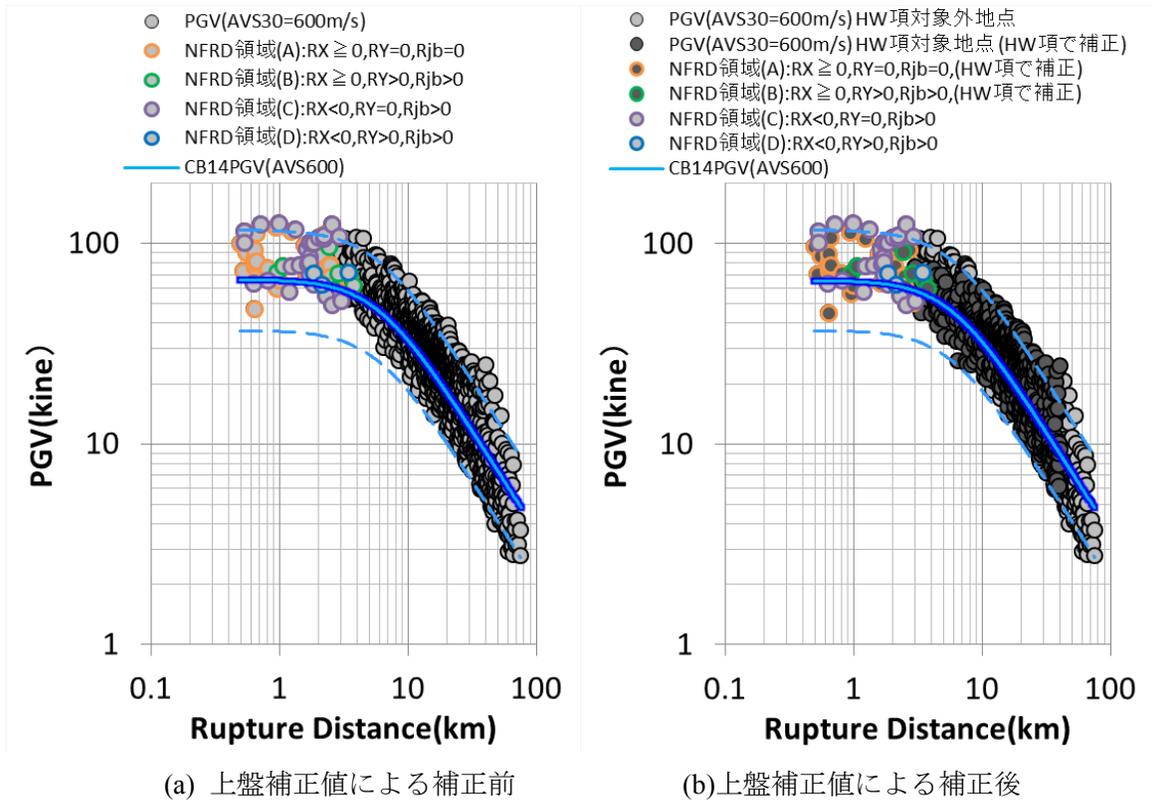


図 4.5-16(2) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(CB14)の比較(PGV)。

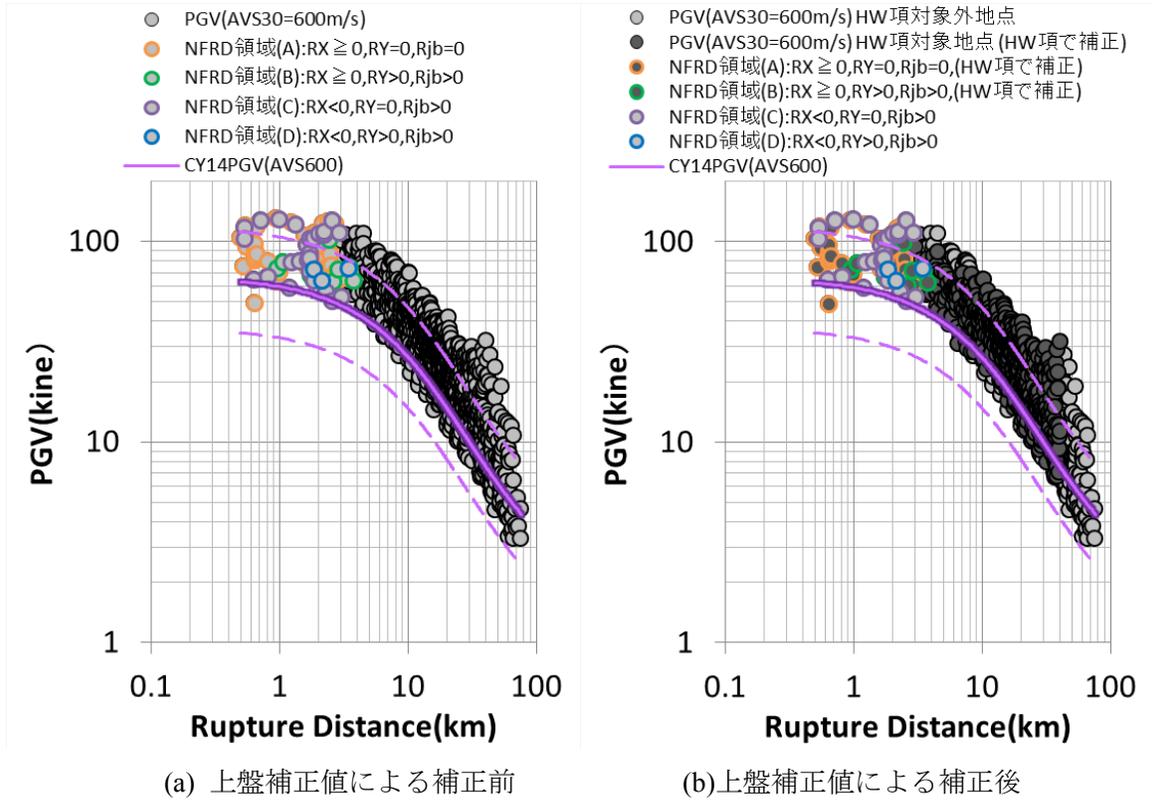


図 4.5-16(3) 上盤効果適用領域と NGA2 距離減衰特性(CY14)の比較(PGV)。

## ③ 2016年熊本地震(本震)の面的地震動計算結果と耐専スペクトルの比較

電気技術指針 (JEAG4601-2007)に示されている解放基盤面における応答スペクトル(以下、耐専スペクトルと呼称する)と 2016年熊本地震(本震)の地震動スペクトル(pSv)の比較を行う。

耐専スペクトルの算定は電気技術指針 (JEAG4601-2007)に示された式(4.5-1)に従って、地震規模(M)、等価震源距離(Xeq)、地盤の S 波速度を考慮して行い。解放基盤表面における地震動を算定した。なお、等価震源距離の算定には、特性化震源モデルの震源パラメータのすべり量に基づいた重み付けを行っている。

$$Sh(T)=Sb(T)\times\{\alpha h(T)\times\beta h(T)\} \quad \text{式(4.5-1)}$$

ここで、T は地震動の周期(0.02~5 秒)、Sh(T)は解放基盤表面における平均応答スペクトル、Sb(T)は地震基盤における平均応答スペクトル、 $\alpha h(T)$ は地盤増幅率の補正項、 $\beta h(T)$ は地盤の卓越周期の補正項である。

2016年熊本地震(本震)は Mj7.3 の地震であるため、指針に記載されている極近距離のコントロールポイントのうち、Mj 8.0, Xeq=25km と Mj 7.0, Xeq=12km に基づき、Mj 7.3 の平均応答スペクトルを求めた。その結果、Mj 7.3, Xeq=14.96km の耐専スペクトルが得られた。すなわち、得られた Xeq=14.96km が Mj 7.3 の耐専スペクトルにおける適用可能な距離となる。面的地震動における計算地点の間隔が密ではないため、Xeq=14.96km に一致する計算点がほとんどない。このため、実際の観測記録にはばらつきがあることを考慮して Xeq=14.96km±1km の計算地点を抽出し、耐専スペクトルと比較を行った。抽出された計算地点を図 4.5-17 に丸で示す。図 4.5-18 に Xeq=14.96km±1km の範囲の pSv と Mj7.3, Xeq=14.96km の耐専スペクトルの比較を示す。図中の黒線は Xeq=14.96km±1km の範囲の応答スペクトル (以下、pSv(5%減衰))であり、赤線が Mj 7.3, Xeq=14.96km の耐専スペクトルを示す。赤破線は Mj7.3, Xeq=14.96km の耐専スペクトルの±1σ(対数標準偏差σ=0.23)を示す。また図中の緑線は、Xeq=14.96km±1km の範囲の pSv(5%減衰)の対数平均スペクトルであり、図中の緑破線は、Xeq=14.96km±1km の範囲の pSv(5%減衰)の対数平均スペクトル標準偏差(±1σ)である。図から耐専スペクトルは、全周期において Xeq=14.96km±1km の範囲の pSv を概ね評価できていることがわかる。なお、震源近傍の計算地点(5.58km≤Xeq<14.96km)の pSv については、Mj7.3 の耐専スペクトルの外挿となるため、ここでは検討を行わなかった。

○：抽出地点

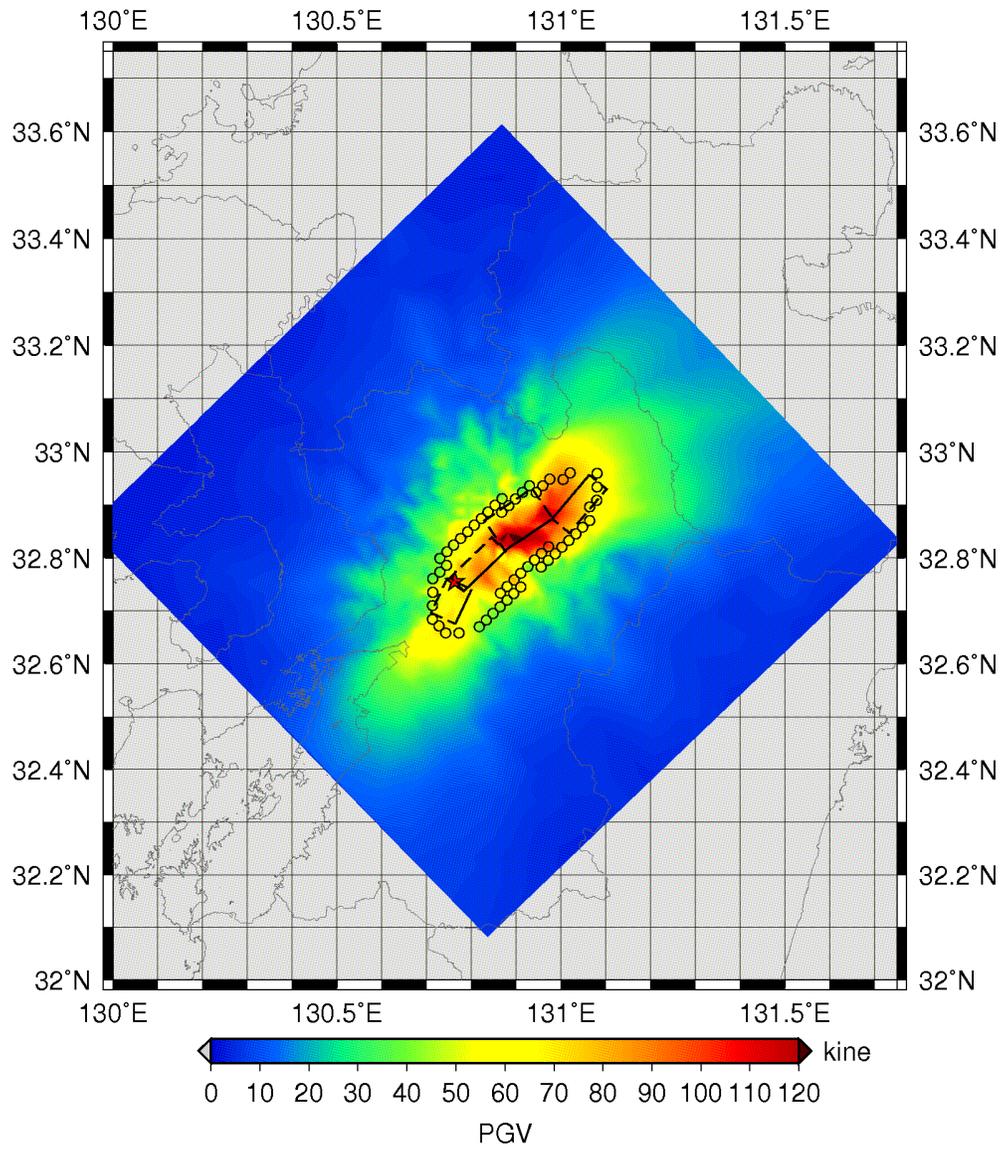


図 4.5-17 PGV 分布および  $X_{eq}=14.96\text{km} \pm 1\text{km}$  以内の pSv 抽出地点

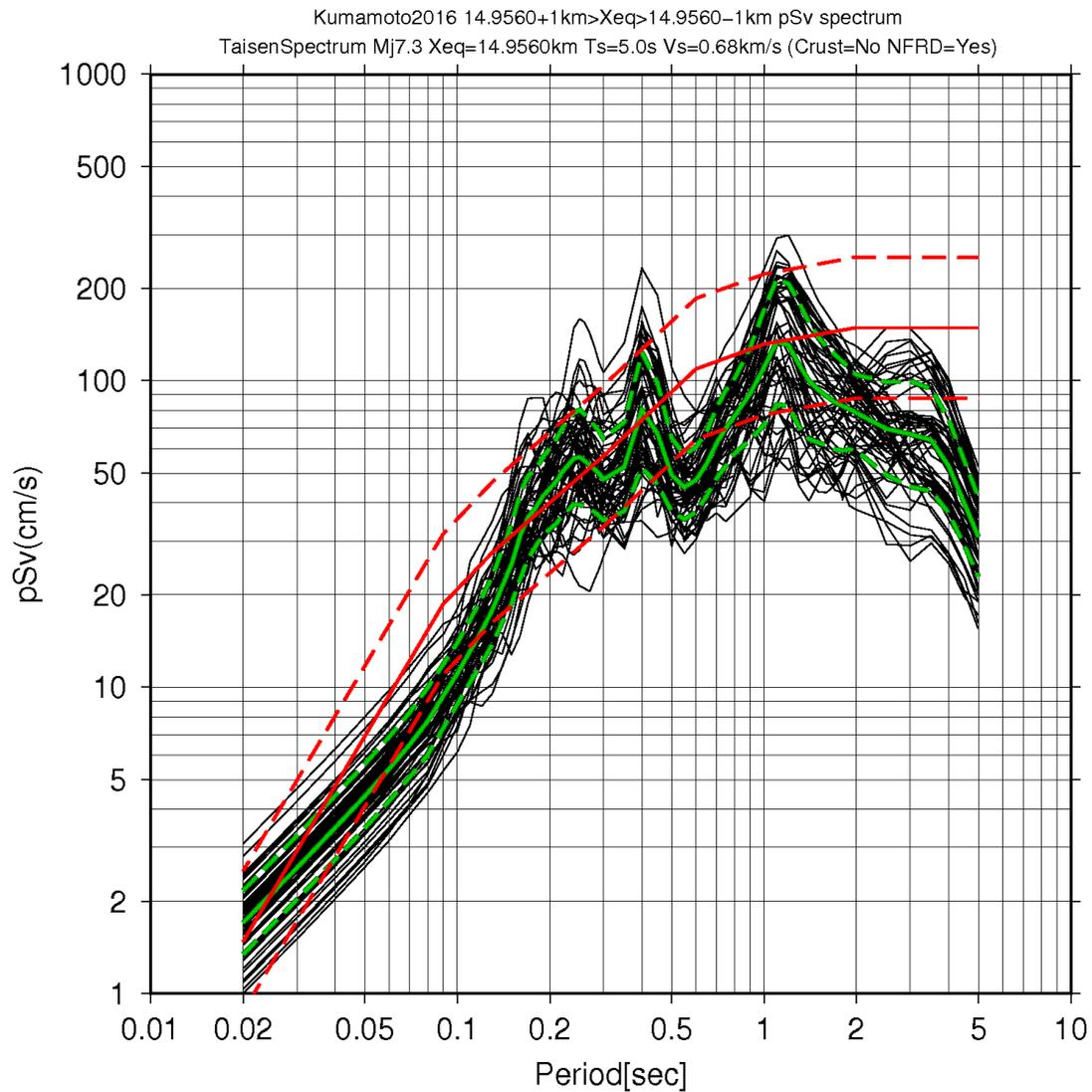


図 4.5-18  $X_{eq}=14.96\pm 1\text{km}$  の範囲の pSv(5%減衰)とその対数平均値(緑実線)及び標準偏差(緑破線)と、M7.3,  $X_{eq}=14.96\text{km}$  の耐専スペクトル(赤実線: NFRD 効果補正あり)と標準偏差(赤破線)の比較

## ④ 参考文献

- 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報告集, 第 523 号, pp.63-70.
- 吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎 (2015), 強震動記録から検討した 2016 年熊本地震(本震)の共役断層の可能性, 日本地震学会 2015 年度秋季大会, S15-P08
- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., and Kamai, R. (2013), Update of the AS08 Ground-Motion Prediction Equations Based on the NGA-West2 Data Set, PEER Report No. 2013/04, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA, 14.5 pp.
- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., and Kamai, R., (2014), Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions, *Earthquake Spectra* 30, 1025-1055.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., and Atkinson, G. A., (2013), NGA-West2 Equations for Predicting Response Spectral Accelerations for Shallow Crustal Earthquakes, PEER Report No. 2013/05, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA, 134 pp.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., and Atkinson, G. A., (2014), NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes, *Earthquake Spectra* 30, 1057-1085.
- Brian S.J. Chiou and Robert R. Youngs (2007) , Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, PEER Report 2013/07, Pacific Earthquake Engineering Research Center, May 2007
- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y., (2013), NGA-West2 Campbell-Bozorgnia Ground Motion Model for the Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s, PEER Report No. 2013/06, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA, 238 pp.
- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y., (2014), NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra, *Earthquake Spectra* 30, 1087-1115.
- Chiou, B. S.-J., and Youngs, R. R., (2013), Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, PEER Report No. 2013/07, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA, 76 pp.
- Chiou, B. S.-J., and Youngs, R. R., (2014), Update of the Chiou and Youngs NGA model for the

- average horizontal component of peak ground motion and response spectra, *Earthquake Spectra* 30, 1117-1153.
- Kawase, H., Sánchez-Sesma, F.J., and Matsushima, S. (2011), The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.101, No.5, pp. 2001-2014.
- Idriss, I. M., (2013) NGA-West2 Model for Estimating Average Horizontal Values of Pseudo-Absolute Spectral Accelerations Generated by Crustal Earthquakes, PEER Report No. 2013/08, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA, 31 pp.
- Idriss, I. M., (2014), An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes, *Earthquake Spectra* 30, 1155-1177.
- Campbell, K.L. and Bozorgnia, Y. (2007), NGA-West2 Campbell-Bozorgnia Ground Motion Model for the Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 sec, PEER Report 2013/06, Pacific Earthquake Engineering Research Center, May 2007.
- Abrahamson, N., and Silva, W. (2008), Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations. *Earthquake Spectra*, Vol. 24, No. 1, February, 2008, pp. 67-97.
- Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., and Fukushima, Y. (2006) , A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No. 3, June pp.879-897.

## 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年熊本地震本震（4月16日1時25分 $M_{JMA}7.3$ ）

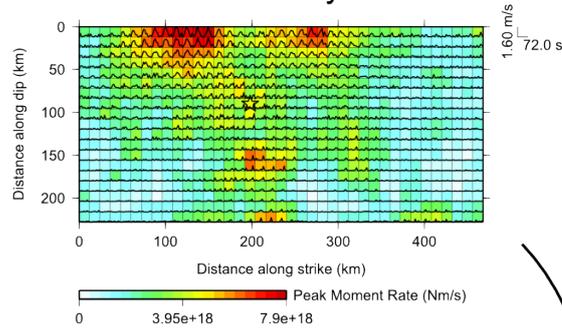
##### 5.1.1.1 はじめに

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。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 (図 5.1.1.1-2) を推定する。

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3.1.1.2(1)節で得られた2016年熊本地震4月16日日本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

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

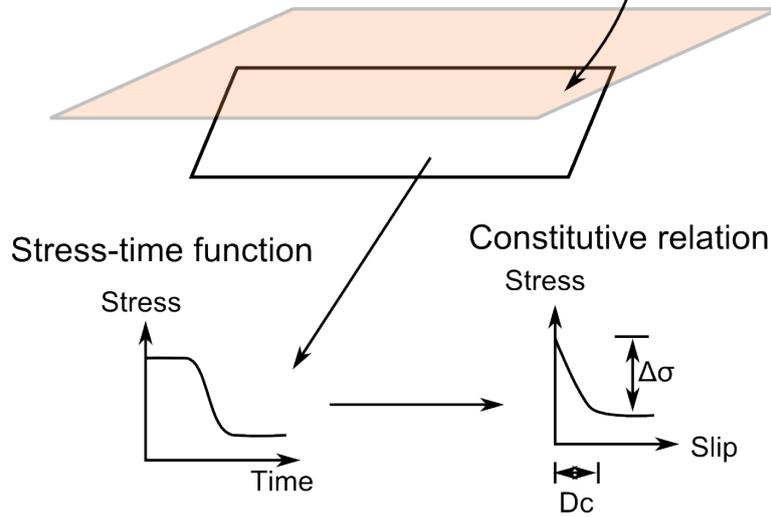


図 5.1.1.1-1 動的応力パラメータの推定の概念図。

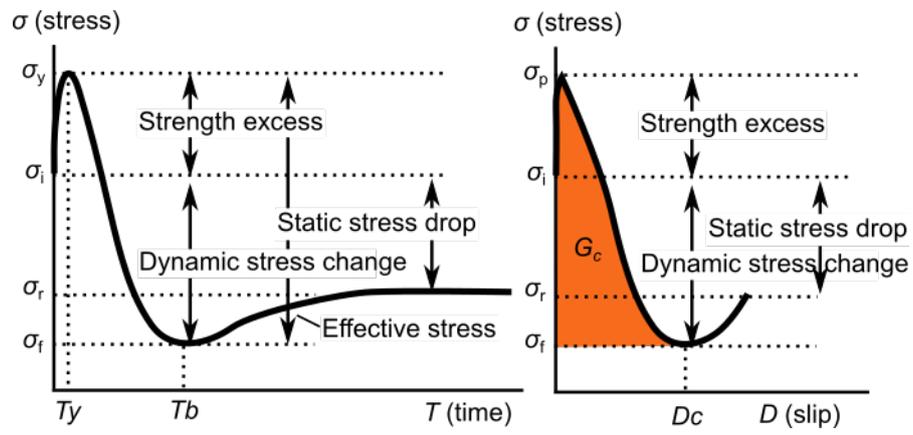


図 5.1.1.1-2 (左) 応力の時刻歴と、動的応力パラメータ. (右) すべり-応力曲線 (摩擦構成則) と動的応力パラメータ.

### 5.1.1.2 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 5.1.1.1-1）。得られた摩擦構成則から、最終的には強震動予測が必要とされる、図 5.1.1.1-2 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即した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。

応力場の計算に際しては、計算上の困難を回避するため、第 3.1.1.2(1)節で求めた震源モデルのインバージョン解析でセグメントごとに異なる走向および傾斜角を与えていた断層面を、すべて平面に展開した(図 5.1.1.2-1)。平面に展開した断層面は、傾斜角を  $90^\circ$  とした。応力場の計算には差分法を用いた。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  $4\text{ km} \times 2\text{ km}$  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に  $1/16$ 、傾斜方向に  $1/8$  に補間して、 $250\text{ m} \times 250\text{ m}$  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、 $250\text{ m} \times 250\text{ m} \times 250\text{ m}$  とした。時間方向には  $0.01\text{ s}$  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 25 秒分を計算した。

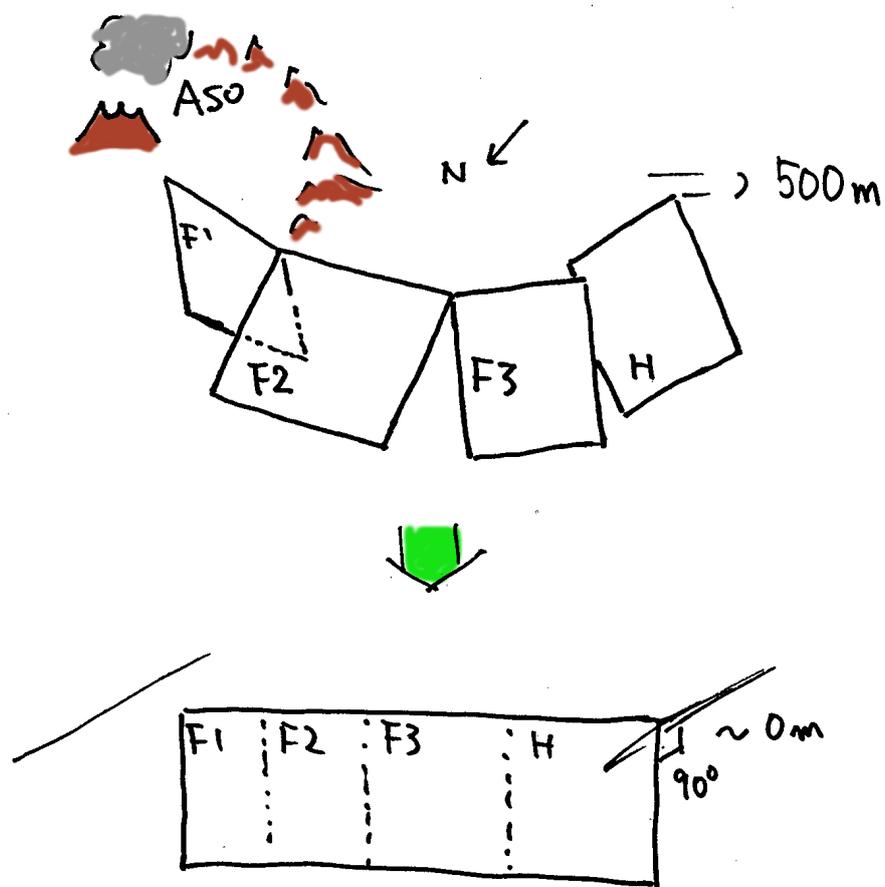


図 5.1.1.2-1 断層面配置の模式図. (上) 震源過程解析での断層面. (下) 応力計算での断層面配置

## ② 震源モデル

3.1.1.2(1)節で説明した、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×2 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×18 km の大きさで、タイムウィンドウの数は 7 個、 $V_{FT}$  (第 1 タイムウィンドウ伝播速度) は 2.2 km/s で同心円状に広がる。総モーメントは  $4.7 \times 10^{19}$  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 km×2 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リニア補間で補間し、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に 1/16、傾斜方向に 1/8 となる、250 m 間隔に補間してから計算を行った。運動学的震源モデルでは、同一タイムウィンドウで最外周のモーメントは 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。バイリニア補間を用いたことで、全体のモーメントは保存される。

## ④ 速度構造モデル

媒質の速度構造モデルには、表 5.1.1.2-1 に示すものを用いた。

表 5.1.1.2-1 速度構造モデル.

Top Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Q
0	4,800	2,800	2,700	400
1,500	5,500	3,200	2,700	400
2,000	5,800	3,350	2,700	400
5,000	6,000	3,460	2,730	400
10,000	6,100	3,520	2,740	400
15,000	6,400	3,690	2,760	800
20,000	6,500	3,750	2,780	800
25,000	6,800	3,900	2,800	1,000
30,000	8,000	4,600	3,450	2,000

### 5.1.1.3 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  $6 \times 6 = 36$  個の計算点ごとにまとめて作図したものを図 5.1.1.3-1, 5.1.1.3-2 にそれぞれ示す。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 5.1.1.3-3 に示す。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、それぞれのパラメータを検討する。

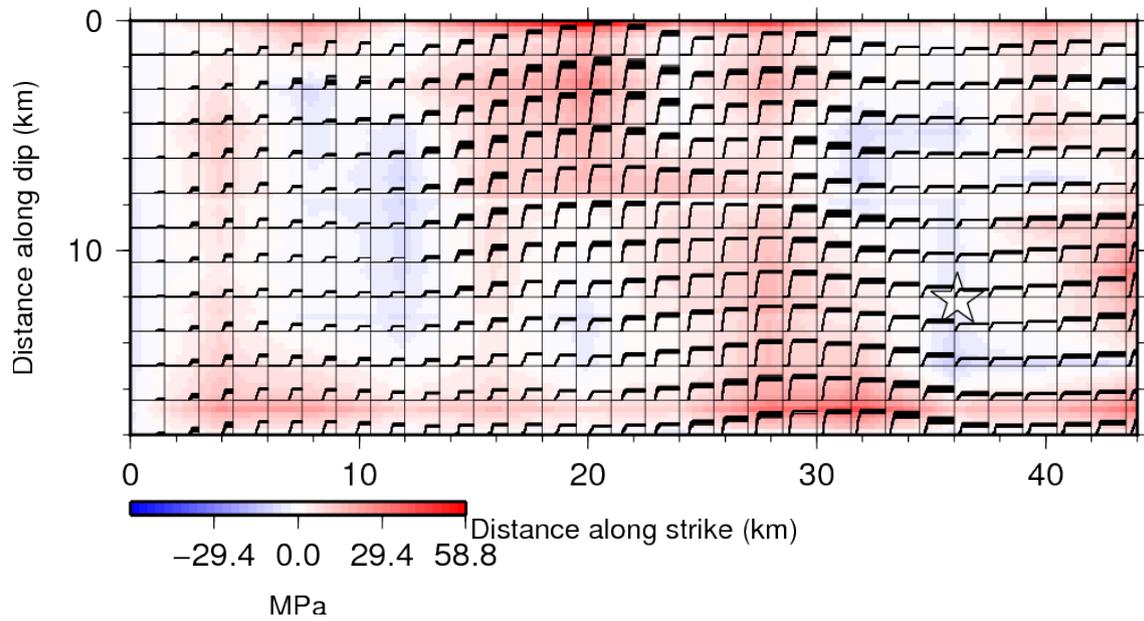


図 5.1.1.3-1 各計算点でのすべりの時刻歴. 6×6 計算点での計算結果を重ね書きしている.

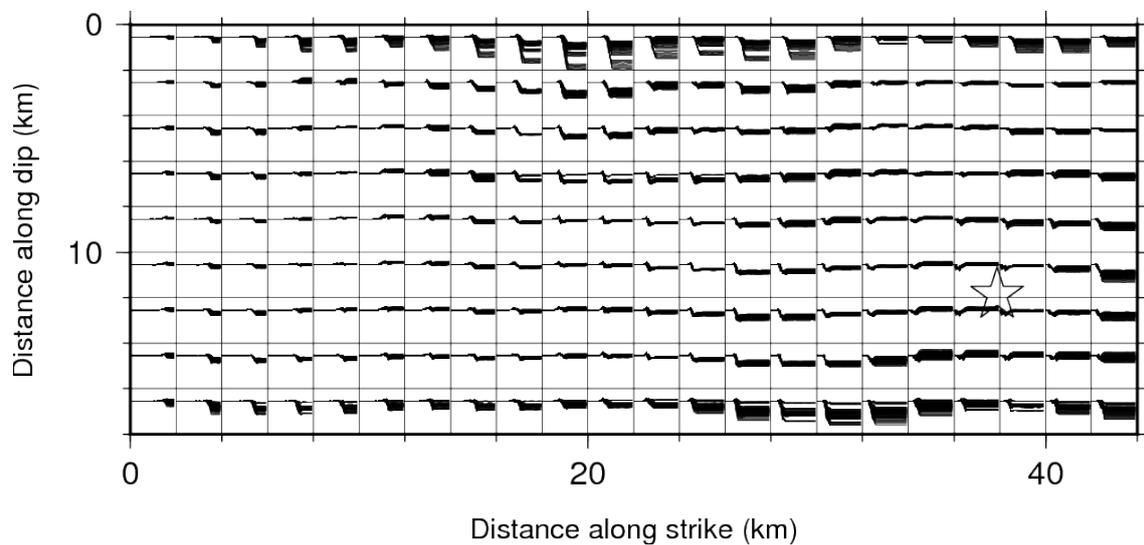


図 5.1.1.3-2 各計算点での応力変化の時刻歴. 6×6 計算点での計算結果を重ね書きしている.

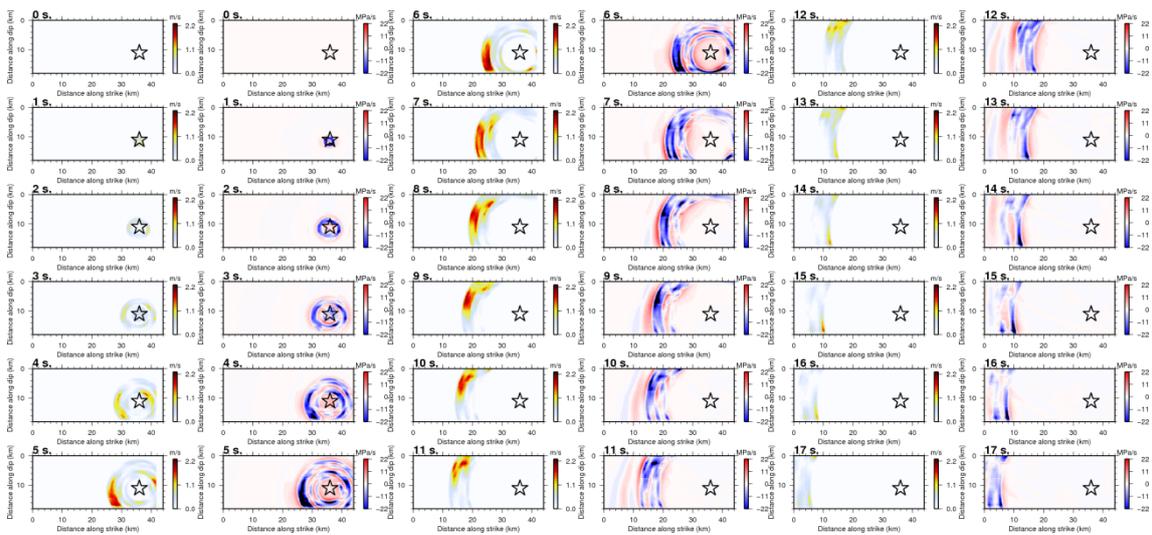


図 5.1.1.3-3 すべりと応力の時間微分のスナップショット。

## ② 摩擦構成則

図 5.1.1.3-4 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、 $6 \times 6$  点ごとに重ね書きをしている。このうち、特徴的な点を図 5.1.1.3-5 に、すべり変位—応力関係（摩擦構成則）を拡大して示す。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。

HRA1（アスペリティ）深部（点 F）では、比較的典型的なすべり弱化則の摩擦構成則が得られる。HRA1（アスペリティ）の浅い場所（B）では、すべりは大きいものの応力降下は小さい。HRA2（K）では、すべりの継続時間が短いことに対応して、応力降下の時間も短い。また、応力が低下したのち、そのまますべりが継続し、地震動を放出している様子が見られる。

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。

格子間隔  $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$  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  $4 \text{ km} \times 2 \text{ km}$  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。

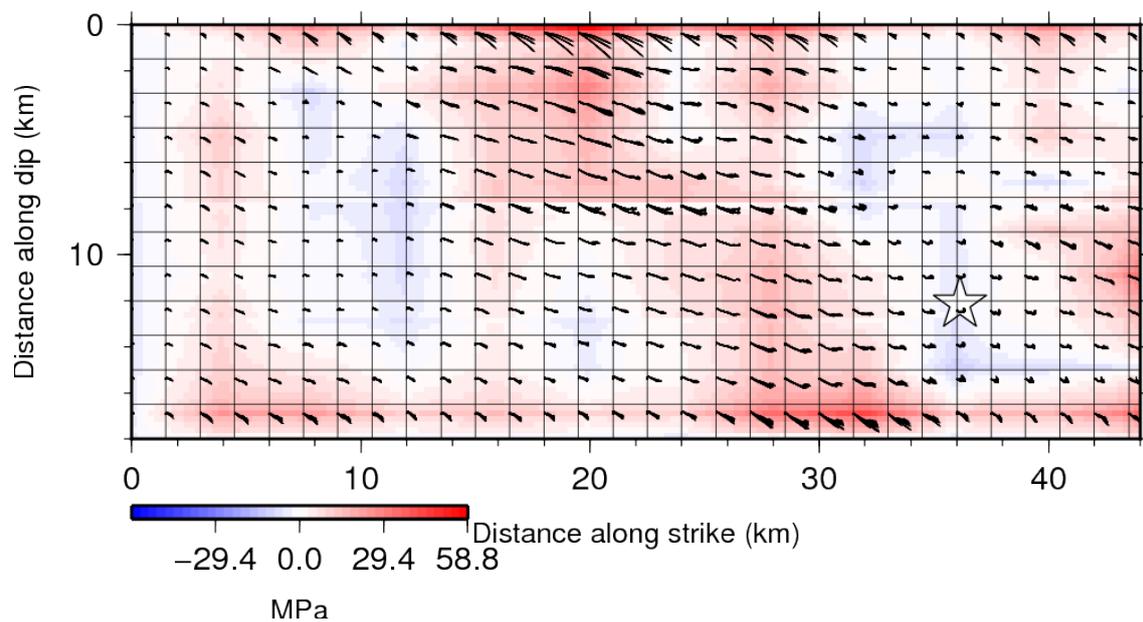


図 5.1.1.3-4 各小断層の摩擦構成則.

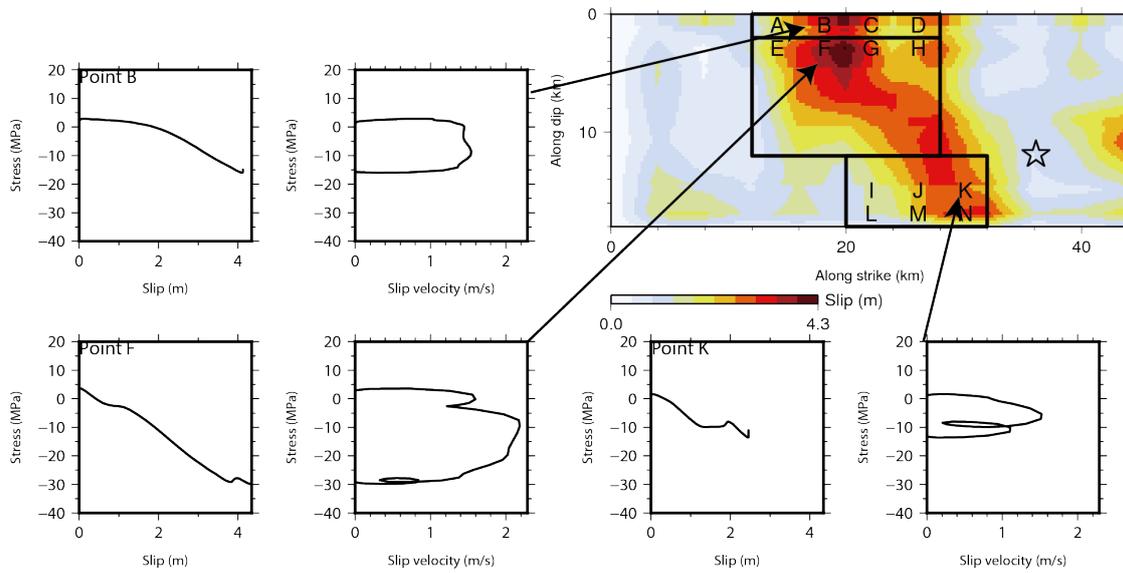


図 5.1.1.3-5 計算されたすべり-応力曲線 (摩擦構成則, 左), すべり速度-応力曲線 (中), すべり・すべり速度・応力の時間変化 (右). 場所を上記 A~N で示す.

### 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 5.1.1.3-6) は, 断層面平均で約 4 MPa, HRA1a,1b で 7 MPa, HRA2 で 7 MPa であり, 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 5.1.1.3-1). 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 5.1.1.3-7 に動的応力降下量  $\Delta\sigma_d$  を示す. 各領域での平均値 (表 5.1.1.3-2) は, 静的応力降下量 (表 5.1.1.3-1) とほぼ同じ値を示す. 動的応力降下量には, 負の値が存在しないので, 平均値は静的応力降下量に比べ数 10% 大きな値となっている.

表 5.1.1.3-1 各領域の静的応力降下量.

Area	$\Delta\sigma_s$ (MPa)
HRA1a	6.5±5.0
HRA1b	9.1±5.9
HRA2	6.7±16
Entire fault	3.6±7.4

表 5.1.1.3-2 各領域の動的応力降下量.

Area	$\Delta\sigma_d$ (MPa)
HRA1a	10±4.6
HRA1b	12±5.3
HRA2	11±12
Entire fault	6.8±6.4

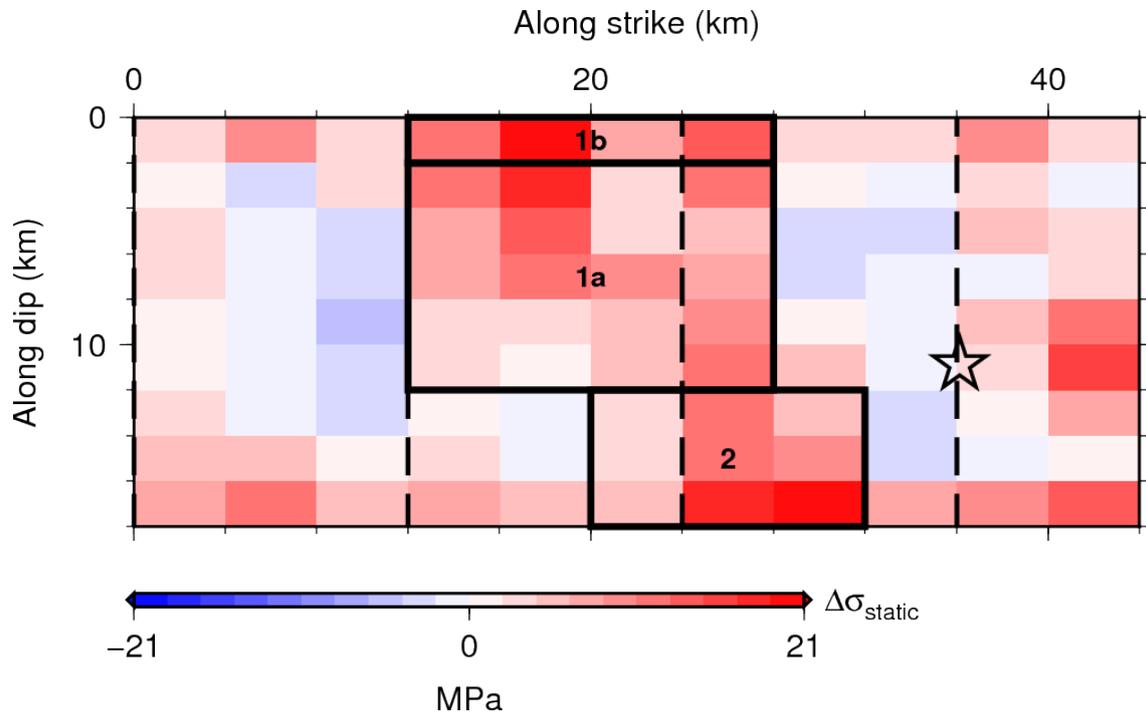


図 5.1.1.3-6 静的応力低下量  $\Delta\sigma_s$ . 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠は HRA の位置を示す.

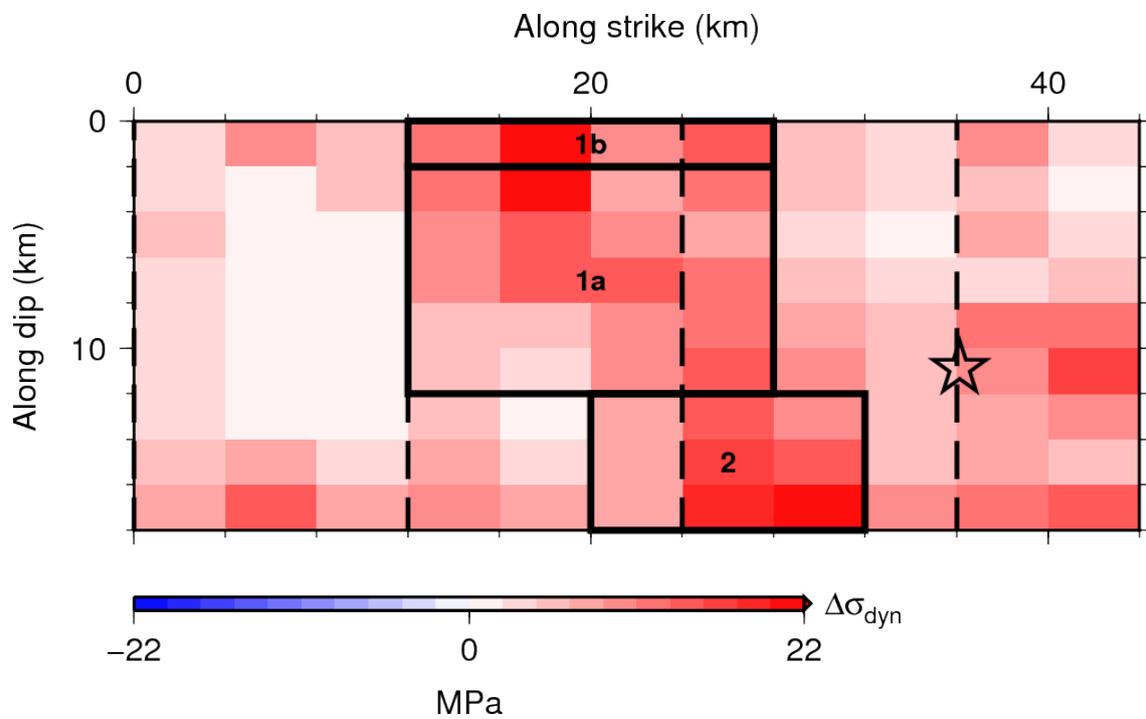


図 5.1.1-7 動的応力低下量. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠は HRA の位置を示す.

#### ④ 破壊強度・実効応力

破壊強度  $\Delta\sigma_y$  (表 5.1.1.3-3) は、応力の時刻歴の最大値をそれとみなして求めた。図 5.1.1.3-8 に破壊強度の分布を示す。断層面全体で 0~6 MPa 程度の値が求められている。断層面浅部の HRA1b で破壊強度は最も弱く、それから領域の深さが増すにつれて破壊強度が増す傾向にある。

実効応力  $\Delta\sigma_{\text{eff}}$  を図 5.1.1.3-9 に示す。各領域での実効応力の平均値を表 5.1.1.3-4 に示す。HRA1a, 1b, 2 では平均で 15~17 MPa 程度と、静的応力降下量 (10 MPa) より 5~7 割程度大きい。これらの値は、経験的グリーン関数で求められている SMGA での実効応力と整合的か、わずかに大きい程度の値である。

表 5.1.1.3-3 各領域の破壊強度.

Area	$\Delta\sigma_y$ (MPa)
HRA1a	4.4±1.8
HRA1b	2.5±1.4
HRA2	5.9±5.3
Entire fault	3.5±2.4

表 5.1.1.3-4 各領域の実効応力.

Area	$\Delta\sigma_{\text{eff}}$ (MPa)
HRA1a	15±4
HRA1b	15±6
HRA2	17±9
Entire fault	10±6

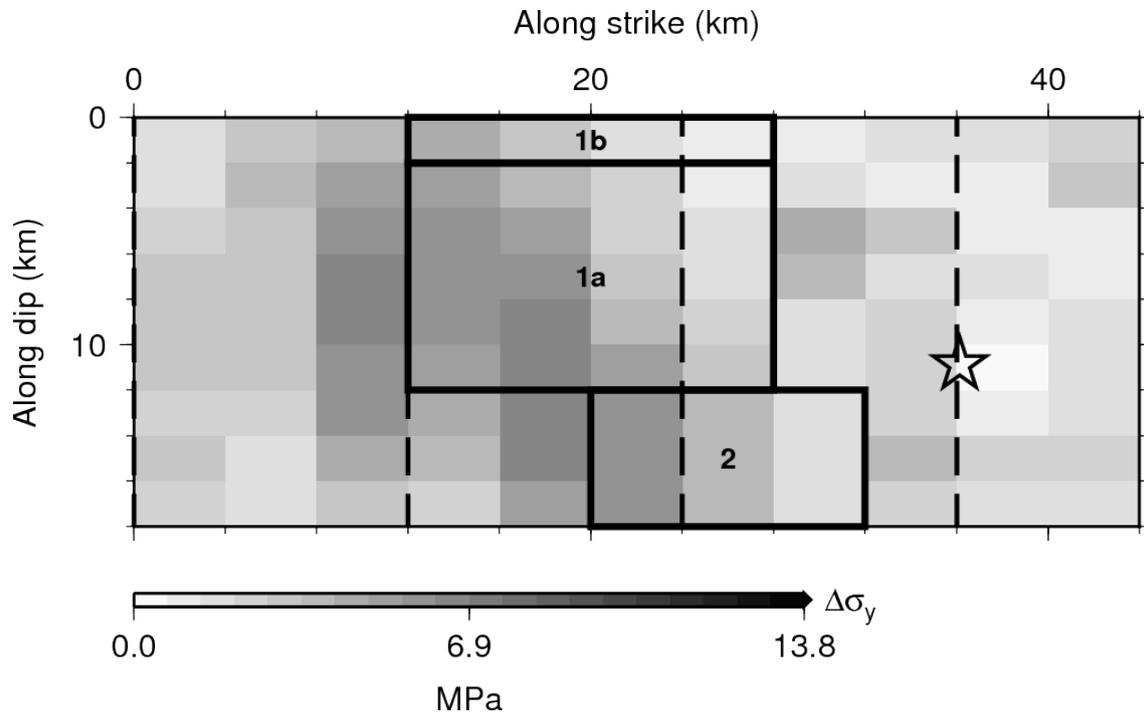


図 5.1.1.3-8 破壊強度. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠は HRA の位置を示す.

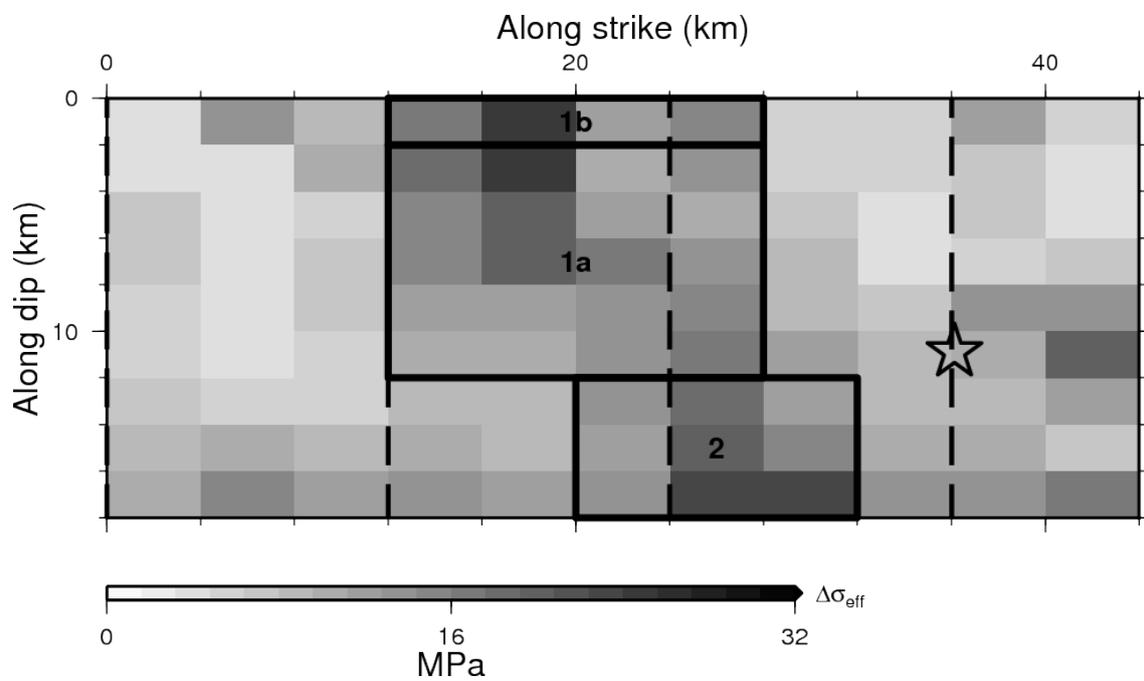


図 5.1.1.3-9 実効応力. 星印は破壊開始点の位置を, 黒枠は HRA の位置を示す.

## ⑤ 破壊エネルギー・臨界すべり量

破壊エネルギー $G_c$ は、すべり初めから応力が最小となるまでの区間を、

$$G_c = \int_0^{D_c} \sigma(u) - \sigma_f du \quad (5.1.1.3-1)$$

として求めた。

図 5.1.1.3-10 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を表 5.1.1.3-5 にまとめた。破壊エネルギーは、HRA では 14~19 MJ/m<sup>2</sup> 程度である。これに対し、断層面全体では 8 MJ/m<sup>2</sup> 程度である。

臨界すべり量 ( $D_c$ ) を、定義通り応力が最小の時のすべり量としたものを図 5.1.1.3-11 に示す。領域ごとの  $D_c$  を表 5.1.1.3-6 にまとめた。

求めた  $D_c$  は、HRA1a, 1b では 2.5~2.9 m と、この規模の地震に対する値としてはかなり大きい値が求められている。昨年度報告の 2008 年岩手・宮城内陸地震でも、 $D_c$  は 2~3 m の値が求められているが、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。HRA2 では、1.3 m 程度で、既往研究と同程度の値が得られている。

応力を経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 5.1.1.3-12 に、領域ごとの平均を表 5.1.1.3-7 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、本研究でも HRA1 で約 1 m、HRA2 で 0.5 m と小さい値が求められている。

$D_c$ ,  $D_c'$  とともに、HRA1 の値の方が HRA2 の値の 2 倍前後となっている。HRA2 での  $D_c'$  の値は、動力学シミュレーションの値と整合的でもあるから、HRA1 に対する  $D_c$  あるいは  $D_c'$  が、相対的に大きいことが特徴的である。実際に  $D_c$  が大きいのか、見かけ上の物であるかは検討が必要だが、深さ依存などを反映している可能性がある。

表 5.1.1.3-5 各領域の破壊エネルギー.

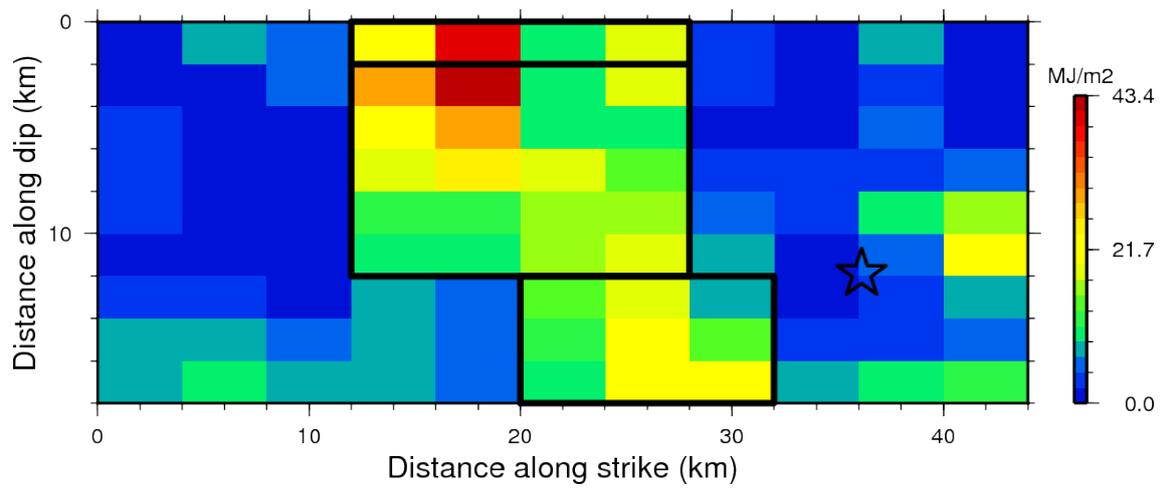
Area	Gc (MJ/m <sup>2</sup> )
HRA1a	15±7
HRA1b	19±14
HRA2	14±16
Entire fault	8±10

表 5.1.1.3-6 各領域で求めた臨界すべり量.

Area	Dc (m)
HRA1a	2.5±0.6
HRA1b	2.9±0.7
HRA2	1.3±1.2
Entire fault	1.3±1.0

表 5.1.1.3-7 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	Dc' (m)
HRA1a	1.0±0.6
HRA1b	0.9±0.6
HRA2	0.5±0.5
Entire fault	0.6±0.5

図 5.1.1.3-10 破壊エネルギー $G_c$ .

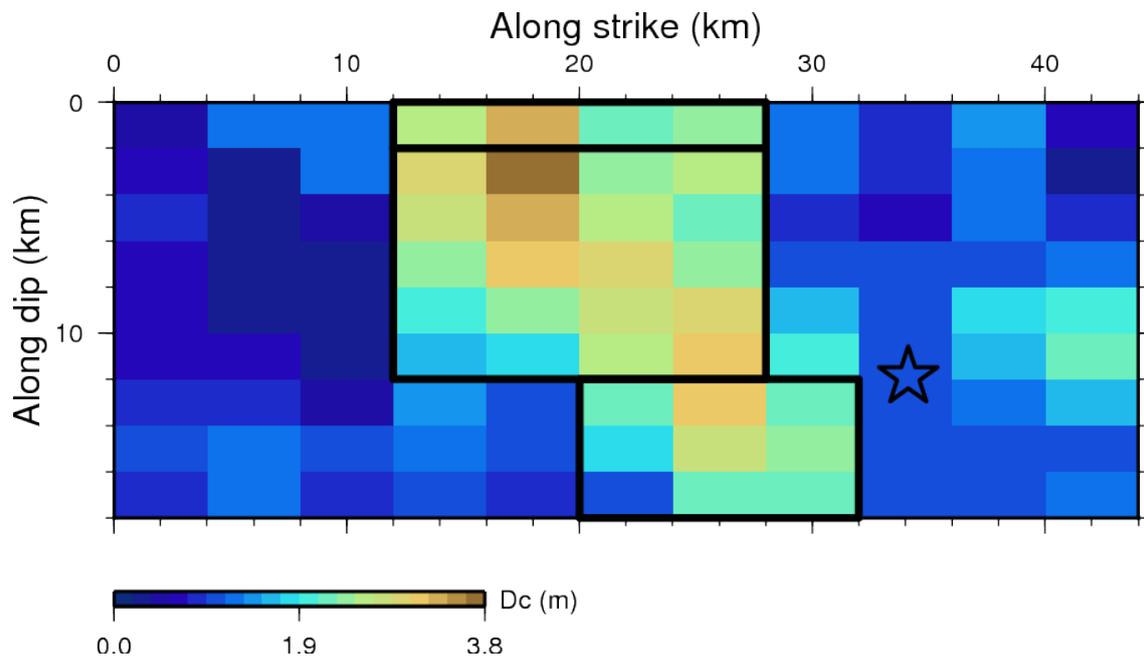


図 5.1.1.3-11 臨界すべり量  $D_c$ . 計算で得られた摩擦構成則から  $D_c$  まで積分することで直接求めたもの.

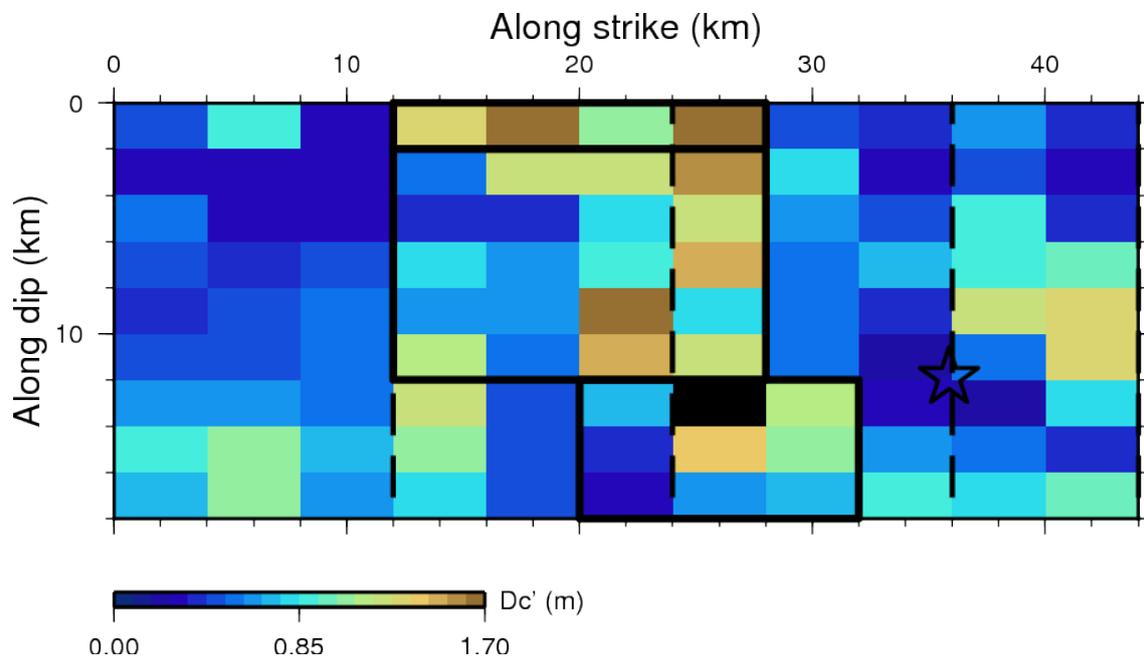


図 5.1.1.3-12 臨界すべり量  $D_{c'}$ .

#### 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、応力の最大値  $\sigma_y$  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が、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。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 5.1.1.1-2) を図 5.1.1.3-13 に示す。HRA2 では、局所的に周辺より破壊が早く伝播し、HRA1 に向けてそれが広がっている様子がわかる。また、すべり量ではトリミングされなかったが、断層面の左側（北東端）では、破壊伝播がほぼ停止しており、実質的には破壊していない可能性がある。

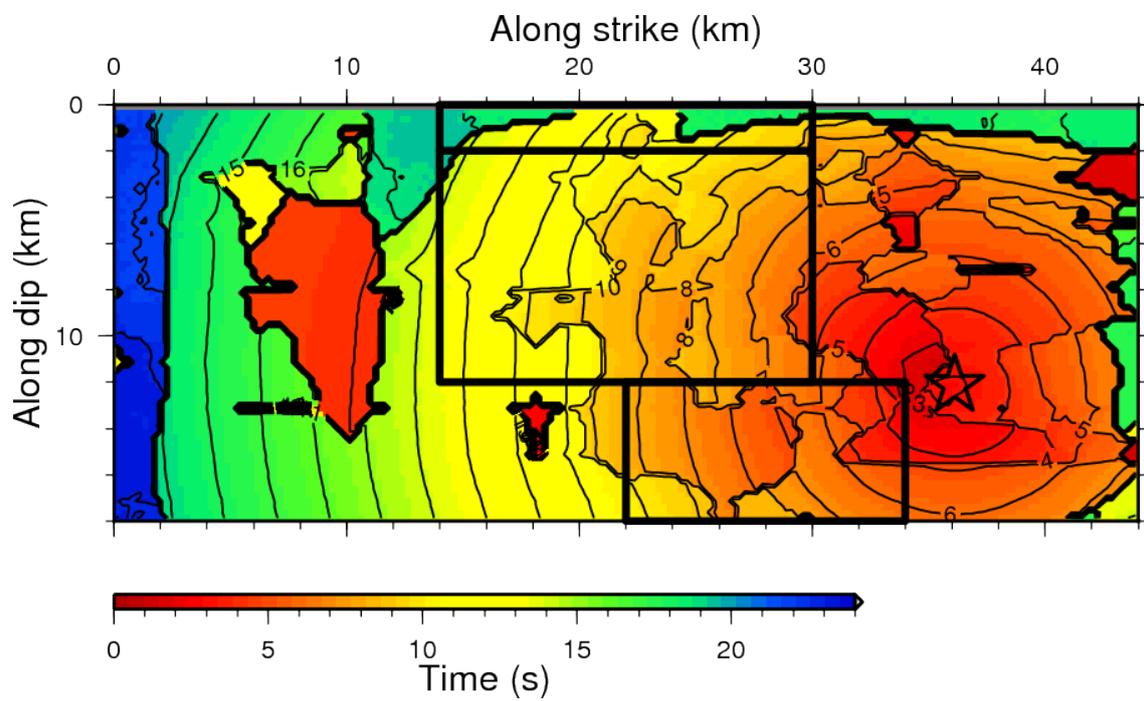


図 5.1.1.3-13 応力最大となった時刻，すなわち降伏時刻.

#### 5.1.1.4 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 5.1.1.4-1), 2016 年熊本地震 4 月 16 日本震での破壊エネルギーは、スケーリング則と整合的な、いわば普通の地震であることがわかる.

臨界すべり量  $D_c$  については、Fukuyama and Suzuki (2016)が、KiK-net 益城観測点の記録を用いて  $D_c$  を推定し、1 m という値を求めている. 本研究で求めた  $D_c$  のどの値と比較すべきかは議論が必要だが、表 5.1.1.3-7 の HRA1a, 1b の  $D_c'$  と対応すると、ほぼ整合的な値である.

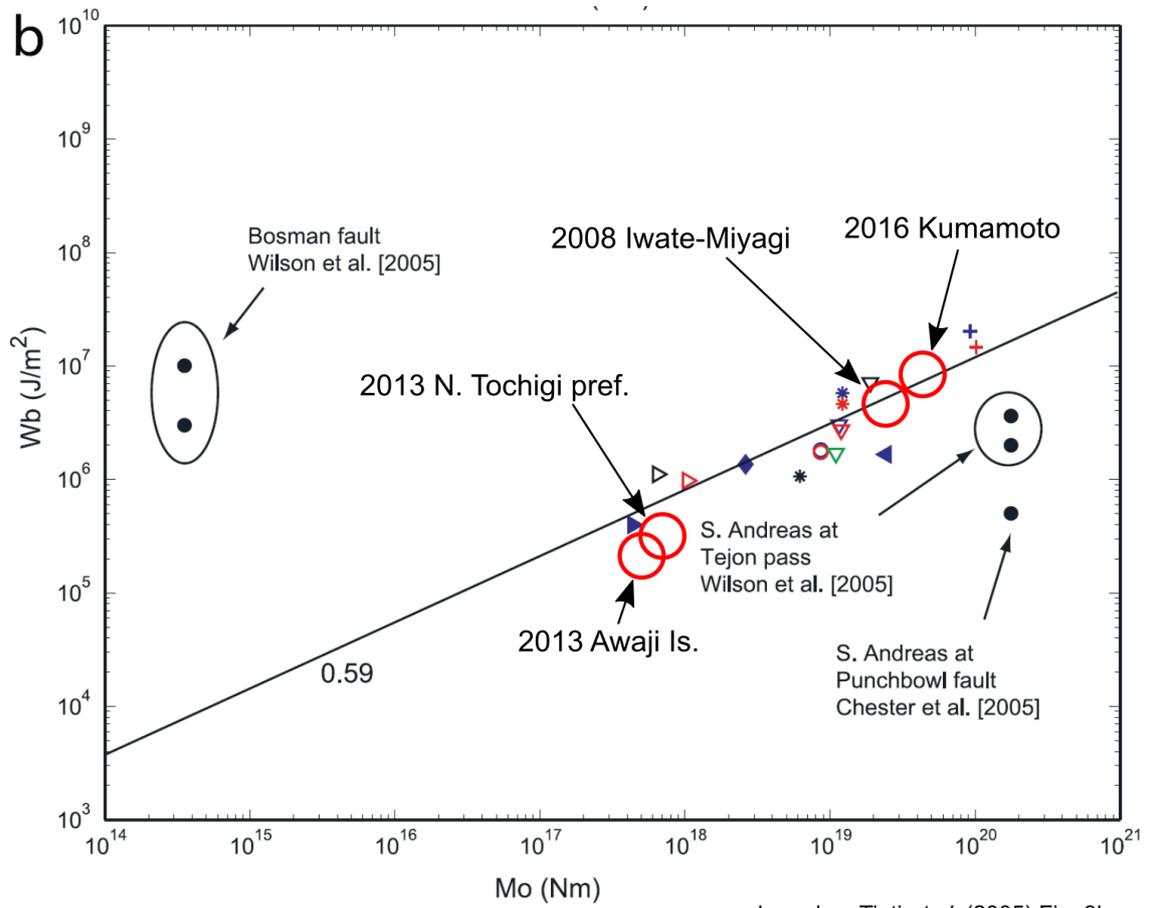


図 5.1.1.4-1 本検討で得られた破壊エネルギーと、既往研究結果の比較。本年度と昨年度の成果を合わせてプロットしている。

### 5.1.1.5 まとめ

2016年熊本地震4月16日日本震について、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、応力場を計算した。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。一方、実効応力は経験的グリーン関数によるものと整合的な値が推定された。

断層面全体の破壊エネルギー $G_c$ は、 $8 \pm 10 \times 10^6 \text{ J/m}^2$ で、既往研究のスケール則 (Tinti, *et al.*, 2005)と調和的であった。臨界すべり量は、定義通り推定すると大きめの値が推定されるが、 $D_c'$ を求めて、観測波形から推定した $D_c''$ と比較すると比較的調和的な値が得られた。また、臨界すべり量の深さ依存が示唆された。

応力をもとに破壊時刻を同定すると、深部のHRA（アスペリティとほぼ同一）で破壊が加速する傾向が見られた。また、断層面の北東端では破壊の進展が停止している可能性が示された。

## 5.1.1.6 参考文献

- Andrews, D. J. (1976) Rupture propagation with finite stress in antiplane strain. *J. Geophys. Res.*, 81, 3575-3582.
- Graves, R. W. (1996) Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- Fukuyama, E. and Suzuki, W. (2016) Near-fault deformation and  $D_c$  during the 2016 Mw7.1 Kumamoto earthquake. *Earth, Planets and Space*, 68:194.
- Ide, S. and Takeo, M., (1997) Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis. *J. Geophys. Res.*, 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.
- 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.
- 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.
- 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 年大会講演予稿集, S204 004.