
2016 年熊本地震 (M_j 7.3) の観測記録に基づく 強震動評価手法の検証について (中間報告)

地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会においては、平成 12 年 (2000 年) 鳥取県西部地震、平成 15 年 (2003 年) 十勝沖地震、2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録を用いた強震動評価手法の検証を実施してきた (地震調査委員会強震動評価部会, 2002 ; 2004 ; 2008)。今般、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)」 (地震調査委員会, 2020) の更なる改善に資するため、平成 28 年 (2016 年) 熊本地震のうち 4 月 16 日に発生した M_j 7.3 の地震 (以下、「2016 年熊本地震」という) の観測記録に基づいて強震動評価手法の検証を行った。2016 年熊本地震は、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (以下、「地震調査委員会」という) により、地震発生前に長期評価が行われ、それに基づいて震源断層を特定した地震動予測地図 (シナリオ地震動予測地図) が作成されていた主要活断層帯で発生した地震である。また、これまでに強震動評価手法の検証を行ってきた平成 12 年 (2000 年) 鳥取県西部地震や 2005 年福岡県西方沖の地震とは異なり明瞭な地表地震断層が出現し、かつ、断層近傍で多くの顕著な強震記録が得られた地震でもある。

2016 年熊本地震の発生後に地震調査委員会が公表した「平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の評価」 (地震調査委員会, 2016) では、同地震は主に布田川断層帯布田川区間の活動と考えられると評価している。布田川断層帯布田川区間については、2013 年に公表していた長期評価「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改訂)」 (地震調査委員会, 2013) において、活断層長さは約 19km であり、地震の規模は M_j 7.0 程度と推定されていた。また、全国地震動予測地図 2014 年版 (地震調査委員会, 2014) では、長期評価を踏まえて、震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (以下、「レシピ」という) に基づき、シナリオ地震動予測地図 (図 1) が作成されていた。

2016 年 4 月 16 日に発生した 2016 年熊本地震の規模は M_j 7.3 であり、Shirahama et al. (2016) により長さ約 34km の地表地震断層が確認されている。更に、図 1 及び図 2 に示すように実際に観測された計測震度と布田川断層帯布田川区間のシナリオ地震動予測地図の予測震度分布を比較すると予測震度は計測震度 6.0 以上を観測した地点も含めて全体的に過小評価であった。

そこで、本中間報告では、「レシピ」の今後の改善に資するため、地震発生後に得られた地表地震断層や震源インバージョン結果、一連の地震活動の分布など様々な観測事実を踏まえて強震動評価を行い、2016 年熊本地震の観測記録と比較し課題を抽出する。また、課題を踏まえて検討した評価手法を用いて強震動評価を試み、観測記録の再現性への影響等について取りまとめる。なお、「レシピ」の高度化にあたっては、本中間報告が 2016 年熊本地震の事例解析である点を考慮し、標準的な強震動予測手法としての妥当性については改めて検討する必要がある。

【目次】

1	中間報告の概要	3
2	震源断層モデル及び地下構造モデルの設定と強震動評価手法	3
	(1) 初期震源断層モデルの設定	3
	(2) 地下構造モデルの設定	5
	(3) 強震動評価手法	7
3	初期震源断層モデルを用いた強震動評価	8
4	課題を踏まえた強震動評価	10
	(1) 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整	10
	(2) 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整	12
	(3) アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張	13
	(4) 浅部領域の大すべり域	16
	(5) 地下構造モデルの影響	17
	(6) 検討結果のまとめ	18
5	今後に向けて	20
	参考文献	22

1 中間報告の概要

本章では、中間報告における強震動評価の流れを示す。最初に検討する震源断層モデルは、2016年熊本地震の発生後の調査で確認された地表地震断層の長さや一連の地震活動の分布などに基づいて震源断層モデルの長さや幅を決め、他の断層パラメータも「レシピ」に従って設定した特性化震源モデルとした。以下、この震源断層モデルを「初期震源断層モデル」という。地下構造モデルは、ボーリングデータや微動アレイ観測等に基づき J-SHIS V2 モデル（藤原・他，2012）の地下構造モデルを調整した熊本地方の浅部・深部統合地盤構造モデルを用いることとした。強震動計算は、震源断層から工学的基盤上面まではハイブリッド合成法を適用し、工学的基盤上面から地表への換算は浅部・深部統合地盤構造モデルの平均 S 波速度から評価した最大速度の増幅率及び震度増分を用いた。評価結果の検証には、防災科学技術研究所の K-NET や KiK-net 観測点（防災科学技術研究所，2019）、気象庁及び地方自治体（佐賀県、熊本県、大分県、宮崎県）の震度計で得られた観測記録を使用した。

初期震源断層モデルでは、震源断層の面積から「レシピ」に従って設定した地震モーメントが観測値の半分程度となり、最大速度（PGV）の計算値は全体的に過小評価となった。また、断層ごく近傍の観測点における計測震度や擬似速度応答スペクトル（主に長周期側）などの計算値も、観測値に比べて過小評価となった。更に、断層ごく近傍で観測された永久変位を伴った波形も表現できていなかった。そのため、本検討では「レシピ」に準拠して設定した初期震源断層モデルの課題を踏まえて、

- ・地震モーメントの調整
- ・アスペリティの位置の変更や地震発生層よりも浅い領域への震源断層の拡張

などを組み合わせた複数の震源断層モデルで強震動計算を実施し、震源断層モデルの調整による計算結果の影響や観測記録との比較結果を分析した。

なお、熊本地方の地下構造モデルについては、「地下構造モデル作成の考え方」（地震調査委員会，2017）などに基づいて、ボーリングデータや微動アレイ観測等の情報を考慮した浅部・深部統合地盤構造モデルが構築されていることから、本検討では同モデルの使用を基本としている。ただし、J-SHIS V2 モデルを用いた計算結果と比較し、地下構造モデルの違いによる影響についての検討も行った。

2 震源断層モデル及び地下構造モデルの設定と強震動評価手法

(1) 初期震源断層モデルの設定

2016年熊本地震の強震動評価における課題抽出を行うため、地震発生後に得られた様々な観測事実を踏まえて、「レシピ」における活断層で発生する地震に対する（ア）の手法に従い、震源断層モデルを設定する。ただし、観測事実が全国地震動予測地図 2014年版における布田川断層帯布田川区間のシナリオ地震動予測地図における断層パラメータと大きく異なる場合は、全国地震動予測地図 2014年版の設定を使用することとした。なお、第4章において、それまでに抽出された課題を踏まえて震源断層モデルを修正して強震動評価を試みることから、本項で設定した震源断層モデルを初期震源断層モデル（震源断層モデル名：Model-I）と呼んでいる。

1) 初期震源断層モデルの長さ（巨視的震源特性）

前章で述べたように、長期評価による布田川断層帯布田川区間の活断層長さは約 19km であった。強震動評価において、全国地震動予測地図 2014 年版では、「レシピ」における活断層で発生する地震に対する（イ）の手法に従い、長期評価での地表の活断層長さから地震規模を設定し震源断層モデルを設定しているが、その断層モデル長さは 24km と設定されていた。これらの長さは、いずれも図 3 に示した 2016 年熊本地震で出現した地表地震断層の長さ（Shirahama et al., 2016）である約 34km よりも短い。

全国地震動予測地図のシナリオ地震動予測地図を作成する際には、「レシピ」に基づき、長期評価された地表の活断層長さから地震規模を設定し震源断層モデルを設定するケースが多いが、本検討においては地表の活断層長さが地表地震断層よりも短いため、地表地震断層の長さ（約 34km）を初期震源断層モデルの長さとした。図 4 には初期震源断層モデルの地表面への投影図及び観測点配置、図 5 に Shirahama et al. (2016) の地表地震断層との比較を示す。なお、地表地震断層は南西側の端部で日奈久断層帯高野―白旗区間に沿って走向が変わっているが、本検討では布田川断層帯布田川区間に沿った 1 枚の矩形断層として初期震源断層モデルを作成した。

2016 年熊本地震については強震波形を用いた複数の震源インバージョン結果（例えば、Kubo et al., 2016; Asano and Iwata, 2016; 吉田・他, 2016; Kobayashi et al., 2017）が公表されている。Irikura et al. (2017) によると、震源インバージョンにおける震源断層の長さは約 47km¹であり、この長さは地表地震断層の長さよりも長い。図 6 に震源インバージョン結果の比較図を示す。そこで、震源インバージョンに基づく震源断層の長さを、震源断層モデルの長さとして設定した強震動評価も第 4 章（2）において検討する。なお、布田川断層帯の位置・形状等に基づく震源断層モデルの設定については、2016 年熊本地震後に実施された様々な調査・研究（例えば、文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2019）等に基づく長期評価の検討状況も踏まえて、今後も引き続き検討すべきである。

2) その他の巨視的震源特性や微視的震源特性

地震発生層の下限の深さは、長期評価では 10–13 km 程度（布田川断層帯布田川区間付近）と評価されていたが、本検討では 2016 年熊本地震の一連の地震活動分布の深さ（図 7）に基づき 18km とした。震源断層モデルの上端の深さは、全国地震動予測地図 2014 年版の布田川断層帯布田川区間のシナリオ地震動予測地図では 3km としているが、本検討では次項で示す地下構造モデルの地震基盤上面の深度を参考に 2km としている。なお、断層の傾斜角は一連の地震活動分布や震源インバージョン結果に基づいて 70° とした。初期震源断層モデルの震源断層幅は、地震発生層の厚さと傾斜角から約 17km とした。

その結果、地震モーメントは震源断層の面積から「レシピ」に従い $1.86 \times 10^{19} \text{Nm}$ となり、モーメントマグニチュード (M_w) は 6.8 となった。断層の走向及びすべり角は、全国地震動予測地図 2014 年版の設定に従い、それぞれ N233° E 及び -160° とした。表 1 に長期評価、全国地震動予測地図 2014 年版及び震源インバージョン結果に基づく震源断層形状や地震モーメント等を示す。

¹ Irikura et al. (2017) に示された震源断層長さは、Kubo et al. (2016)、Asano and Iwata (2016) 及び吉田・他 (2016) による震源インバージョン結果を、Somerville et al. (1999) の基準に沿ってトリミングした断層長さを対数平均した値である。

アスペリティは2個設定し、その面積比は2:1とする。アスペリティの位置は、傾斜方向にはいずれのアスペリティもその中心が断層の中心付近と対応するように設定し、走向方向には震源インバージョン結果(図8)を参考に、面積が大きいものを北東側に、小さいものを南西側に配置した。破壊開始点は、気象庁震源カタログ²の震源情報を参考に、南西側のアスペリティの南西下端とした。すべり速度時間関数は、アスペリティ領域、背景領域ともに中村・宮武(2000)の近似式を用いた。その他の断層パラメータは、「レシピ」に従って設定した。表2に初期震源断層モデルの断層パラメータを、図9に震源断層モデル図を示す。

(2) 地下構造モデルの設定

全国地震動予測地図 2014年版の布田川断層帯布田川区間のシナリオ地震動予測地図では、深部地盤構造モデルとしてJ-SHIS V2モデルを、浅部地盤構造モデルとして若松・松岡(2013)による微地形区分に基づくものを用いていた。本検討で想定する震源断層を含む強震動評価範囲では、「地下構造モデル作成の考え方」(地震調査委員会, 2017)などに基づいて、ボーリングデータや微動アレイ観測等の情報を考慮した浅部・深部統合地盤構造モデルが構築されている。本検討の強震動評価では、地震基盤以浅は、この浅部・深部統合地盤構造モデル(以下、SDモデルと呼ぶ。)を用いる。地震基盤については、J-SHIS V2モデルとする。ただし、SDモデルの堆積層の最下層であるVs2700m/s層の上面深度が、J-SHIS V2モデルの地震基盤であるVs3100m/s層の上面深度より深い箇所においてはSDモデルのVs2700m/s層の上面深度を地震基盤上面深度とする。地震基盤より深い地殻構造については、全国1次地下構造モデル(暫定版)(Koketsu et al., 2012)を用いる。以下に、熊本地方のSDモデルの作成について述べる。なお、地下構造モデルの違いが強震動評価に与える影響については、第4章(5)において検討する。

熊本平野については、Senna et al. (2018)によりボーリングデータや微動アレイ観測データなどを用いて、SDモデルが作成されているが、本検討で用いたモデルは、熊本平野の北部や阿蘇地域に関して、微動アレイ探査を追加し、Senna et al. (2018)のSDモデルの範囲を拡張したものである。図10に観測点を1~2km間隔で設定した微動アレイ探査(小)観測地点分布を、図11に観測点を約5km間隔で設定した微動アレイ探査(大)観測地点分布を示す。

SDモデルの深部地盤構造モデルは、微動アレイ探査(大)によって得られた位相速度、H/Vスペクトル(近傍に強震記録がある地点についてはR/Vスペクトル)を用いてジョイントインバージョンによりJ-SHIS V2モデルを調整した。図12にジョイントインバージョンに基づく調整結果の例を示す。J-SHIS V2モデルのS波速度構造が調整され、SDモデルはJ-SHIS V2モデルよりも、観測記録の位相速度やH/Vスペクトルが表現できている。また、微動アレイ探査(大)が行われていない島原湾海域については、重力データ及び音波

² 1997年10月1日以降の気象庁震源カタログには、気象庁の観測データのほか、国立研究開発法人防災科学技術研究所、北海道大学、弘前大学、東北大学、東京大学、名古屋大学、京都大学、高知大学、九州大学、鹿児島大学、国立研究開発法人産業技術総合研究所、国土地理院、国立研究開発法人海洋研究開発機構、公益財団法人地震予知総合研究振興会、青森県、東京都、静岡県、神奈川県温泉地学研究所、2016年熊本地震合同観測グループのオンライン臨時観測点(河原、熊野座)、米国大学間地震学研究連合(IRIS)の観測点(台北、玉峰、寧安橋、玉里、台東)の地震観測データを用いている。

探査データを用いて深部地盤構造モデルを調整した。以上の解析結果を用いて **Kriging** 法による空間補完を実施し、三次元深部地盤構造モデルを構築した。図 13 に深部地盤構造モデルの上面深度分布の例 ($V_s2700\text{m/s}$ 層) を示す。新たに作成した深部地盤構造モデルは、**J-SHIS V2** モデルに対して、熊本平野中心部から西部にかけて $V_s2700\text{m/s}$ 層の上面深度が深くなる傾向がある。表 3 に本検討で使用した深部地盤構造モデル等の各層ごとの物性値を示す。なお、**Q** 値は **J-SHIS V2** モデル及び全国 1 次地下構造モデル (暫定版) による値を使用した。

深部地盤構造モデルの検証として、この **SD** モデルについて、三次元差分法を使用した中小地震の計算結果と観測記録との比較検討を実施した。図 14 に解析範囲と比較に使用した観測地震の震央分布を示す。観測地震は $M_w4.9\sim5.1$ の 6 地震を対象とした。それらの地震の諸元を表 4 に示す。三次元差分法では、地下構造モデルとして **SD** モデル、**J-SHIS V2** モデル及び全国 1 次地下構造モデル (暫定版) (以下、**JIVSM** モデルと呼ぶ。) を使用し、工学的基盤 ($V_s350\text{m/s}$ 以上の層) 上面の波形を計算し、解析領域内に位置する **K-NET** 及び **KiK-net** 観測点位置での計算波形を出力した。格子サイズ等の差分法の計算条件は表 5 に示す。図 15 に 3 つのモデルの主な速度層の上面深度分布図を示す。なお、**SD** モデル及び **JIVSM** モデルでは $V_s350\text{m/s}$ 層までがモデル化されているのに対し、**J-SHIS V2** モデルには $V_s600\text{m/s}$ 未満の層は含まれていない。計算結果と比較する観測記録は **SD** モデルの浅部地盤構造モデルに基づいて一次元重複反射法により工学的基盤上面まで戻す処理を行ったものとした。

計算波形と観測波形の比較を図 16 に示す。大局的にみて **J-SHIS V2** モデルの振幅はやや小さい傾向がある。図 17 に計算波形の **PGV** の空間分布を示す。これらは計算結果に $0.1\sim0.5\text{Hz}$ を通過帯域とする帯域通過フィルターを施した結果を基に作成している。この図から熊本平野では **J-SHIS V2** モデルの振幅が小さいこと、**JIVSM** モデルと **SD** モデルでは空間分布に違いがあることもわかる。

差分法の計算結果と観測記録の比較には、**SCEC** (Southern California Earthquake Center) の広帯域地震動評価で検証に使用されている **GOF** (goodness-of-fit, (1)式) 及び **CGOF** (combined goodness-of-fit, (2)式) の指標を利用した。なお、本検討ではこれら指標を計算するため、周期 $1.0\sim10$ 秒、 $1\sim2$ 秒、 $2\sim5$ 秒、 $5\sim10$ 秒の範囲の速度フーリエスペクトルの水平 2 成分のベクトル合成値を用いた。

$$\text{GOF} = \ln(\text{data}/\text{model}) \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$\text{CGOF} = \frac{1}{2} \{ |\ln(\text{data}/\text{model})| \} + \frac{1}{2} \{ |\ln(\text{data}/\text{model})| \} \quad \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 $| \quad |$ は絶対値、 $\langle \quad \rangle$ は対象周期帯での平均値を表す。

図 18 に示す各モデルの各周期帯の **CGOF** 及び図 19 に示す地震ごとの **GOF** を見ると、**SD** モデルが他のモデルに比べて観測記録との合致度が高い傾向があることが分かる。これらのことから、多数のボーリングデータや微動アレイ探査データ等を用いて作成された **SD** モデルは、他のモデルよりも観測記録に対する説明性が向上していることがわかる。更に、観測波形と **SD** モデルによる計算波形から読み取った **P** 波走時と **S** 波走時を比較すると (図 20)、観測走時と計算走時は概ね一致していた。なお、今後、**SD** モデルを拡張する際には、

より広域の中小地震を用いた検証や KiK-net 観測点などにおける伝達関数の検討が望まれる。

浅部地盤構造モデルは、ボーリングデータ、微動アレイ探査（小）データ及び若松・松岡（2013）による微地形区分を活用して作成した。図 21 に使用したデータの分布を示す。平野部では既存資料やボーリングデータより初期速度構造モデルを作成し、微動アレイ探査（小）を実施した地点については、微動アレイ探査（小）データにより浅部地盤の S 波速度構造を修正した。微動アレイ探査（小）が実施されていない地点は、微動アレイ探査（小）が実施されている地点で推定された S 波速度構造とその地点での微地形区分との整理結果を使用し、浅部地盤の S 波速度構造を修正した。微地形区分のうち、微動アレイ探査がほとんど実施されていない山地等の 6 種の微地形区分に該当する地域では、別途ボーリングデータや PS 検層を用いて浅部地盤の S 波速度構造を設定した。以上の解析結果を使用して Kriging 法による空間補完を実施し、三次元浅部地盤構造モデルを構築した。図 22 に、SD モデルによる表層 30m の平均 S 波速度 ($AVS30_{GL}$) と若松・松岡（2013）の微地形区分による $AVS30_{GL}$ の比較を示す。熊本平野全域及び阿蘇地域において、SD モデルに基づく $AVS30_{GL}$ は微地形区分の $AVS30_{GL}$ と比べて小さい。本検討で用いる SD モデルは、上記で得られた浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接合し作成したものである。

（3）強震動評価手法

本検討では、「レシピ」の強震動計算手法に基づき、2016 年熊本地震を評価した。工学的基盤上面までの地震動の計算は、長周期領域に三次元差分法、短周期領域に統計的グリーン関数法を用い、両者を時間領域で合成するハイブリッド合成法を用いた。本検討での接続周期は、全国地震動予測地図のシナリオ地震動予測地図を作成する際に用いているものと同じ 1 秒とした。三次元差分法は、GMS（青井・他，2004）を用い、震源断層を含む第 1 領域（深さ 20km 以浅）での格子サイズは 50m とし、震源は 100m 間隔の点震源で離散化した。統計的グリーン関数法では、要素断層は 2km 間隔に分布させた。計算波形の出力位置は、工学的基盤上面で 1km メッシュ及び観測点位置とし、地表における計測震度の評価地点は、250m メッシュとした。本検討での強震動計算の概要を表 6 に示す。また、図 23 は計算対象領域を示しており、熊本平野を中心に菊池平野、八代平野及び阿蘇地域を含む南北方向 125km、東西方向 131km、深さ方向 60km の範囲を対象とした。工学的基盤上面については、地下構造モデルとして熊本地方の SD モデルを使用するため、「レシピ」に従って $Vs350$ m/s 以上の層上面とした。

なお、本検討での長周期成分の波形比較では、カットオフ周波数 1Hz の低域通過フィルター（LPF）処理を施した波形を用いている。これらの波形は、観測波形は地表（KiK-net は地中）観測点の記録、計算波形はハイブリッド合成を行っていない三次元差分法のみによる工学的基盤上面の結果である。また、工学的基盤上面における PGV 分布の比較についても、前述の観測波形と計算波形をそれぞれ三成分合成した波形の PGV を用いている。

本検討での地表での計測震度 I の計算値は、「レシピ」で示された「地下構造モデル作成の考え方」に基づいて作成された「浅部・深部統合地盤構造モデル」を用いる場合に従い、以下のようにハイブリッド合成法により工学的基盤上面で計算された地震動波形から算出

となった。

- ・ 地震後に得られた地表地震断層の長さ (34km) や地震発生層などに基づいて「レシピ」に従ってモデル化した地震モーメント ($1.86 \times 10^{19} \text{Nm}$) は、表 1 に示した震源メカニズム情報や震源インバージョン結果において推定された地震モーメント ($4.4 \sim 5.3 \times 10^{19} \text{Nm}$) の半分程度となった。そのため、PGV の計算値は観測値と比較して全体的に過小評価となった。
- ・ 断層ごく近傍の観測点における計測震度や擬似速度応答スペクトル (主に長周期側) などの計算値が、観測値に比べて過小評価となった。また、断層ごく近傍で観測された速度波形に見られる特徴的なパルスや変位波形に見られる永久変位が再現できていないなど、波形の再現について限界がある。

4 課題を踏まえた強震動評価

本章では前章で明らかになった課題を踏まえて、初期震源断層モデルに対し、地震モーメントの調整や、アスペリティの位置の調整及び地震発生層以浅への震源断層の拡張を行った震源断層モデルにより強震動を評価し、観測記録の再現性への影響について検討する。なお、地震モーメントを調整する際には、断層面積を変えずに調整する方法と震源断層モデルの長さを変えることにより断層面積を変更して調整する方法を検討する。地震発生層以浅へ震源断層を拡張 (以下、この拡張した部分を「浅部領域」と呼ぶ。) する際には、浅部領域内の大すべり域についても検討する。なお、浅部領域内の短周期震源については付録で検討する。また、本検討で使用する熊本地方の SD モデルと J-SHIS V2 モデルを比較し、使用する地下構造モデルの影響についても検討する。本章及び付録で検討を行う強震動計算について表 7 にまとめる。使用した震源断層モデルの断層パラメータを表 8 に、モデル図を図 32(a)~(j) に示す。図 33 に震源断層モデルの断層面上における SD モデルでの V_s やモーメント解放量分布と、震源断層モデルと断層ごく近傍の観測点の位置関係を示す。それぞれの震源断層モデルの設定については、以下各項で述べる。

なお、本検討で設定する震源断層モデルは、アスペリティ位置等を含めて 2016 年熊本地震に最適となるように調整を行っているものではないため、観測記録との局所的な再現性の向上をもってモデルの優劣を判断することはできないことに留意する必要がある。

(1) 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

初期震源断層モデルの地震モーメントが観測値と比べて過小であったことから、本項では震源断層モデルの形状を初期震源断層モデルから変更せずに、スケーリング則 (地震モーメントと震源断層の面積の経験的關係) に依らず地震モーメントを調整する方法を検討する。観測された地震モーメントに近づけるため、初期震源断層モデルで設定した地震モーメントを 2 倍あるいは 2.3 倍し、断層パラメータを設定した震源断層モデル (震源断層モデル名: Model-II、II23) を作成した。本モデルは、震源断層の面積を変えずに地震モーメントを増大させるため、平均すべり量が大きくなる。また、本モデルでは、単純に「レシピ」に従うと震源断層全体の面積に対するアスペリティの比率 (アスペリティ面積比) が 50% を超えるため、「レシピ」における長大な断層などの場合に暫定的に適用することとしている方法と同様に、平均応力降下量を 3.1MPa (Fujii and Matsu'ura, 2000)、アスペリティ面積

比を 22% (Somerville et al., 1999) と仮定し、断層パラメータを設定することとした。検討した震源断層モデルの断層パラメータを表 8 に、モデル図を図 32 (Model-II, Model-II23) に示す。図 34 は設定した震源断層モデルごとの地震モーメントと断層面積、平均すべり量、短周期レベルの関係である。本モデルは、断層面積からスケーリング則に基づいて算出される地震モーメントを 2 倍あるいは 2.3 倍するモデルであるため、地震モーメントと断層面積や平均すべり量の関係 (図 34(a)(b)) は、スケーリング則に基づく他のモデルと異なる傾向になっている。また、短周期レベルについては、平均応力降下量とアスペリティ面積比を仮定し算出しているため、壇・他 (2001) による地震モーメントと短周期レベルの経験的な関係より算出した場合よりも小さくなっている (図 34(c))。

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。図 35(a)~(c) に Model-I, II, II23 におけるこれらの PGV の観測値と計算値の分布を、図 35(d)~(f) にこれらの PGV の比 (計算値/観測値) の分布を示す。モデル同士の計算値の比較では、Model-II は Model-I に比べて、地震モーメントを増加させたため、断層近傍だけでなく広域に PGV が増加しており、更に地震モーメントを増加させ観測された値に近づけた Model-II23 は Model-II に比べて広域に PGV が増加している。観測値との比較では、Model-I が全体に過小評価であった一方で、Model-II, II23 は広域に計算値が大きくなっており、観測値の再現性がある程度向上していることがわかった。なお、八代平野や菊池平野において各モデルとも過小評価の傾向があるが、両地域は SD モデルの深部地盤構造のモデル化範囲外であるため、地下構造モデルの拡張などにより改善が期待されるが、この検討について今後の課題である。八代平野については、震源断層モデルの南西側に位置しており、地表地震断層と震源断層モデルの配置が南西側の端部で異なっていること (図 5) が影響している可能性も考えられる。図 36 に観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較を示す。Model-II, II23 は Model-I に比べて、全体的に計算値が大きくなり観測値に対する再現性が改善している。ただし、前述の八代平野や菊池平野周辺での過小評価に加えて、観測された PGV が 100cm/s 程度前後より大きい断層ごく近傍の地点は観測値に対して過小評価の傾向がある。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値 (KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用) と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を図 37 に、変位波形を図 38 に示す。Model-II, II23 は Model-I と比べて、速度波形では最大振幅が大きくなるものの、いずれのモデルも観測波形の振幅は再現できておらず、特徴的なパルスも再現できていない。変位波形においては、Model-I と比べて振幅がやや大きくなる傾向にあるものの顕著な違いはなく、最終変位量を含めて観測波形は再現できていない。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における速度波形の計算波形を図 39 に示す。併記している観測波形は工学的基盤上面への換算をしていない地表記録であるため、計算波形との比較は難しいが参考として掲載している。モデル同士の計算値の比較では、Model-

II、II23 は Model-I に比べて最大振幅が概ね大きくなる。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の計算値と、Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値に換算した観測値の比較を図 40 に示す。モデル同士の計算値の比較では、Model-II、II23 は Model-I に比べて周期 0.5~1 秒付近より長周期側で振幅が大きくなっており、これらは地震モーメントを増加させた影響と考えられる。Model-II、II23 と観測値を比較すると、西原村小森や KiK-net 益城では観測記録に見られる卓越周期は十分表現されておらず、どちらのモデルも過小評価となっている。南阿蘇村河陽においては長周期側では再現性が高まっている。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を図 41(a)~(c)に、地表計測震度の差 (計算値-観測値) の分布を図 41(d)~(f)に、観測点ごとの観測値と計算値の比較を図 42 に示す。いずれのモデルを比較しても大きな違いは見られない。これは、図 34(c)からわかるように各モデルの短周期レベルが同程度であるためと考えられる。また、断層ごく近傍で観測された震度 7 を含む高震度の地点について、Model-II 及び II23 において Model-I と同様にやや過小評価である。

(2) 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

初期震源断層モデルの地震モーメントが観測値と比べて過小であったことから、本項では震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更し、スケーリング則に従い地震モーメントを調整する方法を検討する。観測された地震モーメントに近づけるため、震源インバージョン結果を参考に震源断層モデルの長さを 46km、あるいはやや長めの 52km に変更して、これらに対応する断層面積に対してスケーリング則を適用して地震モーメントを求め、断層パラメータを設定した震源断層モデル (震源断層モデル名: Model-III、III52) を作成した。本モデルは、震源断層モデルの長さを初期震源断層モデルよりも長くすることにより断層面積が増大し、地震モーメントも大きくなり、平均すべり量は図 34(b)からわかるように Model-II と比べて小さくなる。なお、短周期レベルについては、壇・他 (2001) による地震モーメントと短周期レベルの経験的な関係に従ったモデルであるため、Model-II と比較して大きくなる (図 34(c))。検討した震源断層モデルの断層パラメータを表 8 に、モデル図を図 32 (Model-III、Model-III52) に示す。

図 4 に設定した震源断層モデルの地表面への投影図を示す。震源断層モデルの長さを 34km としたモデルに対して、震源断層長さ 46km 及び 52km のモデルは、主に断層を北東方向に拡張している。図 6 に既往の震源インバージョン結果を示す。これらのインバージョン結果と初期震源断層モデルについて走向方向の位置を概ね合わせて並べて示したものが図 8 である。初期震源断層モデルの走向方向のアスペリティ位置がインバージョンにより推定されたアスペリティ位置と概ね整合しており、また、初期震源断層モデルの長さを主に北東方向に拡張することで、インバージョン結果による震源断層形状により近づいていることが分かる。

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表（KiK-net は地中の観測記録を使用）の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。図 43(a)～(c)に Model-II、III、III52 におけるこれらの PGV 分布を、図 43(d)～(f)にこれらの PGV の比（計算値／観測値）の分布を示す。モデル同士の計算値の比較では、Model-III は Model-II と比べて、断層の拡張した北東方向でわずかに大きい領域がみられるものの、全体的には概ねやや小さくなっている。また、震源断層モデルの長さを更に長くして地震モーメントの値を観測された値により近づけた Model-III52 は、Model-III と比べて全体的にやや大きくなっているが、Model-II と比べると概ねやや小さい。図 44 に示す観測値と計算値の比較においても、Model-III、III52 の計算値は Model-II に比べて全体的に PGV が小さくなる傾向がある。これは、Model-III、III52 は Model-II より平均すべり量が小さくなっていることが影響していると考えられる。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値（KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用）と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を図 45 に、変位波形を図 46 に示す。Model-III、III52 は Model-II と比べて、速度波形では最大振幅がやや小さくなる傾向にあり、いずれのモデルも観測波形の振幅は十分再現できておらず、特徴的なパルスも再現できていない。変位波形においても、Model-II と比べて顕著な違いはなく、最終変位量を含めて観測波形は再現できていない。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における速度波形の計算波形を図 47 に示す。モデル同士の計算値を比較すると、Model-III、III52 は Model-II に比べて最大振幅がやや大きくなる地点や振動方向が多い。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）の計算値と観測値の比較を図 48 に示す。Model-III、III52 と観測値を比較すると、西原村小森と KiK-net 益城は観測記録に見られる卓越周期は十分表現されておらず、周期 0.5 秒付近より長周期側で過小評価となっている。南阿蘇村河陽は周期 1～2 秒付近でやや過小評価となっている。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を図 49(a)～(c)に、地表計測震度の差（計算値－観測値）の分布を図 49(d)～(f)に、観測点ごとの観測値と計算値の比較を図 50 に示す。モデル同士の計算値を比較すると、Model-III、III52 は Model-II に比べて、断層近傍や断層を延長した北東方向の領域で計測震度が増加している。また、全体的に計測震度が大きくなっており、観測値の再現性が改善している。これは、Model-III、III52 は Model-II に比べて、短周期レベルが大きいことが影響していると考えられる。

(3) アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

第 1 項や第 2 項で検討したように地震モーメントを調整して観測された地震モーメントに近づけただけでは、断層近傍の地震動に関しては観測記録の再現性が不十分であった。そのため、本項では「①アスペリティの深さの影響」と、「②地震発生層よりも浅い領域（浅

部領域)の震源断層の拡張の影響」について検討する。なお、本検討では①と②ともに Model-II の震源断層モデルを基にして、アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張を行った。

①については、アスペリティの位置による地震動に対する影響を検討するため、初期震源断層モデルではアスペリティの中心の深さを断層中心付近に配置していたが、本検討では図 8 の震源インバージョン結果を参考にして北東側の大きなアスペリティの上端を地震発生層上端(深さ 2km)に沿わせて配置(震源断層モデル名に付与する記号:U1)する震源断層モデル(震源断層モデル名:Model-II_U1)を作成した。

②については、地震発生層より浅い領域(浅部領域)にすべりを付与することにより、断層ごく近傍の変位波形の再現性が向上する可能性があるため、本検討では浅部領域へ震源断層を拡張したモデルを検討する。浅部領域へ拡張する際の震源断層パラメータの設定について、本項では「浅部領域を背景領域とみなし、浅部領域を含めた断層全体にスケーリング則などを適用して震源断層パラメータを設定した震源断層モデル(震源断層モデル名:Model-II_U1_S1)」と、「浅部領域を含めずに地震発生層内の震源断層にスケーリング則などを適用し震源断層パラメータを設定し、浅部領域については地震発生層内の背景領域と同じパラメータを与えた震源断層モデル(震源断層モデル名:Model-II_U1_S2)」を作成した。また、本項においては、浅部領域については、応力降下量を 0MPa と仮定し、短周期震源を配置せず、すべり速度時間関数は西原村小森の観測記録を参考にパルス幅 2.5 秒の Smoothed ramp 関数を設定する。つまり、浅部領域は統計的グリーン関数法による短周期の地震動は計算せずに、三次元差分法による長周期の地震動のみが計算される震源断層モデルである。浅部領域における三次元差分法の震源は、地震発生層内と同様に 100m 間隔の点震源で離散化しているが、 V_s が 1000m/s より遅い層が震源とならないように深さ 200m 未満には震源を配置しなかった。アスペリティの位置については、①で検討したものと同様に北東側の大きなアスペリティの上端を地震発生層上端(深さ 2km)に沿わせて配置する。なお、浅部領域に大すべり域を設定した震源断層モデルや短周期震源を設定した震源断層モデルについては、第 4 項及び付録で検討する。

検討した震源断層モデルの断層パラメータを表 8 に、モデル図を図 32 (Model-II_U1、Model-II_U1_S1、Model-II_U1_S2) に示す。

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表(KiK-net は地中の観測記録を使用)の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。図 51(a)~(d) に Model-II、II_U1、II_U1_S1、II_U1_S2 におけるこれらの PGV 分布を、図 51(e)~(h) にこれらの PGV の比(計算値/観測値)の分布を示す。モデル同士の計算値の比較では、アスペリティ位置を浅くした Model-II_U1 は Model-II と比べて、北東側の大きなアスペリティ周辺で PGV が顕著に大きくなる。一方、浅部領域へ震源断層を拡張した Model-II_U1_S1 と II_U1_S2 は、アスペリティ位置を浅くした Model-II_U1 と比べて断層近傍で PGV が更に大きくなる。なお、図 51 から断層近傍においては、浅部領域へ震源断層を拡張する影響よりも、アスペリティ位置を浅くすることの影響の方が大きい傾向が見える。図 52 に示す観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較においても、PGV が 100cm/s 程度前後

より大きい断層ごく近傍の地点において Model-II の計算値に比べて Model-II_U1 が大きな値を示す傾向にあり、Model-II_U1_S1 と II_U1_S2 では更に大きな値となり、観測値の再現性が改善している。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値 (KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用) と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を図 53 に、変位波形を図 54 に示す。Model-II_U1_S1 と II_U1_S2 は Model-II や II_U1 と比べて、速度波形の最大振幅は、概ね Model-II、Model-II_U1、Model-II_U1_S2、II_U1_S1 の順に大きくなる傾向を示し、観測値の再現性の改善が見られた。また、Model-II_U1_S1 と II_U1_S2 では、速度波形に見られる特徴的なパルスや、最終変位量も含めた変位波形の再現性の改善が見られたが、西原村小森の FP 成分や UD 成分、南阿蘇村河陽の FP 成分のように依然として観測された振幅を十分に表現できていない振動方向もある。

図 55 (a) 及び(b)に地下構造モデルとして SD モデルを用いた場合の西原村小森を通る南北測線 (測線位置は図 4 を参照) における Model-II、II_U1、II_U1_S1 及び II_U1_S2 の三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の PGV 分布を示す。これから断層ごく近傍における PGV は、アスペリティを浅く配置することで振幅は大きくなり、浅部領域に震源断層を拡張することで更に大きくなることが確認できる。図 56 に図 55 と同じ南北測線における Model-II_U1_S2 の最終変位量分布について、浅部領域のみと地震発生層内のみを分離して示す。これから浅部領域へ震源断層を拡張した場合、最終変位量への寄与は、断層ごく近傍は浅部領域の影響が支配的であり、それよりも遠方では地震発生層内の影響が大きくなる事が分かる。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における速度波形の計算波形を図 57 に示す。西原村小森や南阿蘇村河陽においては、Model-II_U1_S1 や II_U1_S2 は Model-II や II_U1 に比べて最大振幅が大きくなっている。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の計算値と観測値の比較を図 58 に示す。西原村小森の周期 1 秒付近及び KiK-net 益城の周期 5 秒付近より長周期側において、Model-II_U1_S1 や II_U1_S2 の計算値は Model-II_U1 と比べて振幅が大きくなり、観測値の再現性も改善している。ただし、両観測点の観測値で周期 0.5~1 秒に見られるピークについて観測値に比べて過小評価となっている。西原村小森や南阿蘇村河陽の周期 0.5 秒から短周期側において、Model-II_U1_S1、II_U1_S2 及び II_U1 は Model-II と比べて振幅が大きくなり、西原村小森では観測値と比べて過大評価となっている。また、南阿蘇村河陽では周期 1 秒より長周期側において Model-II_U1、Model-II_U1_S1 及び II_U1_S2 の計算値は観測値と比べて過大評価となっている。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を図 59(a)~(d)に、地表計測震度の差 (計算値-観測値) の分布を図 59(e)~(h)に、観測値と計算値の比較を図 60 に示す。モデル同士の計算値を比較すると、Model-II_U1 は Model-II と比べて、断層近傍で計測震度 6.0 以上の領域が広がっている。また、Model-II_U1 の分布と Model-II_U1_S2

の違いは顕著ではないが、Model-II_U1_S1 は Model-II_U1_S2 や Model-II_U1 と比べて短周期レベルがわずかに大きいいため、計測震度がやや大きくなる傾向がある。また、Model-II_U1、II_U1_S1、II_U1_S2 は Model-II と比べて、断層ごく近傍で観測された震度 7 を含む高震度の地点において、観測値の再現性が改善している地点が見られる。

(4) 浅部領域の大すべり域

前項において浅部領域に震源断層を拡張した場合を検討し、浅部領域をすべて背景領域として取り扱った結果、断層近傍の観測記録の再現性に改善が見られたが、既往研究（例えば、Ikutama et al., 2018; 田中・他, 2018; 貴堂・他, 2019; Irikura et al., 2020）で浅部領域に大すべり域を設定した検討が行われていることから、本項でも、浅部領域の一部に断層ごく近傍で観測された永久変位と同程度のすべり量を与える大すべり域（浅部大すべり域）を設定した場合について検討を行う。本検討では、Model-II_U1_S1 を基にして、浅部大すべり域の位置は浅部領域のうち北東側の大きなアスペリティ直上の部分とし、そのすべり量は西原村小森での最終変位量を考慮し 4m とした震源断層モデル（震源断層モデル名：Model-II_U1_S1_L4）を作成した。また、本項においては浅部領域については、応力降下量を 0MPa と仮定し、短周期震源を配置せず、すべり速度時間関数は浅部大すべり域とそれ以外の浅部領域ともにパルス幅 2.5 秒の Smoothed ramp 関数を設定する。つまり、この震源断層モデルは、前項のモデルと同様に浅部領域は統計的グリーン関数法による短周期の地震動は計算せずに、三次元差分法による長周期の地震動のみが計算される震源断層モデルである。

検討した震源断層モデルの断層パラメータを表 8 に、モデル図を図 32（Model-II_U1_S1_L4）に示す。

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表（KiK-net は地中の観測記録を使用）の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。図 61(a)~(b) に Model-II_U1_S1、II_U1_S1_L4 におけるこれらの PGV 分布を、図 61(c)~(d) にこれらの PGV の比（計算値／観測値）の分布を示す。モデル同士の計算値の比較では、浅部大すべり域を設定した Model-II_U1_S1_L4 は II_U1_S1 に比べて、浅部大すべり域の近傍や破壊が進行する断層から北東方向の領域において、PGV がやや大きくなる。図 62 に示す観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較において、観測された PGV が比較的大きな地点で、Model-II_U1_S1_L4 の計算値は Model-II_U1_S1 の計算値に比べてやや大きな値となる地点があるが、観測値の再現性は Model-II_U1_S1 と比べて大きな違いはない。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値（KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用）と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を図 63 に、変位波形を図 64 に示す。浅部大すべり域を設定したことによる影響は、西原村小森と南阿蘇村河陽のように浅部大すべり域の近傍に位置する観測点で現れ、Model-II_U1_S1_L4 の PGV や最終変位量が Model-

II_U1_S1 と比べて大きくなる。一方、KiK-net 益城は浅部大すべり域から離れているため影響を受けていない。前項の Model-II_U1_S1 において観測された振幅を十分に表現できていなかった西原村小森の FP 成分や UD 成分、南阿蘇村河陽の FP 成分については、浅部大すべり域を設定したことにより更に再現性は改善した。一方、西原村小森や南阿蘇村河陽の速度波形の FN 成分は、今回の設定では過大評価となっている。

ハイブリッド合成法による工学基盤上面における速度波形の計算波形を図 65 に示す。Model-II_U1_S1_L4 の計算波形の最大値は Model-II_U1_S1 と比べて、KiK-net 益城ではほとんど変わらないが、西原村小森と南阿蘇村河陽では概ね大きくなっている。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の計算値と観測値の比較を図 66 に示す。西原村小森における Model-II_U1_S1_L4 の計算値は、Model-II_U1_S1 の計算値と比べて周期 0.5~1 秒より長周期側で大きくなっており、観測値と比べて周期 1 秒より長周期側で過大評価の傾向があるが、周期 0.5~1 秒に見られるピークについては再現できていない。南阿蘇村河陽における Model-II_U1_S1_L4 の計算値は、Model-II_U1_S1 の計算値と比べて周期 0.5~1 秒より長周期側で大きくなっており、観測値と比べても周期 0.5 秒~1 秒より長周期側で過大評価の傾向が強まっている。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を図 67(a)~(b)に、地表計測震度の差 (計算値-観測値) の分布を図 67(c)~(d)に、観測点ごとの観測値と計算値の比較を図 68 に示す。浅部大すべり域を設定したことによる影響は小さく、Model-II_U1_S1_L4 の計算値は Model-II_U1_S1 と比べて、浅部大すべり域の近傍でわずかに大きくなる傾向があるものの、観測値の再現性に関しては大きな違いはない。

(5) 地下構造モデルの影響

地下構造モデルの違いが観測値の再現性に与える影響を確認するために、深部地盤構造モデルと浅部地盤構造モデルに分けて検討をする。なお、本項の検討においては、震源断層モデルとして Model-II_U1_S1 を用いる。

a) 深部地盤構造モデルの違いによる影響

深部地盤構造モデルの違いが観測値の再現性に与える影響を確認するため、熊本地方の SD モデルと J-SHIS V2 モデルを用いて工学的基盤上面において三次元差分法でそれぞれ計算した結果を比較した。このときの工学的基盤上面は、SD モデルについては「レシピ」に従い S 波速度 350m/s 以上の層上面とし、J-SHIS V2 モデルについては 600m/s 以上の層上面としている。

図 69(a)~(b)に SD モデルと J-SHIS V2 モデルのそれぞれの PGV 分布を、図 69(c)~(d)にこれらの PGV の比 (計算値/観測値) の分布を示す。SD モデルの方が、熊本平野や断層近傍で PGV の大きな領域が広がっている。また、図 70 に示す観測点ごとの PGV の計算値と観測値の比較においては、断層からの距離が比較的近いと考えられる相対的に PGV が大きな地点で SD モデルが J-SHIS V2 モデルより大きな値を示す傾向にあり、観測記録に対する再現性も高まっている。なお、本章の第 1 項でも述べたように、八代平野や菊池平野

において、SD モデルでも観測値と比べて過小評価の傾向があるが、これら地域は SD モデルの深部地盤構造のモデル化範囲外であるため、地下構造モデルの拡張などにより改善が期待されるが、この検討について今後の課題である。

断層ごく近傍の観測点における速度波形を図 71 に、変位波形を図 72 に示す。西原村小森や KiK-net 益城の速度波形では SD モデルの方が J-SHIS V2 より振幅が大きい。一方、変位波形では、両モデルで差異は見られない。

図 55 に震源断層モデルとして Model-II_U1_S1 を用いた場合の西原村小森を通る南北測線における SD モデル (図 55(a)及び(b)) と J-SHIS V2 モデル (図 55(c)及び(d)) による PGV 分布を、図 56 に震源断層モデルとして Model-II_U1_S2 を用いた場合の最終変位量分布を示す。これらから PGV は地下構造モデルによる違いが顕著であるが、最終変位量には顕著な差異は見られないことが分かる。

b) 浅部地盤構造モデルの違いによる影響

本検討で用いている工学的基盤上面から地表面までの最大速度に対する増幅率は(5)式により計算している。浅部地盤構造モデルの違いが観測値の再現性に与える影響を確認するため、本検討で使用した表層 30m の平均 S 波速度 $AVS30_{GL}$ と工学的基盤上面から深さ 30m の平均 S 波速度 $AVS30_{EB}$ とともに SD モデルから算出する手法 (改訂手法) と、 $AVS30_{GL}$ は微地形区分 (若松・松岡, 2013) からの推定値とし $AVS30_{EB}$ は一律 350m/s として算出する手法 (従来手法) を適用した地表の計測震度を比較する。このときの工学的基盤上面における震度や最大速度については両手法ともに同じものを用い、震源断層モデルとして Model-II_U1_S1、深部地盤構造モデルとして SD モデルを用いてハイブリッド合成法で計算された計算波形を用いて算出している。

地表計測震度の観測値と計算値の比較を図 73(a)~(b)に、地表計測震度の差 (計算値 - 観測値) の分布を図 73(c)~(d)に、観測点ごとの観測値と計算値の比較を図 74 に示す。これらから改訂手法を使用した地表計測震度は、従来手法により計算したものよりも全体的に大きな値を示し、観測記録に対する再現性も高まっていることがわかる。

(6) 検討結果のまとめ

以下に本章での検討結果をまとめる。

a) 地震モーメントの調整

- ・観測された地震モーメントに近づけるために、断層面積を変えずに地震モーメントを増やした場合 (Model-II) や震源断層モデルの長さを長くして断層面積を増大させ地震モーメントを増やした場合 (Model-III) について検討した。
- ・周期 1 秒よりも長周期側における PGV は、いずれのモデルによる計算結果も初期震源断層モデルに比べて全体的に大きくなり観測値の再現性に改善が見られたが、断層近傍は過小評価の傾向があった。また、Model-III による PGV は Model-II に比べて、平均すべり量が小さいため、全体的に概ね小さくなる傾向がある。なお、観測された地震モーメントにより近づけるために、断層面積を変えずに更に地震モーメントを増やした場合 (Model-II23) や更に震源断層モデルの長さを長くし面積を増大させた場合 (Model-III52) は、そ

れぞれ Model-II や Model-III と比べて、PGV は全体的にやや大きくなった。

- ・計測震度に関して、Model-III の計算結果は初期震源断層モデルや Model-II に比べて、短周期レベルが大きいため⁵、全体的に値が大きくなり、観測値の再現性が向上した。
- ・いずれのモデルによる工学的基盤上面での計算波形でも断層ごく近傍の観測点の速度波形に見られる特徴的なパルスや、変位波形に見られる永久変位は再現できていない。

b) アスペリティの位置の調整や地震発生層より浅い領域の震源断層の拡張

- ・地震モーメントの調整では観測記録の再現性が不十分であった断層近傍の地震動に関して、アスペリティの深さの影響や地震発生層より浅い領域（浅部領域）への震源断層の拡張について検討した。
- ・PGV に関しては、北東側のアスペリティを浅く配置することで、断層近傍で値が大きくなった。加えて、震源断層を背景領域として浅部領域に拡張することで更に大きな値となり観測値の再現性が改善した。
- ・計測震度に関しては、北東側のアスペリティを浅く配置することで、断層近傍で高震度域が広がり観測値の再現性が改善した。震源断層を背景領域として浅部領域に拡張した影響は、浅部領域に背景領域を追加する S2 の方法の場合には顕著ではないが、浅部領域も含めてスケールリングする S1 の方法では短周期レベルがわずかに大きくなり、結果として計測震度がやや大きくなった。
- ・断層近傍の観測値の再現には、アスペリティの深さの影響も大きいことが分かった。
- ・断層ごく近傍の観測点の速度波形に見られる特徴的なパルスや、変位波形に見られる永久変位は、震源断層を背景領域として浅部領域に拡張することで再現性が改善した。なお、最終変位量は、断層ごく近傍は浅部領域の影響が支配的であり、それよりも遠方では地震発生層内の影響の方が大きくなる。
- ・北東側のアスペリティの直上の浅部領域に大すべり域を設定した場合、今回の浅部大すべり域の配置や設定では、浅部大すべり域の近傍に位置する観測点における速度波形や変位波形の一部について再現性が改善したが、過大評価となる振動方向も見られた。

c) 地下構造モデルの影響

- ・深部地盤構造モデルの違いによる影響は、最大速度や速度波形で顕著であり、PGV では熊本平野や断層近傍において SD モデルの計算値は J-SHIS V2 モデルよりも大きく、SD モデルの適用により観測値の再現性が高まった。一方、断層ごく近傍の永久変位については、深部地盤構造モデルの違いによる顕著な差異は見られない。
- ・最大速度に対する増幅率の評価について、本検討で採用した $AVS30_{GL}$ 、 $AVS30_{EB}$ ともに SD モデルから算出する手法（改訂手法）を用いて計算した地表震度分布は、 $AVS30_{GL}$ は微地形区分（若松・松岡，2013）からの推定値とし $AVS30_{EB}$ は一律 350m/s とし算出する手法（従来手法）により計算したもののよりも、全体的に大きな値を示し、観測記録に対する再現性も高まった。

⁵ Model-II は、「レシピ」における長大な断層などの場合に暫定的に適用することとしている方法と同様に、平均応力降下量を 3.1MPa(Fujii and Matsu'ura, 2000)、アスペリティ面積比を 22% (Somerville et al., 1999) と仮定し断層パラメータを設定していることに留意する必要がある。

- ・観測記録に対する再現性向上に関して、熊本地方の SD モデルの使用が重要な要素であることを確認した。

なお、本検討で設定した震源断層モデルについては、アスペリティや浅部大すべりの位置等を含めて 2016 年熊本地震に最適となるように調整を行っているものではないこと、特に断層ごく近傍の観測点での計算波形は震源断層モデルと観測点の位置関係に大きく影響を受けることを踏まえると、観測記録との局所的な再現性の向上をもってモデルの優劣を判断することはできないことに留意する必要がある。

5 今後に向けて

2016 年熊本地震は、地震調査委員会により地震発生前に長期評価が行われ、それに基づいてシナリオ地震動予測地図が作成されていた主要活断層帯で発生した地震である。

本検討では、2016 年熊本地震の発生後に得られた地表地震断層や一連の地震活動の分布など、様々な観測事実を踏まえて「レシピ」に基づいて設定した初期震源断層モデルに対して強震動評価を行ったところ、地震規模が過小となり、その結果、PGV も観測記録と比較して全体的に過小評価となった。また、断層ごく近傍の観測点における計測震度などの計算値は過小評価となり、速度波形や変位波形も十分に再現することができなかった。そこで、これらの課題を踏まえて、本検討では、地震モーメントの調整、アスペリティ位置の調整、地震発生層以浅への震源断層の拡張、地下構造モデルの影響などを検討し、観測記録の再現性への影響などについて取りまとめた。

今後は、2016 年熊本地震後に実施された様々な調査・研究（例えば、平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019））や以下の点も踏まえて、観測記録の再現性向上のための方策などについて更に検討する必要がある。なお、長期評価における検討状況も踏まえつつ、地震発生時に推定される地下の震源断層の長さが地表で確認される断層（地表地震断層・活断層）の長さとは異なる事例があること（地震調査委員会長期評価部会，2010）や地震発生層の推定の不確かさを踏まえた強震動予測手法のあり方についても検討することが重要である。また、2016 年熊本地震については、断層近傍で多くの強震動が観測された。「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策（第 3 期）―」（地震調査研究推進本部，2019）でも指摘されている断層近傍の強震動評価手法の高度化のためには、今後も引き続き強震観測網の維持整備に努めることが重要である。更に、2016 年熊本地震の観測記録の再現性は、「地下構造モデル作成の考え方」（地震調査委員会，2017）などに基づいて、ボーリングデータや微動アレイ観測等の情報を考慮して構築された SD モデルの適用により向上した。今後も引き続き、地下構造モデルの高度化の推進が望まれる。

- ・断層ごく近傍の強震動の再現に必要と考えられる地震発生層より浅い領域における震源断層のモデル化について、観測事実や震源物理、ひいては地下構造を考慮して強震動評価にどのように取り入れるか必要性も含めて検討する。
- ・断層ごく近傍に適用可能な強震動（特に周期 1 秒程度以下の短周期地震動）評価手法の検討が必要である。

- 広帯域地震動による計測震度分布や PGV 分布の再現性を詳細に検討するためには、地盤の一次元地震応答解析の適用や表層地盤の非線形特性の考慮が重要である。
- 「レシピ」の高度化にあたっては、本検討が 2016 年熊本地震についての事例解析である点を考慮し、標準的な強震動予測手法としての妥当性は改めて検討する必要がある。

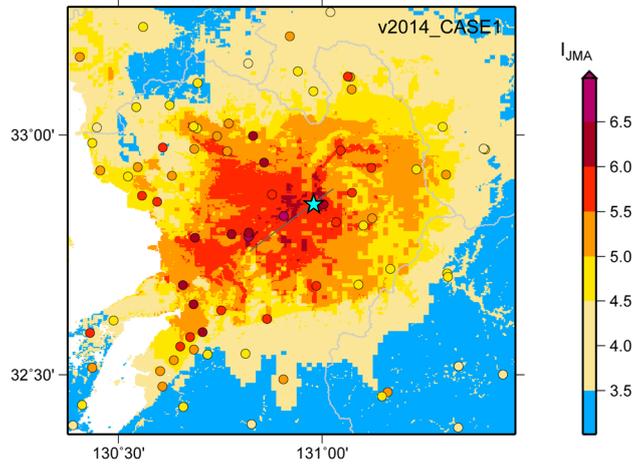
参考文献 (アルファベット順)

- 青井真・早川俊彦・藤原広行 (2004) : 地震動シミュレータ : GMS, 物理探査, 57, pp.651-666.
- 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.
- Boore, D. M. (2010): Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 1830-1835.
- 防災科学技術研究所 (2019) : 防災科研 K-NET, KiK-net, 防災科学技術研究所, doi: 10.17598/NIED.0004.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, *日本建築学会構造系論文集*, 509, pp.49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001) : 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 545, pp.51-62.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000) : 統計的グリーン関数法による1923年関東地震 (M_{JMA}7.9) の広域強震動評価, *日本建築学会構造系論文集*, 530, pp.53-62.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp.2283-2302, doi: 10.1007/PL00001085.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012) : 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 第379号.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉 (1998) : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 第2輯, 51, pp.149-156.
- Ikutama, S., T. Kawasato, Y. Kawakami, M. Noshio, A. Oana, K. Dan, H. Torita, and Y. Okada (2018): Source modeling for predicting ground motions and permanent displacements very close to the fault trace, *Journal of Earthquake and Tsunami*, 12, 1841005.
- Irikura, K., S. Kurahashi, and Y. Matsumoto (2020): Extension of characterized source model for long-period ground motions in near-fault area, *Pure Appl. Geophys.*, 177, 2021-2047.
- 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, pp.849-875.
- Irikura K., K. Miyakoshi, K. Kamae, K. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi, and H. Miyake (2017): Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation

- of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69,10, doi: 10.1186/s40623-016-0586-y.
- 地震調査研究推進本部 (2019) : 地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策 (第3期) — (令和元年5月31日公表).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価 (平成15年7月31日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) : 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改訂) (平成25年2月1日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (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～ (平成26年12月19日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) : 平成28年(2016年)熊本地震の評価 (平成28年5月13日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 地下構造モデル作成の考え方 (平成29年4月27日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (令和2年3月6日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2010) : 活断層の長期評価手法 (暫定版) (平成22年11月25日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成14年10月31日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証 (平成16年12月20日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2008) : 2005年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証 (平成20年4月11日公表) .
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima (2006): A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, pp.879-897, doi: 10.1785/0120050138.
- 柏尚稔・新井洋・中川博人 (2019) : 2016年熊本地震における益城町庁舎の強震記録に含まれる動的相互作用効果, *日本建築学会構造系論文集*, 756, pp.183-193.
- 貴堂峻至・永野正行・引間和人 (2019) : 2016年熊本地震の震源近傍における強震動の再現解析と空間分布, *日本建築学会構造系論文集*, 757, pp.373-383.
- 気象庁 (1996) : 気象庁震度階級表 (平成八年二月十五日気象庁告示第四号)
- Kobayashi, H., K. Koketsu, and H. Miyake (2017): Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophysical Research Letters*, 44, pp.6002–6010, doi: 10.1002/2017GL073857.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012): Japan integrated velocity structure model version 1, *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 1773.
- Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi (2016): Rupture process of the Mj7.3, April

- 16, mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from strong-motion data, http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion_v2/index_en.html.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学 (2019) : 平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 平成 28~30 年度 成果報告書 (令和元年 5 月公表) .
- 中村洋光・宮武隆 (2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震 第 2 輯, 53, pp.1-9.
- 大崎順彦 (1994) : 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 299pp.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994a) : ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, pp.19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994b) : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基礎波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, pp.79-89.
- Senna, S., A. Wakai, H. Suzuki, A. Yatagai, H. Matsuyama, and H. Fujiwara (2018): Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation in Kumamoto plain, *Journal of Disaster Research*, 13, 5, pp.917-927, doi: 10.20965/jdr.2018.p0917.
- Shirahama, Y., M. Yoshimi, Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N. Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina, and A. Miyakawa (2016): Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space*, 68, 191, doi: 10.1186/s40623-016-0559-1.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 1, pp.59-80, doi: 10.1785/gssrl.70.1.59.
- 田中信也・金田惇平・引間和人・久田嘉章 (2018) : 地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 752, 1525-1535.
- 若松加寿江・先名重樹・小澤京子 (2017) : 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震による液状化発生の特性, 日本地震工学会論文集, 17, pp.81-100.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2013) : 全国統一基準による地形・地盤分類 250m メッシュマップの構築とその利用, 日本地震工学会誌, 18, pp.33-38.
- 吉田邦一・宮腰研・染井一寛 (2016) : 強震記録から求めた 2016 年熊本地震 (Mj7.3) の運動学的震源モデル (その 2), 日本地震学会講演予稿集 2016 年度秋季大会, S15-P02.

(a) 詳細法ケース 1



(b) 詳細法ケース 2

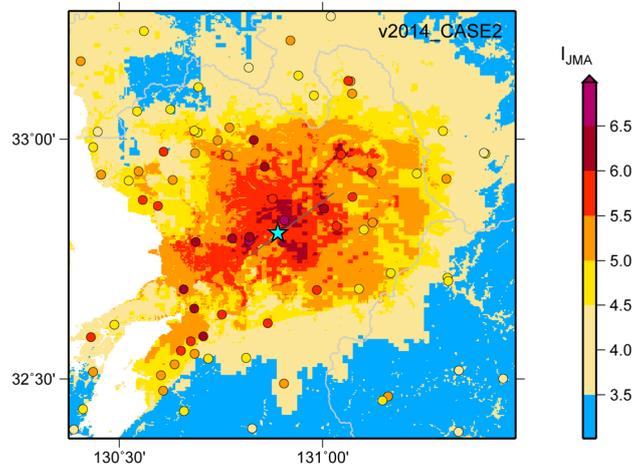


図1 全国地震動予測地図 2014年版シナリオ地震動予測地図における
布田川断層帯布田川区間の地表震度分布 ((a) 詳細法ケース 1、(b) ケース 2) と
2016年熊本地震 (M_j 7.3) で観測された震度 (丸印) の比較
(星印: シナリオ地震動予測地図の破壊開始点)

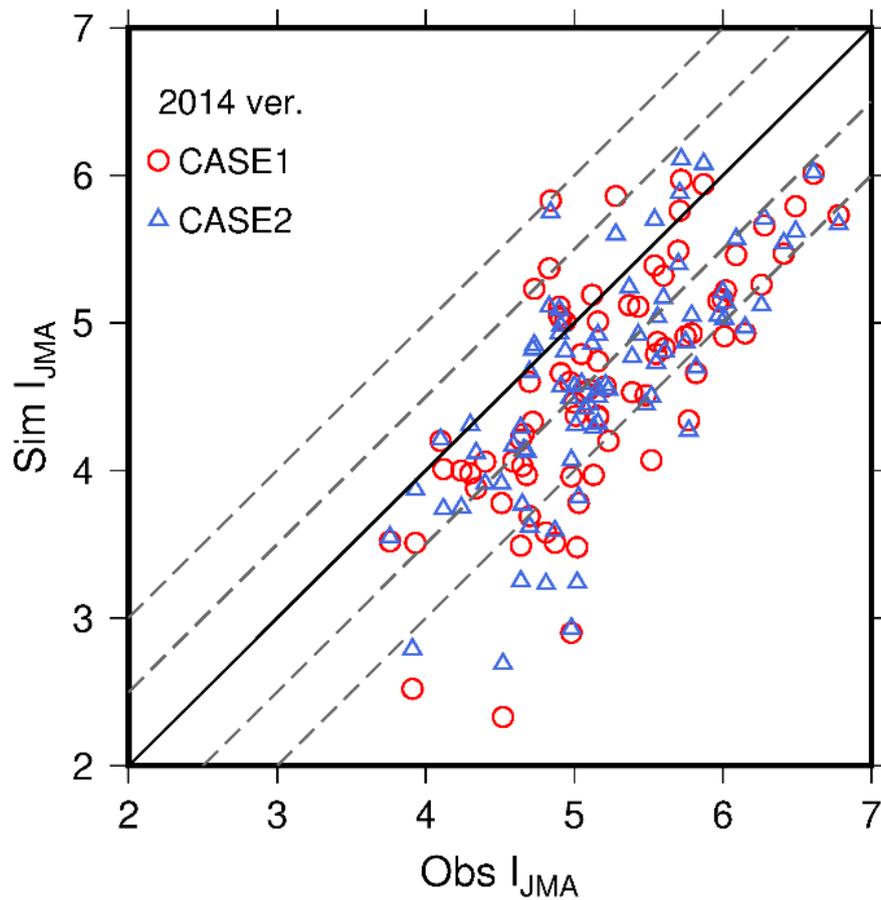


図2 全国地震動予測地図 2014年版シナリオ地震動予測地図における布田川断層帯布田川区間の地表計測震度（詳細法各ケース）と2016年熊本地震（ M 7.3）で観測された計測震度の観測点ごとの比較

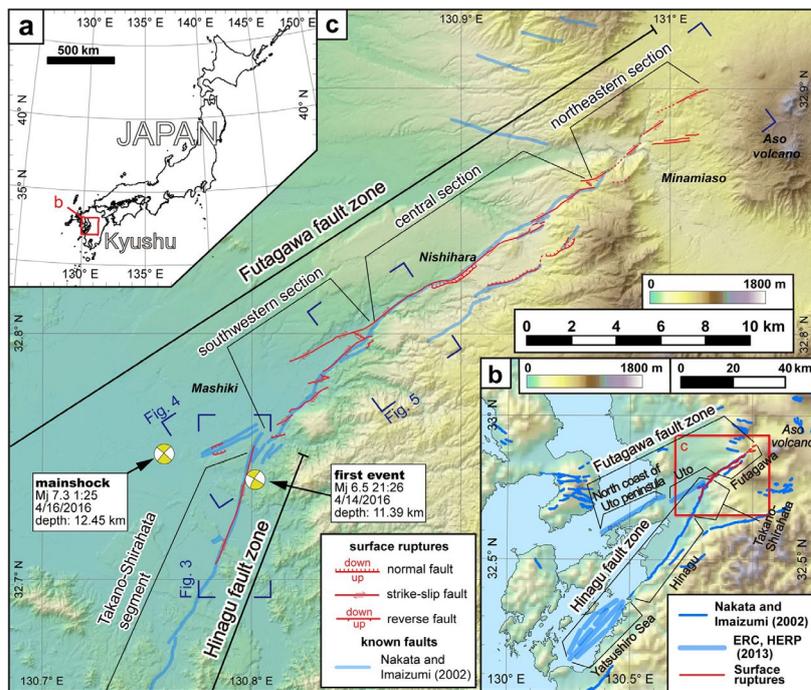
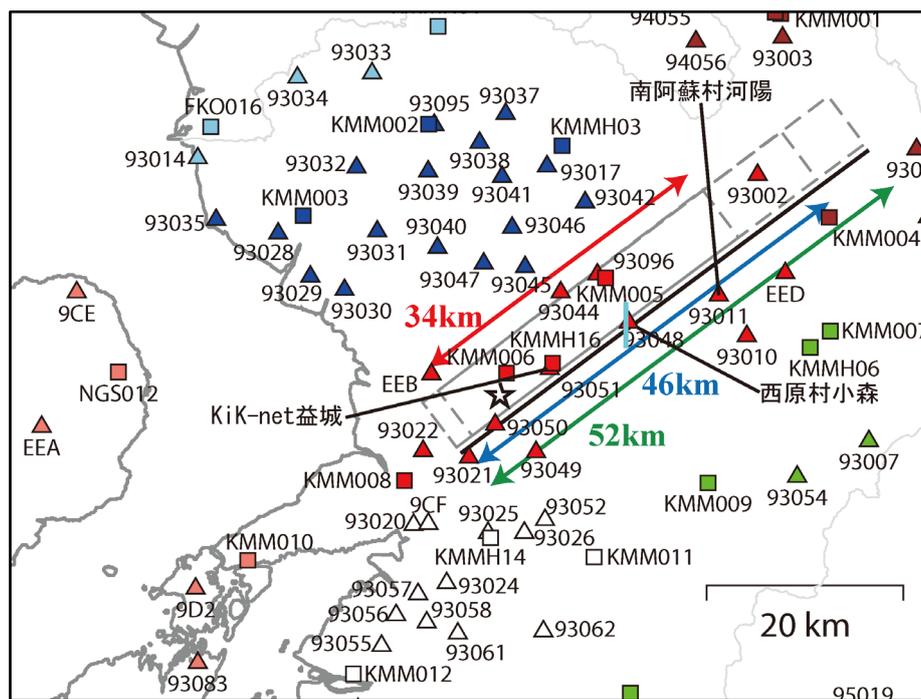


図3 2016年熊本地震に伴う地表地震断層の分布 (Shirahama et al., 2016)



☆破壊開始点位置、□K-NET 及び KiK-net 観測点、△気象庁及び地方自治体観測点
 ■熊本平野、■菊池平野、□八代平野、■阿蘇・九重方面、■福岡・佐賀方面
 ■天草方面、■熊本南東部・宮崎方面

図4 初期震源断層モデル (Model-I)、Model-III 及び III52 の各震源断層モデルの地表投影位置 (灰色実線) と観測点分布

Model-II 及び II23 の投影位置は Model-I と同じ。震源断層モデル面と地表との交線を黒実線で、Model-I、III 及び III52 の震源断層モデルの長さをそれぞれ赤、青及び緑矢印で、図 55 及び図 56 における西原村小森を通る南北測線を水色実線で示す。

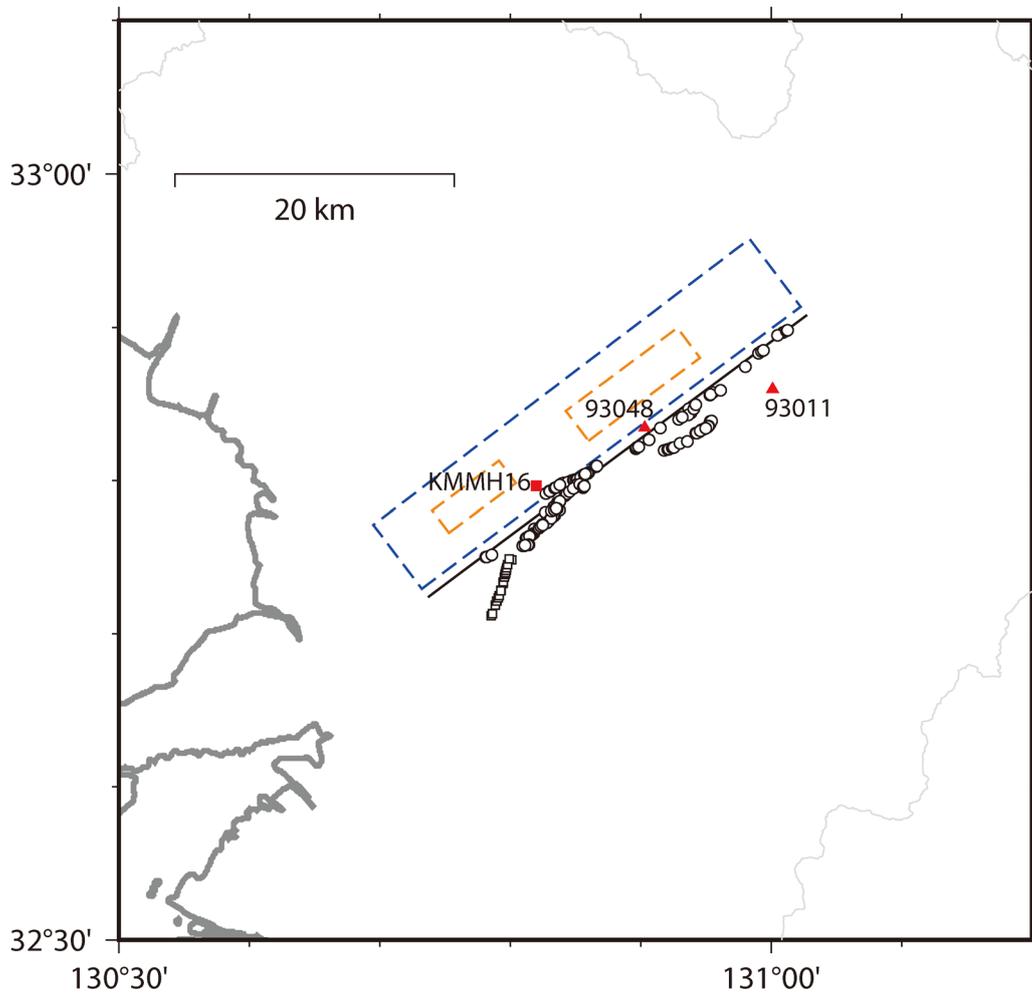
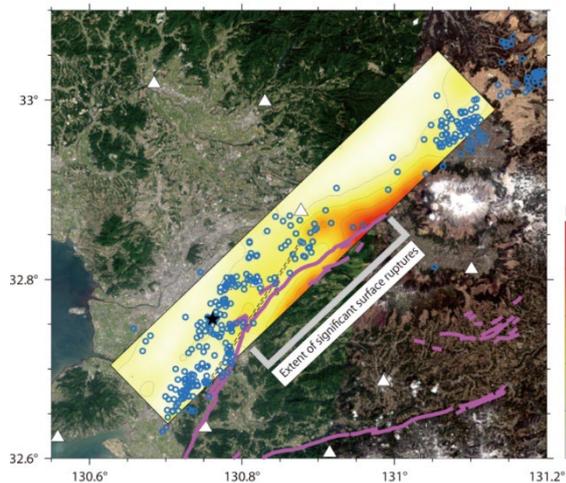


図5 Model-1の震源断層モデル及びアスペリティの地表投影位置及び
Shirahama et al. (2016)による地表地震断層の確認位置

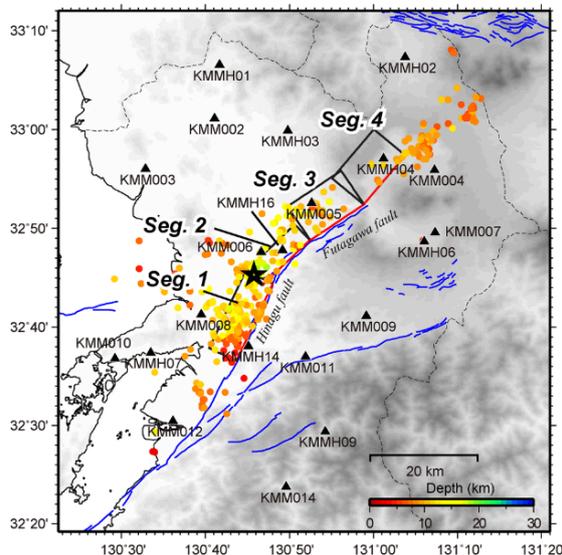
震源断層モデルの地表投影を青点線で、アスペリティの地表投影を橙点線、震源断層モデル面と地表との交線を黒実線で、布田川断層帯に沿った地表地震断層を白丸で、日奈久断層帯に沿った地表地震断層を白四角で、断層近傍の観測点を赤三角（93011 は南阿蘇村河陽、93048 は西原村小森、KMMH16 は KiK-net 益城）で示す。

(a) Kubo et al. (2016)

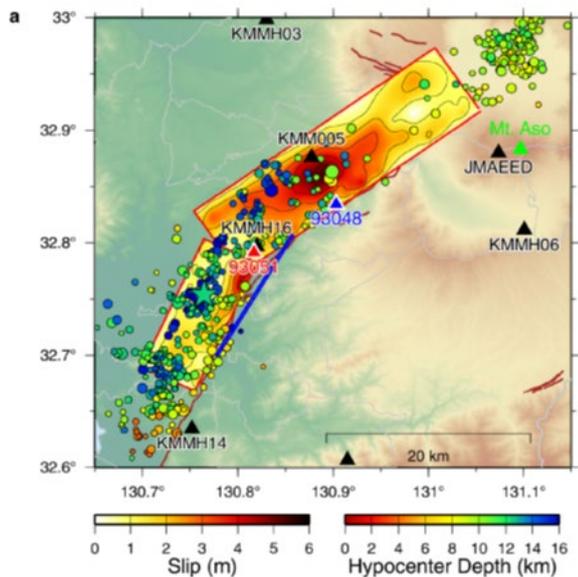


(c) 吉田・他 (2016)

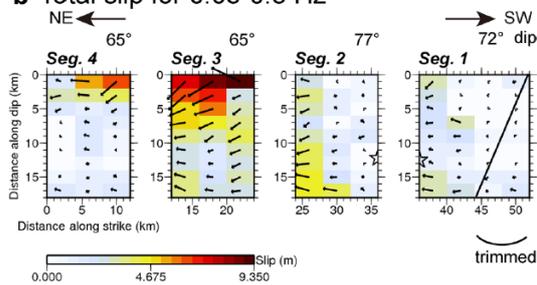
a Fault model



(b) Asano and Iwata (2016)



b Total slip for 0.05-0.5 Hz



c Total slip for 0.05-1.0 Hz

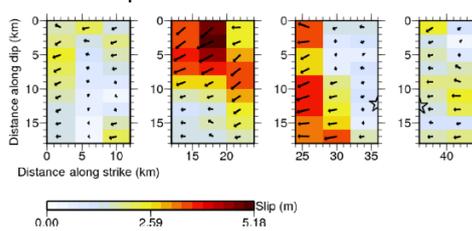


図 6 2016 年熊本地震についての既往文献の震源インバージョン結果

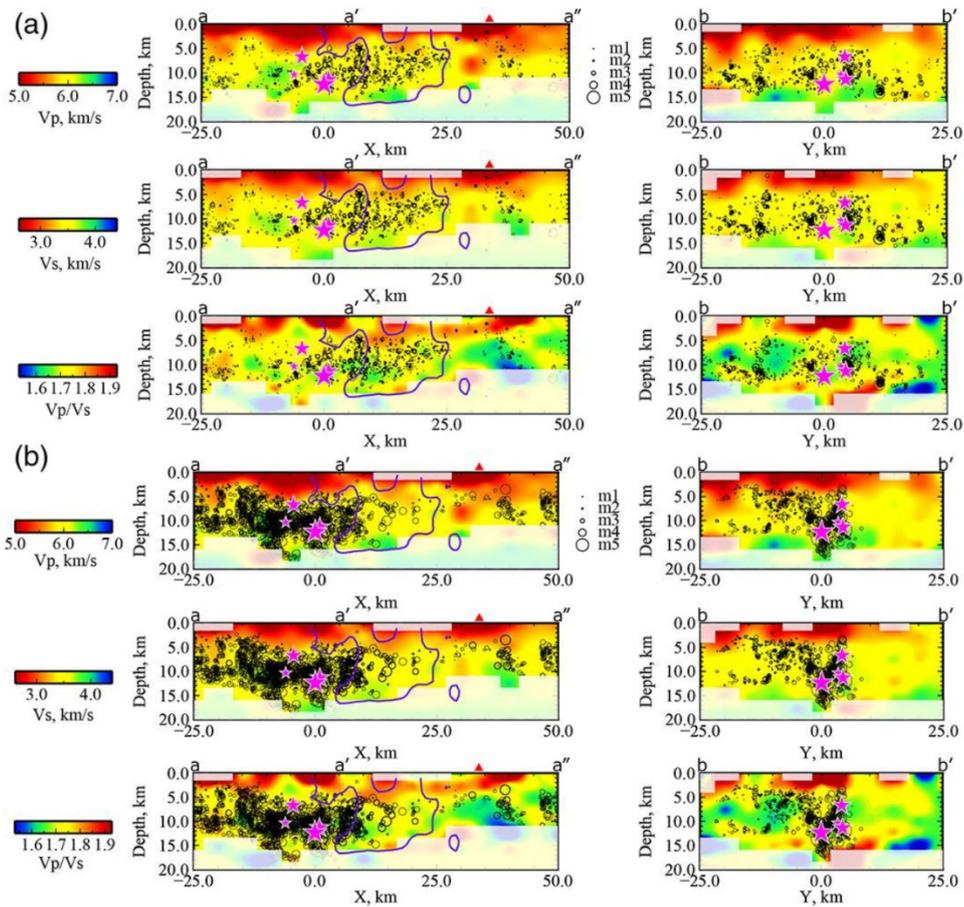
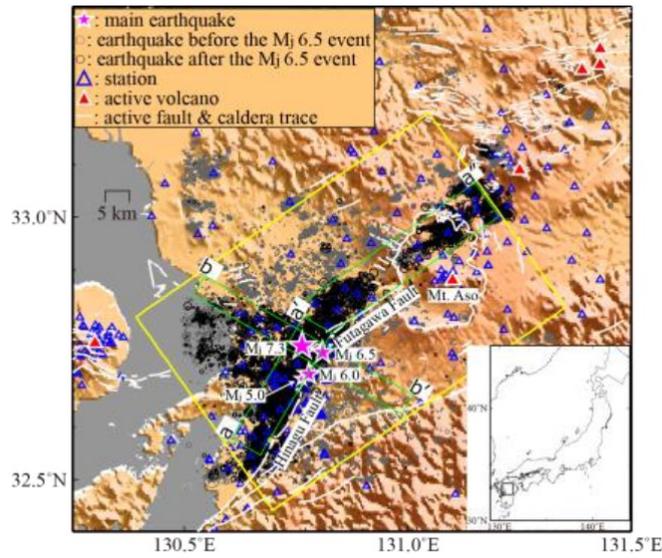


図7 2016年熊本地震の地震波トモグラフィーによる
3次元地震波速度構造と震源分布の比較

(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学 (2019))

上図は速度構造解析に用いた地震の震央分布であり、図中の黄色の枠は解析範囲を示す。下図は解析範囲の速度構造断面であり、(a)は2016年熊本地震発生以前の震源分布を速度構造に重ねたもの、(b)は2016年熊本地震の震源分布を速度構造に重ねたもの。(a)、(b)いずれも上段がP波速度(Vp)、中段がS波速度(Vs)、下段がVp/Vsを示す。2016年熊本地震及び一連の地震活動のうち規模の大きい地震の震源を星印で、Asano and Iwata (2016)による2016年熊本地震の大すべり域をコンターでそれぞれ示す。

表 1 震源断層形状と地震モーメント等の比較

	震源断層 長さ (km)	震源断層 幅 (km)	震源断層 面積 (km ²)	地震モーメント (Nm)	M_w
長期評価 (2013)	約 19	11–17 程度	—	—	
全国地震動予測地図 (2014 年版)	24	14	336	7.40×10^{18}	6.5
F-net モーメント テンソル解*	—	—	—	4.42×10^{19}	7.1
Kubo et al. (2016)	56 ^b	24 ^b	1344	5.3×10^{19a}	7.1
Asano and Iwata (2016)	42 ^b	18 ^b	756	4.50×10^{19a}	7.0
吉田・他 (2016)	44 ^b	18 ^b	792	4.8×10^{19a}	7.1
Irikura et al. (2017)	46.9 ^c	19.8 ^c	930 ^c	—	—

^a震源インバージョン結果

^bSomerville et al. (1999) の基準に沿ってトリミングした値

^cKubo et al. (2016)、Asano and Iwata (2016)、吉田・他 (2016) の 3 つのモデルの対数平均

* 防災科学技術研究所が運用する F-net のモーメントテンソルカタログ (福山・他, 1998) による

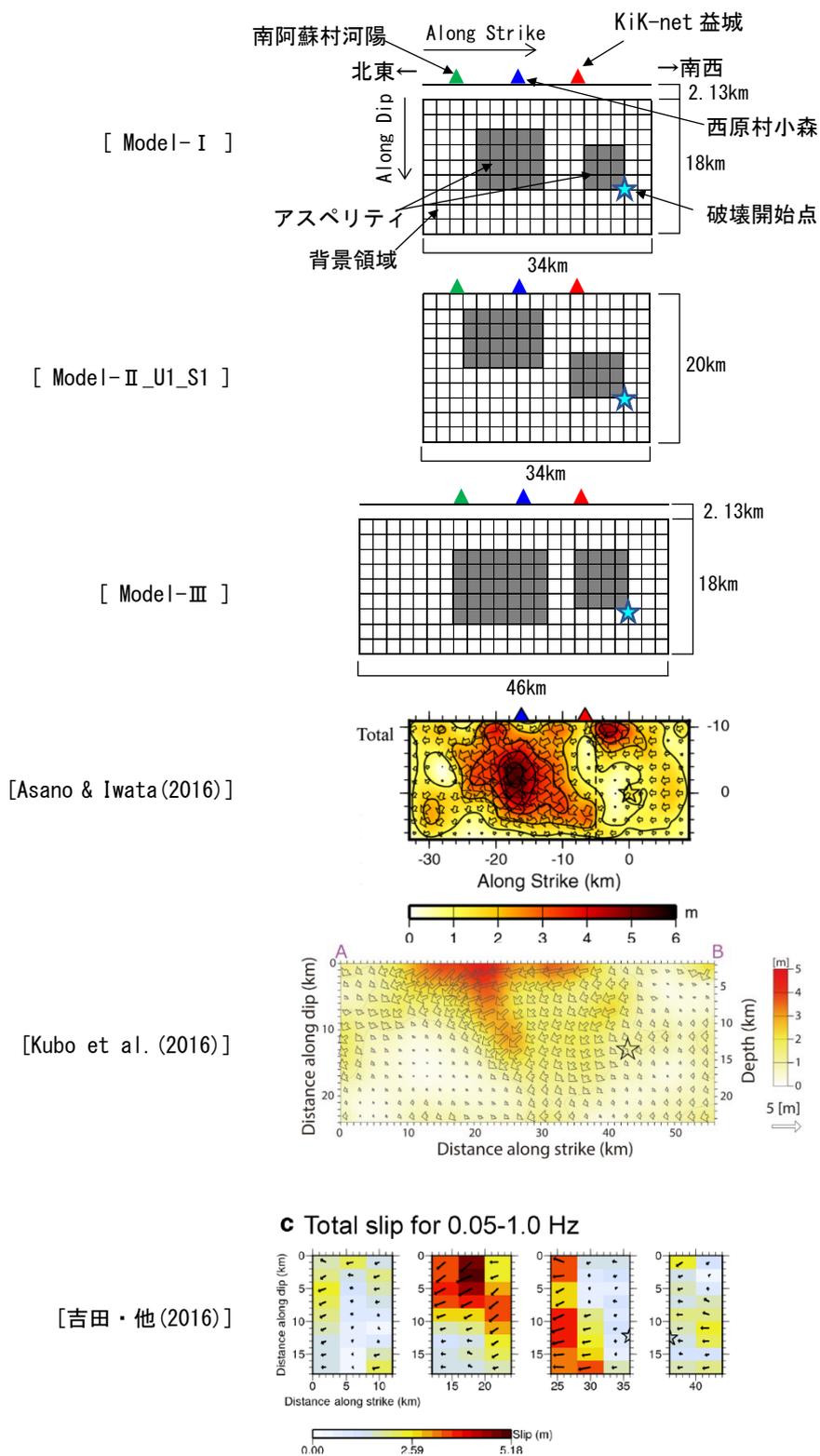


図 8 各震源断層モデルでのアスペリティの配置と震源インバージョン結果の比較

表2 初期震源断層モデル (Model-1) の断層パラメータ

巨視的震源パラメータ			設定方法
断層モデル原点 (地中)	北緯 [°]	32.9134	Shirahama et al.(2016) による地表トレースとの対応を考慮して設定
	東経 [°]	131.0226	
走向 θ		N233° E	全国地震動予測地図 2014 年版における布田川断層帯布田川区間の設定
傾斜角 δ [°]		70	地震活動分布・震源インバージョン等の設定を参照
すべり角 γ [°]		-160	「布田川・日奈久断層帯の地震を想定した強震動評価」(地震調査委員会, 2003)
断層モデル上端深さ D_0 [km]		2	浅部・深部統合地盤構造モデルの地震基盤上面深度を参考に設定
震源断層長さ L [km]		34	Shirahama et al. (2016)の地表地震断層の長さ
震源断層幅 W [km]		17.03	地震発生層厚、傾斜角 δ より算出
断層モデル長さ L_{MODEL} [km]		34	2km メッシュ
断層モデル幅 W_{MODEL} [km]		18	2km メッシュ
震源断層面積 S [km ²]		578.91	$S = L \times W$
地震モーメント M_0 [Nm]		1.86E+19	$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$
モーメントマグニチュード M_w		6.8	$M_w = (\log M_0 - 9.1)/1.5$
平均すべり量 D [m]		1.03	$D = M_0/(\mu \times S)$
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		3.3	$\Delta\sigma = (7/16) \cdot M_0/R^3$
短周期レベル A [Nm/s ²]		1.41E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
微視的震源パラメータ			
アスペリティ	面積 S_a [km ²]	121.18	$S_a = \pi r^2, r = (7\pi/4) \cdot \{M_0/(A \cdot R)\} \cdot \beta^2$
	平均すべり量 D_a [m]	2.06	$D_a = 2 \times D$
	実効応力 σ_a [MPa]	15.6	$\sigma_a = \Delta\sigma, \Delta\sigma_a = (7/16) \cdot M_0/(r^2 \cdot R)$
	地震モーメント M_{0a} [Nm]	7.80E+18	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$
アスペリティ 1	面積 S_{a1} [km ²]	80.79	$S_{a1} = 2/3 \cdot S_a$
	平均すべり量 D_{a1} [m]	2.29	$D_{a1} = (\gamma_i/\sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_i = r_i/r$
	地震モーメント M_{0a1} [Nm]	5.77E+18	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$
	計算用面積 [km×km]	10×8	
アスペリティ 2	面積 S_{a2} [km ²]	40.39	$S_{a2} = 1/3 \cdot S_a$
	平均すべり量 D_{a2} [m]	1.62	$D_{a2} = (\gamma_i/\sum \gamma_j^3) \cdot D_a, \gamma_i = r_i/r$
	地震モーメント M_{0a2} [Nm]	2.04E+18	$M_{0a2} = \mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$
	計算用面積 [km×km]	6×6	
背景領域	面積 S_b [km ²]	457.73	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量 D_b [m]	0.76	$D_b = M_{0b}/(\mu \times S_b)$
	地震モーメント M_{0b} [Nm]	1.08E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 σ_b [MPa]	2.7	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a,$ $W_b = W$
地震発生層	S波速度 β [km/s]	3.4	全国地震動予測地図 2009 年版における詳細法用の「地震基盤以深の地殻構造」の上部地殻の値
	密度 ρ [t/m ³]	2.7	
	剛性率 μ [N/m ²]	3.12×10^{10}	

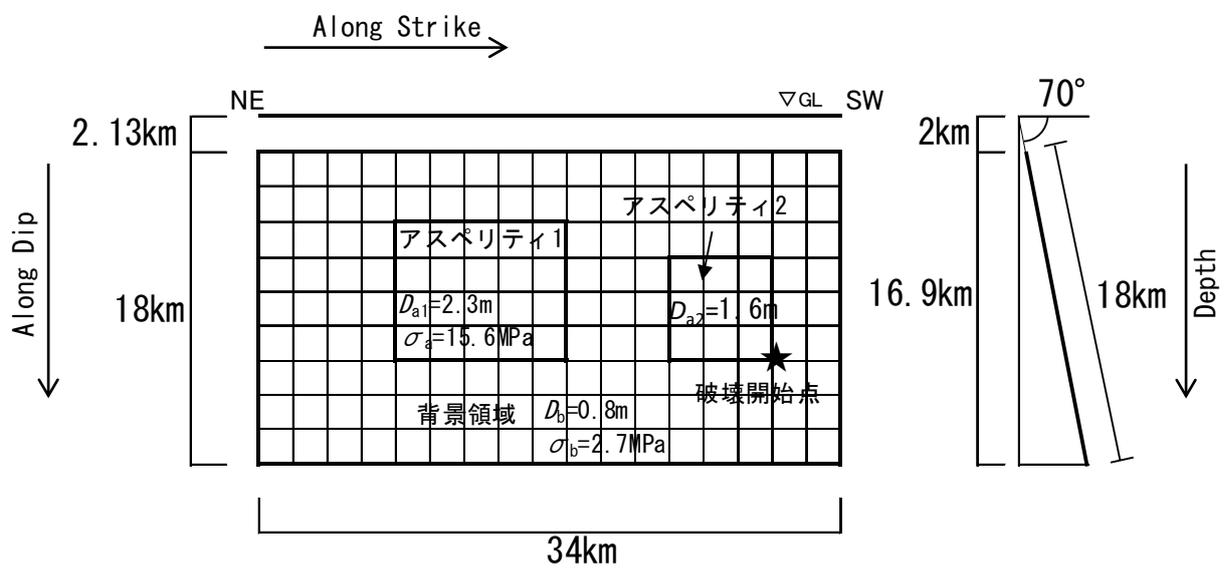


図9 初期震源断層モデル (Model-I) のモデル図

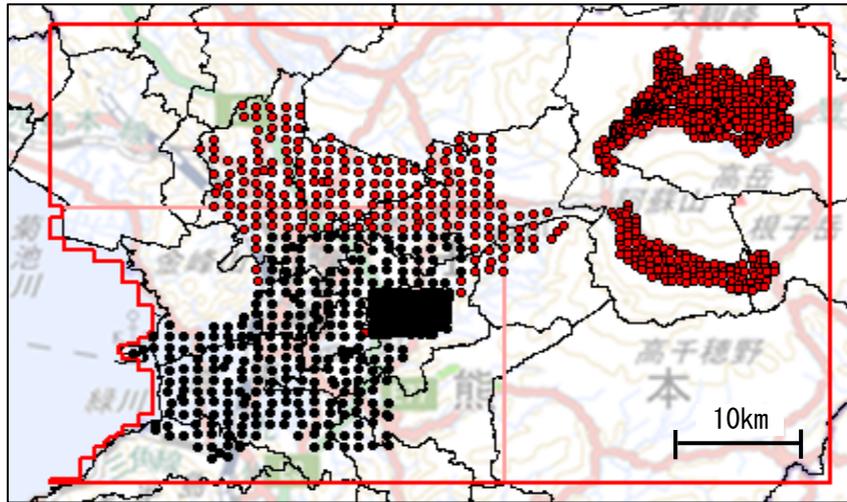


図10 微動アレイ探査（小）観測地点（地理院タイルに加筆）

赤枠は本検討の浅部地盤構造モデル化の範囲、薄い赤枠は Senna et al. (2018) の浅部地盤構造モデル化の範囲を示す。黒丸は Senna et al. (2018) で使用した観測地点（473 地点）、赤丸は追加した観測地点（854 地点）を示す。

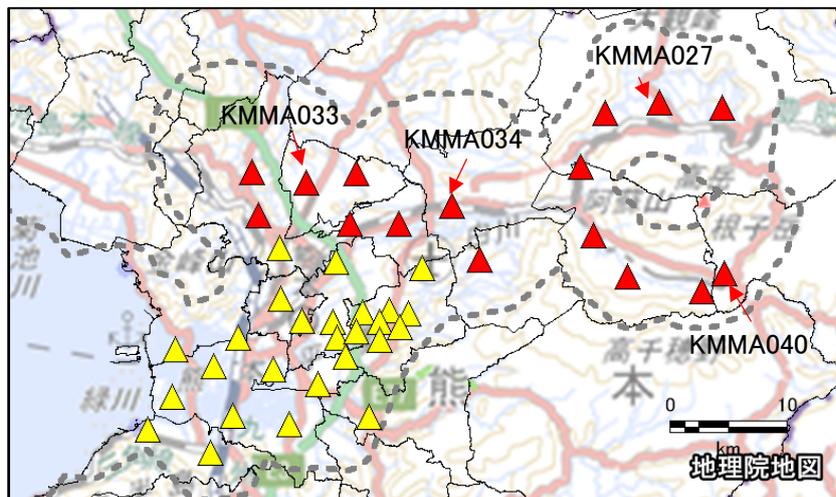


図11 微動アレイ探査（大）観測地点（地理院タイルに加筆）

黄三角は Senna et al. (2018) で使用した観測地点（26 地点）、赤三角は追加した観測地点（16 地点）を示す。グレーの点線で示した範囲が深部地盤構造モデル化範囲を示す。

2.7TOP ;

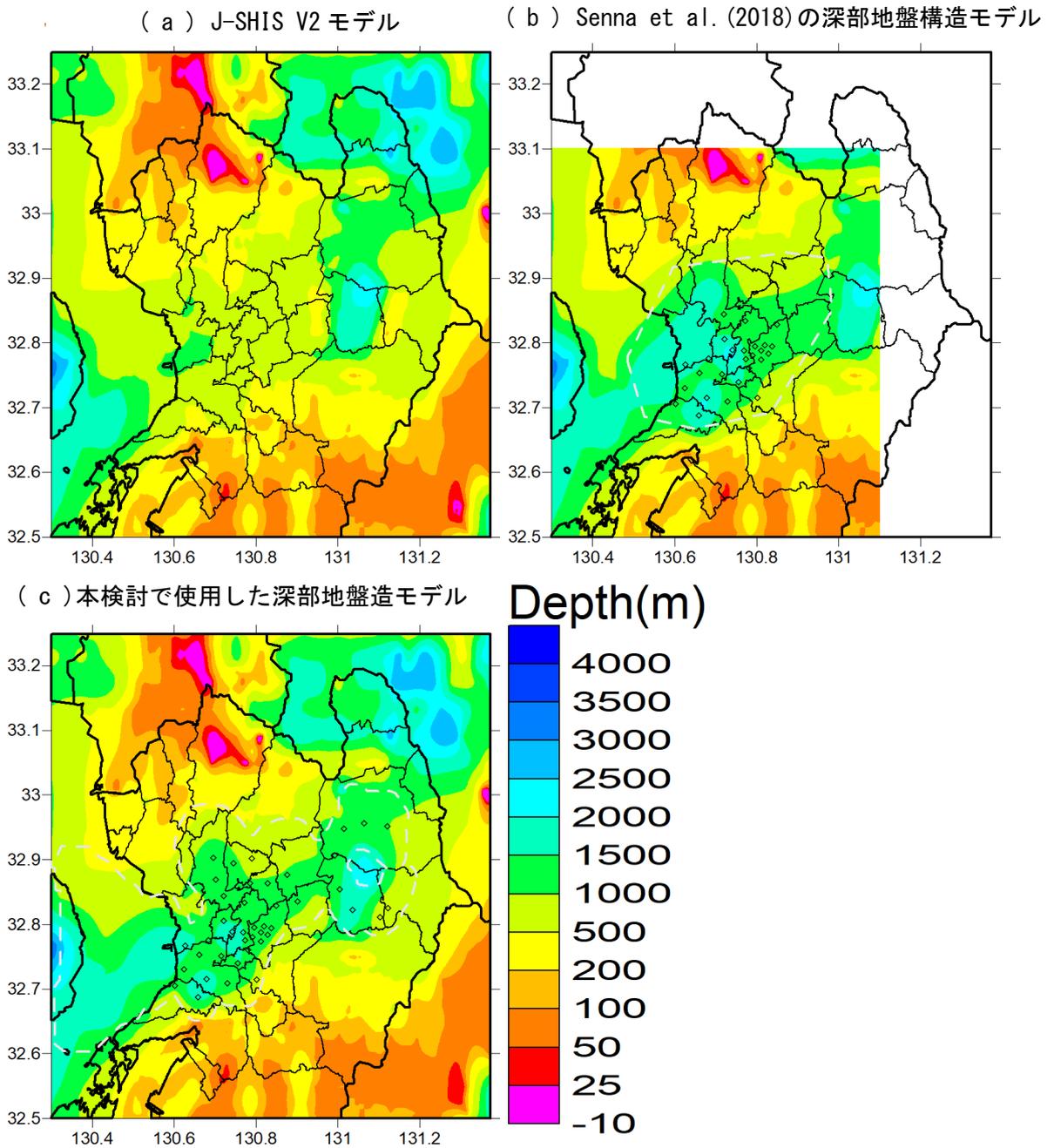


図 13 深部地盤構造モデルの上面深度分布 (Vs 2700 m/s 層の例)
 図中のグレーの線は、SD モデルの深部地盤構造のモデル化範囲を示す。

表3 本検討でを使用した深部地盤構造モデルにおける各層の物性値

No.	V_p (m/s)	V_s (m/s)	密度(kg/m ³)	Q_p	Q_s	層区分	使用した層構造
1	1600	350	1850	60	60	堆積層*	熊本地方の浅部・深部地盤構造モデルとして追加した構造
2	1600	400	1850	60	60		
3	1700	450	1900	60	60		
4	1800	500	1900	60	60		
5	2000	600	1900	100	100		J-SHIS V2モデルの層厚を調整した構造
6	2400	900	2050	100	100		
7	2500	1100	2150	150	150		
8	4000	2100	2400	200	200		
9	5000	2700	2500	200	200		
10	5500	3100	2600	300	300	地震基盤**	J-SHIS V2モデルの層厚を調整した構造
11	5500	3200	2650	300	300		
12	5800	3400	2700	680	400	上部地殻第2層	全国1次地下構造モデル(暫定版)
13	6400	3800	2800	680	400	下部地殻	
14	7500	4500	3200	850	500	マントル	

* 熊本地方の堆積層に見られる主な速度層として設定。

** J-SHIS V2モデルのVs2700m/s層より深い層のうち、熊本地方で見られる層。

調整した深部地盤構造と逆転する箇所においては調整した構造を優先して層境界を設定。

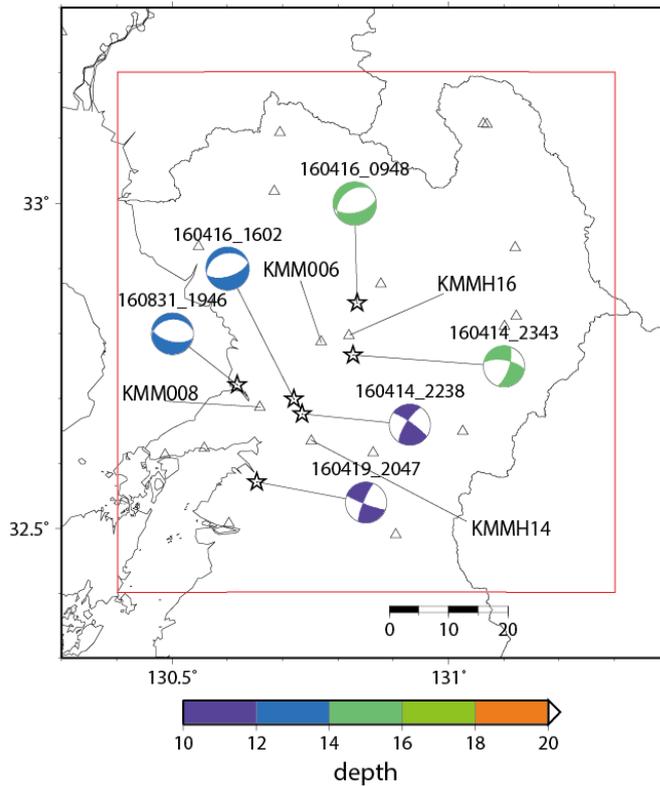


図 14 検証に用いた地震 (☆) と観測点 (△)
赤枠は計算領域を示す。

表 4 検証に用いた地震の諸元

震源位置は気象庁、震源メカニズム解、地震モーメントは F-net による。

	Date	Lat.	Lon.	Depth (km)	Mw	M0 (Nm)	Strike	Dip	Rake	Pulse width, (sec)
1	2016.04.14 22:38	32.6768	130.7352	11.1	4.9	2.42e+16	213	74	171	0.68
2	2016.04.14 23:43	32.7670	130.8273	14.2	4.9	2.71e+16	279	67	-22	0.70
3	2016.04.16 09:48	32.8470	130.8350	15.9	5.1	6.27e+16	230	38	-112	0.93
4	2016.04.16 16:02	32.6992	130.7200	12.3	5.1	5.65e+16	255	30	-88	0.90
5	2016.04.19 20:47	32.5718	130.6532	10.8	4.9	2.13e+16	202	81	-173	0.65
6	2016.08.31 19:46	32.7217	130.6172	12.8	4.9	2.96e+16	262	32	-108	0.72

注：最右列のパルス幅は、地震動シミュレーションのすべり速度時間関数として用いた smoothed ramp 関数のパルス幅を意味しており、経験式 (Sommerville et al., 1999) による断層面積から円形断層を仮定して求めた等価半径を破壊伝播速度 (2.52km/s と仮定) で除して算出した。

表 5 検証で行った三次元差分法計算の条件

第 1 領域の格子サイズ (単位: m)			時間間隔 (秒)
dx1	dy1	dz1	
70	70	35	0.00357143
第 1 領域の格子数			時間ステップ数
1263	1203	141	28000

※第 2 領域の格子サイズは 3 方向とも第 1 領域の 3 倍 (5km 以深)

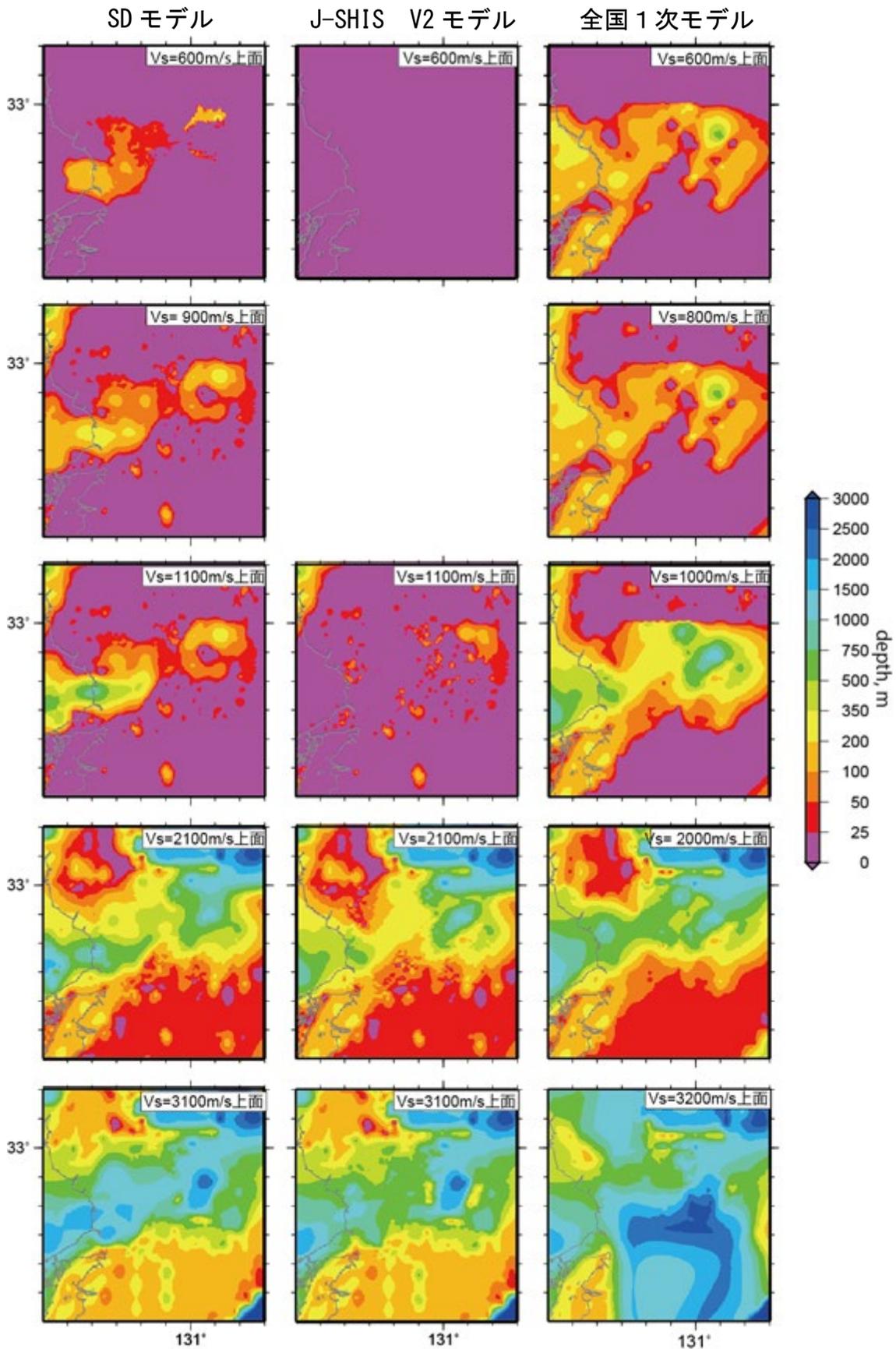


図 15 3つの地下構造モデルの主な速度層の上面深度分布図

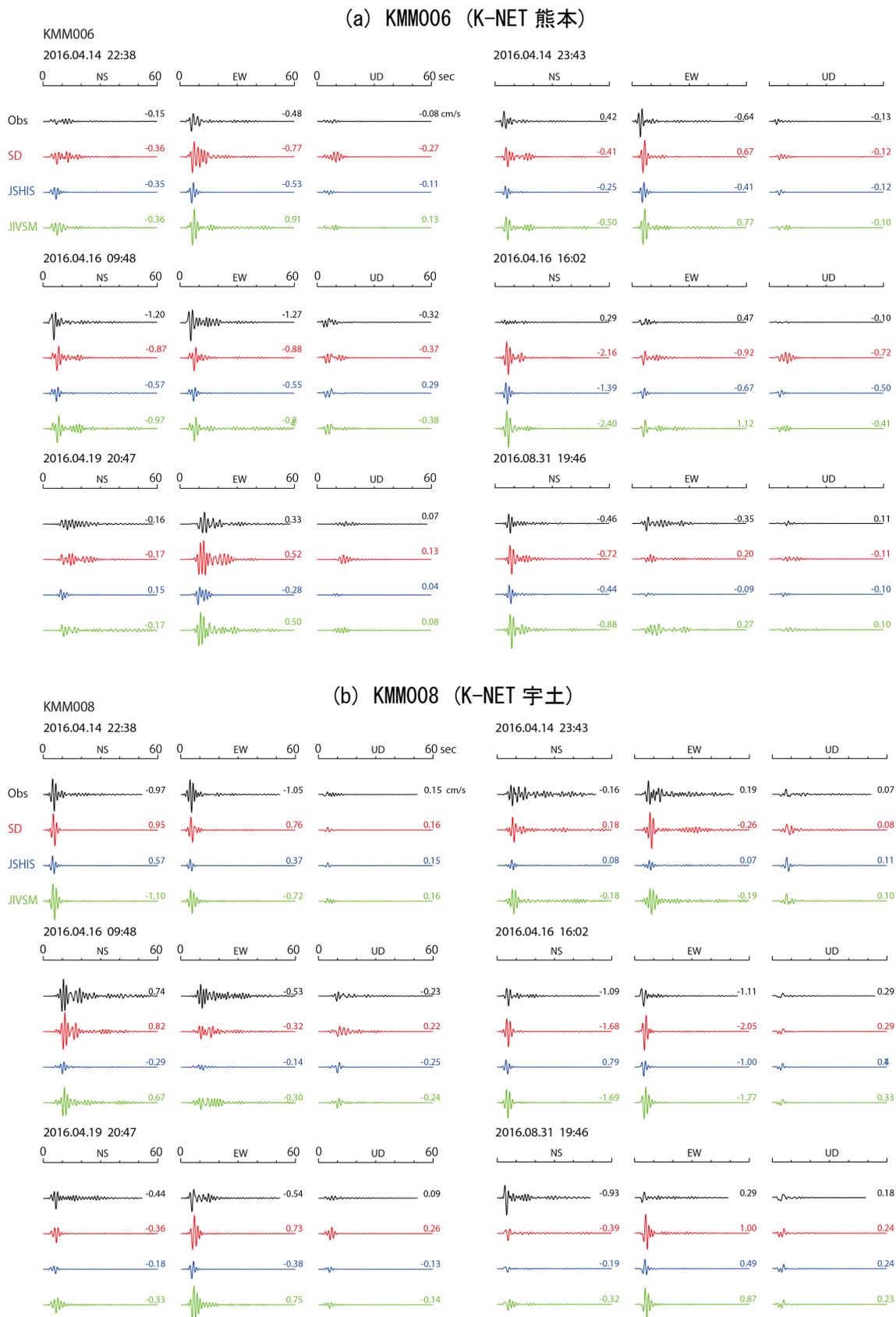


図 16 深部地盤構造モデルの検証における観測波形と計算波形の比較(その 1)
 示している波形は、0.1Hz~0.5Hz のバンドパスフィルタを施した速度波形 (単位は cm/s)。

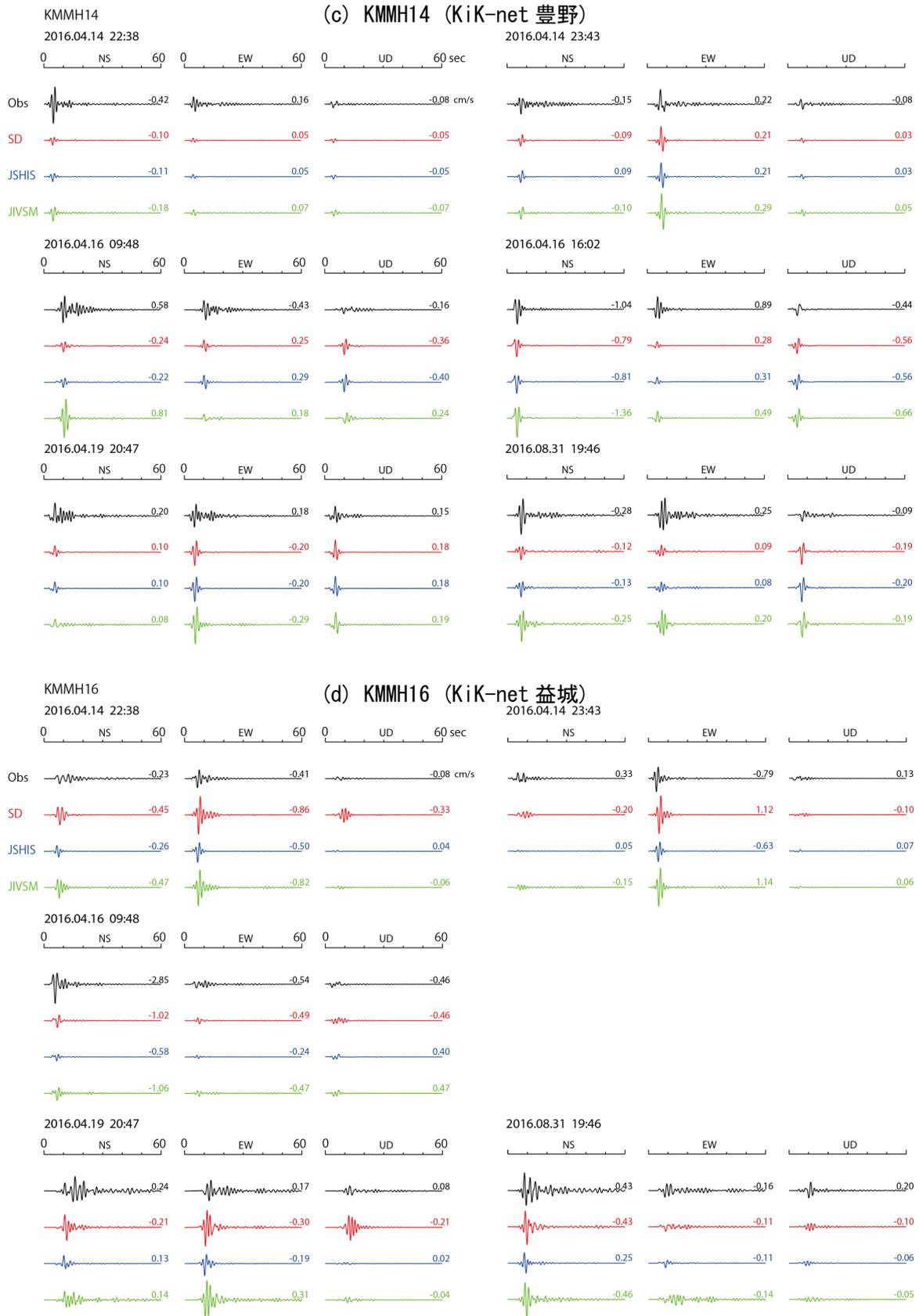


図 16 深部地盤構造モデルの検証における観測波形と計算波形の比較(その2)

示している波形は、0.1Hz~0.5Hzのバンドパスフィルタを施した速度波形(単位はcm/s)。

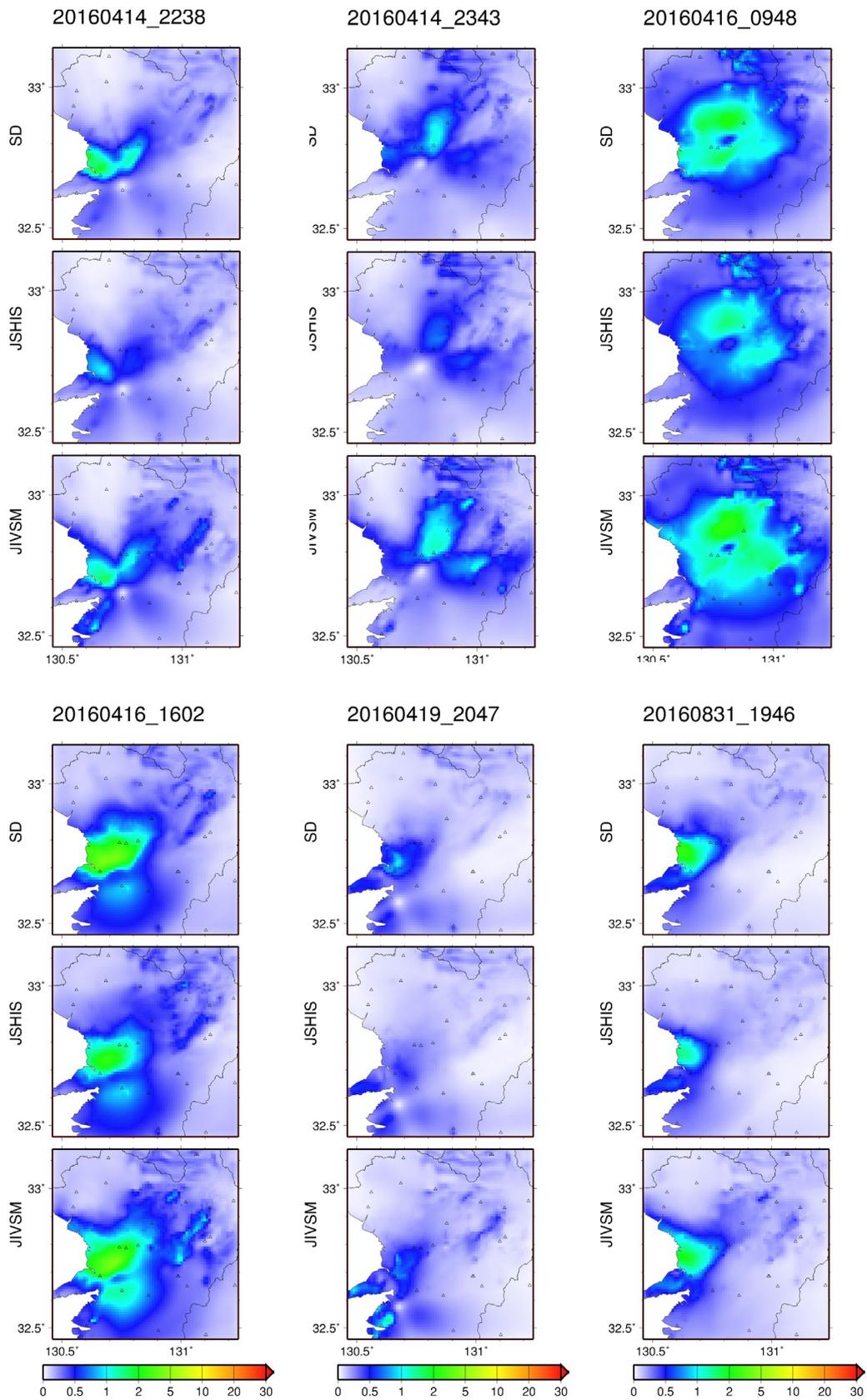


図 17 深部地盤構造モデルの検証における計算波形の最大速度分布の比較
 最大速度は、0.1-0.5Hz のバンドパスフィルタを施した波形に基づく。

SD モデルの深部地盤構造モデル化範囲

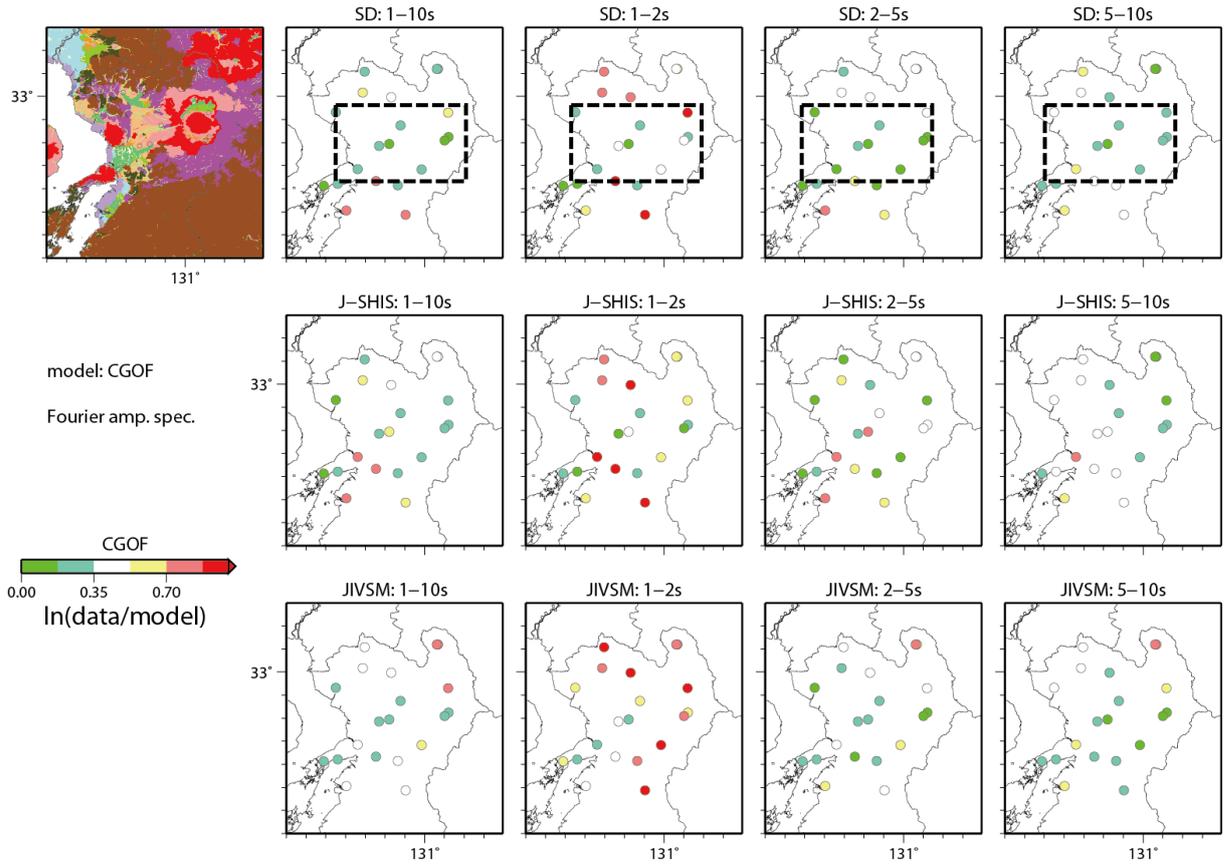


図 18 SD、J-SHIS、JIVSM の各地下構造モデルに対する K-NET、KiK-net 観測点における各周期帯の CGOF 値 (左上: 微地形区分 (若松・松岡, 2013))

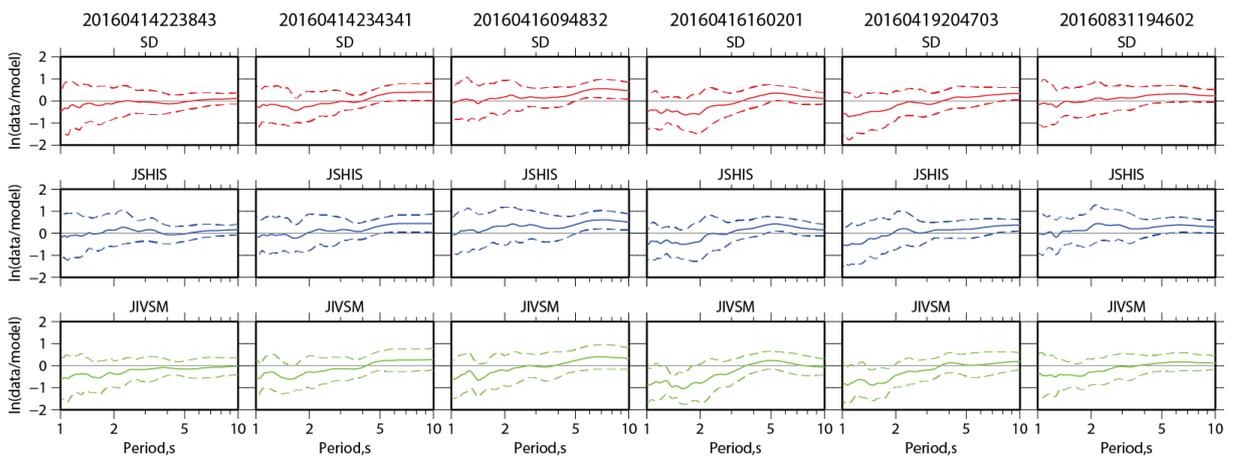


図 19 6つの地震に対する GOF の周期ごとの観測点平均 (実線) と標準偏差 (破線)

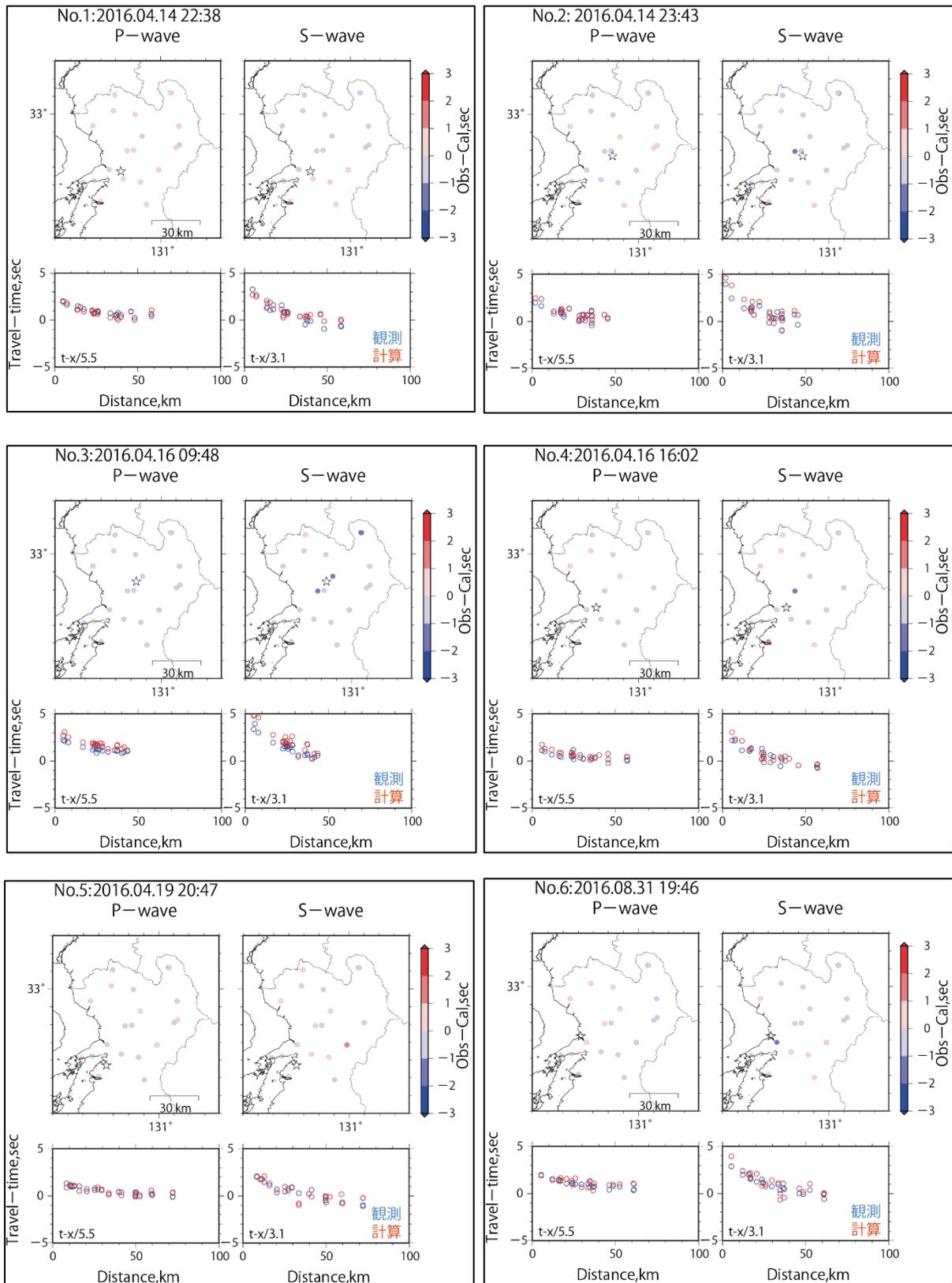


図 20 6つの地震に対する観測波形とSDモデルによる計算波形から読み取った
P波走時とS波走時 (reduced travel time) の比較

各パネル内の上段は走時差の空間分布 (星印は震央)、下段は観測走時 (青丸) と計算走時 (赤丸) の比較。Reduced travel timeの計算には、上部地殻に相当するP波速度 (5.5km/s) とS波速度 (3.1km/s) を用いた。

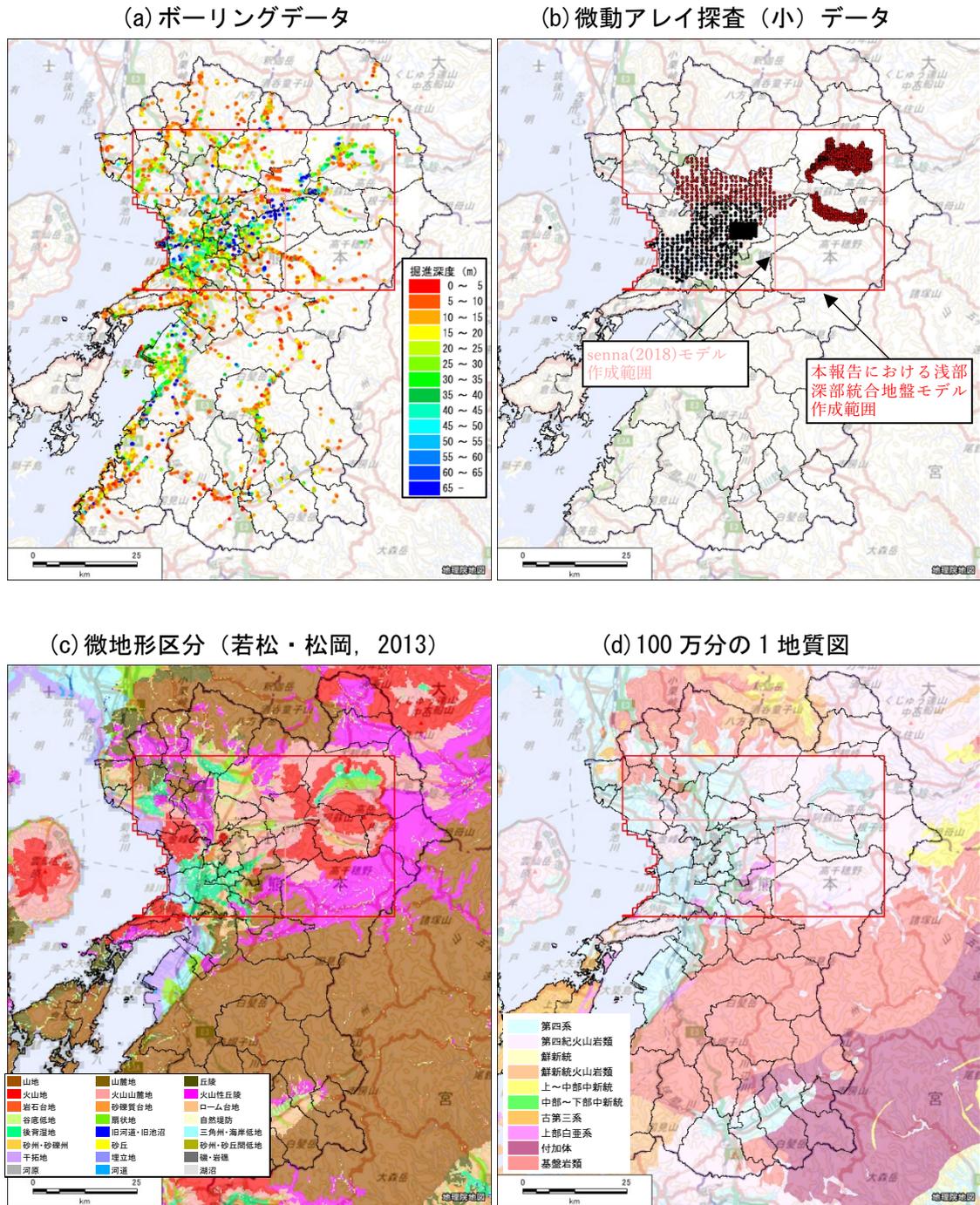
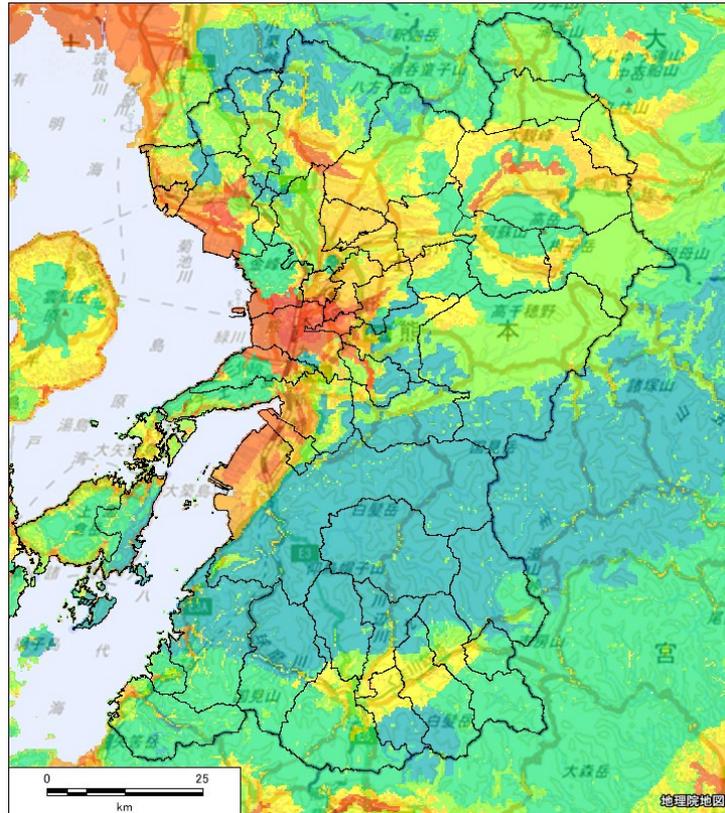


図 21 浅部地盤構造モデルの作成に使用したデータの分布図 (地理院タイルに加筆)
赤枠は浅部地盤構造モデルを作成した範囲を示す。

(a) 若松・松岡 (2013) による微地形区分に基づく $AVS30_{GL}$



(b) 浅部・深部統合地盤構造モデルを用いて求めた $AVS30_{GL}$

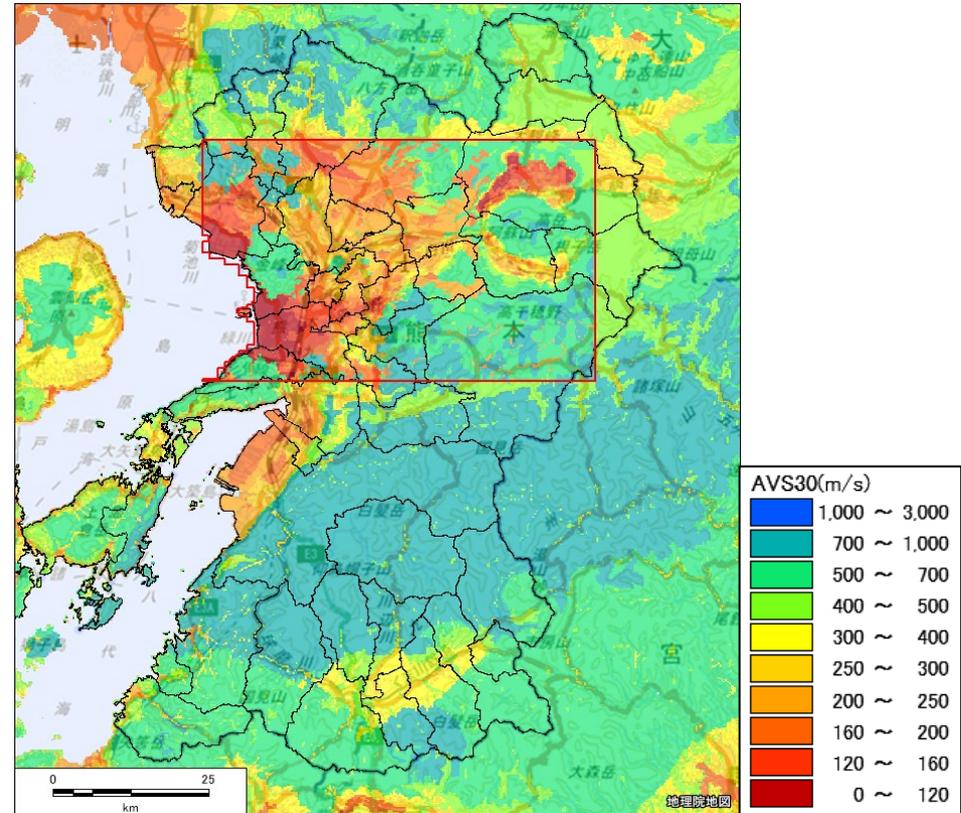
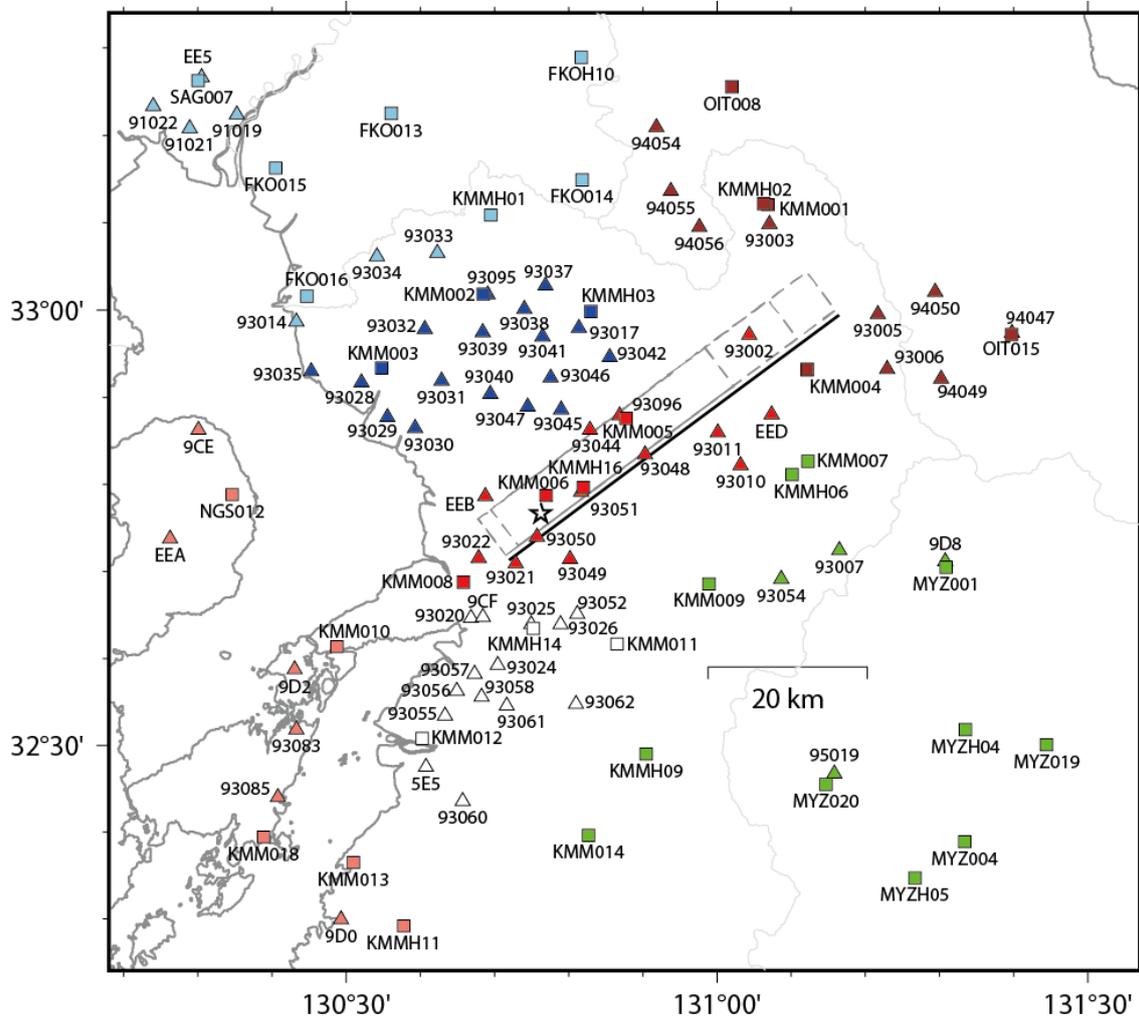


図 22 若松・松岡 (2013) による微地形区分に基づく表層 30m の平均 S 波速度 ($AVS30_{GL}$) と本検討で使用した浅部・深部統合地盤構造モデルに基づく $AVS30_{GL}$ の比較 (広域) (赤枠は浅部地盤構造モデルを作成した範囲を示す。)(地理院タイルに加筆)

表6 本検討における強震動計算の概要
(青字は付録に掲載した震源断層モデルの計算に使用)

工学的基盤上の計算波形		
広帯域地震動		
計算手法	ハイブリッド合成法	
マッチング周期	1秒	
長周期地震動		
計算手法	三次元有限差分法 (GMS、青井・他[2004])	
差分格子	第1領域：50m (深さ方向400グリッドまで) 第2領域：150m (それより深い領域)	
解析範囲	東西131km, 南北125km, 深さ60km	
解析時間刻み	0.0025秒	
最小Vs	350m/s	
有効周期	0.8秒程度 (50m×5/Vsmin)以上	
震源モデル	100m間隔の点震源で離散化	
すべり速度時間関数	地震発生域：中村・宮武 (2000)、 浅部領域(背景領域)：Smoothed Ramp 関数 浅部領域(大すべり域)：Smoothed Ramp 関数 又は中村・宮武 (2000)	
短周期地震動		
計算手法	統計的グリーン関数法 (壇・佐藤 [1998], 壇・他 [2000])	
地震発生層 における計算	地震基盤のVs	3400m/s
	地震基盤の密度	2700kg/m ³
	地震発生層のVs	3400m/s
	地震発生層の密度	2700kg/m ³
浅部領域 における計算	地震基盤のVs	3200m/s
	地震基盤の密度	2650kg/m ³
	地震発生層のVs	3200m/s
	地震発生層の密度	2650kg/m ³
f _{max}	6Hz	
放射特性係数	0.445	
伝播経路のQ値	110 f ^{0.69} (f ≥ 1Hz)、110 (f < 1Hz) (佐藤・他[1994b])	
(f/f _{max}) ^m	m=4.2 (佐藤・他[1994b])	
小断層による地震基盤波の経時特性	経験的経時特性モデル (佐藤・他[1994a])	
震源モデル	2km間隔の点震源で離散化	
共通		
地下構造モデル	熊本地方の浅部・深部統合地盤構造モデル (Senna et al. [2018])を拡張したモデルとJ-SHIS V2 を結合したモデル	
出力地点の間隔	1kmメッシュ	
観測記録との比較に用いる評価地点	K-NET、KiK-net、気象庁観測点、 自治体震度観測点	
地表の計測震度		
計算手法	2章 (3) 強震動評価手法に示す手法による。	
評価地点の間隔	250mメッシュ	



☆破壊開始点位置、□K-NET 及び KiK-net 観測点、△気象庁及び地方自治体観測点
 ■熊本平野、■菊地平野、□八代平野、■阿蘇・九重方面、■福岡・佐賀方面
 ■天草方面、■熊本南東部・宮崎方面

図 23 本検討における計算対象領域

初期震源断層モデル (Model-I)、Model-III 及び III52 の各震源断層モデルの
 地表投影位置 (灰色実線) と観測点分布

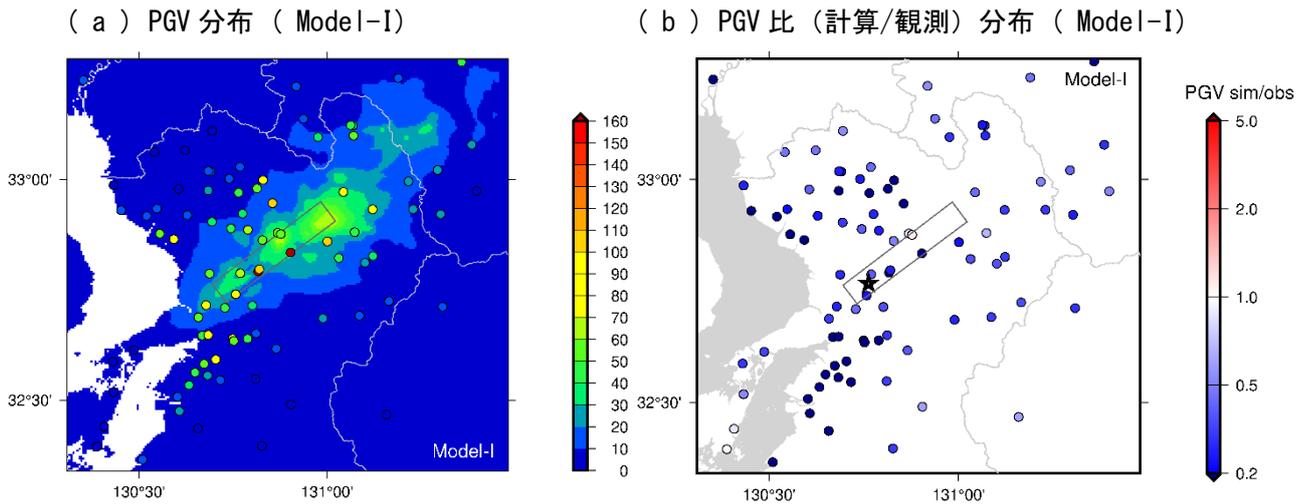


図 24 初期震源断層モデル (Model-I) による評価
 観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布
 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、
 計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

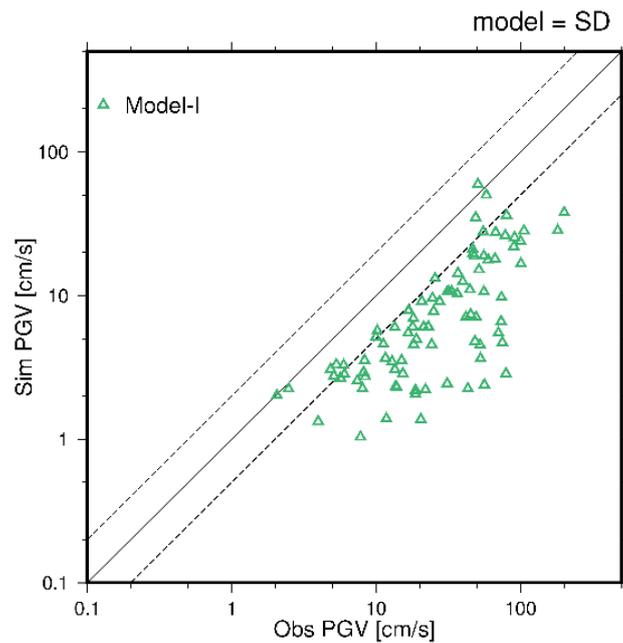


図 25 初期震源断層モデル (Model-I) による評価
 観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較
 観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、
 計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

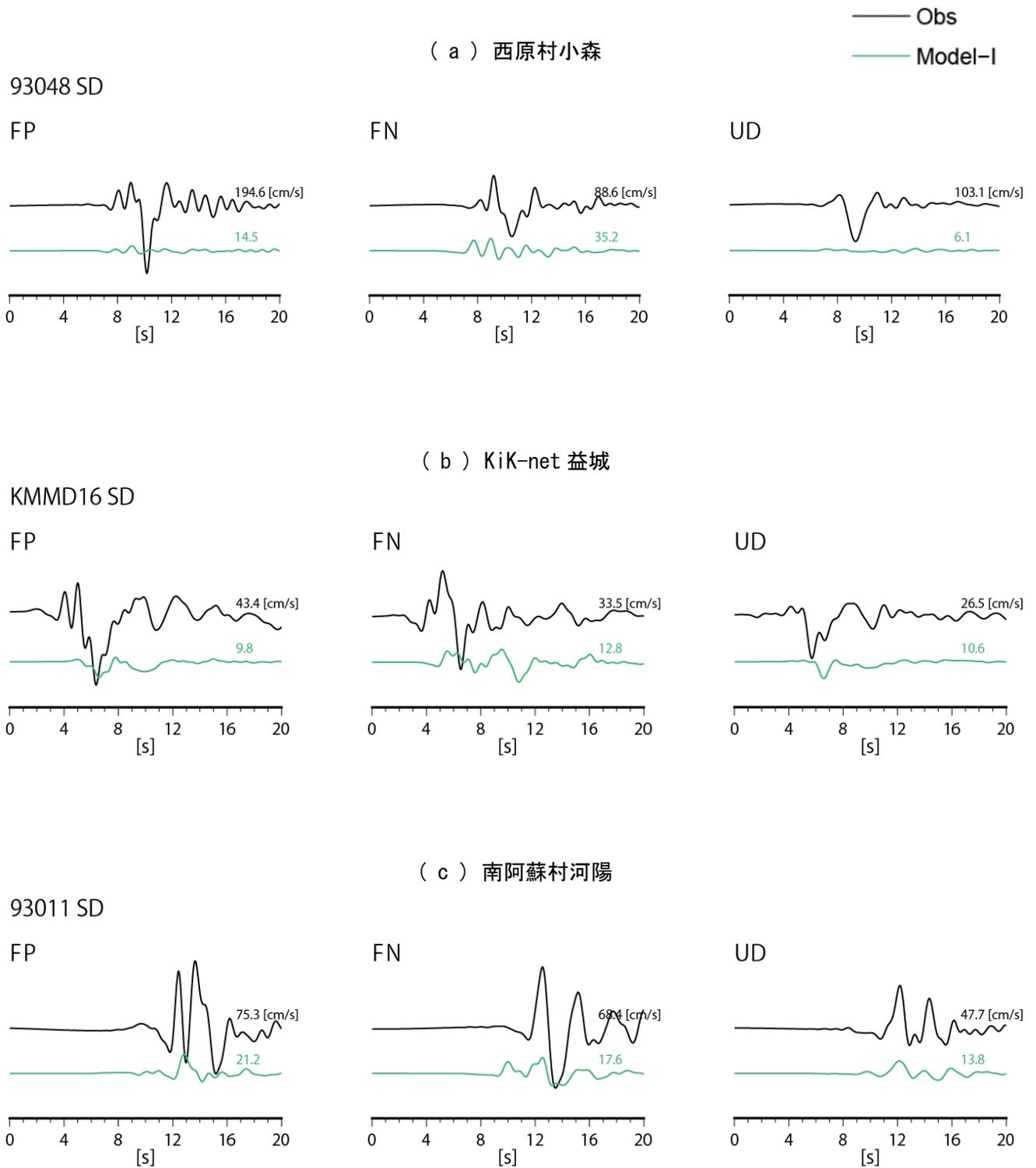
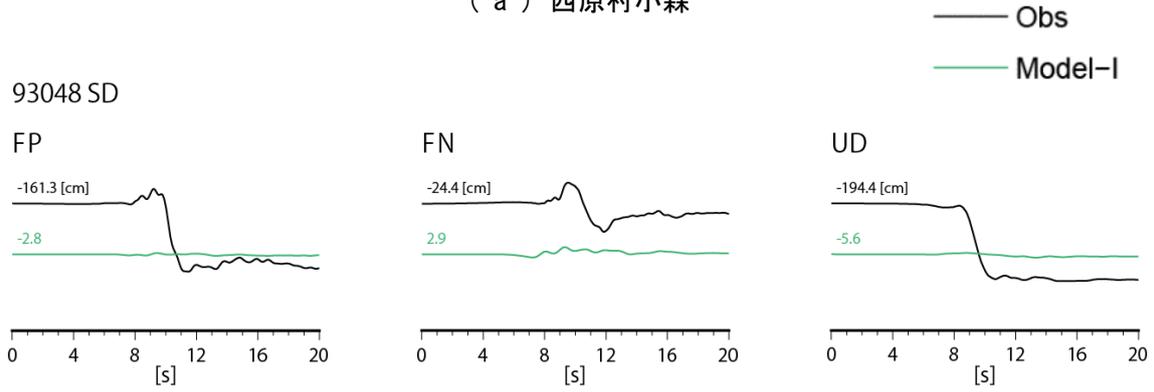


図 26 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

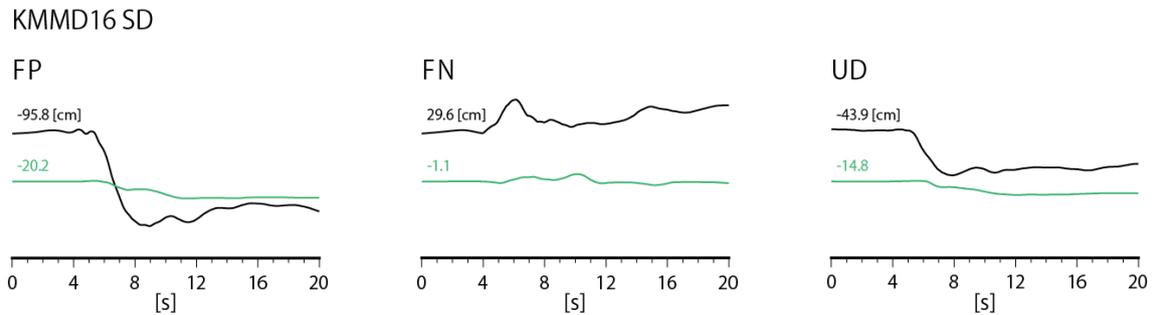
断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

(a) 西原村小森



(b) KiK-net 益城



(c) 南阿蘇村河陽

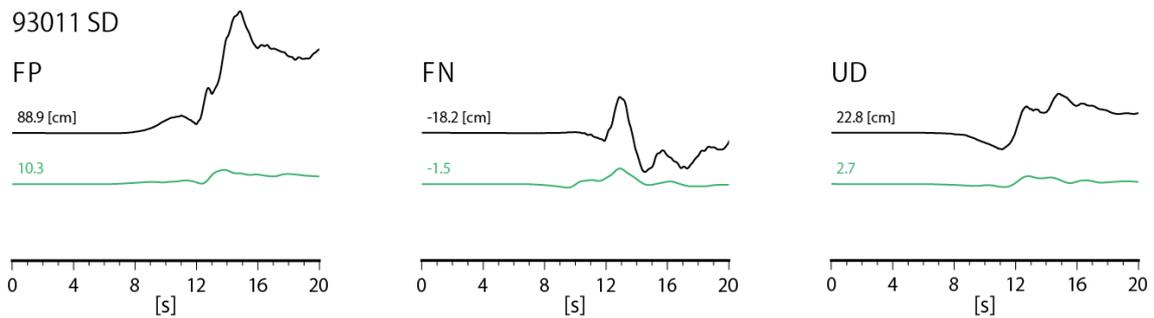


図 27 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

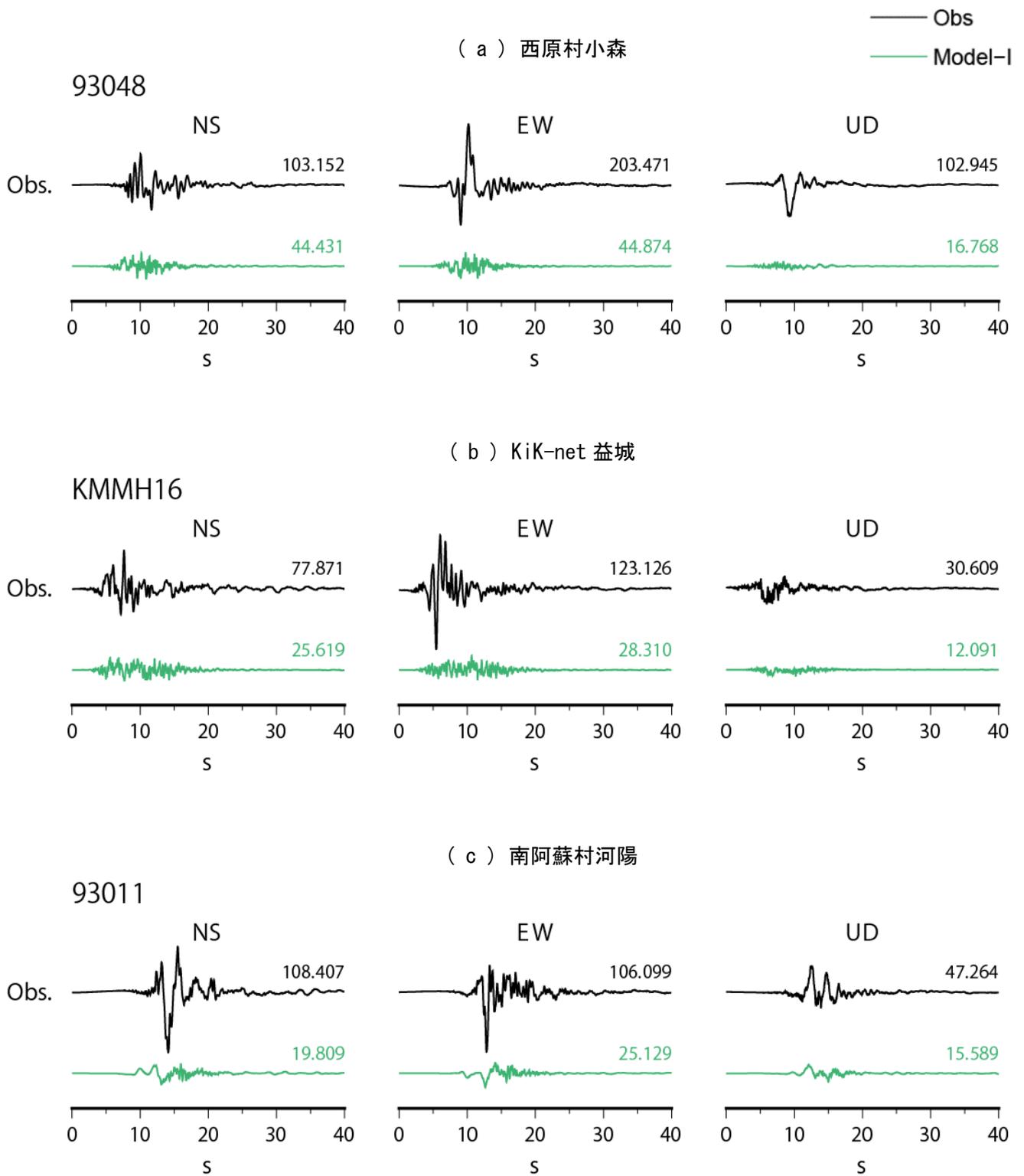


図 28 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

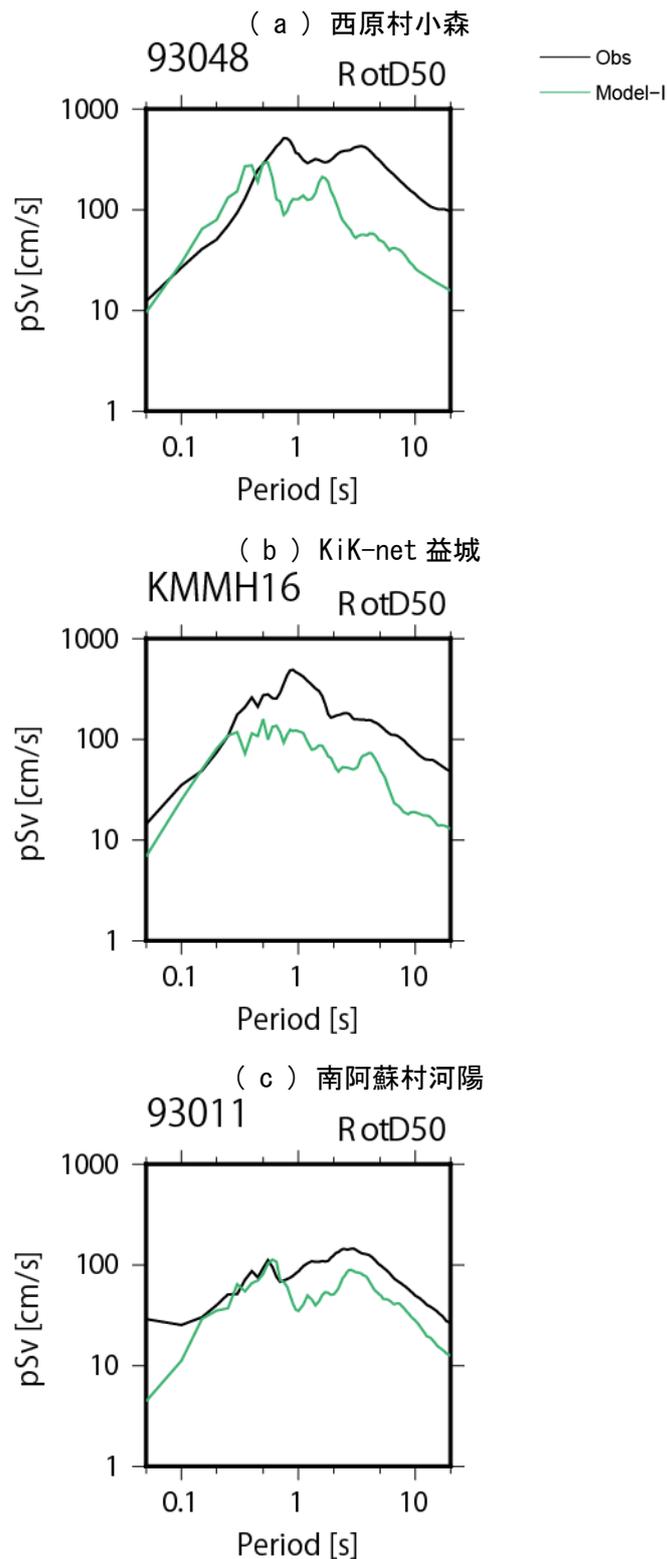
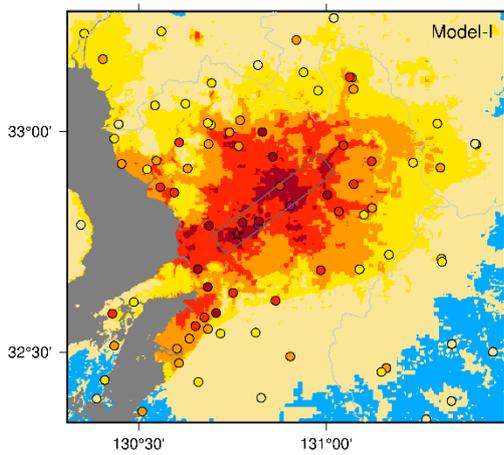


図 29 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル
($h=5\%$) の比較

観測値は地表での値を SD モデルから求めた $AVS30_{0z}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

(a) 計測震度分布 (Model-I)



(b) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-I)

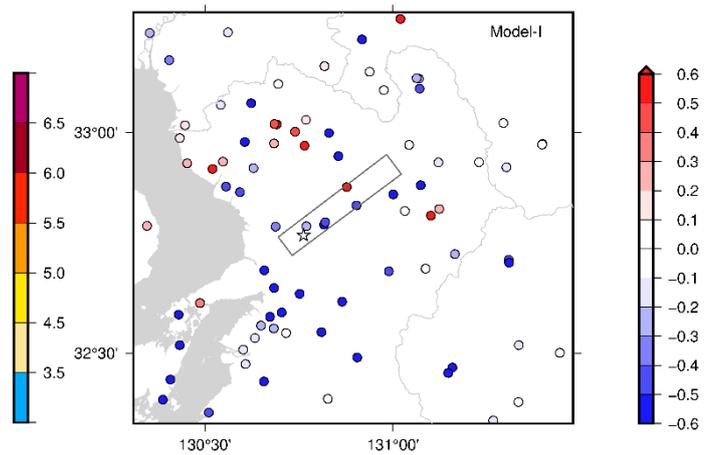


図 30 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

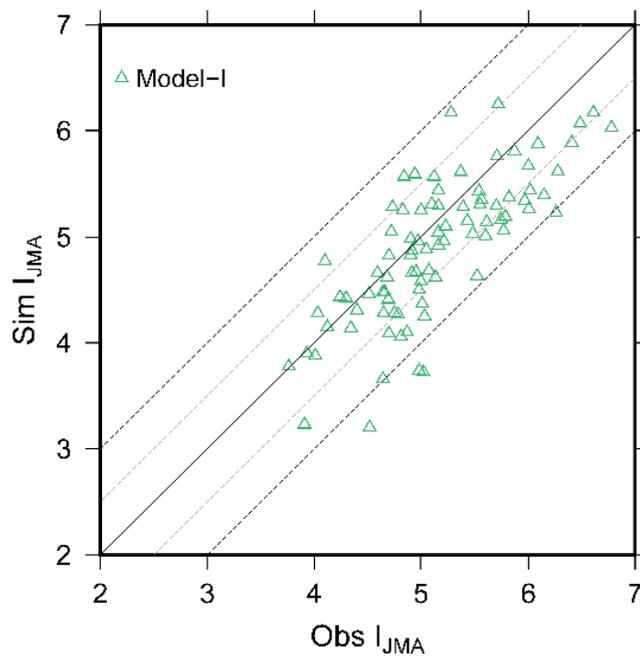


図 31 初期震源断層モデル (Model-I) による評価

観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

表7 本検討で強震動計算を実施したケース一覧

ケース	震源断層モデル名	断層長さ	M ₀ (Nm)	地震発生層内のアスベリティ位置*	浅部領域拡張 有：○ 無：-	浅部領域拡張の場合のスケールリング方法**	浅部領域のすべり速度時間関数***		浅部領域の短周期地震****	地盤モデル	浅部大すべり域 有：○ 無：-	長周期地震動(差分法計算)掲載 有：○ 無：-	広帯域地震動(ハイリッド計算)掲載 有：○ 無：-	掲載箇所
							背景領域	大すべり域						
1	Model- I	34km	1.86E+19	断層中心	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	3章、4章(1)
2	Model- II	34km	3.73E+19	断層中心	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	4章(1)、(2)、(3)
3	Model- II 23	34km	4.29E+19	断層中心	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	4章(1)
4	Model- III	46km	3.41E+19	断層中心	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	4章(2)
5	Model- III 52	52km	4.36E+19	断層中心	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	4章(2)
6	Model- II_U1	34km	3.73E+19	地震発生層上端	-	-	-	-	-	SD	-	○	○	4章(3)
7	Model- II_U1_S1	34km	4.47E+19	地震発生層上端	○	S1	Smoothed ramp	-	-	SD	-	○	○	4章(3)、(4)、(5)、付録
8	Model- II_U1_S2	34km	3.84E+19	地震発生層上端	○	S2	Smoothed ramp	-	-	SD	-	○	○	4章(3)
9	Model- II_U1_S1_L4	34km	4.53E+19	地震発生層上端	○	S1	Smoothed ramp	Smoothed ramp	-	SD	○	○	○	4章(4)、付録
10	Model- II_U1_S1	34km	4.47E+19	地震発生層上端	○	S1	Smoothed ramp	-	-	J-SHIS	-	○	-	4章(5)
11	Model- II_U1_S1_NM	34km	4.47E+19	地震発生層上端	○	S1	中村・宮武	-	-	SD	-	○	○	付録
12	Model- II_U1_S1_NM_HYBshal	34km	4.47E+19	地震発生層上端	○	S1	中村・宮武	-	背景領域(浅部領域全体)	SD	-	-	○	付録
13	Model- II_U1_S1_L4_NM	34km	4.53E+19	地震発生層上端	○	S1	Smoothed ramp	中村・宮武	-	SD	○	○	○	付録
14	Model- II_U1_S1_L4_NM_HYBshal	34km	4.53E+19	地震発生層上端	○	S1	Smoothed ramp	中村・宮武	浅部大すべり域のみ	SD	○	-	○	付録

*地震発生層内の断層面における北東側のアスベリティの位置

**浅部領域を含めてスケールリング=S 1、浅部領域を含めずスケールリングし、浅部領域を背景領域として追加=S 2

***地震発生層のすべり速度時間関数は中村・宮武(2000)を使用

****地震発生層内には短周期震源を設定

表 8 本検討で使用した震源断層モデルごとの断層パラメータ (その1)

モデル		Model- I	Model- II Model- II_U1	Model- II_U1_S1	Model- II_U1_S2	Model- II_23				
巨視的震源パラメータ										
断層モデル原点 北緯[°] 東経[°]		32.9134 (地中) 131.0226 (地中)	32.9134 (地中) 131.0226 (地中)	32.9080(地表) 131.0274(地表)	32.9080(地表) 131.0274(地表)	32.9134 (地中) 131.0226 (地中)				
断層モデル上端深さ D_0 [km]		2	2	0	0	2				
走向 θ		N233°E	N233°E	N233°E	N233°E	N233°E				
傾斜角 δ [°]		70	70	70	70	70				
すべり角 γ [°]		-160	-160	-160	-160	-160				
震源断層長さ L [km]		34	34	34	34	34				
地震発生層上深さ(浅部領域深さ) H_s [km]		2	2	2	2	2				
地震発生層下深さ H_d [km]		18	18	18	18	18				
震源断層幅(浅部領域) $W_{shallow}$ [km]		—	—	2.13	2.13	—				
震源断層幅(地震発生層) W_{deep} [km]		17.03	17.03	17.03	17.03	17.03				
震源断層面積 (浅部領域) $S_{shallow}$ [km ²]		—	—	72.36	72.36	—				
震源断層面積 (地震発生層) S_{deep} [km ²]		578.91	578.91	578.91	578.91	578.91				
震源断層面積 (浅部領域+地震発生層) S [km ²]		578.91	578.91	651.28	651.28	578.91				
断層モデル長さ L_{MODEL} [km]		34	34	34	34	34				
断層モデル幅 W_{MODEL} [km]		18	18	20	20	18				
浅部領域のS波速度 $V_{shallow}$ [m/s]		2100	2100	2100	2100	2100				
浅部領域の密度 $\rho_{shallow}$ [t/m ³]		2.4	2.4	2.4	2.4	2.4				
浅部領域の剛性率 $\mu_{shallow}$ [N/m ²]		1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10				
地震発生層のS波速度 V_{sdeep} [m/s]		3400	3400	3400	3400	3400				
地震発生層の密度 ρ_{deep} [t/m ³]		2.7	2.7	2.7	2.7	2.7				
地震発生層の剛性率 μ_{deep} [N/m ²]		3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10				
浅部領域の地震モーメント $M_{shallow}$ [Nm]		—	—	1.28E+18	1.13E+18	—				
地震発生層の地震モーメント M_{odeep} [Nm]		1.86E+19	3.73E+19	4.34E+19	3.73E+19	4.29E+19				
地震モーメント M_0 [Nm]		1.86E+19 ¹⁾	3.73E+19 ²⁾	4.47E+19 ³⁾	3.84E+19 ⁴⁾	4.29E+19 ⁵⁾				
モーメントマグニチュード M_w		6.8	7.0	7.0	7.0	7.0				
平均すべり量 D [m]		1.03	2.06	2.32	2.06	2.37				
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		3.3	3.1 ⁶⁾	3.1 ⁶⁾	3.1 ⁶⁾	3.1 ⁶⁾				
短周期レベル A [Nm/s ²]		1.41E+19	1.30E+19 ⁷⁾	1.38E+19 ⁷⁾	1.30E+19 ⁷⁾	1.30E+19 ⁷⁾				
微視的震源パラメータ										
地震発生層	アスペリティ	面積 S_a [km ²]	121.18	127.36	143.28	127.36	127.36			
		平均すべり量 D_a [m]	2.06	4.13	4.64	4.13	4.75			
		実効応力 σ_a [MPa]	15.6	14.1	14.1	14.1	14.1			
		地震モーメント M_{0a} [Nm]	7.80E+18	1.64E+19	2.08E+19	1.64E+19	1.89E+19			
	アスペリティ1	面積 S_{a1} [km ²]	80.79	84.91	95.52	84.91	84.91			
		平均すべり量 D_{a1} [m]	2.29	4.57	5.15	4.57	5.26			
		地震モーメント M_{0a1} [Nm]	5.77E+18	1.21E+19	1.53E+19	1.21E+19	1.39E+19			
		計算用面積 [km x km]	10 x 8	10 x 8	12 x 8	10 x 8	10 x 8			
	アスペリティ2	面積 S_{a2} [km ²]	40.39	42.45	47.76	42.45	42.45			
		平均すべり量 D_{a2} [m]	1.62	3.23	3.64	3.23	3.72			
		地震モーメント M_{0a2} [Nm]	2.04E+18	4.29E+18	5.42E+18	4.29E+18	4.93E+18			
		計算用面積 [km x km]	6 x 6	8 x 6	8 x 6	8 x 6	8 x 6			
背景領域	面積 S_b [km ²]	457.73	451.55	435.63	451.55	451.55				
	平均すべり量 D_b [m]	0.76	1.48	1.67	1.48	1.70				
	地震モーメント M_{0b} [Nm]	1.08E+19	2.09E+19	2.27E+19	2.09E+19	2.40E+19				
	実効応力 σ_b [MPa]	2.7	2.5	2.3	2.5	2.5				
浅部領域	大すべり域	面積 $S_{shal a}$ [km ²]	—	—	—	—	—			
		すべり量 $D_{shal a}$ [m]	—	—	—	—	—			
		地震モーメント $M_{0shal a}$ [Nm]	—	—	—	—	—			
	背景領域	面積 $S_{shal b}$ [km ²]	—	—	72.36	72.36	—			
すべり量 $D_{shal b}$ [m]		—	—	1.67	1.48	—				
地震モーメント $M_{0shal b}$ [Nm]		—	—	1.28E+18	1.13E+18	—				
すべり速度時間関数パラメータ										
地震発生層	アスペリティ1	中村・宮武 (2000) パラメータ	断層幅 W_{a1} [km]	8.51	8.51	8.51	8.51	8.51		
			最終すべり量 D_{a1} [m]	2.29	4.57	5.15	4.57	5.26		
			実効応力 σ_a [Mpa]	15.6	14.1	14.1	14.1	14.1		
			S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400		
			密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7		
			剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
			破壊伝播速度 $V_{r,deep}$ [m/s]	2448	2448	2448	2448	2448		
			f_{max} [Hz]	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0		
			アスペリティ2	中村・宮武 (2000) パラメータ	断層幅 W_{a2} [km]	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39
					最終すべり量 D_{a2} [m]	1.62	3.23	3.64	3.23	3.72
					実効応力 σ_a [Mpa]	15.6	14.1	14.1	14.1	14.1
					S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400
	密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7			2.7	2.7	2.7	2.7		
	剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10			3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
	背景領域	中村・宮武 (2000) パラメータ	断層幅 W_b [km]	17.03	17.03	17.03	17.03	17.03		
			最終すべり量 D_b [m]	0.76	1.48	1.67	1.48	1.70		
			実効応力 σ_b [Mpa]	2.7	2.5	2.3	2.5	2.5		
			S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400		
			密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7		
			剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
	浅部領域	大すべり域	中村・宮武 (2000) パラメータ	断層幅 W_{a1} [km]	—	—	—	—	—	
				最終すべり量 $D_{shal a}$ [m]	—	—	—	—	—	
				実効応力 σ_a [Mpa]	—	—	—	—	—	
				S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	—	—	—	—	—	
密度 ρ_{deep} [t/m ³]				—	—	—	—	—		
剛性率 μ_{deep} [N/m ²]				—	—	—	—	—		
破壊伝播速度 $V_{r,deep}$ [m/s]				—	—	—	—	—		
f_{max} [Hz]				—	—	—	—	—		
背景領域				中村・宮武 (2000) パラメータ	断層幅 W_b [km]	—	—	—	—	—
					最終すべり量 $D_{shal b}$ [m]	—	—	—	—	—
					実効応力 σ_b [Mpa]	—	—	—	—	—
					S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	—	—	—	—	—
	密度 ρ_{deep} [t/m ³]	—	—		—	—	—			
	剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	—	—		—	—	—			
Smoothed Ramp関数 パラメータ	—	ライズタイム t_r [sec]	—	—	—	—	—			
		—	—	断層幅 W_b [km]	—	—	—	—		
				最終すべり量 $D_{shal b}$ [m]	—	—	—	—		
				実効応力 σ_b [Mpa]	—	—	—	—		
				S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	—	—	—	—		
				密度 ρ_{deep} [t/m ³]	—	—	—	—		
剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	—			—	—	—				
Smoothed Ramp関数 パラメータ	—	ライズタイム t_r [sec]	—	—	2.5	2.5	—			

1) 地震発生層のみでスケールリング, 2) [地震発生層のみでスケールリング] $\times 2$, 3) [地震発生層+浅部領域でスケールリング] $\times 2$, 4) [地震発生層のみでスケールリング] $\times 2$ + [地震発生層の背景領域のすべり量と浅部領域の面積・剛性率から計算した浅部領域の M_0], 5) [地震発生層のみでスケールリング] $\times 2.3$, 6) レンビの暫定的な設定, 7) レンビの暫定的な設定のアスペリティ面積比 22%より算出

表 8 本検討で使用した震源断層モデルごとの断層パラメータ (その2)

モデル *: 計算結果は付録に掲載		Model-III	Model-III 52	Model-II_U1_S1_L4	Model-II_U1_S1_NM* Model-II_U1_S1_NM_HYBshal*	Model-II_U1_S1_L4_NM* Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal*				
巨視的震源パラメータ										
断層モデル原点 北緯[°] 東経[°]		32.9674(地中) 131.1082(地中)	32.9998(地中) 131.1597(地中)	32.9080(地表) 131.0274(地表)	32.9080(地表) 131.0274(地表)	32.9080(地表) 131.0274(地表)				
断層モデル上端深さ D_0 [km]		2	2	0	0	0				
走向 θ		N233°E	N233°E	N233°E	N233°E	N233°E				
傾斜角 δ [°]		70	70	70	70	70				
すべり角 γ [°]		-160	-160	-160	-160	-160				
震源断層長さ L [km]		46	52	34	34	34				
地震発生層上限深さ(浅部領域深さ) H_s [km]		2	2	2	2	2				
地震発生層下限深さ H_d [km]		18	18	18	18	18				
震源断層幅(浅部領域) $W_{shallow}$ [km]		—	—	2.13	2.13	2.13				
震源断層幅(地震発生層) W_{deep} [km]		17.03	17.03	17.03	17.03	17.03				
震源断層面積(浅部領域) $S_{shallow}$ [km ²]		—	—	72.36	72.36	72.36				
震源断層面積(地震発生層) S_{deep} [km ²]		783.23	885.40	578.91	578.91	578.91				
震源断層面積(浅部領域+地震発生層) S [km ²]		783.23	885.40	651.28	651.28	651.28				
断層モデル長さ L_{MODEL} [km]		46	52	34	34	34				
断層モデル幅 W_{MODEL} [km]		18	18	20	20	20				
浅部領域のS波速度 $V_{sshallo}$ [m/s]		2100	2100	2100	2100	2100				
浅部領域の密度 $\rho_{shallow}$ [t/m ³]		2.4	2.4	2.4	2.4	2.4				
浅部領域の剛性率 $\mu_{shallow}$ [N/m ²]		1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10	1.06E+10				
地震発生層のS波速度 V_{sdeep} [m/s]		3400	3400	3400	3400	3400				
地震発生層の密度 ρ_{deep} [t/m ³]		2.7	2.7	2.7	2.7	2.7				
地震発生層の剛性率 μ_{deep} [N/m ²]		3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10				
浅部領域の地震モーメント $M_{0shallow}$ [Nm]		—	—	1.91E+18	1.28E+18	1.91E+18				
地震発生層の地震モーメント M_{0deep} [Nm]		3.41E+19	4.36E+19	4.34E+19	4.34E+19	4.34E+19				
地震モーメント M_0 [Nm]		3.41E+19 ¹⁾	4.36E+19 ¹⁾	4.53E+19 ⁴⁾	4.47E+19 ³⁾	4.53E+19 ⁴⁾				
モーメントマグニチュード M_w		7.0	7.0	7.0	7.0	7.0				
平均すべり量 D [m]		1.40	1.58	2.32	2.32	2.32				
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		3.8	4.0	3.1 ⁶⁾	3.1 ⁶⁾	3.1 ⁶⁾				
短周期レベル A [Nm/s ²]		1.72E+19	1.87E+19	1.38E+19 ⁷⁾	1.38E+19 ⁷⁾	1.38E+19 ⁷⁾				
微視的震源パラメータ										
地震発生層	アスペリティ	面積 S_a [km ²]	200.55	246.02	143.28	143.28	143.28			
		平均すべり量 D_a [m]	2.79	3.16	4.64	4.64	4.64			
		実効応力 σ_a [MPa]	14.8	14.5	14.1	14.1	14.1			
		地震モーメント M_{0a} [Nm]	1.75E+19	2.42E+19	2.08E+19	2.08E+19	2.08E+19			
	アスペリティ1	面積 S_{a1} [km ²]	133.70	164.01	95.52	95.52	95.52			
		平均すべり量 D_{a1} [m]	3.09	3.50	5.15	5.15	5.15			
		地震モーメント M_{0a1} [Nm]	1.29E+19	1.79E+19	1.53E+19	1.53E+19	1.53E+19			
		計算用面積 [km x km]	14 x 10	14 x 12	12 x 8	12 x 8	12 x 8			
	アスペリティ2	面積 S_{a2} [km ²]	66.85	82.01	47.76	47.76	47.76			
		平均すべり量 D_{a2} [m]	2.19	2.47	3.64	3.64	3.64			
		地震モーメント M_{0a2} [Nm]	4.56E+18	6.33E+18	5.42E+18	5.42E+18	5.42E+18			
		計算用面積 [km x km]	8 x 8	10 x 8	8 x 6	8 x 6	8 x 6			
背景領域	面積 S_b [km ²]	582.68	639.37	435.63	435.63	435.63				
	平均すべり量 D_b [m]	0.92	0.97	1.67	1.67	1.67				
	地震モーメント M_{0b} [Nm]	1.66E+19	1.94E+19	2.27E+19	2.27E+19	2.27E+19				
	実効応力 σ_b [MPa]	3.0	3.0	2.3	2.3	2.3				
浅部領域	大すべり域	面積 $S_{shal a}$ [km ²]	—	—	25.54	—	25.54			
		すべり量 $D_{shal a}$ [m]	—	—	4.00	—	4.00			
		地震モーメント $M_{0shal a}$ [Nm]	—	—	1.08E+18	—	1.08E+18			
	背景領域	面積 $S_{shal b}$ [km ²]	—	—	46.82	72.36	46.82			
		すべり量 $D_{shal b}$ [m]	—	—	1.67	1.67	1.67			
		地震モーメント $M_{0shal b}$ [Nm]	—	—	8.26E+17	1.28E+18	8.26E+17			
すべり速度時間関数パラメータ										
地震発生層(すべり速度時間関数)	アスペリティ1	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	断層幅 W_{a1} [km]	10.64	12.77	8.51	8.51	8.51		
			最終すべり量 D_{a1} [m]	3.09	3.50	5.15	5.15	5.15		
			実効応力 σ_a [Mpa]	14.8	14.5	14.1	14.1	14.1		
			S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400		
			密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7		
			剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
			破壊伝播速度 $V_{r,deep}$ [m/s]	2448	2448	2448	2448	2448		
			f_{max} [Hz]	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0		
			アスペリティ2	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	断層幅 W_{a2} [km]	8.51	8.51	6.39	6.39	6.39
					最終すべり量 D_{a2} [m]	2.19	2.47	3.64	3.64	3.64
					実効応力 σ_a [Mpa]	14.8	14.5	14.1	14.1	14.1
					S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400
	密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7			2.7	2.7	2.7	2.7		
	剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10			3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
	背景領域	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	断層幅 W_b [km]	17.03	17.03	17.03	17.03	17.03		
			最終すべり量 D_b [m]	0.92	0.97	1.67	1.67	1.67		
			実効応力 σ_b [Mpa]	3.0	3.0	2.3	2.3	2.3		
			S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	3400	3400	3400	3400	3400		
			密度 ρ_{deep} [t/m ³]	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7		
			剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10		
	浅部領域(すべり速度時間関数)	大すべり域	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	断層幅 W_{a1} [km]	—	—	—	—	8.51	
				最終すべり量 $D_{shal a}$ [m]	—	—	—	—	4.00	
				実効応力 σ_a [Mpa]	—	—	—	—	14.1	
				S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	—	—	—	—	3400	
密度 ρ_{deep} [t/m ³]				—	—	—	—	2.7		
剛性率 μ_{deep} [N/m ²]				—	—	—	—	3.12E+10		
破壊伝播速度 $V_{r,deep}$ [m/s]				—	—	—	—	2448		
f_{max} [Hz]				—	—	—	—	6.0		
背景領域				Smoothed Ramp関数 パラメータ	ライズタイム t_r [sec]	—	—	2.5	—	—
					断層幅 W_b [km]	—	—	—	17.03	—
					最終すべり量 $D_{shal b}$ [m]	—	—	—	1.67	—
					実効応力 σ_b [Mpa]	—	—	—	2.3	—
	S波速度 $V_{s,deep}$ [km/s]	—	—		—	3400	—			
	密度 ρ_{deep} [t/m ³]	—	—		—	2.7	—			
背景領域	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	すべり速度時間関数 中村・宮武(2000) パラメータ	剛性率 μ_{deep} [N/m ²]	—	—	—	3.12E+10	—		
			破壊伝播速度 $V_{r,deep}$ [m/s]	—	—	—	2448	—		
			f_{max} [Hz]	—	—	—	6.0	—		
			Smoothed Ramp関数 パラメータ	ライズタイム t_r [sec]	—	—	2.5	—	2.5	

1) 地震発生層のみでスケーリング, 2) [地震発生層のみでスケーリング]×2, 3) [地震発生層+浅部領域でスケーリング]×2
 4) [地震発生層のみでスケーリング]×2+[地震発生層の背景領域のすべり量と浅部領域の面積・剛性率から計算した浅部領域の M_0],
 5) [地震発生層のみでスケーリング]×2.3, 6) レジビの暫定的な設定, 7) レジビの暫定的な設定のアスペリティ面積比 22%より算出

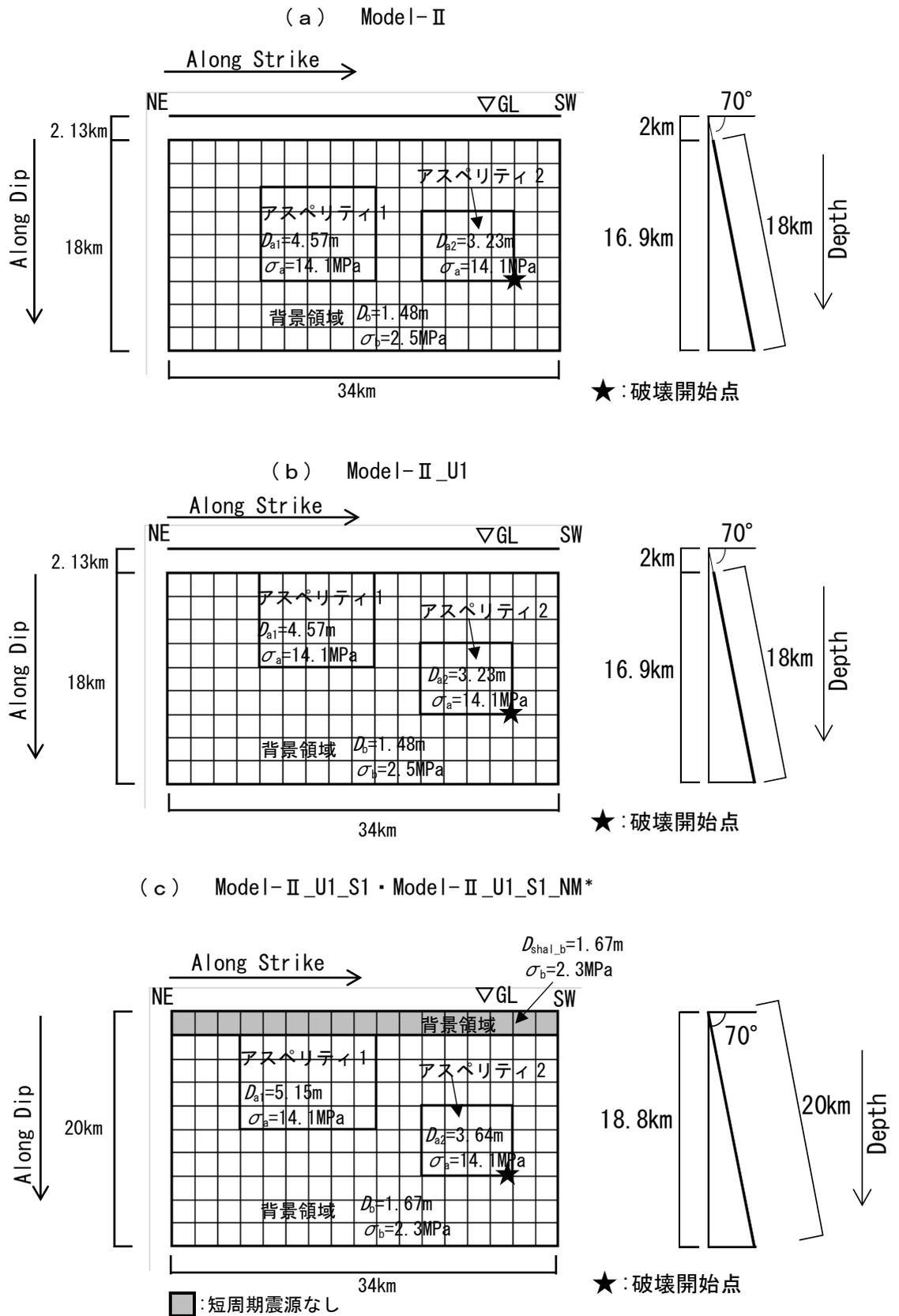
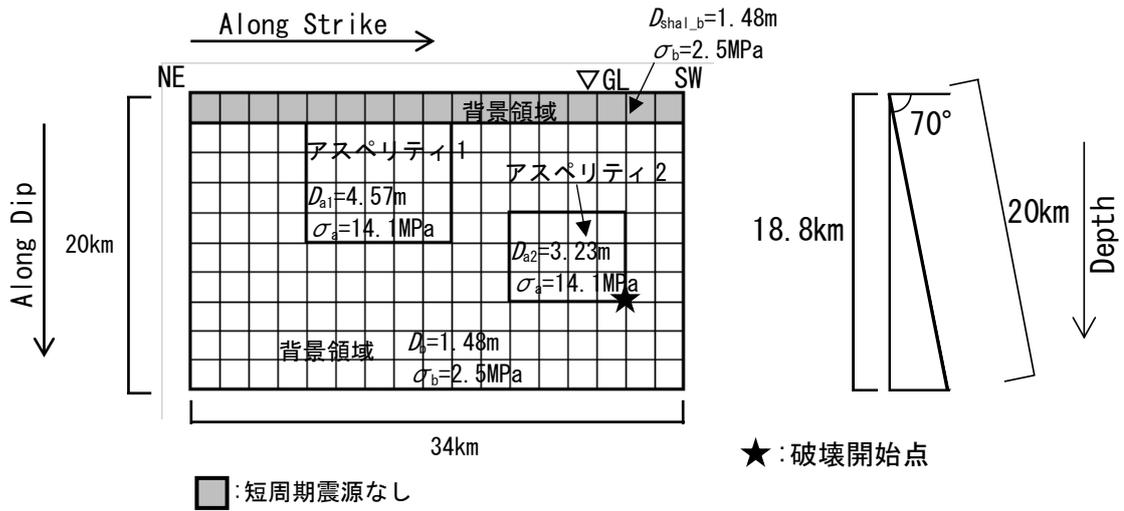


図 32 本検討で使用した震源断層モデルのモデル図 (その 1)

* 付録に掲載

(d) Model-II_U1_S2



(e) Model-II_23

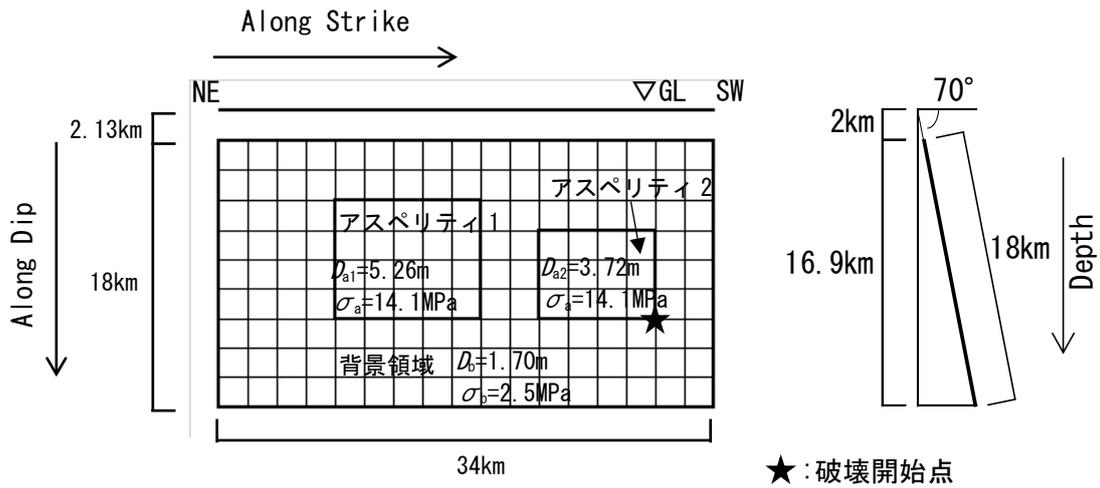


図 32 本検討で使用した震源断層モデルのモデル図 (その 2)

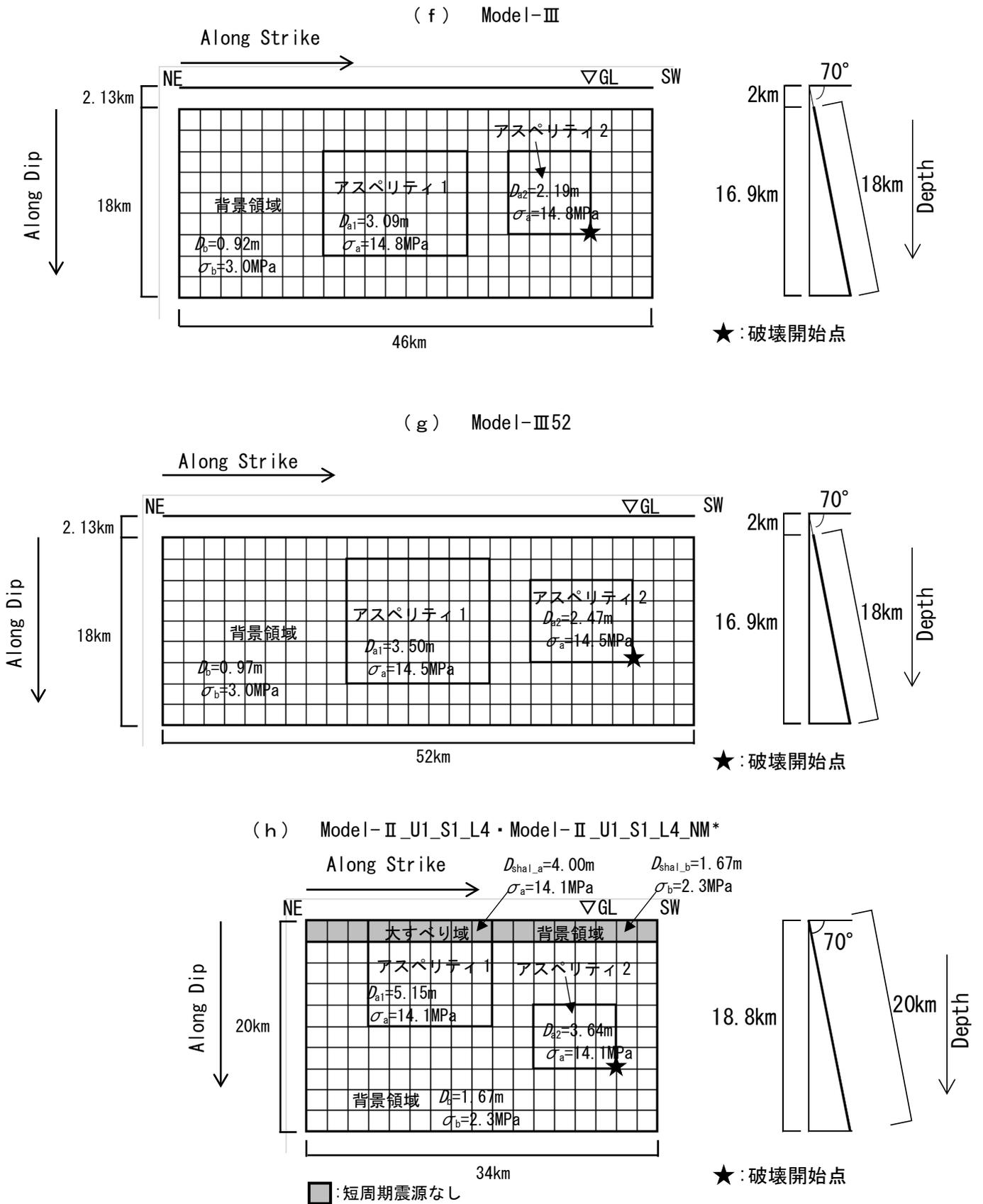


図 32 本検討で使用した震源断層モデルのモデル図 (その 3)

* 付録に掲載

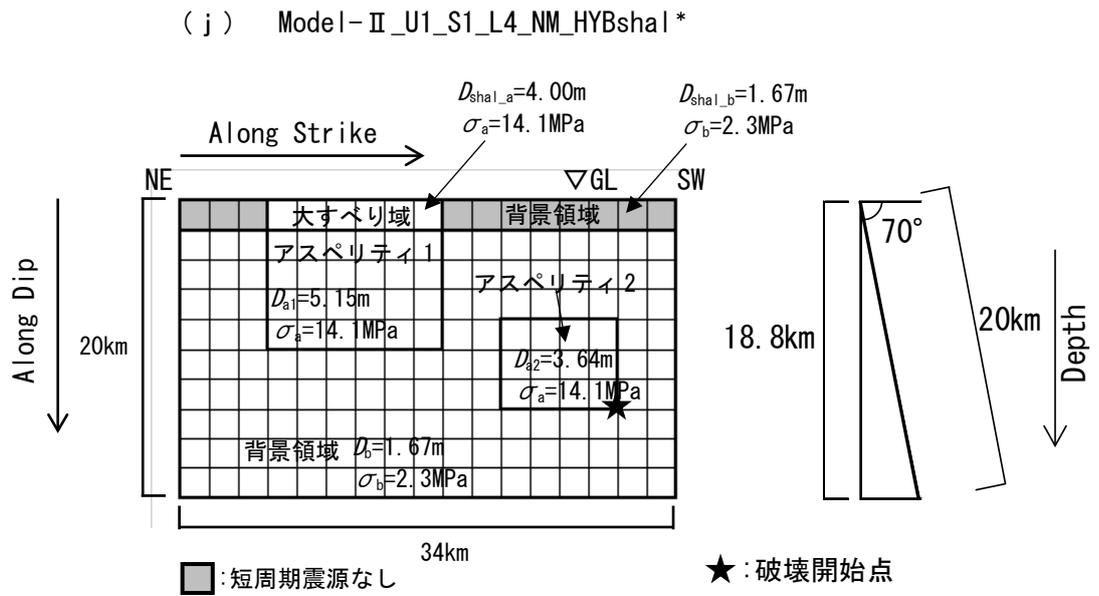
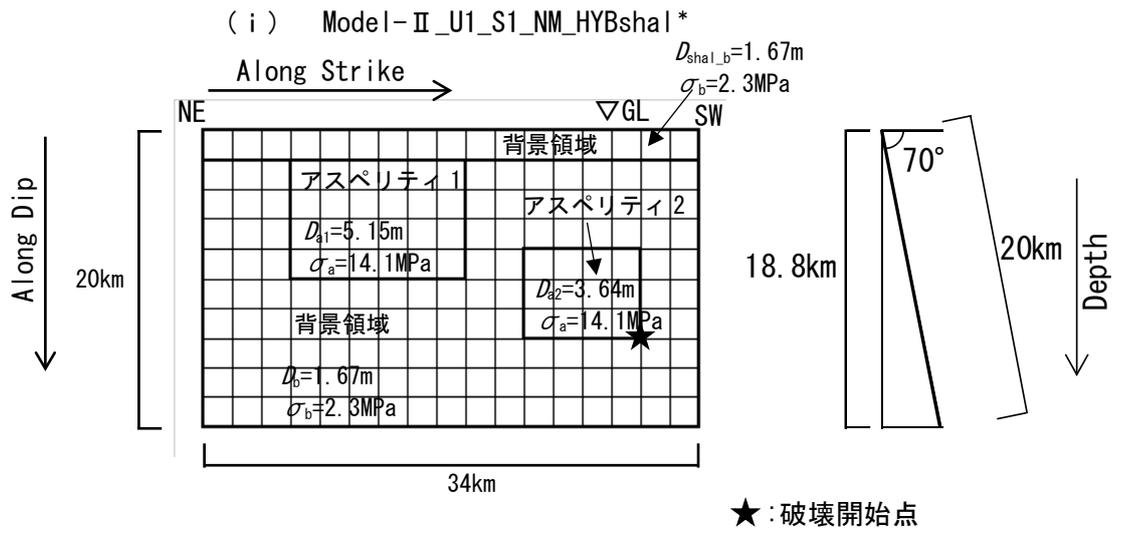
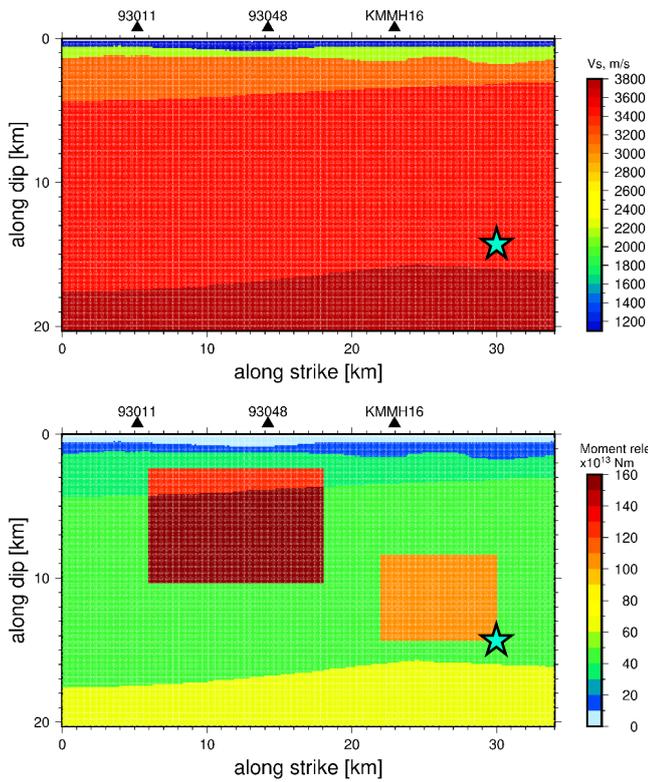


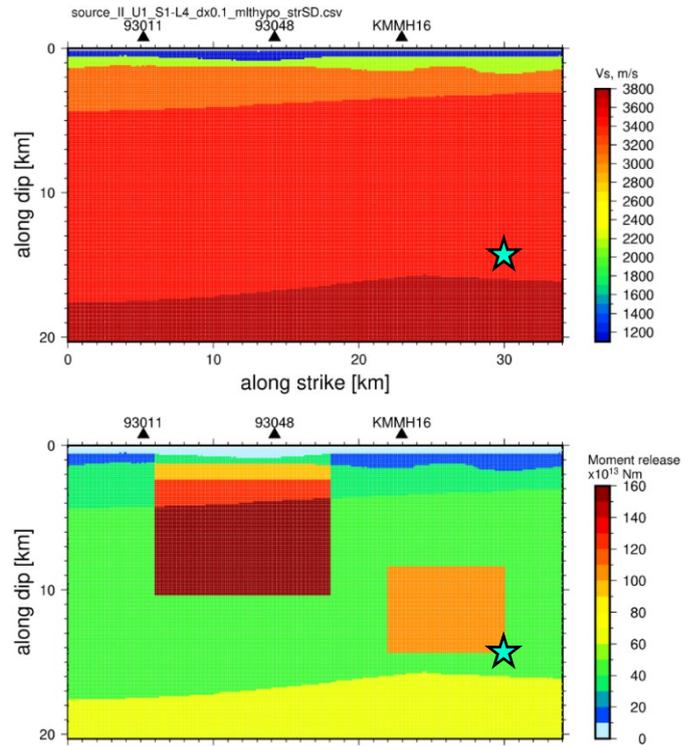
図 32 本検討で使用した震源断層モデルのモデル図 (その 4)

* 付録に掲載

(a) Model-II_U1_S1 の断層面上の Vs 及び
モーメント解放量



(b) Model-II_U1_S1_L4 の断層面上の Vs 及び
モーメント解放量



(c) 断層トレース (震源断層モデル面と地表の交線) と断層ごく近傍の観測点の配置図
星印 : 破壊開始点

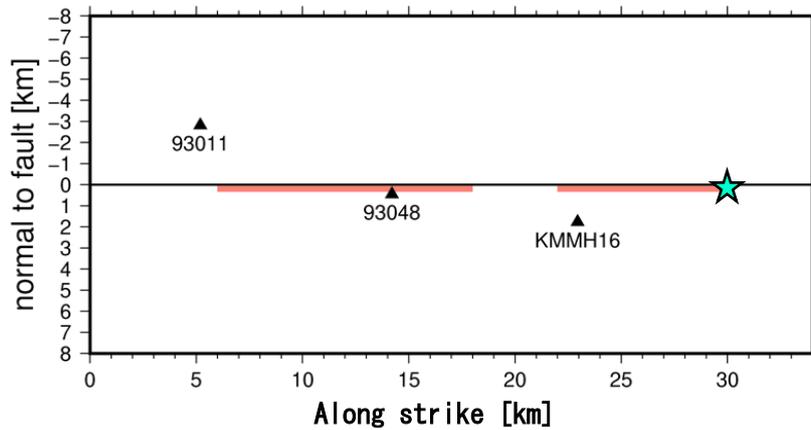
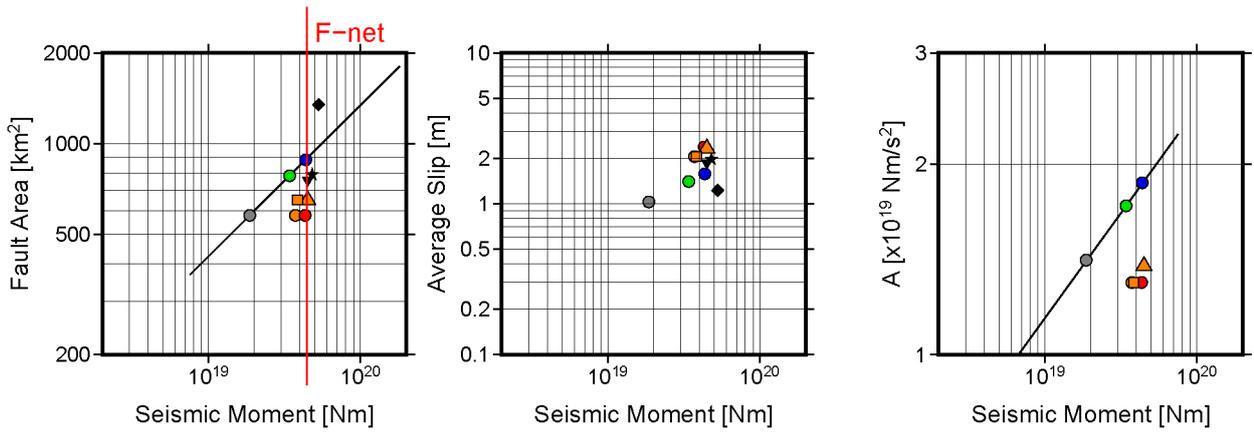


図 33 震源断層モデルと断層ごく近傍の観測点の位置関係

(a) 及び (b) の上段は震源断層モデル上の SD モデルの Vs 分布、下段は三次元差分法における各点震源のモーメント解放量分布を示す。(c) の黒線は断層トレース (震源断層モデル面と地表の交線)、赤線はアスペリティ位置を示す。それぞれの図中の星印は破壊開始点を示す

- Model-I ○ 浅部領域なし ◆ Kubo et al. (2016)
- Model-II △ 浅部領域あり (S1) ▼ Asano & Iwata (2016)
- Model-II 23 □ 浅部領域あり (S2) ★ 吉田・他 (2016)
- Model-III
- Model-III52



(a) 地震モーメントと断層面積 (b) 地震モーメントと平均すべり量 (c) 地震モーメントと短周期レベル

図 34 震源断層モデルごとの(a)地震モーメントと断層面積、

(b) 地震モーメントと平均すべり量及び(c)地震モーメントと短周期レベルの比較

(a)の赤線は観測された地震モーメント (F-net) を示し、黒線は入倉・三宅 (2001) による地震モーメントと断層面積の経験的関係を示す。(c)の黒線は壇・他 (2001) による地震モーメントと短周期レベルの経験的関係を示す。

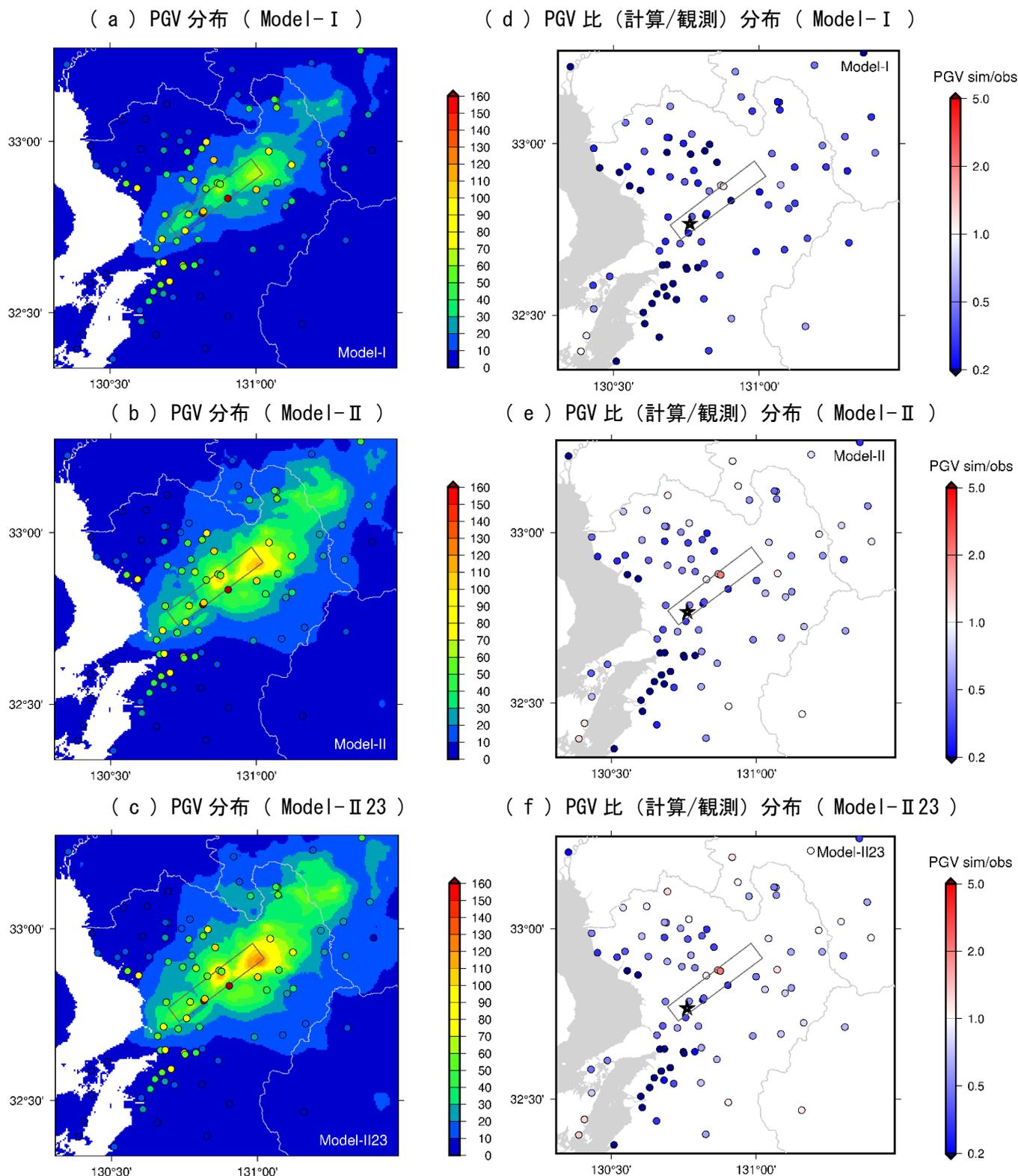


図 35 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

観測値はカットオフ周波数 1 Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1 Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

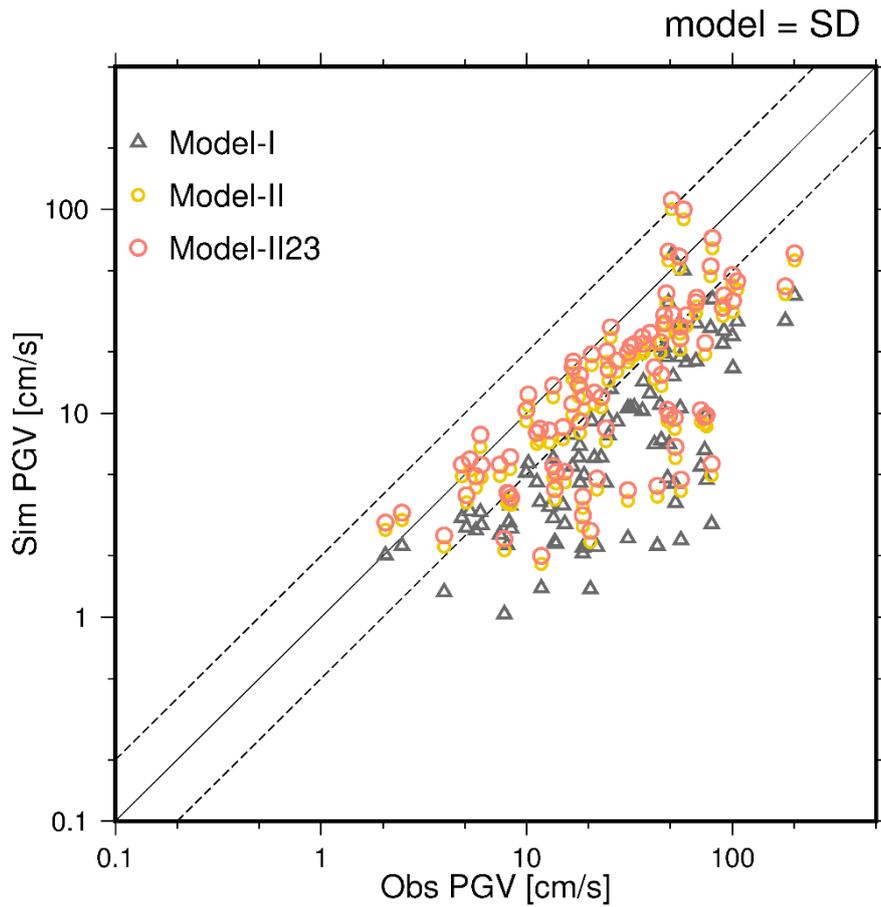


図 36 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整
観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

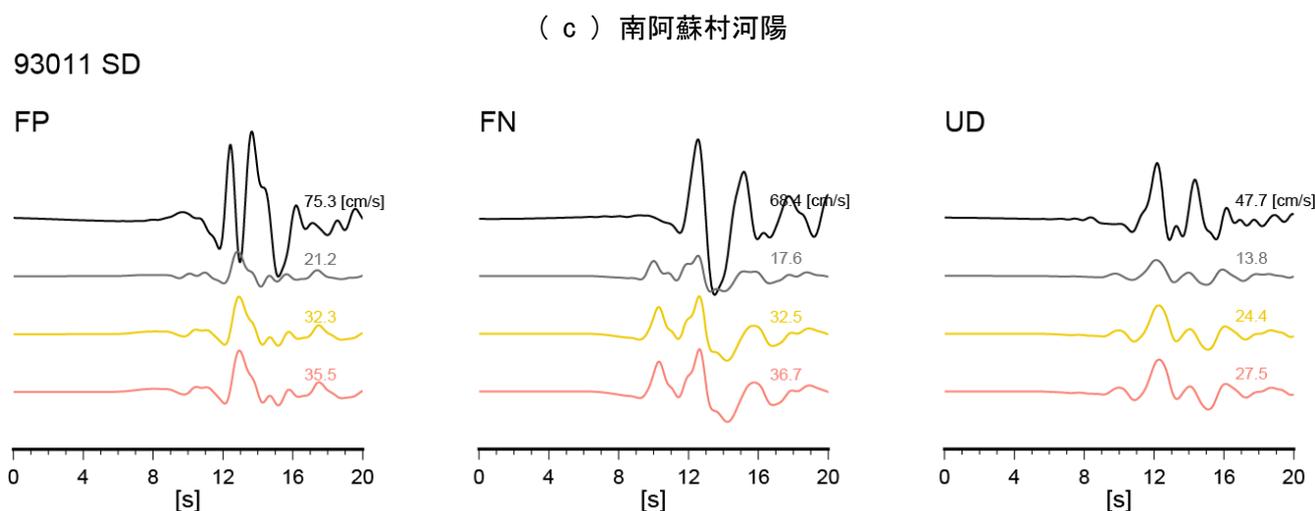
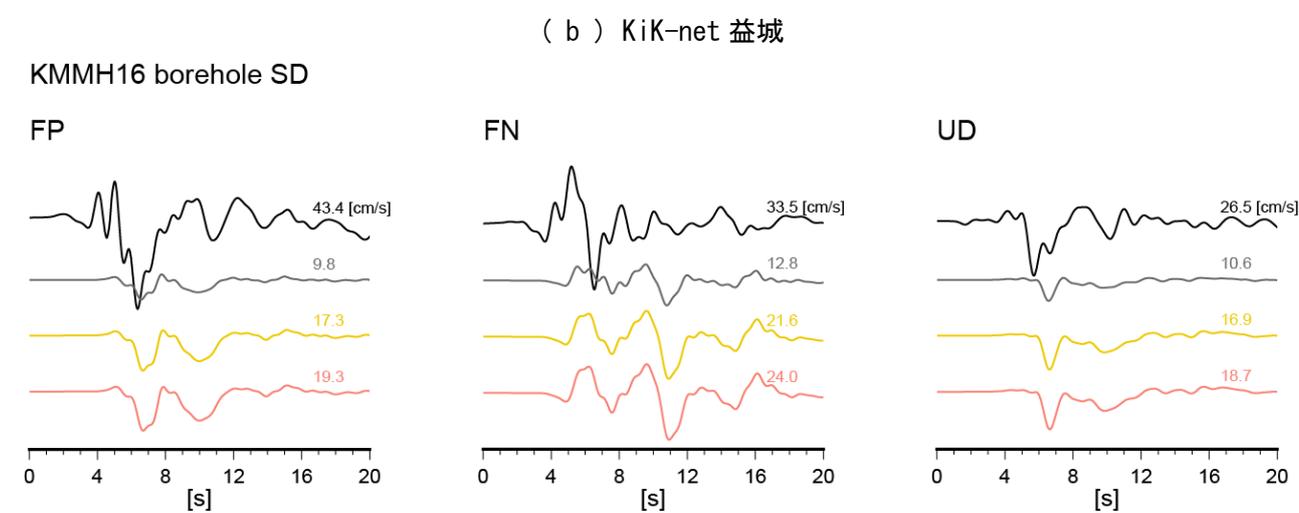
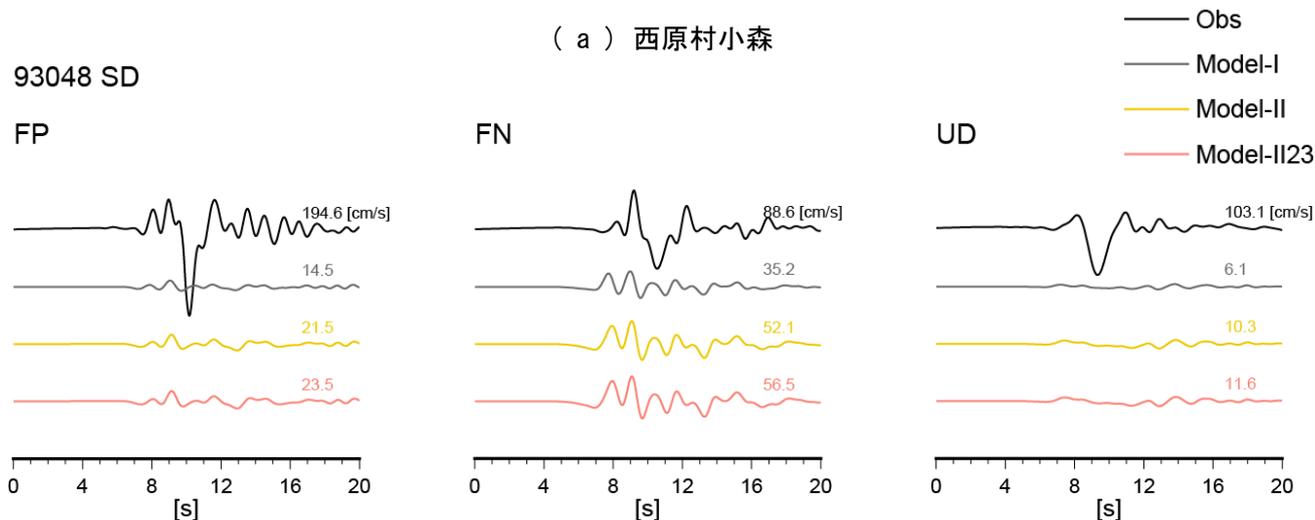


図 37 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

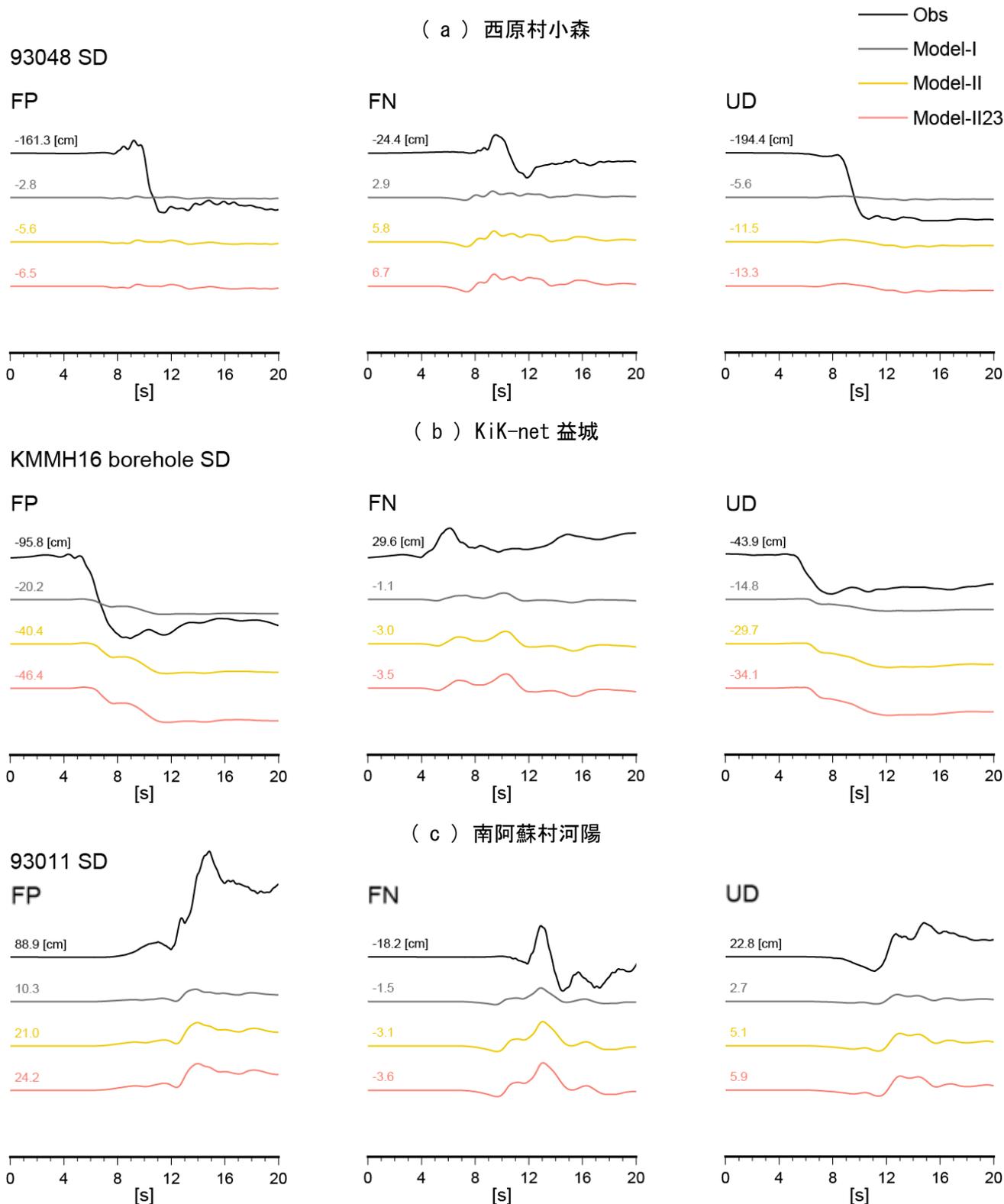


図 38 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

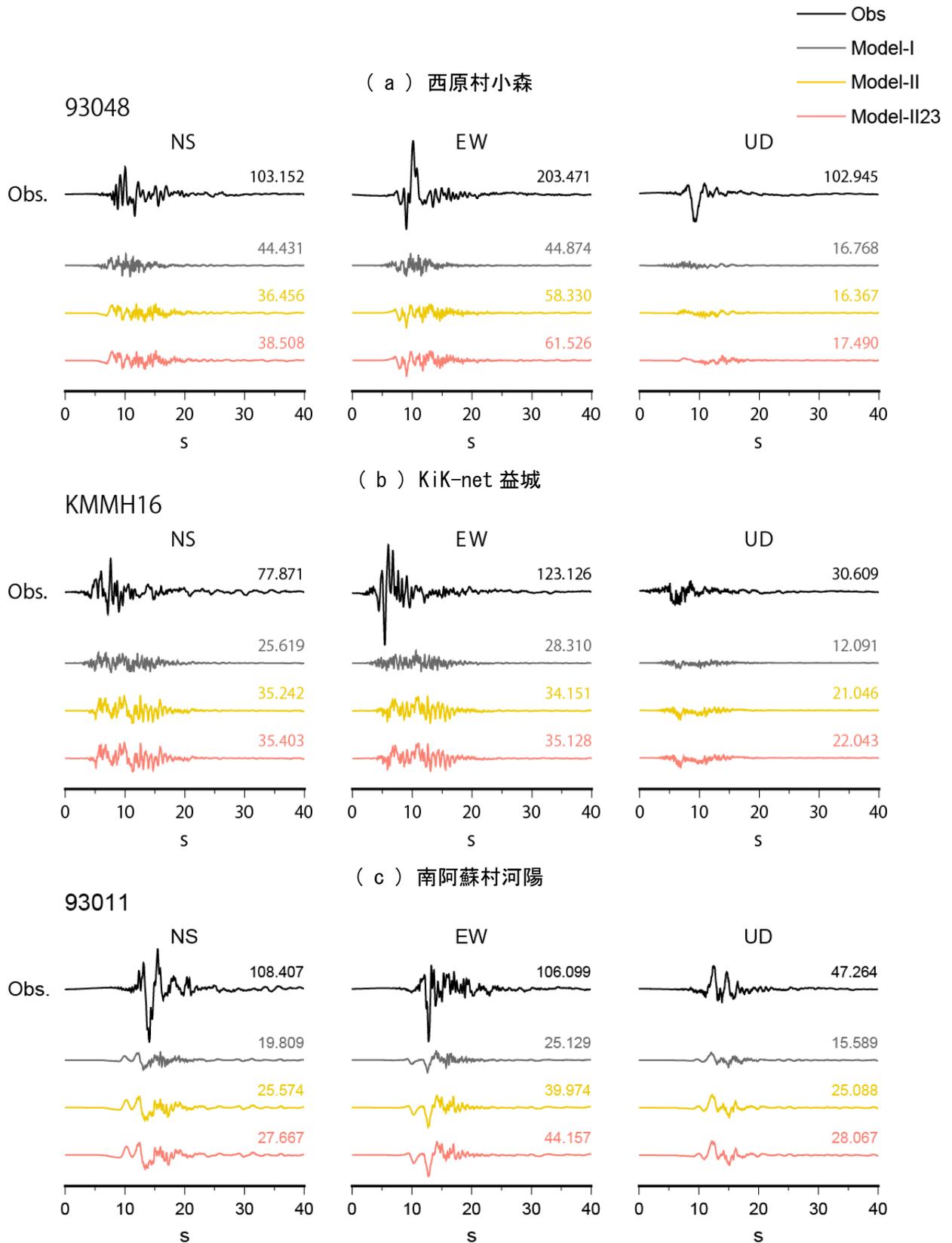


図 39 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

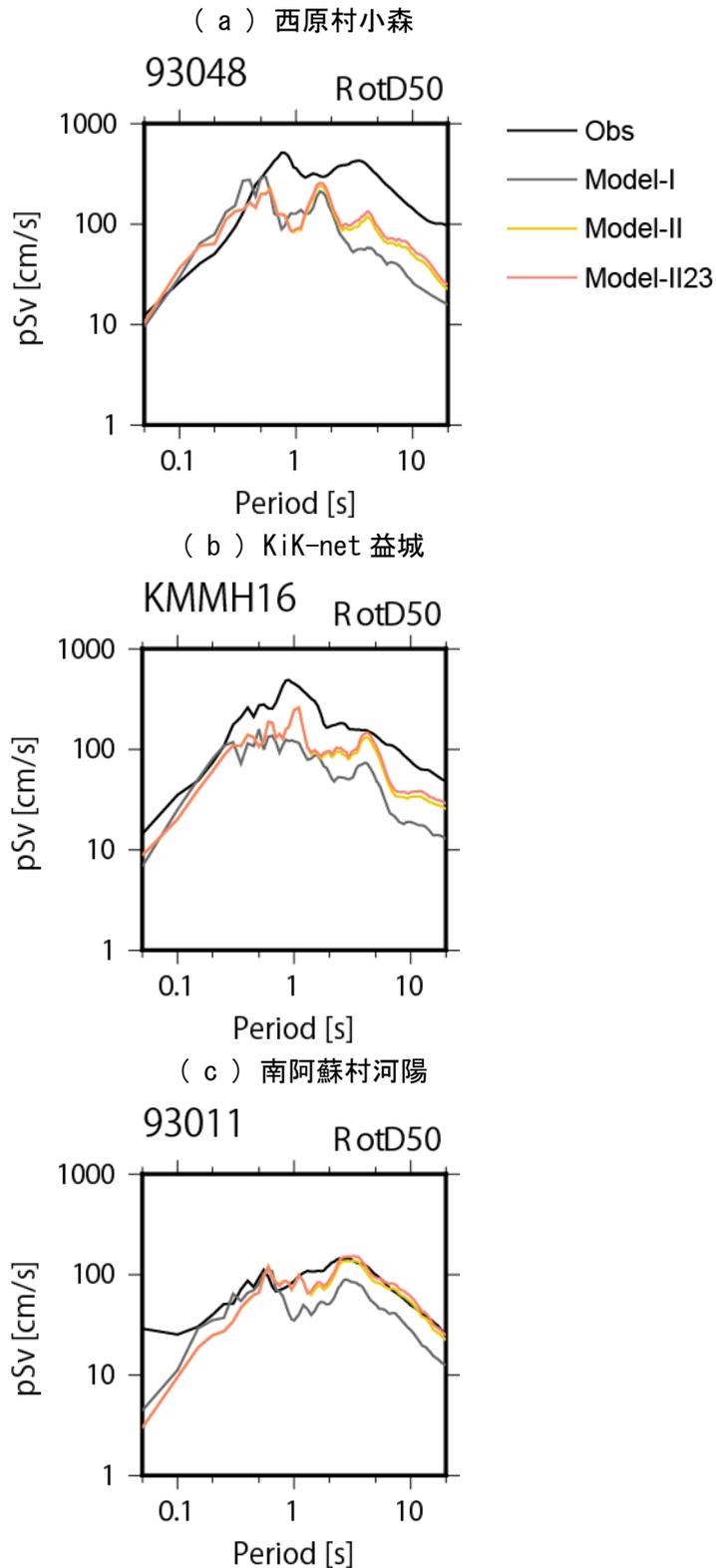
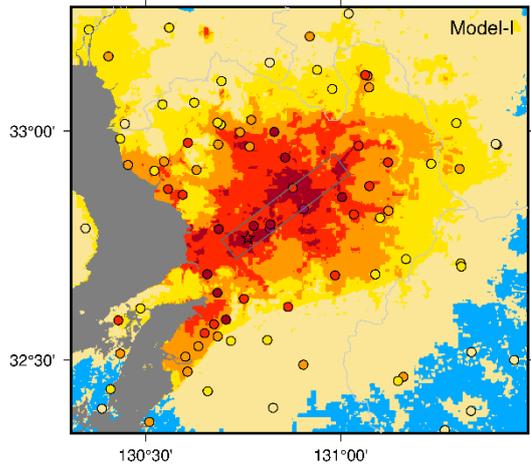


図 40 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

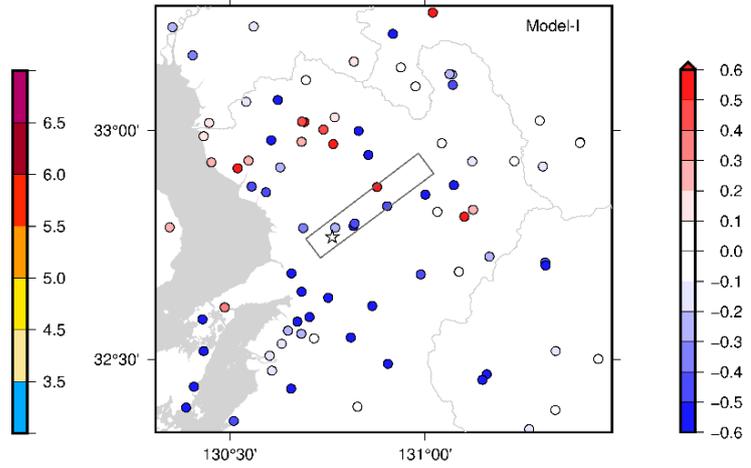
断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の比較

観測値は地表での値を SD モデルから求めた $AKS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

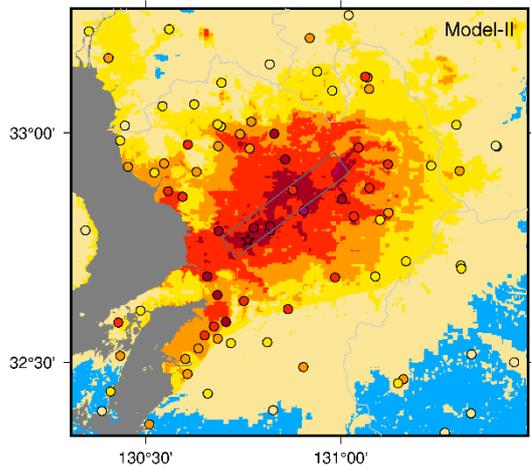
(a) 計測震度分布 (Model-I)



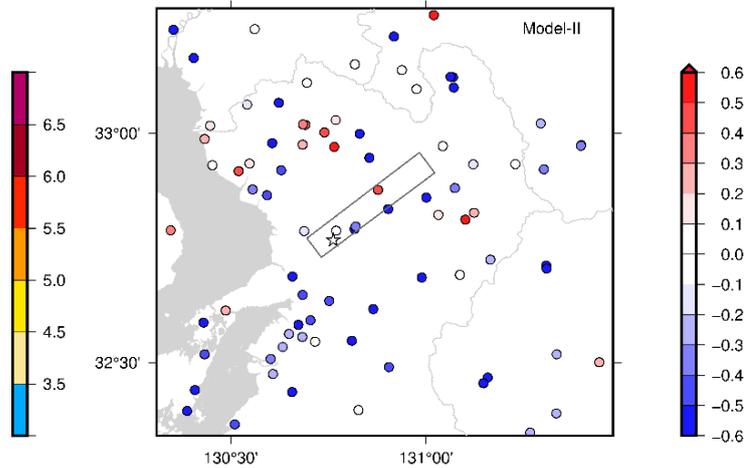
(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-I)



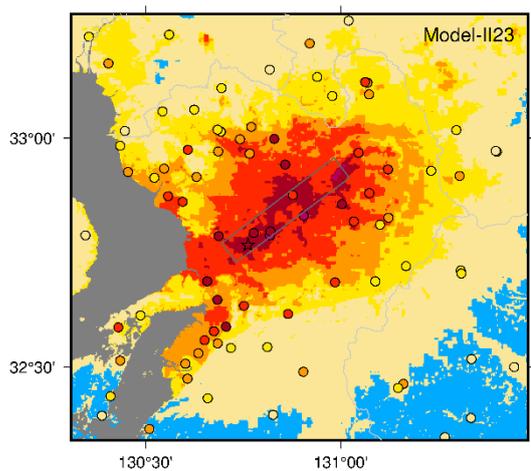
(b) 計測震度分布 (Model-II)



(e) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II)



(c) 計測震度分布 (Model-II23)



(f) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II23)

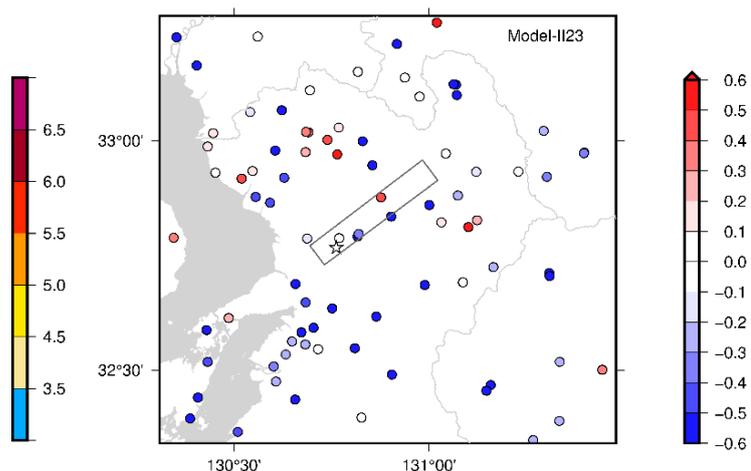


図 41 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整
観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

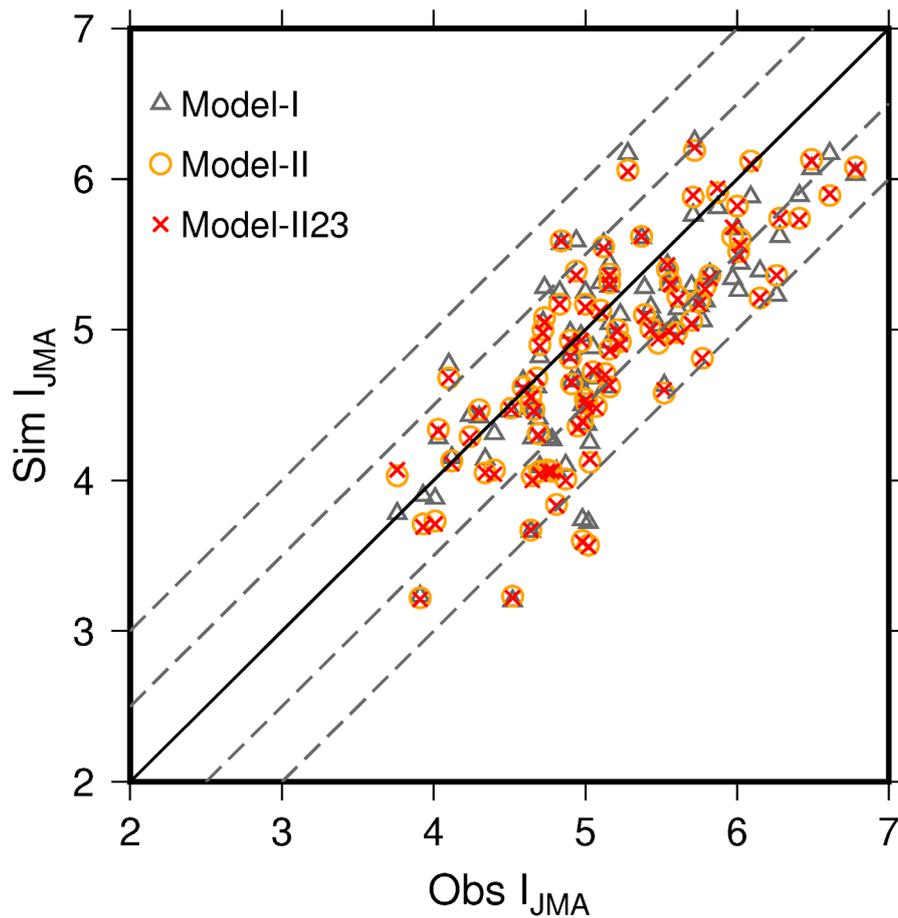
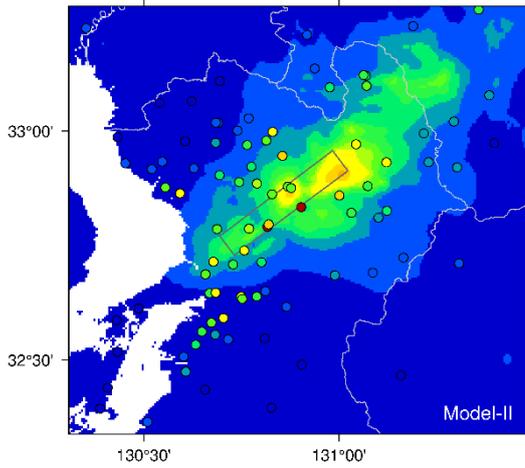


図 42 初期震源断層モデルの断層面積を変えずに行う地震モーメントの調整

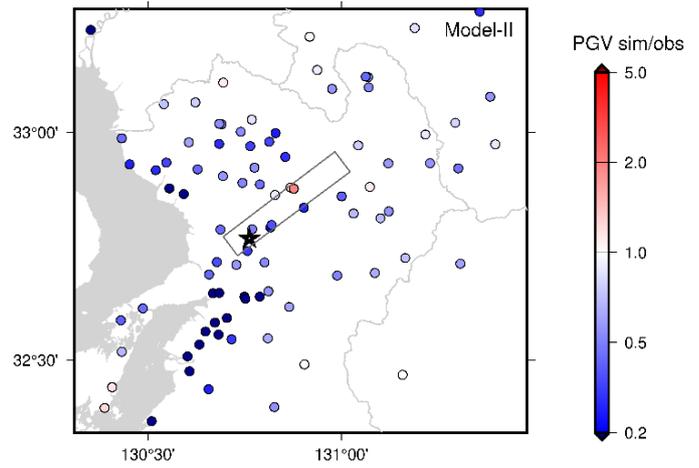
観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

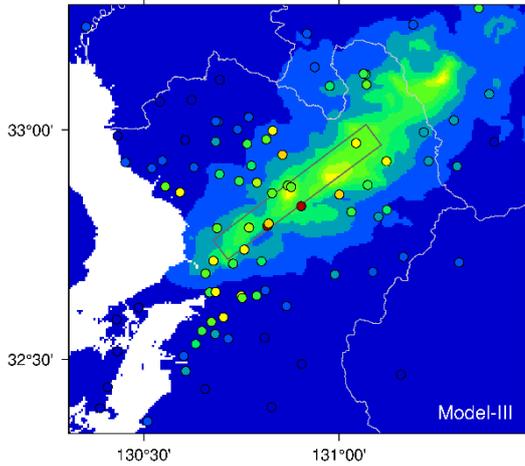
(a) PGV 分布 (Model-II)



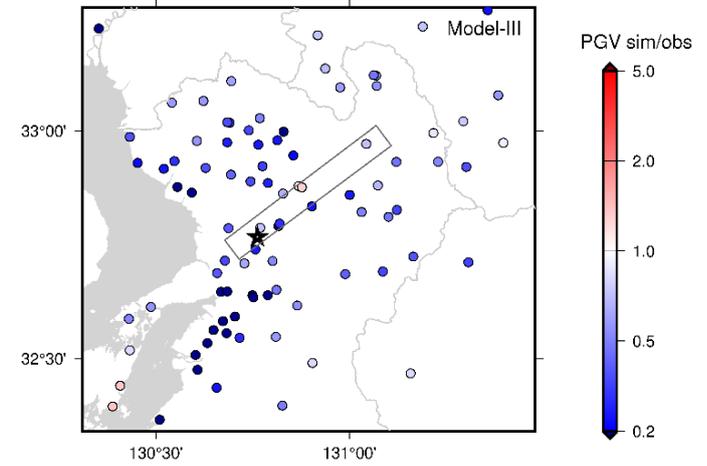
(d) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II)



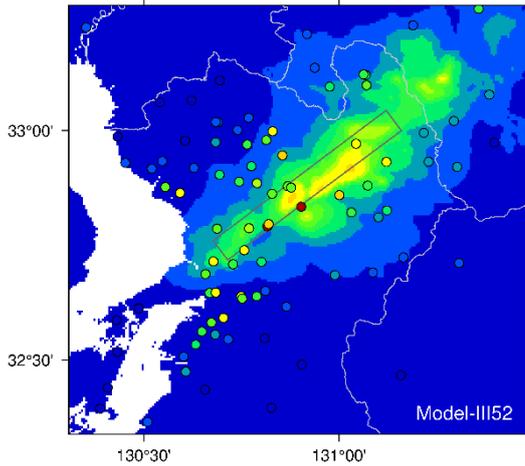
(b) PGV 分布 (Model-III)



(e) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-III)



(c) PGV 分布 (Model-III52)



(f) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-III52)

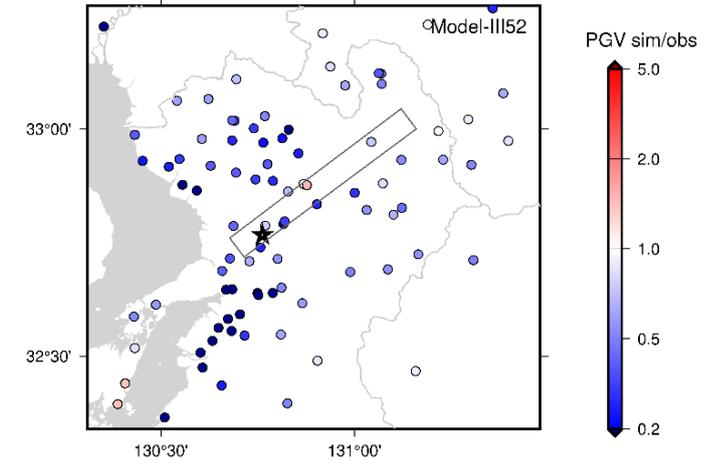


図 43 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

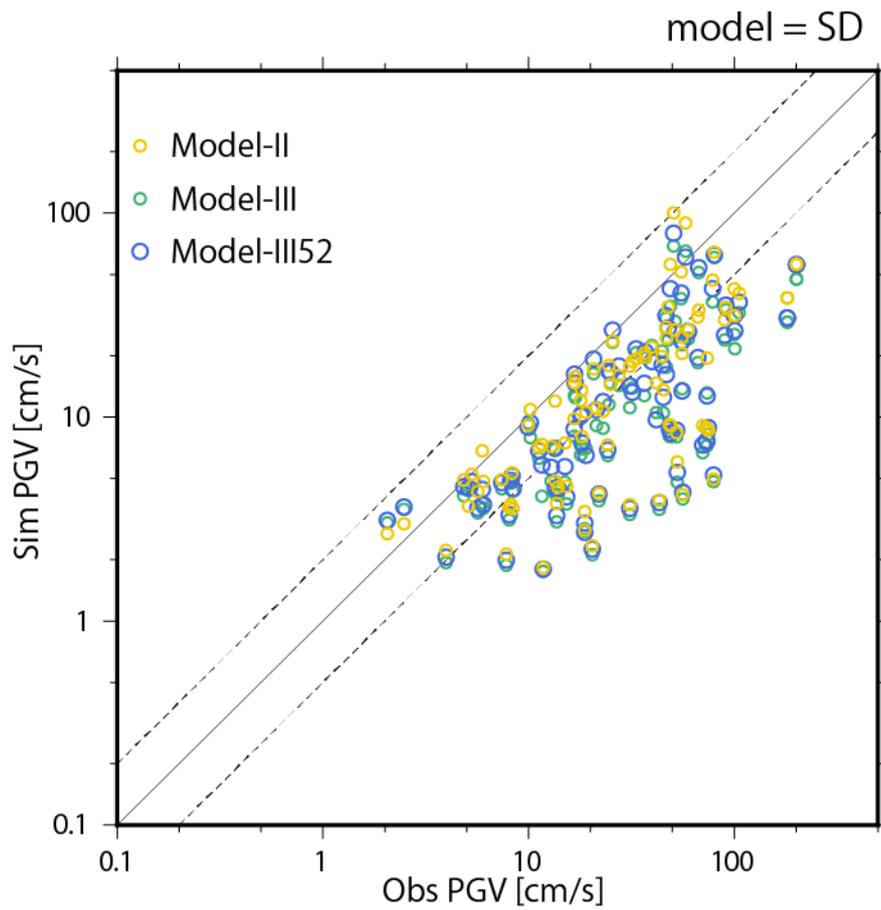


図 44 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

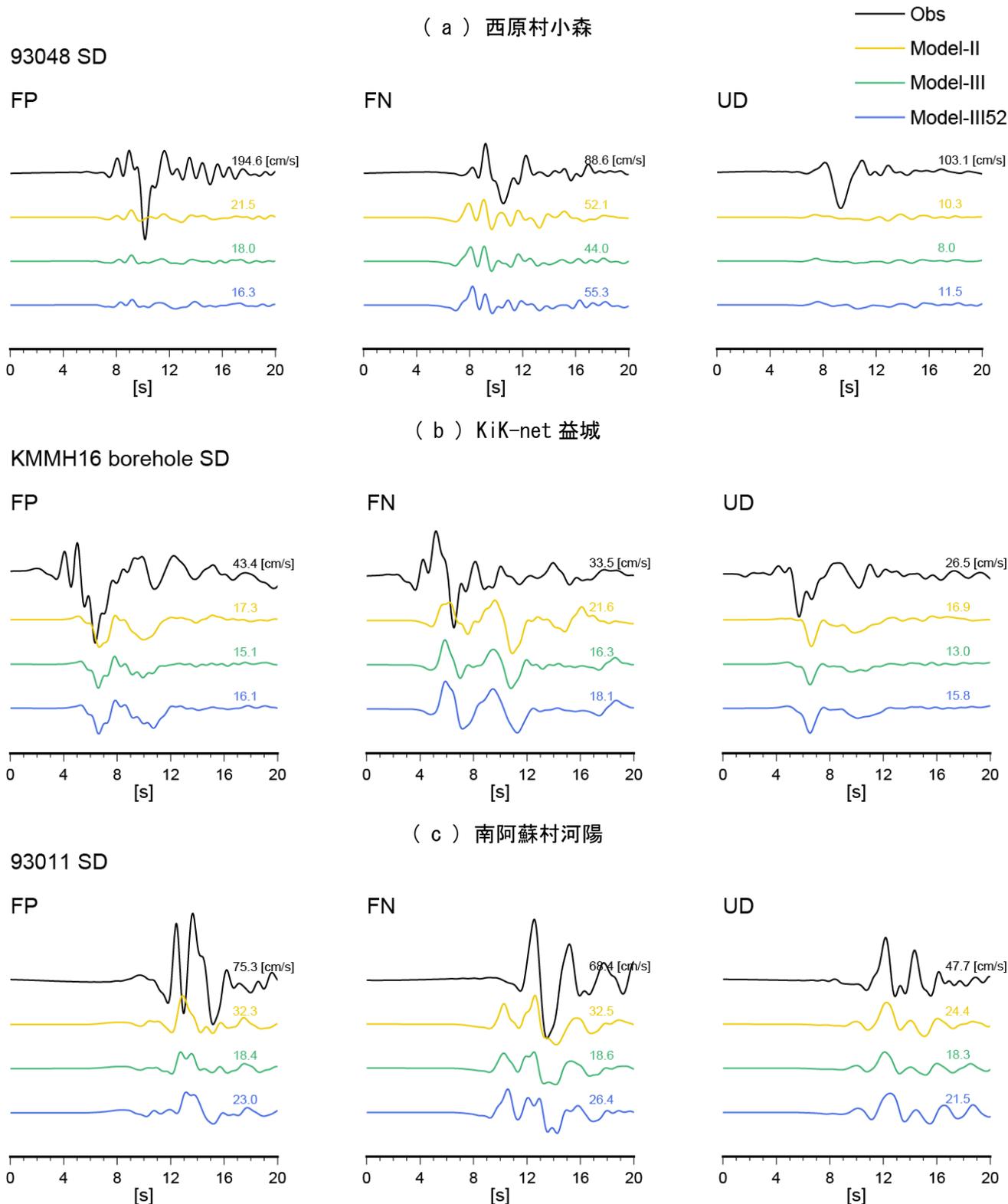


図 45 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

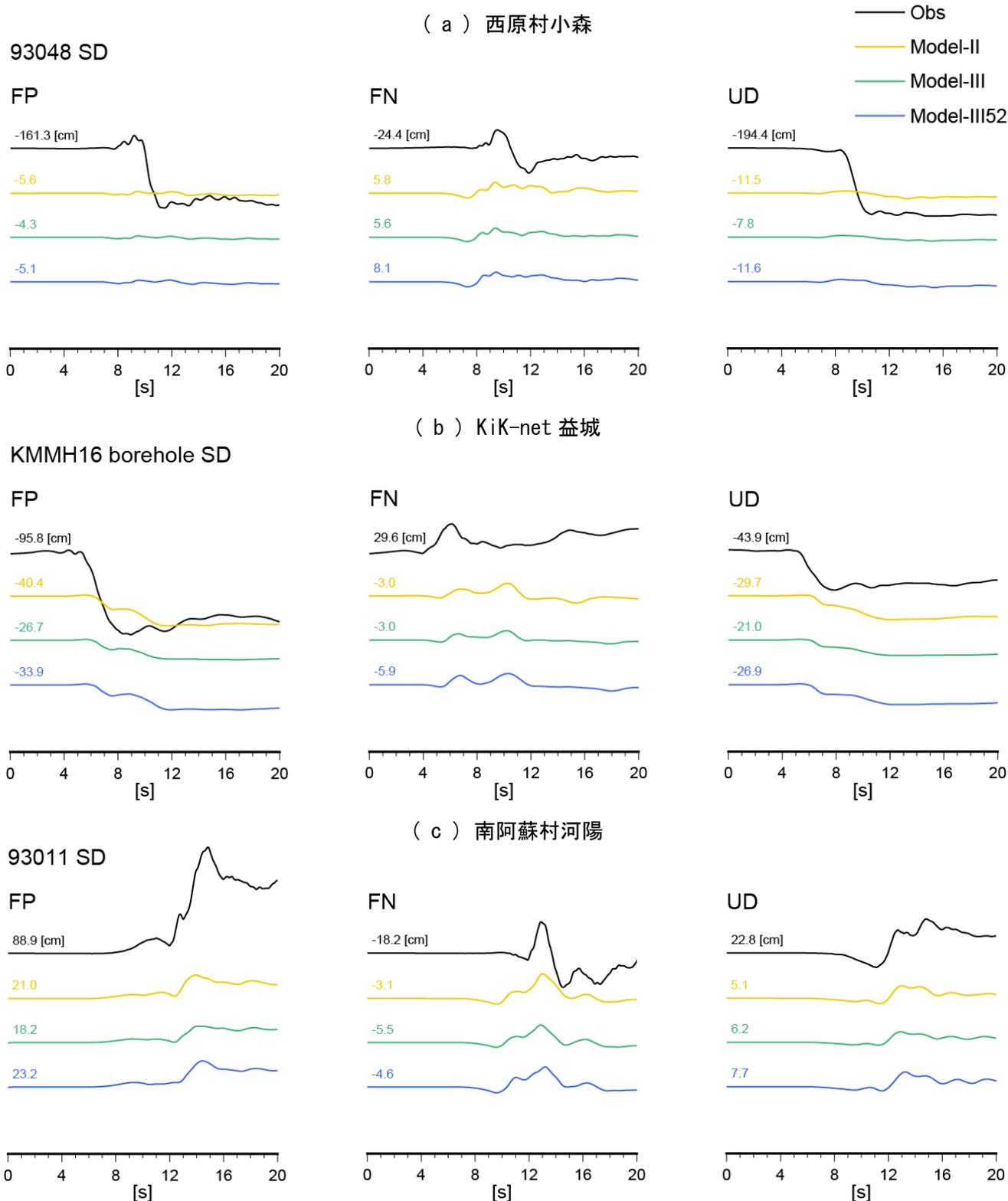


図 46 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

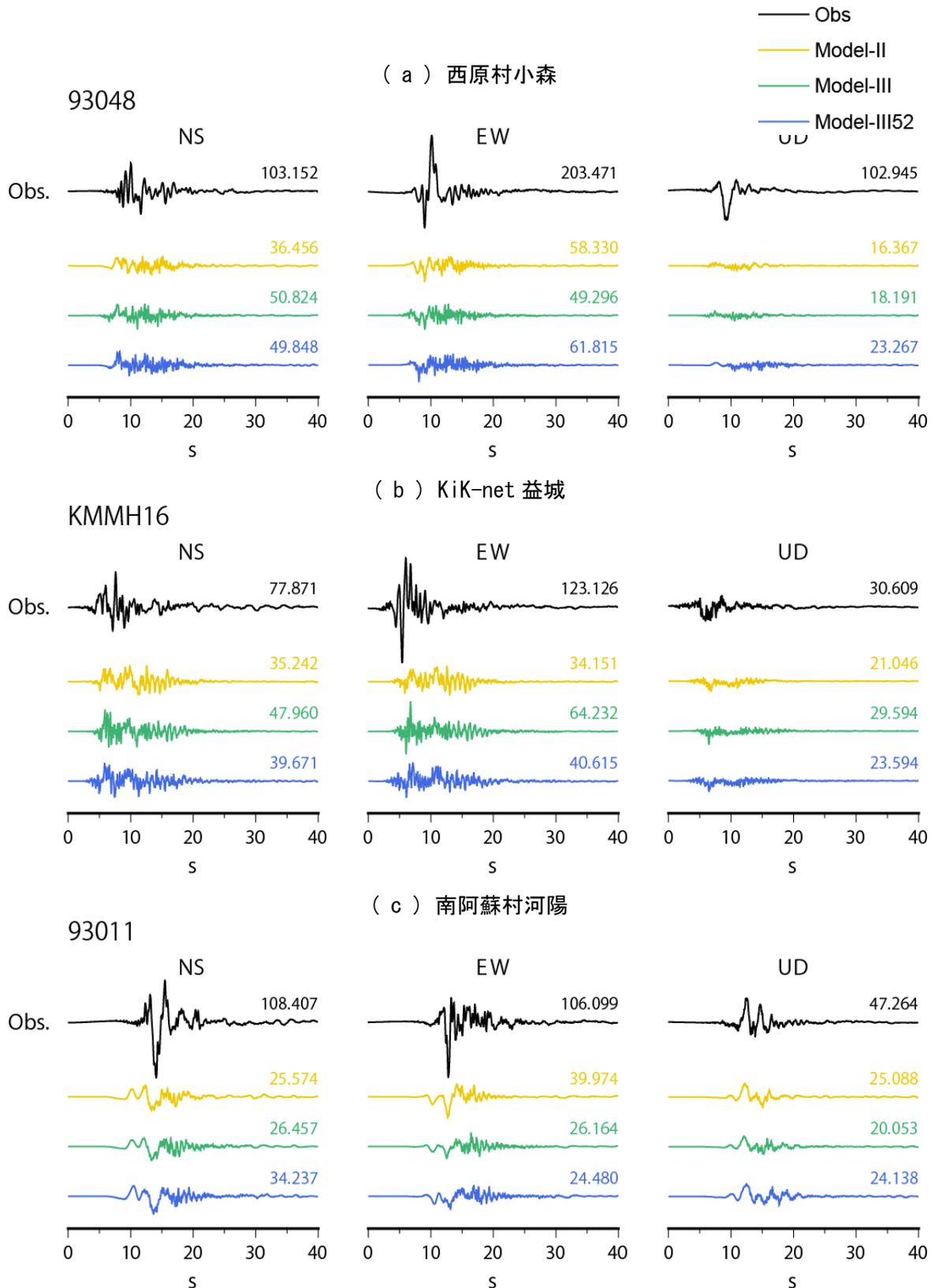


図 47 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整
断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。
波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

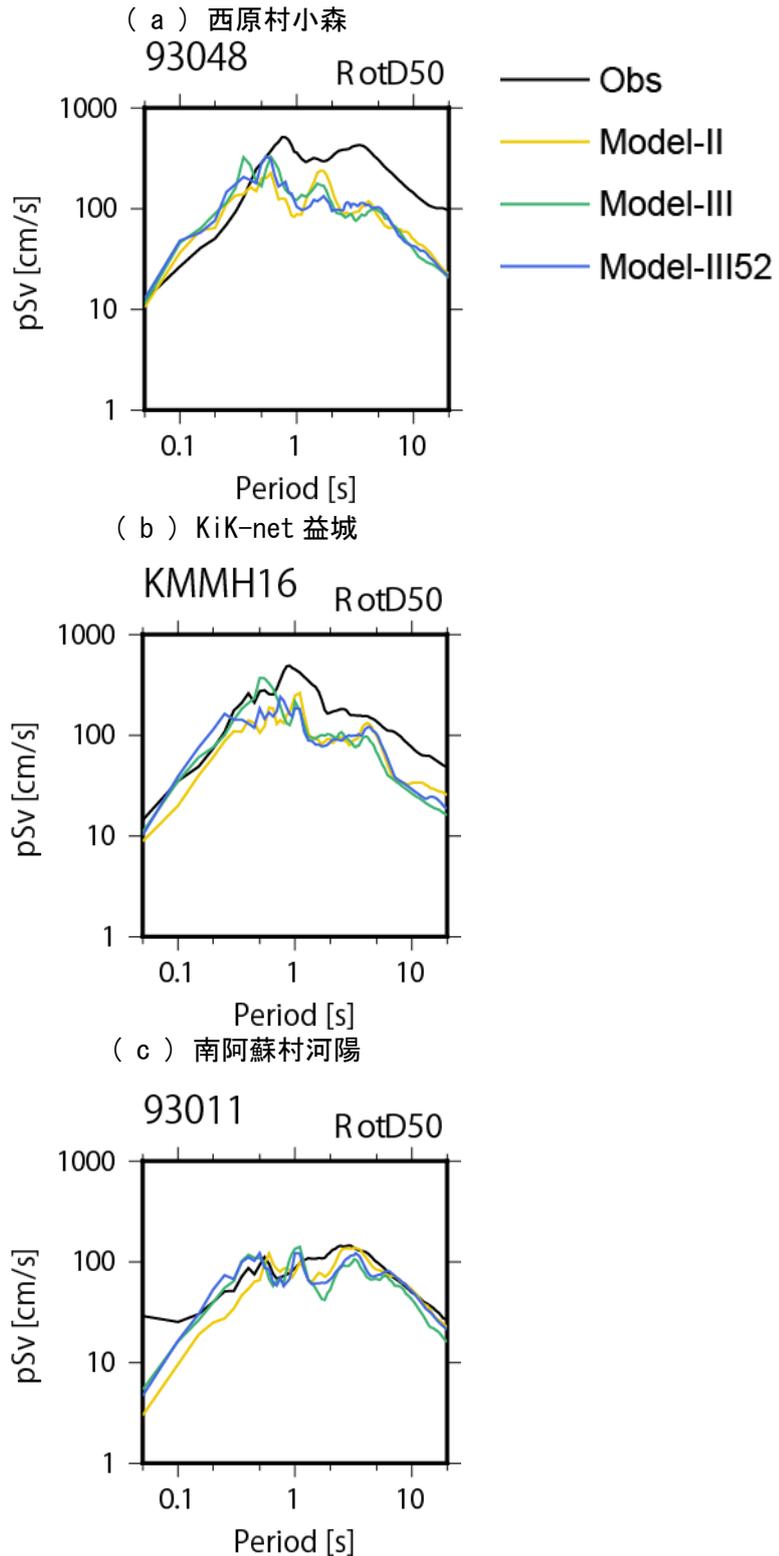
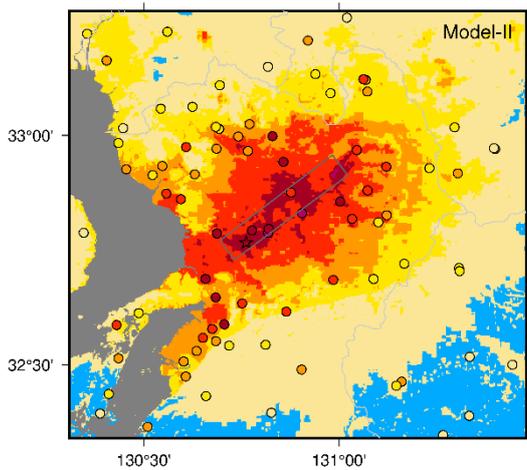
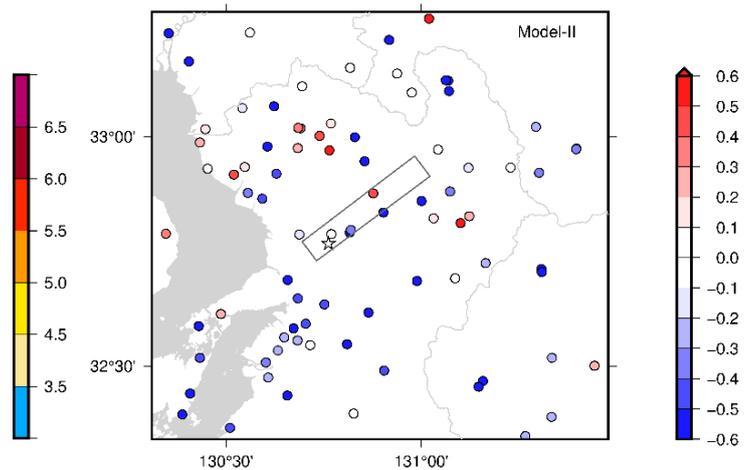


図 48 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整
断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の比較
観測値は地表での値を SD モデルから求めた $AKS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値
に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

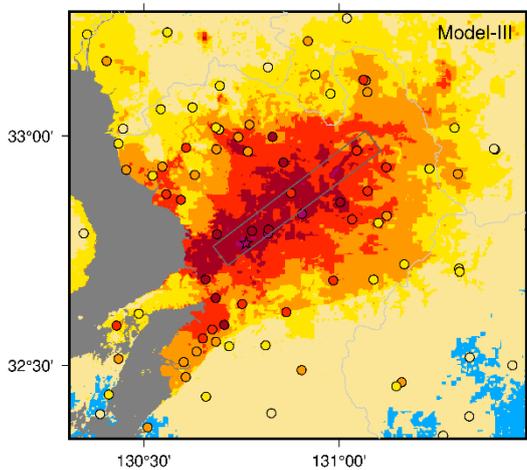
(a) 計測震度分布 (Model-II)



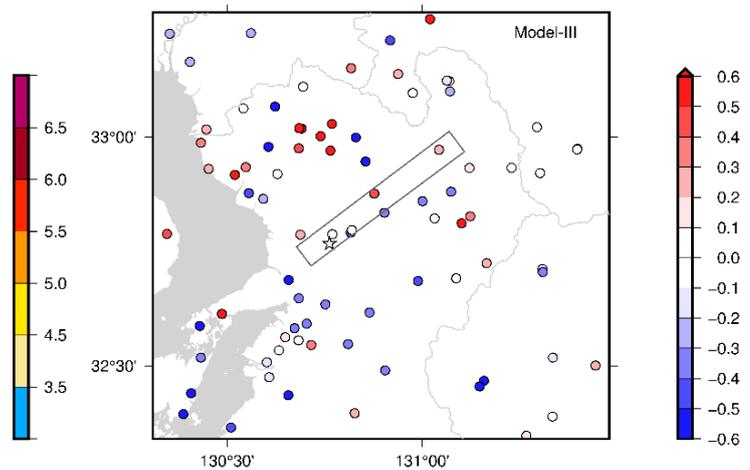
(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II)



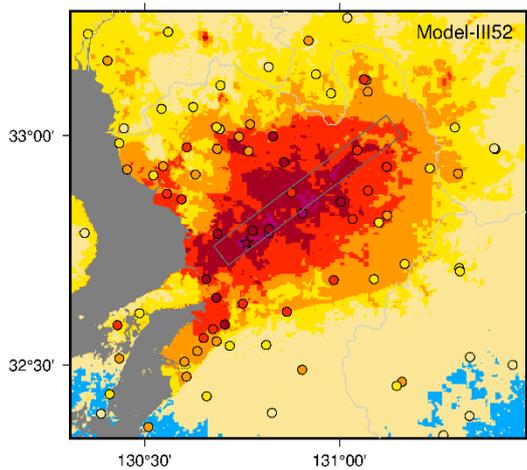
(b) 計測震度分布 (Model-III)



(e) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-III)



(c) 計測震度分布 (Model-III52)



(f) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-III52)

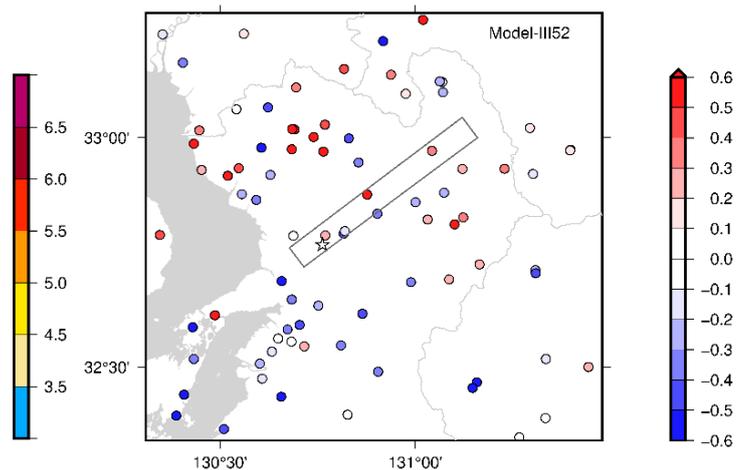


図 49 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

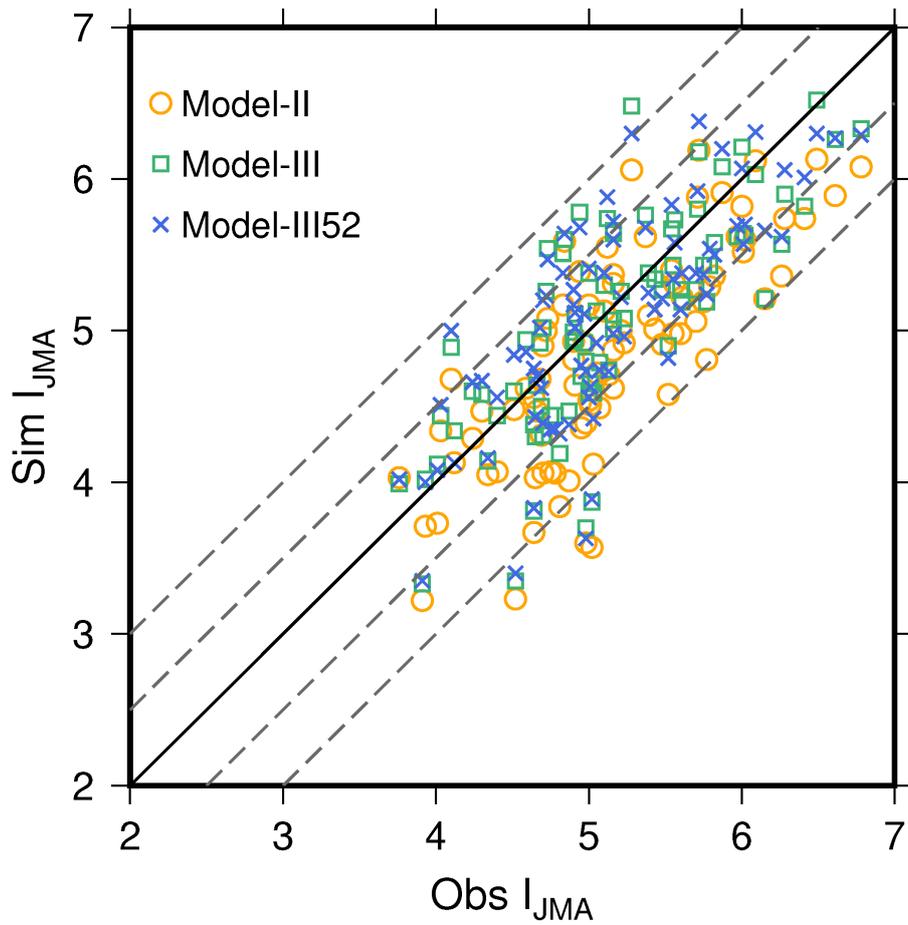
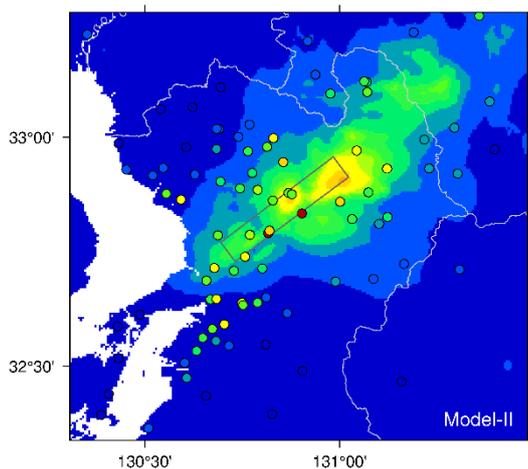


図 50 初期震源断層モデルの長さを変え断層面積を変更して行う地震モーメントの調整

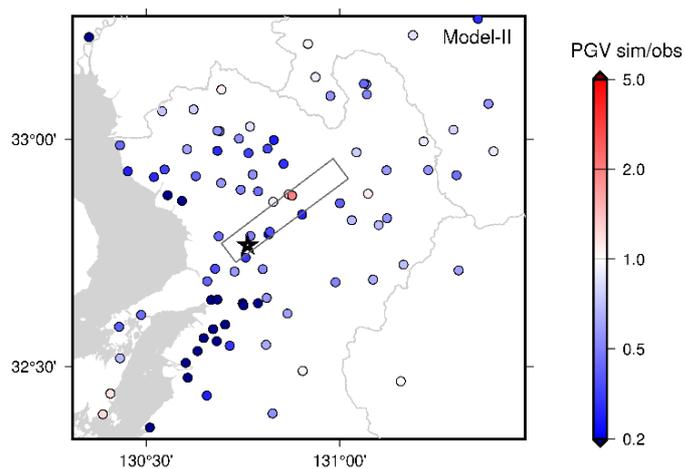
観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

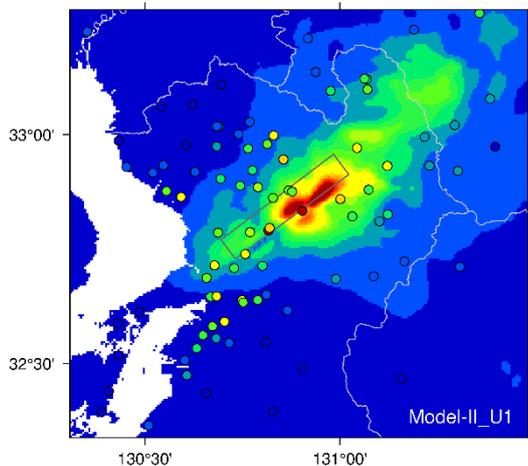
(a) PGV 分布 (Model-II)



(e) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II)



(b) PGV 分布 (Model-II_U1)



(f) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1)

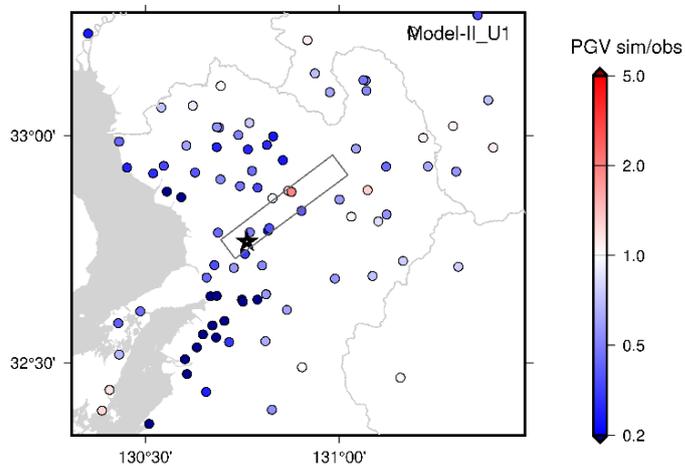


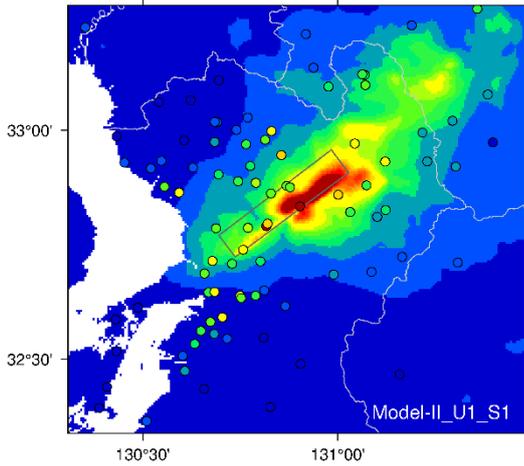
図 51 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

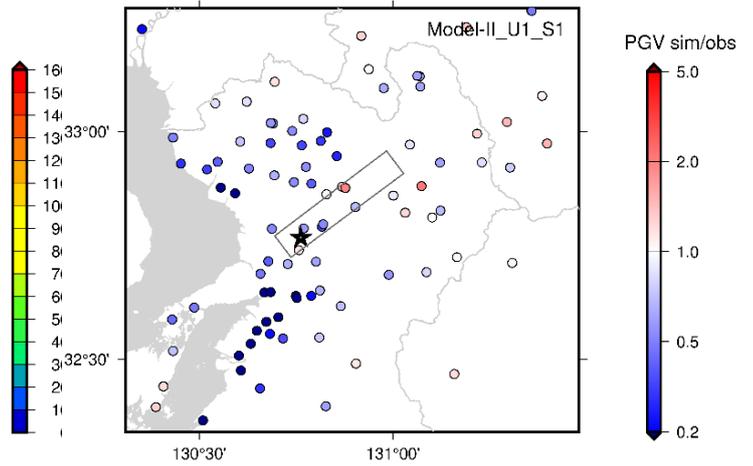
(その 1)

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

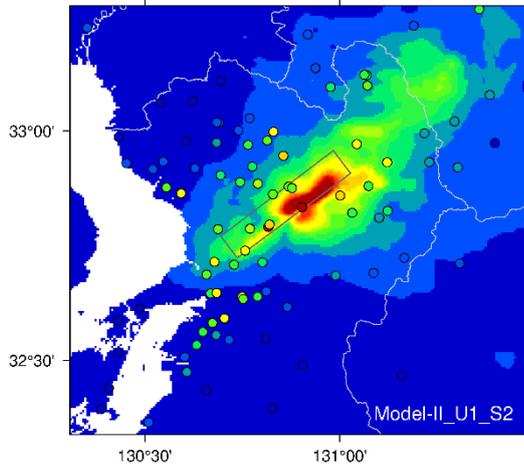
(c) PGV 分布 (Model-II_U1_S1)



(g) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S1)



(d) PGV 分布 (Model-II_U1_S2)



(h) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S2)

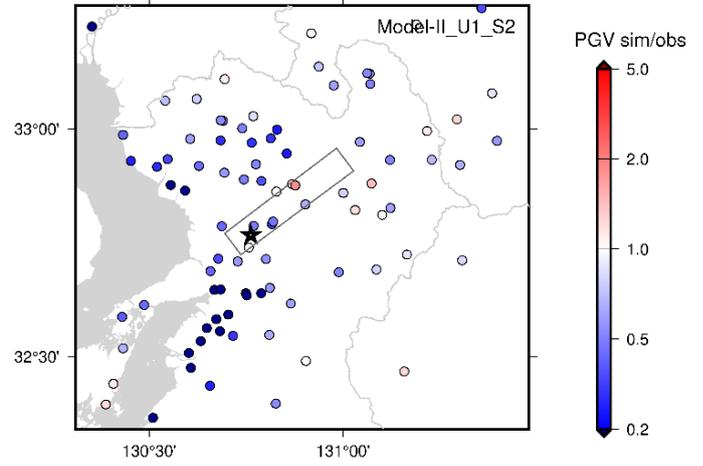


図 51 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

(その 2)

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

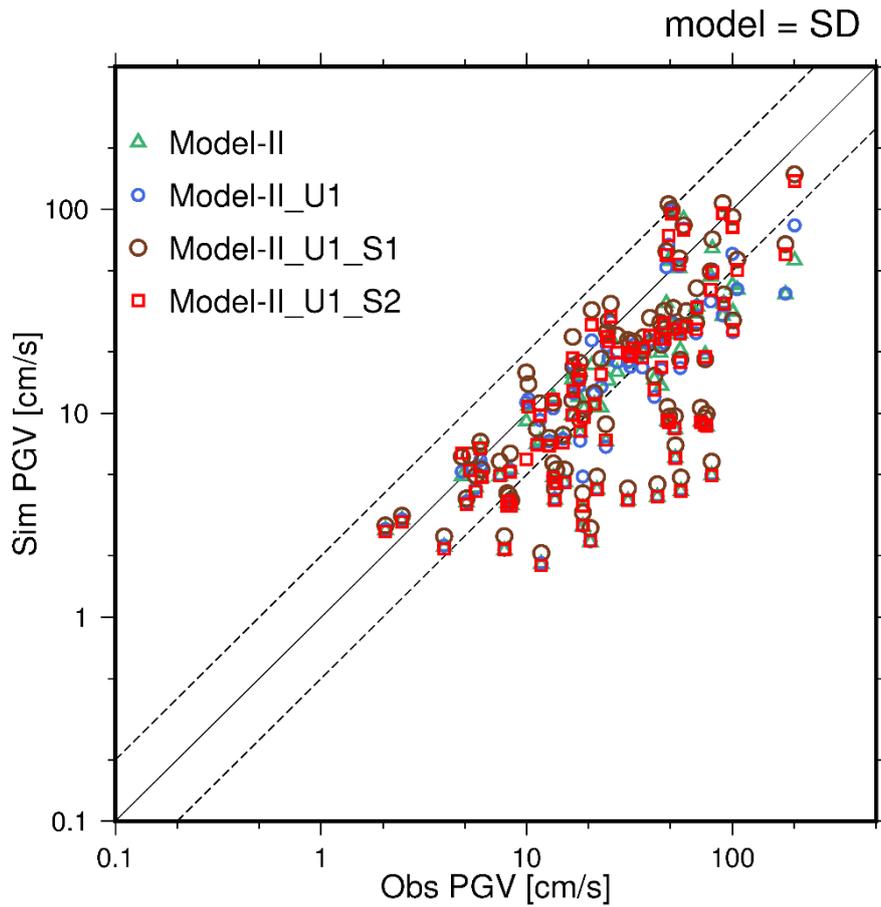


図 52 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

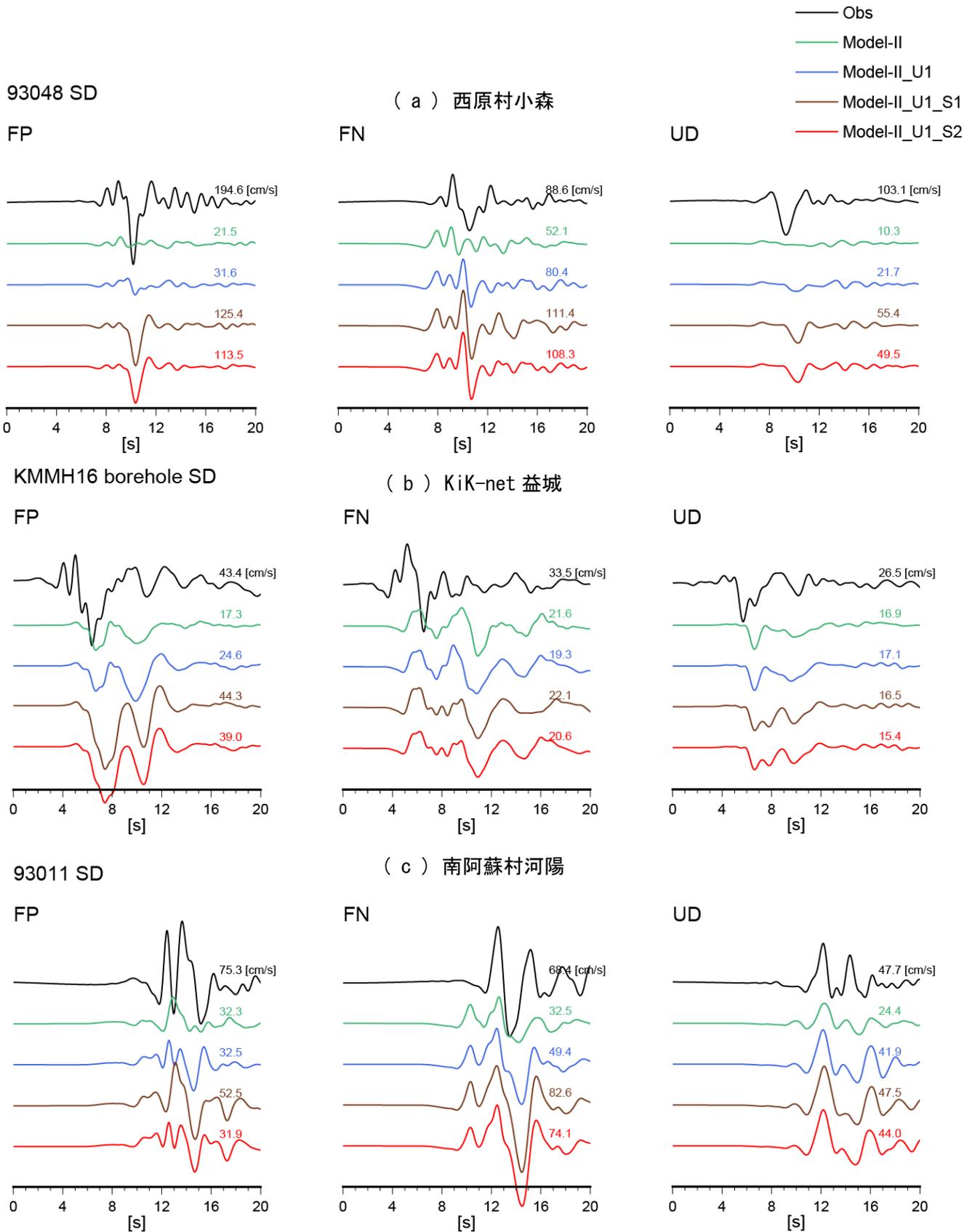


図 53 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張
断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

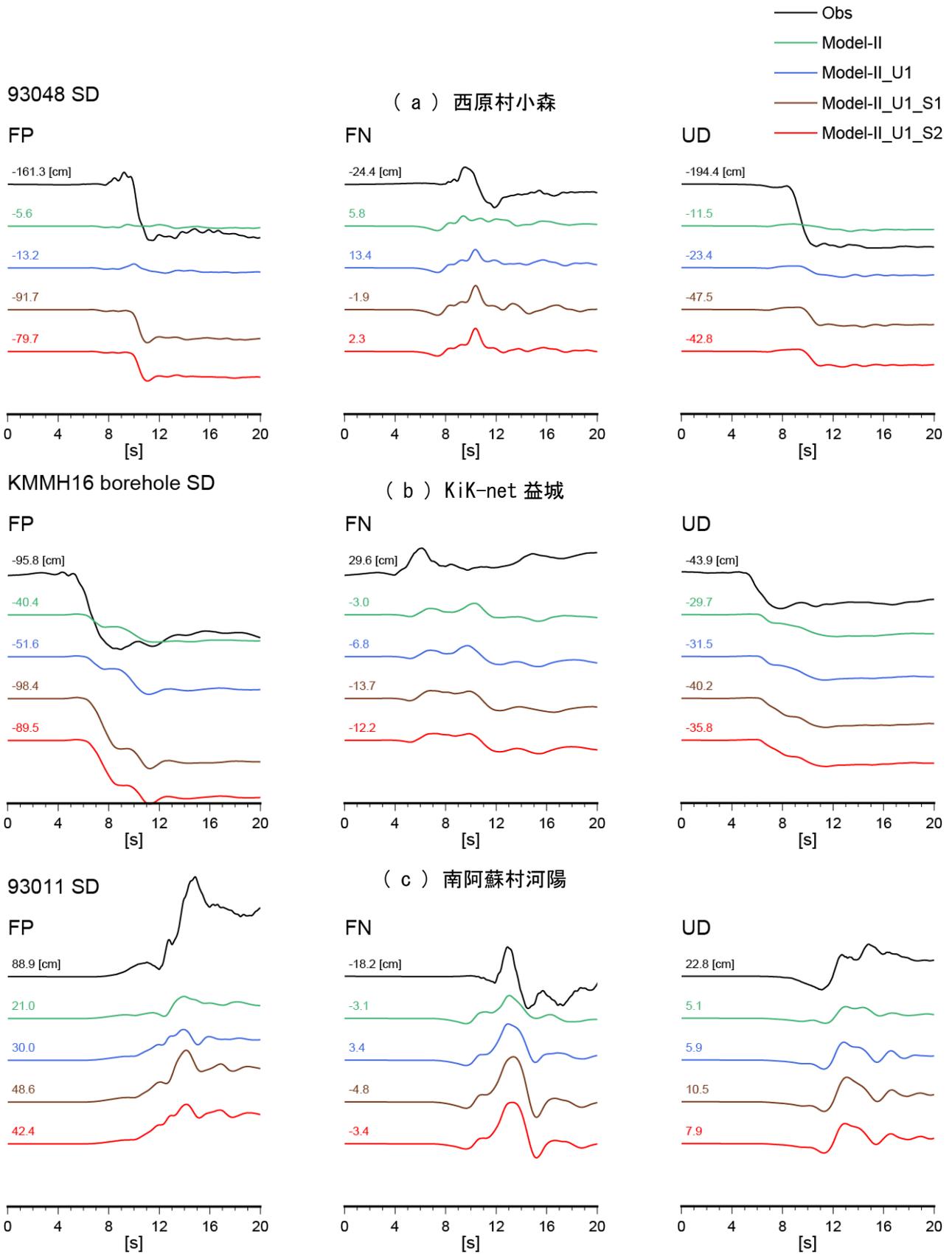


図 54 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張
断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

緑：アスペリティ 地震発生層中央
 青：アスペリティ 地震発生層上端 (U1)
 茶：浅部領域あり (S1)
 赤：浅部領域あり (S2)

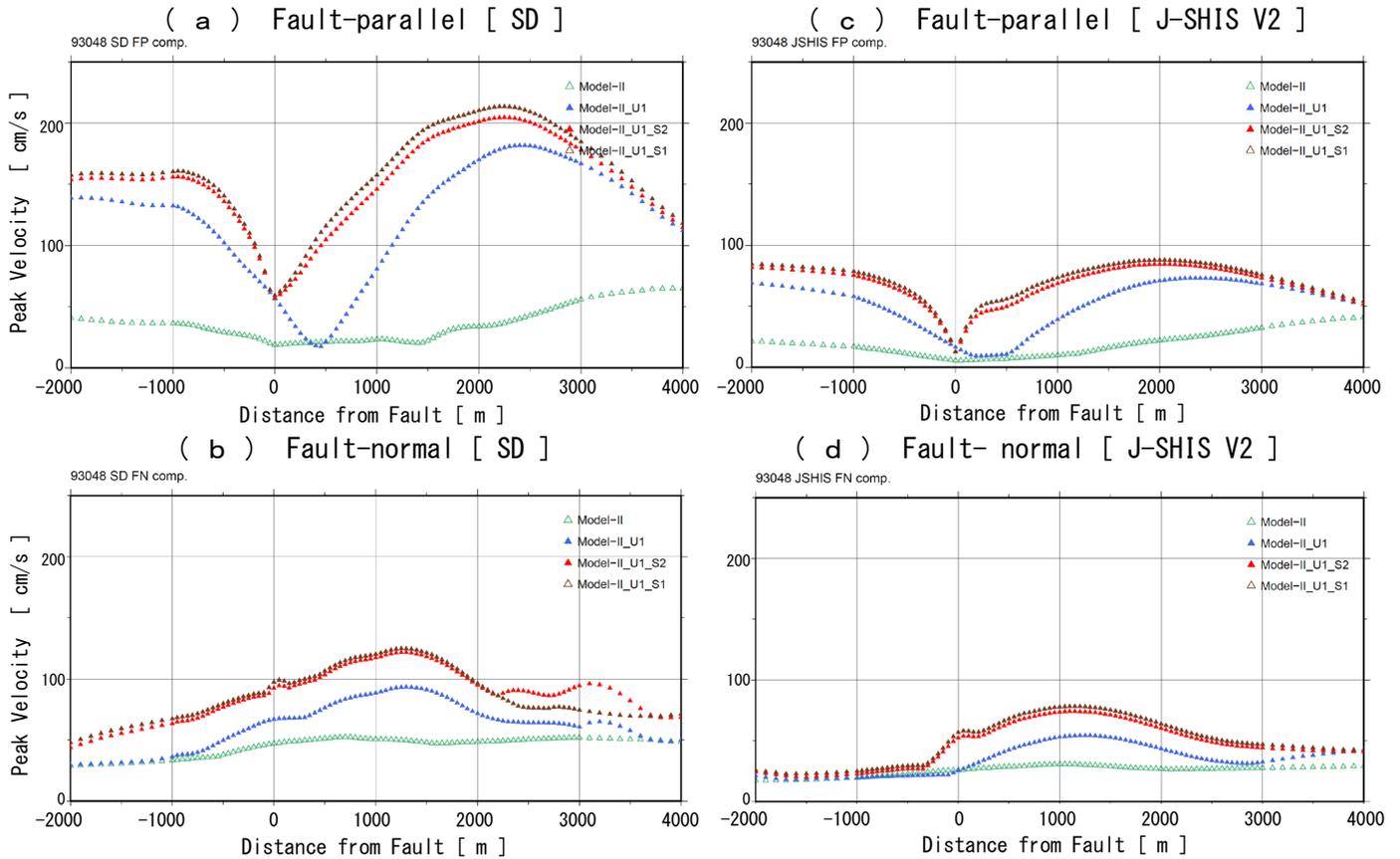


図 55 西原村小森を通る南北測線における断層近傍の最大速度分布

(a) 及び (b) に、地下構造モデルとして SD モデルを用いた場合の西原村小森を通る南北測線（測線位置は図 4 の水色実線）における Model-II（緑）、II_U1（青）、II_U1_S1（茶）及び II_U1_S2（赤）の三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の断層走向に対して平行成分と直交成分の分布をそれぞれ示す。(c) 及び (d) は、地下構造モデルとして J-SHIS V2 モデルを用いた場合の同様な図である。

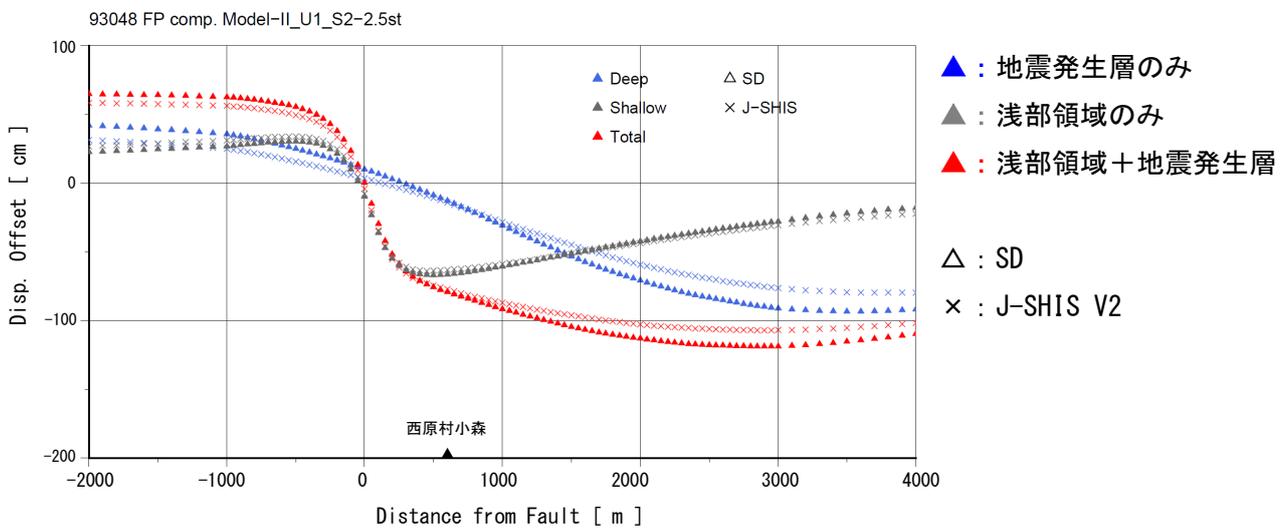


図 56 西原村小森を通る南北測線における断層近傍の最終変位量分布

本図は、西原村小森を通る南北測線（測線位置は図 4 の水色実線）における Model- II_U1_S2 の三次元差分法による工学的基盤上面での最終変位量（断層走向に対して平行成分）の計算値（赤）の分布を示す。地下構造モデルとして SD モデルを用いた場合を△で、J-SHIS V2 モデルを用いた場合を×で示し、併せて浅部領域のみ（灰）と地震発生層内のみ（青）の寄与を分離して示す。黒三角は、西原村小森観測点の位置を示す。

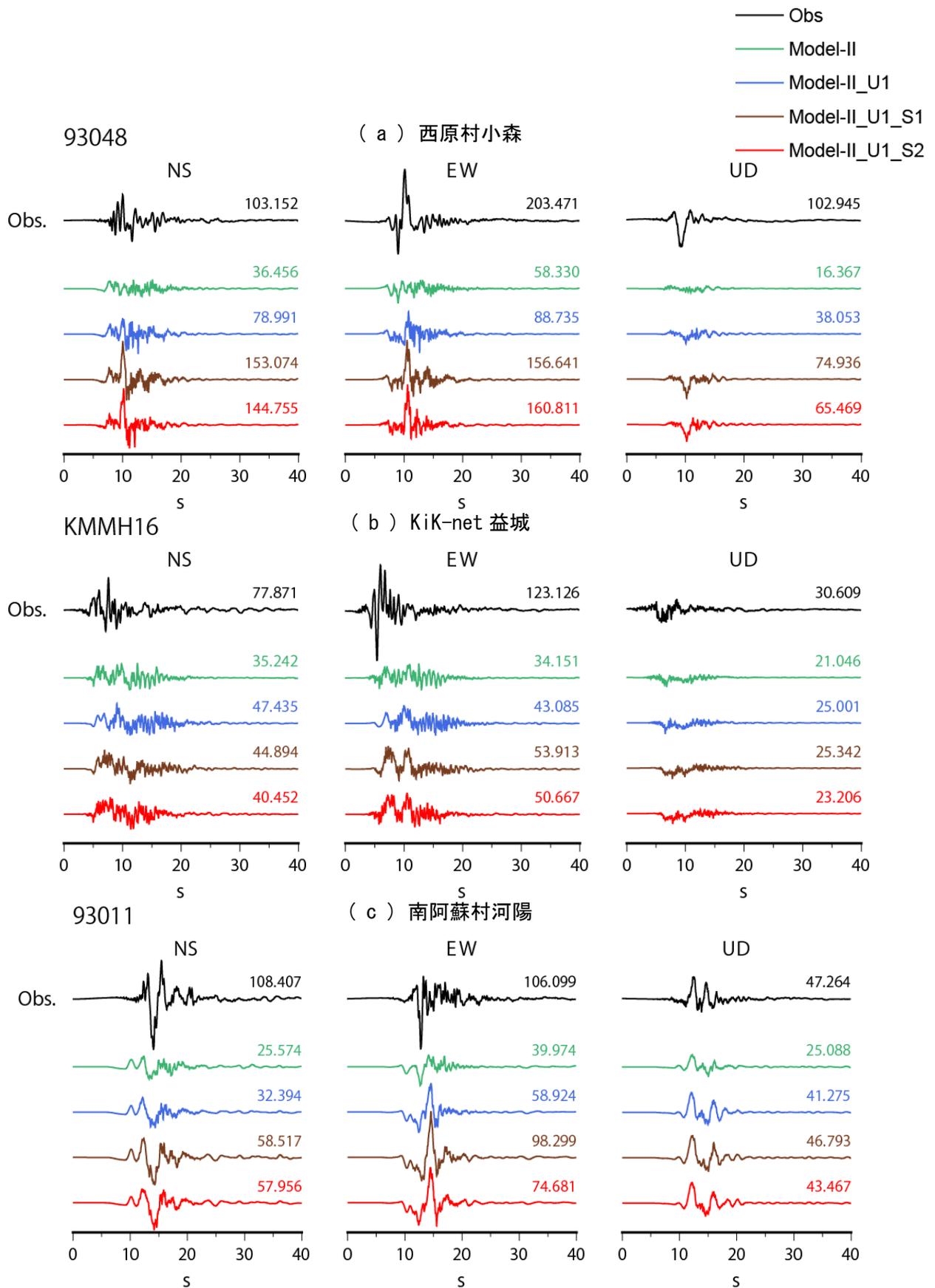


図 57 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。

波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

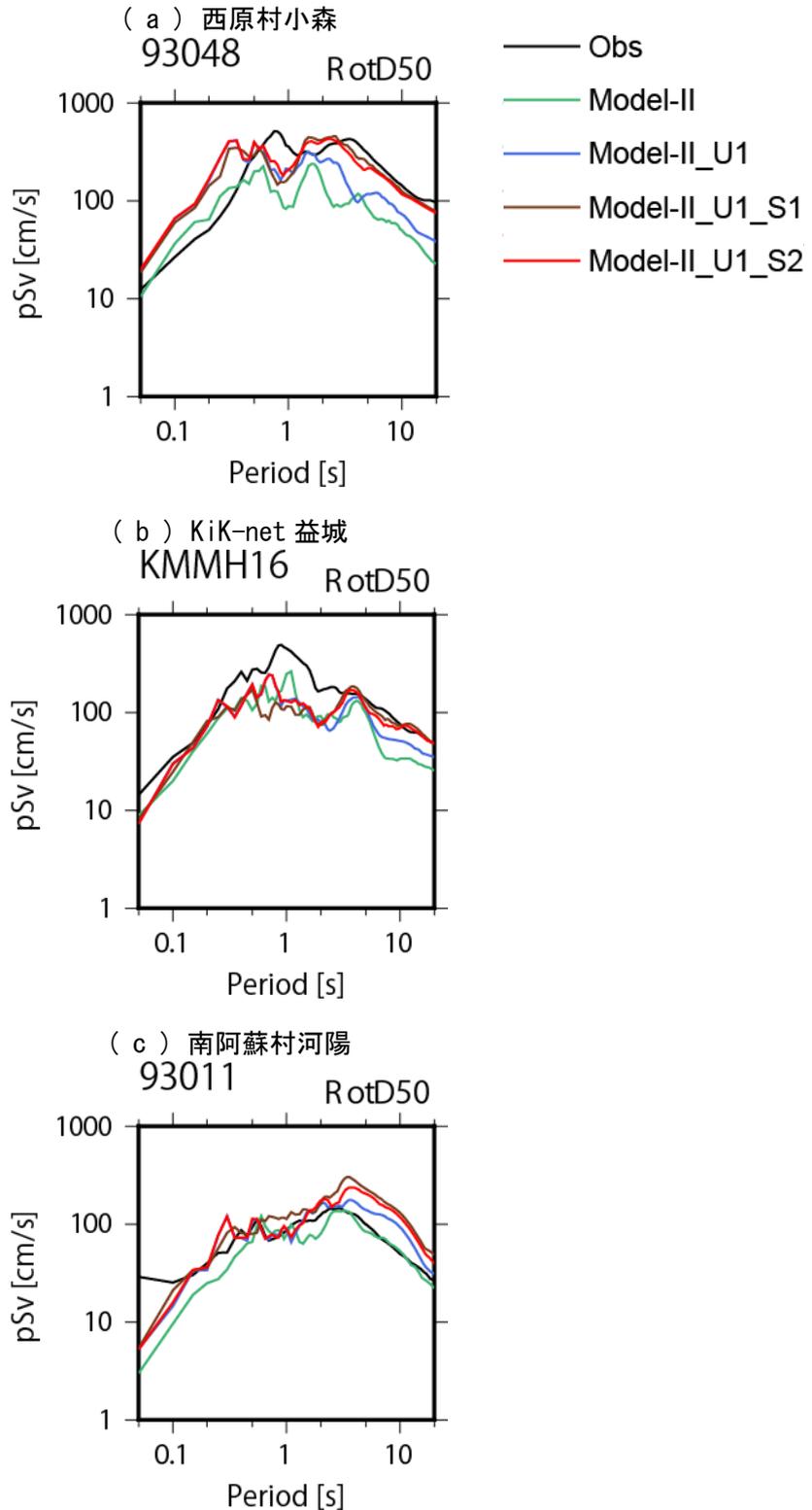
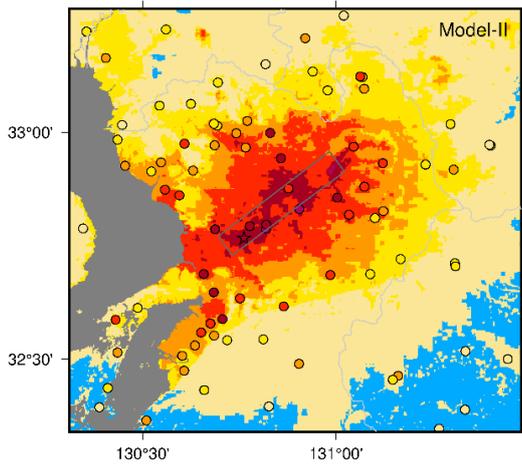


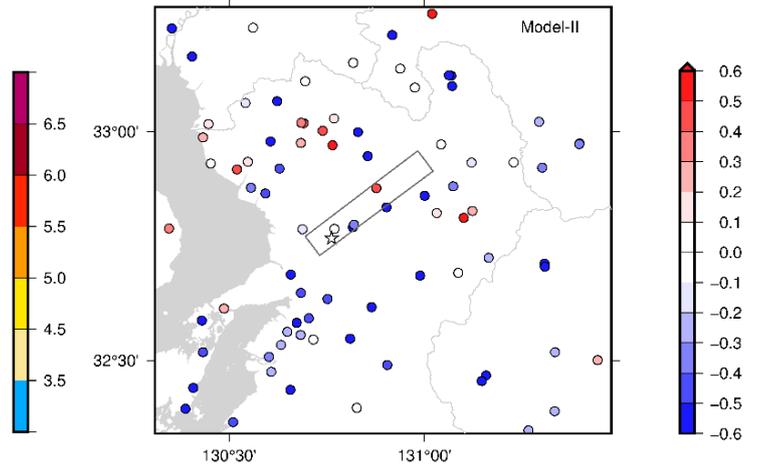
図 58 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の比較
 観測値は地表での値を SD モデルから求めた $AKS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値
 に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

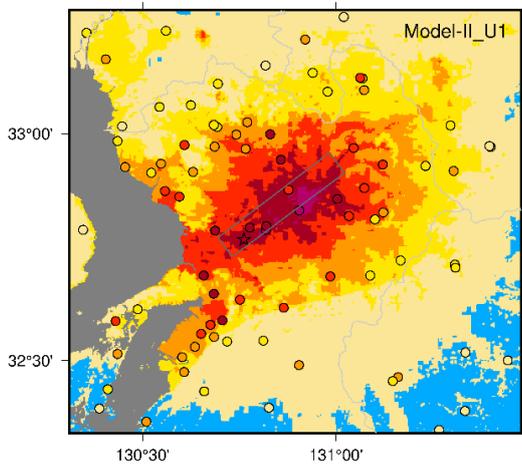
(a) 計測震度分布 (Model-II)



(e) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II)



(b) 計測震度分布 (Model-II_U1)



(f) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II_U1)

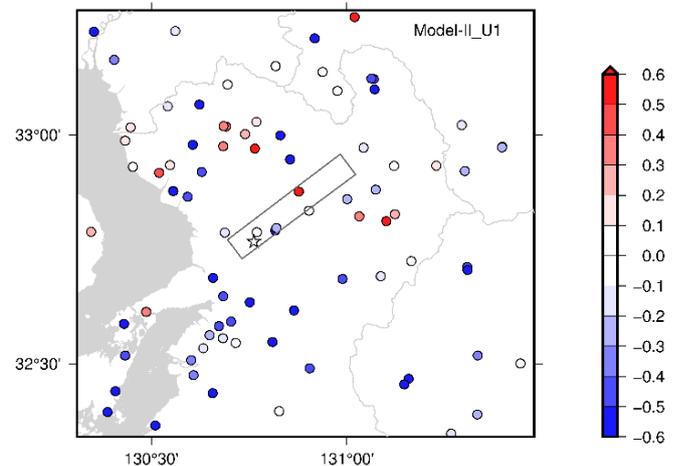
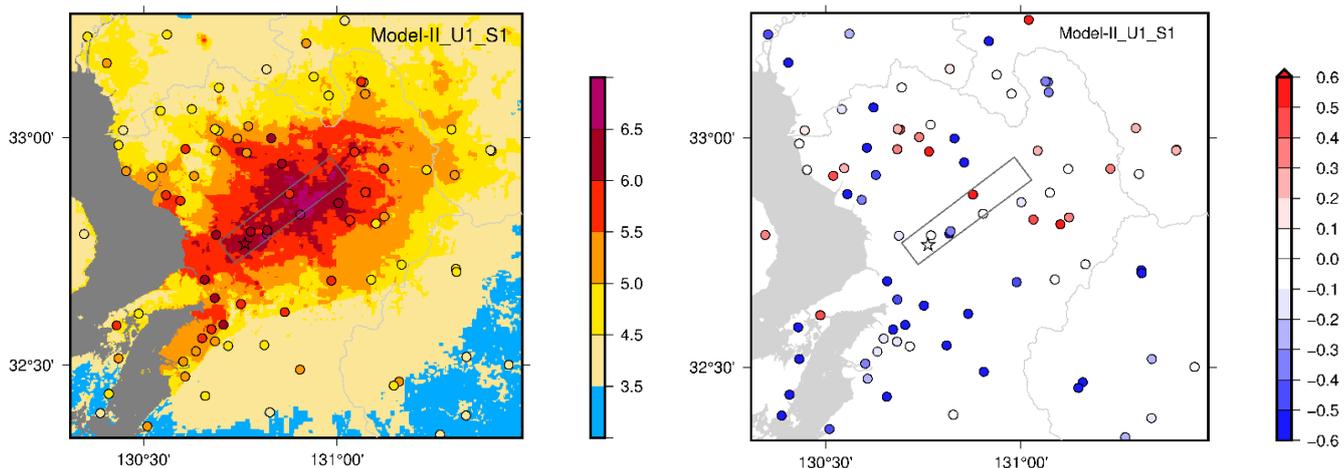


図 59 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布 (その 1)

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

(c) 計測震度分布 (Model-II_U1_S1) (g) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II_U1_S1)



(d) 計測震度分布 (Model-II_U1_S2) (h) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II_U1_S2)

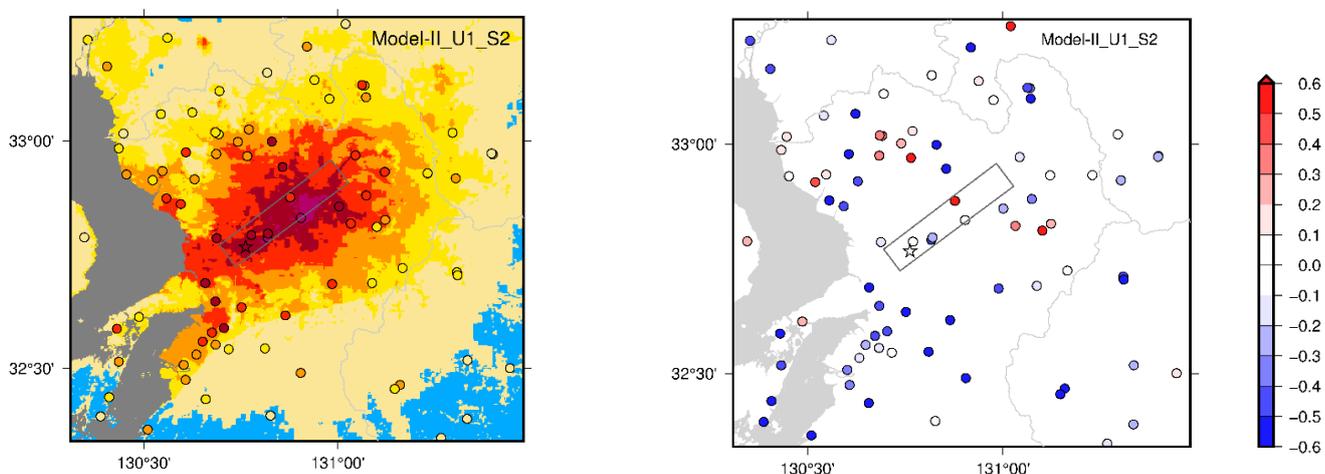


図 59 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布 (その 2)

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

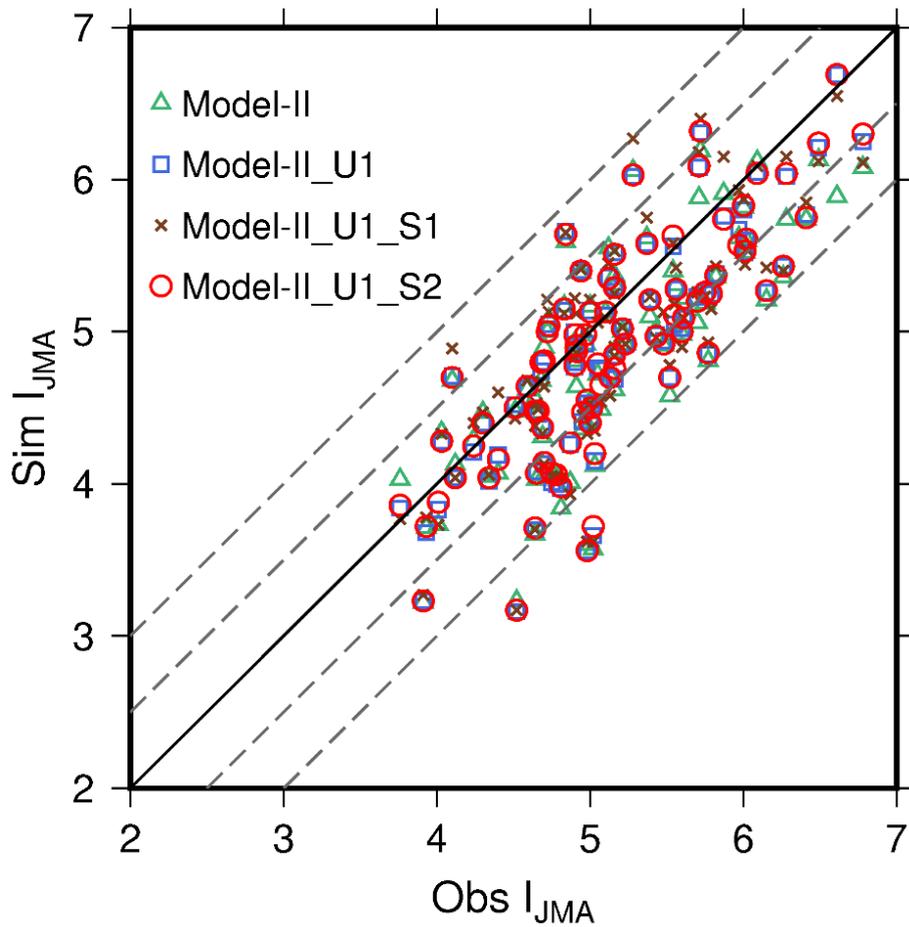
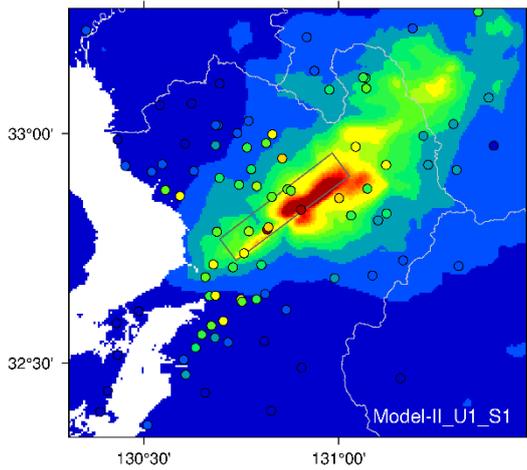


図 60 アスペリティの位置の調整及び浅部領域の震源断層の拡張

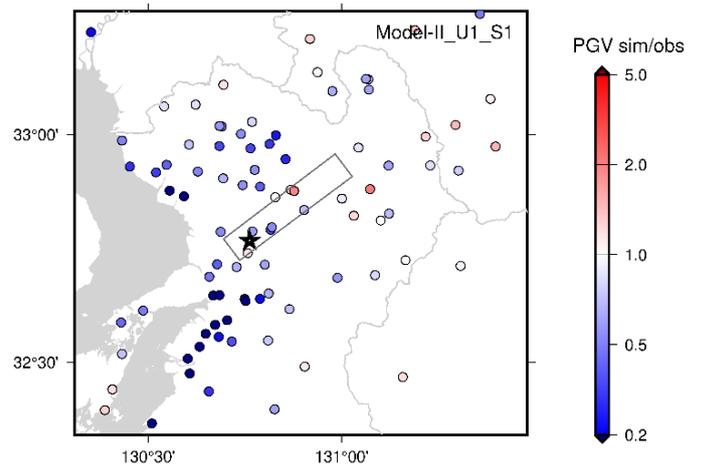
観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

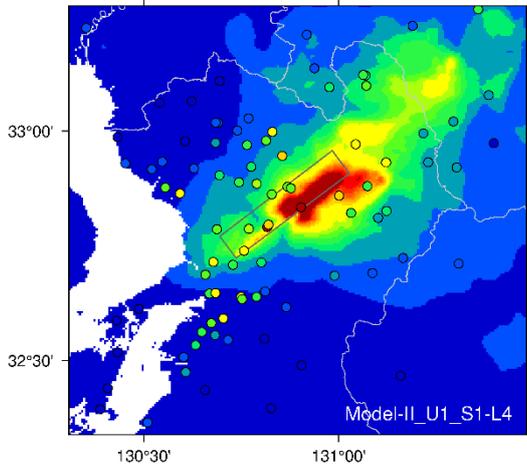
(a) PGV 分布 (Model-II_U1_S1)



(c) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S1)



(b) PGV 分布 (Model-II_U1_S1_L4)



(d) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S1_L4)

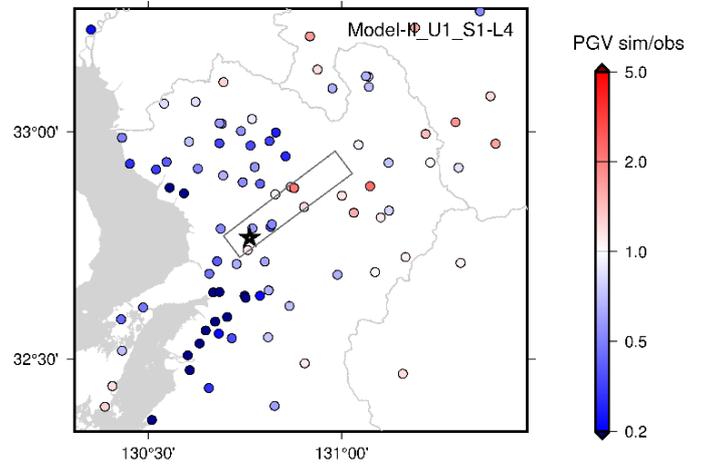


図 61 浅部領域の大すべり域の設定

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

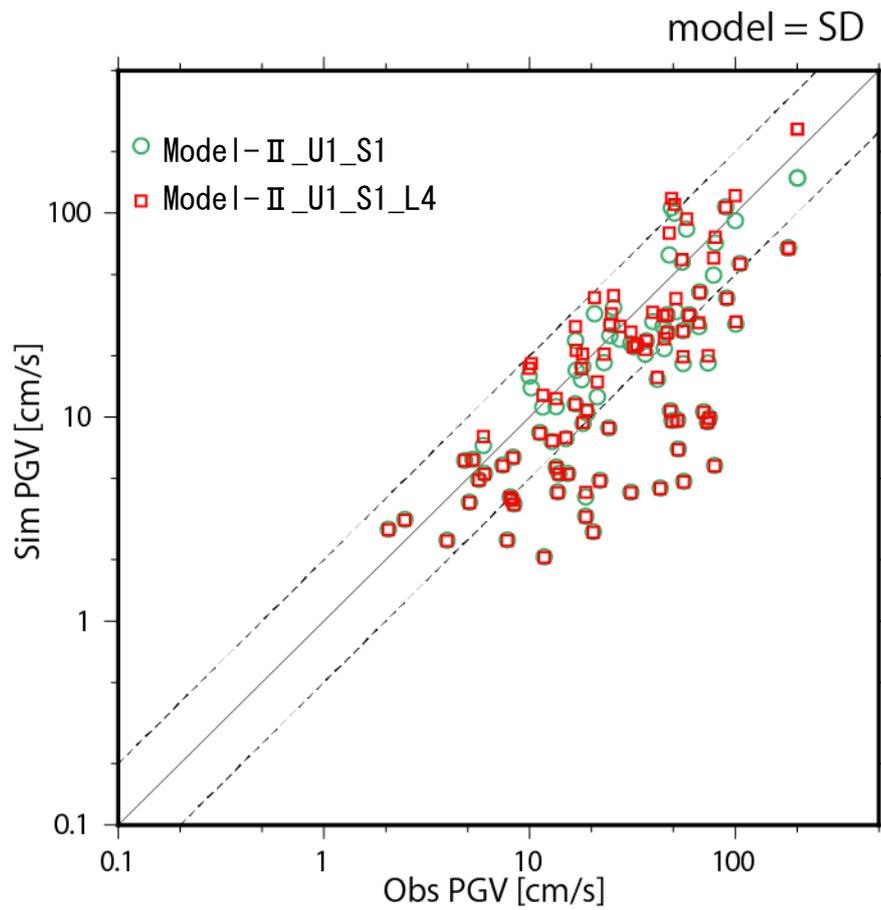


図 62 浅部領域の大すべり域の設定

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

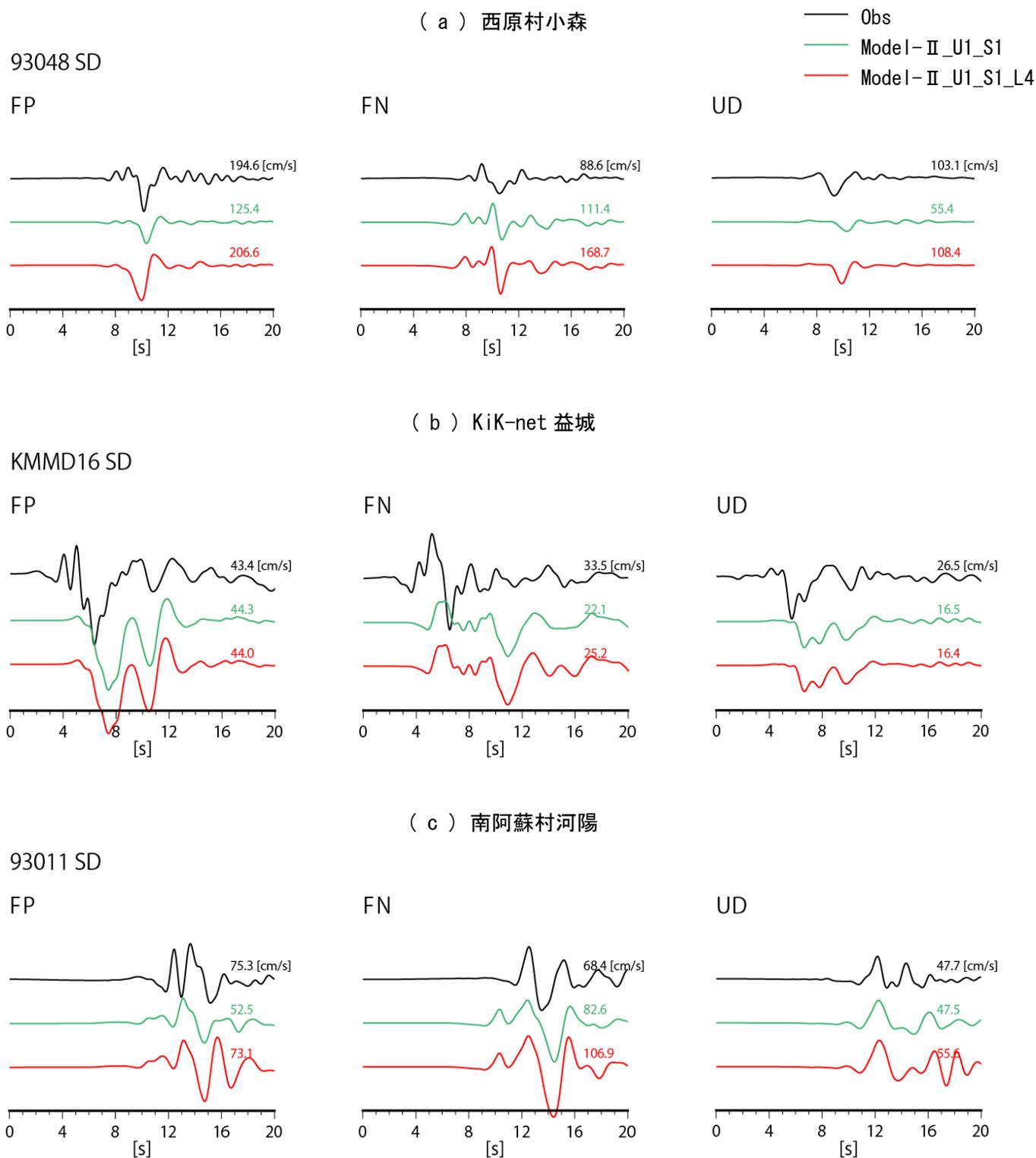


図 63 浅部領域の大すべり域の設定

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

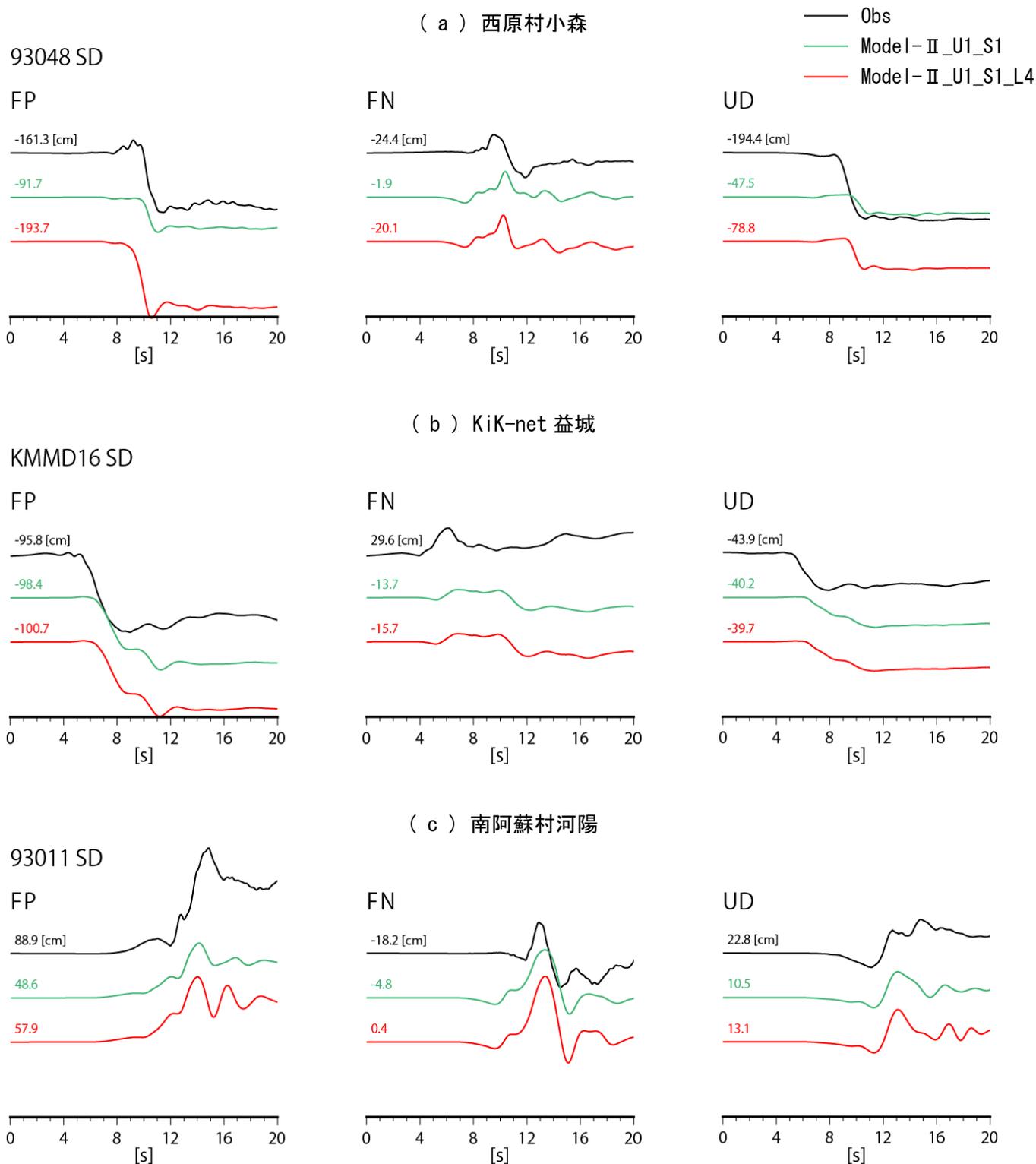


図 64 浅部領域の大すべり域の設定

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

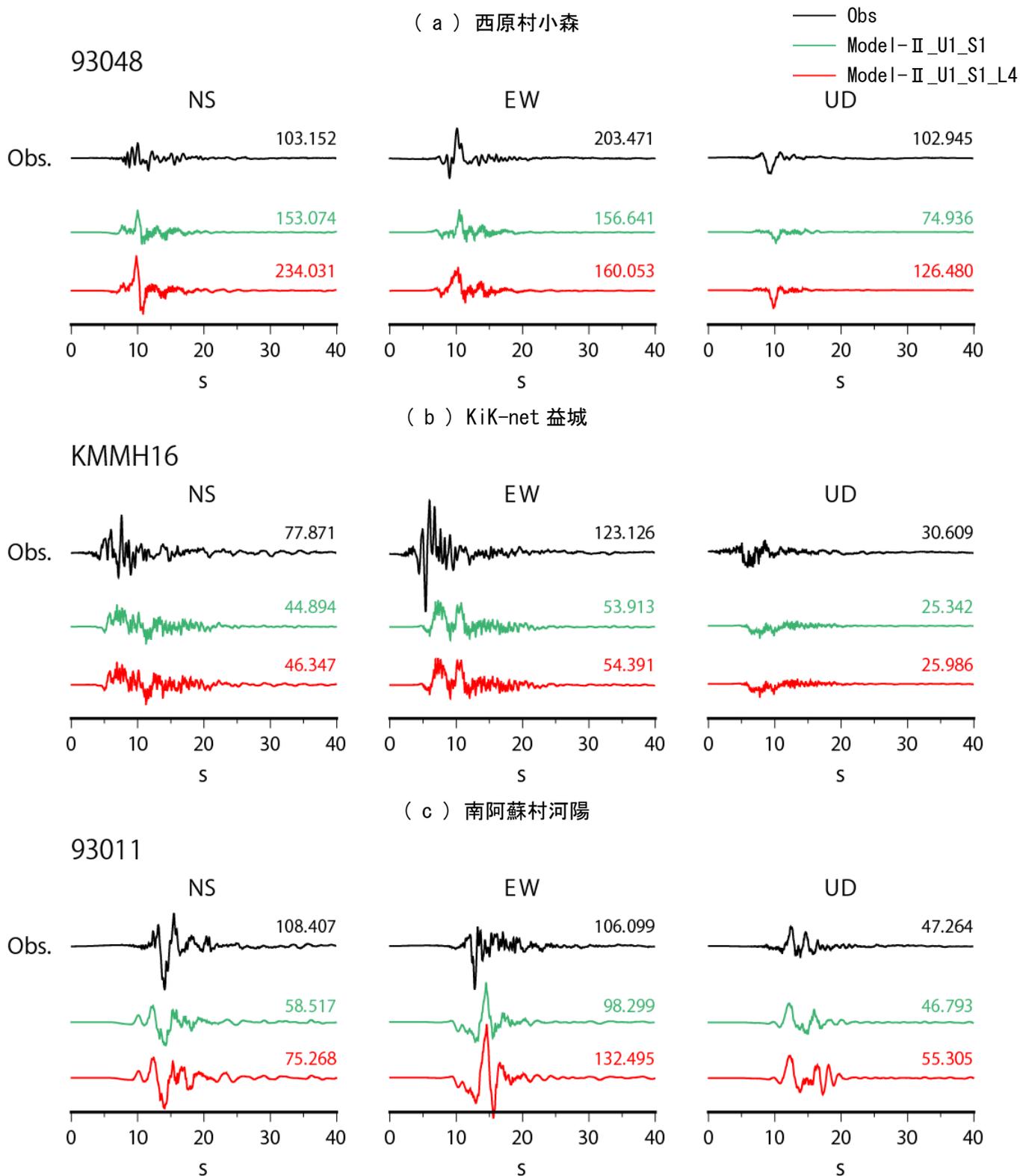


図 65 浅部領域の大すべり域の設定

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

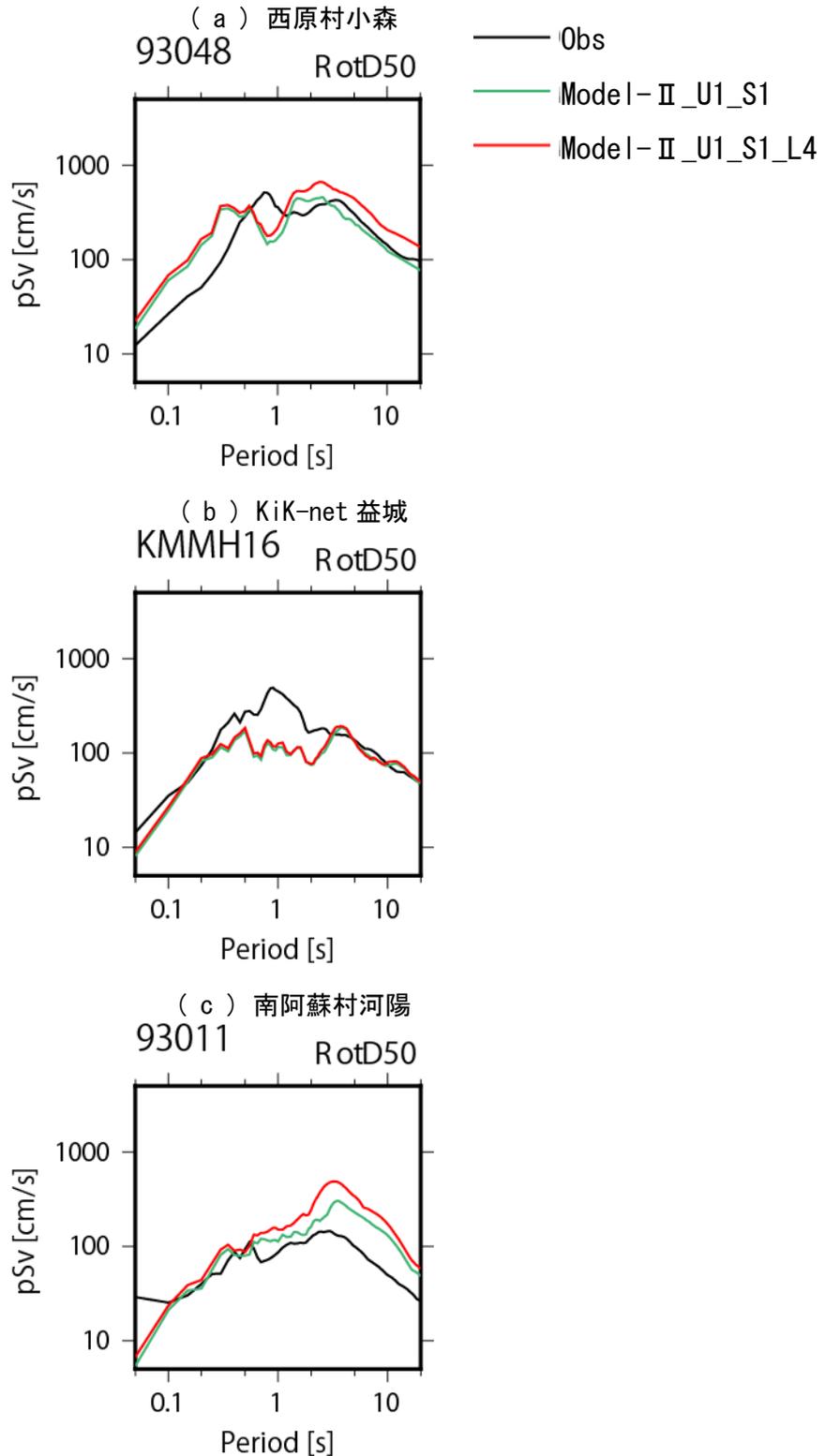
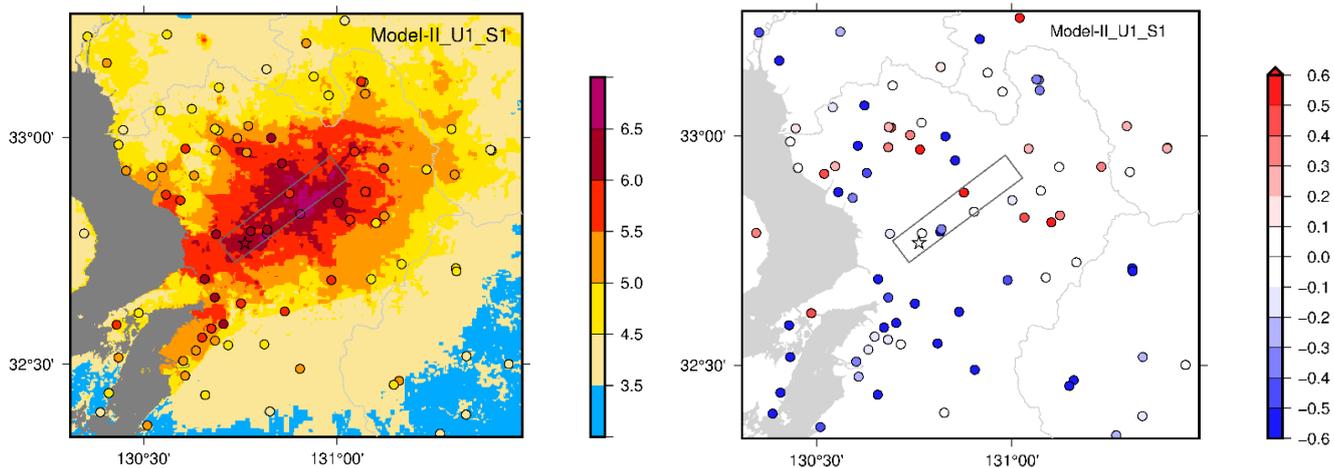


図 66 浅部領域の大すべり域の設定

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の比較
 観測値は地表での値を SD モデルから求めた $AKS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値
 に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

(a) 計測震度分布 (Model-II_U1_S1) (c) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II_U1_S1)



(b) 計測震度分布 (Model-II_U1_S1-L4)

(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布 (Model-II_U1_S1-L4)

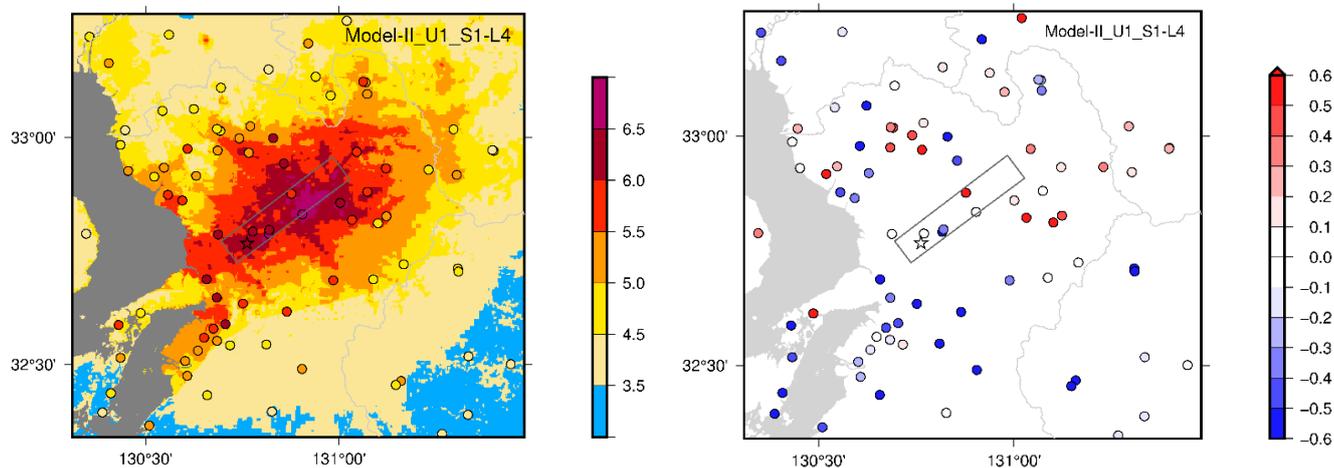


図 67 浅部領域の大すべり域の設定

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布 (その 1)

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

- Model-II_U1_S1
- Model-II_U1_S1_L4

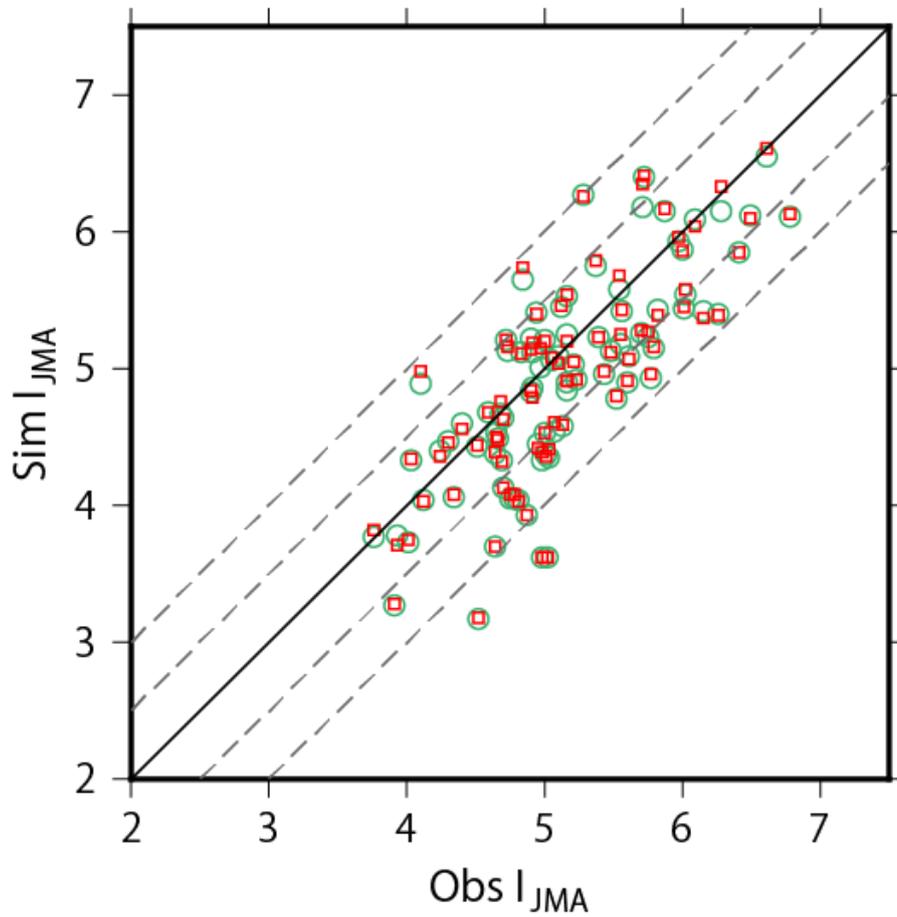


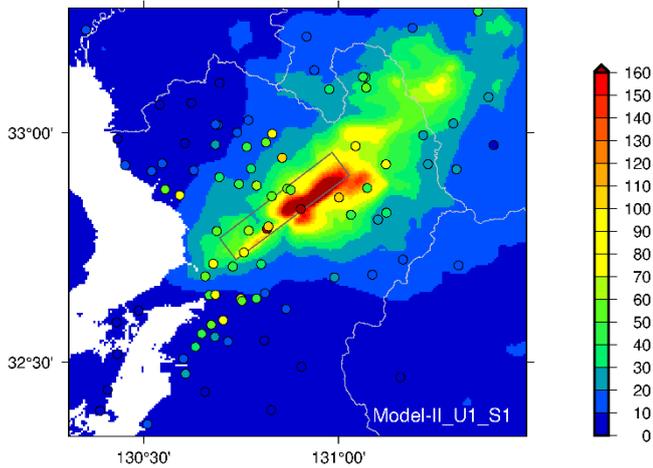
図 68 浅部領域の大すべり域の設定

観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

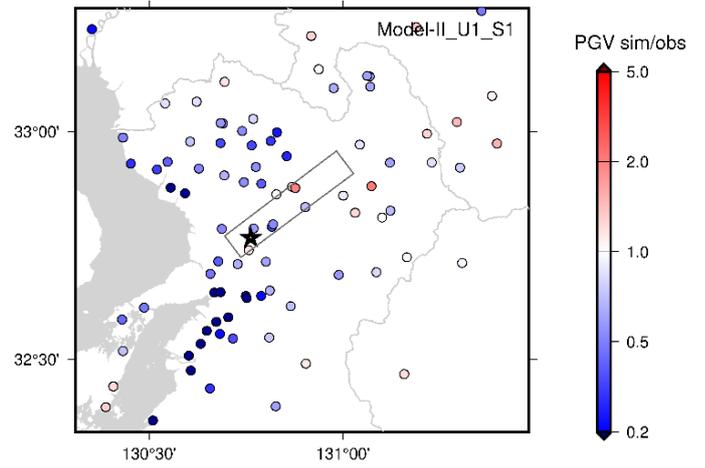
(a) PGV 分布

(Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深 : SD))



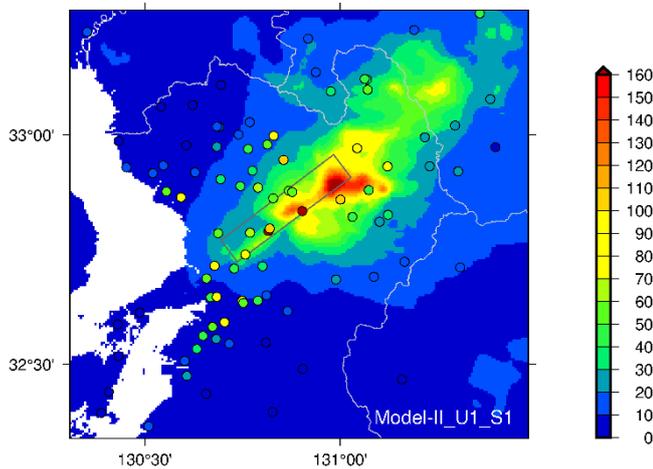
(c) PGV 比 (計算/観測) 分布

(Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深 : SD))



(b) PGV 分布

(Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深 : J-SHIS V2))



(d) PGV 比 (計算/観測) 分布

(Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深 : J-SHIS V2))

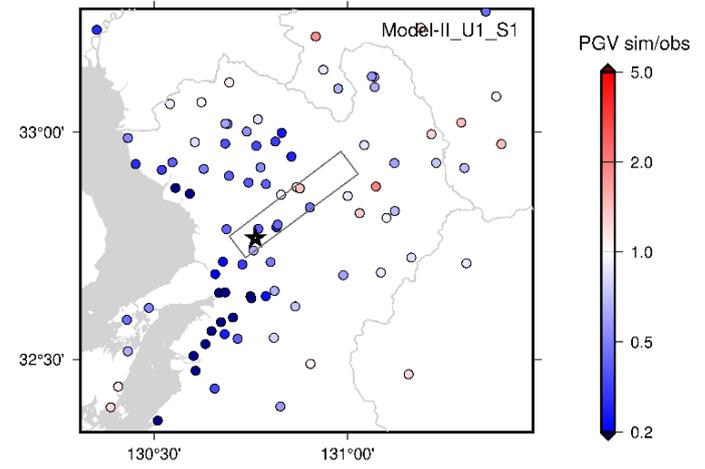


図 69 深部地盤構造モデルの影響

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

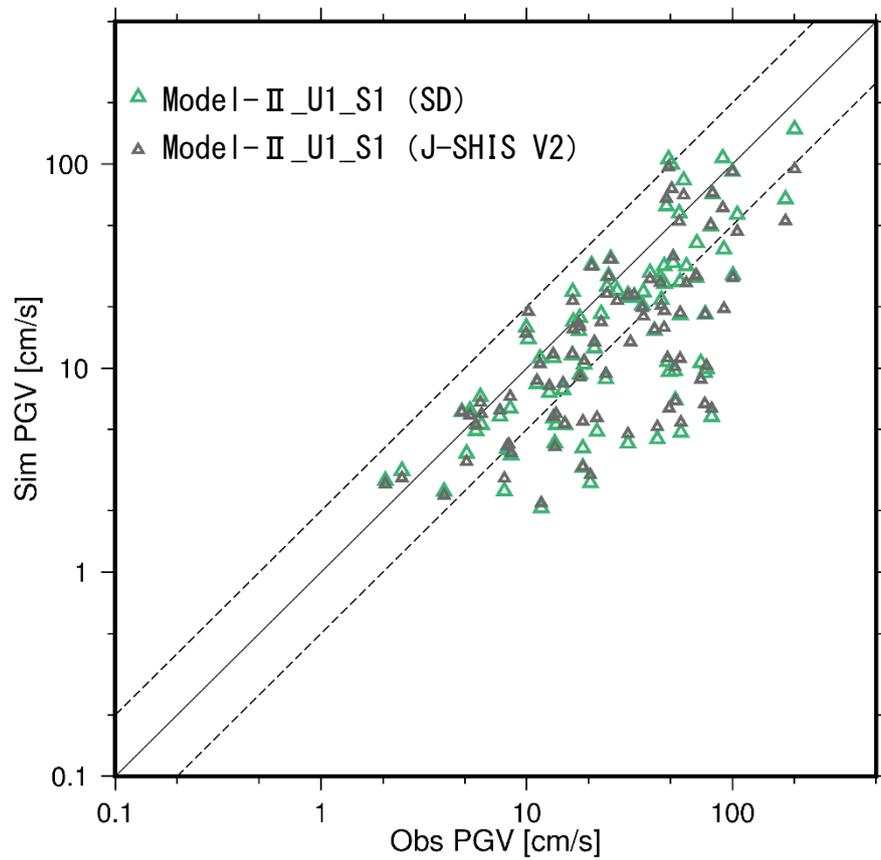


図 70 深部地盤構造モデルの影響

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。

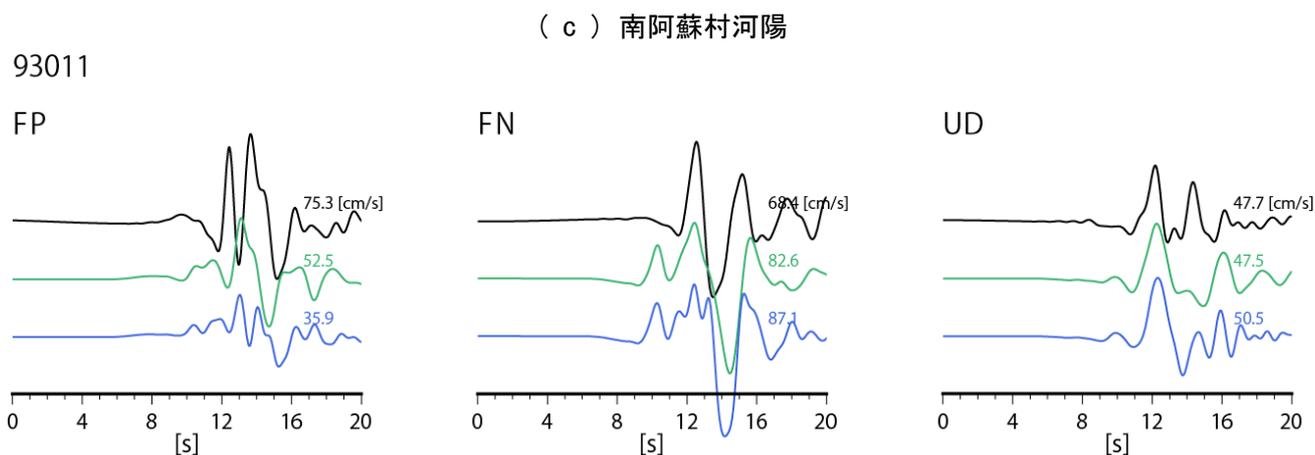
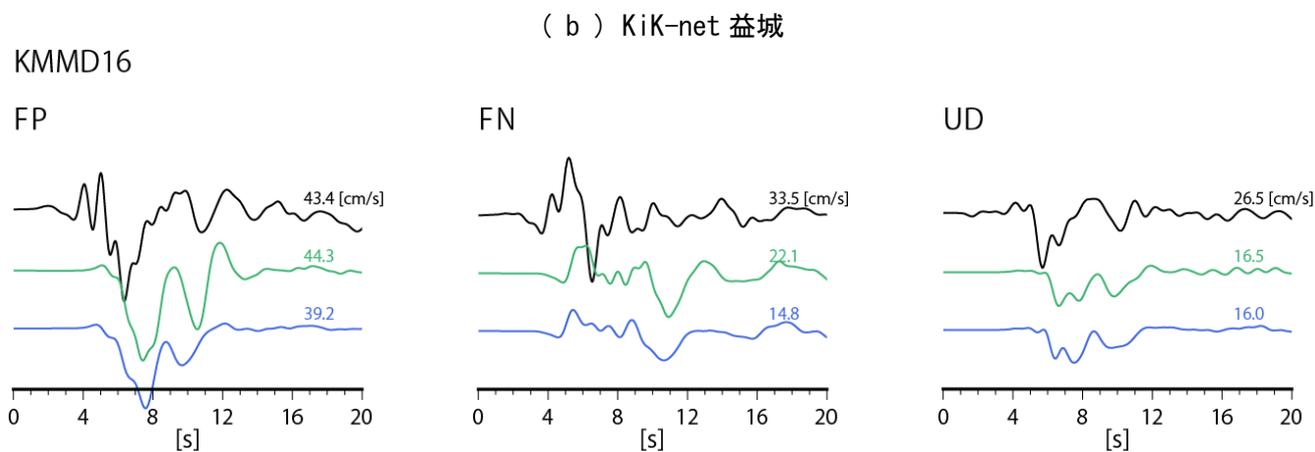
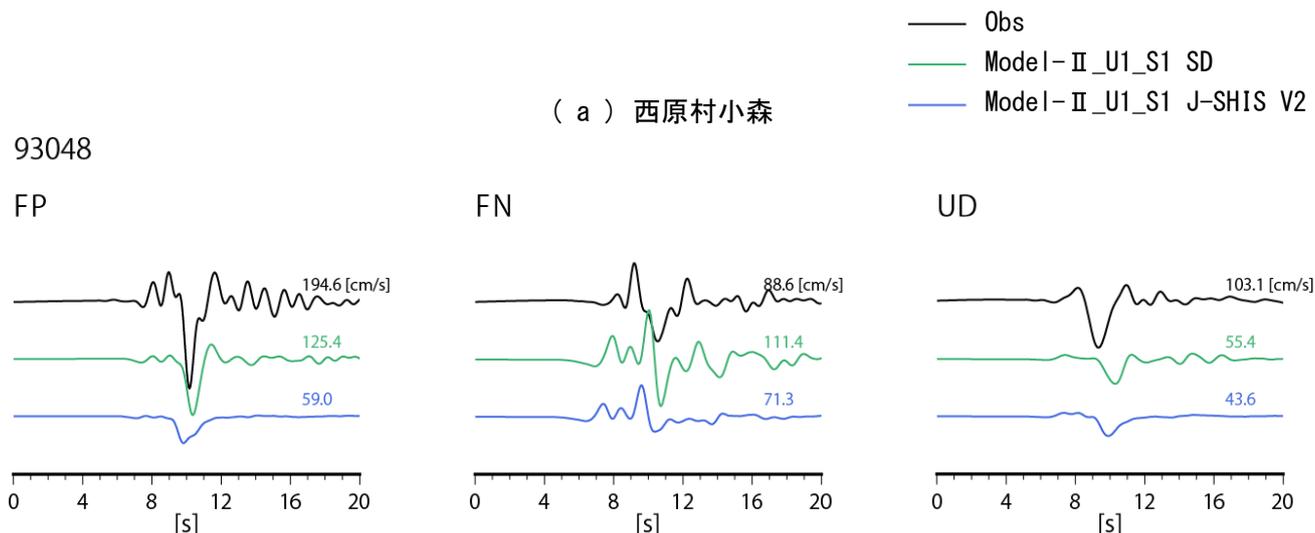


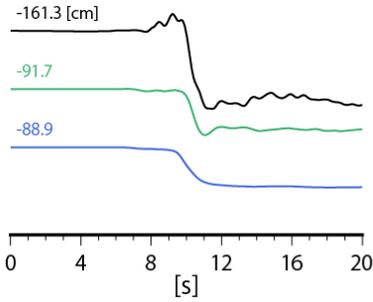
図 71 深部地盤構造モデルの影響

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

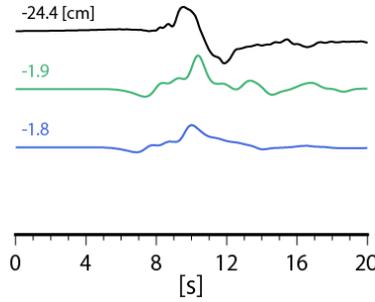
93048

FP



(a) 西原村小森

FN

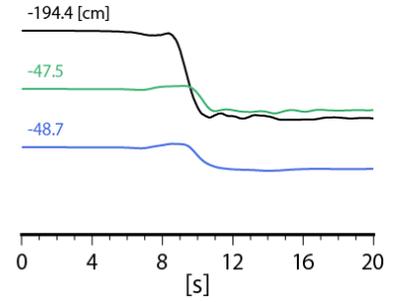


— Obs

— Model-II_U1_S1 SD

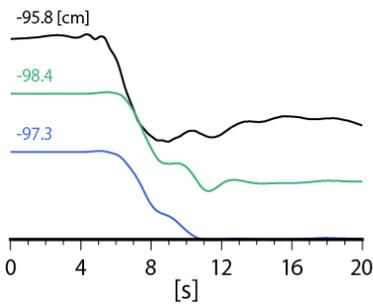
— Model-II_U1_S1 J-SHIS V2

UD



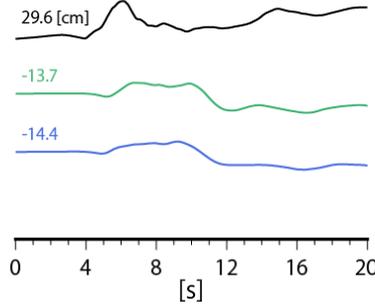
KMMD16

FP

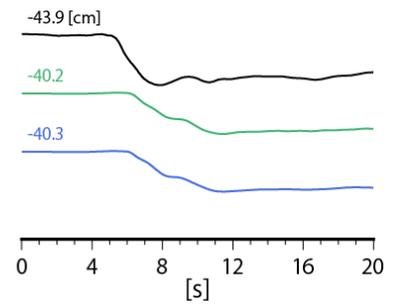


(b) KiK-net 益城

FN

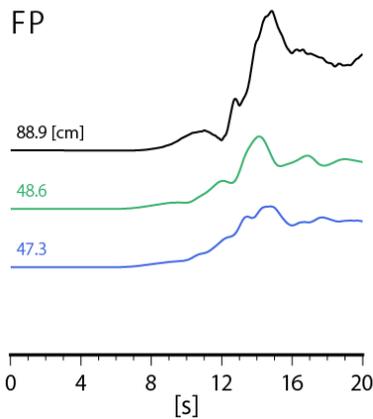


UD



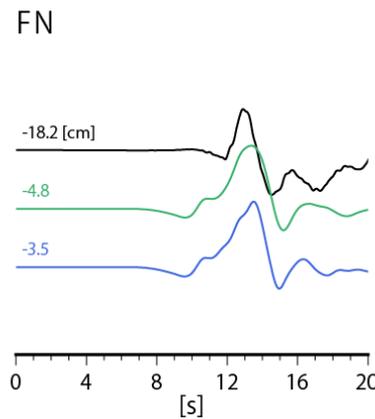
93011

FP



(c) 南阿蘇村河陽

FN



UD

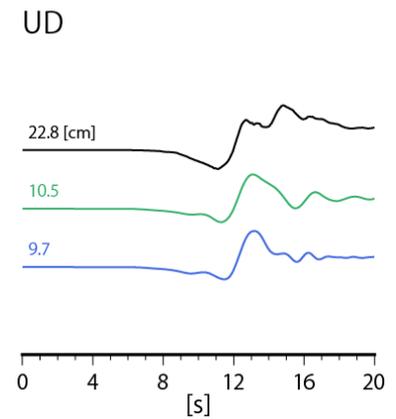
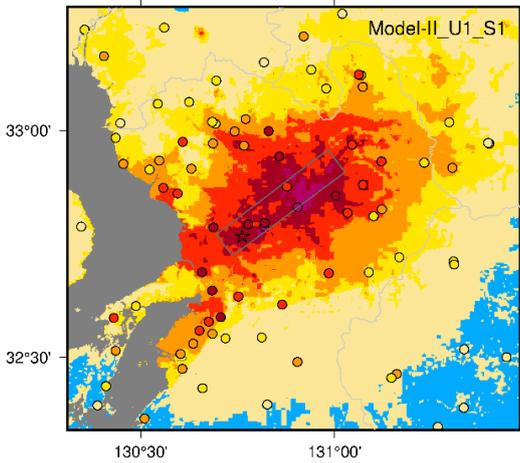


図 72 深部地盤構造モデルの影響

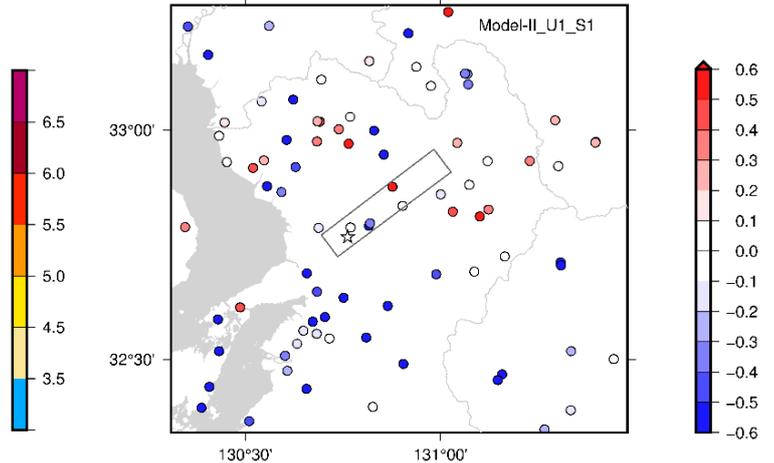
断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

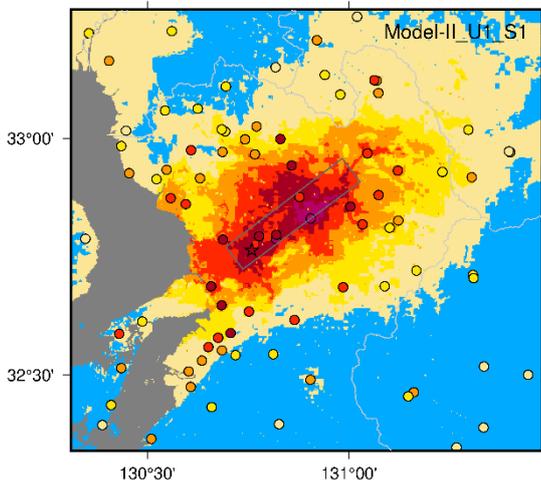
(a) 計測震度分布
 (Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深: SD)、
 工学的基盤以浅: 改訂手法)



(c) 計測震度差 (計算-観測) 分布
 (Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深: SD)、
 工学的基盤以浅: 改訂手法)



(b) 計測震度分布
 (Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深: SD)、
 工学的基盤以浅: 従来手法)



(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布
 (Model-II_U1_S1 (工学的基盤以深: SD)、
 工学的基盤以浅: 従来手法)

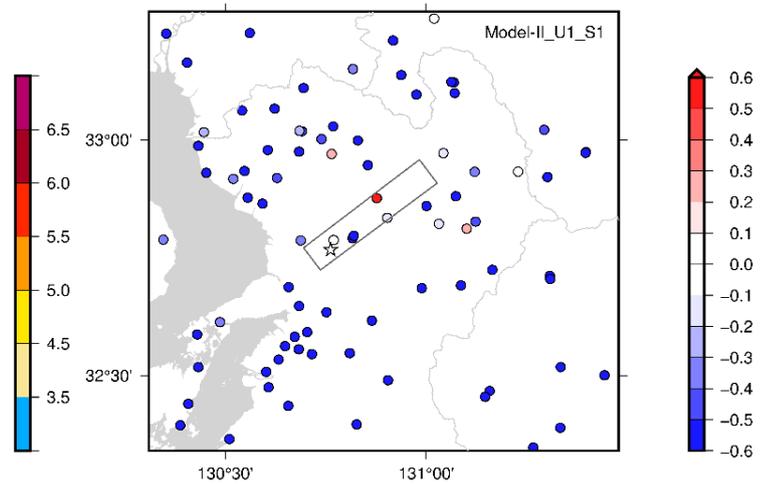


図 73 浅部地盤構造モデルの影響

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布 (その 1)

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

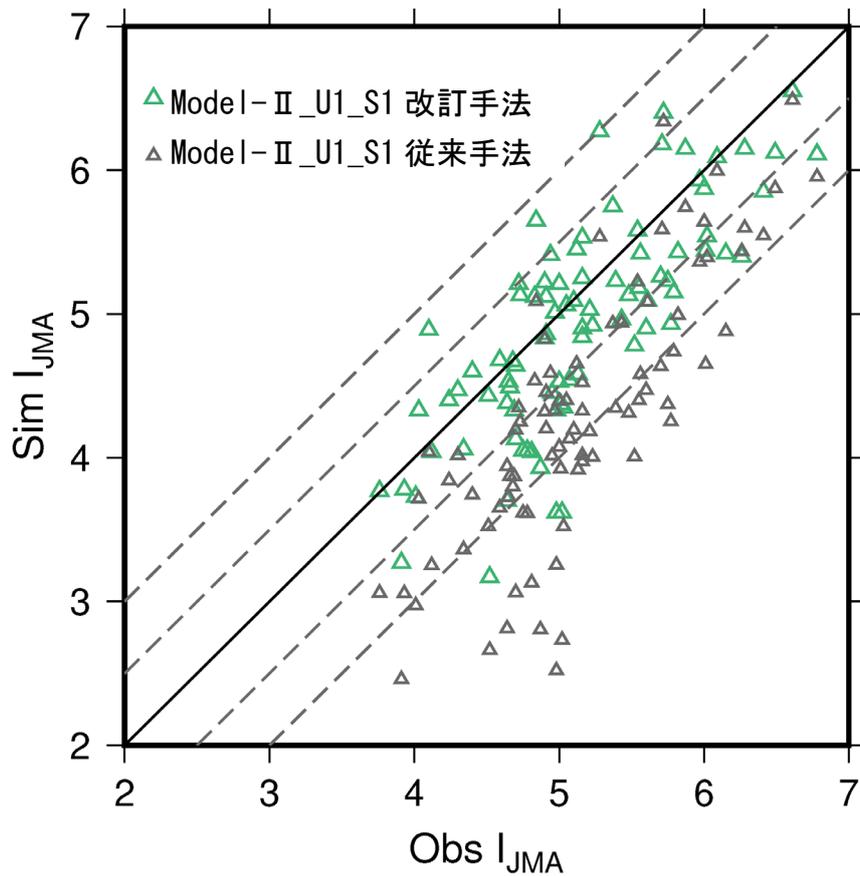


図 74 浅部地盤構造モデルの影響

観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

【付 録】

地震発生層より浅い領域に震源断層を拡張した場合の追加検討（参考）

本中間報告の第4章の第3項及び第4項においては、地震発生層より浅い領域（浅部領域）に震源断層を拡張した場合を検討したが、浅部大すべり域とそれ以外の浅部領域について、ともに応力降下量を 0MPa と仮定し、すべり速度時間関数としてパルス幅 2.5 秒の Smoothed ramp 関数を用い、短周期震源を配置しなかった。この検討において、浅部領域における短周期地震動の発生能力について意見が分かれていることから、本付録では、その研究的観点から様々なパラメータを予備的に考察するため、浅部領域で設定されたすべり速度時間関数の違いや浅部領域への短周期震源の設定が地震動に与える影響について追加検討する。なお、浅部領域におけるすべり速度時間関数の設定については、本付録でも限られたケースのみを検討しており、2016年熊本地震に最適となるよう調整を行っているものではないことに留意する必要がある。

本付録では、浅部大すべり域を設定しない震源断層モデルと設定する震源断層モデルをわけて検討するが、設定しない震源断層モデルについては、第4章第3項で検討した Model-II_U1_S1 を基にして、浅部領域のすべり速度時間関数を中村・宮武（2000）の近似式に変更したもの（震源断層モデル名：Model-II_U1_S1_NM）と、その変更に加えて浅部領域に短周期震源を設定したもの（震源断層モデル名：Model-II_U1_S1_NM_HYBshal）を作成した。浅部領域で用いた中村・宮武（2000）の近似式や実効応力は、Model-II_U1_S1 の地震発生層内の背景領域で設定したものと同一形状や値となるようにした。付図1(a)及び(b)に中村・宮武（2000）の近似式（黄）と Smoothed ramp 関数によるすべり速度時間関数（灰）とそのフーリエ振幅スペクトルの比較を示す。また、浅部領域における統計的グリーン関数法の要素断層は、地震発生層内と同様に 2km 間隔に分布させたため、浅部領域では要素断層は1列となっている。

浅部大すべり域を設定する震源断層モデルについては、第4章第4項で検討した Model-II_U1_S1_L4 を基にして、浅部大すべり域のすべり速度時間関数を中村・宮武（2000）の近似式に変更したもの（震源断層モデル名：Model-II_U1_S1_L4_NM）と、その変更に加えて浅部大すべり域に短周期震源を設定したもの（震源断層モデル名：Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal）を作成した。浅部大すべり域で用いた中村・宮武（2000）の近似式や実効応力は、Model-II_U1_S1 の地震発生層内のアスペリティで設定したものと同一形状や値となるようにした。浅部領域の浅部大すべり域以外の領域については、浅部大すべり域におけるパラメータ変更の影響を確認する観点から、Model-II_U1_S1_L4 と同様にすべり速度時間関数はパルス幅 2.5 秒の Smoothed ramp 関数とし、短周期震源を設定しないこととした。付図1(a)及び(b)に浅部大すべり域に設定した中村・宮武（2000）の近似式（赤）と Smoothed ramp 関数（黒）によるすべり速度時間関数とそのフーリエ振幅スペクトルの比較を示す。また、浅部大すべり域における統計的グリーン関数法の要素断層は、地震発生層内と同様に 2km 間隔に分布させたため、浅部大すべり域では要素断層は1列となっている。

検討した震源断層モデルの断層パラメータを表8に、モデル図を図32（Model-II_U1_S1_NM、Model-II_U1_S1_L4_NM、Model-II_U1_S1_NM_HYBshal、Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal）にそれぞれ示す。

(1) 浅部大すべり域を設定しない震源断層モデル

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。付図 2(a)~(b) に Model-II_U1_S1、II_U1_S1_NM における PGV 分布を、付図 2(c)~(d) にこれらの PGV の比 (計算値/観測値) の分布を、付図 3 に観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較を示す。モデル同士の計算値の比較では、浅部領域のすべり速度時間関数を中村・宮武 (2000) の近似式に変更した影響はほとんど見られず、観測値の再現性も Model-II_U1_S1 と比べて大きな違いはない。なお、本項での検討は LPF を施した長周期側での比較であるため、Model-II_U1_S1_NM の浅部領域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_NM_HYBshal については対象としなかった。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値 (KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用) と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を付図 4 に、変位波形を付図 5 に示す。モデル同士の計算値の比較では、速度波形について、Model-II_U1_S1_NM は Model-II_U1_S1 に比べて、断層近傍の PGV がやや小さくなる傾向があるが、変位波形では大きな違いは見られない。なお、本項での検討は LPF を施した長周期側での比較であるため、Model-II_U1_S1_NM の浅部領域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_NM_HYBshal については対象としなかった。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における速度波形の計算波形を付図 6 に示す。浅部領域のすべり速度時間関数を中村・宮武 (2000) の近似式に変更した Model-II_U1_S1_NM は、Model-II_U1_S1 と比べて、西原村小森で水平動の振幅が小さくなるものの、その他の計算波形については大きな違いはない。浅部領域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_NM_HYBshal と設定していない Model-II_U1_S1_NM を比べると、計算波形に大きな違いはない。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の計算値と観測値の比較を付図 7 に示す。モデル同士の計算値の比較では、西原村小森において Model-II_U1_S1_NM の計算値が Model-II_U1_S1 と比べて、周期 1 秒程度から長周期側でやや小さくなっているが、他の地点は大きな違いはない。西原村小森の擬似速度応答スペクトルの違いは、付図 1(b) のフーリエ振幅スペクトルの違いと概ね整合的である。Model-II_U1_S1_NM と II_U1_S1_NM_HYBshal の比較では、いずれの地点でも大きな違いは見られない。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を付図 8(a)~(c) に、地表計測震度の差 (計算値-観測値) の分布を付図 8(d)~(f) に、観測値と計算値の比較を付図 9 に示す。モデル同士の計算値を比較すると、Model-II_U1_S1_L4、II_U1_S1_L4_NM 及び II_U1_S1_L4_NM_HYBshal で大きな違いはなく、浅部大すべり域を設定しない場合は、浅部領域のすべり速度時間関数の変更や短周期震源の設定の影響は見られない。短周期震源の設定の影響が見られないのは、浅部領域の実効応力を地震発生層内の背景領域と同じ

小さな値に設定しているためと考えられる。

(2) 浅部大すべり域を設定した震源断層モデル

a) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形及び地表 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の観測波形に LPF を施し、それらから得られた PGV の観測値と計算値を比較した。付図 10(a)~(b) に Model-II_U1_S1_L4、II_U1_S1_L4_NM における PGV 分布を、付図 10(c)~(d) にこれらの PGV の比 (計算値/観測値) の分布を示す。モデル同士の計算値の比較では、浅部大すべり域のすべり速度時間関数を中村・宮武 (2000) の近似式に変更した Model-II_U1_S1_L4_NM は Smoothed ramp 関数を用いている Model-II_U1_S1_L4 に比べて、浅部大すべり域の近傍や破壊が進行する断層から北東方向の領域において、PGV が大きくなる。付図 11 に示す観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較において、観測された PGV が比較的大きな地点で、Model-II_U1_S1_L4_NM の計算値は、観測値と比べて過大評価となっている。なお、本項での検討は LPF を施した長周期側での比較であるため、Model-II_U1_S1_L4_NM の浅部大すべり域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal については対象としなかった。

b) 断層ごく近傍での速度波形、変位波形及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層ごく近傍の観測点である西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における LPF を施した観測値 (KiK-net 益城は地中、その他は地表の観測記録を使用) と三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形を付図 12 に、変位波形を付図 13 に示す。Model-II_U1_S1_L4_NM は Model-II_U1_S1_L4 と比べて、速度波形については、浅部大すべり域により近い西原村小森や南阿蘇村河陽において PGV が大きくなり、観測値と比べても過大評価となる。一方、KiK-net 益城は浅部大すべり域から離れているため影響を受けていない。変位波形については、いずれの観測点においても両モデル間で大きな違いはなく、浅部大すべり域を設定していない Model-II_U1_S1_NM や II_U1_S1 (付図 5) と比べると、両モデルともに特に西原村小森で最終変位量が大きくなり再現性の改善が見られた。なお、本項での検討は LPF を施した長周期側での比較であるため、Model-II_U1_S1_L4_NM の浅部領域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal については対象としなかった。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における速度波形の計算波形を付図 14 に示す。浅部大すべり域のすべり速度時間関数を中村・宮武 (2000) の近似式に変更した Model-II_U1_S1_L4_NM は、Model-II_U1_S1_L4 と比べて、いずれの観測点においても両モデル間で最大値には大きな違いはない。浅部大すべり域に短周期震源を設定した Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal と設定していない Model-II_U1_S1_L4_NM を比べると、西原村小森において南北成分の最大値が大きくなる。ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の計算値と観測値の比較を付図 15 に示す。KiK-net 益城や南阿蘇村河陽では各モデルの計算値を比較して大きな違いは見られないが、浅部大すべり域により近い西原村小森では、Model-II_U1_S1_L4_NM の計算値は、Model-II_U1_S1_L4 と比べて周期 2 秒程度から長周期側でやや小さくなり、観測値の再現性が向上している。この

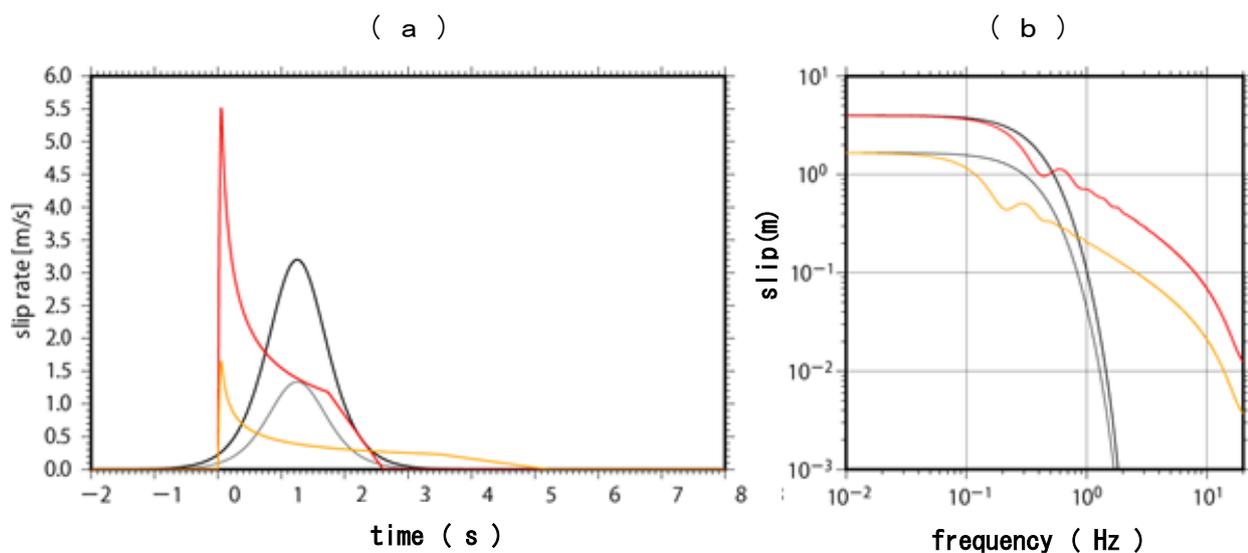
違いは、付図 1(d)のフーリエ振幅スペクトルの違いと概ね整合的である。西原村小森の Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal の計算値は、Model-II_U1_S1_L4_NM や II_U1_S1_L4 と比べて、概ね周期 1 秒より短周期側でやや大きな値となり、観測値と比べても過大評価の傾向が強くなる。

c) 地表における計測震度の比較

ハイブリッド合成法による地表計測震度の計算値と観測値の分布を付図 16(a)~(c)に、地表計測震度の差(計算値-観測値)の分布を付図 16(d)~(f)に、観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較を付図 17 に示す。Model-II_U1_S1_L4_NM の計算値は Model-II_U1_S1_L4 と比べて、浅部大すべり域近傍と断層から北東方向の領域において計測震度の計算値が増加している。Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal の計算値は Model-II_U1_S1_L4_NM と比べて、浅部大すべり域近傍と断層から北東方向の領域において計測震度の計算値が更に増加しており、観測値と比べると浅部大すべり域に近い領域で計測震度がやや過大になる地点はあるものの、観測値の再現性については大きな違いはない。

参考文献 (アルファベット順)

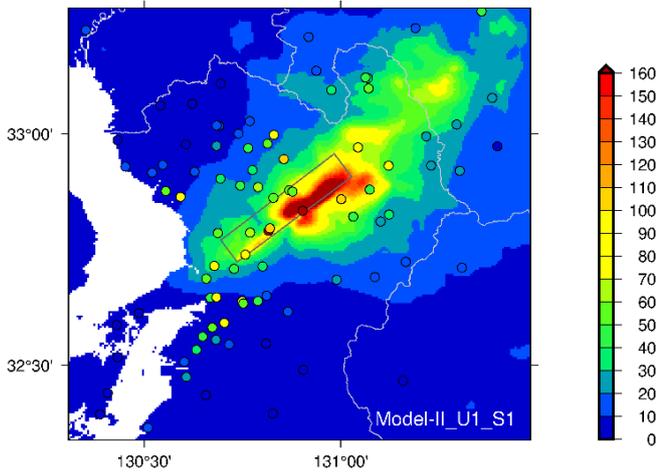
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima (2006): A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, pp.879-897, doi: 10.1785/0120050138.
- 中村洋光・宮武隆 (2000) : 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 第 2 輯, 53, pp.1-9.



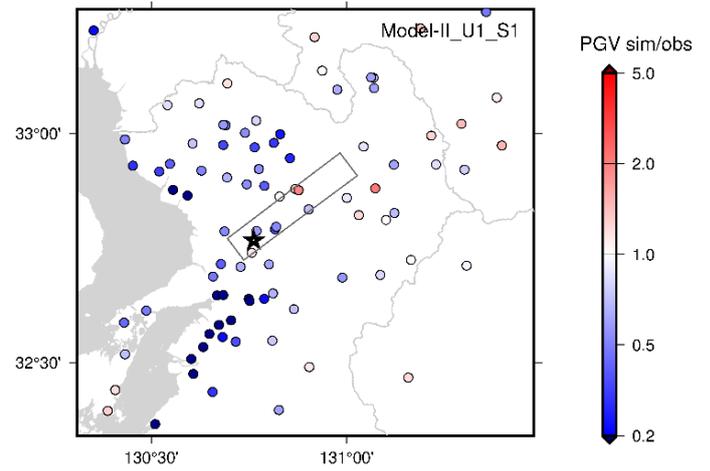
付図-1 (a)「浅部大すべり域」及び「浅部領域 (背景領域)」におけるすべり速度時間関数と
(b) そのフーリエ振幅スペクトル

黒線は浅部大すべり域の Smoothed ramp 関数、灰線は浅部領域の Smoothed ramp 関数、赤線は浅部大すべり域の中村・宮武(2000)の近似式 (地震発生層内の北東側のアスペリティと同じ)、黄線は浅部領域の中村・宮武(2000)の近似式 (地震発生層内の背景領域と同じ) をそれぞれ示す。

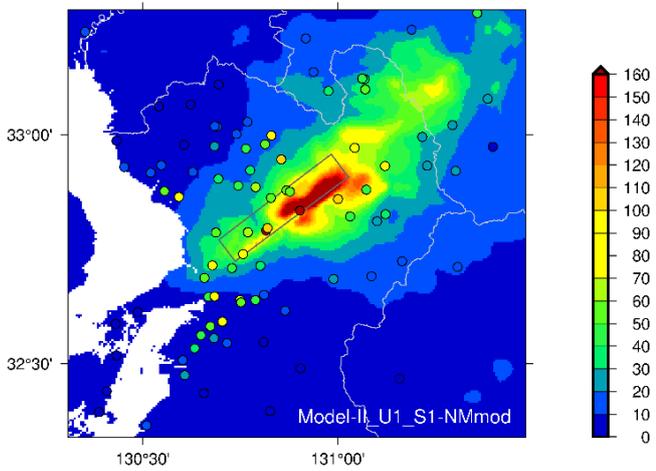
(a) PGV 分布
(Model-II_U1_S1)



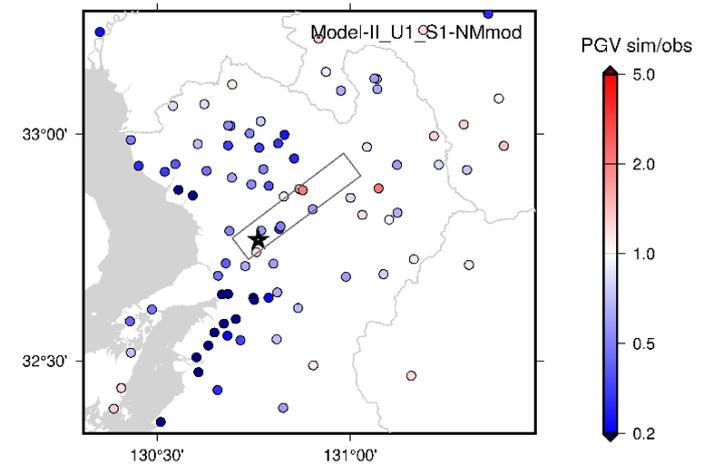
(c) PGV 比 (計算/観測) 分布
(Model-II_U1_S1)



(b) PGV 分布
(Model-II_U1_S1_NM)



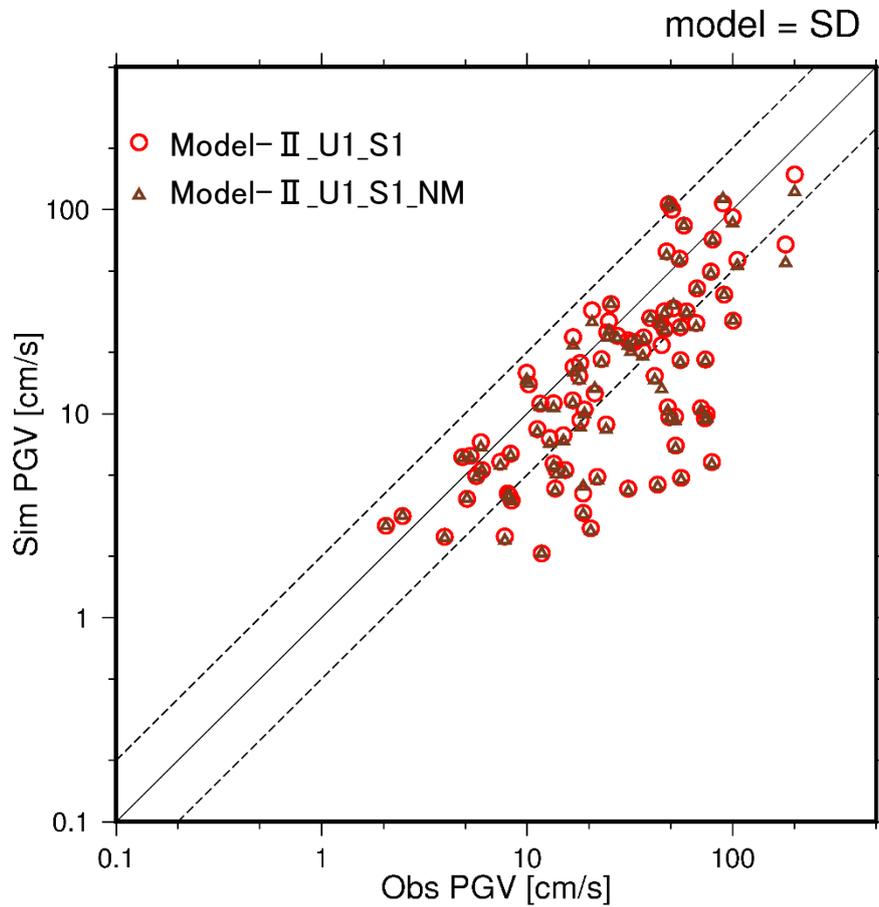
(c) PGV 比 (計算/観測) 分布
(Model-II_U1_S1_NM)



付図-2 浅部領域におけるすべり速度時間関数の影響 (浅部大すべり域なし)

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

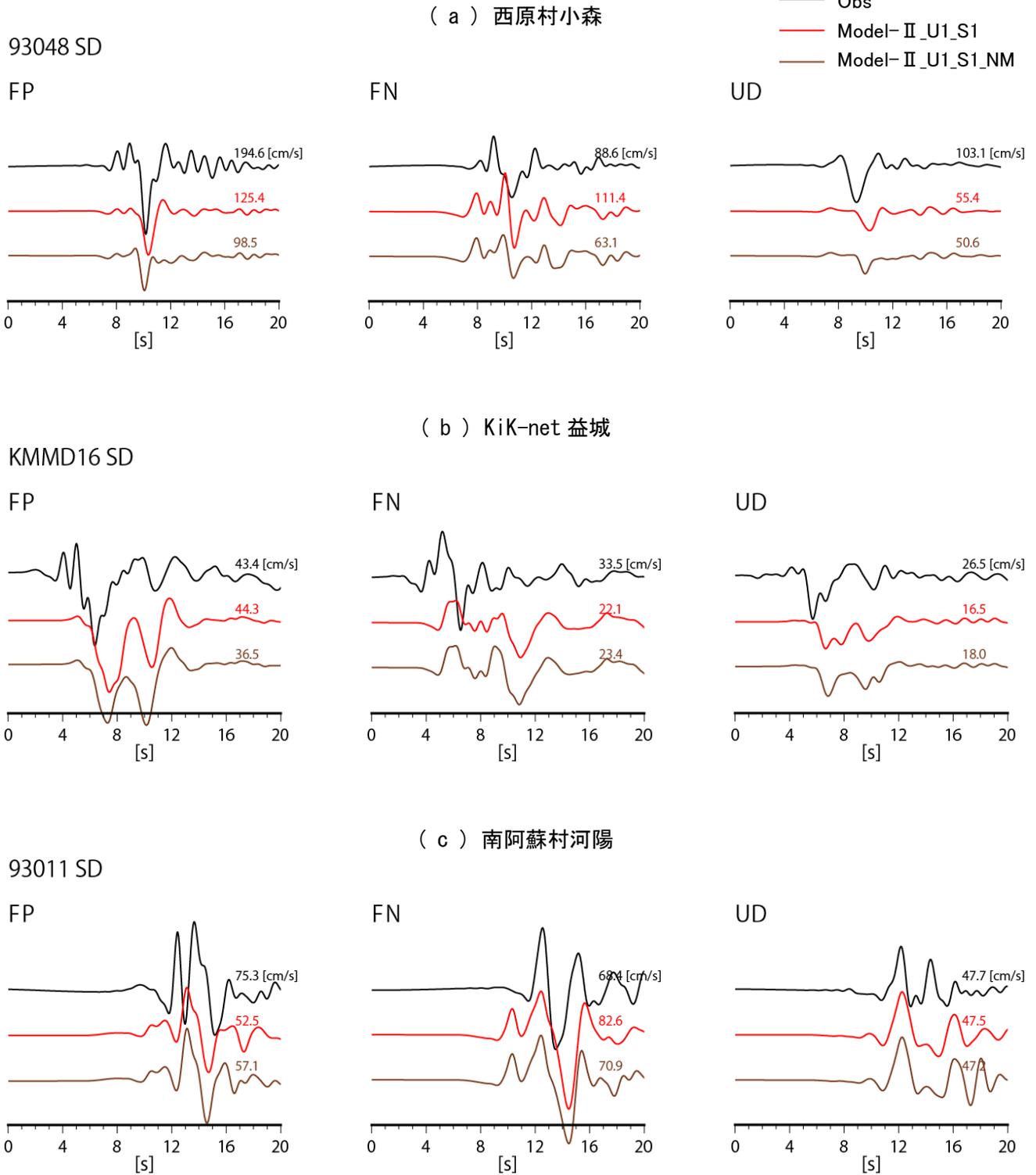
観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。



付図-3 浅部領域におけるすべり速度時間関数の影響（浅部大すべり域なし）

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

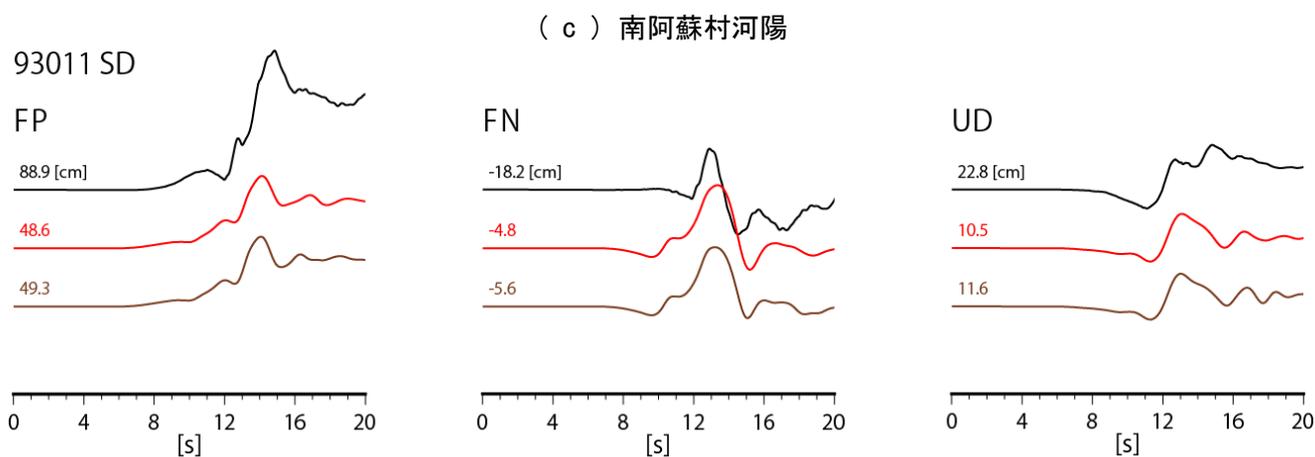
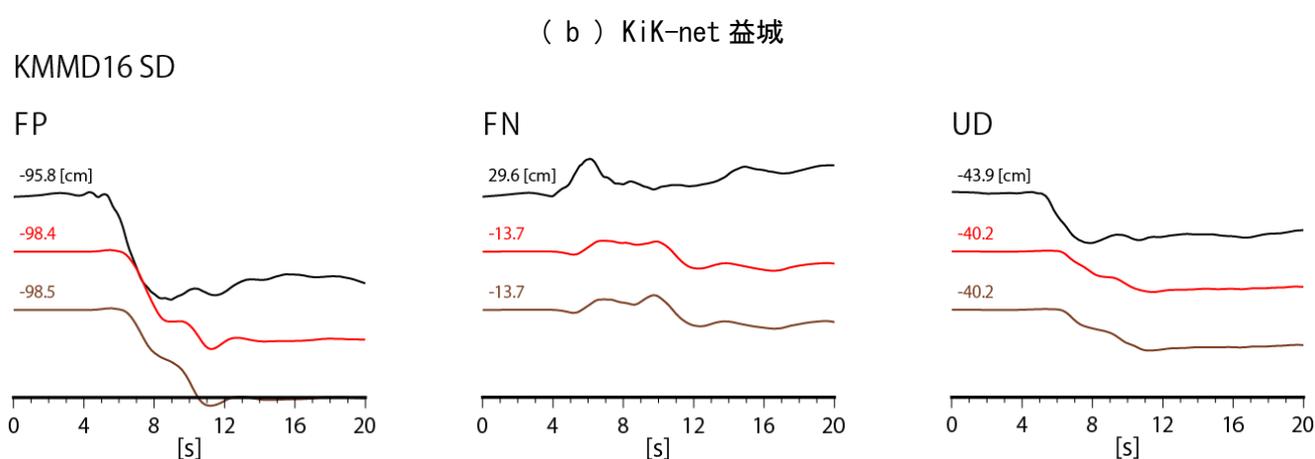
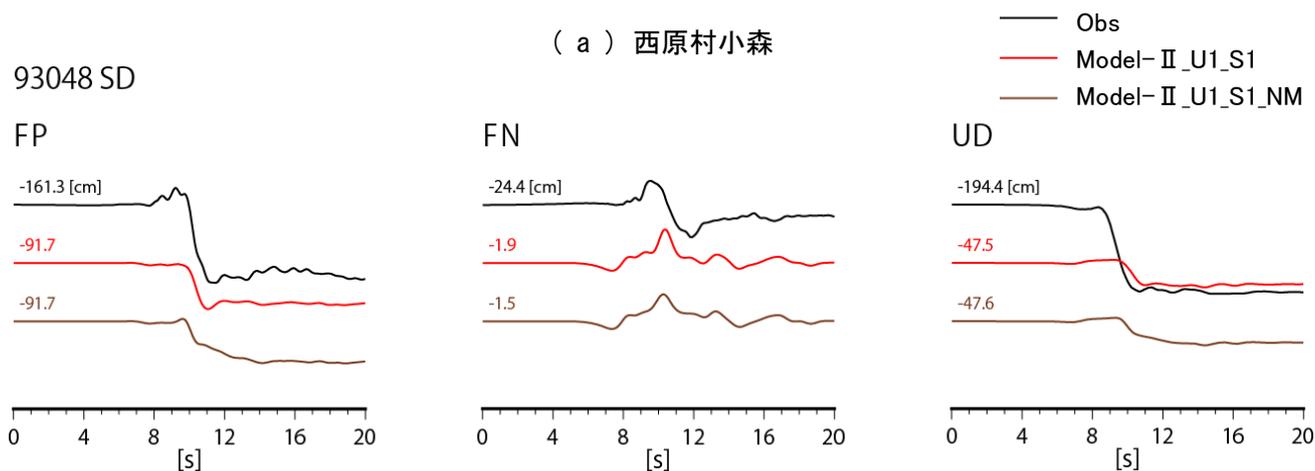
観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形（KiK-net は地中の観測記録を使用）の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。



付図-4 浅部領域におけるすべり速度時間関数の影響（浅部大すべり域なし）

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

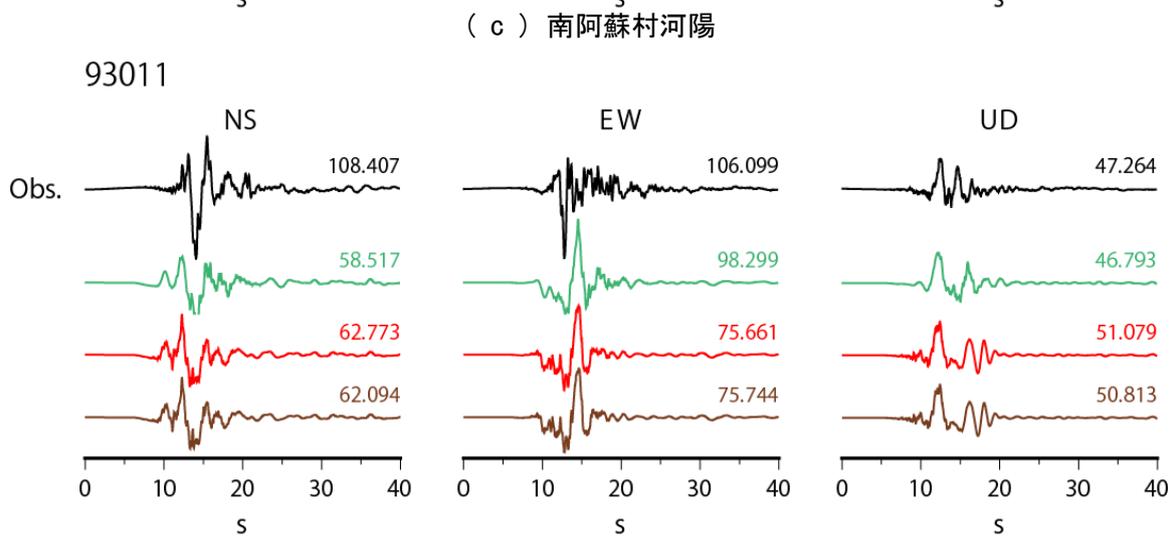
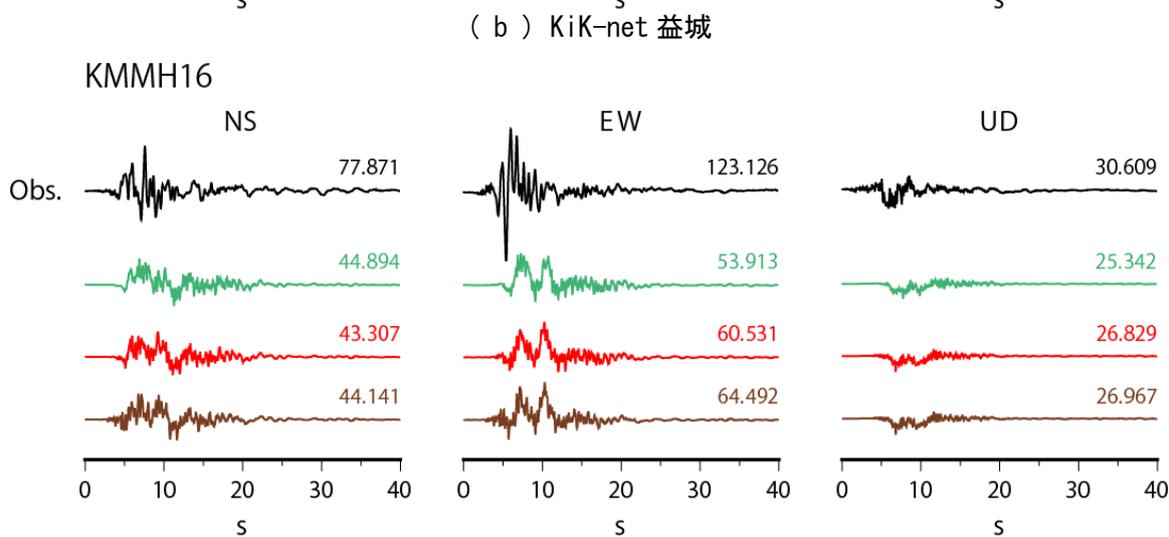
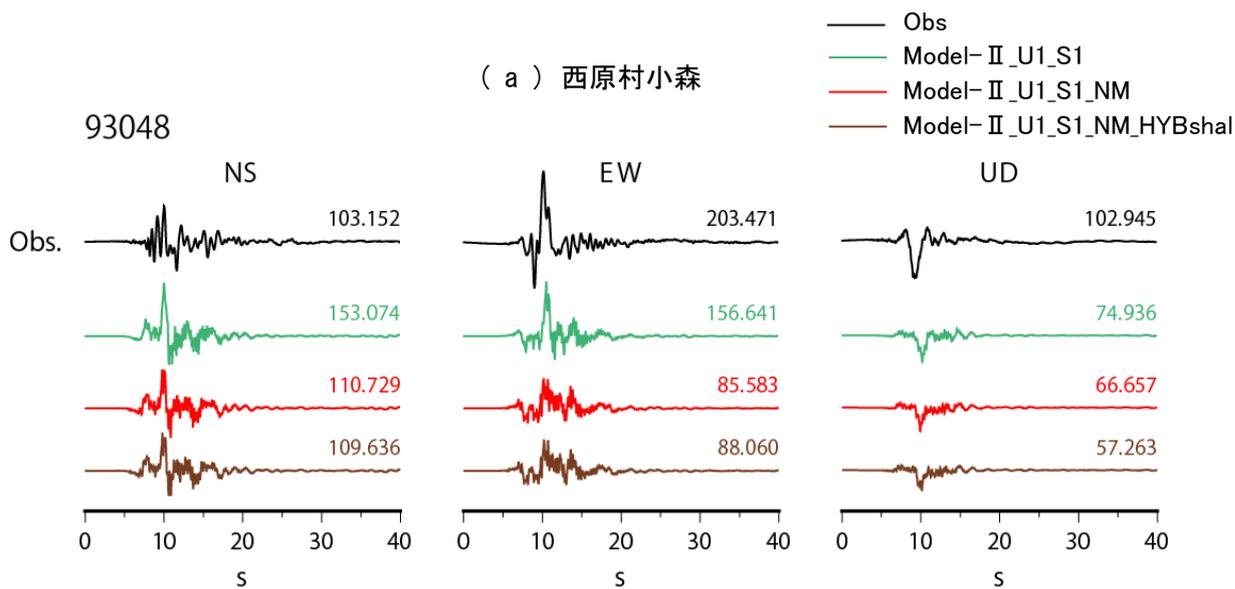
観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形（KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用）、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。



付図-5 浅部領域におけるすべり速度時間関数の影響（浅部大すべり域なし）

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形（KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用）、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量（20～30 秒の間の平均値）を示す。

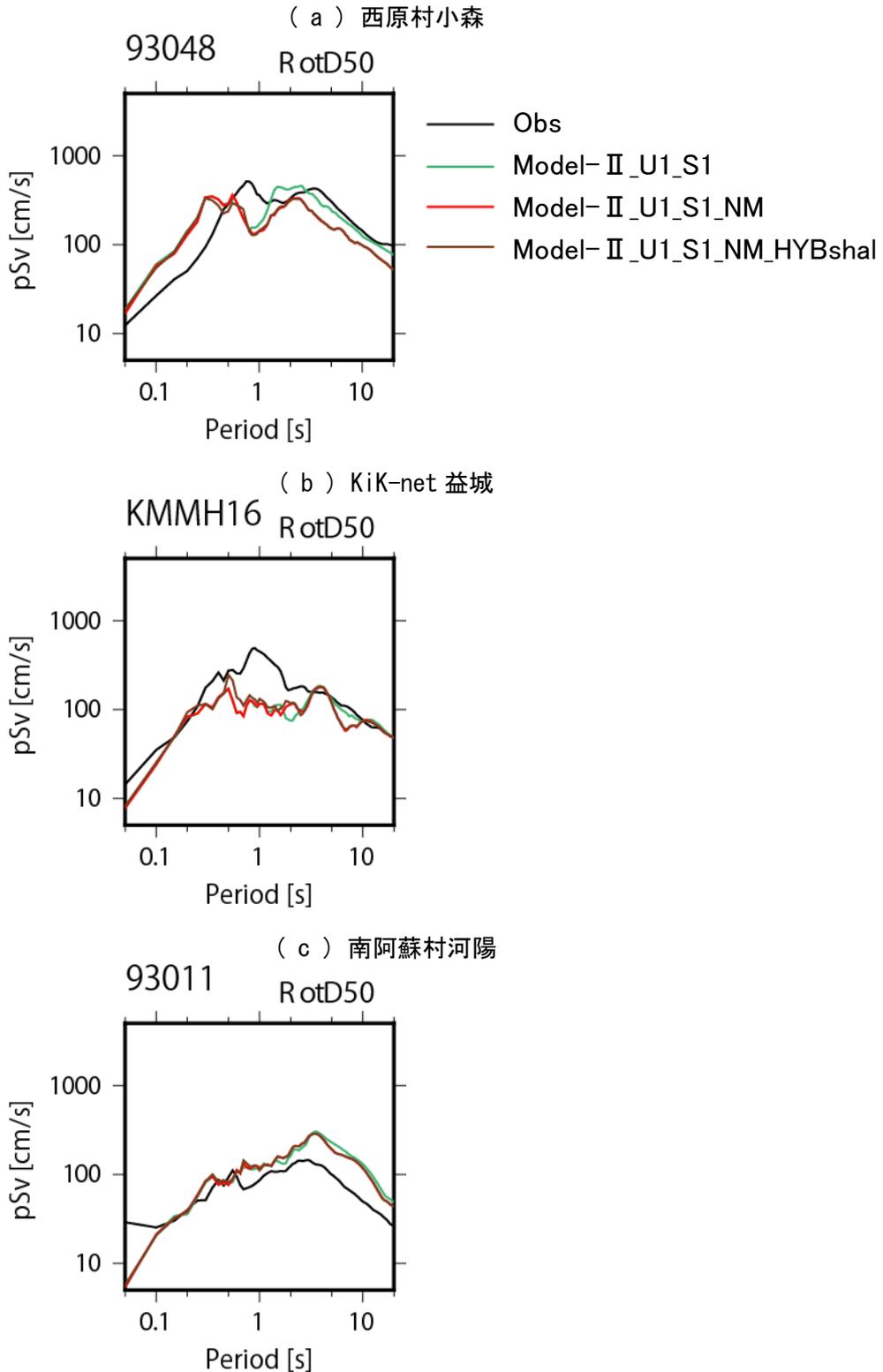


付図-6 浅部領域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響（浅部大すべり域なし）

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

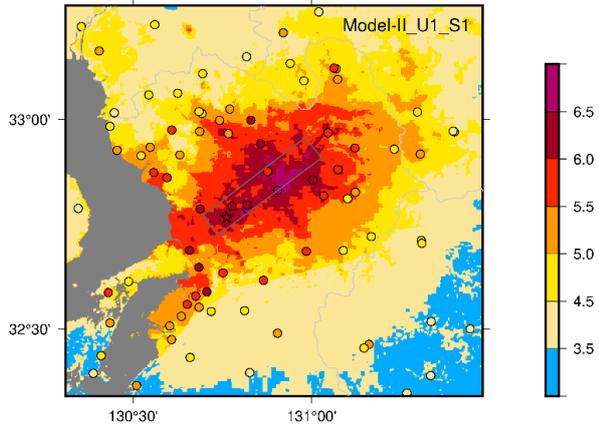
計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。

波形に添えている数字は最大振幅（cm/s）を示す。

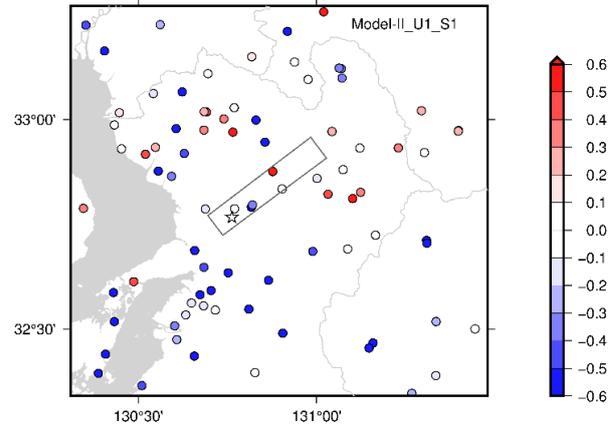


付図-7 浅部領域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響（浅部大すべり域なし）
 断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル（ $h=5\%$ ）の比較
 観測値は地表での値をSDモデルから求めた $AVS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値
 に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

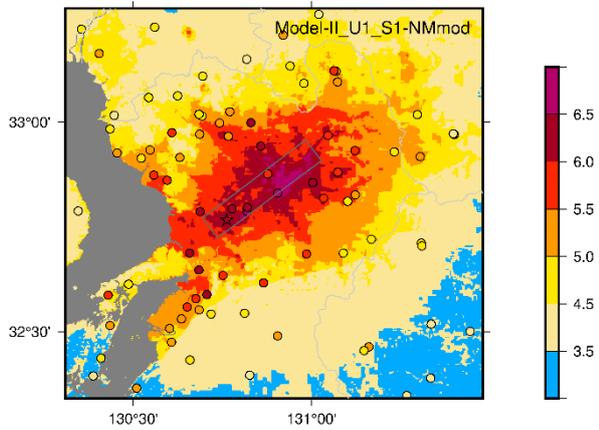
(a) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1)



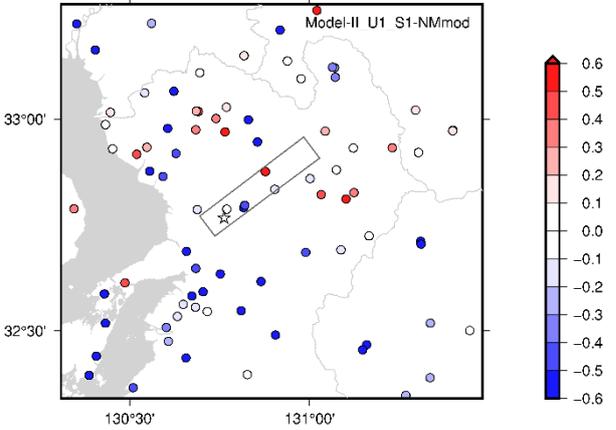
(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1)



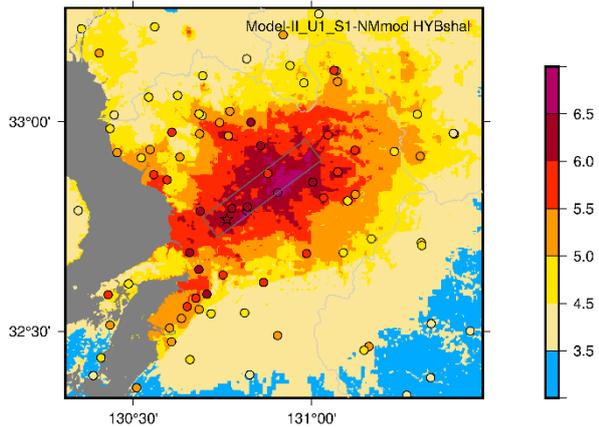
(b) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1_NM)



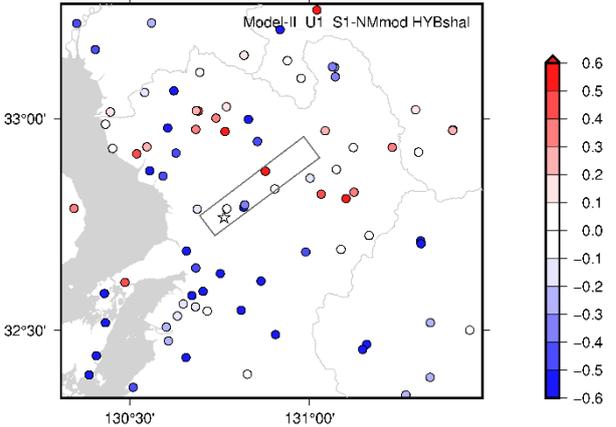
(e) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1_NM)



(c) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1_NM_HYBshal)



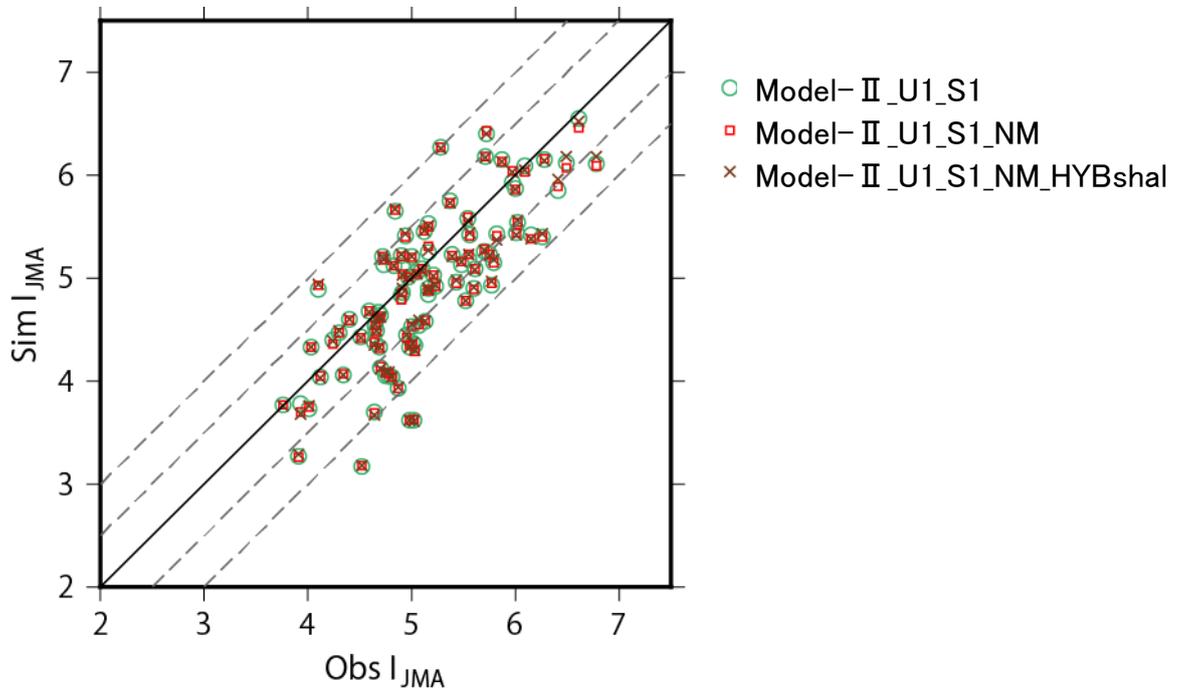
(f) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1_NM_HYBshal)



付図-8 浅部領域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響 (浅部大すべり域なし)

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第 2 章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。

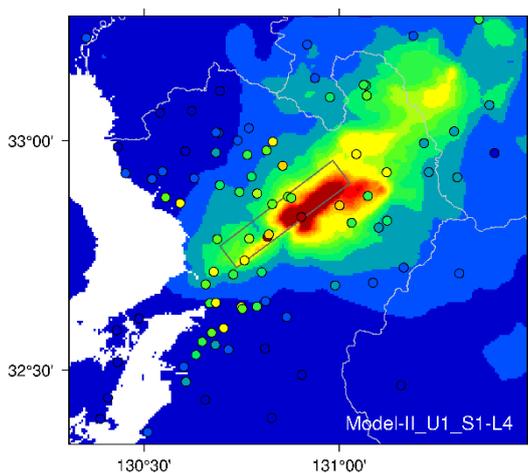


付図-9 浅部領域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響（浅部大すべり域なし）

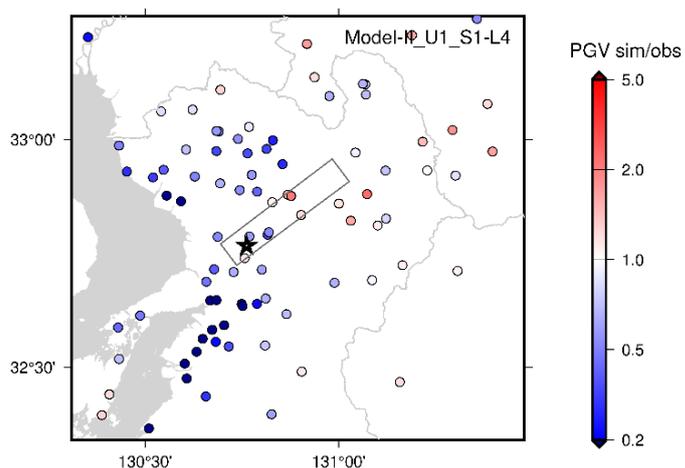
観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。

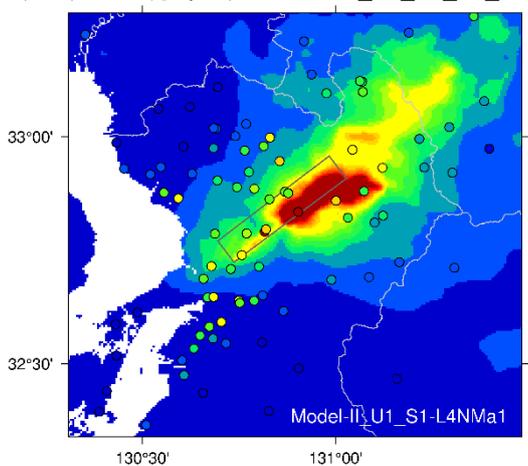
(a) PGV 分布 (Model-II_U1_S1_L4)



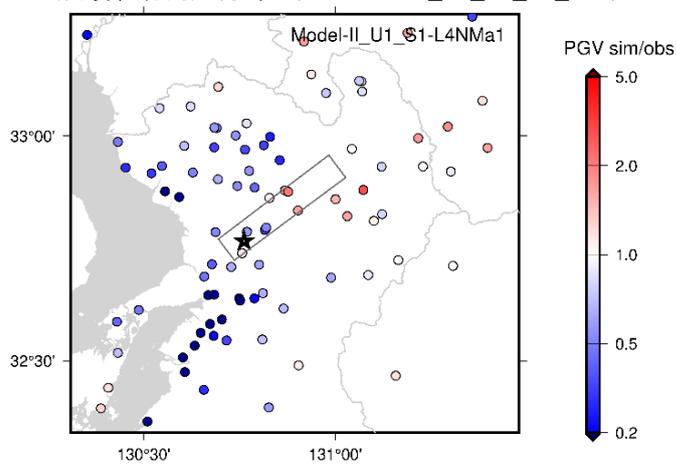
(c) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S1_L4)



(b) PGV 分布 (Model-II_U1_S1_L4_NM)



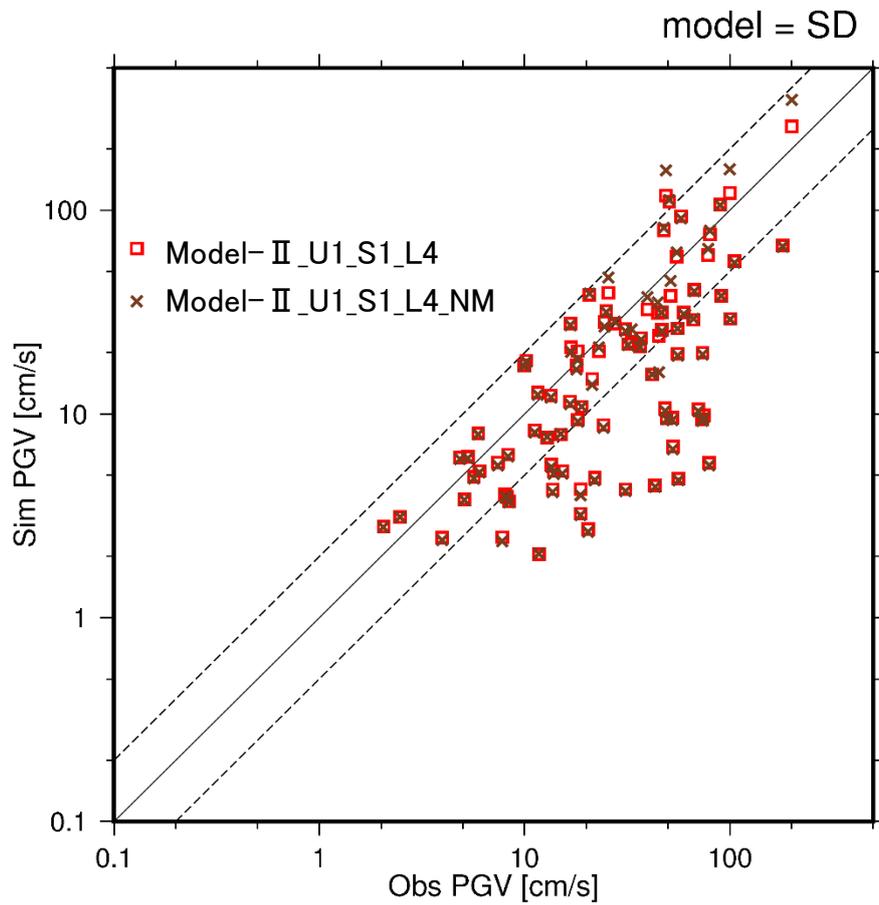
(d) PGV 比 (計算/観測) 分布 (Model-II_U1_S1_L4_NM)



付図-10 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数の影響

観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布 及び PGV 比 (計算/観測) 分布

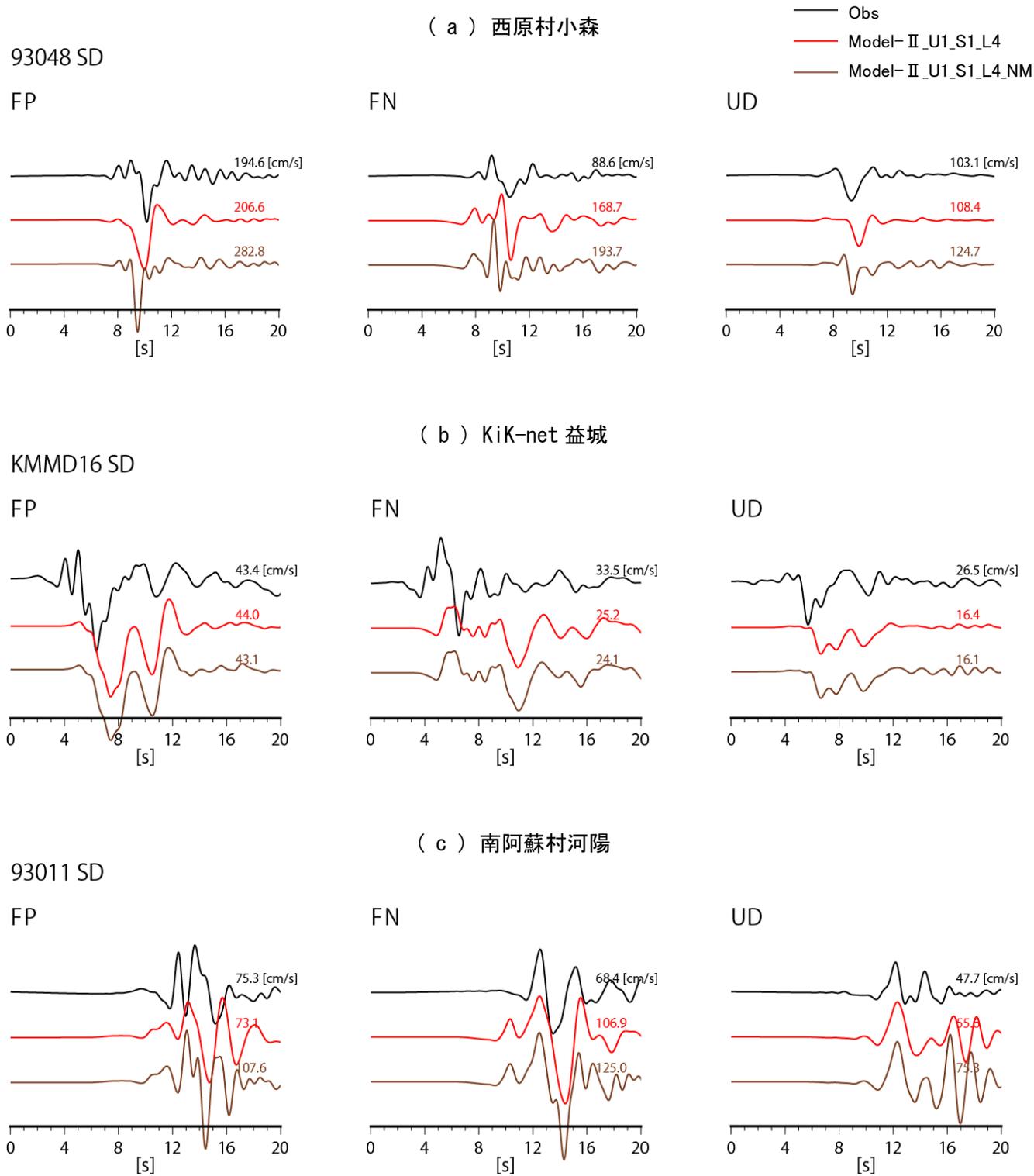
観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。



付図-11 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数の影響

観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較

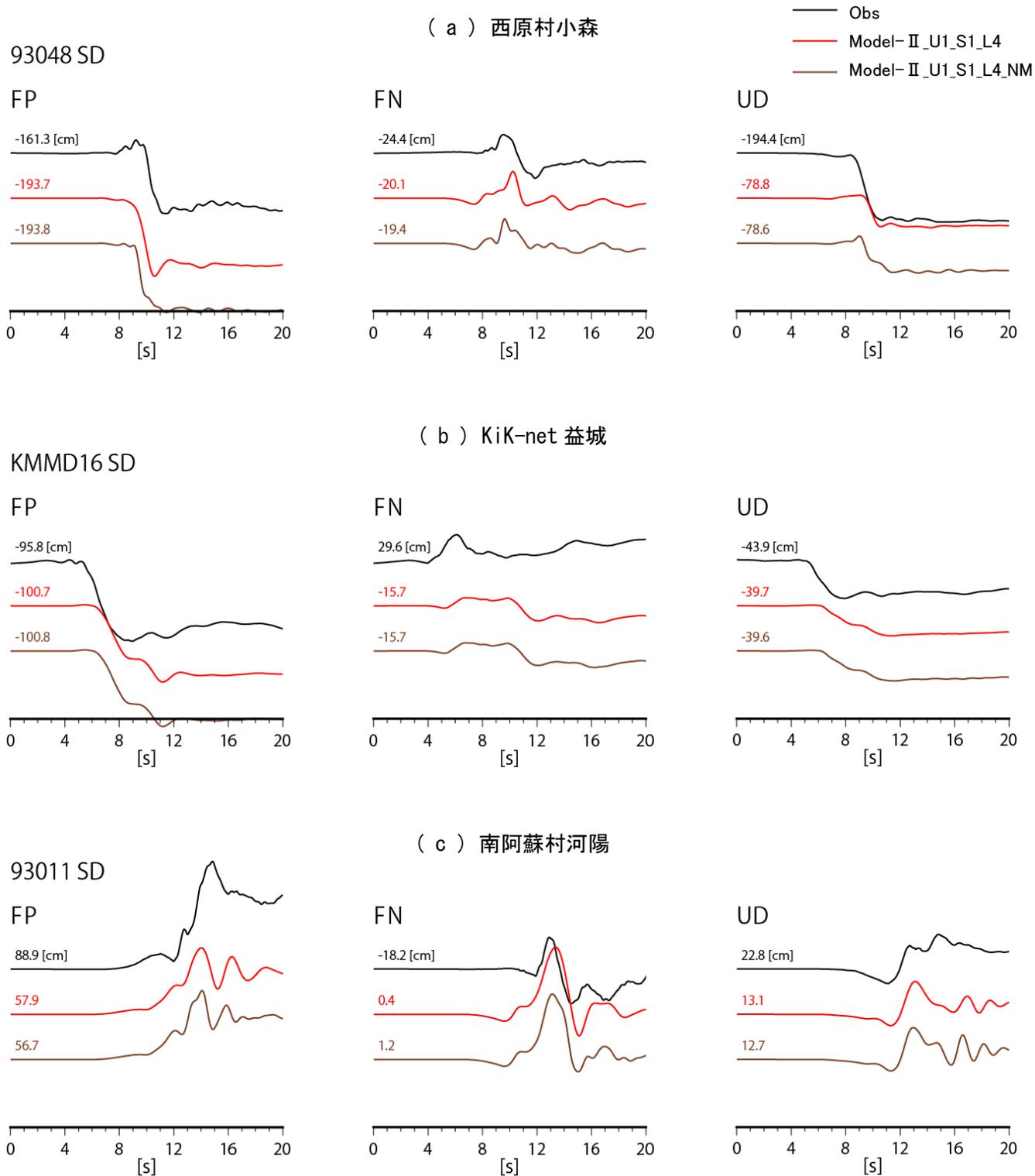
観測値はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。



付図-12 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数の影響

断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

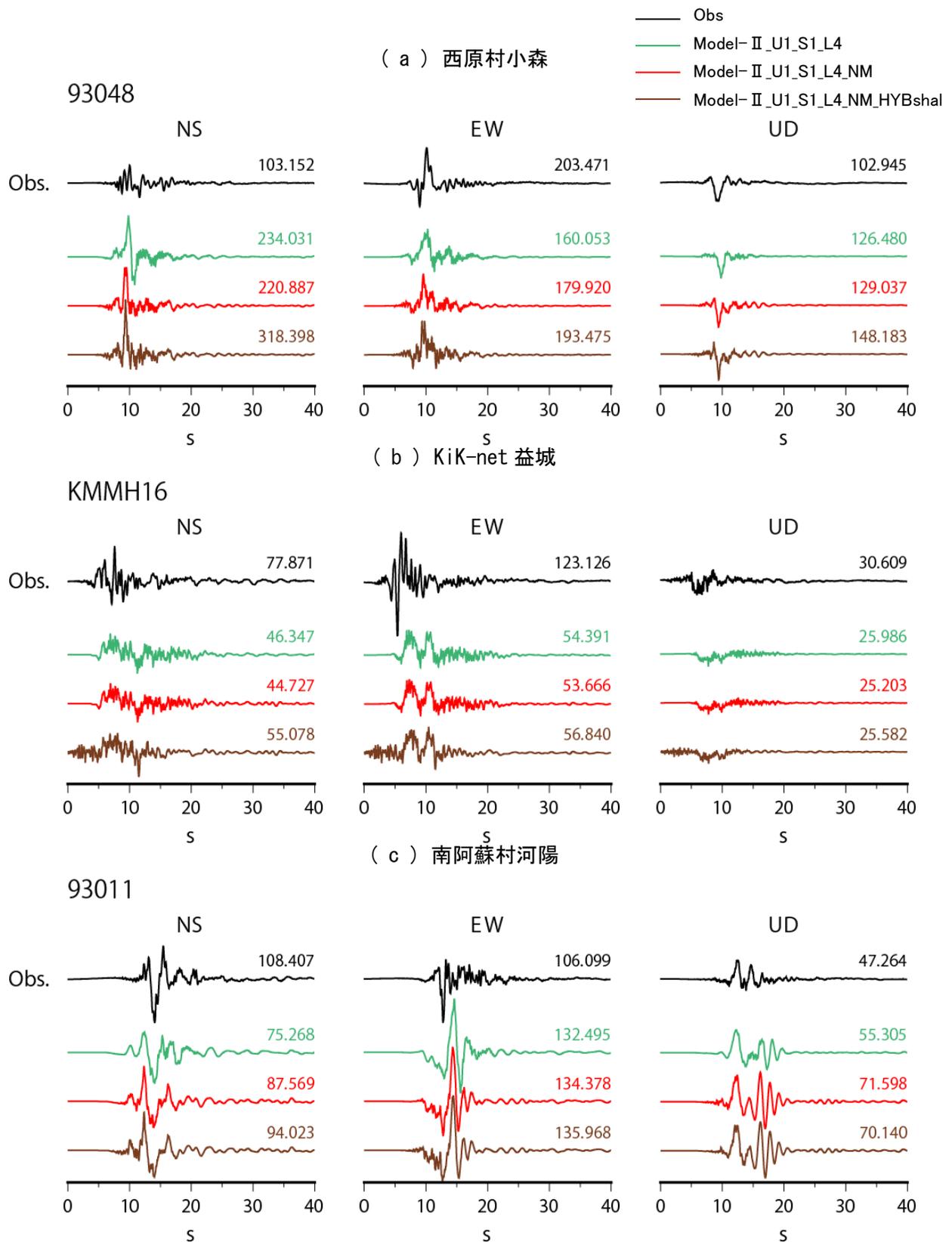
観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最大振幅を示す。



付図-13 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数の影響

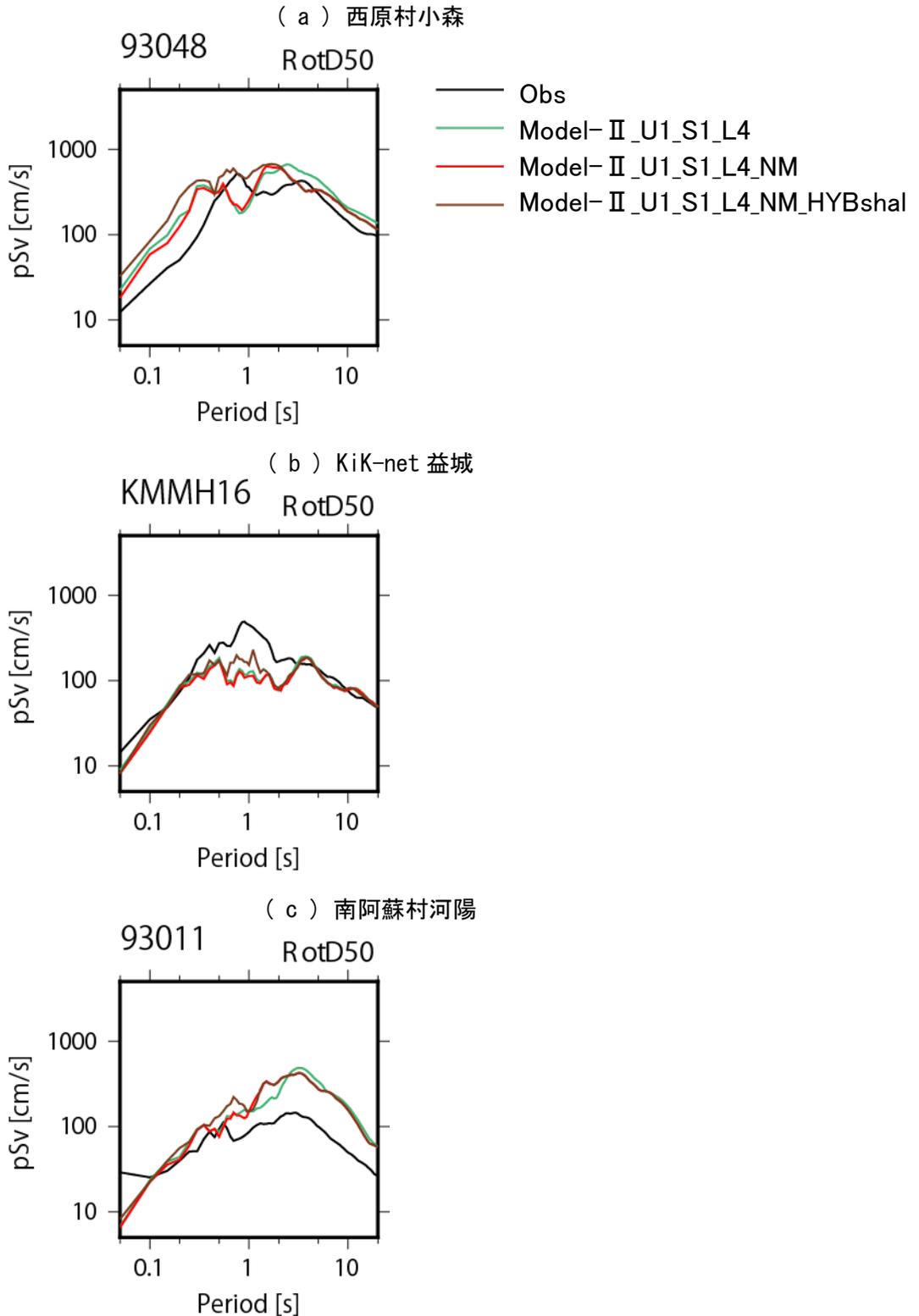
断層ごく近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

観測波形はカットオフ周波数 1Hz の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1Hz の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。



付図-14 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響
断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

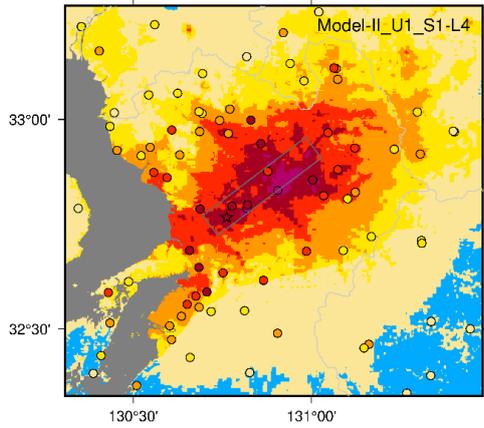
計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。



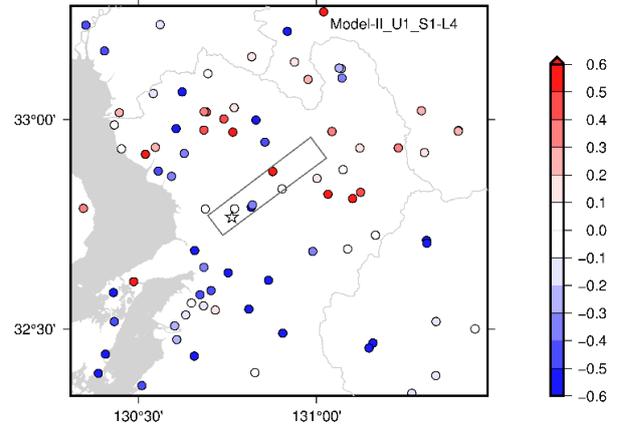
付図-15 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響

断層ごく近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$) の比較
 観測値は地表での値をSDモデルから求めた $AKS30_{gl}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値
 に換算した応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における応答スペクトルを使用。

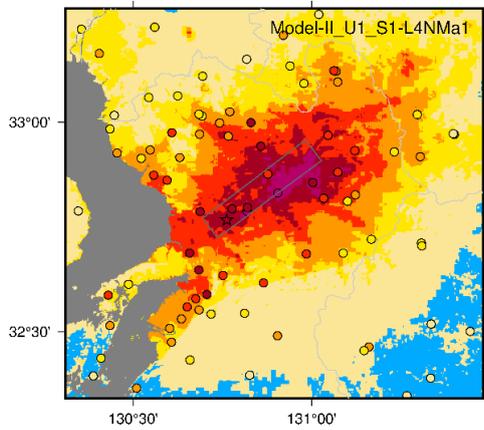
(a) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1_L4)



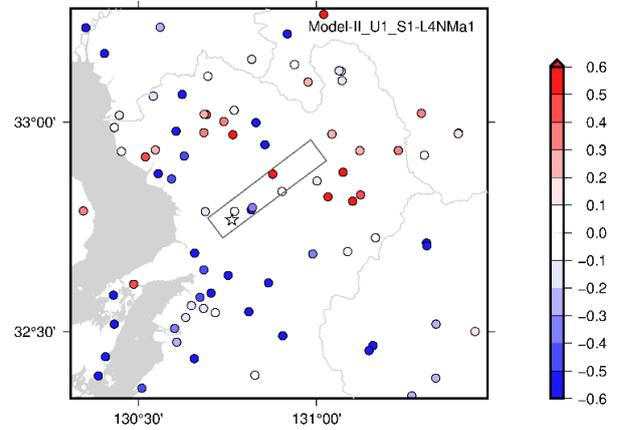
(d) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1_L4)



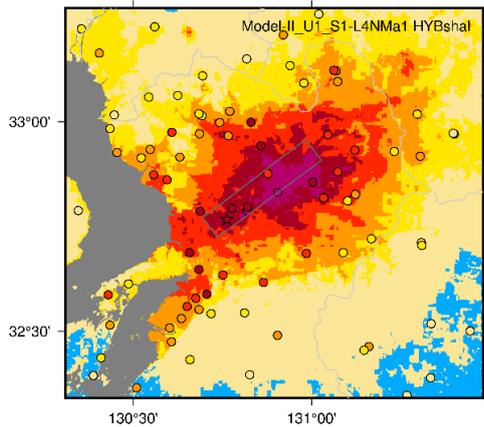
(b) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1_L4_NM)



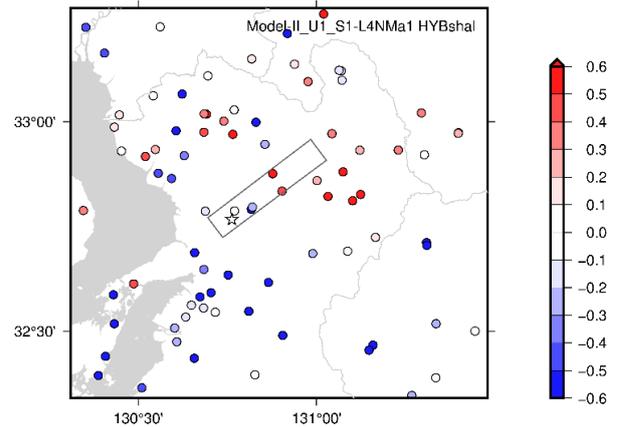
(e) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1_L4_NM)



(c) 計測震度分布
(Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal)



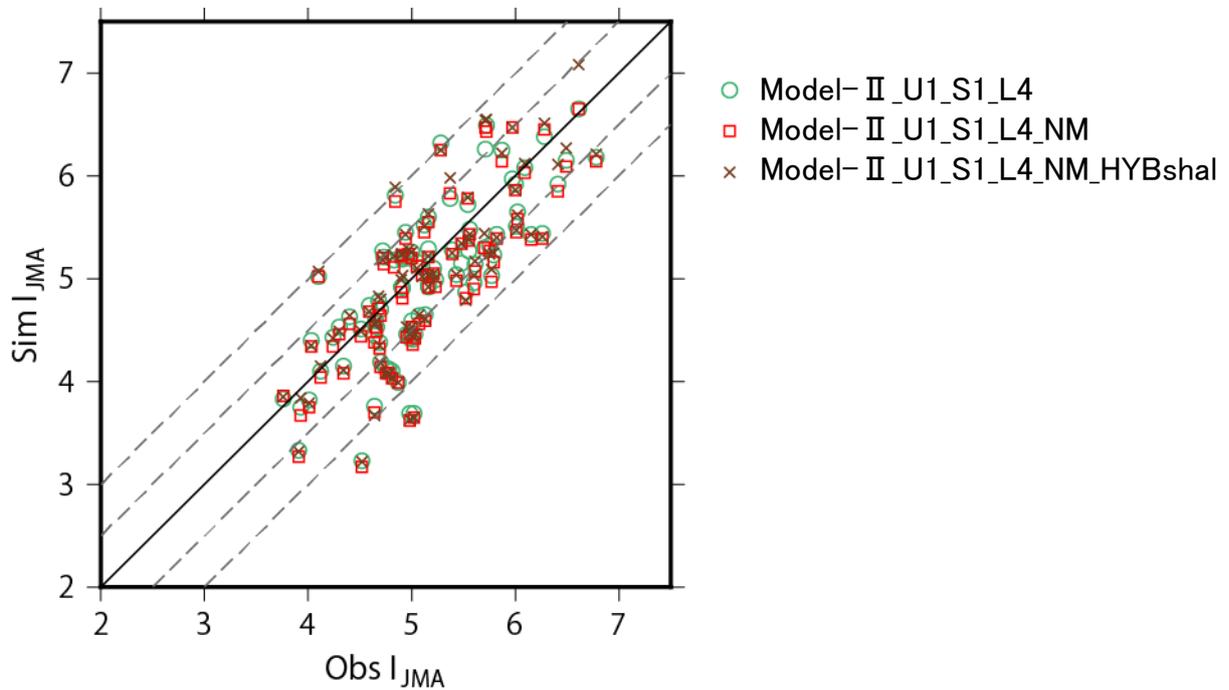
(f) 計測震度差 (計算-観測) 分布
(Model-II_U1_S1_L4_NM_HYBshal)



付図-16 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響

観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差 (計算-観測) 分布

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮 (詳細は第2章 (3) 参照) し算出した計測震度を使用。



付図-17 浅部大すべり域におけるすべり速度時間関数・短周期震源の影響
観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に表層における増幅を考慮（詳細は第2章（3）参照）し算出した計測震度を使用。